



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

**DETERMINAÇÃO DA TAXA DE SEDIMENTAÇÃO NA
FOZ DO RIO AMAZONAS USANDO O ^{210}Pb COMO
GEOCRONÔMETRO**

JOSÉ REINALDO CARDOSO NERY

Rio Claro (SP)
2009

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

**DETERMINAÇÃO DA TAXA DE SEDIMENTAÇÃO NA FOZ
DO RIO AMAZONAS USANDO O ^{210}Pb COMO
GEOCRONÔMETRO**

JOSÉ REINALDO CARDOSO NERY

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)
2009

551.303 Nery, José Reinaldo Cardoso
N456d Determinação da taxa de sedimentação na foz do rio
Amazonas usando o Pb-210 como geocronômetro / José
Reinaldo Cardoso Nery. – Rio Claro : [s.n.], 2009
156 f. : il., figs., gráfs., tabs., fots., mapas

Tese (Doutorado) – Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Daniel Marcos Bonotto

1. Sedimentação e depósitos. 2. Geocronologia
sedimentar. 3. Chumbo-210. 4. Sedimentos. 5. Datação. 6.
Geoquímica. I. Título.

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

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dr. Antônio Celso de Oliveira Braga
IGCE/UNESP/Rio Claro (SP)

Prof. Dr. Carlos Renato Corso
IB/UNESP/Rio Claro (SP)

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

Prof^a. Dr^a. Elizabete Maria Pascholati
IG/UNICAMP/Campinas (SP)

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

José Reinaldo Cardoso Nery
Discente

Rio Claro (SP), 27 de março de 2009.
Resultado: APROVADO.

A Deus, pela vida.

À minha família, pelo apoio e compreensão.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho só foi realizado devido à colaboração de várias pessoas que se empenharam e não mediram esforços para dar sua contribuição. Portanto, agradeço a todos que, de alguma forma, foram responsáveis pela conclusão desta pesquisa.

A Deus, que sempre “se inclinou para mim, e me ouviu, quando clamei por socorro”.

Ao Prof. Dr. Daniel Marcos Bonotto pela orientação, amizade, apoio, confiança e profissionalismo nas contribuições que resultaram na conclusão deste trabalho.

À todos os membros da Banca Examinadora por aceitarem participar e contribuir com suas valiosas observações.

Ao Prof. Dr. Helyelson Paredes Moura, pelo companheirismo, amizade e contribuições na elaboração do trabalho.

Aos professores Ana Raquel Possas, Eduiza Naiff, João Borges Filho, Adalberto Ribeiro, João Brazão Neto, Katy Motinha, Manoel Azevedo (Maneca), Martha Zoni, Cláudia Chelala, Eliane Superti, Wilma Monteiro e Raimundo Rodrigues (Fundap), seja pela amizade e presença constante, pelo incentivo ou, em alguns casos, pelo apoio financeiro ao projeto.

A todos aqueles que, de uma forma ou outra, auxiliaram nos trabalhos de campo, uma verdadeira aventura no maior rio do mundo: Adrielle Medeiros, Francisco Cleoson, Raimundo Freire, Pedro Richarlye Nery, Erasmo Mendonça, Adailton Quaresma, Everaldo (Paco), ‘Seu’ Raimundinho, Expedito Pelaes, Matheus Nery, Rosângela Araújo, Déia Nery, Arlete Pelaes, Sandra Macedo, Anabeti Pelaes e Carlos Leão.

Ao técnico de laboratório Bruce Tessari, pelo apoio nas atividades desenvolvidas no Laboratório de Isótopos e Hidroquímica – LABIDRO.

À Universidade Federal do Amapá – Unifap, pelo apoio à minha liberação para cursar o Doutorado. Ao CNPq, pelo apoio financeiro na forma de bolsa de estudos.

Aos meus pais Pedro Nery (*in memorian*) e Laudomira Cardoso pela criação, educação e amor. A todos os demais membros da minha família, especialmente a Déia, Matheus e Nickolas, pelo suporte emocional, por serem minha base de sustentação e por acreditarem em meus sonhos.

Enfim, a todas as pessoas e instituições que, apesar de não citadas, ofereceram sua preciosa colaboração para que este trabalho fosse concluído.

Ninguém entra num rio, como o Amazonas, e continua o mesmo. Seja um simples turista, seja um cientista, seja um surfista que vai desafiar a Pororoca.

Silvestre Gorgulho
Jornalista

RESUMO

Três testemunhos de sedimentos foram amostrados na foz do rio Amazonas, na região denominada canal Norte, com o objetivo de determinar a taxa de sedimentação utilizando o ^{210}Pb como geocronômetro. Teores de ^{210}Po e ^{210}Pb foram determinados nas amostras de sedimentos, através de espectrometria alfa. Para determinar o excesso de ^{210}Pb presente nos sedimentos, foi necessária a quantificação do ^{238}U , procedimento que foi realizado por espectrometria gama. Além dessas análises, procedeu-se a caracterização física e química dos sedimentos, assim como foram determinadas as características básicas da água, com o objetivo de subsidiar a interpretação dos resultados obtidos para os radionuclídeos. Testes estatísticos de correlação foram realizados para indicar o grau de associação entre as características dos sedimentos analisados. Os resultados permitiram a identificação e determinação de duas taxas de sedimentação para cada perfil analisado, provavelmente devido a mudanças ocorridas no modelo de sedimentação daquela região. Foram determinadas taxas de sedimentação no intervalo de 0,45 a 2,51 g/cm².ano, correspondendo ao intervalo de 0,42 a 1,76 cm/ano.

Palavras-chave: Chumbo-210, Sedimentos, Taxa de sedimentação, Datação, Rio Amazonas.

ABSTRACT

Three sediment cores were obtained from the estuary of the Amazon river, in the region called canal Norte, with the objective to determine the sedimentation rates using ^{210}Pb as geochronometer. The cores were analyzed for ^{210}Po by alpha spectrometry on intention to determine ^{210}Pb in sediments. To obtain information about the excess ^{210}Pb , measurements of ^{238}U content were performed by gamma spectrometry. In addition to these analyzes, physical and chemical characterization of the sediments were evaluated, as well it was performed the basic characteristics of the water in order to subsidize the interpretation of the obtained results for the radionuclides. Statistical tests of correlation had been carried through to indicate the association degree between the characteristics of the analyzed sediments. The results allowed to the identification and determination of two sedimentation rates for each analyzed profile, probably due to changes in the model of sedimentation occurred in that region. The obtained sedimentation rates varied from 0,45 to 2,51 $\text{g/cm}^2\cdot\text{year}$, corresponding to a range of 0,42 to 1,76 cm/year .

Key-words: Lead 210, Sediments, Sedimentation rate, Dating, Amazon river.

LISTA DE FIGURAS

	Página
2.1 – Série radioativa natural do urânio.....	19
2.2 – Ciclo hidroggeoquímico do ^{210}Pb	20
2.3 – Estabelecimento do equilíbrio radioativo entre o ^{210}Pb e o ^{210}Po	26
3.1 – Localização geográfica do estado do Amapá com destaque para a área de estudo na região estuarina do rio Amazonas, onde os pontos de amostragem estão identificados por AMZ-1, AMZ-2 e AMZ-3.....	31
3.2 – Área coberta pela Amazônia internacional, em destaque.....	32
3.3 – A Amazônia Legal comparada com as áreas da França e da Bélgica.....	33
3.4 – A região brasileira da Bacia Amazônica.....	34
3.5a – Mapa de vegetação do setor costeiro-estuarino do rio Amazonas.....	42
3.5b – Legenda do mapa de vegetação do setor costeiro-estuarino do rio Amazonas.....	43
3.6a – Mapa de geologia do setor costeiro-estuarino do rio Amazonas.....	45
3.6b – Legenda do mapa de geologia do setor costeiro-estuarino do rio Amazonas.....	46
4.1 – Vista dos locais de coleta dos testemunhos de sedimentos AMZ-1, AMZ-2 e AMZ-3.....	49
4.2 – Fluxograma da metodologia de mensuração do ^{210}Po por espectrometria alfa.....	56
4.3 – Diagrama esquemático do sistema espectrométrico utilizado na espectrometria alfa para quantificação do ^{210}Po	58
4.4 – Diagrama esquemático do sistema espectrométrico utilizado na espectrometria gama para quantificação do ^{238}U	62
5.1 – Variação do teor de água e porosidade nos testemunhos com a profundidade.....	65
5.2 – Composição granulométrica dos testemunhos AMZ-1, AMZ-2 e AMZ-3.....	69
5.3 – Relação entre matéria orgânica e LOI nos sedimentos dos testemunhos AMZ-1, AMZ-2 e AMZ-3.....	73
5.4 – Relação entre SiO_2 e LOI nos sedimentos dos testemunhos AMZ-1, AMZ-2 e AMZ-3.....	74
5.5 – Relação entre SiO_2 e Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O e K_2O nos sedimentos do testemunho AMZ-1.....	75

5.6 – Relação entre SiO_2 e Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5 nos sedimentos do testemunho AMZ-2.....	76
5.7 – Relação entre SiO_2 e Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5 nos sedimentos do testemunho AMZ-3.....	77
5.8 – Valores de pH e condutividade nos pontos amostrados e seus valores médios.....	79
5.9 – Sólidos totais dissolvidos e concentração de íons nas amostras.....	82
5.10 – Classificação química das amostras de água de acordo com o diagrama de Piper.....	83
5.11 – Variação da atividade do $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ em função da massa acumulada no testemunho AMZ-1.....	94
5.12 – Variação da atividade do $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ em função da massa acumulada no testemunho AMZ-2.....	94
5.13 – Variação da atividade do $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ em função da massa acumulada no testemunho AMZ-3.....	95
5.14 – Relação entre a profundidade da coluna sedimentar e o tempo de deposição dos sedimentos do testemunho AMZ-1.....	98
5.15 – Relação entre a profundidade da coluna sedimentar e o tempo de deposição dos sedimentos do testemunho AMZ-2.....	98
5.16 – Relação entre a profundidade da coluna sedimentar e o tempo de deposição dos sedimentos do testemunho AMZ-3.....	99

LISTA DE TABELAS

	Página
2.1 – Isótopos de chumbo presentes nas séries radioativas naturais.....	18
4.1 – Classificação granulométrica segundo a escala de Udden-Wentworth.....	51
5.1 – Massa, teor de água e porosidade dos testemunhos.....	64
5.2 – Distribuição granulométrica dos testemunhos de sedimentos (em gramas).....	68
5.3 – Matéria orgânica presente nas amostras dos testemunhos de sedimentos.....	70
5.4 – Principais compostos (em %) presentes nas amostras dos testemunhos de sedimentos.....	71
5.5 – Matriz de correlação entre os principais óxidos, perda ao fogo (LOI) e matéria orgânica (MO) nas amostras do testemunho AMZ-1.....	72
5.6 – Matriz de correlação entre os principais óxidos, perda ao fogo (LOI) e matéria orgânica (MO) nas amostras do testemunho AMZ-2.....	72
5.7 – Matriz de correlação entre os principais óxidos, perda ao fogo (LOI) e matéria orgânica (MO) nas amostras do testemunho AMZ-3.....	73
5.8 – Parâmetros característicos das amostras de água.....	78
5.9 – Dados para a determinação do ^{210}Po presente nas amostras do testemunho AMZ-1.....	85
5.10 – Dados para a determinação do ^{210}Po presente nas amostras do testemunho AMZ-2.....	86
5.11 – Dados para a determinação do ^{210}Po presente nas amostras do testemunho AMZ-3.....	87
5.12 – Teores de ^{210}Pb total presentes nas amostras dos sedimentos testemunhados.....	88
5.13 – Teores de ^{238}U presentes nas amostras de sedimentos.....	89
5.14 – Teores de ^{210}Pb “produzido” e “não-produzido” nas amostras de sedimentos.....	91
5.15 – Parâmetros básicos para a determinação da taxa de sedimentação através do método do ^{210}Pb	93
5.16 – Tempo e ano de deposição dos sedimentos dos testemunhos AMZ-1, AMZ-2 e AMZ-3.....	97
5.17 – Taxas de sedimentação em $\text{g/cm}^2\cdot\text{ano}$ e em cm/ano nas três regiões amostradas.....	97
5.18 – Taxas de sedimentação obtidas pelo método do ^{210}Pb	98

SUMÁRIO

	Página
1 – INTRODUÇÃO.....	13
1.1. Considerações Gerais.....	13
1.2. Objetivos.....	15
2 – O CHUMBO COMO TRAÇADOR GEOCRONOLÓGICO.....	16
2.1. Considerações gerais sobre o chumbo.....	16
2.1.1. Isótopos de chumbo.....	17
2.1.2. Deposição de ^{210}Pb nos sedimentos.....	19
2.1.3. Quantificação do ^{210}Pb em sedimentos.....	21
2.2. Fundamentos de radioatividade.....	22
2.2.1. Atividade.....	22
2.2.2. Equilíbrio radioativo secular.....	23
2.2.3. Equilíbrio radioativo entre o ^{210}Pb e o ^{210}Po	25
2.3. Datação geocronológica com ^{210}Pb	27
2.3.1. Modelo CIC (<i>Constant Initial Concentration</i>).....	27
2.3.2. Modelo CRS (<i>Constant Rate of Supply</i>).....	28
3 – ASPECTOS GERAIS DA ÁREA DE ESTUDO.....	30
3.1. Localização e acesso.....	30
3.2. A Amazônia	32
3.3. O rio Amazonas.....	34
3.4. Clima vegetação e hidrografia.....	39
3.5. Aspectos geológicos.....	44
4 – TÉCNICAS ANALÍTICAS.....	47
4.1. Amostragem e preparação das amostras.....	47
4.2. Teor de água e porosidade.....	50

4.3. Granulometria e coloração.....	51
4.4. Matéria orgânica e principais óxidos.....	52
4.5. Caracterização das águas.....	52
4.6. Determinação do ^{210}Po e ^{210}Pb	53
4.6.1. Digestão dos sedimentos.....	53
4.6.2. Deposição do polônio em lâminas de cobre.....	54
4.6.3. Mensuração do polônio por espectrometria alfa.....	57
4.6.4. Desvio padrão das contagens.....	58
4.6.5. O princípio de diluição isotópica.....	59
4.7. Determinação do ^{238}U nos sedimentos.....	60
4.7.1. Preparação das amostras.....	61
4.7.2. Sistema de espectrometria gama.....	61
5 – RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	63
5.1. Teor de água e porosidade.....	63
5.2. Granulometria e coloração.....	66
5.3. Matéria orgânica e principais óxidos.....	70
5.4. Caracterização de águas.....	78
5.5. Determinação do ^{210}Pb presente nos sedimentos.....	83
5.6. Determinação dos teores de ^{238}U	88
5.7. Determinação da taxa de sedimentação.....	91
6 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	100
BIBLIOGRAFIA.....	103
APÊNDICE A: Principais compostos presentes nos sedimentos.....	114
APÊNDICE B: Espectrogramas alfa.....	125
APÊNDICE C: Espectrogramas gama.....	141

1

INTRODUÇÃO

1.1. CONSIDERAÇÕES GERAIS

O interesse pelo estudo de radionuclídeos no meio ambiente vem sendo crescente nos últimos anos, especialmente pelo fato de cerca de 70% da dose total de radiação recebida pela população ser devida à radiação natural (ALMEIDA, 2003). Com esse crescente interesse nessa área, a geocronologia de sedimentos, através da análise de radionuclídeos presentes nas amostras, vem sendo, também, amplamente aplicada e métodos de análise têm sido aprimorados, com grande importância do ponto de vista de impacto ambiental.

A geocronologia de sedimentos apresenta-se como uma alternativa viável e de grande importância na limnologia e nos estudos de eutroficação acelerada. Essa técnica permite o estabelecimento da taxa de erosão regional e de crescimento de pântanos salinos. Além disso, outra importante aplicação está na determinação da história recente de poluição por metais pesados – a taxa de afluência de contaminantes. Os sedimentos acumulados em estuários e lagos contêm, ainda, um registro histórico valioso sobre mudanças ocasionadas em decorrência de processos industriais (LIMA, 2000).

No processo de acumulação de sedimentos em ambientes aquáticos, a relação dos efeitos antrópicos com a ocorrência natural de deposição desses sedimentos pode ser identificada através da determinação da taxa de acumulação de sedimentos que possui grande importância para o entendimento dos processos geoquímicos ocorridos ao longo dos anos (ROBBINS; EDGINGTON, 1975).

A presença de radioatividade nos sedimentos é decorrente do decaimento dos elementos radioativos presentes originalmente nos sedimentos como também daqueles removidos da atmosfera, por precipitação, e que se depositam através de processos de sedimentação. Os principais radionuclídeos, naturais ou antropogênicos, transportados pela atmosfera para os ambientes aquáticos e utilizados como traçadores em processos geocronológicos são ^{210}Pb , ^{137}Cs , ^{238}Pu , ^{239}Pu , ^{240}Pu , ^7Be . Esses radiotraçadores são aplicados na datação referente a uma escala de tempo de poucos anos a algumas décadas (ARGOLLO, 2001; BONOTTO; LIMA, 2006).

O ^{210}Pb é um elemento intermediário da cadeia de decaimento radioativo do ^{238}U . Na sequência de decaimento, o ^{210}Pb é gerado após a formação do gás radônio (^{222}Rn) e está presente na atmosfera em decorrência do ^{222}Rn que escapa dos solos. Nos ambientes aquáticos, o suprimento de ^{210}Pb se dá por precipitação atmosférica, assim como pelo decaimento do ^{226}Ra presente nas águas. O ^{210}Pb depositado nas superfícies aquáticas é adsorvido pela matéria sólida em suspensão, sendo adicionado aos sedimentos pelo fluxo de partículas de sedimentação, sendo considerado como o radionuclídeo ideal para datar sedimentos de idade recente.

A técnica de datação com o ^{210}Pb é utilizada amplamente, e com grande sucesso, para a cronologia de sedimentos com idades de até cerca de 150 anos, e possui grande importância no estabelecimento do histórico ambiental, ganhando maior relevância, ainda, quando aplicada em regiões de intensas atividades antrópicas, uma vez que os sedimentos de estuários e lagos guardam um registro valioso com informações históricas sobre alterações ambientais em razão da atividade industrial (ALEXANDER et al., 1993).

A grande maioria dos trabalhos sobre a avaliação da taxa de sedimentação utilizando o método do ^{210}Pb vem sendo realizada em ambientes lênticos, tais como lagos e represas (ALMEIDA, 2003; BONOTTO; LIMA, 2006; DUHRAN; JOSHI, 1980; LIMA, 2000; MATSUMOTO, 1975; ROBBINS; EDGINGTON, 1975). 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 efetivar com a coleta apropriada dos sedimentos (LIMA, 2000).

1.2. OBJETIVOS

Este trabalho teve como objetivo geral a determinação da taxa de sedimentação no canal Norte da foz do rio Amazonas, utilizando a técnica de datação com o ^{210}Pb , para posterior estabelecimento da cronologia das camadas sedimentares. Para subsidiar as análises sobre a sedimentação, foram determinadas algumas características hidroquímicas da região investigada. Portanto, os objetivos específicos estabelecidos foram caracterizar as amostras de sedimentos, determinar as características básicas da água e quantificar o ^{210}Pb presente nas amostras de sedimentos.

Para alcançar os objetivos propostos, procedeu-se à coleta de testemunhos de sedimento em três pontos dentro da região de interesse e, também, amostras de água em cada local de testemunhagem. Além disso, foram determinados parâmetros físicos e químicos, teores de ^{210}Pb e de ^{238}U por espectrometria alfa e gama, respectivamente, presença dos principais óxidos e de matéria orgânica, em cada testemunho, além da determinação das características básicas da água coletada nos locais de amostragem de sedimentos.

2

O CHUMBO COMO TRAÇADOR GEOCRONOLÓGICO

Os principais radionuclídeos, naturais ou antropogênicos, transportados pela atmosfera para os ambientes aquáticos e utilizados como traçadores em processos geocronológicos são ^{210}Pb , ^{137}Cs , ^{238}Pu , ^{239}Pu , ^{240}Pu e ^7Be . Esses radiotraçadores são aplicados na datação referente a uma escala de tempo de poucos anos a algumas décadas (ARGOLLO, 2001; BONOTTO; LIMA, 2006).

O ^{210}Pb tem sido utilizado com frequência como traçador na datação de sedimentos em ambientes aquáticos referente a intervalos da ordem de 100 a 150 anos (BONOTTO; LIMA, 2006; JETER, 2000; LIMA, 2000) e no estudo do comportamento dinâmico de metais poluentes (BASKARAN; NAIDU, 1995).

2.1. CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE O CHUMBO

O chumbo é o elemento químico de número atômico 82, pertencente à família do carbono, na tabela periódica. Seu peso específico varia de 11,2 a 11,4 g/cm³, dependendo se o metal é moldado ou laminado. O metal funde a 327°C e entra em ebulição a 1620°C, aproximadamente. É um elemento tóxico, assim como muitos dos metais pesados.

Os minérios de chumbo mais importantes são a galena (PbS), a anglesite (PbSO_4) e a cerussite (PbCO_3), com cerca de 86%, 68% e 77% de chumbo, respectivamente (MELLOR, 1958).

O ar seco não reage quimicamente com o chumbo, entretanto, na presença de umidade, ou quando em contato com água arejada, observa-se a formação de óxidos, hidróxidos e carbonatos de chumbo. Pode ser dissolvido por ação do ácido nítrico e, na forma de pó, é facilmente dissolvido por ácido clorídrico ou sulfúrico, concentrados e aquecidos.

Os principais depósitos de minérios de chumbo estão localizados nos EUA, Peru, Argentina, Bolívia, Austrália, Zâmbia, África do Sul, Alemanha, Espanha, Suécia, Itália e Sérvia.

2.1.1. Isótopos de Chumbo

O chumbo possui três isótopos naturais estáveis pertencentes às séries (ou famílias) radioativas naturais que são: ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb . Esses isótopos são os elementos finais das séries radioativas naturais do ^{238}U (série do urânio), ^{235}U (série do actínio) e ^{232}Th (série do tório), com a abundância na natureza dada por 24.1%, 22.1% e 52.4%, respectivamente. O ^{204}Pb é único isótopo radioativo natural que, devido à sua longa meia-vida, pode ser considerado estável, tendo abundância natural de 1,4% (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 . A Tabela 2.1 apresenta algumas informações sobre esses radioisótopos.

Tabela 2.1 – Isótopos de chumbo presentes nas séries radioativas naturais (Adaptada de Lima, 2000).

Série Radioativa	Nuclídeo	Meia-vida	Tipo de decaimento	Energia (MeV)	Probabilidade de transição (%)
Urânio	^{214}Pb	26,8 m	β^-	0,21	0,5
				0,51	15,5
				0,69	42
				0,74	36
				1,03	6
	^{210}Pb	22,26 a	β^-	0,015	~80
				0,061	~20
	^{206}Pb	Estável	-	-	-
Actínio	^{211}Pb	36,1 m	β^-	0,544	4,8
				0,971	1,4
				1,376	93
				Outros	0,8
	^{207}Pb	Estável	-	-	-
Tório	^{212}Pb	10,6 h	β^-	0,155	5
				0,332	82
				0,571	13
	^{208}Pb	Estável	-	-	-

Dentre os isótopos radioativos, 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 (100-150 anos).

A figura 2.1 mostra a série radioativa do ^{238}U , onde são indicadas as meia-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.

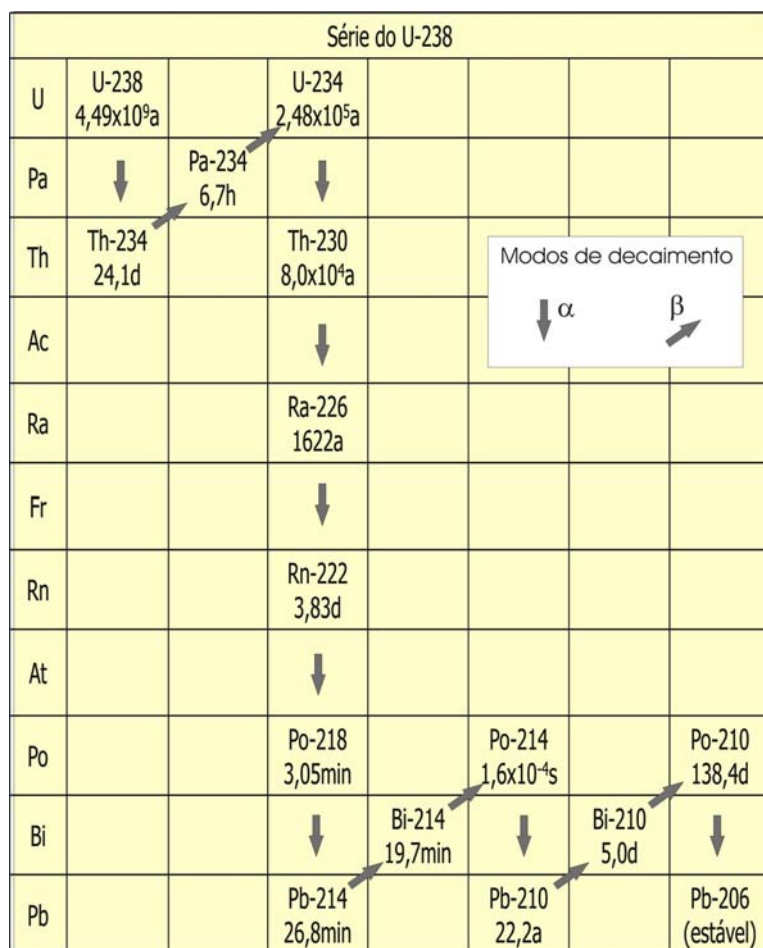


Figura 2.1 – Série radioativa natural do urânio.

2.1.2. Deposição de ^{210}Pb nos Sedimentos

O ^{210}Pb está presente na atmosfera em decorrência do gás ^{222}Rn que escapa dos solos. Na atmosfera, o ^{222}Rn sofre transmutação através de uma sucessão de decaimentos de meia-vida curta, até à formação do ^{210}Pb (figura 2.2). Nos ambientes aquáticos, o suprimento se dá por precipitação atmosférica, assim como pelo decaimento do ^{226}Ra presente nas águas.

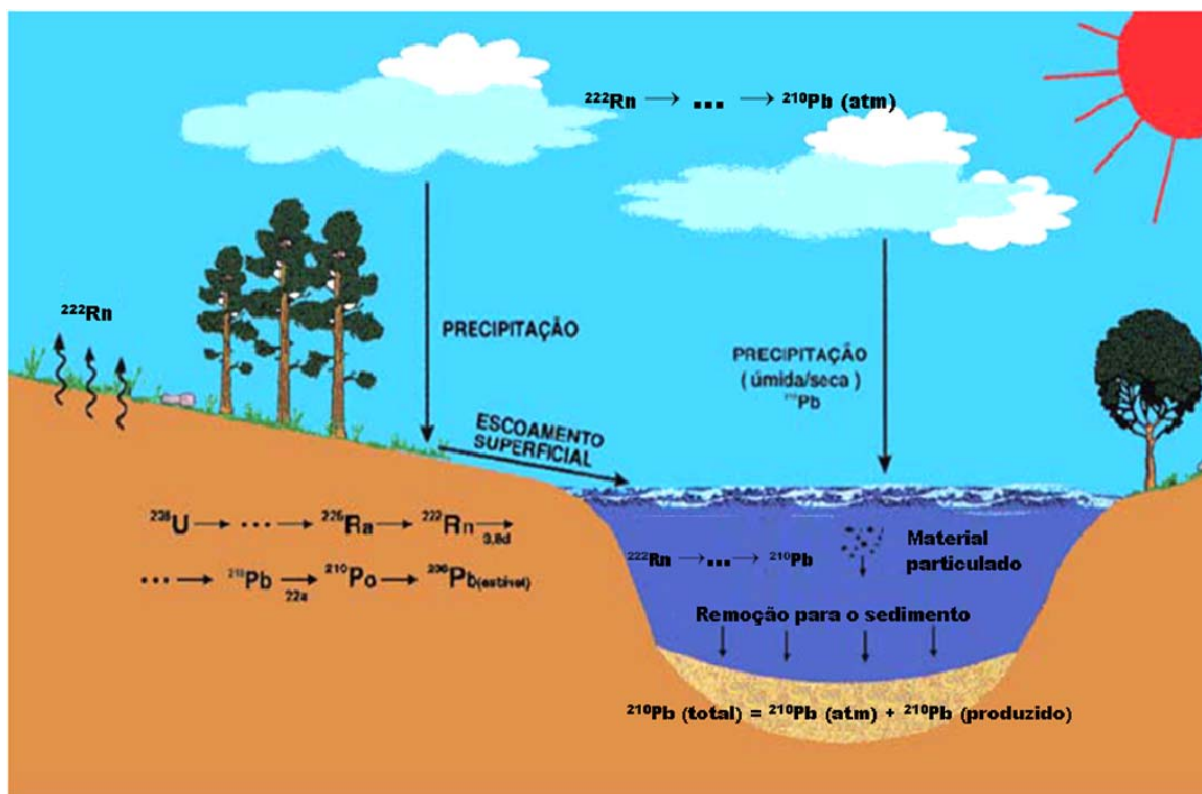


Figura 2.2 – Ciclo hidroequímico do ^{210}Pb (GODOY; PADOVANI; GALDINO, 2006).

Os átomos de ^{210}Pb presentes na atmosfera são removidos por precipitação ou deposição seca e injetados na superfície das águas. Essa precipitação é considerada constante sobre cada unidade de área, para uma mesma região, sendo dependente de uma série de fatores que se relacionam com as características do solo, ventilação e índice pluviométrico (CAZOTTI et al., 2006). No decorrer desse processo, o ^{210}Pb depositado nas superfícies aquáticas é adsorvido pela matéria sólida em suspensão, sendo adicionado aos sedimentos pelo fluxo de partículas de sedimentação.

O ^{210}Pb presente nos sedimentos proveniente da precipitação atmosférica é denominado ^{210}Pb “não produzido”, enquanto que o ^{210}Pb originado no ambiente aquático pelo decaimento do ^{226}Ra e incorporado aos sedimentos é denominado ^{210}Pb “produzido”. O ^{210}Pb total presente nos sedimentos é a soma dessas duas frações.

2.1.3. Quantificação do ^{210}Pb em Sedimentos

A quantificação do ^{210}Pb presente nos sedimentos pode ser feita através de dois métodos: espectrometria gama e métodos radioquímicos (JIA et al., 2000; 2001).

A espectrometria gama (SAKANOE; YAMAMOTO; KOMURA, 1987; STEPHEN; SCHERY, 1980) é feita através da contagem direta dos raios gama de baixa energia (46,5 keV) do ^{210}Pb com o auxílio de um sistema de espectrometria gama. Esse método apresenta simplicidade e rapidez na aquisição dos dados, não é destrutivo, não requer o uso de traçadores radioativos e possibilita a análise de diferentes radionuclídeos simultaneamente (DUARTE; BONOTTO, 2000; JIA et al., 2000; 2001).

Por outro lado, as baixas concentrações de ^{210}Pb , geralmente encontradas na maioria das amostras biológicas e ambientais (tipicamente 1 a 100 Bq kg⁻¹), a baixa energia da radiação emitida, a elevada radiação de *background* e a auto-absorção dos raios gama na amostra, representam obstáculos significantes para a utilização da espectrometria gama, uma vez que impossibilitam suficiente precisão nas medidas (JIA et al., 2000; 2001; STEPHEN; SCHERY, 1980).

Os métodos radioquímicos (DESIDERI et al., 1995; HOLTZMAN, 1987; JIA et al., 2000; 2001; JOSHI; ZINGDE; DESAI, 1984; STEPHEN; SCHERY, 1980) apresentam alta sensibilidade, podendo ser empregados em pequenas quantidades de material amostrado. Entretanto, demandam um tempo bem maior, pois requerem um processo de separação química dos elementos e/ou a espera para o crescimento da atividade dos nuclídeos filhos (JIA et al., 2000; 2001).

Estes métodos podem ser aplicados de três maneiras: (1) separação do ^{210}Po , produto de decaimento do ^{210}Pb , e contagem de sua atividade alfa (HOLTZMAN, 1987; STEPHEN; SCHERY, 1980); (2) separação do ^{210}Bi , filho do ^{210}Pb , e contagem de sua atividade beta (DESIDERI et al., 1995) e (3) separação do ^{210}Pb e contagem da atividade beta do crescimento do ^{210}Bi (JIA et al., 2000; 2001; JOSHI; ZINGDE; DESAI, 1984).

2.2. FUNDAMENTOS DE RADIOATIVIDADE

2.2.1. Atividade

A medida da intensidade radioativa de um núcleo pode ser feita através da atividade 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:

$$A = \left| -\frac{dN}{dt} \right| \quad (2.1)$$

onde $\frac{dN}{dt}$, que é a taxa de variação do número N de núclídeos por unidade de tempo, pode ser escrita como:

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N \quad (2.2)$$

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

Uma vez que λ é uma constante para cada radioisótopo, a atividade de uma amostra é diretamente proporcional ao número de átomos presentes. A integração da Equação (2.2), resulta:

$$N = N_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad (2.3)$$

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 2.2), pode-se escrever a atividade A em função da atividade inicial A_0 , do seguinte modo:

$$A = A_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad (2.4)$$

Esta é a forma mais comum de se expressar a lei fundamental da radioatividade.

Considerando que a meia-vida ($T_{1/2}$) é o tempo necessário para que a metade dos átomos presentes em uma amostra seja desintegrada, tem-se:

$$e^{-\lambda T_{1/2}} = \frac{1}{2}$$

$$T_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda}$$

Ou seja:

$$T_{1/2} = \frac{0,693}{\lambda} \quad (2.5)$$

2.2.2. Equilíbrio Radioativo Secular

Considere-se que um nuclídeo “filho” seja acumulado juntamente com o seu “pai” à medida que o processo de desintegração vai ocorrendo. No início desse processo, observa-se somente a presença do nuclídeo “pai”, sendo o “filho” gerado na mesma proporção em que o “pai” se desintegra. Logo após o início do processo, o número de átomos do nuclídeo “filho” é muito pequeno, em consequência, sua taxa de desintegração é desprezível se comparada com sua produção.

Na medida em que a quantidade de átomos do “filho” se eleva devido ao acúmulo produzido pelo decaimento do “pai”, ocorre um crescimento de sua taxa de desintegração, se aproximando cada vez mais da taxa uniforme de sua produção, de modo que, após certo intervalo de tempo, essas duas taxas tornam-se praticamente iguais. Nessas condições, diz-se que a atividade do “filho” está em equilíbrio com a atividade do “pai”. A atividade do nuclídeo “filho” não ultrapassa a atividade do “pai”.

Para um grande número de átomos em uma série radioativa ($N_1, N_2, N_3, \dots$), os produtos do decaimento podem ser descritos por um sistema de equações diferenciais, a partir da equação (2.2), ou seja:

$$dN_1 = -\lambda_1 N_1 dt$$

$$dN_2 = (\lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2) dt \quad (2.6)$$

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

Dessa forma, para o i-ésimo elemento, tem-se:

$$dN_i = (\lambda_{i-1} N_{i-1} - \lambda_i N_i) dt \quad (2.7)$$

Supondo a geração de um único nuclídeo a partir do decaimento do nuclídeo “pai”, pode-se escrever:

$$N_2 = \int_0^t (\lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2) dt'$$

$$N_2 = \frac{\lambda_1 N_1^0}{\lambda_2 - \lambda_1} (e^{-\lambda_1 t} - e^{-\lambda_2 t}) \quad (2.8)$$

onde o índice zero em N_1^0 indica o estado inicial em $t = 0$.

Supondo que a meia-vida do primeiro membro seja muito maior que a do segundo membro, ou seja, $\lambda_2 \gg \lambda_1$, a equação (2.8) pode, então, ser aproximada para:

$$N_2 = \frac{\lambda_1 N_1^0}{\lambda_2} (1 - e^{-\lambda_2 t}) \quad (2.9)$$

Por outro lado, se o processo de decaimento já perdura por muito tempo, ou seja, se $t \rightarrow \infty$, o valor da expressão $e^{-\lambda_2 t}$, na equação (2.9), tende a zero, resultando:

$$N_2 = \frac{\lambda_1 N_1^0}{\lambda_2} \quad (2.10)$$

Esta situação caracteriza o equilíbrio radioativo secular. Assim, vê-se que $\frac{dN_2}{dt} = 0$, indicando que o número de átomos do nuclídeo produto permanece inalterado. Portanto, o conjunto de equações (2.6) será estacionário, ou seja:

$$\begin{aligned}\frac{dN_1}{dt} &= \lambda_1 N_1 \\ \frac{dN_2}{dt} &= (\lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2) = 0 \\ \frac{dN_3}{dt} &= (\lambda_2 N_2 - \lambda_3 N_3) = 0\end{aligned}\tag{2.11}$$

De maneira geral:

$$\frac{dN_i}{dt} = (\lambda_{i-1} N_{i-1} - \lambda_i N_i) = 0\tag{2.12}$$

Então, para o equilíbrio radioativo secular em uma cadeia de decaimento, é válida a relação:

$$\lambda_1 N_1 = \lambda_2 N_2 = \lambda_3 N_3 = \dots = \lambda_i N_i\tag{2.13}$$

Em termos da meia-vida de cada elemento da cadeia, pode-se escrever:

$$\frac{N_1}{(T_{1/2})_1} = \frac{N_2}{(T_{1/2})_2} = \frac{N_3}{(T_{1/2})_3} = \dots = \frac{N_i}{(T_{1/2})_i}$$

2.2.3. Equilíbrio Radioativo entre o ^{210}Pb e o ^{210}Po

O ^{210}Pb decai para o ^{210}Bi e este decai para o ^{210}Po (ver figura 2.1). Como a meia-vida do ^{210}Bi é muito pequena se comparada com as meias-vidas de seu antecessor e de seu sucessor, pode-se fazer uma simplificação admitindo-se que o ^{210}Pb decai diretamente para o ^{210}Po .

Com essa simplificação, e considerando que o ^{210}Pb esteja em equilíbrio radioativo com o ^{210}Po , a equação (2.13) resulta:

$$\lambda_{\text{Pb}} N_{\text{Pb}} = \lambda_{\text{Po}} N_{\text{Po}}\tag{2.14}$$

A razão de atividade (RA), definida como a razão entre as atividades do ^{210}Po e do ^{210}Pb , é dada por:

$$RA = \frac{A_{\text{Po}}}{A_{\text{Pb}}} = \frac{\lambda_{\text{Po}} N_{\text{Po}}}{\lambda_{\text{Pb}} N_{\text{Pb}}} = 1 \quad (2.15)$$

Isto sempre acontece com núclídeos em equilíbrio radioativo secular. Portanto, o tempo necessário para que o ^{210}Po atinja o equilíbrio radioativo com o ^{210}Pb pode ser calculado através da equação (2.9), ou seja:

$$t = -\frac{1}{\lambda_{\text{Po}}} \cdot \ln \left(1 - \frac{\lambda_{\text{Po}} N_{\text{Po}}}{\lambda_{\text{Pb}} N_{\text{Pb}}} \right) = -\frac{1}{\lambda_{\text{Po}}} \cdot \ln(1 - RA) \quad (2.16)$$

Para que esta equação tenha solução, é necessário que $RA \neq 1$. Pode-se, então, resolver essa indeterminação considerando que $RA \cong 0,99$. Assim, tem-se:

$$t = \frac{4,61}{\lambda_{\text{Po}}} \quad (2.17)$$

Como $\lambda_{\text{Po}} = 0,005 \text{ dia}^{-1}$, o ^{210}Po entra em equilíbrio radioativo com o ^{210}Pb em 922 dias, aproximadamente, após o início da desintegração. A figura 2.3 ilustra esta situação.

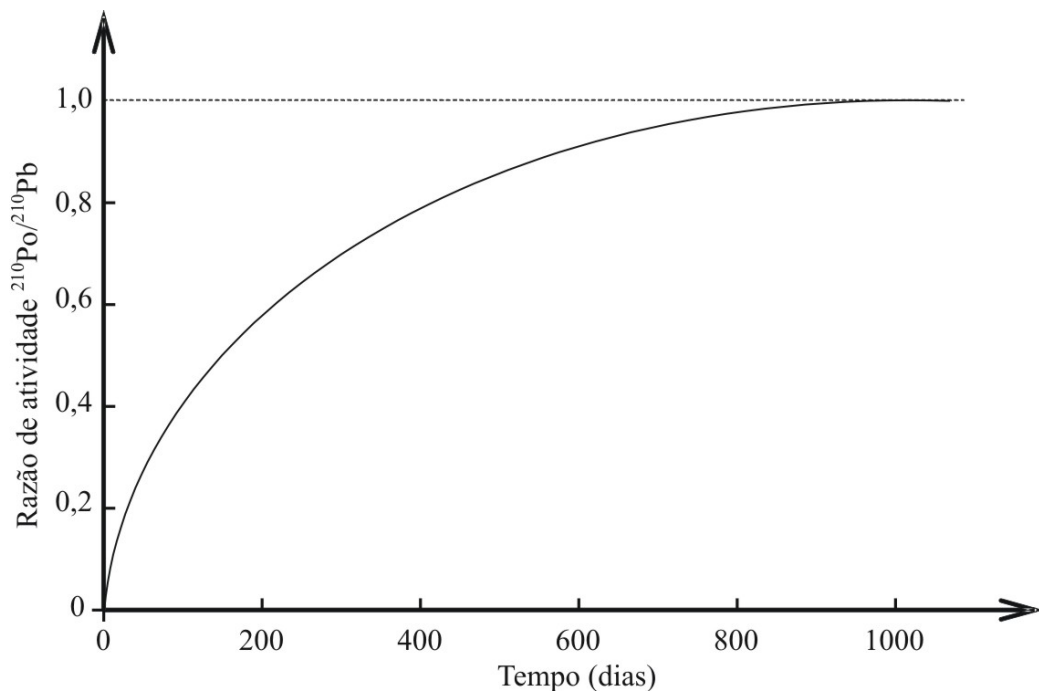


Figura 2.3 – Estabelecimento do equilíbrio radioativo entre o ^{210}Pb e o ^{210}Po .

Se for levada em consideração a presença do decaimento intermediário do ^{210}Pb para o ^{210}Bi , antes de decair para o ^{210}Po , como na realidade acontece, o sistema de equações diferenciais (2.6) pode ser resolvido através da solução proposta por Bateman (1910, apud LIMA, 2000). Lima (2000) mostrou que a solução encontrada, neste caso, resulta praticamente o mesmo valor encontrado anteriormente, de cerca de 900 dias, enquanto que o ^{210}Bi atinge o equilíbrio radioativo com o ^{210}Pb em 35 dias, aproximadamente.

2.3. DATAÇÃO GEOCRONOLÓGICA COM ^{210}Pb

Os modelos utilizados em datação geocronológica utilizando o ^{210}Pb procuram minimizar os problemas intrínsecos causados, principalmente, pela migração do sedimento, variações da taxa de sedimentação e compactação da coluna sedimentar. Basicamente, dois modelos têm sido utilizados para o cálculo da idade, em função da profundidade.

2.3.1. Modelo CIC (*Constant Initial Concentration*)

Este modelo (APPLEBY; OLDFIELD, 1978; MATSUMOTO, 1975) é aplicado em situações onde o fluxo de ^{210}Pb da água para o sedimento é constante, ou seja, em regiões onde os fluxos de sólidos provenientes da atmosfera e conduzidos pelas chuvas são constantes. Isso implica que a concentração de ^{210}Pb “não produzido” na camada inicial de sedimento permanecerá constante. Estudos demonstraram que o fluxo de ^{210}Pb , para uma dada região, geralmente permanece praticamente constante (CAZOTTI et al., 2006).

Outra condição de aplicabilidade do modelo é que a taxa de sedimentação seja constante durante o período investigado, produzindo uma diminuição exponencial da atividade de ^{210}Pb em função da profundidade da coluna sedimentar.

A atividade de ^{210}Pb “não produzido” presente em uma camada de sedimento de idade t , situada a uma profundidade z , é dada por:

$$A_z = A_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad (2.18)$$

onde A_0 é a atividade de ^{210}Pb no topo da camada de sedimentos, no instante $t = 0$, e λ é a constante de decaimento radioativo do ^{210}Pb ($0,03114 \text{ ano}^{-1}$).

É conveniente usar a massa acumulada de sedimentos para corrigir possíveis efeitos devido à compactação natural da coluna sedimentar ou pela compactação do sedimento devido ao impacto do amostrador (ARGOLLO, 2001; ROBBINS, 1978).

A massa seca acumulada por unidade de área (g cm^{-2}), m , desde o topo da coluna sedimentar até à profundidade z , está relacionada ao tempo de deposição de acordo com a expressão $t = m/r$ (BONOTTO; LIMA, 2006), onde r é o fluxo de sedimentos ou taxa de sedimentação de massa ($\text{g cm}^{-2} \text{ano}^{-1}$).

A atividade de ^{210}Pb , portanto, decresce exponencialmente com o acúmulo de massa seca de sedimentos, de acordo com a equação:

$$A_z = A_0 \cdot e^{-\lambda m/r} \quad (2.19)$$

O gráfico de m vs $\ln A_z$ é uma reta cuja inclinação corresponde a $-\lambda/r$ e, conseqüentemente, a taxa de sedimentação pode ser determinada pela análise da inclinação dessa reta, ajustada pelo método dos mínimos quadrados.

2.3.2. Modelo CRS (*Constant Rate of Supply*)

Este modelo (APPLEBY; OLDFIELD, 1978; GOLDBERG, 1963; ROBBINS, 1978) é aplicado quando a taxa de sedimentação não é constante ao longo do tempo, mas o fluxo de ^{210}Pb “não produzido” na interface sedimento/água permanece constante.

A formulação matemática utiliza uma integração dos valores das atividades levando em consideração a profundidade de uma determinada fatia do sedimento e a profundidade onde a atividade se torna desprezível (ALLEN et al., 1993; MCDONALD; URBAN, 2007; TURNER; DELORME, 1996). Dessa forma, tem-se:

$$B_z = B_\infty \cdot e^{-\lambda t} \quad (2.20)$$

onde B_z é a atividade integrada de ^{210}Pb “não produzido” desde a base da coluna sedimentar até à profundidade z e B_∞ representa a atividade integrada em toda a coluna de sedimentos.

A idade do sedimento a uma profundidade z é, então, dada por:

$$t = (1/\lambda) \cdot \ln[B_{\infty} / B_z] \quad (2.21)$$

A taxa de sedimentação de massa ($\text{g cm}^{-2} \text{ano}^{-1}$) quando o sedimento foi depositado na profundidade z é (LIMA, 2000; MCDONALD; URBAN, 2007; SANCHEZ-CABEZA; ANI-RAGOLTA; MASQUÉ, 2000):

$$r = \lambda \frac{B_z}{C_z} \quad (2.22)$$

onde C_z (unidade de atividade/g) é a atividade de ^{210}Pb “não produzido” presente na camada de profundidade z , sendo, portanto, B_z em unidades de atividade por cm^2 .

3

ASPECTOS GERAIS DA ÁREA DE ESTUDO

3.1. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de estudo está situada nos limites dos estados do Pará e Amapá, localizada no extremo norte do Brasil, na grande Região Amazônica, quase que inteiramente no hemisfério norte, delimitada pelas coordenadas de latitude 1°02' N e 0°29' S e longitude 49°21' W e 51°11' W (Figura 3.1). Compreende a porção estuarina do rio Amazonas, denominada canal Norte, abrangendo os municípios de Mazagão, Santana, Macapá e Itaubal, no Amapá, e os municípios de Afuá e Chaves, no Pará. Nesse perímetro, o canal Norte possui um grande volume de água que desagua no Oceano Atlântico, espalhando-se por até 320 km da costa, podendo chegar até ao Caribe (BRANDINI, 2005).

O litoral amazônico do Amapá situa-se no chamado macrocompartimento do Golfão Amazônico e tem uma extensão de, aproximadamente, 263 km, englobando os municípios de Santana, Macapá, Itaubal, Cutias, Tartarugalzinho, Pracuúba, Amapá, Calçoene e Oiapoque. Fazendo parte de uma planície fluviomarinha recente, essa área é caracterizada por manguezais, matas de várzea e áreas campestres inundáveis.

O acesso aos locais de amostragem é feito por via fluvial, através de embarcações de pequeno porte. Na região de estudos, para a coleta de amostras, as embarcações mais adequadas são os pequenos barcos e lanchas de pequeno porte (voadeiras) que possuem facilidade de acesso a regiões de baixo calado e rapidez no deslocamento.

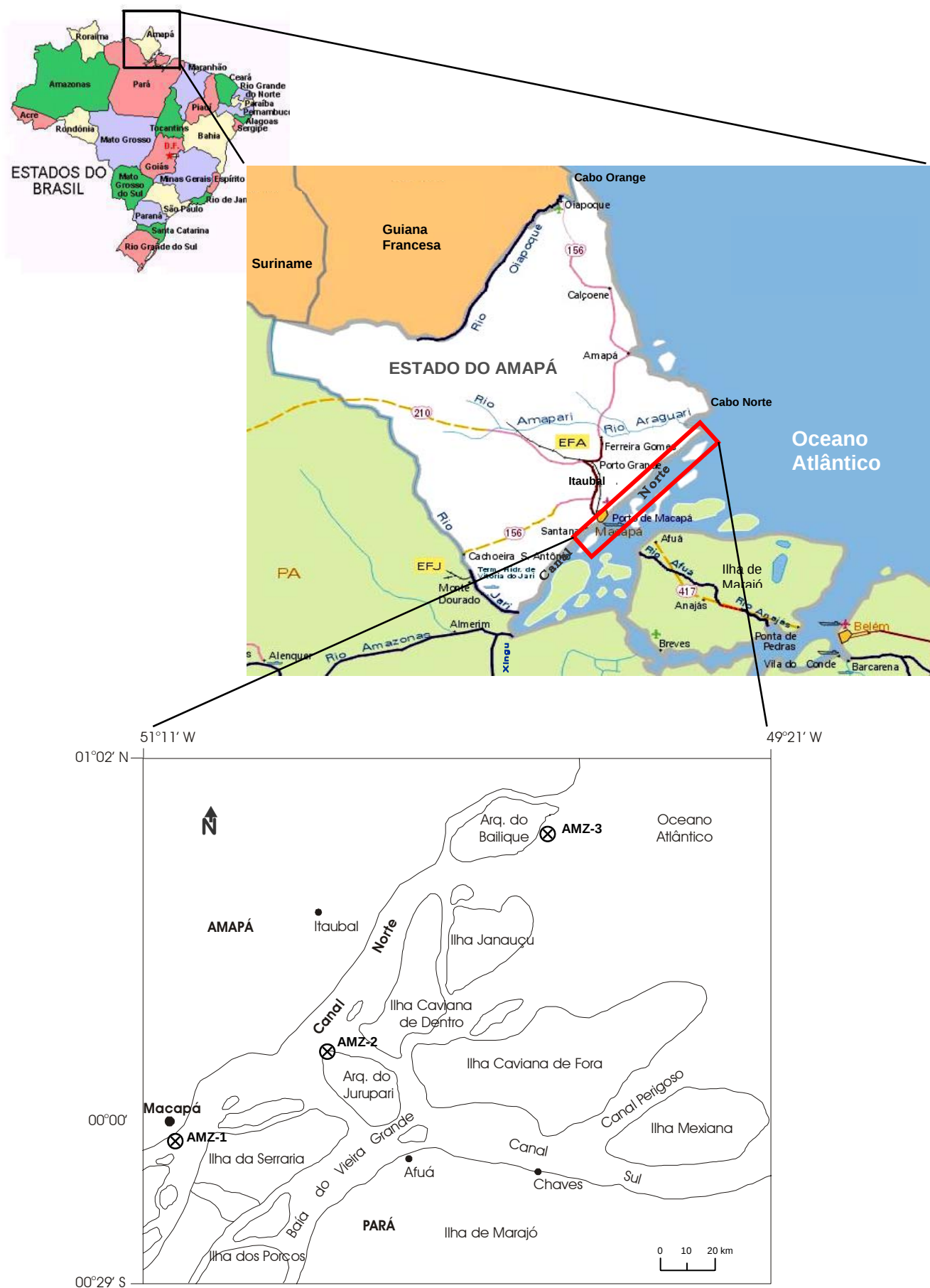


Figura 3.1 – Localização geográfica do estado do Amapá com destaque para a área de estudo na região estuarina do rio Amazonas, onde os pontos de amostragem estão identificados por AMZ-1, AMZ-2 e AMZ-3.

3.2. A AMAZÔNIA

A imensa área verde denominada Amazônia foi descrita pelos primeiros aventureiros que se propuseram a sobrevoá-la como sendo semelhante a uma enorme placa de bolor verde, recortada por sinuosos veios, um verdadeiro tapete verde, fofo e plano que se estende até se perder de vista (BRANCO, 1989).

Essa impressão aérea de uma região plana não reflete a realidade do solo que, escondido sob as espessas copas das árvores que se entrelaçam, apresenta uma topografia frequentemente ondulada, conjugada com vegetações de porte rasteiro e uma recorrente rede emaranhada de cipós, dificultando qualquer tentativa de exploração por quem não tenha experiência em desbravar essa região.

A área da Amazônia abrange nove países: Brasil, Guiana Francesa, Suriname, Guiana, Venezuela, Colômbia, Equador, Peru e Bolívia (Figura 3.2), sendo que sua maior parte, cerca de 67%, encontra-se em território brasileiro (BRANCO, 1989).

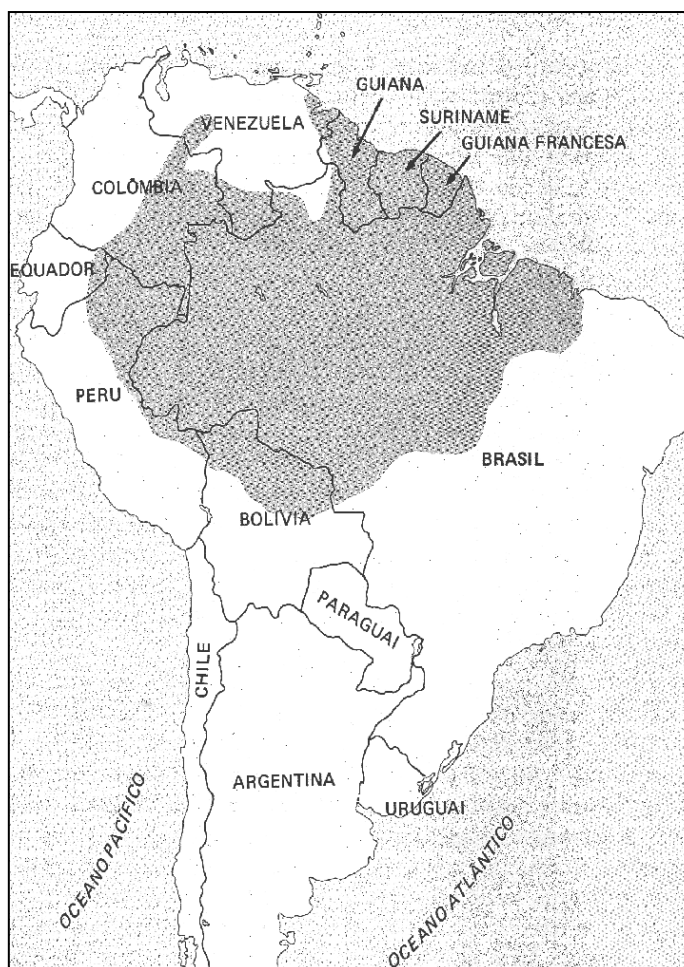


Figura 3.2 – Área coberta pela Amazônia internacional, em destaque (BRANCO, 1989).

No Brasil, a chamada Amazônia Legal ocupa cerca de 60% do território nacional, com uma área de 5.032.925 km², sendo compreendida pelos estados da Região Norte: Amazonas, Acre, Amapá, Pará, Rondônia, Roraima e parte dos estados do Maranhão, Mato Grosso e Tocantins. Na Região Norte vivem apenas cerca de 7,6% da população do País (IBGE, 2007).

A Amazônia brasileira possui uma área cerca de 7 vezes maior que a da França. Somente a ilha de Marajó, situada na foz do rio Amazonas e que abriga 16 municípios paraenses, é maior que países como Suíça, Holanda ou Bélgica (Figura 3.3).

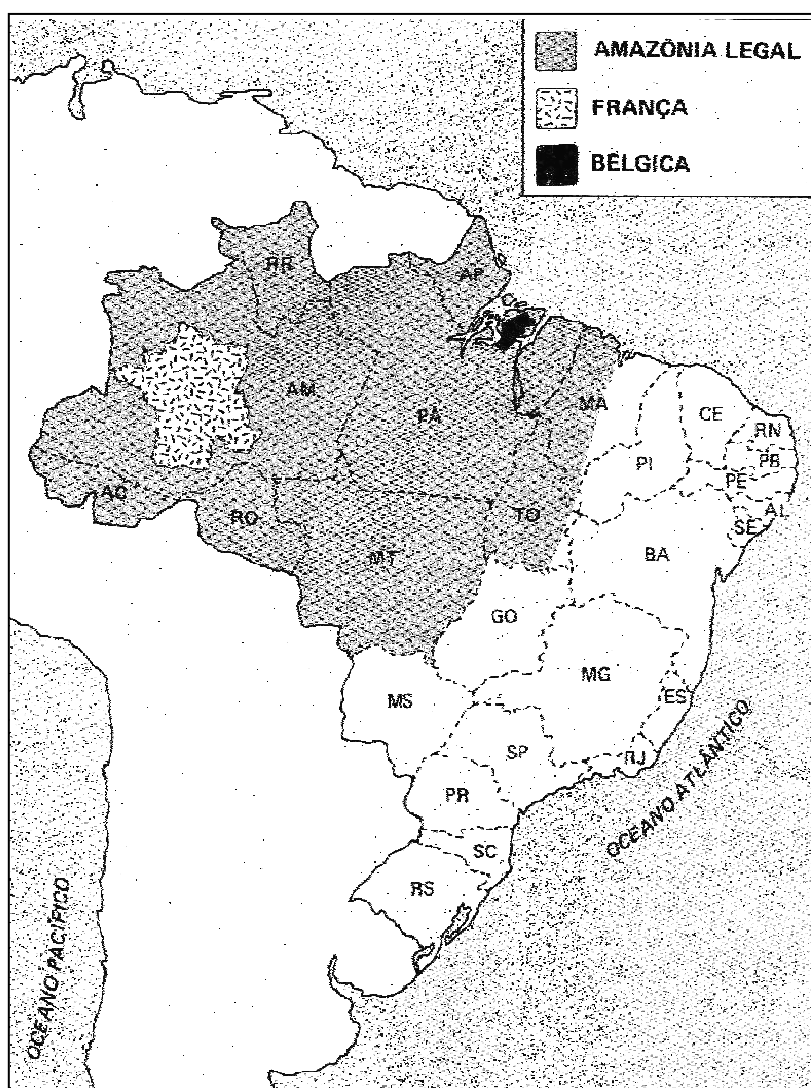


Figura 3.3 – A Amazônia Legal comparada com as áreas da França e da Bélgica (BRANCO, 1989).

A Bacia Amazônica possui uma área de cerca de 7 milhões de km², abrangendo seis países, sendo cerca de 5 milhões de km² em território brasileiro (Figura 3.4) e com cerca de

25.000 km de rios navegáveis (DOMÍNGUEZ, 2004). Ocupa uma região limitada a Oeste pela Cordilheira dos Andes, que apresenta elevações típicas de até 6.000 m; ao Norte pelo Planalto das Guianas, com picos montanhosos de até 3.000 m; ao Sul pelo Planalto Central, com altitudes típicas de 1.200 m; e a Leste pelo oceano Atlântico, para onde converge toda a água captada na bacia (SILVA, 2005).

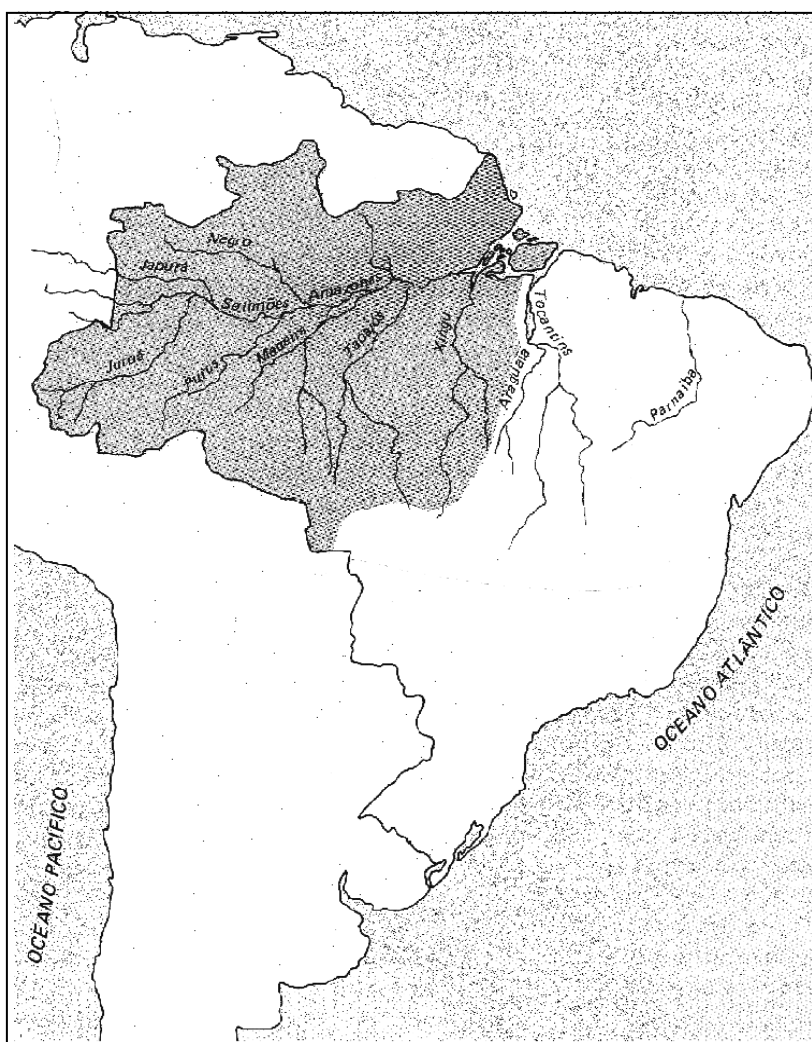


Figura 3.4 – A região brasileira da Bacia Amazônica (BRANCO, 1989).

3.3. O RIO AMAZONAS

O Amazonas é o maior rio do mundo; um rio inteiramente sul-americano que nasce na Cordilheira dos Andes, no Peru, intercepta um curto trecho ao sul da Colômbia e corta a região Norte do Brasil no sentido oeste-leste até desaguar no oceano Atlântico entre os estados do Amapá e do Pará.

Ao longo de seu percurso recebe os nomes Lloqueta, Apurimac, Ene, Tambo, Ucayali, Solimões e Amazonas. A Bacia Amazônica, a maior do mundo com cerca de 7 milhões de km² (DOMÍNGUEZ, 2004), abrange, além do Brasil, Peru e Colômbia, por onde o rio Amazonas percorre, seis outros países: Bolívia, Equador, Venezuela, Guiana, Suriname e Guiana francesa, constituindo-se em um dos mais importantes corredores de biodiversidade do planeta.

Historicamente, o Amazonas é conhecido como o rio mais caudaloso do mundo, despejando, a cada segundo, a gigantesca quantidade de 200.000 m³ de água, aproximadamente, no oceano Atlântico, nos períodos chuvosos. Por outro lado, sempre foi considerado como o segundo maior rio do mundo em extensão, sendo a primeira posição creditada ao Nilo, na África.

Nas últimas décadas, surgiram controvérsias e questionamentos relacionados à real extensão do rio Amazonas, dando conta de que este seria mais extenso que o Nilo. A razão seria a dúvida sobre o local onde estaria situada sua nascente – se no rio Marañon ou no Ucayali –, uma vez que, pelas convenções internacionais, a nascente de um rio está localizada onde nasce seu formador mais extenso e, aparentemente, o rio Ucayali satisfazia essa condição.

Apesar de várias controvérsias sobre o verdadeiro local da nascente, cientistas peruanos já davam como certa a nascente nas cabeceiras do rio Ucayali, baseados na tese do compatriota Gerardo Dianderas, formulada em 1934 e aceita pela Sociedade Geográfica de Lima (PALKIEWICZ, 2007). Até o fim da década de 60, acreditava-se que a nascente estaria localizada no Monte Huagra, a sudeste da capital Lima, nos Andes peruanos, onde supostamente nasceria o rio Ucayali.

Entretanto, até a década de 70 não se evidenciou, com base científica, a veracidade desses questionamentos. Considerava-se que a nascente do rio Amazonas estava situada na planície de La Raya, no lago Lauricocha, nas cabeceiras do rio Marañon, no norte do Peru.

Em 1971, uma expedição financiada pela National Geographic Society, conduzida por Loren McIntyre, identificou no Nevado Mismi, ao sul do Peru, as cabeceiras do Apurimac-Ucayali como o local da nascente do Amazonas. Entretanto, pela ausência de

medidas cientificamente precisas, a descoberta não ganhou evidência científica internacional (SMITH, 2000; PALKIEWCZ, 2007).

Na década de 80, cientistas do Instituto Geográfico Nacional do Peru fizeram novos mapeamentos mostrando que a nascente estaria localizada mais ao sul do Monte Huagra, na Cordilheira de Chila, no local denominado Nevado Mismi, onde nasceria o rio Apurimac-Ucayali. Apesar do fato de passar a ser divulgada nas publicações científicas peruanas, essa informação não foi divulgada internacionalmente (SALDANHA; WERNECK, 1995).

Em 1994, uma expedição jornalística organizada pelos documentaristas brasileiros Paula Saldanha e Roberto Werneck alcançou o Nevado Mismi, na Cordilheira de Chila, nas cabeceiras do rio Apurimac-Ucayali, a uma altitude de cerca de 5.600 m, local indicado pelos cientistas peruanos como sendo a verdadeira nascente do rio Amazonas. A essa altura, o Instituto Nacional Geográfico do Peru já havia estipulado a extensão do Amazonas em 6.762 km (SALDANHA; WERNECK, 1995). Um documentário foi produzido para chamar a atenção da comunidade científica sobre a necessidade de se confirmar cientificamente essa nova nascente e se fazer a necessária divulgação dos novos dados sobre a nascente e, conseqüentemente, sobre a extensão do rio Amazonas. De posse dos dados da expedição de Saldanha e Werneck, o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) passou, a partir de 1995, a investigar sobre o verdadeiro local da nascente do Amazonas.

Em 1996, o polonês Jacek Palkiewicz, membro da Royal Geographic Society, coordenou a expedição denominada *Amazon Source'96* que contou com o apoio da Sociedade Geográfica de Lima e por pesquisadores da Pontifícia Universidade Católica de Lima, do Departamento de Hidrografia Militar do Peru e da Academia Russa de Ciências. No alto rio Lloqueta, uma extensão do rio Apurimac, os pesquisadores fizeram medidas hidrogeológicas cuidadosas, identificaram os riachos Carhuasanta e Apacheta como formadores do rio Lloqueta e mediram suas vazões, indicando que o segundo é cerca de duas vezes mais caudaloso que o primeiro. Alcançaram o que consideraram a nascente do rio Amazonas, no Nevado Quehuisha, nas cabeceiras do Apacheta, identificado pelas coordenadas geográficas 15° 31' 05" S e 71° 45' 55" W a uma altitude de 5.170 metros acima do nível do mar (PALKIEWICZ, 2007). Em 1999, a Sociedade Geográfica de Lima reconheceu oficialmente a descoberta de Palkiewicz e sua equipe .

Outras expedições científicas foram realizadas no sentido de desvendar a verdade sobre a nascente desse grande rio. No ano de 2000, uma expedição com 22 pesquisadores de cinco países – USA, Peru, Canadá, Espanha e Polônia – e várias instituições científicas, entre elas a National Geographic Society e a Smithsonian Institution, confirmaram o Nevado Mismi como o local da nascente do Amazonas. Os dados dessa expedição homologaram as informações levantadas anteriormente de que o Amazonas possui, pelo menos, 90 km a mais do que se julgava até então, em razão de sua nascente estar situada mais para a direção sul. A extensão do rio Amazonas, ainda considerando a nascente no Monte Huagra, foi estabelecida em 6.750 km. Com esse acréscimo de 90 km, o Amazonas passa, então, a ter 6.840 km de extensão, superando, definitivamente, os 6.695 km do rio Nilo, passando a ser considerado o maior rio do mundo não apenas em volume de água, mas também em extensão (SMITH, 2000).

Em 2005 foi realizada a primeira expedição científica totalmente sul-americana com o objetivo de explorar as cabeceiras do rio Amazonas. Participaram pesquisadores do Brasil, Bolívia, Peru, Colômbia, Equador, Venezuela, Guiana, Suriname e Guiana Francesa. Organizada pela Organização Sócio-Ambiental e Expedições Científicas (Ambi), a expedição teve o apoio da Organização do Tratado de Cooperação Amazônica (OTCA), Ministérios do Meio Ambiente e dos Transportes do Brasil, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA), Agência Nacional de Águas (ANA), Instituto Brasileiro do Meio Ambiente (IBAMA) e Universidades Federais do Amazonas e do Acre. A expedição confirmou nova medida para o Amazonas, indicando que este seria, de fato, o maior rio do mundo com, pelo menos, 50 km de extensão a mais que o Nilo (PALKIEWICZ, 2007).

Em 2007, cientistas do INPE, da ANA e do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), acompanhados por cientistas peruanos designados oficialmente pelo governo do Peru, participaram de uma nova expedição à Cordilheira dos Andes organizada pela produtora de documentários RW Cine, dos documentaristas Paula Saldanha e Roberto Werneck. O objetivo principal foi realizar medidas detalhadas no local para desfazer uma dúvida fundamental na determinação da nascente do rio Amazonas: há duas quebradas (córregos) que podem originar o Rio, a quebrada Carhuasanta, no nevado Mismi, a cerca de 5.600 m de altitude, e a quebrada Apacheta, distante cerca de 10 km a noroeste, no nevado Queuisha, a uma altitude de cerca de 5.500 m. Uma série de estudos foi realizado nas duas

quebradas; as tendências indicam que Apacheta seria o local da “verdadeira” nascente do rio Amazonas. Como resultados desta expedição, o INPE concluiu as medições com imagens de satélites que indicam o Amazonas como o maior rio do mundo. Segundo a metodologia do trabalho, o Amazonas tem 6.992 quilômetros de extensão enquanto o Nilo atinge 6.852 quilômetros (INPE, 2008).

O maior rio do mundo se origina, curiosamente, em uma das regiões mais inóspitas do planeta, no encontro dos desertos de Nasca e Atacama, na Cordilheira de Chila, nos Andes, ao sul do Peru. Antes de penetrar em território brasileiro, atravessa praticamente todo o Peru no sentido sul-norte. As quebradas Apacheta e Carhuasanta se unem para originar o rio Lloqueta que logo depois recebe o nome de Apurimac, no departamento peruano de Arequipa. Descendo as montanhas andinas, recebe os nomes de Ene e Tambo. Na divisa dos departamentos de Junin e Ucayali, une-se ao rio Urubamba e passa a receber a denominação de Ucayali. Próximo à cidade de Nauta, no departamento de Loreto, já na região equatorial, une-se ao rio Marañon, formando o Amazonas peruano; a partir daí segue no sentido oeste-leste. Após receber as águas do rio Napo e entrar no Brasil, recebe a denominação de Solimões até encontrar o rio Negro, com suas caudalosas águas escuras, a cerca de 30 km a leste de Manaus (AM); a partir daí, até à sua foz, passa a receber a denominação de Amazonas.

Desde a nascente, o rio Amazonas percorre, aproximadamente, 1.900 km até atingir a planície peruana. Nesse trecho, executa uma descida de cerca de 5.440 m; daí em diante, até ao oceano Atlântico, apresenta um desnível de, apenas, 60 m.

O Amazonas possui quase 7.000 afluentes ao longo de todo o seu percurso. No Brasil, os principais são Iça, Japurá, Negro, Trombetas, Paru e Jari, pela margem esquerda; Javari, Jatui, Juruá, Tefé Madeira e Xingu, pela margem direita. Possui cerca de 25.000 km de rios navegáveis, sendo que o próprio Amazonas é navegável por navios de grande porte desde sua foz até à altura da cidade de Iquitos, na Amazônia peruana (DOMINGUEZ, 2004).

A vazão do rio Amazonas é cerca de 60 vezes maior que a do segundo maior rio do planeta, o Nilo. Na altura da cidade de Óbidos (PA), no chamado Estreito de Óbidos, onde o rio possui sua menor largura - 1.800 m - a vazão é cerca de 200.000 m³/s e apresenta sua maior profundidade, atingindo 50 m. A largura do rio é muito variável, podendo, por exemplo, oscilar entre 13 e 50 km, em frente à cidade de Manaus (AM), dependendo da

estação seca ou chuvosa, respectivamente. Esse mesmo fator influencia na altura das águas; a altura média é 10 m, podendo atingir 16 m nos períodos chuvosos.

Já na sua foz, em frente à cidade de Macapá (AP), sua largura mede cerca de 10 km. Mas a região da foz tem, literalmente, dimensões amazônicas: a boca do rio mede cerca de 330 km de extensão, desde o cabo Norte (AP) até a ponta da Tijoca (PA). No meio desse trajeto encontra-se a ilha de Marajó, com cerca de 40 mil km². O volume de águas e sedimentos transportados é impressionante. Estima-se que o rio joga no Atlântico, todos os anos, cerca de 6,3 trilhões de metros cúbicos de água (16% de toda a descarga mundial) e 1,2 bilhão de toneladas de sedimento (DOMINGUEZ, 2004).

A identificação precisa da origem do rio Amazonas, assim como a definição do local exato onde termina sua foz, são as informações que faltam para se determinar a verdadeira extensão do Rio. Entretanto, as informações obtidas até o presente, já permitem afirmar que este é o maior rio do mundo em extensão e em volume de água.

3.4. CLIMA VEGETAÇÃO E HIDROGRAFIA

O clima predominante na região amazônica é caracterizado por uma combinação de vários fatores físicos e geográficos, onde o mais importante é a disponibilidade de energia solar. Cortada de um extremo a outro pela linha do equador e caracterizada por uma imensa área plana, situada praticamente ao nível do mar, a região Norte apresenta clima quente e úmido com sensação de calor o ano todo, em praticamente toda a sua extensão geográfica, com temperaturas atingindo freqüentemente os 35°C no período de setembro a dezembro, caracterizado pela maior incidência de calor.

A região possui, praticamente, apenas duas estações: verão e inverno. No inverno, a temperatura média mantém-se elevada, superior a 22°C. Entretanto, durante a noite, tem-se registrado valores em torno de 12°C nas áreas meridionais que vão do Acre ao Pará, em virtude da presença das chamadas frente frias que chegam à região após transporem a cordilheira dos Andes (SILVA, 2005).

Embora caracterizada por temperaturas elevadas, a Amazônia possui o maior regime chuvoso do continente americano com média de, aproximadamente, 2.300 mm/ano com

incidência de cerca de 3.500 mm/ano na região fronteira com a Colômbia e a Venezuela, onde não existem períodos de seca. Esses índices elevados de precipitação são devidos à ascensão orográfica da umidade, transportada pelos ventos alísios de leste da Zona de Convergência Intertropical. Na região costeira, compreendida pelo litoral do Pará e do Amapá, a precipitação também é elevada devido à influência das linhas de instabilidade formadas ao longo da costa, no período da tarde, e forçadas pela brisa marítima (NIMER, 1989).

A área de amostragem, na foz do rio Amazonas, localiza-se na faixa equatorial, apresentando clima quente e superúmido, com pouca variação térmica. A temperatura média oscila em torno de 28° C a 30° C, destacando-se, a exemplo de toda a região amazônica, os meses de setembro a dezembro com as temperaturas mais elevadas. Em relação à pluviosidade, o volume médio anual gira em torno de 2.500 mm/ano, sendo os meses de janeiro a junho os mais chuvosos, com destaque para março que apresenta o maior índice pluviométrico médio (QUEIROZ, 2003).

O litoral estuarino do Amapá apresenta um conjunto vegetacional próprio, moldado pela dinâmica do rio Amazonas onde tem-se, predominantemente, campos naturais e florestas de várzea. Os campos naturais apresentam a predominância de herbáceas assim como, em menor escala, extratos arbóreo-arbustivos e ilhas de mata com tamanho e forma variadas. Em sua totalidade, o cerrado do Amapá é marcado por características físico-naturais que guardam relativa uniformidade ao longo de sua distribuição espacial, ressalvadas as particularidades que se refletem em tipologias individualizadas, reflexo de um processo evolutivo ainda pouco estudado. Deve ser levado em conta o fato de que diferentes tipologias dominantes devem ser consideradas como conjuntos fisiográficos que podem servir de indicadores primários para a definição de áreas prioritárias para uso sustentável e conservação da biodiversidade (QUEIROZ, 2003).

As florestas de várzea constituem ecossistemas associados às planícies de inundações dos rios e igarapés de água clara do estuário amazônico com uma estrutura exuberante, rica diversidade e um grande patrimônio genético. São submetidas diariamente a um ciclo de marés de água doce sendo carregada, para essas áreas, uma grande quantidade de material sedimentar. As florestas de terra firme, embora sendo um componente dominante na paisagem amazônica, estão presentes apenas em pequenas regiões do setor estuarino, geralmente em contato com os campos herbáceos e arbustivos e o cerrado (IEPA, 2004). A figura 3.5a

representa um mapa de vegetação do setor costeiro estuarino da região investigada e sua legenda é mostrada na figura 3.5b.

A rede hidrográfica constitui um elemento importante na paisagem física e econômica da região. O porto de Santana, o principal do Amapá, situado no Município de Santana (AP), fica em frente ao canal Norte do rio Amazonas, que lança suas caudalosas águas no oceano Atlântico e, apesar do volume d'água abundante, as cheias na região são moderadas, não se verificando grandes inundações. A área de estudo é cortada por vários igarapés que constituem, geralmente, um curso d'água estreito e, por vezes, muito sinuoso, navegado apenas por pequenas embarcações.

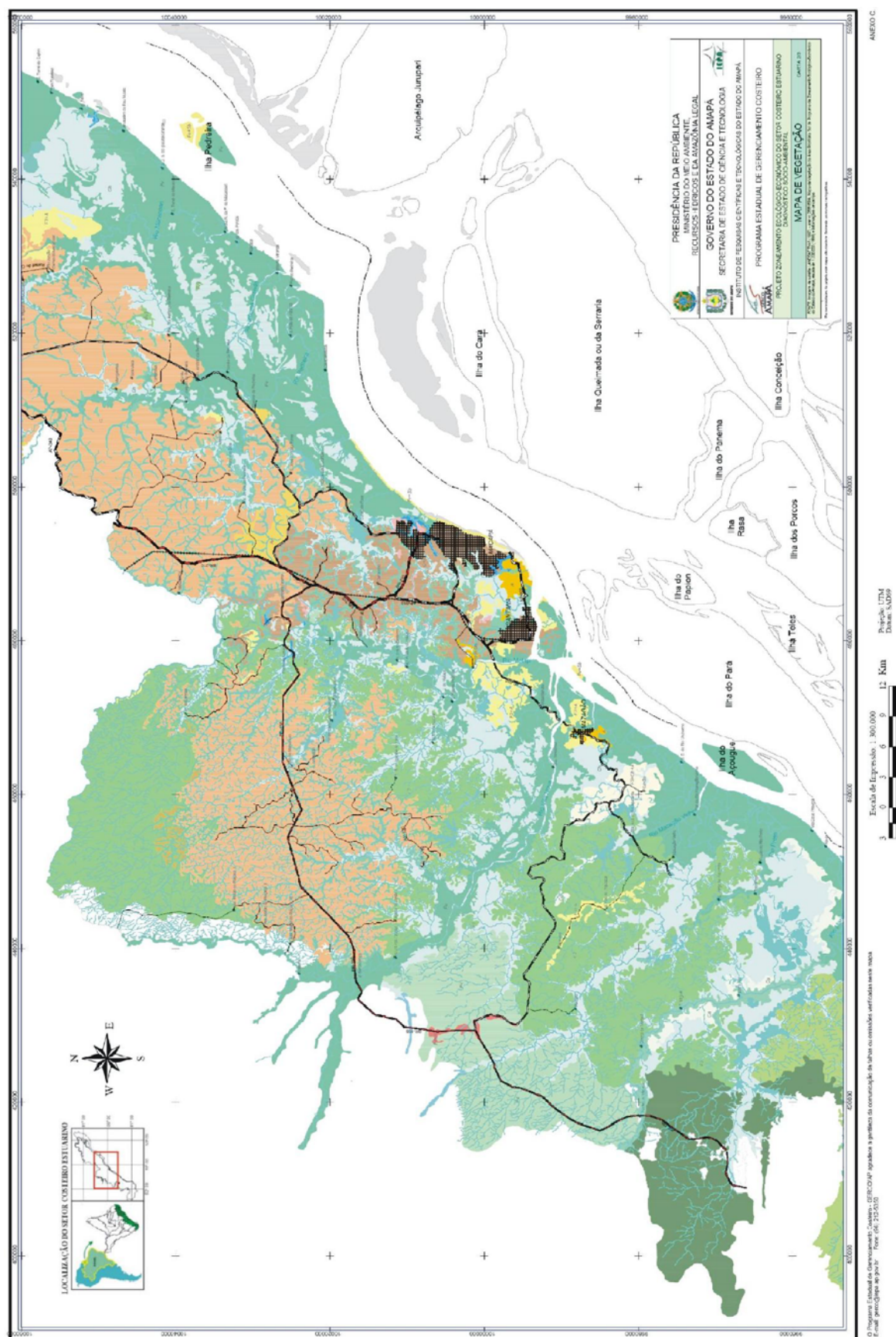


Figura 3.5a – Mapa de vegetação do setor costeiro-estuarino do rio Amazonas (IEPA, 2004).

LEGENDA DO MAPA DE VEGETAÇÃO

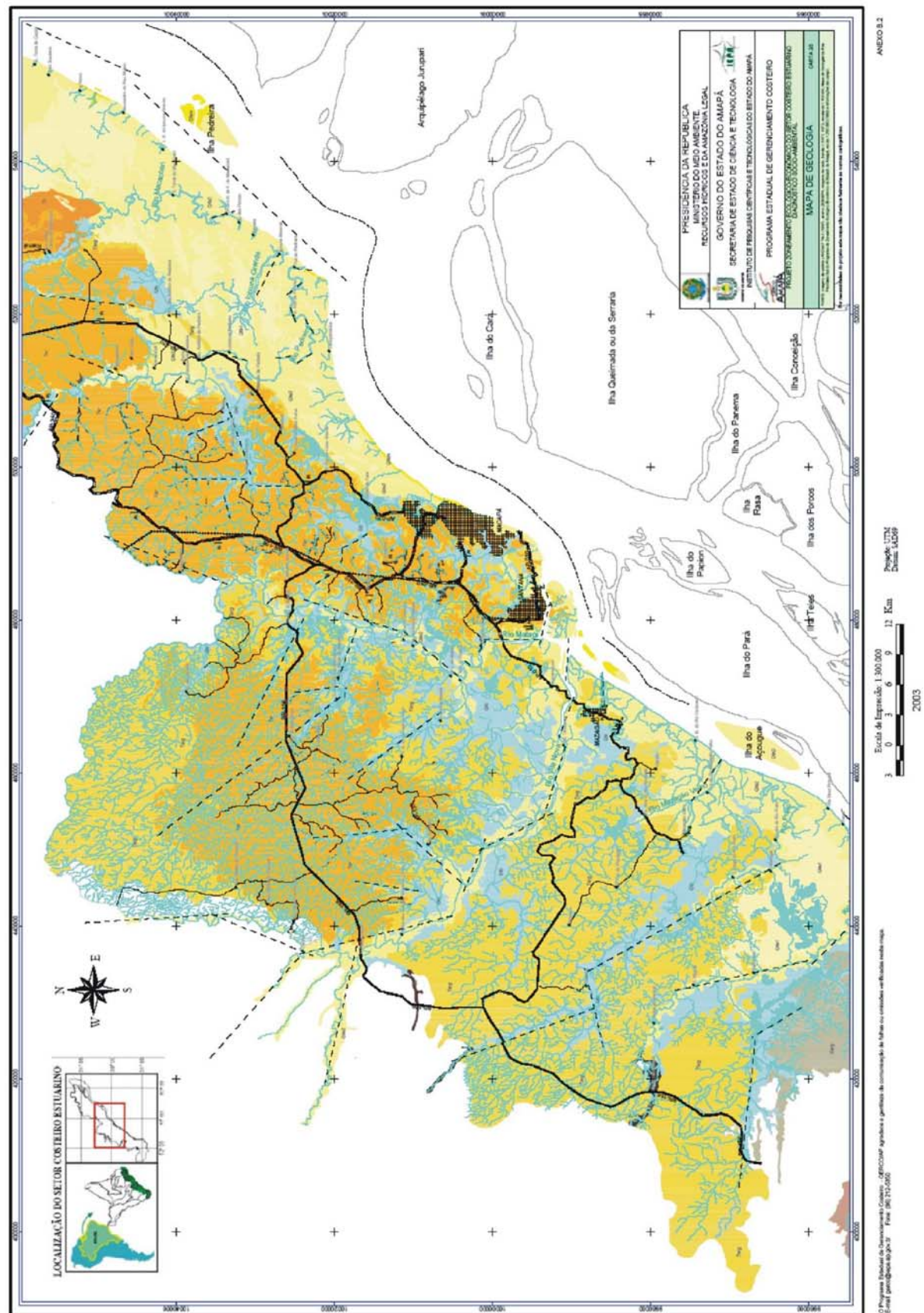


Figura 3.5b – Legenda do mapa de vegetação do setor costeiro-estuarino do rio Amazonas (IEPA, 2004).

3.5. ASPECTOS GEOLÓGICOS

A área de estudo está inserida na planície fluviomarinha Macapá/Oiapoque, que está assentada sobre sedimentos tércio-quaternários da Formação Barreiras e suas exposições podem ser facilmente verificadas nas falésias ativas e inativas ocorrentes na orla das cidades de Macapá e Santana. A área é constituída por três unidades distintas com sedimentos argilo-arenosos, que constituem a base da formação, sedimentos areno-argilosos e sedimentos arenosos e conglomeráticos (IEPA, 2004). A designação “Barreiras”, consagrada pelo uso na nomenclatura brasileira, compreende uma grande variedade de sedimentos que ocorrem ao longo do litoral brasileiro, desde o Amapá até o Rio de Janeiro, e forma a maioria das terras firmes localizadas às margens do rio Amazonas e seus afluentes. A figura 3.6a representa um mapa de geologia da região estuarina, na área de estudo, e sua legenda é mostrada na figura 3.6b.

Nos solos da região existe a presença de ferro e alumínio, acumulados após a lixiviação da cal. Esses tipos de solos são formados em regiões caracterizadas por precipitações pluviais abundantes e com períodos de seca bem definidos em toda a região. O processo de laterização originando a formação de hidróxidos de ferro e de alumínio é desconhecido em regiões temperadas (QUEIROZ, 2003).



LEGENDA DO MAPA DE GEOLOGIA

ERA	PERÍODO	DESCRIÇÃO
CENOZÓICO	QUATERNÁRIO	Qa Depósitos de Aluviões - sedimentos arenosos, areno-argilosos e argilosos encontrados nos leitos dos rios e nas cabeceiras de drenagens.
		Qfem Depósitos de Planície Flúvio-Estuarina e Flúvio Marinha - sedimentos pelíticos (argila e silte) silíticos-arenosos e arenosos em áreas de acreção e assoreamento ocorrendo como planícies e bancos. Formação de canais de maré.
		Qfe2 Depósitos de Planície Flúvio-Estuarina 2 - sedimentos pelíticos (argila e silte) a silíticos-arenosos coloração cinza na base e amarelada no topo, em áreas de várzea, influenciados diariamente total ou parcialmente pelas marés.
		Qfe1 Depósitos de Planície Flúvio-Estuarina 1 - sedimentos pelíticos (argila e silte) de coloração cinza amarelada, influenciados sazonalmente pelas águas pluviais e/ou eventualmente pelas marés, distribuídos ao longo dos campos inundáveis.
		Qfc Depósito de Planície Fluvial Antiga - sedimentos argilosos a argiloso-arenosos de coloração cinza, contendo restos orgânicos vegetais, localmente ocorrem camadas arenosas subsuperficialmente. Associam-se as áreas denominadas localmente de "ressacas" e correspondem a depósitos de antigas rias afogadas.
		Tc Formação Barreiras - sedimentos arenosos e conglomeráticos que ocorrem no Município de Cutias.
	TERCIÁRIO	Tar Formação Barreiras - sedimentos areno-argilosos, semi-inconsolidados, de coloração amarelo-avermelhada contendo lentes e níveis centimétricos de microconglomerados e conglomerados para o topo do perfil. Concreções lateríticas distribuem-se principalmente no contato entre porções mais argilas e mais arenosas.
		Targ Formação Barreiras - sedimentos argilosos, semi-inconsolidados, de coloração cinza esbranquiçada, mosqueados, gradando para sedimentos argilo-arenosos para o topo, contendo concreções lateríticas. Localmente são encontradas lentes argilosas de coloração cinza escura, contendo restos de vegetais.
		Kc Formação Alter do Chão - depósitos conglomerados com matriz caulinitica ferruginosa e arenitos microconglomeráticos.
	MESOZÓICO	CRETÁCEO
Karg Formação Alter do Chão - depósitos areno-argilosos e argilo-arenosos contendo rânulos de quartzo dispersos e arenitos microconglomeráticos com matriz argilosa caulinitica,. Capeamento por crosta laterítica.		

SÍMBOLOS/CONVENÇÕES

Rodovia Federal Pavimentada

Rodovia Federal não Pavimentada

Rodovia Estadual Pavimentada

Rodovia Estadual não Pavimentada

Ramal

Ferrovia

Limite Estadual

Sedes Municipais

Lagos

Drenagem

Comunidades/Localidades

Falhas e Fraturas

Extração Mineral

Ar - Areia

Casc - Cascalho

Arg - Argila

At - Aterro

Ba - Barro

Pi - Piçarra

Pj - Pedra jacaré

Figura 3.6b – Legenda do mapa de geologia do setor costeiro-estuarino do rio Amazonas (IEPA, 2004).

4

TÉCNICAS ANALÍTICAS

Para o desenvolvimento analítico deste trabalho, foram feitas amostragens de sedimentos e de água intersticial. Nas amostras de água foram determinadas suas características básicas. Os testemunhos de sedimentos foram preparados adequadamente para serem feitas análises relacionadas à determinação do teor de água, porosidade, granulometria, coloração, matéria orgânica e principais óxidos, além da quantificação do ^{210}Pb e do ^{238}U presentes nas amostras sedimentares.

4.1. AMOSTRAGEM E PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

Os pontos de amostragem de sedimentos foram selecionados na foz do rio Amazonas, em locais de acesso permitido pelas condições ambientais e onde seria possível realizar a amostragem, uma vez que, nessa região, os ventos são muito intensos, com influência de marés elevadas e com a presença constante de ondas altas. Por outro lado, a escolha dos locais de amostragem também obedeceu à idéia de se distribuir esses pontos em posições de diferentes características, no que se refere à ação natural do fluxo do Amazonas.

Todos os pontos de amostragem foram situados às margens do rio, em regiões cobertas pela água nos períodos de maré cheia e descobertos totalmente nos períodos de maré baixa. As amostragens foram realizadas nos períodos de maré totalmente baixa. A figura 4.1 apresenta fotos ilustrativas dos locais de amostragem.

Foram definidos três pontos de coleta de testemunhos de sedimentos, conforme mostrado na figura 3.1, cuja localização foi georreferenciada através de GPS. O primeiro

situado na orla da cidade de Macapá (AP), em um local onde há circulação de banhistas e onde o fluxo do Amazonas é relativamente bem comportado; foi identificado por AMZ-1, de coordenadas 00° 00' 6,4" S e 51° 03' 36,9" W.

O segundo – AMZ-2 – foi situado na zona rural, em uma região de dinâmica intensa, em um arquipélago denominado Jurupari, pertencente ao grande arquipélago do Marajó (PA), onde há fluxo de navios de grande porte. Está localizado na margem oposta do rio, em relação ao primeiro, e mais próximo do oceano, cujas coordenadas são 00° 11' 40,4" N e 50° 37' 13,4" W.

A terceira coleta de amostras foi realizada em uma reserva biológica denominada Parazinho, situada no arquipélago do Bailique, bem próximo à saída para o oceano, à margem esquerda do canal principal, a exemplo do primeiro ponto de coleta. Foi identificado por AMZ-3, e localizado pelas coordenadas 00° 54' 12,8" N e 50° 00' 01" W.

Os testemunhos foram obtidos através de um testemunhador de PVC com diâmetro de 75 mm, introduzido à percussão, para posteriormente ser removido com o testemunho em seu interior. Cada testemunho foi retirado em coluna de 1,0 m de profundidade. A coluna sedimentar foi fatiada em amostras de 10 cm cada, tendo-se cortado o tubo contendo o testemunho para depois retirar o sedimento. As amostras foram acondicionadas em sacos plásticos, lacradas, devidamente identificadas por sua profundidade, e pesadas ainda úmidas.



Figura 4.1 – Vista dos locais de coleta dos testemunhos de sedimentos AMZ-1, AMZ-2 e AMZ-3.

Em cada local de amostragem de sedimentos também foram coletadas amostras de água intersticial, drenada naturalmente para o interior da perfuração deixada pelo testemunhador, após sua retirada.

As amostras de cada testemunho foram secas em estufa a uma temperatura de 110° C, desagregadas em gral de porcelana, homogeneizadas e pesadas. Após, foram separadas alíquotas para determinação dos principais óxidos por fluorescência de raios X, determinação de matéria orgânica e quantificação de urânio, polônio e chumbo. Cada amostra foi submetida à classificação granulométrica e análise de coloração.

As amostras de água foram encaminhadas ao laboratório para determinar alguns parâmetros característicos como cátions e ânions dissolvidos, pH e condutividade.

4.2. TEOR DE ÁGUA E POROSIDADE

A porosidade (p) é definida como sendo o volume de vazios, ou o espaço não ocupado pelo conjunto de componentes orgânicos e inorgânicos. É calculada pela razão entre o volume de vazios e o volume total (varia de 0 a 100%), ou seja:

$$p = (V_{\text{vazios}}/V_{\text{total}}) \times 100 (\%). \quad (4.1)$$

Uma alternativa para o cálculo da porosidade em amostras de sedimento de fundo é apresentada em Argollo (2001) e foi utilizada neste trabalho. Portanto, a porosidade pode ser calculada por:

$$p = \frac{m_{\text{saturada}} - m_{\text{seca}}}{m_{\text{saturada}} + m_{\text{seca}} \left(\frac{\rho_a}{\rho_s} - 1 \right)} (\%) \quad (4.2)$$

sendo m a massa do sedimento e ρ_a a densidade da água intersticial ($\cong 1,0 \text{ g/cm}^3$). ρ_s é a densidade real do sedimento; seu valor médio, para efeito de cálculos, é $2,65 \text{ g/cm}^3$, isto porque os constituintes minerais predominantes nos solos são o quartzo, os feldspatos e os silicatos de alumínio coloidais, cujas densidades estão em torno desse valor (KIEHL, 1979).

Um outro parâmetro de grande importância na avaliação da porosidade é o teor de água, que corresponde à porcentagem de água na amostra. Na prática, pode ser calculado por:

$$[(m_{\text{saturada}} - m_{\text{seca}})/m_{\text{saturada}}] \times 100 (\%) \quad (4.3)$$

4.3. GRANULOMETRIA E COLORAÇÃO

A análise das dimensões das partículas é importante, pois permite deduzir indicações preciosas, entre outras, sobre a proveniência (disponibilidade de determinados tipos de partículas e sobre as rochas que lhes deram origem), sobre o transporte (de acordo com a resistência das partículas, sua composição e alteração química), e sobre os ambientes deposicionais. Neste caso, a importância da granulometria está, especialmente, na imobilização dos metais, ou seja, na possibilidade de adsorção de diferentes metais aos sedimentos, de acordo com as dimensões dos grãos.

A classificação granulométrica foi feita através de peneiramento, com base na escala de Udden-Wentworth (LIMA, 2000), utilizando um conjunto de peneiras calibradas em mesh que permite obter a massa sólida em cada faixa de tamanho de grãos. A tabela 4.1 mostra as classes nominais/tamanho dos grãos estabelecidos pela escala adotada e sua relação com a abertura das peneiras utilizadas no procedimento de granulometria.

Tabela 4.1 – Classificação granulométrica segundo a escala de Udden-Wentworth.

Classes nominais	Tamanho dos grãos(mm)	Mesh
Grânulo	4,000 – 2,000	10
Areia muito grossa	2,000 – 1,000	18
Areia grossa	1,000 – 0,500	35
Areia média	0,500 – 0,250	60
Areia fina	0,250 – 0,125	120
Areia muito fina	0,125 – 0,062	230
Silte grosso	0,062 – 0,031	400
Silte médio	0,031 – 0,016	–

A coloração dos sedimentos é uma característica importante para seu reconhecimento e descrição, uma vez que está relacionada com seus principais constituintes. Por exemplo,

sedimentos arenosos, ricos em quartzo, apresentam aspecto claro; aqueles cuja composição predominante é o calcário têm coloração branca, amarelada ou cinzenta; colorações que vão do amarelo ao vermelho são características de sedimentos contendo óxido de ferro e alumínio; já os argilosos, dependendo da natureza do óxido presente, podem apresentar coloração branca, acinzentada, amarela, vermelha ou esverdeada; coloração escura poderá estar relacionada com a presença de magnetita ou, ainda, com a quantidade de matéria orgânica presente. Portanto, a cor exibida por uma amostra de sedimento é o resultado da mistura das cores de suas partículas constituintes (LIMA, 2000).

As amostras de sedimentos foram classificadas, quanto à coloração, através do sistema MUNSELL, empregando tabelas baseadas nas variáveis matiz, brilho e pureza das cores.

4.4. 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).

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.

4.5. CARACTERIZAÇÃO DAS ÁGUAS

As amostras de água coletadas nos locais de amostragem foram encaminhadas a laboratório para determinar alguns parâmetros característicos como cátions e ânions dissolvidos, pH e condutividade. As análises de Ca^{2+} , Mg^{2+} , SO_4^{2-} , NO_3^- , Cl^- , HCO_3^- , pH e condutividade foram feitas pelo Laboratório Analítico da Companhia de Água e Esgoto do

Estado do Amapá (CAESA/GERCOQ) e as análises de Na^+ e K^+ foram realizadas no Laboratório de Isótopos e Hidroquímica (IGCE/UNESP).

4.6. DETERMINAÇÃO DO ^{210}Po e ^{210}Pb

A quantificação do ^{210}Pb , presente nas amostras, foi realizada de maneira indireta através da determinação, por espectrometria alfa, do ^{210}Po , um produto de decaimento da série radioativa do urânio-238 e “neto” do ^{210}Pb (Figura 2.1).

A meia-vida do ^{210}Po é de 138,4 dias, aproximadamente, e decai para o elemento 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; ÖLMEZ; YENER, 1996).

A 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. Uma vez 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 .

4.6.1. Digestão dos Sedimentos

O processo de digestão dos sedimentos compreende o ataque químico das amostras com o objetivo de 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 forma eficiente utilizando misturas ácidas menos agressivas (AGUIAR; MARINS; ALMEIDA, 2007; TEÓDULO et al., 2003; SASTRE et al., 2002).

Foi separada uma alíquota de 0,5 g de cada amostra de sedimento em um béquer de teflon e foi adicionado 1ml de água deionizada e 2 ml de água régia (3:1-HCl:HNO₃). A seguir 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; A seguir, foram adicionados 200 µl do traçador radioativo (*spike*) ²⁰⁹Po com atividade de 8 dpm/200 µl, para possibilitar a identificação do ²¹⁰Po através de espectrometria alfa; a solução foi aquecida a 100°C em chapa aquecedora até a total evaporação da porção líquida.

Para separar o Fe³⁺ presente na amostra, foram adicionados 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; 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.

4.6.2. Deposição do Polônio em Lâminas de Cobre

Os procedimentos anteriores resultaram em uma solução contendo polônio em ácido clorídrico 8M. A essa solução foram adicionados 40 ml de água deionizada; a seguir foram adicionados 5 ml de hidroxilamina cloridrato 20% e 2 ml de citrato de sódio 25% com posterior ajuste do pH para cerca de 2, por meio de solução concentrada de amônia.

Em seguida, foi introduzido na solução um disco contendo uma das faces recoberta por uma lâmina de cobre, de modo que a face de cobre ficasse voltada para cima, possibilitando a deposição do polônio. A deposição em apenas uma das faces do disco permite o aumento da sensibilidade da medida e reduz o tempo de contagem (FLYNN, 1968, apud LIMA, 2000). A solução contendo o disco de cobre foi mantida sob agitação constante em uma chapa aquecedora a uma temperatura entre 85 e 90°C, por um período de 90 minutos,

para ocorrer a deposição. Após isso, o disco foi retirado da solução, lavado com água deionizada e seco sob lâmpada infravermelha de secagem.

Ao término desses procedimentos, a deposição do polônio está concluída e sua quantificação pode ser realizada por espectrometria alfa. A figura 4.2 apresenta um fluxograma sucinto da metodologia empregada para a extração do polônio.

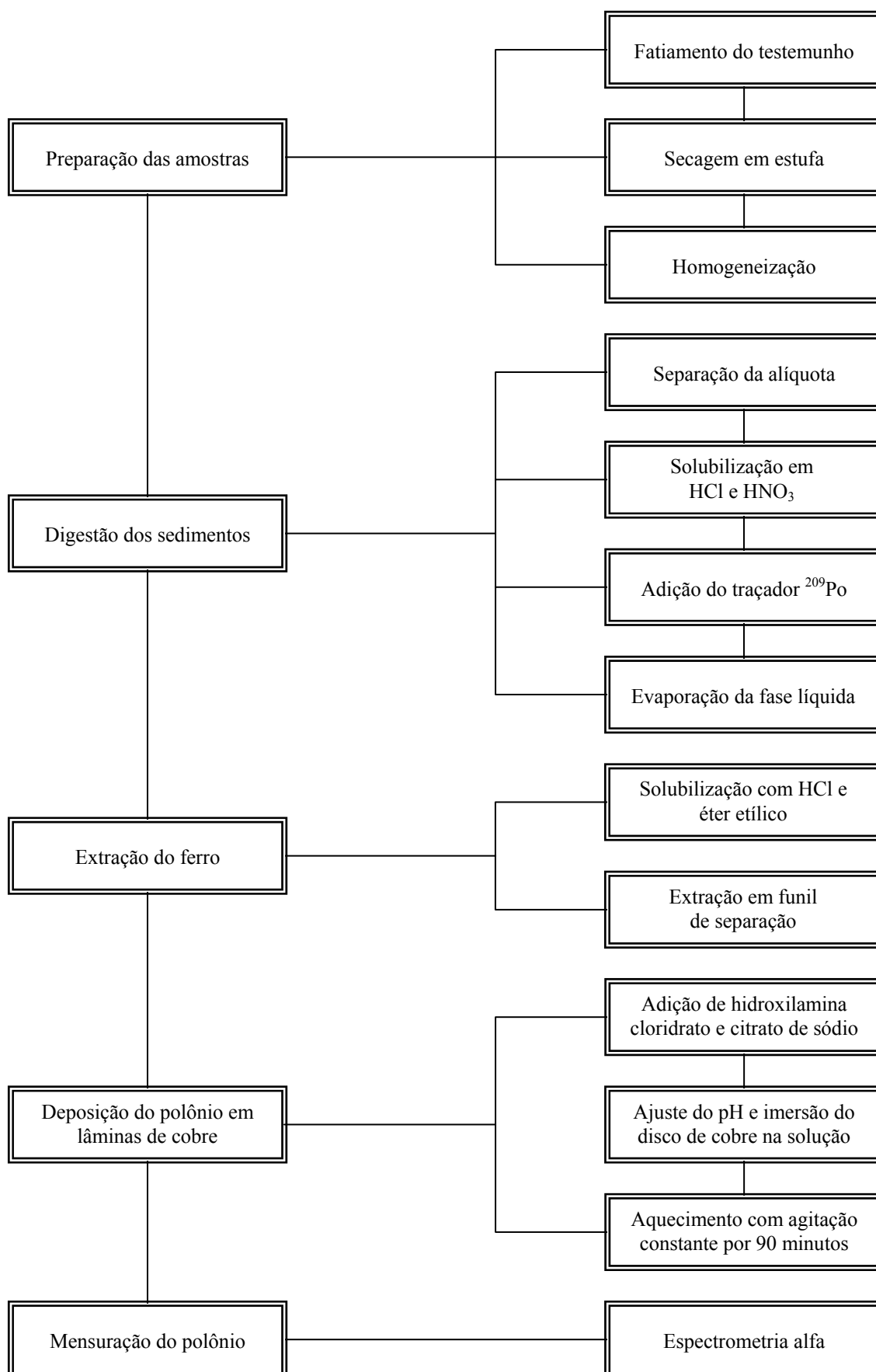


Figura 4.2 – Fluxograma da metodologia de mensuração do ^{210}Po por espectrometria alfa (Adaptado de Almeida, 2003).

4.6.3. Mensuração do Polônio por Espectrometria Alfa

A quantificação do ^{210}Pb foi realizada indiretamente através da espectrometria alfa do ^{210}Po depositado nas lâminas de cobre, levando em consideração a existência de equilíbrio radioativo. Essa técnica apresenta uma série de vantagens: elevada sensibilidade em relação à contagem beta; possibilidade de usar o ^{209}Po para controlar o rendimento durante a separação química; facilidade de identificação do ^{210}Po , sem erros, devido à sensibilidade da espectrometria alfa; simplicidade de extração do ^{210}Po dos sedimentos.

As lâminas de cobre apresentam uma camada de material depositado extremamente fina e uniforme, o que propicia um ambiente adequado para a espectrometria nuclear, tornando muito pequeno o livre caminho médio das partículas alfa, dificultando a auto-absorção das partículas na camada depositada.

Foi utilizado o sistema espectrométrico instalado no Laboratório de Isótopos e Hidroquímica do Departamento de Petrologia e Metalogenia do IGCE/UNESP, campus de Rio Claro. O sistema é composto por quatro detectores semicondutor de Si(Au), de fabricação Ortec, modelo BA-026-300-100, inseridos em câmaras cilíndricas conectadas a um vacuômetro/bomba de vácuo e contendo um porta-amostra destinado aos discos com o material radioativo a ser analisado. O detectores operam sob polarização reversa de 50 volts e foram polarizados por uma fonte de corrente contínua ajustável entre zero e 100 volts. A figura 4.3 mostra um diagrama esquemático do sistema espectrométrico.

Cada detector é ligado diretamente a um pré-amplificador através de um conector BNC-Microdot instalado na tampa da câmara de detecção; os pulsos negativos enviados pelo detector, provenientes dos pares elétron-lacuna gerados pelas partículas alfa que atingem a junção PN do diodo, são invertidos e amplificados no pré-amplificador e conduzidos a um amplificador que os amplifica até ao nível requerido pelo estágio seguinte, constituído por uma interface composta por um cartão ACE 2k da EG&G Ortec[®] acoplada a um microcomputador que utiliza um software analisador multicanal, composto de 1024 canais, responsável pela aquisição dos dados.

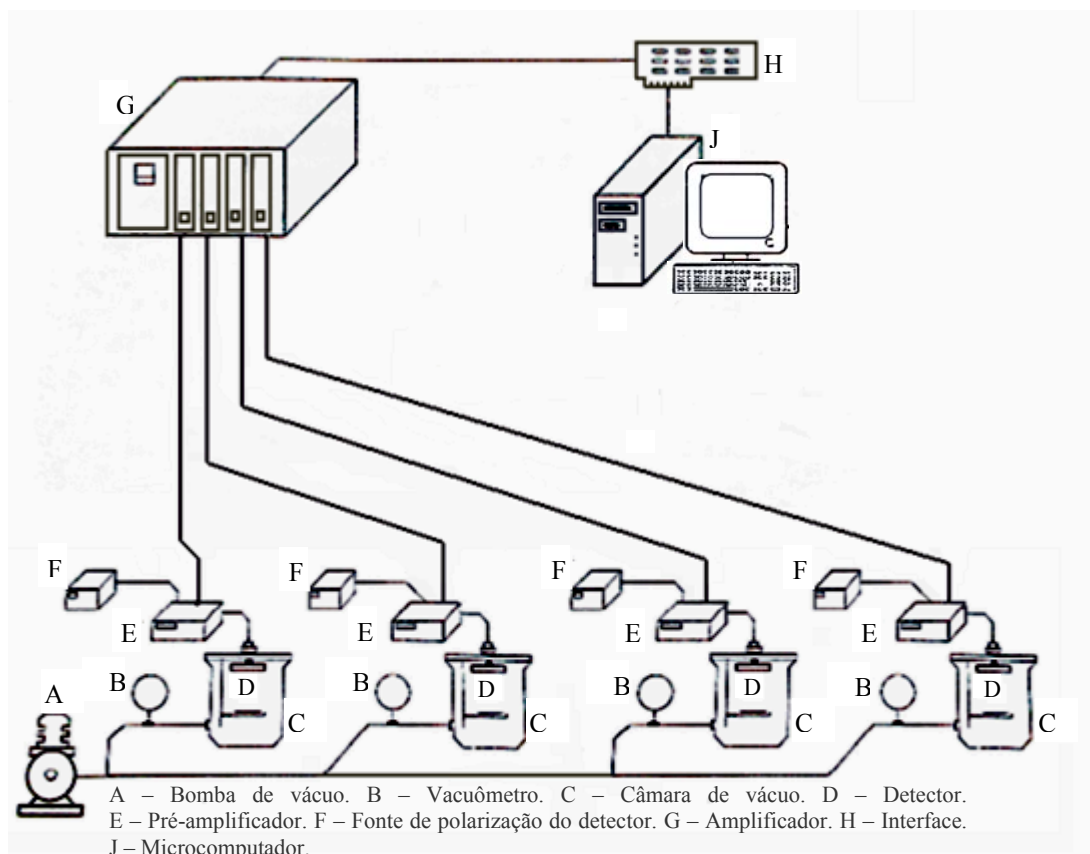


Figura 4.3 – Diagrama esquemático do sistema espectrométrico utilizado na espectrometria alfa para quantificação do ^{210}Po (Adaptado de Lima, 2000).

Para analisar os espectrogramas alfa obtidos através do sistema espectrométrico foi necessário determinar a radiação de fundo (*background*) nas regiões de pico do ^{210}Po e do traçador ^{209}Po para se ter a certeza de registrar somente as contagens líquidas referentes ao ^{210}Po e ^{209}Po , sem o acúmulo da radiação natural do ambiente. A radiação de *background* é a radiação presente no ambiente devida aos raios cósmicos, aos minérios radioativos naturais presentes na crosta terrestre, a elementos radioativos naturais suspensos na atmosfera e, ainda, em razão de explosões nucleares ocorridas nas últimas décadas por testes e acidentes nucleares.

4.6.4. Desvio Padrão das Contagens

Ao se analisar um pico, em um espectrograma alfa, o número total de contagens registrado (N') inclui as contagens da radiação emitida pelo elemento analisado acrescido das contagens referentes à radiação de *background* (B). As contagens “líquidas” (N), referentes à radiação do elemento analisado são obtidas por:

$$N = N' - B \quad (4.4)$$

Segundo Meyer (1975), o desvio padrão σ_N de um número finito N de contagens é expresso por $\sqrt{N}$, considerando que o número de contagens observadas obedece à distribuição de Poisson. Por outro lado, se uma grandeza Z é função de diversas outras grandezas determinadas experimentalmente, o erro individual de cada grandeza é propagado no resultado dos cálculos para determinar Z . Portanto, se $Z = f(x_1, x_2, x_3, \dots, x_i, \dots, x_n)$, a variância de Z é dada por:

$$\sigma^2(Z) = \sum_{i=1}^n \left(\frac{\partial Z}{\partial x_i} \right)^2 \sigma^2(x_i) \quad (4.5)$$

ou seja,

$$\sigma^2(Z) = \left(\frac{\partial Z}{\partial x_1} \right)^2 \sigma^2(x_1) + \left(\frac{\partial Z}{\partial x_2} \right)^2 \sigma^2(x_2) + \left(\frac{\partial Z}{\partial x_3} \right)^2 \sigma^2(x_3) + \dots + \left(\frac{\partial Z}{\partial x_n} \right)^2 \sigma^2(x_n) \quad (4.6)$$

O desvio padrão das contagens N pode, então, ser determinado através da aplicação da propagação de erros à expressão (4.4), o que resulta:

$$\sigma(N) = \sqrt{N + 2B} \quad (4.7)$$

4.6.5. O Princípio de Diluição Isotópica

Após a determinação do número de contagens (N) referente à radiação do ^{210}Po , através da interpretação dos espectrogramas, a atividade deste elemento poderá ser determinada em função da atividade conhecida do traçador ^{209}Po , através do princípio de diluição isotópica.

Pelo princípio de diluição isotópica, quando um número de átomos de um elemento X , cuja atividade corresponde a A_X , é misturado com uma outra quantidade de um isótopo Y , de atividade A_Y , a razão entre as contagens N_X e N_Y , obtidas para os isótopos X e Y , respectivamente, após a completa homogeneização da mistura, é dada por:

$$\frac{N_X}{N_Y} = \frac{A_X}{A_Y} \quad (4.8)$$

Então:

$$\frac{N_{210}}{N_{209}} = \frac{A_{210}}{A_{209}} \quad (4.9)$$

onde N é a taxa de contagem medida e A é a atividade do isótopo; os índices 209 e 210 se referem, respectivamente, aos elementos ^{209}Po e ^{210}Po . Portanto, pode-se determinar a atividade de ^{210}Po total contido na amostra, por:

$$A_{210} = A_{209} \left(\frac{N_{210}}{N_{209}} \right)_{\text{medido}} \quad (4.10)$$

onde A_{209} é um valor previamente conhecido.

A propagação de erros, calculada por intermédio da expressão (4.6), resulta:

$$\left(\frac{\sigma_{A_{210}}}{A_{210}} \right)^2 = \left(\frac{\sigma_{A_{209}}}{A_{209}} \right)^2 + \left(\frac{\sigma_{N_{210}}}{N_{210}} \right)^2 + \left(\frac{\sigma_{N_{209}}}{N_{209}} \right)^2 \quad (4.11)$$

onde:

$$\sigma_{N_{209}} = \sqrt{N_{209} + 2B_{209}} \quad (4.12)$$

$$\sigma_{N_{210}} = \sqrt{N_{210} + 2B_{210}} \quad (4.13)$$

4.7. DETERMINAÇÃO DO ^{238}U NOS SEDIMENTOS

Uma vez que o gás radônio (^{222}Rn) está presente na cadeia de decaimento radioativo do ^{238}U , sua difusão para a fase líquida, ou para a atmosfera, poderá comprometer a condição de equilíbrio radioativo entre seus antecessores e o ^{210}Pb , formado após o decaimento do ^{222}Rn (Figura 2.1), uma vez que somente uma parcela do radônio produzido nos sedimentos, pelo decaimento do ^{226}Ra , contribuirá para a formação do ^{210}Pb .

Por essa razão, para avaliar a produção de ^{210}Pb nas amostras de sedimentos, foi necessário quantificar o teor de ^{238}U (emissor gama de 4,195 MeV) em cada amostra. Para essa quantificação foi utilizada a espectrometria de raios gama devido à facilidade da técnica e à rapidez na aquisição dos dados. O método é simples, não destrutivo, não necessita a utilização de traçador radioativo e, ainda, possibilita a análise simultânea de diferentes radionuclídeos (DUARTE; BONOTTO, 2000).

O teor de urânio é mensurado através do ^{214}Bi e os resultados são expressos em termos de taxa de contagem ou em termos de concentração equivalente. Dessa forma, a determinação de urânio por meio da espectrometria de raios gama é indicada pelo prefixo “e” (equivalente), ou seja, em vez da indicação do elemento (U), indica-se o urânio equivalente (eU).

4.7.1. Preparação das Amostras

Após a desagregação e homogeneização, foram separadas pequenas quantidades das amostras de cada testemunho, pesadas e acondicionadas em caixas cilíndricas de alumínio, medindo 62 mm de diâmetro e 23 mm de altura, apropriadas para o sistema espectrométrico empregado. As caixas foram seladas hermeticamente para evitar o escape do gás radônio e deixadas em espera por cerca de 30 dias para possibilitar o equilíbrio radioativo entre o ^{226}Ra e os demais membros da cadeia radioativa de meia-vida mais curta.

Após atingir o equilíbrio radioativo, as caixas contendo as amostras foram inseridas, individualmente, no sistema de espectrometria gama para registro das contagens por um período de, aproximadamente, 24 horas.

4.7.2. Sistema de Espectrometria Gama

O sistema espectrométrico utilizado fundamenta-se na detecção, amplificação e contagem dos fótons produzidos a partir da interação da radiação gama com um cristal de iodeto de sódio ativado com tálio, NaI(Tl) , acoplado ao detector.

O sistema está instalado no Laboratório de Isótopos e Hidroquímica do Departamento de Petrologia e Metalogenia do IGCE/UNESP, campus de Rio Claro e encontra-se ilustrado na figura 4.4. É constituído por um detector de radiação, composto por um cristal NaI(Tl) de 50 mm de diâmetro, acoplado a uma válvula fotomultiplicadora. O detector está inserido em uma blindagem de chumbo, robusta - cuja finalidade é minimizar ao máximo a radiação de fundo -, e conectado a um pré-amplificador tipo Ortec, modelo 276. A polarização do detector foi realizada com a tensão de + 800 volts, fornecida por uma fonte de alta tensão tipo Ortec, modelo 478.

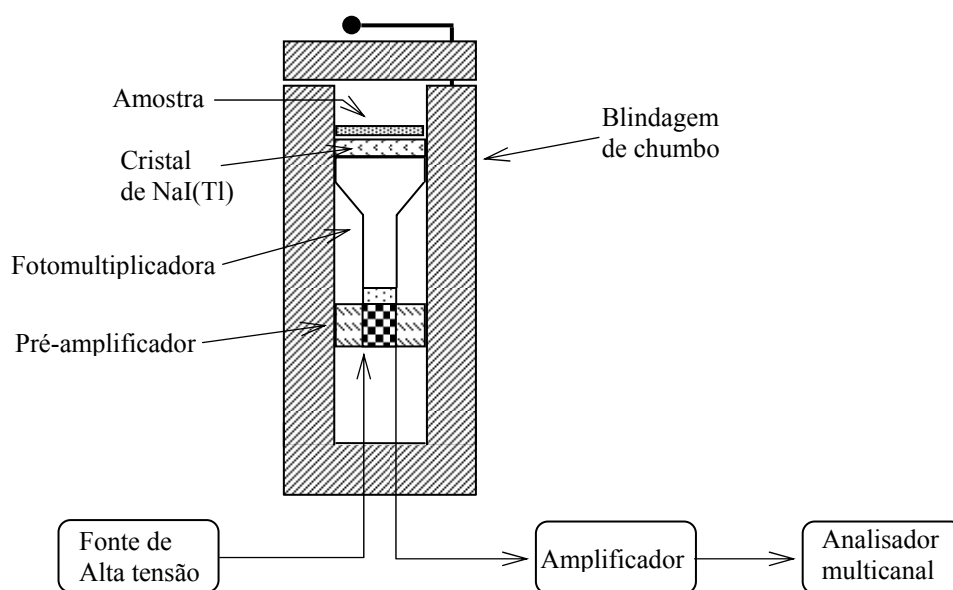


Figura 4.4 – Diagrama esquemático do sistema espectrométrico utilizado na espectrometria gama para quantificação do ^{238}U (Adaptado de Lima, 2000).

A amplificação do sinal enviado pelo pré-amplificador foi feita por uma unidade amplificadora tipo Ortec, modelo 485, que possui uma saída linear de pulsos e que foi programada para operar no modo unipolar. Os pulsos amplificados nesse estágio foram conduzidos a uma interface acoplada a um microcomputador e que promove a conversão do sinal para número de contagens. O processamento dos dados é realizado por intermédio do software Maestro II, da EG&G Ortec[®].

5

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados da avaliação de parâmetros físico-químicos feita nas amostras de sedimento e de água, além dos dados relativos à espectrometria alfa e gama e os gráficos lineares gerados a partir desses dados, utilizados no processo de determinação da taxa de sedimentação, são apresentados neste capítulo.

5.1. TEOR DE ÁGUA E POROSIDADE

A porosidade, definida como sendo o volume de vazios, ou o espaço não ocupado pelo conjunto de componentes orgânicos e inorgânicos, foi calculada pela equação (4.2) e o teor de água nos sedimentos, pela equação (4.3). Os resultados obtidos estão mostrados na tabela 5.1 e nos gráficos das figuras 5.1, apresentados a seguir.

Tabela 5.1 – Massa, teor de água e porosidade dos testemunhos.

Testemunho	Amostra	Profundidade (cm)	Massa saturada (g)	Massa seca (g)	Teor de água (%)	Porosidade (%)
AMZ-1	1-1	0 - 10	716,0	473,0	33,9	57,7
	1-2	10 - 20	724,0	578,5	20,1	40,0
	1-3	20 - 30	710,5	556,0	21,7	42,4
	1-4	30 - 40	721,0	552,5	23,4	44,7
	1-5	40 - 50	752,5	582,0	22,7	43,7
	1-6	50 - 60	739,0	564,0	23,7	45,1
	1-7	60 - 70	730,0	559,5	23,4	44,7
	1-8	70 - 80	766,0	585,0	23,6	45,1
	1-9	80 - 90	671,5	505,0	24,8	46,6
	1-10	90 - 100	699,5	526,5	24,7	46,5
AMZ-2	2-1	0 - 10	642,0	437,0	31,9	55,4
	2-2	10 - 20	712,0	448,0	37,1	61,0
	2-3	20 - 30	705,0	457,0	35,2	59,0
	2-4	30 - 40	676,0	462,0	31,7	55,1
	2-5	40 - 50	758,0	571,0	24,7	46,5
	2-6	50 - 60	733,0	520,0	29,1	52,0
	2-7	60 - 70	738,0	504,0	31,7	55,2
	2-8	70 - 80	754,0	553,0	26,7	49,1
	2-9	80 - 90	735,0	552,0	24,9	46,8
	2-10	90 - 100	785,0	571,0	27,3	49,8
AMZ-3	3-1	0 - 10	831,6	634,0	23,8	45,2
	3-2	10 - 20	792,4	616,4	22,2	43,1
	3-3	20 - 30	783,3	600,6	23,3	44,6
	3-4	30 - 40	792,2	595,6	24,8	46,7
	3-5	40 - 50	791,9	612,0	22,7	43,8
	3-6	50 - 60	723,3	518,8	28,3	51,1
	3-7	60 - 70	786,1	599,5	23,7	45,2
	3-8	70 - 80	765,0	575,3	24,8	46,6
	3-9	80 - 90	790,8	596,0	24,6	46,4
	3-10	90 - 100	825,5	626,0	24,2	45,8

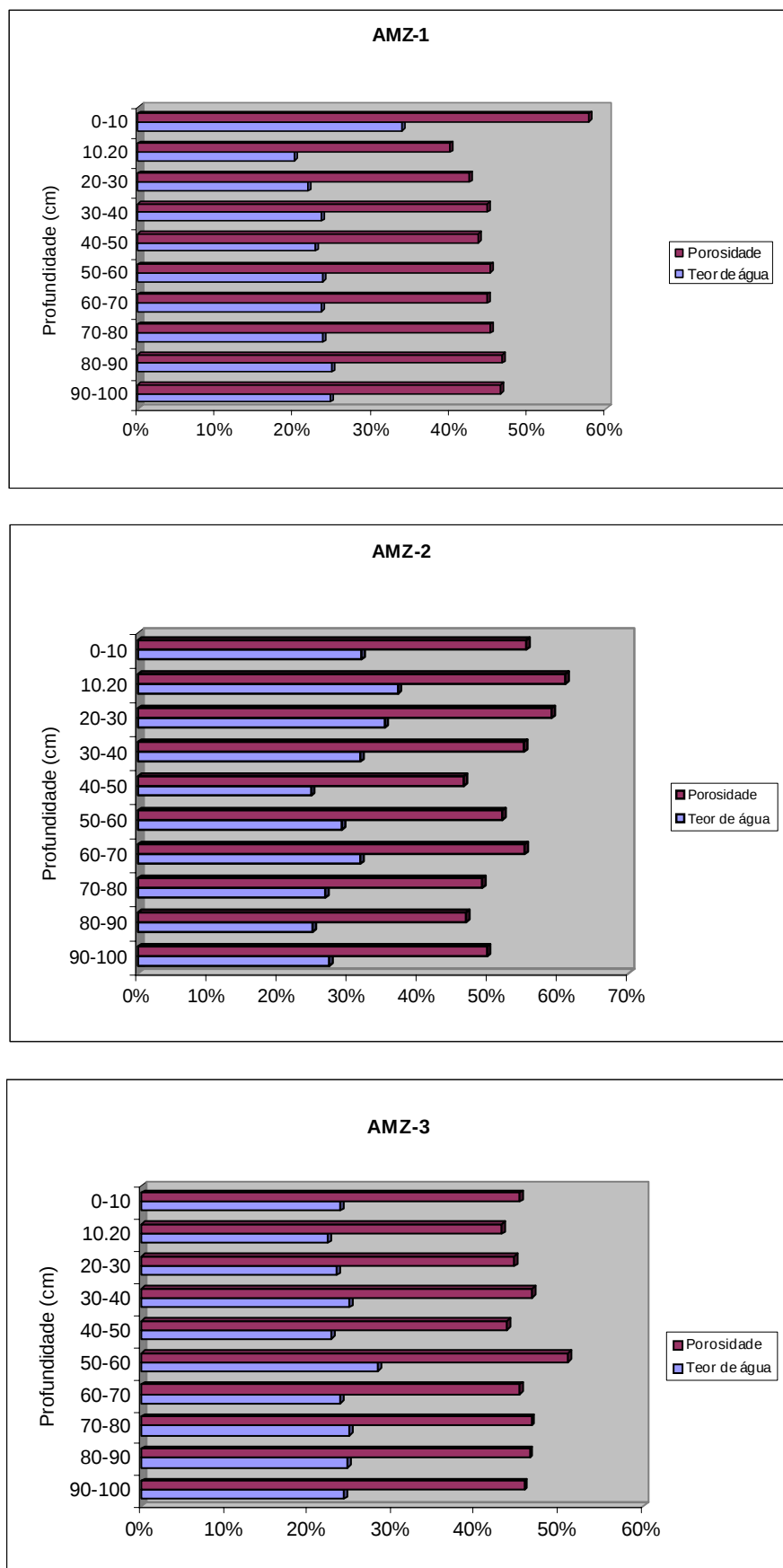


Figura 5.1 – Variação do teor de água e porosidade nos testemunhos com a profundidade.

Observou-se que existe excelente correlação positiva entre a porosidade e o teor de água, como era de se esperar ($r = 0,99$ em todos os perfis). A porosidade apresenta maiores valores nas camadas superiores dos testemunhos AMZ-1 e AMZ-2, para depois apresentar um pequeno decréscimo com a profundidade e sofrer apenas ligeiras oscilações em todo o perfil amostrado.

Esse comportamento da porosidade está de acordo com o previsto por Argollo (2001) e Kiell (1979), uma vez que os sedimentos mais profundos geralmente estão mais compactados em virtude das pressões exercidas pelas camadas superiores, isso provoca um aumento da densidade com a conseqüente diminuição da porosidade. Outro fator relevante é o teor de matéria orgânica, já que valores crescentes de matéria orgânica estão associados a valores também crescentes de porosidade e vice-versa (KIEHL, 1979).

No perfil AMZ-3 observam-se valores praticamente constantes da porosidade, com uma aparente anomalia à profundidade de 50 a 60 cm, aproximadamente, onde apresenta um valor mais elevado, correspondendo, também, à profundidade com maior teor de matéria orgânica observado nesse perfil (Ver tabela 5.3).

5.2. GRANULOMETRIA E COLORAÇÃO

A classificação granulométrica foi feita com base na escala de Udden-Wentworth (Tabela 4.1) e os resultados obtidos estão mostrados na tabela 5.2 e plotados nos gráficos da figura 5.2.

Verifica-se que nos 20 cm superiores do testemunho AMZ-1 há predominância de areia grossa e média; no intervalo 20-40 cm nota-se a predominância de areia fina, enquanto que no restante do perfil há um equilíbrio predominante entre areia fina e areia muito fina. A presença de grãos mais finos é praticamente inexistente.

No testemunho AMZ-2 verifica-se a predominância de areia média, fina e muito fina nos primeiros 60 cm; a partir daí, até ao final do perfil, há a predominância de areia fina e muito fina, tornando-se praticamente ausente a areia média. Nota-se, ainda, neste testemunho, a presença de areia grossa e muito grossa, embora em quantidades muito pequenas, e um ligeiro acréscimo na quantidade de silte, em relação ao testemunho AMZ-1.

No testemunho AMZ-3 há predominância de areia fina e muito fina em todo o perfil amostrado além de uma porcentagem muito pequena de silte. A presença de areia grossa a média é praticamente nula.

A coloração das amostras secas dos sedimentos apresentou resultado uniforme em todo o perfil, para todos os três testemunhos, sendo classificada, através do sistema MUNSELL (1975), como cinza amarronzado claro, 10YR(6/2).

Tabela 5.2 – Distribuição granulométrica dos testemunhos de sedimentos (em gramas).

Testemunho	Amostra	Profundidade (cm)	Tamanho dos grãos (mm)							
			4,000 - 2,000	2,000 - 1,000	1,000 - 0,500	0,500 - 0,250	0,250 - 0,125	0,125 - 0,062	0,062 - 0,031	< 0,031
AMZ-1	1-1	0 - 10	0	0	204,93	211	7,37	44,49	3,06	0,62
	1-2	10 - 20	0	0	222,84	197,68	28,44	119,69	5,13	1,3
	1-3	20 - 30	0	0	11,98	113,95	308,07	108,33	10,14	0,93
	1-4	30 - 40	0	0	4,84	131,04	269,1	134,65	9,02	0,58
	1-5	40 - 50	0	0	0	4,99	197,86	361,97	13,15	1,87
	1-6	50 - 60	0	0	0	6,57	309,67	236,33	6,76	1,59
	1-7	60 - 70	0	0	0	11,01	185,97	351,32	7,37	0,89
	1-8	70 - 80	0	0	0	13,78	282,34	277,17	8,03	0,89
	1-9	80 - 90	0	0	0	7,58	260,91	223,34	11,04	0,74
	1-10	90 - 100	0	0	0	8,26	242,61	266,13	5,75	0,71
AMZ-2	2-1	0 - 10	0,3	2,0	3,0	130,0	198,1	86,6	12,7	1,1
	2-2	10 - 20	0,3	3,2	9,7	152,7	172,4	99,2	9,8	0,6
	2-3	20 - 30	0,5	6,3	10,0	121,5	214,7	94,8	5,8	0,3
	2-4	30 - 40	0,6	5,1	10,7	147,3	209,2	81,2	5,0	0,3
	2-5	40 - 50	0,0	0,9	1,9	126,3	384,0	52,1	3,3	0,2
	2-6	50 - 60	1,7	6,0	12,1	159,8	183,7	146,1	6,7	0,4
	2-7	60 - 70	0,9	7,4	13,6	13,3	157,0	298,1	8,7	0,6
	2-8	70 - 80	0,4	3,3	7,1	4,9	156,7	356,5	20,0	0,8
	2-9	80 - 90	0,1	2,0	5,0	3,5	269,6	260,1	7,9	0,3
	2-10	90 - 100	0,0	0,6	0,6	1,5	188,4	366,7	10,2	0,2
AMZ-3	3-1	0 - 10	0	0	0	0,22	412,11	214,62	24,78	4,27
	3-2	10 - 20	0	0	0,05	0,26	463,61	150,66	21,23	6,8
	3-3	20 - 30	0	0,09	0,14	0,25	538,28	71,44	9,43	2,65
	3-4	30 - 40	0	0,28	0,51	0,49	366,62	229,36	18,5	6,51
	3-5	40 - 50	0	0,63	0,76	0,39	537,92	88,53	6,99	1,14
	3-6	50 - 60	0	1,01	0,74	1,88	338,53	193,57	7,58	1,14
	3-7	60 - 70	0	1,08	0,93	0,52	422,82	192,19	3,85	1,07
	3-8	70 - 80	0	0,29	0,22	0,21	497,81	94,51	4,48	2,98
	3-9	80 - 90	0	0,37	0,37	0,29	523,13	86,76	5,43	2,01
	3-10	90 - 100	0	0,34	0,29	0,18	554,39	87,26	4,81	2,57

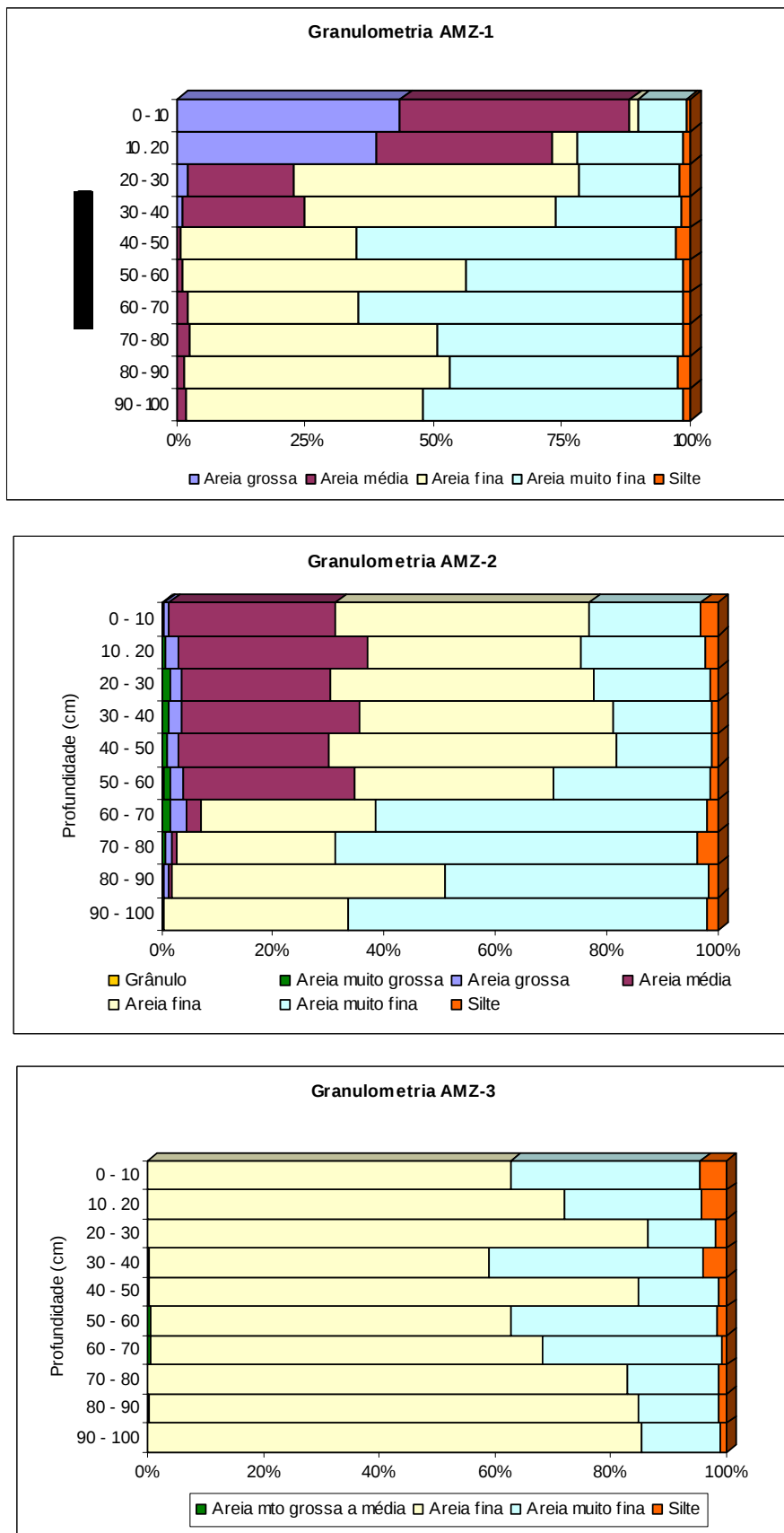


Figura 5.2 – Composição granulométrica dos testemunhos AMZ-1, AMZ-2 e AMZ-3.

5.3 – MATÉRIA ORGÂNICA E PRINCIPAIS ÓXIDOS

No perfil de sedimento dos testemunhos amostrados há a presença de um percentual muito reduzido de matéria orgânica. Na tabela 5.3 verifica-se que no testemunho AMZ-1, os valores mínimo e máximo são 0,54% e 0,90%, respectivamente, com média de 0,69%; no testemunho AMZ-2 o mínimo é 0,53% e o máximo 1,46%, com média de 0,94% e no testemunho AMZ-3, os valores vão de 0,24% a 0,81%, com média de 0,52%. Foi considerado

Tabela 5.3 – Matéria orgânica presente nas amostras dos testemunhos de sedimentos.

Testemunho	Amostra	Profundidade (cm)	Matéria orgânica (%)
AMZ-1	1-1	0 - 10	0,58
	1-2	10 - 20	0,55
	1-3	20 - 30	0,75
	1-4	30 - 40	0,90
	1-5	40 - 50	0,69
	1-6	50 - 60	0,88
	1-7	60 - 70	0,69
	1-8	70 - 80	0,80
	1-9	80 - 90	0,58
	1-10	90 - 100	0,54
			Média: $0,70 \pm 0,04$
AMZ-2	2-1	0 - 10	1,03
	2-2	10 - 20	1,34
	2-3	20 - 30	1,41
	2-4	30 - 40	1,46
	2-5	40 - 50	0,53
	2-6	50 - 60	0,80
	2-7	60 - 70	1,08
	2-8	70 - 80	0,56
	2-9	80 - 90	0,63
	2-10	90 - 100	0,53
			Média: $0,94 \pm 0,12$
AMZ-3	3-1	0 - 10	0,43
	3-2	10 - 20	0,55
	3-3	20 - 30	0,51
	3-4	30 - 40	0,63
	3-5	40 - 50	0,62
	3-6	50 - 60	0,81
	3-7	60 - 70	0,53
	3-8	70 - 80	0,43
	3-9	80 - 90	0,24
	3-10	90 - 100	0,41
			Média: $0,52 \pm 0,05$

Os teores dos principais óxidos presentes nos sedimentos foram determinados por fluorescência de raios X e estão mostrados na tabela 5.4. No apêndice A encontram-se gráficos com as variações desses parâmetros. As tabelas 5.5 a 5.7 apresentam as matrizes de correlação entre esses óxidos, ensaios de perda ao fogo (LOI) e matéria orgânica.

Tabela 5.4 – Principais compostos (em %) presentes nas amostras dos testemunhos de sedimentos.

Testemunho	Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI *
AMZ-1	1-1	84,82	0,66	6,10	2,94	0,04	0,14	0,69	1,05	1,52	0,09	1,97
	1-2	84,44	0,71	6,26	2,94	0,04	0,19	0,75	1,16	1,54	0,09	1,88
	1-3	82,68	0,66	6,91	3,08	0,04	0,34	0,78	1,34	1,82	0,09	2,24
	1-4	81,98	0,64	7,40	3,00	0,05	0,36	0,80	1,28	1,78	0,10	2,62
	1-5	82,95	0,63	6,84	3,05	0,04	0,32	0,81	1,34	1,77	0,09	2,16
	1-6	82,81	0,66	6,82	3,05	0,05	0,30	0,82	1,32	1,77	0,10	2,30
	1-7	82,90	0,69	6,77	3,15	0,05	0,32	0,82	1,28	1,71	0,10	2,21
	1-8	82,75	0,69	6,81	3,20	0,05	0,34	0,82	1,23	1,69	0,11	2,31
	1-9	83,25	0,68	6,64	3,06	0,05	0,32	0,85	1,29	1,68	0,11	2,07
	1-10	82,95	0,74	6,76	3,04	0,04	0,30	0,90	1,30	1,90	0,10	2,02
Média		83,11	0,67	6,73	3,07	0,05	0,30	0,81	1,26	1,72	0,10	2,19
AMZ-2	2-1	78,67	1,30	8,52	4,31	0,08	0,77	0,97	1,09	1,62	0,12	2,56
	2-2	73,40	0,85	11,27	4,50	0,09	1,01	1,05	1,27	2,02	0,12	4,43
	2-3	75,15	0,85	10,61	4,10	0,08	0,94	0,99	1,23	1,96	0,11	4,00
	2-4	75,64	0,74	10,48	4,15	0,07	0,87	0,98	1,24	1,96	0,11	3,76
	2-5	80,43	0,60	8,68	3,19	0,04	0,68	0,92	1,24	1,83	0,09	2,30
	2-6	77,71	0,85	9,34	3,81	0,06	0,85	1,00	1,24	1,88	0,11	3,14
	2-7	75,39	0,83	10,08	4,20	0,08	0,94	1,03	1,25	1,92	0,11	4,15
	2-8	79,64	0,72	8,50	3,65	0,05	0,74	0,94	1,17	1,77	0,10	2,75
	2-9	80,45	0,74	8,34	3,35	0,05	0,72	0,90	1,09	1,67	0,10	2,59
	2-10	80,59	0,80	7,79	3,82	0,05	0,75	0,98	1,10	1,64	0,10	2,37
Média		77,71	0,83	9,36	3,91	0,07	0,83	0,98	1,19	1,83	0,11	3,21
AMZ-3	3-1	86,33	0,48	6,04	2,44	0,07	0,44	0,65	0,89	1,30	0,08	1,31
	3-2	83,76	0,73	6,67	3,25	0,07	0,55	0,78	0,97	1,45	0,09	1,69
	3-3	83,63	0,54	6,57	3,40	0,06	0,52	0,75	1,00	1,54	0,08	1,88
	3-4	82,94	0,51	6,92	3,38	0,06	0,56	0,75	1,10	1,60	0,08	2,09
	3-5	84,11	0,54	6,45	3,16	0,06	0,52	0,74	1,03	1,53	0,08	1,75
	3-6	77,08	0,50	8,68	5,43	0,10	0,67	0,88	1,13	1,80	0,13	3,61
	3-7	84,07	0,52	6,65	2,94	0,06	0,52	0,75	1,00	1,49	0,08	1,91
	3-8	83,98	0,55	6,56	2,99	0,06	0,55	0,76	1,03	1,55	0,08	1,90
	3-9	84,82	0,49	6,26	2,78	0,06	0,52	0,73	1,00	1,48	0,08	1,78
	3-10	85,44	0,57	5,99	2,69	0,06	0,50	0,75	0,92	1,37	0,08	1,64
Média		83,62	0,54	6,68	3,25	0,07	0,54	0,75	1,01	1,51	0,09	1,96

* Perda ao fogo.

Tabela 5.5 – Matriz de correlação entre os principais óxidos, perda ao fogo (LOI) e matéria orgânica (MO) nas amostras do testemunho AMZ-1.

Variáveis	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	MO
SiO ₂	1,00											
TiO ₂	0,24	1,00										
Al ₂ O ₃	-0,97	-0,34	1,00									
Fe ₂ O ₃	-0,58	0,09	0,41	1,00								
MnO	-0,52	-0,13	0,47	0,53	1,00							
MgO	-0,96	-0,19	0,90	0,69	0,52	1,00						
CaO	-0,64	0,40	0,52	0,52	0,34	0,69	1,00					
Na ₂ O	-0,83	-0,15	0,75	0,49	0,24	0,87	0,73	1,00				
K ₂ O	-0,82	0,03	0,75	0,39	0,07	0,77	0,76	0,85	1,00			
P ₂ O ₅	-0,43	0,26	0,32	0,61	0,80	0,51	0,62	0,23	0,19	1,00		
LOI	-0,84	-0,53	0,89	0,38	0,62	0,73	0,19	0,46	0,47	0,32	1,00	
MO	-0,71	-0,58	0,74	0,36	0,58	0,59	0,05	0,41	0,35	0,21	0,92	1,00

(Os valores em negrito são significativamente diferentes de 0 com um nível de significância alfa=0,05)

Tabela 5.6 – Matriz de correlação entre os principais óxidos, perda ao fogo (LOI) e matéria orgânica (MO) nas amostras do testemunho AMZ-2.

Variáveis	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	MO
SiO ₂	1,00											
TiO ₂	-0,15	1,00										
Al ₂ O ₃	-0,97	-0,02	1,00									
Fe ₂ O ₃	-0,81	0,61	0,66	1,00								
MnO	-0,88	0,58	0,77	0,94	1,00							
MgO	-0,97	0,17	0,91	0,81	0,87	1,00						
CaO	-0,83	0,29	0,71	0,85	0,79	0,89	1,00					
Na ₂ O	-0,71	-0,38	0,80	0,26	0,35	0,65	0,56	1,00				
K ₂ O	-0,85	-0,32	0,93	0,41	0,51	0,79	0,61	0,95	1,00			
P ₂ O ₅	-0,73	0,75	0,59	0,93	0,92	0,73	0,73	0,15	0,31	1,00		
LOI	-0,98	0,02	0,95	0,72	0,81	0,97	0,79	0,71	0,86	0,62	1,00	
MO	-0,91	0,30	0,89	0,80	0,87	0,83	0,64	0,50	0,69	0,75	0,85	1,00

(Os valores em negrito são significativamente diferentes de 0 com um nível de significância alfa=0,05)

Tabela 5.7 – Matriz de correlação entre os principais óxidos, perda ao fogo (LOI) e matéria orgânica (MO) nas amostras do testemunho AMZ-3.

Variáveis	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	MO
SiO ₂	1,00											
TiO ₂	0,08	1,00										
Al ₂ O ₃	-0,99	-0,10	1,00									
Fe ₂ O ₃	-0,99	-0,06	0,98	1,00								
MnO	-0,82	-0,06	0,85	0,84	1,00							
MgO	-0,95	0,07	0,93	0,93	0,69	1,00						
CaO	-0,91	0,21	0,87	0,89	0,67	0,96	1,00					
Na ₂ O	-0,82	-0,21	0,80	0,78	0,41	0,86	0,73	1,00				
K ₂ O	-0,93	-0,17	0,90	0,90	0,58	0,93	0,85	0,96	1,00			
P ₂ O ₅	-0,92	-0,03	0,93	0,93	0,97	0,84	0,82	0,56	0,72	1,00		
LOI	-0,98	-0,21	0,97	0,97	0,81	0,93	0,89	0,80	0,91	0,91	1,00	
MO	-0,79	0,06	0,80	0,80	0,64	0,70	0,66	0,66	0,71	0,69	0,72	1,00

(Os valores em negrito são significativamente diferentes de 0 com um nível de significância $\alpha=0,05$)

Observando o coeficiente de correlação r , verifica-se que existe correlação significativa direta entre o teor de matéria orgânica e a perda ao fogo nos três pontos de amostragem, ou seja, $r = 0,92$ no perfil AMZ-1, $r = 0,85$ no perfil AMZ-2 e $r = 0,72$ no perfil AMZ-3 (Figura 5.3). O índice de perda ao fogo é um parâmetro relacionado diretamente com a matéria orgânica, justificando, portanto, a correlação significativa encontrada nos três perfis.

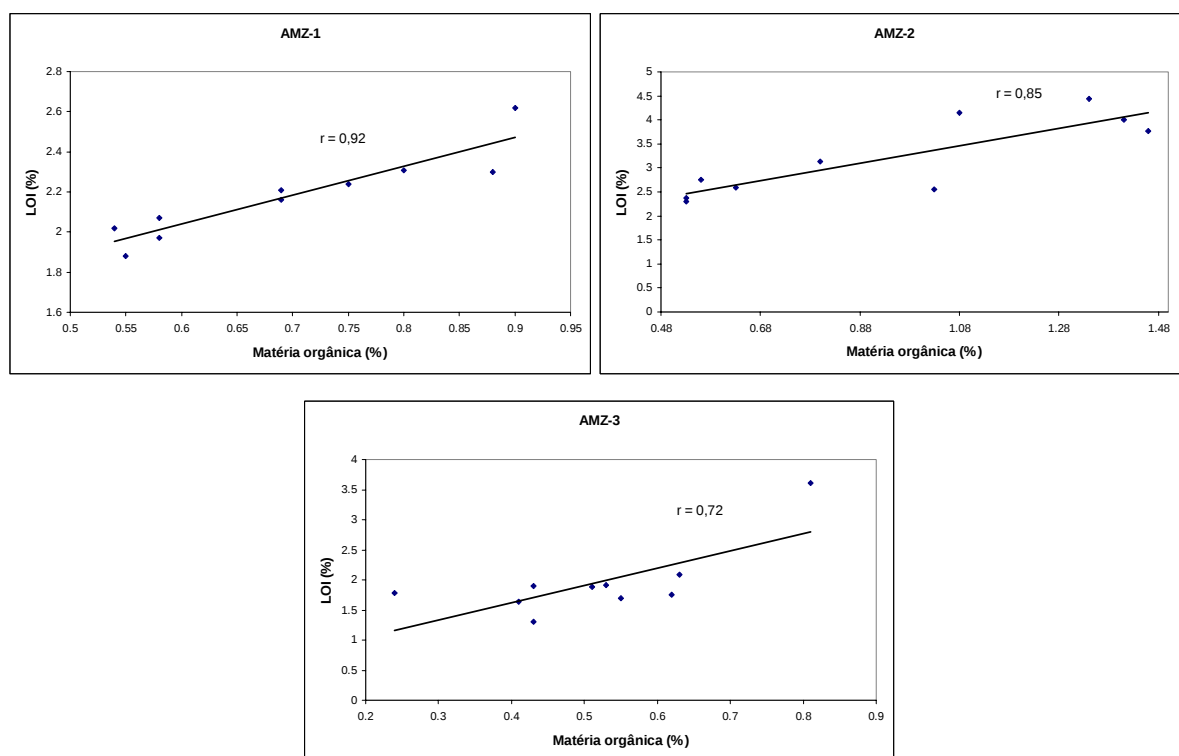


Figura 5.3 – Relação entre matéria orgânica e LOI nos sedimentos dos testemunhos AMZ-1, AMZ-2 e AMZ-3.

A matéria orgânica presente em uma amostra, além de alterar a densidade real e a porosidade dos solos e sedimentos, também afeta diretamente a superfície específica (área por unidade de massa) dos materiais, de tal modo que cada 1% de matéria orgânica presente no solo causa um aumento de cerca de 7 m^2 na sua superfície específica (KIEHL, 1979). Como consequência disto, outros parâmetros são significativamente afetados. Por exemplo, a capacidade de troca catiônica, de adsorção de cátions e a porcentagem de retenção de água dos solos e sedimentos sofrem aumento com o acréscimo da superfície específica.

A sílica (SiO_2) é o principal constituinte em todos os testemunhos analisados, variando entre 73% a 86% (Tabela 5.4) e apresentando os menores valores em AMZ-2. Verifica-se a existência de correlação inversa entre a sílica e LOI (Figura 5.4) e, consequentemente, entre a sílica e a matéria orgânica. Os coeficientes de correlação entre a sílica e LOI, nos testemunhos AMZ-1, AMZ-2 e AMZ-3 são, respectivamente, -0,84, -0,98 e -0,98.

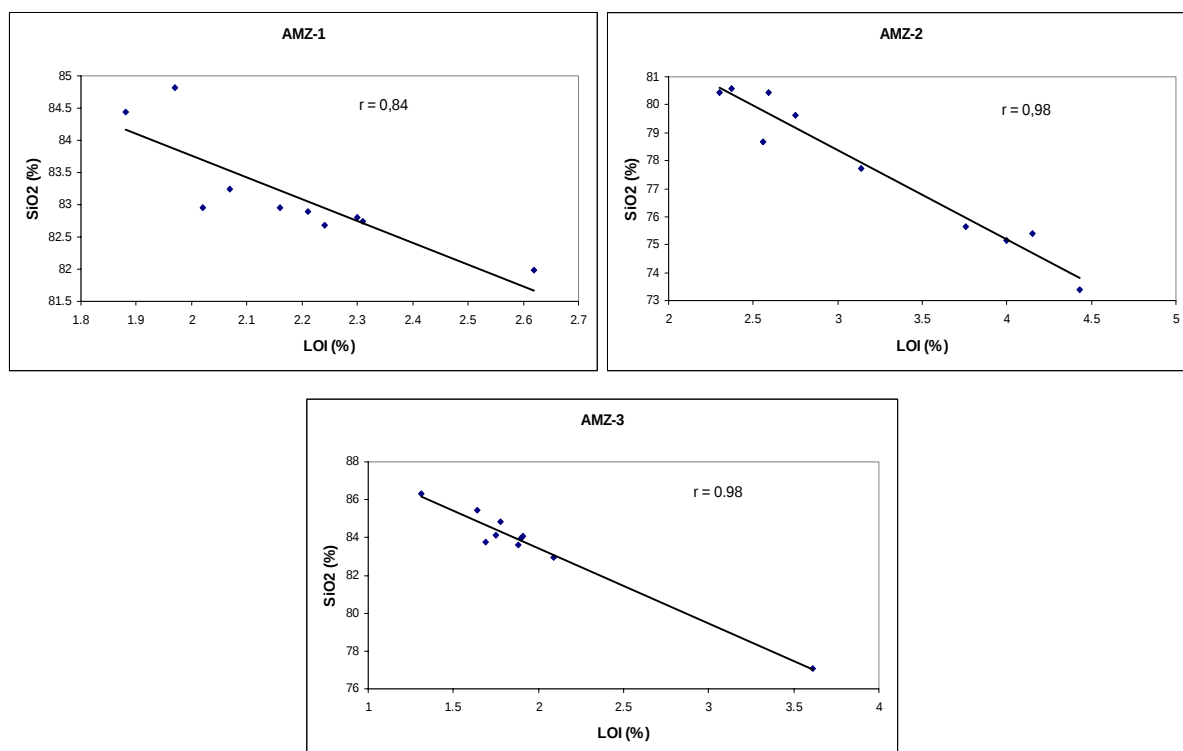


Figura 5.4 – Relação entre SiO_2 e LOI nos sedimentos dos testemunhos AMZ-1, AMZ-2 e AMZ-3.

A ocorrência de correlação inversa entre a sílica e diversos outros compostos analisados é esperada como uma consequência da correlação inversa entre a sílica e a matéria orgânica, uma vez que uma diminuição em sílica significaria um aumento na superfície específica dos sedimentos levando, também, a um aumento da capacidade de troca/adsorção de cátions. Isso é justificado pelas correlações significativas verificadas entre esses compostos, nos três perfis analisados, como mostrado a seguir.

No testemunho AMZ-1, representadas pela figura 5.5, verificam-se as correlações inversas entre SiO_2 e Al_2O_3 ($r = -0,97$), SiO_2 e Fe_2O_3 ($r = -0,58$), SiO_2 e MgO ($r = -0,96$), SiO_2 e CaO ($r = -0,64$), SiO_2 e Na_2O ($r = -0,83$) e SiO_2 e K_2O ($r = -0,82$).

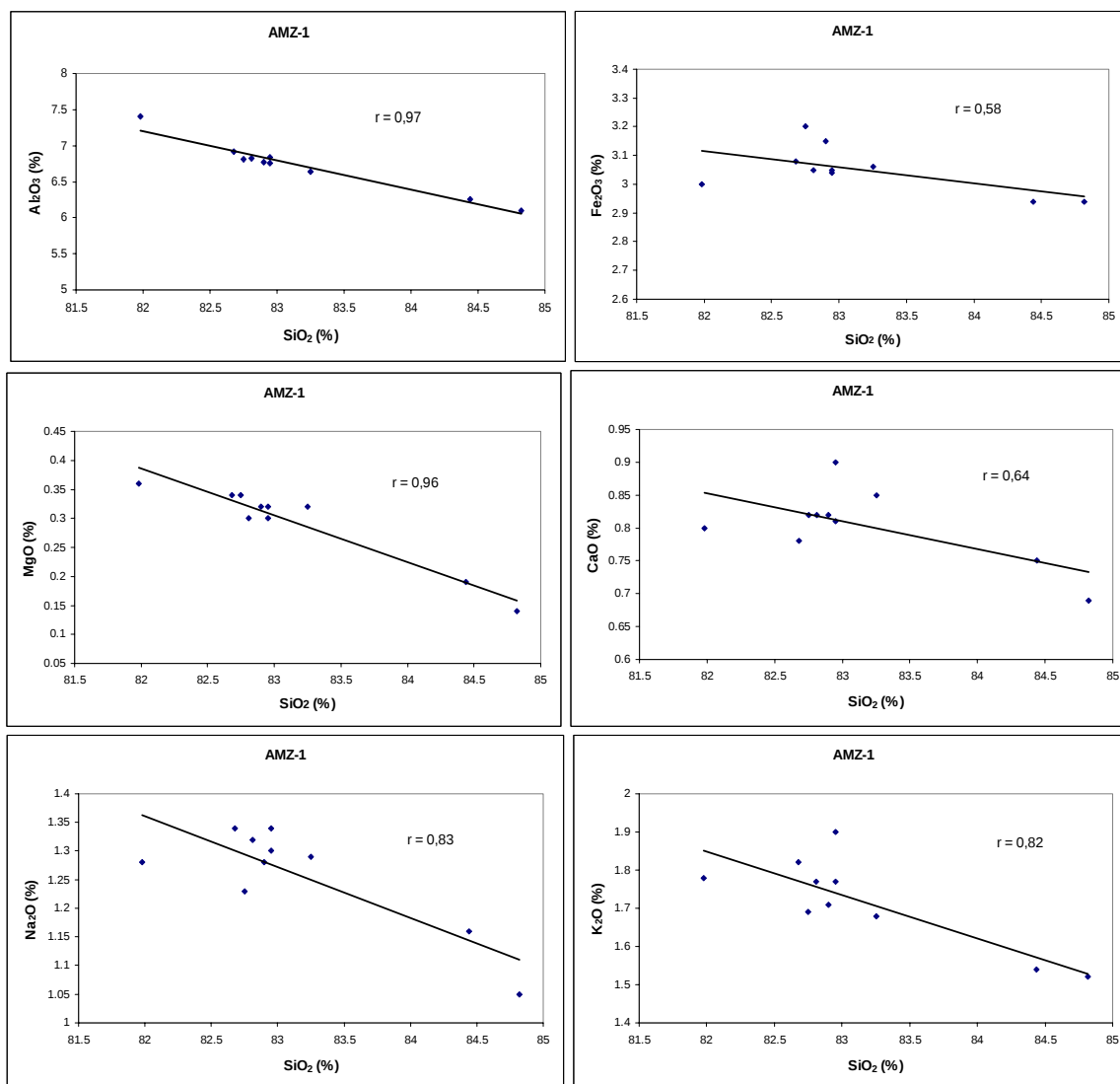


Figura 5.5 – Relação entre SiO_2 e Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O e K_2O nos sedimentos do testemunho AMZ-1.

A figura 5.6 representa as correlações inversas, obtidas nos sedimentos do testemunho AMZ-2, entre SiO_2 e Al_2O_3 ($r = -0,97$), SiO_2 e Fe_2O_3 ($r = -0,81$), SiO_2 e MnO ($r = -0,88$), SiO_2 e MgO ($r = -0,97$), SiO_2 e CaO ($r = -0,83$), SiO_2 e Na_2O ($r = -0,71$), SiO_2 e K_2O ($r = -0,85$) e SiO_2 e P_2O_5 ($r = -0,73$).

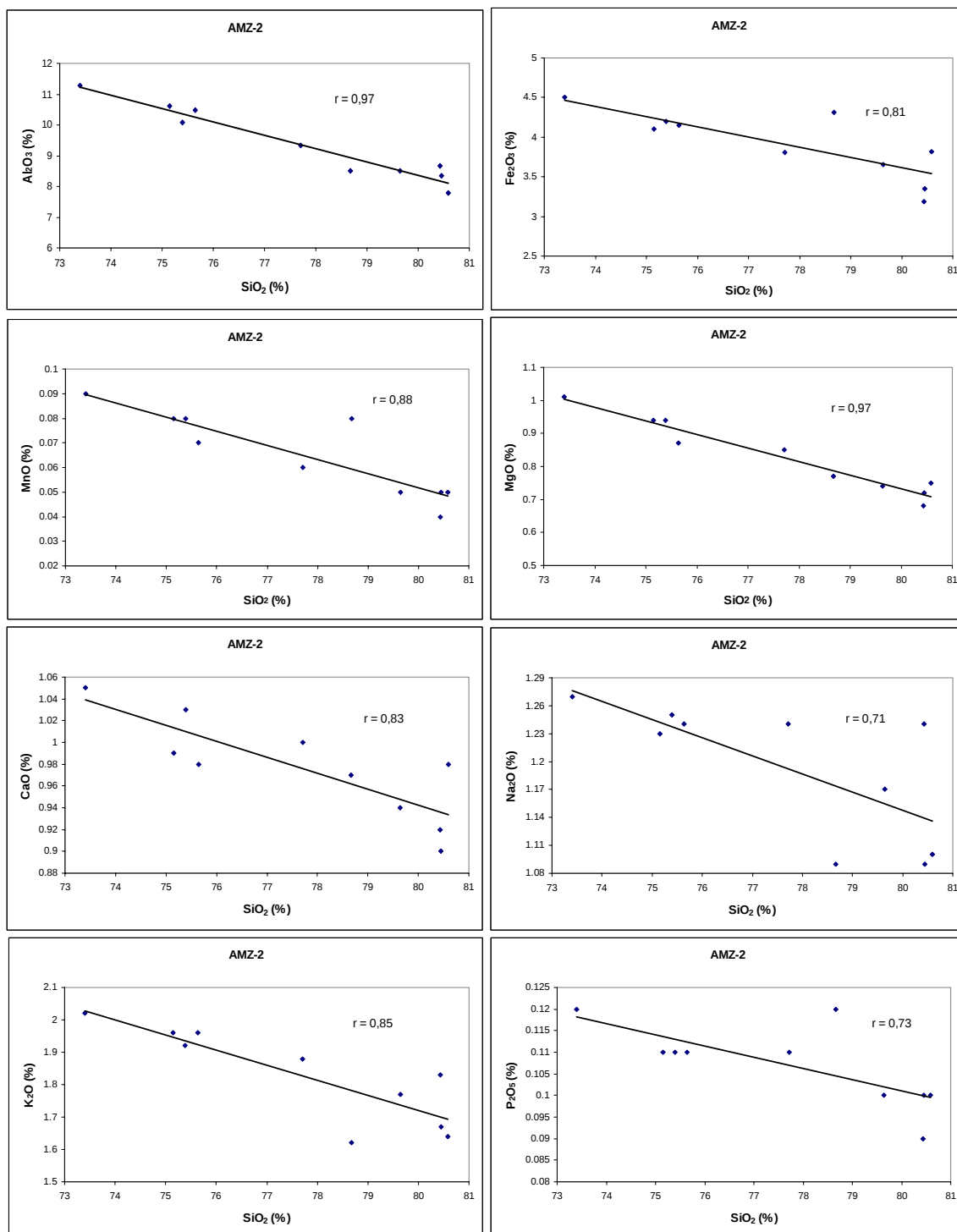


Figura 5.6 – Relação entre SiO_2 e Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5 nos sedimentos do testemunho AMZ-2.

Na figura 5.7 estão representadas as correlações inversas, obtidas nos sedimentos do testemunho AMZ-3, entre SiO_2 e Al_2O_3 ($r = -0,99$), SiO_2 e Fe_2O_3 ($r = -0,99$), SiO_2 e MnO ($r = -0,82$), SiO_2 e MgO ($r = -0,95$), SiO_2 e CaO ($r = -0,91$), SiO_2 e Na_2O ($r = -0,82$), SiO_2 e K_2O ($r = -0,93$) e SiO_2 e P_2O_5 ($r = -0,92$).

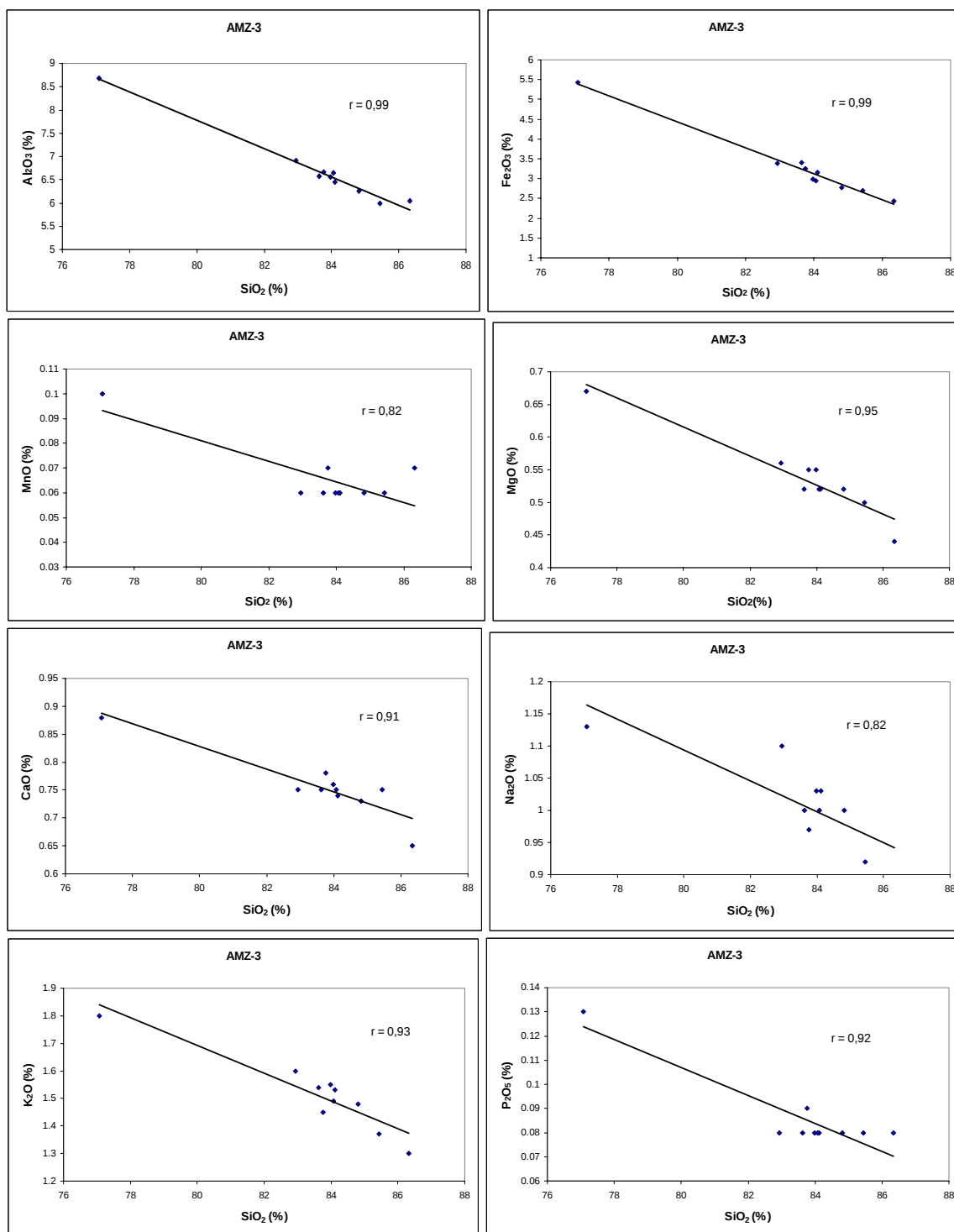


Figura 5.7 – Relação entre SiO_2 e Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5 nos sedimentos do testemunho AMZ-3.

5.4 - CARACTERIZAÇÃO DE ÁGUAS

Em cada ponto de amostragem foram coletadas amostras de água intersticial nas quais foram determinados os principais íons dissolvidos, pH e condutividade. Essas análises foram feitas no Laboratório Analítico da Companhia de Água e Esgoto do Amapá (CAESA/GERCOQ). Foram, ainda, determinados os teores de Na^+ e K^+ , no Laboratório de Isótopos e Hidroquímica (IGCE/UNESP). Os resultados obtidos estão listados na tabela 5.8.

Tabela 5.8 – Parâmetros característicos das amostras de água.

Parâmetro analisado	Amostra		
	AMZ-1	AMZ-2	AMZ-3
pH	6,6	6,9	7,2
Condutividade ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	50,0	124,0	254,0
Sólidos Totais Dissolvidos (mg/l)	25,0	62,0	127,0
Cl^- (mg/l)	9,3	10,0	11,7
NO_3^- (mg/l)	0,3	1,2	2,5
HCO_3^- (mg/l)	13,0	42,0	114,0
SO_4^{2-} (mg/l)	0,0	0,0	230,0
Ca^{2+} (mg/l)	33,6	38,4	54,1
Mg^{2+} (mg/l)	24,3	13,6	24,3
Na^+ (ppm)	3,9	8,6	6,9
K^+ (mg/l)	1,57	1,81	1,14

Os valores encontrados para o pH das águas do rio Amazonas, no período amostrado (out-nov/2006), praticamente não diferem nos três pontos de coleta, apresentando valores típicos para as águas da região. A influência do pH sobre os ecossistemas aquáticos naturais ocorre diretamente devido a seus efeitos sobre a fisiologia das diversas espécies e, também, contribui indiretamente para a precipitação de elementos químicos tóxicos como metais pesados ou, ainda, pode exercer efeitos sobre as solubilidades de nutrientes (CETESB, 2006). As restrições de faixas de pH são estabelecidas para as diversas classes de águas naturais, tanto de acordo com a legislação federal (Resolução No. 20 do CONAMA, de junho de 1986), como por legislações estaduais. Os critérios de proteção à vida aquática fixam o pH entre 6 e 9. O pH é padrão de potabilidade, devendo as águas para abastecimento público apresentar valores entre 6,5 e 8,5, de acordo com a Portaria No. 1.469/2000, do Ministério da Saúde (BRASIL, 2000).

Com relação à condutividade elétrica, observa-se uma variação considerável, com a proporção aproximada de 1,0:2,5:5,0 em relação aos valores obtidos para AMZ-1, AMZ-2 e AMZ-3, respectivamente. A condutividade é um valor numérico que expressa a capacidade de uma água conduzir a corrente elétrica. Depende das concentrações iônicas e da temperatura e indica a quantidade de sais existentes na coluna d'água e, portanto, pode representar uma medida indireta da concentração de poluentes. Em geral, níveis superiores a 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$ indicam ambientes impactados (SANTOS, 1997). Os valores mais elevados encontrados em AMZ-2 e AMZ-3 sugerem que, nesses pontos, por estarem mais próximos à saída para o oceano, já existe alguma influência da salinidade que, embora não seja observada pelo sabor, já se faz sentir nos valores da condutividade.

A condutividade também fornece uma boa indicação das modificações na composição de uma água, especialmente na sua concentração mineral, mas não fornece nenhuma indicação das quantidades relativas dos vários componentes. À medida que mais sólidos dissolvidos são adicionados, a condutividade da água aumenta. Altos valores podem indicar características corrosivas da água (CETESB, 2006). A figura 5.8 apresenta os valores de pH e da condutividade nos pontos amostrados.

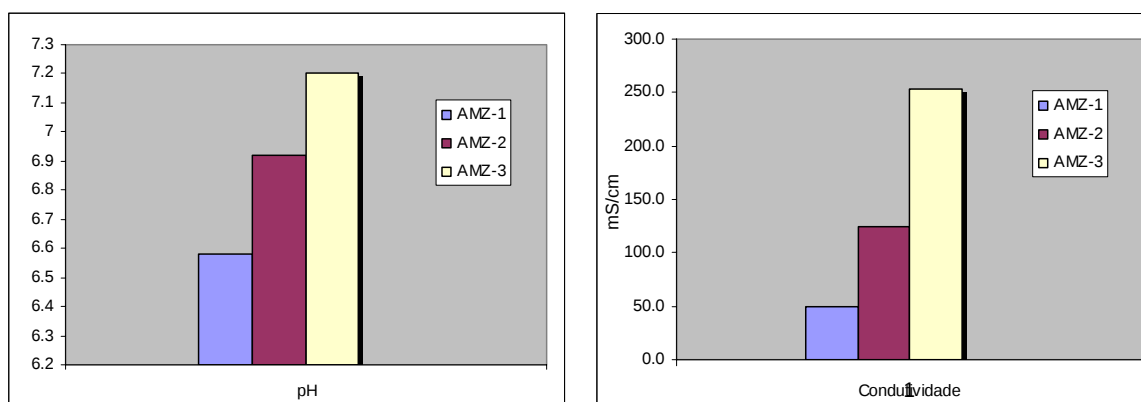


Figura 5.8 – Valores de pH e condutividade nos pontos amostrados e seus valores médios.

Os sólidos totais dissolvidos (STD) representam o peso total dos constituintes minerais na água, por unidade de volume. É a concentração de todo o material dissolvido na água, seja volátil ou não. Está diretamente associado ao valor da condutividade, de modo que a proporção de 1,0:2,5:5,0 observada para os valores da condutividade em AMZ-1, AMZ-2 e AMZ-3, respectivamente, é a mesma para os valores de STD. Nas águas dos mares, o STD varia em torno de 35.000 mg/l (SANTOS, 1997). Os valores encontrados situam-se entre 25,0

mg/l e 127,0 mg/l, sendo crescentes em direção ao oceano, de acordo com o esperado, uma vez que o rio carrega o material para o oceano.

Os valores encontrados para a concentração de ânions, mostrados na tabela 5.8, indicam pequena variação para o cloreto, situando-se entre 9,3 mg/l e 11,7 mg/l. A concentração de nitrato, embora apresente uma variação considerável em termos percentuais, apresenta valores baixos nas três amostragens, com valores situados entre 0,3 mg/l e 2,5 mg/l. Da mesma forma, a presença de bicarbonatos nas duas regiões indica valores bem diferentes, situados entre 13,0 mg/l e 114,0 mg/l, mas, ainda, dentro dos padrões considerados como normais. Não foi identificada a presença de sulfato nas amostras AMZ-1 e AMZ-2, apenas AMZ-3, situada mais próxima ao oceano, apresentou o valor de 230,0 mg/l.

Diversos são os efluentes que apresentam concentrações de cloreto elevadas como os da indústria do petróleo, algumas indústrias farmacêuticas, curtumes, esgotos e aterros sanitários. Nas regiões costeiras, através da chamada intrusão da língua salina, são encontradas águas com níveis altos de cloreto. Para as águas de abastecimento público, a concentração de cloreto constitui-se em padrão de potabilidade, segundo a já citada Portaria No. 1.469/2000 do Ministério da Saúde. O cloreto de sódio é o mais restritivo por provocar sabor salgado em concentrações da ordem de 250 mg/L, valor tomado como padrão de potabilidade. No caso do cloreto de cálcio, o sabor só é perceptível em concentrações de cloreto superior a 1000 mg/L. O cloreto apresenta também influência nas características dos ecossistemas aquáticos naturais, por provocar alterações na pressão osmótica em células de microrganismos.

Os nitratos são tóxicos, causando uma doença chamada metahemoglobinemia (cianose) infantil, que é letal para crianças (SANTOS, 1997). Foram relatadas algumas correlações entre câncer gástrico e populações que ingeriam águas com altas taxas de nitrato. Por isso, o nitrato também é padrão de potabilidade, sendo 10 mg/L o valor máximo permitido. Em geral ocorre em baixos teores, podendo ser removido das camadas superiores do solo para a água devido à sua elevada mobilidade. Representa o estágio final de oxidação da matéria orgânica, podendo ser proveniente da atividade humana (esgotos, fossas sanitárias, depósitos de lixo, cemitérios etc). É prejudicial à saúde humana, entretanto, é um composto benéfico em atividades agrícolas. 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. Nas águas do mar, seu valor ocorre em torno de 1 mg/l.

O bicarbonato é um íon que não se oxida nem se reduz em águas naturais, podendo se precipitar facilmente na forma de bicarbonato de cálcio (CaCO_3). Em águas doces geralmente varia entre 50 mg/l e 350 mg/l, podendo atingir até 800 mg/l; nas águas do mar seu valor é da ordem de 100 mg/l. Na forma de bicarbonato de cálcio é benéfico aos vegetais.

Os sulfatos são sais geralmente solúveis e originam-se da oxidação do enxofre presente nas rochas e da lixiviação de compostos sulfatados como gipsita e anidrita. Nas águas subterrâneas os teores de sulfato são, geralmente, inferiores a 100 mg/l; nas águas do oceano Atlântico seu valor médio é cerca de 2.810 mg/l (SANTOS, 1997).

Quanto à concentração de cátions, as diferenças encontradas também indicam padrões normais para as águas do rio Amazonas, na região amostrada. Para o cálcio, os valores variam muito pouco, situando-se entre 36,6 mg/l e 54,1 mg/l; já para o magnésio, há uma diferença considerável, dentro da normalidade, variando entre 13,6 mg/l e 24,3 mg/l, sendo iguais a 24,3 mg/l nos dois pontos, AMZ-1 e AMZ-3. Os valores encontrados para o sódio variam de 3,9 ppm a 8,6 ppm; para o potássio, o valor mínimo foi de 1,14 mg/l e o máximo de 1,81 mg/l.

O cálcio é um dos elementos mais abundantes na maioria das águas e rochas da Terra. Está presente, principalmente, nos minerais calcita, aragonita e dolomita, em rochas calcárias. 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 estão em torno 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. (SANTOS, 1997; CETESB, 2006).

O magnésio ocorre principalmente em rochas carbonatadas e, juntamente como cálcio, é responsável pela dureza das águas. A dureza da água é definida como a capacidade da água precipitar sabões, devido à presença dos íons de cálcio e magnésio, como também de outros metais polivalentes, como o ferro, alumínio, manganês, estrôncio e zinco, que podem aparecer em águas naturais, em quantidades insignificantes, *águas duras* ou salobras apresentam maior concentração de bicarbonatos, sulfatos, cloretos e/ou nitratos de cálcio, de magnésio e de sódio. O uso doméstico de *águas duras* provoca incrustações nas tubulações e indesejáveis entupimentos. A presença de magnésio nas águas meteóricas varia entre 0,4 mg/l e 1,6 mg/l e nas águas do oceano Atlântico possui valor médio de 1.410 mg/l. Em baixos

teores, é benéfico para a agricultura por ser um dos principais componentes da clorofila (SANTOS, 1997; CETESB, 2006).

O sódio é um metal alcalino que está presente em todas as águas, especialmente pela baixa estabilidade química dos minerais que o contém e pela elevada solubilidade e difícil precipitação da maioria de seus compostos químicos em solução. Os minerais que o originam, em rochas ígneas, são principalmente os feldspatos plagioclásios, feldspatóides (nafelina 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, também pertencente ao grupo de metais alcalinos, apresenta comportamento bem diferente do cálcio em processos de solubilização, sendo bem menos abundante do que este nos metais das rochas ígneas, ocorrendo, principalmente, nos feldspatos potássicos, micas e leucitas. Os teores de potássio nas águas meteóricas estão em torno de 0,1 mg/l a 4 mg/l; nas águas subterrâneas geralmente encontram-se no intervalo entre 1 mg/l e 5 mg/l; e nas águas do oceano Atlântico a média é cerca de 400 mg/l.

A figura 5.9 mostra os valores encontrados para sólidos totais e principais íons, nas amostras coletadas nos pontos de amostragem AMZ-1, AMZ-2 e AMZ-3.

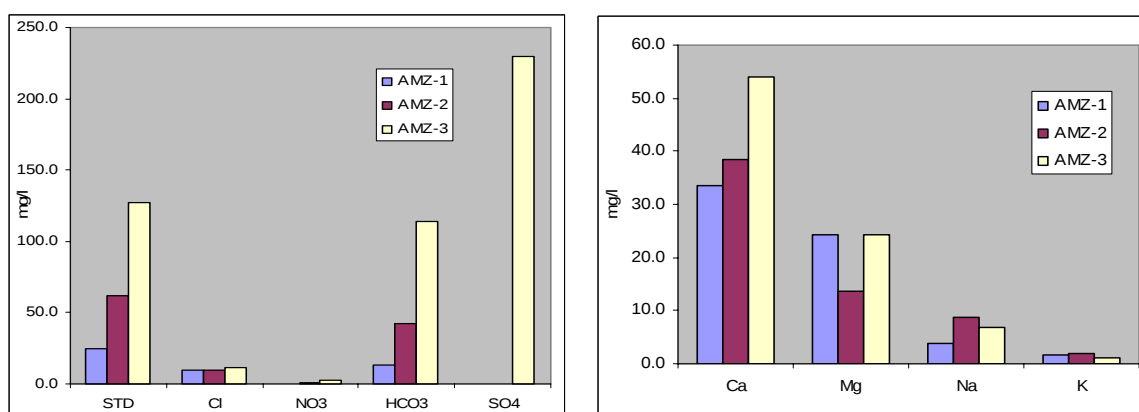


Figura 5.9 – Sólidos totais dissolvidos e concentração de íons nas amostras.

Para uma melhor visualização do caráter químico das águas amostradas, representou-se graficamente os resultados obtidos em diagrama de Piper (1944, apud LIMA, 2000) que possibilita a visualização da distribuição iônica total das águas permitindo identificar semelhanças e diferenças entre as amostras analisadas (Figura 5.10).

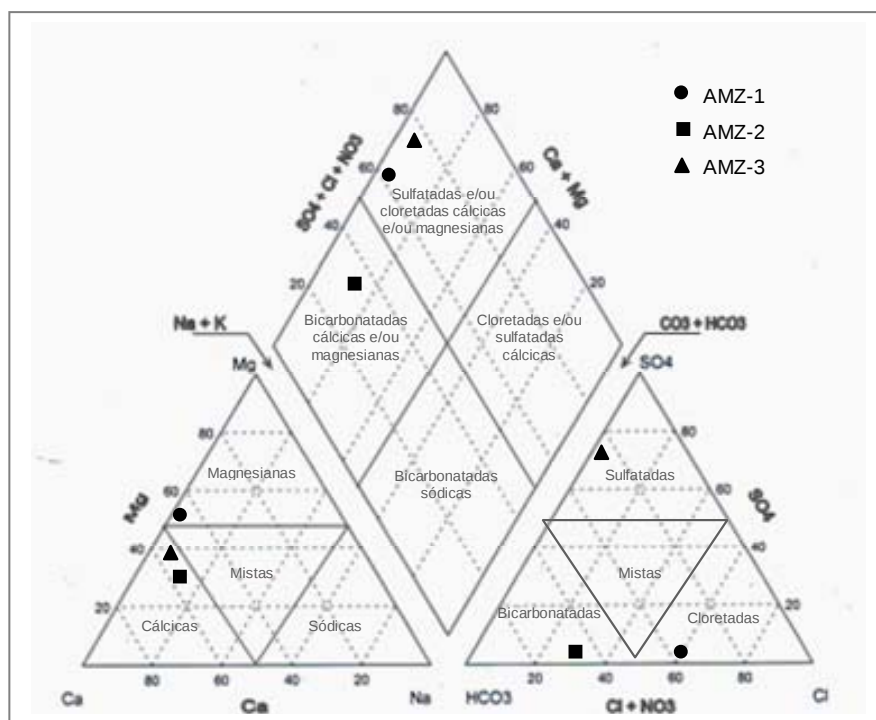


Figura 5.10 – Classificação química das amostras de água de acordo com o diagrama de Piper.

Observa-se que as águas de AMZ-1 são cloretadas, quanto aos ânions dissolvidos e magnesianas quanto aos cátions, sendo classificadas como cloretadas magnesianas. Na região de AMZ-2, as águas são bicarbonatadas quanto aos ânions e cálcicas quanto aos cátions, classificadas como bicarbonatadas cálcicas. As águas de AMZ-3 são sulfatadas quanto aos ânions e cálcicas quanto aos cátions dissolvidos sendo, portanto, classificadas como sulfatadas cálcicas, indicando a presença mais intensa de ânions nessa região, onde já se faz sentir a influência das águas do oceano.

5.5 – DETERMINAÇÃO DO ^{210}Pb PRESENTE NOS SEDIMENTOS

A quantificação do ^{210}Pb , presente nas amostras, foi realizada de maneira indireta através da determinação, por espectrometria alfa, do ^{210}Po . Após o processo químico que resultou na deposição do ^{210}Po em lâminas de cobre, estas foram submetidas, individualmente, à espectrometria alfa para quantificação do ^{210}Po e, posteriormente, considerando a existência de equilíbrio radioativo, foi calculado o teor de ^{210}Pb nas amostras de cada testemunho coletado.

As tabelas 5.9 a 5.11 apresentam os resultados obtidos através da análise dos espectrogramas, resultantes da espectrometria alfa. A massa de cada amostra, utilizada no processo de deposição do ^{210}Po , foi de 0,5 g. Os dados indicados por BG referem-se à radiação de *background* registrada por cada um dos quatro detectores utilizados no processo. A atividade (em dpm) do ^{210}Po contido nas amostras foi calculada com base no princípio da diluição isotópica, através da equação (4.10), utilizando 200 μl do traçador ^{209}Po com atividade igual a 40 dpm/ml. No apêndice B encontram-se os espectrogramas alfa obtidos neste processo de espectrometria.

Tabela 5.9 – Dados para a determinação do ^{210}Po presente nas amostras do testemunho AMZ-1.

Amostra	Detector	Tempo de contagem (h)	Nuclídeo	Canal A	Canal B	Nº de contagens	Taxa de contagem (cpm)	Atividade ^{210}Po (dpm)	Atividade/massa ^{210}Po (dpm/g)
1-1	1	121,81	Po-209	502	554	3298	0,441	$0,505 \pm 0,037$	$1,011 \pm 0,074$
			Po-210	572	605	228	0,028		
1-2	2	121,82	Po-209	508	550	1025	0,138	$0,286 \pm 0,059$	$0,573 \pm 0,118$
			Po-210	571	599	41	0,005		
1-3	3	121,83	Po-209	394	463	5689	0,777	$0,096 \pm 0,010$	$0,192 \pm 0,020$
			Po-210	470	491	68	0,009		
1-4	4	121,84	Po-209	414	490	5134	0,700	$0,170 \pm 0,023$	$0,341 \pm 0,046$
			Po-210	493	517	119	0,015		
1-5	1	93,87	Po-209	496	550	4076	0,713	$0,532 \pm 0,035$	$1,064 \pm 0,070$
			Po-210	566	612	286	0,047		
1-6	2	93,89	Po-209	520	551	1537	0,271	$0,284 \pm 0,030$	$0,568 \pm 0,060$
			Po-210	572	602	58	0,010		
1-7	3	93,91	Po-209	396	462	5767	1,022	$0,149 \pm 0,016$	$0,297 \pm 0,032$
			Po-210	465	490	107	0,019		
1-8	4	93,90	Po-209	429	488	4225	0,748	$0,171 \pm 0,022$	$0,343 \pm 0,044$
			Po-210	493	523	98	0,016		
1-9	2	85,34	Po-209	511	552	1276	0,247	$0,187 \pm 0,033$	$0,374 \pm 0,066$
			Po-210	568	603	33	0,006		
1-10	3	85,34	Po-209	408	465	3556	0,693	$0,151 \pm 0,023$	$0,302 \pm 0,046$
			Po-210	473	492	67	0,013		
BG-1	1	24,93	Po-209	499	552	16	0,0110		
			Po-210	569	609	5	0,0033		
BG-2	2	24,92	Po-209	514	551	3	0,0020		
			Po-210	569	601	1	0,0010		
BG-3	3	24,88	Po-209	400	463	2	0,0013		
			Po-210	468	491	0	0,0000		
BG-4	4	24,23	Po-209	420	491	3	0,0021		
			Po-210	495	521	2	0,0014		

Tabela 5.10 – Dados para a determinação do ^{210}Po presente nas amostras do testemunho AMZ-2.

Amostra	Detector	Tempo de contagem (h)	Nuclídeo	Canal A	Canal B	Nº de contagens	Taxa de contagem (cpm)	Atividade ^{210}Po (dpm)	Atividade/massa ^{210}Po (dpm/g)
2-1	1	25,78	Po-209	529	560	809	0,516	$1,020 \pm 0,114$	$2,039 \pm 0,228$
			Po-210	585	629	108	0,066		
2-2	2	25,79	Po-209	508	533	358	0,231	$0,334 \pm 0,102$	$0,668 \pm 0,204$
			Po-210	550	579	18	0,010		
2-3	1	26,60	Po-209	530	560	1194	0,741	$0,345 \pm 0,054$	$0,690 \pm 0,108$
			Po-210	584	605	57	0,032		
2-4	2	24,59	Po-209	508	534	572	0,387	$0,155 \pm 0,067$	$0,309 \pm 0,134$
			Po-210	554	582	14	0,007		
2-5	3	24,59	Po-209	525	560	193	0,131	$0,539 \pm 0,125$	$1,078 \pm 0,250$
			Po-210	584	609	13	0,009		
2-6	4	24,60	Po-209	548	581	1110	0,751	$0,317 \pm 0,054$	$0,635 \pm 0,108$
			Po-210	616	629	45	0,030		
2-7	1	23,82	Po-209	525	556	2290	1,596	$0,360 \pm 0,036$	$0,720 \pm 0,072$
			Po-210	584	606	108	0,072		
2-8	2	23,92	Po-209	508	542	376	0,261	$0,323 \pm 0,090$	$0,645 \pm 0,180$
			Po-210	556	579	18	0,011		
2-9	3	23,92	Po-209	526	554	181	0,126	$0,221 \pm 0,148$	$0,442 \pm 0,296$
			Po-210	587	600	5	0,003		
2-10	4	23,93	Po-209	557	577	1146	0,798	$0,259 \pm 0,041$	$0,517 \pm 0,082$
			Po-210	610	630	38	0,026		
BG-1	1	24,93	Po-209	525	557	10	0,007		
			Po-210	584	617	6	0,004		
BG-2	2	24,92	Po-209	508	537	1	0,001		
			Po-210	553	581	3	0,002		
BG-3	3	24,88	Po-209	525	557	0	0,000		
			Po-210	584	604	0	0,000		
BG-4	4	24,23	Po-209	553	579	1	0,001		
			Po-210	613	630	1	0,001		

Tabela 5.11 – Dados para a determinação do ^{210}Po presente nas amostras do testemunho AMZ-3.

Amostra	Detector	Tempo de contagem (h)	Nuclídeo	Canal A	Canal B	Nº de contagens	Taxa de contagem (cpm)	Atividade ^{210}Po (dpm)	Atividade/massa ^{210}Po (dpm/g)
3-1	1	24,30	Po-209	508	560	1744	1,190	$0,365 \pm 0,048$	$0,730 \pm 0,096$
			Po-210	580	634	85	0,054		
3-2	2	24,31	Po-209	487	531	474	0,324	$0,339 \pm 0,074$	$0,679 \pm 0,148$
			Po-210	556	574	23	0,014		
3-3	3	24,31	Po-209	528	558	640	0,439	$0,225 \pm 0,057$	$0,450 \pm 0,114$
			Po-210	584	599	18	0,012		
3-4	4	24,32	Po-209	541	582	1193	0,816	$0,208 \pm 0,040$	$0,416 \pm 0,080$
			Po-210	604	631	32	0,021		
3-5	1	22,85	Po-209	522	560	1743	1,264	$0,335 \pm 0,045$	$0,669 \pm 0,090$
			Po-210	575	623	78	0,053		
3-6	2	22,86	Po-209	496	531	289	0,210	$0,423 \pm 0,118$	$0,847 \pm 0,236$
			Po-210	560	577	18	0,011		
3-7	3	22,87	Po-209	529	558	616	0,449	$0,442 \pm 0,073$	$0,883 \pm 0,146$
			Po-210	581	613	34	0,025		
3-8	4	22,87	Po-209	552	577	934	0,679	$0,232 \pm 0,047$	$0,464 \pm 0,094$
			Po-210	607	627	28	0,020		
3-9	1	25,86	Po-209	531	556	1568	1,004	$0,343 \pm 0,049$	$0,686 \pm 0,098$
			Po-210	578	621	73	0,043		
3-10	2	25,87	Po-209	508	532	342	0,220	$0,208 \pm 0,070$	$0,417 \pm 0,140$
			Po-210	562	589	12	0,006		
BG-1	1	24,93	Po-209	525	557	10	0,007		
			Po-210	584	617	6	0,004		
BG-2	2	24,92	Po-209	50	537	1	0,001		
			Po-210	553	581	3	0,002		
BG-3	3	24,88	Po-209	525	557	0	0,000		
			Po-210	584	604	0	0,000		
BG-4	4	24,23	Po-209	553	579	2	0,001		
			Po-210	613	630	1	0,001		

Como a espectrometria das amostras foi realizada imediatamente após o término do processo de deposição do ^{210}Po , não havendo tempo para perdas em razão do decaimento radioativo, os teores de ^{210}Pb coincidem com os teores de ^{210}Po exibidos nas tabelas 5.9 a 5.11 e listados abaixo, na tabela 5.12, uma vez que ambos estão em equilíbrio radioativo.

Tabela 5.12 – Teores de ^{210}Pb total presentes nas amostras dos sedimentos testemunhados.

Testemunho	Amostra	Atividade/massa $^{210}\text{Pb}_T$ (dpm/g)
AMZ-1	1-1	1,011
	1-2	0,573
	1-3	0,192
	1-4	0,341
	1-5	1,064
	1-6	0,568
	1-7	0,297
	1-8	0,343
	1-9	0,374
	1-10	0,302
AMZ-2	2-1	2,039
	2-2	0,668
	2-3	0,690
	2-4	0,309
	2-5	1,078
	2-6	0,635
	2-7	0,720
	2-8	0,645
	2-9	0,442
	2-10	0,517
AMZ-3	3-1	0,730
	3-2	0,679
	3-3	0,450
	3-4	0,416
	3-5	0,669
	3-6	0,847
	3-7	0,883
	3-8	0,464
	3-8	0,686
	3-10	0,417

5.6 – DETERMINAÇÃO DOS TEORES DE ^{238}U

Considerando a existência de equilíbrio radioativo na série de decaimento radioativo do ^{238}U (ALMEIDA, 2003; APPLEBY; OLDFIELD, 1978; JIA et al. 2000; 2001; LIMA, 2000), então há equilíbrio entre as atividades do ^{210}Pb e de seus antecessores ^{222}Rn , ^{226}Ra e ^{238}U .

Entretanto, nessa sucessão de decaimentos radioativos é formado o gás radônio (^{222}Rn) antes de se atingir o ^{210}Pb (Figura 2.1). Esse gás pode se difundir para a fase líquida ou para a atmosfera, de modo que apenas uma parcela do ^{222}Rn produzido nesse processo é responsável pela produção do ^{210}Pb presente no sedimento.

Portanto, se faz necessário avaliar a presença de ^{238}U para se obter os teores de ^{210}Pb produzido no sedimento. A análise do ^{238}U foi realizada por espectrometria gama, através do ^{214}Bi , obtendo-se, assim, o equivalente urânio (eU) para as amostras. Os espectrogramas obtidos estão no apêndice C e os resultados analíticos estão apresentados na tabela 5.13.

Tabela 5.13 – Teores de ^{238}U presentes nas amostras de sedimentos.

	Amos- tra	Canal A	Canal B	No. de conta- gens	Tempo de contagem (h)	Massa (g)	eU (cpm/g)	eU (ppm) ¹	^{238}U (dpm/g) ²
AMZ-1	1-1	917	966	252	19,67	61,16	0,00349	$0,957 \pm 0,052$	$0,714 \pm 0,038$
	1-2	929	984	418	25,71	64,25	0,00422	$1,169 \pm 0,048$	$0,872 \pm 0,036$
	1-3	923	981	243	23,02	56,26	0,00313	$0,852 \pm 0,047$	$0,635 \pm 0,035$
	1-4	929	984	259	22,99	53,56	0,00351	$0,961 \pm 0,051$	$0,717 \pm 0,038$
	1-5	947	996	291	23,05	59,23	0,00355	$0,975 \pm 0,049$	$0,727 \pm 0,036$
	1-6	947	996	135	23,35	56,19	0,00172	$0,451 \pm 0,034$	$0,337 \pm 0,025$
	1-7	929	987	32	21,70	57,10	0,00043	$0,105 \pm 0,017$	$0,078 \pm 0,013$
	1-8	932	975	110	25,26	57,48	0,00126	$0,327 \pm 0,027$	$0,244 \pm 0,020$
	1-9	950	999	304	25,33	50,92	0,00393	$1,084 \pm 0,053$	$0,809 \pm 0,039$
	1-10	944	993	413	21,60	55,10	0,00578	$1,632 \pm 0,068$	$1,217 \pm 0,050$
AMZ-2	2-1	908	966	583	24,45	55,03	0,00722	$2,063 \pm 0,071$	$1,539 \pm 0,053$
	2-2	883	938	332	24,51	49,14	0,00459	$1,279 \pm 0,060$	$0,954 \pm 0,044$
	2-3	892	947	493	23,69	52,02	0,00667	$1,896 \pm 0,072$	$1,415 \pm 0,053$
	2-4	896	953	391	24,68	54,35	0,00486	$1,357 \pm 0,058$	$1,012 \pm 0,043$
	2-5	892	944	155	24,59	55,97	0,00188	$0,497 \pm 0,035$	$0,370 \pm 0,026$
	2-6	896	953	261	23,29	53,59	0,00349	$0,955 \pm 0,050$	$0,713 \pm 0,038$
	2-7	896	947	93	24,40	51,8	0,00123	$0,317 \pm 0,029$	$0,236 \pm 0,022$
	2-8	911	966	182	24,45	56,09	0,00221	$0,591 \pm 0,038$	$0,441 \pm 0,028$
	2-9	902	950	216	23,16	57,99	0,00268	$0,724 \pm 0,042$	$0,540 \pm 0,032$
	2-10	892	944	120	25,24	60,11	0,00132	$0,342 \pm 0,027$	$0,255 \pm 0,020$
AMZ-3	3-1	923	978	75	23,54	62,50	0,00085	$0,215 \pm 0,022$	$0,160 \pm 0,016$
	3-2	944	999	84	21,74	67,18	0,00096	$0,244 \pm 0,023$	$0,182 \pm 0,018$
	3-3	938	990	9	27,95	67,48	0,00008	$0,018 \pm 0,006$	$0,013 \pm 0,004$
	3-4	935	996	245	25,42	65,17	0,00246	$0,662 \pm 0,036$	$0,494 \pm 0,027$
	3-5	947	1002	287	24,33	63,46	0,00310	$0,843 \pm 0,042$	$0,629 \pm 0,032$
	3-6	956	1008	131	27,16	62,03	0,00130	$0,336 \pm 0,026$	$0,250 \pm 0,019$
	3-7	941	993	48	20,86	65,17	0,00059	$0,146 \pm 0,019$	$0,109 \pm 0,014$
	3-8	941	990	51	24,19	64,59	0,00054	$0,134 \pm 0,017$	$0,100 \pm 0,013$
	3-9	944	993	234	25,94	64,87	0,00232	$0,621 \pm 0,035$	$0,463 \pm 0,026$
	3-10	926	981	52	22,78	66,34	0,00057	$0,142 \pm 0,018$	$0,106 \pm 0,013$

¹ $\log U(\text{ppm}) = 1,057 \times \log U(\text{cpm/g}) + 2,578$.

² $U(\text{dpm/g}) = 0,746 \times U(\text{ppm})$

Na quantificação do ^{238}U foi utilizada a equação de calibração do sistema, obtida por Duarte (2002), ou seja: $\log e\text{U}(\text{ppm}) = 1,057 \times \log e\text{U}(\text{cpm/g}) + 2,578$. Como cada micrograma de ^{238}U possui atividade de 0,746 dpm, então a concentração de urânio em dpm/g é calculada por: $\text{U}(\text{dpm/g}) = 0,746 \times e\text{U}(\text{ppm})$.

Para a correção dos dados, em virtude das perdas do gás radônio, é necessário conhecer o coeficiente de emanação (E) do radônio, definido por (WANTY; LAWRENCE; GUNDERSEN, 1992):

$$E = \frac{{}^{222}\text{Rn}_{(\text{água})}}{{}^{222}\text{Rn}_{(\text{água})} + {}^{222}\text{Rn}_{(\text{rocha})}} \quad (7.1)$$

Bonotto e Caprioglio (2002), através de experimentos em laboratório com sedimentos de granulometria semelhante à dos sedimentos analisados neste trabalho, 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.

Portanto, considera-se que apenas 16% do ^{222}Rn produzido na cadeia de decaimento contribui para a geração de ^{210}Pb nos sedimentos, chamado, usualmente, de ^{210}Pb “produzido” (Pb_s). Tem-se, então:

$${}^{210}\text{Pb}_s = 0,16 \cdot ({}^{238}\text{U}) \quad (7.2)$$

onde ^{238}U é a atividade específica do urânio-238 presente nos sedimentos (tabela 5.13).

A concentração do ^{210}Pb incorporado aos sedimentos, denominado de ^{210}Pb “não-produzido” – ${}^{210}\text{Pb}_{xs}$ – é calculada através da subtração entre as atividades específicas do ^{210}Pb total (${}^{210}\text{Pb}_T$) e do ^{210}Pb “produzido” (${}^{210}\text{Pb}_s$), ou seja:

$${}^{210}\text{Pb}_{xs} = {}^{210}\text{Pb}_T - {}^{210}\text{Pb}_s \quad (7.3)$$

Os dados referentes à presença de ${}^{210}\text{Pb}_{xs}$ nos sedimento são utilizados na determinação dos perfis gráficos para a determinação da taxa de sedimentação. A tabela 5.14 apresenta os dados referentes à determinação de ${}^{210}\text{Pb}_{xs}$.

Tabela 5.14 – Teores de ^{210}Pb “produzido” e “não-produzido” nas amostras de sedimentos.

Amostra	Atividade específica $^{210}\text{Pb}_T$	Atividade específica ^{238}U	^{210}Pb “produzido”	^{210}Pb “não-produzido”
	(dpm/g)	(dpm/g)	Pb_S (dpm/g)	Pb_{XS} (dpm/g)
AMZ-1	1-1	1,011	0,714	0,114
	1-2	0,573	0,872	0,139
	1-3	0,192	0,635	0,102
	1-4	0,341	0,717	0,115
	1-5	1,064	0,727	0,116
	1-6	0,568	0,337	0,054
	1-7	0,297	0,078	0,012
	1-8	0,343	0,244	0,039
	1-9	0,374	0,809	0,129
	1-10	0,302	1,217	0,195
AMZ-2	2-1	2,039	1,539	0,246
	2-2	0,668	0,954	0,153
	2-3	0,684	1,415	0,226
	2-4	0,309	1,012	0,162
	2-5	1,078	0,370	0,059
	2-6	0,635	0,713	0,114
	2-7	0,720	0,236	0,038
	2-8	0,645	0,441	0,071
	2-9	0,442	0,540	0,086
	2-10	0,517	0,255	0,041
AMZ-3	3-1	0,730	0,160	0,026
	3-2	0,679	0,182	0,029
	3-3	0,450	0,013	0,002
	3-4	0,416	0,494	0,079
	3-5	0,669	0,629	0,101
	3-6	0,847	0,250	0,040
	3-7	0,883	0,109	0,017
	3-8	0,464	0,100	0,016
	3-9	0,686	0,463	0,074
	3-10	0,417	0,106	0,017

5.7 – DETERMINAÇÃO DA TAXA DE SEDIMENTAÇÃO

Para a determinação da taxa de sedimentação será utilizado o decréscimo exponencial da atividade do ^{210}Pb “não-produzido” – $^{210}\text{Pb}_{XS}$ – em função da profundidade da camada sedimentar. A concentração de $^{210}\text{Pb}_{XS}$ em uma camada de sedimento, situada a uma profundidade z , é dada por:

$$A_z = A_o \cdot e^{-\lambda_{210}m/r} \quad (7.4)$$

onde A_o é a concentração de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ na interface sedimento-água, λ_{210} é a constante de decaimento radioativo do ^{210}Pb ($0,0311 \text{ ano}^{-1}$), m é a massa seca de sedimento acumulada por unidade de área (g/cm^2) e r é o fluxo de sedimentos ou taxa de sedimentação de massa ($\text{g}/\text{cm}^2 \cdot \text{ano}$).

A expressão (7.4) poderá ser escrita como:

$$\ln A_z - \ln A_o = (-\lambda_{210}/r) \cdot m \quad (7.5)$$

que representa um perfil linear, de inclinação $\alpha = -\lambda_{210}/r$, quando o $\ln A_z$ é representado em função da massa seca acumulada por unidade de área, m . A partir da inclinação α da reta é possível calcular a taxa de sedimentação r , ou seja:

$$r = \frac{-\lambda_{210}}{\alpha} \quad (7.6)$$

A utilização da massa acumulada por unidade de área, em vez da profundidade, minimiza os efeitos de compactação gerados pelo processo de amostragem do sedimento (ARGOLLO, 2001; ROBBINS, 1978). Isso se deve ao fato de que ao se representar os dados de ^{210}Pb em função da profundidade, geralmente ocorre diminuição da inclinação da reta na superfície devido efeitos da compactação, a qual é reduzida proximamente à superfície (LIMA, 2000).

A tabela 5.15 apresenta os dados necessários para a determinação da taxa de sedimentação média e as figuras 5.11 a 5.13 apresentam os gráficos obtidos a partir desses dados, cujas retas foram ajustadas pelo método dos mínimos quadrados, conforme requerido para a determinação da taxa de sedimentação, através do método empregado. Os valores da taxa de sedimentação de massa e do coeficiente de correlação, além da equação de ajuste da reta, estão mostrados nos gráficos.

Tabela 5.15 – Parâmetros básicos para a determinação da taxa de sedimentação através do método do ^{210}Pb .

Amostra	Profundidade (cm)	Profundidade média (cm)	Massa seca (g)	Massa acumulada/área * (g/cm ²)	$\ln ^{210}\text{Pb}_{\text{XS}}$ (dpm/g)
AMZ-1	1-1	0 - 10,0	473,0	11,30	-0,11
	1-2	10,0 - 20,0	578,5	25,13	-0,84
	1-3	20,0 - 30,0	556,0	38,41	-2,41
	1-4	30,0 - 40,0	552,5	51,61	-1,49
	1-5	40,0 - 50,0	582,0	65,52	-0,05
	1-6	50,0 - 60,0	564,0	79,00	-0,66
	1-7	60,0 - 70,0	559,5	92,37	-1,26
	1-8	70,0 - 80,0	585,0	106,34	-1,19
	1-9	80,0 - 90,0	505,0	118,41	-1,41
	1-10	90,0 - 100,0	526,5	130,99	-2,23
AMZ-2	2-1	0,0 - 10,0	437	10,44	0,58
	2-2	10,0 - 20,0	448	21,15	-0,66
	2-3	20,0 - 30,0	457	32,10	-0,79
	2-4	30,0 - 40,0	462	43,11	-1,91
	2-5	40,0 - 50,0	571	56,75	0,02
	2-6	50,0 - 60,0	520	69,17	-0,65
	2-7	60,0 - 70,0	504	81,22	-0,39
	2-8	70,0 - 80,0	553	94,43	-0,55
	2-9	80,0 - 90,0	552	107,62	-1,03
	2-10	90,0 - 100,0	571	121,27	-0,74
AMZ-3	3-1	0,0 - 10,0	634,0	15,15	-0,35
	3-2	10,0 - 20,0	616,4	29,88	-0,43
	3-3	20,0 - 30,0	600,6	44,23	-0,80
	3-4	30,0 - 40,0	595,6	58,46	-1,09
	3-5	40,0 - 50,0	612,0	73,08	-0,56
	3-6	50,0 - 60,0	518,8	85,48	-0,21
	3-7	60,0 - 70,0	599,5	99,81	-0,14
	3-8	70,0 - 80,0	575,3	113,55	-0,80
	3-9	80,0 - 90,0	596,0	127,79	-0,49
	3-10	90,0 - 100,0	626,0	142,75	-0,92

*Área = $\pi r^2 = 41,85 \text{ cm}^2$

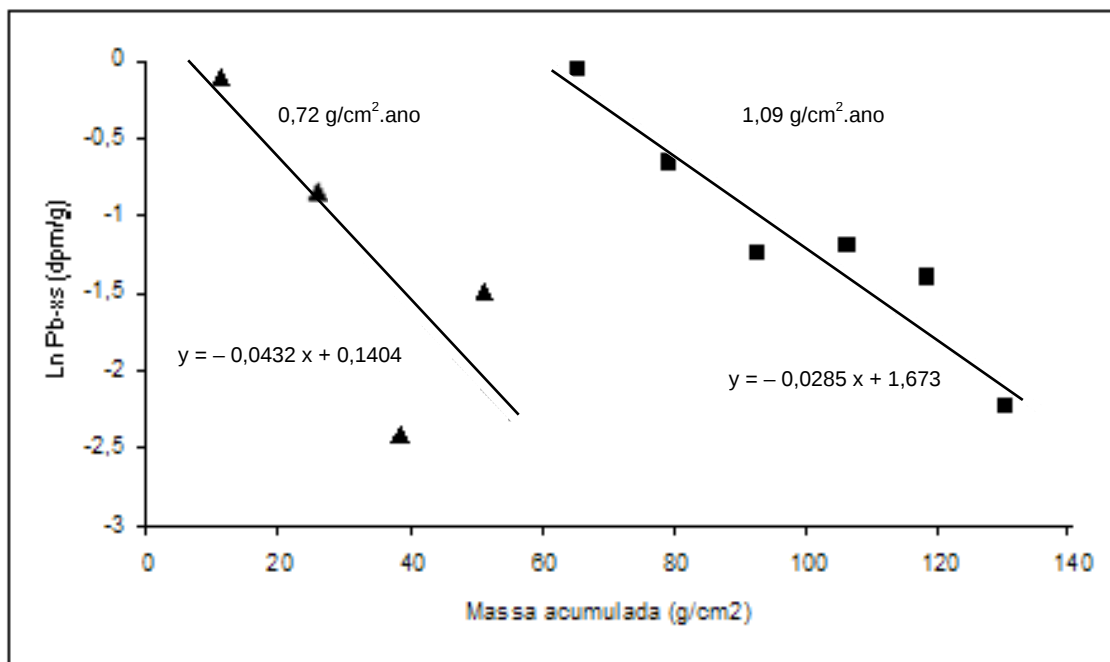


Figura 5.11 – Variação da atividade do $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ em função da massa acumulada no testemunho AMZ-1.

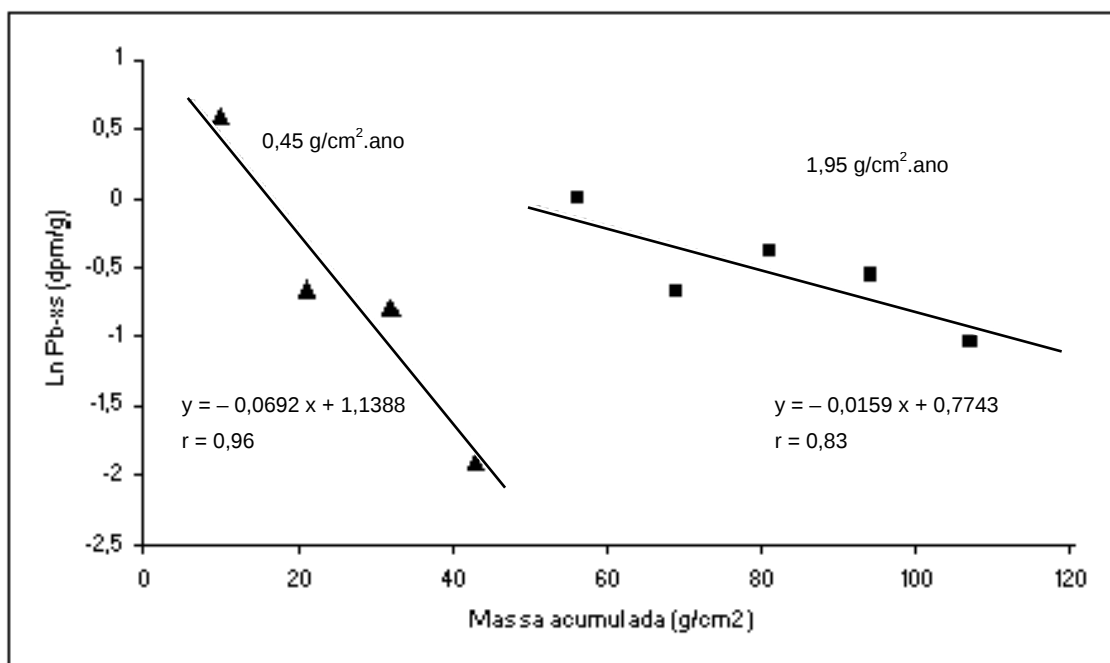


Figura 5.12 – Variação da atividade do $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ em função da massa acumulada no testemunho AMZ-2.

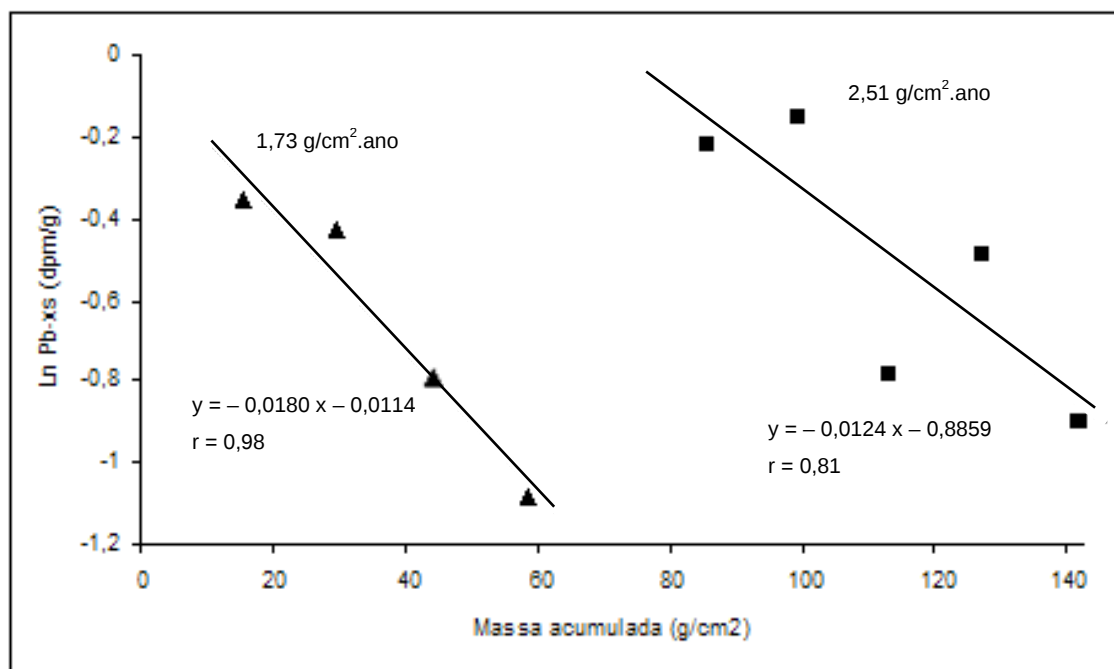


Figura 5.13 – Variação da atividade de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ em função da massa acumulada no testemunho AMZ-3.

Para a construção dessas retas, não foram descartados os pontos situados no topo dos testemunhos, como é usual – por ser considerada uma camada de *mixing* –, uma vez que os valores obtidos nessa camada não apresentaram comportamento anômalo, provavelmente em função da espessura da amostra, ajustando-se aos demais dados experimentais. Por outro lado, foi descartado o ponto gerado a partir dos dados situados na última camada amostrada no testemunho AMZ-2, já que houve alterações nessa camada devido ao manuseio do amostrador, o que efetivamente não ocorreu nos testemunhos AMZ-1 e AMZ-3, pois, propositalmente, a profundidade de penetração do amostrador ultrapassou ligeiramente o limite de amostragem pré-determinado para a coleta dos dados.

Verifica-se, em todos os testemunhos, que a disposição dos pontos nos gráficos das figuras 5.11 a 5.13 indica a presença de retas distintas, significando a ocorrência de duas taxas de sedimentação nas regiões de amostragem. Nota-se que uma tendência comum entre os três testemunhos é a de que até à profundidade de 40 a 50 cm, aproximadamente, cada testemunho exibe determinado comportamento e, para profundidades maiores, esse comportamento é modificado.

No testemunho AMZ-1, coletado próximo à orla de Macapá, a taxa de sedimentação na parte superior do perfil correspondeu a $0,72 \text{ g/cm}^2\text{.ano}$ e na parte inferior, correspondeu a $1,09 \text{ g/cm}^2\text{.ano}$. No testemunho AMZ-2, coletado no arquipélago do Jurupari, a taxa de sedimentação determinada na parte superior do perfil foi de $0,45 \text{ g/cm}^2\text{.ano}$ e na parte inferior, $1,95 \text{ g/cm}^2\text{.ano}$. Finalmente, em AMZ-3, coletado na reserva biológica do Parazinho (Bailique), as taxas de sedimentação determinadas na parte superior e na parte inferior do perfil foram, respectivamente, $1,73 \text{ g/cm}^2\text{.ano}$ e $2,51 \text{ g/cm}^2\text{.ano}$.

Os valores superiores para a taxa de sedimentação no testemunho AMZ-3 podem estar relacionados com o fenômeno da halmirólise (precipitação direta a partir dos íons presentes na água salgada) uma vez que a região onde foi feita a amostragem desse testemunho já sofre grande influência das águas salgadas do oceano, o que pode ser verificado pelas análises das águas (Tabela 5.8) onde se observa que o sulfato, o bicarbonato e a condutividade, nesta região, são bem mais elevados que nas outras duas.

No testemunho AMZ-3 foi descartado um ponto situado na “fronteira” das duas regiões (ponto 3-5) por estar “deslocado” de ambas as regiões e alterar de modo significativo a possibilidade de gerar a reta, indicando que, naquela profundidade poderia ter ocorrido *mixing* de sedimentos.

Se a massa acumulada por área (g/cm^2) for dividida pela taxa de sedimentação ($\text{g/cm}^2\text{.ano}$), obtém-se o tempo necessário para a deposição das camadas sedimentares. Como existem duas taxas de sedimentação, os dois trechos do perfil foram tratados como independentes: um trecho superior até a profundidade de cerca de 40 cm e outro, inferior, a partir dessa profundidade até a base do perfil.

Uma vez conhecido o ano de amostragem, é possível estimar o ano no qual ocorreu a deposição da base de cada camada de sedimento no testemunho amostrado. Como o ano de amostragem dos testemunhos foi 2006, este pode ser utilizado como referência para se estabelecer a cronologia a partir do topo dos testemunhos, mostrada na tabela 5.16

Tabela 5.16 – Tempo e ano de deposição dos sedimentos dos testemunhos AMZ-1, AMZ-2 e AMZ-3.

	Profundidade (cm)	Massa acumulada/área (g/cm²)	Tempo de deposição (anos)	Ano de deposição
AMZ-1	10	11,30	16	1990
	20	25,13	35	1971
	30	38,41	53	1953
	40	51,61	72	1934
	50	65,52	85	1921
	60	79,00	97	1909
	70	92,37	109	1897
	80	106,34	122	1884
	90	118,41	133	1873
	100	130,99	145	1861
AMZ-2	10	10,44	23	1983
	20	21,15	47	1959
	30	32,10	71	1935
	40	43,11	96	1910
	50	56,75	103	1903
	60	69,17	109	1897
	70	81,22	116	1890
	80	94,43	122	1884
	90	107,62	129	1877
	100	121,27	136	1870
AMZ-3	10	15,15	9	1997
	20	29,88	17	1989
	30	44,23	26	1980
	40	58,46	34	1972
	50	73,08	40	1966
	60	85,48	45	1961
	70	99,81	50	1956
	80	113,55	56	1950
	90	127,79	62	1944
	100	142,75	68	1938

Pode-se, ainda, determinar a taxa de sedimentação linear, com dimensões LT^{-1} , dividindo a espessura total da coluna de sedimento pelo tempo de deposição de toda a coluna. Dessa forma, tem-se para a parte superior e para a parte inferior das colunas sedimentares as taxas de sedimentação mostradas na tabela 5.17.

Tabela 5.17 – Taxas de sedimentação em g/cm².ano e em cm/ano nas três regiões amostradas.

	Parte superior		Parte inferior	
	g/cm².ano	cm/ano	g/cm².ano	cm/ano
AMZ-1	0,72	0,56	1,09	0,82
AMZ-2	0,45	0,42	1,95	1,50
AMZ-3	1,73	1,18	2,51	1,76

Na tabela 5.18 são apresentados alguns resultados de taxas de sedimentação determinadas por outros pesquisadores na região Amazônica, utilizando a mesma técnica empregada neste trabalho. Verifica-se que os valores são todos compatíveis com aqueles obtidos nesta pesquisa.

Tabela 5.18 – Taxas de sedimentação obtidas pelo método do ^{210}Pb .

Localidade	Referência	$\text{g/cm}^2\cdot\text{ano}$	cm/ano
Cabo Norte (AP)	GODOY et al. (1998)	–	1,3
Baía de Guajará (PA)	DIAS et al. (2007)	–	0,57 - 0,60 - 0,70
Lago Curuaí (PA)	MOREIRA-TURCQ et al. (2004)	0,42 - 1,10 - 1,16	–
Bacia do rio Madeira (RO) (9 lagos)	VERGOTTI (2008)	Min: 0,12 - Máx: 2,26 Média: 0,97	–

Através dos dados exibidos na tabela 5.16 pode-se demonstrar a relação entre o tempo de deposição e a profundidade da coluna sedimentar. Essa relação está mostrada nas figuras 5.14 a 5.16.

Nota-se a existência de correlação altamente significativa entre esses parâmetros, em todos os perfis analisados. Isso indica um bom ajuste nos dados experimentais utilizados para gerar as retas das figuras 5.10 a 5.13, procedimento que culminou com a determinação das taxas de sedimentação nas regiões estudadas.

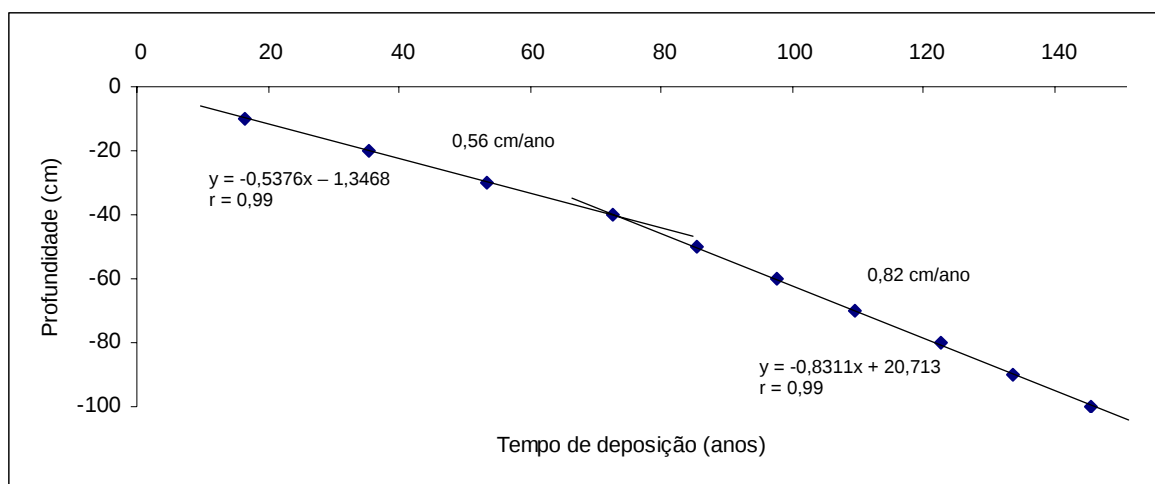


Figura 5.14 – Relação entre a profundidade da coluna sedimentar e o tempo de deposição dos sedimentos do testemunho AMZ-1.

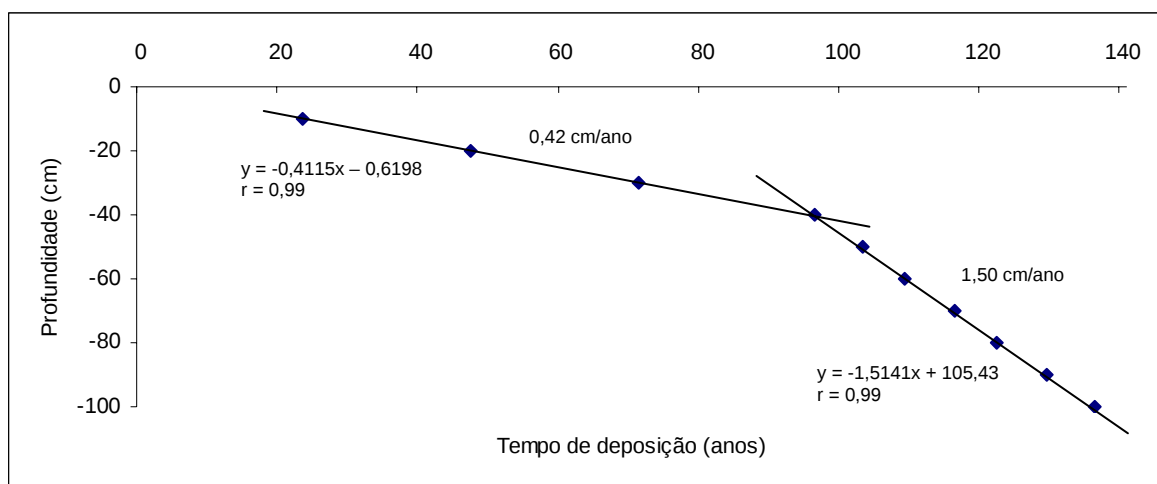


Figura 5.15 – Relação entre a profundidade da coluna sedimentar e o tempo de deposição dos sedimentos do testemunho AMZ-2.

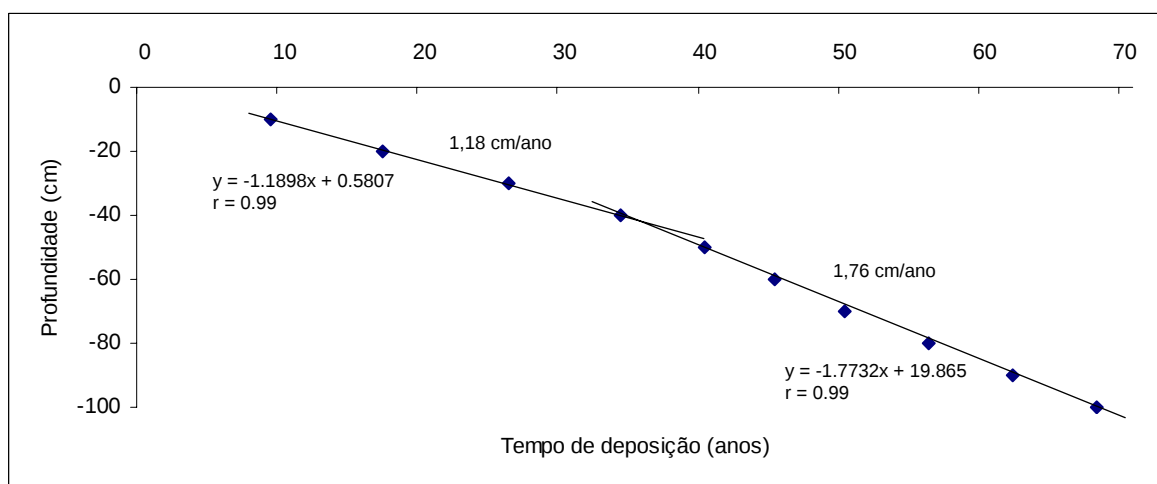


Figura 5.16 – Relação entre a profundidade da coluna sedimentar e o tempo de deposição dos sedimentos do testemunho AMZ-3.

Em cada uma destas figuras observa-se a existência de duas retas correspondendo à presença de duas taxas de sedimentação em cada perfil analisado. Observa-se 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.

6

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O modelo de determinação da taxa de sedimentação usado neste trabalho possibilitou estimar as taxas de sedimentação e a cronologia de sedimentos de fundo em três perfis amostrados na foz do rio Amazonas, na região denominada canal Norte. Isso indica que a precipitação de ^{210}Pb para os sedimentos de fundo, na região estudada, foi suficiente para que se pudesse quantificar esse radionuclídeo em níveis superiores aos da radiação de fundo, o que possibilita o uso do modelo para datar sedimentos com idades de até cerca de 150 anos.

A metodologia de datação por ^{210}Pb requer a quantificação precisa do ^{210}Pb em excesso nos sedimentos, o que necessitou da quantificação do ^{238}U nos sedimentos amostrados, os quais foram analisados para determinar suas principais características físicas e químicas. Com o objetivo de avaliar qualquer eventual influência nos teores de ^{210}Pb , amostras de água dos pontos de amostragem foram analisadas de modo a determinar alguns parâmetros característicos básicos.

Os valores obtidos para a atividade de ^{210}Po e ^{210}Pb nos três perfis analisados sugerem uma boa semelhança entre eles, demonstrando que esses elementos apresentam comportamento conservativo na região estuarina do rio Amazonas, confirmando sua grande utilidade como traçador ambiental. Não se verificou correlação significativa entre a matéria orgânica e o ^{210}Po , provavelmente pelos baixos teores, tanto de matéria orgânica, quanto de ^{210}Po , presentes nos sedimentos analisados.

Por outro lado, na análise dos três testemunhos, observou-se excelente correlação positiva entre o teor de matéria orgânica e a perda ao fogo, indicando, como esperado, a dependência do índice de perda ao fogo com a presença de matéria orgânica. A sílica,

principal componente dos testemunhos, se relaciona inversamente com a matéria orgânica. Em decorrência disso, observou-se a ocorrência de correlação inversa entre a sílica e diversos outros compostos analisados, uma vez que uma diminuição em sílica significa um aumento na superfície específica dos sedimentos levando, também, a um aumento da capacidade de troca/adsorção de cátions.

Verificou-se certas semelhanças entre os parâmetros analisados nas amostras das regiões de Macapá e Bailique (pontos AMZ-1 e AMZ-3) que ficam situados na margem esquerda da foz do rio Amazonas, enquanto que a região do Jurupari (AMZ-2), situada à margem direita, apresenta aspectos ligeiramente diferenciados das duas primeiras, como se pode verificar na porosidade dos sedimentos, na presença de sílica e de matéria orgânica. Esse comportamento pode estar relacionado à dinâmica das águas, uma vez que na região da amostragem de AMZ-2 se observa a ocorrência do fenômeno da pororoca, com intensa turbulência das águas, o que não acontece nas demais regiões.

Os resultados obtidos demonstraram a existência de duas taxas de sedimentação em cada perfil, provavelmente devido a mudanças no modelo de sedimentação, sendo que a mudança ocorre na profundidade de 40 a 50 cm, em todos os perfis. Um resultado comum observado em todos os três perfis é que a taxa de sedimentação do trecho superior é menor que a do trecho inferior, ou seja, houve uma diminuição nos valores da taxa de sedimentação a partir dos 40 a 50 cm para o topo dos testemunhos.

Taxas de sedimentação linear também foram determinadas para todos os perfis, sendo encontrados valores compatíveis com o fluxo de sedimentação de massa, ou seja, valores maiores da taxa de sedimentação de massa correspondem a valores também maiores da taxa de sedimentação linear, e vice-versa.

Observa-se que em AMZ-3 os valores da taxa de sedimentação se destacam dos demais perfis por serem bem mais elevados. O local de amostragem desse testemunho se encontra bem próximo à desembocadura do rio no oceano, onde já se faz sentir os efeitos das águas oceânicas em virtude dos efeitos de marés. Verifica-se, com relação às características das águas amostradas, que existe variação significativa dos parâmetros à medida em que o rio se aproxima do oceano, como o aumento da condutividade e da concentração de ânions. Isso pode acelerar o processo de sedimentação justificando os valores mais elevados encontrados para a de sedimentação no perfil AMZ-3.

Como recomendações para futuros trabalhos, visando o aperfeiçoamento da metodologia utilizada e buscando maior segurança dos resultados alcançados, sugere-se, em virtude da imensa extensão da região estuarina do rio Amazonas, a realização de estudos mais detalhados com o aumento do número de regiões de amostragem e, ainda, que cada uma dessas regiões seja desmembrada em sub-regiões com a multiplicação do número de testemunhos para cada uma das regiões a ser estudada. Além disso, análise de metais pesados nessa região poderia ser realizada para subsidiar a interpretação dos resultados, principalmente nas mudanças da velocidade de sedimentação, podendo indicar algum efeito antrópico, causador do fenômeno.

BIBLIOGRAFIA

1. 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.
2. ALEXANDER, C. R. et al. The historical record of metal enrichment in two Florida estuarines, **Estuaries**, v. 16, n. 3B, p. 627-637, 1993.
3. ALLEN, J. R. L. et al. A comparison of the ^{210}Pb date technique with three other independent dating methods in an oxide estuarine salt-marsh sequence. **Estuaries**, v. 16, n. 3B, p. 670-677, 1993.
4. ALMEIDA, K. Y. M. **Uso do Po-210 na avaliação da taxa de sedimentação na Floresta Estadual “Navarro de Andrade”, município de Rio Claro, São Paulo, SP.** 2003. 73 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Ecologia) – Instituto de Biociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.
5. ANEEL – AGÊNCIA NACIONAL DE ENERGIA ELÉTRICA. **Sistema de informações georreferenciadas de energia e hidrologia – HIDROGEO.** CD 1: Bacia do Rio Amazonas. Versão 1.1. Brasília, 2000. 8 CD-ROM.
6. 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**, v. 5, p. 1-8, 1978.
7. APPLEBY, P. G. et al. ^{210}Pb dating by low background gamma counting. **Hydrobiologia**, v. 143, p. 21-27, 1986.

8. APPLEBY, P. G.; SHOTYK, W.; FANKHAUSER, A. Lead-210 age dating of three peat cores in the Jura mountains, Switzerland. **Water, Air and Soil Pollution**, v. 100, p. 223-231, 1997.
9. ARGOLLO, R. M. **Cronologias de sedimentação recente e de deposição de metais pesados na Baía de Todos os Santos usando Pb²¹⁰ e Cs¹³⁷**. 2001. 104 f. Tese (Doutorado em Geofísica) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2001.
10. ASSIS, H. M. B. **Projeto diagnóstico do meio físico da Bacia Lagoa Olho D'água**. Recife: CPRN/PMJG, 1997. 94p.
11. AYÇIK, G. A. et al. Dating of Black Sea sediments from Romanian coast using natural ²¹⁰Pb and fallout ¹³⁷Cs. **Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry**, v. 259, n. 1, p. 177-180, 2004.
12. BASKARAN, M; NAIDU, A. S. ²¹⁰Pb-derived chronology and the fluxes of ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs isotopes into continental shelf sediments, east Chukchi sea, Alaskiam Artic. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 59, p. 4435-4448, 1995.
13. BATEMAN, H. The solution of a system of differential equations occurring in the theory of radioactive transformations. **Proc. Cambridge Phil. Soc.** v. 16, p. 423, 1910.
14. BENOIT, G.; ROZAN, T. F. ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs dating methods in lakes: a retrospective study. **Journal of Paleolimnology**. v. 25, n.4, p. 455-465, 2001.
15. BINFORD, M. W.; BRENNER, M. Dilution of ²¹⁰Pb by organic sedimentation in lakes of different trophic states, and application to studies of sediment-water interactions. **Limnology and Oceanography**, v. 31, n. 3, p. 584-595, 1986.
16. BIRAL, A. R. **Radiações ionizantes para médicos, físicos e leigos**. Florianópolis: Insular, 2002.
17. BONOTTO, D. M. **Radioatividade nas águas: da Inglaterra ao Guarani**. São Paulo: Ed. Unesp, 2004.
18. BONOTTO, D. M.; MANCINI, L. H. Estudos hidroquímico e isotópico dos aquíferos de Rio Claro (SP). **Geochimica Brasiliensis**, v. 6, n. 2, p. 153-1667, 1992.

19. BONOTTO, D. M.; CAPRIOGLIO, L. Radon in groundwaters from Guarany aquifer, South America: environmental and exploration implications. **Applied Radiation and Isotopes**, v. 57, p. 931-940, 2002.
20. BONOTTO, D. M.; SILVEIRA, E. G. Preference ratios for mercury and other chemical elements in the Madeira River, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 15, p. 911-923, 2003.
21. BONOTTO, D. M.; LIMA, J. L. N. ^{210}Pb -derived chronology in sediment cores evidencing the anthropogenic occupation history at Corumbataí River basin, Brazil. **Environmental Geology**, v. 50, p. 595-611, 2006.
22. BRANCO, S. M. **O desafio amazônico**. São Paulo: Moderna, 1989.
23. BRANDINI, F. **Mar dulce mar**. Amigos da Terra - Amazônia Brasileira, 20 jun. 2005. Disponível em: http://www.amazonia.org.br/opiniaio/artigo_detail.cfm?id=166380. Acesso em: 12 set. 2005.
24. BRASIL. Ministério da Saúde. **Portaria nº 1469 de 29 de dezembro de 2000**. Disponível em HTTP://www.abas.org.br/arquivos/portaria_1469.pdf. Acesso em: 12 out 2006.
25. CARVALHO, N. O. **Guia de práticas sedimentológicas**. Brasília: ANEEL, 2000.
26. CAZOTTI, R. I. et al. Geocronologia isotópica (^{210}Pb e ^{226}Ra) de sedimentos límnicos: determinação de velocidades e taxas de sedimentação, e de idades. In: MOZETO, A. A.; UMBUZEIRO, G. A.; JARDIM, W. F. **Métodos de coleta, análises físico-químicas e ensaios biológicos e ecotoxicológicos de sedimentos de água doce**. São Carlos: Cubo Multimídia, 2006.
27. CAZOTTI, R. I.; MOZETO, A. A. **Cronologia de sedimentos lacustres com ^{210}Pb : metodologia para aplicação nas barragens do Rio Tietê**. Departamento de Química/UFSCar. 25ª Reunião Anual da Sociedade Brasileira de Química. 2000.
28. CETESB. **Variáveis de qualidades das águas**. São Paulo, 2006. Disponível em <http://www.cetesb.sp.gov.br/Agua/rios/variaveis.asp>. Acesso em: 16 out. 2006.
29. CONAMA - Conselho Nacional do Meio Ambiente. **Resolução nº 20 de 18 de junho de 1986**. Disponível em <http://www.mma.gov.br/conama>. Acesso em 16 out 2006.

30. CONAMA - Conselho Nacional do Meio Ambiente. **Resolução nº 357 de 17 de março de 2005**. Disponível em <http://www.mma.gov.br/conama>. Acesso em 16 out 2006.
31. DESIDERI, D. et al. Determination of ^{210}Pb in sediments by extraction chromatography. **Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry (Letters)**, v. 200, n. 5, p. 385-396, 1995.
32. DIAS, F. F. et al. ^{210}Pb geochronology of stream sediments from the Guamá River and Guajará Bay, Belém – Amazon Region. In: International Nuclear Atlantic Conference 2007. Santos, **Anais...** São Paulo: Brazilian Nuclear Association, 2007.
33. DOMINGUEZ, C. Importance of rivers for the transportation system of the Amazon. In: ARAGÓN, L. E; CLUSENER-GODT, M. **Issues of local and global use of water from the Amazon**. Montevideo, UNESCO, 2004. p. 77-100.
34. DUARTE, C. R. **Radioelementos naturais na área do Projeto Rio Preto (GO)**. 2002. 199 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2002.
35. DUARTE, C. R.; BONOTTO, D. M. Calibração em energia e concentração de espectrômetro gama para análise de U, Th e K. **Geociências**, v. 19, n. 2, p. 313-319, 2000.
36. DUHRAN, R. W.; JOSHI, S. R. Recent sedimentation rates, ^{210}Pb fluxes and particles setting velocities in Lake Huron, Laurention Lakes. **Chemical Geology**, v. 31, p. 53-66, 1980.
37. FENZL, N. **Introdução à hidrogeoquímica**. Belém: Edufpa, 1988.
38. FLYNN, W. W. The determination of low levels of polonium-210 in environmental materials, **Analytica Chimica Acta**, v. 43, p. 221-227, 1968.
39. GELEN, A. et al. ^{210}Po dating of sediments from Havana Bay. **Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry**, v. 256, n. 3, p. 561-564, 2003.
40. GODOY, J. M. et al. An alternative method for the determination of excess ^{210}Pb in sediments. **Radiation Protection Dosimetry**, v. 75, n. 1-4, p. 111-115, 1998.

41. GODOY, J. M.; PADOVANI, C. R.; GALDINO, S. Geocronologia do assoreamento e níveis de mercúrio em lagos marginais do Rio Taquari no Pantanal. In: GALDINO, S.; VIEIRA, L. M.; PELLEGRIN, A. (Eds.). **Impactos ambientais e socioeconômicos na bacia do rio Taquari - Pantanal**. Corumbá: Embrapa Pantanal, 2006.
42. GOLDBERG, E. D. Geochronology with lead-210. In: **Radioactive dating**. Vienna: International Atomic Energy Agency, p. 121-131, 1963.
43. HACH. **Water analysis handbook**. 2nd. ed. Loveland: Hach Co, 1992.
44. HOLTZMAN, R. B. The determination of ^{210}Pb and ^{210}Po in biological and environmental materials. **Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry**, v. 115, n. 1, p. 59-70, 1987.
45. HOORN, C. A formação do Amazonas. **Scientific American Brasil**, n. 50, p. 40-49, 2006.
46. IBGE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Disponível em: <http://www.ibge.gov.br>. Acesso em: 19 jun. 2007.
47. IEPA – INSTITUTO DE PESQUISAS CIENTÍFICAS E TECNOLÓGICAS DO ESTADO DO AMAPÁ. Programa Estadual de Gerenciamento Costeiro. Projeto Zoneamento Ecológico-Econômico do Setor Costeiro Estuarino. **Diagnóstico sócio-ambiental do setor costeiro estuarino**. v. 1. Macapá: IEPA, 2004. 1 CD-ROM. Relatório Técnico.
48. IMBODEN, D. M.; EMERSON, S. Natural radon and phosphorus as limnologic tracers: horizontal and vertical eddy diffusion in Greifensee. **Limnology and Oceanography**, v. 23, n. 1, p. 77-90, 1978.
49. INPE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Disponível em: <http://www.inpe.br>. Acesso em 12 set. 2008.
50. JETER, H. W. Determining the ages of recent sediments using measurements of trace radioactivity. **Terra et Aqua**, v. 78, p. 21-28, 2000.
51. JIA, G. et al. ^{210}Pb and ^{210}Po determination in environmental samples. **Applied Radiation and Isotopes**, v. 53, p. 115-120, 2000.

52. JIA, G. et al. Determination of ^{210}Pb and ^{210}Po in mineral and biological environmental samples. **Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry**, v. 247, n. 3, p. 491-499, 2001.
53. JOSHI, L. U.; ZINGDE, M. D.; DESAI, B. N. Studies on ^{226}Ra and ^{210}Pb activities and the concentration factors of ^{226}Ra in the surface organic layers of the estuarine sediments of Mindola and Purna river in India. **Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry**, v. 82, n. 2, p. 369-377, 1984.
54. 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.
55. KIEHL, E. J. **Manual de edafologia**: relação solo-planta. São Paulo : Agronômica Ceres, 1979.
56. LANDIM, P. M. B. **Análise estatística de dados geológicos**. 2. ed. rev. ampl. São Paulo: Ed. UNESP, 2003.
57. LIMA, J. L. N. **Hidroquímica pluvial e fluvial na Bacia do Rio Corumbataí (SP) e relações com o uso do Pb-210 como geocronômetro**. 2000. 260 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2000.
58. LIMA, R. A. et al. **Uranium, radium and radon in groundwater of the phosphatic region of northeastern Brazil**. Memórias del II Congreso Regional de Seguridad Radiologica y Nuclear, Zacateas, México, v. 2, p. 228-291, 1993.
59. MANTELATTO, F. L. M.; FRANSOZO, A. Characterization of the physical and chemical parameters of Ubatuba Bay, northern coast of São Paulo State, Brazil. **Revista Brasileira de Biologia**, v. 59, n. 1, 1999.
60. MARTINELLI, L. et al. Descarga de sólidos dissolvidos totais do rio Amazonas e seus principais tributários. **Geochimica Brasiliensis**, v. 3, p. 141–148, 1989a.
61. MARTINELLI, L. et al. Suspended sediment load in the Amazon Basin: an overview. **Geojournal**, v. 19, p. 381–389, 1989b.

62. MATSUMOTO, E. ^{210}Pb geochronology of sediments from Lake Shinji. **Geochemical Journal**, v. 9, p. 167-172, 1975.
63. MAYOLO, S. E. A. **The Amazon river without secrets**. Lima: Geographic Society of Lima, 2008. (Press Release).
64. MCDONALD, C. P.; URBAN, N. R. Sediment radioisotope dating across a stratigraphic discontinuity in a mining-impacted lake. **Journal of Environmental Radioactivity**, v. 92, p. 80-95, 2007.
65. MEDINA, J. T. (Ed.). **The discovery of the Amazon**. New York: Dover, 1988.
66. MELLOR, J. W. **Química inorgânica moderna**. 3. ed. Rio de Janeiro: Globo, 1958.
67. MEYER, S. L. **Data analysis for scientists and engineers**. New York: John Wiley & Sons Inc, 1975.
68. MOREIRA-TURCQ, P. M. et al. Carbon sedimentation at Lago Grande de Curuai, a floodplain lake in the low Amazon region: in sight site sedimentation rates. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 214, n. 1-2, p. 27-40, 2004.
69. MUNSELL. **Soil color charts**. Macbeth, Baltimore, 1975.
70. NIMER, E. Clima. In: IBGE. **Geografia do Brasil**. Rio de Janeiro, 1989.
71. OKUNO, E. **Radiação: efeitos, riscos e benefícios**. São Paulo: Harbra, 1998.
72. PALKIEWICZ, J. **Source of the Amazon river identified**. Disponível em: <http://www.palkiewicz.com>. Acesso em: 09 ago. 2007.
73. PEREZ, M. T. **El descubrimiento del Amazonas: historia y mito**. Sevilla: Alfar, 1989.
74. PIPER, A. M. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. **Trans. Amer. Geophysical Union**, v. 25, p. 914-928, 1944.
75. PLATA, A. **Isótopos en hidrologia**. Madrid: Editorial Alhambra, 1972.
76. QUEIROZ, J. C. B. **Utilização da geoestatística na quantificação do risco de contaminação por metais pesados, na área portuária de Santana–Amapá**. 2003. 199 f.

- Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.
77. ROBBINS, J. A. Geochemical and geophysical applications of radioactive lead isotopes. In: NRIAGU, J. O. (Ed.). **Biogeochemistry of Lead in the Environment**. Amsterdam: Elsevier Scientific, 1978. p. 285-393.
78. ROBBINS, J. A.; EDGINGTON, D. N. Determination of recent sedimentation rates in Lake Michigan using Pb-210 and Cs-137. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 39, p. 285-304, 1975.
79. SAITO, R. T. et al. Geochronology of sediments in the Cananeia-Iguape estuary and in southern continental shelf of São Paulo State, Brazil. **Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry**, v. 250, p. 109-115, 2001.
80. SAKANOE, M.; YAMAMETO, M.; KOMURA, K. determination of actinides nuclides and ^{210}Pb (^{210}Po) by low-energy photon spectrometry with alpha spectrometry. **Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry**, v. 115, p. 71-82, 1987.
81. SALATI, E.; VOSE, P. B. Amazon Basin: a system in equilibrium. **Science**, v. 22, n. 5, p. 129-138, 1984.
82. SALDANHA, P.; WERNECK, R. Amazonas: a descoberta da nascente do maior rio do mundo. **Geográfica Universal**, n. 244, p. 1-8, 1995.
83. SALOMONS, W.; FÖRSTNER, U. **Metals in the hydrocycle**. Berlim: Springer-Verlag, 1984.
84. SANCHEZ-CABEZA, J. A.; ANI-RAGOLTA, I.; MASQUÉ, P. Some considerations of the ^{210}Pb constant rate of supply (CRS) dating model. **Limnology and Oceanography**, v. 45, n.4, p. 990-995, 2000.
85. SANTOS, A. C. Noções de hidroquímica. In: FEITOSA, F. A. C.; MANOEL FILHO, J. **Hidrogeologia: conceitos e aplicações**. Fortaleza: CPRM; LABHID/UFPE, 1997. Cap. 5, p. 81-108.

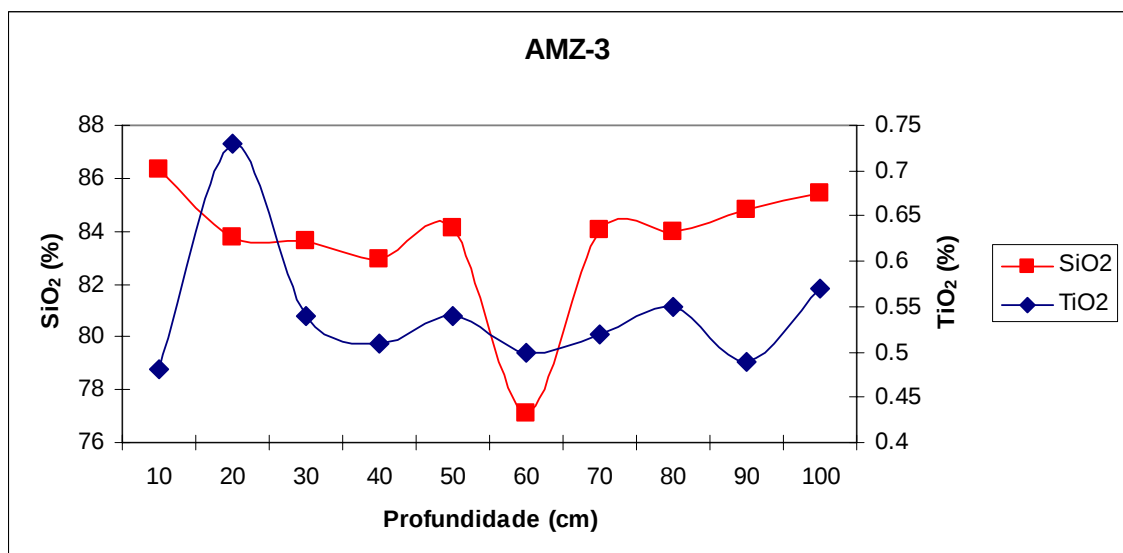
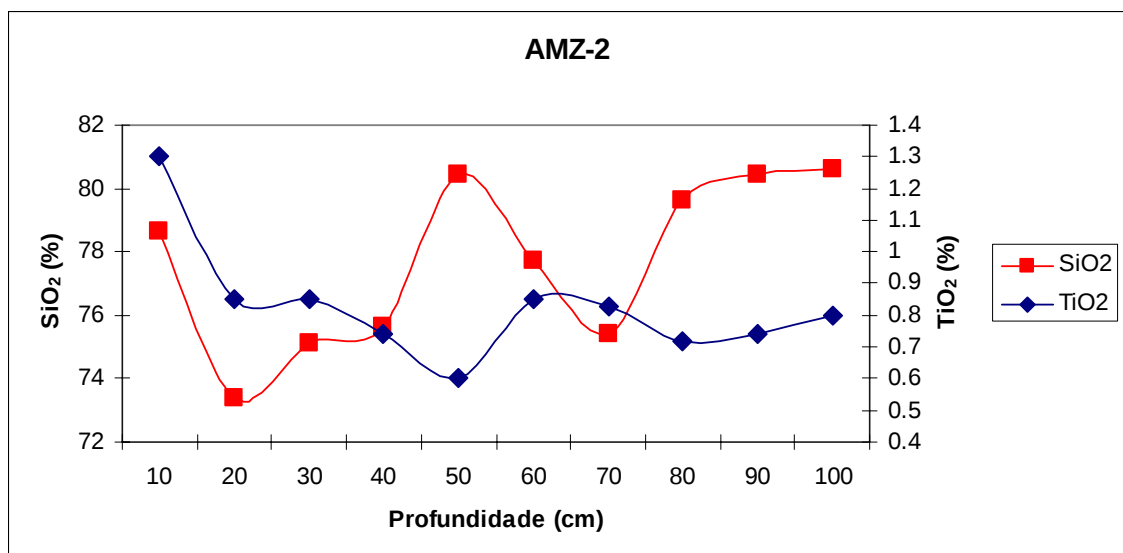
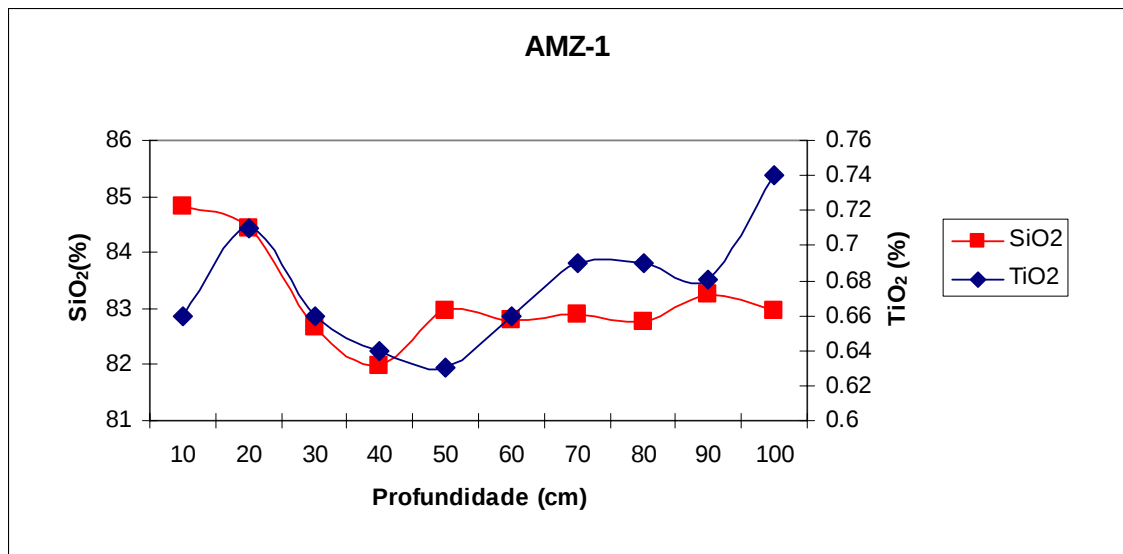
86. SASTRE et al. Determination of Cd, Cu, Pb and Zn in environmental samples: microwave-assisted total digestion versus aqua régia and nitric acid extraction. **Analytica Chimica Acta**, v. 462, p. 59-72, 2002.
87. SAXENA, D. P. et al. Sedimentation rate of the floodplain sediments of the Yamuna river basin (tributary of the river Ganges, India) by using ^{210}Pb and ^{137}Cs techniques. **Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry**, v. 251, n. 3, p. 399-408, 2002.
88. SIKORSKI, J.; BLUSZCZ, A. Testing applicability of ^{210}Pb method to date sediments of human-made lake Kozłowa Góra. **Geochronometria**, v. 22, p. 63-66, 2003.
89. SILVA, M. L. **Estudo hidroquímico e dos isótopos de urânio nas águas subterrâneas em cidades do estado do Amazonas (AM)**. 2005. 186 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2005.
90. SILVEIRA, E. G. **Mobilização do mercúrio e outros elementos no Rio Madeira (RO) entre as cachoeiras de Teotônio e Santo Antônio**. 1998. 97 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1998.
91. SIOLI, H. (Ed.). **The Amazon: limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin**. Dordrecht: Junk Publishers, 1984.
92. SIKORSKI, J.; BLUSZCZ, A. Application of α and γ spectrometry in the ^{210}Pb method to model sedimentation in artificial retention reservoir. **Geochronometria**, v. 31, p. 65-75, 2008.
93. SMITH, D. **Explorers pinpoint source of the Amazon**. National Geographic News, 21 dez. 2000. Disponível em: <http://www.nationalgeographic.com>. Acesso em: 12 ago. 2007.
94. SOMAYAJULU, B. L. K. et al. Sediment deposition rates on the continental margins of the eastern Arabian Sea using ^{210}Pb , ^{137}Cs and ^{14}C . **The Science of the Total Environment**, v. 237-238, p. 429-439, 1999.

95. SOUZA, V. L. B.; HAZIN, C. A.; LIMA, R. A. Trace element dating by ^{210}Pb : application to an estuarine lagoon. **Nuclear Instruments and Methods in Physics Research A**, v. 580, p. 690-693, 2007.
96. STEPHEN, D.; SCHERY, S. Determination of ^{210}Pb in environmental samples by gamma spectrometry with high-purity germanium detectors, **Analytical Chemistry**, v. 52, p. 1958-1959, 1980.
97. TEIXEIRA, W. et al. (Orgs). **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de Textos, 2000.
98. 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.
99. THENG, T. L.; AHMAD, Z.; MOHAMED, C. A. R. Estimation of sedimentation rates using ^{210}Pb and ^{210}Po at the coastal water of Sabah, Malaysia. **Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry**, v. 256, n. 1, p. 115-120, 2003.
100. TONETTO, E. M.; BONOTTO, D. M. Implementação de metodologia para a análise química de águas e sua aplicação na caracterização das águas subterrâneas de Águas da Prata (SP). **Geociências**, v. 18, n. 2, p. 303-325, 1999.
101. TURNER, L. J.; DELORME, L. D. Assessment of ^{210}Pb data from Canadian lakes using the CIC and CRS models. **Environmental Geology**, v. 28, n. 2, p. 78-87, 1996.
102. VERGOTTI, M. **Uso do ^{210}Pb no estudo da deposição de mercúrio em lagos da bacia do rio Madeira (RO)**. 2008. 126 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2008.
103. 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**. Colorado: Boulder, 1992.
104. YABE, M. J.; OLIVEIRA, E. Metais pesados em águas superficiais como estratégia de caracterização de bacias hidrográficas. **Química Nova**, São Paulo, v. 21, n. 5, 1998.

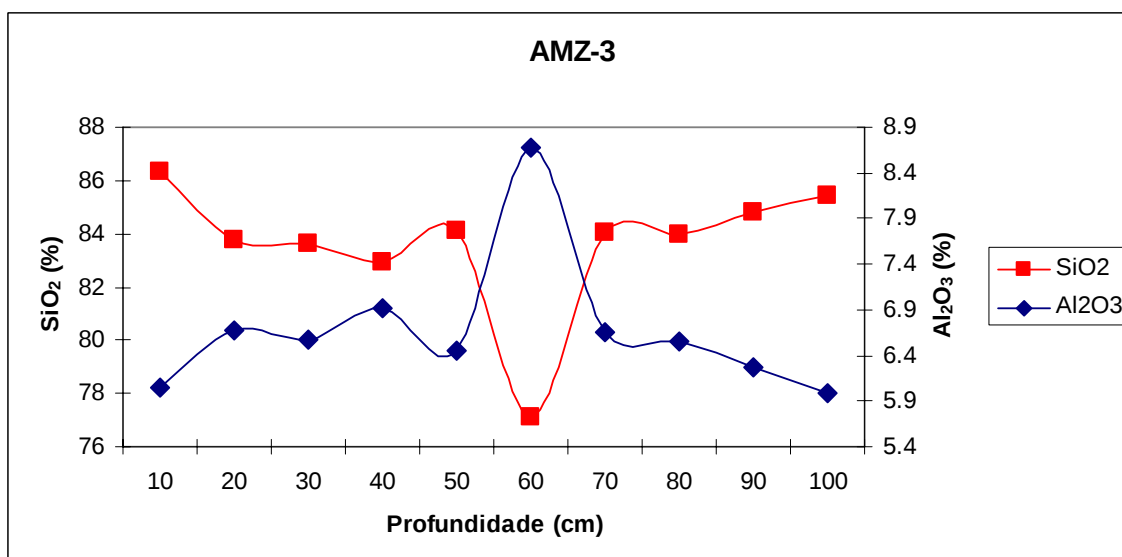
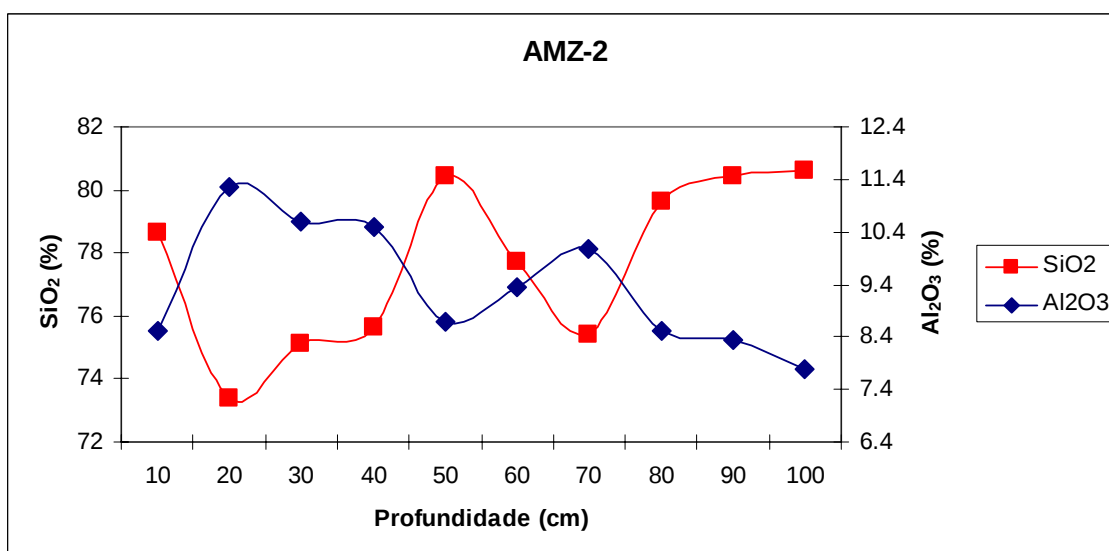
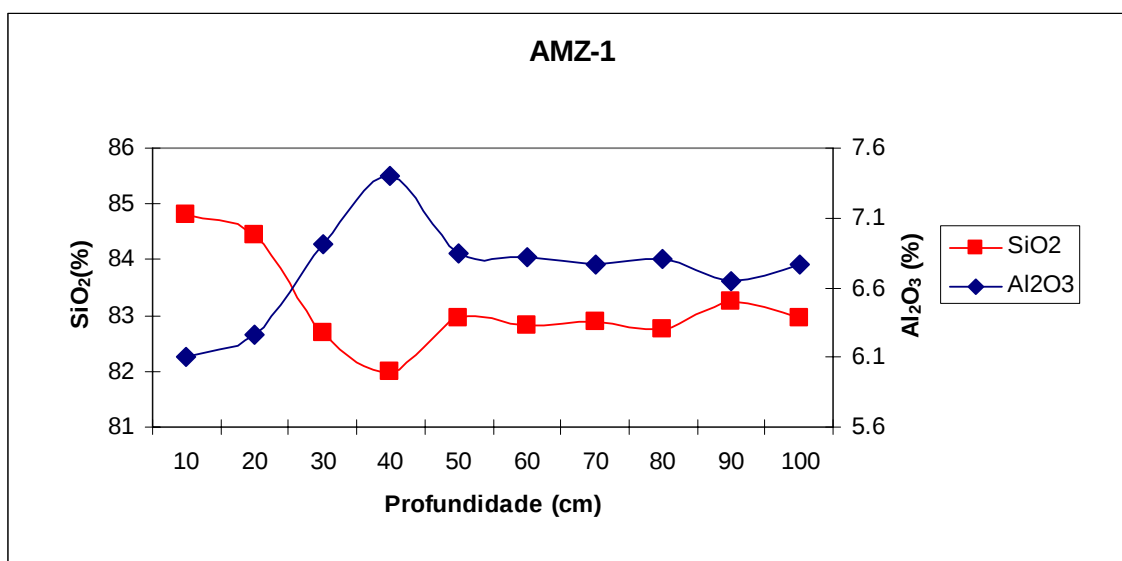
APÊNDICES

APÊNDICE A

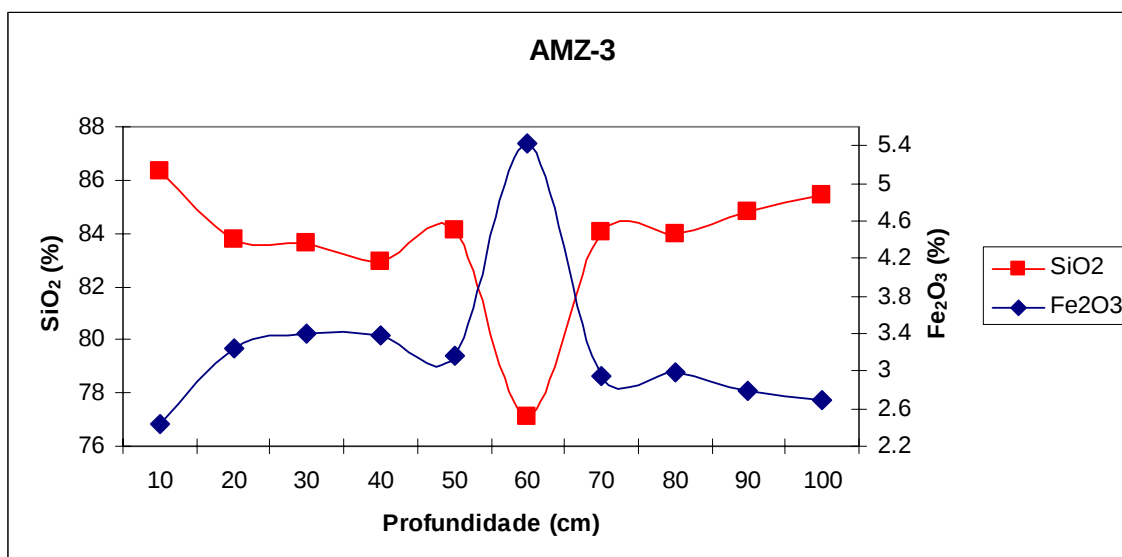
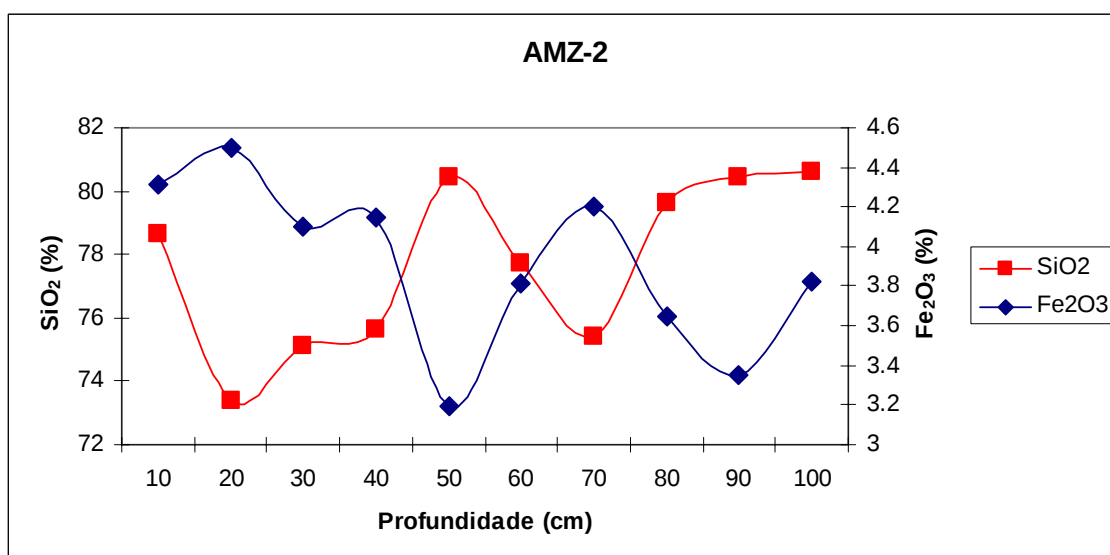
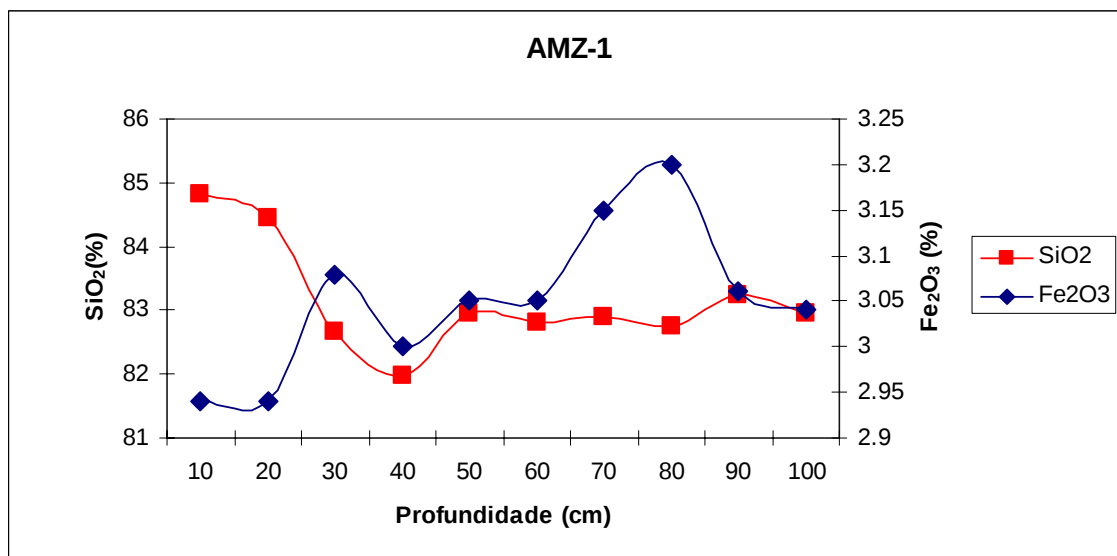
PRINCIPAIS COMPOSTOS PRESENTES NOS SEDIMENTOS

A.1. SiO₂ e TiO₂ vs profundidade.

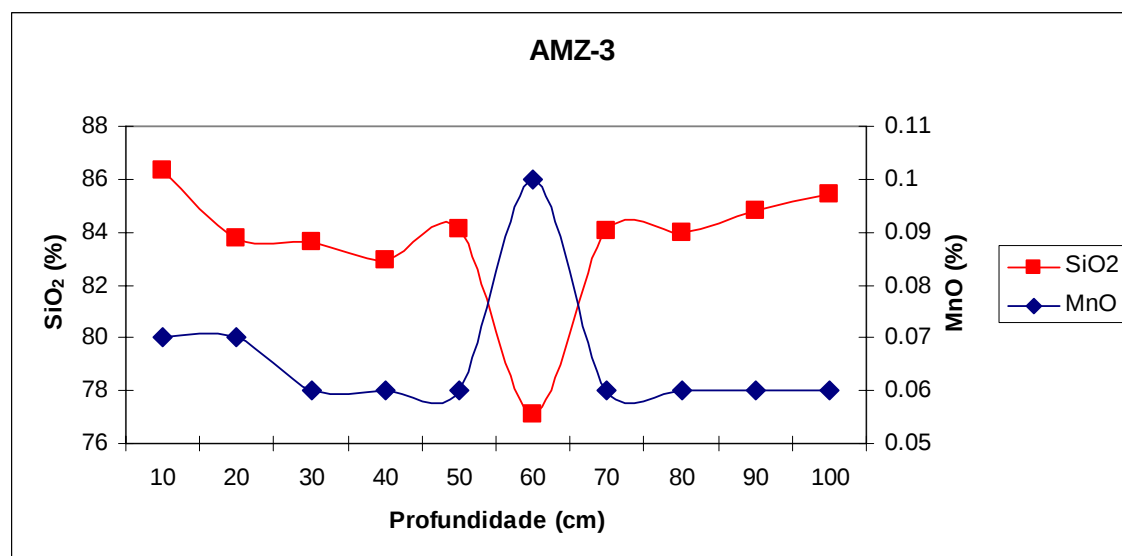
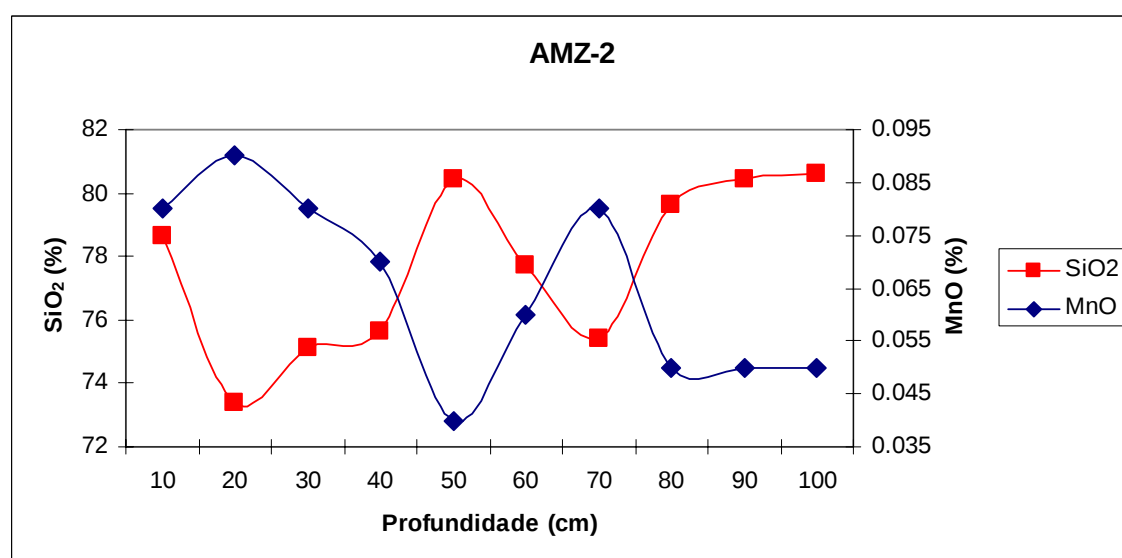
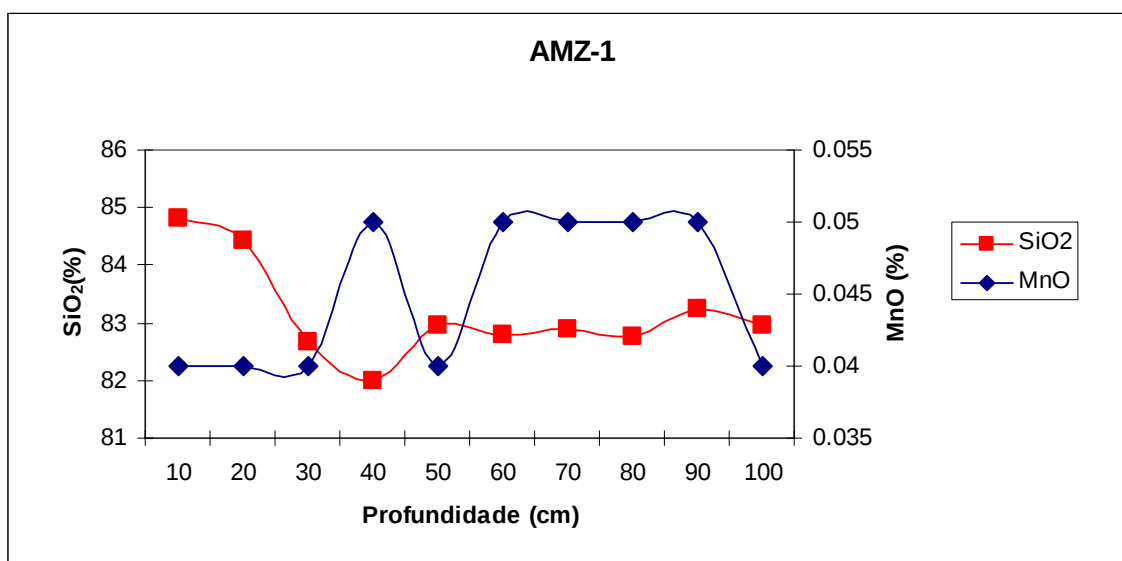
A.2. SiO₂ e Al₂O₃ vs profundidade.



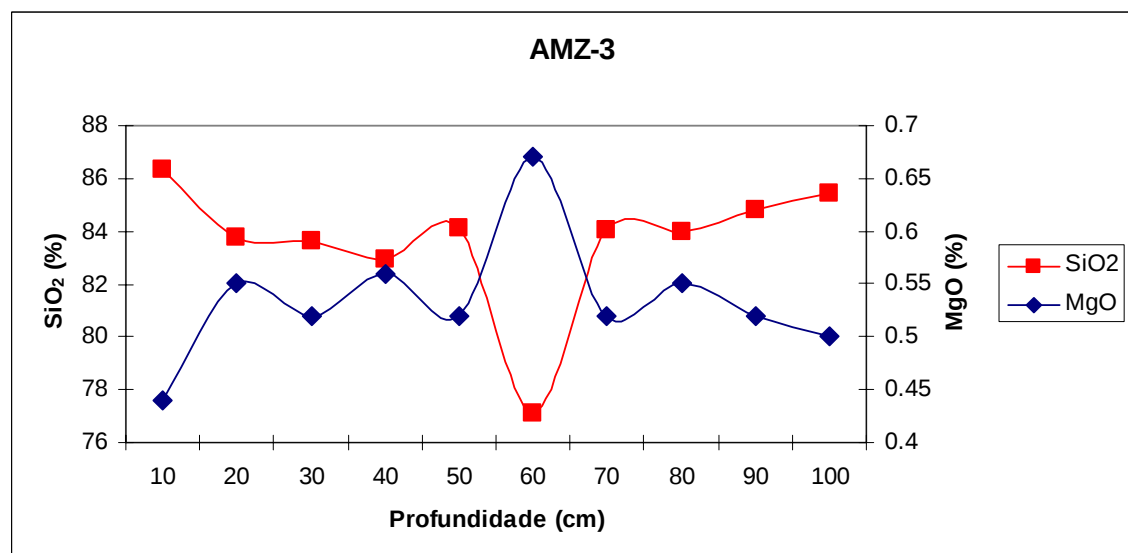
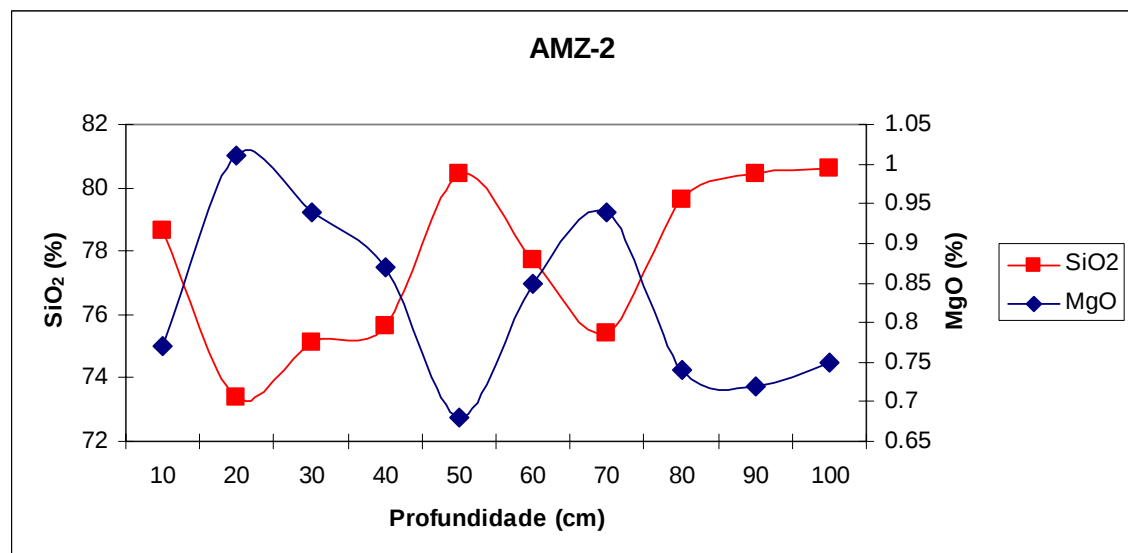
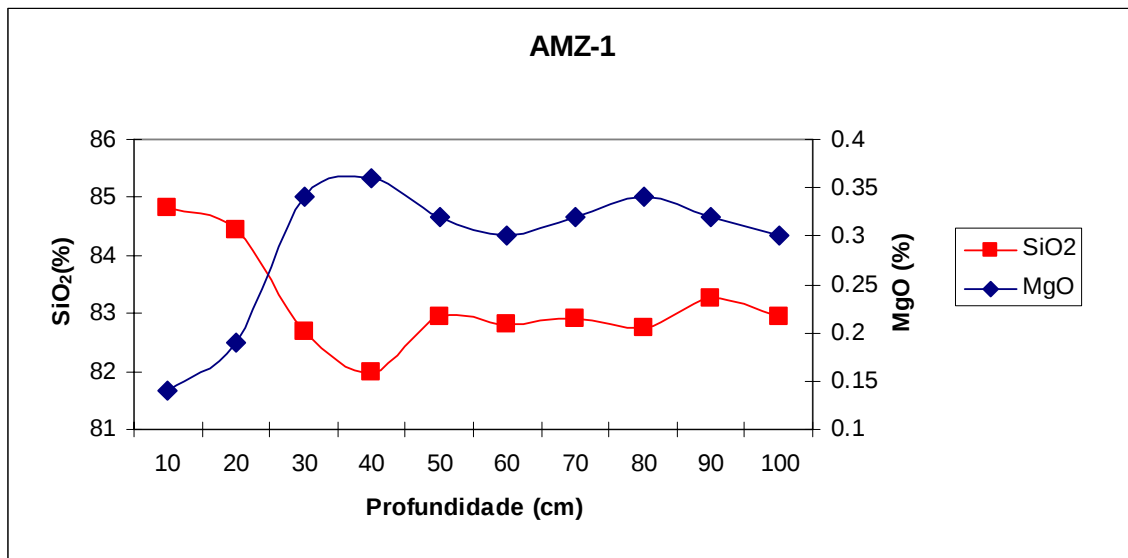
A.3. SiO_2 e Fe_2O_3 vs profundidade.

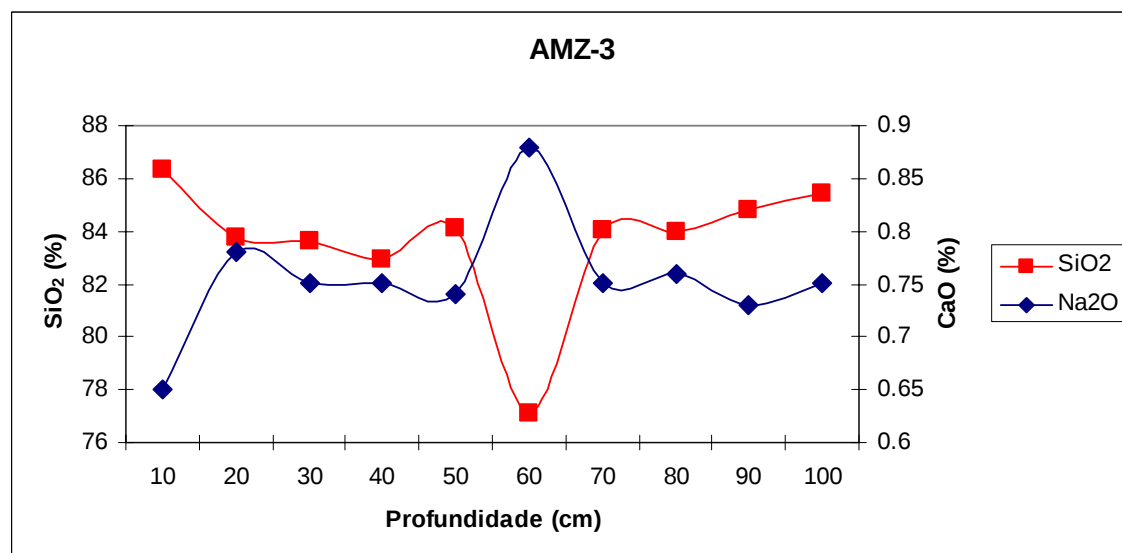
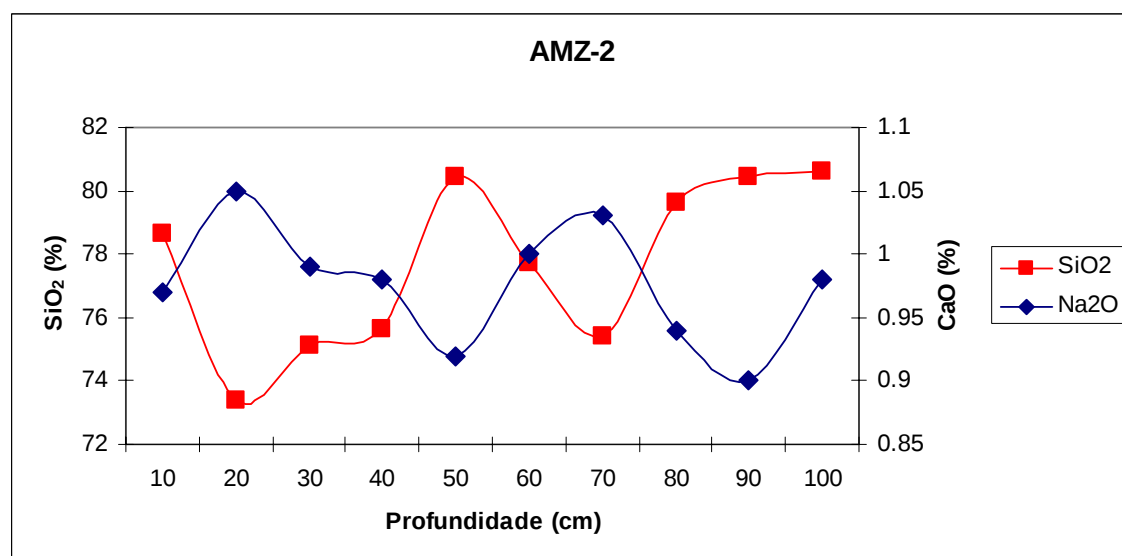
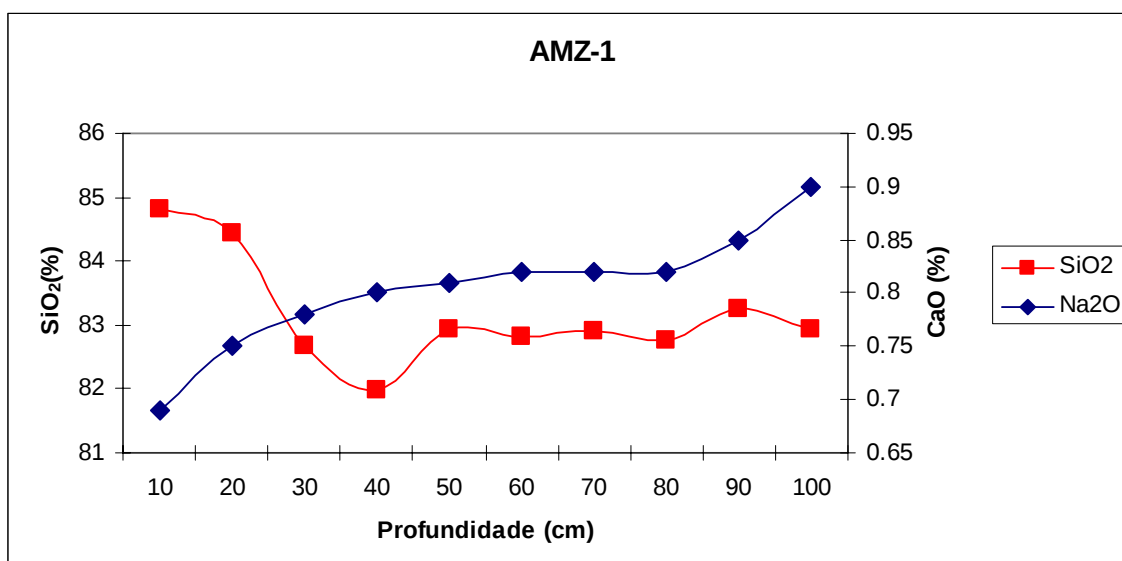


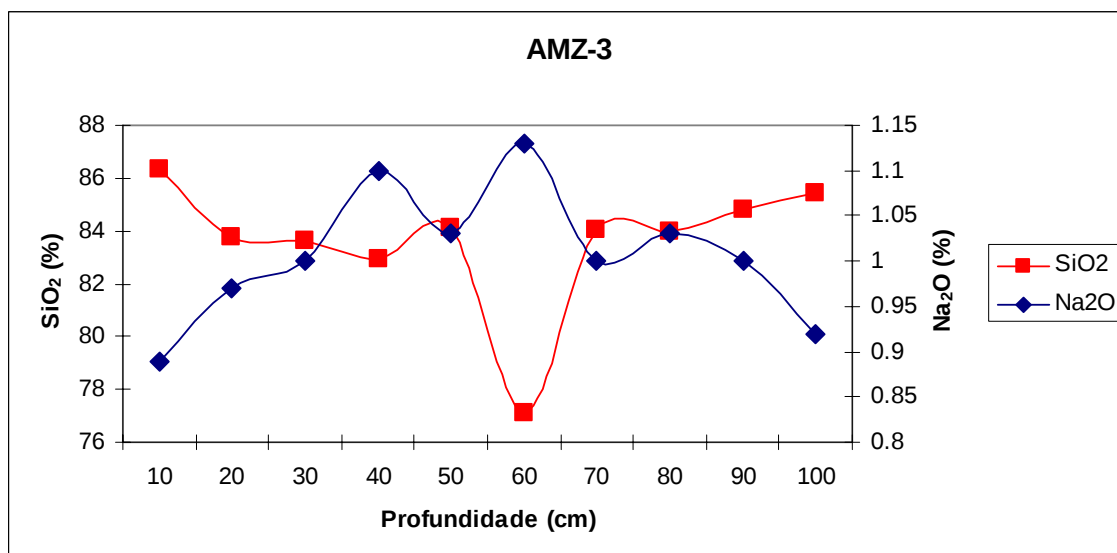
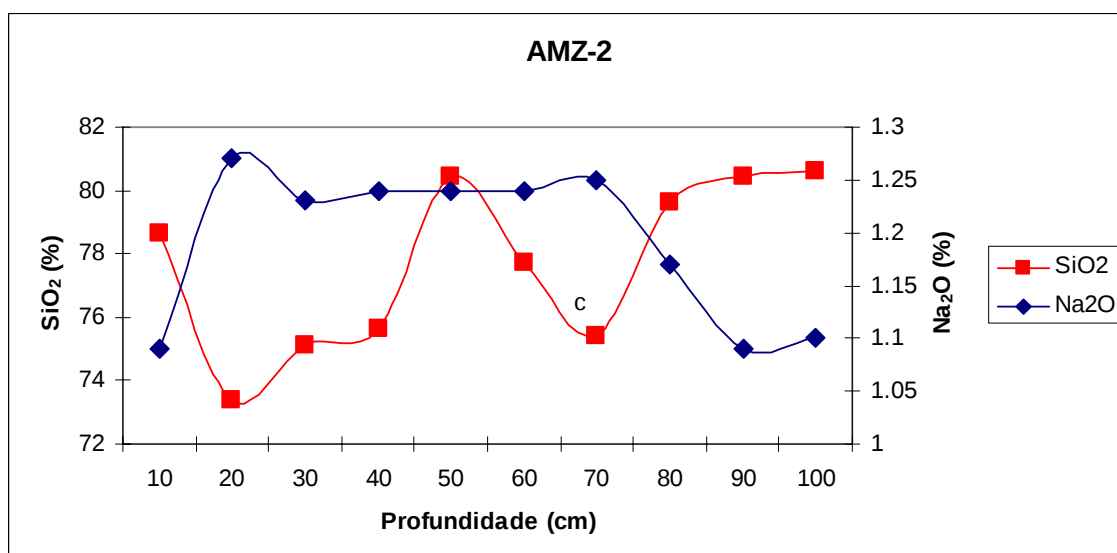
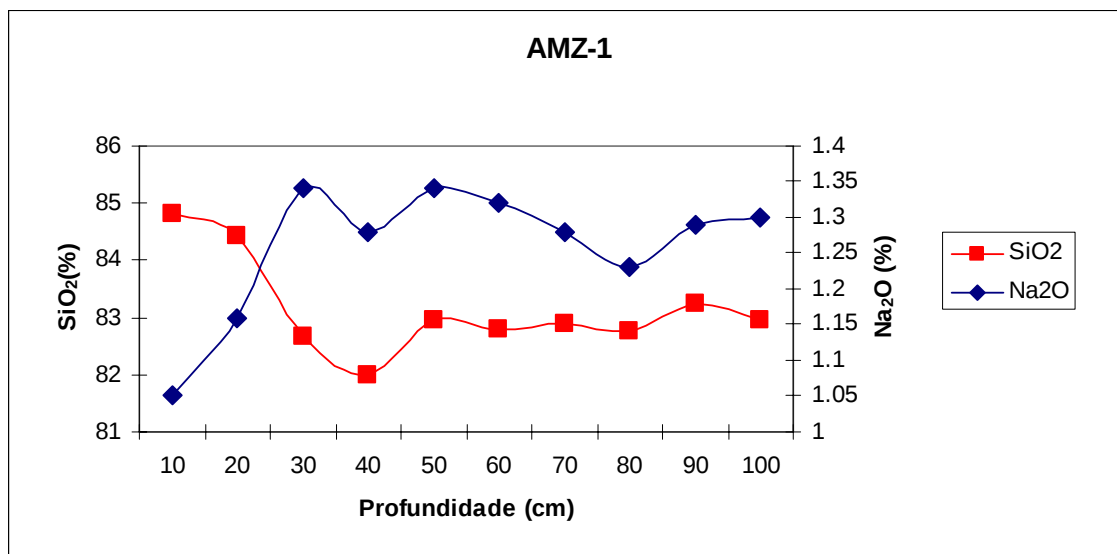
A.4. SiO₂ e MnO vs profundidade.

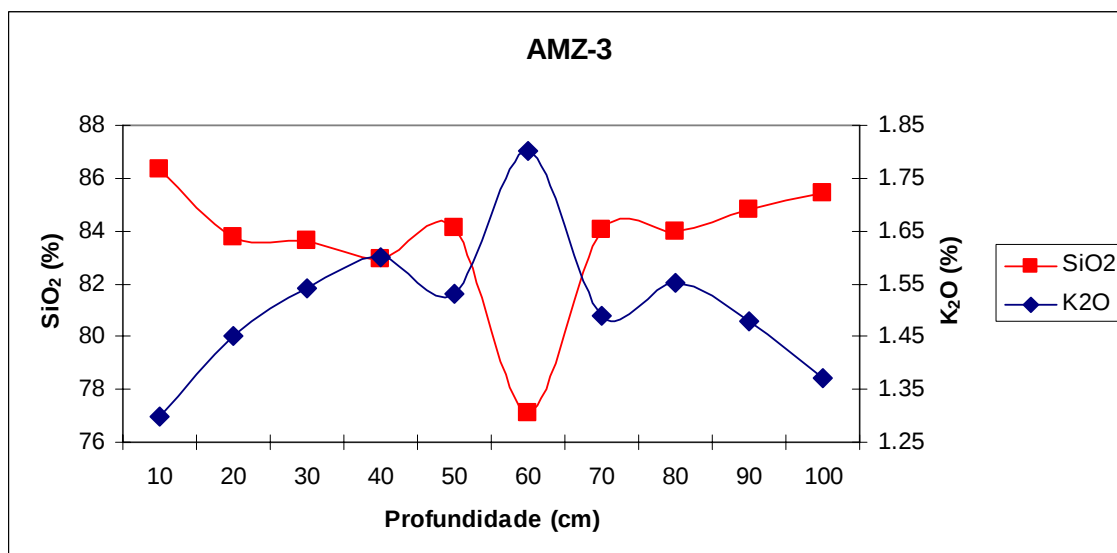
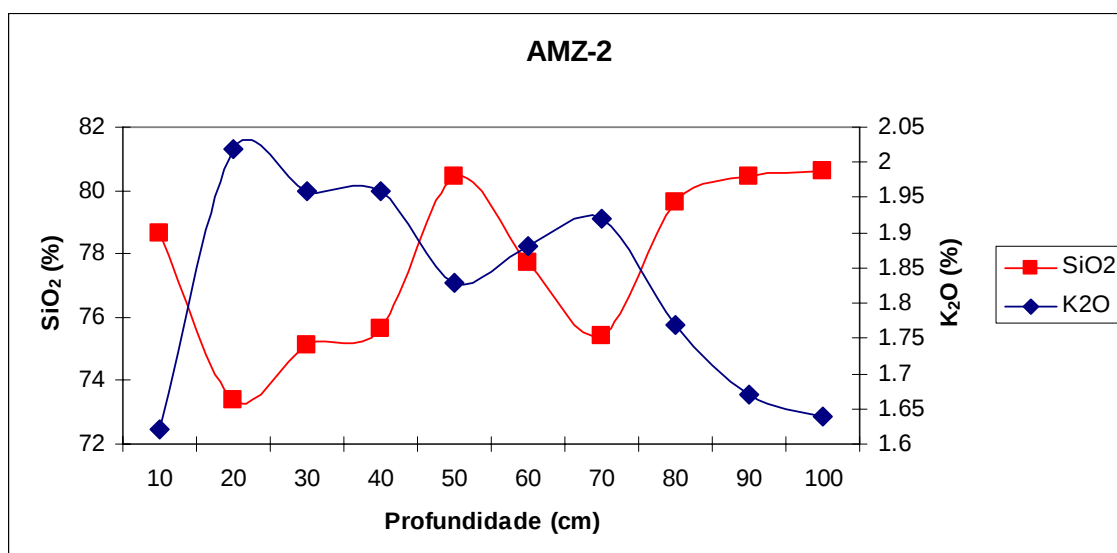
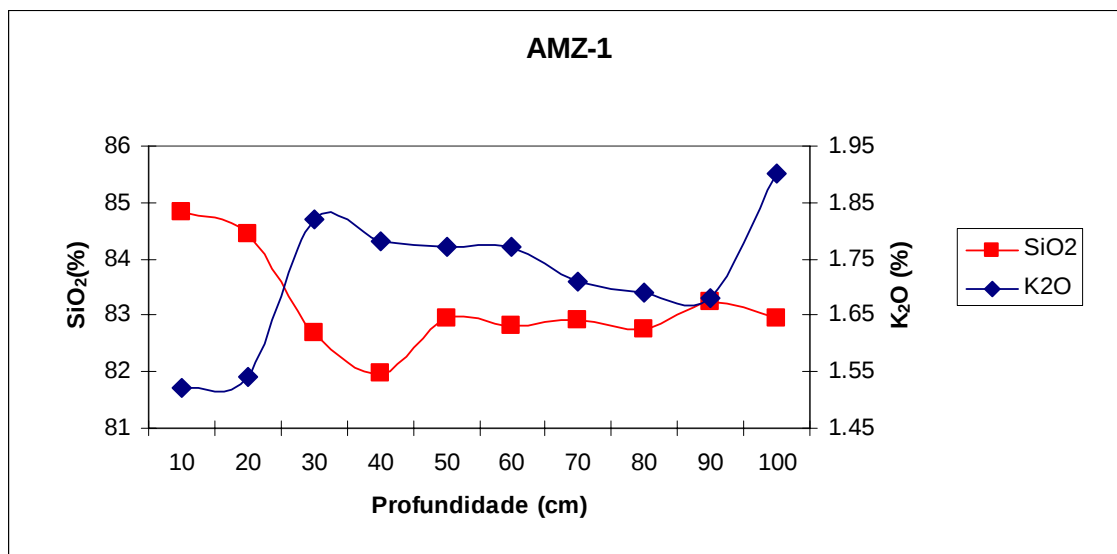


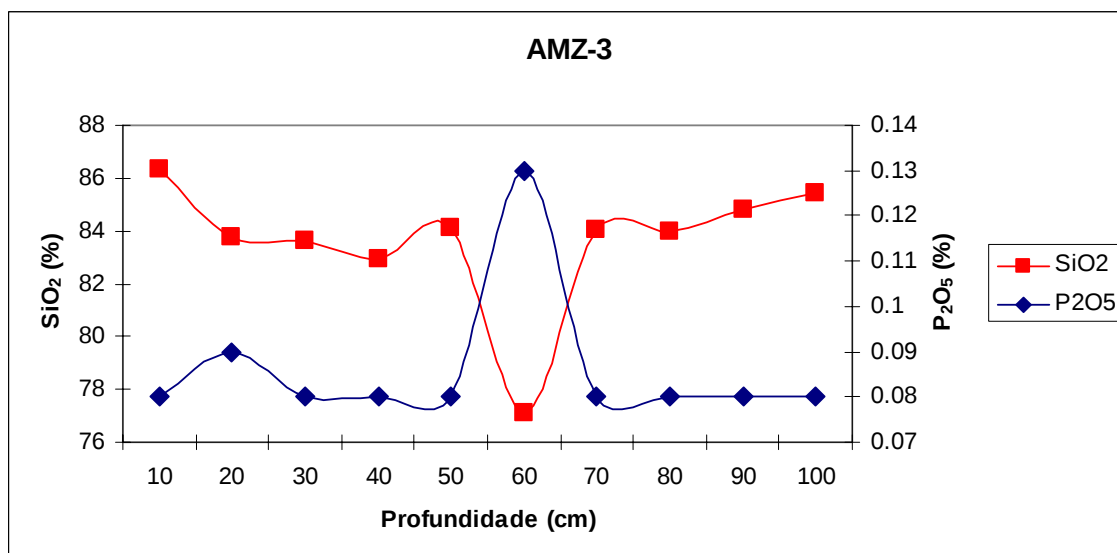
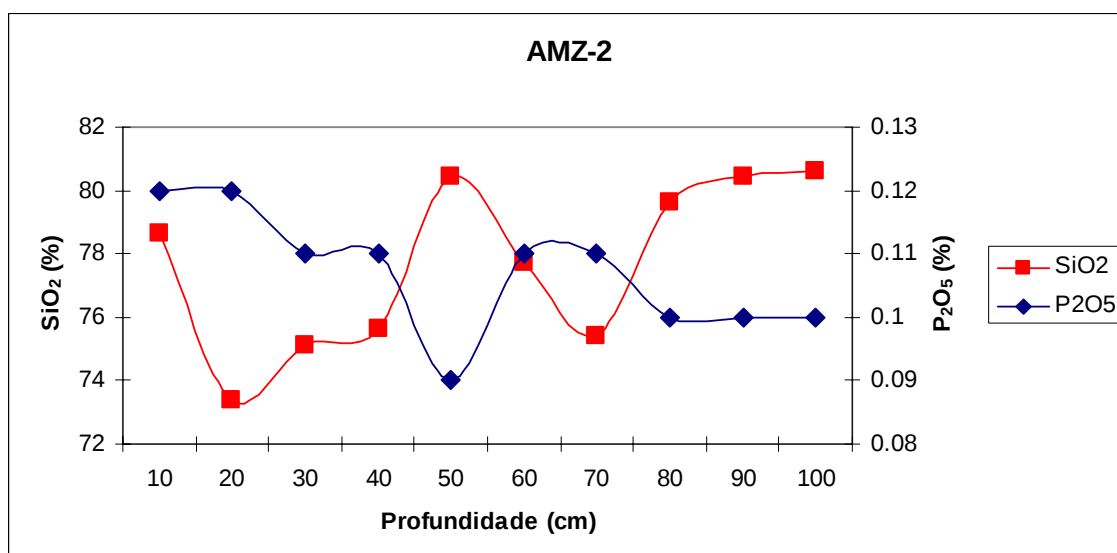
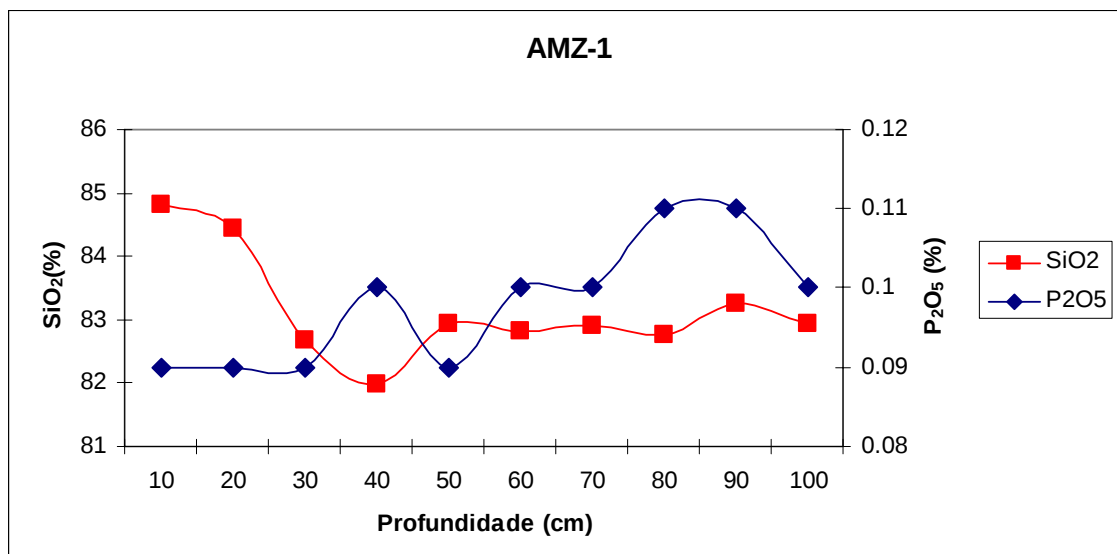
A.5. SiO₂ e MgO vs profundidade.

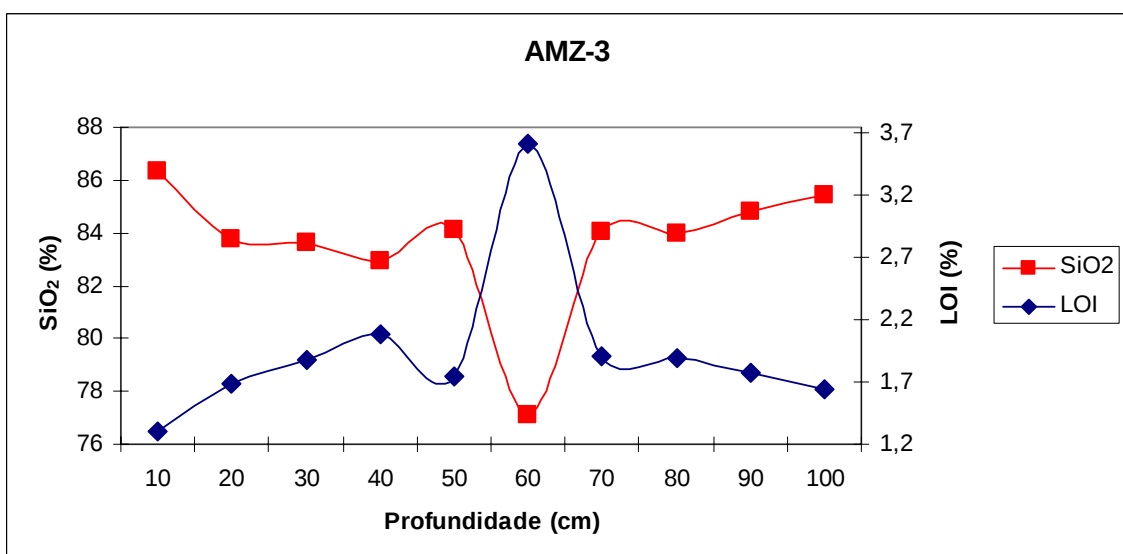
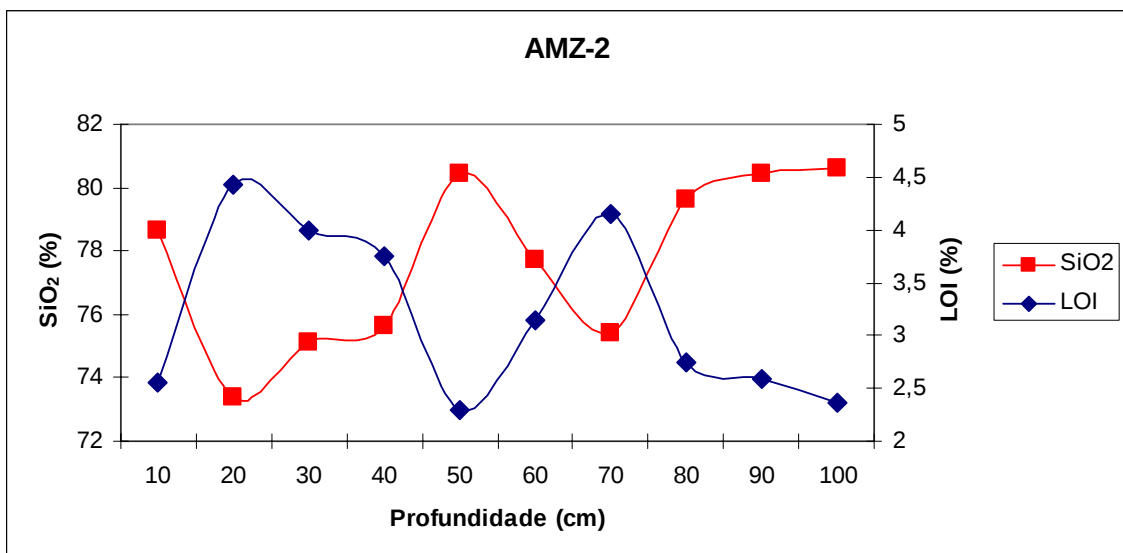
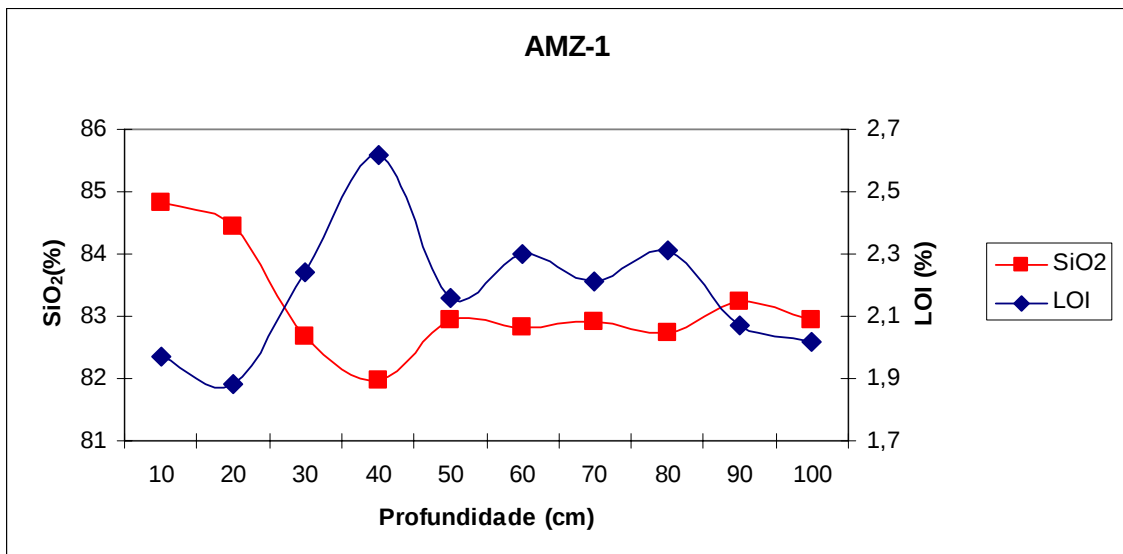


A.6. SiO₂ e CaO vs profundidade.

A.7. SiO₂ e Na₂O vs profundidade.

A.8. SiO₂ e K₂O vs profundidade.

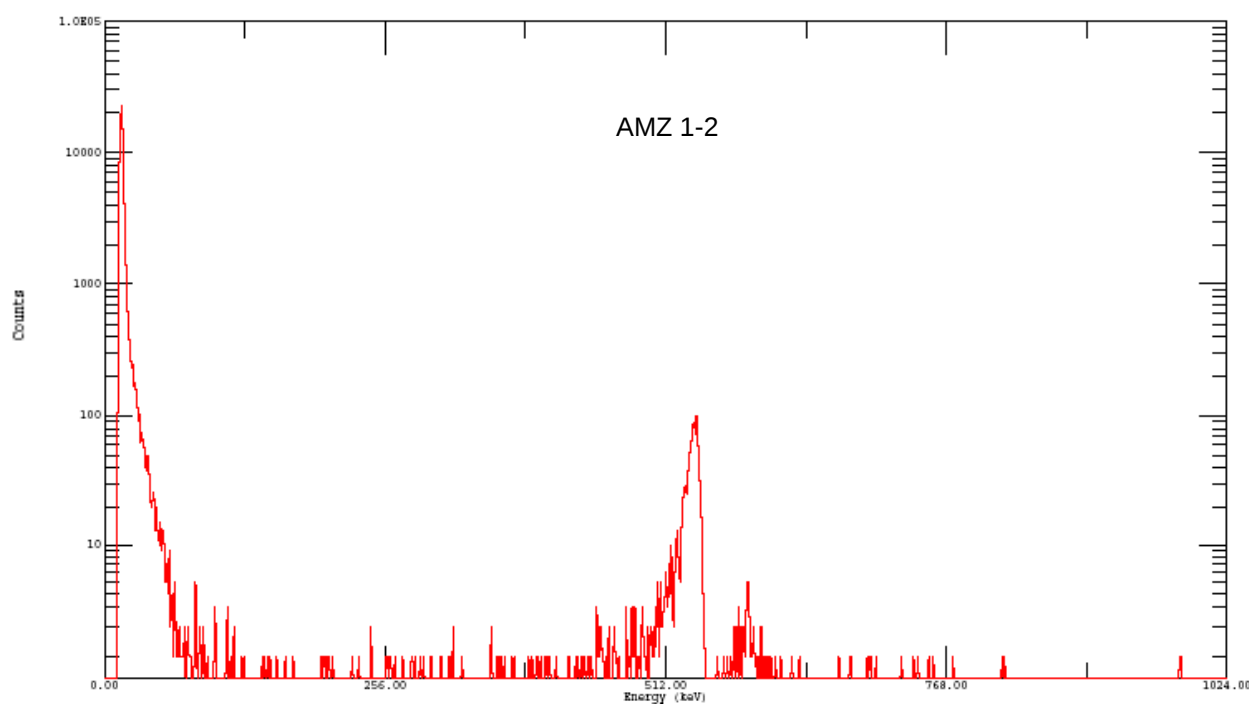
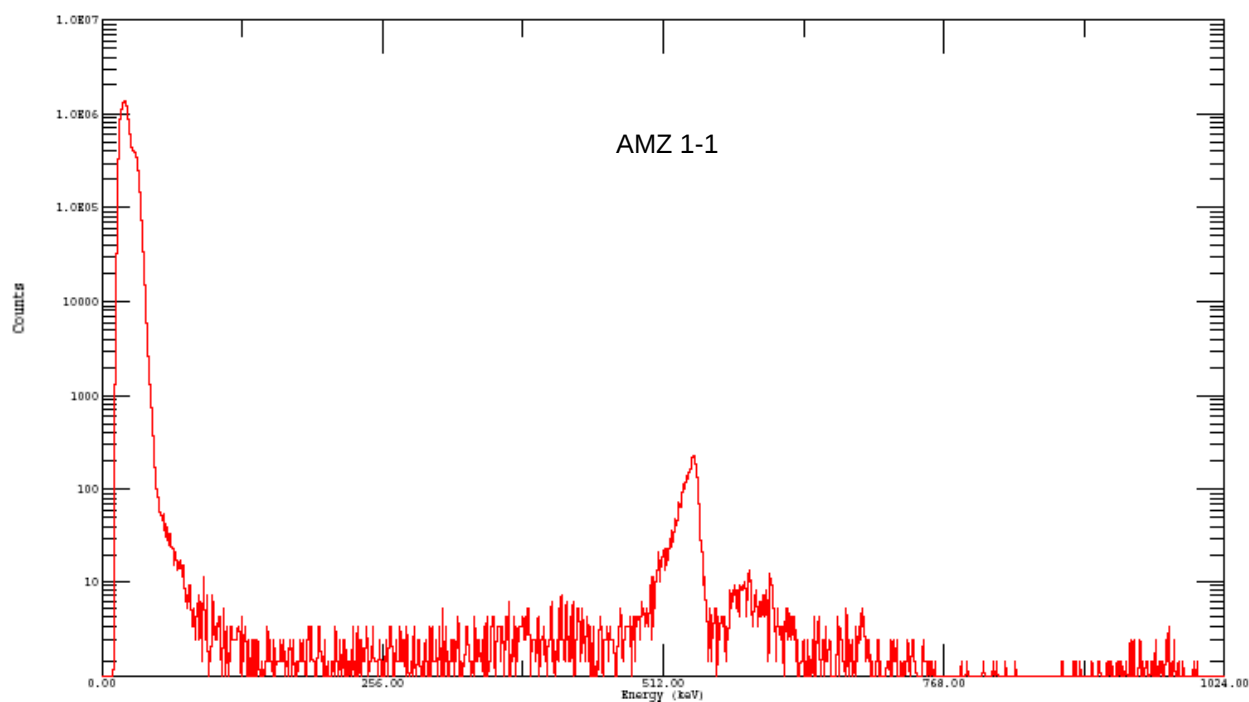
A.9. SiO₂ e P₂O₅ vs profundidade.

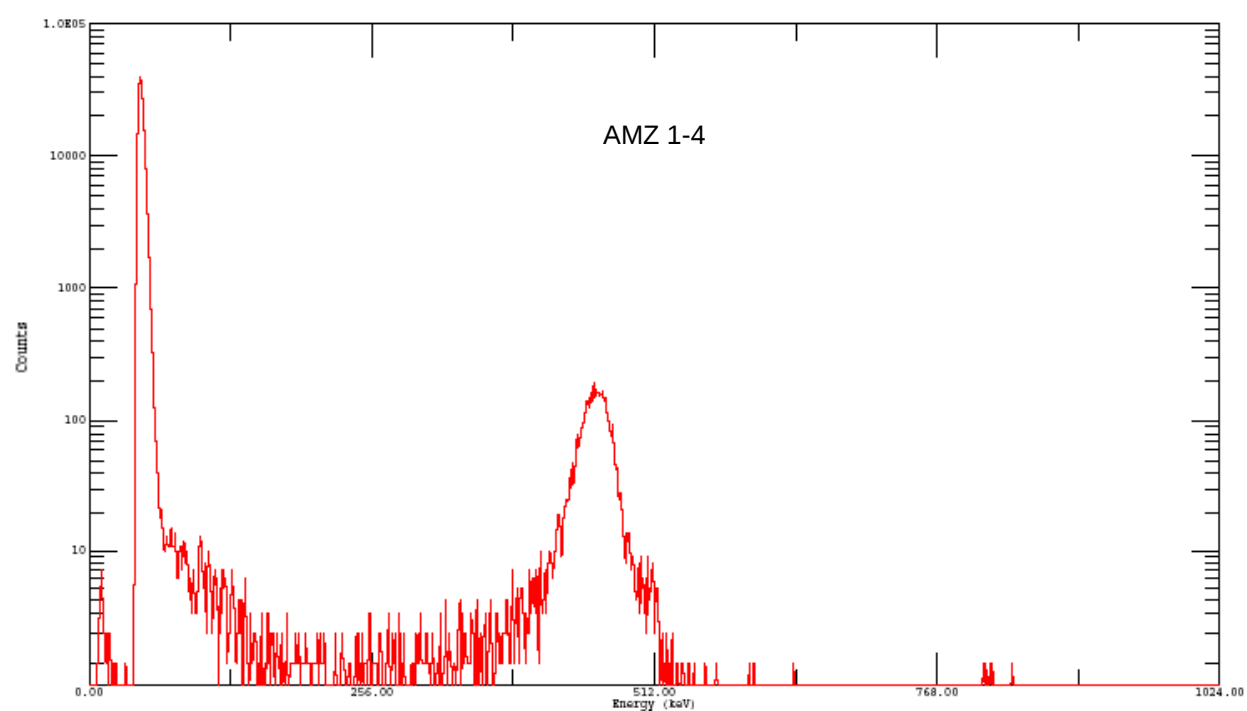
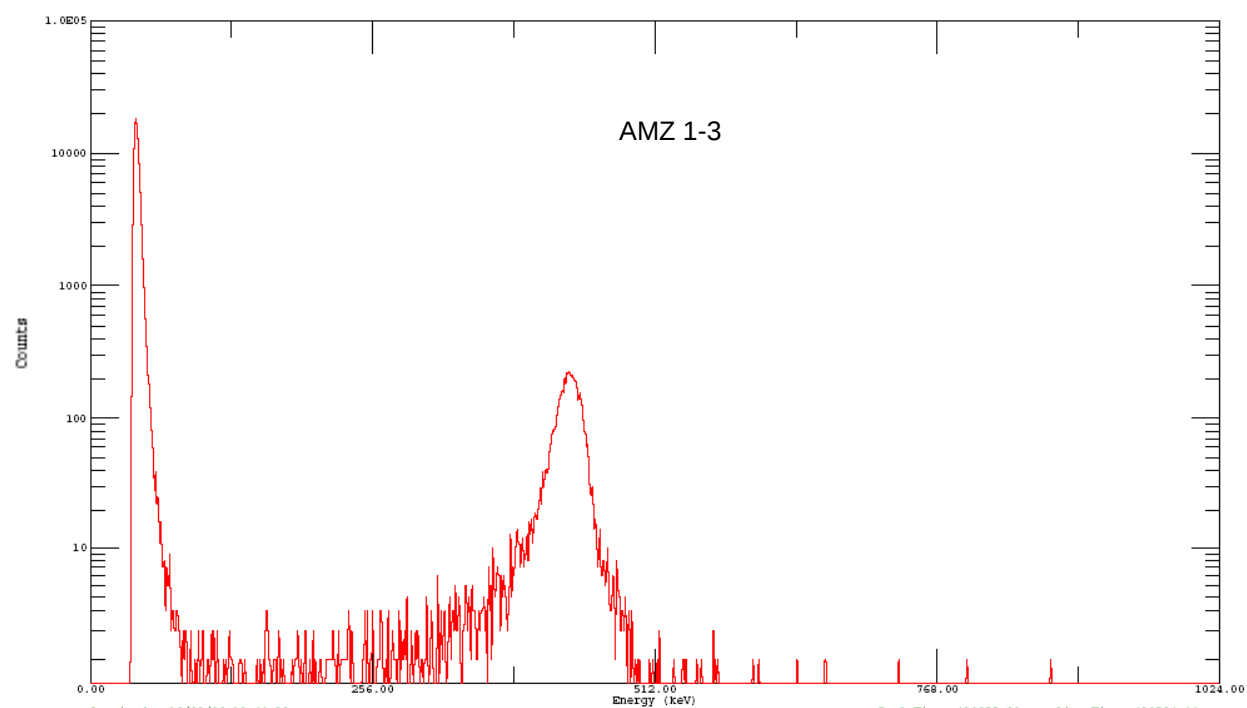
A.10. SiO₂ e LOI vs profundidade.

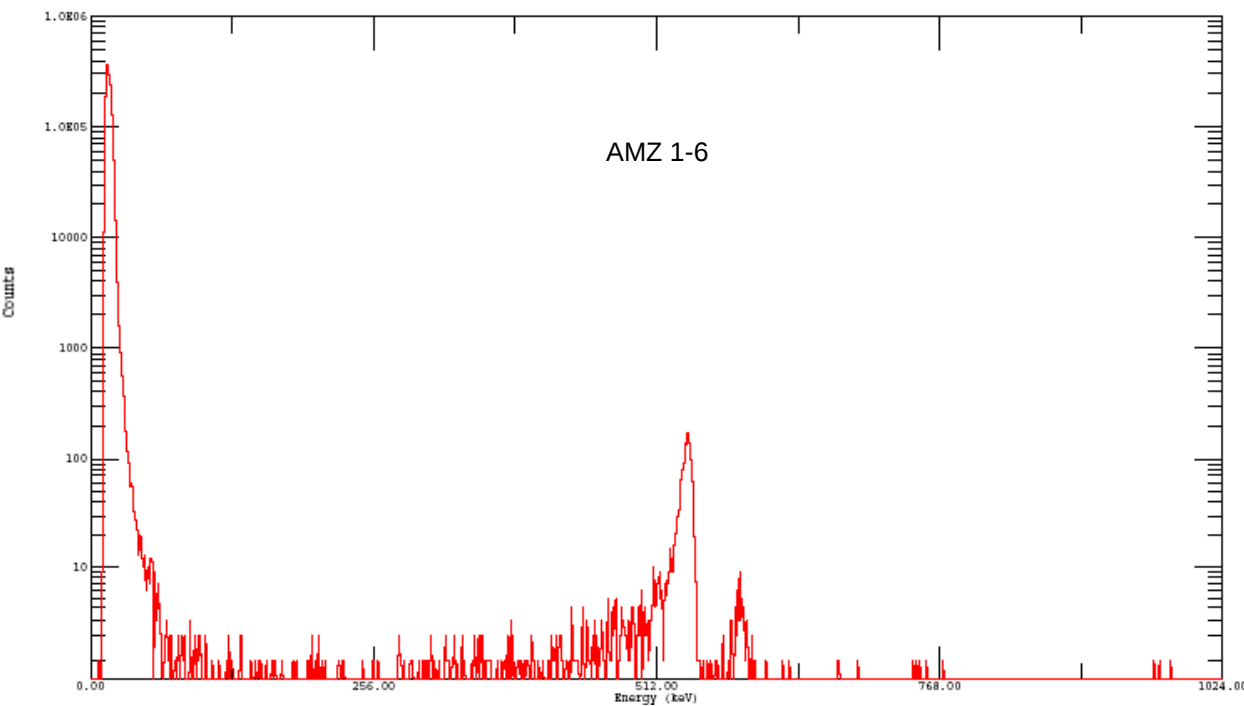
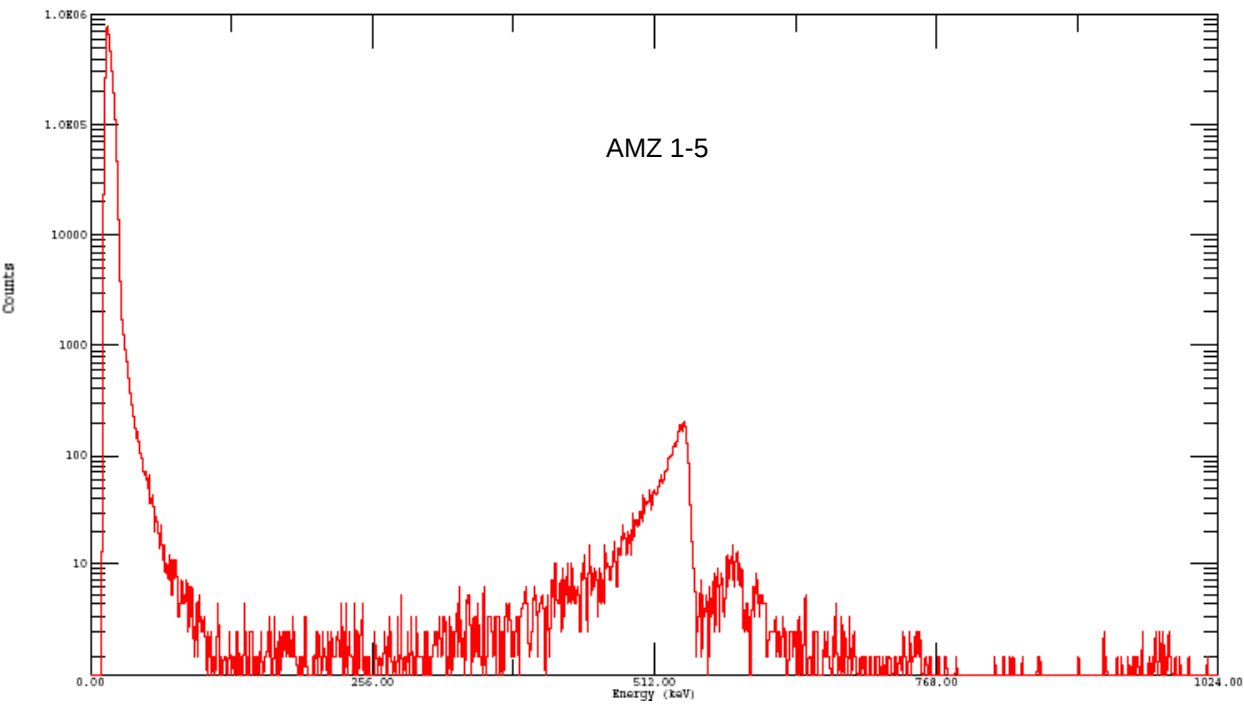
APÊNDICE B

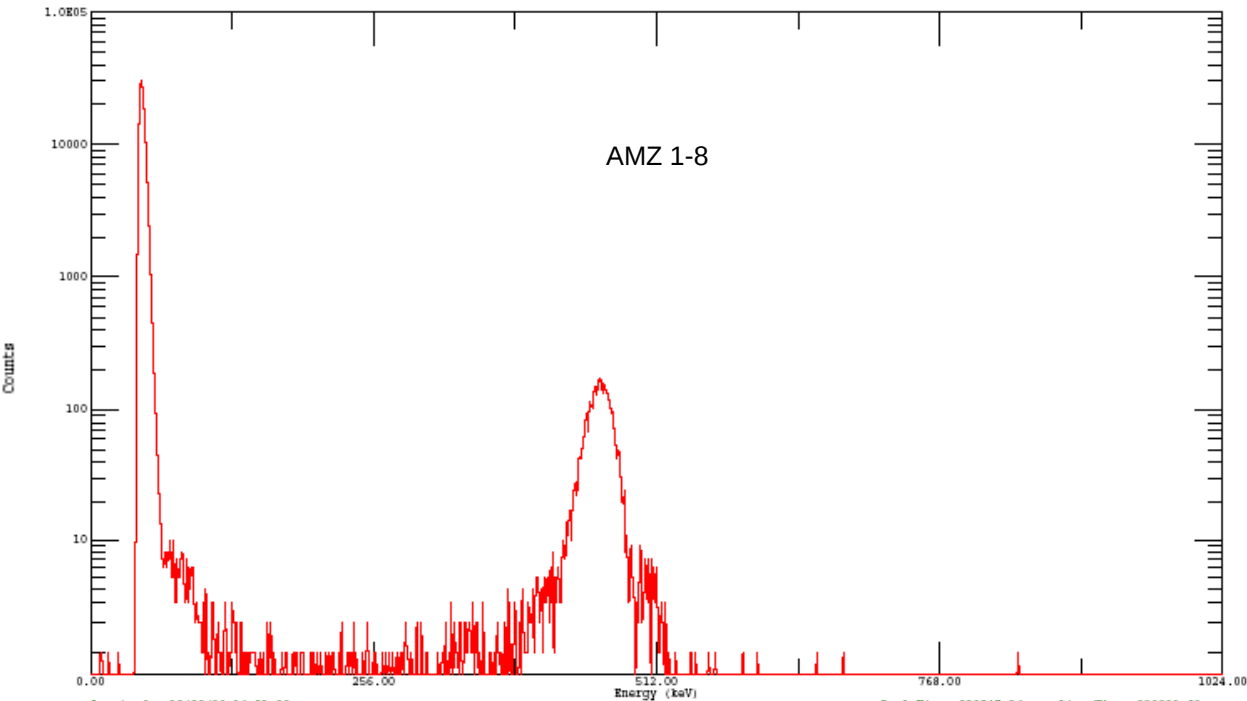
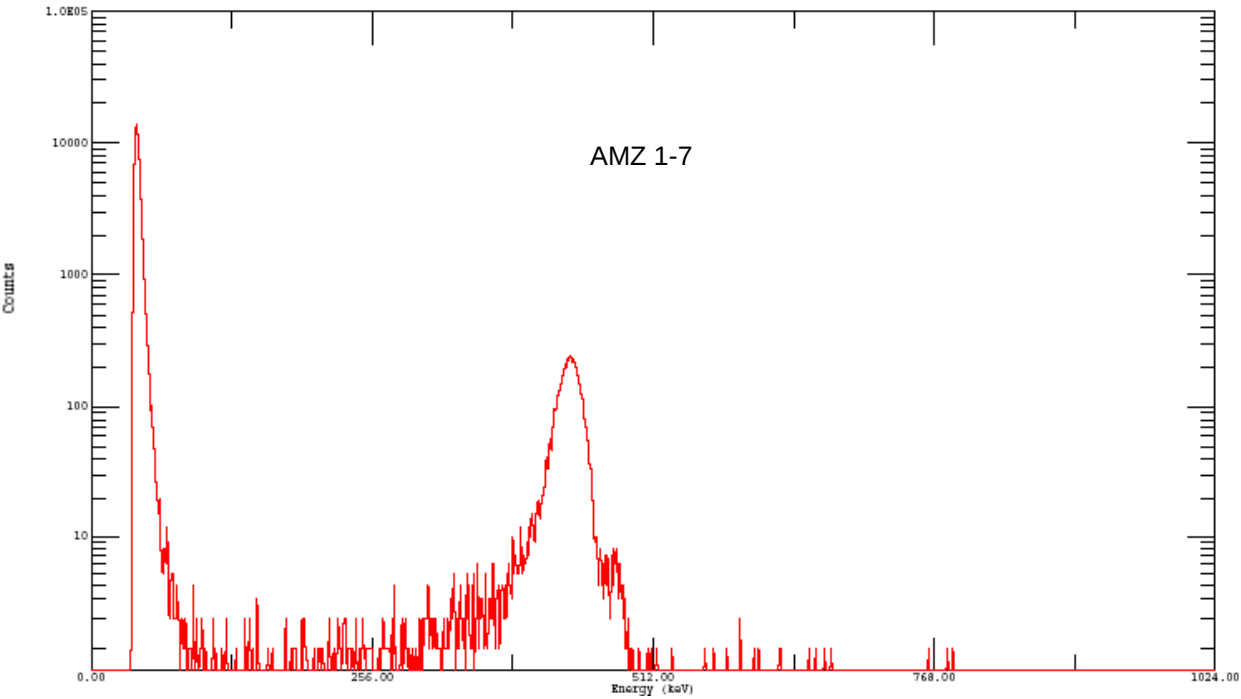
ESPECTROGRAMAS ALFA

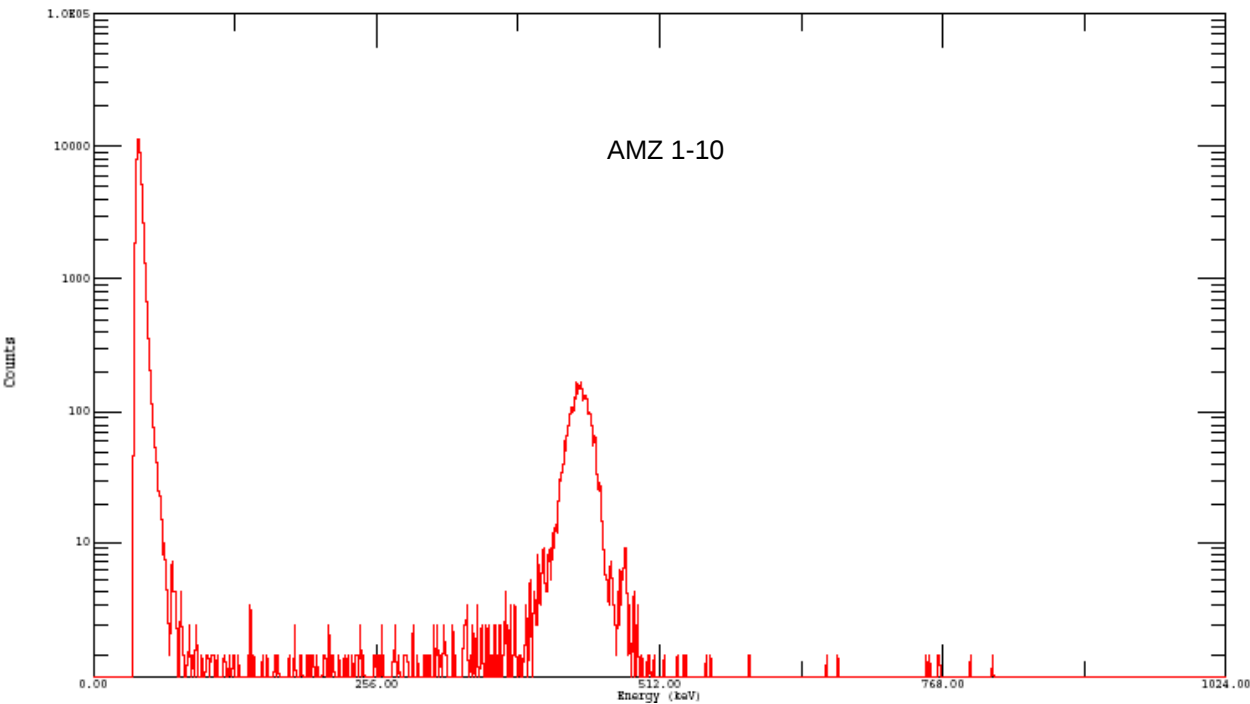
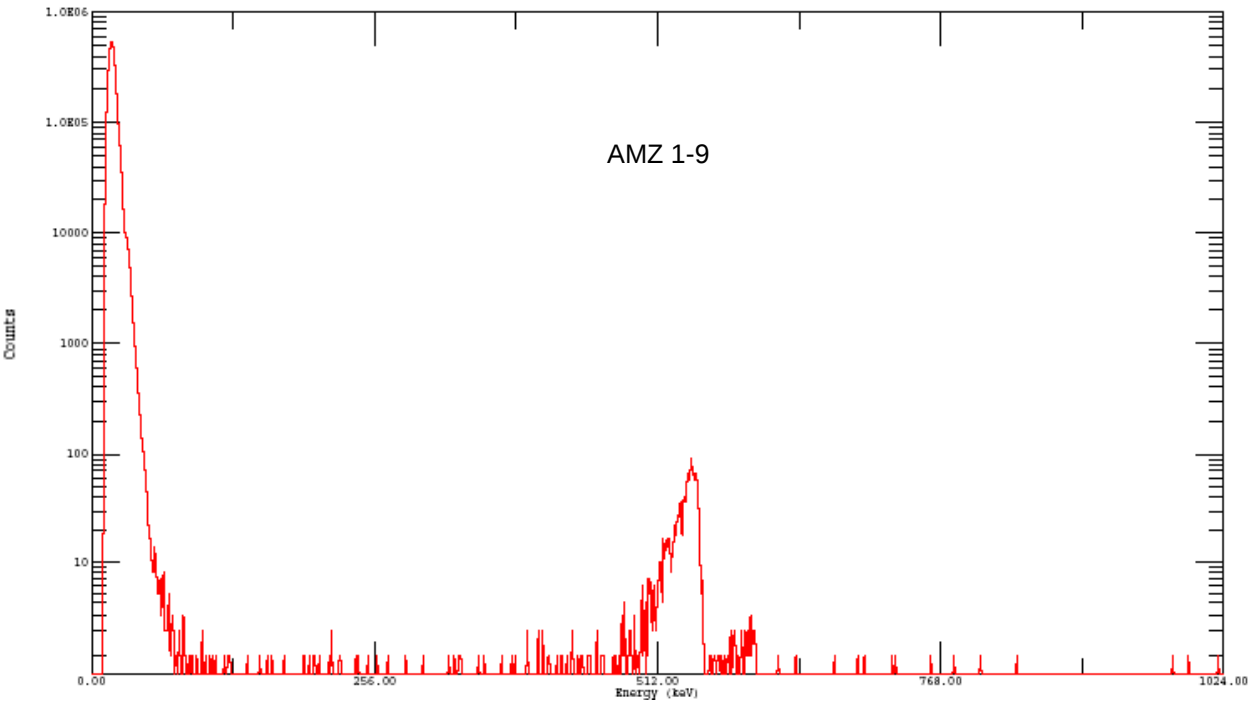
B.1. Testemunho AMZ-1



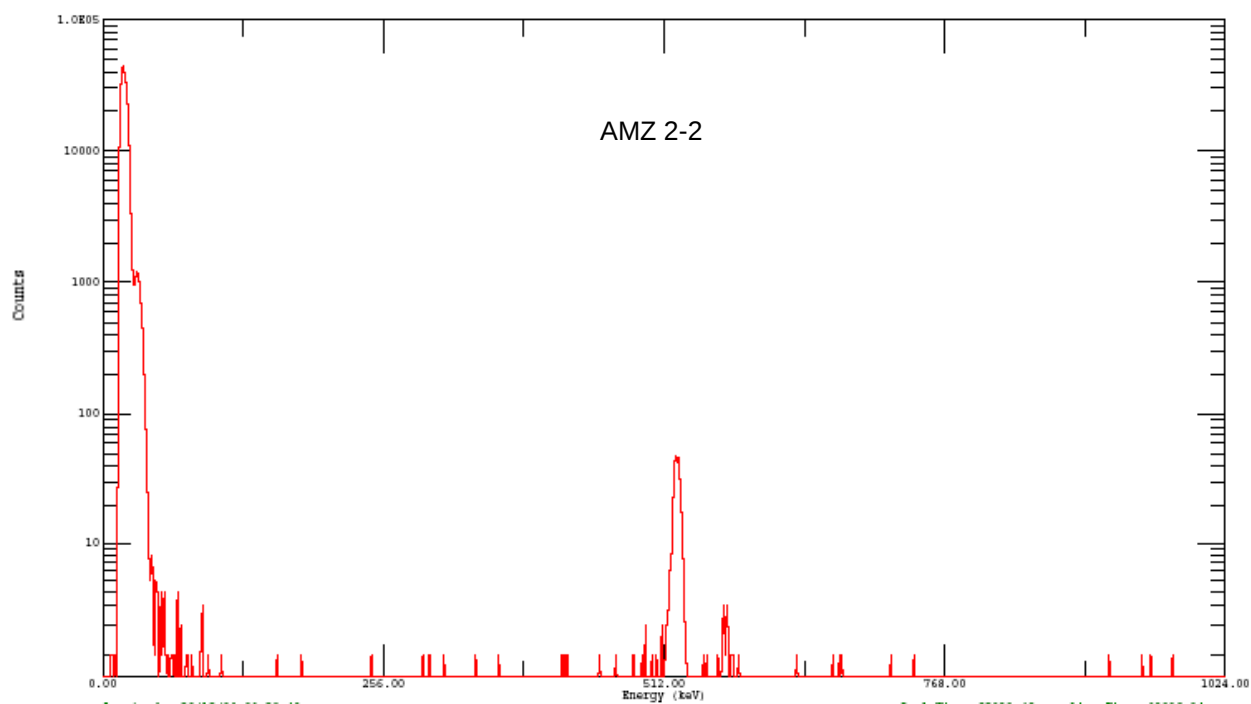
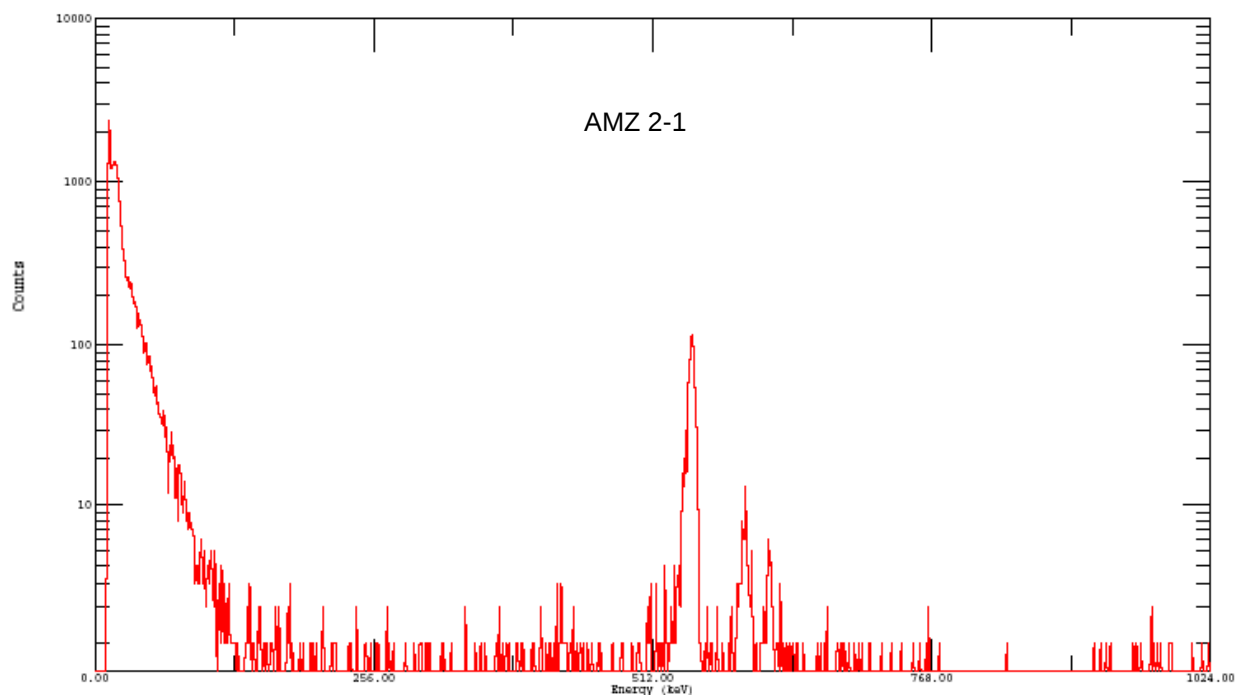


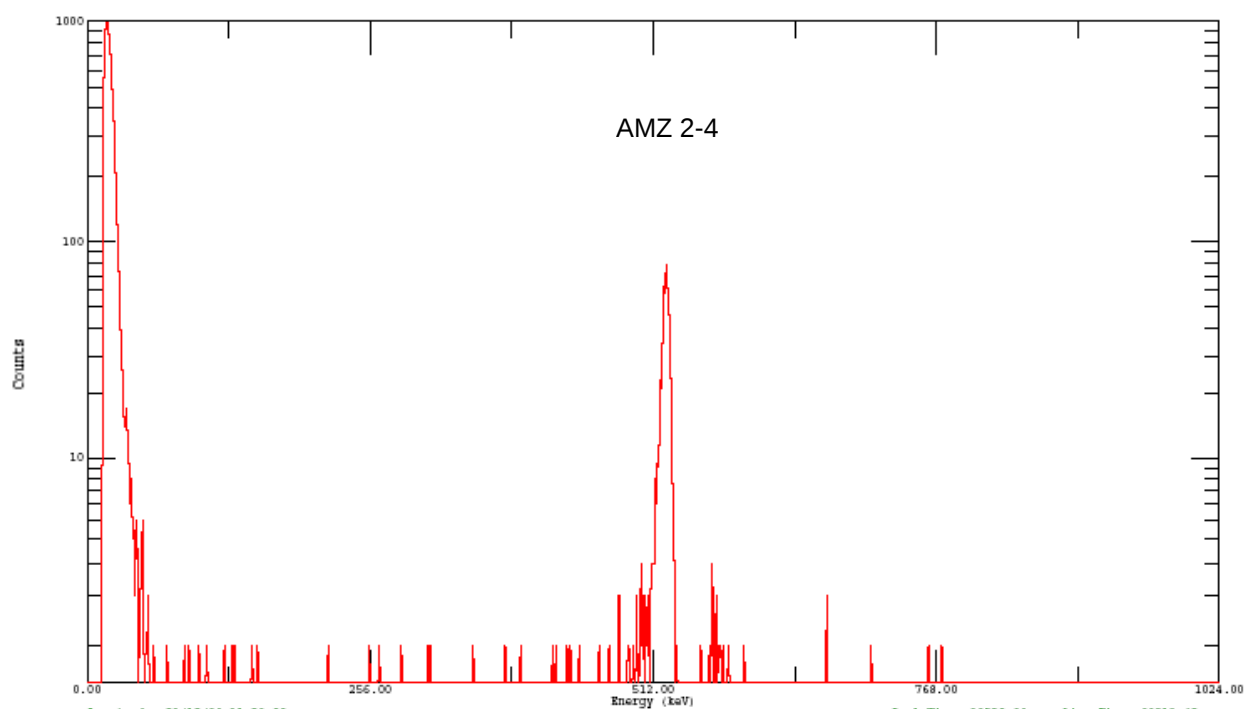
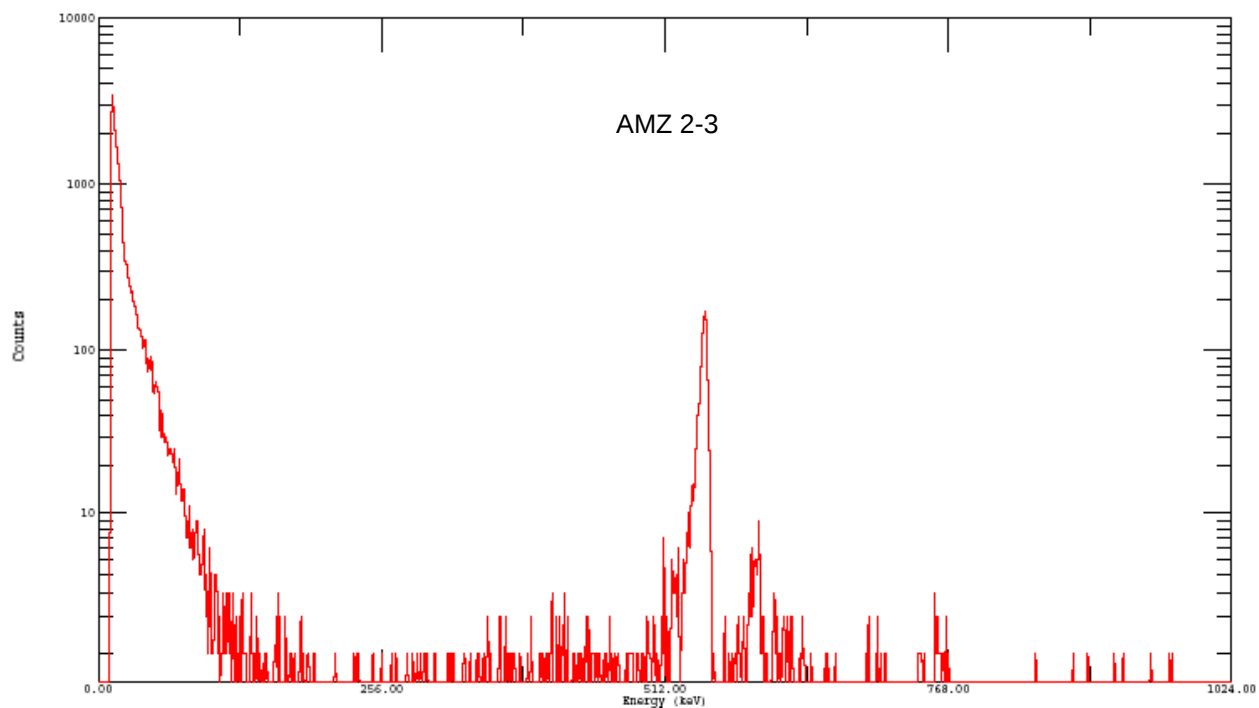


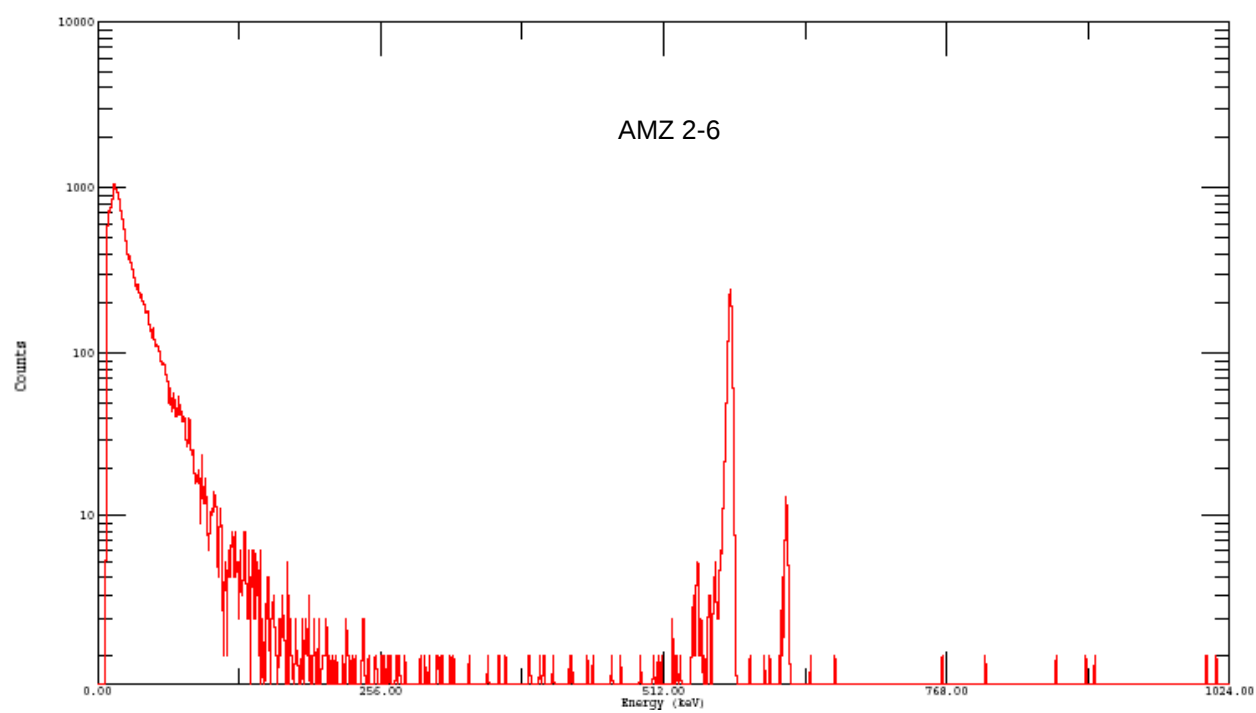
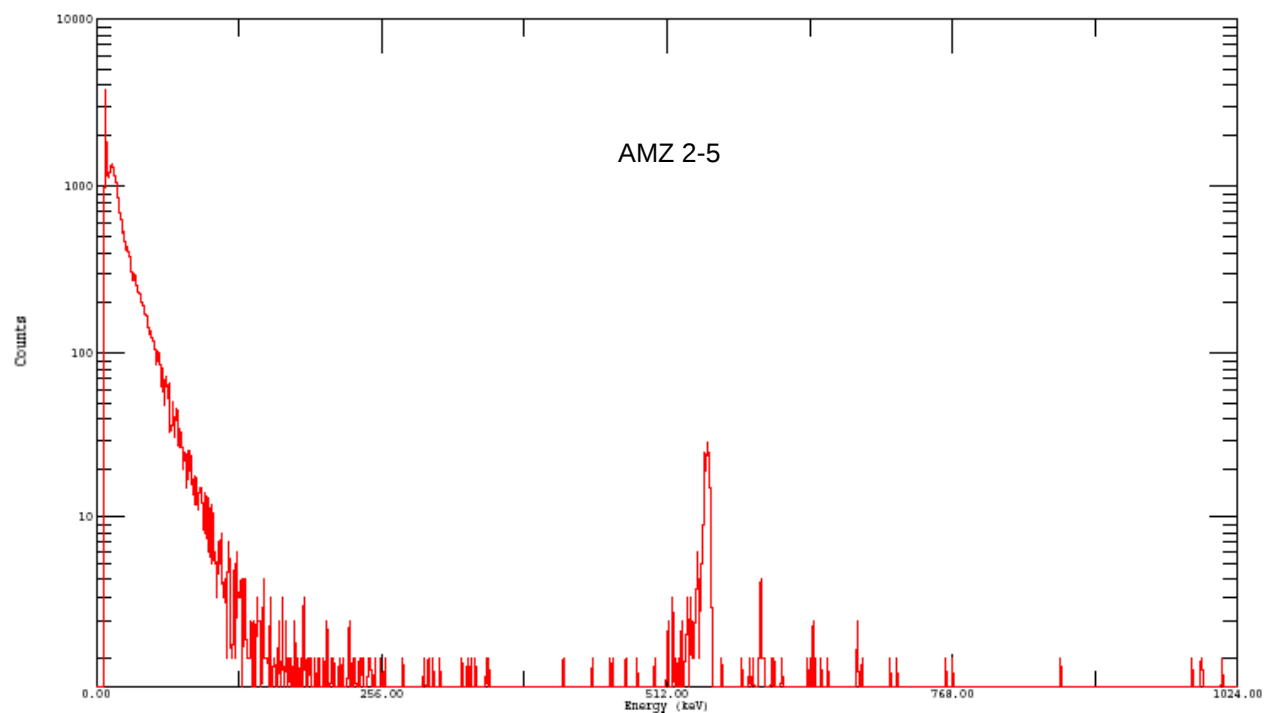


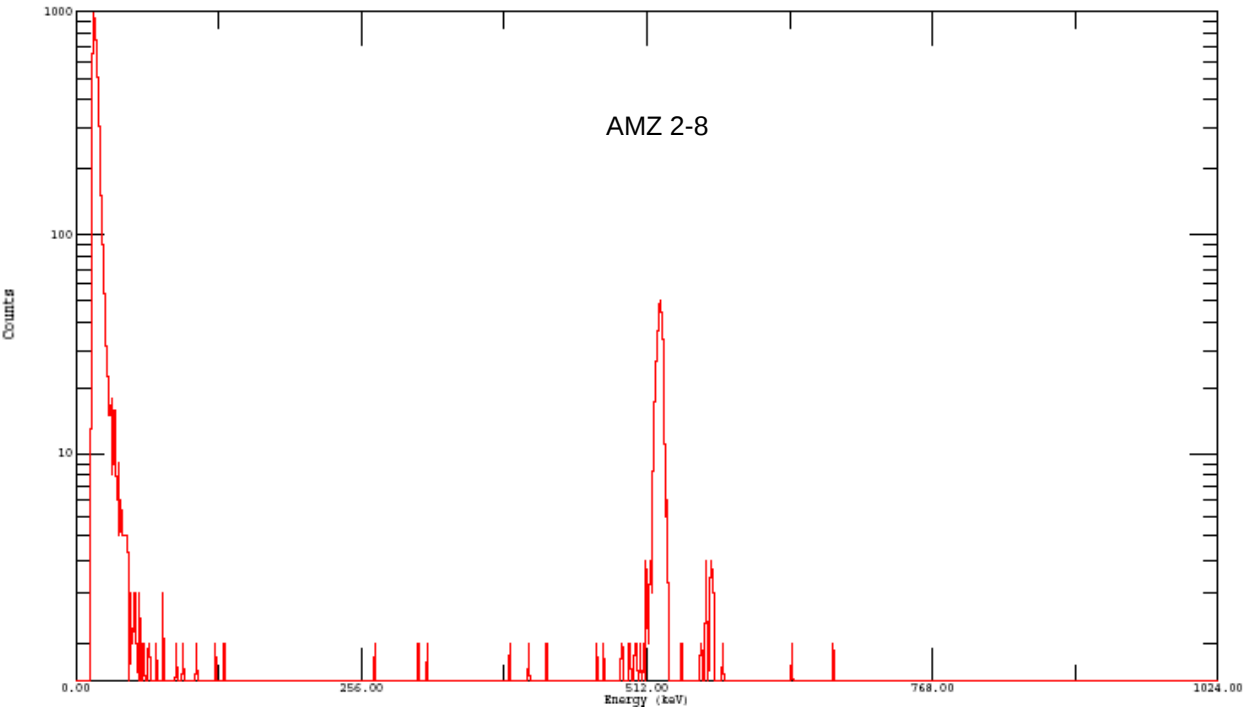
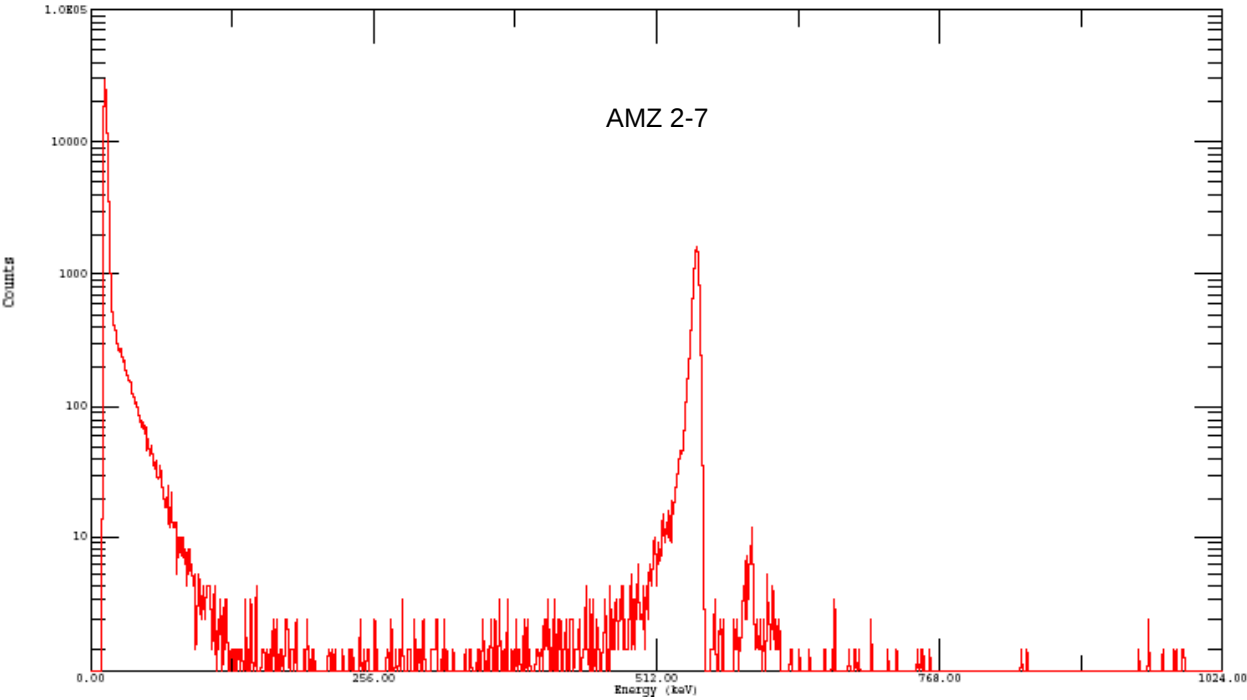


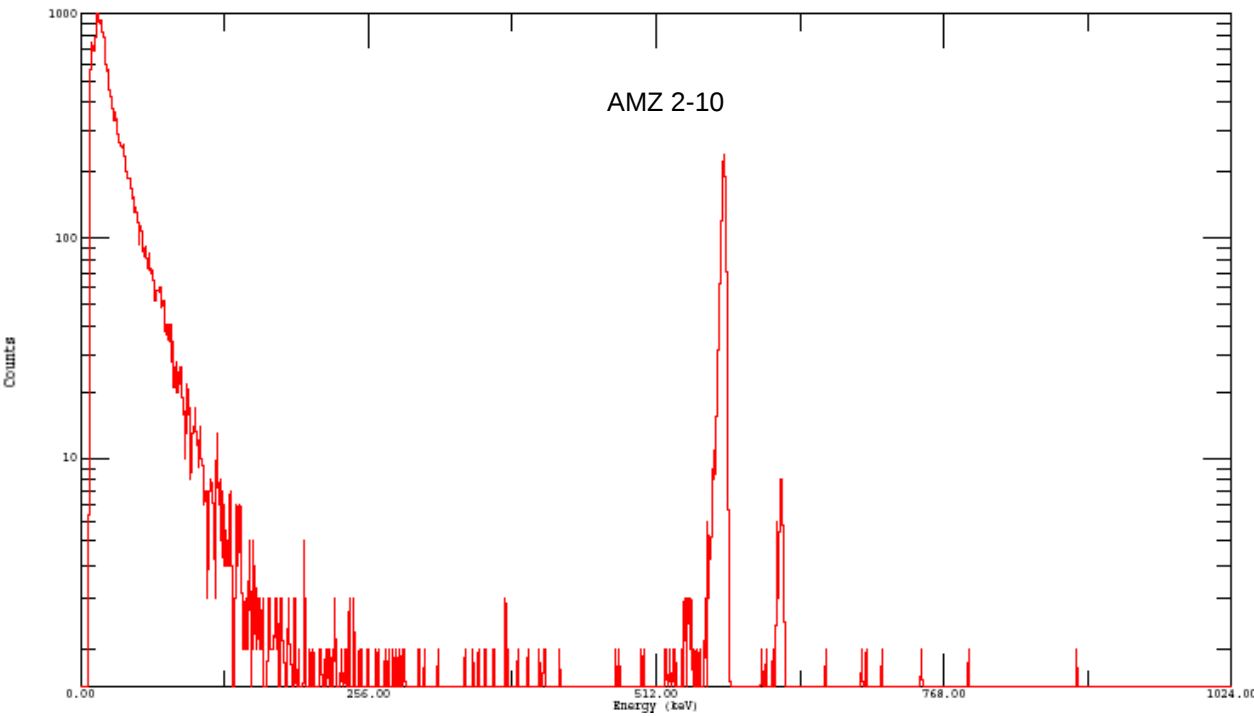
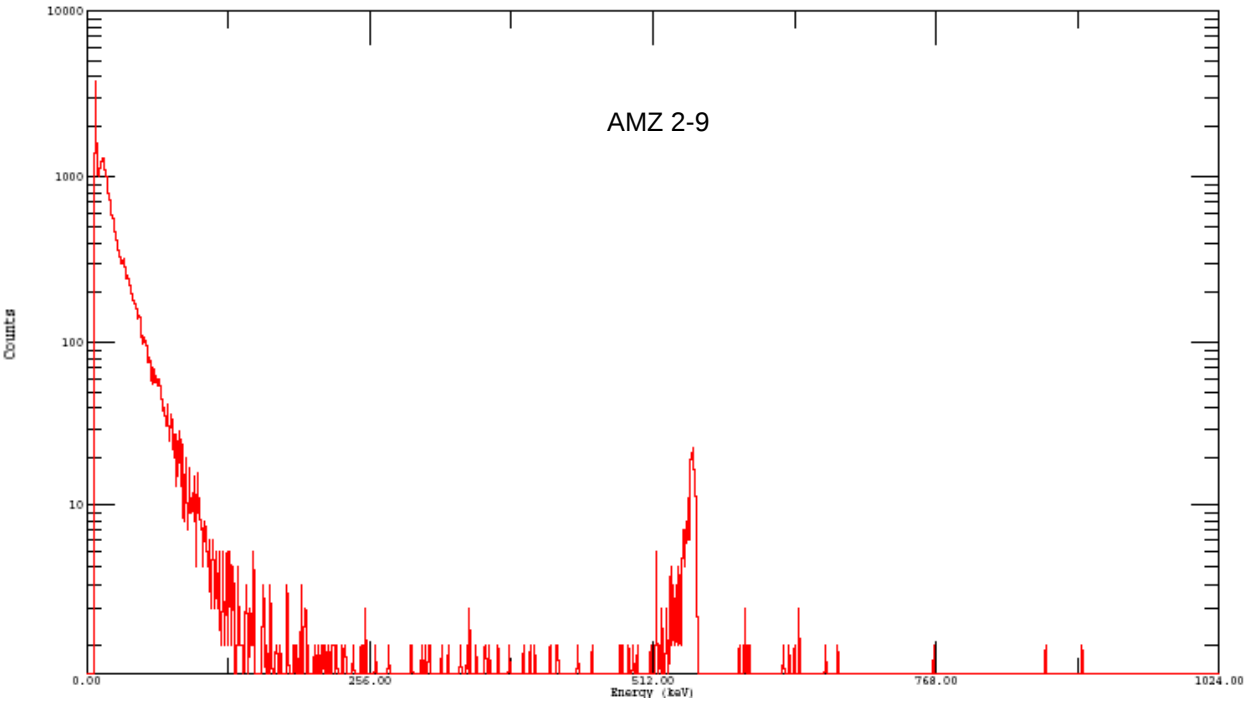
B.2. Testemunho AMZ-2



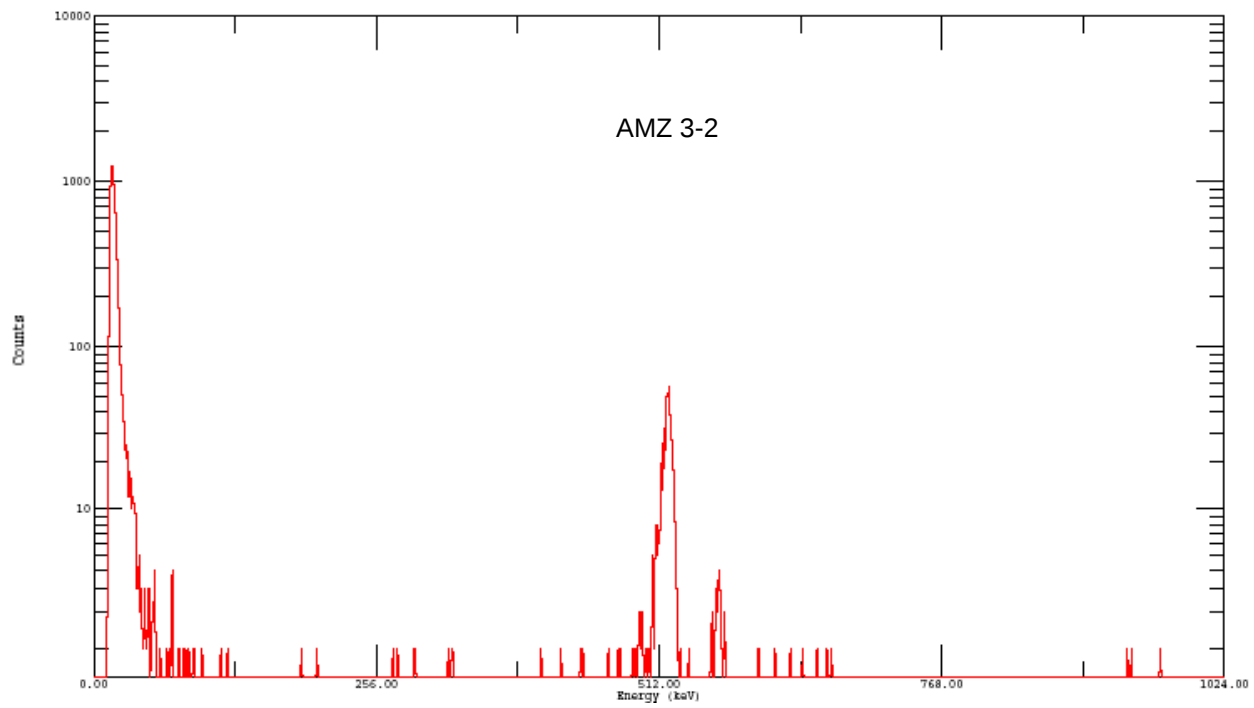
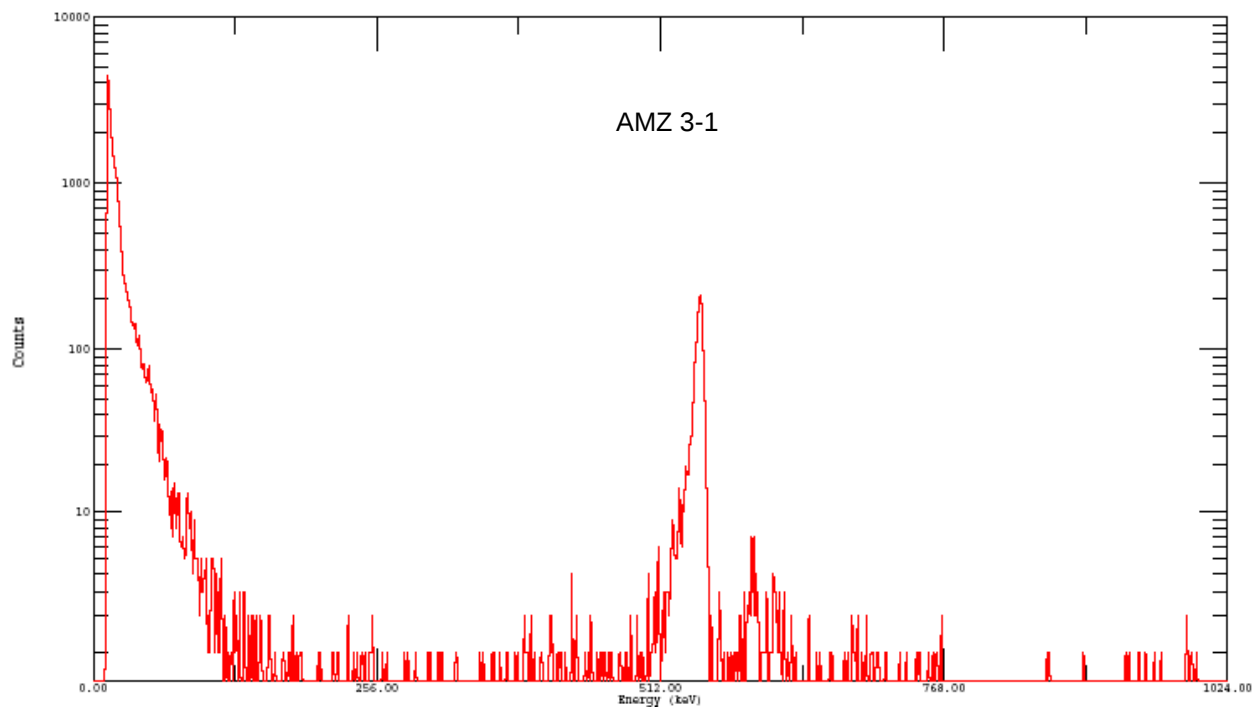


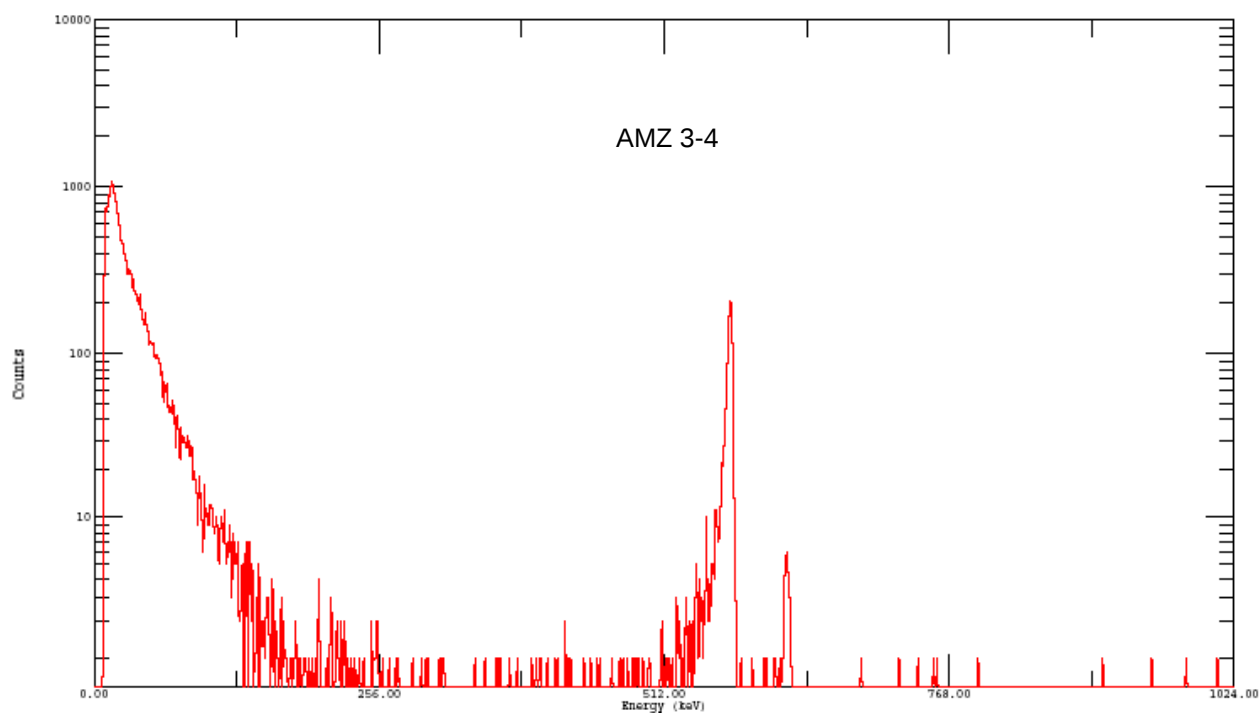
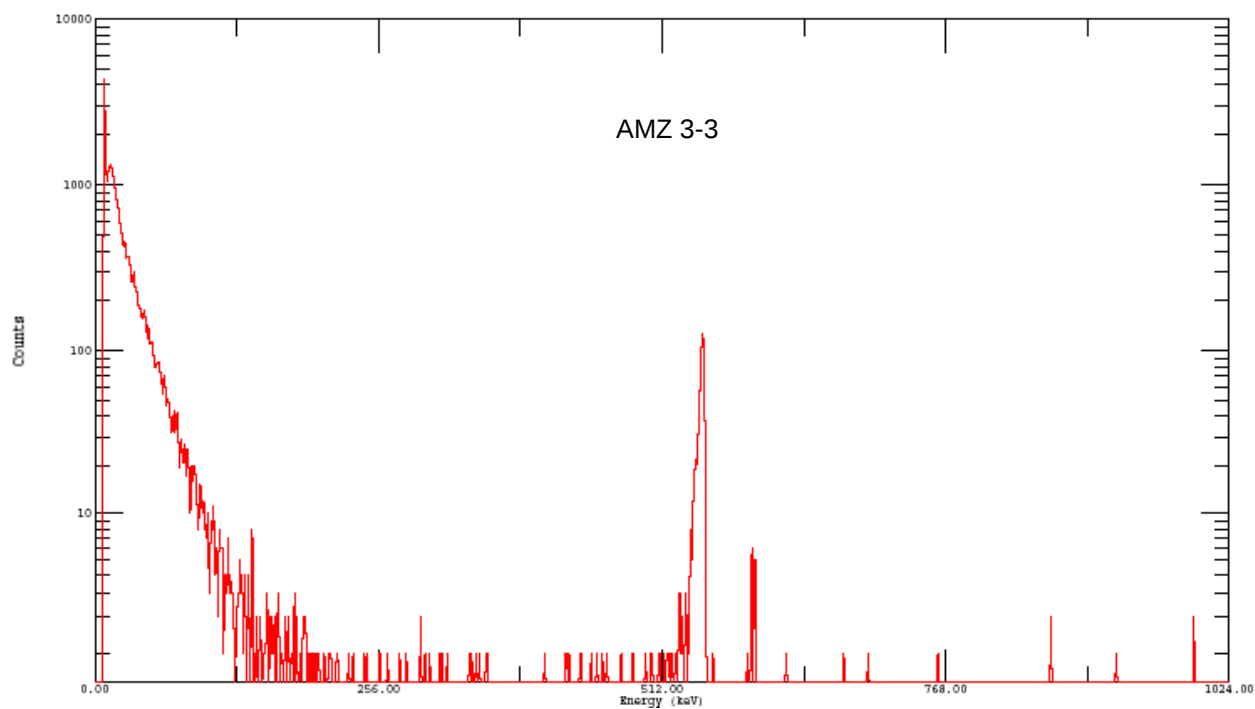


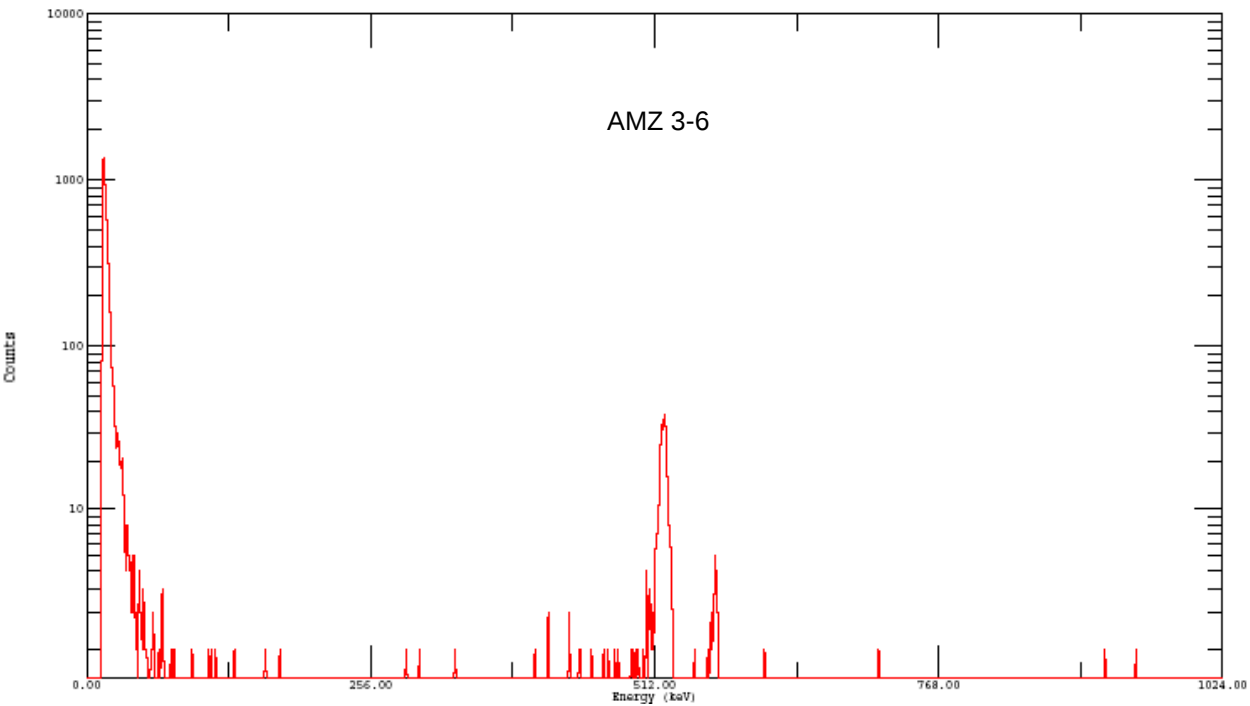
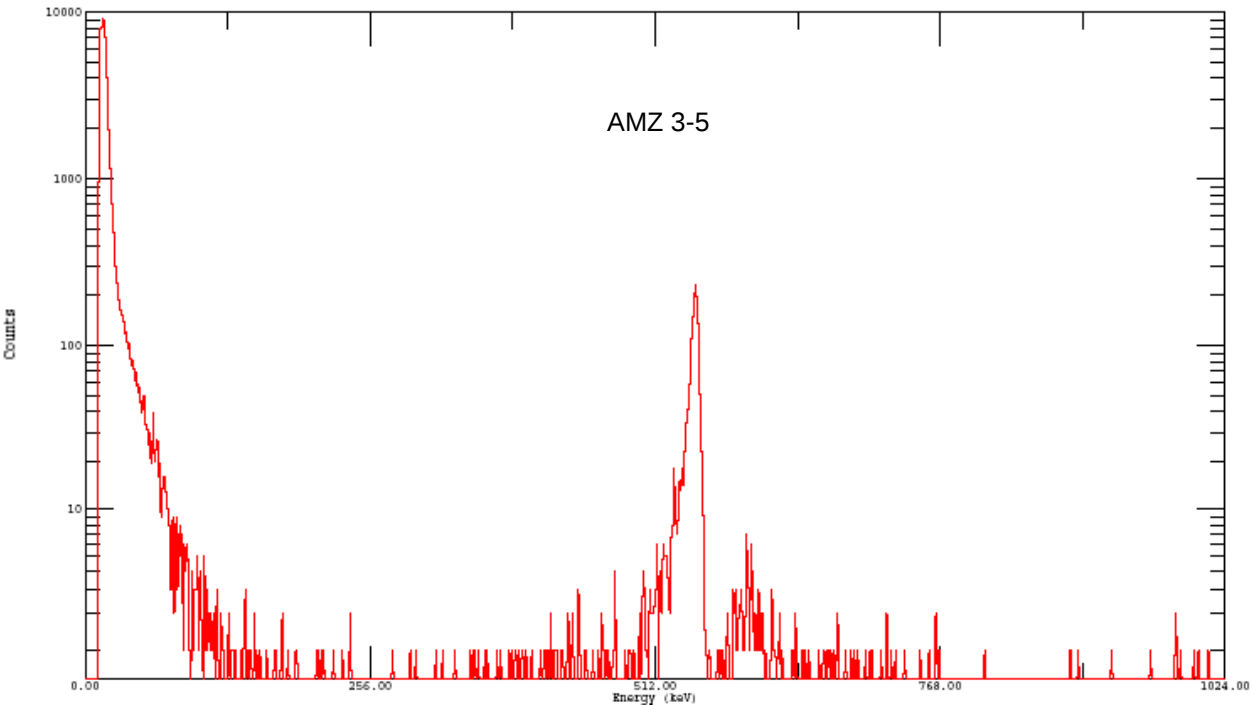


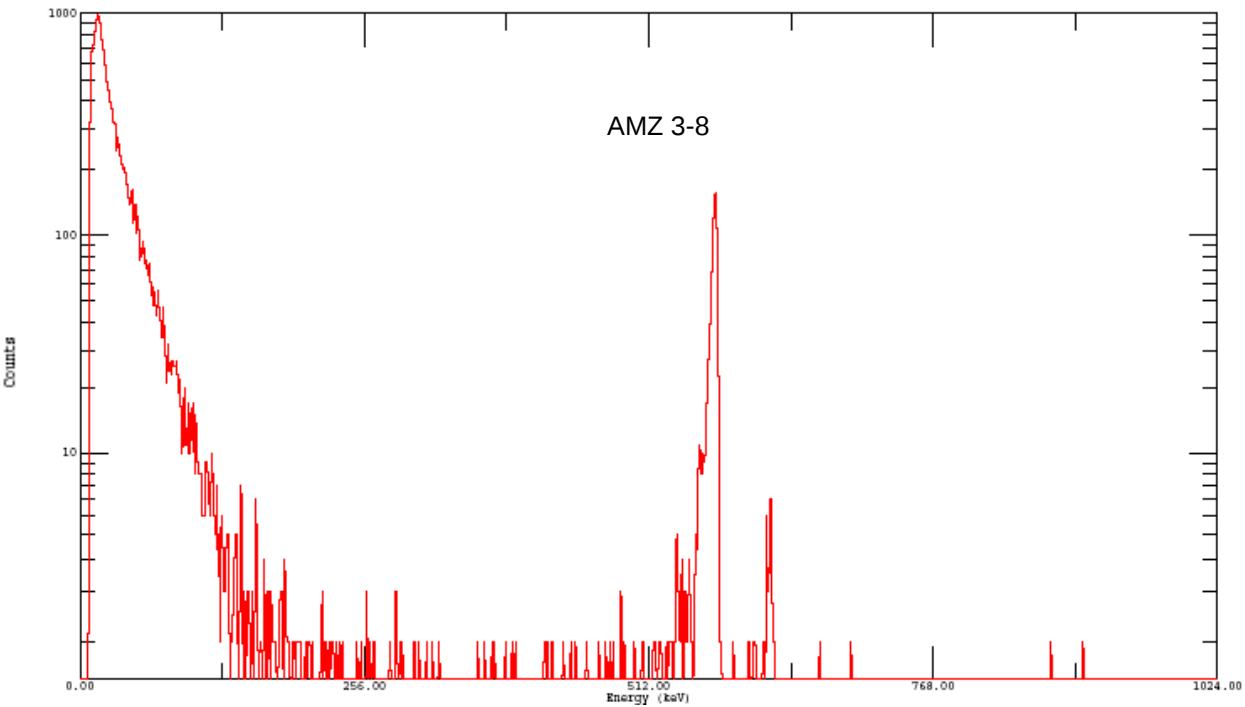
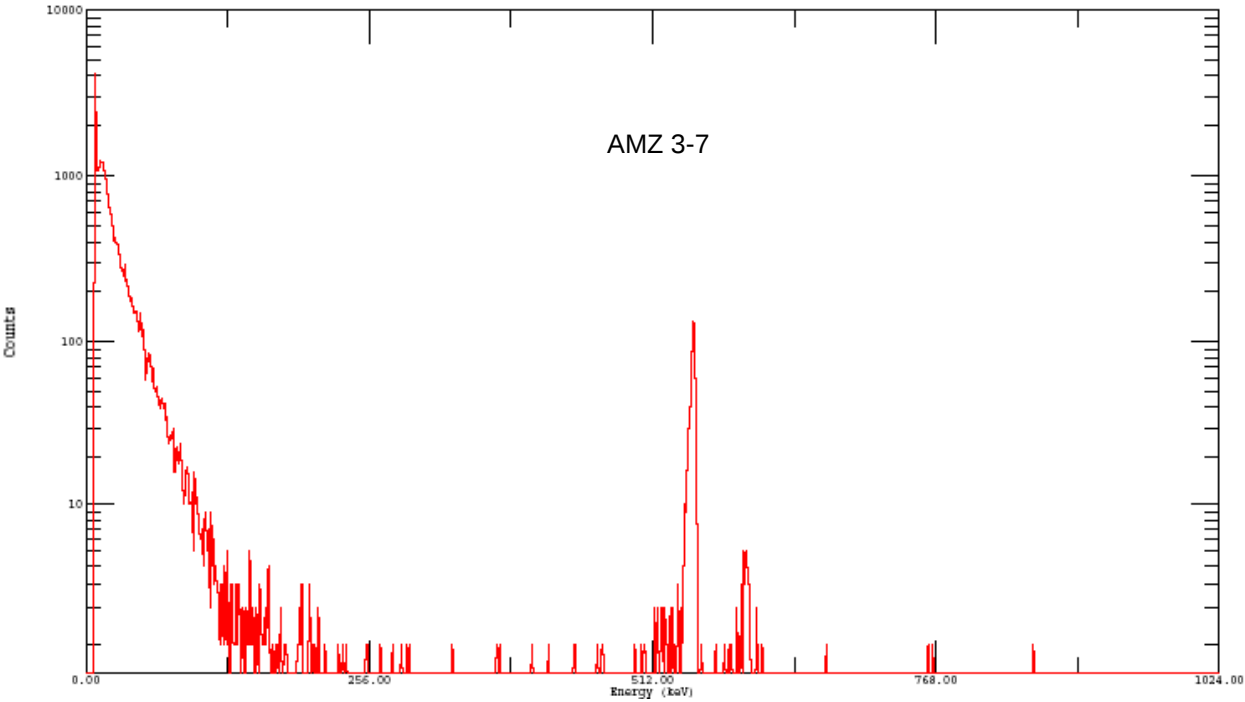


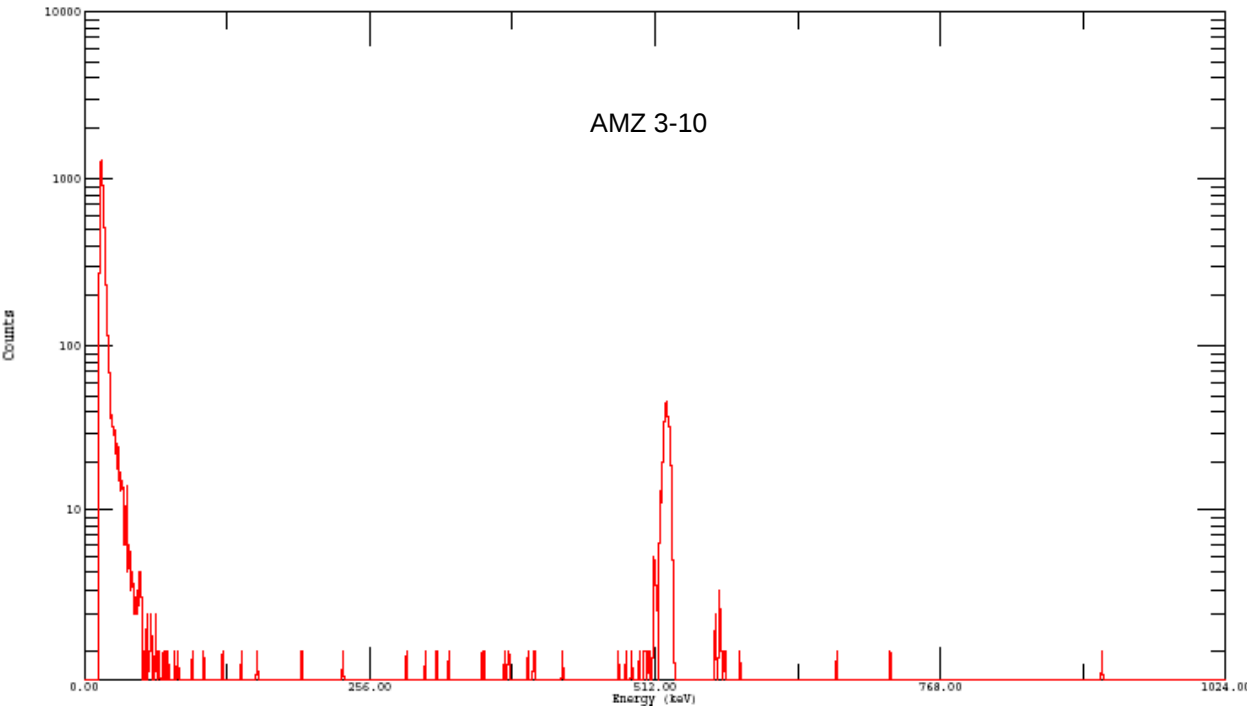
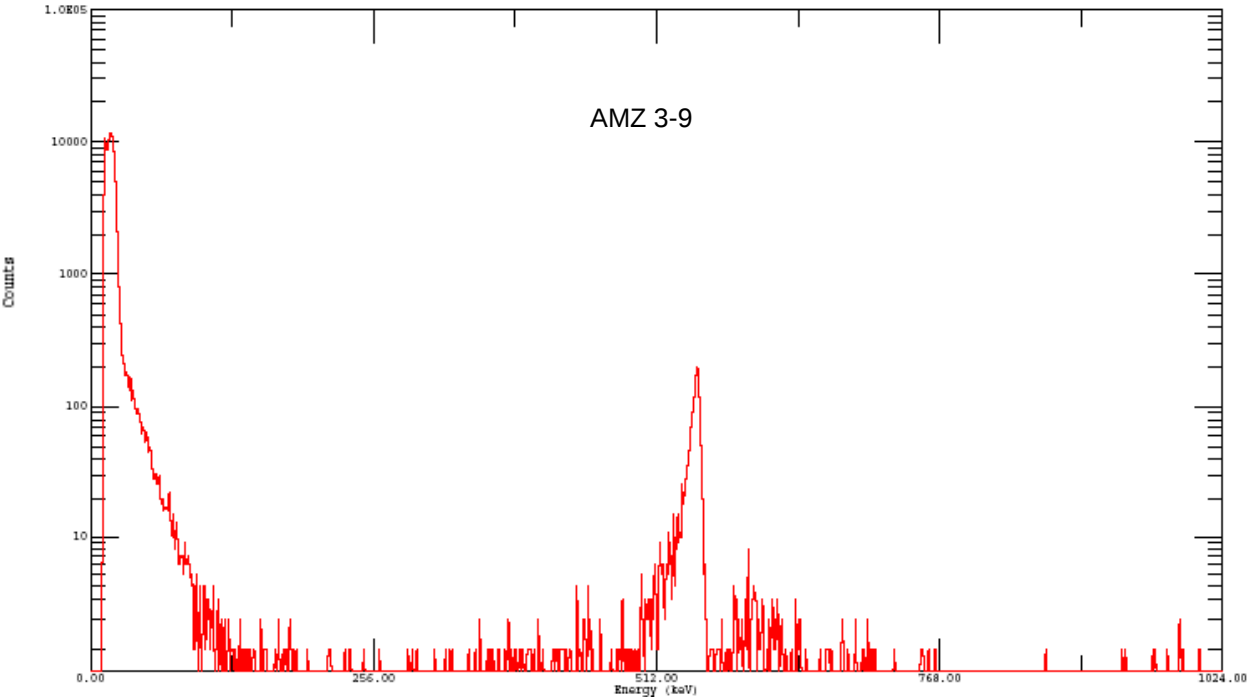
B.3. Testemunho AMZ-3







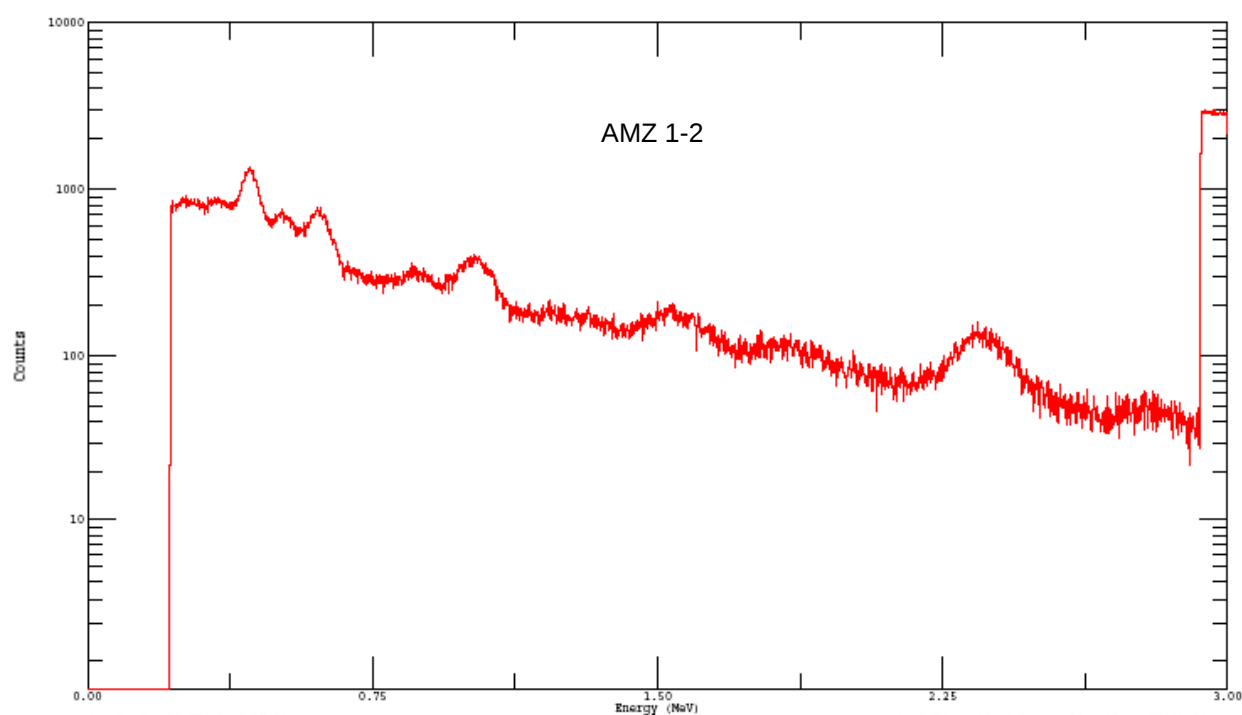
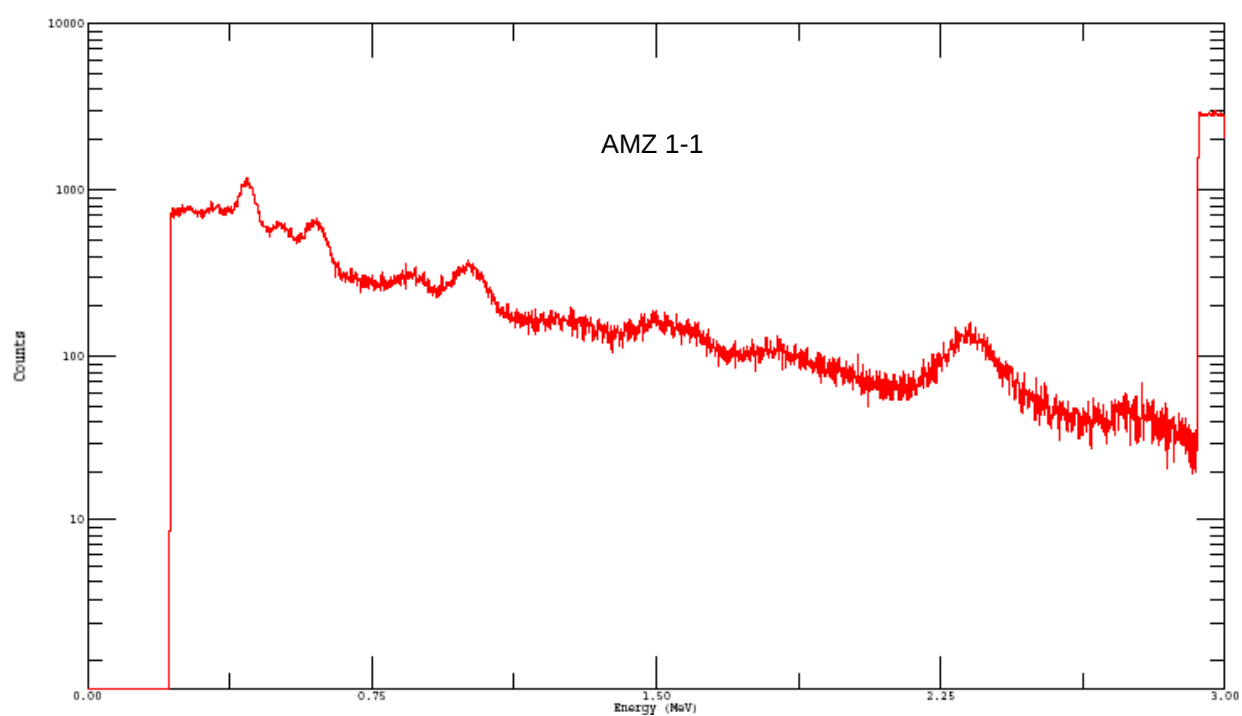


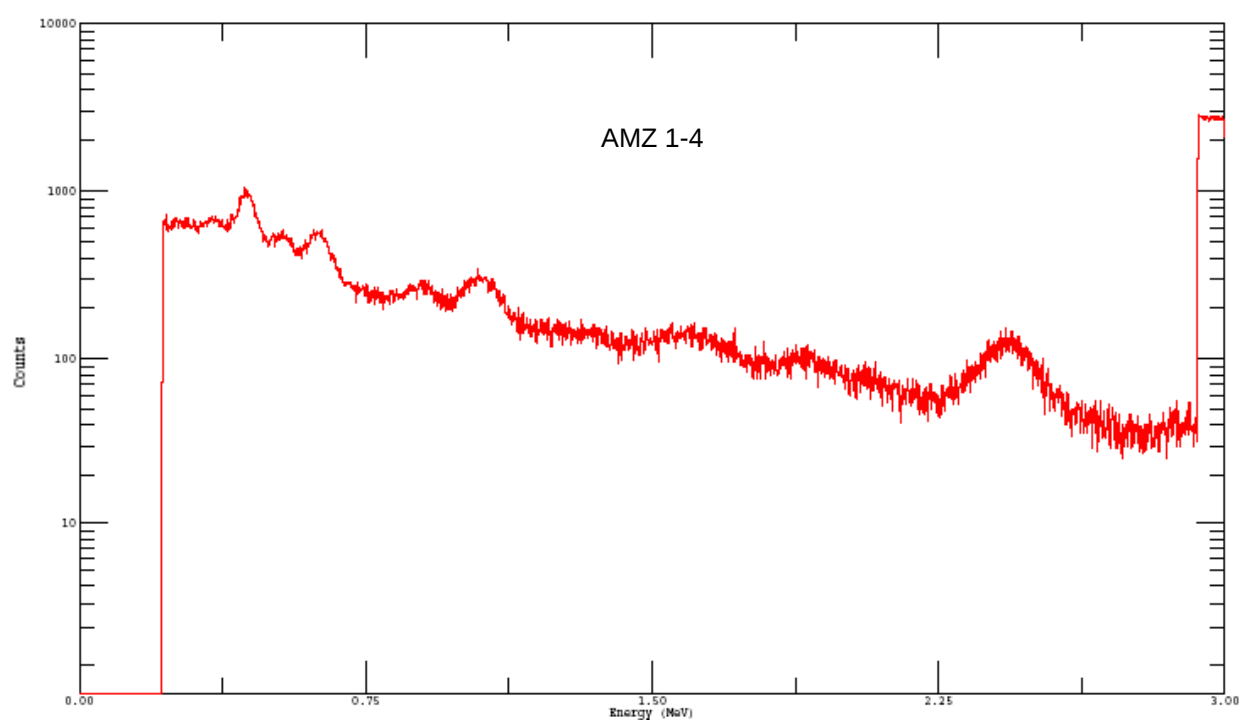
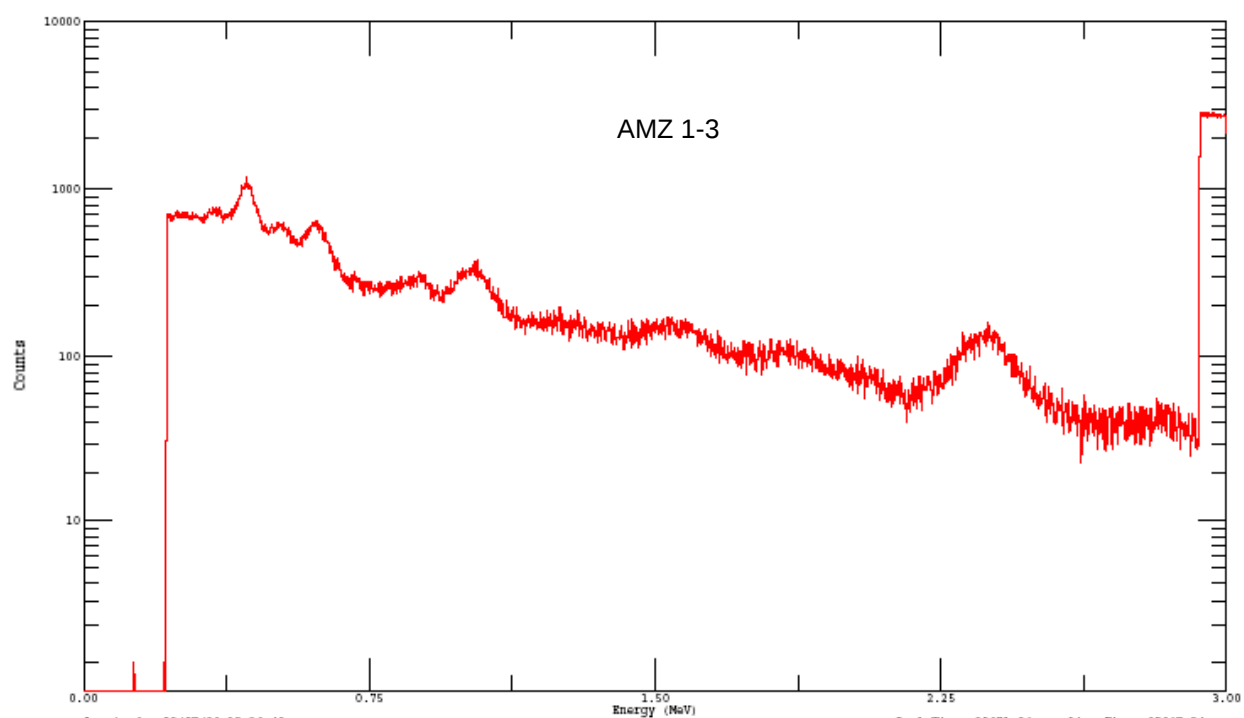


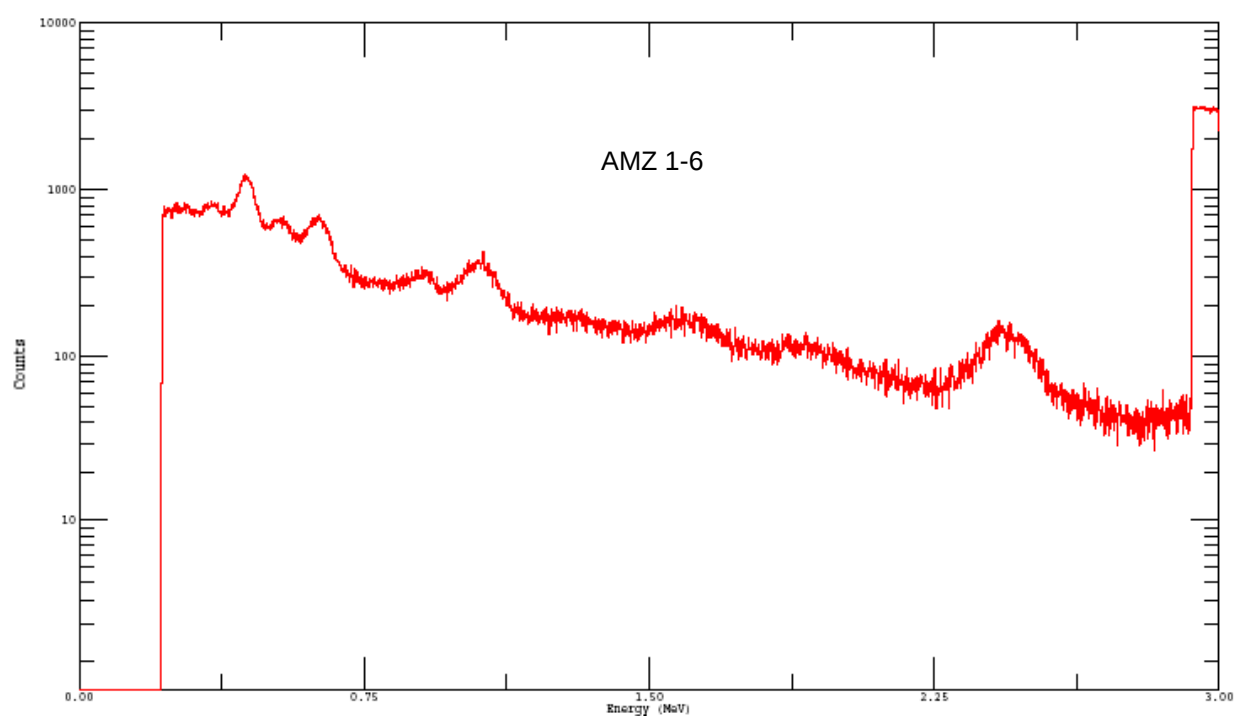
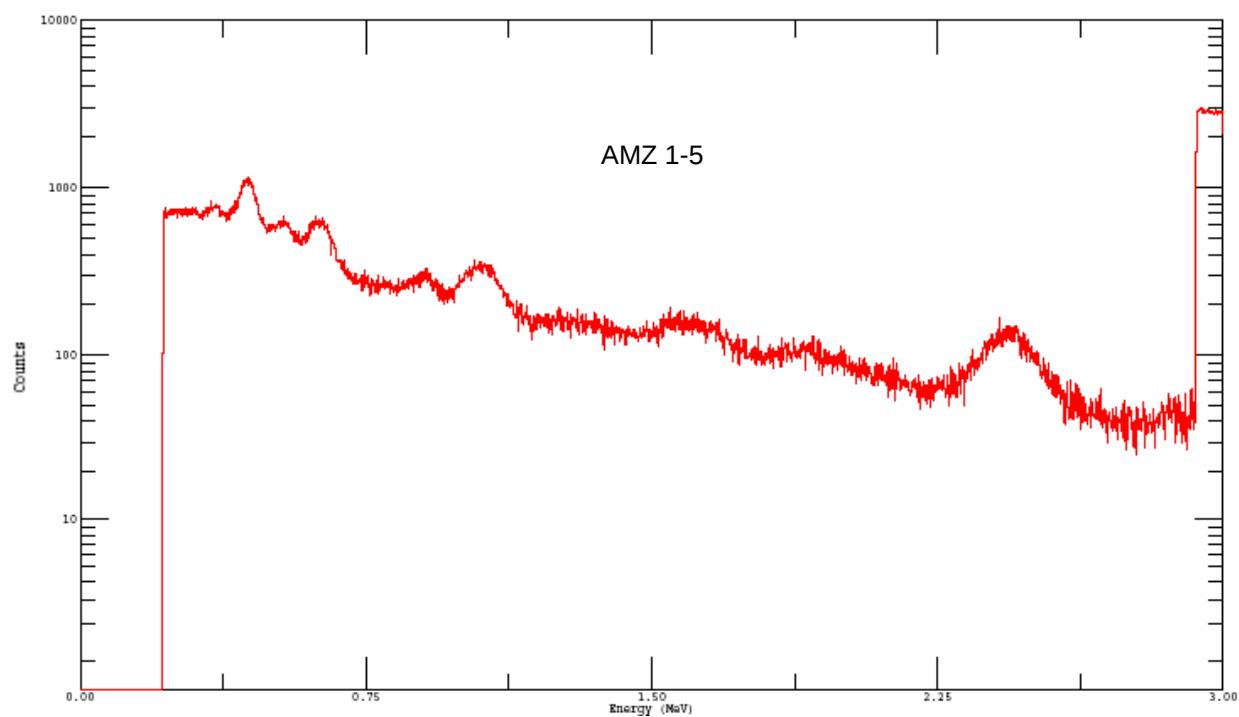
APÊNDICE C

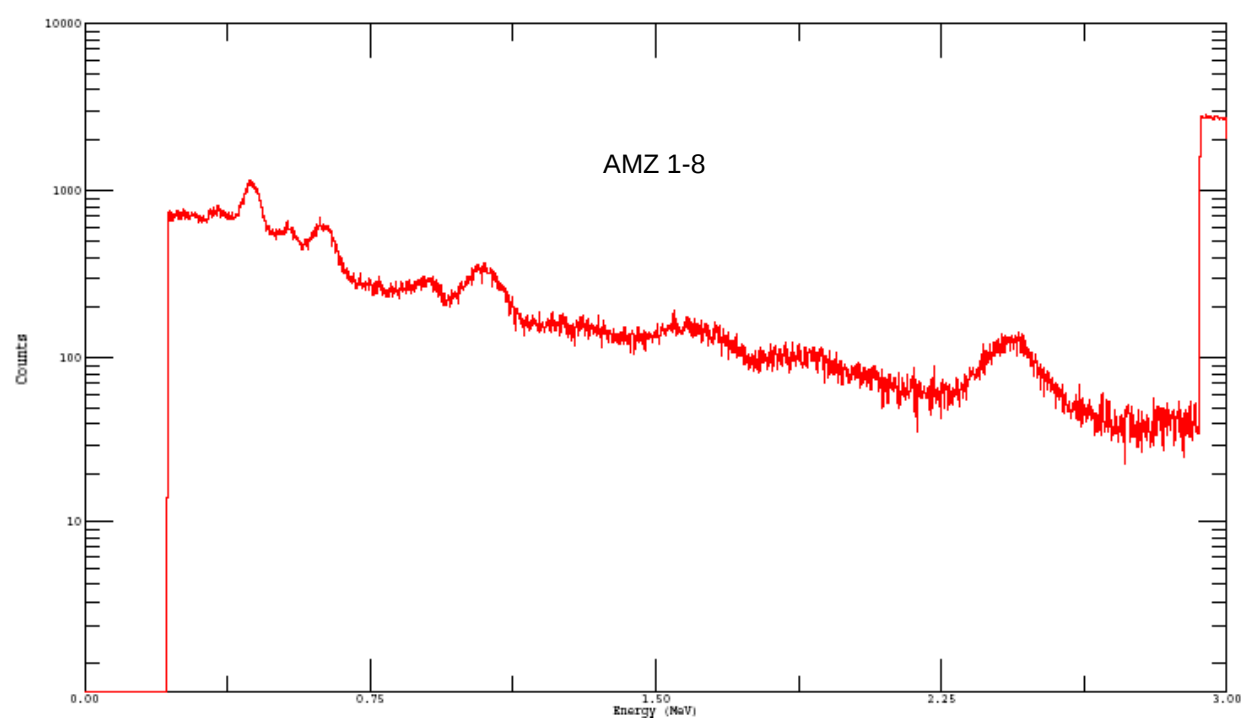
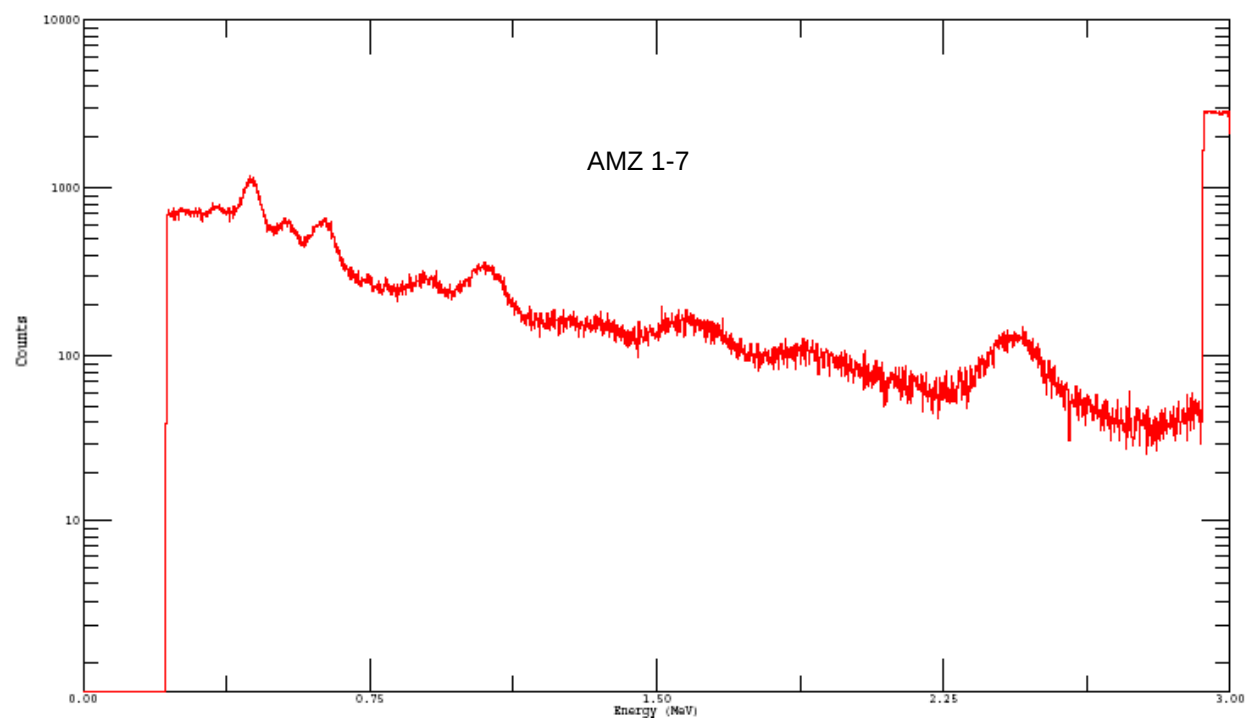
ESPECTROGRAMAS GAMA

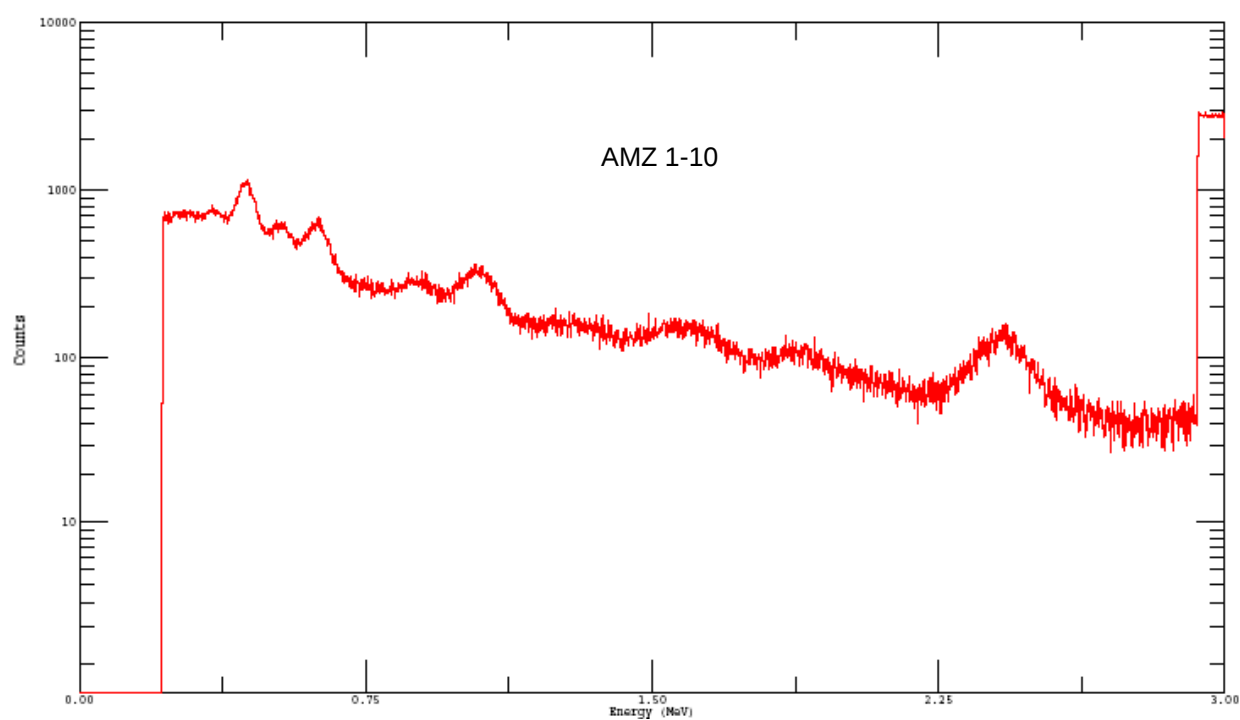
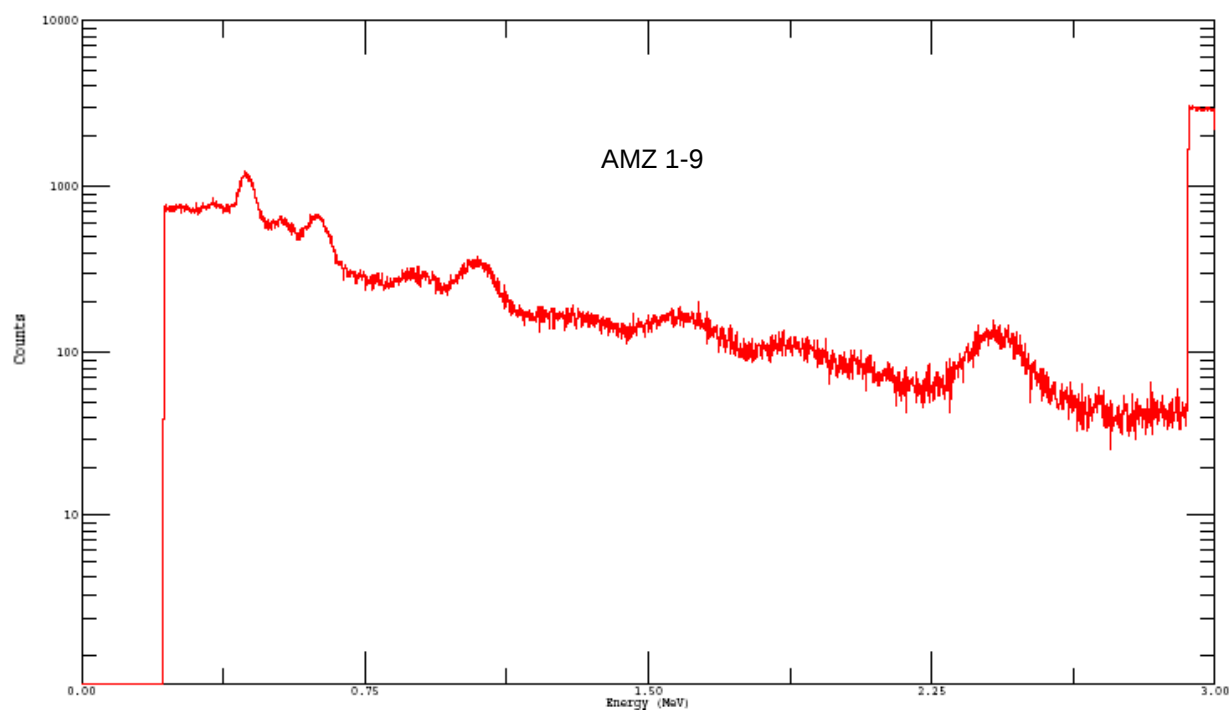
C.1. Testemunho AMZ-1



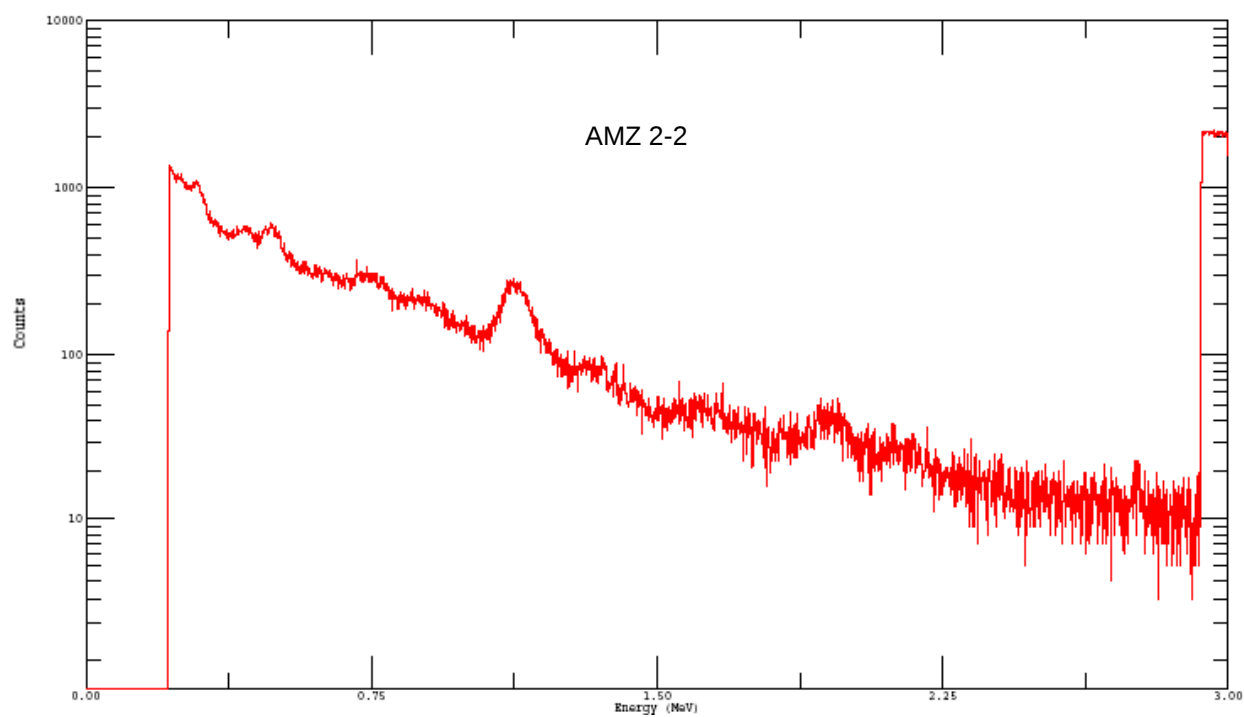
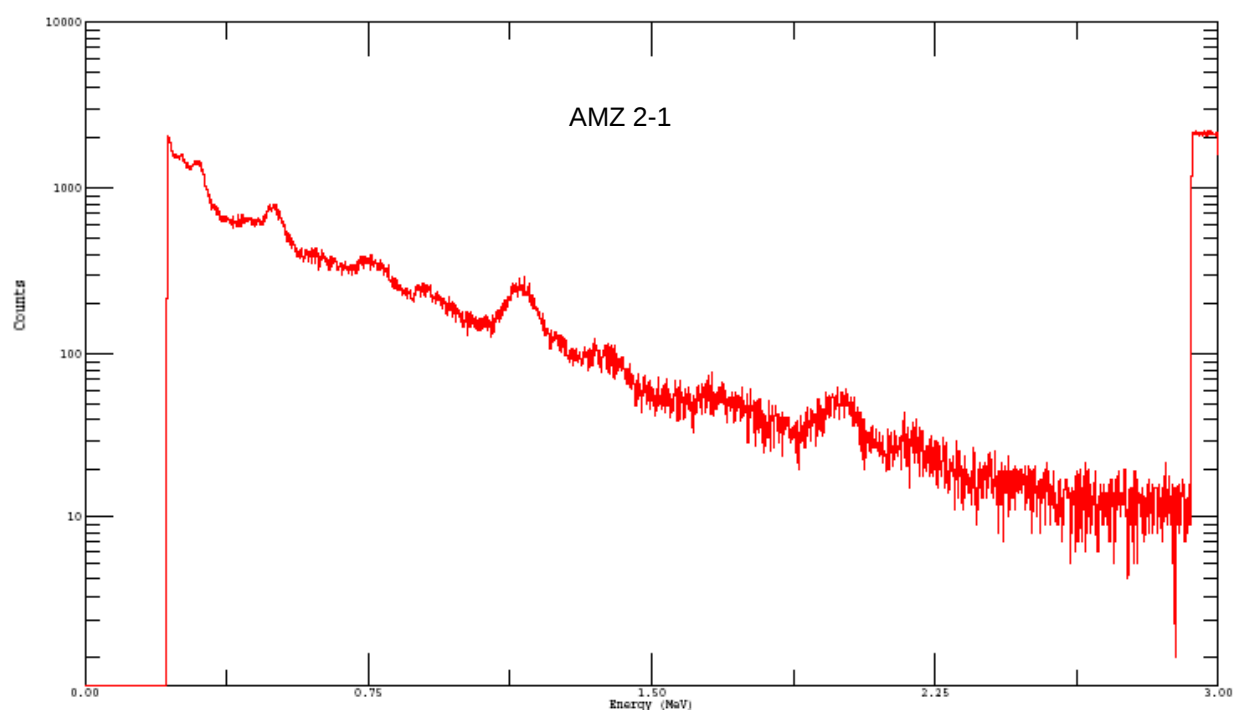


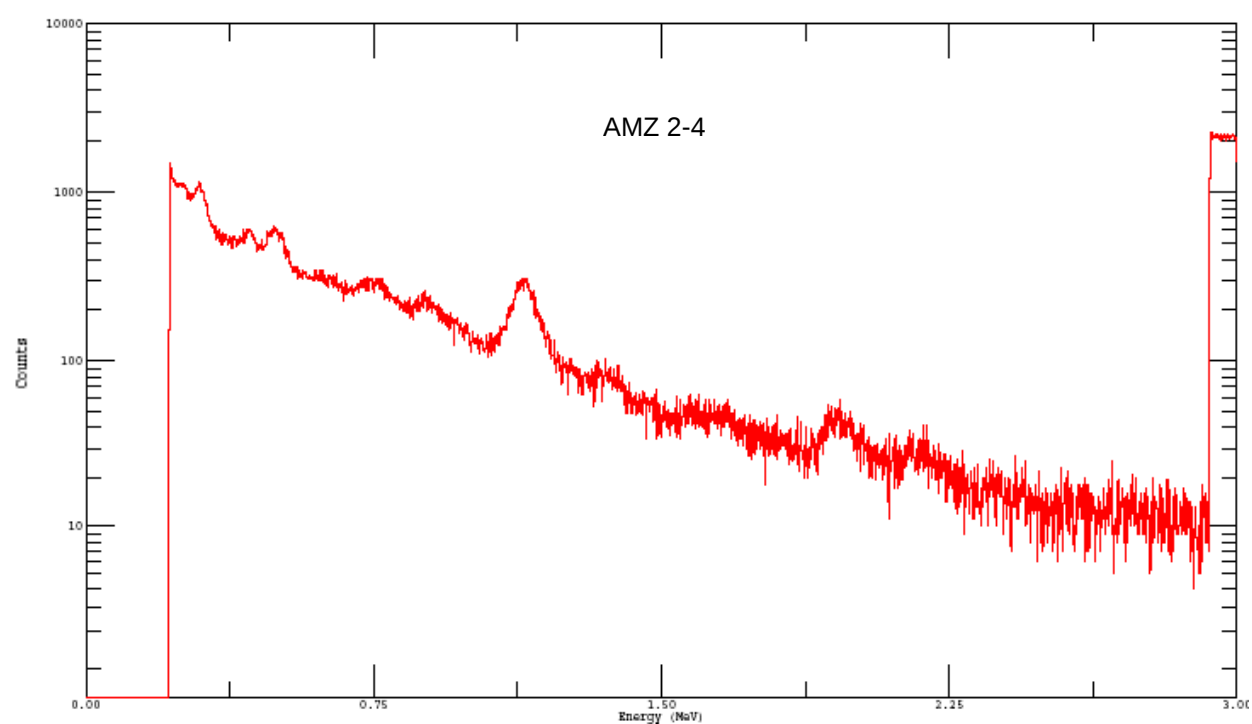
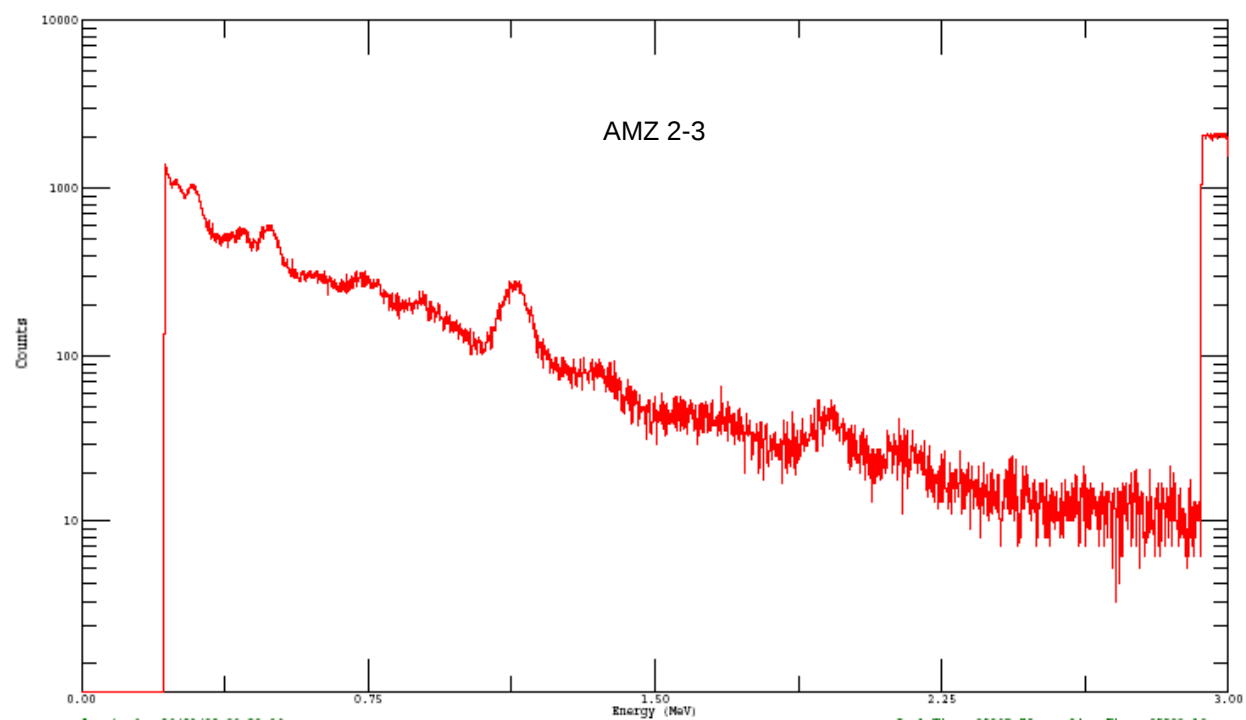


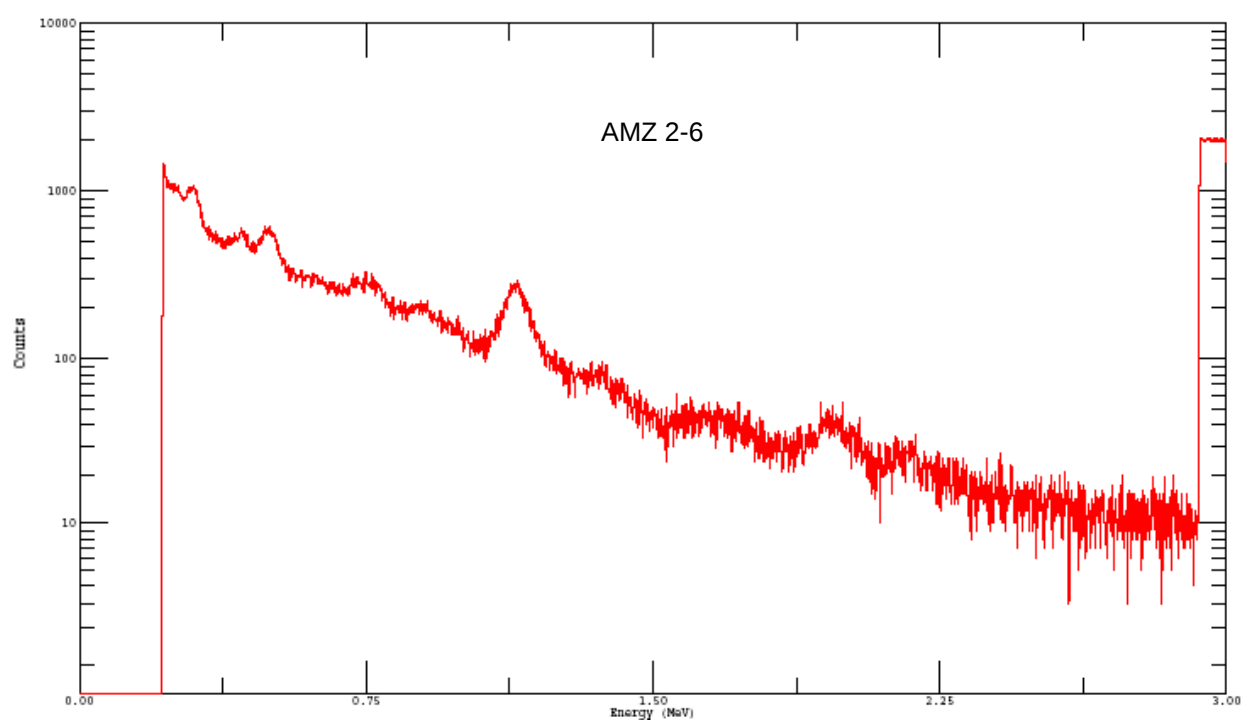
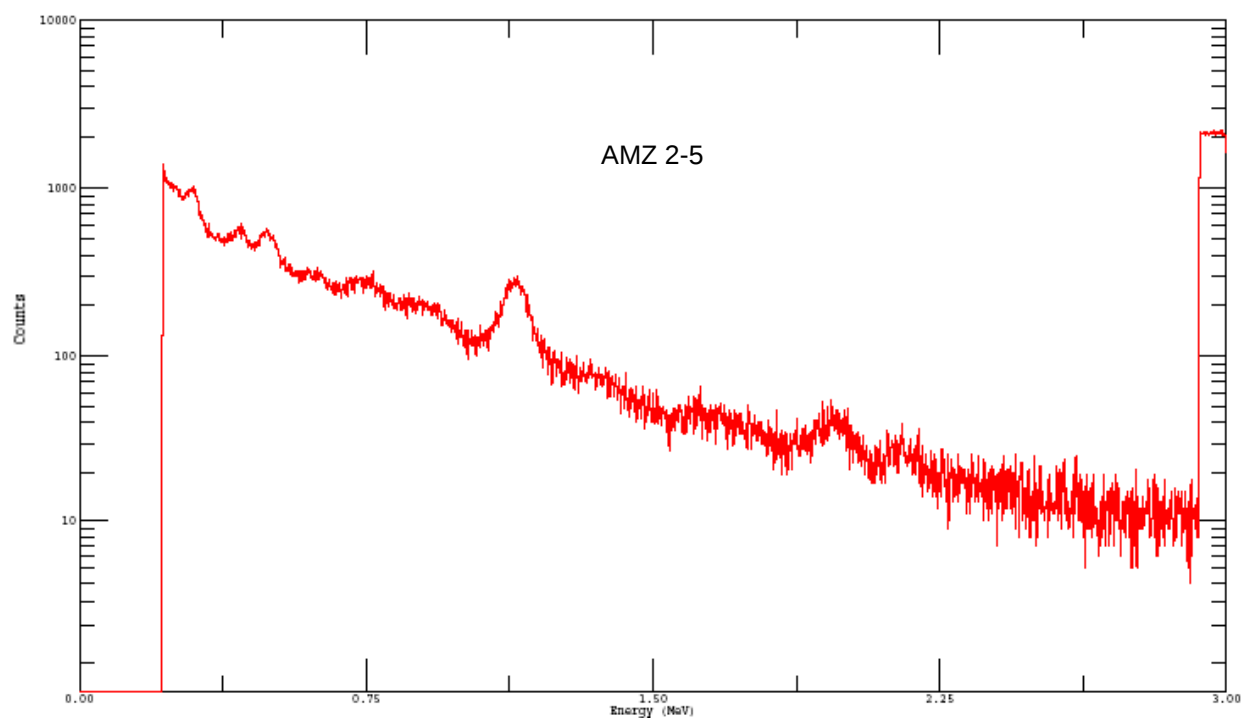


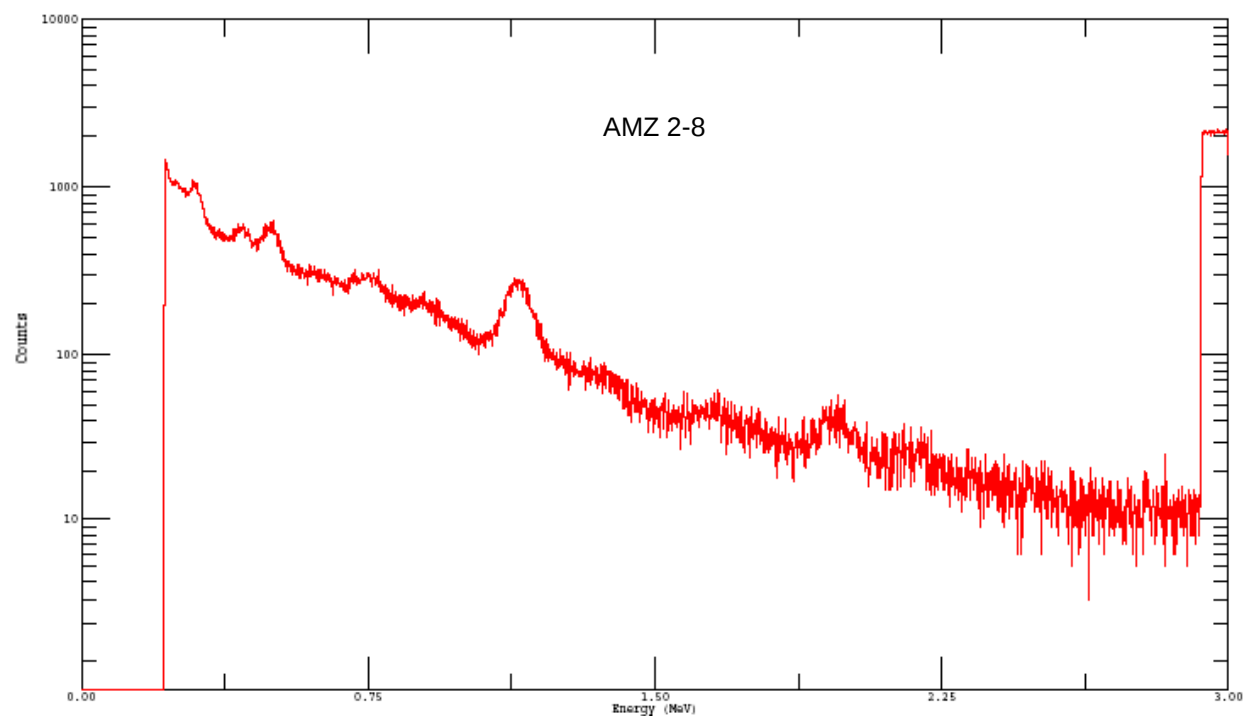
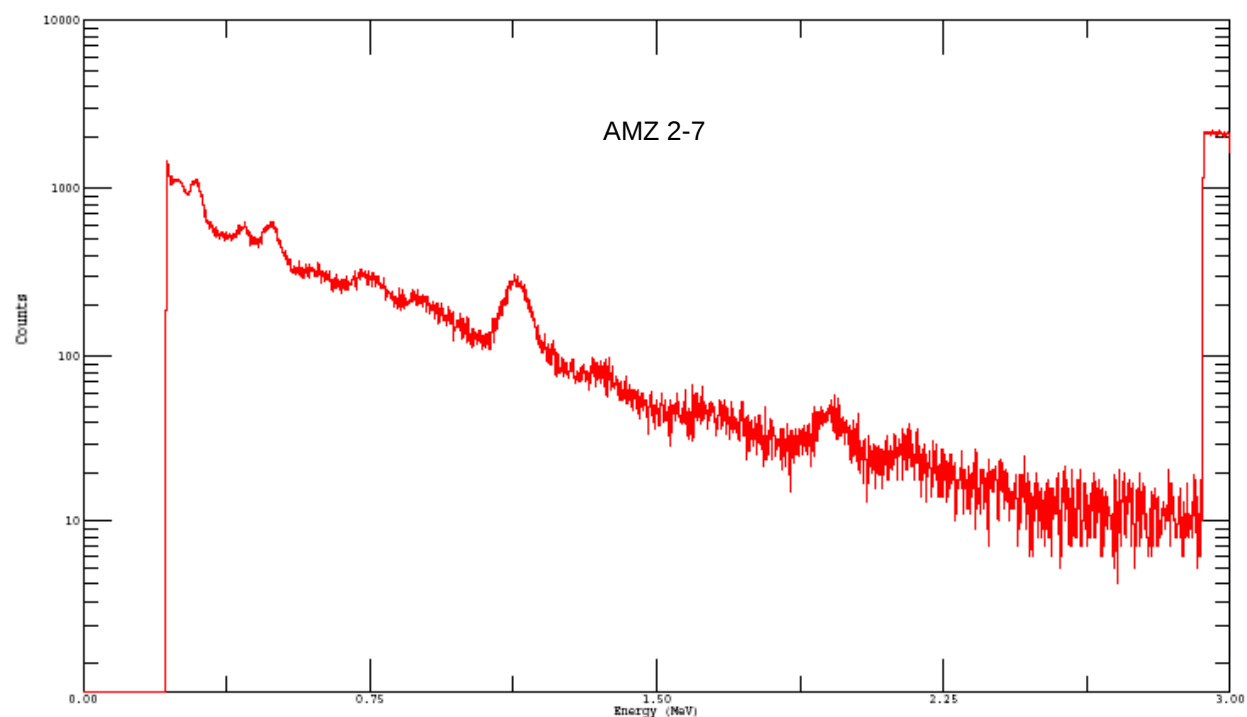


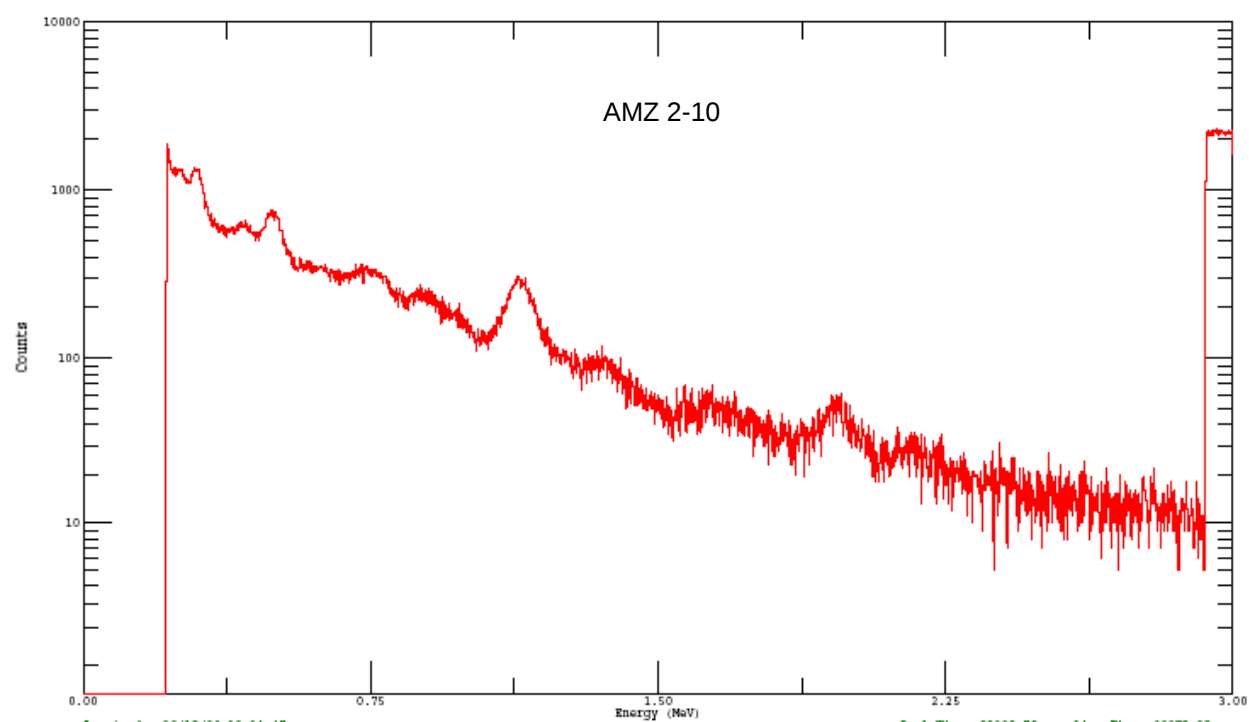
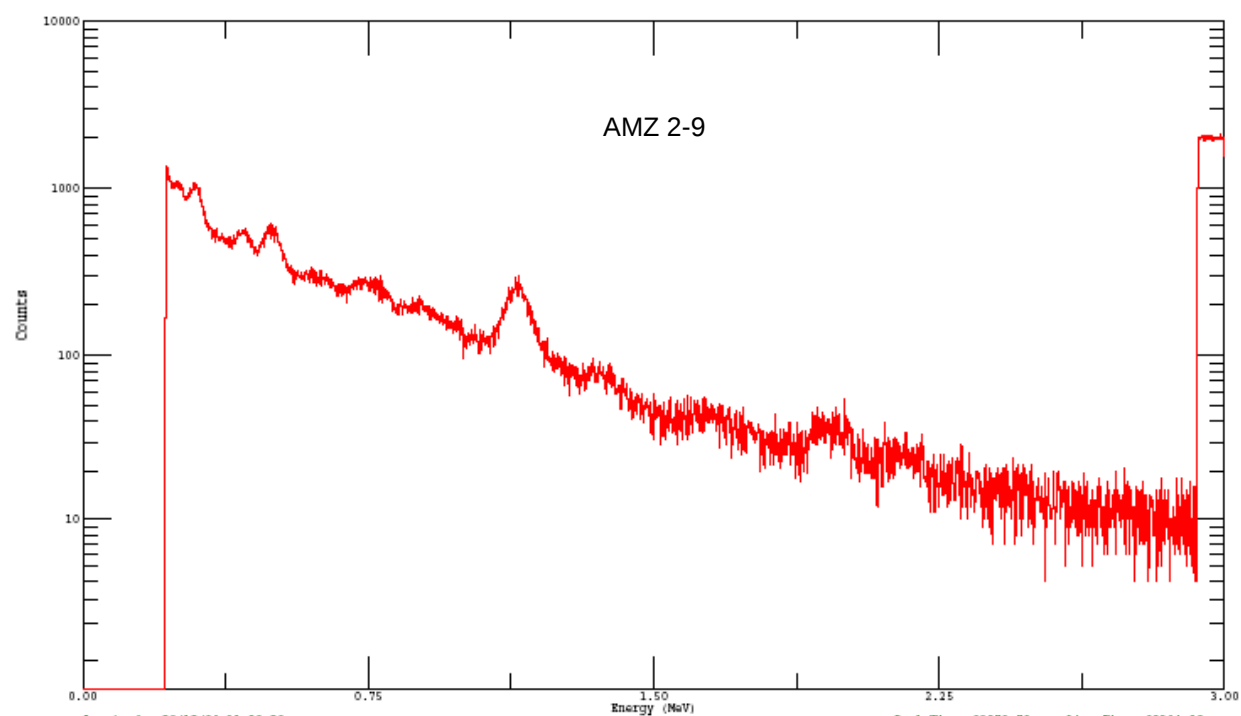
C.2. Testemunho AMZ-2











C.3. Testemunho AMZ-3

