

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**EVIDÊNCIAS GEOLOGICAS DE VARIAÇÃO
PALEOCLIMÁTICA NO TERCIÁRIO DA ILHA REI
JORGE, ANTÁRTICA OCIDENTAL**

Fernanda Maciel Canile

**Orientador: Prof. Dr. Antonio Carlos Rocha-Campos
Co-Orientadora: Profa. Dra. Sônia Maria Barros de Oliveira**

**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2006/23)**

**SÃO PAULO
2006**

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Evidências geológicas de variação paleoclimática no
Terciário da Ilha Rei Jorge, Antártica Ocidental**

Fernanda Maciel Canile



Monografia de Trabalho de Formatura

Banca Examinadora

Prof. Dr. Antonio Carlos Rocha Campos

Prof. Dr. Ivo Karmann

Prof. Dr. Maria Helena Bezerra Maia de Hollanda

São Paulo

2006

DEDALUS - Acervo - IGC



30900024344

TF
C223
FM.e

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Evidências geológicas de variação paleoclimática no
Terciário da ilha de Ilhéus, Antártica Ocidental



Fernando Michel Camilo

Monografia de Trabalho de Conclusão de Curso

Trabalho de Conclusão de Curso

Prof. Dr. Antonio Carlos Pedro Gouveia
Prof. Dr. Ivo Kaminon
Prof. Dr. Maria Helena Garcia Reis de Moraes

São Paulo
2008

**Evidências Geológicas de Variação Paleoclimática no Terciário da Ilha Rei Jorge,
Antártica Ocidental
TF-06/23**

Aluna: Fernanda Maciel Canile

Orientador: Prof. Dr. Antonio Carlos Rocha-Campos

Co-Orientadora: Prof. Dra. Sônia Maria Barros de Oliveira

Evidências geológicas de variação paleoclimática no Terciário da Ilha Rei Jorge, Antártica Ocidental, foram descobertos durante trabalhos de campo realizados no verão de 2005. Tais evidências correspondem a um conjunto de afloramentos de derrames basálticos sucessivos, de espessura métrica, correspondentes a Fm. Mazurek Point (Cretáceo/Eoceno?), cada um exibindo feições de intemperismo químico no seu topo.

O pacote de basalto está adernado para leste e é recoberto localmente, em discordância erosiva, por rochas glaciogênicas interpretadas como correspondentes ao Mbo. Krakowiak Glacier (Fm. Polonez Cove) de idade atribuída ao Oligoceno Inferior.

Este estudo possui 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.

As análises estratigráficas e geoquímicas realizadas permitiram caracterizar, nos diferentes derrames de basaltos, a ocorrência repetida de rocha relativamente fresca, basal, seguida de intervalo de intemperização pouco intensa, porém claramente demonstrada nos resultados laboratoriais obtidos. Essas conclusões confirmam as observações feitas no exame megascópico do afloramento.

O pacote sedimentar apresenta feições que confirmam sua origem glacial, em parte subglacial, com contribuição marinha. Tais feições incluem clastos de litologias e tamanhos variados, facetados e estriados, clastos do tipo *bullet shaped*, clastos partidos por congelamento, estrias intraformacionais e fósseis marinhos encontrados na matriz do diamictito.

Os dados geológicos extraídos da ocorrência são perfeitamente compatíveis e reforçam a idéia da variação paleoclimática ocorrida na região na passagem Eoceno-Oligoceno, documentada na literatura através de dados geoquímicos de isótopos estáveis.

São Paulo, 07 de Novembro de 2006

De acordo,

A. C. Rocha-Campos

Orientador: Prof. Dr. A. C. Rocha-Campos

Fernanda Maciel Canile

Aluna: Fernanda Maciel Canile

Fernanda Maciel Canile

Orientador: Prof. Dr. Antonio Carlos Rocha-Campos

Co-Orientador: Prof. Dra. Sônia Maria Barros de Oliveira

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

(TF-2006)

SÃO PAULO

2006

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

EVIDÊNCIAS GEOLÓGICAS DE VARIAÇÃO
PALEOCLIMÁTICA NO TERCIÁRIO DA ILHA REI JORGE,
ANTÁRTICA OCIDENTAL

Fernanda Maciel Canile

Orientador: Prof. Dr. Antonio Carlos Rocha-Campos

Co-Orientadora: Prof. Dra. Sônia Maria Barros de Oliveira

**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-23/2006)**

SÃO PAULO
2006

"Um homem precisa viajar. Por sua conta, não por meio de histórias, imagens, livros ou TV. Precisa viajar por si, com seus olhos e pés, para entender o que é seu. Para um dia plantar as suas próprias árvores e dar-lhes valor. Conhecer o frio para desfrutar do calor. E o oposto. Sentir a distância e o desabrigo para estar bem sob o próprio teto. Um homem precisa viajar para lugares que não conhece para quebrar essa arrogância que nos faz ver o mundo como imaginamos, e não simplesmente como é ou pode ser; que nos faz professores e doutores do que não vimos, quando deveríamos ser alunos, e simplesmente ir ver."

Trecho de "Mar sem fim" – Amyr Klink

ÍNDICE

ÍNDICE DE FIGURAS	1
ÍNDICE DE TABELAS	20
ÍNDICE DE QUADROS	24
AGRADECIMENTOS	41
RESUMO	42
ABSTRACT	43
1. Introdução	1
2. Motivação e Objetivos	4
3. Testes de Hipóteses	6
4. Materiais e Métodos	7
5. Desenvolvimento do Trabalho	9
6. Resultados Obtidos	9
6.1. Formação e padronização	9
6.1.1. Formação Musical Point	13
6.1.2. Memória Kozłowski-Giebler (Formação Polonesa Core)	18
6.2. Análises Geracionais	19
6.2.1. Riscos Perceitos	19
6.2.2. Riscos Abstratos	23
6.3. Percepções	24
6.3.1. Formação Musical Point	24
6.3.2. Memória Kozłowski-Giebler (Formação Polonesa Core)	28
7. Discussão dos resultados	33
7.1. Memória Polonesa Giebler	33
7.1.1. George Giebler	35
7.2. Formação Musical Point	37
7.2.1. Índice de risco	37
7.2.2. Condições de trabalho intermédiate e abstrato	39
7.2.3. Comparação do teste ZTP durante a formação	39
8. Considerações finais e perspectivas futuras sobre os resultados	34
9. Conclusões	38
10. Referências bibliográficas	38

Aos meus pais, Valdemar e Sílvia (in memoriam), por tudo!

ÍNDICE

ÍNDICE DE FIGURAS	i
ÍNDICE DE TABELAS	iii
ÍNDICE DE QUADROS.....	iv
AGRADECIMENTOS.....	vi
RESUMO	viii
ABSTRACT	ix
1. Introdução	1
2. Metas e Objetivos.....	4
3. Trabalhos Prévios	5
4. Materiais e Métodos	7
5. Desenvolvimento do Trabalho	8
6. Resultados Obtidos	9
6.1. <i>Estratigrafia e sedimentologia</i>	9
6.1.1. <i>Formação Mazurek Point.....</i>	13
6.1.2. <i>Membro Krakowiak Glacier (Formação Polonez Cove)</i>	16
6.2. <i>Análises Geoquímicas.....</i>	19
6.2.1. <i>Rochas frescas.....</i>	20
6.2.2. <i>Rochas alteradas.....</i>	23
6.3. <i>Petrografia.....</i>	24
6.3.1. <i>Formação Mazurek Point.....</i>	24
6.3.2. <i>Membro Krakowiak Glacier (Formação Polonez Cove)</i>	26
7. Discussão dos resultados	26
7.1. <i>Membro Krakowiak Glacier</i>	26
7.1.2. <i>Geologia Glacial</i>	26
7.2. <i>Formação Mazurek Point</i>	27
7.2.1. <i>Índice de alteração</i>	27
7.2.2. <i>Comportamento dos elementos durante a alteração</i>	30
7.2.3. <i>Comportamento dos ETR durante a alteração</i>	32
8. Considerações sobre o intemperismo químico atual na Antártica	34
9. Conclusões.....	36
10. Referências bibliográficas.....	38

ANEXO I - RESULTADOS ANALÍTICOS E CÁLCULOS GEOQUÍMICOS

ANEXO II – DIFRATOGRAMAS DAS AMOSTRAS FRESCAS

ANEXO III - DIFRATOGRAMAS DAS AMOSTRAS ALTERADAS

ANEXO IV – DESCRIÇÕES PETROGRÁFICAS

ANEXO V – FOTOMICROGRAFIAS

63 - Descrição de uma amostra representativa do tipo Membro Pura (Oligoceno Inferior) exposta na Serra de Gramma (Paraná).....	2
64 - Descrição amostras 6 e 7.....	2
65 - Vista para SW direção 2 - as superfícies de estratificação recente sobre depósito do Membro Karamak Gama, Formação Ponta Grossa, Oligoceno Inferior.....	4
66 - Localização de uma das zonas 4 de uma seção de sedimentos jovens, bacia de deposição de Gramma, Serra de Gramma (Paraná).....	5
67 - Mapa estratigráfico interpretado da área de estudo e dos arredores de Gramma, 2009.....	10
68 - Coluna estratigráfica das amostras.....	11
69 - Perfil estratigráfico das amostras 10 e 11.....	11
10 - Descrição do contato entre o Membro Pura e o Membro Karamak Gama.....	15
11 - Estratigrafia e relação de tempo entre as Fm. Membro Pura, Membro Gama (Mbr. Karamak Gama), Mbr. Loureiro, Mbr. Gramma, Mbr. Caramak (Mbr. Jurei) etc.....	22
12 - Zona vertical preservada por infiltração de água mineral no topo do membro basáltico 1.....	14
13 - Zona brechada no topo do membro basáltico 1.....	14
14 - Vista do membro basáltico 2, registrando camada de sedimento vulcânico muito fino depositada sobre base de zona Karamak Gama.....	16
15 - Zona idiomórfica no topo do Membro basáltico 2.....	19
16 - Sucessão de arenitos arenolitos com variscos de estrato do Membro Karamak Gama.....	17
17 - Contato com zona arenosa Mbr. de arenitos, incluído nos arenitos do Membro Karamak Gama.....	17
18 - Descrição de mata semi-espessa do Membro Karamak Gama.....	18
19 - Concentração de cascos de moluscos variados, expostos na superfície da areia da praia atual sobre arenito do Membro Karamak Gama.....	19
20 - Diagrama Ti-Zr-Y para basaltos (Pearce & Cann, 1979).....	22
21 - Diagrama de diferenciação para basaltos basaltos em função de Ti e Zr (Pearce & Cann, 1979).....	22
22 - Diagrama Ti-Cr (Pearce, 1979).....	22
23 - Diagrama TiO2-MnOx10) - (FeOx10) (Rudolf, 1985).....	23

ÍNDICE DE FIGURAS

01 - Isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ e carbono baseados em dados de sedimentos de mar profundo coletados do <i>Deep Sea Drilling Project (DSDP) and Ocean Drilling Program (ODP)</i> . As análises são derivadas de carapaças de foraminíferos bentônicos (<i>Cibicidoides</i> e <i>Nuttallides</i>). (Zachos <i>et al.</i> , 2001).	2
02 - Margem da Geleira Wispianski, Península de Low Head, Ilha Rei Jorge, em fase de rápido recuo e rebaixamento da linha de equilíbrio.	2
03 - Seqüência de três derrames basálticos da Fm. Mazurek Point (Oligoceno Inferior), exposta em frente da geleira Wispianski.	3
04 - Derrames basálticos 8 a 11.	3
05 - Vista geral em direção E de superfície de erosão glacial recente sobre diamictito do Membro Krakowiak Glacier (Formação Polonez Cove, Oligoceno Inferior).	4
06 - Localização da Ilha Rei Jorge e de suas seções de sedimentos glaciais terciários. (Modificado de Birkenmajer, 1991 e Birkenmajer <i>et al.</i> , 2005).	6
07 - Mosaico aerofotográfico interpretado da área de estudo (Fotos originais de Belinley, 2005).	10
08 - Coluna estratigráfica dos derrames.	11
09 - Perfil esquemático dos derrames [0] a 8.	11
10 - Detalhe do contato entre a Fm. Mazurek Point e o Mbo. Krakowiak Glacier.	12
11 - Estratigrafia e relação de contato entre as Fms. Mazurek Point, Polonez Cove (Mb. Krakowiak Glacier, Mb. Low Head, Mb. Siklawa, Mb. Oberek Cliff) e Boy Point.	12
12 - Zona vesicular preenchida por minerais secundários no topo do derrame basáltico 5.	14
13 - Zona brechada no topo do derrame basáltico 4.	14
14 - Topo do derrame basáltico 6 mostrando camada de sedimento clástico muito fino discordante sobre topo da zona intemperizada do basalto.	15
15 - Zona intemperizada no topo do derrame basáltico 2.	15
16 - Sucessão de diamictito intercalado com camadas de arenito do Membro Krakowiak Glacier.	17
17 - Clasto tipo <i>bullet shaped</i> (ferro de engomar) incluído em diamictito do Membro Krakowiak Glacier.	17
18 - Diamictito de matriz silto-arenosa do Membro Krakowiak Glacier.	18
19 - Concentração de clastos de litologias variadas expostos na superfície de erosão de geleira atual sobre diamictito do Membro Krakowiak Glacier.	18
20 - Diagrama Ti-Zr-Y para basaltos (Pearce & Cann, 1973).	22
21 - Diagrama de discriminação para basaltos baseado em variações de Ti e Zr (Pearce & Cann, 1973).	22
22 - Diagrama Ti-Cr (Pearce, 1975).	22
23 - Diagrama TiO_2 - ($\text{MnO} \times 10$) – ($\text{P}_2\text{O}_5 \times 10$) (Mullen, 1983).	23

24 - Área escavada onde foi encontrada estrias intraformacionais no diamictito.	27
25 - Gráfico de EF (Fator de Enriquecimento) para a amostra W-19A.	31
26 - Gráfico de EF (Fator de Enriquecimento) para a amostra W-19D.	31
27 - Gráfico de EF (Fator de Enriquecimento) para a amostra W-19G.	32
28 - Padrão de distribuição dos Elementos Terras Raras normalizados ao condrito para as amostras W-11, W-19A e W-19D.	33
29 - Padrão de distribuição dos Elementos Terras Raras normalizados ao condrito para a amostra W-19G.	34
A2.1 - Difratoograma da amostra W-11 (derrame 6).	XI
A2.2 - Difratoograma da amostra W-12B (derrame 3).	XI
A2.3 - Difratoograma da amostra W-14 (derrame 5)	XII
A2.4 - Difratoograma das amostra W-15 (derrame 1).	XII
A2.5 - Difratoograma da amostra W-17A (derrame 8).	XIII
A2.6 - Difratoograma da amostra W-17B (derrame 8).	XIII
A2.7 - Difratoograma da fração argila da amostra W-12B (derrame 3).	XIV
A2.8 - Difratoograma da fração argila da amostra W-15 (derrame 1).	XIV
A2.9 - Difratoograma da fração argila da amostra W-17B (derrame 8).	XV
A3.1 - Difratoograma da amostra W-19G (porção superior da sucessão regolítica do derrame 7).	XVI
A3.2 - Difratoograma da amostra W-19D (porção intermediária da sucessão regolítica do derrame 7).	XVI
A3.3 - Difratoograma da amostra W-19A (porção inferior da sucessão regolítica do derrame 7).	XVII
A3.4 - Difratoograma fração argila da amostra W-19G.	XVII
A3.5 - Difratoograma fração argila da amostra W-19A.	XVIII
A5.1 - Fotomicrografia da amostra W-04 (derrame 4). Nicóis paralelos.	XXVIII
A5.2 - Fotomicrografia da amostra W-04 (derrame 4). Nicóis cruzados.	XXVIII
A5.3 - Fotomicrografia da amostra W-15 (derrame 1). Nicóis paralelos.	XXVIII
A5.4 - Fotomicrografia da amostra W-15 (derrame 1). Nicóis cruzados.	XXVIII
A5.5 - Fotomicrografia da amostra W-04 (derrame 4). Nicóis cruzados.	XXVIII
A5.6 - Fotomicrografia da amostra W-04 (derrame 4). Nicóis cruzados.	XXVIII
A5.7 - Fotomicrografia da amostra W-12B (derrame 3). Nicóis paralelos.	XXIX
A5.8 - Fotomicrografia da amostra W-12B (derrame 3). Nicóis cruzados.	XXIX
A5.9 - Fotomicrografia da amostra W-04 (derrame 4). Nicóis paralelos.	XXIX

A5.10 - Fotomicrografia da amostra W-04 (derrame 4). Nicóis cruzados.	XXIX
A5.11 - Fotomicrografia da amostra W-04 (derrame 4). Nicóis paralelos.	XXIX
A5.12 - Fotomicrografia da amostra W-04 (derrame 4). Nicóis cruzados.	XXIX
A5.13 - Fotomicrografia da amostra W-11 (derrame 6). Nicóis paralelos.	XXX
A5.14 - Fotomicrografia da amostra W-11 (derrame 6). Nicóis cruzados.	XXX
A5.15 - Fotomicrografia da amostra W-12B (derrame 3). Nicóis paralelos.	XXX
A5.16 - Fotomicrografia da amostra W-12B (derrame 3). Nicóis cruzados.	XXX
A5.17 - Fotomicrografia da amostra W-19C (sucessão regolítica do derrame 7). Nicóis paralelos.	XXX
A5.18 - Fotomicrografia da amostra W-19C (sucessão regolítica do derrame 7). Nicóis cruzados.	XXX
A5.19 - Fotomicrografia da amostra W-19G (sucessão regolítica do derrame 7).	XXXI
A5.20 - Fotomicrografia da amostra W-19F (sucessão regolítica do derrame 7).	XXXI
A5.21 - Fotomicrografia da amostra W-02 (Regolito (sedimento?) estratificado - derrame 6). Objetiva: 1,25 X	XXXI
A5.22 - Fotomicrografia da amostra W-02 (Regolito (sedimento?) estratificado - derrame 6). Objetiva: 4X.	XXXI
A5.23 - Fotomicrografia da amostra W-08 (Arenito). Nicóis paralelos.	XXXI
A5.24 - Fotomicrografia da amostra W-08 (Arenito). Nicóis cruzados.	XXXI
A5.25 - Fotomicrografia da amostra W-13 (Diamictito).	XXXII
A5.26 - Fotomicrografia da amostra W-13 (Diamictito).	XXXII
A5.27 - Fotomicrografia da amostra W-06 (Arenito).	XXXII
A5.28 - Fotomicrografia da amostra W-08 (Arenito).	XXXII

ÍNDICE DE TABELAS

01 - Resultados analíticos obtidos para as rochas frescas.	21
02 - Resultados analíticos obtidos para as rochas alteradas.	24
A1.1 - Resultados analíticos obtidos pelos métodos de Difração de Raios-X (DRX) e titimetria para as amostras frescas.	I
A1.2 - Resultados analíticos obtidos pelo método de ICP-MS para a amostra fresca (W-11).	II
A1.3 - Resultados analíticos obtidos pelo método de Difração de Raios-X (DRX) e titimetria para as amostras.	III
A1.4 - Resultados analíticos obtidos pelo método de ICP-MS para as amostras alteradas.	IV

A1.5- Cálculos de EF (Fator de Enriquecimento).	V
A1.6 - ETR das amostras normalizadas pelo condrito (ppm).	VI

ÍNDICE DE QUADROS

01 - Cronograma das atividades realizadas.	8
02 - Identificação das amostras com análises geoquímicas.	19
03 - Resultados de <i>CIA</i> (<i>Chemical Index of Alteration</i> – Índice de Alteração Química).	28
04 - Resultados de <i>MIA</i> (<i>Mineral Index of Alteration</i> – Índice de Alteração Mineralógica).	29
05 - Cálculos de anomalia de Ce.	32
06 - Cálculos de anomalia de Eu.	32
07 - Cálculos da razão La/Lu.	33
08 - Cálculos da razão La/Yb.	33
A1.1 - Composição média da crosta oceânica (Taylor & McLennan, 1985).	VII
A1.2 - Composição média de andesitos (Taylor & McLennan, 1985).	VIII
A1.3 - Elementos Terras Raras para a crosta oceânica (CO) (Taylor & McLennan, 1985).	IX
A1.4 - Elementos Terras Raras para os andesitos (Taylor & McLennan, 1985).	X
A4.1 - Descrição petrográfica sucinta da amostra W-02.	XIX
A4.2 - Descrição petrográfica sucinta da amostra W-04.	XIX
A4.3 - Descrição petrográfica sucinta da amostra W-11.	XX
A4.4 - Descrição petrográfica sucinta da amostra W-12B.	XX
A4.5 - Descrição petrográfica sucinta da amostra W-14.	XXI
A4.6 - Descrição petrográfica sucinta da amostra W-15.	XXI
A4.7 - Descrição petrográfica sucinta da amostra W-16.	XXII
A4.8 - Descrição petrográfica sucinta da amostra W-17.	XXII
A4.9 - Descrição petrográfica sucinta da amostra W-19A a W-19G.	XXIII
A4.10 - Descrição petrográfica sucinta da amostra W-05.	XXIII
A4.11 - Descrição petrográfica sucinta da amostra W-06.	XXIV
A4.12 - Descrição petrográfica sucinta da amostra W-07.	XXIV
A4.13 - Descrição petrográfica sucinta da amostra W-08.	XXV

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, gostaria de agradecer ao meu orientador Prof. A. C. Rocha-Campos, por tantos anos de convívio, ensinamentos e oportunidades a mim oferecidas. O Prof. Rocha-Campos é um exemplo de dedicação a essa ciência tão complexa que é a Geologia, sendo ele muitas vezes mais entusiasmado do que muitos novos estudantes, sempre disposto a "fazer novas descobertas". A vontade e o entusiasmo dele foram as características que mais me motivaram nesses anos de graduação e, principalmente durante a realização desse trabalho de formatura.

Gostaria de agradecer aqui também ao Prof. Paulo Roberto dos Santos (Paulinho), por estar sempre pronto e disposto a ajudar no que fosse preciso, não só a assuntos ligados a Geologia, sendo, acima de tudo um grande amigo e conselheiro para todas as horas.

À Prof.^a Sônia Maria de Barros de Oliveira, pela paciência, dicas e ensinamentos a mim dedicados na co-orientação, sem o qual eu não teria concluído muitas das etapas desse trabalho.

À toda equipe do OPERANTAR XXIII e ao ProAntar-CNPq, sem os quais eu não teria os dados necessários para a realização desse trabalho.

Ao meu pai, Valdemar Antônio Canile por estar sempre, acima de tudo, acreditando e me apoiando durante todas as etapas de minha vida.

À minha mãe, Silvania Maciel Canile (*in memoriam*), por ter sido sempre dedicada e carinhosa. Tenho certeza que, de onde você estiver, estará sempre cuidando de todos nós.

Aos meus irmãos, Francine e Rogério, por estarem sempre presentes, pelo amor e pelo incentivo.

Aos meus tios Neuza Canile e Alceu Roberto Canile por terem me acolhido em São Paulo com tanto carinho, principalmente ao meu tio, por ter aberto sua casa para mim como se eu fosse sua própria filha e por, de alguma forma, ter me passado tantas lições de vida.

Ao Yuri Jivago P. De Maman, pelo convívio, amizade, amor e companheirismo dedicados a mim durante todos esses anos.

A todos os colegas e amigos de turma, especialmente a Onicélia (companheira de tantas aventuras), Rafaela e Silas, pelos trabalhos realizados juntos e pelos momentos de diversão também.

À Prof. Wânia Duleba, pelo incentivo e por ter sempre nos acolhido em seu Laboratório.

Ao Edson Ie, ex-funcionário do CPA (Centro de Pesquisas Antárticas) pela ajuda com a informática e pela amizade.

Aos amigos de São José do Rio Preto, que mesmo distantes, estiveram sempre presentes, em especial a Anderson Moioli, Maria do Carmo J. Franco e Rogério Totti (que me ensinou a programar, sem sua ajuda eu estaria fazendo aquela disciplina até hoje).

Aos amigos estagiários de geologia da Geoklock, André (“Frodo”), Andrezza Mota, Juliana Livi (“Guzela”) e Rogério Brandi (“Lacraia”), pelos apertos passados juntos e, principalmente, pelas conversas durante o café! Aos geólogos da Geoklock pelos inúmeros ensinamentos, em especial a Thiago Araújo (“Ritinha”), Rodrigo Félix (“Lêndia”), Leopoldo Henrique e Victor Vanin, pelo constante bom humor.

Aos Profs. Paulo C. F. Giannini e Gergely A. J. Szabo, pelo auxílio nas descrições das seções delgadas.

Aos pós-graduandos, Sérgio Willians (por ter me fornecido o *software* de geoquímica), Fernando Spinelli e Deyna Pinho, que também ajudaram nas descrições das seções delgadas.

A todos os funcionários do Instituto de Geociências que de uma maneira ou de outra participaram na realização desse trabalho, em especial aos funcionários do Laboratório de Sedimentologia (Elaine, Rodolfo e Vitor), Laboratório de Química (Sandra e Margareth), Laboratório de Fluorescência de Raios-X (Paulo e Ricardo), Laboratório de Difração de Raios-X (Flávio), Laboratório de Microscopia Óptica (Angélica), Laboratório de Laminação e Laboratório de Tratamento de Amostras (Zé Paulo).

Agradeço e peço a compreensão de todas as pessoas que de alguma forma contribuíram e que não foram citadas aqui pontualmente.

E, por fim, a DEUS.

Muito Obrigada!

RESUMO

Evidências geológicas de variação paleoclimática no Terciário da Ilha Rei Jorge, Antártica Ocidental, foram descobertos durante trabalhos de campo realizados no verão de 2005. Tais evidências correspondem a um conjunto de afloramentos de derrames basálticos sucessivos, de espessura métrica, correspondentes a Fm. Mazurek Point (Cretáceo/Eoceno?), cada um exibindo feições de intemperismo químico no seu topo.

O pacote de basalto está adernado para leste e é recoberto localmente, em discordância erosiva, por rochas glaciogênicas interpretadas como correspondentes ao Mbo. Krakowiak Glacier (Fm. Polonez Cove) de idade atribuída ao Oligoceno Inferior.

Este estudo possui 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.

As análises estratigráficas e geoquímicas realizadas permitiram caracterizar, nos diferentes derrames de basaltos, a ocorrência repetida de rocha relativamente fresca, basal, seguida de intervalo de intemperização pouco intensa, porém claramente demonstrada nos resultados laboratoriais obtidos. Essas conclusões confirmam as observações feitas no exame megascópico do afloramento.

O pacote sedimentar apresenta feições que confirmam sua origem glacial, em parte subglacial, com contribuição marinha. Tais feições incluem clastos de litologias e tamanhos variados, facetados e estriados, clastos do tipo *bullet shaped*, clastos partidos por congelamento, estrias intraformacionais e fósseis marinhos encontrados na matriz do diamictito.

Os dados geológicos extraídos da ocorrência são perfeitamente compatíveis e reforçam a idéia da variação paleoclimática ocorrida na região na passagem Eoceno-Oligoceno, documentada na literatura através de dados geoquímicos de isótopos estáveis.

ABSTRACT

Outcrops of Tertiary volcanic and sedimentary rocks from King George Island, West Antarctica showing evidence of paleoclimatic variation were discovered during field work of Project: "Mudanças paleoclimáticas na Antártica durante o Cenozóico: o registro geológico terrestre", in the summer of 2005.

The outcrops include a succession of at least 11 few meters thick basaltic lava flows overlain disconformably by diamictite and sandstone. The former is correlated with the Mazurek Point Formation, radiometric dated as Eocene, and the latter corresponds to the Krakowiak Glacier Member of the Polonez Cove Formation, dated as Oligocene, on paleontological and radiometric basis. The two units are beautifully exposed around the Low Head scarpment.

Each tholeiitic basalt layer exhibits a lower, thicker (1 to few meters) fresh zone, transitionally followed up by a zone of regolith, 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 Wispianski Glacier.

The initial field evidence suggested that the succession represented the geological record of paleoclimatic variation from mild to glacial conditions, that could correlate with the change from the late Eocene optimum to ice-house conditions in the Oligocene, as recorded on the Cenozoic paleotemperature curve established by $\delta^{18}\text{O}$ determinations on calcareous foram tests.

The objective of this work was to try to characterize in detail the paleoclimatic variation interpreted from field evidence, through the use of stratigraphic, sedimentological, petrographical and geochemical techniques (XRD, XRF and ICP-MS).

Data obtained consistently showed that the supposed transition from unaltered to altered zones, observed in each basalt layer, could in fact be assigned to the moderated action of weathering processes on top of each flow. It also demonstrated a glacial origin for the overlying diamictites, that were probably deposited subglacially in terrestrial to glacial-marine setting. 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 relative long paleoclimatic mild conditions during the Eocene, preceding the establishment and displacement of the Oligocene ice-sheet in this part of Antarctica.

1. Introdução

Dados geoquímicos obtidos de sedimentos marinhos, disponíveis na literatura (Zachos *et al.*, 2001), mostram claramente mudanças paleoclimáticas ocorridas na passagem Eoceno-Oligoceno, desde condições consideradas mais amenas, com a água do mar chegando a temperaturas da ordem de 12° C, no início do Eoceno (“Ótimo climático”), para condições glaciais, no início do Oligoceno (Fig. 1).

O presente trabalho pretende acrescentar evidências referentes a esse evento de mudança climática por meio de exame de dados geológicos de rochas da ilha Rei Jorge descobertas durante trabalhos de campo realizados no verão de 2005, no âmbito do projeto de pesquisa “Mudanças paleoclimáticas na Antártica durante o Cenozóico: o registro geológico terrestre” (PROANTAR-CNPq), coordenado pelo Prof. Dr. Paulo R. dos Santos.

Até essa data, somente referências vagas à presença de zonas de alteração de cor vermelha, de pequena extensão, no topo exposto da Formação Mazurek Point (Eoceno/Cretáceo?), em Low Head (Troedson & Smellie, 2002), eram os únicos possíveis indícios de condições climáticas mais amenas, durante o Terciário, precedendo a instalação da glaciação Polonez Cove (Oligoceno).

As evidências paleoclimáticas descobertas deveu-se ao enorme recuo da margem da geleira de Wispianski (Fig. 2), que deixou expostos extensos e magníficos afloramentos de rocha basáltica, sob a forma de série de pelo menos onze derrames sucessivos, de vários metros de espessura, cada um exibindo uma zona relativamente espessa (até cerca de 1m) de regolito no seu topo (Fig. 3 e Fig. 4). O espesso pacote, de cerca de 60 m, encontra-se tectonicamente inclinado e recoberto, ao longo de superfície de erosão glacial, por camada de diamictito. Esta rocha, além de camadas de arenito intercaladas, está, por sua vez, esplendidamente exposta em ampla zona deprimida, em frente à atual margem da geleira (Fig. 5).

A sucessão litológica foi inicialmente interpretada como documentando a ocorrência de paleoclima mais “quente”, compatível com a existência de ação intempérica reiterada, finalmente interrompida pela ação glacial que se sucedeu. O basalto de Wispianski é provisoriamente correlacionado com a Formação Mazurek Point, sucedido por diamictito do Membro Krakowiak Glacier, ambos conhecidos da área de Low Head, várias centenas de metros distantes.

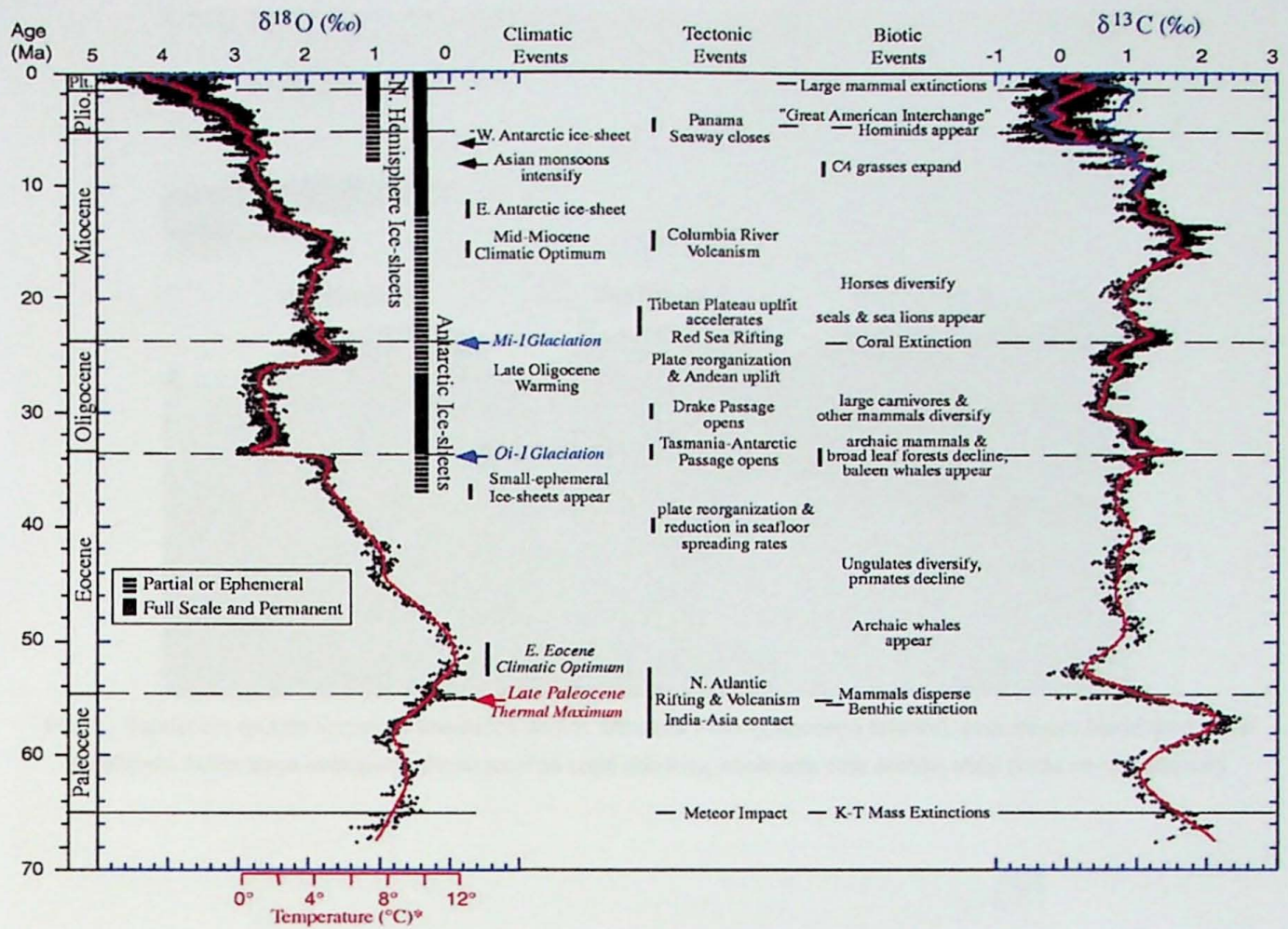


Fig. 1 - Isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ e carbono baseados em dados de sedimentos de mar profundo coletados do *Deep Sea Drilling Project (DSDP)* and *Ocean Drilling Program (ODP)*. As análises são derivadas de carapaças de foraminíferos bentônicos (*Cibicides* e *Nuttallides*). (Zachos et al., 2001).



Fig. 2 - Margem da Geleira Wispianski, Península de Low Head, Ilha Rei Jorge, em fase de rápido recuo e rebaixamento da linha de equilíbrio. Notar área exposta pelo recuo parcialmente ocupada por lago glacial.

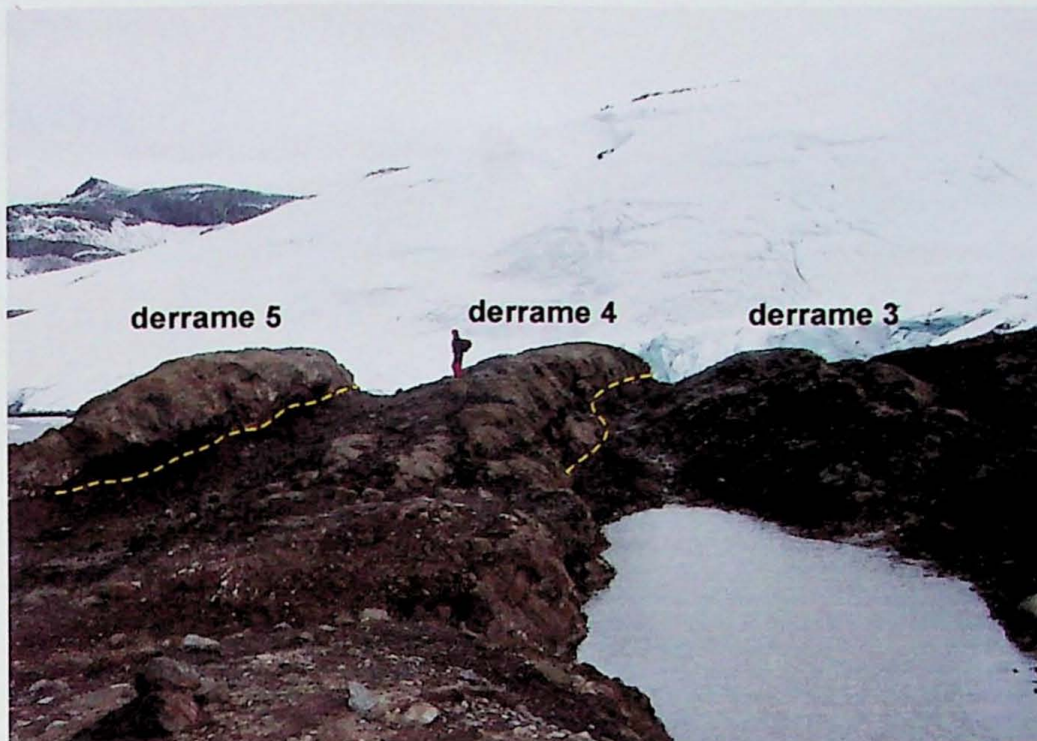


Fig. 3 - Seqüência de três derrames basálticos da Fm. Mazurek Point (Oligoceno Inferior), exposta em frente da geleira Wispianski. Notar zona intemperizada no topo de cada derrame, escavada pela erosão atual (vista em direção sul).



Fig. 4 - Derrames basálticos 8 a 11. Notar espessa zona intemperizada no topo do derrame 8.



Fig. 5 - Vista geral em direção E de superfície de erosão glacial recente sobre diamictito do Membro Krakowiak Glacier (Formação Polonez Cove, Oligoceno Inferior), exposta na frente da margem da geleira Wispianski. A superfície exhibe estrias e sulcos glaciais paralelos de orientação E-W, produzidos pela geleira atual. Sentido de movimento do gelo para E.

2. Metas e Objetivos

Os objetivos principais desse trabalho foram:

- a) Descrever detalhadamente a ocorrência, em termos estratigráficos, sedimentológicos, petrológicos e geoquímicos;
- b) Analisar o basalto e uma das zonas intemperizadas a fim de estabelecer os processos geoquímicos responsáveis pela formação do regolito;
- c) Caracterizar as condições paleoclimáticas associadas à ocorrência de eventos intempéricos repetidos, sob condições similares às do afloramento de Wispianski;
- d) Examinar as relações de contato entre o basalto e o diamictito superior, no sentido de verificar a presença de feições erosivas e deposicionais glaciais e estabelecer a natureza do diamictito (subglacial?). A análise foi estendida à área deprimida em frente à geleira, onde outras litologias (arenitos) aparecem intercaladas com o diamictito, este associado a várias feições deposicionais e erosivas provavelmente subglaciais;
- e) Interpretar a sucessão de eventos paleoclimáticos documentados no afloramento e analisá-los, no contexto da história paleoclimática da Antártica proposta na literatura.

3. Trabalhos Prévios

Afloramentos descontínuos de rochas sedimentares cenozóicas ocorrentes em vários locais da margem oriental da ilha Rei Jorge, Antártica Ocidental, incluem diamictitos com clastos estriados, laminitos contendo clastos exóticos, estriados, caídos e estrias de abrasão glacial sobre embasamento de basalto. Pesquisas já realizadas (Birkenmajer, 1980, 1982, 1991; Porebski & Gradziński, 1987; Santos *et al.*, 1990; Troedson & Smellie, 2002) coincidem em atribuir origem glacial a esses pacotes clásticos, interpretados como tendo se depositado sob condições glácio-marinhas, durante eventos de clima glacial de grande escala, envolvendo a existência de mantos de gelo de extensão regional, ou relacionados à ocorrência de geleiras menores, do tipo alpino ou de montanha (Fig. 6).

Com base em estudos sedimentológicos e estratigráficos dessas ocorrências, sua correlação e datação paleontológica e radiométrica, pesquisadores poloneses (e.g., Birkenmajer, 1980, 1991; Gaździcki & Pugaczewska, 1984) propuseram seu empilhamento, configurando a ocorrência de quatro eventos glaciais superpostos, denominados, de baixo para cima: Kraków, Polonez, Legru e Melville, separados por rochas sedimentares representativas de intervalos interglaciais, em alguns casos contendo plantas fósseis e outras indicações de condições paleoclimáticas mais amenas ou temperadas.

Dentre os afloramentos estudados, o correspondente à Formação Polonez Cove, localizado ao longo de escarpa que circunda a baía de King George, entre os promontórios de Low Head e Lions Rump é, sem dúvida, o mais significativo da sucessão cenozóica de toda a Antártica ocidental, quanto à qualidade da exposição, espessura e extensão exposta.

Rochas glaciogênicas dessa unidade correspondem ao Membro Krakowiak Glacier. Esta unidade recobre localmente, em discordância erosiva, basaltos da Formação Mazurek Point. Em outros pontos da escarpa de Low Head, diamictitos do Membro Krakowiak Glacier situam-se sob arenitos e conglomerados marinhos, contendo clastos exóticos, da parte inferior da Formação Polonez Cove (Fig. 11). Rochas básicas efusivas e brechas vulcânicas na parte basal da Formação Polonez Cove evidenciam a proximidade entre eventos ígneos e glaciais.

Com base paleontológica, principalmente na ocorrência de rica paleofauna de invertebrados marinhos do Membro Low Head (moluscos, foraminíferos, braquiópodes, nanofósseis, etc., Birkenmajer, 1980), os pesquisadores acima interpretaram a idade do pacote glaciogênico e das sucessivas fases glaciais reconhecidas, englobando intervalo temporal do Oligoceno até o Mioceno. Essa interpretação foi subsidiada pela obtenção de algumas idades radiométricas de rochas ígneas, associadas ao pacote de rochas glaciogênicas, por meio da técnica de K-Ar (Birkenmajer *et al.*, 1989). Vide Santos *et al.* (1990) para uma discussão ampla do estado do conhecimento da geologia glacial terciária da Ilha Rei Jorge, revisão da estratigrafia, descrição de feições glaciais e interpretação

paleoambiental e geocronológica da sucessão litológica da ilha Rei Jorge, no contexto do sistema deposicional glacial (Fig. 6).

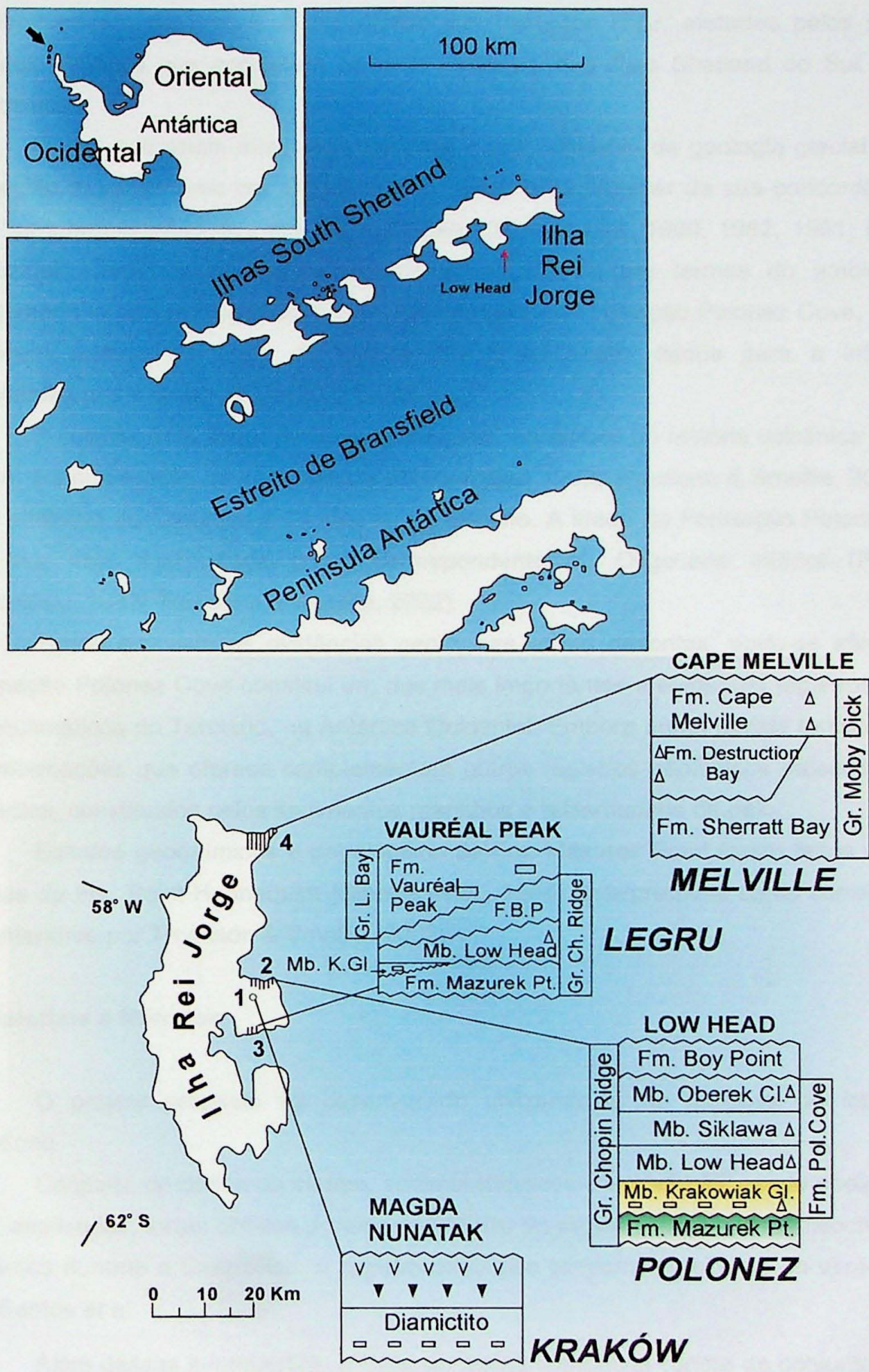


Fig. 6 - Localização da Ilha Rei Jorge e de suas seções de sedimentos glaciais terciários. (Modificado de Birkenmajer, 1991 e Birkenmajer *et al.*, 2005). Legenda: FBP: Formação Boy Point; Mb. K. Gl.: Membro Krakowiak Glacier; Gr. L. B.: Grupo Legru Bay; Gr. Ch. R.: Grupo Chopin Ridge; Mb. Oberek Cl.: Membro Oberek Cliff; Fm. Pol. Cove: Formação Polonez Cove; triângulos abertos: clastos caídos; triângulos negros: brecha vulcânica; retângulos: diamictitos.

Como reconhecem esses autores, a cronologia atribuída até então ao pacote glaciogênico terciário deve ser entendida como mínima, tendo em vista 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.

Dados adicionais mais recentes para o entendimento da geologia glacial cenozóica da região encontram-se em Troedson & Smellie, 2002. Apesar da sua concordância geral com as interpretações dos autores poloneses (Birkenmajer, 1980, 1982, 1991; Porebski & Gradziński, 1987) e brasileiros (Santos *et al.*, 1990), em termos do ambiente geral glaciomarinho de deposição para o pacote rochoso da Formação Polonez Cove, os autores propõem revisão de parte da estratigrafia e adicionam dados para a interpretação paleoambiental e provável idade da formação.

A correlação e idade do Basalto Mazurek, no âmbito da história vulcânica da ilha Rei Jorge, é ainda motivo de controvérsia (Birkenmajer, 1989; Troedson & Smellie, 2002), tendo sido atribuído ao Cretáceo (~74 Ma) ou ao Eoceno. A idade da Formação Polonez Cove é, por sua vez, interpretada como correspondente ao Oligoceno inferior (Porebski & Gradziński, 1987; Troedson & Smellie, 2002).

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.

Estudos geoquímicos e petrológicos da Fm. Mazurek Point foram feitos apenas em rochas da Fm. Point Hennequim (Smellie *et al.*, 1984), interpretadas como correlacionáveis às anteriores por Troedson & Smellie (2002).

4. Materiais e Métodos

O projeto proposto foi desenvolvido utilizando-se de técnicas de laboratório e escritório.

Conjunto de dados de campo, sedimentológicos e estratigráficos, de geologia glacial etc., analisados, foram obtidos durante expedição do projeto: "Mudanças paleoclimáticas na Antártica durante o Cenozóico: o registro geológico terrestre", realizado no verão de 2005, por Santos *et al.*

Além dessas informações, a base de dados disponível consta de conjunto de quinze amostras de basaltos da Formação Mazurek Point e de oito rochas sedimentares da Formação Polonez Cove (Membro Krakowiak Glacier). Existe ainda farta documentação fotográfica da localidade, material extremamente útil para a interpretação sedimentológica e

estratigráfica da área de estudo. O acervo fotográfico inclui foto-mosaico aéreo do conjunto de afloramentos das rochas basálticas e sedimentares.

Em resumo, portanto, a metodologia previamente identificada, abrangeu o seguinte conjunto de procedimentos:

1. Estratigrafia: elaboração da coluna estratigráfica da área.
2. Sedimentologia: análise de fácies sedimentares, no contexto do sistema deposicional glacial.
3. Geologia glacial: identificação e descrição de feições glaciais deposicionais e de erosão.
4. Petrografia/petrologia e geoquímica dos basaltos frescos e intemperizados a fim de procurar esclarecer as condições intempéricas que afetaram os basaltos e prováveis condições climáticas que as controlaram.

As análises geoquímicas foram realizadas pelas técnicas de Fluorescência de Raios-X (determinação de elementos maiores, elementos menores e traço), Difração de Raios-X (caracterização mineralógica), ICP-MS (determinação de elementos traço e terras raras) e titimetria (determinação de %FeO).

5. Desenvolvimento do Trabalho

Os trabalhos desenvolvidos foram realizados de acordo com o quadro a seguir:

Quadro 1 – Cronograma das atividades realizadas

Atividades	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov
Aquisição e estudos de dados bibliográficos								
Confecção de seções delgadas								
Preparação das amostras para análises geoquímicas								
Análises de Fluorescência de Raios X								
Análises de Difração de Raios X								
Análises de Titimetria								
Análises de ICP-MS								
Descrições petrográficas								
Interpretação de dados laboratoriais								
Interpretação de dados de campo								
Relatórios								

6. Resultados Obtidos

6.1. Estratigrafia e sedimentologia

Para o estudo e a definição da estratigrafia da área, bem como as relações de contato entre as rochas sedimentares e as rochas ígneas estudadas, foram utilizadas as fotos aéreas, fotos de afloramento e as anotações realizadas durante os trabalhos de campo.

A partir desses dados, foi montado um mosaico aerofotográfico, utilizando-se o programa *ArcSoft Panorama Maker 3*. As fotos foram obtidas em vôo aéreo realizado por helicóptero, ou seja, não se tratam de fotos aéreas obtidas em vôo convencional, onde há regularidade na trajetória e altura do avião. Desse modo, as imagens não apresentam escala definida, mas, servem como complemento no conjunto de dados da área estudada, uma vez que ilustra muito bem a situação geológica encontrada.

A partir da fotointerpretação do mosaico (Fig. 7), foi possível identificar a área de contato entre o diamictito e os derrames de basalto (linha em vermelho), além disso, foi possível identificar a presença de pelo menos mais 4 derrames, além daqueles previamente identificados durante os trabalhos de campo.

Por motivos práticos, o derrame fotointerpretado e definido mais próximo à geleira recebeu o nome de [0] (zero), e o derrame fotointerpretado entre os derrames 5 e 6, recebeu o nome de 5A, para que não houvesse conflito com a nomenclatura definida durante os trabalhos de campo.

Além dos derrames [0] (zero) e 5A, foram identificados mais 2 derrames, de menor expressão, dentro do mar (derrames 12 e 13). Assim, os derrames ficaram definidos como, do mais velho para o mais novo, de [0], 1, 2, 3, 4, 5, 5A, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12 e 13.

As anotações obtidas nas cadernetas de campo permitiram também a construção de uma coluna estratigráfica dos derrames (Fig. 8) e de um perfil esquemático das ocorrências (Fig. 9), onde é possível observar feições geomorfológicas que comprovam as zonas de maior alteração no topo de cada derrame. A coluna estratigráfica (Fig. 8) mostra também a localização das amostras de basalto que foram coletadas.

O contato entre as duas formações pode ser visualizado na Fig. 10. A Fig. 11, por sua vez, mostra a estratigrafia e relação de contato entre a Formação Mazurek Point, a Formação Polonez Cove e Formação Boy Point que ocorrem em outra localidade da Ilha Rei Jorge e são interpretadas como correlacionáveis às rochas da área de estudo. Descrições de afloramento de cada uma das formações são apresentadas a seguir.



Fig. 7 – Mosaico aerofotográfico interpretado da área de estudo. Lado maior da foto tem aproximadamente 1,35 km. (Fotos originais de Belinley, 2005)

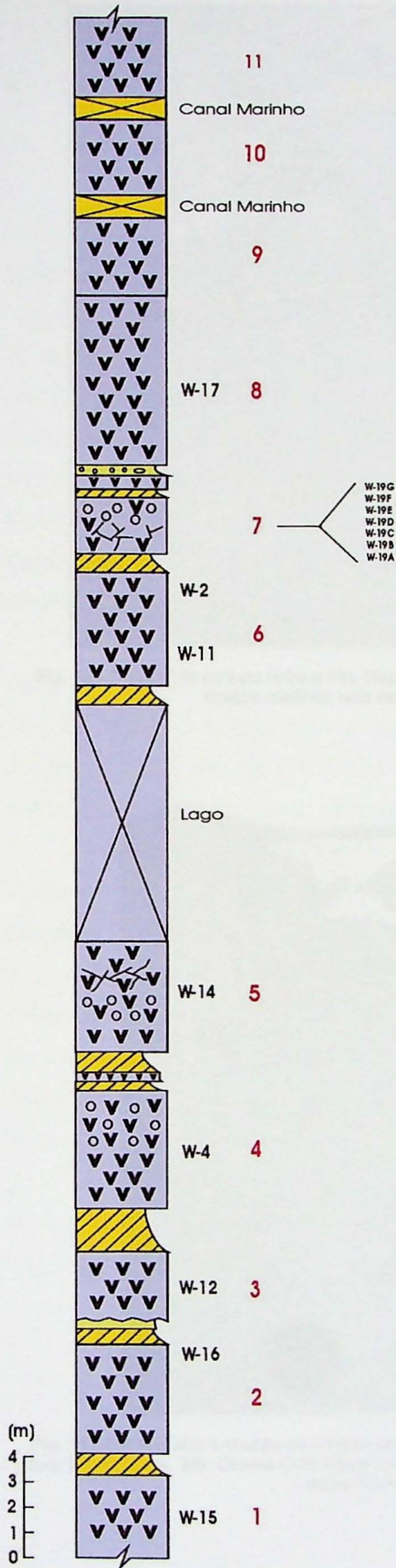


Fig. 8 - Coluna estratigráfica dos derrames.
Legenda: Amarelo = zona alterada, Roxo = rocha fresca, números em preto = amostras coletadas, números em vermelho = número dos derrames.

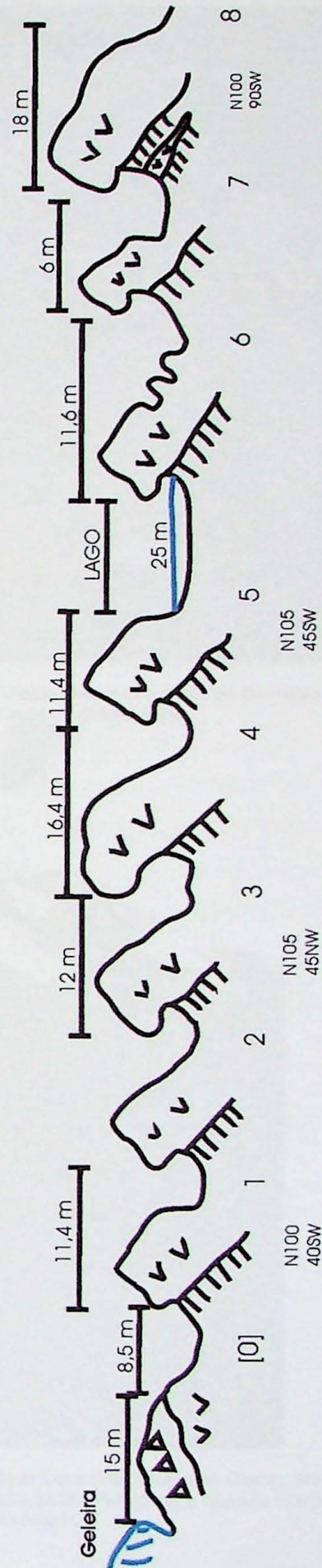


Fig. 9 - Perfil esquemático dos derrames [0] a 8. Notar área topograficamente mais escavada (rachurada no desenho) que corresponde às zonas de alteração do topo de cada derrame.

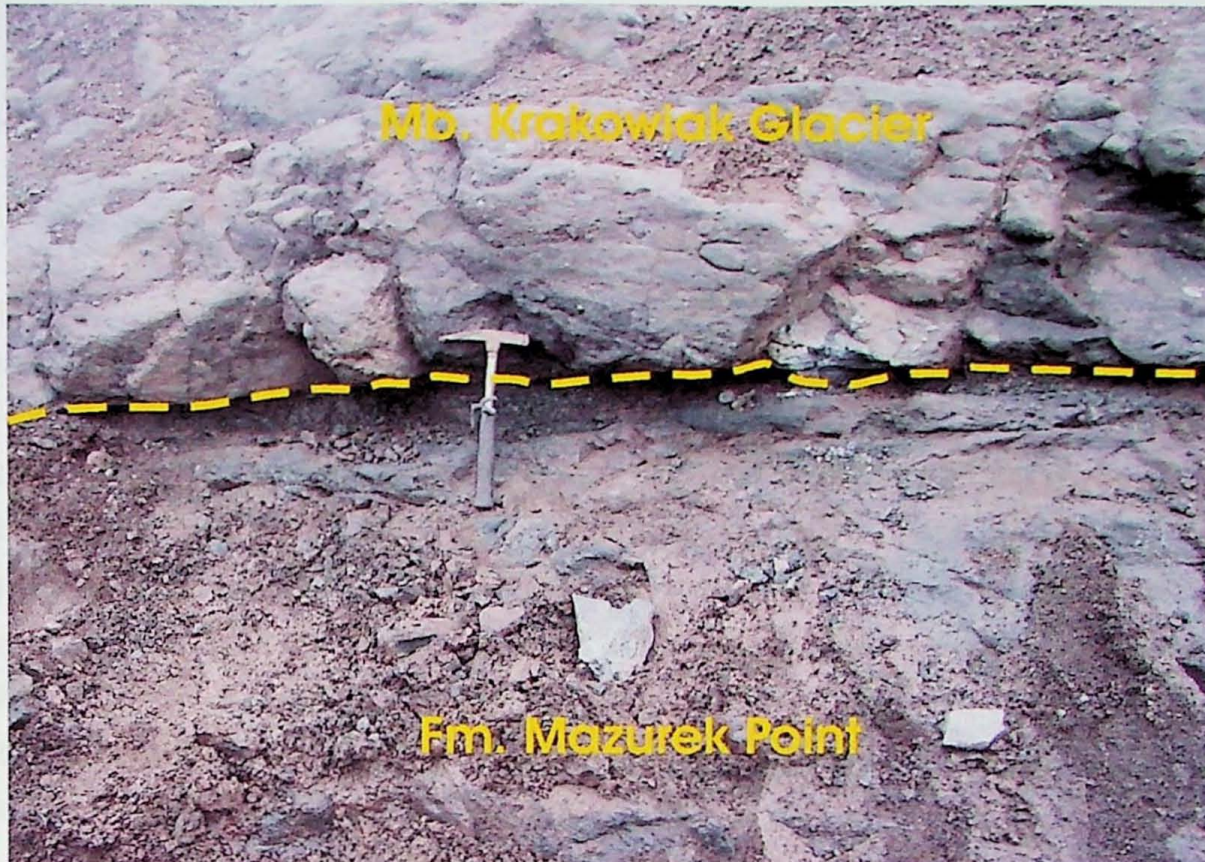


Fig. 10 - Detalhe do contato entre a Fm. Mazurek Point e o Mbo. Krakowiak Glacier. Notar que a face do diamictito e os clastos contidos nele estão truncados verticalmente por ação da geleira atual.

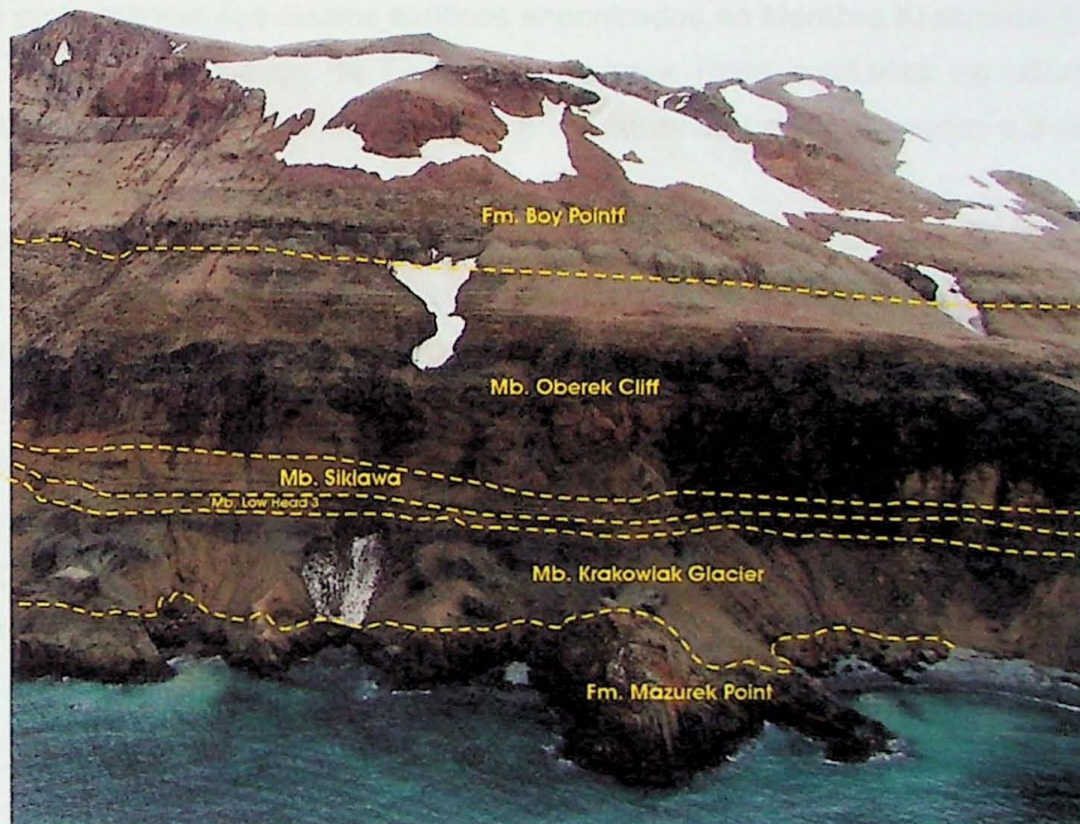


Fig. 11 - Estratigrafia e relação de contato entre as Fms. Mazurek Point, Polonez Cove (Mb. Krakowiak Glacier, Mb. Low Head, Mb. Siklawa, Mb. Oberek Cliff) e Boy Point, que ocorre em outra localidade da Ilha Rei Jorge, e que são interpretadas como correlacionáveis as rochas da área de estudo.

6.1.1. Formação Mazurek Point

A Formação Mazurek Point foi definida primeiramente por Birkenmajer (1982), que afirmou tratar-se de derrames de olivina-basaltos, usualmente apresentando disjunções colunares bem desenvolvidas.

As lavas da Formação Mazurek Point, em sua localidade tipo, atingem uma idade K-Ar correspondente ao Cretáceo Superior (~ 74 Ma, Birkenmajer, 1991). Essa idade é questionada por Troedson & Smellie (2002), que em seu trabalho realizaram novas datações K-Ar e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que indicaram que os afloramentos da Formação Mazurek Point são equivalentes à Formação Hennequim, de idade Eocênica (45-47 Ma), descrita em Smellie *et al.* (1984) como hiperstênio-augita-andesitos com vidro, raros andesitos-basálticos, e dacitos, com espessura de 25 a 35m, intercalados com tufos e *lapillistones* que afloram na Ponta Hennequim, Ilha Rei Jorge.

Santos *et al.* (1990), descrevem finas estrias, de possível origem glacial, sobre os basaltos da Formação Mazurek Point, orientadas entre N316° e N326°, consistentes com a direção noroeste atribuída ao sentido de deslocamento das geleiras que atingiram a Ilha Rei Jorge. Sentido de deslocamento similar foi deduzido por Birkenmajer (1988), através do estudo de proveniência dos clastos exóticos encontrados no Membro Krakowiak Glacier.

O conjunto de rochas da Formação Mazurek Point coletadas no afloramento de Wispianski consiste em 15 amostras, sendo 6 amostras de basaltos frescos e 9 amostras de basaltos alterados.

Macroscopicamente, as amostras de basalto fresco apresentam textura afanítica a fanerítica muito fina, alguns apresentam textura porfiritica, com matriz afanítica. As cores variam de cinza esverdeado escuro a preto. Alguns derrames apresentam o topo com estrutura vesicular (Fig. 12), por vezes brechada (Fig. 13). As vesículas são provavelmente preenchidas por zeólitas.

Já as amostras alteradas, macroscopicamente, apresentam cor marrom-avermelhada escura e granulação muito fina (Fig. 14), por vezes, apresentando pseudoestratificação (Fig. 15), algumas encontram-se também bastante fraturadas/brechadas.



Fig. 12 - Zona vesicular preenchida por minerais secundários (provavelmente zeólitas) no topo do derrame basáltico 5.



Fig. 13 - Zona brechada (na altura do martelo) no topo do derrame basáltico 4.

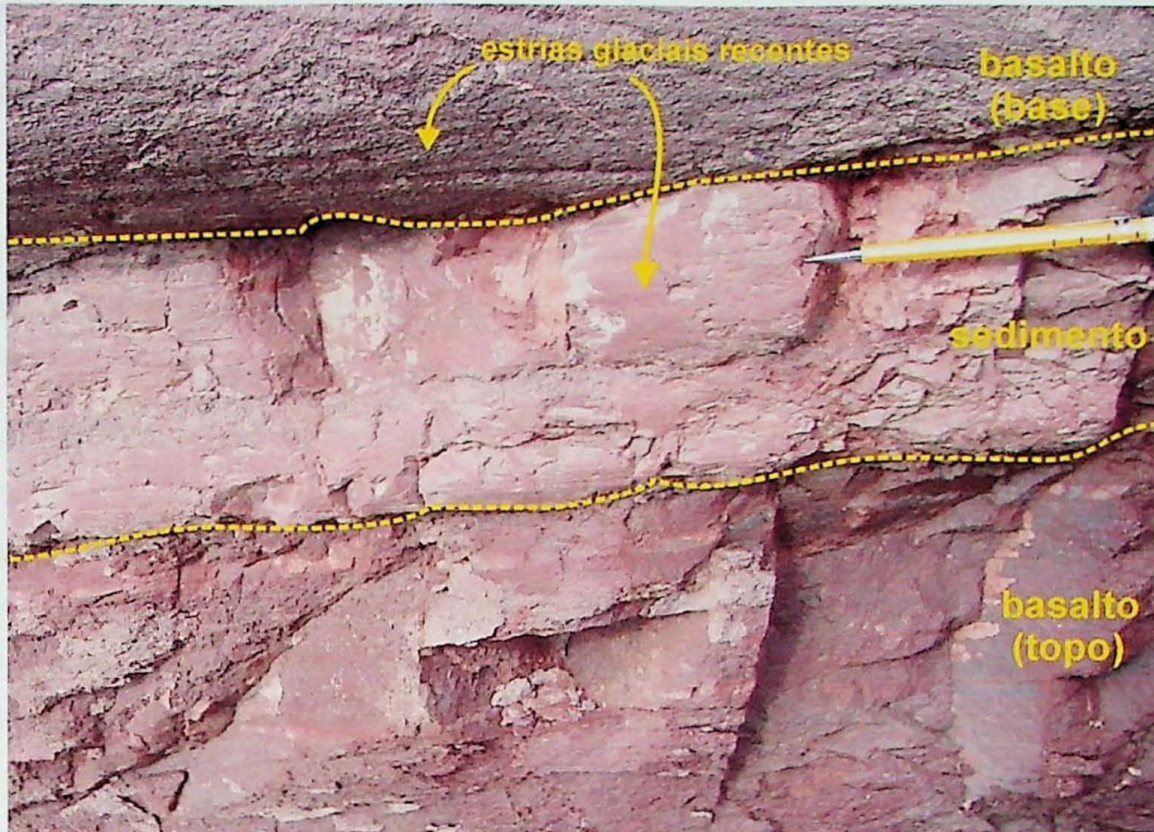


Fig. 14 - Topo do derrame basáltico 6 mostrando camada de sedimento clástico muito fino (amostra W-02) discordante sobre topo da zona intemperizada do basalto. Notar contato com base do derrame basáltico 7. Estriações glaciais produzidas por geleira atual são visíveis sobre o sedimento e a base do derrame basáltico 7.

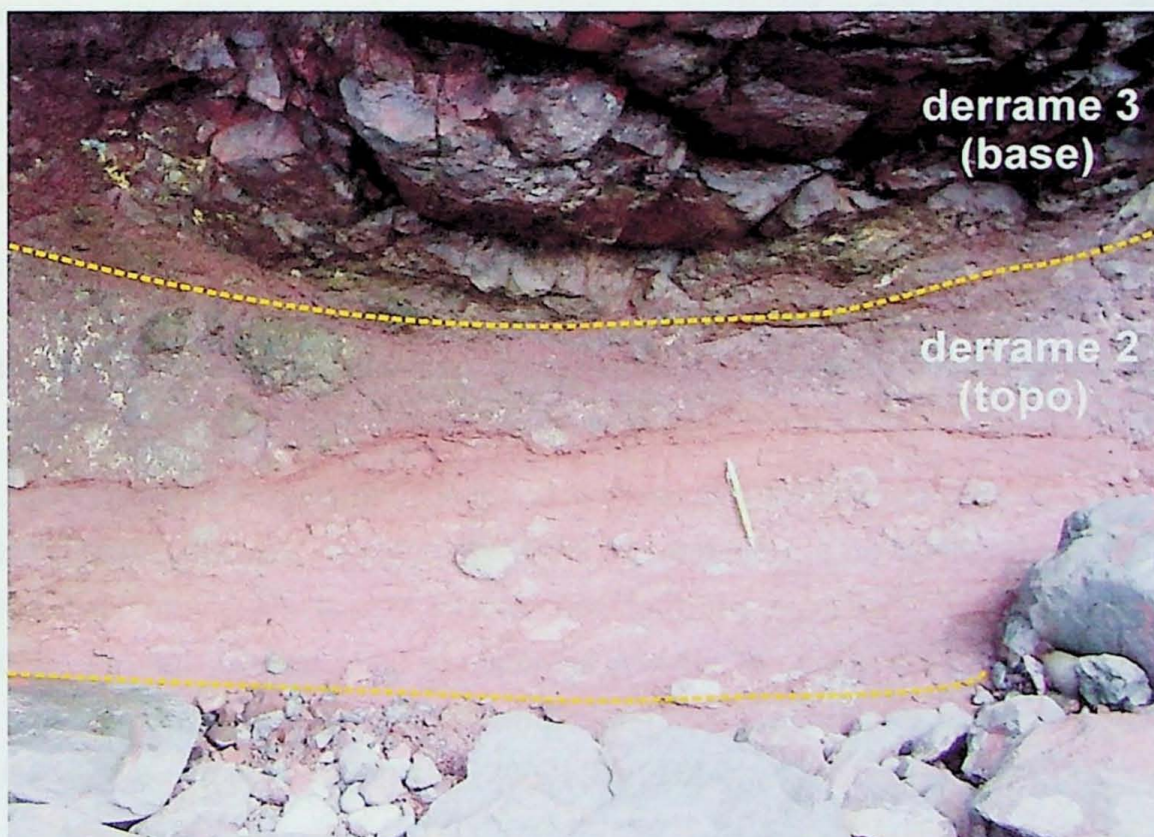


Fig. 15 - Zona intemperizada no topo do derrame basáltico 2. Notar zonas de coloração diferente, correspondentes a diferentes estágios de decomposição e pseudoestratificação correspondente a estrutura interna do derrame.

6.1.2. Membro Krakowiak Glacier (Formação Polonez Cove)

A Formação Polonez Cove, na Ilha Rei Jorge, é uma sucessão predominantemente vulcanoclástica, com mais de 90 m de espessura, que guarda o registro de uma complexa interação entre processos glaciais, marinhos e vulcânicos de uma frente de arco ativo (Porebski & Gradziński, 1987).

A formação consiste de uma unidade basal dominada por diamictitos glaciogênicos, sobrepostos por uma série de unidades sedimentares-basálticas e vulcânicas dacíticas. A presença de diversos clastos do tamanho de seixos e blocos, com uma pequena proporção que não apresentam área fonte compatível com a região da Península Antártica, é uma característica típica da Formação. A maioria dos clastos são facetados e estriados, evidências de que realmente apresentam influência glacial (Troedson & Smellie, 2002).

A Formação Polonez Cove é limitada no topo e na base por discordâncias erosivas, sobrepondo-se à Formação Mazurek Point, e sendo sobreposta pela Formação Boy Point (lavas dacíticas-andesíticas intercaladas com tufos). Toda a sucessão é cortada por *plugs* e diques basálticos (Porebski & Gradziński, 1987).

Segundo Santos *et al.* (1990), o Membro Krakowiak Glacier ocorre como um corpo de espessura variada (4-15 m) e geometria complexa, exposto ao longo de aproximadamente 1000 m, sobre um substrato muito irregular dos basaltos da Formação Mazurek Point. O Membro Krakowiak Glacier e os outros estratos da Formação Polonez Cove variam de subhorizontais a levemente inclinados, e são atingidos por inúmeras falhas normais.

Os diamictitos do Membro Krakowiak Glacier apresentam cor cinza escuro a cinza escuro médio (Fig. 16), e cinza-oliva quando intemperizados. Texturalmente, eles podem ser classificados entre conglomerados com matriz argilo-arenosa, normalmente suportados pela matriz, e arenitos conglomeráticos com matriz argilosa (Porebski & Gradzinski, 1987).

A origem glacial para os diamictitos do Membro Krakowiak Glacier é apoiada por conjunto de características, uma das principais é a abundância de clastos que se encontram facetados, estriados e alguns com formato em “ferro de engomar” (Porebski & Gradzinski, 1987) (Fig. 17). Os clastos mais abundantes são de tamanho de seixos e blocos, com alguns chegando a até 2 m de diâmetro, sendo que a maioria são subangulosos ou subarredondados (Troedson & Smellie, 2002) (Fig. 18).

O clastos dispersos nos diamictitos do Membro Krakowiak Glacier são compostos por material andesítico local, além de diversos tipos líticos, incluindo materiais sedimentares, ígneos e metamórficos, sendo os de material sedimentar mais comuns.

A maior parte desse material provém das porções norte da Península Antártica e das Ilhas Shetland do Sul. Existem, entretanto, clastos que provavelmente vieram de regiões mais afastadas (Troedson & Smellie, 2002).

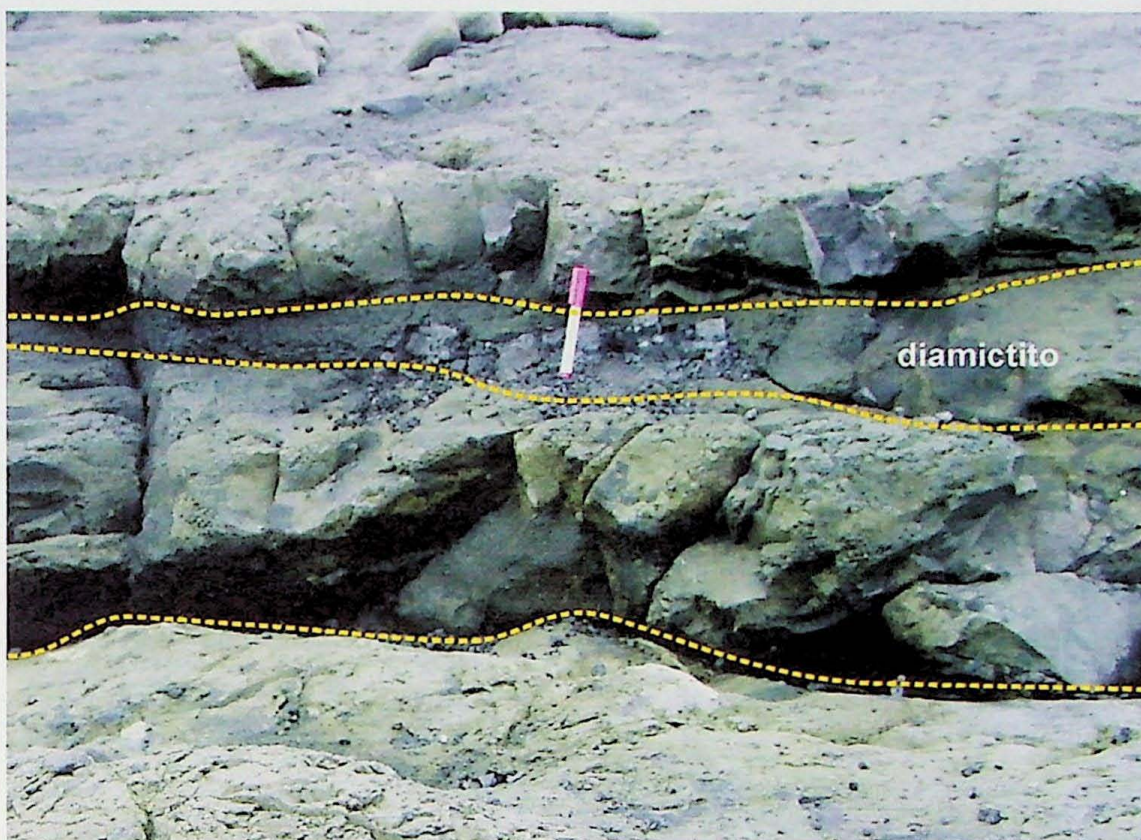


Fig. 16 - Sucessão de diamictito (amostra W-05) intercalado com camadas de arenito (amostras W-06 e W-07) do Membro Krakowiak Glacier. Notar geometria descontínua (acunhamento lateral) do diamictito.

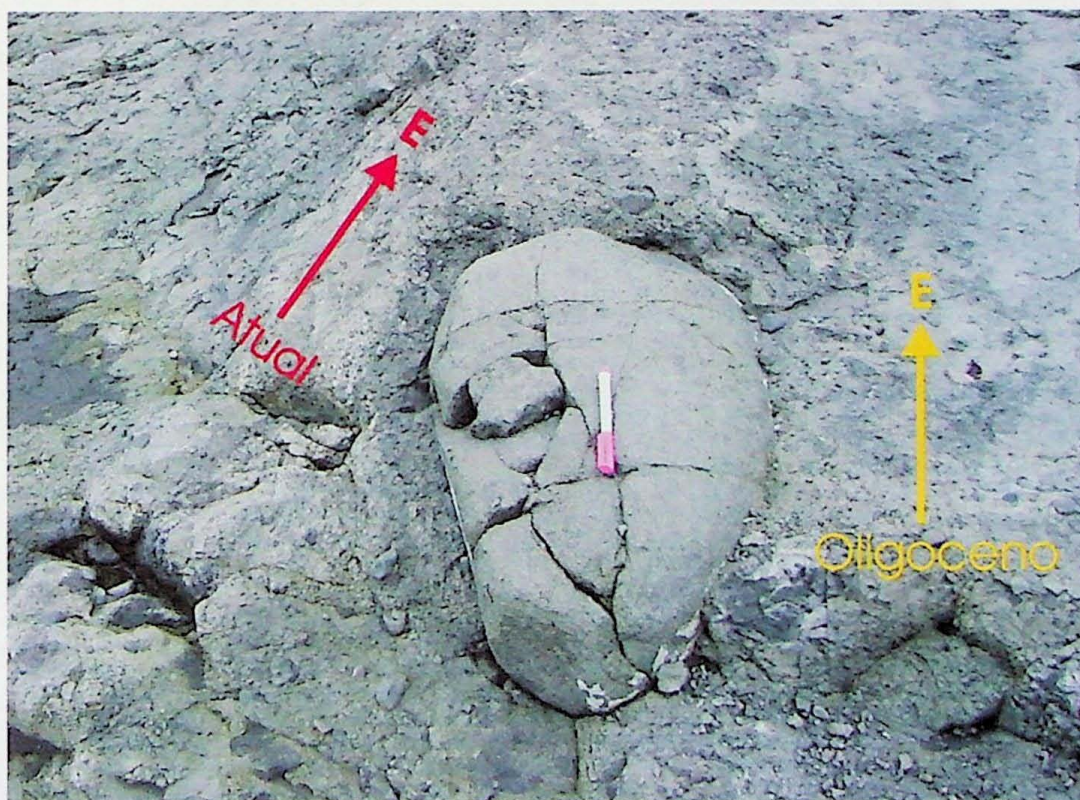


Fig. 17 - Clasto tipo *bullet shaped* (ferro de engomar) incluído em diamictito do Membro Krakowiak Glacier. Sentido do movimento da geleira oligocênica, em direção E (topo da foto), coincide aproximadamente com a da geleira atual (estrias).



Fig. 18 - Diamicto de matriz silto-arenosa do Membro Krakowiak Glacier. Clastos de litologia variada são visíveis embebidos na matriz do diamicto, um deles fraturado por ação de congelipartição. A fratura cortando o clasto superior foi introduzida pela matriz do diamicto. As feições acima são penecontemporâneas à deposição do diamicto oligocênico.

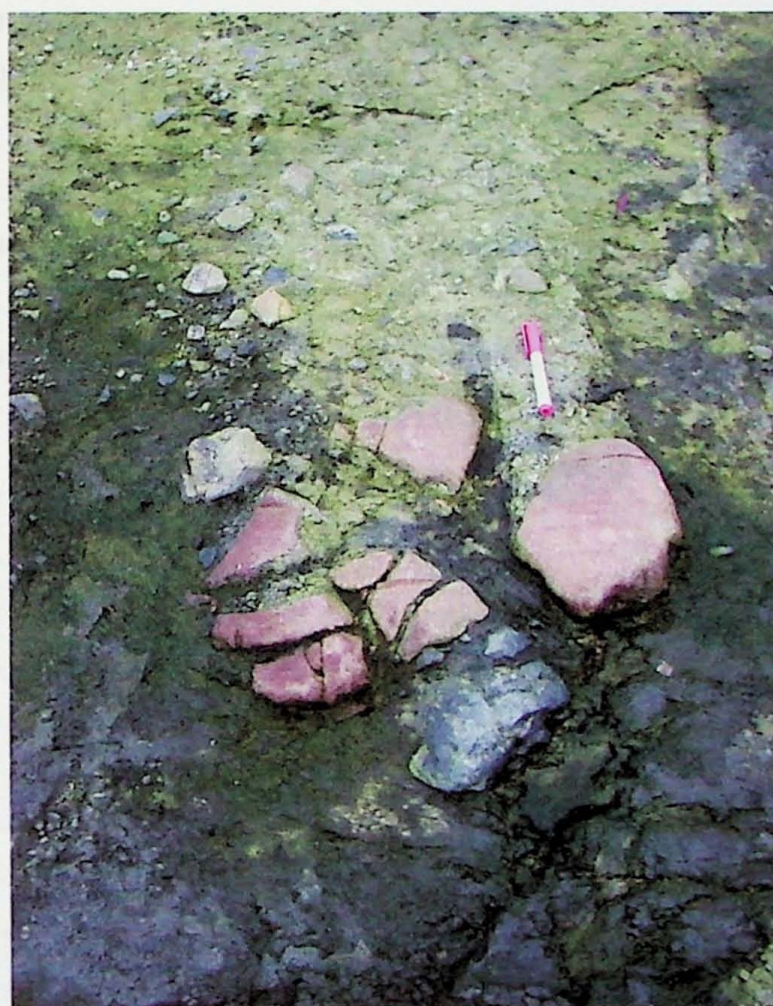


Fig. 19 - Concentração de clastos de litologias variadas expostos na superfície de erosão de geleira atual sobre diamicto do Membro Krakowiak Glacier. Notar fraturamento de clastos similar ao mostrado na figura anterior. A origem das fraturas não está, contudo, perfeitamente clara. O seixo maior, na metade do lado direito da foto, está associado à estrutura do tipo *crag and tail* desenvolvida na região jusante do clasto. As feições são interpretadas como resultante de ação glacial atual. Sentido do movimento do gelo para E (topo da foto).

6.2. Análises Geoquímicas

Com o objetivo de acrescentar informações geoquímicas referentes às zonas alteradas do derrame, foram realizadas análises de Difração de Raios-X (DRX), para caracterização mineralógica; Fluorescência de Raios-X (FRX), para determinação de elementos maiores (porcentagem em peso), menores e traço (ppm); ICP-MS (espectrometria de massa com plasma acoplado indutivamente) para determinação de elementos traço e terras raras (ppm); e, titimetria para quantificação de FeO (porcentagem em peso).

Em todos os casos, as análises foram obtidas em amostras de pó de rocha total. Os resultados foram interpretados por meio da análise de gráficos (caracterização da composição e do ambiente geotectônico) e cálculos geoquímicos (caracterização da alteração intempérica).

Todas as amostras pertencem à Formação Mazurek Point (basaltos toleiticos), sendo que, para os métodos de DRX, FRX e titimetria foram analisadas 6 amostras de derrames não alterados ou com pouca alteração e, 3 amostras da sucessão regolítica de um dos derrames, sendo uma amostra do topo, uma do meio e uma da base da sucessão, permitindo assim uma comparação entre a porção mais alterada, a intermediária e a menos alterada.

As análises por ICP-MS foram realizadas apenas nas 3 amostras da sucessão regolítica e, em 1 amostra de derrame não alterado/com pouca alteração, para fins de comparação.

O quadro a seguir apresenta as informações estratigráficas das amostras estudadas

Quadro 2 – Identificação das amostras com análises geoquímicas

Amostras frescas	
W-17A	Derrame 8
W-17B	Derrame 8
W-11	Derrame 6
W-14	Derrame 5
W-12B	Derrame 3
W-15	Derrame 1
Amostras alteradas	
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)

6.2.1. Rochas frescas

Os resultados completos obtidos pelo método de Fluorescência de Raios-X, titimetria e de ICP-MS são apresentados nas Tab. A1.1 e A1.2 - Anexo 1, respectivamente. A Tab. 1 mostra um resumo dos resultados, onde os valores são dados em % para elementos menores e maiores, em ppm para os elementos traço e elementos terras raras (ETR) e em %FeO para FeO.

Os resultados obtidos pelo método de Difração de Raios-X são apresentados nas Fig. A2.1 a A2.6 do Anexo 2. Os difratogramas mostram que os principais componentes mineralógicos das amostras frescas são plagioclásio (albita/oligoclásio) e clinopiroxênio (augita), com intensidades dos picos correspondentes aos espaçamentos reticulares variando de 3,18Å e 3,20Å e de 2,99Å e 2,94Å, respectivamente.

A fração argila de algumas amostras foi separada a fim de definir o argilo-mineral que, no difratograma convencional, aparece com picos de intensidade em torno de 14-15 Å. Para obter essa definição, a fração argila foi analisada em seu estado natural, solvatada com etileno glicol e aquecida a 500 °C (por 4 horas). Os difratogramas obtidos são apresentados nas Fig. A2.7 a A2.9 - Anexo 2. Os resultados indicam que trata-se de argilo-minerais do grupo das esmectitas, pois, apresentaram respostas características desse grupo, com espaçamentos que se expandem a aproximadamente 17 Å, quando glicoladas, e que se contraem a aproximadamente 10 Å quando aquecidas.

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 & 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 & McLennan, 1985 (Quadros A1.1 e A1.2, respectivamente – Anexo 1).

Basaltos ocorrem em todos ambientes tectônicos (Hall, 1987). Eles 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.

De acordo com Rollinson (1983), os diagramas Ti-Zr-Y e Ti-Zr de Pearce & Cann (1973) devem ser utilizados juntos, o diagrama Ti-Zr-Y (Fig. 20) deve ser utilizado primeiro, para identificar os basaltos de intraplaca, e o diagrama Ti-Zr (Fig. 21) deve ser utilizado em seguida, na tentativa de tentar melhor separar as amostras.

No geral, todas as amostras confirmaram sua filiação toleítica, com valores que correspondente a basaltos cálcio-alcálicos e basaltos toleíticos de arcos de ilha com baixas concentrações de K (Fig. 22). A Fig. 23 individualiza melhor a composição de cada amostra. Além das amostras estudadas, foram plotados valores médios de composição de basaltos de crosta oceânica e andesitos (Taylor & McLennan, 1985) apenas para comparação.

Tab. 1 – Resultados analíticos obtidos para as rochas frescas.

Amostra	W-11	W-12B	W-14	W-15	W-17A	W-17B
SiO ₂	48,88	48,39	48,37	48,35	49,42	49,56
Al ₂ O ₃	18,53	19,02	19,54	19,31	19,75	19,76
MnO	0,251	0,287	0,121	0,147	0,145	0,117
MgO	6,69	5,9	6,68	5,74	5,015	4,78
CaO	10,25	10,16	10,06	9,93	9,545	9,36
Na ₂ O	2,86	3,31	2,65	2,87	3,27	3,31
K ₂ O	0,25	0,25	0,21	0,37	0,33	0,42
TiO ₂	0,855	0,821	0,891	0,904	1,005	1,012
P ₂ O ₅	0,196	0,200	0,197	0,212	0,2555	0,249
FeO	4,48	3,06	2,57	2,42	3,7	3,45
Fe ₂ O ₃	9,69	8,31	8,93	10,08	9,375	9,28
Loi	1,12	2,95	2,11	1,68	0,975	0,97
Total	104,05	102,66	102,33	102,01	99,09	98,82
Ba	160	150	153	181	191,05	197
Co	31	28	32	31	24,05	23
Cr	67	34	60	54	18,5	17
Cs	0,08	-	-	-	-	-
Cu	72	78	55	100	102,1	78
Ga	19	21	21	22	22,2	23
Hf	1,23	-	-	-	-	-
Nb	1,28	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Ni	41	28	41	33	15,6	15
Pb	3,26	5	9	7	6,8	6
Rb	1,82	< LD	< LD	4	< LD	< LD
Sc	35	33	36	35	33,2	35
Sr	591	580	616	618	620,35	622
Ta	0,05	-	-	-	-	-
Th	0,85	< LD	< LD	< LD	-	< LD
U	0,26	4	5	< LD	-	< LD
V	296	277	311	310	313,8	320
Y	14,3	14	14	16	17,75	18
Zn	80	77	87	87	80,75	81
Zr	46,8	49	51	55	67,65	64
Terras raras						
La	8,62	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD
Ce	18,1	39	< LD	39	41,5	< LD
Pr	2,66	-	-	-	-	-
Nd	12,8	22	24	< 14	27,45	24
Sm	3,08	-	-	-	-	-
Eu	1,00	-	-	-	-	-
Gd	2,84	-	-	-	-	-
Tb	0,41	-	-	-	-	-
Dy	2,32	-	-	-	-	-
Ho	0,49	-	-	-	-	-
Er	1,31	-	-	-	-	-
Tm	0,18	-	-	-	-	-
Yb	1,21	-	-	-	-	-
Lu	0,17	-	-	-	-	-

Valores em azul correspondem às análises realizadas pelo método de ICP-MS; valores em verde correspondem às análises realizadas por titimetria; valores em preto correspondem às análises realizadas pelo método de FRX. (-): não analisado. LD=limite de detecção.

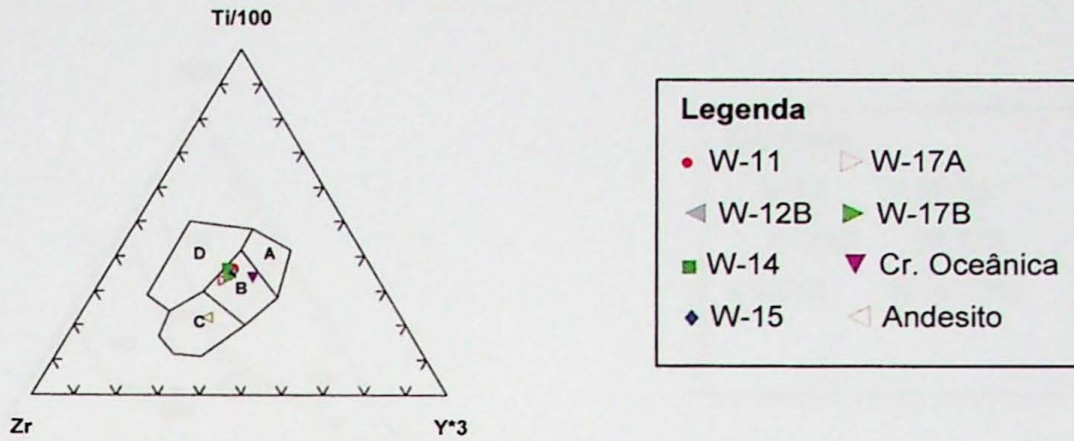


Fig. 20 - Diagrama Ti-Zr-Y para basaltos (Pearce & Cann, 1973, retirado de Rollison, 1983). A: Toleitos de arco de ilha, B: MORB, basaltos calcio-alcinos e basaltos toleíticos de arcos de ilha, C: basaltos calcio-alcinos, D: basaltos de intra-placa.

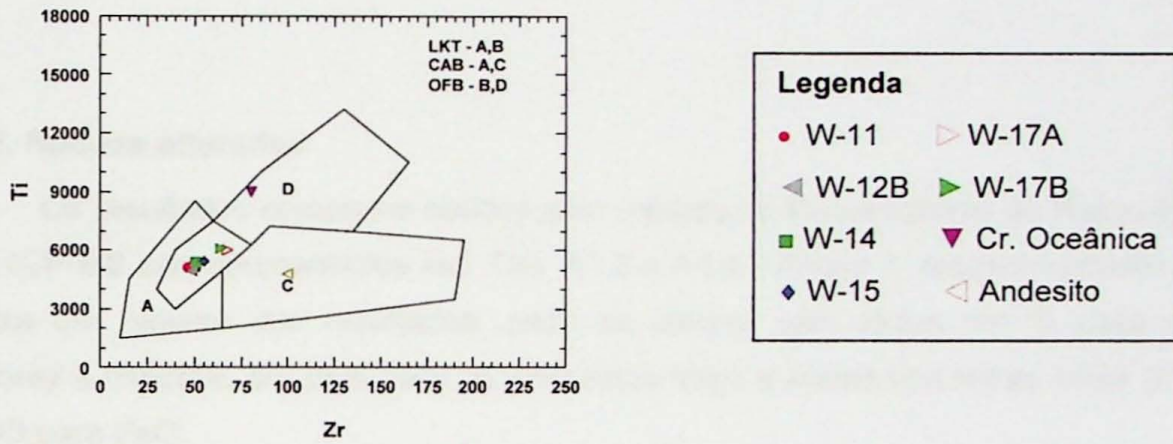


Fig. 21 - Diagrama de discriminação para basaltos baseado em variações de Ti e Zr (Pearce & Cann, 1973, retirado de Rollinson, 1983). A: toleitos de arco de ilha, B: MORB, basaltos cálcio-alcinos e toleitos de arco de ilha, C: basaltos cálcio-alcinos e D: MORB.

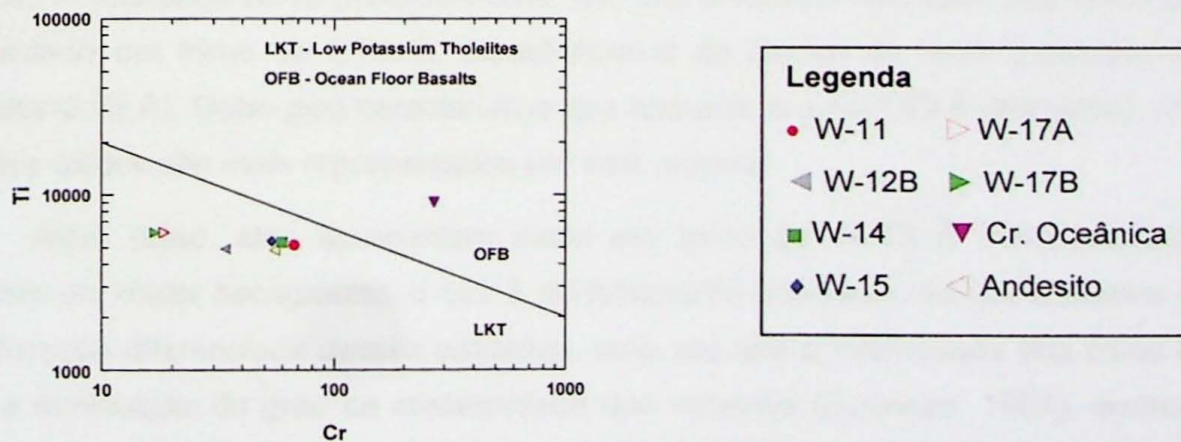


Fig. 22 - Diagrama Ti-Cr (Pearce, 1975, retirado de Rollison, 1983). LKT= Toleitos com baixo K, OFB= Basaltos de assoalho oceânico. Notar que as amostras estudadas foram melhor individualizadas como Toleitos de baixo potássio.

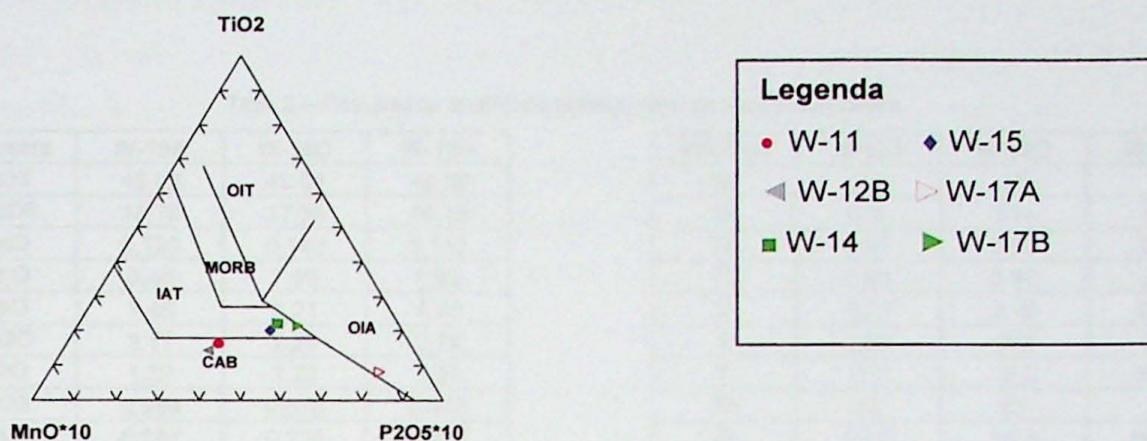


Fig. 23 - Diagrama TiO₂- (MnOx10) - (P₂O₅x10) (Mullen, 1983, retirado de Rollison, 1983). MORB – Basaltos de Cadeia Meso-oceânica, CAB – basaltos cálcio-alcalinos, OIT – toleíta de ilha oceânica, OIA – basalto alcalino de ilha oceânica, IAT – toleíta de arco de ilha. Notar que as amostras W-17A e W-17B, ambas do derrame 8, apresentam composições diferenciadas, mostrando que o derrame possui variação interna de composição.

6.2.2. Rochas alteradas

Os resultados completos obtidos pelo método de Fluorescência de Raios-X, titimetria e de ICP-MS são apresentados nas Tab. A1.3 e A1.4 - Anexo 1, respectivamente. A Tab. 2 mostra um resumo dos resultados, onde os valores são dados em % para elementos menores e maiores, em ppm para os elementos traço e elementos terras raras (ETR) e em %FeO para FeO.

Os resultados obtidos pelo método de Difração de Raios-X são apresentados nas Fig. A3.1 a A3.3 do Anexo 3.

Os difratogramas das 3 amostras alteradas mostraram que os componentes mineralógicos principais continuam sendo o plagioclásio (albita/oligoclásio) e clinopiroxênio (augita). A diferença se dá principalmente, que nas amostras alteradas aparecem 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 (Fig. A3.4 e A3.5 - Anexo 3) também mostraram que se tratam de argilo-minerais do grupo das esmectitas.

Tab. 2 – Resultados analíticos obtidos para as rochas alteradas.

Amostra	W-19A	W-19D	W-19G
SiO ₂	49,09	49,08	49,36
Al ₂ O ₃	18,76	17,56	18,15
MnO	0,120	0,142	0,113
MgO	5,46	7,99	6,62
CaO	7,46	4,21	4,93
Na ₂ O	3,17	2,28	2,74
K ₂ O	1,37	2,23	1,97
TiO ₂	0,994	0,878	0,916
P ₂ O ₅	0,237	0,235	0,238
FeO	1,36	1,11	1,52
Fe ₂ O ₃	9,94	9,56	10,05
Loi	2,75	5,88	4,33
Total	99,35	100,05	99,42
Ba	292	252	403
Co	26	25	28
Cr	20	13	15
Cs	0,53	1,51	1,80
Cu	120	101	141
Ga	22	19	18
Hf	1,57	1,46	1,45
Nb	2,11	1,56	1,47
Ni	15	15	13
Pb	3,92	4,34	4,34
Rb	11,5	25,2	18,36

Amostra	W-19A	W-19D	W-19G
Sc	34	30	29
Sr	620	314	467
Ta	0,07	0,06	0,05
Th	0,88	0,86	0,85
U	0,25	0,19	0,20
V	260	203	233
Y	17,7	16,0	16,41
Zn	83	81	78
Zr	60,3	55,0	55,36
Terras raras			
La	10,3	10,1	10,18
Ce	21,9	21,0	21,43
Pr	3,26	3,05	3,11
Nd	3,26	3,05	3,11
Sm	3,75	3,39	3,52
Eu	1,19	1,08	1,11
Gd	3,44	3,16	3,24
Tb	0,50	0,46	0,47
Dy	2,84	2,61	2,69
Ho	0,60	0,55	0,56
Er	1,60	1,47	1,50
Tm	0,22	0,20	0,21
Yb	1,45	1,35	1,38
Lu	0,21	0,20	0,21

Valores em azul correspondem às análises realizadas pelo método de ICP-MS; valores em verde correspondem às análises realizadas por titimetria; valores em preto correspondem às análises realizadas pelo método de FRX. (-): não analisado. LD=limite de detecção.

Ressalta-se que devido a limitações na preparação das amostras na fração argila, não foi possível realizar as análises em todas as amostras estudadas (frescas e alteradas), uma vez que algumas ficaram destruídas devido ao efeito de “craqueamento” (formação de gretas durante a secagem).

6.3. Petrografia

6.3.1. Formação Mazurek Point

As descrições detalhadas de cada amostra são apresentadas nos Quadros A4.1 à A4.9 do Anexo 4, no geral elas apresentaram as seguintes características:

Basaltos frescos

Microscopicamente, as amostras são hipocristalinas, compondo-se tanto de vidro como de cristais, apresentam textura granular hipidiomórfica, com alguns cristais euédricos,

outros subédricos e alguns anédricos, além de apresentar textura microporfírica, pois os cristais maiores são vistos apenas no microscópio.

As rochas apresentam mineralogia típica de composição olivina-tolerítica, apresentando fenocristais de plagioclásio (andesina com teor de An entre 40 e 48) (Fig. A5.1, A5.2, A5.3 e A5.4 - Anexo 5), clinopiroxênio (augita) (Fig. A5.5 e A5.6 - Anexo 5) e olivina (Fig. A5.7 e A5.8 - Anexo 5). Ocorrem também, fenocristais de mica, porém, a maioria encontra-se totalmente ou parcialmente substituídos/alterados por minerais de cor avermelhada/alaranjada (provavelmente vermiculita) e minerais de cor esverdeada (provavelmente do grupo da esmectita, como constatado nas análises de DRX), o que dificulta a identificação do mineral primário. Os fenocristais são quase sempre envoltos em uma matriz muito fina, composta principalmente por pequenos cristais de clinopiroxênio, plagioclásio, minerais opacos (provavelmente magnetita e/ou ilmenita) e vidro. Os cristais de plagioclásio, por sua vez, podem aparecer orientados na matriz, de acordo com estruturas de fluxo magmático (Fig. A5.9 e A5.10 - Anexo 5). Minerais opacos também ocorrem inclusos nos fenocristais (Fig. A5.11 e A5.12 - Anexo 5).

Os fenocristais de plagioclásio (Fig. A5.13 e A5.14 - Anexo 5) e augita freqüentemente mostram uma alteração em forma de massa fina esverdeada, provavelmente trata-se de argilo-mineral do grupo das esmectitas (como pode se constatar nas análises de DRX). Os cristais de olivina, por sua vez, também apresentam alterações de cor esverdeada (esmectita?), além de alteração com cor vermelho-alaranjada (iddingsita?) (Fig. A5.15 e A5.16 - Anexo 5).

Basaltos alterados

Microscopicamente, as rochas alteradas apresentam textura celular, provavelmente derivado da decomposição total de cristais de clinopiroxênio e/ou olivina. Algumas células estão preenchidas por material transparente microcristalino, provavelmente zeólita. Aparecem também zonas com coloração esverdeada, provavelmente argilo-minerais do grupo das esmectitas. Os fenocristais de plagioclásio, augita e olivina encontram-se parcialmente ou totalmente substituídos por óxido de ferro, ficando com coloração avermelhada (Fig. A5.17 e A5.18 - Anexo 5), por vezes, totalmente opaco (Fig. A5.19 - Anexo 5). A matriz fica totalmente escura e opaca (Fig. A5.20 - Anexo 5), ficando difícil a identificação dos minerais presentes.

Sedimentos associados ao regolito

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. A5.21 e A5.22 - Anexo 5). 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.

6.3.2. Membro Krakowiak Glacier (Formação Polonez Cove)

As descrições detalhadas de cada amostra são apresentadas nos Quadros A4.10 à A4.17 do Anexo 4.

Foram estudadas amostras dos arenitos e da matriz dos diamictitos. De maneira geral, as amostras de arenito apresentam uma seleção um pouco melhor, quando comparada com as amostras de diamictito (Fig. A5.23, A5.24 e A5.25 - Anexo 5). Em ambos os casos, as rochas apresentam alta proporção de matriz (em média >20%), e arcabouço constituído por grãos de fragmentos líticos, quartzo, feldspato, clinopiroxênio, olivina e minerais opacos, em ordem de abundância. Os fragmentos líticos são constituídos principalmente por rochas vulcânicas, rochas quartzosas (arenitos e/ou quartzitos) e rochas carbonáticas (Fig. A5.26, A5.27 e A5.28. - Anexo 5).

7. Discussão dos resultados

7.1. Membro Krakowiak Glacier

7.1.2. Geologia Glacial

Feições encontradas no campo, como a mostrada na Fig. 17, evidenciam que o sentido de fluxo da geleira atual coincide com o sentido da geleira oligocênica, o que levanta questionamentos sobre a direção da geleira antiga. Para comprovar que as direções realmente são coincidentes, e de que não se trata de feições atuais superimpostas, o diamictito do Membro Krakowiak Glacier foi escavado na tentativa de encontrar estrias intraformacionais no mesmo. A partir da escavação, foi possível observar uma camada milimétrica carbonática que apresentou estrias com sentido de deslocamento para E, comprovando que os dois sentidos realmente são coincidentes (Fig. 24).

As intercalações de camadas decimétricas de diamictito silto-arenoso e arenito (Fig. 16) e os fósseis marinhos encontrados, no mesmo nível estratigráfico, na matriz do diamictito, indicam um ambiente de formação glácio-marinho para essas rochas.

Contudo, feições de congelipartição encontradas (Fig. 18 e 19) são interpretadas como formadas predominantemente em áreas alpinas e periglaciais, onde a umidade é elevada e a temperatura varia entre os valores acima e abaixo do ponto de congelamento da água (French, 1996). Portanto, o ambiente de formação dessas rochas, provavelmente,

sofreu influência de avanço e recuo do nível relativo do mar, permitindo que feições periglaciais fossem desenvolvidas na área.



Fig. 24 - Área escavada onde foi encontrada estrias intraformacionais (mesma direção da escala) no diamictito, confirmando o sentido da geleira Oligocênica para E.

7.2. Formação Mazurek Point

7.2.1. Índice de alteração

A partir dos dados obtidos pelos métodos de FRX e ICP-MS foram realizados os cálculos do *CIA* - *Chemical Index of Alteration* (Índice de Alteração Química, Nesbitt & Young, 1982) e do *MIA* - *Mineral Index of Alteration* (Índice de Alteração Mineralógica, Voicu *et al.*, 1997).

7.2.1.1. *CIA* - Índice de Alteração Química

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

$$CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \times 100$$

O índice reflete o aumento progressivo da alteração química em feldspatos pela remoção de álcalis (cálcio, sódio e potássio). Essa remoção faz com que a proporção de alumina sob álcalis tipicamente aumente no produto intemperizado (Nesbitt & 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.

Os valores índices de *CIA* são 50 para plagioclásio e feldspato inalterado, enquanto que o valor para diopsídio é 0, e, conseqüentemente, basaltos frescos devem apresentar valores entre 30 e 45. (Nesbitt & Young, 1982).

O Quadro 3 apresenta os resultados obtidos de *CIA* para as amostra estudadas.

Quadro 3 - Resultados de *CIA* (*Chemical Index of Alteration* – Índice de Alteração Química)

Amostras da sucessão regolítica	Al₂O₃	CaO	Na₂O	K₂O	<i>CIA</i>
W-19G	18,15	4,93	2,74	1,97	65
W-19D	17,56	4,21	2,28	2,23	67
W-19A	18,76	7,46	3,17	1,37	61
Amostras frescas	Al₂O₃	CaO	Na₂O	K₂O	<i>CIA</i>
W-17A	19,75	9,545	3,27	0,33	60
W-17B	19,76	9,36	3,31	0,42	60
W-11	18,53	10,25	2,86	0,25	58
W-14	19,54	10,06	2,65	0,21	60
W-12B	19,02	10,16	3,31	0,25	58
W-15	19,31	9,93	2,87	0,37	59

Verifica-se que os valores de *CIA* variaram entre 58 e 67. Todas as amostras da sucessão regolítica apresentaram índices maiores do que 61, sendo que a amostra que apresentou o maior índice (*CIA*=67) é a W-19D, correspondente à porção intermediária da sucessão. 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.

7.2.1.2. *MIA* - Índice de Alteração Mineralógica

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

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

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 Quadro 4 apresenta os resultados obtidos de *MIA* para as amostras estudadas.

Quadro 4 - Resultados de *MIA* (*Mineral Index of Alteration* – Índice de Alteração Mineralógica)

Amostras da sucessão regolítica	<i>CIA</i>	<i>MIA</i>
W-19G	65	31
W-19D	67	34
W-19A	61	22
Amostras frescas	<i>CIA</i>	<i>MIA</i>
W-17A	60	20
W-17B	60	20
W-11	58	16
W-14	60	20
W-12B	58	16
W-15	59	19

Os valores obtidos de *MIA* para as amostras consideradas frescas variaram entre 16 e 20, o que corresponderia aos campos de transformação mineral incipiente a intermediária, este último chegando ao limite mínimo. As amostras da sucessão regolítica, por sua vez, apresentaram valores de *MIA* mais altos, variando de 22 a 34, correspondendo então ao campo de transformação mineral intermediária. Mais uma vez, a amostra pertencente à porção intermediária da sucessão regolítica (W-19D), foi a que apresentou o maior índice de transformação mineral ($MIA=34$).

7.2.2. Comportamento dos elementos durante a alteração

De maneira geral, quando comparados os resultados obtidos para as amostras de basalto fresco e para as amostras de basalto alterado, é possível verificar que ocorreu pouca mobilização dos elementos químicos, indicando que a alteração química é incipiente. A exceção se dá apenas para alguns elementos como o Cs, Rb e o K, que apresentaram enriquecimento nas 3 amostras mais alteradas (W-19A, W-19D e W-19G).

Isso se deve provavelmente ao fato de que tais elementos no início da alteração são menos móveis, pois tendem a se permanecerem retidos nas estruturas de micas, que resistem melhor ao início da alteração (S. M. B. Oliveira, IGc-USP; comunicação verbal).

Por outro lado, elementos como o Fe e o Ca, apresentaram um empobrecimento significativo nas 3 amostras, comportamento esperado, uma vez que tais elementos são removidos na alteração pela oxidação e pelo lixiviamento, respectivamente (vide Tab. 1 e Tab.2).

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 (vide Tab. 1 e Tab.2).

Para efeitos de uma melhor visualização do comportamento dos elementos, calculou-se o *EF* – *Enrichment Factor* (Fator de Enriquecimento) das 3 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 seguinte equação:

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

Dados de rocha fresca utilizados para o cálculo correspondem a média entre as amostras W-11, W-17A e W-17B, para o caso de elementos com resultados apenas por FRX; e a amostra W-11, para os elementos com resultados por ICP-MS. Os resultados obtidos são apresentados nas Fig. 25, 26 e 27. A planilha com os cálculos é apresentada na Tab. A1.5 – Anexo 1.

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. A exceção se dá para a amostra W-19D, que apresentou forte empobrecimento em Sr (Estrôncio).

W-19A

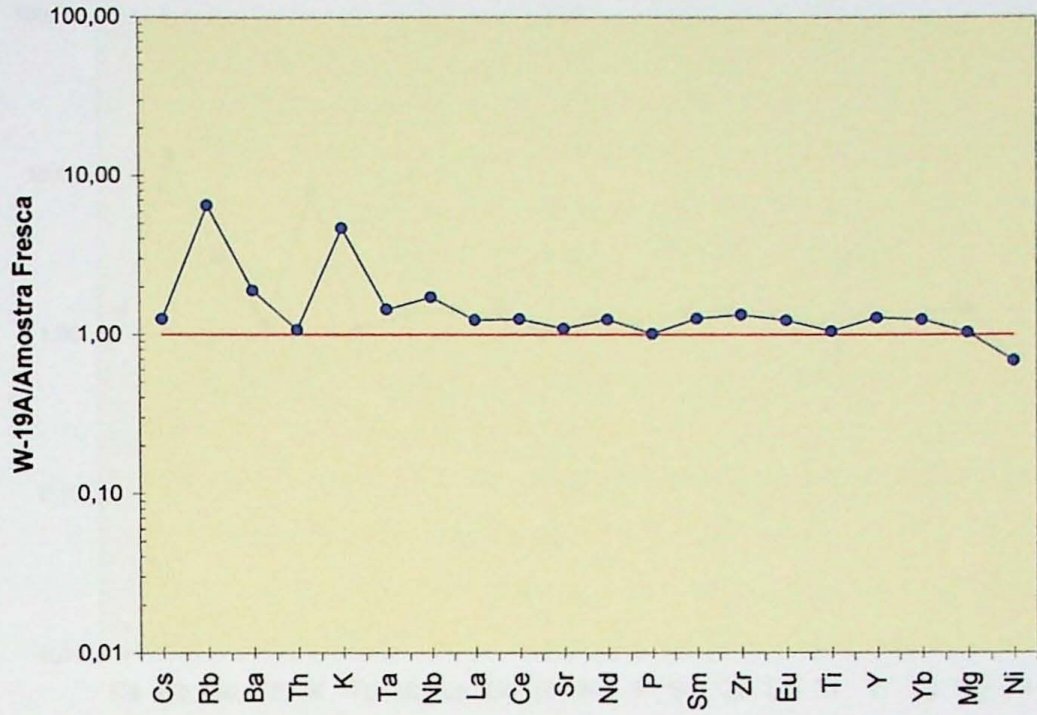


Fig. 25 – Gráfico de EF (Fator de Enriquecimento) para a amostra W-19A.

W-19D

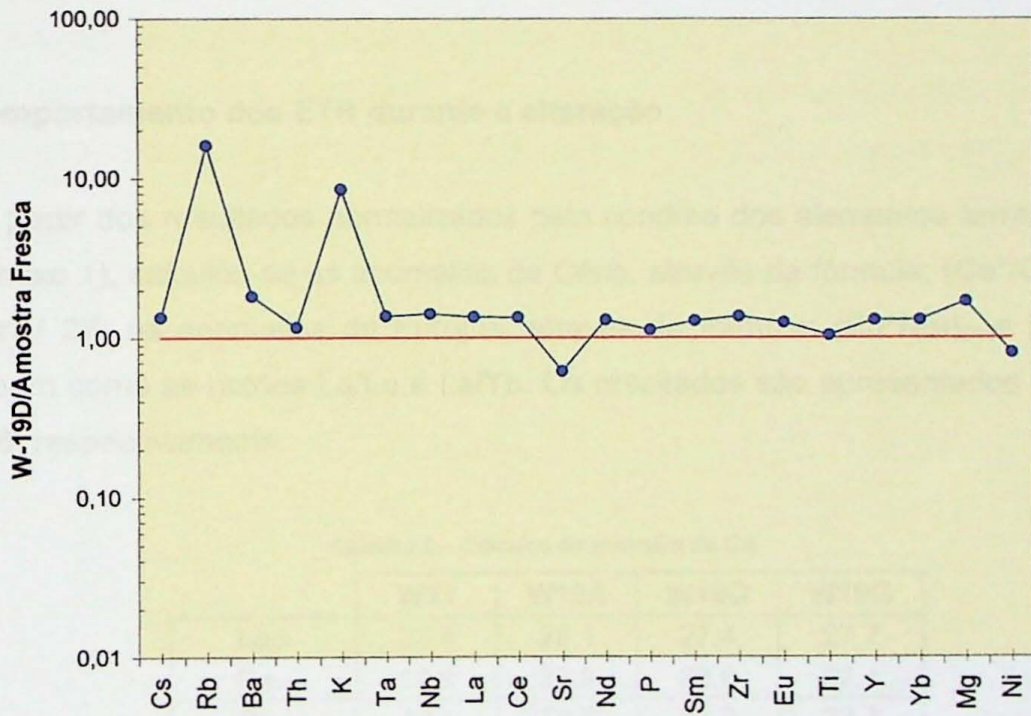


Fig. 26 – Gráfico de EF (Fator de Enriquecimento) para a amostra W-19D.

W-19G

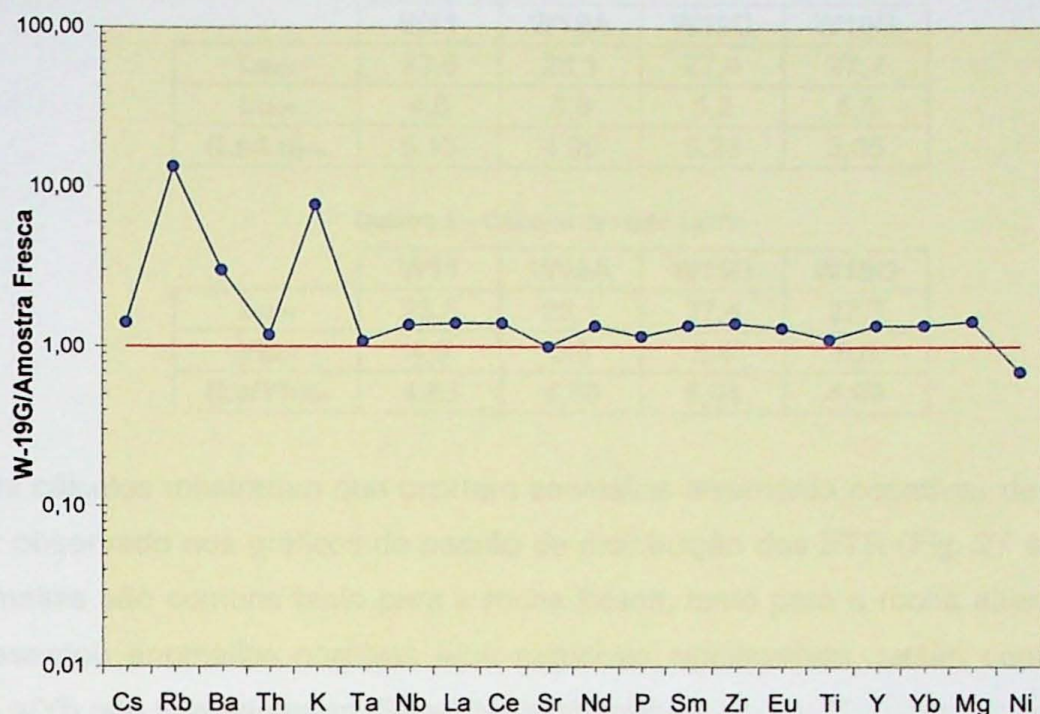


Fig. 27 – Gráfico de EF (Fator de Enriquecimento) para a amostra W-19G.

7.2.3. Comportamento dos ETR durante a alteração

A partir dos resultados normalizados pelo condrito dos elementos terras raras (Tab. A1.6 – Anexo 1), calculou-se as anomalias de Cério, através da fórmula: $(Ce^*/Ce)_{CH} = [(Ce / ((La + Pr) / 2))]$; as anomalias de Európio, através da fórmula: $(Eu^*/Eu)_{CH} = [Eu / ((Sm + Gd)/2)]$; bem como as razões La/Lu e La/Yb. Os resultados são apresentados nos Quadros 5, 6, 7 e 8, respectivamente.

Quadro 5 – Cálculos de anomalia de Ce.

	W11	W19A	W19D	W19G
La_{CH}	23,5	28,1	27,4	27,7
Ce_{CH}	18,9	22,9	22,0	22,4
Pr_{CH}	19,4	23,8	22,2	22,7
$(Ce^*/Ce)_{CH} =$	0,88	0,88	0,88	0,89

Quadro 6 – Cálculos de anomalia de Eu.

	W11	W19A	W19D	W19G
Eu_{CH}	11,5	13,7	12,4	12,8
Sm_{CH}	13,3	16,2	14,7	15,2
Gd_{CH}	9,3	11,2	10,3	10,6
$(Eu^*/Eu)_{CH}$	1,02	1,00	0,99	0,99

Quadro 7 – Cálculos da razão La/Lu.

	W11	W19A	W19D	W19G
La_{CH}	23,5	28,1	27,4	27,7
Lu_{CH}	4,6	5,6	5,2	5,5
$(La/Lu)_{CH}$	5,13	4,99	5,23	5,05

Quadro 8 – Cálculos da razão La/Yb.

	W11	W19A	W19D	W19G
La_{CH}	23,5	28,1	27,4	27,7
Yb_{CH}	4,9	5,8	5,4	5,6
$(La/Yb)_{CH}$	4,83	4,80	5,04	4,99

Os cálculos mostraram que ocorrem anomalias levemente negativas de Cério, como pode ser observado nos gráficos de padrão de distribuição dos ETR (Fig. 27 e 28). Porém, tais anomalias são comuns tanto para a rocha fresca, tanto para a rocha alterada. Európio não apresentou anomalias positivas e/ou negativas significativas, assim como as razões La/Lu e La/Yb não apresentaram diferenças significativas.

As anomalias de Ce das amostras estudadas estão um pouco abaixo das anomalias obtidas para a crosta oceânica e para os andesitos de Taylor & McLennan, 1985 (Quadros A1.3 e A1.4 – Anexo 1). As anomalias de Eu, por sua vez, apresentam-se com valores dentro dos limites obtidos para os dois padrões utilizados.

Já, as razões La/Lu, apresentam-se bem acima da razão obtida para a crosta oceânica e as razões La/Yb estão dentro dos limites obtidos para os andesitos.

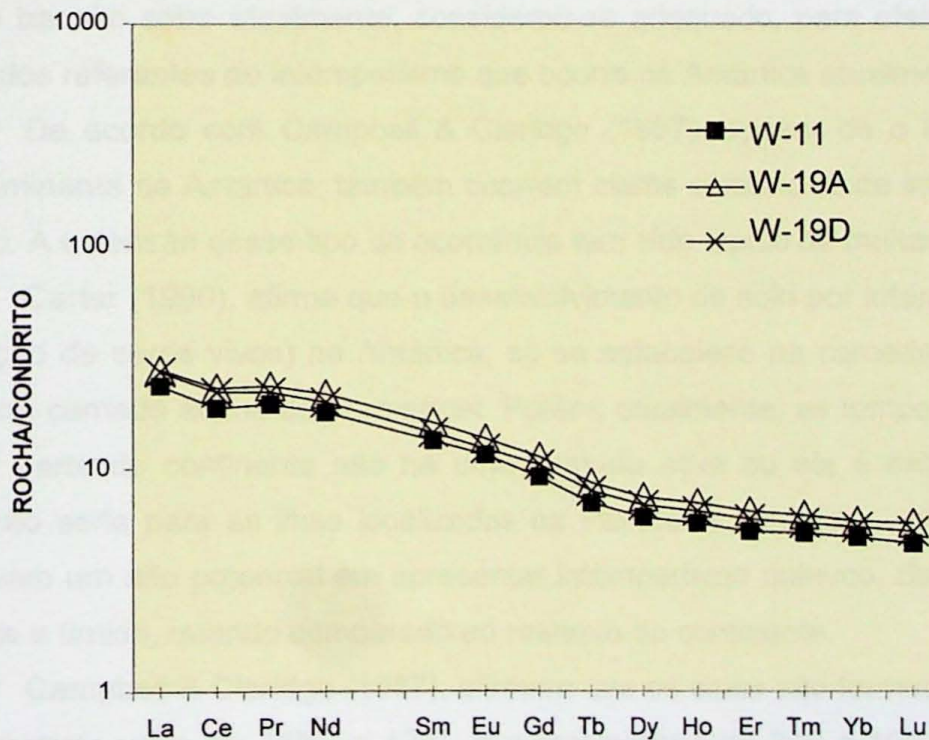


Fig. 28 – Padrão de distribuição dos Elementos Terras Raras normalizados ao condrito para as amostras W-11 (fresca), W-19A e W-19D (alteradas).

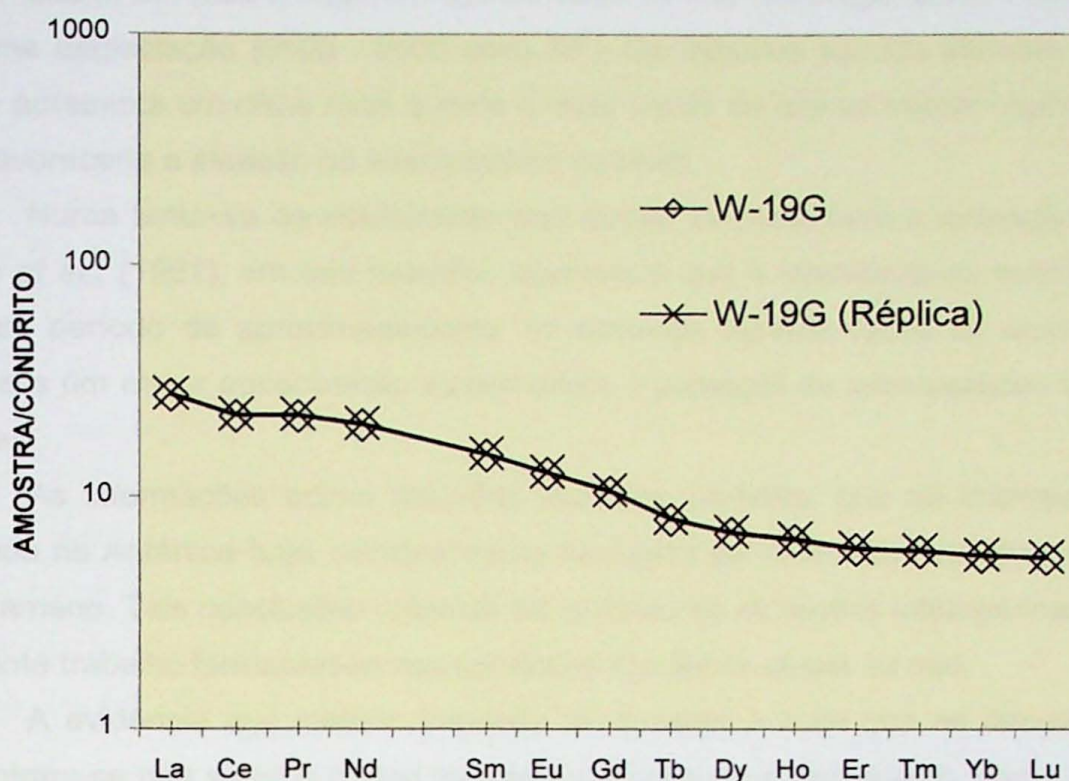


Fig. 29 – Padrão de distribuição dos Elementos Terras Raras normalizados ao condrito para a amostra W-19G (alterada).

8. Considerações sobre o intemperismo químico atual na Antártica

Na tentativa de caracterizar e individualizar feições intempéricas antigas daquelas que o basalto sofre atualmente, considerou-se adequado, para efeito comparativo, discutir os dados referentes ao intemperismo que ocorre na Antártica atualmente.

De acordo com Campbell & Claridge (1987), apesar de o intemperismo físico ser predominante na Antártica, também ocorrem claras evidências de intemperismo químico na região. A extensão desse tipo de ocorrência tem sido tópico de muitas discussões.

Carter (1990), afirma que o desenvolvimento de solo por intemperismo e colonização (atuação de seres vivos) na Antártica, só se estabelece na camada ativa do substrato, ou seja, na camada acima do permafrost. Porém, atualmente, as temperaturas são tais que na maior parte do continente não há uma camada ativa ou ela é extremamente delgada. A exceção seria para as ilhas localizadas na Península Antártica, uma vez que as mesmas possuem um alto potencial em apresentar intemperismo químico, devido ao seu clima mais quente e úmido, quando comparado ao restante do continente.

Campbell & Claridge (1987), afirmam que os solos são formados onde a temperatura do substrato varia de -20°C a 12°C , e a precipitação de 200 a 100 mm e, apresentam um grau muito pequeno de intemperismo químico, que faz com que o material parental e o solo apresentem poucas diferenças.

Lee *et al.*, (2004) sugerem que os solos da Ilha Rei Jorge tenham se formado desde a última deglaciação (9500 - 6000 anos AP). Os mesmos autores afirmam que a Ilha Rei Jorge apresenta um clima mais quente e mais úmido do que as outras regiões antárticas, o que favoreceria a atuação do intemperismo químico.

Numa tentativa de estabelecer uma escala temporal para a formação desses solos, Balke *et al.*, (1991), em seu trabalho, 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.

As informações acima descritas mostram, portanto, que há intemperismo químico atuando na Antártica hoje, principalmente na região da Península Antártica, onde o clima é mais ameno. Tais conclusões colocam em questão se as feições intempéricas estudadas no presente trabalho formaram-se nas condições climáticas atuais ou não.

A evidência que melhor responde tal questão é a de que os derrames estudados encontram-se não só com o topo marcado por zona de intemperismo, como também com o topo mais escavado, ou seja, topograficamente mais baixo (vide perfil esquemático da ocorrência - Fig 9).

Conclui-se, portanto, que se as feições estudadas fossem produtos do intemperismo atuante hoje na Antártica, seria de se esperar que a geleira tivesse desgastado os derrames de forma homogênea, resultando numa feição de relevo mais plana, ao contrário do que se encontra hoje. A geomorfologia atual sugere que os derrames foram alterados ainda quando não estavam inclinados tectonicamente.

Porém, não se deve excluir a hipótese de que o intemperismo atual tenha acentuado as feições intempéricas antigas, assim como também afetou as rochas mais frescas da base dos derrames. Portanto, assim como Hall & Walton (1993) afirmam que a relação entre intemperismo e clima é tão complexa que é impossível fornecer alguma correlação simples e segura entre esses dois fatores, não é possível estabelecer condições climáticas seguras em que as ocorrências se formaram.

Entretanto, pode-se afirmar que tais condições devem se aproximar à época do estabelecimento do "Ótimo climático do início do Eoceno" há aproximadamente 52 Ma, quando a temperatura da água do mar atingiu cerca de 12 °C (Fig. 1).

9. Conclusões

- As análises estratigráficas e geoquímicas realizadas permitiram caracterizar, nos diferentes derrames de basaltos, a ocorrência repetida de rocha relativamente fresca, basal, seguida de intervalo de intemperização pouco intensa, porém claramente demonstrada nos resultados laboratoriais obtidos. Essas conclusões confirmam as observações feitas no exame megascópico do afloramento.

- As corridas de derrame indicam um hiato de tempo, indeterminado, mas caracterizado pelo intervalo necessário para que as condições de alteração intempérica fossem estabelecidas, com condições climáticas prevalecentes que se mantiveram até a formação do derrame de lava superior da seqüência. Dados geoquímicos obtidos confirmam a filiação do basalto da Fm. Mazurek Point, como típico de arco de ilha vulcânica. Evidências de afloramento são compatíveis com a ocorrência subaérea dos derrames de lava.

- As condições climáticas que propiciaram a formação dessas alterações são interpretadas como aquelas ocorridas próximas ao estabelecimento do "Ótimo climático do Início do Eoceno". Levando em conta a idade dos basaltos atribuída por Smellie *et al.* (1984) como de 45-47 Ma aproximadamente, a afirmação é perfeitamente compatível, uma vez que, de acordo com o gráfico de Zachos *et al.* (2001) (Fig. 1), a temperatura da água do mar estaria na ordem de 10 °C nessa época. Tais condições provavelmente propiciaram a formação das zonas de intemperismo que hoje são observadas.

- A deposição das rochas do Membro Krakowiak Glacier foi ainda precedida pelo tectonismo que adernou o basalto.

- O pacote sedimentar é formado por intercalação entre camadas decimétricas de diamictito silto-arenoso e arenito, contendo clastos de litologias e tamanhos variados (até decímetros), facetados e estriados, clastos do tipo *bullet shaped* e em alguns casos, clastos partidos por congelamento, além de estrias intraformacionais. As feições acima descritas indicam origem glacial, em parte, pelo menos, subglacial. Raros fósseis marinhos encontrados na matriz do diamictito apontam condições glácio-marinhas.

- Tendo em vista as informações acima descritas, verifica-se que os dados geológicos extraídos do basalto Mazurek Point e das rochas do Membro Krakowiak Glacier são perfeitamente compatíveis e reforçam a idéia da variação paleoclimática ocorrida na região na passagem Eoceno-Oligoceno.

10 - Portanto, embora numa escala temporal distinta, as informações obtidas complementam outros registros paleoclimáticos da Antártica, tais como evidências sedimentológicas e paleontológicas (e.g., Birkenmajer, 1980, 1991; Gaździcki & Pugaczewska, 1984; Santos *et al.*, 1990) e geoquímicas (Zachos *et al.*, 2001).

ANDERSON, S. P., BREWER, B. AND FOSTER, K. R. 1997. Chemical weathering in glacial environments. *Geology*, 25: 293-297.

AUGUSTINUS, E. S. 1979. *Atlas of the Tertiary System of South and West Antarctic Significance*. Amsterdam, Elsevier Scientific Publishing Company: 273 pp.

BALKE, J., HANIGEL, D. & KRUBER, W. 1991. Contribution to the weathering-controlled removal of chemical elements from the active carbon layer of the Springkammer Coles, East Antarctica. *Z. Geol.* 1991: 12: 157-174.

BIRKENMAJER, K. 1960. Discovery of Tertiary glaciates on King George Island, South Shetland Islands (West Antarctica). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 27: 29-37.

BIRKENMAJER, K. 1962. Paleozoic and Tertiary outcrops of King George Island (South Shetland Islands, Antarctica). *Strat. Geologica Polonica*, 74: 7-32.

BIRKENMAJER, K. & BIRKENWICZ, T. 1968. Paleogeography of glaciation of neogene and miocene glacial basins from Lower Miocene glaciatic deposits of King George Island (South Shetland Islands, Antarctica). *Strat. Geologica Polonica*, 19: 23-31.

BIRKENMAJER, K.; SOJDA, E.; KRASINSKA, K. 1969. Geobotany of Tertiary glaciates on King George Island (West Antarctica). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 27: 27-29.

BIRKENMAJER, K. 1981. Tertiary glaciates in the South Shetland Islands. *West Antarctic evolution of ice*, by THOMSON, M. R. & GARDNER, J. A., THOMSON, J. R. ed. *Geological Evolution of Antarctica*. Cambridge, Cambridge University Press, pp. 629-634.

BIRKENMAJER, K.; GAZDZICKI, A.; KRASINSKA, K. & PROBYNIK, A. SOJDA, E., TATAR, A., YODH, G. I. 2004. *Old Antarctic Glaciers in New Antarctica*. *Polish Polar Research*, 23 (1): 3-12.

BOGARTH, J. D. & HALL, K. A. 2001. Paleomont and glacial geomorphology and paleogeography of continental Antarctica. *South African Journal of Science*, 98: 22-30.

CHAPPELL, J. B. & CLARKE, G. O. C. 1987. *Antarctic glacial weathering processes and environment*. New York, NY, *Developments in Soil Science*, 16. Elsevier Science Publishing Company Inc. 395 pp.

CARTER, L. D. 1993. Oxygen isotope and barometric records from surface glaciates. *Journal of Cold Regions*, 4: 43-52.

DOYLE, R. V. & LAJTHA, K. 1984. Late Cretaceous-Quaternary glacial variability of the northern Antarctic Peninsula: new geomorphological evidence and model. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoenvironment*, 14: 217-239.

DOTT, R. H. 1984. Marine glaciates and glacial stages related to interglacial sequences in Antarctica? *Journal of Tertiary Research*, 14 (6): 623-632.

10. Referências bibliográficas

- ADAMS, A. E.; MACKENZIE, W. S.; GUILFORD, C. 1984. *Atlas of sedimentary rocks under the microscope*. London, Longman. 104 pp.
- ANDERSON, S. P.; DREVER, J. I.; HUMPHREY, N. F. 1997. Chemical weathering in glacial environments. *Geology*, **25 (5)**: 399-402
- AUGUSTITHIS, S. S. 1978. *Atlas of the Textural Patterns of Basalts and their Genetic Significance*. Amsterdam, Elsevier Scientific Publishing Company. 323 pp.
- 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. *Z. Geol. Wiss.* **19 (2)**: 153-158.
- 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*, **27**: 59-67.
- BIRKENMAJER, K. 1982. Pliocene tillite-bearing succession of King George Island (South Shetland Islands, Antarctica). *Studia Geologica Polonica*, **74**: 7-72.
- BIRKENMAJER, K. & BUTKIEWCZ, T. 1988. Petrology and provenance of magmatic and metamorphic erratic blocks from Lower Miocene glaciomarine deposits of King George Island (South Shetland Islands, Antarctica). *Studia Geologica Polonica*, **95**: 23-51.
- BIRKENMAJER, K.; SOLIANI, E.; KAWASHITA, K. 1989. Geochronology of Tertiary glaciations on King George Island, West Antarctica. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, **37**: 27-48.
- 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. eds. *Geological Evolution of Antarctica*. Cambridge, Cambridge University Press, pp. 629-632.
- 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*, **26 (1)**: 3-12.
- BOCKHEIM, J. G. & HALL, K. J. 2002. Permafrost, active-layer dynamics and periglacial environments of continental Antarctica. *South African Journal of Science*, **98**: 82-90.
- 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 pp.
- CARTER, L. D. 1990. Climatic change and permafrost: Record from surficial deposits. *Journal of Cold Regions*, **4**: 43-53.
- DINGLE, R. V. & LAVELLE, M. 1998. Late Cretaceous-Cenozoic climatic variations of the northern Antarctic Peninsula: new geochemical evidence and review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **141**: 215-232.
- DOTT, R. H. 1964. Wacke, graywacke and matrix; what approach to immature sandstone classification? *Journal of Sedimentary Research*, **34 (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. pp. 84-120.
- FOLK, R. L. 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Texas: Hemphill's. 170 pp.
- 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. pp. 1-43.
- FRENCH, H. M. 1996. *The Periglacial Environment*. Harlow, England. Longman Publishers. 341 pp. 2 ed.
- GAŹDZICKI, A. & PUGACZWESKA, H. 1984. Biota of the "Pecten conglomerate" (Polonez Cove Formation, Pliocene) of King George Island (South Shetland Islands, Antarctica). *Studia Geologica Polonica*, **79**: 59-120.
- 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. eds. *Antarctica and Environmental Changes*. Oxford, Oxford University Press, pp. 69-77.
- HALL, A. 1996. *Igneous Petrology*. 2. ed. London, Logman. 551 pp.
- HALL, K.; THORN, C. E.; MATSUOKA, N.; PRICK, A. 2002. Weathering in cold regions: some thoughts and perspectives. *Progress in Physical Geography*, **26 (4)**: 577-603.
- HAWKES, D. D. 1961. *The geology of the South Shetland Islands. 1. The petrology of King George Island*, London, British Antarctic Survey Scientific Reports, 34pp. (26)
- 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*, **68 (21)**: 4319-4333.
- MACKENZIE, W. S.; DONALDSON, C. H.; GUILFORD, C. 1982 *Atlas of igneous rocks and their textures*. London, Longman. 148 pp.
- NESBITT, H. W. & YOUNG, G. M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299**: 715-717.
- 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*, **93**: 7-62.
- ROBERT, C. & KENNETT, J. P. 1997. Antarctic continental weathering changes during Eocene-Oligocene cryosphere expansion: Clay mineral and oxygen isotope evidence. *Geology*, **25**: 587-590.
- ROLLINSON, H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. London, Longman. 352 pp.
- 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*, **2**: 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.
- 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, 85pp. (87)
- 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 pp.
- 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*, **49**: 277-301.
- VOICU, G.; BARDOUX, M.; VOICU, D. 1997. Mineralogical norm calculations applied to tropical weathering profiles. *Mineralogical Magazine*, **61**: 185-196.
- ZACHOS, J.; PAGANI, M.; SLOAN, L.; THOMAS, E.; BILLUPS, K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to Present. *Science*, **292**: 686-693.

**ANEXO I - RESULTADOS ANALÍTICOS E CÁLCULOS
GEOQUÍMICOS**

Tab. A1.1 - Resultados analíticos obtidos pelos métodos de Difração de Raios-X (DRX) e titimetria para as amostras frescas

Amostra		W-11	W-12B	W-14	W-15	W-17A	W-17A*	W-17B	LD	JB 1a - Padrão	
Parâmetros	Unidade									Obtido	Recomendado
SiO2	% peso	48,88	48,39	48,37	48,35	49,49	49,35	49,56	0,03	52,41	52,16
Al2O3	% peso	18,53	19,02	19,54	19,31	19,75	19,75	19,76	0,01	14,71	14,51
MnO	% peso	0,251	0,287	0,121	0,147	0,146	0,144	0,117	0,002	0,145	0,15
MgO	% peso	6,69	5,9	6,68	5,74	4,99	5,04	4,78	0,01	7,73	7,75
CaO	% peso	10,25	10,16	10,06	9,93	9,56	9,53	9,36	0,01	9,28	9,23
Na2O	% peso	2,86	3,31	2,65	2,87	3,30	3,24	3,31	0,02	2,64	2,74
K2O	% peso	0,25	0,25	0,21	0,37	0,33	0,33	0,42	0,01	1,38	1,42
TiO2	% peso	0,855	0,821	0,891	0,904	1,004	1,006	1,012	0,007	1,298	1,3
P2O5	% peso	0,196	0,200	0,197	0,212	0,255	0,256	0,249	0,003	0,257	0,26
Fe2O3	% peso	9,69	8,31	8,93	10,08	9,38	9,37	9,28	0,01	8,89	9,1
FeO	%FeO	4,48	3,06	2,57	2,42	3,76	3,65	3,45	-	-	-
Loi	% peso	1,12	2,95	2,11	1,68	0,97	0,98	0,97	0,01	1,1	1,1
Total		104,05	102,66	102,33	102,01	102,94	102,65	102,27		99,84	99,72
Ba	ppm	169	150	153	181	185	197	197	37	514	497
Ce	ppm	40	39	< 35	39	40	43	< 35	35	75	66,1
Cl	ppm	57	390	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	50	167	170
Co	ppm	31	28	32	31	25	23	23	6	36	39,5
Cr	ppm	67	34	60	54	18	19	17	13	415	415
Cu	ppm	72	78	55	100	101	103	78	5	54	55,5
F	ppm	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550	550	< 550	385
Ga	ppm	19	21	21	22	22	23	23	9	18	18
La	ppm	< 28	< 28	< 28	< 28	< 28	< 28	< 28	28	33	38,1
Nb	ppm	< 9	< 9	< 9	< 9	< 9	< 9	< 9	9	24	27
Nd	ppm	16	22	24	< 14	21	34	24	14	24	25,5
Ni	ppm	41	28	41	33	16	16	15	5	141	140
Pb	ppm	7	5	9	7	7	7	6	4	< 4	7,2
Rb	ppm	< 3	< 3	< 3	4	< 3	< 3	< 3	3	38	41
S	ppm	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300	300	< 300	9
Sc	ppm	35	33	36	35	34	33	35	14	30	27,9
Sr	ppm	601	580	616	618	621	620	622	2	449	443
Th	ppm	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7	7	5	8,8
U	ppm	3	4	5	< 3	< 3	< 3	< 3	3	< 3	1,6
V	ppm	296	277	311	310	310	318	320	9	212	220
Y	ppm	15	14	14	16	18	18	18	2	23	24
Zn	ppm	80	77	87	87	80	81	81	2	81	82
Zr	ppm	52	49	51	55	67	68	64	2	141	146

LD = Limite de Detecção

* Réplica da amostra W-17A

Resultados de titimetria - valores em azul

Tab. A1.2 - Resultados analíticos obtidos pelo método de ICP-MS para a amostra fresca (W-11)

	N. Lab.	06-1016		massa	obtido	JGb-1		sd	BR obtido	BR recomendado	± CLs	bcoamostra
		N.Campo	W-11			recomendado	recomendado					
Rb	85	1,82		85	6,58	6,87		3	45,1	47	3	0,48
Sr	88	591		88	352	327		39	1378	1320	51	<0.01
Y	89	14,3		89	10,5	10,4		2,4	29,9	30,0	1,5	0,02
Zr	90	46,8		90	30,6	32,8		6,8	264	260	16	2,29
Nb	93	1,28		93	3,15	3,34		1,33	105	98	6	<0.01
Cs	133	0,08		133	0,27	0,26		0,076	0,81	0,80	0,15	0,04
Ba	135	160		135	72,8	64,3		17,1	1107	1050	44	8,11
La	139	8,62		139	4,06	3,6		0,56	83,8	82,0	1,5	0,21
Ce	140	18,1		140	8,38	8,17		1	156	151	4	<0.01
Pr	141	2,66		141	1,09	1,13		0,14	18,1	17	0,6	<0.01
Nd	143	12,8		143	5,66	5,47		0,83	69,2	65,0	2	<0.01
Sm	147	3,08		147	1,54	1,49		0,19	12,7	12,2	0,3	<0.01
Eu	151	1,00		151	0,63	0,62		0,052	3,71	3,70	0,2	<0.01
Gd	157	2,84		157	1,86	1,61		0,14	10,2	9,50	0,6	0,25
Tb	159	0,41		159	0,28	0,29		0,071	1,35	1,25	0,1	<0.01
Dy	161	2,32		161	1,76	1,56		0,37	6,55	6,40	0,2	<0.01
Ho	165	0,49		165	0,38	0,33		0,052	1,14	1,10	0,13	<0.01
Er	166	1,31		166	1,03	1,04		0,24	2,66	2,50	0,1	<0.01
Tm	169	0,18		169	0,14	0,16		0,033	0,32	0,30	0,04	<0.01
Yb	173	1,21		173	0,95	1,06		0,3	1,83	1,80	0,2	<0.01
Lu	175	0,17		175	0,13	0,15		0,025	0,25	0,25	0,03	<0.01
Hf	179	1,23		179	0,84	0,88		0,19	5,80	5,60	0,2	<0.01
Ta	181	0,05		181	0,32	0,18		0,076	5,48	6,2	0,7	<0.01
Pb	média	3,26		média	2,29	1,92		0,74	5,30	5,00	2,5	0,69
Th	232	0,85		232	0,35	0,48		0,1	10,7	11,0	1	<0.01
U	238	0,26		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. A1.3 - Resultados analíticos obtidos pelo método de Difração de Raios-X (DRX) e titimetria para as amostras alteradas

Amostra		W-19A	W-19D	W-19G	LD	JB 1a - Padrão	
Parâmetro	Unidade					Obtido	Recomendado
SiO ₂	% peso	49,09	49,08	49,36	0,03	52,41	52,16
Al ₂ O ₃	% peso	18,76	17,56	18,15	0,01	14,71	14,51
MnO	% peso	0,120	0,142	0,113	0,002	0,145	0,15
MgO	% peso	5,46	7,99	6,62	0,01	7,73	7,75
CaO	% peso	7,46	4,21	4,93	0,01	9,28	9,23
Na ₂ O	% peso	3,17	2,28	2,74	0,02	2,64	2,74
K ₂ O	% peso	1,37	2,23	1,97	0,01	1,38	1,42
TiO ₂	% peso	0,994	0,878	0,916	0,007	1,298	1,3
P ₂ O ₅	% peso	0,237	0,235	0,238	0,003	0,257	0,26
Fe ₂ O ₃	% peso	9,94	9,56	10,05	0,01	8,89	9,1
FeO	%FeO	1,36	1,11	1,52	-	-	-
Loi	% peso	2,75	5,88	4,33	0,01	1,1	1,1
Total		100,71	101,16	100,94		99,84	99,72
Ba	ppm	302	228	411	37	514	497
Ce	ppm	42	< 35	40	35	75	66,1
Cl	ppm	< 50	58	< 50	50	167	170
Co	ppm	26	25	28	6	36	39,5
Cr	ppm	20	13	15	13	415	415
Cu	ppm	120	101	141	5	54	55,5
F	ppm	< 550	< 550	< 550	550	< 550	385
Ga	ppm	22	19	18	9	18	18
La	ppm	< 28	< 28	< 28	28	33	38,1
Nb	ppm	< 9	< 9	< 9	9	24	27
Nd	ppm	30	20	46	14	24	25,5
Ni	ppm	15	15	13	5	141	140
Pb	ppm	7	9	8	4	< 4	7,2
Rb	ppm	11	23	19	3	38	41
S	ppm	< 300	< 300	< 300	300	< 300	9
Sc	ppm	34	30	29	14	30	27,9
Sr	ppm	620	285	469	2	449	443
Th	ppm	< 7	< 7	< 7	7	5	8,8
U	ppm	< 3	< 3	6	3	< 3	1,6
V	ppm	260	203	233	9	212	220
Y	ppm	18	15	16	2	23	24
Zn	ppm	83	81	78	2	81	82
Zr	ppm	64	57	59	2	141	146

LD = Limite de Detecção

Tab. A1.4 - Resultados analíticos obtidos pelo método de ICP-MS para as amostras alteradas

N. Lab.	06-1022		06-1023		06-1024a		06-1024b		massa	obtido	JGb-1		sd	BR obtido	BR recomendado	± CLs	bcoamostra
	N.Campo	W19A	W19D	W19G	W19G	W19G	obtido	recomendado									
Rb	85	11,5	25,2	20,3	20,3	20,6	Rb	85	6,58	6,87	3	45,1	47	3	0,48		
Sr	88	620	314	490	490	505	Sr	88	352	327	39	1378	1320	51	<0.01		
Y	89	17,7	16,0	16,2	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	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	1,41	1,52	Nb	93	3,15	3,34	1,33	105	98	6	<0.01		
Cs	133	0,53	1,51	1,77	1,77	1,82	Cs	133	0,27	0,26	0,076	0,81	0,80	0,15	0,04		
Ba	135	292	252	399	399	407	Ba	135	72,8	64,3	17,1	1107	1050	44	8,11		
La	139	10,3	10,1	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	21,1	21,7	Ce	140	8,38	8,17	1	156	151	4	<0.01		
Pr	141	3,26	3,05	3,07	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	14,4	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	3,48	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	1,10	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	3,22	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	0,47	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	2,67	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	0,55	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	1,48	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	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	1,36	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	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	1,44	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	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	4,28	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	0,84	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	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. A1.5- Cálculos de EF (Fator de Enriquecimento)

EF = (X/Sc) rocha alterada / (X/Sc) rocha fresca

Amostra	W-11	Média W-11 e W-17AeB	W-19A	W-19D	W-19G	Fator de Enriquecimento		
						EF - W-19A	EF - W-19D	EF - W-19G
Ce	18,1	33,7	21,9	21,0	21,4	1,25	1,34	1,40
Rb	1,82	0,45	11,48	25,24	20,45	6,52	16,00	13,32
Ba	159,98	40,00	291,92	252,02	402,79	1,88	1,82	2,98
Th	0,85	0,21	0,88	0,86	0,85	1,07	1,16	1,18
K2O	0,25	0,30	1,37	2,23	1,97	4,67	8,50	7,71
Ta	0,05	0,01	0,07	0,06	0,05	1,43	1,37	1,08
Nb	1,28	0,32	2,11	1,56	1,47	1,71	1,41	1,36
La	8,62	2,15	10,30	10,06	10,18	1,23	1,35	1,40
Ce	18,10	4,52	21,94	21,02	21,43	1,25	1,34	1,40
Sr	590,96	147,74	619,75	314,23	497,50	1,08	0,61	1,00
Nd	12,80	3,20	15,40	14,30	14,60	1,24	1,29	1,35
P2O5	0,196	0,24	0,237	0,235	0,238	1,01	1,11	1,16
Sm	3,08	0,77	3,75	3,39	3,52	1,26	1,27	1,36
Zr	46,79	11,70	60,31	55,01	55,40	1,33	1,36	1,40
Eu	1,00	0,25	1,19	1,08	1,11	1,23	1,24	1,31
TiO2	0,855	0,96	0,994	0,878	0,916	1,05	1,03	1,11
Y	14,33	3,58	17,69	16,02	16,40	1,27	1,29	1,36
Yb	1,21	0,30	1,45	1,35	1,38	1,24	1,29	1,35
MgO	6,69	5,38	5,46	7,99	6,62	1,03	1,68	1,43
Ni	40,70	21,70	14,60	15,30	12,90	0,68	0,80	0,69
Sc	34,6	34	33,5	30	29,2			

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-17A e W-17B, para resultados de FRX

Rocha fresca = W-11, para resultados de ICP-MS

Tab. A1.6 - ETR das amostras normalizadas pelo condrito (ppm)

	Condrito	W-11	W-19A	W-19D	W-19G	W-19G
Lach	0,37	23,48	28,06	27,41	27,46	28,01
Cech	0,96	18,91	22,93	21,97	22,09	22,69
Prch	0,14	19,44	23,81	22,24	22,42	22,92
Ndch	0,71	18,00	21,73	20,15	20,32	20,84
Smch	0,23	13,32	16,22	14,69	15,06	15,43
EuCh	0,09	11,55	13,72	12,38	12,70	12,85
Gdch	0,31	9,28	11,23	10,32	10,53	10,66
Tbch	0,06	7,00	8,60	7,87	8,03	8,20
Dych	0,38	6,09	7,45	6,85	7,01	7,11
Hoch	0,09	5,72	7,03	6,49	6,52	6,63
Erch	0,25	5,26	6,43	5,90	5,95	6,07
Tmch	0,04	5,07	6,23	5,72	5,83	5,95
Ybch	0,25	4,86	5,85	5,44	5,48	5,63
Luch	0,04	4,58	5,63	5,23	5,46	5,52

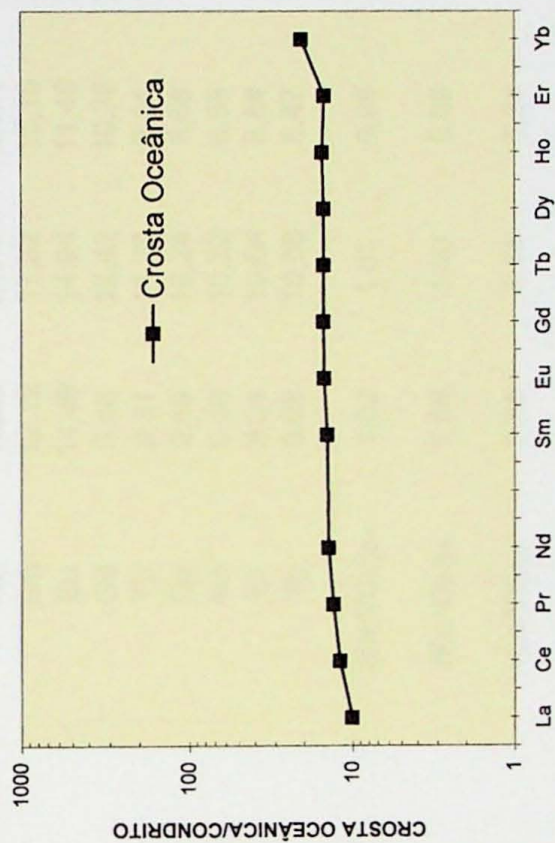
Normalização de acordo com a fórmula - $X_{Ch} = X_{amostra}/X_{condrito}$

* 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

Quadro A1.3 - Elementos Terras Raras para a crosta oceânica (CO) (Taylor & McLennan, 1985)

Valores normalizados pelo condrito

La	CO	CO
Ce	3,7	10,08
Pr	11,5	12,02
Nd	1,8	13,14
Sm	10	14,06
Eu	3,3	14,29
Gd	1,3	14,94
Tb	4,6	15,03
Dy	0,87	15,00
Ho	5,7	14,96
Er	1,3	15,28
Tm	3,7	14,86
Yb	0,54	15,17
Lu	5,1	20,56
	1	14,70
		(Ce*/Ce) _{CH}
		1,04
		(Eu*/Eu) _{CH}
		1,02
		(La/Lu) _{CH}
		0,69
		(La/Yb) _{CH}
		0,49



Padrão de distribuição dos ETR para a crosta oceânica

Quadro A1.4 - Elementos Terras Raras para os andesitos (Taylor & McLennan, 1985)

	A	B	C	D
La	9,5	15,3	19,4	35,1
Ce	23	34,8	40,9	68
Pr	2,9	4	4,9	7,9
Nd	13	17,4	19,4	33,8
Sm	2,8	4	3,5	7,3
Eu	1	1,3	1	2
Gd	2,9	3,8	3,3	6,4
Tb	0,54	0,66	0,53	0,99
Dy	3,5	3,9	3,3	5,9
Ho	0,8	0,87	0,73	1,4
Er	2,3	2,5	2,2	4
Yb	2,4	2,5	2,1	3,8

(A) Andesito, Série Toleítica

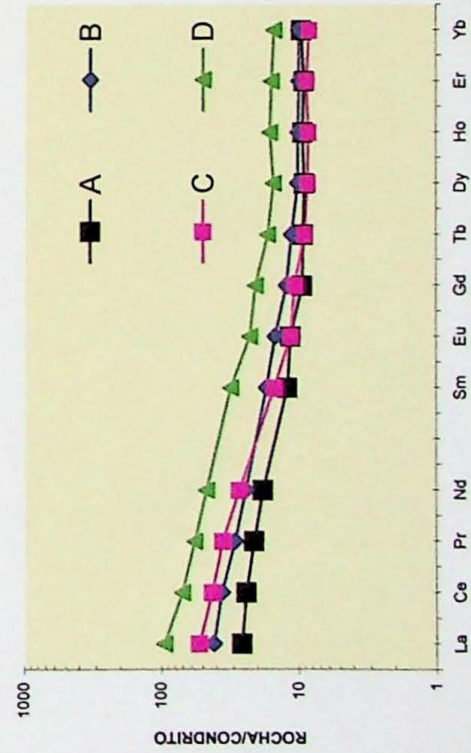
(B) Basalto andesítico, Série Cálcio-alcálica

(C) Andesito, série Cálcio-alcálica

(D) Andesito com alto teor de K

Valores normalizados pelo condrito

	A	B	C	D
La	25,89	41,69	52,86	95,64
Ce	24,03	36,36	42,74	71,06
Pr	21,17	29,20	35,77	57,66
Nd	18,28	24,47	27,29	47,54
Sm	12,12	17,32	15,15	31,60
Eu	11,49	14,94	11,49	22,99
Gd	9,48	12,42	10,78	20,92
Tb	9,31	11,38	9,14	17,07
Dy	9,19	10,24	8,66	15,49
Ho	9,40	10,22	8,58	16,45
Er	9,24	10,04	8,84	16,06
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



Padrão de distribuição dos ETR para os andesitos



ANEXO II – DIFRATOGRAMAS DAS AMOSTRAS FRESCAS



W-11

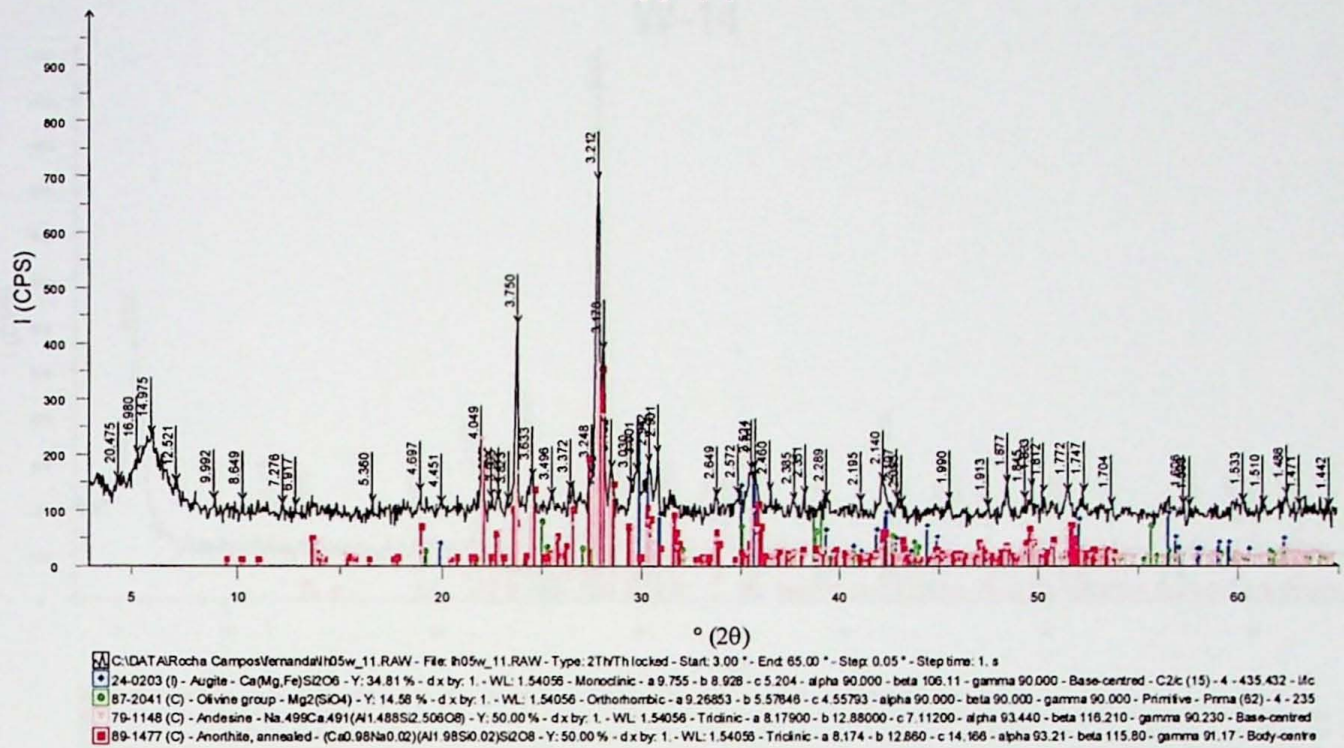


Fig. A2.1 - Difratoograma da amostra W-11 (derrame 6).

W-12B

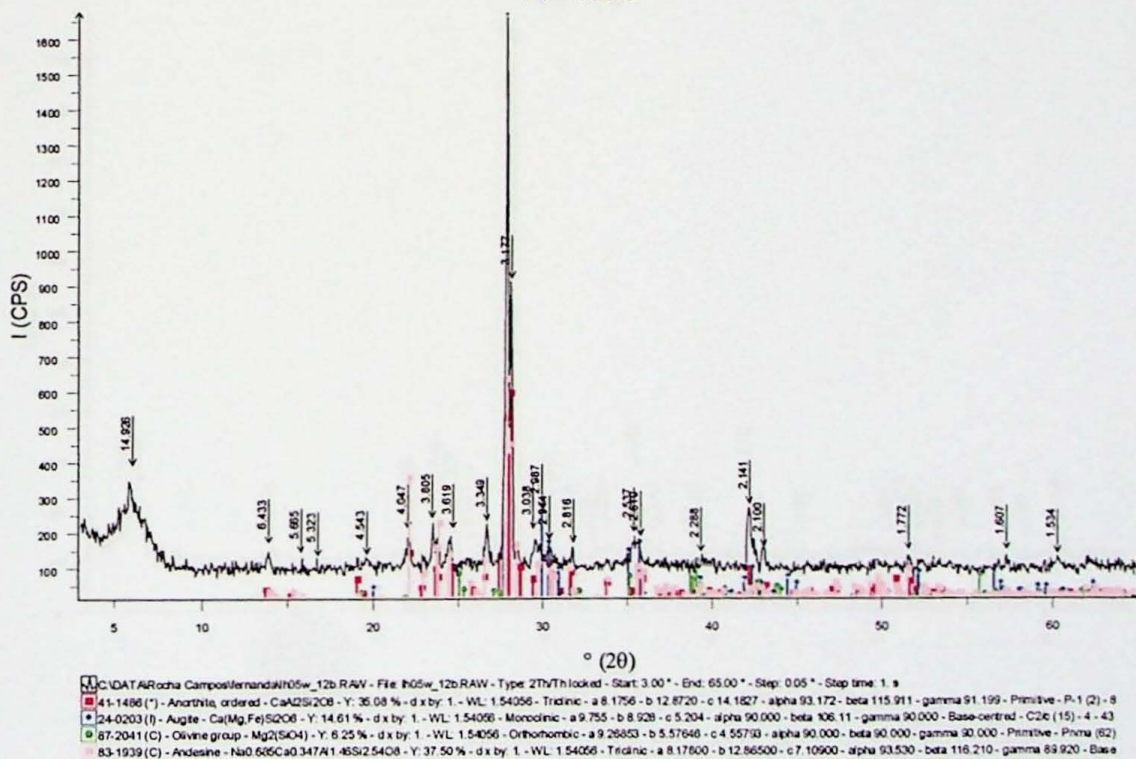


Fig. A2.2 - Difratoograma da amostra W-12B (derrame 3).

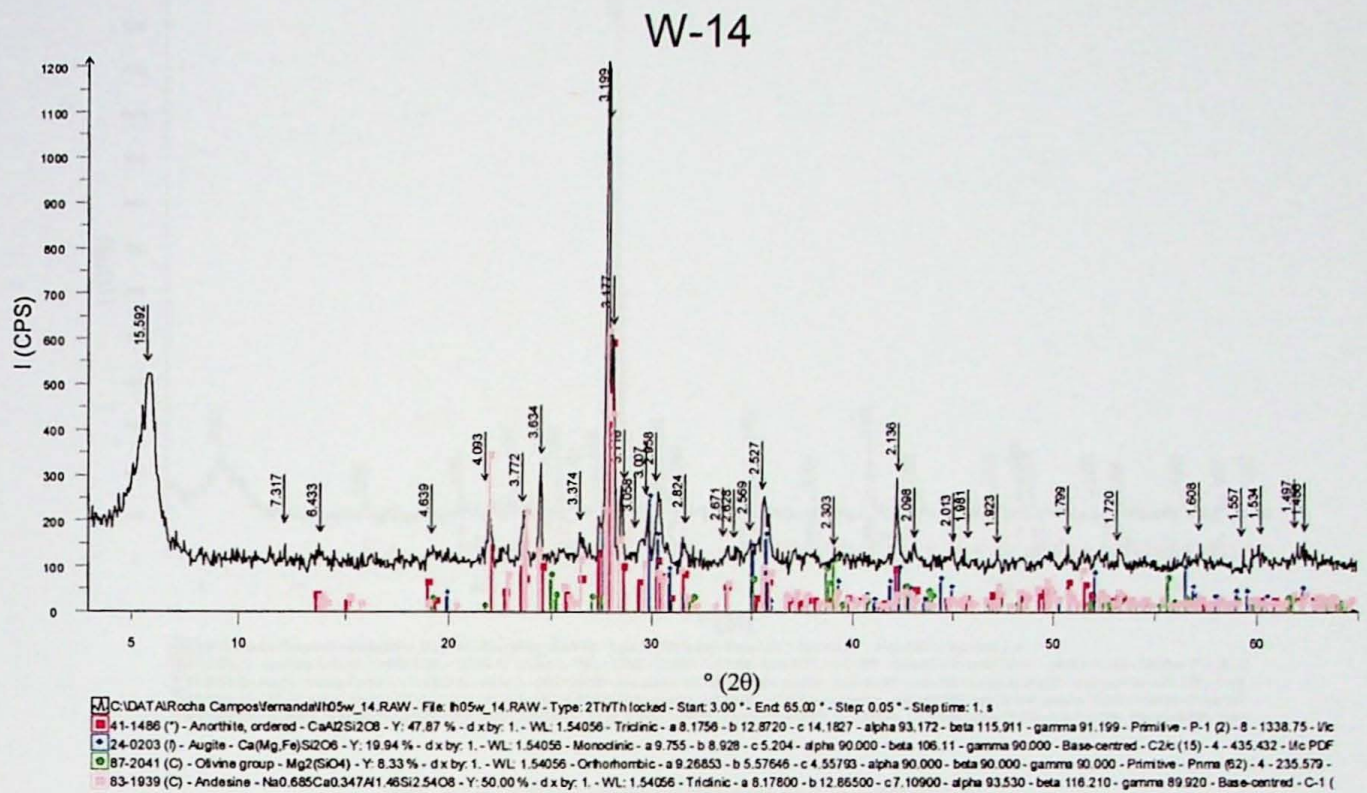


Fig. A2.3 - Difratoograma da amostra W-14 (derrame 5)

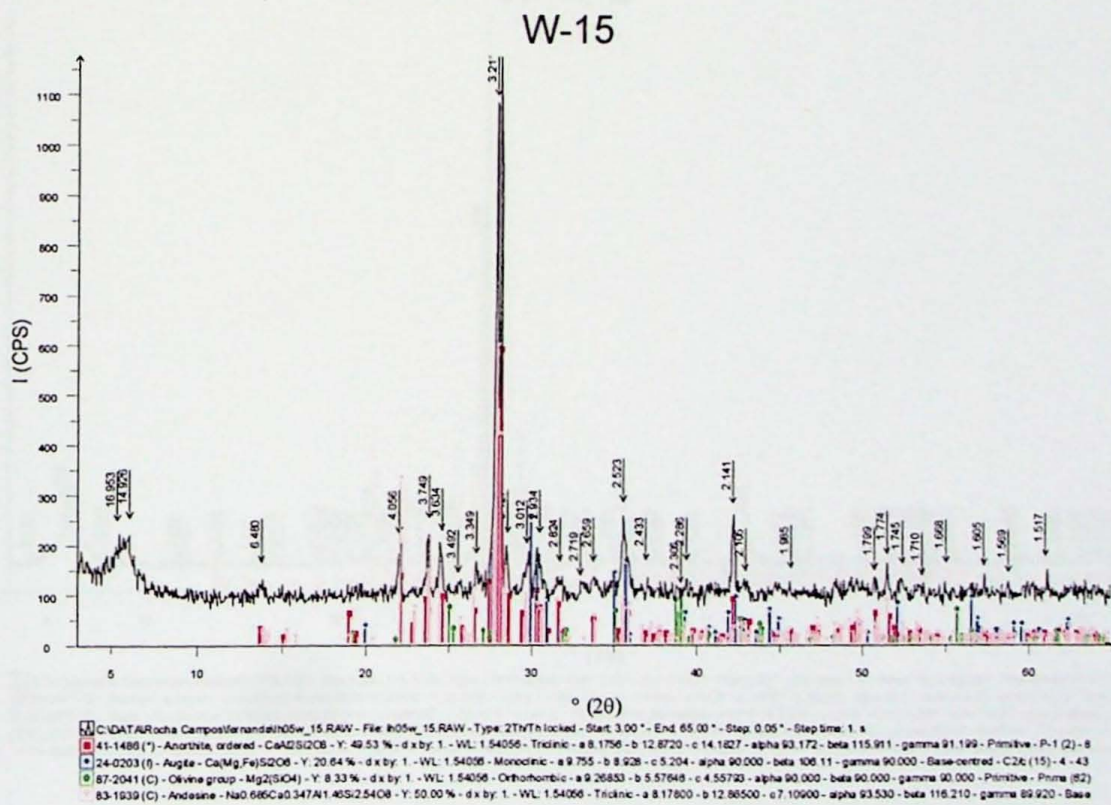


Fig. A2.4 - Difratoograma das amostra W-15 (derrame 1).

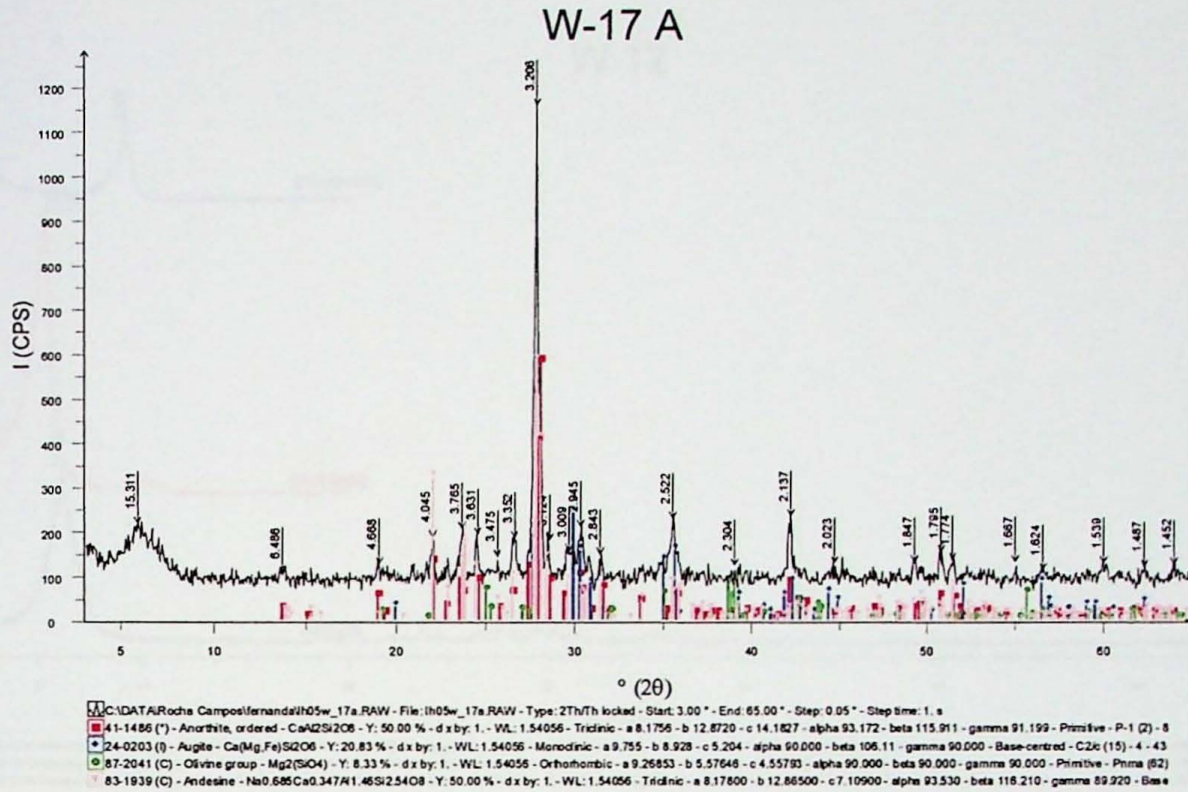


Fig. A2.5 - Difractograma da amostra W-17A (derrame 8).

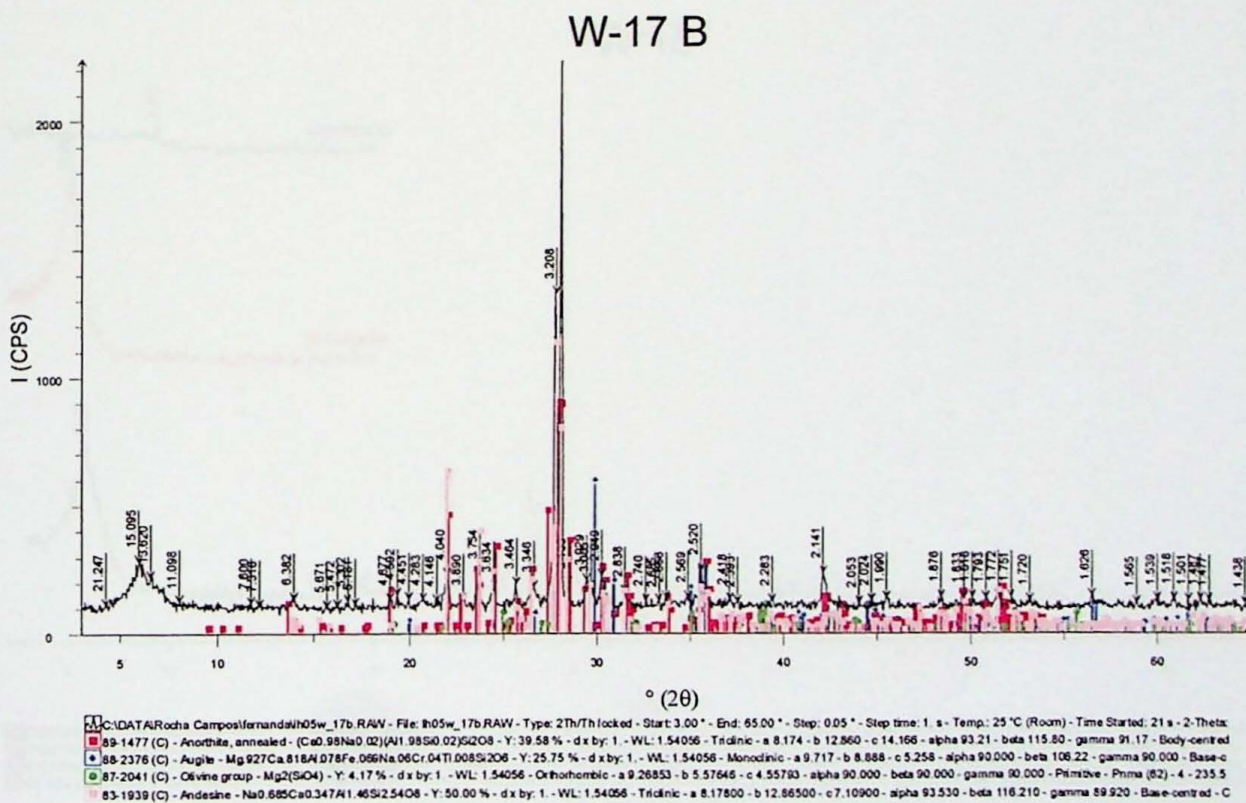


Fig. A2.6 - Difractograma da amostra W-17B (derrame 8).

W 12

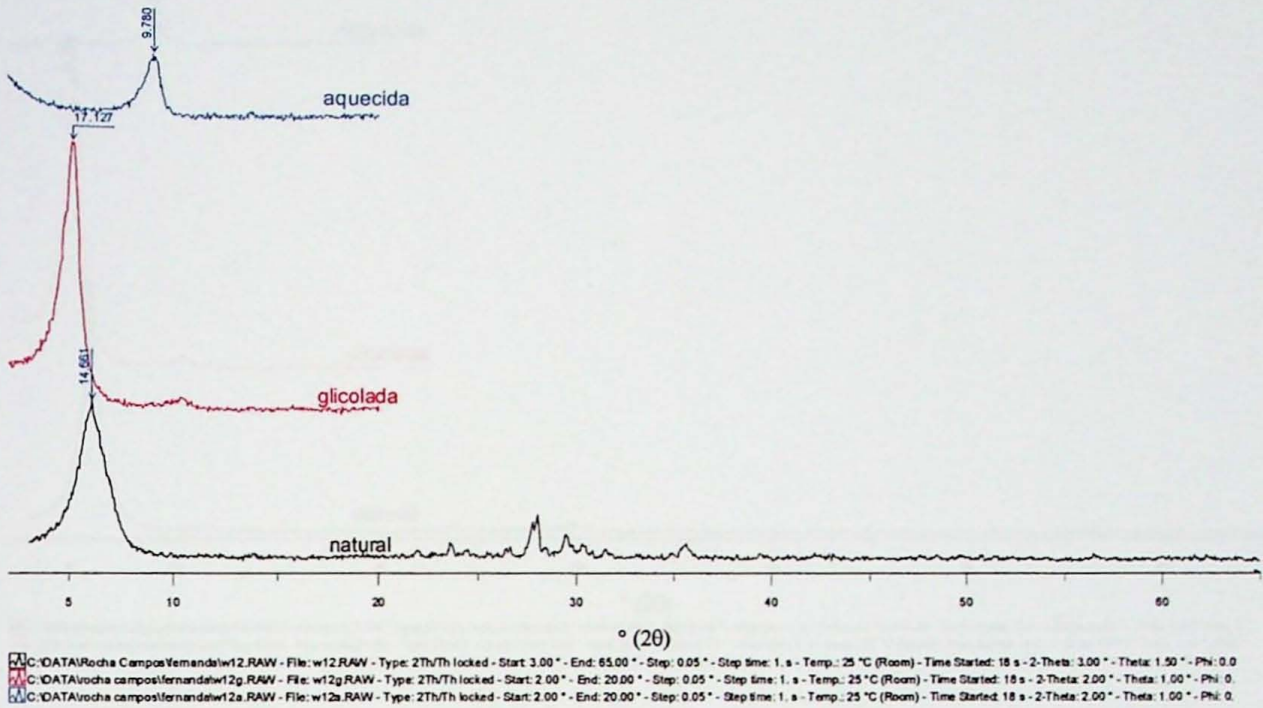


Fig. A2.7 - Difratoograma da fração argila da amostra W-12B (derrame 3).

W 15

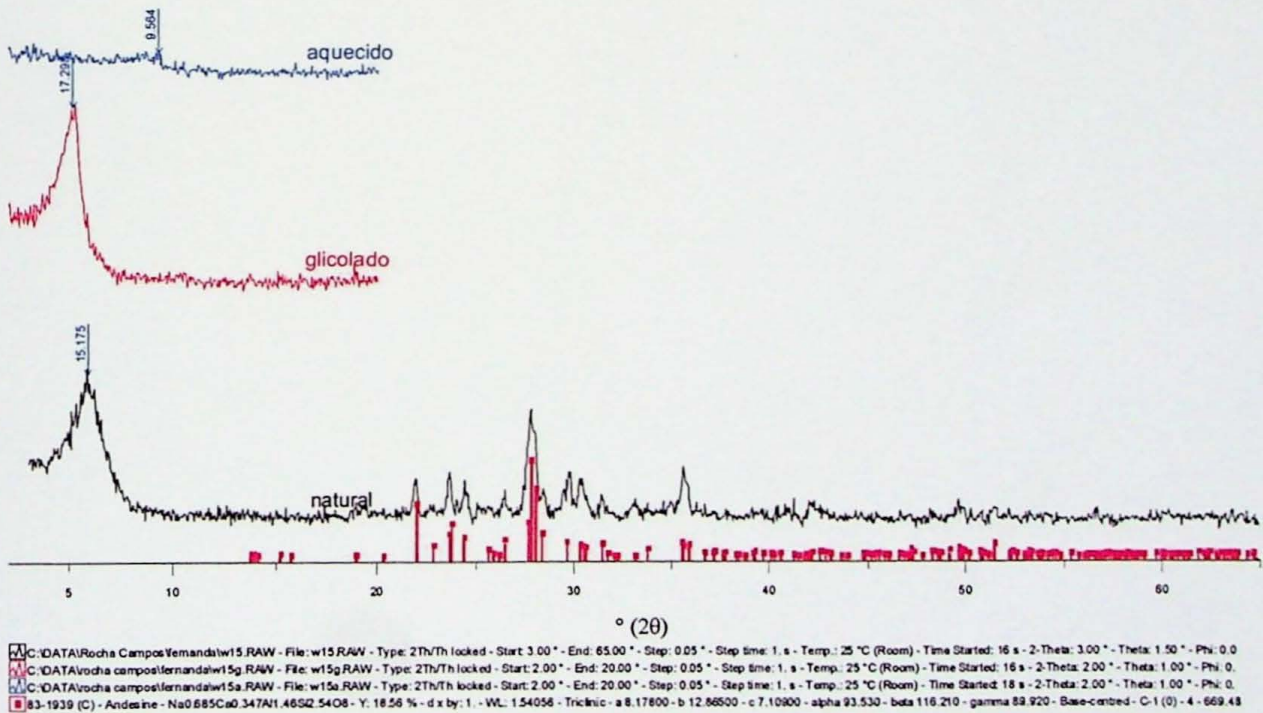


Fig. A2.8 - Difratoograma da fração argila da amostra W-15 (derrame 1).

W 17b

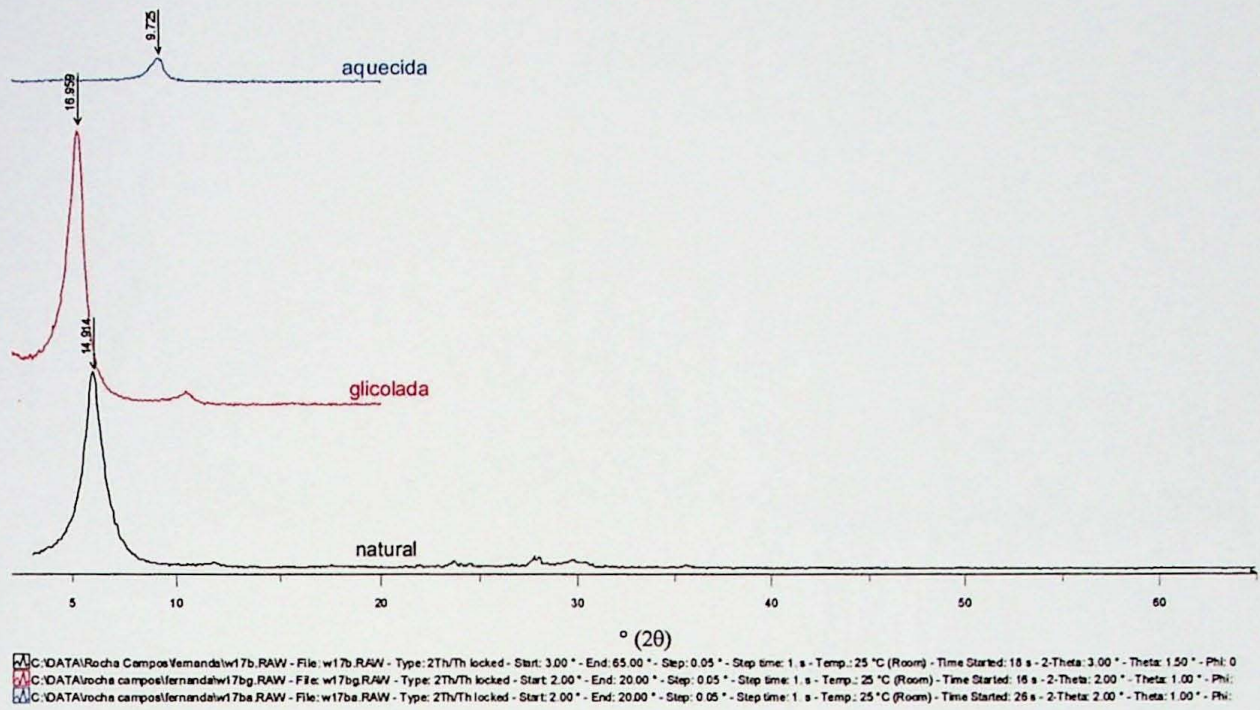


Fig. A2.9 - Difratoograma da fração argila da amostra W-17B (derrame 8).



ANEXO III - DIFRATOGRAMAS DAS AMOSTRAS ALTERADAS



Fig. 132 - Difratogramas de amostras de ...

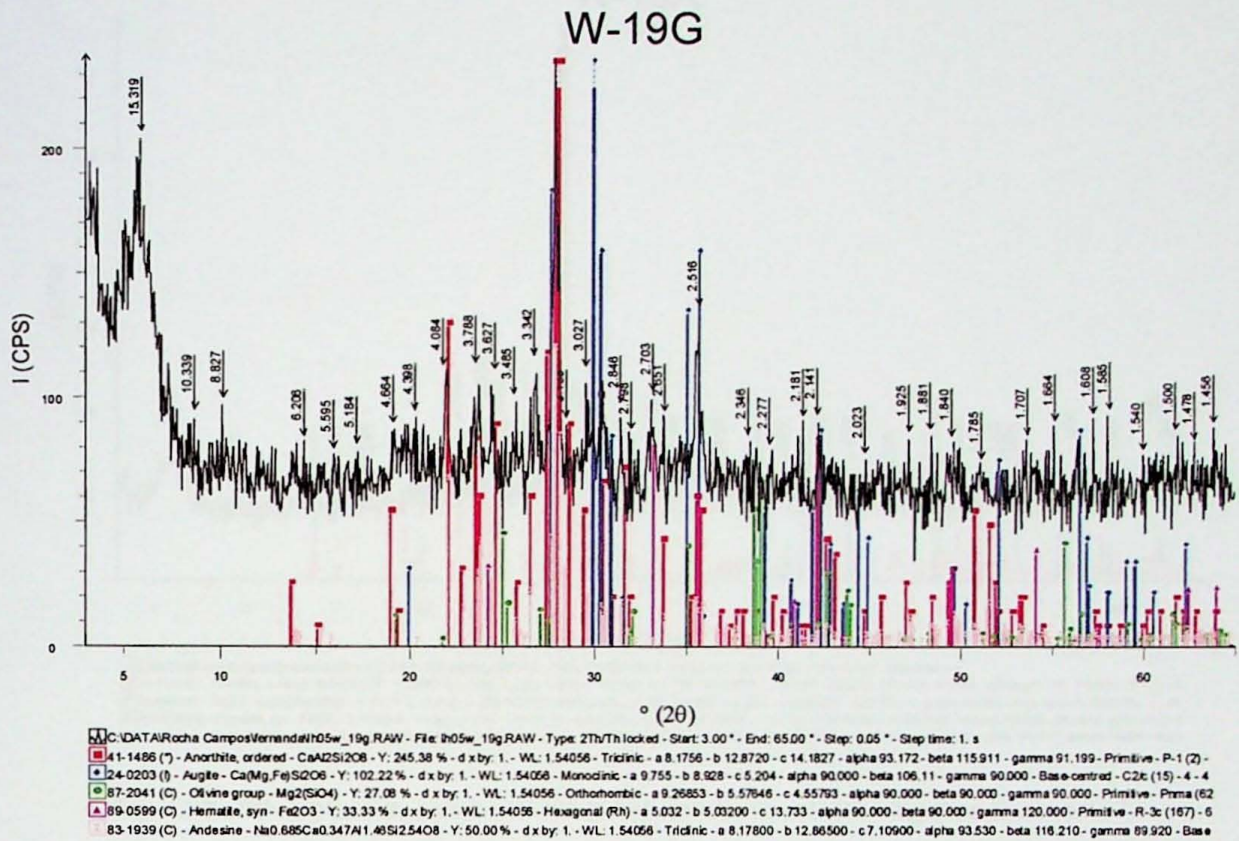


Fig. A3.1 - Difratograma da amostra W-19G (porção superior da sucessão regolítica do derrame 7).

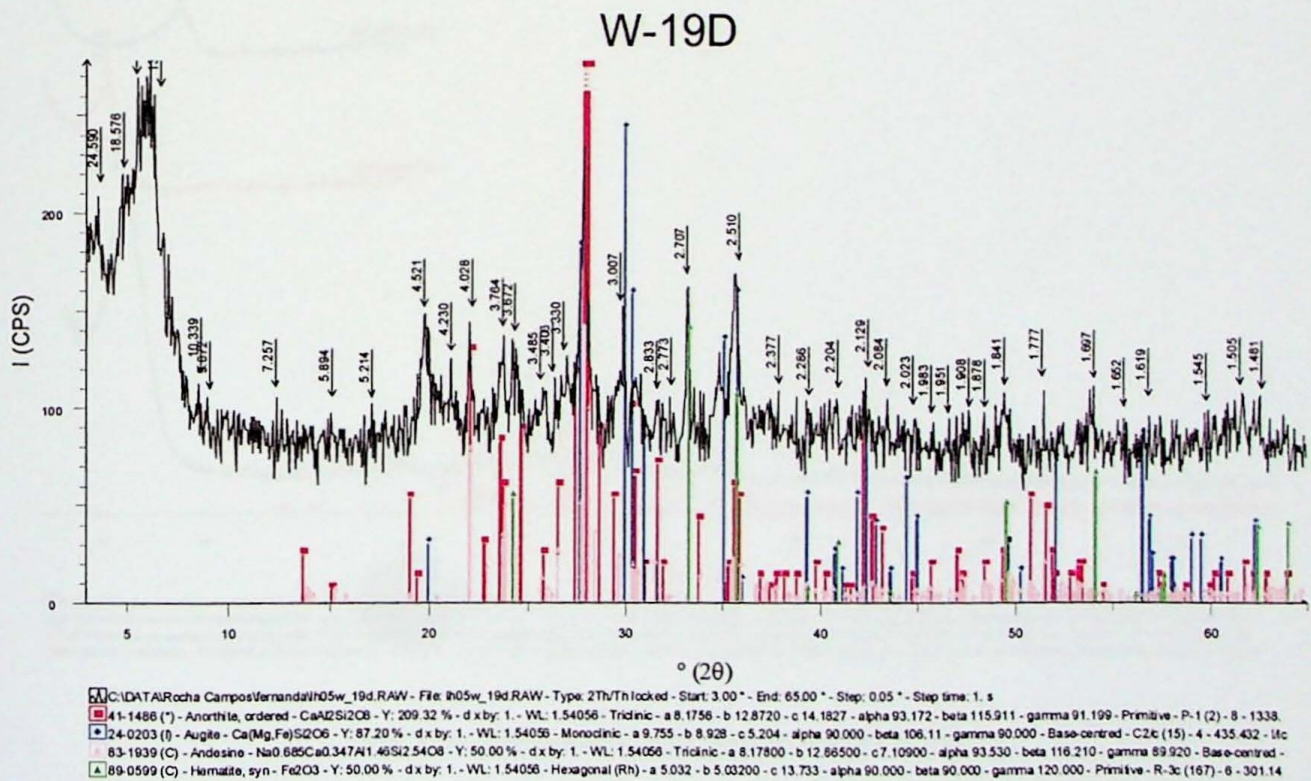


Fig. A3.2 - Difratograma da amostra W-19D (porção intermediária da sucessão regolítica do derrame 7).

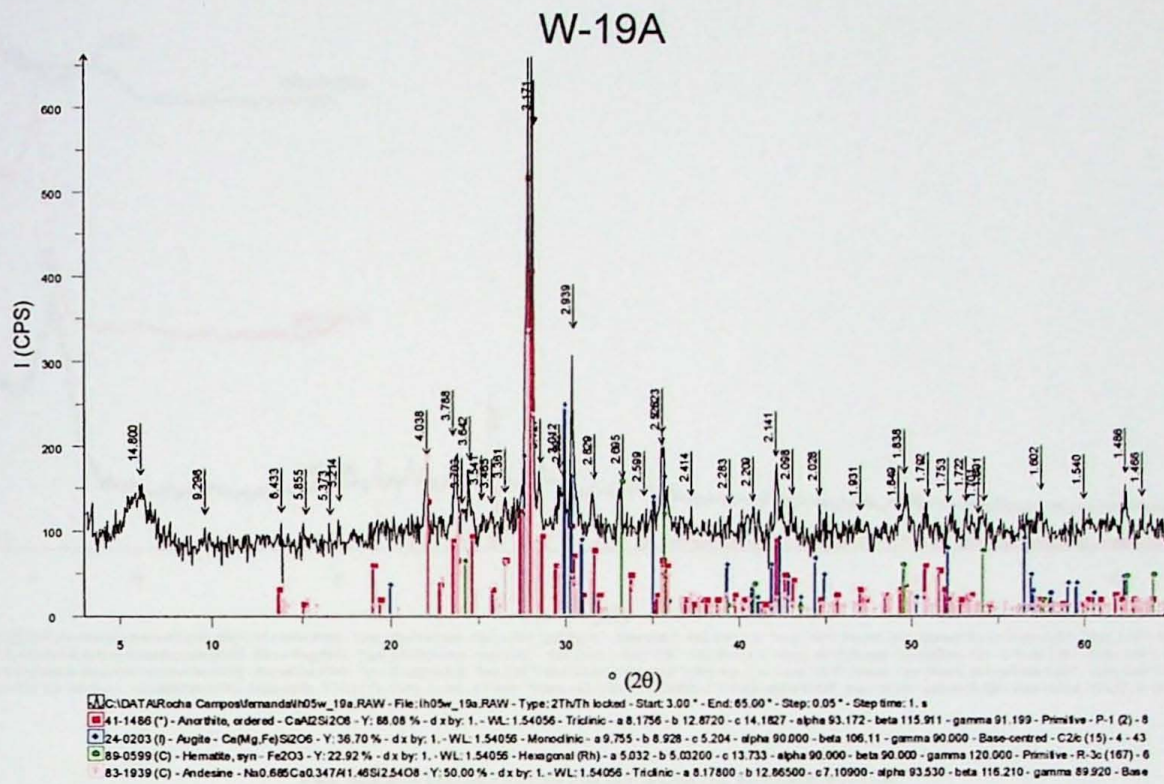


Fig. A3.3 - Difratoograma da amostra W-19A (porção inferior da sucessão regolítica do derrame 7).

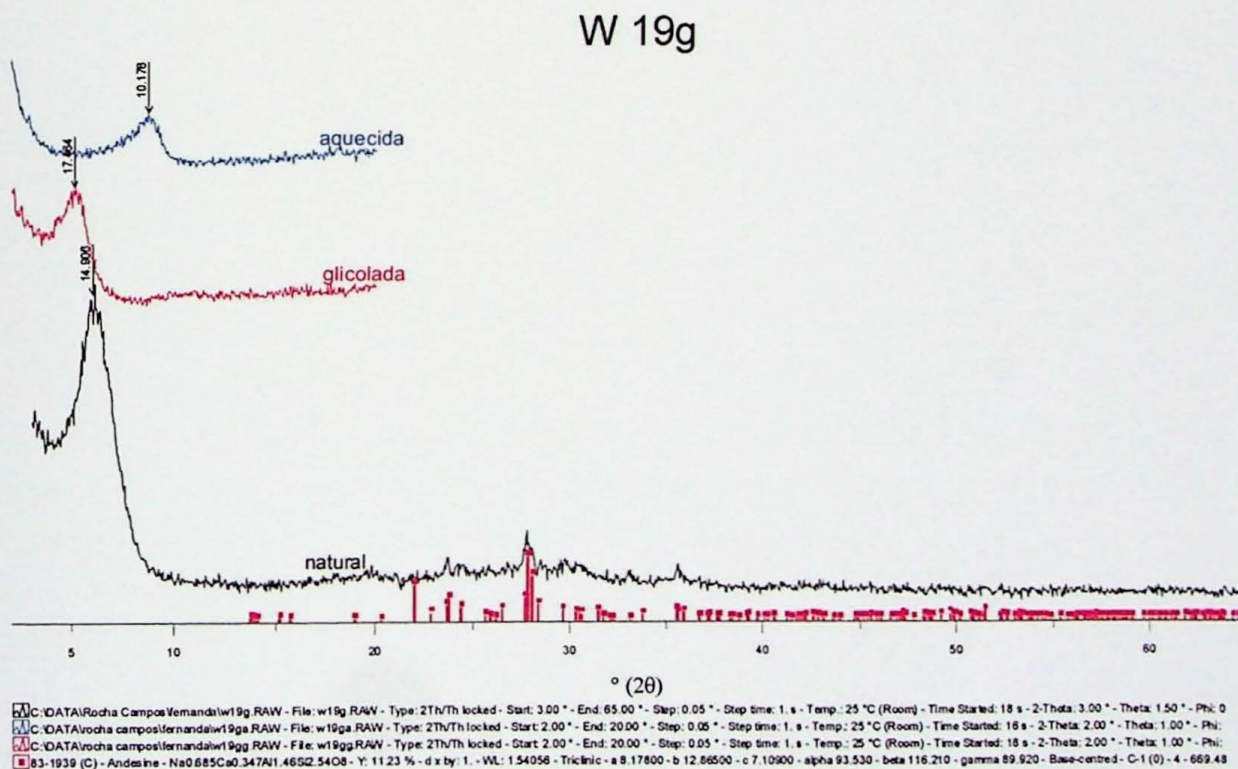


Fig. A3.4 - Difratoograma fração argila da amostra W-19G.

W 19 a

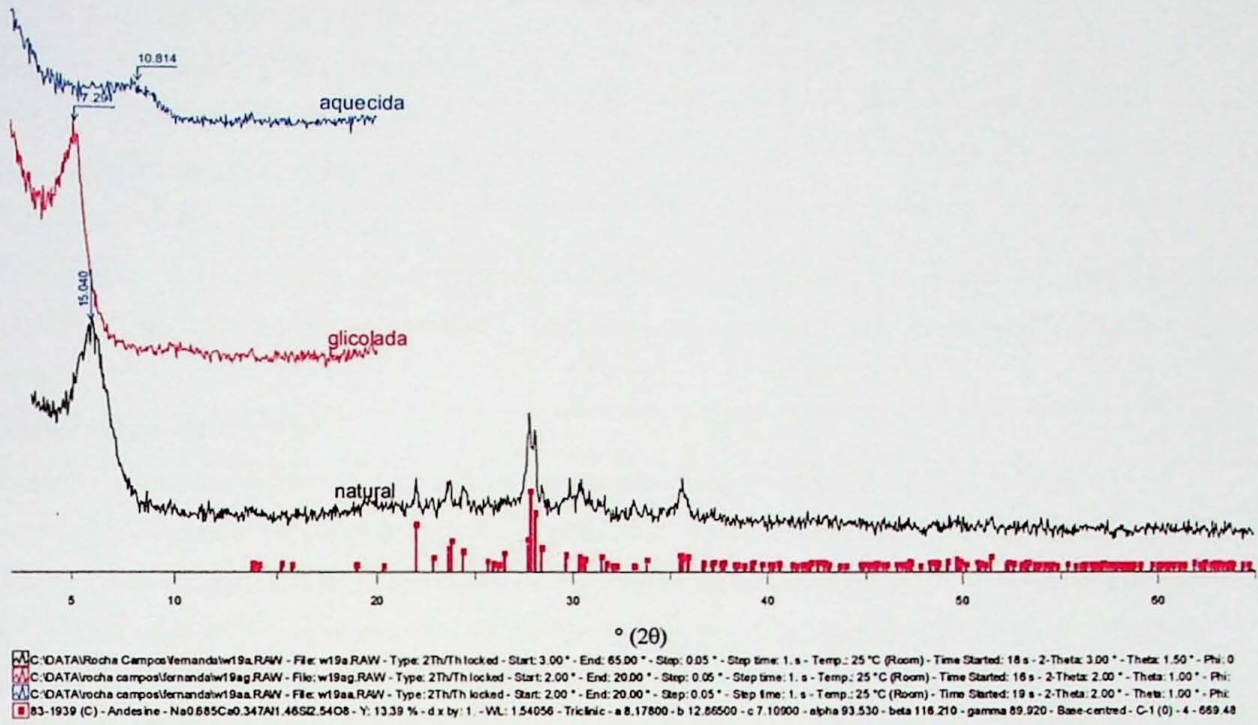


Fig. A3.5 – Difratoograma fração argila da amostra W-19A.

ANEXO IV – DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

Amostra: W-02	Unidade: Pm. Matriz Pm2 (camada 5)
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA	
Índice de alteração: Muito alterada	
Cor: Não cor-pigmentado escuro	
Granulação/Granulometria: Muito fina	
DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA	
Mineralogia: predominância de Augita substituída por clivagem de Fe, mica (?) provavelmente microclínio alterada (para vermiculita?), vesículas preenchidas por zeólitas (?). Matriz muito fina e densa.	
Textura: em parte celular	
Descrição sucata: A amostra apresenta uma certa textura granularmente, a formação provavelmente por microclínio(?) muito alterado, a matriz substituída por clivagem de Fe, a mica (?) muito a escassa não sendo possível identificar os minerais possíveis. A estrutura da matriz é celular, com vesículas (provavelmente clivagem microclínio que foi transformado em zeólitas), algumas vesículas são preenchidas por zeólitas microclínio (provavelmente zeólitas?).	
Nome: Regimo (pedimento?) vulcânico	
Fotomicrografias: A5.21, A5.22	

ANEXO IV – DESCRIÇÕES PETROGRÁFICAS

Amostra: W-04	Unidade: Pm. Matriz Pm2 (camada 5)
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA	
Índice de alteração: Não alterada	
Cor: Clara escuro	
Granulação/Granulometria: Fina	
Textura: Favelada fina	
DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA	
Mineralogia: Predominância de plagioclásio (An-Ho - Anomala) com até 10% clinopixel de augita com até 2% mica. Matriz de resíduo básico, celular (microclínio), substituída por microclínio (?), matriz muito fina favelada por vidro e cristais de plagioclásio e peróxido. Minerais opacos como apatita, na matriz e vesículas em cristais maiores.	
Textura: Hipocristalina	
Descrição sucata: Os feldspatos de augita e clinopixel, por vesículas, apatita (microclínio) e um mineral com cor esverdeada (microclínio). Os minerais opacos (apatita) são muito finos em vesículas nos feldspatos ou dispersos na matriz. A matriz apresenta cristais de plagioclásio e clinopixel (microclínio) com.	
Nome: Augita (camada)	
Fotomicrografias: Fig. A5.1, A5.2, A5.3, A5.4, A5.5, A5.6, A5.7, A5.8, A5.9, A5.10, A5.11, A5.12	

Quadro A4.1 - Descrição petrográfica sucinta da amostra W-02

Amostra: W-02	Unidade: Fm. Mazurek Point (derrame 6)
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 uma certa seleção granulométrica, é formada principalmente por minerais/grãos(?) muito alterados, a maioria substituídos por óxidos de Fe, a matriz é muito e 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?) estratificado	
Fotomicrografias: A5.21, A5.22	

Quadro A4.2 - Descrição petrográfica sucinta da amostra W-04

Amostra: W-04	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. A5.1, A5.2, A5.5, A5.6, A5.9, A5.10, A5.11, A5.12	

Quadro A4.3 - Descrição petrográfica sucinta da 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: Olivina-Augita Basalto	
Fotomicrografias: A5.13, A5.14	

Quadro A4.4 - Descrição petrográfica sucinta da 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-Augita Basalto	
Fotomicrografias: A5.7, A5.8, A5.15, A5.16	

Quadro A4.5 - Descrição petrográfica sucinta da 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-Augita Basalto	

Quadro A4.6 - Descrição petrográfica sucinta da 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. A5.3, A5.4	

Quadro A4.7 - Descrição petrográfica sucinta da amostra W-16

Amostra: W-16	Unidade: Fm. Mazurek Point (derrame 2)
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA	
Índice de alteração: Muito alterada	
Cor: Marrom-avermelhado escuro	
Granulação/Granulometria: Muito fina	
Nome: Regolito	
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 uma certa seleção granulométrica, é formada principalmente por minerais/grãos(?) muito alterados, a maioria substituídos por óxidos de Fe, a matriz é muito e 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	

Quadro A4.8 - Descrição petrográfica sucinta da 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	

Quadro A4.9 - Descrição petrográfica sucinta da amostra W-19A a W-19G

Amostra: W-19A a G	Unidade: Fm. Mazurek Point (derrame 7)
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA	
Índice de alteração: Moderadamente 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 por 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	
Fotomicrografias: A5.17, A5.18, A5.19, A5.20	

Quadro A4.10 - Descrição petrográfica sucinta da 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).	

Quadro A4.11 - Descrição petrográfica sucinta da 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. A5.27	

Quadro A4.12 - Descrição petrográfica sucinta da 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).	

Quadro A4.13 - Descrição petrográfica sucinta da 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. A5.23, A5.24. A5.28	

Quadro A4.14 - Descrição petrográfica sucinta da 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).	

Quadro A4.15 - Descrição petrográfica sucinta da 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 caulínica (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).	

Quadro A4.16 - Descrição petrográfica sucinta da 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 caulínica (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. A5.25, A5.26	

Quadro A4.17 - Descrição petrográfica sucinta da amostra W-18

Amostra: W-18	Unidade: Mbo. Krakowiak Glacier
DESCRIBÇÃO MACROSCÓPICA	
Índice de alteração: Não apresenta	
Cor: Cinza claro	
Granulação/Granulometria: Areia muito fina a silte, clastos de até 1,5 cm.	
Nome: Diamictito	
DESCRIBÇÃO 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 caulínica (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).	



Fig. 45.1 - Fotomicrografia de corcova de 1000 micrometri
Distributie de fanguri de depozitare (Ponzeasa, Mures)
Lupa: 100x

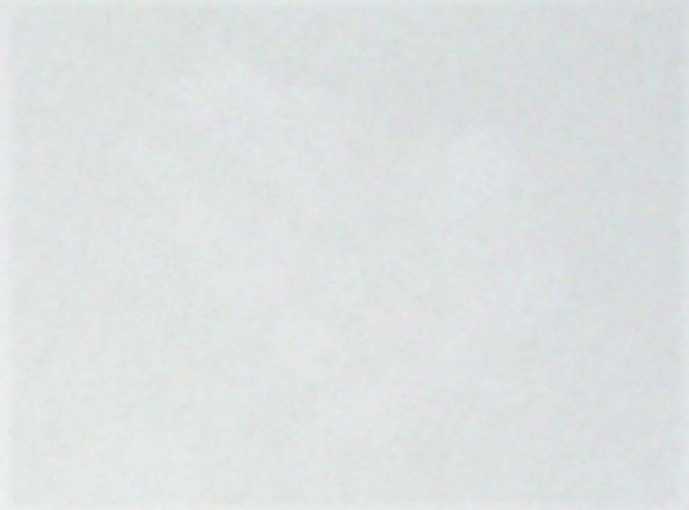


Fig. 45.2 - Fotomicrografia de corcova de 1000 micrometri
Distributie de fanguri de depozitare (Cantareasa, Cluj)
Lupa: 100x

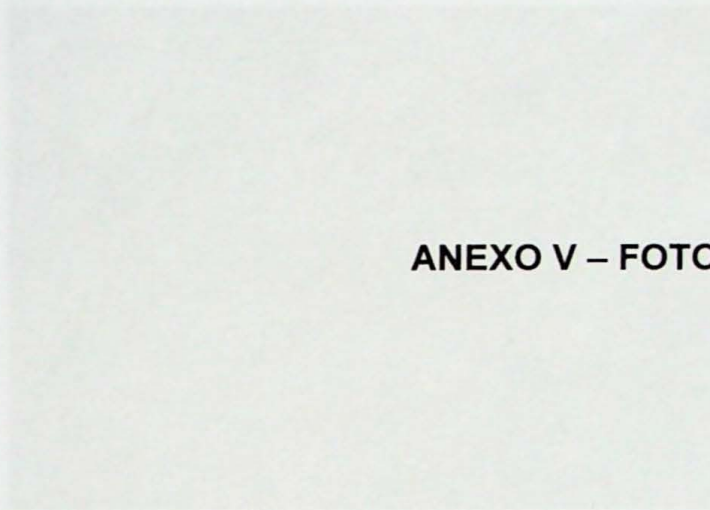


Fig. 45.3 - Fotomicrografia de corcova de 1000 micrometri
Distributie de fanguri de depozitare (Urdaseni, Bacau)
Lupa: 100x



Fig. 45.4 - Fotomicrografia de corcova de 1000 micrometri
Distributie de fanguri de depozitare (Ponzeasa, Mures)
Lupa: 100x

ANEXO V – FOTOMICROGRAFIAS



Fig. 45.5 - Fotomicrografia de corcova de 1000 micrometri
Distributie de fanguri de depozitare (Ponzeasa, Mures)
Lupa: 100x



Fig. 45.6 - Fotomicrografia de corcova de 1000 micrometri
Distributie de fanguri de depozitare (Cantareasa, Cluj)
Lupa: 100x

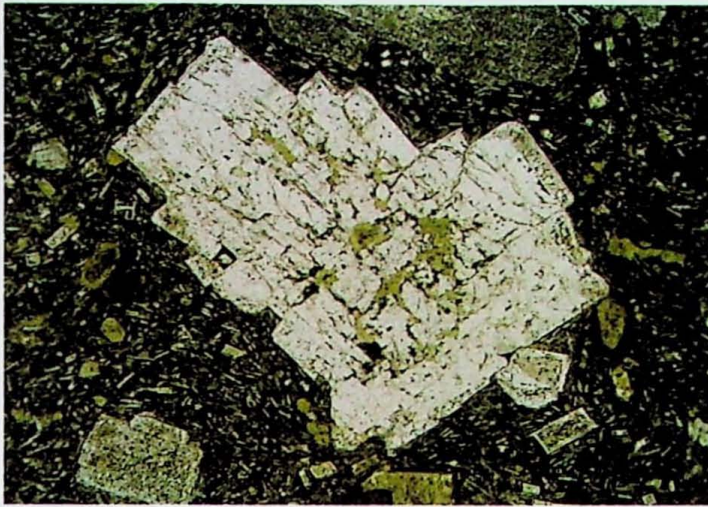


Fig. A5.1 - Fotomicrografia da amostra W-04 (derrame 4).
Detalhe de fenocristal de plagioclásio (Andesina). Nicóis
paralelos. Objetiva: 4X.

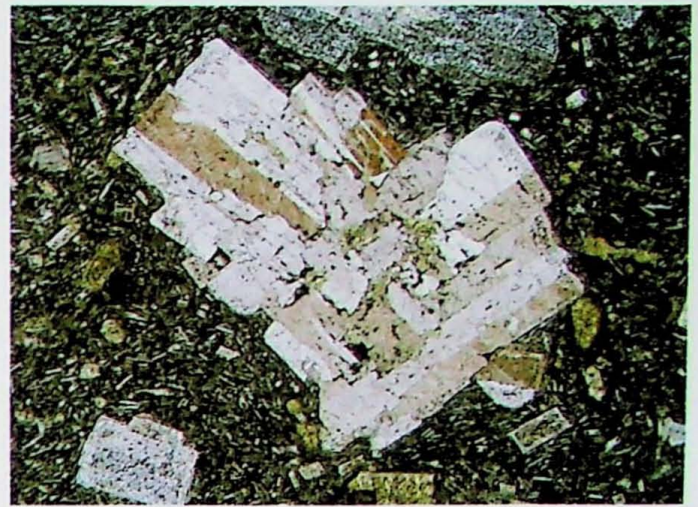


Fig. A5.2 - Fotomicrografia da amostra W-04 (derrame 4).
Detalhe de fenocristal de plagioclásio (Andesina) - Nicóis
cruzados. Objetiva: 4X.



Fig. A5.3 - Fotomicrografia da amostra W-15 (derrame 1).
Detalhe de fenocristais de plagioclásio (Andesina). Nicóis
paralelos. Objetiva: 10X.



Fig. A5.4 - Fotomicrografia da amostra W-15 (derrame 1).
Detalhe de fenocristais de plagioclásio (Andesina). Nicóis
cruzados. Objetiva: 10X.



Fig. A5.5 - Fotomicrografia da amostra W-04 (derrame 4).
Detalhe de fenocristais de piroxênio (Augita). Nicóis cruzados.
Objetiva: 10X.

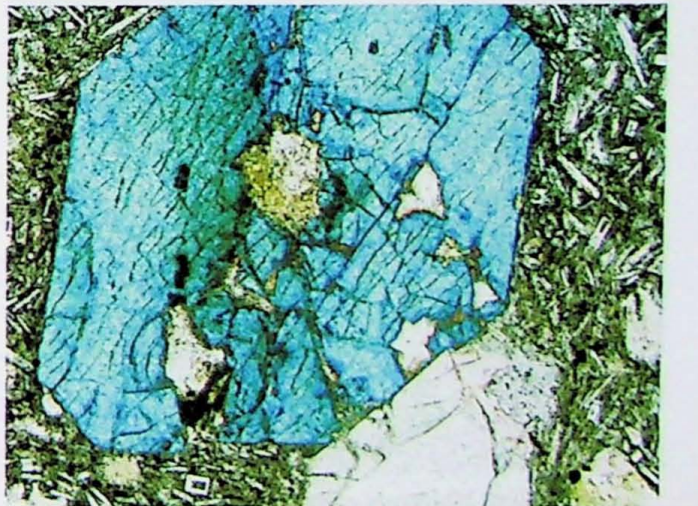


Fig. A5.6 - Fotomicrografia da amostra W-04 (derrame 4).
Detalhe de fenocristais de piroxênio (Augita). Nicóis cruzados.
Objetiva: 10X.



Fig. A5.7 - Fotomicrografia da amostra W-12B (derrame 3).
Notar fenocristais de olivina (mineral com fraturas). Nicóis
paralelos. Objetiva: 1,25X.

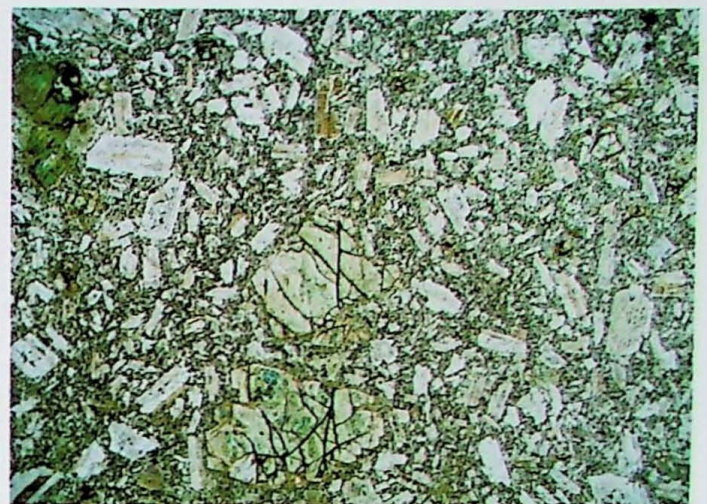


Fig. A5.8 - Fotomicrografia da amostra W-12B (derrame 3).
Notar fenocristais de olivina (mineral com fraturas). Nicóis
cruzados. Objetiva: 1,25X.



Fig. A5.9 - Fotomicrografia da amostra W-04 (derrame 4).
Fenocristais de plagioclásio (Andesina) e clinopiroxênio (Augita
- no canto superior esquerdo da foto). Notar estruturas de fluxo
magmático na matriz da rocha. Nicóis paralelos. Objetiva: 4X.

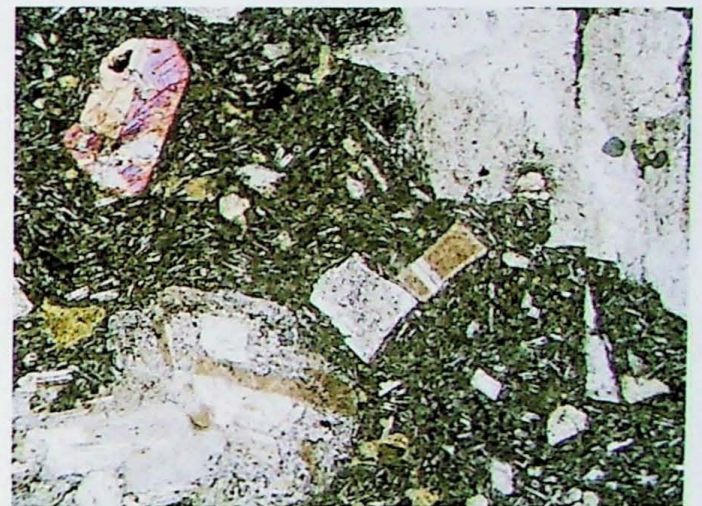


Fig. A5.10 - Fotomicrografia da amostra W-04 (derrame 4).
Fenocristais de plagioclásio (Andesina) e clinopiroxênio (Augita
- no canto superior esquerdo da foto). Notar estruturas de fluxo
magmático na matriz da rocha. Nicóis cruzados. Objetiva: 4X.



Fig. A5.11 - Fotomicrografia da amostra W-04 (derrame 4).
Detalhe de cristais de piroxênio (Augita) com inclusões de
minerais opacos (provavelmente ilmenita/magnetita). Nicóis
paralelos. Objetiva: 10 X.

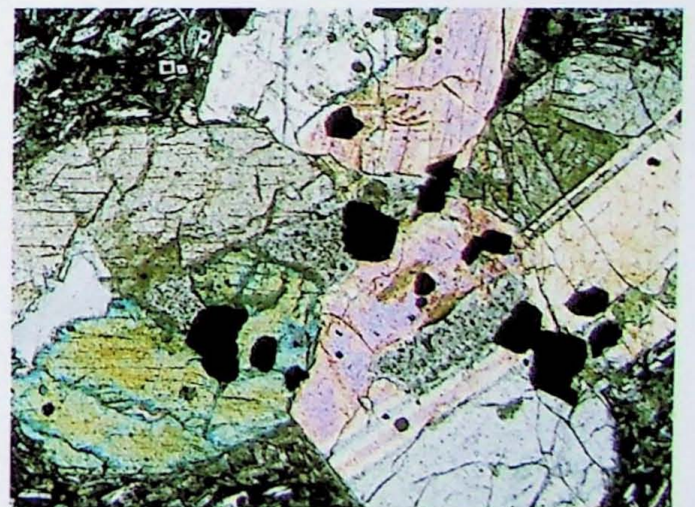


Fig. A5.12 - Fotomicrografia da amostra W-04 (derrame 4).
Detalhe de cristais de piroxênio (Augita) com inclusões de
minerais opacos (provavelmente ilmenita/magnetita). Nicóis
cruzados. Objetiva: 10 X.

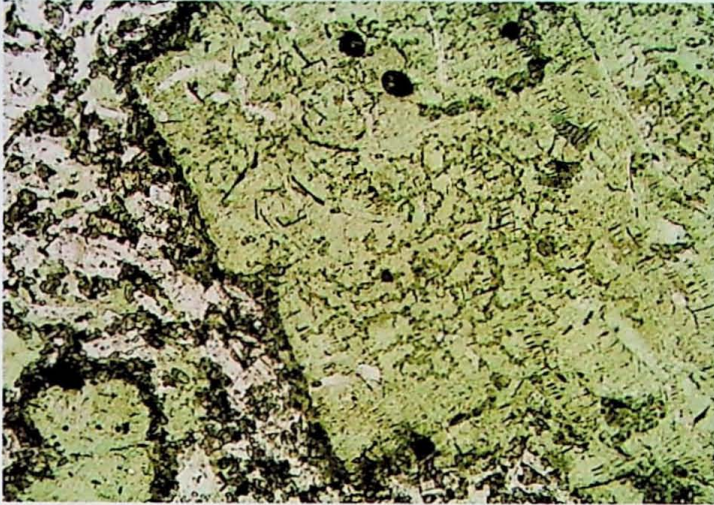


Fig. A5.13 - Fotomicrografia da amostra W-11 (derrame 6). Detalhe de cristal de plagioclásio substituído por argilo-mineral de cor esverdeada (provavelmente do grupo das esmectitas). Nicóis paralelos. Objetiva: 4X.

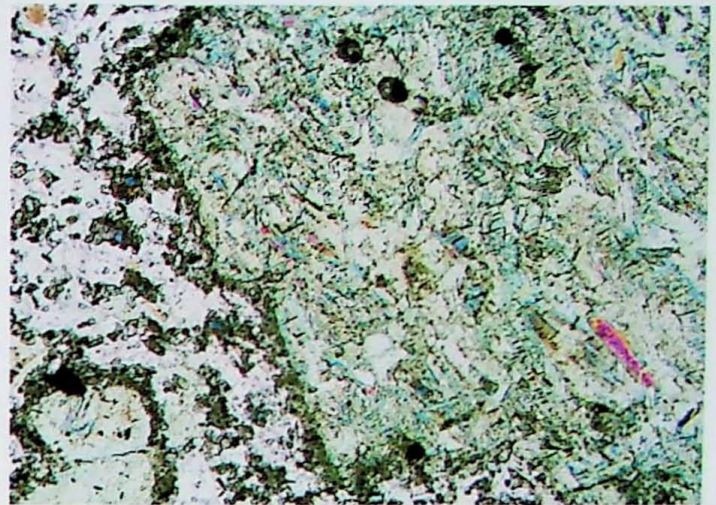


Fig. A5.14 - Fotomicrografia da amostra W-11 (derrame 6). Detalhe de cristal de plagioclásio substituído por argilo-mineral de cor esverdeada (provavelmente do grupo das esmectitas). Nicóis cruzados. Objetiva: 4X.



Fig. A5.15 - Fotomicrografia da amostra W-12B (derrame 3). 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. Objetiva: 4X.

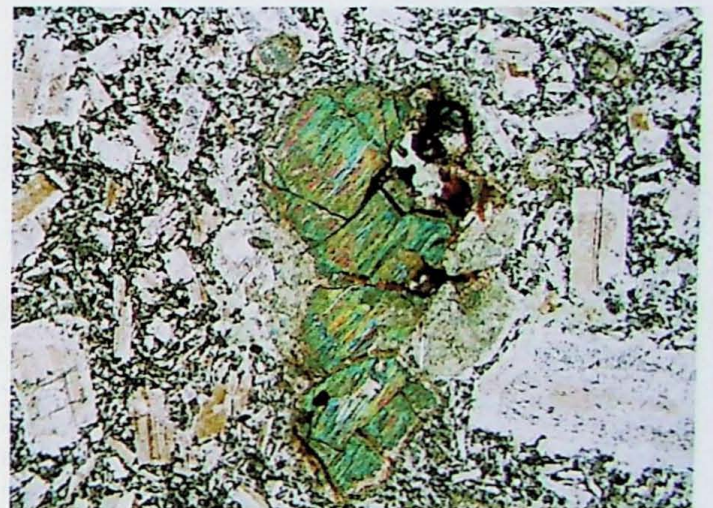


Fig. A5.16 - Fotomicrografia da amostra W-12B (derrame 3). Detalhe de cristal de olivina substituído por argilo-minerais de cor esverdeada (esmectita?) e fraturas alteradas para minerais de cor laranja-avermelhada (iddingsita?). Nicóis cruzados. Objetiva: 4X.



Fig. A5.17 - Fotomicrografia da amostra W-19C (sucessão regolítica do derrame 7). Detalhe de cristal de piroxênio/olivina (?) parcialmente substituído por óxido de ferro. Nicóis paralelos. Objetiva: 10X.

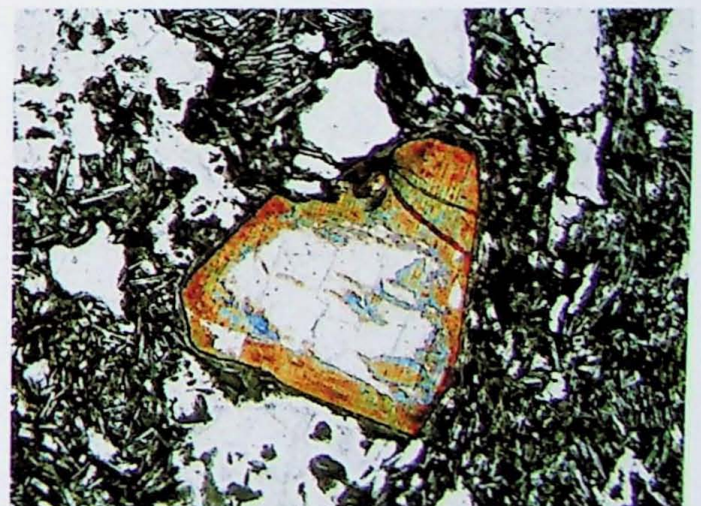


Fig. A5.18 - Fotomicrografia da amostra W-19C (sucessão regolítica do derrame 7). Detalhe de cristal de piroxênio/olivina (?) parcialmente substituído por óxido de ferro. Nicóis cruzados. Objetiva: 10X.

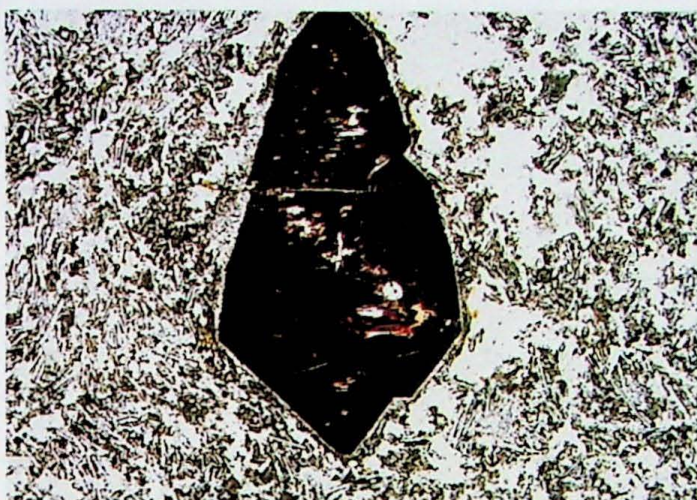


Fig. A5.19 - Fotomicrografia da amostra W-19G (sucessão regolítica do derrame 7). Notar cristal de piroxênio totalmente substituído. Nicóis paralelos. Objetiva: 10X.

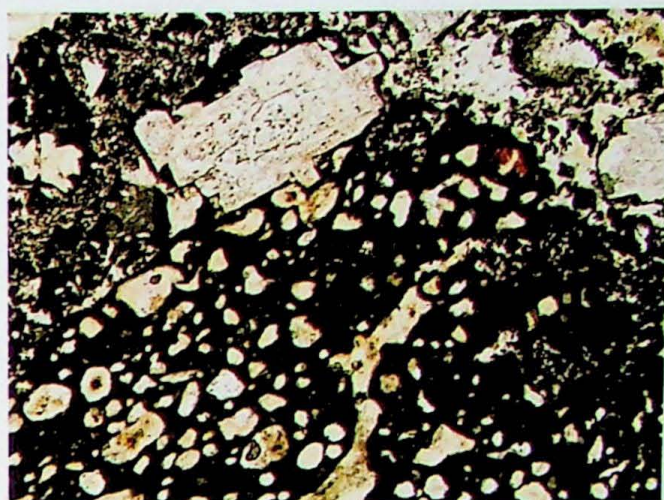


Fig. A5.20 - Fotomicrografia da amostra W-19F (sucessão regolítica do derrame 7). Notar matriz da amostra totalmente opaca devido a alteração. Nicóis paralelos. Objetiva: 4X.



Fig. A5.21 - Fotomicrografia da amostra W-02 (Regolito (sedimento?) estratificado - derrame 6). Notar a seleção granulométrica da amostra. Nicóis paralelos. Objetiva: 1,25X.



Fig. A5.22 - Fotomicrografia da amostra W-02 (Regolito (sedimento?) estratificado - derrame 6). Detalhe da porção mais fina da rocha. Nicóis paralelos. Objetiva: 4X.

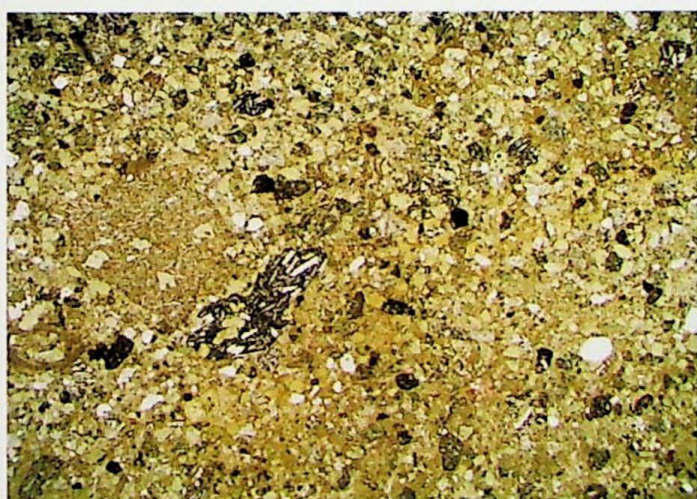


Fig. A5.23 - Fotomicrografia da amostra W-08 (Arenito). Notar os diversos tipos de grãos e alta proporção de matriz da rocha. Nicóis paralelos. Objetiva: 1,25X.

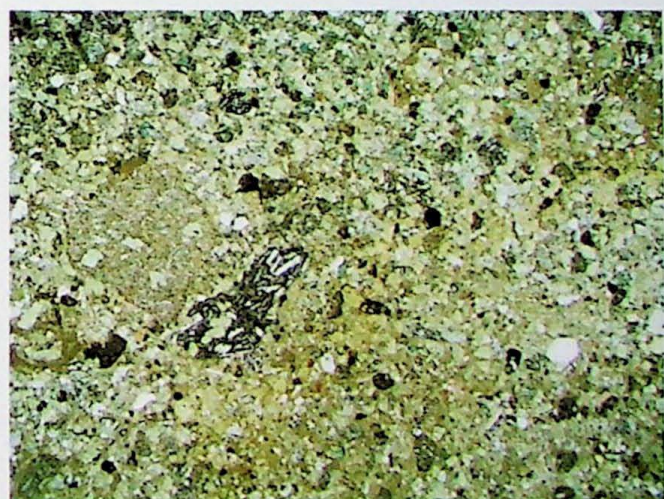


Fig. A5.24 - Fotomicrografia da amostra W-08 (Arenito). Notar os diversos tipos de grãos e alta proporção de matriz da rocha. Nicóis cruzados. Objetiva: 1,25X.



Fig. A5.25 - Fotomicrografia da amostra W-13 (Diamictito).
Notar clasto de material quartzoso e como a amostra é mais mal selecionada em relação a amostra anterior (W-08). Nicóis cruzados. Objetiva: 1,25X.

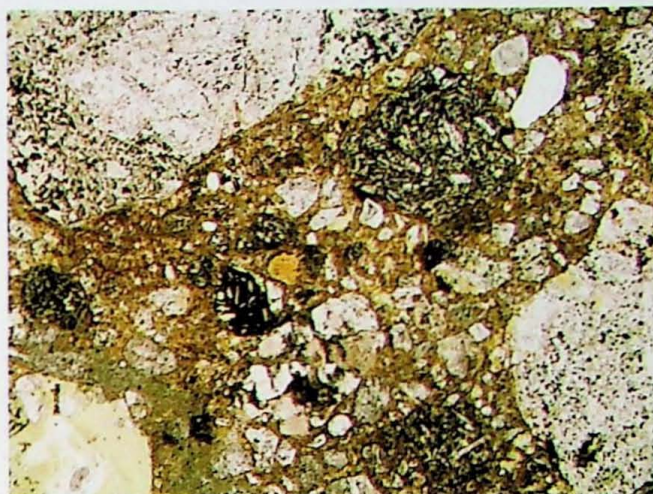


Fig. A5.26 - Fotomicrografia da amostra W-13 (Diamictito).
Notar os diversos tipos de fragmentos líticos que constituem a amostra. Nicóis paralelos. Objetiva: 4X

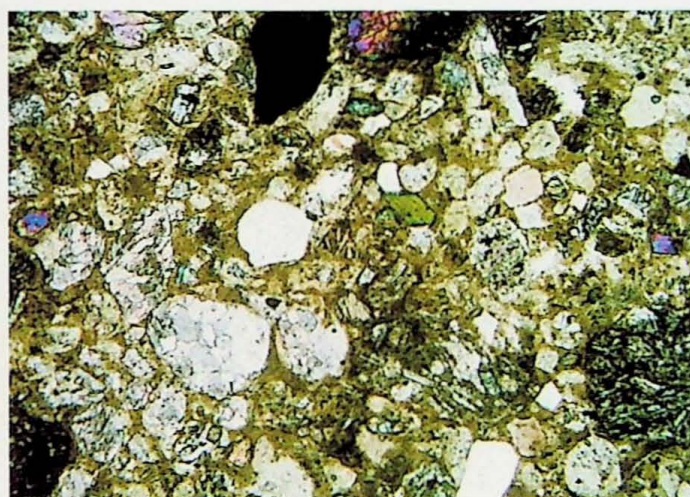


Fig. A5.27 - Fotomicrografia da amostra W-06 (Arenito).
Detalhe dos grãos de diversos tipos líticos e mineralógicas. Notar grãos de olivina/piroxênio (birrefringência alta). Nicóis cruzados. Objetiva: 1,25X.

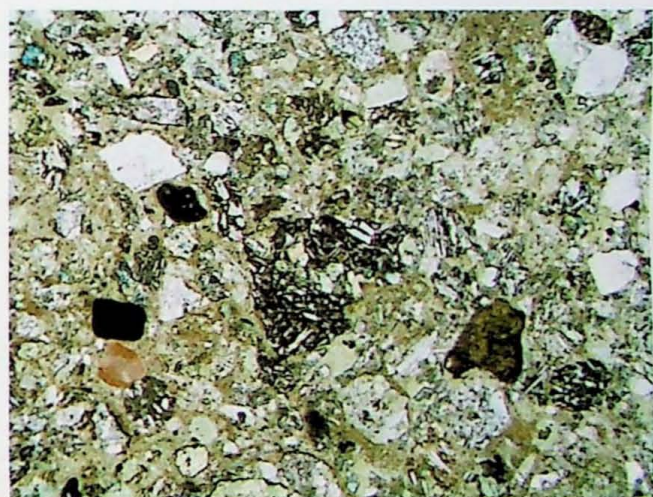


Fig. A5.28 - Fotomicrografia da amostra W-08 (Arenito).
Detalhe dos grãos de diversos tipos líticos e mineralógicas. Nicóis cruzados. Objetiva: 4X.

DOAÇÃO

IGC-USP

Data: 07/05/08

