

Fellippe Roberto Alves Bione de Araújo

**PROVENIÊNCIA DE ROCHAS VULCANOCLÁSTICAS SUBAQUOSAS
DA REGIÃO DE REAR ARC DE IZU-BONIN-MARIANA, SUDESTE DO
JAPÃO
(EXPEDIÇÃO 350 DO IODP)**

**Trabalho Final de Curso
(Geologia)**

UFRJ
Rio de Janeiro
2016



UFRJ

Fellippe Roberto Alves Bione de Araújo

**PROVENIÊNCIA DE ROCHAS VULCANOCLÁSTICAS SUBAQUOSAS
DA REGIÃO DE *REAR ARC* DE IZU-BONIN-MARIANA, SUDESTE DO
JAPÃO
(EXPEDIÇÃO 350 DO IODP)**

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientadores:

Prof. Dr. Everton Marques Bongioiolo
MSc. Débora Barros Nascimento

Rio de Janeiro
Agosto de 2016

FELLIPPE, Roberto Alves Bione de Araújo

Proveniência de rochas vulcanoclásticas subaquosas Da Região De rear arc de Izu-Bonin-Mariana, sudeste do Japão (expedição 350 do IODP) /
Fellippe Roberto Alves Bione de Araújo -- Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2016. xvi, 91 p. : il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2016.

Orientadores: Prof. Dr. Everton Marques Bongioiolo, Msc. Débora Barros Nascimento

1. Geologia. 2. IGEO – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Everton Marques Bongioiolo, Débora Barros Nascimento. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Título.

Fellippe Roberto Alves Bione de Araújo

PROVENIÊNCIA DE ROCHAS VULCANOCLÁSTICAS SUBAQUOSAS DA REGIÃO
DE REAR ARC DE IZU-BONIN-MARIANA, SUDESTE DO JAPÃO
(EXPEDIÇÃO 350 DO IODP)

Trabalho Final de Curso de Graduação em
Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro –
UFRJ, apresentado como requisito
necessário para obtenção do grau de
Geólogo.

Orientadores:

Prof. Dr. Everton Marques Bongiolo
MSc. Débora Barros Nascimento

Aprovada em: 18 de agosto de 2016

Por:

Orientador: Prof. Dr. Everton Marques Bongiolo (UFRJ)

MSc. Débora Barros Nascimento (UFRJ)

Prof. Dr. Renato Rodrigues Cabral Ramos (Museu Nacional/UFRJ)

Prof^a. Dr^a. Silvia Regina de Medeiros (UFRJ)

UFRJ
Rio de Janeiro
2016

Dedico este trabalho final de curso primeiramente a minha família, cujo apoio às minhas escolhas foi sempre incondicional e fundamental para que eu chegasse a meus objetivos. Dedico também aos amigos, geólogos ou não, que estiveram próximos durante esses anos e me deram a alegria, motivação e força necessárias para a conclusão desta etapa da minha vida.

Agradecimentos

Agradeço o apoio, o incentivo e a colaboração dos meus orientadores e amigos Everton Bongiolo e Débora Nascimento, que foram muito atenciosos e prestativos durante a realização desta monografia. Ao professor Julio Cezar Mendes que, gentilmente, cedeu seu equipamento de contagem petrográfica, sem o qual este trabalho não poderia ter sido realizado.

Agradeço também ao laminador Emiraldo Barbosa pela prestatividade na fabricação de lâminas, Reiner Neumann por ceder espaço para a utilização do MEV em seu laboratório no CETEM, e Beatriz Caetano pelo auxílio na utilização do mesmo.

Sumário

Agradecimentos	vi
Resumo	ix
<i>Abstract</i>	x
Lista de tabelas	xi
Lista de figuras	xii
1 INTRODUÇÃO	17
1.2 Justificativa e objetivo	17
2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE PERFURAÇÃO	19
3 METODOLOGIA DE TRABALHO	20
3.1 Metodologias adotadas na expedição	20
3.1.1 Classificação de rochas vulcanoclásticas	21
3.2 Fases de laboratório e escritório	23
3.2.1 Contagem de pontos – Gazzi-Dickinson	23
3.2.2 Microscópio eletrônico de varredura (MEV-EDS)	26
3.2.3 Amostragem	26
4 CONTEXTO GEOLÓGICO	28
4.1 Geologia regional	28
4.2 Geologia local	32
4.3 Unidades litoestratigráficas	35
4.3.1 Unidade I	39
4.3.2 Unidade II	41
4.3.3 Unidade III	44
4.3.4 Unidade IV	47
4.3.5 Unidade V	51
4.3.6 Unidade VI	54
4.3.7 Unidade VII	60
5 RESULTADOS	64
5.1 Petrografia	64
5.2 Contagem de pontos e classificações	69
5.3 MEV	76

6 INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES	79
6.1 Proveniência	79
6.2 Comparação geoquímica entre rochas do <i>rear arc versus</i> fronte vulcânico	82
7 CONCLUSÃO	85
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	86
Apêndice A – Seção estratigráfica comparativa	92

Resumo

ALVES BIONE DE ARAÚJO, Fellippe Roberto. **Proveniência de rochas vulcanoclásticas subaquosas da região de rear arc de Izu-Bonin-Mariana, sudeste do Japão (expedição 350 do IODP)**. 2016. xvi, 91 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Izu-Bonin-Mariana (IBM) é um sistema de arcos de ilha intraoceânicos que começou a se formar no Eoceno, há cerca de 52 Ma, como resultado da subducção, de leste para oeste, da placa do Pacífico sob a placa das Filipinas. Entre março e maio de 2014, o *International Ocean Discovery Program* (IODP) realizou a expedição 350, onde foram realizadas perfurações com amostragem no arco de Izu, incluindo a primeira perfuração na região de rear arc já realizada (sítio U1437). O presente trabalho visa o estudo de proveniência de rochas vulcanoclásticas recuperadas do rear arc de Izu nesta expedição. Para atingir tal objetivo, foi utilizada a metodologia de contagem de pontos de Gazzi-Dickinson onde foram contados 600 pontos por lâmina em 58 lâminas petrográficas pertencentes a sete unidades litoestratigráficas distintas. Todos os componentes das rochas foram contados, e quartzo, feldspatos e fragmentos líticos foram recalculados para 100%. Estes dados foram plotados em diagramas triangulares de classificação de ambiente tectônico e de arenitos. Complementarmente foram feitas análises em microscópio eletrônico de varredura (MEV) em duas dessas lâminas. As rochas foram classificadas geotectonicamente como sendo pertencentes a um arco dissecado e litologicamente como lito-arenito ou lito-arenito feldspático. A partir de correlações entre as quantidades de fragmentos líticos, vidro vulcânico e cristais, foi possível identificar variações composicionais ao longo da seção. Estas variações provavelmente indicam diferentes rochas e/ou áreas fontes de contribuição de sedimentos para a microbacia, e estão relacionadas com a evolução do arco. Comparando os resultados a dados prévios da região frontal do arco, as rochas do rear arc apresentam maior quantidade de quartzo, indicando que suas rochas-fonte poderiam estar em um estágio evolutivo mais avançado. Além disso, rochas das unidades mais novas também tendem a possuir mais quartzo que as mais antigas.

Palavras-chave: Proveniência; rochas vulcanoclásticas; Izu-Bonin-Mariana; IODP.

Abstract

ALVES BIONE DE ARAÚJO, Fellippe Roberto. **Provenance of subaqueous volcanoclastic rocks from Izu-Bonin-Mariana rear arc, SE Japan (IODP expedition 350)**. 2016. xvi, 91 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Izu-Bonin-Mariana (IBM) is an intraoceanic arcs system which has started forming during the Eocene, c.a. 52 Ma, driven by east to west subduction of the Pacific plate under the Philippine Sea plate. From March to May 2014, the International Ocean Discovery Program (IODP) carried the expedition 350, in which the Izu arc was drilled and cored, and that included the first prospect at the rear arc region ever made (site U1437). Present work aims to study provenance of volcanoclastic rocks recovered from Izu rear arc during this expedition. In order to achieve this objective, the Gazzi-Dickinson point counting technique was applied to 58 petrographic thin sections from seven different lithostratigraphic units, in which 600 points were counted for each sample. All rock forming materials were counted, then quartz, feldspars and lithic fragments were recalculated to 100%. The results were plotted in ternary diagrams for tectonic environment and sandstone classifications. Complementarily, scanning electronic microscope (SEM) analyses were obtained for two of the thin sections. Rocks were classified tectonically as belonging to a dissected arc and lithologically as litharenite or feldspathic litharenite. Using correlation among lithic fragments, volcanic glass and crystal contents it was possible to identify compositional variations along the profile, which probably indicate different source rocks or areas for sediment contribution into the studied microbasin and are related to the arc evolution. By comparing the results to previous data from arc front region rocks, rear arc rocks show higher quartz contents, indicating that its source-rocks were possibly more evolved. Further, younger units rocks also tend to have more quartz than the older ones.

Key-Words: Provenance; volcanoclastic rocks; Izu-Bonin-Mariana; IODP

Lista de tabelas	Pág.
Tabela 1. Tipos de perfuração utilizados durante a expedição 350 do IODP e suas principais características resumidas. * Do testemunho. ** De cada seção do testemunho. Baseado em Graber <i>et al.</i> (2002).	21
Tabela 2. Tabela de dados com os valores percentuais (recalculados para 100%) de todos os componentes obtidos por contagem de pontos em lâminas delgadas. Qm: quartzo monocristalino; Qp: quartzo policristalino; K-feld: feldspato alcalino; Plag: plagioclásio; Px: piroxênio; Anf: anfibólio; Opacos: minerais opacos; Vidro félsico: vidro incolor; Vidro máfico: vidro marrom; L: fragmentos líticos; Mfossil; microfósseis. O componente “Outros” é representado principalmente por argilominerais, e também inclui minerais acessórios ou não-identificados em petrografia optica e poros. Onde não foi possível a separação entre vidro félsico e máfico todo material foi incluído como félsico (incolor).	71
Tabela 3. Tabela dos valores totais e valores percentuais recalculados para 100% de quartzo (Q), feldspatos (F) e fragmentos líticos (L), utilizada para a classificação das rochas nos diagramas QFL.	72

Lista de figuras	Pág.
Figura 1. Localização do arco de Izu-Bonin-Mariana com destaques para o arco de Izu e a localização da ilha de Guam, que delimita o final do arco das Marianas. Os sítios perfurados durante a expedição 350 do IODP estão demarcados por círculos vermelhos onde, onde U1436 (porção frontal do arco) localiza-se mais a leste e o sítio U1437 (rear arc), utilizado neste trabalho, está localizado mais a oeste. (Modificado de Stern <i>et al.</i> , 2012).	19
Figura 2. (A). Diagrama QFL (onde Q: quartzo total, F: feldspatos, L: fragmentos líticos) de classificação de arenitos modificado de Folk. (1980); (B) diagrama de classificação granulométrica de rochas piroclásticas modificado de Fisher (1966).	22
Figura 3. Esquema de classificação proposto durante a Expedição 350 do IODP para sedimentos e rochas sedimentares, vulcanoclásticas ou não, baseado na abundância relativa entre os tipos de cristais e clastos presentes, assim como os tamanhos de seus constituintes. Retângulos em vermelho representam as nomenclaturas utilizadas no presente trabalho. Modificado de Tamura <i>et al.</i> (2015a).	23
Figura 4. Fluxograma mostrando a técnica usada para diminuir a dependência de granulometria em relação à composição da rocha. Fenocristais em determinados fragmentos líticos podem ser contados separadamente como o mineral que constituem, se estes forem >0,0625 mm. Modificado de Zuffa (1985).	25
Figura 5. (A) Diagrama QFL de classificação geotectônica de acordo com Dickinson <i>et al.</i> (1983); (B) diagrama QFL de classificação geotectônica de acordo com Weltje. (2006).	25
Figura 6. Seção ao longo do sítio U1437 do IODP, furos U1437D e U1437E, que correspondem à sucessão estratigráfica das unidades I a VII definidas pelos pesquisadores da Expedição 350 do IODP (Tamura <i>et al.</i> , 2015). A localização das amostras e das lâminas petrográficas correspondentes, utilizadas neste trabalho, são indicadas pelas estrelas e numeradas em vermelho.	27
Figura 7. Mapa batimétrico da porção leste do Mar das Filipinas destacando o Sistema de arcos IBM, as bacias de back arc de Shikoku e Parece Vela, outras estruturas submarinas importantes além da localização do sítio U1437 de onde foram retiradas as amostras utilizadas no presente trabalho. Modificado de Tamura <i>et al.</i> (2015c).	30
Figura 8. Evolução do sistema de arcos de Izu-Bonin-Mariana. (A) Há ~40-35 Ma se deu o início da subdução da placa do pacífico, formando o arco de Kyushu-Palau. Ao mesmo tempo, havia abertura de oceano gerando a bacia do oeste das Filipinas e magmatismo de plumas mantélicas (Oki-Daito); (B) em 35-25 Ma o magmatismo no arco de Kyushu-Palau continua, assim com a abertura da bacia das Filipinas. A influência da pluma mantélica de Oki-Daito se estende para o arco; (C) rifteamento do arco de Kyushu-Palau e a abertura do fundo oceânico dá início às bacias de Parece Vela e Shikoku (~25 Ma), esta abertura separou o rear arc do fronte, gerando um arco remanescente de Kyushu-Palau; (D) há ~22-17 Ma houve maior abertura das bacias de Shikoku e Parece Vela e início da formação de IBM; (E) ~17-6 Ma o arco de IBM praticamente coincide com o arco Paleógeno remanescente. Modificado de Tamura <i>et al.</i> (2015b).	31
Figura 9. Domínios vulcano-tectônicos do arco de Izu, onde a porção sobre crosta continental atrás do arco é conhecida como rear arc. As estrelas representam os sítios de perfuração U1437 (utilizado neste trabalho) e U1436. O retângulo preto representa a localização da Figura 10. O rear arc é dividido em três zonas tectônicas de oeste para leste (mais velhas a mais novas): (1) as cadeias vulcânicas do rear arc, com cerca de 100 km de comprimento e idades entre ~17 a 3 Ma de composição basáltica a riolítica; (2) a zona extensional de largura aproximada de 100 km, idade mais nova do que 3 Ma, caracterizada por fálhas normais N-S e pequenos vulcões de composição bimodal; (3) o rift ativo, uma zona extensional mais estreita que consiste em uma série de bacias de rift de orientação N-S localizadas imediatamente atrás do fronte vulcânico, também composta por vulcões bimodais. A oeste do rear arc (região em azul mais escuro) fica a bacia de Shikoku, sobre crosta oceânica. O fronte ativo do arco (ou fronte vulcânico) é bem definido e formado pelos vulcões maiores, incluindo ilhas vulcânicas. Os nomes dados aos maiores vulcões podem ser observados no mapa. Modificado de Tamura <i>et al.</i> (2015c).	33

- Figura 10.** Mapa batimétrico da região de rear arc de Izu (localização mostrada na Figura 9) apresentando idades dos vulcões em Ma, obtidas pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por Ishizuka *et al.* (2003b). Idades mais velhas (~12-3 Ma) são representadas por basaltos a riolitos das cadeias vulcânicas do rear arc. Idades mais novas (<3 Ma) são de rochas vulcânicas bimodais da zona extensional e idades < 1 Ma de rochas bimodais do rift ativo. Nota-se, também, ao centro a localização do Sítio U1437 (de onde foram coletadas as amostras para este estudo), em uma microbacia cercada pelas cadeias vulcânicas de Enpo e Manji. (Modificado de Tamura *et al.*, 2015c). **34**
- Figura 11.** Esquema da hipótese dos “hot fingers” proposto por Tamura *et al.* (2002) proposto para o nordeste do Japão e adaptado para o rear arc de Izu. Neste esquema, a convecção do manto sobre a placa que subducta produz regiões de calor em forma de dedo na cunha mantélica, que geram as cadeias vulcânicas da parte traseira do arco (rear arc). Modificado de Tamura *et al.* (2015c). **34**
- Figura 12.** Litoestratigrafia resumida do furo U1437B, mostrando que há intercalação entre lama/lamito tufáceo e material vulcanoclástico de diferentes origens (máficas em verde, félsicas em vermelho, bimodais em cinza). Este furo contém sedimentos e rochas apenas da unidade I (Modificado de Tamura *et al.*, 2015c). **36**
- Figura 13.** Litoestratigrafia resumida do furo U1437D, cujo intervalo estratigráfico contém rochas das unidades I, II, III e IV (Modificado de Tamura *et al.*, 2015c). **37**
- Figura 14.** Litoestratigrafia resumida do furo U1437E, cujo intervalo estratigráfico contém rochas das unidades IV, V, VI e VII, além de uma intrusão félsica de composição riolítica-dacítica (Fig. 1; Modificado de Tamura *et al.*, 2015c). **38**
- Figura 15.** Lâmina delgada em nicóis paralelos (A) e cruzados (B) de púmice, que cobre a lâmina inteira. O púmice contém fenocristais de plagioclásio e minerais opacos em matriz vítrea. Modificado de Tamura *et al.* (2015c). **40**
- Figura 16.** Smear slide de cinza vulcânica máfica, contendo vidro máfico (coloração marrom) e vidro incolor subordinado. Modificado de Tamura *et al.* (2015c). **41**
- Figura 17.** Seção composta de testemunho 350-U1437D-31R (708,7 a 715,78 m.a.f.o) da unidade II com lamito tufáceo, tufo evoluído, púmice-lapilli-tufo e lapilito com gradação inversa e lapilli-tufo com gradação normal. Modificado de Tamura *et al.* (2015c). **43**
- Figura 18.** Lapilli-tufo evoluído da unidade II, em nicóis paralelos. Na fotomicrografia é possível visualizar grãos de púmice com fragmentos vítreos marrons (máficos) e incolores. Modificado de Tamura *et al.* (2015c). **44**
- Figura 19.** Intercalação de tufo branco com cinza-claro. (A) Camada rica em cristais, com vidro, (B) camada rica em fiamme, (C) tufo evoluído branco muito fino com vidro alterado para argilominerais. Modificado de Tamura *et al.* (2015c). **46**
- Figura 20.** Seção composta de testemunho 350-U1437D-54R (922,20 a 930,90 m.a.f.o) da unidade III, com detalhe para intervalos de (B) tufo evoluído cinza escuro e (C) tufos cinza escuro e claro e alteração esverdeada com estratificação planar e cruzada. Modificado de Tamura *et al.* (2015c). **47**
- Figura 21.** Seção de testemunho pertencente à unidade IV mostrando a fácies com tufo e lapilli-tufo clasto-suportado polimítico e desenho esquemático de interpretação. Modificado de Tamura *et al.* (2015c). **49**
- Figura 22.** Fotomicrografias de lâminas delgadas em nicóis paralelos de rochas pertencentes à unidade IV. (A) lapilito dominado por fragmentos líticos andesíticos, com púmice e; (B) lapilli-tufo com clastos de púmice e fiamme. Modificado de Tamura *et al.* (2015c). **50**

- Figura 23.** Fotomicrografias em nicóis cruzados de lâminas delgadas da litofácies tufo esverdeado da unidade IV. (A) Intercalação de camadas verde claro e escuro; (B) fotomicrografia em mais detalhe, mostrando camada rica em fragmentos vítreos e cristais tamanho areia intercalada com camadas mais finas; (C) camada rica em fiamme e púmice, com cristal plagioclásio (Plag). Modificado de Tamura *et al.* (2015c). **50**
- Figura 24.** Seção de testemunho de tufo da unidade V mostrando falhas geradas em sedimento inconsolidado. Modificado de Tamura *et al.* (2015c). **52**
- Figura 25.** Lapilli-tufo monomítico com lamito tufáceo com gradação inversa, gradando para lamito tufáceo com lapilli. Há contato erosivo entre a base do tufo e o lapilli-tufo com lamito tufáceo com gradação inversa e contato estilolítico no topo. Modificado de Tamura *et al.* (2015c). **53**
- Figura 26.** Tufo evoluído da unidade V. (A) Tufo verde evoluído composto por matriz vítrea alterada e cristais de feldspato e piroxênio; (B) intercalação de camadas branca e cinza em tufo, mostrando camada rica em cristais (plagioclásio, clinopiroxênio e anfibólio) e camada rica em vidro vulcânico; (C) tufo evoluído cinza escuro composto por fragmentos de vidro alterados, plagioclásio e minerais opacos; (D) tufo marrom, estratificado composto por vidro vulcânico alterado, plagioclásio e minerais opacos. Modificado de Tamura *et al.* (2015c). **53**
- Figura 27.** Seção de testemunho mostrado camadas de rochas pertencentes à unidade VI sendo cortados por falhas reversas de alto ângulo ($>70^\circ$). (A) Lamito tufáceo e tufo; (B) Lapilli-tufo evoluído, monomítico, matriz-suportado entre camadas de tufo. Modificado de Tamura *et al.* (2015c). **56**
- Figura 28.** Seção de testemunho pertencente à unidade VI. (A) Lapilli-tufo evoluído, polimítico, matriz-suportado com clastos líticos e vítreos (púmice subarredondado); (B) lapilli-tufo evoluído, monomítico, matriz-suportado com clastos de púmice subarredondado e fiamme. Modificado de Tamura *et al.* (2015c). **57**
- Figura 29.** Seção de testemunho pertencente à unidade VI. (A) Lapilli-tufo polimítico, clasto-suportado com clastos líticos arredondados de rochas vulcânicas máficas e evoluídas e púmice subarredondado; (B) lapilito polimítico, clasto-suportado com púmice e fragmentos líticos subarredondados de lamito tufáceo e rochas vulcânicas evoluídas. Modificado de Tamura *et al.* (2015c). **57**
- Figura 30.** Camada estratificada de tufo com fiamme. (A) Visão macroscópica em seção de testemunho; (B) visão microscópica em fotomicrografia com detalhe para fiamme. Modificado de Tamura *et al.* (2015c). **58**
- Figura 31.** Seção de testemunho pertencente à unidade VI. (A) Tufo rico em cristais, sem gradação em contato inclinado com tufo inferior; (B) contato sub-horizontal entre lamito tufáceo e tufo rico em cristais. Modificado de Tamura *et al.* (2015c). **58**
- Figura 32.** Tufo, lapilli-tufo e lamito tufáceo pertencentes à unidade VI. (A) lamito tufáceo estratificado sobreposto por tufo; (B) detalhe em tufo rico em cristais; (C) lapilli-tufo polimítico, clasto-suportado com púmice tamanho lapilli, fragmentos líticos vulcânicos e cristais de plagioclásio; (D) lamito tufáceo estratificado sobreposto por tufo. Modificado de Tamura *et al.* (2015c). **59**
- Figura 33.** Fotomicrografias de lamito tufáceo com microfósseis pertencente à unidade VI, contendo fragmentos líticos, plagioclásio, clinopiroxênio, quartzo e opacos. (A) nicóis paralelos; (B) nicóis cruzados. Modificado de Tamura *et al.* (2015c). **59**
- Figura 34.** Fotomicrografias de clasto de andesito com fenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio em matriz vítrea, pertencente à unidade VII. (A) nicóis paralelos; (B) nicóis cruzados. Modificado de Tamura *et al.* (2015c). **61**

- Figura 35.** Fotomicrografias de clastos de andesito em matriz vítrea, pertencente à lapilito da unidade VII. Fragmentos vítreos com tamanho entre 0,5 a 3 mm em média. (A) nicóis paralelos; (B) nicóis cruzados. Modificado de Tamura *et al.* (2015c). 61
- Figura 36.** (A) Clasto de andesito em seção de testemunho pertencente à unidade VII mostrando textura porfírica a glomeroporfírica; (B) fotomicrografia em nicóis paralelos de clasto de andesito mostrando textura porfírica a glomeroporfírica de cristais de plagioclásio em matriz muito fina. Modificado de Tamura *et al.* (2015c). 62
- Figura 37.** (A) Seção composta de testemunho 350-U1437E-39R (1631,40 a 1634,59 m.a.f.o) da unidade VII; (B) detalhe da seção mostrando camadas estratificadas levemente inclinadas de tufo sobre brecha tufácea evoluída, sem gradação ou estratificação, matriz-suportada, polimítica que possui diferentes tipos de clastos de andesito. Modificado de Tamura *et al.* (2015c). 63
- Figura 38.** (A) Contato de lapilli-tufo (porção superior) e lamito (lâmina TS115, unidade VI). (B) Contato entre lamito tufáceo com tufo vítreo (porção inferior) da unidade III (lâmina TS25). Ambas as fotomicrografias foram obtidas em nicóis paralelos. Nestas lâminas petrográficas apenas o material mais grosso (*i.e.*, lapilli-tufo e tufo vítreo) foi utilizado para contagem de pontos. 65
- Figura 39.** Fotomicrografia de MEV com destaque para cristal de augita (composição em amarelo) na lâmina 251, pertencente à unidade III. 65
- Figura 40.** Fotomicrografia de MEV com destaque para cristal de titanomagnetita (composição em amarelo) pertencente à unidade III, lâmina 251. 66
- Figura 41.** Fotomicrografia em nicóis cruzados de lapilli-tufo com plagioclásio (Plag), piroxênio (Px) e anfibólio (Anf). Lâmina TS134, pertencente à unidade VII. 66
- Figura 42.** Fotomicrografia em nicóis cruzados de quartzo (Qtz) e plagioclásio (Plag) em um tufo. Lâmina TS69, pertencente à unidade IV. 67
- Figura 43.** Contato entre lapilli-tufo polimítico clasto-suportado (à esquerda) e clasto de andesito porfírico, contendo fenocristais de plagioclásio imersos em matriz afanítica (à direita). Lâmina TS148, unidade VII. Contato marcado pela linha amarela. O lapilli-tufo apresenta fragmentos líticos afaníticos com micrólitos de andesito, além de cristais de plagioclásio entre os clastos. (A) Nicóis paralelos; (B) nicóis cruzados. 67
- Figura 44.** Clastos de andesito porfírico com fenocristais de plagioclásio, piroxênio e vesículas em lapilito. Os clastos maiores estão delimitados pela linha vermelha. Lâmina TS144, unidade VII. (A) Nicóis paralelos; (B) nicóis cruzados. 68
- Figura 45.** Fotomicrografia mostrando cristais de plagioclásio e vesículas preenchidas por argilominerais em clasto andesítico. Lâmina TS160, unidade VII. (A) Nicóis paralelos; (B) nicóis cruzados. 68
- Figura 46.** Lapilli-tufo rico em fragmentos vítreos (Vd: vidro vulcânico; Sc: scoria; Pm: púmice; fm = fiamme), com fragmentos líticos vulcânicos (Lv), plagioclásio (Pl) e piroxênio (Px). Lâmina 109, unidade II. (A) Nicóis paralelos; (B) nicóis cruzados. 69
- Figura 47.** Plotagem dos resultados obtidos nas 58 lâminas analisadas no diagrama QFL de classificação geotectônica proposto por Dickinson *et al.* (1983). O ponto posicionado no campo “Arco transicional” corresponde à amostra 207. O símbolo de “+” amarelo representa a contagem da mesma amostra 207 considerando argilominerais como sendo resultado de alteração de vidro vulcânico. 73
- Figura 48.** Plotagem dos resultados obtidos nas 58 lâminas analisadas no diagrama QFL de classificação geotectônica proposto por Weltje (2006). O símbolo de “+” amarelo representa a contagem da amostra 207 considerando argilominerais como sendo resultado de alteração de vidro vulcânico. 73

- Figura 49.** Plotagem dos resultados obtidos nas 58 lâminas analisadas no diagrama QFL de classificação de arenitos proposto por Folk, 1980. O símbolo de “+” amarelo representa a contagem da amostra 207 considerando argilominerais como sendo resultado de alteração de vidro vulcânico. 74
- Figura 50.** (A) Fotomicrografia em nicóis cruzados da lâmina 207 (tufo da unidade III); (B) detalhe marcado pelo retângulo amarelo, em nicóis descruzados para destacar presença de minerais opacos (Op) e matriz de argilominerais (Arg); (C) nicóis cruzados destacando a presença de plagioclásio (Plag), quartzo (Qtz) e piroxênio (Px). 75
- Figura 51.** Plotagem dos resultados obtidos nas 58 lâminas analisadas no diagrama QFL de classificação geotectônica proposto por Dickinson *et al.* (1983). As amostras, neste caso, foram divididas por granulometria, sendo classificadas por litologia predominante em cada lâmina em tufo, lapilli–tufo e lapilito. Da mesma maneira como nas figuras 47, 48 e 49, a amostra 207 foi plotada considerando a possibilidade de os argilominerais presentes na lâmina serem resultado de alteração de vidro vulcânico e está representada como um símbolo de “+” amarelo. 76
- Figura 52.** Fotomicrografia de MEV de laumontita (composição em amarelo) pertencente à unidade III, lâmina 251. 77
- Figura 53.** Fotomicrografias de MEV mostrando composição de vidro (em amarelo) em duas localidades (A e B) da lâmina 251, unidade III. 77
- Figura 54.** Fotomicrografia de MEV mostrando composição de argilomineral de alteração (em amarelo) na lâmina 287, unidade IV. 78
- Figura 55.** (A) Seção de testemunho dos furos U1437D e U1437E separado por unidades; (B) valores QFL para as 58 lâminas analisadas plotados em suas respectivas posições estratigráficas; (C) valores de fragmentos líticos versus vidro vulcânico (ambos componentes de “L”). 81
- Figura 56.** Mapa batimétrico da região de rear arc de Izu (localização mostrada na Figura 9) apresentando idades dos vulcões (em Ma), obtidas pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por Ishizuka *et al.* (2003b) e composição. As idades mais antigas (~12-3 Ma) foram obtidas em rochas basálticas a riolíticas das cadeias vulcânicas do rear arc. As idades entre 3 e 1 Ma correspondem a rochas vulcânicas bimodais da zona extensional e idades < 1 Ma a rochas bimodais do rift ativo. Notar ao centro a localização do Sítio U1437, em uma microbacia na região de rear arc cercada pelas cadeias de montes submarinos Enpo e Manji. Modificado de Tamura *et al.* (2015c). 82
- Figura 57.** Diagramas Harker para elementos maiores e traço (Sr, Ba e Zr) contra sílica para rochas vulcânicas do fronte vulcânico do arco (vermelho) e do rear arc (azul). Ferro é mostrado como total (FeO*). Dados compilados de Tamura *et al.* (2009), Gill *et al.* (1994), Bryant *et al.* (2003), Straub (2003), Straub *et al.* (2010), Hochstaedter *et al.* (2001), Ishizuka *et al.* (2002, 2003a, 2003b, 2006a), Machida e Ishii (2003), Machida *et al.* (2008), e Tollstrup *et al.* (2010). 83
- Figura 58.** Comparação entre a composição modal obtida em rochas vulcanoclásticas provenientes do fronte vulcânico (esquerda; Marsaglia, 1992) e do rear arc (direita; este trabalho). Nota-se que há uma maior quantidade de quartzo nas rochas do rear arc. Isto poderia ser explicado pela diferença composicional da parte traseira do arco em relação à parte frontal no que diz respeito à formação de crosta continental, como demonstrado por Tamura *et al.*, 2015c, no sistema de subducção. 84

1 INTRODUÇÃO

O atual programa internacional de pesquisa marinha *International Ocean Discovery Program* (IODP) é a continuação de iniciativas que surgiram ao final dos anos 1950 com o objetivo de amostrar e mapear o fundo oceânico da Terra por meio de furos de sondagem e geofísica. Na década de 1960, projetos de exploração e pesquisa como esse foram responsáveis por grandes descobertas acerca da dinâmica do planeta que culminaram com o desenvolvimento e aceitação da Teoria da Tectônica de Placas através de trabalhos pioneiros como os de Vine & Matthews (1963), Wilson, (1965, 1968), McKenzie (1966), McKenzie & Parker (1967), entre outros.

Mesmo com o grande conhecimento adquirido após seis décadas de pesquisa, ainda há muitas questões sobre o fundo oceânico e a dinâmica da tectônica terrestre a serem respondidas e aprimoradas. Questões que ajudam a compreender os mecanismos contemporâneos vigentes no planeta e, conseqüentemente, propiciam dados para melhor interpretar processos do passado geológico da Terra, registrados em antigas faixas móveis e bacias continentais.

O presente trabalho visa o estudo de proveniência de sedimentos e rochas sedimentares vulcanoclásticas obtidas no fundo oceânico na região do arco magmático Izu, sul do Japão. Mais especificamente, as amostras aqui utilizadas foram obtidas por meio de perfurações no sítio U1437, coletadas durante a expedição 350 do IODP (Izu-Bonin-Mariana *rear arc*), o primeiro prospecto realizado na região do *rear arc* de Izu.

1.2 Justificativa e objetivo

Por se tratar de um sistema convergente ativo, o sistema de subducção intraoceânico de Izu-Bonin-Mariana (IBM) representa uma das localidades do planeta com melhor oportunidade para o estudo dos mecanismos e produtos gerados neste tipo de ambiente tectônico. No ano de 1990 já haviam sido realizadas outras perfurações na região do arco de Izu-Bonin-Mariana, durante a expedição 126 do *Ocean Drilling Program* (ODP). Porém, esta expedição perfurou apenas as regiões de *forearc*, do fronte vulcânico ativo e a região do *rift* ativo do arco (Taylor *et al.*, 1990). A expedição 350 do IODP foi, portanto, a primeira a perfurar a região de *rear arc* de IBM e, por este motivo, tornou-se importante para um entendimento mais completo do sistema de subducção.

De acordo com Tamura *et al.* (2013), o *rear arc* possui assinatura geoquímica mais semelhante a uma crosta continental do que as outras porções do arco. Sendo assim, este estudo poderá contribuir para a caracterização e proveniência de rochas vulcanoclásticas presentes nessa região do arco de IBM, que ajudará no entendimento da evolução desse sistema e que, de uma maneira mais abrangente, também pode contribuir para o entendimento de sistemas de subducção semelhantes já extintos, localizados em outras regiões do planeta.

O principal objetivo deste trabalho é contribuir com dados petrográficos preliminares acerca da proveniência de sedimentos e rochas sedimentares vulcanoclásticas miocênicas a holocênicas, obtidas por meio de furos de sondagem no sítio U1437 da expedição 350 do IODP, para auxiliar no melhor entendimento da evolução tectônica e sedimentação de arcos de ilhas.

2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE PERFURAÇÃO

O sítio U1437, cujas amostras foram utilizadas para confecção do presente trabalho, está situado no sistema de arcos de ilhas Izu-Bonin-Mariana (Fig. 1), a sul da península de Izu, no Japão a uma profundidade de 2.117 metros abaixo do nível do mar (m.a.n.m). Durante a mesma expedição mais uma perfuração foi realizada (U1436; Fig. 1), mas os dados das mesmas não são tratados aqui.

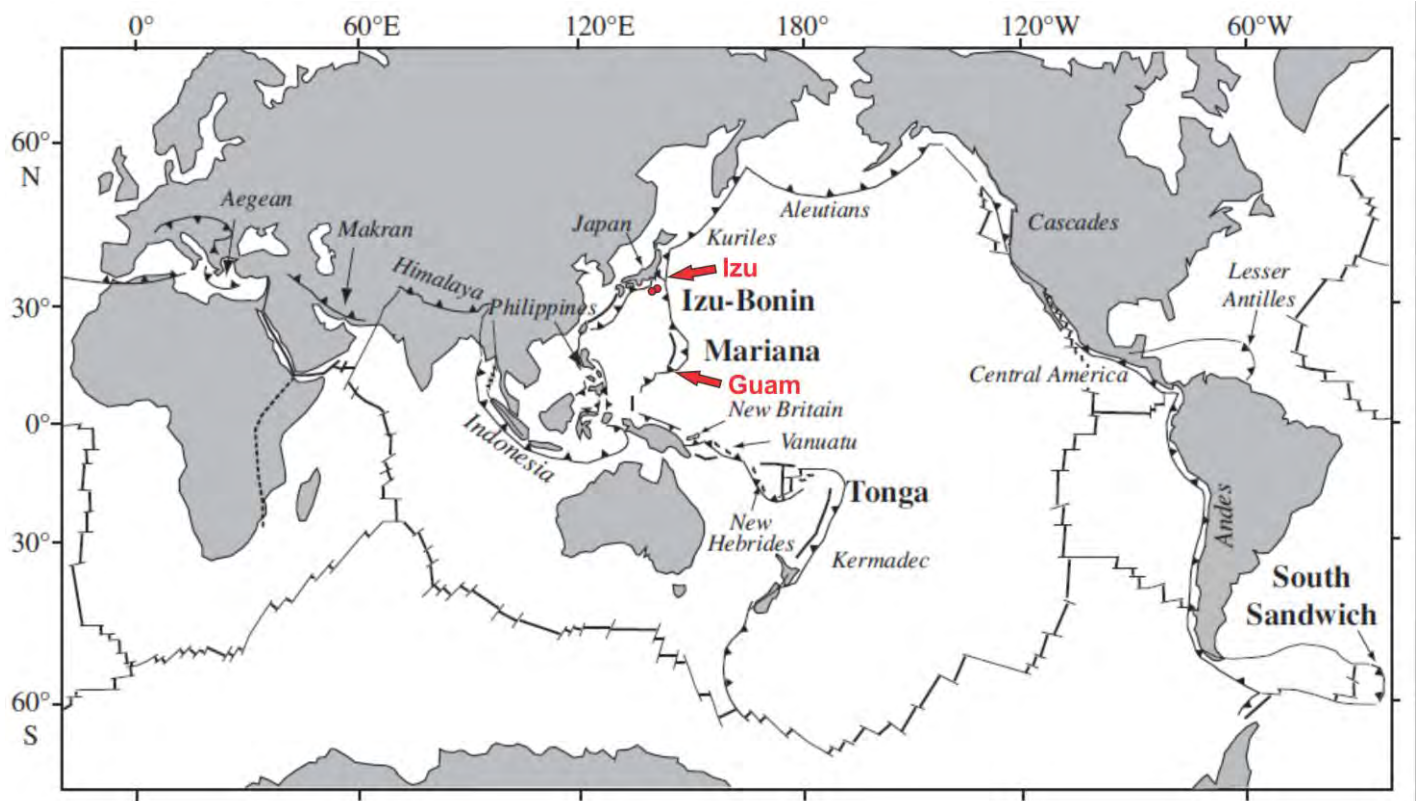


Figura 1. Localização do arco de Izu-Bonin-Mariana com destaques para o arco de Izu e localização da ilha de Guam, que delimita o final do arco das Marianas. Os sítios perfurados durante a expedição 350 do IODP estão demarcados por círculos vermelhos, o sítio U1437 (*rear arc*), utilizado neste trabalho, está localizado mais a oeste, enquanto o sítio U1436 (porção frontal do arco) localiza-se mais a leste. Modificado de Stern *et al.* (2012).

3 METODOLOGIA DE TRABALHO

Neste capítulo são abordadas tanto as metodologias e técnicas adotadas pelos pesquisadores que participaram da expedição e que são utilizadas como base para este trabalho, quanto as fases de laboratório e escritório, realizadas na Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) que resultam no presente Trabalho Final de Curso.

3.1 Metodologias adotadas na expedição

A expedição 350 do IODP se deu a bordo do navio-sonda *JOIDES Resolution*, que é utilizado como uma base de pesquisa móvel desde 1985 pelo atual programa IODP (*International Ocean Discovery Program*), assim os programas anteriores: *Ocean Drilling Program* (ODP) e *Integrated Ocean Drilling Program*.

O navio de pesquisa *JOIDES Resolution* possui equipamentos de sondagem que permitem perfurações em locais escolhidos com alta precisão em alto mar, em profundidades de até 8.200 metros abaixo do nível do mar (m.a.n.m). Esses equipamentos são acoplados a instrumentos de perfilagem para análises de resistividade, atenuação de raios gama (litologia e densidade), radiação natural gama, nêutron (porosidade), velocidade acústica, perfilagem sísmica vertical e temperatura de furo (*JOIDES Resolution Specification Fact Sheet*, 2014). O navio também possui equipamentos para executar aquisições sísmicas e batimétricas, além de diversos laboratórios internos, onde é possível realizar análises litológicas, estruturais, paleontológicas e geoquímicas pelas técnicas de: difratometria de raios-X, análise litogeoquímica através de *Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry* (ICP-AES) e fluorescência de raios-X, cromatografia para gás e hidrocarbonetos, microscopia óptica e Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), susceptibilidade magnética, entre outras (*JOIDES Resolution Specification Fact Sheet*, 2014).

De acordo com Tamura *et al.* (2015a), durante a sondagem do sítio U1437 (cujas amostras são utilizadas no presente trabalho, vide capítulo xx), situado a 2.117 m.a.n.m, foram utilizados diferentes métodos de perfuração (Tab. 1). Na porção mais rasa, até cerca de 100 metros abaixo do fundo oceânico (m.a.f.o), composta por sedimentos inconsolidados, foram utilizados os métodos de pistão hidráulico *Advanced Piston Corer* (APC) e *Half Length Advanced Piston Corer* (HLAPC). O último método é uma adaptação do primeiro, e utiliza metade do comprimento de cada seção para melhorar a amostragem em intervalos mais delgados ou que possuem intercalação de material inconsolidado e consolidado (Graber *et al.*,

2002). Para intervalos moderadamente litificados, localizados em profundidade de até aproximadamente 600 m.a.f.o., foi utilizado o método rotativo *Extended Core Barrel* (XCB; Tab. 1) e, abaixo disso, para intervalos mais litificados utilizou-se o método *Rotary Core Barrel* (RCB; Tab. 1; Graber *et al.*, 2002).

Tabela 1. Tipos de perfuração utilizados durante a expedição 350 do IODP e suas principais características resumidas. * Do testemunho. ** De cada seção do testemunho. Baseado em Graber *et al.* (2002).

Método	Tipo de Material	Paleomagnetismo	Diâmetro* (cm)	Comprimento** (m)	Recuperação	Penetração (m/h)
APC	sedimentos inconsolidados	Sim	6,2	9,5	~100%	9,5 a 38
HLAPC	sedimentos inconsolidados	Não	6,2	4,5	~100%	9,5 a 2 5
XCB	rochas moderadamente duras	Sim	5,87	9,5	varia	12 a 30
RCB	rochas duras	Sim	5,87	9,5	varia	0,8 a 4

3.1.1 Classificação de rochas vulcanoclásticas

O termo geral “vulcanoclástico” foi introduzido por Fisher (1961) para incluir material clástico vulcânico formado por qualquer processo de fragmentação, dispersos por qualquer agente transportador, depositado em qualquer ambiente ou misturado com qualquer proporção de fragmentos não vulcanogênicos (Fisher e Schmincke, 1984). De acordo com Gillespie e Styles (1999), para classificar uma rocha como vulcanoclástica ela deve ter mais de dez por cento (10%) em volume de material de origem vulcânica, seja primário ou redepositado. Sedimentos e rochas vulcanoclásticos podem também ser classificados em esquemas de classificação de sedimentos e rochas comuns como o de Folk (1980; Fig. 2A).

Um esquema de classificação granulométrica utilizado para rochas vulcanoclásticas piroclásticas (Fig. 2B) foi introduzido por Fisher (1966) e é utilizado até os dias atuais (Le Maitre, 2002). Apesar de originalmente ter sido formulado visando conotação genética (rochas piroclásticas), esse esquema é também utilizado de forma mais ampla para nomear rochas vulcanoclásticas autoclásticas e epiclásticas. Por exemplo, o termo “tufáceo” que implica na ocorrência de material piroclástico, de acordo com a classificação, muitas vezes é utilizado para denominar materiais piroclásticos retrabalhados e ressedimentados (depósitos epiclásticos). Desta forma, mesmo nos dias atuais, não há uma nomenclatura clara e definitiva para rochas vulcanoclásticas autoclásticas nem para depósitos piroclásticos sin-eruptivos ressedimentados (McPhie *et al.*, 1993).

Desta forma, o presente trabalho utiliza um novo esquema de classificação de sedimentos e rochas proposto por Tamura *et al.* (2015a; Fig. 2), que busca dar uma ênfase mais descritiva e menos genética às rochas existentes. De acordo com essa classificação, sedimentos e rochas contendo >25% de grãos e clastos vulcânicos foram classificados como:

(1) “vulcânico”, quando >75% de grãos e clastos são vulcânicos ou, (2) “tufáceo”, quando os grãos e clastos vulcânicos aparecem em proporções entre 25 e 75% (Fig. 2). Além disso, após essa primeira etapa de classificação os sedimentos e rochas foram classificados com um nome principal, obrigatório, e prefixo e sufixos opcionais baseado na abundância relativa entre os tipos de cristais e clastos presentes, assim como os tamanhos de seus constituintes (Fig. 3).

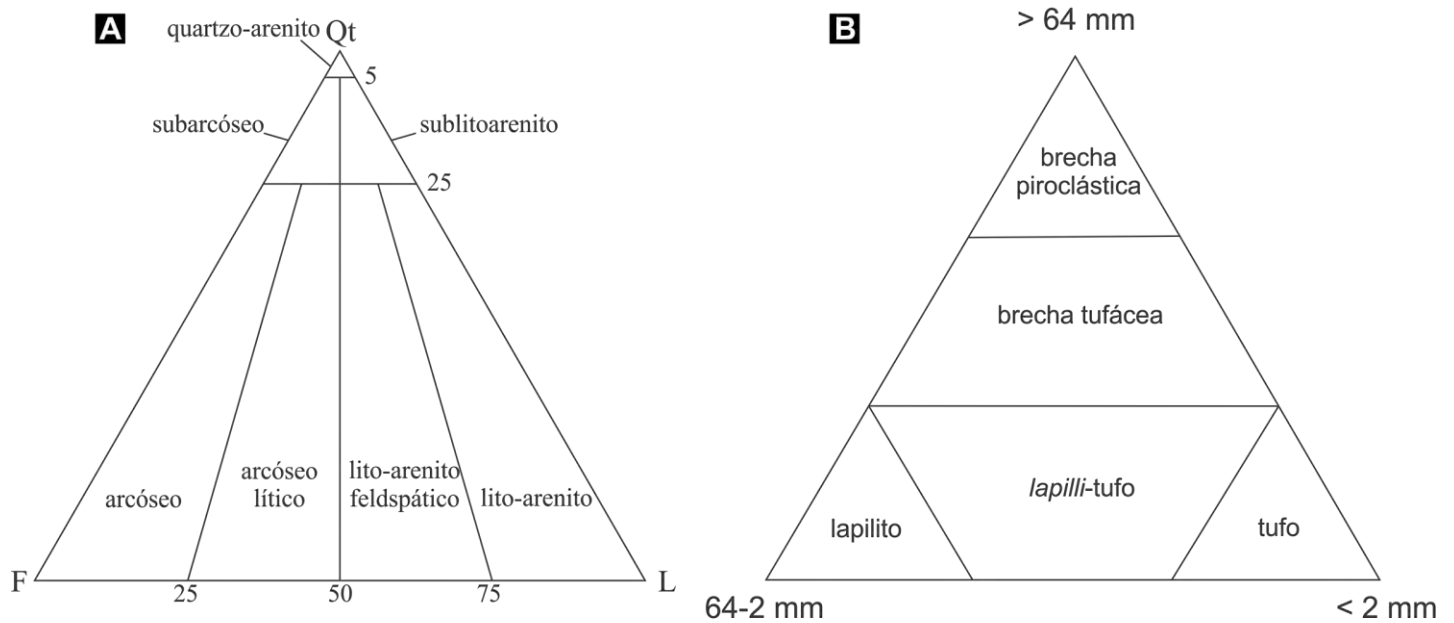


Figura 2. (A) Diagrama QFL de classificação de arenitos. Onde Q: quartzo total, F: feldspatos, L: fragmentos líticos, modificado de Folk. (1980); (B) Diagrama de classificação granulométrica de rochas piroclásticas, modificado de Fisher (1966).

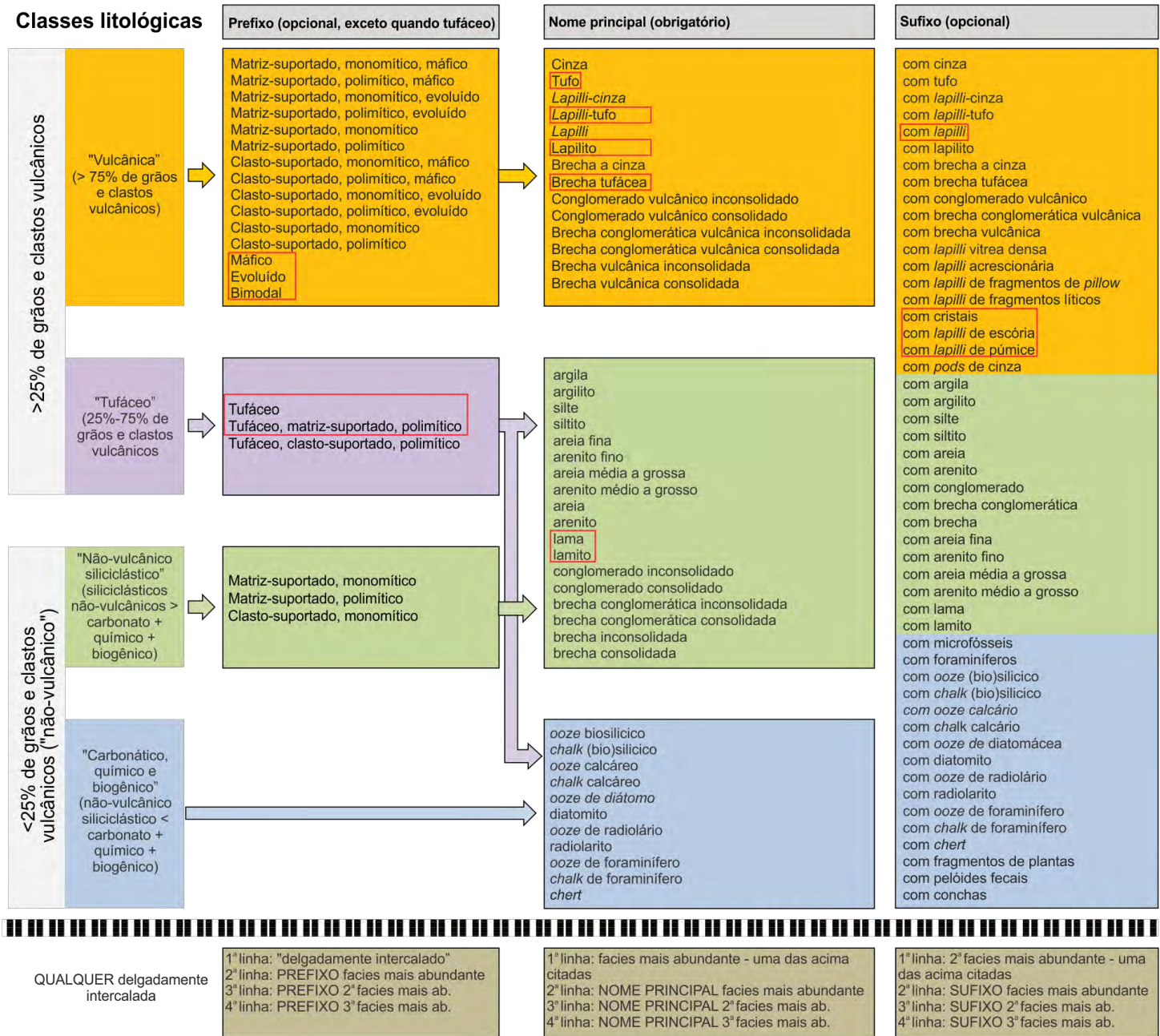


Figura 3. Esquema de classificação proposto durante a Expedição 350 do IODP para sedimentos e rochas sedimentares, vulcanoclásticas ou não, baseado na abundância relativa entre os tipos de cristais e clastos presentes, assim como os tamanhos de seus constituintes. Retângulos em vermelho representam as nomenclaturas utilizadas no presente trabalho. Modificado de Tamura *et al.* (2015a).

3.2 Fases de laboratório e escritório

3.2.1 Contagem de pontos - Gazzi-Dickinson

O método de contagem de pontos utilizado neste trabalho, consiste na contagem modal de cristais e clastos constituintes de sedimentos e rochas vulcanoclásticas a fim de se obter uma análise estatística da percentagem de participação (em 2D) desses componentes no sedimento ou rocha.

Para se obter menor dependência granulométrica e maior precisão na classificação, além do número de pontos contados, a técnica utilizada na contagem é importante. Desta forma, a metodologia utilizada no presente trabalho - Gazzi-Dickinson (Zuffa, 1985), visa eliminar a dependência da granulometria da rocha para a quantificação e posterior classificação, permitindo que rochas que possuem componentes (*e.g.*, cristais e/ou clastos) de granulometrias variadas sejam utilizadas na contagem.

A contagem modal por este método prevê que os fragmentos líticos devem ser separados de acordo com a granulometria de seus constituintes. Caso o fragmento lítico contenha uma matriz fina, esta deve ser contada como “fragmento lítico”, enquanto que fenocristais de granulometria tamanho areia ($> 0,0625$ mm) devem ser contados separadamente, como “mineral” e não como fragmento lítico (Zuffa, 1985; Fig. 4).

A partir da contagem de pontos e plotagem dos mesmos em diagramas ternários, como os propostos por Dickinson *et al.* (1983) e Weltje (2006; Figs. 5A e 5B, respectivamente), também é possível determinar o ambiente tectônico dos sedimentos e rochas sedimentares ou vulcanoclásticas. Para estes gráficos a plotagem é realizada com base nos valores obtidos de quartzo (Q), feldspato (F) e fragmentos líticos (L). Diagramas como esses podem ser usados para comparar as populações de componentes das amostras estudadas, e como suporte na interpretação da composição, evolução e proveniência destas rochas (*e.g.*, Marsaglia, 1992; Kutterolf *et al.*, 2008; Zhang *et al.*, 2015).

Para o cálculo de quartzo (Q), foi considerada a soma de quartzo monocristalino (Q_m) e quartzo policristalino (Q_p); para feldspato (F) a soma de feldspatos potássicos (K) e sódicos (Na); e fragmentos líticos vulcânicos (L) constituem o somatório de fragmentos líticos, vidro vulcânico, púmice, *scoria* e *fiamme*, como sugerido por Marsaglia (1992).

A contagem dos pontos foi realizada com o auxílio de um contador de pontos acoplado a um microscópio petrográfico, para facilitar a quantificação e utilizar um espaçamento fixo entre os pontos da contagem, melhorando a distribuição e representatividade da contagem nas lâminas. O espaçamento foi ajustado de acordo com a granulometria da lâmina, sendo de 1mm para tufos e 2mm para *lapilli*-tufos e lapilitos, que possuem fragmentos maiores. Foram contados 600 pontos para cada lâmina petrográfica, onde todos os componentes foram levados em consideração. Posteriormente os valores de quartzo (Q), feldspato (F) e fragmentos líticos (L) foram recalculados para 100%.

Os resultados obtidos foram plotados em diagramas ternários (diagramas QFL) utilizando a extensão GCDkit 3.0 para a plataforma R®. Os campos referentes aos diagramas

de Dickinson *et al.* (1983; Fig. 5A), Weltje (2006; Fig. 5B) e Folk (1980; Fig. 2A) foram então acrescentados aos diagramas com resultados (vide capítulo 5).

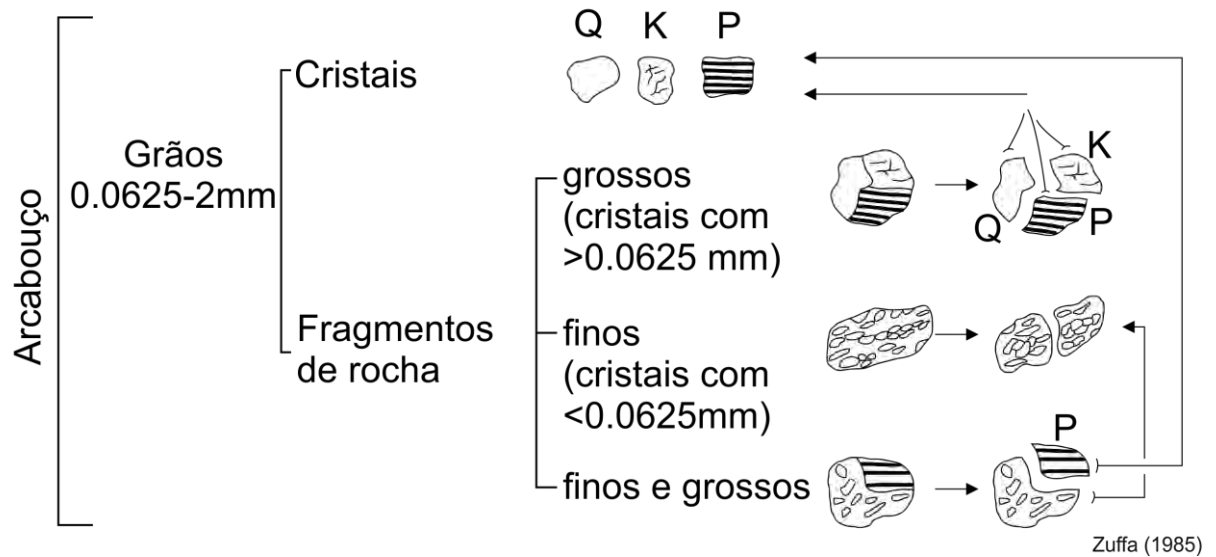


Figura 4. Fluxograma mostrando a técnica de Gazzi-Dickinson, usada para diminuir a dependência da granulometria em relação à composição da rocha. Os fenocristais de determinados fragmentos líticos podem ser contados separadamente como o mineral que constituem, se estes forem >0,0625 mm. Modificado de Zuffa (1985).

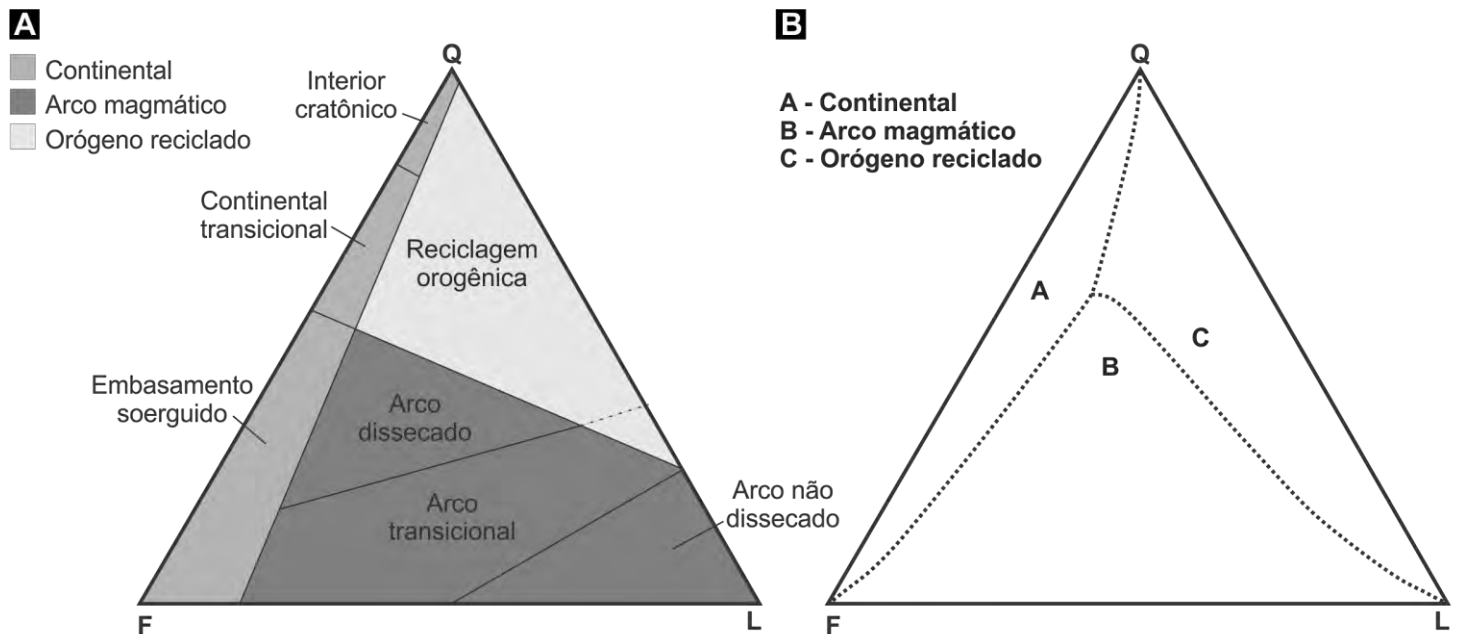


Figura 5. Diagramas QFL de classificação geotectônica de acordo com (A) Dickinson *et al.* (1983); (B) Weltje (2006).

3.2.2 Microscópio eletrônico de varredura (MEV-EDS)

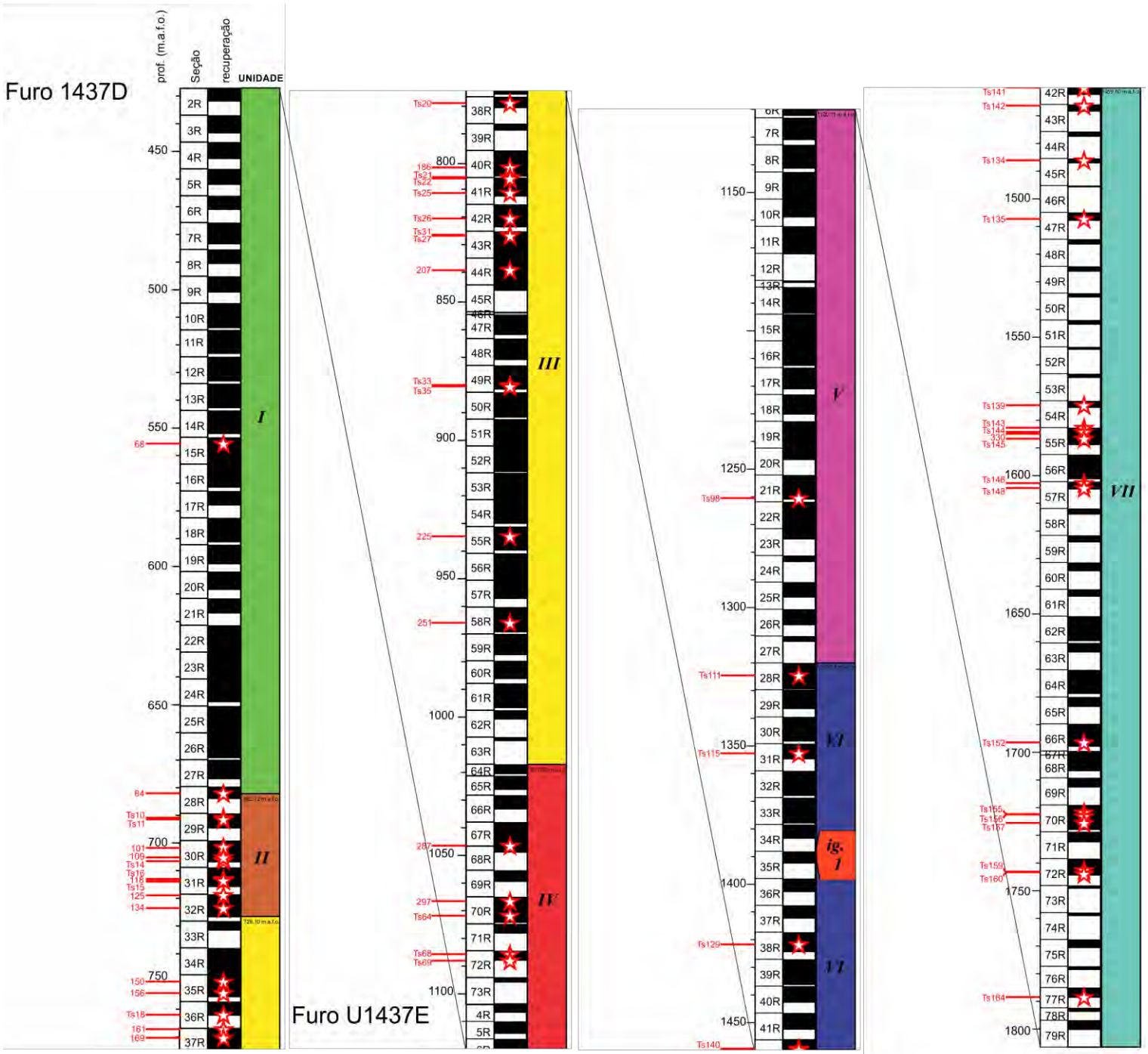
No Centro de Tecnologia Mineral (CETEM), duas lâminas (251, unidade III e 287, unidade IV) foram levadas a um microscópio eletrônico de varredura modelo FEI Quanta 400 com um sistema acoplado de análise química por dispersão de energia (EDS) Bruker Quantax 800 e um detector SSD (*silicon drift detector*) Bruker XFlash 5010. As lâminas foram preparadas para a análise por meio de carbonização à vácuo prioritariamente à utilização das mesmas no MEV-EDS para torna-las condutivas durante o processo de imageamento.

A análise no MEV-EDS também foi realizada com o equipamento à vácuo. Utilizando o *software* Bruker Quantax no modo de auto-calibração foram obtidas as composições químicas quantitativas dos minerais e substâncias. Além disso, as imagens geradas pelo microscópio eletrônico de varredura, dadas em níveis de cinza, são proporcionais ao peso atômico do elemento sendo os tons mais claros representados por materiais mais pesados e tons mais escuros materiais de menor peso atômico.

3.2.3 Amostragem

Dentre 155 lâminas petrográficas previamente confeccionadas que foram cedidas pela Expedição 350 para pesquisa, 40 foram utilizadas neste estudo. Estas lâminas foram selecionadas por possuírem granulometria adequada para a contagem (*i.e.*, tamanho areia). Desta forma, foram excluídas lâminas de lamito e lamito-tufáceo, bem como lâminas que compreendiam apenas clastos andesíticos. Para aumentar a quantidade de dados e, conseqüentemente a qualidade da interpretação, outras 18 lâminas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Museu Nacional. Para a fabricação destas lâminas foram selecionadas amostras seguindo alguns critérios: (1) deveriam haver amostras de todas as unidades e de níveis estratigráficos espaçados entre si para uma maior cobertura e representatividade da seção perfurada; (2) a granulometria das amostras deveria ser no mínimo tamanho areia (*i.e.*, tufos, *lapilli*-tufo, lapilito, etc.) para possibilitar a contagem dos minerais e fragmentos; (3) preferencialmente, foram escolhidas amostras que aparentavam menor grau de alteração e fraturamento (*i.e.* rochas menos friáveis) para facilitar a fabricação da lâmina. No total, 58 lâminas delgadas foram utilizadas para confecção do presente trabalho (Fig. 5). As amostras de onde foram confeccionadas as lâminas foram coletadas das 7 unidades sedimentares descritas pelos pesquisadores da Expedição 350 (Fig. 6).

Apesar dos critérios adotados, é possível observar que uma quantidade menor de amostras foi analisada das unidades I, V e VI, devido às características dos sedimentos/rochas destas unidades em relação aos critérios de análise estabelecidos.



4 CONTEXTO GEOLÓGICO

As amostras utilizadas para confecção desta monografia pertencem a uma sucessão sedimentar de fundo oceânico que é composta majoritariamente por sedimentos e rochas vulcanoclásticas que foram depositadas sobre a porção traseira do sistema de arcos de Izu-Bonin-Mariana (IBM). Este capítulo tem por objetivo detalhar a evolução tectônica regional e características locais do fronte vulcânico e do *rear arc* de IBM.

4.1 Geologia regional

O sistema de arcos de ilhas IBM (Fig. 7) constitui um sistema convergente intraoceânico ativo que se estende por cerca de 2800 km, da península de Izu na costa sul do Japão até a ilha de Guam, pertencente aos Estados Unidos (Fig. 1). O estágio inicial de formação deste sistema se deu no Eoceno, há cerca de 52 Ma, como resultado da subducção, de leste para oeste, da placa do Pacífico sob a placa das Filipinas (Stern *et al.*, 2003).

O processo de formação que gerou o sistema de arcos Izu-Bonin-Mariana teve seu início no Paleógeno. Durante o estágio inicial de subducção (*i.e.*, 52 ~ 47 Ma) o magmatismo resultante produziu, na região que hoje compreende o *fore arc* de IBM, boninitos, toleitos de baixo potássio e riodacitos de baixo potássio associados, sugerindo que houve fusão e soerguimento astenosférico em uma zona com milhares de quilômetros de comprimento e largura de aproximadamente 200 km (Tamura *et al.*, 2015c). O primeiro arco propriamente dito, chamado de Kyushu-Palau, se estabeleceu entre o Eoceno e o Oligoceno (40 até 25 Ma; Fig. 8A e B), também na atual região de *fore arc* (Taylor, 1992; Ishizuka *et al.*, 2006, 2011). Ao mesmo tempo, ocorreu abertura da bacia do oeste das Filipinas aproximadamente perpendicular ao eixo de subducção, e magmatismo de plumas mantélicas (Oki-Daito).

Ao final do Oligoceno, o antigo sistema de arcos de Kyushu-Palau sofreu rifteamento, dando origem ao sistema de bacias de *back-arc* de Shikoku-Parece Vela (Fig. 8C e D; Tamura *et al.*, 2015c). Dados geoquímicos de Ishizuka *et al.* (2011) indicam que a porção do arco que foi separada pelo rifteamento marinho representa o antigo *rear arc*, porém as rochas do fronte vulcânico de Kyushu-Palau nunca foram encontradas, e infere-se que estejam localizadas sob o *rear arc* de IBM (Kodaira *et al.*, 2008).

O atual sistema de arcos Izu-Bonin-Mariana só se formou após o rifteamento que ocorreu no Oligoceno e extinguiu o arco de Kyushu-Palau através de um novo pulso de magmatismo que se iniciou há 17 Ma, pouco antes do final do rifteamento (15 Ma; Fig. 8E;

Tamura *et al.*, 2015b). Com o contínuo aumento do magmatismo durante o Mioceno, o arco de Izu-Bonin-Mariana se formou ligeiramente a oeste de onde se localizava Kyushu-Palau, onde acredita-se que tenha se mantido estacionário até o presente momento (Fig. 8E; Taylor, 1992; Ishizuka *et al.*, 2011).

Atualmente, a velocidade de subducção da placa do Pacífico é de cerca de 9 cm/ano em Izu-Bonin e 5 cm/ano nas Marianas (Seno & Maruyama, 1984; Seno *et al.*, 1993). A alta taxa de convergência provoca forte extensão da crosta propiciando a formação de bacias de *back-arc*. Em geral, os componentes mais velhos do sistema são preservados na porção oeste, na região de *forearc* (Stern *et al.*, 2003).

Atualmente ocorre vulcanismo boninitico, cálcio-alcálico e toleítico ao longo do arco IBM (Honza & Tamaki, 1985). Boninitos são rochas vulcânicas, com altos teores de MgO, Ni e Cr além de teores intermediários de SiO₂ e conteúdo elevado de H₂O, porém, possuem baixos teores de TiO₂ e elementos terras raras pesados (Kyser *et al.*, 1986). Acredita-se que essas rochas se formam através da fusão parcial de manto residual empobrecido (harzburgítico) em zonas superiores da subducção (*supra-subduction zone*).

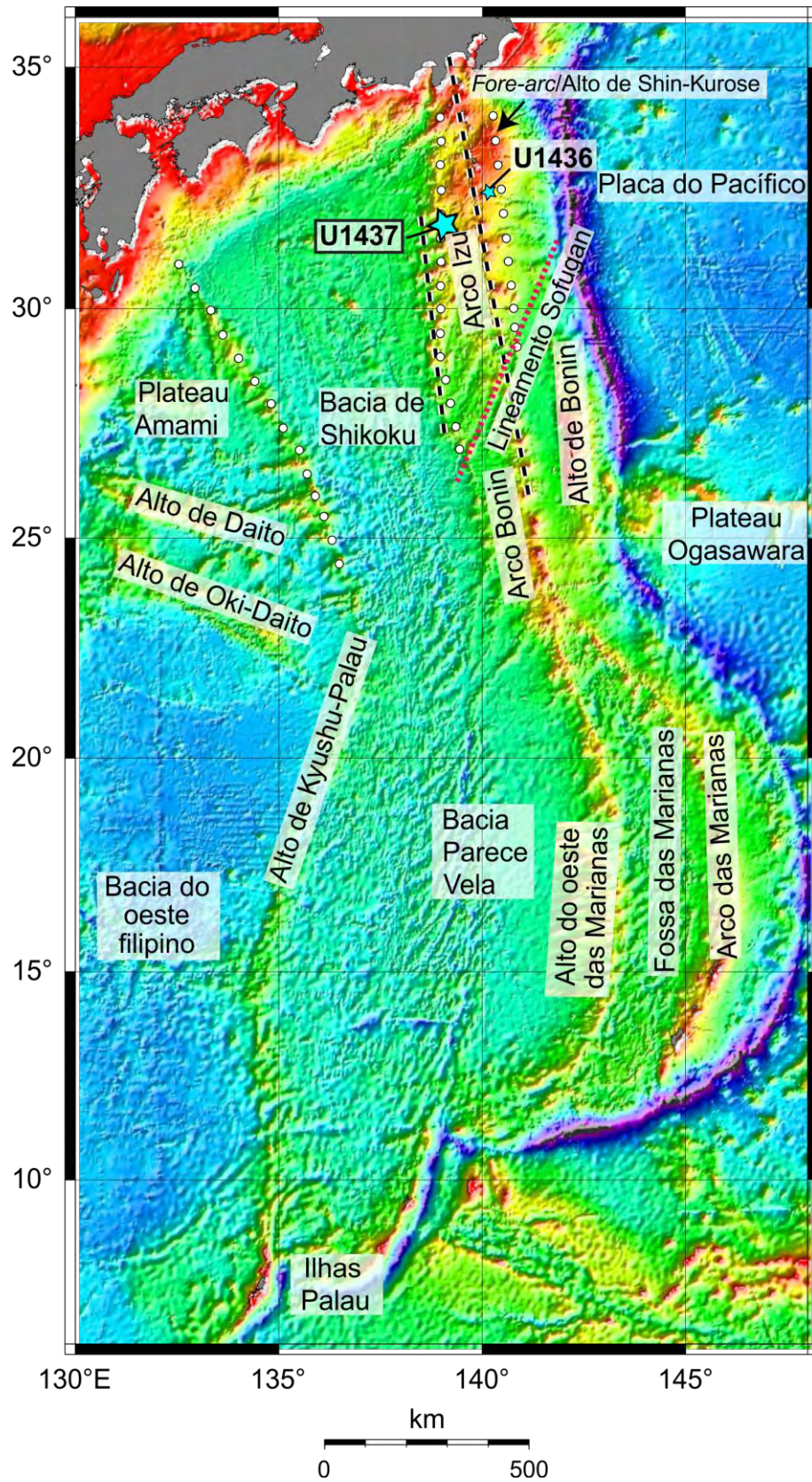


Figura 7. Mapa batimétrico da porção leste do Mar das Filipinas destacando a localização do sítio U1437, de onde foram retiradas as amostras utilizadas no presente trabalho, o Sistema de arcos IBM, as bacias de *back arc* de Shikoku e Parece Vela, além de outras estruturas submarinas importantes como altos e lineamentos. Modificado de Tamura *et al.* (2015c).

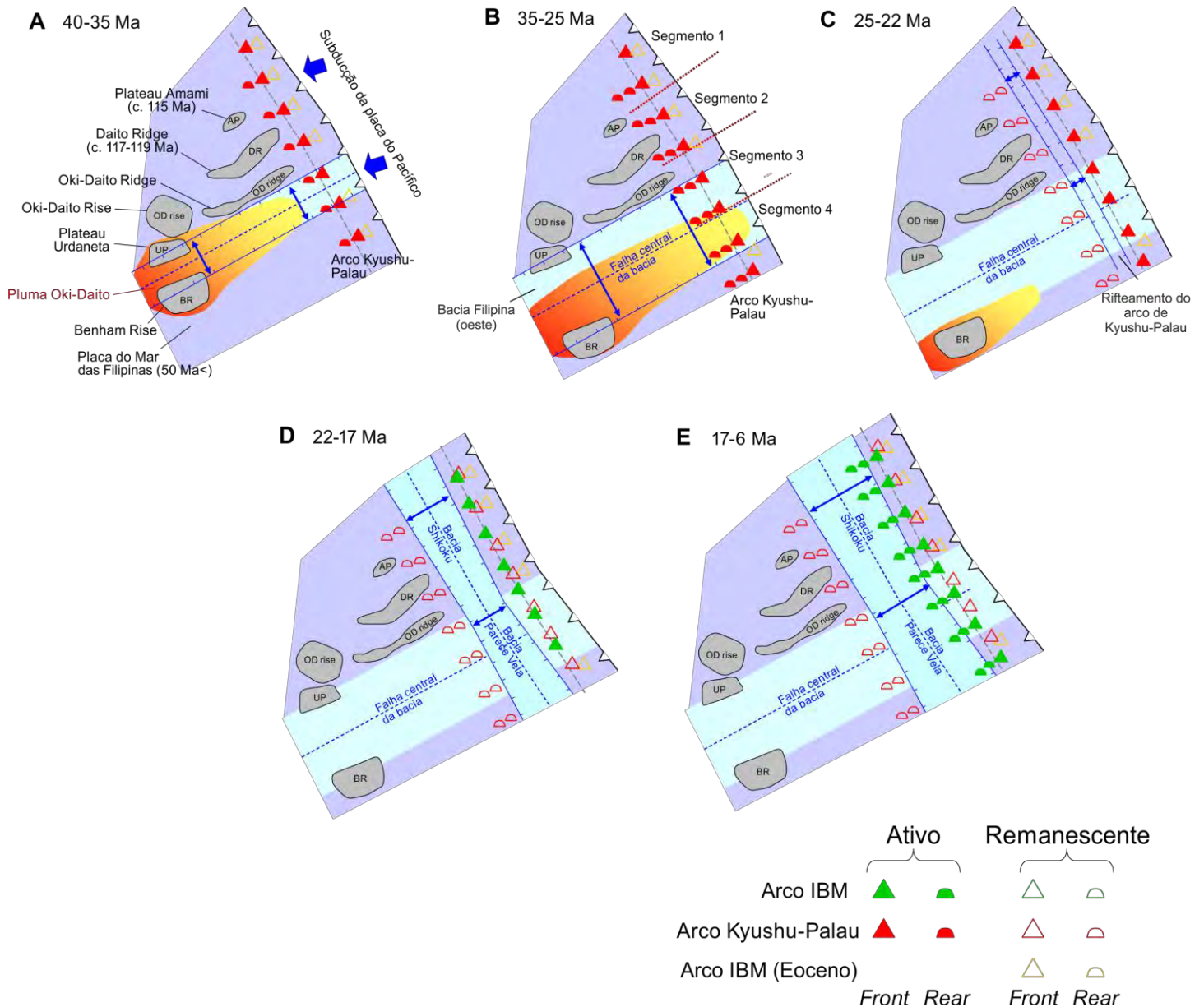


Figura 8. Evolução do sistema de arcos de Izu-Bonin-Mariana. (A) Há ~40-35 Ma se deu o início da subducção da placa do pacífico, formando o arco de Kyushu-Palau. Ao mesmo tempo, havia abertura de oceano aproximadamente perpendicular à subducção, gerando a bacia do oeste das Filipinas, e magmatismo de plumas mantélicas (Oki-Daito); (B) entre 35 Ma e 25 Ma o magmatismo no arco Kyushu-Palau continua, assim como a abertura da bacia das Filipinas. A influência da pluma mantélica de Oki-Daito se estende para o arco; (C) rifteamento do arco de Kyushu-Palau e a abertura do fundo oceânico dá início às bacias de Parece Vela e Shikoku (~25 Ma), esta abertura separou o rear arc do fronte, gerando um arco remanescente de Kyushu-Palau; (D) há ~22-17 Ma houve maior abertura das bacias de Shikoku e Parece Vela e início da formação de IBM; (E) entre ~17 Ma e 6 Ma o arco de IBM praticamente coincide com o arco Paleógeno remanescente. Modificado de Tamura *et al.* (2015b).

4.2 Geologia local

A região de *rear arc* de IBM é definida como a parte localizada atrás do fronte vulcânico e sobre crosta continental do arco (Fig. 9). Segundo Tamura *et al.* (2015c) essa região é composta por rochas vulcânicas neógenas que incluem três grupos principais: basaltos e riolitos de 17 a 3 Ma que constituem cadeias vulcânicas com aproximadamente 50 km de comprimento, de orientação geral N60°E (Figs. 9, 10), quase perpendiculares ao eixo da subducção; rochas de composição bimodal mais novas que 3 Ma, geradas pelo magmatismo associado ao *rift* ativo, que compõem pequenos montes vulcânicos na região extensional do arco; além de outras mais novas que 1,5 Ma, também bimodais associadas ao *rift*, imediatamente atrás do fronte vulcânico ativo (Figs. 9, 10).

Sendo assim, o vulcanismo do *rear arc* pode ser dividido em duas suítes magmáticas: os magmas bimodais de *rift* mais novos do que 3 Ma, e os basaltos e riolitos de ~17-3 Ma que compõem os montes submarinos (Fig. 10). Ambos os tipos são encontrados no *rear arc*, sobre crosta continental do arco, embora a porção mais a oeste da cadeia de vulcões do *rear arc* se localize sobre crosta oceânica da bacia de Shikoku.

Os magmas bimodais de *rift* diferem geoquímicamente com relação a elementos traço e razões de isótopos radiogênicos, tanto dos magmas do fronte vulcânico, quanto dos pertencentes às cadeias vulcânicas do *rear arc*. Isto é atribuído a: (1) transição por fluxo através da descompressão mantélica causando fusão parcial devido ao início do rifteamento; (2) mudança nas características do fluxo magmático derivado da placa subductada (*slab*); e (3) mudanças na estrutura termal do manto (Hochstaedter *et al.*, 1990a, 1990b, 2001; Ishizuka *et al.*, 2003a, 2006; Tollstrup *et al.*, 2010).

As cadeias vulcânicas do *rear arc* de Izu foram amostradas e analisadas e compreendem composições basálticas a riolíticas (Ishizuka *et al.*, 1998, 2003b; Hochstaedter *et al.*, 2000, 2001; Tollstrup *et al.*, 2010; Machida *et al.*, 2008). Três hipóteses principais são sugeridas para a origem dessas cadeias vulcânicas. A primeira é de que estas cadeias seriam formadas devido à compressão causada pela colisão entre o sudoeste do Japão com os arcos de Izu, e associadas à abertura do mar do Japão (Karig e Moore, 1975; Bandy e Hilde, 1983). Elas podem ter se formado também aproveitando as falhas transformantes da bacia de Shikoku (Yamazaki e Yuasa, 1998). A terceira hipótese é de que essas cadeias ocorrem sobre diápiros mantélicos (Fig. 11), chamados de *hot fingers* por Tamura *et al.* (2002).

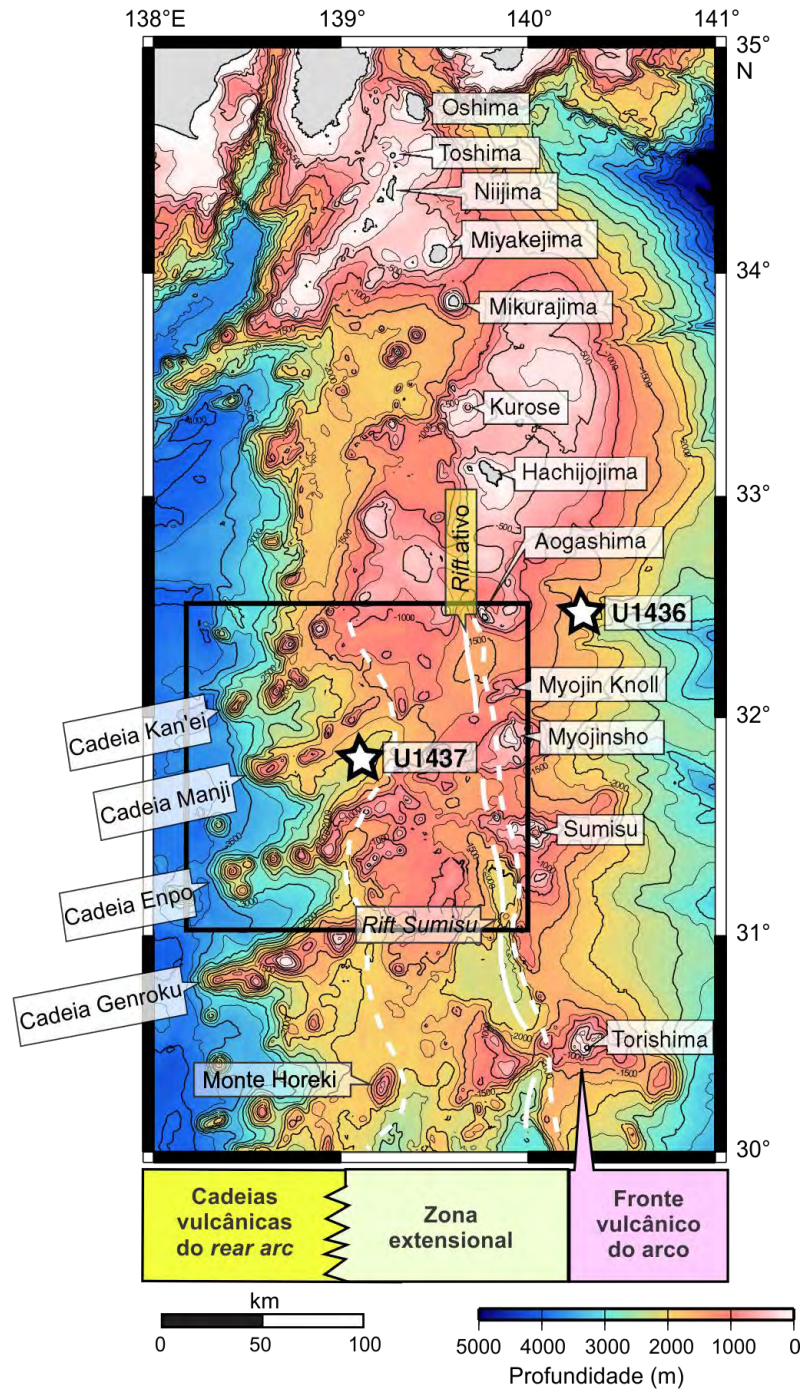


Figura 9. Domínios vulcano-tectônicos do arco de Izu, onde a porção sobre crosta continental atrás do arco é conhecida como rear arc. As estrelas representam os sítios de perfuração U1437 (utilizado neste trabalho) e U1436. O retângulo preto representa a localização da Figura 10. O rear arc é dividido em três zonas tectônicas de oeste para leste (mais velhas a mais novas): (1) as cadeias vulcânicas do rear arc, com cerca de 100 km de comprimento e idades entre ~17 a 3 Ma de composição basáltica a riolítica; (2) a zona extensional de largura aproximada de 100 km, idade mais nova do que 3 Ma, caracterizada por falhas normais N-S e pequenos vulcões de composição bimodal; (3) o rift ativo, uma zona extensional mais estreita que consiste em uma série de bacias de rift de orientação N-S localizadas imediatamente atrás do frente vulcânico, também composta por vulcões bimodais. A oeste do rear arc (região em azul mais escuro) fica a bacia de Shikoku, sobre crosta oceânica. O frente ativo do arco (ou frente vulcânica) é bem definido e formado pelos vulcões maiores, incluindo ilhas vulcânicas. Os nomes dados aos maiores vulcões podem ser observados no mapa. Modificado de Tamura *et al.* (2015c).

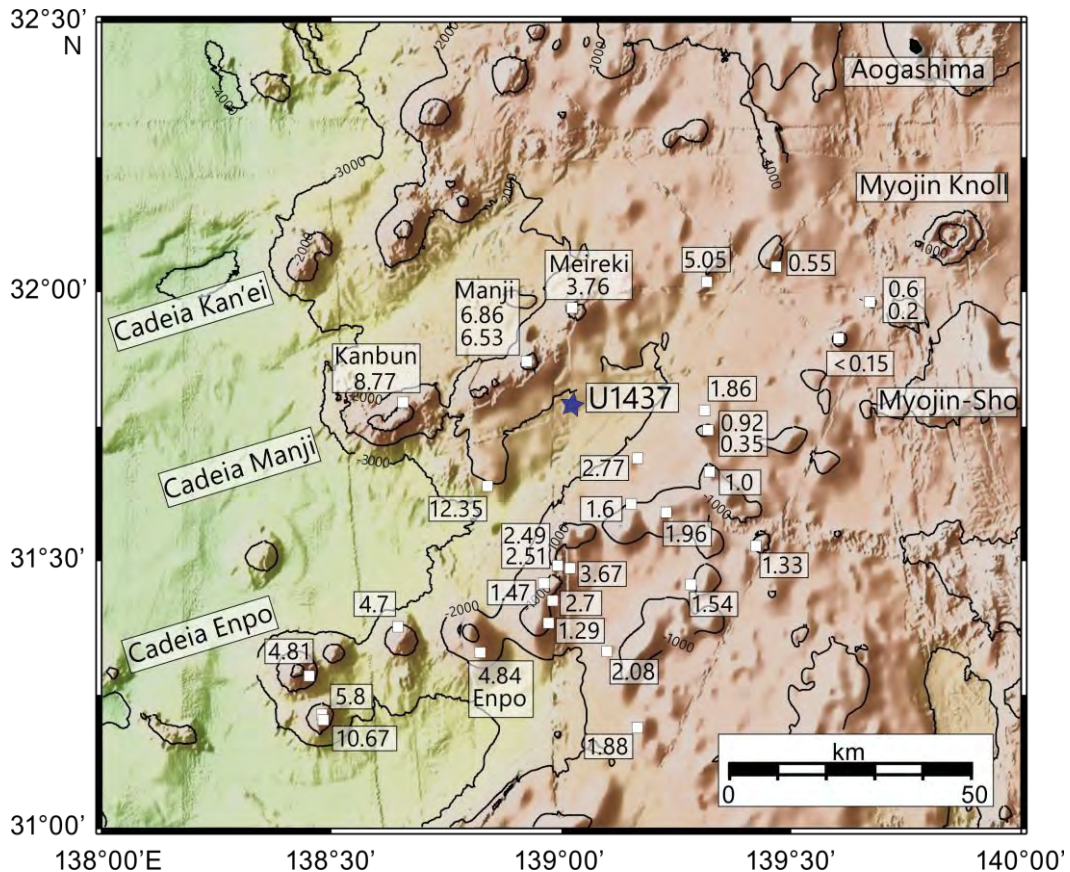


Figura 10. Mapa batimétrico da região de rear arc de Izu (localização mostrada na Figura 9) apresentando as idades dos vulcões em Ma, obtidas pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Ishizuka *et al.*, 2003b). Idades mais velhas (~12-3 Ma) foram obtidas em basaltos a riolitos das cadeias vulcânicas do rear arc. Idades mais novas (<3 Ma) foram obtidas em rochas vulcânicas bimodais da zona extensional, enquanto idades < 1 Ma representam rochas bimodais do rift ativo. Nota-se, também, ao centro a localização do Sítio U1437 (de onde foram coletadas as amostras para este estudo), em uma microbacia cercada pelas cadeias vulcânicas de Enpo e Manji. Modificado de Tamura *et al.* (2015c).

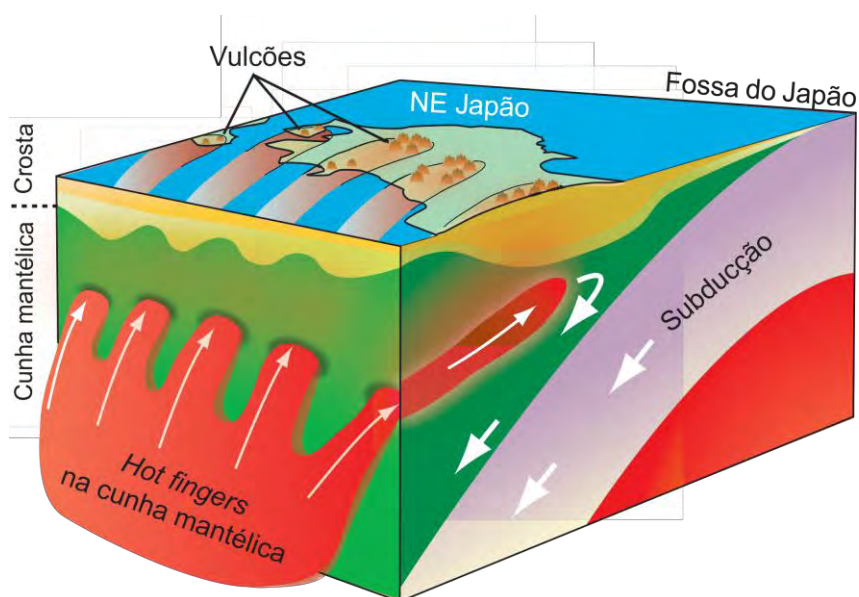


Figura 11. Esquema mostrando a hipótese dos “hot fingers” proposto por Tamura *et al.* (2002) para o nordeste do Japão e adaptado para o rear arc de Izu. Neste esquema, a convecção do manto sobre a placa que subducta produz regiões de calor em forma de dedo na cunha mantélica, que geram as cadeias vulcânicas da parte traseira do arco (rear arc). Modificado de Tamura *et al.* (2015c).

4.3 Unidades litoestratigráficas

A equipe de pesquisadores a bordo do navio-sonda *JOIDES Resolution*, descreveu sete unidades litoestratigráficas distintas baseadas nas características sedimentares e nas proporções de rochas vulcanoclásticas em relação à presença de lama, lamitos tufáceos e intercalações de tufo, lapilli-tufo e tufo-brecha (Tamura *et al.*, 2015b).

No sítio U1437 foram executados três furos consecutivos, recuperando-se um intervalo estratigráfico de 0 a 1.806,5 m.a.f.o. O primeiro furo, U1437B (Fig. 12), chegou a 439,1 m.a.f.o. e contém sedimentos e rochas da unidade I. O segundo furo, U1437D (Fig. 13), compreende o intervalo estratigráfico entre 427,2 a 1.104,6 m.a.f.o., que contém rochas das unidades I a IV. Por último, o furo U1437E (Fig. 14) recuperou as rochas mais profundas, referentes às unidades IV a VII, em um intervalo de profundidade de 1.104,0 a 1.806,5 m.a.f.o. (Tamura *et al.*, 2015c).

As subseções a seguir apresentam as idades (obtidas por paleomagnetismo e micropaleontologia) e descrições referentes às sete unidades litoestratigráficas mencionadas (Tamura *et al.*, 2015c).

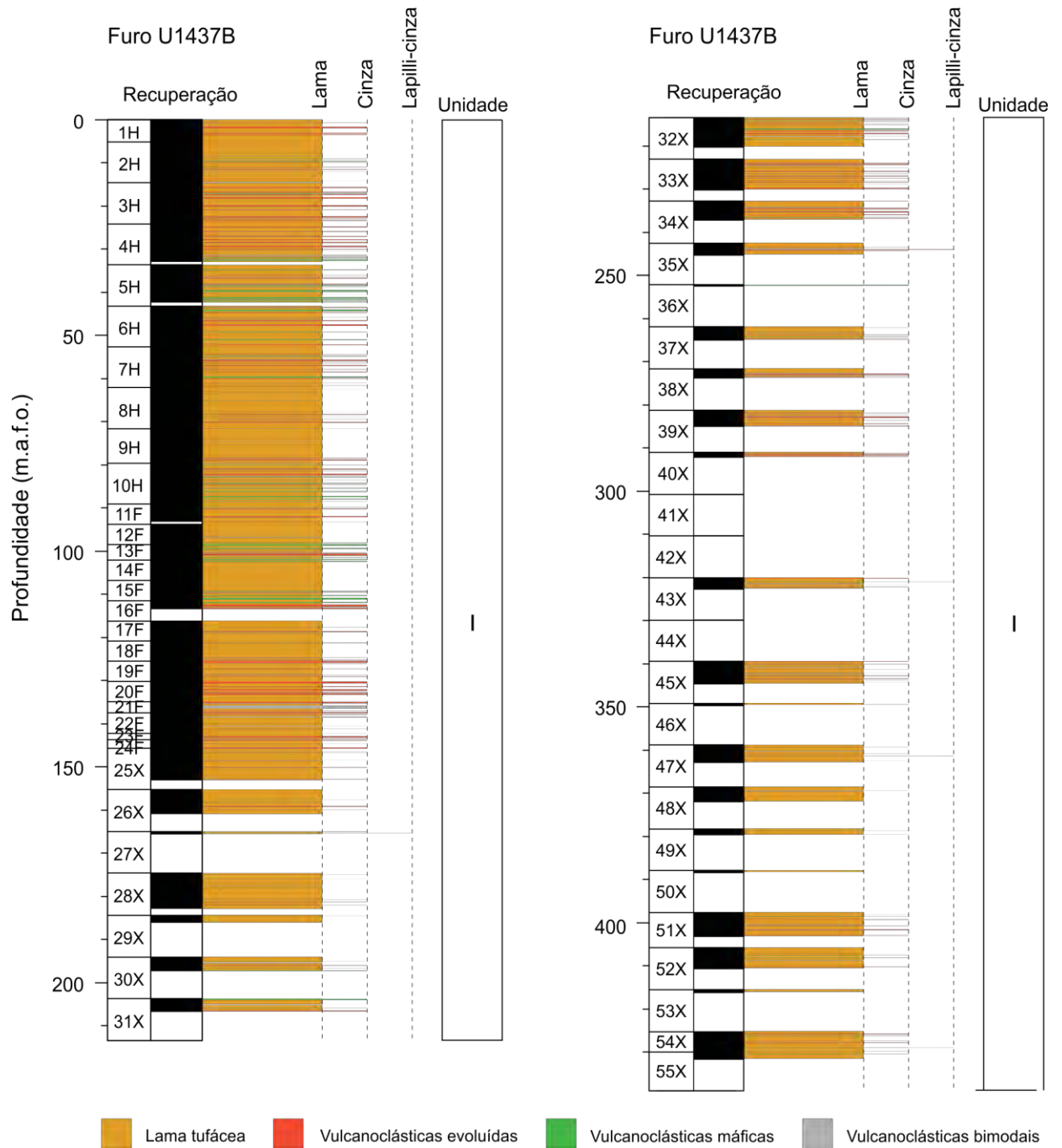


Figura 12. Litoestratigrafia resumida do furo U1437B, mostrando que há intercalação entre lama/lamito tufáceo e material vulcanoclástico de diferentes origens (máficas em verde, félsicas em vermelho, bimodais em cinza). Este furo contém sedimentos e rochas apenas da unidade I (Modificado de Tamura *et al.*, 2015c).

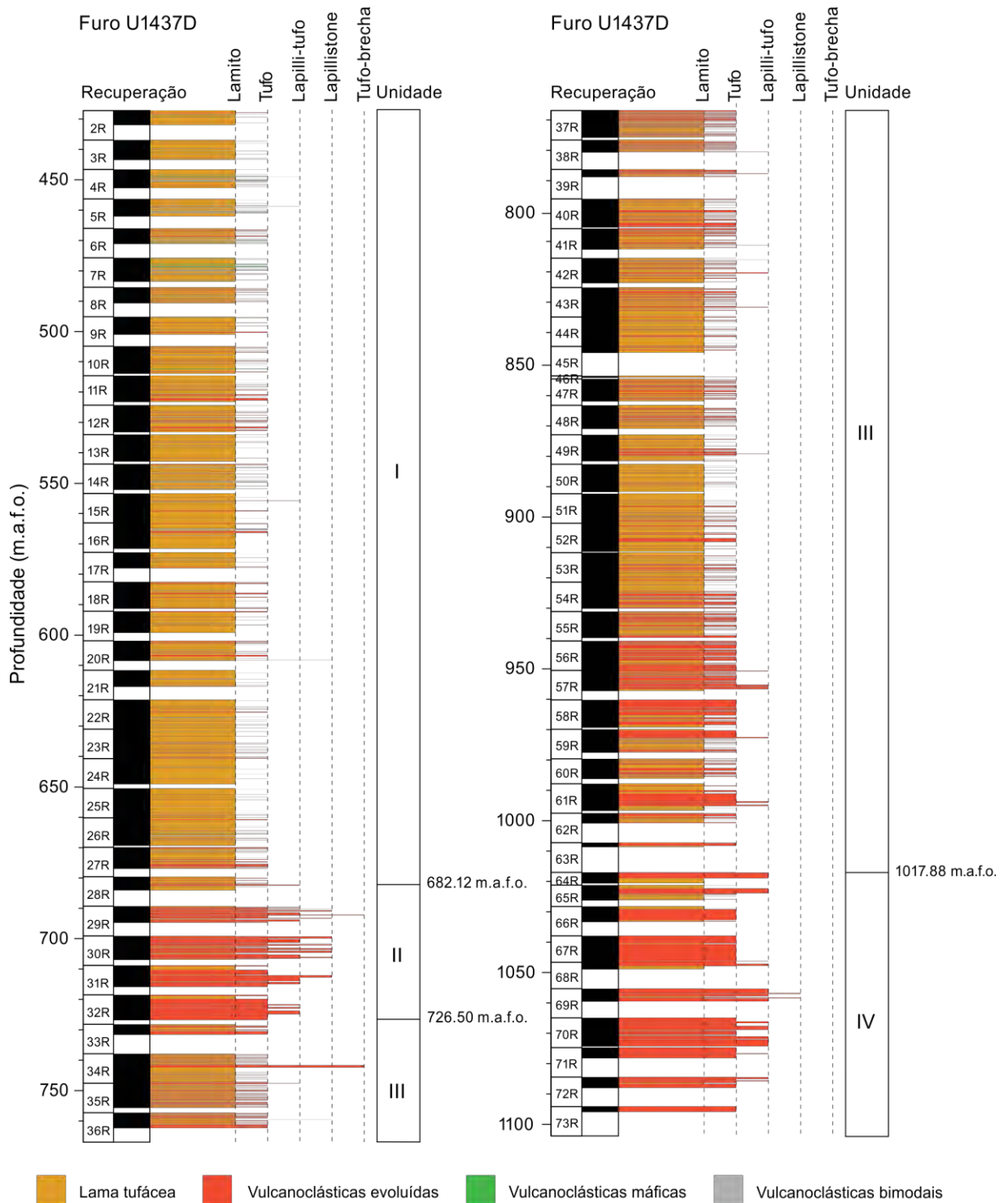


Figura 13. Litoestratigrafia resumida do furo U1437D, cujo intervalo estratigráfico contém rochas das unidades I, II, III e IV (Modificado de Tamura *et al.*, 2015c).

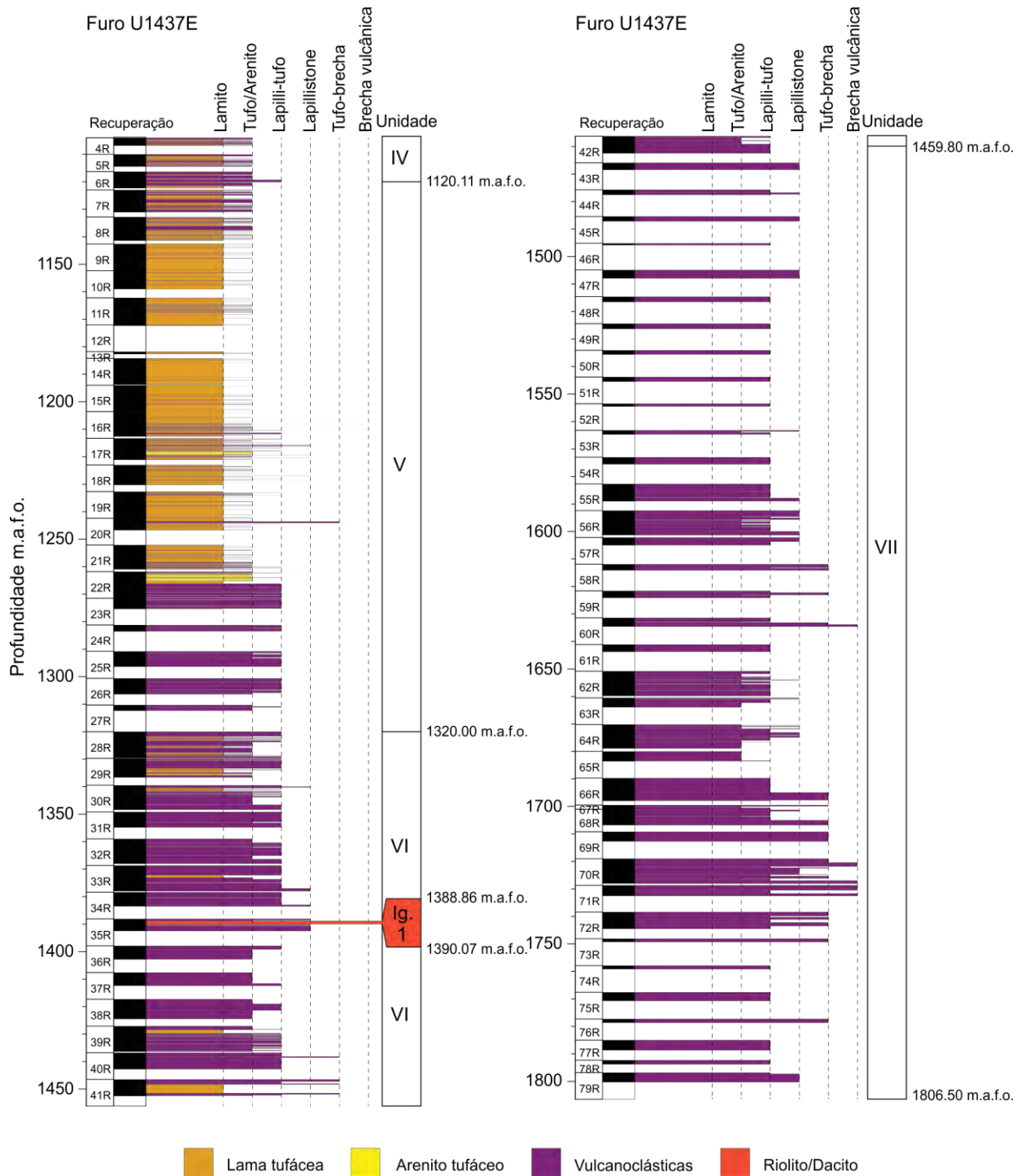


Figura 14. Litoestratigrafia resumida do furo U1437E, cujo intervalo estratigráfico contém rochas das unidades IV, V, VI e VII, além de uma intrusão félsica de composição riolítica-dacítica (Ig. 1; Modificado de Tamura *et al.*, 2015c).

4.3.1 Unidade I

A unidade I (0 a 682,12 m.a.f.o.; de idade 0 a ~4.3 Ma) é composta por lama/lamito tufáceo intercalados com intervalos de cinza, tufo, lapili-cinza e lapili-tufo. Destas, a litofácies mais abundante, que constitui 88% da unidade, é uma lama tufácea contendo silte, >25% de fragmentos tamanho cinza, cristais e carbonato.

A lama/lamito tufáceo presente na unidade I é de coloração cinza claro a cinza ou marrom escuro, comumente com tons esverdeados. A lama tufácea contém fragmentos de vidro fino, incolor, muitas vezes vesicular em abundância e raramente apresenta cristais. Componentes com menor representatividade incluem *dropstones* de púmice tamanho *lapilli* (2 a 64 mm), encontrados isoladamente (Fig. 15), foraminíferos e pelotas fecais são abundantes em alguns intervalos.

Há marcas de bioturbação tanto nas camadas de lama quanto nas de cinza e, geralmente na interface entre as duas, ocorre alteração esverdeada, possivelmente devido à presença de glauconita. A formação deste argilomineral pode ser associada à alteração de pelotas fecais, presença de grãos fosfáticos, sulfetos, horizontes carbonáticos e à bioturbação intensa (Baum e Vail, 1988; Pemberton *et al.*, 1992; Amorosi, 1995; Kitamura, 1998; Urash, 2005). A glauconita também pode ser um indicativo de uma lenta taxa de sedimentação (Amorosi, 1997). Nesta unidade, glauconita ocorre associada a pirita maciça, também relacionada à atividade biogênica. Existe ainda presença de pirita disseminada, que pode estar sendo formada tanto por processos autigênicos quanto diagênese.

Na unidade I, a maior parte do intervalo vulcanoclástico é composto por cristais e vidro vulcânico evoluídos (*i.e.*, de composição félsica). Macroscopicamente este material é uma cinza fina (silte a areia muito fina) de coloração branca a cinza-escuro, com gradação normal ou sem gradação alguma, e possui base normalmente rica em cristais e uma zona superior mais difusa e bioturbada que grada para lama tufácea. Microscopicamente possui fragmentos de vidro incolor, e raros cristais, em sua maioria de plagioclásio com menores quantidades de piroxênio, hornblenda e minerais opacos.

Os intervalos vulcanoclásticos máficos da unidade I são menos comuns, de coloração escura, composta por vidro marrom que contrastam com camadas lamosas às quais se intercalam. Apresentam porção basal rica em cristais de plagioclásio e piroxênio com gradação normal de areia grossa a fina. Cinza máfica contendo grãos maiores que 2 cm são raros, e não há presença de *lapilli* maior que 3 cm. Microscopicamente esses intervalos máficos, assim como os de rochas/sedimentos vulcanoclásticos evoluídos, também

apresentam uma porção minoritária cristalina composta por plagioclásio, piroxênio e raramente hornblenda e podem conter vidro evoluído (*i.e.*, incolor, interpretado como félsico; Fig. 16). Há também na unidade I alguns intervalos de cinza que foram considerados bimodais, por apresentar vidro félsico e máfico, com mais de 25% de uma das variedades em relação à outra.

Os intervalos mais grossos da unidade I contém *lapilli* de *scoria* (*i.e.*, máfico) ou de púmice evoluído distribuídos como intervalos de *lapilli*-cinza máfica monomítica, *lapilli*-cinza evoluída monomítica, intercalação de *lapilli*-tufo com lamito e lapilito evoluído monomítico. A espessura média dessas camadas é de 4 cm. Algumas possuem gradação normal e a maioria da *lapilli* são púmice ou *scoria* subarredondadas associadas a clastos líticos subordinados.

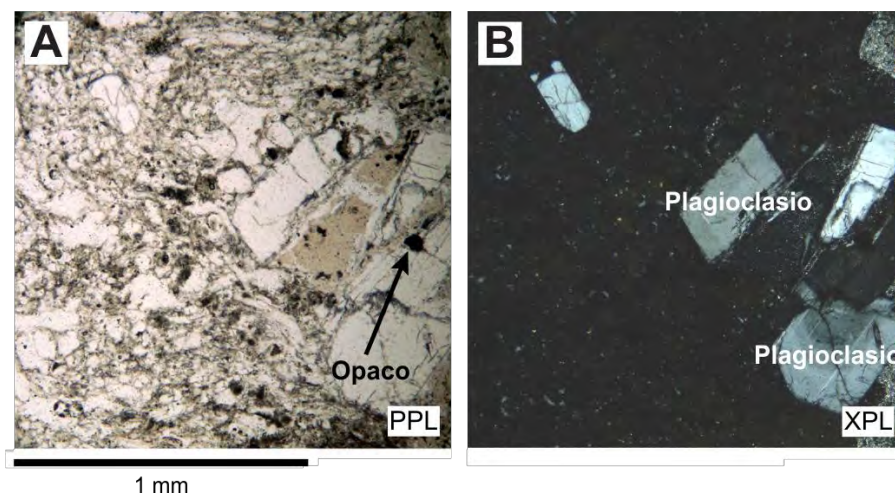


Figura 15. Lâmina delgada em nicóis paralelos (A) e cruzados (B) de púmice, que cobre a lâmina inteira. O púmice contém fenocristais de plagioclásio e minerais opacos em matriz vítrea. Modificado de Tamura *et al.* (2015c).

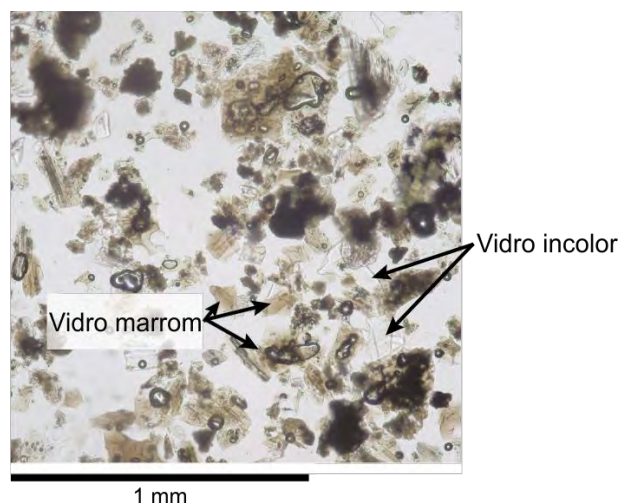


Figura 16. *Smear slide* de cinza vulcânica máfica, contendo vidro máfico (coloração marrom) e vidro incolor subordinado. Modificado de Tamura *et al.* (2015c).

4.3.2 Unidade II

A unidade II (682,12 a 726,5 m.a.f.o.; ~4,3 a 4,4 Ma), assim como as outras unidades mais antigas, é composta por rochas (ou seja, material litificado). Seu topo é definido a partir da primeira ocorrência espessa de *lapilli*-tufo (44,8 m neste caso) dominada por intervalos de vulcanoclásticas tamanho *lapilli* e sua base, pela primeira ocorrência de lamito tufáceo abaixo da mesma. Esta unidade é dominada por intervalos de tufo evoluído (*i.e.*, composto por cristais e fragmentos félsicos) intercalado com *lapilli*-tufo e lapilito além de uma menor quantidade de lamito tufáceo. Na unidade II existem abundantes intervalos compostos por *lapilli*-tufo e lapilito intercalados com lamito tufáceo.

A composição das rochas nesta unidade é de material evoluído (tufo evoluído, púmice-*lapilli*-tufo, púmice-lapilito e brecha tufácea) e suas três principais litofácies são: (1) intercalação de tufo evoluído, púmice-*lapilli*-tufo, púmice-lapilito e brecha tufácea; (2) tufo evoluído cinza escuro; (3) lamito tufáceo. A unidade II se diferencia das unidades I e III pela maior abundância de fácies ricas em *lapilli*, com púmice em abundância, o baixo volume de lamito tufáceo e a completa ausência de tufo máfico.

Os intervalos de intercalação de tufo evoluído, *lapilli*-tufo, lapilito e brecha tufácea são monomíticos e suportados ora por clastos ora por matriz. O tufo evoluído é de coloração clara e consiste de fragmentos de púmice com cristais de plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio e anfibólio. Fragmentos de vidro incolores e marrons também estão presentes em alguns intervalos. Púmice-*lapilli*-tufo é composto por *lapilli* e grãos de púmice, cristais e vidro. Já os lapilitos desta unidade são principalmente compostos por púmice-*lapilli* tipicamente subarredondado e moderadamente vesicular. As camadas de púmice-*lapilli* são

compostas por púmice com esparsos cristais de plagioclásio em uma matriz afanítica de plagioclásio, piroxênio e anfibólio.

Praticamente não há gradação dentro dos intervalos de intercalação entre *lapilli*-tufo e lapilito, porém, alguns púmice-lapilitos gradam progressivamente para púmice-lapilli-tufo estratificado, indicando gradação normal não muito contínua (*coarse-tail grading*). Estratificação cruzada e planar ocorrem comumente na parte superior destes intervalos.

Nos intervalos monomíticos suportados pela matriz (Fig 17), compostos por *lapilli*-tufo evoluído, comumente ocorre gradação inversa, e há ocorrência de clastos de púmice subarredondados a angulares, vesiculares e grossos (> 4 cm). A matriz é composta por fragmentos cristalinos de feldspato, clinopiroxênio, ortopiroxênio e anfibólio, grãos menores de púmice e grande quantidade de vidro (Fig. 18). A maior parte do vidro é de coloração marrom claro, mas há também vidro incolor. Os componentes cristalinos destes *lapilli*-tufos e lapilitos sugerem composição andesítica.

A unidade II, ainda que em pouca quantidade, apresenta lamito tufáceo intercalado com os depósitos vulcânicos evoluídos (Fig. 17). Esta fácies é o equivalente litificado à lama/lamito tufáceo descrito na unidade I. O lamito tufáceo da unidade II também é fortemente bioturbado e contém bioclastos e seu volume de componentes vulcanoclásticos, seja vidro ou cristais, é tipicamente maior que 25%. Assim como na unidade I, a alteração nessas rochas é de coloração esverdeada composta por glauconita, esmectitas e pirita associada à bioturbação. Microscopicamente, é possível observar devitrificação ou substituição de púmice para zeolitas, palagonita, oxi-hidróxidos ou argilominerais. Os clastos vulcânicos alterados apresentam também epidoto, biotita, argilominerais e minerais opacos.

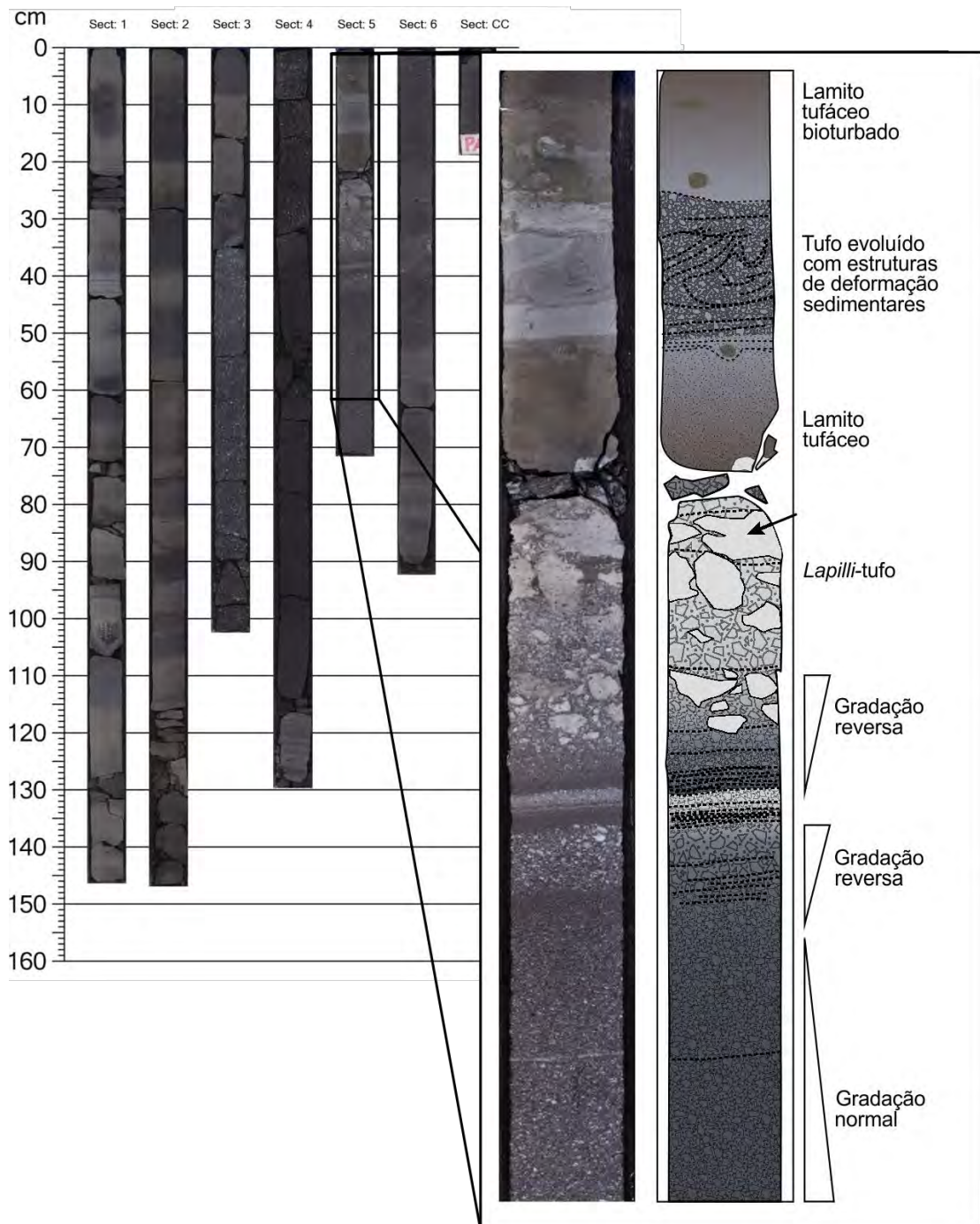


Figura 17. Seção composta de testemunho 350-U1437D-31R (708,7 a 715,78 m.a.f.o) da unidade II com lamito tufáceo, tufo evoluído, púmice-lapilli-tufo e lapilito com gradação inversa e lapilli-tufo com gradação normal. Modificado de Tamura *et al.* (2015c).

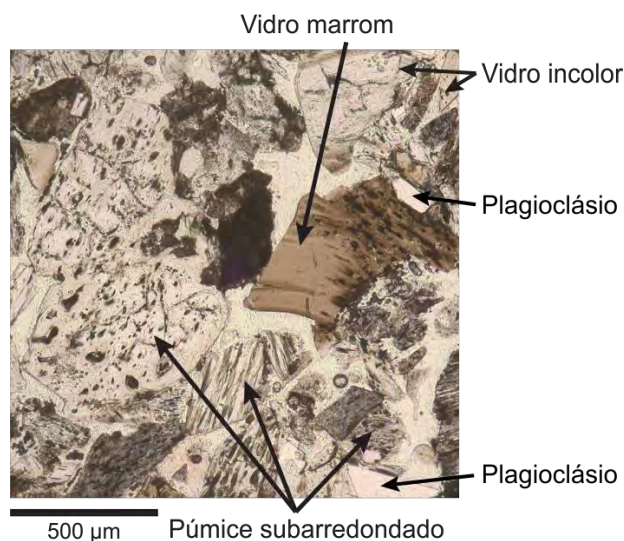


Figura 18. *Lapilli*-tufo evoluído da unidade II, em nicóis paralelos. Na fotomicrografia é possível visualizar grãos de púmice com fragmentos vítreos marrons (máficos) e incolores. Modificado de Tamura *et al.* (2015c).

4.3.3 Unidade III

A unidade III (726,5 a 1.017,88 m.a.f.o., ~4,4 a 6,2 Ma) é uma seção litificada dominada por intervalos de lamito tufáceo intercalados com tufo evoluído e inclui, em menor proporção, *lapilli*-tufo e brecha tufácea. Diferentemente da unidade II, a unidade III é mais abundante em lamito tufáceo e não possui intervalos espessos de intercalação de púmice-*lapilli*-tufo e lapilito. O limite entre essas duas unidades é marcado pela última ocorrência de intercalação espessa de púmice-*lapilli*-tufo e lapilito. Na porção superior da unidade III predomina lamito tufáceo e tufo evoluído subordinado similarmente à unidade I, porém sem presença de tufo máfico.

Ao todo, quatro litofácies distintas foram descritas na unidade III: (1) Lamito tufáceo, equivalente ao encontrado na unidade I, porém litificado e alterado. Bioclastos são comuns, assim como bioturbação e a quantidade de grãos vulcânicos é geralmente maior que 25%; (2) tufo evoluído cinza-escuro a branco, que possui intervalos intercalados compostos por grãos de púmice ou *fiamme*, fragmentos de vidro, cristais (feldspato, piroxênio, minerais opacos e, localizadamente, hornblenda) e minoritariamente por fragmentos líticos (Fig. 19). Ocasionalmente, estes apresentam contatos basais ricos em cristais bem selecionados (Fig. 20).

A litofácies tufo evoluído pode ser dividida em duas subfácies: tufo evoluído cinza escuro e intercalação de tufo evoluído branco e cinza-esverdeado. A primeira ocorre com gradação normal, inversa ou sem gradação alguma, e contém grãos de púmice moderadamente vesicular, *fiamme*, fragmentos de vidro evoluído e grãos líticos evoluídos. A maioria dos

fragmentos de vidro são incolores, mas há porções onde há domínio de vidro marrom fresco ou alterado. Os fragmentos cristalinos são compostos por plagioclásio, piroxênio, hornblenda, opacos e raramente quartzo. A subfácies de intercalação de tufo branco com cinza-esverdeado é composta por sucessões de tufo microcristalino a criptocristalino (Fig. 20). A porção branca é composta por fragmentos cristalinos e vidro devitrificado (principalmente alterados para argilominerais). A porção cinza-esverdeada é composta por púmice alterado, *fiamme*, cristais, vidro incolor, vidro marrom e fragmentos líticos evoluídos.

A litofácies (3) *lapilli*-tufo evoluído, compreende vinte intervalos espessos de *lapilli*-tufo rico em púmice e contendo *fiamme*, vidro variavelmente devitrificados ou alterados, fragmentos cristalinos (plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, hornblenda e minerais opacos) e fragmentos líticos de composição andesítica. A maioria dos intervalos são estratificados e intercalados com tufo rico em cristais. As rochas desta litofácies são majoritariamente suportadas pela matriz e polimíticas.

Há ainda a litofácies (4) brecha tufácea suportada pela matriz com *lapilli* e intraclastos deformados de lamito tufáceo, que é um intervalo bastante polimítico e muito pobremente selecionado. Esta litofácies inclui clastos grandes (de até 25 cm) de lamito tufáceo parcialmente fraturado e deformado suportado por uma matriz composta por uma mistura de lamito tufáceo e clastos de rochas vulcânicas. Essa matriz contém clastos grossos (≤ 5 cm) de *scoria*, púmice devitrificado moderadamente vesicular (50%), clinopiroxênio e plagioclásio.

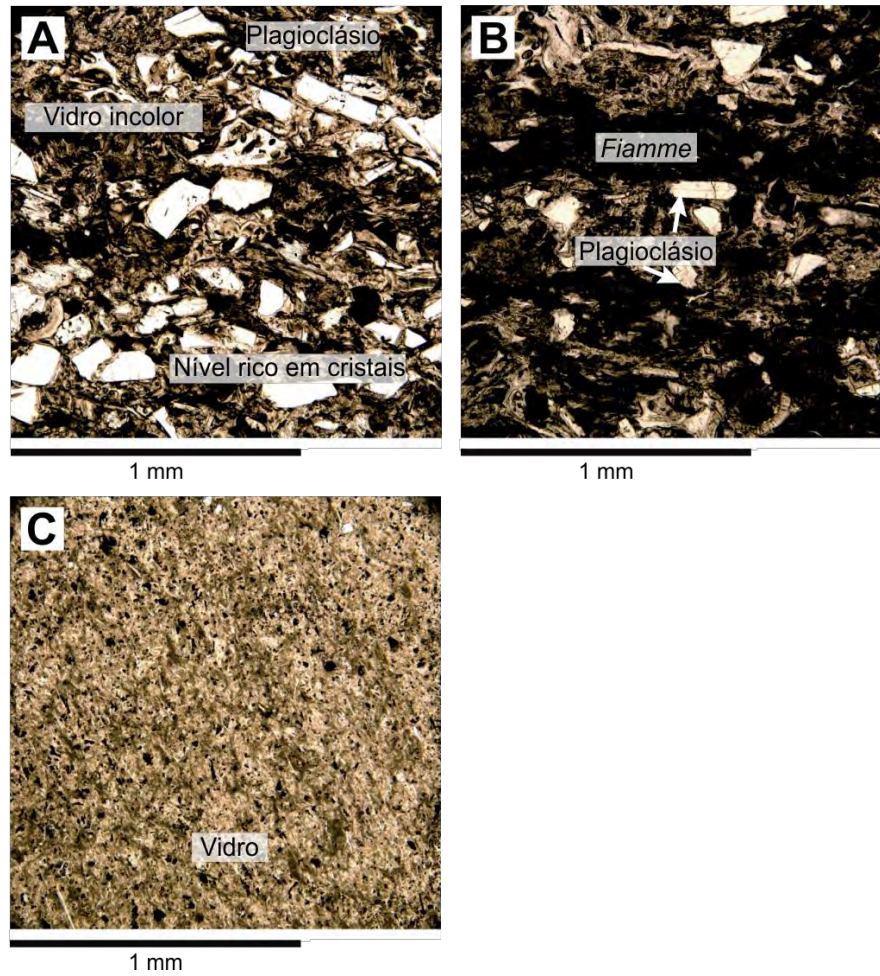


Figura 19. Intercalação de tufo branco com cinza-claro. (A) Camada rica em cristais, com vidro, (B) camada rica em *fiamme*, (C) tufo evoluído branco muito fino com vidro alterado para argilominerais. Modificado de Tamura *et al.* (2015c).

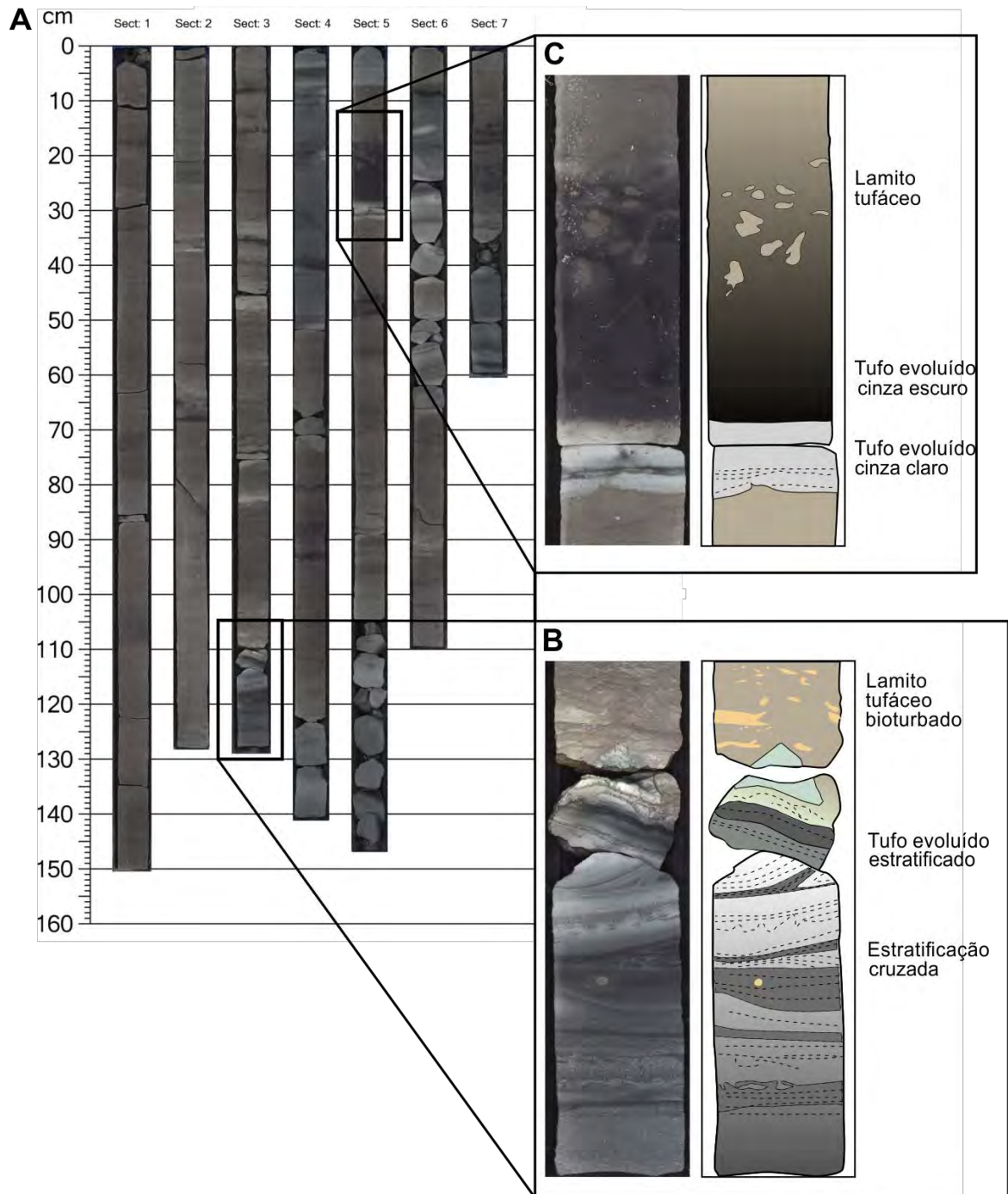


Figura 20. Seção composta de testemunho 350-U1437D-54R (922,20 a 930,90 m.a.f.o) da unidade III, com detalhe para intervalos de (B) tufo evoluído cinza escuro e (C) tufo cinza escuro e claro e alteração esverdeada com estratificação planar e cruzada. Modificado de Tamura *et al.* (2015c).

4.3.4 Unidade IV

A unidade IV (1.017,88 a 1.120,11 m.a.f.o., ~6,2 a 7,5 Ma) é composta por intervalos de tufo, *lapilli*-tufo polimítico, lapilito polimítico e lamito tufaceo, onde tufo e *lapilli*-tufo polimítico predominam sobre os demais, diferentemente das unidades III (dominada por lamito tufaceo) e V (dominada por *lapilli*-tufo monomítico).

Ao todo, quatro litofácies foram descritas para esta unidade: (1) tufo com graduação normal, *lapilli*-tufo polimítico e lapilito; (2) tufo verde claro; (3) tufo cinza escuro rico em cristais; e (4) lamito tufáceo. Há uma intercalação dessas quatro litofácies ao longo da unidade IV, de maneira que o maior intervalo contínuo de qualquer uma delas é de 5,54 m contendo tufo fino.

A litofácies mais abundante, composta por tufo com graduação normal, *lapilli*-tufo e lapilito polimíticos, se concentra na porção intermediária da seção correspondente à unidade IV. Caracteriza-se por intervalos de tufo médio a grosso com *lapilli* que gradam para *lapilli*-tufo clasto-suportado e lapilito polimíticos evoluídos. O *lapilli* é subarredondado e de tamanho granelo a seixo (mede até 1,5 cm, com diâmetro médio de 3-5 mm; Fig. 21). Há predominância de clastos líticos (normalmente andesíticos) sobre clastos vítreos (na maioria púmice com *fiamme* e *scoria* em menor proporção) e cristais (Fig. 22).

A segunda litofácies mais abundante é similar às fácies de intercalação de tufos evoluídos branco a verde-claro encontrados nas unidades III (Fig. 20) e V. Na unidade IV é descrita como tufo fino de cor branca a verde-claro, com graduação normal de granulometria silte a areia média e apresenta estratificações planar e convoluta. Esta litofácies se restringe às porções superior e inferior da unidade IV. Os intervalos de coloração clara são compostos por fragmentos de vidro vulcânico evoluído bem selecionados, pouco alterados de tamanho silte. A porção mais escura, esverdeada (Fig. 23), compreende tufo evoluído de granulometria silte a areia média, composto por grãos de púmice, *fiamme*, cristais e vidro vulcânico. Também são comuns camadas ricas em cristais de plagioclásio, piroxênio e rara hornblenda na base dos intervalos mais escuros.

A terceira fácies aparece em delgados intervalos (<10 cm) por toda a extensão da seção correspondente à unidade IV, porém com menor representatividade. Compreende tufo cinza-escuro de granulometria areia média a grossa, rico em cristais de plagioclásio e piroxênio e fragmentos vítreos de tamanho silte areia fina. Os intervalos são maciços ou fracamente estratificado, ocasionalmente com graduação normal. Os intervalos de tufo de granulometria tamanho silte são ricos em vidro vulcânico e pobres em cristais. Microscopicamente esta litofácies é rica em cristais euédricos de plagioclásio com clinopiroxênio e hornblenda em menor quantidade dispostos em matriz vítrea.

A litofácies menos abundante na unidade IV é composta por lamito tufáceo idêntico aos que são observados nas unidades I, II e III e apresenta alta bioturbação. Em lâmina, esta

litofácies inclui cristais de plagioclásio, fragmentos de vidro vulcânico alterado e ocasionalmente hornblenda e foraminíferos.

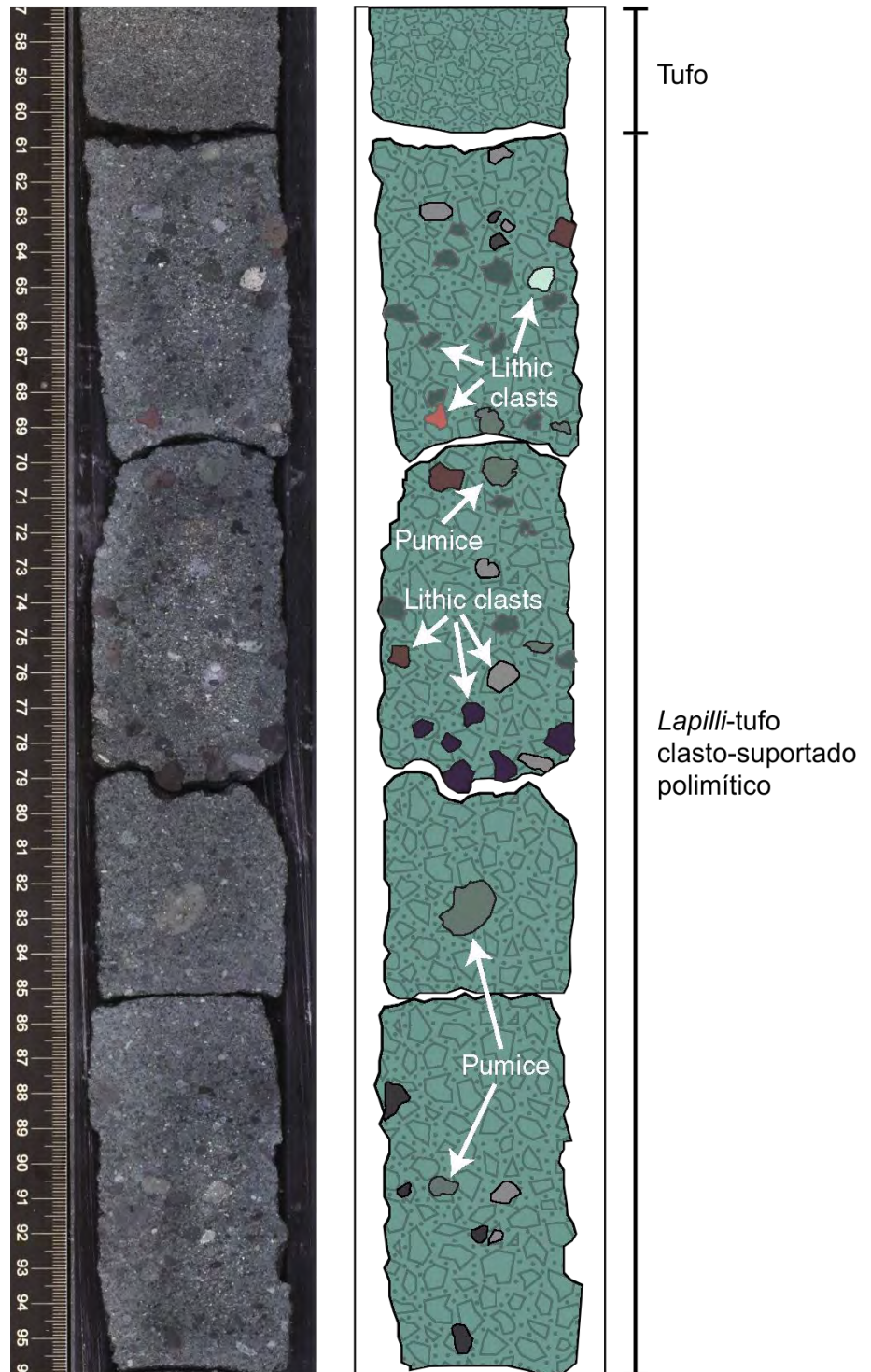


Figura 21. Seção de testemunho pertencente à unidade IV mostrando a fácies com tufo e *lapilli-tufo* clasto-suportado polimítico e desenho esquemático de interpretação. Modificado de Tamura *et al.* (2015c).

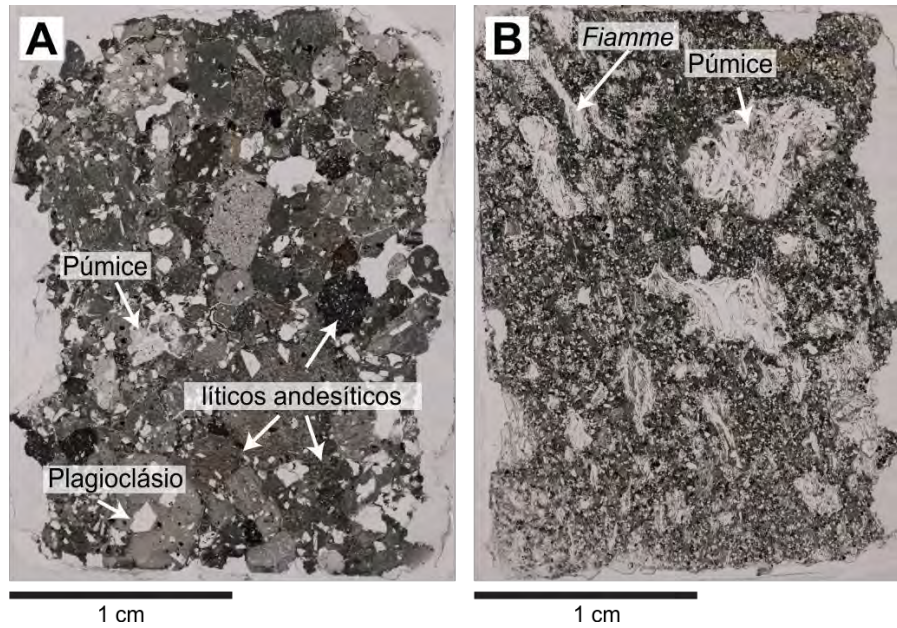


Figura 22. Fotomicrografias de lâminas delgadas em nicóis paralelos de rochas pertencentes à unidade IV. (A) lapilito dominado por fragmentos líticos andesíticos, com púmice e; (B) *lapilli*-tufo com clastos de púmice e *fiamme*. Modificado de Tamura *et al.* (2015c).

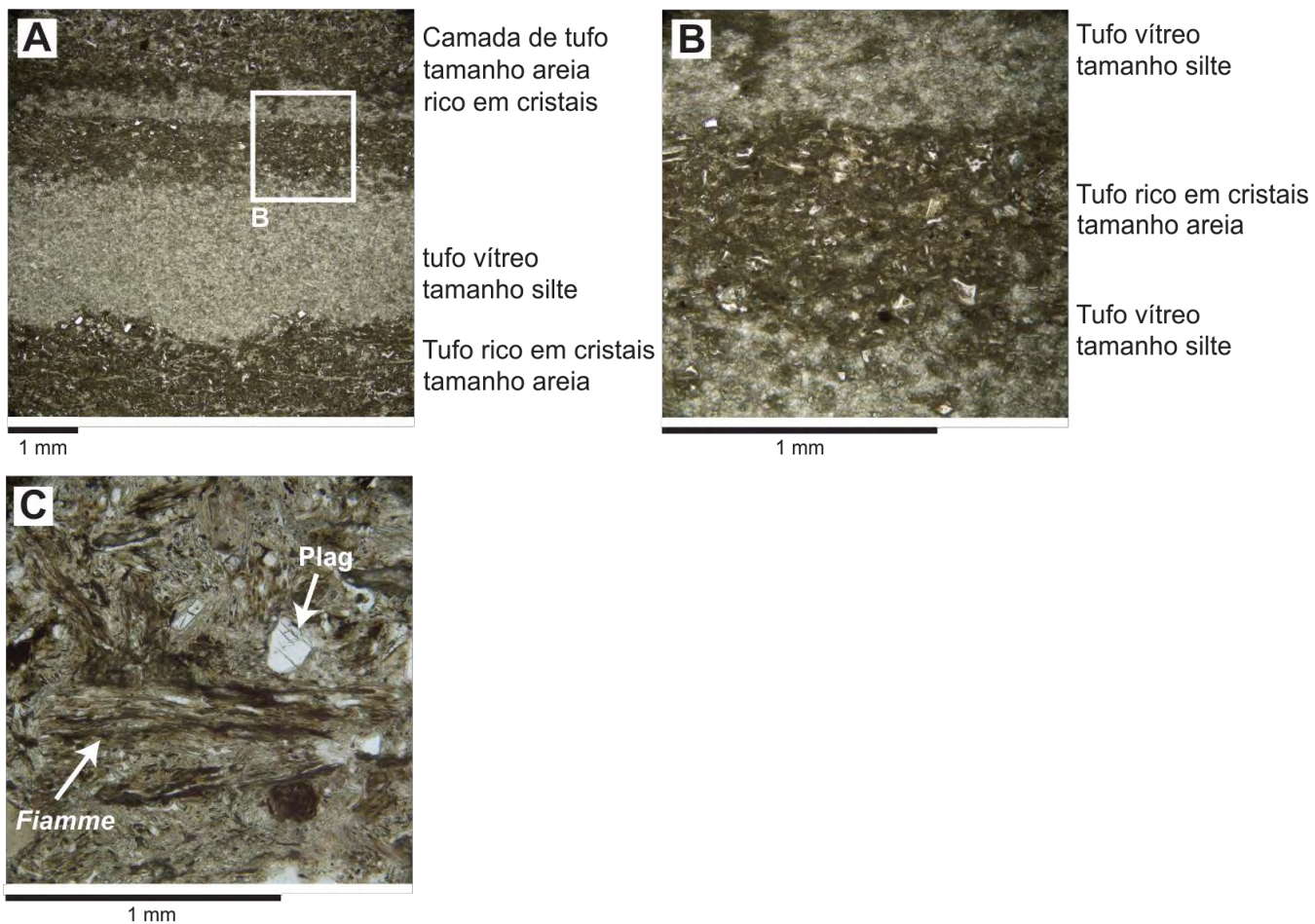


Figura 23. Fotomicrografias em nicóis cruzados de lâminas delgadas da litofácies tufo esverdeado da unidade IV. (A) Intercalação de camadas verde claro e escuro; (B) fotomicrografia em mais detalhe, mostrando camada rica em fragmentos vítreos e cristais tamanho areia intercalada com camadas mais finas; (C) camada rica em *fiamme* e púmice, com cristal plagioclásio (Plag). Modificado de Tamura *et al.* (2015c).

4.3.5 Unidade V

A unidade V (1.120,11 a 1.320,00 m.a.f.o.; idade ~7,5 a 9 Ma) é caracterizada pela presença de intervalos com gradação inversa de *lapilli*-tufo monomítico com lamito e pela ausência de camadas significativas de *lapilli*-tufo polimítico, como nas unidades IV e VI. Nesta unidade também se encontram intervalos de lamito tufáceo e tufo evoluído como nas unidades I, III e IV. Estruturalmente, a unidade V apresenta várias falhas normais anastomosadas que são mais comuns nas porções mais finas (tufo e lamito tufáceo) e mais inferiores da seção onde apresentam deslocamentos de 1 a 10 cm (Fig. 24). Há também ocorrência de deformação cataclástica e presença de brecha de falha polimítica em dois intervalos.

Quatro litofácies distintas foram descritas nesta unidade: (1) *lapilli*-tufo monomítico com gradação inversa e lamito, (2) lamito tufáceo, (3) tufo evoluído, (4) *lapilli*-tufo com lapilito. Dessas, lamito tufáceo é a mais abundante, seguida pelos intervalos de *lapilli*-tufo monomítico e tufos e minoritariamente por *lapilli*-tufo com lapilito.

A fácies de *lapilli*-tufo monomítico é uma associação de diferentes litologias. Da base para o topo, apresenta: base curvilinear tipicamente erodida sobre camada de lamito tufáceo ou tufo, formando superfície erosiva; a camada erodida é preenchida por tufo maciço ou fracamente estratificado, microscopicamente composto por fragmentos de vidro evoluído, angulosos, grãos arredondados e subarredondados de púmice tamanho areia média e fragmentos anédricos de plagioclásio; o tufo grada para *lapilli*-tufo com gradação inversa do tipo *coarse-tail* rico em *fiamme*; na porção mais superior do intervalo a matriz se torna mais marrom e misturada com maior quantidade de lama e carbonato. O contato entre o nível de *lapilli*-tufo monomítico com o tufo da parte superior é estilolítico (Fig. 25).

Lamito tufáceo é moderadamente a altamente bioturbado e contém mais de 25% de material vulcânico, comparável às facies similares que ocorrem nas unidades I e III (Fig. 20). Junto ao lamito, aparecem comumente microfósseis e cristais. Localmente pode apresentar fragmentos tamanho *lapilli*, tipicamente *fiamme*. Alguns intervalos são gradacionais até tufo, onde ocorreu mistura de cinza e *lapilli* em direção ao topo do lamito tufáceo.

A litofácies tufo evoluído divide-se em três subtipos distintos separados por cor: intercalação de tufo branco com cinza-esverdeado; tufo cinza escuro similar ao descrito nas unidades III e IV (Fig. 20); e tufo marrom. Este tufo evoluído é composto por grãos de púmice alterados, frequentemente compactados para formar *fiamme*, fragmentos de vidro vulcânico alterados, clastos líticos de vulcânicas evoluídas, e cristais de plagioclásio, clinopiroxênio,

óxidos de ferro, hornblenda e biotita ocasional (Fig. 26). Esta assembléia mineralógica dos cristais sugere que este tufo possui composição andesítica.

A fácies de *lapilli*-tufo e lapilito é a menos comum da unidade V e pode ser dividida em duas subfacies distintas: *lapilli*-tufo a lapilito cinza-esverdeado polimítico, que ocorre como intervalos de *lapilli*-tufo a lapilito evoluídos, polimíticos a monomíticos, matriz-suportados a clasto-suportados tamanho areia grossa até seixo, que aparecem em intervalos de 5 cm de espessura em média; e *lapilli*-tufo branco a cinza evoluído, monomítico, matriz-suportado com *fiamme* em matriz vítrea em intervalos isolados de até 30 cm de espessura. Esta última é similar às facies tufo evoluído intercalado, púmice *lapilli*-tufo, púmice lapilito e brecha tufácea que ocorrem na unidade II.

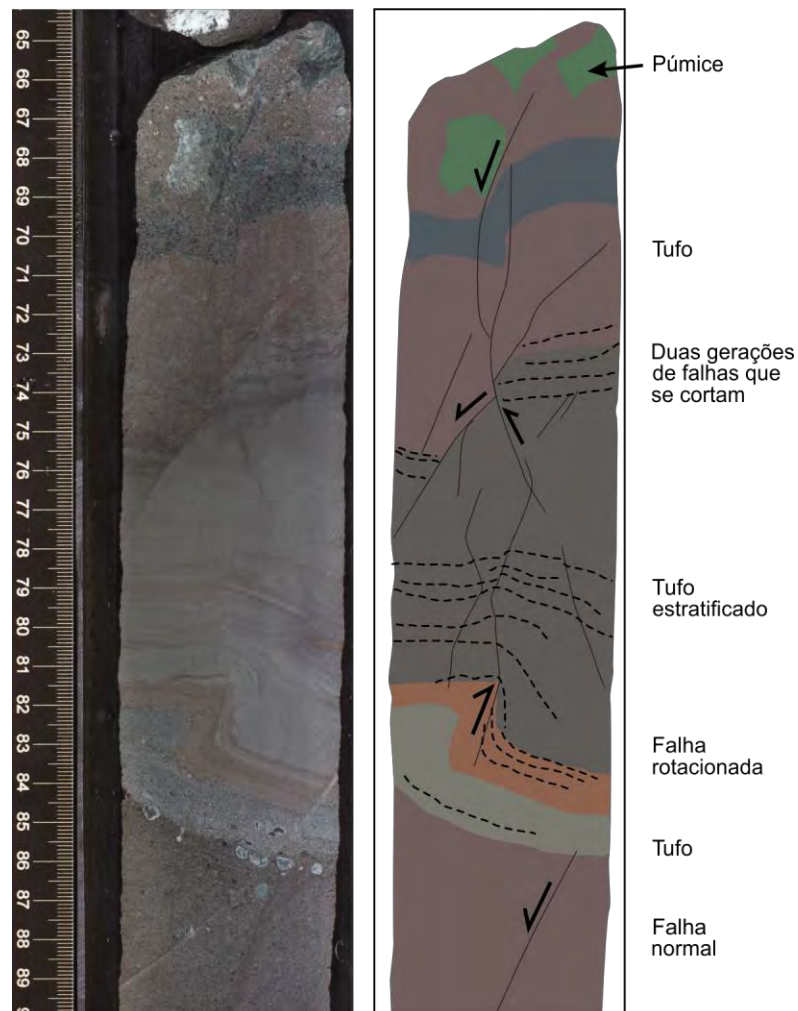


Figura 24. Seção de testemunho de tufo da unidade V mostrando falhas geradas em sedimento inconsolidado. Modificado de Tamura *et al.* (2015c).

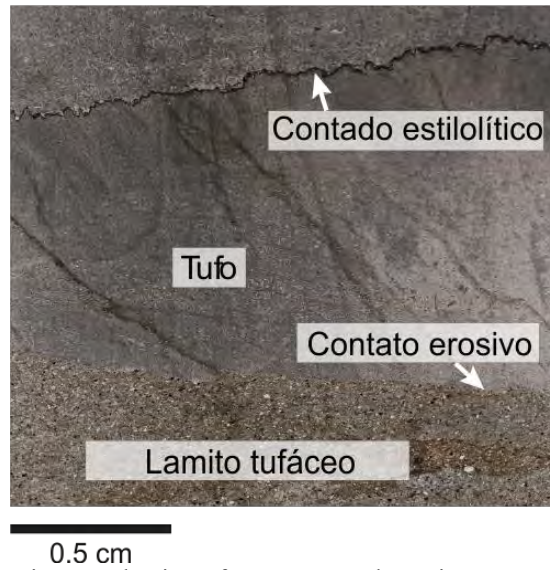


Figura 25. *Lapilli*-tufo monomítico com lamito tufáceo com gradação inversa, gradando para lamito tufáceo com *lapilli*. Há contato erosivo entre a base do tufo e o *lapilli*-tufo com lamito tufáceo com gradação inversa e contato estilolítico no topo. Modificado de Tamura *et al.* (2015c).

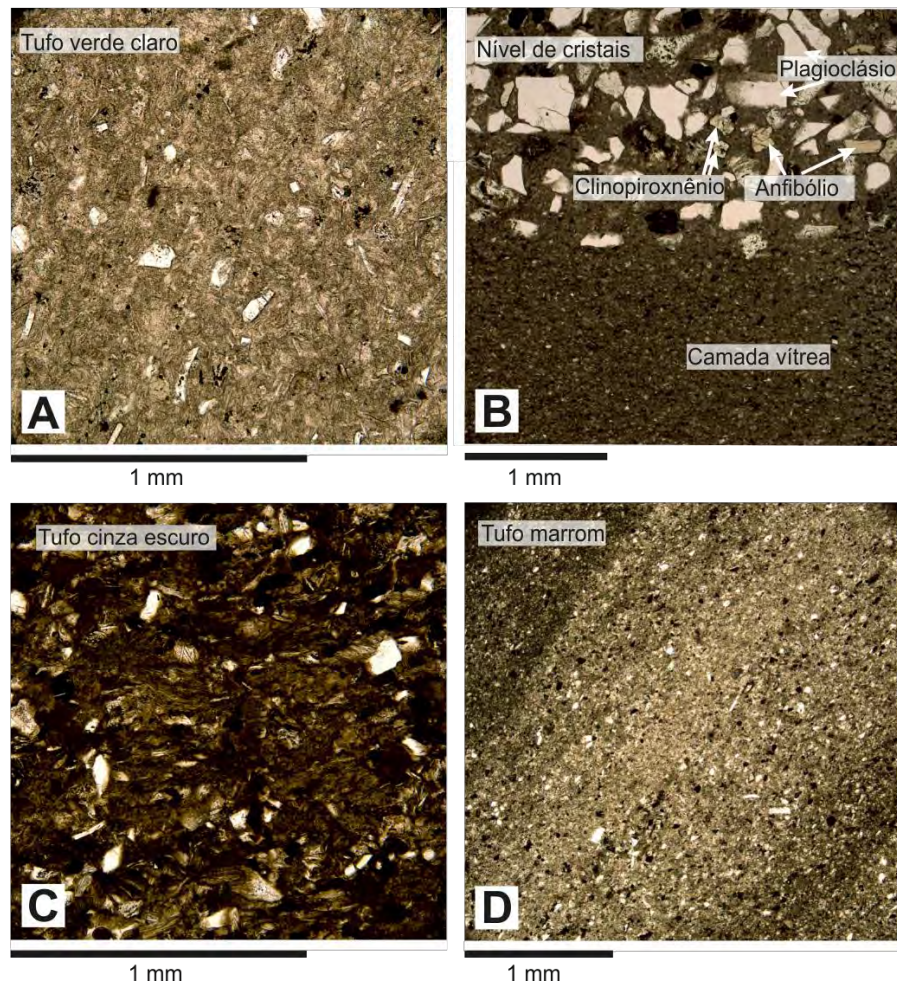


Figura 26. Tufo evoluído da unidade V. (A) Tufo verde evoluído composto por matriz vítrea alterada e cristais de feldspato e piroxênio; (B) intercalação de camadas branca e cinza em tufo, mostrando camada rica em cristais (plagioclásio, clinopiroxênio e anfibólio) e camada rica em vidro vulcânico; (C) tufo evoluído cinza escuro composto por fragmentos de vidro alterados, plagioclásio e minerais opacos; (D) tufo marrom, estratificado composto por vidro vulcânico alterado, plagioclásio e minerais opacos. Modificado de Tamura *et al.* (2015c).

4.3.6 Unidade VI

A unidade VI (1.320,00 a 1.459,80 m.a.f.o., idade \sim 9 Ma até cerca de 10.97-11.85 Ma), ao contrário da unidade V, é definida principalmente por intervalos de rocha vulcanoclásticas mais grossas de granulometria tufo a *lapilli*, que compreende 89% da unidade e, minoritariamente, por lamito tufáceo. O topo desta unidade é marcado pelo aparecimento de intervalos de *lapilli*-tufo polimítico matriz-suportados, seguidos mais abaixo por intervalos dominados por tufo e *lapilli*-tufo. A base da unidade é marcada por denso intervalo de vidro vulcânico da unidade VII. Há ainda na unidade VI, uma intrusão ígnea (unidade ígnea 1) de composição riolítica-dacítica.

Ocorrem falhas normais ao longo da seção, com deslocamentos variando de 1 a 15 cm, assim como falhas reversas de alto ângulo ($>70^\circ$) com deslocamentos entre 0,5 a 13 cm (Fig. 27). A maioria dessas falhas são anastomosadas e afuniladas. Ao todo, três litofácies são descritas para esta unidade: (1) *lapilli*-tufo, lapilito e brecha tufácea (monomítica ou polimítica, matriz ou clasto-suportada); (2) tufo escuro; e (3) lamito tufáceo. As duas últimas, frequentemente são encontradas intercaladas entre si.

A fácies mais comum da unidade VI compreende espessas camadas de *lapilli*-tufo polimítico ou monomítico (em menor quantidade), matriz-suportado (Fig. 28); *lapilli*-tufo clasto-suportado polimítico (Fig. 29A); lapilito polimítico clasto-suportado (Fig. 29B); e brecha tufácea matriz suportada polimítica ou monomítica. Todas essas litologias possuem majoritariamente clastos evoluídos e as litologias monomíticas normalmente são compostas por púmice.

A diferença entre *lapilli*-tufo matriz-suportado, clasto-suportado e lapilito é a diminuição de material tamanho areia entre a *lapilli* e as transições entre estas litologias é gradacional. As variedades monomíticas restringem-se ao *lapilli*-tufo matriz-suportado e brecha tufácea (Fig. 28B). A brecha tufácea é matriz-suportada e distingue-se do *lapilli*-tufo matriz-suportado pela presença de clastos grossos tamanho matacão. Os clastos, nas rochas matriz ou clasto-suportadas, podem ser de andesito porfírico, riolito-dacito afanítico, lamito ou púmice alterado (Fig. 29).

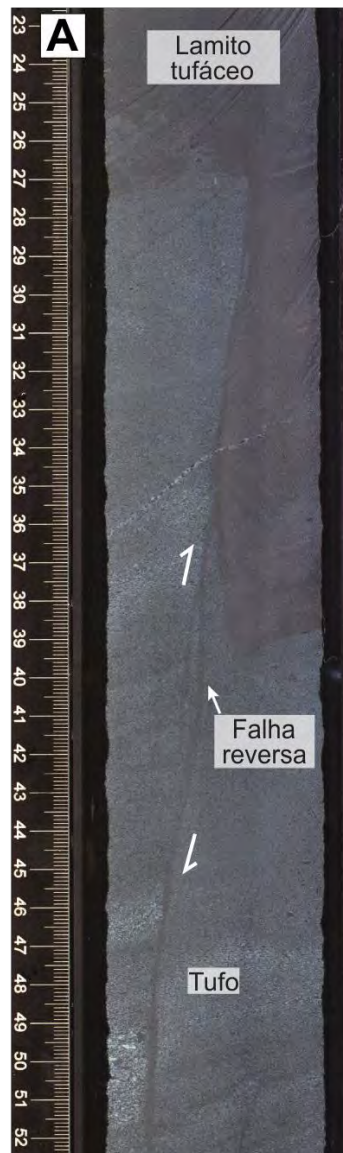
Os clastos de andesito porfírico variam de não-vesiculares a altamente vesiculares com até cerca de 50% de vesículas que podem estar preenchidas por zeolitas, argilominerais e calcedônia. Os clastos de andesito são tipicamente cinza a verde com matriz micro a criptocristalina e fenocristais finos a médios de plagioclásio, clinopiroxênio, minerais opacos e rara hornblenda. Os clastos de púmice são esverdeados, criptocristalinos e comumente

achatados (*fiamme*). Clastos de riolito-dacito têm textura porfirítica com anfibólio, feldspato e quartzo subédrico em matriz microcristalina. Há ainda a ocorrência de dois clastos basálticos moderadamente a altamente vesiculares.

Outra litofácies frequente na unidade VI é a composta por tufo escuro de coloração que varia entre cinza, verde e marrom, granulometria predominantemente silte a areia fina, mas ocasionalmente média a grossa. Os intervalos de tufo podem conter *fiamme* (Fig. 30) e lamito subordinados. A maioria desses intervalos não possuem gradação (Fig. 31) ou possuem gradação normal, apenas alguns intervalos possuem gradação inversa, porém não-contínua. Estratificação planar é observável tanto macro quando microscopicamente nesses tufos. Há camadas ricas em cristais, cuja matriz é formada por fragmentos de vidro vulcânico e púmice, fragmentos líticos e cristais (Fig. 32), predominantemente plagioclásio, clinopiroxênio e opacos, com raros cristais de hornblenda.

Lamito tufáceo cinza escuro a marrom ocorre minoritariamente na unidade VI, em intervalos de granulometria silte a areia fina. Esta litofácies incorpora outras fácies subordinadas e pode ocorrer associada a *lapilli*, *lapilli*-tufo e tufo de maneira intercalada. Microscopicamente, esta fácies é similar à descrita nas unidades I, III e V. Microfósseis, fragmentos líticos, cristais de plagioclásio, clinopiroxênio, quartzo e minerais opacos (Fig. 33) ocorrem misturados à matriz tufácea.

350-U1437E-33R-4, 23-52 cm



350-U1437E-39R-1, 111-129 cm

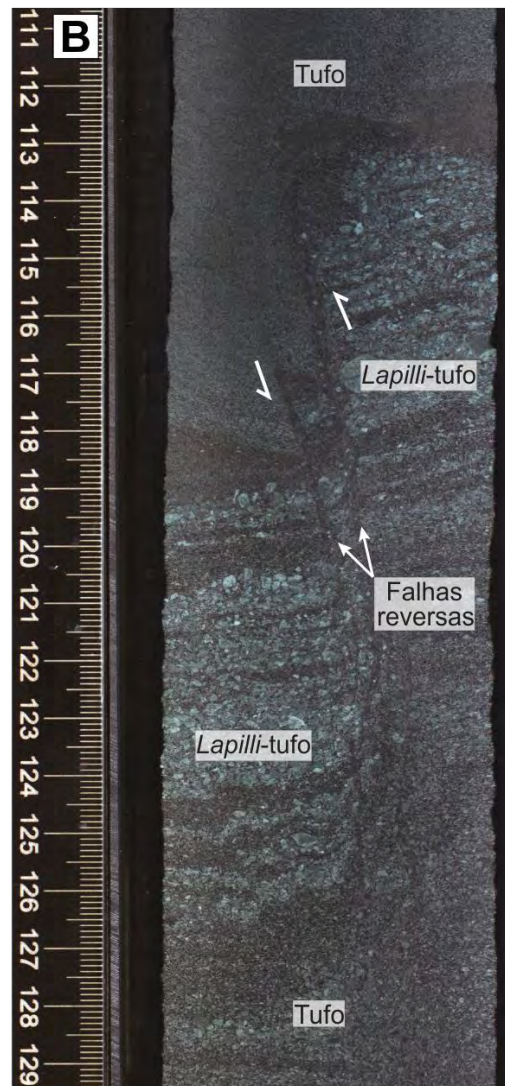


Figura 27. Seção de testemunho mostrado camadas de rochas pertencentes à unidade VI sendo cortados por falhas reversas de alto ângulo ($>70^\circ$). (A) Lamito tufaceo e tufo; (B) *Lapilli-tufo* evoluído, monomítico, matriz-suportado entre camadas de tufo. Modificado de Tamura *et al.* (2015c).

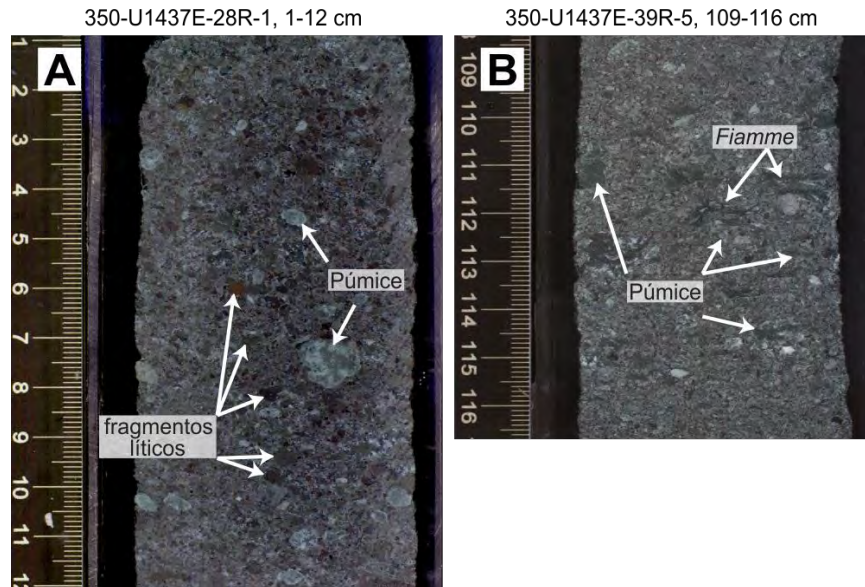


Figura 28. Seção de testemunho pertencente à unidade VI. (A) *Lapilli-tufo* evoluído, polimítico, matriz-suportado com clastos líticos e vítreos (púmice subarredondado); (B) *lapilli-tufo* evoluído, monomítico, matriz-suportado com clastos de púmice subarredondado e *fiamme*. Modificado de Tamura *et al.* (2015c).

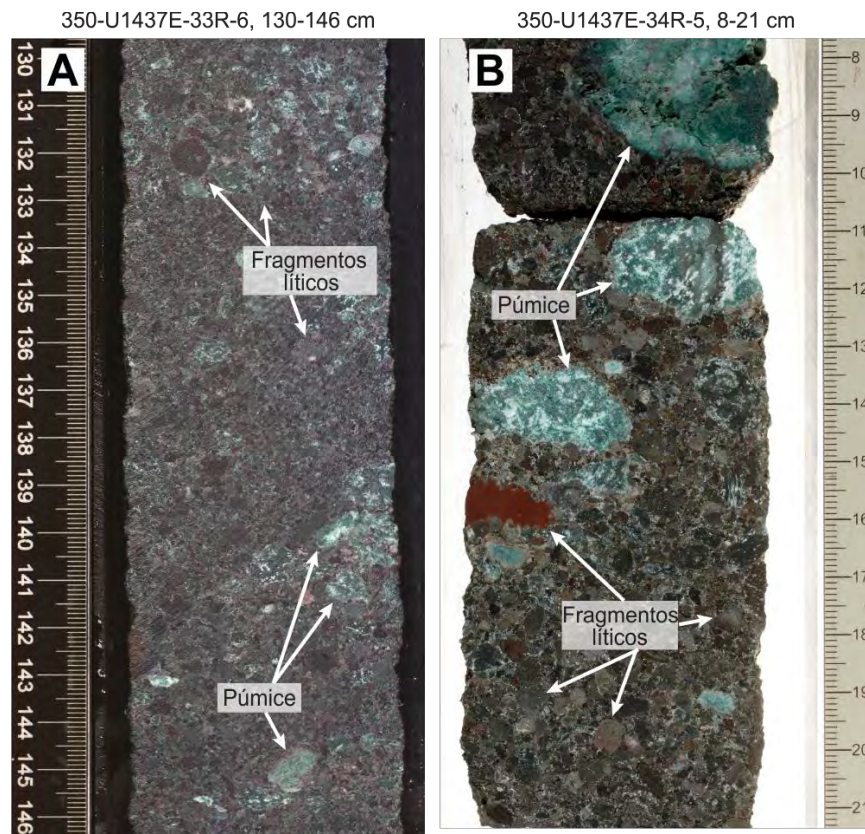


Figura 29. Seção de testemunho pertencente à unidade VI. (A) *Lapilli-tufo* polimítico, clasto-suportado com clastos líticos arredondados de rochas vulcânicas máficas e evoluídas e púmice subarredondado; (B) *lapilito* polimítico, clasto-suportado com púmice e fragmentos líticos subarredondados de lamito tufáceo e rochas vulcânicas evoluídas. Modificado de Tamura *et al.* (2015c).

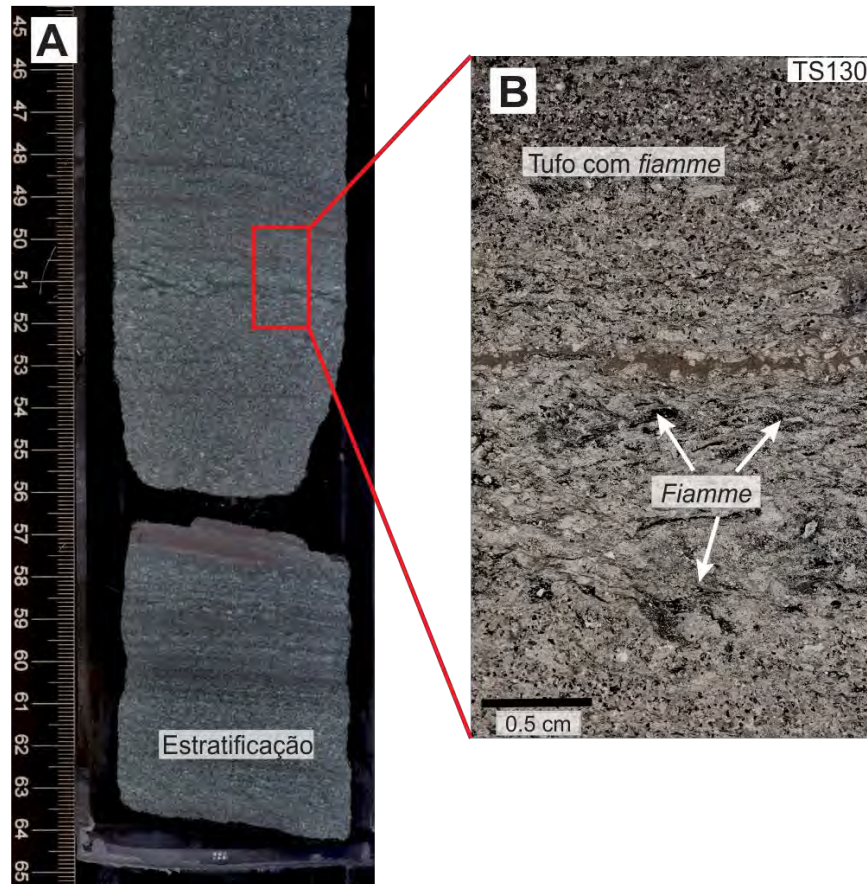


Figura 30. Camada estratificada de tufo com *fiamme*. (A) Visão macroscópica em seção de testemunho; (B) visão microscópica em fotomicrografia com detalhe para *fiamme*. Modificado de Tamura *et al.* (2015c).

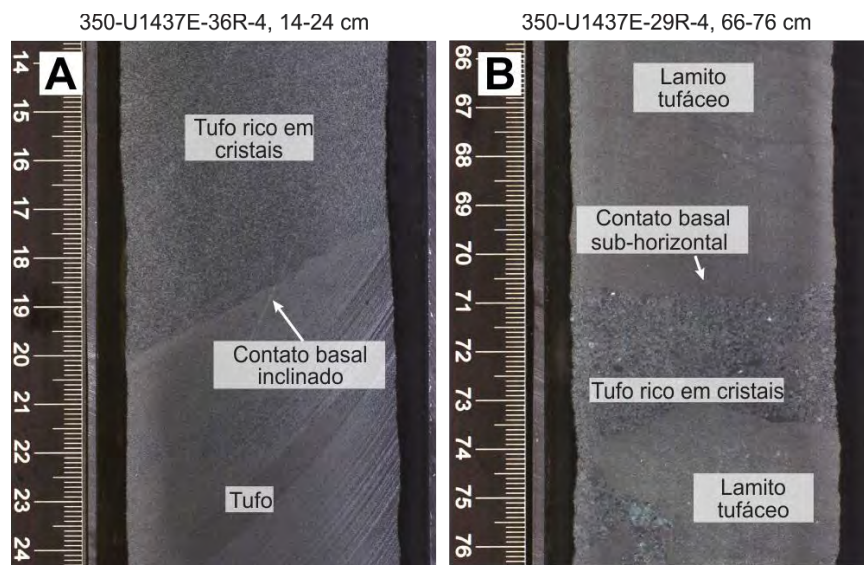


Figura 31. Seção de testemunho pertencente à unidade VI. (A) Tufo rico em cristais, sem gradação em contato inclinado com tufo inferior; (B) contato sub-horizontal entre lamito tufáceo e tufo rico em cristais. Modificado de Tamura *et al.* (2015c).

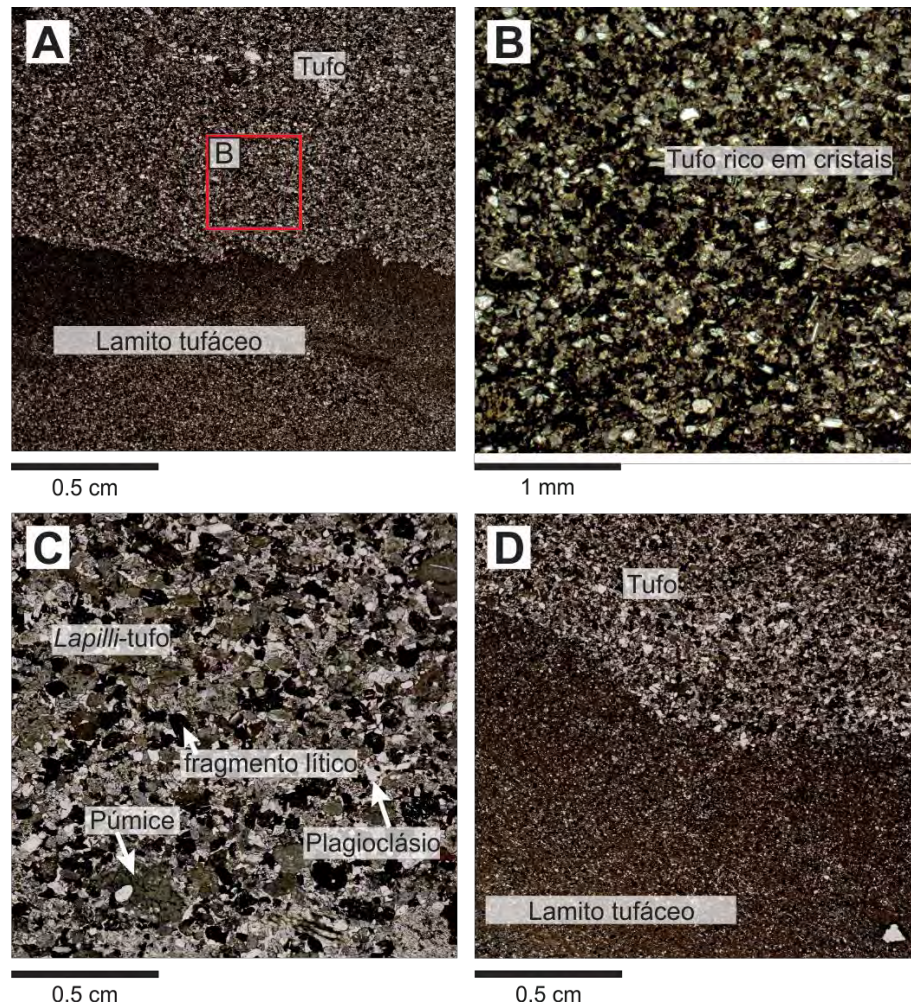


Figura 32. Tufo, *lapilli*-tufo e lamito tufáceo pertencentes à unidade VI. (A) lamito tufáceo estratificado sobreposto por tufo; (B) detalhe em tufo rico em cristais; (C) *lapilli*-tufo polimítico, clasto-suportado com púmice tamanho *lapilli*, fragmentos líticos vulcânicos e cristais de plagioclásio; (D) lamito tufáceo estratificado sobreposto por tufo. Modificado de Tamura *et al.* (2015c).

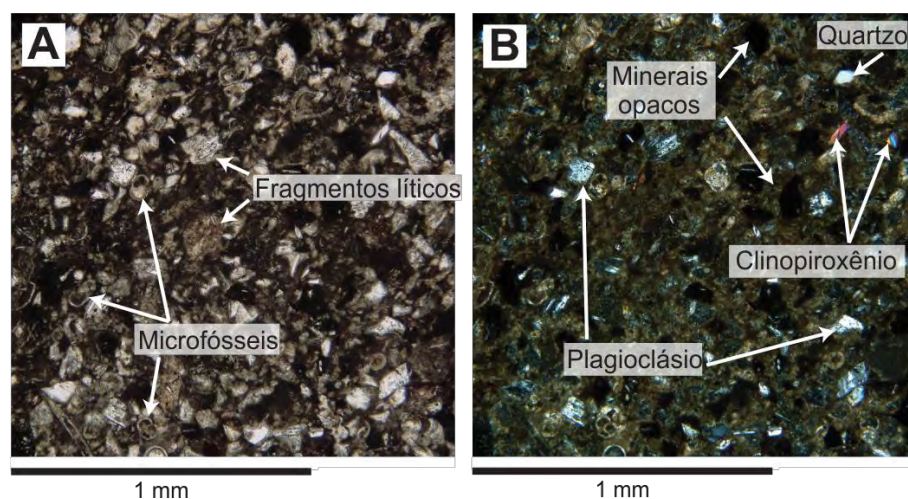


Figura 33. Fotomicrografias de lamito tufáceo com microfósseis pertencente à unidade VI, contendo fragmentos líticos, plagioclásio, clinopiroxênio, quartzo e opacos. (A) nicóis paralelos; (B) nicóis cruzados. Modificado de Tamura *et al.* (2015c).

4.3.7 Unidade VII

A unidade VII (1.459,80 a 1.806,5 m.a.f.o.; idade >10.97-11.85 Ma) tem como fácies dominante *lapilli*-tufo e lapilito pretos, evoluídos. Outra fácies abundante nesta unidade compreende *lapilli*-tufo polimítico, sem gradação e estratificação, muito pobremente selecionado, lapilito, brecha tufácea, brecha vulcânica contendo grande variedade de clastos angulosos de andesito tamanho seixo e matacão, alguns apresentando borda peperítica e halos de alteração no sedimento que os envolvem. Subordinadamente, ocorrem *lapilli*-tufo e lapilito estratificados e com gradação, tufo e lamito tufácea, extremamente raro na unidade VII.

As rochas da litofácies composta por *lapilli*-tufo e lapilito pretos evoluídos são maciças, bem selecionadas, podem ser matriz ou clasto-suportadas, polimíticas ou monomíticas. A maior parte (cerca de 95%) dos grãos e clastos são angulosos, porfiríticos, vítreos não-vesiculares a pouco vesiculares. (Figs. 34, 35). Os fenocristais são em sua maioria de piroxênio e plagioclásio subédricos que sugerem composição andesítica. Vidro vulcânico é pouco alterado próximo ao topo da unidade VII, e mais alterado nas porções mais profundas.

Lapilli-tufo lapilito, brecha tufácea e brecha vulcânica consolidada correspondem à segunda litofácies mais abundante da unidade VII. As rochas dessa fácies são grossas (areia grossa até matacão), com pouca matriz, polimíticas e subdividem-se em intervalos com gradação e estratificados; e sem gradação, não-estratificados e muito pobremente selecionados. Os intervalos com gradação e estratificação são intercalados com tufo e tufo evoluído e são similares aos intervalos polimíticos das unidades IV e VI. As camadas são delgadas a muito espessas, podem ter gradação normal, inversa ou nenhuma, podem ser estratificados ou não e são compostos por clastos sub-arredondados de púmice e fragmentos líticos em matriz predominantemente vítrea.

Os intervalos sem gradação, não-estratificados e muito pobremente selecionados de *lapilli*-tufo, lapilito, brecha tufácea e brecha vulcânica contém seixos e matações maiores do que os intervalos estratificados. Os clastos são angulosos compostos por rochas vulcânicas evoluídas, predominantemente andesito que ocorrem distribuídos aleatoriamente ou em *clusters* de clastos muito angulosos. Os clastos andesíticos são porfiríticos ou glomeroporfiríticos (Fig. 36) e não-vesiculares a pobremente vesiculares. Os fenocristais incluem feldspato, piroxênio, e em menor quantidade óxidos e agregados de pirita. As porções vesiculares podem estar preenchidas por argilominerais, calcedônia, zeólita ou pirita.

Tufo e tufo evoluído de cor escura marrom avermelhada, cinza ou verde são descritos na unidade VII, mas representam apenas 11% da seção correspondente à unidade. Os intervalos

podem ser estratificados ou maciços, sub-horizontais ou inclinados (Fig. 37), sem gradação ou com gradação normal ou inversa (rara). Estes interalos comumente contém clastos tamanho *lapilli*.

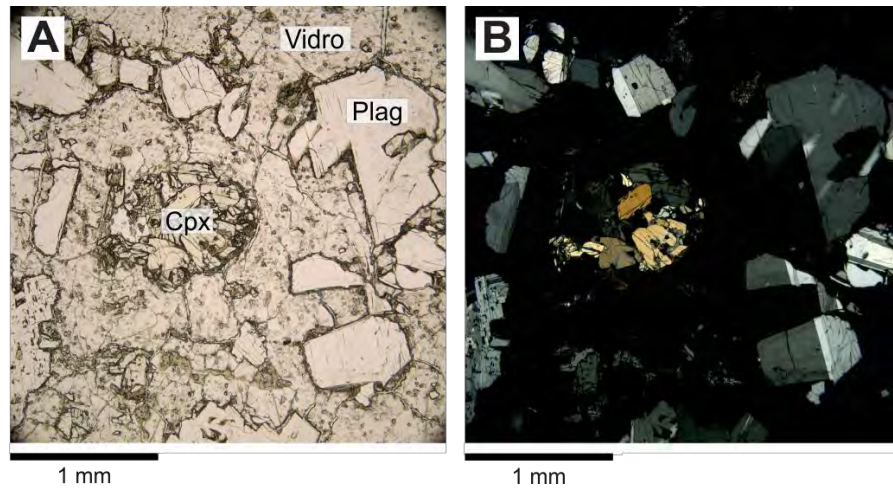


Figura 34. Fotomicrografias de clasto de andesito com fenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio em matriz vítrea, pertencente à unidade VII. (A) nicóis paralelos; (B) nicóis cruzados. Modificado de Tamura *et al.* (2015c).

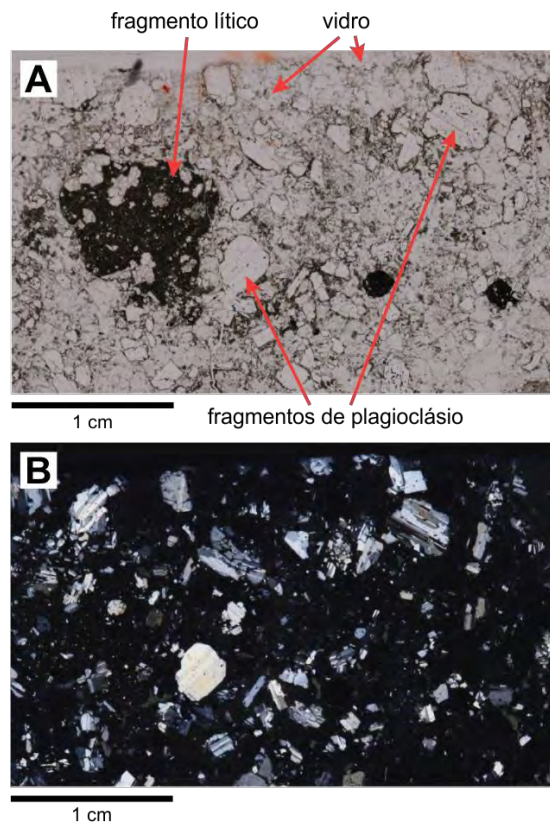


Figura 35. Fotomicrografias de clastos de andesito em matriz vítrea, pertencente à lapilito da unidade VII. Fragmentos vítreos com tamanho entre 0,5 a 3 mm em média. (A) nicóis paralelos; (B) nicóis cruzados. Modificado de Tamura *et al.* (2015c).

Clastos de andesito porfíricos a glomeroporfíricos

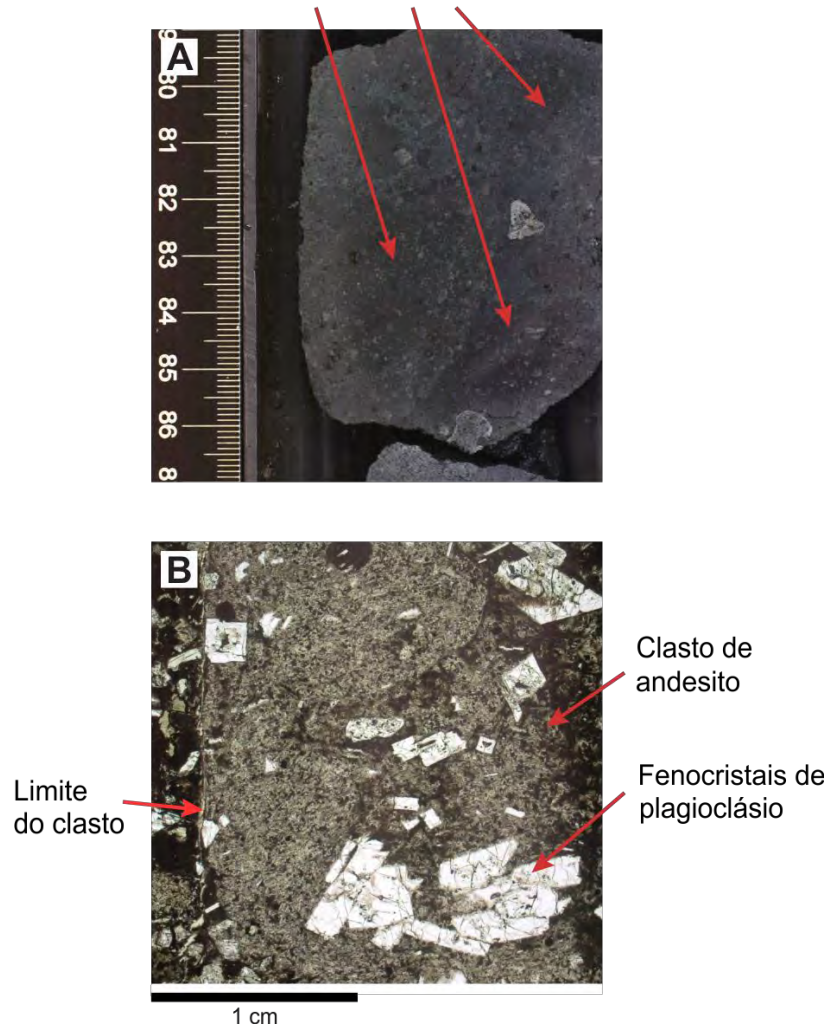


Figura 36. (A) Clasto de andesito em seção de testemunho pertencente à unidade VII mostrando textura porfírica a glomeroporfírica; (B) fotomicrografia em nicóis paralelos de clasto de andesito mostrando textura porfírica a glomeroporfírica de cristais de plagioclásio em matriz muito fina. Modificado de Tamura *et al.* (2015c).

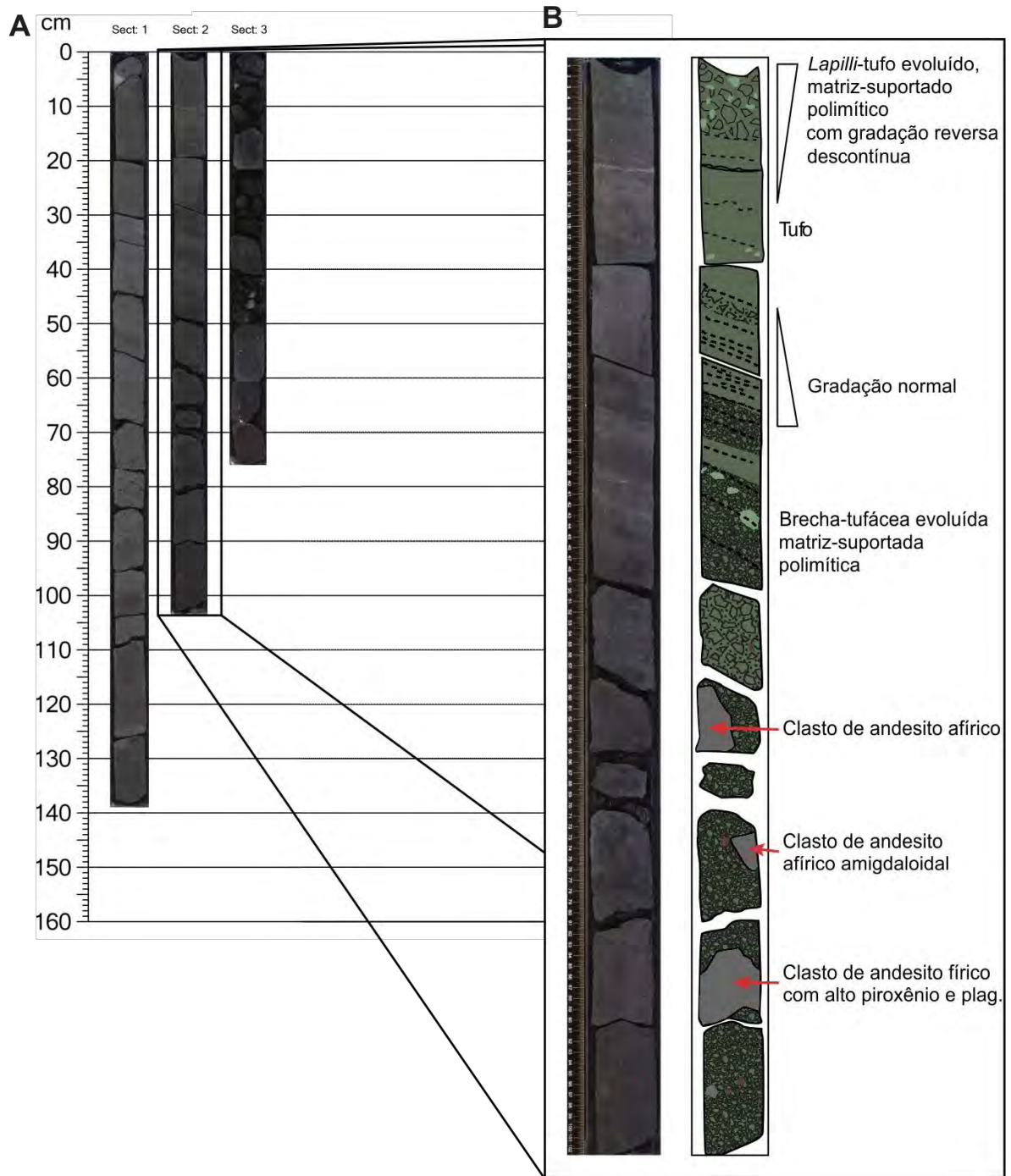


Figura 37. (A) Seção composta de testemunho 350-U1437E-39R (1631,40 a 1634,59 m.a.f.o) da unidade VII; (B) detalhe da seção mostrando camadas estratificadas levemente inclinadas de tufo sobre brecha tufácea evoluída, sem gradação ou estratificação, matriz-suportada, polimítica que possui diferentes tipos de clastos de andesito. Modificado de Tamura *et al.* (2015c).

5 RESULTADOS

Este capítulo destina-se a apresentar os resultados obtidos no presente trabalho, tanto quantitativamente (contagem de pontos pelo método de Gazzi-Dickinson) quanto qualitativamente (comparações e interpretações dos dados).

5.1 Petrografia

Através dos estudos petrográficos foi possível identificar entre as rochas de granulometria grossa quatro tipos litológicos predominantes, sendo estes do mais para o menos frequente: tufo, lamito tufáceo, *lapilli*-tufo e lapilito. Como explicado anteriormente, devido à sua granulometria muito fina, lâminas petrográficas de lamito tufáceo não foram utilizadas para contagem modal, apesar de aparecer em contato com outras litologias analisadas em algumas lâminas (*e.g.*, TS115 e TS25; Fig. 38). Neste caso, apenas o material mais grosso foi contado. No total, como explicado anteriormente, 58 lâminas petrográficas foram utilizadas.

Apesar das diferenças litológicas entre as unidades (vide capítulo anterior) a composição das rochas é similar, com assembleia mineralógica que, para a maioria das amostras, reflete composição andesítica. Os cristais encontrados nas lâminas petrográficas são principalmente de plagioclásio, com menores quantidades de piroxênio (*e.g.*, augita analisada em MEV; Fig. 39), anfíbólio (Fig. 41), K-feldspato e minerais opacos (*e.g.*, titanomagnetita Fig. 40) e, raramente, quartzo (Fig. 42). Foram observados também componentes líticos e vítreos. Os fragmentos líticos são vulcânicos e possuem composição andesítica. Muitos destes apresentam fenocristais ou cristálitos de plagioclásio e/ou piroxênio (Figs. 43 e 44), e outros são totalmente afaníticos (Fig. 43). Além disso, alguns dos litoclastos possuem vesículas que, por vezes, são preenchidas por argilominerais (Fig. 45).

Os componentes vítreos incluem vidro vulcânico incolor (félsico) e marrom (máfico), púmice, *scoria* e *fiamme* (Fig. 46). Porém, na maioria das lâminas nota-se que o vidro sofreu alteração parcial para argilominerais. A separação entre vidro félsico e máfico em lâmina delgada é mais difícil do que quando visualizada em *smear slides* por exemplo. Isso ocorre devido à espessura da lâmina petrográfica, que acaba tornando o vidro máfico mais translúcido do que normalmente ele é. Como *smear slides* são apenas sedimento montado em uma lâmina de vidro, o vidro máfico é mais facilmente reconhecido se estiver em tamanhos maiores do que silte. Outro fator que dificulta essa separação é a alteração do vidro, que pode

modificar sua cor original. Portanto, essa distinção só foi possível em 22 lâminas das 58 analisadas (Tab. 2).

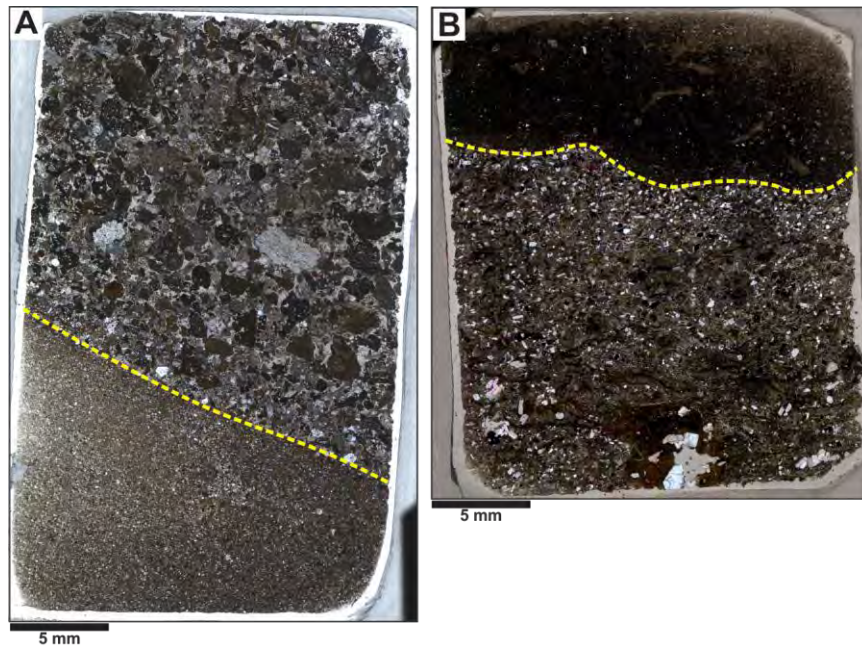


Figura 38. (A) Contato entre *lapilli*-tufo (porção superior) e lamito da unidade VI (lâmina TS115). (B) Contato entre lamito tufáceo (porção superior) com tufo vítreo (porção inferior) da unidade III (lâmina TS25). Ambas as fotomicrografias foram obtidas em nicóis paralelos. Nestas lâminas petrográficas apenas o material mais grosso (*i.e.*, *lapilli*-tufo e tufo vítreo) foi utilizado na contagem de pontos.

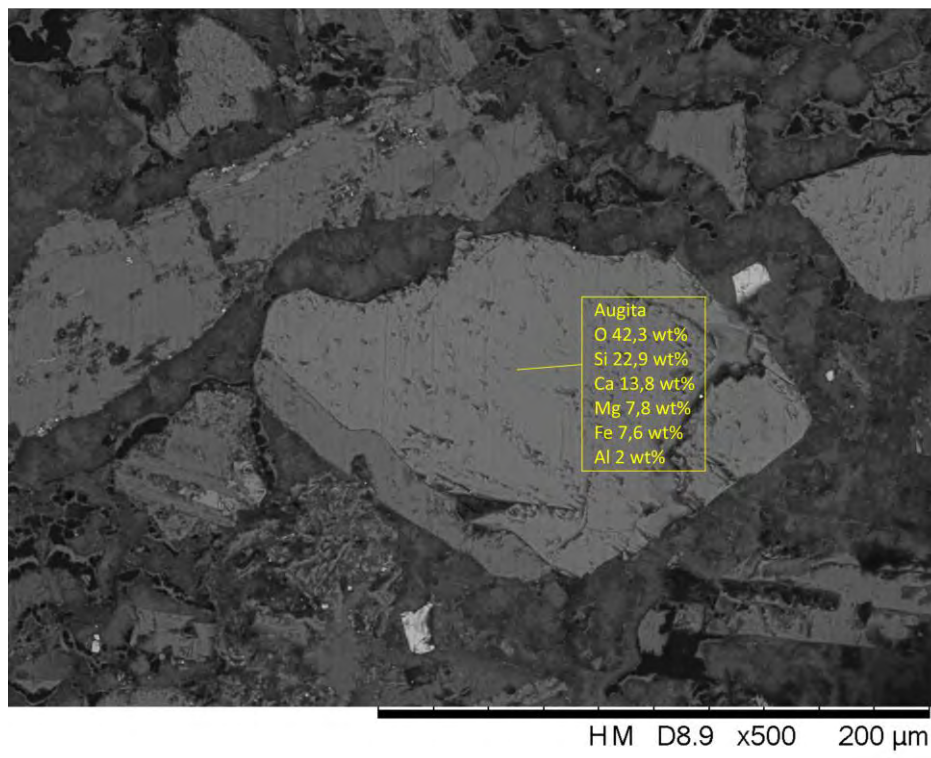


Figura 39. Fotomicrografia de MEV com destaque para cristal de augita (composição em amarelo) pertencente à unidade III, lâmina 251.

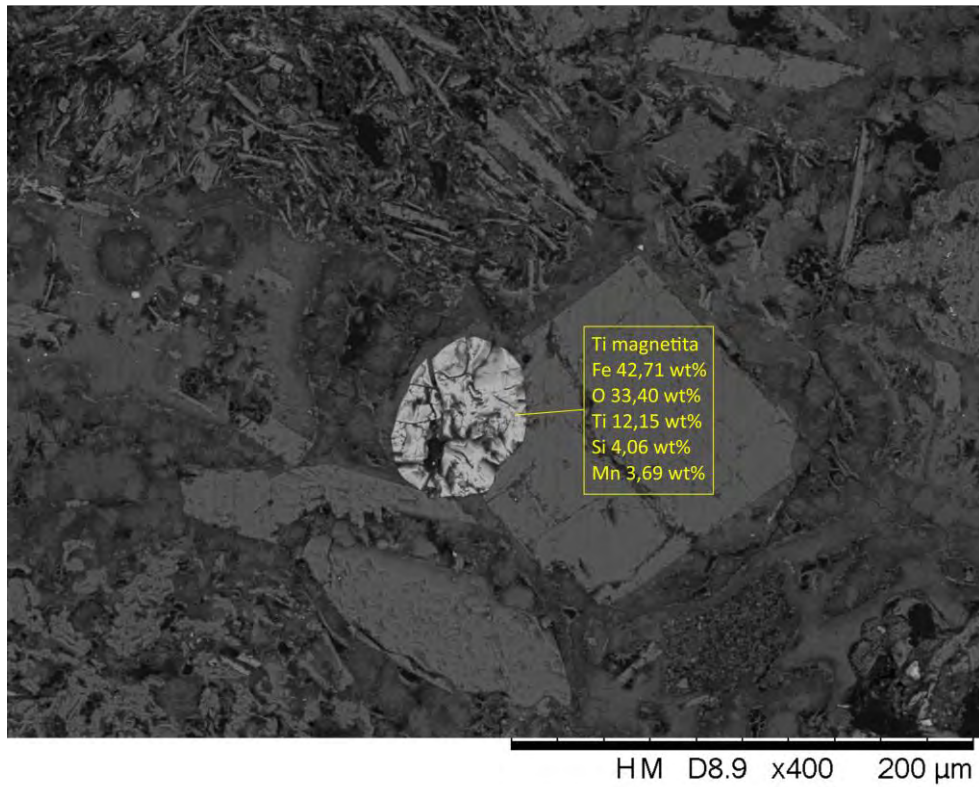


Figura 40. Fotomicrografia de MEV com destaque para cristal de titanomagnetita (composição em amarelo) pertencente à unidade III, lâmina 251.

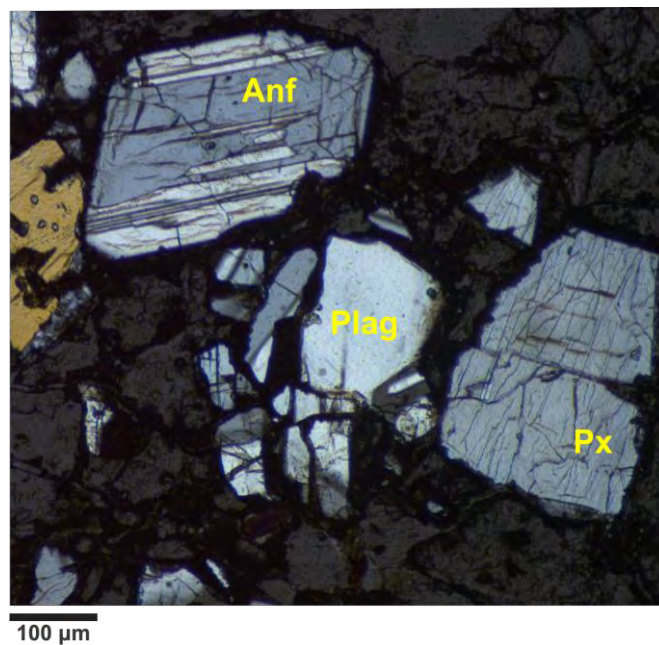


Figura 41. Fotomicrografia em nicóis cruzados de *lapilli*-tufo com plagioclásio (Plag), piroxênio (Px) e anfibólio (Anf). Lâmina TS134, pertencente à unidade VII.

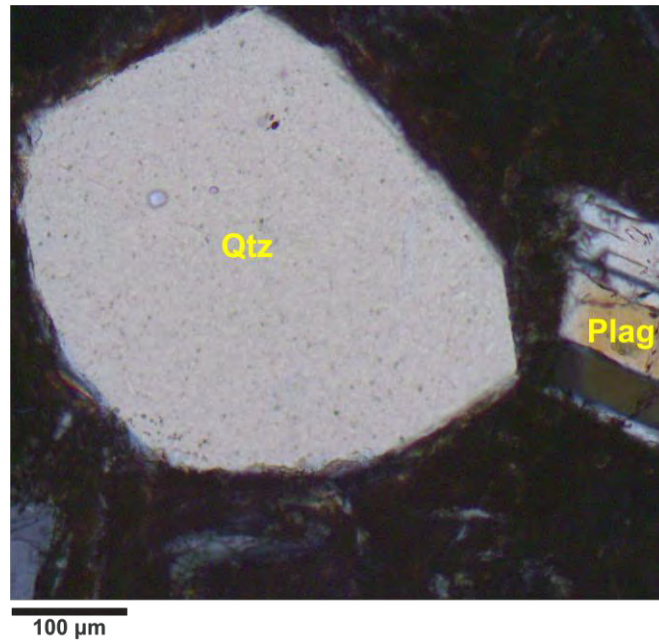


Figura 42. Fotomicrografia em nicóis cruzados de quartzo (Qtz) e plagioclásio (Plag) em um tufo. Lâmina TS69, pertencente à unidade IV.

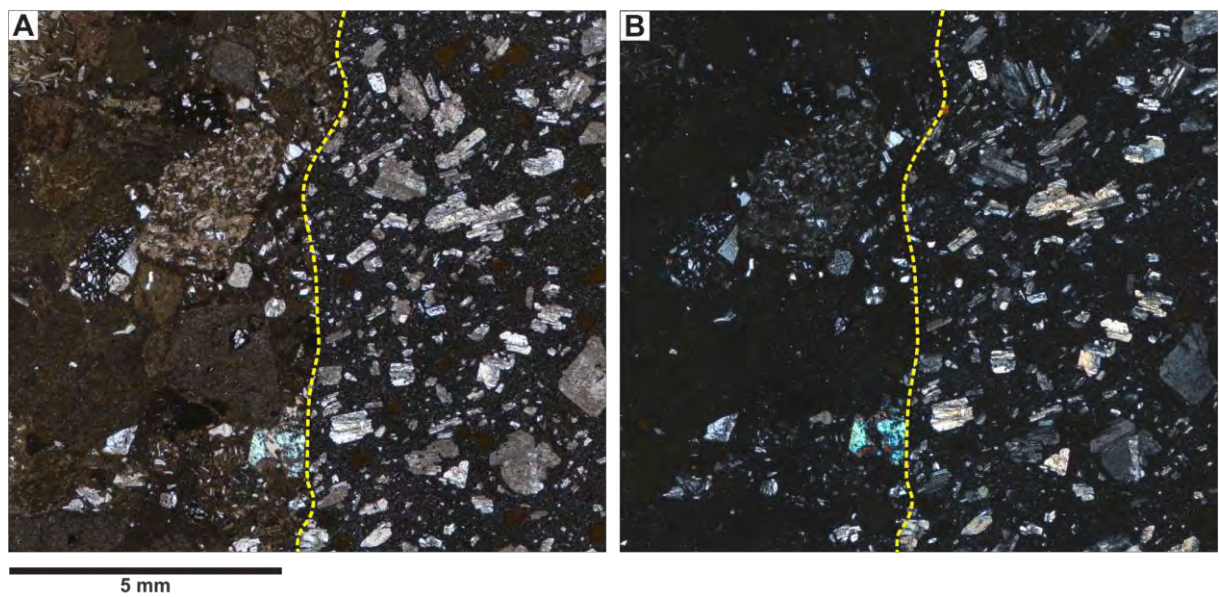


Figura 43. Contato (linha amarela) entre *lapilli*-tufo polimítico clasto-suportado (à esquerda) e clasto de andesito porfirítico contendo fenocristais de plagioclásio imersos em matriz afanítica (à direita). Lâmina TS148, unidade VII. O *lapilli*-tufo apresenta fragmentos líticos afaníticos com micrólitos de andesito, além de cristais de plagioclásio entre os clastos. (A) Nicóis paralelos; (B) nicóis cruzados.

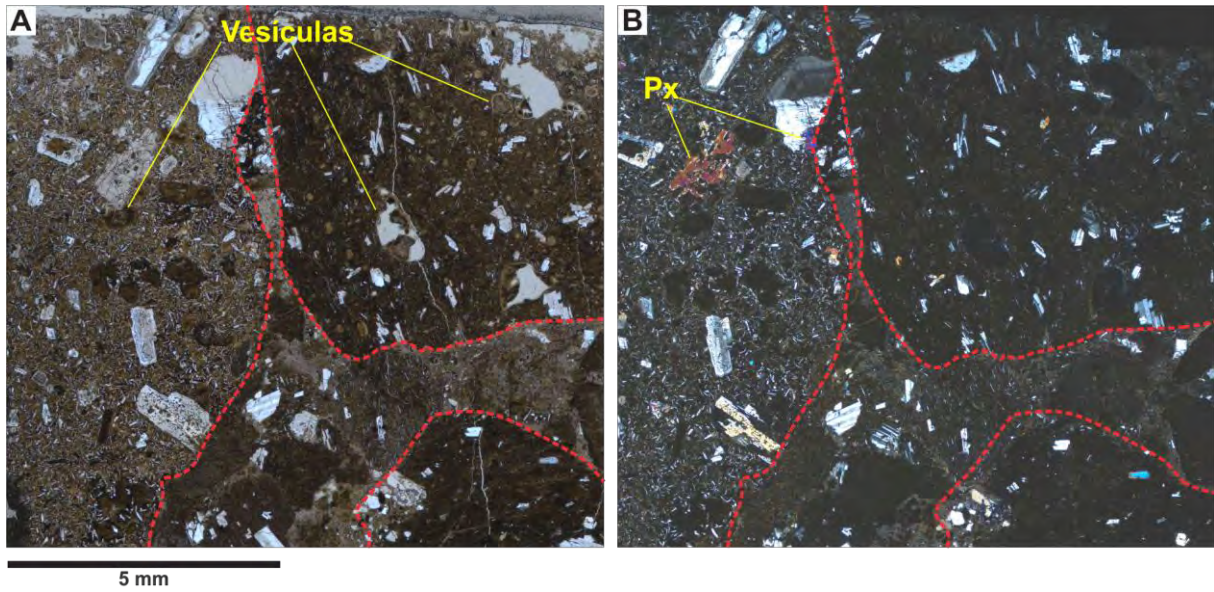


Figura 44. Clastos de andesito porfirítico com fenocristais de plagioclásio, piroxênio e vesículas em lapilito. Os clastos maiores estão delimitados pela linha vermelha. Lâmina TS144, unidade VII. (A) Nicóis paralelos; (B) nicóis cruzados.

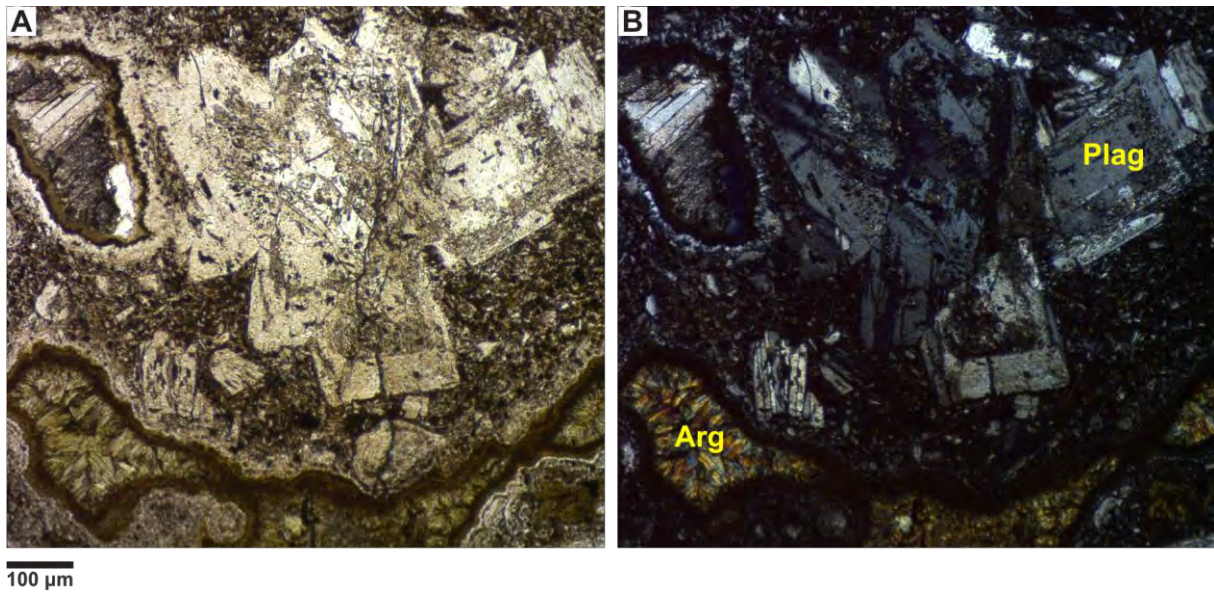


Figura 45. Fotomicrografia mostrando cristais de plagioclásio e vesículas preenchidas por argilominerais em clasto andesítico. Lâmina TS160, unidade VII. (A) Nicóis paralelos; (B) nicóis cruzados.

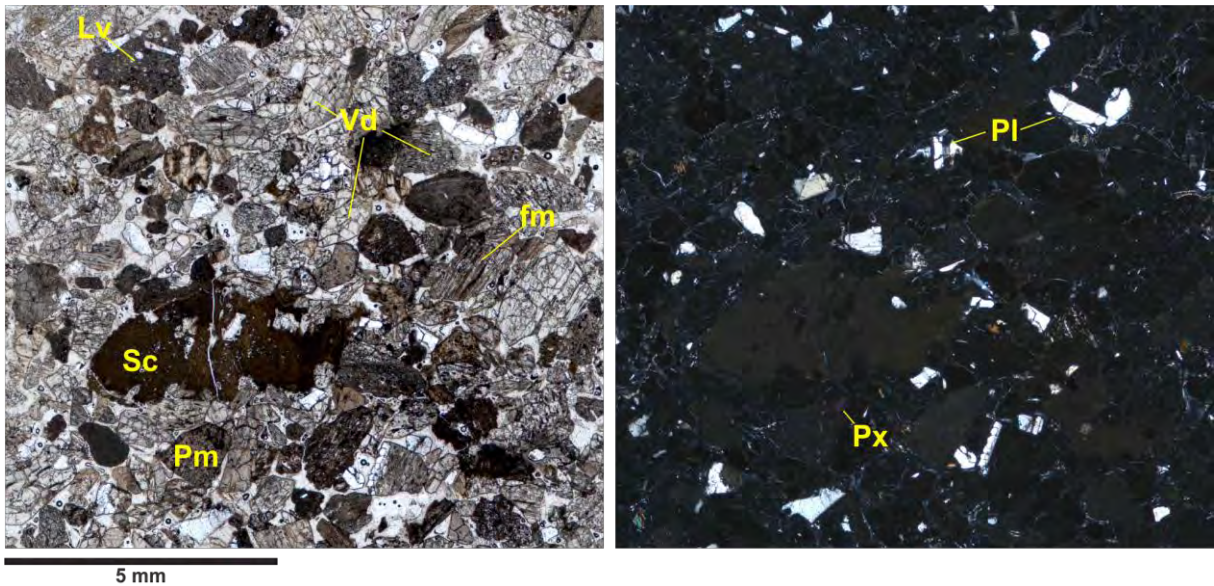


Figura 46. Lapilli-tufo rico em fragmentos vítreos (Vd: vidro vulcânico; Sc: scoria; Pm: púmice; fm = *flamme*), com fragmentos líticos vulcânicos (Lv), plagioclásio (Pl) e piroxênio (Px). Lâmina 109, unidade II. (A) Nicóis paralelos; (B) nicóis cruzados.

5.2 Contagem de pontos e classificações

Neste trabalho, foram analisadas lâminas delgadas de rochas vulcanoclásticas, pertencentes às sete unidades litoestratigráficas descritas, sendo duas lâminas da unidade I, dez da unidade II, 18 da unidade III, cinco da unidade IV, uma da unidade V, três da unidade VI e 19 da unidade VII (Fig. 5). A Tabela 2 mostra os dados gerais de composição para todas as lâminas analisadas. Posteriormente esses valores foram recalculados para 100%, com o intuito de quantificar as percentagens individuais de quartzo (Q), feldspato (F) e fragmentos líticos (L). Os valores recalculados (Tab. 3) foram plotados no diagrama de classificação geotectônica de Dickinson *et al.* (1983). De acordo com este gráfico, todas as amostras, com exceção da amostra 207, são associadas à ambiente de arco magmático não dissecado (Fig. 47). Este resultado já era esperado, pois a região de Izu-Bonin-Mariana (IBM) consiste em uma margem convergente ativa. Utilizando a classificação geotectônica de Weltje (2006) todas as rochas também são associadas a ambiente de arco magmático (Fig. 48). De acordo com a classificação de arenitos de Folk (1980), as rochas analisadas consistem em lito-arenito e lito-arenito feldspático, com exceção da amostra 207, classificada como arcóseo lítico (Fig. 49).

Como pode ser observado, a lâmina 207 se distinguiu das outras, pois apresentou uma quantidade relativamente alta de feldspatos (Fig. 50; Tab. 3). No entanto, considerando que esta lâmina petrográfica apresentou grandes quantidades de argilominerais (contados como “outros”), os valores de QFL foram recalculados levando em consideração a possibilidade de

que esses argilominerais foram originados a partir da alteração de vidro vulcânico. Ao fazer essa interpretação a plotagem do resultado dessa amostra se iguala às outras amostras (Figs. 47, 48 e 49). Porém, é importante ressaltar que isso foi feito apenas para se considerar uma hipótese, já que em lâmina, não é possível identificar feições que remetam a textura vítrea na matriz composta por argilominerais.

Além das plotagens separando as amostras por unidade, foi feita a comparação dos resultados separando as amostras por granulometria (Fig. 51). A partir disso, se observa que as amostras de granulometria mais fina (tufo) tendem a ter composição mais rica em quartzo, ao contrário das rochas mais grossas (lapilito) que apresentam valores de quartzo muito baixos. Os valores de quartzo em *lapilli*-tufos estão próximos aos encontrados em amostras de tufo, porém levemente inferiores.

Tabela 2. Tabela de dados com os valores percentuais de todos os componentes obtidos por contagem de 600 pontos em lâminas delgadas. Qm: quartzo monocristalino; Qp: quartzo policristalino; K-feld: feldspato alcalino; Plag: plagioclásio; Px: piroxênio; Anf: anfóbio; Opacos: minerais opacos; Vidro félsico: vidro incolor; Vidro máfico: vidro marrom; L: fragmentos líticos; Mfossil; microfósseis. O componente “Outros” é representado principalmente por argilominerais, e também inclui minerais acessórios ou não-identificados em petrografia óptica e poros. Onde não foi possível a separação entre vidro félsico e máfico todo material foi incluído como félsico (incolor).

Lâmina	Unidade	Qm	Qp	K-feld	Plag	Px	Anf	Opacos	Vidro "félsico"	Vidro "máfico"	L	Zeólita	Mfossil	Outros	TOTAL
68	I	4	5	2	8.9	0.1	0.1	3.6	27.2	0	3.8	5.6	0.3	39.8	100
84	I	5.6	4	3.6	21.5	2.1	6.4	5.8	39.6	0	5.5	2	0.3	4.1	100
101	II	1.4	0	0	8.6	3.6	1.2	0.7	25.6	0	21.8	0	0	36.9	100
109	II	0.6	0	0	5.6	0.3	0.1	0.5	68	0.5	11.1	0	0	13	100
118	II	1.5	0	0	3.6	0.6	0.3	0.6	64.8	5	13.1	0	0	10.5	100
125	II	1.3	0	2.1	13.6	0.8	0	4.1	30.3	0	16.5	0	1.1	30.1	100
134	II	4.7	1	1.7	13.3	4.7	0	5.8	14.9	0	33.1	0	0	20.6	100
150	III	3.4	1	1.7	12.1	0.5	0	6.9	52.6	0	5.1	0	0	17.2	100
156	III	0.6	2	0.3	3.6	0.2	2.3	2.3	31.3	0	2.8	7.8	3.1	44.1	100
161	III	2.8	4	4.1	11.7	0.6	0.5	2.8	10	0	41.6	0	0	21.8	100
169	III	1.3	2	2	11	1	0.5	3.8	43.2	0	10.6	5	2	17.3	100
186	III	2.8	3	0.8	11.9	0	1.3	3.9	42.5	0	1.8	0.8	0.3	30.6	100
207	III	4.5	0	0	21.3	2.5	4.6	6	4	0	9.5	0	1.8	45.7	100
225	III	15	5	5.3	12.1	0.8	0.5	3.3	10	0	32.4	0	0.6	14.8	100
251	III	3.6	7	2.8	13.6	0	0	5	17	0	31.1	3	0.5	16.8	100
287	IV	3.8	2	1.3	12	1.1	0	3.1	25.3	0	29.8	0	0	22.1	100
297	IV	2.6	4	3.6	13.1	0.9	0.6	8.4	25.3	0	19.6	0.4	0.1	21.9	100
330	VII	1	0	0	14.2	1	0.8	0.8	4.6	0	35	0	0	42.6	100
TS10	II	1	1	0.6	5	0.6	1.6	2.3	48.5	0	23.4	6.4	0	10	100
TS11	II	1.6	0	4.5	16.8	5.3	0	4.5	25.9	0	39.5	1.5	0.3	0	100
TS14	II	1	0	1.3	8.5	0.3	1	3.3	35.5	0	34.9	1.6	0	12.3	100
TS15	II	1.1	0	0.1	4.1	1.3	0	3	38.8	13.1	36.2	1.3	0	1	100
TS16	II	0.5	0	0.5	5.2	1.5	0.6	4.3	43.2	8.1	31	0.5	0	4.6	100
TS18	III	1.1	1	0.5	19	1.5	1	9.6	12.1	11.1	40.6	0	0	3	100
TS20	III	0.8	0	0.6	11	0.8	0.1	3.3	5.8	24.6	39.4	0	0	13.6	100
TS21	III	1.5	0	0	6.1	0.1	0.1	5.1	5.5	67.2	11.6	0	0	2.8	100
TS22	III	1	0	0.5	13.6	1.8	0.3	2	10.1	46.9	17.2	0	0	6.6	100
TS25	III	1	0	1.6	12.7	0.1	1.1	16.9	45.6	0	12.6	0	6	2.3	100
TS26	III	0.5	0	0	9.8	0	0	6.3	55.6	0	4.8	0	0	23	100
TS27	III	1	3	0.1	8	0	0.1	7.4	43.4	0	12.8	0	1	23.4	100
TS31	III	0.1	0	0.6	9.1	0.5	0.1	3.6	47.1	0	17.5	7.6	0	13.8	100
TS33	III	1.3	1	1.6	22.9	1.3	0.3	6.7	41.9	0	14.1	3.7	0.1	5.6	100
TS35	III	1	0	1	17.8	0.6	1	3.7	46	0	1.3	0	4.3	23.3	100
TS64	IV	0.6	0	0.6	26	1.6	0.3	13.6	12.8	20.3	7.5	0.4	0	16.3	100
TS68	IV	0	0	0.3	18.3	0	0	1.6	28.5	27.7	2.6	2	0	19	100
TS69	IV	1.3	0	1	26.6	0	1	4.6	45.6	1.6	9	0	0	9.3	100
TS98	V	1	0	0	19.3	1.6	1	6	50.3	0	14.3	0	0	6.5	100
TS111	VI	0.1	1	0.1	10	1.3	1	12.9	14.4	9.2	32.3	2.6	0	15.1	100
TS115	VI	0.1	0	0.1	6.2	0.1	0.1	5.9	19.2	0	56.6	1.6	0	10	100
TS129	VI	1	0	0.5	18.5	1	0	16.8	23	0	30.6	0.1	0.3	8.1	100
TS134	VII	1.1	0	6.6	23.9	0	2.1	0.5	49	0	5	0	0	11.8	100
TS135	VII	1	0	0	17.3	2.5	0.5	0.6	29.1	23.5	17.3	0	0	8.2	100
TS139	VII	1.1	0	1.3	25	0	1.1	0.1	19.1	31.1	6.6	0	0	14.6	100
TS140	VII	1.1	0	0.5	16.5	2.1	0.1	4.3	39.1	4.8	11	2.8	0	17.7	100
TS141	VII	0.8	0	0.6	13.3	1.1	0	5	42.6	11.3	19.1	0	0	6.2	100
TS142	VII	0	0	0	21.8	0.5	0	0	65	1.1	7.8	0	0	3.8	100
TS143	VII	0	0	0	13.5	1.5	0	0	5.6	41.1	17.6	0.3	0	20.4	100
TS144	VII	0	0	0	5.6	0.6	0	2.8	53.5	19.6	16	0	0	1.9	100
TS145	VII	0.3	0	0	18.8	1.5	0.5	3.7	48.2	0.5	23.3	0	0	3.2	100
TS146	VII	0.6	0	0	23.4	6.6	0.3	3.8	48.6	0	15.6	0	0	1.1	100
TS148	VII	0.6	0	0.1	34.8	0.5	0	0	57.3	0	1.3	0	0	5.4	100
TS152	VII	0.6	0	0.6	31.3	4.3	0	4.6	36	0	3.3	0.6	0	18.4	100
TS155	VII	0.3	0	0.3	23.8	2	0	5.6	20	21	20	0	0	7	100
TS156	VII	0.2	0	1	27.1	2	0	1.3	52.3	0	2.6	3.3	0	10.2	100
TS157	VII	1.3	0	0.6	23.3	4.7	0.3	4.6	31.3	0	4	18	0	11.9	100
TS159	VII	1.6	0	0.6	22	1.6	1	5.3	16	31.3	17	0.3	0	3.3	100
TS160	VII	2	1	2.3	25.6	1	1.3	2	22	15.4	20	5.7	0	1.5	100
TS164	VII	1.3	0	1	18.6	0	3.3	12	34.3	0	10.6	2.6	0	16.3	100

Tabela 3. Tabela dos valores totais e valores percentuais recalculados para 100% de quartzo (Q), feldspatos (F) e fragmentos líticos (L), utilizada para a classificação das rochas nos diagramas QFL.

Lâmina	Unidade	Q	F	L	soma	%Q	%F	%L	Total
68	I	8.6	10.9	36.6	56.1	15.33	19.43	65.24	100
84	I	5.6	25.1	47.1	77.8	7.20	32.26	60.54	100
101	II	1.4	8.6	47.4	57.4	2.44	14.98	82.58	100
109	II	0.6	5.6	79.6	85.8	0.70	6.53	92.77	100
118	II	1.5	3.6	82.9	88	1.70	4.09	94.20	100
125	II	1.3	15.7	46.8	63.8	2.04	24.61	73.35	100
134	II	4.7	15	48	67.7	6.94	22.16	70.90	100
150	III	3.4	13.8	57.7	74.9	4.54	18.42	77.04	100
156	III	0.6	3.9	41.9	46.4	1.29	8.41	90.30	100
161	III	2.8	15.8	51.6	70.2	3.99	22.51	73.50	100
169	III	1.3	13	58.8	73.1	1.78	17.78	80.44	100
186	III	2.8	12.7	45.1	60.6	4.62	20.96	74.42	100
207	III	4.5	21.3	13.5	39.3	11.45	54.20	34.35	100
225	III	15.4	17.4	42.4	75.2	20.48	23.14	56.38	100
251	III	3.6	16.4	51.1	71.1	5.06	23.07	71.87	100
287	IV	3.8	13.3	55.1	72.2	5.26	18.42	76.32	100
297	IV	2.6	16.7	45.3	64.6	4.02	25.85	70.12	100
330	VII	1	14.2	39.6	54.8	1.82	25.91	72.26	100
TS10	II	0.8	11.6	69.8	82.2	2.02	7.08	90.90	100
TS11	II	1.5	6.1	84.3	91.9	1.92	24.10	73.98	100
TS14	II	1	14.1	74.2	89.3	1.60	12.02	86.38	100
TS15	II	1.1	14.3	58.2	73.6	1.18	4.50	94.33	100
TS16	II	0.5	9.8	60.4	70.7	0.56	6.44	92.99	100
TS18	III	3.8	8.1	56.2	68.1	1.88	22.97	75.15	100
TS20	III	0.1	9.7	64.6	74.4	0.97	14.11	84.91	100
TS21	III	1.8	24.5	56	82.3	1.63	6.64	91.73	100
TS22	III	1	18.8	47.3	67.1	1.12	15.79	83.09	100
TS25	III	0.6	26.6	40.6	67.8	1.49	19.43	79.08	100
TS26	III	0	18.6	58.8	77.4	0.71	13.86	85.43	100
TS27	III	1.3	27.6	56.2	85.1	5.58	11.89	82.53	100
TS31	III	1	19.3	64.6	84.9	0.13	13.04	86.83	100
TS33	III	1.1	10.1	55.9	67.1	2.19	29.77	68.04	100
TS35	III	0.2	6.3	75.8	82.3	1.49	28.02	70.49	100
TS64	IV	1.1	19	53.6	73.7	0.88	39.23	59.88	100
TS68	IV	0	28.9	53.6	82.5	0.00	24.03	75.97	100
TS69	IV	0	31.8	54.3	86.1	1.53	32.43	66.04	100
TS98	V	1.1	30.5	54	85.6	1.18	22.73	76.09	100
TS111	VI	1	17.3	69.9	88.2	1.64	15.05	83.31	100
TS115	VI	0.1	26	64.2	90.3	0.24	7.65	92.10	100
TS129	VI	0	30.5	55.6	86.1	1.49	25.78	72.73	100
TS134	VII	1.1	17	54.9	73	1.29	35.63	63.08	100
TS135	VII	0.8	13.9	73	87.7	1.13	19.61	79.25	100
TS139	VII	0.3	18.8	72	91.1	1.31	31.24	67.46	100
TS140	VII	0.6	23.4	64.2	88.2	1.51	23.29	75.21	100
TS141	VII	0	27.9	51.1	79	0.91	15.85	83.24	100
TS142	VII	0.6	34.9	58.6	94.1	0.00	22.78	77.22	100
TS143	VII	0.6	35.8	57.6	94	0.00	17.35	82.65	100
TS144	VII	0	21.2	71.1	92.3	0.00	5.91	94.09	100
TS145	VII	0.9	31.9	39.3	72.1	0.33	20.64	79.03	100
TS146	VII	1.3	22	61	84.3	0.68	26.53	72.79	100
TS148	VII	0.3	24.1	61	85.4	0.64	37.09	62.27	100
TS152	VII	1	31	51.4	83.4	1.25	44.24	54.51	100
TS155	VII	1	27.6	46.9	75.5	0.35	28.22	71.43	100
TS156	VII	0	8.6	63.3	71.9	0.24	33.77	65.99	100
TS157	VII	1.3	19.6	44.9	65.8	2.15	39.50	58.35	100
TS159	VII	1.6	22.6	64.3	88.5	1.81	25.54	72.66	100
TS160	VII	3.2	27.9	57.4	88.5	3.62	31.53	64.86	100
TS164	VII	1.3	19.6	44.9	65.8	1.98	29.79	68.24	100

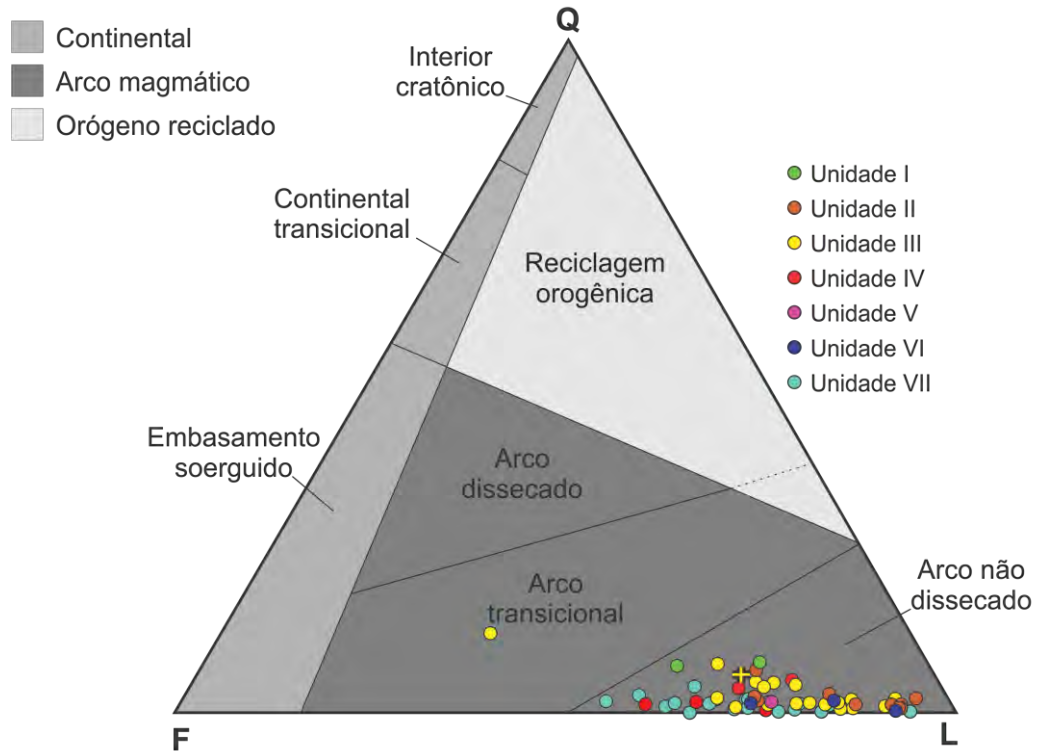


Figura 47. Plotagem dos resultados obtidos a partir das 58 lâminas analisadas no diagrama QFL de classificação geotectônica proposto por Dickinson *et al.* (1983). O ponto posicionado no campo “Arco transicional” corresponde à amostra 207. O símbolo de “+” amarelo representa a contagem da mesma amostra 207 considerando argilominerais como sendo resultado de alteração de vidro vulcânico.

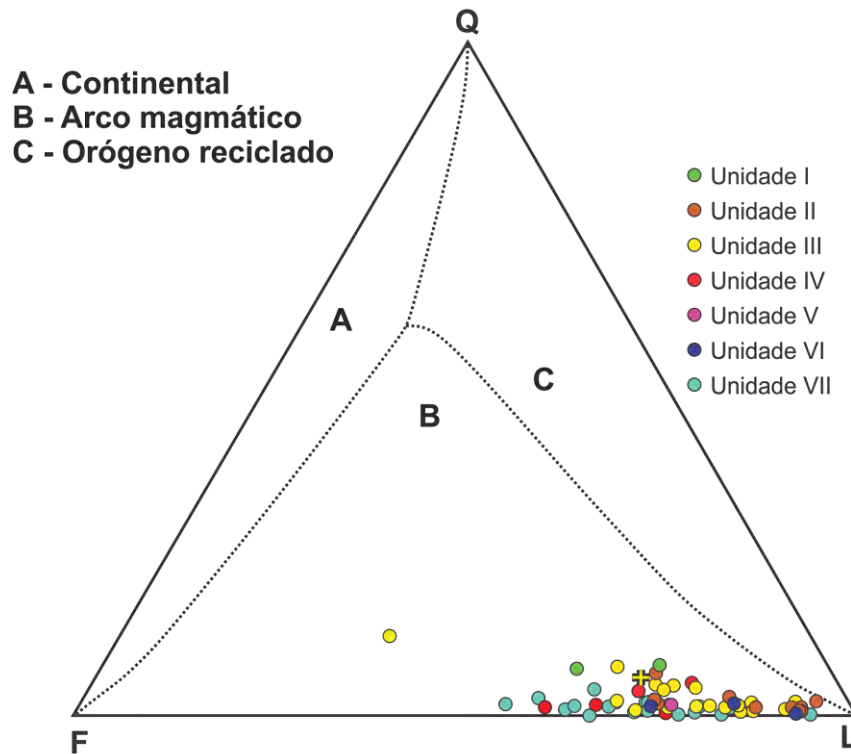


Figura 48. Plotagem dos resultados obtidos a partir das 58 lâminas analisadas no diagrama QFL de classificação geotectônica proposto por Weltje (2006). O símbolo de “+” amarelo representa a contagem da amostra 207 considerando argilominerais como sendo resultado de alteração de vidro vulcânico.

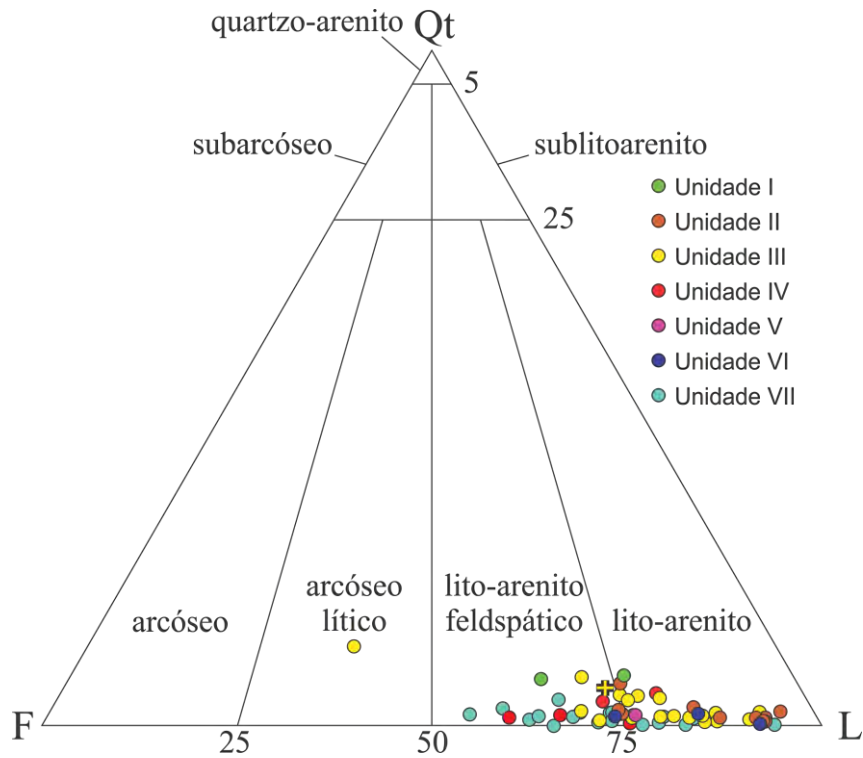


Figura 49. Plotagem dos resultados obtidos a partir das 58 lâminas analisadas no diagrama QFL de classificação de arenitos proposto por Folk (1980). O símbolo de “+” amarelo representa a contagem da amostra 207 considerando argilominerais como sendo resultado de alteração de vidro vulcânico.

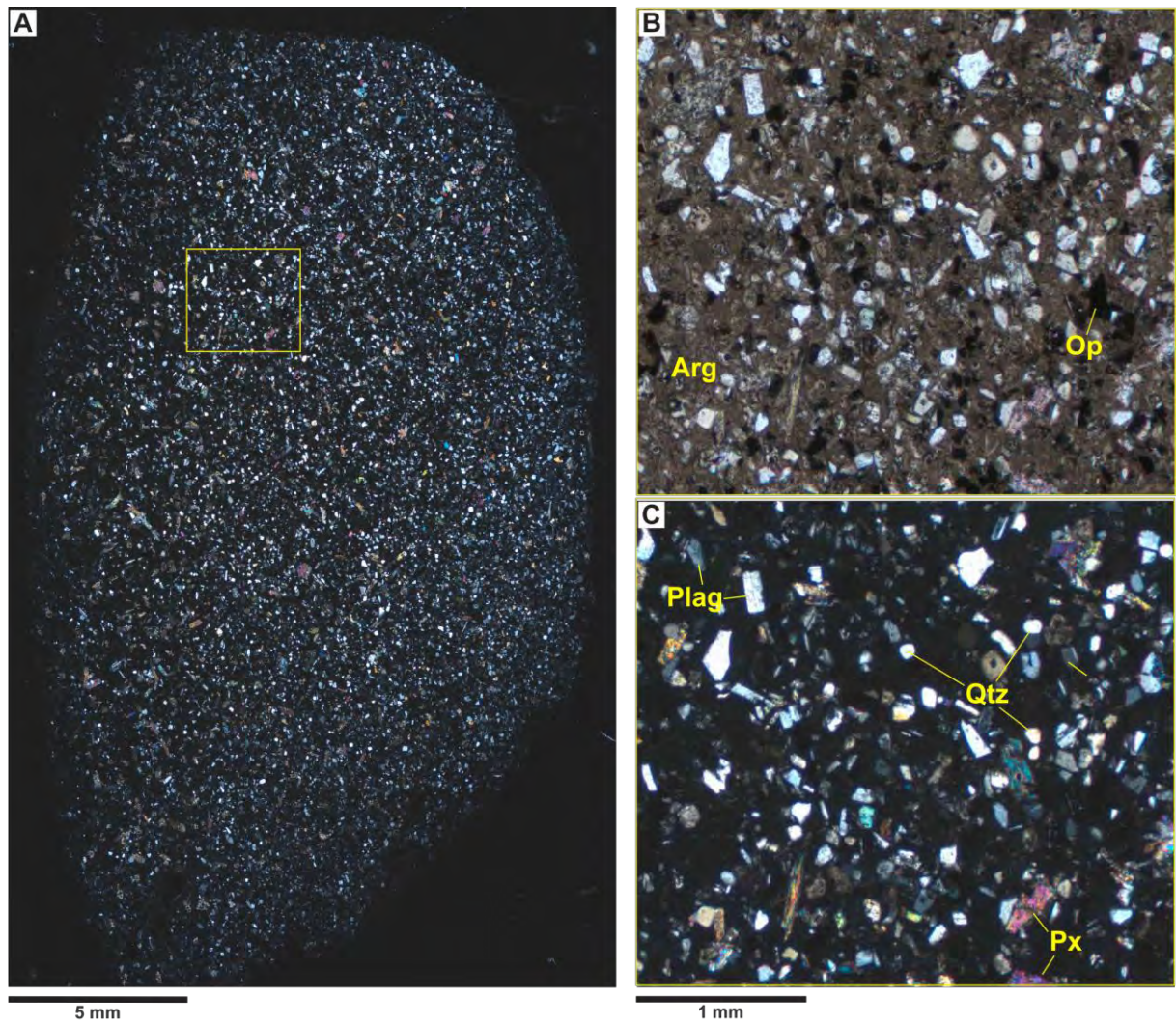


Figura 50. (A) Fotomicrografia em nicóis cruzados da lâmina 207 (tufo da unidade III); (B) detalhe marcado pelo retângulo amarelo, em nicóis descruzados para destacar presença de minerais opacos (Op) e matriz de argilominerais (Arg); (C) nicóis cruzados destacando a presença de plagioclásio (Plag), quartzo (Qtz) e piroxênio (Px).

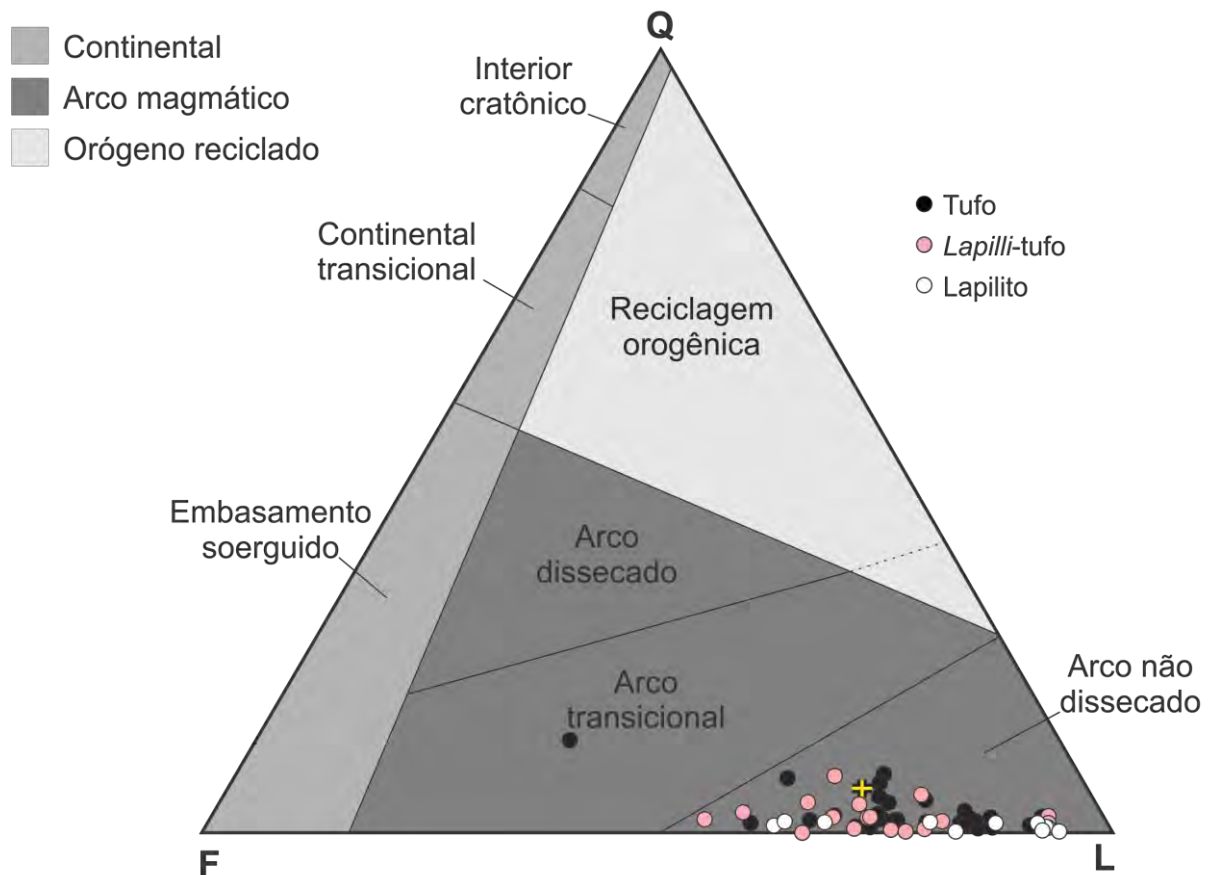


Figura 51. Plotagem dos resultados obtidos a partir das 58 lâminas analisadas no diagrama QFL de classificação geotectônica proposto por Dickinson *et al.* (1983). Neste caso as amostras foram divididas por granulometria, sendo classificadas em tufo, lapilli-tufo e lapilito. Da mesma maneira como nas figuras 47, 48 e 49, a amostra 207 foi plotada considerando a possibilidade de os argilominerais presentes na lâmina serem resultado de alteração de vidro vulcânico e está representada como um símbolo de “+” amarelo.

5.3 MEV

As lâminas 251 (unidade III) e 287 (unidade IV) foram submetidas a análises no MEV-EDS para quantificação química na tentativa de se determinar os argilominerais de alteração do vidro. Porém, por se tratarem de minerais com composições complexas e hidratados, os resultados no MEV não foram conclusivos. Por outro lado, foi possível identificar augita (Fig. 39), laumontita (Fig. 52) e titanomagnetita (Fig. 40). Composições de vidro também foram obtidas (*e.g.*, Fig. 53), bem como as composições de argilominerais de alteração (*e.g.*, Fig. 54).

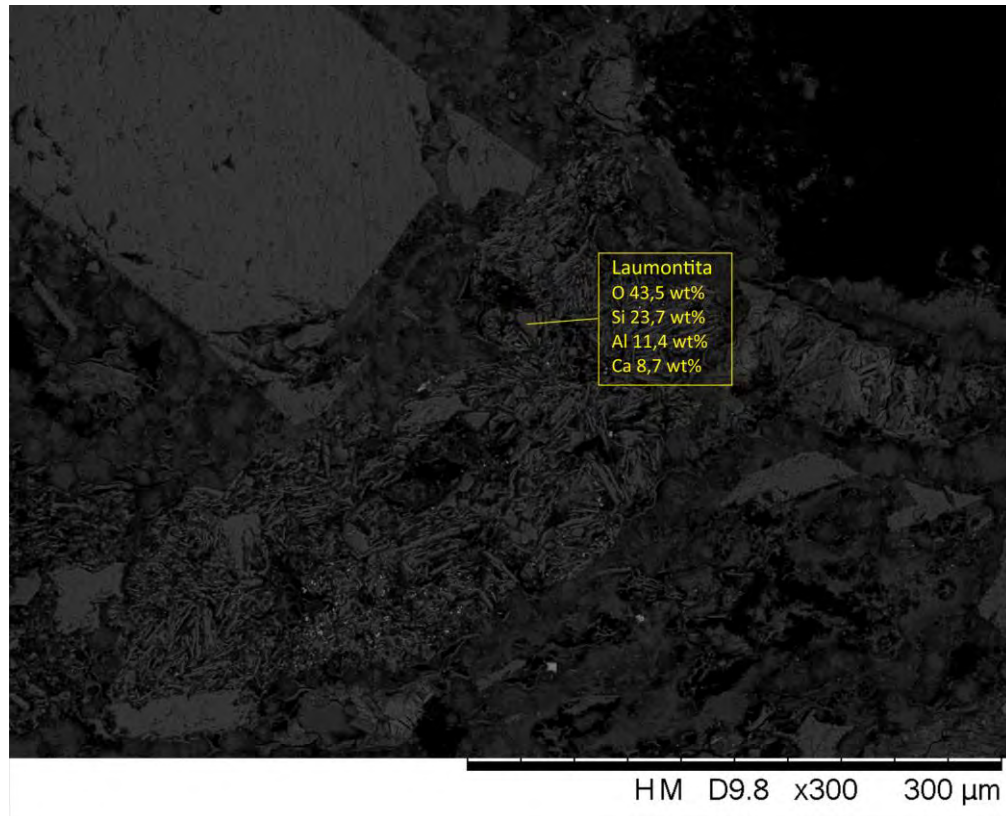


Figura 52. Fotomicrografia de MEV de laumontita (composição em amarelo) pertencente à unidade III, lâmina 251.

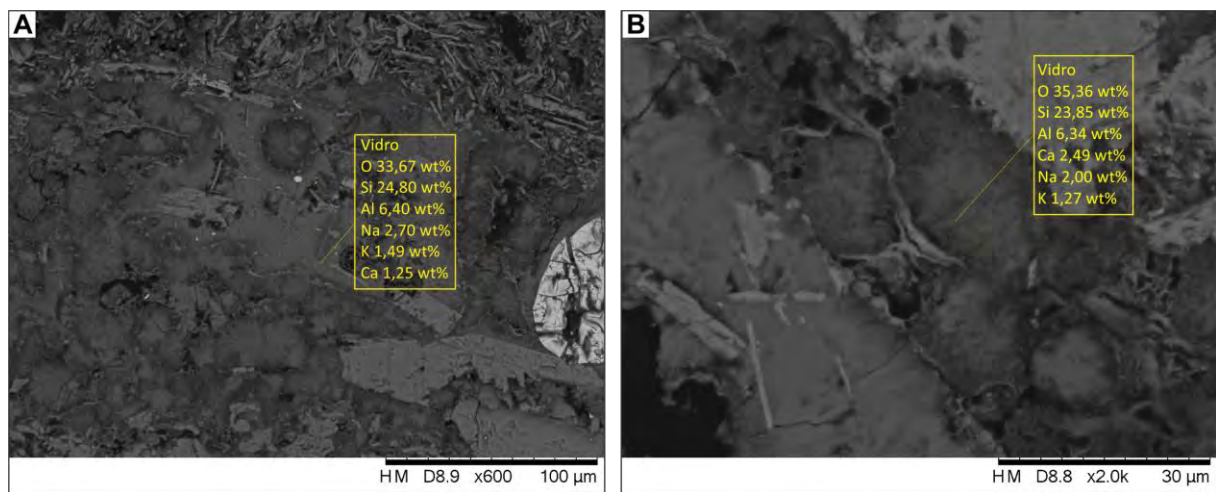


Figura 53. Fotomicrografias de MEV mostrando composição de vidro (em amarelo) em duas localidades (A e B) da lâmina 251, unidade III.

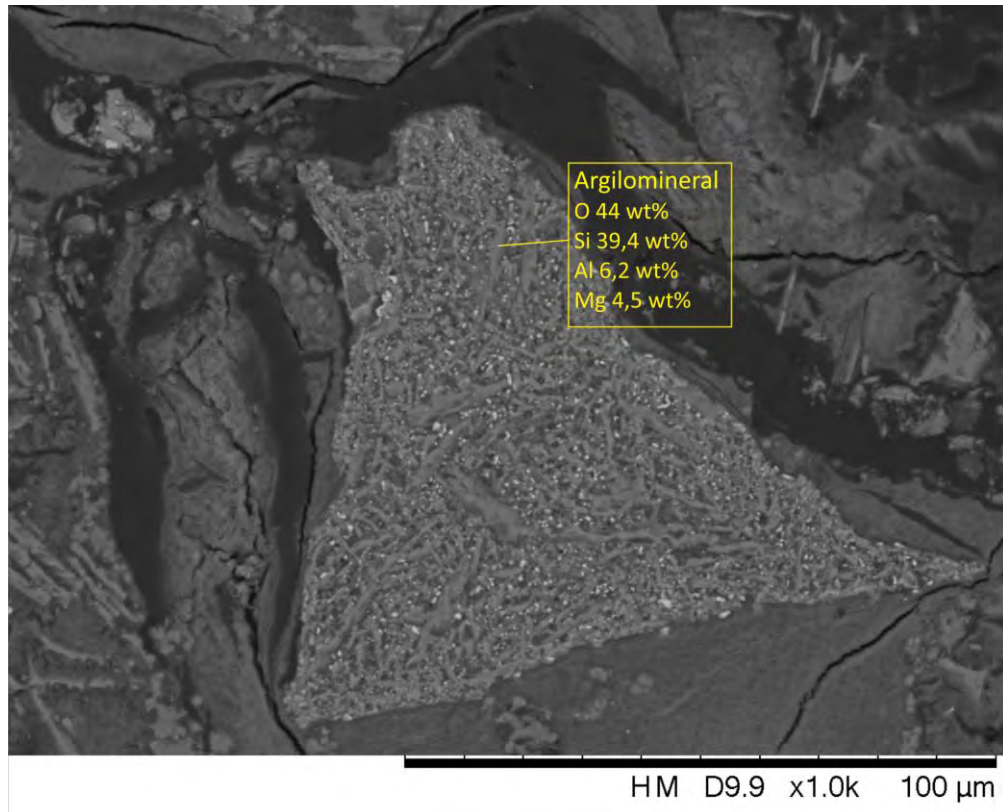


Figura 54. Fotomicrografia de MEV mostrando composição de argilomineral de alteração (em amarelo) na lâmina 287, unidade IV.

6 INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES

6.1 Proveniência

Correlações entre os valores relativos totais de fragmentos líticos “L” e seus componentes (fragmentos líticos vulcânicos x vidro vulcânico, incluindo púmice e *scoria*; Fig. 55, Apêndice Ab) são observadas. A maioria das amostras mostra que valores relativos mais baixos de L são associados a razões maiores entre vidro e fragmentos líticos. Apesar de variações ao longo do perfil estratigráfico, em geral as amostras apresentam maior quantidade de vidro do que fragmentos líticos.

Neste sentido, alta percentagem de material vítreo associada a baixos valores relativos de L (fragmentos líticos totais), pode ser explicada por aumento na entrada (*input*) de material vulcânico rico em vidro vulcânico e feldspatos (majoritariamente plagioclásio), sendo este último responsável pela diminuição do valor relativo de L. Os valores elevados de vidro vulcânico provavelmente estão relacionados à atividade vulcânica explosiva.

As variações composicionais ao longo da seção refletem mudanças na sedimentação ao longo do tempo, que podem estar relacionadas à mudança de áreas fonte e/ou processos de transporte sedimentar diferentes. Portanto, outra maneira de explicar as correlações observadas na seção estratigráfica (Fig. 55, Apêndice A) seria, por exemplo, a diferença de densidade entre os fragmentos líticos (mais alta) e os fragmentos de púmice ou *scoria* (de menor densidade). Estes últimos têm mais facilidade de serem transportados em suspensão na água e, sendo assim, podem derivar de áreas fontes mais distantes.

Os valores de quartzo são, em geral, muito baixos e seu aumento em algumas das amostras pode indicar mudanças na composição do vulcanismo que serviu como área fonte dos sedimentos (*i.e.*, fonte riolítica; Fig. 56) e/ou contribuição de fontes sedimentares continentais. Ainda com relação ao quartzo, é observada uma correlação negativa entre a granulometria da rocha e a quantidade de quartzo (Fig. 51), o que pode indicar que a quantidade de quartzo nas amostras também pode estar relacionada ao tipo de transporte sedimentar.

Considerando apenas as áreas próximas à microbacia onde se localiza o sítio U1437 (Fig. 9), assim como as idades obtidas para as unidades I a VII a partir de paleontologia e paleomagnetismo (vide cap. 4), as unidades IV, V, VI e VII têm como possíveis áreas fonte dois vulcões de composição basáltica de idade entre ca. 10,6 e 8,7 Ma ou vulcões andesíticos de idade similar (Fig. 56). Estas fontes explicariam os baixos valores de quartzo observados para as rochas dessas unidades. Por outro lado, os valores mais elevados de quartzo

observados em rochas das unidades I, II e III, podem ser relacionados a material proveniente de: (1) vulcões andesíticos de idades entre 0,2 e 3,67 Ma e vulcões riolíticos-dacíticos com idades entre 1,33 e 3,76 M.a para a unidade I; (2) vulcões riolítico-dacíticos de idades entre 5,05 a 4,81 Ma para as unidades II e III (Fig. 56).

Para as rochas das unidades mais antigas (IV, V, VI e VII), *inputs* de quartzo derivados dos vulcões riolíticos-dacíticos não são prováveis devido às suas idades mais velhas que os próprios vulcões. Outras possíveis fontes que contribuiriam para valores mais altos de quartzo são sedimentos continentais provenientes do Japão ou *loess* da China, sendo que a composição deste último é diretamente ligada a mudanças climáticas (Porter, 2001).

É importante ressaltar que a grande percentagem de argilominerais (> 40%) observada na amostra 207, é aqui interpretada como proveniente da alteração de vidro vulcânico. A partir disso, a quantidade de argilominerais diminuiu o valor relativo de vidro vulcânico (e, portanto, de “L”) na plotagem QFL o que, conseqüentemente, aumentou os valores principalmente de feldspato (F), mas também de quartzo (Q).

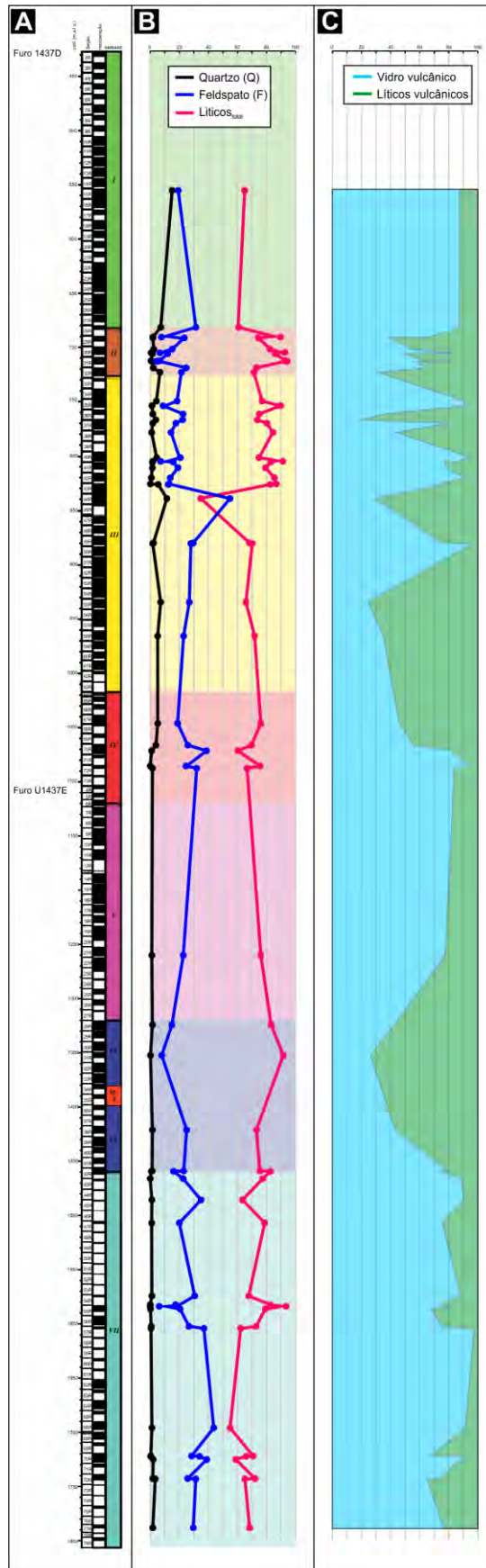


Figura 55. (A) Seção de testemunho dos furos U1437D e U1437E separado por unidades; (B) valores QFL para as 58 lâminas analisadas plotados em suas respectivas posições estratigráficas; (C) valores de fragmentos líticos *versus* vidro vulcânico (ambos componentes de “L”).

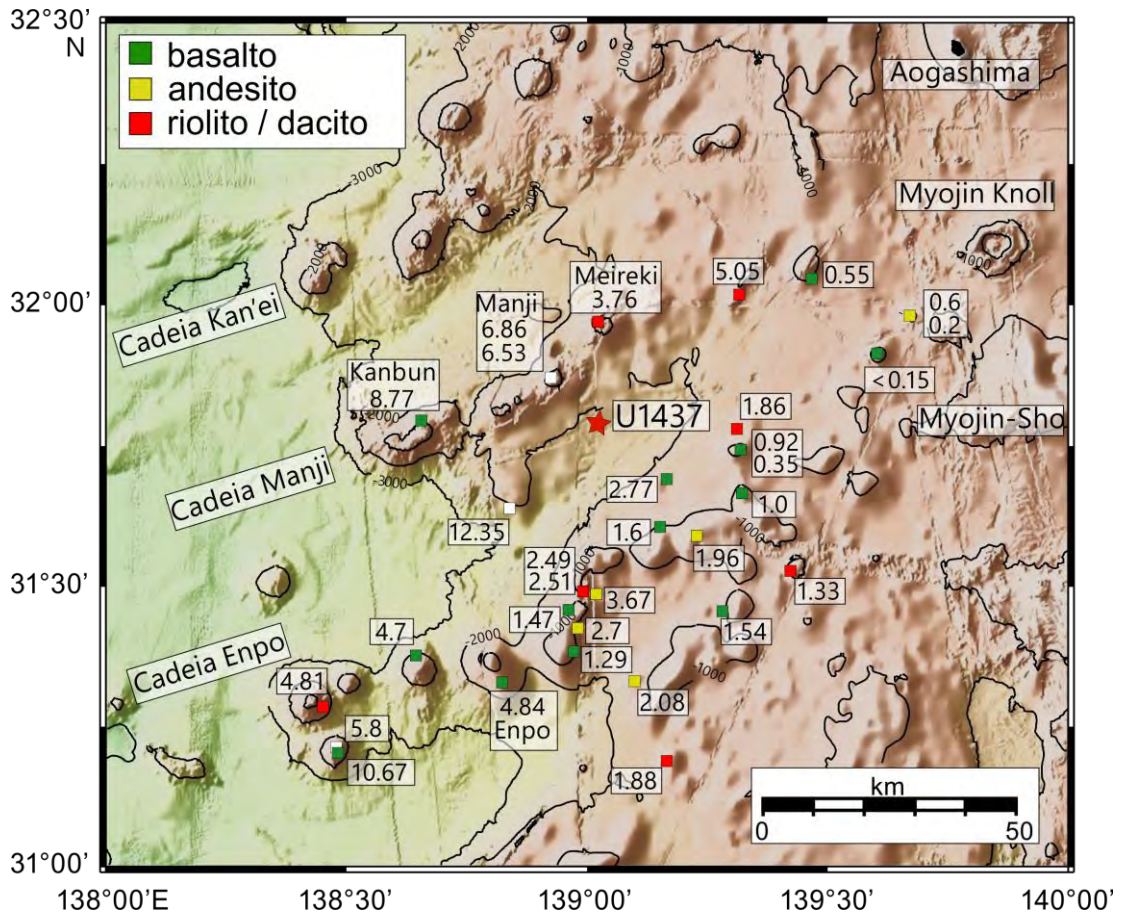


Figura 56. Mapa batimétrico da região de *rear arc* de Izu (localização mostrada na Figura 9) apresentando idades dos vulcões (em Ma), obtidas pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por Ishizuka *et al.* (2003b) e composição. As idades mais antigas (~12-3 Ma) foram obtidas em rochas basálticas a riolíticas das cadeias vulcânicas do *rear arc*. As idades entre 3 e 1 Ma correspondem a rochas vulcânicas bimodais da zona extensional e idades < 1 Ma a rochas bimodais do *rift* ativo. Notar ao centro a localização do Sítio U1437, em uma microbacia na região de *rear arc* cercada pelas cadeias de montes submarinos Enpo e Manji. Modificado de Tamura *et al.* (2015c).

6.2 Comparação geoquímica entre rochas do *rear arc* versus frente vulcânica

É conhecido que arcos vulcânicos apresentam assimetria geoquímica com o aumento da distância em relação à zona de subducção (Kuno, 1959; Dickinson e Hatherton, 1967) e, em particular, isso ocorre no arco de Izu onde os magmas do frente vulcânico são de baixo potássio, enquanto que as rochas do *rear arc* são de médio a alto potássio (Gill, 1981).

Tamura *et al.* (2015c) realizou comparações geoquímicas entre amostras obtidas no frente vulcânico e no *rear arc* de Izu (Fig. 57), mostrando que as rochas da região de *rear arc* são mais evoluídas e apresentam composição mais ricas em SiO_2 , enquanto que o magmatismo do frente vulcânico é mais pobre em SiO_2 . Além disso, magmas do frente vulcânico são depletados em elementos incompatíveis, enquanto os de *rear arc* são enriquecidos (Gill, 1981; Hochstaedter *et al.*, 2001; Ishizuka *et al.*, 2003a; Tamura *et al.*,

2007; Tollstrup *et al.*, 2010). Desta forma, é muito provável que, em sistemas de arcos intra-oceânicos como esse, a crosta continental comece a se formar no *rear arc*.

Marsaglia (1992) realizou um estudo de proveniência no fronte vulcânico do arco de Izu (Fig. 58). Ao comparar esses dados de Marsaglia (1992) com os obtidos no presente trabalho, nota-se que as rochas do *rear arc* são mais ricas em quartzo, o que pode ser um reflexo da diferença composicional do zoneamento do arco. Se esta hipótese é correta, o material que compõe as rochas vulcanoclásticas obtidas no sítio U1437 deve ser proveniente, majoritariamente, das proximidades da microbacia entre os montes Manji e Enpo.

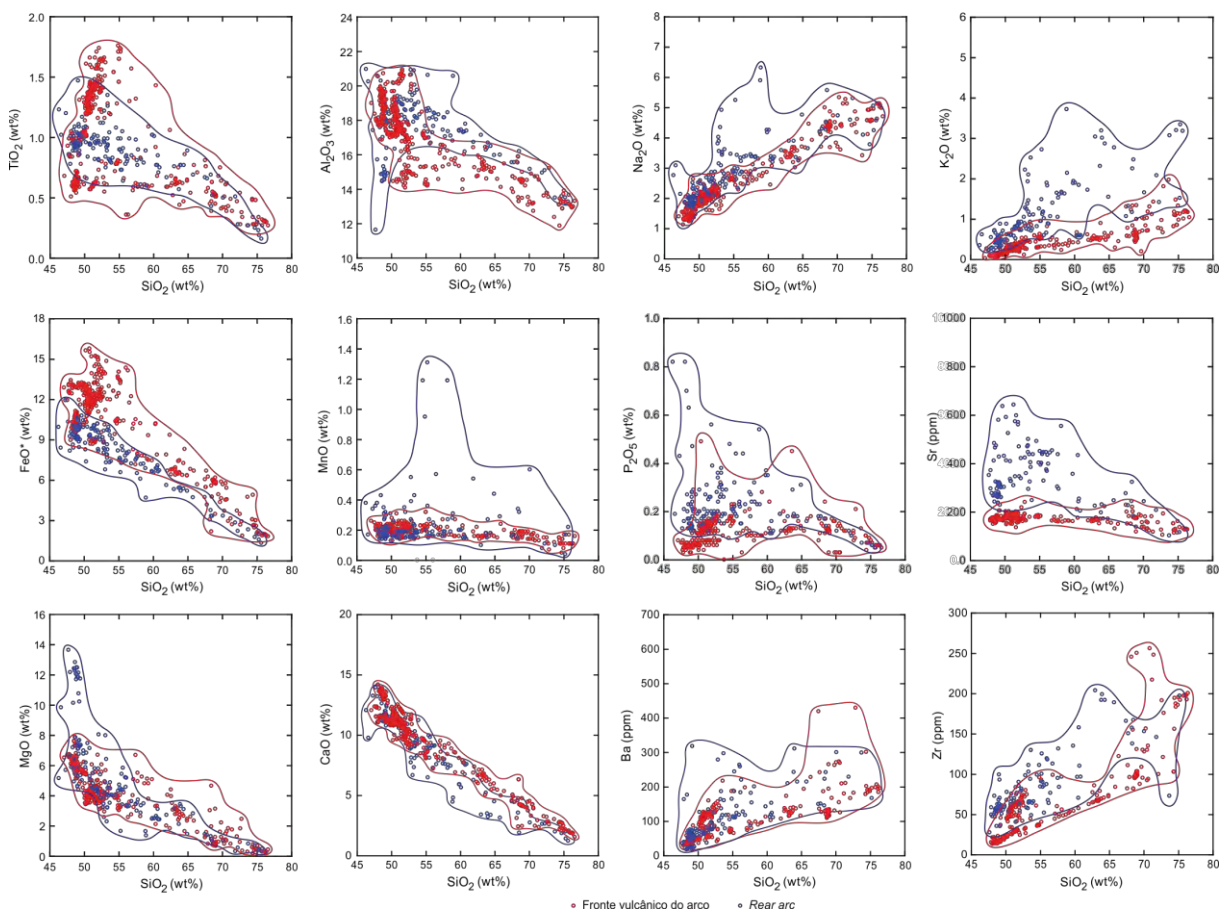


Figura 57. Diagramas Harker para elementos maiores e traço (Sr, Ba e Zr) contra sílica para rochas vulcânicas do fronte vulcânico do arco (vermelho) e do *rear arc* (azul). Ferro é mostrado como total (FeO*). Dados compilados de Tamura *et al.* (2009), Gill *et al.* (1994), Bryant *et al.* (2003), Straub (2003), Straub *et al.* (2010), Hochstaedter *et al.* (2001), Ishizuka *et al.* (2002, 2003a, 2003b, 2006a), Machida e Ishii (2003), Machida *et al.* (2008), e Tollstrup *et al.* (2010).

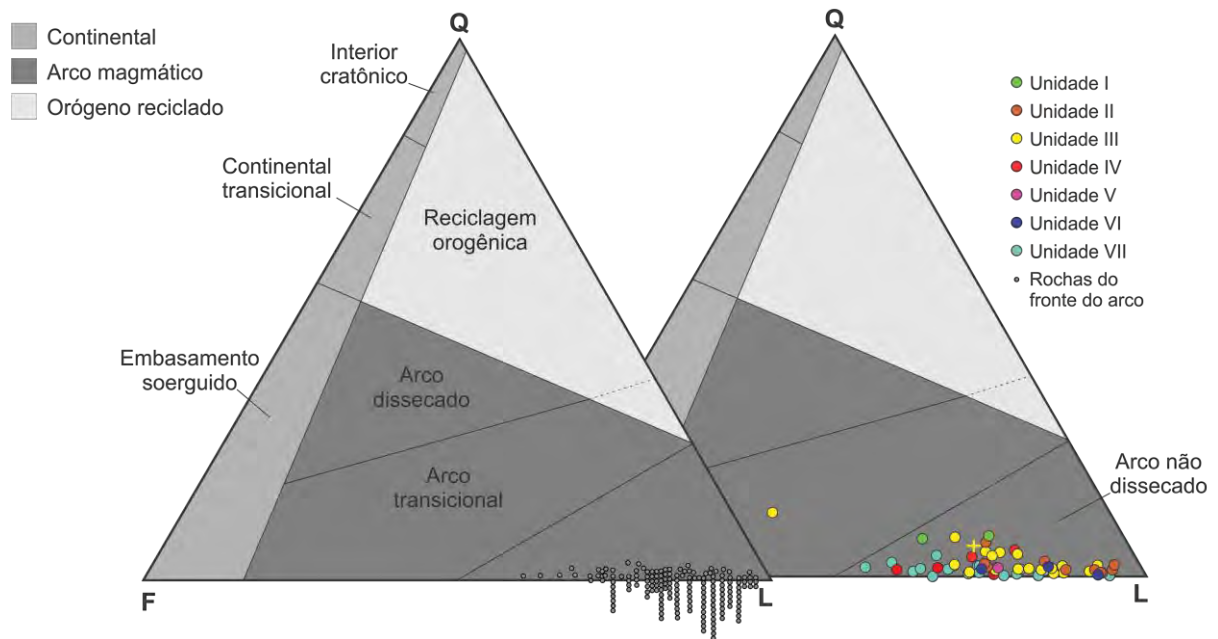


Figura 58. Comparação entre a composição modal obtida em rochas vulcanoclásticas provenientes do fronte vulcânico (esquerda; Marsaglia, 1992) e do *rear arc* (direita; este trabalho). Nota-se que há uma maior quantidade de quartzo nas rochas do *rear arc*. Isto poderia ser explicado pela diferença composicional da parte traseira do arco em relação à parte frontal no que diz respeito à formação de crosta continental, como demonstrado por Tamura *et al.*, 2015c, no sistema de subducção.

7 CONCLUSÃO

As principais conclusões obtidas através dos dados apresentados são: (1) as rochas vulcanoclásticas do *rear arc* de Izu apresentam diferenças composicionais que indicam mudanças de mecanismo de transporte sedimentar e/ou mudanças na área fonte ao longo do tempo; (2) rochas das unidades mais novas (principalmente I, II e III) tendem a possuir mais quartzo, indicando possíveis fontes mais “evoluídas” para essas rochas; (3) as rochas de granulometria mais fina (*i.e.*, tufos) são mais ricos em quartzo, indicando que também há controle energético na composição das rochas, o que também pode influenciar na distância da área fonte dos sedimentos formadores dessas rochas; e (4) as rochas sedimentares do *rear arc* possuem composição diferente daquelas encontradas no fronte vulcânico (Fig. 58).

Desta forma, os dados apresentados nesta monografia mostram que é possível obter indícios acerca da proveniência sedimentar em uma bacia marinha utilizando apenas estudos petrográficos em conjunto com informações de geologia regional. Este tipo de estudo, apesar de não ser completamente conclusivo, possui custo mais baixo e gera informações importantes para guiar o foco de estudos posteriores mais detalhados envolvendo geoquímica (rocha total, minerais pesados, isótopos estáveis, etc.).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMOROSI, A. 1995. Glaucony and sequence stratigraphy: A conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. *Journal of Sedimentary Research*, v. B65, p. 419-425.
- AMOROSI, A. 1997. Detecting compositional, spatial, and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research. *Sedimentary Geology*, 109, p. 135- 153.
- BANDY, W.L., HILDE, T.W.C. 1983. Structural features of the Bonin arc: implications for its tectonic history. *Tectonophysics*, 99(2-4), p. 331-353. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(83\)90111-7](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(83)90111-7)
- BAUM, G.R., VAIL, P.R. 1988. Sequence stratigraphic concepts applied to Paleogene outcrops, Gulf and Atlantic basins, in Wilgus, C.K., Hastings, B. S., Ross, C.A., Posamentier, H.W., Van Wagoner, J., Kendall, C.G., eds., *Sea-level Changes: An Integrated Approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 42, p. 309-327.
- BRYANT, C.J., ARCULUS, R.J., EGGINS, S.M. 2003. The geochemical evolution of the Izu-Bonin arc system: a perspective from tephra recovered by deep-sea drilling. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4, p. 1904.
- DICKINSON, W.R., HATHERTON, T. 1967. Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific. *Science*, 157(3790), p. 801-803.
- DICKINSON, W. R., BEARD, L. S., BRAKENRIDGE, G. R., ERJAVEC, J. L., FERGUSON, R. C., INMAN, K. F., KNEPP, R. A., LINDBERG, F. A., RYBERG, P. T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting: *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, n° 2, p. 222-235.
- FISHER, R. V. 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 72, p. 1409-1414.
- FISHER, R. V. 1966. Rocks composed of volcanic fragments. *Earth Science Reviews*, 1, p. 287-298.
- FISHER, R. V., SCHMINCKE, H. U. 1984. *Pyroclastic Rocks*. 472 p. Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo: Springer-Verlag. ISBN 3 540 12756 9
- FOLK, R. L. 1980. *Petrology of sedimentary rocks*: Austin, Hemphill, 184 p.
- GRABER, K.K., POLLARD, E., JONASSON, B., SCHULTE, E. (Eds.). 2002. Overview of Ocean Drilling Program engineering tools and hardware. *ODP Technical Note*, 31. Disponível em: <<http://www-odp.tamu.edu/publications/tnotes/tn31/INDEX.HTM>>. Acesso em: 11 de abril, 2016.
- GILL, J.B. 1981. *Minerals and Rocks (Vol. 16): Orogenic Andesites and Plate Tectonics*: Berlin (Springer-Verlag).

GILL, J.B., HISCOTT, R.N., VIDAL, P. 1994. Turbidite geochemistry and evolution of the Izu-Bonin arc and continents. *Lithos*, 33(1–3), p. 135-168.

GILLESPIE, M. R., STYLES, M. T. 1999. BGS Rock Classification Scheme: Classification of igneous rocks, Volume 1. *British Geological Survey Research Report* n° 99-06.

HOCHSTAEDTER, A., GILL, J., PETERS, R., BROUGHTON, P., HOLDEN, P., TAYLOR, B. 2001. Across-arc geochemical trends in the Izu-Bonin arc: contributions from the subducting slab. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(7), p. 1019. <http://dx.doi.org/10.1029/2000GC000105>

HOCHSTAEDTER, A.G., GILL, J.B., KUSAKABE, M., NEWMAN, S., PRINGLE, M., TAYLOR, B., FRYER, P. 1990a. Volcanism in the Sumisu Rift, I. Major element, volatile, and stable isotope geochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 100(1–3), p. 179–194. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90184-Y](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(90)90184-Y)

HOCHSTAEDTER, A.G., GILL, J.B., MORRIS, J.D. 1990b. Volcanism in the Sumisu Rift, II. Subduction and non-subduction related components. *Earth and Planetary Science Letters*, 100(1–3), p. 195–209.

HONZA, E., TAMAKI, K. 1985. The Bonin Arc. In NAIRN, A.E.M., STEHLI, F. G., UYEDA, S. (Eds.), *The Ocean Basins and Margins. Volume 7: The Pacific Ocean: New York (Plenum)*, p. 459-502.

ISHIZUKA, O., KIMURA, J.-I., LI, Y.B., STERN, R.J., REAGAN, M.K., TAYLOR, R.N., OHARA, Y., BLOOMER, S.H., ISHII, T., HARGROVE, U.S., III, HARAGUCHI, S. 2006a. Early stages in the evolution of Izu-Bonin arc volcanism: new age, chemical, and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 250(1–2), p. 385–401. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2006.08.007>

ISHIZUKA, O., TAYLOR, R.N., MILTON, J.A., NESBITT, R.W. 2003a. Fluid-mantle interaction in an intraoceanic arc: constraints from high-precision Pb isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 211(3–4), p. 221–236. [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00201-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00201-2)

ISHIZUKA, O., TAYLOR, R.N., MILTON, J.A., NESBITT, R.W., YUASA, M., SAKAMOTO, I. 2006b. Variation in the mantle sources of the northern Izu arc with time and space—constraints from high-precision Pb isotopes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 156(3–4), p. 266–290. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.03.005>

ISHIZUKA, O., TAYLOR, R.N., YUASA, M., OHARA, Y. 2011. Making and breaking an island arc: a new perspective from the Oligocene Kyushu-Palau arc, Philippine Sea. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(5), Q05005. <http://dx.doi.org/10.1029/2010GC003440>

ISHIZUKA, O., UTO, K., YUASA, M. 2003b. Volcanic history of the back-arc region of the Izu-Bonin (Ogasawara) arc. In Larter, R.D., and Leat, P.T. (Eds.), *Tectonic and Magmatic Processes. Geological Society Special Publication*, 219(1), p. 187–205. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.219.01.09>

ISHIZUKA, O., UTO, K., YUASA, M., HOCHSTAEDTER, A.G. 1998. K-Ar ages from seamount chains in the back-arc region of the Izu-Ogasawara arc. *Island Arc*, 7(3), p. 408–421.

ISHIZUKA, O., YUASA, M., UTO, K. 2002. Evidence of porphyry copper-type hydrothermal activity from a submerged remnant back-arc volcano of the Izu-Bonin arc: implications for the volcanotectonic history of back-arc seamounts. *Earth and Planetary Science Letters*, 198(3–4), p. 381–399. [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00515-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00515-0)

JOIDES *Resolution Specification Fact Sheet*. 2014. Disponível em: <http://iodp.org/doc_download/4009-joides-resolution-specification-fact-sheet>. Acesso em: 11 de abril, 2016.

KARIG, D.E., MOORE, G.F. 1975. Tectonic complexities in the Bonin arc system. *Tectonophysics*, 27(2), p. 97–118.

KITAMURA, A. 1998. Glaucony and carbonate grains as indicators of the condensed section: Omma Formation, Japan. *Sedimentary Geology*, 122, p. 151-163.

KODAIRA, S., SATO, T., TAKAHASHI, N., YAMASHITA, M., NO, T., KANEDA, Y. 2008. Seismic imaging of a possible paleoarc in the Izu-Bonin intraoceanic arc and its implications for arc evolution processes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(10), Q10X01. <http://dx.doi.org/10.1029/2008GC002073>

KUNO, H. 1959. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. *Bulletin of Volcanology*, 20(1), p. 37–76. <http://dx.doi.org/10.1007/BF02596571>

KUTTEROLF, S., DIENER, R., SCHACHT, U., KRAWINKEL, H. 2008. Provenance of the Carboniferous Hochwipfel Formation (Karawanken Mountains, Austria/Slovenia) - geochemistry versus petrography. *Sedimentary Geology* 203, p. 246-266.

KYSER, T. K., CAMERON, W. E., NISBET, E. G. 1986. Boninite petrogenesis and alteration history: constraints from stable isotope compositions of boninites from Cape Vogel, New Caledonia and Cyprus. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 93, p. 222-226.

LE MAITRE, R. W. 2002. *Igneous Rocks: a Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge: *Cambridge University Press*, 236 pp.

MACHIDA, S., ISHII, T. 2003. Backarc volcanism along the en echelon seamounts: the Enpo Seamount chain in the northern Izu-Ogasawara arc. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(8), p. 9006. <http://dx.doi.org/10.1029/2003GC000554>

MACHIDA, S., ISHII, T., KIMURA, J.-I., AWAJI, S., KATO, Y. 2008. Petrology and geochemistry of cross-chains in the Izu-Bonin back arc: three mantle components with contributions of hydrous liquids from a deeply subducted slab. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(5):Q05002. <http://dx.doi.org/10.1029/2007GC001641>

- MARSAGLIA, K.M. 1992. Petrography and provenance of volcanoclastic sands recovered from the Izu-Bonin arc, Leg 126: Proceedings of the Ocean Drilling Program, *Scientific Results*, v. 126, p. 139-154.
- MCKENZIE, D. P. 1966. The viscosity of the mantle. *Journal of Geophysical Research*, 14, p. 297-305.
- MCKENZIE, D., PARKER, R. L. 1967. The North Pacific: An example of tectonics on a sphere. *Nature*, 216, p. 1276-1280.
- MCPHIE J., DOYLE M., ALLEN R. 1993. Volcanic Textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. *Tasmania, Tasmanian Gov. Printing Office*, 198 p.
- PEMBERTON, S.G., MACEACHERN, J.A., and FREY, R.W. 1992. Trace fossils facies models: environmental and allostratigraphic significance. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), Facies Models Response to Sea Level Change. *Geological Association Canada*, p. 47-72.
- PORTER, S. C. 2001. Chinese loess record of monsoon climate during the last glacial-interglacial cycle. *Earth Sci. Rev.*, 54, p. 115-128, doi: 10.1016/S0012-8252(01) 00043-5.
- SENO, T., MARUYAMA, S. 1984. Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine Sea. *Tectonophysics*, 102, p. 53-84.
- SENO, T., STEIN, S., GRIPP, A. E. 1993. A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data. *Journal of Geophysical Research*, 98, p. 17941–17948.
- STERN, R.J., FOUCH, M. J., KLEMPERER, S. 2003. An overview of the Izu-Bonin-Mariana subduction factory. In Eiler, J. (Ed.), Inside the Subduction Factory. *Geophysical Monograph*, 138, p. 175–222.
- STERN, R.J., REAGAN, M., ISHIZUKA, O., OHARA, Y. AND WHATTAM, S. 2012. To Understand Subduction Initiation, Study Forearc Crust; To Understand Forearc Crust, Study Ophiolites. *Lithosphere* 4, p. 469–483.
- STRAUB, S.M. 2003. The evolution of the Izu Bonin-Mariana volcanic arcs (NW Pacific) in terms of major elements. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(2), p. 1018. <http://dx.doi.org/10.1029/2002GC000357>
- STRAUB, S.M., GOLDSTEIN, S.L., CLASS, C., SCHMIDT, A., GOMEZ-TUENA, A. 2010. Slab and mantle controls on the Sr-Nd-Pb-Hf isotope evolution of the post 42 Ma Izu-Bonin volcanic arc. *Journal of Petrology*, 51(5), p. 993–1026. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/egq009>
- TAMURA, Y., TANI, K., CHANG, Q., SHUKUNO, H., KAWABATA, H., ISHIZUKA, O., FISKE, R.S. 2007. Wet and dry basalt magma evolution at Torishima Volcano, Izu-Bonin arc, Japan: the possible role of phengite in the downgoing slab. *Journal of Petrology*, 48(10), p. 1999–2031. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/egm048>

TAMURA, Y., BUSBY, C., BLUM, P. 2013. Izu-Bonin-Mariana Rear Arc: the missing half of the subduction factory. *International Ocean Discovery Program Scientific Prospectus*, 350.

TAMURA, Y., BUSBY, C. J., BLUM, P., GUÈRIN, G., ANDREWS, G. D. M., BARKER, A. K., BERGER, J. L. R., BONGIOLO, E. M., BORDIGA, M., DEBARI, S. M., GILL, J. B., HAMELIN, C., JIA, J., JOHN, E. H., JONAS, A.-S., JUTZELER, M., KARS, M. A. C., KITA, Z. A., KONRAD, K., MAHONEY, S. H., MARTINI, M., MIYAZAKI, T., MUSGRAVE, R. J., NASCIMENTO, D. B., NICHOLS, A. R. L., RIBEIRO, J. M., SATO, T., SCHINDLBECK, J. C., SCHMITT, A. K., STRAUB, S. M., VAUTRAVERS, M. J., and YANG, Y. 2015a. Expedition 350 Methods. In TAMURA, Y., BUSBY, C. J., BLUM, P., and the Expedition 350 Scientists, *Proceedings of the International Ocean Discovery Program, Expedition 350: Izu-Bonin-Mariana Rear Arc: College Station, TX (International Ocean Discovery Program)*.

TAMURA, Y., BUSBY, C. J., BLUM, P., GUÈRIN, G., ANDREWS, G. D. M., BARKER, A. K., BERGER, J. L. R., BONGIOLO, E. M., BORDIGA, M., DEBARI, S. M., GILL, J. B., HAMELIN, C., JIA, J., JOHN, E. H., JONAS, A.-S., JUTZELER, M., KARS, M. A. C., KITA, Z. A., KONRAD, K., MAHONEY, S. H., MARTINI, M., MIYAZAKI, T., MUSGRAVE, R. J., NASCIMENTO, D. B., NICHOLS, A. R. L., RIBEIRO, J. M., SATO, T., SCHINDLBECK, J. C., SCHMITT, A. K., STRAUB, S. M., VAUTRAVERS, M. J., and YANG, Y. 2015b. Expedition 350 Summary. In TAMURA, Y., BUSBY, C. J., BLUM, P., and the Expedition 350 Scientists, *Proceedings of the International Ocean Discovery Program, Expedition 350: Izu-Bonin-Mariana Rear Arc: College Station, TX (International Ocean Discovery Program)*.

TAMURA, Y., BUSBY, C. J., BLUM, P., GUÈRIN, G., ANDREWS, G. D. M., BARKER, A. K., BERGER, J. L. R., BONGIOLO, E. M., BORDIGA, M., DEBARI, S. M., GILL, J. B., HAMELIN, C., JIA, J., JOHN, E. H., JONAS, A.-S., JUTZELER, M., KARS, M. A. C., KITA, Z. A., KONRAD, K., MAHONEY, S. H., MARTINI, M., MIYAZAKI, T., MUSGRAVE, R. J., NASCIMENTO, D. B., NICHOLS, A. R. L., RIBEIRO, J. M., SATO, T., SCHINDLBECK, J. C., SCHMITT, A. K., STRAUB, S. M., VAUTRAVERS, M. J., and YANG, Y. 2015c. Site U1437. In TAMURA, Y., BUSBY, C. J., BLUM, P., and the Expedition 350 Scientists, *Proceedings of the International Ocean Discovery Program, Expedition 350: Izu-Bonin-Mariana Rear Arc: College Station, TX (International Ocean Discovery Program)*.

TAYLOR, B. 1992. Rifting and the volcanic-tectonic evolution of the Izu-Bonin-Mariana arc. In TAYLOR, B., FUJIOKA, K., *et al.*, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 126: College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 627–651.

TAMURA, Y., GILL, J.B., TOLLSTRUP, D., KAWABATA, H., SHUKUNO, H., CHANG, Q., MIYAZAKI, T., TAKAHASHI, T., HIRAHARA, Y., KODAIRA, S., ISHIZUKA, O., SUZUKI, T., KIDO, Y., FISKE, R.S., TATSUMI, Y. 2009. Silicic magmas in the Izu-Bonin oceanic arc and implications for crustal evolution. *Journal of Petrology*, 50(4), p. 685–723. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/egp017>

TAYLOR, B., e Shipboard Scientific Party. 1990. Introduction. *In*: TAYLOR, B., FUJIOKA, K., *et al.*, *Proc. ODP, Initial Reports.*, 126: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 5–11. [doi:10.2973/odp.proc.ir.126.102.1990](https://doi.org/10.2973/odp.proc.ir.126.102.1990)

TOLLSTRUP, D., GILL, J., KENT, A., PRINKEY, D., WILLIAMS, R., TAMURA, Y., ISHIZUKA, O. 2010. Across-arc geochemical trends in the Izu-Bonin arc: contributions from the subducting slab, revisited. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(1):Q01X10.

URASH, R.G. II. 2005, Sedimentology and ichnology of a passive margin condensed section, Eocene Lisbon Formation, Southern Alabama. *Unpublished MS thesis, Auburn University*, 100 p.

VINE, F. J., MATTHEWS, D. H. 1963. Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature*, 199(4897), p. 947-949.

WELTJE, G. J. 2006. Ternary sandstone composition and provenance: An evaluation of the 'Dickinson model'. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 264, p. 79-99.

WILSON, J. T. 1965. A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, 207, p. 343–47.

WILSON, J. T. 1968. Static or mobile earth: the current scientific revolution. *Proc. Am. Philos. Soc.* 112(5), p. 309–20.

YAMAZAKI, T., YUASA, M. 1998. Possible Miocene rifting of the Izu–Ogasawara (Bonin) arc deduced from magnetic anomalies. *Island Arc*, 7(3), p. 374–382. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1440-1738.1998.00196.x>

ZHANG, X., PEASE, V., OMMA, J., BENEDICTUS, A. 2015. Provenance of Late Carboniferous to Jurassic sandstones for southern Taimyr, Arctic Russia: A comparison of heavy mineral analysis by optical and QEMSCAN methods. *Sedimentary Geology*, 329, p. 166-176.

ZUFFA, G. G. 1985. Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results. *In*: Zuffa, G. G., (ed). *Provenance of Arenites. Dordrecht, Germany, D. Reidel Pub. Co.* p. 165-189. (NATO-ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences).