



**CARACTERIZAÇÃO ELEMENTAR E MINERALÓGICA DE SEDIMENTOS
MARINHOS E SUA RELAÇÃO COM OS PROCESSOS SEDIMENTARES E
OCEANOGRÁFICOS NA BACIA CENTRAL DE BRANSFIELD – ANTÁRTICA**

Janayna Cynthia de Medeiros Galvão

Niterói
2021

CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E MINERALÓGICA DE SEDIMENTOS
MARINHOS E SUA RELAÇÃO COM OS PROCESSOS SEDIMENTARES E
OCEANOGRÁFICOS NA BACIA CENTRAL DE BRANSFIELD – ANTÁRTICA

Janayna Cynthia de Medeiros Galvão

Dissertação apresentada ao Programa
de Pós-Graduação em Dinâmica dos
Oceanos e da Terra da Universidade
Federal Fluminense, como requisito
parcial para obtenção do título de
Mestre em Geologia e Geofísica
Marinha.

Orientador: Prof. Dr. Arthur Ayres Neto

Co-Orientadora: Prof. Dra. Rosemary Vieira

Niterói
2021

CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E MINERALÓGICA DE SEDIMENTOS
MARINHOS E SUA RELAÇÃO COM OS PROCESSOS SEDIMENTARES E
OCEANOGRÁFICOS NA BACIA CENTRAL DE BRANSFIELD – ANTÁRTICA

Janayna Cynthia de Medeiros Galvão

Dissertação apresentada ao Programa de
Pós-Graduação em Dinâmica dos
Oceanos e da Terra da Universidade
Federal Fluminense, como requisito
parcial para obtenção do título de Mestre
em Geologia e Geofísica Marinha.

Aprovada em _____ de 2021.

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Arthur Ayes Neto.

Prof. Dra. Rosemary Vieira.

Prof. Dr. Heitor Evangelista.

Prof. Dr. José Antonio B. Neto.

Prof. Dr. Allan Sandes.

Niterói
2021

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG
Gerada com informações fornecidas pelo autor

M488c Medeiros galvão, Janayna Cynthia de
Caracterização elementar e mineralógica de sedimentos marinhos e sua relação com os processos sedimentares e oceanográficos na Bacia Central de Bransfield - Antártica / Janayna Cynthia de Medeiros galvão ; Arthur Ayres Neto, orientador ; Rosemary Vieira, coorientadora. Niterói, 2021. 140 f. : il.

Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2021.

DOI: <http://dx.doi.org/10.22409/PPGDOT.2021.m.11036937780>

1. Sedimentos Marinhos. 2. Mineralogia. 3. Geoquímica. 4. Antártica. 5. Produção intelectual. I. Neto, Arthur Ayres, orientador. II. Vieira, Rosemary, coorientadora. III. Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências. IV. Título.

CDD -

AGRADECIMENTOS

À minha mãe, Rita, por ser a minha maior incentivadora.

Ao meu orientador, Arthur Ayres, pelas correções, pela gentileza e paciência em me orientar mesmo eu sendo de outra área. Agradeço também pela confiança depositada em mim, o que permitiu minha ida ao continente gelado.

À minha coorientadora, Rosemary Vieira, a quem tenho grande admiração e que me deu toda base necessária para chegar até aqui. Sua companhia inestimável e suas aulas a bordo do navio Max foram de grande ajuda no entendimento da área de estudo.

Agradeço à CAPES pela concessão da bolsa. Ao PROANTAR e à SECIRM- Marinha do Brasil - que tornou possível não somente a aquisição dos testemunhos que trabalhei, mas também pela oportunidade de me levar à Antártica durante o mestrado.

À Mateus Martins, por toda sua solicitude e gentileza em me dar informações a respeito dos testemunhos e de sua pesquisa, você foi peça fundamental na realização desse trabalho.

Agradeço ao Allan Sandes por todo apoio e incentivo desde o início do mestrado, me auxiliando com a geoquímica, seja em laboratório ou reunião online.

Sou muito grata ao Cleverson Guizan, que me permitiu usar o espectrômetro de Raios X em sua sala.

Agradeço ao Laboratório Multiusuário de Difração de Raios X da UFF (LDRX), em especial ao Douglas Santos, técnico do Laboratório, que me ajudou a analisar as amostras. Ao LAPSA e ao INCT Criosfera pelo apoio e pela possibilidade de participação neste projeto.

Às minhas amigas, Cleiva Perondi e Vanessa Costa, pela troca constante de ideias e apoio.

Por fim, meus agradecimentos ao DOT-UFF, pela oportunidade de realizar o mestrado, principalmente à Maristela Moreira que sempre atendeu prontamente minhas dúvidas.

“Pior do que passar frio, subindo e descendo ondas (...), seria não ter chegado até aqui. Ou nunca ter deixado as águas quentes e confortáveis (...). Mesmo que fosse apenas para descobrir o quanto elas eram quentes e confortáveis. Eu sentia um estranho bem-estar ao contornar gelos tão longe de casa.”

“Hoje entendo bem (...) um homem precisa viajar. Por sua conta, não por meio de histórias, imagens, livros ou TV. Precisa viajar por si, com seus olhos e pés, para entender o que é seu. Para um dia plantar as suas próprias árvores e dar-lhes valor. Conhecer o frio para desfrutar do calor. E o oposto. Sentir a distância e o desabrigo para estar bem sob o próprio teto. Um homem precisa viajar para lugares que não conhece para quebrar essa arrogância que nos faz ver o mundo como imaginamos, e não simplesmente como é ou pode ser. Que nos faz professores e doutores do que não vimos, quando deveríamos ser alunos, e simplesmente ir ver. (...) ‘Não adianta, não serve para nada, é preciso ir ver’. (...) O mundo na TV é lindo, mas serve para pouca coisa.

É preciso questionar o que se aprendeu. É preciso ir tocá-lo.”

Amyr Klink – Mar Sem Fim. Pg:76/77.

RESUMO

O trabalho consiste na caracterização e correlação dos aspectos sedimentológicos, mineralógicos e geoquímicos de oito testemunhos sedimentares marinhos que formam um transecto na Bacia Central de Bransfield, conectando as Ilhas Shetland do Sul à Península Antártica. O Estreito de Bransfield – Antártica, é importante devido às condições climáticas e à cobertura sazonal de gelo marinho, tratando-se de uma região altamente produtiva e muito dinâmica sob a influência dos mares de Weddell e Bellingshausen. Os indicadores analisados no presente trabalho refletiram a influência do aporte continental *versus* marinho. A assinatura geoquímica dos sedimentos estudados evidenciou processos de intemperismo físico e químico, processos marinhos e glaciomarinhos relacionados à fisiografia, ao transporte e distribuição de minerais, próximo e distante da plataforma continental, que auxiliaram no entendimento da região, incluindo a origem dos sedimentos, e sua interpretação se mostrou fundamental para compreensão dos processos oceanográficos na Bacia Central de Bransfield. Uma metodologia de caracterização química baseada em espectrometria dispersiva de fluorescência de raios X (XRF) foi implementada com o objetivo de obter dados químicos sobre sedimentos marinhos, enquanto os minerais foram identificados por difração de raios X (XRD).

Palavras-chave: Sedimentos marinhos. Geoquímica. Mineralogia. Antártica. Intemperismo. Processos oceanográficos

ABSTRACT

The work consists in the characterization and correlation of the sedimentological, mineralogical and geochemical aspects of eight marine sedimentary cores collected in the Central Bransfield Basin, forming a transect connecting the South Shetland Islands to the Antarctic Peninsula. The Bransfield Strait is important due to climatic conditions and seasonal sea ice cover, being a highly productive and very dynamic region under the influence of the Weddell and Bellinghaussen Seas. The proxies analyzed in the present study reflected the continental versus marine influence. The geochemical signature of sediments deposited in marine environment has evidenced physical and chemical weathering processes, marine processes and glaciomarines, related to physiography, the transport and distribution of minerals, near and far from the continental shelf, that have helped in understanding the region, including the origin of the sediments, and their interpretation proved to be fundamental for understanding the oceanographic processes in the Central Bransfield Basin. A chemical characterization methodology based on X-ray fluorescence dispersive spectrometry (XRF) was implemented with the purpose of obtaining chemical data on marine sediments while the minerals were identified by X-ray diffraction (XRD).

Key Words: Marine sediments. Geochemistry. Mineralogy. Antarctic. Weathering. Oceanographic processes.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	12
1.1	Objetivo Geral:.....	15
1.1.1	Objetivos específicos:	15
2	ÁREA DE ESTUDO.....	16
2.1	Características geológicas.....	18
2.1.1	Breve história geológica da região	21
2.2	Características morfo-sedimentares	23
2.3	Características oceanográficas	26
2.4	Características climáticas	27
2.4.1	Gelo Marinho.....	28
3	REFERENCIAL TEÓRICO	29
3.1	Ambientes Glaciomarinhas	29
3.2	Estudos sedimentares e geoquímicos	31
3.2.1	Processos de Intemperismo.....	31
3.2.2	Intemperismo físico	32
3.2.3	Intemperismo químico.....	33
3.2.4	Composição química e mineralógica dos sedimentos ..	34
3.3	<i>Proxies</i> geoquímicos em sedimentos marinhos	36
4	METODOLOGIA.....	37
4.1	Trabalho de campo.....	37
4.2	Abertura e descrição visual dos testemunhos	41
4.3	Análise Geoquímica – Fluorescência de raios-X	42
4.4	Análise mineralógica – Difração de Raios X.....	44
5	Resultados	47
5.1	Análise Geoquímica – Fluorescência de RX	47

5.1.1	Testemunho GC16.....	47
5.1.2	Testemunho ROB2	52
5.1.3	Testemunho GC13.....	56
5.1.4	Testemunho GC12.....	62
5.1.5	Testemunho GC11.....	67
5.1.6	Testemunho AM10.....	72
5.1.7	Testemunho GC09.....	76
5.1.8	Testemunho GC06A	80
5.2	Análise geoquímica dos testemunhos a partir do transecto formado na BCB	84
5.3	Análise mineralógica – Difração de Raios X.....	90
5.3.1	Testemunho GC16.....	90
5.3.2	Testemunho ROB2	90
5.3.3	Testemunho GC13.....	90
5.3.4	Testemunho GC12.....	91
5.3.5	Testemunho GC11.....	92
5.3.6	Testemunho AM10.....	92
5.3.7	Testemunho GC09.....	93
5.3.8	Testemunho GC06A	93
6	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	94
6.1	Análise dos proxies geoquímicos e mineralógicos de cada testemunho.....	94
6.2	Análise geoquímica ISS-PA.....	95
6.3	Análise mineralógica ISS-PA.....	98
7	CONCLUSÃO.....	101
7.1	Perspectivas futuras	102
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS:	103
	APÊNDICE A (Difratogramas GC16).....	119
	APÊNDICE B (Difratogramas ROB2)	120

APÊNDICE C (Difratogramas GC13)	121
APÊNDICE D (Difratogramas GC12)	124
APÊNDICE E (Difratogramas GC11).....	126
APÊNDICE F (Difratogramas AM10).....	129
APÊNDICE G (Difratogramas GC09)	132
APÊNDICE H (Difratogramas GC06A).....	135

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização e limites da Região Antártica.....	17
Figura 2: Localização do Estreito de Bransfield.	18
Figura 3: Modelo Estreito de Bransfield e blocos da Península Antártica	20
Figura 4: Modelo da evolução do rift de Bransfield..	21
Figura 5: Modelo de domínios fisiográficos da Bacia Central de Bransfield.....	25
Figura 6: Ilustração do ambiente glaciomarinho.....	29
Figura 7: Organograma de detalhamento dos procedimentos metodológicos. 37	
Figura 8: Mapa indicando a localização dos testemunhos coletados.....	39
Figura 9: Perfil batimétrico.....	40
Figura 10: Trabalho de campo e recuperação dos testemunhos.	41
Figura 11: Amostras analisadas por fluorescência de raios X (FRX).	43
Figura 12: Amostras analisadas por difração de raios X (DRX)	46
Figura 13: Comportamento dos principais elementos químicos ao longo do testemunho GC16.	50
Figura 14: Comportamento das razões elementares ao longo do testemunho GC16.....	51
Figura 15: Comportamento dos principais elementos químicos ao longo do testemunho ROB 2.....	55
Figura 16: Comportamento das razões elementares ao longo do testemunho ROB 2.	56
Figura 17: Comportamento dos principais elementos químicos ao longo do testemunho GC13.	60

Figura 18: Comportamento das razões elementares ao longo do testemunho GC13.....	61
Figura 19: Comportamento dos elementos químicos ao longo do testemunho GC12.....	65
Figura 20: Comportamento das razões elementares ao longo do testemunho GC12.....	66
Figura 21: Comportamento dos principais elementos químicos ao longo do testemunho GC11.	70
Figura 22: Comportamento das razões elementares ao longo do testemunho GC11.....	71
Figura 23: Comportamento dos principais elementos químicos ao longo do testemunho AM10.	74
Figura 24: Comportamento das razões elementares ao longo do testemunho AM10.....	75
Figura 25: Comportamento dos elementos químicos ao longo do testemunho GC09.....	78
Figura 26: Comportamento das razões elementares ao longo do testemunho GC09.....	79
Figura 27: Comportamento dos principais elementos químicos ao longo do testemunho GC06A.....	82
Figura 28: Comportamento das razões elementares ao longo do testemunho GC06A.	83
Figura 29: Gráfico de IAQ e IAP para os testemunhos da BCB e sua relação com a latitude.....	88
Figura 30: Diagrama TAS (Total Álcalis vs. Sílica) para a classificação de rochas vulcânicas (Le Maitre, 1976) aplicado aos testemunhos da BCB.....	89

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 1: Principais elementos químicos dos testemunhos da BCB.	85
Gráfico 2: Razões elementares que representam aportes sedimentares do testemunhos da BCB.	86

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Dados gerais de coletas dos testemunhos marinhos.	38
Tabela 2: Análise química do testemunho GC16.	49
Tabela 3: Análise química do testemunho ROB2.	53
Tabela 4: Análise química do testemunho GC13.	58
Tabela 5: Análise química do testemunho GC12.	63
Tabela 6: Análise química do testemunho GC11.	68
Tabela 7: Análise química do testemunho AM10.	73
Tabela 8: Análise química do testemunho GC09.	77
Tabela 9: Análise química do testemunho GC06A.	81
Tabela 10: Valores médios das razões elementares.	86

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AP	Antes do Presente
BCB	Bacia Central de Bransfield
DRX	Difratometria de Raios X
EB	Estreito de Bransfield
FPA	Frente Polar Antártica
FRX	Fluorescência de Raios X
IAQ	Índice de Alteração Química
IAP	Índice de Alteração do Plagioclásio
IPCC	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>
ISS	Ilhas Shetland do Sul
PA	Península Antártica
REE	<i>Rare Earth Element</i>
SCAR	<i>Scientific Committee on Antarctic Research</i>
TOC	<i>Total Organic Carbon</i>
UMG	Último Máximo Glacial

1 INTRODUÇÃO

A Antártica é conhecida por ser o continente dos extremos: o mais frio, o mais ventoso, mais seco, mais alto, mesmo que tais condições não sejam homogêneas (LÓPEZ-MARTÍNEZ *et al.*, 2016). Essas características reforçam seu papel fundamental de regulador do clima da Terra (SCAR, 2011). Por essa razão, o continente tem atraído a atenção da comunidade científica, principalmente a região da Península Antártica (PA), por ser considerada mais vulnerável às mudanças climáticas (TIWARI *et al.*, 2008; VILLELA, 2011).

Entretanto, para se compreender a variabilidade climática do planeta e seu comportamento é preciso entender o seu passado climático e as forças que controlam essas mudanças (SCAR, 2011). O clima controlou a evolução sedimentar da Antártica Peninsular e Marítima em todo o Holoceno, determinando regionalmente tanto o padrão e volume de sedimentos como a variabilidade das fácies sedimentares (BARNARD e WELLNER, 2014). A Península Antártica (PA) configura um importante campo para estudos paleoclimáticos, isso porque, embora a região ainda hoje permaneça fortemente glaciada, a PA representa um sistema climático glacial dominado por processos de ablação. Ao sul da Frente Polar e aos arredores das ilhas subantárticas, o território terrestre disponível expõe registros sedimentares glaciais e marinhos que indicam avanço glacial e amplo resfriamento climático durante a Pequena Era do Gelo (CHRIST *et al.*, 2015).

A reconstrução da história dos oceanos e das variações do clima no passado tem sido um tema muito discutido nas últimas décadas. Grande parte da investigação desenvolvida neste tema é realizada usando sequências sedimentares marinhas, de acordo com sua localização, estas sequências são compostas essencialmente por material de origem terrígena e/ou de origem biogênica (FIGUEIREDO, NAVE e SILVA, 2010). Os primeiros são formados pela alteração, desagregação e erosão de rochas continentais e transportados para os oceanos através dos rios, ventos e geleiras, enquanto os segundos, são

sedimentos constituídos por conchas e esqueletos de organismos vivos autóctones.

O Estreito de Bransfield (EB) é uma das áreas oceânicas mais estudadas na Antártica, devido à localização, às condições climáticas e à cobertura de gelo, e por ser considerada uma região altamente produtiva e muito dinâmica sob a influência de águas dos mares de Weddell e Bellingshausen (TOKARCZYK, 1987; NIILER *et al.*, 1991; GARCÍA *et al.*, 1994; ZHOU *et al.*, 2006).

No Estreito de Bransfield a distribuição de argilominerais é controlada por muitos fatores, como clima, vulcanismo, massas de água, propriedades e litologia da rocha mãe (PRIETO *et al.*, 1999). De acordo com dados climáticos compilados por Reynolds (1981), o Estreito é uma região de fortes gradientes de temperatura e precipitação, em que a isoterma com a média anual separa as Ilhas Shetland do Sul (ISS), mais quentes, ao norte, da Península Antártica, mais fria, ao sul.

A composição geoquímica dos sedimentos terrígenos depositados em ambientes marinhos pode refletir processos tectônicos e de intemperismo, podendo também refletir o caminho de transporte destes sedimentos para o oceano (LIU *et al.*, 2016), auxiliando no entendimento das condições climáticas da região. O comportamento dos principais elementos químicos e até mesmo elementos traços, servem como *proxies* (indicadores) paleoclimáticos e podem revelar mudanças na bioprodutividade, a origem das rochas geradoras, avanço e recuo de geleiras, condições redutoras e diagênese (DOMACK *et al.* 2001).

Os estudos sobre sedimentação nas margens continentais revelam uma variabilidade significativa na textura, mineralogia e características geoquímicas dos sedimentos (ANDERSON, 1999). Da mesma forma, estas características podem mudar tanto lateralmente ao longo da margem continental, quanto verticalmente dentro da coluna de sedimentos, sugerindo que as características e dinâmica do fundo do mar também podem ser afetadas por propriedades físicas e geotécnicas (GARCÍA *et al.*, 2011). Nos últimos 30 anos, os dados obtidos no Estreito de Bransfield foram direcionados principalmente para o tectonismo, vulcanismo (BARKER e AUSTIN, 1994; MALDONADO *et al.*,

1994; GRÁCIA *et al.*, 1996; LARTER *et al.*, 1997), e mais recentemente, para a sedimentologia e processos marinhos e glaciomarinhos (BANFIELD e ANDERSON 1995; YOON *et al.*, 1997; ERCILLA *et al.*, 1998; ANDERSON, 1999). Ou seja, os estudos anteriores se concentraram na reconstrução do registro sedimentar e nos processos associados à sua configuração fisiográfica, de fiordes à bacia oceânica.

No entanto, investigações geoquímicas nesta área são escassas ou restritas a parâmetros de massa, como carbono orgânico total (TOC - *Total Organic Carbon*), nitrogênio e carbonato (por exemplo, YOON *et al.*, 2000, YOON *et al.*, 2010), dados granulométricos (HASS *et al.*, 2010), elementos terra rara (REE - *Rare Earth Element*) e padrões de sedimentos superficiais (SANTOS *et al.*, 2007). Dados geoquímicos inorgânicos são usados para análises de proveniência visando reconstruir possíveis extensões locais de geleiras durante os dois últimos milênios (LEE *et al.*, 2005). A compreensão dos processos sedimentares no Estreito de Bransfield é essencial para uma boa interpretação ambiental, os sedimentos possuem uma assinatura geoquímica particular, assim como propriedades físicas capazes de diferenciá-los tanto no presente como em condições passadas. Portanto, os estudos *multiproxies* se fazem necessários para reconstituir mudanças no aporte de sedimentos terrígenos e a influência da produtividade marinha ao longo do tempo (PIÑEIRO, 2013).

1.1 Objetivo Geral:

O presente trabalho tem como objetivo caracterizar os aspectos sedimentológicos e geoquímicos dos sedimentos coletados na Bacia Central do Estreito de Bransfield – Antártica Marítima, tecendo considerações sobre sua proveniência e os aspectos ambientais. Correlacionando suas características geoquímica e mineralógica. Sendo esta, uma região de cenário geológico complexo, onde processos glaciais, glaciomarinhas e marinhas interagem desde o Último Máximo Glacial (UMG), o trabalho buscará comparar variações no aporte terrígeno através de registros geoquímicos.

1.1.1 Objetivos específicos:

- Aplicar as razões elementares Fe/Ca, Ti/Ca, Fe/K e Ti/Al na reconstituição do aporte de sedimentos terrígenos para a Bacia Central de Bransfield (BCB).
- Inferir a procedência dos sedimentos mediante sua composição mineralógica.
- Correlacionar parâmetros geoquímicos e mineralógicos dos sedimentos.
- Analisar a relação dos *proxies* geoquímicos com a descrição geológica de cada testemunho.

2 ÁREA DE ESTUDO

O continente antártico e suas ilhas possuem uma área de aproximadamente 13,6 milhões de km², da qual 99,6% está coberta por um manto de gelo que atinge quase 5 km de espessura (CHRISTOPHERSON, 2012). Esta massa de gelo é tão grande que foi capaz de deprimir isostaticamente boa parte do continente, exceto os picos mais altos, conhecidos como nunataks (SCAR, 2008).

A região antártica além de compreender o continente, abrange arquipélagos, ilhas isoladas e o Oceano Austral (AQUINO, 2012), que circunda todo o continente e é livre de barreiras físicas, sendo formado pelo encontro das águas dos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico (TURNER *et al.*, 2009), limitado a norte pela Zona da Frente Polar Antártica (FPA), englobando os mares de Amundsen, Bellingshausen, Ross, Weddell, parte de Scotia e parte da Passagem de Drake (Figura 1). A ligação entre as três principais bacias oceânicas isola o continente da influência subtropical mantendo-o a baixas temperaturas durante todo o ano (HANFLAND, 2002).

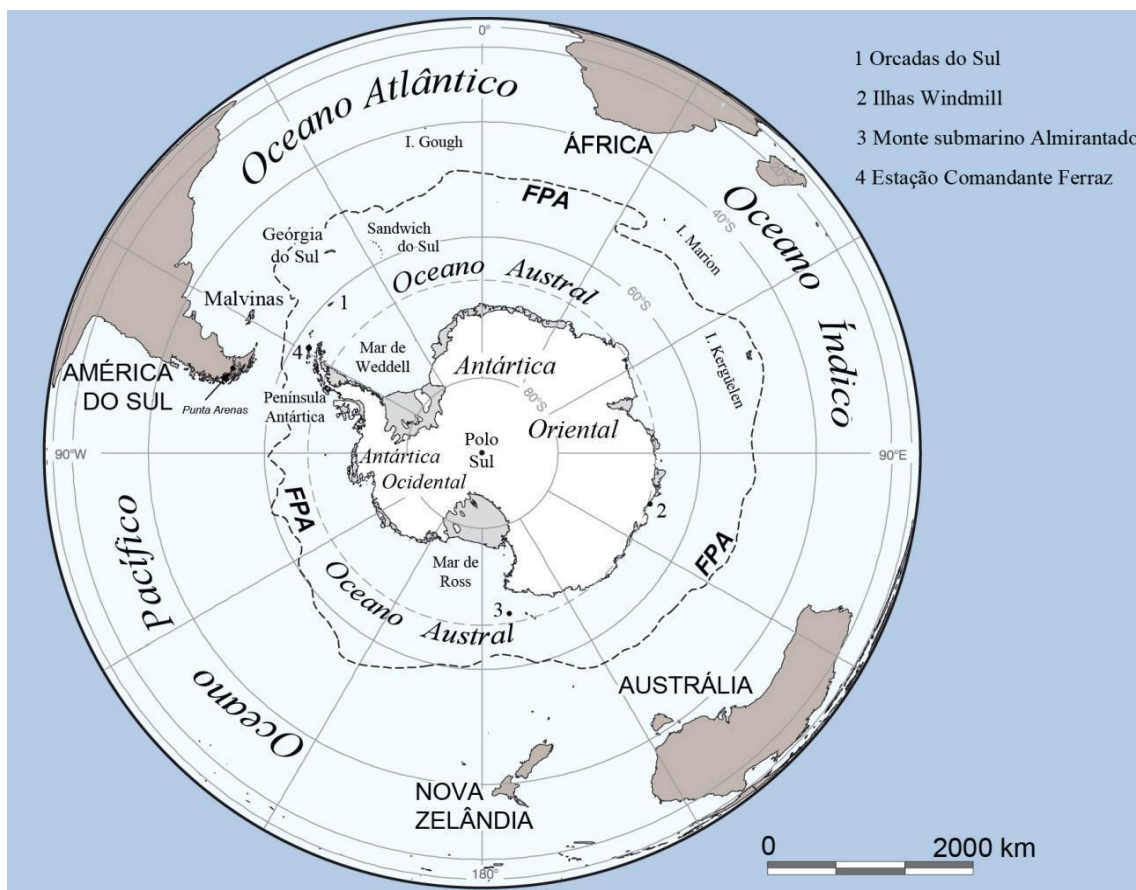


Figura 1: Localização e limites da Região Antártica FPA representa a posição média da Zona da Frente Polar Antártica. Note os pontos (1) Ilhas Orkney do Sul, (2) Ilhas Windmill, (3) monte submarino Almirantado e (4) Estação Antártica Comandante Ferraz (Brasil). Simões, 2011.

A Antártica pode ainda ser compartimentada em duas porções, a porção continental e a porção marítima (RAKUSA, 2002; BEYER e BÓLTER, 2002). Na região denominada Antártica Marítima está localizado o Estreito de Bransfield, limitado ao norte pelas Ilhas Shetland do Sul e ao sul pelo extremo norte da Península Antártica (Figura 2). Esta é a parte da região polar austral mais vulnerável às mudanças climáticas devido a sua posição geográfica e por encontrar-se no limite da cobertura de gelo marinho sazonal (DUARTE, 2006).



Figura 2: Localização do Estreito de Bransfield, em destaque sua Bacia Central. Martins, 2020 (Adaptado).

2.1 Características geológicas

Antes da abertura do Estreito de Bransfield, as Ilhas Shetland do Sul faziam parte da Península Antártica. O rifteamento de Bransfield dividiu, em aproximadamente 15-20 km de largura essa estrutura, criando o bloco das ISS, que começou a ser empurrado na direção noroeste. O início da formação do EB é datado no final do Oligoceno-Mioceno, há cerca de 26 a 22 Ma (BIRKENMAJER, 1989). No final do Mioceno outro regime distensional gerou um rift de 40 km, separando ainda mais as microplacas da plataforma de Bransfield e das Ilhas Shetland do Sul (MAGRANI, 2014; MAJDANSKI *et al.*, 2008; GONZALEZ-FERRAN, 1985). O rift de Bransfield e sua plataforma representam uma bacia de retro-arco vulcânico das ISS, formando o Estreito de Bransfield e suas bacias (BARKER, 1982; BARKER e AUSTIN, 1998).

De acordo com Birkenmajer (1992), a estrutura do rift é composta por crosta continental modificada por intrusões básicas, configurando ainda um rift tipo-continental em vez de rift tipo-oceano. Mesmo sendo feitas análises sísmicas de baixa frequência, estas não foram capazes de fornecer evidências de crosta oceânica no rifteamento do EB nos últimos 20 Ma.

Outros estudos crustais também sugerem ausência de crosta oceânica, como os de White et al. (1992) e Barker et al. (2003), que encontraram espessuras crustais mínimas de 9-10 km, valores que excedem a média de 7 km das crostas oceânicas. Entretanto, outros autores, como Galindo-Zaldivar et al. (2006) e Catalán et al. (2013), apontam a possibilidade de existir uma incipiente crosta oceânica formada por espalhamento oceânico recente, sugerindo que a Bacia Central de Bransfield estaria em seus últimos estágios de rifteamento.

O processo de alargamento do Estreito iniciou-se há cerca de 4-5 Ma, possivelmente em resposta ao resfriamento e subducção da placa oceânica (BARKER, 1982). A convergência da placa oceânica de Phoenix e a placa Antártica ao longo desta zona de subducção pode ter se iniciado há 4 Ma (BARKER *et al.*, 1991), quando o centro de expansão da placa Phoenix ficou inativo (Figura 3). O processo de *rollback* (rotação da placa oceânica para trás) da fossa das Shetland do Sul é o principal mecanismo atuante na extensão do Estreito (LARTER e BARKER, 1991; BARKER e AUSTIN, 1998).

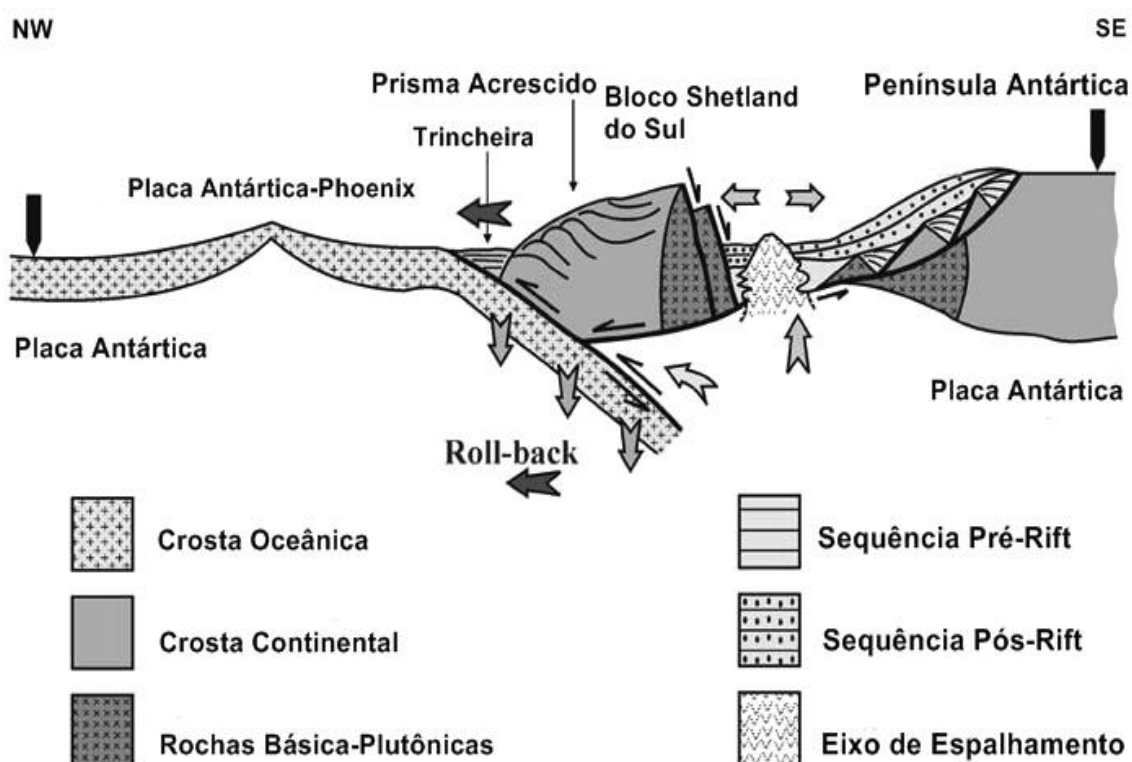


Figura 3: Modelo proposto por Galindo-Zaldivar et al. (2006) para a porção do Estreito de Bransfield e blocos da Península Antártica e ISS (Adaptado).

A bacia extensional de Bransfield é uma região estreita (100–150 km de largura), orientada a NE–SW. Ela foi desenvolvida em um complexo ambiente tectônico com profundidades máximas da ordem de 2.500 m (GAMBOA *et al.*, 1988) e extensão de aproximadamente 470 km, da Ilha Clearance à Ilha Low (MAGRANI, 2014). Compreende três Sub-bacias: Oeste, Central e Oriental (KHIM *et al.*, 2002).

A Bacia Central de Bransfield (BCB) tem 30-38 km de largura, aproximadamente 230 km de extensão e profundidade máxima de 1950 m, sendo altamente assimétrica. É separada das bacias Ocidental e Oriental pelas estruturas morfo-tectônicas das ilhas Deception e Bridgeman, respectivamente (LAWVER *et al.*, 1996).

2.1.1 Breve história geológica da região

Birkenmajer propôs em 1992 a evolução da Bacia de Bransfield e seu rift destacando os períodos geológicos e seus respectivos climas em ordem cronológica (Figura 4).

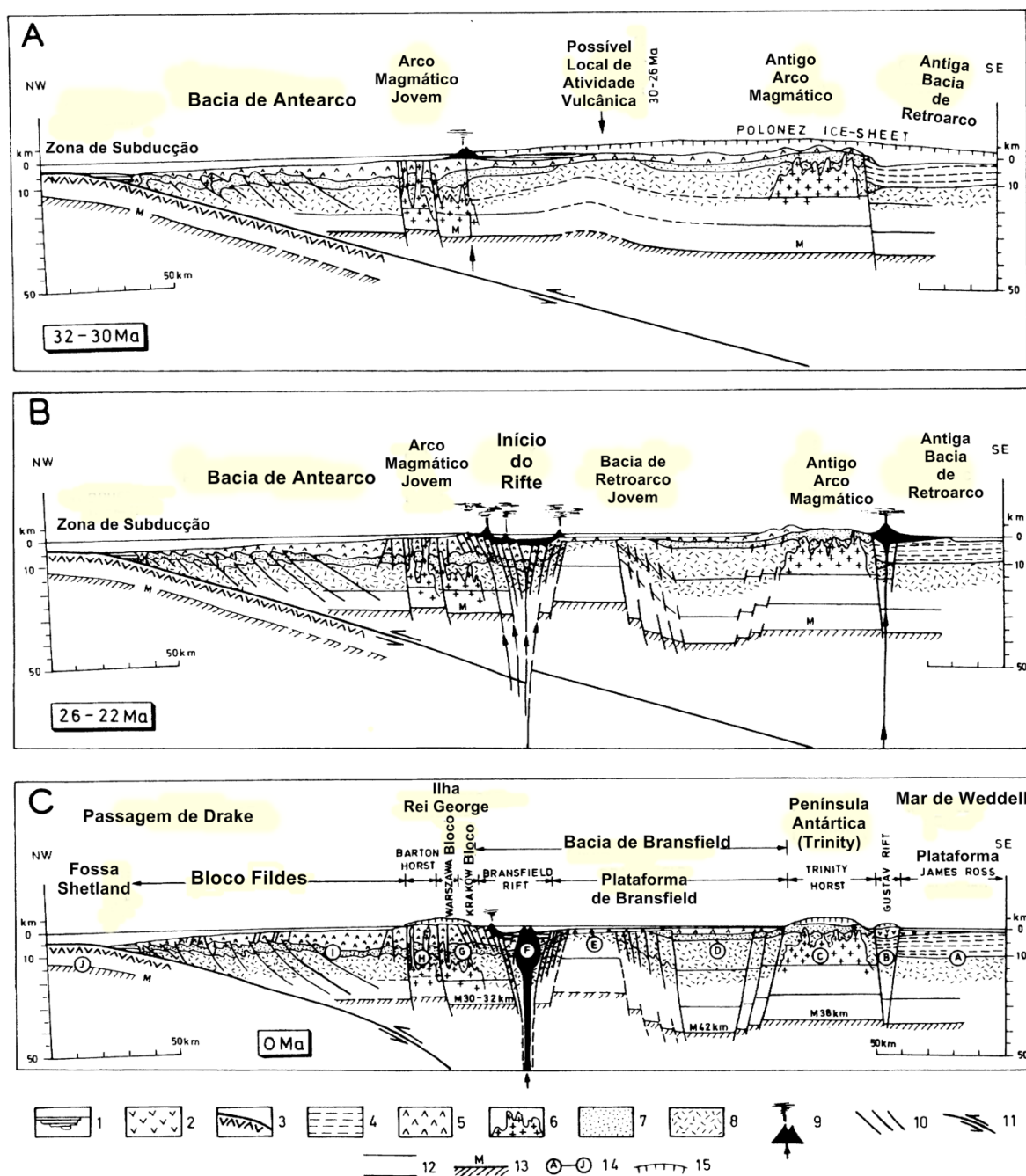


Figura 4: Modelo da evolução do rift de Bransfield. A) Estágio pré-rift; B) Início de rift; C) Estágio atual. 1: Sedimentos tufogênicos marinhos (Plioceno – Quaternário em C; Paleoceno – Eoceno em A); 2: Vulcânicos da Província de Weddell (Plioceno – Quaternário); 3) Crosta oceânica e cobertura sedimentar (Neogeno – Quaternário); 4) Depósitos marinhos Mesozoicos (Província de Weddell); 5) Vulcânicos estratiformes (Mesozoico na Península Antártica e Cretáceo Superior e Neogeno entre a Fossa das

Shetland e a Bacia de Bransfield; 6) Plutons andinos (Cretáceo e Neogeno na Península Antártica e Paleoceno-Oligoceno da ilha Rei George; 7) Turbiditos do Grupo Península Trinity (Permiano a Triássico (?)); 8) Substrato metamórfico (Paleozoico Inferior e Pré-Cambriano (?)); 9) Vulcões ativos e veios de alimentação; 10) Falhas principais; 11) Zona de subducção; 12) Fronteiras crustais. 13) Descontinuidade de Moho; 14) Elementos estruturais crustais; 15) Manto de gelo (BIRKENMAJER, 1992) (Adaptado).

Segundo o autor, na fase pré-rift houve incursão marinha com presença de estratos fossilíferos glaciomarinhos, pouca presença de nanoplâncton calcário e detritos transportados por gelo (IRD – *ice-rafted debris*). Com o avanço do mar sobre o Estreito de Bransfield, da Ilha Deception à Ilha Rei George, nanoplâncton calcário (microfósseis) em breccias vulcânicas de fragmentos de rochas pelíticas vulcanoclásticas ficaram mais evidentes.

No Oligoceno (33-23 Ma) houve uma grande glaciação continental, resultado do isolamento geográfico e térmico da Antártica, quando o continente se separou da Austrália e da América do Sul. Esse evento encobriu o Estreito de Bransfield, sendo em seguida dominado por mar raso. No período Interglacial, conhecido como Wesele (aproximadamente 30 Ma), houve um soerguimento que reduziu a precipitação na região de Bransfield, desenvolvendo sistemas de drenagem imaturos.

Durante a Glaciação Legru (26-30 Ma), as ISS apresentaram capa de gelo independente da Península Antártica, como reconhecido em lavas andesíticas-basálticas e aglomerados tipo-lahars, originados de vulcões cobertos por fina camada de gelo.

Por volta de 26 Ma, no início do rifteamento, vales foram erodidos por geleiras alpinas que desceram das capas de gelo da Ilha Rei George para o Estreito de Bransfield. Os vales foram preenchidos por tilitos continentais (Formação Vaureal Peak). O EB apresenta-se como uma depressão, provavelmente por falhas de gravidade contra o *horst* das Shetland do Sul. Esta depressão pode ter sido preenchida por fluxos de gelo ou invadida pelo mar. Ainda nesse processo de rifteamento, ocorreram as primeiras evidências de falhamentos extensionais e intrusões de diques na região. Em seguida, as ilhas vulcânicas do arco das Shetland do Sul foram cobertas por floresta *Nothofagus* e bordeada ao norte pelo mar raso de Bransfield, inundando o rift incipiente.

A partir de 22-20 Ma, o EB ganha profundidade. A glaciação Melville depositou sedimentos marinhos em profundidades correspondentes a quebra da plataforma, formando assembleias ricas em foraminíferos. Devido a presença de clastos finos a grandes transportados por gelo (chegando a 2 m em diâmetro), o autor sugere que houve uma considerável retrogradação da costa para o sul e quase completo afogamento das ISS. Os clastos caídos possivelmente são decorrentes da porção continental da Antártica.

Durante o Último Máximo Glacial, ocorrido há cerca de 20.000 a 18.000 anos, a calota de gelo das Shetland do Sul se estendeu para o exterior da plataforma continental, cerca de 50 km ao norte de sua localização atual (LEDRU *et al.*, 1998). Os detritos transportados pelo gelo (IRD-*Ice Rafted Debris*) geraram cavidades de quase 400m, fiordes e estreitos entre as ilhas. Ao sul, a calota de gelo estendia-se em direção ao mar até a íngreme fronteira norte do Estreito de Bransfield.

Sedimentos erodidos dos fiordes e estreitos foram depositados em leques proeminentes que se estendem pelo Estreito de Bransfield e mostram evidência de uma plataforma de gelo que cobria o EB durante o Último Máximo Glacial (SIMMS *et al.*, 2011).

2.2 Características morfo-sedimentares

As características morfo-sedimentares próximas da superfície do Estreito de Bransfield estão relacionadas a sedimentos vulcânicos recentes e processos oceanográficos (ERCILLA *et al.*, 1998; PRIETO *et al.*, 1998; CANALS *et al.*, 2002; IMBO *et al.*, 2003; CASAS *et al.*, 2004; GARCÍA *et al.*, 2008, 2009).

A ciclicidade glacial é o principal fator de controle dos processos sedimentares na bacia, mas vários fatores secundários, incluindo fisiografia, entradas de sedimentos e oceanografia, foram identificados como controladores locais na distribuição de sedimentos (GARCÍA *et al.*, 2011).

A Bacia Central de Bransfield tem cerca de 230 km de extensão e 38 km de largura, marcada pela presença de uma cadeia de edifícios vulcânicos, um sistema linear orientado à SW-NE (GRÀCIA *et al.*, 1996; LAWVER *et al.*, 1996; GARCÍA *et al.*, 2009). Sua fisiografia é assimétrica, com uma margem estreita e talude íngreme (20 km) das Ilhas Shetland do Sul à noroeste e, à sudeste, uma margem mais ampla e um talude menos inclinado em forma de degraus batimétricos (*horst*) associado à Península Antártica (JEFFERS e ANDERSON, 1990; CANALS *et al.*, 1994; KLEPEIS e LAWVER, 1994; GRÀCIA *et al.*, 1996; LAWVER *et al.*, 1996; ERCILLA *et al.*, 1998; GARCÍA *et al.*, 2008, 2009). Ambas as margens contêm uma plataforma continental (até 300 m de profundidade e 50 km de largura) dissecada por numerosas calhas glaciais orientadas NNW-SSE para NW-SE (Figura 5).

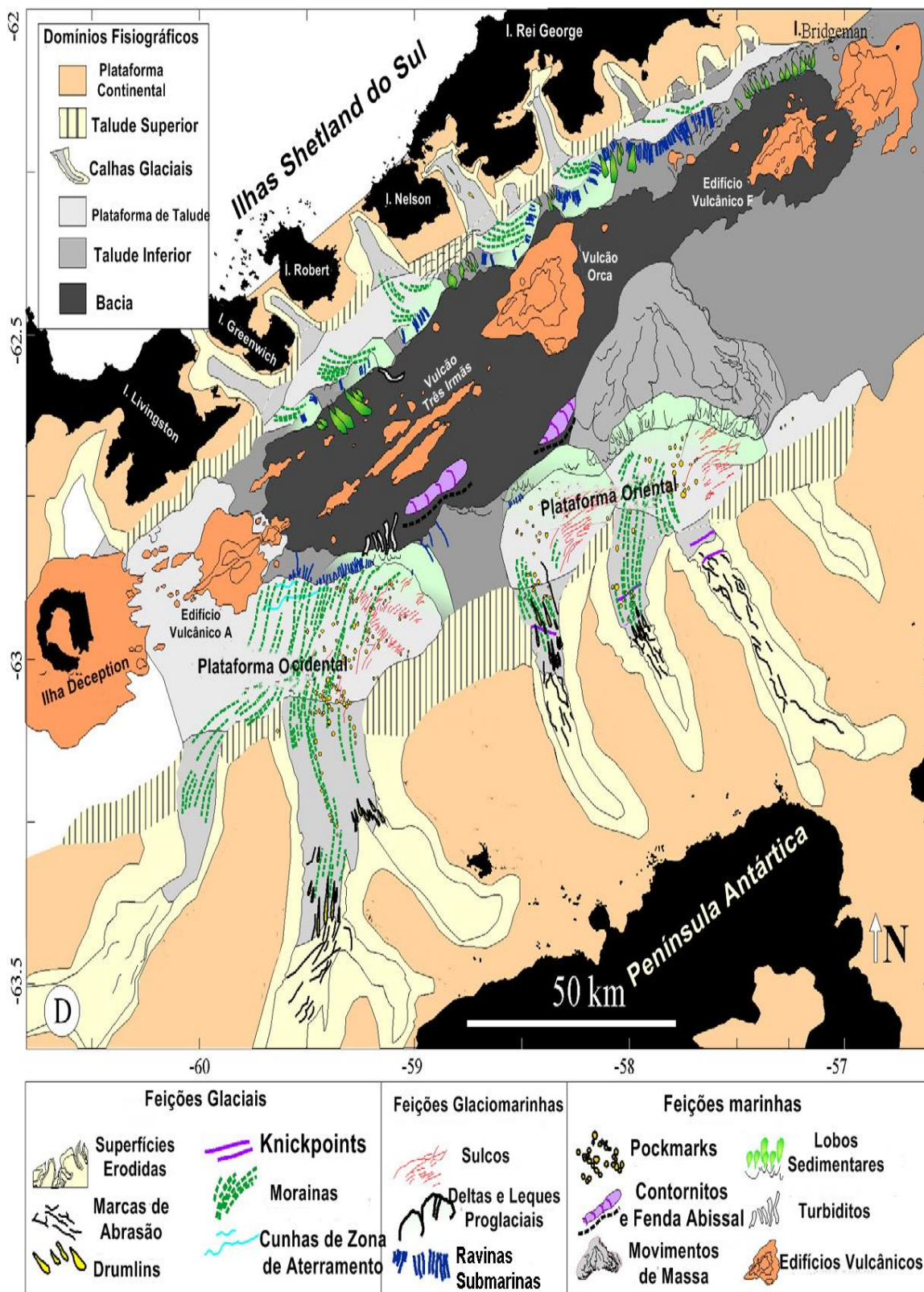


Figura 5: Modelo de domínios fisiográficos da Bacia Central de Bransfield proposto por Garcia et al. 2011. (Adaptado).

A plataforma continental da PA configura uma superfície plana e contínua em direção à bacia (NE), a partir de grandes cavidades glaciais, que facilitam o avanço e a retirada de sedimentos da Península Antártica. Isto é um fator-chave na ocorrência generalizada de processos glaciais e glaciomarinhas em toda a margem continental (PRIETO *et al.*, 1998).

As plataformas de taludes (oriental e ocidental) da Bacia Central de Bransfield são distintas morfologicamente. As plataformas de talude médio (500–1100 m) apresentam configuração atípica para margem glaciada, com uma superfície plana contínua do assoalho das calhas glaciais até a bacia oceânica (GARCÍA *et al.*, 2009). A Bacia oceânica de Bransfield é composta por quatro níveis de profundidade, chegando aos 1950 m gradualmente de SO para NE.

As características morfológicas predominantes são drumlins e lineações de cordões morânicos produzidas subglacialmente durante sucessivos ciclos glaciais (GARCÍA *et al.*, 2009). Isso resultou em um zoneamento semelhante de sequências sedimentares nas margens da Península Antártica e Shetland do Sul, áreas fontes de sedimentos. Estes sedimentos eram erodidos pela camada de gelo que fluía com um padrão convergente para a Bacia Central de Bransfield (SIMMS *et al.*, 2011).

A fonte de sedimentos glaciais está diretamente relacionada à fisiografia da BCB e controla parcialmente a distribuição espacial dos sedimentos (GARCÍA *et al.*, 2009). Onde estes são derivados principalmente da atividade glacial, correntes turbidíticas, fluxos de detritos e processos proglaciais. Nesse cenário geológico complexo, processos glaciais, glaciomarinhas e marinhas estão ligados e interagindo desde o Último Máximo Glacial (PRIETO *et al.*, 1999).

2.3 Características oceanográficas

O Estreito de Bransfield é uma área costeira, do ponto de vista hidrográfico, por isso diferentes massas de água se encontram. Os fluxos costeiros são influenciados pela água de degelo oriunda das plataformas de gelo

e de geleira. Os efeitos das mudanças climáticas podem influenciar potencialmente a estabilidade da coluna de água, alterando a intensidade de mistura vertical nas regiões costeiras, assim como a alteração do vento pode modificar a intensidade da circulação sazonal (KLINKHAMMER, 2001).

Por mais que as correntes costeiras sejam relativamente estreitas, da ordem de poucos quilômetros de largura, elas têm grande extensão de deslocamento, são influenciadas pela topografia de fundo e pela geometria costeira. A topografia afeta o fluxo profundo e produz estruturas de fluxo de mesoescala, como redemoinhos e divisão de fluxo profundo em diferentes ramos (LÓPEZ *et al.*, 1999).

Na Bacia Central, as águas encontradas abaixo da feição topográfica que a separa das outras bacias são 0,5°C mais frias que as da Bacia Oriental, mais oxigenadas e com menor concentração de nutrientes que as outras duas bacias (DUARTE, 2006).

2.4 Características climáticas

De acordo com o relatório do IPCC (2021) há uma tendência de aquecimento significativo na Península Antártica desde 1950. Este aquecimento foi acompanhado de aumentos na temperatura do oceano nas adjacências dos mares de Bellingshausen e Weddell e redução da extensão do gelo marinho sazonal e aumentos na precipitação e acúmulo de neve (BARRAND *et al.*, 2013; THOMAS *et al.*, 2008). Na PA a instabilidade climática, o afinamento e o colapso de plataformas de gelo têm sido associados às altas temperaturas do ar no verão, onde imagens de radares meteorológicos indicam que entre 2000 e 2009 a fusão da camada superficial da neve da Península representou mais de 50% do total da intensidade de fusão da Antártica (ABRAM *et al.*, 2013). No entanto, essa tendência se mostra generalizada se estendendo também para outras regiões, como a Antártica Ocidental e algumas regiões da Antártica Oriental, que são projetadas para continuar a aquecer no século XXI a uma taxa maior do que a global (FOX-KEMPER *et al.*, 2021).

Vale destacar o hiato de aquecimento na Península Antártica que ocorreu no final da década de 1990, em que Turner et al. (2016) apontam que o resfriamento ocorreu em virtude de forçantes oceânicas capazes de impactar a circulação atmosférica, como a Oscilação Interdecadal do Pacífico (fase negativa) e a La Niña, demonstrando um resfriamento consequente da variabilidade climática natural da região.

O EB situa-se na região de baixa pressão circumpolar, onde o clima é determinado pelas sucessivas passagens de sistemas ciclônicos, em sua maioria, originários do setor sudeste do oceano Pacífico (AQUINO, 2012). Esses sistemas transportam ar quente e úmido, produzindo um clima tipicamente marítimo, com pequenas variações de temperatura ao longo do ano, alta umidade relativa do ar (cerca de 82%), chuvas no verão e constante cobertura de nuvem (BREMER, 1998). A região sofre também ação dos ciclones provenientes dos mares de Amundsen e Bellingshausen e é atingido por massas de ar frio vindas do mar de Weddell e da Península Antártica que atuam como uma barreira contra a circulação de baixa atmosfera.

2.4.1 Gelo Marinho

Nos meses de maio a junho o gelo marinho começa a se formar no Estreito de Bransfield, inicialmente ao longo da Península Antártica. O processo de congelamento se intensifica nos meses de junho e julho, deixando o Estreito totalmente coberto de gelo por um período de quatro meses, e só em meados de outubro inicia-se o processo de degelo, o qual se intensifica nos meses de dezembro e janeiro (STAMMERJOHN e SMITH, 1996). Durante os meses de dezembro a abril o EB permanece livre de gelo permitindo ao fitoplâncton um fornecimento contínuo de luz (YOON *et al.*, 2000).

3 REFERENCIAL TEÓRICO

3.1 Ambientes Glaciomarinhos

Os ambientes glaciomarinhos são caracterizados pelas interações de processos glaciais e marinhos, sendo os locais mais importantes de sedimentação e constituindo a maior parte do registro glacial em sucessões estratigráficas antigas (MOLNIA 1983, EYLES *et al.*, 1985, BOULTON 1990, ANDERSON e ASHLEY 1991, EYLES e EYLES 1992).

Esses ambientes são classificados de acordo com a proximidade da geleira (Figura 6).

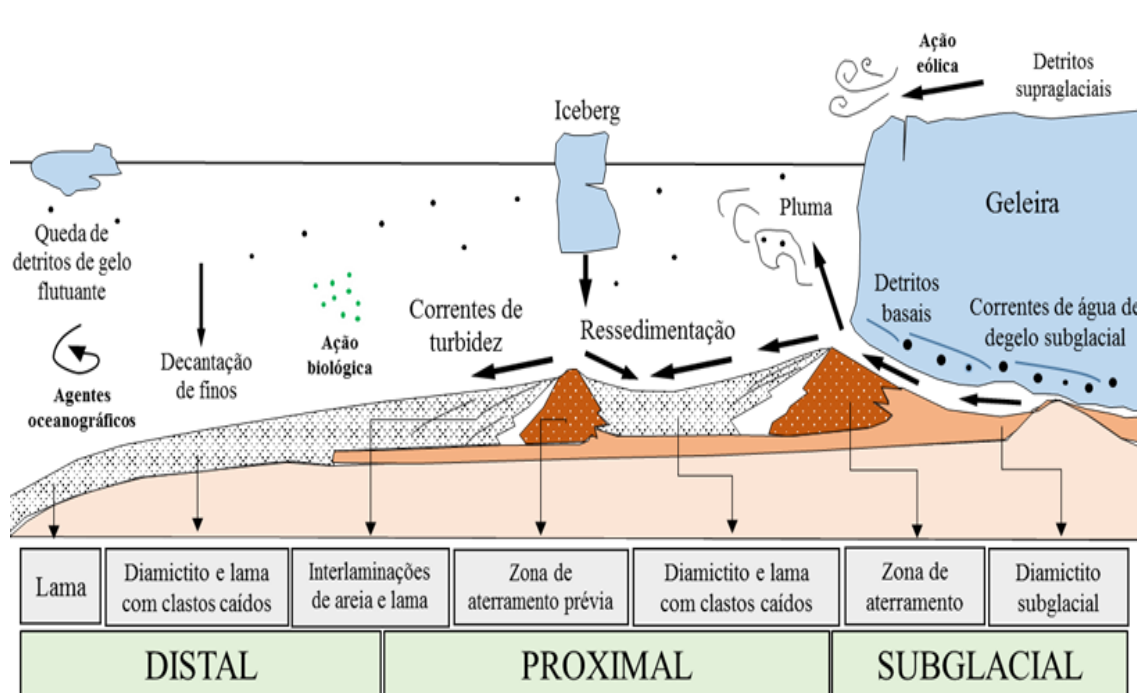


Figura 6: Ilustração do ambiente glaciomarinho e seus principais processos deposicionais, segundo Dowdeswell, 1987. (Adaptado por Martins, 2020).

Podendo ser eles:

Subglacial (processos e depósitos diretamente vinculados à dinâmica da geleira);

Proglacial proximal (processos sofrem grande influência da margem da geleira);

Proglacial Distal (dominam os processos marinhos).

As fontes de sedimentos controlam a litologia das partículas, granulometria e morfologia. O transporte, por sua vez, é capaz de modificar o tamanho e distribuição dos grãos, conforme os processos de desgaste (vento, água e processos gravitacionais) sofridos pelas partículas. Além disso, os tipos de rochas respondem de maneira diferente para cada processo erosivo, o que também irá influenciar a textura dos sedimentos. Para sedimentos gravitacionalmente ou glacialmente deformados, aspectos de tensão podem ser refletidos na estrutura e textura dos sedimentos (BENN e EVANS, 2010).

Na parte marinha profunda dois mecanismos podem explicar a fonte de sedimentos para o interior dos cânions submarinos: erosão próxima ou na plataforma continental (na porção superior do cânion) por correntes de contorno; e águas de degelo ou descarga sedimentar próxima à margem das frentes das geleiras (WRIGHT *et al.*, 1983). Desse modo, as configurações glaciais de determinada região controlam a forma com que as geleiras entregam sedimentos aos oceanos.

Na porção norte da Bacia Central de Bransfield, nas inúmeras baías e fiordes das Ilhas Shetland do Sul, desembocam grandes quantidades de água de degelo com sedimentos de granulação fina (principalmente silte e argila siltosa), especialmente durante o verão austral. No entanto, na porção sul da Bacia Central, a contribuição de sedimentos descarregados da Península Antártica é relativamente insignificante ao longo da costa (ANDERSON e MOLNIA, 1989). Esses sedimentos lamosos são geralmente transportados da plataforma para a Bacia Central através de plumas de água turva estratificada e/ou por icebergs carregados de sedimentos (MADEJSKI e RAKUSA-SUSZCZEWSKI, 1990). As principais fontes de partículas finas terrígenas para a coluna de água na área do EB são: (a) descarga subglacial das geleiras de marés que alimentam as camadas com sedimentos (GRIFFITH e ANDERSON,

1989; DOMACK e ISHMAN, 1993; DOMACK *et al.*, 1994; YOON *et al.*, 1997); e (b) descarga glacio-fluvial das geleiras que terminam em terra e/ou descarga supraglacial da superfície do gelo, responsável pelas plumas de transbordamento em algumas baías das Ilhas Shetland do Sul (YOON *et al.*, 1998). Fiordes das ISS têm um padrão de circulação estuarina durante o verão, com águas carregadas de sedimentos em sua superfície e um influxo de águas profundas salinas e frias provenientes do Estreito de Bransfield (DOMACK e ISHMAN, 1993). Uma vez que as águas superficiais alcançam a foz dos fiordes, elas são dispersas para o norte seguindo as vias gerais de circulação do EB.

Nos meses de verão o Estreito de Bransfield fica livre de gelo, o que acarreta em alta produtividade planctônica, uma das maiores do setor atlântico do Oceano Austral (YOON *et al.*, 1994). Durante o período atual de glaciação mínima a sedimentação biogênica é o processo dominante, sendo a segunda maior fonte de partículas para o fundo da Bacia Central, perdendo apenas para os sedimentos terrígenos (BANFIELD e ANDERSON, 1997).

O clima é o principal fator que determina se o aporte sedimentar é fornecido prioritariamente pelas geleiras ou fluxos de água de degelo para o ambiente marinho. As características fisiográficas controlam o quanto os sedimentos glaciomarinheiros são retrabalhados no ambiente marinho. Sequências sedimentares marinhas afloradas na superfície ou em águas mais rasas são resultados decorrentes do soerguimento isostático pós-glacial (ANDERSON *et al.*, 1983).

3.2 Estudos sedimentares e geoquímicos

3.2.1 Processos de Intemperismo

Intemperismo é o conjunto de processos físicos (mecânicos) e químicos que acarretam na modificação, desintegração e a decomposição das rochas. A ação combinada desses processos é influenciada pelo caráter do

substrato rochoso e o clima, além de exigir longos períodos de tempo para ocorrer (CHRISTOPHERSON, 2012).

3.2.2 Intemperismo físico

Os processos de intemperismo físico são aqueles que promovem a degradação e o enfraquecimento da rocha. Alguns fatores influenciam neste processo como mudanças volumétricas nas rochas, devido à expansão e contração térmica e alívio de pressão e, mudanças volumétricas nos vazios e fissuras da rocha, em função do congelamento e da cristalização de sais e água (BENN e EVANS, 2010). Esse último é o processo mais significativo de degradação e decomposição das rochas antárticas. Na Antártica Marítima a elevada umidade associada às variações frequentes de temperatura, congelamento e descongelamento podem explicar as diferentes formas de intemperismo físico presentes na região, assim como o baixo albedo das rochas de coloração escura (PETER *et al.*, 2008).

A maioria das rochas não é boa condutora de calor e, portanto, não são resistentes ao gradiente de temperatura. Este fato faz com que o calor acumulado nas rochas gere uma pressão e crie um *stress* na rocha, acarretando a expansão térmica, que produz pequenas fissuras. Essas por sua vez viram espaços onde a água pode percolar e dar sequência ao processo de acunhamento do gelo. À medida que as temperaturas oscilam em torno do ponto de congelamento, a água no solo congela e derrete sazonalmente. Em períodos de temperaturas mais elevadas há penetração de água líquida na rocha. Nos períodos mais frios, quando a água congela, seu volume aumenta em cerca de 9%, aumentando a fissura da rocha, expandindo a cavidade desta, e assim permitindo a entrada de mais água no período de degelo seguinte, que, ao congelar aumenta ainda mais a fissura inicial, chegando ao ponto que há a ruptura total da rocha (AHNERT, 1996 apud PETER *et al.*, 2008).

3.2.3 Intemperismo químico

O intemperismo químico é aquele onde reações químicas alteram a composição químico-mineralógica das rochas com a formação de novas substâncias. Esses processos podem ser analisados a partir de fenômenos como dissolução, hidratação, hidrólise, carbonatação, oxidação e redução, resultantes de atividades inorgânicas e/ou orgânicas. Nesses processos a água desempenha um grande papel, por sua capacidade de solubilidade, de expansão, transporte e erosão (BENN e EVANS, 2010).

Devido às temperaturas relativamente elevadas e umidade nas Ilhas Shetland do Sul e Península Antártica, a alteração de minerais presentes na rocha é extremamente importante para o intemperismo químico, por exemplo, na Península Fildes, onde é comum a liberação de ferro na camada ativa do permafrost decorrente da composição das rochas desta região (BLÜMEL, 1999).

Partindo do princípio de que a degradação dos feldspatos e concomitante formação dos argilominerais é o processo dominante durante o intemperismo químico da crosta superior, e que o cálcio, sódio e potássio são geralmente, removidos dos feldspatos, aumentando a proporção de alumínio no material residual, Nesbitt e Young (1996) sugeriram o Índice de Alteração Química (IAQ) – (*CIA - Chemical Index of Alteration*) através da equação:

$$IAQ = \left(\frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O} \right) \times 100 \text{ .}$$

As razões IAQ em feldspatos e rochas graníticas frescas têm tipicamente valores de IAQ em torno de 50, enquanto rochas máficas como gabro e basalto têm valores mais baixos entre 40 e 45 e materiais com compostos extremamente intemperizados, por exemplo, a caulinita e a gibbsita, que podem atingir valores de até 100 (e.g., NESBITT; YOUNG, 1982, 1984, 1989; CONDIE, 1993; NESBITT *et al.*, 1996;). Estudo de Colman (1982) sobre o intemperismo químico do basalto e andesita sintetizou as reações químicas e transformações mineralógicas sobre tais rochas. Foi observado que a susceptibilidade ao intemperismo de vários minerais aumenta geralmente, mas com certa variabilidade, na sequência: vidro > olivina > piroxênio > anfibólio >

plagioclásio > K-feldspato. Os basaltos apresentam em sua composição de 90 a 100% de plagioclásio.

Mineralogicamente, este processo é caracterizado pela transformação dos minerais originais em argilominerais, refletindo a intensa e completa remoção de elementos instáveis, incluindo o potássio. O desgaste químico também pode mobilizar a sílica, incluindo a dessilicificação de minerais de argila e a formação de gibbsita. Portanto, o aumento nesse índice reflete um decréscimo do mineral primário e um aumento das fases secundárias. Com isso, valores elevados indicam intenso intemperismo químico pela precipitação e temperaturas mais elevadas, enquanto valores baixos podem evidenciar um clima mais frio e/ou mais árido, onde prevalece o intemperismo físico (MONIEN *et al.*, 2011).

3.2.4 Composição química e mineralógica dos sedimentos

A Antártica Marítima é a área mais deglaciarizada da Antártica com presença de permafrost e solos descongelados por pelo menos três meses ao ano, o que a torna uma região importante para estudos sobre caracterização química, classificação de solos e dinâmica de nutrientes (SIMAS *et al.*, 2008).

Os aspectos mineralógicos foram analisados por Simas *et al.* (2008) nos solos ao longo da Baía do Almirantado. Neste estudo verificou-se que há relação da atividade ornitogênica com as características químicas dos criossolos, uma vez que apresentaram grande concentração de minerais não metálicos da classe dos fosfatos. Na Ilha Livingston estudos mineralógicos foram realizados comparando os solos da Península Hurd com os da Península Byers, este último apresentando-se mais desenvolvido, onde a composição química estava ligada ao material de origem e ao grau de intemperismo, tanto físico (crioturbação) quanto químico (MENDONÇA, 2011).

Wu Shuzhuang *et al.* (2019), analisaram os sedimentos marinhos da Passagem de Drake entre as Ilhas Shetland do Sul e a Patagônia, e observaram

que a mineralogia da argila é composta principalmente de calcita, clorita, mica, quartzo, feldspatos e anfibólios e que a composição dos minerais detríticos é típico de regiões de alta latitude, indicando que as fontes dos sedimentos são representadas principalmente por elementos básicos a intermediários de rochas magmáticas e metamórficas. Além disso, esse conjunto mineral salienta que a pedogênese na margem sul chilena é geralmente fraca levando a maturidade bastante baixa dos sedimentos, devido ao limitado intemperismo químico e aumento dos processos de intemperismo físico especialmente por geleiras que levam à erosão direta das rochas na Patagônia (DIEKMANN *et al.*, 2000; MARINONI *et al.*, 2000, 2008).

Os dados mineralógicos dos sedimentos são uma ferramenta poderosa para rastrear as fontes e vias de transporte de detritos. Os minerais de origem autigênica dependem da precipitação química da água do mar, assim como das condições locais/regionais climáticas e geomorfológicas, ou seja, há dependência da área fonte. Como exemplos de componentes químicos podem ser citados: calcita, halita, pirita e gipsita. Os sedimentos biogênicos englobam uma variedade de mineralogias (e.g. CH_2 , CaCO_3 , SiO_2), mas todos são essencialmente remanescentes fósseis de organismos vivos (ostracodes, diatomáceas, moluscos) (SCHNURRENBERGER *et al.*, 2003).

Minerais com menor estabilidade frequentemente contêm maiores proporções de ferro, cálcio e magnésio e liberam esses elementos mais rapidamente que os minerais mais estáveis. Portanto, a composição química do sedimento está diretamente ligada à suscetibilidade ao intemperismo (LEPSCH, 2011).

3.3 Proxies geoquímicos em sedimentos marinhos

A composição elementar dos sedimentos marinhos fornece informações sobre a entrada de sedimentos terrígenos no ambiente marinho (GOVIN *et al.*, 2012). Como as concentrações dos elementos isolados apresentam interdependência, e podem ser diretamente influenciadas por efeitos de maior produtividade biológica ou dissolução de carbonato, é recomendado a utilização de razões elementares (GOVIN *et al.*, 2012). Para aferir o aporte de sedimento terrígeno é possível aplicar razões elementares entre contribuintes terrestres (Ti e Fe) versus o contribuinte marinho (Ca). Em contrapartida, a razão Ti/Al costuma ser utilizada para indicar aporte terrestre via transporte eólico em comparação ao transporte fluvial de material em suspensão. Uma vez que, em sedimentos marinhos, a fração mais grossa é enriquecida em Ti, enquanto o Al está relacionado, em sua maioria, às partículas de argilominerais. Ainda, valores altos da razão Fe/K em sedimentos marinhos podem indicar o aporte de material altamente intemperizado oriundo de regiões tropicais úmidas, enquanto valores baixos refletem o aporte de material pouco intemperizado formado em condições mais secas (GOVIN *et al.*, 2012). Muitos estudos no registro sedimentar marinho têm utilizado as razões Fe/Ca e Ti/Ca como indicadores de aporte terrestre (MAHIQUES *et al.*, 2009). Isto é baseado na premissa de que, como um componente da calcita e aragonita, o cálcio reflete o conteúdo carbonático marinho no sedimento (RICHTER *et al.*, 2006). Por sua vez, o titânio e o ferro estão associados aos componentes siliciclásticos e aos minerais essencialmente argilosos (ARZ *et al.*, 1998). Portanto, variações nos teores de Ti e Fe em relação ao Ca representam um indicador químico de contribuição continental, proporcionando uma medida de aporte terrestre nos oceanos (HAUG *et al.*, 2001; TERENCE, 2019). Por outro lado, valores baixos da razão Ti/Al indica produtividade marinha e a razão elementar Fe/K reflete as mudanças no argilomineral, que são transportadas em maior abundância durante os períodos quentes (YARINCIK *et al.*, 2000).

4 METODOLOGIA

A estrutura organizacional dos procedimentos metodológicos deste trabalho está resumida no organograma representado pela Figura 7.

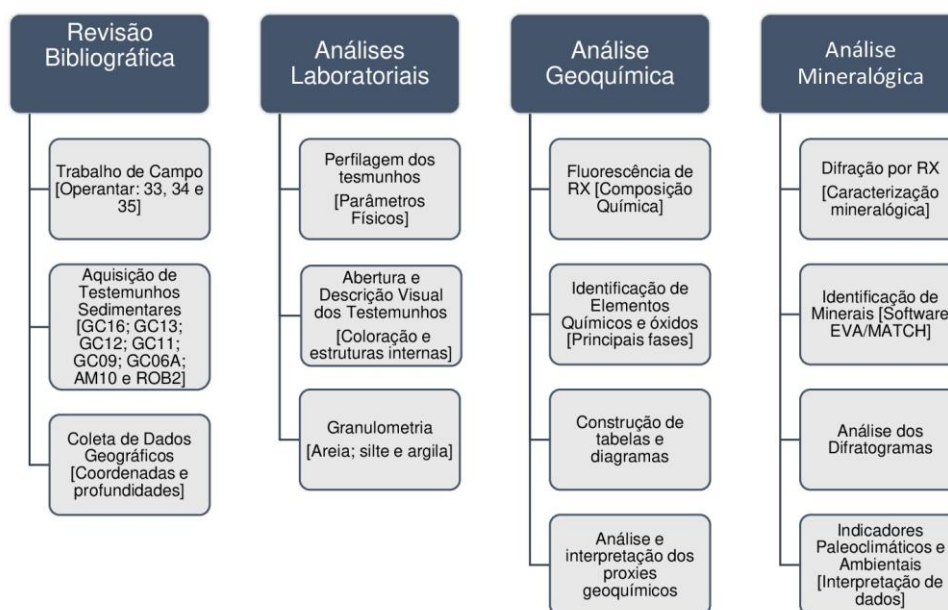


Figura 7: Organograma de detalhamento dos procedimentos metodológicos.

4.1 Trabalho de campo

O projeto “Uso de Registros Sedimentares e Biogeoquímicos como Indicativos de Mudanças Climáticas nas Ilhas Shetland do Sul e Península Antártica” (Proantar-CNPq) possibilitou a coleta dos testemunhos sedimentares utilizados neste trabalho. As equipes estiveram a bordo do Navio Polar Almirante Maximiano durante os meses de verão do Hemisfério Sul.

Oito testemunhos foram coletados: na OPERANTAR XXXIII (2014-2015): testemunho ROB2; OPERANTAR XXXIV (2015-2016), testemunho

AM10; e OPERANTAR XXXV (2016-2017): testemunhos GC16, GC13, GC12, GC11, GC09 e GC06A (Tabela 1).

Tabela 1: Dados gerais de coletas dos testemunhos marinhos.

Expedição	Testemunho	Coordenadas (dd.dddd°)		Prof. (m)	Recuperação (m)
		Longitude	Latitude		
OP33	ROB2	-595447006	-624784012	404	3,81
OP34	AM10	-590014992	-627545013	1463	5,20
OP35	GC11	-592448006	-626142006	1460	4,91
	GC16	-596739998	-624234009	304	1,52
	GC13	-594630013	-625066986	615	4,70
	GC12	-593806992	-625392990	760	4,14
	GC06A	-583362007	-631086006	840	3,55
	GC09	-588328018	-628454018	1022	3,35

Os testemunhos marinhos formam um transecto na Bacia Central de Bransfield que conecta a Península Antártica às Ilhas Shetland do Sul no sentido Noroeste-Sudeste, com aproximadamente 230 km de comprimento (Figura 8) e variando de 300 a 1463 metros de profundidade conforme perfil batimétrico (Figura 9).

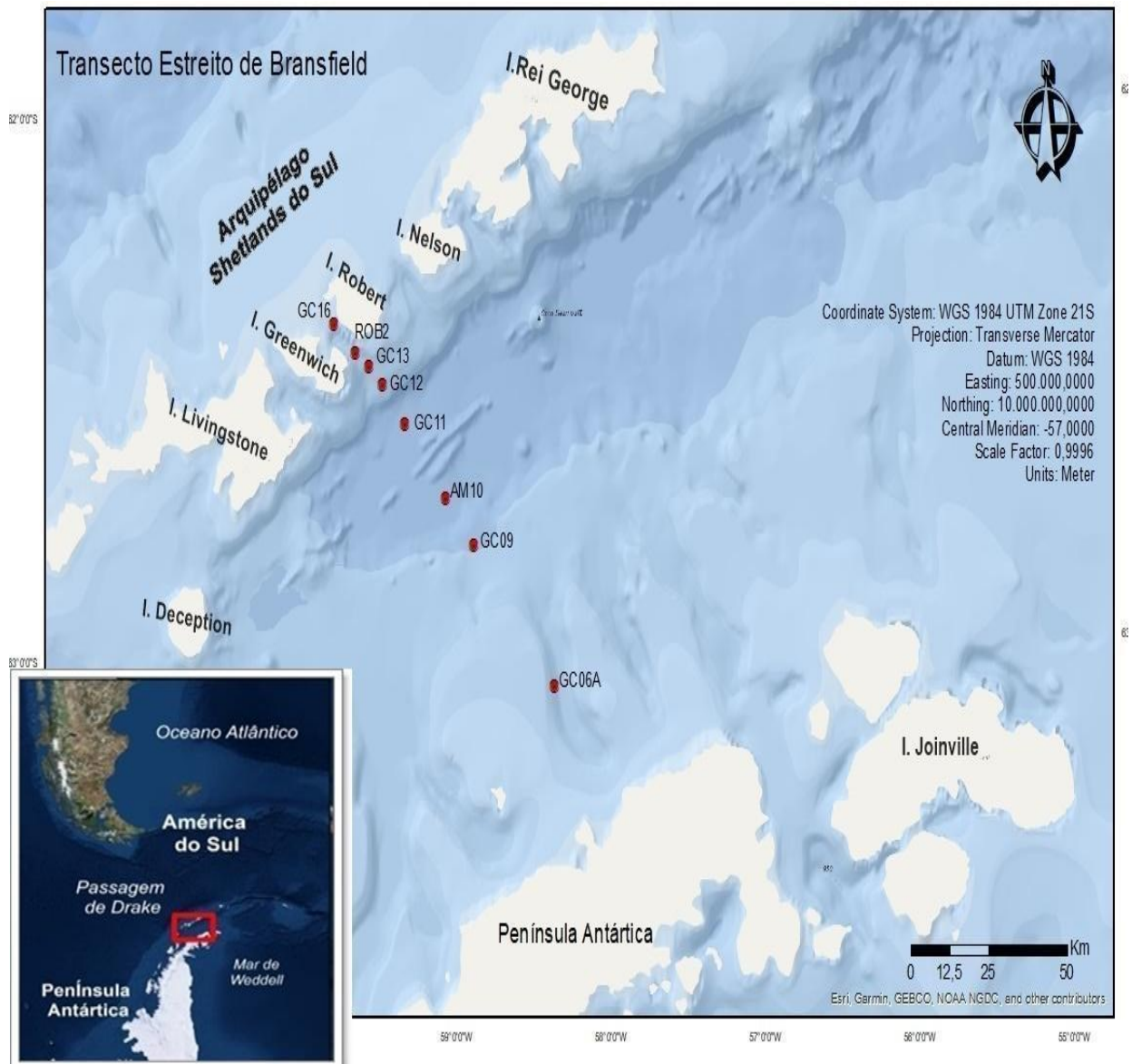


Figura 8: Mapa indicando a localização dos testemunhos coletados.

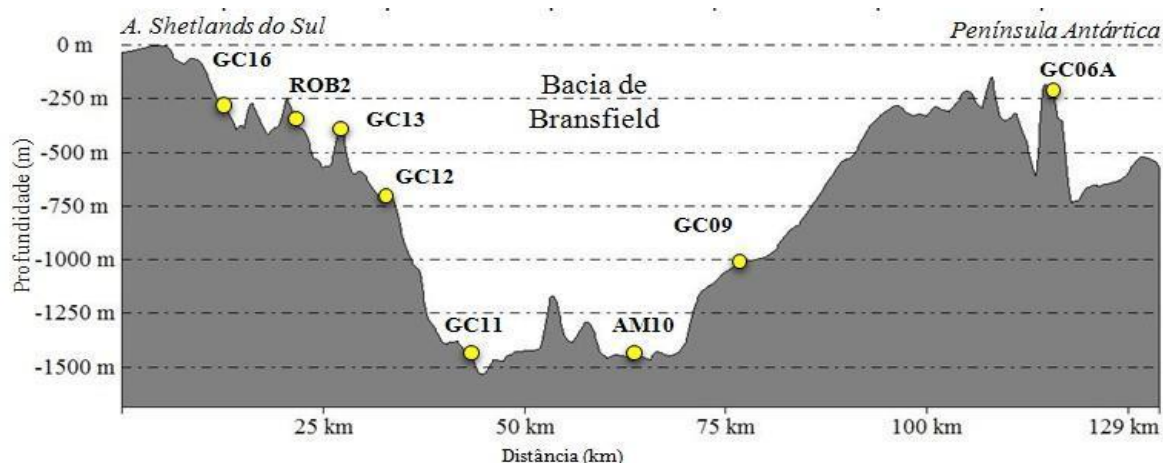


Figura 9: Perfil batimétrico desenvolvido por Martins, 2020.

Para amostrar o fundo marinho da Bacia Central de Bransfield foi utilizado o amostrador *Gravity-Corer*, que possibilita obter um perfil da geologia de subsuperfície utilizando o próprio peso. Imagens desse procedimento estão na Figura 10. Foram usados tubos de PVC (*core*) de 100 mm de diâmetro e comprimento de 6 m; a capacidade de penetração e recuperação do testemunhador, que depende da resistência do solo à penetração do equipamento, variou conforme localização. Após o lançamento e recuperação do testemunhador, as amostras foram divididas em seções de no máximo 1 metro, catalogadas e refrigeradas com a finalidade de conservar suas características naturais.

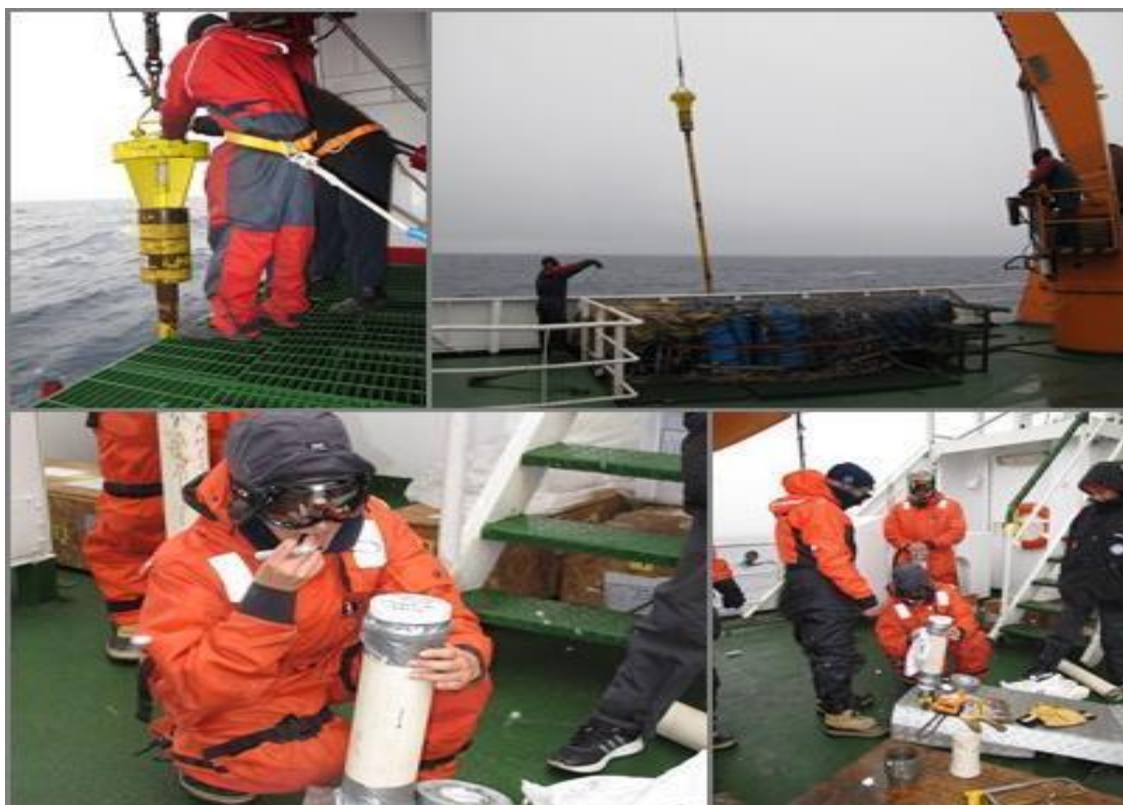


Figura 10: Trabalho de campo e recuperação dos testemunhos pelo amostrador *Gravity Corer*. (Fotos cedidas por Arthur Ayres).

4.2 Abertura e descrição visual dos testemunhos

A abertura dos testemunhos sedimentares foi feita no Laboratório de Sedimentologia, Instituto de Geociências, com o auxílio do equipamento da Geotek LTDA, composto por duas serras elétricas laterais capazes de cortar o cano de PVC. Posteriormente as duas partes de cada testemunho foram separadas com a passagem de um fio de metal. Uma das metades foi fotografada e arquivada no Laboratório de Processos Sedimentares e Ambientais (LAPSA), no Instituto de Geociências, e outra destinada à descrição visual das fácies sedimentares.

Para a identificação das fácies sedimentares considerou-se a coloração, usando a tabela de Munsell como referência na definição das cores; por conseguinte, a granulometria (areia/lama) e presença de fragmentos de

natureza orgânica e inorgânica, como bioturbação e seixos pingados, também foram levados em consideração para a descrição sedimentar.

4.3 Análise Geoquímica – Fluorescência de raios-X

A análise de fluorescência de raios-X (FRX) foi realizada para conhecer a composição química dos elementos contidos nas amostras. O método é preciso e não destrutivo, e geralmente requer apenas um mínimo de preparação das amostras, evitando-se apenas tratamento térmico, para que não haja degradação e, portanto, perda das características originais de concentração do material (NASCIMENTO, 1999).

Os sedimentos de fração silte e argila (tamanho <0,06 mm) foram liofilizados e levemente macerados no Laboratório de Sedimentologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal Fluminense. O intervalo das amostras foi de 20 cm, uma vez que os parâmetros físicos sugeriram pouca variação em intervalos menores.

Ao todo, foram analisadas 172 amostras no Epsilon 1 Malvern PANalytical, também localizado no Instituto de Geociências (Figura 11). O Epsilon 1 é um analisador de FRX por energia dispersiva, integrado, composto por um espectrômetro com ampola de raios X com ânodo de Ag e Be e computador embutido com *software* analítico Omnian que se ajusta ao tipo de amostra.



Figura 11: Amostras analisadas por fluorescência de raios X (FRX).

Os elementos foram tensionados com radiação ionizante 20 KV por 10 minutos em cada amostra. O resultado depende de interações que ocorrem em escala atômica, uma vez que os raios X são produzidos para desestabilizar o átomo, que, ao absorver a energia, torna os elétrons mais energéticos (processo conhecido como efeito fotoelétrico) que são posteriormente ejetados da camada externa, emitindo a diferença de energia entre as duas camadas (BREEN *et al.*, 2011). Esta energia envolvida na absorção e emissão de raios X é uma característica específica de cada elemento químico, permitindo a sua identificação e correspondente quantificação (ARAI, 2006). Mais especificamente, neste processo a energia da radiação de fluorescência identifica o elemento, enquanto sua intensidade permite que seja medida sua concentração na amostra analisada (FERRETI, 2009). Através dessa análise foram obtidos os teores em óxidos de cada elemento.

Após a análise elementar no FRX, foi aplicado o Índice de Alteração Química (IAQ) (NESBITT e YOUNG, 1982) e o índice de Alteração dos Plagioclásios (IAP) (Fedó *et al.*, 1995). O IAP é uma modificação do IAQ e é

usado onde o plagioclásio é suscetível de alteração (Fedó *et al.* 2012). Os valores de 100 indicam presença de intenso intemperismo enquanto valores entre 55 e 50 indicam baixa ação do intemperismo e valores entre 45 e 55 indicam ausência de processos de alteração (GOLDEBERG e HUMAYUN, 2010):

$$IAQ = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO)] \times 100 \quad (1)$$

$$IAP = [Al_2O_3 - K_2O] / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O - K_2O) \times 100 \quad (2)$$

onde os óxidos são expressos como proporções molares (FEDÓ *et al.* 2012):

$$\text{moles } Al_2O_3 = \% Al_2O_3 / 101,96$$

$$\text{moles } CaO = \% CaO / 56,08$$

$$\text{moles } NaO = \% NaO / 61,98$$

$$\text{moles } K_2O = \% K_2O / 94,20$$

A identificação e classificação química das rochas vulcânicas foi baseada no Diagrama Total de Álcalis vs. Sílica – TAS (Le BAS e STRECKEISEN, 1991) com valores de referência para basalto estabelecidos por Le Maitre (1976).

Além disso, foram considerados indicadores capazes de refletir mudanças no aporte sedimentar. Análises de FRX de alta resolução de Fe, Ti, K e Ca colaboram para definir os parâmetros sedimentológicos (GOVIN *et al.*, 2012).

4.4 Análise mineralógica – Difração de Raios X

O estudo da mineralogia colabora significativamente para a classificação dos sedimentos, pois possibilita a discriminação dos minerais presentes que indicarão as diferenças no comportamento do material devido ao grau de alterabilidade. A interação entre as análises mineralógicas e outros ensaios é muito importante, visto que a caracterização do material se torna difícil quando são executados métodos que focam uma mesma análise, isto é, que não

abrangem o comportamento do material em termos físicos, químicos, mineralógicos, entre outros (NEUMANN, SCHNEIDER e ALCOVER NETO, 2004). Essas análises proporcionam uma identificação mais concreta dos constituintes das amostras, pois evidenciam seu comportamento.

A difração de raios-x (DRX) é uma análise essencial para a identificação dos argilominerais. Segundo Mitchell (1993), o tipo de argilomineral presente na amostra é um parâmetro importante, porque controla as características superficiais da partícula, assim como seu tamanho, forma, resistência, expansibilidade e plasticidade. O DRX é um método de varredura que consiste na incidência dos raios x sobre uma amostra em forma de pó e um detector dos raios difratados nos diferentes ângulos de incidência (SILVA; SOUZA; FERREIRA e RODRIGUES, 2004). Esse método proporciona a investigação de pequenas estruturas da matéria e as condições em que elas se difratam, permitindo o conhecimento das substâncias cristalinas e a identificação dos principais minerais dos sedimentos (SILVA, 2013). Os difratogramas são resultados desse processo que apresentam excesso de picos que aparecem na separação magnética dos minerais. Através deste tipo de análise pode-se inferir a origem do material (MELO JÚNIOR, 2007).

A espectrometria de fluorescência de raios-X não danifica a amostra, portanto, é possível utilizar a mesma alíquota (fração argila) para a análise mineralógica, inclusive, a porcentagem do peso dos elementos químicos das amostras foi utilizada como parâmetros de referência para a análise.

Dessa forma, a mesma fração foi utilizada para a identificação e caracterização mineralógica por Difração de Raios X (DRX). Levando em consideração que o espaçamento de 20 cm utilizado para a espectrometria (FRX) não detectou grandes variações, as amostras foram espaçadas em 40 cm, contemplando amostras superficiais, intermediárias e profundas de cada testemunho, não havendo mudanças na qualificação das fases e possibilitando direcionar e observar melhor as modificações ao longo do testemunho.

Essa etapa das análises foi realizada utilizando o equipamento Bruker D8 Advance, com um detector Lynxey, localizado no Laboratório de Difração por Raios X (LDRX) do Instituto de Física da Universidade Federal Fluminense. As

amostras foram submetidas à difração de raios x com radiação $\text{CoK}\alpha$ (tensão de 40 kV e corrente de 30 mA) monocromador de policristal, analisadas na amplitude angular no intervalo $2^\circ 10$ a $90^\circ 2\theta$, a passo $0,02^\circ 2\theta$. Esta etapa é ilustrada na Figura 12.

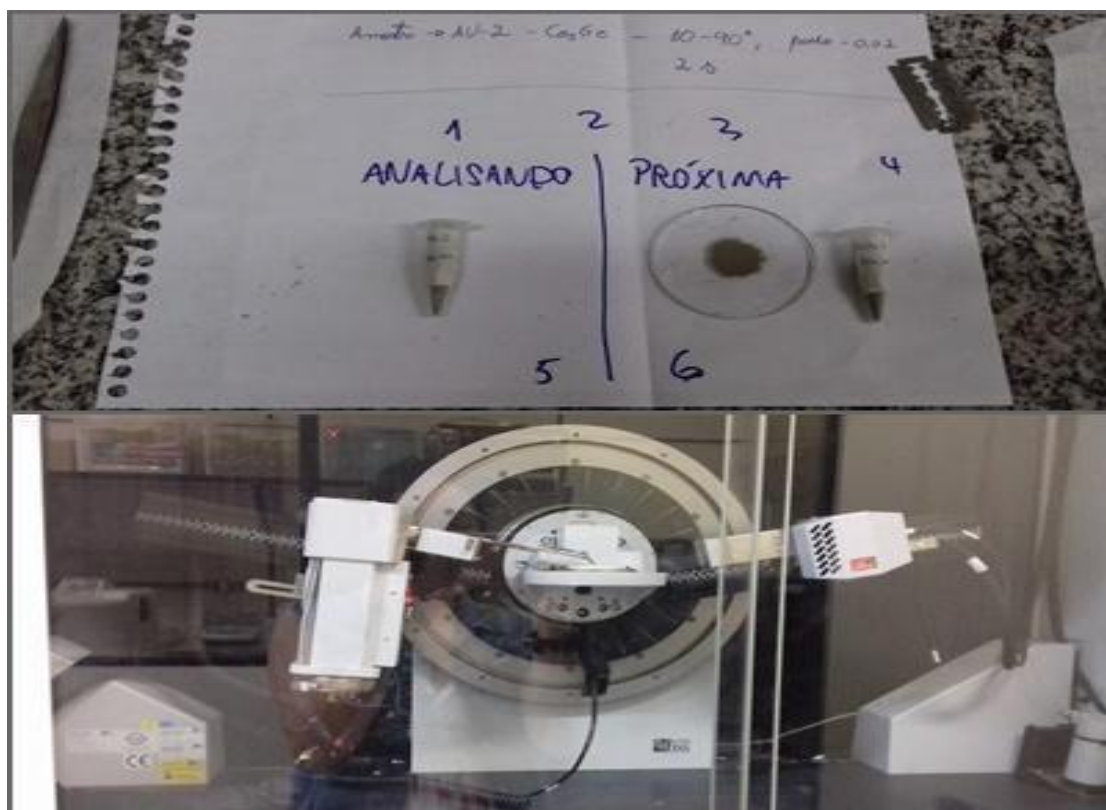


Figura 12: Amostras analisadas por difração de raios X no Instituto de Física-UFF.

Os minerais foram identificados a partir de seus picos característicos com o *software* MATCH!, versão 3.11.3 (2020), que utiliza o banco de dados minerais COD (*Crystallography Open Database – Cambridge University*).

As análises por difração de raios X e fluorescência de raios X fornecem como resultados as fases presentes na argila e a relação dos elementos constituintes da argila com a sua proporção na forma de óxidos, respectivamente. Por meio da combinação da análise mineralógica qualitativa e da análise química quantitativa, onde os elementos são todos considerados existindo na forma de óxidos, têm-se informações suficientes para determinar a composição mineralógica das fases presentes na argila (VENDEMIATTO e ENZWEILER, 2003).

5 Resultados

Os resultados deste trabalho foram descritos de acordo com o transecto ISS-PA, cruzando a Bacia Central de Bransfield (Fig. 8).

5.1 Análise Geoquímica – Fluorescência de RX

5.1.1 Testemunho GC16

O testemunho GC16 está sobre a plataforma continental das Ilhas Shetland do Sul, localizado a uma profundidade de 304 m, com recuperação de 1,52 m de sedimento (Tabela 2). A composição química do testemunho GC16 é mostrada na tabela 2. Fe e Si foram os elementos com concentração mais elevada em todas as amostras seguidos por Ca, Al, K, Cl e Ti, respectivamente. A Figura 13 mostra a oscilação desses elementos ao longo do testemunho. O Fe apresentou teor médio de 33,27%, mínimo 32,72% a 145cm e máximo de 33,93% a 5cm e desvio padrão de $\pm 0,42\%$. A concentração média do Si foi de 31,96% com mínimo de 31,29% a 25cm e máximo de 32,51% a 65cm com desvio padrão de $\pm 0,41\%$. O Ca obteve teor médio de 11,96%, valor mínimo de 11,34% a 105cm de profundidade com máximo de 13,03% a 25cm e desvio padrão de $\pm 0,47\%$. O Al apresentou teor médio de 9,30%, mínimo de 8,85% a 155cm e máximo de 9,52% a 5cm com desvio padrão de $\pm 0,19\%$. O K apresentou média de 4,07% com mínimo de 3,80% a 25cm e máximo de 4,26% a 105cm e desvio padrão de $\pm 0,15$. O Cl foi o sexto elemento em maior porcentagem, com média de 3,79%, mínimo de 3,32% a 125cm e máximo de 4,50% a 155cm e desvio padrão de $\pm 0,38\%$. Logo em seguida, foi detectado Ti com teor médio de 2,62%, com mínimo de 2,50% a 155cm e máximo de 2,76% a 25cm com desvio padrão de $\pm 0,08\%$. Os elementos traços do testemunho GC16 não obtiveram valor médio superior a 1%, o S teve valor médio de 0,83%, com mínimo de 0,32% a 5cm e máximo de 1,23% a 155cm e desvio padrão de $\pm 0,30\%$, seguido por P com valor médio de 0,62%, Mn teve 0,44% de valor médio, Sr apresentou valor

médio de 0,34%, Eu teve valor médio de 0,22% e V com apenas 0,11% de valor médio.

Tabela 2: Análise química do testemunho GC16

Geoquímica (%) - Testemunho GC16 - OP35															
Seção	Prof. (seção)	Prof. (cm)	Fe	Si	Ca	Al	K	Cl	Ti	S	P	Mn	Sr	Eu	V
2	5	5	33,93	31,51	11,62	9,52	4,17	3,91	2,75	0,32	0,60	0,45	0,36	0,23	0,11
	25	25	32,82	31,29	13,03	9,21	3,80	4,28	2,76	0,66	0,57	0,44	0,33	0,21	0,11
	45	45	33,25	32,45	11,82	9,19	4,18	3,42	2,57	1,04	0,60	0,45	0,33	0,21	0,11
1	5	65	32,80	32,51	12,36	9,50	3,91	3,64	2,58	0,54	0,59	0,431	0,33	0,22	0,10
	25	85	33,32	31,83	12,10	9,32	4,18	3,43	2,57	1,02	0,68	0,45	0,37	0,22	0,11
	45	105	33,58	32,21	11,34	9,37	4,26	3,70	2,66	0,58	0,58	0,44	0,35	0,23	0,11
	65	125	33,86	31,58	12,02	9,33	4,08	3,32	2,62	0,94	0,68	0,44	0,31	0,20	0,10
	85	145	32,72	32,22	11,75	9,40	4,11	3,88	2,58	1,18	0,62	0,43	0,32	0,23	0,12
	95	155	33,20	31,99	11,64	8,85	3,91	4,50	2,50	1,23	0,68	0,43	0,33	0,24	0,10
Média			33,27	31,96	11,96	9,30	4,07	3,79	2,62	0,83	0,62	0,44	0,34	0,22	0,11
Mín.			32,72	31,29	11,34	8,85	3,80	3,32	2,50	0,32	0,57	0,43	0,31	0,20	0,10
Máx.			33,93	32,51	13,03	9,52	4,26	4,50	2,76	1,23	0,68	0,45	0,37	0,24	0,12
Desvio Padrão			0,42	0,41	0,47	0,19	0,15	0,38	0,08	0,30	0,04	0,01	0,02	0,01	0,01

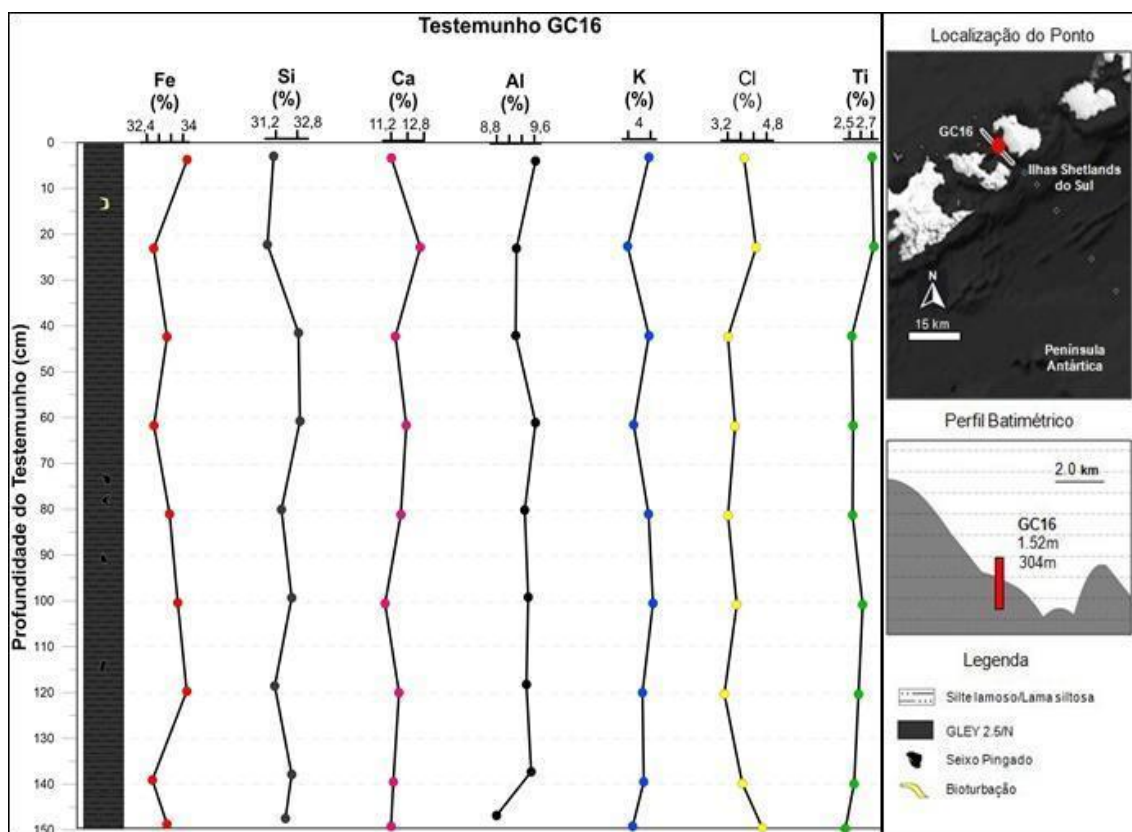


Figura 13: Comportamento dos principais elementos químicos ao longo do testemunho GC16.

De forma a amenizar as incertezas geradas pelos problemas associados às mudanças de produtividade biológica marinha que afetam a interpretação de concentrações de elementos únicos, foram calculadas as razões Ti/Ca, Fe/K, Ti/Al e Fe/Ca (Fig. 14). A aplicação dessas razões visa também uma análise qualitativa do material sedimentar.

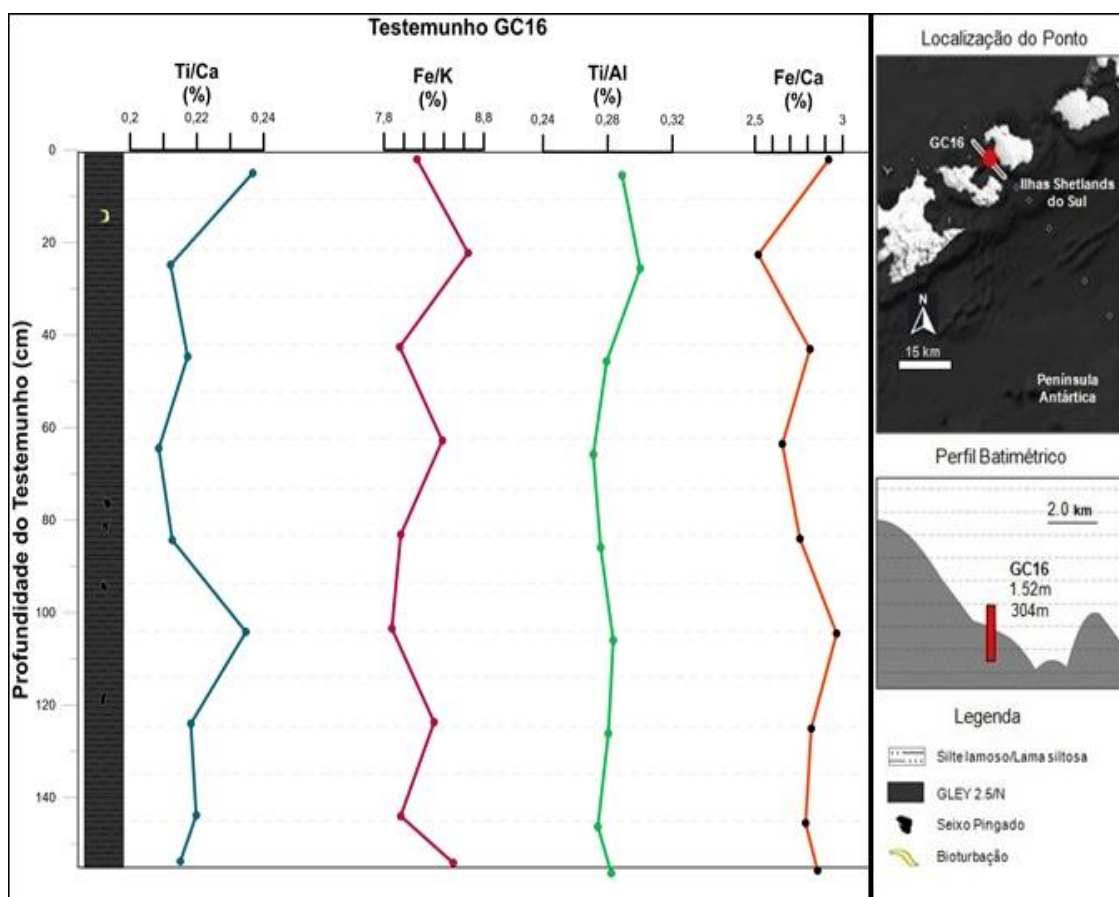


Figura 14: Comportamento das razões elementares ao longo do testemunho GC16.

Dentre as razões dos elementos químicos analisados, as razões Ti/Ca e Fe/Ca apresentaram comportamento semelhante, com valores máximos de 0,24 e 2,92 concentrados na seção inicial e 0,23 e 2,96 a 105cm de profundidade. A partir de 5cm há queda nos indicadores de transporte terrígeno, o que também ocorre após 105cm. Os valores de Ti/Al foram relativamente constantes da seção mediana até a base. A razão Fe/K apresentou picos de acréscimo e decréscimo ao longo do testemunho, com valor máximo de 8,64 na profundidade 25cm e mínimo de 7,88 na profundidade 105cm.

5.1.2 Testemunho ROB2

O testemunho ROB2 está localizado sobre as calhas glaciais, a uma profundidade de 404 m, com recuperação de 3,81 m de sedimentos, sendo 3,40 m disponível para análise geoquímica. A composição química do testemunho é destacada na Tabela 3. Si e Fe foram os elementos com maiores percentuais em todas as amostras, seguidos por Ca, Al, Cl, K e Ti. A Figura 15 mostra o comportamento dos principais elementos ao longo do testemunho. O Si apresentou teor médio de 32,88%, com mínimo de 30,93% a 0 cm e máximo de 34,68% a 160 cm com desvio padrão de $\pm 0,82\%$. O Fe teve concentração média de 32,60%, com teor mínimo de 31,85% a 160 cm e máximo de 34,39% a 0 cm e desvio padrão de $\pm 0,63\%$. O Ca é o terceiro elemento em proporções totais, com teor médio de 11,77%, mínimo de 10,81% a 240 cm e máximo de 12,56% a 100 cm e desvio padrão de $\pm 0,48\%$. O Al apresentou teor médio de 8,88%, com mínimo de 8,42% a 240 cm e máximo de 9,23% a 320 cm e desvio padrão de $\pm 0,19\%$. O Cl apresentou teor médio de 4,32%, com mínimo de 3,78% a 160 cm e máximo de 4,94% a 240 cm e desvio padrão de $\pm 0,30\%$. O K teve teor médio de 4,22%, com mínimo de 3,96% a 60 cm e máximo de 4,41% a 260 cm e desvio padrão de $\pm 0,12\%$. O Ti apresentou teor médio de 2,56%, com mínimo de 2,47% a 240 cm e máximo de 2,74% a 80 cm e desvio padrão de $\pm 0,07\%$. Os elementos traços identificados no testemunho ROB2 foram; P com teor médio de 0,68%, S com média de 0,71%, Mn com teor médio de 0,44%, seguido por Sr com teor médio de 0,31%, Eu com teor médio de 0,22%, V apresentando 0,10% e Zr com apenas 0,08% de teor médio.

Tabela 3: Análise química do testemunho ROB2.

Geoquímica (%) - ROB2 - OP 33															
Seção (única)	Prof. (cm)	Si	Fe	Ca	Al	Cl	K	Ti	S	P	Mn	Sr	Eu	V	Zr
	0	30,93	34,39	12,10	8,77	4,18	4,28	2,63	0,42	0,70	0,47	0,35	0,21	0,11	0,09
	20	32,74	32,15	12,46	9,03	4,33	4,15	2,59	0,39	0,69	0,44	0,32	0,22	0,10	0,08
	40	32,56	32,51	12,01	8,70	4,74	4,17	2,55	0,57	0,68	0,44	0,32	0,23	0,10	0,08
	60	32,54	32,28	12,48	8,75	4,58	3,96	2,68	0,54	0,69	0,44	0,33	0,21	0,11	0,09
	80	32,12	33,23	12,29	8,82	4,13	4,06	2,74	0,50	0,672	0,45	0,26	0,24	0,11	0,06
	100	32,33	32,56	12,56	8,84	4,13	4,17	2,57	0,63	0,674	0,44	0,36	0,24	0,11	0,08
	120	33,01	32,26	11,83	8,63	4,41	4,06	2,48	1,18	0,68	0,44	0,30	0,21	0,11	0,08
	140	32,40	32,52	11,95	8,99	4,38	4,28	2,57	0,76	0,68	0,45	0,33	0,21	0,10	0,07
	160	34,68	31,85	11,28	8,80	3,78	4,40	2,51	0,61	0,68	0,44	0,29	0,19	0,10	0,07
	180	33,17	32,24	11,62	8,81	4,49	4,38	2,52	0,61	0,69	0,44	0,32	0,21	0,10	0,08
	200	34,20	31,92	11,04	8,47	4,78	4,16	2,48	0,86	0,65	0,42	0,29	0,24	0,10	0,07
	220	32,18	33,55	11,41	8,92	4,24	4,28	2,58	0,68	0,68	0,45	0,30	0,22	0,10	0,08
	240	33,51	32,67	10,81	8,42	4,94	4,16	2,47	0,94	0,68	0,45	0,27	0,21	0,10	0,07
	260	32,40	33,19	11,56	8,96	4,11	4,41	2,54	0,66	0,68	0,45	0,32	0,23	0,10	0,08
	280	33,06	32,80	11,52	8,60	4,29	4,30	2,52	0,76	0,66	0,45	0,30	0,24	0,11	0,07
	300	33,18	32,28	11,61	8,82	4,38	4,28	2,51	0,83	0,70	0,43	0,30	0,22	0,11	0,08
320	33,46	31,93	11,96	9,23	3,84	4,23	2,52	0,72	0,68	0,44	0,30	0,23	0,10	0,07	
340	33,41	32,51	11,41	8,77	4,11	4,26	2,64	0,75	0,68	0,43	0,31	0,22	0,10	0,07	
Média		32,88	32,60	11,77	8,80	4,32	4,22	2,56	0,71	0,68	0,44	0,31	0,22	0,10	0,08

Mín.	30,93	31,85	10,81	8,42	3,78	3,96	2,47	0,42	0,65	0,42	0,26	0,19	0,10	0,06
Máx.	34,68	34,39	12,56	9,23	4,94	4,41	2,74	1,18	0,70	0,47	0,36	0,24	0,11	0,09
Desvio Padrão	0,82	0,63	0,48	0,19	0,30	0,12	0,07	0,18	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01

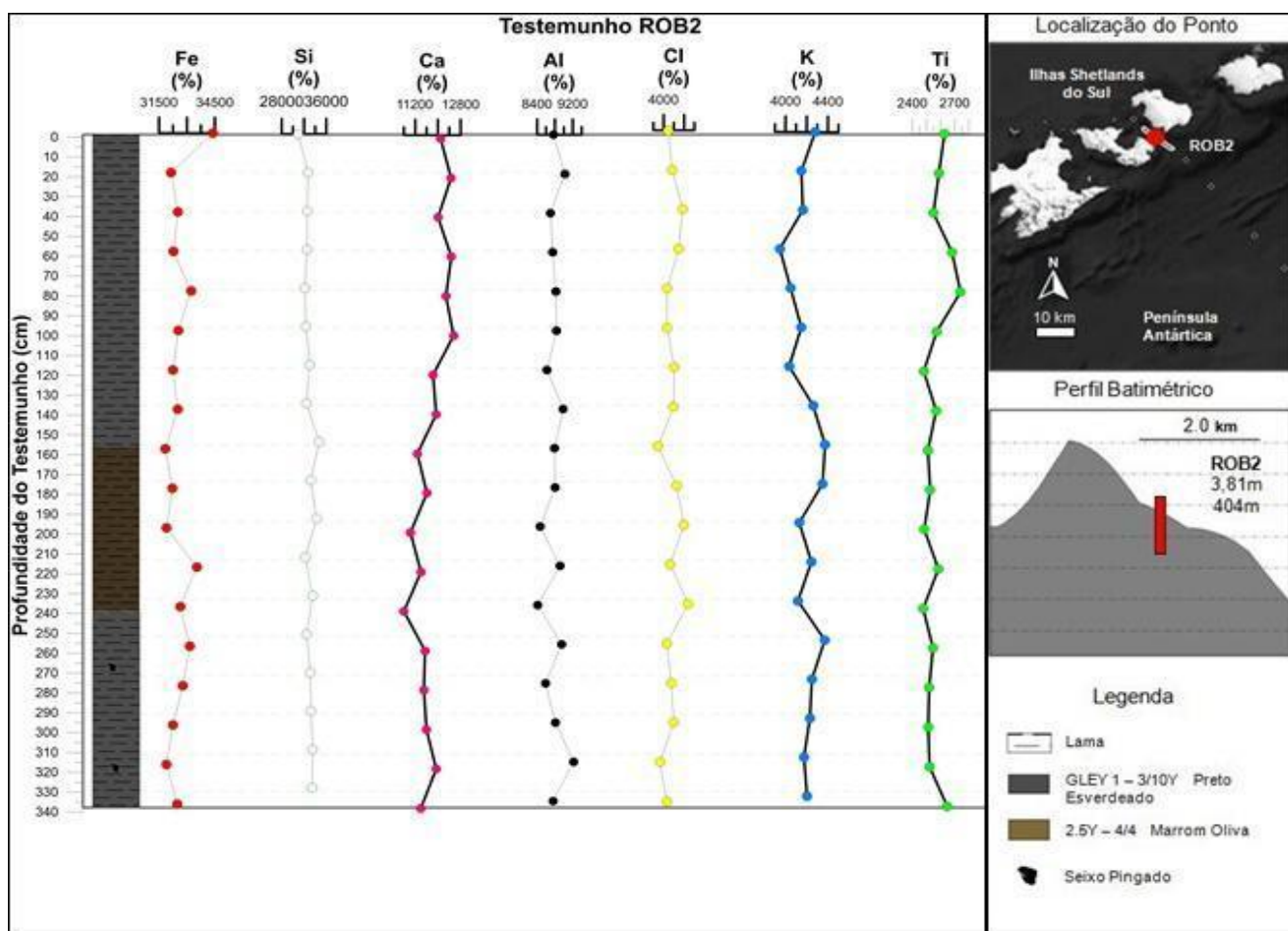


Figura 15: Comportamento dos principais elementos químicos ao longo do testemunho ROB 2.

A figura 16 resume as oscilações das razões elementares no testemunho. A razão Ti/Ca apresentou pico de acréscimo de 0,22 a 80 cm e logo em seguida um decréscimo de 0,20 a 100 cm, ocorrendo outros picos de 0,23 a 240 cm e 340 cm. A razão Fe/k apesar de ter valores altos com máximo de 8,18 e mínimo de 7,24, não apresentou grandes picos e se manteve praticamente constante da profundidade 260 cm até a base. A razão Ti/Al mostra um pico de 0,31 a 80 cm, se mantém estável na seção mediana até a base, com mínima de 0,27 a 320 cm e máxima 0,31 a 340 cm. A razão Fe/Ca mostra comportamento semelhante a razão Ti/Ca, apresentando picos de 2,73 a 120 cm e 3,02 a 240 cm.

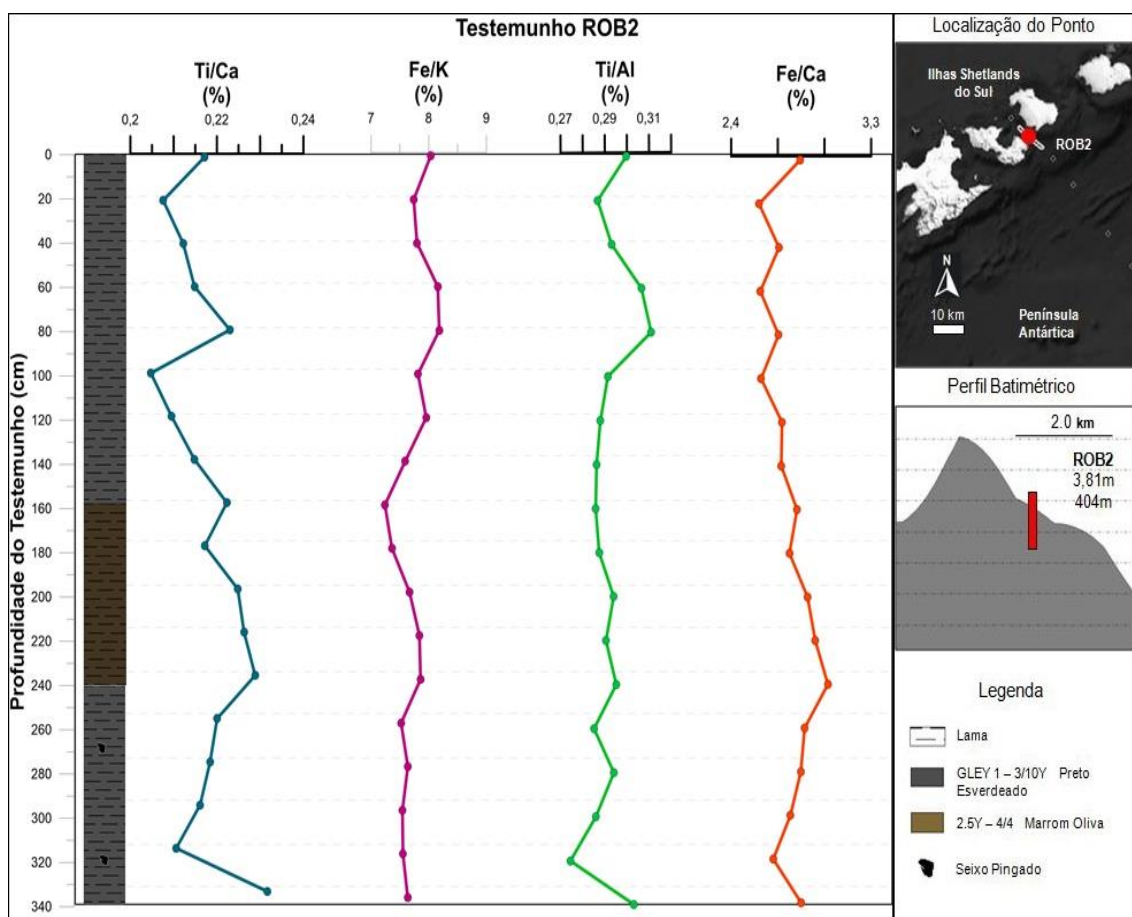


Figura 16: Comportamento das razões elementares ao longo do testemunho ROB 2.

5.1.3 Testemunho GC13

O testemunho GC13 está localizado sobre as calhas glaciais, a uma profundidade de 615 m com recuperação 4,70 m de sedimentos. A composição química do testemunho é mostrada na Tabela 4. Si e Fe foram os elementos com maiores teores, seguido por Ca, Al, Cl, K e Ti, respectivamente. A Figura 17 evidencia o comportamento desses elementos ao longo do testemunho. O Si apresentou teor médio de 34,33%, com mínimo de 9,46% na profundidade de 394 cm e máximo de 37,87% a 457 cm e desvio padrão de $\pm 4,94\%$. O Fe teve teor médio de 29,39%, com mínimo de 11,90% a 394 cm e máximo de 34,85% a 71 cm com desvio padrão de $\pm 3,78\%$. O Ca teve teor médio de 10,60%, com mínimo de 3,68 a 394 cm e máximo de 12,04% a 71 cm e desvio padrão de $\pm 1,41\%$. O Al apresentou teor médio de 7,57%, com mínimo de 1,89% a 394 cm e máximo de 8,54% a 434 cm e desvio padrão de $\pm 1,12\%$. O Cl possui teor

médio de 6,07%, com mínimo de 1,99 a 394 cm e máximo de 8,61% a 414 cm e desvio padrão de $\pm 1,24\%$. O K apresentou teor médio de 4,18%, com mínimo de 1,52% a 394 cm e máximo de 4,52% a 328 cm com desvio padrão de $\pm 0,53\%$. O Ti teve teor médio de 2,45%, com mínimo de 0,88% a 394 cm e máximo de 2,92% a 71 cm e desvio padrão de $\pm 0,34\%$. Os elementos traços identificados foram; S com teor médio de 0,68% e desvio padrão de $\pm 0,33\%$, logo em seguida, o P com teor médio de 0,61%, Mn com 0,40%, Sr e Eu com valores médios iguais a 0,20% cada e V com 0,10% de teor médio.

Tabela 4: Análise química do testemunho GC13.

Geoquímica (%) - Testemunho GC13 - OP35															
Seção	Prof. (seção)	Prof. (cm)	Si	Fe	Ca	Al	Cl	K	Ti	S	P	Mn	Sr	Eu	V
5	0	0	31,46	31,60	10,72	7,51	6,24	4,51	2,53	0,56	0,54	0,42	0,19	0,20	0,10
	20	20	34,79	30,77	11,15	7,69	7,69	4,40	2,55	0,39	0,62	0,42	0,20	0,21	0,10
	40	40	36,76	29,03	10,58	8,12	6,32	4,22	2,41	0,50	0,64	0,39	0,21	0,22	0,10
	60	60	34,09	30,15	10,91	7,74	7,74	4,25	2,52	0,06	0,66	0,42	0,22	0,19	0,09
	70	70	35,59	28,75	10,81	7,95	7,77	4,19	2,45	0,65	0,56	0,39	0,21	0,19	0,09
4	0	71	31,76	34,85	12,04	7,17	4,22	4,40	2,92	0,60	0,58	0,47	0,22	0,23	0,12
	20	91	35,00	30,81	11,56	7,86	6,63	4,06	2,72	0,49	0,61	0,41	0,19	0,21	0,11
	40	111	33,38	32,38	11,60	7,71	5,62	3,91	2,76	0,64	0,66	0,43	0,21	0,19	0,11
	60	131	35,65	31,34	11,17	7,85	4,50	4,43	2,56	0,55	0,60	0,42	0,21	0,21	0,11
	80	151	35,34	30,64	11,19	7,66	5,80	4,18	2,56	0,63	0,66	0,42	0,22	0,21	0,10
	95	166	34,79	30,71	11,53	7,87	5,84	4,06	2,68	0,57	0,66	0,42	0,20	0,21	0,10
3	0	167	33,50	32,38	11,40	7,23	5,71	4,38	2,71	0,73	0,56	0,45	0,22	0,20	0,11
	20	187	36,34	29,62	10,75	7,76	6,31	4,14	2,46	0,61	0,68	0,40	0,21	0,22	0,11
	40	207	33,60	27,87	11,23	7,87	5,04	4,35	2,53	0,65	0,71	0,37	0,22	0,22	0,10
	60	227	37,18	32,63	10,29	7,67	5,25	4,10	2,43	1,11	0,66	0,44	0,20	0,20	0,09
	80	247	33,40	32,39	11,22	7,98	5,58	4,25	2,66	0,87	0,65	0,42	0,20	0,21	0,09
	100	267	35,60	29,30	10,98	8,12	6,46	4,26	2,49	0,69	0,66	0,39	0,20	0,22	0,09
2	0	268	35,55	29,56	10,15	8,00	6,66	4,33	2,42	0,61	0,64	0,40	0,20	0,20	0,10
	20	288	36,29	29,25	10,33	7,99	6,64	4,49	2,29	0,79	0,70	0,40	0,21	0,19	0,10
	40	308	35,08	28,84	10,68	7,38	6,05	4,21	2,52	0,69	0,60	0,41	0,19	0,18	0,10

	60	328	34,53	29,98	10,68	7,55	6,58	4,52	2,44	0,68	0,57	0,41	0,20	0,21	0,10
	80	348	36,29	27,15	10,43	8,30	5,04	4,16	2,32	0,52	0,64	0,38	0,18	0,19	0,09
	100	368	36,49	29,33	11,16	8,17	6,34	4,46	2,52	0,51	0,54	0,40	0,23	0,21	0,10
1	5	374	36,13	26,90	9,93	8,08	6,05	4,19	2,30	0,50	0,64	0,37	0,20	0,18	0,09
	25	394	9,46	11,90	3,68	1,89	1,99	1,52	0,88	0,31	0,19	0,15	0,09	0,09	0,04
	45	414	36,18	28,25	10,29	7,10	8,61	4,17	2,26	1,26	0,65	0,37	0,19	0,21	0,09
	65	434	36,06	30,41	10,44	8,54	6,23	4,51	2,42	0,49	0,66	0,41	0,18	0,19	0,10
	85	454	37,87	26,95	9,93	7,36	5,68	4,20	2,16	1,92	0,65	0,37	0,21	0,20	0,09
	95	464	37,27	28,45	10,69	7,56	7,58	4,40	2,45	1,17	0,64	0,39	0,21	0,20	0,09
Média			34,33	29,39	10,60	7,57	6,07	4,18	2,45	0,68	0,61	0,40	0,20	0,20	0,10
Mín.			9,46	11,90	3,68	1,89	1,99	1,52	0,88	0,06	0,19	0,15	0,09	0,09	0,04
Máx.			37,87	34,85	12,04	8,54	8,61	4,52	2,92	1,92	0,71	0,47	0,23	0,23	0,12
Desvio Padrão			4,94	3,78	1,41	1,12	1,24	0,53	0,34	0,33	0,09	0,05	0,02	0,02	0,01

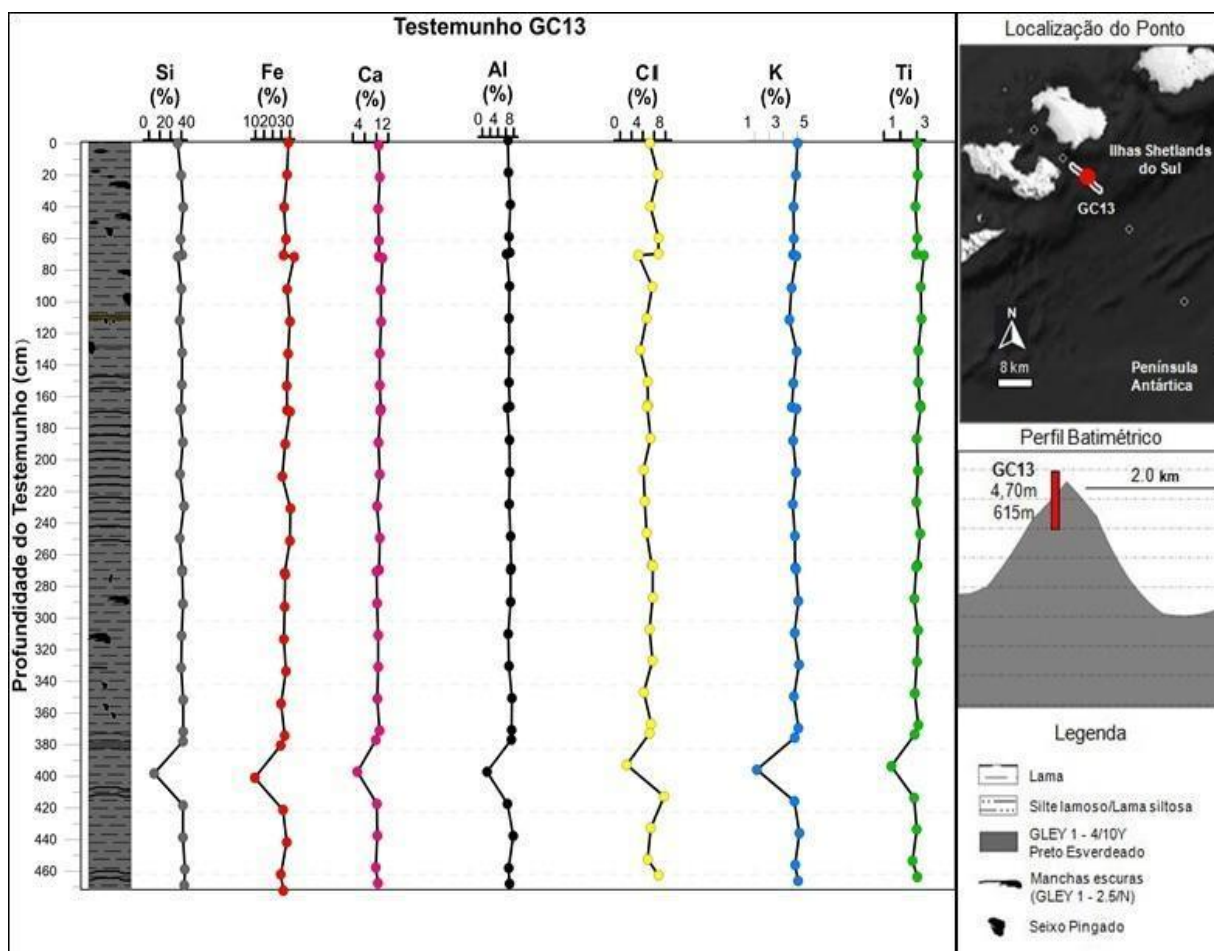


Figura 17: Comportamento dos principais elementos químicos ao longo do testemunho GC13.

As razões elementares Ti/Ca e Ti/Al apresentaram comportamento semelhante com picos de acréscimo de 0,24 e 0,41 a 71 cm e 0,27 e 0,53 a 394 cm. A razão Fe/K e Fe/Ca teve maior variação ao longo do testemunho, com comportamento similar entre si, apresentando picos de acréscimo de 7,92 e 2,90 a 71 cm, de 7,95 e 3,17 a 227 cm e de 7,83 e 3,24 a 394 cm (Fig. 18).

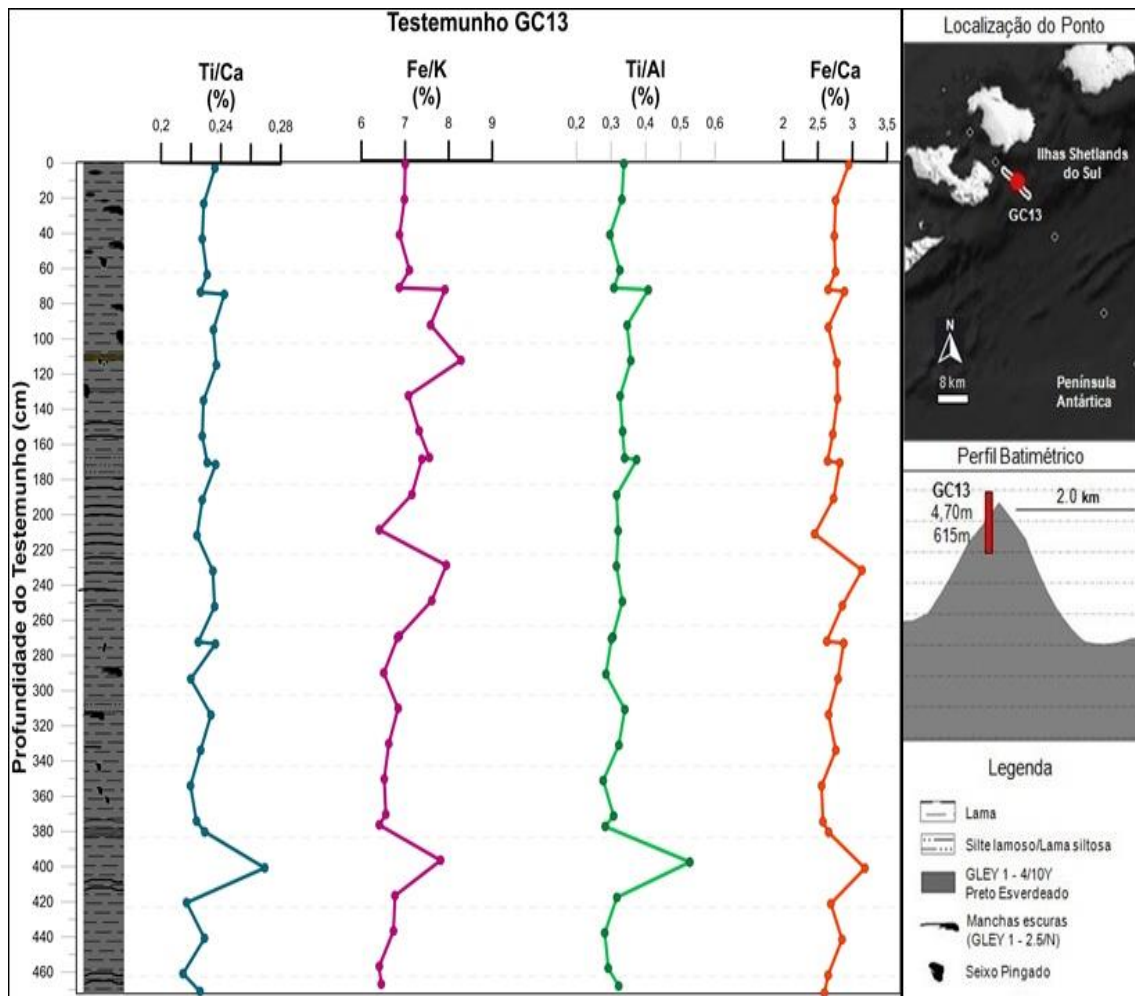


Figura 18: Comportamento das razões elementares ao longo do testemunho GC13.

5.1.4 Testemunho GC12

O testemunho GC12 está localizado sobre o talude inferior a uma profundidade de 760 m com recuperação de 4,14 m de sedimentos. A composição química é apresentada na Tabela 5. Si e Fe foram os elementos de maiores proporções, seguidos por Ca, Al, Cl, K e Ti, o comportamento desses elementos ao longo do testemunho pode ser visto na Figura 19. O Si teve teor médio de 37%, com mínimo de 32,72% na base do testemunho e 38,93% a 258 cm e desvio padrão de $\pm 1,33\%$. O Fe apresentou teor médio de 28,88%, com mínimo de 27,54% a 377 cm e máximo de 31,23% na base do testemunho e desvio padrão de $\pm 0,90\%$. O Ca apresentou teor médio de 11,10%, com mínimo de 9,85% a 137 cm e máximo de 13,15% a 316 cm com desvio padrão de $\pm 0,83\%$. O Al teve teor médio de 7,79%, com mínimo de 7,23% a 317 cm e máximo de 8,21% no topo do testemunho e desvio padrão de $\pm 0,24\%$. O Cl apresentou teor médio de 5,95%, com mínimo de 4,76% a 298 cm e máximo de 7,49% a 116 cm e desvio padrão de $\pm 0,66\%$. O K teve teor médio de 4,31%, com mínimo de 3,52% e máximo de 4,70% a 217 cm e desvio padrão de $\pm 0,31\%$. O Ti apresentou teor médio de 2,63%, com mínimo de 2,44% a 258 cm e máximo de 3,03% a 316 cm e desvio padrão de $\pm 0,16\%$. Os elementos traços identificados foram; P com teor médio de 0,65%, S com teor médio de 0,43%, Mn com teor médio de 0,39%, Sr e Eu apresentando valores médios de 0,19% e V com teor médio de 0,10%.

Tabela 5: Análise química do testemunho GC12.

Geoquímica (%) - Testemunho GC12 - OP35															
Seção	Prof. (seção)	Prof.(cm)	Si	Fe	Ca	Al	Cl	K	Ti	P	S	Mn	Sr	Eu	V
5	0	0	36,35	30,22	10,48	8,21	5,29	4,66	2,61	0,59	0,25	0,40	0,17	0,18	0,10
	10	10	37,40	29,15	10,52	7,74	5,97	4,43	2,63	0,66	0,26	0,39	0,19	0,20	0,10
	20	20	37,20	28,78	10,67	7,93	6,17	4,48	2,60	0,66	0,28	0,39	0,19	0,20	0,09
4	0	21	35,87	29,22	10,98	7,63	7,08	4,26	2,67	0,67	0,36	0,40	0,18	0,18	0,09
	20	41	34,74	30,55	12,23	7,78	5,45	4,07	2,95	0,55	0,29	0,43	0,19	0,18	0,11
	40	61	36,91	29,07	11,57	7,74	5,65	3,98	2,82	0,64	0,36	0,39	0,18	0,21	0,10
	60	81	37,08	28,69	10,96	7,61	6,31	4,29	2,67	0,64	0,54	0,38	0,18	0,19	0,10
	80	101	36,99	29,05	11,41	8,10	5,13	4,25	2,71	0,57	0,44	0,40	0,20	0,19	0,10
3	95	116	37,18	27,54	10,59	7,86	7,49	4,48	2,51	0,66	0,49	0,38	0,17	0,19	0,10
	0	117	38,06	28,59	10,52	7,76	5,70	4,54	2,54	0,68	0,34	0,39	0,20	0,18	0,10
	20	137	38,83	27,86	9,85	7,39	6,55	4,50	2,45	0,66	0,75	0,37	0,17	0,16	0,09
	40	157	38,20	28,45	10,09	7,58	6,14	4,59	2,52	0,68	0,48	0,38	0,18	0,21	0,10
	60	177	37,80	28,70	10,27	7,98	5,72	4,70	2,48	0,67	0,46	0,38	0,19	0,19	0,09
	80	197	37,46	29,29	10,51	8,05	5,43	4,60	2,52	0,67	0,15	0,39	0,20	0,23	0,1
2	100	217	37,58	27,96	10,44	8,09	6,40	4,70	2,44	0,65	0,55	0,38	0,19	0,18	0,09
	0	218	37,34	28,42	10,29	8,04	6,51	4,66	2,45	0,67	0,39	0,38	0,19	0,20	0,10
	20	238	36,56	29,22	11,49	7,97	5,37	4,25	2,58	0,68	0,55	0,39	0,24	0,21	0,09
	40	258	38,93	28,12	10,68	7,70	5,33	4,31	2,44	0,67	0,60	0,37	0,18	0,19	0,09
	60	278	36,75	29,01	11,92	7,92	5,43	4,02	2,70	0,66	0,35	0,39	0,19	0,20	0,10
	80	298	36,30	29,58	12,37	7,99	4,76	3,91	2,83	0,65	0,32	0,40	0,21	0,22	0,10

	98	316	34,52	30,44	13,15	7,86	4,99	3,52	3,03	0,65	0,51	0,41	0,22	0,19	0,11
1	0	317	36,29	28,62	11,74	7,23	6,99	3,92	2,72	0,67	0,62	0,38	0,18	0,18	0,10
	20	337	37,73	28,47	10,71	7,51	6,00	4,64	2,52	0,67	0,51	0,39	0,18	0,19	0,10
	40	357	38,06	27,99	11,07	7,76	5,85	4,34	2,55	0,68	0,45	0,38	0,20	0,18	0,10
	60	377	38,30	27,54	11,02	7,90	6,06	4,29	2,52	0,67	0,47	0,38	0,19	0,19	0,09
	80	397	37,88	28,04	11,27	7,59	6,16	4,14	2,61	0,65	0,47	0,38	0,19	0,18	0,09
	100	417	32,72	31,23	12,86	7,30	6,72	3,74	2,94	0,69	0,44	0,42	0,23	0,22	0,10
Média			37,00	28,88	11,10	7,79	5,95	4,31	2,63	0,65	0,43	0,39	0,19	0,19	0,10
Min.			32,72	27,54	9,85	7,23	4,76	3,52	2,44	0,55	0,15	0,37	0,17	0,16	0,09
Máx.			38,93	31,23	13,15	8,21	7,49	4,70	3,03	0,69	0,75	0,43	0,24	0,23	0,11
Desvio Padrão			1,33	0,90	0,83	0,24	0,66	0,31	0,16	0,03	0,13	0,01	0,02	0,02	0,01

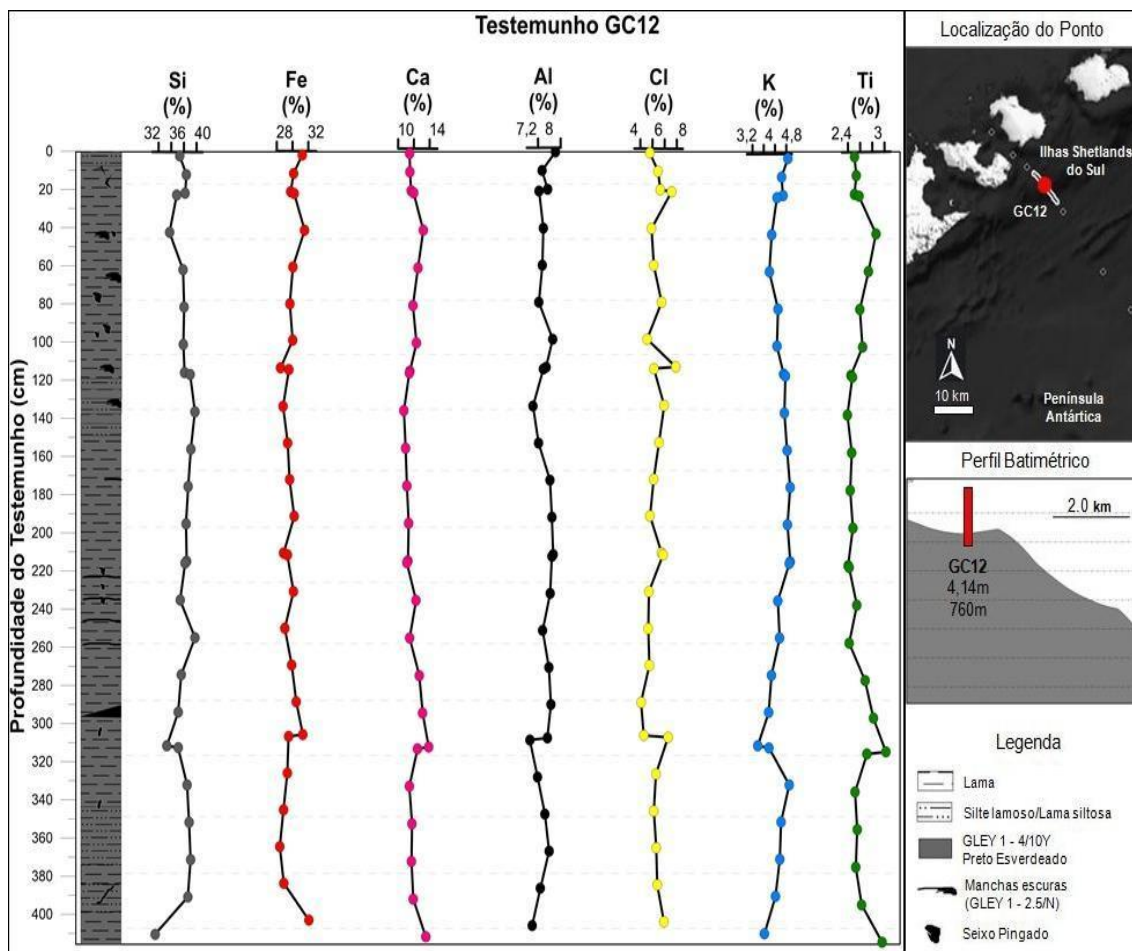


Figura 19: Comportamento dos elementos químicos ao longo do testemunho GC12.

As razões elementares Fe/K e Ti/Al apresentaram comportamento semelhante ao longo do testemunho, com picos de acréscimo de 6,86 e 0,35 a 21 cm, de 7,50 e 0,38 a 41 cm, de 7,30 e 0,39 a 317 cm e de 8,35 e 0,40 a 417 cm com pico de decréscimo de 6,14 e 0,34 a 337 cm. A razão Fe/Ca teve pico (2,88) no topo do testemunho e decréscimo (2,31) a 316 cm, a razão Ti/Ca apresentou oscilação ao longo do testemunho com pico de acréscimo (0,25) a 137 cm e pico de decréscimo (0,22) a 238 cm (Fig. 20).

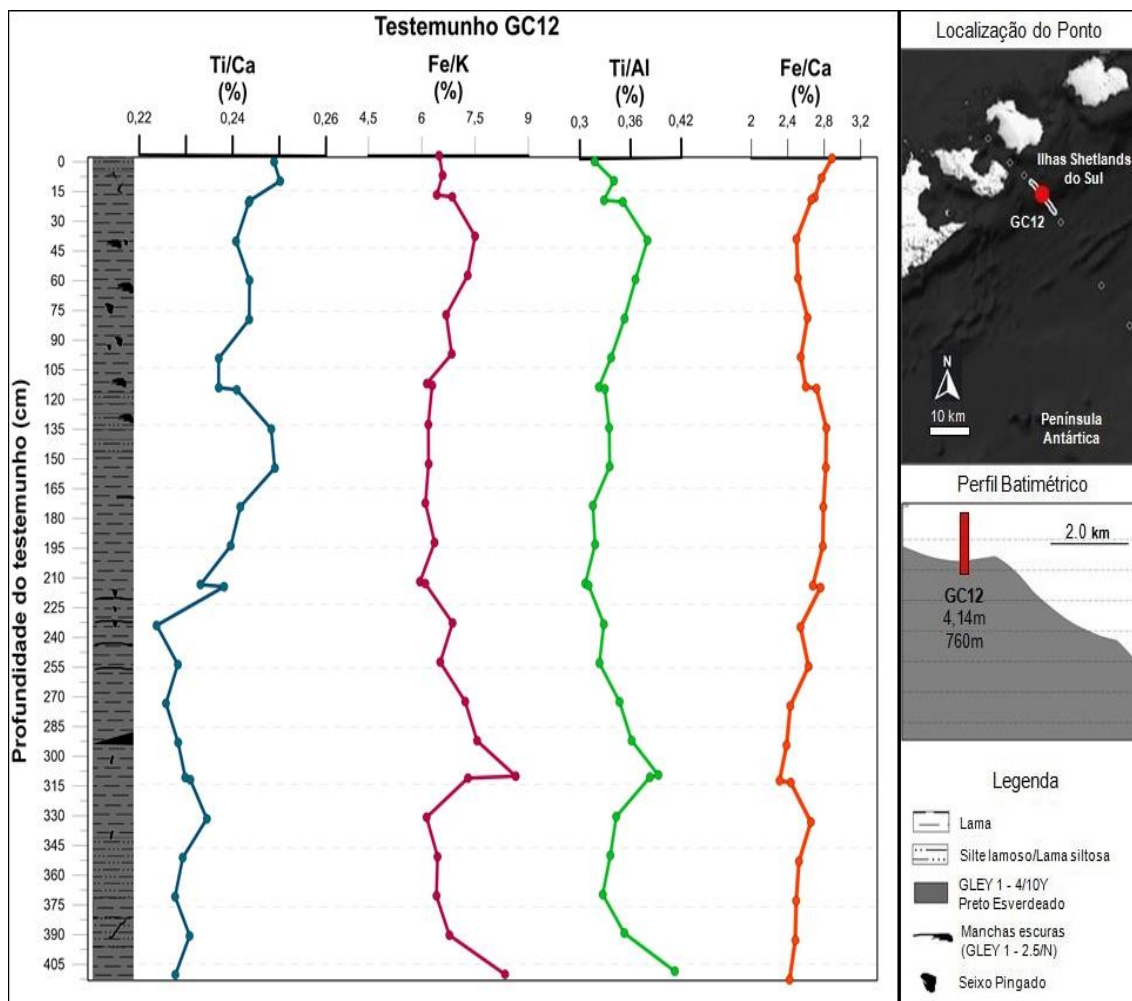


Figura 20: Comportamento das razões elementares ao longo do testemunho GC12.

5.1.5 Testemunho GC11

O testemunho GC11 está sobre o fundo da bacia oceânica próximo aos edifícios vulcânicos (*Three Sisters*) a uma profundidade de 1.460 m, com recuperação de 4,91m de sedimentos. A Tabela 6 mostra a composição química do testemunho. Si foi o elemento de maior percentual, seguido de Fe, Cl, Ca, Al, K e Ti, o comportamento desses elementos maiores ao longo do testemunho é destacado na Figura 21. Si apresentou o teor médio com 42,39%, com mínimo de 40,51% a 239 cm e máximo de 44,57% a 362 cm e desvio padrão de $\pm 1,28\%$. Em seguida aparece o Fe com 24,16% de teor médio, com mínimo de 22,09% a 258 cm e máximo de 25,89% a 375 cm com desvio padrão de $\pm 0,87\%$. O Cl apresentou teor médio de 9,18%, com mínimo de 6,89% a 475 cm e máximo de 12,02% a 187 cm e desvio padrão de $\pm 1,51\%$. O Ca teve teor médio de 7,31%, com mínimo de 6,48% a 128 cm e máximo de 9,23% a 239 cm com desvio padrão de $\pm 0,69\%$. O Al apresentou teor médio de 6,71%, com mínimo de 5,79% a 45 cm e máximo de 7,39% a 239 cm e desvio padrão de $\pm 0,40\%$. O K teve teor médio de 6,71%, com mínimo de 4,68% a 342 cm e máximo de 6,10% a 218 cm e desvio padrão de $\pm 0,35\%$. O Ti apresentou teor médio de 2,13%, com mínimo de 1,93% a 282 cm e máximo de 2,41% a 342 cm e desvio padrão de $\pm 0,13\%$. Os elementos traços identificados foram; S com teor médio de 0,79%, P com teor médio de 0,70%, Mn com 0,27%, Eu com 0,17 e Sr com teor médio de 0,13%.

Tabela 6: Análise química do testemunho GC11.

Geoquímica (%) - Testemunho GC11 - OP35														
Seção	Prof. (seção)	Prof. (cm)	Si	Fe	Cl	Ca	Al	K	Ti	S	P	Mn	Eu	Sr
6	5	5	40,64	25,38	9,02	7,41	7,11	5,81	2,19	0,57	0,68	0,27	0,17	0,14
	25	25	40,64	24,81	8,91	8,06	7,27	5,71	2,29	0,46	0,70	0,29	0,17	0,15
5	45	45	42,36	23,67	10,90	7,36	5,79	4,89	2,13	1,23	0,70	0,26	0,18	0,11
	65	65	41,67	25,07	9,35	7,16	6,56	5,53	2,14	0,74	0,70	0,27	0,17	0,13
	83	83	44,07	22,12	10,69	6,68	6,28	5,82	1,99	0,73	0,67	0,24	0,16	0,10
4	5	88	41,72	24,27	9,92	7,35	6,55	5,47	2,16	0,78	0,72	0,27	0,17	0,13
	25	108	40,75	24,60	9,59	7,69	7,11	5,70	2,24	0,55	0,68	0,28	0,18	0,14
	45	128	42,07	22,88	11,73	6,48	6,13	5,89	1,97	1,18	0,69	0,23	0,16	0,11
	65	148	42,08	23,44	10,81	6,50	6,63	5,89	2,03	0,88	0,72	0,25	0,17	0,12
	85	168	42,84	23,36	9,81	6,82	6,74	5,91	2,09	0,69	0,70	0,25	0,16	0,12
	95	178	42,24	25,05	8,00	7,47	6,98	5,57	2,27	0,67	0,70	0,28	0,17	0,13
3	9	187	40,80	23,75	12,02	6,95	5,88	5,33	1,94	1,53	0,71	0,26	0,15	0,13
	20	198	41,22	24,21	10,84	6,64	6,42	5,72	1,98	1,24	0,69	0,25	0,16	0,13
	40	218	41,27	24,81	8,90	7,39	7,21	6,10	2,16	0,35	0,69	0,28	0,16	0,16
	61	239	40,51	25,18	7,52	9,23	7,39	5,13	2,33	0,89	0,69	0,30	0,17	0,16
	80	258	43,85	22,09	10,61	6,83	6,57	5,87	1,98	0,49	0,68	0,24	0,17	0,29
	99	277	41,40	24,17	9,55	7,59	7,13	5,63	2,16	0,59	0,69	0,27	0,18	0,14
2	5	282	42,76	23,42	10,29	6,88	6,33	5,55	1,93	1,00	0,72	0,25	0,16	0,13
	25	302	44,29	24,49	7,13	7,04	6,95	5,61	2,10	0,66	0,72	0,26	0,16	0,12
	45	322	40,98	24,41	11,00	6,78	6,21	5,02	2,03	1,90	0,70	0,25	0,16	0,12

	65	342	42,35	24,26	7,57	8,94	6,94	4,68	2,41	1,13	0,67	0,30	0,17	0,13
	85	362	44,57	23,89	7,94	7,13	6,61	5,48	2,07	0,54	0,70	0,26	0,16	0,13
	97	374	43,28	23,38	9,66	7,36	6,58	5,22	2,08	0,75	0,69	0,26	0,16	0,12
1	0	375	42,00	25,89	7,27	8,44	6,71	5,15	2,36	0,31	0,73	0,30	0,20	0,15
	20	395	44,07	24,42	7,42	6,70	6,84	6,04	2,11	0,61	0,72	0,26	0,17	0,12
	40	415	43,76	24,54	7,72	6,68	6,91	5,92	2,07	0,66	0,72	0,26	0,18	0,12
	60	435	44,28	24,18	6,89	7,46	7,01	5,77	2,16	0,46	0,74	0,28	0,16	0,13
	80	455	43,99	24,09	8,25	6,83	6,70	5,68	2,08	0,68	0,71	0,27	0,17	0,12
	100	475	42,93	24,89	6,89	8,18	6,97	5,25	2,31	0,76	0,71	0,29	0,18	0,15
Média			42,39	24,16	9,18	7,31	6,71	5,56	2,13	0,79	0,70	0,27	0,17	0,13
Min.			40,51	22,09	6,89	6,48	5,79	4,68	1,93	0,31	0,67	0,23	0,15	0,10
Máx.			44,57	25,89	12,02	9,23	7,39	6,10	2,41	1,90	0,74	0,30	0,20	0,29
Desvio Padrão			1,28	0,87	1,51	0,69	0,40	0,35	0,13	0,35	0,02	0,02	0,01	0,03

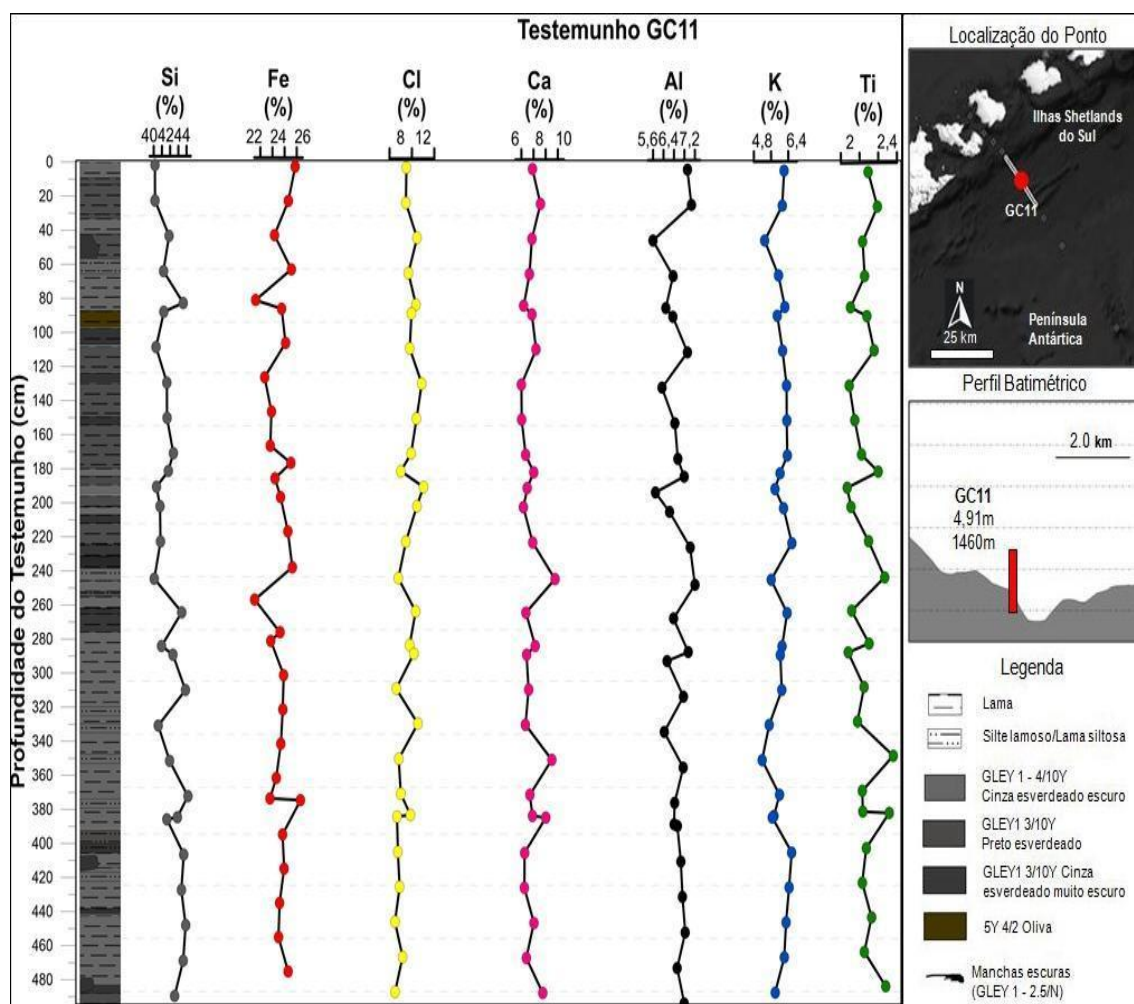


Figura 21: Comportamento dos principais elementos químicos ao longo do testemunho GC11.

As razões elementares Ti/Ca, Fe/Ca apresentaram comportamento semelhante com picos de decréscimo de 0,25 e 2,73 a 239 cm, 0,27 e 2,71 a 342 cm e na base do testemunho nos valores de 0,28 e 3,04, respectivamente. As razões Ti/Al e Fe/K tiveram comportamento semelhante da seção mediana até a base do testemunho, com picos de acréscimo de 0,32 e 4,91 a 239 cm, de 0,35 e 5,19 a 342 cm, de 0,35 e 5,03 a 375 cm e na base do testemunho de 0,33 e 4,74, respectivamente (Fig. 22).

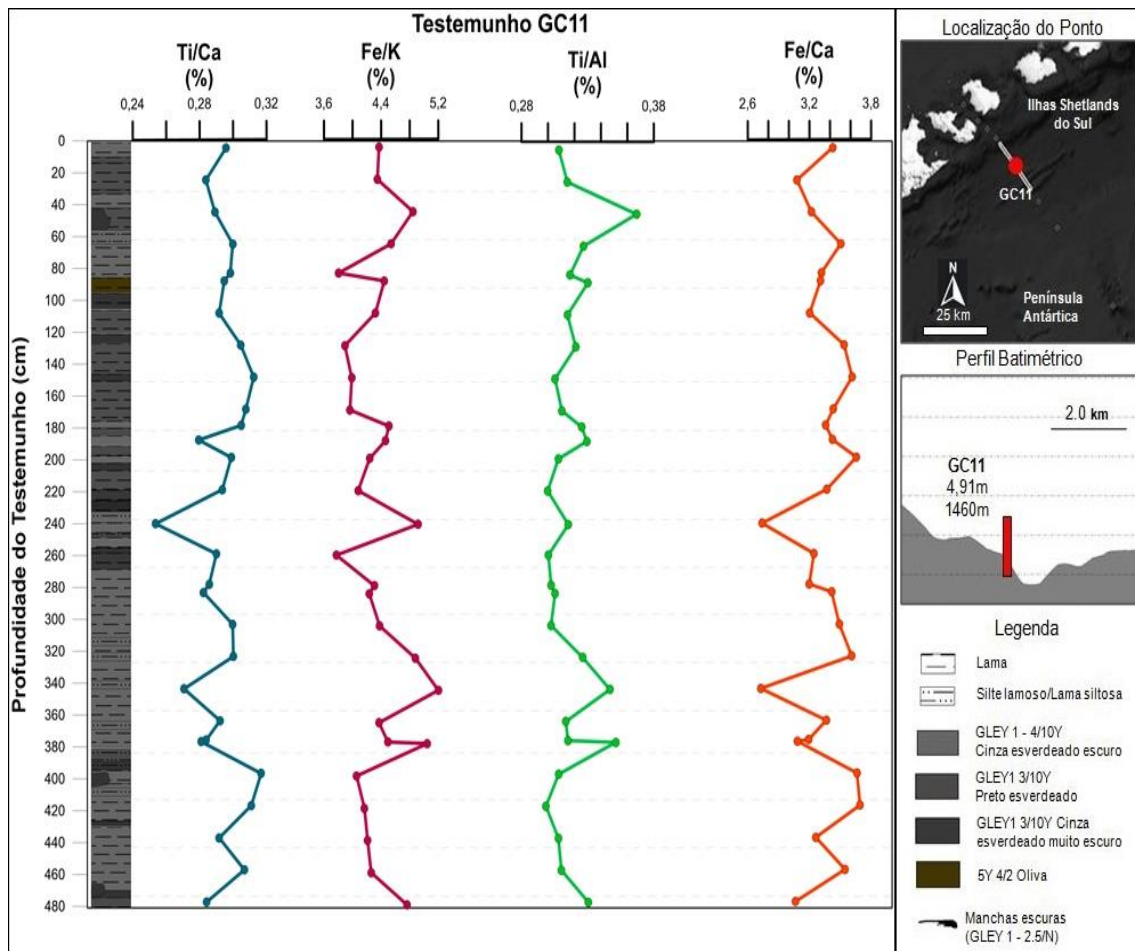


Figura 22: Comportamento das razões elementares ao longo do testemunho GC11.

5.1.6 Testemunho AM10

O testemunho AM10 está localizado sobre o fundo da bacia oceânica, próximo aos edifícios vulcânicos (*Three Sisters*), a uma profundidade de 1.463 m, com recuperação de 5,20 m de sedimentos, sendo utilizado 3,25 m para análise geoquímica. A Tabela 7 mostra a composição química do testemunho. O Si foi o elemento com maior teor, seguido por Fe, Cl, Ca, Al, K e Ti, o comportamento desses elementos ao longo do testemunho é mostrado na Figura 23. O Si teve teor médio de 41,18%, com mínimo de 37,45% no topo e máximo de 44,20% na base do testemunho e desvio padrão de $\pm 1,94\%$. Fe apresentou teor médio de 24,74%, com mínimo de 20,54% a 40 cm e máximo de 27,49% a 80 cm e desvio padrão de $\pm 1,52\%$. O Cl teve teor médio de 11,10%, com mínimo de 8,95% na base do testemunho e 16,63% a 40 cm e desvio padrão de $\pm 2,02\%$. O Ca apresentou teor médio de 6,18%, com mínimo de 5,65% a 280 cm e máximo de 7,22% a 120 cm e desvio padrão de $\pm 0,45\%$. O Al teve teor médio de 6,08%, com mínimo de 4,66% a 40 cm e máximo de 6,85% no topo do testemunho e desvio padrão de $\pm 0,51\%$. K também apresentou teor médio de 6,08%, com mínimo de 5,26% a 120 cm e máximo de 6,40% a 300 cm e desvio padrão de 0,31%. Ti teve teor médio de 1,95%, com mínimo de 1,70% a 40 cm e máximo de 2,32% a 120 cm e desvio padrão de $\pm 0,13\%$. Os elementos traços deste testemunho foram; S com teor médio de 0,87%, P com teor médio de 0,73%, Mn apresentou teor médio de 0,25%, Eu teve teor médio de 0,17% e Sr e Br e com teor médio 0,12% cada.

Tabela 7: Análise química do testemunho AM10.

Geoquímica (%) - AM10 - OP 34														
Seção (única)	Prof. (cm)	Si	Fe	Cl	Ca	Al	K	Ti	P	S	Mn	Eu	Sr	Br
	0	37,45	27,40	10,85	6,58	6,85	6,27	1,99	0,74	0,57	0,33	0,17	0,13	0,13
	20	39,22	24,59	12,76	6,82	6,22	5,89	2,06	0,71	0,60	0,26	0,17	0,13	0,12
	40	42,42	20,54	16,63	5,83	4,66	5,45	1,70	0,72	1,12	0,21	0,15	0,09	0,15
	60	42,36	24,91	9,36	6,23	6,31	6,28	1,91	0,73	0,76	0,25	0,18	0,12	0,13
	80	38,88	27,49	9,32	6,89	6,56	6,19	2,17	0,73	0,61	0,28	0,17	0,14	0,11
	100	41,37	22,91	13,23	6,00	5,79	5,91	1,84	0,73	1,20	0,22	0,17	0,12	0,13
	120	37,69	25,80	13,28	7,22	5,87	5,26	2,32	0,70	0,73	0,28	0,18	0,13	0,12
	140	42,41	24,17	10,20	5,96	6,41	6,40	1,95	0,73	0,76	0,24	0,17	0,10	0,11
	160	41,55	24,44	10,72	6,48	6,25	6,02	2,00	0,73	0,70	0,26	0,16	0,13	0,12
	180	43,26	24,81	9,06	5,69	6,21	6,20	1,86	0,73	1,12	0,23	0,19	0,11	0,12
	200	42,00	24,79	9,36	6,21	6,74	6,40	1,96	0,74	0,71	0,25	0,16	0,13	0,11
	220	42,18	25,27	9,51	6,02	6,05	6,31	1,95	0,75	0,89	0,24	0,18	0,11	0,12
	240	43,38	23,79	10,14	5,88	6,10	6,27	1,90	0,75	0,78	0,24	0,18	0,10	0,11
	260	41,96	25,03	10,51	5,74	5,84	6,08	1,89	0,74	1,18	0,24	0,18	0,10	0,12
	280	39,78	25,29	13,01	5,65	5,24	5,98	1,82	0,78	1,38	0,24	0,16	0,11	0,14
300	40,02	24,99	11,78	6,01	6,07	6,40	1,98	0,76	0,83	0,25	0,17	0,13	0,15	
325	44,20	24,28	8,95	5,84	6,17	5,99	1,93	0,75	0,87	0,24	0,16	0,11	0,12	
Média		41,18	24,74	11,10	6,18	6,08	6,08	1,95	0,73	0,87	0,25	0,17	0,12	0,12
Mín.		37,45	20,54	8,95	5,65	4,66	5,26	1,70	0,70	0,57	0,21	0,15	0,09	0,11
Máx.		44,20	27,49	16,63	7,22	6,85	6,40	2,32	0,78	1,38	0,33	0,19	0,14	0,15
Desvio Padrão		1,94	1,52	2,02	0,45	0,51	0,31	0,13	0,02	0,23	0,03	0,01	0,01	0,01

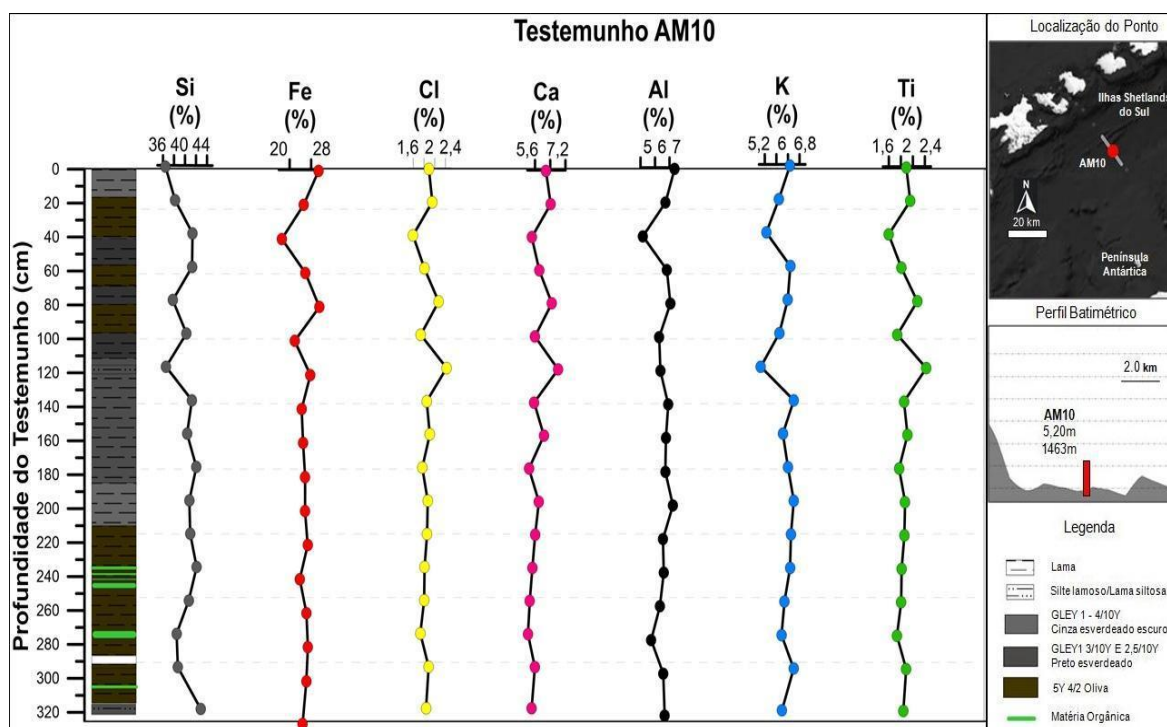


Figura 23: Comportamento dos principais elementos químicos ao longo do testemunho AM10.

A razão Ti/Ca apresentou picos de decréscimo (0,29 e 0,31) a 40 e 160 cm e picos de acréscimo de 0,33 a 140 e 180 cm se mantendo constante até a base do testemunho. A razão Fe/K e Ti/Al apresentaram comportamento semelhante praticamente ao longo de todo testemunho com picos de acréscimo (4,90 e 0,39) a 120 cm e se mantendo constante até a base do testemunho. A razão Fe/Ca apresentou pico de acréscimo (4,36) a 180 cm e mantendo pouca oscilação até a base como as outras razões elementares (Fig. 24).

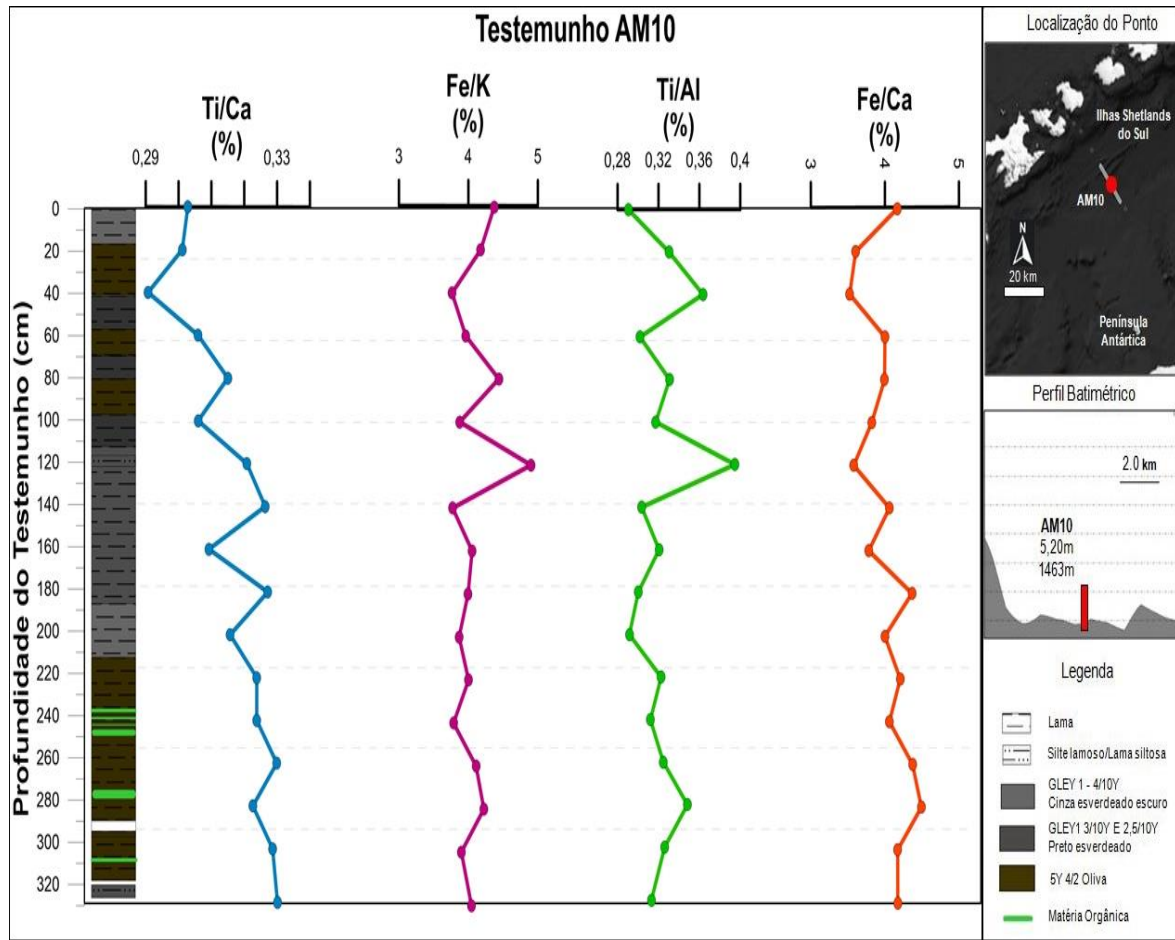


Figura 24: Comportamento das razões elementares ao longo do testemunho AM10.

5.1.7 Testemunho GC09

O testemunho GC09 está localizado sobre o talude inferior, a uma profundidade de 1.022 m, com recuperação de 3,35 m de sedimentos. A composição química do testemunho GC09 é mostrada na Tabela 8. Si foi o elemento com concentração mais elevada em todas as amostras seguido por Fe, Cl, Ca, Al, K e Ti, respectivamente. A Figura 25 mostra a oscilação desses elementos ao longo do testemunho. O Si apresentou teor médio de 41,15%, com mínimo de 29,78% a 236 cm e máximo de 43,97% a 296 cm e desvio padrão de $\pm 3,67\%$. O Fe apresentou teor médio de 23,66%, com mínimo de 21,18% a 56 cm e máximo de 32,48% a 236 cm e desvio padrão de $\pm 2,96\%$. O Cl teve teor médio de 9,72%, com mínimo de 2,57 a 235 cm e máximo de 12,36% a 36 cm e desvio padrão de $\pm 2,32\%$. O Ca apresentou teor médio de 8,01%, com mínimo de 6,10% a 296 cm e máximo de 17,64% a 236 cm e desvio padrão de $\pm 3,12\%$. Al teve teor médio de 6,77%, com mínimo de 5,64% a 316 cm e máximo de 8,86% a 235 cm e desvio padrão de $\pm 0,72\%$. K apresentou teor médio de 6,06%, com mínimo de 2,37% a 235 cm e máximo de 7,21% a 256 cm e desvio padrão de $\pm 1,31\%$. O Ti teve teor médio de 2,36%, com mínimo de 2,06% a 316 cm e máximo de 3,74% a 235 cm e desvio padrão de $\pm 0,45\%$. Os elementos traços do testemunho foram; P com teor médio 0,71%, S com teor médio de 0,51%, Mn teve teor médio 0,26%, Eu com 0,17%, Sr com teor médio de 0,15%, Zr com 0,11% e V apresentando teor médio de 0,08%.

Tabela 8: Análise química do testemunho GC09.

Geoquímica (%) - Testemunho GC09 - OP 35																
Seção	Prof. (seção)	Prof.(cm)	Si	Fe	Cl	Ca	Al	K	Ti	P	S	Mn	Eu	Sr	Zr	V
4	0	0	40,88	24,56	9,74	6,74	6,87	6,81	2,13	0,73	0,43	0,24	0,17	0,13	0,10	0,08
	20	20	43,46	21,93	10,41	7,90	6,29	5,79	2,24	0,66	0,83	0,24	0,15	0,13	0,10	0,08
	35	35	42,29	22,33	9,96	7,17	6,85	6,94	2,26	0,74	0,39	0,23	0,16	0,14	0,12	0,08
3	0	36	41,17	21,88	12,36	6,88	6,17	6,66	2,15	0,77	0,39	0,22	0,17	0,15	0,13	0,08
	20	56	42,75	21,18	11,48	6,40	6,75	6,75	2,10	0,73	0,84	0,21	0,14	0,15	0,12	0,08
	40	76	42,89	22,48	9,60	6,80	6,76	6,84	2,19	0,78	0,59	0,22	0,18	0,14	0,11	0,08
	60	96	42,88	22,68	10,79	6,93	6,74	6,54	2,37	0,77	0,58	0,23	0,17	0,15	0,12	0,07
	80	116	42,87	22,79	10,34	7,37	6,69	6,75	2,45	0,76	0,69	0,23	0,17	0,14	0,11	0,07
	100	136	42,90	22,65	9,84	7,53	6,51	6,47	2,39	0,70	0,68	0,23	0,16	0,14	0,10	0,08
2	0	137	42,92	22,96	9,40	7,26	6,44	6,31	2,27	0,68	0,75	0,24	0,15	0,14	0,10	0,08
	20	157	42,37	22,50	10,07	7,10	6,73	6,72	2,21	0,69	0,54	0,22	0,17	0,14	0,11	0,09
	40	177	42,48	22,70	9,88	6,85	6,62	6,77	2,16	0,76	0,68	0,23	0,16	0,14	0,11	0,08
	60	197	40,94	22,75	11,16	7,99	6,41	5,92	2,27	0,70	0,80	0,25	0,15	0,15	0,11	0,09
	80	217	41,81	23,52	10,13	8,13	6,35	5,25	2,28	0,67	0,83	0,25	0,17	0,13	0,09	0,09
	98	235	30,51	32,48	2,57	17,32	8,86	2,37	3,74	0,65	0,12	0,48	0,20	0,23	0,13	0,10
1	0	236	29,78	32,48	3,26	17,64	8,63	2,39	3,71	0,65	0,00	0,48	0,22	0,26	0,13	0,12
	20	256	41,58	23,30	10,10	6,32	6,95	7,21	2,21	0,71	0,52	0,22	0,17	0,14	0,13	0,08
	40	276	42,64	22,49	9,90	6,19	7,16	7,16	2,08	0,73	0,50	0,23	0,15	0,14	0,11	0,07
	60	296	43,97	21,98	10,51	6,10	6,50	6,56	2,12	0,70	0,53	0,23	0,16	0,11	0,10	0,08
	80	316	42,25	22,88	11,48	6,53	5,64	5,66	2,06	0,73	0,00	0,25	0,14	0,12	0,12	0,06
	100	335	40,86	24,33	11,09	6,99	6,21	5,43	2,24	0,71	0,00	0,30	0,18	0,11	0,14	0,07
Média			41,15	23,66	9,72	8,01	6,77	6,06	2,36	0,71	0,51	0,26	0,17	0,15	0,11	0,08
Mín.			29,78	21,18	2,57	6,10	5,64	2,37	2,06	0,65	0,00	0,21	0,14	0,11	0,09	0,06
Máx.			43,97	32,48	12,36	17,64	8,86	7,21	3,74	0,78	0,84	0,48	0,22	0,26	0,14	0,12
Desvio Padrão			3,67	2,96	2,32	3,12	0,72	1,31	0,45	0,04	0,27	0,07	0,02	0,03	0,01	0,01

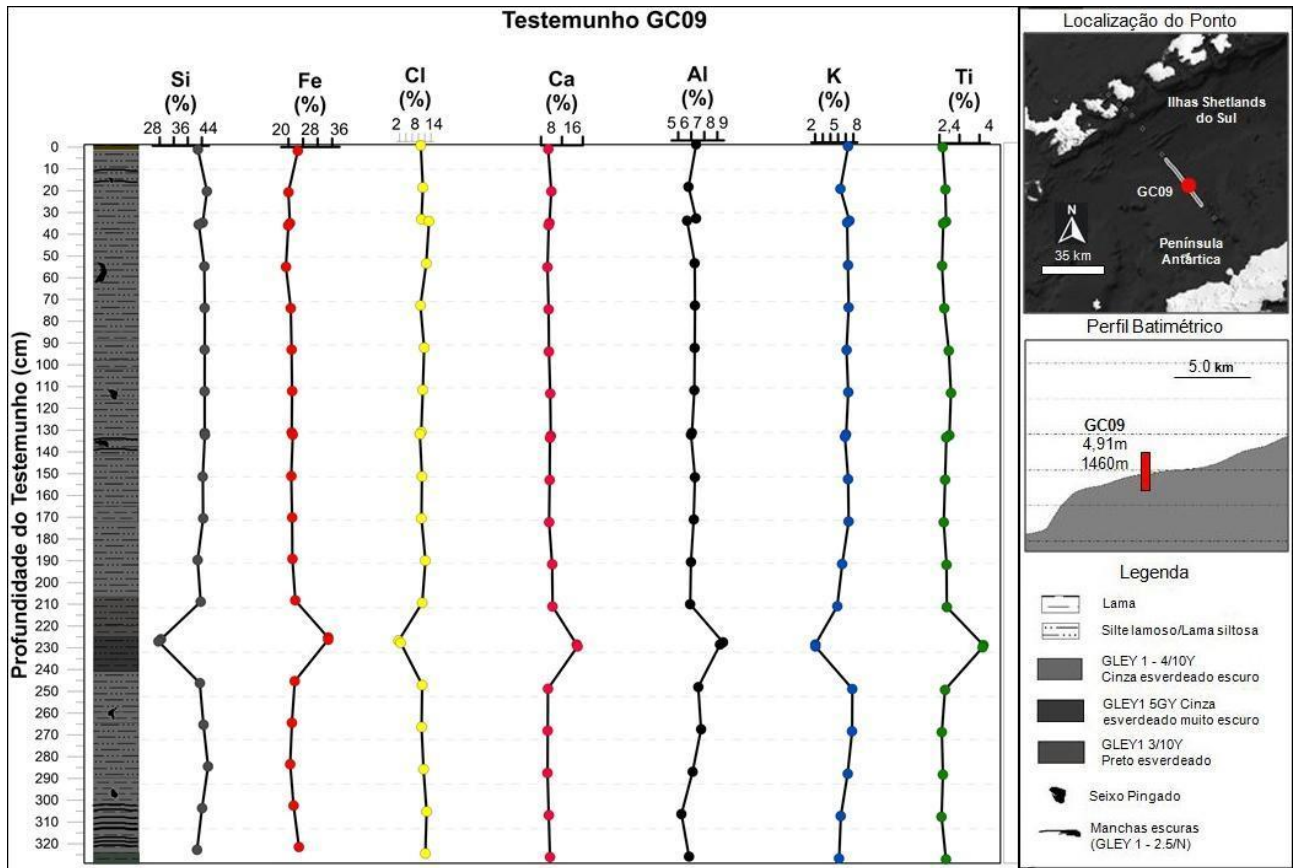


Figura 25: Comportamento dos elementos químicos ao longo do testemunho GC09.

Dentre as razões elementares analisadas, as razões Ti/Ca e Fe/Ca seguiram o mesmo padrão de distribuição ao longo do testemunho, onde tiveram picos de decréscimo (0,21 e 1,84) e acréscimo (0,35 e 3,69), nas profundidades 236 cm e 256 cm, respectivamente. As razões Fe/K e Ti/Al apresentaram picos inversos às outras razões, com acréscimo (13,57 e 0,43) a 236 cm e decréscimo (3,23 e 0,32) a 256 cm (Fig. 26).

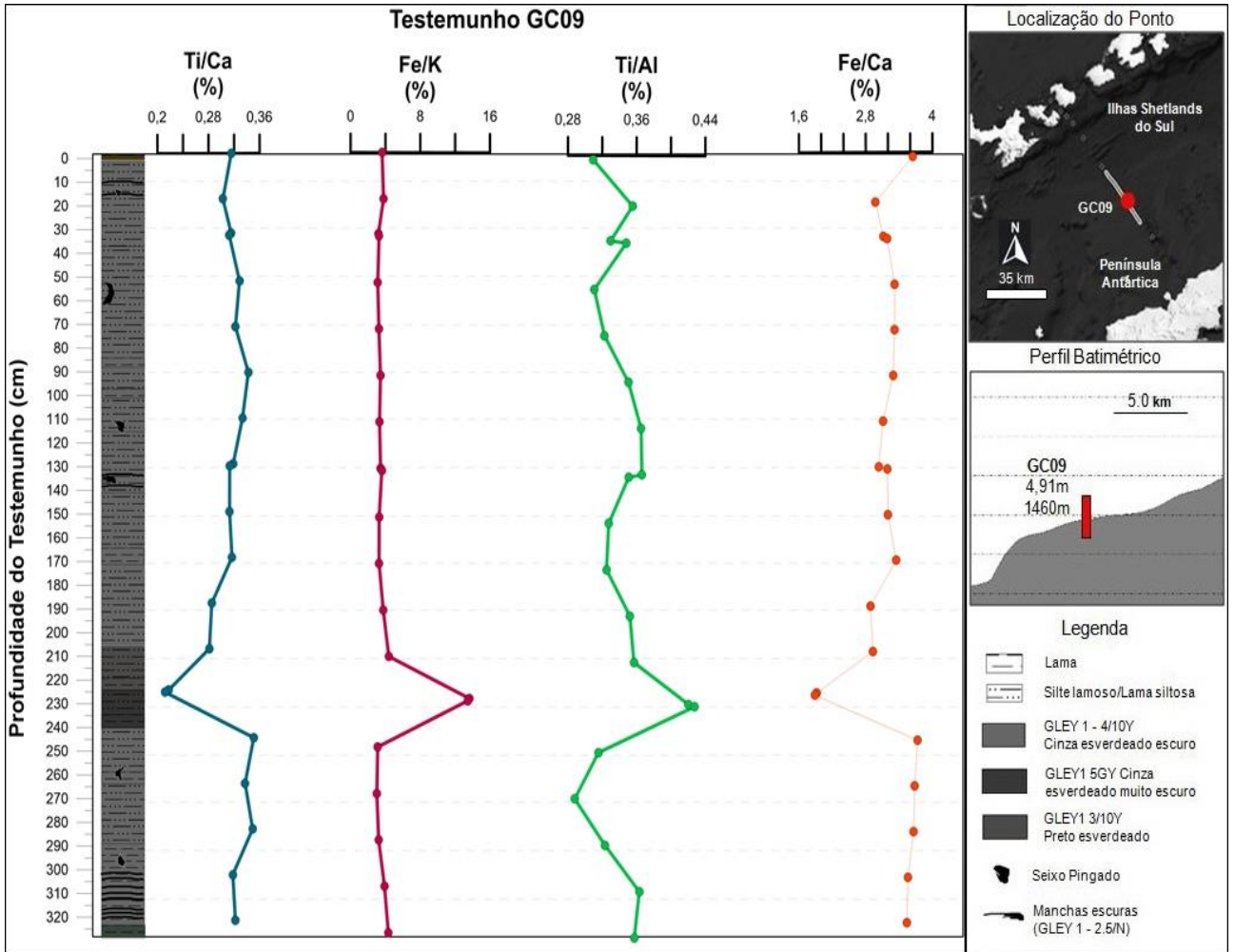


Figura 26: Comportamento das razões elementares ao longo do testemunho GC09.

5.1.8 Testemunho GC06A

O testemunho GC06A está localizado próximo a PA, sobre o talude superior, a uma profundidade de 840 m, com recuperação de 3,55 m de sedimentos. A composição química é mostrada na Tabela 9, o comportamento dos principais elementos ao longo do testemunho pode ser visto na Figura 27. O Si e o Cl foram os elementos com maiores teores, seguido por Fe, Ca, K, Al, S e Ti, respectivamente. O Si apresentou teor médio de 32,41%, com mínimo de 20% na base do testemunho e máximo de 40,88% no topo do testemunho e desvio padrão de $\pm 4,13\%$. O Cl apresentou teor médio de 31,81%, com mínimo de 8,13% no topo do testemunho e máximo de 50,98% a 250 cm com desvio padrão de 11,84%. O Fe teve teor médio de 13,19%, com mínimo de 5,45% a 250 cm e máximo de 23,20% a 190 cm e desvio padrão de 5,19%. O Ca teve teor médio de 8,56%, com mínimo de 4,13% a 250 cm e máximo de 48,74 na base do testemunho e desvio padrão de $\pm 10,08\%$. O K apresentou teor médio de 5,28%, com mínimo de 2,47% na base do testemunho e máximo de 7,18% no topo e desvio padrão de $\pm 1,04\%$. O Al teve teor médio de 3,40%, com mínimo de 1,1% a 250 cm e máximo de 7,29% no topo do testemunho e desvio padrão $\pm 1,53\%$. O S apresentou teor médio de 2,57%, com mínimo de 0,86% no topo do testemunho e máximo de 4,27% a 25 cm com desvio padrão de $\pm 0,75\%$. O Ti teve teor médio de 1,22%, com mínimo de 0,56% a 335 cm e máximo de 2,48% no topo do testemunho e desvio padrão de $\pm 0,44\%$. Os elementos traços identificados foram; P com teor médio de 0,80%, Br com 0,28%, Mn com 0,20% e Sr com apenas 0,12% de teor médio.

Tabela 9: Análise química do testemunho GC06A.

Geoquímica (%) - Testemunho GC06A - OP35														
Seção	Prof. (seção)	Prof.(cm)	Si	Cl	Fe	Ca	K	Al	S	Ti	P	Br	Mn	Sr
4	5	5	40,88	8,13	23,01	8,10	7,18	7,29	0,86	2,48	0,80	0,29	0,19	0,69
	25	25	36,51	16,66	22,28	5,08	6,22	5,69	4,27	1,70	1,84	0,16	0,17	0,17
	45	45	34,49	32,57	13,26	5,04	5,53	3,39	3,18	1,19	0,83	0,23	0,14	0,06
3	0	50	32,75	28,78	15,41	7,31	5,65	3,86	3,07	1,42	0,79	0,29	0,14	0,09
	20	70	38,04	16,84	20,59	5,31	6,46	5,81	3,50	1,78	0,61	0,29	0,83	0,05
	40	90	30,37	41,53	10,08	5,34	5,28	2,48	2,46	0,98	---	0,16	0,10	0,23
	60	110	35,89	30,84	13,58	5,18	5,81	2,83	3,00	1,22	0,74	0,21	0,15	0,08
	80	130	31,08	43,25	9,17	4,89	4,94	2,08	2,36	0,94	0,73	0,25	0,12	0,07
	95	145	28,87	45,16	9,41	4,69	4,92	2,29	2,35	0,93	0,74	0,16	0,41	0,12
2	0	150	32,06	29,37	16,87	5,47	6,03	4,63	2,53	1,50	0,70	0,29	0,15	0,08
	20	170	33,85	34,71	12,57	5,10	5,41	3,04	2,67	1,17	0,75	0,30	0,14	0,07
	40	190	35,80	15,83	23,20	5,45	6,81	5,65	3,34	1,86	0,63	0,32	0,09	0,05
	60	210	32,82	34,78	13,09	4,99	5,27	3,32	2,98	1,18	0,98	0,24	0,18	0,09
	80	230	32,26	39,91	10,03	5,08	5,06	2,44	2,70	0,98	0,72	0,14	0,20	0,11
	100	250	30,04	50,98	5,45	4,13	4,13	1,10	2,42	0,56	0,84	0,28	0,14	0,05
1	0	255	34,73	34,52	11,74	5,32	5,27	2,85	2,88	1,12	0,85	0,28	0,14	0,06
	20	275	29,18	21,21	10,89	26,48	3,85	2,96	1,81	1,10	0,69	0,27	0,13	0,06
	40	295	30,76	41,30	8,81	7,38	4,87	2,28	2,25	0,93	0,72	0,28	0,12	0,06
	60	315	30,57	35,81	13,36	6,31	5,60	3,21	2,18	1,28	0,81	0,99	0,26	0,21
	80	335	29,63	49,85	6,28	4,46	4,06	1,72	2,18	0,56	0,65	0,14	0,18	0,11
	100	355	20,01	15,96	7,87	48,74	2,47	2,41	1,09	0,81	0,65	0,20	0,13	0,05
Média			32,41	31,81	13,19	8,56	5,28	3,40	2,57	1,22	0,80	0,28	0,20	0,12
Mín.			20,01	8,13	5,45	4,13	2,47	1,10	0,86	0,56	0,61	0,14	0,09	0,05
Máx.			40,88	50,98	23,20	48,74	7,18	7,29	4,27	2,48	1,84	0,99	0,83	0,69
Desvio Padrão			4,13	11,84	5,19	10,08	1,04	1,53	0,75	0,44	0,25	0,17	0,16	0,14

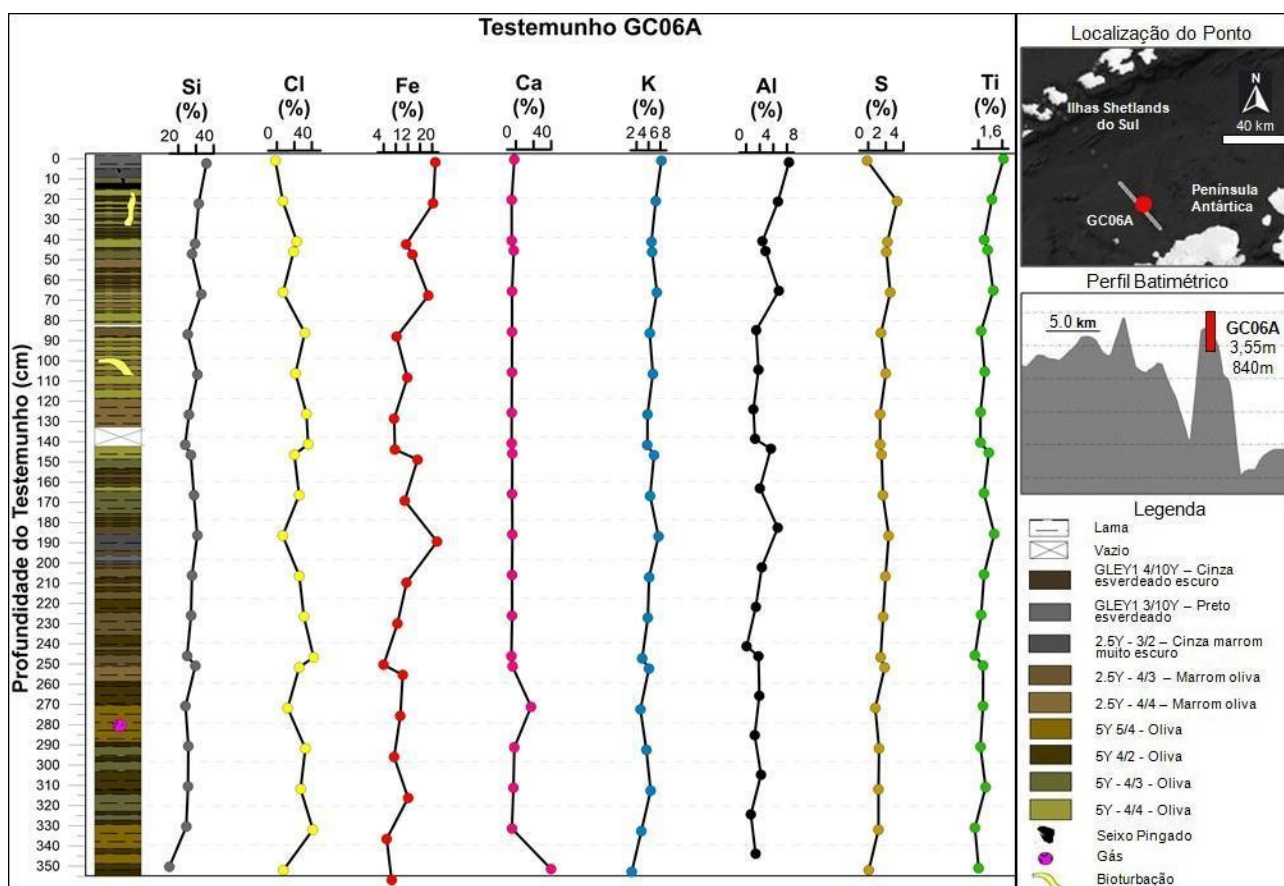


Figura 27: Comportamento dos principais elementos químicos ao longo do testemunho GC06A.

A razão Ti/Ca apresentou picos de acréscimo na seção inicial e mediana do testemunho, com valor de 0,34 a 25 cm e 70 cm, com pico de decréscimo (0,04) a 275 cm e na base do testemunho (0,02). A razão Fe/K seguiu o mesmo padrão de distribuição da razão Ti/Ca até 250 cm, mantendo picos de acréscimo, com valores de 2,23, 283, 238 e 3,19 até a base do testemunho. A razão Ti/Al apresentou valores relativamente constantes até 250 cm, onde houve pico discordante (0,91), depois os valores se mantiveram baixo até a base do testemunho. A razão Fe/Ca teve picos de acréscimo com valores de 4,38 a 25 cm, 3,88 a 70 cm e 4,26 a 190 cm, com pico de decréscimo (0,41) a 275 cm e pouca oscilação até a base do testemunho (Fig. 28).

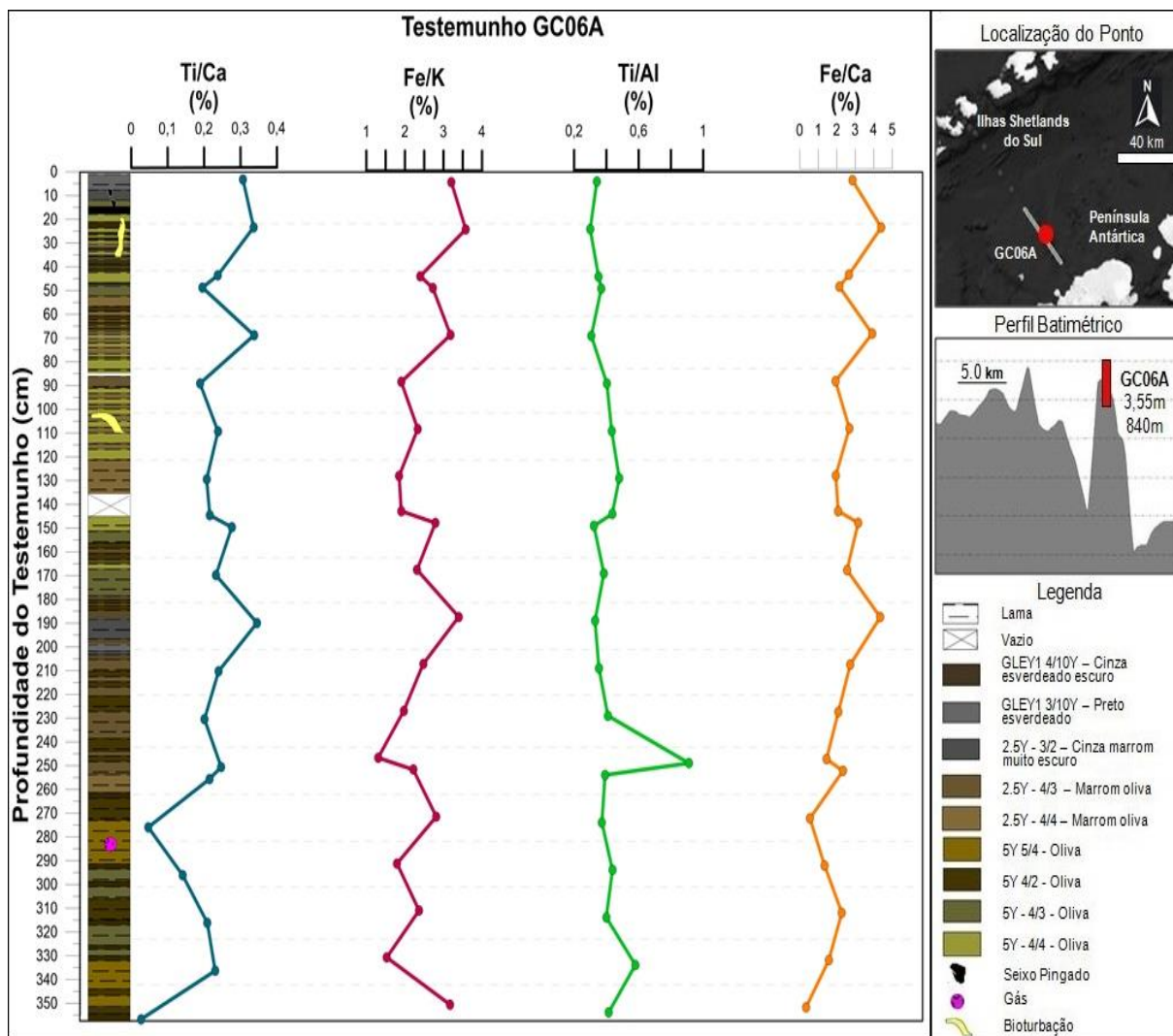


Figura 28: Comportamento das razões elementares ao longo do testemunho GC06A.

5.2 Análise geoquímica dos testemunhos a partir do transecto formado na BCB

Para verificar se existe algum padrão na distribuição da composição química dos testemunhos que cruzam a Bacia Central de Bransfield, foi realizado o gráfico com os valores médios dos principais elementos químicos de cada testemunho (Gráfico 1). É possível notar que o Fe e Si são os elementos em maior abundância em quase todos os testemunhos. O percentual de Fe vai caindo gradativamente da plataforma continental das ISS (representada pelo GC16) até o talude inferior (representado pelo GC09), quando ocorre queda acentuada no talude superior da PA (representado pelo GC06A). O percentual de Fe diminuiu conforme a aproximação da PA, e o inverso ocorre com o Cl, que apresentou aumento à medida que se aproximava da PA. O Si apresentou maiores valores nos testemunhos que estavam próximos aos edifícios vulcânicos.

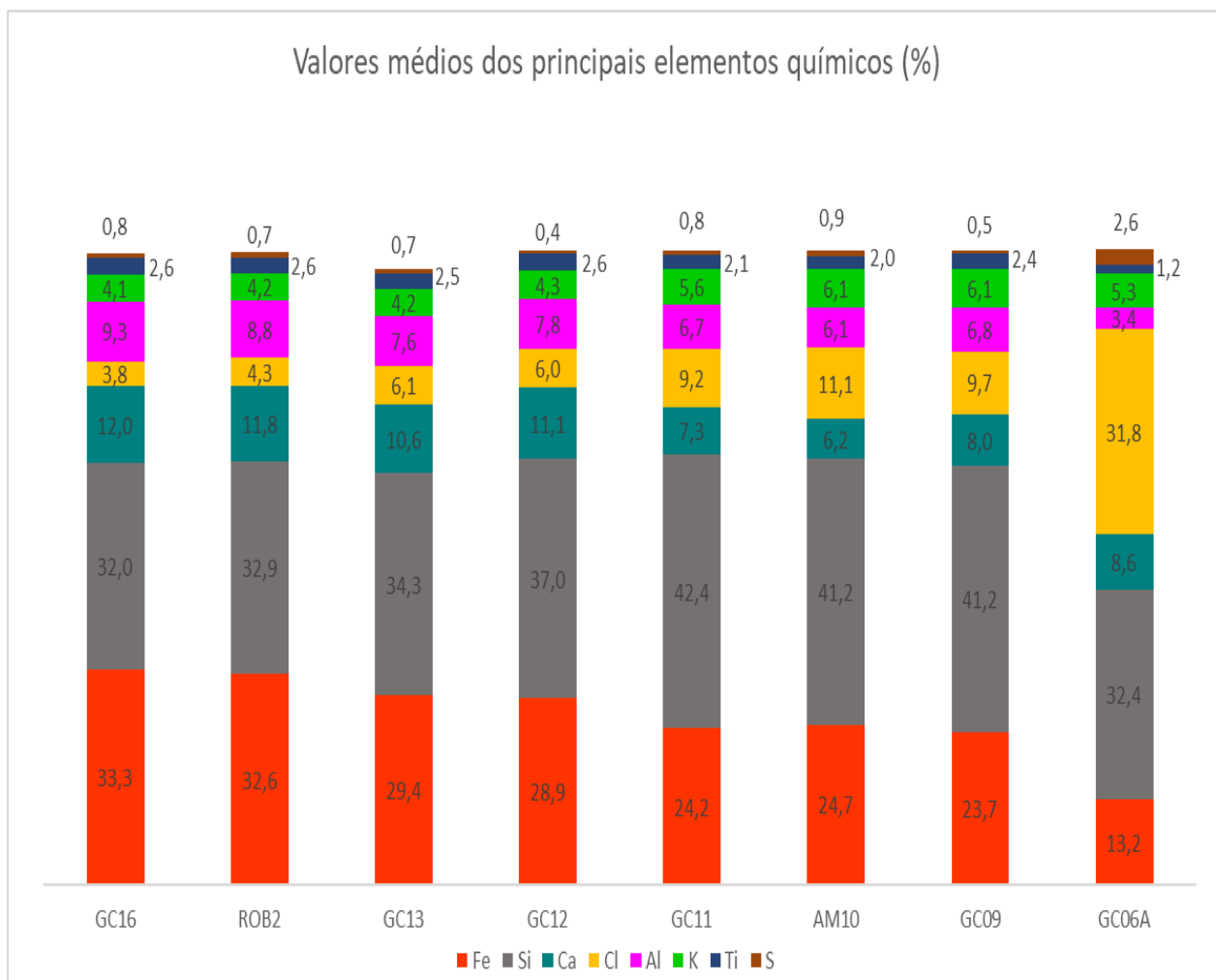


Gráfico 1: Principais elementos químicos dos testemunhos da BCB.

As razões elementares Ti/Ca e Fe/Ca apresentaram comportamentos semelhantes em todos os testemunhos. A razão Ti/Al (Tabela 10 e Gráfico 2) apresentou maior valor médio no testemunho GC06A e menor valor médio no testemunho GC16, o que indicaria maior contribuição de sedimentos da PA em detrimento da contribuição das ISS. No entanto, não é possível afirmar que esta razão elementar possa ser aplicada como *proxy* de aporte terrígeno em região de clima frio uma vez que apresentou resultados discordantes das demais razões neste estudo.

A razão Fe/K (Tabela 10 e Gráfico 2) tem sido utilizada como indicadora de intemperismo químico, no gráfico 2 apresentou tendência decrescente, com maiores valores próximo às ISS e menor valor próximo a PA, o que pode sugerir intemperismo predominante nos sedimentos próximos às ISS.

Tabela 10: Valores médios das razões elementares

Testemunhos	Ti/Ca	Fe/K	Ti/Al	Fe/Ca
GC16	0,22	8,19	0,28	2,79
ROB2	0,22	7,73	0,29	2,77
GC13	0,23	7,06	0,33	2,78
GC12	0,24	6,75	0,34	2,61
GC11	0,29	4,36	0,32	3,33
AM10	0,32	4,08	0,32	4,02
GC09	0,31	4,52	0,35	3,14
GC06A	0,22	2,45	0,42	2,26

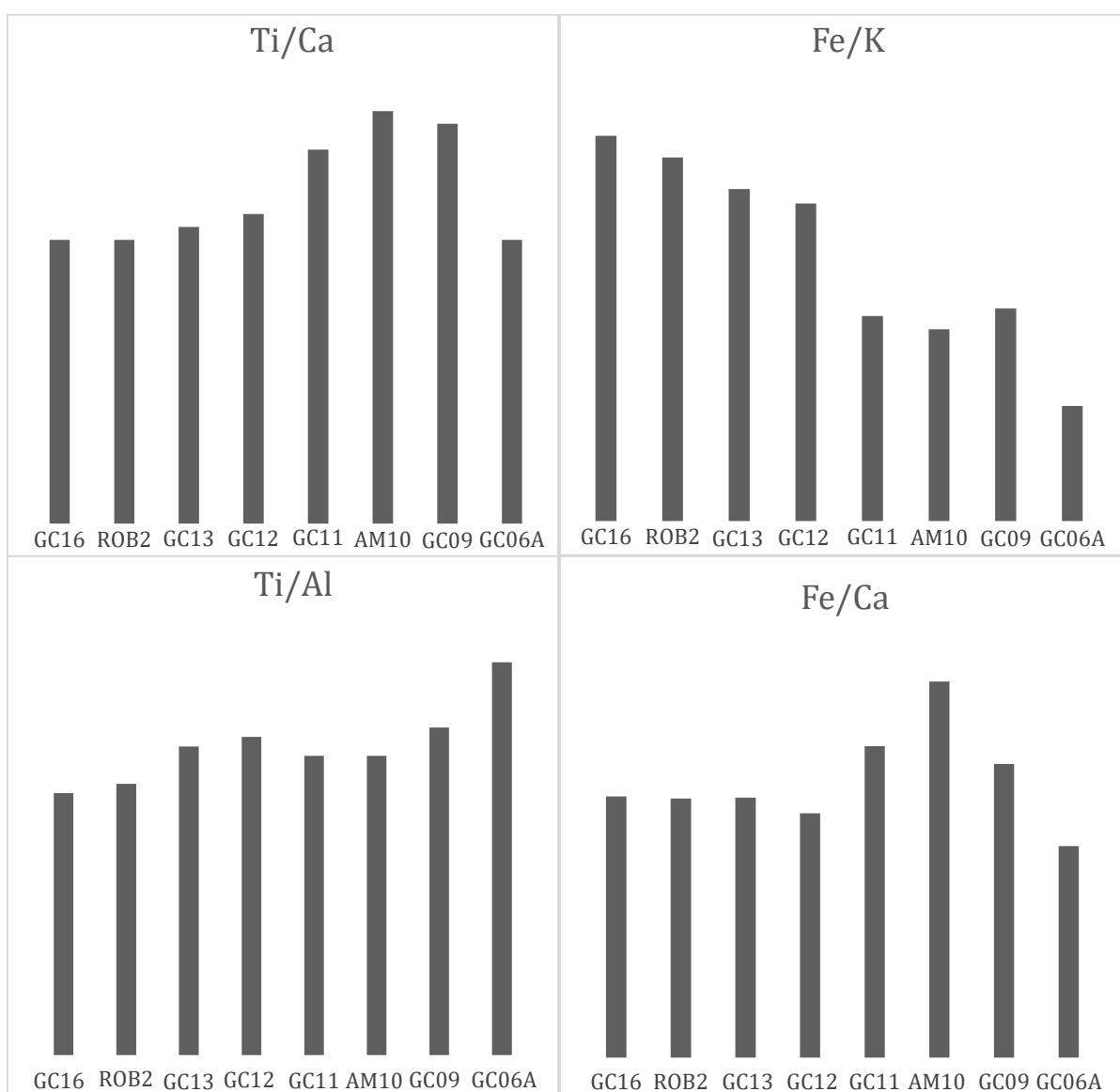


Gráfico 2: Razões elementares que representam aportes sedimentares dos testemunhos da BCB.

Com a finalidade de analisar o grau de intemperismo sugerido pela razão Fe/K, foi realizado o Índice de Alteração Química, proposto por Nesbitt e Young (1982), e o Índice de Alteração do Plagioclásio, proposto por Fedo et al. (2012), ambos utilizam os elementos em óxidos para indicar a presença deste processo. Nestes índices os valores de 100 indicam um intemperismo químico intenso e entre 40 e 55 indicam a ausência ou incipiência deste processo. Os valores de IAQ dos testemunhos alternaram entre 24 a 40, enquanto os valores de IAP variaram entre 7,7 a 34,6, o que infere que esses sedimentos são relativamente imaturos (SRIVASTAVA *et al.*, 2013), ou seja, os minerais destes testemunhos que formam o transecto ISS-PA supostamente apresentam pouca ou nenhuma alteração química (Fig. 29).

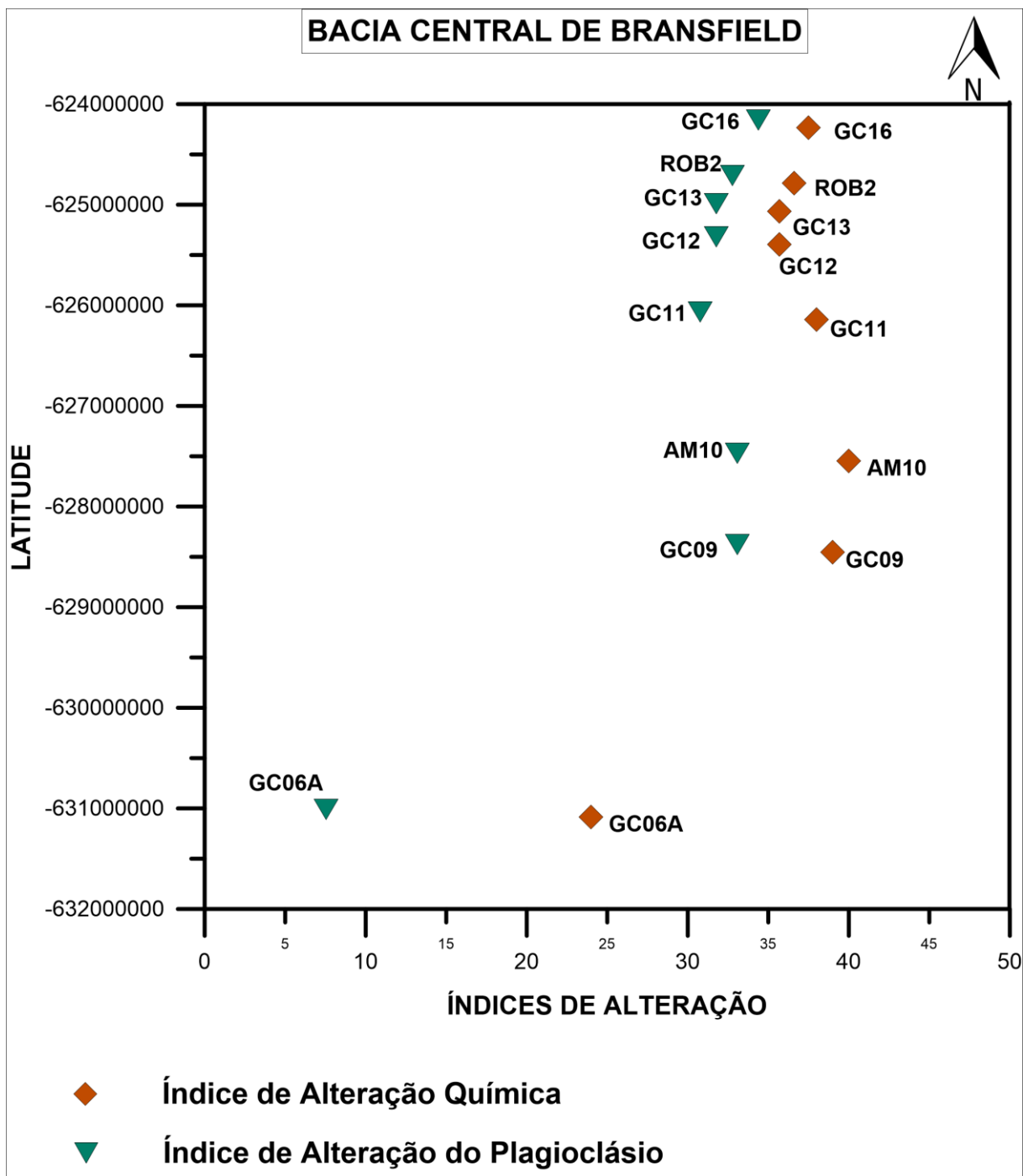


Figura 29: Gráfico de IAQ e IAP para os testemunhos da BCB e sua relação com a latitude.

As análises químicas dos elementos em óxidos indicam uma composição média de basalto picrítico (41-45% de SiO_2), basalto (45-52% de SiO_2), andesito-basáltico (52-57% SiO_2) e andesito (57-63% SiO_2), segundo classificação de Le Bas *et al.* (1986) (Fig. 30). Basalto picrítico ou picro basalto é rico em olivina, o qual contém elevado teor de magnésio, já o andesito é composto essencialmente por plagioclásio sódico-cálcico, associado com anfibólio, piroxênio e ou biotita. Quartzo e feldspato

alcalino também podem estar presentes em quantidades menores (LE MAITRE, 1976; LE BAS *et al.* 1986). Esses resultados estão de acordo com a informação litológica presente na literatura sobre as ISS, onde Smellie *et al.* (1984) e Machado *et al.* (2001) ressaltam a predominância do basalto.

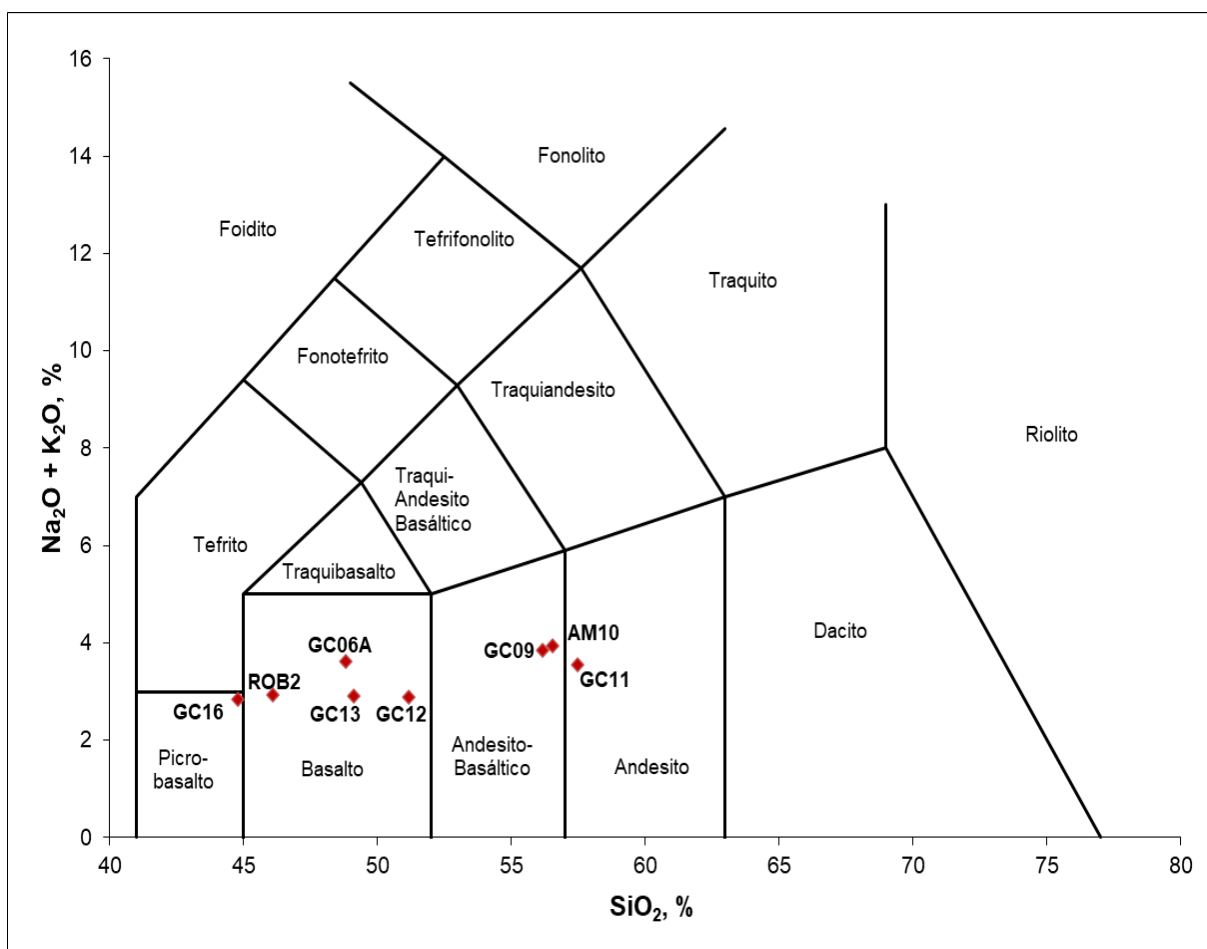


Figura 30: Diagrama TAS (Total Alkalis vs. Silica) para a classificação de rochas vulcânicas (Le Maitre, 1976) aplicado aos testemunhos da BCB.

5.3 Análise mineralógica – Difração de Raios X

5.3.1 Testemunho GC16

Os principais minerais identificados pela difração de raios x no topo do testemunho GC16 foram: Ilita e Vermiculita da família dos filossilicatos do grupo dos argilominerais; enstatita e hedenbergita da família dos inossilicatos do grupo piroxênio. Na profundidade 105 cm do testemunho foram identificados: a bytownita, da família dos feldspatos do grupo plagioclásio; a aerinita da família dos inossilicatos do grupo piroxênio; quartzo e sílica do grupo dos tectossilicatos (Apêndice A).

5.3.2 Testemunho ROB2

Os principais minerais identificados pela difração de raios x no topo do testemunho ROB2 foram: andesina e albita da família dos feldspatos do grupo plagioclásio; e raslakita da família dos ciclossilicatos do grupo eudialita. Na seção mediana do testemunho foram detectados; kentbrooksita e traskita da família dos ciclossilicatos do grupo eudialita; e magnetita da família dos óxidos de ferro e do grupo espinélio. Na seção base do testemunho ROB2 foram detectados: ilita da família dos filossilicatos do grupo dos argilominerais; Diopsídio da família dos inossilicatos do grupo piroxênio; traskita da família dos ciclossilicatos do grupo eudialita; e o mineral actinolita da família dos inossilicatos do grupo anfibólio (Apêndice B).

5.3.3 Testemunho GC13

Os minerais identificados pela difração de raios x na seção inicial do testemunho (a 70 cm) foram: anortita, da família dos feldspatos do grupo plagioclásio; kentbrooksita da família dos ciclossilicatos e do grupo eudialita; e ilita da família dos filossilicatos do grupo dos argilominerais. Na seção mediana (a 111cm) foram identificados: labradorita da família dos feldspatos do grupo piroxênio; ilita da família dos filossilicatos do grupo dos argilominerais; onfacita da família dos inossilicatos do

grupo piroxênio; e traskita da família dos ciclossilicatos do grupo eudialita. Ainda na seção mediana do testemunho (a 207 cm), os minerais detectados foram: bytownita da família dos feldspatos do grupo plagioclásio; lavenita da família dos ciclossilicatos do grupo eudialita; ilita e biotita da família dos filossilicatos do grupo dos argilominerais. Na seção final do testemunho (a 308 cm) foram detectados: labradorita da família dos feldspatos do grupo plagioclásio; sílica do grupo dos tectossilicatos; e actinolita da família dos inossilicatos do grupo anfibólio. Na base do testemunho (a 414 cm) foram identificados os seguintes minerais: raslakita da família dos ciclossilicatos do grupo eudialita; ilita da família dos filossilicatos do grupo dos argilominerais; actinolita da família dos inossilicatos do grupo anfibólio; e magnesita da família dos carbonatos do grupo calcita (Apêndice C).

5.3.4 Testemunho GC12

Os principais minerais identificados pela difração de raios x no topo do testemunho (a 0 cm) foram: albita da família dos feldspatos do grupo plagioclásio; kentbrooksita e raslakita da família dos ciclossilicatos e do grupo eudialita. Ainda na seção inicial (a 61cm) foram identificados: kentbrooksita e raslakita da família dos ciclossilicatos e do grupo eudialita; e magnesita da família dos carbonatos do grupo calcita. Na seção mediana do testemunho (a 157 cm) foram apontados os minerais: anortita da família dos feldspatos do grupo plagioclásio; olenita e kentobrooksita da família dos ciclossilicatos do grupo eudialita. Na seção final do testemunho (a 258 cm) foram identificados os minerais: anortita da família dos feldspatos do grupo plagioclásio; aerinita e diopsídio da família dos inossilicatos do grupo piroxênio; e raslakita da família dos ciclossilicatos e do grupo eudialita. Na base do testemunho (a 357 cm) foram detectados os seguintes minerais: labradorita da família dos feldspatos do grupo plagioclásio; bannisterita e paragonita da família dos filossilicatos do grupo dos argilominerais (Apêndice D).

5.3.5 Testemunho GC11

Os principais minerais identificados pela difração de raios x no topo do testemunho (a 5 cm) GC11 foram: albita da família dos feldspatos do grupo plagioclásio e quartzo do grupo dos tectossilicatos. Ainda na seção inicial (a 83 cm) os minerais detectados foram: vurroita da família dos sulfatos do grupo barita; e traskita da família dos ciclossilicatos do grupo eudialita. Na seção mediana (a 128 cm) os minerais identificados foram: halita da família dos haloides do grupo cloreto; e ilita da família dos filossilicatos do grupo dos argilominerais. Ainda na seção mediana (a 239 cm) o único mineral identificado foi anortita da família dos feldspatos do grupo plagioclásio. Na seção final do testemunho (a 322cm) foram identificados os minerais: vermiculita e clinocloro da família do filossilicatos do grupo dos argilominerais; halita da família dos haloides do grupo cloreto; e laumontita da família dos tectossilicatos do grupo das zeólitas. Na base do testemunho (a 415 cm) foram identificados: muscovita e ilita da família dos filossilicatos do grupo dos argilominerais (Apêndice E).

5.3.6 Testemunho AM10

Os principais minerais identificados pela difração de raios x na seção inicial do testemunho (a 40cm) foram: halita da família dos haloides do grupo cloreto; berlinita da família dos fosfatos do grupo monazita; e albita da família dos feldspatos do grupo plagioclásio. Na seção mediana do testemunho (a 80 cm) os minerais detectados foram: berlinita da família dos fosfatos do grupo monazita e ilita da família dos filossilicatos do grupo dos argilominerais. Ainda na seção mediana (a 160 cm) os minerais identificados foram: berlinita da família dos fosfatos do grupo monazita e traskita da família dos ciclossilicatos do grupo eudialita. Na seção final do testemunho (a 280 cm) os minerais detectados foram os mesmos da seção mediana; berlinita da família dos fosfatos do grupo monazita e ilita da família dos filossilicatos do grupo dos argilominerais. Na base do testemunho (a 325 cm) foram identificados; berlinita da

família dos fosfatos do grupo monazita; e eudialita da família dos ciclossilicatos do grupo eudialita (Apêndice F).

5.3.7 Testemunho GC09

Os minerais identificados pela difração de raios x na seção inicial do testemunho (a 35 cm) foram: eudialita da família dos ciclossilicatos do grupo eudialita; e quartzo do grupo dos tectossilicatos. Nas seções medianas do testemunho (a 76 cm e 177 cm) foram detectados: quartzo do grupo dos tectossilicatos; e raslakita da família dos ciclossilicatos e do grupo eudialita. Na seção final do testemunho (a 236 cm) foram identificados os minerais: albita da família dos feldspatos do grupo plagioclásio; e traços de vesuvianita da família dos silicatos do grupo sorossilicato. Na base do testemunho (a 316 cm) foram detectados: albita da família dos feldspatos do grupo plagioclásio; quartzo do grupo dos tectossilicatos; e clorita da família dos filossilicatos do grupo dos argilominerais (Apêndice G).

5.3.8 Testemunho GC06A

Os principais minerais identificados pela difração de raios x na seção inicial do testemunho (a 45 cm) foram: quartzo do grupo dos tectossilicatos; clorita da família dos filossilicatos do grupo dos argilominerais; e raslakita da família dos ciclossilicatos e do grupo eudialita. Na seção mediana do testemunho (a 90 cm) os minerais detectados foram: bromargirita da família dos halóides do grupo cloreto; e muscovita da família dos filossilicatos do grupo dos argilominerais. Também na seção mediana (a 190 cm) os minerais identificados foram: berlinita da família dos fosfatos do grupo monazita; e traços de pirocloro da família dos óxidos de nióbio do grupo pirocloro. Ainda na seção mediana do testemunho (a 230 cm) os minerais identificados foram: halita da família dos halóides do grupo cloreto; e quartzo do grupo dos tectossilicatos. Na base do testemunho (a 295 e a 335 cm) o único mineral detectado foi a bromargirita da família dos halóides do grupo cloreto (Apêndice H).

6 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

6.1 Análise dos proxies geoquímicos e mineralógicos de cada testemunho.

No testemunho GC16 (Fig.14) a diminuição das razões Ti/Ca e Fe/Ca a 15 cm pode sugerir um período mais aquecido e favorável à vida, uma vez que nesta mesma profundidade houve presença de bioturbação e aumento da razão Fe/K indicando intemperismo no sedimento. Em contrapartida, o aumento das razões Ti/Ca e Fe/Ca a 105 cm coincidiu com minerais siliciclásticos, como quartzo e sílica, e diminuição da razão Fe/K, o que poderia sinalizar um aumento de material terrígeno em um período mais frio, onde geleiras teriam transportados sedimentos até o local.

No testemunho ROB2 (Fig.16) a diminuição das razões Ti/Ca e Fe/Ca a 320 cm coincidiu com a presença de minerais ricos em cálcio, como diopsídio e actinolita, o que poderia indicar redução do aporte terrígeno em um período aquecido.

No testemunho GC13 (Fig.18) todas as razões elementares indicaram aporte terrígeno a 400 cm, possivelmente pode conter minerais ferromagnéticos em virtude do aumento da susceptibilidade magnética identificada por Martins (2020) nesta mesma profundidade. Enquanto no testemunho GC12 (Fig.20), a diminuição das razões Ti/Ca e Fe/Ca coincidiu com a presença de seixos entre 210 a 230 cm, a presença de tais materiais poderia estar relacionada a detritos deixados pelo derretimento de *icebergs* em um período mais quente visto que nesta mesma profundidade houve aumento da razão Fe/K.

No testemunho GC11 (Fig.22) a diminuição das razões Ti/Ca e Fe/Ca a 239 cm coincidiu com o aumento da razão Fe/K e a presença de anortita, um mineral rico em cálcio, o que poderia estar relacionado a um período mais aquecido de baixo aporte terrígeno com predomínio de processos marinhos.

No testemunho AM10 (Fig.24) ocorreu a presença de minerais, como halita e berlinita a 40 cm, associada a diminuição da razão Fe/Ca e Ti/Ca. O baixo aporte terrígeno atrelado a esses minerais reforça o predomínio de processos marinhos e vulcânicos nesta área.

No testemunho GC09 (Fig.26) as razões Ti/Ca e Fe/Ca apresentaram diminuição a 239 cm o que pôde ser explicado pela presença de minerais ricos em cálcio, como a albita e vesuvianita. O baixo aporte terrígeno com o aumento da razão Fe/K apoiaria a hipótese de um período mais aquecido.

O testemunho GC06A (Fig.28) apresentou baixo aporte terrígeno ao longo de sua profundidade com o predomínio de sais minerais como halita e bromargirita, isso pode reforçar a importância dos processos marinhos próximos à PA. No entanto, à 190 cm ocorreu um leve aumento que coincidiu com a presença do mineral berlinita. Tal mineral é de origem vulcânica/hidrotérmica e pode ter chegado neste local pela circulação das águas no Bransfield.

6.2 Análise geoquímica ISS-PA

A composição sedimentar das partículas de origem siliciclástica encontradas na Baía de Bransfield apresenta diferenças químicas sutis e foi classificada por Lee et al. (2005) em três tipos de grupos: um grupo de sedimentos com propriedades químicas semelhantes às rochas das ISS; um segundo correlacionado às rochas da Península Antártica; e o terceiro associado às rochas da Ilha Deception.

De acordo com a composição química (Gráfico 1) desenvolvida neste trabalho é possível classificar os testemunhos em três grupo. O primeiro grupo formado pelos testemunhos GC16, ROB2, GC13 e GC12, contendo os maiores percentuais de ferro, cálcio, alumínio e baixo teor de potássio. A presença desses elementos pode ser explicada pelo recorrente intemperismo físico de rochas máficas que compõem as Ilhas Shetland do Sul (SANTOS et al. 2007; PETER et al. 2008). García et al. (2011), com testemunhos da BCB, também próximos às ISS, classifica o material encontrado como sedimentos erodidos glacialmente do arquipélago e proveniente de água de degelo, transportados para taludes e baía.

O segundo grupo é formado pelos testemunhos GC11, AM10 e GC09, que possuem alto teor de silício, o que pode estar relacionado à proximidade de região vulcanicamente ativa, como os edifícios vulcânicos *Three Sisters* e Ilha *Deception*.

Martins (2020) verificou no testemunho GC09 laminações de material de coloração preta, indicando, possivelmente, cinzas vulcânicas, estas já foram identificadas em trabalhos pretéritos, como o de Yonn et al. (1994), em sedimentos na Bacia de Bransfield. Além disso, as rochas ígneas félsicas são ricas em silício e relativamente pobres em ferro e magnésio, formadas por feldspato e sílica. Klinkhammer et al. (2001) detectaram altas concentrações de enxofre em sedimentos da BCB proveniente da atividade hidrotérmica de fumarolas do edifício vulcânico Hook Ridge, entretanto, nestes testemunhos não foram encontrados valores significativos de enxofre ($\leq 1\%$).

Testemunho GC06A é o mais próximo da Península Antártica e que contém o menor teor de ferro, em contrapartida, apresenta o maior percentual de cloro e enxofre, o que pode explicar parcialmente a coloração amarelada do testemunho. Leventer et al. (2006) identificaram laminações em testemunhos próximos à Península Antártica na tonalidade marrom-alaranjada composta de diatomáceas depositadas durante a floração anual de primavera.

Os grupos descritos no início desta seção se mantêm nas razões elementares, exceto para razão Ti/Al, apresentando comportamento similar de acordo com sua possível fonte de sedimentos. Analisando os valores médios (Tabela 10 e Gráfico 2), os testemunhos GC11, AM10 e GC09 apresentaram proporções maiores de contribuintes terrígenos. Apesar desses testemunhos estarem localizados próximos à Bacia Oceânica, o ferro e titânio estão associados aos componentes siliciclásticos provavelmente em decorrência dos edifícios vulcânicos *Three Sisters*. Embora razões elementares, incluindo cálcio, sejam muito sensíveis aos efeitos da diluição (maior produtividade biológica e dissolução de carbonato) (GOVIN, HOLZWARTH *et al.*, 2012), não afetaram significativamente os testemunhos. Portanto, é possível utilizar as razões elementares Fe/Ca e Ti/Ca como indicadores da intensidade de aporte terrígeno em reconstituições paleoceanográficas na Bacia Central de Bransfield, se levar em consideração a contribuição dos edifícios vulcânicos. Martins (2020) verificou significativa presença de material biológico (vazas silicosas) no testemunho GC06A, demonstrando restrita capacidade de aporte terrígeno, e desta forma permitindo a sedimentação biogênica. Esta hipótese pôde ser corroborada com as razões elementares Ti/Ca e Fe/Ca do testemunho que obteve os menores valores de aporte terrígeno.

Regiões polares apresentam intemperismo químico baixo a moderado (*i.e.*, Luzon) e tendem a fornecer sedimentos ricos em K (derivado do feldspato de potássio) e illita (ZABEL *et al.*, 2001; YARINCIK *et al.*, 2000; GOVIN *et al.*, 2012). Atualmente, as ISS apresentam temperaturas mais amenas e com registros de precipitação líquida durante o verão, ocasionando a fusão de neve e gelo, processo que resulta no balanço de massa negativo das geleiras (ROSA, 2011), o que cria condições favoráveis ao aumento do intemperismo químico. No entanto, a razão Fe/K pode ser influenciada também pelo aporte de material máfico (GOVIN *et al.*, 2012), uma vez que sua litologia é formada por rochas vulcânicas e até hoje possui atividade sísmica.

Apesar da discordância entre os resultados de alteração química (IAP e IAQ) com a razão Fe/K, é possível ainda indicar, por mais incipiente que seja, uma diferença entre os testemunhos próximos às ISS (GC16, ROB2, GC13 e GC12), apresentando um baixo grau de intemperismo, do testemunho próximo à PA (GC06A), com intemperismo químico quase nulo. Geleiras e calotas de gelo localizadas em áreas subpolares da Antártica têm retraído como consequência do aquecimento regional, e sabemos que geleiras das ISS apresentaram grandes variações desde o Último Máximo Glacial (STEIG *et al.*, 2009), essa diferença de grau de intemperismo pode ser consequência dessa variação entre as ISS, que já apresentam precipitação líquida, e a PA, que ainda fica a maior parte do tempo congelada. Os testemunhos da Bacia Oceânica (GC11, AM10 e GC09), apresentaram valores relativamente altos, muito provavelmente decorrente da atividade hidrotermal, associada aos edifícios vulcânicos, que pode alterar os minerais dos sedimentos.

Shuzhuang Wu *et al.* (2019) investigaram sedimentos da Passagem de Drake, na qual a composição dos minerais é típica de regiões de alta latitude e indica que as fontes dos sedimentos são representadas principalmente por elementos básicos a intermediários, de rochas magmáticas ou metamórficas. Como a área de estudo está localizada em um ambiente de alta latitude, com predominância de intemperismo físico e intemperismo químico desprezível, os sedimentos marinhos refletem a composição rochosa das áreas de origem.

6.3 Análise mineralógica ISS-PA

A mineralogia dos testemunhos da Bacia Central de Bransfield é semelhante à rocha parental devido às baixas taxas de intemperismo químico. Nos testemunhos próximos às ISS (GC16, ROB2, GC13 e GC12) os principais minerais encontrados foram plagioclásios (bytownita, anortita e labradorita), eudialita (raslakita e kentbrooksita), argilominerais (ilita e biotita) e piroxênios (aerinita, diopsídio, enstatita e hedenbergita), sendo minerais comuns em rochas máficas. Argilominerais e plagioclásios também foram encontrados por Andrade (2012) em solos da Península Fildes. Os estudos com argilominerais, acompanhados de dados hidrográficos e climáticos da região da Bacia de Bransfield, sugerem que caulinita ao norte se origina por meio de intemperismo químico em grande parte das Ilhas Shetland do Sul. Yonn et al. (1992) consideraram que sedimentos ricos em clorita no noroeste do EB são derivados parcialmente da Ilha Smith, tal distribuição de caulinita e clorita foi muito provavelmente influenciada por uma corrente geostrófica fluindo para nordeste do Mar de Bellingshausen. Iilita, que é dominante no sul da Bacia, e presente neste trabalho, é derivada da Península Antártica. Esmectita que mostra maiores concentrações perto das Ilhas Penguin e Bridgeman, se origina dessas ilhas vulcânicas. A esmectita vulcanogênica se dispersa para o oeste pela infiltração de solução salina fria das águas do Mar de Weddell (YOON *et al.*, 1992).

Fábres et al. (2000) identificaram três tipos principais de minerais na fração de argila na BCB, sendo eles clorita, esmectita e ilita. Em algumas das amostras, pequenas quantidades de caulinita e outros minerais, como quartzo, feldspatos (anortita sodiana), piroxênios e opala também estavam presentes. Segundo os autores, a cor marrom das amostras estava relacionada ao caráter oxidante de sedimentos subterrâneos, em contato com águas intersticiais da massa de água oxigenada sobrejacente. A composição da fração de areia é principalmente terrígena. Seus componentes são uma mistura de minerais leves (quartzo e feldspatos) e rochas plutônicas e magmáticas. De forma geral, os sedimentos acumulados em áreas profundas das bacias do Bransfield foram descritos como lamas opalinas ricas em

sílica e lama arenosa com quantidades variáveis de cinzas vulcânicas (BANFIELD e ANDERSON, 1997; YOON *et al.*, 1994).

Testemunhos coletados próximos aos edifícios vulcânicos da BCB (GC11, AM10 e GC09) apresentaram laminações de material de coloração preta, indicando a ocorrência de cinzas vulcânicas (MARTINS, 2020), e justificadas pela configuração geotectônica atual, bem como pela proximidade com regiões vulcanicamente ativas, como *Three Sisters* e Ilha *Deception* (YOON *et al.*, 1994). Esses testemunhos apresentaram em comum argilominerais (ilita, muscovita e clorita), quartzo, plagioclásios (anortita e albita), eudialita, halita e vurroita, este último apresenta-se em incrustação vulcânica depositado por fumarolas de alta temperatura (400-600 °C).

Fretzdorf e Smellie (2002) estudaram a composição química de cinzas vulcânicas em camadas de testemunhos sedimentares coletados próximos aos edifícios vulcânicos submarinos. Os edifícios vulcânicos "*The Axe*", "*Three Sisters*", "*Viehoff Seamount*" e *Hook Ridge* estão localizados na BCB e os detritos terrígenos consistiam em materiais vítreos (amorfo), argilominerais, silte a areia fina feldspática, anfibólios e quartzo menor. Alguns microcristais, principalmente plagioclásio e minerais opacos, estavam presentes nos sedimentos coletados por eles. Os fragmentos de cor acastanhada a preta foram identificados como basaltos a basaltos andesíticos, exceto para a camada de cinzas abaixo do fundo do mar, que foi encontrado vidro incolor e marrom com composições bimodais de basalto-riolito. Os basaltos e os andesitos basálticos são essencialmente afaníticos, geralmente contendo apenas alguns microfenocristais. Os fenocristais só se tornam visíveis em alguns andesitos e dacitos. No estudo, Fretzdorf e Smellie (2002) sugerem que a fonte mais provável das camadas de cinzas vulcânicas é a Ilha *Deception*, o maior e mais ativo vulcão da região da Península Antártica.

O testemunho GC06A, mais próximo da PA, apresentou minerais de cloreto (bromargirita e halita), quartzo e argilominerais (clorita e muscovita). A presença de clorita e muscovita é concordante com a análise mineralógica de argilominerais realizada por Jung *et al.* (2019) na plataforma da Península Antártica. Essa região é caracterizada por baixo teor de carbonato (<3%) e alto teor de opala biogênica (média de 15%), associados ao alto teor de clorita e muscovita e baixo conteúdo de ilita. Os altos valores de clorita na plataforma da PA se devem ao intemperismo físico de rochas metamórficas e sedimentares em condições de clima frio. Enquanto isso, a

presença constante de minerais de cloreto ao longo de todo o testemunho GC06A, sobretudo a halita, pode corroborar a importância de correntes de águas no transporte de sedimentos na BCB, uma vez que as águas da plataforma do Mar de Weddell que fluem nas proximidades da Península Antártica Ocidental, se dirigem quase que em sua totalidade para a Bacia de Bransfield. As águas profundas não conseguem sair da bacia devido às restrições topográficas, que atuam como armadilhas de sedimentos (WILSON *et al.*, 1991). Visto que as águas que chegam do Mar de Weddell são mais frias e salinas, eventualmente a presença de sais como bromargirita e halita (NaCl), detectados pela difratometria, pode ser consequência do processo de circulação das águas nesta região.

O Na é um elemento muito reativo, esta característica torna-o muito instável, sendo facilmente oxidado pelo oxigênio atmosférico ou pela água, oxidando-se rapidamente, e, portanto, difícil de ser detectado pela fluorescência de raios X. Como o Cl também é um elemento instável, outra explicação para a presença dos minerais halita e bromargirita pode ser dada através do trabalho de Martins (2020), em que detectou gás neste testemunho, provavelmente o gás presente no testemunho GC06A é o cloro em estado normal, daí a coloração amarelada dos sedimentos.

7 CONCLUSÃO

O estudo pôde classificar os testemunhos em três grupos de acordo com sua fonte de sedimentos e composição química. Um grupo com as propriedades químicas e mineralógicas semelhantes às rochas das ISS, o segundo grupo relacionado à contribuição sedimentar dos edifícios vulcânicos, e o terceiro associado aos processos marinhos, principalmente a circulação das águas no Bransfield. As águas da plataforma do Mar de Weddell fluem nas proximidades da Península Antártica, quase que em sua totalidade na direção do Estreito de Bransfield, sendo responsável pela deriva de sedimentos.

A avaliação conjunta da assinatura geoquímica e mineralógica dos sedimentos permitiu confirmar que as razões elementares Ti/Ca e Fe/Ca podem ser aplicadas como *proxies* na reconstituição de aporte terrígeno para a BCB, se considerarmos a contribuição sedimentar dos edifícios vulcânicos presentes na região. A razão Fe/K associada aos índices de alteração química reforçaram, ainda que de forma incipiente, um aumento do grau de intemperismo conforme aproximação das ISS, isto vai ao encontro de estudos que apontam para mudança climática principalmente nas ilhas subantárticas. Entretanto, na PA ainda ocorre o predomínio do intemperismo físico.

Estudos com registros marinhos utilizando *multiproxies* geoquímicos fornecem uma janela para os efeitos ambientais da variação do clima e, portanto, têm o potencial de ajudar a prever aquecimento na região da Península Antártica. A tendência de aumento da temperatura implica na importância do monitoramento da região.

7.1 Perspectivas futuras

Embora a datação dos sedimentos seja imprescindível para afirmar períodos de resfriamento e aquecimento, a análise simultânea de *proxies* geoquímicos, mineralógicos e geológicos podem colaborar de maneira comparativa com futuros estudos sobre oscilações climáticas, uma vez que sedimentos do Estreito de Bransfield revelam que o clima neste setor da Antártica tem sido inerentemente instável no final do Holoceno. O clima do Holoceno é importante para distinguir os ciclos climáticos naturais dos efeitos antropogênicos.

Em resumo, a ocorrência e a variação de determinados minerais em sedimentos marinhos, podem ser considerados como importantes ferramentas na interpretação de processos marinhos, relacionados com processos continentais, bem como, servir de base para inferências climáticas, em estudos futuros de reconstrução paleoambiental.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS:

ABRAM, N.J.; MULVANEY, R.; VIMEUX, F.; PHIPPS, S.J.; TURNER, J.; ENGLAND, M.H. **Evolution of the Southern Annular Mode during the past millennium.** Nature Climate Changes. vol.4. p.564.2014.

ABRAM, N.J., MULVANEY, R. WOLFF, E.W., TRIEST, J., KIPFSTUHL, S., TRUSEL, L.D. **Acceleration of snow melt in an Antarctic Peninsula ice core during the twentieth century.** Nature Geoscience 6, p. 1-8. 2013.

ANDERSON, J. B. **Antarctic Marine Geology.** Cambridge University Press. 289p. 1999.

ANDERSON, J. B., L. R. BARKET, M. A. THOMAS. **Seismic and sedimentological record of glacial events on the Antarctic Peninsula shelf.** Evolution of Antarctica. Cambridge University Press. p. 687–691.1991.

ANDERSON, J.B. **Ancient Glacial-Marine Deposits: Their Spatial and Temporal Distribution** *In:* MOLNIA, B.F (Ed.). Glacial-marine Sedimentation. Springer US. p. 3-92. 1983.

ANDERSON, J.B. e MOLNIA, B.F. **Glacial-marine sedimentation: Short course in geology.** 28th International Geological Congress, Washington DC, American Geophysical Union. p.233–65. 1989.

ANDERSON, J.B; BRAKE, C.; DOMACK, E.; MYERS, N.; WRIGHT, R. **Development of a Polar Glacial-Marine Sedimentation Model from Antarctic Quaternary Deposits and Glaciological Information.** *In:* Glacial-marine Sedimentation. Springer US. p. 233-264.1983.

AQUINO, F.E. **Conexão climática entre o modo anular do Hemisfério Sul com a Península Antártica e o sul do Brasil.** Tese de doutorado, Universidade Federal Do Rio Grande Do Sul, Instituto De Geociências Programa De Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre. 121 p. 2012.

ARAI, T. **Introduction to X-Ray Fluorescence Analysis.** *In:* BECKHOFF, B.; KANNGIEßER, B.; LANGHOOF, N.; WEDELL, R.; WOLFF, H. (Eds). Handbook of Practical X-Ray Fluorescence Analysis. 1º ed. Berlin-London, Springer, p. 1-31. 2006.

ARZ, H.W.; PATZOLD, J.; WEFER, G. **Correlated Millennial-Scale Changes in surface Hydrography and Terrigenous Sediment Yield Inferred from Last-Glacial Marine Deposits off Northeastern.** Brazil Quaternary Research 50 p. 157-166. 1998.

ASSINE, M.L. & VESELY, F.F. **Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil.** *In:* PEDREIRA DA SILVA, A.J.; ARAGÃO, A.N.F.; MAGALHÃES, A.J.C. Ambientes Glaciais (Eds.). Ed. Beca. p. 24-51. São Paulo. 2008.

BANFIELD, L. A. e ANDERSON, J. B. **Seismic facies investigation of the late**

quaternary glacial history of Bransfield basin, Antarctica. *Geology and Seismic Stratigraphy of the Antarctic Margin*, 68:123-140. 1997.

BANFIELD, L.; ANDERSON, J.B. **Seismic facies investigation of the Late Quaternary glacial history of Bransfield Basin, Antarctica.** *In: Cooper, A.K., Barker, P.F., Brancolini, G. (Eds.), Geology and Seismic Stratigraphy of the Antarctic Margin. Am. Geophys. Union, Antarct. Res. Ser. 68. p.123–140. 1995.*

BARBON DE SOUZA, A.L.M.L. **Variações no aporte terrígeno para o mar sul da china nos últimos 400 mil anos a partir de razões elementares de um testemunho marinho.** Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal do Paraná. Centro de estudos do mar. Curso de graduação em oceanografia. 2016.

BARKER, P.F.; AUSTIN, J. A. JR. **Crustal diapirism in Bransfield Strait, West Antarctica: Evidence for distributed extension in marginal basin formation.** *Geology*. vol. 22, p. 657–660. 1994.

BARKER, P. F. **The Cenozoic Subduction History of the Pacific Margin of the Antarctic Peninsula: Ridge Crest–trench Interactions.** *Geological Society of London Journal*. Vol. 139. p. 787–801. 1982.

BARKER, D.H.N.; AUSTIN, J.A. **Rift Propagation, Detachment Faulting, and Associated Magmatism in Bransfield Strait, Antarctic Peninsula.** *Journal of Geophysical Research*. Vol. 103. p. 24017–24043. 1998.

BARKER, P.F.; CAMERLENGHI, A.; ACTON, G.D. **Antarctic Peninsula – Antarctic Glacial History and Sea-level Change.** *Ocean Drilling Program. Leg Scientific Prospectus*. 178, n. 78. 1997.

BARKER, P.F.; DALZIEL, I.W.D.; STOREY, B.C. **Tectonic Development of the Scotia Arc Region.** *In: TINGLEY, R.J. (Ed.). Antarctic Geology. Oxford University Press. p. 215– 248. Oxford. 1991.*

BARKER, D.H.N.; CHRISTESON, G.L.; AUSTIN, J.A.; DALZIEL, I.W.D. **Backarc Basin Evolution and Cordilleran Orogenesis: Insights from New Ocean-bottom Seismograph Refraction Profiling in Bransfield Strait, Antarctica.** *Geology*. vol. 31(2). p. 107-110. 2003.

BARNARD, A.; WELLNER, J.S; ANDERSON, J.B. **Late Holocene climate change recorded in proxy records from a Bransfield Basin sediment core, Antarctic Peninsula.** *Polar Research*. vol 33. 2014.

BARRAND, N.E.; VAUGHAN, D.G.; STEINER, N.; TEDESCO, M.; KUIPERS M.; VAN DEN BROEKE, M.R.; HOSKING, J.S. **Trends in Antarctic Peninsula surface melting conditions from observations and regional climate modeling.** *Journal of Geophysical Research: Earth Science* 118. p. 1-16. 2013.

BENN, D.I.; EVANS, D.J.A. **Glaciers & Glaciation.** Second Edition. 2010.

BENTLEY M.J.; HODGSON D.A.; SMITH J.A.; O COFAIGH C.; DOMACK E.W.; LARTER R.D.; ROBERTS S.J.; BRACHFELD S., LEVENTER A.; HJORT C.; HILLENBRAND C.D.; EVANS J. **Mechanisms of Holocene paleoenvironmental change in the Antarctic Peninsula region.** *The Holocene*. Vol.19. p.51-69.2009.

BIRKENMAJER, K. **Evolution of the Bransfield Basin and Rift, West Antarctica.** In: Yoshida Y.; Kaminuma K.; Shirraishi K. (Eds.). *Recent Progress in Antarctic Earth Science.* Terra Scientific Publications. p.405-410. Tokyo. 1992.

BIRKENMAJER, K. **A guide to Tertiary geochronology of King George Island, West Antarctica.** *Polish Polar Research* 10. p. 555-579. 1989.

BLÜMEL, W.D. **Physische Geographie der Polargebiete.** Teubner Borntraeger, Stuttgart.1999.

BOULTON, G.S. **Subglacial Processes and the Development of Glacial Bedforms.** In: DAVIDSON-ARNOTT, R.; NICKLING, W.; FAHEY, B.D. (Eds.). *Research in Glacial, Glacio-fluvial and Glaciolacustrine Systems.* GeoBooks. p.1–31. Noruega. 1982.

BOULTON, G.S.; DEYNOUX, M. **Sedimentation in Glacial Environments and the Identification of Till and Tillites in Ancient Sedimentary Sequences.** *Precambrian Research.* Vol. 15. p. 397-422. 1981.

BOURGEOIS, J.; FAIRBRIDGE, R. W. **Modern glaciomarine environments.** In: *The Encyclopedia of Sedimentology,* page 355?357. Dowden, Hutchinson & Ross Stroudsburg, PA. 1978.

BOYCE, R. E. **Electrical resistivity of modern marine sediments from the bering sea.** *Journal of Geophysical Research.* 73(14):4759-4766. 1968.

BREEN, J.; SOUZA, P.; TIMMS, G.; MCCULLOCH, J.; OLLINGTON, R. **Analysis of Heavy Metals in Marine Sediment using a Portable X-ray Fluorescence Spectrometer Onboard an Autonomous Underwater Vehicle.** University of Tasmania. Crown. 2011.

BUKATOV, A.E., BUKATOV, A.A., BABII, M.V. **Regional variability of Antarctic sea ice extent.** *Russian Meteorology Hydrological.* Vol.41 (6). p.404–409.2016.

BURTON-JOHNSON, A. e RILEY, T. **Autochthonous v. accreted terrane development of continental margins: a revised in situ tectonic history of the antarctic peninsula.** *Journal of the Geological Society.* 172(6): p. 822-835. 2015a.

CASAS, D.; ERCILLA, G.; ESTRADA, F.; ALONSO, B.; BARAZA, J. **Physical and Geotechnical Properties and Assessment of Sediment Stability on the Continental Slope and Basin of the Bransfield Basin (Antarctica Peninsula).** *Marine Georesources and Geotechnology.* Vol. 22. p. 253–278. 2004.

CATALÁN, M.; GALINDO-ZALDIVAR, J.; DAVILA, J.M.; MARTOS, Y.M.; MALDONADO, A.; GAMBOA, L.; SCHREIDER, A.A. **Initial Stages of Oceanic Spreading in the Bransfield Rift from Magnetic and Gravity Data Analysis.** *Tectonophysics.* Vol 585. p.102–112. 2013.

CHEEL, R.J.; RUST, B.R. **Coarse Grained Facies of Glaciomarine Deposits Near Ottawa, Canadá.** In: DAVIDSON-ARNOTT, R.; NICKLING, W.; FAHEY, B.D. (Eds). *Research in Glaciofluvial and Glaciolacustrine Systems.* Geobooks. p.279–95. Norwich. 1982.

CHRIST, A.J.; TALAIA-MURRAY, M.; ELKING, N.; DOMACK, E.W.; LEVENTER, A.; LAVOIE, C.; BRACHFELD, S.; YOO, K.; GILBERT, R.; JEONG, S.; PETRUSHAK, S.; WELLNER, J.; THE LARISSA GROUP. **Late Holocene glacial advance and ice shelf growth in Barilari Bay, Graham Land, west Antarctic Peninsula.** GSA Bulletin. vol. 127.p. 297–315.2015.

CHRISTOPHERSON, R.W. **Geossistemas: uma introdução à Geografia Física.** Tradução Francisco Eliseu Aquino et al. revisão técnica: Francisco Eliseu Aquino, Jefferson Cárdia Simões, Ulisses Franz Bremer. Porto Alegre: 7ª ed, Bookman. 728 p. 2012.

CLOWES, A.J. **Hydrology of the Bransfield strait.** Discovery Reports. vol. 9, p.1- 64. 1937.

CONROY, J.L.; OVERPECK, J.T.; COLE, J.E. **El Niño/Southern Oscillation and changes in the zonal gradient of tropical Pacific sea surface temperature over the last 1.2 ka.** PAGES News.vol.18 (1). p.32–36.2010.

DALZIEL, I.W.D.; ELLIOT, D.H. **The Scotia Arc and Antarctic Margin.** In: NAIRN, A. E. M.; STEHLI, F.G. (Eds.). **The South Atlantic - the Ocean Basins and Margins.** Plenum, New York. p.171-245. 1973.

DIEKMANN, B.; KUHN, G.; RACHOLD, V.; ABELMANN, A.; BRATHAUER, U.; FUTTERER, D.K.; GERSONDE, R.; GROBE, H. **Terrigenous sediment supply in the Scotia Sea (Southern Ocean): response to late quaternary ice dynamics in Patagonia and on the Antarctic Peninsula.** Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology. vol.162 (3–4), p.357–387. 2000.

DIAS, J. **A análise sedimentar e o conhecimento dos sistemas marinhos** (uma introdução à oceanografia geológica). Universidade do Algarve. UALg, 84p. E-book disponível em: https://www.researchgate.net/publication/236551412_A_ANALISE_SEDIMENTAR_E_O_CONHECIMENTOS_DOS_SISTEMAS_MARINHOS_Uma_Introducao_a_Oceanografia_Geologica_Acesso_em_2020.2004

DOMACK, E.W.; ISHMAN, S.E. **Oceanographic and Physiographic Controls on Modern Sedimentation Within Antarctic Fjords.** Geological Society of America Bulletin. Vol. 105(9). p. 1175–1189. 1993.

DOMACK, E.W., FOSS, D.J.P., SYVITSKI, J.P.M. AND MCCLENNEN, C.E. **Transport of suspended particulate matter in an Antarctic fjord.** Marine Geology Vol. 121.p. 161–70. 1994.

DOMACK, E.; Powell, R. **Modern glaciomarine environments and sediments: An antarctic perspective.** In Past Glacial Environments. p. 181-272. Elsevier. 2018.

DOMACK, E. W.; Lawson, D. E. **Pebble fabric in an ice-rafted diamiction.** *Journal of Geology*, **93**: 577- 591. 1985.

DOMACK, E.W. **Holocene record from the Antarctic Peninsula: 200 to 1800 year oscillations.** GSA Annual Meeting. Novembro 5-8. 2001.

DOMACK E.; LEVENTER A.; DUNBAR R.; TAYLOR F.; BRACHFELD S.; SJUNNESKOG, C. **Chronology of the Palmer Deep site, Antarctic Peninsula; a Holocene paleoenvironmental reference for the circum-Antarctic.** The Holocene. vol.11.p. 19.2001.

DOWDESWELL, J. A. **Processes of glaciomarine sedimentation.** Progress in Physical Geography. 11(1). P. 52-90. 1987.

DUARTE, V.S. Estrutura e variabilidade interanual das massas de água no estreito de Bransfield (Antártica) durante os verões austrais de 2003 e 2004. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 143 p. 2006.

EGGLETON, R.A., FOUDOULIS, C., VARKEVISSER, D. **Weathering of basalt: changes in rock chemistry and mineralogy.** Clays and Clay Minerals 35 (3). p.161-169. 1987.

EINAUDI, M.T.; HEDENQUIST, J.W.; INAN, E.E. **Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: transitions from porphyry to epithermal environments.** Society Economy Geology Spec. Vol.10. p. 285-313. 2003.

EKAYKIN, A.A., KOZACHEK, A.V., LIPENKOV, V.Y., SHIBAEV, Y.A. **Multiple climate shifts in the Southern Hemisphere over the past three centuries based on central Antarctic snow pits and core studies.** Annals Glaciology. Vol. 55 (66).p. 259–266.2014
ELLWOOD, B. B.; CRICK, R. E.; HASSANI, A. E.; BENOIST, S. L., e YOUNG, R. H. Magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy method applied to marine rocks: detrital input versus carbonate productivity. Geology, V.28(12). p. 1135-1138. 2000.

ERCILLA, G.; BARAZA, J.; ALONSO, B.; CANALS, M.; STOKER, M.S.; EVANS, D.; CRAMP, A. **Recent Geological Processes in the Central Bransfield Basin (Western Antarctic Peninsula).** In: Stoker, M.S., Evans, D. (Eds.), Geological Processes on Continental Margins: Sedimentation, Mass-Wasting and Stability. Geological Society of London Special Publication 129. p. 205–216. 1998.
EYLES, C. H.; EYLES, N.; MIALL, A. D. **Models of Glaciomarine Sedimentation and Their Application to the Interpretation of Ancient Glacial Sequences.** Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. Vol. 51. p. 15-84. 1985.

FABRÉS, J.; CALAFAT, A.; CANALS, M.; BÁRCENA, M. A.; FLORES, J.A. **Bransfield Basin fine grained sediments: Late Holocene sedimentary processes oceanographic conditions.** The Holocene. v.10, p. 703-718, 2000.

FEDO, C.M., NESBITT, H.W., YOUNG, G.M. **Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance.** Geology 23 (10). p. 921-924. 1995.

FERRETTI, M. **Princípios e aplicações de espectroscopia de fluorescência de Raios X (FRX) com instrumentação portátil para estudo de bens culturais.** Revista CPC. São Paulo, n. 7. p. 74-98. Abril. 2009.

FIGUEIREDO, M.O.; NAVE, S.; SILVA, T.P. **Sedimentos marinhos: caracterização química expedita por espectrometria de fluorescência de raios X.** Revista Electrónica de Ciências da Terra. Sociedade Geológica de Portugal. Vol. 13. nº 10 2010.

FLINT, R. F. *Glacial and Pleistocene Geology*. New York, John Wiley & Sons, 533p. 1957.

FRETZDORFF, S.; e SMELLIE, J.L. **Electron microprobe characterization of ash layers in sediments from the central Bransfield basin (Antarctic Peninsula): evidence for at least two volcanic sources**. *Antarctic Science*. Vol 14 (4): p. 412–421. 2002.

FOX-KEMPER, B, H. T; HEWITT, C; XIAO, G; ADALGEIRSDÓTTIR, S. S; DRIJFHOUT, T. L; EDWARDS, N. R; GOLLEDGE, M; HEMER, R. E; KOPP, G; KRINNER, A; MIX, D; NOTZ, S; NOWICKI, I. S; NURHATI, L; RUIZ, J-B; SALLÉE. A. B. A; SLANGEN, Y. YU. *Ocean, Cryosphere and Sea Level Change*. In: ***Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*** [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press. In Press. 2021.

GALINDO-ZALDIVAR, J.; GAMBOA, L.; MALDONADO, A.; NAKAO, S.; BOCHU, Y. *Bransfield Basin Tectonic Evolution*. In: FUTTERER, D.K.; DAMASKE, D.; KLEINSCHMIDT, G.; MILLER, H.; TESSENSOHN F. (Eds.). ***Antarctica - Contributions to Global Earth Sciences***. Springer-Verlag. p .243–248. 2006.

GAMA JR, E. G.; PERINOTTO, J. A. J.; RIBEIRO, H. J. P. S.; PÁDULA, E. K. **Contribuição ao Estudo da Ressedimentação no Subgrupo Itararé: Tratos de Fácies e Hidrodinâmica Depositional**. *Revista Brasileira de Geociências*. Vol. 22. p. 228-236. 1992.

GARCÍA, M.A.; CATRO, C.G.; RÍOS, A.F.; DOVAL, M.D.; ROSÓN, G.; GOMIS, D.; LÓPEZ, O. **Water masses and distribution of physico-chemical properties in the western Bransfield strait and Gerlache strait during austral summer 1995/96**. *Deep-Sea Research II*. Vol. 49, n 4-5, p.585-602. 2002.

GARCÍA, M.; ERCILLA, G.; ALONSO, B.; CASAS, D.; DOWDESWELL, J. A. **Sediment lithofacies, processes and sedimentary models in the Central Bransfield Basin, Antarctic peninsula, since the Last Glacial Maximum**. *Marine Geology* 290.vol.14, p.1-16. 2011.

GARCÍA, M.; ERCILLA, G.; ANDERSON, J. B.; ALONSO, B. **New insights on the post-rift seismic stratigraphic architecture and sedimentary evolution of the Antarctic peninsula margin (Central Bransfield Basin)**. *Marine Geology* 251. p. 167-182. 2008.

GARCÍA, M.; LÓPEZ, O.; SOSPEDRA, J.; ESPINO, M.; GRÀCIA, V.; MORRISON, G.; ROJAS, P.; FIGA, J.; PUIGDEFÁBREGAS, J.; SÁNCHEZ-ARCILLA, A. **Mesoscale variability in the Bransfield Strait region (Antarctica) during austral summer**. *Annales Geophysica*. vol. 12. N.9. p. 856-867. 1994.

GOLDBERG, K., HUMAYUN, M. **The applicability of the Chemical Index of Alteration as a paleoclimatic indicator: An example from the Permian of the**

Paraná Basin. Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 293 p. 175-183. 2010.

GONZÁLEZ-CASADO, J.M.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; GINER, J. **Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: Not a normal backarc basin.** *Geology*. vol. 28. N11. p. 1043–1046. 2000.

GORDON, A. L.; NOWLIN JR.; W.D. **The basin waters of the Bransfield strait.** *Journal of Physical Oceanography*. vol.8, p. 258-264. 1978.

GOVIN, A.; HOLZWARATH, U.; HESLOP, D.; FORD KEELING, L.; ZABEL, M.; MULITZA, S.; COLLINS, J.A.; CHIESSI, C.M. **Distribution of major elements in Atlantic surface sediments (36 N–49 S):** Imprint of terrigenous input and continental weathering. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 13, n. 1. 2012.

GRÀCIA, E.; CANALS, M.; FARRÀN, M.; PRIETO, M.J.; SORRIBAS, J. GEBRA TEAM. **Morphostructure and evolution of the Central and Eastern Bransfield Basins (NW Antarctic Peninsula).** *Marine Geophysical Researches*. vol. 18, p. 429–448. 1996.

GRÀCIA, E.; CANALS, M.; FARRÀN, M.; SORRIBAS, J.; PALLÀS, R. **Central and Eastern Bransfield Basins (Antarctica) from high-resolution swath-bathymetry data.** *Antarctic Science*. vol. 9, p. 168–180. 1997.

GRIFFITH, T.W.; ANDERSON, J.B. **Climatic control of sedimentation in bays and fjords of the northern Antarctic Peninsula.** *Marine Geology* 85. p. 181-204. 1989.

HANFLAND, C. **Radium-226 and radium-228 in the Atlantic sector of the Southern Ocean.** Thesis (PhD) - Universität Bremen, Alfred-Wegener Institut für Polar und Meeresforschung, Fachbereich Geowissenschaften, Germany, Bremerhaven. 2002.

HASS, H.C.; KUHN, G.; MONIEN, P.; BRUMSACK, H.-J.; FORWICK, M. **Climate fluctuations during the past two millennia as recorded in sediments from Maxwell Bay, South Shetland Islands, West Antarctica.** In HOWE, J.A., AUSTIN, W.E.N., FORWICK, M. & PAETZEL, M., eds. *Fjord systems and archives*. Geological Society of London, Special Publication, 344. p.243–260.2010.

HAUG, G. H., K. A.; HUGHEN, D. M.; SIGMAN, L. C.; PETERSON, U. **Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene.** *Science* 293(5533). p.1304-1308. 2001.

HEROY D.; ANDERSON J.B. **Ice sheet extent on the Antarctic Peninsula during the last glacial maximum (LGM)*insights from glacial geomorphology.** *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 117.p. 1497-1512. 2005

HEROY D.C.; ANDERSON J.B. **Radiocarbon constraints on Antarctic Peninsula ice sheet retreat following the Last Glacial Maximum (LGM).** *Quaternary Science Reviews*. Vol. 26. p.3286-3297.2007.HEROY, D.C.; SJUNNESKOG, C.; ANDERSON, J.B. **Holocene climate change in the Bransfield Basin, Antarctic Peninsula; evidence from sediment and diatom analysis.** *Antarctic Science*. vol.20.2008.

HOWE, J. A. **Sedimentary processes and variations in slope-current activity during the glacial-interglacial episode on the Hebrides slope, northern Rockfall Trough, North Atlantic Ocean.** *Sedimentary Geology*. Vol. 96. p.201–230.1995.

INGOLFSSON, O.; HJORT, C.; BERKMAN, P.A.; BJORCK, S.; COLHOUN, E.; GOODWIN, I.D.; HALL, B.; HIRAKAWA, K.; MELLES, M.; MOLLER, P.; PRENTICE, M.L. **Antarctic Glacial History Since the Last Glacial Maximum: An Overview of the Record on Land.** *Antarctic Science*. Vol. 10(3). p. 326-344. 1998.

KANAO, M. **Seismicity in the Antarctic continent and surrounding ocean.** *Open Journal of Earthquake Research* 3: 5–14. 2015.

KELLER, R.A., FISK, M.R., WHITE, W.M. & BIRKENMAJER, K. **Isotopic and trace element constraints on mixing and melting models of marginal basin volcanism, Bransfield Strait, Antarctica.** *Earth and Planetary Science Letters*. Vol 111. p. 287–303. 1991.

KHIM, B.K.; KANG, H. Y. C.Y.; BAHK, J.J. **Unstable Climate Oscillations during the Late Holocene in the Eastern Bransfield Basin, Antarctic Peninsula.** *Quaternary Research*. vol. 58, P. 234–245. 2002.

KLINKHAMMER, G.P.; CHIN, C.S.; KELLER, R. A.; DAHLMANN, A.; SAHLING, H.; SARTHOU, G. PETERSEN, S.; SMITH, F.; WILSON, C. **Discovery of new hydrothermal vent sites in Bransfield strait, Antarctica.** *Earth and Planetary Science Letters*. vol. 193, p. 395-407. 2001.

KORTENIEMI, J.; RUSSELL, H, A.J.; SHARPE, D.R.; STORRAR, R.D. **Encyclopedia of Planetary Landforms.** Springer Science Business Media New York. 2014.

LARTER, R.D.; BARKER, P.F. **Effects of Ridge Crest-trench Interaction on Antarctic- Phoenix Spreading: Forces on a Young Subducting Plate.** *Journal of Geophysical Research*. Vol. 96. p. 19586–19607. 1991.

LARTER, R. D. M.; REBESCO, L. E.; VANNESTE, A. P. GAMBÔA.; BARKER., P.F. **Cenozoic tectonic, sedimentary and glacial history of the continental shelf west of Graham land, Antarctic Peninsula.** *Geology and seismic stratigraphy of the antarctic margin, Part2. Antarctica. R. Ser. 71. p.1–27. 1997.*

LAWVER, L.A.; SLOAN, B.J.; BARKER, D.H.N.; GHIDELLA, M.; VON HERZEN, R.P.; KELLER, R.A.; KLINKHAMMER, G.P.; CHIN, C.S. **Distributed, active extension in Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: Evidence from multibeam bathymetry.** *GSA Today* 11. vol. 6, p. 1–6. 1996.

LE BAS, J.; STRECKEISEN, A.L. **The IUGS systematics of igneous rocks.** *Journal of the Geological Society, London* 148. p. 825-833. 1991.

LEE, J.I.; YOON, H.I.; YOO, K-C.; LIM, H.S.; LEE, Y.I.; K, D.; BAK, Y-S.; ITAKI, T. **Late Quaternary Glacial–interglacial Variations in Sediment Supply in the Southern Drake Passage.** *Quaternary Research*. Vol. 78. p.119-129. 2012.

LEE, J. I.; PARK, B.-K.; JWA, Y.-J.; YOON, H. I.; YOO, K. C.; e KIM, Y. **Geochemical characteristics and the provenance of sediments in the Bransfield Strait, west Antarctica.** *Marine Geology*, 219(2-3):81-98. 2005.

LEE, Y.I., LIM, H.S., YOON, N.I. **Geochemistry of soils of King George Islands, South Shetland Islands, West Antarctica: Implication for pedogenesis in cold**

- polar regions.** *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68 (21). p. 4319-4333. 2004.
- LEPSCH, I.F. **19 Lições de Pedologia.** São Paulo: Ed.Oficina de Texto, 455 p. 2011.
- LEWIS, D.W., MCCONCHIE, D. **Analytical Sedimentology.** New York, Chapman & Hall, 197 p. 1994.
- LEVENTER, A.; DOMACK, E. W.; ISHMAN, S.E.; BRACHFELD, S.; MCLENNEN, C.E.; MANLEY, P. **Productivity cycles of 200-300 years in the Antarctica peninsula region: understanding linkages among the sun, atmosphere, oceans, sea ice, and biota.** *GSA Bulletin*. 108. p.1626-1644. 1996.
- LI, X.; HOLLAND, D.M.; GERBER, E.P.; YOO, C. **Impacts of the north and tropical Atlantic Ocean on the Antarctic Peninsula and sea ice.** *Nature*. p. 505-538.2014.
- LONNE, I. **Sedimentary Facies and Depositional Architecture of Ice-Contact Glaciomarine Systems.** *Sedimentary Geology*. Vol. 98. p. 13-43. 1995.
- LÓPEZ, O.; GARCÍA, M.; GOMIS, D.; ROJAS, P.; SOSPEDRA, J.; SÁNCHEZ-ARCILLA, A. Hydrographic and hydrodynamic characteristics of the eastern basin of the bransfield strait (Antarctica). *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 46. vol.10, p. 1755-1778. 1999.
- LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. SCHMID, T., SERRANO, E., MINK, S., NIETO, A., S. GUILLASO., S. **Geomorphology and Surface landforms distribution in selected ice-free areas in the South Shetland Islands, Northern Antarctic Peninsula Region.** *Cuadernos de Investigación Geográfica* 42 (2). 2016. em prensa.
- LOWE, D. R. **Sediment Gravity Flows: II. Depositional Models with Special Reference to the Deposits of Highdensity Turbidity Currents.** *Journal of Sedimentary Petrology*. Vol. 52. p. 279-297. 1982.
- LOWE, D. R. **Sediment Gravity Flows: Their Classification and Some Problems of Application to Natural Flows and Deposits.** In: Doyle, L. J. & Pilkey, O. H. (eds.) *Geology of Continental Slopes*. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Vol. 27. p. 75-82. 1979.
- LÜNING, S.; GALKA, M.; VAHRENHOLT, F. **The Medieval Climate Anomaly in Antarctica.** *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* Vol. 532. 2019.
- MADEJSKI, P.; RAKUSA-SUSZCZEWSKI, S. **Annual Observations of Iceberg as Tracers of Water Movement in the Bransfield Strait in Front of Admiralty Bay (King George, South Shetland Islands).** *Antarctic Science*. Vol. 2(3). p. 259 - 263. 1990.
- MAGRANI, F.J.G. **Caracterização sedimentar glaciomarinha da deglaciação da baía do Almirantado desde o Último Máximo Glacial, arquipélago das Shetland do Sul, Antártica.** Dissertação de Mestrado, Universidade Federal Fluminense, Departamento de Geologia/Lagemar, Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha. Niterói, Rio de Janeiro. 201 p. 2014.

MAHIQUES, M. M.; WAINER, I. K. C.; BURONE, L.; NAGAI, R.; E SOUSA, S. H. D. M.; FIGUEIRA, R. C. L.; DA SILVEIRA I. C. A.; BÍCEGO, M. C.; ALVES, D. P.V., HAMMER, Ø. **A high-resolution Holocene record on the Southern Brazilian shelf: paleoenvironmental implications.** Quaternary International, v. 206, n. 1, p. 52--61. 2009.

MAJDAŃSKI, M.; ŚRODA, P.; MALINOWSKI, M.; CZUBA, W.; GRAD, M.; GUTERCH, A.; HEGEDŰS, E. **3D Seismic Model of the Uppermost Crust of the Admiralty Bay Area, King George Island, West Antarctica.** Polish Polar Research. Vol. 29 (4). p. 303–318. 2008.

MAKINEN, K.; PALMU, J-K.; TEERIAHO, J.; RONTY, H.; RAUHANIEMI, T.; JARVA, J. **Valtakunnallisesti Arvokkaat Moreenimuodostumat. Suomen Ymparisto.** n. 14. p. 1- 124. Helsinki. 2007.

MALDONADO, A.; LARTER, R.D.; ALDAYA, F. **Forearc Tectonic Evolution of the South Shetland Margin, Antarctic Peninsula.** Tectonics. Vol. 13. p. 1345–1370. 1994.

MARTINS, M.S. **Índices petrofísicos de sedimentos marinhos e suas respostas frente a flutuações climáticas do Holoceno Tardio, Bacia Central de Bransfield – Antártica.** Dissertação de Mestrado, Universidade Federal Fluminense, Departamento de Geologia/Lagemar, Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha. Niterói, Rio de Janeiro. 210p. 2020.

MARINONI, L.; SETTI, M.; SALVI, C.; LOPEZ-GALINDO, A. **Clay minerals in late Quaternary sediments from the south Chilean margin as indicators of provenance and palaeoclimate.** Clay Miner. 43 (2), p.235–253. 2008.

MELO JUNIOR, A.S. **Análise quantitativa do material particulado na região de Campinas através das técnicas de microfluorescência de raios-X e reflexão total usando radiação síncrotron.** Tese de Doutorado em Química, Universidade de Campinas. Campinas, São Paulo, 2007.

MENDONÇA, T. **Mineralogia e capacidade de absorção de chumbo da fração argila de solos da Península Fildes, Ilha Rei George, Antártica Marítima.** Universidade Federal do Paraná. Programa de Pós-graduação em Ciência do Solo. Departamento de Solos e Engenharia Agrícola. 75 p. 2011.

MICHALCHUK B.R.; ANDERSON J.B.; WELLNER J.S.; MANLEY P.L., MAJEWSKI W.; BOHATY S. **Holocene climate and glacial history of the northeastern Antarctic Peninsula: the marine sedimentary record from a long SHALDRIL core.** Quaternary Science Reviews.vol.28.2009.

MILLER, G.H.; GEIRSDOTTIR, A.; ZHONG, Y.F.; LARSEN, D.J.; OTTO-BLIESNER, B.L.; HOLLAND, M.M.; BAILEY, D.A.; REFSNIDER, K.A.; LEHMAN, S.J.; SOUTHON, J.R.; ANDERSON, C.; BJORNSSON, H.; THORDARSON, T. **Abrupt onset of the Little Ice Age triggered by volcanism and sustained by sea-ice/ ocean feedbacks.** Geophysical Research Letters. vol. 39.2012.

MILLIKEN, K.T.; ANDERSON, J.B.; WELLNER, J.S.; BOHATY, S.M.; MANLEY, P.L. **High-resolution climate history of Maxwell Bay, South Shetland Islands, Antarctica.** Geological Society of America Bulletin. vol.121.2009.

- MITCHELL, C.J. **Industrial Minerals Laboratory Manual – Flake Graphite**. Nottingham: British Geological Survey. 31p. 1993.
- MONIEN, P.; SCHNETGER, B.; BRUMSACK, H.J.; HASS, H.C.; KUHN, G. **A geochemical record of late Holocene palaeoenvironmental changes at King George Island (maritime Antarctica)**. Antarctic Science 23 (3). p. 255-267. 2011.
- MUTTI, E. **Turbidite Sandstones**. Parma, Agip and Università di Parma. 275p. 1992.
- NASCIMENTO, F. V.F. **Técnicas analíticas nucleares de fluorescência de raios X por dispersão de energia (ED-XRF) e por reflexão total (TXRF)**. Departamento de ciências exatas/ESALQ. USP. São Paulo. Julho. 1999.
- NEMEC, W. **Aspects of Sediments Movements on Steep Delta Slopes**. In: Colella, A. & Prior, D. B. (ed.) Coarse-Grained Deltas. International Association of Sedimentologists. Special Publication. Vol. 10. p. 29-73. 1990.
- NESBITT, H.W., YOUNG, G.M. **Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites**. Nature 299. p. 715-717. 1982.
- NEUMANN, R.; SCHNEIDER, C.L.; ALCOVER-NETO, A. **Caracterização Tecnológica de Minérios**. In: LUZ, A.B. et al. (Eds). Tratamento de Minérios. 4 ed. Rio de Janeiro, RJ, Brasil: Centro de Tecnologia Mineral. p.55- 112.2004.
- NIILER, P.P.; AMOS, A.; HU, J-H. **Water masses and 200m relative geostrophic circulation in the western Bransfield Strait region**. Deep-Sea Research, v.38.n8-9.p. 943-959.1991.
- PATTERSON, C. J.; HOOKE, R. **Physical Environment of Drumlin Formation**. Journal of Glaciology. Vol. 41(137). p. 30–8. 1996.
- PICKERING, K. T.; HISCOTT, R. N.; HEIN, F. J. **Deep Marine Environments: Clastic Sedimentation and Tectonics**. London, Unwin Hyman. 416 p.1986.
- PETERSEN, S.; HERZIG, P.M.; SCHWARZ-SCHAMPERA, U.; HANNINGTON, M.D.; JONASSON, I.R. **Hydrothermal precipitates associated with bimodal volcanism in the Central Bransfield Strait, Antarctica**. Mineralium Deposita. Vol. 39. p. 358–379. 2004.
- PETER, H.U.; BUESSER, C.; MUSTAFA, O.; PFEIFFER, S. **Risk assessment for the Fildes Peninsula and Ardley Island, and development of management plans for their designation as Specially Protected or Specially Managed Areas**. Environmental research of the federal ministry of the environment, nature conservation and nuclear safety. Dessau-Roblau, 2008.
- PRIETO, M.J.; ERCILLA, G.; CANALS, M.; BATIST, M. **Seismic stratigraphy of the Central Bransfield Basin (nw Antarctic peninsula): interpretation of deposits and sedimentary processes in a glacio-marine environment**. Marine Geology 157. p. 47-68. 1999.
- POWELL, R.D. **A Model for Sedimentation by Tidewater Glaciers**. Annals of Glaciology, 2.p.129–34. 1981.

POWELL, R. D. & MOLNIA, B. F. Glacimarine Sedimentary Processes, Facies, and Morphology of the Southsoutheast Alaska Shelf and Fjords. *Marine Geology*. Vol. 85. p. 359-390. 1989.

RAKUSA-SUSZCZEWSKI, S. King George Island – South Shetland Island, maritime Antarctic. In BEYER, L.; BÖLTER, M. (eds.). **Geoecology of antarctic ice free coastal landscapes**. Springer. Berlin. p. 23-40. 2002.

RICHTER, T.O.; SJERRY VAN DER GAAST, B.K.; VAARS, A.A.D.; GIELES, R.; STIGTER, H.C.; HASS, H.; VAN WEERING, T.C.E. **The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments**. Geological Society, London, Special Publications 267.1: 39–50.2006.

REINECK, H.E.; SINGH, L.B. **Depositional Sedimentary Environments**. Springer-Verlag. Berlin. 1975.

REYNOLDS, J.M. **Distribution of mean annual air temperatures in the Antarctic Peninsula**. British Antarctic Survey Bulletin. Vol.54. p.123-133. 1981.

ROSA, K.K.; VIEIRA, R.; ACUÑA, F.J.F.; SIMÕES, J.C.; **Interpretação geomorfológica e evolução do ambiente de deglaciação da geleira Ecology, ilha Rei George, Antártica**. Pesquisa Antártica Brasileira, vol.5. p. 81-93. 2012.

SANGRÀ, P.; GORDO, C.; HERNÁNDEZ-ARENCIBIA, M.; MARRERO-DÍAZ, A.; RODRÍGUEZ-SANTANA, A.; STEGNER, A.; MARTÍNEZ-MARRERO, A.; PELEGRÍ, J. L.; PICHON, T. **The Bransfield current system**. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. Vol 58(4). p. 90-402. 2011.

SANTOS, I.R.; FÁVERO, D.I.T.; SCHAEFER, C.E.G.R.; SILVA-FILHO, E.V. **Sediment geochemistry in coastal maritime Antarctic (Admiralty Bay, King George, Island): Evidence from rare earths and other elements**. *Marine Chemistry* 107. p.464-474. 2007.

SCAR. Disponível em < <https://www.scar.org/> > Acesso em Janeiro/2020.

SCHON, J. H. Physical properties of rocks: **Fundamentals and principles of Petrophysics**. vol. 65. Elsevier. 2015. SCIENTIFIC COMMITTEE ON ANTARCTIC RESEARCH. Antarctic Science and Policy Advice in a Changing World – Strategic Plan 2011-2016. International Council to Science. Cambridge. 34 p. 2011.

SCHNURRENBERGER, D.; RUSSEL, J.; KELTS, K. Classification of lacustrine sediments based on sedimentary components. *Journal of Paleolimnology* 29. p. 141-154. 2003.

SILVA, E.O. **Caracterização morfológica e geoacústica dos sedimentos de fundo na margem continental da península antártica**. Trabalho de conclusão de curso, Universidade Federal Fluminense. Departamento de Geologia/Lagemar, Curso de Graduação em Geologia e Geofísica Marinha. Niterói, Rio de Janeiro. 86 p. 2017.

SILVA, L.A. **Caracterização mineralógica por difração de raios x e determinação de terras raras por icp-ms de rochas da região sul da Bahia**. Dissertação de mestrado. Universidade Federal de Minas Gerais. Escola de Engenharia. Minas Gerais, Belo Horizonte. 2013.

SILVA, M.L.P.; SOUSA, B.V.; FERREIRA, H.S.; RODRIGUES, M.G.F. **Caracterização da argila bentonítica submetida a tratamentos térmicos e químicos por FRX, DRX e ATD.** Anais do 48º Congresso Brasileiro de Cerâmica. Curitiba-PR.7p. 2004.

SIMAS, F.N.B.; SCHAEFER, C.E.G.R.; ALBUQUERQUE-FILHO, M.R.; FRANCELINO, M.R.; FERNADES-FILHO, E.I.; DA COSTA, L.M. **Genesis, properties and classification of cryosols from Admiralty Bay, Maritime Antarctica.** Geoderma 144. p. 116-122. 2006.

SIMMS, A. R.; MILLIKEN, K. T.; ANDERSON, J. B.; WELLNER, J. S. **The marine record of deglaciation of the South Shetland Islands, Antarctic since the Last Glacial Maximum.** Quaternary Science Reviews 30. p. 1583-1601. 2011.

SIMÕES, J.C. **O ambiente antártico: domínio de extremos.** In: Simões, J.C. et al. **Antártica e as Mudanças Globais: um desafio para a humanidade.** Série Sustentabilidade. São Paulo: Ed. Blucher. p. 15–27. 2011.

SMELLIE, J.L.; PANKHURST, R.J.; THOMSON, M.R.A.; DAVIS, R.E.S. **The Geology of South Shetland Islands.** Stratigraphy, Geochemistry and Evolution. British Antarctic Survey Bulletin. n. 87. p. 1–85. 1984.

SOLHEIM, A.; RUSSWURM, L.; ELVERHOI, A.; BERG, M.N. **Glacial Geomorphic Features in the Northern Barents Sea: Direct Evidence for Grounded Ice and Implications for the Pattern of Deglaciation and Late Glacial Sedimentation.** In: DOWDESWELL, J.; SCOURSE, J. D. (Eds.). *Glacimarine Environments: Processes and Sediments.* Geological Society, Special Publication. n. 53. p. 253–68. London. 1990.

STAMMERJOHN, S.E. E SMITH, R.C. **Spatial and temporal variability of western Antarctic Peninsula sea ice coverage.** In. Ross, R.M., Hofmann, E.E. and Quetin, L.B. (eds) *Foundations for ecological research west of the Antarctic Peninsula.* Antarctic Research Series, v. 70, p. 81–104, 1996.

STEIG, E., D.; SCHNEIDER, S.; RUTHERFORD, M.; MANN, J.; COMISO, E D. SHINDELL. **Warming of the Antarctic ice-sheet surface since the 1957.** International Geophysical Year. Nature, 457. 2009.

STENNI, B.; CURRAN, M.A.J.; ABRAM, N.J.; ORSI, A.; GOURSAUD, S.; MASSON-DELMOTTE, V.; NEUKOM, R.; GOOSSE, H.; DIVINE, D.; VAN OMMEN, T.; STEIG, E.J.; DIXON, D.A.; THOMAS, E.R.; BERTLER, N.A.N.; ISAKSSON, E.; EKAYKIN, A.; FREZZOTTI, M.; WERNER, M. **Antarctic climate variability at regional and continental scales over the last 2,000 years.** Climate Past. vol.13.p. 1609–1634.2017.

ST--ONGE, G.; MULDER, T.; FRANCUS, P.; LONG, B. **Chapter two continuous physical properties of cored marine sediments.** Developments in marine geology, v. 1, p. 63--98, 2007.

TAYLOR F.; SJUNNESKOG C. **Postglacial marine diatom record of the Palmer Deep, Antarctic Peninsula (ODP Leg 178, Site 1098).** Diatom assemblages. Paleooceanography. Vol.17. (n.1026).2002.

TERENCE, V. **Foraminíferos e Geoquímica sedimentar em regiões com atividade hidrotermal na Antártica: Deception e Three Sisters**. Tese de doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica. Universidade de São Paulo. 2019.

TIWARI, A.; KRISHNAN K.P.; RAVINDRA, R. **The Story of Antarctica**. National Centre for Antarctic and Ocean Research, 2008.

THOMAS, E., G. MARSHALL, AND J. MCCONNELL. **A doubling in snow accumulation in the western Antarctic Peninsula since 1850**. Geophysical Research. Lett, n. 35. 2008.

TOKARCZYK, R. **Classification of water masses in the Bransfield Strait and southern part of Drake Passage using a method of statistical multidimensional analysis**. Polish Polar Research, v. 8. n.4, p.333-366. 1987.

TONELLI, M.; MARCELLO. F.; FERRERO, B.; WAINER, I. **Warm Deep Water Variability During the Last Millennium in the CESM–LME: Pre-Industrial Scenario versus Late 20th Century Changes**. Geosciences. vol. 9, p.346.2019.

TRUSEL, L. D.; POWELL, R., CUMPSTON, R.; BRIGHAM-GRETTE, J. **Modern glacial processes and potential future behaviour of kronebreen and kongsvegen polythermal tidewater glaciers, kongsfjorden, svalbard**. Geological Society. London. Special Publications. 344(1). p 89-102. 2010.

TURNER, J.; BINDSCHADLER, R.; CONVEY, P.; PRISCO, G.D.; FAHRBACH, E.; GUTT, J.; HODGSON, D.; MAYEWSKI, P.; SUMMERHAYES, C. **Antarctic Climate Change and the Environment**. Scientific Committee on Antarctic Research Scott Polar Research Institute. Cambridge, United Kingdom. 526p. 2009.

TURNER, J.; BARRAND, N.E.; BRACEGIRDLE, T.J.; CONVEY, P.; HODGSON, D.A.; JARVIS, M.; JENKINS, A.; MARSHALL, G.; MEREDITH, M.P.; ROSCOE, H.; SHANKLIN, J.; FRENCH, J.; GOOSSE, H.; GUGLIELMIN, M.; GUTT, J.; JACOBS, S.; KENNICUTT, M.C.; MASSON-DELMOTTE, V.; MAYEWSKI, P.; NAVARRO, F.; ROBINSON, S.; SCAMBOS, T.; SPARROW, M.; SUMMERHAYES, C.; SPEER, K.; KLEPIKOV, A. **Antarctic climate change and the environment: an update**. Polar Rec. Vol. 50 (3). p. 237–259.2014.

TURNER, J.; LU, H.; WHITE, I.; KING, J.C.; PHILLIPS, J.S.; HOSKING, J.S.; BRACEGIRDLE, T.J.; MARSHALL, G.J.; MULVANEY, R.; DEB, P. **Absence of 21st century warming on Antarctic Peninsula consistent with natural variability**. Nature 535, p. 411-415. 2016.

VENDEMIATTO, M.A; ENZWEILER, J. **Robustez e versatilidade na análise de amostras geológicas por fluorescência de raios x**. Revista Brasileira de Geoquímica. n.17. p.75-80.2003.

VILLELA, F.N.J. **Análise decadal do fluxo de CO₂ entre o oceano e a atmosfera na passagem de Drake, Oceano Austral**. Dissertação de Mestrado. Ciência Ambiental Universidade de São Paulo. São Paulo. 2011.

VISSER, J. N. J. **Submarine Debris Flow Deposits from the Upper Carboniferous Dwyka Tillite Formation in the Kalahari Basin, South Africa**. Sedimentology. Vol. 30. p. 511-523. 1983.

WELLNER, J.S.; HEROY, D.C.; ANDERSON, J.B. **The death mask of the Antarctic ice sheet: comparison of glacial geomorphic features across the continental shelf.** *Geomorphology*. vol.75, p.157–171. 2006.

WEAVER, S.D., SAUNDERS, A.D., PANKHURST, R.J. e TARNEY J. **A geochemical study of magmatism associated with the initial stages of back-arc spreading: The Quaternary volcanics of Bransfield Strait from South Shetland Islands.** *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 68. p.151–169. 1979.

WHITE, R.S.; MCKENZIE, D.; O'NIONS, R.K. **Oceanic Crustal Thickness from Seismic Measurements and Rare Earth Element Inversions.** *Journal of Geophysical Research*. vol. 97. p. 19683-19715.1992.

WILSON, C.; KLINKHAMMER, G.P.; CHIN, C,S. **Hydrography within the Central and East Basins of the Bransfield strait, Antarctica.** *Journal of Physical Oceanography*. V.29, p. 465-479. 1999.

WRIGHT, R.; ANDERSON, J.B.; FISCO, P.P. **Distribution and Association of Sediment Gravity Flow Deposits and Glacial/Glacial-Marine Sediments Around the Continental Margin of Antarctica.** In: MOHLNIA, B. *Glacial-marine Sedimentation*. p. 265-300. 1983.

WU, S.; KUHN, G.; DIEKMANN, B.; LEMBKE-JENE, L.; TIEDEMANN, R.; ZHENG, X.; EHRHARDT, S.; ARZ, H.A.; LAMY, F. **Surface sediment characteristics related to provenance and ocean circulation in the Drake Passage sector of the Southern Ocean.** *Deep-Sea Research*. vol.154. p.103-135. 2019.

YARINCIK, K.M.; MURRAY, R.W. **Climatically sensitive eolian and hemipelagic deposition in the Cariaco Basin, Venezuela, over the past 578,000 years: Results from Al/Ti and K/Al.** *Paleoceanography* 15.2: 210–228. 2000.

YOON, H.I.; PARK, B-K.; KIM, Y.; KIM, D. **Glaciomarine Sedimentation and its Paleooceanographic Implications Along the Fjord Margins in the South Shetland Islands, Antarctica During the Last 6000 years.** *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. 157(3-4). p. 189-211. 2000.

YOON, H., PARK, B., CHANG, S., HAN, M., e OH, J. **Depositional environment of near-surface sediments, king George basin, Bransfield Strait, Antarctica.** *Geo-Marine Letters*, 14(1): p. 1-9. 1994.

YOON, H.I.; PARK, B-K.; DOMACK, E.W.; KIM, Y. **Distribution and Dispersal Pattern of Suspended Particulate Matter in Maxwell Bay and its Tributary, Marian Cove, in the South Shetland Islands, West Antarctica.** *Marine Geology*. Vol. 152(4). p. 261– 275. 1998.

YOON, H.I.; HAN, M.W.; PARK, B-K.; OH, J-K.; CHANG, S-K. **Glaciomarine Sedimentation and Palaeo-glacial Setting of Maxwell Bay and its Tributary Embayment, Marian Cove, South Shetland Islands, West Antarctica.** *Marine Geology*. Vol. 140. p. 265–282. 1997.

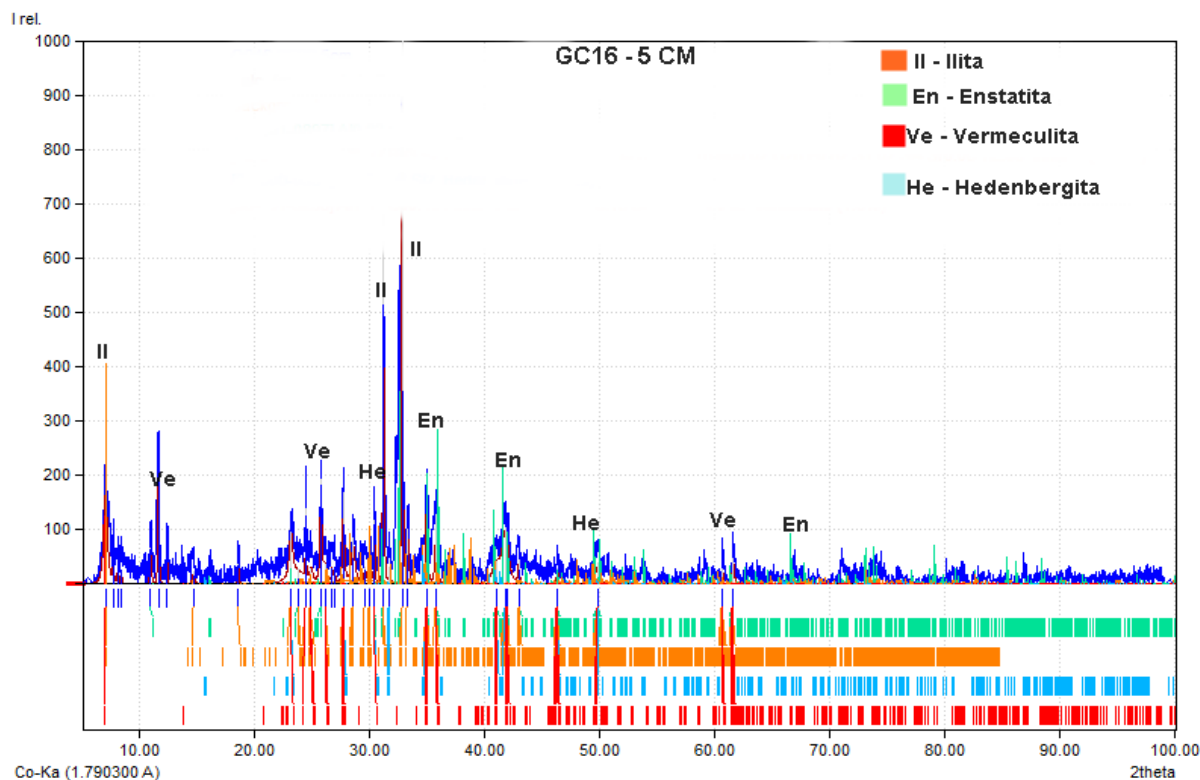
YOON, H.I.; HAN, M.W.; PARK, B.K.; HAN, S.J.; OH, J.K. **Distribution, Provenance, and Dispersal Pattern of Clay Minerals in Surface Sediments, Bransfield Strait, Antarctica.** *Geo-Marine Letters*. Vol.12. p. 223-227. 1992.

YOON, H.I.; YOO, K.-C.; BAK, Y.-S.; LIM, H.S.; KIM, Y.; LEE, J.I. **Late Holocene cyclic glaciomarine sedimentation in a subpolar fjord of the South Shetland Islands, Antarctica, and its paleoceanographic significance: sedimentological, geochemical, and paleontological evidence.** Geological Society of America Bulletin, 122. p.1298–1307.2010.

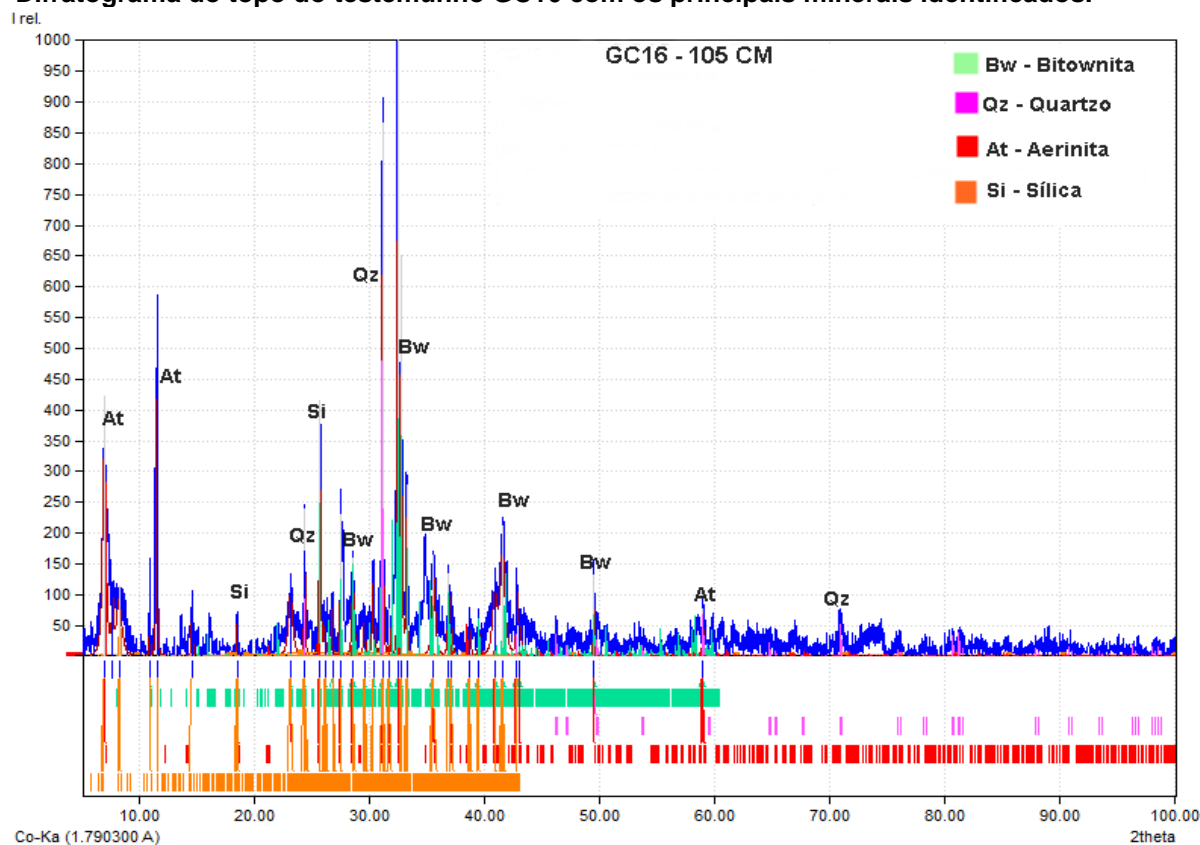
ZHANG, W.; WANG, Y.; JIN, F.F.; STUECKER, M.F.; TURNER, A.G. **Impact of different El Niño types on the El Niño/IOD relationship.** Geophysics Research. Vol. 42 (20). p.8570–8576.2015.

ZHOU, MI.; NILLER, P.P.; HU, JH. **Surface currents in the Bransfield and Gerlache Straits, Antarctica.** Deep-Sea Research I, Vol.49. n2.p. 267-280. 2002.

APÊNDICE A (Difratogramas GC16)

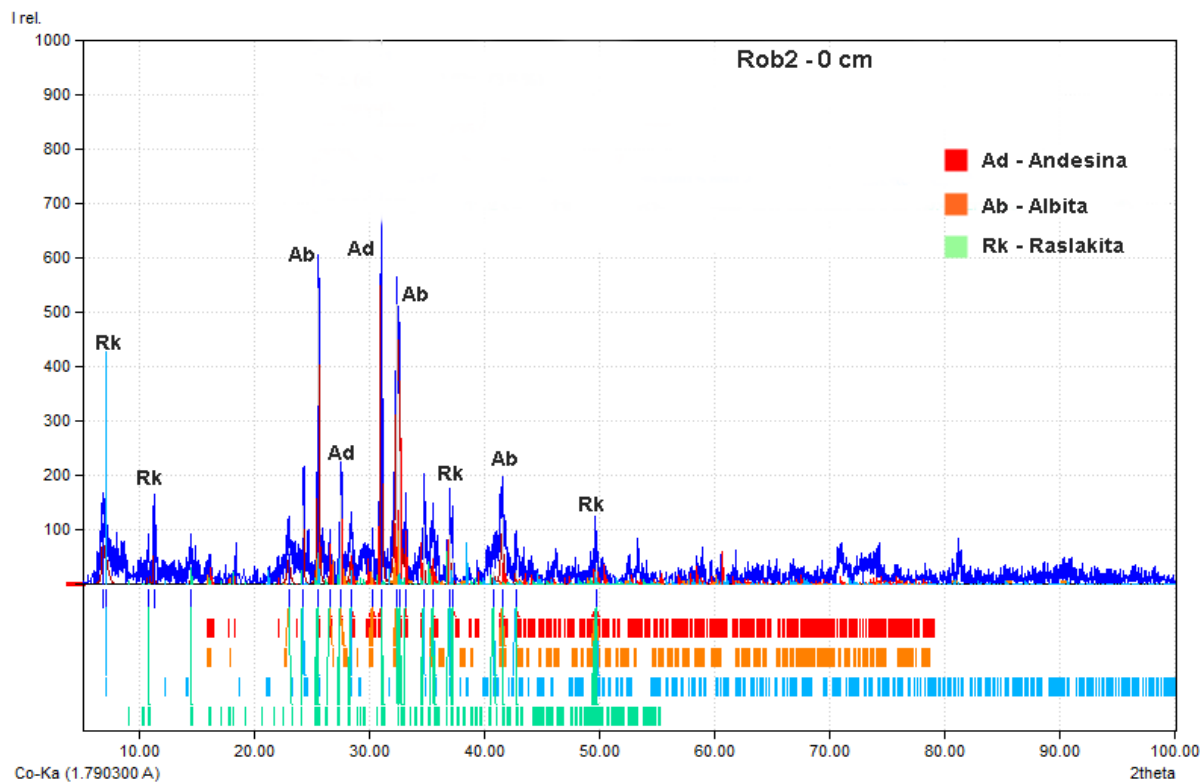


Difratograma do topo do testemunho GC16 com os principais minerais identificados.

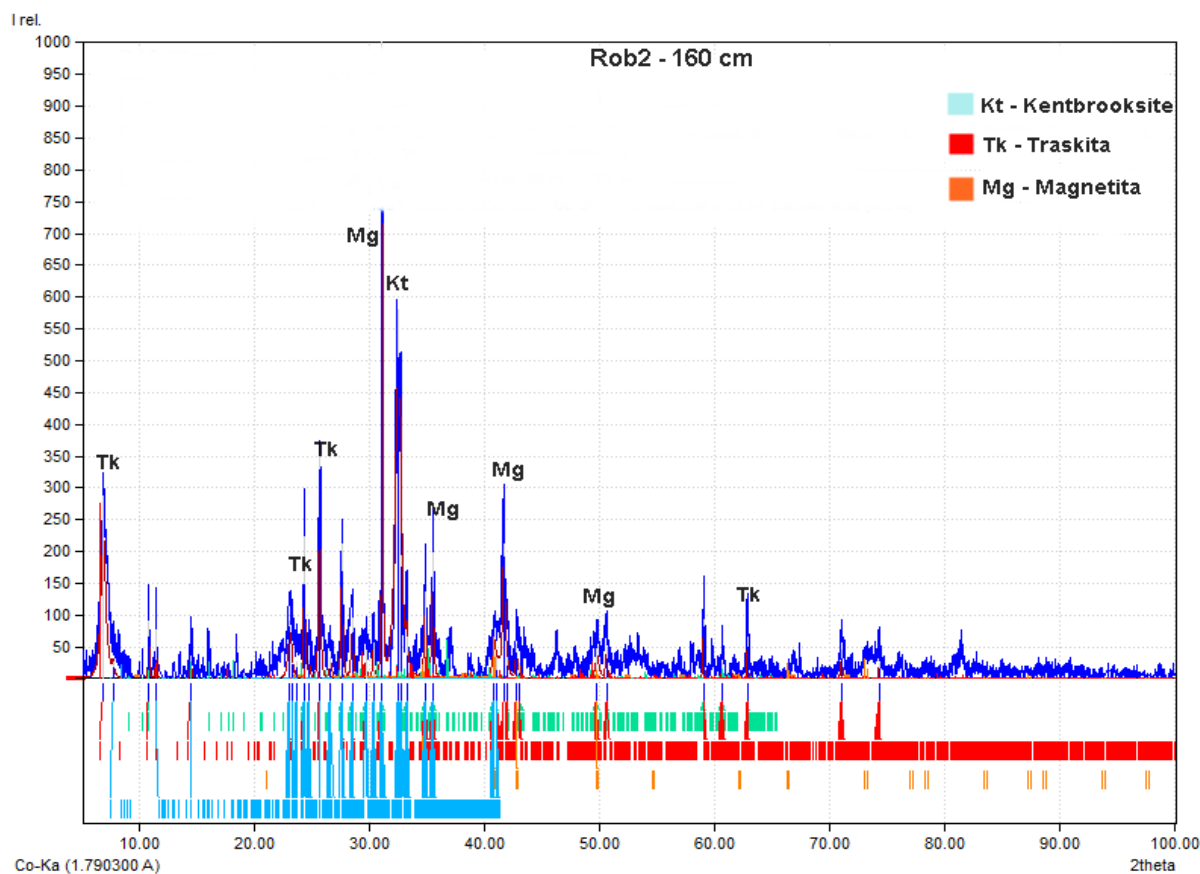


Difratograma da base do testemunho GC16 com os principais minerais identificados.

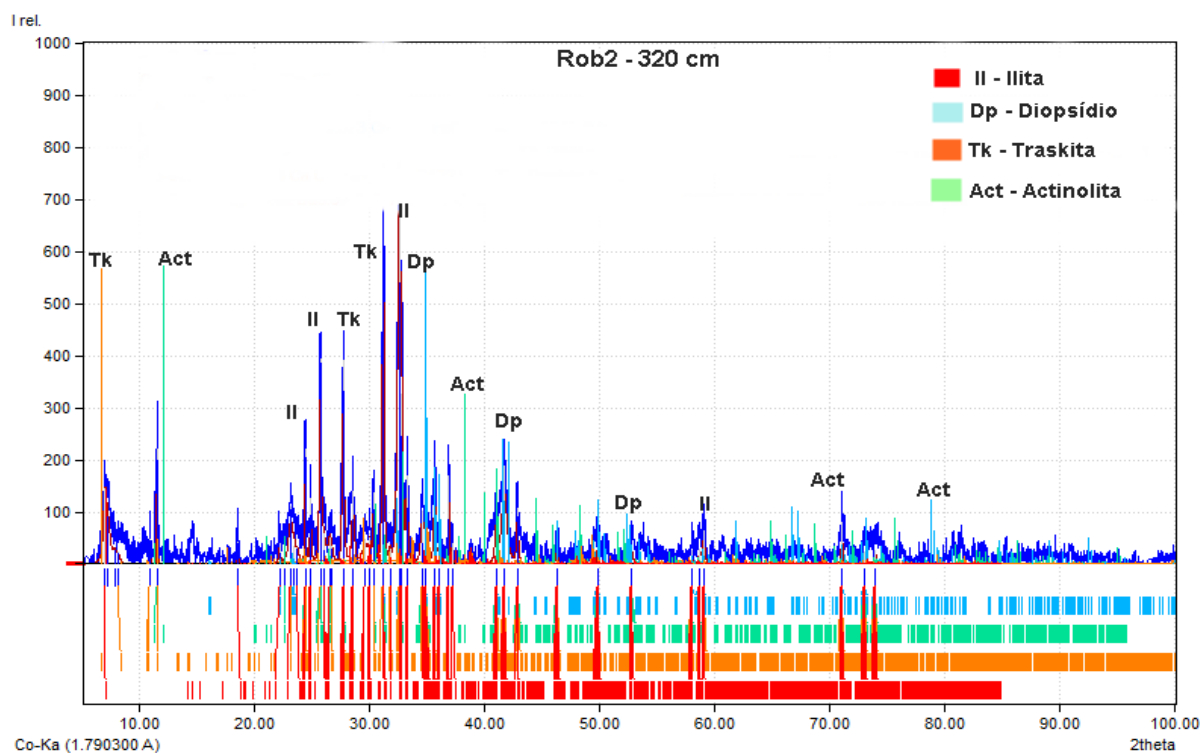
APÊNDICE B (Difratogramas ROB2)



: Difratograma do topo do testemunho ROB2 com os principais minerais identificados.

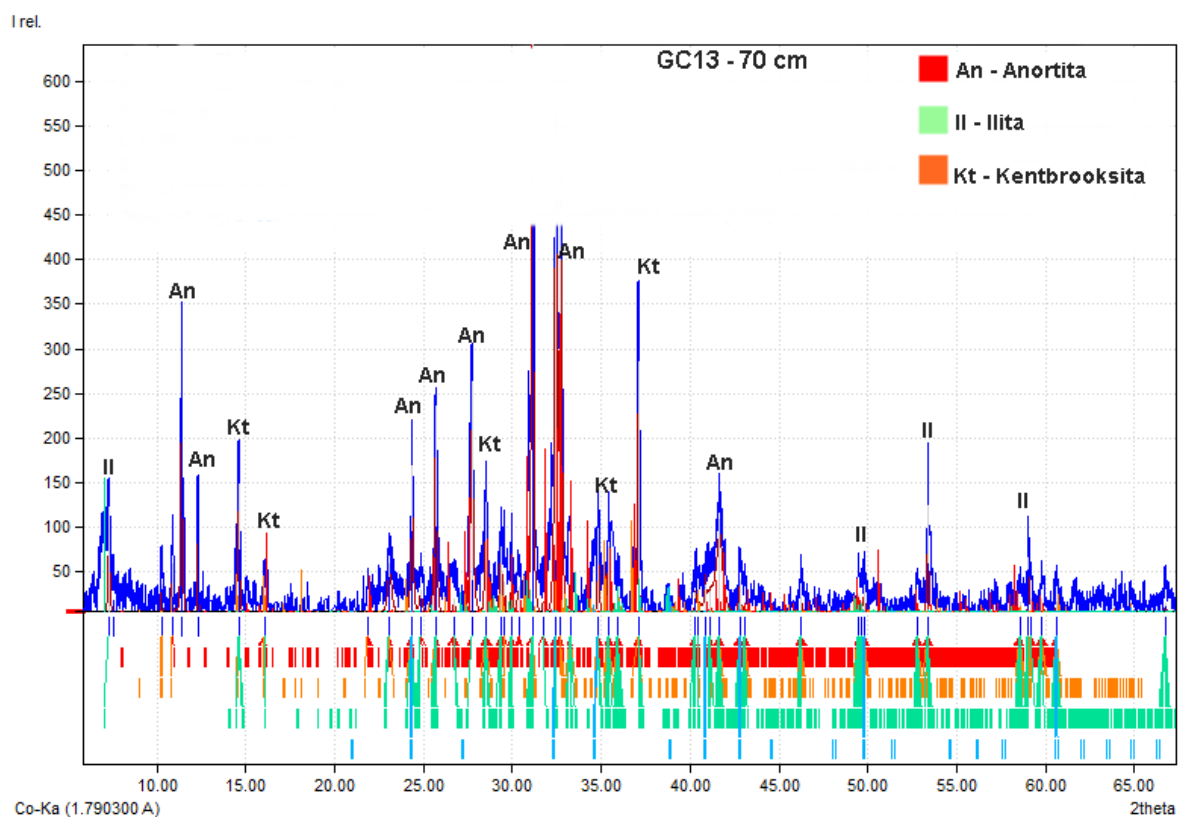


Difratograma da seção mediana do testemunho ROB2 com os principais minerais identificados.

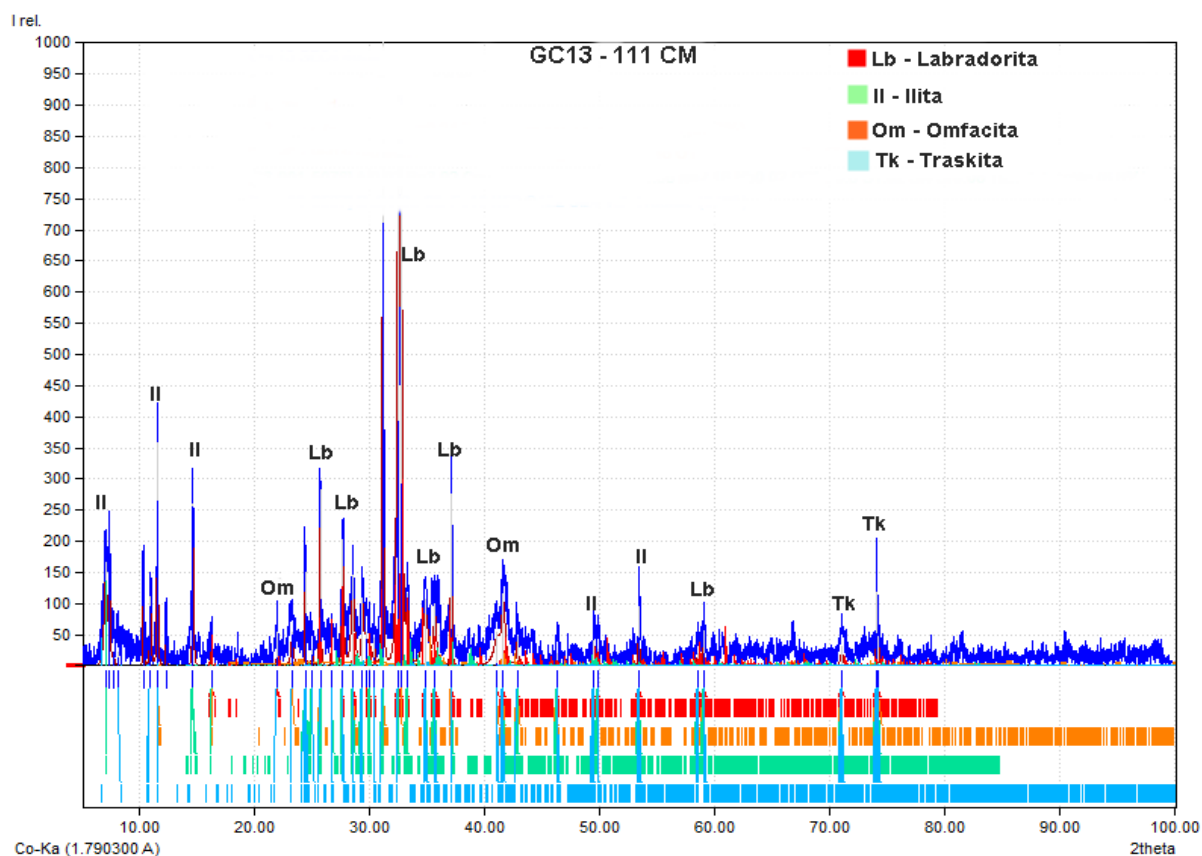


Difratograma da base do testemunho Rob2 com os principais minerais identificados.

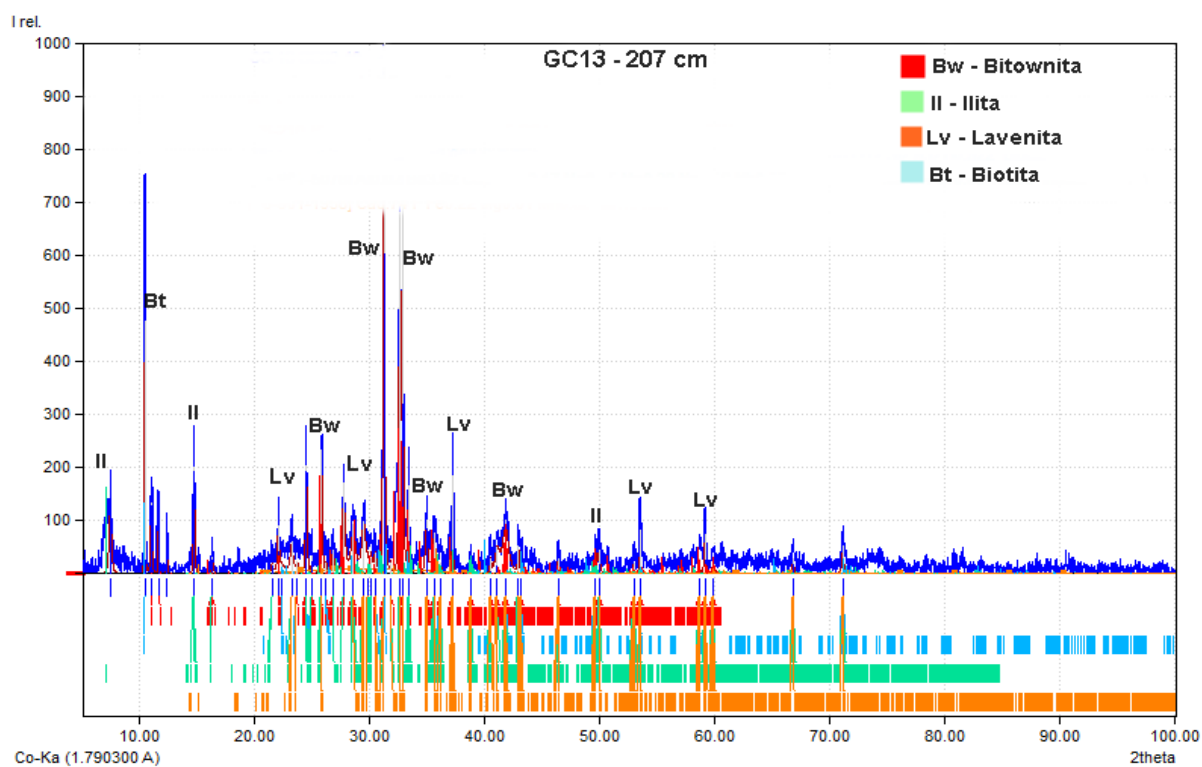
APÊNDICE C (Difratogramas GC13)



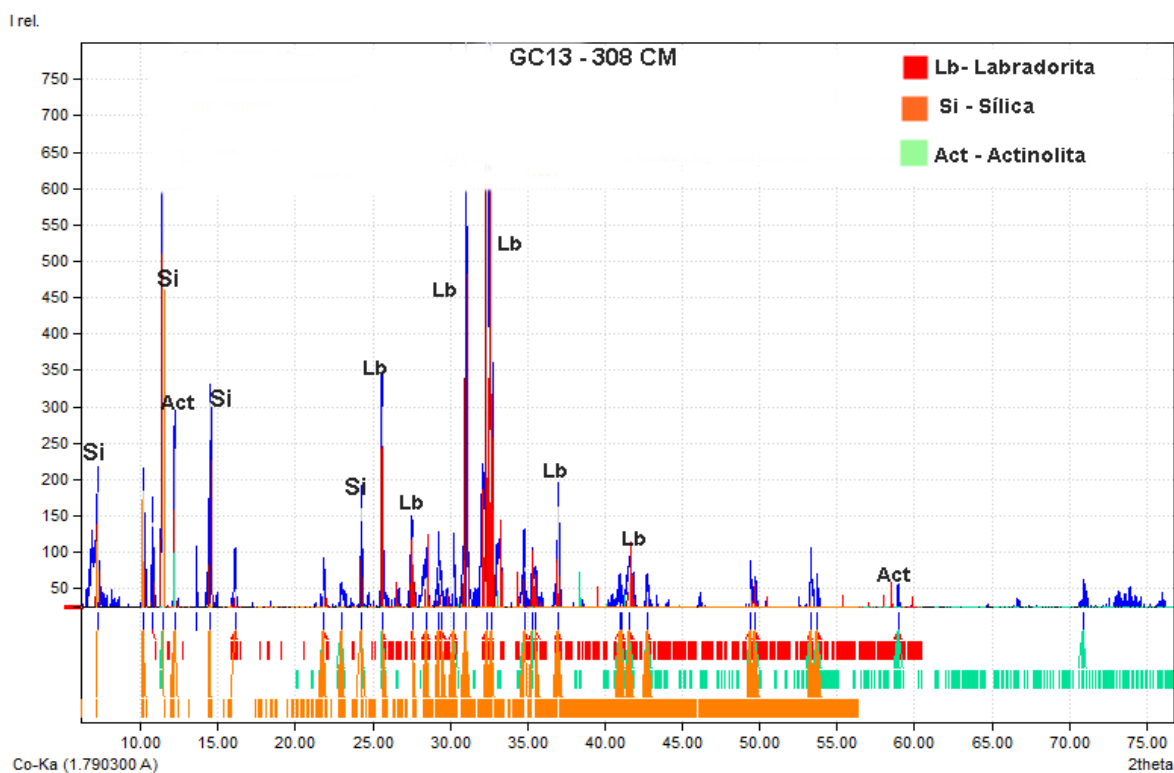
Difratograma da seção inicial do testemunho GC13 com os principais minerais identificados



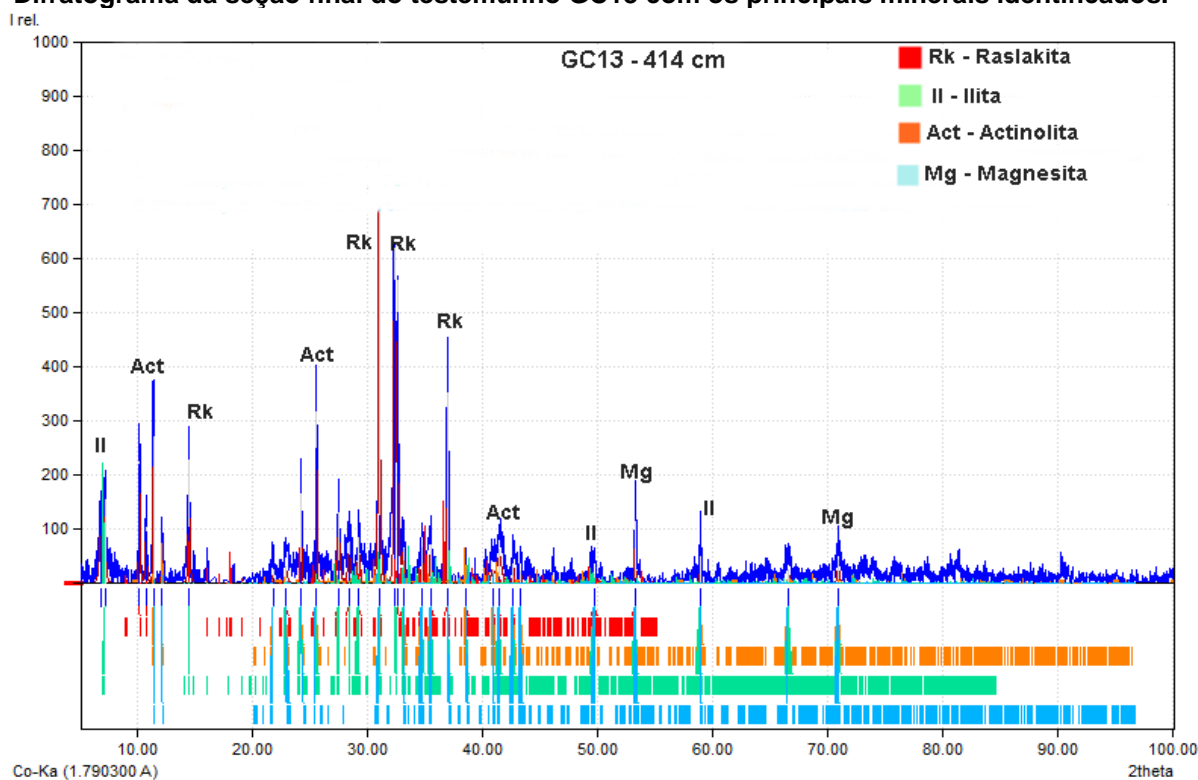
Difratograma da seção mediana do testemunho GC13 com os principais minerais identificados.



Difratograma da seção mediana do testemunho GC13 com os principais minerais identificados.

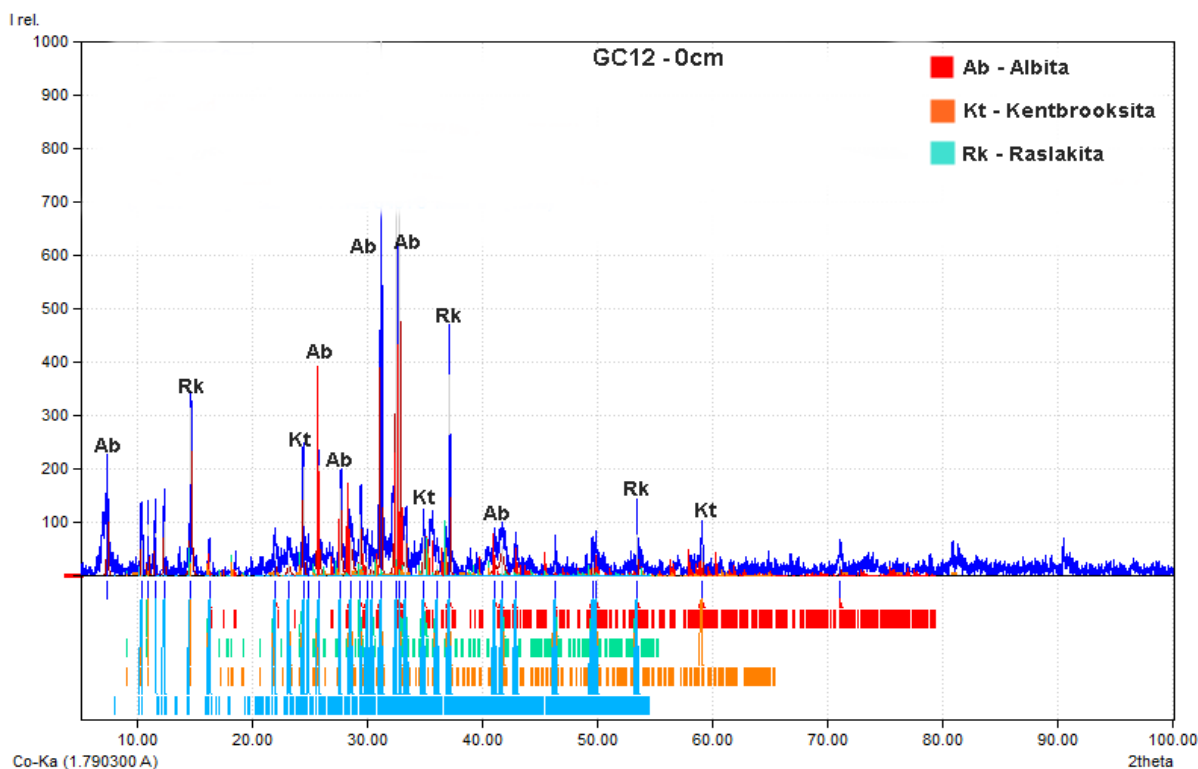


Difratograma da seção final do testemunho GC13 com os principais minerais identificados.

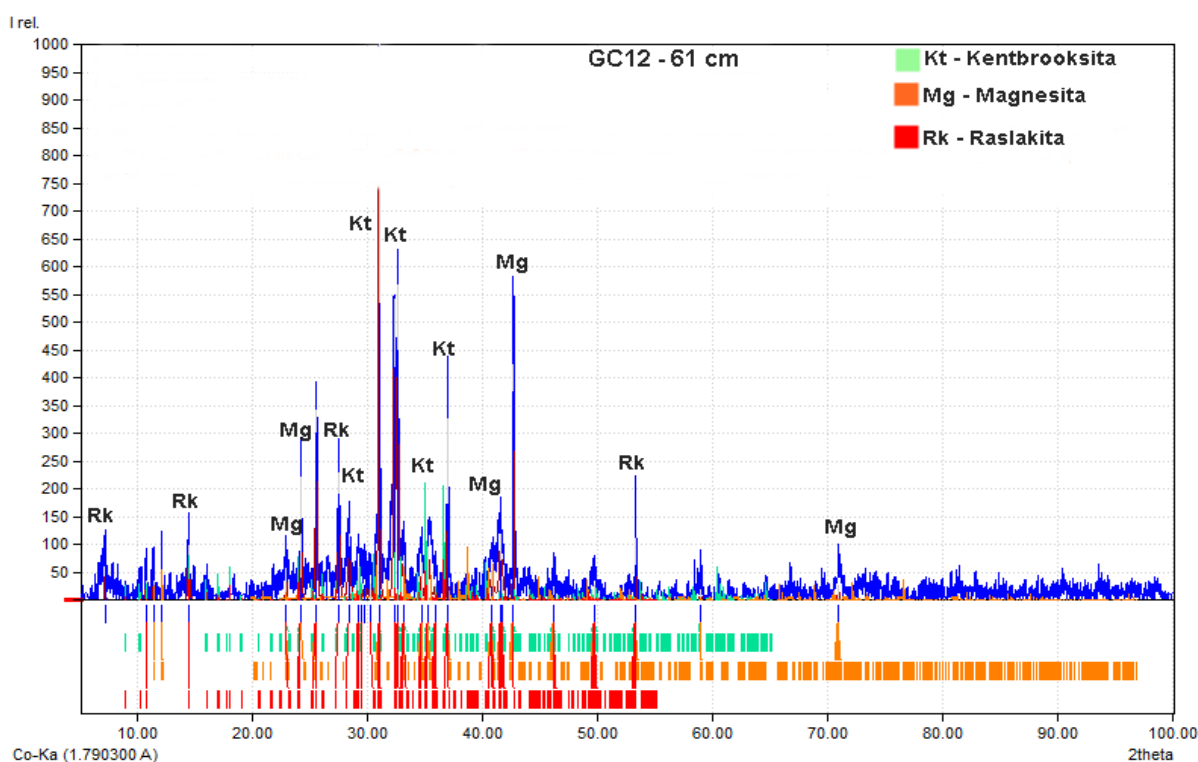


Difratograma da base do testemunho GC13 com os principais minerais identificados

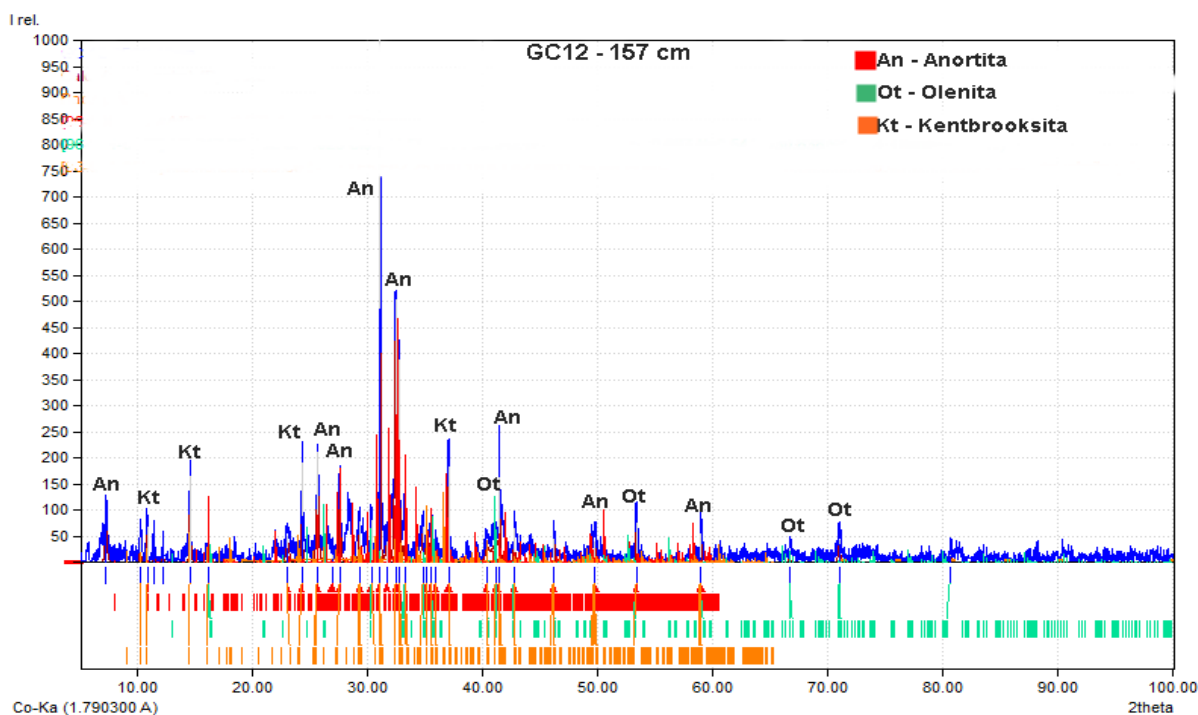
APÊNDICE D (Difratogramas GC12)



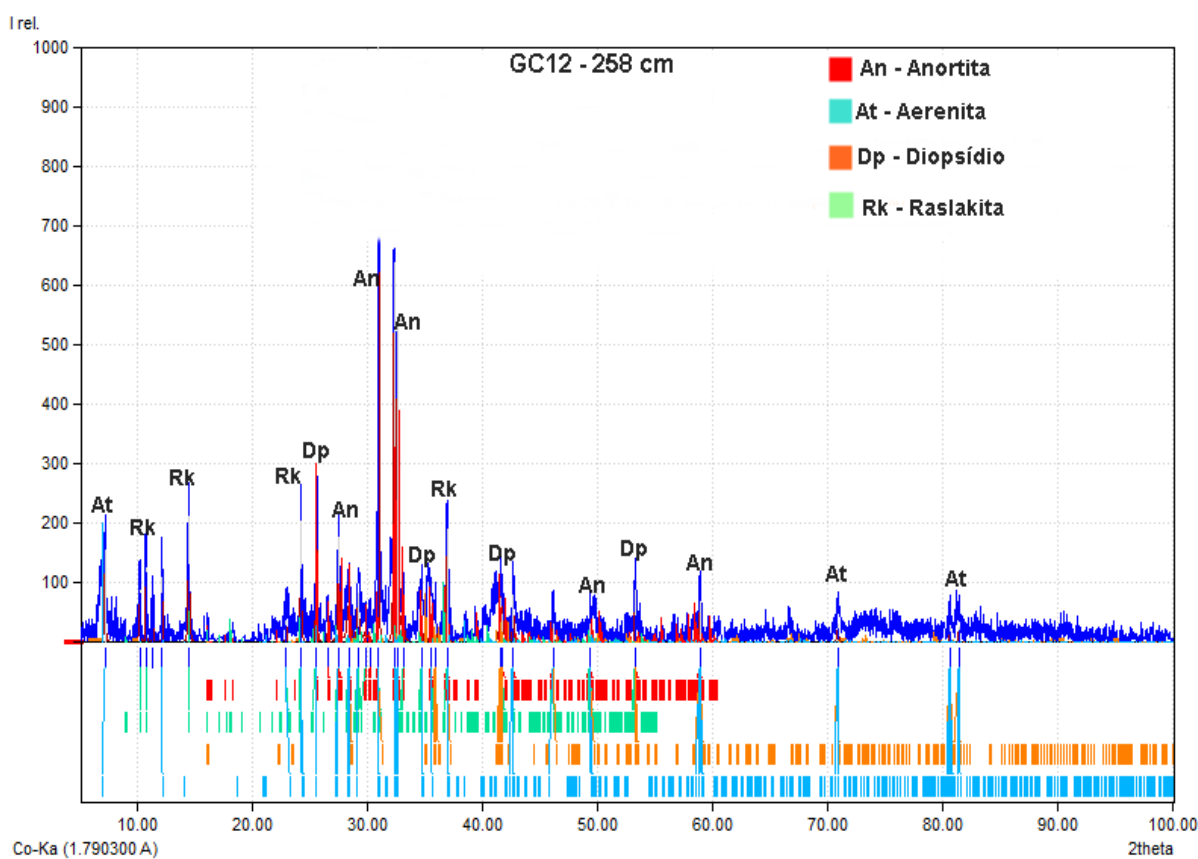
Difratograma do topo do testemunho GC12 com os principais minerais identificados.



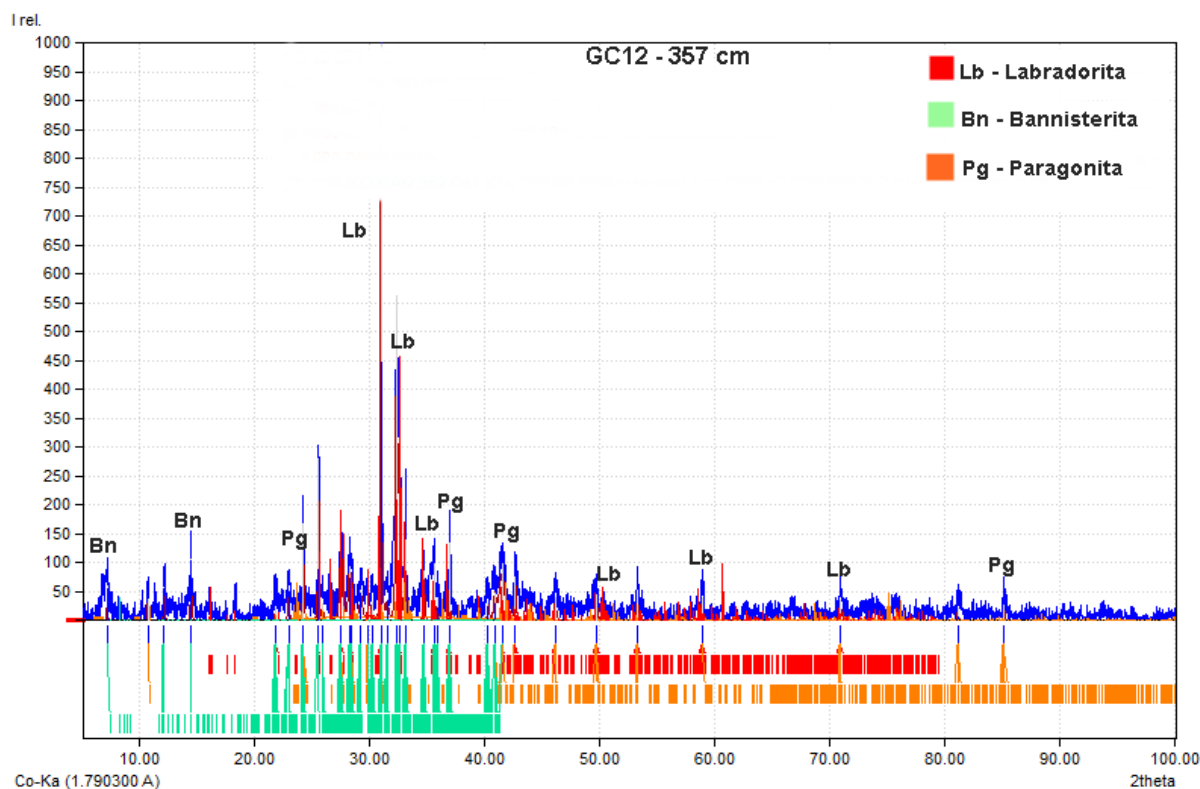
Difratograma da seção inicial do testemunho GC12 com os principais minerais identificados.



Difratograma da seção mediana do testemunho GC12 com os principais minerais identificados.

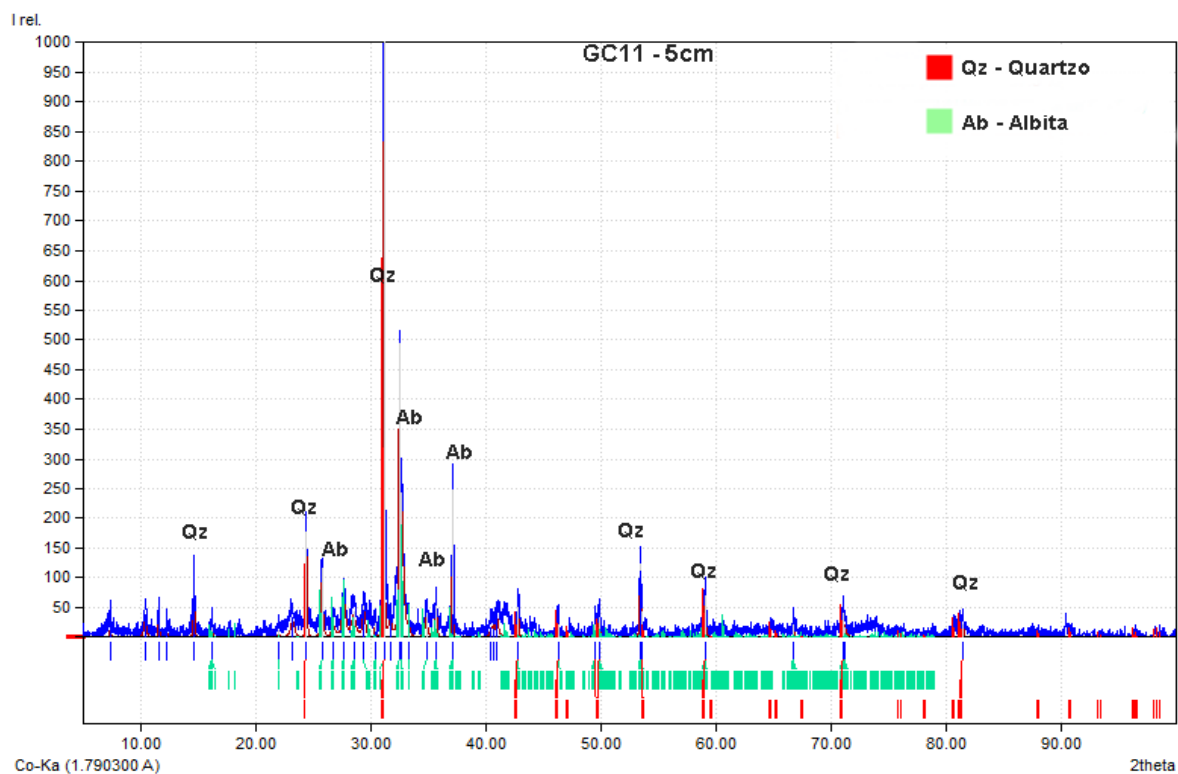


Difratograma da seção final do testemunho GC13 com os principais minerais identificados.

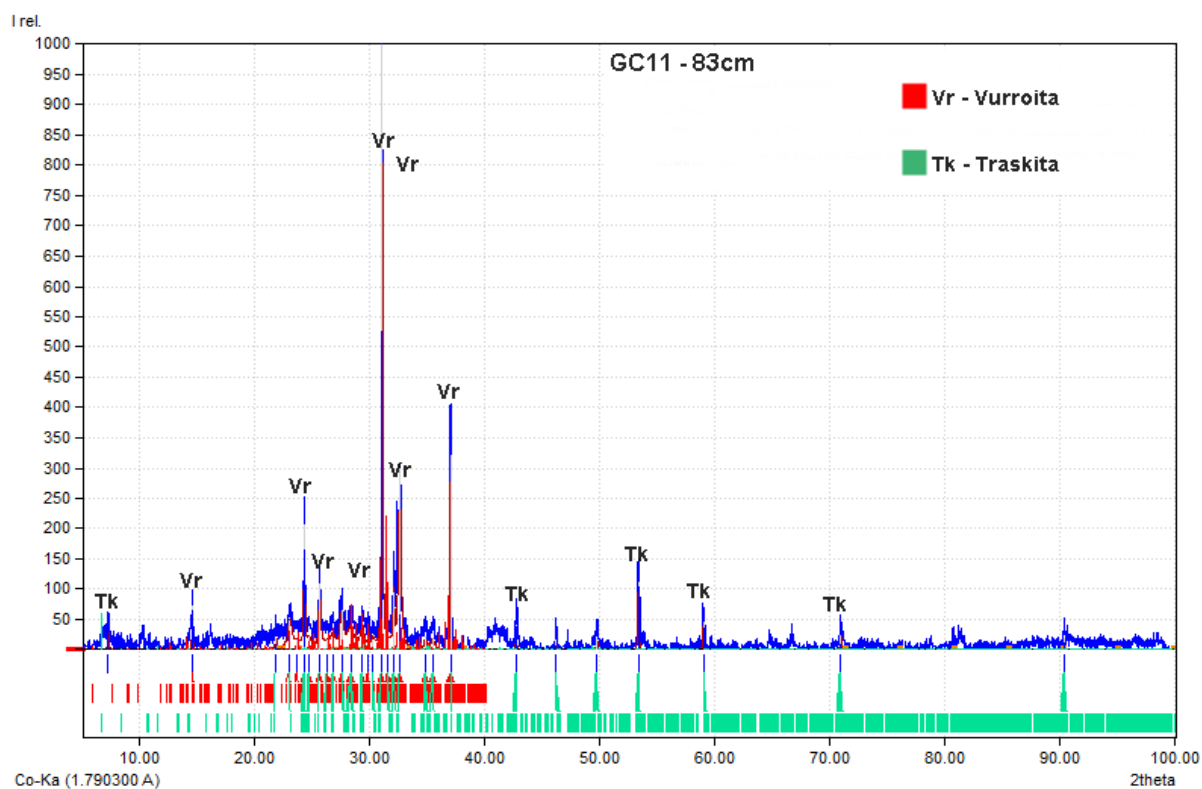


Difratograma da base do testemunho GC12 com os principais minerais identificados.

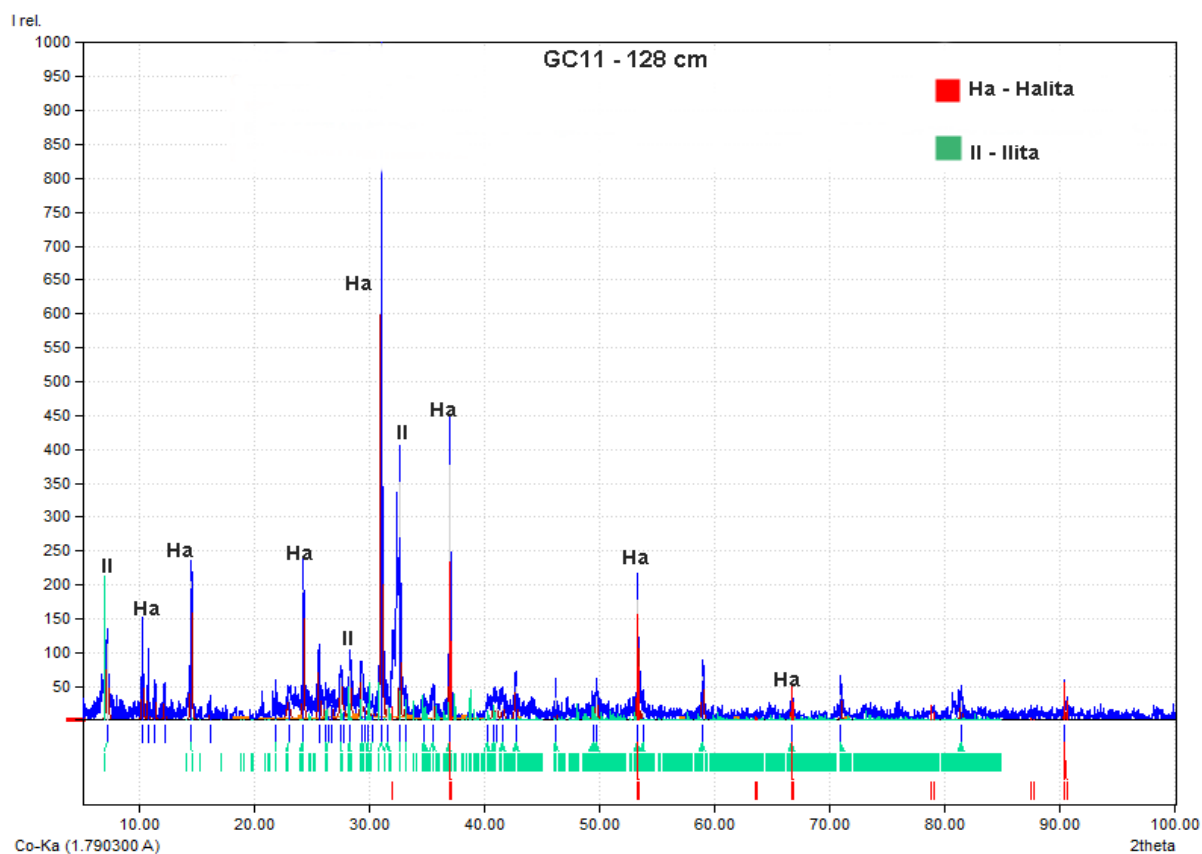
APÊNDICE E (Difratogramas GC11)



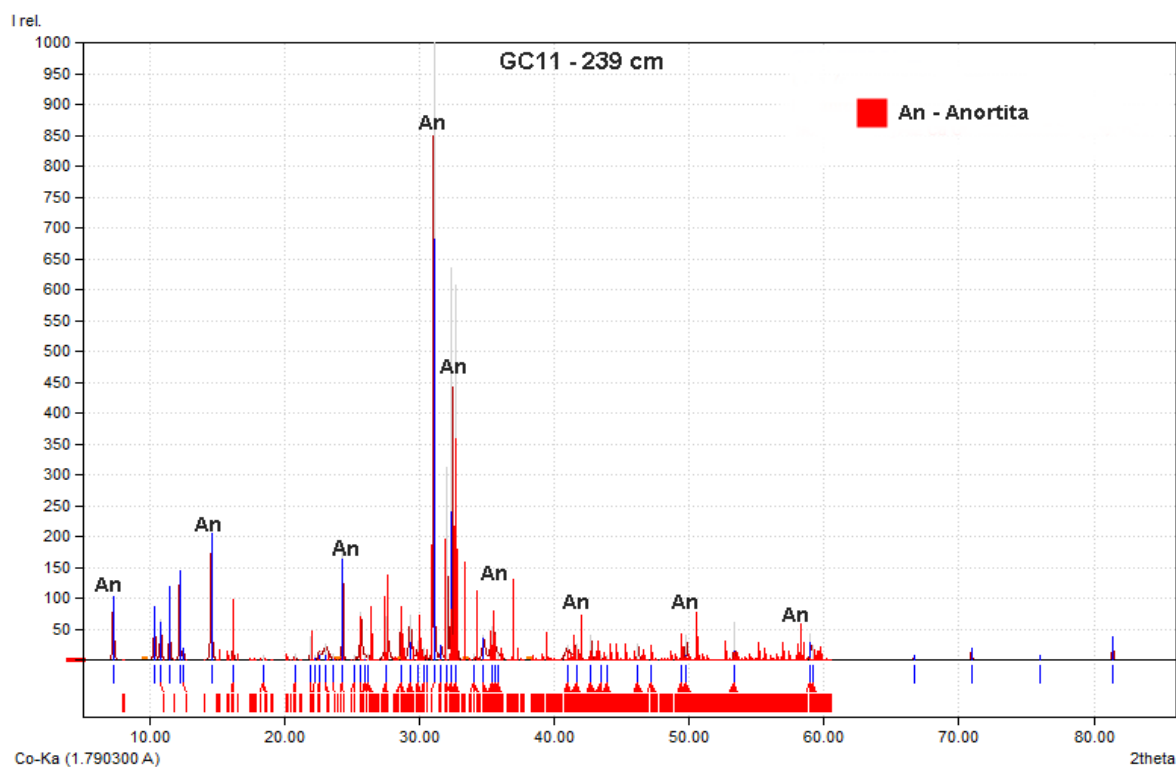
Difratograma do topo do testemunho GC11 com os principais minerais identificados.



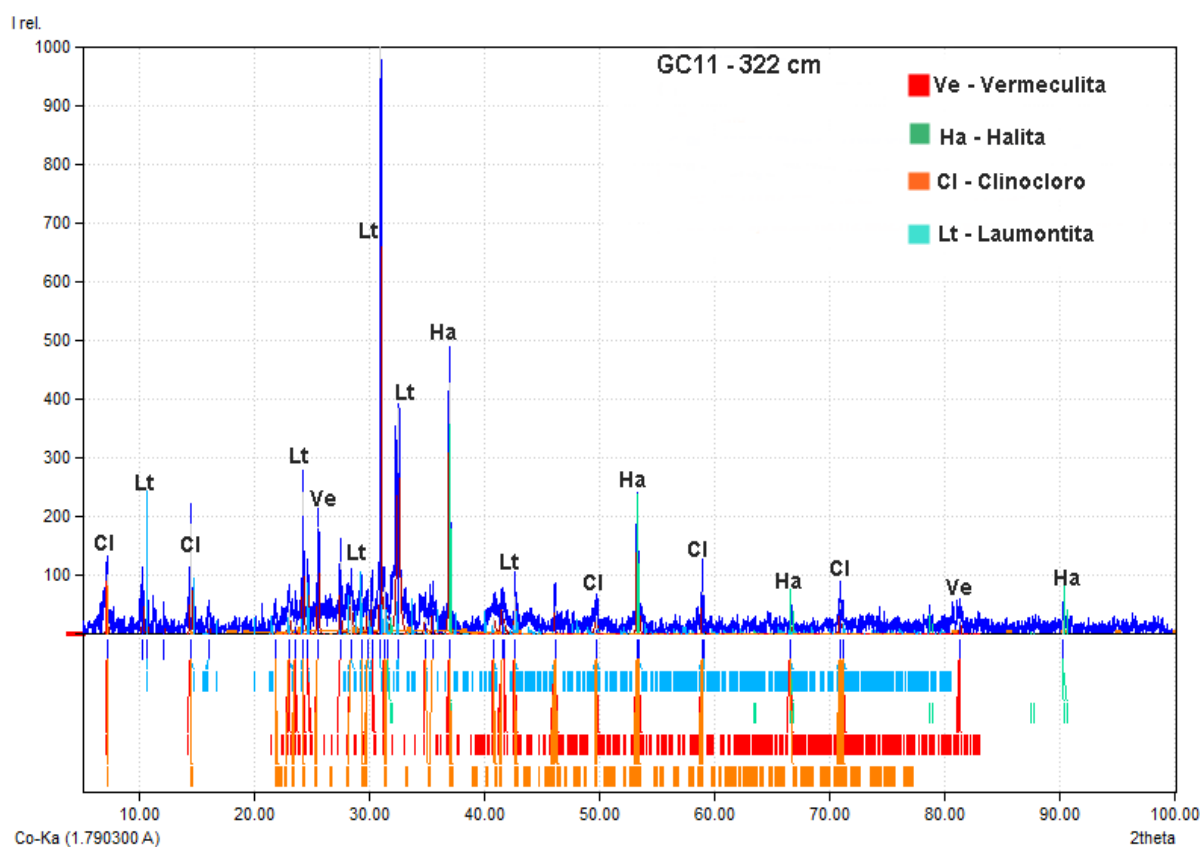
Difratograma da seção inicial do testemunho GC11 com os principais minerais identificados.



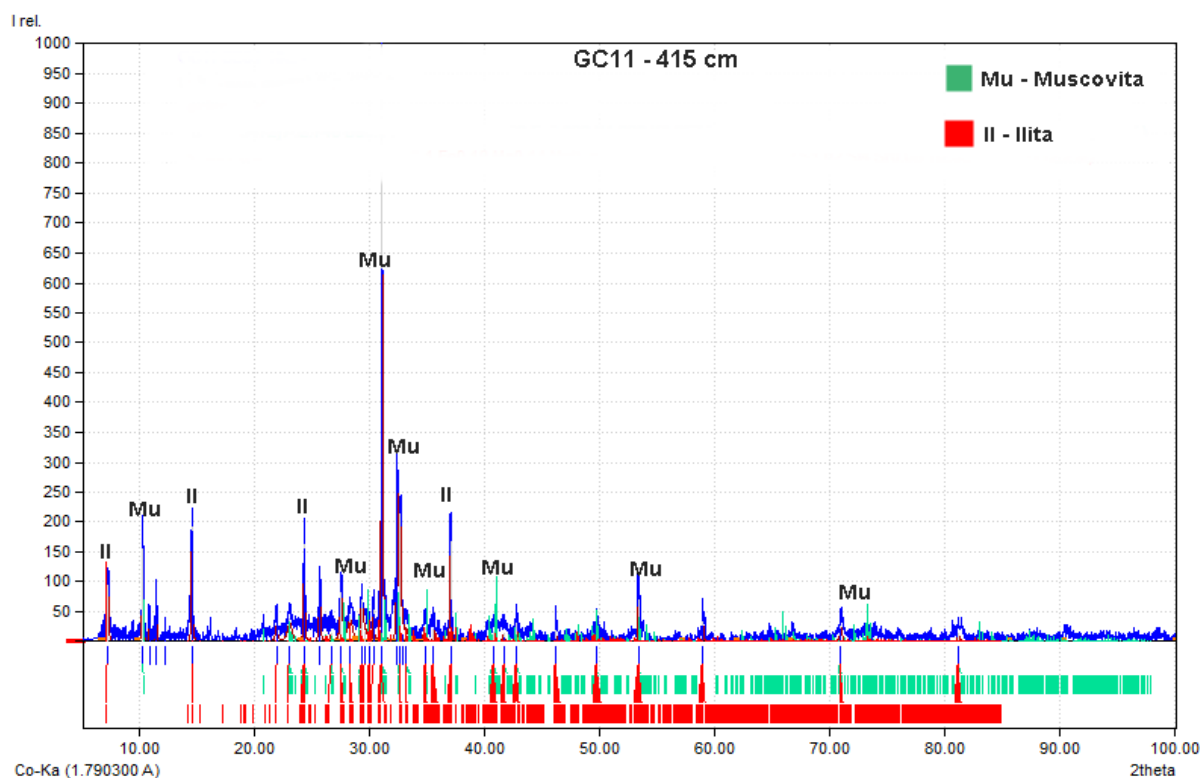
Difratograma da seção mediana do testemunho GC11 com os principais minerais identificados.



Difratograma da seção mediana do testemunho GC11 com o principal mineral identificado.

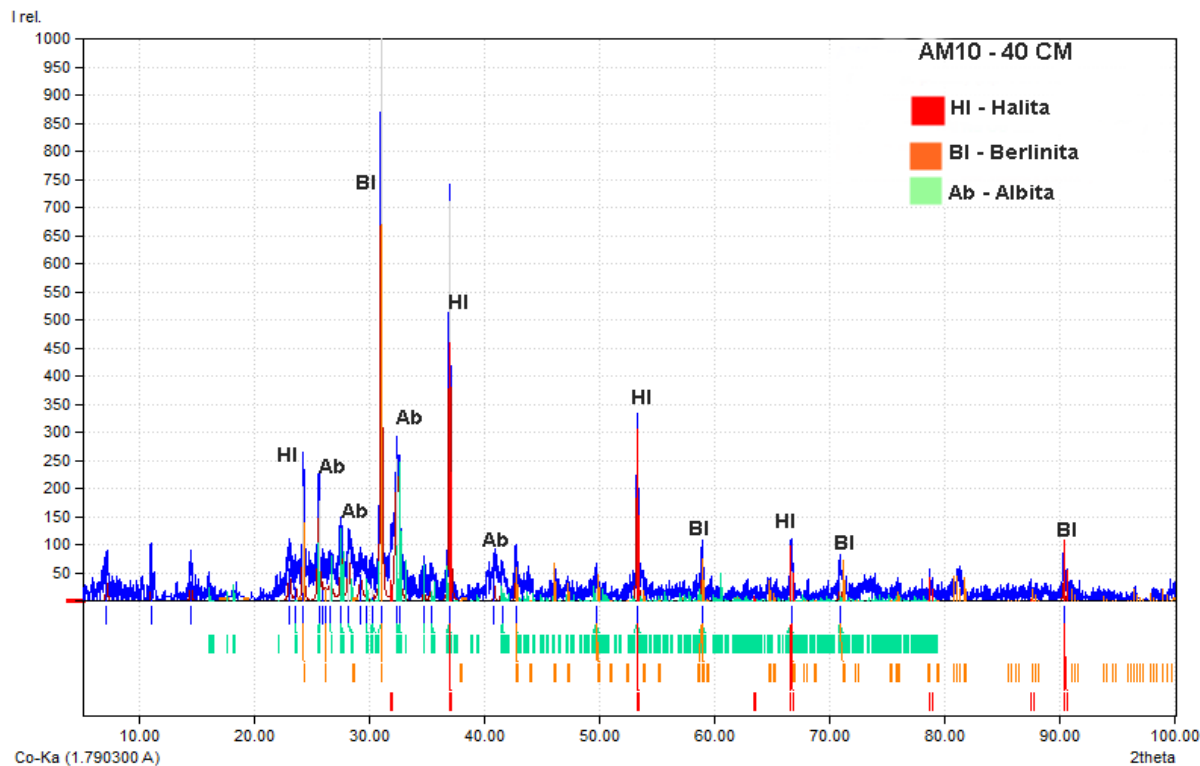


Difratograma da seção final do testemunho GC11 com os principais minerais identificados.

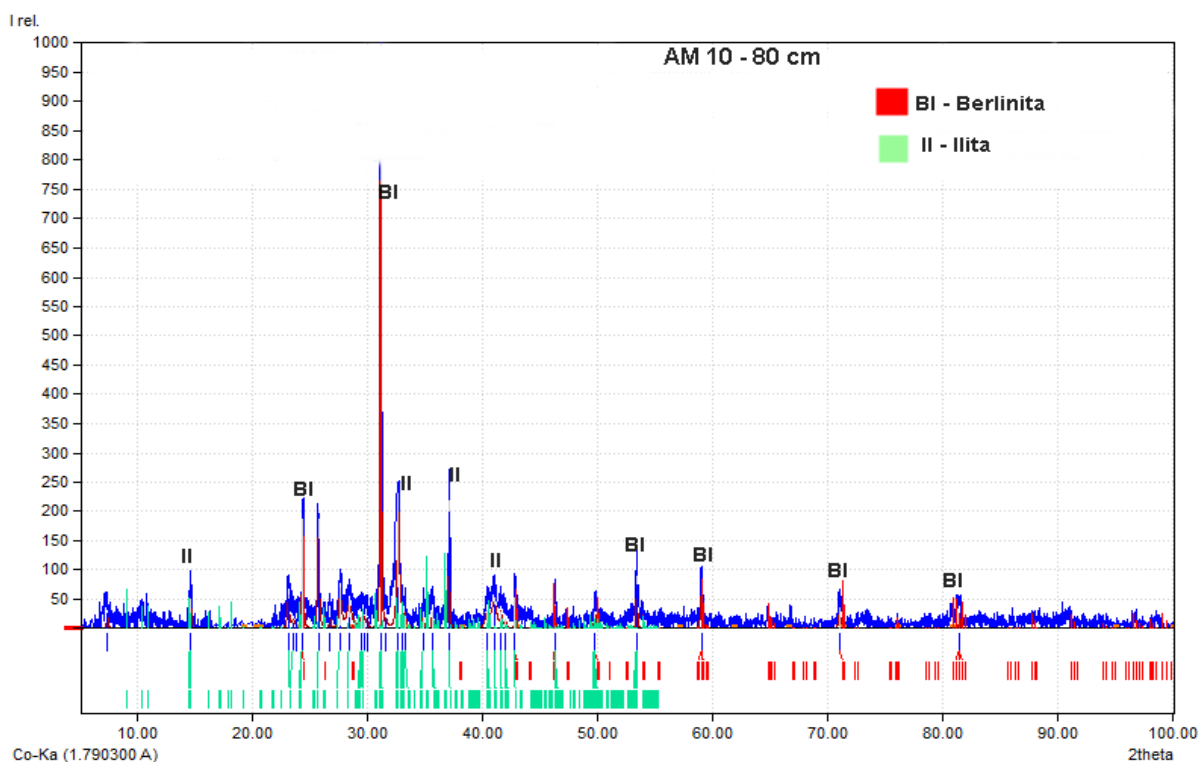


Difratograma da base do testemunho GC11 com os principais minerais identificados.

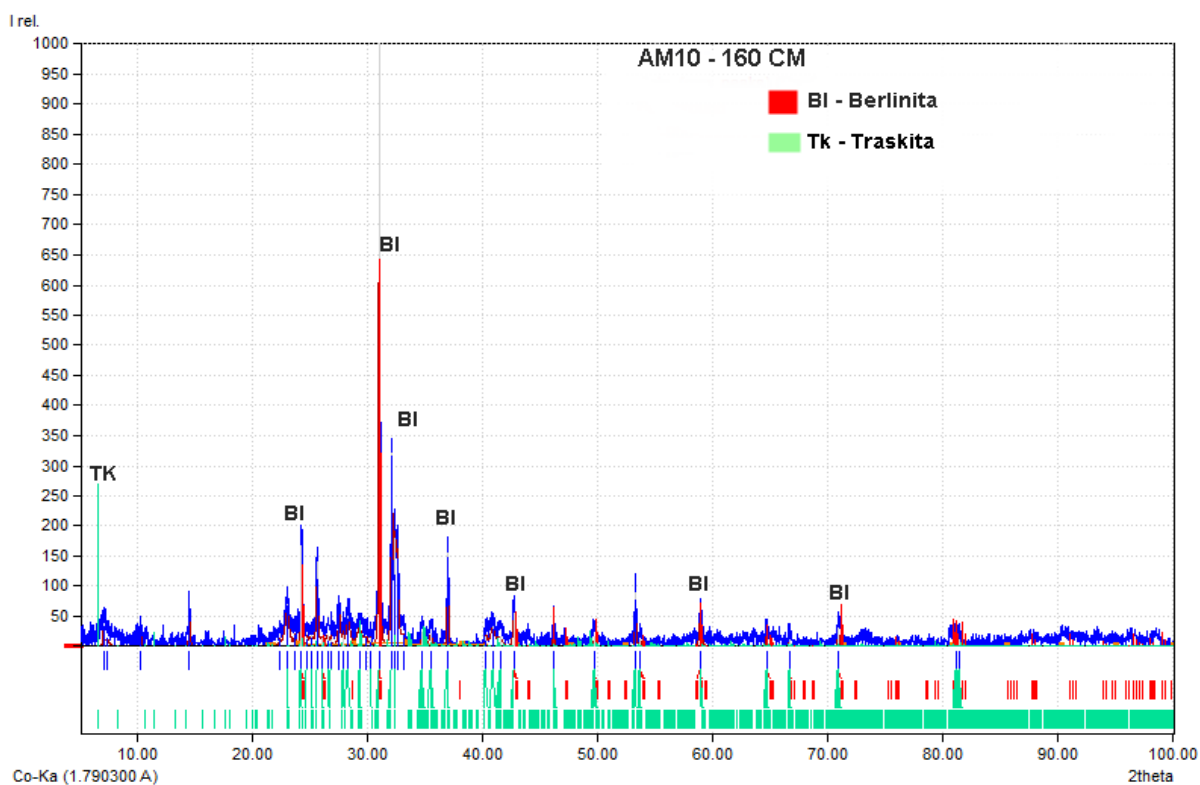
APÊNDICE F (Difratogramas AM10)



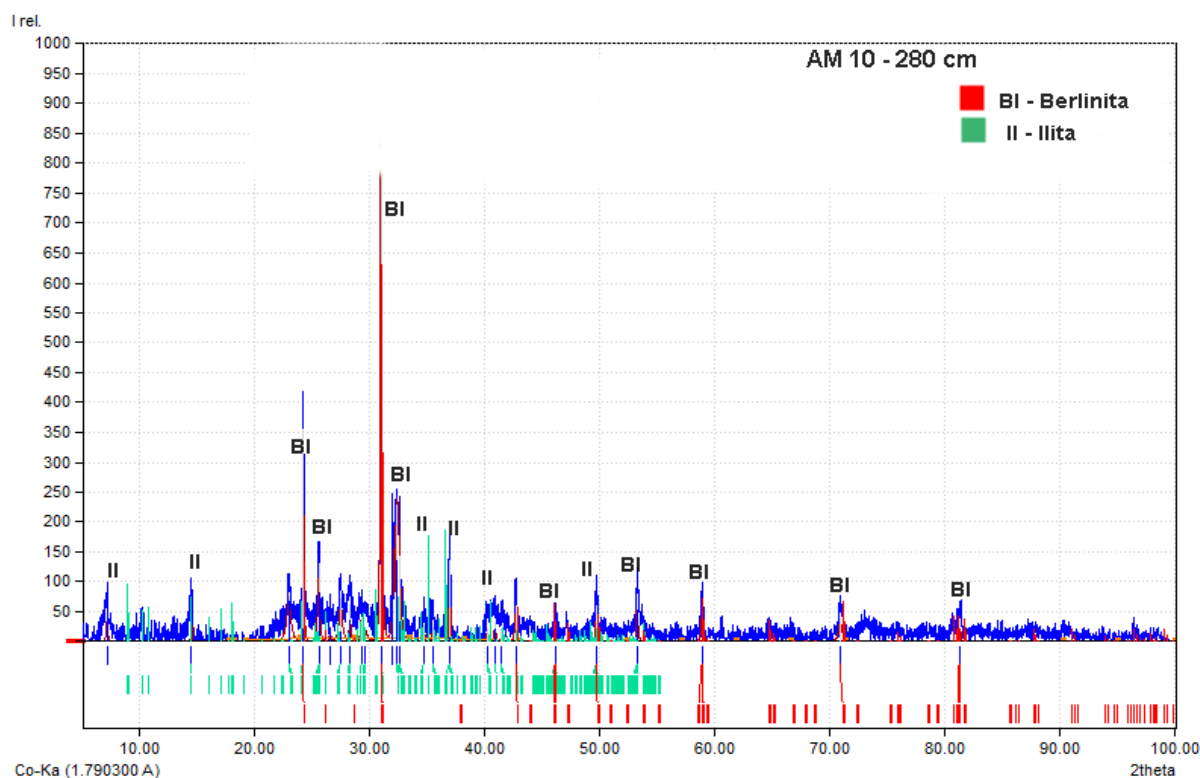
Difratograma da seção inicial do testemunho AM10 com os principais minerais identificados.



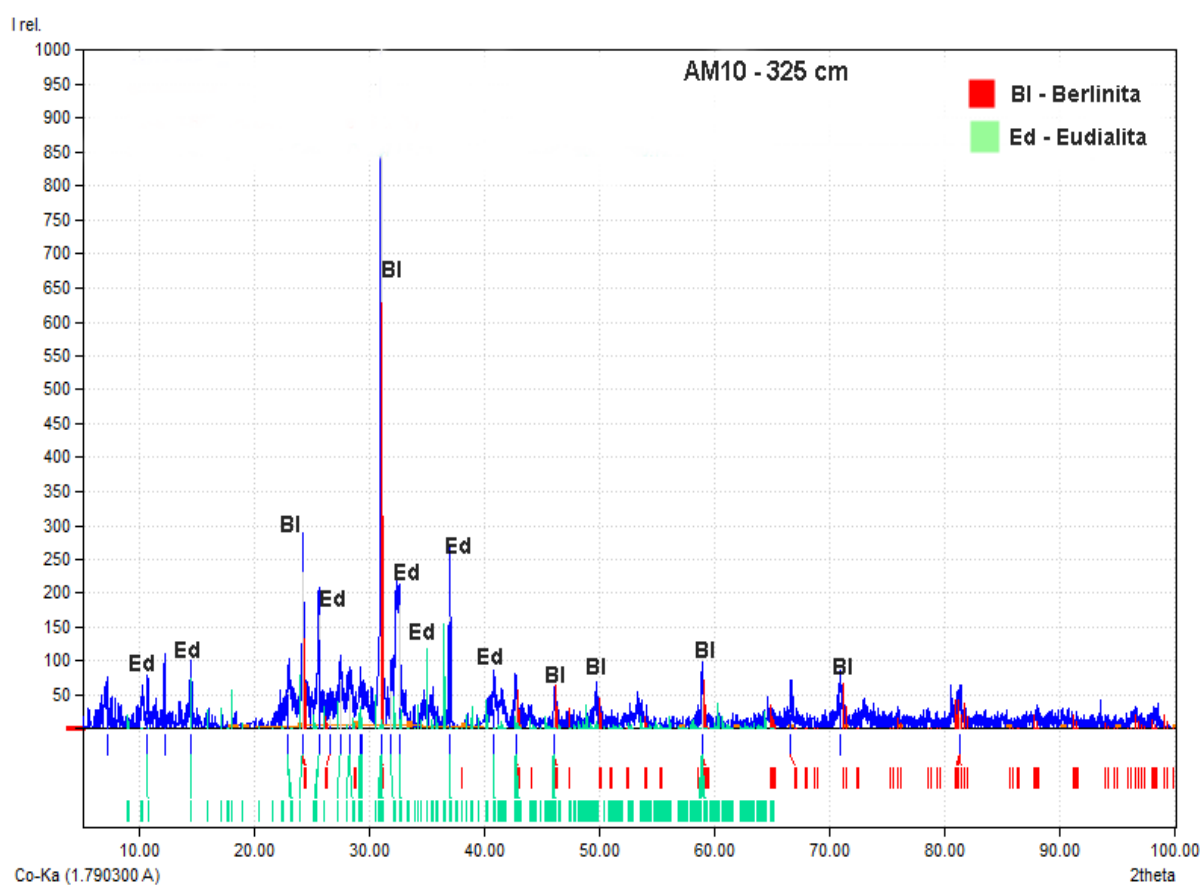
Difratograma da seção mediana do testemunho AM10 com os principais minerais identificados.



Difratograma da seção mediana do testemunho AM10 com os principais minerais identificados.

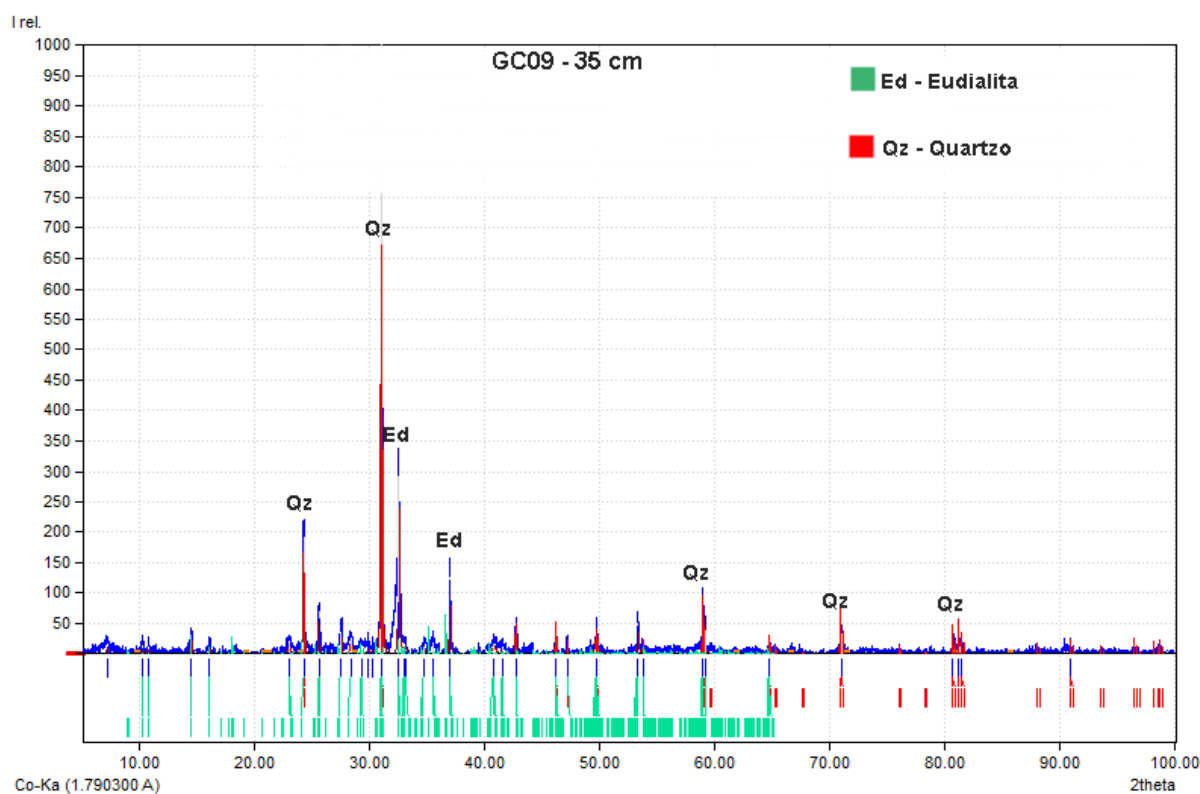


Difratograma da seção final do testemunho AM10 com os principais minerais identificados.

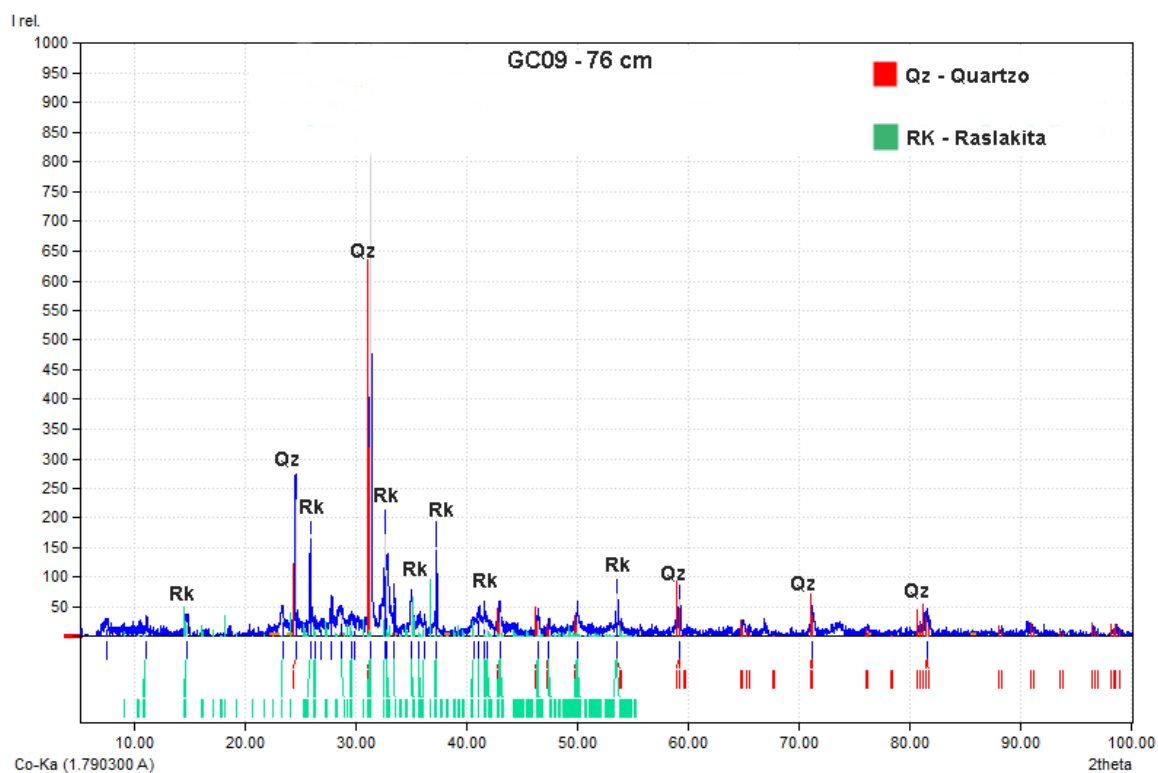


Difratograma da base do testemunho AM10 com os principais minerais identificados.

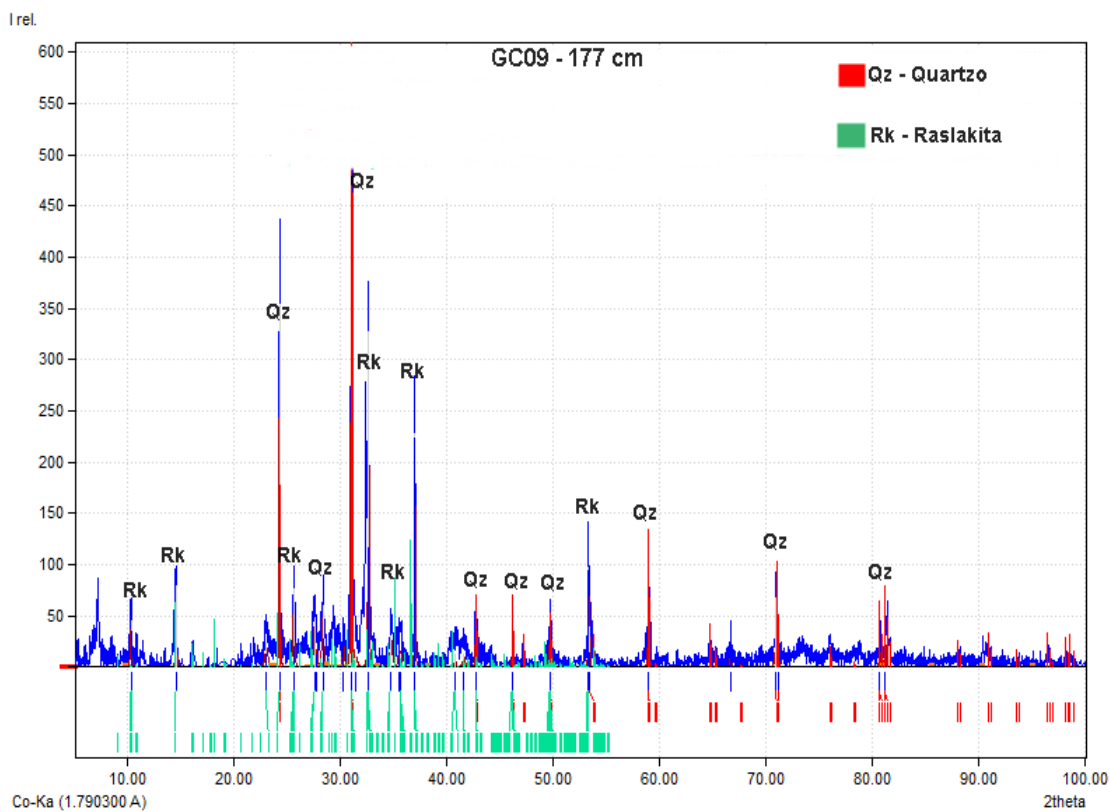
APÊNDICE G (Difratogramas GC09)



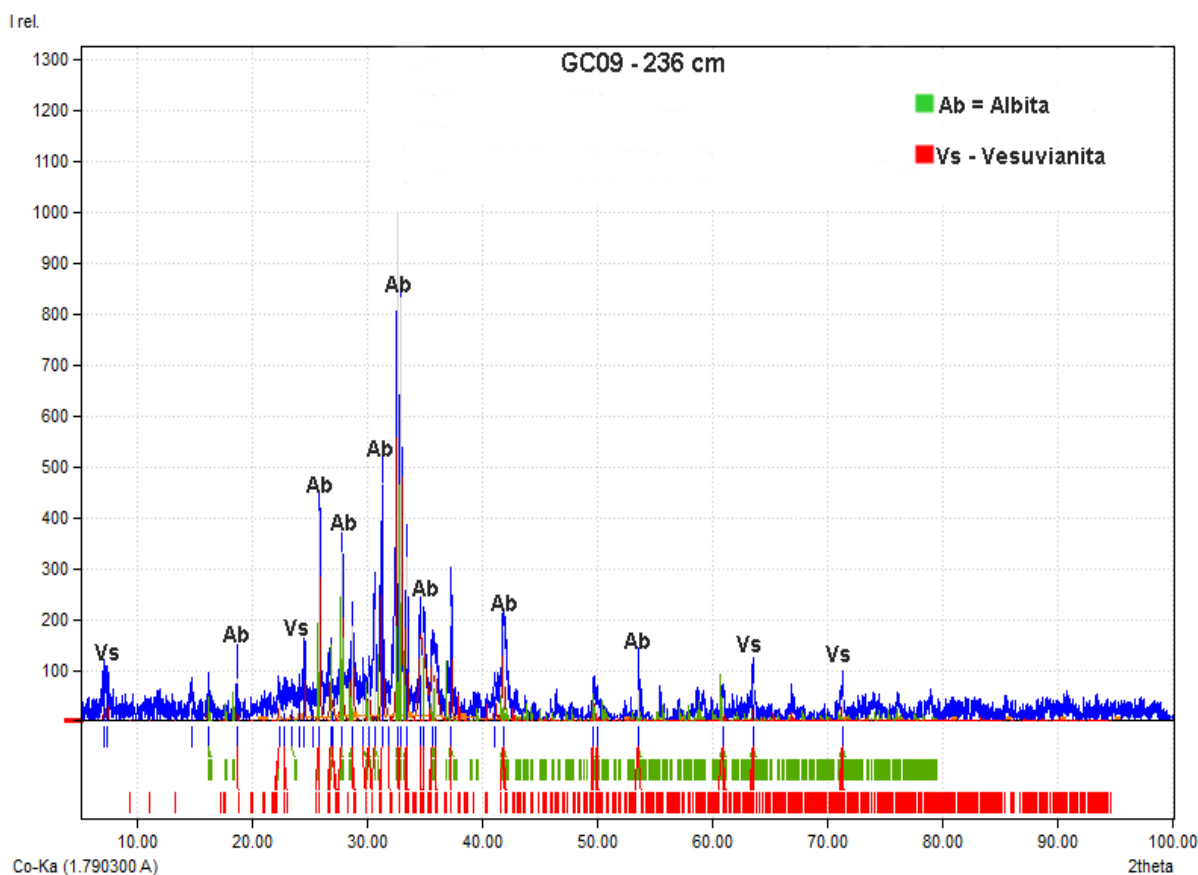
Difratograma da seção inicial do testemunho GC09 com os principais minerais identificados.



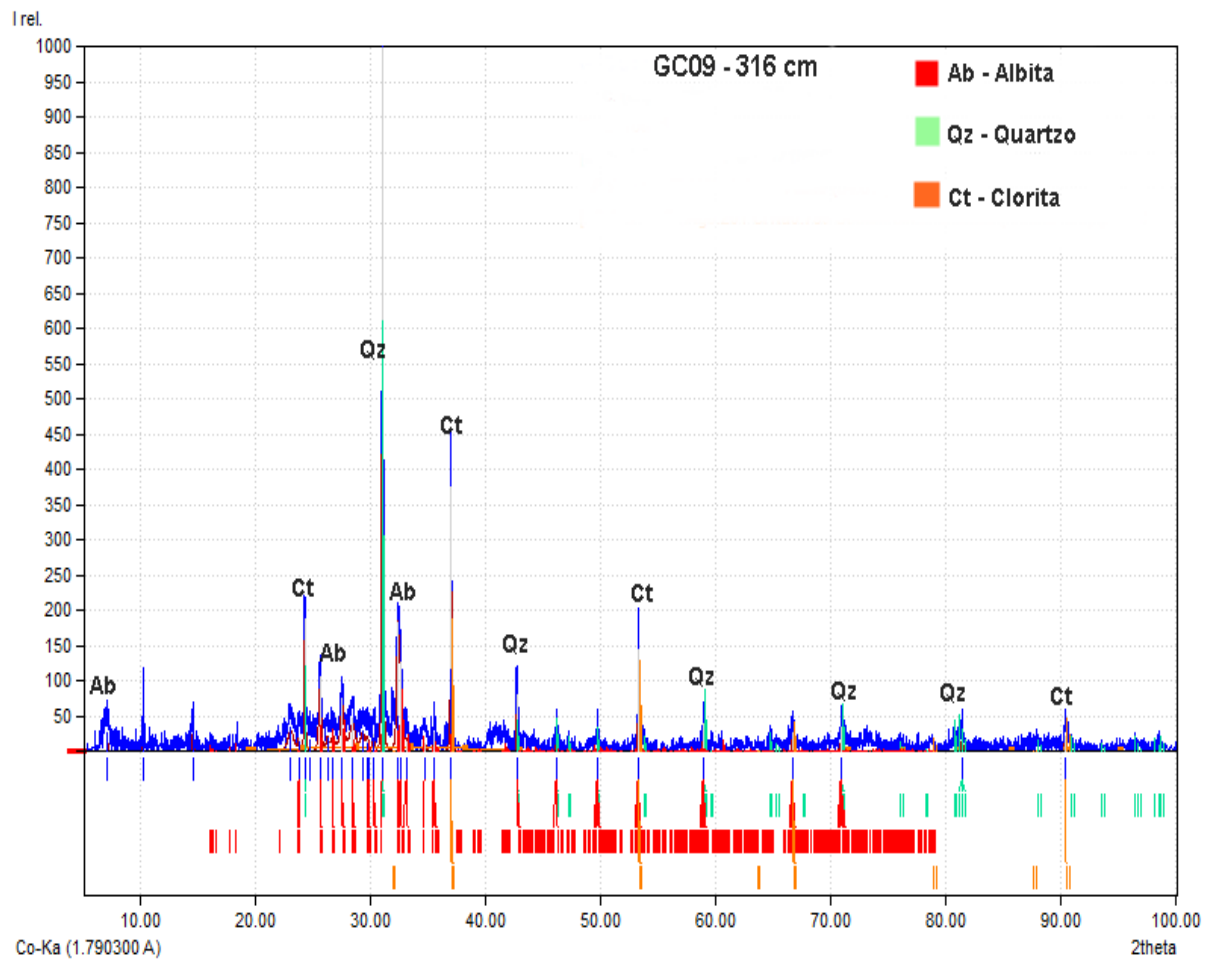
Difratograma da seção mediana do testemunho GC09 com os principais minerais identificados.



Difratograma da seção mediana do testemunho GC09 com os principais minerais identificados.

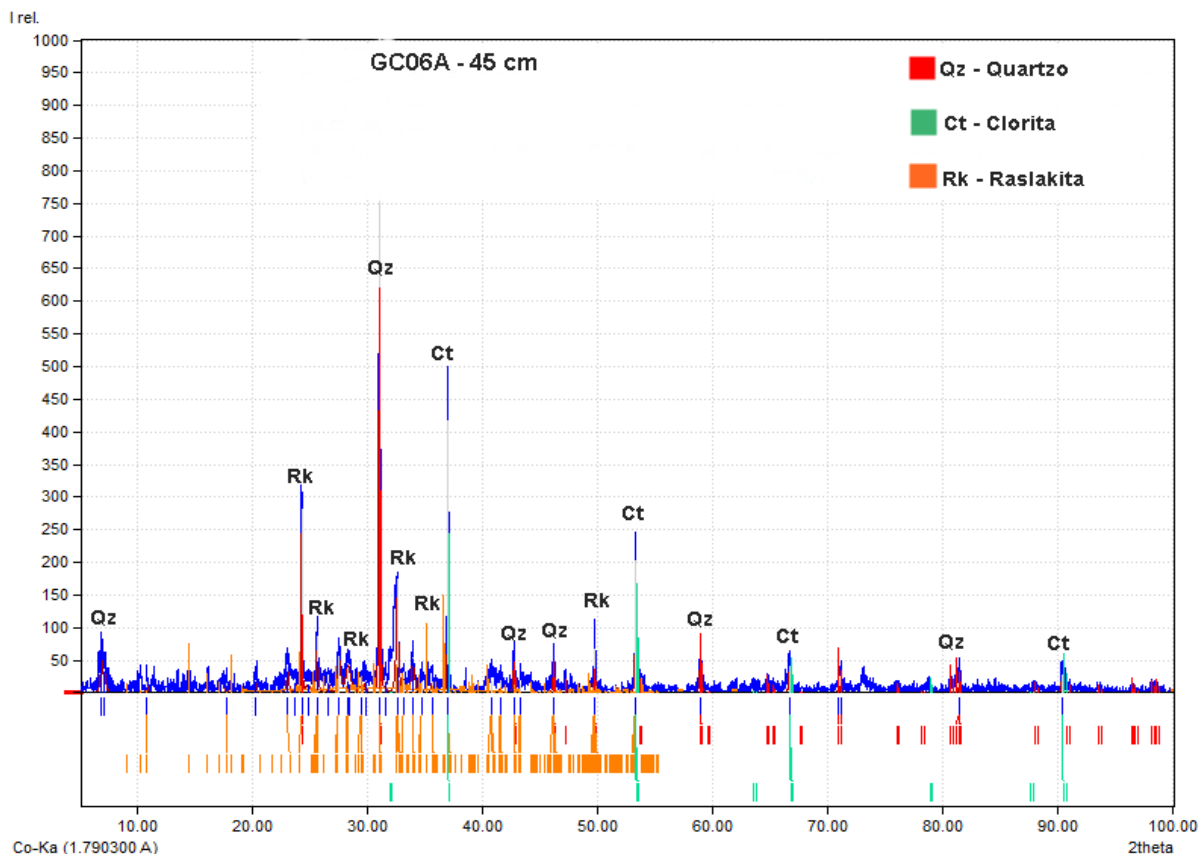


Difratograma da seção final do testemunho GC09 com os principais minerais identificados.

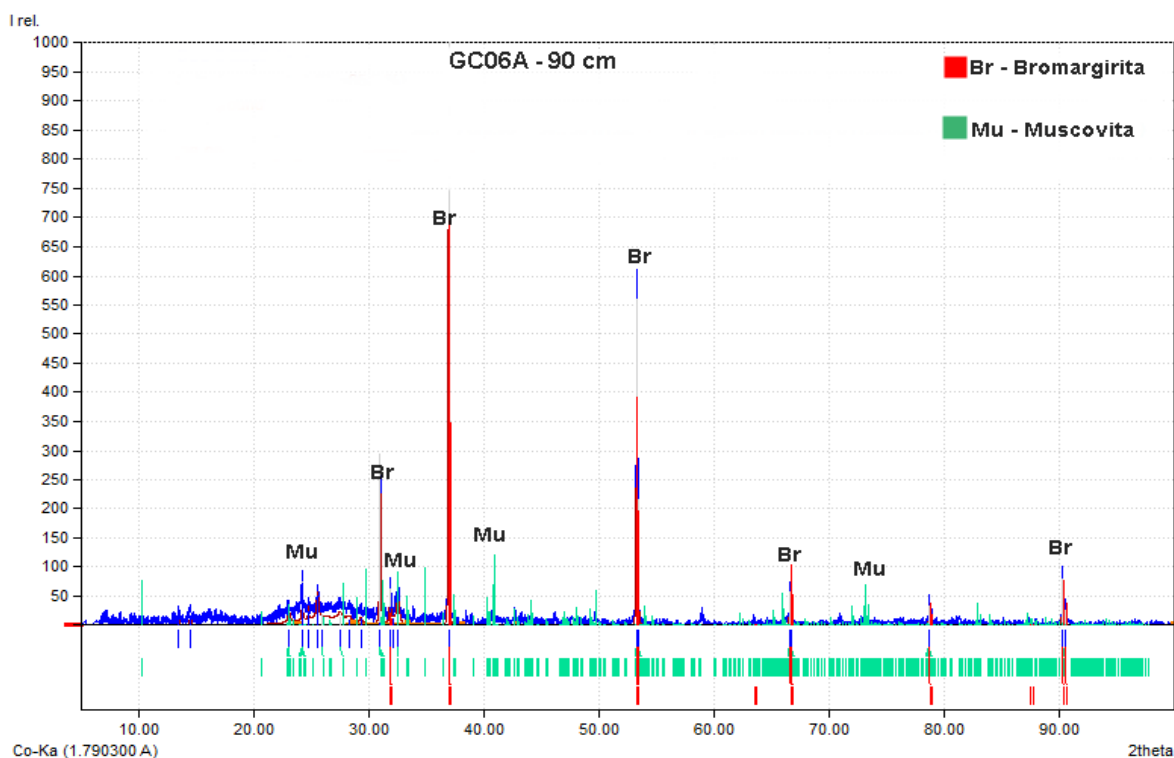


Difratograma da base do testemunho GC09 com os principais minerais identificados.

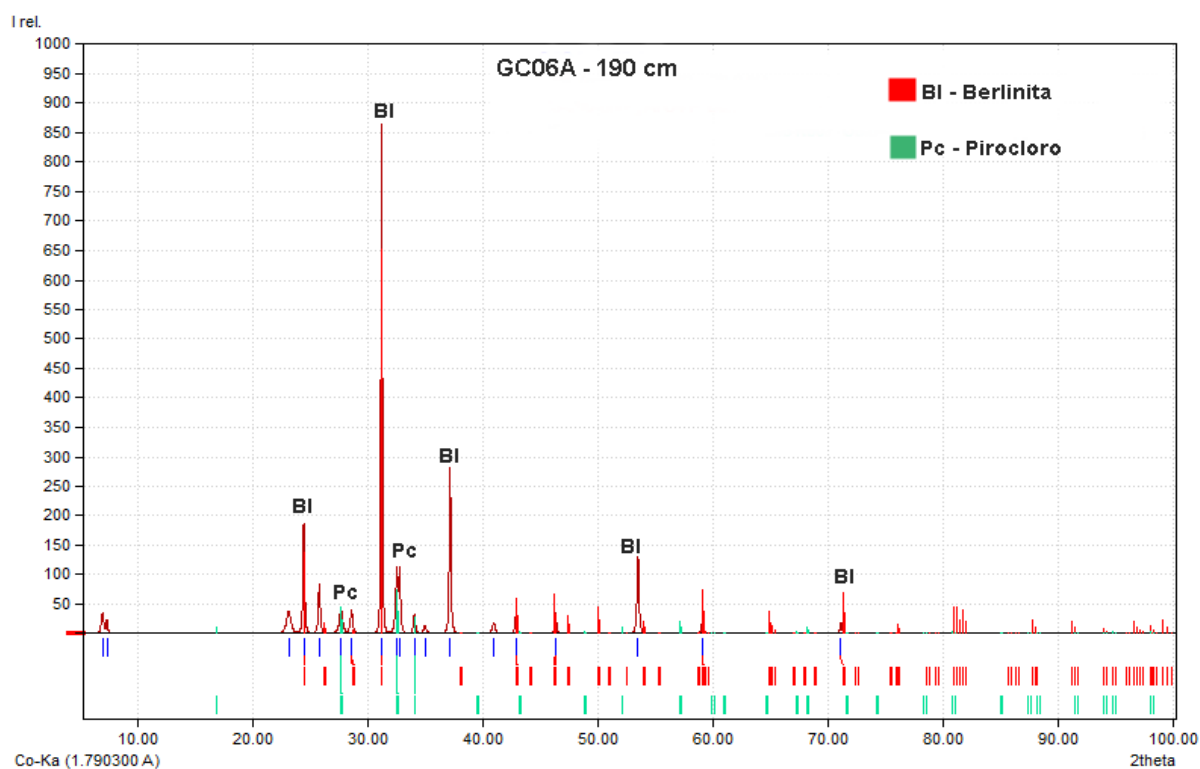
APÊNDICE H (Difratogramas GC06A)



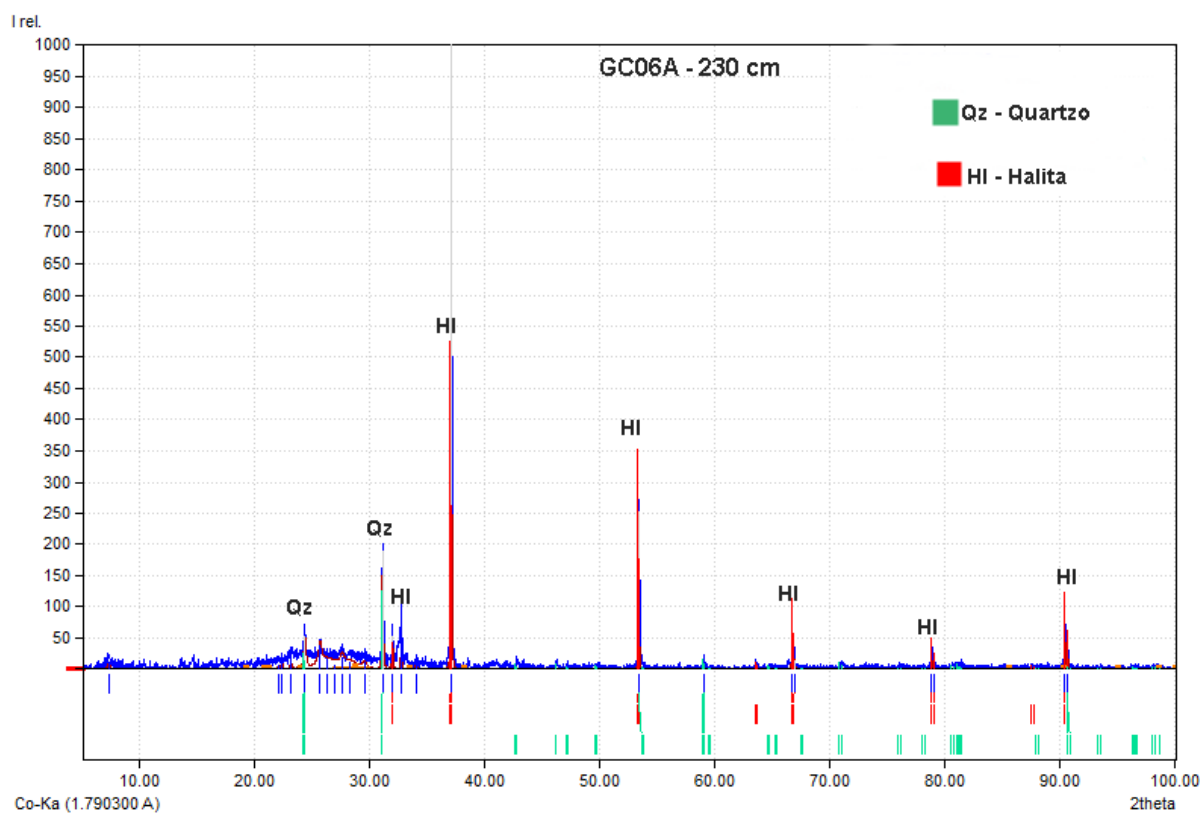
Difratograma da seção inicial do testemunho GC06A com os principais minerais identificados.



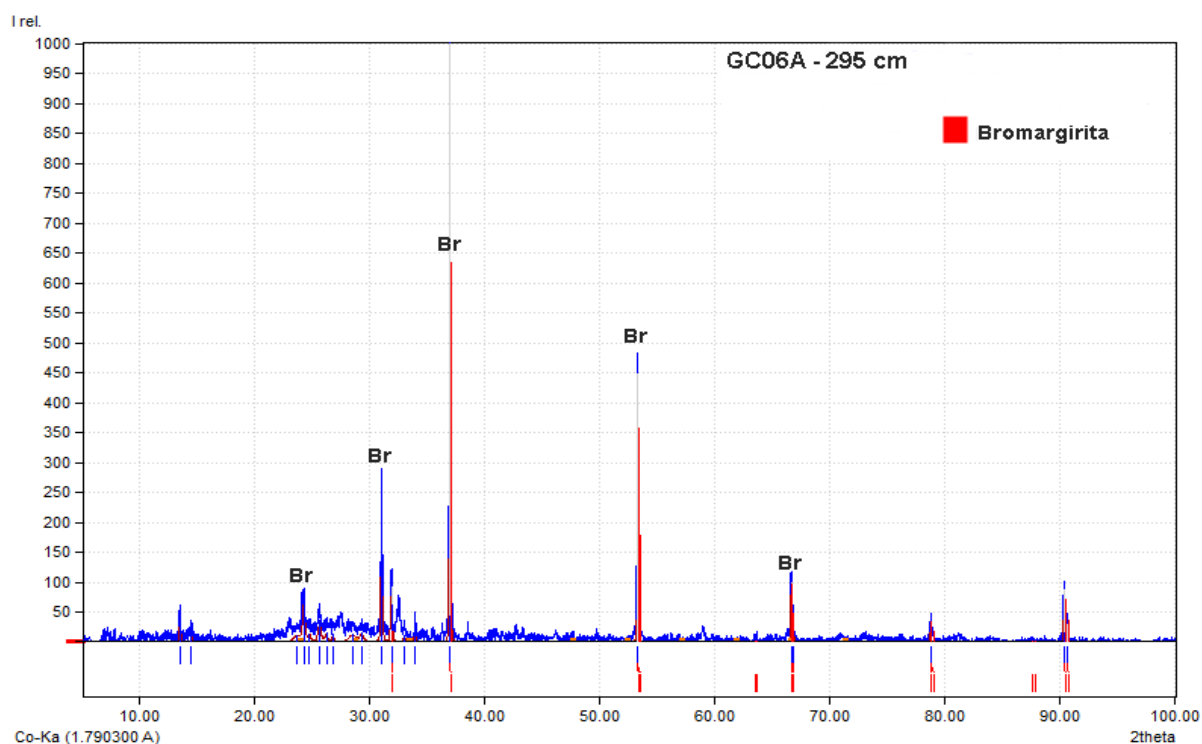
Difratograma da seção mediana do testemunho GC06A com os principais minerais identificados.



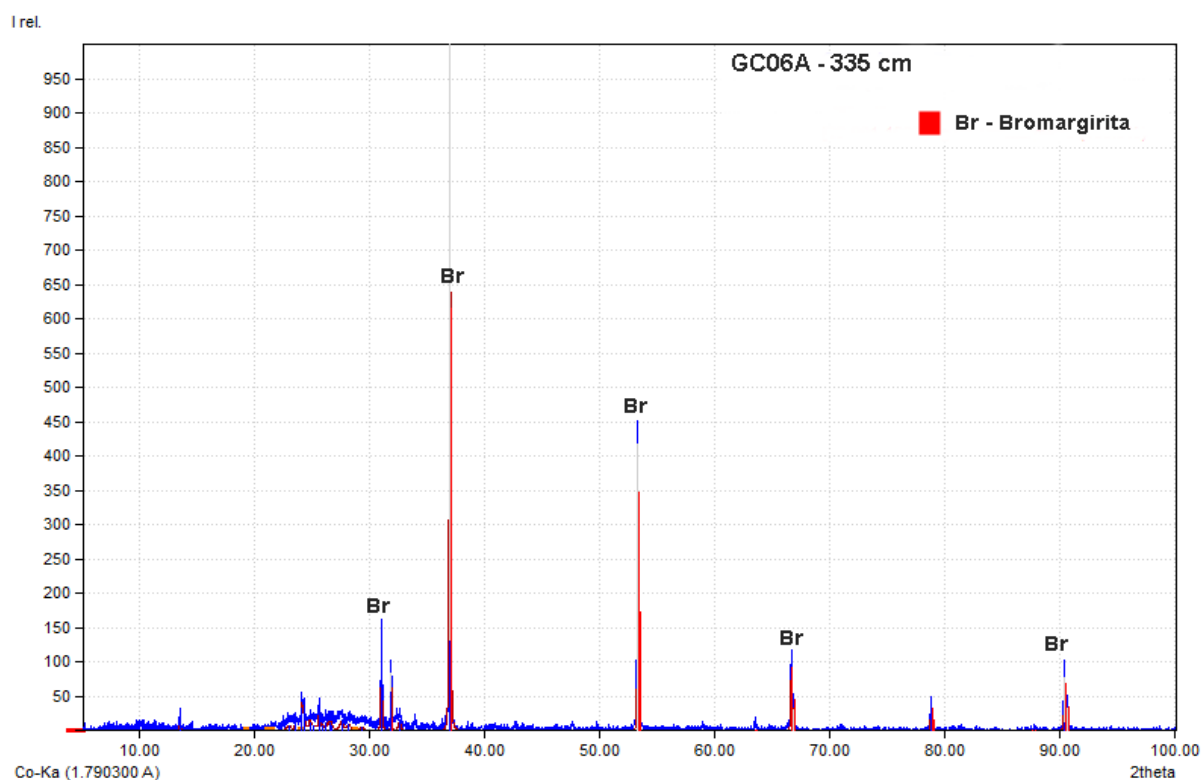
Difratograma da seção mediana do testemunho GC06A com os principais minerais identificados.



Difratograma da seção mediana do testemunho GC06A com os principais minerais identificados.



Difratograma da seção final do testemunho GC06A com os principais minerais identificados.



Difratograma da base do testemunho GC06A com os principais minerais identificados.