

UFRRJ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
MODELAGEM E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

DISSERTAÇÃO

**Modelos petrogenéticos e geodinâmico para o
magmatismo da fase pós-rifte da Bacia de Santos**

Leilane Souza Scribelk

2022



**UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM MODELAGEM E
EVOLUÇÃO GEOLÓGICA**

**MODELOS PETROGENÉTICOS E GEODINÂMICO PARA O
MAGMATISMO DA FASE PÓS-RIFTE DA BACIA DE SANTOS**

LEILANE SOUZA SCRIBELK

Sob a Orientação do Professor
Sérgio de Castro Valente

Dissertação submetida como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestre em Geociências**, no Programa de Pós-Graduação em Modelagem e Evolução Geológica, Área de Concentração em Modelagem de Processos Geológicos e Geodinâmicos

Seropédica, RJ

Dezembro de 2022

Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro
Biblioteca Central / Seção de Processamento Técnico

Ficha catalográfica elaborada
com os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

S434m Souza Scribelk, Leilane, 1995-
Modelos petrogenéticos e geodinâmico para o
magmatismo da fase pós-rifte da Bacia de Santos /
Leilane Souza Scribelk. - Rio de Janeiro, 2022.
104 f.: il.

Orientador: Sérgio de Castro Valente.
Dissertação(Mestrado). -- Universidade Federal Rural
do Rio de Janeiro, Programa de Pós-Graduação em
Modelagem e Evolução Geológica, 2022.

1. Petrografia. 2. Bacia de Santos. 3. Fase pós
rifte. 4. Modelagem Geoquímica. 5. Pluma de Tristão da
Cunha. I. de Castro Valente, Sérgio, 1962-, orient.
II Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro.
Programa de Pós-Graduação em Modelagem e Evolução
Geológica III. Título.



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO
DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA E GEOTECTÔNICA



TERMO Nº 1331 / 2022 - DPETRO (11.39.40)

Nº do Protocolo: 23083.077640/2022-54

Seropédica-RJ, 22 de dezembro de 2022.

UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE AGRONOMIA
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM MODELAGEM E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA
NOME DO(A) PÓS-GRADUANDO(A): **LEILANE SOUZA SCRIBELK**

Dissertação de mestrado submetida como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Geociências no Curso de Pós-Graduação em Modelagem e Evolução Geológica, área de Concentração em Modelagem de Processos Geológicos e Geodinâmicos.

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 22/12/2022

Conforme deliberação número 001/2020 da PROPPG, de 30/06/2020, tendo em vista a implementação de trabalho remoto e durante a vigência do período de suspensão das atividades acadêmicas presenciais, em virtude das medidas adotadas para reduzir a propagação da pandemia de Covid-19, nas versões finais das teses e dissertações as assinaturas originais dos membros da banca examinadora poderão ser substituídas por documento(s) com assinaturas eletrônicas. Estas devem ser feitas na própria folha de assinaturas, através do SIPAC, ou do Sistema Eletrônico de Informações (SEI) e neste caso a folha com a assinatura deve constar como anexo ao final da tese / dissertação.

BANCA EXAMINADORA:

Dr. Sérgio de Castro Valente (presidente da banca; DPG-UFRRJ)

Dr. Artur Corval Vieira (membro titular interno; DPG-UFRRJ)

Dr. Anderson Costa Santos (membro titular externo, FGEL/UERJ)

(Assinado digitalmente em 23/12/2022 09:33)

ARTUR CORVAL VIEIRA
PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR
DPETRO (11.39.40)
Matrícula: 1648928

(Assinado digitalmente em 22/12/2022 18:24)

SERGIO DE CASTRO VALENTE
PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR
DPETRO (11.39.40)
Matrícula: 387109

(Assinado digitalmente em 22/12/2022 19:06)

ANDERSON SANTOS
ASSINANTE EXTERNO
CPF: 102.989.447-74

Visualize o documento original em <https://sipac.ufrrj.br/public/documentos/index.jsp> informando seu número: **1331**, ano: **2022**, tipo: **TERMO**, data de emissão: **22/12/2022** e o código de verificação: **d12358c221**

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais, Cláudio e Guaraciaba Scribelk, pelo incansável suporte e incentivo, pela confiança depositada em mim e no meu trabalho e, principalmente, pelo amor incondicional que sempre me foi dado. Obrigada por tudo que fizeram, fazem e ainda farão por mim. Gostaria de agradecer também aos meus filhos de quatro patas, Basalto e Kim, que mesmo sem saber, me deram força em diversos momentos ao demonstrarem da maneira mais pura o seu amor.

Agradeço a Deus por toda força necessária nos momentos mais difíceis, pela saúde e perseverança para superar todas as adversidades a que me deparei ao longo desses tortuosos dois anos e meio de Mestrado em meio a uma pandemia que tirou a vida de milhões de pessoas.

Agradeço imensamente por ser orientada pelo Prof. Dr. Sérgio de Castro Valente, que desde a minha graduação me proporciona tantos ensinamentos, sempre com muito zelo e paciência, contribuindo para minha evolução acadêmica e pessoal.

Agradeço a Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro por sua estrutura e recursos que me proporcionaram um ensino de qualidade. Também gostaria de deixar um agradecimento especial aos funcionários e servidores por se empenharem tanto para que a instituição de ensino funcione com excelência e por tornarem o ambiente acadêmico ainda mais acolhedor.

Agradeço a EQUINOR pelo financiamento do projeto e à ANP por ter cedido os dados de poço, possibilitando a realização deste trabalho científico. O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

Agradeço a minha amiga e parceira de pesquisa desde a graduação, Yara Veloso, por todo o suporte, pelos conselhos e pelo trabalho em conjunto neste período tão louco das nossas vidas. Sua ajuda (profissional e pessoal) foi essencial em diversos momentos da minha vida.

Aos meus estimados amigos, Altair Venancio, Denise Sant'Anna, Emilly Pires, Gabriela Coutinho, Rafael Absalão, Taís Coutinho e Vinicius Tomaz: agradeço por fazerem parte da minha vida, pelo auxílio nos momentos de queda, por torcerem sempre por mim e por fazerem os momentos estressantes da vida serem mais leves. Vocês também colaboraram para que eu me tornasse o que sou hoje. Amo vocês.

Por fim, deixo meu respeito e agradecimento a todas as pessoas que direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho e a todos os professores que fizeram parte da minha trajetória acadêmica, por toda a dedicação e empenho para nos transmitir tanto conhecimento.

RESUMO GERAL

SCRIBELK, Leilane Souza. **Modelos petrogenéticos e geodinâmicos para o magmatismo da fase pós-rifte da Bacia de Santos**. 2022. 104p Dissertação (Mestrado em Geociências). Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Modelagem e Evolução Geológica, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, RJ, 2022.

Seis seções de rochas magmáticas intercaladas com coquinas foram amostradas ao longo da perfuração do poço X na Bacia de Santos. Amostras laterais destas seções magmáticas foram estudadas por meio de uma metodologia dividida em três etapas principais: (1) análise de perfil composto, (2) petrografia e (3) litogeoquímica. As seções magmáticas foram interpretadas como uma sucessão de derrames de basaltos alcalinos miaskíticos, o que implica em contemporaneidade com as coquinas da megasequência pós-rifte da Bacia de Santos. A modelagem geoquímica mostrou que os basaltos das diferentes seções não são cogenéticos por processos de diferenciação, à exceção da seção basal, o que indica que os derrames foram extravasados a partir de diferentes centros emissores. Modelos de fusão parcial em equilíbrio modal mostraram que magmas parentais podem ser gerados a partir de diferentes quantidades de fusão parcial a partir de uma mesma fonte fértil na zona de estabilidade da granada. No entanto, isto só seria possível considerando-se os extremos do espectro de fusão parcial necessário à formação de magmas basálticos alcalinos. Por isso, a derivação, a partir de fontes distintas, deve ser uma possibilidade a ser considerada na petrogênese dos basaltos alcalinos estudados. Modelos de mistura binária mostram que nem o manto litosférico subcontinental nem o manto empobrecido contribuíram para a petrogênese desses basaltos alcalinos, tendo os dados litogeoquímicos indicado um papel fundamental da fusão da cauda da pluma de Tristão da Cunha. Em conjunto, a petrogênese dos basaltos alcalinos permite elaborar um modelo geodinâmico para o magmatismo pós-rifte da Bacia de Santos em que a cauda da pluma de Tristão da Cunha funde sob uma crosta continental muito afinada. Esta crosta não consegue sustentar câmaras magmáticas de longo tempo de residência, tornando improvável a assimilação crustal concomitante à cristalização fracionada dos magmas parentais. Os modelos petrogenéticos e geodinâmico implicam numa Moho elevada e posicionamento da Bacia de Santos sobre um manto anormalmente aquecido durante o Aptiano. Os dados petrofísicos de perfis do poço foram avaliados qualitativamente com o objetivo de associá-los às características petrográficas (composicionais, texturais e estruturais) das rochas amostradas pelo poço. Diferentes valores de raios gama, resistividade, sônico, porosidade de nêutrons e densidade aparente podem estar associadas principalmente às variações estruturais, tais como brechação e tamanhos e quantidades (ou ausência) de amígdalas.

Palavras-chave: Petrografia. Bacia de Santos. Fase pós-rifte.

ABSTRACT

SCRIBELK, Leilane Souza. **Petrogenetic and geodynamic models for the post-rift phase magmatism of the Santos Basin.** 2022. 104p Dissertation (Master in Geosciences). Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Modelagem e Evolução Geológica, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, RJ, 2022.

Six magmatic sections interbedded with coquinas were sampled along well X drilled in Santos Basin. Sidewall core samples from these magmatic sections were studied applying a methodology divided in three main steps: analysis of well sections, petrography and lithogeochemistry. The magmatic sections were taken as stacking miaskitic, alkaline basalt flows, being time-related with the coquinas of the post-rift phase of Santos Basin. Geochemical modeling showed that basalts from different magmatic sections are not cogenetic by differentiation processes, except for the bottom section, indicating that the flows were erupted from different vents. Modal batch partial melting models showed that the parental magmas can derive from different amounts of partial melting from the same fertile source within the garnet stability zone. However, this could only happen at extreme values within the wide range of amounts of partial melting required to give rise to alkaline basalts. Therefore, derivation from distinctive mantle sources should be kept in mind as a likely possibility for the petrogenesis of these alkaline basalts. Binary mixing models showed that neither the subcontinental lithospheric mantle nor the depleted mantle contributed to the petrogenesis of the alkaline basalts. The lithogeochemical data indicate a role for the melting of the Tristan da Cunha plume tail. Altogether, the petrogenesis of the alkaline basalts allow to propose a geodynamic model for Santos Basin in which the Tristan plume tail melts beneath a strongly stretched continental crust. This crust was not thick enough to support large magma chambers with long time of residence so that crustal assimilation could take place. The petrogenetic and geodynamic models imply a shallow Moho and location of Santos Basin above an anomalous hot mantle during the Aptian. The petrophysical data of the well profiles were qualitatively evaluated as a means of testing possible correlations with the petrographic data. Different values of gamma-ray, resistivity, sonic, neutron porosity and bulk density may be related mainly with distinctive structures of the basalts, such as brecciation, absence of amygdales and amounts e sizes of the amygdales.

Key words: Petrography. Santos Basin. Post-rift phase.

LISTA DE FIGURAS

As legendas em inglês são das figuras do artigo científico (**Capítulo 4**) que acompanha esta dissertação de mestrado.

Figura 1.1: Coluna cronoestratigráfica da Bacia de Santos (**MOREIRA ET AL., 2007**). As formações das megasequências cronoestratigráficas rifte e pós-rifte são as seguintes: CAM = Formação Camboriú. PIÇ = Formação Piçarras. ITP = Formação Itapema. BVE = Formação Barra Velha. ARI = Formação Ariri. A interrogação indica o provável tempo de formação e localização da crosta oceânica..... 14

Figura 1.2: Localização da área de estudo na Bacia de Santos. Os limites aproximados entre as bacias de Santos, Campos e Pelotas, respectivamente, o Alto de Cabo Frio (linha vermelha) e o Alto de Florianópolis (linha amarela), estão indicados. A linha tracejada fina, curva e de cor preta corresponde ao limite aproximado do Platô de São Paulo. A linha tracejada fina, reta e de cor azul escura corresponde à Zona de Deformação Cruzeiro do Sul. A linha contínua e de cor cinza corresponde a Dorsal de São Paulo. Fonte: World Ocean Basemap (desenvolvido por Esri, compilado de GEBCO, NOAA, Garmin, HERE, e outros colaboradores)..... 15

Figura 2.1: Campos produtores de óleo e gás natural na Bacia de Santos (**SOUZA & SGARBI, 2019**). AF = Alto de Florianópolis. ACF = Alto de Cabo Frio. Os pólos de produção (1 a 6) reconhecidos pela Agência Nacional do Petróleo (ANP) estão indicados. Os campos de Tubarão, Estrela do Mar, Coral e Caravela, localizados entre Baúna e Cavalão Marinho, não estão indicados na figura..... 24

Figure 4.1: Location of the Santos Basin and its boundaries (Florianópolis High or Lineament and Cabo Frio High) with Campos and Pelotas basins. The bathymetric depth contours range from 0 to 6750m, at different intervals. The blue color corresponds to shallower bathymetric depths, while the orange colors to deeper ones. The thin, curved, black dashed line corresponds to the approximate limit of the São Paulo Plateau. The thin, straight, dark blue dashed line corresponds to the Cruzeiro do Sul Lineament. The solid gray line corresponds to the São Paulo Ridge. Source: World Ocean Basemap (developed by Esri, compiled from GEBCO, NOAA, Garmin, HERE, and other contributors) and Google Earth. Bathymetric data obtained from RIGeo – CPRM (<https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/18152>, access in June 20th, 2022)..... 35

Figure 4.2: Stratigraphic chart of the Santos Basin, Brazil (modified from **Moreira et al., 2007**). The magmatic events are shown on the right-hand side. Formations are: CAM = Camboriú; PIÇ = Piçarras; ITP = Itapema; BVF = Barra Velha; ARI = Ariri; FLO = Florianópolis; GUA = Guarujá; ITN = Itanhahém; ITA = Itajaí-Açu; JUR = Jureia; SAN = Santos; PAG = Ponta Aguda; MAR = Marambaia; IGP = Iguape. The Pre-Alagoas (PA) and Intra-Alagoas unconformities are indicated by arrows. 36

Figure 4.3: Simplified magmatic sections A to F in well X, Santos Basin. (A-F) Individual magmatic sections and respective representative sidewall core samples. Depths, names of main lithologies and formations are indicated. 41

Figure 4.4: Photomicrographs of basalts in well X. (A) Cluster of plagioclase phenocrysts (sample X420; XPL). (B) Phenocrysts of olivine pseudomorphs altered to carbonate and palagonite (sample X573; XPL). (C) Diktitaxitic texture (sample X587; XPL). (D) Flow structure given by oriented fine-grained plagioclase and opaque crystals (sample X542; PPL). (E) Swallow-tail texture in plagioclase crystals in the groundmass (sample X540; XPL). (F) Amygdales filled with carbonate and pyrite, which also fill veins (sample X573; PPL). (G) Breccia-like structure with angular portions of basalt involved by carbonate-filled, amalgamated amygdales (sample X329; PPL). (H) Chilled margin between the groundmass and amygdales also seen at the margins of veins (sample X540; XPL). (I) Hyaloclasts in fine-grained calcarenite (sample X633; XPL). (J) Palagonitized glass with original glass shard shape partially preserved in coquina (sample X765; XPL). XPL = cross-polarized light. PPL = plane-polarized light. 45

Figure 4.5: Logarithmic oxide molecular proportion ratio (LMPR) diagrams for the studied seventeen samples of alkaline basalts. Also shown are the limits of the trends for modern volcanic suites (**BESWICK & SOUCIE, 1978**). (A) Log SiO₂/K₂O vs. Log Al₂O₃/K₂O plot; (B) Log CaO/ K₂O vs. Log SiO₂/K₂O plot; (C) Log CaO/ K₂O vs. Log Al₂O₃/K₂O plot; (D) Log SiO₂/K₂O vs. Log Fm/ K₂O plot (Fm is the sum of the molecular proportions of Fe₂O₃^t, MgO and MnO); (E) Log CaO/ K₂O vs. Log Fm/ K₂O plot. 48

Figure 4.6: Studied samples plotted in classification and discrimination diagrams. (A) Total Alkalis vs. SiO₂ (TAS) diagram (**LE BAS ET AL., 1986**). The alkaline-subalkaline curve is from **Irvine and Baragar (1971)**. Data recalculated to 100% on a volatile-free basis. (B) Zr/TiO₂ vs. Nb/Y diagram (**WINCHESTER & FLOYD, 1977**). (C) Zr/Ti vs. Nb/Y diagram (**PEARCE, 1996**). (D) A/NK vs. A/CNK diagram (A/CNK = molar ratio Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O) and A/NK = molar ratio Al₂O₃/(Na₂O + K₂O); **SHAND, 1943**). 49

Figure 4.7: Alkaline basalts of well X plotted in the chondrite-normalized multielement diagrams. (A) Chondrite-normalized multielement diagram. Normalization factors are from **McDonough and Sun (1995)**, except for Rb, K and P (**THOMPSON, 1982**). (B) Chondrite-normalized REE diagram. Normalization factors are from **McDonough and Sun (1995)**. The La/Yb and La/Nb ratios normalized to the chondrite (N) are shown in the inset. 50

Figure 4.8: REE patterns and results of geochemical modeling for samples in Section F of Well X in Santos Basin. (A) Chondrite-normalized REE diagram for alkali basalts samples of Section F. Normalization factors are from **McDonough and Sun (1995)**. The MgO and LOI contents of the samples are shown in the inset. (B) Results of geochemical modeling using the Rayleigh equation for fractional crystallization. The results of mass balance for MgO are contained in the inset. The real least evolved and evolved compositions are indicated with (R) and the modeled least evolved compositions are indicated with (M). F is the remaining liquid fraction and 1 – F is the amount of fractional crystallization. 53

Figure 4.9: Results of modal batch partial melting modeling for La and Yb considering a lherzolite mantle source. The amount of aluminous phase in the mantle source (spinel or garnet), as well as its different K_D and source enrichment factors for La and Yb are shown in the inset. F is the amount of partial melting. The dashed line represents the La/Yb ratio (5.2) of the parental melt represented by sample X587. 56

Figure 4.10: Proposed geodynamic model for the study area in the Santos Basin. Crustal structure modified from the geophysical-geological model of **Rigoti (2015)**. The top panel shows the schematic crustal geometry in section for the Santos Basin in which well X is located. 61

Figure 4.11: The MgO concentrations of the Alagoas and Santos basalts. 63

Figure 4.12: Santos and Campos samples plotted in classification and discrimination diagrams. (A) Total Alkalis vs. SiO₂ (TAS) diagram (**LE BAS ET AL., 1986**). The alkaline-subalkaline curve is from **Irvine and Baragar (1971)**. Data recalculated to 100% on a volatile-free basis. (B) Zr/TiO₂ vs. Nb/Y diagram (**WINCHESTER & FLOYD, 1977**). (C) Zr/Nb vs. Ti/Y diagram. (D) La/Yb vs. La/Nb diagram. 64

Figure 4.13: Trace element and REE patterns of Alagoas and Santos samples with similar MgO and LOI contents. (A) Chondrite-normalized multi-element diagram for Santos and Campos basalts samples. Normalization factors are from **McDonough and Sun (1995)**, except for Rb, K and P (**THOMPSON, 1982**). (B) Chondrite-normalized REE diagram for Campos and Santos basalts samples. Normalization factors are from **McDonough and Sun (1995)**. 66

Figura 5.1: Resposta do perfil de porosidade de nêutrons para fluxos basálticos (fluxos de idade jurássica do Mar do Norte). Esses fluxos mostram valores baixos de raios gama e valores elevados de porosidade de nêutrons. Os fluxos são intercalados com solos argilosos e ricos em Fe (Retirado de Rider, 2002).	79
Figura 5.2: Log-fácies (I a VI) discriminadas nas seções magmáticas (A a F) do poço X. Os perfis geofísicos são mostrados. Fotografias de amostras laterais selecionadas são mostradas para cada uma das seções magmáticas.....	80
Figura 5.3: Log-fácies I da seção magmática A do poço X, lista das amostras laterais e respectivas fotografias e fotomicrografias. Os códigos em itálico indicam amostras com dados petrográficos sob escala macroscópica e microscópica. Códigos sem itálico indicam amostras com dados petrográficos somente sob escala macroscópica.	84
Figura 5.4: Fotomicrografias dos basaltos da log-fácies I no poço X. (A) Aglomerado de megacristais de plagioclásio alterados para carbonato (amostra X329; sob nicois cruzados). (B) Megacristais de olivina pseudomórfica, alterada para carbonato (amostra X357; sob nicois cruzados). (C) Megacristal de olivina pseudomórfica alterado para carbonato e imerso em uma matriz devitrificada, alterada para palagonita (amostra X367; sob nicois paralelos). (D) Aglomerado de megacristais de olivina pseudomórfica, alterada para carbonato (amostra X372; sob nicois cruzados).....	85
Figura 5.5: Log-fácies II da seção magmática A do poço X, lista das amostras laterais e respectivas fotografias e fotomicrografias. Os códigos em itálico indicam amostras com dados petrográficos sob escala macroscópica e microscópica. Códigos sem itálico indicam amostras com dados petrográficos somente sob escala macroscópica.	87
Figura 5.6: Log-fácies III da seção magmática B do poço X, com uma única amostra lateral (X486) e suas respectivas fotografia e fotomicrografias.	89
Figura 5.7: Log-fácies IV da seção magmática C do poço X, lista das amostras laterais e respectivas fotografias e fotomicrografias. Os códigos em itálico indicam amostras com dados petrográficos sob escala macroscópica e microscópica. Códigos sem itálico indicam amostras com dados petrográficos somente sob escala macroscópica.	91
Figura 5.8: Log-fácies V das seções magmáticas D e E do poço X, lista das amostras laterais e respectivas fotografias e fotomicrografias. Os códigos em itálico indicam amostras com dados petrográficos sob escala macroscópica e microscópica. Códigos sem itálico indicam amostras com dados petrográficos somente sob escala macroscópica.	93

Figura 5.9: Fotomicrografias dos basaltos da log-fácies V no poço X. **(A)** Veios preenchidos por carbonato e, subordinadamente, pirita. Matriz hipocristalina devitrificada, com cristais parcialmente alterados para carbonato e palagonita (amostra X620; sob nicóis cruzados). **(B)** Basalto amigdaloidal com matriz devitrificada (amostra X635; sob nicóis paralelos). **(C)** Textura brechoide caracterizada por fragmento basáltico envolto por veios de carbonato e zeólita (amostra X623; sob nicóis cruzados). **(D)** Material vítreo observado em calcarenito, evidenciando o contato entre esta litologia e basaltos (amostra X633; sob nicóis paralelos).. 94

Figura 5.10: Log-fácies VI da seção magmática F do poço X, lista das amostras laterais e respectivas fotografias e fotomicrografias. Os códigos em itálico indicam amostras com dados petrográficos sob escala macroscópica e microscópica. Códigos sem itálico indicam amostras com dados petrográficos somente sob escala macroscópica. 95

LISTA DE TABELAS

As legendas em inglês são das tabelas do artigo científico (**Capítulo 4**) que acompanha esta dissertação de mestrado.

Table 4.1: Lithochemical data for samples from well X. Data for Pb were all below detection limits and are not shown. Major elements in weight percent (wt.%). Trace elements in ppm. Fe₂O₃^t is total iron as ferric iron, LOI is loss on ignition, n.d. values under the detection limit. 46

Table 4.2: Average, standard deviation, maximum and minimum values for major elements from Campos (Alagoas magmatism) and Santos (Santos magmatism) basalts. Major elements in weight percent (wt.%). LOI is loss on ignition, Fe₂O₃^t is total iron as ferric iron. N = number of samples in the dataset. 63

Tabela 5.1: Valores aproximados de concentrações de elementos radioativos em rochas ígneas intrusivas e vulcânicas (Modificado de **Serra et al., 1980**)..... 76

Tabela 5.2: Comparação dos dados dos perfis geofísicos (raios gama, resistividade, sônico, porosidade de nêutrons e densidade aparente) nos litotipos observados. ⁽¹⁾ Pode chegar a maiores valores, entre 200 e 400 Ωm; ⁽²⁾ Pode chegar a menores valores, entre 14 e 18 Ωm; ⁽³⁾ Pode atingir valores muito baixos, entre 14 e 20 Ωm, e valores muito altos, em torno de 400 Ωm; ⁽⁴⁾ Pode chegar a menores valores, entre 8 e 10 Ωm. 97

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO GERAL	14
1.1	Apresentação	14
1.2	Objetivos	16
1.3	Justificativa	17
1.4	Área de estudo	17
2.	REVISÃO TEMÁTICA	18
2.1	Cronoestratigrafia da Bacia de Santos	18
2.1.1	Megasequência Rifte (Fase Rifte)	18
2.1.2	Megasequência Pós-Rifte (Fase Pós-Rifte)	20
2.1.3	Megasequência Drifte (Fase Drifte)	21
2.1.4	Sistemas Petrolíferos da Bacia de Santos	23
2.2	Magmatismo das fases Rifte e Pós-Rifte nas bacias de Santos e Campos	26
2.2.1	Magmatismo da Fase Rifte	28
2.2.2	Magmatismo da Fase Pós-Rifte	30
3.	MATERIAIS E MÉTODOS	32
4.	ARTIGO CIENTÍFICO: <i>Petrogenesis of magmatic rocks in the Aptian megasequence in Santos Basin, SE Brazil: evidence for the presence of the Tristan da Cunha plume tail underneath a strongly stretched lithospheric mantle.</i>	33
4.1	<i>Abstract</i>	33
4.2	<i>Introduction</i>	34
4.3	<i>Geological Setting</i>	35
4.4	<i>The post-rift magmatism in Santos</i>	38
4.5	<i>Materials and methods</i>	39
4.6	<i>Well data</i>	40
4.7	<i>Petrography</i>	44
4.8	<i>Lithochemistry</i>	46
4.8.1	<i>Assessment of alteration</i>	47
4.8.2	<i>Discrimination of magmatic series and chemical classifications</i>	49
4.9	<i>Discussions</i>	51
4.9.1	<i>Correlations within and among magmatic sections by differentiation processes</i>	51
4.9.2	<i>Partial melting and mantle sources</i>	54
4.9.3	<i>Binary mixing modeling and geodynamic scenarios</i>	57
4.9.4	<i>Regional comparison</i>	62
4.10	<i>Conclusions</i>	66
4.11	<i>References</i>	67
5.	RESULTADOS NÃO PUBLICADOS	75

5.1	Introdução	75
5.2	Perfis geofísicos aplicados a rochas ígneas	75
5.3	Discriminação de log-fácies	79
5.4	Correlação entre log-fácies e petrografia	83
5.5	Log-fácies e litotipos basálticos	97
6.	CONCLUSÃO GERAL E TRABALHOS FUTUROS	99
7.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	100

1. INTRODUÇÃO GERAL

1.1 Apresentação

A Bacia de Santos é uma bacia rifte, resultante da fragmentação do Supercontinente Gondwana, e que evoluiu para bacia de margem passiva com a abertura do Oceano Atlântico Sul (MOREIRA ET AL., 2007; Figura 1.1).

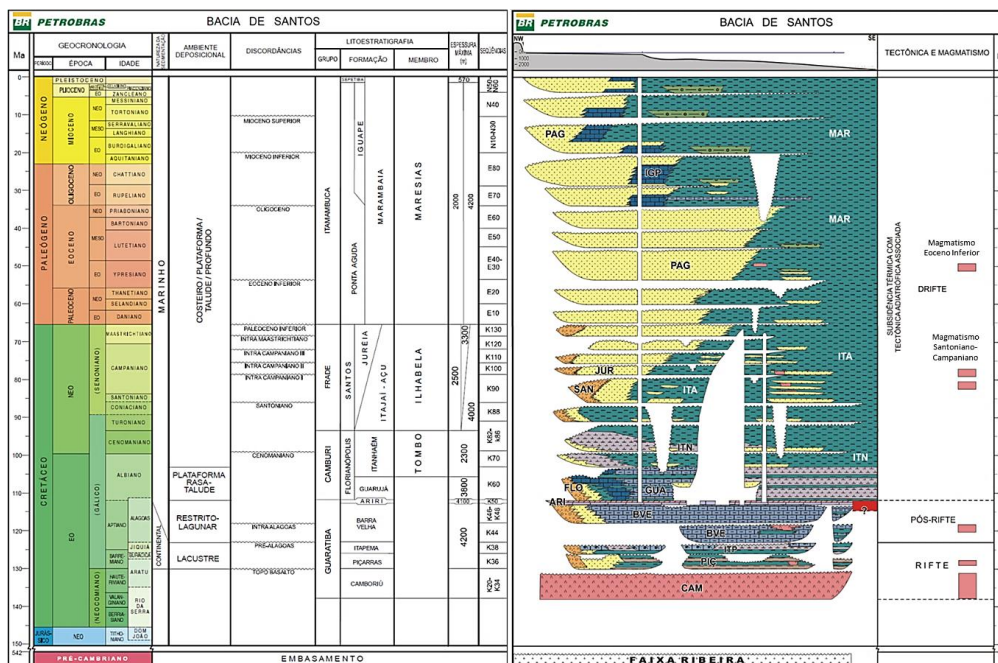


Figura 1.1: Coluna cronoestratigráfica da Bacia de Santos (MOREIRA ET AL., 2007). As formações das megasequências cronoestratigráficas rifte e pós-rifte são as seguintes: CAM = Formação Camboriú. PIÇ = Formação Piçarras. ITP = Formação Itapema. BVE = Formação Barra Velha. ARI = Formação Ariri. A interrogação indica o provável tempo de formação e localização da crosta oceânica.

A deposição sedimentar da Bacia de Santos foi acompanhada por eventos magmáticos registrados nas megasequências rifte, pós-rifte e drifte (Figura 1.1). Estes eventos são mais expressivos e evidentes nas áreas adjacentes ao Alto de Cabo Frio (Figura 1.2), tendo influenciado a sedimentação no norte da Bacia de Santos e no sul da Bacia de Campos (OREIRO, 2006).

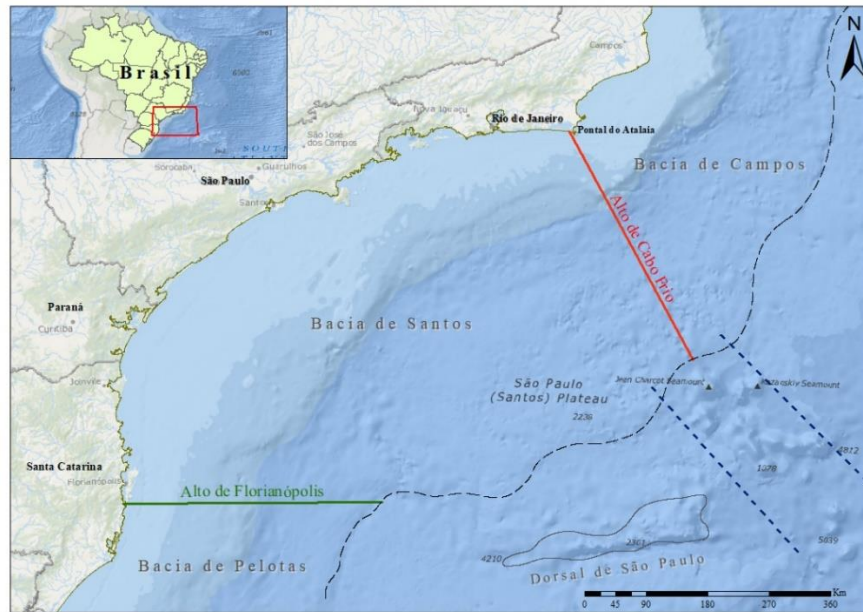


Figura 1.2: Localização da área de estudo na Bacia de Santos. Os limites aproximados entre as bacias de Santos, Campos e Pelotas, respectivamente, o Alto de Cabo Frio (linha vermelha) e o Alto de Florianópolis (linha amarela), estão indicados. A linha tracejada fina, curva e de cor preta corresponde ao limite aproximado do Platô de São Paulo. A linha tracejada fina, reta e de cor azul-escuro corresponde à Zona de Deformação Cruzeiro do Sul. A linha contínua e de cor cinza corresponde a Dorsal de São Paulo. Fonte: *World Ocean Basemap* (desenvolvido por Esri, compilado de GEBCO, NOAA, Garmin, HERE, e outros colaboradores).

O magmatismo da fase rifte é caracterizado por derrames basálticos toleíticos do Eocretáceo, sotapostos ao preenchimento sedimentar de praticamente toda a Bacia de Santos. Este magmatismo corresponde à Formação Camboriú (**Figura 1.1**). Idades K-Ar destes basaltos mostram um intervalo entre ca. 138 Ma e 105 Ma (**FODOR & VETTER, 1984**), ou seja, pelo menos em parte contemporâneos ao magmatismo da Província Basáltica Continental Paraná-Etendeka (e.g., **PEATE, 1997**). O magmatismo da fase pós-rifte é caracterizado por derrames basálticos datados pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em ca. 117 Ma (**MOREIRA ET AL., 2007**), síncronos à porção inferior da Formação Barra Velha (**Figura 1.1**). O magmatismo da fase drifte é caracterizado por pelo menos dois eventos magmáticos, abrangendo o intervalo Cretáceo Superior-Paleógeno (**Figura 1.1**). Intenso vulcanismo extrusivo no Santoniano ocorreu intercamadado aos depósitos da Formação Jureia e vulcanismo extrusivo de caráter basáltico alcalino, associado a soleiras de diabásio, foi registrado no Eoceno das sequências da fase drifte na Bacia de Santos (**MOREIRA ET AL., 2007**).

Atualmente, há poucas informações na literatura sobre o magmatismo da fase pós-rifte da Bacia de Santos. Esse evento magmático foi mais bem estudado na Bacia de Campos, onde é denominado Magmatismo Alagoas (**DANI ET AL., 2017**). De acordo com aqueles autores, o

Magmatismo Alagoas tem caráter basáltico toleítico e está correlacionado aos basaltos intracontinentais da Bacia do Paraná.

O método aplicado a este projeto de dissertação pode ser dividido, principalmente, em três etapas: (1) análise de dados de perfis do poço, (2) petrografia e (3) litogeoquímica. As três etapas foram fundamentais para que o objetivo principal, de caráter petrogenético e geodinâmico, fosse atingido, culminando com a elaboração do artigo científico que compõe o Capítulo 4 desta dissertação. Adicionalmente, os dados petrofísicos dos perfis foram analisados qualitativamente para tentar estabelecer correlações com os dados petrográficos. Os resultados, que não constituem material a ser publicado neste momento, são apresentados no Capítulo 5 da dissertação.

Esta dissertação de mestrado tem como tema geral o magmatismo da fase pós-rifte da Bacia de Santos (**Figura 1.1**). O material utilizado foram as amostras laterais de rochas magmáticas de um poço exploratório de hidrocarbonetos, cuja perfuração atingiu as formações pré-evaporíticas Barra Velha e Itapema (**Figura 1.1**).

1.2 Objetivos

O objetivo principal desta dissertação de mestrado é propor modelos petrogenético e geodinâmico preliminares para o magmatismo registrado na fase pós-rifte da Bacia de Santos. Os objetivos específicos são os seguintes:

- 1) Determinação do caráter intrusivo e/ou extrusivo (efusivo/explosivo) do magmatismo;
- 2) Discriminação de séries e/ou suítes magmáticas;
- 3) Discriminação de processos de diferenciação magmática;
- 4) Discriminação de processos de fusão parcial e tipos de fontes.
- 5) Propor possíveis correlações entre dados geofísicos de poço e características petrográficas das rochas magmáticas estudadas.

Os resultados referentes ao objetivo principal e objetivos específicos 1 a 4 acima, que serviram à elaboração de modelos petrogenéticos e geodinâmico preliminar, são apresentados no artigo científico que integra o Capítulo 4 desta dissertação de mestrado. Os resultados da correlação entre dados geofísicos do poço e características petrográficas das rochas magmáticas integram o Capítulo 5 desta dissertação de mestrado, mas não foram submetidos à publicação até a data da defesa.

1.3 Justificativa

Os processos magmáticos são importantes para a compreensão da origem e evolução de bacias sedimentares, paralelamente aos estudos estratigráficos, sedimentológicos, paleontológicos, geofísicos e estruturais. O magmatismo pode estar associado aos processos de estiramento e subsidência litosférica que controlam a formação dos diferentes ambientes deposicionais. Além disso, processos magmáticos podem estar ligados direta ou indiretamente à maturação da matéria orgânica e geração de hidrocarbonetos nas rochas sedimentares, além da contribuição abiogênica de gás mantélico.

A Bacia de Santos mostra o maior potencial de exploração e produção de petróleo e gás natural dentre as bacias da margem leste brasileira, uma vez que apresenta a maior área do polígono do chamado Pré-Sal (SOUZA & SGARBI, 2019). Sendo assim, o estudo de eventos magmáticos, incluindo o da fase pós-rifte da Bacia de Santos, passa a ser relevante.

Não há registro sistemático de processos magmáticos ocorridos há *ca.* 117 Ma na área continental adjacente à Bacia de Santos. Além disso, não há trabalhos petrológicos sobre o magmatismo da fase pós-rifte na referida bacia. A rigor, séries magmáticas, processos de diferenciação e características de fontes geradoras ainda não foram estabelecidos para este magmatismo. Ademais, a característica intrusiva ou extrusiva, tanto efusiva quanto explosiva, desse magmatismo ainda não foi discriminada em detalhe.

Esta dissertação de mestrado apresenta modelos petrogenéticos para o magmatismo da fase pós-rifte da Bacia de Santos. Esses modelos têm relação direta com a dinâmica mantélica e podem complementar as informações sobre os processos crustais ocorridos durante as fases rifte, pós-rifte e drifte da Bacia de Santos, esses últimos obtidos principalmente por métodos geofísicos (Gordon *et al.*, 2022). Além disso, os resultados também poderão auxiliar os estudos de viabilidade da exploração dos reservatórios de hidrocarbonetos abaixo da sequência evaporítica da bacia, tendo em vista que os processos magmáticos têm se revelado relevantes para o estabelecimento dos sistemas petrolíferos nas bacias sedimentares do Brasil (REN *ET AL.*, 2020).

1.4 Área de estudo

A área de estudo corresponde a Bacia de Santos (Figura 1.2), onde se localiza o poço X selecionado para a pesquisa. Cláusulas de confidencialidade do projeto que deu sustentação financeira a esta dissertação impedem a indicação exata da localização do poço.

2. REVISÃO TEMÁTICA

2.1 Cronoestratigrafia da Bacia de Santos

A Bacia de Santos está localizada na porção sudeste da margem continental brasileira, próxima aos litorais dos estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina. Sua área total é de aproximadamente 350.000 km², dos quais 200.000 km² encontram-se em lâminas d'água de até 400 m e 150.000 km² entre as cotas batimétricas de 400 m e 3.000 m (**BIZZI ET AL., 2003**). A bacia tem como limites o Alto de Cabo Frio, ao norte, que a separa da Bacia de Campos, e o Alto de Florianópolis, ao sul, que a separa da Bacia de Pelotas (**Figura 1.2**). Outros limites incluem a Serra do Mar, a oeste, e o limite oriental do Platô de São Paulo, a leste (**GAMBOA ET AL., 2008; Figura 1.2**).

A coluna estratigráfica da Bacia de Santos (**Figura 1.1**) foi definida primeiramente nos anos 1970. Um arcabouço cronoestratigráfico em termos de sequências deposicionais foi estabelecido nos anos seguintes, apesar da escassez de poços disponíveis (**PEREIRA E FEIJÓ, 1994**).

A história geológica da Bacia de Santos pode ser dividida em três fases, sendo elas: Fase Rifte, Fase Pós-Rifte e Fase Drifte. Cada uma das fases é correspondente às megasequências homônimas que representam o arcabouço estratigráfico da bacia (**MOREIRA ET AL., 2007**).

2.1.1 Megasequência Rifte (Fase Rifte)

A evolução tectono-sedimentar da Bacia de Santos teve início no Cretáceo Inferior com o rifteamento do Gondwana, separando as placas Sulamericana e Africana, culminando com a individualização das placas no Albiano (**MOHRIAK, 2003**). Os esforços extensionais atuaram de forma progressiva e diacrônica, propagando-se de sul para norte (**BUENO, 2004**). Na Fase Rifte, a tectônica extensional atuou como mecanismo formador de espaço para a acomodação sedimentar, tendo a subsidência mecânica como gerador de falhas normais (**MILANI ET AL., 2007**). A reativação de falhas do embasamento Pré-Cambriano também decorreu dos esforços extensionais nesta época (**MOHRIAK, 2003**), constituindo blocos falhados e rotacionados com grábens que alojaram grandes depocentros sedimentares na Bacia de Santos (**MILANI ET AL., 2007**), representados pela chamada Sequência Pré-Sal. O estiramento da crosta continental foi responsável pela formação do Platô de São Paulo (**MOREIRA ET AL., 2007**), feição

fisiográfica importante para a sedimentação dos evaporitos na Fase Pós-Rifte (**MOHRIAK E SZATMARI, 2008**).

A estratigrafia da Bacia de Santos relacionada à Megasequência Rifte compreendia as antigas formações Camboriú e Guaratiba (**PEREIRA E FEIJÓ, 1994**). A Formação Guaratiba foi elevada ao Grupo Guaratiba e engloba cinco formações (Camboriú, Piçarras, Itapema, Barra Velha e Ariri) (**MOREIRA ET AL., 2007**). As formações Camboriú, Piçarras e Itapema, inseridas no Grupo Guaratiba, integram a Megasequência Rifte, enquanto as formações Barra Velha e Ariri integram a Megasequência Pós-Rifte.

A Formação Camboriú, de idade hauteriviana (Eocretáceo, Neocomiano Superior, *ca.* 137-130 Ma), possui como limite inferior discordante o embasamento gnaissico de idade proterozoica do Orógeno Colisional Ribeira (**HEILBRON ET AL., 2020**) e como limite superior discordante a Formação Piçarras (**Figura 1.1**). Derrames basálticos toleíticos eocretáceos sotopostos ao preenchimento sedimentar de praticamente toda a Bacia de Santos compõem a Formação Camboriú. Os basaltos são de cor cinza-escuro, holocristalinos de granulação média, com textura ofítica predominante. Plagioclásio e piroxênio (augita), comumente pouco alterados, são os minerais constituintes dessas rochas. Esses basaltos toleíticos, de idade aproximada de 130 – 120 Ma (**PEREIRA E FEIJÓ, 1994**), foram originados pelos primeiros derrames de lavas do Jurássico Superior até o Cretáceo Inferior da Formação Serra Geral, que ocorrem na Bacia do Paraná e estendem-se nas bacias marginais do sudeste brasileiro (**MOHRIAK, 2012**).

A Formação Piçarras, de idade barremiana (Eocretáceo, *ca.* 130-125 Ma), possui como limite inferior discordante os basaltos da Formação Camboriú e como limite superior discordante a Formação Itapema. As rochas da Formação Piçarras são conglomerados e arenitos polimíticos com fragmentos de basalto, quartzo e feldspato, que representam leques aluviais nas porções proximais, e arenitos, siltitos e folhelhos de composição talco-estevensítica, que representam depósitos lacustres nas porções distais. Informalmente, esta unidade é conhecida como “sequência talco-estevensita” na Bacia de Campos (**MOREIRA ET AL., 2007**).

A Formação Itapema, de idade neobarremiana a eoaptiana (Eocretáceo, *ca.* 127-123 Ma), possui como limite inferior a discordância intrabarremiana (126,4 Ma) e como limite superior a discordância pré-Alagoas. Intercalações de calcirruditos constituídos por fragmentos de conchas frequentemente dolomitizados e/ou silicificados e folhelhos escuros ricos em matéria orgânica compõem a Formação Itapema. Informalmente, os calcirruditos são chamados

de “sequência das coquinas” na Bacia de Campos (**MOREIRA ET AL., 2007**). Leques aluviais de conglomerados e arenitos representam as fácies proximais desta unidade, enquanto os folhelhos escuros representam as fácies mais distais, constituindo-se nos potenciais geradores da Bacia de Santos (**MELLO ET AL., 1995**). Os calcirruditos e os folhelhos escuros desta formação foram depositados nas primeiras incursões marinhas na Bacia de Santos (**ARAI, 2014**).

2.1.2 Megasequência Pós-Rifte (Fase Pós-Rifte)

Um aumento gradual das incursões marinhas que originaram a formação do Oceano Atlântico Sul ocorreu na Fase Pós-Rifte da Bacia de Santos. Essas incursões foram provenientes do Oceano Atlântico Central, situado na atual região do Caribe (**DIAS-BRITO, 1995; ARAI, 2014**). As condições de desenvolvimento da vasta bacia evaporítica aptiana do Atlântico Sul foram propiciadas pelo alinhamento do Alto de Florianópolis e da Dorsal de São Paulo (**Figura 1.1**), uma vez que essas estruturas barraram a circulação do Oceano Atlântico já existente mais ao sul, na Bacia de Pelotas (**DEMERCIAN, 1996; GARCIA ET AL., 2012; MOHRIAK, 2003, 2012**). O clima árido aliado ao domínio tectônico de subsidência térmica (**Arai, 2009**) também contribuíram para criar as condições ideais para a acumulação da sequência evaporítica no golfo estreito e alongado que se estendia desde a Bacia de Santos até a Bacia de Sergipe-Alagoas (**MOHRIAK, 2003, 2012**). A redução da atividade de falhas normais, durante o Aptiano, permitiu o desenvolvimento de uma segunda bacia com geometria *sag* (**MILANI ET AL., 2007**). O pacote evaporítico, com cerca de 2.000 m de espessura, localmente formando depósitos estratificados, formou-se em apenas 600 mil anos (**DIAS, 2008**), evidenciando a taxa de subsidência anormalmente alta implantada naquela época. A halocinese teve início no Aptiano Superior (**MOHRIAK, 2012**), devido às irregularidades do relevo de base preexistente, às variações na espessura do sal e ao soterramento diferencial (**DEMERCIAN, 1996; GARCIA ET AL., 2012**). A movimentação do sal gerou uma série de falhas lítricas que se propagam para as camadas do Pós-Sal, estabelecendo uma estruturação complexa do sal, tais como os diápiros, almofadas, cascos de tartaruga (anticlinais) e muralhas (**MOHRIAK, 2003**).

A Megasequência Pós-Rifte compreende as formações Barra Velha e Ariri, ambas pertencentes ao Grupo Guaratiba (**Figura 1.1**).

A Formação Barra Velha, de idade eoaptiana a neoaptiana, é subdividida em duas sequências inferior e superior separadas por uma discordância de caráter regional datada em 117 Ma (discordância “Intra-Alagoas”, **MOREIRA ET AL., 2007**), que corresponde a um refletor sísmico de forte impedância acústica positiva. Ambas sequências foram depositadas em ambiente transicional entre continental e marinho raso bastante estressante. A sequência inferior da Formação Barra Velha tem como limite inferior a discordância Pré-Alagoas e limite superior a discordância Intra-Alagoas de 117 Ma. Calcários microbiais, estromatólitos e laminitos, nas porções proximais, e folhelhos, nas porções distais, compõem a sequência inferior da Formação Barra Velha. Grainstone e packstones compostos por fragmentos dos estromatólitos e bioclastos (ostracodes), além de derrames basálticos datados em ca. 117 Ma (método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) também ocorrem associados a esta sequência. A sequência superior da Formação Barra Velha tem como limite inferior a discordância Intra-Alagoas e como limite superior os evaporitos de 113 Ma, que marcam a passagem da sequência sedimentar clástica/carbonática para um ambiente evaporítico. Calcários estromatolíticos e laminitos microbiais, localmente dolomitizados, intercalados a folhelhos compõem a sequência superior da Formação Barra Velha. Leques aluviais de arenitos e conglomerados correspondem às porções proximais desta sequência, enquanto os calcários estromatolíticos e laminitos microbiais correspondem às porções distais (**MOREIRA ET AL., 2007**).

A Formação Ariri, de idade neoaptiana, possui como limite inferior os carbonatos da Formação Barra Velha Superior e como limite superior a passagem entre os evaporitos e os sedimentos siliciclásticos/carbonáticos das formações Florianópolis e Guarujá (Pós-Sal). Evaporitos compostos principalmente de halita e anidrita, além de sais mais solúveis como taquidrita, carnalita e, localmente, silvinita compõem a Formação Ariri. Os evaporitos foram depositados em ambiente de golfo estreito e alongado (**RICCOMINI ET AL., 2012**).

2.1.3 Megasequência Drifte (Fase Drifte)

A Fase Drifte é caracterizada pela transição de crosta continental para crosta oceânica (**MOHRIAK, 2003**), com a individualização das placas Sulamericana e Africana (**RICCOMINI ET AL., 2012**), determinando o término da bacia evaporítica (**Mohriak, 2003**). O aprofundamento da Bacia de Santos foi possibilitado pela subsidência térmica e tectonismo

adiastrófico que predominava nesta etapa evolutiva (MOHRIAK, 2012), com consequente transposição dos obstáculos vulcânicos no limite sul da depressão (GARCIA, 2012), entre o Aptiano e o Albiano (ARAI, 2014), e a instalação do oceano pleno com a deposição dos sedimentos carbonáticos e posteriormente siliciclásticos (GAMBOA *ET AL*, 2008). O aumento da batimetria seguido da deposição sedimentar de águas profundas (SOUZA, 2008) propiciou a sedimentação turbidítica, a qual deu origem a diversos reservatórios de hidrocarbonetos do Pós-Sal na Bacia de Santos (MOHRIAK, 2012). No Cretáceo Superior, houve uma reativação de antigas falhas do embasamento, causando o soerguimento das serras do Mar e da Mantiqueira, o que ocasionou notável erosão e progradação siliciclástica de cunhas detríticas para dentro da bacia (MACEDO, 1987, 1989; ALMEIDA E CARNEIRO, 1998; SOUZA, 2008).

A Megasequência Drifte compreende dez formações e três membros, inseridos em três diferentes grupos: Grupo Camburi, que inclui as formações Florianópolis, Guarujá, Itanhém e Membro Tombo; o Grupo Frade, que inclui as formações Santos, Jureia, Itajaí-Açu e Membro Ilha Bela, e o Grupo Itambuca, que inclui as formações Ponta Aguda, Iguape, Marambaia, Sepetiba e Membro Maresias (MOREIRA *ET AL*, 2007). Os respectivos grupos representam três etapas do desenvolvimento tectonosedimentar da Fase Drifte, impactada pela variação eustática, pelo aporte sedimentar e pela tectônica do sal (GARCIA, 2012).

O Grupo Camburi, de idade albo-cenomaniana, compreende todos os sedimentos depositados desde os leques aluviais até os pelitos e arenitos batiais após a Formação Ariri até o topo do Cenomaniano. Esta unidade engloba os conglomerados, arenitos e folhelhos da Formação Florianópolis, a plataforma carbonática da Formação Guarujá, os folhelhos e margas da Formação Itanhaém e os turbiditos arenosos que compõem o Membro Tombo, incluso na Formação Itanhaém. Uma fase transgressiva que culmina com a deposição de folhelhos anóxicos da transgressão Turoniana está representada por este grupo (MOREIRA *ET AL*, 2007).

O Grupo Frade representa todos os sedimentos depositados desde os leques aluviais até os pelitos e arenitos batiais do topo do Cenomaniano até o limite Cretáceo/Paleógeno. Esta unidade engloba os sedimentos conglomeráticos avermelhados de origem continental da Formação Santos, os sedimentos arenosos, folhelhos, siltitos e argilitos da Formação Jureia, os depósitos síltico-argilosos da Formação Itajaí-Açu e os arenitos gerados a partir de fluxos hiperpicnais, associados a deltas, que compõem o Membro Ilha Bela. Intenso vulcanismo no

Santoniano ocorre interacamadado à Formação Jureia, associado ao aumento da taxa de subsidência da bacia e a outras feições vulcânicas e tectônicas, tais como a Elevação do Rio Grande e a Zona de Deformação Cruzeiro do Sul (**MOREIRA ET AL., 2007**), este último se estendendo para sudeste do monte submarino Jean Charcot (**Figura 1.1**). Uma fase regressiva na qual o limite da plataforma avançou até 200 km costa adentro (**MOREIRA ET AL., 2007**) está representada por este grupo. A regressão marinha foi ocasionada pelo soerguimento da Serra do Mar, o qual, por sua vez, gerou um grande volume de sedimentos siliciclásticos em direção a Bacia de Santos, provocando o deslocamento do sal aptiano para as porções mais distais (**ASSINE ET AL., 2008**).

O Grupo Itamambuca engloba os depósitos de leques aluviais proximais até pelitos e arenitos batiais após o limite Cretáceo/Paleógeno até os dias atuais (**MOREIRA ET AL., 2007**). Esta unidade é representada pelos arenitos plataformais a continentais da Formação Ponte Aguda, pelos siltitos, folhelhos, diamictitos e margas da Formação Marambaia, pelos arenitos resultantes de fluxos turbidíticos densos fortemente canalizados do Membro Maresias (inclusive na Formação Marambaia), pelos calcarenitos e calcirruditos da Formação Iguape e pelos arenitos cinza-esbranquiçados de granulação grossa a fina e coquinas de moluscos, briozoários e foraminíferos que compõem a Formação Sepetiba.

2.1.4 Sistemas Petrolíferos da Bacia de Santos

A Bacia de Santos detém, atualmente, as maiores reservas de hidrocarbonetos do Brasil, com vários campos produtores (**Figura 2.1**). Os principais sistemas petrolíferos reconhecidos na Bacia de Santos são o Itapema/Piçarras-BarraVelha (!) e o Itajaí-Açu-Ilha Bela (!) (**ANP, 2019**). Ambos sistemas petrolíferos apresentam uma grande variedade de *plays* complementares, com reservatórios que ocorrem em diversos níveis na Megasequência Drifte (**ANP, 2019**).

As rochas geradoras potenciais do intervalo Pré-Sal da Bacia de Santos são os folhelhos escuros lacustres da Formação Piçarras da Megasequência Rife, intercalados com os reservatórios carbonáticos relacionados à Formação Barra Velha (**Figura 1.1**). Coquinas da Formação Itapema, microbialitos da Formação Barra Velha, algumas rochas siliciclásticas da Formação Piçarras e basaltos fraturados da Formação Camboriú também são rochas reservatórios da bacia. Os valores para a concentração de Carbono Orgânico Total (COT) para

as rochas geradoras variam entre 2% a 6% e o Índice de Hidrogênio é superior a 900 mg de HC/g COT, o que indica a formação de querogênio do tipo I (ANP, 2019). Rochas carbonáticas microbiais de ambientes lacustres com influência marinha compõem os reservatórios da Formação Barra Velha, enquanto que coquinas representando fácies de alta energia constituídas por fragmentos de conchas, frequentemente dolomitizados ou silicificados, compreendem os reservatórios da Formação Itapema (ANP, 2019).

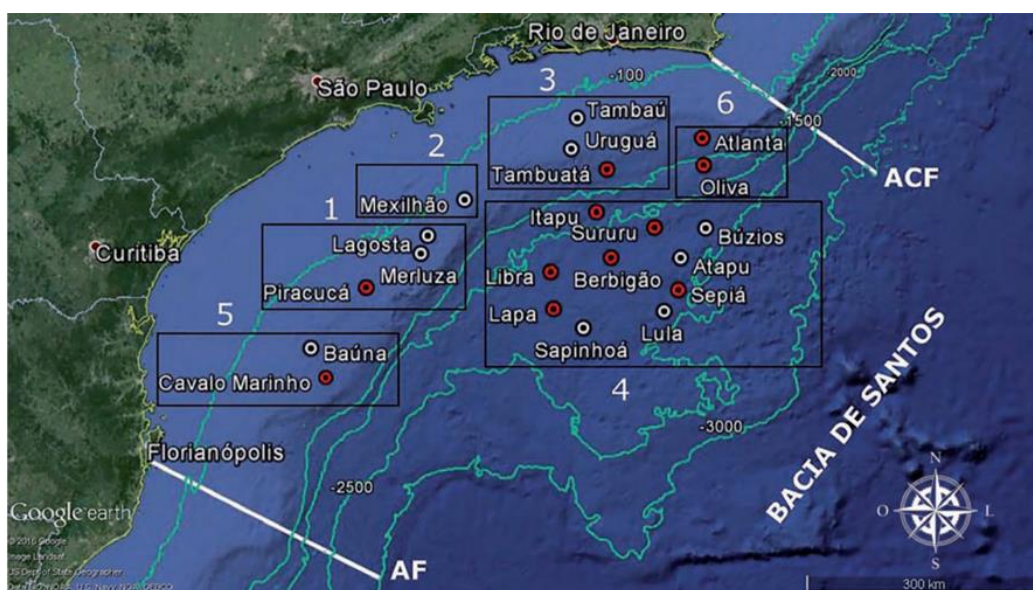


Figura 2.1: Campos produtores de óleo e gás natural na Bacia de Santos (SOUZA & SGARBI, 2019). AF = Alto de Florianópolis. ACF = Alto de Cabo Frio. Os pólos de produção (1 a 6) reconhecidos pela Agência Nacional do Petróleo (ANP) estão indicados. Os campos de Tubarão, Estrela do Mar, Coral e Caravela, localizados entre Baúna e Cavalão Marinho, não estão indicados na figura.

O sistema petrolífero Itajaí-Açu-Ilha Bela está localizado no intervalo Pós-Sal da Bacia de Santos e combina geração a partir de folhelhos marinhos anóxicos da Formação Itajaí-Açu, depositados nos ambientes de plataforma distal, talude e bacia (MOREIRA ET AL., 2007), e acumulação principal em arenitos turbidíticos neoturonianos a eosantonianos do Membro Ilha Bela (CHANG ET AL., 2008). O valor de COT médio para as rochas da Formação Itajaí-Açu varia de 0,5% a 2% (ADE ET AL., 2017), com máximo de 6%. A análise de amostras de rochas dessa formação indicou que sua matéria orgânica é composta por uma mistura dos tipos II e III, ou seja, de origem marinha depositada em ambientes redutores e de origem terrestre. Segundo resultados geoquímicos sobre a origem dos óleos, as rochas da Formação Itajaí-Açu entraram na janela de geração em diferentes locais da bacia (CHANG ET AL., 2008). Os reservatórios

mais importantes do intervalo Pós-Sal são representados por calcarenitos oolíticos da Formação Guarujá depositados em águas rasas durante o Albiano Médio-Inferior, devido ao grande volume de óleo descoberto nessas rochas nos campos de Tubarão, Estrela do Mar, Coral, Caravela e Cavalo-Marinho (CHANG ET AL., 2008). Os reservatórios turbidíticos do Membro Ilhabela funcionam como reservatórios para os campos de Merluza, Lagosta e Mexilhão (ANP, 2019). Além destes citados, há outros reservatórios siliciclásticos como os arenitos das formações Santos e Juréia e os arenitos turbidíticos do Paleoceno, Eoceno e Oligoceno da Formação Marambaia, que são rochas reservatório para os campos de Oliva, Atlanta e Baúna (ANP, 2019).

Análises de biomarcadores indicaram que a provável fonte de óleo dentre amostras selecionadas ao longo da bacia é lacustre salino, com contribuição marinha siliciclástica (CHANG ET AL., 2008). Esse ambiente é característico das rochas geradoras do Pré-Sal depositadas no estágio final da Fase Rife, no Aptiano. Acredita-se que o sistema de lagos passou a receber influência de águas salinas do sul, tornando-se salinizado pelo acréscimo de aridez ao final do Cretáceo Superior (CHANG ET AL., 2008). Intercalações de calcirruditos e folhelhos escuros ricos em matéria orgânica depositados nas primeiras incursões marinhas na bacia (ARAI, 2014) estão descritas entre os litotipos da Megasequência Rife, na Formação Itapema (MOREIRA ET AL., 2007).

Os processos de migração e acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos estão fortemente relacionados à dinâmica da sequência evaporítica, atuando como selante do fluxo dos hidrocarbonetos gerados na Megasequência Rife devido à baixíssima permeabilidade. A migração ocorreu até o contato basal da sequência sedimentar pré-aptiana, que funcionou como uma camada carreadora (*carrier-bed*), e transpassou a sequência evaporítica a partir de janelas ou zonas de espessura adelgada do sal. Dessa forma, o fluxo de hidrocarbonetos foi concentrado em falhas lítricas associadas aos domos e diápiros de sal, ou em falhas de transferência, até as armadilhas (CHANG ET AL., 2008). Conseqüentemente, uma grande janela de sal foi criada a partir de grandes cunhas clásticas na chamada Calha Central, a partir do imenso aporte sedimentar ocorrido entre o Campaniano e o Maastrichtiano. Nesse contexto, evaporitos da Formação Ariri foram transportados em direção a águas profundas (ANP, 2019).

A fase de geração e expulsão de hidrocarbonetos do Pré-Sal começou a partir de 100 Ma, com pico por volta de 90 Ma e 70 Ma, e estendeu-se até o Eoceno com menor intensidade (CHANG ET AL., 2008). Dessa forma, o trapeamento de diversos reservatórios foi viabilizado,

desde os correspondentes à Formação Guarujá aos arenitos do Membro Ilha Bela, do Neocretáceo (Formação Jureia) ao Eoceno (Formação Marambaia). Houve sincronismo para todos os reservatórios do intervalo Pós-Rifte, uma vez que a geração para as rochas da Formação Itajaí-Açu ocorreu a partir do Maastrichtiano, de acordo com estudos de modelagem (ANP, 2019).

As extensas muralhas de sal da Formação Ariri representam um selante eficaz para as rochas reservatórias do intervalo Pré-Sal da Bacia de Santos (ANP, 2019). Selantes compostos por pelitos e calcilitos ocorrem intercalados aos reservatórios da Megasequência Drifte (CHANG *ET AL.*, 2008), no intervalo Pós-Sal da bacia. Calcilitos e pelitos da Formação Itanhaém e calcilitos intercalados a calcarenitos porosos constituem os selantes para as rochas da Formação Guarujá, formando ciclos de *coarsening-upward* (ANP, 2019). Já para os reservatórios siliciclásticos, as rochas selantes são os pelitos intercalados aos arenitos das formações Itajaí-Açu, Santos/Juréia e Marambaia (ANP, 2019).

Armadilhas associadas a altos estruturais da Megasequência Rifte são de grande importância para a concentração de hidrocarbonetos descoberta em reservatórios no intervalo Pré-Sal da Bacia de Santos (ANP, 2019). As armadilhas mais comuns do intervalo Pós-Sal da bacia possuem caráter estrutural e misto, relacionadas à halocinese. O aporte sedimentar e o enorme volume de evaporitos depositados durante o aptiano colaboraram amplamente com a geração dessas armadilhas, seja na forma de domos ou diápiros de sal. O acunhamento de corpos arenosos contra a parede de domos e diápiros salinos (*pinch-out*) é muito comum em áreas de intensa halocinese, como a região de águas profundas. Armadilhas estratigráficas podem ocorrer principalmente em unidades mais recentes, como no Terciário e, mais raramente, no Maastrichtiano (ANP, 2019).

2.2 Magmatismo das fases Rifte e Pós-Rifte nas bacias de Santos e Campos

Os principais eventos magmáticos relacionados com o rifteamento responsável pela separação entre os continentes Sul-Americano e Africano e que formaram as bacias sedimentares paleozoicas e da margem continental brasileira (THOMAS-FILHO *ET AL.*, 2000; MIZUSAKI *ET AL.*, 1998) são os seguintes:

- a) Diques, soleiras e derrames de composição toleítica, ao redor de 215 Ma (Triássico) e em torno de 180 Ma (Jurássico), bem representados nas bacias paleozoicas do Solimões e do Amazonas;
- b) Ocorrências de derrames, diques e soleiras de composição toleítica e intermediária ao redor de 130 Ma (Neocomiano). Esse evento, assim como os eventos magmáticos do Jurássico e Triássico, estão representados na Bacia do Parnaíba. Os imensos derrames de basalto toleítico da Formação Serra Geral constituem o evento magmático do Neocomiano, ocorrido de forma intensa na Bacia do Paraná;
- c) Predomínio de intrusões básicas a intermediárias com maior incidência entre 80 Ma e 90 Ma (Santoniano/Turoniano), associado à separação definitiva do Gondwana Ocidental;
- d) Cones vulcânicos de composição intermediária a alcalina com maior incidência entre 40 Ma a 60 Ma (Eoceno) e idades inferiores a 40 Ma (Eoceno ao Recente) representam eventos magmáticos pontuais resultantes da ação de *hot spots*, quando a Placa Sul-Americana passou a derivar para oeste e se afastar da Placa Africana. O evento magmático do Eoceno provém do intenso magmatismo ocorrido há ca. 50 Ma na margem sudeste brasileira, nas regiões de Cabo Frio, no Estado do Rio de Janeiro, Bacia de Campos e Arquipélago de Abrolhos, no estado do Espírito Santo. O evento magmático do Oligoceno (34-23 Ma) evidencia que a ação de *hot spots* é contínua durante a deriva continental e provavelmente perdura até os dias atuais. A origem desses pulsos magmáticos estaria relacionada à ação de plumas mantélicas astenosféricas (THOMAZ-FILHO ET AL., 2008). Entretanto, estudos posteriores propõem modelos alternativos sem a contribuição de plumas mantélicas para a origem dos pulsos magmáticos (PEATE, 1997; ERNESTO ET AL., 2002; MARQUES E ERNESTO, 2004).

Na Bacia de Santos são reconhecidos dois eventos magmáticos na Fase Rife, um evento na Fase Pós-Rife e três eventos na Fase Drifte (MOREIRA ET AL., 2007; Figura 1.1). Maior ênfase será dada ao magmatismo das fases Rife e Pós-Rife neste capítulo, já que este último é o foco desta dissertação. Os eventos magmáticos correlatos na Bacia de Campos também serão apresentados neste capítulo.

2.2.1 Magmatismo da Fase Rifte

Derrames basálticos toleíticos da Formação Camboriú preencheram a Bacia de Santos durante o Eocretáceo. Trata-se de basaltos toleíticos de cor cinza-escura, holocristalinos de granulação média, com predomínio de textura ofítica. Os minerais constituintes dessas rochas são plagioclásio e piroxênio (augita), comumente pouco alterados (**MOREIRA ET AL., 2007**). Possuem idades aproximadas de 130 – 120 Ma (**PEREIRA E FEIJÓ, 1994**), sendo considerados os primeiros derrames de lavas do Jurássico Superior até o Cretáceo Inferior da Formação Serra Geral que ocorrem na Bacia do Paraná e estendem-se pelas bacias marginais do sudeste brasileiro (**MORIAK, 2012**).

O magmatismo do Eocretáceo da Bacia de Santos foi caracterizado com base em apenas duas amostras, obtidas a partir de dois poços (SPS-4A e SPS-10) a cerca de 60 km de distância um do outro (**FODOR E VETTER, 1984**). Datações K-Ar em rochas do assoalho oceânico do Atlântico Sul indicam que a rocha mais antiga datada é um basalto toleítico de $138,1 \pm 3,5$ Ma, amostrado no poço SPS-4A na Bacia de Santos (**FODOR ET AL., 1983**). Ambas amostras foram caracterizadas como basaltos toleíticos, sendo uma de alto-TiO₂ e outra de baixo-TiO₂.

A amostra de basalto do poço SPS-4A é equigranular fina (1 mm) e composta por um arranjo intergranular a diktitaxítico de plagioclásio, clinopiroxênio, óxidos de Fe-Ti e vidro, parcialmente devitrificado ou alterado para esmectita (**FODOR E VETTER, 1985**). Esse basalto tem caráter enriquecido e características geoquímicas semelhantes aos basaltos da Província Serra Geral e basaltos oceânicos do tipo T-MORB. É moderadamente evoluído e de baixo-TiO₂ (2,0 % peso). Comparados aos basaltos analisados na Bacia de Campos (**FODOR E VETTER, 1984**), a amostra de basalto toleítico do poço SPS-4A têm abundâncias equivalentes de Elementos Terras Raras Pesados, mas possuem menor conteúdo de Elementos Terras Raras Leves. Esta amostra de basalto de Santos também tem maior conteúdo de Nb (13 ppm) e menores razões de Zr/Nb (10,5) e Y/Nb (2,4) quando comparado aos basaltos da Bacia de Campos (**FODOR E VETTER, 1984**).

Petrograficamente, a amostra de basalto do poço SPS-10 era originalmente vítrea com cristalitos de plagioclásio e clinopiroxênio, mas o vidro foi hidratado, alterado e parcialmente devitrificado. A maior parte dos cristais de plagioclásio aparece sem alteração, mas quase todo o clinopiroxênio está alterado. Também há uma abundância de cristais de calcita (**FODOR E VETTER, 1985**). O basalto do poço SPS-10 tem teores de TiO₂ e P₂O₅ excessivamente altos (3,5 % peso e 0,7 % peso, respectivamente), o que sugere que ele pode estar relacionado a uma

Província Basáltica Continental (*Continental Flood Basalt – CFB*) altamente evoluída. As suas razões Zr/Nb (3,4) e Y/Nb (0,52) são semelhantes a P-MORB e menores em comparação a qualquer basalto da margem brasileira estudado. Seu caráter enriquecido e alterado fica claro no padrão de Elementos Terras Raras em diagrama normalizado ao condrito. A razão FeO*/MgO é relativamente baixa devido a abundância de carbonato contendo Mg (**FODOR E VETTER, 1984**).

Os dados de elementos maiores e traços, bem como dados de química mineral (indicando a presença de pigeonita) e dados isotópicos obtidos para os basaltos de Santos (**FODOR ET AL., 1983**) são compatíveis com as características de Províncias Basálticas Continentais, tais como aquelas da Formação Serra Geral. O poço SPS-4A, onde foi obtida a amostra de idade mais antiga (138 Ma), está localizado em um bloco de crosta atenuada coberta por derrames basálticos subaéreos. Dessa forma, a datação para o basalto toleítico do poço SPS-4A da Bacia de Santos não está em desacordo com a abertura do Oceano Atlântico Sul, há cerca de 130 Ma, pois não faz parte da litosfera oceânica (**FODOR ET AL., 1983**).

Os basaltos toleíticos intercalados a rochas vulcanoclásticas e sedimentares (**MIZUSAKI, 1986**) que compreendem a Formação Cabiúnas da Bacia de Campos são correlatos à Formação Camboriú da Bacia de Santos (**DIAS ET AL., 1994**). Datações obtidas pelo método K-Ar nestas rochas indicam idades entre 122 ± 5 Ma e 134 ± 4 Ma (**THOMAZ-FILHO, 1981, 1984; MIZUSAKI, 1986**), permitindo correlacionar o magmatismo Cabiúnas ao evento magmático Serra Geral, ocorrido na Bacia do Paraná, de idade semelhante (132 – 134 Ma por datação Ar-Ar; **RENNE ET AL., 1992**). Estudos petrológicos (**MIZUSAKI ET AL., 1992**) e sua posterior comparação com os basaltos da Formação Serra Geral revelaram composição química bastante semelhante (**ALMEIDA ET AL., 1996**).

Os basaltos Cabiúnas são, em geral, afaníticos, holocristalinos a hialinos, moderadamente alterados, com presença de fraturas e vesículas. A composição mineralógica modal desses basaltos inclui plagioclásio, clinopiroxênio, magnetita, olivina, clorita e esmectita (**MIZUSAKI ET AL., 1988**). Em geral, essas rochas têm baixa concentração de TiO₂ (inferior a 2% peso) e de elementos incompatíveis, semelhante aos toleítos da Bacia do Paraná (140-130 Ma). As razões entre elementos incompatíveis (La, Zr, Nb, Ba) impedem qualquer participação significativa do manto do tipo N-MORB (Zr/Nb > 16) em modelos binários simples de mistura para a gênese do basalto de Campos (e Paraná). A fonte deste magmatismo, portanto, estaria

relacionada a mistura entre o manto litosférico subcontinental e OIB (*Ocean Island Basalt*) do tipo DUPAL (por exemplo, a pluma Tristão da Cunha) (MIZUSAKI *ET AL.*, 1992).

As rochas vulcanoclásticas da Bacia de Campos englobam rochas autoclásticas, piroclásticas e epiclásticas (MIZUSAKI *ET AL.*, 1988). As rochas autoclásticas englobam as brechas de fricção que são caracterizadas por fragmentos de basalto maiores que 2 mm e têm origem na fragmentação sólida ou semissólida de lavas por expansão de gás ou por movimentação de fluxo. Essas rochas são comumente encontradas em sequências basálticas subaéreas (MIZUSAKI *ET AL.*, 1988).

As rochas piroclásticas incluem os tufos e brechas hidrovulcânicas. Os tufos possuem fragmentos de basalto e cristais menores que 2 mm, com matriz argilosa e vítrea. Algumas dessas rochas possuem coloração avermelhada e fraturas pedogenéticas indicativas de vulcanismo subaéreo. As brechas hidrovulcânicas são compostas por fragmentos de basalto e vidro vulcânico maiores que 2 mm, com matriz quartzo-feldspática e anel de reação. Essas rochas, assim como os tufos, estão associadas a explosões vulcânicas. O resfriamento instantâneo de lavas em contato com a água dá origem às brechas hidrovulcânicas (MIZUSAKI *ET AL.*, 1988).

Por último, as rochas epiclásticas compreendem os arenitos vulcânicos e as brechas vulcânicas. Os arenitos vulcânicos constituem-se de fragmentos de basalto, quartzo e feldspato menores que 2 mm, com pseudomatriz e estratificação aparente. As brechas vulcânicas são monolitológicas, compostas por fragmentos de basalto maiores que 2 mm, com matriz quartzo-feldspática, além de apresentar gradação. As rochas epiclásticas indicam um período de aquiescência durante o evento vulcânico (MIZUSAKI *ET AL.*, 1988).

A distribuição das sequências vulcânicas estratigráficas da Formação Cabiúnas da Bacia de Campos permitiu a elaboração de um modelo de vulcanismo fissural com fases subaéreas e subaquosas que interagem tanto com processos vulcanoclásticos como processos sedimentares (MIZUSAKI *ET AL.*, 1988; ALMEIDA *ET AL.*, 1996).

2.2.2 Magmatismo da Fase Pós-Rifte

Há uma escassez de dados sobre o magmatismo da Fase Pós-Rifte da Bacia de Santos na literatura. Uma única menção é feita na revisão da carta cronoestratigráfica da Bacia de Santos (MOREIRA *ET AL.*, 2007), sugerindo que a porção inferior do Pós-Rifte é composta

por basaltos subaquosos com idades Ar-Ar estimadas em 117 Ma, intercalados à Formação Barra Velha.

O evento magmático associado ao estágio pré-evaporítico da Bacia de Campos, também conhecido como Magmatismo Alagoas, é correlato ao magmatismo da Fase Pós-Rifte na Bacia de Santos. O estudo das rochas ígneas que compõem a porção superior do Grupo Lagoa Feia na Bacia de Campos (**WINTER ET AL., 2007**) permitiu caracteriza-las como basaltos subalcalinos toleíticos a transicionais com baixo TiO_2 e alto MgO (**DANI ET AL., 2017**). Desta forma, estes basaltos são correlacionáveis com os basaltos eocretácicos da Bacia do Paraná (**PICCIRILLO ET AL., 1988**). Vale ressaltar que não há, até o momento, magmatismo basáltico toleítico com cerca de 117 Ma, ou seja, correlato ao Magmatismo Alagoas (Bacia de Campos), na porção continental.

Em geral, os basaltos Alagoas da Bacia de Campos são holocristalinos a hemicristalinos, inequigranulares, com matriz fanerítica fina a muito fina, podendo ser vítrea e, por vezes, devitrificada. Plagioclásio, clinopiroxênio e minerais opacos estão presentes na matriz, enquanto os fenocristais incluem plagioclásio, clinopiroxênio e olivina. Texturas porfirítica, glomeroporfirítica, intersticial, intersertal, intergranular, diktitaxítica, amigdaloidal, ofítica a subofítica são comuns nestas rochas. Evidências de processos de alteração estão presentes tanto nos fenocristais quanto nos minerais constituintes da matriz. Além disso, uma das amostras foi classificada como brecha peperítica, uma vez que os dados petrográficos indicam uma interação entre um derrame básico e sedimentos com água (**DANI ET AL., 2017**).

A afinidade geoquímica das amostras da Bacia de Campos em relação aos basaltos da Província Mágica do Paraná é evidenciada pelo comportamento dos Elementos Terras Raras e o padrão dos elementos-traço (**DANI ET AL., 2017**). Ainda, o padrão isotópico obtido para estas amostras segue o mesmo dos basaltos da Bacia de Campos com alto K_2O (**MIZUSAKI ET AL., 1992**). Interações do vulcanismo com a água marinha, processos de assimilação de contaminantes da crosta inferior local da câmara magmática ou uma combinação desses dois processos poderiam explicar a composição isotópica destes basaltos (**DANI ET AL., 2017**).

Finalmente, dados geocronológicos indicam que as rochas magmáticas intercaladas nas formações Piçarras (121 – 130 Ma; **MOREIRA ET AL., 2007**) e Barra Velha (117 Ma; **MOREIRA ET AL., 2007**) da Bacia de Santos podem estar correlacionadas ao magmatismo basáltico toleítico da Formação Imbituba (118 – 125 Ma; **LOBO, 2007**) na Bacia de Pelotas.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Perfis do poço selecionado para estudo e amostras laterais recuperadas da perfuração foram obtidos na Agência Brasileira de Petróleo (ANP). Uma descrição preliminar dos perfis foi realizada a partir dos dados geofísicos de poço (raios gama, resistividade, sônico, porosidade neutrão e densidade), de modo a correlacioná-los com os dados petrográficos e análises geoquímicas. Cinquenta e sete amostras laterais foram descritas como rochas magmáticas e setenta e três como rochas sedimentares (calcário, coquina, lamito), ao longo do prospecto de perfuração, e somente as primeiras foram utilizadas neste estudo. Inicialmente as amostras laterais de rochas magmáticas foram descritas sob o estereoscópio binocular. Trinta e quatro amostras foram selecionadas com base nas suas diferentes texturas, composições mineralógicas e graus de alteração, bem como representatividade nas seções magmáticas do poço para a preparação de lâminas delgadas no Laboratório PETROGRAFIABR Ltd.. As lâminas petrográficas foram, então, descritas e classificadas sob o microscópio óptico de luz transmitida ZEISS IMAGER A2 do Laboratório de Microscopia do Departamento de Petrologia e Geotectônica da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ), de acordo com a nomenclatura disponível na literatura (**MACKENZIE ET AL., 1982; MCPHIE ET AL., 1982, 1993; LE MAITRE ET AL., 2002**). Dezesete amostras foram, então, selecionadas para análise litogeoquímica, com base, principalmente, em seu baixo grau de alteração e representatividade nas seções do poço. As amostras foram britadas, peneiradas e lavadas em um limpador ultrassônico digital de mesa por 300 segundos (5 minutos) em água aquecida até 35°C. Após a limpeza, foram submetidas a lavagem com água destilada e posterior seleção dos fragmentos mais adequados para as análises (por exemplo, evitando amígdalas, veios e contatos com rochas sedimentares). Posteriormente, as amostras foram reduzidas a pó por britagem e moagem no Activation Laboratories Ltd. (Actlabs, Canadá), onde as análises geoquímicas de rocha total foram realizadas. Os métodos utilizados para obtenção dos dados litogeoquímicos estão detalhados no **Capítulo 4** desta dissertação.

4. ARTIGO CIENTÍFICO: *Petrogenesis of magmatic rocks in the Aptian megasequence in Santos Basin, SE Brazil: evidence for the presence of the Tristan da Cunha plume tail underneath a strongly stretched lithospheric mantle.*

4.1 Abstract

Santos basin is located in SE Brazil and comprises the most voluminous hydrocarbon accumulations in its so-called "Pre-salt" or pre-Albian reservoirs. Magmatic rocks have been recorded in the basin mostly by the tholeiitic basalts of the Camboriú Formation within its rift megasequence at Hauterivian time. Recent studies have shown that magmatic rocks are also found interbedded with Aptian sedimentary rocks in the basin, related with its post-rift (mostly Aptian) megasequence. This paper presents petrological data obtained from sidewall core samples of magmatic rocks interbedded with Early Aptian coquina in a well drilled in Santos Basin, SE Brazil. The well comprises six magmatic sections of alkaline basalts being overlain and underlain by the Barra Velha limestones, the latter being the main petroleum reservoir rocks in the basin. The basalts in the magmatic sections are mostly plagioclase-phyric, amygdaloidal rocks but vary in texture and modal compositions, and brecciated structures occur locally. Glass is variably altered to palagonite and alteration products also include saussurite over plagioclase and chlorite over pyroxene. However, magmatic compositions seem to have been little affected by alteration processes. Basalts comprise an alkaline, miaskitic series with relatively evolved compositions ($\text{MgO} = 5.55 \pm 1.50 \text{ wt\%}$; $\text{Ni} < 220 \text{ ppm}$; $\text{Cr} < 400 \text{ ppm}$). The patterns in the chondrite-normalized multielement diagram display the typical Nb peak ($0.3 < \text{La}/\text{Nb}_{(\text{N})} < 0.7$) of the ocean island basalts (OIB) as opposed to the typical Nb troughs of the continental flood basalts (CFB). Geochemical modeling showed that basalts within five among six different magmatic sections are not cogenetic by differentiation, representing basaltic flows emitted from different vents. Modal batch partial melting model indicates that it is possible, although unlikely, to generate the differences in $\text{La}/\text{Yb}_{\text{N}}$ and Zr/Y ratios of the least evolved samples in the studied well by different partial melting degrees (0.5 – 11%) from the same mantle source. Nevertheless, more likely the alkaline basalts in the magmatic sections represent melts derived from different mantle sources. Binary mixing models using lithochemical data point to a role for the Tristan da Cunha plume tail in the petrogenesis of the alkaline basalts with no clear evidence for a possible role for the local subcontinental lithospheric mantle in the petrogenesis of the alkaline basalts. The results of the petrogenetic models are coherent with a shallow Moho and a high temperature mantle below part of Santos Basin in Early Aptian time.

4.2 Introduction

The crustal structure of rift-related sedimentary basins is well-constrained by seismic surveys but tectonic models lack detailed information on the role of the mantle during basin evolution along the South Atlantic margins (ZALÁN *ET AL.*, 2011; STANTON *ET AL.*, 2014; EVAÏN *ET AL.*, 2015; LOUREIRO *ET AL.*, 2018; PERON-PINVIDIC *ET AL.*, 2019; ASLANIAN *ET AL.*, 2021; EPIN *ET AL.*, 2021; STRUGALE & CARTWRIGHT, 2022). Mantle-crust interactions during rifting may be particularly complex in the case of unusual, strongly stretched basins such as Santos, in offshore SE Brazil (TORSVIK *ET AL.*, 2009; UNTERNEHR *ET AL.*, 2010; MOULIN *ET AL.*, 2013; BUCKLEY *ET AL.*, 2015; MINZONI *ET AL.*, 2021). Early tectonic models for Santos Basin based on the stratigraphic records of its sedimentary sequences proposed a relatively simple evolution comprising a rift stage that progressively evolved along time to a post-rift (or sag) and drift stages homogeneously distributed throughout the basin (*e.g.* CHANG *ET AL.*, 1992; KARNER & DRISCOLL, 1999). Recently, more complex models have proposed a diachronous evolution with the formation of major structural compartments that include resistant continental blocks, aborted oceanic rifts and exhumed mantle (*e.g.* UNTERNEHR *ET AL.*, 2010; PERON-PINVIDIC *ET AL.*, 2013; ADRIANO *ET AL.*, 2022). These models brought into discussion the role of the mantle during the tectonic evolution of Santos Basin and other rift-related basins in SE Brazil, highlighting the relevance of understanding magmatic processes (SCHATTNER & MAHIKES, 2020). Despite the discussions about Santos being a magma-poor or magma-rich basin (*e.g.*, STICA *ET AL.*, 2013; TUGEND *ET AL.*, 2018; MATOS, 2021), magmatic rocks remain a reliable approach to investigate mantle sources as well as mantle-crust interactions during basin evolution. In addition, magmatism plays a relevant role in petroleum systems in sedimentary basins worldwide (SCHUTTER, 2003; DELPINO & BERMÚDEZ, 2009), and must have been an important process during the generation of the voluminous hydrocarbon accumulations in Santos, particularly in the “Pre-salt” reservoirs (REN *ET AL.*, 2020). This paper presents petrological data that indicate that the Tristan da Cunha plume tail was beneath Santos in a time the Early Aptian coquina hydrocarbon reservoirs were being formed in the basin. There is no petrological evidence for the presence of the subcontinental lithospheric mantle in the study area, pointing to a high-grade thermal anomaly below a shallow Moho underneath Santos in Early Aptian time.

4.3 Geological Setting

The Santos Basin is located in the southeast portion of the Brazilian continental margin, close to the coastlines of Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná and Santa Catarina. It covers an area of approximately 350.000 km², being one of the largest depressions along the Brazilian continental margin. The Cabo Frio Structural High and the Florianópolis Lineament are the northern and southern borders of Santos Basin, respectively (MOREIRA ET AL., 2007). Other boundaries include the Serra do Mar ridge, to the West, and the eastern boundary of the São Paulo Plateau, to the East (GAMBOA ET AL., 2008) (Figure 4.1).

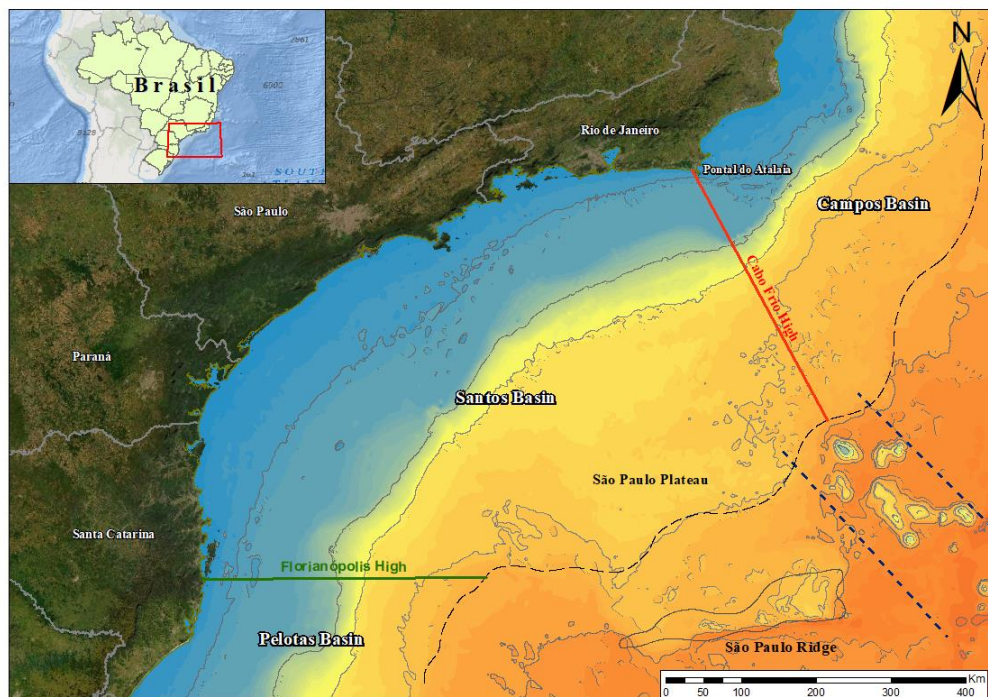


Figure 4.1: Location of the Santos Basin in SE Brazil. The basin is limited by the Florianópolis High, the Cabo Frio High, the Brazilian coastline and the outer border of the São Paulo Plateau (thin, curved, black dashed line). The Campos and Pelotas basins are located northwards and southwards Santos, respectively. The bathymetric depth contours range from 0 to 6750m, at different intervals. The blue color corresponds to shallower bathymetric depths, while the orange colors to deeper ones. The thin, straight, dark blue dashed line corresponds to the Cruzeiro do Sul Lineament. The solid gray line corresponds to the São Paulo Ridge. Source: World Ocean Basemap (developed by Esri, compiled from GEBCO, NOAA, Garmin, HERE, and other contributors) and Google Earth. Bathymetric data obtained from RIGeo – CPRM (<https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/18152>, accessed in June 20th, 2022).

The Santos Basin originated as a rift basin due to the West Gondwana rifting at the Early Cretaceous and evolved to a passive margin during the opening of the South Atlantic Ocean (CHANG ET AL., 1992; MOHRIAK, 2003). The geological evolution of Santos Basin can be divided in three phases (Rift, Post-Rift and Drift phases; Figure 4.2), each of them

The Santos Basin is presently the most important hydrocarbon (HC) exploration and production site in Brazil due to the voluminous reserves of the Pre-salt plays (**MELLO ET AL., 2011**). The Rift Megasequence extends from the Hauterivian to the Aptian and comprises the continental sedimentary processes related with the West Gondwana rifting. The sedimentary rocks include conglomerates and polymictic sandstones with basaltic clasts and talc-stenvenitic shales (Piçarras Formation) discordantly settled on the predominantly subaerial, tholeiitic basalt flows (Camboriú Formation). Sedimentation occurred in proximal alluvial fans and distal lacustrine environments filling half-grabens during rifting. The final stages of rifting gave rise to deposition of coquina (Itapema Formation) interlayered with grainstones, wackestones, packstones and dark shales within highly variable environmental conditions such as alkalinity and salinity (**PEREIRA & FEIJÓ, 1994; MOREIRA ET AL., 2007**). The coquina of the Itapema Formation are HC reservoirs of the Pre-salt petroleum system in Santos (**THOMPSON ET AL., 2015; CHINELATO ET AL., 2020**). The Piçarras shales are rich in organic matter and constitute the hydrocarbon source rocks in Santos Basin (**CARLLOTO ET AL., 2017; LEITE ET AL., 2020**).

The Aptian (local Alagoas stage), Post-Rift Megasequence records the sedimentary processes above the so-called Pre-Alagoas unconformity (**Figure 4.2**). It is associated with the gradual increase of marine incursions that gave rise to the South Atlantic Ocean. The stratigraphic sequences encompass the Barra Velha and Ariri formations (Guaratiba Group), whose sedimentary rocks represent deposition under high energy conditions in a transitional, continental-to-shallow marine environment. The post-rift sedimentary sequence is generally unaffected by the rift-related faults with sedimentation controlled by basin subsidence (sag stage; **MOREIRA ET AL., 2007**). The Barra Velha Formation is subdivided in two sequences separated by a regional unconformity (the Intra-Alagoas unconformity; **Figure 4.2**) dated at 117 Ma. Microbial limestones, stromatolites, laminites and shales compose the lower sequence of the Barra Velha Formation, whilst stromatolitic limestones and microbial laminites interbedded with shales correspond to its upper sequence, above the Intra-Alagoas unconformity (**Figure 4.2**). Basaltic flows dated at 117 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method; **MOREIRA ET AL., 2007**) also occur associated with the lower sequence, in addition to grainstones and packstones composed of fragments of stromatolites and ostracods bioclasts (**PEREIRA & FEIJÓ, 1994; MOREIRA ET AL., 2007**). The carbonate rocks of the Barra Velha Formation are HC reservoirs in the Pre-salt petroleum system of Santos Basin (**RICCOMINI ET AL., 2012; GOMES ET AL., 2019**). The Ariri Formation corresponds to evaporites deposited in a

narrow and elongated gulf environment (**RICCOMINI ET AL., 2012**). The Neoptian evaporites may reach up to 2,000 meters in thickness locally in Santos Basin and constitute the seal rocks in the petroleum system of the basin (**DICKSON ET AL., 2019**).

The Albian to Recent Drift Megasequence corresponds to the marine sedimentation related to the thermal subsidence of Santos Basin (**MOHRIAK, 2012**). It is represented by marine carbonate deposits (Albian to Turonian) followed by turbiditic siliciclastics reflecting a hemipelagic environment (Late Cretaceous to Quaternary), recorded by the Camburi, Frade and Itamambuca groups (**MOREIRA ET AL., 2007; MANN & RIGG, 2012**).

4.4 The post-rift magmatism in Santos

There is a general lack of data on the Post-Rift related magmatism of the Santos Basin in the literature. The magmatic rocks are described as subaqueous basalts with Ar-Ar ages at 117 Ma, generally corresponding with Intra-Alagoas unconformity within the Barra Velha limestones (**Figure 4.2**) (**MOREIRA ET AL., 2007**). An age-correlated magmatic event associated with the post-rift magmatism in Santos is the pre-evaporitic, Alagoas Magmatism in Campos Basin, northwards Santos (**Figure 4.1**). The Alagoas magmatism is characterized by low-TiO₂ tholeiitic to transitional subalkaline basalts with high MgO (**DANI ET AL., 2017**). The authors correlated the Alagoas basalts to the Eocretaceous low-TiO₂ basalts of the Paraná-Etendeka continental flood basalt (CFB) province (**PEATE, 1997**). It is noteworthy that, so far, there is no tholeiitic basaltic magmatism with *ca.* 117 Ma systematically recorded in the continental area adjoining Santos and Campos basins, as opposed to the *ca.* 130 Ma, rift-related magmatism, tholeiitic basalt magmatism, respectively in the Camboriú and Cabiúnas formations (**FODOR & VETTER, 1984; MISUZAKI ET AL., 1992**), whose age-related, continental counterparts are widespread in the Paraná-Etendeka (CFB) and its respective dyke swarms (*e.g.* **GUEDES ET AL., 2016; FLORISBAL ET AL., 2018; GOMES & VASCONCELOS, 2021**). The geochemical affinity of the low-TiO₂ Alagoas basalts in Campos with the Paraná-Etendeka CFB low-TiO₂ magmatism is mostly based on their similar trace elements and Rare Earth Elements (REE) contents in normalized multielement diagrams (**DANI ET AL., 2017**). In contrast, geochronological data indicate that the magmatic rocks within the Piçarras (121 – 130 Ma; **MOREIRA ET AL., 2007**) and Barra Velha (117 Ma; **MOREIRA ET AL., 2007**) formations in Santos Basin could be correlated with the tholeiitic

basaltic magmatism of the Imbituba Formation (118 – 125 Ma; **LOBO, 2007**) in the Pelotas Basin, southwards Santos (**Figure 4.1**).

4.5 Materials and methods

Well profiles (borehole logs) and sidewall core samples recovered from well X were obtained at the Brazilian Petroleum Agency (ANP). Fifty seven samples were described as magmatic rocks and seventy three as sedimentary rocks (limestone, coquina, mudstone), along the drilling prospect. The magmatic sidewall core samples were firstly described under the binocular stereoscope. Thirty four samples were selected on the basis of their different textures, mineral compositions and alteration degrees for the thin sections preparation. Samples were then described under a ZEISS IMAGER A2 transmitted light optical microscope and textures, structures and rocks were classified according to the nomenclature available in the literature (**MACKENZIE ET AL., 1982; MCPHIE ET AL., 1982, 1993; LE MAITRE ET AL., 2002**).

Petrographic work allowed the selection of seventeen samples of the aforementioned magmatic rocks to be powdered by crushing and grinding for lithochemical analysis. The criteria for this selection were the low degree of alteration and representativeness of the samples in the magmatic sections (**Figure 4.3**).

Whole-rock geochemical analyses were obtained at Activation Laboratories Ltd. (Actlabs, Canada) on fused samples. Major elements (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃^t, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅; in wt.%; Fe₂O₃^t being total iron as ferric iron) concentrations were performed by inductively coupled plasma optical emission spectrometry (ICP-OES) in a Thermo Jarrell Ash ENVIRO II equipment. Calibration was performed using fourteen prepared USGS and CANMET certified reference materials. One of the fourteen standards was used during the analysis for every group of ten samples. The selected trace elements (Ba, Rb, Sr, Zr, Y, Nb, Ni, Cr, V, Co, U, Th, Hf, Ta and Pb), including the whole set of rare earth elements (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu), were determined (in ppm) by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) in a Perkin Elmer Sciex ELAN 9000 equipment. Three blanks and five controls (three before the sample group and two after) were analyzed per group of samples. Duplicates are fused and analyzed every fifteen samples. The loss on ignition (LOI) was measured by percentual weight loss after heating at 1100°C for two hours. Detection limits for major elements were 0.01 wt% except for MnO (0.001 wt%). Detection limits for trace elements were as such: Ni (20 ppm), Cr (20 ppm), Sc (1 ppm), Co (1 ppm), V (5 ppm), Ba (2 ppm), Rb (1 ppm), Sr (2 ppm), Y (0.5 ppm), Zr (1 ppm), Nb (0.2 ppm),

U (0.01 ppm), Pb (5 ppm) and Th (0.05 ppm). Detection limits for whole set of rare earth elements (REE) were below chondrite values. Accuracy and precision for major elements were below 3% and below 1.5%, respectively. Accuracy values for Ni, Cr, Sc, Co and V were between 2.9% and 8.8%, whereas Y and Nb were 8.4% and 5.1%, respectively. Values for Rb and Sr were 4.8% and 1.4%, whereas for Zr and Ba were 16.1% and 11.6%, respectively. Accuracy values for REE were between 1.8% and 9.0%, except for La (10.6%). Values for U and Th were 3.8% and 4.2%, respectively. Precision values for Cr, Sc, Co and V were between 0.5% and 9.1%, except for Ni (11.1%), whereas Y, Zr and Nb were below 1.9%. Values for Rb, Ba and Sr were between 0.5% and 8.8%. Precision values for the REE were between 2.1% and 8.7%, except for Eu (12.1%). Values for U and Th were 5.4% and 3.0%, respectively.

4.6 Well data

Well X includes a 628m-thick sequence of sedimentary, magmatic and volcanoclastic rocks with six magmatic sections (A to F) below the Aptian salt in Santos Basin. The magmatic sections are interbedded with the coquina of Barra Velha and Itapema formations (**Figure 4.3**).

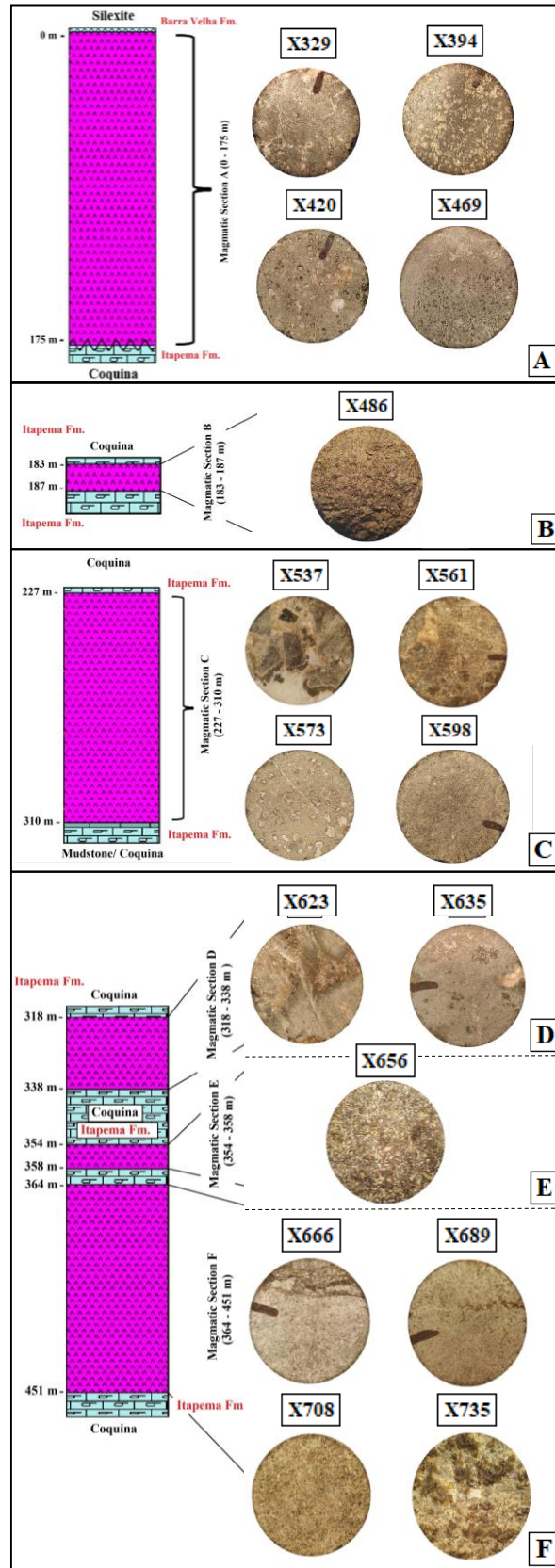


Figure 4.3: Simplified magmatic sections A to F in well X, Santos Basin. (A-F) Individual magmatic sections and respective representative sidewall core samples (images from binocular stereoscope), approximately 15 mm in diameter. Depths, names of main lithologies and formations are indicated.

Section A (0 – 175 m) is a continuous occurrence of magmatic rocks described as dark gray basalts and diabases with vesicles, amygdales and carbonate veins (**Figure 4.3A**). These rocks occur under the silexite of the Barra Velha Formation and above the coquina of the Itapema Formation (**Figure 4.3A**). The basalt at the top of Section A (sample X329; **Figure 4.3A**) is porphyritic with fine-grained (< 1 mm) plagioclase phenocrysts surrounded by an aphanitic groundmass. Amygdales are small (< 1 mm), circular and filled with carbonate. Carbonate veins vary in width (5 - 15 mm) and display irregular edges, surrounding millimetric, angular portions of the basalt, imprinting a breccia-like structure to the rock. This breccia-like structure does not appear in samples at deeper levels of Section A, but amygdales prevail, varying in number, sizes and shapes (samples X394, X420 and X469; **Figure 4.3A**). Texture changes occur with the rocks along Section A. In the central portion of Section A (samples X394 and X420; **Figure 4.3A**), the basalts are porphyritic with fine-grained (< 1 mm) plagioclase phenocrysts surrounded by an aphanitic groundmass. Small (< 1 mm), subcircular, and carbonate-filled amygdales are abundant. The basalt at the bottom of Section A (sample X469; **Figure 4.3A**) is composed of an aphanitic groundmass with fine-grained (< 1 mm) plagioclase microphenocrysts. Amygdales are rare, small (< 1 mm), subcircular and filled with carbonate and pyrite. Carbonate and pyrite veins are submillimeter and rare.

Section B (183 – 187 m) is a continuous sequence of magmatic rocks described as dark gray basalts with amygdales filled with carbonate (**Figure 4.3B**). The coquina of the Itapema Formation occur at the bottom and top of magmatic Section B. The only sample recovered in Section B (sample X486; **Figure 4.3B**) is an aphanitic basalt with magnetic minerals, possibly magnetite, identified by magnet. Small (< 1 mm), irregularly shaped, and carbonate-filled amygdales are rare.

Section C (227 – 310 m) is a continuous occurrence of magmatic rocks described as dark gray basalts, some with brecciated structures, presence of pyrite and carbonate veins and amygdales filled with carbonate (**Figure 4.3C**). The upper limit of this section is represented by the coquina of the Itapema Formation whereas mudstones and coquina of the same formation occur at its lower limit. Basalts at the uppermost portion of Section C (samples X537 and X561; **Figure 4.3C**) have breccia-like structures given by carbonate and pyrite veins surrounding millimetric, angular portions of the aphanitic basalt. Small (< 2 mm) druses filled with carbonate and small (< 1 mm), subcircular, carbonate-filled amygdales rarely occur in these rocks (especially in sample X561). In the central portion of Section C (sample X573; **Figure 4.3C**), the basalt is porphyritic with scarce fine-grained (< 1 mm) plagioclase microphenocrysts

surrounded by an aphanitic groundmass. Small (up to 1 mm), subcircular, and carbonate-filled amygdales are abundant. Submillimetric fractures are filled with carbonate and pyrite. The basalt of the bottom of Section C (sample X598; **Figure 4.3C**) is phaneritic with fine-grained (< 1 mm) plagioclase and pyroxene groundmass. Magnetic minerals, possibly magnetite, were identified by magnet. Amygdales are scarce, small (< 1 mm), subcircular and filled with carbonate and pyrite. Rare carbonate veins are submillimeter and discontinuous, but display linear edges.

Section D (318 – 338 m) is a continuous sequence of magmatic rocks described as dark gray-to-greenish basalts with vesicles, amygdales and carbonate veins (**Figure 4.3D**). These rocks occur between the coquina of the Itapema Formation. The basalt at the top of Section D (sample X623; **Figure 4.3D**) is porphyritic with fine-grained (< 1 mm) plagioclase phenocrysts surrounded by an aphanitic groundmass. Amygdales are small (< 1 mm), subcircular and filled with carbonate. Carbonate veins vary in width (2 – 10 mm) and display irregular edges, surrounding millimetric, angular portions of the basalt, imprinting a breccia-like structure to the rock. The basalt at the bottom of Section D (sample X635; **Figure 4.3D**) is glomeroporphyritic with fine-grained (up to 1 mm) pseudomorphic olivine clusters and isolated plagioclase both as phenocrysts surrounded by an aphanitic groundmass. Amygdales are small (up to 1 mm), subcircular and filled with carbonate. Carbonate veins vary in width (1 – 2 mm) and interconnect amygdales.

Section E (354 – 358 m) is a continuous occurrence of magmatic rocks described as dark to light gray basalts with amygdales filled with carbonate (**Figure 4.3E**). The coquina of Itapema Formation also represents both the upper and lower limits of Section E, according with the well profile. Basalts of this section are equigranular composed of fine-grained plagioclase and pyroxene (sample X656; **Figure 4.3E**). Magnetic minerals, possibly magnetite, were identified by magnet. Rare amygdales are smaller than 1 mm, circular to subcircular and filled with carbonate.

Section F (364 – 451 m) is the bottom section in well X with a continuous sequence of magmatic rocks described as dark gray basalts and diabases with vesicles, amygdales and carbonate veins (**Figure 4.3F**). The basalt at the top of Section F (sample X666; **Figure 4.3F**) is equigranular composed of abundant fine-grained plagioclase and magnetic minerals, possibly magnetite, identified by magnet. Pyrite veins display irregular edges, surrounding millimetric, angular portions of the basalt, imprinting a breccia-like structure to the rock. Rare amygdales are smaller than 1 mm, circular to subcircular and filled with carbonate. Twenty meters below

basalts are texturally practically the same. Pyrite veins are still present in these rocks, but without imprinting a breccia-like structure to the basalts (sample X689; **Figure 4.3F**). From the central portion to the lower portion of the Section F, the basalts are coarser-grained, equigranular composed of medium-grained plagioclase and pyroxene groundmass (samples X708 and X735; **Figure 4.3F**). Magnetic minerals, possibly magnetite, were identified by magnet. Amygdales are small (1 – 2 mm), subcircular, filled with carbonate and scarce. Carbonate and pyrite veins are submillimeter and discontinuous. In total, sections A to F sum up 373 m of magmatic rocks in the studied well.

4.7 Petrography

Thirty four thin sections were described under the polarizing microscope. Rocks in all magmatic sections are basalts with different textures, structures and modal compositions. The basalts are glomeroporphyritic with variable amounts of plagioclase phenocrysts surrounded by hypohyaline groundmass (**Figure 4.4A**). Olivine pseudomorphs occur as phenocrysts in some samples (**Figure 4.4B**). Subordinate textures include diktytaxitic (**Figure 4.4C**), intergranular, intersertal, fluidal (**Figure 4.4D**), ophitic and subophitic. The glass is altered to palagonite and devitrified. Apatite and opaque minerals (mostly pyrite) are the main accessory phases. Plagioclase crystals with swallow-tail texture and skeletal opaque minerals attest to quenching in some basalts (**Figure 4.4E**). Amygdales vary in amounts and shapes, but are predominantly subcircular and filled with carbonate and pyrite, which also fill veins (**Figure 4.4F**). Amygdales and veins can isolate and involve basaltic sub angular material, but an origin by fragmentation is difficult to ascertain, giving rise to a breccia-like structure (**Figure 4.4G**). A chilled margin between the groundmass and amygdales is a remarkable feature, sometimes also seen at the margins of veins (**Figure 4.4H**). Brown fibrous-like material with fractures and partially flattened with inclusions of opaque acicular minerals (stretched by packing) was interpreted as glass altered to palagonite (hyaloclastite; **Figure 4.4I**). This palagonitized glass with preserved original glass shard shape is found in the coquina at the base of the well (**Figure 4.4J**).

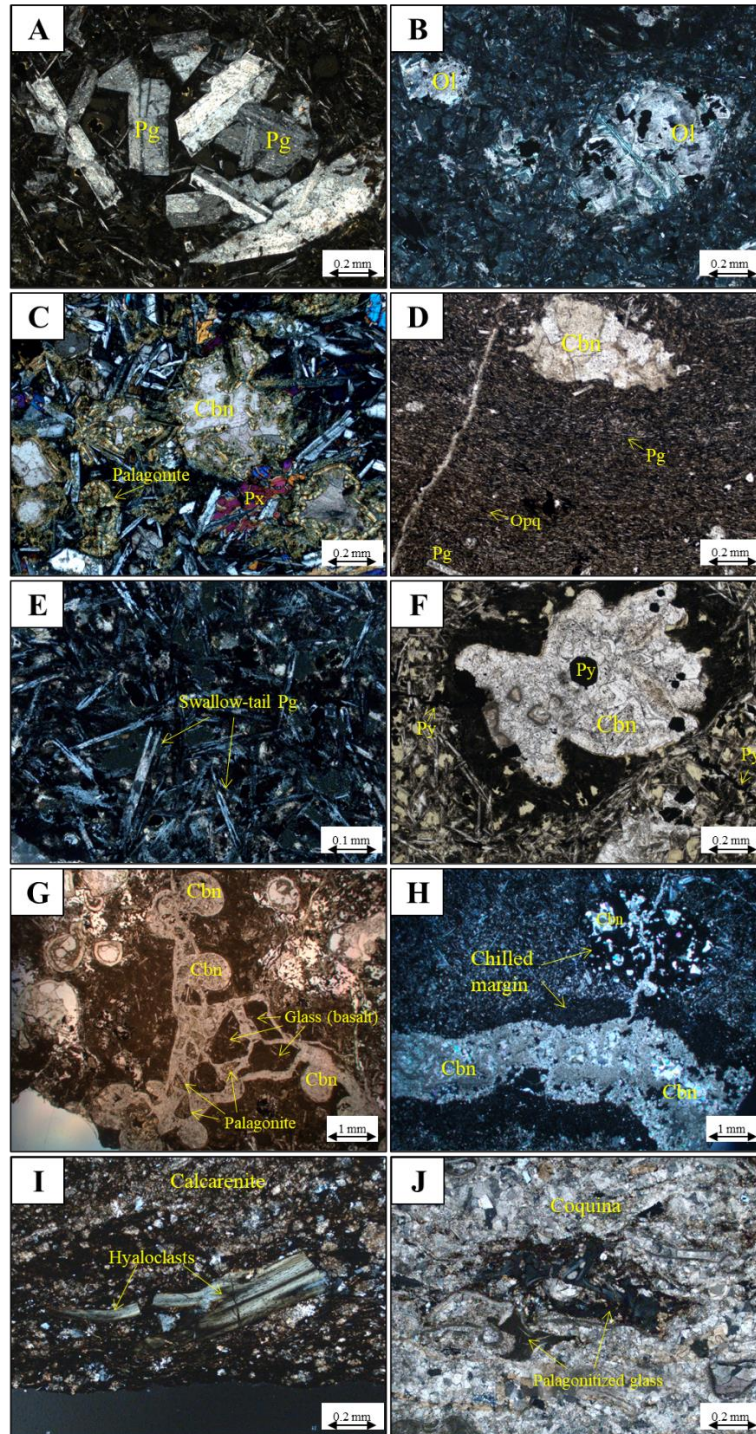


Figure 4.4: Photomicrographs of basalts in well X. **(A)** Cluster of plagioclase phenocrysts (sample X420; XPL; 0.2 mm on the scale). **(B)** Phenocrysts of olivine pseudomorphs altered to carbonate and palagonite (sample X573; XPL; 0.2 mm on the scale). **(C)** Diktitaxitic texture (sample X587; XPL; 0.2 mm on the scale). **(D)** Flow structure given by oriented fine-grained plagioclase and opaque crystals (sample X542; PPL; 0.2 mm on the scale). **(E)** Swallow-tail texture in plagioclase crystals in the groundmass (sample X540; XPL; 0.1 mm on the scale). **(F)** Amygdales filled with carbonate and pyrite, which also fill veins (sample X573; PPL; 0.2 mm on the scale). **(G)** Breccia-like structure with angular portions of basalt involved by carbonate-filled, amalgamated amygdales (sample X329; PPL; 1 mm on the scale). **(H)** Chilled margin between the groundmass and amygdales also seen at the margins of veins (sample X540; XPL; 1 mm on the scale). **(I)** Hyaloclasts in fine-grained calcarenite (sample X633; XPL; 0.2 mm on the scale). **(J)** Palagonitized glass with original glass shard shape partially preserved in coquina (sample X765; XPL; 0.2 mm on the scale). XPL = cross-polarized light. PPL = plane-polarized light. Pg = plagioclase. Ol = olivine. Cbn = carbonate. Px = pyroxene. Opq = opaque. Py = pyrite.

4.8 Lithochemistry

Seventeen samples of basalts from well X were analyzed for major and selected trace elements, including the REE. The lithochemical data are presented in **Table 4.1**.

Table 4.1: Lithochemical data for samples from well X. Data for Pb were all below detection limits and are not shown. Major elements in weight percent (wt.%). Trace elements in ppm. Fe₂O₃^t is total iron as ferric iron, LOI is loss on ignition, n.d. values under the detection limit.

Analyte Symbol	Detection Limit	Sample	X329	X367	X372	X394	X420	X455	X486	X549	X553	X573	X587	X620	X635	X656	X689	X704	X735
		Section	A	A	A	A	A	A	B	C	C	C	C	D	D	E	F	F	F
SiO ₂	0.01		35.90	43.82	46.64	38.74	48.45	44.98	45.22	44.70	46.83	42.62	45.91	43.35	40.82	45.34	45.80	46.25	43.14
TiO ₂	0.001		1.66	1.57	1.77	1.32	1.93	1.77	1.76	1.43	1.61	1.40	1.50	1.64	1.48	1.75	1.80	1.98	1.42
Al ₂ O ₃	0.01		14.11	13.85	15.28	10.21	14.72	16.67	13.82	15.03	14.59	15.92	16.61	15.01	14.67	15.77	15.68	16.01	15.17
Fe ₂ O ₃ ^t	0.01		6.82	6.64	6.28	5.60	7.87	7.65	10.62	8.10	8.06	7.47	8.02	6.78	8.09	8.02	8.04	7.24	6.67
MnO	0.001		0.18	0.13	0.10	0.14	0.04	0.09	0.14	0.11	0.11	0.14	0.13	0.07	0.09	0.08	0.11	0.13	0.12
MgO	0.01		5.44	5.75	4.94	2.71	6.53	5.15	8.05	5.19	6.15	5.34	8.40	3.77	3.64	7.84	4.86	4.61	5.95
CaO	0.01		13.48	10.41	9.27	17.61	2.27	6.84	8.34	10.27	8.02	9.72	10.70	7.70	8.10	6.72	6.51	12.95	15.68
Na ₂ O	0.01		5.36	1.89	2.25	0.98	2.66	2.89	3.06	3.77	3.49	4.26	2.27	3.31	2.04	2.24	2.87	3.06	2.35
K ₂ O	0.01		0.41	4.94	4.78	5.66	6.18	3.86	1.12	2.39	3.41	3.01	0.98	3.57	4.93	2.79	5.17	1.79	1.15
P ₂ O ₅	0.01		0.13	0.23	0.28	0.10	0.35	0.23	0.31	0.23	0.19	0.28	0.17	0.23	0.22	0.18	0.26	0.22	0.14
LOI	-		14.98	n.d.	8.93	15.26	9.38	10.21	7.48	9.04	7.93	10.19	5.87	14.81	15.85	9.54	9.42	6.47	8.26
Total	0.01		98.47	89.23	100.52	98.33	100.38	100.34	99.92	100.26	100.39	100.35	100.55	100.24	99.93	100.26	100.52	100.71	100.05
Ni	20		120	90	130	60	60	110	210	110	90	110	190	110	160	100	80	80	220
Cr	20		250	190	260	70	80	220	320	240	230	230	330	270	290	200	200	210	400
Co	1		23	23	28	23	15	28	43	30	29	29	37	27	32	28	25	25	31
Sc	1		27	25	22	20	26	30	17	33	36	30	29	31	21	30	35	37	26
V	5		214	198	215	147	239	237	149	236	252	216	214	215	213	234	238	283	194
Ba	2		86	675	984	612	624	434	340	453	572	467	257	222	858	1498	786	309	252
Rb	1		7	36	49	39	43	36	31	25	27	22	16	34	43	63	61	29	37
Sr	2		326	418	334	392	160	451	496	535	461	280	269	258	250	316	428	347	288
Y	0.5		17	16	16	13	17	17	17	16	17	16	16	16	15	16	18	20	14
Zr	1		100	97	106	88	117	97	161	86	93	79	89	105	88	115	121	128	88
Nb	0.2		36	35	38	27	36	33	34	28	26	25	29	30	25	34	36	39	27
La	0.05		10.1	12.1	12.4	11.6	12.6	12.5	22.7	11.8	11.8	11.6	12.2	11.3	10.8	11.9	14.9	16.1	11.1
Ce	0.05		21.2	23.5	24.4	22.1	27.1	25.1	44.7	22.6	24.0	22.5	24.6	23.7	22.3	23.6	29.5	31.8	21.7
Pr	0.01		2.67	2.86	2.99	2.56	3.41	3.09	5.30	2.74	2.99	2.75	2.96	2.96	2.75	2.94	3.57	3.77	2.63
Nd	0.05		11.2	11.7	12.8	10.5	14.6	13.0	22.8	11.5	12.4	11.8	12.8	13.3	12.1	13.1	15.6	16.3	11.2
Sm	0.01		2.9	2.6	2.8	2.3	3.4	3.1	5.0	2.5	2.9	2.6	3.0	2.9	2.8	2.9	3.4	3.7	2.4
Eu	0.005		0.91	0.90	0.92	1.00	1.45	1.05	1.63	0.93	0.89	0.90	1.04	0.96	1.08	0.92	1.12	1.22	0.89
Gd	0.01		3.0	2.7	2.9	2.3	3.3	3.2	4.7	2.9	3.1	3.0	3.0	2.8	2.8	3.0	3.4	3.8	2.6
Tb	0.01		0.5	0.5	0.5	0.4	0.5	0.5	0.7	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	0.6	0.4
Dy	0.01		3.2	2.9	3.0	2.4	3.3	3.2	3.7	3.0	3.2	3.0	3.0	3.0	2.7	3.0	3.4	3.8	2.5
Ho	0.01		0.6	0.6	0.6	0.5	0.6	0.7	0.7	0.6	0.7	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.7	0.8	0.5
Er	0.01		1.8	1.7	1.6	1.3	1.8	1.8	1.6	1.7	1.9	1.7	1.8	1.8	1.6	1.8	1.9	2.2	1.4
Tm	0.005		0.26	0.25	0.23	0.19	0.25	0.26	0.22	0.25	0.28	0.25	0.26	0.26	0.23	0.27	0.30	0.32	0.21
Yb	0.01		1.6	1.6	1.5	1.2	1.6	1.7	1.3	1.6	1.7	1.7	1.6	1.7	1.5	1.9	2.0	2.1	1.4
Lu	0.002		0.23	0.26	0.24	0.20	0.24	0.26	0.19	0.25	0.26	0.26	0.25	0.31	0.22	0.30	0.31	0.33	0.23
Hf	0.1		2.5	2.3	2.6	2.1	2.8	2.6	3.3	2.0	2.1	2.1	2.2	2.5	2.2	2.7	3.0	3.0	2.1
Ta	0.01		3.2	3.3	3.8	2.4	3.6	4.1	2.1	2.2	2.3	2.2	2.4	2.9	2.4	3.3	3.1	3.6	2.4
Th	0.05		1.3	1.3	1.4	0.9	1.9	1.3	2.0	1.3	1.4	1.4	1.5	1.5	1.2	1.3	1.7	1.7	1.2
U	0.01		0.6	2.5	0.9	4.0	6.4	5.3	0.6	1.1	0.4	1.3	0.3	1.3	0.7	0.4	0.5	0.5	0.3

4.8.1 Assessment of alteration

Evidences of alteration processes that might have changed mineralogical and geochemical magmatic contents were identified in the studied rocks (*e.g.* volcanic glass altered to palagonite and phenocrysts, especially olivine pseudomorphs, and matrix minerals replaced by carbonate). Thus, in order to minimize possible impasses in the interpretation, an assessment of the degree of alteration of the rocks and the mobility of chemical elements were done previously to interpretation of geochemical data.

Fractional igneous sequences should show logarithmic relationships in the relative variations of their molecular proportions of principal oxides (**TUOMINEN, 1964**). In this way, establishing the logarithms of the molecular proportion ratios (logarithmic oxide molecular proportion ratio – LMPR) between chemical elements directly involved in the fractionation process (in basalt, they are the elements that form pyroxene) and another element not related to the process allows inferring the degree of alteration of the rocks. In all cases, the rationing oxide is K_2O , which largely remains in the liquid phase during the initial and intermediate stages of fractionation. The boundaries of the trend fields were obtained from data from tholeiitic, calc-alkaline and alkaline volcanic suites (**BESWICK & SOUCIE, 1978**). In this way, the coincidence or proximity of the LMPR of each sample with the fields demonstrates the greater or lesser alteration of the rock and how much the chemical elements involved maintain the original molecular proportions. The dispersion in relation to the fields is indicative of the modification of the rock chemistry as a function of the alteration processes.

The seventeen studied samples were plotted on five LMPR diagrams according to the method of **Beswick & Soucie (1978)** (**Figure 4.5**). In general, the samples plot subparallel to the LMPR trends, showing little dispersion. Silica and alumina may have changed due to alteration but Fe and Mg oxides seem to have been less affected. The results of the assessment indicate that alteration processes may have modified some major element contents of the studied rocks and as such interpretations will be made mostly on the basis of immobile trace elements such as Ti, Nb, Zr, Y and the REE.

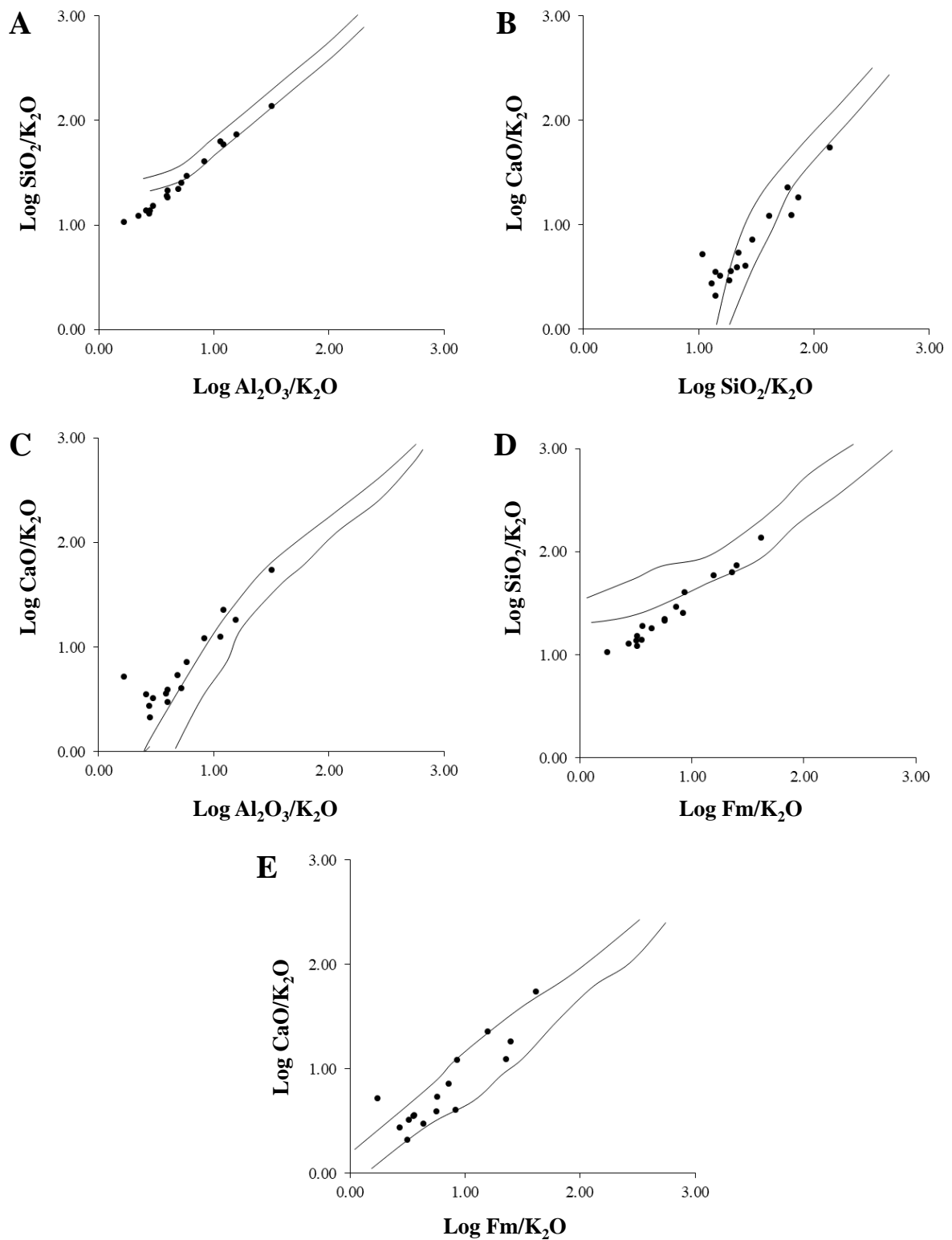


Figure 4.5: Logarithmic oxide molecular proportion ratio (LMPR) diagrams for the studied seventeen samples of alkaline basalts. Also shown are the limits of the trends for modern volcanic suites (**BESWICK & SOUCIE, 1978**). **(A)** Log $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ vs. Log $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ plot; **(B)** Log $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ vs. Log $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ plot; **(C)** Log $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ vs. Log $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ plot; **(D)** Log $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ vs. Log $\text{Fm}/\text{K}_2\text{O}$ plot (Fm is the sum of the molecular proportions of Fe_2O_3^t , MgO and MnO); **(E)** Log $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ vs. Log $\text{Fm}/\text{K}_2\text{O}$ plot.

4.8.2 Discrimination of magmatic series and chemical classifications

Samples are mafic rocks with relatively evolved compositions ($MgO = 5.55 \pm 1.50$ wt%; $Ni < 220$ ppm; $Cr < 400$ ppm). These rocks are moderately altered to carbonates displaying $10.23 \pm 3.12\%$ LOI (**Table 4.1**). All samples belong to the alkaline series (**Figure 4.6**) and the dispersion observed in the TAS classification diagram (**Figure 4.6A**) may be due to alteration, considering the mobility of the alkalis. However, the classification using ratios of immobile trace elements (Nb, Y and Zr) confirms the petrographic classification of the rocks as alkaline basalts (**Figure 4.6B,C**). Based on A/CNK-A/NK diagram (**SHAND, 1943**), these rocks are within metaluminous type (**Figure 4.6D**). The agpaite index $((Na + K)/Al)$, in molar proportions) of all samples is lower than 1.2, and therefore they comprise a miaskitic alkaline series (**SORENSEN, 1997**).

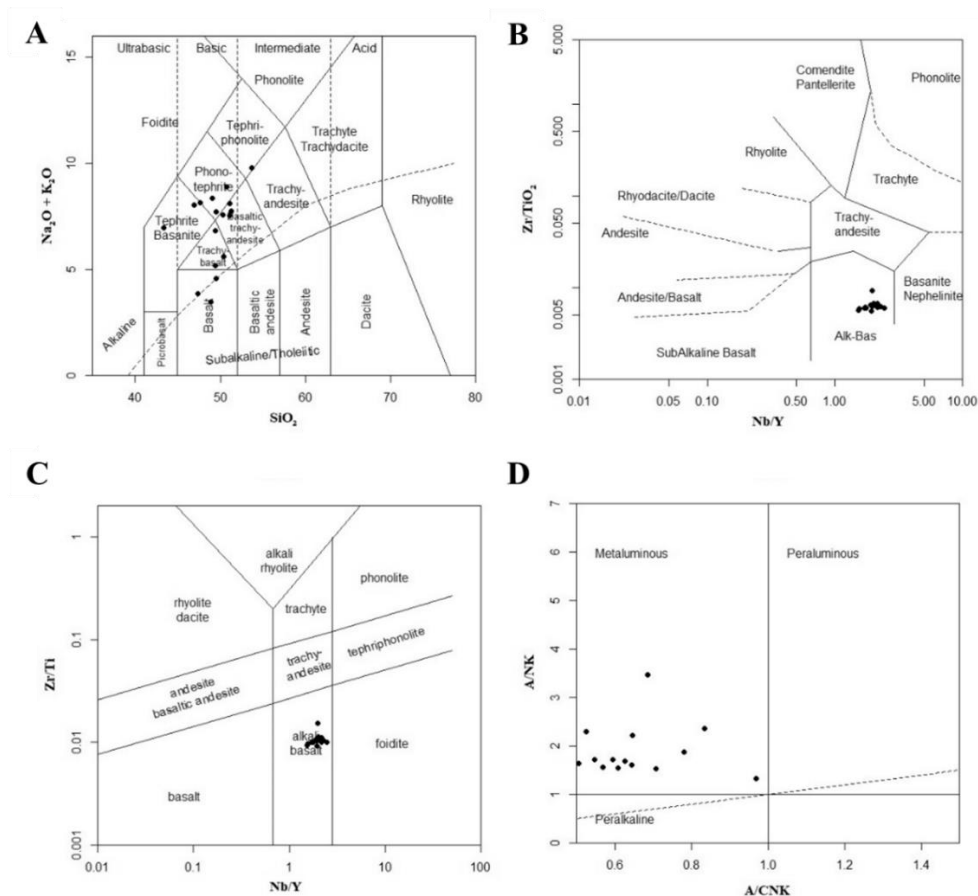


Figure 4.6: Studied samples plotted in classification and discrimination diagrams. (A) Total Alkalis vs. SiO_2 (TAS) diagram (**LE BAS ET AL., 1986**). The alkaline-subalkaline curve is from **Irvine and Baragar (1971)**. Data recalculated to 100% on a volatile-free basis. (B) Zr/TiO_2 vs. Nb/Y diagram (**WINCHESTER & FLOYD, 1977**). (C) Zr/Ti vs. Nb/Y diagram (**PEARCE, 1996**). (D) A/NK vs. A/CNK diagram (A/CNK = molar ratio $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ and A/NK = molar ratio $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$; **SHAND, 1943**).

The patterns of the alkali basalts in the chondrite-normalized trace elements diagram (**Figure 4.7**) show a strong degree of enrichment in incompatible elements (**Figure 4.7A**). The concentrations of the large ion lithophile elements (LILE) vary over a wide range possibly due to their greater mobility when compared with the high-field strength elements (HFSE). The patterns in the chondrite-normalized multielement diagram display a Nb peak ($0.3 < \text{La}/\text{Nb}_{(N)} < 0.7$) of the ocean island basalts (OIB) as opposed to the typical Nb troughs of the continental flood basalts (CFB). Most of the patterns of the alkaline basalts also display negative anomalies of Th and P (**Figure 4.7A**). The La/Yb_(N) ratios ($4 < \text{La}/\text{Yb}_{(N)} < 12$) greater than 1 (**Figure 4.7B**) in all samples also suggest a role for an OIB-type mantle source. This mantle source has been linked with the deep fertile mantle and, in some cases, with a plume-like thermal anomaly. Surprisingly, some alkaline basalts display positive Eu anomalies whereas others lack this feature in chondrite-normalized REE diagram (**Figure 4.7B**). This may reflect the accumulation of plagioclase microphenocrysts in some samples as depicted by the petrography.

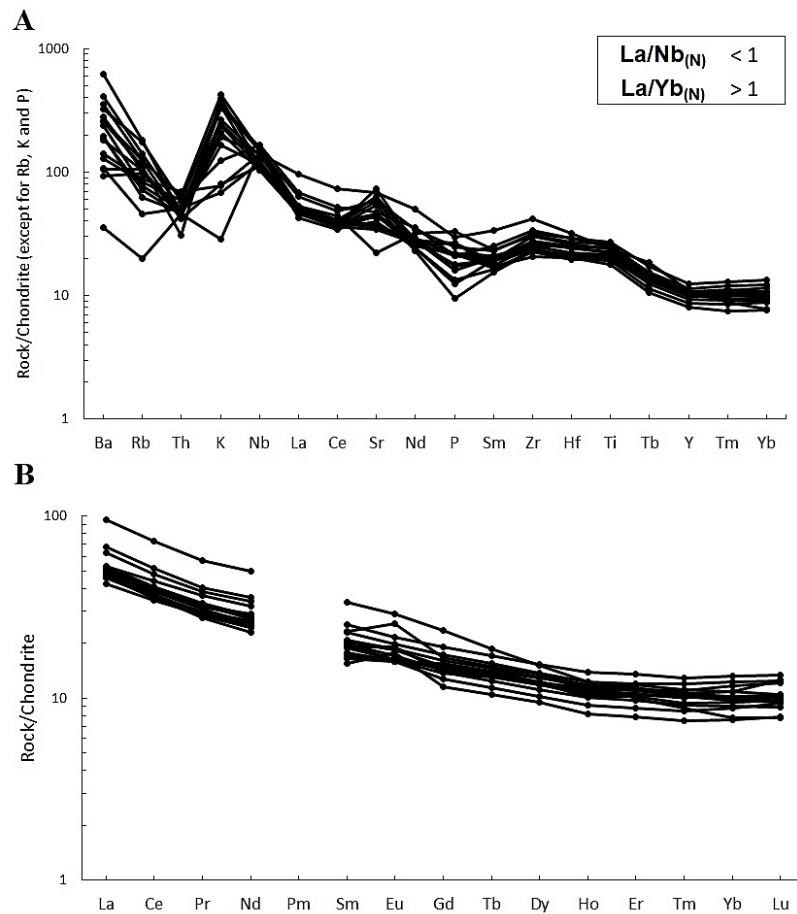


Figure 4.7: Alkaline basalts of well X plotted in chondrite-normalized multielement diagrams. (A) Chondrite-normalized multielement diagram. Normalization factors are from **McDonough and Sun (1995)**, except for Rb, K and P (**THOMPSON, 1982**). (B) Chondrite-normalized REE diagram. Normalization factors are from **McDonough and Sun (1995)**. The La/Yb and La/Nb ratios normalized to the chondrite (N) are shown in the inset.

4.9 Discussions

4.9.1 Correlations within and among magmatic sections by differentiation processes

The apparent parallelism in the chondrite-normalized REE diagram for all alkaline basalts from well X (**Figure 4.7B**) makes it possible to have a relationship by differentiation processes. Samples X587 (Section C; MgO = 8.40 wt% and LOI = 5.87 wt%) and X704 (Section F; MgO = 4.61 wt% and LOI = 6.47 wt%) represent the least evolved and evolved compositions among the alkaline basalts, respectively (**Table 4.1**). The ratio between incompatible elements with crystal/liquid partition coefficient (K_d) in the same order of magnitude (La/Yb, La/Sm and Gd/Lu) of samples X587 and X704 are very similar. For instance, the least evolved sample (X587) has La/Yb = 5.3; La/Sm = 2.5; and Gd/Lu = 1.5, whereas the evolved sample (X704) has La/Yb = 5.1; La/Sm = 2.7; and Gd/Lu = 1.4. The least evolved sample has REE compositions lower than the evolved composition as expected by fractional crystallization. However, a cogeneticity between these samples by fractional crystallization in the same subvolcanic magma chamber is difficult to support on a geological basis since in stacked flows as those represented in well X the less evolved composition should be stratigraphically below the alkaline basalts and not the other way round (**Figure 4.3**). On the other hand, stratigraphic relationships between the least evolved composition X587 and the evolved composition X372 (Section A, MgO = 4.94 wt% and LOI = 8.93 wt%) would not prevent cogeneticity by fractional crystallization. However, basaltic magmas with such different MgO contents would not bear rather similar REE concentrations as those presented by samples X587 and X372 (**Table 4.1**). Finally, samples with virtually the same MgO (samples X704 and X689 in Section F and sample X372 in Section A) should not have REE concentrations as different as about 20% if they were related with the same least evolved composition by fractional crystallization (**Table 4.1**). The same applies to samples X455, in Section A, and X549, in Section C, with MgO contents of 5.15 wt% and 5.19 wt% but La/Yb_(N) ratios 5.1 and 4.9, respectively. Similarly, samples X420 (Section A; MgO = 6.53 wt%) and X553 (Section C; MgO = 6.15 wt%) are unlikely to be cogenetic with the same least evolved composition by fractional crystallization due to their different La/Yb_(N) ratios (5.4 and 4.9, respectively). Therefore, the stratigraphic and petrological data indicate that magmas from different sections are unlikely to be cogenetic by fractional crystallization, *i.e.*, to be related to the same magma chamber. This may be the main reason, besides possible post-magmatic alteration, the samples scatter in variation diagrams.

Discarding the hypothesis of cogeneticity between samples with different MgO contents in different sections, the relationship between samples within the same section was also approached using samples with LOI lower than 10% and SiO₂ contents within the basic range (45% – 52%). Sections A, C and F met these criteria, but sections B and E contain only one sample each and Section D has two samples with LOI values above 10%. Samples X420 (MgO = 6.53 wt% and LOI = 9.38 wt%) and X372 (MgO = 4.94 wt% and LOI = 8.93 wt%) were selected in section A. The immobile incompatible elements of the least evolved sample and the most evolved sample in Section A show variations difficult to explain by fractional crystallization. For example, the Y of the least evolved sample (X420) is 17 ppm, while the Y of the most evolved sample (X372) is 16 ppm. The same occurs with other incompatible elements, such as Zr, Ce, among others. In the case of the REEs, with the exception of La, Yb and Lu, for which the values are practically the same, the other REEs of the least evolved sample have higher values than the more evolved sample. In general, the least evolved sample is more enriched in incompatible elements compared to the most evolved sample, a relationship inverse from that expected by differentiation of basaltic magmas involving fractional crystallization. The same relationship is observed by samples X587 (MgO = 8.40 wt% and LOI = 5.87 wt%) and X573 (MgO = 5.34 wt% and LOI = 10.19 wt%) in Section C. One possibility to explain the patterns observed in sections A and C would be crustal assimilation during turbulent magma ascent (ATA; **MOORBATH & THOMPSON, 1980; HUPPERT & SPARKES, 1985; KERR ET AL., 1995**), but isotopic data would be needed to confirm this hypothesis.

Samples X735 (MgO = 5.95 wt% and LOI = 8.26 wt%) and X704 (MgO = 4.61 wt% and LOI = 6.47 wt%) in Section F bear REE compositions akin to a relationship by fractional crystallization. Differently from what was observed in sections A and C, the least evolved sample (X735) is less enriched in incompatible elements than the more evolved sample (X704), such as the REE, which also applies to sample X689 (MgO = 4.46 wt% and LOI = 9.42 wt%) (**Figure 4.8A**). Therefore, the cogeneticity among samples in Section F was investigated on the basis of geochemical modeling. The aim of modeling was to reproduce the REE values of the evolved sample from the least evolved sample using the Rayleigh equation (**Figure 4.8B**). The amount of fractional crystallization was then compared to that needed to reproduce the MgO range between the two samples. The K_D values used are those compiled by **Rollinson (1993)** and proposed by **Villemant et al. (1981)** for REEs.

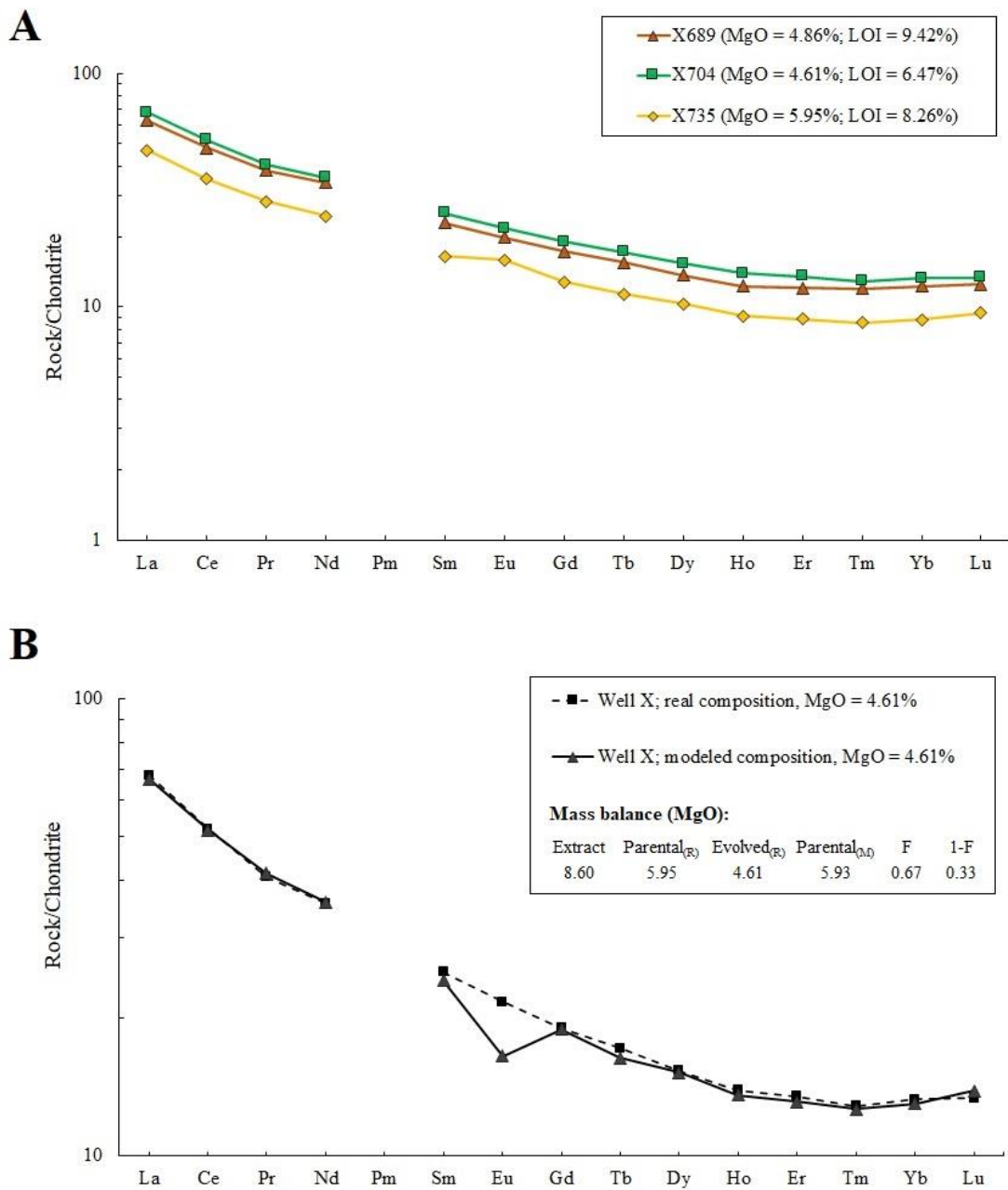


Figure 4.8: REE patterns and results of geochemical modeling for samples in Section F of Well X in Santos Basin. (A) Chondrite-normalized REE diagram for alkali basalts samples of Section F. Normalization factors are from **McDonough and Sun (1995)**. The MgO and LOI contents of the samples are shown in the inset. (B) Results of geochemical modeling using the Rayleigh equation for fractional crystallization. The results of mass balance for MgO are contained in the inset. The real least evolved and evolved compositions are indicated with (R) and the modeled least evolved compositions are indicated with (M). F is the remaining liquid fraction and 1 – F is the amount of fractional crystallization.

The best fit (**Figure 4.8B**) was obtained using a fractionating assemblage, defined on the basis of petrography, of olivine (20%) and plagioclase (80%) for 33% of fractional crystallization. The mass balance calculated for MgO showed that, for 33% of fractional

crystallization, an extract of olivine with 43% of MgO (**ROEDER & EMSLIE, 1970**) added to the evolved composition (sample X704) manages to result in a model least evolved composition (5.93 wt%) practically equal to the composition of sample X735 (5.95 wt%). Only the element Eu showed a high percentage error (24%) compared to the modeled one (**Figure 4.8D**). The Eu may be either compatible or incompatible depending on the fugacity of O₂ (*e.g.*, **DRAKE & WEILL, 1975**). The greater the fugacity of O₂, that is, the more oxidizing the environment, the more incompatible this element is. It would require an incompatible behavior of the Eu ($K_d \sim 0.2$) to fit the model, implying a rather oxidizing crystallization setting. However, the presence of pyrite in the groundmass of the studied rocks indicates a magmatic origin of this mineral, implying a reduced crystallization environment. Therefore, the modeling misfit for Eu is possibly related with amounts of plagioclase microphenocrystals in the analyzed sample. Despite the misfit for Eu, the geochemical modeling indicates that samples in section F are likely to be cogenetic by fractional crystallization, as opposed to non-cogeneticity for the other magmatic sections in well X.

The La/Yb_(N) ratios of the least evolved samples in the six magmatic sections of the studied well vary within a notable range. For instance, samples X486 (Section B), X587 (Section C) and X656 (Section E), whose MgO values are 8.05 wt%, 8.40 wt% and 7.84 wt%, respectively, show different La/Yb_(N) ratios (12.1; 5.2 and 4.2, respectively). Therefore, these samples do not represent liquids evolved from the same least evolved magmas. Different least evolved basaltic magmas are associated with either different mantle sources under similar amounts of partial melting or by different partial melting degrees from the same mantle source (*i.e.* same La/Yb_(N) ratio) with different amounts of residual garnet. This will be discussed in further sections of this paper.

4.9.2 Partial melting and mantle sources

Partial melting modeling was elaborated in order to test the possibility of generating less evolved liquids with the same degree of evolution (similar MgO contents) in the studied magmatic sections for a given partial melting range from the same mantle source. Samples X486 (MgO = 8.05 wt%; LOI = 7.48 wt%; Section B) and X587 (MgO = 8.40 wt%; LOI = 5.87 wt%; Section C) were chosen to represent those least evolved compositions. Experimental petrology shows that the partial melting range needed to generate alkaline basaltic melts from peridotites ranges from as low as 0.5% and 11% (*e.g.* **GREEN, 1969, 1973, 2015; YODER &**

KUSHIRO, 1972; BAILEY, 1976; EDGAR, 1987). The modeling used the equations of modal batch partial melting (*e.g.* **WOOD & FRASER, 1976**) for selected trace elements (La, Yb, Zr and Y). The K_D values were obtained from several authors (**SCHNETZLER & PHILPOTTS, 1970; MCKENZIE & O'NIONS, 1991; VILLEMANT ET AL., 1981; ROLLINSON, 1993; HORN ET AL., 1994; AIGNERTORRES ET AL., 2007**). The mantle source was a lherzolite (65% olivine, 20% orthopyroxene, 15% clinopyroxene) with 1% to 5% of aluminous phase (garnet, spinel or plagioclase). The amount of the Al-phase was balanced by varying the amounts of olivine in the mantle source whose La/Yb and Zr/Y ratios were enriched in relation to chondritic values.

The first modeling was done using the elements La and Yb (**Figure 4.9A**). The La/Yb_(N) ratios of samples X486 and X587 are, respectively, 12.1 and 5.2. The modeling showed that melting had to occur in the garnet stability zone. As expected, the greater the amount of residual garnet, the lower the La/Yb ratios of the mantle source (*i.e.*, the enrichment factor) needed to generate the La/Yb_(N) of the melts within the partial melting range (0.5 – 11%). Additionally, results were strongly controlled by the different values of K_D available in the literature. The greater the K_D , the lower the La/Yb ratio of the mantle source for the same amount of residual garnet (**Figure 4.9A**). Three K_D values for Yb between garnet and basaltic melts were used in the modeling, as such: 6.167, 11.50 and 35.60 (**ARTH, 1976; IRVING & FREY, 1978**). The results indicate that it is possible to generate the La/Yb_(N) ratios of the least evolved liquids under the following conditions: i) 3% garnet at the source, using the lowest value of K_D (6.167) and a source with a La/Yb ratio 22% greater than chondritic values; ii) 2% garnet in the source, using an intermediate K_D value (11.5) and a source with a La/Yb ratio only 9% greater than chondritic values; iii) 1% garnet in the source, using the highest value of K_D (35.6) and a source with a La/Yb ratio lower than the chondrite (enrichment factor equal to 0.89). In the latter case, the La/Yb ratio (< 1) is inconsistent with melting of a fertile mantle, likely to be the source of the studied alkaline basalts as depicted by their La/Yb and La/Nb ratios (**Figure 4.7**). Derivation from fertile sources (enrichment factors between 1.09 and 1.22; **Figure 4.9A**) could give rise to the highest (12.1) and lowest (5.2) La/Yb_(N) ratios of the least evolved samples at extreme values of partial melting (respectively, 0.5% and 11%). High enrichment factors (1.52 and 1.85; **Figure 4.9A**) would not generate the least evolved melts by different amounts of partial melting (0.5 – 11%) from the same source, as well as melting within the spinel stability zone (**Figure 4.9A**). Modeling for Zr/Y ratios (**Figure 4.9B**) showed that melting within the garnet zone (1% residual garnet) of a slightly enriched (1.03) mantle source would give rise to the Zr/Y ratios of

the two least evolved samples by 0.8 – 9% partial melting. Slightly more amounts of residual garnet (2%) would require a depleted mantle source (Zr/Y enrichment factor of 0.82; **Figure 4.9B**). Melting within the spinel zone (1% residual spinel) could give rise to those least evolved samples by 0.6 – 11% partial melting from a more fertile mantle source (37% more enriched than chondritic values; **Figure 4.9B**).

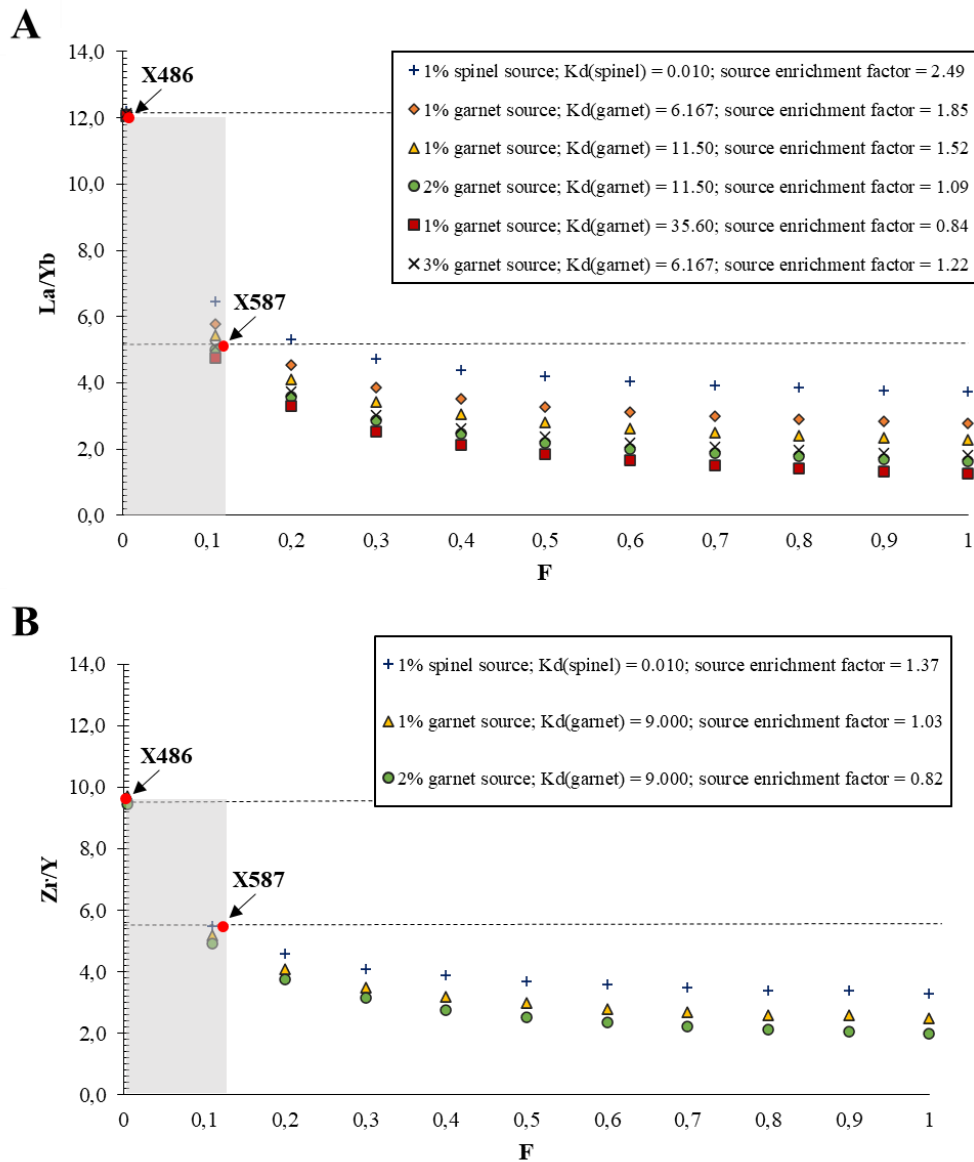


Figure 4.9: Results of modal batch partial melting modeling for La/Yb and Zr/Y considering a lherzolite mantle source. The amount of aluminous phase in the mantle source (spinel or garnet), as well as its different K_d values and source enrichment factors for respective elements are shown in the insets. X486 and X587 are the least evolved samples. Gray rectangle is the interval of partial melting degree for Generation of alkaline basalts. F is the amount of partial melting. **(A)** Results of partial melting modeling for La and Yb. The dashed line represents the La/Yb ratio (5.2) of the parental melt represented by sample X587. **(B)** Results of partial melting modeling for Zr and Y. The dashed line represents the La/Yb ratio (5.5) of the parental melt represented by sample X587.

In conclusion, the modal batch partial melting model indicates that it is possible to generate the differences in La/Yb_(N) and Zr/Y ratios of the least evolved samples in the studied well by different partial melting degrees from the same mantle source. Nevertheless, this would require melting at extreme (0.5% and 11%) F values. As such, derivation from distinctive mantle sources should be kept an open possibility for the origin of the studied alkaline basalts.

4.9.3 *Binary mixing modeling and geodynamic scenarios*

The La/Nb ratios of the studied alkaline basalts range from 0.3 to 0.7 (**Figure 4.7A**), with highest values approaching that of typical OIB (La/Nb = 0.77; **SUN & MCDONOUGH, 1989**). It should be noted that those La/Nb ratios correspond to least evolved samples with similar MgO contents (X486 and X586; MgO = 8.05 and 7.84 wt%, respectively) and that the La/Nb ratio (0.4) of sample X587 (MgO = 8.40 wt%) falls within this range (**Table 4.1**). The range of La/Nb ratios of these alkaline basalts with similar MgO values are difficult to be explained by either different amounts of melting from the same source or differentiation processes such as crustal contamination and/or fractional crystallization. An alternative explanation would be the mixture between the fertile OIB and other mantle sources, although keeping up with the La/Nb ratios below the unit of the studied alkaline basalts. The enriched subcontinental lithospheric mantle (SCLM) bears highly variable La/Nb ratios and could represent an adequate end-member in mixing calculations. The composition of the SCLM is difficult to constrain but may be represented by volatile-rich, ultrapotassic-potassic, mafic melts (*e.g.*, **BERGMAN, 1987; ROCK, 1991**). However, the La/Nb ratios (> 1) of SCLM samples would result in Nb negative anomalies not seen in the patterns of the alkaline basalts in chondrite-normalized multielement diagrams (**Figure 4.7A**). Binary mixing calculations show that the generation of Nb negative anomalies in chondrite-normalized multielement diagrams strongly depends on the amount of SCLM with La/Nb > 1 in the mixture. Mixing of only 6% of SCLM represented by typical lamproite (La/Nb = 2.5; **BERGMAN, 1987**) with 94% OIB (La/Nb = 0.8; **SUN & MCDONOUGH, 1989**) would give rise to a mixed compositions with a negative Nb anomaly. Similarly, Nb negative anomalies would result from mixing between typical OIB and 20% SCLM represented by ultramafic lamprophyres with La/Nb = 1.3 (**ROCK, 1991**). The local SCLM in SE Brazil, nearby Santos Basin, is represented by the alkaline lamprophyres in Rio de Janeiro (RJ lamprophyres; **VALENTE, 1997**) and São Paulo (SP lamprophyres; **REGELOUS, 1993; GARDA, 1995; MAGALHÃES, 2012**) coastlines as well as by the Atalaia lamprophyres that occur in the continental portion of the Cabo Frio

Structural High (**Figure 4.1**). Mixing between OIB and about 30% RJ lamprophyres (average La/Nb = 1.5) or 30% of SP lamprophyres (average La/Nb = 1.4) would also generate a Nb negative anomaly in mixed melts. The same applies to mixing between typical OIB and 50% of the Atalaia lamprophyres (average La/Nb = 1.1). On the other hand, mixing between typical OIB and a lithospheric mantle represented by the average composition of alkaline lamprophyres (**ROCK, 1991**), whose La/Nb ratio is equal to 0.9, would not generate a negative Nb anomaly. However, despite the fact that mixing between typical OIB and SCLM compositions with La/Nb < 1 could keep up with the La/Nb ratios below unit of the studied alkaline basalts, mixing calculations with typical OIB would require atypical SCLM end-members La/Nb ratios (*i.e.* < 0.3) to give rise to the range of La/Nb ratios of the studied alkaline basalts (0.3 – 0.7).

There has been much debate about the composition of the mantle sources that give rise to OIB although many authors agree that these basalts derive from fertile or enriched sources in the deep mantle, perhaps even in the lower mantle (*e.g.*, **ZINDLER & HART, 1986; HUMPHRIES & NIU, 2009**). One of the focus of the debate is whether OIB can be related to mantle plumes (**ANDERSON, 2005; ANDERSON & NATLAND, 2005**). Unfortunately, although data from seismic tomography have the potential to identify cylindrical anomalies within the deep mantle, resolving power of the geophysical techniques cannot either prove or disprove the plume hypothesis (*e.g.*, **JULIAN, 2005**).

The petrogenesis of the pre-Aptian, voluminous basaltic magmatism in SE Brazil has been strongly related to the Tristan da Cunha mantle plume, particularly in the case of the *c.a.* 132-130 Ma Paraná-Etendeka continental flood basalts (*e.g.*, **PEATE, 1997**) in the continental area adjoining Santos Basin, but also in the case of the *c.a.* 138 Ma Camboriú basalts in Santos Basin and the coeval Cabiúnas basalts in the Campos Basin (**FODOR & VETTER, 1984; MISUZAKI ET AL., 1992**), northwards Santos (**Figure 4.1**). Thus, binary mixing calculations were elaborated in this paper in order to test for possible involvement of OIB-like, Tristan da Cunha mantle plume and the local SCLM represented by the RJ lamprophyres, SP lamprophyres and Atalaia lamprophyres in SE Brazil. Tests were done to reproduce the ratios of immobile incompatible trace elements (La/Nb and Zr/Y) of the studied alkaline basalts.

The average La/Nb ratio of alkali basalts and basanites from Tristan da Cunha (**LE ROEX ET AL., 1990**) is equal to that of the typical OIB (0.8) and, therefore, mixtures between Tristan da Cunha and the different SCLM would give similar results to those obtained in the aforementioned binary mixing models. The main challenge would be finding samples of the RJ

lamprophyres, SP lamprophyres and Atalaia lamprophyres with adequate La/Nb ratios (< 0.3) and Zr/Y ratios (> 10) so that they could be SCLM end-members in binary mixing calculations to give rise to the alkaline basalts ($0.3 < \text{La/Nb} < 0.7$; **Figure 4.7A**). Such atypical composition of the local SCLM could also keep up with the Nb positive anomaly of the alkaline basalts as opposed to a Nb negative anomaly that results from mixing between OIB-like and SCLM-like mantle sources as previously demonstrated. Some lamprophyres from RJ, SP and Atalaia, representatives of the local lithospheric mantle, have a La/Nb ratio < 1 (positive Nb anomaly) and could be possible candidates for mixing with Tristan da Cunha. However, there are no compositions with Nb values high enough that combined with La would give a La/Nb ratio as low as 0.3. Thus, incompatible immobile trace element ratios of the studied alkaline basalts cannot be explained by derivation of a mixture between OIB-like, Tristan da Cunha mantle source and the compositions of the local SCLM nearby Santos Basin. This raises two possible explanations: either the alkaline basalts derive solely from the Tristan da Cunha plume or the depleted mantle, which also has a positive Nb anomaly ($\text{La/Nb} < 1$) was involved in their petrogenesis. Note that the La/Nb and Zr/Y ratios of the of typical N-MORB (respectively, 2.6 and 1.0; **SUN & MCDONOUGH, 1989**) and Enriched Middle Ocean Ridge Basalt (E-MORB; respectively, 3.3 and 0.8; **SUN & MCDONOUGH, 1989**) do not provide suitable compositions. The same applies to the strongly depleted mantle (DMM; respectively 2.0 and 1.1; **SALTERS & STRACKE, 2004**).

The geodynamic model proposed in this paper (**Figure 4.10**) was produced based on recent propositions for the crust structure of the Santos Basin based on geophysical-geological models (*e.g.*, **RIGOTI, 2015**). In general, these crustal models do not take into consideration the mantle dynamics below the continental crust, even though Santos Basin is considered to be related with the evolution of a magma-poor, hyperextended rifted margin with strong compartmentation of crustal blocks as proposed for basins elsewhere (**MANATSCHAL, 2004; LAVIER & MANATSCHAL, 2006; ASLANIAN ET AL., 2009; HUISMANS & BEAUMONT, 2011; FRANKE, 2013; SUTRA & MANATSCHAL, 2012; PERON-PINVIDIC ET AL., 2013**). There are uncertainties regarding the characterization of the Santos Basin as a magma-poor or magma-rich passive margin, but there is a *consensus* that it represents a hyperextended crust, allowing the exhumation or, at least, substantial uprising of the underlying mantle.

The binary mixing models presented above indicated that the alkaline basalts from Santos Basin must be derived from partial melting involving only the Tristan da Cunha plume,

with no geochemical evidence for the participation of neither the enriched SCLM nor the depleted N-MORB or DMM in their petrogenesis. The melting of the Tristan da Cunha plume head is believed by some authors to be responsible for the generation of the Paraná-Etendeka magmatism (*c.a.* 132 Ma; **PEATE, 1997**), leaving behind a hotspot track of its tail, recorded along the Walvis Ridge and Rio Grande Rise seamounts (*e.g.* **GIBSON ET AL., 2005; STRACKE ET AL., 2005; MATOS, 2021**). The large volume of magma would have been generated by the melting of the plume head, which cools in the process and loses potential temperature to melt. The rocks in well X could be related with either a long-standing *c.a.* 130 Ma rift magmatism or the *c.a.* 117 Ma post-rift magmatism recorded in the stratigraphic chart of Santos Basin (**Figure 4.2**). More likely, the alkaline magmatism in Santos would be more consistent with the melt of the plume tail as opposed to the tholeiitic magmatism related with the melting of the Tristan da Cunha plume head. As such, the alkaline magmatism would postdate the rift-related magmatism in Santos by 15 Ma to 17 Ma, time long enough to allow the melting of the plume tail as the South American plate moved westwards at the initial stages of the opening of the South Atlantic ocean. The lack of geochemical evidence for the presence of the SCLM implies melting underneath a strongly stretched continental lithosphere below a very shallow Moho or inefficient heat transfer from the plume tail to the overlying SCLM. In the latter case, the plume tail would no longer have such a high potential temperature to melt the SCLM. However, plume tails tend to be hotter (in excess to 1270°C) than plume heads and the depleted mantle it moves through. Overall, the most plausible hypothesis is that the SCLM was not below the highly stretched continental crust where the studied well is located in Santos. The absence of the lithospheric mantle, which behaves as a thermal insulator, provides conditions to efficient heat transfer by conduction from the underlying plume tail to the overlying continental crust where the basin is located. Hence, the geothermal gradient of the continental crust in the Aptian must have been high by the time the Barra Velha carbonates and Itapema coquina were being generated in Santos Basin.

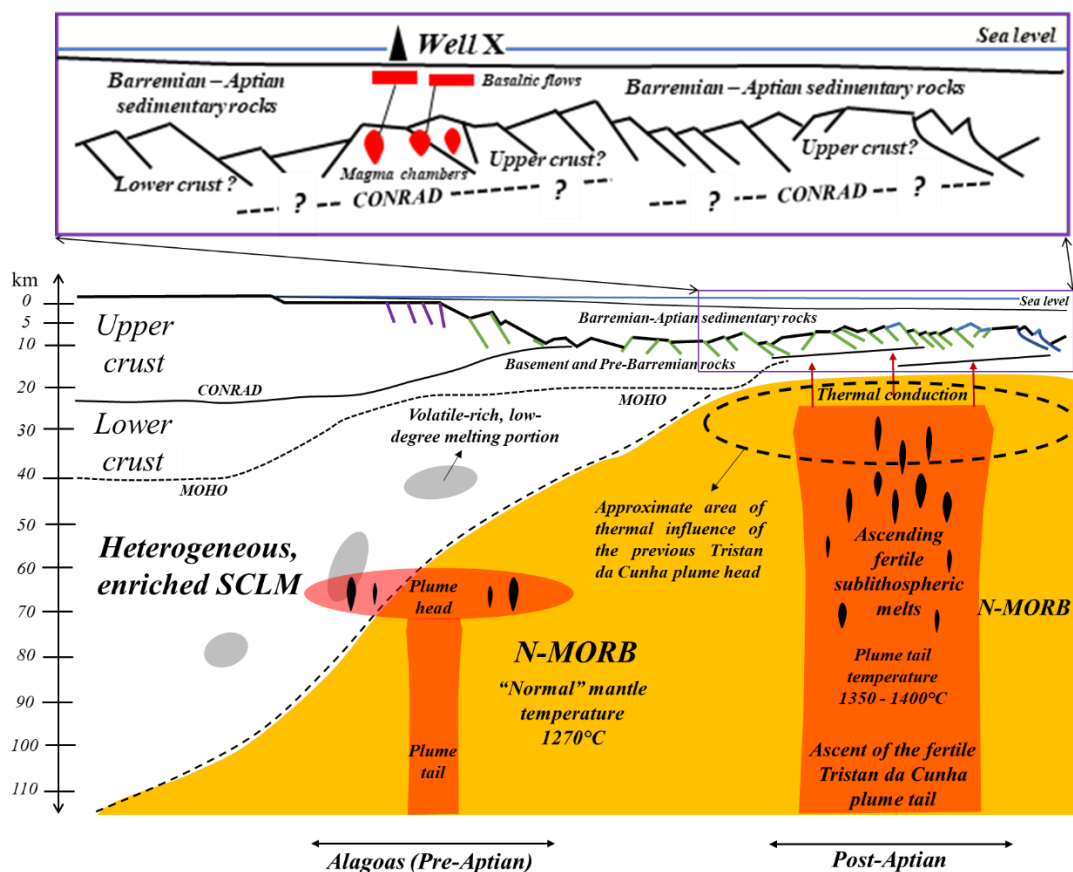


Figure 4.10: Proposed geodynamic model for the study area in the Santos Basin (not to scale). Crustal structure modified from the geophysical-geological model of **Rigoti (2015)**. The top panel shows the schematic crustal geometry in section for the Santos Basin in which well X is located.

There are uncertainties regarding the crustal geometry of the studied area, since the proposed geotectonic models for Santos usually present a highly compartmentalized crust. The presence of the upper or the lower continental crust in the geodynamic model (**Figure 4.10**) is speculative since no geophysical data were used in the study. Obviously, the total absence of crust in the region would facilitate the mantle exhumation, but there is no evidence to support this process in the studied well. Furthermore, the alkaline basalts studied are interpreted as basaltic flows intercalated with coquinas from the Itapema Formation, which indicates that they may be inserted in a thinned continental crust, with or without the presence of an underlying lower continental crust (**Figure 4.10**). This continental crust would be thin enough to prevent the formation of large magma chambers with long time of residence, since there is no evidence for contamination processes in the petrogenesis of the alkaline basalts in Santos. The ascending alkaline basalt melts would accumulate within this thinned upper continental crust and fed the basalt flows that were stacked in the magmatic sections of well X (**Figure 4.10**). Cogeneticity by fractional crystallization was proposed here for at least one magmatic section of the studied

well (Section F) but further interpretations regarding differentiation processes would be rather speculative on the basis of such a restricted sampling. These uncertainties can be surpassed in future works applying isotopic data.

4.9.4 Regional comparison

The Santos magmatism sampled by well X comprises alkaline basalts interbedded with sedimentary rocks (mainly coquinas) from the Barra Velha and Itapema formations, possibly related to the regional Intra-Alagoas unconformity, in the Santos Basin, with an estimated age at 117 Ma (MOREIRA *ET AL.*, 2007; Figure 4.2). A coeval magmatic event was recorded in Campos Basin, northwards Santos, being known as the Alagoas magmatism (DANI *ET AL.*, 2017). The Alagoas basalts comprise a single low-TiO₂ suite with samples with high MgO, being tholeiitic to transitional (DANI *ET AL.*, 2017). They were time-correlated with the Lower Cretaceous basalts of the Paraná-Etendeka (PEATE, 1997). It is worth mentioning that, until the present moment, there is no *c.a.* 117 Ma tholeiitic basaltic magmatism in the continental area adjoining Santos and Campos basins.

Major element compositions of the samples from well X in Santos and from the Alagoas basalts in Campos (DANI *ET AL.*, 2017) are shown in Table 4.2. At first, some similarities are noted, such as the high degree of alteration of the samples. The Santos basalts show high LOI values ($9.53 \pm 2.78\%$), slightly higher than the Campos basalts ($6.26 \pm 2.64\%$) (Table 4.2). Both magmatisms can be characterized as low-TiO₂, with similar contents of this oxide ($1.24 \pm 0.28\%$, Campos, and $1.65 \pm 0.19\%$, Santos; Table 4.2). The ranges of MgO concentrations of the Alagoas and Santos basalts are similar, *i.e.*, they represent magmas with similar degrees of differentiation (Figure 4.11; Table 4.2). Santos and Alagoas basalts also display similar contents in Al₂O₃, MnO and P₂O₅ (Table 4.2). Total alkalis are higher in Santos than Campos, as expected in comparisons between alkaline and tholeiitic basalts elsewhere.

Table 4.2: Average, standard deviation, maximum and minimum values for major elements from Campos (Alagoas magmatism) and Santos (Santos magmatism) basalts. Major elements in weight percent (wt.%). LOI is loss on ignition, Fe₂O₃^t is total iron as ferric iron. N = number of samples in the dataset.

Alagoas magmatism (N = 8)												
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
Average	48.01	1.24	15.93	9.45	0.12	6.11	7.89	2.85	1.69	0.19	6.26	99.79
SD	1.45	0.28	1.37	1.63	0.06	1.81	1.45	0.28	0.85	0.05	2.64	0.26
Maximum	50.80	1.90	17.95	12.49	0.18	8.63	9.30	3.22	3.08	0.32	11.00	100.49
Minimum	45.92	1.01	13.77	7.28	0.03	2.53	5.22	2.33	0.58	0.15	3.00	99.65
Santos magmatism (N = 15)												
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
Average	44.92	1.65	15.25	7.70	0.11	5.74	8.90	2.83	3.34	0.23	9.53	99.58
SD	1.92	0.19	0.87	1.02	0.03	1.45	3.08	0.68	1.65	0.06	2.78	2.87
Maximum	48.45	1.98	16.67	10.62	0.14	8.40	15.68	4.26	6.18	0.35	15.85	100.71
Minimum	40.82	1.40	13.82	6.28	0.04	3.64	2.27	1.87	0.98	0.14	5.87	89.23

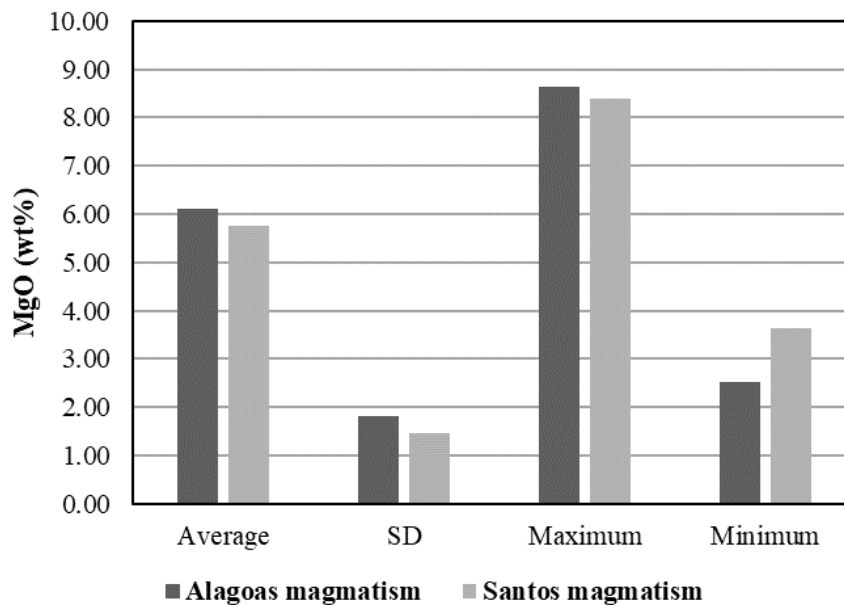


Figure 4.11: The MgO concentrations of the Alagoas and Santos basalts.

The Alagoas and Santos basalts are plotted in the Total Alkalis *versus* Silica (TAS) (LE BAS *ET AL.*, 1986) and the Zr/TiO₂ *versus* Nb/Y (WINCHESTER & FLOYD, 1970) classification diagrams (Figures 4.12 A-B).

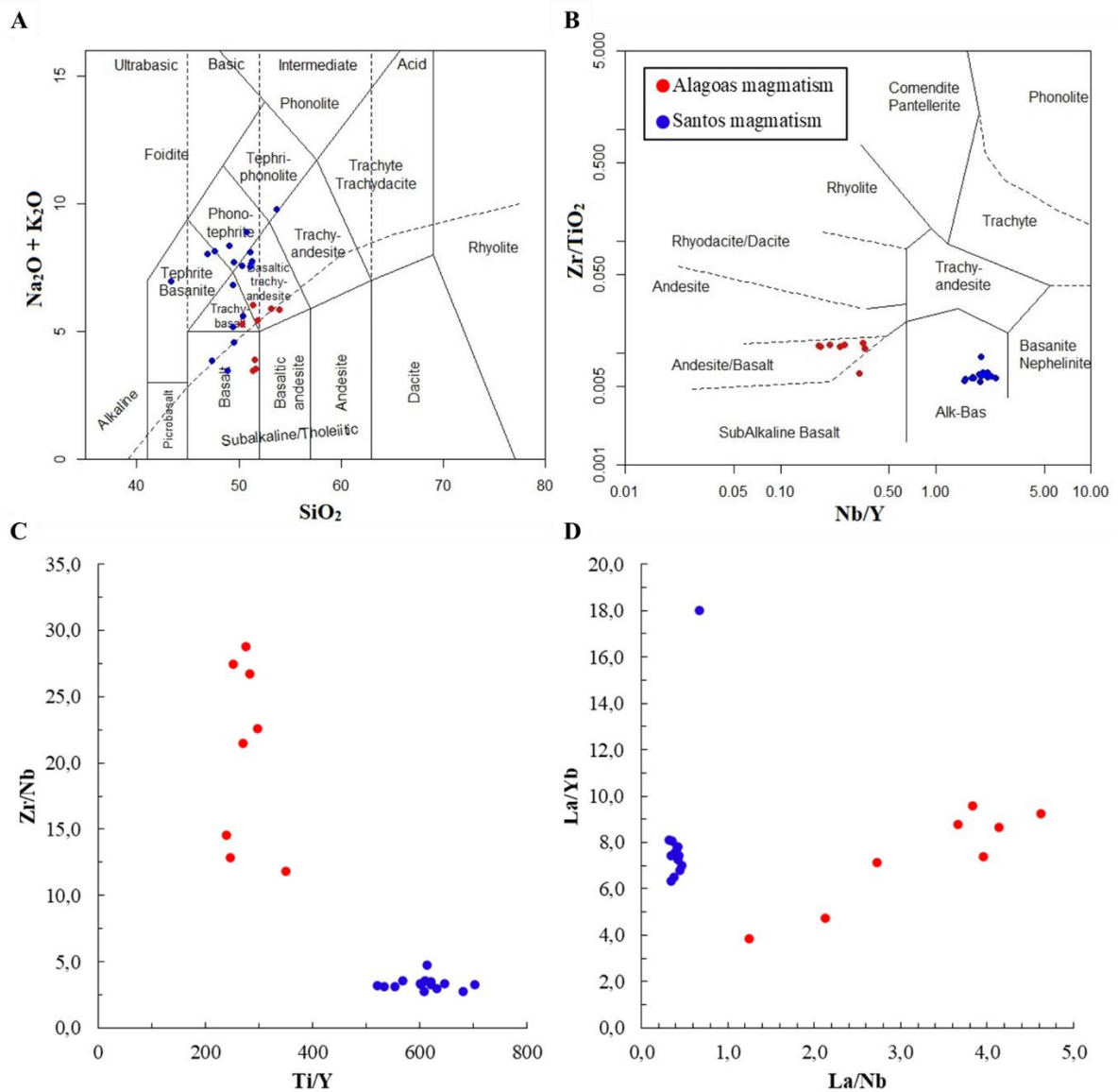


Figure 4.12: Santos (blue color) and Campos (red color) samples plotted in classification and discrimination diagrams. (A) Total Alkalis vs. SiO₂ (TAS) diagram (LE BAS ET AL., 1986). The alkaline-subalkaline curve is from Irvine and Baragar (1971). Data recalculated to 100% on a volatile-free basis. (B) Zr/TiO₂ vs. Nb/Y diagram (WINCHESTER & FLOYD, 1977). (C) Zr/Nb vs. Ti/Y diagram. (D) La/Yb vs. La/Nb diagram.

The Santos basalts comprise an alkaline series whereas the Alagoas magmatism has a transitional tholeiitic character (Figure 4.12A). The incompatible trace elements ratio diagram (WINCHESTER & FLOYD, 1977) corroborates the distinction between these two magmatic episodes (Figure 4.12B). Other diagrams using ratios between immobile incompatible trace elements clearly discriminate different fields for the Campos and Santos basalts (Figures 4.12C,D). For instance, the Alagoas basalts have higher Zr/Nb ratios than the Santos basalts and lower Ti/Y ratios than the Santos basalts (Figure 4.12 C). The La/Yb *versus* La/Nb diagram

shows a much more coherent grouping of the Santos basalts than the Campos basalts, with the exception of a single sample (X486) (**Figure 4.12D**). Scattering of the Alagoas basalts as opposed to grouping of the Santos basalts may be biased by sampling from four wells and a single well, respectively. The Santos sample (X486) with extremely high La/Yb ratio (18.0) differs from others with much lower ratios and similar MgO and LOI contents (**Table 4.1**). This can not be attributed to crustal contamination because this should strongly decrease the Nb contents of this sample, but the opposite happens since the more evolved sample has higher Nb contents than the less evolved one (Nb = 33.9 and 28.5, respectively; **Table 4.1**). If there is no contamination, this high La/Yb ratio could be due to different amounts of residual garnet in the mantle source during the partial melting process.

Magmas with the same degree of evolution among the samples from Campos (**DANI ET AL., 2017**) and Santos were also compared. Sample 6 (Alagoas magmatism; MgO = 8.63% and LOI = 7.10%; **DANI ET AL., 2017**) and X587 (Santos magmatism; MgO = 8.40% and LOI = 5.87%) have very different lithogeochemical characteristics when plotted on chondrite-normalized multi-element and REE diagrams (**Figure 4.13A,B**). The differences between the compared magmatic series in the REE diagram (**Figure 4.13B**) is difficult to explain by contamination as the upper or lower continental crust has more light REE (LREE) than heavy REE (HREE). Although contamination processes were proposed for the Alagoas magmatism (**DANI ET AL., 2017**), the least evolved sample (MgO = 8.63%) does not have a higher La/Yb ratio than the Santos least evolved sample (MgO = 8.40%). Thus, both compositions could be representative of their respective mantle sources. There are two hypotheses for the differences in La/Yb ratios shown in the REE diagram: either derivation from different sources or derivation by different amounts of partial melting from mantle sources with the same initial La/Yb ratios but with different amounts of residual garnet. Possibly the first hypothesis is the most probable, considering the lithogeochemical differences of both basaltic magmatic series and the distance between the two basins. Overall, the lithogeochemical data prevents a correlation between the Alagoas tholeiitic basaltic magmatism in Campos and the alkaline magmatism in Santos.

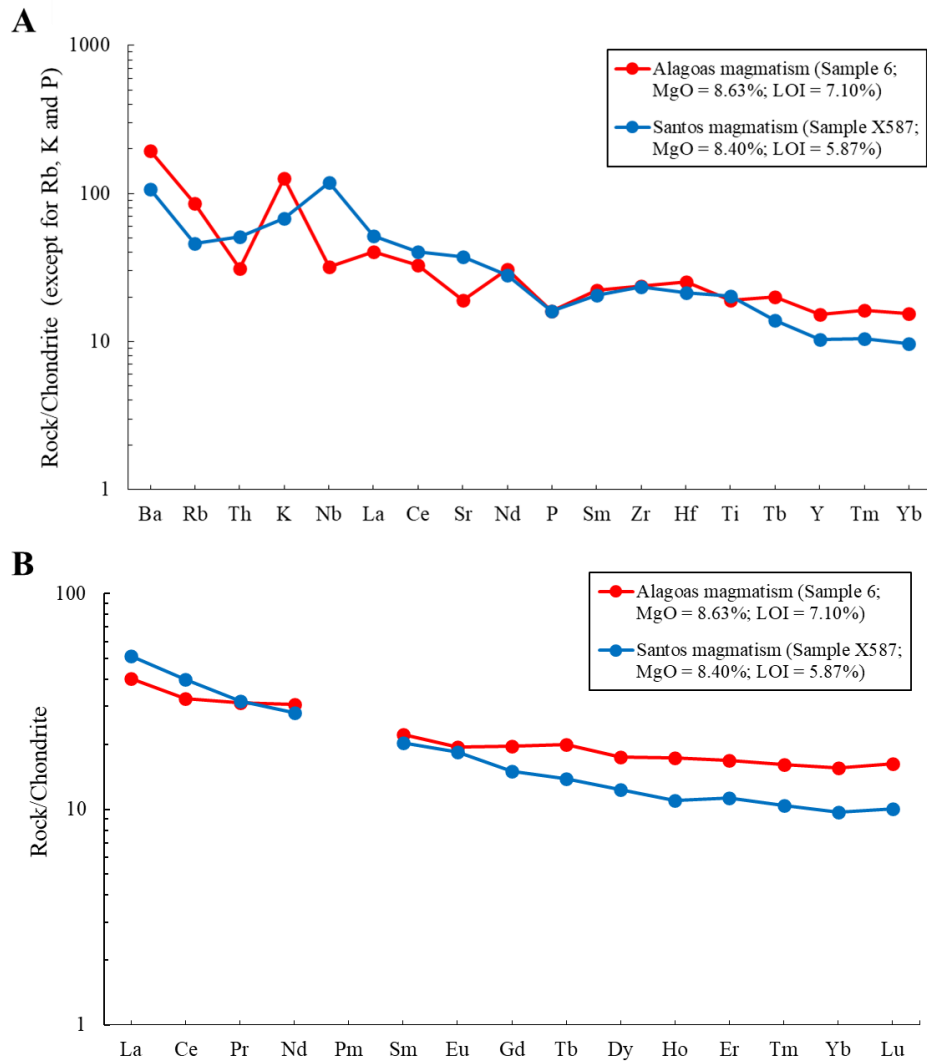


Figure 4.13: Trace element and REE patterns of Alagoas (DANI *ET AL.*, 2017) and Santos samples. (A) Chondrite-normalized multi-element diagram. Normalization factors are from McDonough and Sun (1995), except for Rb, K and P (THOMPSON, 1982). (B) Chondrite-normalized REE diagram. Normalization factors are from McDonough and Sun (1995). The La/Yb and La/Nb ratios normalized to the chondrite (N) are shown in the inset.

4.10 Conclusions

Six sections of magmatic rocks are interbedded with coquina in a well drilled in Santos Basin, offshore SE Brazil. The magmatic sections sum up 373 m of mostly plagioclase-phyric, amygdaloidal basalts, breccia-like structures being observed in few samples. Sections were interpreted as stacked predominantly basaltic subaerial flows as opposed to intrusions on the basis of the presence of substantial volume of altered glass, the abundance in amygdales and interbedding with coquina. The basalts comprise an alkaline miaskitic series with relatively evolved compositions. Samples are altered but assessment of alteration indicate that their

primary compositions were not substantially changed due to post-magmatic processes. Nevertheless, most of the geochemical interpretation and modeling was done using immobile trace elements. The lithochemical and stratigraphic data prevent intra- and inter-magmatic section correlations by differentiation processes, except for the bottom one, whose basalts could be related by fractional crystallization. Modal batch partial melting modeling indicates that samples with similar MgO contents within different magmatic sections bearing distinctive trace element ratios could be generated by different amounts of melting from the same lherzolite source. Nevertheless, this would imply melting within a wide and extreme range of partial melting. Preferably, the alkaline basalts may be related with different mantle sources. Binary mixing modeling showed that the local subcontinental lithospheric mantle and the depleted mantle did not contribute to the petrogenesis of the alkaline basalts, whose mantle source was attributed to the melting of the Tristan da Cunha plume tail beneath a strongly stretched continental crust. The results imply a shallow Moho beneath Santos in the Aptian by the time the petroleum reservoirs beneath the salt sequence were being formed in the basin.

4.11 References

ADRIANO, M.S.; FIGUEIREDO, J.P.; COELHO, P.H.G.; BORGHI, L. 2022. Tectonic and stratigraphic evolution of the Santos Basin rift phase: New insights from seismic interpretation on Tupi oil field area. *Journal of South American Earth Sciences* 116, 103842. DOI: 10.1016/j.jsames.2022.103842.

AIGNER-TORRES, M.; BLUNDY, J.; ULMER, P. & PETTKE, T. 2007. Laser ablation ICPMS study of trace element partitioning between plagioclase and basaltic melts: an experimental approach. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 153, p. 647–667.

ANDERSON, D.L. 2005. Scoring hotspots: the plume and plate paradigms, in Foulger, G.R., Natland, J.H., Presnall, D.C., Anderson, D.L., eds., *Plates, Plumes and Paradigms: Geological Society of America Special Paper*, v. 388, p. 31–54.

ANDERSON, D.L. & NATLAND, J.H. 2005. A brief history of the plume hypothesis and its competitors: concept and controversy, in Foulger, G.R., Natland, J.H., Presnall, D.C., Anderson, D.L., eds., *Plates, Plumes and Paradigms: Geological Society of America Special Paper*, v. 388, p. 119–145.

ARTH, J.G. 1976. Behaviour of trace elements during magmatic processes – a summary of theoretical models and their applications. *Res. U.S. Geol. Surv.*, v. 4, p. 41-47.

ASLANIAN, D.; MOULIN, M.; OLIVET, J-L.; UNTERNEHR, P.; MATIAS, L.; BACHE, F.; RABINEAU, M.; NOUZÉ, H.; KLINGELHOFER, F.; CONTRUCCI, I.; LABAILS, C. 2009. Brazilian and African passive margins of the Central Segment of the South Atlantic Ocean: Kinematic constraints. *Tectonophysics*, v. 468, n. 1-4, p. 98–112.

ASLANIAN, D.; GALLAISA, F.; AFILHADO, A.; SCHNURLEA, P.; MOULIN, M.; EVAIN, M.; DIAS, N.; SOARES, J.; FUCK, R.; PESSOA NETO, O.C.; VIANA, A.;

- MORVAN, L.; MAZÉ, J.P.; PIERRE, D.; ROUDAUT-PITE, M.; RIO ALVES, D.; BARROS JÚNIOR, P.; BIARI, Y.; CORELA, C.; CROZON DUARTE, J.L.; DUCATEL, C.; FALCÃO, C.; FERNAGU, P.; LIMA, M.V.A.G.; LEPIVER, D.; MOKEDDEM, Z.; PELLEAU, P.; RIGOTI, C.; ROEST, W.; ROUDAUT, M. 2021. Deep structure of the Pará-Maranhão/Barreirinhas passive margin in the equatorial Atlantic (NE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences* 110, 103322. DOI: 10.1016/j.jsames.2021.103322.
- BAILEY, D.K. 1976. *Applications of experiments to alkaline rocks*, in Bailey, D.K. and Macdonald, R., eds., *The evolution of the crystalline rocks*, Academic Press, New York, p. 419-469.
- BERGMAN, S.C. 1987. *Lamproites and other potassium-rich igneous rocks: a review of their occurrence, mineralogy and geochemistry*, in Fitton J.G., Upton B.G.J., eds., *Alkaline igneous rocks*. Blackwell, Oxford, p. 103–190.
- BESWICK, A.E. & SOUCIE, G. 1978. A correction procedure for metasomatism in an Archean greenstone belt. *Precambrian Research*, v. 6, p. 235-248.
- BUCKLEY, J.P.; BOSENCE, D. & ELDERS, C. 2015. Tectonic setting and stratigraphic architecture of an early cretaceous lacustrine carbonate platform, sugar Loaf high, Santos basin, Brazil. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 418 (1), 175–191.
- CARLOTTO, M.A.; SILVA, R.C.B.; YAMATO, A.A.; TRINDADE, W.L.; MOREIRA, J.L.P.; FERNANDES, R.A.R.; RIBEIRO, O.J.S. 2017. Libra: a newborn giant in the Brazilian Presalt Province, in Merrill, R.K., and Sternbach, C.A., eds., *Giant Fields of the Decade 2000–2010: American Association of Petroleum Geologists*, v. 113, p. 165– 176.
- CHANG, H.K., KOWSMANN, R.O., FIGUEIREDO, A.M.F. & BENDER, A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics* 213 (1–2), 97–138. DOI: 10.1016/0040-1951(92)90253-3.
- CHINELATTO, F., BELILA, A.M.P.; BASSO, M. SOUZA, J.P.P. & VIDAL, A.C. 2020. A taphofacies interpretation of shell concentrations and their relationship with petrophysics: A case study of Barremian-Aptian coquina in the Itapema Formation, Santos Basin-Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 116, 104317. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2020.104317.
- DANI, A. P. O.; REMUS, M. V. D.; DANI, N. & LIMA, E. F. 2017. Magmatismo basáltico do Andar Alagoas (Bacia de Campos). *Geol. USP, Ser. Cient.*, v. 17, n. 2, p. 269-287. DOI: 10.11606/issn.2316-9095.v17-373.
- DELPINO, D.H. & BERMÚDEZ, A.M. 2009. Petroleum systems including unconventional reservoirs in intrusive igneous rocks (sills and laccoliths). *The Leading Edge*, v. 28, p. 804–811. DOI: 10.1190/1.3167782.
- DICKSON, W.; SCHIEFELBEIN, C. & ODEGARD, M. 2019. Defining a supergiant petroleum system in Brazil’s Santos Basin with multi-disciplinary methods: one template for exploration success. *Interpretation*, v. 7, p. 133–152. DOI: 10.1190/INT-2018-0204.1.
- DRAKE, M.J. & WEILL, D.F. 1975. Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu²⁺, Eu³⁺ and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 39, p. 689-712.
- EDGAR, A.D. 1987. The genesis of alkaline magmas with emphasis on their source regions: inferences from experimental studies. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* v. 30, p. 29-52. DOI: 10.1144/GSL.SP.1987.030.01.04.

- EPIN, M.E.; MANATSCHAL, G.; SAPIN, F. & ROWAN, M.G. 2021. The tectono-magmatic and subsidence evolution during lithospheric breakup in a salt-rich rifted margin: insights from a 3D seismic survey from southern Gabon. *Mar. Petrol. Geol.* 128, 105005.
- EVAIN, M.; AFILHADO, A.; RIGOTTI, C.; LOUREIRO, A.; ALVES, D.; KLINGELHOEFER, F.; SCHNÜRLE, P.; FELD, A.; FUCK, R.; SOARES, J.; VINICIUS DE LIMA, M.; CORELA, C.; MATIAS, L.; BENABDELLOUAHED, M.; BALTZER, A.; RABINEAU, M.; VIANA, A.; MOULIN, M.; ASLANIAN, D. 2015. Deep structure of the Santos basin – São Paulo Plateau system, SE Brazil. *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 120(8): 5401-5431. DOI: 10.1002/2014JB011561.
- FLORISBAL, L.M.; JANASI, V.A.; BITENCOURT, M.F.; NARDI, L.V.S. & MARTELETO, N.S. 2018. Geological, geochemical and isotope diversity of ~ 134 Ma dykes from the Florianópolis Dyke Swarm, Paraná Magmatic Province: Geodynamic controls on petrogenesis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 355, p. 181–203. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2017.08.002.
- FODOR, R.V. & VETTER, S.K. 1984. Rift-zone magmatism: petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB, Southeastern Brazil margin. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 88, p. 307-321.
- FRANKE, D. 2013. Rifting, lithosphere breakup and volcanism: Comparison of magma-poor and volcanic rifted margins. *Marine and Petroleum Geology*, p.25.
- GAMBOA, L. A. P.; MACHADO, M. A. P.; SILVEIRA, D. P.; FREITAS, J. T. R.; SILVA, S. R. P. 2008. Evaporitos estratificados no Atlântico Sul: interpretação sísmica e controle tectono-estratigráfico na Bacia de Santos, in Mohriak, W. U.; Szatmari, P.; Anjos, S. M. C. Sal: Geologia e Tectônica. Exemplos nas Bacias Brasileiras. São Paulo: Beca Edições, p. 91-163.
- GARDA, G.M. 1995. *Os diques básicos e ultrabásicos da região costeira entre as cidades de São Sebastião e Ubatuba, Estado de São Paulo* [Tese de Doutorado]: São Paulo, Instituto de Geociências da USP, 2v, 156 p.
- GIBSON, S.A.; THOMPSON, R.N.; DAY, J.A.; HUMPHRIS, S.E. & DICKIN, A.P. 2005. Melt-generation processes associated with the Tristan mantle plume: constraints on the origin of EM-1. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 237, p. 744-767. DOI: 10.1016/j.epsl.2005.06.015.
- GOMES, J.P.; BUNEVICH, R.B.; TEDESCHI, L.R.; TUCKER, M.E. & WHITAKERA, F.F. 2019. Facies classification and patterns of lacustrine carbonate deposition of the Barra Velha Formation, Santos Basin, Brazilian Pre-salt. *Marine and Petroleum Geology*, 113, 104176. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2019.104176.
- GOMES, A.S. & VASCONCELOS, P.M. 2021. Geochronology of the Paraná-Etendeka large igneous province. *Earth-Science Rev.* 220, 103716. DOI: 10.1016/j.earscirev.2021.103716.
- GREEN, D.H. 1969. The origin of basaltic and nephelinitic magmas in the earth's mantle. *Tectonophysics*, v. 7, p. 409-422.
- GREEN, D.H. 1973. Experimental melting studies on a model upper mantle composition at high pressures under water-saturated and water-undersaturated conditions. *Earth Planet Sci. Lett.* v. 19, p. 37–53.

- GREEN, D.H. 2015. Experimental petrology of peridotites, including effects of water and carbon on melting in the Earth's upper mantle. *Phys Chem Minerals*, v. 42, p. 95-122. DOI: 10.1007/s00269-014-0729-2.
- GUEDES, E., HEILBRON, M., DE MORISSON VALERIANO, C., DE ALMEIDA, J.C.H. & SZATMARI, P. 2016. Evidence of Gondwana early rifting process recorded by Resende-Ilha Grande Dike Swarm, southern Rio de Janeiro, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 67, p. 11–24. DOI: 10.1016/j.jsames.2016.01.004.
- HORN, I.; FOLEY, S.F.; JACKSON, S.E. & JENNER, G.A. 1994. Experimentally determined partitioning of high field strength- and selected transition elements between spinel and basaltic melt. *Chemical Geology* 117: 193-218. DOI: 10.1016/0009-2541(94)90128-7.
- HUISMANS, R. & BEAUMONT, C. 2011. Depth-dependent extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins. *Nature*, [S.I.], v. 473, n. 7345, p. 74–78.
- HUMPHRIES, E.R. & NIU, Y. 2009. On the composition of ocean island basalts (OIB): The effects of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism. *Lithos* v. 112, p. 118-136. DOI:10.1016/j.lithos.2009.04.038.
- HUPPERT, H. E. & SPARKS, R. S. J. 1985. Komatiites I: Eruption and flow. *J. Petro.* v. 26, p. 694–725.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Canada, v. 8, p. 523-547.
- IRVING A.J. & FREY F.A. 1978. Distribution of trace elements between garnet megacrysts and host volcanic liquids of kimberlitic to rhyolitic composition. *Ceochim. Cosmochim. Acta*, v. 42, p. 771-787.
- JULIAN, B.R., 2005. What can seismology say about hotspots?, in FOULGER, G.R., NATLAND, J.H., PRESNALL, D.C., ANDERSON, D.L., eds., *Plates, Plumes and Paradigms: Geological Society of America Special Paper*, v. 388, p. 155–170.
- KARNER, G. D. & DRISCOLL, N. W. 1999. Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian Margins: insights from quantitative basin modelling, in CAMERON, N. R., BATE, R. H. & CLURE, V. S., eds, *The Oil & Gas Habitats of the South Atlantic. Geol. Soc. London, Spec. Publ.* v. 153, p. 11–40.
- KERR, A. C.; KEMPTON, P. D. & THOMPSON, R. N. 1995. Crustal assimilation during turbulent magma ascent (ATA); new isotopic evidence from the Mull Tertiary lava succession, NW Scotland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119(2), 142-154.
- LAVIER, L. L. & MANATSCHAL, G. 2006. A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins. *Nature*, [S.I.], v. 440, n. 7082, p. 324–8.
- LE BAS, M.J.; LE MAITRE, R.N.; STRECKEISEN, A. & ZANETTIN, B. 1986. A chemical classification of volcanic rock based on total silica diagram. *J. Petrol.* 27 (3), 745–750.
- LEITE, C.O.N.; SILVA, C.M.A.S. & ROS, L.F. 2020. Depositional and diagenetic processes in the pre-salt rift section of a Santos Basin area, SE Brazil. *Journal of Sedimentary Research*, v. 90, p. 584–608. DOI: 10.2110/jsr.2020.27.
- LE MAITRE, R. W. 2002. *Igneous Rocks: a Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge: Cambridge University Press, 236 p.

- LE ROEX, A.P., CLIFF, R.A. & ADAIR, B.J.I. 1990. Tristan da Cunha, South Atlantic: geochemistry and petrogenesis of a basanite-phonolite lava series. *Journal of Petrology*, Oxford, v. 31, p. 779-812.
- LOBO, J.T. 2007. *Petrogênese de rochas basálticas do Eocretáceo das Bacias de Campos e Pelotas e implicações na geodinâmica de rifteamento do Gondwana Ocidental* [Tese de Doutorado]: FGEL-UERJ, 250 p.
- LOUREIRO, A., SCHNÜRLE, P., KLINGELHÖFER, F., AFILHADO, A., PINHEIRO, J., EVAIN, M., GALLAIS, F., DIAS, N.A., RABINEAU, M., BALTZER, A., BENABDELLOUAHED, M., SOARES, J., FUCK, R., CUPERTINO, J.A., VIANA, A., MATIAS, L., MOULIN, M., ASLANIAN, D., THE SALSA TEAM, MORVAN, L., MAZÉ, J.P., PIERRE, D., ROUDAUT-PITEL, M., RIO, I., ALVES, D., BARROS JUNIOR, P., BIARI, Y., CORELA, C., CROZON, J., DUARTE, J.L., DUCATEL, C., FALCÃO, C., FERNAGU, P., VINICIUS APARECIDO GOMES DE LIMA, M., LE PIVER, D., MOKEDDEM, Z., PELLEAU, P., RIGOTI, C., ROEST, W., ROUDAUT, M. 2018. Imaging exhumed lower continental crust in the distal Jequitinhonha basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* v. 84, p. 351-372. DOI: 10.1016/j.jsames.2018.01.009.
- MACKENZIE, W.S., DONALDSON, C.H. & GUILFORD, C. 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*. Longman, London, 148 p.
- MAGALHÃES, J.T.R. 2012. *Petrogênese das rochas máficas alcalinas do litoral entre São Sebastião (SP) e Parati (RJ)* [Dissertação de Mestrado]: Universidade do Estado do Rio de Janeiro, p. 237.
- MANATSCHAL, G. 2004. New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps. *International Journal of Earth Sciences*, [S.I.], v. 93, p.432-466.
- MANN, J. & RIGG, J.W.D. 2012. New Geological Insights Into the Santos Basin. *Geo ExPro*, 9(1): 38-40.
- MATOS, R.M.D. 2021. Magmatism and hospot trails during and after continental break-up in the South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, 129, 105077. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2021.105077.
- MCDONOUGH, W.F. & SUN, S.S. 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* v. 20, p. 223–253.
- MCKENZIE, D. & O'NIONS, R.K. 1991. Partial melt distributions from inversion of rare Earth element concentrations. *Journal of Petrology* v. 32, p. 1021-1091.
- MCPHIE, J.; DOYLE, M. & ALLEN, R. 1993. *Volcanic Textures: a Guide to the Interpretation of Textures in Volcanic Rocks*. University of Tasmania Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, Hobart. 198 p.
- MELLO, M.R.; BENDER, A.A.; AZAMBUJA FILHO, N.C. & DE MIO, E. 2011. Giant Sub-Salt Hydrocarbon Province of the Greater Campos Basin, Brazil. OTC Brasil, OTC-22818-MS. DOI: 10.4043/22818-MS.
- MINZONI, M.; CANTELLI, A.; THORNTON, J. & WIGNALL, B. 2021. Seismic-scale geometries and sequence-stratigraphic architecture of Early Cretaceous sun-post rift carbonate systems, presalt section, Brazil. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* SP509-2019-78. DOI: 10.1144/SP509-2019-78.

- MIZUSAKI, A. M. P.; PETRÍNÍ, P.; BELLINI, G.; COMIN-CHIRAMONTI, P.; DIAS, J. L.; MIM, A.; PICCIRILLO, E. M. 1992. Basalt magmatism along The passive continental margin of SE Brazil (Campos Basin). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 111, p. 143-160.
- MOHRIAK, W.U. 2003. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira, in L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves, eds., *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Serviço Geológico do Brasil – CPRM, p. 87-165.
- MOHRIAK, W. U. 2012. Bacias de Santos, Campos e Espírito Santo, in Hasui, Y.; Carneiro, C. D. R.; Almeida, F. F. M.; Bartorelli, A. (Orgs.). *Geologia do Brasil*, São Paulo: Beca Edições, p. 481-496.
- MOORBATH, S., & THOMPSON, R. N. 1980. Strontium isotope geochemistry and petrogenesis of the Early Tertiary lava pile of the Isle of Skye, Scotland, and other basic rocks of the British Tertiary Province: an example of magma-crust interaction. *Journal of Petrology*, 21(2), 295–321. DOI:10.1093/petrology/21.2.295.
- MOREIRA, J. L. P., MADEIRA, C. V., GIL, J. A. & MACHADO, M. A. P. 2007. Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2):531-549.
- MOULIN, M., ASLANIAN, D., RABENEAU, M., PATRIAT, M. & MATIAS, L. 2013. Kinematic keys of the Santos–Namibe basins. *Geol. Soc., Lond., Spec. Publ.* v. 369, p. 91–107.
- PEARCE, J.A. 1996. A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams, in Wyman, D.A., ed., *Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration*, *Geological Association of Canada, Short Course Notes*, v. 12, p. 79-113.
- PEATE, D.W. 1997. The Paraná–Etendeka province. *Geophysical Monograph Series* v. 100, p. 217–245. DOI: 10.1029/GM100p0217.
- PEREIRA, M. J. & FEIJÓ, F. J. 1994. Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 8, 219-234.
- PERON-PINVIDIC, G.; MANATSCHAL, G. & OSMUNDSSEN, P. T. 2013. Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: A review of observations and concepts. *Marine and Petroleum Geology*, v. 43, p. 21-47.
- PERON-PINVIDIC, G. & MANATSCHAL, G. 2019. Rifted Margins: State of the Art and Future Challenges. *Front. Earth Sci.* 7:218. DOI: 10.3389/feart.2019.00218.
- REGELOUS, M. 1993. *Geochemistry of dolerites from the Paraná flood basalt province, Southern Brazil* [PhD Thesis]: Open University, Milton Keynes, England, 256 p.
- REN, K.; ZHAO, J.; LIU, Q. & ZHAO, J. 2020. Hydrocarbons in igneous rock of Brazil: a review. *Petroleum Research*, v. 5, p. 265-275. DOI: 10.1016/j.ptlrs.2020.06.001.
- RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L.G. & TASSINARI, C.C.G. 2012. Pré-sal: geologia e exploração. *Revista USP*, v. 95, p. 33-42. DOI: 10.11606/issn.2316-9036.v0i95p33-42.
- RIGOTI, C.A. 2015. *Evolução tectônica da Bacia de Santos com ênfase na geometria crustal: Interpretação integrada de dados de sísmica de reflexão e refração, gravimetria e magnetometria* [Dissertação de Mestrado]: Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, p. 135.

- ROCK, N.M.S. 1991. *Lamprophyres*. Blackie and Son, London, U.K., 284 p.
- ROEDER, P.L. & EMSLIE, R.F. 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 29, p. 275-289. DOI: 10.1007/BF00371276.
- ROLLINSON, H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific & Technical, 352 p.
- SALTERS, V.J.M. & STRACKE, A. 2004. Composition of the depleted mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 5(5): 1-27. DOI: 10.1029/2003GC000597.
- SCHATTNER, U. & MAHIQUES, M.M. 2020. Post-rift regional volcanism in southern Santos Basin and the uplift of the adjacent South American coastal range. *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102855. DOI: 10.1016/j.jsames.2020.102855.
- SCHNETZLER, C.C. & PHILPOTTS, J.A. 1970. Partition coefficients of rare earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts - II. *Ceochim. Cosmochim. Acta*, v. 34, p. 331-340.
- SCHUTTER, S.R. 2003. Occurrences of hydrocarbons in and around igneous rocks. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, v. 214, p. 35-68.
- SHAND, S.J. 1943. *The eruptive rocks: 2nd edition*, John Wiley, New York, 444 p.
- SØRENSEN, H. 1997. The apgaitic rocks – an overview. *Mineralogical Magazine*, v. 61, p. 485-498.
- STANTON, N. PONTE-NETO, C.; BIJANI, R.; MASINI, E.; FONTES, S. & FLEXOR, J.M. 2014. A Geophysical view of the southeastern brazilian margin at Santos Basin: insights into rifting evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 55, p. 141-154. DOI: 10.1016/j.jsames.2014.07.003.
- STICA, J. M.; ZALÁN, P. V. & FERRARI, A. L. 2014. The evolution of rifting on the volcanic margin of the Pelotas Basin and the contextualization of the Paraná–Etendeka LIP in the separation of Gondwana in the South Atlantic. *Mar. Pet. Geol.* v. 50, p. 1-21. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2013.10.015.
- STRACKE, A.; HOFMANN, A. W. & HART, S. R. 2005. FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6, Q05007. DOI: 10.1029/2004GC000824.
- STRUGALE, M. & CARTWRIGHT, J. 2022. Tectono-stratigraphic evolution of the rift and post-rift systems in the Northern Campos Basin, offshore Brazil. *Basin Research*, 00: 1-33. DOI: 10.1111/bre.12674.
- SUN, S.S. & MCDONOUGH, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, in Saunders A.D. and Norry M.J., eds., *Magmatism in ocean basins*. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* v. 42, p. 313-345.
- SUTRA, E. & MANATSCHAL, G. 2012. How does the continental crust thin in a hyperextended rifted margin? Insights from the Iberia margin. *Geology*, [S.I.], v. 40, n. 2, p. 139–142.
- THOMPSON, R.N. 1982. British Tertiary Volcanic Province. *Scott. J. Ceol.*, v. 18, p. 49-107.
- THOMPSON, D.L., STILWELL, J.D. & HALL, M. 2015. Lacustrine carbonate reservoirs from Early Cretaceous rift lakes of Western Gondwana: Pre-Salt coquina of Brazil and West Africa. *Gondwana Research*, v. 28, p. 26-51. DOI: 10.1016/j.gr.2014.12.005.

- TORSVIK, T.H.; ROUSSE, S.; LABAILS, C. & SMETHURST, M.A. 2009. A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. *Geophys. J. Int.* v. 177, p. 1315-1333.
- TOUMINEN, H.W. 1964. The trends of differentiation in percentage diagrams. *J. Geol.*, v. 72, p. 855-860.
- TUGEND, J.; GILLARD, M.; MANATSCHAL, G.; NIRRENGARTEN, M.; HARKIN, C.; EPIN, M.; SAUTER, D.; AUTIN, J.; KUSZNIR, N.; MCDERMOTT, K. 2020. Reappraisal of the magma-rich versus magma-poor rifted margin archetypes. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 476, 23. DOI: 10.1144/SP476.9.
- UNTERNEHR, P.; PERON-PINVIDIC, G.; MANATSCHAL, G. & SUTRA, E. 2010. Hyper-extended crust in the South Atlantic: in search of a model. *Petroleum Geoscience*, v. 16, p. 207-215.
- VALENTE, S.C. 1997. *Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of the Cretaceous dykes of Rio de Janeiro, Brazil* [PhD Thesis]: The Queen's University of Belfast, 366 p.
- VILLEMANT, B.; JAFFREZIC, H.; JORON, J.L. & TREUIL, M. 1981. Distribution coefficients of major and trace-elements – fractional crystallization in the alkali basalt series of Chaîne-Des-Puys (Massif Central, France). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 45(11): 1997-2016. DOI: 10.1016/0016-7037(81)90055-7.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, v. 20, p. 325-343.
- WOOD, B.J. & FRASER, D.G. 1976. *Elementary thermodynamics for geologists*. Oxford University Press, Oxford, 303 p.
- YODER, H.S. & KUSHIRO, I. 1972. Composition of residual liquids in the nepheline-diopside system. *Yearb. Carnegie Inst. Washington*, v. 71, p. 413-416.
- ZALÁN, P. V.; SEVERINO, M.C.G.; RIGOTI, C.A.; MAGNAVITA, L.P.; OLIVEIRA, J.A.B. & VIANNA, A.R. 2011. An Entirely New 3D-View of the Crustal and Mantle Structure of a South Atlantic Passive Margin – Santos, Campos and Espírito Santo Basins, Brazil, in *AAPG Annual Convention and Exhibition, Expanded abstract*, Houston, Texas, USA: [S.n.], p. 12.
- ZINDLER, A. & HART, S.R. 1986. Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, v. 14, p. 493-571.

5. RESULTADOS NÃO PUBLICADOS

5.1 Introdução

Este capítulo apresenta dados e respectivas interpretações obtidas durante a realização do projeto de dissertação de mestrado e que não foram publicados. Os dados de poço que foram estudados e interpretados foram obtidos na Agência Nacional do Petróleo e incluem, principalmente, os perfis de poços e respectivos dados petrofísicos.

O perfil composto do poço X apresenta, basicamente, uma intercalação entre rochas magmáticas e sedimentares. As rochas sedimentares que ocorrem intercaladas com as rochas magmáticas são coquinas da Formação Itapema. Já as rochas magmáticas foram descritas genericamente, no perfil de poço, como basaltos amigdaloidais cinza escuros, desde afaníticos a faneríticos, com bastante pirita. No entanto, é improvável que as seções magmáticas do poço, que variam de menos de 10 m até mais de 150 m de espessura, contenham basaltos com tão pouca variação composicional, textural e estrutural.

Os dados geofísicos (raios gama, resistividades, sônicos, nêutrons e dados de densidade) do poço X foram avaliados qualitativamente como um meio de encontrar variações coerentes e combinadas que servissem à subdivisão das seções magmáticas em log-fácies. A avaliação foi feita assumindo-se que tais variações coerentes podem estar relacionadas às diferentes características petrográficas dos basaltos que compõem as seções magmáticas do poço, apesar dos parâmetros petrofísicos também serem influenciados pela presença de fluidos. Deste modo, o objetivo deste estudo é testar a hipótese de correlação, pelo menos parcial, entre as log-fácies discriminadas e as características petrográficas (composição mineral, texturas e estruturas) dos basaltos que ocorrem no poço X.

5.2 Perfis geofísicos aplicados a rochas ígneas

O perfil de raios gama fornece o registro da radioatividade naturalmente emitida pelos minerais de uma formação. Essa emissão natural se dá pelo isótopo radioativo de Potássio (K^{40}) e pelos elementos radioativos da série Urânio (U^{238}) – Tório (Th^{232}). A abundância dos elementos parece ser o inverso da contribuição em energia: uma pequena quantidade de U tem um grande efeito na radioatividade, enquanto uma grande quantidade de K tem um pequeno efeito (**RIDER, 2002**).

O uso qualitativo do perfil simples de raios gama pode nos fornecer informações sobre a litologia das formações. Os elementos U e Th compõem rochas ígneas ácidas a intermediárias, mas sua distribuição é extremamente irregular devido à sua associação com minerais acessórios, tais como apatita. Estes dois elementos também ocorrem nos interstícios de minerais ou inclusões fluidas (IMBUZEIRO, 2021). O elemento K aparece principalmente em álcali feldspatos e micas (RIDER, 2002; IMBUZEIRO, 2021). Rochas ígneas básicas, destituídas de álcali feldspatos e micas como minerais essenciais, possuem baixa radioatividade, enquanto rochas intermediárias e ácidas mostram valores progressivamente maiores (KEYS, 1979; SANYAL ET AL., 1980) (Tabela 5.1). Os dados de raios gama também podem ser úteis na identificação de discordâncias geológicas. Valores excepcionalmente altos de raios gama frequentemente ocorrem como picos estreitos e isolados, e são geralmente associados com concentrações de U, que indicam condições extremas de deposição. Essas condições frequentemente ocorrem ao redor de discordâncias onde uma longa passagem de tempo é representada por pouca deposição (RIDER, 2002).

Tabela 5.1: Valores aproximados de concentrações de elementos radioativos em rochas ígneas intrusivas e vulcânicas (Modificado de Serra *et al.*, 1980).

Tipo de rocha	Th (ppm)	U (ppm)	K ₂ O (%)	Radioatividade típica
Intrusiva ácida	1 – 25	1 – 84	11,00 – 2,00	Alta
Extrusiva ácida	9 – 25	2 – 7	2,00 – 6,00	
Intrusiva básica	0,5 – 5	0,3 – 2	0,90 – 2,20	Baixa
Extrusiva básica	0,5 – 10	0,2 – 4	1,40 – 2,50	
Ultrabásica	-	0,0001 – 0,03	1,60	Muito baixa

O perfil de resistividade registra a resistência à passagem de uma corrente elétrica através de uma formação rochosa. A resistividade da rocha depende, principalmente, da presença de fluidos intersticiais condutivos, tendo a matriz sólida da rocha um controle subordinado sobre a condução da corrente elétrica. Dessa forma, o fator de resistividade da formação (F) tem relação especialmente com a porosidade da rocha (ou seja, com a geometria e conexão entre poros) (RIDER, 2002). Quanto mais fácil for o caminho entre os poros da rocha, maior será a condutividade elétrica e, por conseguinte, menor será a resistividade. Logo, rochas muito porosas e permeáveis terão baixa resistividade. No entanto, baixos valores de

resistividade podem estar associados a condutividade eletrônica (metálica) promovida, por exemplo, pela concentração de pirita ($> 7\%$; **THEYS, 1991**), em oposição a condutividade iônica decorrente da presença de fluidos. Pequenas diferenças texturais e/ou estruturais (por exemplo, vesículas, amígdalas e fraturas) são suficientes para afetar a resistividade. Variações sutis na litologia (ou seja, na composição mineral) também podem ser identificadas pelo perfil de resistividade. Por isso, a resistividade é sensível tanto a mudanças na textura como na composição (moda) de uma mesma litologia (**RIDER, 2002**).

O perfil sônico fornece o intervalo de tempo (Δt) de trânsito de ondas sonoras através de uma formação rochosa. Este intervalo de tempo varia com a litologia e textura da rocha, notavelmente com a porosidade (**RIDER, 2002**). Quanto mais maciça e menos porosa a rocha, maior a velocidade das ondas sonoras e menor o intervalo de tempo registrado no perfil sônico. A interpretação qualitativa de perfis sônicos é útil para identificação de textura e fraturas (combinado com o perfil de densidade). A forma que o som viaja através de uma formação está intimamente associado com a matriz, materiais da matriz, distribuição e forma do tamanho do grão e cimentação (**WYLLIE ET AL., 1956**). Características estruturais como bandamento também podem ser derivadas dos perfis sônicos. Dessa forma, estruturas isotrópicas mostram intervalos de tempo de trânsito maiores em comparação a rochas com estruturas anisotrópicas, tais como foliações (**RIDER, 2002**). Rochas ígneas têm intervalos de tempo de trânsito aproximadamente entre 45 e 55 $\mu\text{s}/\text{ft}$, mas basaltos oceânicos mostram intervalos de tempo de trânsito maiores, com valores chegando à 70 $\mu\text{s}/\text{ft}$ (**RIDER, 2002**).

O perfil de densidade faz um registro contínuo da densidade aparente de uma formação (matriz sólida somada a fluido incluso nos poros). Logo, a densidade aparente é uma função da densidade dos minerais que formam uma rocha (matriz) e o volume de fluidos livres que ela inclui (porosidade) (**RIDER, 2002**). A ferramenta de detecção de densidade emite raios gama artificiais por meio de uma fonte radioativa de Césio (Cs^{137}). Os raios gama colidem com os elétrons presentes na formação, gerando um Efeito Compton (**ROSA, 2006**) que está diretamente relacionado ao número de elétrons presentes na formação. Deste modo, o perfil de densidade é diretamente proporcional à densidade da formação e inversamente proporcional à sua porosidade (**NERY, 2013**). O perfil de densidade é útil como indicador litológico, podendo ser usado qualitativamente para identificar certos minerais e porosidade resultante de fraturas. Valores extremos de densidade para alguns minerais podem não ser atingidos sob condições naturais, mas picos excepcionalmente altos podem estar relacionados à presença de pirita (4,8 – 5,17 g/cm^3) e siderita (3,0 – 3,89 g/cm^3) (**RIDER, 2002**). Basaltos também têm valores de

densidade característicos (2,70 – 3,20 g/cm³; **RIDER, 2002**), que podem ser modificados a depender do grau de alteração da rocha, fraturamento e vesicularidade. O reconhecimento de fraturas é feito utilizando em conjunto os dados dos perfis sônico e de densidade. A ferramenta de densidade registra a densidade aparente e isso inclui tanto a porosidade intergranular quanto a porosidade de fraturas. Já as ondas sonoras percorrerão o menor trajeto do emissor ao receptor, o que as faz evitar as fraturas. A velocidade sônica, então, dá apenas a porosidade intergranular. Portanto, quando a porosidade derivada do perfil de densidade é muito maior que a porosidade sônica, a diferença é dada pela porosidade de fraturas (**SCHAFFER, 1980**).

O perfil de porosidade de nêutrons (ou simplesmente porosidade neutrão) mede o índice de hidrogênio (*hydrogen index* – HI) de uma formação rochosa, o que dá uma indicação de sua riqueza em hidrogênio, que são abastecidos por água (H₂O). Dessa forma, a porosidade de nêutrons é a medida do conteúdo de água de uma formação, seja ela água de ligação (*bound water*), água de cristalização (*chemically-bound water*) ou água de poros livre (*free pore-water*) (**RIDER, 2002**). O uso qualitativo dos dados de porosidade neutrão pode fornecer informações sobre rochas ígneas vulcânicas e intrusivas, principalmente quando combinado com os dados de densidade aparente. A maioria dessas rochas mostra altos valores de porosidade de nêutrons e altas densidades, mas associados com baixos valores de raios gama (**RIDER, 2002**). Em geral, altos valores de porosidade de nêutrons em rochas vulcânicas e intrusivas são causados pelo seu elevado conteúdo de água quimicamente ligada (*chemically-bound water*), que pode ser original ou associada a produtos de alteração (principalmente argilominerais, que resultam da reação de fluidos hidrotermais) (**RIDER, 2002**).

Derrames basálticos intercalados com rochas sedimentares podem apresentar uma diminuição nos valores de porosidade de nêutrons associada com baixos valores de raios gama e altas densidades. Em geral, cada fluxo de lava individual pode apresentar valores crescentes em direção ao topo (**Figura 5.1**). Essa parece ser uma resposta típica de fluxos subaéreos, também visto em trapas do Deccan na Índia (**BUCKLEY & OLIVER, 1990**). Duas propostas são feitas para tal resposta de nêutrons: 1^a) relacionada a produtos de alteração, tais como clorita, que ocorrem progressivamente em direção ao topo dos fluxos e formados durante o desenvolvimento do solo e intemperismo; 2^a) o aumento de vesículas em direção ao topo, seja envolvendo água ou substâncias químicas ricas em água, como zeólitas (**RIDER, 2002**).

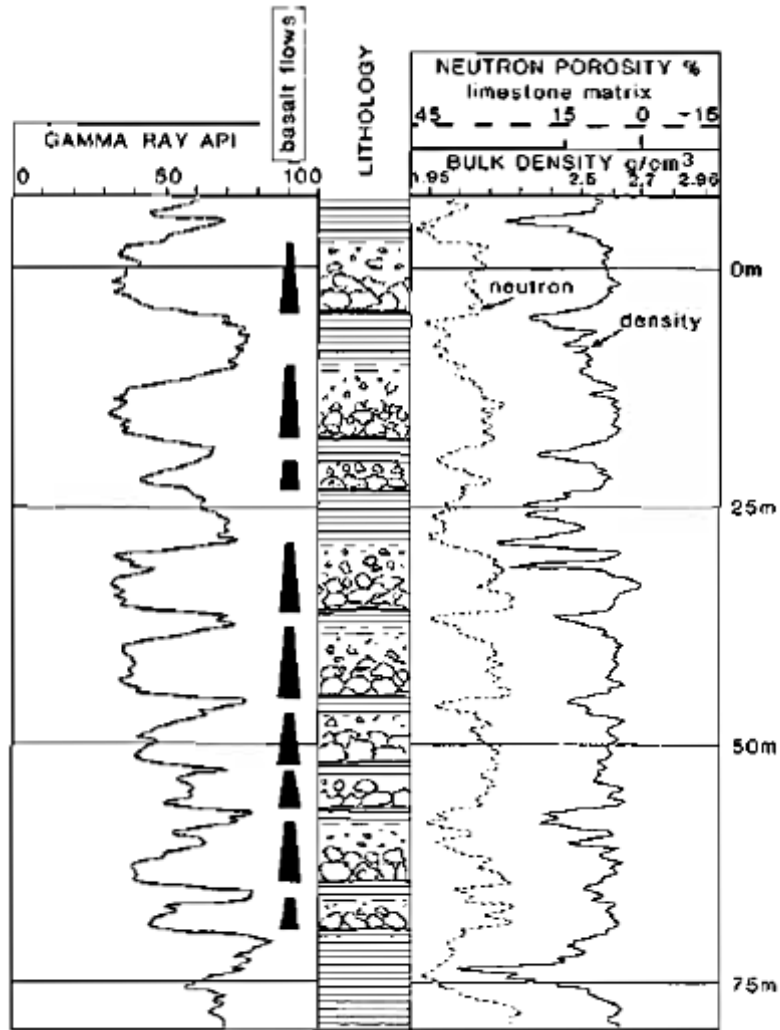


Figura 5.1: Resposta do perfil de porosidade de nêutrons para fluxos basálticos (fluxos de idade jurássica do Mar do Norte). Esses fluxos mostram valores baixos de raios gama e valores elevados de porosidade de nêutrons. Os fluxos são intercalados com solos argilosos e ricos em Fe (Retirado de **Rider, 2002**).

5.3 Discriminação de log-fácies

Seis log-fácies (I a VI) foram discriminadas nas seis (A a F) seções magmáticas do poço X (**Figura 5.2**).

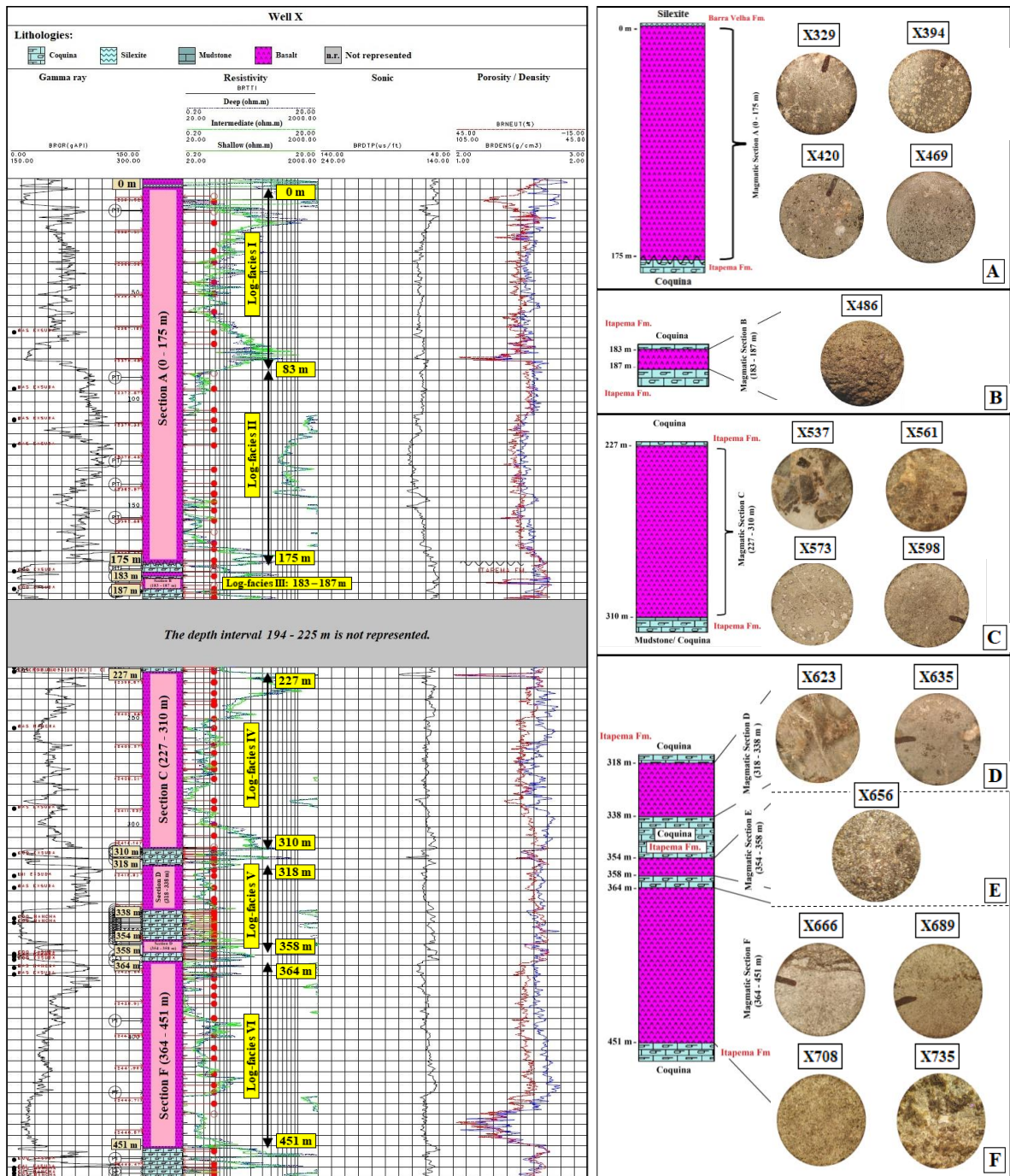


Figura 5.2: Log-fácies (I a VI) discriminadas nas seções magmáticas (A a F) do poço X. Os perfis geofísicos são mostrados. Fotografias (a partir de estereoscópio binocular) de amostras laterais selecionadas são mostradas para cada uma das seções magmáticas. As amostras laterais têm diâmetro de aproximadamente 15 mm.

A log-fácies I corresponde ao intervalo magmático entre 0 – 83 m (**Figura 5.2A**) e foi discriminada na Seção A (0 – 175m) (**Figura 5.2B**). Os valores de raios gama são mais baixos no topo e na base da log-fácies I (15 – 45 gAPI), e relativamente mais altos no restante da log-fácies (45 – 90 gAPI). Esses basaltos do topo da log-fácies I estão em contato com rochas

sedimentares calcáreas, que são rochas naturalmente pouco radioativas e com alta resistividade (**RIDER, 2002**). Os valores excepcionalmente altos de resistividade (até 1800 Ωm), principalmente no topo e base da log-fácies I (0 – 30 m e 60 – 83 m, respectivamente), associados aos baixos valores de raios gama nos mesmos intervalos, podem ser causados por mudanças na textura (decréscimo da porosidade) e/ou na composição das rochas. Valores mais baixos de resistividade (entre 40 e 200 Ωm) na log-fácies I podem indicar aumento da porosidade nos basaltos, como um maior volume de amígdalas, vesículas e/ou fraturas. Os dados sísmicos mostram valores estáveis entre 50 e 70 $\mu\text{s/ft}$, um pouco mais elevados do que o esperado para rochas ígneas (45 – 55 $\mu\text{s/ft}$; **RIDER, 2002**), porém dentro do estimado para basaltos oceânicos (45 – 70 $\mu\text{s/ft}$; **RIDER, 2002**). A porosidade de nêutrons mostra valores entre 9% e 21%, com picos positivos no topo da log-fácies I (até 33%). A densidade aparente das rochas também aumenta na porção superior, com valores chegando a 2,80 g/cm^3 , e mantendo-se entre 2,50 a 2,60 g/cm^3 ao longo da log-fácies I. Essa combinação de altos valores de densidade com altos valores de nêutrons pode corresponder a rochas alteradas (com presença de argilominerais) e fraturadas, uma vez que os dados sísmicos não sofrem significativa variação.

A profundidade de 83 – 85 m é marcada por pronunciados picos positivos e negativos nos dados de log, exceto nos dados sísmicos, bem distintos de toda a seção e por isso foi definida como a divisão da seção A entre duas log-fácies (I e II). A log-fácies II corresponde, então, ao intervalo entre 83 – 175m e também foi discriminada na Seção A (0 – 175m) (**Figura 5.2A**). Picos negativos de raios gama (15 – 30 gAPI), positivos de resistividade (200 – 1000 Ωm), positivos de porosidade de nêutrons (35% – 40%) combinados com picos de baixa de densidade (2,20 – 2,40 g/cm^3) caracterizam a fronteira entre as log-fácies I e II (**Figura 5.2A**). Em geral, os valores de raios gama na log-fácies II são maiores do que na log-fácies I (60 – 120 gAPI), sendo, portanto, mais radioativas as rochas da log-fácies II. Pode-se tratar, portanto, de rochas com maior grau de alteração. A resistividade nesse intervalo é bastante variável e sofre um decréscimo significativo em comparação à log-fácies I. O topo da log-fácies II (83 – 105 m) é marcado por elevados valores relativamente altos (até 200 Ωm) que decrescem progressivamente (valores entre 20 e 6 Ωm) até a profundidade 145 m, quando a resistividade volta a crescer substancialmente (até 900 Ωm). Os valores de resistividade menores do que os da log-fácies I podem indicar volumes maiores de amígdalas, vesículas e/ou fraturas nas rochas desse intervalo. Em relação aos dados sísmicos, os valores têm um ligeiro aumento (60 – 70 $\mu\text{s/ft}$), podendo indicar alguma mudança sutil na textura dos basaltos. A porosidade de nêutrons mostra valores entre 9% e 15% no topo da log-fácies II (83 – 105 m), com ligeiro aumento nos

valores até a base da Seção A (15% - 21%). Os valores aproximados de densidade aparente são de 2,50 a 2,70 g/cm³, com os maiores valores aparecendo no topo da log-fácies II (83 – 105 m).

A log-fácies III (183 – 187 m; **Figura 5.2A**) corresponde a toda a Seção B (**Figura 5.2C**) e parece estar associada a um basalto maciço e menos alterado devido à sua baixa radioatividade (15 – 45 gAPI), alta resistividade (valores entre 180 a 2000 Ω m), dados sônicos coerentes para rochas ígneas (entre 50 e 55 μ s/ft), combinados com valores de alta densidade (até 2,75 g/cm³) e baixa porosidade de nêutrons (3% – 9%) (**Figura 5.2A**). Um pico positivo de porosidade de nêutrons (21% – 27%) combinado com um pico negativo de densidade aparente (2,40 – 2,60 g/cm³) no pequeno intervalo entre 184 – 185 m pode indicar uma porção vulcânica mais vesicular/fraturada.

A log-fácies IV (227 – 310 m; Seção C; **Figura 5.2D**) parece estar relacionada com rochas pouco alteradas e com relativa porosidade em função de seus altos valores de resistividade (20 a 2000 Ω m) e raio gama menor que a log-fácies II e comparável à log-fácies I (15 – 75 gAPI). A resistividade tem um comportamento semelhante ao observado na log-fácies I, isto é, maiores valores no topo (120 – 2000 Ω m) e na base (40 – 1000 Ω m) da log-fácies IV entre as profundidades 227 – 250 m e 300 – 310 m, respectivamente. Valores mais baixos de resistividade (entre 14 e 200 Ω m) na log-fácies IV podem indicar mudança textural nas rochas, presença de amígdalas, vesículas e/ou fraturas. Os dados sônicos mostram um pico positivo (aproximadamente 80 μ s/ft), com ligeiro decréscimo ao longo da Seção C (valores entre 55 e 65 μ s/ft). Os valores de densidade aparente das rochas são maiores que os das log-fácies I e II e comparável aos da log-fácies III (2,60 – 2,80 g/cm³). A porosidade de nêutrons aumenta em relação a log-fácies III, mas não difere tanto das demais, mantendo-se entre 9% e 15%. No entanto, esses valores aumentam (até 45% de porosidade de nêutrons), entre as profundidades de 227 m e 230 m, e a densidade sofre significativo decréscimo (aproximadamente 2,00 g/cm³) na Seção C. Assim, as diferenças relativas de densidade e porosidade de nêutrons tendem a ser maiores quando comparadas com as log-fácies I e II (**Figura 5.2A**).

A log-fácies V inclui as seções magmáticas D (318 – 338 m; **Figura 5.2E**) e E (354 – 358 m; **Figura 5.2F**) devido a sua semelhança nos dados de log, ainda que separadas por 16 m de coquinas (**Figura 5.2A**). A log-fácies V parece estar relacionada a basaltos com baixo grau de alteração e pouca porosidade. Os valores de raios gama variam entre 30 e 105 gAPI, enquanto os valores de resistividade variam entre 40 e 200 Ω m. Valores mais baixos de resistividade podem indicar a presença de vesículas, amígdalas e/ou fraturas, uma vez que

modificam a textura das rochas e abaixam a sua resistividade. Os dados sônicos mantêm valores estáveis entre 50 e 60 $\mu\text{s}/\text{ft}$. Os valores de porosidade de nêutrons são baixos (3% – 13%) e a densidade aparente os acompanha (valores entre 2,55 e 2,70 g/cm^3).

Finalmente, a log-fácies VI (364 – 451 m) corresponde a toda a Seção F (**Figura 5.2G**) e parece estar relacionada com a ocorrência de rochas vulcânicas máficas menos alteradas. Os dados de raios gama mostram um decréscimo progressivo até a base da Seção F, com valores de 105 a 15 gAPI. A resistividade das rochas da log-fácies VI é alta (20 – 200 Ωm), com valores mais baixos pontuais (18 – 20 Ωm), que podem indicar a presença de vesículas, amígdalas e/ou fraturas em maior quantidade nessas porções. Os dados sônicos não sofrem grande variação ao longo da Seção F, mantendo-se estável entre 50 e 65 $\mu\text{s}/\text{ft}$. Os valores de porosidade de nêutrons variam entre 9% e 21% e a densidade aparente varia entre 2,60 e 2,80 g/cm^3 . No entanto, há um aumento significativo na porosidade de nêutrons (21% – 40%) combinado com um grande decréscimo na densidade aparente (2,60 – 2,10 g/cm^3) próximo à base da Seção F, entre as profundidades de 425 m e 451 m (**Figura 5.2A**).

5.4 Correlação entre log-fácies e petrografia

As rochas ígneas pós-rifte analisadas são principalmente basaltos amigdaloidais, porfiríticos a glomeroporfiríticos, com matriz de granulação fina. Correlações entre os dados geofísicos de poço (raios gama, resistividade, sônico, porosidade de nêutrons e densidade aparente) e a petrografia foram feitas com base na análise do perfil de poço e serão detalhadas melhor a seguir. A log-fácies I (0 – 83 m) corresponde a rochas basálticas (**Figura 5.3**) representadas por seis amostras laterais (quatro laminadas) inseridas na Seção A (0 – 175m). No geral, a log-fácies I é representada por valores elevados de raios gama (45 a 90 gAPI), resistividade alta (40 a 200 Ωm), intervalo de tempo de trânsito relativamente baixo (50 – 70 $\mu\text{s}/\text{ft}$), baixa densidade aparente (2,50 a 2,60 g/cm^3) e alta porosidade de nêutrons (9% a 21%), condizente com uma porção vulcânica mais vesicular, fraturada e/ou alterada (**Figura 5.3**).

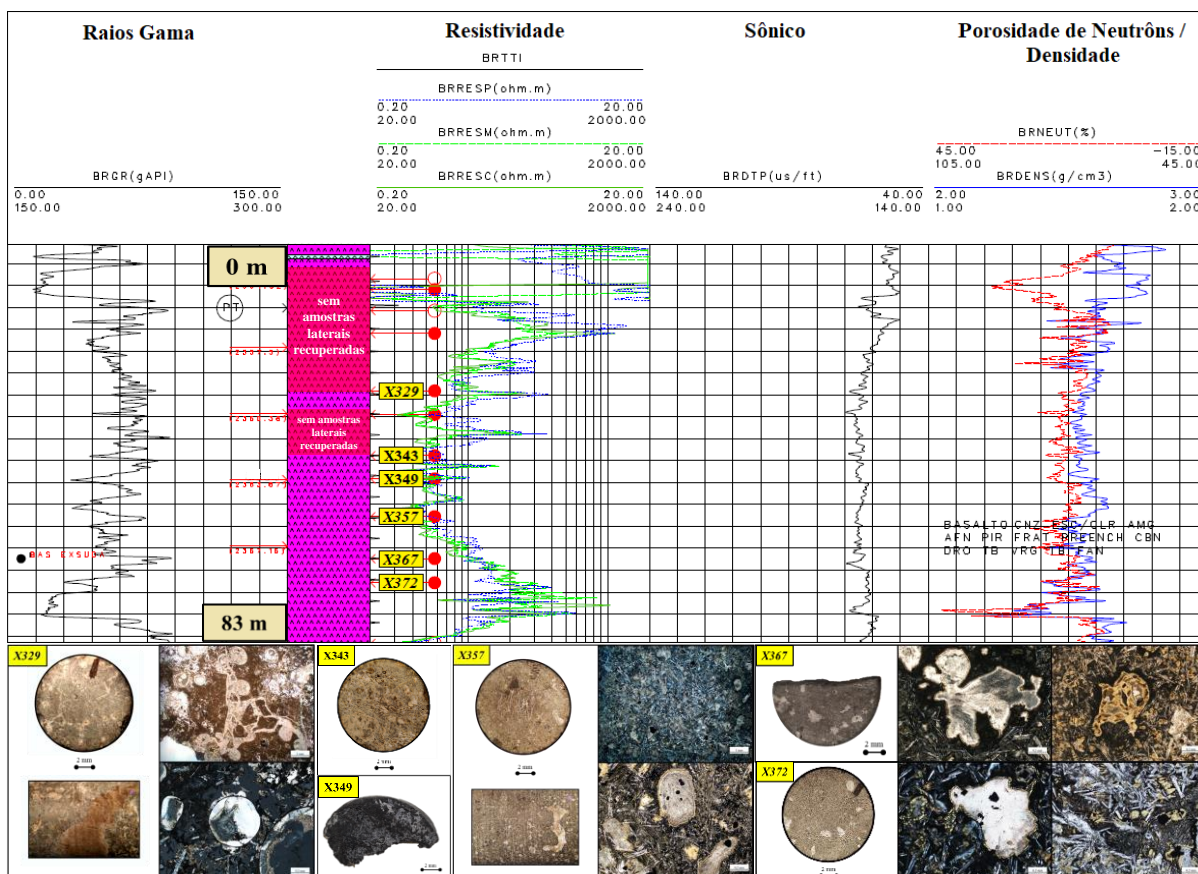


Figura 5.3: Log-fácies I da seção magmática A do poço X, lista das amostras laterais e respectivas fotografias e fotomicrografias. Os códigos em *itálico* indicam amostras com dados petrográficos sob escala macroscópica e microscópica. Códigos sem *itálico* indicam amostras com dados petrográficos somente sob escala macroscópica.

Não houve recuperação de amostras laterais no intervalo 0 – 29 m, mas seis amostras foram recuperadas abaixo de 29 m (**Figura 5.3**). A amostra coletada nessa profundidade é um basalto amigdaloidal brechado (amostra X329). O volume de amígdalas é grande e os fragmentos de basalto são angulosos e cimentados por material carbonático (**Figuras 5.3 e 5.4A**). As amígdalas são preenchidas principalmente por carbonato e pirita. Este sulfeto também é abundante em toda a matriz da rocha. Os basaltos continuam amigdaloidais, embora com menor volume de amígdalas, a profundidades maiores que 43 m, mas a estrutura brechada não é mais presente (**Figuras 5.3; 5.4B,C,D**). O preenchimento das amígdalas por material carbonático e pirita permanece a profundidades maiores que 43 m. Todas as amostras da log-fácies I da Seção A possuem alto grau de alteração, evidenciado pela presença de cristais de plagioclásio e olivina pseudomórfica parcialmente alterados para carbonato, e porções vítreas da matriz alteradas para palagonita e devitrificadas (**Figura 5.4**).

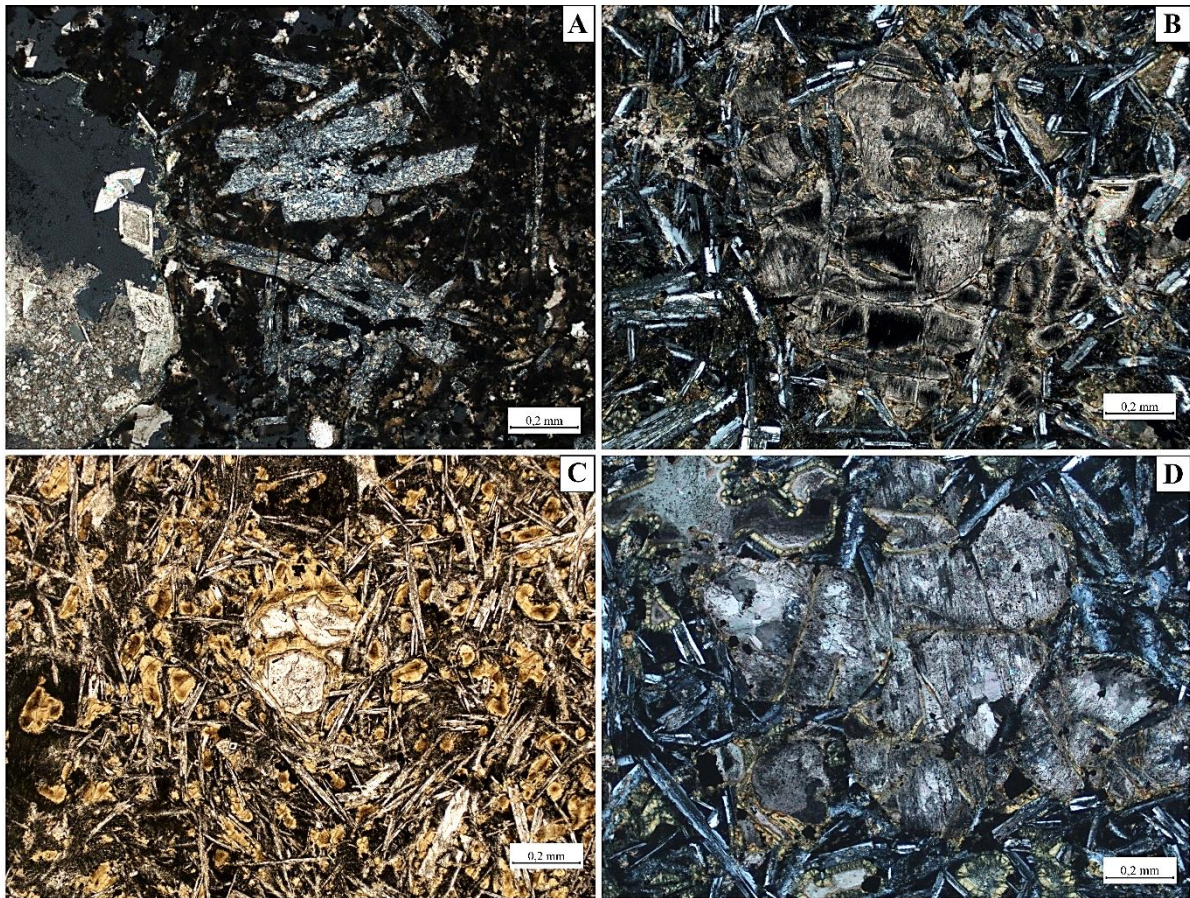


Figura 5.4: Fotomicrografias dos basaltos da log-fácies I no poço X. **(A)** Aglomerado de megacristais de plagioclásio alterados para carbonato (amostra X329; sob nicois cruzados; 0,2 mm na escala). **(B)** Megacristais de olivina pseudomórfica, alterada para carbonato (amostra X357; sob nicois cruzados; 0,2 mm na escala). **(C)** Megacristal de olivina pseudomórfica alterado para carbonato e imerso em uma matriz devitrificada, alterada para palagonita (amostra X367; sob nicois paralelos; 0,2 mm na escala). **(D)** Aglomerado de megacristais de olivina pseudomórfica, alterada para carbonato (amostra X372; sob nicois cruzados; 0,2 mm na escala).

O efeito mais marcante da textura brechada parece ter sido num pico pronunciado na resistividade, sem mudanças apreciáveis nos outros registros geofísicos. A resistividade é uma medida da resistência à passagem da corrente elétrica, o que deve ser influenciado pela presença de fluidos, mas também pela anisotropia estrutural da formação rochosa. Estruturas muito anisotrópicas, tais como foliações, devem impor menor resistência à passagem de corrente elétrica, enquanto estruturas menos orientadas, tal como a brechiação observada na amostra X329 (**Figura 5.3**), devem gerar maior resistência (aumento de resistividade) à passagem de corrente elétrica. A presença de palagonita (mineraloide hialoclastítico formado pela alteração de material vulcânico basáltico) nessas rochas exerce influência na resposta do perfil de porosidade neutrão, uma vez que tem água em sua estrutura. Os valores de densidade são mais

baixos do que o esperado para basaltos (2,70 – 3,20 g/cm³; RIDER, 2002) podendo, também, refletir uma maior porosidade nas rochas, possivelmente de fraturas.

Entre as profundidades 0 – 20 m (topo da log-fácies I) e 60 – 83 m (base da log-fácies I), a radioatividade das rochas é baixa (15 – 45 gAPI) e a resistividade elevada (até 1800 Ωm). A análise combinada de porosidade de nêutrons e densidade aparente mostra uma grande separação dos perfis no topo (0 – 10 m) da log-fácies I. Esta separação dos perfis representa uma zona de alta densidade aparente (2,70 a 2,80 g/cm³) e alta porosidade de nêutrons (21% a 33%). Os dados sônicos não sofrem significativa variação (50 – 65 μs/ft). Conforme mencionado anteriormente, as amostras laterais do topo da seção (0 – 29 m) não foram recuperadas. No entanto, deve tratar-se de basaltos amigdaloidais alterados, com possível presença de argilominerais e/ou palagonitização (pela similaridade dos perfis de raios gama e resistividade na base da log-fácies I), e menor porosidade de fraturas (pelo padrão de alta densidade e alta porosidade de nêutrons observado, combinados com pouca variação nos dados sônicos).

A log-fácies II (83 – 175 m) corresponde a rochas basálticas (**Figura 5.5**) representadas por treze amostras laterais (oito laminadas) inseridas na Seção A (0 – 175 m). Neste intervalo, os valores de raios gama aumentam substancialmente (60 a 120 gAPI) comparativamente a log-fácies I e a resistividade sofre uma queda (200 – 8 Ωm) entre as profundidades 107 – 145 m, com posterior aumento (valores atingem 900 Ωm) até a base da Seção A. Demais perfis geofísicos mantêm-se estáveis. A petrografia revela que as rochas existentes na log-fácies II são basaltos amigdaloidais (amostras X394, X420, X432, X438 e X455), brechoides (amostras X408 e X413) e um basalto microamigdaloidal (amostra X469) (**Figura 5.5**). Carbonato, zeólita, pirita e apatita são fases acessórias presentes nestas rochas. As rochas da log-fácies II também estão bastante alteradas, com cristais de plagioclásio e olivina pseudomórfica parcialmente alterados para carbonato, e porções vítreas da matriz alteradas para palagonita. Dessa forma, o alto grau de alteração parece ser a causa mais provável dos altos valores de raios gama.

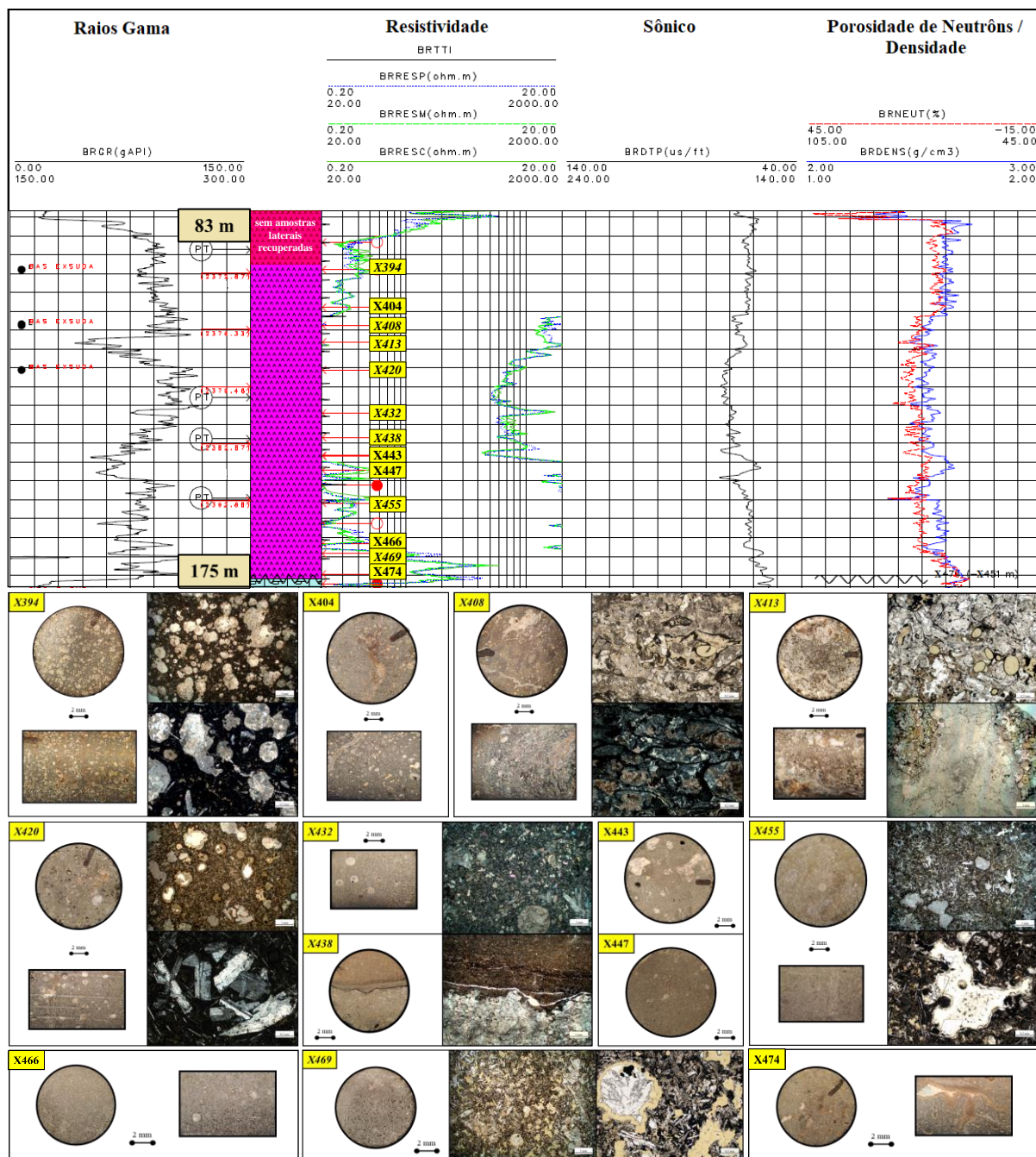


Figura 5.5: Log-fácies II da seção magmática A do poço X, lista das amostras laterais e respectivas fotografias e fotomicrografias. Os códigos em itálico indicam amostras com dados petrográficos sob escala macroscópica e microscópica. Códigos sem itálico indicam amostras com dados petrográficos somente sob escala macroscópica.

Mudanças texturais ocorrem com as rochas ao longo da log-fácies II e são as principais responsáveis pela baixa resistividade das rochas neste intervalo. A profundidade de 94 m é representada por uma amostra de basalto com abundância de amígdalas e veios preenchidos por carbonato (**Figura 5.5**). Apesar de classificada na mesma litologia que a base da log-fácies I (60 – 83 m), o topo da log-fácies II (85 – 105 m) apresenta baixa resistividade. Isso ocorre,

provavelmente, devido ao maior volume de amígdalas de diferentes tamanhos e estreitos veios de carbonato que conectam amígdalas, antes ausentes e/ou raros. A resistividade sofre uma queda ainda maior no intervalo entre 105 – 145 m, cujos valores de resistividade são os menores dentre as rochas magmáticas do poço estudado. Diversos veios espessos de carbonato circundando porções vítreas de basalto causam uma estrutura do tipo brecha que caracterizam os basaltos brechoides em 108 – 113 m (**Figura 5.5**). Nota-se uma queda nos valores de raios gama entre as profundidades de 111 – 116 m, provavelmente devido à forte alteração causada pelo material carbonático percolante nos basaltos brechoides.

A quantidade de amígdalas bem como o seu tamanho tem decréscimo significativo entre as profundidades 120 – 175 m. Os basaltos são, em geral, glomeroporfiríticos de granulação fina e amigdaloidais (**Figura 5.5**). As amígdalas são predominantemente maiores que 1 mm, preenchidas por carbonato e palagonita. Há presença de estreitos veios, preenchidos por carbonato e minerais opacos, conectando amígdalas. Um contato entre calcissilito e basalto amigdaloidal ocorre na profundidade de 138 m (**Figura 5.5**). Dessa forma, essas rochas são mais porosas e fraturadas, o que justifica sua baixa resistividade. Isso também é evidenciado pelos valores ligeiramente maiores de porosidade de nêutrons (15% a 21%) e densidade aparente (2,50 a 2,60 g/cm³). O basalto microamigdaloidal que aparece na base da log-fácies II (165 – 175 m) possui raras amígdalas pequenas de tamanho inferior a 1 mm preenchidas por carbonato e palagonita, condizente com a alta resistividade das rochas nesta porção (20 – 200 Ωm). Os valores dos dados sônicos mostram certa estabilidade (60 – 70 μs/ft), ligeiramente maior do que a log-fácies I, evidenciando as mudanças texturais das rochas (presença de amígdalas, veios e/ou fraturas) neste intervalo.

A log fácies III (183 – 187 m) corresponde a rochas basálticas (**Figura 5.6**) e é representada por uma amostra (X486) da Seção B. Os valores de resistividade são altos e variam entre 180 a 2000 Ωm, mas os valores de raios gama são baixos (15 – 45 gAPI), combinados com valores de alta densidade (2,60 a 2,75 g/cm³) e baixa porosidade de nêutrons (3% – 9%). Valores de intervalo de tempo de trânsito mostram pouca variação (50 a 55 μs/ft), com ligeira queda em comparação às log-fácies anteriores. De acordo com a petrografia, trata-se de um basalto hipohialino porfirítico com megacristais de olivina alterada para iddingsita (**Figura 5.6**). A porção vítrea está devitrificada. Amígdalas pequenas (< 1 mm), de formato irregular e preenchidas por carbonato são escassas. A presença de iddingsita, um agregado de serpentina fibrosa, clorita, óxidos de ferro (hematita, goethita) e outros, poderia aumentar os valores de raios gama, porém estes permanecem baixos, comparados aos das log-fácies anteriores (I e II).

Isso ocorre, possivelmente, por não haver quantidade expressiva desses minerais a ponto de influenciar na radioatividade dessas rochas, que caracteristicamente são pouco radioativas (RIDER, 2002). A alta resistividade dos basaltos da log-fácies III parece estar ligada a escassez de amígdalas e fraturas, uma vez que estas rochas estão alteradas. Porém, ao contrário do observado nas log-fácies anteriores, cristais de plagioclásio com geminação polissintética aparente e cristais de piroxênio preservados (ambos não alterados para carbonato) ocorrem na matriz da rocha representativa da log-fácies III (Figura 5.6). Alguns pseudomorfos de olivina também estão com núcleo e hábito característico preservados (Figura 5.6). A análise combinada de porosidade de nêutrons e densidade aparente mostra um pico de baixos valores de densidade aparente (2,40 a 2,60 g/cm³) e alta porosidade de nêutrons (21% a 27%) no pequeno intervalo entre 184 – 185 m. Isso implicaria em uma porção vulcânica mais vesicular/fraturada, porém a única amostra representativa da log-fácies III está fora deste intervalo (amostra X486) e a sua análise petrográfica mostra um basalto com escassas amígdalas e fraturas (Figura 5.6). Altos valores de porosidade de nêutrons podem, então, estar relacionados ao elevado teor de água ligada quimicamente nas rochas (produtos de alteração como argilominerais) (RIDER, 2002). Já a baixa densidade aparente observada pode indicar uma porção mais fraturada da rocha.

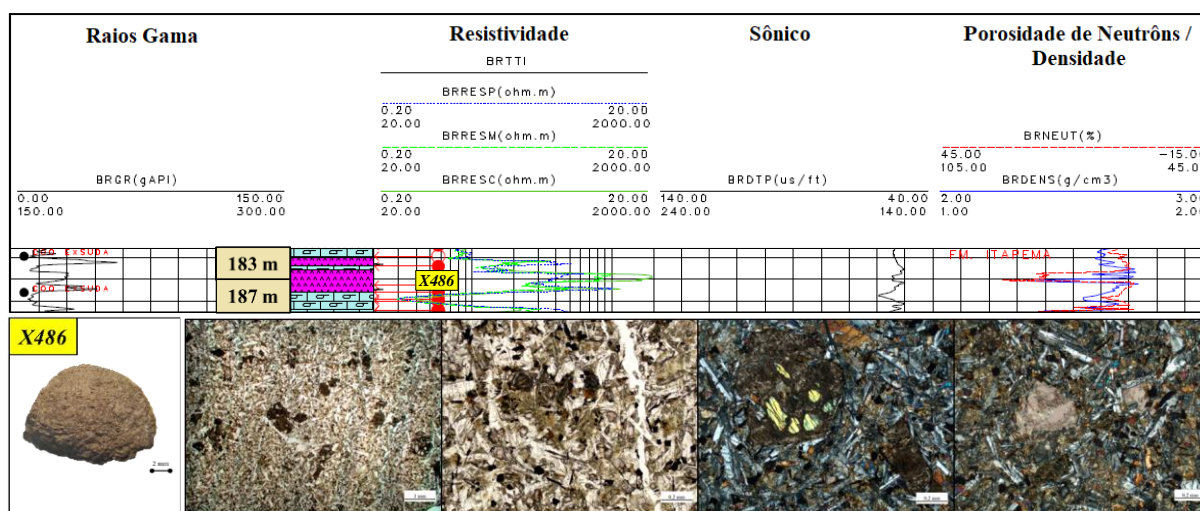


Figura 5.6: Log-fácies III da seção magmática B do poço X, com uma única amostra lateral (X486) e suas respectivas fotografia e fotomicrografias.

A log-fácies IV (227 – 310 m) corresponde a rochas basálticas (Figura 5.7) representadas por quinze amostras laterais (10 laminadas) inseridas na Seção C. Trata-se de rochas com altos valores de resistividade (20 a 2000 Ωm), principalmente no topo e base da

Seção C, e valores de raios gama (15 a 75 gAPI) maior que a log-fácies III, menor que a log-fácies II e comparável à log-fácies I. Por outro lado, a densidade aparente (valores aproximados de 2,60 a 2,80 g/cm³) é maior que as três log-fácies anteriores. Já a porosidade de nêutrons (aproximadamente 9% a 15%) é semelhante a log-fácies I e II e menor que a log-fácies III. Os dados sônicos mantêm-se estáveis com valores que variam de 55 a 65 µs/ft.

A petrografia constata uma forte mudança textural ao longo da Seção C que corresponde a log-fácies IV (**Figura 5.7**). Na porção superior (227 – 250 m) da log-fácies IV, encontram-se basaltos brechoides (amostra X537), amigdaloidais (amostra X540) e microamigdaloidais (amostras X542 e X549) com presença de abundantes veios preenchidos por carbonato e, subordinadamente, pirita. A estrutura de brecha nos basaltos brechoides é dada por fragmentos angulosos de basalto de matriz predominantemente vítrea envoltos por material carbonático. Textura de fluxo dada pela orientação preferencial de minerais opacos e cristais de plagioclásio ocorre na profundidade de 242 m (**Figura 5.7**). O decréscimo da resistividade (2000 até 120 Ωm) se dá, possivelmente, pelo aumento no volume de amígdalas e pela menor quantidade de carbonato (os veios se tornam bem menos espessos e frequentes) entre o intervalo de 227 – 250 m.

Além disso, parece haver uma intercalação com rochas sedimentares entre as profundidades de 249 – 253 m, onde contatos entre basalto microamigdaloidal e calcarenito são observados (amostras X549 e X553) (**Figura 5.7**). Nesse intervalo, há uma resposta sutil dos dados geofísicos: valores de raios gama diminuem gradualmente (45 a 30 gAPI), valores de resistividade também sofrem decréscimo (200 a 20 Ωm), o intervalo de tempo de trânsito aumenta levemente (50 a 60 µs/ft), a densidade aparente diminui (2,75 a 2,65 g/cm³) e a porosidade de nêutrons aumenta (9% a 15%). Rochas calcáreas, como o calcarenito, são pouco radioativas, apresentam altas velocidades sônicas (baixo intervalo de tempo de trânsito), resistividade variável (forte influência da porosidade) e baixas densidades (2,7 – 2,8 g/cm³) (**RIDER, 2002**). Da mesma forma, rochas vulcânicas podem apresentar respostas semelhantes, especialmente os litotipos observados (basaltos amigdaloidais, microamigdaloidais e brechoides), e, por isso, serem confundíveis.

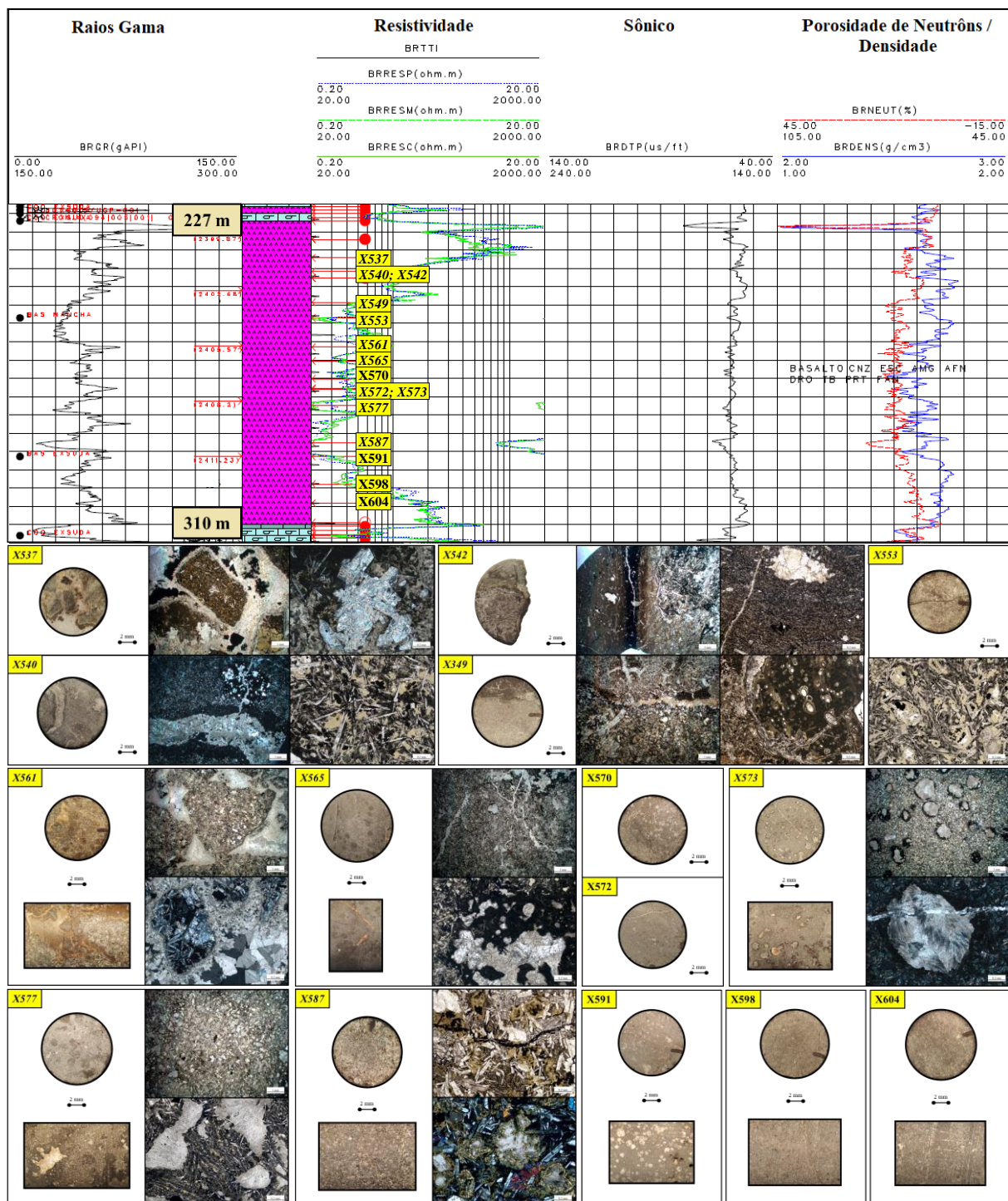


Figura 5.7: Log-fácies IV da seção magmática C do poço X, lista das amostras laterais e respectivas fotografias e fotomicrografias. Os códigos em *itálico* indicam amostras com dados petrográficos sob escala macroscópica e microscópica. Códigos sem *itálico* indicam amostras com dados petrográficos somente sob escala macroscópica.

Basaltos ricos em amígdalas e em veios preenchidos por carbonato e, subordinadamente, pirita são encontrados entre 260 – 290 m (**Figura 5.7**). São rochas composicional e texturalmente semelhantes àquelas observadas na log-fácies I (**Figura 5.3**), o que explica os

altos valores de raios gama e a queda da resistividade. Entretanto, chama a atenção o intervalo entre 285 – 290 m, no qual há uma abrupta queda nos valores de raios gama (aproximadamente 15 gAPI) e resistividade (18 a 20 Ωm), enquanto a velocidade sônica (60 a 70 $\mu\text{s}/\text{ft}$), a densidade aparente (aproximadamente 2,75 g/cm^3) e a porosidade de nêutrons (aproximadamente 21%) aumentam. A presença de um basalto hipohialino, pouco alterado (cristais de plagioclásio com geminação polissintética aparente e cristais de piroxênio preservados, sem alteração para carbonato), com microamígdalas preenchidas por palagonita e carbonato, além de veios preenchidos por pirita pode explicar esse padrão (**Figura 5.7**). A alta densidade aparente e alta porosidade de nêutrons, associadas a baixos valores de radioatividade e resistividade, condiz com uma porção vulcânica pouco alterada e mais fraturada/vesiculada. A alta densidade aparente também pode estar relacionada à presença de pirita nestas rochas, uma vez que esse mineral apresenta densidades em torno de 4,80 – 5,17 g/cm^3 (**RIDER, 2002**).

A base da log-fácies IV (300 – 310 m) é caracterizada por elevados valores de resistividade (40 a 1000 Ωm), enquanto os demais parâmetros geofísicos mantêm-se estáveis. Não há amostras representativas deste intervalo, porém deve tratar-se de basaltos amigdaloidais ou microamigdaloidais alterados, com possível presença de argilominerais e/ou palagonitização (pela similaridade dos perfis de raios de gama e resistividade do topo da log-fácies IV), e menor porosidade de fraturas (pelo padrão de alta densidade e alta porosidade de nêutrons observado, combinados com pouca variação nos dados sônicos).

A log-fácies V corresponde a 24 m de rochas basálticas (**Figura 5.8**) representadas por sete amostras laterais (cinco laminadas) dispostas em duas seções magmáticas D (318 – 338 m) e E (354 – 358 m), separadas por 16 m de coquinas. Os valores de raios gama (30 a 105 gAPI) são comparáveis aos da log-fácies II e maiores que os das log-fácies I, III e IV. O padrão de resistividade é similar ao da log-fácies II, embora tenha valores levemente elevados (40 a 200 Ωm). Os valores dos dados sônicos mostram certa estabilidade (50 – 60 $\mu\text{s}/\text{ft}$), ligeiramente menor do que a log-fácies I e II e comparável as log-fácies III e IV. Valores de densidade aparente variam de 2,55 a 2,70 g/cm^3 , enquanto valores de porosidade de nêutrons variam de 3% a 13%, ligeiramente menores do que os das log-fácies anteriores.

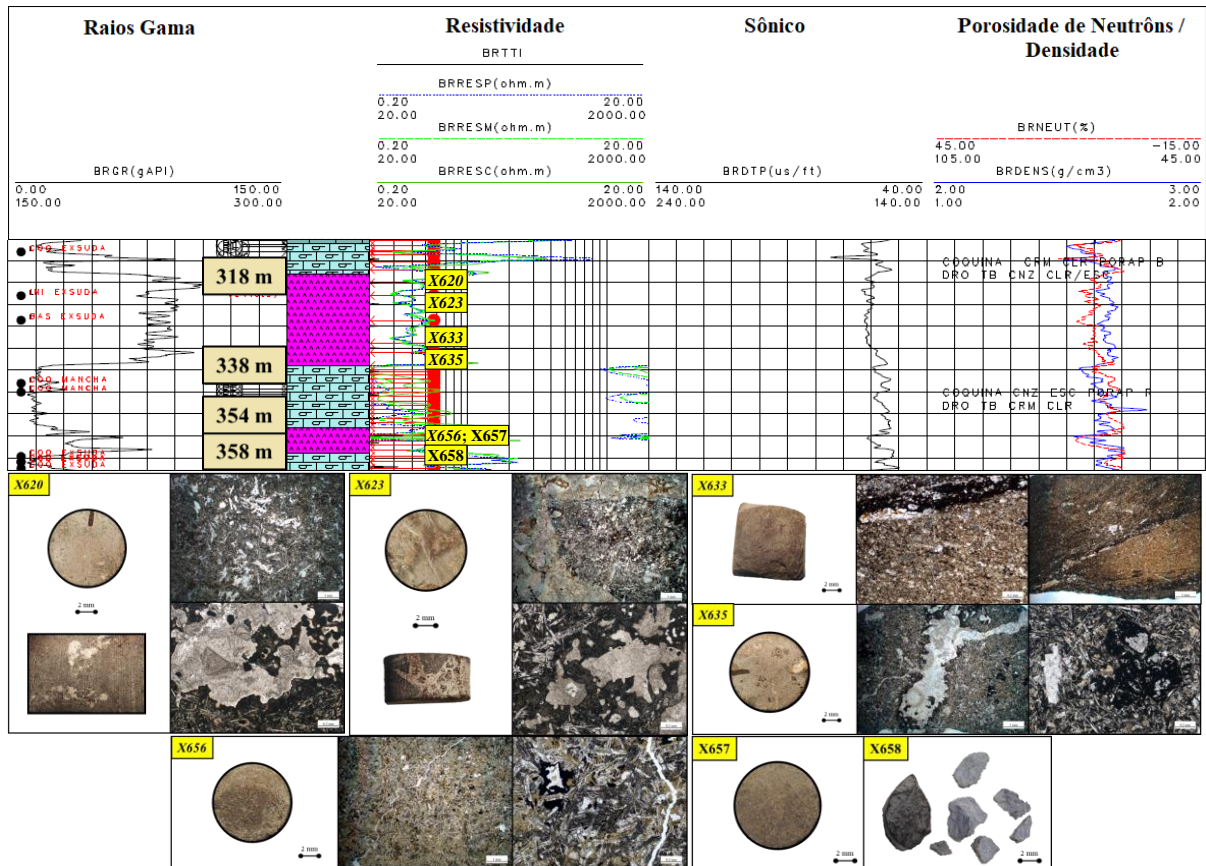


Figura 5.8: Log-fácies V das seções magmáticas D e E do poço X, lista das amostras laterais e respectivas fotografias e fotomicrografias. Os códigos em *itálico* indicam amostras com dados petrográficos sob escala macroscópica e microscópica. Códigos sem *itálico* indicam amostras com dados petrográficos somente sob escala macroscópica.

A análise petrográfica aponta a presença de basaltos amigdaloidais (amostras X620 e X635), basalto brechoide (amostra X623) e calcarenito fino (amostra X633) na seção D, e basalto microamigdaloidal (amostra X656) na seção E (**Figura 5.8**). As rochas basálticas são ricas em amígdalas de diferentes tamanhos e veios preenchidos por material carbonático. A matriz predominantemente vítrea está alterada para palagonita e, por vezes, carbonato (**Figura 5.9A,B**). A presença de cristais de plagioclásio e olivina pseudomórfica parcialmente alterados para carbonato, além de porções vítreas da matriz alteradas para palagonita e devitrificadas indicam um grau de alteração moderado, sugerido também pela alta radioatividade dessas rochas. Fragmentos basálticos envoltos por material carbonático (e zeólita) preenchendo veios caracterizam a estrutura do tipo brecha presente nas rochas (**Figura 5.9C**). A resistividade nessas rochas é um pouco mais baixa, com valores entre 40 e 80 Ω m, provavelmente devido ao volume considerável de amígdalas e veios carbonáticos. No entanto, esse parâmetro geofísico atinge valores de até 200 Ω m na seção E, onde foi identificado um basalto microamigdaloidal.

Essa rocha possui microamígdalas preenchidas por carbonato e palagonita, além de fraturas sem preenchimento em menor volume, comparada às rochas da Seção D. Isso explica o aumento da resistividade nesta porção da log-fácies V. Os valores de densidade aparente e de porosidade de nêutrons são relativamente mais baixos em comparação aos das log-fácies anteriores, mas coerentes com o grau de alteração e fraturamento das rochas na log-fácies V.

Existe uma intercalação dos basaltos com um calcarenito fino (**Figura 5.9D**) na profundidade de 333 m (Seção D). Entretanto, assim como na log-fácies IV, não há mudanças significativas no padrão dos dados geofísicos do poço. Isso reforça a semelhança entre os litotipos no que se refere aos dados de log.

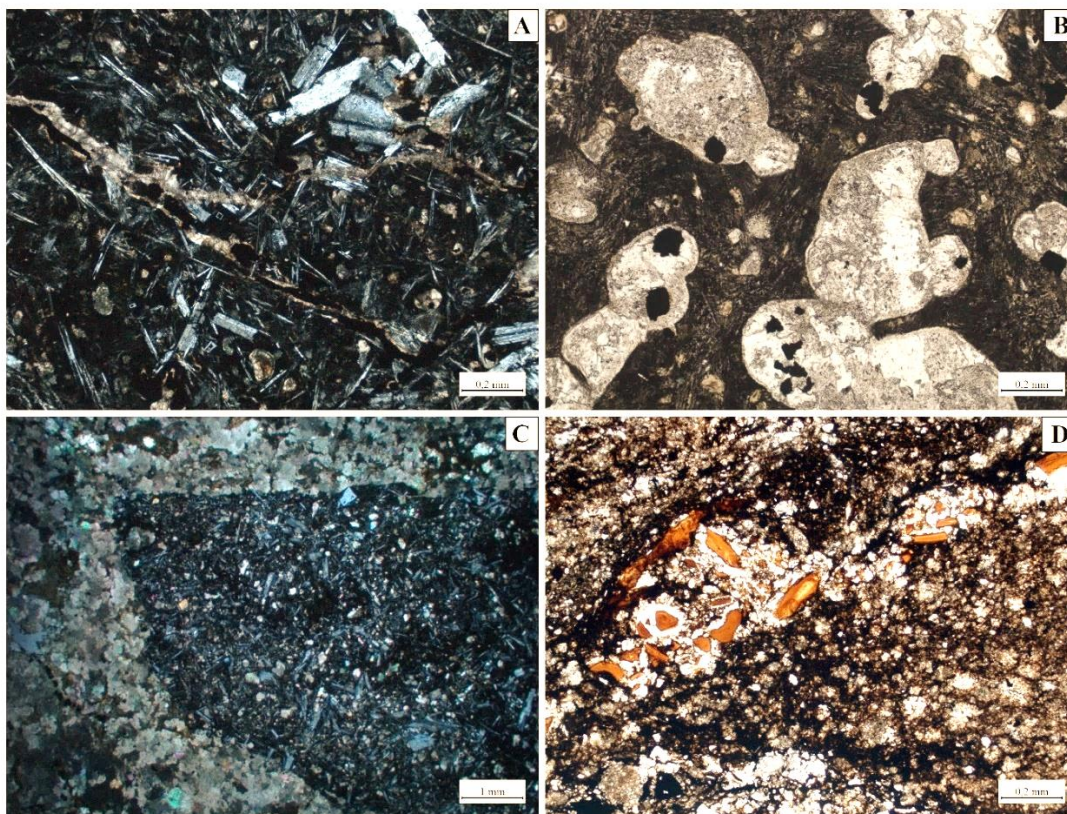


Figura 5.9: Fotomicrografias dos basaltos da log-fácies V no poço X. (A) Veios preenchidos por carbonato e, subordinadamente, pirita. Matriz hipocristalina devitrificada, com cristais parcialmente alterados para carbonato e palagonita (amostra X620; sob nicóis cruzados; 0,2 mm na escala). (B) Basalto amigdaloidal com matriz devitrificada (amostra X635; sob nicóis paralelos; 0,2 mm na escala). (C) Textura brechoide caracterizada por fragmento basáltico envolto por veios de carbonato e zeólita (amostra X623; sob nicóis cruzados; 1 mm na escala). (D) Material vítreo observado em calcarenito, evidenciando o contato entre esta litologia e basaltos (amostra X633; sob nicóis paralelos; 0,2 mm na escala).

Por fim, a log-fácies VI (364 – 451 m) corresponde a rochas basálticas representadas por quatorze amostras laterais (seis laminadas) inseridas na Seção F (**Figura 5.10**).

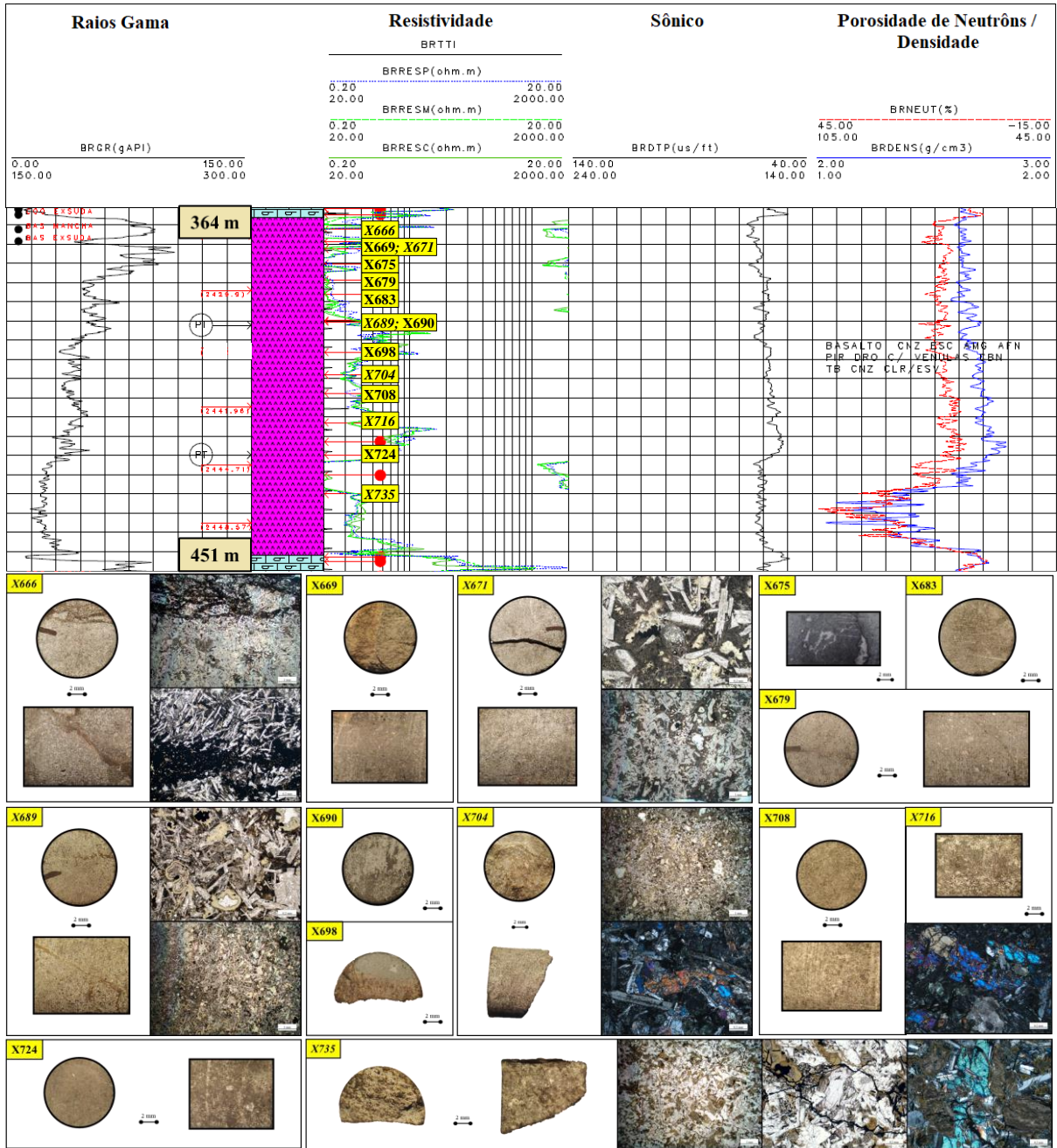


Figura 5.10: Log-fácies VI da seção magmática F do poço X, lista das amostras laterais e respectivas fotografias e fotomicrografias. Os códigos em *itálico* indicam amostras com dados petrográficos sob escala macroscópica e microscópica. Códigos sem *itálico* indicam amostras com dados petrográficos somente sob escala macroscópica.

No geral, as rochas mostram valores de raios gama progressivamente decrescentes (105 a 15 gAPI) até a base da log-fácies VI e altos valores de resistividade (18 a 200 Ω m), comparável ao das log-fácies I e IV. O intervalo de tempo de trânsito não sofre grande variação ao longo da log-fácies VI, mantendo-se entre 50 e 65 μ s/ft. Os valores de porosidade de nêutrons variam entre 9% e 21% e a densidade aparente varia entre 2,60 e 2,80 g/cm³.

As rochas que compreendem a log-fácies VI são, em sua maioria, basaltos microamigdaloidais (amostras X671, X689, X704 e X716), basalto brechoide (amostra X666) e basalto sem amígdalas (amostra X735). O topo da log-fácies VI (365 – 370 m) é marcado por um basalto brechoide com grãos de plagioclásio parcialmente alterados para carbonato, raras microamígdalas, e diversos veios estreitos de minerais opacos (possivelmente pirita, observada em escala macroscópica) que circundam porções angulares de matriz basáltica (**Figura 5.10**). Esse intervalo possui os menores valores de resistividade da log-fácies VI (18 – 20 Ωm), coerente com uma porção de rocha mais fraturada/vesiculada.

O intervalo entre 390 – 427 m consiste em basaltos moderadamente alterados, com escassas microamígdalas preenchidas por carbonato e palagonita e poucas fraturas e/ou veios (**Figura 5.10**). A alteração nestas rochas se dá pela substituição parcial dos cristais de plagioclásio e piroxênio por carbonato, e pela devitrificação da matriz (palagonita). O padrão de resistividade (20 a 200 Ωm) e raios gama (60 a 30 gAPI) reflete o menor volume de amígdalas e fraturas/veios nestas rochas, bem como o grau moderado de alteração (também sugerido pelos baixos valores de porosidade neutrão). Vale ressaltar que o decréscimo nos valores de raios gama indicam rochas menos alteradas em direção a base da Seção F e isso reflete, por exemplo, em cristais de piroxênio e plagioclásio menos alterados (com geminação polissintética visível) (**Figura 5.10**). O padrão de densidade aparente sugere que as rochas são densas, coerente com o esperado para rochas basálticas levemente a pouco alteradas e/ou fraturadas.

Na base da log-fácies VI (430 – 451m), ocorre um pico de baixa densidade aparente (valores aproximados de 2,05 a 2,65 g/cm^3) e alta porosidade de nêutrons (21% a 45%). Este pico poderia, então, representar uma porção vulcânica mais vesicular/fraturada e bastante alterada. No entanto, a única amostra disponível neste intervalo consiste em um basalto de granulação média com raras microamígdalas e poucas fraturas, sendo estas preenchidas por pirita e carbonato (**Figura 5.10**). Essas condições implicariam em uma resposta distinta dos dados geofísicos, com valores mais elevados de densidade e resistividade, assim como observado na log-fácies III. Sendo assim, esta amostra (X735) pode não ser representativa de todo o intervalo, que deve estar relacionado a rochas altamente porosas e/ou alteradas.

5.5 Log-fácies e litotipos basálticos

Estudos de vulcanologia física mostram que a despeito da pouca variação mineral essencial, os basaltos de derrames basálticos têm diferentes tipos de texturas e estruturas (p.ex.; **JERRAM ET AL., 2009; DURAI SWAMI ET AL., 2014**). Topo e base de derrames podem ser mais vesiculados do que partes centrais que, por outro lado, tendem a ser mais fraturadas, especialmente no caso de derrames mais espessos. Adicionalmente, os basaltos de derrames subaéreos podem ser intemperizados ainda na superfície terrestre ou passar por processos hidrotermais ou diagenéticos após soterramento, o que modifica substancialmente sua composição mineral magmática original. Deste modo, a classificação preliminar de basaltos a partir de padrões nos perfis geofísicos é uma tarefa complexa, uma vez que se trata da mesma litologia (basaltos) sujeita a mudanças texturais e estruturais. Além disso, os dados geofísicos deixam de ser diagnósticos nos contatos entre os litotipos basálticos e as rochas sedimentares sobrepostas e sotopostas, dificultando ainda mais a interpretação.

O estudo qualitativo realizado neste capítulo, no entanto, apresentou importantes padrões de variação dos dados geofísicos (**Tabela 5.2**). Em geral, os basaltos sem amígdalas do poço X são as rochas menos radioativas (15 – 30 gAPI), enquanto que os basaltos amigdaloidais são os mais radioativos (30 – 120 gAPI). Estes últimos também mostram moderado a alto grau de alteração na maioria das amostras estudadas.

Tabela 5.2: Comparação dos dados dos perfis geofísicos (raios gama, resistividade, sônico, porosidade de nêutrons e densidade aparente) nos litotipos observados. ⁽¹⁾ Pode chegar a maiores valores, entre 200 e 400 Ωm ; ⁽²⁾ Pode chegar a menores valores, entre 14 e 18 Ωm ; ⁽³⁾ Pode atingir valores muito baixos, entre 14 e 20 Ωm , e valores muito altos, em torno de 400 Ωm ; ⁽⁴⁾ Pode chegar a menores valores, entre 8 e 10 Ωm .

Perfis Geofísicos	Basalto brechoide	Basalto microamigdaloidal	Basalto amigdaloidal	Basalto (s/ amígdalas)	Contatos
Raios Gama (gAPI)	45 – 90	15 – 105	30 – 120	15 – 30	45 – 75
Resistividade (Ωm)	18 – 180 ⁽¹⁾	40 – 200 ⁽²⁾	40 – 200 ⁽³⁾	40 – 600	40 – 100 ⁽⁴⁾
Sônico ($\mu\text{s}/\text{ft}$)	60 – 70	50 – 70	60	50 – 60	60 – 70
Porosidade de nêutrons (%)	9 – 15	9 – 15	9 – 21	3 – 33	9 – 21
Densidade aparente (g/cm^3)	2,45 – 2,75	2,60 – 2,70	2,50 – 2,70	2,30 – 2,70	2,60 – 2,70

A resistividade é alta e bastante variável em todos os litotipos, demonstrando a forte mudança textural entre as rochas analisadas. Os basaltos sem amígdalas são os mais resistivos (40 a 600 Ωm), enquanto os basaltos brechoides são os menos resistivos (18 a 180 Ωm). Os contatos entre basaltos e rochas calcáreas (calcissiltito e calcarenito) também possuem baixas resistividades (8 a 10 Ωm), mas estas ocorrem de forma pontual. Essa variação tem relação com o maior ou menor volume de amígdalas e fraturas/veios, isto é, a porosidade das rochas.

O intervalo de tempo de trânsito obtido pelo perfil sônico é bastante estável, não sofrendo grandes modificações ao longo de todo o perfil. Os basaltos amigdaloidais têm valores em torno de 60 $\mu\text{s/ft}$, semelhante aos basaltos microamigdaloidais e sem amígdalas (50 a 70 $\mu\text{s/ft}$). Os contatos entre basaltos e rochas calcáreas (calcissiltito e calcarenito), bem como os basaltos brechoides, são os que possuem valores mais elevados (60 a 70 $\mu\text{s/ft}$). As rochas analisadas tem intervalos de tempo de trânsito semelhantes aos basaltos oceânicos (45 a 70 $\mu\text{s/ft}$; **RIDER, 2002**).

A porosidade de nêutrons e a densidade aparente sofrem leves alterações ao longo dos perfis. Os basaltos sem amígdalas são os que mais variam em termos de porosidade de nêutrons e densidade aparente, com valores que vão de 3% até 33% e 2,30 g/cm^3 até 2,70 g/cm^3 , respectivamente. Os demais litotipos atingem valores de porosidade neutra entre 9% e 21%. A maioria das rochas observadas está bem intemperizada, com matriz predominantemente vítrea alterada para palagonita. A palagonita possui água em sua estrutura e, portanto, deve contribuir para aumentar a porosidade de nêutrons. Os contatos entre basaltos e rochas calcáreas (calcissiltito e calcarenito), bem como os basaltos microamigdaloidais, são os que possuem valores mais elevados de densidade aparente (2,60 a 2,70 g/cm^3). Valores de densidade mais baixos que o esperado para rochas basálticas ocorrem, possivelmente, devido à porosidade de fraturas existente nessas rochas, principalmente nos basaltos brechoides e basaltos sem amígdalas. A densidade aparente atinge valores muito baixos nesses litotipos, em torno de 2,45 g/cm^3 e 2,30 g/cm^3 , respectivamente.

6. CONCLUSÃO GERAL E TRABALHOS FUTUROS

As amostras laterais do poço X da Bacia de Santos são basaltos alcalinos que constituem derrames predominantemente (ou, talvez, exclusivamente) subaéreos intercalados com coquinas da megasequência pós-rifte de idade aptiana. A interpretação de dados petrográficos e litogeoquímicos, apoiada por modelagem geoquímica analítica, permite concluir que os derrames basálticos compreendem seis seções relacionadas a erupções de centros vulcânicos distintos, à exceção da seção basal do poço. O magmatismo basáltico alcalino resultou da fusão parcial da cauda da pluma de Tristão da Cunha dentro da zona de estabilidade da granada sob crosta continental muito estirada. Os modelos petrogenéticos e geodinâmico indicam que a Bacia de Santos estava localizada sobre uma região de elevado gradiente geotérmico durante o Aptiano.

Correlações entre dados petrofísicos de perfis de poço e dados petrográficos podem ser feitas, com cuidado, de modo qualitativo. Diferentes dados de raios gama, resistividade, sônico, neutrão e densidade não discriminam satisfatoriamente variações composicionais e/ou texturais. No entanto, basaltos sem amígdalas, amigdaloidais e brechados do poço X têm valores diferentes destes parâmetros petrofísicos.

Os modelos petrogenéticos e geodinâmico apresentados nesta dissertação devem ser considerados como preliminares. Trabalhos petrológicos futuros devem incluir a obtenção de dados isotópicos, para caracterização robusta de reservatórios mantélicos, e geocronológicos, para contextualização temporal do magmatismo. Já as avaliações puramente qualitativas feitas para estabelecer possíveis correlações dos dados petrofísicos e petrográficos poderão ser refinadas a partir do uso de dados de arquivos *dlis* e similares que acompanham os perfis do poço.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADE, M.V.B; NUNES, N.M.M; RODRIGUES, R.; ASSIS, F.B.; NASCIMENTO, F. & LEITE, R.T.N. 2017. Geochemical and chemostratigraphic assessment of the albian-oligocene interval of the northern portion of Santos Basin. *Geociências*, v. 36, p. 673-689. DOI: 10.5016/geociencias.v36i4.11616.
- ALMEIDA, F.F.M. & CARNEIRO, C.D.R. 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, n. 2, p. 135-150.
- ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R. & MIZUSAKI, A.M.P. 1996. Correlação do magmatismo das bacias da Margem Continental Brasileira com o das áreas emersas adjacentes. *Revista Brasileira de Geociências*, 26(3): 125-138. DOI:10.25249/0375-7536.19963125138.
- ANP. 2019. Bacia de Santos: Sumário Geológico e Setores em Oferta. 21 p.
- ARAI, M. 2009. Paleogeografia do Atlântico Sul no Aptiano: um novo modelo a partir de dados micropaleontológicos recentes. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 17(2), 331-351.
- ARAI, M. 2014. Aptian/Albian (Early Cretaceous) paleogeography of the South Atlantic: a paleontological perspective. *Brazilian Journal of Geology*, 44(2), 339-350. DOI: 10.5327/Z2317-4889201400020012.
- ASSINE, M.L.; CORRÊA, F.S. & CHANG, H.K. 2008. Migração de depocentros na Bacia de Santos: importância na exploração de hidrocarbonetos. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2 – suplemento), 111-127. DOI: 10.25249/0375-7536.2008382S111127.
- BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M. & GONÇALVES, J.H. 2003. *Geologia tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG*. CPRM, Brasília, 673 p.
- BUCKLEY, D.K. & OLIVER, D. 1990. Geophysical logging of water exploration boreholes in the Deccan Trap, Central India, in Hurst, A.; Lovell, M.A.; Morton, A.C., eds., *Geological applications of well logs*, *Geol. Soc. Spec. Publi.*, v. 48, p. 153-161.
- BUENO, G.V. 2004. Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 12(2), 203-229.
- CHANG, H.K.; ASSINE, M.L.; CORRÊA, F.S.; TINEN, J.S.; VIDAL, A.C.; KOIKE, L. 2008. Sistemas petrolíferos e modelos de acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2 – suplemento), 29-46. DOI: 10.25249/0375-7536.2008382S2946.
- DEMERCIAN, L.S. 1996. *A halocinese na evolução do sul da Bacia de Santos do Aptiano ao Cretáceo superior* [Dissertação de Mestrado]: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 201 p.
- DIAS, J.L. 2008. Estratigrafia e sedimentação dos evaporitos neo-aptianos na margem leste brasileira, in W.U. Mohriak, P. Szatmari, S. Anjos (Orgs.). *Sal: Geologia e Tectônica. Exemplos nas Bacias Brasileiras*, São Paulo: Beca Edições, p. 223-231.
- DIAS, J.L.; SAD, A.R.E.; FONTANA, R.L. & FEIJÓ, F.J. 1994. Bacia de Pelotas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1):235-245.

- DIAS-BRITO, D. 1995. The South Atlantic Albian carbonates: their organogenic content and paleogeographic significance. *I Workshop sobre paleoceanografia com ênfase em micropaleontologia e estratigrafia*. Gramado, Brasil.
- DURAI SWAMI, R.A.; GADPALLU, P.; SHAIKH, T.N. & CARDIN, N. 2014. Pahoehoe – a’ a transitions in the lava flow fields of the western Deccan Traps, India – implications for emplacement dynamics, flood basalt architecture and volcanic stratigraphy, *in* Sheth, H.C. and Vanderkluysen, L., eds, Flood Basalts of Asia, *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 84, p. 146–66.
- ERNESTO, M.; MARQUES, L.S.; PICCIRILLO, E.M.; MOLINA, E.C.; USSAMI, N.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G. 2002. Paraná Magmatic Province – Tristan da Cunha Plume System: Fixed versus Móbile Plume, Petrogenetic Considerations and Alternative Heat Sources. *J. Volcanol Geotherm. Res.*, v. 118, p. 15-36.
- FODOR, R. V.; MCKEE, E. H. & ASMUS, H. E. 1983. K-Ar Ages and the opening of the South Atlantic Ocean: Basaltic rock from the Brazilian margin. *Marine Geology*, v. 54, M1-M8.
- FODOR, R.V. & VETTER, S.K. 1985. Mineral chemistry and petrography of passive-margin basalts, southeastern Brazil. *Rev. Bras. Geocienc.*, v. 15, p. 36–47.
- GARCIA, S.F.M. 2012. *Restauração estrutural da halotectônica na porção central da Bacia de Santos e implicações para os sistemas petrolíferos* [Tese de Doutorado]: Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Brasil.
- GARCIA, S. F. M.; DANDERFER FILHO, A.; LAMOTTE, D. F. & RUDKIEWICZ, J. L. 2012. Análise de volumes de sal em restauração estrutural: um exemplo na Bacia de Santos. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 42, n.2, p. 433-450.
- HEILBRON, M.; SIVA, L. G. E.; ALMEIDA, J. C. H.; TUPINAMBÁ, M.; PEIXOTO, C. A.; VALERIANO, C. M.; LOBATO, M.; RODRIGUES, S.; RAGATKI, C. D.; SILVA, M. A.; MONTEIRO, T. L. V.; FREITAS, N. C.; MIGUENS, D.; GIRAO, R. 2020. Proterozoic to Ordovician geology and tectonic evolution of Rio de Janeiro State, SE-Brazil: insights on the central Ribeira Orogen from the new 1:400,000 scale geologic map. *Brazilian Journal of Geology*, v. sp vol, p. 1-25.
- IMBUZEIRO, B.M. 2021. Caracterização de eletrofácies e quimiofácies em soleiras de diabásio da Bacia do Parnaíba [Trabalho de Conclusão de Curso]: IGEO-UFF, 101 p.
- JERRAM, D. A.; SINGLE, R. T.; HOBBS, R. W. & NELSON, C. E. 2009. Understanding the offshore flood basalt sequence using onshore volcanic facies analogues: an example from the Faroe–Shetland basin. *Geological Magazine*, 146(03), 353. DOI: 10.1017/s0016756809005974.
- KEYS, W.S. 1979. Borehole geophysics in igneous and metamorphic rocks. *SPWLA 20th Ann. Symp. Trans.*, Paper OO, 1-26.
- MACEDO, J.M. 1987. *Evolução estrutural da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes* [Dissertação de Mestrado]: Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 173p.
- MACEDO, J.M. 1989. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. *Bol. de Geociências da Petrobrás*, v. 3, p. 159-173.

- MARQUES, L.S. & ERNESTO, M. 2004. O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná, in Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito-Neves, B.B.B. (Orgs.), *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, p. 245-263.
- MELLO, U.T.; KARNER, G.D. & ANDERSON, R.A. 1995. Role of salt in restraining the maturation of subsalt source rock. *Marine and Petroleum Geology*, v. 12, p. 697-716.
- MILANI, E.J.; RANGEL, H.D.; BUENO, G.V.; STICA, J.M.; WINTER, W.R.; CAIXETA, J.M.; NETO, O.C.P. 2007. Bacias sedimentares brasileiras: cartas estratigráficas. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 15(1), 1-572.
- MIZUSAKI, A.M.P. 1986. *Rochas ígneo-básicas do Neocomiano da Bacia de Campos – caracterização e comportamento como reservatório de hidrocarbonetos* [Dissertação de Mestrado]: Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 104p.
- MIZUSAKI, A. M. P.; FILHO, A. T. & VALENÇA, J. 1988. Volcano-sedimentary sequence of Neocomian age in Campos Basin (Brazil). *Rev. Bras. Geociências*, v. 18, p. 247-251.
- MIZUSAKI, A.M.P.; THOMAZ-FILHO, A. & CESERO, P. 1998. Ages of the Magmatism and the opening of the South Atlantic Ocean. *Pesquisas*, 25(2):47-57.
- MOHRIAK, W.U. 2003. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira, in L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves, eds., *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, Serviço Geológico do Brasil – CPRM, p. 87-165.
- MOHRIAK, W.U. 2012. Bacias de Santos, Campos e Espírito Santo, in Y. Hasui, C.D.R. Carneiro, F.F.M. Almeida, A. Bartorelli (Orgs.). *Geologia do Brasil*, São Paulo: Beca Edições, p. 481-496.
- MOHRIAK, W.U., & SZATMARI, P. 2008. Tectônica de Sal, in W.U. Mohriak, P. Szatmari, S.M.C. Anjos (Orgs.). *Sal: Geologia e Tectônica. Exemplos nas Bacias Brasileiras*, São Paulo: Beca Edições, p. 92-165.
- NERY, G. G. 2013. *Perfilagem geofísica em poço aberto – Fundamentos básicos com ênfase em petróleo*. Rio de Janeiro: SBGF. ISBN: 978-85-88690-19-6, 222 p.
- OREIRO, S. G. 2006. Magmatismo e sedimentação em uma área na Plataforma Continental de Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil, no intervalo Cretáceo Superior – Terciário. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 14, n. 1, p. 95-112.
- PEATE, D. 1997. The Paraná-Etendeka Province. Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism. *Geophysical Monograph Series*, v. 100, p. 217-245.
- PICCIRILLO, E. M.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MELFI, A. J.; STOLFA, D.; BELLINI, G.; MARQUES, L. S.; GIARETTA, A.; NARDY, A. J. R.; PINESE, J. P. P.; RAPOSO, M. I. B.; ROISENBERG, A. 1988. Petrochemistry of continental flood basalt-rhyolite suites and related intrusives from the Paraná basin (Brazil), in E. M. Piccirillo, A. J. Melfi, eds., *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico, p. 107-156.
- REN, K.; ZHAO, J.; LIU, Q. & ZHAO, J. 2020. Hydrocarbons in igneous rock of Brazil: A review. *Petroleum Research*, v.5, p. 265-275. DOI: 10.1016/j.ptlrs.2020.06.001.

- RENNE, P. R.; ERNESTO, M.; PACCA, I. G.; COE, R. S.; GLEN, J. M.; PREVOT, M.; PERRIN, M. 1992. The Age of Parana Flood Volcanism, Rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary. *Science*, 258(5084), 975–979. DOI: 10.1126/science.258.5084.975.
- RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L.G. & TASSINARI, C.C.G. 2012. Pré-sal: geologia e exploração. *Revista USP*, v. 95, p. 33-42. DOI: 10.11606/issn.2316-9036.v0i95p33-42.
- RIDER, M. 2002. *The geological interpretation of well logs*. Whittles Publishing, Malta, 280 p.
- ROSA, H. 2006. *Estudo de Caracterização de Eletrofácies por meio de Perfis Geofísicos de Poços e de Amostras de Testemunhos Utilizando Estatística Multivariada* [Tese de Doutorado]: Unicamp, Campinas – SP, 230 p.
- SANYAL, S.K.; JUPRASERT, S. & JUSBASCHE, M. 1980. An evaluation of a rhyolite basalt volcanic ash sequence from well logs. *Log Analyst XXI*(1): 3-9.
- SCHAFER, J.N. 1980. A practical method of well evaluation and acreage development for the naturally fractured Austin chalk formation. *Log Analyst XXI*(1): 10-23.
- SERRA, O.; BALDWIN, J. & QUIREIN, J. 1980. Theory, interpretation and practical applications of natural gamma ray spectroscopy. *Trans. SPWLA 21st Annu. Logging Symp.*, 27:Q1-Q30.
- SOUZA, I.A. 2008. *Falhas de transferência da porção norte da Bacia de Santos interpretadas a partir de dados sísmicos: sua influência na evolução e deformação da bacia* [Tese de Doutorado]: Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 182 p.
- SOUZA, L.S. & SGARBI, G.N.C. 2019. Bacia de Santos no Brasil: geologia, exploração e produção de petróleo e gás natural. *Boletín de Geología*, v. 41, p. 175-195. DOI: 10.18273/revbol.v41n1-2019009.
- THEYS, P.P. 1991. Log data acquisition and quality control. *Éditions Technip*, Paris, 330 p.
- THOMAZ-FILHO, A.; MIZUSAKI, A.M.P.; MILANI, E.J. & CESERO, P. 2000. Rifting and Magmatism associated with the South America and África break up. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1):017-019.
- THOMAZ-FILHO, A.; MIZUSAKI, A.M.P. & ANTONIOLI, L. 2008. Magmatism and Petroleum Exploration in the Brazilian Paleozoic Basins. *Marine and Petroleum Geology*, v. 25, p. 143-151.
- WINTER, W. R.; JAHNERT, R. J. & FRANÇA, A. B. 2007. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2), 511-529.
- WYLLIE, M.R.J; GREGORY, A.R. & GARDENER, L.W. 1956. Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. *Geophysics*, 21(1): 41-70.