



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**MALÚ RIBAS NAKAMURA**

**CARACTERIZAÇÃO MICROESTRUTURAL DE GABROS  
MILONÍTICOS DO FURO U1473A NA DORSAL ÍNDICA  
(IODP EXPEDIÇÃO 360)**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 485**

**BRASÍLIA/DF  
DEZEMBRO DE 2021**

**MALÚ RIBAS NAKAMURA**  
**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**CARACTERIZAÇÃO MICROESTRUTURAL DE GABROS  
MILONÍTICOS DO FURO U1473A NA DORSAL ÍNDICA  
(IODP EXPEDIÇÃO 360)**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade de Brasília, orientada pelo Prof. Dr. Luís Gustavo Ferreira Viegas, como requisito para obtenção do grau de Mestre em Geologia, na área de concentração Mineralogia e Petrologia.

**BRASÍLIA/DF**  
**DEZEMBRO DE 2021**

**MALÚ RIBAS NAKAMURA**

**CARACTERIZAÇÃO MICROESTRUTURAL DE GABROS  
MILONÍTICOS DO FURO U1473A NA DORSAL ÍNDICA  
(IODP EXPEDIÇÃO 360)**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade de Brasília, orientada pelo Prof. Dr. Luís Gustavo Ferreira Viegas, como requisito para obtenção do grau de Mestre em Geologia, na área de concentração Mineralogia e Petrologia.

---

Orientador: Prof. Dr. Luís Gustavo Ferreira Viegas – UnB

---

Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Catarina Labouré Bemfica Toledo – UnB

---

Prof. Dr. Leonardo Evangelista Lagoeiro – UFPR

**BRASÍLIA/DF**

**DEZEMBRO DE 2021**

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

NN163c Nakamura, Malú Ribas  
Caracterização microestrutural de gabros miloníticos do furo U1473A na Dorsal Índica (IODP Expedição 360) / Malú Ribas Nakamura; orientador Luís Gustavo Ferreira Viegas. -- Brasília, 2021.  
74 p.

Dissertação (Mestrado - Mestrado em Geologia) -- Universidade de Brasília, 2021.

1. Atlantis Bank. 2. Gabros miloníticos. 3. Caracterização microestrutural. 4. Complexo de Núcleo Metamórfico Oceânico. I. Viegas, Luís Gustavo Ferreira, orient. II. Título.



## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço à minha psicóloga, Aline, por todas as sessões de psicanálise durante todo esse período.

Aos meus amigos, Fernando e Victor, que me incentivaram nessa jornada acadêmica.

Ao meu orientador, Gustavo, pela oportunidade e compreensão.

A todos os meus amados amigos, pelo apoio, paciência, colo e conselhos.

A minha família, por tudo.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

*Hoje eu lembro dos meus rios  
Em mim mesma mergulhada  
Águas que movem moinhos  
Nunca são águas passadas*

Maria Bethânia

## RESUMO

O Atlantis Bank é um Complexo de Núcleo Metamórfico (CNM) oceânico de 300 km<sup>2</sup> localizado a 80-110 km do *Southwest Indian Ridge*, formado entre 10 e 13 Ma. Tal CNM foi alvo da Expedição 360 do *Internacional Ocean Discovery Program (IODP)*, na qual foram recuperados cerca de 789 metros de crosta oceânica *in situ* através do furo U1473A, que expõe uma sequência espessa de gabros intensamente deformados. Este trabalho tem como objetivo a caracterização microestrutural e análise de química mineral e distribuição do tamanho de grãos em amostras de gabros miloníticos recuperadas da porção superior do furo U1473A (aproximadamente 300 metros), a fim de investigar os mecanismos de localização da deformação ao longo do sistema de falhas de *detachment* do Atlantis Bank. As microestruturas foram investigadas utilizando microscópios óptico e eletrônico de varredura. A porção superior do furo U1473A é constituída essencialmente por gabros, protomiloníticos a miloníticos, com mineralogia principal composta por plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio e olivina, além de anfibólio como fase secundária. O domínio protomilonítico é caracterizado por gabros com porfiroclastos grossos de clinopiroxênio, ortopiroxênio, plagioclásio e, em menor quantidade, olivina, fraturados e manteados por neoblastos de mesma fase mineral, além de matriz monominerálica de plagioclásio. O domínio milonítico é caracterizado por gabros miloníticos de textura média a fina, com porfiroclastos de clinopiroxênio e plagioclásio dentro de uma matriz polifásica fina composta por plagioclásio, anfibólio secundário, clorita, sericita, epidoto e óxidos de Fe-Ti, intercalada por uma matriz monominerálica fina de plagioclásio, que definem a foliação milonítica. Microestruturas como *kink bands* em porfiroclastos de plagioclásio, grãos rotacionados dentro da foliação milonítica, crescimento de anfibólio secundário, fraturas que cortam porfiroclastos de clinopiroxênio, fragmentos originados a partir do fraturamento de porfiroclastos e subsequente assimilação pela matriz, além de fraturas preenchidas por minerais de baixa temperatura, sugerem que microzonas de cisalhamento funcionaram como canais para a migração de fluidos e subsequente retrabalhamento rúptil de texturas dúcteis. Porfiroclastos de piroxênio e plagioclásio fragmentados, fraturados e rotacionados em meio à foliação milonítica associada a formação de uma matriz polifásica fina, a sobreposição da foliação milonítica por um fluxo cataclástico definido por fragmentos de grãos de plagioclásio e piroxênio rotacionados e fraturados em meio a uma massa de óxidos de Fe-Ti, redes de microfraturas adjacentes ao fluxo cataclástico preenchidas por plagioclásio recristalizado que cortam grãos de diopsídio, são evidências do retrabalhamento rúptil de texturas dúcteis nas amostras analisadas. A transformação de minerais máficos primários em fases hidratadas mais fracas deformadas, evidências de recristalização dinâmica, redução do tamanho de grãos, mistura de fases, indicam que a interação fluido-rocha desempenhou um papel crucial na história deformacional registrada ao longo do sistema de falhas de *detachment* do Atlantis Bank, aumentando os mecanismos de reações de enfraquecimento mineral e localizando a deformação em zonas com alto influxo de fluidos.

**Palavras-chave:** Atlantis Bank; gabros miloníticos; caracterização microestrutural; complexo de núcleo metamórfico oceânico.

## ABSTRACT

Atlantis Bank is a 300 km<sup>2</sup> Oceanic Core Complex (OCC) located 80-110 km from the Southwest Indian Ridge, formed between 10 and 13 Ma. This OCC was target of the International Ocean Discovery Program (IODP) Expedition 360, in which were recovered approximately 789 meters of *in situ* oceanic crust through the hole U1473A, that exposes a thick sequence of intensely deformed gabbros. This work aims at the microstructural characterization and mineral chemistry and grain size distribution analysis of mylonitic gabbros samples recovered from hole U1473A upper portion (approximately 300 meters), in order to investigate strain localization mechanisms along the Atlantis Bank detachment fault system. The microstructures were investigated using optical and scanning electron microscopes. The upper portion of hole U1473A consists essentially of protomylonitic to mylonitic gabbros, with major mineralogy composed of plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene and olivine, plus amphibole as a secondary phase. The protomylonitic domain is characterized by coarse grained gabbros with clinopyroxene, orthopyroxene, plagioclase and, to a lesser extent, olivine porphyroclasts, fractured and mantled by neoblasts of the same mineral phase, in addition to a monomineralic matrix of plagioclase. The mylonitic domain is characterized by fine to medium grained mylonitic gabbros, with clinopyroxene and plagioclase porphyroclasts within a fine polyphasic matrix composed of plagioclase, secondary amphibole, chlorite, sericite, epidote, and Fe-Ti oxides, intercalated by a fine monomineralic matrix of plagioclase, that define the mylonitic foliation. Microstructures such as kink bands in plagioclase porphyroclasts, rotated grains within the mylonitic foliation, secondary amphibole growth, fractures that crosscut clinopyroxene porphyroclasts, fragments originated from porphyroclasts fracturing and subsequent matrix assimilation, in addition to fractures filled by low-temperature minerals, suggest that shear microzones acted as channels for fluid migration and subsequent brittle reworking of ductile fabrics. Fragmented, fractured and elongated pyroxene and plagioclase porphyroclasts within the mylonitic foliation associated with the formation of a thin polyphasic matrix, the mylonitic foliation overprint by a cataclastic flow defined by rotated and fractured fragments of plagioclase and pyroxene grains within an aggregate of Fe-Ti oxides, microfractures networks adjacent to the cataclastic flow filled with recrystallized plagioclase that crosscut diopside grains, are brittle reworking of ductile textures evidences in the analyzed samples. Transformation of primary mafic minerals into deformed weaker hydrated phases, evidence of dynamic recrystallization, grain size reduction and phase mixing, indicate that fluid-rock interaction played a crucial role in the deformation history recorded along the Atlantis Bank detachment fault system, enhancing reaction-softening mechanisms, and localizing deformation in zones with high fluid influx.

**Keywords:** Atlantis Bank; mylonitic gabbros; microstructural characterization; oceanic core complex.

# SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b>	<b>14</b>
<b>2. CONTEXTO GEOLÓGICO</b>	<b>17</b>
2.1 COMPLEXOS DE NÚCLEO METAMÓRFICO	17
2.2 ATLANTIS BANK	21
<b>3. METODOLOGIA</b>	<b>24</b>
3.1 AMOSTRAGEM	24
3.2 MICROSCOPIA ÓTICA	24
3.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA	25
3.4 COMPOSIÇÃO MINERAL E TEMPERATURAS DE EQUILÍBRIO	25
3.5 CONTORNO DE GRÃOS	25
3.6 INTEGRAÇÃO DO BANCO DE DADOS	25
<b>4. RESULTADOS</b>	<b>26</b>
4.1 PETROGRAFIA E MICROESTRUTURAS	26
4.1.1 <i>Domínio protomilonítico</i>	27
4.1.2 <i>Domínio milonítico</i>	31
4.2 QUÍMICA MINERAL	37
4.3 DISTRIBUIÇÃO DO TAMANHO DOS GRÃOS	39
<b>5. DISCUSSÃO</b>	<b>41</b>
5.1 PROCESSOS DE LOCALIZAÇÃO DA DEFORMAÇÃO E INFLUÊNCIA DA INTERAÇÃO FLUIDO-ROCHA	41
5.2 FORMAÇÃO DA MATRIZ RECRISTALIZADA FINA	42
5.3 DEFORMAÇÃO RÚPTIL	43
<b>6. CONCLUSÕES</b>	<b>45</b>
<b>7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>46</b>
<b>8. ANEXOS</b>	<b>49</b>

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa batimétrico da região axial da Dorsal Índica exibindo o Complexo de Núcleo Metamórfico Atlantis Bank em aproximadamente 5000 m de elevação (Miranda & John, 2010). .....	15
Figura 2: Mapa da área de Atlantis Bank com interpretação geológica de H. J. B. Dick feita através dos furos ODP/IODP identificados. Fonte: International Ocean Discovery Program Expedition 360 Preliminary Report (Dick <i>et al.</i> , 2016). .....	16
Figura 3: Distribuição global de alguns complexos de núcleo metamórfico continentais e oceânicos (extraído de Whitney <i>et al.</i> , 2013). .....	17
Figura 4: Blocos-diagrama e perfis de complexos de núcleo metamórfico a) continentais, Snake Range em Nevada (EUA) e Thor-Odin (Shuswap), no Canadá, e b) oceânicos, Kane "megamullion" e Atlantis Massif na cadeia meso-oceânica. Extraído de Whitney <i>et al.</i> , 2013. .....	19
Figura 5: Modelo de evolução de uma falha de detachment (extraído de Platt <i>et al.</i> , 2014). .	20
Figura 6: Bloco-diagrama simplificado exibindo as principais feições de um complexo de núcleo metamórfico. Extraído de Tirel <i>et al.</i> (2009). .....	20
Figura 7: Modelo de desenvolvimento de um complexo de núcleo metamórfico. Extraído de Lister & Davis (1989). .....	21
Figura 8: Litoestratigrafia e intensidade do desenvolvimento da foliação milonítica no furo ODP 735B. Extraído de Miranda & John (2010). .....	23
Figura 9: Furo U1473A, com indicação da profundidade perfurada e da porção superior do testemunho, e das variações litoestratigráficas, onde as linhas tracejadas representam os limites entre as unidades litoestratigráficas. ....	24
Figura 10: Imagens digitalizadas mostrando seções delgadas polidas das amostras 9R, 10R, 15R, 23R, 26R e 32R através de luz polarizada em nicóis cruzados. O comprimento de cada seção polida é de aproximadamente 3 cm. ....	26
Figura 11: (a) Imagem digitalizada mostrando uma seção delgada polida da amostra 10R através de luz polarizada em nicóis cruzados; (b) Fotomicrografia de porfiroclasto de clinopiroxênio reliquiar fragmentado, com sua borda de grão e fraturas compostas por minerais de baixa temperatura, e porfiroclastos de plagioclásio fragmentados formando arranjos poligonais com fraturas preenchidas por minerais de baixa temperatura; (c) Fotomicrografia de porfiroclastos de clinopiroxênio reliquiar, com seus limites de grãos circundados por anfibólio e óxidos de Fe-Ti; (d) Fotomicrografia de grãos de plagioclásio com fraturas preenchidas por minerais de baixa temperatura.....	28
Figura 12: (a) Imagem digitalizada mostrando uma seção delgada polida da amostra 15R através de luz polarizada em nicóis cruzados; (b) Fotomicrografia de matriz monominerálica de plagioclásio com hábito granular e contatos retos, formando um arranjo poligonal; (c)	

Fotomicrografia de porfiroclasto de plagioclásico (centro) com extinção ondulante, maclas deformadas e *kink bands* em meio à matriz monominerálica de plagioclásio; (d) Fotomicrografia de porfiroclastos de ortopiroxênio e clinopiroxênio fraturados e fragmentados em meio à matriz monominerálica de plagioclásio; (e) Fotomicrografia de porfiroclasto de clinopiroxênio com duas famílias de fraturas perpendiculares à direção da clivagem, além da formação de neoblastos de clinopiroxênio em sua borda superior direita. .... 30

Figura 13: (a) Imagem digitalizada mostrando uma seção delgada polida da amostra 15R através de luz polarizada em nicóis cruzados; (b) Imagem de elétrons retroespalhados de borda de recristalização de porfiroclasto de diopsídio em contato com a matriz monominerálica de plagioclásio; (c) Imagem de elétrons retroespalhados de microfraturas assimétricas em porfiroclasto de diopsídio e contatos retos de neoblastos de diopsídio (borda superior esquerda) preenchidos por minerais de baixa temperatura, formando um arranjo poligonal; (d) Imagem de elétrons retroespalhados de porfiroclasto de diopsídio com clivagem arqueada e preenchida por óxidos de Fe-Ti em meio à matriz recristalizada de plagioclásio..... 31

Figura 14: (a) Imagem digitalizada mostrando uma seção delgada polida da amostra 23R através de luz polarizada em nicóis cruzados; (b) Fotomicrografia de fluxo cataclástico com fragmentos de grãos rotacionados e fraturados de plagioclásio e piroxênio em meio a uma massa de óxidos de Fe-Ti (metade inferior) e matriz polifásica fina formada por minerais de baixa temperatura com porfiroclastos de diopsídio, intercalada com matriz monominerálica de plagioclásio (metade superior), além de fragmentos rotacionados de plagioclásio de diferentes tamanhos (centro direita); (c) Fotomicrografia de porfiroclasto de diopsídio fragmentado, deformado e bastante alterado, em substituição por minerais de baixa temperatura, além de exibir a formação de subgrãos em suas bordas, assim como uma cauda de recristalização; (d) Fotomicrografia de porfiroclastos de plagioclásio fragmentados, fraturados, rotacionados e com extinção ondulante, manteados pela matriz recristalizada muito fina de plagioclásio e óxidos de Fe-Ti (metade superior), e matriz polifásica com porfiroclasto reliquiar de diopsídio rotacionado e com caudas de recristalização, intercalada com matriz recristalizada de plagioclásio com grãos rotacionados de plagioclásio, definindo a foliação milonítica; (e) Fotomicrografia de fratura preenchida por minerais de baixa temperatura e óxidos de Fe-Ti que atravessa perpendicularmente a foliação milonítica. .... 33

Figura 15: Imagem de elétrons retroespalhados de (a) rede de fraturas que cortam grão de diopsídio, preenchidas por plagioclásio recristalizado e, em menor quantidade, óxidos de Fe-Ti; (b) microfratura preenchida por filossilicatos que corta a matriz recristalizada fina de plagioclásio, massa de óxidos de Fe-Ti com fragmentos rotacionados de diopsídio e plagioclásio e fragmentos de diopsídio; (c) detalhe da microfratura preenchida por filossilicatos descrita anteriormente no item (b). .... 34

Figura 16: (a) Imagem digitalizada mostrando uma seção delgada polida da amostra 26R através de luz polarizada em nicóis cruzados; (b) Fotomicrografia de caudas de recristalização em porfiroclasto de diopsídio, delimitadas por neoblastos em meio a matriz recristalizada de plagioclásio; (c) Fotomicrografia de matriz polifásica composta por minerais de baixa temperatura definindo a foliação milonítica, restringindo bolsões de matriz monominerálica de

plagioclásio; (d) Fotomicrografia de porfiroclasto de diopsídio com clivagem arqueada em meio a matriz recristalizada de plagioclásio..... 35

Figura 17: (a) Imagem digitalizada mostrando uma seção delgada polida da amostra 32R através de luz polarizada em nicóis cruzados; (b) Fotomicrografia de porfiroclasto reliquiar de diopsídio rotacionado que apresenta fraturas preenchidas por minerais de baixa temperatura e caudas de recristalização, além de ser mantido pelas mesmas fases minerais que, subsequentemente, são mantidas por uma camada fina de anfibólio em meio a matriz recristalizada composta majoritariamente por plagioclásio, intercalada pela matriz polifásico suavemente dobrada; (c) Fotomicrografia de detalhe do arqueamento da cauda de recristalização do porfiroclasto reliquiar de diopsídio, acompanhando a foliação milonítica definida pela matriz polifásica dobrada contendo fragmentos de grãos rotacionados intercalada com a matriz recristalizada de plagioclásio; (d) Fotomicrografia de porfiroclasto reliquiar de diopsídio rotacionado, fragmentado e com caudas de recristalização, substituído por minerais de baixa temperatura em meio a matriz recristalizada com fragmentos de grãos de plagioclásio rotacionados (foliação milonítica). ..... 36

Figura 18: Composição química (%Or x %An) de porfiroclastos de plagioclásio (quadrados verdes), núcleo de grãos recristalizados de plagioclásio (círculos azuis) e borda de grãos recristalizados de plagioclásio (círculos vermelhos). ..... 38

Figura 19: Composição química [ $X_{Mg}$  x Si (apfu)] de porfiroclastos de clinopiroxênio (círculos azuis), núcleo de grãos recristalizados de clinopiroxênio (círculos laranjas) e borda de grãos recristalizados de clinopiroxênio (círculos cinzas) das amostras 15R (esquerda) e 23R (direita). ..... 39

Figura 20: (a) Imagem de microscópio eletrônico de varredura (MEV) da área selecionada para contorno das bordas dos grãos recristalizados da matriz monominerálica de plagioclásio; (b) Contorno dos grãos recristalizados da matriz monominerálica de plagioclásio; (c) histograma do tamanho de grãos (quantidade x tamanho médio); (d) Imagem de microscópio eletrônico de varredura (MEV) da área selecionada para contorno das bordas dos grãos recristalizados em fratura intracristalina; (e) Contorno dos grãos recristalizados de plagioclásio em fratura intracristalina; (f) histograma do tamanho de grãos (quantidade x tamanho médio)..... 40



## **LISTA DE TABELAS**

Tabela 1: Análises químicas representativas das amostras analisadas.....	37
--	----

## 1. Introdução

As dorsais oceânicas de espalhamento lento (*slow-spreading ocean ridges*) compõem mais de 60% do volume atual do assoalho oceânico e são compostas essencialmente por Complexos de Núcleo Metamórfico (CNM). Durante o processo de extensão litosférica em ambientes divergentes, a crosta superior rúptil quebra e desliza ao longo de falhas normais, permitindo que o material dúctil ascenda através destas estruturas para níveis crustais superiores, exumando rochas da região de transição entre a crosta oceânica inferior e o manto superior. Esse processo ocorre em ambientes continentais e oceânicos, formando complexos de núcleo metamórfico (CNM). As relações entre falhamento e atividade magmática resultam na exposição de setores “juvenis” da crosta inferior, e constituem o principal mecanismo de espalhamento do assoalho oceânico (Smith & Cann, 1993).

Muitos complexos de núcleo metamórfico oceânicos foram identificados ao longo da Cadeia Atlântica Meso-Oceânica (*Mid-Atlantic Ridge*), Dorsal Índica (*Southwest Indian Ridge*), Cordilheira Norte-Americana Caribenha (*Caribbean-North American Ridge*), Discordância Australiana-Antártica (*Australian-Antarctic Discordance*) e em ambientes divergentes de retro-arco, como o Godzilla Megamullion, complexo oceânico mais largo do mundo (Harigane *et al.*, 2019).

De acordo com Whitney *et al.* (2013), algumas partes da Cadeia Atlântica Meso-Oceânica foram afetadas pela percolação de fluidos hidrotermais, o que sugere que a atividade hidrotermal em sistemas de espalhamento lento está relacionada com a dinâmica das falhas de *detachment* e não relacionada diretamente à atividade magmática. Também foi proposto por Escartín *et al.* (2003) que as falhas de *detachment* servem de conduto para fluidos hidrotermais, além de uma conexão entre rochas fraturadas, campos hidrotermais no fundo oceânico e câmaras magmáticas em profundidades de 5 a 10 km.

Ildfonse *et al.* (2007) propõe um modelo para a formação de CNM nas regiões limítrofes de falhas de *detachment*, incluindo o posicionamento de segmentos mais profundos da falha na (i) transição rúptil-dúctil, (ii) em uma zona rica em magma/material parcialmente fundido, ou (iii) em uma zona de alteração/serpentinização. As rochas recuperadas nesses complexos exibem um espectro variado de litologias que compreendem peridotito serpentinizado, gabro, diabásio e basalto, exibindo tramas deformacionais formadas a partir de deformação de alta temperatura (> 600°C) no estado sólido até regimes semi-rúpteis a rúpteis de baixa temperatura (< 400°C; Hansen *et al.*, 2013).

O Atlantis Bank (Figura 1 e Figura 2) é um Complexo de Núcleo Metamórfico oceânico, exumado por uma falha de *detachment* gerada em profundidades correspondentes à transição rúptil-dúctil. Esse CNM expõe uma sequência espessa de gabros intensamente deformados a partir de fluxo no estado sólido, os quais foram alvo da Expedição 360 do *Internacional Ocean Discovery Program* (IODP). Esta expedição teve como objetivo principal sondar a zona de interface crosta oceânica/manto litosférico, coletando cerca de 789 metros de crosta oceânica *in situ*.

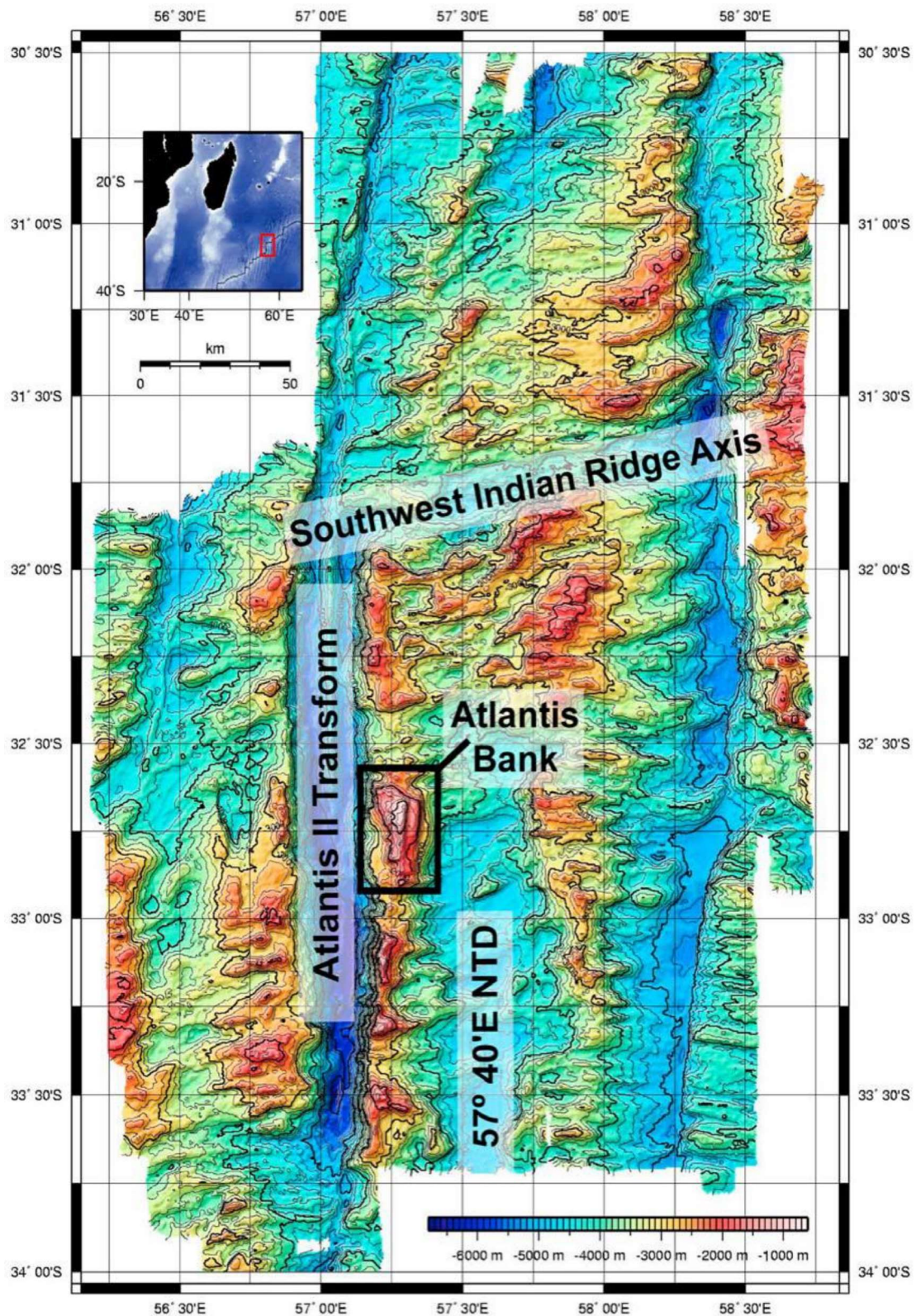


Figura 1: Mapa batimétrico da região axial da Dorsal Índica exibindo o Complexo de Núcleo Metamórfico Atlantis Bank em aproximadamente 5000 m de elevação (Miranda & John, 2010).

Esse trabalho se propõe a investigar os mecanismos de deformação, reações metamórficas e processos de localização da deformação em gabros miloníticos recuperados da porção superior do furo U1473A, alvo principal da Expedição 360 do Programa Internacional de Exploração Oceânica (*International Ocean Discovery Program, IODP*), a partir da análise



microestrutural quantitativa (compreendendo intensidade, orientação e mecanismo de formação das tramas) e da identificação de mudanças químicas durante o metamorfismo retrogressivo, assim como composições químicas dos elementos maiores em plagioclásio e piroxênio.

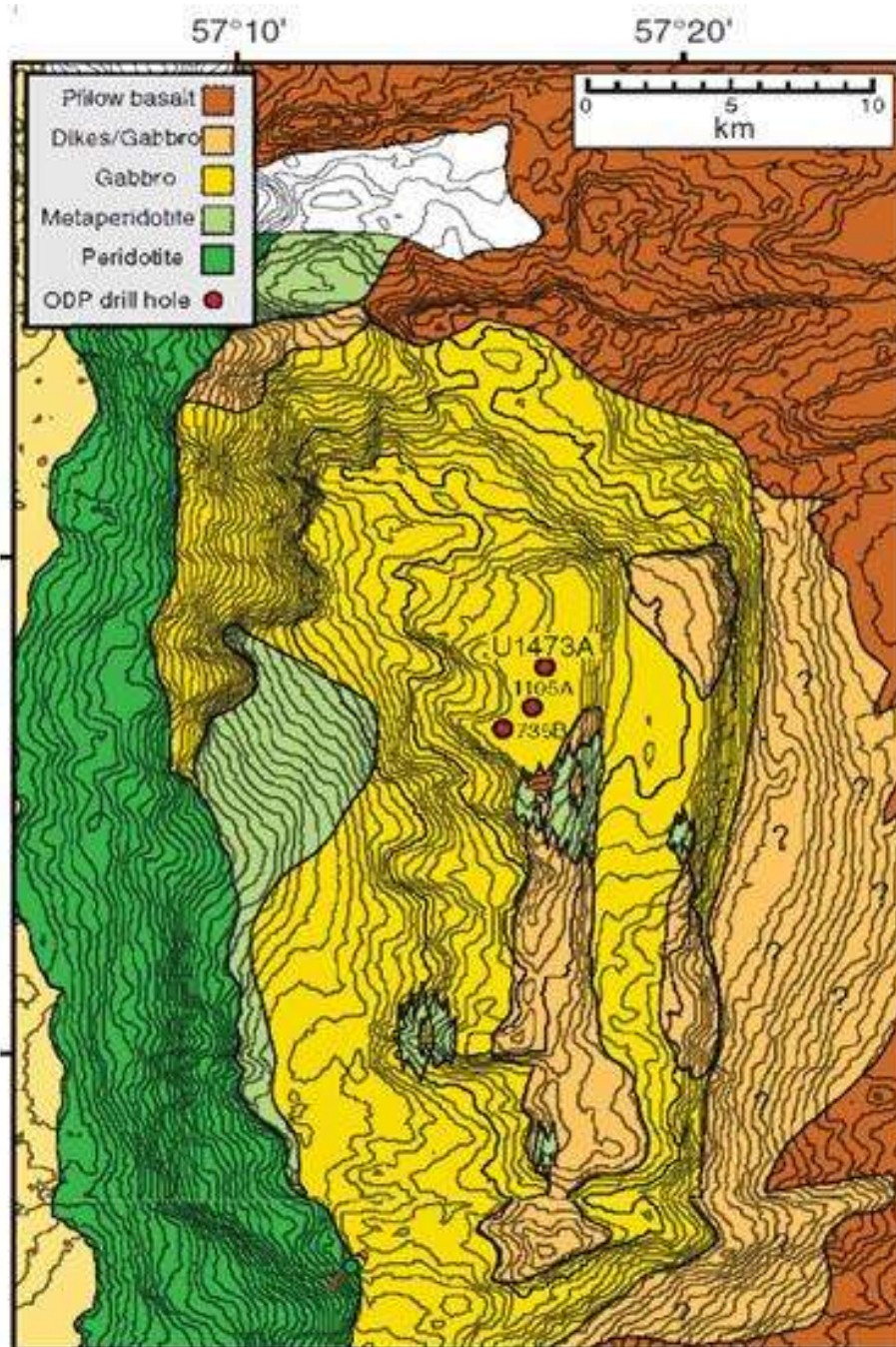


Figura 2: Mapa da área de Atlantis Bank com interpretação geológica de H. J. B. Dick feita através dos furos ODP/IODP identificados. Fonte: International Ocean Discovery Program Expedition 360 Preliminary Report (Dick *et al.*, 2016).

## 2. Contexto geológico

### 2.1 Complexos de núcleo metamórfico

Segundo Whitney *et al.* (2013), um complexo de núcleo metamórfico (CNM) é uma estrutura geológica arqueada ou em forma de domo, composta por rochas deformadas em regime dúctil e posteriormente em regime rúptil-dúctil, em resposta à extensão da litosfera. Como a formação de CNMs está associada a extensão litosférica, também é associada à ambientes de placas divergentes, como cadeias meso-oceânicas, e em ambientes convergentes, como margens continentais e ambientes de retroarco em zonas de subducção oceânicas. A Figura 3 abaixo ilustra alguns complexos de núcleo metamórfico continentais e oceânicos no mundo.

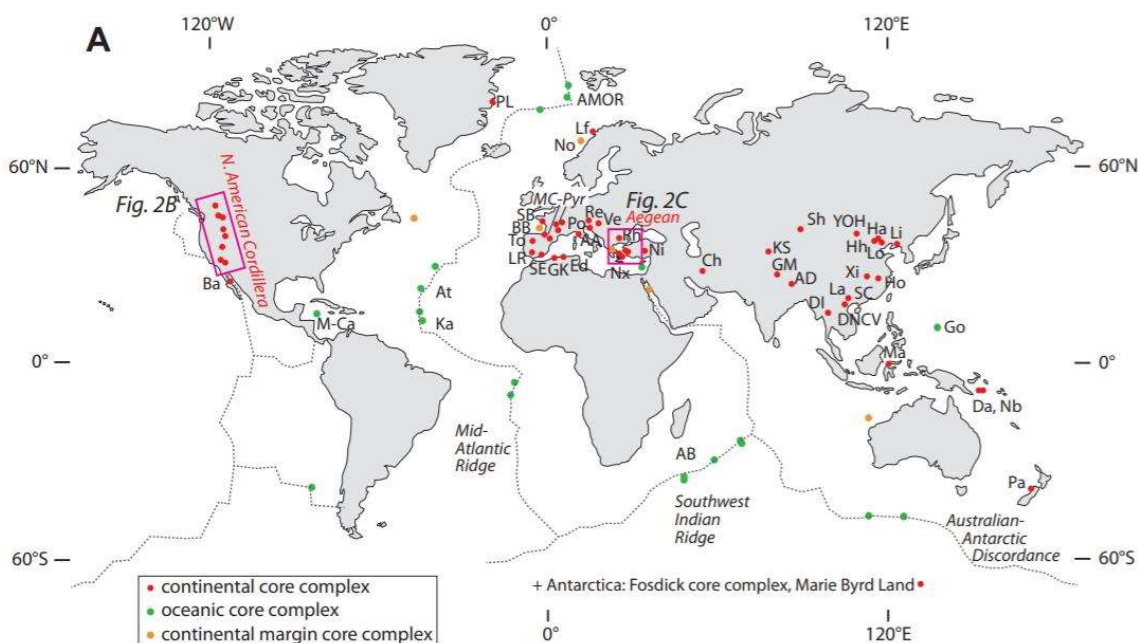


Figura 3: Distribuição global de alguns complexos de núcleo metamórfico continentais e oceânicos (extraído de Whitney *et al.*, 2013).

Tratando-se da gênese dos CNMs, as trajetórias de decompressão mostram que os estágios iniciais da exumação são principalmente isotérmicos (Whitney *et al.*, 2013), exceto em ambientes tectônicos convergentes com subducção, onde as rochas podem mostrar trajetórias complexas que refletem o resfriamento pela subducção da placa subjacente (por exemplo, Behr & Platt, 2012) ou aquecimento da placa superior. Nesses casos, quando as rochas atingem profundidades de aproximadamente 20 km de profundidade, a exumação adicional ocorre como resultado do movimento do *detachment* e as rochas do teto da falha tendem a perder calor rapidamente (Ruppel *et al.*, 1988; Morrison & Anderson, 1998).

Para desvendar a sequência precisa e a cronologia dos eventos, além de relacioná-los às variáveis da história metamórfica das estruturas, Platt *et al.* (2014) destacaram os processos que contribuem à exumação de rochas metamórficas de alto grau em estruturas domiformes:

- Extensão em falhas de descolamento (*detachment*) com mecanismo de *rolling-hinge* pode produzir estruturas domiformes nucleadas por rochas que foram exumadas de pelo menos 15 a 20 km de profundidade;

- Crosta granítica a uma temperatura de 700–800°C pode deformar sob baixas tensões (c. 1 MPa) a uma taxa suficiente para formar um diápiro, impulsionada por forças de fluabilidade;
- Mesmo na ausência de forças de fluabilidade, se a crosta inferior estiver na curva *solidus* ou acima dela, o próprio rifteamento pode resultar no fluxo ascendente do material magmático subjacente, impulsionado pela diferença entre a pressão litostática no fluido e a redução da tensão horizontal normal associada à extensão sobrejacente. Isso poderia gerar uma estrutura que pode ser estruturalmente indistinguível de um diápiro gnáissico, mas é uma consequência da extensão. Esse processo tem sido chamado de isostático (Tirel *et al.*, 2008; Rey *et al.*, 2011), mas as estruturas resultantes provavelmente são mais conhecidas como estruturas de *piercement*, um método não genético usado para descrever o movimento ascendente de materiais de baixa viscosidade através da crosta.

Uma das características mais importantes dos CNMs é que eles são caracterizados por rochas exumadas de profundidades abaixo da transição rúptil-dúctil (Platt *et al.*, 2014), as quais geralmente mostram deformação dúctil não coaxial significativa (Platt *et al.*, 2014). As rochas geralmente mostram evidências de deformação plástica e recristalização dinâmica em quartzo e contêm porfiroclastos de feldspato e piroxênio (Platt *et al.*, 2014). São rochas definidas como milonitos ou gnaisses miloníticos e comumente mostram indicadores cinemáticos do sentido de cisalhamento consistentes com o movimento durante descolamento rúptil (Platt *et al.*, 2014).

Ainda de acordo com Platt *et al.*, (2014), na maioria das CNMs o núcleo metamórfico possui um ou mais conjuntos de foliações, dobras e lineações, alguns dos quais podem ser anteriores ao evento tectônico que deu origem aos Complexos.

O conjunto dominante de estruturas pode estar relacionado aos processos de espessamento crustal, subducção e exumação que imediatamente antecederam e criaram condições necessárias para a formação de um Complexo de Núcleo Metamórfico (Platt *et al.*, 2014). Nesta situação, pode ser difícil fazer uma distinção clara entre estruturas e associações mineralógicas diretamente atribuíveis à formação de CNMs e àquelas que não são derivadas do Complexo (Platt *et al.*, 2014).

O fato de muitos CNMs conterem abundantes corpos graníticos além de outras rochas plutônicas em seus núcleos levou à teoria de que a extensão das falhas de descolamento associadas aos CNMs seja facilitada, impulsionada ou até mesmo permitida pela colocação do magma (Armstrong, 1982; Gans, 1987; Gans *et al.*, 1989). Após o levantamento desta teoria, descobriu-se que a maioria dos grandes plútons são do Período Mesozóico (Miller & Gans, 1989; Henry *et al.*, 2011), enquanto a principal fase da formação do núcleo do Complexo da Cordilheira dos EUA, por exemplo, é Terciária e ocorreu devido à considerável atividade vulcânica durante o Terciário Médio, acompanhada pela colocação de suítes de diques com composições que variam de basáltica a riolítica (Gans *et al.*, 1989). Mas Gans & Bohrsen (1998) argumentaram que, durante períodos de rápida extensão, o magma tendia a cristalizar-se em profundidade, o que levaria a inibição da atividade vulcânica.



Outro ponto levantado e exposto, por exemplo, por Platt *et al.* (2014), seria o caso de a fusão parcial facilitar a atividade tectônica e, nesse caso, a extensão e descompressão possivelmente desencadeariam fusão parcial. No entanto, muitos Complexos não apresentam evidências de magmatismo sintectônico significativo (Platt *et al.*, 2014) para suportar essa teoria.

Platt *et al.* (2014) definem, ainda, outra característica marcante dos Complexos de Núcleo Metamórfico sua geometria em forma de domo (Figura 4), comumente definida tanto pela geometria da falha de descolamento quanto pela foliação milonítica. Os domos parecem refletir a deformação de duas formas distintas, gerando cúpulas alongadas paralelamente à direção do descolamento e outras alongadas perpendiculares à essa direção (Jolivet *et al.*, 2004); algumas são quase circulares. Dobras e ondulações paralelas à direção do deslizamento também são comuns em falhas de descolamento.

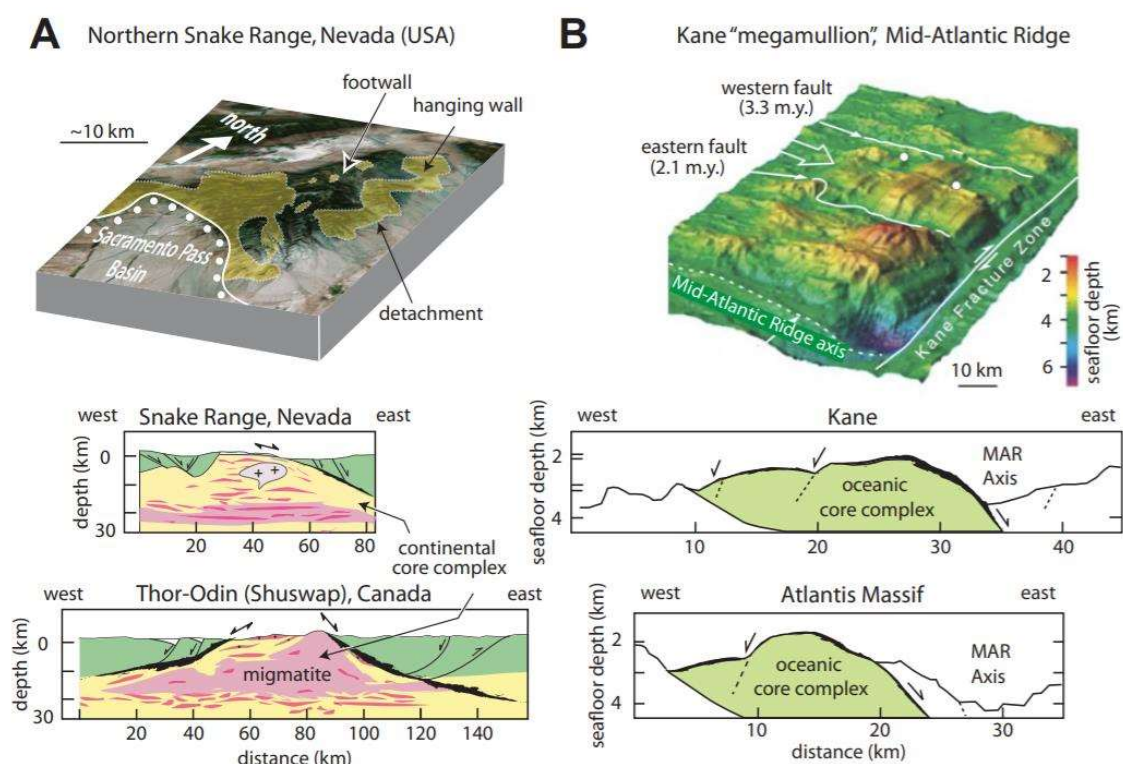


Figura 4: Blocos-diagrama e perfis de complexos de núcleo metamórfico a) continentais, Snake Range em Nevada (EUA) e Thor-Odin (Shuswap), no Canadá, e b) oceânicos, Kane "megamullion" e Atlantis Massif na cadeia meso-oceânica. Extraído de Whitney *et al.*, 2013.

Complexos de núcleo metamórfico são produtos de deslocamentos de falhas normais, que exumam rochas de níveis crustais profundos (abaixo da transição rúptil-dúctil). Esse processo é evidenciado sequencialmente abaixo (Figura 5 a Figura 7).

Inicialmente, a falha de *detachment* apresenta uma trajetória ao longo da crosta rúptil com ângulos elevados ( $> 50^\circ$ ) que diminui progressivamente na transição rúptil-dúctil, até se tornar sub-horizontal (a deformação se torna distribuída, e não localizada) (Figura 5a). O processo de extensão litosférica leva a uma rápida diminuição do mergulho do *detachment* na crosta superior ( $\sim 30^\circ$ ) e novas falhas normais sub-horizontais são desenvolvidas a partir da falha de *detachment* principal, seguindo o modelo de *rolling-hinge* (Figura 5b). A crosta dúctil

desliza por esses planos e é exumada para níveis crustais rasos, criando um complexo de núcleo metamórfico com formato de domo (Figura 5c, Figura 6 e Figura 7; Platt *et al.*, 2014).

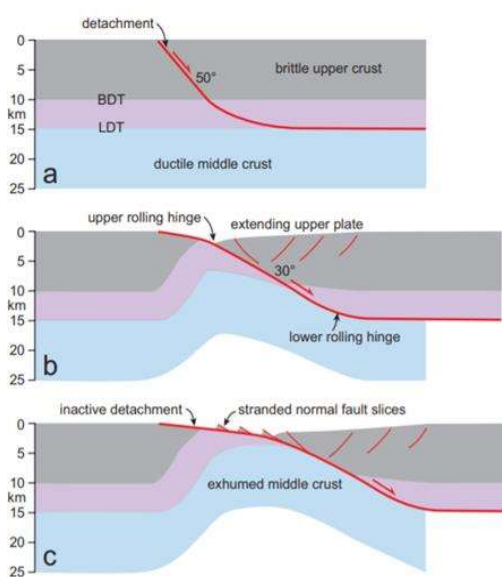


Figura 5: Modelo de evolução de uma falha de *detachment* (extraído de Platt *et al.*, 2014).

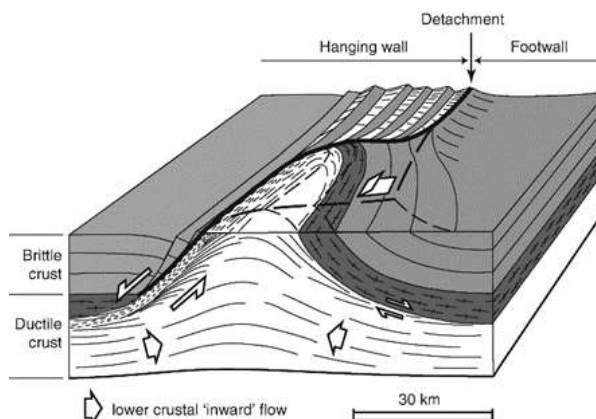


Figura 6: Bloco-diagrama simplificado exibindo as principais feições de um complexo de núcleo metamórfico. Extraído de Tirel *et al.* (2009).

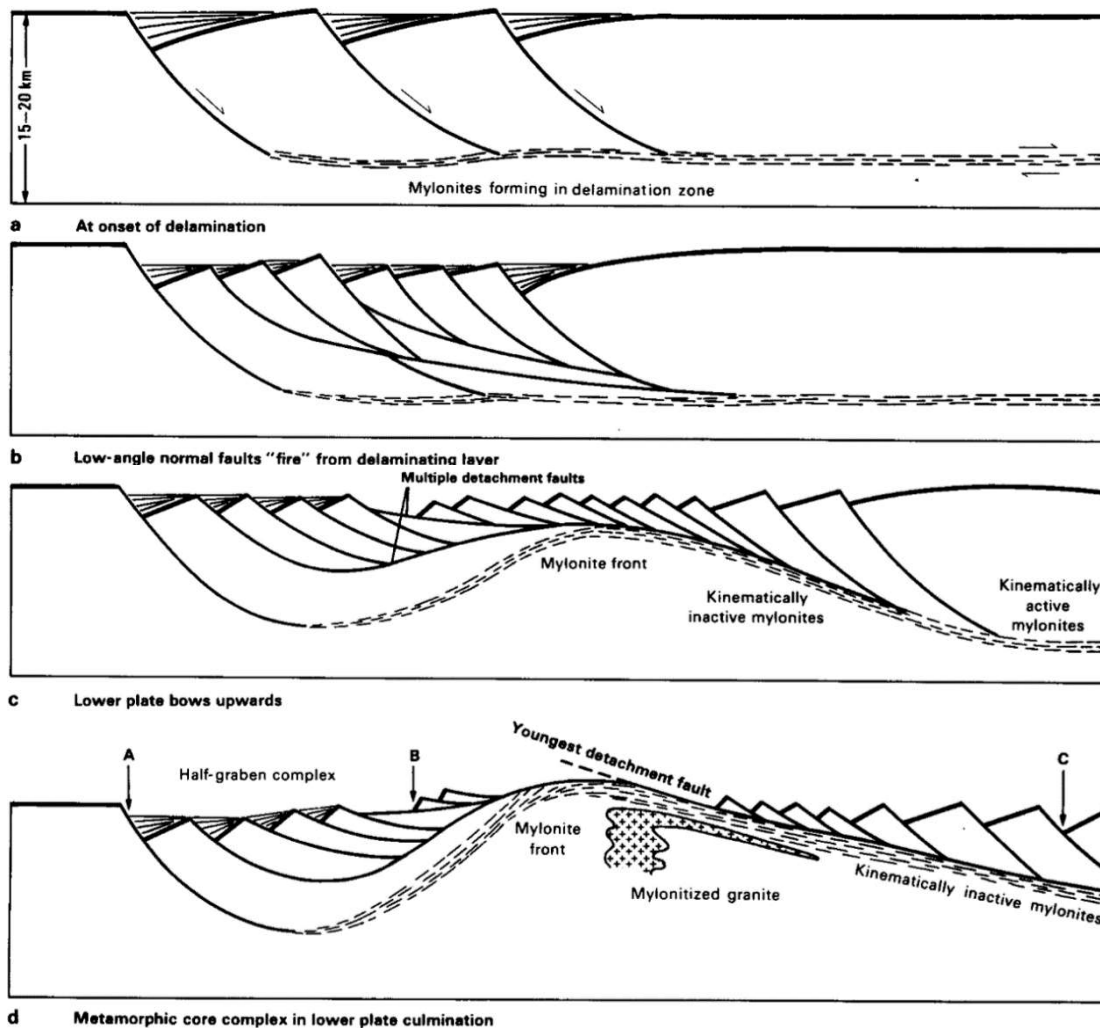




Figura 7: Modelo de desenvolvimento de um complexo de núcleo metamórfico. Extraído de Lister & Davis (1989).

De acordo com Platt *et al.* (2014), durante o processo de descolamento (*detachment*) essas rochas ascendem progressivamente de um nível crustal médio com baixa intensidade de tensão cisalhante (<10 MPa) para uma zona de cisalhamento dúctil, envolvendo mecanismos de deformação a partir de diminuição do tamanho de grão a medida que a temperatura diminui e a tensão cisalhante aumenta. Na transição rúptil-dúctil, as rochas passam por zonas estreitas com taxas deformacionais muito altas ( $10^{-11} \text{s}^{-1}$ ) e alta tensão cisalhante (100 MPa), até a zona de deformação cataclástica com alta intensidade de tensão cisalhante e extensa alteração hidrotermal. A exumação contínua leva o bloco para a região de estabilidade de minerais argilosos, resultando em uma redução acentuada da tensão cisalhante.

O resultado do mecanismo de *rolling-hinge* é uma geometria arqueada ou em forma de domo (Figura 4), devido ao reajuste isostático flexural, que pode ser coberto por rochas crustais de níveis mais rasos fortemente estendidas que deslizaram em cima de segmentos do *detachment* em baixo ângulo.

As rochas metamórficas exumadas que constituem os CNM mostram o aumento progressivo da tensão do fluxo, localização da deformação e taxa de deformação com a diminuição da temperatura, fornecendo informações sobre as condições físicas e processos de deformação na crosta e no manto (Platt *et al.*, 2014).

A história deformacional das rochas metamórficas em CNMs pode refletir tanto os processos tectônicos de formação das falhas de *detachment*, quanto os processos que envolvem a exumação.

## 2.2 Atlantis Bank

O Atlantis Bank é um complexo de núcleo metamórfico oceânico de 300 km<sup>2</sup> localizado a 80-110 km do *Southwest Indian Ridge*, formado entre 10 e 13 Ma (Miranda & John, 2010). O mapeamento batimétrico realizado na área do Atlantis Bank mostra uma superfície em forma de domo dissecada por falhas transformantes com ângulos moderados (30 a 50 graus) e falhas normais paralelas à falha transformante (Miranda & John, 2010). Por conta do processo de deslizamento normal ao longo dessas falhas, a morfologia deste complexo de núcleo metamórfico difere dos CNMs mais jovens conhecidos ao longo da Cadeia Atlântica Meso-Oceânica e tornam o Atlantis Bank um local ideal para estudar a localização da deformação associada às falhas de *detachment*, pois expõem porções estruturalmente profundas que normalmente são inacessíveis para amostragem em complexos oceânicos mais jovens (Miranda & John, 2010).

O Complexo de Núcleo Metamórfico Atlantis Bank expõe uma sequência espessa de gabros intensamente deformados a partir de fluxo no estado sólido em condições de alta temperatura, posteriormente transpostos por tramas dúcteis-rúpteis nos níveis mais rasos da sequência. Tais dados sugerem que o CNM Atlantis Bank foi nucleado em alta temperatura e posteriormente retrabalhado em condições de baixo grau metamórfico durante sua exumação.

As rochas do complexo do núcleo metamórfico oceânico Atlantis Bank (Dorsal Índica) apresentam extenso desenvolvimento de texturas dúcteis e hipersólidas de alta temperatura, sobrepostas por texturas rúpteis localizadas em composições predominantemente gabróicas. Segundo Miranda & John (2010), as texturas hipersólidas e a extensa deformação dúctil identificadas em zonas de cisalhamento amostradas demonstram que o desenvolvimento do CNM Atlantis Bank começou durante a cristalização das rochas gabróicas e continuou após a cristalização. Foram recuperadas em menor porcentagem rochas ultramáficas e serpentinitos associados ao furo, o que sugere que os processos de localização da deformação que levam ao desenvolvimento de uma falha de *detachment* podem diferir de CNMs que exibem tipos mais heterogêneos de rochas. Miranda & John (2010) descrevem amostras submersíveis com o objetivo de investigar o desenvolvimento de texturas associadas à localização da deformação ao longo do sistema de falhas de descolamento do Atlantis Bank.

A maior parte dos furos (Furo ODP 735B e 1105A) recuperados do Atlantis Bank é composta por gabros e, em menores proporções, diabásio e troctólito. A investigação microestrutural sugere que as amostras de gabros recuperadas do Atlantis Bank são mais deformadas do que amostras de peridotitos serpentinizados em todos os regimes deformacionais. Devido às amostras ultramáficas serem essencialmente não deformadas, o trabalho de Miranda & John (2010) focou em amostras de olivina gabro deformados, óxido-gabro, óxido-olivina-gabro, biotita-hornblenda-gabro, hornblenda-gabro e gabro (Figura 8), que apresentam sequências de texturas características do desenvolvimento de estruturas nas temperaturas de granulito, anfíbolito, xisto-verde e sub xisto-verde.

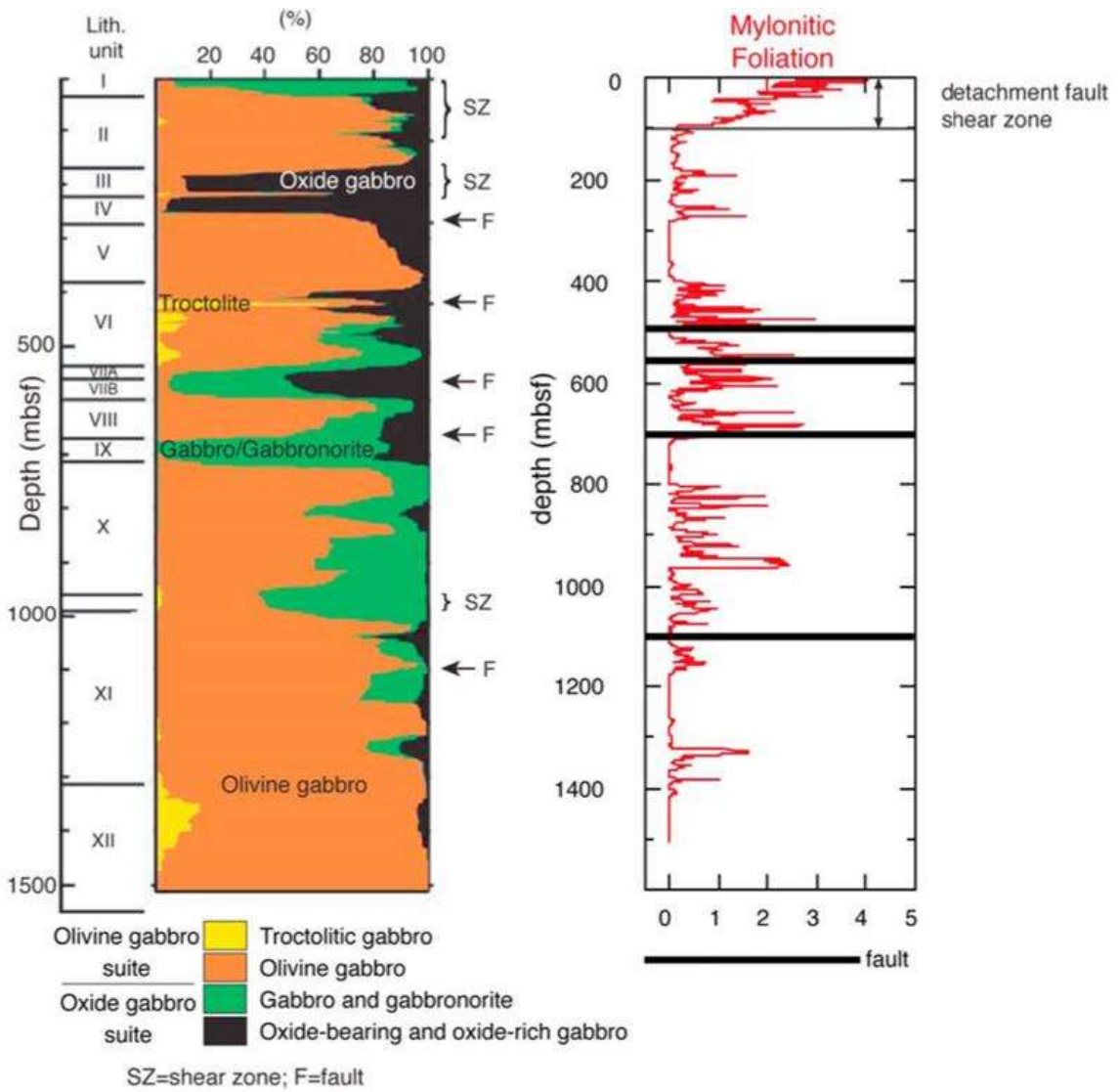


Figura 8: Litoestratigrafia e intensidade do desenvolvimento da foliação milonítica no furo ODP 735B. Extraído de Miranda & John (2010).

### 3. Metodologia

#### 3.1 Amostragem

Foram recuperados cerca de 789 metros de crosta oceânica *in situ* no furo U1473A, alvo da Expedição 360 do IODP. Nesse trabalho foram caracterizadas amostras que representam unidades até 300 metros de profundidade, da porção superior do furo (Figura 9).

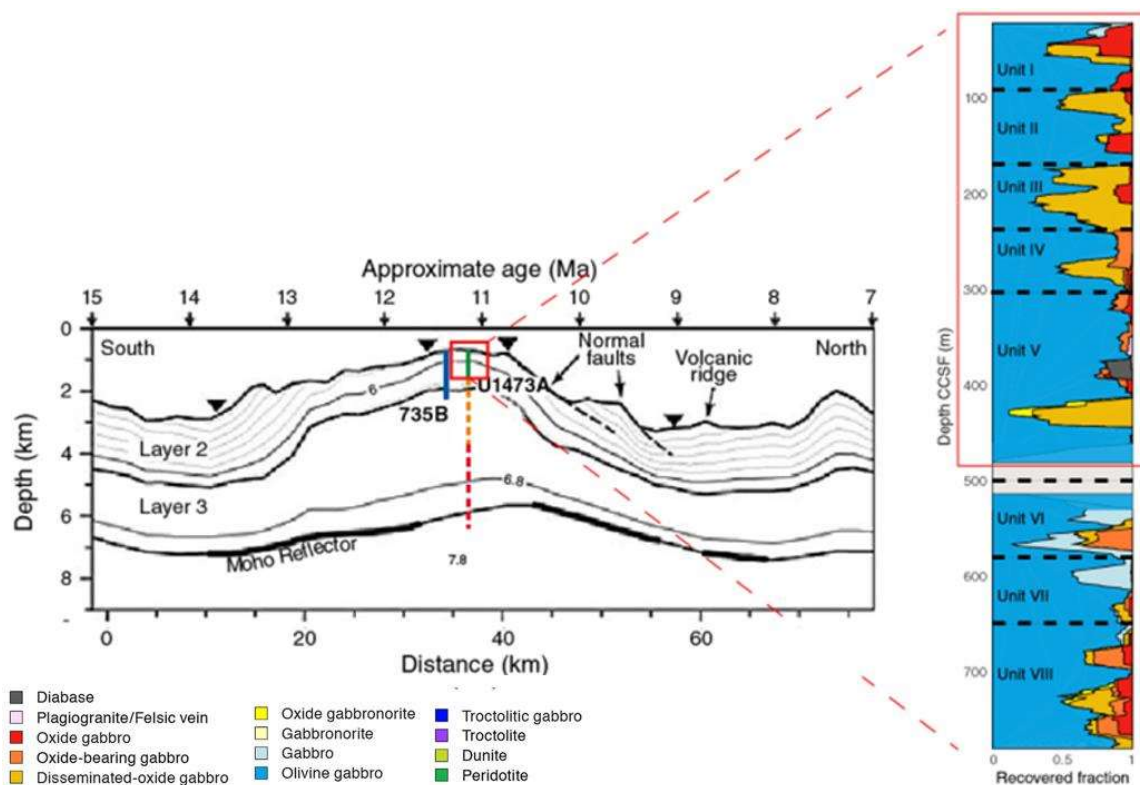


Figura 9: Furo U1473A, com indicação da profundidade perfurada e da porção superior do testemunho, e das variações litoestratigráficas, onde as linhas tracejadas representam os limites entre as unidades litoestratigráficas.

Foram analisadas as amostras 9R (unidade I), 10R (unidade I), 15R (unidade II), 23R (unidade III), 26R (unidade III) e 32R (unidade IV) do furo U1473A, onde 9R representa uma amostra recuperada de uma menor profundidade e 32R de uma maior profundidade.

#### 3.2 Microscopia ótica

Seis seções delgadas polidas de gabros miloníticos do CNM Atlantis Bank foram confeccionadas no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, Brasil. Todas as seções delgadas foram confeccionadas em orientações aleatórias, devido a não identificação da direção preferencial da foliação nas amostras recuperadas da porção superior do furo U1473A (Expedição 360 do IODP). Optou-se por confeccionar as seções polidas na orientação que permitia maximizar a descrição microestrutural das amostras.

As descrições microestruturais das seções delgadas foram realizadas com microscópio petrográfico de luz transmitida. O tamanho e forma dos grãos, a orientação e as relações entre os diferentes minerais variam de acordo com a trajetória deformacional existente em cada amostra.

### **3.3 Microscopia eletrônica de varredura**

Para realizar uma análise microestrutural quantitativa, as microestruturas foram investigadas utilizando o microscópio eletrônico de varredura (MEV) do Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, Brasil. A relação entre a deformação das rochas e a infiltração de fluidos é um fator determinante para a reologia de zonas de cisalhamento localizadas na interface crosta-manto (Hirth *et al.*, 1998). Dessa forma, esta pesquisa focará na porção superior do furo U1473A, o qual registra significativo retrabalhamento da trama dúctil por microestruturas indicativas de deformação rúptil. As relações cronológicas entre os diferentes regimes deformacionais serão investigadas em detalhe e subsequentemente classificadas de acordo com regime tectônico e mecanismo de deformação.

### **3.4 Composição mineral e temperaturas de equilíbrio**

Composição de elementos maiores de plagioclásio e clinopiroxênio em 7 amostras foram determinadas no Laboratório de Microsonda da Universidade de Brasília, Brasil, utilizando uma microsonda JEOL JXA-8230 SuperProbe equipada com cinco espectrômetros (WDS) e um espectrômetro de dispersão de energia (EDS).

As condições analíticas utilizadas durante a aquisição das composições de elementos maiores foram: 15 kV de tensão de aceleração e 10 nA de corrente de feixe. Os resultados da análise de química mineral obtidos da microsonda com totais abaixo de 98% e acima de 102% foram descartados.

Foram realizadas análises detalhadas dos sistemas porfiroclastos-matriz observados em diferentes domínios estruturais a partir dos dados obtidos, com o objetivo principal de estimar as condições de (des)equilíbrio metamórfico ao longo do espectro deformacional.

### **3.5 Contorno de grãos**

A partir das imagens de varredura obtidas no MEV, o contorno dos contatos entre grãos recristalizados de plagioclásio foi extraído a fim de investigar a relação do tamanho de grão (*grain size*) com os processos deformacionais.

Os tamanhos dos grãos recristalizados foram calculados como a área equivalente dos diâmetros individuais dos grãos.

### **3.6 Integração do banco de dados**

Os dados obtidos serão combinados em um modelo evolutivo para o espectro deformacional observado no furo U1473A, com o objetivo principal de contribuir para uma melhor compreensão dos mecanismos de localização da deformação em ambientes de dorsais meso-oceânicas.



## 4. Resultados

### 4.1 Petrografia e microestruturas

A porção superior do furo U1473A é constituída essencialmente por gabros, protomiloníticos a miloníticos, com mineralogia principal composta por plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio e olivina, além de anfibólio como fase secundária. Óxidos de Fe-Ti estão presentes nas bordas de grãos e ao longo de caudas de recristalização em porfiroclastos.

Foram analisadas as amostras 9R (70,7 a 77,84 metros de profundidade abaixo do fundo do mar), 10R (80,4 a 83,83 m), 15R (128,9 a 137,6 m), 23R (225,9 a 230,14 m), 26R (225,9 a 230,14 m) e 32R (284,1 a 292,82 m), na qual a lâmina 9R representa uma amostra recuperada de uma menor profundidade e a lâmina 32R uma amostra recuperada de uma maior profundidade, todas da porção superior do furo U1473A (Figura 10).

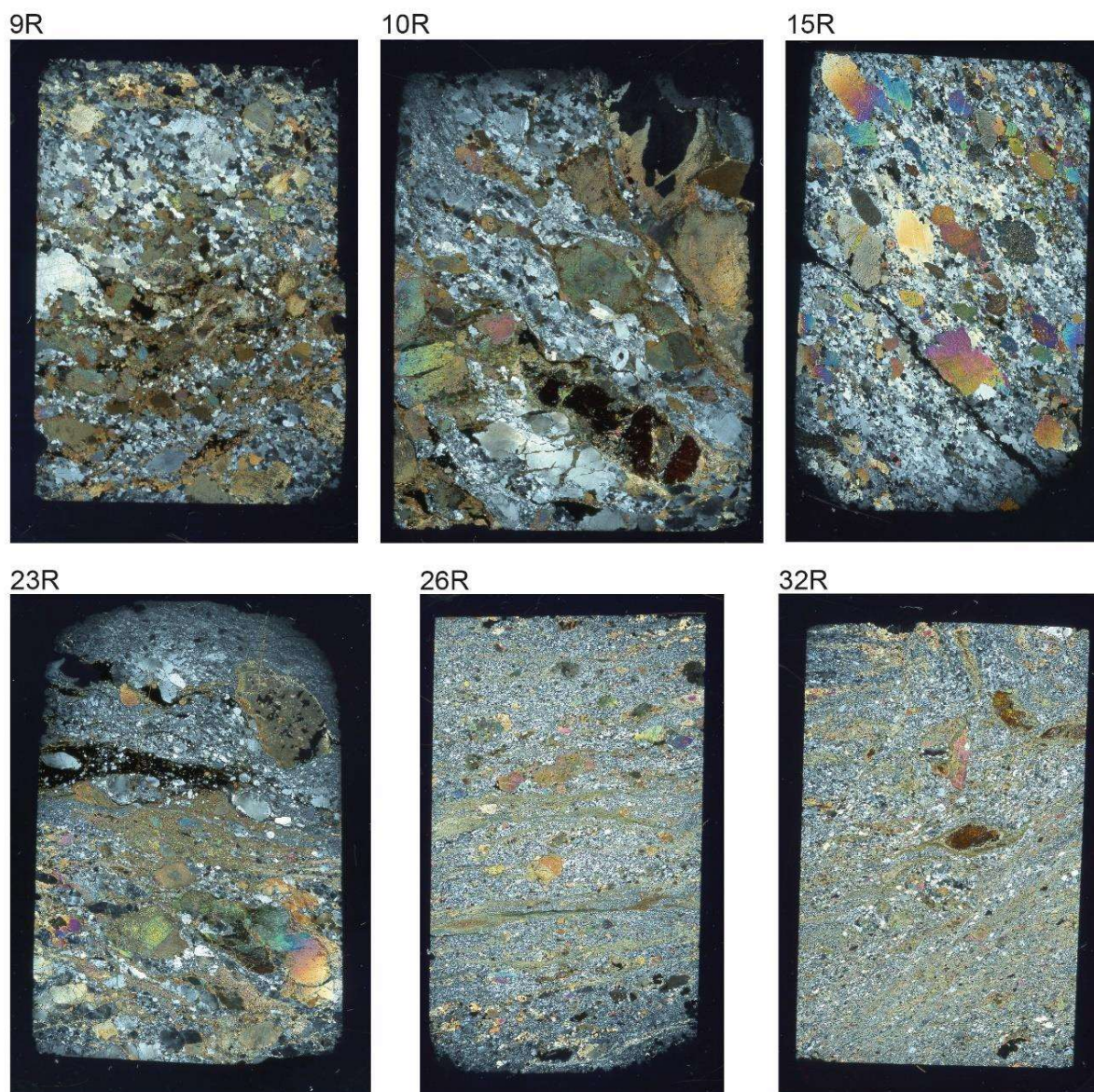


Figura 10: Imagens digitalizadas mostrando seções delgadas polidas das amostras 9R, 10R, 15R, 23R, 26R e 32R através de luz polarizada em nicóis cruzados. O comprimento de cada seção polida é de aproximadamente 3 cm.

Estruturas dúcteis estão distribuídas ao longo de todo o furo, além de relações de sobreposição rúptil em níveis superiores. Sendo assim, os domínios microestruturais foram separados em dois tópicos: i) Domínio protomilonítico e ii) Domínio milonítico, detalhados nos tópicos abaixo.

#### **4.1.1 Domínio protomilonítico**

O domínio protomilonítico é representado pelas amostras 9R, 10R e 15R (Figura 10) da porção superior do furo U1473A, caracterizado por gabros com porfiroclastos grossos de clinopiroxênio, ortopiroxênio, plagioclásio e, em menor quantidade, olivina, fraturados e manteados por neoblastos de mesma fase mineral, além de uma matriz monominerálica de plagioclásio.

Em amostras recuperadas de níveis crustais mais rasos, 9R (70,7 a 77,84 m) e 10R (80,4 a 83,83 m), são observados porfiroclastos grossos de clinopiroxênio reliquiares manteados por anfibólio secundário e óxidos de Fe-Ti, e porfiroclastos de plagioclásio fragmentados em meio a uma matriz recristalizada de plagioclásio, definindo a foliação protomilonítica (Figura 11a).

Os porfiroclastos de clinopiroxênio reliquiares exibem tamanho médio 0,75 cm, variando de 0,5 a 1,0 cm. Estão alongados e fragmentados (Figura 11b), com seus limites de grãos circundados por anfibólio e óxidos de Fe-Ti e outros minerais de baixa temperatura, como clorita, epidoto e sericita (Figura 11c).

Os porfiroclastos de plagioclásio possuem tamanho variável de 0,3 a 0,7 mm. Os cristais são anédricos, inequigranulares e, por vezes, apresentam-se fragmentados formando arranjos poligonais com fraturas preenchidas por anfibólio secundário e minerais de baixa temperatura (clorita, epidoto, sericita e óxidos de Fe-Ti; Figura 11d).

A matriz recristalizada é composta essencialmente por plagioclásio, com tamanho médio dos grãos variando entre 100 e 300  $\mu\text{m}$ , anédrico, hábito granular e contatos retos definindo um arranjo poligonal monominerálico. O plagioclásio da matriz apresenta extinção ondulante e microfraturas.

No contato com as bordas de alteração dos porfiroclastos de clinopiroxênio reliquiares, a matriz monominerálica apresenta tamanho médio de grão de 50 a 90  $\mu\text{m}$ .



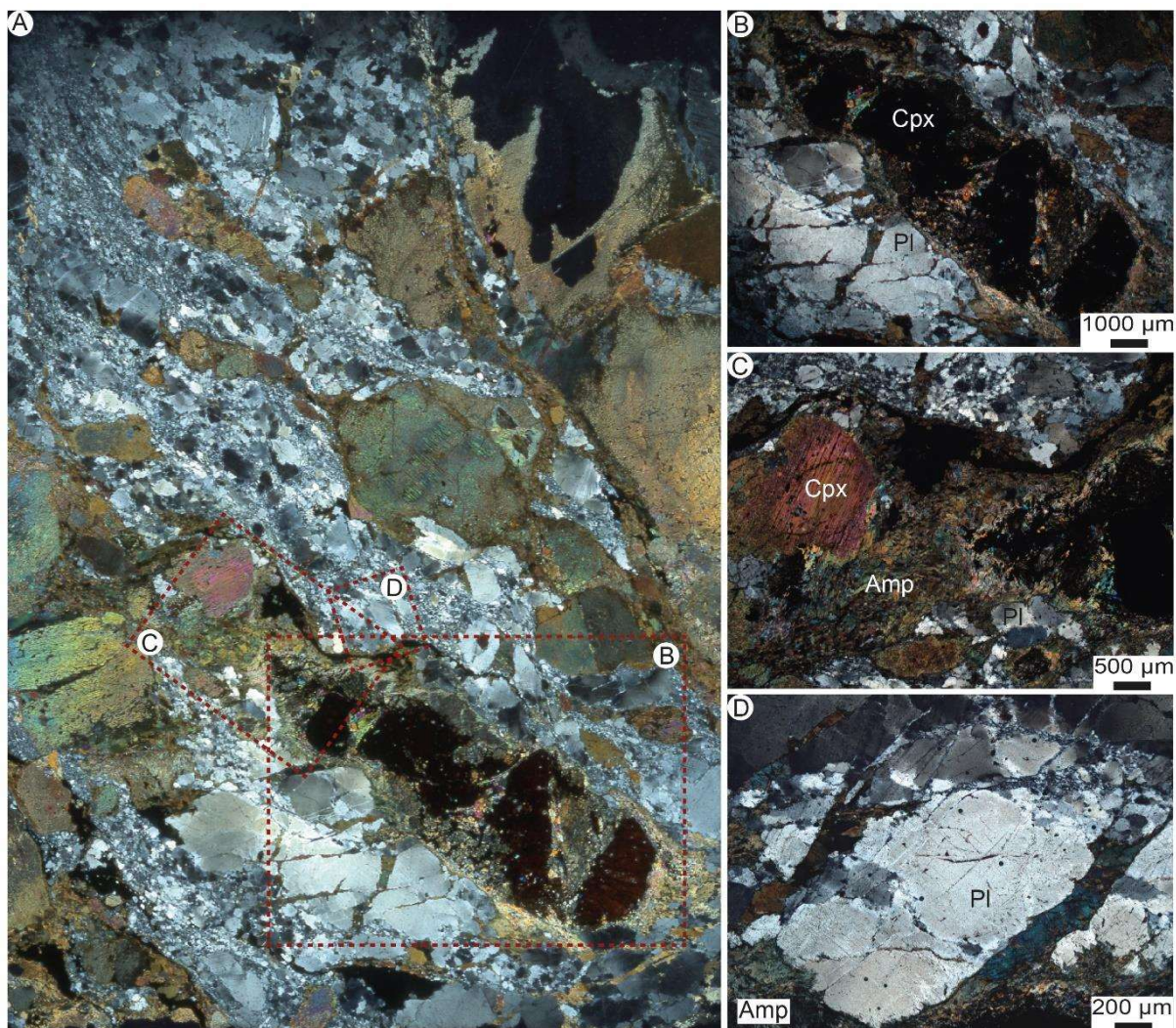


Figura 11: (a) Imagem digitalizada mostrando uma seção delgada polida da amostra 10R através de luz polarizada em nicóis cruzados; (b) Fotomicrografia de porfiroclasto de clinopiroxênio reliquiar fragmentado, com sua borda de grão e fraturas compostas por minerais de baixa temperatura, e porfiroclastos de plagioclásio fragmentados formando arranjos poligonais com fraturas preenchidas por minerais de baixa temperatura; (c) Fotomicrografia de porfiroclastos de clinopiroxênio reliquiários, com seus limites de grãos circundados por anfibólio e óxidos de Fe-Ti; (d) Fotomicrografia de grãos de plagioclásio com fraturas preenchidas por minerais de baixa temperatura.

Na amostra 15R (128,9 a 137,6 m; Figura 12 e Figura 13), pode-se notar a formação de neoblastos nos limites de porfiroclastos, com grãos de tamanho variável 0,1 a 0,3 mm (Figura 12e). Além disso, é possível identificar evidências de deformação dúctil dentro da estrutura de porfiroclastos de clinopiroxênio, como o dobramento/arqueamento da clivagem (Figura 13d).

Os porfiroclastos de clinopiroxênio e ortopiroxênio exibem tamanho médio de 5 mm, variando de 4,25 a 6,25 mm (Figura 12d), orientados seguindo a direção preferencial da foliação. Em seus planos de clivagem existem inclusões e alterações (uralitização). Tais porfiroclastos por vezes apresentam bordas e caudas de recristalização (Figura 13b), dobras em *kink*, clivagens dobradas e lamelas de exsolução, além de neoblastos de mesma fase mineral e extinção ondulante (Figura 12e).

Os porfiroclastos de plagioclásio possuem tamanho variável de 0,5 a 2 mm. Os cristais são anédricos, inequigranulares, com contatos retos definindo mosaicos poligonais.



Apresentam extinção ondulante, maclas deformadas e *kink bands* locais (Figura 12c). Apresentam contatos retos com os agregados recristalizados da matriz; e, por vezes, contatos suturados.

Os porfiroclastos de olivina apresentam-se alongados (0,5 mm) de acordo com a direção da foliação, com relevo alto e cor de interferência azul esverdeado. Esses grãos encontram-se em uma massa de alteração para óxidos de Fe-Ti e anfíbólio secundário.

As fraturas estão, em sua maioria, preenchidas por grãos recristalizados de plagioclásio, anfíbólio e/ou piroxênio. Fraturas que cortam porfiroclastos de plagioclásio são compostas por grãos de plagioclásio recristalizado, enquanto que fraturas que cortam porfiroclastos de piroxênio estão preenchidas por grãos recristalizados de piroxênio e anfíbólio. Em níveis crustais mais rasos existem fraturas que cortam a matriz recristalizada de plagioclásio e são preenchidas por filossilicatos.

Existem também microfraturas assimétricas em porfiroclastos de diopsídio perpendiculares à direção de clivagem preferencial (Figura 13c).

A matriz recristalizada é composta essencialmente por plagioclásio, com tamanho médio dos grãos variando entre 100 e 200  $\mu\text{m}$ , anédrico, hábito granular e contatos retos definindo um arranjo poligonal monominerálico (Figura 12b). O plagioclásio da matriz apresenta extinção ondulante, subgrãos e *kink bands*.

No contato com porfiroclastos e fragmentos de grãos, a matriz recristalizada apresenta tamanho médio de grão de 10 a 20  $\mu\text{m}$ , por vezes formando uma matriz polifásica fina de plagioclásio, anfíbólio, clorita, epidoto, sericita e óxidos de Fe-Ti.

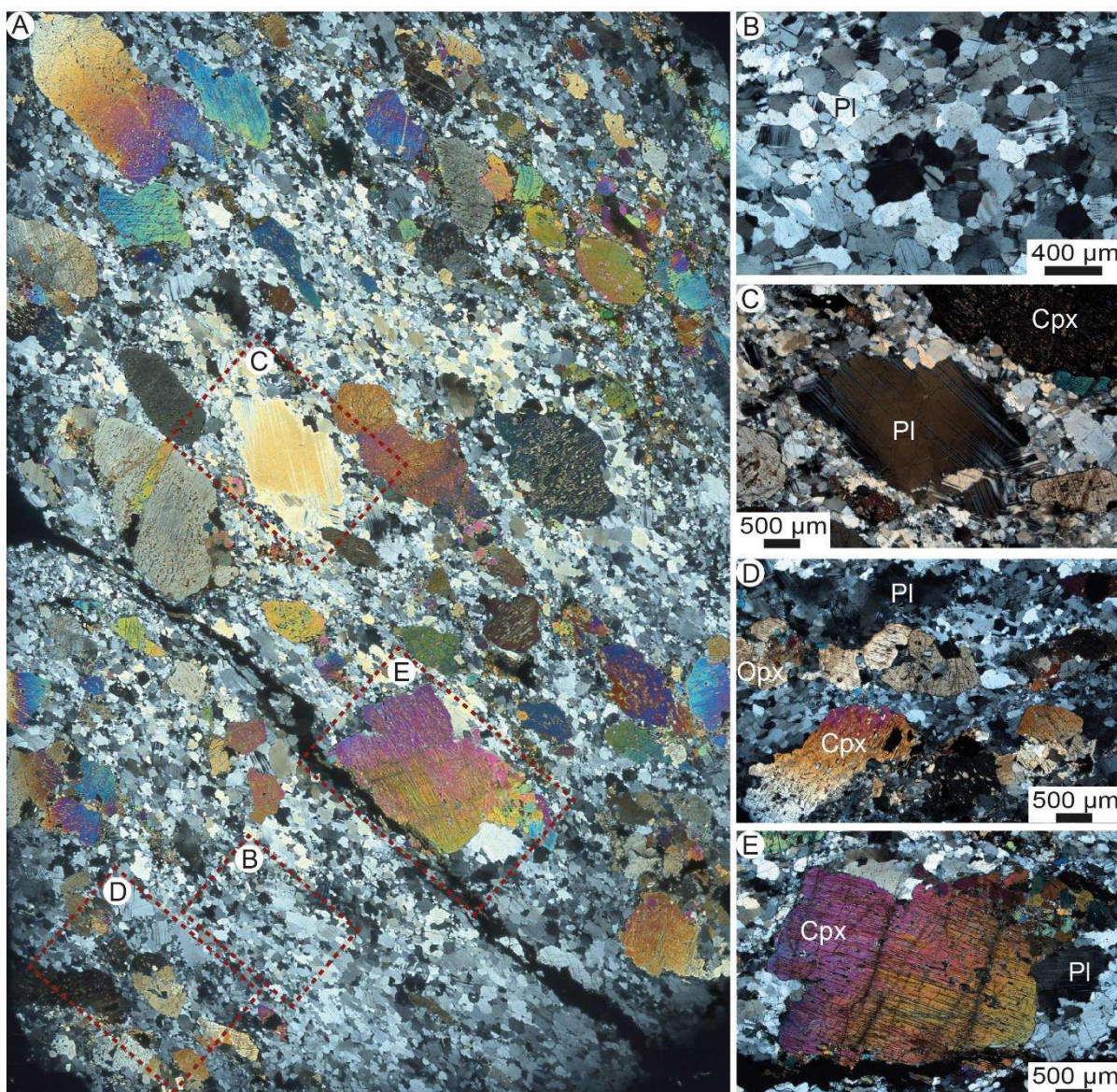


Figura 12: (a) Imagem digitalizada mostrando uma seção delgada polida da amostra 15R através de luz polarizada em nicóis cruzados; (b) Fotomicrografia de matriz monominerálica de plagioclásio com hábito granular e contatos retos, formando um arranjo poligonal; (c) Fotomicrografia de porfiroclasto de plagioclásio (centro) com extinção ondulante, maclas deformadas e *kink bands* em meio à matriz monominerálica de plagioclásio; (d) Fotomicrografia de porfiroclastos de ortopiroxênio e clinopiroxênio fraturados e fragmentados em meio à matriz monominerálica de plagioclásio; (e) Fotomicrografia de porfiroclasto de clinopiroxênio com duas famílias de fraturas perpendiculares à direção da clivagem, além da formação de neoblastos de clinopiroxênio em sua borda superior direita.



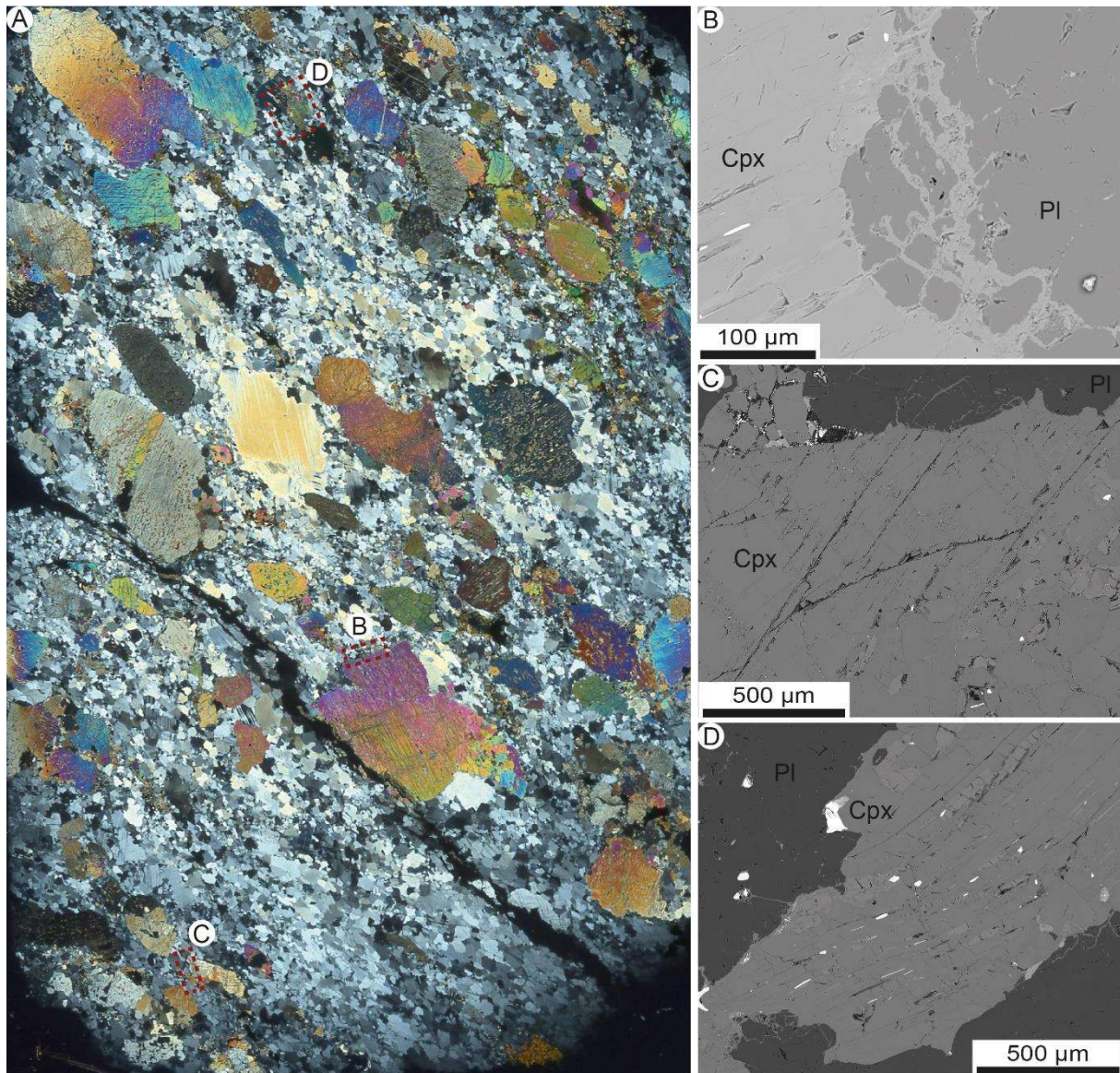


Figura 13: (a) Imagem digitalizada mostrando uma seção delgada polida da amostra 15R através de luz polarizada em nicóis cruzados; (b) Imagem de elétrons retroespalhados de borda de recristalização de porfiroclasto de diopsídio em contato com a matriz monominerálica de plagioclásio; (c) Imagem de elétrons retroespalhados de microfraturas assimétricas em porfiroclasto de diopsídio e contatos retos de neoblastos de diopsídio (borda superior esquerda) preenchidos por minerais de baixa temperatura, formando um arranjo poligonal; (d) Imagem de elétrons retroespalhados de porfiroclasto de diopsídio com clivagem arqueada e preenchida por óxidos de Fe-Ti em meio à matriz recristalizada de plagioclásio.

#### 4.1.2 Domínio milonítico

O domínio milonítico é representado pelas amostras 23R, 26R e 32R (Figura 10), caracterizado por gabros miloníticos de textura média a fina, com porfiroclastos de clinopiroxênio e plagioclásio, além de matriz polifásica muito fina composta por plagioclásio, anfibólio, clorita, epidoto e óxidos de Fe-Ti, intercalada por uma matriz monominerálica fina de plagioclásio, que definem a foliação milonítica.

Na amostra 23R (225,9 a 230,14 m; Figura 14), pode-se observar porfiroclastos de diopsídio e plagioclásio, fragmentados, fraturados e rotacionados em meio à foliação milonítica

transposta por fluxo cataclástico, além da formação de uma matriz polifásica composta por minerais de baixa temperatura.

Os porfiroclastos de diopsídio possuem tamanho variável de 4,3 a 0,7 mm. Apresentam-se deformados/rotacionados e substituídos por minerais de baixa temperatura, além de exibirem a formação de subgrãos em suas bordas, assim como caudas de recristalização (Figura 14b, Figura 14c e Figura 14d).

Porfiroclastos de plagioclásio têm tamanho pouco variável, em média 0,9 mm. Apresentam extinção ondulante, maclas deformadas e *kink bands* locais (Figura 14d). Por vezes estão fragmentados, fraturados e rotacionados, manteados por uma matriz recristalizada muito fina de plagioclásio e óxidos de Fe-Ti (Figura 14e).

Porfiroclastos de plagioclásio têm tamanho pouco variável, em média 0,9 mm. Apresentam extinção ondulante, maclas deformadas e *kink bands* locais (Figura 14d). Por vezes estão fragmentados, fraturados e rotacionados, manteados por uma matriz recristalizada muito fina de plagioclásio e óxidos de ferro (Figura 14e).

É notável o desenvolvimento de uma matriz polifásica fina formada por anfibólio secundário e minerais de baixa temperatura (clorita, sericita, epidoto e óxidos de Fe-Ti) envolvendo porfiroclastos de diopsídio, intercalada com a matriz monominerálica de plagioclásio envolvendo porfiroclastos reliquias de diopsídio, rotacionados e com caudas de recristalização (Figura 14b).

A matriz monominerálica de plagioclásio, identificada e caracterizada em porções superiores do furo U1473A (amostra 15R), apresenta uma significativa redução do tamanho de grão, de 200  $\mu\text{m}$  para 30  $\mu\text{m}$ , além de exibir a presença de grãos rotacionados de plagioclásio, acompanhando a foliação milonítica (Figura 14b).

As principais fraturas estão, em sua maioria, preenchidas por minerais de baixa temperatura (clorita, sericita e epidoto) e óxidos de Fe-Ti que atravessam perpendicularmente a foliação milonítica e o fluxo cataclástico (Figura 14e). Existem também microfraturas preenchidas por filossilicatos (Figura 15b e Figura 15c) que cortam a matriz recristalizada fina de plagioclásio, massa de óxidos de Fe-Ti com fragmentos rotacionados de diopsídio e plagioclásio e fragmentos de diopsídio.

A foliação milonítica é transposta por fluxo cataclástico com fragmentos de grãos de plagioclásio e diopsídio, majoritariamente, rotacionados e fraturados em meio a uma massa de óxidos de Fe-Ti (Figura 14b). Foram observadas também redes de microfraturas que cortam grãos de diopsídio, preenchidas por plagioclásio recristalizado e, em menor quantidade, óxidos de Fe-Ti, adjacentes ao fluxo cataclástico (Figura 15a).



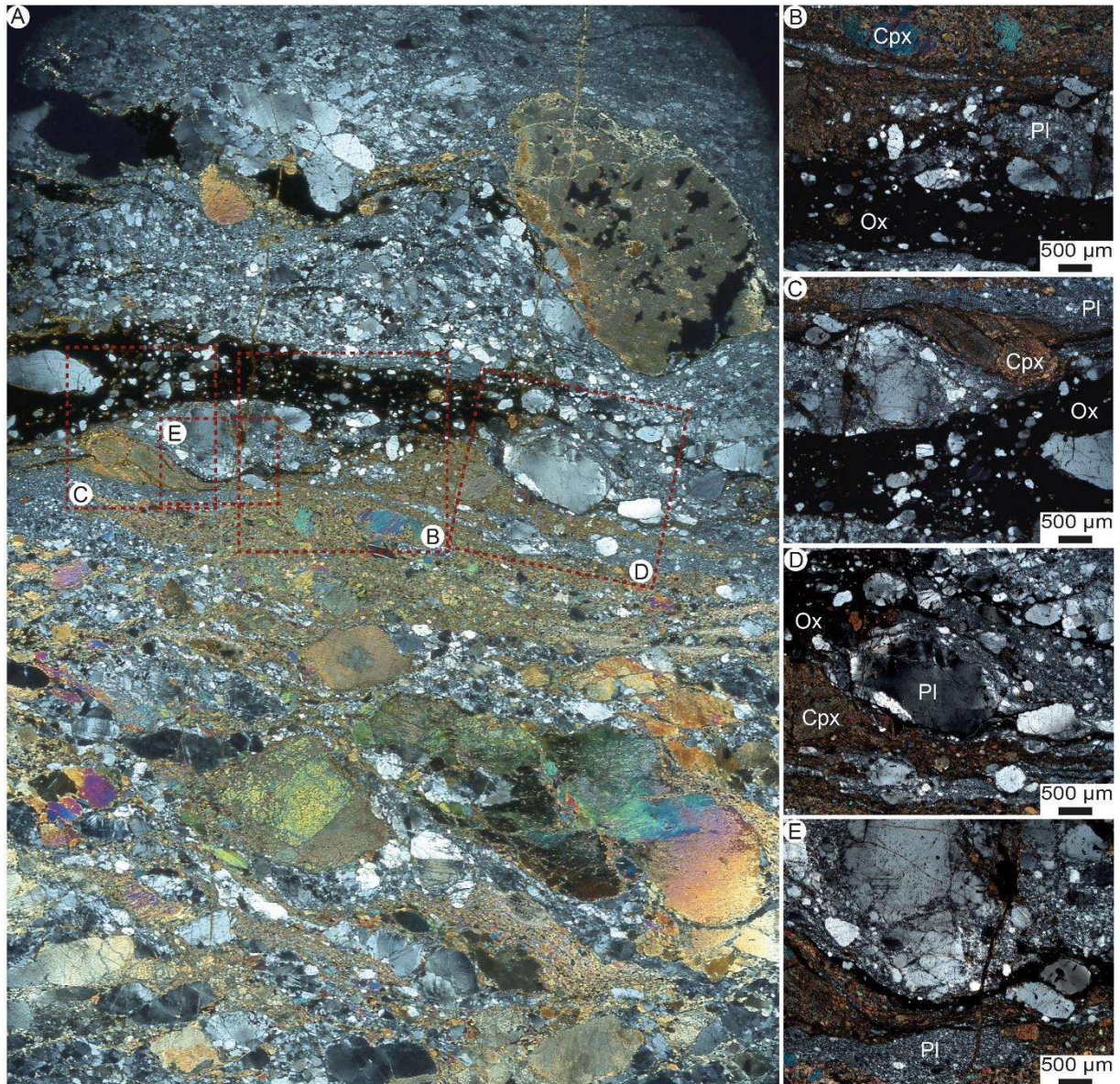


Figura 14: (a) Imagem digitalizada mostrando uma seção delgada polida da amostra 23R através de luz polarizada em nicóis cruzados; (b) Fotomicrografia de fluxo cataclástico com fragmentos de grãos rotacionados e fraturados de plagioclásio e piroxênio em meio a uma massa de óxidos de Fe-Ti (metade inferior) e matriz polifásica fina formada por minerais de baixa temperatura com porfiroclastos de diopsídio, intercalada com matriz monominerálica de plagioclásio (metade superior), além de fragmentos rotacionados de plagioclásio de diferentes tamanhos (centro direita); (c) Fotomicrografia de porfiroclasto de diopsídio fragmentado, deformado e bastante alterado, em substituição por minerais de baixa temperatura, além de exibir a formação de subgrãos em suas bordas, assim como uma cauda de recristalização; (d) Fotomicrografia de porfiroclastos de plagioclásio fragmentados, fraturados, rotacionados e com extinção ondulante, manteados pela matriz recristalizada muito fina de plagioclásio e óxidos de Fe-Ti (metade superior), e matriz polifásica com porfiroclasto reliquiar de diopsídio rotacionado e com caudas de recristalização, intercalada com matriz recristalizada de plagioclásio com grãos rotacionados de plagioclásio, definindo a foliação milonítica; (e) Fotomicrografia de fratura preenchida por minerais de baixa temperatura e óxidos de Fe-Ti que atravessa perpendicularmente a foliação milonítica.



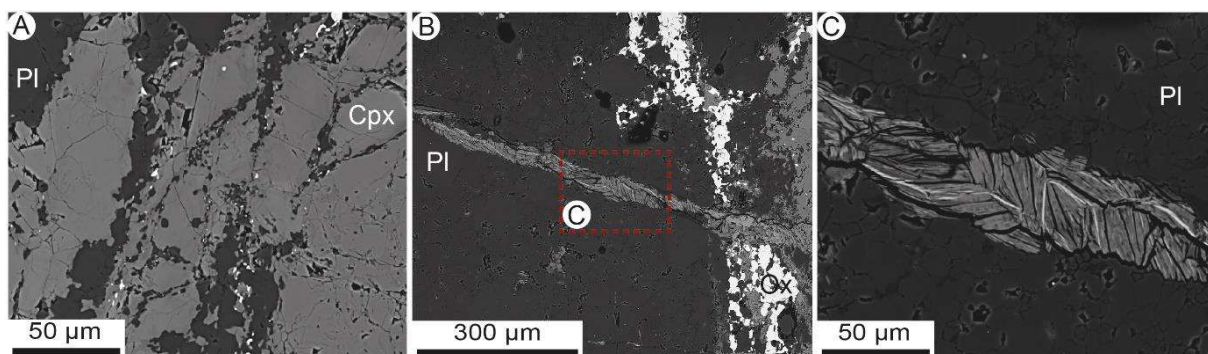


Figura 15: Imagem de elétrons retroespalhados de (a) rede de fraturas que cortam grão de diopsídio, preenchidas por plagioclásio recristalizado e, em menor quantidade, óxidos de Fe-Ti; (b) microfratura preenchida por filossilicatos que corta a matriz recristalizada fina de plagioclásio, massa de óxidos de Fe-Ti com fragmentos rotacionados de diopsídio e plagioclásio e fragmentos de diopsídio; (c) detalhe da microfratura preenchida por filossilicatos descrita anteriormente no item (b).

Na amostra 26R (225,9 a 230,14 m; Figura 16), pode-se notar a formação de neoblastos nos limites de porfiroclastos, com grãos de tamanho variável. Além disso, é possível identificar evidências de deformação dúctil dentro da estrutura de porfiroclastos de clinopiroxênio, como o dobramento/arqueamento da clivagem.

Os porfiroclastos de clinopiroxênio e ortopiroxênio exibem tamanho médio de 5 mm, variando de 4,25 a 6,25 mm, orientados seguindo a direção preferencial da foliação. Em seus planos de clivagem existem inclusões e alterações (uralitização). Tais porfiroclastos por vezes apresentam dobras em *kink*, extinção ondulante, clivagens dobradas, lamelas de exsolução e caudas de recristalização, além de neoblastos de mesma fase mineral.

Os porfiroclastos de piroxênio são caracterizados pela presença de lamelas de exsolução, lamelas de clinopiroxênio nos porfiroclastos de ortopiroxênio e lamelas de ortopiroxênio nos porfiroclastos de clinopiroxênio, além de caudas de recristalização compostas por grãos finos de piroxênio e o dobramento/arqueamento da clivagem. Na proximidades de fraturas, os porfiroclastos de piroxênio estão parcialmente substituídos por anfibólio ao longo de seus planos de clivagem.

Localmente pode-se observar a matriz polifásica composta por minerais de baixa temperatura restringindo a matriz monomineralica de plagioclásio, formando bolsões. A densidade de extinção ondulante em grãos recristalizados de plagioclásio tende a ser maior nas adjacências de fraturas ou outras fases minerais.

Existem fraturas espaçadas perpendiculares à direção da clivagem preferencial, preenchidas por minerais de baixa temperatura, como zoisita, clorita e/ou epidoto. Tal alteração de baixa temperatura aparece também como borda de alteração no limite dos porfiroclastos, formando contatos suturados com a matriz recristalizada. Essas fraturas parecem ter sido deslocadas por um esforço perpendicular à elas, gerando outra família de fraturas espaçadas em ângulo tangencial e de menor amplitude.



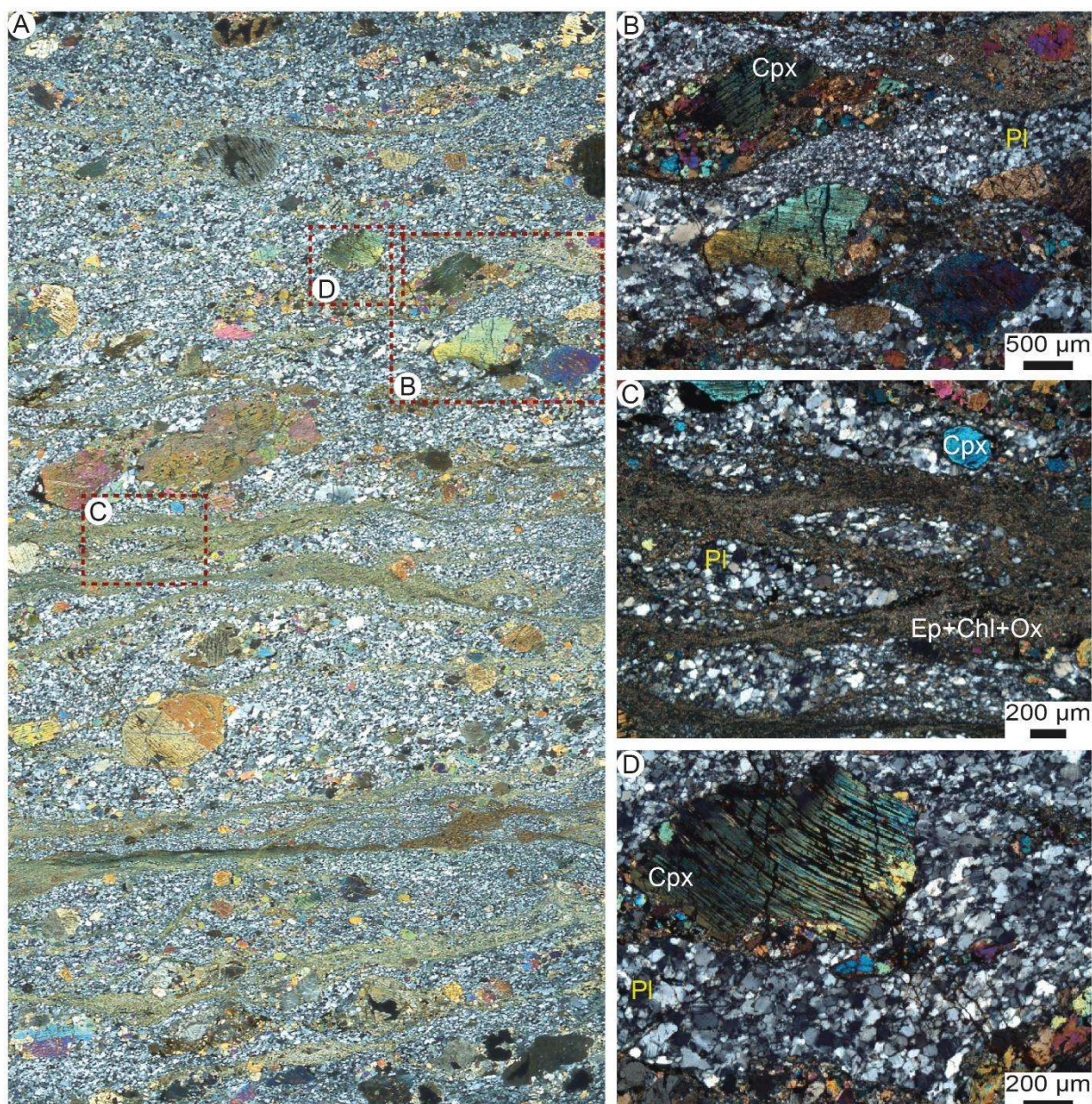


Figura 16: (a) Imagem digitalizada mostrando uma seção delgada polida da amostra 26R através de luz polarizada em nicóis cruzados; (b) Fotomicrografia de caudas de recristalização em porfiroclasto de diopsídio, delimitadas por neoblastos em meio a matriz recristalizada de plagioclásio; (c) Fotomicrografia de matriz polifásica composta por minerais de baixa temperatura definindo a foliação milonítica, restringindo bolsões de matriz monominerálica de plagioclásio; (d) Fotomicrografia de porfiroclasto de diopsídio com clivagem arqueada em meio a matriz recristalizada de plagioclásio.

Em amostras recuperadas de níveis crustais mais profundos, como a 32R (284,1 a 292,82 m), há a presença de uma matriz polifásica muito fina composta por anfibólio, filossilicatos (clorita) e óxidos de Fe-Ti, circunjacentes a grãos reliquiares de porfiroclastos de piroxênio rotacionados, além da redução da presença e tamanho destes porfiroclastos.

Os porfiroclastos reliquiares de diopsídio (média de 4 mm) estão rotacionados, fragmentados e apresentam fraturas intracristalinas preenchidas por minerais de baixa temperatura e caudas de recristalização, além de ser manteado pelas mesmas fases minerais que, subsequentemente, são manteadas por uma camada fina de anfibólio em meio a matriz



recristalizada composta majoritariamente por plagioclásio (15 a 35  $\mu\text{m}$ ), intercalada pela matriz polifásico suavemente dobrada (Figura 17a, Figura 17b e Figura 17c).

A presença de porfiroclastos reliquiais de clinopiroxênio rotacionados e com caudas de recristalização manteados por uma matriz polifásica fina composta por anfibólio secundário e minerais de baixa temperatura (clorita, sericita, epidoto e óxidos de Fe-Ti), perpendiculares à foliação milonítica, evidencia a existência microzonas de cisalhamento em níveis crustais mais profundos.

Em geral, as fraturas apresentam-se paralelas ou perpendiculares às microzonas de cisalhamento e, por vezes, cortam essas zonas.

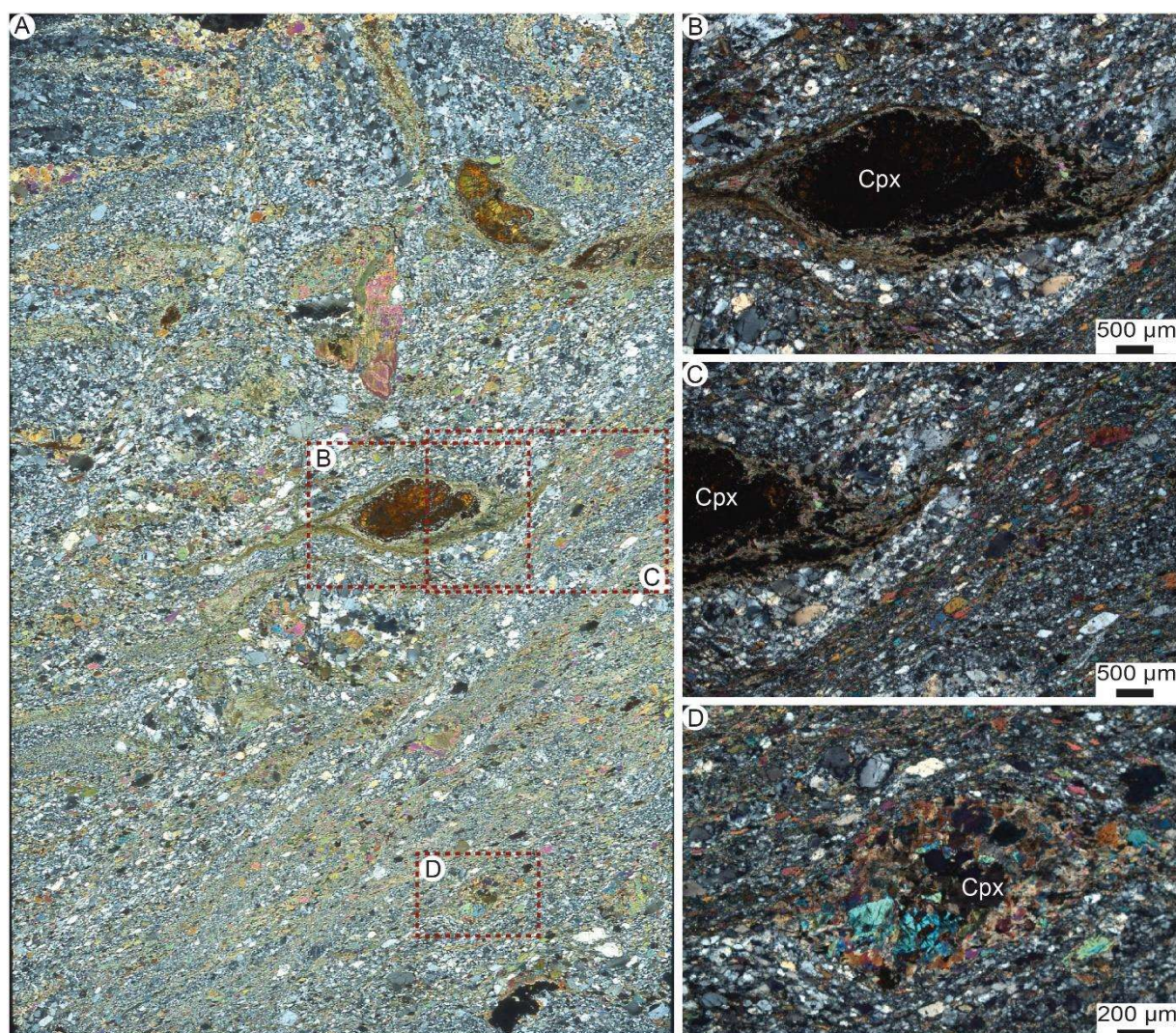


Figura 17: (a) Imagem digitalizada mostrando uma seção delgada polida da amostra 32R através de luz polarizada em nicóis cruzados; (b) Fotomicrografia de porfiroclasto reliquiar de diopsídio rotacionado que apresenta fraturas preenchidas por minerais de baixa temperatura e caudas de recristalização, além de ser manteadas pelas mesmas fases minerais que, subsequentemente, são manteadas por uma camada fina de anfibólio em meio a matriz recristalizada composta majoritariamente por plagioclásio, intercalada pela matriz polifásico suavemente dobrada; (c) Fotomicrografia de detalhe do arqueamento da cauda de recristalização do porfiroclasto reliquiar de diopsídio, acompanhando a foliação milonítica definida pela matriz polifásica dobrada contendo fragmentos de grãos rotacionados intercalada com a matriz recristalizada de plagioclásio; (d) Fotomicrografia de porfiroclasto reliquiar de diopsídio rotacionado, fragmentado e com caudas de recristalização, substituído por minerais de baixa temperatura em meio a matriz recristalizada com fragmentos de grãos de plagioclásio rotacionados (foliação milonítica).



## 4.2 Química mineral

As análises químicas representativas de porfiroclastos e grãos recristalizados de plagioclásio e clinopiroxênio são apresentadas na Tabela 1.

Tabela 1: Análises químicas representativas das amostras analisadas.

Mineral fase	Plagioclase			Clinopyroxene		
	Porphyroclasts	Recrystallized grains		Porphyroclasts	Recrystallized grains	
		Core	Rim		Core	Rim
SiO <sub>2</sub>	53.14	55.57	55.23	51.99	49.49	50.00
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.15	0.09	0.59	1.01	1.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30.86	28.67	28.84	2.21	6.77	6.63
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.10	0.19	0.26	11.14	15.92	15.42
MnO	0.00	0.01	0.01	0.40	0.29	0.26
MgO	0.01	0.00	0.03	14.04	13.61	13.66
CaO	11.54	9.83	9.93	19.56	11.18	11.29
Na <sub>2</sub> O	4.36	5.84	6.01	0.45	1.33	1.07
K <sub>2</sub> O	0.02	0.10	0.06	0.01	0.35	0.33
<b>Total</b>	<b>100.03</b>	<b>100.42</b>	<b>100.45</b>	<b>100.43</b>	<b>100.10</b>	<b>99.93</b>
O	8.00	8.00	8.00	6.00	6.00	6.00
Si	2.39	2.49	2.48	1.94	1.85	1.87
Ti	0.00	0.01	0.00	0.02	0.03	0.03
Al	1.64	1.51	1.52	0.10	0.30	0.29
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.01	0.01	0.35	0.50	0.48
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Mg	0.00	0.00	0.00	0.78	0.76	0.76
Ca	0.56	0.47	0.48	0.78	0.45	0.45
Na	0.38	0.51	0.52	0.03	0.10	0.08
K	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02
<b>Total</b>	<b>4.98</b>	<b>5.00</b>	<b>5.02</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>
X <sub>Ca</sub> <sup>1</sup>	-	-	-	40.95	26.32	26.65
X <sub>Mg</sub> <sup>2</sup>	-	-	-	40.90	44.58	44.89
X <sub>Fe</sub> <sup>3</sup>	-	-	-	18.16	29.10	28.46
X <sub>An</sub> <sup>4</sup>	59.30	47.89	47.58	-	-	-
X <sub>Ab</sub> <sup>5</sup>	40.59	51.51	52.08	-	-	-
X <sub>Or</sub> <sup>6</sup>	0.12	0.60	0.34	-	-	-

$${}^1X_{Ca} = Ca/(Ca+Mg+Fe^{2+}) * 100 \quad {}^2X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe^{2+}) * 100 \quad {}^3X_{Fe} = Fe/(Ca+Mg+Fe^{2+}) * 100$$

$${}^4X_{An} = Ca/(Ca+Na+K) * 100 \quad {}^5X_{Ab} = Na/(Ca+Na+K) * 100 \quad {}^6X_{Or} = K/(Ca+Na+K) * 100$$

Os porfiroclastos de plagioclásio têm um conteúdo de anortita mais alto (média de An<sub>59</sub>) do que os grãos recristalizados de plagioclásio (média de An<sub>47</sub>). A composição dos porfiroclastos varia de andesina a labradorita, enquanto os grãos recristalizados são andesina. O núcleo e a borda dos grãos de plagioclásio recristalizados carecem de qualquer variação sistemática e têm uma composição média de An<sub>47,89</sub> e An<sub>47,58</sub>, respectivamente. Os grãos recristalizados presentes na matriz e as camadas monominerálicas não apresentam variação composicional significativa entre suas bordas e núcleos (Figura 18).

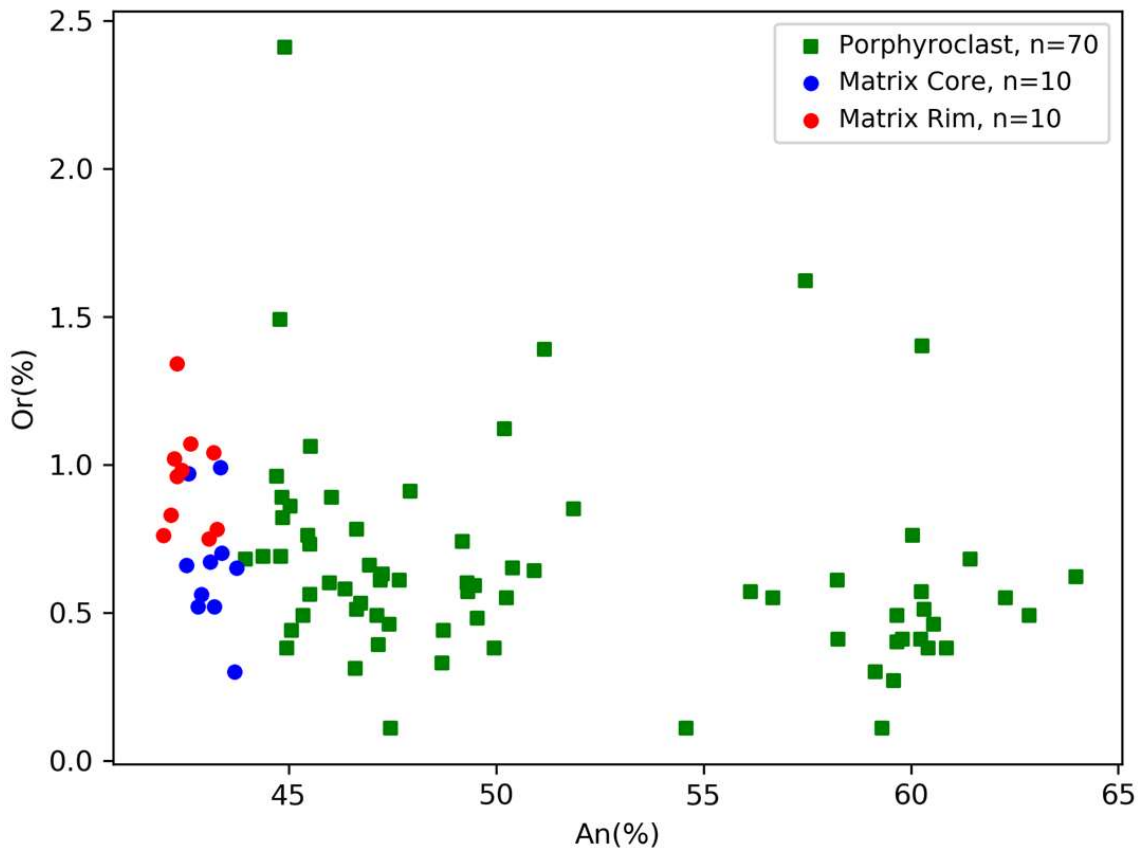


Figura 18: Composição química (%Or x %An) de porfiroclastos de plagioclásio (quadrados verdes), núcleo de grãos recristalizados de plagioclásio (círculos azuis) e borda de grãos recristalizados de plagioclásio (círculos vermelhos).

Porfiroclastos e grãos recristalizados de clinopiroxênio foram analisados nas amostras 15R e 23R (Figura 19). Na amostra 15R, os porfiroclastos e grãos recristalizados são diopsídio em composição com  $[\text{Ca}_{0,43-0,43}, \text{Mg}_{0,41-0,41}, \text{Fe}_{0,16-0,16}]\text{SiO}_3$ . Na amostra 23R, os porfiroclastos e grãos recristalizados são augita em composição com  $[\text{Ca}_{0,31-0,27}, \text{Mg}_{0,49-0,44}, \text{Fe}_{0,20-0,29}]\text{SiO}_3$ .

Os porfiroclastos de clinopiroxênio na amostra 15R têm um teor ligeiramente maior de Si em comparação com os grãos recristalizados (borda e núcleo). O conteúdo de  $X_{\text{Mg}}$  de porfiroclastos e grãos recristalizados carece de qualquer variação sistemática, embora alguns neoblastos tenham valores ligeiramente mais elevados em comparação com os porfiroclastos. Os valores de  $X_{\text{Mg}}$  para núcleo e borda dos grãos recristalizados comumente se sobrepõem ( $X_{\text{Mg}40,5-41,5}$ ; média de  $X_{\text{Mg}41}$ ).

Os porfiroclastos de clinopiroxênio na amostra 23R apresentam valores mais elevados de  $X_{\text{Mg}}$  em comparação com os grãos recristalizados (borda e núcleo). O conteúdo de  $X_{\text{Mg}}$  no núcleo e na borda dos grãos recristalizados comumente se sobrepõe ( $X_{\text{Mg}42-46}$ ; média de  $X_{\text{Mg}44}$ ).

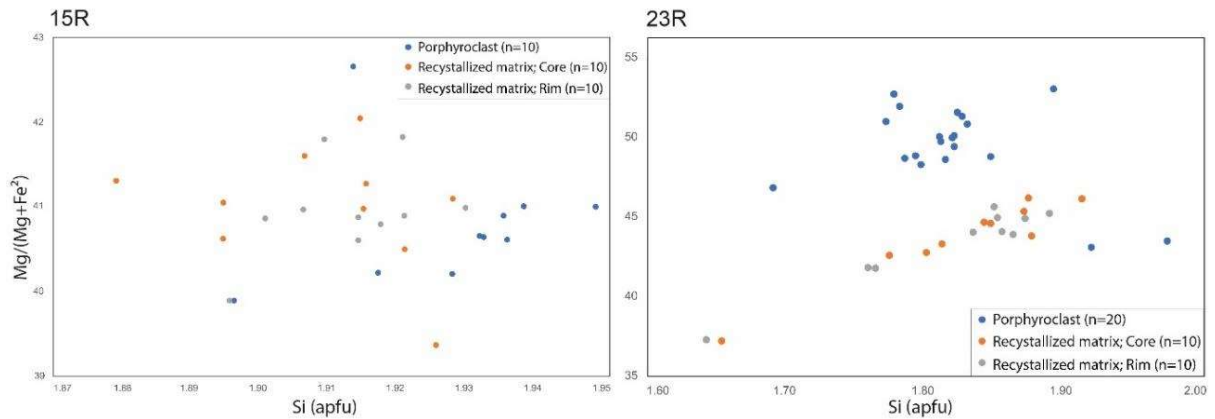


Figura 19: Composição química [ $X_{Mg}$  x Si (apfu)] de porfiroclastos de clinopiroxênio (círculos azuis), núcleo de grãos recristalizados de clinopiroxênio (círculos laranjas) e borda de grãos recristalizados de clinopiroxênio (círculos cinzas) das amostras 15R (esquerda) e 23R (direita).

### 4.3 Distribuição do tamanho dos grãos

Foram realizadas análises quantitativas de distribuição do tamanho médio de grãos de plagioclásio em fraturas intracristalinas e na matriz recristalizada a partir das imagens obtidas em microscópio eletrônico de varredura (MEV).

O tamanho médio de grão de plagioclásio analisado em matriz monominerálica recristalizada varia de 20 a 40  $\mu\text{m}$ , podendo chegar a tamanhos menores que 20  $\mu\text{m}$  e maiores 60  $\mu\text{m}$  (Figura 20a a Figura 20c).

O tamanho médio de grão de plagioclásio analisado em fratura intracristalina varia de 5 a 10  $\mu\text{m}$ , podendo chegar a tamanhos menores que 5  $\mu\text{m}$  no contato com a matriz recristalizada de plagioclásio (Figura 20d a Figura 20f).

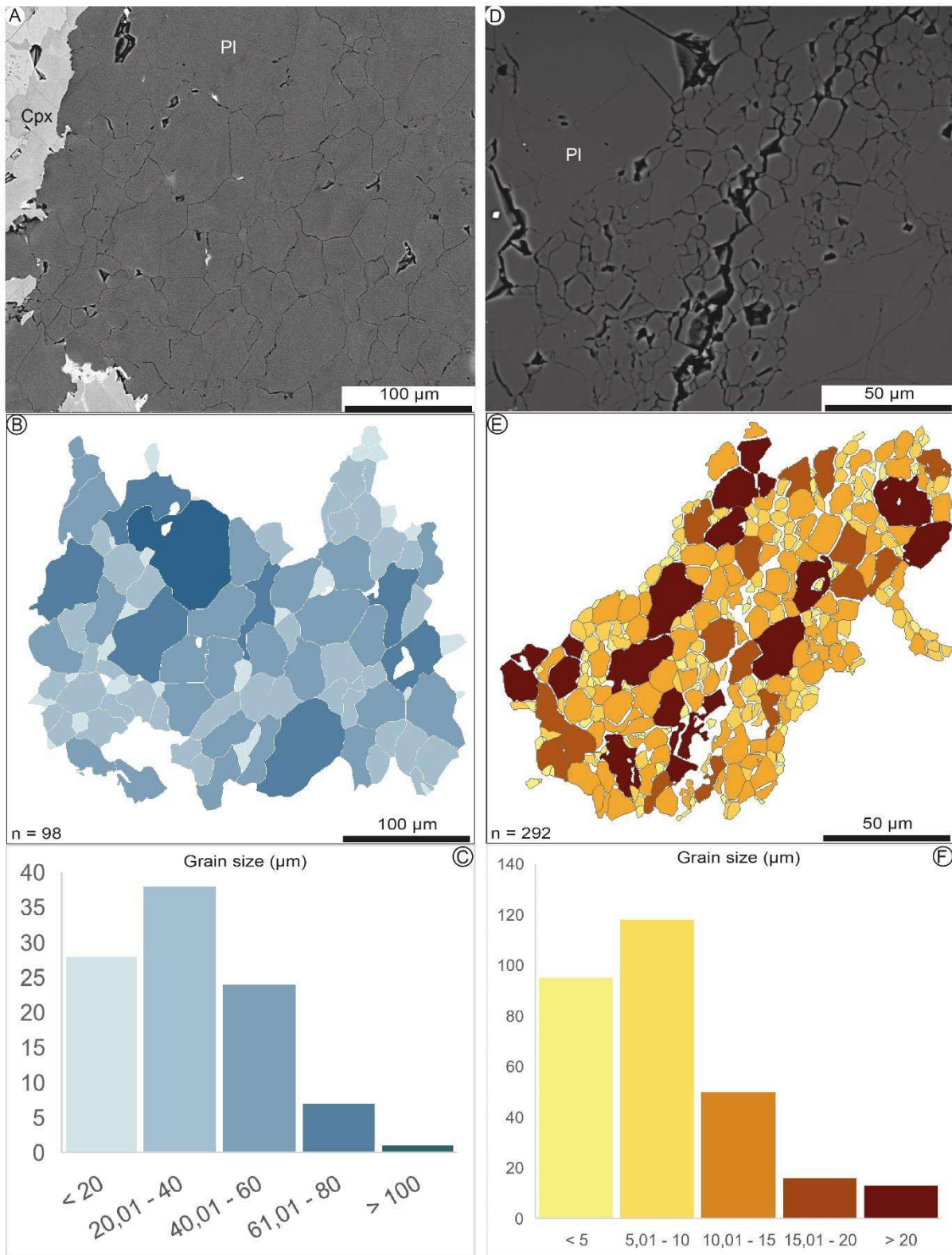


Figura 20: (a) Imagem de microscópio eletrônico de varredura (MEV) da área selecionada para contorno das bordas dos grãos recristalizados da matriz monomineralica de plagioclásio; (b) Contorno dos grãos recristalizados da matriz monomineralica de plagioclásio; (c) histograma do tamanho de grãos (quantidade x tamanho médio); (d) Imagem de microscópio eletrônico de varredura (MEV) da área selecionada para contorno das bordas dos grãos recristalizados em fratura intracristalina; (e) Contorno dos grãos recristalizados de plagioclásio em fratura intracristalina; (f) histograma do tamanho de grãos (quantidade x tamanho médio).

## 5. Discussão

### 5.1 Processos de localização da deformação e influência da interação fluido-rocha

A deformação em porfiroclastos de piroxênio foi acomodada por plasticidade intracristalina seguida por microfraturamento, o que resultou em porfiroclastos e novos grãos que circundam núcleos de grãos não totalmente recristalizados, além da presença de porfiroclastos grossos com clivagem arqueada/dobrada e do alongamento de porfiroclastos de clinopiroxênio paralelo à foliação (similar ao descrito por Taufner *et al.*, 2021).

Microestruturas como extinção ondulante, maclas deformadas e *kink bands* em porfiroclastos de plagioclásio sugerem que o plagioclásio é a fase mineral reologicamente fraca durante a deformação. Por vezes estes porfiroclastos estão fraturados e rotacionados, manteados por uma matriz recristalizada muito fina de plagioclásio e óxidos de Fe-Ti. A recristalização dinâmica extensiva do plagioclásio contribuiu para o desenvolvimento de uma matriz monominerálica fina de plagioclásio com a presença de porfiroclastos de piroxênio e olivina competentes (Miranda & John, 2010). Estudos em rochas máficas de alto grau naturalmente deformadas, nas quais o plagioclásio é frequentemente a fase mineral mais facilmente deformada, levando a uma redução significativa do tamanho do grão durante o processo de recristalização dinâmica, implica em uma reologia relativamente fraca (Brodie & Rutter, 1985; Rutter, 1999).

O anfibólio é identificado nas amostras substituindo porfiroclastos de clinopiroxênio e ortopiroxênio em suas bordas, além de preencher seus planos de clivagem. Como a água tem conhecido efeito de enfraquecimento em zonas de cisalhamento (Tullis *et al.*, 1996), pode-se inferir que a infiltração de fluidos hidratados promoveu a localização da deformação a partir de reações de amolecimento, como transformações de piroxênios em anfibólios, e a formação de minerais hidratados. Isso provocou uma mudança na acomodação e localização da deformação, de plagioclásio para anfibólio, a partir da diminuição da temperatura e alteração dos mecanismos de deformação, inicialmente e em grande parte, dúcteis, para rúptil-dúcteis (Dick *et al.*, 2019; Taufner *et al.*, 2021), provavelmente relacionada à percolação de fluidos em estágios tardios, durante ou após a exumação do CNM Atlantis Bank.

A foliação milonítica definida por anfibólio secundário, clorita, sericita, epidoto e óxidos de Fe-Ti ao redor de porfiroclastos de clinopiroxênio, ortopiroxênio, plagioclásio e olivina indica que a deformação rúptil-dúctil ocorreu na presença de fluidos.

A presença de fraturas preenchidas por plagioclásio recristalizado na matriz monominerálica de plagioclásio em temperaturas mais elevadas e fraturas parcial ou totalmente preenchidas pelo crescimento de grãos de anfibólio secundário, clorita, sericita, epidoto, óxidos de Fe-Ti em temperaturas mais baixas, sugerem que as fraturas são sincinemáticas à formação da foliação milonítica e foram continuamente geradas e preenchidas durante o processo deformacional progressivo (McCaig & Knipe, 1990; Knipe & McCaig, 1994). O processo dinâmico de geração de fraturas sincinemáticas, infiltração de fluidos e preenchimento de fraturas por minerais de baixa temperatura pode ser interpretado como um mecanismo de fornecimento de fluidos para as zonas de cisalhamento do sistema de falhas de *detachment* do

complexo de núcleo metamórfico oceânico Atlantis Bank (Miranda & John, 2010) em estágios tardios, durante ou após a subida e exumação do CNM.

A presença de fraturas preenchidas por filossilicatos que cortam a foliação milonítica evidencia o retrabalhamento rúptil de texturas dúcteis em níveis crustais mais rasos.

Microestruturas como *kink bands* em porfiroclastos de plagioclásio, grãos rotacionados dentro da foliação milonítica, o crescimento de anfibólio secundário, fraturas perpendiculares que cortam porfiroclastos de clinopiroxênio, fragmentos de tamanhos variados originados a partir do fraturamento de porfiroclastos e subsequente assimilação pela matriz, além de fraturas preenchidas por minerais metamórficos de baixo grau (clorita, sericita, epidoto, biotita, anfibólio), sugerem que as microzonas de cisalhamento funcionaram como canais para a migração de fluidos e retrabalhamento rúptil de texturas dúcteis.

## 5.2 Formação da matriz recristalizada fina

Nos gabros miloníticos da porção superior do furo U1473A, o plagioclásio e piroxênio podem ser divididos em domínios microestruturais distintos: grandes porfiroclastos herdados (piroxênio), pequenos grãos recristalizados na borda de porfiroclastos (piroxênio e plagioclásio) e matriz recristalizada monominerálica fina (plagioclásio). Os porfiroclastos de piroxênio por vezes apresentam-se fragmentados em clastos menores, bordados por uma matriz polifásica fina de anfibólio e minerais de baixa temperatura.

A matriz recristalizada monominerálica fina de plagioclásio é composta por grãos anédricos de tamanho homogêneo, hábito granular e contatos retos definindo um arranjo poligonal e junções tríplexes. Apresenta uma significativa redução do tamanho de grão, de 200  $\mu\text{m}$  em amostras mais superficiais (15R) para 30  $\mu\text{m}$  em amostras recuperadas de maior profundidade (32R). Em contato com bordas de alteração de porfiroclastos de clinopiroxênio reliquias, a matriz apresenta tamanho médio de grão de 50 a 90  $\mu\text{m}$ . Em contato com porfiroclastos e fragmentos de grãos, a matriz recristalizada chega a apresentar tamanho médio de grão de 10 a 20  $\mu\text{m}$ .

As microestruturas (por exemplo, extinção ondulante, formação de subgrãos, *kink bands*) indicam que a matriz recristalizada de plagioclásio formou-se por mecanismos de recristalização dinâmica (rotação e recristalização de subgrãos; por exemplo, Taufner *et al.*, 2021) e que a deformação foi acomodada por plasticidade intracristalina dentro da matriz (Taufner *et al.*, 2021).

Os porfiroclastos de plagioclásio analisados apresentam conteúdo de anortita mais alto (média de An<sub>59</sub>) que os grãos recristalizados de plagioclásio (média de An<sub>47</sub>), o que pode indicar que a recristalização do plagioclásio e formação da matriz monominerálica aconteceu em temperaturas mais elevadas, antes da exumação do CNM Atlantis Bank.

Grãos recristalizados de plagioclásio, grãos de anfibólio secundário e minerais de baixa temperatura (clorita, sericita, epidoto, óxidos de Fe-Ti) formam uma matriz polifásica fina adjacente aos porfiroclastos de piroxênio.

O desenvolvimento de anfibólio secundário nas sombras de pressão de porfiroclastos de piroxênio dentro da matriz polifásica sugere que o anfibólio cresce às custas de piroxênio na presença de fluidos e indica uma transformação metamórfica progressiva atuando junto com a deformação rúptil-dúctil em temperaturas menos elevadas. Entretanto, possivelmente parte dos plagioclásios e piroxênios já haviam sido deformados em condições mais altas de pressão e temperatura sem a influência de fluidos hidratados.

Em amostras com evidências de entrada de fluidos (23R), os porfiroclastos de clinopiroxênio apresentam valores mais elevados de  $X_{Mg}$  em comparação com os grãos recristalizados (borda e núcleo), o que pode indicar que a deformação e recristalização ocorreram na presença de fluidos e que esses fluidos participaram ativamente durante o metamorfismo retrogressivo.

A mistura de fases, o tamanho de grão fino e a presença de anfibólio secundário indicam que a matriz polifásica foi deformada por mecanismos de redução do tamanho de grão na presença de fluidos (Okudaira *et al.*, 2015; Taufner *et al.*, 2021). Além disso, a presença de uma fase fluida também pode ter desencadeado o fraturamento em porfiroclastos de piroxênio, devido a alta pressão de fluido e conseqüente aumento da tensão confinante local (Dick *et al.*, 2019; Taufner *et al.*, 2021).

### 5.3 Deformação rúptil

Deformação rúptil é observada como microfraturas cicatrizadas em porfiroclastos de clinopiroxênio e plagioclásio. A presença de uma fase mecanicamente forte (piroxênio) deformando-se sob condições de alta temperatura e alta tensão diferencial, pode resultar no comportamento rúptil do piroxênio antes do desenvolvimento de fluxo dúctil localizado (por exemplo, Handy *et al.*, 2007; Okudaira *et al.*, 2015).

Os porfiroclastos (clinopiroxênio, ortopiroxênio e plagioclásio) presentes nas amostras caracterizadas mostram extinção ondulante e formação de subgrãos com tamanhos similares aos novos grãos (desenvolvimento de caudas de recristalização), sugerindo evidências de plasticidade intracristalina e redução do tamanho de grãos a partir de recristalização dinâmica (Hirth & Tullis, 1992).

Assim, os resultados sugerem que a deformação nos porfiroclastos foi acomodada por plasticidade intracristalina nas bordas dos clastos (desenvolvimento de caudas de recristalização a partir da rotação de subgrãos) seguida por microfraturamento, o que resultou em grãos fraturados e novos grãos que circundam núcleos de grãos não totalmente recristalizados (Bial & Trepmann, 2013; Okudaira *et al.*, 2017). A acomodação da deformação nos porfiroclastos pode ter acontecido em altas temperaturas. Entretanto, há o desenvolvimento da matriz polifásica em níveis crustais mais rasos. Assim, é possível que parte da deformação rúptil em piroxênio e plagioclásio tenha sido acomodada durante a exumação do CNM Atlantis Bank.

A presença de fraturas preenchidas por grãos de plagioclásio recristalizado que cortam porfiroclastos de plagioclásio e de fraturas preenchidas por grãos recristalizados de piroxênio

e anfíbólio secundário que cortam porfiroclastos de piroxênio nas amostras analisadas possivelmente são o resultado da atuação de mecanismos de fraturamento rúptil, recristalização dinâmica em plagioclásio e a formação de anfíbólio secundário como produto de reações de dissolução de minerais máficos.

Fraturas preenchidas por filossilicatos que cortam a matriz recristalizada de plagioclásio em níveis crustais mais rasos (Figura 15b e Figura 15c), fraturas assimétricas em porfiroclastos de piroxênio perpendiculares à direção de clivagem preferencial (Figura 13c), fraturas paralelas ou perpendiculares às microzonas de cisalhamento que, por vezes, cortam tais zonas (Figura 14e), indicam uma sequência de recristalização dinâmica, fraturamento, cisalhamento e, posteriormente, a formação de novas fraturas, evidenciando o retrabalhamento rúptil das estruturas dúcteis.

Porfiroclastos de piroxênio e plagioclásio fragmentados, fraturados e rotacionados em meio à foliação milonítica associada a formação de uma matriz polifásica fina, a transposição da foliação milonítica por um fluxo cataclástico definido por fragmentos de grãos de plagioclásio e piroxênio rotacionados e fraturados em meio a uma massa de óxidos de Fe-Ti, redes de microfraturas adjacentes ao fluxo cataclástico preenchidas por plagioclásio recristalizado que cortam grãos de diopsídio, são evidências do retrabalhamento rúptil de texturas dúcteis nas amostras de gabros miloníticos recuperadas do furo U1473A.



## 6. Conclusões

A análise de microestruturas, química mineral e distribuição do tamanho de grãos em gabros miloníticos da porção superior do furo U1473A no complexo de núcleo metamórfico oceânico Atlantis Bank (*Southwest Indian Ridge*) indicam que a interação fluido-rocha desempenhou um papel crucial na história deformacional registrada ao longo do sistema de falhas de *detachment* do complexo de núcleo metamórfico oceânico Atlantis Bank, aumentando os mecanismos de reações de enfraquecimento mineral e localizando a deformação em zonas com alto influxo de fluidos.

As seguintes conclusões podem ser tiradas do presente trabalho:

- Gabros miloníticos da parte superior do furo U1473A registram o retrabalhamento rúptil de tramas dúcteis.

- As transformações de minerais máficos primários em fases hidratadas mais fracas deformadas são comuns na porção superior do furo U1473A.

- Recristalização dinâmica e interação fluido-rocha promovem a redução no tamanho de grão.

- A matriz polifásica foi formada a partir da redução do tamanho do grão e da mistura de fases.

- A presença de microfraturas em porfiroclastos de piroxênio rígidos sugere que altas tensões diferenciais foram acomodadas nesses clastos mecanicamente fortes. Esses padrões indicam que a deformação dúctil nas zonas de cisalhamento ao longo do sistema de falhas de *detachment* do complexo de núcleo metamórfico oceânico Atlantis Bank pode ter sido acompanhada por taxas de deformação elevadas.

## 7. Referências bibliográficas

- ARMSTRONG, R.L. 1982. *Cordilleran metamorphic core complexes—from Arizona to southern Canada*. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 10, 129–154.
- BEHR, W.M. & Platt, J.P. 2012. *Kinematic and thermal evolution during twostage exhumation of a Mediterranean subduction complex*. Tectonics, 31, TC4025.
- BIAL, J., Trepmann, C.A. 2013. *The microstructural record of porphyroclasts and matrix of partly serpentinitized peridotite mylonites - from brittle and crystal-plastic deformation to dissolution-precipitation creep*. Solid Earth 4, 315–330. <https://doi.org/10.5194/se-4-315-2013>.
- BRODIE, K. H., and E. H. Rutter. 1985. *On the relationship between deformation and metamorphism, with special reference to the behavior of basic rocks, in Metamorphic Reactions: Kinetics, Textures, and Deformation*, edited by A. B. Thompson and D. C. Rubie, pp. 138–179, Springer, New York.
- DICK, H.J.B., Macleod, C.J., Blum, P. 2016. *Expedition 360 preliminary report: southwest Indian Ridge Lower crust and Moho*. In: International Ocean Discovery Program. <https://doi.org/10.14379/iodp.pr.360.2016>.
- DICK, H.J.B., Kvassnes, A.J.S., Robinson, P.T., MacLeod, C.J., Kinoshita, H. 2019a. *The Atlantis Bank gabbro massif, southwest Indian ridge*. Progress in Earth and Planetary Science 6, 64. <https://doi.org/10.1186/s40645-019-0307-9>.
- ESCARTÍN, J., M'ével, C., MacLeod, C.J., McCaig, A.M. 2003. *Constraints on deformation conditions and the origin of oceanic detachments: the Mid-Atlantic Ridge core complex at 15°45' N. G-cubed 4, 1067*. <https://doi.org/10.1029/2002GC000472>.
- GANS, P.B. 1987. *An open-system, two-layer crustal stretching model for the eastern Great Basin*. Tectonics, 6, 1–12.
- GANS, P.B., Mahood, G.A. & Schermer, E.R. 1989. *Synextensional magmatism in the Basin and Range province; a case study from the eastern Great Basin*. Geological Society of America Special Paper, 233, 53pp.
- GANS, P.B. & Bohron, W.A. 1998. *Suppression of volcanism during rapid extension in the Basin and Range Province, United States*. Science, 279, 66–68.
- HANDY, M.R., Hirth, G., Bürgmann, R. 2007. *Continental fault structure and rheology from the frictional-to-viscous transition downward*. In: Handy, M.R., Hirth, G., Hovius, N. (Eds.), Dahlem Workshop Reports. The MIT Press, Cambridge, USA, pp. 139–181.
- HANSEN, L.N., Cheadle, M., John, B.E., Swapp, S.M., Dick, H.J.B., Tucholke, B.E., Tivey, M. 2013. *Mylonitic deformation at the Kane oceanic core complex: Implications for the rheological behavior of oceanic detachment faults*. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 14, 8, 3085-3108, doi: 10.1002/ggge.20184.
- HARIGANE, Y., Okamoto, A., Morishita, T., Snow, J. E., Tamura, A., Yamashita, H., Michibayashi, K., Ohara, Y., Arai, S. *Melt–fluid infiltration along detachment shear*

- zones in oceanic core complexes: Insights from amphiboles in gabbro mylonites from the Godzilla Megamullion, Parece Vela Basin, the Philippine Sea.* Lithos, v. 344–345, p. 217–231. 2019. doi: 10.1016/j.lithos.2019.06.019.
- HENRY, C.D., McGrew, A.J., Colgan, J.P., Snoke, A.W. & Brueseke, M.E. 2011. *Timing, distribution, amount, and style of Cenozoic extension in the Northern Great Basin.* In: Evans, J.P & Lee, J. (eds) *Geologic Field Trips to the Basin and Range, Rocky Mountains, Snake River Plain, and Terranes of the US Cordillera.* Geological Society of America, Field Guides, 21, 27–66.
- HIRTH, G., Tullis, J. *Dislocation creep regimes in quartz aggregates.* 1992. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts, 29(5), 286. doi:10.1016/0148-9062(92)92742-u.
- HIRTH, G., Escartín, J., Lin, J. 1998. *The rheology of the lower oceanic crust: implications for lithospheric deformation at mid-ocean ridges.* In: Buck, W.R., et al. (Eds.), *Faulting and Magmatism at Mid-Ocean Ridges,* Geophysical Monograph Ser, vol. 106. AGU, Washington, D.C, pp. 291–303.
- ILDEFONSE, B., Blackman, D.K., John, B.E., Ohara, Y., Miller, D.J., MacLeod, C.J. 2007. *Oceanic core complexes and crustal accretion at slow-spreading ridges.* Geology, 35, 623–626, doi:10.1130/G23531A.1.
- JOLIVET, L., Famin, V., Mehl, C., Parra, T., Aubourg, C., Hébert, R. & Philippot, P. 2004. *Strain localization during crustal scale boudinage to form extensional metamorphic domes in the Aegean Sea.* In: Whitney, D.L., Teyssier, C. & Siddoway, C.S. (eds) *Gneiss Domes in Orogeny.* Geological Society of America Special Paper, 380, 185–210.
- KNIPE, R. J., and A. M. McCaig. 1994. *Microstructural and microchemical consequences of fluid flow in deforming rocks,* Geol. Soc. Spec. Publ., 78, 99–111, doi:10.1144/GSL.SP.1994.078.01.09.
- LISTER, G. S., Davis, G. A. 1989. *The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A.* doi:10.1016/0191-8141(89)90036-9.
- MCCAIG, A. M., and R. J. Knipe. 1990. *Mass-transport mechanisms in deforming rocks: Recognition using microstructural and microchemical criteria,* Geology, 18, 824–827, doi:10.1130/0091-7613(1990)018<0824:MTMIDR>2.3. CO;2.
- MILLER, E. L., P. B. Gans, and J. Garing, *The Snake Range de'collement: An exhumed mid-Tertiary ductile-brittle transition,* Tectonics, 2, 239–263. 1983.
- MILLER, E.L. & Gans, P.B. 1989. *Cretaceous crustal structure and metamorphism in the hinterland of the Sevier thrust belt, western U.S. Cordillera.* Geology, 17, 59–62.
- MIRANDA, E., John, B. 2010. *Strain localization along the Atlantis Bank oceanic detachment fault system, Southwest Indian Ridge.* Geochemistry, Geophysics, Geosystems 11, Q04002, doi: 10.1029/2009GC002646.

- MORRISON, J. & Anderson, J.L. 1998. *Footwall refrigeration along a detachment fault: Implications for the thermal evolution of core complexes*. *Science*, 279, 63–66.
- OKUDAIRA, T., Jerabek, P., Stunitz, H., Füsseis, F. 2015. *High-temperature fracturing and subsequent grain-size-sensitive creep in lower crustal gabbros: evidence for coseismic loading followed by creep during decaying stress in the lower crust?* *J. Geophys. Res.: Solid Earth* 120, 3119–3141. <https://doi.org/10.1002/2014JB011708>.
- OKUDAIRA, T., Shigematsu, N., Harigane, Y., Yoshida, K. 2017. *Grain size reduction due to fracturing and subsequent grain-size-sensitive creep in a lower crustal shear zone in the presence of a CO<sub>2</sub>-bearing fluid*. *J. Struct. Geol.* 95, 171–187. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.11.001>.
- PLATT, John & Behr, Whitney & Cooper, Frances. 2014. *Metamorphic core complexes: Windows into the mechanics and rheology of the crust*. *Journal of the Geological Society*. 172. 9-27. [10.1144/jgs2014-036](https://doi.org/10.1144/jgs2014-036).
- REY, P.F., Teyssier, C., Kruckenberg, S.C. & Whitney, D.L. 2011. *Viscous collision in channel explains double domes in metamorphic core complexes*. *Geology*, 39, 387–390.
- RUPPEL, C., Royden, L. & Hodges, K.V. 1988. *Thermal modelling of extensional tectonics: Application to pressure–temperature–time histories of metamorphic rocks*. *Tectonics*, 7, 947–957.
- RUTTER, E. H. 1999. *On the relationship between the formation of shear zones and the form of the flow law for rocks undergoing dynamic recrystallization*, *Tectonophysics*, 303, 147–158, doi:10.1016/S0040-1951(98)00261-3.
- SMITH, D. K., Cann, J. R. 1993. *Building the crust at the Mid-Atlantic Ridge*. *Nature*, 365, 707–715, doi: 10.1038/365707a0.
- TAUFNER, R., Viegas, G., Faleiros, F.M., Castellan, P., Silva, R. 2021. *Deformation mechanisms of granulite-facies mafic shear zones from hole U1473A, Atlantis Bank, Southwest Indian Ridge (IODP Expedition 360)*. *Journal of Structural Geology*. 149. 104380. [10.1016/j.jsg.2021.104380](https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104380).
- TIREL, C., Brun, J.-P. & Burov, E. 2008. *Dynamics and structural development of metamorphic core complexes*, *J. geophys. Res.*, 113, doi:10.1029/2005JB003694.
- TIREL, C., Gautier, P., van Hinsbergen, D.J. & Wortel, M.J.R. 2009. *Sequential development of interfering metamorphic core complexes: numerical experiments and comparison with the Cyclades, Greece*, *Geol. Soc. Lond.*, 311, 257–292, doi:10.1144/SP311.10.
- TULLIS, J., R. Yund, and J. Farver. 1996. *Deformation enhanced fluid distribution in feldspar aggregates and implications for ductile shear zones*, *Geology*, 24, 63–66, doi:10.1130/0091-7613(1996)024<0063:DEFDIF>2.3.CO;2.
- WHITNEY, D., Teyssier, C., Rey, P., Buck, R. 2013. *Continental and oceanic core complexes*. *Geological Society of America Bulletin*. 125. 273-298. [10.1130/B30754.1](https://doi.org/10.1130/B30754.1).



## **8. Anexos**

Anexo I – Análises de microsonda eletrônica em porfiroclastos de clinopiroxênio do furo U1473A (amostra 15R).

Anexo II – Análises de microsonda eletrônica em porfiroclastos de clinopiroxênio do furo U1473A (amostra 23R).

Anexo III – Análises de microsonda eletrônica em grãos recristalizados de clinopiroxênio do furo U1473A (amostra 15R).

Anexo IV – Análises de microsonda eletrônica em grãos recristalizados de clinopiroxênio do furo U1473A (amostra 23R).

Anexo V – Análises de microsonda eletrônica em porfiroclastos de plagioclásio do furo U1473A (amostra 15R).

Anexo VI – Análises de microsonda eletrônica em grãos recristalizados de plagioclásio do furo U1473A (amostra 15R).

Anexo VII – Análises de microsonda eletrônica em porfiroclastos de plagioclásio do furo U1473A (amostra 23R).

Anexo VIII – Análises de microsonda eletrônica em grãos recristalizados de plagioclásio do furo U1473A (amostra 23R).

**Anexo I. Análises de microsonda eletrônica em porfiroclastos de clinopiroxênio do furo U1473A (amostra 15R).**

Clinopyroxene Porphyroclasts	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	52.55	50.77	52.67	51.70	52.21	52.80	51.99	50.86	52.07	52.63
TiO <sub>2</sub>	0.36	0.41	0.57	0.41	0.45	0.47	0.59	0.73	0.50	0.95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.00	2.53	1.89	2.24	1.75	2.25	2.21	2.22	2.30	2.05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.00	0.05	0.12	0.01	0.00	0.00	0.05	0.00	0.11
FeO	9.40	10.36	9.49	9.71	9.46	11.07	11.14	9.85	9.97	10.08
MnO	0.37	0.35	0.36	0.37	0.26	0.29	0.40	0.28	0.33	0.29
MgO	14.19	14.56	14.34	14.02	14.28	14.12	14.04	13.87	13.88	14.13
CaO	21.57	19.20	21.33	21.45	21.67	19.65	19.56	21.46	20.98	20.85
Na <sub>2</sub> O	0.47	0.43	0.44	0.41	0.41	0.49	0.45	0.57	0.56	0.54
K <sub>2</sub> O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	<b>101.03</b>	<b>98.63</b>	<b>101.27</b>	<b>100.63</b>	<b>100.54</b>	<b>101.20</b>	<b>100.43</b>	<b>99.94</b>	<b>100.68</b>	<b>101.77</b>
O	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Si	1.94	1.91	1.94	1.92	1.93	1.95	1.94	1.90	1.93	1.93
Ti	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03
Al	0.09	0.11	0.08	0.10	0.08	0.10	0.10	0.10	0.10	0.09
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.29	0.33	0.29	0.30	0.29	0.34	0.35	0.31	0.31	0.31
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.78	0.82	0.79	0.78	0.79	0.78	0.78	0.77	0.77	0.77
Ca	0.85	0.78	0.84	0.85	0.86	0.78	0.78	0.86	0.83	0.82
Na	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>
X <sub>Ca</sub> <sup>1</sup>	44.36	40.42	43.82	44.23	44.33	40.99	40.95	44.36	43.67	43.12
X <sub>Mg</sub> <sup>2</sup>	40.61	42.66	41.01	40.22	40.64	41.00	40.90	39.90	40.21	40.66
X <sub>Fe</sub> <sup>3</sup>	15.03	16.92	15.17	15.54	15.03	18.01	18.16	15.74	16.12	16.22

$${}^1X_{Ca} = Ca/(Ca+Mg+Fe^{2+}) * 100 \quad {}^2X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe^{2+}) * 100 \quad {}^3X_{Fe} = Fe/(Ca+Mg+Fe^{2+}) * 100$$

**Anexo II. Análises de microsonda eletrônica em porfiroclastos de clinopiroxênio do furo U1473A (amostra 23R).**

Clinopyroxene Porphyroclasts	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	47.38	48.38	47.39	47.53	48.19	47.88	47.67	48.81	49.48	48.67
TiO <sub>2</sub>	1.18	0.78	0.93	0.67	1.09	0.89	1.21	1.54	0.62	1.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.43	5.64	6.38	6.23	5.93	6.17	6.76	5.93	5.18	6.65
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.10	0.00	0.08	0.09	0.00	0.12	0.08	0.00	0.00
FeO	13.50	12.58	13.42	12.95	12.97	13.04	13.10	12.36	12.06	12.77
MnO	0.23	0.18	0.35	0.28	0.26	0.21	0.16	0.22	0.08	0.10
MgO	15.33	16.14	15.11	15.46	15.70	15.74	15.30	16.35	15.87	15.38
CaO	12.12	12.01	12.21	11.78	11.87	11.81	12.20	11.80	13.87	12.02
Na <sub>2</sub> O	1.26	1.05	1.19	1.16	1.15	1.20	1.15	1.09	1.05	1.19
K <sub>2</sub> O	0.37	0.25	0.31	0.37	0.31	0.30	0.34	0.28	0.24	0.32
Total	<b>98.03</b>	<b>97.30</b>	<b>97.41</b>	<b>96.64</b>	<b>97.77</b>	<b>97.46</b>	<b>98.16</b>	<b>98.71</b>	<b>98.66</b>	<b>98.63</b>
O	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Si	1.79	1.83	1.80	1.81	1.82	1.81	1.79	1.82	1.85	1.82
Ti	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.04
Al	0.29	0.25	0.29	0.28	0.26	0.28	0.30	0.26	0.23	0.29
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.43	0.40	0.43	0.41	0.41	0.41	0.41	0.39	0.38	0.40
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Mg	0.86	0.91	0.85	0.88	0.88	0.89	0.86	0.91	0.88	0.86
Ca	0.49	0.49	0.50	0.48	0.48	0.48	0.49	0.47	0.56	0.48
Na	0.09	0.08	0.09	0.09	0.08	0.09	0.08	0.08	0.08	0.09
K	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02
Total	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>
X <sub>Ca</sub> <sup>1</sup>	27.66	27.18	28.02	27.22	27.14	26.99	27.98	26.75	30.64	27.75
X <sub>Mg</sub> <sup>2</sup>	48.68	50.83	48.27	49.73	49.96	50.05	48.83	51.56	48.78	49.41
X <sub>Fe</sub> <sup>3</sup>	23.66	21.98	23.71	23.05	22.90	22.96	23.19	21.69	20.57	22.84

$${}^1X_{Ca} = Ca/(Ca+Mg+Fe^{2+}) * 100 \quad {}^2X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe^{2+}) * 100 \quad {}^3X_{Fe} = Fe/(Ca+Mg+Fe^{2+}) * 100$$

**Anexo II. Continuação.**

Clinopyroxene Porphyroclasts	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	48.91	48.87	50.86	48.83	49.96	49.38	42.37	51.09	51.49	51.60
TiO <sub>2</sub>	0.72	0.76	0.17	0.58	0.60	0.62	2.77	0.57	0.70	0.43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.76	4.51	3.52	9.23	6.35	4.68	10.49	6.08	2.13	1.94
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.06	0.00	0.00	0.00	0.01	0.08	0.00	0.04	0.00	0.00
FeO	10.46	11.55	14.20	10.13	11.08	10.95	16.70	11.92	10.96	10.31
MnO	0.19	0.21	0.24	0.25	0.27	0.30	0.08	0.33	0.58	0.43
MgO	11.67	11.48	12.45	9.88	11.52	11.76	10.58	12.44	13.99	13.61
CaO	18.10	18.48	13.76	16.37	17.10	18.43	10.09	13.81	20.68	21.07
Na <sub>2</sub> O	0.39	0.38	0.40	0.50	0.43	0.42	2.22	0.59	0.50	0.32
K <sub>2</sub> O	0.34	0.16	0.32	0.01	0.30	0.25	1.04	0.30	0.00	0.03
Total	<b>96.68</b>	<b>96.48</b>	<b>96.02</b>	<b>95.85</b>	<b>97.75</b>	<b>96.92</b>	<b>96.51</b>	<b>97.21</b>	<b>101.11</b>	<b>99.83</b>
O	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Si	1.90	1.91	2.00	1.91	1.92	1.91	1.64	1.97	1.90	1.93
Ti	0.02	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.08	0.02	0.02	0.01
Al	0.26	0.21	0.16	0.43	0.29	0.21	0.48	0.28	0.09	0.09
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.34	0.38	0.47	0.33	0.36	0.35	0.54	0.38	0.34	0.32
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01
Mg	0.67	0.67	0.73	0.58	0.66	0.68	0.61	0.71	0.77	0.76
Ca	0.75	0.77	0.58	0.69	0.70	0.76	0.42	0.57	0.82	0.85
Na	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.17	0.04	0.04	0.02
K	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.05	0.01	0.00	0.00
Total	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>
X <sub>Ca</sub> <sup>1</sup>	42.55	42.49	32.54	42.88	40.85	42.50	26.88	34.03	42.53	43.87
X <sub>Mg</sub> <sup>2</sup>	38.17	36.73	40.97	35.99	38.29	37.73	39.22	42.68	40.02	39.43
X <sub>Fe</sub> <sup>3</sup>	19.28	20.78	26.49	21.13	20.86	19.77	33.89	23.29	17.45	16.69

$$^1X_{Ca} = Ca/(Ca+Mg+Fe^{2+}) * 100 \quad ^2X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe^{2+}) * 100 \quad ^3X_{Fe} = Fe/(Ca+Mg+Fe^{2+}) * 100$$



**Anexo II. Continuação.**

Clinopyroxene Porphyroclasts	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO <sub>2</sub>	48.50	44.22	47.95	47.48	48.14	50.69	47.90	51.37	48.23	54.45
TiO <sub>2</sub>	1.65	1.90	1.36	1.34	1.23	0.81	1.38	0.25	1.38	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.72	9.21	7.48	8.44	7.59	5.90	7.07	1.04	6.71	0.82
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.16	0.20	0.13	0.16	0.13	0.25	0.23	0.14	0.21	0.09
FeO	11.77	12.73	10.93	11.37	9.63	8.10	9.97	5.90	9.28	6.20
MnO	0.22	0.14	0.13	0.15	0.17	0.33	0.15	0.20	0.19	0.14
MgO	15.23	13.64	16.08	15.32	16.38	16.36	14.65	15.48	15.60	15.81
CaO	11.98	11.82	12.29	11.71	13.04	13.84	13.82	23.88	13.39	23.76
Na <sub>2</sub> O	1.34	1.84	1.45	1.56	1.62	1.09	1.26	0.12	1.21	0.15
K <sub>2</sub> O	0.39	0.49	0.40	0.42	0.33	0.18	0.39	0.04	0.27	0.02
Total	<b>98.08</b>	<b>96.42</b>	<b>98.24</b>	<b>98.18</b>	<b>98.48</b>	<b>97.63</b>	<b>97.02</b>	<b>98.50</b>	<b>96.49</b>	<b>101.59</b>
O	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Si	1.82	1.69	1.78	1.77	1.78	1.89	1.82	1.92	1.83	1.98
Ti	0.05	0.05	0.04	0.04	0.03	0.02	0.04	0.01	0.04	0.00
Al	0.30	0.41	0.33	0.37	0.33	0.26	0.32	0.05	0.30	0.03
Cr	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Fe	0.37	0.41	0.34	0.35	0.30	0.25	0.32	0.18	0.29	0.19
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
Mg	0.85	0.78	0.89	0.85	0.90	0.91	0.83	0.86	0.88	0.86
Ca	0.48	0.48	0.49	0.47	0.52	0.55	0.56	0.96	0.54	0.92
Na	0.10	0.14	0.10	0.11	0.12	0.08	0.09	0.01	0.09	0.01
K	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00
Total	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>
X <sub>Ca</sub> <sup>1</sup>	28.33	29.17	28.52	28.02	30.16	32.23	32.96	47.78	31.65	46.97
X <sub>Mg</sub> <sup>2</sup>	50.09	46.82	51.93	51.00	52.70	53.03	48.60	43.08	51.32	43.48
X <sub>Fe</sub> <sup>3</sup>	21.58	24.01	19.55	20.99	17.13	14.74	18.44	9.14	17.04	9.55

$${}^1X_{Ca} = Ca/(Ca+Mg+Fe^{2+}) * 100 \quad {}^2X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe^{2+}) * 100 \quad {}^3X_{Fe} = Fe/(Ca+Mg+Fe^{2+}) * 100$$



$X_{Ca}^1$	42.65	44.98	42.98	42.40	39.91	42.93	41.84	43.34	42.24	43.02	43.36	44.71	41.23	40.50	44.60	41.56
$X_{Mg}^2$	41.31	40.99	40.50	40.87	42.05	40.88	41.10	40.80	40.98	40.61	40.63	39.89	41.60	41.80	39.37	41.83
$X_{Fe}^3$	16.04	14.04	16.52	16.73	18.04	16.19	17.06	15.86	16.78	16.37	16.01	15.39	17.17	17.70	16.03	16.61

9

10

	Core	Rim	Core	Rim
50.95	50.60	50.11	50.95	
0.51	0.32	0.38	0.42	
1.82	1.46	1.70	1.36	
0.00	0.00	0.00	0.05	
10.19	9.31	9.64	9.32	
0.26	0.36	0.36	0.21	
14.28	14.41	14.36	14.32	
20.37	21.71	21.27	21.57	
0.55	0.40	0.43	0.38	
0.00	0.00	0.00	0.02	
<b>99.03</b>	<b>98.62</b>	<b>98.30</b>	<b>98.62</b>	
6.00	6.00	6.00	6.00	
1.92	1.91	1.89	1.92	
0.01	0.01	0.01	0.01	
0.08	0.06	0.08	0.06	
0.00	0.00	0.00	0.00	
0.32	0.29	0.30	0.29	
0.01	0.01	0.01	0.01	
0.80	0.81	0.81	0.80	
0.82	0.88	0.86	0.87	
0.04	0.03	0.03	0.03	
0.00	0.00	0.00	0.00	

<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>
42.33	44.36	43.68	44.29
41.28	40.97	41.05	40.90
16.40	14.67	15.27	14.81

$${}^1X_{Ca} = \frac{Ca}{(Ca+Mg+Fe^{2+})} * 100 \quad {}^2X_{Mg} = \frac{Mg}{(Mg+Fe^{2+})} * 100 \quad {}^3X_{Fe} = \frac{Fe}{(Ca+Mg+Fe^{2+})} * 100$$





$X_{Ca}^1$	28.81	28.95	27.12	26.84	26.72	26.99	26.28	27.22	28.06	26.49	27.16	26.61	27.18	26.17	26.65	26.32
$X_{Mg}^2$	37.26	37.19	41.77	42.58	44.03	43.29	44.07	42.75	41.81	45.34	44.94	44.67	45.62	46.19	44.89	44.58
$X_{Fe}^3$	33.92	33.86	31.11	30.58	29.25	29.72	29.65	30.03	30.14	28.17	27.91	28.72	27.19	27.64	28.46	29.10

9

10

	Rim	Core	Rim	Core
	50.03	50.88	50.08	49.63
	1.05	0.94	1.38	0.53
	6.22	5.74	6.68	6.09
	0.13	0.00	0.14	0.00
	15.21	14.92	15.78	15.88
	0.26	0.02	0.31	0.28
	13.65	14.09	13.39	13.35
	11.11	11.20	11.49	11.48
	1.03	1.09	1.13	1.19
	0.30	0.27	0.33	0.36
	99.10	99.25	100.83	98.88
	6.00	6.00	6.00	6.00
	1.89	1.91	1.86	1.88
	0.03	0.03	0.04	0.02
	0.28	0.25	0.29	0.27
	0.00	0.00	0.00	0.00
	0.48	0.47	0.49	0.50
	0.01	0.00	0.01	0.01
	0.77	0.79	0.74	0.75
	0.45	0.45	0.46	0.47
	0.08	0.08	0.08	0.09
	0.01	0.01	0.02	0.02

<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>
26.46	26.36	27.07	27.07
45.21	46.13	43.89	43.80
28.33	27.51	29.04	29.12

$${}^1X_{Ca} = \frac{Ca}{(Ca+Mg+Fe^{2+})} * 100 \quad {}^2X_{Mg} = \frac{Mg}{(Mg+Fe^{2+})} * 100 \quad {}^3X_{Fe} = \frac{Fe}{(Ca+Mg+Fe^{2+})} * 100$$

**Anexo V. Análises de microsonda eletrônica em porfiroclastos de plagioclásio do furo U1473A (amostra 15R).**

Plagioclase Porphyroclasts	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	55.12	55.05	54.79	56.28	54.97	54.35	55.25	54.37	55.00	54.84
TiO <sub>2</sub>	0.18	0.04	0.01	0.10	0.00	0.15	0.00	0.09	0.00	0.75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28.21	27.56	27.60	28.32	28.18	27.67	28.00	27.93	27.77	27.56
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.01	0.00	0.09	0.06	0.04	0.07	0.00	0.00	0.03
FeO	0.13	0.25	0.19	0.12	0.18	0.57	0.17	0.18	0.16	3.33
MnO	0.01	0.05	0.00	0.00	0.07	0.00	0.02	0.00	0.00	0.06
MgO	0.00	0.04	0.00	0.03	0.01	0.55	0.02	0.01	0.03	0.07
CaO	10.76	10.89	10.86	10.90	10.84	10.65	10.72	10.70	10.80	10.11
Na <sub>2</sub> O	6.00	6.07	6.11	6.12	6.09	5.72	5.63	6.17	5.84	6.06
K <sub>2</sub> O	0.09	0.11	0.14	0.11	0.10	0.12	0.11	0.08	0.10	0.15
Total	<b>100.57</b>	<b>100.10</b>	<b>99.74</b>	<b>102.09</b>	<b>100.56</b>	<b>99.80</b>	<b>100.02</b>	<b>99.58</b>	<b>99.75</b>	<b>102.96</b>
O	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Si	2.48	2.49	2.49	2.49	2.48	2.48	2.50	2.47	2.49	2.45
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03
Al	1.50	1.47	1.48	1.48	1.50	1.49	1.49	1.50	1.48	1.45
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.12
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.52	0.53	0.53	0.52	0.52	0.52	0.52	0.52	0.52	0.48
Na	0.52	0.53	0.54	0.53	0.53	0.51	0.49	0.54	0.51	0.52
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Total	<b>5.03</b>	<b>5.04</b>	<b>5.05</b>	<b>5.03</b>	<b>5.04</b>	<b>5.03</b>	<b>5.01</b>	<b>5.05</b>	<b>5.03</b>	<b>5.07</b>
X <sub>An</sub> <sup>1</sup>	49.54	49.48	49.18	49.30	49.31	50.39	50.92	48.72	50.25	47.58
X <sub>Ab</sub> <sup>2</sup>	49.97	49.93	50.06	50.09	50.12	48.95	48.44	50.84	49.20	51.59
X <sub>Or</sub> <sup>3</sup>	0.49	0.59	0.75	0.60	0.56	0.66	0.64	0.44	0.55	0.82

$${}^1X_{An} = \text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K}) * 100 \quad {}^2X_{Ab} = \text{Na}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K}) * 100 \quad {}^3X_{Or} = \text{K}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K}) * 100$$



**Anexo VI. Análises de microsonda eletrônica em grãos recristalizados de plagioclásio do furo U1473A (amostra 15R).**

Recrystallized Plagioclase	1		2		3		4		5		6		7	
	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core
SiO <sub>2</sub>	55.88	55.89	55.76	55.80	55.69	55.92	55.95	56.05	55.46	55.64	55.63	56.08	55.24	55.45
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.11	0.07	0.00	0.24	0.13	0.00	0.00	0.15	0.01	0.07	0.00	0.10	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.19	26.08	28.32	28.33	28.51	28.63	28.52	28.66	28.69	28.74	29.09	28.16	28.84	28.56
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.04	0.00	0.00	0.04
FeO	0.21	0.13	0.11	0.20	0.23	0.21	0.14	0.14	0.24	0.17	0.13	0.14	0.42	0.19
MnO	0.00	0.04	0.07	0.05	0.02	0.06	0.00	0.00	0.04	0.02	0.02	0.05	0.05	0.00
MgO	0.00	0.05	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.01	0.03	0.02	0.00
CaO	9.74	9.69	9.65	9.59	9.61	9.51	9.75	9.62	9.82	9.93	9.85	9.77	9.87	9.66
Na <sub>2</sub> O	6.26	6.21	6.00	6.42	6.25	6.26	6.01	6.47	5.97	5.92	6.15	6.26	5.86	6.14
K <sub>2</sub> O	0.13	0.14	0.11	0.13	0.11	0.13	0.05	0.12	0.06	0.12	0.04	0.13	0.08	0.08
<b>Total</b>	<b>98.48</b>	<b>98.35</b>	<b>100.21</b>	<b>100.61</b>	<b>100.72</b>	<b>100.84</b>	<b>100.51</b>	<b>101.13</b>	<b>100.46</b>	<b>100.66</b>	<b>101.11</b>	<b>100.63</b>	<b>100.51</b>	<b>100.14</b>
O	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Si	2.56	2.56	2.51	2.50	2.49	2.50	2.50	2.50	2.49	2.49	2.48	2.51	2.48	2.49
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.41	1.41	1.50	1.50	1.50	1.51	1.50	1.51	1.52	1.52	1.53	1.49	1.53	1.51
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.48	0.48	0.46	0.46	0.46	0.46	0.47	0.46	0.47	0.48	0.47	0.47	0.47	0.47
Na	0.56	0.55	0.52	0.56	0.54	0.54	0.52	0.56	0.52	0.51	0.53	0.54	0.51	0.54
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
<b>Total</b>	<b>5.02</b>	<b>5.01</b>	<b>5.01</b>	<b>5.03</b>	<b>5.02</b>	<b>5.02</b>	<b>5.01</b>	<b>5.03</b>	<b>5.01</b>	<b>5.01</b>	<b>5.02</b>	<b>5.02</b>	<b>5.01</b>	<b>5.02</b>

$X_{An}^1$	45.91	45.96	46.77	44.90	45.66	45.33	47.12	44.79	47.46	47.77	46.85	45.97	47.98	46.29
$X_{Ab}^2$	53.38	53.27	52.60	54.40	53.74	53.93	52.57	54.57	52.18	51.54	52.91	53.29	51.58	53.27
$X_{Or}^3$	0.70	0.77	0.63	0.70	0.59	0.75	0.31	0.64	0.36	0.69	0.24	0.73	0.45	0.44

$${}^1X_{An} = \frac{Ca}{(Ca+Na+K)} * 100 \quad {}^2X_{Ab} = \frac{Na}{(Ca+Na+K)} * 100 \quad {}^3X_{Or} = \frac{K}{(Ca+Na+K)} * 100$$

**Anexo VI. Continuação.**

Recrystallized Plagioclase	8		9		10	
	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core
SiO <sub>2</sub>	55.23	55.57	55.29	55.87	55.23	55.57
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.15	0.00	0.00	0.09	0.15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28.84	28.67	28.91	28.93	28.84	28.67
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.05	0.08	0.04	0.00	0.05
FeO	0.26	0.19	0.09	0.11	0.26	0.19
MnO	0.01	0.01	0.00	0.07	0.01	0.01
MgO	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
CaO	9.93	9.83	9.76	9.63	9.93	9.83
Na <sub>2</sub> O	6.01	5.84	5.97	6.01	6.01	5.84
K <sub>2</sub> O	0.06	0.10	0.07	0.11	0.06	0.10
<b>Total</b>	<b>100.50</b>	<b>100.48</b>	<b>100.22</b>	<b>100.76</b>	<b>100.50</b>	<b>100.48</b>
O	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Si	2.48	2.49	2.48	2.49	2.48	2.49
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Al	1.52	1.51	1.53	1.52	1.52	1.51
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.48	0.47	0.47	0.46	0.48	0.47
Na	0.52	0.51	0.52	0.52	0.52	0.51
K	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
<b>Total</b>	<b>5.02</b>	<b>5.00</b>	<b>5.01</b>	<b>5.01</b>	<b>5.02</b>	<b>5.00</b>

$X_{An}^1$	47.58	47.89	47.27	46.67	47.58	47.89
$X_{Ab}^2$	52.08	51.51	52.33	52.71	52.08	51.51
$X_{Or}^3$	0.34	0.60	0.40	0.62	0.34	0.60

$$^1X_{An} = \frac{Ca}{(Ca+Na+K)} * 100 \quad ^2X_{Ab} = \frac{Na}{(Ca+Na+K)} * 100 \quad ^3X_{Or} = \frac{K}{(Ca+Na+K)} * 100$$

**Anexo VII. Análises de microsonda eletrônica em porfiroclastos de plagioclásio do furo U1473A (amostra 23R).**

Plagioclase Porphyroclasts	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	55.71	55.72	56.14	56.25	56.63	55.74	56.46	57.49	56.83	55.86
TiO <sub>2</sub>	0.15	0.00	0.14	0.15	0.00	0.00	0.18	0.00	0.08	0.32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27.95	28.19	28.80	28.82	28.81	28.74	29.18	29.03	28.95	28.19
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
FeO	0.15	0.15	0.12	0.15	0.09	0.11	0.16	0.14	0.15	1.31
MnO	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.09	0.00	0.00	0.01	0.00
MgO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.22
CaO	8.46	8.50	8.58	8.75	8.97	8.84	8.99	8.54	9.07	8.08
Na <sub>2</sub> O	5.68	5.68	5.66	5.51	5.38	5.40	5.53	5.48	5.57	5.24
K <sub>2</sub> O	0.06	0.07	0.08	0.05	0.10	0.10	0.06	0.09	0.08	0.36
Total	<b>98.22</b>	<b>98.42</b>	<b>99.53</b>	<b>99.77</b>	<b>100.09</b>	<b>99.06</b>	<b>100.61</b>	<b>100.90</b>	<b>100.75</b>	<b>99.60</b>
O	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Si	2.54	2.53	2.52	2.52	2.53	2.52	2.51	2.54	2.52	2.52
Ti	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Al	1.50	1.51	1.52	1.52	1.52	1.53	1.53	1.51	1.51	1.50
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.05
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.41	0.41	0.41	0.42	0.43	0.43	0.43	0.40	0.43	0.39
Na	0.50	0.50	0.49	0.48	0.47	0.47	0.48	0.47	0.48	0.46
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02
Total	<b>4.97</b>	<b>4.97</b>	<b>4.96</b>	<b>4.96</b>	<b>4.95</b>	<b>4.96</b>	<b>4.96</b>	<b>4.94</b>	<b>4.96</b>	<b>4.96</b>
X <sub>An</sub> <sup>1</sup>	44.96	45.07	45.34	46.61	47.66	47.19	47.17	46.00	47.15	44.91
X <sub>Ab</sub> <sup>2</sup>	54.65	54.49	54.16	53.10	51.72	52.19	52.45	53.40	52.37	52.69
X <sub>Or</sub> <sup>3</sup>	0.39	0.44	0.50	0.30	0.62	0.62	0.38	0.60	0.49	2.40

<sup>1</sup>X<sub>An</sub> = Ca/(Ca+Na+K)\*100 <sup>2</sup>X<sub>Ab</sub> = Na/(Ca+Na+K)\*100 <sup>3</sup>X<sub>Or</sub> = K/(Ca+Na+K)\*100



**Anexo VII. Continuação.**

Plagioclase Porphyroclasts	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	57.47	57.12	57.45	57.25	58.07	57.79	57.92	57.81	57.86	57.82
TiO <sub>2</sub>	0.18	0.18	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29.29	29.16	29.31	29.33	29.01	29.06	29.09	29.05	29.07	29.09
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.00	0.00	0.00	0.07	0.02	0.00	0.00	0.02	0.12
FeO	0.16	0.07	0.14	0.05	0.08	0.02	0.13	0.08	0.11	0.08
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.01	0.00	0.03
MgO	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01
CaO	8.97	9.25	9.10	8.83	8.94	9.03	8.70	8.87	8.65	8.69
Na <sub>2</sub> O	5.68	5.62	5.54	5.50	5.57	5.57	5.70	5.80	5.64	5.84
K <sub>2</sub> O	0.10	0.08	0.10	0.08	0.12	0.11	0.09	0.13	0.12	0.16
Total	<b>101.90</b>	<b>101.50</b>	<b>101.75</b>	<b>101.08</b>	<b>101.90</b>	<b>101.74</b>	<b>101.72</b>	<b>101.78</b>	<b>101.49</b>	<b>101.91</b>
O	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Si	2.52	2.52	2.53	2.53	2.54	2.54	2.54	2.54	2.54	2.54
Ti	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.51	1.51	1.52	1.53	1.50	1.50	1.50	1.50	1.51	1.51
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.42	0.44	0.43	0.42	0.42	0.42	0.41	0.42	0.41	0.41
Na	0.48	0.48	0.47	0.47	0.47	0.47	0.49	0.49	0.48	0.50
K	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Total	<b>4.96</b>	<b>4.96</b>	<b>4.95</b>	<b>4.95</b>	<b>4.95</b>	<b>4.95</b>	<b>4.95</b>	<b>4.96</b>	<b>4.95</b>	<b>4.96</b>
X <sub>An</sub> <sup>1</sup>	46.35	47.41	47.25	46.75	46.64	46.94	45.50	45.45	45.52	44.71
X <sub>Ab</sub> <sup>2</sup>	53.07	52.12	52.11	52.72	52.60	52.40	53.95	53.78	53.75	54.34
X <sub>Or</sub> <sup>3</sup>	0.58	0.47	0.64	0.53	0.76	0.66	0.55	0.77	0.73	0.96

<sup>1</sup>X<sub>An</sub> = Ca/(Ca+Na+K)\*100 <sup>2</sup>X<sub>Ab</sub> = Na/(Ca+Na+K)\*100 <sup>3</sup>X<sub>Or</sub> = K/(Ca+Na+K)\*100

**Anexo VII. Continuação.**

Plagioclase Porphyroclasts	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO <sub>2</sub>	57.85	57.64	58.09	58.16	57.90	57.32	58.01	58.22	53.06	52.21
TiO <sub>2</sub>	0.13	0.09	0.00	0.13	0.00	0.00	0.10	0.00	0.09	0.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28.99	28.77	28.60	28.74	28.89	29.25	28.73	28.60	25.98	31.49
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.02	0.04	0.04	0.01	0.00
FeO	0.10	0.50	0.04	0.08	0.12	0.01	0.03	0.18	5.06	0.24
MnO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.01	0.00	0.16	0.00
MgO	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	2.50	0.01
CaO	8.79	8.54	8.58	8.56	8.67	9.34	8.55	8.65	9.47	11.77
Na <sub>2</sub> O	5.60	5.95	5.77	5.72	5.81	5.40	5.85	5.61	4.77	3.89
K <sub>2</sub> O	0.14	0.11	0.11	0.14	0.14	0.05	0.11	0.17	0.13	0.09
Total	<b>101.67</b>	<b>101.67</b>	<b>101.21</b>	<b>101.57</b>	<b>101.62</b>	<b>101.49</b>	<b>101.44</b>	<b>101.50</b>	<b>101.23</b>	<b>99.90</b>
O	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Si	2.54	2.54	2.56	2.55	2.55	2.52	2.55	2.56	2.48	2.36
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.50	1.49	1.48	1.49	1.50	1.52	1.49	1.48	1.43	1.68
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.20	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.41	0.40	0.40	0.40	0.41	0.44	0.40	0.41	0.47	0.57
Na	0.48	0.51	0.49	0.49	0.49	0.46	0.50	0.48	0.43	0.34
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	<b>4.95</b>	<b>4.97</b>	<b>4.95</b>	<b>4.95</b>	<b>4.96</b>	<b>4.95</b>	<b>4.95</b>	<b>4.94</b>	<b>5.02</b>	<b>4.97</b>
X <sub>An</sub> <sup>1</sup>	46.05	43.95	44.79	44.84	44.85	48.69	44.38	45.55	51.85	62.27
X <sub>Ab</sub> <sup>2</sup>	53.07	55.36	54.51	54.27	54.32	50.97	54.93	53.40	47.30	37.18
X <sub>Or</sub> <sup>3</sup>	0.89	0.69	0.70	0.89	0.83	0.34	0.69	1.05	0.85	0.55

<sup>1</sup>X<sub>An</sub> = Ca/(Ca+Na+K)\*100<sup>2</sup>X<sub>Ab</sub> = Na/(Ca+Na+K)\*100<sup>3</sup>X<sub>Or</sub> = K/(Ca+Na+K)\*100

**Anexo VII. Continuação.**

Plagioclase Porphyroclasts	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
SiO <sub>2</sub>	54.89	53.53	52.73	52.55	52.92	53.00	52.33	53.20	53.34	52.19
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.00	0.18	0.00	0.09	0.08	0.08	0.08	0.09	0.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29.20	31.18	31.26	31.00	31.35	31.23	30.96	30.84	31.32	29.87
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.11	0.09	0.06	0.05	0.02	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00
FeO	0.18	0.14	0.14	0.38	0.12	0.19	0.14	0.16	0.09	0.61
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00
MgO	0.05	0.01	0.03	0.12	0.04	0.01	0.02	0.01	0.01	0.51
CaO	9.24	10.92	11.64	11.55	11.61	11.43	11.42	11.40	11.59	10.41
Na <sub>2</sub> O	4.95	4.30	3.97	4.06	4.09	4.13	4.10	4.46	4.29	3.88
K <sub>2</sub> O	0.17	0.26	0.11	0.23	0.06	0.12	0.08	0.10	0.06	0.37
Total	<b>98.93</b>	<b>100.44</b>	<b>100.16</b>	<b>99.93</b>	<b>100.37</b>	<b>100.32</b>	<b>99.23</b>	<b>100.24</b>	<b>100.84</b>	<b>98.04</b>
O	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Si	2.49	2.40	2.38	2.38	2.38	2.38	2.38	2.39	2.39	2.41
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.56	1.65	1.66	1.65	1.66	1.66	1.66	1.64	1.65	1.63
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.45	0.52	0.56	0.56	0.56	0.55	0.56	0.55	0.56	0.52
Na	0.43	0.37	0.35	0.36	0.36	0.36	0.36	0.39	0.37	0.35
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02
Total	<b>4.95</b>	<b>4.97</b>	<b>4.96</b>	<b>4.98</b>	<b>4.97</b>	<b>4.97</b>	<b>4.97</b>	<b>4.98</b>	<b>4.97</b>	<b>4.95</b>
X <sub>An</sub> <sup>1</sup>	50.21	57.46	61.44	60.25	60.87	60.04	60.31	58.23	59.66	58.25
X <sub>Ab</sub> <sup>2</sup>	48.69	40.91	37.88	38.34	38.76	39.21	39.18	41.18	39.94	39.29
X <sub>Or</sub> <sup>3</sup>	1.11	1.62	0.68	1.40	0.37	0.75	0.51	0.60	0.39	2.45

<sup>1</sup>X<sub>An</sub> = Ca/(Ca+Na+K)\*100<sup>2</sup>X<sub>Ab</sub> = Na/(Ca+Na+K)\*100<sup>3</sup>X<sub>Or</sub> = K/(Ca+Na+K)\*100

**Anexo VII. Continuação.**

Plagioclase Porphyroclasts	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
SiO <sub>2</sub>	53.26	52.93	53.42	53.39	54.42	53.89	53.14	53.70	57.53	57.37
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.21	0.21	0.00	0.24	0.00	0.15	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.42	31.46	31.11	31.23	30.33	31.23	30.86	31.27	28.86	29.40
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.06	0.01	0.00	0.00	0.06	0.00	0.06	0.00	0.00
FeO	0.11	0.51	0.22	0.24	0.00	0.13	0.10	0.05	0.12	0.08
MnO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01
CaO	11.32	11.75	11.64	11.61	10.35	11.39	11.54	11.55	9.20	9.05
Na <sub>2</sub> O	4.16	4.18	4.18	4.19	4.75	4.20	4.36	4.30	5.43	5.53
K <sub>2</sub> O	0.07	0.07	0.09	0.07	0.02	0.08	0.02	0.05	0.15	0.02
Total	<b>100.46</b>	<b>101.05</b>	<b>100.90</b>	<b>101.03</b>	<b>99.92</b>	<b>101.27</b>	<b>100.04</b>	<b>101.17</b>	<b>101.34</b>	<b>101.51</b>
O	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Si	2.39	2.37	2.39	2.39	2.44	2.40	2.39	2.39	2.54	2.52
Ti	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.66	1.66	1.64	1.64	1.60	1.64	1.64	1.64	1.50	1.52
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.54	0.56	0.56	0.56	0.50	0.54	0.56	0.55	0.43	0.43
Na	0.36	0.36	0.36	0.36	0.41	0.36	0.38	0.37	0.46	0.47
K	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Total	<b>4.96</b>	<b>4.98</b>	<b>4.97</b>	<b>4.97</b>	<b>4.96</b>	<b>4.96</b>	<b>4.98</b>	<b>4.97</b>	<b>4.95</b>	<b>4.95</b>
X <sub>An</sub> <sup>1</sup>	59.80	60.55	60.25	60.26	54.57	59.67	59.30	59.58	47.92	47.46
X <sub>Ab</sub> <sup>2</sup>	39.79	39.00	39.17	39.34	45.32	39.84	40.59	40.14	51.17	52.43
X <sub>Or</sub> <sup>3</sup>	0.41	0.45	0.57	0.40	0.11	0.49	0.12	0.28	0.91	0.11

<sup>1</sup>X<sub>An</sub> = Ca/(Ca+Na+K)\*100 <sup>2</sup>X<sub>Ab</sub> = Na/(Ca+Na+K)\*100 <sup>3</sup>X<sub>Or</sub> = K/(Ca+Na+K)\*100

**Anexo VII. Continuação.**

Plagioclase Porphyroclasts	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
SiO <sub>2</sub>	56.98	55.14	54.61	56.32	54.39	58.00	54.18	53.22	54.27	54.46
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.11	0.00	0.05	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29.20	31.00	31.05	29.79	31.35	28.77	31.66	32.14	31.50	31.01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.01	0.04	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.08	0.02	0.08	0.07	0.07	0.04	0.13	0.17	0.04	0.11
MnO	0.00	0.04	0.07	0.00	0.00	0.05	0.05	0.07	0.00	0.00
MgO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.04
CaO	9.62	10.92	10.78	9.69	11.39	8.27	11.92	12.24	11.70	11.28
Na <sub>2</sub> O	5.29	4.65	4.50	4.97	4.32	5.48	3.64	3.95	4.19	4.42
K <sub>2</sub> O	0.06	0.10	0.09	0.22	0.05	0.23	0.10	0.08	0.06	0.07
Total	<b>101.33</b>	<b>101.98</b>	<b>101.28</b>	<b>101.17</b>	<b>101.59</b>	<b>100.97</b>	<b>101.74</b>	<b>101.89</b>	<b>101.83</b>	<b>101.40</b>
O	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Si	2.52	2.43	2.43	2.49	2.41	2.56	2.40	2.36	2.40	2.42
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.52	1.61	1.63	1.55	1.64	1.50	1.65	1.68	1.64	1.62
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.46	0.52	0.51	0.46	0.54	0.39	0.56	0.58	0.55	0.54
Na	0.45	0.40	0.39	0.43	0.37	0.47	0.31	0.34	0.36	0.38
K	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	<b>4.95</b>	<b>4.96</b>	<b>4.96</b>	<b>4.95</b>	<b>4.96</b>	<b>4.93</b>	<b>4.94</b>	<b>4.97</b>	<b>4.96</b>	<b>4.96</b>
X <sub>An</sub> <sup>1</sup>	49.95	56.14	56.67	51.16	59.13	44.78	63.98	62.83	60.41	58.25
X <sub>Ab</sub> <sup>2</sup>	49.66	43.27	42.78	47.44	40.57	53.72	35.40	36.67	39.19	41.34
X <sub>Or</sub> <sup>3</sup>	0.39	0.58	0.54	1.40	0.30	1.50	0.62	0.50	0.39	0.41

$$^1X_{An} = \text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K}) * 100 \quad ^2X_{Ab} = \text{Na}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K}) * 100 \quad ^3X_{Or} = \text{K}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K}) * 100$$



**Anexo VIII.** Análises de microsonda eletrônica em grãos recristalizados de plagioclásio do furo U1473A (amostra 23R).

Recrystallized Plagioclase	1		2		3		4		5		6		7	
	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core
SiO <sub>2</sub>	55.71	55.36	55.36	55.84	55.57	55.71	55.47	55.48	55.75	56.20	56.25	55.73	55.50	56.67
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.10	0.00	0.21	0.03	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27.99	27.84	27.80	28.28	27.78	27.88	27.75	28.23	27.77	28.22	27.72	28.19	27.41	28.35
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.05	0.00	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.05
FeO	0.18	0.08	0.10	0.04	0.03	0.08	0.15	0.06	0.24	0.08	0.26	0.13	0.31	0.13
MnO	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01
MgO	0.03	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.02	0.02	0.01	0.04	0.01	0.05	0.01
CaO	8.93	8.89	8.80	9.04	8.81	9.01	9.10	8.98	8.81	8.90	8.60	8.77	8.90	8.72
Na <sub>2</sub> O	6.67	6.57	6.52	6.44	6.64	6.33	6.50	6.57	6.43	6.32	6.38	6.39	6.35	6.39
K <sub>2</sub> O	0.15	0.12	0.17	0.12	0.14	0.11	0.14	0.09	0.19	0.17	0.18	0.09	0.18	0.17
<b>Total</b>	<b>99.67</b>	<b>98.94</b>	<b>98.97</b>	<b>99.79</b>	<b>99.05</b>	<b>99.20</b>	<b>99.14</b>	<b>99.53</b>	<b>99.40</b>	<b>99.92</b>	<b>99.69</b>	<b>99.41</b>	<b>98.72</b>	<b>100.60</b>
O	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Si	2.52	2.52	2.52	2.51	2.52	2.52	2.52	2.51	2.52	2.52	2.53	2.52	2.53	2.53
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Al	1.49	1.49	1.49	1.50	1.49	1.49	1.48	1.50	1.48	1.49	1.47	1.50	1.47	1.49
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.43	0.43	0.43	0.44	0.43	0.44	0.44	0.43	0.43	0.43	0.41	0.42	0.43	0.42
Na	0.58	0.58	0.57	0.56	0.58	0.56	0.57	0.58	0.56	0.55	0.56	0.56	0.56	0.55
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
<b>Total</b>	<b>5.04</b>	<b>5.03</b>	<b>5.03</b>	<b>5.02</b>	<b>5.03</b>	<b>5.01</b>	<b>5.03</b>	<b>5.03</b>	<b>5.02</b>	<b>5.01</b>	<b>5.01</b>	<b>5.01</b>	<b>5.02</b>	<b>5.01</b>

$X_{An}^1$	42.16	42.52	42.30	43.39	41.98	43.74	43.27	42.81	42.62	43.35	42.22	42.89	43.19	42.58
$X_{Ab}^2$	57.02	56.82	56.73	55.93	57.25	55.60	55.94	56.67	56.30	55.67	56.75	56.56	55.77	56.44
$X_{Or}^3$	0.83	0.66	0.96	0.69	0.77	0.66	0.78	0.52	1.08	0.97	1.03	0.55	1.03	0.97
$^1X_{An} = Ca/(Ca+Na+K)*100$														
$^2X_{Ab} = Na/(Ca+Na+K)*100$														
$^3X_{Or} = K/(Ca+Na+K)*100$														

**Anexo VIII. Continuação.**

Recrystallized Plagioclase	8		9		10	
	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core
SiO <sub>2</sub>	55.75	56.40	55.98	56.04	55.84	55.68
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27.68	28.58	27.92	27.75	27.60	27.94
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00
FeO	0.18	0.15	0.16	0.12	0.50	0.15
MnO	0.02	0.00	0.00	0.08	0.00	0.05
MgO	0.00	0.01	0.02	0.02	0.04	0.00
CaO	8.72	9.08	8.87	9.11	8.78	8.98
Na <sub>2</sub> O	6.43	6.54	6.39	6.45	6.46	6.47
K <sub>2</sub> O	0.17	0.09	0.13	0.05	0.24	0.12
<b>Total</b>	<b>99.10</b>	<b>100.92</b>	<b>99.54</b>	<b>99.66</b>	<b>99.52</b>	<b>99.42</b>
O	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Si	2.53	2.51	2.53	2.53	2.53	2.52
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.48	1.50	1.49	1.48	1.47	1.49
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.42	0.43	0.43	0.44	0.43	0.43
Na	0.57	0.56	0.56	0.56	0.57	0.57
K	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
<b>Total</b>	<b>5.02</b>	<b>5.02</b>	<b>5.01</b>	<b>5.02</b>	<b>5.03</b>	<b>5.02</b>

$X_{An}^1$	42.41	43.20	43.08	43.71	42.30	43.11
$X_{Ab}^2$	56.61	56.28	56.16	56.00	56.34	56.21
$X_{Or}^3$	0.97	0.52	0.76	0.29	1.35	0.67

$$^1X_{An} = \frac{Ca}{(Ca+Na+K)} * 100 \quad ^2X_{Ab} = \frac{Na}{(Ca+Na+K)} * 100 \quad ^3X_{Or} = \frac{K}{(Ca+Na+K)} * 100$$