UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**EVIDÊNCIAS GEOLÓGICAS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS (GREENHOUSE-
ICEHOUSE) NA ANTÁRTICA OCIDENTAL DURANTE A PASSAGEM EOCENO-
OLIGOCENO**

Fernanda Maciel Canile

Dissertação de mestrado apresentada junto
ao Instituto de Geociências da
Universidade de São Paulo na Área de
Geotectônica para obtenção do título de
Mestre em Geociências.

SÃO PAULO
2010

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte

Ficha catalográfica

Canile, Fernanda Maciel

Evidências geológicas de mudanças climáticas (greenhouse-icehouse) na Antártica Ocidental durante a passagem Eoceno-Oligoceno / Fernanda Maciel Canile – São Paulo, 2010.
136 f.

Dissertação (Mestrado): IGc/USP

Orient.: Brito Neves, Benjamim Bley de

Co-orient.: Rocha-Campos, Antonio Carlos

1. Variação climática
2. *Greenhouse-icehouse*
3. Eoceno-Oligoceno
4. Antártica Ocidental

*Aos meus pais, Valdemar e Silvania (in
memorian), que me deram vida e me
despertaram para o prazer da leitura,
hábito fundamental para a ambição pela
pesquisa*

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar agradeço minha família, pelo apoio e pelo carinho, itens indispensáveis à perseverança para realizar este trabalho.

Ao Prof. Bley pela orientação.

Ao Prof. Rocha-Campos, pai geológico, obrigada por todos os ensinamentos, pela paciência, e por sempre acreditar.

Ao Prof. Paulo Roberto, sempre presente e disposto a ajudar no que fosse preciso.

A toda equipe do OPERANTAR XXVII, que nos encaixou de última hora em sua logística, sem o qual não teríamos realizado os trabalhos de campo no verão de 2009.

A todos os funcionários do Instituto de Geociências que de uma maneira ou de outra participaram na realização desse trabalho.

Aos colegas de pós-graduação e graduação, que de alguma forma ajudaram, agradeço e peço a compreensão por não terem sido citados aqui pontualmente.

Ao pessoal das empresas em que trabalhei nos últimos dois anos, por compreenderem a importância da minha pesquisa e me liberarem nos momentos mais críticos. Em especial ao pessoal da CPOS (Renata, “Prof.” Marinho, Maria Helena e Cris).

Agradeço também ao Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica pela concessão da bolsa de mestrado (Processo CNPq 134511/2007-7) durante o primeiro ano dessa pesquisa.

“Existem três estágios na descoberta científica: primeiro, as pessoas negam a sua verdade; depois negam que seja importante; finalmente, dão o crédito à pessoa errada.”

Alexander von Humboldt, geógrafo e naturalista alemão

RESUMO

CANILE, F. M. *Evidências geológicas de mudanças climáticas (greenhouse-icehouse) na Antártica Ocidental durante a passagem Eoceno-Oligoceno*. 2010. 136 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Durante o Eoceno e o Oligoceno (55 a 23 Ma) a Terra esteve sujeita a período de grandes mudanças climáticas. Registros geológicos, reforçados por modelos climáticos, indicam que o clima global durante esse período passou de estágio praticamente livre de calotas polares para situação climática próxima a que hoje podemos encontrar na Antártica. Grande parte desses registros são indiretos, retirados de sedimentos de fundo marinho ou de material fóssil. Evidência terrestre clara da variação climática (*greenhouse-icehouse*) para o Eoceno-Oligoceno pode ser encontrada em Wesele Cove, ilha Rei Jorge, Antártica Ocidental. Tais evidências correspondem a uma sucessão de cerca de 60m com pelo menos 13 derrames de lava basáltica, de alguns metros de espessura cada, sobreposta, em contato erosivo, por diamictito e arenito. A sucessão basáltica é correlacionada com a Formação Mazurek Point/Hennequin, datada radiometricamente como do Eoceno, e o diamictito e arenito correspondem ao Membro Krakowiak Glacier da Formação Polonez Cove, datada, paleontológica e radiométricamente como pertencente ao Oligoceno inferior. Cada camada de basalto toleítico exibe uma zona inferior, mais espessa (1 a poucos metros), de rocha fresca, que é seguida transicionalmente por uma zona de alteração, variando de alguns decímetros a 1-1,5 m de espessura. O pacote de basalto está inclinado 25° para leste, provavelmente por tectonismo. A sucessão foi recentemente exposta devido ao rápido recuo da atual geleira Wyspianski. A evidência inicial de campo sugere que a sucessão representa um registro geológico de variação paleoclimática de condições mais amenas para condições glaciais, que pode ser correlacionada com a mudança do ótimo climático do final do Eoceno (*greenhouse*) para as condições de *icehouse* do Oligoceno, registradas na curva de paleotemperatura cenozóica estabelecida pela determinação de $\delta^{18}\text{O}$ em carapaças de foraminíferos. Este estudo teve como foco central a análise estratigráfica e geoquímica da ocorrência, a fim de interpretar a sucessão de eventos paleoclimáticos documentados no afloramento e analisá-los, no contexto da história paleoclimática da Antártica. Os dados obtidos mostraram que a transição de zonas não alteradas para alteradas observada em cada derrame de basalto pode de fato ser atribuídas à ação moderada de processos intempéricos no topo de cada derrame. Eles também demonstram uma origem glacial, em parte subglacial com contribuição marinha, dos diamictitos sobrepostos, que apresentam feições, tais como, clastos de litologias e tamanhos variados, facetados e estriados, clastos tipo *bullet shaped*, clastos partidos por congelamento, estrias intraformacionais e fósseis marinhos encontrados na matriz do diamictito. As condições climáticas amenas responsáveis pelo intemperismo do basalto durou até o surgimento do último horizonte de lava, seguida por movimentação tectônica que inclinou o pacote. Esses eventos indicam condições paleoclimáticas menos rigorosas relativamente longas durante o Eoceno, precedendo o estabelecimento do manto de gelo oligocênico nesta parte da Antártica.

Palavras-chave: variação climática, *greenhouse-icehouse*, Eoceno-Oligoceno, Antártica Ocidental

ABSTRACT

CANILE, F. M. *Evidências geológicas de mudanças climáticas (greenhouse-icehouse) na Antártica Ocidental durante a passagem Eoceno-Oligoceno*. 2010. 136 p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

During the Eocene and Oligocene (55 – 23 Ma) the Earth was undergoing a period of great climatic changes. Geological records, reinforced by climate models indicate that global climate during this period went from a stage in which the Earth was virtually free of polar ice caps to a stage close to what we find today in Antarctica. Most of these records are indirect, taken from the deep-sea cores or fossil material. Clear terrestrial evidence of climate change (greenhouse-icehouse) for the Eocene-Oligocene transition is found in Wesele Cove, King George Island, West Antarctica. This evidence includes a succession of at least thirteen, few meters thick, basaltic lava flows overlain disconformably by diamictite and sandstone. The basaltic section is correlated with the Mazurek Point/Hennequin Formation, radiometric dated as Eocene, and the diamictite and sandstone correspond to the Krakowiak Glacier Member of the Polonez Cove Formation, dated as Early Oligocene, on paleontological and radiometric basis. Each tholeiitic basalt layer exhibits a lower, thicker (1 to few meters) fresh zone, transitionally followed up by a zone of saprolith, varying from decimeters to 1-1.5 m in thickness. The entire basalt package of around 60 m, is tilted 25° to the east. The succession has been recently exposed due to fast retreat of the present Wyspianski Glacier. The initial field evidence suggests that the succession represents the geological record of paleoclimatic variation from mild to glacial conditions, that could correlate with the change from the late Eocene optimum climatic (greenhouse) to icehouse conditions in the Oligocene, as recorded on the Cenozoic paleotemperature curve established by $\delta^{18}\text{O}$ determinations on calcareous foraminifera tests. This study had focus on the stratigraphy and geochemistry analysis of the occurrence, in order to interpret the succession of palaeoclimatic events documented in outcrop and analyze them in the context of paleoclimatic history of Antarctica. Data obtained consistently showed that the supposed transition from unaltered to altered zones observed in each basalt layer may in fact be assigned to the moderated action of weathering processes on top of each flow. They also demonstrate a glacial, in partly subglacial with marine contribution, origin for the overlying diamictites, which has features such clasts of diverse lithologies and sizes, faceted and striated clasts, bullet shaped clasts, clasts broken by freezing and thaw, intraformational striae and marine fossils found in the matrix of the diamictite. The mild paleoclimatic conditions responsible for weathering of the basalt lasted until the emplacement of the highest lava horizon, followed by tectonic movement that tilted the package. These events indicate a relatively long paleoclimatic mild conditions during the Eocene, preceding the establishment and displacement of the Oligocene ice-sheet in this part of Antarctica.

Key-words: climate change, greenhouse-icehouse, Eocene-Oligocene, West Antarctica

LISTA DE FIGURAS

Fig. 1 - Gráfico de tempo-temperatura para o Cenozóico mostrando os intervalos de tempo que estão representados pelos testemunhos das perfurações realizadas em gelo e em sedimentos de fundo marinho. A curva de temperatura foi modificada para mostrar o efeito da descarga de metano há 55Ma. A curva para o futuro é uma projeção (Modificado de Barrett 2009)	23
Fig. 2 – (A) Mapa mostrando a localização da ilha Rei Jorge na Península Antártica (Modificado de Birkenmajer <i>et al.</i> 2005. (B) Mapa das localidades da ilha Rei Jorge (Modificado de Troedson e Smellie 2002). TAM=montanhas Transantárticas	25
Fig. 3 – Localização das ilhas Seymour e James Ross na Península Antártica (Modificado de Francis <i>et al.</i> 2008)	31
Fig. 4 – Localização das ilhas que constituem o Arquipélago Shetland do Sul (Modificado de www.scar.org)	33
Fig. 5 – Mapa com o contexto geotectônico atual da região da Península Antártica. <i>Placas</i> : AFR= Áfricana, ANT= Antártica, SAM= Sulamericana. <i>Microplacas</i> : Drake, Sanduíche, Escócia, GS (Geórgia do Sul), Shetland do Sul. <i>Falhas transformes</i> : H=Hero, S=Shackleton, T=Tula, TH=Tharp. <i>Principais centros de abertura oceânica (cristas)</i> : AR= Atlântico, DR=Drake, SR= Sanduíche, WR= Weddell (Modificado de Birkenmajer 1992)	34
Fig. 6 – Unidades tectônicas principais da ilha Rei Jorge (Modificado de Birkenmajer 1992)	35
Fig. 7 – Coluna litoestratigráfica simplificada mostrando a distribuição e correlação das unidades nas diversas localidades da ilha Rei Jorge. Vauréal Peak, Boy Point, Low Head-Polonez Cove, Mazurek Point N/S e Lions Cove (modificado de Birkenmajer 1982). Wesele Cove (modificado de Canile 2006). MKG= Membro Krakowiak Glacier; MLH= Membro Low Head, MS= Membro Siklawka, MOC= Membro Obereke Cliff	39
Fig. 8 – Quadro litoestratigráfico geral da Formação Polonez Cove e sumário dos dados de idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e isótopo de Sr disponíveis para a formação. Dados de isótopos de Sr de Dingle <i>et al.</i> (1997) e Dingle e Lavelle (1998). Dados de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ são de Troedson e Smellie (2002) (Modificado de Troedson e Smellie 2002)	41
Fig. 9 – Mapa geológico da ilha Rei Jorge, com Wesele Cove em destaque (hachurado cinza). Somente rochas basálticas e sedimentos quaternários foram mapeados no local por Birkenmajer (Modificado de Birkenmajer 1987)	42
Fig. 10 – Mapa de localização de Wesele Cove na ilha Rei Jorge (modificado de www.kgis.scar.org) e mosaico aerofotográfico interpretado da área de estudo, mostrando sequência de 13 derrames basálticos, delimitados pelas linhas amarelas. Escala aproximada: maior lado ~1,3km (Canile, 2006)	43
Fig. 11 - Wesele Cove. Vista para W. Primeiro plano e fundo a direita: derrames basálticos. Geleira Wyspianski ao fundo. Notar o rebaixamento da geleira	44
Fig. 12 – Vista geral dos afloramentos, a partir do bloco alto da falha. Notar afloramento dos basaltos (em primeiro plano) e o local onde estão as rochas sedimentares (seta)	45

Fig. 13 – Vista para E, mostrando bloco rebaixado com exposição de diamictito e zona elevada ao fundo, com derrames basálticos. Diamictito erodido sob a forma de dorso de baleia pelo avanço da geleira Wyspianski	45
Fig. 14 – Contato entre o basalto da Formação Mazurek Point/Hennequin e o diamictito do Membro Krakowiak Glacier (Formação Polonez Cove). O contato é irregular (linha amarela interrompida). O diamictito descontínuo, muito compacto, pode representar till de alojamento	46
Fig. 15 - Vista lateral do basalto, mostrando base fresca da rocha (BF ₁), seguida por topo intemperizado (TI ₁), mais escavado, seguido por outro derrame (BF ₂)	47
Fig. 16 - Vista frontal dos derrames de basalto	48
Fig. 17 – Detalhe do contato entre o topo intemperizado de um derrame e o base fresca do derrame posterior	48
Fig. 18 - Vista lateral do basalto, evidenciando o contato entre o topo intemperizado de um derrame e a base fresca do derrame posterior	49
Fig. 19 – Visão para S de pavimento erodido e estriado (orientação das estrias: N160°) pela geleira Wyspianski no topo dos diamictitos e arenitos do Membro Krakowiak Glacier. Note os clastos dispersos truncados e estriados	51
Fig. 20 – Detalhe do diamictito. Notar superfície polida pela geleira atual	52
Fig. 21 – Detalhe de intercalação de arenito. Notar feição linear de arrastamento atribuída à glaciação Krakowiak	52
Fig. 22 – Clasto de basalto em formato <i>bullet</i> mostrando alças de matriz ao redor de terminação distal (A). O eixo maior do clasto e as estrias no pavimento são paralelos. O sentido de movimento das geleiras do Oligoceno e Recente são, portanto, para SE	53
Fig. 23 – Concentração de clastos exóticos inclusos no diamictito. Notar os clastos partidos envoltos pela matriz da rocha	53
Fig. 24 – Detalhe do diamictito com matriz arenosa e clastos tamanho seixo	54
Fig. 25 – Detalhe de estrutura tipo <i>crag e tail</i> (orientação N165°) formado no diamictito por ação da geleira Wyspianski	54
Figs. 26 e 27 – Detalhe do diamictito de matriz arenosa, litofácies predominante na área. Notar áreas com concentração de clastos subangulares a subarredondados	55
Fig. 28 - A) Notar arenito mais fino (próximo ao martelo) intercalado aos diamictitos. B) Detalhe do arenito fino	55
Fig. 29 – Diamictito. Notar estratificação	56
Fig. 30 – Detalhe de diamictito. Notar as impressões de invertebrados marinhos (bivalve) na rocha	56
Figs. 31 e 30 – Detalhe das estruturas vesicular e veios do basalto	58

Figs. 33 e 34 – Detalhe do basalto alterado em contato com os diamictitos do Membro Krakowiak Glacier sobreposto. Na foto à direita, notar a pseudoestratificação do material alterado	59
Fig. 35 - Diagrama Ti-Zr-Y para basaltos (Pearce e Cann 1973, retirado de Rollison 1983). A: Toleitos de arco de ilha, B: MORB, basaltos cálcio-alcálicos e basaltos toleíticos de arcos de ilha, C: basaltos cálcio-alcálicos, D: basaltos de intra-placa	63
Fig. 36 - Diagrama Ti-Cr (Pearce 1975, retirado de Rollison 1983). LKT= Toleitos com baixo K, OFB= Basaltos de assoalho oceânico. Notar que as amostras estudadas foram melhor individualizadas como Toleitos de baixo potássio	63
Fig. 37 – Gráfico de EF (Fator de Enriquecimento) para a amostra W-19A	69
Fig. 38 – Gráfico de EF (Fator de Enriquecimento) para a amostra W-19D	70
Fig. 39 – Gráfico de EF (Fator de Enriquecimento) para a amostra W-19G	70
Fig. 40 – Gráfico de EF (Fator de Enriquecimento) para a amostra W-01/09	71
Fig. 41 – Gráfico de EF (Fator de Enriquecimento) para a amostra W-02/09	71
Fig. 42 – Padrão de distribuição dos Elementos Terras Raras normalizados ao condrito para as amostras de basalto fresco	74
Fig. 43 – Padrão de distribuição dos Elementos Terras Raras normalizados ao condrito para as amostras de basalto alterado e sedimento intrabasilto (W-02/09)	74
Fig. 44 – Afloramento apresentando sedimento intrabasilto	75
Fig. 45 – Detalhe do sedimento intrabasilto	75
Fig. 46 – A) Fotomicrografia da amostra W-02 (sedimento intrabasilto). Notar a seleção granulométrica da amostra. B) Detalhe da porção mais fina da rocha. Nicóis paralelos. Objetiva: 1,25X e 4 X	75
Fig. 47 - Perfil esquemático dos derrames [0] a 8. Notar área topograficamente mais escavada (hachurado no desenho) que corresponde às zonas de alteração do topo de cada derrame (Canile, 2006)	78
Fig. 48. Esquema descrevendo a costa da Terra Victoria durante o Oligoceno inferior/superior, com costa influenciada por rios e geleiras, e encostas baixas das montanhas com vegetação. Esse cenário é baseado na combinação de evidência sedimentológica e dados de flora dos testemunhos de Cape Roberts e <i>CIRROS-1</i> (Modificado de Francis <i>et. al.</i> 2009)	81
Fig. 49 – Ilustração esquemática dos processos e ambientes deposicionais para o Membro Krakowiak Glacier. Deposição ocorreu em ambiente marinho subglacial em associação com uma geleira aterrada em uma plataforma rasa (Modificado de Troedson e Smellie 2002).	83
Fig. 50 - Registros de nível do mar (nma) e do progressivo desenvolvimento dos mantos de gelo durante o final do Mesozóico e Cenozóico. A transição Eoceno-Oligoceno culminou com o maior aumento de $\delta^{18}\text{O}$ dos últimos 50 Ma, o máximo de $\delta^{18}\text{O}$ do início do Oligoceno (33,55 Ma), e uma queda eustática de 55-70 m. Essa queda corresponde a um manto de gelo antártico que foi aproximadamente de 80 a 100% do tamanho do manto de gelo presente na Antártica Oriental nos dias de hoje (Modificado de Miller <i>et al.</i> 2008)	85

Fig. A1.1 - Fotomicrografia da amostra W-02 (Regolito (sedimento intrabasilto?) estratificado). Notar a seleção granulométrica da amostra. Nicóis paralelos. Obj.: 1,25X	99
Fig. A1.2 - Fotomicrografia da amostra W-02 (Regolito (sedimento intrabasilto?) estratificado). Detalhe da porção mais fina da rocha. Nicóis paralelos. Obj.: 4X	99
Fig. A1.3 - Foto da lâmina (tamanho natural) da amostra W-02 (Regolito (sedimento intrabasilto?) estratificado). Notar a textura da rocha	99
Fig. A1.4 - Fotomicrografia da amostra W-02 (Regolito (sedimento intrabasilto) estratificado). Detalhe da porção mais grossa da rocha. Nicóis paralelos. Obj.: 1,25 X	99
Fig. A1.5 - Fotomicrografia da amostra W-16. Detalhe de fenocristais de piroxênio (Augita). Nicóis cruzados. Objetiva: 10X	100
Fig. A1.6 - Fotomicrografia da amostra W-16. Fenocristais de plagioclásio (Andesina) e clinopiroxênio (Augita - no canto superior esquerdo da foto). Notar estruturas de fluxo magmático na matriz da rocha. Nicóis cruzados. Objetiva: 4X	100
Fig. A1.7 - Fotomicrografia da amostra W-16. Detalhe de cristais de piroxênio (Augita) com inclusões de minerais opacos (provavelmente ilmenita/magnetita). Nicóis cruzados. Objetiva: 10 X	100
Fig. A1.8 - Fotomicrografia da amostra W-16. Detalhe de fenocristal de plagioclásio (Andesina) - Nicóis cruzados. Objetiva: 4X	100
Fig. A1.9 - Fotomicrografia da amostra W-11. Detalhe de cristal de plagioclásio substituído por argilo-mineral de cor esverdeada (provavelmente do grupo das esmectitas). Nicóis paralelos. Objetiva: 4X	101
Fig. A1.10 - Fotomicrografia da amostra W-11. Detalhe de cristal de plagioclásio substituído por argilo-mineral de cor esverdeada (provavelmente do grupo das esmectitas). Nicóis cruzados. Objetiva: 4X	101
Fig. A1.11 - Fotomicrografia da amostra W-12B. Detalhe de cristal de olivina substituído por argilo-minerais de cor esverdeada (esmectita?) e fraturas alteradas para minerais de cor laranja-avermelhada (iddingsita?). Nicóis paralelos	102
Fig. A1.12 - Fotomicrografia da amostra W-12B. Detalhe de cristal de olivina substituído por argilo-minerais de cor esverdeada (esmectita?) e fraturas alteradas para minerais de cor laranja-avermelhada (iddingsita?). Nicóis cruzados. Objetiva: 4X	102
Fig. A1.13 - Fotomicrografia da amostra W-12B (derrame 3). Notar fenocristais de olivina (mineral com fraturas). Nicóis paralelos. Objetiva: 1,25X	102
Fig. A1.14 - Fotomicrografia da amostra W-12B (derrame 3). Notar fenocristais de olivina (mineral com fraturas). Nicóis cruzados. Objetiva: 1,25X	102
Fig. A1.15 - Fotomicrografia da amostra W-14. Mostrando o aspecto geral da rocha. Nicóis paralelos. Objetiva: 1,25 X	103
Fig. A1.16 - Fotomicrografia da amostra W-14. Detalhe de cristal de olivina substituído por argilo-minerais de cor esverdeada (esmectita?) e fraturas alteradas para minerais de cor laranja-avermelhada (iddingsita?). Nicóis cruzados. Objetiva: 4X	103

Fig. A1.17 - Fotomicrografia da amostra W-15. Notar a textura microporfirítica da rocha. Nicóis paralelos. Objetiva: 1,25 X	104
Fig. A1.18 - Fotomicrografia da amostra W-15 (derrame 1). Detalhe de fenocristais de plagioclásio (Andesina). Nicóis cruzados. Objetiva: 10X	104
Fig. A1.19 - Fotomicrografia da amostra W-17. Aspecto geral da rocha. Nicóis paralelos. Objetiva: 1,25 X	105
Fig. A1.20 - Fotomicrografia da amostra W-17. Detalhe de fenocristal e matriz final formada por cristais de plagioclásio. Nicóis paralelos. Objetiva: 4 X	105
Fig. A1.21 - Fotomicrografia da amostra W-19C. Detalhe de cristal de piroxênio/olivina (?) parcialmente substituído por óxido de ferro. Nicóis paralelos. Objetiva: 10X	106
Fig. A1.22 - Fotomicrografia da amostra W-19A. Detalhe de cristal de piroxênio/olivina (?) parcialmente substituído por óxido de ferro. Nicóis cruzados. Objetiva: 4X	106
Fig. A1.23 - Fotomicrografia da amostra W-19G. Notar cristal de piroxênio totalmente substituído. Nicóis paralelos. Objetiva: 10X	106
Fig. A1.24 - Fotomicrografia da amostra W-19F. Notar matriz da amostra totalmente opaca devido a alteração. Nicóis paralelos. Objetiva: 4X	106
Fig. A1.25 - Fotomicrografia da amostra W-01/09. Notar matriz da amostra com porções opacas devido a alteração. Nicóis paralelos. Objetiva: 4X	107
Fig. A1.26 - Fotomicrografia da amostra W-01/09. Detalhe de cristal de olivina (?) parcialmente substituído por óxido de ferro. Nicóis paralelos. Objetiva: 10X	107
Fig. A1.27 - Fotomicrografia da amostra W-05 (Diamictito). Notar matriz com granulometria areia muito fina. Nicóis paralelos. Objetiva: 1,25X	108
Fig. A1.28 - Fotomicrografia da amostra W-05 (Diamictito). Detalhe da matriz, notar os diversos tipos mineralógicos e de fragmentos líticos dos grãos Nicóis paralelos. Objetiva: 4X	108
Fig. A1.29 - Fotomicrografia da amostra W-05 (Diamictito). Detalhe da matriz, notar os diversos tipos mineralógicos e de fragmentos líticos dos grãos Nicóis paralelos. Objetiva: 4X	108
Fig. A1.30 - Fotomicrografia da amostra W-05 (Diamictito). Detalhe da matriz, notar fragmento lítico (material vulcânico). Nicóis paralelos. Objetiva: 10X	108
Fig. A1.31- Fotomicrografia da amostra W-06 (Arenito). Detalhe dos grãos de diversos tipos líticos e mineralógicos. Notar grãos de olivina/piroxênio (birrefringência alta). Nicóis cruzados. Objetiva: 4X	109
Fig. A1.32- Fotomicrografia da amostra W-06 (Arenito). Aspecto geral da matriz, notar fragmento intraclasto de composição variada (canto superior direito). Nicóis paralelos. Objetiva: 1,25X	109
Fig. A1.33- Fotomicrografia da amostra W-07 (Arenito). Aspecto geral da matriz, notar composição variada dos grãos (canto superior direito). Nicóis paralelos. Objetiva: 1,25X	110

Fig. A1.34- Fotomicrografia da amostra W-06 (Arenito). Detalhe dos grãos de diversos tipos líticos e mineralógicas. Nicóis paralelos. Objetiva: 4X	110
Fig. A1.35- Fotomicrografia da amostra W-08 (Arenito). Notar os diversos tipos de grãos e alta proporção de matriz da rocha. Nicóis paralelos. Objetiva: 1,25X	111
Fig. A1.36- Fotomicrografia da amostra W-08 (Arenito). Detalhe dos grãos de diversos tipos líticos e mineralógicas. Nicóis cruzados. Objetiva: 4X	111
Fig. A1.37 - Fotomicrografia da amostra W-09 (Diamictito). Notar os diversos tipos de grãos, de tamanhos variados que compõem a matriz. Nicóis paralelos. Objetiva: 1,25X	112
Fig. A1.38 - Fotomicrografia da amostra W-09 (Diamictito). Detalhe de grão de composição variada. Nicóis cruzados. Objetiva: 10X	112
Fig. A1.39 - Fotomicrografia da amostra W-09 (Diamictito). Detalhe da matriz. Nicóis cruzados. Objetiva: 4X	112
Fig. A1.40 - Fotomicrografia da amostra W-10 (Diamictito). Aspecto geral da matriz com diversos tipos mineralógicos e de tamanho de grão. Nicóis cruzados. Objetiva: 1,25X	113
Fig. A1.41 - Fotomicrografia da amostra W-10 (Diamictito). Detalhe dos grãos de fragmento lítico de composição variada que constituem a matriz. Nicóis cruzados. Objetiva: 4X	113
Fig. A1.42 - Fotomicrografia da amostra W-13 (Diamictito). Notar clasto de material quartzoso e como a amostra é mal selecionada em relação às outras amostras. Nicóis cruzados. Objetiva: 1,25X	114
Fig. A1.43 - Fotomicrografia da amostra W-13 (Diamictito). Notar os diversos tipos de fragmentos líticos que constituem a amostra. Nicóis paralelos. Objetiva: 4X	114
Fig. A1.44 - Fotomicrografia da amostra W-18 (Diamictito). Aspecto geral da matriz. Notar grãos angulosos. Nicóis cruzados. Objetiva: 1,25X	115
Fig. A1.45 - Fotomicrografia da amostra W-18 (Diamictito). Detalhe de grãos grão de fragmento lítico. Nicóis cruzados. Objetiva: 4X	115
Fig. A3.1 - Difratoograma da amostra W-11 (derrame 6)	130
Fig. A3.2 - Difratoograma da amostra W-12B (derrame 3)	130
Fig. A3.3 - Difratoograma da amostra W-14 (derrame 5)	131
Fig. A3.4 - Difratoograma das amostra W-15 (derrame 1)	131
Fig. A3.5 - Difratoograma da amostra W-17A (derrame 8)	132
Fig. A3.6 - Difratoograma da amostra W-17B (derrame 8)	132
Fig. A3.7 - Difratoograma da fração argila da amostra W-12B (derrame 3)	133
Fig. A3.8 - Difratoograma da fração argila da amostra W-15 (derrame 1)	133
Fig. A3.9 - Difratoograma da fração argila da amostra W-17B (derrame 8)	134
Fig. A3.10 - Difratoograma da amostra W-19G (porção superior da sucessão regolítica do derrame 7)	134

Fig. A3.11 - Difractograma da amostra W-19D (porção intermediária da sucessão regolítica do derrame 7)	135
Fig. A3.12 - Difractograma da amostra W-19A (porção inferior da sucessão regolítica do derrame 7)	135
Fig. A3.13 – Difractograma fração argila da amostra W-19G	136
Fig. A3.14 – Difractograma fração argila da amostra W-19A	136

LISTA DE TABELAS

Tab. A2.1 - Resultados analíticos obtidos pelos métodos de Difração de Raios-X (DRX) e titimetria (%FeO) para as amostras de basalto fresco	117
Tab. A2.2a - Resultados analíticos obtidos pelo método de ICP-MS para a amostra fresca W-11 (Canile, 2006)	118
Tab. A2.2b - Resultados analíticos obtidos pelo método de ICP-MS para as amostras frescas	119
Tab. A2.3 - Resultados analíticos obtidos pelo método de Difração de Raios-X (DRX) e titimetria (%FeO) para as amostras alteradas e a amostra de sedimento intrabasilto (W-02)	120
Tab. A2.4a - Resultados analíticos obtidos pelo método de ICP-MS para as amostras alteradas (Canile, 2006)	121
Tab. A2.4b - Resultados analíticos obtidos pelo método de ICP-MS para as amostras alteradas	122
Tab. A2.5 - Cálculos do Fator de Enriquecimento	123
Tab. A2.6 - ETR das amostras normalizadas pelo condrito (ppm)	124

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 – Identificação das amostras com análises geoquímicas	60
Quadro 2 – Identificação das análises químicas realizadas	61
Quadro 3 – Resultados de CIA, MIA e IA para as amostras	67
Quadro 4 – Cálculos de anomalia de Ce	72
Quadro 5 – Cálculos de anomalia de Eu	72
Quadro 6 – Cálculos da razão La/Lu	73
Quadro 7 – Cálculos da razão La/Yb	73
Quadro A1.1 - Descrição petrográfica amostra W-02	99
Quadro A1.2 - Descrição petrográfica amostra W-16	100
Quadro A1.3 - Descrição petrográfica amostra W-11	101
Quadro A1.4 - Descrição petrográfica amostra W-12B	102
Quadro A1.5 - Descrição petrográfica amostra W-14	103
Quadro A1.6 - Descrição petrográfica amostra W-15	104
Quadro A1.7 - Descrição petrográfica amostra W-17	105
Quadro A1.8 - Descrição petrográfica amostras W-19A a W-19G	106
Quadro A1.9 - Descrição petrográfica amostra W-01/09	107
Quadro A1.10 - Descrição petrográfica amostra W-05	108
Quadro A1.11 - Descrição petrográfica amostra W-06	109
Quadro A1.12 - Descrição petrográfica amostra W-07	110
Quadro A1.13 - Descrição petrográfica amostra W-08	111
Quadro A1.14 - Descrição petrográfica amostra W-09	112
Quadro A1.15 - Descrição petrográfica amostra W-10	113
Quadro A1.16 - Descrição petrográfica amostra W-13	114
Quadro A1.17 - Descrição petrográfica amostra W-18	115
Quadro A2.1 - Composição média da crosta oceânica (Taylor e McLennan 1985)	125

Quadro A2.2 - Composição média de andesitos (Taylor e McLennan 1985)	126
Quadro A2.3 - Elementos Terras Raras para a crosta oceânica (CO) (Taylor e McLennan 1985)	127
Quadro A2.4 - Elementos Terras Raras para os andesitos (Taylor e McLennan 1985)	128

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	5
RESUMO	7
ABSTRACT	8
LISTA DE FIGURAS	9
LISTA DE TABELAS	16
LISTA DE QUADROS	17
SUMÁRIO	19
1. INTRODUÇÃO: MUDANÇAS CLIMÁTICAS NA ANTÁRTICA NOS ÚLTIMOS 35 Ma	21
2. OBJETIVOS	27
3. OCORRÊNCIAS DE ROCHAS DO EOCENO E OLIGOCENO NA ANTÁRTICA.....	28
a. Antártica Oriental.....	28
b. Antártica Ocidental	29
4. CONDICIONAMENTO GEOTECTÔNICO E GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO	33
5. ROCHAS DO EOCENO-OLIGOCENO NA ILHA REI JORGE, ANTÁRTICA OCIDENTAL	37
6. AFLORAMENTO DE WESELE COVE.....	42
a. Formação Mazurek Point/Hennequin.....	46
b. Formação Polonez Cove (Membro Krakowiak Glacier).....	49
7. INTEMPERISMO DURANTE O EOCENO.....	57
a. Petrografia	57
b. Geoquímica	60
c. Índices de Alteração Intempérica	65
d. Sedimento intrabasilto	75
8. INTEMPERISMO ATUAL NA ANTÁRTICA.....	77
9. GLACIAÇÃO NO OLIGOCENO	80
10. CONCLUSÕES: MUDANÇAS CLIMÁTICAS NO CENOZÓICO DA ANTÁRTICA.....	84
11. BIBLIOGRAFIA.....	88

ANEXO 1 – DESCRIÇÕES PETROGRÁFICAS	98
ANEXO 2 - RESULTADOS ANALÍTICOS E CÁLCULOS GEOQUÍMICOS	116
ANEXO 3 – DIFRATOGRAMAS DAS AMOSTRAS.....	129

1. INTRODUÇÃO: MUDANÇAS CLIMÁTICAS NA ANTÁRTICA NOS ÚLTIMOS 35 Ma

Vários tipos de evidências indicam que os primeiros mantos de gelo antárticos começaram a se formar nas proximidades do limite Eoceno-Oligoceno, há cerca de 34 Ma. Dados isotópicos obtidos de sedimentos marinhos sugerem que as massas de gelo atingiram tamanhos similares aos atuais (Miller *et al.* 2008).

Até poucos anos atrás, acreditava-se que o isolamento termal da Antártica ter-se-ia dado devido ao isolamento geográfico do continente, gerado pela abertura dos estreitos de Drake e da Nova Zelândia e consequente formação da Corrente Circumpolar, que passou a funcionar como barreira para correntes de águas quentes equatoriais (Kennett 1977, Barker e Burrell 1977).

Porém, dados recentes a partir de modelos climáticos (DeConto e Pollard 2003), indicaram que o dramático evento pode ter sido devido a uma posição da órbita terrestre em volta do sol favorável à ocorrência de verões mais frios, associada ao declínio do teor de CO₂ atmosférico abaixo de nível crítico (cerca de 2,8 vezes menor que o da era industrial). Esse declínio está bem documentado (Pagani *et al.* 2005, Siebert *et al.* 2008) e é atribuído à redução da liberação de gás das dorsais oceânicas, vulcões e faixas metamórficas e aumento do soterramento de carbono (Pearson e Palmer 2000).

A queda do teor de CO₂ reflete-se ainda no rebaixamento de cerca de 1km no nível de compensação de carbonato no Oceano Pacífico (Coxall *et al.* 2005), entre 40 e 24Ma, quando níveis de CO₂ de mais de 1000 ppm baixaram para 400 ppm (Pagani *et al.* 2005). Esses acontecimentos caracterizam então a mudança do chamado “*greenhouse world*” para o “*icehouse world*”.

Paleoambientes e paleoclimas podem ser reconstruídos por diversos instrumentos e registros. Cada um deles fornece diferentes padrões de informações, processos e mecanismos, que normalmente são complementares para o entendimento dessas mudanças. O grau de definição temporal atingido é, contudo grandemente variável, da ordem de alguns milhares de anos no caso de sedimentos marinhos (Cooper *et al.* 2009) e de milhões de anos, no caso do registro geológico terrestre (afloramentos).

O estilo pulsátil que caracterizou a glaciação antártica, a partir do Oligoceno, está registrado em cerca de 1.500m de testemunho de sedimentos marinhos perfurados em Cape Roberts, na parte sudoeste do mar de Ross. Nesse local, foram identificados 55 ciclos glacial-interglacial acumulados na margem subsidente da Bacia da Terra da Rainha Vitória, abrangendo o intervalo de 33 a 17 Ma (Barrett 2007). O testemunho registra a expansão e contração alternada das geleiras, correspondentes aos ciclos de *Milankovitch* de 41 e 100 Ka (Naish *et al.* 2001).

O gráfico da Fig. 1 demonstra a mudança na temperatura global interpretada a partir de razões isotópicas $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em testas de foraminíferos bentônicos, durante os últimos 80 Ma. O intervalo que nos interessa inclui período de Ótimo Climático do Eoceno e o resfriamento que se segue, cerca de 50 Ma atrás, precedido por episódio de descarga de metano e que pode ter-se estendido até o Oligoceno inferior (33,9 – 28,4 Ma).

Fig. 1 - Gráfico de tempo-temperatura para o Cenozóico mostrando os intervalos de tempo que estão representados pelos testemunhos das perfurações realizadas em gelo e em sedimentos de fundo marinho. A curva de temperatura foi modificada para mostrar o efeito da descarga de metano há 55Ma. A curva para o futuro é uma projeção (Modificado de Barrett 2009)

Igualmente relevante no contexto desse importante evento paleoclimático é o registro litológico e fossilífero da passagem Eoceno-Oligoceno encontrada em afloramentos de rochas da Antártica Oriental e Ocidental. Apesar de seu menor poder de resolução temporal (da ordem de milhares ou milhões de anos), as rochas constituem o registro físico direto de mudanças paleoclimáticas. Sua análise detalhada poderá fornecer importantes informações sobre acontecimentos de amplitude global, que tiveram lugar na transição Eoceno-Oligoceno, a partir do que podemos melhor compreender fenômenos similares atuais.

Na Antártica Oriental evidências das ocorrências de rochas do Eoceno-Oligoceno são raras. Alguns exemplos são os clastos com fósseis eocênicos e clastos de diamictitos datados

do Oligoceno, encontrados em geleiras da região do mar de Ross (Francis *et al.* 2009). Outras evidências de sedimentação com contribuição glacial encontradas são conhecidas em afloramentos nas montanhas Príncipe Charles (Hambrey e McKelvey 2000, McKelvey *et al.* 2001) e nas montanhas Transantárticas (Sugden e Denton 2004).

A maior parte do registro de sedimentos dessas idades provem, entretanto, de testemunhos sedimentares obtidos em sondagens de mar profundo, na baía de Prydz (Barron e Larsen 1989, Breza e Wise 1992, Miller *et al.* 2008, Francis *et al.* 2008); e mar de Ross (Barrett 2009).

Na Antártica Ocidental, ao contrário, exposições de rochas eocênicas e/ou oligocênicas são conhecidas em vários locais, destacando-se os das ilhas de James Ross e Seymour, no mar de Weddell, e na ilha Rei Jorge, arquipélago de Shetland do Sul.

Na ilha Seymour, rochas clásticas paleocênicas e eocênicas (Elliot 1988, Marenssi *et al.* 1998), e diamictitos oligocênicos (Ivany *et al.* 2006) foram depositados em ambiente de bacia de retro-arco (Hathway 2000).

Na ilha Rei Jorge, rochas basálticas atribuídas ao Eoceno e rochas sedimentares atribuídas ao Oligoceno ocorrem em três localidades, na baía do Rei Jorge (Low Head), em Hennequin Point (Wawel Mountain) e em Vaureál Peak (Birkenmajer 1989). Essas ocorrências, conhecidas há quase trinta anos, encerram sinais paleoclimáticos ainda não adequadamente estudados.

Esta dissertação apresenta o resultado de estudo detalhado do afloramento de rochas atribuídas ao Eoceno e Oligoceno (Formações Mazurek Point/Hennequin e Polonez Cove) aflorantes em Wesele Cove, pequena enseada situada pouco a oeste da ponta de Low Head, na costa oriental da ilha Rei Jorge (Fig. 2). Embora fisicamente isoladas, as rochas locais são

correlacionáveis às que ocorrem na baía do Rei Jorge, mais ao norte (Birkenmajer 1982, 1987).

Fig. 2 – (A) Mapa mostrando a localização da ilha Rei Jorge na Península Antártica (Modificado de Birkenmajer *et al.* 2005). (B) Mapa das localidades da ilha Rei Jorge (Modificado de Troedson e Smellie 2002). TAM=montanhas Transantárticas

Em Wesele Cove, retração acelerada da geleira Wyspianski (estimadamente de cerca de 40m nos últimos 15 anos), que drena a calota de gelo da ilha, em direção ao estreito de Bransfield, resultou em ampla exposição das rochas cenozóicas.

A pesquisa realizada visou identificar e caracterizar evidências de condições paleoambientais preservadas nas rochas de Wesele Cove, a fim de interpretar os eventos ocorridos na passagem entre o Eoceno e Oligoceno, nessa parte da Antártica Ocidental, deste modo contribuindo para o entendimento da evolução paleoclimática durante intervalo crítico da história glacial da Antártica Ocidental e dos prováveis fatores que a influenciaram.

A presente pesquisa integra o Projeto: “Registro Paleoclimático da transição (*greenhouse-icehouse*) Eoceno-Oligoceno na Antártica Ocidental” patrocinado pelo Programa Antártico Brasileiro-CNPq, coordenado pelo Prof. Dr. A. C. Rocha-Campos (Proc. n. 557036/2009-7).

2. OBJETIVOS

Os objetivos principais da dissertação foram:

- a) Estabelecer as relações estratigráficas, espaciais e tectônicas entre as litologias aflorantes em Wesele Cove;
- b) Identificar e caracterizar indicadores ou sinais paleoclimáticos nas rochas das Formações Mazurek Point/Hennequin e Polonez Cove aí aflorantes;
- c) Caracterizar petrográfica e geoquimicamente os horizontes intemperizados intrabasálticos da Formação Mazurek Point/Hennequin, interpretar processos geoquímicos e intempéricos responsáveis pela formação das zonas de saprolito/regolito;
- d) Analisar litofacialmente diamictitos e rochas associadas e interpretar processos sedimentares e ambientes deposicionais glaciais;
- e) Estabelecer a sucessão de eventos paleoclimáticos documentados no afloramento, ao longo da transição Eoceno-Oligoceno, no contexto da evolução paleoclimática do Cenozóico da Antártica proposta na literatura.

3. OCORRÊNCIAS DE ROCHAS DO EOCENO E OLIGOCENO NA ANTÁRTICA

a. Antártica Oriental

Afloramentos de depósitos sedimentares terrestres do Paleogeno contendo sinais de clima ameno, seguidos de estratos típicos de ação glacial são relativamente raros no oriente antártico. A maior parte dos dados indicativos da mudança climática Eoceno-Oligoceno provem de estudo de testemunhos de sondagens realizadas na margem continental do continente, em grande parte resultantes dos projetos multinacionais ali executados (*Ocean Drilling Program [ODP]*, *Integrated Ocean Drilling Program [IODP]*, *Cenozoic Investigation in the Western Ross Sea [CIROS]*, *Antarctic Drilling Project [ANDRILL]*).

O mar de Ross subdivide-se em quatro grandes bacias sedimentares contendo espessa seqüência de rochas cenozóicas, cuja análise permite testar a proximidade entre as histórias paleoambientais dos mantos de gelo da Antártica Oriental e Ocidental (Cooper *et al.* 2009). Nessa região, clastos fossilíferos (recuperados de morenas) fornecem evidências de paleoambiente eocênico, hoje enterrado sob o manto de gelo oriental. Litofácies identificadas sugerem que os sedimentos foram depositados em ambientes que variaram de terrestre costeiro até plataforma marinha.

Fósseis encontrados nesses clastos são datados do Eoceno médio a superior (~43-44 Ma) e alguns deles contêm folhas de *Auracaria* e *Nothofagus*, sugerindo que o clima não era extremo. As condições eram, provavelmente, de temperatura fria com um pouco de neve no inverno, mas que não eram geladas o suficiente para permitirem o crescimento do manto de

gelo até o nível do mar. Pesquisas indicam que todos os clastos de diamictitos são de idade Oligocênica ou mais novos (Francis *et al.* 2009).

Segundo Cooper *et al.* (2009) testemunhos retirados da plataforma continental do mar de Ross, associados a estudos de sismoestratigrafia, documentam a transição de ambiente não-glacial subaéreo (Mesozóico), marinho raso glacial inicial (início do Oligoceno) e flutuação entre marinho glacial e subglacial (início do Mioceno ao Holoceno) para marinho aberto interglacial (Holoceno).

Na baía Prydz, transição similar é documentada, envolvendo mudanças das condições ambientais que foram não-glaciais e subaéreas (Cretáceo), fluvial/lagunal com início glacial (final do Eoceno), marinho raso glacial (início do Oligoceno), plataforma profunda subglacial (início do Plioceno) para marinho aberto interglacial (Holoceno) (Cooper *et al.* 2009).

Francis *et al.* (2009) informam que os testemunhos da região do mar de Ross, contendo clastos com marcas de arrasto por gelo, e depósitos originados por geleira de maré na baía de Prydz, confirmam que a geleira atingiu a plataforma continental no início do Oligoceno.

Em terra, nas montanhas de Príncipe Charles, há evidências de sedimentação glacial proximal-fjordal de provável idade pré Oligocênica (Hambrey e McKelvey 2000, McKelvey *et al.* 2001). Algumas exposições do Grupo Sirius nas montanhas Transantárticas podem ser tão antigas quanto as acima mencionadas (Sugden e Denton 2004).

b. Antártica Ocidental

O registro sedimentológico direto da glaciação na Antártica era até há pouco limitado aos testemunhos marinhos, clastos e outros materiais da Antártica Oriental, sugerindo que a expansão inicial do gelo (no Oligoceno) estava restrita a esta região (Ivany *et al.* 2006). A

glaciação inicial na Antártica Ocidental era tida como tendo ocorrido apenas no final do Oligoceno. Essas idéias geraram controvérsias sobre a evolução e natureza dos dois mantos de gelo (Francis *et al.* 2009), que só recentemente estão sendo elucidadas.

Evidências geológicas de depósitos de retro-arco expostos nas ilhas Seymour e Cockburn compreendem mais de 1000m de rochas sedimentares clásticas de ambiente costeiro a marinho raso, fossilíferas, a maioria de idade paleocênica e eocênica. Elas demonstram os primeiros estágios de instalação do mundo *icehouse* na bacia de James Ross (Francis *et al.* 2009).

Os mesmos autores resumem novos dados paleoclimáticos obtidos do estudo de coleção de folhas fósseis retiradas da Formação Cross Valley (Paleoceno superior) e do alomembro *Cucullaea 1* (Eoceno médio) da ilha Seymour (Fig 3).

A assembléia fóssil atribuída ao Paleoceno contém uma mistura de famílias de natureza subtropical e temperatura-fria e representam uma mistura de floresta decídua, sempre-verde, de temperatura fria-quente, dominada por árvores grandes e outras angiospermas com porte arbustivo. Já a flora do Eoceno médio, apresenta uma diminuição de 47% na diversidade e é dominada por *Nothofagus* (faia do sul) a maioria similar a tipos modernos de temperatura fria, com raros tipos subtropicais e de temperatura-quente. O declínio na diversidade indica um resfriamento substancial do clima durante este intervalo (Francis *et al.* 2009).

Com base nesses dados, os autores atribuíram Temperatura Média Anual (TMA) de $13,5 \pm 0,7^{\circ}\text{C}$ para o Paleoceno superior, e de $10,8 \pm 1,1^{\circ}\text{C}$ para o Eoceno médio, com o mês mais quente chegando as médias de $25,7 \pm 2,7^{\circ}\text{C}$ e $24 \pm 2,7^{\circ}\text{C}$ respectivamente.

A flora do Paleoceno superior representa, portanto, clima Antártico ameno, provavelmente sem gelo, mesmo no inverno. Entretanto, a flora da ilha Seymour sugere que o clima do

Eoceno médio (47-44 Ma) esfriou consideravelmente e o gelo pode ter estado presente no continente Antártico, pelo menos durante os meses de inverno. Diversas macrofloras eocênicas dominadas por *Nothofagus* da ilha Rei Jorge (ilhas Shetland do Sul) sugerem uma temperatura média anual de aproximadamente 10-11°C (sazonalidade desconhecida) (e.g., Birkenmajer e Zastawniak, 1989; Hunt e Poole, 2003).

Fig. 3 – Localização das ilhas Seymour e James Ross na Península Antártica (Modificado de Francis *et al.* 2008)

Estudos realizados por Ivany *et al.* (2006) em afloramento encontrado na ilha de Seymour mostraram que a glaciação de fato ocorreu durante o início do Oligoceno, atingindo o nível do mar. Esses autores identificaram a presença de depósitos com 5 a 6m de espessura, compostos por argilito com clastos dispersos, contendo fósseis do início do Oligoceno (dinoflagelados

datados de 33,57-34,78 Ma) associados a diamictito, imediatamente sobrepondo depósitos do final do Eoceno, sugerindo avanço de geleira no limite ou bem próximo ao limite Eoceno-Oligoceno, na Península. Os clastos encontrados no diamictito são de litologias representativas da península Trinity, localizada 100 km à Oeste.

Na região das ilhas Shetland do Sul, estudos realizados em seqüências terciárias da ilha Rei Jorge, mostraram a presença de depósitos glaciais do Oligoceno (Formação Polonez Cove; Birkenmajer 1982, Santos *et al.* 1990, Troedson e Smellie 2002), que sobrepõem rochas basálticas atribuídas ao Eoceno (Smellie *et al.* 1984, Troedson e Smellie 2002).

Birkenmajer *et al.* (2005) propuseram a ocorrência de fase glacial de 45-41 Ma (Eoceno médio), baseado em depósitos encontrados entre seqüência de lava da Formação Point Thomas (baía do Almirantado, ilha Rei Jorge). A situação geológica sugere, entretanto, serem tilitos de vale, não necessariamente indicativos de manto de gelo, caracterizando o registro mais antigo de geleiras do tipo alpino na Antártica Ocidental (Francis *et al.* 2009).

4. CONDICIONAMENTO GEOTECTÔNICO E GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO

A ilha Rei Jorge está localizada no arquipélago das Shetland do Sul (Fig. 4), um arco de ilhas localizado na parte noroeste da península Antártica constituída de associação complexa de rochas vulcânicas e sedimentares de idades mesozóicas e cenozóicas geradas pela subducção da Placa do Pacífico sob a Placa Antártica (Fig. 5) (Birkenmajer 1982).

O registro magmático da subducção pós-paleozóica situa-se ao longo da costa oeste da península Antártica e inclui dois estágios principais durante o Juro-Cretáceo e Terciário. Ela foi mais intensa durante o limite Cretáceo-Terciário, sendo resultado da Orogenia Andina (Birkenmajer 1981).

A colisão resultou em trincheira do tipo ante-arco e gerou os ciclos vulcânicos que hoje formam as ilhas Shetland do Sul. Rifteamento associado ao vulcanismo ocorreu em três ilhas do arquipélago (Livingston, Greenwich e Rei Jorge) e provavelmente cessaram entre 15 e 25 Ma (Keller 1991).

Fig. 4 – Localização das ilhas que constituem o Arquipélago Shetland do Sul. (Modificado de www.scar.org)

Fig. 5 – Mapa com o contexto geotectônico atual da região da Península Antártica. *Placas*: AFR=Áfricana, ANT= Antártica, SAM= Sulamericana. *Microplacas*: Drake, Sanduíche, Escócia, GS (Geórgia do Sul), Shetland do Sul. *Falhas transformes*: H=Hero, S=Shackleton, T=Tula, TH=Tharp. *Principais centros de abertura oceânica (cristas)*: AR= Atlântico, DR=Drake, SR= Sanduíche, WR= Weddell (Modificado de Birkenmajer 1992)

Devido ao ambiente peculiar em que se formou, a ilha Rei Jorge consiste em inúmeros blocos tectônicos limitados por dois sistemas de falhas do tipo transcorrente (Fig 6). A movimentação tectônica foi responsável por consideráveis diferenças entre as sucessões estratigráficas, idades e características das rochas entre os blocos (Birkenmajer 1989).

Fig. 6 – Unidades tectônicas principais da ilha Rei Jorge (Modificado de Birkenmajer 1992)

Baseado em datações K-Ar de sistemas de *plugs* e diques associados às falhas, Birkenmajer (1992) determinaram uma idade Terciária para elas. As idades obtidas (54 Ma, 33 Ma e 21 Ma) mostraram que há pelo menos três estágios de desenvolvimento tectônico das rochas da ilha Rei Jorge.

O primeiro estágio está relacionado com a subducção em direção leste da Placa de Drake (Fig. 5), o segundo reflete a reorganização das placas, que resultou na abertura do mar de Escócia e o final da subducção da Placa Drake, e o terceiro caracteriza-se por um período de estabilização (Tokarski 1987).

Por terem se depositado em um ambiente de bacia de margem ativa, as seqüências sedimentares da ilha estão preservadas devido principalmente à subsidência ativa que ocorre nesse tipo de ambiente tectônico (Santos *et al.* 1990).

As seqüências encontradas da ilha Rei Jorge incluem rochas do Cretáceo superior ao início do Mioceno, vulcânicas subaéreas e rochas sedimentares vulcanoclásticas contendo fósseis de plantas terrestres, intercaladas por corpos subvulcânicos e *stocks* de tamanho médio. Sedimentos fossilíferos marinhos e glácio-marinhos, pobremente representados na seqüência pré-oligocênica, são abundantes nas rochas do Oligoceno-início do Mioceno. O vulcanismo quaternário ao longo da borda sul da ilha e ao longo do eixo do estreito de Bransfield está relacionado com a extensão de retro-arco (Birkenmajer 1991).

5. ROCHAS DO EOCENO-OLIGOCENO NA ILHA REI JORGE, ANTÁRTICA OCIDENTAL

Rochas sedimentares e ígneas cenozóicas abrangendo o intervalo Eoceno-Oligoceno, pertinentes a atual pesquisa, afloram em diversos locais da margem oriental da ilha Rei Jorge, Antártica Ocidental. As mais importantes ocorrências serão aqui mais detalhadamente tratadas.

Em Hennequin Point, situada na parte leste da baía do Almirantado (Fig. 2B), ocorre uma seqüência de aproximadamente 300m de espessura de rochas com mergulho geral para leste, compreendendo pelo menos 11 derrames de lavas basálticas e andesíticas, com finas intercalações sedimentares tufáceas (Grupo Point Hennequin), contendo plantas fósseis na unidade superior (Formação Mount Wawel) (Birkenmajer 1980, 1981; Smellie *et al.* 1984). Datações radiométricas apontaram idade de 43,9 – 47 Ma para o andesito basáltico (Smellie *et al.* 1984). A unidade contendo plantas fósseis é atribuída ao final do Oligoceno ($24,5 \pm 0,5$ Ma) (Birkenmajer 1987).

Na área da baía do Rei Jorge afloram rochas da Formação Mazurek Point, interpretadas por Troedson e Smellie (2002) como correlacionáveis às da Formação Hennequin. A Formação Mazurek Point foi definida pela primeira vez por Birkenmajer (1982), que a descreveu como derrames de olivina-basaltos com disjunções colunares bem desenvolvidas e idade atribuída ao Cretáceo superior (~74 Ma). Smellie *et al.* (1984), descreveram rochas da Formação Hennequin como hiperstênio-augita-andesitos com vidro, raros andesitos-basáltico e dacitos, com espessura de 25 a 35m, intercalados com tufos e *lapilistones*. As datações K-Ar e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ indicaram idade eocênica (45-47 Ma) para as rochas (Smellie *et al.* 1984, Troedson e Smellie 2002), propondo a correlação entre as duas unidades.

Em Vauréal Peak aflora uma seção de aproximadamente 12 m de espessura, formada por rochas da Formação Polonez Covez, representada por diamictitos do Membro Krakowiak Glacier e conglomerados, sobreposta por arenitos do Membro Low Head cujo contato não é visível¹.

Finalmente, a seção-tipo das rochas sedimentares da Formação Polonez Cove, está magnificamente exposta entre os promontórios de Low Head e Lions Rump, sem dúvida, um dos mais significativos da sucessão cenozóica de toda a Antártica Ocidental, quanto à extensão (cerca de 2,5 km), espessura total (cerca de 60m) e qualidade de exposição (Fig.7).

A primeira referência a essa ocorrência deve-se a Birkenmajer (1982, 1983) que erigiu a estratigrafia preliminar da sucessão cenozóica exposta na escarpa e interpretou sua idade, com base em estudos paleontológicos (foraminíferos, braquiópodes, moluscos, nanofósseis, etc.), e radiométricos. Porebsky e Gradzynski (1987) consolidaram a estratigrafia cenozóica e interpretaram as condições ambientais nos quais as rochas se formaram. Em seguida, Santos *et al.* (1990) revisaram a sucessão estratigráfica local, em especial a seção glacial. Finalmente, mais recentemente, Troedson e Smellie (2002) reexaminaram a estratigrafia local e ambientes deposicionais das rochas cenozóicas; também focalizando especialmente as rochas glaciênicas e propondo alterações na estratigrafia.

Birkenmajer (1982) dividiu a Formação Polonez Cove em quatro membros: Krakowiak Glacier (arenito e diamictito polimítico), Low Head (lava basáltica, brecha, sedimentos basálticos grossos), Siklawa (arenitos com estratificação plana, argilitos subordinados, conglomerados), e Oberek Cliff (lava basáltica, brecha, conglomerado e arenito conglomerático). Troedson e Smellie (2002) acrescentaram dois novos membros, que não haviam sido reconhecidos anteriormente. Um deles localmente está intercalado entre os

¹ Dados obtidos em trabalhos de campo realizado por equipe do projeto CNPq-PROANTAR 550352/02-3 (Prof. Paulo Roberto dos Santos), durante a Operantar XXII (verão de 2004).

Fig. 7 – Coluna litoestratigráfica simplificada mostrando a distribuição e correlação das unidades nas diversas localidades da ilha Rei Jorge. Vauréal Peak, Boy Point, Low Head-Polonez Cove, Mazurek Point N/S e Lions Cove (modificado de Birkenmajer 1982). Weesele Cove (modificado de Canile 2006). MKG= Membro Krakowiak Glacier; MLH= Membro Low Head, MS= Membro Siklawa, MOC= Membro Obereke Cliff

Membros Krakowiak Glacier e Low Head, sendo dominado por argilitos e denominado Membro Bayview; o outro é uma subdivisão do Membro Oberek Cliff, onde foi identificado que a porção superior era dominada por camadas planares de arenito médio a conglomerático, com clastos esparsos e exóticos, que foi denominado Membro Chlamys Ledge. O quadro estratigráfico atual do pacote rochoso é mostrado na Fig. 8.

A espessura máxima da formação é de 59m em Mazurek Point e de 58 m em Godwin Cliffs, sendo truncada erosionalmente na sua parte superior, onde é sobreposta pelas rochas vulcânicas dacíticas e arenitos arcoseanos da Formação Boy Point (Troedson e Smellie 2002).

O Membro Krakowiak Glacier é a unidade pertencente a essa formação que correspondente às rochas glaciogênicas. Elas recobrem localmente, em discordância erosiva, basaltos da Formação Mazurek Point.

Em outros locais de Low Head, diamictitos pertencentes ao Membro Krakowiak Glacier, situam-se sob arenitos e conglomerados marinhos, contendo clastos exóticos dispersos, da parte inferior da Formação Polonez Cove. Rochas efusivas básicas e brechas vulcânicas encontradas na porção basal da Formação Polonez Cove, acima do Membro Krakowiak Glacier (Membro Low Head) demonstram a relação e proximidade entre eventos glaciais e vulcânicos.

A Formação Polonez Cove é interpretada como correspondente ao Oligoceno inferior (25,6 – 29,8 Ma), indicado pela datação de isótopos de Sr em conchas (Dingle *et al.* 1997, Dingle e Lavelle 1998) e em datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de intercalações de derrames de lava basáltica (Troedson e Smellie 2002).

Fig. 8 – Quadro litoestratigráfico geral da Formação Polonez Cove e sumário dos dados de idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e isótopo de Sr disponíveis para a formação. Dados de isótopos de Sr de Dingle *et al.* (1997) e Dingle e Lavelle (1998). Dados de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ são de Troedson e Smellie (2002) (Modificado de Troedson e Smellie 2002)

Santos *et al.* (1990) consideram que, devido aos processos de retrabalhamento de fósseis e imprecisão das datações K-Ar, afetadas pelos sucessivos eventos térmicos que ocorreram no arco vulcânico das ilhas Shetland do Sul, durante o Cenozóico, a cronologia atribuída ao pacote glaciogênico terciário por essa técnica deve ser entendida como mínima.

Troedson e Smellie (2002) concordam com a interpretação dos autores poloneses (Birkenmajer 1980, 1982, 1991, Porebski e Gradziński 1987) e brasileiros (Santos *et al.*, 1990), de que a Formação Polonez Cove foi depositada em ambiente glaciomarinho.

Tendo em vista as evidências geológicas acima descritas, pode-se afirmar que a Formação Polonez Cove constitui um dos mais importantes e evidentes registros litológicos paleoclimáticos do Terciário, na Antártica Ocidental. Embora numa escala temporal distinta, as informações que oferece complementam outros registros geológicos paleoclimáticos da Antártica, constituídos pelos sedimentos marinhos e testemunhos de gelo.

6. AFLORAMENTO DE WESELE COVE

Birkenmajer (1982) refere-se brevemente a uma pequena exposição de basalto, atribuída a Formação Mazurek Point/Hennequin, localizada em Wesele Cove, cerca de 1000 m à oeste de Low Head, entre as pontas de Boy Point e Low Head. Segundo ele, o afloramento constava de pilha de 32,0 m de espessura, composta por 5 derrames superpostos de lava basáltica intercalados com o que ele interpretou como aglomerado². O autor, não menciona, entretanto, a presença de rochas sedimentares (diamictito e arenito) do Membro Krakowiak Glacier.

Fig. 9 – Mapa geológico da ilha Rei Jorge, com Wesele Cove em destaque (hachurado cinza). Somente rochas basálticas e sedimentos quaternários foram mapeadas no local por Birkenmajer (Modificado de Birkenmajer 1987)

² Rocha vulcanoclástica com no mínimo 75% de fragmentos no tamanho bomba (> 64mm).

A identificação dos últimos depósitos só foi possível devido ao recuo da geleira Wyspianski ao longo dos últimos 10 anos, que expos extenso afloramento das rochas basálticas eocênicas e das rochas glaciênicas oligocênicas (Figs. 10 e 11).

Fig. 10 – Mapa de localização de Wesele Cove na ilha Rei Jorge (modificado de www.kgis.scar.org) e mosaico aerofotográfico interpretado da área de estudo, mostrando sequência de 13 derrames basálticos, delimitados pelas linhas amarelas. Escala aproximada: maior lado ~1,3km (Canile, 2006)

Fig. 11 - Wesele Cove. Vista para W. Primeiro plano e fundo a direita: derrames basálticos. Geleira Wyspianski ao fundo. Notar o rebaixamento da geleira

O afloramento consiste de duas zonas morfológica e litologicamente distintas, a formação basáltica, de topografia mais elevada, delimitada por uma depressão ampla e rasa onde afloram rochas sedimentares.

Conforme observado no mapa geológico de Birkenmajer (Fig. 9), a enseada está encaixada entre duas falhas. O falhamento do lado direito provocou o desnível atual entre a seqüência basáltica, a direita e os sedimentos a esquerda (Fig. 12 e Fig. 13). Essa diferença topográfica fornece a falsa impressão de que os sedimentos estão estratigraficamente abaixo do basalto, porém, o contato entre as duas rochas foi encontrado na depressão (Fig. 14).

A depressão foi acentuada por erosão subglacial durante avanço da geleira Wyspianski, como demonstra a profusão de feições de estruturas ou formas de abrasão glacial encontradas sobre sua superfície.

Fig. 12 – Vista geral dos afloramentos, a partir do bloco alto da falha. Notar afloramento dos basaltos (em primeiro plano) e o local onde estão as rochas sedimentares (seta)

Fig. 13 – Vista para E, mostrando bloco rebaixado com exposição de diamictito e zona elevada ao fundo, com derrames basálticos. Diamictito erodido sob a forma de dorso de baleia (orientação N140°) pelo avanço da geleira Wyspianski

Fig. 14 – Contato entre o basalto da Formação Mazurek Point/Hennequin e o diamictito do Membro Krakowiak Glacier (Formação Polonez Cove). O contato é irregular (linha amarela interrompida). O diamictito descontínuo, muito compacto, pode representar till de alojamento

a. Formação Mazurek Point/Hennequin

Pesquisas realizadas nos verões de 2005 e 2009 mostraram ampliação notável da área do afloramento e da espessura exposta em razão do recuo da geleira, que deixou expostos afloramentos de rocha basáltica, sob a forma de série de derrames sucessivos que estão recobertos, ao longo de superfície de erosão glacial, por camada de diamictito.

Foram identificados pelo menos 13 derrames de lava basáltica, sobrepostos, ao longo de uma seção de aproximadamente 60m. Todo o pacote está tectonicamente inclinado (25° para SE). Cada derrame, com 2 a 7m de espessura, é constituído por uma zona inferior “fresca”, compacta, que grada irregularmente para uma zona superior intemperizada (de 1 a 1,5m de espessura), constituída por uma matriz argilosa e pequenas porções preservadas de basalto, em forma de clastos angulares. Fraturas e amígdalas preenchidas por calcita ou

zeólita e uma variedade de minerais secundários são freqüentes, tanto na zona intemperizada como na zona fresca.

A sucessão basáltica apresenta uma morfologia em degrau que parece ter sido resultado de uma erosão glacial diferenciada ou possivelmente pela combinação entre processos glaciais e fluvio-glaciais (pela água de degelo), em ambas zonas dos derrames, que ficavam sobre a geleira Wyspanski.

A escavação mais profunda da zona alterada, que é menos resistente, produziu ravinas entre os sucessivos derrames, formando saliências da zona fresca entre as zonas alteradas. A superfície lateral do basalto fresco e a porção superior do basalto alterado foram estriadas glacialmente (orientação N140°, N160°).

A interpretação acima difere da descrição dos derrames de lava, de fluxo de brechas inferior ou detritos de encostas, seguidas por um basalto maciço (Birkenmajer 1982).

As zonas intemperizadas não são feições superficiais, e afetam extensivamente os topos dos derrames. Não foram encontradas evidências de erupção submarina, o que corrobora a interpretação de Birkenmajer (1982) de que são derrames de lava formados em ambiente terrestre e sem a presença de depósitos vulcanoclásticos.

Fig. 15 - Vista lateral do basalto, mostrando base fresca da rocha (BF₁), seguida por topo intemperizado (TI₁), mais escavado, seguido por outro derrame (BF₂)

Fig. 16 - Vista frontal dos derrames de basalto

Fig. 17 – Detalhe do contato entre o topo intemperizado de um derrame e a base fresca do derrame posterior

Fig. 18 - Vista lateral do basalto, evidenciando o contato entre o topo intemperizado de um derrame e a base fresca do derrame posterior

b. Formação Polonez Cove (Membro Krakowiak Glacier)

Camadas de diamictito e intercalações de arenito fino e médio atribuídas a essa unidade estão amplamente expostas em uma ampla área que é contígua ao basalto (Figs. 10 a 13). Várias camadas de diamictito de espessura decimétrica foram encontradas intercaladas com camadas tabulares, também decimétricas, de arenito maciço. A espessura total da seção é estimada em 5 a 7m.

Em um local, próximo a margem da geleira Wyspianski, uma camada de diamictito está em contato erosivo com o topo do basalto (Fig. 14). Estrias, sulcos e cristas e outras feições de erosão glacial, orientadas para leste, produzidas durante o avanço da geleira Wyspianski, são visíveis no diamictito (Figs. 19 e 20). Em alguns locais, estrias com

orientação similar foram encontradas internamente no diamictito e atribuídas à glaciação Krakowiak (Fig. 21).

Outros elementos diagnósticos de deposição glacial do diamictito incluem clastos *bullet-shaped* (Fig. 22) e clastos partidos (Fig. 23) envoltos pela matriz do diamictito, que em alguns casos parece ter sido injetada entre os pedaços de rocha. A presença dessas feições, notadas primeiramente por Birkenmajer (1982) em Vauréal Peak, são típicas da ação de congelamento em ambiente terrestre periglacial.

A litofacies predominante no local é de diamictito com matriz arenosa contendo clastos, a maioria no tamanho seixo, subangulares a subarredondados (Figs. 24, 26 e 27). De composição variada (magmáticas, metamórficas e sedimentares).

Em outros locais, fósseis de invertebrados marinhos (corais) ocorrem em alguns casos em possível posição de vida, provavelmente *in situ*, dentro das camadas de diamictito, indicando condições glácio-marinhas. O cenário paleoambiental, portanto, envolve uma combinação de ambiente terrestre e glácio-marinho. Em Wesele Cove ocorrem ainda moldes externos de conchas de bivalves (Fig. 30).

Determinações radiométricas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) disponíveis para a Formação Polonez Cove (Trosdorf *et al.* 2000, Troedson e Smellie 2002) corroboram em interpretar uma idade do Oligoceno médio à tórdio para essa unidade.

O estudo petrográfico de amostras de arenito revelou que, de maneira geral, estes apresentam seleção um pouco melhor quando comparados com os diamictitos (Figs. A1.33 a A1.39 – Anexo 1). Nos dois casos, as rochas contêm alta proporção de matriz (em média maior do que 20%) e arcabouço constituído, em ordem de abundância, por grãos de fragmentos líticos, quartzo, feldspato, clinopiroxênio, olivina e minerais opacos.

Os grãos de fragmentos líticos são constituídos principalmente por rochas vulcânicas, rochas quartzosas (quartzitos e/ou arenitos) e rochas carbonáticas (Figs. A1.36, A1.41 a A1.43, A1.45 – Anexo 1).

Esses estudos mostram que o Membro Krakowiak Glacier foi composto por material derivado de rochas andesíticas, sendo que os clastos encontrados incluem diversas litologias (sedimentares, ígneas e metamórficas).

As fichas com as descrições detalhadas de cada amostra são apresentadas no Anexo 1.

Fig. 19 – Visão para S de pavimento erodido e estriado (orientação das estrias N160°) pela geleira Wyspianski no topo dos diamictitos e arenitos do Membro Krakowiak Glacier. Note os clastos dispersos truncados e estriados

Fig. 20 – Detalhe do diamictito. Notar superfície polida pela geleira atual

Fig. 21 – Detalhe de intercalação de arenito. Notar feição linear de arrastamento atribuída à glaciação Krakowiak

Fig. 22 – Clasto de basalto em formato *bullet* mostrando alças de matriz ao redor de terminação distal (A). O eixo maior do clasto e as estrias no pavimento são paralelos. O sentido de movimento das geleiras do Oligoceno e Recente são, portanto, para SE

Fig. 23 – Concentração de clastos exóticos incluídos no diamictito. Notar os clastos partidos envoltos pela matriz da rocha.

Fig. 24 – Detalhe do diamictito com matriz arenosa e clastos tamanho seixo

Fig. 25 – Detalhe de estrutura tipo *crag e tail* (orientação N165°) formado no diamictito por ação da geleira Wyspianski

Figs. 26 e 27 – Detalhe do diamictito de matriz arenosa, litofácies predominante na área. Notar áreas com concentração de clastos subangulares a subarredondados

A

B

Fig. 28 - A) Notar arenito mais fino (próximo ao martelo) intercalado aos diamictitos
B) Detalhe do arenito fino

Fig. 29 – Diamictito. Notar estratificação

Fig. 30 – Detalhe de diamictito. Notar as impressões de invertebrados marinhos (bivalve) na rocha

7. INTEMPERISMO DURANTE O EOCENO

Recentemente, horizontes intemperizados e camadas sedimentares encontradas entre derrames de lava têm sido reconhecidos como importantes indicadores paleoambientais e paleoclimáticos (Sheldon 2003, 2008; Pardeshi *et al.* 2008, Tabor 2008, Widdowson e Janet 2008).

As feições encontradas nas rochas basálticas da Formação Mazurek Point, correspondem a esses tipos de ocorrências (Canile 2006). Birkenmajer (1987) faz breve menção a zona intemperizada do topo da Formação Mazurek Point/Hennequin, sugerindo que o fenômeno teria ocorrido antes da deposição da unidade glacial, não tendo reconhecido, contudo a presença desta em Wesele Cove.

O presente trabalho examina essas ocorrências e as interpreta do ponto de vista de seu significado paleoclimático.

a. Petrografia

Foram coletadas 16 amostras da Formação Mazurek Point, sendo 7 amostras de basalto fresco, 8 amostras de basalto alterado e uma amostra do material intrabasalto (sedimentar?).

O **basalto fresco** apresenta textura afanítica a fanerítica muito fina, alguns com textura porfirítica e matriz afanítica. As cores compreendem a gama do cinza escuro esverdeado ao preto. Alguns dos derrames apresentam estrutura vesicular no topo (Fig. 31 e 30). Tais vesículas estão provavelmente preenchidas por zeólitas.

Figs. 31 e 30 – Detalhe das estruturas vesicular e veios do basalto

Sob o microscópio, as rochas são hipocristalinas, apresentando em sua composição vidro e cristais. A textura é granular microporfirítica e hipidomórfica, com cristais euédricos, subédricos e anédricos.

A mineralogia é representada pela composição toleítica, com fenocristais de plagioclásio (andesina com teor de An entre 40 e 48) (Fig. A1.8 – Anexo 1), olivina (Figs. A1.13 – Anexo 1), e augita (Fig. A1.5 – Anexo 1). Fenocristais de mica aparecem quase que totalmente substituídos/alterados por minerais de cor avermelhada/alaranjada (provavelmente vermiculita) e minerais de cor esverdeada (provavelmente do grupo das esmectitas, como constatado nas análises de DRX), dificultando a identificação do mineral primário.

A matriz que envolve os fenocristais é muito fina e composta principalmente por minúsculos cristais de clinopiroxênio, plagioclásio, opacos (provavelmente ilmenita e/ou magnetita) e vidro. Por vezes, o plagioclásio aparece orientado na matriz, de acordo com estruturas de fluxo magmático (Fig. A1.6 - Anexo 1). Minerais opacos também ocorrem inclusos nos fenocristais (Fig. A1.7 - Anexo 1).

Os fenocristais (Fig. A1.9 e A1.11 -Anexo 1) freqüentemente mostram uma alteração em forma de massa esverdeada fina, provavelmente tratando-se de argilo-mineral do grupo das esmectitas (apontados pelas análises de DRX). Os cristais de olivina apresentam também alterações de vermelho-alaranjada (iddingsita?) (Fig. A1.16-Anexo 1).

O **basalto alterado** apresenta cor marrom-avermelhada escura e granulação muito fina (Fig. 33), com aspecto de “barro” e por vezes, apresenta pseudoestratificação (Fig. 34). Alguns horizontes estão bastante fraturados/brechados.

Figs. 33 e 34 – Detalhe do basalto alterado em contato com os diamictitos do Membro Krakowiak Glacier sobreposto. Na foto à direita, notar a pseudoestratificação do material alterado

Sob o microscópio, as rochas apresentam textura celular, provavelmente devido a decomposição total de cristais de clinopiroxênio e/ou olivina. Algumas destas células estão preenchidas por material incolor microcristalino, provavelmente zeólita. Zonas de coloração esverdeada, provavelmente relacionadas a argilo-minerais do grupo das esmectitas, são freqüentes.

Fenocristais de plagioclásio, augita e olivina estão totalmente ou parcialmente substituídos por óxido de ferro, resultando numa coloração avermelhada ou ficando

totalmente opaco (Figs. A1.21 a A1.23 e A1.26). A matriz está totalmente escura e opaca (Fig. A1.24-Anexo1), dificultando a identificação dos minerais presentes.

b. Geoquímica

Nesse item são apresentados os dados químicos obtidos nas amostras estudadas.

O quadro a seguir identifica as amostras estudadas.

Quadro 1 – Identificação das amostras com análises geoquímicas

Amostras frescas de basalto	
W-17A	Derrame 8
W-17B	Derrame 8
W-11	Derrame 6
W-14	Derrame 5
W-12B	Derrame 3
W-16	Derrame 2
W-15	Derrame 1
W-15	Derrame 1
Amostras alteradas de basalto	
W-01/09	Topo (intemperizado) derrame 1
W-19G	Porção superior da sucessão regolítica (derrame 7)
W-19D	Porção intermediária da sucessão regolítica (derrame 7)
W-19A	Porção inferior da sucessão regolítica (derrame 7)
Amostra – Sedimento (?) intrabasalto	
W-02, W-02/09	Regolito/sedimento intrabasalto

As análises foram realizadas em amostras de rocha total e incluem a caracterização mineralógica por meio de Difração de Raios-X (DRX); determinação de elementos maiores, menores e traço por Fluorescência de Raios-X (FRX); elementos traço e terras raras por Espectrometria de Massa com plasma acoplado indutivamente (ICP-MS) e quantificação de %FeO por Titimetria.

O quadro a seguir relaciona as amostras e as análises químicas ao qual foram submetidas.

Quadro 2 – Identificação das análises químicas realizadas

<div>Análise Método</div> <div>Amostra</div>	Caracterização mineralógica	Elementos Maiores	Elementos Menores	Elementos Traço	Terras Raras	Quantificação de %FeO
	Difração de Raios-X (DRX)	Fluorescência de Raios X (FRX)			Espectrometria de Massa (ICP-MS)	Titimetria
W-01/09						
W-02/09						
W-11						
W-12B						
W-14						
W-15						
W-16						
W-17A						
W-17B						
W-19A						
W-19D						
W-19G						

Basalto fresco

Os resultados obtidos de Titimetria, ICP-MS e FRX são apresentados nas Tabelas A2.1, A2.2a e A2.2b – Anexo 2. Para o método de DRX, os resultados são apresentados nas Figs. A3.1 a A3.6 – Anexo 3.

Os principais componentes mineralógicos das amostras de basalto fresco são o plagioclásio (albita/oligoclásio) e o clinopiroxênio (augita), caracterizados pelas análises de DRX, com picos de intensidade correspondentes aos espaçamentos reticulares variando de 3,18Å a 3,20Å e de 2,99Å a 2,94Å, respectivamente.

Em algumas amostras, foi separada a fração argila a fim de definir o argilo-mineral que aparece com picos de intensidade em torno de 14 a 15Å. As amostras foram analisadas em seu estado natural, solvatada com etileno glicol e aquecida a 500 °C por 4 horas. Os dados obtidos são apresentados nas Figs. A3.7 a A3.9 – Anexo 3. Os resultados indicam que são argilo-minerais do grupo das esmectitas, pois, apresentaram espaçamentos que se expandem a aproximadamente 17Å quando glicoladas e se contraem a aproximadamente 10Å quando aquecidas, o que correspondem as respostas características desse grupo.

A partir dos dados obtidos na FRX e no ICP-MS, realizou-se a caracterização petrogenética dos basaltos estudados.

A idéia de tentar separar geoquimicamente os magmas de acordo com diferentes ambientes tectônicos em que se formaram é provavelmente melhor atribuída a Pearce e Cann (1971, 1973 *apud* Rollinson 1993). Entretanto, tais diagramas de discriminação devem ser usados como sugestão de filiação desses magmas, e nunca como uma prova de sua origem (Rollinson 1993). Para efeitos de comparação, foi também plotado no gráfico a composição média da crosta oceânica e de uma rocha andesítica de arco de ilha, ambos retirados de Taylor e McLennan (1985) (Quadros A2.1 e A2.2, respectivamente – Anexo 2).

De acordo com Hall (1987), basaltos ocorrem em todos ambientes tectônicos e são divididos em três conjuntos principais, de acordo com seu ambiente de formação e características geoquímicas. São eles:

1. MORB (*Mid-Ocean Ridge Basalts* – Basaltos de Cadeia Meso-oceânica), formados em limites divergentes, são basaltos tipicamente toleíticos, com concentrações baixas de elementos incompatíveis como K, Ba, P, Sr, U, Th e Zr.
2. OIB (*Oceanic Island Basalts* - Basaltos de Ilha Oceânica) e CFB (*Continental Flood Basalts* – Derrames Continentais Basálticos), formados em ambiente de intraplaca; variam de toleíticos a fortemente alcalinos, não são tão pobres em K e outros elementos incompatíveis como ocorre com os basaltos toleíticos tipo MORB.
3. IAB (*Island Arc Basalts* – Basaltos de Arco de Ilhas), formados em limites convergentes, apresentam como séries magmáticas características a toleítica, cálcio-alcalina e alcalina, apresentam altos teores de K₂O e baixos teores de MgO e CaO quando comparados aos basaltos de fundo oceânico.

Em geral, as amostras apresentaram filiação toleítica, com valores que correspondente a basaltos cálcio-alcalinos e basaltos toleíticos de arcos de ilha (Fig. 35) com baixas concentrações de K (Fig. 36).

Para fins de comparação, foram plotados os valores médios de composição de basaltos de crosta oceânica e andesitos (Taylor e McLennan 1985).

Fig. 35 - Diagrama Ti-Zr-Y para basaltos (Pearce e Cann 1973, retirado de Rollison 1983). A: Toleitos de arco de ilha, B: MORB, basaltos cálcio-alcalinos e basaltos toleíticos de arcos de ilha, C: basaltos cálcio-alcalinos, D: basaltos de intra-placa

Fig. 36 - Diagrama Ti-Cr (Pearce 1975, retirado de Rollison 1983). LKT= Toleitos com baixo K, OFB= Basaltos de assoalho oceânico. Notar que as amostras estudadas foram melhor individualizadas como Toleitos de baixo potássio

A afinidade alcalina das rochas corrobora os estudos realizados em outras ilhas do Arquipélago das Shetland do Sul, onde a maioria das rochas são olivina-basaltos com forte afinidade alcalina (Smellie *et al.* 1984).

Basalto intemperizado

Os resultados obtidos de Titimetria, ICP-MS e FRX são apresentados nas Tabelas A2.3, A2.4a e A2.4b – Anexo 2. Para o método de DRX, os resultados são apresentados nas Figs. A3.11 a A3.12 – Anexo 3.

As amostras alteradas mostraram que os componentes mineralógicos principais continuam sendo o plagioclásio (albita/oligoclásio) e clinopiroxênio (augita). A diferença é que nas amostras alteradas surgem picos com intensidade em torno de 2,70 Å, característicos de óxidos de ferro (hematita=2,70 Å e goethita=2,69 Å). Outro pico característico que aparece, é o de 3,69 Å (hematita), mostrando que tais óxidos são mais representados por este mineral.

Além disso, elas apresentam picos em torno de 14-15 Å mais pronunciados e também um maior *background*, o que é perfeitamente esperado, devido à própria condição de alteração diferenciada dessas amostras, uma vez que a intensidade dos picos decresce com a diminuição do grau de cristalinidade dos minerais (Formoso 1984), aumentando o *background*. Os difratogramas obtidos para a fração argila das amostras alteradas (Figs. A3.13 e A3.14 - Anexo 3) também mostraram que se tratam de argilo-minerais do grupo das esmectitas.

A predominância de argilominerais do grupo das esmectitas corroboram dados de Robert e Kennett (1997) em sedimentos de fundo marinho da margem continental antártica. Esses estudos mostram que para os sedimentos do Paleoceno-Eoceno, a esmectita é o

argilomineral dominante. O mesmo estudo afirma que a presença de esmectita implica que o intemperismo químico foi dominante pelo menos nas regiões costeiras do continente, durante esse período de tempo.

c. Índices de Alteração Intempérica

Os dados obtidos pelos métodos de FRX e ICP-MS permitiram a realização dos cálculos de *CIA* - *Chemical Index of Alteration* (Índice de Alteração Química, Nesbitt e Young 1982) e de *MIA* - *Mineral Index of Alteration* (Índice de Alteração Mineralógica Voicu *et al.* 1997). Além desses, análise de titimetria (quantidade de Fe em %) foi utilizada para o cálculo do IA (Índice de Alteração).

O *CIA* é um método que foi desenvolvido por Nesbitt e Young (1982) para comparar a proporção entre Al_2O_3 e os óxidos principais, de acordo com a eq. (1).

Equação (1):

$$CIA = \frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O} \times 100$$

Este índice reflete o aumento progressivo da alteração química em feldspatos pela remoção dos álcalis cálcio, sódio e potássio. Tal remoção faz com que a proporção de alumina sob álcalis aumente no produto intemperizado (Nesbitt e Young, 1982).

De acordo com Nesbitt e Young (1982), o *CIA* varia de aproximadamente 50, para rochas frescas, a 100 para rochas completamente alteradas, compostas inteiramente por minerais secundários como a caulinita e a gibbsita.

O *MIA*, método desenvolvido por Voicu et al. (1997), compara o grau de intemperismo mineralógico, ou seja, a transformação média de um mineral primário para o seu equivalente secundário. O índice é dado de acordo com a eq. (2).

Equação (2):

$$MIA = 2 \times (CIA - 50)$$

Os campos de valores de *MIA* variam entre 0 e 100, e refletem a transformação mineral incipiente ($MIA < 20$), intermediária ($MIA = 20-60$), e intensa a extrema ($MIA > 60$). O valor 100 significa que houve uma transformação completa de um mineral primário para o seu produto equivalente de alteração (Voicu et al. 1997).

O *IA* é calculado através da razão entre Fe trivalente e Fe bivalente, pela eq. (3).

Equação (3):

$$IA = \frac{Fe_2O_3}{FeO}$$

A razão Fe^{+3}/Fe^{+2} tende a aumentar nos materiais intemperizados.³

³ O *IA* mostra a relação entre o Fe nativo ou Fe ferroso (Fe^{+2}) e o Fe férrico (Fe^{+3}). Essa relação dentro de uma rocha mostra o quanto há de mineral parental (Fe^{+2}) e o quanto há de óxido (Fe^{+3}) na assembléia rochosa. O Fe^{+3} é obtido a partir da oxidação do Fe^{+2} , ou seja, pelo intemperismo (Lindsley 1991).

O quadro a seguir apresenta os resultados obtidos de *CIA*, *MIA* e *IA* para as amostras estudadas.

Quadro 3 – Resultados de CIA, MIA e IA para as amostras.

	Amostras alteradas				Sedimento intrabasalto	Amostras frescas						
	W-01/09	W-19A	W-19D	W-19G	W-02/09	W-11	W-12B	W-14	W-15	W-16	W-17A	W-17B
CIA	65	61	67	65	53	58	58	60	59	62	60	60
MIA	30	22	34	31	6	16	16	20	19	24	20	20
IA	8,6	7,31	8,61	6,61	3,47	2,16	2,72	2,69	4,17	2,72	2,49	2,49

Apesar de consistentes, os valores obtidos para o basalto “fresco” (CIA entre 58 e 60) são apenas ligeiramente inferiores aos das amostras intemperizadas (CIA entre 61 e 67), sendo que em ambos os casos os valores são indicativos de alteração moderada. De acordo com Nesbitt e Young (1982), os valores de CIA para basaltos frescos estão entre 30 e 45, indicando que ambos os basaltos estudados sofreram ação de intemperismo.

Os índices de MIA seguem um padrão similar, variando de 16 a 20 para as amostras de basalto fresco e de 22 a 34 para as amostras de basalto intemperizado. Esses valores estão no intervalo de MIA (20 a 60) que indica uma alteração intermediária.

Verifica-se que os maiores índices (CIA=67 e MIA=34) foi obtido para a amostra W-19D, que corresponde à porção intermediária da sucessão intemperizada do derrame 7. A mesma amostra apresentou a maior perda ao fogo ($Loi = 5,88$), e, além disso, é a amostra que apresentou difratograma com maior *background*, indicando que apresenta maior quantidade de mineral amorfo.

Já os valores de IA são os que melhor representam a diferença de alteração entre as amostras, observa-se que para o conjunto de amostras intemperizadas ele está acima de 6,

enquanto que para as outras amostras não passam de 4,2 , sendo que a maioria delas está entre 2 e 3.

Comportamento dos elementos

Os resultados obtidos para as amostras de basalto fresco e basalto alterado mostram que ocorreu pouca mobilização dos elementos químicos, indicando que a alteração química é incipiente. Entretanto, alguns elementos como Cs, Rb e K, apresentaram enriquecimento nas amostras mais alteradas (W-19D, W-19G e W-01/09)

Provavelmente, isso se deve ao fato de que tais elementos são menos móveis no início da alteração, pois eles tendem a permanecer retidos nas estruturas cristalinas das micas, que resistem melhor ao início da alteração⁴.

Já os elementos Fe⁵ e Ca, apresentaram um significativo empobrecimento nessas amostras, comportamento esperado, uma vez que os mesmos são removidos na alteração pela oxidação e pelo lixiviamento, respectivamente.

Quando se observa o resultado de perda ao fogo (Loi), percebe-se que essas mesmas amostras são as que representam a maior perda, o que reforça a interpretação de que apresentam um grau levemente maior de alteração, uma vez que o Loi pode representar a presença de concentrações de carbonato, fases hidratadas (*e.g.*: argilas) e de matéria orgânica.

Para efeitos de uma melhor visualização do comportamento dos elementos, calculou-se o *EF* – *Enrichment Factor* (Fator de Enriquecimento) das amostras alteradas. O *EF* foi calculado a partir dos valores dos elementos químicos (X) normalizados pelo elemento Sc (Escândio) que é bem imóvel, a partir da eq. (4).

⁴ Comunicação pessoal S. M. B. Oliveira, em 2006.

⁵ Na forma de ferro nativo, ou seja, FeO ou Fe⁺²

Equação (4):

$$EF = \left[\frac{\left(\frac{X}{Sc} \right)^{rocha\ alterada}}{\left(\frac{X}{Sc} \right)^{rocha\ fresca}} \right]$$

Para a rocha fresca, foi considerada a média dos resultados obtidos para as amostras W-11, W-15 e W-16. Os resultados obtidos são apresentados nas Fig. 37 a 41. A planilha com os cálculos é apresentada na Tab. A2.5 – Anexo 2. A análise dos gráficos permite visualizar que todas as amostras apresentam enriquecimento (valores >1) considerável dos elementos Rb e K, e empobrecimento (valores < 1) em Ni e Sr. A exceção ocorre na amostra W-01/09 que apresentou enriquecimento em Ni. Além disso, as amostras W-19G, W-19D e W-01/09 apresentaram forte enriquecimento em Cs.

Fig. 37 – Gráfico de EF (Fator de Enriquecimento) para a amostra W-19A

Fig. 38 – Gráfico de EF (Fator de Enriquecimento) para a amostra W-19D

Fig. 39 – Gráfico de EF (Fator de Enriquecimento) para a amostra W-19G

Fig. 40 – Gráfico de EF (Fator de Enriquecimento) para a amostra W-01/09

Fig. 41 – Gráfico de EF (Fator de Enriquecimento) para a amostra W-02/09

Comportamento dos ETR's

Por meio dos resultados obtidos para os elementos terras raras, foram calculados as anomalias de Cério pela eq. (5), e Európio pela eq. (6) e as razões La/Lu e La/Yb. Para todos os casos foram utilizados resultados normalizados pelo condrito⁶.

Equação (5):

$$\left(\frac{Ce^*}{Ce}\right)_{CH} = \left[\frac{Ce}{\left(\frac{La + Pr}{2}\right)}\right]$$

Equação (6):

$$\left(\frac{Eu^*}{Eu}\right)_{CH} = \left[\frac{Eu}{\left(\frac{Sm + Gd}{2}\right)}\right]$$

Quadro 4 – Cálculos de anomalia de Ce.

	W11	W-16	W-15	W19A	W19D	W19G	W-01/09	W-02/09
La	23,5	18,05	24,55	28,1	27,4	27,7	35,73	20,76
Ce	18,9	17,78	22,11	22,9	22,0	22,4	28,33	19,40
Pr	19,4	14,60	19,85	23,8	22,2	22,7	26,59	16,81
Ce*/Ce =	0,88	1,09	1,00	0,88	0,88	0,89	0,91	1,03

Quadro 5 – Cálculos de anomalia de Eu.

	W11	W-16	W-15	W19A	W19D	W19G	W-01/09	W-02/09
Eu	11,5	9,81	12,82	13,7	12,4	12,8	15,77	10,94
Sm	13,3	9,88	12,92	16,2	14,7	15,2	16,55	11,02
Gd	9,3	7,48	9,40	11,2	10,3	10,6	12,00	8,48
Eu*/Eu	1,02	1,13	1,15	1,00	0,99	0,99	1,10	1,12

⁶ Composição do condrito utilizado para a normalização pode ser consultada na Tab. A2.6 do Anexo 2

Quadro 6 – Cálculos da razão La/Lu.

	W11	W-15	W-16	W19A	W19D	W19G	W-01/09	W-02/09
La	23,5	24,55	18,05	28,1	27,4	27,7	35,73	20,76
Lu	4,6	5,02	3,96	5,6	5,2	5,5	5,88	4,56
La/Lu	5,13	4,89	4,55	4,99	5,23	5,05	6,07	4,55

Quadro 7 – Cálculos da razão La/Yb.

	W11	W-15	W-16	W19A	W19D	W19G	W-01/09	W-02/09
La	23,5	24,55	18,05	28,1	27,4	27,7	35,73	20,76
Yb	4,9	5,15	4,07	5,8	5,4	5,6	6,08	4,58
La/Yb	4,83	4,76	4,43	4,80	5,04	4,99	5,88	4,53

Os cálculos mostram que há uma leve anomalia negativa de Cério, que pode ser observada nos gráficos de padrão de distribuição dos ETR's (Figs. 42 e 43). Essas anomalias ocorrem principalmente nas rochas alteradas. As amostras de rocha fresca não apresentam anomalias, com exceção da W-11. Európio apresentou uma leve anomalia positiva, com exceção das amostras do conjunto W-19.

Já para as razões La/Lu e La/Yb, apenas a amostra W-01/09 apresentou uma diferença relativamente maior, quando comparada às outras amostras estudadas e, que se deve pelo fato de apresentar maiores concentrações de La em relação às outras amostras.

As anomalias de Ce das amostras estudadas estão um pouco abaixo das anomalias obtidas para a crosta oceânica e para os andesitos de Taylor e McLennan, 1985 (Quadros A2.3 e A2.4 – Anexo 2). As anomalias de Eu, por sua vez, apresentam-se com valores um pouco acima dos obtidos para os dois padrões utilizados.

Já, as razões La/Lu, apresentam-se bem acima da razão obtida para a crosta oceânica, pois, as amostras estudadas apresentam menor concentração em Lu. As razões La/Yb estão dentro dos limites obtidos para os andesitos.

Fig. 42 – Padrão de distribuição dos Elementos Terras Raras normalizados ao condrito para as amostras de basalto fresco

Fig. 43 – Padrão de distribuição dos Elementos Terras Raras normalizados ao condrito para as amostras de basalto alterado e sedimento intrabasalto (W-02/09)

d. Sedimento intrabasalto

Porções da rocha basáltica em estado de alteração mais avançado foram classificadas como "sedimento", uma vez que apresentaram certa estratificação e uma seleção granulométrica (Fig. 44 a 46). Tais feições implicam que houve deposição em ambiente subaquático, provavelmente uma pequena bacia de acumulação sobre a zona regolítica do derrame. Portanto, as feições indicam um hiato de tempo que foi suficiente para que essas condições se estabelecessem antes da colocação do próximo derrame.

Fig. 44 – Afloramento apresentando sedimento intrabasalto

Fig. 45 – Detalhe do sedimento intrabasalto

Fig. 46 – Fotomicrografias da amostra W-02 (sedimento intrabasalto). A) Notar a seleção granulométrica da amostra. B) Detalhe da porção mais fina da rocha. Nicóis paralelos. Objetiva: 1,25X e 4 X

Uma tentativa de se determinar esse intervalo de tempo seria por meio da definição de taxas de intemperismo. Há diversos estudos modernos sobre taxas de formação de intemperismo, esses estudos são baseados em fragmentos rochosos individuais ou em grãos minerais. Porém, as taxas obtidas diferem daquelas estimadas em nível de afloramento em pelo menos uma ordem de magnitude, pois, a superfície suscetível ao intemperismo é desconhecida em grandes escalas (Brantley 2010).

Graham *et al.* (2010) propõem no caso de corpos de grande tamanho, hipóteses relacionando densidade de fraturas em rochas, taxas de intemperismo e conseqüente formação de regolito, que são consistentes com estudos de dissolução de fragmentos individuais de rochas realizados em laboratórios. Porém, o mesmo autor afirma que a formação de regolitos é um dos processos menos entendidos na superfície da terra e, que a quantificação da área que sofre intemperismo em afloramentos só será possível quando aprendermos mais sobre a geometria do interior dos corpos rochosos.

8. INTEMPERISMO ATUAL NA ANTÁRTICA

Segundo Campbell e Claridge (1987), mesmo sendo o intemperismo físico predominante na Antártica, há evidências claras de intemperismo químico na região. A abrangência desse tipo de ocorrência tem sido tópico de muitas discussões.

Segundo Carter (1990), o desenvolvimento de solo por meio de intemperismo e colonização por seres vivos ocorre apenas na camada ativa do substrato, ou seja, na camada acima do permafrost. Entretanto, atualmente, a maior parte do continente apresenta temperaturas tão baixas que não há uma camada ativa ou ela é extremamente delgada. A exceção ocorre nas ilhas da Península Antártica (onde se insere a região estudada), que por apresentarem clima mais quente e úmido do que o restante do continente, possuem alto potencial para intemperismo químico.

Os solos na Antártica são formados em locais onde a temperatura do substrato varia de -20°C a 12°C, com precipitação entre 200 e 100 mm, apresentando um grau de intemperismo químico muito pequeno, fazendo com que o material parental e o solo apresentem poucas diferenças (Campbell e Claridge, 1987).

A ilha Rei Jorge apresenta um clima mais quente e mais úmido do que as outras regiões antárticas, favorecendo o intemperismo químico. Nela, os solos provavelmente se formaram desde a última deglaciação, ocorrida entre 9500 – 6000 anos atrás (Lee *et al.* 2004).

Numa tentativa de estabelecer uma escala temporal para a formação desses solos, Balke *et al.* (1991) mostraram que o intemperismo químico se mantém por um período de aproximadamente 10 semanas durante todos os anos. Verões mais longos e um maior aquecimento aumentariam o potencial de intemperismo químico nessas regiões.

Portanto, podemos afirmar que há intemperismo químico atual na Antártica, principalmente na região da Península, onde o clima é mais ameno. Sendo assim, podemos questionar se as feições intempéricas estudadas nesse trabalho formaram-se nas condições climáticas atuais ou não.

Tal dúvida pode ser respondida por meio do perfil topográfico da ocorrência (Fig. 47) onde se observa que os derrames apresentam o topo mais escavado, ou seja, topograficamente mais baixo. Se essas feições fossem produtos do intemperismo atual, a geleira deveria ter desgastado os derrames de forma homogênea, resultando assim numa superfície mais plana, ao contrário do que se encontra.

Fig. 47 - Perfil esquemático dos derrames [0] a 8. Notar área topograficamente mais escavada (hachurado no desenho) que corresponde às zonas de alteração do topo de cada derrame (Canile, 2006)

A geomorfologia da ocorrência sugere que os derrames foram alterados ainda quando não estavam inclinados tectonicamente. Portanto, a sucessão sugerida de eventos seria a seguinte: derrame 1 → intervalo de tempo (no qual houve ação intempérica) → derrame 2 → intervalo de tempo → derrame 3 e assim por diante.

Os eventos geraram uma sucessão de derrames empilhados verticalmente, cada um com seu topo intemperizado, e em fase posterior ocorreu o evento tectônico, responsável pela inclinação dos derrames, e a glaciação, que recobriu as rochas.

Entretanto, devemos considerar que o intemperismo atual provavelmente agiu de forma a acentuar as feições intempéricas antigas, assim como também as rochas mais frescas da base de cada derrame. Hall e Walton (1993) afirmam que a relação entre o clima e o intemperismo é tão complexa que é impossível estabelecer uma correlação simples entre eles, dificultando a definição segura de condições climáticas em que se formaram as ocorrências.

Todavia, podemos afirmar que essas condições devem ser próximas ao o que ocorreu há cerca de 50 Ma durante o chamado “Ótimo Climático do início do Eoceno” (Fig. 1).

9. GLACIAÇÃO NO OLIGOCENO

A repentina mudança para temperaturas mais frias, associada a glaciação generalizada ocorrida na Antártica, durante a transição Eoceno-Oligoceno (~34 Ma) é uma das reorganizações climáticas globais mais importantes e conhecidas do registro geológico (DeConto e Pollard 2003).

Como já mencionado, na Antártica Oriental, evidências para o resfriamento e o conseqüente crescimento do manto de gelo, incluem os registros dos testemunhos de fundo marinho, indicando que há ~34 Ma houve crescimento de 1,0‰ nos valores de $\delta^{18}\text{O}$. Evidências mais diretas do resfriamento e da glaciação próximo ao limite Eoceno-Oligoceno provêm dos testemunhos da margem continental da Antártica Oriental e do registro geológico e paleontológico da vegetação da Antártica Ocidental.

O grande volume de dados paleoecológicos, mineralógicos e geoquímicos gerados por esses projetos de perfuração nos permitiu ter uma visão mais ampla para as evoluções climáticas e ambientais ocorridas durante o início do Cenozóico (Barrett 2007).

Um dos aspectos mais relevantes da glaciação cenozóica da Antártica refere-se a reconstituição paleogeográfica do evento climático.

No sentido aqui utilizado, paleogeografia refere-se idealmente a caracterização das dimensões e distribuição das geleiras, seu tipo (alpina, continental ou de latitude), a direção do fluxo glacial e a proveniência dos detritos.

Para a Antártica Oriental, as evidências sugerem uma geleira de regime temperado no início do Oligoceno, seguido por um resfriamento no Mioceno. A paisagem do início do Oligoceno para a margem continental foi caracterizada por geleiras de clima temperado que

fluíam do EAIS (*East Antarctic Ice Sheet* = manto de gelo da antártica oriental) inicial, algumas terminando no mar, e outras nas planícies de canais entrelaçados (Francis *et al.* 2009) (Fig. 48).

Fig. 48. Esquema descrevendo a costa da Terra Victoria durante o Oligoceno inferior/superior, com costa influenciada por rios e geleiras, e encostas baixas das montanhas com vegetação. Esse cenário é baseado na combinação de evidência sedimentológica e dados de flora dos testemunhos de Cape Roberts e *CIROS-1* (Modificado de Francis *et al.* 2009)

O único registro terrestre na Antártica Oriental para o gelo no Oligoceno, possivelmente representa uma glaciação alpina local, e se localiza no monte Petras em Marie Byrd Land (Francis *et al.* 2009). Tais depósitos indicam erupções vulcânicas abaixo do gelo (Wilch e McIntosh 2000).

Infelizmente, dados referentes a paleogeografia glacial são ainda escassos para a Antártica Ocidental, existindo ampla controvérsia na literatura sobre essas questões (Francis *et al.* 2009). Resultados desta dissertação, discutidos abaixo, contribuem para esclarecer alguns pontos da questão, porém pesquisas adicionais são ainda necessárias.

Dois aspectos principais podem ser colocados, o primeiro, saber se a história glacial das duas regiões da Antártica tiveram evolução paralela ao longo do tempo, ou se os respectivos mantos de gelo evoluíram independentemente, tanto no tempo, como fisicamente.

Birkenmajer (1988, 2001), por exemplo, reconheceu a presença de clastos polimíticos de litologias variadas e exóticas (magmáticas, metamórficas e sedimentares), dispersos em diamictito do Membro Krakowiak Glacier e, mais tarde em laminitos da Formação Cape Melville, da área de Cape Melville, mais ao norte, atribuídos ao Mioceno (20-23 Ma; Birkenmajer 1985, 1988).

O autor estabeleceu a proveniência dos clastos a partir das montanhas Transantárticas e Ellsworth, a vários milhares de quilômetros a leste da ilha Rei Jorge. Os detritos glaciais teriam sido incorporados e depositados na ilha por manto de gelo que fluiu da região central para a extremidade ocidental da Antártica. A trajetória proposta cruza o mar de Weddell e a Península Antártica.

Troedson e Smellie (2002) argumentam, entretanto, ser problemático ter o manto de gelo se deslocado por distância tão longa sobre terrenos cuja topografia no Oligoceno não é conhecida. O modelo alternativo proposto por eles envolve o transporte de clastos por uma verdadeira armada de icebergs, liberados do manto de gelo oriental, aprisionados pelo giro do mar de Weddell e transportados até a área das Shetland e aí descarregados, posteriormente recolhidos e ressedimentados pela geleira do Oligoceno (Fig 49).

Fig. 49 – Ilustração esquemática dos processos e ambientes deposicionais para o Membro Krakowiak Glacier. Deposição ocorreu em ambiente marinho subglacial em associação com uma geleira aterrada em uma plataforma rasa (Modificado de Troedson e Smellie 2002)

Por outro lado, Santos *et al.* (1990), descrevem finas estrias, de possível origem glacial, sobre os basalto da Formação Mazurek Point, orientadas entre N316° e N326°, indicativa de fluxo da geleira para sudeste. Orientação similar (N140°, N160°) foi obtida a partir de estrias e clastos *bullet shaped* de diamictito aflorante em Wesele Cove.

Esses dados podem indicar que a geleira que cobriu a ilha Rei Jorge fluiu em direção a margem continental, atingindo uma bacia marinha localizada onde hoje se encontra o estreito de Bransfield. A idade da abertura deste é, contudo, ainda controvertida, variando de 1Ma a oligocênica. Dados adicionais são ainda necessários para esclarecer essa questão.

10. CONCLUSÕES: MUDANÇAS CLIMÁTICAS NO CENOZÓICO DA ANTÁRTICA

O resfriamento no continente teve início no Eoceno médio e culminou com o crescimento de um grande manto de gelo ($25 \times 10^6 \text{ km}^3$) no começo do Oligoceno (33,55 Ma) e que causou uma queda eustática de 55-70 m e o aumento de 1 ‰ nos níveis de $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 50). Esse grande manto de gelo se tornou o condutor de uma mudança climática, não somente uma resposta à mudança (Miller *et al.* 2008).

Os registros de temperaturas frias do Eoceno apontam para a presença de mantos de gelo efêmeros, médios a pequenos. Já a transição Eoceno-Oligoceno representa o verdadeiro início do mundo “*icehouse*”, sendo o maior evento de resfriamento dos últimos 100 Ma (Miller *et al.* 2008), resultando em mantos de gelo que atingiram a costa pela primeira vez.

Enquanto os estudos baseados em valores de $\delta^{18}\text{O}$ mostram temperaturas relativamente frias amenas para o final do Eoceno, os dados paleobotânicos mostram que os verões poderiam ser bem quentes nesse período. Essa sazonalidade resultou em média de temperatura do mês mais quente em torno de 24 °C para os estratos da ilha Seymour (Francis *et al.* 2009) e média anual de 10-11°C para rochas fossilíferas da ilha Rei Jorge (Birkenmajer e Zastawniak 1989, Hunt e Poole 2003).

Esses dados são compatíveis com os dados dos isótopos de oxigênio (curva global) que sugerem uma temperatura média da superfície do mar de 12° C (Zachos *et al.* 2001) e corroboram o evento de intemperização química caracterizado nesse trabalho para rochas pertencentes a este intervalo de tempo.

Fig. 50 - Registros de nível do mar (nma) e do progressivo desenvolvimento dos mantos de gelo durante o final do Mesozóico e Cenozóico. A transição Eoceno-Oligoceno culminou com o maior aumento de $\delta^{18}O$ dos últimos 50 Ma, o máximo de $\delta^{18}O$ do início do Oligoceno (33,55 Ma), e uma queda eustática de 55-70 m. Essa queda corresponde a um manto de gelo antártico que foi aproximadamente de 80 a 100% do tamanho do manto de gelo presente na Antártica Oriental nos dias de hoje (Modificado de Miller *et al.* 2008)

Já para o Oligoceno, a presença dos depósitos sedimentares glaciais que foram datados por Ivany *et al.* (2006) na ilha Seymour, mostram claramente o avanço de um manto de gelo, interpretado como estando sobre ou próximo ao limite Eoceno-Oligoceno na Península. Esses dados são também reforçados com as rochas glaciais da mesma idade estudadas nesse trabalho.

Com base nesses dados, podemos realmente assumir que houve um período mais quente no Eoceno, seguido de um período glacial no Oligoceno.

Os estudos feitos durante essa dissertação complementam as informações obtidas por esses outros registros paleoclimáticos, mostrando claramente evidências geológicas para as mudanças ocorridas nesse período, uma vez que:

- Os índices de alteração obtidos para a zona intemperizada em Wesele Cove, apesar de pouco intensos, são intrigantes. Uma possível explicação para isso seria que os processos intempéricos tiveram um tempo relativamente curto para agir no topo de cada derrame de basalto durante os sucessivos derrames. Entretanto, um intervalo relativamente mais longo em Wesele Cove foi documentado pela intercalação de sedimento entre os derrames;
- A predominância de argilominerais do grupo das esmectitas encontrada no basalto alterado corroboram dados que afirmam que a presença de esmectita implica em intemperismo químico dominante durante o Eoceno (Robert e Kennett 1997);
- As feições do diamictito reforçam a indagação de que sua deposição ocorreu parcialmente em paleoambiente glacial terrestre, originalmente proposta por afloramentos do Membro Krakowiak Glacier em outros locais da ilha Rei Jorge (Porebski e Gradziński 1987);

- Entretanto, uma associação com o ambiente glacial marinho é claramente demonstrada pelos fósseis encontrados nessas rochas;
- Os dados obtidos demonstram que a transição da zona fresca para a zona intemperizada dos derrames da Formação Mazurek Point/Hennequin podem ser atribuídas à ocorrência de processos intempéricos moderados no topo de cada derrame. Elas também sugerem a ocorrência de condições paleoclimáticas amenas durante um intervalo relativamente longo durante o Eoceno, precedendo o início da glaciação Krakowiak no Oligoceno.

Um próximo passo para a pesquisa compreenderia a amostragem sistemática com a finalidade de datação de cada intervalo. O controle temporal desses intervalos seria muito útil, e permitiria determinar a dinâmica desse evento climático.

O potencial controle temporal que poderia ser obtido por meio da datação do basalto forneceria um controle que hoje não está disponível para a maioria das outras evidências de mudanças climáticas (Sheldon 2008).

11. BIBLIOGRAFIA

ADAMS, A. E.; MACKENZIE, W. S.; GUILFORD, C. 1984. *Atlas of sedimentary rocks under the microscope*, London, Longman, 104 p.

ANDERSON, S. P.; DREVER, J. I.; HUMPHREY, N. F. 1997. Chemical weathering in glacial environments. *Geology*, v. 25, n. 5, p. 399-402.

BALKE, J.; HAENDEL, D.; KRÜGER, W. 1991. Contribution to the weathering-controlled removal of chemical elements from the active debris layer of the Schirmacher Oasis, East Antarctica. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, v.19, n.2, p.153-158.

BARRETT, P. J. 2007. Cenozoic climate and sea-level history of glacial-marine strata of the Victoria Land coast, Cape Roberts Project, Antarctica. In: HAMBREY, M. J.; CHRISTOFFERSEN, P.; GLASSER, N. F.; HUBBARD, B. *Glacial Sedimentary Processes and Products*. International Association of Sedimentologists, Special Publication n.39.

BARRETT, P. J. 2009. A History of Antarctic Cenozoic Glaciation – View from the Margin. In: FLORINDO, F.; SIEGERT, M. *Antarctic Climate Evolution*. Elsevier, Amsterdam, Cap. 3, p. 33–83.

BARKER, P. F.; BURRELL, J. 1977. The opening of Drake Passage. *Marine Geology*, v. 25, p. 15–34.

BARRON, J.; LARSEN, B. ET AL. 1989. *Proceedings of the ODP, Initial Reports*. College Station, Texas, Ocean Drilling Program, 119.

BIRKENMAJER, K. 1980. Discovery of Pliocene glaciation on King George Island, South Shetland Islands (West Antarctica). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, v. 27, p. 59-67.

BIRKENMAJER, K. 1981. Lithostratigraphy of the Point Hennequin Group (Miocene volcanics and sediments) at King George Island (South Shetland Islands, Antarctica). *Studia Geologica Polonica*, v. 74, p. 175–197.

BIRKENMAJER, K. 1982. Pliocene tillite-bearing succession of King George Island (South Shetland Islands, Antarctica). *Studia Geologica Polonica*, v. 74, p. 7-72.

BIRKENMAJER, K. 1983. Extent and course of the Pliocene glaciations in West Antarctica. *Académie Polonaise des Sciences, Terre*, v. 30, n. 1-2, p. 9-20.

BIRKENMAJER, K. 1985. Onset of Tertiary continental glaciation in the Antarctic Peninsula sector (West Antarctica). *Acta Geologica Polonica*, v. 35, p. 1–31.

BIRKENMAJER, K. 1987. Oligocene-Miocene glacio-marine sequences of King George Island (South Shetland Islands), Antarctica. *Paleontologia Polonica*, v. 49, p. 113–122.

BIRKENMAJER, K. 1988. Tertiary glacial and interglacial deposits, South Shetland Islands, Antarctica: Geochronology versus biostratigraphy (a progress report). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, v. 36, p. 133-145.

BIRKENMAJER, K. 1989. A guide to tertiary geochronology of King George Island, West Antarctica. *Polish Polar Research*, v. 10, n. 4, p. 555-579.

BIRKENMAJER, K. 1991. Tertiary glaciation in the South Shetland Islands, West Antarctica: evaluation of data. In: THOMSON, M. R. A.; CRAME, J. A.; THOMSON, J. W. *Geological Evolution of Antarctica*. Cambridge, Cambridge University Press, pp. 629-632.

BIRKENMAJER, K. 1992. Evolution of the Bransfield basin and rift, West Antarctica. In: YOSHIDA ET AL. *Recent Progress on Antarctic Earth Science*. Tokyo, Terrapub, pp. 405-410.

BIRKENMAJER, K. 2001. Mesozoic and Cenozoic stratigraphy units in parts of the South Shetland Islands and Northern Antarctic Peninsula (as used by the Polish Antarctic programmes). *Studia Geologica Polonica*, v. 118, p. 188.

BIRKENMAJER, K.; ZASTAWNIAK, E. 1989 Late Cretaceous–Early Tertiary floras of King George Island, West Antarctica: Their stratigraphic distribution and palaeoclimatic significance, origins and evolution of the Antarctic biota. *Geological Society of London Special Publication*, v. 147, p. 227–240.

BIRKENMAJER, K.; GAŹDZICKI, A.; KRAJWESKI, K. P.; PRZYBYCIN, A.; SOLECKI, A.; TATUR, A.; YOON, H. I. 2005. First Cenozoic glaciers in West Antarctica. *Polish Polar Research*, v. 26, n. 1, p. 3-12.

BRANTLEY, S. L. 2010. Rock to regolith. *Nature Geoscience*, v. 3, p. 305-306.

BREZA, J.; WISE, S. W. 1992. Lower Oligocene ice-rafted debris on the Kerguelen Plateau: Evidence for East Antarctic continental glaciation. In: SCHLICH, R.; WISE, S. W., Jr., ET AL., *Proceedings, Ocean Drilling Program, scientific results*, v. 120. College Station, Texas, Ocean Drilling Program.

CAMPBELL, I. B.; CLARIDGE, G. G. C. 1987. *Antarctica: soils, weathering processes and environment*. New York, NY, Development in Soil Science 16, Elsevier Science Publishing Company Inc., 368 p.

CANILE, F. M. 2006. Evidências geológicas de variação paleoclimática no Terciário da Ilha Rei Jorge, Antártica Ocidental. 40 f. + anexos. Trabalho de Formatura – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

CARTER, L. D. 1990. Climatic change and permafrost: Record from surficial deposits. *Journal of Cold Regions*, v. 4, p. 43-53.

COOPER, A. K.; BARRETT, P. J.; STAGG, H.; STOREY, B.; STUMP, E., WISE, W. 2008. *Antarctica: A Keystone in a Changing World. Proceedings of the 10th International Symposium on Antarctic Earth Sciences*, Washington, DC, The National Academies Press, 164p.

COOPER, A. K.; BRANCOLINI, G.; ESCUTIA, C.; KRISTOFFERSEN, Y., LARTER, R.; LEITCHENKOV, G.; O'BRIEN, P.; JOKAT, W. 2009. Cenozoic Climate History from Seismic Reflection and Drilling Studies on the Antarctic Continental Margin. In: FLORINDO, F.; SIEGERT, M. *Antarctic Climate Evolution*. Elsevier, Amsterdam, Cap. 5, p. 115–234.

COXALL, H., WILSON, P.A., PALIKE, H., LEAR, C.H.; BACKMAN, J. 2005. Rapid stepwise onset of Antarctic glaciation and deeper calcite compensation in the Pacific Ocean. *Nature*, v. 433, p. 53-57.

DECONTO, R. M.; POLLARD, D. 2003. Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO₂. *Nature*, v. 421, p. 245-249.

DINGLE, R.V.; MCARTHUR J. M.; VROON, P. 1997. Oligocene and Pliocene interglacial events in the Antarctic Peninsula dated using strontium isotope stratigraphy. *Journal of the Geological Society*, v.154, n. 2, p. 257-264.

DINGLE, R. V.; LAVELLE, M. 1998. Late Cretaceous-Cenozoic climatic variations of the northern Antarctic Peninsula: new geochemical evidence and review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 141, p. 215-232.

DOTT, R. H. 1964. Wacke, graywacke and matrix; what approach to immature sandstone classification? *Journal of Sedimentary Research*, v. 34, n. 3, 625-632.

DUTRA, C. V.; GOMES, C. B. 1984. A Fluorescência de Raios X na geologia. In: GOMES, C. B. (coord). *Técnicas analíticas instrumentais aplicadas à geologia*. São Paulo, Ed. Edgard Blücher Ltda, p. 84-120.

ELLIOT, D. H. 1988. Tectonic setting and evolution of the James Ross Basin, northern Antarctic Peninsula. In: FELDMAN, R. M.; WOODBURN, M. O. *Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula*. Geological Society of America, Boulder, CO, Memoir 169, p. 541–555.

FOLK, R. L. 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Texas, Hemphill's, 170 p.

FORMOSO, M. L. L. 1984. Difractometria de Raios X. In: GOMES, C. B. (coord.) *Técnicas analíticas instrumentais aplicadas à geologia*. São Paulo, Ed. Edgard Blücher Ltda, p. 1-43.

FRANCIS, J. E.; ASHWORTH, A.; CANTRILL, D. J.; CRAME, J. A.; HOWE, J.; STEPHENS, R.; TOSOLINI, A.-M.; THORN, V. 2008. 100 Million Years of Antarctic Climate Evolution: Evidence from Fossil Plants. In: *Antarctica: A Keystone in a Changing World*. Proceedings of the 10th International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Santa Barbara, California, August 26 to September 1, 2007, COOPER, A. K.; BARRETT, P. J.; STAGG, H.; STOREY, B.; STUMP, E., WISE, W., Washington, DC, The National Academies Press, p. 19-27.

FRANCIS, J. E.; MARENSSI, S.; LEVY, R.; HAMBREY, M.; THORN, V. C.; MOHR, B.; BRINKHUIS, H.; WARNAAR, J.; ZACHOS, J.; BOHATY, S.; DECONTO, R. 2009. From Greenhouse to Icehouse – The Eocene/Oligocene in Antarctica 311. In: FLORINDO, F.; SIEGERT, M. *Antarctic Climate Evolution*. Elsevier, Amsterdam, Cap. 8, p. 309–368.

GRAHAM, R. C.; ROSSI, A. M.; KENNETH, R. H. 2010. Rock to regolith conversion: Producing hospitable substrates for terrestrial ecosystems. *GSA Today*, v. 20, n. 2, p. 4-9.

HALL, A. 1996. *Igneous Petrology (2 ed.)*, London, Logman. 551 p.

HALL, K. J.; WALTON, D. W. H. 1993. Rock weathering, soil development and colonization under a changing climate. In: DREWRY, D. J.; LAWS, R. M.; PYLE, J. A. *Antarctica and Environmental Changes*. Oxford, Oxford University Press, p. 69-77.

HALL, K.; THORN, C. E.; MATSUOKA, N.; PRICK, A. 2002. Weathering in cold regions: some thoughts and perspectives. *Progress in Physical Geography*, v. 26, n.4, p. 577-603.

HAMBREY, M. J.; MCKELVEY, B. 2000. Neogene fjordal sedimentation on the Western margin of the Lambert Graben, East Antarctica. *Sedimentology*, v. 47, p. 577–607.

HATHWAY, B. 2000. Continental rift to back-arc basin: Jurassic-Cretaceous stratigraphical and structural evolution of the Larsen Basin, Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society*, v. 157, n. 2, p. 417–432.

HUNT, R. J.; POOLE, I. 2003. Paleogene West Antarctic climate and vegetation history in light of new data from King George Island. In: WING, S. L.; GINGERICH, P. D.; SCHMITZ, B.; THOMAS, E. *Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene*. Geological Society of America, Boulder, CO, v. 369, p. 395–412.

IVANY, L. C.; VAN SIMAEYS, S.; DOMACK, E. W.; SAMSON, S. D. 2006. Evidence for an Earliest Oligocene ice sheet on the Antarctic Peninsula. *Geology*, v. 34, n. 5, p. 377–380.

KELLER, R. A. 1991. Geological fieldwork on Deception Island and King George Island, South Shetland Islands. *Antarctic Journal U.S.*, v. 46.

KENNETT, J. P. 1977. Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum- Antarctic oceans and their impact on global paleoceanography. *Journal of Geophysical Research*, v. 82, p. 3843–3859.

LEE, Y. I.; LIM, H. S.; YOON, H. I. 2004. Geochemistry of soils of King George Island, South Shetland Islands, West Antarctica: Implications for pedogenesis in cold polar regions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 68, n. 21, p. 4319–4333.

LINDSLEY, H. D. (edit). 1991. *Oxide minerals: petrologic and magnetic significance*. Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy, v. 25, 509 p.

MARENSSI, S. A.; SANTILLANA, S.; RINALDI, C. A. 1998. Stratigraphy of the La Meseta Formation (Eocene), Marambio (Seymour) Island, Antarctica. In: CASADÍO, S. *Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártica*, Asociación Paleontológica Argentina, Buenos Aires, p. 137–146, Publicación Especial 5.

MCKELVEY, B. C.; HAMBREY, M. J.; HARWOOD, D. M.; MABIN, M. C. G.; WEBB, P. N.; WHITEHEAD, J. M. 2001. The Pagodroma Group – A Cenozoic record of the East Antarctic Ice Sheet in the northern Prince Charles Mountains. *Antarctic Science*, v. 13, n. 4, p. 455–468.

MACKENZIE, W. S.; DONALDSON, C. H.; GUILFORD, C. 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*. London, Longman. 148 p.

MILLER, K.G.; WRIGHT, J.D.; KATZ, M.E.; BROWNING, J.V.; CRAMER, B.S.; WADE, B.S.; MIZINTSEVA, S.F. 2008. A View of Antarctic Ice-Sheet Evolution from Sea-Level and Deep-Sea Isotope Changes During the Late Cretaceous-Cenozoic. In: *Antarctica: A Keystone in a Changing World*. Proceedings of the 10th International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Santa Barbara, California, August 26 to September 1, 2007, COOPER, A. K.; BARRETT, P. J.; STAGG, H.; STOREY, B.; STUMP, E., WISE, W., Washington, DC, The National Academies Press, p. 55-70.

NAISH, T. R.; WOOLFE, K. J.; BARRETT, P. J.; WILSON, G. S.; ATKINS, C.; BOHATY, S.; BUCKER, C. J.; CLAPS, M.; DAVEY, F. J.; DUNBAR, G. B.; DUNN, A. G.; FIELDING, C. R.; FLORINDO, F.; HANNAH, M. J.; HARWOOD, D. M.; HENRYS, S. A.; KRISSEK, L.; LAVELLE, M.; VAN DER MEER, J.; MCINTOSH, M. C.; NIESSEN, F.; PASSCHIER, S.; POWELL, R. D.; ROBERTS, A. P.; SAGNOTTI, L.; SCHERER, R. P.; STRONG, C. P.; TALARICO, F.; VEROSUB, K. L.; VILLA, G.; WATKINS, D. K.; WEBB, P. N.; WONIK, T. 2001. Orbitally induced oscillations in the East Antarctic Ice Sheet at the Oligocene/Miocene boundary. *Nature*, v. 413, p. 719–723.

NESBITT, H. W.; YOUNG, G. M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, v. 299, p.715-717.

PAGANI, M.; ZACHOS, J.C.; FREEMAN, K.H.; TIPPLE, B.; BOHATY, S. 2005. Marked Decline in Atmospheric Carbon Dioxide Concentrations During the Paleogene. *Science*, n. 309, p. 600-603.

PARDESHI, R.; SAYYED, M. R.; ISLAM, R. 2008. Weathering characteristics of an interbasaltic red bole horizon occurring within the Deccan Basalts near Shrivardhan along the western coastal tract of India. In: *Online Proceedings of the 33rd International Geological Congress, Oslo*.

PEARSON, P. N.; PALMER, M. R. 2000. Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years. *Nature*, v. 406, p. 695-699.

POREBSKI, S. J. & GRADZIŃSKI, R. 1987. Depositional history of The Polonez Cove Formation (Oligocene), King George Island, West Antarctica: A record of continental glaciation, shallow-marine sedimentation and contemporaneous volcanism. *Studia Geologica Polonica*, v. 93, p. 7-62.

ROBERT, C.; KENNETT, J. P. 1997. Antarctic continental weathering changes during Eocene-Oligocene cryosphere expansion: Clay mineral and oxygen isotope evidence. *Geology*, v. 25, n. 7; p. 587–590.

ROLLINSON, H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. London, Longman, 352 p.

SANTOS, P. R.; ROCHA-CAMPOS, A. C.; TROMPETTE, R.; UHLEIN, A.; GIPP, M.; SIMÕES, J. C. 1990. Review of Tertiary glaciation in King George Island, West Antarctica: preliminary results. *Pesquisa Antártica Brasileira*, v. 2, p. 87-99.

SANTOS, P. R. 1996. Condicionamento geológico da sedimentação glacial: o Neopaleozóico da Bacia do Paraná e o Terciário da Antártida. São Paulo. 111 p. (Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

SANTOS, P. R. Relatório Inédito – *Mudanças paleoclimáticas na Antártica durante o Cenozóico: o registro geológico terrestre*. Relatório de Projeto de Pesquisa – ProAntar - CNPq – Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico.

SHELDON, N. D. 2003. Pedogenesis and geochemical alteration of the Picture Gorge Subgroup, Columbia River Basalt. *Geological Society of America Bulletin*, v. 115, n. 11, p. 1377-1387.

SHELDON, N. D. 2008. Records of short-term and rapid climate change from intrabasaltic paleosols. In: *Online Proceedings of the 33rd International Geological Congress, Oslo*.

SIEGERT, M. J.; BARRETT, P. J.; DECONTO, R.; DUNBAR, R.; COFAIGH, C. O.; PASSCHIER, S.; NAISH, T. R. 2008. Recent Advances in Understanding Antarctic Climate Evolution, *Antarctic Science*, v. 20, n. 4, p. 313-325.

SMELLIE, J. L.; PANKHURST, R. J.; THOMSON, M. R. A.; DAVIES, R. E. S. 1984. The geology of the South Shetland Islands. VI. Stratigraphy, geochemistry and evolution, London, *British Antarctic Survey Scientific Reports n. 87*, 85p.

SUGDEN, D.; DENTON, G. 2004. Cenozoic landscape evolution of the Convoy Range to Mackay Glacier area, Transantarctic Mountains: Onshore to offshore synthesis. *Geological Society of America Bulletin*, v. 116, n. 7–8, p. 840–857.

TABOR, N. 2008. Geochemistry of pedogenic minerals from intrabasaltic strata as a means of paleoclimate reconstruction. In: *Online Proceedings of the 33rd International Geological Congress, Oslo*.

TAYLOR, S. R. & MCLENNAN, S. M. 1985. *Continental crust: its composition and evolution an examination of geochemical record preserved in sedimentary rocks*. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 312 p.

TOKARSKI, A. K. 1987. Structural events in the South Shetland Islands (Antarctica). III. Barton Horst, King George Island, *Studia Geologica Polonica*, v.40, p. 7-37.

TROEDSON, A. L.; SMELLIE, J. L. 2002. The Polonez Cove Formation of King George Island, Antarctica: stratigraphy, facies and implications for mid-Cenozoic cryosphere development. *Sedimentology*, v. 49, p. 277-301.

TROSDTORF JR, I.; KAWASHITA, K. ; SANTOS, P. R. ; ROCHA-CAMPOS, A. C. 2000. Sr/Sr results from the Polonez Cove and Cape Melville Formations (Tertiary), King George, West Antarctica. In: 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro.

TURNER, J.; BINDSCHADLER, R.; CONVEY, P.; DI PRISCO, G.; FAHRBACH, E.; GUTT, J.; HODGSON, D.; MAYEWSKI, P.; SUMMERHAYES, C. (eds.). 2009. *Antarctic Climate Change and the Environment*. Cambridge, UK, Scientific Committee on Antarctic Research, 526 p.

VOICU, G.; BARDOUX, M.; VOICU, D. 1997. Mineralogical norm calculations applied to tropical weathering profiles. *Mineralogical Magazine*, v. 61, p. 185-196.

WIDDOWSON, M.; JANET, S. 2008. Interpreting Deccan red bole horizons: Explosive volcanism across the KTB. In: *Online Proceedings of the 33rd International Geological Congress, Oslo*.

WILCH, T. I.; MCINTOSH, W. C. 2000. Eocene and Oligocene volcanism at Mount Petras, Marie Byrd Land: Implications for Middle Cenozoic ice sheet reconstructions in West Antarctica. *Antarctic Science*, v. 12, p. 477–491.

ZACHOS, J.; PAGANI, M.; SLOAN, L.; THOMAS, E.; BILLUPS, K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to Present. *Science*, v. 292, p.686-693.

ZACHOS, J. C.; WARA, M. W.; BOHATY, S.; DELANEY, M. L.; PETRIZZO, M. R.; BRILL, A.; BRALOWER, T. J.; PREMOLI-SILVA, I. 2003. A transient rise in tropical sea surface temperature during the Paleocene–Eocene thermal maximum. *Science*, v. 302, p. 1551–1554.

ANEXO 1 – DESCRIÇÕES PETROGRÁFICAS

Quadro A1.1 - Descrição petrográfica amostra W-02

Amostra: W-02 e W-02/09

Unidade: Sedimento (?) intrabasalito

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Índice de alteração: Muito alterada

Cor: Marrom-avermelhado escuro

Granulação/Granulometria: Muito fina

DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

Mineralogia: pseudomorfo de augita substituído por óxido de Fe; mica (?) parcialmente e/ou totalmente alterada (para vermiculita?), vesículas preenchidas por zeólitas (?). Matriz muito fina escura.

Textura: em parte celular

Descrição sucinta: a amostra apresenta certa seleção granulométrica, é formada principalmente por minerais/grãos(?) muito alterados, a maioria substituídos por óxidos de Fe, a matriz é muito escura, não sendo possível identificar os minerais presentes. A textura da matriz é celular, com vazios (provavelmente olivina e/ou augita que foi totalmente dissolvida), algumas vesículas são preenchidas por minerais secundários (provavelmente zeólitas?).

Nome: Regolito (sedimento intrabasalito?) estratificado

Fotomicrografias:

Fig. A1.1 - Fotomicrografia da amostra W-02 (Regolito (sedimento intrabasalito?) estratificado). Notar a seleção granulométrica da amostra. Nicóis paralelos. Obj.: 1,25X.

Fig. A1.2 - Fotomicrografia da amostra W-02 (Regolito (sedimento intrabasalito?) estratificado). Detalhe da porção mais fina da rocha. Nicóis paralelos. Obj.: 4X.

Fig. A1.3 - Foto da lâmina (tamanho natural) da amostra W-02 (Regolito (sedimento intrabasalito?) estratificado). Notar a textura da rocha.

Fig. A1.4 - Fotomicrografia da amostra W-02 (Regolito (sedimento intrabasalito?) estratificado). Detalhe da porção mais grossa da rocha. Nicóis paralelos. Obj.: 1,25 X.

Quadro A1.2 - Descrição petrográfica amostra W-16

Amostra: W-16

Unidade: Fm. Mazurek Point (derrame 4)

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Índice de alteração: Não apresenta

Cor: Cinza escuro

Granulação/Granulometria: Fina

Textura: Fanerítica fina

DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

Mineralogia: Fenocristais de plagioclásio (An~40 - Andesina) com até 1mm, fenocristais de augita com até 2 mm. Mineral de relevo baixo, tabular (mica?), substituído por esmectita(?). Matriz muito fina formada por vidro e cristais de plagioclásio e piroxênio. Minerais opacos como acessórios, na matriz e inclusos em cristais maiores.

Textura: Hipocristalina

Descrição sucinta: Os fenocristais de augita e andesina, por vezes, aparecem alterados para um mineral com cor esverdeada (esmectita?). Os minerais opacos (magnetita e/ou ilmenita?) ocorrem inclusos nos fenocristais ou dispersos na matriz. A matriz apresenta cristais de plagioclásio e piroxênio, além de vidro.

Nome: Augita Basalto

Fotomicrografias:

Fig. A1.5 - Fotomicrografia da amostra W-16. Detalhe de fenocristais de piroxênio (Augita). Nicóis cruzados. Objetiva: 10X.

Fig. A1.6 - Fotomicrografia da amostra W-16. Fenocristais de plagioclásio (Andesina) e clinopiroxênio (Augita) - no canto superior esquerdo da foto. Notar estruturas de fluxo magmático na matriz da rocha. Nicóis cruzados. Obj.: 4X.

Fig. A1.7 - Fotomicrografia da amostra W-16. Detalhe de cristais de piroxênio (Augita) com inclusões de minerais opacos (provavelmente ilmenita/magnetita). Nicóis cruzados. Objetiva: 10 X.

Fig. A1.8 - Fotomicrografia da amostra W-16. Detalhe de fenocristal de plagioclásio (Andesina) - Nicóis cruzados. Objetiva: 4X.

Quadro A1.3 - Descrição petrográfica amostra W-11

Amostra: W-11

Unidade: Fm. Mazurek Point (derrame 6)

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Índice de alteração: Não apresenta

Cor: Cinza escuro a preto

Granulação/Granulometria: Muito fina

Textura: Fanerítica muito fina

DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

Mineralogia: Fenocristais plagioclásio (An~45 - Andesina), augita e olivina. Matriz formada por vidro e cristais de plagioclásio e piroxênio.

Textura: Hipocristalina

Descrição sucinta: A rocha apresenta uma matriz muito fina, rica em cristais de plagioclásio e piroxênio, além de um pouco de material vítreo. Os fenocristais de andesina, augita e olivina aparecem, por vezes, alteradas para minerais de cor esverdeada (provavelmente esmectita).

Nome: Augita Basalto

Fotomicrografias:

Fig. A1.9 - Fotomicrografia da amostra W-11. Detalhe de cristal de plagioclásio substituído por argilo-mineral de cor esverdeada (provavelmente do grupo das esmectitas). Nicóis paralelos. Objetiva: 4X.

Fig. A1.10 - Fotomicrografia da amostra W-11. Detalhe de cristal de plagioclásio substituído por argilo-mineral de cor esverdeada (provavelmente do grupo das esmectitas). Nicóis cruzados. Objetiva: 4X.

Quadro A1.4 - Descrição petrográfica amostra W-12B

Amostra: W-12B

Unidade: Fm. Mazurek Point (derrame 3)

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Índice de alteração: Baixo

Cor: Cinza escuro esverdeado

Granulação/Granulometria: Fina

Textura: Fanerítica fina

DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

Mineralogia: Fenocristais de plagioclásio (An~48 - Andesina) com até 1mm, fenocristais de augita e olivina, com até 2,5mm. Mineral de relevo baixo, tabular (mica?), substituído por esmectita(?). Matriz formada por vidro e cristais de plagioclásio e piroxênio. Bolsões de esmectita fibrorradiada. Minerais opacos como acessórios, na matriz e inclusos em cristais maiores.

Textura: Hipocristalina

Descrição sucinta: Os fenocristais de augita e olivina aparecem alterados para um mineral com cor esverdeada (esmectita?). A olivina, por vezes, apresenta alteração com coloração laranja-avermelhada nas fraturas (iddingsita?). Os minerais opacos (magnetita e/ou ilmenita?) ocorrem inclusos nos fenocristais ou dispersos na matriz. A matriz apresenta cristais de plagioclásio e vidro.

Nome: Olivina Basalto

Fotomicrografias:

Fig. A1.11 - Fotomicrografia da amostra W-12B. Detalhe de cristal de olivina substituído por argilo-minerais de cor esverdeada (esmectita?) e fraturas alteradas para minerais de cor laranja-avermelhada (iddingsita?). Nicóis paralelos.

Fig. A1.12 - Fotomicrografia da amostra W-12B. Detalhe de cristal de olivina substituído por argilo-minerais de cor esverdeada (esmectita?) e fraturas alteradas para minerais de cor laranja-avermelhada (iddingsita?). Nicóis cruzados. Objetiva: 4X.

Fig. A1.13 - Fotomicrografia da amostra W-12B (derrame 3). Notar fenocristais de olivina (mineral com fraturas). Nicóis paralelos. Objetiva: 1,25X.

Fig. A1.14 - Fotomicrografia da amostra W-12B (derrame 3). Notar fenocristais de olivina (mineral com fraturas). Nicóis cruzados. Objetiva: 1,25X.

Quadro A1.5 - Descrição petrográfica amostra W-14

Amostra: W-14

Unidade: Fm. Mazurek Point (derrame 5)

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Índice de alteração: Baixo

Cor: Cinza escuro

Granulação/Granulometria: Fina

Textura: Fanerítica fina

DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

Mineralogia: Fenocristais de plagioclásio (An~45 - Andesina) de 0,5 a 2mm, fenocristais de augita (0,4 a 2 mm) e de olivina (1 a 2,5 mm). Bolsões com mineral esverdeado fibrorradiado (esmectita/clorita?). Matriz fina rica em cristais de plagioclásio, piroxênio e vidro.

Textura: Hipocristalina

Descrição sucinta: Os cristais augita e de olivina aparecem substituídos por um conjunto de argilo-minerais de cor verde (esmectita?), a olivina também apresenta alteração de cor marrom-alaranjada (iddingista?). A matriz é fina e formada por cristais de piroxênio e plagioclásio, além de vidro.

Nome: Olivina Basalto

Fotomicrografias:

Fig. A1.15 - Fotomicrografia da amostra W-14. Mostrando o aspecto geral da rocha. Nicóis paralelos. Objetiva: 1,25 X

Fig. A1.16 - Fotomicrografia da amostra W-14. Detalhe de cristal de olivina substituído por argilo-minerais de cor esverdeada (esmectita?) e fraturas alteradas para minerais de cor laranja-avermelhada (iddingista?). Nicóis cruzados. Objetiva: 4X.

Quadro A1.6 - Descrição petrográfica amostra W-15

Amostra: W-15

Unidade: Fm. Mazurek Point (derrame 1)

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Índice de alteração: Não apresenta

Cor: Cinza escuro

Granulação/Granulometria: Fina

Textura: Fanerítica fina

DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

Mineralogia: Fenocristais de plagioclásio (An~40 - Andesina) com até 1mm, fenocristais de augita com até 2 mm. Mineral de relevo baixo, tabular (mica?), substituído por esmectita(?). Matriz muito fina formada por vidro e cristais de plagioclásio e piroxênio. Minerais opacos como acessórios, na matriz e inclusos em cristais maiores.

Textura: Hipocristalina

Descrição sucinta: Os fenocristais de augita e andesina, por vezes, aparecem alterados para um mineral com cor esverdeada (esmectita?). Os minerais opacos (magnetita e/ou ilmenita?) ocorrem inclusos nos fenocristais ou dispersos na matriz. A matriz apresenta cristais de plagioclásio e piroxênio intersticial, além de vidro.

Nome: Augita-Basalto

Fotomicrografias:

Fig. A1.17 - Fotomicrografia da amostra W-15. Notar a textura microporfírica da rocha. Nicóis paralelos. Objetiva: 1,25 X.

Fig. A1.18 - Fotomicrografia da amostra W-15 (derrame 1). Detalhe de fenocristais de plagioclásio (Andesina). Nicóis cruzados. Objetiva: 10X.

Quadro A1.7 - Descrição petrográfica amostra W-17

Amostra: W-17A e B

Unidade: Fm. Mazurek Point (derrame 8)

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Índice de alteração: Não apresenta

Cor: Cinza escuro a preto

Granulação/Granulometria: Fina

Textura: Fanerítica fina

DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

Mineralogia: Fenocristais de plagioclásio (An~45 - Andesina) de 0,4 a 2mm, fenocristais de augita (0,3 a 2 mm) e de olivina (1 a 2 mm). Bolsões com mineral esverdeado fibrorradiado (esmectita/clorita?). Matriz fina rica em cristais de plagioclásio, piroxênio e vidro.

Textura: Hipocristalina

Descrição sucinta: Os cristais augita e de olivina aparecem substituídos por um conjunto de argilo-minerais de cor verde (esmectita?), a olivina também apresenta alteração de cor marrom-alaranjada (iddingista?). Por vezes, apresentando um núcleo preservado do mineral primário. A matriz é fina e formada por cristais de piroxênio intersticial entre os cristais de plagioclásio, além de vidro.

Nome: Olivina-Augita Basalto

Fotomicrografias:

Fig. A1.19 - Fotomicrografia da amostra W-17. Aspecto geral da rocha. Nicóis paralelos. Objetiva: 1,25 X.

Fig. A1.20 - Fotomicrografia da amostra W-17. Detalhe de fenocristal e matriz fina formada por cristais de plagioclásio. Nicóis paralelos. Objetiva: 4 X.

Quadro A1.8 - Descrição petrográfica amostras W-19A a W-19G

Amostra: W-19A a G

Unidade: Fm. Mazurek Point (derrame 7)

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Índice de alteração: Moderamente alterada (W-19A) à muito alterada (W-19G)

Cor: Marrom escuro avermelhado

Granulação/Granulometria: Muito fina

DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

Mineralogia: Fenocristais de plagioclásio (An~42 e 48 - Andesina) parcialmente sericitizado e alterado para esmectita, cristais de olivina de até 0,6 mm, cristais de augita de até 1mm, cristais de mica alterada para vermiculita de até 0,4 mm. Matriz muito fina, rica em vidro.

Textura: Hipocristalina

Descrição sucinta: As amostras W-19A a W-19G apresentam diferenças entre o grau de substituição/alteração dos minerais primários por minerais secundários. As amostras até a W-19C apresentam a mineralogia ainda bastante preservada, as amostras a partir da W-19D apresentam mineralogia quase ou totalmente substituída. Os fenocristais de augita e olivina são substituídos para óxidos de Fe, os cristais de plagioclásio apresentam sericitização e alteração para esmectita. As micas(?) apresentam substituição por vermiculita. Os cristais da matriz é substituída por minerais de cor verde (provavelmente esmectita). Nos estágios mais avançados fica difícil distinguir os minerais.

Nome: Olivina/Augita Basalto alterado

Fotomicrografias:

Fig. A1.21 - Fotomicrografia da amostra W-19C. Detalhe de cristal de piroxênio/olivina (?) parcialmente substituído por óxido de ferro. Nicóis paralelos. Objetiva: 10X.

Fig. A1.22 - Fotomicrografia da amostra W-19A. Detalhe de cristal de piroxênio/olivina (?) parcialmente substituído por óxido de ferro. Nicóis cruzados. Objetiva: 4X.

Fig. A1.23 - Fotomicrografia da amostra W-19G. Notar cristal de piroxênio totalmente substituído. Nicóis paralelos. Objetiva: 10X.

Fig. A1.24 - Fotomicrografia da amostra W-19F. Notar matriz da amostra totalmente opaca devido a alteração. Nicóis paralelos. Objetiva: 4X.

Quadro A1.09 - Descrição petrográfica amostra W-01/09

Amostra: W-01/09

Unidade: Fm. Mazurek Point (topo intemperizado do derrame 1)

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Índice de alteração: Moderadamente alterada

Cor: Marrom escuro avermelhado

Granulação/Granulometria: Muito fina

DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

Mineralogia: Fenocristais de plagioclásio (An~42 e 48 - Andesina) parcialmente sericitizado e alterado para esmectita, cristais de olivina de até 0,6 mm, cristais de augita de até 1mm, cristais de mica alterada para vermiculita de até 0,4 mm. Matriz muito fina, rica em vidro.

Textura: Hipocristalina

Descrição sucinta: Os fenocristais de olivina substituídos para óxidos de Fe, os cristais de plagioclásio apresentam sericitização e alteração para esmectita. As micas(?) apresentam substituição por vermiculita. Os cristais da matriz é substituída por minerais de cor verde (provavelmente esmectita).

Nome: Olivina/Augita Basalto alterado

Fotomicrografias:

Fig. A1.25 - Fotomicrografia da amostra W-01/09. Notar matriz da amostra com porções opacas devido a alteração. Nicóis paralelos. Objetiva: 4X.

Fig. A1.26 - Fotomicrografia da amostra W-01/09. Detalhe de cristal de olivina (?) parcialmente substituído por óxido de ferro. Nicóis paralelos. Objetiva: 10X.

Quadro A1.10 - Descrição petrográfica amostra W-05

Amostra: W-05

Unidade: Mbo. Krakowiak Glacier

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Índice de alteração: Não apresenta

Cor: Cinza escuro

Granulação/Granulometria: areia fina a silte, com clastos dispersos de até 1 cm.

Nome: Diamictito

DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA - Matriz do diamictito

Mineralogia do arcabouço: 92% de fragmentos líticos (principalmente material vulcânico e carbonato), quartzo (5%), feldspato fresco (<3%), piroxênio, olivina e minerais opacos (<1%).

Mineralogia da matriz/cimento: matriz muito fina, provavelmente de caulinita (100%)

Descrição sucinta: A rocha apresenta 70% de arcabouço e 30% de matriz, é muito mal selecionada, com grãos que variam em tamanho de 0,1 a 7 mm, angulosos a arredondados. Compactação mecânica baixa.

Classificação: Wacke lítico (Dott, 1964); Litoarenito (Folk, 1968).

Fotomicrografias:

Fig. A1.27 - Fotomicrografia da amostra W-05 (Diamictito). Notar matriz com granulometria areia muito fina. Nicóis paralelos. Objetiva: 1,25X

Fig. A1.28 - Fotomicrografia da amostra W-05 (Diamictito). Detalhe da matriz, notar os diversos tipos mineralógicos e de fragmentos líticos dos grãos Nicóis paralelos. Objetiva: 4X

Fig. A1.29 - Fotomicrografia da amostra W-05 (Diamictito). Detalhe da matriz, notar os diversos tipos mineralógicos e de fragmentos líticos dos grãos Nicóis paralelos. Objetiva: 4X

Fig. A1.30 - Fotomicrografia da amostra W-05 (Diamictito). Detalhe da matriz, notar fragmento lítico (material vulcânico). Nicóis paralelos. Objetiva: 10X

Quadro A1.11 - Descrição petrográfica amostra W-06

Amostra: W-06

Unidade: Mbo. Krakowiak Glacier

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Índice de alteração: Não apresenta

Cor: Cinza escuro

Granulação/Granulometria: Areia muito fina a silte.

Nome: Arenito

DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

Mineralogia do arcabouço: 85% de fragmentos líticos (material vulcânico, carbonato, arenito), quartzo (<10%), feldspato fresco (<5%).

Mineralogia da matriz/cimento: matriz muito fina, provavelmente de caulinita (100%)

Descrição sucinta: A rocha apresenta cerca de 65% de arcabouço e 35% de matriz, é mal selecionada, com grãos de 0,1 a 1,5 mm, subangulosos a arredondados. Compactação mecânica baixa.

Classificação: Wacke lítico (Dott, 1964); Litoarenito (Folk, 1968).

Fotomicrografias:

Fig. A1.31- Fotomicrografia da amostra W-06 (Arenito). Detalhe dos grãos de diversos tipos líticos e mineralógicas. Notar grãos de olivina/piroxênio (birrefringência alta). Nicóis cruzados. Objetiva: 4X.

Fig. A1.32- Fotomicrografia da amostra W-06 (Arenito). Aspecto geral da matriz, notar fragmento intraclasto de composição variada (canto superior direito). Nicóis paralelos. Objetiva: 1,25X.

Quadro A1.12 - Descrição petrográfica amostra W-07

Amostra: W-07

Unidade: Mbo. Krakowiak Glacier

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Índice de alteração: Não apresenta

Cor: Cinza escuro

Granulação/Granulometria: Areia muito fina a silte.

Nome: Arenito

DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

Mineralogia do arcabouço: 90% de fragmentos líticos (material vulcânico, carbonato, arenito), quartzo (~10%), feldspato fresco (<1%).

Mineralogia da matriz/cimento: matriz muito fina, provavelmente de caulinita (100%).

Descrição sucinta: A rocha apresenta ~80% de arcabouço e ~20% de matriz, com grãos angulosos a subarredondados que variam em tamanho de 0,05 a 0,6 mm, mal selecionada. Compactação mecânica baixa.

Classificação: Wacke lítico (Dott, 1964); Litoarenito (Folk, 1968).

Microfotografias:

Fig. A1.33- Fotomicrografia da amostra W-07 (Arenito). Aspecto geral da matriz, notar composição variada dos grãos (canto superior direito). Nicóis paralelos. Objetiva: 1,25X.

Fig. A1.34- Fotomicrografia da amostra W-06 (Arenito). Detalhe dos grãos de diversos tipos líticos e mineralógicas. Nicóis paralelos. Objetiva: 4X.

Quadro A1.13 - Descrição petrográfica amostra W-08

Amostra: W-08

Unidade: Mbo. Krakowiak Glacier

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Índice de alteração: Não apresenta

Cor: Cinza escuro

Granulação/Granulometria: Areia fina a muito fina

Nome: Arenito

DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

Mineralogia do arcabouço: 90% de fragmentos líticos (material vulcânico e carbonato), quartzo (~8%), feldspato fresco (<1%), olivina e piroxênio (<1%).

Mineralogia da matriz/cimento: matriz muito fina de caulinita (100%)

Descrição sucinta: A rocha apresenta ~75% de arcabouço e ~25% de matriz. Os grãos são subangulosos a subarredondados, variando de 0,1 a 1 mm, mal selecionada.

Classificação: Wacke lítico (Dott, 1964); Litoarenito (Folk, 1968).

Fotomicrografias:

Fig. A1.35- Fotomicrografia da amostra W-08 (Arenito). Notar os diversos tipos de grãos e alta proporção de matriz da rocha. Nicóis paralelos. Objetiva: 1,25X.

Fig. A1.36- Fotomicrografia da amostra W-08 (Arenito). Detalhe dos grãos de diversos tipos líticos e mineralógicas. Nicóis cruzados. Objetiva: 4X.

Quadro A1.14 - Descrição petrográfica amostra W-09

Amostra: W-09

Unidade: Mbo. Krakowiak Glacier

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Índice de alteração: Não apresenta

Cor: Cinza escuro

Granulação/Granulometria: Areia muito fina a silte, clastos de até 2,5 cm.

Nome: Diamictito

DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA - Matriz do diamictito

Mineralogia do arcabouço: Apresenta aproximadamente 70% de fragmentos líticos (material vulcânico e carbonato), ~25% de quartzo, olivina e piroxênio (<3%), feldspato fresco (<2%).

Mineralogia da matriz/cimento: matriz muito fina de caulinita (100%), cimento carbonático (100%).

Descrição sucinta: A rocha apresenta cerca de 65 % de arcabouço, 25% de matriz e 10% de cimento carbonático. É mal selecionada, com grãos subangulosos a arredondados, variando de 0,1 a 2 mm.

Classificação: Wacke lítico (Dott, 1964); Litoarenito (Folk, 1968).

Fotomicrografias:

Fig. A1.37- Fotomicrografia da amostra W-09 (Diamictito). Notar os diversos tipos de grãos, de tamanhos variados que compõem a matriz. Nicóis paralelos. Objetiva: 1,25X.

Fig. A1.38 - Fotomicrografia da amostra W-09 (Diamictito). Detalhe de grão de composição variada. Nicóis cruzados. Objetiva: 10X.

Fig. A1.39 - Fotomicrografia da amostra W-09 (Diamictito). Detalhe da matriz. Nicóis cruzados. Objetiva: 4X.

Quadro A1.15 - Descrição petrográfica amostra W-10

Amostra: W-10

Unidade: Mbo. Krakowiak Glacier

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Índice de alteração: Não apresenta

Cor: Cinza escuro

Granulação/Granulometria: Areia muito fina a silte, clastos de até 0,5 cm.

Nome: Diamictito

DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA - Matriz do diamictito

Mineralogia do arcabouço: Apresenta 80 % de fragmentos líticos (a maioria vulcânico), ~10% de olivina/piroxênio e ~10% de quartzo e feldspato fresco.

Mineralogia da matriz/cimento: matriz caulínítica (100%)

Descrição sucinta: A rocha apresenta ~85% de arcabouço e 15 % de matriz, é mal selecionada, os grãos são subangulosos a arredondados, grãos variam de 0,1 a 4 mm.

Classificação: Wacke lítico (Dott, 1964); Litoarenito (Folk, 1968).

Fotomicrografias:

Fig. A1.40 - Fotomicrografia da amostra W-10 (Diamictito). Aspecto geral da matriz com diversos tipos mineralógicos e de tamanho de grão. Nicóis cruzados. Objetiva: 1,25X.

Fig. A1.41 - Fotomicrografia da amostra W-10 (Diamictito). Detalhe dos grãos de fragmento lítico de composição variada que constituem a matriz. Nicóis cruzados. Objetiva: 4X.

Quadro A1.16 - Descrição petrográfica amostra W-13

Amostra: W-13

Unidade: Mbo. Krakowiak Glacier

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Índice de alteração: Não apresenta

Cor: Cinza claro

Granulação/Granulometria: Areia muito fina a silte, clastos de até 1,5 cm.

Nome: Diamictito

DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA - Matriz do diamictito

Mineralogia do arcabouço: ~75% de fragmentos líticos (material vulcânico, arenito, carbonato), quartzo (~10%), feldspato fresco (~5%), olivina (<5%) e piroxênio (<2%).

Mineralogia da matriz/cimento: matriz caulinitica (100%), cimento carbonático (100%)

Descrição sucinta: A rocha apresenta 65% de arcabouço, 20 % de cimento e 15% de matriz. É muito mal selecionada, com grãos subangulosos a subarredondados, variando de 0,1 a 6 mm.

Classificação: Wacke lítico (Dott, 1964); Litoarenito (Folk, 1968).

Fotomicrografias:

Fig. A1.42 - Fotomicrografia da amostra W-13 (Diamictito). Notar clasto de material quartzoso e como a amostra é mal selecionada em relação às outras amostras. Nicóis cruzados. Objetiva: 1,25X.

Fig. A1.43 - Fotomicrografia da amostra W-13 (Diamictito). Notar os diversos tipos de fragmentos líticos que constituem a amostra. Nicóis paralelos. Objetiva: 4X

Quadro A1.17 - Descrição petrográfica amostra W-18

Amostra: W-18

Unidade: Mbo. Krakowiak Glacier

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Índice de alteração: Não apresenta

Cor: Cinza claro

Granulação/Granulometria: Areia muito fina a silte, clastos de até 1,5 cm.

Nome: Diamictito

DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA - Matriz do diamictito

Mineralogia do arcabouço: ~80% de fragmentos líticos (material vulcânico, arenito, carbonato), quartzo (~5%), feldspato fresco (~5%), olivina (<5%) e piroxênio (<2%).

Mineralogia da matriz/cimento: matriz caulinitica (100%), cimento carbonático (100%)

Descrição sucinta: A rocha apresenta 65% de arcabouço, 25 % de cimento e 10% de matriz. É muito mal selecionada, com grãos subangulosos a subarredondados, variando de 0,2 a 6 mm.

Classificação: Wacke lítico (Dott, 1964); Litoarenito (Folk, 1968).

Fotomicrografias:

Fig. A1.44 - Fotomicrografia da amostra W-18 (Diamictito). Aspecto geral da matriz. Notar grãos angulosos. Nicóis cruzados. Objetiva: 1,25X.

Fig. A1.45 - Fotomicrografia da amostra W-18 (Diamictito). Detalhe de grãos grão de fragmento lítico. Nicóis cruzados. Objetiva: 4X.

ANEXO 2 - RESULTADOS ANALÍTICOS E CÁLCULOS GEOQUÍMICOS

Tab. A2.1 - Resultados analíticos obtidos pelos métodos de Difração de Raios-X (DRX) e titimetria (%FeO) para as amostras de basalto fresco

Amostra		W-11	W-12B	W-14	W-15	W-15*	W-16	W-17A	W-17A**	W-17B	JB 1a - Padrão			LD
Parâmetros	Unidade										Obtido 2006	Obtido 2009	Recomendado	
SiO ₂	% peso	48,88	48,39	48,37	48,35	48,94	49,96	49,49	49,35	49,56	52,41	52,74	52,16	0,03
Al ₂ O ₃	% peso	18,53	19,02	19,54	19,31	19,17	15,74	19,75	19,75	19,76	14,71	14,6	14,51	0,01
MnO	% peso	0,251	0,287	0,121	0,147	0,134	0,097	0,146	0,144	0,117	0,145	0,148	0,15	0,002
MgO	% peso	6,69	5,9	6,68	5,74	5,72	7,79	4,99	5,04	4,78	7,73	7,81	7,75	0,01
CaO	% peso	10,25	10,16	10,06	9,93	9,83	5,79	9,56	9,53	9,36	9,28	9,41	9,23	0,01
Na ₂ O	% peso	2,86	3,31	2,65	2,87	3,14	2,36	3,30	3,24	3,31	2,64	2,85	2,74	0,02
K ₂ O	% peso	0,25	0,25	0,21	0,37	0,4	1,55	0,33	0,33	0,42	1,38	1,4	1,42	0,01
TiO ₂	% peso	0,855	0,821	0,891	0,904	0,943	0,714	1,004	1,006	1,012	1,298	1,295	1,3	0,007
P ₂ O ₅	% peso	0,196	0,200	0,197	0,212	0,218	0,394	0,255	0,256	0,249	0,257	0,259	0,26	0,003
Fe ₂ O ₃	% peso	9,69	8,31	8,93	10,08	9,93	10,1	9,38	9,37	9,28	8,89	8,84	9,1	0,01
Loi	% peso	1,12	2,95	2,11	1,68	1,32	4,8	0,97	0,98	0,97	1,1	1,1	1,1	0,01
Total		99,57	99,60	99,76	99,59	99,75	99,3	99,18	99,00	98,82	99,84	100,5	99,72	
FeO	%FeO	4,48	3,06	2,57	2,42	---	3,71	3,76	---	3,45				
Ba	ppm	169	150	153	181	195	451	185	197	197	514	514	497	37
Ce	ppm	40	39	< 35	39	40	39	40	43	< 35	75	78	66,1	35
Cl	ppm	57	390	< 50	< 50	-	-	< 50	< 50	< 50	167	-	170	50
Co	ppm	31,3	27,7	31,5	31,2	32,0	28,0	25,1	23,0	22,8	36,3	39	39,5	6
Cr	ppm	66,5	34,2	59,7	53,5	60,0	29,0	18,0	19,0	16,6	415,1	417	415	13
Cu	ppm	72,0	77,9	54,7	99,9	152,0	75,0	101,1	103,1	77,9	54,0	56	55,5	5
F	ppm	< 550	< 550	< 550	< 550	-	-	< 550	< 550	< 550	< 550	-	385	550
Ga	ppm	19,2	20,5	21,0	22,3	23,0	19,0	21,9	22,5	22,9	18,0	18	18	9
La	ppm	< 28	< 28	< 28	< 28	< 28	< 28	< 28	< 28	< 28	33,1	42	38,1	28
Nb	ppm	< 9	< 9	< 9	< 9	< 9	< 9	< 9	< 9	< 9	24,2	26	27	9
Nd	ppm	16,1	21,5	24,0	< 14	37,0	49,0	20,9	34,0	24,2	24,1	34	25,5	14
Ni	ppm	40,7	27,6	40,5	32,7	31,0	33,0	15,6	15,6	14,8	140,6	144	140	5
Pb	ppm	7,0	4,7	8,7	7,3	13,0	14,0	6,6	7,0	6,0	< 4	7	7,2	4
Rb	ppm	< 3	< 3	< 3	4,1	5,0	15,0	< 3	< 3	< 3	37,5	39	41	3
S	ppm	< 300	< 300	< 300	< 300	-	-	< 300	< 300	< 300	< 300	-	9	300
Sc	ppm	34,6	32,7	35,6	35,4	26,0	29,0	33,9	32,5	34,9	29,7	31	27,9	14
Sr	ppm	600,9	579,8	616,4	618,3	618,0	1180,0	620,7	620,0	621,7	448,5	459	443	2
Th	ppm	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7	7,0	< 7	< 7	< 7	5,3	< 7	8,8	7
U	ppm	3,3	4,1	4,7	< 3	4,0	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	1,6	3
V	ppm	296,0	277,3	311,4	310,4	296,0	130,0	309,6	318,0	319,6	211,5	159	220	9
Y	ppm	15,4	14,1	14,3	15,6	17,0	13,0	17,6	17,9	17,9	23,3	24	24	2
Zn	ppm	79,7	76,9	87,1	86,6	88,0	69,0	80,4	81,1	80,6	81,0	82	82	2
Zr	ppm	52,3	48,9	50,8	54,7	56,0	50,0	67,3	68,0	64,0	140,9	142	146	2

LD = Limite de Detecção

* Amostra reanalisada em 2009

** Réplica da amostra W-17A

Tab. A2.2a - Resultados analíticos obtidos pelo método de ICP-MS para a amostra fresca W-11 (Canile, 2006)

	N. Lab.	06-1016			JGb-1		BR	BR		bcoamostra	
	N.Campo	W-11			obtido	recomendado	sd	obtido	recomendado	± CLs	
	massa			massa							
Rb	85	1,82	Rb	85	6,58	6,87	3	45,1	47	3	0,48
Sr	88	591	Sr	88	352	327	39	1378	1320	51	<0.01
Y	89	14,3	Y	89	10,5	10,4	2,4	29,9	30,0	1,5	0,02
Zr	90	46,8	Zr	90	30,6	32,8	6,8	264	260	16	2,29
Nb	93	1,28	Nb	93	3,15	3,34	1,33	105	98	6	<0.01
Cs	133	0,08	Cs	133	0,27	0,26	0,076	0,81	0,80	0,15	0,04
Ba	135	160	Ba	135	72,8	64,3	17,1	1107	1050	44	8,11
La	139	8,62	La	139	4,06	3,6	0,56	83,8	82,0	1,5	0,21
Ce	140	18,1	Ce	140	8,38	8,17	1	156	151	4	<0.01
Pr	141	2,66	Pr	141	1,09	1,13	0,14	18,1	17	0,6	<0.01
Nd	143	12,8	Nd	143	5,66	5,47	0,83	69,2	65,0	2	<0.01
Sm	147	3,08	Sm	147	1,54	1,49	0,19	12,7	12,2	0,3	<0.01
Eu	151	1,00	Eu	151	0,63	0,62	0,052	3,71	3,70	0,2	<0.01
Gd	157	2,84	Gd	157	1,86	1,61	0,14	10,2	9,50	0,6	0,25
Tb	159	0,41	Tb	159	0,28	0,29	0,071	1,35	1,25	0,1	<0.01
Dy	161	2,32	Dy	161	1,76	1,56	0,37	6,55	6,40	0,2	<0.01
Ho	165	0,49	Ho	165	0,38	0,33	0,052	1,14	1,10	0,13	<0.01
Er	166	1,31	Er	166	1,03	1,04	0,24	2,66	2,50	0,1	<0.01
Tm	169	0,18	Tm	169	0,14	0,16	0,033	0,32	0,30	0,04	<0.01
Yb	173	1,21	Yb	173	0,95	1,06	0,3	1,83	1,80	0,2	<0.01
Lu	175	0,17	Lu	175	0,13	0,15	0,025	0,25	0,25	0,03	<0.01
Hf	179	1,23	Hf	179	0,84	0,88	0,19	5,80	5,60	0,2	<0.01
Ta	181	0,05	Ta	181	0,32	0,18	0,076	5,48	6,2	0,7	<0.01
Pb	média	3,26	Pb	média	2,29	1,92	0,74	5,30	5,00	2,5	0,69
Th	232	0,85	Th	232	0,35	0,48	0,1	10,7	11,0	1	<0.01
U	238	0,26	U	238	0,11	0,13	0,048	2,50	2,50	0,3	<0.01

Valores em ppm

a,b: duplicatas

OBS.:

JGb-1 - (gabro) - material de referência do GSJ (Japão)

BR (basalto) - material de referência do CRPG (França)

Valores em ppm

±CLs: limite de confiança de 95%

sd: desvio padrão

Tab. A2.2b - Resultados analíticos obtidos pelo método de ICP-MS para as amostras frescas

N. Lab.	09-093	09-094a	09-094b	branco	BR	BR	JGb-1	JGb-1
N.Campo	W-15	W-16	W-16		obtido	certif	obtido	recom.
						<i>values ± sd</i>		<i>values ± sd</i>
Rb	3,89	12,0	11,9	0,04	39,4	47 ± 14	5,60	6.87 ± 3
Sr	689	1233	1229	0,23	1454	1320 ± 248	409	327 ± 39
Y	15,5	12,1	12,1	<0.01	30,1	30 ± 11	10,7	10.4 ± 2.4
Zr	48,1	44,7	44,4	<0.03	284	260 ± 60	27,4	32.8 ± 6.8
Nb	1,29	1,33	1,08	<0.01	117	98 ± 13	7,52	3.34 ± 1.33
Cs	0,27	0,38	0,38	<0.01	0,79	0.8 ± 0.5	0,23	0.26 ± 0.08
Ba	188	415	418	<0.5	1109	1050 ± 178	68,6	64.3 ± 17.1
La	9,01	6,61	6,64	<0.01	97,7	82 ± 17.2	3,79	3.6 ± 0.56
Ce	21,2	17,0	17,1	<0.01	148	151 ± 16	7,35	8.17 ± 1
Pr	2,72	1,99	2,01	<0.01	16,2	17,0	1,16	1.13 ± 0.14
Nd	12,3	9,17	9,22	<0.08	61,7	65 ± 16	5,31	5.47 ± 0.83
Sm	2,98	2,27	2,30	<0.01	11,16	12.2 ± 2.8	1,43	1.49 ± 0.19
Eu	1,12	0,85	0,86	<0.01	3,63	3.7 ± 0.7	0,67	0.62 ± 0.052
Gd	2,87	2,28	2,30	<0.01	9,00	9.5 ± 1.9	1,63	1.61 ± 0.14
Tb	0,41	0,32	0,32	<0.01	1,20	1,25	0,27	0.29 ± 0.07
Dy	2,44	1,89	1,93	<0.01	6,15	6.4 ± 1.3	1,71	1.56 ± 0.37
Ho	0,49	0,39	0,39	<0.01	1,01	1,10	0,37	0.33 ± 0.052
Er	1,36	1,07	1,08	<0.01	2,50	2.5 ± 0.5	1,00	1.04 ± 0.24
Tm	0,19	0,15	0,15	<0.01	0,28	0,30	0,14	0.16 ± 0.033
Yb	1,28	1,00	1,02	<0.01	1,71	1.8 ± 1.4	0,94	1.06 ± 0.3
Lu	0,19	0,15	0,15	<0.01	0,24	0.25 ± 0.1	0,14	0.15 ± 0.025
Hf	1,32	0,97	1,00	<0.01	5,32	5.6 ± 1.2	0,83	0.88 ± 0.19
Pb	2,85	2,78	2,93	<0.01	4,34	5 ± 7.6	1,21	1.92 ± 0.74
Th	0,90	0,55	0,57	<0.01	9,86	11 ± 12.1	0,43	0.48 ± 0.1
U	0,19	0,26	0,27	<0.01	2,17	2.5 ± 0.7	0,09	0.13 ± 0.048

OBS.:

1) Análises de 2009.

2) JGb-1 - (gabro) e BR (basalto) - material de referência do GSJ (Japão) e IWT (CNRS - França), respectivamente.

3) Valores em ppm

4) sd: desvio padrão

5) a,b: duplicatas

Tab. A2.3 - Resultados analíticos obtidos pelo método de Difração de Raios-X (DRX) e titimetria (%FeO) para as amostras alteradas e a amostra de sedimento intrabasalto (W-02)

Parâmetro	Unidade	Amostra	W-19AW-19DW-19GW-01/09W-02/09 LD						JB 1a - Padrão		
									Obtido	Obtido	Recomendado
									2006	2009	
SiO2	% peso		49,09	49,08	49,36	48,66	48,55	0,03	52,41	52,74	52,16
Al2O3	% peso		18,76	17,56	18,15	17,18	15,16	0,01	14,71	14,6	14,51
MnO	% peso		0,120	0,142	0,113	0,135	0,179	0,002	0,145	0,148	0,15
MgO	% peso		5,46	7,99	6,62	7,5	6,18	0,01	7,73	7,81	7,75
CaO	% peso		7,46	4,21	4,93	5,66	8,4	0,01	9,28	9,41	9,23
Na2O	% peso		3,17	2,28	2,74	2,18	3,34	0,02	2,64	2,85	2,74
K2O	% peso		1,37	2,23	1,97	1,4	1,46	0,01	1,38	1,4	1,42
TiO2	% peso		0,994	0,878	0,916	0,92	0,759	0,007	1,298	1,295	1,3
P2O5	% peso		0,237	0,235	0,238	0,264	0,347	0,003	0,257	0,259	0,26
Fe2O3	% peso		9,94	9,56	10,05	10,06	8,85	0,01	8,89	8,84	9,1
Loi	% peso		2,75	5,88	4,33	6,17	6,3	0,01	1,1	1,1	1,1
Total			99,35	100,05	99,42	100,13	99,53	-	99,84	100,45	99,72
FeO	%FeO		1,36	1,11	1,52	1,17	2,55	-	-		-
Ba	ppm		301,9	227,5	411,3	288,0	241,0	37	514	514	497
Ce	ppm		42,4	< 35	39,9	75,0	< 35	35	75	78	66,1
Cl	ppm		< 50	58,2	< 50	-	-	50	167	-	170
Co	ppm		26,3	24,7	27,8	35,0	25,0	6	36	39	39,5
Cr	ppm		19,6	13,2	14,6	70,0	30,0	13	415	417	415
Cu	ppm		120,1	100,8	141,0	29,0	96,0	5	54	56	55,5
F	ppm		< 550	< 550	< 550	-	-	550	< 550	-	385
Ga	ppm		22,0	18,5	18,4	20,0	18,0	9	18	18	18
La	ppm		< 28	< 28	< 28	28,0	< 28	28	33	42	38,1
Nb	ppm		< 9	< 9	< 9	< 9	< 9	9	24	26	27
Nd	ppm		30,1	20,2	45,7	36,0	32,0	14	24	34	25,5
Ni	ppm		14,6	15,3	12,9	56,0	17,0	5	141	144	140
Pb	ppm		7,4	8,7	7,9	20,0	10,0	4	< 4	7	7,2
Rb	ppm		11,0	23,0	19,3	27,0	14,0	3	38	39	41
S	ppm		< 300	< 300	< 300	-	-	300	< 300	-	9
Sc	ppm		33,5	30,0	29,2	35,0	30,0	14	30	31	27,9
Sr	ppm		619,5	284,8	468,9	692,0	395,0	2	449	459	443
Th	ppm		< 7	< 7	< 7	8,0	< 7	7	5	< 7	8,8
U	ppm		< 3	< 3	6,2	9,0	7,0	3	< 3	< 3	1,6
V	ppm		259,8	202,8	232,6	231,0	74,0	9	212	159	220
Y	ppm		17,8	14,7	15,9	18,0	14,0	2	23	24	24
Zn	ppm		82,8	81,1	78,2	93,0	67,0	2	81	82	82
Zr	ppm		64,2	57,0	58,7	56,0	49,0	2	141	142	146

LD = Limite de Detecção

Tab. A2.4a - Resultados analíticos obtidos pelo método de ICP-MS para as amostras alteradas (Canile, 2006).

	N. Lab.	06-1022	06-1023	06-1024a	06-1024b				<i>JGb-1</i>	<i>sd</i>	BR	<i>BR</i>	bco	amostra
	<i>N.Campo</i>	W19A	W19D	W19G	W19G						obtido	<i>recomendado</i>	$\pm$ CLs	
	massa						massa							
Rb	85	11,5	25,2	20,3	20,6	Rb	85	6,58	6,87	3	45,1	47	3	0,48
Sr	88	620	314	490	505	Sr	88	352	327	39	1378	1320	51	<0.01
Y	89	17,7	16,0	16,2	16,6	Y	89	10,5	10,4	2,4	29,9	30,0	1,5	0,02
Zr	90	60,3	55,0	54,8	56,0	Zr	90	30,6	32,8	6,8	264	260	16	2,29
Nb	93	2,11	1,56	1,41	1,52	Nb	93	3,15	3,34	1,33	105	98	6	<0.01
Cs	133	0,53	1,51	1,77	1,82	Cs	133	0,27	0,26	0,076	0,81	0,80	0,15	0,04
Ba	135	292	252	399	407	Ba	135	72,8	64,3	17,1	1107	1050	44	8,11
La	139	10,3	10,1	10,1	10,3	La	139	4,06	3,6	0,56	83,8	82,0	1,5	0,21
Ce	140	21,9	21,0	21,1	21,7	Ce	140	8,38	8,17	1	156	151	4	<0.01
Pr	141	3,26	3,05	3,07	3,14	Pr	141	1,09	1,13	0,14	18,1	17	0,6	<0.01
Nd	143	15,4	14,3	14,4	14,8	Nd	143	5,66	5,47	0,83	69,2	65,0	2	<0.01
Sm	147	3,75	3,39	3,48	3,56	Sm	147	1,54	1,49	0,19	12,7	12,2	0,3	<0.01
Eu	151	1,19	1,08	1,10	1,12	Eu	151	0,63	0,62	0,052	3,71	3,70	0,2	<0.01
Gd	157	3,44	3,16	3,22	3,26	Gd	157	1,86	1,61	0,14	10,2	9,50	0,6	0,25
Tb	159	0,50	0,46	0,47	0,48	Tb	159	0,28	0,29	0,071	1,35	1,25	0,1	<0.01
Dy	161	2,84	2,61	2,67	2,71	Dy	161	1,76	1,56	0,37	6,55	6,40	0,2	<0.01
Ho	165	0,60	0,55	0,55	0,56	Ho	165	0,38	0,33	0,052	1,14	1,10	0,13	<0.01
Er	166	1,60	1,47	1,48	1,51	Er	166	1,03	1,04	0,24	2,66	2,50	0,1	<0.01
Tm	169	0,22	0,20	0,21	0,21	Tm	169	0,14	0,16	0,033	0,32	0,30	0,04	<0.01
Yb	173	1,45	1,35	1,36	1,40	Yb	173	0,95	1,06	0,3	1,83	1,80	0,2	<0.01
Lu	175	0,21	0,20	0,21	0,21	Lu	175	0,13	0,15	0,025	0,25	0,25	0,03	<0.01
Hf	179	1,57	1,46	1,44	1,47	Hf	179	0,84	0,88	0,19	5,80	5,60	0,2	<0.01
Ta	181	0,07	0,06	0,05	0,05	Ta	181	0,32	0,18	0,076	5,48	6,2	0,7	<0.01
Pb	média	3,92	4,34	4,28	4,40	Pb	média	2,29	1,92	0,74	5,30	5,00	2,5	0,69
Th	232	0,88	0,86	0,84	0,86	Th	232	0,35	0,48	0,1	10,7	11,0	1	<0.01
U	238	0,25	0,19	0,20	0,20	U	238	0,11	0,13	0,048	2,50	2,50	0,3	<0.01

Valores em ppm

a,b: duplicatas

OBS.: JGb-1 - (gabro) - material de referência do GSJ (Japão)

BR (basalto) - material de referência do CRPG (França)

Valores em ppm

±CLs: limite de confiança de 95%

sd: desvio padrão

Tab. A2.4b - Resultados analíticos obtidos pelo método de ICP-MS para as amostras alteradas.

N. Lab.	09-273	09-274	branco	BR	BR	JGb-1	JGb-1
N.Campo	W-1/09	W-2/09		obtido	certif	obtido	recom.
					<i>values ± sd</i>		<i>values ± sd</i>
Rb	24,0	12,7	0,04	39,4	47 ± 14	5,60	6.87 ± 3
Sr	765	418	0,23	1454	1320 ± 248	409	327 ± 39
Y	18,3	13,4	<0.01	30,1	30 ± 11	10,7	10.4 ± 2.4
Zr	50,6	38,9	<0.03	284	260 ± 60	27,4	32.8 ± 6.8
Nb	2,32	2,41	<0.01	117	98 ± 13	7,52	3.34 ± 1.33
Cs	2,00	0,20	<0.01	0,79	0.8 ± 0.5	0,23	0.26 ± 0.08
Ba	268	223	<0.5	1109	1050 ± 178	68,6	64.3 ± 17.1
La	13,1	7,62	<0.01	97,7	82 ± 17.2	3,79	3.6 ± 0.56
Ce	27,1	18,6	<0.01	148	151 ± 16	7,35	8.17 ± 1
Pr	3,64	2,30	<0.01	16,2	17,0	1,16	1.13 ± 0.14
Nd	16,2	10,4	<0.08	61,7	65 ± 16	5,31	5.47 ± 0.83
Sm	3,82	2,54	<0.01	11,16	12.2 ± 2.8	1,43	1.49 ± 0.19
Eu	1,37	0,95	<0.01	3,63	3.7 ± 0.7	0,67	0.62 ± 0.052
Gd	3,67	2,59	<0.01	9,00	9.5 ± 1.9	1,63	1.61 ± 0.14
Tb	0,53	0,36	<0.01	1,20	1,25	0,27	0.29 ± 0.07
Dy	3,06	2,15	<0.01	6,15	6.4 ± 1.3	1,71	1.56 ± 0.37
Ho	0,61	0,43	<0.01	1,01	1,10	0,37	0.33 ± 0.052
Er	1,67	1,21	<0.01	2,50	2.5 ± 0.5	1,00	1.04 ± 0.24
Tm	0,23	0,17	<0.01	0,28	0,30	0,14	0.16 ± 0.033
Yb	1,51	1,14	<0.01	1,71	1.8 ± 1.4	0,94	1.06 ± 0.3
Lu	0,22	0,17	<0.01	0,24	0.25 ± 0.1	0,14	0.15 ± 0.025
Hf	1,45	1,09	<0.01	5,32	5.6 ± 1.2	0,83	0.88 ± 0.19
Pb	5,56	3,11	<0.01	4,34	5 ± 7.6	1,21	1.92 ± 0.74
Th	0,89	0,71	<0.01	9,86	11 ± 12.1	0,43	0.48 ± 0.1
U	0,33	0,25	<0.01	2,17	2.5 ± 0.7	0,09	0.13 ± 0.048

OBS.:

- 1) Análises de 2009.
- 2) JGb-1 - (gabro) e BR (basalto) - material de referência do GSJ (Japão) e IWT (CNRS - França), respectivamente.
- 3) Valores em ppm
- 4) sd: desvio padrão

Tab. A2.5 - Cálculos do Fator de Enriquecimento

Amostra	W-11	W-15	W-16	Rocha Fresca	W-19A	W-19D	W-19G	W-01/09	W-02/09	Fator de Enriquecimento				
										EF - W-19A	W- EF - 19D	W- EF - 19G	EF - W-01/09	W- EF - 02/09
Ce	18,1	21,2	17,0	18,74	21,9	21,0	21,4	27,1	18,6	1,15	1,23	1,29	1,36	1,09
Rb	1,82	3,9	12,0	5,89	11,48	25,24	20,45	24,0	12,7	1,92	4,71	3,92	3,83	2,37
Ba	159,98	188,4	414,6	254,32	291,92	252,02	402,79	268,2	222,5	1,13	1,09	1,79	0,99	0,96
Th	0,85	0,9	0,6	0,77	0,88	0,86	0,85	0,9	0,7	1,13	1,23	1,25	1,09	1,01
K	0,25	0,37	1,55	0,72	1,37	2,23	1,97	1,4	1,46	1,87	3,39	3,08	1,82	2,22
Ta	0,05	-	-	0,05	0,07	0,06	0,05	-	-	1,37	1,31	1,03	-	-
Nb	1,28	1,3	1,3	1,30	2,11	1,56	1,47	2,3	2,4	1,60	1,32	1,28	1,68	2,04
La	8,62	9,0	6,6	8,08	10,30	10,06	10,18	13,1	7,6	1,26	1,37	1,42	1,53	1,04
Cs	0,08	0,3	0,4	0,24	0,53	1,51	1,80	2,0	0,2	2,15	6,83	8,36	7,75	0,90
Sr	590,96	688,7	1233,2	837,62	619,75	314,23	497,50	765,2	418,4	0,73	0,41	0,67	0,86	0,55
Nd	12,80	12,3	9,2	11,42	15,40	14,30	14,60	16,2	10,4	1,33	1,38	1,45	1,34	1,01
P	0,196	0,212	0,394	0,27	0,237	0,235	0,238	0,264	0,347	0,87	0,97	1,01	0,93	1,43
Sm	3,08	3,0	2,3	2,78	3,75	3,39	3,52	3,8	2,5	1,33	1,34	1,43	1,30	1,01
Zr	46,79	48,1	44,7	46,53	60,31	55,01	55,40	50,6	38,9	1,28	1,30	1,35	1,03	0,92
Eu	1,00	1,1	0,9	0,99	1,19	1,08	1,11	1,4	1,0	1,19	1,20	1,27	1,31	1,06
Ti	0,855	0,904	0,714	0,82	0,994	0,878	0,916	0,92	0,759	1,19	1,17	1,26	1,05	1,01
Y	14,33	15,5	12,1	13,98	17,69	16,02	16,40	18,3	13,4	1,25	1,26	1,33	1,23	1,05
Yb	1,21	1,3	1,0	1,16	1,45	1,35	1,38	1,5	1,1	1,23	1,28	1,34	1,22	1,08
Mg	6,69	5,74	7,79	6,74	5,46	7,99	6,62	7,5	6,18	0,80	1,30	1,11	1,05	1,01
Ni	40,70	32,70	33,00	35,47	14,60	15,30	12,90	56,00	17,00	0,41	0,47	0,41	1,49	0,53
Sc	34,6	35,4	29	33	33,5	30	29,2	35	30					

Os elementos são apresentados na ordem do mais incompatível (Rb) para o mais compatível (Ni)

Valores obtidos por FRX em preto

Valores obtidos por ICP-MS em azul

- não analisado

Rocha fresca = Média de W-11, W-15 e W-16

Os valores de K, P, Ti e Mg, correspondem aos seus óxidos, K₂O, P₂O₅, TiO₂ e MgO.

Tab. A2.6 - ETR das amostras normalizadas pelo condrito (ppm)

	Condrito	W-11	W-19A	W-19D	W-19G	W-19G	W-15	W-16	W-16	W-01/09	W-02/09	Condrito utilizado para normalização: Lab. ICP-MS IGc-USP		
LaCH	0,37	23,48	28,06	27,41	27,46	28,01	24,55	18,01	18,08	35,73	20,76			
CeCH	0,96	18,91	22,93	21,97	22,09	22,69	22,11	17,74	17,83	28,33	19,40		massa	Condrito
PrCH	0,14	19,44	23,81	22,24	22,42	22,92	19,85	14,55	14,66	26,59	16,81	La	139	0,367
NdCH	0,71	18,00	21,73	20,15	20,32	20,84	17,26	12,90	12,96	22,82	14,67	Ce	140	0,957
												Pr	141	0,137
SmCH	0,23	13,32	16,22	14,69	15,06	15,43	12,92	9,82	9,95	16,55	11,02	Nd	143	0,711
EuCH	0,09	11,55	13,72	12,38	12,70	12,85	12,82	9,77	9,85	15,77	10,94	Sm	147	0,231
GdCH	0,31	9,28	11,23	10,32	10,53	10,66	9,40	7,46	7,51	12,00	8,48	Eu	151	0,087
TbCH	0,06	7,00	8,60	7,87	8,03	8,20	7,10	5,54	5,60	9,08	6,27	Gd	157	0,306
DyCH	0,38	6,09	7,45	6,85	7,01	7,11	6,40	4,97	5,06	8,02	5,66	Tb	159	0,058
HoCH	0,09	5,72	7,03	6,49	6,52	6,63	5,73	4,56	4,58	7,15	5,11	Dy	161	0,381
ErCH	0,25	5,26	6,43	5,90	5,95	6,07	5,47	4,28	4,34	6,72	4,84	Ho	165	0,0851
TmCH	0,04	5,07	6,23	5,72	5,83	5,95	5,41	4,19	4,29	6,49	4,75	Er	166	0,249
YbCH	0,25	4,86	5,85	5,44	5,48	5,63	5,15	4,04	4,10	6,08	4,58	Tm	169	0,0356
LuCH	0,04	4,58	5,63	5,23	5,46	5,52	5,02	3,92	4,00	5,88	4,56	Yb	173	0,248
												Lu	175	0,0381

Normalização de acordo com a fórmula - $XCH = X_{amostra}/X_{condrito}$

* Para os cálculos de anomalia de Ce, Eu e razões La/Lu, La/Yb, foi utilizado um valor médio entre os dois obtidos para a amostra W-19G e W-16

Quadro A2.1 - Composição média da crosta oceânica (Taylor e McLennan 1985)

	%						
SiO ₂	49,5						
TiO ₂	1,5						
Al ₂ O ₃	16						
FeO	10,5						
MgO	7,7						
CaO	11,3						
Na ₂ O	2,8						
K ₂ O	0,15						
Somatória	99,5						
Li	10 ppm	Cu	86 ppm	In	72 ppb	Tm	0,54 ppm
Be	0,5 ppm	Zn	85 ppm	Sn	1,4 ppm	Yb	5,1 ppm
B	4 ppm	Ga	17 ppm	Sb	17 ppb	Lu	0,56 ppm
Na	2,08%	Ge	1,5 ppm	Te	3 ppb	Hf	2,5 ppm
Mg	4,64%	As	1,0 ppm	Cs	30 ppb	Ta	0,3 ppm
Al	8,47%	Se	160 ppb	Ba	25 ppm	W	0,5 ppm
Si	23,10%	Rb	2,2 ppm	La	3,7 ppm	Re	0,9 ppb
K	1250 ppm	Sr	130 ppm	Ce	11,5 ppm	Os	<0,004 ppb
Ca	8,08%	Y	32 ppm	Pr	1,8 ppm	Ir	0,02 ppb
Sc	38 ppm	Zr	80 ppm	Nd	10 ppm	Pt	2,3 ppb
Ti	0,90%	Nb	2,2 ppm	Sm	3,3 ppm	Au	0,23 ppb
V	250 ppm	Mo	1,0 ppm	Eu	1,3 ppm	Hg	20 ppb
Cr	270 ppm	Ru	1,0 ppb	Gd	4,6 ppm	Tl	12 ppb
Mn	1000 ppm	Rh	0,2 ppb	Tb	0,87 ppm	Pb	0,8 ppm
Fe	8,16%	Pd	<0,2 ppb	Dy	5,7 ppm	Bi	7 ppb
Co	47 ppm	Ag	26 ppb	Ho	1,3 ppm	Th	0,22 ppm
Ni	135 ppm	Cd	130 ppb	Er	3,7 ppm	U	0,10 ppm

Quadro A2.2 - Composição média de andesitos (Taylor e McLennan 1985)

	%				
SiO ₂	58				
TiO ₂	0,8				
Al ₂ O ₃	18				
FeO	7,5				
MgO	3,5				
CaO	7,5				
Na ₂ O	3,5				
K ₂ O	1,5				
Somatória	100,3				
Li	10 ppm	Cu	60 ppm	Tb	0,64 ppm
Be	1,5 ppm	Ga	18 ppm	Dy	3,7 ppm
Na	2,60%	Rb	42 ppm	Ho	0,82 ppm
Mg	2,11%	Sr	400 ppm	Er	2,3 ppm
Al	9,50%	Y	22 ppm	Tm	0,32 ppm
Si	27,10%	Zr	100 ppm	Yb	2,2 ppm
K	1,25%	Nb	11 ppm	Lu	0,30 ppm
Ca	5,36%	Cs	1,7 ppm	Hf	3,0 ppm
Sc	30 ppm	Ba	350 ppm	Pb	10 ppm
Ti	4800 ppm	La	19 ppm	Th	4,8 ppm
V	175 ppm	Ce	38 ppm	U	1,25 ppm
Cr	55 ppm	Pr	4,3 ppm		
Mn	1100 ppm	Nd	16 ppm		
Fe	5,83%	Sm	3,7 ppm		
Co	25 ppm	Eu	1,1 ppm		
Ni	30 ppm	Gd	3,6 ppm		

Quadro A2.3 - Elementos Terras Raras para a crosta oceânica (CO) (Taylor e McLennan 1985)

		Valores normalizados pelo condrito	
CO		CO	
La	3,7	La	10,08
Ce	11,5	Ce	12,02
Pr	1,8	Pr	13,14
Nd	10	Nd	14,06
Sm	3,3	Sm	14,29
Eu	1,3	Eu	14,94
Gd	4,6	Gd	15,03
Tb	0,87	Tb	15,00
Dy	5,7	Dy	14,96
Ho	1,3	Ho	15,28
Er	3,7	Er	14,86
Tm	0,54	Tm	15,17
Yb	5,1	Yb	20,56
Lu	1	Lu	14,70
		(Ce*/Ce)CH	1,035013
		(Eu*/Eu)CH	1,019328
		(La/Lu)CH	0,69
		(La/Yb)CH	0,49

Padrão de distribuição dos ETR para a crosta oceânica

Quadro A2.4 - Elementos Terras Raras para os andesitos (Taylor e McLennan 1985)

	A	B	C	D	Valores normalizados pelo condrito				
	A	B	C	D	A	B	C	D	
La	9,5	15,3	19,4	35,1	La	25,89	41,69	52,86	95,64
Ce	23	34,8	40,9	68	Ce	24,03	36,36	42,74	71,06
Pr	2,9	4	4,9	7,9	Pr	21,17	29,20	35,77	57,66
Nd	13	17,4	19,4	33,8	Nd	18,28	24,47	27,29	47,54
Sm	2,8	4	3,5	7,3	Sm	12,12	17,32	15,15	31,60
Eu	1	1,3	1	2	Eu	11,49	14,94	11,49	22,99
Gd	2,9	3,8	3,3	6,4	Gd	9,48	12,42	10,78	20,92
Tb	0,54	0,66	0,53	0,99	Tb	9,31	11,38	9,14	17,07
Dy	3,5	3,9	3,3	5,9	Dy	9,19	10,24	8,66	15,49
Ho	0,8	0,87	0,73	1,4	Ho	9,40	10,22	8,58	16,45
Er	2,3	2,5	2,2	4	Er	9,24	10,04	8,84	16,06
Yb	2,4	2,5	2,1	3,8	Yb	9,68	10,08	8,47	15,32
					(Ce*/Ce)CH	1,02	1,03	0,96	0,93
					(Eu*/Eu)CH	1,06	1,00	0,89	0,88
					(La/Yb)CH	2,68	4,14	6,24	6,24

- (A) Andesito, Série Toleítica
(B) Basalto andesítico, Série Cálcio-alcalina
(C) Andesito, série Cálcio-alcalina
(D) Andesito com alto teor de K

Padrão de distribuição dos ETR para os andesitos

ANEXO 3 – DIFRATOGRAMAS DAS AMOSTRAS

W-11

Fig. A3.1 - Difratoograma da amostra W-11 (derrame 6).

W-12B

Fig. A3.2 - Difratoograma da amostra W-12B (derrame 3).

Fig. A3.3 - Difratoograma da amostra W-14 (derrame 5)

Fig. A3.4 - Difratoograma das amostra W-15 (derrame 1).

Fig. A3.5 - Difratograma da amostra W-17A (derrame 8).

Fig. A3.6 - Difratograma da amostra W-17B (derrame 8).

W 12

Fig. A3.7 - Difratoograma da fração argila da amostra W-12B (derrame 3).

W 15

Fig. A3.8 - Difratoograma da fração argila da amostra W-15 (derrame 1).

Fig. A3.9 - Difratoograma da fração argila da amostra W-17B (derrame 8).

Fig. A3.10 - Difratoograma da amostra W-19G (porção superior da sucessão regolítica do derrame 7).

Fig. A3.11 - Difratoograma da amostra W-19D (porção intermediária da sucessão regolítica do derrame 7).

Fig. A3.12 - Difratoograma da amostra W-19A (porção inferior da sucessão regolítica do derrame 7).

W 19g

Fig. A3.13 – Difratoograma fração argila da amostra W-19G.

W 19 a

Fig. A3.14 – Difratoograma fração argila da amostra W-19A.