



UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional

**O MÉTODO GEOCRONOLÓGICO DO Pb-210 APLICADO NO ESTUDO DA TAXA
DE SEDIMENTAÇÃO EM UMA PORÇÃO DA BACIA DO RIO ATIBAIA (SP)**

Tatiani de Paula Pinotti Sabaris

Rio Claro (SP)

2010

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

**O MÉTODO GEOCRONOLÓGICO DO Pb-210 APLICADO NO ESTUDO DA TAXA
DE SEDIMENTAÇÃO EM UMA PORÇÃO DA BACIA DO RIO ATIBAIA (SP)**

Tatiani de Paula Pinotti Sabaris

Orientador: Prof. Dr. Daniel Marcos Bonotto

Tese de Doutorado elaborada junto
ao Programa de Pós-Graduação em
Geologia Regional, para obtenção
do título de Doutor em Geologia
Regional.

Rio Claro (SP)

2010

551.303 Sabaris, Tatiani de Paula Pinotti
S113m O método geocronológico do Pb-210 aplicado no estudo da taxa de sedimentação em uma porção da bacia do Rio Atibaia (SP) / Tatiani de Paula Pinotti Sabaris. – Rio Claro : [s.n.], 2010
152 f. : Il., figs., Graf., tabs., mapas

Tese (doutorado) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Orientador: Daniel Marcos Bonotto

1.Sedimentação e depósitos. 2. Taxa de sedimentação. 3. Datação. 4. Sedimentos. 5. Espectrometria alfa. 6. Espectrometria gama. I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI – Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dr. Ivo Karmann
IG/USP/São Paulo (SP)

Prof. Dr. Francisco Yukio Hiodo
IAG/USP/São Paulo (SP)

Profa. Dra. Dejanira Franceschi de Angelis
IB/UNESP/Rio Claro (SP)

Prof. Dr. Edson Gomes de Oliveira
IGCE/ENESP/Rio Claro (SP)

Prof. Dr. Daniel Marcos Bonotto
IGCE/UNESP/Rio Claro (SP)
Orientador

Tatiani de Paula Pinotti Sabaris
Discente

Rio Claro, 23 de abril de 2010.

Resultado: **Aprovado**

DEDICATÓRIA

*Dedico este trabalho aos meus pais
Sinésio e Maria José, exemplos de
superação e de amor incondicional: AMO
VOCÊS!*

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Daniel Marcos Bonotto por seus ensinamentos, orientações, paciência e amizade.

Ao técnico de laboratório Bruce Tessari, pela ajuda preciosa nas atividades desenvolvidas no Laboratório de Isótopos e Hidroquímica – LABIDRO.

Ao Cnpq pelo apoio financeiro durante o período de Doutorado.

Aos membros da Comissão Examinadora por aceitar fazer parte desse momento tão importante e contribuir com seus conhecimentos.

Aos meus queridos avôs, Sr. José e Sra. Victorina, por sempre terem uma palavra de incentivo nas dificuldades e, principalmente pelo amor.

Ao meu amado irmão, Tiago, por sua amizade, seu carinho e apoio em todos os momentos da minha vida.

Ao meu marido e grande amor, Thiago Meglhioratti, pela dedicação e contribuições importantíssimas na elaboração desse trabalho. Essa conquista também é sua!!!

E a todos que colaboraram de alguma forma para a realização dessa tese.

“O triunfo pertence a quem se atreve”
(Charles Chaplin)

SUMÁRIO

ÍNDICE.....	I
ÍNDICE DE FIGURAS.....	IV
ÍNDICE DE TABELAS.....	VIII
ÍNDICE DE ANEXOS.....	X
RESUMO.....	XII
ABSTRACT.....	XIII
Capítulo 1: Introdução.....	1
Capítulo 2: Chumbo e Polônio	4
Capítulo 3: O Pb-210 como cronômetro.....	14
Capítulo 4: Aspectos gerais da área de estudo.....	27
Capítulo 5:Técnicas Analíticas.....	44
Capítulo 6: Principais constituintes nas águas e sedimentos.....	61
Capítulo 7: ²¹⁰ Pb nos sedimentos de fundo.....	94
Capítulo 8: Conclusões.....	126
Capítulo 9: Referências bibliográficas.....	128
ANEXOS.....	135

ÍNDICE

Capítulo 1: Introdução.....	01
1.1 – Informações gerais.....	01
1.2 – Objetivo.....	03
Capítulo 2: Chumbo e Polônio	04
2.1 – O Chumbo.....	04
2.1.1 – Ocorrência e obtenção.....	05
2.1.2 – Características principais.....	06
2.1.3 – Aplicações.....	08
2.1.4 – Isótopos.....	09
2.2 – O Polônio.....	11
2.2.1 – Ocorrência.....	11
2.2.2 – Isótopos.....	11
2.2.3 – Características principais.....	12
Capítulo 3: O Pb-210 como cronômetro.....	14
3.1 – Atividade.....	14
3.2 – Redução da atividade do Pb-210 em função de sua meia vida.	17
3.3 – Equilíbrio radioativo entre o ^{210}Po e o ^{210}Pb	18
3.4 – Equilíbrio entre o ^{210}Po , o ^{210}Bi e o ^{210}Po	19
3.5 – Datação por Pb-210.....	22
3.6 – Modelos para a determinação de Pb-210.....	22
3.6.1 – Fundamentos Teóricos.....	24
3.6.2 – Modelo CIC (<i>Constant Initial Concentration</i>).....	25
3.6.3 – Modelo CRS (<i>Constant Rate of Supply</i>).....	25

3.6.4 – Modelo CIA (<i>Constant Initial of Activity</i>).....	26
Capítulo 4: Aspectos gerais da área de estudo.....	27
4.1 – Localização e acesso a área.....	27
4.2 – Clima.....	29
4.3 – Hidrografia.....	30
4.4 – Contexto geológico.....	32
4.5 – Aspectos geomorfológicos.....	38
4.6 – Aspectos pedológicos.....	41
Capítulo 5:Técnicas Analíticas.....	44
5.1 – Amostragem e preparação das amostras.....	44
5.2 – Matéria orgânica e principais óxidos.....	47
5.3 – Caracterização das amostras de água.....	48
5.4 – Determinação do ²¹⁰ Po e ²¹⁰ Pb	48
5.4.1 – Digestão dos sedimentos.....	49
5.4.2 – Deposição em lâminas de cobre.....	50
5.4.3 – Espectrometria Alfa.....	50
5.4.3.1 - Calibração em energia do Espectrômetro Alfa....	52
5.4.4 - Análise dos sedimentos por espectrometria gama.....	54
5.4.4.1 – Calibração do sistema espectrométrico gama....	56
Capítulo 6: Principais constituintes nas águas e sedimentos.....	61
6.1 - Parâmetros de Caracterização de Qualidade de Água para a Bacia do Rio Atibaia.....	61
6.2 - Caracterização dos sedimentos.....	71
Capítulo 7: ²¹⁰Pb nos sedimentos de fundo.....	94

7.1 - Determinação do ^{210}Pb total nos sedimentos.....	94
7.2 - Determinação do ^{210}Pb “produzido” nos sedimentos.....	97
7.3 - O ^{210}Pb “não produzido” nos sedimentos.....	102
7.4 - Taxa de sedimentação.....	108
7.5 - Comparação dos valores obtidos para as taxas de sedimentação.....	123
Capítulo 8: Conclusões.....	126
Capítulo 9: Referências bibliográficas.....	128

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1: Série radioativa natural do urânio.	10
Figura 3.1: Atividades relativas em função do tempo para o Pb-210.	18
Figura 3.2: Equilíbrio radioativo entre o ^{210}Pb e o ^{210}Po .	19
Figura 3.3: Atividade do Pb-210 e seus “filhos” em função do tempo.	21
Figura 4.1: Mapa de localização da área de estudo. Mapa hidrográfico modificado de: Comitê das Bacias Hidrográficas PCJ (2004).	28
Figura 4.2: Mapa hidrográfico das sub-bacias estudadas do Rio Atibaia. Mapa base modificado de Comitê das Bacias Hidrográficas PCJ,2004.	31
Figura 4.3a: Mapa geológico da região do município de Atibaia (OLIVEIRA <i>et al.</i> 1985 e SILVA, 2007).	33
Figura 4.3b: Legenda do mapa geológico da região do município de Atibaia (OLIVEIRA <i>et al.</i> 1985 e SILVA, 2007).	34
Figura 5.1: Mapa hidrográfico mostrando a localização dos pontos de coleta dos sedimentos. Mapa base modificado de Comitê das Bacias Hidrográficas PCJ (2004).	46
Figura 5.2: Metodologia empregada para mensuração do Po-210 em sedimentos.	51
Figura:5.3: Espectro alfa típico obtido através da leitura de padrão contendo isótopos de urânio e descendentes do ^{232}U (DUARTE, 2002).	52
Figura 5.4: Curva de calibração para o espectrômetro alfa com detector de barreira de superfície ORTEC.	53
Figura 5.5: Espectro de raios gama obtido para amostras contendo de U, Th e K, segundo WARD (1981).	55
Figura 5.6: Espectro gama obtido para fonte de ^{137}Cs (DUARTE, 2002).	56
Figura 5.7: Espectro gama obtido para fonte de ^{60}Co , com a presença do pico soma (DUARTE, 2002).	57
Figura 5.8: Espectro gama obtido para pechblenda contendo 1% de U (DUARTE, 2002).	57
Figura 5.9: Espectro gama obtido para areia monazítica contendo 1% de Th e 0,004% de U (DUARTE, 2002).	58
Figura 5.10: Espectro gama obtido para KCl (52%K) (DUARTE, 2002).	58
Figura 5.11: Calibração do espectrômetro gama utilizado.	59
Figura 5.12: Curva de calibração do U em concentração (DUARTE, 2002).	60
Figura 6.1: Mapa hidrográfico mostrando a localização dos pontos de amostragem de água. Mapa base modificado de Comitê das Bacias Hidrográficas PCJ (2004).	62

Figura 6.2: Valores de pH nos pontos amostrados	63
Figura 6.3: Valores de Condutividade Elétrica nos pontos amostrados.	65
Figura 6.4: Classificação química das águas da Bacia do Rio Atibaia nas áreas estudadas.	70
Figura 6.5: Relação entre LOI e Matéria Orgânica nos sedimentos dos testemunhos.	72
Figura 6.6: Relação entre SiO ₂ e Matéria Orgânica nos sedimentos de todos os testemunhos coletados.	74
Figura 6.7: Correlações inversas no perfil 1.	76
Figura 6.8: Correlações inversas no perfil 2.	78
Figura 6.9: Correlações inversas no perfil 3.	80
Figura 6.10: Correlações inversas no perfil 4.	82
Figura 6.11: Correlações inversas no perfil 5.	84
Figura 6.12: Correlações inversas no perfil 6.	86
Figura 6.13: Correlações inversas no perfil 7.	88
Figura 6.14: Correlações inversas no perfil 8.	90
Figura 6.15: Correlações inversas no perfil 9.	92
Figura 7.1: Variação da atividade do ²¹⁰ Pb “não produzido” em função da profundidade no perfil 1 do Ribeirão Itapetinga.	105
Figura 7.2: Variação da atividade do ²¹⁰ Pb “não produzido” em função da profundidade no perfil 2 do Ribeirão Itapetinga.	105
Figura 7.3: Variação da atividade do ²¹⁰ Pb “não produzido” em função da profundidade no perfil 3 do Ribeirão dos Porcos.	106
Figura 7.4: Variação da atividade do ²¹⁰ Pb “não produzido” em função da profundidade no perfil 4 do Ribeirão do Onofre.	106
Figura 7.5: Variação da atividade do ²¹⁰ Pb “não produzido” em função da profundidade no perfil 5 do Rio Atibaia.	106
Figura 7.6: Variação da atividade do ²¹⁰ Pb “não produzido” em função da profundidade no perfil 6 do Ribeirão Folha Larga.	107
Figura 7.7: Variação da atividade do ²¹⁰ Pb “não produzido” em função da profundidade no perfil 7 do Ribeirão Folha Larga.	107
Figura 7.8: Variação da atividade do ²¹⁰ Pb “não produzido” em função da profundidade no perfil 8 do Córrego Caetetuba.	107
Figura 7.9: Variação da atividade do ²¹⁰ Pb “não produzido” em função da profundidade no perfil 9 do Córrego Caetetuba.	108
Figura 7.10: Variação da atividade do ²¹⁰ Pb “não produzido” em função da massa seca acumulada por unidade de área do perfil 1.	112

Figura 7.11: Variação da atividade do ^{210}Pb “não produzido” em função da massa seca acumulada por unidade de área do perfil 2.	112
Figura 7.12: Variação da atividade do ^{210}Pb “não produzido” em função da massa seca acumulada por unidade de área do perfil 3.	112
Figura 7.13: Variação da atividade do ^{210}Pb “não produzido” em função da massa seca acumulada por unidade de área do perfil 4.	113
Figura 7.14: Variação da atividade do ^{210}Pb “não produzido” em função da massa seca acumulada por unidade de área do perfil 5.	113
Figura 7.15: Variação da atividade do ^{210}Pb “não produzido” em função da massa seca acumulada por unidade de área do perfil 6.	113
Figura 7.16: Variação da atividade do ^{210}Pb “não produzido” em função da massa seca acumulada por unidade de área do perfil 7.	114
Figura 7.17: Variação da atividade do ^{210}Pb “não produzido” em função da massa seca acumulada por unidade de área do perfil 8.	114
Figura 7.18: Variação da atividade do ^{210}Pb “não produzido” em função da massa seca acumulada por unidade de área do perfil 9.	114
Figura 7.19: Relação entre a profundidade da coluna sedimentar e o tempo de deposição dos sedimentos para o ponto 1.	117
Figura 7.20: Relação entre a profundidade da coluna sedimentar e o tempo de deposição dos sedimentos para o ponto 2.	119
Figura 7.21: Relação entre a profundidade da coluna sedimentar e o tempo de deposição dos sedimentos para o ponto 3.	120
Figura 7.22: Relação entre a profundidade da coluna sedimentar e o tempo de deposição dos sedimentos para o ponto 4.	120
Figura 7.23: Relação entre a profundidade da coluna sedimentar e o tempo de deposição dos sedimentos para o ponto 5.	121
Figura 7.24: Relação entre a profundidade da coluna sedimentar e o tempo de deposição dos sedimentos para o ponto 6.	121
Figura 7.25: Relação entre a profundidade da coluna sedimentar e o tempo de deposição dos sedimentos para o ponto 7.	120
Figura 7.26: Relação entre a profundidade da coluna sedimentar e o tempo de deposição dos sedimentos para o ponto 8.	122
Figura 7.27: Relação entre a profundidade da coluna sedimentar e o tempo de deposição dos sedimentos para o ponto 9.	123
Figura 7.28: Mapa geológico mostrando a localização dos pontos de amostragem de sedimentos e suas respectivas taxas de sedimentação obtidas (valores em $\text{mg}/\text{cm}^2\cdot\text{ano}$). Mapa base modificado de OLIVEIRA <i>et al.</i> (1985) e SILVA (2007).	125

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 2.1: Principais característica do chumbo.	07
Tabela 2.2: Principais características do Polônio.	13
Tabela 3.1: Atividades relativas em função do tempo para o Pb-210.	17
Tabela 4.1: Sub-bacias do Rio Atibaia.	30
Tabela 4.2: Coluna estratigráfica regional (BISTRICHI, 2001).	32
Tabela 4.3: Tipos de relevo com suas características morfométricas e a composição do substrato rochoso. (Fonte Pires Neto, 1996).	40
Tabela 4.4: Unidades de solos.	41
Tabela 5.1: Localização dos perfis nos cursos d' água.	47
Tabela 5.2: Dados utilizados para a construção das curvas de calibração para os detectores utilizados nos sistemas espectrométricos alfa.	53
Tabela 5.3: Janelas espectrais comumente utilizadas para medidas com espectrômetro gama na investigação de urânio, tório e potássio.	56
Tabela 5.4: Calibração em energia para o sistema utilizado.	58
Tabela 6.1: Parâmetros de caracterização das amostras de água.	63
Tabela 6.2: Principais óxidos (em %) no perfil 1 (Ribeirão Itapetinga).	75
Tabela 6.3: Principais óxidos (em %) no perfil 2 (Ribeirão Itapetinga).	77
Tabela 6.4: Principais óxidos (em %) no perfil 3 (Ribeirão dos Porcos).	79
Tabela 6.5: Principais óxidos (em %) no perfil 4 (Ribeirão do Onofre).	81
Tabela 6.6: Principais óxidos (em %) no perfil 5 (Rio Atibaia).	83
Tabela 6.7: Principais óxidos (em %) no perfil 6 (Ribeirão Folha Larga).	85
Tabela 6.8: Principais óxidos (em %) no perfil 7 (Ribeirão Folha Larga).	87
Tabela 6.9: Principais óxidos (em %) no perfil 8 do Córrego Caetetuba.	89
Tabela 6.10: Principais óxidos (em %) no perfil 9 (Córrego Caetetuba).	91
Tabela 6.11: Valores médios (em %) dos principais óxidos nos sedimentos analisados.	93
Tabela 7.1: Resultados das análises de Po-210 por espectrometria alfa no perfil de sedimentos do Ribeirão Itapetinga.	95
Tabela 7.2: Resultados das análises de Po-210 por espectrometria alfa no perfil de sedimentos do Ribeirão dos Porcos e do Onofre.	95
Tabela 7.3: Resultados das análises de Po-210 por espectrometria alfa no perfil de sedimentos do Rio Atibaia.	96

Tabela 7.4: Resultados das análises de Po-210 por espectrometria alfa no perfil de sedimentos do Ribeirão Folha Larga.	96
Tabela 7.5: Resultados das análises de Po-210 por espectrometria alfa no perfil de sedimentos do Córrego Caetetuba.	97
Tabela 7.6: Atividade do ^{210}Pb “produzido” no perfil de sedimentos do Ribeirão Itapetinga.	99
Tabela 7.7: Atividade do ^{210}Pb “produzido” no perfil de sedimentos do Ribeirão dos Porcos e do Onofre.	99
Tabela 7.8: Atividade do ^{210}Pb “produzido” no perfil de sedimentos do Rio Atibaia.	100
Tabela 7.9: Atividade do ^{210}Pb “produzido” no perfil de sedimentos do Ribeirão Folha Larga.	100
Tabela 7.10: Atividade do ^{210}Pb “produzido” no perfil de sedimentos do Córrego Caetetuba.	102
Tabela 7.11: Atividade do ^{210}Pb “não produzido” no perfil de sedimentos do Ribeirão Itapetinga.	100
Tabela 7.12: Atividade do ^{210}Pb “não produzido” no perfil de sedimentos do Ribeirão dos Porcos e do Onofre.	103
Tabela 7.13: Atividade do ^{210}Pb “não produzido” no perfil de sedimentos do Rio Atibaia.	103
Tabela 7.14: Atividade do ^{210}Pb “não produzido” no perfil de sedimentos do Ribeirão Folha Larga.	104
Tabela 7.15: Atividade do ^{210}Pb “não produzido” no perfil de sedimentos do Córrego Caetetuba.	104
Tabela 7.16: Parâmetros para a determinação da taxa de sedimentação pelo método do ^{210}Pb nos testemunhos do Ribeirão Itapetinga.	109
Tabela 7.17: Parâmetros para a determinação da taxa de sedimentação pelo método do ^{210}Pb nos testemunhos do Ribeirão dos Porcos e do Onofre.	110
Tabela 7.18: Parâmetros para a determinação da taxa de sedimentação pelo método do ^{210}Pb nos testemunhos do Rio Atibaia.	110
Tabela 7.19: Parâmetros para a determinação da taxa de sedimentação pelo método do ^{210}Pb nos testemunhos do Ribeirão Folha Larga.	111
Tabela 7.20: Parâmetros para a determinação da taxa de sedimentação pelo método do ^{210}Pb nos testemunhos do Córrego Caetetuba.	111
Tabela 7.21: Tempo e ano de deposição dos sedimentos do perfil 1.	116
Tabela 7.22: Tempo e ano de deposição dos sedimentos do perfil 2.	116
Tabela 7.23: Tempo e ano de deposição dos sedimentos do perfil 3.	116
Tabela 7.24: Tempo e ano de deposição dos sedimentos do perfil 4.	116
Tabela 7.25: Tempo e ano de deposição dos sedimentos do perfil 5.	117

Tabela 7.26: Tempo e ano de deposição dos sedimentos do perfil 6.	117
Tabela 7.27: Tempo e ano de deposição dos sedimentos do perfil 7.	117
Tabela 7.28: Tempo e ano de deposição dos sedimentos do perfil 8.	117
Tabela 7.29: Tempo e ano de deposição dos sedimentos do perfil 9.	118
Tabela 7.30: Taxa de sedimentação em g/cm ² .ano e em cm/ano em todas as regiões amostradas.	118
Tabela 7.31: Taxas de sedimentação obtidas pelo método do ²¹⁰ Pb.	124

ÍNDICE DE ANEXOS

ANEXO A	135
Tabela A1 – Resultados das análises de Po-210 por espectrometria alfa nos perfis de sedimentos do Rio Itapetinga.	136
Tabela A2 – Resultados das análises de Po-210 por espectrometria alfa nos perfis de sedimentos do Ribeirão dos Porcos e do Onofre.	137
Tabela A3 – Resultados das análises de Po-210 por espectrometria alfa no perfil de sedimentos do Rio Atibaia.	138
Tabela A4 – Resultados das análises de Po-210 por espectrometria alfa nos perfis de sedimentos do Ribeirão Folha Larga.	139
Tabela A5 – Resultados das análises de Po-210 por espectrometria alfa nos perfis de sedimentos do Córrego Caetetuba.	140
ANEXO B	141
Tabela B1 – Resultados das análises por espectrometria gama nos perfis de sedimentos do Ribeirão Itapetinga.	142
Tabela B1.1 – Resultados das análises por espectrometria alfa em três pontos do perfil 2 (Ribeirão Itapetinga).	142
Tabela B2 – Resultados das análises por espectrometria gama nos perfis de sedimentos do Ribeirão dos Porcos e do Onofre.	143
Tabela B3 – Resultados das análises por espectrometria gama no perfil de sedimentos do Rio Atibaia.	144
Tabela B4 – Resultados das análises por espectrometria gama nos perfis de sedimentos do Ribeirão Folha Larga.	145
Tabela B5 – Resultados das análises por espectrometria gama nos perfis de sedimentos do Córrego Caetetuba.	146
ANEXO C	147
Tabela C1 – Parâmetros para a determinação da taxa de sedimentação pelo método do ²¹⁰ Pb nos testemunhos do Ribeirão Itapetinga.	148
Tabela C2 – Parâmetros para a determinação da taxa de sedimentação pelo método do ²¹⁰ Pb nos testemunhos do Ribeirão dos Porcos e do Onofre.	149
Tabela C3 – Parâmetros para a determinação da taxa de sedimentação pelo método do ²¹⁰ Pb no testemunho do Rio Atibaia.	150
Tabela C4 – Parâmetros para a determinação da taxa de sedimentação pelo método do ²¹⁰ Pb nos testemunhos do Ribeirão Folha Larga.	151

Tabela C5 – Parâmetros para a determinação da taxa de sedimentação pelo método do ^{210}Pb nos testemunhos do Córrego Caetetuba. 152

RESUMO

Neste trabalho nove perfis de sedimentos foram amostrados em uma porção da Bacia do Rio Atibaia com o intuito de determinar as taxas de sedimentação utilizando o método geocronológico do ^{210}Pb . Seis rios foram analisados: Ribeirão Itapetinga, Ribeirão dos Porcos, Ribeirão do Onofre, Rio Atibaia, Ribeirão Folha Larga e Córrego Caetetuba. Utilizou-se para isso a espectrometria alfa a fim de se determinar os teores de ^{210}Po e ^{210}Pb em cada testemunho. O excesso de ^{210}Pb presente nos sedimentos deu-se através da quantificação do ^{238}U por meio da espectrometria gama. Houve ainda a separação de alíquotas destinadas às determinações dos principais óxidos por fluorescência de raios-X, de matéria orgânica e de radionuclídeos. De modo a avaliar qualquer eventual influência nos teores de ^{210}Pb , amostras de água também foram coletadas a fim de se determinar alguns parâmetros característicos básicos. Boa correlação entre teor de matéria orgânica e perda ao fogo foi encontrada em quase todos os pontos de amostragem. A sílica foi o principal constituinte dos sedimentos e apresenta uma boa correlação inversa com a matéria orgânica: a diminuição em sílica implica em aumento na superfície específica dos sedimentos. Esta relação se confirma a partir das correlações significativas inversas obtidas entre a sílica e os vários constituintes analisados. Taxas de sedimentação foram obtidas no intervalo de 47,7 e 782,4 $\text{mg}/\text{cm}^2\cdot\text{ano}$ (0,16 a 1,32 cm/ano), indicando que as menores taxas de sedimentação foram encontradas em regiões onde o relevo é mais acidentado e as maiores taxas foram obtidas em regiões topograficamente mais suaves. Isto ocorre porque em regiões topograficamente mais acidentadas, os sedimentos são preferencialmente transportados pela corrente aquosa ao invés de se depositarem.

Palavras-chaves: Geocronologia, Pb-210, Taxa de Sedimentação, Espectrometria Alfa, Bacia do Rio Atibaia.

ABSTRACT

Nine sediment profiles were sampled on a portion of Atibaia River basin, São Paulo State, Brazil, in order to determine sedimentation rates using ^{210}Pb as geochronometer. Six water courses were studied: Itapetinga stream, Porcos stream, Onofre stream, Atibaia River, Folha Larga stream and Caetetuba creek. Aliquots were separated from sections of each core for determining the major oxides (by X-ray fluorescence), organic matter (by colorimetry) and radionuclides. Alpha spectrometry was used to determine the ^{210}Po levels (= total ^{210}Pb) in each segment, whereas the supported ^{210}Pb was evaluated by the equivalent uranium (= ^{226}Ra) through gamma spectrometry. In order to better understand some aspects of the sampling sites that could influence on the ^{210}Pb levels, it was also performed the collection of water samples. Significant correlation between organic matter and loss on ignition was found in almost all sampling points. Silica was the main constituent of the sediments and showed a significant inverse correlation with organic matter so that the silica decrease implied on an increase in the specific surface of the sediments. Such relationship was confirmed from the significant inverse correlations obtained among silica and the various constituents analyzed. The sedimentation rates ranged from 47.7 to 782.4 $\text{mg}/\text{cm}^2\cdot\text{year}$ (0.16 to 1.32 cm/year); the lower values were found in regions where the terrain is steeper, whereas the higher ones in topographically smooth regions. This occurs because the sediments are preferentially transported in topographically steeper regions instead of being deposited.

Key-words: Geochronology, ^{210}Pb , Sedimentation rate, Alpha spectrometry, Atibaia River Basin.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 – Informações gerais

O método de datação de Pb-210 tem aplicação na medida da taxa de acumulação de sedimentos no meio ambiente (KOIDE *et al.*, 1973; KRISHNASWAMI *et al.*, 1980; SHARMA *et al.*, 1987) bem como em estudos do comportamento de aerossóis na atmosfera (POET *et al.*, 1972; TUREKIAN *et al.*, 1983).

A concentração de Pb-210 no ar depende principalmente da presença de Rn-222 no solo e da distribuição latitudinal dos continentes e oceanos (PATTERSON & LOCKHART, 1964). Essa concentração de Pb-210 atmosférico e seu fluxo médio varia com a latitude (JAWORSKY, 1966). O fluxo é influenciado pela fisiografia local, e em parte de fatores meteorológicos regionais (APPLEBY & OLDFIELD, 1983).

O Pb-210 é removido da atmosfera por precipitação, entrando em lagos e reservatórios através da chuva ou indiretamente pelo escoamento superficial na bacia hidrográfica, variando o seu tempo de residência de 9,6 dias a algumas semanas (FRANCIS *et al.*, 1970). BURTON & STEWART(1960) encontraram valores entre 20 e 40 dias para o tempo de residência do Pb-210 na precipitação pluviométrica e atmosférica, com base em medidas da razão polônio-210/chumbo-210.

O Pb-210 quando entra em um lago ou oceano, acaba se depositando no fundo por processos de sedimentação e de trocas químicas, juntando-se as camadas de sedimentos. Entretanto, além de possuir o chumbo-210 originado da atmosfera, o sedimento também contém Pb-210 gerado pelo decaimento de Ra-226. O chumbo-210 originado na atmosfera e presente no sedimento é referido como Pb-210 “não produzido” e o chumbo-210 resultante do decaimento do rádio-226 do próprio sedimento é denominado como Pb-210 “produzido”.

A geocronologia de sedimentos tem aplicações importantes na limnologia e nos estudos de eutrofização acelerada, permitindo estabelecer não apenas a recente história de poluição de metais pesados, mas também a taxa de erosão regional e de crescimento de pântanos salinos (BENNINGER *et al.*, 1975; EVANS &

RIGLER, 1980). Os sedimentos de estuários e lagos contêm informações históricas sobre mudanças ocasionadas em decorrência de poluição industrial (ALEXANDER *et al.*, 1993).

Em 1963, GOLDBERG desenvolveu um método radiométrico baseado no decaimento do Pb-210 para datar materiais glaciais. KRISHNASWAMY *et al.* (1971), empregaram o Pb-210 e outros três radionuclídeos Cs-137, Si-32 e Fe-55 para calcular taxas de sedimentação em sedimentos de lagos.

ROBBINS & EDGINGTON (1975), descreveram a possibilidade de se determinar a taxa de sedimentação em ambientes costeiros e lacustres por meio do Pb-210. Conhecendo-se a entrada de Pb-210 na área em que se quer investigar, o seu tempo de residência no sedimento, e não tendo migração significativa do sedimento, a concentração de chumbo-210 “não-produzido” diminui em função da profundidade, devido ao decaimento radioativo. Portanto, a idade do sedimento em uma profundidade específica pode ser calculada a partir da atividade do Pb-210 “não-produzido”. Em ambientes de atividade energética intensa como rios e estuários, a dinâmica das águas e os processos de erosão são responsáveis por freqüentes alterações nos registros sedimentológicos, dificultando o estabelecimento da cronologia que somente poderá se efetivada com a coleta apropriada dos sedimentos (LIMA, 2000).

A área de estudo deste trabalho localiza-se na porção sudeste do Estado de São Paulo e corresponde ao território do município de Atibaia e está inserido na bacia hidrográfica do Rio Atibaia, sendo drenada pelo Rio Atibaia e seus afluentes.

O Rio Atibaia drena uma área de 2.817,88 Km² desde a divisa com o Estado de Minas Gerais até a confluência com o Rio Jaguari. No seu curso estão compreendidos os municípios de Atibaia, Joanópolis, Piracaia, Nazaré Paulista, Jarinu, Bragança Paulista, Bom Jesus dos Perdões, Itatiba, Valinhos, Nova Odessa, Americana, Jaguariúna e Morungaba.

Na área de estudo, a bacia hidrográfica do Rio Atibaia é subdividida em 13 sub-bacias (Rio dos Amarais, Rio Cachoeira, Ribeirão Caetetuba, Ribeirão Campo Largo, Ribeirão das Pedras, Ribeirão Folha Larga, Ribeirão Itapetinga, Rio Jundiázinho, Ribeirão Laranja Azeda, Ribeirão Mato Dentro, Ribeirão dos Porcos, Ribeirão Taboão e do Pequeno Porte do Rio Atibaia).

1.2 – Objetivo

O objetivo geral deste trabalho consiste em determinar a taxa de sedimentação em na porção média da bacia hidrográfica do Rio Atibaia, no município de Atibaia e áreas adjacentes, utilizando o método de datação com o ^{210}Pb para posterior estabelecimento da cronologia das camadas sedimentares.

CAPÍTULO 2

CHUMBO E POLÔNIO

2.1 – O Chumbo

Os alquimistas acreditavam que o chumbo era o mais antigo dos metais e o associavam ao planeta Saturno: saturnismo, ainda é hoje, o envenenamento por inalação ou ingestão de sais de chumbo.

Chumbo é um elemento químico do grupo dos metais. Maleável e resistente possui baixa condutividade elétrica e é altamente resistente à corrosão. Seu número atômico é 82 e o símbolo químico é Pb, derivado do latim *plumbum*. Tem uma vasta gama de aplicações e é um dos metais utilizados no mundo.

O uso do chumbo remonta a 5.000 a.C., com os egípcios, que o utilizavam para a cunhagem de moedas e fabricação de cosméticos. Os jardins suspensos da Babilônia, construídos em 600 a.C., tinham calhas de chumbo para manter a umidade. Os gregos exploravam as jazidas de chumbo de Laurium no quinto século a.C., e os romanos fabricaram canos de chumbo no século III a.C. Na idade média, usou-se o chumbo para armar os vitrais das igrejas, e em calhas, escoadouros, encanamentos e nos tetos das catedrais, mosteiros e castelos. O chumbo foi também usado na guerra, graças ao baixo ponto de fusão para lançá-lo derretido sobre os invasores, e à densidade, para fabricação de balas de canhão e outros projéteis (AUDESIRK, 1985).

A produção de chumbo acentuou-se no século XIX, quando aumentaram suas aplicações industriais. Metais leves e resistentes, como o titânio, vieram substituí-lo, com a conseqüente queda no volume de produção. Entre os compostos de chumbo destaca-se o minio ou zarcão (Pb_3O_4), empregado como protetor do ferro contra corrosão. O chumbo é também empregado como protetor de tubulações e cabos subterrâneos condutores de eletricidade. Não deve, entretanto ser empregado para conduzir água. Por absorver radiações de ondas curtas, é usado como protetor de reatores nucleares, aceleradores de partículas e equipamentos de raios X e transporte e armazenagem de material radioativo.

Numerosos sais de chumbo têm as diversas aplicações: o amarelo e o vermelho de cromo, cromato de chumbo (PbCrO_4), como corantes e pigmentos; o monóxido de chumbo (PbO), ou litargírio, na fabricação do vidro, na vulcanização da borracha, e como componente de esmaltes vítreos; o dióxido de chumbo (PbO_2) nas placas positivas de baterias elétricas; o carbonato de chumbo, cerusita (PbCO_3), fornece alvaiade, que é um pigmento branco empregado em pintura (MAVROPOULOS, 1999).

2.1.1 – Ocorrência e Obtenção

O chumbo raramente é encontrado no seu estado elementar. O mineral de chumbo mais comum é o sulfeto denominado de galena (PbS) (com 86,6% deste metal). Outros minerais de importância comercial são o carbonato (PbCO_3 , cerusita) e o sulfato (PbSO_4 , anglesita), que são mais raros. Geralmente é encontrado com minerais de zinco, prata e, em maior abundância, de cobre. Também é encontrado chumbo em vários minerais de urânio e de tório, já que vem diretamente da desintegração radioativa destes radioisótopos. Os minerais comerciais podem conter pouco chumbo (3%), porém o mais comum é em torno de 10%. Os minerais são concentrados até alcançarem um conteúdo de 40% ou mais de chumbo antes de serem fundidos.

Através da ustulação da galena (PbS), obtém-se como produto o óxido de chumbo que, num alto forno, é reduzido com a utilização de coque, fundente e óxido de ferro. O chumbo bruto obtido é separado da escória por flotação. A seguir, é refinado para a retirada das impurezas metálicas, que pode ser por destilação. Desta forma pode-se obter chumbo com uma pureza elevada (99,99%).

Os principais depósitos de minérios de chumbo estão localizados nos EUA, Austrália, Canadá, Peru, México, Bolívia, Argentina, África do Sul, Zâmbia, Espanha, Suécia, Alemanha, Itália e Sérvia, sendo os principais produtores os Estados Unidos, Austrália, Canadá, Peru e México (MELLOR, 1958).

2.1.2 – Características principais

O chumbo é um metal de cor branco-azulado, tornando-se cinzento, azulado brilhante quando exposto ao ar, mole, dúctil, maleável, inclusive a frio. Possui peso específico de 11,37, baixo ponto de fusão (327°C), massa atômica 207,2 u e ponto de ebulição a 1.717°C, emitindo, antes desta temperatura, vapores tóxicos.

A alta ductibilidade e maleabilidade do metal favorecem o uso em forma de chapas pela facilidade de manuseio. Apresenta baixa resistência mecânica, contribui para o surgimento de fissuras, quando submetido a repetidas aplicações de esforços mecânicos, tensão produzida pela vibração, resfriamento e dobramento alterados.

Tem demonstrado ser um excelente metal quando usado para proteger a superfície da corrosão atmosférica devido a sua rápida oxidação superficial em forma de película de óxido, formando o protóxido de chumbo. Dissolve-se a quente nos ácidos nítrico, acético e nos ácidos sulfúrico e clorídrico em ebulição, porém reage à ação dos outros ácidos, o que o torna um dos elementos preferidos para o revestimento interno de recipientes para ácidos.

Possui, também, boas propriedades de antifricção a certas ligas. As características demonstradas e a facilidade de combinar com outros elementos fazem do chumbo um dos metais de maior emprego na indústria moderna, tanto puro, como sob a forma composta, sendo um dos principais metais do grupo dos não-ferrosos. A Tabela 2.1 apresenta algumas características do chumbo.

Tabela 2.1: Principais características do chumbo (modificado de www.webelements.com/lead).

Geral

Nome, símbolo, número atômico	Chumbo, Pb, 82
Classe, série química	Metal, representativo
Densidade, dureza Mohs	11340 kg/m ³ , 1,5

Propriedades Atômicas

Massa atômica	207,2 u
Raio médio	180 pm
Raio atômico calculado	154 pm
Raio Covalente	147 pm
Configuração eletrônica	[Xe] 4f ¹⁴ 5d ¹⁰ 6s ² 6p ²
Estrutura cristalina	Cúbica de face centrada

Propriedades Físicas

Estado da matéria	Sólido
Ponto de fusão	327,46 °C
Ponto de ebulição	1749 °C
Entalpia de vaporização	177,7 kJ/mol
Entalpia de fusão	4,799 kJ/mol
Pressão de vapor	4,21 x 10 ⁻⁷ Pa

Informações diversas

Eletronegatividade	2,33
Calor específico	129 J/(kg.K)
Condutibilidade elétrica	4,81 x 10 ⁶ m ⁻¹ . Ω ⁻¹
Condutibilidade térmica	35,3 W/(m.K)

2.1.3 – Aplicações

O mais amplo uso do chumbo é na fabricação de acumuladores. Outras aplicações importantes são na fabricação de revestimento para cabos, elemento de construção civil, pigmentos, soldas suaves e munições. As formas de compostos orgânicos como o chumbo tetra etílico (TEL) vem diminuindo em função de regulamentações ambientais cada vez mais restritivas no mundo. A principal aplicação do TEL é como aditivo da gasolina. No Brasil desde 1978 este aditivo deixou de ser usado como antidetonante (QUER-BROSSA, 1983). Têm-se desenvolvido vários compostos organoplúmbicos para aplicações como catalisadores na fabricação de espumas de poliuretano, como tóxico para as pinturas navais com a finalidade de inibir a incrustação nos cascos, agentes biocidas contra as bactérias grampositivas, proteção da madeira contra o ataque das brocas e fungos marinhos, preservadores para o algodão contra a decomposição e do mofo, agentes molusquicidas, agentes antihelmínticos, agentes redutores do desgaste nos lubrificantes e inibidores da corrosão do aço.

Graças a sua excelente resistência a corrosão, o chumbo encontra muitas aplicações na indústria de construção e, principalmente, na indústria química. É resistente à ação corrosiva de muitos ácidos, pois forma seu próprio revestimento protetor de óxido. Como consequência desta característica, o chumbo é muito utilizado na fabricação e manejo do ácido sulfúrico.

Durante muito tempo empregou-se o chumbo como manta protetora para os aparelhos de raio-X. Em virtude das aplicações cada vez mais intensas da energia atômica, torna-se cada vez mais importante as aplicações do chumbo como blindagem contra a radiação.

Sua utilização como revestimento para cabos de telefone e de televisão segue sendo uma forma de emprego adequada para o chumbo. A ductilidade única do chumbo o torna particularmente apropriado para esta aplicação, pois pode ser estirado para formar revestimentos contínuo em torno dos condutores internos.

O uso de chumbo em pigmentos tem sido importante, porém a sua utilização tem diminuído. O pigmento, que contém este elemento, é o branco de chumbo, $2\text{PbCO}_3 \cdot \text{Pb}(\text{OH})_2$; outros pigmentos importantes são o sulfato básico de chumbo e os cromatos de chumbo (KEISCH *et al.*, 1967).

Utiliza-se uma grande variedade de compostos de chumbo, como os silicatos, os carbonatos e os sais de ácidos orgânicos, como estabilizadores contra o calor e a luz para os plásticos de cloreto de polivinila (PVC). Usam-se silicatos de chumbo para a fabricação de vidros e cerâmicas. O nitreto de chumbo, $\text{Pb}(\text{N}_3)_2$, é um detonador padrão para os explosivos. Os arseniados de chumbo são empregados em grande quantidades como inseticidas para a proteção dos cultivos. O litargírio (óxido de chumbo) é muito empregado para melhorar as propriedades magnéticas dos ímãs de cerâmica de ferrita de bário.

O chumbo forma ligas com muitos metais e, em geral, é empregado nesta forma na maior parte de suas aplicações. Todas as ligas metálicas formadas com estanho, cobre, arsênio, antimônio, bismuto, cádmio e sódio apresentam importantes aplicações industriais (soldas, fusíveis, material de tipografia, material de antifricção, revestimentos de cabos elétricos, etc.).

Recentemente uma mistura de zirconato de chumbo e de titanato de chumbo, conhecida como PZT, está sendo posta no mercado como um material piezoelétrico (KEISCH, 1968).

2.1.4 – Isótopos

O chumbo tem 4 isótopos naturais estáveis que, com a respectiva abundância natural, são: Pb-204 (1.4%), Pb-206 (24.1%), Pb-207 (22.1%) e Pb-208 (52.4%). O Pb-206, Pb-207 e o Pb-208 são os produtos finais de uma complexa cadeia de decaimento que se inicia com o U-238, U-235 e Th- 232, respectivamente. As correspondentes meias-vida destes esquemas de decaimento são: 4.47×10^9 , 7.04×10^8 e 1.4×10^{10} anos, respectivamente. Cada um deles é documentado em relação ao ^{204}Pb , o único isótopo natural radioativo, que devido a sua longa meia-vida pode ser considerado estável. As escalas de relações isotópicas para a maioria de materiais naturais são 14.0-30.0 para Pb-206/Pb-204, 15.0-17.0 para Pb-207/Pb-204 e 35.0-50.0 para Pb-208/Pb-204, embora numerosos exemplos fora destas escalas sejam relatados na literatura (MELLOR, 1958).

O chumbo apresenta alguns isótopos radioativos presentes em todas as séries radioativas naturais. São eles: ^{210}Pb , ^{211}Pb , ^{212}Pb e ^{214}Pb .

O ^{210}Pb apresenta a maior meia-vida, 22,26 anos, sendo esta uma das principais propriedades que se combinam para torná-lo um importante traçador geocronológico, permitindo a datação de sedimentos com idades recentes (150-160 anos).

A figura 2.1 mostra a série radioativa do ^{238}U , onde são indicadas as meias-vidas dos elementos e a forma de decaimento. Nota-se que o ^{210}Pb é um membro intermediário desta série. Sendo um radionuclídeo de ocorrência natural, com meia-vida relativamente longa, é facilmente encontrado no solo e nas rochas e contribui com a mais alta dose de radiação para o Homem.

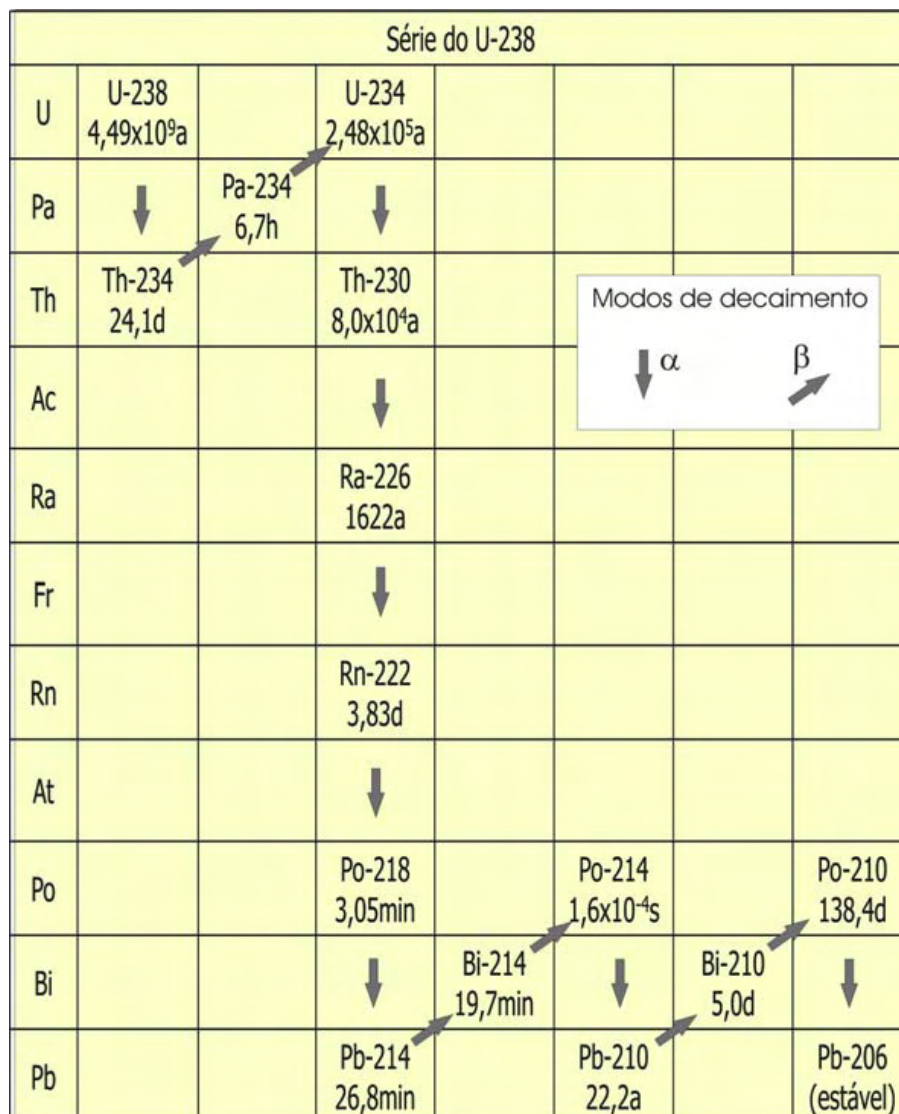


Figura 2.1 – Série radioativa natural do urânio (extraído de IVANOVICH & HARMON, 1992).

2.2 – O Polônio

Chamado de rádio F, foi descoberto por Marie Curie e Pierre Curie, em 1898, sendo mais tarde renomeado para polônio em homenagem à Polônia, país natal de Marie. Naquela época, a Polônia estava sob domínio russo, portanto não era reconhecida como uma nação. O polônio pode ter sido o primeiro elemento nomeado com o objetivo de realçar uma controvérsia política.

Este elemento foi o primeiro a ser descoberto pelo casal Curie quando investigavam a causa da radioatividade da pechblenda. A pechblenda (UO_2), após a remoção do urânio e do rádio, era mais radioativo que o urânio e o rádio juntos. Este fato os impeliu a procurar o novo elemento.

Foi também usado como veneno em 2006 na forma de polônio-210 para matar o antigo espião russo do KGB, Alexandre Litvinenko, que acabou por falecer em Londres no dia 23 de Novembro do mesmo ano.

2.2.1 – Ocorrência

O polônio é um elemento raro na natureza, sendo encontrado nos minérios de urânio em aproximadamente 100 microgramas por tonelada. Sua abundância natural é de aproximadamente 0,2% do rádio.

Em 1934, uma experiência demonstrou que quando o bismuto natural (Bi-209) é bombardeado com neutrons ocorre a produção do Bi-210, que é a mãe do polônio. O polônio pode ser criado em quantidades de miligramas mediante este procedimento, usando o fluxo elevado de nêutrons encontrado nos reatores nucleares.

2.2.2 – Isótopos

O polônio tem muitos isótopos que são radioativos. Existem 25 isótopos conhecidos do polônio, com números de massa que variam de 194 a 218. O Po-210 é o isótopo natural mais comum, com uma meia-vida de 134,8 dias. O Po-209 (meia-vida de 103 anos) e o Po-208 (meia-vida de 2,9 anos) podem ser obtidos pelo

bombardeamento do chumbo ou berílio com partículas alfa, próton ou deutério num ciclotron. Entretanto, a produção destes isótopos é muito cara.

2.2.3 – Características principais

O elemento Polônio é radioativo, dissolvendo-se facilmente em ácidos diluídos, porém só é levemente solúvel em álcalis. É quimicamente semelhante ao bismuto (Bi) e ao telúrio (Te), sendo mais eletropositivo que o telúrio e o selênio (Se), elementos da mesma família.

O polônio-210 é um metal volátil, de baixo ponto de fusão, por isso, 50% se evapora após 45 horas numa temperatura de 326 K. Este isótopo é emissor de partículas alfa que apresenta uma meia-vida de 138,39 dias. Um miligrama desse metalóide emite tantas partículas alfa quanto 5 gramas de rádio. Um único grama de polônio-210 gera 140 watts de potência térmica.

Uma grande quantidade de energia é liberada pela deterioração de apenas meio grama, alcançando rapidamente uma temperatura acima de 750 K. Alguns Curies de polônio emitidos criam um fulgor azulado causado pela excitação do ar circunvizinho. A Tabela 2.2 contém as principais características do polônio.

Tabela 2.2: Principais características do Polônio (modificado de www.webelements.com/polonium).

Geral

Nome, símbolo, número atômico	Polônio, Po, 84
Classe, série química	Semi-metal, representativo
Densidade	9166 kg/m ³

Propriedades Atômicas

Massa atômica	209 u
Raio médio	190 pm
Raio atômico calculado	135 pm
Configuração eletrônica	[Xe] 4f ¹⁴ 5d ¹⁰ 6s ² 6p ⁴
Estrutura cristalina	Monoclínico

Propriedades Físicas

Estado da matéria	Sólido (não magnético)
Ponto de fusão	254 °C
Ponto de ebulição	962 °C
Entalpia de vaporização	Sem dados
Entalpia de fusão	60,1 kJ/mol
Pressão de vapor	0,0176 Pa

Informações diversas

Eletronegatividade	2,0
Calor específico	Sem dados
Condutibilidade elétrica	2,19 x 10 ⁶ m ⁻¹ . Ω ⁻¹
Condutibilidade térmica	20 W/(m.K)

CAPÍTULO 3

O Pb-210 COMO CRONÔMETRO

3.1 - Atividade

As informações relativas ao emprego do Pb-210 como geocronômetro foram baseadas nas descrições feitas por LIMA (2000).

A medida da intensidade radioativa de um núcleo pode ser feita através da atividade **A** da amostra, definida como o número de desintegrações nucleares de seus átomos, na unidade de tempo, ou seja, a velocidade de desintegração dos átomos, expressa por:

$$A = \left| \frac{dN}{dt} \right| \quad (1)$$

onde **dN/dt** expressa a taxa de variação do número N de núclídeos por unidade de tempo, e pode ser expressa por:

$$\frac{dN}{dt} = - \lambda N \quad (2)$$

sendo λ a constante de desintegração radioativa do núclídeo. Esta equação é conhecida como a equação fundamental da radioatividade.

Integrando a equação (2) obtém-se:

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (3)$$

onde N_0 é número de átomos presente no instante $t = 0$ e N é o número de átomos restantes após um intervalo de tempo t.

Como a atividade é proporcional a N (equação 2), pode-se escrever a atividade A em função da atividade inicial A_0 , do seguinte modo:

$$A = A_0 \cdot e^{-\lambda t}$$

Considerando que $T_{1/2}$ é o tempo para a desintegração de metade dos átomos do sistema, então, podemos escrever:

$$= \frac{0,693}{T_{1/2}} \quad (4)$$

O acúmulo dos produtos de decaimento em uma série radioativa, para um número muito grande de átomos, é descrito pelo sistema de equações diferenciais:

$$dN_1 = -\lambda_1 N_1 dt$$

$$dN_2 = (\lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2) dt \quad (5)$$

$$dN_3 = (\lambda_2 N_2 - \lambda_3 N_3) dt$$

.....

$$dN_i = (\lambda_{i-1} N_{i-1} - \lambda_i N_i) dt$$

Cada N_i é o número de átomos do i-ésimo elemento da série radioativa presente no instante t e λ_i é a sua respectiva constante de decaimento.

Se o índice "0" corresponder ao estado inicial no instante $t = 0$, então, assumindo $N_2 = 0$, a integração da segunda equação fornece o número de nuclídeos produzidos a partir do decaimento radioativo de um determinado "pai":

$$N_2 = \frac{\lambda_1 N_1^0}{\lambda_2 - \lambda_1} \cdot e^{-\lambda_1 t} - e^{-\lambda_2 t} \quad (6)$$

No caso em que $\lambda_2 \gg \lambda_1$, é possível simplificar a expressão para:

$$N_2 = \frac{\lambda_1 N_1^0}{\lambda_2} \cdot (1 - e^{-\lambda_2 t}) \quad (7)$$

Se o sistema existe há muito tempo ($t \rightarrow \infty$), pode-se escrever:

$$N_2 = \frac{{}_1N_1^0}{2} \quad (8)$$

Nessas condições $dN_2/dt = 0$ e o número de átomos do produto permanece inalterado. O conjunto de equações diferenciais (5) indica, então, um estado estacionário, valendo as relações:

$$dN_1/dt = -\lambda_1 N_1$$

$$dN_2/dt = 0$$

$$dN_3/dt = 0 \quad (9)$$

$$dN_i/dt = 0$$

A essa condição dá-se o nome de “equilíbrio radioativo” ou “equilíbrio secular”. O desaparecimento em função do tempo é igual ao número de átomos formados no mesmo intervalo de tempo, situação que ocorre em sistema fechado para os membros de uma série radioativa natural (BONOTTO, 1982). Excetuando-se a primeira equação em (5), em que $\lambda_1 N_1 \cong 0$, tem-se que:

$$\lambda_1 N_1 = \lambda_2 N_2 = \dots = \lambda_{i-1} N_{i-1} \quad (10)$$

Dessa forma, o número de núcleos que se desintegram por unidade de tempo é o mesmo para qualquer radionuclídeo, ou seja, num sistema constituído por uma série de decaimento em equilíbrio radioativo secular, as atividades dos produtos de decaimento são iguais entre si.

Numa série como a do urânio, iniciada pelo ^{238}U e encerrada no ^{206}Pb estável, tem-se o equilíbrio radioativo entre os membros intermediários da cadeia estabelecido em diferentes intervalos de tempo.

3.2 - Redução da atividade do Pb-210 em função de sua meia-vida

A utilização da meia-vida de um nuclídeo é uma forma conveniente para estabelecer a taxa com que ele “perde” sua radioatividade, a qual pode variar de alguns segundos até milhões de anos.

A equação (3) pode ser descrita em termos de atividade e meia-vida como:

$$\frac{A}{A_0} = e^{\frac{-0,693}{T_{1/2}} \cdot t} \quad (11)$$

onde, A_0 corresponde à atividade inicial dos nuclídeos radioativos e A representa a atividade num instante t .

A Tabela 3.1 e a Figura 3.1 ilustram as atividades relativas A/A_0 e o tempo decorrido em função de unidades de meia-vida do Pb-210. Como pode-se verificar, após 156 anos, a atividade do Pb-210 é inferior a 1% da atividade inicial, o que restringe as datações com este radionuclídeo a esse período.

Tabela 3.1: Atividades relativas em função do tempo para o Pb-210.

$T_{1/2}$	A/A_0	Tempo decorrido (anos)
0	1,000	0
1	0,500	22
2	0,250	44
3	0,125	67
4	0,062	89
5	0,031	111
6	0,016	112
7	0,008	156

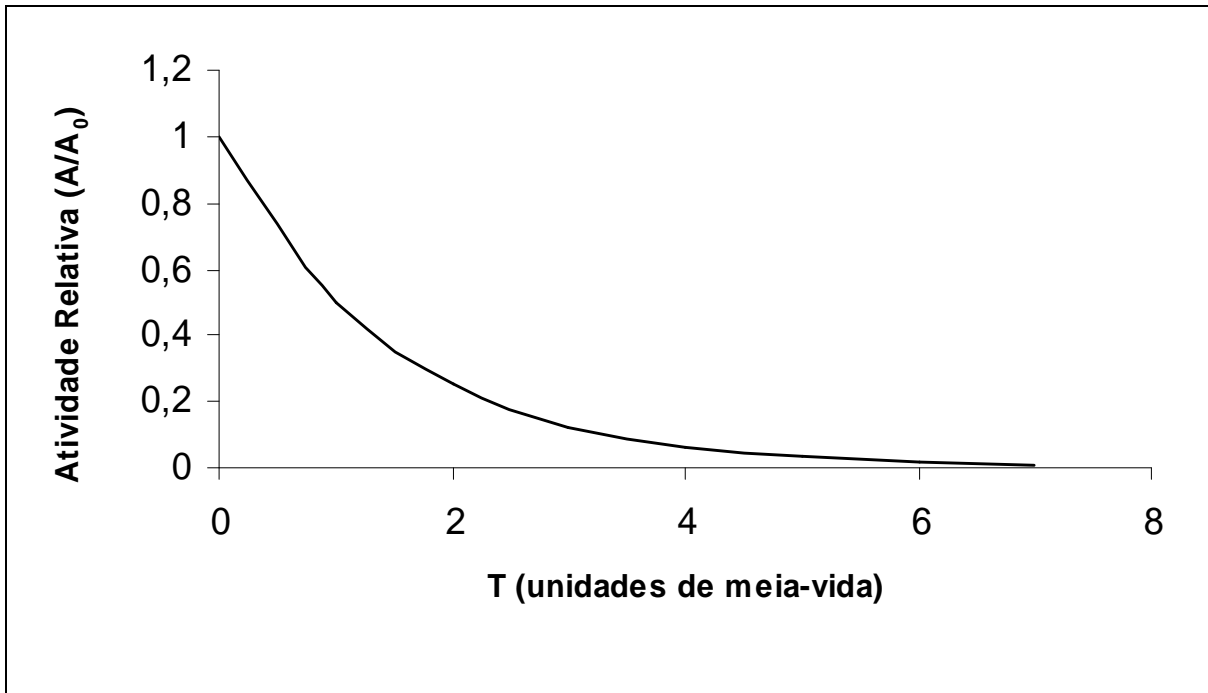


Figura 3.1 – Atividades relativas em função do tempo para o Pb-210.

3.3 - Equilíbrio radioativo entre o ^{210}Po e o ^{210}Pb

Sabe-se que o ^{210}Po é descendente do ^{210}Pb (é neto). Com base na equação (10) podemos escrever:

$${}_{Pb}N_{Pb} = {}_{Po}N_{Po} \quad (12)$$

A razão (RA) entre as atividades dos núclídeos Po e Pb pode ser escrita como:

$$RA = \frac{A_{Po}}{A_{Pb}} \quad (13)$$

Aplicando a equação (12) à (13), obtêm-se $RA = 1$ nos sistemas fechados em equilíbrio secular. Como $\lambda_{Pb} \ll \lambda_{Po}$, pode-se determinar o tempo para que o ^{210}Po atinja o equilíbrio radioativo com o ^{210}Pb , por intermédio da equação (7) modificada:

$$t = -\frac{1}{\lambda_{Po}} \cdot \ln\left(1 - \frac{\lambda_{Po} \cdot N_{Po}}{\lambda_{Pb} \cdot N_{Pb}}\right) \quad (14)$$

Quando RA = 1, essa equação não apresenta solução. A indeterminação é resolvida considerando-se a razão entre os dois núclídeos como sendo igual a 0,99, o que simplifica a equação para:

$$t = \frac{4,61}{\lambda_{Po}} \quad (15)$$

Substituindo-se o valor de λ_{Po} na equação (15) conclui-se que o ^{210}Po entra em equilíbrio radioativo com seu antecessor em aproximadamente 920 dias, conforme ilustra a Figura 3.2.

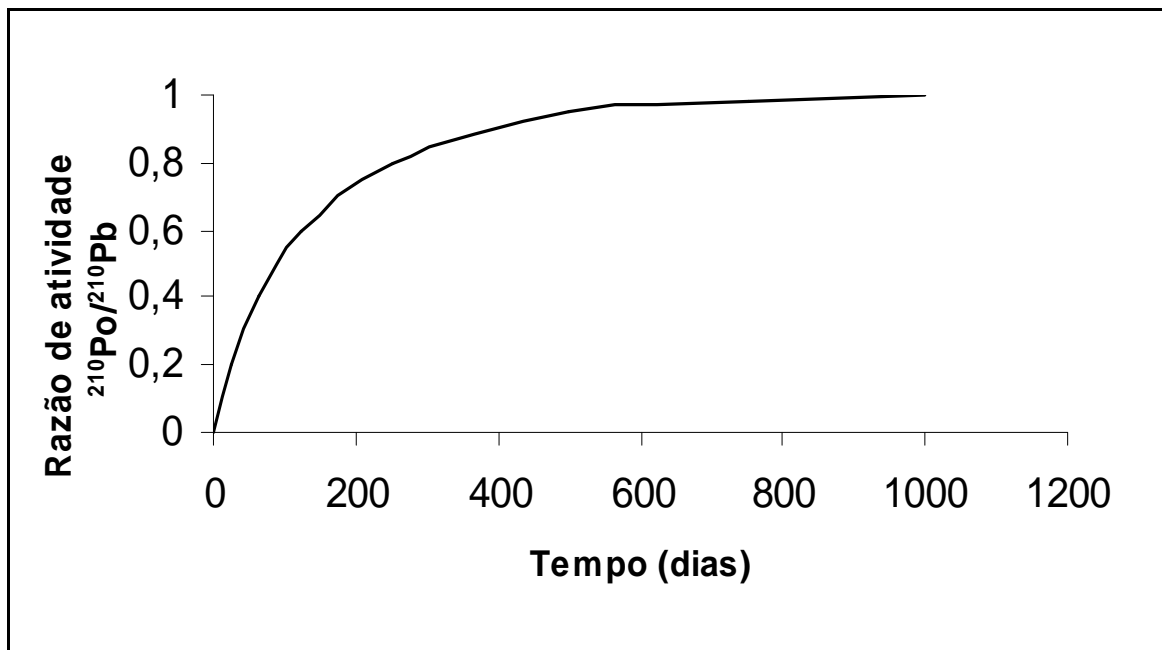


Figura 3.2– Equilíbrio radioativo entre o ^{210}Pb e o ^{210}Po .

3.4 - Equilíbrio radioativo entre o ^{210}Pb , o ^{210}Bi e o ^{210}Po

O Po-210 tem como “pai” o Bi-210, ou melhor, é o resultado do decaimento do Bi-210, filho do Pb-210. A situação de equilíbrio radioativo precisa ser avaliada de maneira que leve em conta essa relação, “avô” (^{210}Pb), “pai” (^{210}Bi) e “filho” (^{210}Po).

Assim, tomando o sistema de equações diferenciais (5), que representa o decaimento numa série radioativa de um grande número de átomos, e aplicando a ela a solução proposta por BATEMAN (1910), ou seja, quando $t = 0$ somente o “pai” está presente, tem-se:

$$t = 0$$

$$N_1 = N_1^0 \quad (16)$$

$$N_2^0 = N_3^0 = \dots = N_n^0 = 0$$

Para o n-ésimo membro da cadeia o número de átomos é dado por:

$$N_{n(t)} = C_1 e^{-\lambda_1 t} + C_2 e^{-\lambda_2 t} + C_3 e^{-\lambda_3 t} + \dots + C_n e^{-\lambda_n t} \quad (17)$$

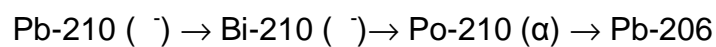
Com

$$C_1 = \frac{1 \cdot 2 \cdots n-1}{(\lambda_2 - \lambda_1)(\lambda_3 - \lambda_1) \cdots (\lambda_n - \lambda_1)} N_1^0$$

$$C_2 = \frac{1 \cdot 2 \cdots n-1}{(\lambda_1 - \lambda_2)(\lambda_3 - \lambda_2) \cdots (\lambda_n - \lambda_2)} N_1^0 \quad (18)$$

$$C_n = \frac{1 \cdot 2 \cdots n-1}{(\lambda_1 - \lambda_n)(\lambda_2 - \lambda_n) \cdots (\lambda_{n-1} - \lambda_n)} N_1^0$$

Esta solução pode ser aplicada aos nuclídeos “filhos” do Pb-210 compreendidos na seguinte sucessão de decaimento:



sendo Pb-206 estável.

Tem-se que a meia-vida do Bi-210 é de 5 dias, pequena em relação à de seu antecessor e de seu sucessor, então, poderia ser assumido que o Pb-210 decai diretamente para o Po-210.

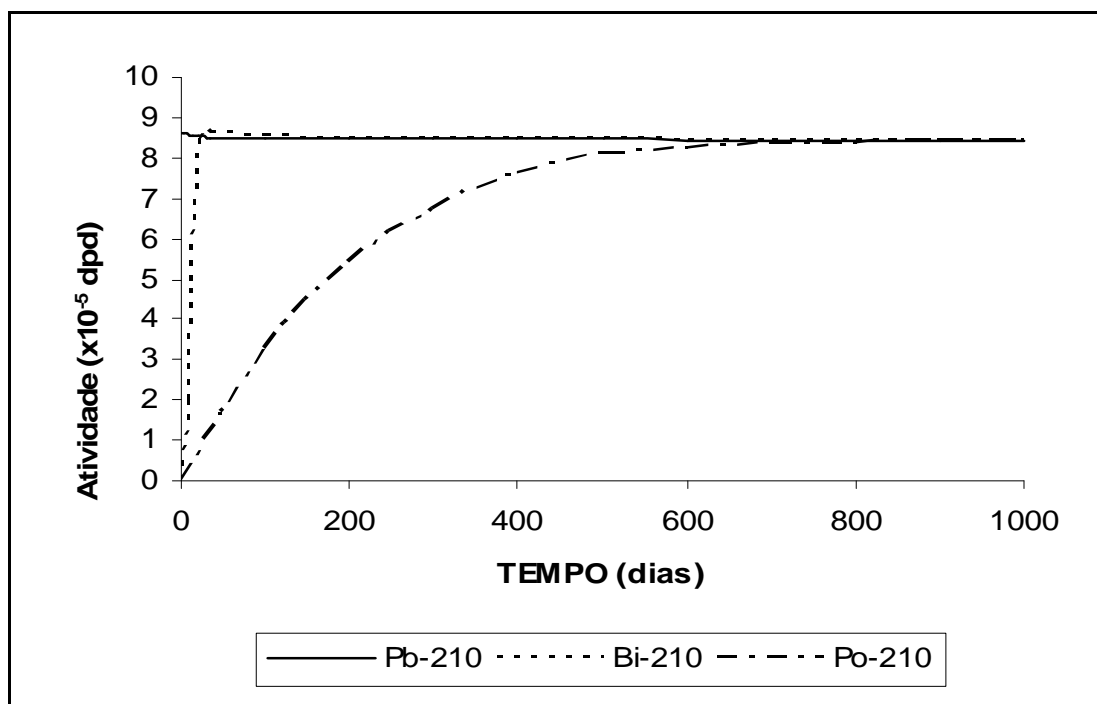
Adotando-se esta premissa, é possível efetuar a substituição dos valores da constante de decaimento do Pb-210, do Bi-210 e do Po-210 na equação (17), obtendo-se o número de átomos em função do tempo para cada membro da sucessão de decaimento. Assim, respectivamente, para Pb-210, Bi-210 e Po-210 tem-se:

$$N_{Pb} = N_{Pb}^0 e^{-\lambda_{Pb} t} \quad (19)$$

$$N_{Bi} = \frac{\lambda_{Pb}}{(\lambda_{Bi} - \lambda_{Pb})} N_{Pb}^0 (e^{-\lambda_{Pb} t} - e^{-\lambda_{Bi} t}) \quad (20)$$

$$N_{Po} = \frac{\lambda_{Pb} \lambda_{Bi}}{(\lambda_{Bi} - \lambda_{Pb})(\lambda_{Po} - \lambda_{Pb})} N_{Pb}^0 [e^{-\lambda_{Pb} t} + e^{-\lambda_{Bi} t} + e^{-\lambda_{Po} t}] \quad (21)$$

A Figura 3.3 ilustra a variação da atividade do Pb-210 e de seus “filhos”, em função do tempo, para uma amostra isolada desse nuclídeo. Observa-se que o Bi-210 atinge o equilíbrio radioativo com o Pb-210 após cerca de 35 dias e o Po-210 atinge o equilíbrio depois de aproximadamente 900 dias.



Dpd = desintegrações por dia

Figura 3.3 – Atividade do Pb-210 e seus “filhos” em função do tempo.

3.5 - Datação por Pb-210

No método de datação por ^{210}Pb , geralmente é assumido que condições de equilíbrio radioativo existem nos sedimentos entre as atividades do ^{210}Pb e de seus antecessores ^{222}Rn , ^{226}Ra e ^{238}U (BRENNER *et al.*, 1994). Por essa razão, o ^{226}Ra é freqüentemente usado para determinar a atividade do ^{210}Pb “produzido” no sedimento. No entanto, se houver uma entrada adicional ou remoção de quaisquer dos antecessores de ^{210}Pb , então, a condição de equilíbrio não será obedecida. Dado que o ^{226}Ra decai para o ^{210}Pb via ^{222}Rn , adição ou escape de radônio dos sedimentos resultará em excesso ou empobrecimento do filho, o ^{210}Pb “produzido” (IMBODEN & STILLER, 1982).

A estimativa da taxa de acumulação de sedimentos baseada na geocronologia do ^{210}Pb requer determinações precisas das variações de ^{210}Pb “não produzido” ao longo de coluna de sedimentos, porém, na maioria das investigações, os valores de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ para uma profundidade no testemunho tem sido obtidos assumindo-se que a concentração de ^{210}Pb é devida somente ao seu pai, ou seja, ao Pb-210 “produzido” (BASKARAN & NAIDU, 1995).

3.6. - Modelos para a determinação de Pb - 210

A quantificação de taxas de sedimentação é um aspecto importante nas investigações biogeoquímicas em ambientes marinhos e de água doce, pois, os sedimentos se comportam como fornecedores e depósitos de componentes químicos e biológicos. Assim, padrões espaciais e temporais de sedimentação influenciam os ciclos elementares e de nutrientes nestes sistemas.

A geocronologia com Pb-210 é o principal método de avaliação da dinâmica de sedimentação moderna (ROBBINS, *et al.* 1978; GOLDBERG *et al.* 1978; GOLDBERG & BRULAND, 1974; KOIDE *et al.*, 1972, 1973). Porém, observações indicam que a grande maioria dos perfis de Pb-210 não se adequam às suposições requeridas pelo método de datação. Por exemplo, a migração de sedimentos (bioturbações) pode afetar profundamente a distribuição de radioisótopos em ambientes onde a quantidade de testemunho é relativamente baixa e os sedimentos presentes estão bastante misturados (GARDNER *et al.*, 1987; NITTROUER *et al.*, 1983, 84; DeMASTER & COCHRAN, 1982; OLSEN *et al.*, 1981; KRISHNASWAMI *et al.*, 1980; BENNINGER *et al.*, 1979; PENG *et al.*, 1979; GOREAU, 1977; ALLER & COCHRAN, 1976; GUINASSO & SCHINK, 1975; ROBBINS & EDGINGTON, 1975; GOLDBERG & KOIDE, 1962). Além disso, variações intrínsecas na determinação da atividade de Pb-210 nos sedimentos ocorrem em resposta à natureza do próprio processo de sedimentação, que é afetada por mudanças na atividade de Pb-210 na água do mar, mudanças na composição do sedimento e variações na taxa de sedimentação de acordo com o clima.

Para corrigir as dificuldades da geocronologia empregando-se o Pb-210, vários modelos foram inicialmente utilizados na interpretação de dados de perfis. Estes modelos empíricos predizem os efeitos de sedimentação e a causa da distribuição de Pb-210, resolvendo explicitamente a taxa de acumulação de sedimentos por uma equação que descreve a distribuição de Pb-210 (CHRISTENSEN, 1982; OFFICER, 1982; ROBBINS, 1978; APPLEBY & OLDFIELD, 1978; GOLDBERG & KOIDE, 1962). Estes modelos funcionam razoavelmente bem em casos onde a taxa de acumulação é ligeiramente variável.

Existe uma necessidade crítica para ampliar a aplicação da geocronologia por Pb-210 de maneira a incluir perfis mais complexos misturados e não-misturados.

Uma nova aproximação para sedimentos não misturados, conhecido como Tomografia Isotópica de Sedimentos (TIS), usa técnicas de análise numérica inversa em combinação com modelos para ajuste de perfis complexos de Pb-210 não misturados (CARROLL & LERCHE, 1990 a,b). LIU *et al.* (1991) mostram como o modelo separa os efeitos de sedimentação de outros processos em perfis de Pb-210, onde as mudanças não-exponenciais na atividade de Pb-210 causada por sedimentação são modeladas através da série de Fourier para seno, enquanto que mudanças causadas por outros processos são modeladas por uma série de Fourier para co-seno. Neste caso, os valores dos coeficientes de Fourier são determinados para os dados medidos através de análise numérica inversa, produzindo uma expressão matemática que descreve mudanças na atividade de Pb-210 com a profundidade dos sedimentos.

3.6.1 - Fundamentos Teóricos

O método de datação por Pb-210 é fundamentado no decaimento radioativo do Pb-210 com a profundidade em uma coluna de sedimentos. Considerando-se que o fornecimento de Pb-210 para um corpo d'água e seu tempo de residência no mesmo sejam razoavelmente constantes, que o Pb-210 “produzido” nos sedimentos está em equilíbrio radioativo com o Ra-226, que a taxa de sedimentação é constante e que não há migração significativa do Pb-210 dentro da coluna sedimentar, então, a concentração de Pb-210 “não-produzido” nos sedimentos decrescerá em função da profundidade devido ao seu decaimento radioativo, de acordo com a expressão:

$$P_{(x)} = P_0 \exp(-x/V) \quad (22)$$

onde P_0 é a atividade de Pb-210 na superfície da coluna sedimentar no instante $t=0$, λ é a constante de decaimento do Pb-210 ($0,03114 \text{ anos}^{-1}$), V é a velocidade de sedimentação obtida pelo ajuste exponencial dos dados medidos de Pb-210 e $P(x)$ a atividade de Pb-210 com a profundidade x .

Para sedimentos sem migração foi desenvolvido um modelo utilizado originalmente para ambientes lacustres e depois para aplicações oceanográficas (CHANTON *et al.*, 1989), o qual foi estabelecido com base em suposições referentes

às relações entre a mudança da razão da atividade específica do Pb-210 (dpm/g) com o tempo, $A_s(t)$, o fluxo (dpm.cm⁻².ano⁻¹) de Pb-210 “não-produzido” da água para os sedimentos, $F(t)$, e a taxa de sedimentação (g.cm⁻².ano⁻¹), $R(t)$, tal que, no instante de deposição dos sedimentos é possível escrever:

$$A_s(t) = \frac{F(t)}{R(t)} \quad (23)$$

3.6.2 - Modelo CIC (*Constant Initial Concentration*)

Este modelo (APPLEBY & OLDFIELD, 1978), é aplicado em ambientes onde as informações disponíveis sugerem um fluxo constante da água para o sedimento de Pb-210 “não produzido” e uma taxa de sedimentação também constante com o tempo, gerando perfis que apresentam uma diminuição exponencial da atividade em função da profundidade da coluna de sedimento (ROBBINS *et al.*, 1978). O modelo é semelhante ao da equação (22), porém, a atividade de Pb-210, $P(m)$, varia com o acúmulo de massa seca de sedimento, m , em determinada profundidade, de acordo com a equação:

$$P(m) = P_0 \exp(- m/V)$$

onde a “velocidade” V corresponde à taxa de acumulação de massa (em g) por unidade de tempo. Esta aproximação se faz necessária devido às mudanças ocorridas na taxa de acumulação provocadas por variações na porosidade do sedimento devido a sua compactação após soterramento.

3.6.3 - Modelo CRS (*Constant Rate of Supply*)

Este modelo foi desenvolvido inicialmente por GOLDBERG (1963). Em aplicações mais recentes, ROBBINS (1978) criou o termo Modelo de Fluxo Constante (CF) enquanto que APPLEBY & OLDFIELD (1978) o designaram como Modelo de Taxa Constante de Fornecimento (CRS). O Modelo de Fluxo Constante é aplicado quando a taxa de sedimentação é variável com o tempo e o fluxo de Pb-210 para os sedimentos remanescentes é constante (ROBBINS, 1978). O excesso de Pb-210 a uma profundidade x de um perfil se igualará ao fluxo (constante) integrado durante o correspondente intervalo de tempo.

Considerando a profundidade x , as equações fundamentais são:

$$A(x) = A_0 \exp(- \lambda t) \quad (25)$$

onde $A(x)$ é a atividade residual cumulativa do Pb-210 “não-produzido” nos sedimentos a uma profundidade x e A_0 é a atividade total do Pb-210 “não-produzido” na coluna de sedimentos. A idade dos sedimentos à profundidade x é, então:

$$t = (1/\lambda) \ln[A_0/A(x)] \quad (26)$$

e a velocidade de sedimentação V é:

$$V = A(x)/P(x) \quad (27)$$

onde $P(x)$ é a atividade de Pb “não-produzido” à profundidade x .

3.6.4 - Modelo CIA (*Constant Initial of Activity*)

Este modelo foi estabelecido com base na suposição de que os sedimentos têm uma atividade inicial constante de Pb-210 “não-produzido”, sendo aplicável quando a atividade do Pb-210 na superfície da coluna de sedimento é constante com o tempo e a taxa de sedimentação é variável com o tempo. A atividade do Pb-

210 “não-produzido”, $P(x)$, a qualquer profundidade x está relacionada com a atividade P_0 referente ao sedimento da superfície pela equação:

$$P(X) = P_0 \exp(- t) \quad (28)$$

O modelo é conhecido como Modelo de Atividade Específica Constante (CSA) (ROBBINS, 1978) ou Modelo de Atividade Inicial Constante (CIA) (APPLEBY & OLDFIELD, 1978).

CAPITULO 4

ASPECTOS GERAIS DA ÁREA DE ESTUDO

4.1 – Localização e acesso a área

O município de Atibaia está localizado no Planalto Atlântico, inserido em uma extensa faixa de terras elevadas e montanhosas, que em sua maior parte, situa-se acima dos 800 m de altitude, numa região de característica serrana inserida no domínio morfoclimático e fitogeográfico denominado “mar de morros”. A área de estudo localiza-se na porção sudeste do Estado de São Paulo e corresponde ao território municipal de Atibaia (Figura 4.1). O município de Atibaia está contido na bacia hidrográfica do Rio Atibaia, sendo drenado pelo Rio Atibaia e seus afluentes. Possui como municípios limítrofes: Bragança Paulista, Franco da Rocha, Mairiporã e Francisco Morato, ao sul; Bom Jesus dos Perdões, ao leste; Jarinú e Campo Limpo Paulista, a oeste. O acesso à região pode ser feito pela Rodovia Federal Fernão Dias (Br-381), que liga a Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) ao Estado de Minas Gerais, e pela Rodovia Estadual Dom Pedro I (SP- 065), que corta a região no sentido leste-oeste.

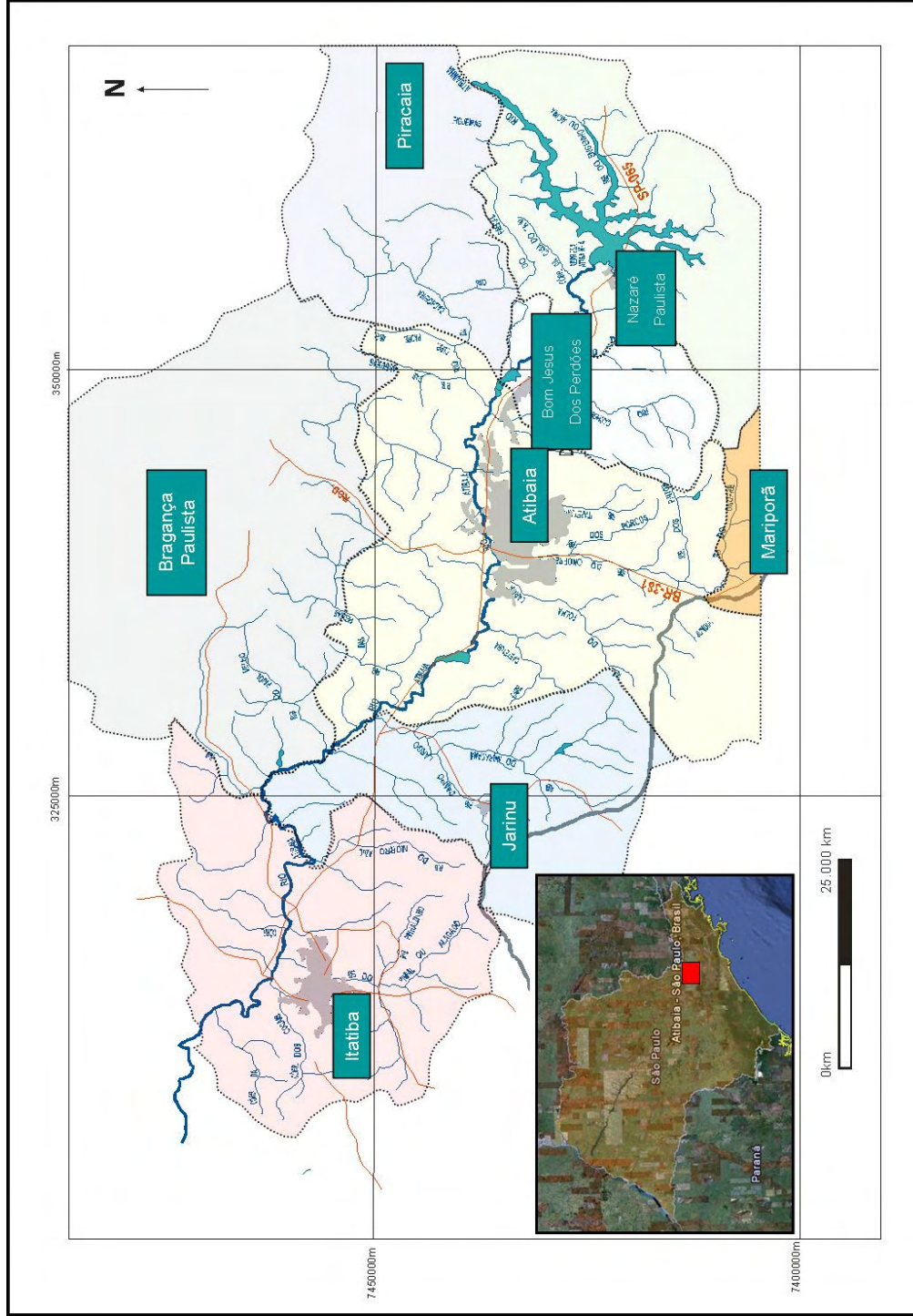


Figura 4.1: Mapa de localização da área de estudo. Mapa hidrográfico regional modificado de: Comitê das Bacias Hidrográficas PCJ (2004).

4.2 - Clima

No que diz respeito ao aspecto climático, há a necessidade de considerar informação de escala regional, sobretudo, as áreas serranas do sudeste (CAMPOS, 2001).

O município de Atibaia aparece introduzida no domínio climático tropical, que compreende o Sul de Minas Gerais e do Espírito Santo, e parte dos estados de São Paulo e Rio de Janeiro. Este domínio climático é reforçado pela presença de altitudes superiores a 1800 m, o qual favorece as condições especiais ao clima e, devido a isso, é denominado de Tropical de Altitude (FRANZINI *et al* 2002).

O clima dessa área é fortemente influenciado pela ação da Massa Tropical Marítima, e ocasionalmente afetada pela Massa Equatorial Marítima e por oscilações da Zona de Convergência Inter-Tropical e linhas de Instabilidade Tropical.

O regime pluviométrico com chuvas concentradas no verão são devido as Massas Polares, ativadoras da frente Polar Atlântica.

De um modo geral, o município de Atibaia é classificado como tendo um clima tropical de altitude. As temperaturas variam de 37°C, máxima, e 5°C a mínima. Possui uma média climática anual de 18° C. A umidade relativa do ar é de 80%. Apresenta um índice de pluviosidade média anual de 1.575 mm.

Neste município encontra-se ainda um fator importante que é o efeito orográfico, ocasionado pelo relevo. A Serra do Itapetinga ocasiona uma grande interferência barrando os ventos úmidos que vêm do oceano favorecendo em uma redução da umidade.

Segundo CONTI & FURLAN (1996), a região de Atibaia sobre influência de três sistemas atmosféricos principais: Sistema Tropical Atlântico, Sistema Tropical Continental e Sistema Polar Atlântico.

4.3 - Hidrografia

O Rio Atibaia é a principal bacia hidrográfica que drena o Município de Atibaia, percorrendo principalmente nos eixos E-W e SE-NW, sendo o relevo o fator determinante destas direções. O Rio Atibaia recebe esse nome após a junção dos Rios Cachoeirinha e Atibainha, nos limites do município de Atibaia, Piracaia e Bom Jesus dos Perdões e com isso insere-se, em termo de macro drenagem, na cabeceira da Bacia do Rio Piracicaba.

Cursos da água de pequeno comprimento drenam diretamente o Rio Atibaia, porém ainda encontram-se afluentes de maior porte que formam um conjunto de sub-bacias ilustradas a seguir (Tabela 4.1).

Tabela 4.1: Sub-bacias do Rio Atibaia.

Margem Esquerda	Margem Direita
Ribeirão da Laranja Azeda	Rio Cachoeira
Ribeirão Itapetinga	Rio dos Amarais
Córrego do Onofre	Ribeirão das Pedras
Ribeirão da Folha Larga	Ribeirão do Manto Dentro
Ribeirão do Campo Largo	

Deve-se destacar o Córrego do Onofre, que tem sua área localizada nos perímetros municipais de Bom Jesus dos Perdões, no qual tem sua nascente na vertente leste da Serra do Itapetinga e Atibaia. O canal principal segue a direção NE-SW.

Ao atingir seu médio curso, seu fundo de vale passa a servir de limite entre as Serras do Itapetinga e da Pedra Vermelha. Nesse trecho, ocorrem vários exemplos de alvéolos, tidos como secções alargadas de um vale e, geralmente, entulhados por sedimentos, onde em sua jusante há um abrupto estrangulamento deste compartimento ocasionado por uma barra, geralmente uma formação rochosa, que impõe certa resistência (GUERRA, 1993).

Até se chegar a esse trecho, é chamado de Rio Itapetinga ou dos Pintos, logo após passará a chamar-se Córrego do Onofre, quando se juntar a um afluente que tem sua nascente localizada nas proximidades da estrada

vicinal José Cintra. A figura 4.2 mostra o mapa de drenagem do entorno do município de Atibaia e as principais sub-bacias do Rio Atibaia estudadas. Vale destacar que o Ribeirão dos Porcos está contido na sub-bacia do Ribeirão do Onofre.

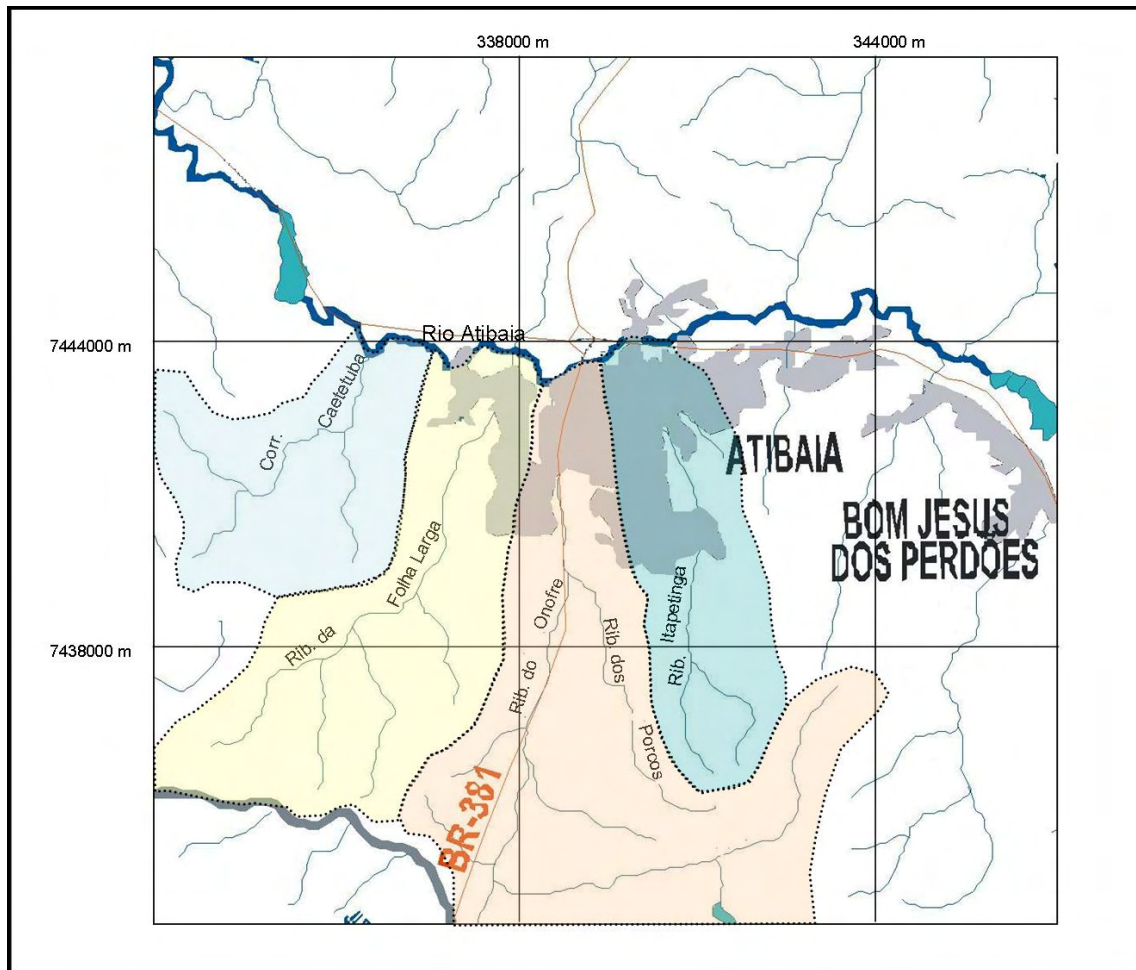


Figura 4.2: Mapa hidrológico das sub-bacias do Rio Atibaia estudadas. Mapa base modificado de Comitê das Bacias Hidrográficas PCJ, 2004.

4.4 – Contexto geológico

O município de Atibaia apresenta um substrato majoritariamente formado por rochas metamórficas e ígneas pré-cambrianas, recobertas, de modo localizado, por unidades sedimentares cenozóicas, que abarcam aluviões recentes, terraços fluviais, mantos coluvionares e remanescentes de depósitos neogênicos e paleogênicos.

Na Tabela 4.2 é apresentado o arcabouço estratigráfico regional segundo BISTRICHI (2001) e a Figura 4.3 (a e b) o mapa geológico da área de estudo baseados em OLIVEIRA *et al.* (1985) e SILVA (2007).

Tabela 4.2: Coluna estratigráfica regional (BISTRICHI, 2001).

Cronologia		Domínio	Unidade Litoestratigráfica	Tipos Litológicos
Cenozóico	Quaternário	-----	Coberturas Quaternárias	Sedimentos diversos
	Terciário	-----	Coberturas Terciárias	
Cambro-ordoviciano		-----	Intrusões	Rochas Granitóides
Neoproterozóico/ Mesoproterozóico		São Roque	Grupo São Roque	Metassedimentos Subordinadamente Metavulcânicas
			Grupo Serra do Itaberaba	Metassedimentos e Metavulcânicas
			Complexo Embu	Migmatitos diversos
Neoproterozóico/ Paleoproterozóico		Faixa Alto Rio Grande	Complexo Amparo	Gnaisses e Migmatitos (Orto e Metaderivados)
Arqueano/ Neoproterozóico		Socorro Guaxupé	Complexo Paraíso Complexo Piracaia	Gnaisses e Migmatitos

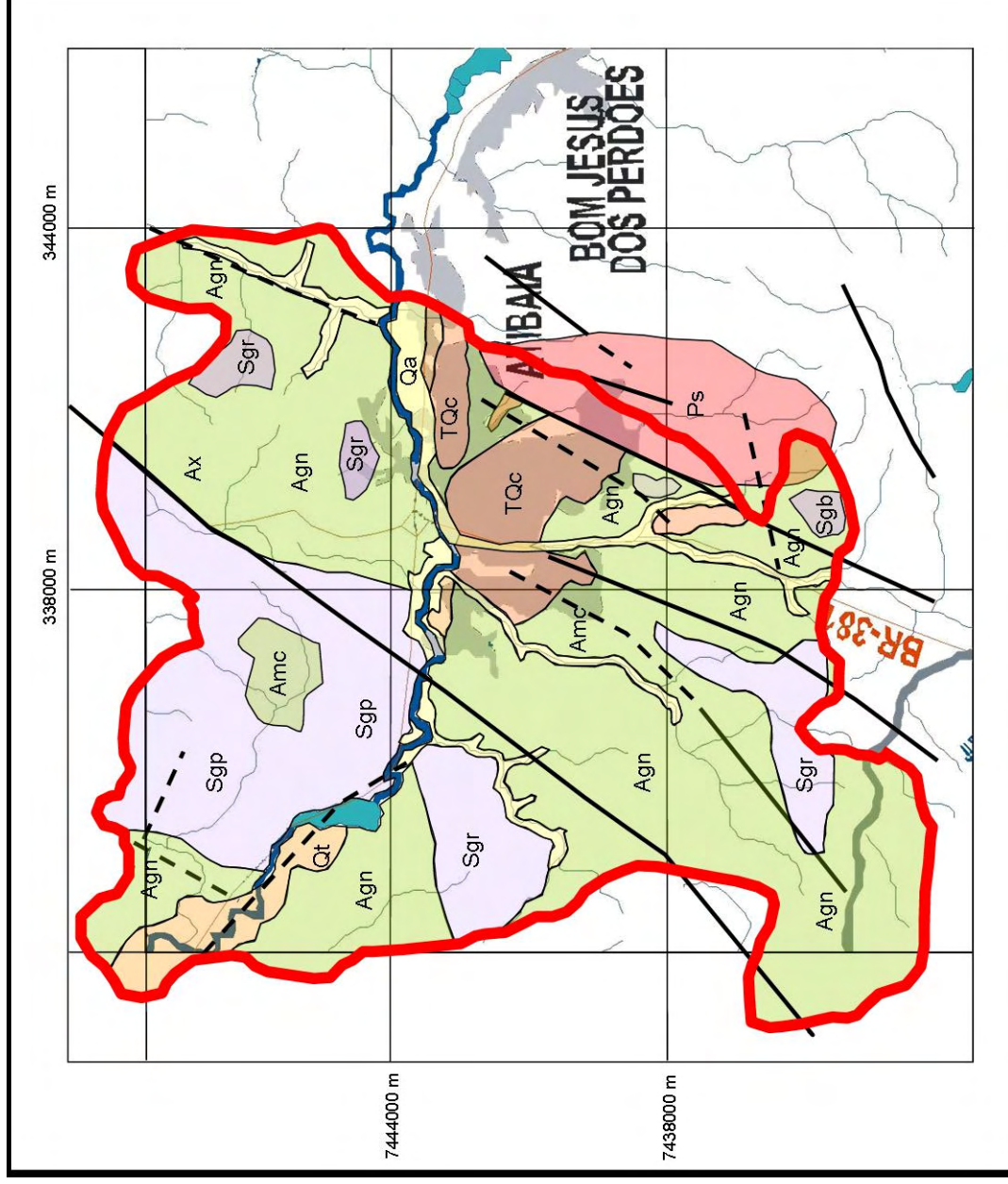


Figura 4.3a: Mapa geológico da região do município de Atibaia (OLIVEIRA *et al.* 1985 e SILVA, 2007).

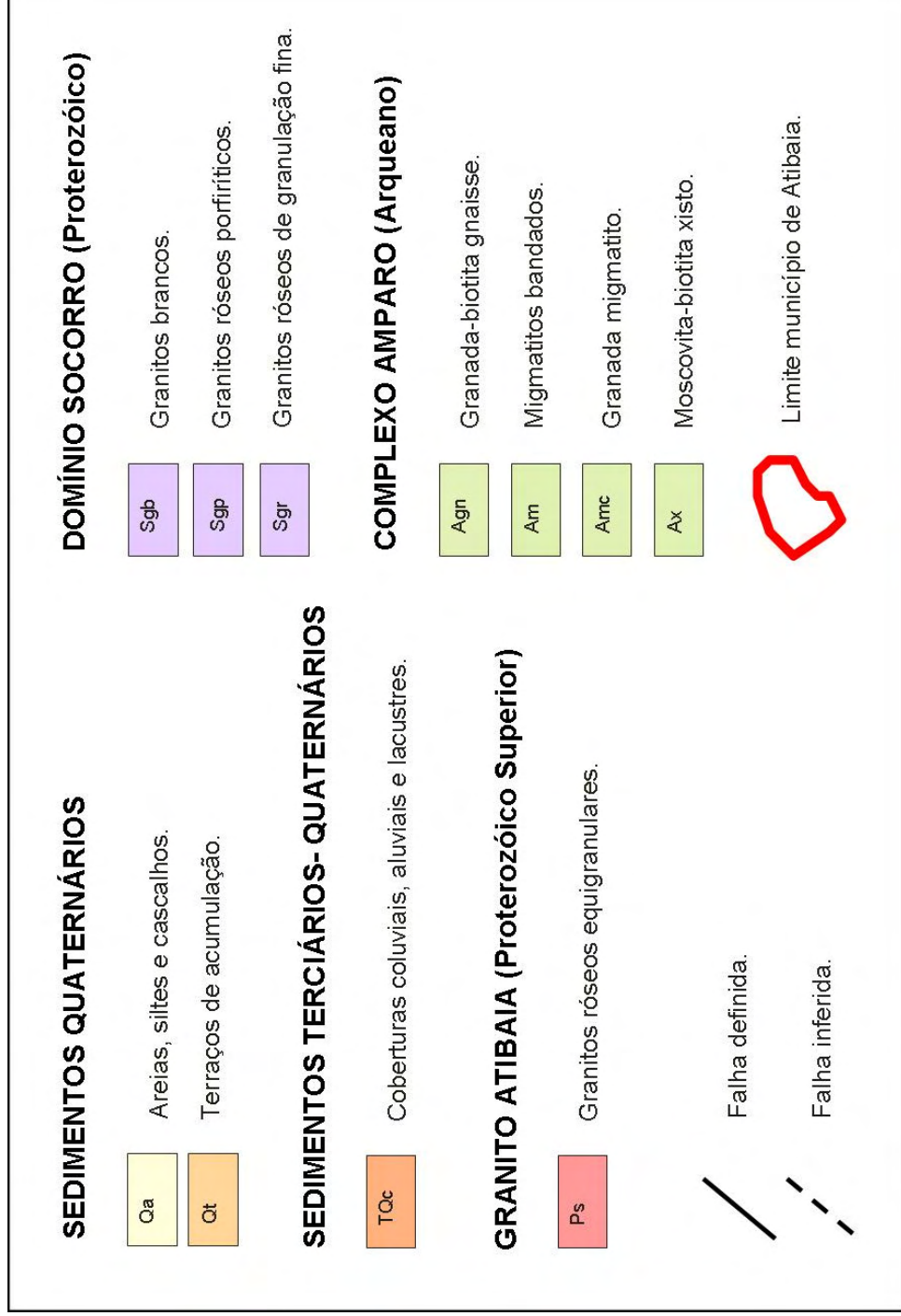


Figura 4.3b: Legenda do mapa geológico da região do município de Atibaia (OLIVEIRA *et al.* 1985 e SILVA, 2007).

Embasamento Pré-Cambriano

O embasamento pré-Cambriano ocupa a maior parte do substrato rochoso do Município de Atibaia (cerca de 85% do território), sendo representado pelo Complexo Amparo, o Domínio Socorro e o Maciço Granítico de Atibaia. O substrato rochoso pré-Cambriano está inserido na Província Tectônica Mantiqueira (HASUI *et al.*, 1989).

Conforme redefinido por HASUI & OLIVEIRA (1984), o Complexo Amparo corresponde às unidades Amparo, Itapira e Socorro de CAVALCANTE *et al.* (1979) e foi originalmente designado por EBERT (1968) na categoria de Grupo. O Complexo Amparo compreende unidades metamórficas, em grande parte migmatizadas sendo representadas por gnaisses e xistos de derivação sedimentar (paraderivados) ou vulcano-sedimentar; as porções migmatizadas chegam a representar *stocks* de rochas granitóides ou granito-gnáissicas. Formam cerca de 50% da superfície do município atibaiano. Associam-se ao Complexo Amparo, igualmente, granulitos enderbíticos, com textura homogênea, com passagens graduais para as encaixantes gnáissicas ou migmatíticas, e que representam as rochas de maior grau metamórfico da área (HASUI & OLIVEIRA, 1984).

O Domínio Socorro ocorre predominantemente na porção setentrional do município de Atibaia. Este domínio é caracterizado por granitos variados, tais como granitos róseos porfiríticos a equigranulares, granitos róseos de granulação fina, inequigranulares a equigranulares, granitos brancos, hololeucocráticos, e granitos porfiríticos bastantes deformados, situados próximos às principais zonas de cisalhamento dúctil pré-cambrianas ((ETCHEBEHERE *et al.*, 2007). Segundo diversos autores (ARTUR, 1980; WERNICK *et al.*, 1998) inúmeros corpos granitóides, deste domínio cortam o Complexo Amparo, rejuvenescendo suas rochas durante o Neoproterozóico.

O Maciço Granítico de Atibaia localiza-se na porção sudeste do município de Atibaia e corresponde à região da Serra de Itapetinga ou Serra da Pedra Grande. Esta suíte é bastante homogênea, composta essencialmente por quartzo, microclíneo, oligoclásio, biotita e hornblenda. Sua granulação é média a grossa, podendo chegar a muito grossa, geralmente inequigranular sem chegar a ser porfiróide. A textura mostra marcas de catáclase, com

estiramento leve dos cristais de quartzo e de feldspato, sendo a coloração predominante rósea (ETCHEBEHERE *et al.*, 2007).

Segundo ETCHEBEHERE *et al.* (2007), apesar do grande número de estudo sobre o pré-Cambriano da região sudeste do Brasil (BISTRICHI *et al.*, 1981; HASUI *et al.*, 1989; HEILBRON *et al.*, 2004; SADOWSKI & CAMPANHA, 2004 e CPRM, 2005), ainda existem inúmeras divergências quanto a evolução regional. Porém existe um consenso quanto à origem vinculada a colisões e interações entre placas continentais antigas, com a formação de faixas móveis ao longo do Arqueano e Proterozóico.

Depósitos Cenozóicos

Na área de estudo, além do embasamento pré-Cambriano descrito acima, são encontrados coberturas cenozóicas. Sendo estas, representadas por depósitos sedimentares terciários e quaternários, distribuídos, quase sempre, nas proximidades das calhas de drenagem atuais (BISTRICHI, 2001).

Segundo ETCHEBEHERE *et al.* (2007) os depósitos terciários encontrados na região de Atibaia são descontínuos e apresentam espessuras métricas, podendo alcançar até 20m. Estes depósitos ocupam diferentes altitudes, sendo reconhecidos depósitos a mais de 200m dos níveis atuais da rede de drenagem. Segundo os mesmos, podem ser predominantemente reconhecidas 4 fácies para os depósitos terciários:

A) Diamictitos, com matriz argilosa (predominantemente caulínica), grãos e fragmentos irregulares de quartzo e rochas metamórficas, maciços ou levemente acamadados, formando bancos decimétricos a métricos.

B) Lamitos com laminação plano-paralela, chegando a constituir autênticos folhelhos, cores que variam do bege ao avermelhado, espessuras decimétricas a métricas.

C) Areias mal selecionadas finas a muito grossas, com estratificações cruzadas, cores esbranquiçadas, avermelhadas ou beges, podendo gradar para cascalhos ou lamitos, mostrando, não raro, *finning upwards*.

D) Cascalheiras de espessuras decimétricas, seixos predominantemente quartzosos, mal arredondados, com acamamento grosseiro e, por veze, *finning upwards*.

ETCHEBEHERE *et al.* (2007) sugerem para os depósitos terciários um ambiente deposicional de alta energia, com predomínio de fluxo detríticos e com gradação para sistemas fluviais organizados do tipo entrelaçado. A ocorrência de depósitos de decantação de espessuras decimétricas a métricas pode indicar canais ou segmentos abandonados do sistema fluvial pretérito ou, o que parece mais plausível, corpos lacustres, condicionados por barramentos tectônicos ou depósitos de escorregamento.

Os depósitos quaternários são constituídos por aluviões pré-atuais e atuais, depósitos coluviais e depósitos de talus (ETCHEBEHERE *et al.*, 2007). Os aluviões distribuem-se ao longo das drenagens, planícies aluviais e terraços, destacando-se os canais do Rio Atibaia e do Córrego do Onofre. Segundo BISTRICHI (2001) estes depósitos são constituídos por sedimentos inconsolidados (cascalhos, areias, siltes, argilas e raramente por depósitos orgânicos).

BISTRICHI (2001) também relata a existência de corpos coluviais ou de talus associados às vertentes das drenagens. Os colúvios, de acordo com BISTRICHI (2001), são argilo-arenosos ou areno-argilosos, amarronzados, maciços, com espessuras variáveis, sobreposto a uma cascalheira basal de espessura decimétrica. Os depósitos de talus, associados a vertentes mais íngremes, incluem matacões, blocos e seixos de rochas variadas, imersos em matriz argilo-arenosa ou areno-argilosa (BISTRICHI, 2001).

4.5 – Aspectos geomorfológicos

A área do município de Atibaia está inserida no Planalto Atlântico (ALMEIDA, 1964), ocupando parte do chamado Planalto de Jundiaí, que corresponde a uma zona geomorfológica rebaixada em relação às serras adjacentes.

Em seu interior, os topos dos morros apresentam-se nivelados em torno de 820-870 m, destacando-se dos assoalhos dos principais cursos d'água, que, geralmente, se encontram entre as cotas 750-800 m. O Planalto de Jundiaí representa o que AB'SABER (2003) chamou de "mares de morros", pois configuram uma expressiva ondulação topográfica, desenvolvida sobre rochas do embasamento pré-cambriano. Estão também presentes na área, representantes da Serrania de São Roque, que se destacam pelo relevo mais movimentado, com gradientes topográficos pronunciados, como também relevos mais suaves, implantados sobre sedimentos cenozóicos, incluindo as planícies aluviais recentes. .

As unidades geomorfológicas predominantes consistem em relevos de degradação, sendo representados por um relevo montanhoso, com altitudes de 1.000 a 1.450 m, e um relevo colinoso, com altitudes que variam de 800 a 1.000 m, sendo caracterizado por colinas médias, serras alongadas, morros com serras restritas e colinas amplas, de superfície bastante erodida e ondulada. Em tais tipos de relevo, são freqüentes afloramentos do embasamento cristalino, ora na forma de matacões, ora na de rocha nua ou lajeada.

Existem ainda os relevos de agradação ou de acumulação, caracterizados por várzeas atuais, com altitudes inferiores a 800 m e planícies, formados por terrenos baixos e planos, junto às calhas dos rios e sujeitos a inundações periódicas (CARVALHO *et al.*, 1975).

O Planalto de Jundiaí, segundo SILVA (2001), corresponde a maior parte da área de estudo, abrangendo uma extensa área de morros, cuja drenagem é feita pelas bacias hidrográficas dos rios Jundiaí, Atibaia e Jaguari, tratando-se assim, de um planalto rebaixado em relação as zonas geomorfológicas vizinhas do Planalto Atlântico, mas, com elevação de 100 m acima da zona do Médio Tietê e da Depressão Periférica.

Segundo BISTRICHI (2001), as Serranias de São Roque apresentam uma topografia muito diversificada e compartimentada por relevos escarpados, que acompanham as margens dos rios Atibainha, Juqueri e Juqueri-Mirim desenvolvendo escarpas voltadas para o sul e caracterizando-se através de uma grande variedade de formas de relevo que estão condicionadas a diferentes tipos litológicos.

PIRES NETO (1996) através do estudo das características morfométricas, numa escala maior de abordagem, procurando relacionar o papel do substrato rochoso e das estruturas geológicas que contribuem para a formação do relevo, redefiniu e estabeleceu novos grupos relacionados a alguns sistemas de relevo. Desta forma, em termos de Planalto Atlântico, aquele autor procurou separar os grupos de relevos, levando em consideração as suas amplitudes. Esta classificação pode ser vista na Tabela 4.2

O território de Atibaia, segundo SILVA (*op.cit.*), apresenta diversas elevações ou serras que fazem parte dos primeiros contrafortes da Serra da Mantiqueira, localizando-se preferencialmente nas porções leste e sul do município, cujas denominações são: Serra do Botujuru, com elevação máxima de 1.000 m de altitude, a sudoeste; Serra da Pedra Vermelha que, juntamente com o Morro dos Pintos, possui elevação de 1.200 m de altitude; ao sul; Serra de Itapetinga, cujo pico possui uma elevação de 1.450 m de altitude; a sudeste; Morro Grande, com 1.000 m de altitude; ao norte, nas divisas de Itatiba, a leste, o Morro Azul com 900 m de altitude; e, entre o bairro Ribeirão dos Porcos e a Serra de Itapetinga, o Morro da Bandeira com 1.000 m de altitude.

Em algumas encostas, é possível delinear feições sugestivas de movimentos tectônicos recentes, caracterizadas por facetas triangulares, não-raro escalonadas. A tais indícios, somam-se a presença de vales assimétricos, com indicação de basculamento de rampas, bem como a arquitetura das planícies aluviais recentes, como a do rio Atibaia, ao norte da Serra de Itapetinga, que tem o talvegue encostado na vertente setentrional, e aluviões atuais e terraços concentrados expressivamente na margem esquerda.

Tabela 4.3: Tipos de relevo com suas características morfométricas e a composição do substrato rochoso. (Fonte Pires Neto, 1996).

Tipo de Relevo	Símbolo	Amplitude (m)	Comprimento de Rampa (m)	Declividade (%)	Substrato Rochoso
Escarpa	E	120 – 480	300-1500	23-49	Gnaisses, xistos e anfibolitos.
Escarpa dissecada	Ed	60 – 180	300-1800	10-26	Gnaisses, metassedimentos pelíticos (argilitos e siltitos).
Morros e Montanhas	MmM	130 – 400	200-1400	25-56	Gnaisses, xistos, granitóides, filitos, quartzitos, anfibolitos.
Cristas	Cr	100 – 300	300-1100	23-50	Gnaisses homogêneos e quartzitos.
Morros angulosos	Ma	80 – 300	300-1100	16-50	Gnaisses homogêneos e bandados, xistos e filitos.
Morros dissecados	Md	70 – 340	200-1100	16-53	Gnaisses, filitos e quartzitos.
Morros paralelos	Mp	70 – 150	250-600	17-45	Gnaisses
Morros e morrotes paralelos	MMTp	60 - 120	100-450	11-40	Xistos, filitos, quartzitos e gnaisses.
Morrotes e Morros	MTM	60 - 200	200-900	12-34	Gnaisses, granitóides, filitos e quartzitos.
Morrotes dissecados	MTd	30 - 140	200-800	8-40	Gnaisses, filitos e xistos.
Morrotes paralelos	MTp	30 - 120	200-700	13-40	Filitos, xistos e gnaisses.
Morrotes de cimeira	MTc	30 - 120	150-800	6-40	Granitóides, quartzitos e gnaisses
Morrotes	MT	20 - 120	200-800	6-40	Gnaisses, xistos, anfibolitos e sedimentos terciários.
Morrotes pequenos	MTpq	30 - 80	200-400	10-40	Gnaisses finos, xistos e filitos.
Colinas e Morrotes	CMT	60 - 90	100-500	14-30	Gnaisses, granitóides e anfibolitos.
Colinas pequenas	Cp	25 - 100	150-1100	5-17	Gnaisses
Colinas médias	Cm	20 - 90	250-1700	4-18	Gnaisses, granitóides e sedimentos terciários
Terraços Fluviais	T	-	-	-	Areias e cascalhos
Planícies Fluviais	Pf	-	-	-	Siltos, argilas, areias e cascalho.

4.6 – Aspectos pedológicos

De acordo com CARVALHO *et al* (1975), o Município de Atibaia foi o primeiro dos inseridos no Planalto Atlântico a ter uma carta de solos semidetalhada. Nesse levantamento, as unidades de solos foram diferenciadas e interpretadas em função de suas relações com os aspectos litológicos e geomorfológicos da paisagem. O município foi agrupado em 11 unidades de solos (Tabela 4.4).

Tabela 4.4: Unidades de solos.

Classificação	Unidade	Área do Município (%)
Latossolo vermelho amarelo-orto	Piqueri	22,5
Latossolo vermelho amarelo-húmico	Tanque	1,2
Podzólico vermelho amarelo-orto	Caetetuba	26,2
Podzólico vermelho amarelo-fase rasa	Rosário	16,2
Podzólico vermelho amarelo-ligeiramente ácido	Cachoeira	5,6
Solos podzolizados com cascalho	Laranjal	7,2
Solos podzolizados com cascalho fase rasa	Rio Acima	5,0
Litossolo substrato granito- gnaisse	Itapetinga	0,7
Podzólico vermelho amarelo intergrade para latossolo- vermelho-amarelo	Samambaia	3,1
Solos hidromórficos	Hidromórfico	5,9
Complexo Itapetinga-Rio Acima	Complexo Itapetinga-Rio Acima	6,4

De um modo geral, o município pode ser agrupado em seis grandes regiões fisiográficas, levando-se em conta as diferenças de relevo e drenagem:

Latossolos vermelho-amarelo: Abrangem as unidades Piqueri, Samambaia e Tanque. São solos muito profundos, acentuadamente drenados, muito porosos, ácidos, com baixa saturação em bases e pequena diferenciação de horizontes. Situa-se em paisagens colinosas, levemente dissecados e com baixa densidade de drenagem. Ocorrem nas cotas altimétricas que variam de 500 a 100 m.

Podzólico vermelho amarelo: Compreendem as unidades Caetetuba, Rosário, Samambaia e Cachoeira. São solos rasos, bem drenados, ácidos, com baixa saturação de bases e forte diferenciação entre horizontes. Associam-se a superfícies de morretes dissecados, com cristas agudas, tendo vales bem fechados em forma de V. Ocorrem nas cotas altimétricas que variam de 740 a 1000 m. É comum a presença de matações.

Solos podzolizados com cascalho: Abrangem as unidades Laranjal e Rio Acima. São solos profundos, bem drenados e nítida diferenciação de horizontes. Associados a relevos ondulados, com colinas e morros muito dissecados. Possuem alta densidade de drenagem e podem apresentar afloramentos de rochas e matações nas partes altas.

Litossolos: Compreende a unidade Itapetinga. São desenvolvidos, bem drenados, associados a relevos movimentados (rolamento de rochas), com grande presença de afloramentos de rochas. Tem relevo fortemente ondulado a montanhoso, com altitudes que variam de 800 a 1000 m.

Solos hidromórficos: São predominantemente Glei Húmico e Glei pouco Húmico. Essa denominação refere-se à localização do solo em relação ao curso d'água. Solos mais próximos a cursos d'água são do tipo Glei pouco Húmico e os que estão mais distantes dos corpos d'água são Glei Húmico. São solos argilosos e mal drenados. Ocorrem em planícies aluviais, de relevo plano, apresentando maior elevação ao longo da margem do curso d'água. Encontram-se em cotas que variam de 720 a 780 m.

Complexo Itapetinga-Rio Acima: Associado a áreas de relevos fortemente onduladas a montanhoso, com escarpas agudas e com grande presença de afloramentos rochosos. As altitudes variam de 850 a 1450 metros.

A sequência de solos da região de Atibaia pode ser explicada pelas condições de drenagem, transporte diferencial de material erodido e lixiviação, translocação e redeposição de constituintes químicos móveis (CARVALHO, 1975).

CAPÍTULO 5

TÉCNICAS ANALÍTICAS

Neste trabalho foram coletadas amostras de sedimentos e de água para as análises químicas. Nas amostras de água foram determinados os principais cátions e ânions dissolvidos. Os testemunhos de sedimentos foram preparados adequadamente para serem feitas análises relacionadas à determinação da matéria orgânica e principais óxidos, além da quantificação do ^{210}Pb e ^{238}U presentes.

5.1 – Amostragem e preparação das amostras

Os sedimentos foram coletados utilizando-se um amostrador de metal contendo internamente um tubo de acrílico (50 mm de diâmetro), provido de válvula na extremidade superior e de ponteira de aço na extremidade inferior, que proporciona a obtenção de perfis (coluna de amostragem) de 30 a 50 cm.

A coleta das amostras de sedimentos nos rios da bacia em estudo revelou-se de execução bastante complexa em função do alto grau de ocupação e urbanização da área. O acesso à grande parte da drenagem é difícil pois as áreas de várzea estão ocupadas por propriedades particulares (residências, condomínios residenciais, hotéis, etc), chegando a construções de muros, muros de arrimo e de contenção de aterro para propriedades.

No curso principal da bacia, o Rio Atibaia, a coleta foi realizada em um ponto à montante da área urbana, no sentido Dutra-Jacareí, antes da confluência deste rio com um de seus principais afluentes em termo de descarga, o Ribeirão Cachoeirinha. Esse ponto foi selecionado especialmente por fornecer parâmetros físicos-químicos sem grande interferência antrópica (despejos de esgotos domésticos e industriais).

O Córrego Caetetuba, localizado a oeste da área urbana de Atibaia no sentido Campinas, com acesso pela Rodovia D. Pedro I, tem seus afluentes de primeira ordem no divisor de águas entre os municípios de Atibaia e Janiru. Um

dos pontos amostrados situa-se no alto curso do córrego e o segundo, a cerca de 1,5 km da confluência com o Rio Atibaia, quando o Caetetuba já recebeu a contribuição de todos os seus afluentes.

A sub-bacia do Ribeirão Folha Larga localiza-se a oeste da Rodovia Fernão Dias, paralelizando-a e desaguando no Rio Atibaia à jusante da área urbana, próximo à Rodovia D. Pedro I, ponto em que apresenta forte ocupação antrópica, situação que difere da maior parte desta sub-bacia, que constitui área de ocupação um pouco mais recente, com menor grau de alteração das características do rio. Um ponto de amostragem está localizado na Chácara Brasil e o segundo, na área à montante do Ribeirão, próximo ao divisor da águas com o município de Campo Limpo Paulista, local das nascentes do rio Jundiáí.

No Ribeirão Itapetinga foram coletadas as amostras em dois pontos, sendo um em seu médio curso, após a confluência com seu principal afluente, o Córrego dos Patos e outro ponto localizado em área mais à montante da sub-bacia.

A sub-bacia do Ribeirão do Onofre está localizada na parte urbana do município, encontrando-se bastante alterada, tanto nas características físico-químicas como na situação geográfica de seu curso, uma vez que existem inúmeras áreas de intervenção com desvio e/ou canalização da drenagem. Dois pontos foram amostrados, o primeiro no afluente denominado Ribeirão dos Porcos, em seu alto curso, à montante da área de adensamento urbano. O segundo ponto localiza-se no médio curso do Ribeirão do Onofre, área extremamente urbanizada. Na Figura 5.1 tem-se a localização dos pontos de coleta das amostras de perfis de sedimentos e a Tabela 5.1 mostra a sua inserção nos cursos d' água.

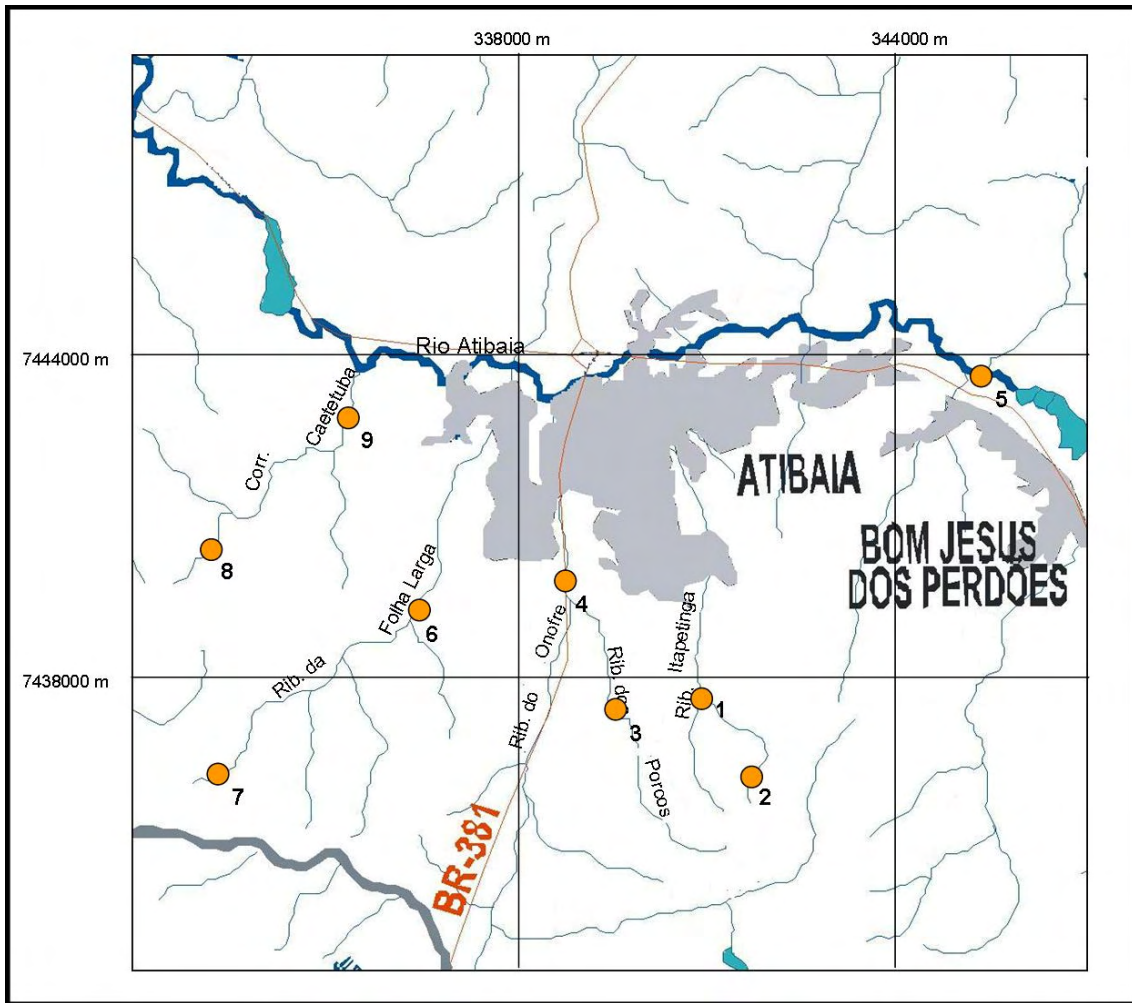


Figura 5.1: Mapa hidrográfico mostrando a localização dos pontos de coleta dos sedimentos.

Mapa base modificado de Comitê das Bacias Hidrográficas PCJ (2004).

Tabela 5.1: Localização dos perfis de sedimentos amostrados nos cursos d' água.

Ponto de coleta	Identificação do curso d' água
1 e 2	Ribeirão Itapetinga
3	Ribeirão dos Porcos
4	Ribeirão do Onofre
5	Rio Atibaia
6 e 7	Ribeirão Folha Larga
8 e 9	Córrego Caetetuba

Todos os perfis de sedimentos amostrados (amostras de 30 a 50 cm) foram inicialmente seccionados a aproximadamente 5 cm e secados em estufa a cerca de 60° C por um período de 24 horas, para preservação da matéria orgânica e minimização da perda de elementos voláteis. Em seguida, as amostras sofreram peneiramento (malha grossa, acima de 2 mm) para eliminação de fragmentos de restos vegetais (galhos, raízes, etc.) e de materiais de origem antrópica. Depois, separaram-se alíquotas destinadas às determinações dos principais óxidos por fluorescência de raios-X, de matéria orgânica e de radionuclídeos.

5.2.- Matéria orgânica e principais óxidos

O percentual de matéria orgânica presente em cada amostra de sedimentos foi determinado no Laboratório de Isótopos e Hidroquímica do Departamento de Petrologia e Metalogenia do IGCE/UNESP, por espectrofotometria com o emprego de um espectrofotômetro tipo Hach, modelo DR2000, seguindo a metodologia descrita no manual de instruções (HACH,

1992) onde é atacado o sedimento com HCl e depois colocado dicromato de potássio para ter a comparação de cor.

Os teores dos principais óxidos presentes nos sedimentos foram determinados pelo Laboratório de Geoquímica do Departamento de Petrologia e Metalogenia do IGCE/UNESP, campus de Rio Claro, por espectrometria de fluorescência de raios X, utilizando um equipamento tipo Philips, modelo PW2510.

5.3 – Caracterização das amostras de água

A amostragem de águas foi realizada em maio de 2008, no início do período das secas.

As amostras foram coletadas com uso de garrafas plásticas de 2 litros e mantidas em caixas de isopor com gelo para conservar as propriedades físico-químicas da água até a análise em laboratório.

Nessas amostras, determinou-se o pH, a condutividade e os principais cátions e ânions dissolvidos no LABIDRO – Laboratório Isótopos e Hidroquímica do Departamento de Petrologia e Metalogenia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP – Campus de Rio Claro. Os teores de F^- foram determinados por potenciometria com eletrodo sensível a esse íon, enquanto que a alcalinidade por titrimetria, o sódio por espectrometria de absorção atômica e as concentrações de Cl, K, Ca, Mg, SiO_2 , nitrato e sulfato por colorimetria.

5.4. – Determinação do ^{210}Po e ^{210}Pb

Para se determinar a atividade de ^{210}Pb presente nas amostras utilizou-se, de maneira indireta, a espectrometria alfa, que possibilita a mensuração do ^{210}Po , um produto de decaimento da série radioativa do urânio-238 e “neto” do ^{210}Pb .

A meia-vida do ^{210}Po é de 138,4 dias, aproximadamente, e decai para o nuclídeo estável ^{206}Pb emitindo uma partícula alfa de 5,3 MeV de energia. O polônio é um metal nobre que se deposita, através do deslocamento eletroquímico, na superfície de vários metais menos nobres. São conhecidas

as eficiências de deposição de 90%, 83%, 83% e 82% para a prata, cobre, aço inoxidável e níquel, respectivamente (KARALI *et al.*, 1996).

Essa técnica consiste na digestão dos sedimentos por processos químicos para ser feita a extração do ^{210}Po e sua deposição em uma lâmina de cobre para, então, realizar sua quantificação através de espectrometria alfa. Sabendo-se que há a condição de equilíbrio radioativo, então, é possível determinar os teores de ^{210}Pb presentes nas amostras utilizando os valores medidos para o ^{210}Po .

5.4.1. – Digestão dos Sedimentos

A digestão dos sedimentos compreende o ataque químico das amostras objetivando separar o ^{210}Po e depositá-lo em lâmina de cobre para ser submetido à espectrometria alfa. Neste processo foi utilizada a digestão parcial com a utilização de água régia (solução concentrada de três partes de ácido clorídrico para uma parte de ácido nítrico) que, relativamente à digestão total, além de diminuir o tempo de análise e a descarga de efluente laboratorial perigoso, permite caracterizar a geoquímica de metais em sedimentos de maneira eficiente utilizando misturas ácidas menos agressivas (SASTRE *et al.*, 2002; TEÓDULO *et al.*, 2003; AGUIAR *et al.*, 2007).

Separou-se uma alíquota de 0,5 g de cada amostra de sedimento em um béquer de teflon e foi adicionado 1 mL de água deionizada e 2 mL de água régia (3:1-HCl:HNO₃). Depois, o béquer foi aquecido em chapa aquecedora por cerca de 5 a 10 minutos, à temperatura de 50°C.

A solução obtida foi resfriada à temperatura ambiente e transferida para outro béquer de teflon por meio de um funil com papel de filtro (o papel de filtro foi bem lavado com água deionizada para completar a transferência). Em seguida, foram adicionados 200 µL do traçador radioativo (*spike*) ^{209}Po com atividade de 8 dpm/200 µL, para possibilitar a identificação do ^{210}Po através de espectrometria alfa. A solução foi aquecida a 100°C em chapa aquecedora até a total evaporação da porção líquida.

Para a separação do Fe³⁺ presente na amostra foi adicionado 15 mL de ácido clorídrico 8M à porção sólida retida no fundo do béquer. A solução foi transferida para um funil de separação e foram adicionados 15 mL do solvente

orgânico éter etílico que, ao entrar em contato com a fase inorgânica, o solvente promove a transferência do ferro para a fase orgânica, sob constante agitação do funil. O ferro extraído ficou suspenso no solvente e a outra fase foi transferida do funil para um béquer de teflon. A nova solução obtida foi aquecida em chapa durante um período de 15 a 20 minutos, a 50°C, para evaporar qualquer resíduo de éter etílico que eventualmente permanecesse na amostra.

5.4.2 - Deposição em lâminas de cobre

Essa etapa se inicia com uma solução contendo polônio em meio de ácido clorídrico 8 M. Para um volume de 15 mL dessa solução, adiciona-se 5 ml de hidroxilamina cloridrato (20%) e 2 mL de citrato de sódio (25%), ajustando o pH para, aproximadamente, 2 mediante solução concentrada de amônia. Depois, coloca-se uma lâmina de cobre na solução que teve uma face previamente polida e a outra vedada por resina. Efetua-se, então, a deposição em chapa aquecedora, mantida sob agitação constante, em uma temperatura de 90° C, por 90 minutos (procede-se a deposição somente na face polida). Decorrido o tempo, retira-se a placa da solução, submete-se a sua lavagem com água deionizada e, em seguida, leva-se à secagem sob lâmpada infravermelho.

Uma vez obtida a lâmina de cobre contendo ^{210}Po , efetua-se a quantificação deste a partir da caracterização de sua emissão alfa.

5.4.3 - Espectrometria Alfa

A espectrometria alfa foi utilizada para a determinação indireta da atividade do ^{210}Pb , através da contagem alfa de seu “filho”, o ^{210}Po (Figura 5.2). Das amostras, foi extraído o ^{210}Po para a preparação de discos de cobre/fenolite com uma camada extremamente fina e uniforme.

A espectrometria alfa dos discos foi feita através de detectores de Si(Au) da ORTEC: modelo BA-025-200-100, com 200mm² de área ativa, 100µm de profundidade de depleção, 25 KeV de resolução no pico de 5,48

MeV, e modelo BA-026-450-300, com 450mm² de área ativa, 300µm de profundidade de depleção e 26 KeV de resolução no pico de 5,48 MeV.

Os detectores trabalham sob polarização reversa de 50 ou 130 volts, sendo inseridos em câmaras de formato cilíndrico com duas saídas conectadas a um vacuômetro e bomba de vácuo. Cada câmara possui tampa com rosca, na qual se encontra instalado um conector BNC-Microdot e um porta amostra onde é colocado cada disco contendo o polônio extraído.

O conector BNC está ligado diretamente a um pré-amplificador que converte os pulsos detectados num formato adequado para o amplificador, que amplifica o sinal até o nível requerido pela interface ACE 2k EG&G ORTEC acoplada a um microcomputador. Nesse ponto, o *software* Maestro II (EG&G ORTEC) simula um analisador multicanal, com 1024 canais, que é responsável pela aquisição dos dados.

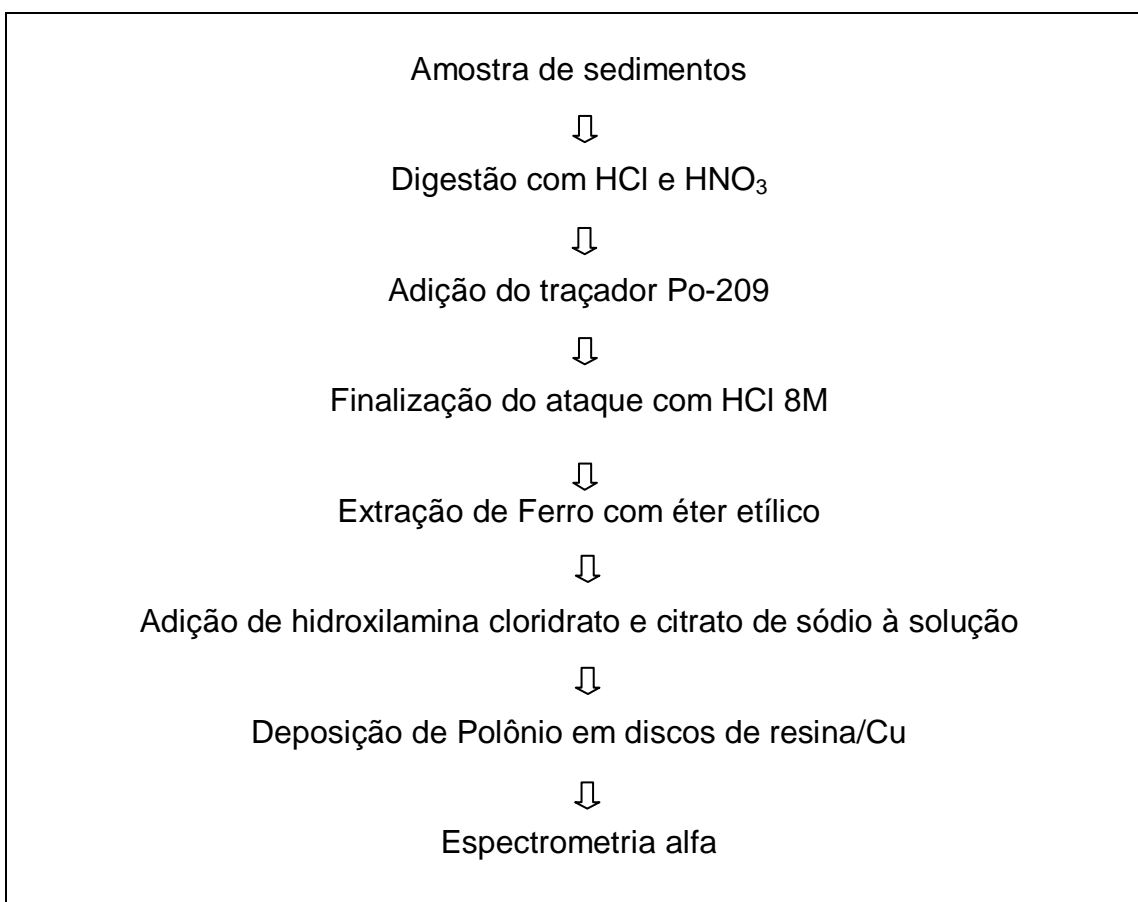


Figura 5.2: Metodologia empregada para mensuração do Po-210 em sedimentos.

5.4.3.1- Calibração em energia do Espectrômetro Alfa

A calibração do sistema espectrométrico alfa foi feita por meio de um padrão contendo os isótopos naturais de urânio ^{238}U e ^{234}U e traçador artificial $^{232}\text{U}+^{228}\text{Th}$, todos eles depositados em um disco de aço inox (54,6 dpm de atividade para o ^{238}U e 10 dpm de atividade para o $^{232}\text{U}+^{228}\text{Th}$) (BONOTTO, 1986). A Figura 5.3 ilustra um espectro alfa típico.

A Tabela 5.2 apresenta os dados utilizados para a construção das curvas de calibração associadas a cada sistema de detecção utilizado. Na Figura 5.4 consta a curva de calibração para o detector 1, a qual foi elaborada a partir dos dados obtidos. O ^{209}Po é o nuclídeo usado como traçador (“spike”) no início do processo de extração de polônio dos sedimentos. Sua energia de emissão alfa corresponde a 4,98 MeV, enquanto que a do ^{210}Po é de 5,4 MeV.

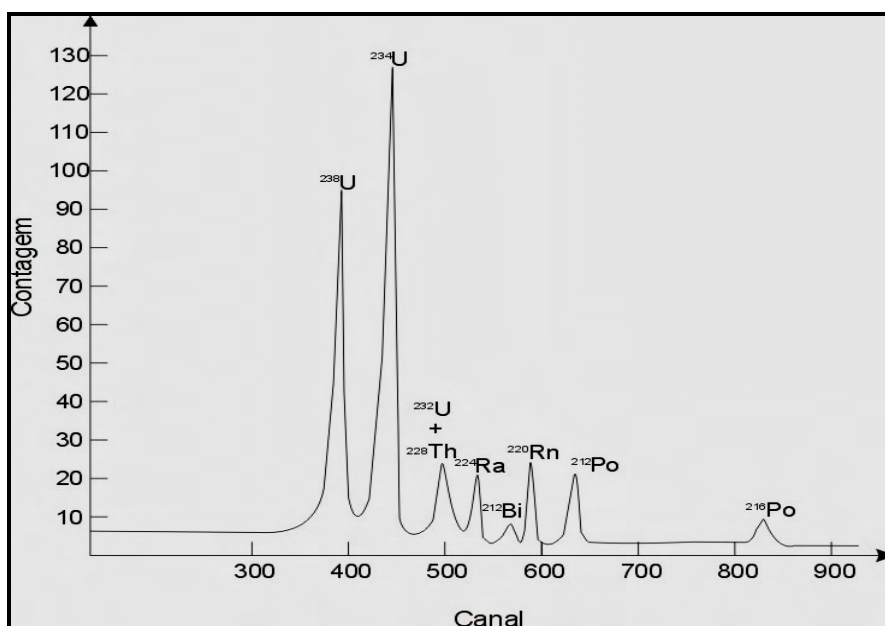


Figura:5.3 - Espectro alfa típico obtido através da leitura de padrão contendo isótopos de urânio e descendentes do ^{232}U (DUARTE, 2002).

Tabela 5.2 Dados utilizados para a construção das curvas de calibração para os detectores utilizados nos sistemas espectrométricos alfa.

Nuclídeo	Energia (MeV)	Canais			
		Detector 1	Detector 2	Detector 3	Detector 4
²³⁸ U	4,19	474	471	470	488
²³⁴ U	4,77	538	537	534	557
²³² U	5,32	600	597	598	623
²²⁴ Ra	5,58	642	639	640	664
²¹² Bi	6,05	686	680	680	710
²²⁰ Rn	6,29	710	706	710	730
²¹² Po	6,78	766	762	767	791

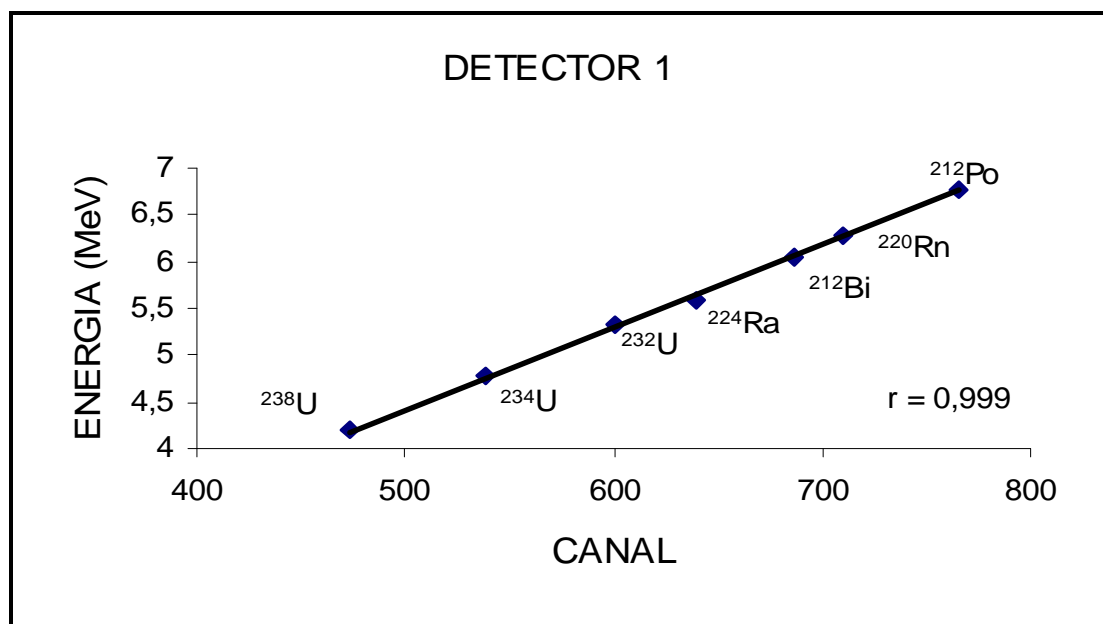


Figura 5.4: Curva de calibração para o espectrômetro alfa com detector de barreira de superfície ORTEC.

5.4.4 - Análise dos sedimentos por espectrometria gama

Segundo BONOTTO (1990), no espectrômetro de raios gama tem-se um sensor e circuitos eletrônicos que separam a radiação incidente no cristal em dois ou mais componentes de energia, utilizando o espectro eletromagnético de raios gama, numa faixa de 100 keV - 3 MeV. A radiação gama emitida pela fonte interage com o cristal cintilador de NaI(Tl) e são produzidos pulsos de pequena amplitude no ânodo de uma fotomultiplicadora, e para que sejam detectados, cada pulso é pré-amplificado e aplicado a um amplificador.

Um dispositivo, o analisador de alturas de pulsos, é o responsável pela separação dos pulsos de acordo com suas alturas, que representam de forma direta as energias das radiações emitidas da fonte, e ainda fornece os espectros da radiação gama emitida.

BONOTTO (1990) ainda observa que dos vários mecanismos de interação do feixe de radiação gama com o cristal de NaI(Tl), dois são bastante importantes: o efeito fotoelétrico e o efeito Compton. Considera-se a radiação eletromagnética como um conjunto de fótons com energia $E = h\nu$, onde ν é a frequência e h a constante de Planck. Quando a radiação eletromagnética de frequência ν atinge o cristal, os fótons associados à radiação interagem com os elétrons do cristal. No efeito fotoelétrico, cada elétron que absorve um fóton ganha uma energia $h\nu$, alguns sendo arrancado com energia cinética máxima de $K_{MAX} = h\nu - \phi$, onde ϕ , chamada função trabalho, representa a energia necessária para arrancar um elétron do cristal. No efeito Compton, na colisão entre um fóton e um elétron livre do cristal, o elétron absorve parte da energia do fóton e este, por conseguinte, passa a ter uma frequência menor e, portanto, um comprimento de onda maior que é dispersada pelo cristal. Um espectro típico de radiação gama apresenta um pico de absorção total, um contínuo Compton e um pico de retroespalhamento.

No presente trabalho, o espectrômetro de raios gama usado é formado por uma blindagem de chumbo onde estão colocados o pré-amplificador e o cristal de NaI(Tl), conectados a uma fonte de alta tensão, além da amostra acondicionada em recipiente de alumínio. Através de um cabo, o pré-amplificador emite um sinal ao amplificador, e este para o multicanal conectado

a um computador que processa o sinal e executa a contagem. Os dados obtidos neste trabalho foram processados com o *software* Maestro II da EG & G – ORTEC.

Na Figura 5.5 ilustra-se um espectro de raios gama para amostra contendo U, Th e K. O urânio é mensurado pelo ^{214}Bi , o tório pelo ^{208}Tl e o potássio pelo ^{40}K . Essas janelas espectrais são escolhidas visando obter emissões gama que não se sobreponham e estejam associadas a distintos radioelementos. Os resultados são expressos em termos de taxas de contagem ou em termos de concentrações equivalentes de maneira que as determinações de U e Th por meio da espectrometria gama são indicadas pelo prefixo ‘e’ (equivalente), ‘eU’ e ‘eTh’ (KILLEEN, 1979). Na Tabela 5.3 consta a energia a ser monitorada para obter as leituras equivalentes ao urânio, tório e potássio.

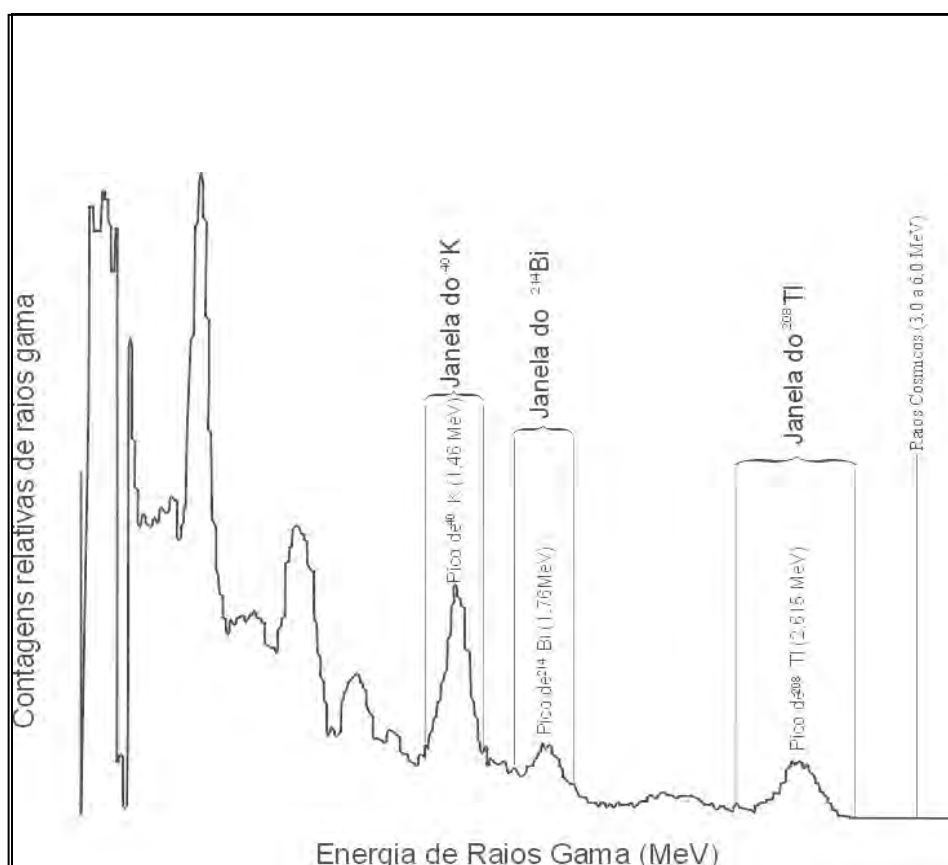


Figura 5.5: Espectro de raios gama obtido para amostras contendo de U, Th e K, segundo WARD (1981).

Tabela 5.3: Janelas espectrais comumente utilizadas para medidas com espectrômetro gama na investigação de urânio, tório e potássio.

Intervalo de Energia (MeV)	Radioelemento	Radionuclídeo e emissão gama monitorada (MeV)
1,36 - 1,56	Potássio (K)	^{40}K (1,46)
1,66 - 1,86	Urânio (eU)	^{214}Bi (1,76)
2,42 - 2,82	Tório (eTh)	^{208}Tl (2,62)

5.4.4.1 – Calibração do sistema espectrométrico gama

Na calibração do sistema de espectrometria gama instalado no LABIDRO – Laboratório de Isótopos e Hidroquímica do Departamento de Petrologia e Metalogenia – IGCE, onde foi realizado esse trabalho, empregaram-se fontes radioativas de energia conhecida, consistindo de ^{137}Cs e ^{60}Co e padrões de pechblenda, areia monazítica e KCl. Espectros típicos obtidos podem ser visualizados nas Figuras 5.6 a 5.10. A partir desses espectros obtiveram-se os dados para a calibração do sistema (Tabela 5.4). Com base nas energias e canais representados na Tabela 5.4, traçou-se a curva de calibração do espectrômetro gama para a realização das leituras, conforme ilustrado na Figura 5.11.

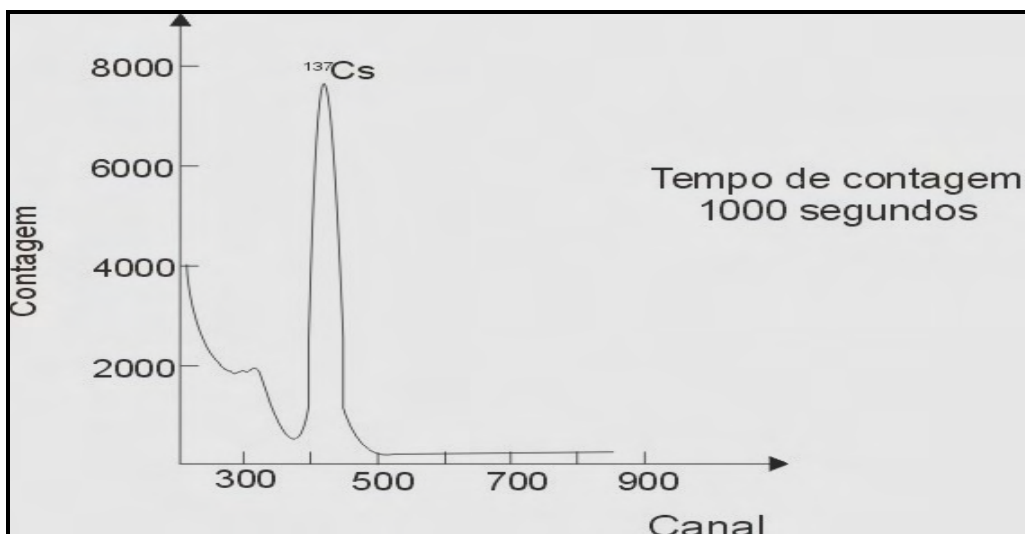


Figura 5.6: Espectro gama obtido para fonte de ^{137}Cs (DUARTE, 2002).

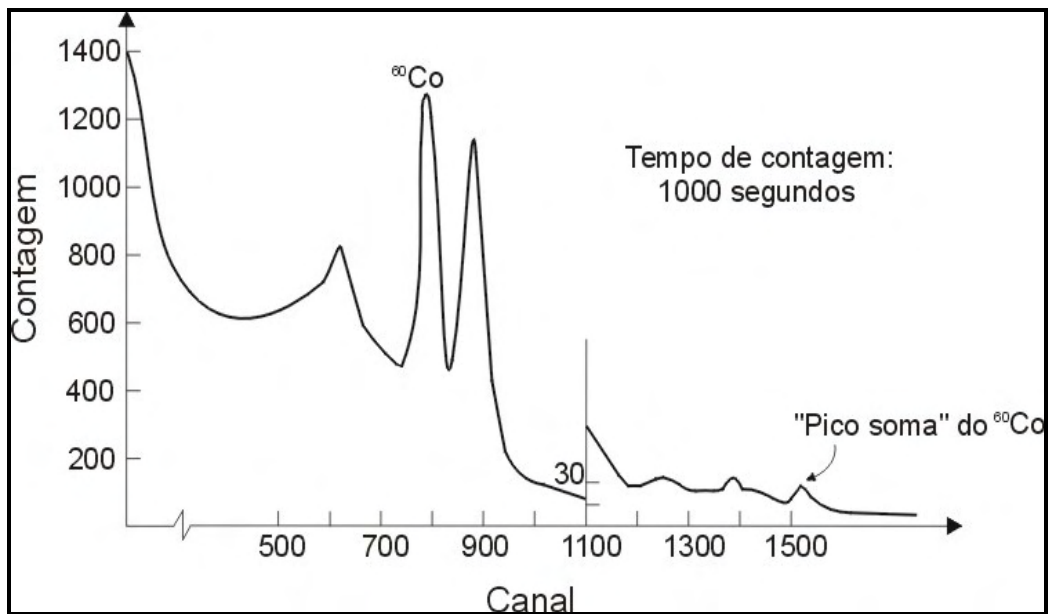


Figura 5.7: Espectro gama obtido para fonte de ^{60}Co , com a presença do pico soma (DUARTE, 2002).

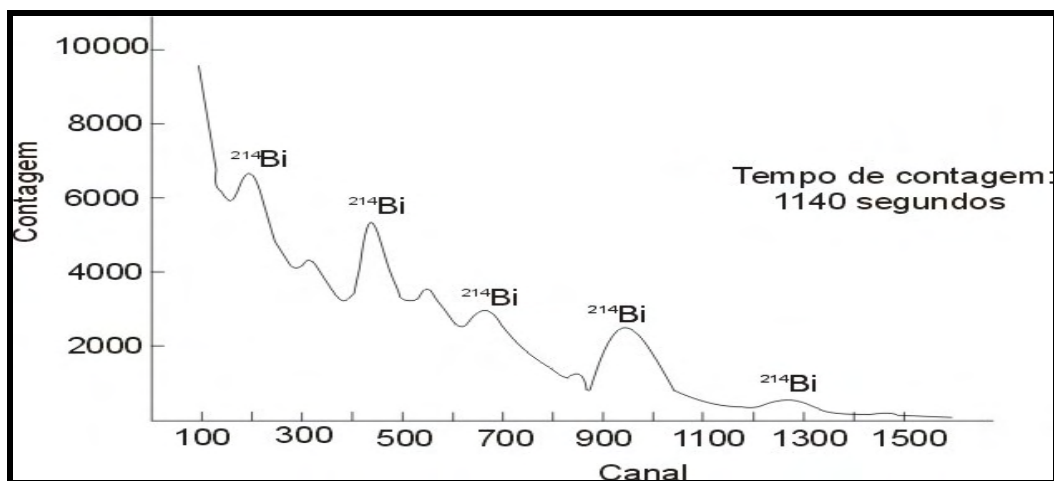


Figura 5.8: Espectro gama obtido para pechblenda contendo 1% de U (DUARTE, 2002).

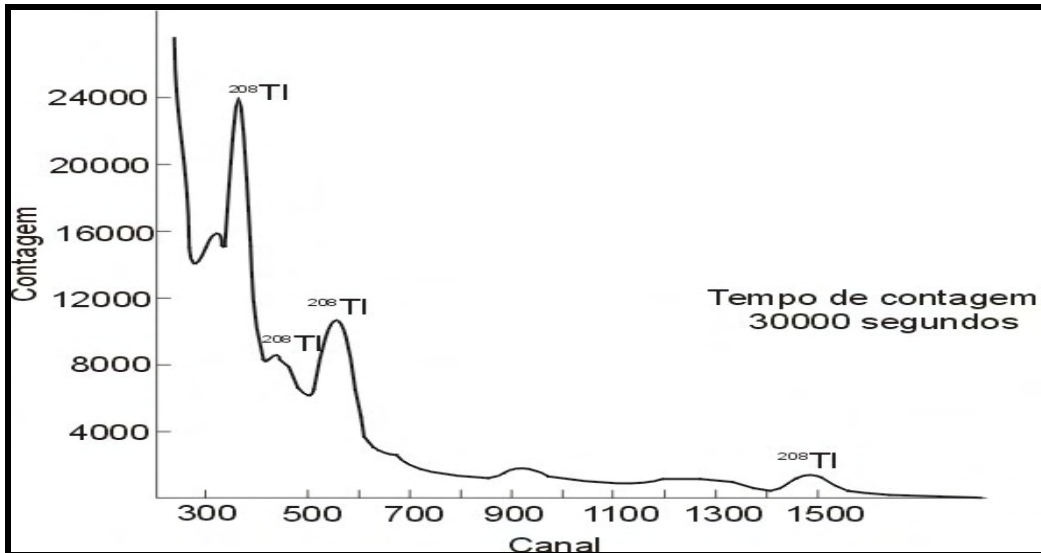


Figura 5.9: Espectro gama obtido para areia monazítica contendo 1% de Th e 0,004% de U (DUARTE, 2002).

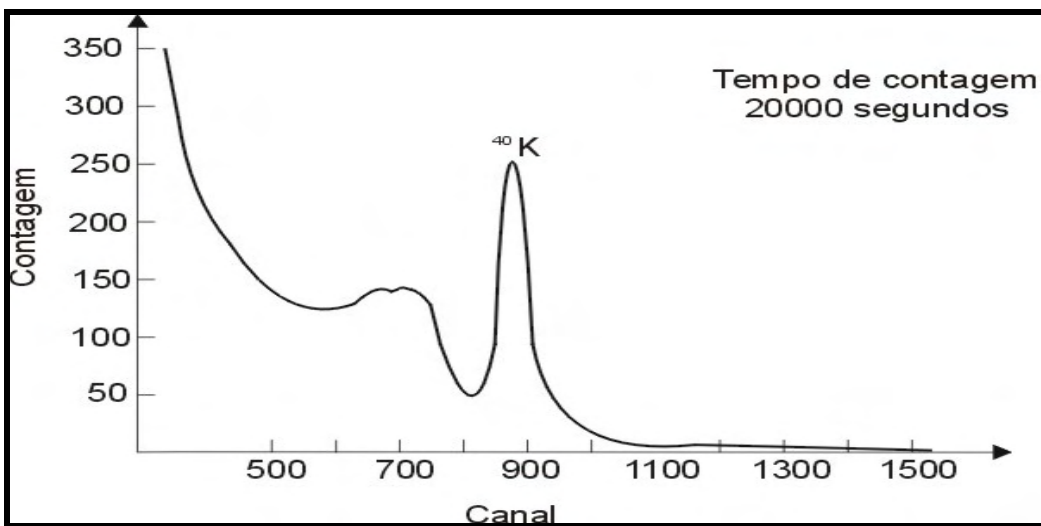


Figura 5.10: Espectro gama obtido para KCl (52%K) (DUARTE, 2002).

Tabela 5.4: Calibração em energia para o sistema utilizado.

Nuclídeo	Canal	Energia (MeV)
^{137}Cs	416	0,661
^{60}Co	736	1,173
^{60}Co	832	1,332
^{60}Co	1568	2,405
^{40}K	876	1,46
^{214}Bi	1000	1,76
^{208}Tl	1485	2,62

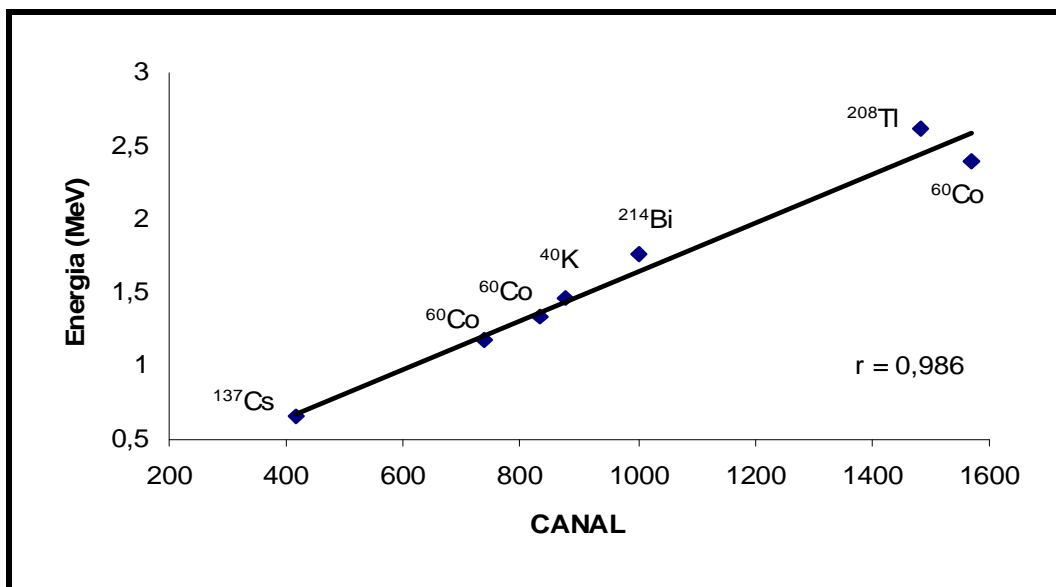


Figura 5.11: Calibração do espectrômetro gama utilizado.

O espectrômetro gama também foi calibrado a partir de padrões de concentração conhecida visando determinar o Pb-210 “produzido”. Para isso, determinou-se a taxa de contagem no fotopico do ²¹⁴Bi, empregando-se padrões consistindo de pechblenda do “New Brunswick Laboratory” do “U.S. Department of Energy”, Argonne, Illinois - EUA, com códigos NBL101-A, NBL102-A, NBL103-A, NBL104-A, NBL105-A, NBL106-A e NBL107-A. Com os resultados obtidos foi possível traçar uma curva de calibração (Figura 5.12) da concentração do urânio (C_U) em função da intensidade efetiva (I_U), expressa pela equação:

$$\log C_U = 1,057 \cdot (\log I_U) + 2,578$$

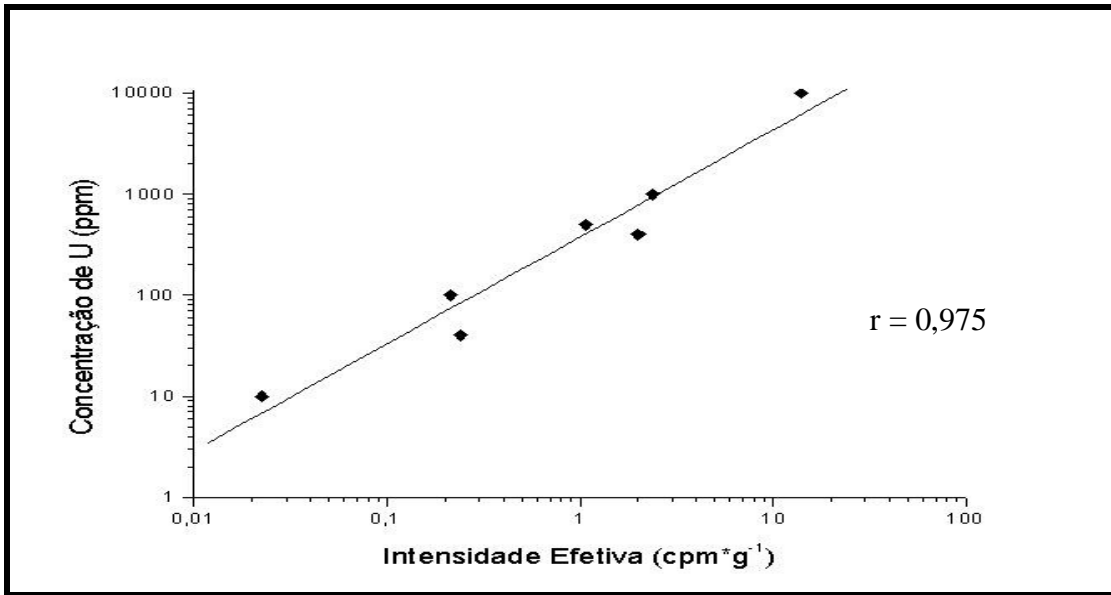


Figura 5.12: Curva de calibração do U em concentração (DUARTE, 2002).

CAPÍTULO 6

PRINCIPAIS CONSTITUINTES NAS ÁGUAS E SEDIMENTOS

6.1 – Parâmetros de Caracterização de Qualidade de Água para a Bacia do Rio Atibaia

A água contém, geralmente, diversos constituintes dissolvidos, os quais provêm do próprio ambiente natural ou foram introduzidos a partir de atividades humanas.

Para caracterizar uma amostra de água, são necessários diversos parâmetros representando as suas características físicas, químicas e biológicas. Esses parâmetros são indicadores da qualidade da água e constituem impurezas quando atingem valores superiores aos estabelecidos para determinado uso.

A Figura 6.1 mostra a localização dos pontos de coleta de amostras de água. Os principais parâmetros utilizados neste trabalho para a caracterização das águas estudadas são apresentados na Tabela 6.1 e discutidos a seguir.

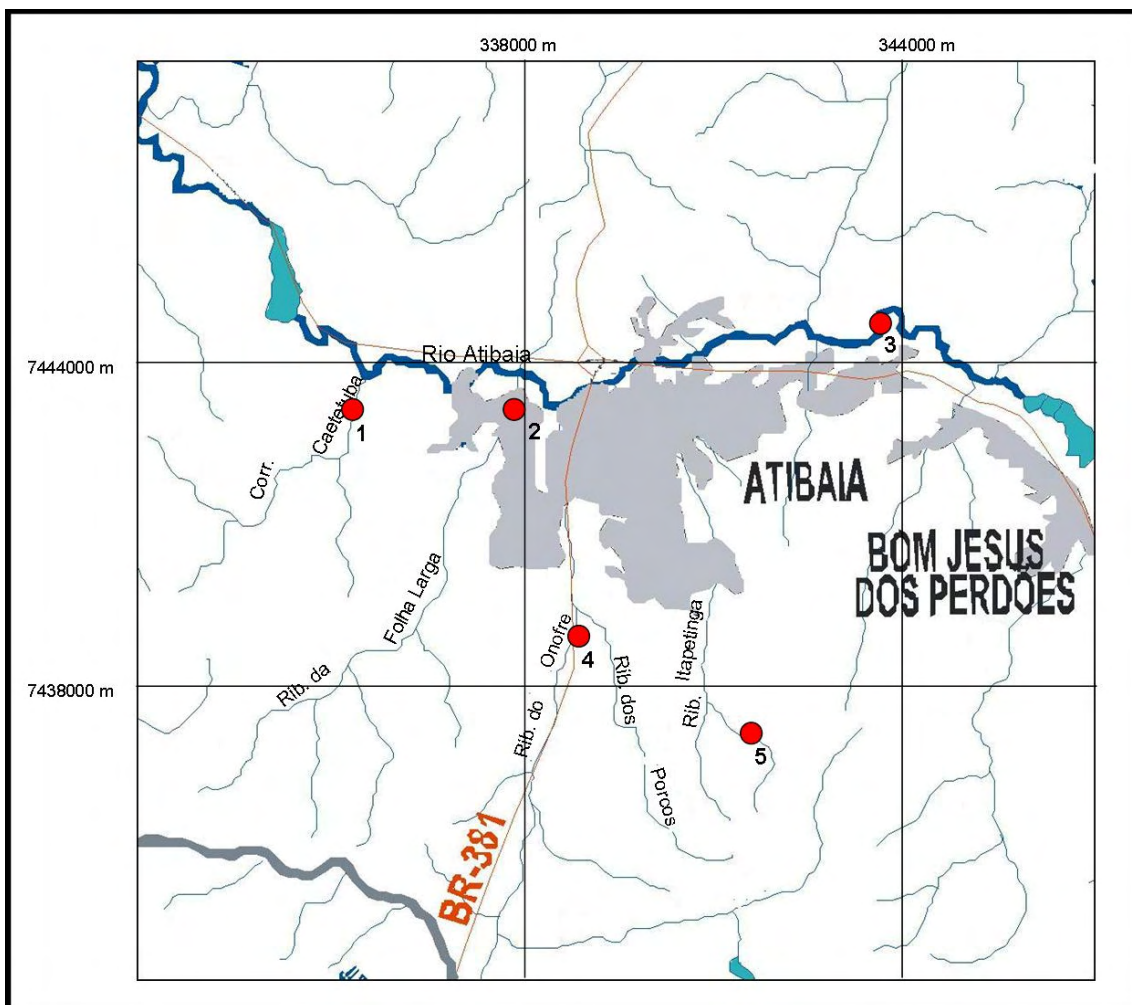


Figura 6.1: Mapa hidrográfico mostrando a localização dos pontos de amostragem de água. Mapa base modificado de Comitê das Bacias Hidrográficas PCJ (2004).

O pH da água depende de sua origem e características naturais, mas pode ser alterado pela introdução de resíduos; pH baixo torna a água corrosiva, enquanto águas com pH elevado tendem a formar incrustações nas tubulações. A vida aquática depende do pH, sendo recomendável a faixa de 6 a 9 (RESOLUÇÃO CONAMA Nº 357, DE 17 DE MARÇO DE 2005). O pH é padrão de potabilidade, devendo as águas para abastecimento público apresentarem valores entre 6,5 e 8,5, de acordo com a Portaria No. 1.469/2000 do Ministério da Saúde (BRASIL, 2000).

Os valores encontrados para o pH não diferiram significativamente para os pontos de amostragem, uma vez que se encontrou um mínimo de 6,22 para o ponto de coleta do Ribeirão Folha Larga e um máximo de 6,43 para o Ribeirão Itapetinga, caracterizando-as como levemente ácidas (Figura 6.2).

Tabela 6.1: Parâmetros de caracterização das amostras de água.

Parâmetros Analisados	Córrego Caetetuba (Ponto 1)	Ribeirão Folha Larga (Ponto 2)	Rio Atibaia (Ponto 3)	Ribeirão Onofre (Ponto 4)	Rio Itapetinga (Ponto 5)
pH	6,41	6,22	6,32	6,27	6,43
Condutividade Elétrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	100	150	110	100	130
Alcalinidade	18	23	13	10	21
Sólidos Totais Dissolvidos (mg/L)	55	82,5	60,5	55	71,5
Potássio (mg/L)	4,11	4,71	3,08	1,91	3,42
Sulfato (mg/L)	<1,00	3,00	6,00	6,00	3,00
Magnésio (mg/L)	3,18	2,57	3,31	3,06	2,54
Cálcio (mg/L)	10,47	8,55	12,21	10,17	10,95
Cloreto (mg/L)	5,20	9,90	6,20	5,10	5,70
Nitrato (mg/L)	1,40	1,50	2,10	1,70	1,40
Sílica (mg/L)	10,70	11,30	13,50	13,70	21,40
Sódio (ppm)	3,20	5,80	4,70	4,50	6,20
Fluoreto (mg/L)	0,32	0,30	0,31	1,80	0,90

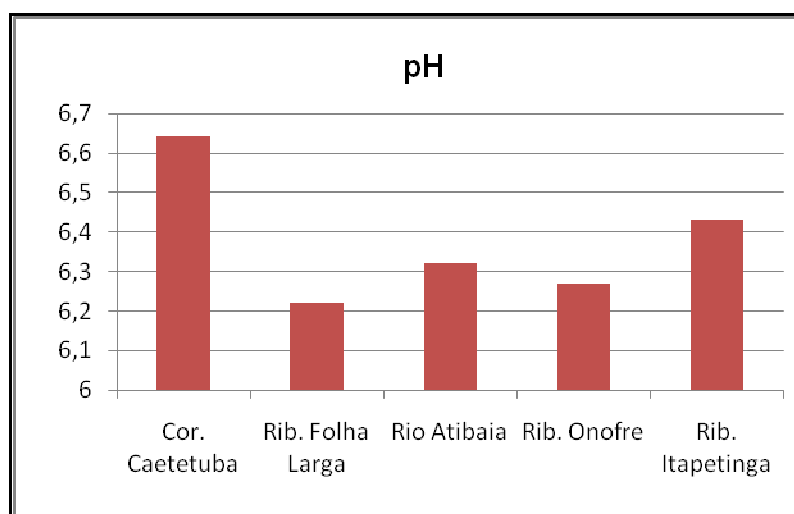


Figura 6.2: Valores de pH nos pontos amostrados

A alcalinidade é a propriedade inversa da acidez, ou seja, é a capacidade de neutralização de ácidos. Em geral, a presença de alcalinidade leva a pH para valores superiores a 7,0, porém, pH's inferiores (acima de 4) não significam que não existam substâncias alcalinas dissolvidas no meio aquoso. Os principais constituintes da alcalinidade são os bicarbonatos (HCO_3^-), os carbonatos (CO_3^{2-}) e os hidróxidos (OH^-), cujas formas são função do pH. Para pH's superiores a 9,4 tem-se dureza de carbonatos e predominância de

hidróxidos. Entre pH's de 8,3 e 9,4, predominam os carbonatos, havendo ausência de hidroxilas. Para pH's inferiores a 8,3 e acima de 4,4 ocorre apenas dureza devido bicarbonato (o que foi observado neste trabalho). Abaixo de 4,4 não ocorre alcalinidade. De um modo geral as alterações de alcalinidade têm origem na decomposição de rochas em contato com a água, reações envolvendo o CO₂ de origem atmosférica e oxidação de matéria orgânica, além da introdução de despejos industriais.

Em relação à condutividade elétrica, observa-se que para o Córrego Caetetuba tem-se um valor de 100µS/cm, para o Ribeirão Folha Larga 150 µS/cm, para o Rio Atibaia 110 µS/cm, para o Ribeirão do Onofre 100 µS/cm e, finalmente, 130 µS/cm para o Ribeirão Itapetinga (Figura 6.3). Esses valores podem estar relacionados com a influência do período de seca no regime hídrico da região.

A condutividade elétrica é a capacidade que a água possui de conduzir corrente elétrica. Este parâmetro está relacionado com a presença de íons dissolvidos na água. Quanto maior a quantidade de íons dissolvidos, maior será a condutividade elétrica da água. Em águas continentais, os íons diretamente responsáveis pelos valores da condutividade são, entre outros, o cálcio, o magnésio, o potássio, o sódio, carbonatos, bicarbonatos, sulfatos e cloretos. O parâmetro condutividade elétrica não determina, especificamente, quais íons estão presentes em determinada amostra de água, mas pode contribuir para possíveis reconhecimentos de impactos ambientais que ocorram na bacia de drenagem ocasionados por lançamentos de resíduos industriais, mineração, esgotos, etc. Em geral, níveis superiores a 100 µS/cm indicam ambientes impactados (SANTOS, 1997).

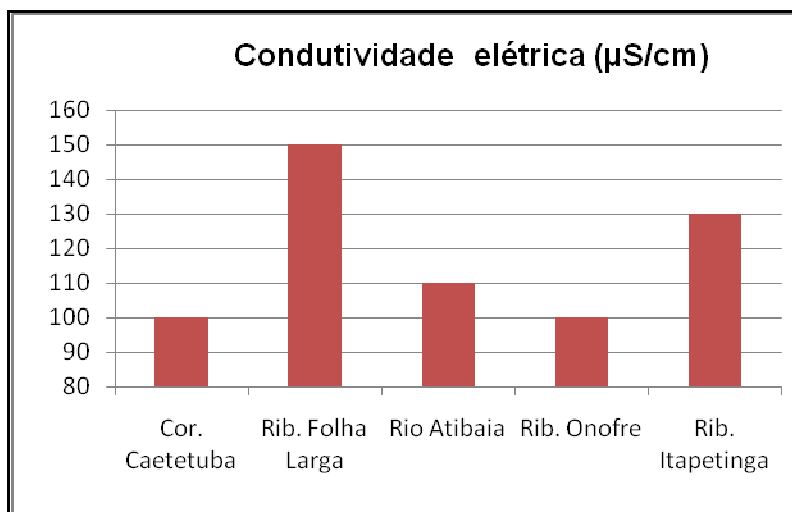


Figura 6.3: Valores de Condutividade Elétrica nos pontos amostrados.

Os sólidos totais dissolvidos (STD) constituem a soma dos teores de todos os constituintes minerais presentes na água, estando associado diretamente com condutividade elétrica. Os valores encontrados variam entre 55 mg/L e 82,5 mg/L. De acordo com o padrão de potabilidade da OMS, o limite máximo permissível de STD na água é de 1000 mg/L. Altos teores são inconvenientes para o consumo humano e industrial (SANTOS, 1997).

Em relação ao cloreto, tem-se uma pequena variação nos valores obtidos para o Córrego Caetetuba, Ribeirão do Onofre e Rio Itapetinga (5,2 mg/L, 5,1 mg/L e 5,7 mg/L, respectivamente). O Rio Atibaia apresenta uma concentração de 6,2 mg/L e o Folha Larga 9,9 mg/L. O cloreto nas águas superficiais deriva principalmente de descargas de esgotos sanitários, sendo que cada pessoa expele através da urina cerca de 6 g de cloreto por dia, o que faz com que os esgotos apresentem concentrações de cloreto que ultrapassam a 15 mg/L. Diversos são os efluentes industriais que apresentam concentrações de cloreto elevadas como os da indústria do petróleo, algumas indústrias farmacêuticas, curtumes, etc. Nas regiões costeiras, através da chamada intrusão da cunha salina, são encontradas águas com níveis altos de cloreto. Nas águas tratadas, a adição de cloro puro ou em solução leva a uma elevação do nível de cloreto, resultante das reações de dissociação do cloro na água.

Para o nitrato, observa-se uma pequena variação nas concentrações em todos os pontos amostrados, situando-se entre 1,4 mg/L e 2,1 mg/L. O

nitrato (NO_3^-) é a principal forma de ocorrência de Nitrogênio (N) na água, sendo possível sua presença nas águas naturais superficiais. Nelas, as concentrações se situam normalmente entre 0 e 18 mg/L, porém, podem variar com a estação do ano, podendo aumentar quando o rio é alimentado por aquíferos ricos em nitratos. O nitrato é fixado por plantas durante o seu crescimento, reduzindo sua concentração na água (HOUNSLOW, 1995; WHO, 1993).

Há um amplo uso de nitratos nos fertilizantes inorgânicos utilizados em plantios, também usados como agente oxidante na produção de explosivos e de vidros. As concentrações de nitrato em águas precipitadas de regiões industriais podem ser de 5 mg/L, sendo inferiores em áreas rurais. Em águas superficiais podem atingir centenas de mg/L como resultado do escoamento em áreas de agricultura, de lixões e de contaminação por dejetos humanos e de animais. O aumento do uso de fertilizantes artificiais, a disposição de lixo e mudanças no uso do solo para pastagens são os principais fatores responsáveis por um progressivo aumento nos níveis de nitrato na água.

A recomendação da OMS para a concentração de nitrato na água potável é 10mg/L (WHO, 1993). Este é o valor limite para todas as classes de usos de águas doces estabelecidos pela resolução CONAMA 357 (BRASIL, 2005). Quando superiores a 5mg/L já podem indicar condições sanitárias inadequadas, por exemplo, devido a dejetos de humanos e animais (IGAM, 2005). Concentrações superiores a 10 mg/L indicam contaminação por fertilizantes e águas residuárias de esgotos.

As águas subterrâneas apresentam teores da ordem de 0,1 mg/L a 10 mg/L, podendo atingir 1.000 mg/L em águas poluídas.

Outro parâmetro analisado foi o sulfato. Os valores de sulfato para águas subterrâneas são inferiores a 100 mg/L. Observa-se as maiores concentrações para o Rio Atibaia e Ribeirão Onofre, ambos 6 mg/L; para Folha Larga e Rio Itapetinga tem-se 3 mg/L notando-se uma quantidade quase desprezível para o Córrego Caetetuba, menor que 1 mg/L. Em geral, grandes concentrações de sulfatos estão associadas a depósitos com gipsita ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) e anidrita (CaSO_4), e, além disso, à oxidação de matéria orgânica e os despejos industriais. Vale ressaltar que na área em questão não

são encontrados gipsita e anidrita, o que é reforçado pelos baixos valores encontrados para o sulfato.

As concentrações de sulfato além de 250 mg/L não são recomendadas para águas de abastecimento público. Teores de sulfato de magnésio além de 150 mg/L podem provocar um efeito laxativo.

Em relação aos fluoretos, encontra-se um máximo de 1,8 mg/L para o Ribeirão Onofre e um valor mínimo de 0,3 mg/L para o Folha Larga.

O flúor é um elemento que ocorre naturalmente e em pequenas quantidades nas águas naturais (0,1 a 2,0 mg/L). É produto do intemperismo de minerais no qual é elemento principal ou secundário: fluorita, apatita, flúorapatita, turmalina, topázio e mica. O flúor liberado pelo intemperismo destes minerais passa para as soluções aquosas supergênicas na forma do íon fluoreto, de alta mobilidade. Diversamente de outros halogênios, ele pode formar complexos estáveis com elementos como Al, Fe, B e Ca. Desta forma, no ciclo geoquímico, o flúor pode ser removido das águas pela coprecipitação com óxidos secundários de Fe, podendo também ser complexado tanto com o Fe como com o Al na forma de fosfatos. Como produto da ação humana, o flúor é originado de atividades industriais: siderurgia, fundições, fabricação do alumínio, de louças e esmaltados, vidro, teflon, entre outras. Estas atividades são responsáveis pela sua introdução no ciclo hidrológico, pelo lançamento na atmosfera ou em corpos hídricos superficiais. É sabido que o flúor, em pequenas quantidades, é benéfico à saúde humana, principalmente em crianças, promovendo o endurecimento da matriz mineral dos dentes e esqueleto, sendo um agente químico eficiente na prevenção da cárie dentária, daí sua adição nos sistemas de abastecimento público de água ser uma prática muito difundida. Contudo, acima de certos teores, passa a ser prejudicial, causando fluorose dental e esquelética, tanto em seres humanos como em animais. Segundo a Organização Mundial da Saúde, o teor de flúor estabelecido como ótimo na água potável varia entre 0,7 a 1,2mg/L, segundo as médias de temperaturas anuais (18 ° C=1,2mg/L; 19-26 ° C=0,9mg/L; 27° C=0,7mg/L).

Quanto à concentração de cátions, as diferenças encontradas não foram muito significativas para as águas da Bacia do Rio Atibaia, nas regiões amostradas. Para o cálcio, tem-se valores que variam pouco para o Córrego

Caetetuba, Ribeirão do Onofre e Rio Itapetinga, sendo essas concentrações 10,47 mg/L, 10,17 mg/L e 10,95 mg/L, respectivamente. Já para o Folha Larga encontra-se uma concentração de 8,55 mg/L e para o Rio Atibaia, 12,21 mg/L. Em relação ao magnésio não há grandes variações nas concentrações das áreas estudadas, situando-se entre 2,54 mg/L e 3,31 mg/L. Os valores encontrados para o sódio variam de 3,2 ppm a 6,2 ppm. Para o potássio tem-se um mínimo de 1,91 mg/L e um máximo de 4,71 mg/L.

O cálcio é um dos elementos mais abundantes na maioria das águas e rochas da Terra. Nas águas meteóricas, os teores de cálcio estão em torno de 0,1 mg/L a 10 mg/L e nas águas do oceano Atlântico ao redor de 480 mg/L. O cálcio é benéfico para a agricultura, principalmente no crescimento dos vegetais e sua abundância em águas para irrigação favorece a redução dos perigos da alta concentração de sódio no solo (NERY, 2009).

O magnésio é um elemento cujo comportamento geoquímico é parecido com o do cálcio e, em linhas gerais, acompanha este elemento. Diferentemente do cálcio, contudo, forma sais mais solúveis. Os minerais mais comuns fornecedores de magnésio para as águas subterrâneas são: biotita, anfibólios e piroxênios. Estes minerais são mais estáveis diante do intemperismo químico do que os minerais fornecedores de cálcio; por isso, seu teor nas águas subterrâneas é significativamente menor do que aquele. Nas águas subterrâneas os teores variam entre 1 e 40 mg/L. O magnésio, depois do cálcio, é o principal responsável pela dureza das águas.

Todas as águas naturais contêm algum sódio já que é um dos elementos mais abundantes na Terra e seus sais são altamente solúveis em água. É encontrado na forma iônica (Na^+) nas plantas e animais, já que é um elemento ativo para os organismos vivos. O aumento dos níveis na superfície da água pode provir de esgotos e efluentes industriais. Os minerais que o originam, em rochas ígneas, são principalmente os feldspatos plagioclásios, feldspatóides (nefelina e sodalita), anfibólios e piroxênios. De modo geral, a variação de sódio é de 0,1 mg/L a 100 mg/L nas águas subterrâneas e entre 1 mg/L e 150 mg/L em águas doces. Nas águas do oceano Atlântico, a média é de 11.100 mg/L.

O potássio é encontrado em baixas concentrações nas águas naturais, já que rochas que contêm potássio são relativamente resistentes às ações do

intemperismo. Entretanto, sais de potássio são largamente usados na indústria e em fertilizantes para agricultura, entrando nas águas doces através das descargas industriais e lixiviação das terras agrícolas. O potássio é usualmente encontrado na forma iônica e os sais são altamente solúveis. Pode ser incorporado em estruturas minerais e acumulado pela biota aquática, pois é um elemento nutricional essencial. As concentrações em águas naturais são usualmente menores que 10 mg/L. Valores entre 100 e 25.000 mg/L podem indicar a ocorrência de fontes quentes e salmouras.

De um modo geral, as águas analisadas encontram-se dentro das condições e dos padrões estabelecidos pela Resolução CONAMA 357 (2005). Em relação a condições de qualidade de água não foram verificados efeito tóxico crônico a organismos, de acordo com os critérios estabelecidos pelo órgão ambiental competente. Materiais flutuantes, tais como espumas não naturais, corantes provenientes de fontes antrópicas e óleos e graxas não foram encontrados sendo considerados virtualmente ausentes.

O caráter químico das águas superficiais analisadas pode ser determinado a partir dos dados na Tabela 6.1 referentes aos principais cátions e ânions dissolvidos. Na Figura 6.4 consta o diagrama de PIPER (1944) produzido a partir dos resultados obtidos, o qual fornece uma boa visualização da *facies* química das águas. Nesse diagrama, os cátions, como porcentagem total de cátions em mEq/L são representados por um ponto num triângulo e os ânions, também dados em mEq/l como porcentagem total de ânions, são representados por um ponto num outro triângulo. Os dois pontos são projetados no losango central, resultando num único ponto que fornece a distribuição iônica total, indicando a característica da água e mostrando semelhanças entre águas de localidades diferentes (BONOTTO & MANCINI, 1992).

Verifica-se que para o Córrego Caetetuba, Ribeirão Folha Larga e Rio Itapetinga, as águas são mistas quanto aos cátions dissolvidos e bicarbonatadas quanto aos ânions dissolvidos. Já para o Rio Atibaia, as águas são sódicas para os cátions dissolvidos e bicarbonatadas para os ânions dissolvidos. Em relação ao Ribeirão do Onofre, elas são cálcicas em relação aos cátions dissolvidos e mistas quanto aos ânions dissolvidos.

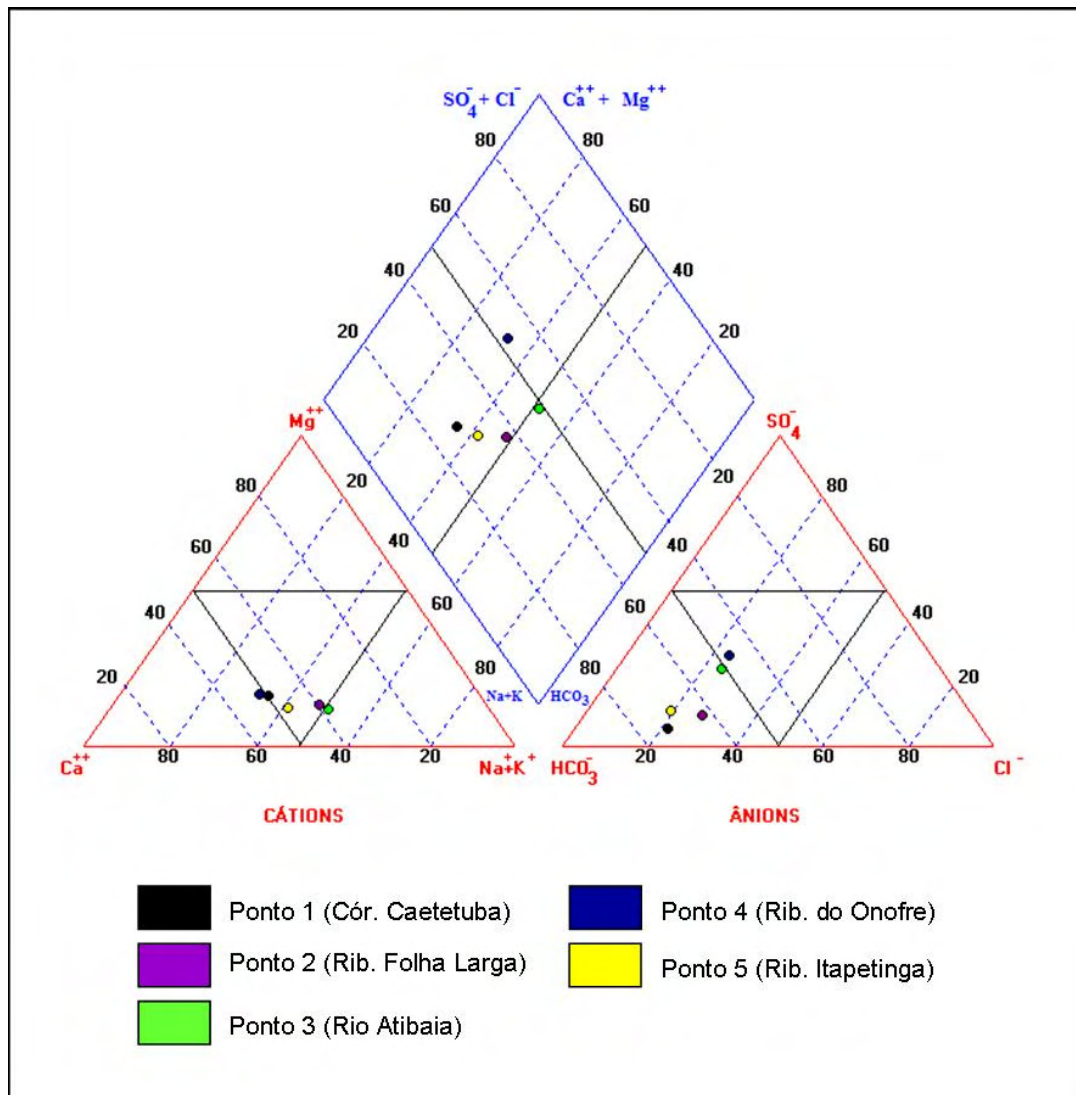


Figura 6.4: Classificação química das águas da Bacia do Rio Atibaia nas áreas estudadas.

Resultados semelhantes foram obtidos por (CAVALCANTE *et al.*, 1998) em coletas de águas coletadas em cacimbas no manto de intemperismo e poços tubulares em aquífero fraturado (rocha sã) na região de Atibaia.

Com exceção do ponto amostrado no Rio Atibaia, que está localizado em uma grande bacia hidrográfica com diversos efluentes e contextos geológicos variados, os demais pontos analisados refletem, em grande parte, a composição mineralógica da área em estudo. Um bom exemplo é o Ribeirão do Onofre que está situado em rochas com menor quantidade de feldspato potássio do que os demais.

6.2 – Caracterização dos sedimentos

Nos perfis de sedimentos estudados neste trabalho, foram determinados os principais óxidos, matéria orgânica e perda ao fogo (LOI), que está relacionada com o teor de matéria orgânica volátil. Estes parâmetros possibilitaram determinar as bases totais ($\text{MgO}+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) e os óxidos resistentes ao intemperismo, isto é, R_2O_3 ($\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2$) (COLMAN, 1982).

O primeiro aspecto a ser observado em relação à variação desses parâmetros em função da profundidade dos testemunhos diz respeito a uma boa correlação entre teor de matéria orgânica e a perda ao fogo em quase todos os pontos de amostragem [Pontos: 1 ($r = 0,72$); 2 ($r = 0,99$); 4 ($r = 0,73$); 5 ($r = 0,71$); 6 ($r = 0,66$); 8 ($r = 0,98$) e 9 ($r = 0,88$)] (Figura 6.5).

Além de alterar a densidade real e porosidade dos solos e sedimentos, a matéria orgânica influencia na superfície específica (área por unidade de massa, geralmente expressa em $\text{m}^2.\text{g}^{-1}$) dos materiais, de maneira que cada 1% de matéria orgânica no solo ocasiona um aumento de cerca de 7 m^2 de sua superfície específica (KIEHL, 1977). Como consequência, outros parâmetros são afetados significativamente, como por exemplo, a capacidade de troca catiônica, de adsorção de cátions e a porcentagem de retenção de água dos solos e sedimentos, os quais também aumentam de acordo com o acréscimo da superfície específica.

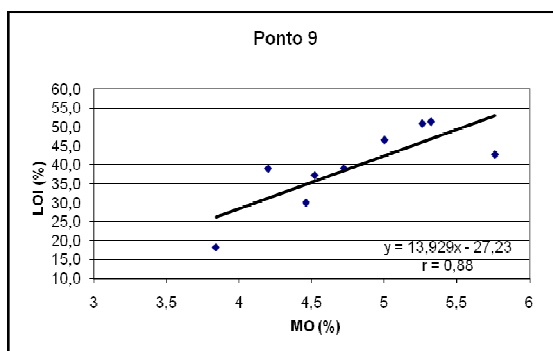
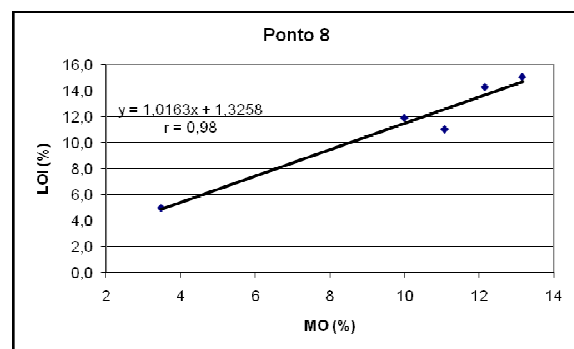
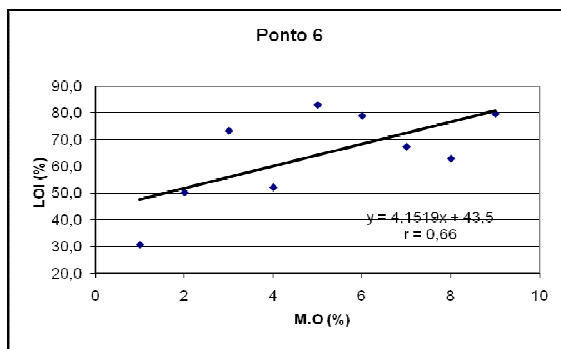
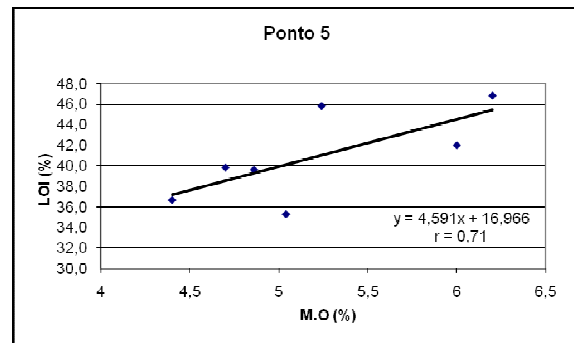
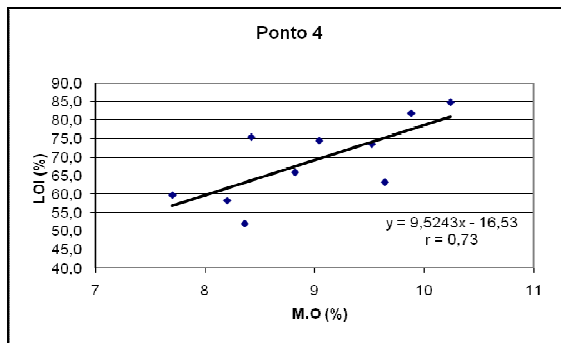
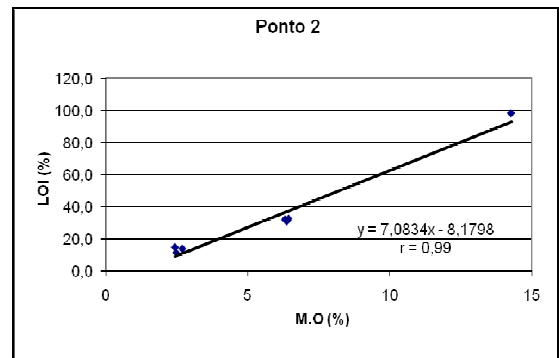
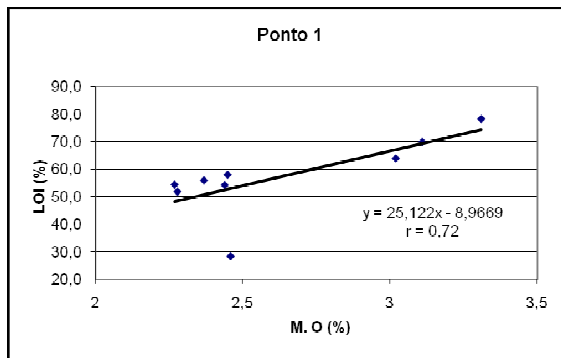


Figura: 6.5: Relação entre LOI e Matéria Orgânica em % nos sedimentos dos testemunhos.

Em todos os testemunhos, a sílica é o principal componente variando de 46% a 89% nos pontos de amostragem do Ribeirão Itapetinga, de 47% a 80% no Ribeirão do Onofre, 49% a 75% no Rio Atibaia, de 48% a 89% no Ribeirão Folha Larga, e, finalmente, de 52% a 76% no Córrego Caetetuba.

Tem-se as seguintes correlações inversas significativas entre SiO₂ e M.O: r = 0,72; r = 0,96; r = 0,65; r = 0,92; r = 0,99 e r = 0,76, para os pontos 1, 2, 4, 6, 8 e 9, respectivamente (Figura 6.6).

Observa-se que a sílica está inversamente relacionada com a matéria orgânica. Com a diminuição em sílica, espera-se a ocorrência de elevação da superfície específica dos sedimentos e, conseqüentemente, da capacidade de troca/adsorção dos cátions, o que foi constatado a partir das correlações significativas inversas obtidas entre a sílica e os vários constituintes analisados.

No perfil 1 (Tabela 6.2; Figura 6.7) verificam-se correlações inversas entre SiO₂ e LOI (r = -0,99), SiO₂ e R₂O₃ (r = -0,99), SiO₂ e Fe₂O₃ (r = -0,83) e SiO₂ e Al₂O₃ (r = -0,96).

No perfil 2 (Tabela 6.3; Figura 6.8) tem-se as seguintes correlações: SiO₂ e LOI (r = -0,99), SiO₂ e R₂O₃ (r = -0,99), SiO₂ e Fe₂O₃ (r = -0,99), SiO₂ e Al₂O₃ (r = -0,92) e SiO₂ e Bases (r = -0,92).

No Perfil 3 (Tabela 6.4; Figuras 6.9), verificam-se as relações: SiO₂ e LOI (r = -0,97), SiO₂ e R₂O₃ (r = -0,97), SiO₂ e Bases (r = -0,74), e SiO₂ e Al₂O₃ (r = -0,84).

Na Figura 6.10, observa-se as seguintes correlações para o perfil 4 (Tabela 6.5): SiO₂ e LOI (r = -0,98), SiO₂ e R₂O₃ (r = -0,99), SiO₂ e Fe₂O₃ (r = -0,91), SiO₂ e Al₂O₃ (r = -0,99).

Na Figura 6.11, observa-se as seguintes correlações para o perfil 5 (Tabela 6.6): SiO₂ e LOI (r = -0,96), SiO₂ e R₂O₃ (r = -0,98), SiO₂ e Al₂O₃ (r = -0,94).

Na Figuras 6.12, observa-se as seguintes correlações para o perfil 6 (Tabela 6.7): SiO₂ e LOI (r = -0,99), SiO₂ e R₂O₃ (r = -0,99), SiO₂ e Fe₂O₃ (r = -0,96), SiO₂ e Al₂O₃ (r = -0,99).

Na Figura 6.13, observa-se as seguintes correlações para o perfil 7 (Tabela 6.8): SiO₂ e LOI (r = -0,98), SiO₂ e R₂O₃ (r = -0,99), SiO₂ e Fe₂O₃ (r = -0,99), SiO₂ e Al₂O₃ (r = -0,99).

Na Figura 6.14, observa-se as seguintes correlações para o perfil 8 (Tabela 6.9): SiO_2 e LOI ($r = -0,95$), SiO_2 e R_2O_3 ($r = -0,96$), SiO_2 e Fe_2O_3 ($r = -0,93$), SiO_2 e Al_2O_3 ($r = -0,93$).

Na Figura 6.15, observa-se as seguintes correlações para o perfil 9 (Tabela 6.10): SiO_2 e LOI ($r = -0,97$), SiO_2 e R_2O_3 ($r = -0,99$), SiO_2 e Fe_2O_3 ($r = -0,86$), SiO_2 e Al_2O_3 ($r = -0,96$).

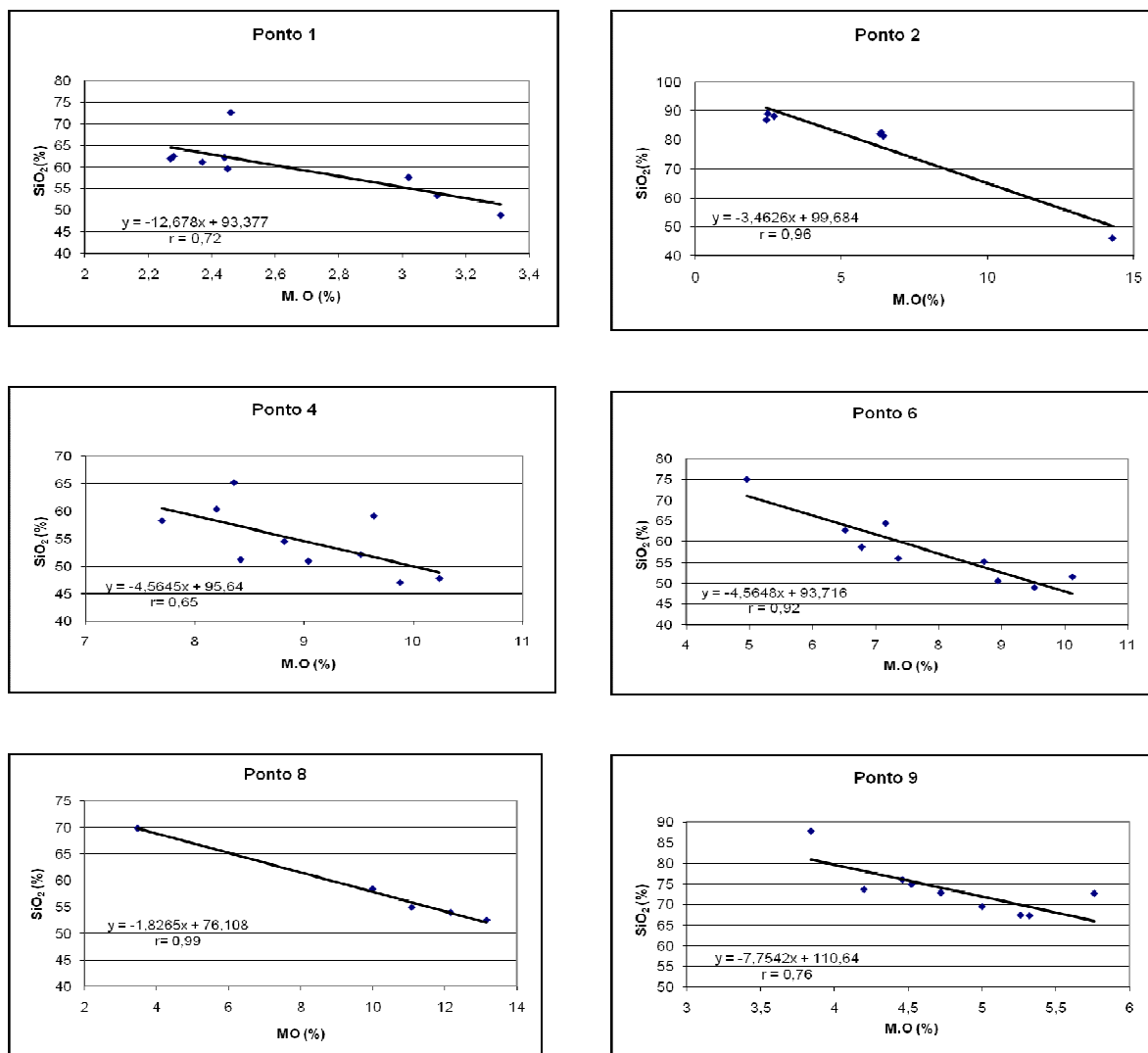


Figura 6.7: Relação entre SiO_2 e Matéria Orgânica em % nos sedimentos de todos os testemunhos coletados.

Tabela 6.2: Principais óxidos (em %) no perfil 1 (Ribeirão Itapetinga).

Amostras	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	R ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Bases	P ₂ O ₅	LOI	M.O
1-1	59,58	1,10	20,08	4,28	25,46	0,06	0,83	0,18	0,13	1,14	2,27	0,11	58,00	2,45
1-2	62,49	1,04	19,28	3,71	24,03	0,08	0,78	0,21	0,13	1,14	2,26	0,10	51,83	2,28
1-3	72,57	0,88	14,64	3,39	18,90	0,04	0,43	0,16	0,15	0,87	1,60	0,08	28,28	2,46
1-4	61,13	1,28	18,09	5,30	24,66	0,06	0,25	0,21	0,13	0,43	1,02	0,08	55,94	2,37
1-5	62,19	1,28	17,52	5,22	24,01	0,09	0,23	0,25	0,13	0,36	0,97	0,08	54,22	2,44
1-6	61,94	1,34	17,87	5,10	24,31	0,08	0,25	0,27	0,13	0,34	0,99	0,08	54,39	2,27
1-7	57,61	1,45	19,46	5,40	26,31	0,07	0,38	0,79	0,15	0,41	1,72	0,09	63,94	3,02
1-8	53,41	1,50	21,82	5,60	28,92	0,07	0,43	1,39	0,13	0,39	2,34	0,10	70,00	3,11
1-9	48,88	1,65	23,91	6,19	31,75	0,09	0,43	1,04	0,15	0,41	2,02	0,11	78,33	3,31

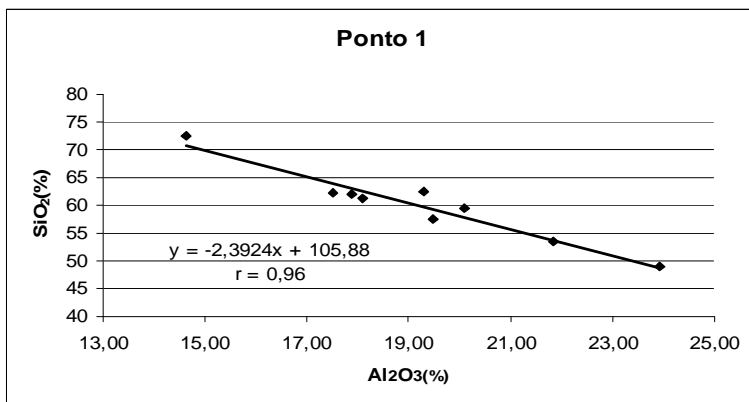
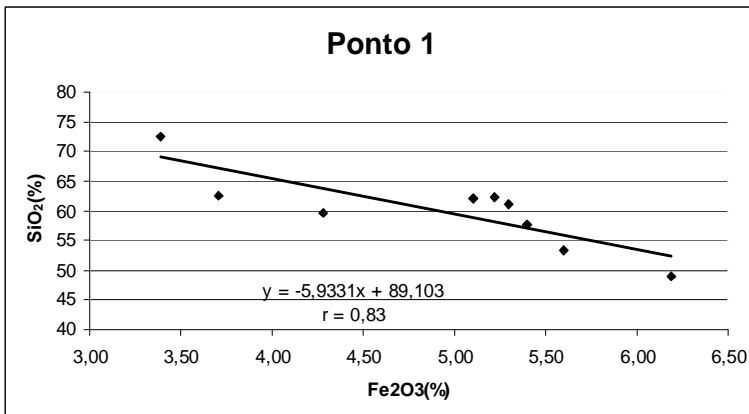
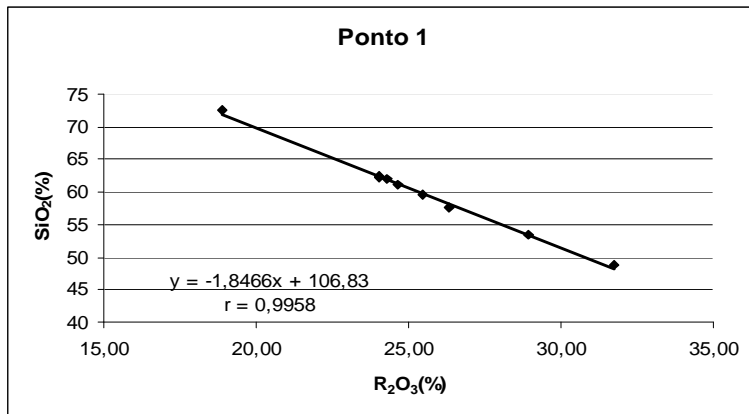
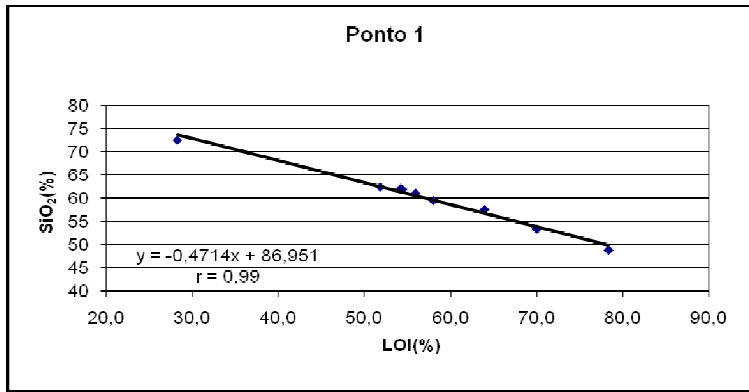


Figura 6.7: Correlações inversas no perfil 1.

Tabela 6.3: Principais óxidos (em %) no perfil 2 (Ribeirão Itapetinga).

Amostras	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	R ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Bases	P ₂ O ₅	LOI	M.O
D 2-1	89,00	0,51	3,82	2,24	6,57	0,03	0,28	0,11	0,16	0,78	1,32	0,06	11,33	2,48
D 2-2	86,83	0,46	4,40	2,78	7,64	0,03	0,30	0,13	0,18	0,88	1,49	0,08	14,78	2,44
D 2-3	88,17	0,51	4,57	1,90	6,98	0,03	0,30	0,14	0,21	0,86	1,51	0,08	13,83	2,70
D 2-4	82,37	0,98	5,63	2,80	9,40	0,05	0,28	0,29	0,19	0,50	1,25	0,14	30,94	6,38
D 2-5	82,02	1,06	6,08	2,55	9,69	0,05	0,33	0,38	0,26	0,43	1,38	0,13	32,06	6,32
D 2-6	81,29	1,06	5,56	3,26	9,88	0,06	0,30	0,43	0,27	0,41	1,42	0,15	32,39	6,44
D 2-7	46,00	1,45	13,68	11,95	27,08	0,19	0,68	0,75	0,23	0,56	2,21	0,56	98,11	14,28

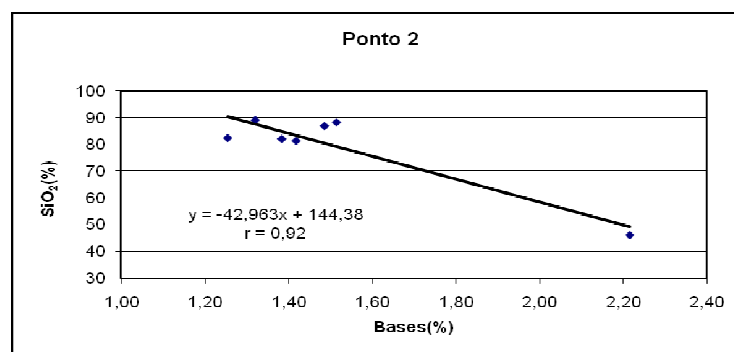
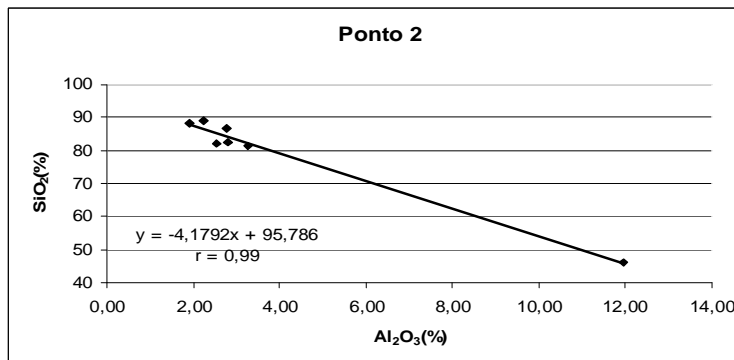
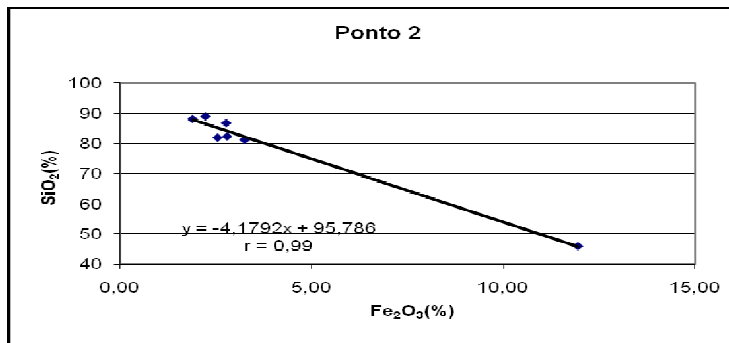
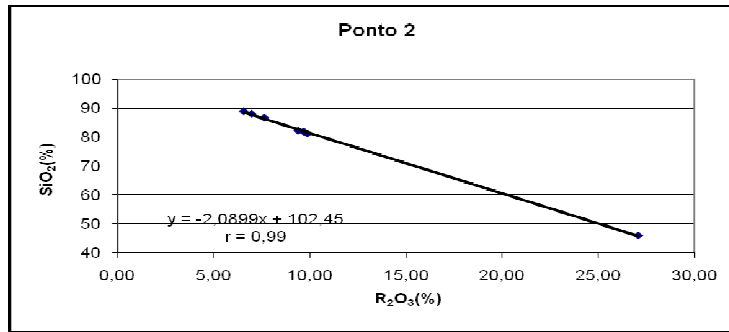
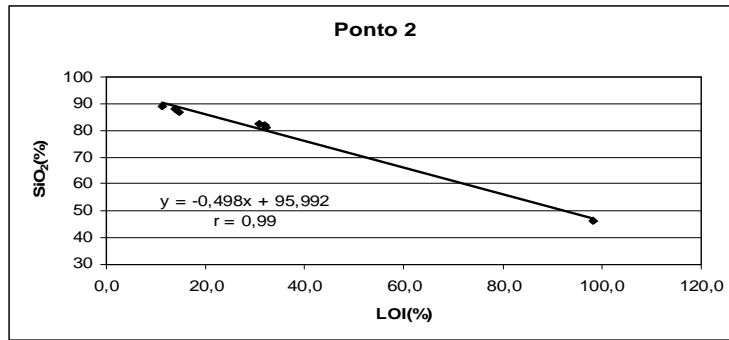


Figura 6.8: Correlações inversas no perfil 2.

Tabela 6.4: Principais óxidos (em %) no perfil 3 (Ribeirão dos Porcos).

Amostras	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	R ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Bases	P ₂ O ₅	LOI	M.O
D 3-1	64,78	1,23	15,54	3,37	20,13	0,10	1,00	0,38	0,42	3,15	4,94	0,10	49,72	6,78
D 3-2	67,32	1,19	14,36	3,18	18,73	0,10	0,88	0,36	0,44	2,98	4,65	0,10	45,39	5,42
D 3-3	67,26	1,14	14,42	3,17	18,73	0,11	0,88	0,34	0,42	2,88	4,52	0,10	46,28	6,66
D 3-4	69,79	1,08	14,14	2,49	17,70	0,08	0,78	0,34	0,45	3,04	4,61	0,08	39,78	6,20
D 3-5	64,89	1,28	16,68	2,75	20,70	0,12	0,95	0,38	0,42	3,12	4,86	0,11	48,17	6,64
D 3-6	68,01	1,24	14,75	2,54	18,53	0,13	0,85	0,38	0,45	3,09	4,76	0,10	44,06	6,30

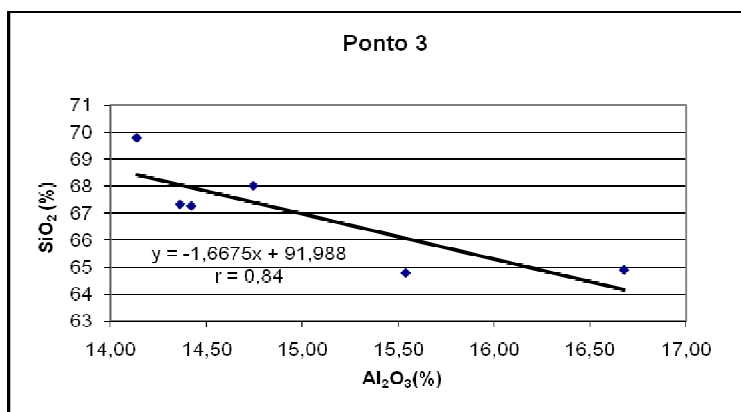
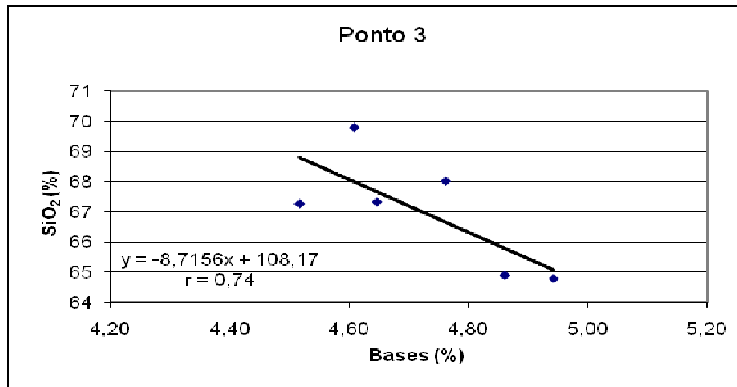
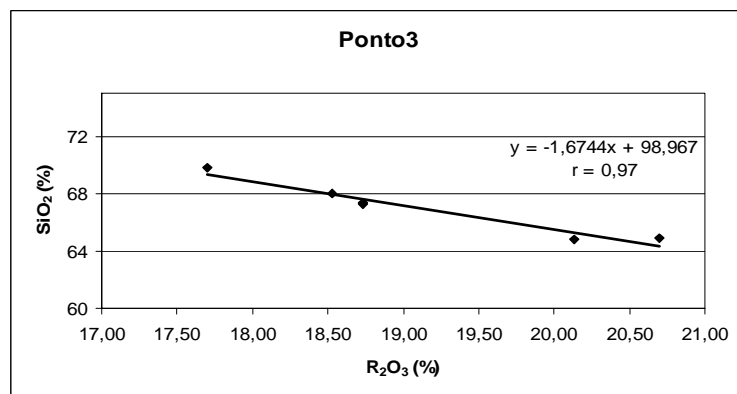
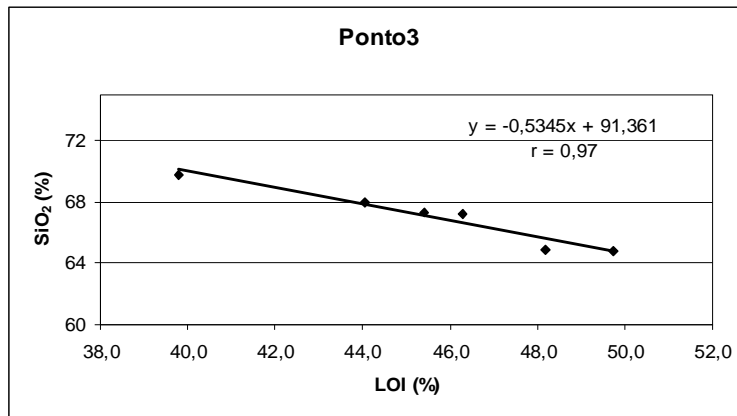


Figura 6.9: Correlações inversas no perfil 3.

Tabela 6.5: Principais óxidos (em %) no perfil 4 (Ribeirão do Onofre).

Amostras	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	R ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Bases	P ₂ O ₅	LOI	M.O
D 4-1	58,24	1,55	18,66	4,96	25,16	0,16	1,10	0,36	0,27	1,67	3,40	0,24	59,83	7,70
D 4-2	50,93	1,58	23,45	4,96	29,98	0,20	1,08	0,39	0,23	1,34	3,03	0,29	74,56	9,04
D 4-3	51,20	1,60	22,77	5,04	29,41	0,26	1,10	0,39	0,19	1,38	3,07	0,29	75,56	8,42
D 4-4	52,09	1,59	21,99	5,11	28,69	0,24	1,15	0,39	0,24	1,53	3,32	0,30	73,61	9,52
D 4-5	47,77	1,63	23,78	5,37	30,78	0,33	1,18	0,45	0,23	1,34	3,19	0,33	84,89	10,24
D 4-6	47,01	1,70	24,78	5,59	32,08	0,27	1,18	0,48	0,21	1,29	3,15	0,32	81,94	9,88
D 4-7	54,52	1,60	21,20	5,04	27,84	0,17	1,05	0,39	0,26	1,51	3,21	0,25	66,00	8,82
D 4-8	60,36	1,45	18,38	4,10	23,93	0,09	1,03	0,38	0,32	1,63	3,35	0,23	58,33	8,20
D 4-9	59,11	1,46	17,84	4,64	23,95	0,10	1,08	0,41	0,31	1,59	3,38	0,26	63,33	9,64
D 4-10	65,19	1,28	15,93	3,42	20,63	0,08	0,88	0,45	0,35	1,66	3,34	0,22	52,11	8,36

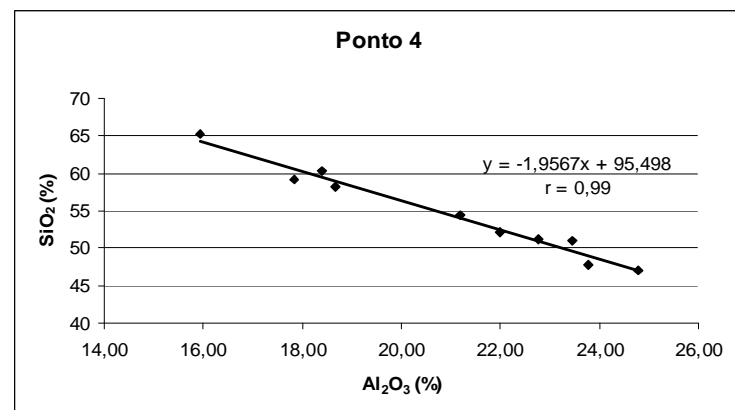
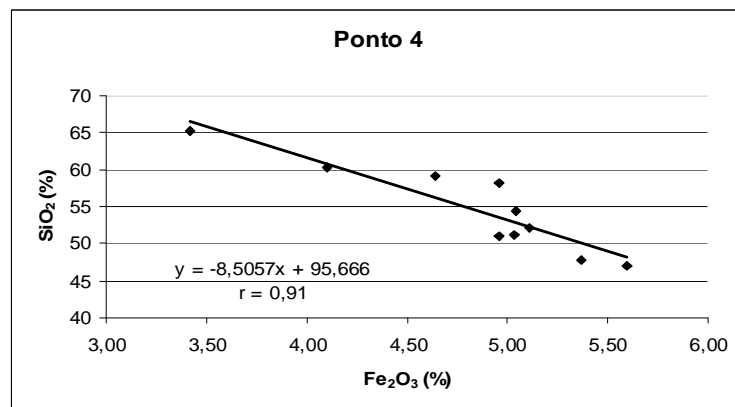
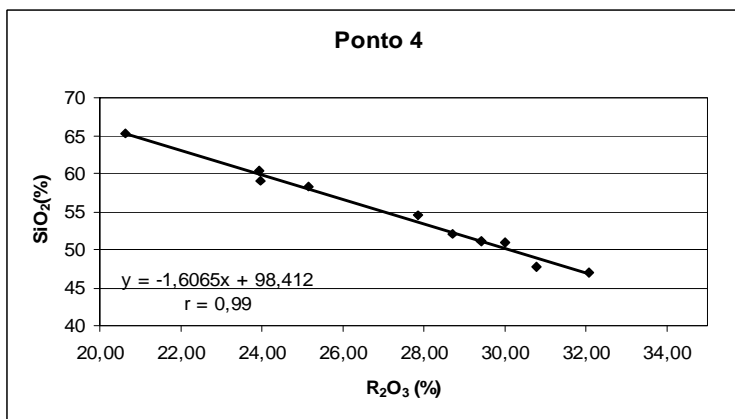
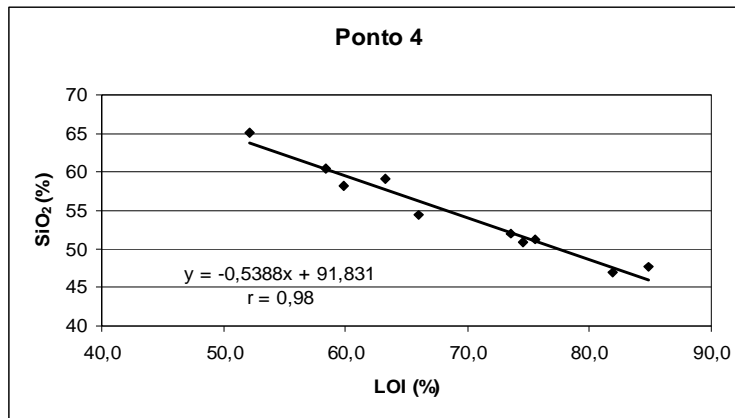


Figura 6.10: Correlações inversas no perfil 4.

Tabela 6.6: Principais óxidos (em %) no perfil 5 (Rio Atibaia).

Amostras	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	R ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Bases	P ₂ O ₅	LOI	M.O
D 5-1	67,75	1,13	17,16	1,58	19,86	0,04	1,28	0,25	0,26	2,10	3,88	0,08	46,83	6,20
D 5-2	67,30	1,18	17,86	1,48	20,52	0,03	1,33	0,25	0,27	2,09	3,93	0,09	45,83	5,24
D 5-3	70,15	1,09	16,62	1,24	18,94	0,03	1,20	0,25	0,31	2,12	3,87	0,08	39,83	4,70
D 5-4	71,19	1,05	14,34	2,04	17,44	0,03	1,15	0,23	0,31	2,19	3,88	0,08	39,61	4,86
D 5-5	71,07	1,08	15,38	1,23	17,68	0,03	1,15	0,25	0,29	2,09	3,78	0,08	42,00	6,00
D 5-6	72,82	1,01	14,85	1,16	17,03	0,03	0,98	0,23	0,29	2,06	3,56	0,08	36,67	4,40
D 5-7	74,46	0,99	13,25	1,69	15,93	0,03	0,58	0,21	0,29	1,60	2,68	0,13	35,28	5,04

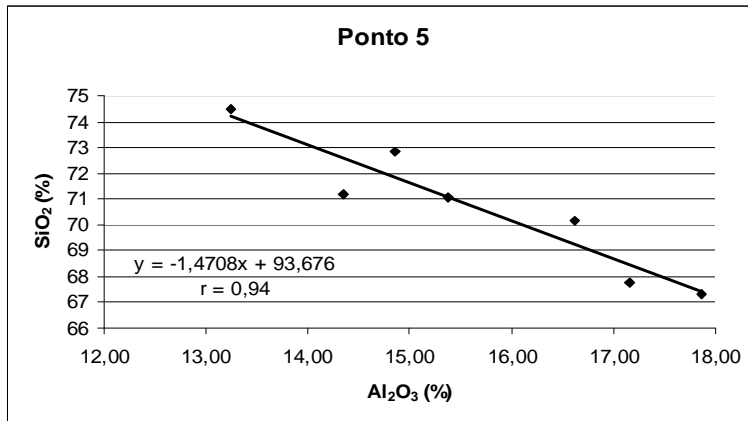
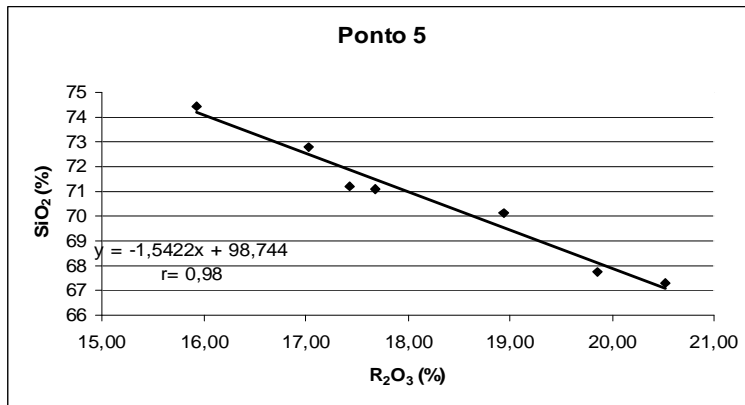
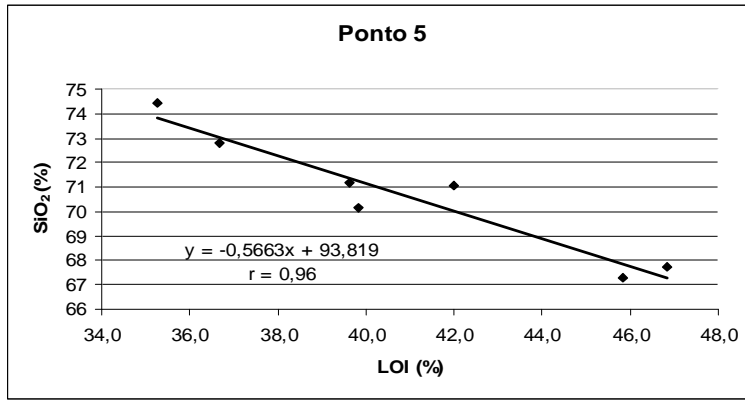


Figura 6.11: Correlações inversas no perfil 5.

Tabela 6.7: Principais óxidos (em %) no perfil 6 (Ribeirão Folha Larga).

Amostras	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	R ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Bases	P ₂ O ₅	LOI	M.O
D 6-1	74,99	1,33	12,50	1,71	15,54	0,04	0,98	0,25	0,31	0,33	2,33	0,11	0,61	4,96
D 6-2	64,50	1,55	15,93	3,72	21,20	0,09	1,35	0,27	0,26	0,27	4,35	0,16	0,89	7,16
D 6-3	55,29	1,60	20,30	4,13	26,04	0,15	1,45	0,29	0,24	0,26	4,82	0,21	1,17	8,72
D 6-4	62,78	1,53	17,79	3,50	22,82	0,14	1,08	0,30	0,26	0,27	4,22	0,16	0,89	6,52
D 6-5	48,98	1,78	24,06	4,79	30,63	0,12	1,20	0,32	0,19	0,21	5,44	0,23	1,28	9,52
D 6-6	50,60	1,69	23,11	4,83	29,62	0,15	1,23	0,36	0,19	0,21	5,54	0,22	1,22	8,94
D 6-7	56,07	1,55	20,89	4,12	26,56	0,14	1,10	0,34	0,23	0,24	4,84	0,22	1,22	7,36
D 6-8	58,72	1,50	18,75	4,24	24,49	0,13	1,15	0,36	0,26	0,27	5,01	0,22	1,22	6,78
D 6-9	51,61	1,65	22,13	4,74	28,51	0,16	1,18	0,39	0,23	0,24	5,53	0,27	1,50	10,12

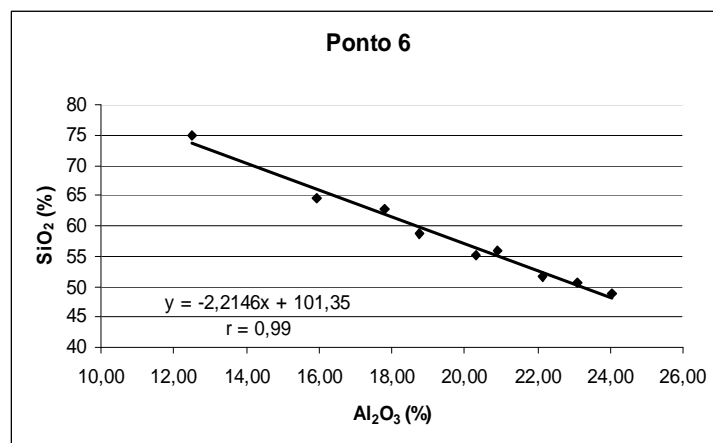
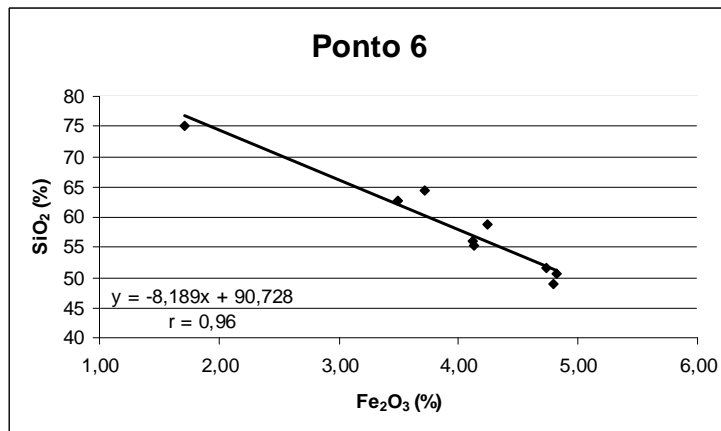
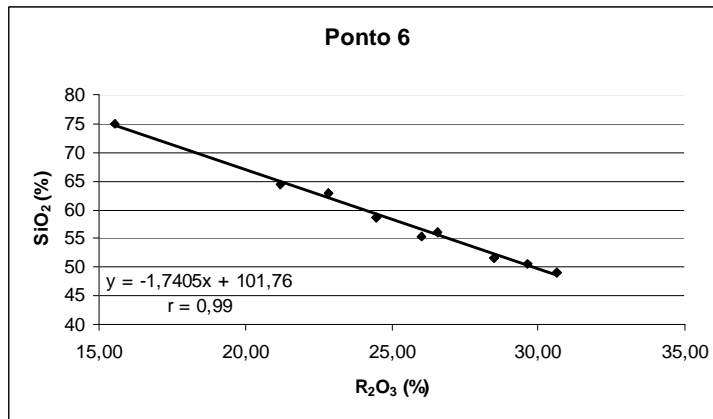
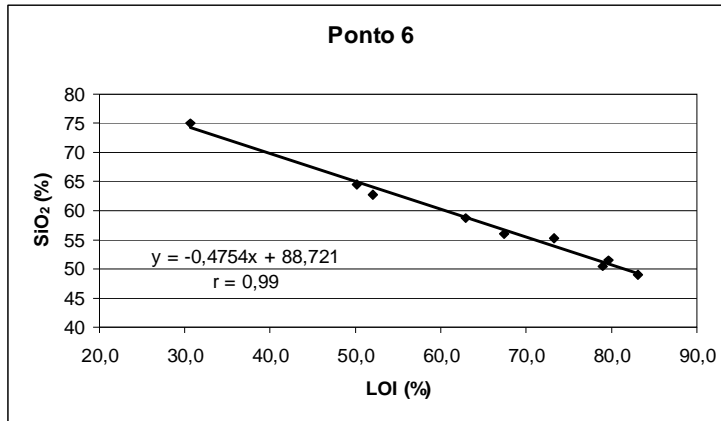


Figura 6.12: Correlações inversas no perfil 6.

Tabela 6.8: Principais óxidos (em %) no perfil 7 (Ribeirão Folha Larga).

Amostras	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	R ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Bases	P ₂ O ₅	LOI	M.O
D 7-1	82,81	0,59	8,73	1,45	10,76	0,02	0,15	0,25	0,21	0,48	1,09	0,04	25,89	2,42
D 7-2	88,97	0,46	5,48	0,98	6,92	0,02	0,08	0,21	0,23	0,38	0,90	0,03	15,61	2,42
D 7-3	87,49	0,69	6,29	1,17	8,15	0,03	0,13	0,23	0,23	0,38	0,97	0,04	16,39	1,36
D 7-4	78,46	0,81	11,63	1,78	14,21	0,02	0,20	0,27	0,19	0,53	1,19	0,05	29,33	1,82

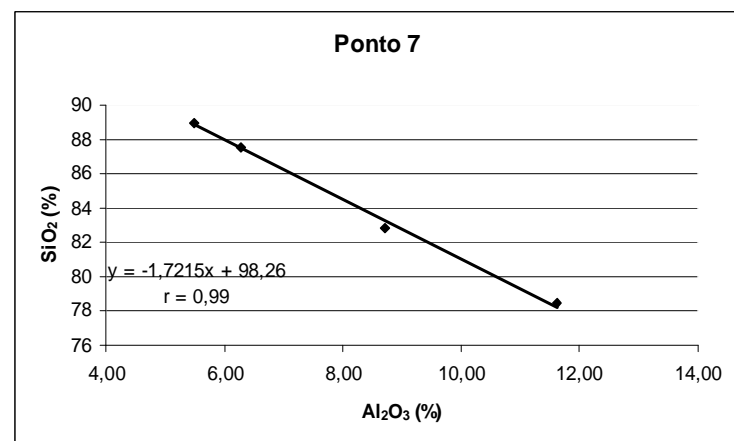
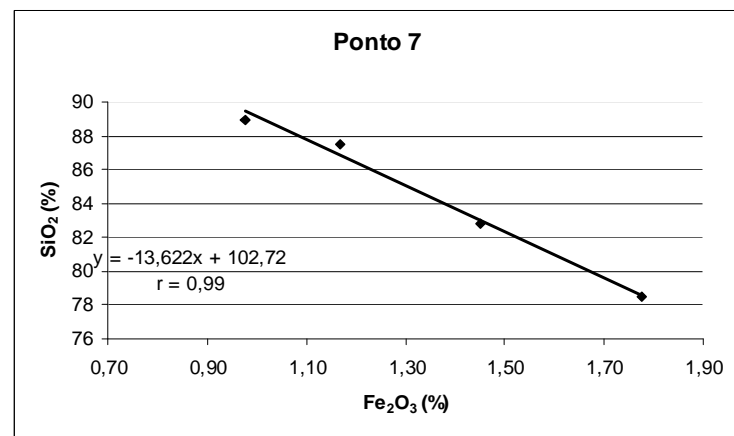
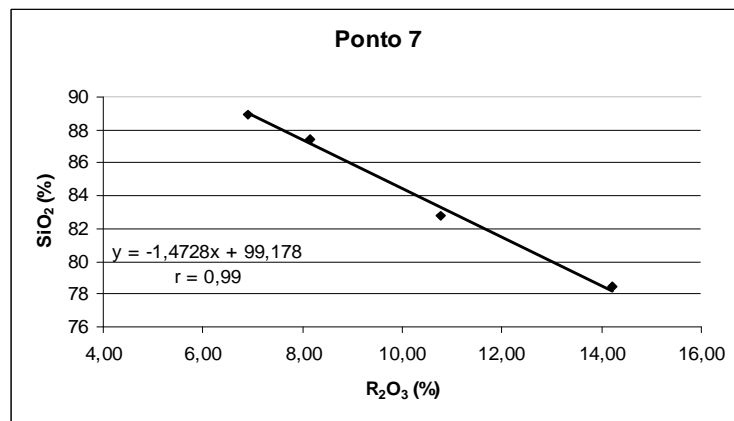
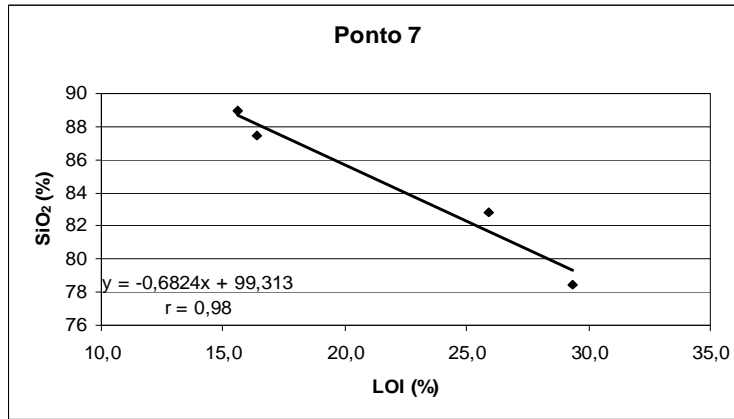


Figura 6.13: Correlações inversas no perfil 7.

Tabela 6.9: Principais óxidos (em %) no perfil 8 do Córrego Caetetuba.

Amostras	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	R ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Bases	P ₂ O ₅	LOI	M.O
D 8-2	69,80	0,99	17,47	1,58	20,04	0,03	1,25	0,25	0,37	3,27	5,14	0,09	27,72	3,48
D 8-3	58,33	1,43	19,78	4,22	25,43	0,05	0,58	0,20	0,18	1,18	2,13	0,10	66,22	10,00
D 8-4	52,49	1,48	21,53	5,28	28,28	0,04	0,35	0,20	0,10	0,43	1,07	0,10	83,72	13,16
D 8-5	54,89	1,51	22,56	5,54	29,61	0,04	0,45	0,21	0,11	0,52	1,30	0,10	61,33	11,08
D 8-6	53,92	1,53	22,19	4,18	27,89	0,05	0,55	0,27	0,13	0,70	1,65	0,10	79,44	12,16

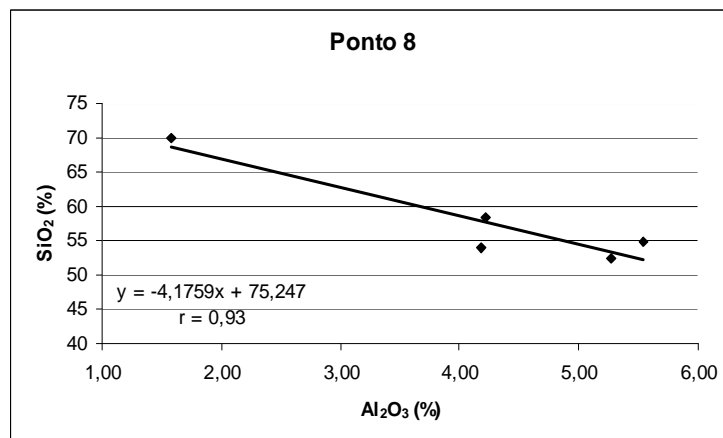
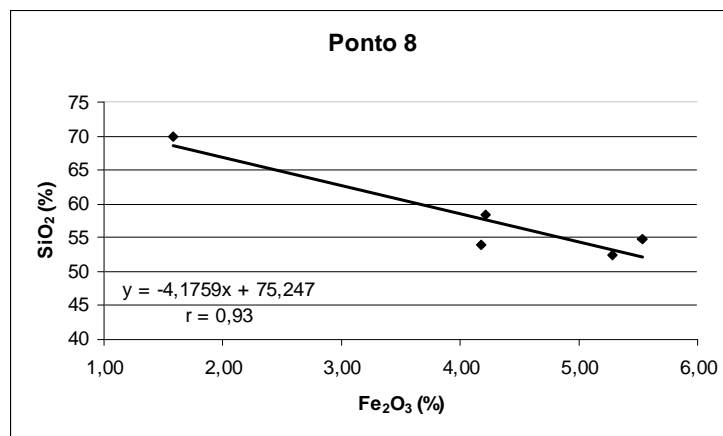
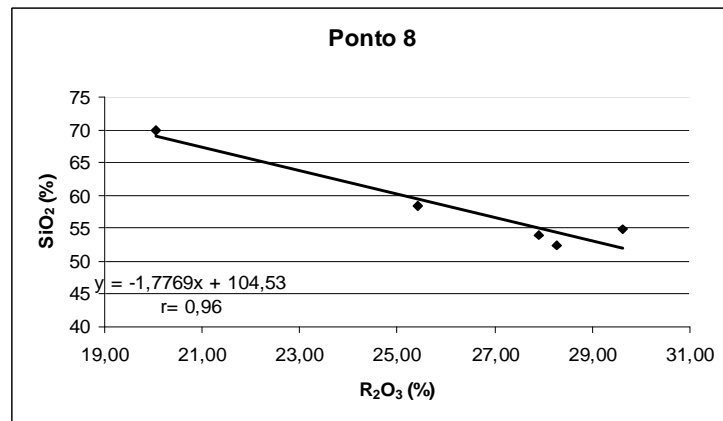
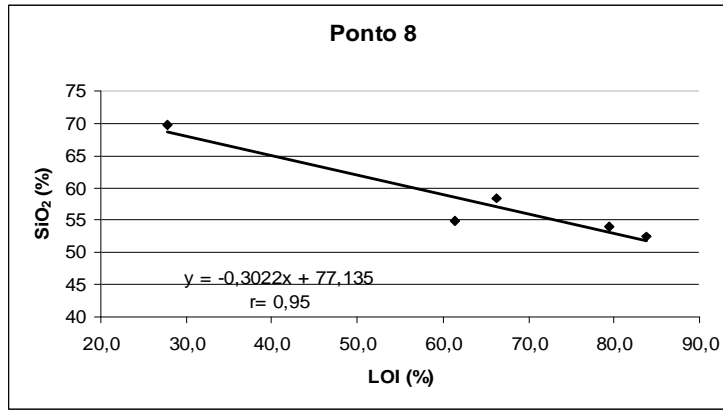


Figura 6.14: Correlações inversas no perfil 8.

Tabela 6.10: Principais óxidos (em %) no perfil 9 (Córrego Caetetuba).

Amostras	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	R ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Bases	P ₂ O ₅	LOI	M.O
D 9-1	87,78	0,99	5,96	0,91	7,85	0,03	0,10	0,14	0,19	0,34	0,78	0,06	18,11	3,84
D 9-2	75,99	3,96	9,73	2,78	16,47	0,10	0,20	0,16	0,15	0,40	0,91	0,33	29,94	4,46
D 9-3	67,38	1,23	16,53	3,06	20,81	0,02	0,23	0,14	0,13	0,44	0,93	0,07	50,94	5,26
D 9-4	73,62	0,98	14,74	1,63	17,34	0,01	0,20	0,16	0,19	0,61	1,16	0,05	39,00	4,20
D 9-5	72,79	1,20	14,03	2,34	17,57	0,03	0,28	0,21	0,24	0,72	1,45	0,07	39,06	4,72
D 9-6	67,24	1,19	16,53	3,01	20,72	0,02	0,25	0,21	0,18	0,50	1,14	0,06	51,44	5,32
D 9-7	69,43	1,15	15,82	2,66	19,63	0,03	0,25	0,23	0,19	0,49	1,17	0,06	46,56	5,00
D 9-8	74,88	1,05	13,19	1,96	16,20	0,03	0,23	0,29	0,23	0,53	1,27	0,07	37,22	4,52
D 9-9	72,63	1,20	13,33	2,54	17,07	0,04	0,28	0,34	0,23	0,54	1,38	0,07	42,72	5,76

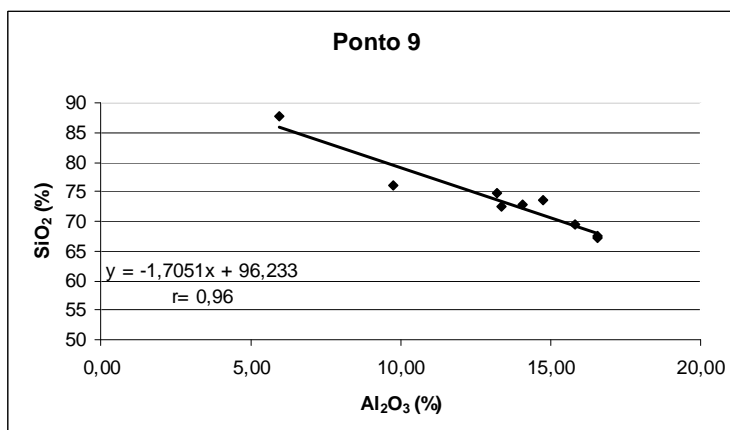
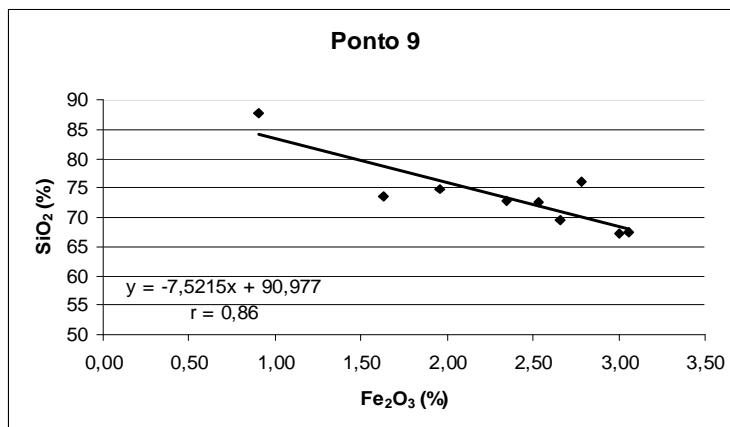
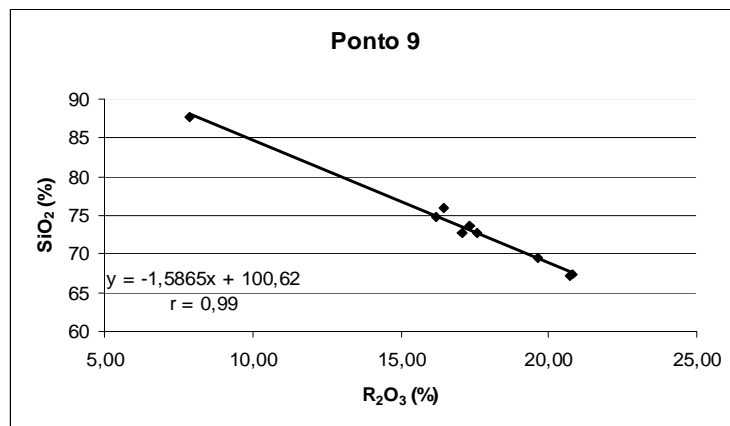
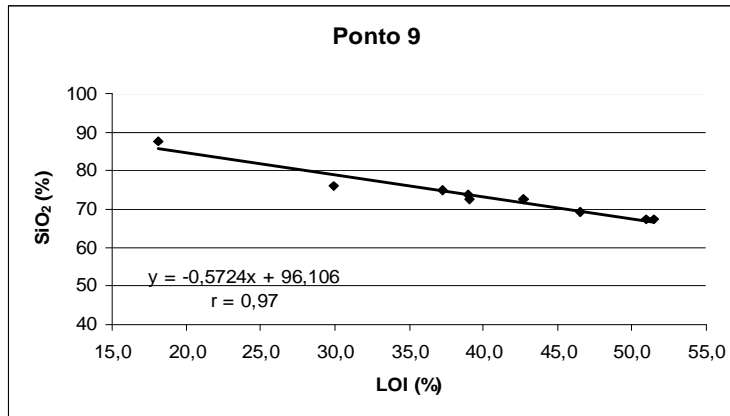


Figura 6.15: Correlações inversas no perfil 9.

No geral, os sedimentos analisados refletem os constituintes das rochas da área em estudo, que são compostas, predominantemente, por minerais portadores de Si e Al e, em menor quantidade, Na, K, Ca, Fe e Mg. Esse padrão pode ser observado na Tabela 6.11 contendo os valores médios dos principais óxidos encontrados nos sedimentos analisados onde se verifica uma porcentagem mais acentuada de SiO₂ e Al₂O₃.

Tabela 6.11: Valores médios (em %) dos principais óxidos nos sedimentos analisados.

Amostras	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	Fe₂O₃	MnO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	P₂O₅	M.O
Rib. Itapetinga (Ponto 1)	59,98	1,28	19,19	4,91	0,07	0,44	0,50	1,21	0,61	0,09	2,63
Rib. Itapetinga (Ponto 2)	79,38	0,86	6,25	3,93	0,06	0,35	0,32	0,21	0,63	0,17	5,86
Rib Onofre (Ponto 3)	67,01	1,19	14,98	2,92	0,11	0,89	0,36	0,43	3,04	0,10	6,33
Rib Onofre (Ponto 4)	54,64	1,54	20,88	4,82	0,19	1,08	0,41	0,26	1,49	0,27	8,98
Rio Atibaia (Ponto 5)	70,68	1,07	15,64	1,49	0,03	1,09	0,24	0,29	2,03	0,09	5,21
Rib Folha Larga (Ponto 6)	58,17	1,57	19,50	3,98	0,12	1,19	0,32	0,24	0,26	0,20	7,79
Rib Folha Larga (Ponto 7)	84,43	0,64	8,03	1,34	0,02	0,14	0,24	0,21	0,44	0,04	2,01
Cór Caetetuba (Ponto 8)	57,89	1,39	20,71	4,16	0,04	0,64	0,23	0,18	1,22	0,10	9,98
Cór Caetetuba (Ponto 9)	73,53	1,44	13,32	2,32	0,03	0,22	0,21	0,19	0,51	0,09	4,79

CAPÍTULO 7

²¹⁰Pb NOS SEDIMENTOS DE FUNDO

7.1 – Determinação do ²¹⁰Pb total nos sedimentos

Para se determinar a atividade de ²¹⁰Pb presente nas amostras, utilizaram-se os dados obtidos por intermédio da espectrometria alfa. Realizado o processo químico o qual resultou na deposição do ²¹⁰Po em lâminas de cobre, as mesmas foram submetidas, à espectrometria alfa para quantificação do ²¹⁰Po e, posteriormente, considerando a existência de equilíbrio radioativo, foi encontrada a atividade de ²¹⁰Pb nas amostras de cada perfil.

Nas Tabelas 7.1 a 7.5 constam os resultados obtidos a partir da análise dos espectrogramas alfa. No Anexo A estão as Tabelas A1 a A5 onde constam os parâmetros iniciais utilizados para a obtenção desses resultados. A massa de cada amostra utilizada no processo de deposição do ²¹⁰Po foi de 0,5 g.

A atividade de ²¹⁰Po (**A₂₁₀**) foi determinada a partir da equação:

$$A_{210} = \frac{N_{210}}{N_{209}} \cdot A_{0\ 209} \quad (30)$$

onde N₂₀₉ e N₂₁₀ correspondem à taxa de contagem nos picos do ²⁰⁹Po e ²¹⁰Pb, respectivamente, e A₀₂₀₉ é a atividade do ²⁰⁹Po adicionado à amostra (40 dpm/mL, isto é, 8 dpm em 0,2 mL).

Tabela 7.1: Resultados das análises de Po-210 por espectrometria alfa no perfil de sedimentos do Ribeirão Itapetinga.

Amostra	Atividade ²¹⁰ Po (dpm)	Atividade/massa ²¹⁰ Pb (dpm/g)
1.1	0,85	1,69
1.2	0,51	1,03
1.3	0,35	0,71
1.4	0,56	1,12
1.5	0,74	1,48
1.6	0,44	0,89
1.7	0,83	1,66
1.8	0,57	1,13
1.9	0,81	1,61
2.1	1,17	2,33
2.2	0,27	0,53
2.3	0,10	0,20
2.4	0,25	0,50
2.5	4,04	8,08
2.6	0,50	0,99
2.7	1,09	2,17

Tabela 7.2: Resultados das análises de Po-210 por espectrometria alfa no perfil de sedimentos do Ribeirão dos Porcos e do Onofre.

Amostra	Atividade ²¹⁰ Po (dpm)	Atividade/massa ²¹⁰ Pb (dpm/g)
3.1	0,58	1,16
3.2	0,32	0,62
3.3	0,35	0,71
3.4	0,17	0,35
3.5	0,42	0,84
3.6	0,38	0,77
4.1	0,53	1,06
4.2	0,80	1,59
4.3	0,59	1,19
4.4	0,71	1,41
4.5	0,99	1,97
4.6	0,79	1,59
4.7	,0,84	1,68
4.8	0,92	1,85
4.9	0,80	1,60
4.10	0,44	0,87

Tabela 7.3: Resultados das análises de Po-210 por espectrometria alfa no perfil de sedimentos do Rio Atibaia.

Amostra	Atividade ²¹⁰Po (dpm)	Atividade/massa ²¹⁰Pb (dpm/g)
5.1	0,40	0,80
5.2	0,37	0,74
5.3	0,45	0,89
5.4	0,52	1,04
5.5	0,33	0,66
5.6	0,42	0,83
5.7	0,85	1,69

Tabela 7.4: Resultados das análises de Po-210 por espectrometria alfa no perfil de sedimentos do Ribeirão Folha Larga.

Amostra	Atividade ²¹⁰Po (dpm)	Atividade/massa ²¹⁰Pb (dpm/g)
6.1	0,50	1,00
6.2	1,35	2,70
6.3	0,65	1,30
6.4	1,27	2,54
6.5	1,48	2,96
6.6	0,86	1,73
6.7	0,86	1,72
6.8	2,47	4,95
6.9	3,39	6,79
7.1	0,37	0,74
7.2	0,31	0,61
7.3	0,35	0,70
7.4	0,48	0,96

Tabela 7.5: Resultados das análises de Po-210 por espectrometria alfa no perfil de sedimentos do Córrego Caetetuba.

Amostra	Atividade ²¹⁰Po (dpm)	Atividade/massa ²¹⁰Pb (dpm/g)
8.1	0,93	1,86
8.2	0,90	1,81
8.3	0,62	1,24
8.4	0,87	1,73
8.5	0,91	1,83
8.6	0,82	1,64
8.7	0,63	1,25
9.1	0,39	0,78
9.2	0,57	1,14
9.3	0,42	0,84
9.4	0,44	0,89
9.5	0,38	0,75
9.6	0,52	1,02
9.7	0,35	0,70
9.8	0,53	1,05
9.9	0,49	0,98

7.2 – Determinação do “²¹⁰Pb produzido” nos sedimentos

Quando ocorre equilíbrio radioativo na série de decaimento do ²³⁸U (ALMEIDA, 2003), então há equilíbrio entre as atividades do ²¹⁰Pb e de seus antecessores ²²²Rn, ²²⁶Ra e ²³⁸U.

Contudo, nessa sucessão de decaimento radioativo é formado o gás radônio (²²²Rn) antes de se atingir o ²¹⁰Pb (Figura 2.1). Esse gás pode se difundir para a fase líquida ou para a atmosfera, de modo que apenas uma parcela do ²²²Rn produzido nesse processo é responsável pela produção do ²¹⁰Pb presente no sedimento. Desse modo, se faz necessário avaliar a presença de ²³⁸U para se obter o ²¹⁰Pb produzido nos sedimentos. A análise do ²³⁸U foi realizada por espectrometria gama, através do ²¹⁴Bi, obtendo-se, assim, o equivalente urânio (eU) para as amostras.

O urânio equivalente (eU) foi calculado a partir da equação de calibração do sistema (DUARTE, 2000):

$$eU = 10^{\log C_U} \quad (31)$$

onde: $\log C_U = 1,057 \cdot (\log I_U) + 2,578$ (eq. 29). Tendo em vista que cada micrograma de ^{238}U tem atividade de 0,746 dpm, obtém-se a concentração de U em dpm/g multiplicando eU por 0,746.

Como há perdas do gás radônio, se faz necessário conhecer o coeficiente de emanação do radônio (E) para a correção dos dados, definido por WANTY *et al.* (1992) como:

$$E = (^{222}\text{Rn}_{\text{água}}) / (^{222}\text{Rn}_{\text{água}} + ^{222}\text{Rn}_{\text{rocha}}) \quad (32)$$

BONOTTO & CAPRIOGLIO (2002) determinaram um valor médio de E = 0,84, o qual será utilizado para efetuar as devidas correções, uma vez que a dependência de E com a granulometria justifica esse procedimento.

Dessa forma, o emprego desse valor permite considerar que apenas 16% do radônio gerado pelo decaimento do ^{226}Ra contribui para a produção de ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_s$), ou seja:

$$^{210}\text{Pb}_s = 0,16 \cdot eU \quad (33)$$

onde eU é a atividade específica do urânio-238 presente nos sedimentos.

Nas Tabelas 7.6 a 7.10 estão os resultados obtidos para o ^{210}Pb nos sedimentos. No Anexo B estão as Tabelas B1 a B5 onde constam os parâmetros que deram origem a esses resultados. Para três pontos do perfil 2, os dados foram obtidos por espectrometria alfa ao invés do gama (Tabela B1.1).

Tabela 7.6: Atividade do ^{210}Pb “produzido” no perfil de sedimentos do Ribeirão Itapetinga.

Amostra	eU (dpm/g)	Pbs (dpm/g)
1.1	2,88	0,46
1.2	3,23	0,52
1.3	1,56	0,25
1.4	4,02	0,64
1.5	0,70	0,11
1.6	1,49	0,24
1.7	3,15	0,50
1.8	2,35	0,38
1.9	1,90	0,30
2.1	6,39	1,02
2.2	0,13	0,02
2.3	0,31	0,04
2.4	1,71	0,27
2.5	1,92	0,31
2.6	4,23	0,68
2.7	0,21	0,02

Tabela 7.7: Atividade do ^{210}Pb “produzido” no perfil de sedimentos do Ribeirão dos Porcos e do Onofre.

Amostra	eU (dpm/g)	Pbs (dpm/g)
3.1	2,83	0,45
3.2	2,77	0,44
3.3	3,09	0,49
3.4	1,27	0,20
3.5	3,37	0,54
3.6	1,57	0,25
4.1	2,33	0,37
4.2	1,86	0,30
4.3	2,71	0,43
4.4	2,10	0,34
4.5	3,30	0,53
4.6	2,44	0,39
4.7	2,03	0,32
4.8	0,07	0,01
4.9	2,62	0,42
4.10	1,55	0,25

Tabela 7.8: Atividade do ^{210}Pb “produzido” no perfil de sedimentos do Rio Atibaia.

Amostra	eU (dpm/g)	Pbs (dpm/g)
5.1	1,68	0,27
5.2	4,15	0,66
5.3	4,32	0,69
5.4	1,46	0,23
5.5	1,73	0,28
5.6	1,69	0,27
5.7	0,95	0,15

Tabela 7.9: Atividade do ^{210}Pb “produzido” no perfil de sedimentos do Ribeirão Folha Larga.

Amostra	eU (dpm/g)	Pbs (dpm/g)
6.1	1,62	0,26
6.2	5,08	0,81
6.3	1,58	0,25
6.4	1,04	0,17
6.5	2,73	0,44
6.6	6,72	1,07
6.7	2,40	0,38
6.8	2,82	0,45
6.9	2,25	0,36
7.1	1,78	0,29
7.2	0,29	0,05
7.3	1,12	0,18
7.4	0,81	0,13

Tabela 7.10: Atividade do ^{210}Pb “produzido” no perfil de sedimentos do Córrego Caetetuba.

Amostra	eU (dpm/g)	Pbs (dpm/g)
8.1	5,26	0,84
8.2	4,24	0,68
8.3	3,55	0,57
8.4	5,13	0,82
8.5	2,58	0,41
8.6	1,79	0,29
9.1	1,41	0,23
9.2	6,12	0,98
9.3	2,15	0,34
9.4	3,82	0,61
9.5	1,05	0,17
9.6	3,08	0,49
9.7	1,56	0,25
9.8	2,68	0,43
9.9	4,07	0,65

7.3 – O ^{210}Pb “não produzido” nos sedimentos

A estimativa da taxa de sedimentação baseada na geocronologia do ^{210}Pb requer valores de ^{210}Pb “não-produzido” (Pb_{xs}) ao longo da coluna de sedimentos.

A concentração de ^{210}Pb “não produzido”, a uma determinada profundidade, pode ser obtida a partir da diferença entre a atividade total de ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{\text{total}}$) e a atividade do ^{210}Pb “produzido” ($^{210}\text{Pb}_{\text{s}}$):

$$^{210}\text{Pb}_{\text{xs}} = ^{210}\text{Pb}_{\text{total}} - ^{210}\text{Pb}_{\text{s}} \quad (34)$$

Nas Tabelas 7.11 a 7.15 constam os parâmetros utilizados e os valores obtidos na avaliação do ^{210}Pb “não produzido”, enquanto que nas Figuras 7.1 a 7.9 tem-se representadas essas concentrações em função da profundidade.

Tabela 7.11: Atividade do ^{210}Pb “não produzido” no perfil de sedimentos do Ribeirão Itapetinga.

Amostra	Pb total (dpm/g)	Pbs (dpm/g)	Pbxs (dpm/g)
1.1	1,69	0,46	1,23
1.2	1,03	0,52	0,51
1.3	0,71	0,25	0,46
1.4	1,12	0,64	0,48
1.5	1,48	0,11	1,37
1.6	0,89	0,24	0,65
1.7	1,66	0,50	1,16
1.8	1,13	0,38	0,76
1.9	1,61	0,30	1,31
2.1	2,33	1,02	1,31
2.2	0,53	0,02	0,52
2.3	0,20	0,04	0,17
2.4	0,50	0,27	0,23
2.5	8,08	0,31	7,77
2.6	0,99	0,68	0,32
2.7	2,17	0,02	2,15

Tabela 7.12: Atividade do ^{210}Pb “não produzido” no perfil de sedimentos do Ribeirão dos Porcos e do Onofre.

Amostra	Pb total (dpm/g)	Pbs (dpm/g)	Pbxs (dpm/g)
3.1	1,16	0,45	0,70
3.2	0,62	0,44	0,18
3.3	0,71	0,49	0,21
3.4	0,35	0,20	0,15
3.5	0,84	0,54	0,30
3.6	0,77	0,25	0,52
4.1	1,06	0,37	0,68
4.2	1,59	0,30	1,30
4.3	1,19	0,43	0,75
4.4	1,41	0,34	1,08
4.5	1,97	0,53	1,44
4.6	1,59	0,39	1,20
4.7	1,68	0,32	1,36
4.8	1,85	0,01	1,84
4.9	1,60	0,42	1,18
4.10	0,87	0,25	0,62

Tabela 7.13: Atividade do ^{210}Pb “não produzido” no perfil de sedimentos do Rio Atibaia.

Amostra	Pb total (dpm/g)	Pbs (dpm/g)	Pbxs (dpm/g)
5.1	0,80	0,27	0,53
5.2	0,74	0,66	0,07
5.3	0,89	0,69	0,20
5.4	1,04	0,23	0,81
5.5	0,66	0,28	0,38
5.6	0,83	0,27	0,56
5.7	1,69	0,15	1,54

Tabela 7.14: Atividade do ^{210}Pb “não produzido” no perfil de sedimentos do Ribeirão Folha Larga

Amostra	Pb total (dpm/g)	Pbs (dpm/g)	Pbxs (dpm/g)
6.1	1,00	0,26	0,74
6.2	2,70	0,81	1,89
6.3	1,30	0,25	1,05
6.4	2,54	0,17	2,37
6.5	2,96	0,44	2,53
6.6	1,73	1,07	0,65
6.7	1,72	0,38	1,33
6.8	4,95	0,45	4,50
6.9	6,79	0,36	6,43
7.1	0,74	0,29	0,45
7.2	0,61	0,05	0,57
7.3	0,70	0,18	0,52
7.4	0,96	0,13	0,83

Tabela 7.15: Atividade do ^{210}Pb “não produzido” no perfil de sedimentos do Córrego Caetetuba.

Amostra	Pb total (dpm/g)	Pbs (dpm/g)	Pbxs (dpm/g)
8.1	1,86	0,84	1,02
8.2	1,81	0,68	1,13
8.3	1,24	0,57	0,67
8.4	1,73	0,82	0,91
8.5	1,83	0,41	1,42
8.6	1,64	0,29	1,36
9.1	0,78	0,23	0,55
9.2	1,14	0,98	0,16
9.3	0,84	0,34	0,49
9.4	0,89	0,61	0,28
9.5	0,75	0,17	0,58
9.6	1,02	0,49	0,52
9.7	0,70	0,25	0,45
9.8	1,05	0,43	0,62
9.9	0,98	0,65	0,33

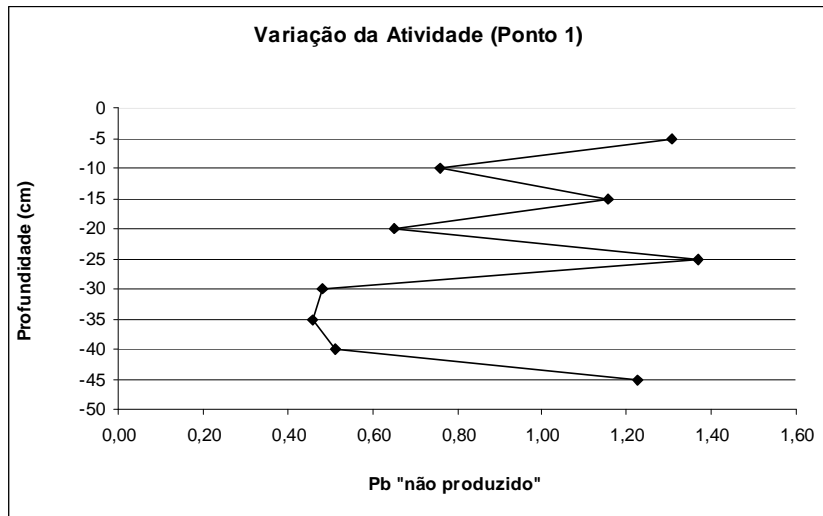


Figura 7.1: Variação da atividade do ^{210}Pb "não produzido" em função da profundidade no perfil 1 do Ribeirão Itapetinga.

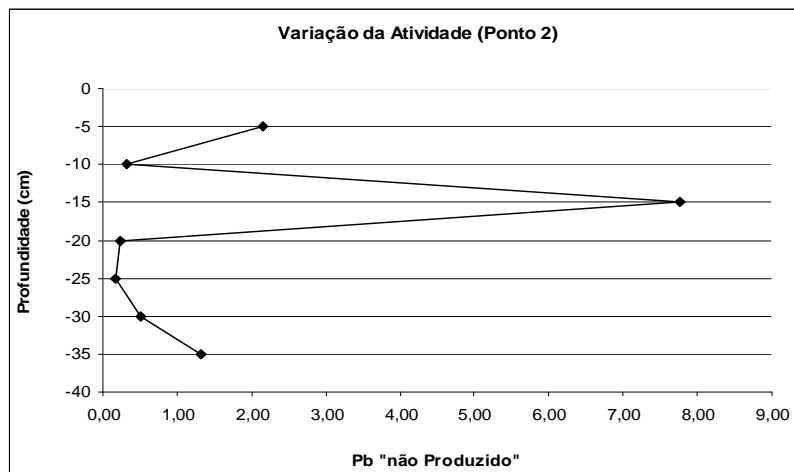


Figura 7.2: Variação da atividade do ^{210}Pb "não produzido" em função da profundidade no perfil 2 do Ribeirão Itapetinga.

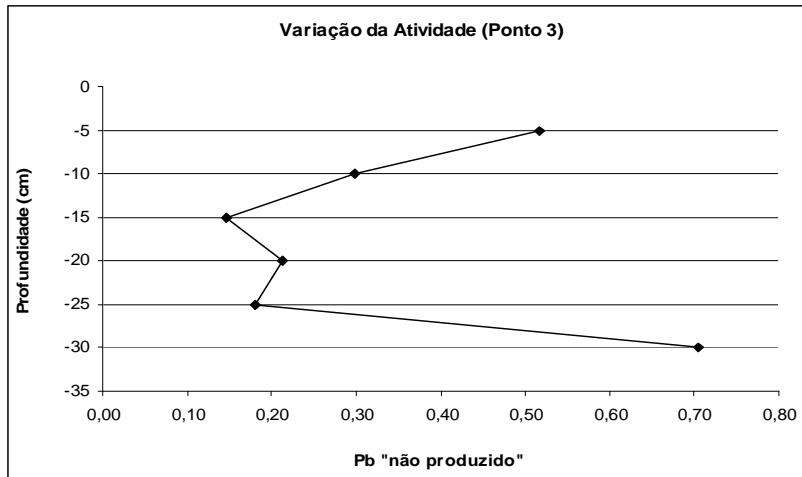


Figura 7.3: Variação da atividade do ^{210}Pb "não produzido" em função da profundidade no perfil 3 do Ribeirão dos Porcos.

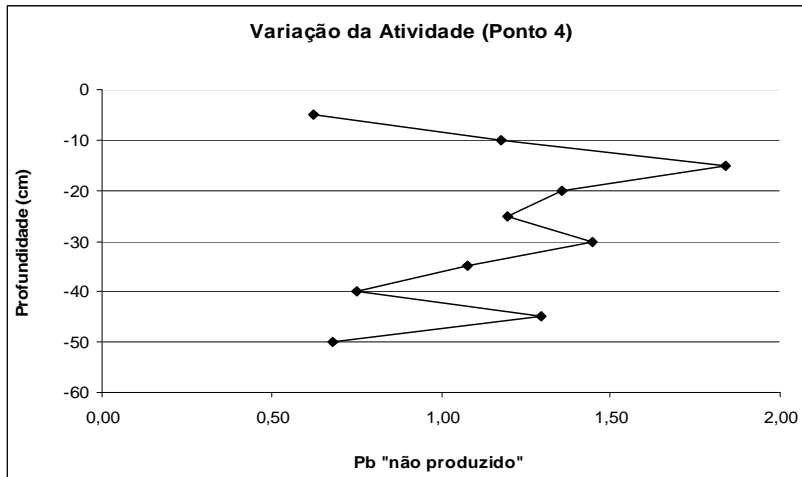


Figura 7.4: Variação da atividade do ^{210}Pb "não produzido" em função da profundidade no perfil 4 do Ribeirão do Onfre.

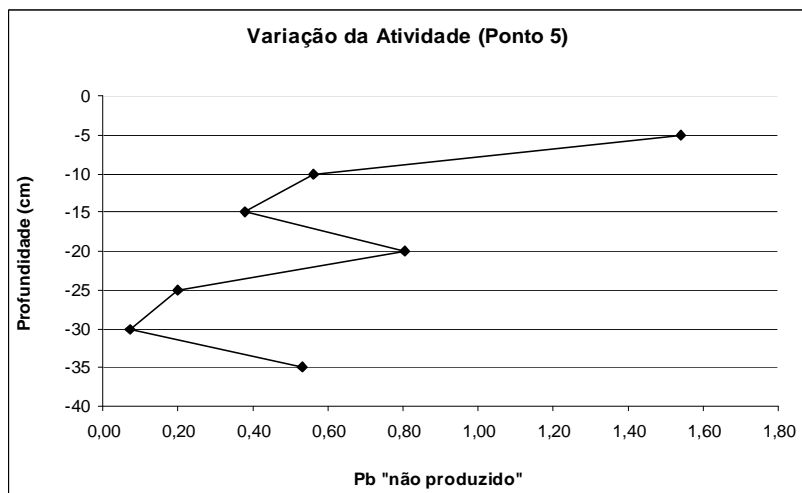


Figura 7.5: Variação da atividade do ^{210}Pb "não produzido" em função da profundidade no perfil 5 do Rio Atibaia.

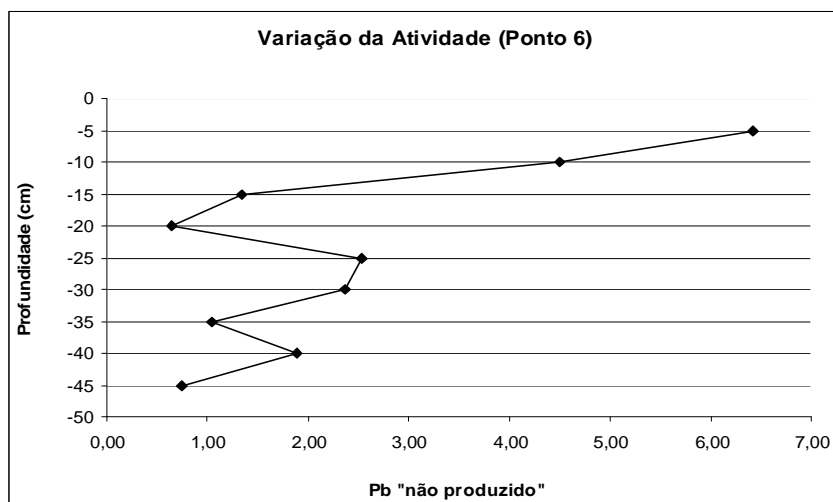


Figura 7.6: Variação da atividade do ^{210}Pb "não produzido" em função da profundidade no perfil 6 do Ribeirão Folha Larga.

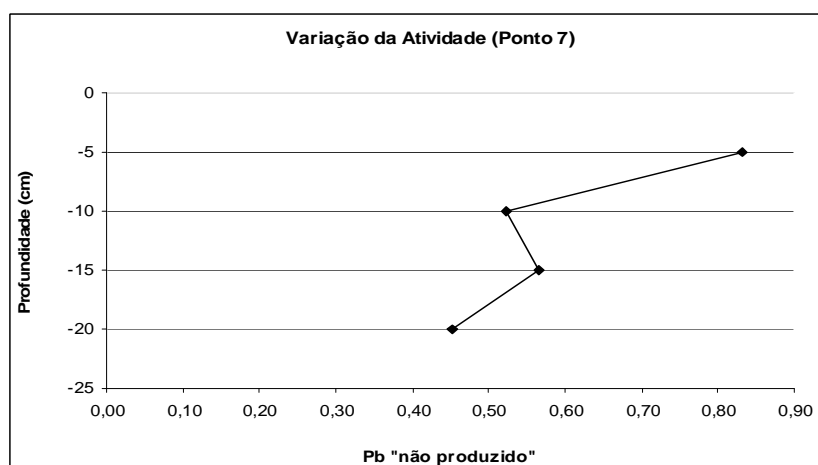


Figura 7.7: Variação da atividade do ^{210}Pb "não produzido" em função da profundidade no perfil 7 do Ribeirão Folha Larga.

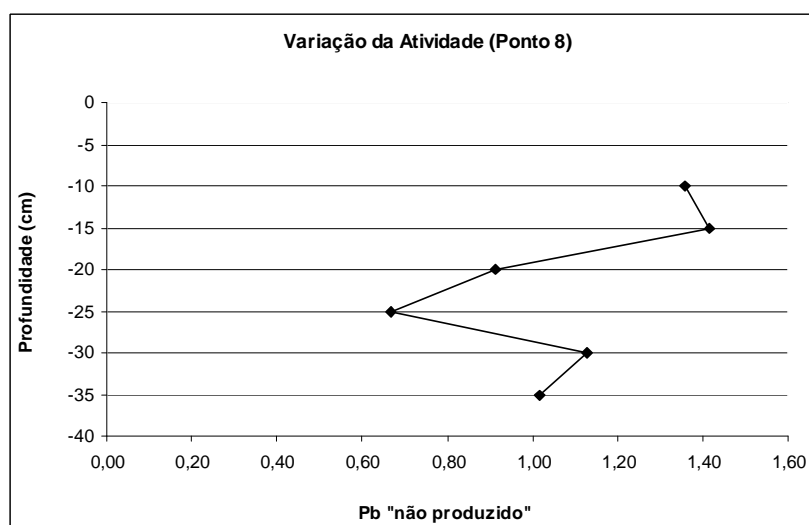


Figura 7.8: Variação da atividade do ^{210}Pb "não produzido" em função da profundidade no perfil 8 do Córrego Caetetuba.

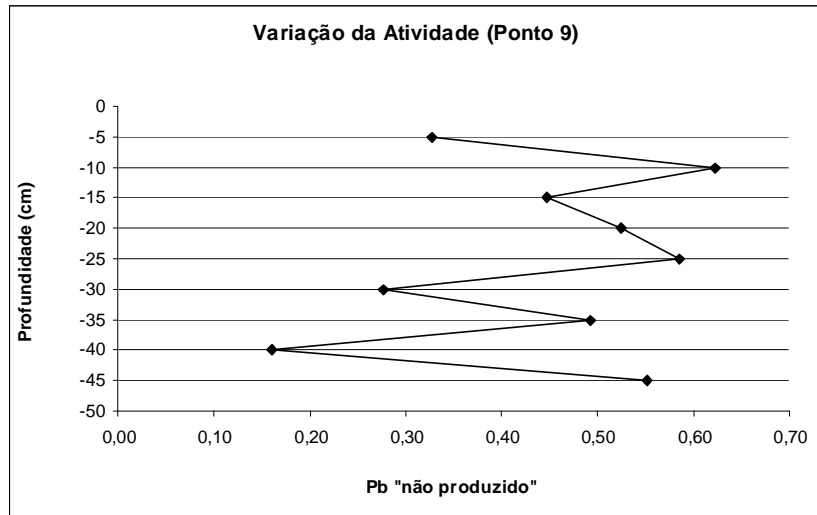


Figura 7.9: Variação da atividade do ^{210}Pb "não produzido" em função da profundidade no perfil 9 do Córrego Caetetuba.

7.4 – Taxa de sedimentação

O modelo da taxa de acumulação constante (CIC), utilizado neste trabalho, (ROBBINS, 1978; APPLEBY & OLDFIELD, 1992), baseia-se na premissa de que a atividade de ^{210}Pb "não produzido" numa camada z de sedimentos é dada por:

$$A(z) = A(0) \bullet e^{(-\lambda_{210} \bullet m/r)} \quad (35)$$

sendo $A(z)$ e $A(0)$, respectivamente, as atividades à profundidade z e na interface sedimento-água, m é a massa seca acumulada por unidade de área da secção do amostrador (g/cm^2), r é a taxa de sedimentação ($\text{g}/\text{cm}^2 \cdot \text{ano}$) e λ_{210} é a constante de decaimento do ^{210}Pb ($0,03114 \text{ ano}^{-1}$). A equação (35) pode ser reescrita como:

$$\ln A(z) - \ln A(0) = \left(\frac{-\lambda_{210}}{r} \right) \bullet m \quad (36)$$

Assim, quando o \ln da atividade A de ^{210}Pb "não produzido" é representado em função da massa seca acumulada m por unidade de área,

obtém-se um perfil linear de ^{210}Pb , com o coeficiente de inclinação da curva correspondendo a $-210/r$. Conseqüentemente, a taxa de sedimentação r pode ser determinada a partir da inclinação da reta ajustada pelo método dos mínimos quadrados.

O valor do \ln da atividade de ^{210}Pb em excesso ao ser representado em função da massa seca acumulada propicia a eliminação de efeitos de compactação (ROBBINS, 1978). Isso se deve ao fato de que ao se representar dados de ^{210}Pb em função da profundidade, geralmente ocorre diminuição da inclinação da reta na superfície devido a efeitos da compactação, a qual é reduzida proximamente à superfície.

Nas Figuras 7.10 a 7.18 tem-se as massas acumuladas (g/cm^2) em função de $\ln (^{210}\text{Pb}_{\text{xs}})$ (dpm/g). As retas foram ajustadas aos dados experimentais através do método dos mínimos quadrados, onde se obteve a taxa de sedimentação. No Anexo C estão as Tabelas C1 a C5 que sumarizam os parâmetros necessários para determinação da taxa de sedimentação pelo método do ^{210}Pb . As Tabelas 7.16 a 7.20 mostram os principais parâmetros necessários.

Tabela 7.16: Parâmetros para a determinação da taxa de sedimentação pelo método do ^{210}Pb nos testemunhos do Ribeirão Itapetinga.

Amostra	massa seca (g)	massa acumulada/ área (g/cm^2)	$\ln ^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (dpm/g)
1.9	41	2,09	0,27
1.8	52	4,74	-0,28
1.7	57	7,64	0,15
1.6	70	11,21	-0,43
1.5	76	15,08	0,31
1.4	67	18,49	-0,73
1.3	55	21,29	-0,78
1.2	57	24,20	-0,67
1.1	46	26,54	0,21
2.7	30	1,53	0,76
2.6	30	3,06	-1,15
2.5	29	4,53	2,05
2.4	38	6,47	-1,47
2.3	24	7,69	-1,80
2.2	25	8,97	-0,66
2.1	22	10,09	0,27

Tabela 7.17: Parâmetros para a determinação da taxa de sedimentação pelo método do ^{210}Pb nos testemunhos do Ribeirão dos Porcos e do Onofre.

Amostra	massa seca (g)	massa acumulada/ área (g/cm ²)	In $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (dpm/g)
3.6	23	1,17	-0,66
3.5	31	2,75	-1,21
3.4	19	3,72	-1,92
3.3	29	5,20	-1,54
3.2	25	6,47	-1,71
3.1	23	7,64	-0,35
4.10	45	2,29	-0,47
4.9	42	4,43	0,16
4.8	42	6,57	0,61
4.7	32	8,20	0,30
4.6	28	9,63	0,18
4.5	36	11,46	0,37
4.4	36	13,30	0,08
4.3	39	15,28	-0,28
4.2	37	17,17	0,26
4.1	48	19,61	-0,38

Tabela 7.18: Parâmetros para a determinação da taxa de sedimentação pelo método do ^{210}Pb nos testemunhos do Rio Atibaia.

Amostra	massa seca (g)	massa acumulada/ área (g/cm ²)	In $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (dpm/g)
5.7	60	3,06	0,43
5.6	47	5,45	-0,58
5.5	60	8,51	-0,97
5.4	67	11,92	-0,22
5.3	61	15,03	-1,61
5.2	60	18,08	-2,60
5.1	50	20,63	-0,63

Tabela 7.19: Parâmetros para a determinação da taxa de sedimentação pelo método do ^{210}Pb nos testemunhos do Ribeirão Folha Larga.

Amostra	massa seca (g)	massa acumulada/ área (g/cm^2)	$\ln \text{}^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (dpm/g)
6.9	54	2,75	1,86
6.8	47	5,15	1,50
6.7	49	7,64	0,29
6.6	49	10,14	-0,43
6.5	52	12,79	0,93
6.4	66	16,15	0,86
6.3	46	18,49	0,05
6.2	50	21,04	0,63
6.1	56	23,89	-0,30
7.4	73	3,72	-0,19
7.3	51	6,32	-0,65
7.2	60	9,37	-0,57
7.1	60	12,43	-0,79

Tabela 7.20: Parâmetros para a determinação da taxa de sedimentação pelo método do ^{210}Pb nos testemunhos do Córrego Caetetuba.

Amostra	massa seca (g)	massa acumulada/ área (g/cm^2)	$\ln \text{}^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (dpm/g)
8.6	78	3,97	0,31
8.5	78	7,95	0,35
8.4	51	10,55	-0,09
8.3	57	13,45	-0,40
8.2	93	18,19	0,12
8.1	45	20,48	0,02
9.9	47	2,39	-1,11
9.8	77	6,32	-0,47
9.7	93	11,05	-0,80
9.6	71	14,67	-0,65
9.5	98	19,66	-0,54
9.4	53	22,36	-1,29
9.3	67	25,78	-0,71
9.2	48	28,22	-1,83
9.1	59	31,23	-0,60

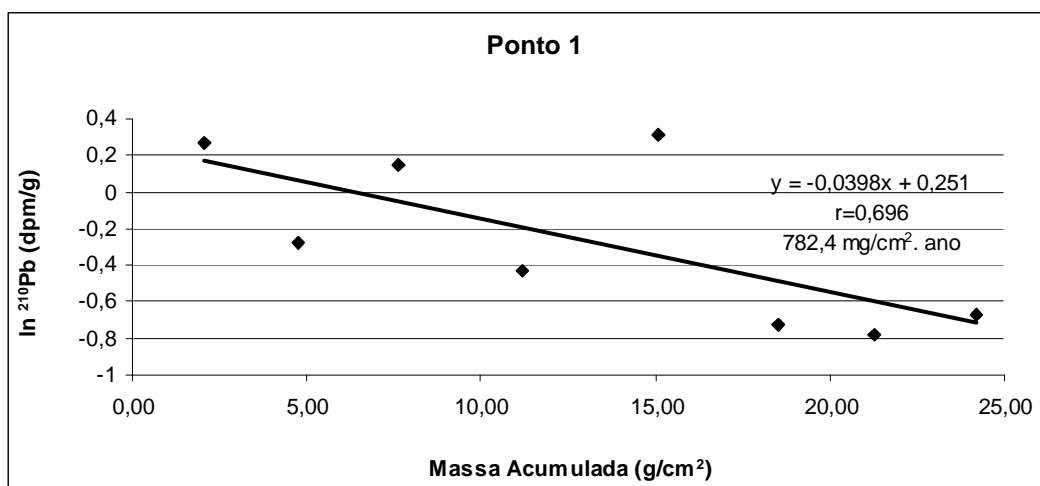


Figura 7.10: Variação da atividade do ²¹⁰Pb “não produzido” em função da massa seca acumulada por unidade de área do perfil 1.

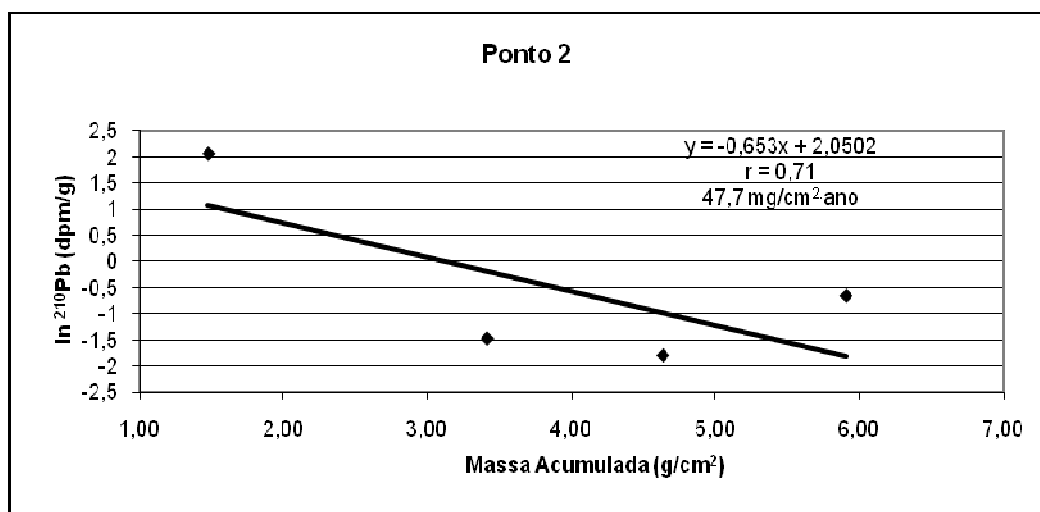


Figura 7.11: Variação da atividade do ²¹⁰Pb “não produzido” em função da massa seca acumulada por unidade de área do perfil 2.

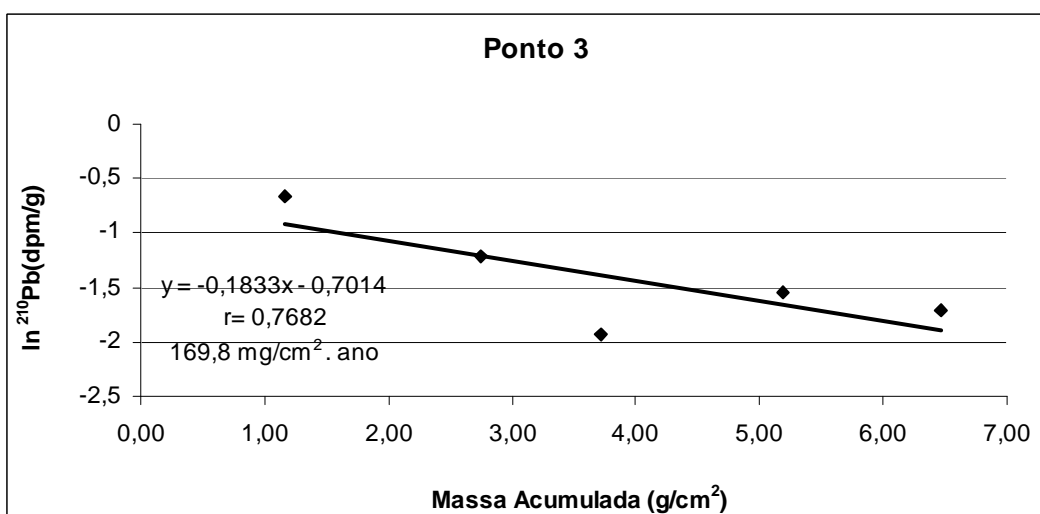


Figura 7.12: Variação da atividade do ²¹⁰Pb “não produzido” em função da massa seca acumulada por unidade de área do perfil 3.

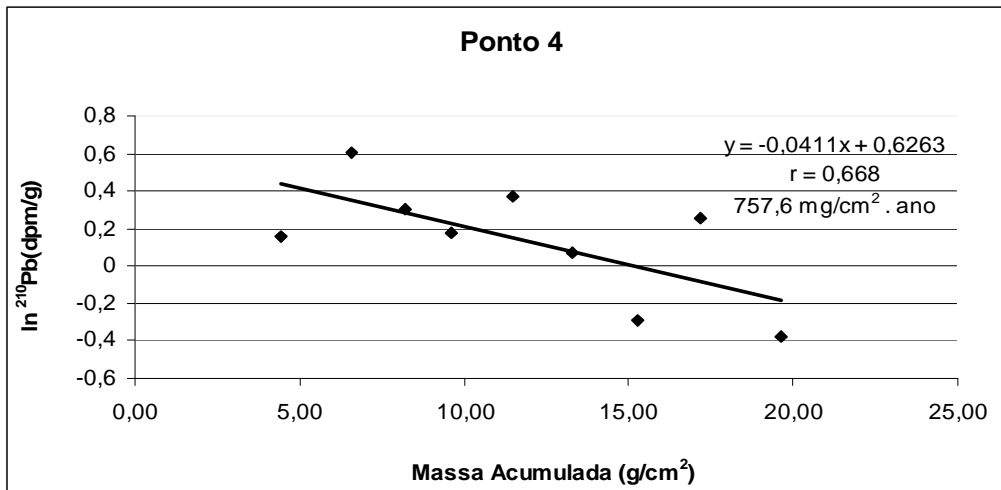


Figura 7.13: Variação da atividade do ²¹⁰Pb “não produzido” em função da massa seca acumulada por unidade de área do perfil 4.

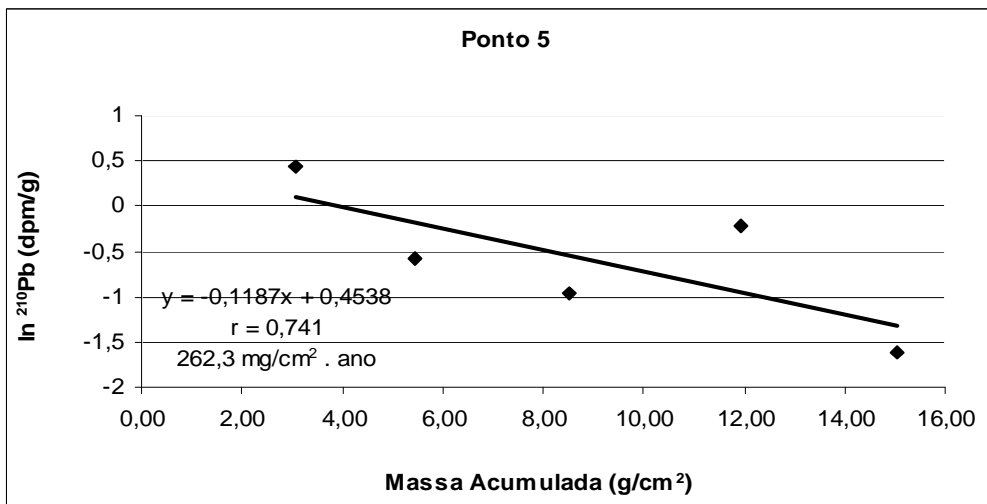


Figura 7.14: Variação da atividade do ²¹⁰Pb “não produzido” em função da massa seca acumulada por unidade de área do perfil 5.

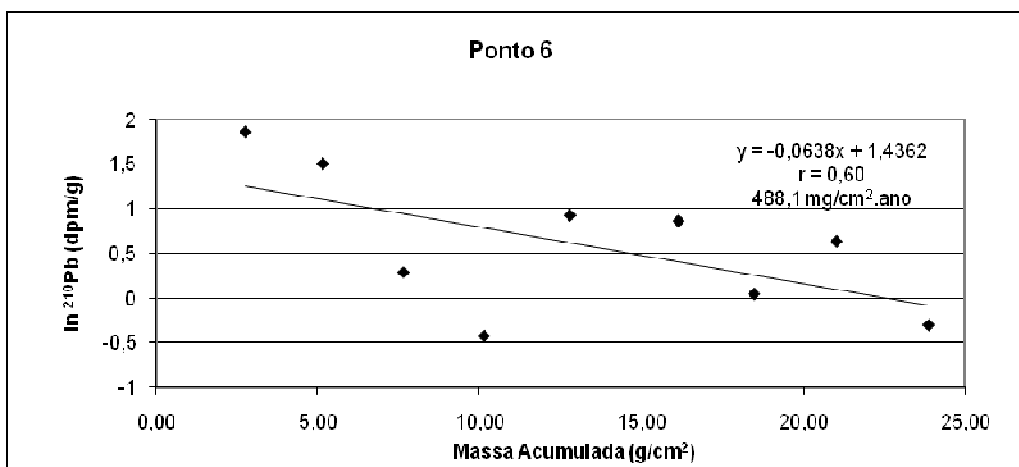


Figura 7.15: Variação da atividade do ²¹⁰Pb “não produzido” em função da massa seca acumulada por unidade de área do perfil 6.

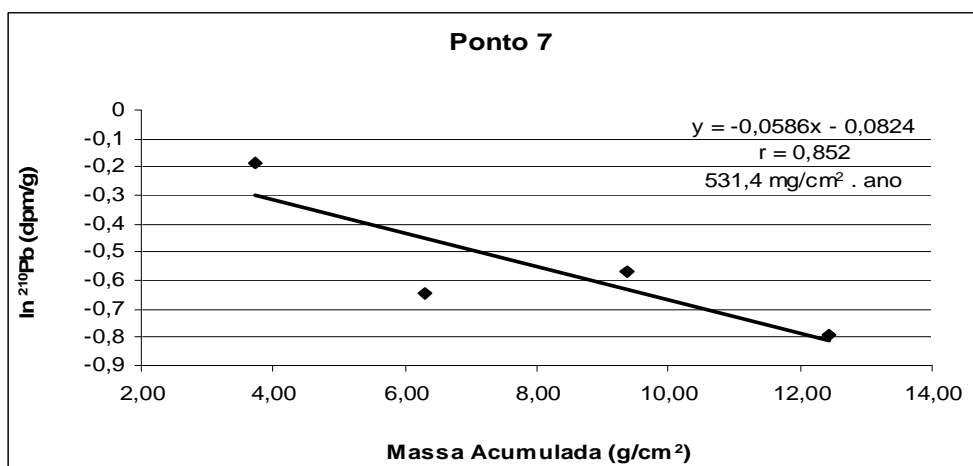


Figura 7.16: Variação da atividade do ²¹⁰Pb “não produzido” em função da massa seca acumulada por unidade de área do perfil 7.

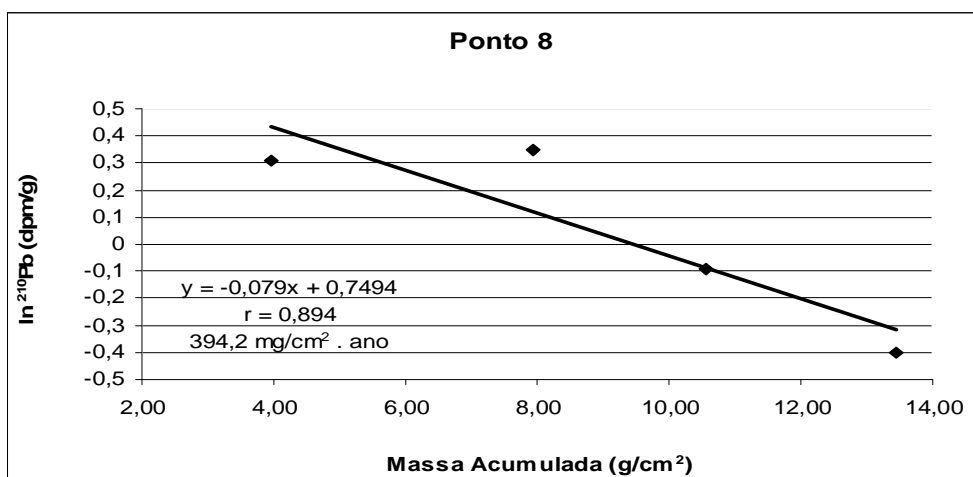


Figura 7.17: Variação da atividade do ²¹⁰Pb “não produzido” em função da massa seca acumulada por unidade de área do perfil 8.

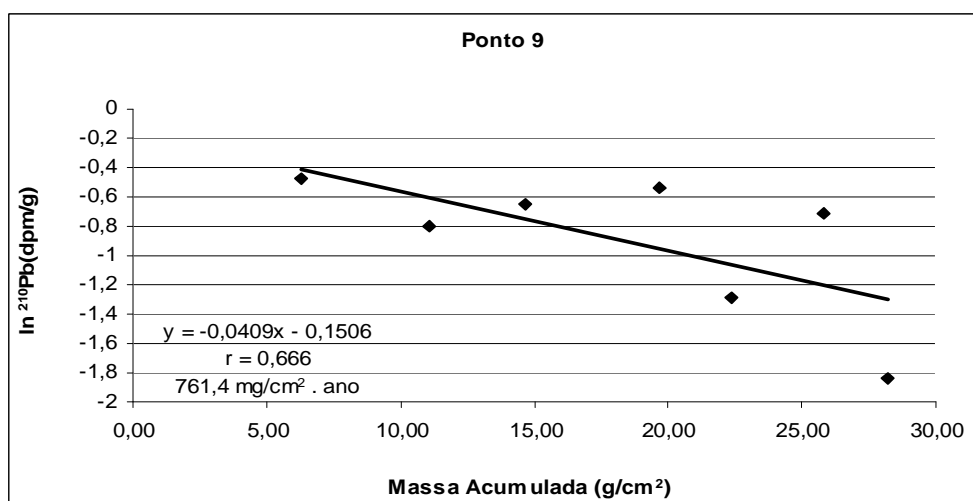


Figura 7.18: Variação da atividade do ²¹⁰Pb “não produzido” em função da massa seca acumulada por unidade de área do perfil 9.

Para a elaboração dessas retas foram utilizados procedimentos usualmente adotados pelos pesquisadores que fazem uso do método, os quais muitas vezes, omitem pontos situados no topo ou na base dos testemunhos por apresentarem valores anômalos de ^{210}Pb em excesso, devido a existência da camada de “*mixing*”, que geralmente é afetada pelo manuseio do amostrador. Os coeficientes de correlação obtidos foram estatisticamente avaliados, sendo aceitáveis ao nível de significância de 5% para os pontos 1, 4 e 6, de 10% para os pontos 3, 5, 7, 8 e 9 e de 20% para o ponto 2.

A taxa de sedimentação encontrada para o testemunho de sedimentos coletado no ponto 1 do Ribeirão Itapetinga foi de $782,4 \text{ mg/cm}^2 \cdot \text{ano}$, enquanto que para o ponto 2 foi de $47,7 \text{ mg/cm}^2 \cdot \text{ano}$. Já para o ponto 3 (Ribeirão dos Porcos) encontrou-se uma taxa de $169,9 \text{ mg/cm}^2 \cdot \text{ano}$ e no ponto 4 (Ribeirão do Onofre) foi de $757,6 \text{ mg/cm}^2 \cdot \text{ano}$. Para o Rio Atibaia, a taxa de sedimentação correspondeu a $262,3 \text{ mg/cm}^2 \cdot \text{ano}$. No Ribeirão Folha Larga tem-se para o ponto 6 a taxa de sedimentação de $488,1 \text{ mg/cm}^2 \cdot \text{ano}$. No ponto 7 obteve-se uma taxa de $531,4 \text{ mg/cm}^2 \cdot \text{ano}$. Finalmente, para o Córrego Caetetuba foi encontrada uma taxa de sedimentação para o ponto 8 de $394,2 \text{ mg/cm}^2 \cdot \text{ano}$ e para o ponto 9 de $761,4 \text{ mg/cm}^2 \cdot \text{ano}$.

Se a massa acumulada por área da secção do amostrador (g/cm^2) for dividida pela taxa de sedimentação (em $\text{g/cm}^2 \cdot \text{ano}$), obtém-se o tempo necessário para a deposição das camadas sedimentares.

Conhecendo-se o ano de amostragem, pode-se estimar o ano no qual ocorreu a deposição da base de cada camada de sedimento no testemunho amostrado. Neste trabalho o ano de amostragem dos testemunhos foi 2005, o qual pode ser utilizado como referência para se estabelecer a cronologia a partir do topo dos testemunhos, conforme mostram as Tabelas 7.21 a 7.29.

Vale ressaltar que a técnica de datação com ^{210}Pb é geralmente aplicada para tempos de deposição correspondentes aos últimos 150-160 anos. Porém, no caso do ponto 2, é apresentado um tempo de deposição (188 anos) superior a estes valores. Contudo, este tempo é compatível com o elevado nível de significância (20%) associado à reta empregada na determinação da taxa de sedimentação.

Tabela 7.21: Tempo e ano de deposição dos sedimentos do perfil 1

Amostra	Massa Acum / área (g/cm²)	Tempo deposição (anos)	ano de deposição
1.9	2,09	3	2002
1.8	4,74	6	1999
1.7	7,64	10	1995
1.6	11,21	14	1991
1.5	15,08	19	1986
1.4	18,49	24	1981
1.3	21,29	27	1978
1.2	24,20	31	1974
1.1	26,54	34	1971

Tabela 7.22: Tempo e ano de deposição dos sedimentos do perfil 2

Amostra	Massa Acum / área (g/cm²)	Tempo deposição (anos)	ano de deposição
2.5	4,53	95	1910
2.4	6,47	136	1869
2.3	7,69	161	1844
2.2	8,97	188	1817

Tabela 7.23: Tempo e ano de deposição dos sedimentos do perfil 3

Amostra	Massa Acum / área (g/cm²)	Tempo deposição (anos)	ano de deposição
3.6	1,17	7	1998
3.5	2,75	16	1989
3.4	3,72	22	1983
3.3	5,20	31	1974
3.2	6,47	38	1967
3.1	7,64	45	1960

Tabela 7.24: Tempo e ano de deposição dos sedimentos do perfil 4

Amostra	Massa Acum / área (g/cm²)	Tempo deposição (anos)	ano de deposição
4.10	2,29	3	2002
4.9	4,43	6	1999
4.8	6,57	9	1996
4.7	8,20	11	1994
4.6	9,63	13	1992
4.5	11,46	15	1990
4.4	13,30	18	1987
4.3	15,28	20	1985
4.2	17,17	23	1982
4.1	19,61	26	1979

Tabela 7.25: Tempo e ano de deposição dos sedimentos do perfil 5

Amostra	Massa Acum / área (g/cm²)	Tempo deposição (anos)	ano de deposição
5.7	3,06	12	1993
5.6	5,45	21	1984
5.5	8,51	32	1973
5.4	11,92	45	1960
5.3	15,03	57	1948
5.2	18,08	69	1936
5.1	20,63	79	1926

Tabela 7.26: Tempo e ano de deposição dos sedimentos do perfil 6

Amostra	Massa Acum / área (g/cm²)	Tempo deposição (anos)	ano de deposição
6.9	2,75	6	1999
6.8	5,15	11	1994
6.7	7,64	16	1989
6.6	10,14	21	1984
6.5	12,79	26	1979
6.4	16,15	33	1972
6.3	18,49	38	1967
6.2	21,04	43	1962
6.1	23,89	49	1956

Tabela 7.27: Tempo e ano de deposição dos sedimentos do perfil 7

Amostra	Massa Acum / área (g/cm²)	Tempo deposição (anos)	ano de deposição
7.4	3,72	7	1998
7.3	6,32	12	1993
7.2	9,37	18	1987
7.1	12,43	23	1982

Tabela 7.28: Tempo e ano de deposição dos sedimentos do perfil 8

Amostra	Massa Acum / área (g/cm²)	Tempo deposição (anos)	ano de deposição
8.6	3,97	7	1998
8.5	7,95	15	1990
8.4	10,55	20	1985
8.3	13,45	25	1980
8.2	18,19	34	1971
8.1	20,48	39	1966

Tabela 7.29: Tempo e ano de deposição dos sedimentos do perfil 9

Amostra	Massa Acum / área (g/cm ²)	Tempo deposição (anos)	ano de deposição
9.9	2,39	3	2002
9.8	6,32	8	1997
9.7	11,05	15	1990
9.6	14,67	19	1986
9.5	19,66	26	1979
9.4	22,36	29	1976
9.3	25,78	34	1971
9.2	28,22	37	1968

Quando a espessura total da coluna de sedimentos é dividida pelo tempo de deposição, é possível obter uma taxa de sedimentação linear com dimensão LT⁻¹. Na tabela 7.30 tem-se a taxa de sedimentação para cada um dos perfis estudados.

Tabela 7.30: Taxa de sedimentação em g/cm².ano e em cm/ano em todas as regiões amostradas

Drenagem	Ponto	Taxa sedimentação (g/cm ² .ano)	Taxa sedimentação (cm.ano)
Ribeirão Itapetinga	Ponto 1	0,782	1,32
	Ponto 2	0,048	0,16
Rib. dos Porcos	Ponto 3	0,169	0,67
Rib. Onofre	Ponto 4	0,757	1,92
Rio Atibaia	Ponto 5	0,262	0,44
Ribeirão Folha Larga	Ponto 6	0,488	0,92
	Ponto 7	0,531	0,87
Córrego Caetetuba	Ponto 8	0,394	0,90
	Ponto 9	0,761	1,10

A partir dos dados exibidos na tabela 7.30 pode-se verificar a relação entre o tempo de deposição e a profundidade da coluna sedimentar. Essa relação está mostrada nas Figuras 7.19 a 7.27.

Observa-se uma boa correlação entre esses parâmetros, em todos os perfis analisados. Isso indica um bom ajuste nos dados experimentais utilizados, procedimento que deu origem à determinação das taxas de sedimentação nas regiões estudadas.

Outro aspecto relevante é que a velocidade de sedimentação está diretamente relacionada com a inclinação da reta em relação ao eixo temporal, indicando que, para um determinado intervalo de tempo, a taxa de sedimentação será tanto maior quanto maior for a quantidade de sedimento acumulado, ou seja, quanto maior for a variação da profundidade naquele intervalo de tempo.

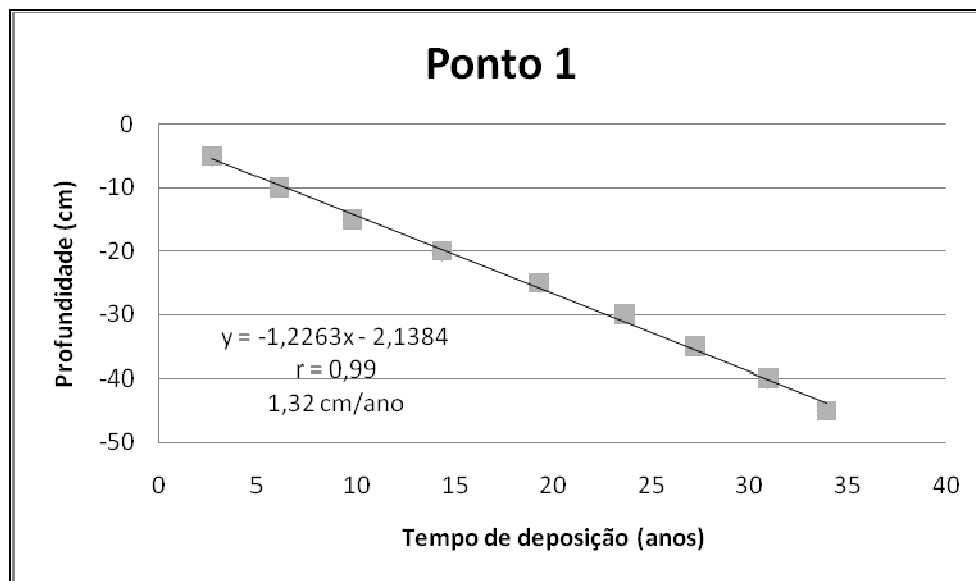


Figura 7.19: Relação entre a profundidade da coluna sedimentar e o tempo de deposição dos sedimentos para o ponto 1

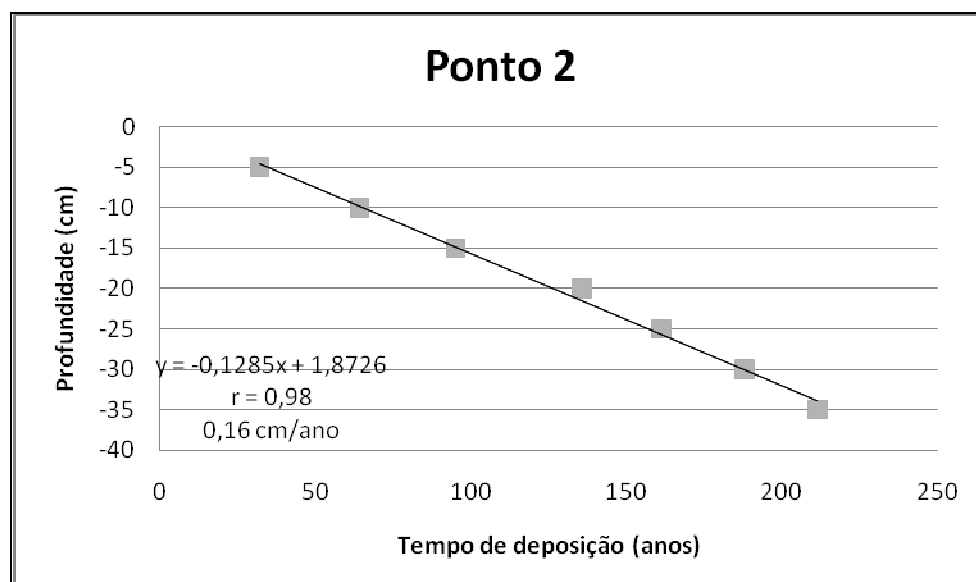


Figura 7.20: Relação entre a profundidade da coluna sedimentar e o tempo de deposição dos sedimentos para o ponto 2.

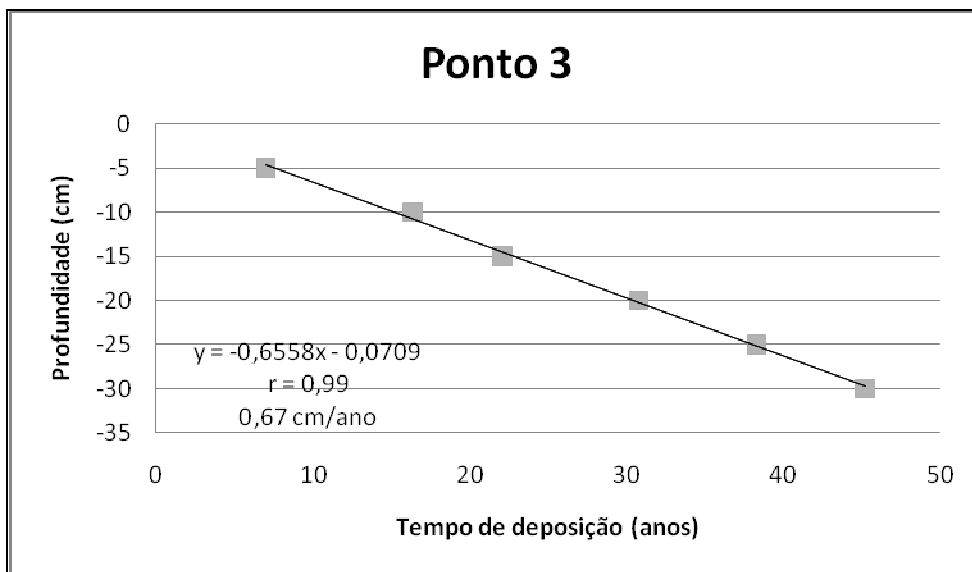


Figura 7.21: Relação entre a profundidade da coluna sedimentar e o tempo de deposição dos sedimentos para o ponto 3

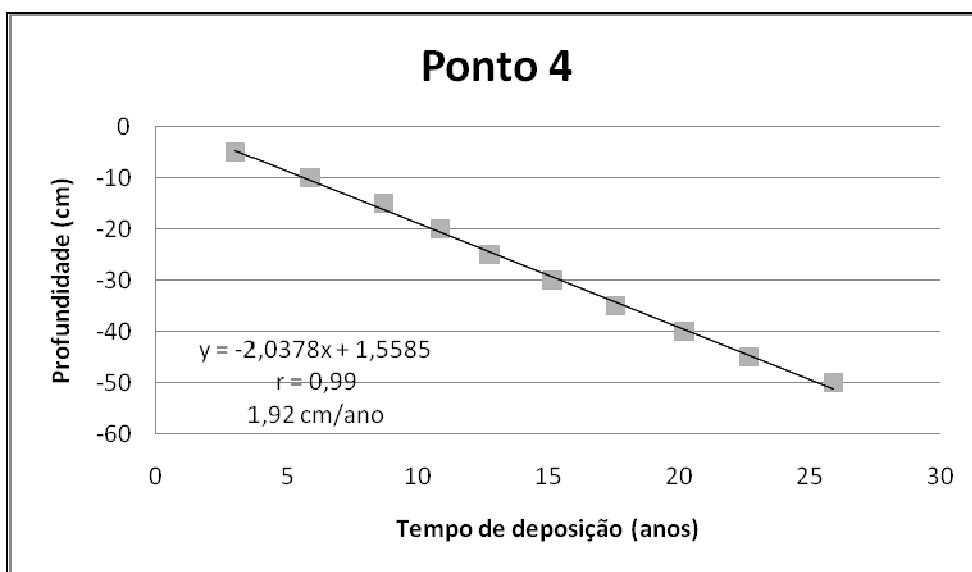


Figura 7.22: Relação entre a profundidade da coluna sedimentar e o tempo de deposição dos sedimentos para o ponto 4

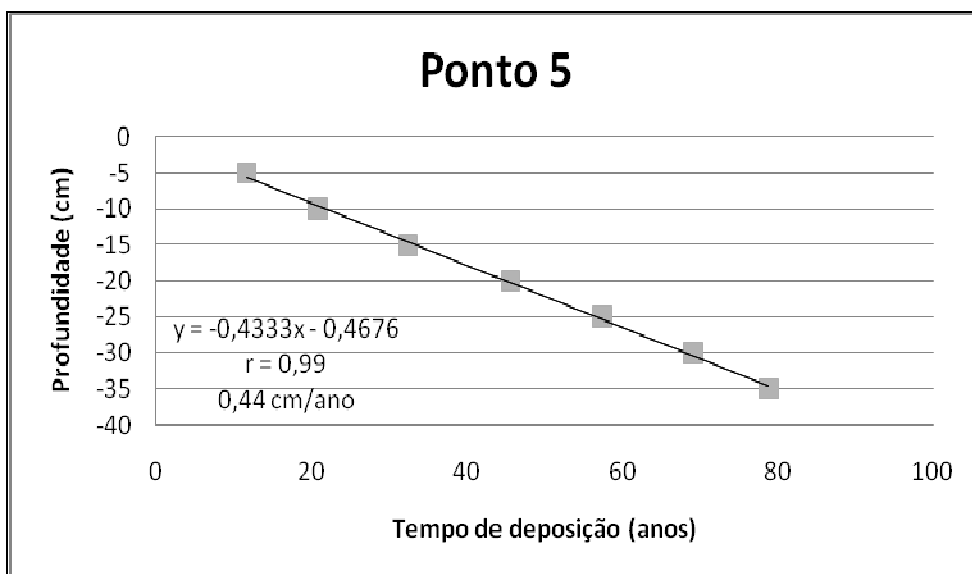


Figura 7.23: Relação entre a profundidade da coluna sedimentar e o tempo de deposição dos sedimentos para o ponto 5

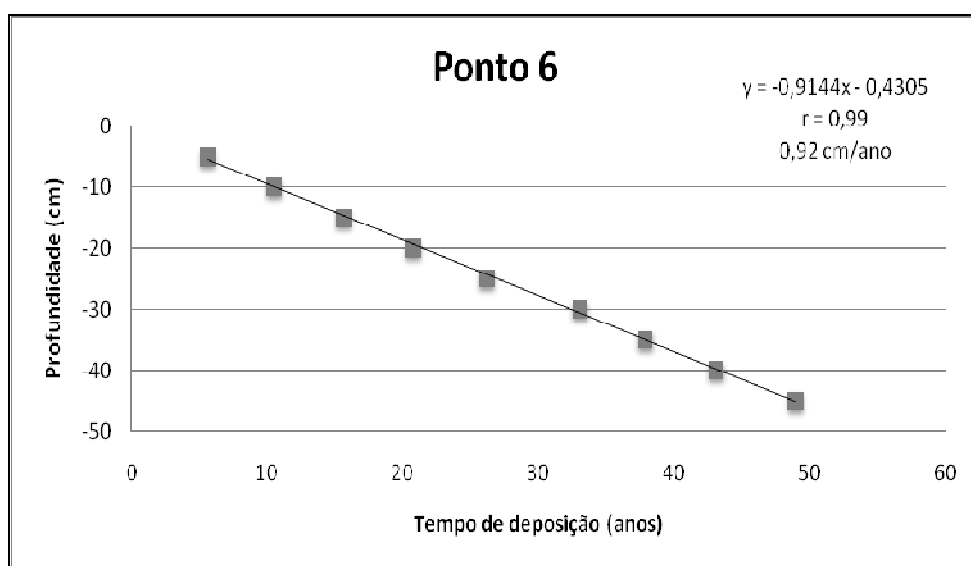


Figura 7.24: Relação entre a profundidade da coluna sedimentar e o tempo de deposição dos sedimentos para o ponto 6

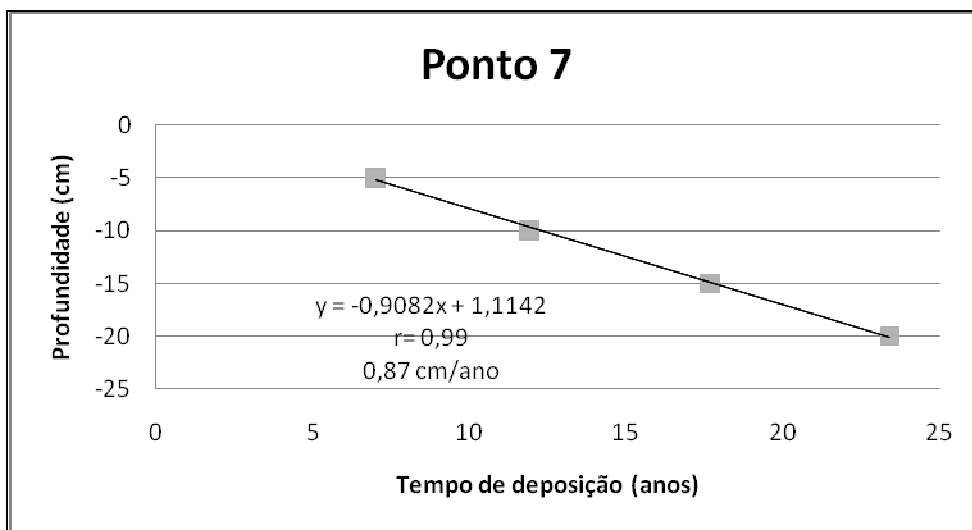


Figura 7.25: Relação entre a profundidade da coluna sedimentar e o tempo de deposição dos sedimentos para o ponto 7

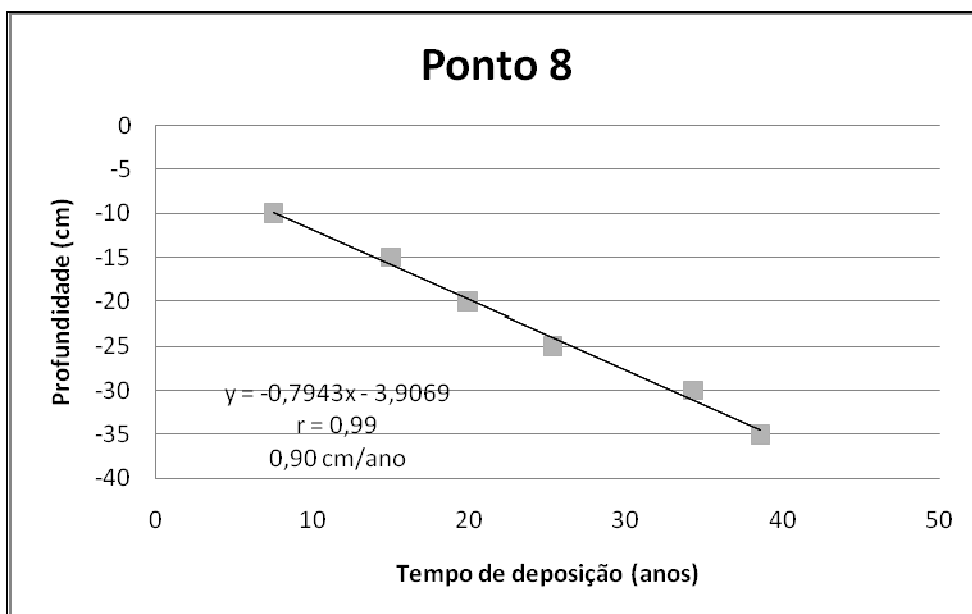


Figura 7.26: Relação entre a profundidade da coluna sedimentar e o tempo de deposição dos sedimentos para o ponto 8

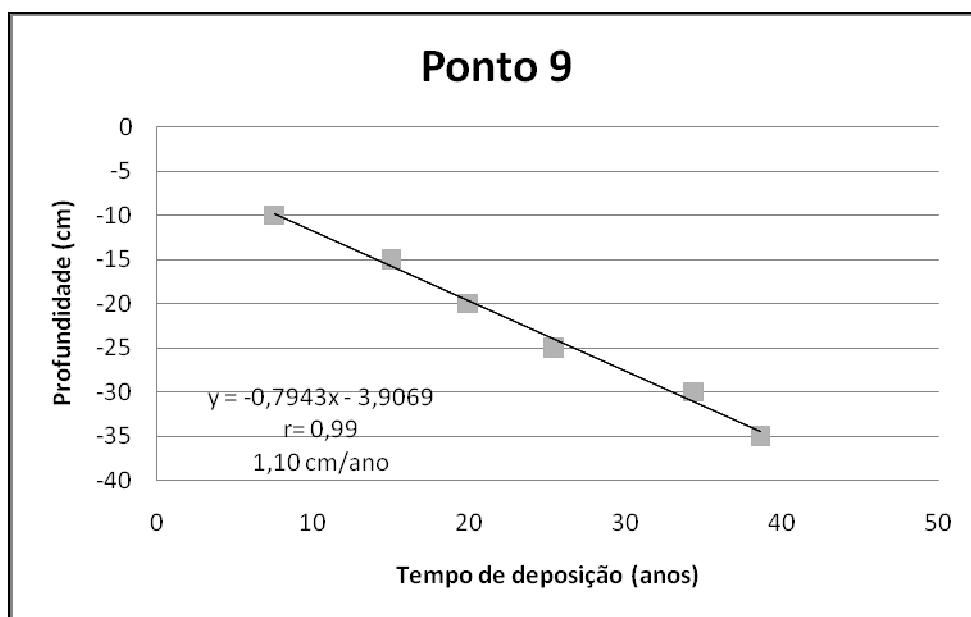


Figura 7.27: Relação entre a profundidade da coluna sedimentar e o tempo de deposição dos sedimentos para o ponto 9.

7.5 - Comparação dos valores obtidos para as taxas de sedimentação

A Tabela 7.30 sumariza as taxas de sedimentação obtidas neste trabalho. Os valores situam-se entre 47,7 e 782,4 mg/cm².ano, sendo a taxa de sedimentação média igual a 466,1 mg/cm².ano. Muitos pesquisadores têm utilizado a mesma técnica para determinar taxas de sedimentação em diferentes ambientes, estando na Tabela 7.31 alguns exemplos referidos na literatura. A taxa de sedimentação média obtida neste trabalho é inferior àquelas determinadas nas águas do rio Corumbataí na cidade de Ajapi/SP e do lago Navarro de Andrade na cidade de Rio Claro/SP, porém, relativamente semelhante ao valor obtido por TURCQ *et al.* (2004) para o Lago Grande de Curuaí situado na região Amazônica. Vale ressaltar que esses valores são apresentados para efeito de comparação, uma vez, que o ambiente analisado neste trabalho está situado em área cristalina e os dos demais em áreas sedimentares.

Tabela 7.31: Taxas de sedimentação obtidas pelo método do ^{210}Pb .

Descrição	Localidade	Referência	Taxa de Sedimentação (mg/cm².ano)
Lago Navarro de Andrade	Rio Claro (SP)	BONOTTO et. al (2005)	752
Rio Corumbataí	Ajapí (SP)	LIMA (2000)	802
Rio Corumbataí	Piracicaba	LIMA (2000)	224
Foz do Amazonas	Macapá (AP)	NERY (2009)	141
Lago Grande de Curuaí	Óbidus (AM)	TURCQ et al. (2004)	420

No geral, os pontos analisados em regiões próximas as cabeceiras dos rios, isto é, em regiões onde o relevo é mais acidentado, observa-se uma taxa de deposição menor do que aqueles em regiões topograficamente mais suaves. Isto ocorre porque em regiões topograficamente mais acidentadas, os sedimentos são preferencialmente transportados pela corrente aquosa ao invés de se depositarem. A Figura 7.28 contém o mapa geológico mostrando a localização dos pontos de amostragem de sedimentos e as taxas de sedimentação obtidas. Esta variação é notada quando se compara os pontos de uma mesma bacia hidrográfica, onde as menores taxas de sedimentação estão associadas aos pontos topograficamente mais altos.

Nota-se uma exceção no Ribeirão Folha Larga onde a maior taxa de sedimentação está associada ao ponto topograficamente mais elevado (Ponto 7). Isto pode estar relacionado à ação antrópica localizada, tal como forte desmatamento com possível assoreamento da drenagem.

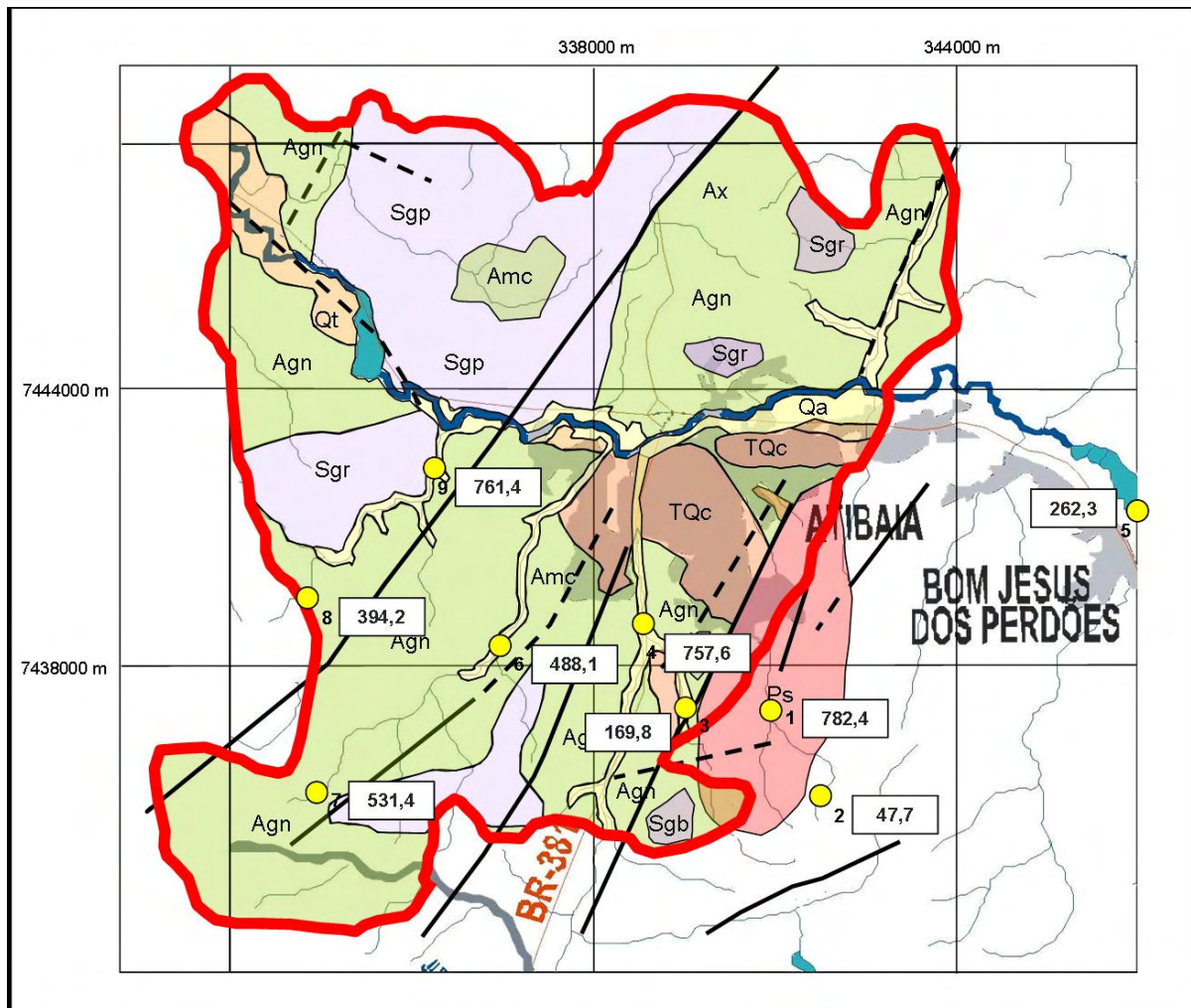


Figura 7.28: Mapa geológico mostrando a localização dos pontos de amostragem de sedimentos e suas respectivas taxas de sedimentação obtidas (valores em $\text{mg}/\text{cm}^2 \cdot \text{ano}$). Mapa base modificado de OLIVEIRA *et al.* (1985) e SILVA (2007).

CAPÍTULO 8

CONCLUSÕES

Este trabalho possibilitou determinar as taxas de sedimentação em uma porção da Bacia do Rio Atibaia através da análise de sedimentos de fundo, utilizando o método geocronológico do ^{210}Pb . Seis rios foram analisados: Ribeirão Itapetinga, Ribeirão dos Porcos, Ribeirão do Onofre, Rio Atibaia, Ribeirão Folha Larga e Córrego Caetetuba.

A datação por ^{210}Pb exige a quantificação precisa do ^{210}Pb em excesso nos sedimentos, a qual requer o conhecimento da presença do ^{238}U nos sedimentos amostrados, bem como de suas principais características físicas e químicas. De modo a avaliar qualquer eventual influência nos teores de ^{210}Pb , amostras de água também foram coletadas a fim de se determinar alguns parâmetros característicos básicos.

De um modo geral, as águas analisadas encontraram-se dentro das condições e dos padrões estabelecidos pela Resolução CONAMA 357 (2005). Em relação a condições de qualidade de água não foram verificados efeito tóxico crônico a organismos, de acordo com os critérios estabelecidos pelo órgão ambiental competente. Materiais flutuantes, tais como espumas não naturais, corantes provenientes de fontes antrópicas e óleos e graxas não foram encontrados sendo considerados virtualmente ausentes.

Para as análises químicas da água, constatou-se que para o Córrego Caetetuba, Ribeirão Folha Larga e Rio Itapetinga, as águas são mistas quanto aos cátions dissolvidos e bicarbonatadas quanto aos ânions dissolvidos. Para o Rio Atibaia, as águas são sódicas quanto aos cátions dissolvidos e bicarbonatadas quanto aos ânions dissolvidos. Em relação ao Ribeirão do Onofre, elas são cálcicas em relação aos cátions dissolvidos e mistas quanto aos ânions dissolvidos.

Os valores encontrados para o pH não diferiram significativamente para os pontos de amostragem, uma vez que encontrou-se o mínimo de 6,22 para o ponto de coleta do Ribeirão Folha Larga e o máximo de 6,43 para o Ribeirão Itapetinga, caracterizando-as como levemente ácidas.

Quanto à condutividade elétrica, obtiveram-se valores altos, fato que está relacionado com a influência do período de seca no regime hídrico da região.

Em relação à análise dos principais óxidos, matéria orgânica e perda ao fogo, verificou-se que a sílica foi o principal constituinte dos sedimentos e relaciona-se inversamente com a matéria orgânica. Os dados obtidos permitem constatar que ocorre correlação inversa entre sílica e outros compostos, uma vez que a diminuição em sílica implica em aumento na superfície específica dos sedimentos, contribuindo para o aumento da capacidade de troca/adsorção de cátions.

Também se encontrou correlação positiva entre o teor de matéria orgânica e a perda ao fogo, uma vez que há dependência do índice de perda ao fogo com a presença de matéria orgânica nos sedimentos.

As taxas de sedimentação variaram de 47,7 mg/cm².ano a 782,4 mg/cm².ano. Obteve-se um valor médio igual a 466,16 mg/cm².ano.

Nos pontos analisados em regiões próximas as cabeceiras dos rios, isto é, em regiões onde o relevo é mais acidentado, observou-se uma taxa de deposição menor do que aqueles em regiões topograficamente mais suaves. Isto ocorre porque em regiões topograficamente mais acidentadas, os sedimentos são preferencialmente transportados pela corrente aquosa ao invés de se depositarem.

Nota-se uma exceção no Ribeirão Folha Larga onde a maior taxa de sedimentação está associada ao ponto topograficamente mais elevado (Ponto 7). Isto pode estar relacionado à ação antrópica localizada, tal como forte desmatamento com possível assoreamento da drenagem.

CAPÍTULO 9

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABNT. Catálogo ABNT 1995. Rio de Janeiro. 360 p., 1995.

AB'SABER. A.N. Os Domínios da Natureza no Brasil: Potencialidades Paisagísticas. São Paulo: Ateliê Editorial, 2003.

AGUIAR, J. E.; MARINS, R. V.; ALMEIDA, M. D. Comparação de metodologias de digestão de sedimentos marinhos para caracterização da geoquímica de metais-traço na plataforma continental nordeste oriental brasileira. *Geochimica Brasiliensis*, v. 21, n. 3, p. 304-323, 2007.

ALLER, R. C.; COCHRAN, J. K. $^{234}\text{Th}/^{238}\text{Th}$ disequilibrium in near-shore sediment: particle reworking and diagenetic time scales. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 29, p. 37-50, 1976.

ALEXANDER, C. R.; *et al.* The historical record of metal enrichment in two Florida estuarines. *Estuarines*, 16(3B): p. 627 – 637, 1993.

ALMEIDA, F. F. M. Fundamentos Geológico do Relevo Paulista. *Boletim do Instituto Geológico*, n. 41, p. 167-263, 1964.

APPLEBY, P. G.; OLDFIELD, F. The calculation of ^{210}Pb dates assuming a constant rate of supply of unsupported ^{210}Pb to the sediment. *Catena* 4: p. 1-8, 1978.

APPLEBY, P. G.; OLDFIELD, F. The assessment of ^{210}Pb data from sites with varying sediment accumulation rates. *Hydrobiologia* 103: 29-35, 1983.

APPLEBY, P. G.; OLDFIELD, F. Application of lead – ^{210}Pb to sedimentation studies. In: M. Ivanovich and R. S. Harmon (Editors), *Uranium – series Disequilibrium*. Oxford Science, New York, N. Y. p. 731–778, 1992.

ARTUR, A. C. Rochas Metamórficas dos Arredores de Itapira. Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 193 p., 1980.

AUDESIRK, G., 1985. Effects of lead exposure on the physiology of neurons. *Progress in Neurobiology*, 24: 199-231.

BASKARAN, M.; NAIDU, A. S. ^{210}Pb -derived chronology and the fluxes of ^{210}Pb and ^{137}Cs isotopes into shelf sediments, East Chukchi Sea, Alaskan Artic. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, p. 4435–4448, 1995.

BATEMAN, H. The solution of a System of Differential Equations Occurring in the Theory of Radioactive Transformations. *Proc. Cambridge Phil. Soc.*, 16, p. 423, 1910.

BENNINGER, L. K.; LEWIS, D. M.; TUREKIAN, K. K. The use of natural Pb-210 as a heavy metal tracer in the river-estuarine system. In Marine Chemistry in the Coastal Environment (editor T. M. Church), ACS Symposium Series Number 18, p. 202-210, American Chemical Society, 1975.

BENNINGER, L. K *et al.* Effects of biological mixing on the ^{210}Pb chronology and trace metal distribution in a Long Island Sound sediment core. Earth Planet. Sci. Lett. 43, p.241–259, 1979.

BISTRICHI, C. A. et al. A. Mapa geologic do Estado de São Paulo. São Paulo: IPT. Mapa escala 1:500.000. (Publicação IPT, 1184, monografias, 6), 181.

BISTRICHI, C. A. Análise Estratigráfica e Geomorfológica do Cenozóico da Região de Atibaia – Bragança Paulista, Estado de São Paulo. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, p. 160, 2001.

BONOTTO, D.M. Aplicação dos dados do fracionamento isotópico $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ nos problemas geoquímicos dos aquíferos de Águas do Prata (SP). Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo, São Paulo, 1982.

BONOTTO, D.M. Aplicações hidrogeoquímicas dos isótopos naturais das séries do U ($4n+2$) e Th ($4n$) no Morro do Ferro, Poços de Caldas (MG). Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, São Paulo, 1986.

BONOTTO, D.M. Espectrometria gama com detector de cintilação de NaI (TI). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Júlio de Mesquita Filho, campus de Rio Claro. Apostila da disciplina Radioelementos no Ambiente, 1990.

BONOTTO, D.M.; MANCINI, L. H.. Estudo hidroquímico e isotópico dos aquíferos de Rio Claro (SP). Geochim. Brasil., 6 (2): p. 153-167, 1992.

BONOTTO, D. M.; CAPRIOGLIO, L. Radon in groundwaters from Guarany aquifer, South America: environmental and exploration implications. Applied Radiation and Isotopes, Oxford, v. 57, n. 6, p. 931-940, 2002.

BONOTTO, D. M.; ALMEIDA, K. Y. M.; SIEBER, S. S. Sedimentation rates in the Corumbataí River basin, Brazil, derived from Pb-210 measurements. In: Des E. Walling; Arthur J. Horowitz. (Org.). Sediment Budgets. 1 ed. Wallingford: IAHS Press, v. 1, p. 294-302, 2005.

BRENNER, M.; PELOW, A. J.; SCHELSKE, C. L. Disequilibrium between ^{226}Ra and supported ^{210}Pb in a sediment core from a shallow lake. Limnol. Oceanogr., 39 (5): p. 1222-1227, 1994.

BURTON, W. M.; STEWART, N. G. Use of long-lived natural radioactivity as an atmospheric tracer. Nature 186, p. 584 – 589, 1960.

CAMPOS, K. C. Diagnóstico da fragilidade ambiental da bacia do Córrego do Onofre, Atibaia/SP, São Paulo. Trabalho de graduação Individual, DG – FFLCH – USP, 60 p, 2001.

CARROL, J. L.; LERCHE, I. A cautionary note on the use of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sediment ages in stratigraphy studies. Nucl. Geophys. 4, p. 461-466, 1990 a.

CARROL, J. L.; LERCHE, I. Determining resolution for $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ profiles in marine sediments. Nucl. Geophys. 33, p. 119-129, 1990 b.

CARVALHO, A. *et al.* Levantamento pedológico Semidetalhado do Município de Atibaia, S.P. Revista Científica do Instituto Agrônomo do Estado de São Paulo. Campinas, v.34, n.1, p. 1-58, 1975.

CAVALCANTE, J. C. *et al.* Projeto Sapucaí. Brasília: MME/DNPM. (Relatório Final), 299 p., 1979.

CHANTON, J. P.; MARTENS, C. S.; KIPPHUT, G. W. Lead-210 sediment geochronology in changing coastal environment. Geochim. Cosmochim. Acta 47, 1791-1804, 1989.

CHRISTENSEN, E. R. A model for radionuclides in sediments influenced by mixing and compaction. J. Geophys. Res. 87, p. 566-572, 1982.

COMITÊ DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS PCJ. Bacias hidrográficas dos rios Piracicaba, Capivari e Jundiaí. Situação dos recursos hídricos de 2002/2003 (Relatório síntese), 103 p., 2004.

CONAMA - RESOLUÇÃO CONAMA Nº 357, DE 17 DE MARÇO DE 2005. Disponível em <http://www.mma.gov.br/conama>.

CONTI, J. B.; FURLAN, S. A. As características climáticas do território brasileiro. In: ROSS, Jurandy Luciano Sanches (Org.). Geografia do Brasil. São Paulo. Editora EDUSP, Cap 2, p. 107-108, 1996.

CPRM – Serviço geológico do Brasil. Mapa geológico do Brasil ao milionésimo. Rio de Janeiro: CPRM, 2005.

DeMASTER, D. J.; COCHRAN, J. K. Particle mixing rates in deep-sea sediments determined from excess ^{210}Pb and ^{32}Si profiles. Earth Planet. Sci. Lett. 61, p. 257-271, 1982.

DUARTE, C. R. Radioelementos naturais na área do Projeto Rio Preto (GO). Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 199f, 2002.

EBERT, H. Ocorrência das fácies granulíticas no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. Anais Academia Brasileira de Ciências, v.40, p.215-229, 1968.

ETCHEBEHERE, M. L. *et al.* Modelo de evolução geológica da região do atual município de Atibaia (SP) durante o cenozóico. Revista UnG-Geociências, v.6, N.1, 28p, 2007.

EVANS, R. D.; RIGLER, F. H. Measurement of whole lake sediment accumulation and phosphorus retention using lead-210 dating. *Can. J. Fish Aquat. Sci.* 37: p. 817-823, 1980.

FRANZINI, A. S *et al.* O levantamento das fontes potenciais de contaminação do Município de Atibaia/SP. Trabalho de graduação. Instituto de geociências da USP, 24 p, 2002.

FRANCIS. C. W.; CHESTER. G.; HASKIN. L. A. Determination of lead-210 mean residence time in o atmosphere. *Envir. Sci. Techn.*, 4, p. 586–589, 1970.

GARDNER, L. R.; SHARMA, P.; MOORE, W. S. A regeneration model for effect of bioturbation by fiddler crabs on ^{210}Pb profiles in salt marsh sediments. *J. Environ. Radioact.* 5, p. 23-36, 1987.

GOLDBERG, E. D.; KOIDE, M. Geochronological studies of deep-sea sediments by the lo/Th method. *Geochim. Cosmochim. Acta* 26, 417-450, 1962.

GOLDBERG, E. D. Geochronology with lead-210. In: *Radioactive dating*. Vienna: International Atomic Energy Agency, p. 121-131, 1963.

GOLDBERG, E. D.; BRULAND, K. Radioactive geochronologies. In *The Sea Volume 5: Marine Chemistry* (Ed. Goldberg E.D.). Wiley-Interscience, New York, 1974.

GOLDBERG, E. D. *et al* A pollution history of Chesapeake bay. *Geochim. Cosmochim. Acta* 42, 1413-1425, 1978.

GOUREAU, T. J. Quantitative effects of sediment mixing on stratigraphy and biogeochemistry: signal theory approach. *Nature* 265, p. 525–526, 1977.

GUERRA, A. T. *Dicionário Geológico-Geomorfológico*. Rio de Janeiro, Editora: IBGE, 1993.

GUINASSO, N. L.; SCHINK, D. R. Quantitative estimates of biological mixing rates in abyssal sediments. *J. Geophys. Res.* 80, p. 3032-3043, 1975.

HACH. *Water analysis handbook*. 2nd. ed. Loveland: Hach Co, 1992.

HASUI, Y.; OLIVEIRA, M. A. F. Província Mantiqueira – Setor Central. In: ALMEIDA, F.F.M.; HASUY, Y. (Coord.), *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo: Edgar Blücher, p. 308-44, 1984.

HASUI, Y. *et al.* Compartimentação estrutural e evolução tectônica do Estado de São Paulo. São Paulo: IPT, 289 p. (Relatório IPT, 23794), 1989.

HEILBRON, M. *et al.* Província Mantiqueira. In: *Geologia do Continente Sul-Americano, Evolução da Obra de ALMEIDA et al*, São Paulo, p.203/234, 2004.

IMBODEN, D. M.; STILLER, M. The influence of radon diffusion on the ^{210}Pb distribution in sediments. *J. Geophys. Res.* 87 (cl): p. 557-565, 1982.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS (IPT). Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo. São Paulo. Escala 1:1.000.000, 1981.

IVANOVICH, M.; HARMON, R. S. Uranium-series disequilibrium. Applications to Earth, Marine, and Environmental Sciences. Clarendon Press, Oxford. 1992.

JAWORSKY, Z. Radioactive lead in the environment and in the human body. Atomic Energy Review, 7:p. 3-45, 1966.

KARALI, T.; ÖLMEZ, S.; YENER, G. Study of spontaneous deposition of ^{210}Po on various metals and application for activity assessment in cigarette smoke. Applied Radiation and Isotopes, v. 4, p. 409-411, 1996.

KEISCH, B.; FELLER, R. L.; LEVINE, A. S., and EDWARDS, R. R.: Dating and Authenticating Works of Art by Measurement of Natural Alpha Emitters. In: Science, 155, No. 3767, p. 1238-1242, 1967.

KEISCH, B: Dating Works of Art Through their Natural Radioactivity: Improvements and Applications. In: Science, 160, p. 413-415, 1968.

KIEHL, E. J. Texto da disciplina Interpretação das propriedades dos solos – ESALQ – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz/USP, 1977.

KOIDE, M.; BRULAND K. W.; GOLDBERG, E. D. Th-228/Th-232 & Pb-210 geochronologies in marine and lake sediments. *Geochem. Cosmochim. Acta* 37, p. 1171-1019, 1973.

KRISHNASWAMI, S. *et al.* Geochronology of lake sediments. *Earth Planet Sci Lett* 11: 407-414, 1971.

KRISHNASWAMI, S. *et al* Atmospherically derived radionuclides as tracers of sediment mixing and accumulation in near shore marine and lake sediments; evidence from ^7Be , ^{210}Pb and $^{239, 240}\text{Pu}$. *Earth Planet Sci. Lett.* 47, p. 307–318, 1980.

LIMA, J. L. N. Hidroquímica pluvial e fluvial na bacia do rio Corumbataí (SP) e relações com o uso do Pb-210 como geocronômetro. São Paulo. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 2000.

LIU, J.; CARROL, J. L.; LERCHE, I. A technique for disentangling temporal source and sediment variations from radioactive isotope measurements with depth. *Nucl. Geophys.* 5, p. 31-45, 1991.

MAVROPOULOS, E. A hidroxiapatita como absorvedor de metais. [Mestrado] Fundação Oswaldo Cruz, Escola Nacional de Saúde Pública; 105 p., 1999.

MELLOR, J. W. Química Inorgânica Moderna, 1958.

NERY, J. R. C. Determinação da taxa de sedimentação na Foz do Rio Amazonas usando o ^{210}Pb como geocronômetro. Tese de doutorado. Instituto

de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 114f, 2009.

NITTROURER, C. A. *et al.* The effect of the sediment mixing on Pb-210 accumulation rates for the Washington continental shelf. *Mar. Geol.* 54, p. 210–221, 1983/84.

OFFICER, C. B. Mixing, sedimentation rates and age dating for sediment cores. *Mar. Geol.* 46, p. 261-278, 1982.

OLIVEIRA, M. A. F. *et al.* Projeto Atibaia: geologia da quadrícula de Atibaia. São Paulo: Pró-Minério, 1985. 2v. (Relatório Final).

OLSEN, C. R. *et al.* Sediment mixing and accumulation rate effects on radionuclide depth profiles in Hudson estuary sediments. *J. Geophys. Res.* 86, p. 11020–11028, 1981.

ORTEC; (1984). *Experiments in Nuclear Science AN 34*, 3. [s.l.]: Laboratory Manual. p. 15 – 24, 65 – 70, 1984.

PATTERSON, R. L.; LOCCKHART, L. B. Jr. Geographical distribution of lead-210 (RaD) in the ground-level air. In: ADAMS, J. A. S.; LOWDER, W. M.; eds. *The natural radiation environment*. The University of Chicago Press, Chicago, USA, p. 383 -392, 1964.

PENG, T. H.; BROECKER, W. S.; BERGER, W. H. Rates of benthic mixing in deep-sea sediment as determined by radioactive tracers. *Quat. Res.* 11, p. 141-149, 1979.

PIPER, A. M. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. *Trans. Amer. Geophysical Union*, 25, p. 914–928, 1944.

PIRES NETO, A. G. Estudo morfotectônico das Bacias Hidrográficas dos Rios Piracicaba, Capivari, Jundiaí e áreas adjacentes no Planalto Atlântico e Depressão Periférica. Rio Claro: IGCE-UNESP, 71p. . Mapas. 1996.

QUER-BROSSA, S. *Toxicologia Industrial*, Barcelona, Salvat Editores, S.A., 1983. pp 19-39

ROBBINS, J. A.; EDGINGTON, D. N. L. Determination of recent sedimentation rates in Lake Michigan using Pb-210 and Cs-137. *Geochim. Cosmochim. Acta* 39, p. 285-304, 1975.

ROBBINS, J. A. Geochemical and geophysical applications of radioactive lead isotopes. In *Biochemistry of Lead* (ed. Nriago J. P.), p. 285-393. North Holland, Amsterdam, 1978.

ROBBINS, J. A.; EDGINGTON, D. N.; KEMP, A. L. Comparative ²¹⁰Pb, ¹³⁷Cs, and pollen geochronologies of sediments from Lakes Ontario and Erie. *Quat Geol* 10: p. 256-278, 1978

SASTRE *et al.* Determination of Cd, Cu, Pb and Zn in environmental samples: microwave-assisted total digestion versus aqua régia and nitric acid extraction. *Analytica Chimica Acta*, v. 462, p. 59-72, 2002.

SILVA, W. S. Identificação de unidades Ambientais do Município de Atibaia-SP. Dissertação de Mestrado, DG-FFLCH-USP, p.158, 2001.

SHARMA, P. *et al.* Sedimentation and bioturbation in a salt marsh as revealed by ^{210}Pb , ^{137}Cs and ^7Be studies. *Limnol. Oceanogr.* 32, p. 149–162, 1987.

SPÍNOLA, A. G.; FERNÍCOLA, N. A. G. G.; MENDES, R., Intoxicação profissional por chumbo. In: *Medicina do Trabalho – Doenças Profissionais* (R. Mendes, ed.), São Paulo: Sarvier ,pp. 437-460, , 1980.

TEÓDULO, M. J. R. *et al.* Comparação de métodos de extração parcial de metais traço em solos e sedimentos de um estuário tropical sob a influência de um complexo industrial portuário, Pernambuco, Brasil. *Estudos geológicos*, v. 13, p. 23-34, 2003.

TURCQ, P.M. *et al.* Carbon sedimentation at Lago Grande de Curuai, a floodplain lake in the low Amazon region: in sight sinto sedimentation rates. 27 – 40, 2004.

TUREKIAN, K. K., BENNINGER, L. K.; DION, E. P. ^7Be and ^{210}Pb total deposition fluxes at New Haven, Connecticut and at Bermuda. *J. Geophys. Res.* 88, p. 5411, 1983.

WANTY, R. B.; LAWRENCE E. P.; GUNDERSEN, L. C. S. A theoretical model for the flux of radon from rock to groundwater. In: Gates A. E., Gundersen, L. C. S. (Eds) *Geologic controls on radon*. Geol Soc Am, Boulder, pp 73-78, 1992.

WARD, S.H. Gamma-ray spectrometry in geologic mapping and uranium exploration. *Econ. Geol.*, v.75, p. 840 – 49, 1981.

WERNICK, E. *et al.* Reavaliação de dados geocronológicos da região nordeste do Estado de São Paulo e unidades equivalentes dos Estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3. 1981. Curitiba. *Anais*. Curitiba: SBG, v. 1, p. 328-341, 1981.

WHO - Human Exposure to Lead. In. *Human Exposure Assessurent Series*, 1992

WHO - *Environmental Health Criteria 148: Benomyl*. Geneva, World Health Organization, (1993).

ANEXO A

Tabela A1 – Resultados das análises de Po-210 por espectrometria alfa nos perfis de sedimentos do Rio Itapetinga.

Amostra	Profundidade (cm)	Tempo de contagem (h)	Massa (g)	Po209				Po210				Atividade A210 (dpm)	A210/m (dpm/g)
				Canal A Início	Canal B Fim	Número contagens	Taxa contagem (cpm)	Canal A Início	Canal B Fim	Número contagens	Taxa contagem (cpm)		
1.1	-45	23,80	0,5	532	558	714	0,4926	585	609	80	0,0520	0,8446	1,6892
1.2	-40	23,82	0,5	503	537	407	0,2841	558	582	28	0,0183	0,5140	1,0280
1.3	-35	23,82	0,5	523	555	1041	0,7283	587	609	46	0,0322	0,3535	0,7070
1.4	-30	23,83	0,5	534	580	1086	0,7568	610	638	78	0,0532	0,5621	1,1243
1.5	-25	24,29	0,5	530	558	898	0,6163	585	607	83	0,0570	0,7394	1,4788
1.6	-20	22,70	0,5	542	578	312	0,2264	595	625	19	0,0126	0,4445	0,8890
1.7	-15	24,29	0,5	511	533	117	0,0796	558	578	14	0,0083	0,8309	1,6618
1.8	-10	24,30	0,5	519	553	719	0,4932	573	603	51	0,0350	0,5675	1,1349
1.9	-5	24,30	0,5	550	580	947	0,6467	612	632	97	0,0652	0,8059	1,6118
2.1	-35	26,58	0,5	534	558	233	0,1461	602	628	34	0,0213	1,1674	2,3348
2.2	-30	26,60	0,5	519	535	117	0,0727	567	585	6	0,0024	0,2667	0,5335
2.3	-25	26,60	0,5	534	556	385	0,4932	589	603	10	0,0063	0,1016	0,2033
2.4	-20	26,60	0,5	554	580	189	0,1157	602	628	8	0,0036	0,2515	0,5030
2.5	-15	22,67	0,5	532	558	99	0,0728	597	625	50	0,0368	4,0404	8,0808
2.6	-10	22,68	0,5	503	529	36	0,0258	556	582	4	0,0016	0,4969	0,9938
2.7	-5	22,69	0,5	538	556	81	0,0595	589	611	11	0,0081	1,0864	2,1728

Tabela A2 – Resultados das análises de Po-210 por espectrometria alfa nos perfis de sedimentos do Ribeirão dos Porcos e do Onofre.

Amostra	Profundidade (cm)	Tempo de contagem (h)	Massa (g)	Po209				Po210				Atividade A210 (dpm)	A210/m (dpm/g)
				Canal A Início	Canal B	Número contagens	Tx. contagem (cpm)	Canal A Início	Canal B Fim	Número contagens	Taxa contagem (cpm)		
3.1	-30	24,22	0,5	527	555	913	0,6284	585	617	66	0,0454	0,5783	1,1566
3.2	-25	23,08	0,5	530	558	1257	0,9079	587	607	49	0,0354	0,3119	0,6237
3.3	-20	23,08	0,5	546	584	1496	1,0773	618	636	68	0,0477	0,3543	0,7087
3.4	-15	24,04	0,5	501	533	416	0,2877	560	574	11	0,0063	0,1748	0,3497
3.5	-10	24,05	0,5	534	556	993	0,6882	589	609	52	0,0360	0,4189	0,8379
3.6	-5	24,06	0,5	554	582	1213	0,8377	612	636	60	0,0402	0,3839	0,7677
4.1	-50	25,17	0,5	507	557	2229	1,4761	575	603	147	0,0973	0,5276	1,0552
4.2	-45	25,19	0,5	505	541	553	0,3653	558	582	57	0,0364	0,7968	1,5936
4.3	-40	25,19	0,5	515	555	2509	1,6602	583	607	186	0,1231	0,5931	1,1861
4.4	-35	25,19	0,5	544	580	2628	1,7362	610	630	234	0,1535	0,7071	1,4142
4.5	-30	23,36	0,5	519	555	1639	1,1695	581	603	202	0,1441	0,9860	1,9719
4.6	-25	23,23	0,5	509	535	617	0,4421	560	582	63	0,0439	0,7939	1,5878
4.7	-20	23,37	0,5	523	557	1809	1,2899	581	609	190	0,1355	0,8402	1,6805
4.8	-15	23,38	0,5	546	582	1961	1,3952	602	630	228	0,1612	0,9241	1,8482
4.9	-10	25,31	0,5	519	557	1846	1,2081	577	607	183	0,1205	0,7979	1,5958
4.10	-5	25,32	0,5	501	535	955	0,6279	554	578	54	0,0342	0,4358	0,8716

Tabela A3 – Resultados das análises de Po-210 por espectrometria alfa no perfil de sedimentos do Rio Atibaia.

Amostra	Profundidade (cm)	Tempo de contagem (h)	Massa (g)	Po209				Po210				Atividade A210 (dpm)	A210/m (dpm/g)
				Canal A Início	Canal B Fim	Número contagens	Taxa contagem (cpm)	Canal A Início	Canal B Fim	Número contagens	Taxa contagem (cpm)		
5.1	-35	25,33	0,5	523	561	2084	1,3714	583	605	104	0,0684	0,3992	0,7985
5.2	-30	25,33	0,5	544	580	2949	1,9375	612	634	138	0,0894	0,3692	0,7384
5.3	-25	22,87	0,5	521	557	1581	1,1523	579	605	88	0,0641	0,4453	0,8906
5.4	-20	22,87	0,5	505	535	419	0,3046	552	578	29	0,0198	0,5198	1,0396
5.5	-15	22,88	0,5	529	557	1465	1,0673	585	607	60	0,0437	0,3276	0,6553
5.6	-10	22,88	0,5	546	582	1720	1,2501	610	634	91	0,0649	0,4154	0,8308
5.7	-5	21,59	0,5	546	582	1095	0,8453	604	632	116	0,0895	0,8475	1,6950

Tabela A4 – Resultados das análises de Po-210 por espectrometria alfa nos perfis de sedimentos do Ribeirão Folha Larga.

Amostra	Profundidade (cm)	Tempo de contagem (h)	Massa (g)	Po209				Po210				Atividade A210 (dpm)	A210/m (dpm/g)
				Canal A Início	Canal B Fim	Número contagens	Taxa contagem (cpm)	Canal A Início	Canal B Fim	Número contagens	Taxa contagem (cpm)		
6.1	-45	21,57	0,5	527	557	993	0,7672	579	603	62	0,0479	0,4995	0,9990
6.2	-40	21,58	0,5	513	541	198	0,1522	562	584	35	0,0257	1,3501	2,7001
6.3	-35	21,59	0,5	527	557	1684	1,3002	583	607	137	0,1058	0,6508	1,3017
6.4	-30	20,71	0,5	519	553	561	0,4515	573	603	89	0,0716	1,2692	2,5383
6.5	-25	20,72	0,5	507	541	251	0,2013	556	584	48	0,0373	1,4818	2,9636
6.6	-20	20,72	0,5	515	559	1537	1,2362	577	607	166	0,1335	0,8640	1,7280
6.7	-15	20,73	0,5	532	582	1616	1,2967	604	636	175	0,1393	0,8597	1,7194
6.8	-10	22,21	0,5	515	555	417	0,3130	571	605	129	0,0968	2,4748	4,9496
6.9	-5	30,36	0,5	523	557	382	0,2097	573	609	162	0,0889	3,3927	6,7853
7.1	-20	38,61	0,5	505	555	2528	1,0840	575	601	125	0,0500	0,3686	0,7373
7.2	-15	38,62	0,5	497	541	678	0,2919	556	592	29	0,0112	0,3063	0,6126
7.3	-10	38,63	0,5	495	563	2095	0,9039	569	621	92	0,0397	0,3513	0,7026
7.4	-5	38,63	0,5	519	581	1988	0,8549	608	632	122	0,0513	0,4797	0,9593

Tabela A5 – Resultados das análises de Po-210 por espectrometria alfa nos perfis de sedimentos do Córrego Caetetuba.

Amostra	Profundidade (cm)	Tempo de contagem (h)	Massa (g)	Po209				Po210				Atividade A210 (dpm)	A210/m (dpm/g)
				Canal A Início	Canal B Fim	Número contagens	Taxa contagem (cpm)	Canal A Início	Canal B Fim	Número contagens	Taxa contagem (cpm)		
8.1	-35	25,63	0,5	501	547	862	0,5605	554	594	100	0,0650	0,9281	1,8561
8.2	-30	25,65	0,5	505	545	417	0,2703	562	586	49	0,0305	0,9028	1,8056
8.3	-25	25,65	0,5	513	555	1450	0,9422	577	603	112	0,0728	0,6179	1,2359
8.4	-20	25,66	0,5	527	581	1535	0,9943	598	628	168	0,1077	0,8669	1,7338
8.5	-15	23,54	0,5	523	557	1146	0,8112	579	605	131	0,0927	0,9145	1,8290
8.6	-10	23,56	0,5	501	535	547	0,3863	556	582	58	0,0397	0,8220	1,6441
8.7	-5	23,56	0,5	527	559	613	0,4336	591	607	48	0,0339	0,6264	1,2529
9.1	-45	71,91	0,5	509	557	4697	1,0887	575	609	228	0,0528	0,3883	0,7767
9.2	-40	30,19	0,5	499	551	2480	1,3617	569	605	183	0,0970	0,5699	1,1399
9.3	-35	71,92	0,5	501	541	1577	0,3648	560	582	88	0,0191	0,4179	0,8358
9.4	-30	71,92	0,5	515	555	5644	1,3079	579	611	313	0,0725	0,4437	0,8873
9.5	-25	71,93	0,5	519	579	7371	1,7052	597	627	352	0,0802	0,3762	0,7524
9.6	-20	30,39	0,5	544	582	2225	1,2175	608	634	141	0,0773	0,5081	1,0162
9.7	-15	30,00	0,5	517	557	2573	1,4295	583	607	112	0,0622	0,3482	0,6965
9.8	-10	30,20	0,5	497	559	2633	1,4531	579	609	173	0,0955	0,5256	1,0513
9.9	-5	30,21	0,5	529	581	1974	1,0864	608	634	123	0,0665	0,4896	0,9792

ANEXO B

Tabela B1 – Resultados das análises por espectrometria gama nos perfis de sedimentos do Ribeirão Itapetinga.

Amostra	Profundidade (cm)	Massa (g)	Tempo de contagem (h)	Número de contagem	Tc líquido (cpm)	Int. efetiva U (cpm/g)	Radioelemento equiv. eU (ppm)	eU (dpm/g)	Pbs (dpm/g)
1.1	-45	46	24,2966	464	19,0973	0,0095	3,8653	2,8835	0,4614
1.2	-40	57	25,1743	599	23,7941	0,0106	4,3301	3,2302	0,5168
1.3	-35	55	27,1088	394	14,5340	0,0053	2,0881	1,5577	0,2492
1.4	-30	67	23,6130	803	34,0067	0,0130	5,3859	4,0179	0,6429
1.5	-25	76	24,0655	141	5,8590	0,0025	0,9335	0,6964	0,1114
1.6	-20	70	24,5425	339	13,8128	0,0051	1,9967	1,4896	0,2383
1.7	-15	57	25,5482	598	23,4068	0,0103	4,2176	3,1463	0,5034
1.8	-10	52	25,9179	337	13,0026	0,0078	3,1461	2,3470	0,3755
1.9	-5	41	23,2831	331	14,2163	0,0064	2,5532	1,9047	0,3048
2.1	-35	22	23,4651	669	28,5104	0,0202	8,5625	6,3876	1,0220
2.4	-20	38	21,2341	268	12,6212	0,0058	2,2961	1,7129	0,2741
2.5	-15	29	24,2600	383	5,7873	0,0065	2,5733	1,9197	0,3071
2.6	-10	30	23,8490	716	30,0222	0,0137	5,6738	4,2326	0,6772

Tabela B1.1 – Resultados das análises por espectrometria alfa em três pontos do perfil 2 (Ribeirão Itapetinga).

Amostra	Canal-A	Canal-B	Gross-Area	Canal-A	Canal-B	Gross-Area	Canal-A	Canal-B	Gross-Area	Tempo de Contagem (h)	U (ppm)	Pbs (dpm/g)
2.2	449	483	15	517	547	57	558	606	898	48,20	0,1331	0,0159
2.3	424	472	76	513	547	126	552	620	1716	110,14	0,3138	0,0375
2.7	441	479	57	509	549	79	554	608	2190	46,78	0,2065	0,0246

Tabela B2 – Resultados das análises por espectrometria gama nos perfis de sedimentos do Ribeirão dos Porcos e do Onofre.

Amostra	Profundidade (cm)	Massa (g)	Tempo de contagem (h)	Número de contagem	Tc líquido (cpm)	Int. efetiva U (cpm/g)	Radioelemento equiv. eU (ppm)	eU (dpm/g)	Pbs (dpm/g)
3.1	-30	26	23,5525	462	19,6157	0,0093	3,7885	2,8262	0,4522
3.2	-25	31	23,7811	361	15,1801	0,0091	3,7126	2,7696	0,4431
3.3	-20	19	24,0628	456	18,9504	0,0101	4,1471	3,0937	0,4950
3.4	-15	29	23,3917	200	8,5500	0,0044	1,7035	1,2708	0,2033
3.5	-10	25	28,8509	483	16,7412	0,0110	4,5202	3,3721	0,5395
3.6	-5	23	24,0031	262	10,9152	0,0053	2,1041	1,5696	0,2511
4.1	-50	48	26,7822	456	17,0262	0,0077	3,1180	2,3261	0,3722
4.2	-45	37	23,8648	263	11,0204	0,0063	2,4894	1,8571	0,2971
4.3	-40	39	25,3221	494	19,5086	0,0090	3,6330	2,7102	0,4336
4.4	-35	36	23,7537	351	14,7766	0,0070	2,8166	2,1012	0,3362
4.5	-30	36	24,3261	512	21,0474	0,0108	4,4187	3,2963	0,5274
4.6	-25	28	24,3388	375	15,4075	0,0081	3,2754	2,4435	0,3910
4.7	-20	32	23,6380	353	14,9336	0,0068	2,7152	2,0256	0,3241
4.8	-15	42	31,1302	18	0,5782	0,0003	0,0927	0,0692	0,0111
4.9	-10	42	24,0784	400	16,6124	0,0087	3,5139	2,6213	0,4194
4.10	-5	45	27,5099	380	13,8132	0,0053	2,0712	1,5451	0,2472

Tabela B3 – Resultados das análises por espectrometria gama no perfil de sedimentos do Rio Atibaia.

Amostra	Profundidade (cm)	Massa (g)	Tempo de contagem (h)	Número de contagem	Tc líquido (cpm)	Int. efetiva U (cpm/g)	Radioelemento equiv. eU (ppm)	eU (dpm/g)	Pbs (dpm/g)
5.1	-35	50	24,1947	267	11,0355	0,0057	2,2491	1,6779	0,2685
5.2	-30	60	25,2981	748	29,5675	0,0134	5,5653	4,1517	0,6643
5.3	-25	61	24,3645	786	32,2601	0,0139	5,7937	4,3221	0,6915
5.4	-20	67	26,1895	335	12,7914	0,0050	1,9622	1,4638	0,2342
5.5	-15	60	21,8844	331	15,1250	0,0059	2,3234	1,7332	0,2773
5.6	-10	47	23,6527	352	14,8820	0,0057	2,2634	1,6885	0,2702
5.7	-5	60	22,3352	215	9,6261	0,0033	1,2797	0,9547	0,1527

Tabela B4 – Resultados das análises por espectrometria gama nos perfis de sedimentos do Ribeirão Folha Larga.

Amostra	Profundidade (cm)	Massa (g)	Tempo de contagem (h)	Número de contagem	Tc líquido (cpm)	Int. efetiva U (cpm/g)	Radioelemento equiv. eU (ppm)	eU (dpm/g)	Pbs (dpm/g)
6.1	-45	56	23,2769	351	15,0793	0,0055	2,1735	1,6214	0,2594
6.2	-40	50	24,4993	777	31,7151	0,0162	6,8135	5,0829	0,8133
6.3	-35	46	23,2829	205	8,8048	0,0054	2,1207	1,5821	0,2531
6.4	-30	66	25,5916	231	9,0264	0,0036	1,3915	1,0381	0,1661
6.5	-25	52	27,1404	545	20,0808	0,0090	3,6583	2,7291	0,4367
6.6	-20	49	22,2262	799	35,9486	0,0211	9,0042	6,7172	1,0747
6.7	-15	49	22,8489	415	18,1628	0,0080	3,2230	2,4044	0,3847
6.8	-10	47	24,1397	554	22,9498	0,0093	3,7753	2,8164	0,4506
6.9	-5	54	22,4804	267	11,8770	0,0075	3,0187	2,2519	0,3603
7.1	-20	60	22,9444	453	19,7434	0,0060	2,3896	1,7826	0,2852
7.2	-15	60	24,6154	94	3,8187	0,0011	0,3895	0,2905	0,0465
7.3	-10	51	24,0132	252	10,4942	0,0039	1,5019	1,1204	0,1793
7.4	-5	73	23,3388	218	9,3407	0,0028	1,0802	0,8058	0,1289

Tabela B5 – Resultados das análises por espectrometria gama nos perfis de sedimentos do Córrego Caetetuba.

Amostra	Profundidade (cm)	Massa (g)	Tempo de contagem (h)	Número de contagem	Tc líquido (cpm)	Int. efetiva U (cpm/g)	Radioelemento equiv. eU (ppm)	eU (dpm/g)	Pbs (dpm/g)
8.1	-30	45	26,1496	921	35,2205	0,0168	7,0458	5,2562	0,8410
8.2	-25	93	25,0668	895	35,7046	0,0137	5,6830	4,2395	0,6783
8.3	-20	57	23,4224	786	33,5576	0,0116	4,7558	3,5478	0,5677
8.4	-15	51	25,0765	967	38,5621	0,0164	6,8702	5,1252	0,8200
8.5	-10	78	24,1955	521	21,5329	0,0085	3,4557	2,5780	0,4125
8.6	-5	78	24,7107	379	15,3375	0,0060	2,3950	1,7867	0,2859
9.1	-45	59	25,4798	417	16,3659	0,0048	1,8902	1,4101	0,2256
9.2	-40	48	22,1572	1463	66,0282	0,0194	8,2078	6,1230	0,9797
9.3	-35	67	22,8544	525	22,9715	0,0072	2,8824	2,1503	0,3440
9.4	-30	53	22,9925	913	39,7087	0,0124	5,1211	3,8204	0,6113
9.5	-25	98	23,3515	275	11,7765	0,0036	1,4054	1,0485	0,1678
9.6	-20	71	26,1064	816	31,2567	0,0101	4,1249	3,0772	0,4923
9.7	-15	93	24,9868	367	14,6878	0,0053	2,0854	1,5557	0,2489
9.8	-10	77	22,6831	689	30,3751	0,0089	3,5930	2,6804	0,4289
9.9	-5	47	27,3966	835	30,4782	0,0132	5,4560	4,0702	0,6512

ANEXO C

Tabela C1 – Parâmetros para a determinação da taxa de sedimentação pelo método do ^{210}Pb nos testemunhos do Ribeirão Itapetinga.

Amostra	Profundidade (cm)	Massa (g)	Massa seca Acum/área (g/cm^2)	^{210}Pb total (dpm/g)	^{210}Pb s "produzido" (dpm/g)	^{210}Pb xs em excesso (dpm/g)	$\text{Ln } ^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (dpm/g)
1.1	-45	46	26,5410	1,6892	0,4614	1,2278	0,2053
1.2	-40	57	24,1977	1,0280	0,5168	0,5112	-0,6711
1.3	-35	55	21,2939	0,7070	0,2492	0,4578	-0,7814
1.4	-30	67	18,4921	1,1243	0,6429	0,4814	-0,7311
1.5	-25	76	15,0790	1,4788	0,1114	1,3674	0,3129
1.6	-20	70	11,2073	0,8890	0,2383	0,6506	-0,4298
1.7	-15	57	7,6414	1,6618	0,5034	1,1583	0,1470
1.8	-10	52	4,7376	1,1349	0,3755	0,7594	-0,2752
1.9	-5	41	2,0886	1,6118	0,3048	1,3070	0,2678
2.1	-35	22	10,0917	2,3348	1,0220	1,3127	0,2721
2.2	-30	25	8,9704	0,5335	0,0159	0,5176	-0,6586
2.3	-25	24	7,6923	0,2033	0,0375	0,1658	-1,7968
2.4	-20	38	6,4697	0,5030	0,2741	0,2290	-1,4742
2.5	-15	29	4,5339	8,0808	0,3071	7,7737	2,0507
2.6	-10	30	3,0565	0,9938	0,6772	0,3166	-1,1502
2.7	-5	30	1,5283	2,1728	0,0246	2,1482	0,7646

Tabela C2 – Parâmetros para a determinação da taxa de sedimentação pelo método do ^{210}Pb nos testemunhos do Ribeirão dos Porcos e do Onofre.

Amostra	Profundidade (cm)	Massa (g)	Massa seca Acum/área (g/cm^2)	^{210}Pb total (dpm/g)	^{210}Pbs "produzido" (dpm/g)	$^{210}\text{Pbxs}$ em excesso (dpm/g)	$\text{Ln } ^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (dpm/g)
3.1	-30	23	7,6414	1,1566	0,4522	0,7044	-0,3504
3.2	-25	31	6,4697	0,6237	0,4431	0,1806	-1,7116
3.3	-20	19	5,1961	0,7087	0,4950	0,2137	-1,5432
3.4	-15	29	3,7188	0,3497	0,2033	0,1463	-1,9218
3.5	-10	25	2,7509	0,8379	0,5395	0,2983	-1,2096
3.6	-5	23	1,1717	0,7677	0,2511	0,5166	-0,6605
4.1	-50	48	19,6128	1,0552	0,3722	0,6830	-0,3812
4.2	-45	37	17,1676	1,5936	0,2971	1,2965	0,2596
4.3	-40	39	15,2827	1,1861	0,4336	0,7525	-0,2844
4.4	-35	36	13,2960	1,4142	0,3362	1,0780	0,0751
4.5	-30	36	11,4620	1,9719	0,5274	1,4445	0,3678
4.6	-25	28	9,6281	1,5878	0,3910	1,1968	0,1797
4.7	-20	32	8,2017	1,6805	0,3241	1,3564	0,3048
4.8	-15	42	6,5716	1,8482	0,0111	1,8371	0,6082
4.9	-10	42	4,4320	1,5958	0,4194	1,1764	0,1624
4.10	-5	45	2,2924	0,8716	0,2472	0,6244	-0,4710

Tabela C3 – Parâmetros para a determinação da taxa de sedimentação pelo método do ^{210}Pb no testemunho do Rio Atibaia.

Amostra	Profundidade (cm)	Massa (g)	Massa seca Acum/área (g/cm ²)	^{210}Pb total (dpm/g)	^{210}Pbs "produzido" (dpm/g)	$^{210}\text{Pbxs}$ em excesso (dpm/g)	$\text{Ln } ^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (dpm/g)
5.1	-35	50	20,6317	0,7985	0,2685	0,5300	-0,6349
5.2	-30	60	18,0846	0,7384	0,6643	0,0742	-2,6016
5.3	-25	61	15,0280	0,8906	0,6915	0,1990	-1,6143
5.4	-20	67	11,9205	1,0396	0,2342	0,8054	-0,2165
5.5	-15	60	8,5074	0,6553	0,2773	0,3780	-0,9729
5.6	-10	47	5,4508	0,8308	0,2702	0,5606	-0,5787
5.7	-5	60	3,0565	1,6950	0,1527	1,5422	0,4332

Tabela C4 – Parâmetros para a determinação da taxa de sedimentação pelo método do ^{210}Pb nos testemunhos do Ribeirão Folha Larga.

Amostra	Profundidade (cm)	Massa (g)	Massa seca Acum/área (g/cm ²)	^{210}Pb total (dpm/g)	^{210}Pbs "produzido" (dpm/g)	$^{210}\text{Pbxs}$ em excesso (dpm/g)	$\text{Ln } ^{210}\text{Pb}_{xs}$ (dpm/g)
6.1	-45	56	23,8920	0,9990	0,2594	0,7396	-0,3017
6.2	-40	50	21,0392	2,7001	0,8133	1,8869	0,6349
6.3	-35	46	18,4921	1,3017	0,2531	1,0485	0,0474
6.4	-30	66	16,1488	2,5383	0,1661	2,3722	0,8638
6.5	-25	52	12,7866	2,9636	0,4367	2,5269	0,9270
6.6	-20	49	10,1375	1,7280	1,0747	0,6533	-0,4257
6.7	-15	49	7,6414	1,7194	0,3847	1,3347	0,2887
6.8	-10	47	5,1452	4,9496	0,4506	4,4990	1,5039
6.9	-5	54	2,7509	6,7853	0,3603	6,4250	1,8602
7.1	-20	60	12,4300	0,7373	0,2852	0,4521	-0,7939
7.2	-15	60	9,3734	0,6126	0,0465	0,5661	-0,5689
7.3	-10	51	6,3169	0,7026	0,1793	0,5234	-0,6475
7.4	-5	73	3,7188	0,9593	0,1289	0,8304	-0,1859

Tabela C5 – Parâmetros para a determinação da taxa de sedimentação pelo método do ^{210}Pb nos testemunhos do Córrego Caetetuba.

Amostra	Profundidade (cm)	Massa (g)	Massa seca Acum/área (g/cm ²)	^{210}Pb total (dpm/g)	^{210}Pbs "produzido" (dpm/g)	$^{210}\text{Pbxs}$ em excesso (dpm/g)	$\text{Ln } ^{210}\text{Pb}_{xs}$ (dpm/g)
8.1	-30	45	20,4789	1,8561	0,8410	1,0152	0,0151
8.2	-25	93	18,1864	1,8056	0,6783	1,1273	0,1198
8.3	-20	57	13,4488	1,2359	0,5677	0,6682	-0,4032
8.4	-15	51	10,5451	1,7338	0,8200	0,9138	-0,0901
8.5	-10	78	7,9470	1,8290	0,4125	1,4165	0,3482
8.6	-5	78	3,9735	1,6441	0,2859	1,3582	0,3062
9.1	-45	59	31,2277	0,7767	0,2256	0,5511	-0,5959
9.2	-40	48	28,2221	1,1399	0,9797	0,1602	-1,8313
9.3	-35	67	25,7769	0,8358	0,3440	0,4918	-0,7098
9.4	-30	53	22,3637	0,8873	0,6113	0,2761	-1,2871
9.5	-25	98	19,6638	0,7524	0,1678	0,5846	-0,5368
9.6	-20	71	14,6714	1,0162	0,4923	0,5239	-0,6465
9.7	-15	93	11,0545	0,6965	0,2489	0,4476	-0,8040
9.8	-10	77	6,3169	1,0513	0,4289	0,6224	-0,4742
9.9	-5	47	2,3943	0,9792	0,6512	0,3280	-1,1148