



UNIVERSIDADE
ESTADUAL DE LONDRINA

AVACIR CASANOVA ANDRELLO

**APLICABILIDADE DO ^{137}Cs PARA MEDIR EROSÃO DO
SOLO: MODELOS TEÓRICOS E EMPÍRICOS**

Londrina
2004

AVACIR CASANOVA ANDRELLO

**APLICABILIDADE DO ^{137}Cs PARA MEDIR EROSÃO DO
SOLO: MODELOS TEÓRICOS E EMPÍRICOS**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação,
em Física da Universidade Estadual de Londrina,
como requisito parcial à obtenção do título de
Doutor em Física.

Orientador: Prof. Dr. Carlos Roberto Appoloni

Londrina
2004

AVACIR CASANOVA ANDRELLO

**APLICABILIDADE DO ^{137}Cs PARA MEDIR EROSÃO DO
SOLO: MODELOS TEÓRICOS E EMPÍRICOS**

BANCA EXAMINADORA

Carlos Roberto Appoloni (Orientador)

Maria de Fátima Guimarães

Márcio Arruda Bacchi

Virgílio Franco Nascimento Filho

Marcos de Castro Falleiros

Londrina, 19 de fevereiro de 2004.

DEDICO

À Deus que amou o mundo de tal maneira que enviou Seu Filho Jesus Cristo, para que todo aquele que Nele crer não perca a sua vida, mas ganhe a vida eterna.

À minha esposa, Adriana, e meus filhos, Beatriz e Eliab, pelo amor e grande alegria que me proporcionam.

A meus pais, Avacir e Divina.

Ao meu sogro, Antonio, e minha sogra Glória.

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Carlos Roberto Appoloni pela orientação e pela amizade sincera durante estes quatro anos de Doutorado.

Aos Professores do Departamento de Física da UEL pelo bom convívio. Aos amigos do Doutorado e do Mestrado em Física da UEL.

À Prof. Dra. Maria de Fátima Guimarães, do Departamento de Agronomia da UEL, pelas opiniões e sugestões durante o trabalho.

Ao Prof. Dr. Elemar Antonio Cassol, do Departamento de Agronomia da UFRGS, pelo apoio disponibilizando as parcelas de erosão para amostragem.

Ao Prof. Dr. Virgílio Franco do Nascimento Filho, por disponibilizar o Laboratório de Instrumentação Nuclear do CENA/USP para realização de medidas.

À Prof. Dra. Elisabete A. de Nadai Fernandes, por disponibilizar o Laboratório de Radioisótopos do CENA/USP para realização de medidas.

Ao Prof. Dr. Márcio Bacchi, do Laboratório de Radioisótopos do CENA/USP, pela colaboração na realização das medidas.

Aos integrantes do Laboratório de Física Nuclear Aplicada da UEL pelo bom convívio.

Provérbios da Bíblia

O que adquire sabedoria ama a sua própria alma, e o que conserva o entendimento prospera. (Pv 19:8)

A sabedoria do homem lhe dá paciência, porém, a sua glória está em esquecer ofensas. (Pv 19:11)

ANDRELLLO, Avacir Casanova. **Aplicabilidade do ^{137}Cs para medir erosão do solo: modelos teóricos e empíricos.** 2004. 199f. Tese (Doutorado em Física) – Universidade Estadual de Londrina, Londrina, 2004.

RESUMO

A aceleração do processo de erosão do solo, com o conseqüente aumento na taxa de erosão devido às perturbações antropogênicas no equilíbrio solo-vegetação-clima, têm influenciado na qualidade do solo e no cenário ambiental. Desse modo, prever a magnitude e severidade dos impactos da erosão do solo sobre a produtividade da biomassa e na qualidade do meio ambiente é importante tanto em escala local quanto regional e global. Vários modelos tem sido desenvolvidos para avaliar a erosão do solo tanto qualitativa quanto quantitativamente. O ^{137}Cs , um radionuclídeo antropogênico, tem sido muito utilizado para avaliar a erosão do solo. Tanto modelos empíricos quanto modelos teóricos foram desenvolvidos tendo como base a redistribuição de ^{137}Cs como indicador do movimento do solo pelo processo erosivo. Estes modelos incorporam vários parâmetros que podem influenciar na quantificação das taxas de erosão através da medida do ^{137}Cs . Foi realizado um estudo estatístico sobre os modelos recomendados para avaliar o efeito que cada parâmetro exerce sobre os resultados de redistribuição de solo. Verificou-se que os parâmetros mais importantes são a redistribuição de ^{137}Cs e o fator de correção de partícula, sendo que o efeito do primeiro é da ordem do dobro do segundo, o que indica a necessidade de uma boa determinação dos inventários de ^{137}Cs buscando minimizar os desvios associados a estes valores. Conhecendo-se a significância de cada parâmetro, foi associado um desvio de 10% no valor do inventário de referência de ^{137}Cs e de 5% no valor do inventário de ^{137}Cs do ponto amostrado, e gerados os desvios nos resultados de redistribuição de solo determinados pelos modelos recomendados, realizando-se uma detalhada comparação entre os modelos. Não houve diferença significativa entre os valores determinados de redistribuição de solo pelos modelos recomendados, a não ser acima de 70% de perda de ^{137}Cs . Portanto, é aconselhável utilizar os modelos mais simples e fáceis de manipular, como o modelo proporcional, para avaliar a redistribuição de solo, os quais geram resultados iguais, dentro dos desvios, aos dos modelos mais sofisticados. Analisando-se três matas nativas e uma área de pastagem não perturbada na região de Londrina, pode-se verificar que a variabilidade espacial local de ^{137}Cs está em torno de 15%. Além disso, comparando os valores dos inventários de ^{137}Cs determinados para as matas e para a área de pastagem, pode-se concluir que o inventário de ^{137}Cs determinado em mata nativa pode ser representativo do inventário de referência de ^{137}Cs . Utilizando o inventário de ^{137}Cs determinado para uma área de pastagem nativa da região de Porto Alegre, pode-se determinar que a variabilidade espacial regional entre Londrina e Porto Alegre está em torno de 15%, enquanto que a variabilidade espacial regional entre Londrina e Piracicaba está em torno de 37%, quando é utilizado um inventário de ^{137}Cs determinado em área de gramado na região de Piracicaba. Utilizando parcelas de erosão da área experimental do IAPAR de Londrina, pode-se verificar que o modelo proporcional é um bom modelo para determinar a redistribuição de solo, porém quando foram utilizadas as parcelas de erosão da área experimental da UFRGS, isto já não foi tão evidente. Diante dos resultados obtidos, pode-se concluir que, embora haja influência dos parâmetros incorporados nos modelos, a variabilidade espacial do ^{137}Cs gera desvios nos modelos que, em certos níveis de perda de solo, não apresentam diferença significativa nos resultados gerados por todos os modelos. Desse modo, ainda é aconselhável utilizar o modelo proporcional, o mais simples de aplicar, o qual, dentro dos desvios, apresenta resultados iguais aos modelos mais refinados.

Palavras-chave: Solos. Erosão. Césio.

ANDRELLLO, Avacir Casanova. ¹³⁷Cs Applicability to Soil Erosion Assessment: theoretical and empirical models. 2004. 199p. Thesis (Ph.D. in Physics) – Universidade Estadual de Londrina, Londrina, 2004.

ABSTRACT

The soil erosion processes acceleration and the increase of soil erosion rates due to anthropogenic perturbation in soil-weather-vegetation equilibrium has influenced in the soil quality and environment. So, the possibility to assess the amplitude and severity of soil erosion impact on the productivity and quality of soil is important so local scale as regional and global scale. Several models have been developed to assess the soil erosion so qualitative as quantitatively. ¹³⁷Cs, an anthropogenic radionuclide, have been very used to assess the superficial soil erosion process. Empirical and theoretical models were developed on the basis of ¹³⁷Cs redistribution as indicative of soil movement by erosive process. These models incorporate many parameters that can influence in the soil erosion rates quantification by ¹³⁷Cs redistribution. Statistical analysis was realized on the models recommended by IAEA to determinate the influence that each parameter generates in results of the soil redistribution. It was verified that the most important parameter is the ¹³⁷Cs redistribution, indicating the necessity of a good determination in the ¹³⁷Cs inventory values with a minimum deviation associated with these values. After this, it was associated a 10% deviation in the reference value of ¹³⁷Cs inventory and the 5% in the ¹³⁷Cs inventory of the sample and was determinate the deviation in results of the soil redistribution calculated by models. The results of soil redistribution was compared to verify if there was difference between the models, but there wasn't difference in the results determinate by models, unless above 70% of ¹³⁷Cs loss. Analyzing three native forests and an area of the undisturbed pasture in the Londrina region, can be verified that the ¹³⁷Cs spatial variability in local scale was 15%. Comparing the ¹³⁷Cs inventory values determinate in the three native forest with the ¹³⁷Cs inventory value determinate in the area of undisturbed pasture in the Londrina region, was verified that there wasn't difference in the values, so that the ¹³⁷Cs inventory determinate in area of native forest can be used to represent the reference value of ¹³⁷Cs inventory. Comparing the ¹³⁷Cs inventory values determinate to Londrina region with the ¹³⁷Cs inventory value determinate in an area of the native pasture in the Porto Alegre region, the ¹³⁷Cs spatial variability in the regional scale was 15%, but when was compared with the ¹³⁷Cs inventory determinate in the Piracicaba region, the ¹³⁷Cs spatial variability was 37%. Utilizing soil erosion plots in the experimental area of the IAPAR (Londrina), can be verified that the proportional model is a good approximation to determine the soil redistribution, but when were utilized soil erosion plots in the experimental area of the UFRGS, it wasn't so evident. Although there was influence of the parameters incorporated in the models on the results, due to ¹³⁷Cs spatial variability that gives deviation in the results of models, there wasn't difference between the results of models. So, it is convenient to utilize the proportional model, the most simple and easy to use, to assess the soil redistribution, which gives similar results to the most sophisticated models when the deviation is taking to account.

Keywords: Soils. Erosion. Cesium.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Esquema do aparato usado por Henri Becquerel para mostrar que a radiação descoberta não era raios-x. (Adaptada de http://www.lbl.gov/abc/wallchart)	19
Figura 2 – Decaimento alfa. (Adaptado de http://www.lbl.gov/abc/wallchart)	21
Figura 3 – Decaimento beta menos. (Adaptado de http://www.lbl.gov/abc/wallchart)	22
Figura 4 – Decaimento beta mais. (Adaptado de http://www.lbl.gov/abc/wallchart/)	22
Figura 5 – Decaimento gama. (Adaptada de http://www.lbl.gov/abc/wallchart)	22
Figura 6 – Sub-série do ^{222}Rn	27
Figura 7 – Distribuição de ^{210}Pb no perfil de solo	29
Figura 8 – Processo de fissão do núcleo do urânio-235 após ser bombardeado por um nêutron lento. (Adaptada de http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbase/hframe.html) 19	36
Figura 9 – Curva dos possíveis fragmentos de fissão do urânio-235. (Adaptada http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbase/hframe.html)	36
Figura 10 – Esquema comparativo entre a energia liberada na fusão do deutério e trítio com a energia liberada na fissão do ^{235}U . (Adaptada de http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbase/hframe.html)	38
Figura 11 – Reação em cadeia. (Adaptada de http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbase/hframe.html)	39
Figura 12 – a) Estágio inicial de uma explosão próxima à superfície; a bola de fogo toca o solo e abre uma cratera. b) 8 a 10 minutos após a explosão; cogumelo já formado. (Adaptada de http://www.oism.org/nwss/s73p912.htm)	41
Figura 13 – Número anual de testes atmosféricos e subterrâneos realizados. (Adaptada da referência [25])	42
Figura 14 – Regiões atmosféricas e os processos de transporte atmosféricos predominantes. (Adaptada da referência [25])	44
Figura 15 – Produção total de energia das armas nucleares nos testes de superfície e subterrâneos	49
Figura 16 – Esquema de decaimento do ^{137}Cs	50

Figura 17 – (a) Tetraedros de sílica ligados formando uma camada de tetraedros arranjado numa rede hexagonal; (b) vista simplificada da rede hexagonal de tetraedros (Adaptada da referência [31])	53
Figura 18 – Unidades de octaedros formando uma camada de octaedros ligados (Adaptada da referência [31])	53
Figura 19 – (a) Estrutura de uma argila 1:1 (caolinita) ilustrando as ligações entre as camadas tetraédricas e octaédricas. (b) representação esquemática de uma estrutura 1:1 e de uma estrutura 2:1 (Adaptada da referência [31]).....	54
Figura 20 – Esquema em camadas de uma mica mostrando as posições de fixação do cátion céσιο	56
Figura 21 – Perfis de distribuição de ¹³⁷ Cs em profundidade para: a) posições em área não perturbada; b) posição em área previamente cultivada.....	59
Figura 22 – Relação entre a profundidade linear e a profundidade de massa [93].....	74
Figura 23 – Linha de fluxo de sedimento em uma encosta dividida em diversas seções [93].....	79
Figura 24 – Distribuição em profundidade de ¹³⁷ Cs representativa para vários solos não perturbados [93].....	84
Figura 25 – Sistema metálico e prato raspador para amostragem em incrementos (adaptado da referência [81])	101
Figura 26 – Esboço do cilindro raspador utilizado para coleta das amostras "bulk".....	102
Figura 27 – Gráfico do número de amostras necessárias em função do erro permissível (ER) para os níveis de confiança de 95%, 90% e 80% (extraída da referência [101]).....	106
Figura 28 – Esboço da grade de amostragem e uma vista ampliada do ponto amostrado	109
Figura 29 – Diagrama em blocos de um sistema típico de espectrometria de raios gama	113
Figura 30 – Espectro gama característico de uma amostra ambiental analisada num detector de HPGe apresentando algumas linhas gama achuradas.....	115
Figura 31 – Blindagens da Canberra (Modelo 747) e da Ortec (HPLBS1) com o dewar do detector	116
Figura 32 – Esboço de um béquer Marinelli	117

Figura 33 – Esboço de dois cristais de HPGe, tipo-p e tipo-n, apresentando as camadas para o contato elétrico (Adaptada de http://www.ortec-online.com/detectors/photon/all.htm).....	118
Figura 34 – Esboço de três formas de cristais de germânio utilizados em detectores.....	119
Figura 35 – Gráfico normal para o Modelo de Balanço de Massa Simplificado (MBM1)	134
Figura 36 – Gráfico normal para o Modelo de Balanço de Massa Refinado (MBM2) ...	134
Figura 37 – Gráfico normal para o Modelo de Balanço de Massa Incorporando Cultivo (MBM3)	135
Figura 38 – Gráfico normal para o Modelo de Difusão e Migração (MDM).....	136
Figura 39 – Gráfico normal para o Modelo de Distribuição em Perfil (MDP)	136
Figura 40 – Resultados dos modelos aplicados à solos cultivados.....	139
Figura 41 – Resultado dos modelos aplicados à solos não perturbados	140
Figura 42 – Distribuição em profundidade de ^{137}Cs para área da Mata UEL.....	142
Figura 43 – Distribuição em profundidade de ^{137}Cs para área da Mata 1	143
Figura 44 – Distribuição em profundidade de ^{137}Cs para área da Mata 2	144
Figura 45 – Gráficos obtidos das iterações da equação (103) para a perda percentual de ^{137}Cs (Y), para a perda relativa anual média de ^{137}Cs (λ) e para o ano de amostragem (M)	151
Figura 46 – Curva obtida do ajuste e curva obtida da simulação da equação 106	166
Figura 47 – Curva obtida do ajuste e curva obtida da simulação da equação 107	167
Figura 48 – Mapa da bacia hidrográfica do córrego Unda apresentando: a) os diferentes manejos e os transectos amostrados; b) a declividade.....	168
Figura 49 – Resultados obtidos pelas equações 106 e 107 e pelos modelos proporcional (MP) e de balanço de massa simplificado (MBM1) e seus respectivos desvios para a bacia do Unda	170
Figura 50 – Curva obtida do ajuste e curva obtida da simulação da equação 109	175
Figura 51 – Curva obtida do ajuste e curva obtida da simulação da equação 110	176

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Série do tório ($4n$). (Adaptada da referência [1]).....	23
Tabela 2 – Série do Urânio ($4n + 2$). (Adaptada da referência [1])	25
Tabela 3 – Série do Actínio ($4n + 3$). (Adaptada da referência [1])	26
Tabela 4 – Série do Netúnio ($4n + 1$). (Adaptada da referência [1])	27
Tabela 5 – Radionuclídeos isolados que ocorrem naturalmente. (Adaptada da referência [1]).....	30
Tabela 6 – Principais Radionuclídeos Cosmogênicos. (Adaptada da referência [1])	33
Tabela 7 – Resumo dos principais radionuclídeos liberados pelos testes atmosféricos de armas nucleares pelo acidente de Chernobyl, de 1952 até 1997 [20],[22],[25]	46
Tabela 8 – Radionuclídeos do césio com suas respectivas massa, meia-vida e modo de decaimento.....	48
Tabela 9 – Variabilidade do inventário de ^{137}Cs em posições de referência (baseado parcialmente na referência [62]).....	62
Tabela 10 – Eficiência determinada para cada detector utilizado.....	124
Tabela 11 – Atividade mínima detectável utilizando geometria béquer Marinelli com 1,5 kg de solo para um tempo de detecção de (*) 8 e (**) 24 horas	126
Tabela 12 – Matriz de planejamento para o Modelo de Balanço de Massa Refinado (MBM2)	130
Tabela 13 – Parâmetros e valores dos níveis utilizados para os modelos analisados	131
Tabela 14 – Matriz de contrastes para o Modelo de Balanço de Massa Simplificado (MBM1)	132
Tabela 15 – Correspondência entre os efeitos calculados para o Modelo de Balanço de Massa Simplificado (MBM1) e os valores de probabilidade cumulativa	133
Tabela 16 – Valores dos parâmetros utilizados para os modelos analisados.....	138
Tabela 17 – Valores de deposição anual de ^{137}Cs (F_t) e a fração anual de deposição (R_t) para o hemisfério Sul (baseado na referência [93]).....	146
Tabela 18 – Valores dos coeficientes de correlação a e b , do inventário total de ^{137}Cs (CE), do inventário de referência (CR) e da perda percentual de ^{137}Cs (Y) obtidos para as três matas nativas	147

Tabela 19 – Valores da perda relativa anual média de ^{137}Cs (X), da espessura média anual de solo perdido (h) e da perda média anual de solo (E_R) para as três matas nativas	150
Tabela 20 – Valores da atividade e inventário de ^{137}Cs para os pontos amostrados na mata UEL	155
Tabela 21 – Valores da atividade e inventário de ^{137}Cs para os pontos amostrados na mata 1	156
Tabela 22 – Valores da atividade e inventário de ^{137}Cs para os pontos amostrados na mata 2	157
Tabela 23 – Valores da atividade e inventário de ^{137}Cs para os pontos amostrados na área de pastagem	158
Tabela 24 – Valores do inventário de ^{137}Cs e do coeficiente de variação para cada área amostrada na região de Londrina.....	159
Tabela 25 – Valores da atividade e inventário de ^{137}Cs para os pontos amostrados na área de pastagem nativa-RS	161
Tabela 26 – Valores do inventário de ^{137}Cs para as áreas amostradas na região de Londrina e Porto Alegre, com os respectivos coeficientes de variação	162
Tabela 27 – Atividade e inventário de ^{137}Cs para as amostras das parcelas de erosão do IAPAR.....	164
Tabela 28 – Atividade e inventário de ^{137}Cs para as amostras da mata do IAPAR	165
Tabela 29 – Valores do inventário total e da redistribuição de ^{137}Cs para cada parcela de erosão do IAPAR	165
Tabela 30 – Valores das perdas e ganhos de solo determinados pelas equações 106 e 107, e pelos modelos proporcional (MP) e de balanço de massa simplificado (MBM1) para a bacia do Unda.....	169
Tabela 31 – Valores do inventário e da redistribuição de ^{137}Cs para cada posição amostrada nas parcelas de erosão da UFRGS	172
Tabela 32 – Valores do inventário médio de ^{137}Cs , da redistribuição de ^{137}Cs e das perdas de solo para cada parcela de erosão da UFRGS.....	173
Tabela 33 – Valores da eficiência do sistema com o detector 10% e com o detector 66% do LFNA determinados das amostras calibradas.....	195

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO E OBJETIVOS	16
2 RADIOATIVIDADE AMBIENTAL	19
2.1 RADIONUCLÍDEOS NATURAIS	20
2.1.1 Séries Naturais.....	23
2.1.1.1 Chumbo-210.....	26
2.1.2 Radionuclídeos Naturais Isolados	29
2.1.3 Radioatividade Cosmogênica	31
2.1.3.1 Berílio-7.....	33
2.2 RADIONUCLÍDEOS ARTIFICIAIS	34
2.2.1 Fissão Nuclear	35
2.2.2 Fusão Nuclear.....	36
2.2.3 Armas Nucleares	38
3 CÉSIO	47
3.1 CÉSIO-137 (¹³⁷ Cs).....	49
3.1.1 Troca de cátions no Solo	50
3.1.1.1 Ácidos Húmicos	51
3.1.1.2 Argilas	52
3.1.2 Comportamento do ¹³⁷ Cs no Solo.....	54
3.1.3 Distribuição Vertical	57
3.1.4 Variabilidade Espacial.....	61
4 DETERMINAÇÃO DA EROSÃO	63
4.1 MÉTODOS CONVENCIONAIS	64
4.1.1 Modelos	65
4.2 METODOLOGIA DO ¹³⁷ Cs	65
4.2.1 Modelos Empíricos.....	67
4.2.2 Modelos Teóricos	69
4.2.2.1 Solos Cultivados.....	69
4.2.2.1.1 Modelo proporcional	69
4.2.2.1.2 Modelo de balanço de massa simplificado.....	71

4.2.2.1.3 Modelo de balanço de massa refinado.....	73
4.2.2.1.4 Modelo de balanço de massa incorporando o movimento de solo pelo cultivo... 78	
4.2.2.2 Solos Não Cultivados	81
4.2.2.2.1 Modelo de Distribuição de Perfil	81
4.2.2.2.2 Modelo de Difusão e Migração	83
5 PANORAMA DA APLICAÇÃO DA METODOLOGIA DO ¹³⁷Cs.....	86
6 METODOLOGIA GERAL DE AMOSTRAGEM.....	100
6.1 EQUIPAMENTO PARA COLETA DE AMOSTRAS	100
6.1.1 Propostos pela Agência Internacional de Energia Atômica	100
6.1.2 Utilizados neste trabalho	101
6.2 PREPARO DAS AMOSTRAS E ACONDICIONAMENTO	102
6.3 ESTRATÉGIAS DE AMOSTRAGEM	103
6.3.1 Áreas de referência	103
6.3.2 Áreas para estudo de redistribuição de solo	104
6.4 DIMENSIONAMENTO DA AMOSTRAGEM.....	105
7 ÁREAS AMOSTRADAS.....	107
7.1 MATAS NATIVAS	107
7.1.1 Amostragem em Perfil.....	108
7.1.2 Amostragem em Grade.....	108
7.2 PASTAGEM NÃO-PERTURBADA	109
7.3 PARCELAS DE EROSÃO DO IAPAR.....	110
7.4 PARCELAS DE EROSÃO DA UFRGS.....	110
8 ESPECTROMETRIA DE RAIOS GAMA	112
8.1 ESPECTROMETRIA DE RAIOS GAMA DAS ÁREAS AMOSTRADAS	113
8.1.1 Módulos de Eletrônica Utilizados	114
8.1.2 Blindagem.....	115
8.1.3 Porta-amostra.....	116
8.1.4 Detector Utilizado	117
8.1.4.1 Performance dos Detectores de HPGe.....	120

8.1.5 Calibração em Energia	121
8.2 DETERMINAÇÃO DA ATIVIDADE ESPECÍFICA	122
8.2.1 Amostras Calibradas.....	122
8.2.2 Cálculo da Eficiência de Contagem.....	123
8.2.3 Determinação da Taxa Líquida de Contagem	124
8.2.4 Limite Mínimo de Detecção	125
8.3 DETERMINAÇÃO DO INVENTÁRIO DAS AMOSTRAS.....	126
9 RESULTADOS	128
9.1 MODELOS RECOMENDADOS PELA IAEA.....	128
9.1.1 Análise Estatística dos Parâmetros dos Modelos	128
9.1.2 Determinação dos Desvios nos Modelos.....	136
9.2 MATAS NATIVAS E PASTAGENS NÃO-PERTURBADAS.....	141
9.2.1 Amostragem em Perfil das Matas Nativas	142
9.2.1.1 Cálculo da Erosão nas Matas.....	144
9.2.2 Amostragem em Grade: Matas e Pastagens	153
9.2.2.1 Variabilidade Espacial do ^{137}Cs	154
9.2.2.1.1 Variabilidade Espacial do ^{137}Cs a Nível Local.....	154
9.2.2.1.2 Variabilidade Espacial de ^{137}Cs a nível Regional.....	160
9.3 PARCELAS DE EROÇÃO DO IAPAR.....	162
9.3.1 Redistribuição de ^{137}Cs nas Parcelas	163
9.3.2 Equação Obtida	165
9.4 PARCELAS DE EROÇÃO DA UFRGS.....	170
9.4.1 Redistribuição de ^{137}Cs nas Parcelas	171
9.4.2 Equação Obtida	174
10 DISCUSSÃO E CONCLUSÕES	177
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	180
APÊNDICES	194
APÊNDICE A	195
APÊNDICE B.....	196
APÊNDICE C.....	199

1 INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

A aceleração do processo de erosão do solo, com o conseqüente aumento na taxa de erosão devido às perturbações antropogênicas no equilíbrio solo-vegetação-clima, têm influenciado na qualidade do solo e no cenário ambiental, pois a erosão do solo afeta a qualidade do solo, da água e do ar. O efeito em curto prazo gerado pela erosão do solo numa área é a redução na fertilidade do solo, exigindo maior tecnologia para obter a mesma taxa de produtividade.

Dois importantes impactos desfavoráveis da erosão do solo fora da área erodida são os que atuam sobre a qualidade da água e do ar. Os impactos que atuam sobre a qualidade da água são as fontes de poluição não pontuais que geram o material dissolvido e suspenso transportados pelas enxurradas, e os que atuam na qualidade do ar são devido à emissão de material particulado e de gases do solo/sedimento na atmosfera.

Desse modo, prever a magnitude e severidade dos impactos da erosão do solo sobre a produtividade da biomassa e na qualidade do ambiente é importante tanto em escala local, como nacional e internacional. Embora a erosão e deposição de solo estejam bem documentadas, e muita pesquisa tenha sido realizada sobre as causas e efeitos da erosão, ainda existem incertezas sobre a extensão, a magnitude e carência de valores confiáveis de taxas de erosão e deposição de solo, do mesmo modo quanto às conseqüências econômicas e ambientais.

O ^{137}Cs é um radionuclídeo artificial introduzido no ambiente, principalmente pelos testes termonucleares de superfície realizados entre o início da década de 1950 até final da década de 1970. Na maioria dos ambientes, quando o ^{137}Cs alcança o solo ele é firmemente adsorvido pelas argilas do solo, tendo sua subsequente redistribuição lateral associada à erosão, transporte e deposição do solo devido à chuva e ao vento.

Dessa forma, o modelo de redistribuição de ^{137}Cs refletirá o modelo de redistribuição do solo, sendo que duas idéias foram usadas como hipótese para uso do ^{137}Cs na avaliação da erosão do solo:

- A primeira tem como base a comparação do valor do inventário de ^{137}Cs de um ponto amostrado com um valor de referência representando a quantidade de ^{137}Cs depositado pelo "fallout" na região estudada. Valor do inventário de ^{137}Cs menor do que o valor de referência é um indicativo de perda de solo, enquanto valor de inventário de ^{137}Cs maior que o de referência é indicativo de deposição de solo.

- A segunda tem como base a medida do inventário de ^{137}Cs realizada numa posição específica em um dado ano pode ser comparada a uma outra medida equivalente realizada na mesma posição algum tempo mais tarde, sendo que a perda de solo é novamente indicada pela redução no inventário de ^{137}Cs , enquanto que o ganho de solo é indicado pelo aumento no inventário de ^{137}Cs . Porém, esta idéia não leva em conta uma das grandes vantagens da metodologia do ^{137}Cs na determinação da erosão, que é a capacidade de prover informação sobre as taxas de erosão retrospectiva a 30 ou 40 anos com uma única visita ao campo. Para se obter uma estimativa quantitativa das taxas de erosão, faz-se necessário estabelecer uma relação de calibração entre a quantidade de ^{137}Cs perdido do perfil do solo e a taxa média anual de solo perdido, sendo que vários modelos, tanto empíricos como teóricos, foram desenvolvidos, todos tendo como base medidas de inventário de ^{137}Cs do hemisfério norte, para determinar a taxa de erosão de solo a partir da medida do ^{137}Cs . Estes modelos tomam em conta muitos parâmetros que podem influenciar no valor da taxa de erosão do solo determinado, os quais são muitas vezes complicados e difíceis de serem determinados. Estudos foram realizados mostrando a eficácia desses modelos e o comportamento frente à variação dos parâmetros utilizados, porém em nenhum destes estudos são tratados os desvios embutidos nos resultados das taxas de erosão de solo, nem tampouco é realizada uma comparação entre os modelos, com os desvios que cada modelo gera nos resultados sendo tomados em conta, para comprovar a diferença estatística entre os resultados.

O objetivo principal deste trabalho foi determinar a influência que cada parâmetro incorporado nos modelos da literatura gera nos resultados, tomar em conta o desvio no parâmetro mais significativo e avaliar se existe ou não diferença entre os resultados gerados pelos modelos.

Para realizar este objetivo, alguns passos foram seguidos:

1º passo: foi realizado um estudo estatístico dos diferentes modelos recomendados pela IAEA para determinar o parâmetro mais significativo.

2º passo: após a determinação do parâmetro mais significativo, realizar vários cálculos de taxas de erosão do solo tomando em conta o desvio neste parâmetro. Com os desvios gerados para cada um dos modelos, associa-los aos seus respectivos valores e realizar uma comparação entre os modelos para definir se existe diferença significativa entre os resultados.

3º passo: como todos os modelos utilizam a redistribuição de ^{137}Cs como base para determinação da erosão, foram realizadas amostragens em várias áreas para determinar o desvio esperado para o valor do inventário de referência de ^{137}Cs . Dentro deste passo, foi determinada também a variabilidade espacial a nível local (região de Londrina) e regional (entre Londrina, Porto Alegre e Piracicaba).

4º passo: como todos os modelos empíricos desenvolvidos utilizam dados sobre o ^{137}Cs do hemisfério norte e não existem modelos empíricos desenvolvidos para o hemisfério sul, experimentos com parcelas de erosão do solo, das quais são conhecidos os resultados das taxas de perda de solo, foram utilizadas para determinar um modelo empírico baseado no modelo proporcional para estimar as taxas de perdas de solo para as condições de deposição de ^{137}Cs da região de Londrina e Porto Alegre.

Um segundo objetivo foi a análise de uma área de pastagem, a qual não havia sido perturbada desde de antes do início da deposição de ^{137}Cs , que foi amostrada para determinar o inventário de ^{137}Cs e comparar com o inventário determinado em área de mata nativa para decidir sobre a possibilidade de utilizar áreas de matas nativas para determinação do inventário de referência de ^{137}Cs , já que devido às características de solo, clima e relevo das regiões agrícolas do nosso país, é muito difícil, quando não impossível, encontrar uma área de pastagem que não foi perturbada desde o início da deposição de ^{137}Cs (1950) para determinar o inventário de referência de ^{137}Cs , necessário para uso desta metodologia.

2 RADIOATIVIDADE AMBIENTAL

A radioatividade é parte natural do ambiente e foi descoberta em 1896, por Henri Becquerel, após expor uma chapa fotográfica a sulfato de urânila potássica. Ao revelar a chapa fotográfica havia uma imagem forte e visível. Becquerel usou um aparato similar ao apresentado na Figura 1 para mostrar que a radiação que ele havia descoberto não poderia ser raios-X, descobertos em 1895 por Wilhelm Roentgen. Raios-X não possuem carga e não podem ser desviados por um campo magnético, sendo que a nova radiação que Becquerel havia descoberto era defletida pelo campo magnético, portanto possuía algum tipo de carga elétrica. Quando diferentes substâncias radioativas eram colocadas em um campo magnético, as radiações emitidas eram defletidas ou não. Através deste experimento foi possível mostrar a existência de três classes de radiação emitida: a negativa, a positiva e a eletricamente neutra.

O termo radioatividade foi introduzido por Marie Curie e Pierre Curie quando começaram a investigar o fenômeno descoberto por Becquerel. Os Curies extraíram urânio de minério e encontraram que o minério possuía maior atividade do que o urânio puro extraído, levando-os à descoberta dos elementos polônio e rádio. Ernest Rutherford, em 1897, observou que amostras de minério de urânio e tório produziam continuamente dois tipos de partículas carregadas eletricamente, nomeando-as de alfa e beta. Qualquer material que emitia partículas alfa e beta era chamado de radioativo.

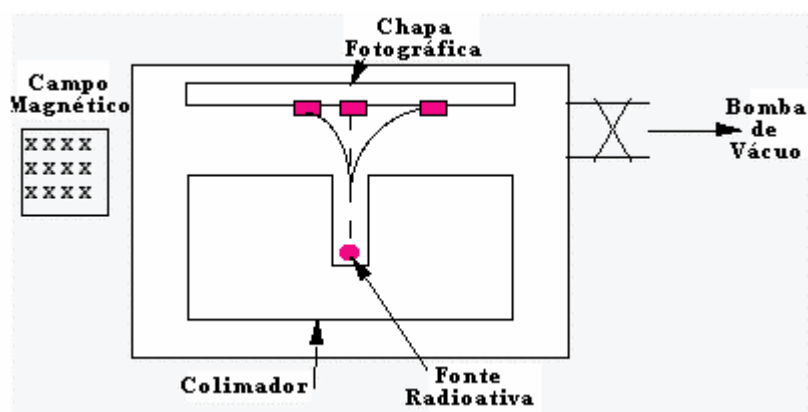


Figura 1 – Esquema do aparato usado por Henri Becquerel para mostrar que a radiação descoberta não era raios-x. (Adaptada de <http://www.lbl.gov/abc/wallchart>)

Paul Villard (1900) foi quem encontrou que minérios radioativos também emitiam uma terceira forma de energia com poder de penetração muito maior que as alfas e betas, e seguindo a nomenclatura de Rutherford, ele as chamou de raios gama. Ao contrário das partículas alfa e beta, os raios gama não são partículas, e sim radiação eletromagnética de alta energia.

2.1 RADIONUCLÍDEOS NATURAIS

Átomos são radioativos se os prótons e nêutrons no núcleo são configurados em um modo instável. Para elementos de número atômico baixo, o número de nêutrons necessário para manter o balanço estável do núcleo é aproximadamente igual ao número de prótons. Para elementos de número atômico alto, a repulsão elétrica entre prótons conduz o núcleo a favorecer um número maior de nêutrons do que prótons, tal que um átomo estável de chumbo contém 126 nêutrons e 82 prótons. Um átomo radioativo (instável) pela falta de balanço entre o número de nêutrons e prótons, procura um arranjo mais estável através do decaimento radioativo que ocorre aleatoriamente no tempo, mas que em grandes quantidades do elemento tem uma meia-vida definida. Os tipos mais comuns de decaimento são nomeados de decaimento alfa, decaimento beta e decaimento gama. A fissão espontânea de núcleos de grande massa em núcleos de massa menor também é uma forma de decaimento radioativo, além de ocorrer também emissão de isótopos de núcleos leves como carbono, oxigênio e magnésio, porém com menor probabilidade.

No decaimento alfa, mostrado na Figura 2, o núcleo emite uma partícula alfa com dois prótons e dois nêutrons (núcleo de ${}^4\text{He}$) e ocorre com maior frequência em núcleos massivos. O decaimento alfa reduz a razão próton nêutron (Z/N) do núcleo pai trazendo este a uma configuração mais estável. O ${}^{210}\text{Po}$ decai pela emissão de uma partícula alfa. A reação é:



O núcleo de ${}^{210}\text{Po}$ tem uma razão $Z/N = 84/126 = 0,667$ e o núcleo de ${}^{206}\text{Pb}$ tem uma razão $Z/N = 82/124 = 0,661$, que é uma variação suficiente para levar o núcleo a um estado estável.



Figura 2 – Decaimento alfa. (Adaptado de <http://www.lbl.gov/abcAvallcharf>)

No decaimento alfa, a variação da energia de ligação aparece como energia cinética da partícula alfa e do núcleo filho. Como essa energia deve ser trocada entre estas duas partículas, e como a partícula alfa e o núcleo filho devem ter momento igual e oposto, a partícula alfa e o núcleo filho emitido terão energias bem definidas após o decaimento.

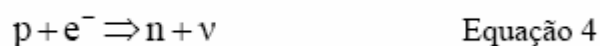
No decaimento beta as partículas são elétrons ou pósitrons (antielectrons). O decaimento beta ocorre quando, em um núcleo com muitos prótons ou muitos nêutrons, um próton ou um nêutron é transformado um no outro. No decaimento beta menos (β^-), um nêutron decai em um próton, um elétron e um antineutrino, segundo a reação:



No decaimento beta mais (β^+), um próton decai em um nêutron, um pósitron e um neutrino, segundo a reação:



Outra maneira de um próton se transformar em um nêutron é pela captura eletrônica. Na captura eletrônica, o núcleo captura um elétron dos orbitais mais internos do átomo, e juntamente com um próton torna-se um nêutron, emitindo um neutrino, segundo a reação:



A Figura 3 e a Figura 4 apresentam o decaimento beta menos e o decaimento beta mais, respectivamente.

No decaimento beta, a diferença na energia de ligação aparece como a massa e energia cinética da partícula beta, a energia do neutrino e a energia cinética de recuo do núcleo filho, obedecendo à conservação de energia e momento. A energia de uma partícula beta emitida em um dado decaimento tem um espectro contínuo entre zero e o valor máximo, porque a energia total disponível pode ser distribuída de vários modos entre as três partículas.



Figura 3 – Decaimento beta menos. (Adaptado de <http://www.lbl.gov/abc/wallchart/>)



Figura 4 – Decaimento beta mais. (Adaptado de <http://www.lbl.gov/abc/wallchart/>)

No decaimento gama um núcleo realiza uma transição de um estado de energia mais alto para um estado de energia menor através da emissão espontânea de radiação eletromagnética (fótons). O número de prótons (e de nêutrons) no núcleo não muda neste processo, de modo que os núcleos pai e filho são os mesmos. Neste decaimento o fóton emitido e o núcleo de recuo têm energia bem definida após o decaimento porque a energia característica é dividida somente entre eles. A Figura 5 mostra o esquema de decaimento gama, ou mais apropriadamente, de-excitação gama.



Figura 5 – Decaimento gama. (Adaptada de <http://www.lbl.gov/abc/wallchart/>)

2.1.1 Séries Naturais

Os isótopos radioativos pesados que ocorrem naturalmente podem ser caracterizados em termos de quatro séries ou cadeias de decaimento. Cada série pode ser definida em termos da divisão dos números de massa dos seus constituintes individuais por 4, segundo a equação geral [1].

$$A = 4n + m \quad \text{Equação 5}$$

onde A é o número de massa, n é o maior inteiro da divisão de A por 4 e m é o resto da divisão. Desse modo, existem quatro possíveis séries: $4n$, $4n + 1$, $4n + 2$ e $4n + 3$. Como o decaimento radioativo dos núcleos pesados é predominantemente por emissão alfa, que resulta na redução do número de massa de quatro unidades, ou por emissão beta que não afeta o número de massa, uma série pode somente ter núclídeos de um dos quatro possíveis tipos.

Três séries são ainda encontradas na natureza, cada uma delas sendo encabeçadas por um isótopo do urânio ou tório, com meia-vida longa em relação à idade da Terra, e terminando com um isótopo estável do chumbo.

A série $4n$, também chamada como série do Tório, é encabeçada pelo ^{232}Th e termina com ^{208}Pb , que tem uma abundância de 51,55% e é estável. A série do Tório é mostrada na Tabela 1.

Tabela 1 – Série do tório ($4n$). (Adaptada da referência [1])

Nome Histórico Esquema de decaimento	Número Atômico	Núcleo Específico	Modo Decaimento	Meia-vida
Tório	90	^{232}Th	Alfa	$1,41 \times 10^{10}$ a
MesoTório I	88	^{228}Ra	Beta	5,76 a
MesoTório II	89	^{228}Ac	Beta	6,13 h
RadioTório	90	^{228}Th	Alfa	1,91 a
Tório X	88	^{224}Ra	Alfa	3,66 d
Tório Emanação	86	^{220}Rn	Alfa	56 seg
Tório A	84	^{216}Po	Alfa	150 ms
Tório B	82	^{212}Pb	Beta	10,6 h
Tório C	83	^{212}Bi	beta e alfa	60,6 min
66,3% ↓ Tório C'	↓ 33,7% 84	^{212}Po	Alfa	0,3 μs
↓ Tório C''	↓ 81	^{208}Tl	Beta	3,1 min
↓ Tório D	↓ 82	^{208}Pb	Estável	-

A série $4n + 2$ chamada de série do urânio, é encabeçada pelo ^{238}U e termina com o ^{206}Pb , um isótopo estável do chumbo, com abundância de 26,26%. A série do urânio é mostrada na Tabela 2.

A série $4n + 3$ encabeçada pelo ^{235}U , é conhecida como série do actínio, e termina com o ^{207}Pb , isótopo estável do chumbo, com abundância de 20,8%. A série do actínio é mostrada na Tabela 3.

Os três isótopos radiogênicos do chumbo resultam num total de 98,6 % do chumbo encontrado na natureza. Os 1,4 % do chumbo que ocorre naturalmente é o isótopo ^{204}Pb , cuja origem é incerta. Este nuclídeo é fracamente radioativo, emitindo uma partícula alfa e decaindo para ^{200}Hg com uma meia vida de $1,4 \times 10^{17}$ anos, oito ordens de grandeza maior do que a idade da terra.

Com exceção do produto final de vida muito longa e praticamente estável, o ^{209}Bi , nenhum membro da série $4n + 1$, chamada de série do Netúnio, tem sido encontrado na natureza. A série $4n + 1$ é encabeçada pelo ^{241}Pu e, com exceção do ^{209}Bi , todos os membros desta série têm meia-vida no mínimo três ordens de grandeza menor do que a idade da terra. A série do Netúnio é mostrada na

Tabela 4.

O urânio é um radionuclídeo natural importante, com isótopos tanto na série $4n + 2$ como na série $4n + 3$. Três isótopos do urânio são encontrados na natureza; ^{238}U , que encabeça a série $4n + 2$ e que tem uma abundância de 99,27%; ^{235}U , que encabeça a série $4n + 3$ e tem uma abundância de 0,72 % e o ^{234}U , um membro da série $4n + 2$ com uma abundância de somente 0,0057 %. Embora a maior parte do urânio natural seja do isótopo ^{238}U , devido à maior atividade específica do isótopo ^{234}U , a radioatividade no minério do urânio natural recém extraído é dividida igualmente entre o ^{238}U e o ^{234}U , enquanto a contribuição do ^{235}U é somente em torno de 2% do total.

Tabela 2 – Série do Urânio ($4n + 2$). (Adaptada da referência [1])

Nome Histórico Esquema de Decaimento	Número Atômico	Núcleo Específico	Modo de Decaimento	Meia-vida	
Urânio I	92	^{238}U	Alfa	$4,51 \times 10^9$ a	
Urânio X ₁	90	^{234}Th	beta	24,1 d	
Urânio X ₂ *	91	^{234}Pa	beta	1,18 min	
Urânio II	92	^{234}U	Alfa	$2,45 \times 10^5$ a	
Iônico	90	^{230}Th	Alfa	$8,0 \times 10^4$ a	
Rádio	88	^{226}Ra	Alfa	$1,62 \times 10^3$ a	
Rádio emanção	86	^{222}Rn	Alfa	3,82 d	
Rádio A	84	^{218}Po	alfa e beta	3,05 min	
99,98% ↓ Rádio B	↓ 0,02%	82	^{214}Pb	beta	26,8 min
↓ Astatino-218	↓	85	^{218}At	Alfa	2 s
Rádio C		83	^{214}Bi	beta e alfa	19,7 min
99,96% ↓ Rádio C'	↓ 0,04%	84	^{214}Po	Alfa	164 μs
↓ Rádio C''	↓	81	^{210}Tl	Beta	1,32 min
Rádio D		82	^{210}Pb	Beta	22,3 a
Rádio E		83	^{210}Bi	beta e alfa	5,0 d
~100% ↓ Rádio F	↓ 2×10^{-4} %	84	^{210}Po	Alfa	138,4 d
↓ Tálio-206	↓	81	^{206}Tl	Beta	4,20 min
Rádio G		82	^{206}Pb	Estável	-

* Urânio X₂ é um estado metaestável do ^{234}Pa que por transição isomérica (0,13 %) decai para o Urânio Z (^{234}Pa no seu estado fundamental) de meia vida 6,75 h que decai por beta para o Urânio II (^{234}U)

A maioria das rochas da crosta terrestre contém algum urânio. As rochas fosfáticas, que são usadas frequentemente como matéria prima de fertilizantes, contém significantes concentrações de urânio, variando de dezenas até centenas de partes por milhão do total. O urânio também é encontrado em carvão e em cinzas de carvão [1]. Os oceanos atuam como tanque de descarga do urânio terrestre, com as concentrações de urânio na água do mar variando de 2 até $3,7 \text{ mg m}^{-3}$. A concentração na água potável é muito menor do que na água do mar, tipicamente alguns décimos de miligrama por metro cúbico, com o nível real determinado pela geologia da região.

Tabela 3 – Série do Actínio ($4n + 3$). (Adaptada da referência [1])

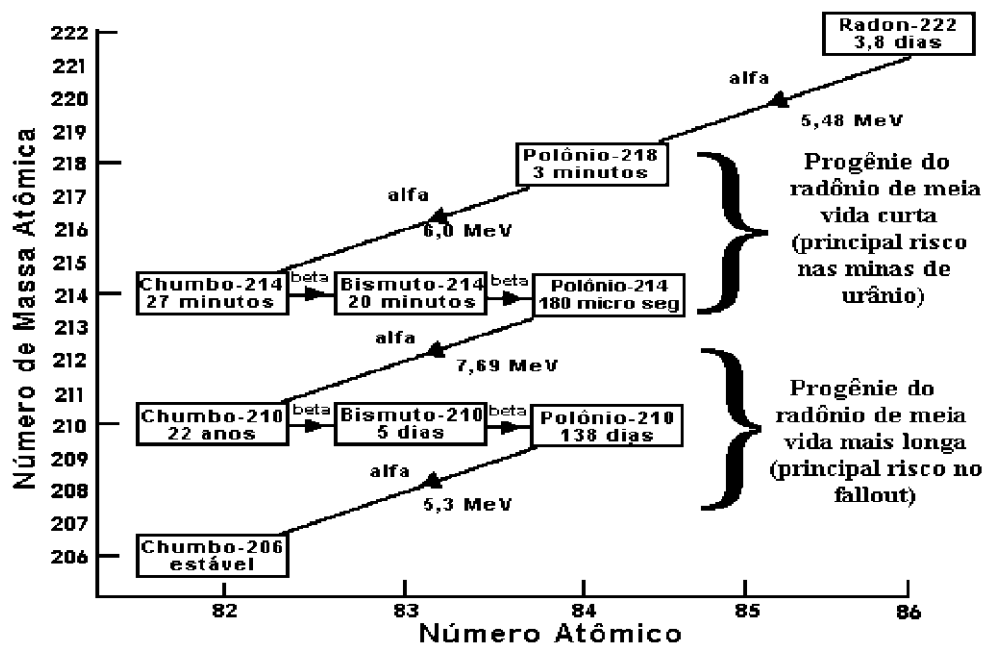
Nome Histórico Esquema de Decaimento	Número Atômico	Núcleo Específico	Modo de Decaimento	Meia-vida
Actinourânio	92	^{235}U	Alfa	$7,04 \times 10^8$ a
Urânio Y	90	^{231}Th	Beta	25,5 h
Protactínio	91	^{231}Pa	Alfa	$3,28 \times 10^4$ a
Actínio	89	^{227}Ac	beta e alfa	21,8 a
98,8 % ↓ Radioactínio	↓ 1,2% 90	^{227}Th	Alfa	18,7 d
↓ Actínio K ↓	87	^{223}Fr	Beta	21,8 min
Actínio X	88	^{223}Ra	Alfa	11,4 d
Actínio Emissão	86	^{219}Rn	Alfa	3,96 s
Actínio A	84	^{215}Po	alfa e beta	1,78 min
~100% ↓ Actínio B	↓ ~5x10 ⁻⁴ % 82	^{211}Pb	Beta	36,1 min
↓ Astatínio- 215 ↓	85	^{215}At	Alfa	100 μs
Actínio C	83	^{211}Bi	alfa e beta	2,15 min
↓ Actínio C'	↓ 0,3% 84	^{211}Po	Alfa	0,52 s
99,7 % ↓ Actínio C''	↓ 81	^{207}Tl	Beta	4,77 min
Actínio D	82	^{207}Pb	Estável	-

2.1.1.1 Chumbo-210

O chumbo-210 é um radionuclídeo natural membro da série do ^{238}U . O rádio-226, também um membro da série do ^{238}U , decai por emissão de uma partícula alfa para formar o radônio-222 (^{222}Rn), um gás inerte de meia vida 3,82 dias. Uma parte do ^{222}Rn escapa da crosta terrestre e é distribuído na atmosfera. Essa perda de ^{222}Rn é a causa do desequilíbrio radioativo na série do ^{238}U [2]. O ^{222}Rn decai através de uma sub-série não gasosa de meia vida curta até o ^{210}Pb , como apresentado na Figura 6.

Tabela 4 – Série do Netúnio ($4n + 1$). (Adaptada da referência [1])

Nome do Núcleo	Esquema de decaimento	Número atômico	Núcleo Específico	Modo de Decaimento	Meia-vida
Plutônio		94	^{241}Pu	Beta	14,4 a
Americício		95	^{241}Am	Alfa	433 a
Netúnio		93	^{237}Np	Alfa	$2,14 \times 10^6$ a
Protactínio		91	^{233}Pa	Beta	27,0 d
Urânio		92	^{233}U	Alfa	$1,59 \times 10^5$ a
Tório		90	^{229}Th	Alfa	$7,3 \times 10^3$ a
Rádio		88	^{225}Ra	Beta	14,8 d
Actínio		89	^{225}Ac	Alfa	10,0 d
Frâncio		87	^{221}Fr	Alfa	4,8 min
Astatínio		85	^{217}At	Alfa	32,3 ms
Bismuto		83	^{213}Bi	beta e alfa	45,6 min
98% ↓ Polônio	↓ 2% Tálio	84	^{213}Po	Alfa	4 μs
↓ Chumbo	↓ Bismuto	81	^{209}Tl	Beta	2,2 min
		82	^{209}Pb	Beta	3,25 h
		83	^{209}Bi	Alfa	$< 2 \times 10^{18}$ a

**Figura 6** – Sub-série do ^{222}Rn .

A maior parte da progénie do ^{222}Rn está ligada às partículas de aerossóis, formando o que se chama de aerossol radioativo. Então, o comportamento dos radionuclídeos ligados é determinado em grande parte pelo comportamento físico das partículas de aerossóis na atmosfera. De acordo com a referência [3], existe uma grande variação da concentração específica da progénie de vida curta do ^{222}Rn no ar que depende do lugar, tempo, altura acima da superfície da terra e das condições climáticas, sendo também influenciada pelo transporte das partículas de aerossóis na atmosfera e pelo decaimento radioativo [4]. Pelo fato do ^{210}Pb ter meia-vida de 22,26 anos e seu tempo de residência na atmosfera ser da ordem de uma semana, este tem sido usado para validar simulações de modelos globais de transporte e de tempo de residência de aerossóis na atmosfera. Além disso, ^{210}Pb também tem sido aplicado na datação cronológica de sedimentos e na avaliação do processo erosivo em solos juntamente com o ^{137}Cs .

O ^{210}Pb é removido da atmosfera pela precipitação úmida ou seca [5]. Como somente uma parte do ^{222}Rn escapa da crosta terrestre antes de decair, uma parte do ^{210}Pb presente na crosta terrestre (solos e sedimentos) é formado *in situ* como produto do decaimento do ^{222}Rn que permanece na crosta terrestre. Esta parte, chamada de ^{210}Pb suportado, tem atividade igual à do ^{226}Ra , devido ao equilíbrio secular entre o Ra e seu produto filho. O ^{210}Pb em excesso (chamado de não suportado) no solo ou sedimentos é o ^{210}Pb proveniente do "fallout" atmosférico. Então, o ^{210}Pb total presente nos solos é devido ao ^{210}Pb produzido continuamente *in situ* pelo decaimento radioativo de seus pais e ao ^{210}Pb produzido do decaimento radioativo do ^{222}Rn atmosférico e da subsequente deposição. Subtraindo a atividade do ^{226}Ra da atividade total de ^{210}Pb medida, obtêm-se a atividade de ^{210}Pb em excesso. A distribuição de ^{210}Pb no perfil do solo tem sido relatada até a profundidade de 10 - 40 cm [6][7][8]. A Figura 7 mostra uma distribuição ideal de ^{210}Pb no perfil de solo.

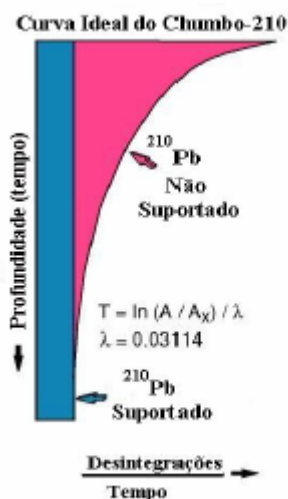


Figura 7 –Distribuição de ^{210}Pb no perfil de solo.

2.1.2 Radionuclídeos Naturais Isolados

Alguns radionuclídeos naturais que ocorrem isoladamente sem pertencerem a cadeias ou séries radioativas têm sido identificados e estão apresentados na Tabela 5.

Do ponto de vista biológico-ambiental, somente dois destes radionuclídeos isolados que ocorrem naturalmente são significantes: ^{40}K e o ^{87}Rb , sendo o ^{40}K o mais importante, pelo menos do ponto de vista biológico. Dos três isótopos naturais do potássio, o ^{40}K é o único radioativo, com meia-vida de $1,28 \times 10^9$ anos e uma abundância isotópica de 0,0118%, que resulta numa atividade específica de 31,4 Bq/g.

O ^{40}K decai para o ^{40}Ca , com 89% de probabilidade, por emissão beta menos que tem energia de 1314 keV. Com exceção de uma pequena fração ($1 \times 10^{-3}\%$) que decai por captura eletrônica, os 11% restantes do ^{40}K decai por emissão beta mais para o ^{40}Ar num estado excitado, que emite um fóton característico de 1460 keV que é muito útil para identificação e quantificação do ^{40}K por espectrometria gama, além de fornecer um excelente ponto de calibração, uma vez que o potássio está presente em quase todas as amostras ambientais.

Tabela 5 – Radionuclídeos isolados que ocorrem naturalmente. (Adaptada da referência [1])

Nuclídeo	Meia-vida (a)	Abundância Isotópica (%)	Modo de Decaimento	Energia (MeV)
⁴⁰ K	$1,3 \times 10^9$	0,0118	Beta menos	1,32
⁵⁰ V	6×10^{14}	0,25	Beta menos	-
⁸⁷ Rb	$4,7 \times 10^{10}$	27,83	Beta menos	0,273
¹¹³ Cd	9×10^{15}	12,3	Beta menos	-
¹¹⁵ In	9×10^{14}	95,7	Beta menos	0,49
¹²³ Te	$1,2 \times 10^{13}$	0,87	CE	-
¹³⁸ La	$1,1 \times 10^{11}$	0,09	Beta menos	0,27
¹⁴² Ce	$> 5 \times 10^{16}$	11,1	Alfa	1,5
¹⁴⁴ Nd	$2,1 \times 10^{15}$	23,9	Alfa	1,83
¹⁴⁷ Sm	$1,1 \times 10^{11}$	15,0	Alfa	2,23
¹⁴⁸ Sm	8×10^{15}	11,2	Alfa	1,95
¹⁴⁹ Sm	$> 10^{16}$	13,8	Alfa	< 2,0
¹⁵² Gd	$1,1 \times 10^{14}$	0,20	Alfa	2,14
¹⁵⁶ Dy	2×10^{14}	0,06	Alfa	3 (?)
¹⁷⁶ Lu	$2,7 \times 10^{10}$	2,6	Beta menos	0,57; 0,31
¹⁷⁴ Hf	2×10^{15}	0,17	Alfa	2,50
¹⁸⁰ Ta	$> 1,6 \times 10^{13}$	0,012	Beta menos	-
¹⁸⁷ Re	5×10^{10}	62,5	Beta menos	0,0026
¹⁹⁰ Pt	7×10^{11}	0,013	Alfa	3,16
²⁰⁴ Pb	$1,4 \times 10^{17}$	1,48	Alfa	2,6

O potássio é distribuído em toda a crosta terrestre com concentrações variando de 0,1 % em pedras calcárias até mais de 4 % em alguns granitos. A concentração de potássio no solo tem sido alterada pelas atividades agrícolas, particularmente por meio da aplicação de fertilizantes, o que tem aumentado o conteúdo de potássio de uma ordem de magnitude em solos sob cultivo há 20 anos.

O potássio, e então o ⁴⁰K, é encontrado em todos os sistemas biológicos. Um homem de 70 kg contém em torno de 140 g de potássio, principalmente nos músculos, o que corresponde a 4,4 kBq de ⁴⁰K no corpo [1].

Outro radionuclídeo isolado que ocorre naturalmente, com possível significância biológica e ambiental é ⁸⁷Rb com abundância de 27,8%. Este radionuclídeo tem uma meia-vida de $4,8 \times 10^{10}$ anos e decai por beta menos, cuja energia de desintegração é de 274 keV, para ⁸⁷Sr estável. O rubídio é um metal alcalino, e pode substituir quimicamente o potássio dentro do corpo. Em humanos, a concentração média de rubídio é em torno de 10 mg/kg. A concentração no fígado é em torno de quatro vezes maior do que em outros tecidos. Como homólogo do potássio, o rubídio é encontrado em quantias traço em solos e rochas,

com concentrações típicas de ^{87}Rb da ordem de 10 ppm até 200 ppm, com granitos tendo a mais alta concentração [1].

2.1.3 Radioatividade Cosmogênica

Um número considerável de radionuclídeos é produzido nas interações de raios cósmicos com o ar, através das reações de espalação e captura de nêutron, sendo que a maior parte dos radionuclídeos cosmogênicos é produzida pela reação de espalação. A reação de espalação são interações de alta energia, tipicamente com um limiar ao redor de 50 MeV, embora para algumas reações o limiar seja em torno de centenas de MeVs. As reações de nêutrons térmicos estão envolvidas na produção de dois importantes radionuclídeos cosmogênicos, o ^{14}C pela reação de (n, p) no ^{14}N , e ^{81}Kr pela reação (n, γ) no ^{80}Kr . Além das reações com a atmosfera, existe a possibilidade da produção de vários radionuclídeos diferentes pelas reações de raios cósmicos com a terra e pela fissão induzida pelos raios cósmicos. Além dos radionuclídeos cosmogênicos produzidos das reações citadas acima, existe uma pequena quantidade de radionuclídeos cosmogênicos que é adicionada ao ambiente terrestre por poeira do espaço e meteoritos [1].

Os radionuclídeos cosmogênicos são tipicamente elementos de número atômico baixo com meia-vida variando de dias até 2,5 milhões de anos, como apresentado na Tabela 6. A produção de radionuclídeos cosmogênicos tem se mantido constante pelos últimos 1000 anos, mas varia consideravelmente com a latitude e é significativamente maior em elevadas altitudes. Os radionuclídeos cosmogênicos produzidos na estratosfera tem um tempo de residência em torno de um ano e são transferidos para a troposfera; o tempo de residência na troposfera é em torno de seis semanas. A transferência para superfície terrestre é realizada pela deposição gravitacional e pelos processos de precipitação. A concentração de radionuclídeos cosmogênicos pode variar significativamente com a altitude, não só pelo fato da variação de produção com a altitude, mas por causa dos processos de mistura na atmosfera e pela meia-vida. As variações sazonais e diárias das concentrações no ar são típicas e podem variar diversas ordens de magnitude no curso do ano. O processo de deposição varia com a altitude, com as condições atmosféricas e com o tempo do processo, resultando numa considerável variação na concentração durante o ano.

Dois radionuclídeos cosmogônicos, o ^3H (trítio) e o ^{14}C , são de particular importância do ponto de vista biológico. O trítio, um isótopo radioativo do hidrogênio, com uma meia-vida de 12,3 anos, é produzido em grande quantidade pelos processos cosmogênicos, sendo rapidamente oxidado ou trocado com o hidrogênio na atmosfera para formar água tritiada, que cai a terra pela precipitação. Por ser um isótopo do hidrogênio, encontra-se em todos os organismos vivos, cuja origem é proveniente da água tritiada.

Todo ^{14}C é produzido pela reação (n, p) no ^{14}N , que primariamente ocorre na estratosfera. Após a produção, o ^{14}C é oxidado, primeiro em ^{14}CO e então em $^{14}\text{CO}_2$, num intervalo que leva dias ou até semanas pelas reações com radicais OH. A taxa de produção é razoavelmente variável, e está ligada à taxa de fluxo de raios cósmicos e ao espectro de energia dos raios cósmicos, tendo uma média de $1,4 \times 10^{16}$ Bq por ano, com um inventário atmosférico total de ^{14}C produzido cosmogenicamente de $1,4 \times 10^{18}$ Bq.

De mesma ou maior importância biológica que o trítio é o ^{14}C . Este isótopo do carbono, que tem meia-vida de 5760 anos, foi identificado na natureza na década de 1940 por Willard Libby. O inventário global do ^{14}C é estimado em $1,15 \times 10^{19}$ Bq, correspondendo a 68.000 kg, dos quais 94% está nos oceanos, 4% nos solos e 2% na atmosfera [1],[9][11].

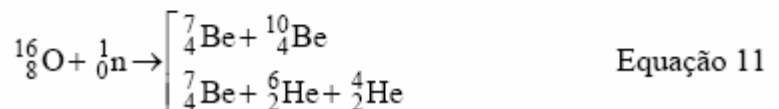
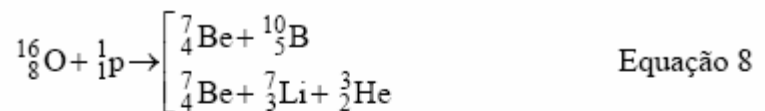
A biodinâmica do ^{14}C é descrita em termos do ciclo do carbono no qual o carbono cosmogônico é oxidado em dióxido de carbono e adquirido pela planta através da fotossíntese, que é comida pelos animais. A morte e os processos excretores das plantas e animais colocam o ^{14}C tanto no ambiente aquático quanto terrestre, onde permanece como reservatório ativo para vários processos físicos e químicos que podem converter este em carbonatos inorgânicos ou depósitos carbonáceos, tais como carvão ou petróleo. O carbono volta à atmosfera não somente pela evaporação, mas por combustão de fósseis, por atividades vulcânicas e intemperismo.

Tabela 6 – Principais Radionuclídeos Cosmogênicos. (Adaptada da referência [1]).

Isótopo	Meia-vida	Taxa de Produção (átomo/cm ² s)	Inventário Global (kg)	Concentração no ar (Bq/m ³)
³ H	12,26 a	0,25	3,5	0,167
⁷ Be	53 d	0,08	0,0032	0,0017
¹⁰ Be	2,5 x 10 ⁶ a	0,05	3,9 x 10 ⁵	10 ⁻⁷
¹⁴ C	5760 a	2,5	6,8 x 10 ⁴	0,067
²² Na	2,6 a	8,6 x 10 ⁻⁵	0,0019	1,7 x 10 ⁻⁶
²⁶ Al	7,4 x 10 ⁵ a	1,4 x 10 ⁻⁵	1000	-
³² Si	280 a	1,6 x 10 ⁻⁴	1,4	3,3 x 10 ⁻⁸
³² P	14,3 d	8,1 x 10 ⁻⁴	0,0004	0,00033
³³ P	24,4 d	6,8 x 10 ⁻⁴	0,0006	0,00025
³⁵ S	87,9 d	0,0014	0,0045	0,00025
³⁶ Cl	3,8 x 10 ⁵ a	0,0011	1,4 x 10 ⁴	5 x 10 ⁻¹⁰
³⁹ Ar	270 a	0,0056	23	-
⁸¹ Kr	2,1 x 10 ⁵ a	10 ⁻⁶	16,2	-

2.1.3.1 Berílio-7

O ⁷Be é um radionuclídeo natural de origem cosmogênica formado pelo processo de espalação de núcleos leves da atmosfera, tais como: carbono, nitrogênio e oxigênio. No processo de espalação, o núcleo alvo absorve prótons ou nêutrons dos raios cósmicos primários. A produção de ⁷Be é representada pelas seguintes reações [12], [13]:



Dois terços do ^7Be é formado na estratosfera e somente um terço na troposfera. O tempo de residência deste radionuclídeo na estratosfera é da ordem de alguns poucos anos e na troposfera, de uns poucos dias a semanas. Como a meia-vida do ^7Be é curta quando comparada ao seu tempo de residência na estratosfera e grande quando comparada ao tempo de residência na troposfera, a maior parte do ^7Be depositado é proveniente da troposfera. Uma vez formado, o ^7Be é rapidamente associado às partículas de aerossóis (da ordem submicron) na forma química de BeO ou $\text{Be}(\text{OH})_2$ [14], [15]. Estes aerossóis entram nos ambientes marinhos, terrestres e vegetais através da deposição úmida ou seca. Após a deposição, o ^7Be na forma iônica ($^7\text{Be}^{+2}$) tende a associar-se rápido e fortemente aos materiais particulados, solos superficiais e vegetação do ambiente em questão. Após adsorvido, o ^7Be sofre migração preferencialmente pelos processos físicos do que pelos processos químicos.

O ^7Be é um núcleo radioativo leve que decai pela captura de um elétron orbital da camada mais interna da eletrosfera (camada K), com meia vida de 53,3 dias, e que pode ser detectado por espectrometria gama através do raio gama de 477,8 keV emitido. Este radionuclídeo tem sido reconhecido como uma ferramenta útil no estudo e descrição dos processos ambientais, tais como: trânsito e tempo de residência de aerossóis na troposfera, velocidade de deposição dos aerossóis, aprisionamento dos aerossóis pela vegetação acima do solo, trânsito e tempo de residência de sedimentos em rios, avaliação de processos erosivos superficiais, sendo que nestes últimos dois casos, a meia vida curta do ^7Be oferece um meio de identificar sedimentos recém depositados [16][18].

2.2 RADIONUCLÍDEOS ARTIFICIAIS

Entre os muitos desenvolvimentos marcantes da física nuclear durante a década de 1930 destaca-se a descoberta da radioatividade artificial. A radioatividade artificial foi descoberta em 1934 pelo casal Jean Frederic Joliot (1900-1958) e Irene Curie Joliot (1897-1956) através de um experimento que usava partículas alfa para bombardear folhas de alumínio e boro. O bombardeamento do alumínio pelas partículas alfa criou fósforo radioativo, não conhecido naturalmente na Terra, o qual decai com uma meia-vida de 3 minutos para um isótopo estável do silício. O resultado foi confirmado por identificação química.

2.2.1 Fissão Nuclear

Em 1934, Otto Hahn e Lise Meitner haviam estudado o trabalho de Enrico Fermi sobre o bombardeamento de átomos por nêutrons lentos, no qual um nêutron era capturado pelo núcleo e formava o próximo isótopo mais pesado. Após terem se unido a Strassmann, os três pesquisadores deram início a um experimento no qual analisavam uma complexa mistura de isótopos, formada pelo bombardeamento do urânio por nêutrons lentos. Eles concluíram que o urânio não produzia um novo isótopo mais pesado, até então desconhecido, mas que algo muito diferente aparecia. Em 1938, após Lise Meitner ter deixado a Alemanha por ser de descendência judaica, Hahn e Strassmann continuaram os experimentos e observaram que um dos novos elementos era o bário, muito mais leve do que o urânio. Esse átomo de massa menor só poderia ter aparecido se houvesse ocorrido à divisão do núcleo do urânio. Foram Lise Meitner e seu sobrinho Otto Frish que elucidaram as características físicas dessa divisão e em janeiro de 1939 propuseram o termo "fissão nuclear" para esse processo. A Figura 8 mostra o processo de fissão do núcleo do urânio-235 depois de bombardeado com um nêutron lento.

Quando núcleos pesados fissionam, produzem dois ou mais radionuclídeos chamados de produtos de fissão. Existem muitos diferentes produtos de fissão, porque existem muitos modos pelo qual o núcleo original pode dividir-se. A maioria dos produtos de fissão contém entre $1/3$ e $2/3$ dos nucleons do núcleo original, são todos radioativos e a maioria emissores beta menos e gama. A Figura 9 mostra a curva dos possíveis fragmentos de fissão do urânio-235.

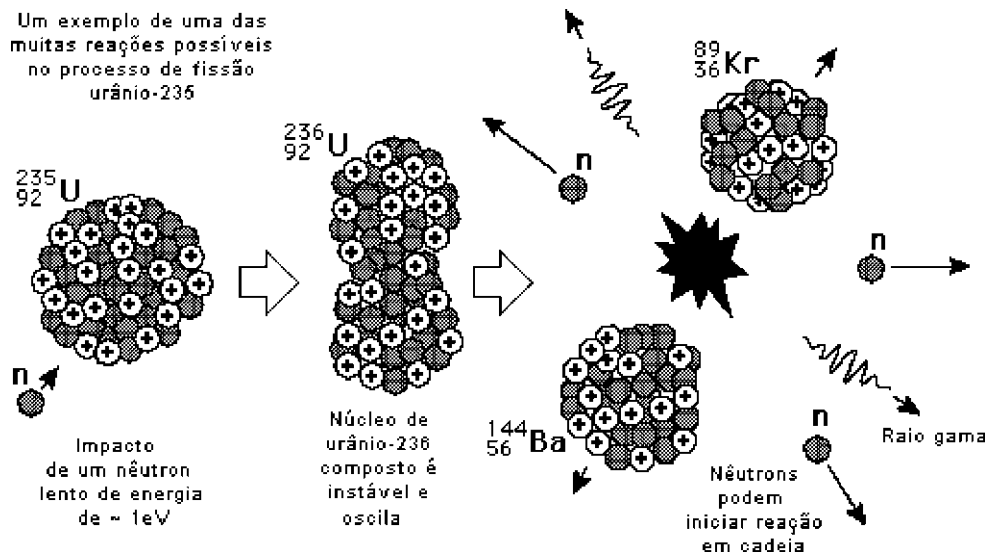


Figura 8 – Processo de fissão do núcleo do urânio-235 após ser bombardeado por um nêutron lento. (Adaptada de <http://hvvervhysics.vhv-astr.ssu.edu/hbase/hframe.html>)

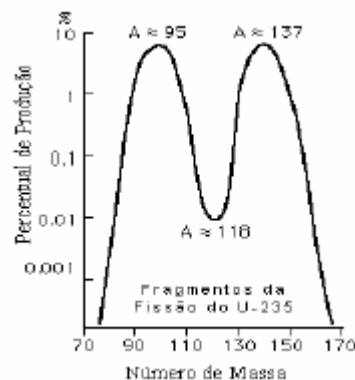


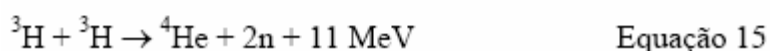
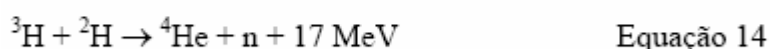
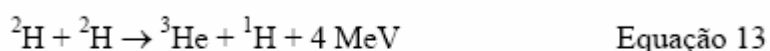
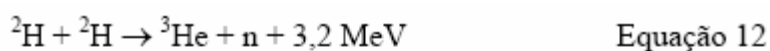
Figura 9 – Curva dos possíveis fragmentos de fissão do urânio-235. (Adaptada de <http://hvvervhysics.vhv-astr.ssu.edu/hbase/hframe.html>)

2.2.2 Fusão Nuclear

Outro processo nuclear que produz isótopos radioativos é a fusão nuclear. A fusão nuclear é o processo no qual duas partículas (mais comumente elementos leves) são combinadas para formarem uma nova partícula. Se núcleos leves são forçados a se unirem, eles se fundirão e produzirão energia devido ao fato da massa da combinação ser menor do que a soma das massas dos núcleos individuais. Entretanto, os núcleos devem ter altas energias para poderem superar a barreira coulombiana e fundirem-se.

A energia das estrelas vem do processo de fusão nuclear. Para estrelas como o Sol, que tem temperaturas menores do que cinquenta milhões de Kelvin, o processo de fusão dominante é a fusão próton-próton. Para estrelas mais massivas, as quais tem temperaturas maiores, o ciclo de fusão do carbono torna-se o mecanismo dominante. Diferentes reações têm sido observadas entre os três isótopos do hidrogênio, as quais envolvem dois núcleos iguais ou dois núcleos diferentes. Para realizar essas reações, os núcleos devem ter altas energias. Um modo no qual essa energia pode ser fornecida é por meio de aceleradores de partículas. Outra possibilidade é aumentar a temperatura em um nível muito alto. Nestas circunstâncias, os processos de fusão são chamados de reações termonucleares.

Quatro reações de fusão termonuclear com isótopos de hidrogênio são de grande interesse para produção de energia, por ocorrerem suficientemente rápidas e em temperaturas realizáveis, as quais são:



Embora essas reações liberem muita energia, requerem temperaturas da ordem de quarenta milhões de Kelvin para poderem superar a barreira coulombiana e dar início à fusão. A Figura 10 apresenta a comparação entre a energia produzida na fusão deutério-trítio com a fissão do ${}^{235}\text{U}$.

Da Figura 10 pode-se observar que essa reação de fusão nuclear libera 30 vezes mais energia do que a fissão nuclear do ${}^{235}\text{U}$.

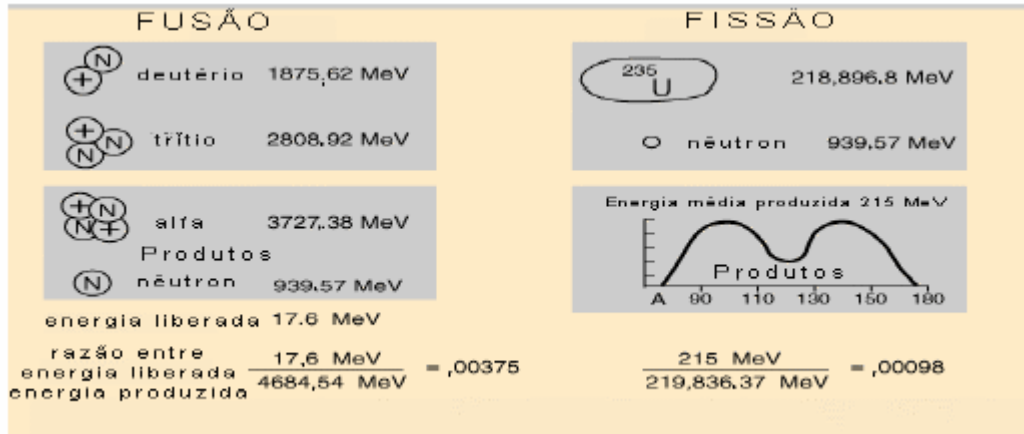


Figura 10 – Esquema comparativo entre a energia liberada na fusão do deutério e trítio com a energia liberada na fissão do ^{235}U . (Adaptada de <http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbase/hframe.html>)

2.2.3 Armas Nucleares

A quantidade de energia liberada no processo de fissão de um átomo é grande se comparada à energia produzida numa reação de explosão química. Além disso, a taxa de fissão pode ser influenciada por um agente externo: o número de nêutrons usados para bombardear a amostra de urânio.

Quando um núcleo de urânio-235 é fissionado, além de produzir os elementos mais leves, também produz dois ou três nêutrons extras. Se pelo menos um destes nêutrons colidir com outro núcleo físsil, novamente serão produzidos mais dois ou três nêutrons. Se um dos nêutrons produzidos sempre gerar a fissão de um núcleo, então uma reação em cadeia ocorrerá. Sendo possível a realização de tal reação em cadeia, uma quantidade muito grande de energia seria produzida. A Figura 11 apresenta o esquema de uma reação em cadeia.

O urânio natural é composto de 0,72% de ^{235}U (o isótopo fissionável), 99,27% de ^{238}U (não fissionável com nêutrons lentos) e uma quantidade traço de 0,0055% de ^{234}U . Inicialmente pensava-se que uma reação em cadeia seria impossível devido ao fato de que as amostras de urânio eram compostas em sua maior parte por urânio-238 que não se fissionava facilmente.

Entretanto, em março de 1940, Otto Frisch e Fritz Peierls lançaram a idéia de que uma bomba atômica poderia ser construída e detonada usando somente uns poucos

quilogramas de urânio-235. Além disso, chamaram a atenção para o fato de que nenhuma estrutura feita pelo homem resistiria ao resultado da explosão; nenhuma defesa contra tal bomba seria possível e a grande quantidade de resíduos radioativos permaneceria por muitos anos após a explosão. Entretanto, esse enriquecimento do urânio era uma tarefa extremamente difícil para aquela época.

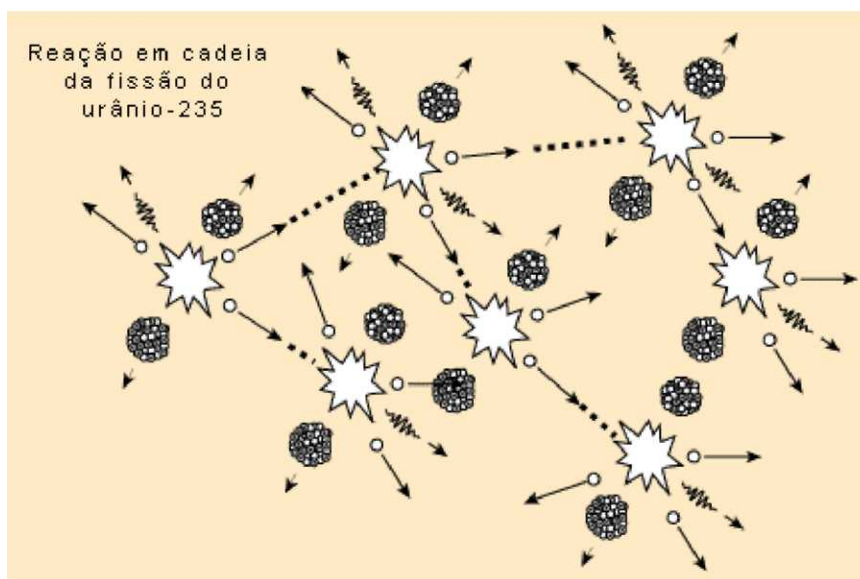


Figura 11 – Reação em cadeia. (Adaptada de <http://hvvervhysics.vhv-astr.ssu.edu/hbase/hframe.html>)

Em novembro de 1940, dois pesquisadores britânicos, Feather e Bretscher, descobriram uma ligação entre as reações de captura nuclear e a bomba atômica: quando um átomo de urânio-238 captura um nêutron, ele transmuta-se em plutônio-239, um elemento artificial. De um modo puramente teórico, eles predisseram que o plutônio-239 poderia ser usado como um explosivo nuclear.

Em março de 1941, o físico americano Glen Seaborg, mostrou que o plutônio-239 fissionava-se mais facilmente do que o urânio-235, tanto com nêutrons rápidos quanto com nêutrons lentos.

Em 16 de julho de 1945, os Estados Unidos detonaram a primeira bomba atômica numa posição próxima de Alamogordo, Novo México. Essa bomba atômica foi construída com uma carga de plutônio-239 e liberou uma potência igual a 18.600 tons de TNT. Esse teste ficou conhecido como "The Trinity Test" [19].

Após esse teste, em 6 de agosto de 1945, uma bomba nuclear (chamada "Little Boy") com carga de urânio-235 e potência de 20.000 tons de TNT foi detonada sobre a

cidade japonesa de Hiroshima. Em 9 de agosto de 1945, outra bomba nuclear (chamada "Fat Man") com carga de plutônio-239 e de mesma potência foi detonada sobre a cidade japonesa de Nagasaki. Ambas as bombas foram lançadas pelos Estados Unidos.

Como visto no item 2.2.2, para que as reações de fusão nuclear ocorram é necessária temperatura da ordem de milhões de graus Celsius. Um meio conhecido no qual tais temperaturas poderiam ser alcançadas na Terra, era por meio de explosão de fissão nuclear. Conseqüentemente, combinando uma quantidade de isótopos de hidrogênio com uma bomba atômica de fissão, seria possível iniciar tais reações de fusão. As duas reações envolvendo o trítio foram de particular interesse por ocorrerem mais rapidamente e produzirem mais energias do que aquelas em que o deutério aparece sozinho, além de liberarem mais um ou dois nêutrons, os quais poderiam contribuir com a fissão do urânio ou plutônio, aumentando a energia total liberada do sistema fissão-fusão.

Em 1º de novembro de 1952, foi detonada a primeira bomba termonuclear chamada de bomba H (hidrogênio) por usar reações de fusão de isótopos de hidrogênio: deutério e trítio. Como as bombas termonucleares utilizam a fissão nuclear num primeiro estágio para dar início à fusão nuclear, também ocorre a produção de isótopos radioativos. As bombas termonucleares têm poder explosivo (alguns megatons de TNT) três ordens de grandeza maior do que as bombas de fissão (alguns kilotons de TNT).

As tecnologias nucleares dos últimos 50 anos têm introduzido significantes quantidades de radionuclídeos artificiais no globo terrestre. A maior parte destes radionuclídeos veio dos resíduos produzidos nos testes atmosféricos de armas nucleares realizados de 1945 até 1980. Em 1963 foi assinado o "Limited Test Ban Treaty", que proibia os participantes deste tratado (Estados Unidos, Inglaterra e antiga União Soviética) de realizarem testes de armas nucleares na superfície terrestre, da água, no ar ou em qualquer ambiente no qual liberasse resíduo radioativo para fora do limite territorial da nação onde o teste foi realizado. Entretanto, alguns testes atmosféricos foram realizados após 1963 por nações que não participaram desse tratado (França, China e Índia), porém a contaminação global desses testes foi insignificante. UNSCEAR [24] estimou que foram realizados aproximadamente 540 testes atmosféricos, realizados principalmente no hemisfério norte. Em 1996 foi formulado o "Comprehensive Test Ban Treaty", mas ainda não foi ratificado por todos os países [25].

Quando uma arma nuclear explode próxima à superfície do solo, devido às altas temperaturas, uma considerável quantia de rochas, solo e outros materiais localizados na área são vaporizados em milhões de partículas e sugadas pelos fortes ventos formados na

superfície junto com a bola de fogo que se forma. Os átomos radioativos produzidos pela explosão nuclear contaminam essas partículas. A nuvem atômica alcança uma altura de diversos quilômetros antes de espalhar-se na forma de cogumelo. A altura máxima do fundo até a copa do cogumelo é de 8 a 15 quilômetros, sendo que a altitude máxima que a copa alcança depende da energia produzida na explosão. A Figura 12 apresenta um esquema da explosão nuclear na superfície do solo.

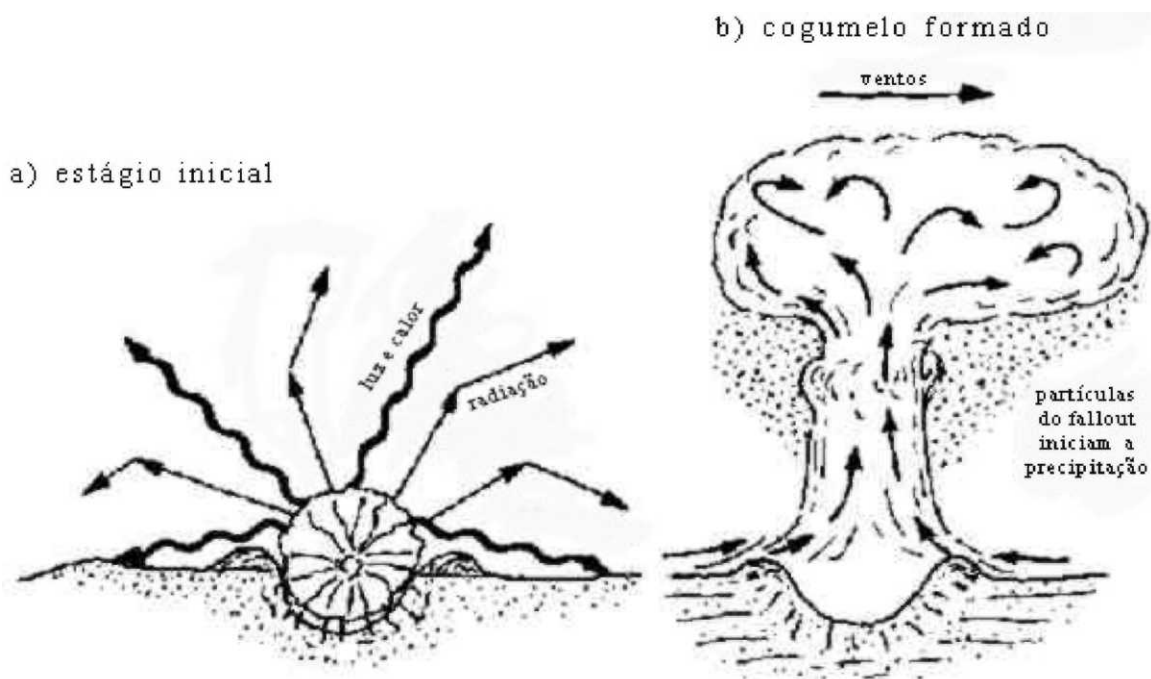


Figura 12 – a) Estágio inicial de uma explosão próxima à superfície; a bola de fogo toca o solo e abre uma cratera. b) 8 a 10 minutos após a explosão; cogumelo já formado. (Adaptada de <http://www.oism.org/nwss/s73p912.htm>)

Quando o violento distúrbio devido à explosão da bomba nuclear cessa, as partículas contaminadas e condensadas em pequenos aglomerados caem na terra. Este efeito é referido como "fallout". Tanto a direção quanto a velocidade dos ventos, particularmente da atmosfera superior, tem uma significativa influência na forma e na extensão da área contaminada.

O "fallout" (precipitação radioativa) dos testes atmosféricos foi distribuído globalmente, com um máximo ocorrendo na zona temperada do hemisfério norte, que engloba a bacia dos Grandes Lagos. De 1963 até 1996, muitos testes nucleares foram realizados como testes subterrâneos. Materiais radioativos destes testes ocasionalmente deram saída a atmosfera, mas o impacto no "fallout" global foi mínimo [24]. Os números anuais de testes

atmosféricos e subterrâneos estão resumidos na Figura 13. O número de testes (Figura 13) foi grande durante o período de 1951 até 1958 e de 1961 até 1962. Em 1959 houve uma moratória que também foi respeitada em 1960.

Deve ser entendido que o "fallout" foi um fenômeno gradual e que se estendeu por um certo período de tempo. Os testes de armas nucleares foram realizados em várias localizações na e acima da superfície terrestre. Dependendo da localização da explosão (altitude e latitude) os resíduos radioativos entram no ambiente local, regional ou global.

Para testes realizados na superfície terrestre, uma parte dos resíduos radioativos é depositada na posição do teste, resultado das partículas maiores de poeira e resíduos contaminados que caem na terra pela influência da gravidade, algumas horas após a explosão. Este tipo de "fallout" é chamado de "fallout local", por contaminar principalmente as regiões próximas da explosão. A fração de resíduos que compõem o "fallout" local varia de teste para teste dependendo das condições meteorológicas, altura do teste, tipo da superfície e materiais ao redor [27].

Existe outra forma de "fallout" que é muito mais ampla do que o "fallout" local. Este tipo de "fallout" é gerado pela porção dos resíduos da explosão constituídos de material muito fino, que permanece suspenso no ar por um período de dias a anos. Estas partículas muito finas podem ser transportadas a grandes distâncias pelas correntes de ar atmosféricas e depositadas em posições remotas da terra em relação ao ponto zero da explosão. O "fallout" destes resíduos finos é chamado de "fallout" global.

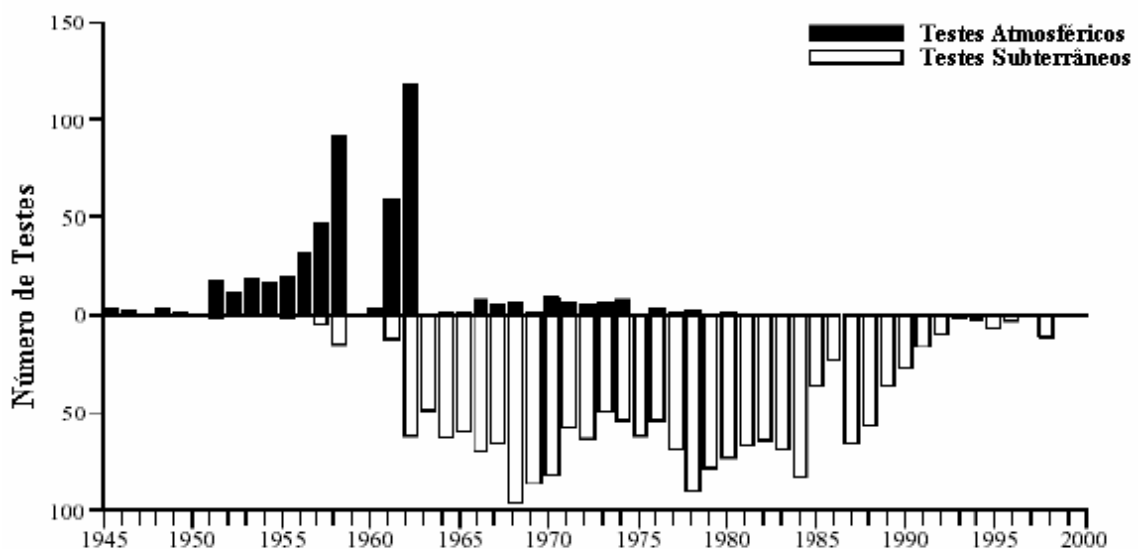


Figura 13 – Número anual de testes atmosféricos e subterrâneos realizados. (Adaptada da referência [25])

Com relação ao "fallout" global, deve ser realizada a distinção entre o comportamento das explosões com baixa produção de energia (da ordem de quilotons) daquelas com alta produção de energia (da ordem de megatons).

Nas detonações com produção de energia na faixa de quilotons, a nuvem atômica geralmente não alcança o topo da troposfera, sendo que todas as partículas finas presentes nos resíduos de tais explosões permanecem na troposfera até serem depositadas. Esse mecanismo de deposição da troposfera é complexo, visto que vários processos, em adição à simples deposição gravitacional, são envolvidos. De todos esses processos, o mais importante é o efeito de remoção das partículas de material contaminado por reações químicas com o vapor de água das nuvens, sendo precipitado posteriormente pelas chuvas, neve ou outras formas de umidade. A taxa de remoção de material contaminado da troposfera, em qualquer tempo, é proporcional à quantidade do material presente naquele instante. Então, o tempo para metade do material ser depositado, chamado de "tempo médio de residência", é uma quantidade característica. Para o "fallout" troposférico esse tempo médio é da ordem de poucas semanas, tal que os resíduos da explosão não permanecem muito tempo na troposfera. Enquanto os resíduos finos estão sendo suspensos na troposfera, parte deste material é levada pelos ventos atmosféricos das elevadas altitudes, rapidamente na direção leste, fazendo um circuito completo do globo de 4 a 7 semanas. A difusão da nuvem para norte ou sul é relativamente lenta tal que a maior parte do "fallout" troposférico das partículas finas é depositada numa faixa estreita circulando o globo na latitude das detonações, no período de 4 a 7 semanas [26].

Para explosões de alta produção de energia, na faixa de megatons, aproximadamente todos os resíduos passarão através da troposfera e entrarão na estratosfera. As partículas maiores serão depositadas localmente, porém as partículas mais finas permanecerão na estratosfera, difundindo-se globalmente. Devido à estratosfera ser muito rarefeita, e ter ausência de nuvens e chuva, as partículas se precipitarão muito lentamente a terra. O tempo médio de residência dos resíduos na estratosfera é em torno de 7 anos. Durante este longo tempo de residência na estratosfera, os resíduos da bomba se difundem lentamente em todas as direções, tal que eles podem entrar na troposfera em qualquer ponto do globo [26]. Uma vez na troposfera, os resíduos finos se comportarão como no "fallout" troposférico, sendo depositados na terra principalmente pelas chuvas. Uma característica importante do "fallout" global é que uma pequena fração é depositada continuamente na superfície da terra, devido aos resíduos finos estarem estocados na estratosfera. Desse modo, o "fallout" estratosférico é uma deposição de resíduos radioativos de forma lenta e contínua sobre toda

superfície da terra, com a taxa de deposição dependendo da quantidade total de resíduos presentes na estratosfera.

Dependendo das condições de um teste nuclear, os resíduos radioativos podem ser inicialmente divididos em várias regiões da atmosfera [25]. A Figura 14 apresenta um diagrama básico das regiões atmosféricas e os processos de transporte predominantes.

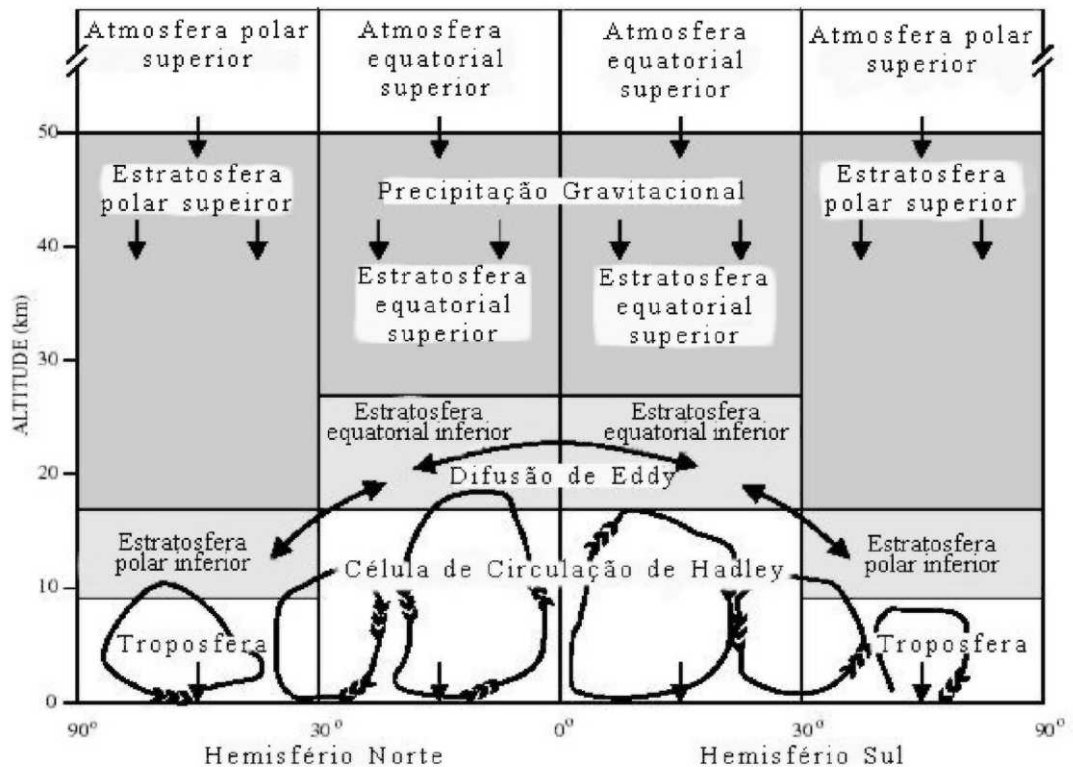


Figura 14 – Regiões atmosféricas e os processos de transporte atmosféricos predominantes. (Adaptada da referência [25])

Esta representação descreve a dispersão e deposição dos resíduos radioativos produzidos nos testes nucleares de superfície.

A atmosfera é dividida em regiões equatoriais (de 0° a 30°) e polares (de 30° a 90°). A altura da troposfera é variável com a latitude e estação do ano, mas para o propósito de representação é assumido ter uma altitude média de 9 km na região polar e de 17 km na região equatorial. A estratosfera inferior é assumida estender-se até 17 km nas regiões polares e até 24 km nas regiões equatoriais, e a estratosfera superior até 50 km em ambas as regiões.

Somente poucos testes nucleares injetaram resíduos radioativos acima da estratosfera superior, designada de atmosfera superior, que se estende por centenas de quilômetros e inclui as regiões atmosféricas restantes nas quais resíduos poderão ser eventualmente depositados na superfície terrestre.

Os resíduos radioativos ligados aos aerossóis atmosféricos precipitam-se por gravidade das altitudes superiores e são transportados pelos movimentos do ar nas altitudes inferiores. A difusão de Eddy causa migração irregular de massa de ar em todas as direções da estratosfera inferior e troposfera superior. O modelo de fluxo de ar circular na troposfera em altitudes inferiores é chamado de célula de circulação de Hadley. Estas células aumentam e diminuem em tamanho e variam latitudinalmente com as estações. O tempo de residência médio dos aerossóis na estratosfera inferior varia de 3 a 12 meses nas regiões polares e de 8 a 24 meses nas regiões equatoriais. O tempo mais curto de remoção de resíduos radioativos ocorre nos meses de primavera.

Além da contaminação através dos testes nucleares de superfície, também houve a contaminação com radionuclídeos artificiais através de vários acidentes envolvendo reatores e outras construções nucleares, satélites contendo radionuclídeos, armas nucleares e grandes fontes de irradiação. Destes, o acidente de 26 de abril de 1986 da Usina de Energia Nuclear de Chernobyl foi o que maior área contaminou. A liberação de radionuclídeos do reator danificado ocorreu principalmente nos dez primeiros dias. Os radionuclídeos liberados foram depositados em maior densidade nas regiões europeias e no território da antiga União Soviética (Bielorússia, Rússia e Ucrânia), que se localizam ao redor e derredor da posição da usina. A transferência estratosférica inter-hemisférica pode ter conduzido a alguma contaminação no hemisfério sul. Pequenas quantias de radiocésio e de radioiodo penetraram na estratosfera inferior do hemisfério norte durante os primeiros dias após o acidente [23]. Subseqüentemente, transferência de radiocésio para as camadas inferiores da atmosfera do hemisfério sul podem ter ocorrido como resultado dos movimentos de ar inter-hemisféricos da estratosfera norte para estratosfera sul, seguido pela precipitação na troposfera [21]. Entretanto, nenhuma contaminação radioativa foi detectada no hemisfério sul pelas redes de vigilância de radiação ambiental [25].

A Tabela 7 esboça um resumo dos principais radionuclídeos liberados pelos testes atmosféricos de armas nucleares e pelo acidente de Chernobyl [9].

Tabela 7 – Resumo dos principais radionuclídeos liberados pelos testes atmosféricos de armas nucleares e pelo acidente de Chernobyl, de 1952 até 1997 [20],[22],[25].

Nuclídeo	Meia vida	Testes Nucleares (x 10 ¹⁸ Bq)	Chernobyl (x 10 ¹⁸ Bq)
³ H	12,32 anos	240	
¹⁴ C	5730 anos	0,22	
⁵⁴ Mn	312,5 dias	5,2	
⁵⁵ Fe	2,74 anos	2	
⁸⁵ Kr	10,7 anos		0,033
⁸⁹ Sr	50,55 dias	91,4	0,094
⁹⁰ Sr	28,6 dias	0,604	0,0081
⁹¹ Y	58,5 dias	116	
⁹⁵ Zr	64,0 dias	143	0,16
¹⁰³ Ru	39,3 dias	238	0,14
¹⁰⁶ Ru	371,6 dias	11,8	0,059
¹²⁵ Sb	2,73 anos	0,524	
¹³¹ I	8,0 dias	651	0,67
¹³³ Xe	5,24 dias		1,7
¹³⁴ Cs	2,07 anos		0,019
¹³⁷ Cs	30 anos	0,912	0,037
¹⁴⁰ Ba	12,8 dias	732	0,28
¹⁴¹ Ce	32,5 dias	254	0,13
¹⁴⁴ Ce	284,9 dias	29,6	0,088
²³⁹ Np	2,36 dias		0,97
²³⁸ Pu	87,7 anos		3,0 x 10 ⁻⁵
²³⁹ Pu	2,41 x 10 ⁴ anos	0,00652	2,6 x 10 ⁻⁵
²⁴⁰ Pu	6,56 x 10 ³ anos	0,00435	3,7 x 10 ⁻⁵
²⁴¹ Pu	14,4 anos	0,142	
²⁴¹ Am	432,7 anos	0,0038*	

* Estimado do decaimento do ²⁴¹Pu no período de 1963 até 2000.

3 CÉSIO

O céσιο foi descoberto em 1860 por Robert W. Bunsen e Gustav Kirchoff durante estudos espectroscópicos de metais alcalinos em água mineral. O céσιο é caracterizado por um espectro de emissão contendo duas linhas de luz na região do azul e por isso tem o nome derivado do latim da palavra *caesius*, que significa azul celeste [28]. O céσιο encontra-se distribuído por toda crosta terrestre, em combinação com outros elementos, em concentrações muito pequenas. Existem dois minerais de céσιο conhecidos: a polucite (alumino-silicato hidratado de céσιο) de composição $2\text{Cs}_2\text{O} \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 9\text{SiO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$, e a rodizite (borato hidratado de alumínio, berílio, sódio e céσιο). O céσιο tem ponto de fusão a $28,5^\circ\text{C}$ (301,5 K) e ponto de ebulição a 705°C (978 K), sendo, juntamente com o gálio e o mercúrio, os únicos metais existentes no estado líquido à temperatura ambiente.

O céσιο é um elemento da família dos metais alcalinos, e por isso tem um único elétron no subnível s da camada P ($n=6$) e todos as outras camadas eletrônicas mais internas totalmente preenchidas ($n = 1$ a 5), e devido a isso, forma um único cátion de carga +1 [29].

A forte natureza eletropositiva (tendência de doar elétrons) dos metais alcalinos dita sua reatividade química tanto no estado metálico quanto no estado combinado. No estado metálico, os metais alcalinos estão entre os mais fortes agentes redutores, e no estado combinado são os mais estáveis de todos os cátions. Os metais alcalinos formam compostos de natureza puramente iônica.

Uma característica importante dos metais alcalinos é a facilidade com que promovem a liberação do hidrogênio (considerado um bom redutor), mesmo em compostos com média acidez (como água, álcool ou acetileno), indicando a forte tendência redutora destes elementos.

Os metais alcalinos são os mais eletropositivos de todos os metais, e por isso formam bases muito fortes. A força dos hidróxidos dos metais alcalinos aumenta com o tamanho do cátion, sendo o hidróxido de céσιο o mais forte e ataca até mesmo vidro. O hidróxido de céσιο é muito estável e retém hidrogênio sem perder água, mesmo quando fundido, volatilizando como hidróxido ao invés de desidratar e volatilizar como óxido [30].

O céσιο é o elemento mais eletropositivo e o mais alcalino da tabela periódica formando substâncias químicas solúveis em água que reage com ácidos para formar sais, e no estado metálico reage rapidamente com água para formar hidróxido de céσιο

(CsOH), liberando hidrogênio (H₂). O césio tem eletronegatividade baixa (0,79 eV na escala de Pauling), e por isso quando é parte integrante de uma molécula, atrai muito fracamente para si os elétrons.

O césio não tem papel biológico, entretanto, devido a comportar-se quimicamente igual ao potássio, é capaz de substituí-lo nos animais e plantas, sendo que no corpo humano distribui-se uniformemente por todo o corpo tendendo a se concentrar nos músculos. Como o potássio, o césio é excretado do corpo razoavelmente rápido, sendo que 10% é excretado com uma meia-vida biológica em torno de 2 dias, e o restante sendo excretado do corpo com uma meia-vida biológica em torno de 110 dias.

O único isótopo de césio que ocorre naturalmente é o de massa 133. Entretanto, vários radionuclídeos têm sido produzidos através da fissão do urânio e do plutônio, sendo o césio-137 o produto de fissão mais comum. Alguns isótopos radioativos do césio estão listados na Tabela 8.

Tabela 8 – Radionuclídeos do césio com suas respectivas massa, meia-vida e modo de decaimento.

Isótopo	Massa	Meia-vida	Modo de decaimento
¹²⁹ Cs	128,90606	1,336 d	CE para ¹²⁹ Xe
¹³⁰ Cs	129,90671	29,21 min	CE para ¹³⁰ Xe; β ⁻ para ¹³⁰ Ba
¹³¹ Cs	130,90546	9,69 d	CE para ¹³¹ Xe
¹³² Cs	131,906430	6,48 d	CE para ¹³² Xe; β ⁻ para ¹³² Ba
¹³⁴ Cs	133,906714	2,065 anos	CE para ¹³⁴ Xe; β ⁻ para ¹³⁴ Ba
¹³⁵ Cs	134,905972	2,3 x 10 ⁶ anos	β ⁻ para ¹³⁵ Ba
¹³⁶ Cs	135,907307	13,16 d	β ⁻ para ¹³⁶ Ba
¹³⁷ Cs	136,907085	30,02 anos	β ⁻ para ¹³⁷ Ba

Por ser o radionuclídeo mais comum, possuir uma meia-vida longa (30,07 anos) e ter sido distribuído globalmente pela precipitação radioativa, o césio-137 tem sido muito estudado a pesquisas ligadas à erosão e sedimentação de solos.

3.1 CÉSIO-137 (^{137}Cs)

O ^{137}Cs é um subproduto da fissão nuclear do urânio e do plutônio e foi introduzido no globo terrestre principalmente pelos testes termonucleares de superfície, como discutido no item 2.2. A deposição de ^{137}Cs no globo terrestre começou a ser significativa a partir de 1952 com a explosão da primeira bomba termonuclear, tendo sua maior produção em 1963. Após o "Limited Nuclear Test Ban Treaty", em 1963, a deposição de ^{137}Cs no globo terrestre diminuiu rapidamente, não ocorrendo deposição a partir de 1980, como se pode observar da Figura 15 que apresenta a produção total das armas nucleares dos testes atmosféricos e subterrâneos.

Também ocorreu deposição de ^{137}Cs devido ao acidente com a usina nuclear de Chernobyl, em 1986, mas a deposição foi limitada à Ucrânia e aos países próximos.

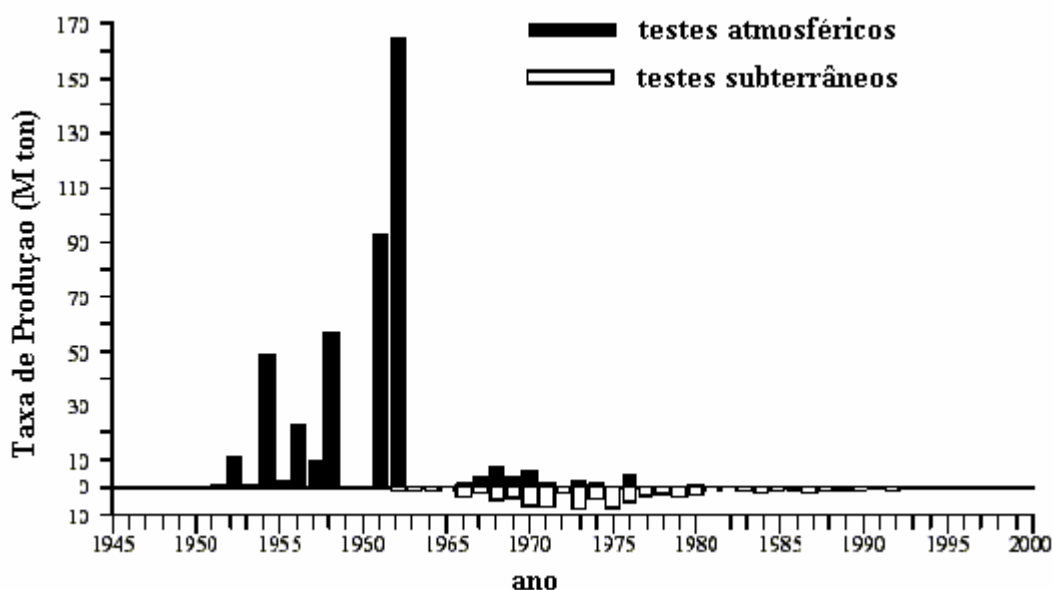


Figura 15 – Produção total de energia das armas nucleares nos testes de superfície e subterrâneos.

O ^{137}Cs decai por beta menos (β^-) por dois caminhos diferentes. No primeiro caminho (probabilidade de 5,6%), o ^{137}Cs decai para o bário-137 no estado fundamental emitindo uma partícula β^- com energia máxima de 1.175,6 keV. No segundo caminho (probabilidade de 94,4%), o césio-137 decai para o bário-137 no estado metaestável (meia-vida de 2,552 minutos) que, através de uma transição isomérica, vai para o estado fundamental emitindo um raio gama de energia de 661,66 keV. Esse raio gama é usado para

caracterizar o césio-137 em espectrometria gama. O esquema de decaimento do ^{137}Cs está apresentado na Figura 16.

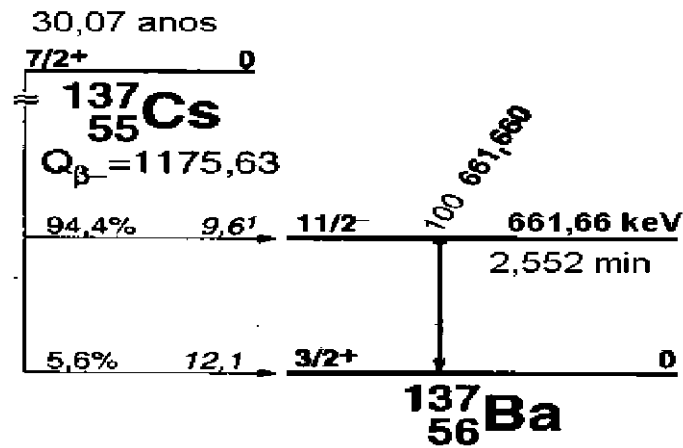
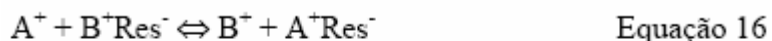


Figura 16 – Esquema de decaimento do ^{137}Cs .

3.1.1 Troca de cátions no Solo

O solo é capaz de reter íons positivos porque contém minerais de argila e ácidos húmicos. Estas substâncias são insolúveis e carregam, como parte de sua estrutura molecular, grupos iônicos carregados negativamente. Como os íons negativos são parte da estrutura do solo, os íons positivos pequenos podem trocar de lugar com outros íons positivos quando o solo é colocado em contato com uma solução [31]. Os íons positivos pequenos são capazes de moverem-se intersticial ou superficialmente nas estruturas cristalinas dos solos. Dois requerimentos importantes para que possa ocorrer a troca de íons são: cargas iônicas fixas no material trocador, e a permeabilidade deste material às soluções. Geralmente, a troca de íons é rápida, já que não ocorre quebra de ligação de pares de elétrons, sendo limitada somente pela velocidade na qual os íons podem difundir na estrutura do material trocador. A difusão depende do grau de expansão e do conteúdo de água do material trocador. Quando a expansão e o conteúdo de água são pequenos, a taxa de difusão é lenta [31].

As reações de troca de íons podem ser escritas como:



onde Res^- refere-se ao material trocador de carga negativa fixa e A^+ e B^+ são cátions univalentes enquanto C^{2+} é um cátion bivalente.

Diferentes íons são ligados aos materiais trocadores com diferentes intensidades, dependendo do tipo de material trocador, do íon disponível, da hidratação do cátion, tamanho iônico, carga elétrica e polarizabilidade. No caso de troca de cátions em superfícies negativas, a troca aumenta com: decréscimo do raio de hidratação e aumento da polarizabilidade, aumento na carga do íon oposto e decréscimo na facilidade de hidratação do cátion [32][33].

Os íons ligados aos materiais trocadores são ditos estarem adsorvidos. A adsorção é o acúmulo de moléculas ou átomos em uma superfície externa ou interna de um sólido ou em uma superfície de um líquido. O termo absorção, com a qual a adsorção é freqüentemente confundida, refere-se ao processo no qual uma substância penetra no interior de cristais, de blocos de sólidos amorfos ou de líquidos. Algumas vezes a palavra sorção é usada para indicar o acúmulo de um gás ou líquido em um sólido sem especificar se o processo é adsorção ou absorção. Assim, a adsorção é a capacidade das substâncias sólidas de atrair às suas superfícies moléculas ou íons de gases ou soluções com as quais elas estão em contato [31].

3.1.1.1 Ácidos Húmicos

A matéria orgânica no solo é encontrada na forma de húmus derivada da decomposição microbiana de animais e plantas. Duas classes de polímeros naturais de ácidos orgânicos, que podem ser extraídos do húmus encontrado no solo, sedimentos e ambientes aquáticos são os ácidos húmicos e os fúlvicos [31].

Os ácidos húmicos são formados pelo acúmulo gradual dos resíduos do metabolismo dos microorganismos, e caracterizados como um conjunto de polímeros aromáticos que varia de acidez e reatividade. O ácido húmico tem fórmula química $C_{187}H_{186}O_{89}N_9S_1$ e é insolúvel mesmo em ácidos fortes ($pH = 1$). Metais pesados e de transição (por exemplo, Fe^{3+} e Pb^{2+}), compostos hidrofóbicos ou de estrutura química

aromática reagem fortemente com o ácido húmico, o que faz deste um agente efetivo no seqüestro de muitos poluentes do ambiente terrestre e aquático.

Os ácidos fúlvicos são solúveis em ácidos fortes ($\text{pH} = 1$) e sua fórmula química é $\text{C}_{135}\text{H}_{182}\text{O}_{95}\text{N}_5\text{S}_2$. Sua estrutura é mais bem caracterizada como um conjunto de polímeros orgânicos aromáticos com muitos grupos carboxila (COOH) que liberam íons hidrogênio. O ácido fúlvico reage com metais formando complexos com Fe^{3+} , Al^{3+} e em particular com o Cu^{2+} , aumentando a solubilidade em água natural.

3.1.1.2 Argilas

As argilas são formadas por silicatos hidratados de alumínio com uma estrutura de camada formando partículas de tamanho muito pequeno (menor do que 2 micrometros), e são compostas essencialmente de silício, alumínio ou magnésio e água. Entretanto, o ferro pode substituir o alumínio ou o magnésio, além de apreciáveis quantidades de potássio, sódio e cálcio também poderem ser encontrados. Algumas argilas podem ser representadas usando as fórmulas químicas reduzidas, como: caolinita ($2\text{SiO}_2.\text{Al}_2\text{O}_3.2\text{H}_2\text{O}$), pirofilita ($4\text{SiO}_2.\text{Al}_2\text{O}_3.\text{H}_2\text{O}$), etc. A razão SiO_2 na fórmula é o fator determinante do tipo de argila, e por isso serem muito similares, sendo possível distingui-las por difração de raios X, microscópio eletrônico ou análise térmica diferencial. As argilas podem ser divididas em nove grupos com base na variação estrutural e composição, que são: (1) alofano, (2) kaolinita, (3) aloisita, (4) montmorilonita, (5) illita, (6) clorita, (7) vermiculita, (8) saponita, (9) argilas de camadas mistas [31].

As argilas são produtos dos processos de intemperismo. Diferentes ambientes, principalmente as diferenças climáticas e regimes hidrológicos, produzirão diferentes tipos de argilas a partir da mesma rocha.

A estrutura da maioria das argilas pode ser descrita por duas unidades estruturais. A primeira consiste de uma camada de tetraedros de silício e oxigênio (SiO_4) (Figura 17a) arranjados em uma rede hexagonal bidimensional (Figura 17b), sendo que cada tetraedro compartilha os oxigênios com os outros tetraedros.

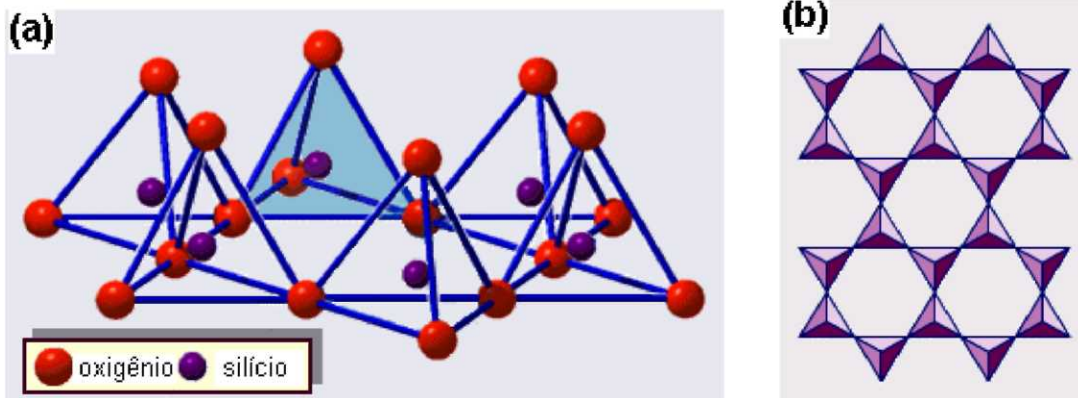


Figura 17 – (a) Tetraedros de sílica ligados formando uma camada de tetraedros arranjado numa rede hexagonal; (b) vista simplificada da rede hexagonal de tetraedros (Adaptada da referência [31]).

A segunda unidade estrutural das argilas consiste de duas camadas de oxigênio ou íons hidroxila formando um octaedro com metais, usualmente alumínio, magnésio ou ferro, localizados no centro, como apresentado na Figura 18. Outros metais que podem ser encontrados no centro dos octaedros em consideráveis quantias são Li, V, Cr, Mn, Ni, Cu e Zn.

Essas estruturas tetraédricas e octaédricas podem se unir ou arranjar em diversas configurações. Uma argila formada pelo alinhamento de uma camada octaédrica a uma camada tetraédrica é referida como argila 1:1, com a superfície exposta da camada octaédrica consistindo de hidroxilas, como apresentado na Figura 19a. Outro tipo de argila é aquela formada por uma camada octaédrica entre duas camadas tetraédricas orientadas em direções opostas, sendo referida como argila 2:1 e está apresentada na Figura 19b [31].

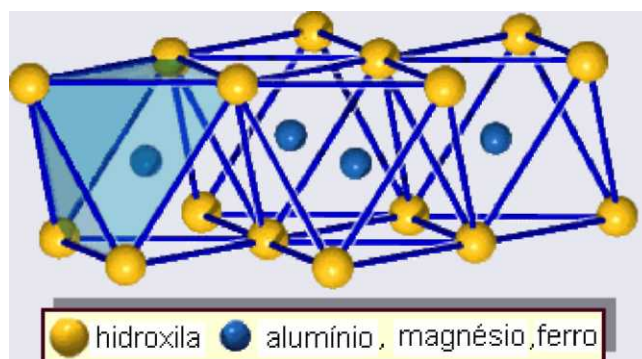


Figura 18 – Unidades de octaedros formando uma camada de octaedros ligados (Adaptada da referência [31]).

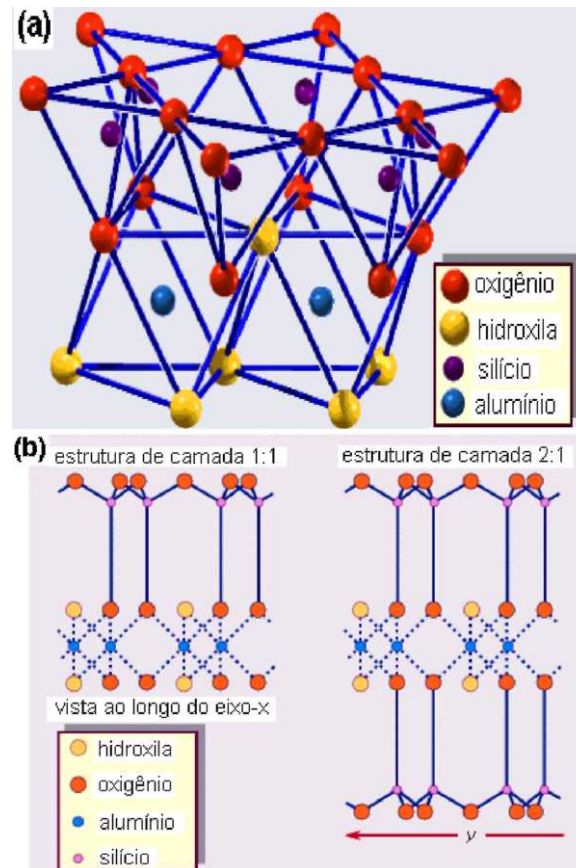


Figura 19 – (a) Estrutura de uma argila 1:1 (caolinita) ilustrando as ligações entre as camadas tetraédricas e octaédricas. (b) representação esquemática de uma estrutura 1:1 e de uma estrutura 2:1 (Adaptada da referência [31]).

Em pH acima de 2 ou 3, as partículas de argila possuem uma carga líquida negativa que é compensada pela adsorção de íons positivos. A origem destas cargas negativas na estrutura da argila são devido às substituições isomórficas, imperfeições na estrutura, ligações quebradas nas bordas das partículas e das hidroxilas estruturais expostas, mas na maior parte é devido às substituições isomórficas [34]. A magnitude da capacidade de troca de cátion de uma argila depende principalmente do tipo de argila [32][33].

3.1.2 Comportamento do ^{137}Cs no Solo

Os maiores sorventes no solo são geralmente as argilas que adsorvem Cs^+ através de interações eletrostáticas fracas ou através de ligações fortes formadas pelas posições ligantes das argilas. As argilas são abundantes em muitas superfícies sendo

altamente sorvente, devido ao pequeno tamanho de partícula o que possibilita grandes áreas de superfície para adsorção, e por terem muitas posições quimicamente ativas geradas por defeitos na sua estrutura cristalina. A origem desses defeitos, que geram cargas negativas que são compensadas pela adsorção de cátions, são as substituições isomórficas na rede cristalina, ligações quebradas nas bordas das partículas e os grupos hidroxilas estruturais expostos. A principal fonte desses defeitos nas argilas 2:1 são as substituições isomórficas (Si^{+4} substituído pelo Al^{+3}). Para as argilas 1:1 os defeitos são gerados pelas ligações quebradas nas bordas dos cristalitos.

O cátion Cs^+ (+1éa valência predominante em solução aquosa) interage fortemente com o solo devido ao seu baixo grau de hidratação e sua maior polarizabilidade. Cátions com baixa energia de hidratação, tais como K^+ , NH_4^+ , Rb^+ e Cs^+ produzem a desidratação das intercamadas das partículas de argila gerando o colapso destas camadas, tal que estes íons tornam-se fixados nas posições interplanares. Os cátions com alta energia de hidratação, tais como Ca^{++} , Mg^{++} , Sr^{++} , Ba^{++} e Na^+ , produzem a expansão das camadas e por isso não são fixados nas argilas. Como a fixação do Cs^+ é devida ao colapso das camadas, a liberação deveria ocorrer pela expansão destas. Entretanto, cátions hidratados como Ca^{++} e Mg^{++} , os quais expandem as camadas colapsadas pelo K^+ , não são eficazes para expandir as camadas colapsadas pelo Cs^+ .

A adsorção de Cs^+ depende do conteúdo de argila e matéria orgânica no solo, porém vários outros fatores, como pH da solução, força iônica das argilas, umidade do solo, competição com outros cátions e o tipo de argila presente no solo, podem afetar o tipo e o grau de sorção do Cs^+ no solo. Dependendo do tipo de argila, o Cs^+ é tão fortemente adsorvido que se torna indisponível à biota. As argilas tipo illita e montmorilonita reagem mais fortemente com o Cs^+ do que a vermiculita [37]. Em certos casos, o Cs^+ torna-se tão fortemente adsorvido que mesmo o ataque químico com ácido nítrico 7M é insuficiente para extraí-lo [39].

A adsorção de céσιο nas argilas ocorre em três posições de sorção, que em ordem de aumento de seletividade, são: posições de troca na superfície das partículas de argila; posições interplanares próximas das bordas das partículas de argila causada pelo intemperismo ("frayed edge sites" ou FES) e as posições interplanares no interior das partículas. A Figura 20 apresenta o esquema de uma partícula de argila mostrando as posições de adsorção de céσιο [35][36].

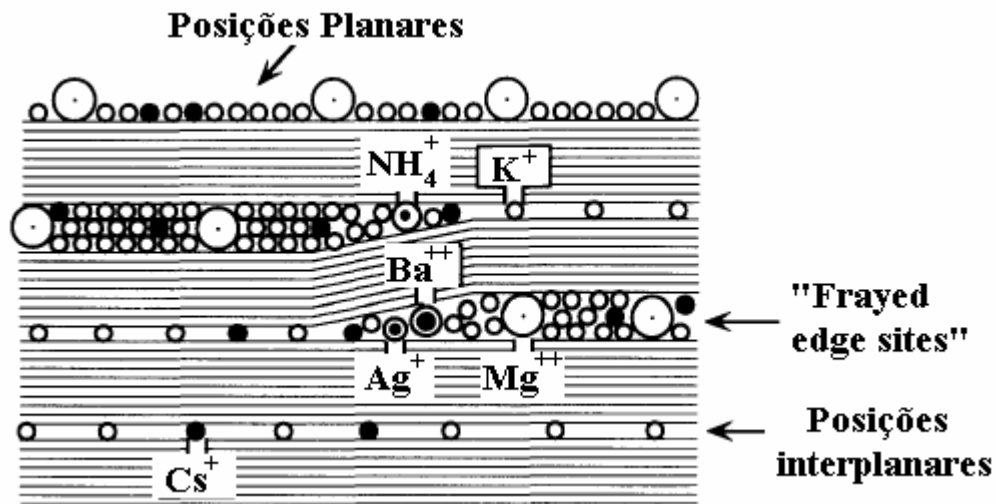


Figura 20 – Esquema em camadas de uma mica mostrando as posições de fixação do cátion céσιο

A illita, que tem menor capacidade de troca de cátion do que a vermiculita, adsorve mais Cs^+ do que vermiculita em baixas concentrações de Cs^+ ($\sim 10^{-5} \text{ M Cs}^+$), o mesmo sendo verificado para as micas [40][41], o que foi atribuído à maior disponibilidade de posições de sorção geradas pelas FES na illita e mica em relação as posições interplanares da vermiculita.

Quanto à desorção de Cs^+ do solo, tem sido mostrado por vários trabalhos que os cátions Ca^{++} , Mg^{++} , Ba^{++} , H^+ Na^+ , e também a H_2O liberam menos Cs^+ do solo do que os cátions K^+ e NH_4^+ [35][37],[42]. O Cs^+ que é liberado na primeira extração é aquele adsorvido as posições de troca da superfície que são facilmente trocáveis. Já o Cs^+ liberado nas extrações subseqüentes é aquele firmemente adsorvido que é liberado devido à quebra da estrutura da partícula de argila. O Cs^+ adsorvido às posições interplanares não pode ser liberado pela troca com os íons H^+ , Na^+ , Ca^{++} , Mg^{++} ou Ba^{++} pelo fato destes íons não se ajustarem à rede cristalina e não poderem se difundir até as posições onde o Cs^+ está adsorvido [39],[41]. O Ba tem a maior capacidade de troca entre os cátions divalentes ($\text{Ba}^{++} > \text{Sr}^{++} > \text{Ca}^{++} > \text{Mg}^{++}$) e o cátion NH_4^+ tem a terceira maior capacidade de troca entre os cátions monovalentes ($\text{Cs}^+ > \text{Rb}^+ > \text{NH}_4^+ > \text{K}^+ > \text{Na}^+ > \text{H}^+ > \text{Li}^+$), sendo que os cátions divalentes têm maior capacidade de troca do que os cátions monovalentes. Tem sido mostrado que o NH_4^+ libera 10 vezes mais Cs^+ do que o Ba^{++} , devido ao fato do NH_4^+ poder penetrar na estrutura cristalina da argila. Isso também indica que o Cs^+ está adsorvido em posições específicas dentro da rede cristalina da argila [35]-[36].

Muitos trabalhos têm mostrado que o conteúdo de argila é o parâmetro mais importante na adsorção do Cs^+ e, quanto maior o conteúdo de argila maior o conteúdo de Cs^+ que é firmemente adsorvido e menor a quantidade que pode ser trocado [42]. Além disso, sob condições de campo, o estado de equilíbrio do Cs^+ no solo pode ser influenciado pelo tempo e pelos processos naturais de umedecimentos e secagem, que resulta na variação da concentração dos íons na solução do solo.

Recentes estudos têm mostrado que a capacidade de adsorção de Cs^+ pelas argilas pode ser diminuída pela presença de substâncias húmicas (ácido húmico e ácido fúlvico) [45][47]. Essa diminuição na adsorção de Cs^+ é devido a uma modificação da afinidade das argilas quando substâncias húmicas estão presentes, sendo que as FES são influenciadas em maior grau do que as posições de troca planares. A forte afinidade das FES pelo Cs^+ é porque este tem uma pequena energia de hidratação e quando adsorvido as FES faz com que esta desidrate e se feche formando uma estrutura mais estável. A presença de uma macromolécula dentro, ou no lado externo das FES, impede ou limita seu colapso, diminuindo sua afinidade pelo Cs^+ [48][49]. Além disso, a energia livre e a densidade de carga da superfície das argilas são modificadas pela presença de substâncias húmicas, o que afeta a afinidade das posições planares pelo Cs^+ . Entretanto, os mecanismos que influenciam na diminuição da afinidade das posições planares são menos importantes do que aquele que atua nas FES.

Embora a adsorção de Cs^+ nos solos seja determinada principalmente pelo conteúdo de argila, a presença de matéria orgânica pode levar a significantes modificações na mobilidade e disponibilidade do Cs^+ [45][47].

3.1.3 Distribuição Vertical

Os testes nucleares de superfície e o acidente de Chernobyl causaram a contaminação do solo através do "fallout" radioativo, sendo que os primeiros ocorreram em todo o globo terrestre e o último restringiu-se aos países adjacentes, como citado no item 2.2.3.

O movimento inicial do ^{137}Cs depositado no solo é razoavelmente rápido como resultado da infiltração da água da chuva, sendo sua subsequente migração vertical muito mais lenta, uma vez que a maior parte do ^{137}Cs é rapidamente adsorvida à matriz do

solo. Existem vários estudos da distribuição vertical do ^{137}Cs no solo, sendo que o método padrão para isso é a amostragem de solo em incrementos de 1 a 5 cm, conforme item 6, e a atividade de ^{137}Cs em cada incremento é medida para determinar a variação da atividade com a profundidade.

Os fatores que determinam a variação da atividade com a profundidade do solo incluem a condição atmosférica e o conteúdo de umidade do solo na época do "fallout", a estrutura do solo e a taxa na qual a água pode infiltrá-lo, além das características de sorção do solo. Para quantificar a mobilidade do ^{137}Cs no solo, a prática comum é ajustar modelos matemáticos ao seu perfil de distribuição em profundidade. Existem três classes de modelos [50]: modelos baseados nas soluções da equação de advecção-dispersão (ou difusão-migração); modelos baseados no ajuste de funções exponenciais decrescentes; e modelos compartimentais baseados no tempo de residência do ^{137}Cs nas diferentes camadas do solo. Todos esses modelos são empíricos ou semi-empíricos. Tipicamente, a concentração de ^{137}Cs no solo ou apresenta um declínio com a profundidade a partir de um máximo na superfície ou apresenta um pico alguns centímetros abaixo da superfície, como pode ser visto na Figura 21.

Se for considerado que a distribuição vertical de ^{137}Cs no solo não varia com o tempo, o modelo mais usado para descrevê-la em um solo estável e não perturbado (ausência de cultivo) é uma função exponencial decrescente do tipo [51][55]:

$$A(x) = A \left(1 - e^{-\frac{x}{h_0}} \right) \quad \text{Equação 18}$$

onde $A(x)$ é a quantidade de ^{137}Cs acima da profundidade x (Bq m^{-2}), A é uma constante empírica que representa a quantidade de ^{137}Cs na superfície do solo (Bq m^{-2}), x é a profundidade a partir da superfície do solo (m) e h_0 é o coeficiente que descreve a forma do perfil (m). Este modelo, apesar de ser amplamente relatado na literatura para descrever o perfil em profundidade do ^{137}Cs para solos não perturbados, ajusta-se bem somente para perfis de distribuição onde não existe um pico pronunciado abaixo da superfície.

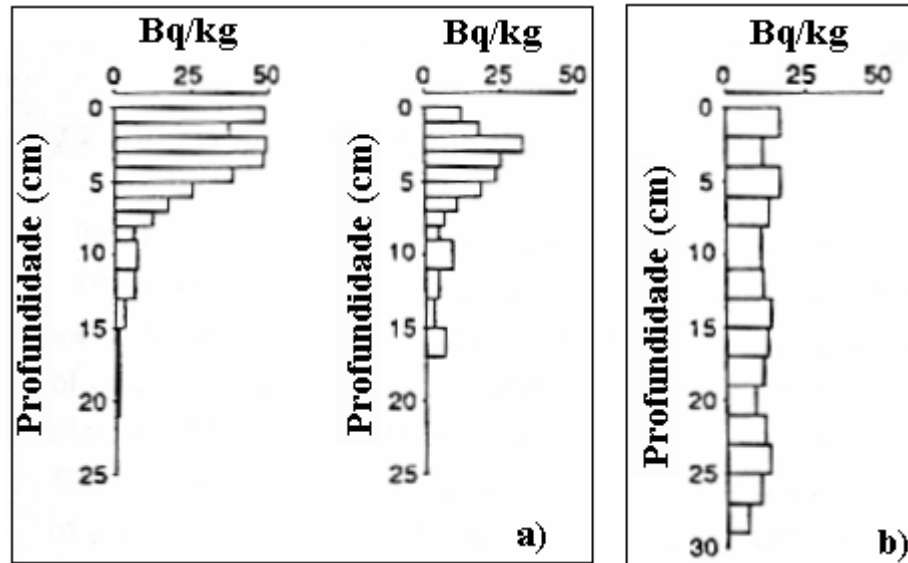


Figura 21 – Perfis de distribuição de ^{137}Cs em profundidade para: a) posições em área não perturbada; b) posição em área previamente cultivada.

Quando um pico de ^{137}Cs bem definido aparece abaixo da superfície do solo, a variação da concentração de ^{137}Cs com a profundidade pode ser modelada resolvendo a equação de Fick de advecção-dispersão unidimensional, representada pela equação diferencial [56][60]:

$$\frac{\partial C(x, t)}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C(x, t)}{\partial x^2} - V \frac{\partial C(x, t)}{\partial x} - \lambda C(x, t) \quad \text{Equação 19}$$

onde D é o coeficiente de difusão efetivo ($\text{kg}^{-2} \text{m}^{-4} \text{ano}^{-1}$), V é a taxa de migração vertical ($\text{kg} \text{m}^{-2} \text{ano}^{-1}$), X é a constante de decaimento para o ^{137}Cs (ano^{-1}), x é a massa acumulada de solo por unidade de área ($\text{kg} \text{m}^{-2}$), t é o tempo desde a primeira deposição de ^{137}Cs (ano) e $C(x, t)$ é a atividade de ^{137}Cs no ano t e massa acumulada x ($\text{Bq} \text{kg}^{-1}$). Expressando a profundidade em termos de massa de solo acumulada ao invés de profundidade linear, remove-se o efeito da variação da densidade do solo com a profundidade. Como o "fallout" é devido principalmente à precipitação úmida, a distribuição do ^{137}Cs recém depositado no solo apresentava um declínio exponencial com a profundidade a partir da superfície, que pode ser representada pela equação:

$$C(x, t) = \frac{I(t')}{H} e^{-x/H} \quad \text{Equação 20}$$

onde H é a profundidade de relaxação da massa acumulada (kg m^{-2}) e $I(t')$ é o pulso de deposição de ^{137}Cs no ano t' . Como o movimento do ^{137}Cs é restrito ao perfil do solo, a conservação da massa requer as seguintes condições de contorno:

$$-D \frac{\partial C(x, t)}{\partial x} \Big|_{x=0} + VC(x, t) \Big|_{x=0} = 0 \quad \text{Equação 21}$$

$$\lim_{x \rightarrow \infty} \frac{\partial C(x, t)}{\partial x} = 0 \quad \text{Equação 22}$$

A solução da equação 19 com a condição inicial (equação 20) e com as condições de contorno (equações 21 e 22), após um tempo $t-t'$, tem a seguinte solução:

$$C(x, t) = e^{-\lambda(t-t')} \int_0^{\infty} C(y, t') \left\{ e^{\left(\frac{V(x-y)}{2D}\right) - \left(\frac{V^2(t-t')}{4D}\right)} \left[e^{-\frac{(x+y)^2}{4D(t-t')}} + e^{-\frac{(x-y)^2}{4D(t-t')}} \right] \frac{1}{(4\pi D(t-t'))^{1/2}} + \left. -\frac{V}{2D} e^{\frac{V}{D}} \text{erfc} \left[\frac{x+y+V(t-t')}{[4D(t-t')]^{1/2}} \right] \right\} dy \quad \text{Equação 23}$$

onde $\text{erfc}(u)$ é a função de erro complementar definida como:

$$\text{erfc}(u) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_u^{\infty} e^{-z^2} dz \quad \text{Equação 24}$$

No modelo compartimental, assume-se que o solo é dividido em camadas, que podem ser os horizontes do solo ou os incrementos amostrados, e que o ^{137}Cs tem um certo tempo de residência, τ , em cada camada. A variação na atividade de ^{137}Cs , C_i , em cada camada i , é dada por [50],[61]:

$$\frac{\Delta C_i}{\Delta t} = k_{i-1} C_{i-1} - K_i C_i \quad \text{Equação 25}$$

onde K_i é a taxa de transferência da atividade ($=1/\tau$) da camada $i+1$ para a camada i . A equação 25 pode ser ajustada ao perfil de atividade observado por integração numérica, em intervalos de Δt , desde o início do "fallout" até o ano de amostragem. Valores de K_i podem ser variados para cada camada até se obter o melhor ajuste ao perfil observado.

Em solos cultivados, a distribuição de ^{137}Cs em profundidade é constante em todo o perfil de solo devido à homogeneização do solo pelo cultivo (Figura 21). A profundidade em que o ^{137}Cs poderá ser encontrado em solos cultivados dependerá se houve ou não deposição de solo contaminado com ^{137}Cs . Se houve deposição de solo contaminado,

então a profundidade até onde o ^{137}Cs pode ser encontrado depende da quantidade de solo depositado, podendo a distribuição não ser mais constante em todo o perfil de solo, uma vez que o implemento agrícola tem uma profundidade de penetração no solo limitada e que depende do tipo de implemento.

3.1.4 Variabilidade Espacial

A suposição de que a distribuição local pelo "fallout" seja uniforme, assim como o conhecimento de um inventário de referência para a área estudada, constituem-se os pressupostos básicos para determinar a redistribuição de ^{137}Cs , pela qual se pode estimar as taxas de erosão e deposição de solo. Assim, a variabilidade espacial é um ponto crítico. É sabido que a precipitação pluviométrica pode exibir variabilidade local no nível de chuvas individuais, mas é geralmente assumido que por um período de alguns anos a superposição de eventos individuais de chuva resultará num modelo praticamente uniforme de precipitação. Então, é essencial que seja tomado cuidado na determinação do inventário de referência local. Existe pouca informação sobre a variabilidade espacial de ^{137}Cs , sendo que alguns desses dados são apresentados na Tabela 9.

A variabilidade no inventário de ^{137}Cs numa posição de referência pode ser devido a quatro fatores principais [62]:

- Variabilidade espacial randômica devida às variações das propriedades do solo (densidade, porosidade, etc) em pequena escala, cobertura vegetal, micro-topografia, raízes das plantas, atividades de animais, etc.
- Variabilidade espacial sistemática devida às variações de larga escala como a quantidade de chuva, variações sistemáticas na cobertura vegetal e tipo de solo.
- Variabilidade espacial devido à amostragem que é influenciada pela área de superfície da qual as amostras são coletadas.
- Variabilidade devido à precisão da medida, que depende da atividade da amostra, da eficiência do detector e do tempo de contagem.

Tabela 9 – Variabilidade do inventário de ^{137}Cs em posições de referência (baseado parcialmente na referência [62]).

Trabalho	Tipo de Cobertura/País	Número de amostras	Coefficiente de variação (%)
Brown, 1981 [63]	Gramado/EUA	9	29,1
De Jong, 1986 [64]	Floresta/Canadá	4	23,2
Fredericks, 1988 [65]	Floresta/Reino Unido	15	33,0
Lance, 1986 [66]	Gramado/EUA	54	19,1
Loughran, 1982 [67]	Gramado/Reino Unido	5	23,2
Loughran, 1987 [68]	Pastagem e Floresta /Reino Unido	12	25,5
McCallan, 1980 [69]	Floresta/Austrália	6	31,9
Menzel, 1987 [70]	Gramado e Floresta/Koréia	7	30,4
Navas, 1991 [71]	Floresta/Espanha	9	19,0
Sutherland, 1991 [72]	Floresta e Gramado/Canadá	75	20,5
Wallbrink, 1994 [73]	Floresta e Pastagem/Austrália	32	42
Owens, 1996[62]	Pomar/Reino Unido	20	12
	Pastagem/Zimbabue	9	32
Lettner, 2000 [74]	Gramado/Áustria	235	21,5
Correche1, 2002 [75]	Gramado/Brasil	22	42

4 DETERMINAÇÃO DA EROSÃO

A aceleração do processo de erosão do solo com conseqüente aumento na taxa de erosão devido às perturbações antropogênicas no equilíbrio solo-vegetação-clima têm influenciado na qualidade do solo e no cenário ambiental, pois a erosão do solo afeta desfavoravelmente a qualidade do solo, da água e do ar. O efeito em curto prazo gerado pela erosão do solo numa área é a redução na quantidade e qualidade da biomassa do solo, exigindo maior entrada de tecnologia para obter as mesmas taxas de produção.

O impacto em longo prazo da erosão do solo fora da área erodida, considerando a produtividade da biomassa, pode ser positivo quando se trata da formação de solo aluviais devido à deposição de sedimentos ricos em biomassa nas margens dos rios, como ocorre nos vales do Nilo, Yangtze e outros.

Dois importantes impactos desfavoráveis da erosão do solo fora da área erodida são os que atuam sobre a qualidade da água e do ar. Os impactos que atuam sobre a qualidade da água são as fontes de poluição não pontuais, que geram o material dissolvido e suspenso transportados pelas enxurradas, e os que atuam na qualidade do ar são devido à emissão de material particulado e de gases do solo/sedimento na atmosfera. A emissão de gases induzidos pela erosão (ex. CO₂, CH₄, N₂O) é um importante fator que conduz ao aumento da concentração desses gases na atmosfera acelerando o efeito estufa [76].

Desse modo, predizer a magnitude e severidade dos impactos da erosão do solo sobre a produtividade da biomassa e na qualidade do meio ambiente é importante tanto em escala local, como nacional e internacional. Embora a erosão e deposição de solo seja bem documentada e muita pesquisa tenha sido realizada sobre as causas e efeitos da erosão, ainda existem incertezas sobre a extensão, a magnitude e valores confiáveis de taxas de erosão e deposição de solo, do mesmo modo quanto às conseqüências econômicas e ambientais.

Muitos modelos para predição da erosão e deposição de solo têm sido desenvolvidos e aplicados para obter dados qualitativos e quantitativos de erosão e deposição de solo [77].

4.1 MÉTODOS CONVENCIONAIS

As técnicas para medir a erosão do solo, tanto a gerada pela chuva quanto a gerada pelos ventos, podem ser divididas em parcelas e armadilhas. As parcelas para medir perdas de solo são essencialmente de dois tipos: parcelas fechadas e parcelas abertas. Em ambos os tipos, a enxurrada (ou deflúvio) e o sedimento são capturados em um cocho ou tabuleiro e conduzidos através de um tubo aos tanques coletores que retêm todo ou uma porção fixa do sedimento escoado da parcela. A água e o sedimento produzido podem ser medidos com base em um único evento de chuva, ou em outros intervalos de tempo mais conveniente, dependendo do propósito do experimento.

Devido à escala de operação (parcelas com área de 22 a 80 m²), as parcelas são usadas para medir a erosão de sulcos e entressulcos, invés de erosão por valas ou voçoroca [78].

As parcelas fechadas são retangulares com as arestas do retângulo feitas de madeira, folhas de asbesto, concreto, metal ou qualquer material impermeável, inseridas no solo para delimitar a área da parcela. Como a área da parcela é facilmente determinada, a perda de solo pode ser expressa em unidade de kg m⁻² ano⁻¹, desde que seja assumido que a perda de solo é uniforme em toda a parcela. As parcelas fechadas não podem, sem alguma aproximação, serem usadas para representar a perda de solo sob condições naturais. Para representar as condições naturais, usam-se as parcelas abertas, onde um cocho ou tabuleiro é colocado aproximadamente perpendicular ao eixo de inclinação do terreno, permitindo a coleta da água e sedimentos nos tanques coletores.

O equivalente às parcelas para estudo da erosão do solo pelo vento são as armadilhas de sedimento. Nestes tipos de estudos, o sedimento fino é aprisionado em uma caixa de metal que deve ter uma eficiência de aprisionamento ligada às condições do tempo.

Outros métodos de medida de erosão podem ser pinos e profilômetros (medidor de perfil), fotogrametria e levantamentos topográficos aéreos [78].

4.1.1 Modelos

Vários modelos têm sido desenvolvidos e utilizados para quantificar as taxas de erosão, dos quais alguns são:

- RUSLE ("Revised Universal Soil Loss Equation"): é amplamente usada nos EUA e outros países. Cuidadas calibrações têm sido realizadas com base em vários solos, fases de solo, práticas de manejo e conservação e uso de solo. Este é um modelo empírico, onde vários parâmetros são multiplicados, o que faz que qualquer erro na estimativa de algum parâmetro seja amplificado no resultado final.
- WEPP ("Water Erosion Prediction Project"): é um modelo para predição da erosão baseado em processos, parâmetros distribuídos e simulação contínua para uso em computadores. Este modelo é aplicável aos processos de erosão em encostas (erosão em sulcos e entressulcos) e também na simulação de processos hidrológicos e erosivos em pequenas bacias.
- EUROSEM ("European Soil Erosion Model"): este modelo é baseado na modelagem de destacamento e transporte das diferentes fases do solo separadamente, e então a erosão é computada com base na fase mais limitante. Este modelo simula a erosão com base em um evento para campos e pequenas bacias, usando descrições físicas para descrever o processo de erosão de solo sendo totalmente dinâmico. Este modelo foi desenvolvido para ter um bom compromisso entre modelos empíricos (como a RUSLE) e modelos que atentam para um refinamento na descrição do processo (como a WEPP). Outros modelos para avaliar o efeito da decisão de manejo sobre uma bacia, para planejamento de sistema de conservação, para simulação da erosão aeólica, entre outros têm sido desenvolvidos e maiores detalhes sobre estes modelos podem ser encontrados no site http://www.itc.nl/~rossiter/research/rsrch_ss_apps.html.

4.2 METODOLOGIA DO ^{137}Cs

Como foi visto no item 2.2.3 e 3.1, o ^{137}Cs é um radionuclídeo artificial introduzido no meio ambiente como resultado dos testes termonucleares de superfície

realizados entre o início da década de 1950 até final da década de 1970. Na maioria dos ambientes, quando o ^{137}Cs alcança o solo ele é firmemente adsorvido pelas argilas do solo, tendo sua subsequente redistribuição lateral associada à erosão, transporte e deposição do solo devido tanto à causada pela chuva quanto a causada pelo vento. Então, o modelo de redistribuição de ^{137}Cs refletirá o modelo de redistribuição do sedimento associado [79][80].

Dois hipóteses básicas são usadas como base para o uso do ^{137}Cs na avaliação da erosão do solo. A primeira hipótese usa a comparação do valor do inventário de ^{137}Cs de um ponto amostrado com um valor de referência (item 6.3.1) representando a quantidade de ^{137}Cs depositado pelo "fallout" na região estudada. Valores do inventário de ^{137}Cs menor do que o valor de referência é um indicativo de perda de solo, enquanto valores de inventário de ^{137}Cs maior que o de referência é indicativo de ganho de solo. A segunda hipótese usa o fato que a medida do inventário de ^{137}Cs , realizada numa posição específica em um dado ano, pode ser comparada a uma outra medida equivalente realizada na mesma posição algum tempo mais tarde, sendo que a perda de solo é novamente indicada pela redução no inventário de ^{137}Cs , enquanto que o ganho de solo é indicado pelo aumento no inventário de ^{137}Cs . A segunda idéia não leva em conta uma das grandes vantagens da metodologia do ^{137}Cs na determinação da erosão, que é a capacidade de prover informação sobre as taxas de erosão retrospectiva a 30 ou 40 anos com uma única visita ao campo [80].

Para se obter estimativa quantitativa das taxas de erosão, faz-se necessário estabelecer uma relação de calibração entre a quantia de ^{137}Cs perdido do perfil do solo e a taxa média anual de solo perdido. Vários modelos, tanto empíricos como teóricos, foram desenvolvidos.

Frente ao fato do potencial de uso do ^{137}Cs na avaliação da redistribuição de solo, na estimativa das taxas de erosão e de sedimentação numa mesma área, sem a necessidade de investimento financeiro de longo prazo, a Agência Internacional de Energia Atômica (IAEA) estabeleceu em novembro de 1995, no seu escritório em Viena, um grupo consultor para elaborar os objetivos e o plano de trabalho para um programa de pesquisa coordenado, visando o refinamento da metodologia existente até a época, do uso de radionuclídeos aplicados no estudo da erosão do solo, os quais resultou nos trabalhos [81][83].

4.2.1 Modelos Empíricos

Rogowski e Tamura [84] foram os que iniciaram os estudos do movimento do ^{137}Cs no solo sob a ação de agentes físicos, levando-os a estabelecer uma relação empírica entre a perda de ^{137}Cs e a perda de solo por erosão. Um grande avanço ocorreu quando Ritchie e outros [85] mostraram que existia uma relação entre as taxas de perdas de solo por erosão, calculadas pela USLE (Universal Soil Loss Equation), com a perda de ^{137}Cs do "fallout" em solos sob diferentes manejos, e obtiveram uma equação usando dados empíricos de uma grande variedade de estudos com parcelas de erosão e pequenas bacias, contabilizando perdas de ^{137}Cs tanto do "fallout" quanto de aplicações artificiais realizadas por eles. Alguns dados de erosão foram obtidos direto das medidas das parcelas enquanto outros foram obtidos através da USLE.

Com esses dados, Ritchie e outros [85] estabeleceram a equação logarítmica da forma:

$$X = 1,6 Y^{0,68} \quad \text{Equação 26}$$

onde:

- Y é a perda total de solo ($\text{t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$)
- X é a perda percentual do radionuclídeo ^{137}Cs dada pela equação:

$$X = \frac{A_{\text{ref}} - A}{A_{\text{ref}}} \times 100 \quad \text{Equação 27}$$

onde:

- A_{ref} é o inventário de ^{137}Cs na amostra de referência (Bq m^{-2})
- A é o inventário de ^{137}Cs na amostra analisada (Bq m^{-2})

Em 1975, Ritchie e McHenry [86] estabeleceram uma nova equação, considerando a perda de solo como variável dependente:

$$Y = 0,88 X^{1,18} \quad \text{Equação 28}$$

Esta equação foi empregada para estimar taxas de erosão através da medida do ^{137}Cs por diversos pesquisadores (EUA [87]; Coréia [70]; EUA [88], Brasil [89],[90], entre outros). Embora a equação 28 tenha sido mostrada pelos autores como estatisticamente

significativa, possui grandes limitações para uso como uma equação de calibração, os quais são:

- Os dados usados na sua construção foram obtidos de uma grande variedade de trabalhos, inclusive de trabalhos que usavam outros radionuclídeos que não o ^{137}Cs , de modo que os resultados podem não ser consistente entre si, já que os outros radionuclídeos usados podem não se comportar como o ^{137}Cs no solo.
- As aplicações artificiais de radionuclídeos no solo, feitas com altas concentrações de ^{137}Cs pelos autores, podem apresentar diferenças nos níveis de radionuclídeo removido das parcelas em relação aos níveis removidos das parcelas com baixas concentrações de radionuclídeos como os depositados pelo "fallout".
- Os dados usados para derivar a equação 28 envolviam resultados obtidos tanto de parcelas com solos cultivados como parcelas com solos não cultivados, e devido à diferença na distribuição do ^{137}Cs em profundidade nos dois casos, esta equação pode subestimar as taxas de erosão para solos cultivados e superestimar as taxas de erosão para solos não cultivados.
- Os dados usados para estabelecer a equação 28 referem-se a perdas de solo para diferentes períodos de tempo e não deveriam ter sido combinados na derivação da equação.

Outras relações empíricas também foram desenvolvidas por Campbell e outros [91], em condições ambientais e de nível de "fallout" diferentes do que as utilizadas por Ritchie. Campbell e outros usaram 30 parcelas de erosão de solo do leste de New South Wales, Austrália, para estabelecerem relações logarítmicas entre a perda de ^{137}Cs e a perda de solo, das seguintes formas:

$$Y = 3,84 X^{1,55} \quad \text{Equação 29}$$

$$Y = 4,54 X^{1,45} \quad (X < 60\%) \quad \text{Equação 30}$$

$$Y = 0,04 X^{2,74} \quad (X > 60\%) \quad \text{Equação 31}$$

onde:

- Y é a perda líquida de solo ($\text{kg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$).
- X é a redução percentual no conteúdo total de ^{137}Cs no solo como expresso na equação 27.

Estas equações estimam uma perda de solo, para um mesmo percentual de perda de césio-137, uma ordem de magnitude menor do que a equação 28, devido às

diferentes condições ambientais encontradas na Austrália, o que inclui um menor "fallout" de entrada de ^{137}Cs .

Em geral, as relações empíricas desenvolvidas para correlacionar a taxa de erosão com a redução no inventário de ^{137}Cs resultam numa função de calibração da forma [92]:

$$Y = a X^b \quad \text{Equação 32}$$

onde a e b são constantes a serem determinadas.

4.2.2 Modelos Teóricos

A distribuição em profundidade de ^{137}Cs depende do solo ter sido cultivado ou não após o "fallout". Para solos não cultivados, a concentração de cézio-137 diminui exponencialmente com a profundidade (item 3.1.3) e para solos cultivados apresenta uma distribuição praticamente uniforme até a profundidade da camada arável. Assim, são necessários modelos específicos para determinar a taxa de erosão em solos cultivados e em solos não cultivados. Os seis modelos apresentados a seguir são indicados pela IAEA [82] como aqueles que melhor avaliam as taxas de erosão do solo através do ^{137}Cs . Estes modelos podem ser encontrados na referência [93].

4.2.2.1 Solos Cultivados

4.2.2.1.1 Modelo Proporcional

O modelo proporcional tem sido amplamente usado para estimar a taxa de erosão de solo através da medida de ^{137}Cs em solos cultivados, e tem como base a hipótese de que o ^{137}Cs depositado pelo "fallout" é completamente misturado na camada de cultivo, e que a perda de solo é diretamente proporcional à quantidade de ^{137}Cs removido do solo desde o início da deposição de ^{137}Cs . O modelo é representado pela equação [94]:

$$Y = 10 \frac{BdX}{100Tp} \quad \text{Equação 33}$$

onde:

- Y é a perda média anual de solo ($t \text{ ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$)
- d é a profundidade da camada de cultivo (m)
- B é a densidade volumétrica do solo (kg m^{-3})
- X é redução percentual no inventário total de ^{137}Cs definido como na equação 27:
- T é o tempo decorrido desde o início da deposição de ^{137}Cs (ano)
- p é o fator de correção do tamanho de partícula para a posição com perda de solo.

O fator p tem sido tomado em conta devido aos efeitos da remoção seletiva das partículas finas do solo pela erosão. Se a remoção seletiva das partículas finas ocorre, as taxas de erosão do solo determinadas por esse modelo serão superestimadas se este fator não é levado em consideração, visto que o ^{137}Cs é preferencialmente associado à fração fina do solo. Por esse motivo o fator p de correção de tamanho de partícula foi incorporado para tomar em conta este problema [92]. O valor de p reflete a composição do tamanho de grão do sedimento mobilizado e do solo original. Como o sedimento mobilizado é usualmente enriquecido em partículas finas quando comparado com o solo original, o fator p assume valores maiores do que 1,0 devido à forte afinidade de ^{137}Cs para as partículas finas do solo.

O valor de p é então uma função do tamanho dos grãos que compõem o sedimento mobilizado e o solo original.

Quando o inventário de ^{137}Cs para um ponto de amostragem for maior do que o inventário de referência local A_{ref} , então houve deposição de sedimento e a taxa de deposição anual Y' ($t \text{ ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$) pode ser estimada por:

$$Y' = 10 \frac{B.d.X'}{100Tp'} \quad \text{Equação 34}$$

onde:

- X' é o acréscimo percentual no inventário total de ^{137}Cs definido:

$$X' = \frac{A - A_{\text{ref}}}{A_{\text{ref}}} \times 100 \quad \text{Equação 35}$$

- p' é o fator de correção de tamanho de partícula para posição com deposição de solo.

O fator p' é agora definido como uma função da concentração de ^{137}Cs no sedimento depositado e no sedimento móvel. Como o tamanho dos grãos que compõem o sedimento depositado é deficiente na fração fina quando comparado com o sedimento móvel, p' é menor do que 1,0.

Para estimar os valores de p e p' , é necessária a informação da distribuição de tamanho de grãos do solo original, do sedimento mobilizado e do sedimento depositado. Segundo He e Walling [95] os valores de p e p' podem ser determinados pelo conhecimento da área específica da superfície dos grãos. Se a área específica da superfície do sedimento mobilizado é S_{sm} ($\text{m}^2 \text{g}^{-1}$), e a do solo original é S_{so} ($\text{m}^2 \text{g}^{-1}$), então p pode ser determinado pela equação:

$$p = \left(\frac{S_{sm}}{S_{so}} \right)^v \quad \text{Equação 36}$$

onde v é uma constante com valor aproximado de 0,65 [95]. Se a área específica da superfície do sedimento depositado é S_{sd} ($\text{m}^2 \text{g}^{-1}$), então p' pode ser determinado por:

$$p' = \left(\frac{S_{sd}}{S_{sm}} \right)^v \quad \text{Equação 37}$$

O modelo proporcional é simples e fácil de usar, entretanto assume uma considerável simplificação em termos do acúmulo de ^{137}Cs no solo, já que este ocorreu ao longo de vários anos, e algum ^{137}Cs depositado pelo "fallout" pode ter permanecido na superfície do solo antes de ser incorporado ao perfil de solo pelo cultivo. Se algum ^{137}Cs depositado sobre a superfície foi removido pela erosão antes da incorporação no perfil, a estimativa da perda de solo pelo modelo superestimar a taxa real de perda de solo. Além disso, este modelo não toma em conta a diluição da concentração de ^{137}Cs no solo dentro da camada arável devido à incorporação de solo sem ^{137}Cs das camadas abaixo da profundidade de cultivo após o abaixamento da superfície do solo pela erosão, gerando os resultados subestimados da taxa de perda de solo.

4.2.2.1.2 Modelo de balanço de massa simplificado

O modelo de balanço de massa simplificado toma em conta a variação na concentração ^{137}Cs no perfil do solo através do tempo devido à deposição de ^{137}Cs pelo

"fallout" dependente do tempo, a perda de ^{137}Cs do perfil do solo pela erosão e a incorporação de solo sem ^{137}Cs das camadas abaixo da camada de cultivo, durante todo o período decorrido desde o início do "fallout" do ^{137}Cs [96]. Zhang e outros [51] propuseram uma simplificação, a qual assume que todo o "fallout" do ^{137}Cs ocorreu em 1963.

Usa-se a mesma idéia básica de que uma posição com um inventário total de ^{137}Cs menor do que o inventário de referência local é assumido ser uma posição erodida, enquanto que posições com inventário maior do que o inventário de referência é assumido ser posição de deposição.

Para uma posição erodida ($A(t) < A_{\text{ref}}$), e assumindo que a taxa de erosão R ($\text{kg m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) é constante, o inventário total de ^{137}Cs no ano t (ano) pode ser expresso como:

$$A(t) = A_{\text{ref}} \left(1 - p \frac{R}{d} \right)^{t-1963} \quad \text{Equação 38}$$

A equação 38 pode ser re-arranjada para dar a taxa de erosão Y , como segue:

$$Y = 10 \frac{dB}{p} \left[1 - \left(1 - \frac{X}{100} \right)^{1/(t-1963)} \right] \quad \text{Equação 39}$$

onde:

- Y é a perda média de solo anual ($\text{t ha}^{-1} \text{ano}^{-1}$)
- d é a profundidade da camada de cultivo (m)
- B é a densidade volumétrica do solo (kg.m^{-3})
- X é a redução percentual no inventário total do ^{137}Cs definido como na equação 27.
- p é o fator de correção de tamanho de partícula para a posição erodida

Para uma posição de deposição ($A(t) > A_{\text{ref}}$), e assumindo que a taxa de deposição R' ($\text{kg m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) é constante, a taxa de deposição de sedimento pode ser estimada da concentração de ^{137}Cs do sedimento depositado $C_d(t')$ (Bq kg^{-1}) de acordo com:

$$R' = \frac{A_{\text{ex}}(t)}{\int_{1963}^t C_d(t') e^{-\lambda(t-t')} dt'} = \frac{A(t) - A_{\text{ref}}}{\int_{1963}^t C_d(t') e^{-\lambda(t-t')} dt'} \quad \text{Equação 40}$$

onde:

- $A_{ex}(t)$ é o excesso no inventário de ^{137}Cs do ponto de amostragem em relação ao inventário de referência no, no ano t (Bq m^{-2})
- $C_d(t')$ é a concentração de ^{137}Cs do sedimento depositado no ano t' (Bq kg^{-1})
- λ é a constante de decaimento para o ^{137}Cs (ano^{-1})
- p' é o fator de correção do tamanho de partícula para a posição com deposição

A concentração ^{137}Cs $C_d(t')$ do sedimento depositado pode ser representado pela média ponderada da concentração de ^{137}Cs do sedimento móvel das áreas contribuintes acima, segundo a equação:

$$C_d(t') = \frac{\int_S p' C_e(t') R dS}{\int_S R dS} \quad \text{Equação 41}$$

onde S (m^2) é a área contribuinte e $C_e(t')$ (Bq kg^{-1}) é a concentração de ^{137}Cs no sedimento mobilizado de um ponto erodido acima, que pode ser calculado de acordo com:

$$\begin{aligned} C_e(t') &= p \frac{A(t')}{d} = \frac{p}{d} A_{\text{ref}}(t') \left[1 - p \frac{R}{d} \right]^{t'-1963} = \\ &= \frac{p}{d} A_{\text{ref}}(t) e^{\lambda(t-t')} \left[1 - p \frac{R}{d} \right]^{t'-1963} \end{aligned} \quad \text{Equação 42}$$

Este modelo é fácil de usar e requer somente informação sobre a profundidade arável. Entretanto, este modelo não toma em conta a possível remoção do ^{137}Cs recém depositado pelo "fallout" antes de sua incorporação no solo pelo cultivo, que pode ser removido do solo pela chuva através do deflúvio superficial antes de ser adsorvido ao solo. Além disso, a suposição de que todo o "fallout" de ^{137}Cs ocorreu em 1963, também é uma grande simplificação.

4.2.2.1.3 Modelo de Balanço de Massa Refinado

O modelo de balanço de massa refinado toma em consideração a variação temporal da deposição de ^{137}Cs pelo "fallout" e o fato do ^{137}Cs recém depositado pelo "fallout" poder ser removido antes da incorporação no solo pelo cultivo [96],[97]. Neste modelo a idéia básica também é que um ponto de amostragem com um inventário total de

^{137}Cs A (Bq m^{-2}) menor do que o inventário de referência local A_{ref} (Bq m^{-2}) é assumido ser uma posição de erosão, enquanto um ponto com um inventário total de ^{137}Cs maior do que o inventário de referência local é assumido ser uma posição de deposição.

Para um ponto de erosão ($A(t) < A_{\text{ref}}$), a variação temporal do inventário total de ^{137}Cs A(t) no ponto amostrado pode ser representada como:

$$\frac{dA(t)}{dt} = (1 - \Gamma)I(t) - \left(\lambda + p \frac{R}{d} \right) A(t) \quad \text{Equação 43}$$

onde:

- A(t) é a atividade de ^{137}Cs acumulada por unidade de área (Bq m^{-2}).
- R é a taxa de erosão ($\text{kg m}^{-2} \text{ano}^{-1}$).
- d é a profundidade de massa representando a profundidade média da camada de cultivo (kg m^{-2}).
- X é a constante de decaimento para o ^{137}Cs (ano^{-1}).
- I(t) é o fluxo anual de deposição de ^{137}Cs ($\text{Bq m}^{-2} \text{ano}^{-1}$).
- r é o percentual do ^{137}Cs recém depositado pelo "fallout" removido pela erosão antes de ser adsorvido ao solo da camada de cultivo.
- p é o fator de correção de tamanho de partícula.

Em alguns casos, a profundidade de massa é usada invés da profundidade linear para evitar a necessidade de considerar os efeitos de compactação do solo na forma da distribuição em profundidade do ^{137}Cs .

Tomemos uma amostra de solo e façamos z (m) ser a profundidade linear abaixo da superfície do solo com uma profundidade de massa correspondente d_m (kg m^{-2}), como na Figura 22.

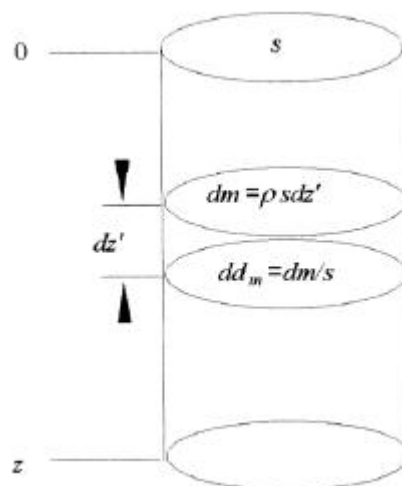


Figura 22 – Relação entre a profundidade linear e a profundidade de massa [93].

Para um incremento linear dz' de massa dm , a profundidade de massa dd_m é:

$$dd_m = \frac{dm}{s} = \frac{\rho(z')s dz'}{s} \quad \text{Equação 44}$$

$$d_m(m) = \int_0^m dd_m = \frac{1}{s} \int_0^m dm = \int_0^z \rho(z') dz' \quad \text{Equação 45}$$

onde:

- s é a área da amostra (m^2)
- $\rho(z')$ é a densidade do solo na profundidade linear z' ($kg\ m^{-3}$)

Assumindo que a distribuição inicial do ^{137}Cs depositado pelo "fallout" tinha uma distribuição exponencial com a profundidade [8], Γ pode ser expresso como:

$$\Gamma = p\gamma(1 - e^{-R/H}) \quad \text{Equação 46}$$

onde:

- γ é a proporção do ^{137}Cs depositado num dado ano susceptível à remoção pela erosão antes de ser adsorvido ao solo da camada de cultivo.
- H é a profundidade de massa de relaxação da distribuição inicial de ^{137}Cs no perfil de solo ($kg\ m^{-2}$).

Como o ^{137}Cs depositado da atmosfera está associado principalmente à precipitação úmida, uma fração do ^{137}Cs depositado pode ter sido removida da superfície do solo pela erosão hídrica associada ao deflúvio superficial antes de ser incorporado à camada de cultivo. Sendo assim, γ é dependente da época de cultivo no ano e do regime de chuva local. Numa área onde ocorrem eventos de chuvas pesadas, os quais podem gerar deflúvio superficial, a erosão superficial pode ocorrer um pouco antes da mecanização do solo para cultivo. Sendo assim, o ^{137}Cs já acumulado na superfície do solo mais o ^{137}Cs depositado junto com estes eventos de chuvas pesadas estará susceptível à remoção pela erosão e, se somente uma operação de mecanização ocorre no ano, o valor de γ pode ser assumido igual a 1,0 (é o valor máximo de γ). Nos casos onde ocorrem eventos de chuva forte imediatamente após a mecanização do solo para cultivo, o ^{137}Cs acumulado na superfície do solo antes da ocorrência das chuvas terá sido incorporado na camada de cultivo, e somente o ^{137}Cs depositado associado a estes eventos de chuvas estará susceptível a remoção pela erosão. Neste caso, o valor de γ pode ser assumido como a razão entre a intensidade destes eventos de chuva, que produzem deflúvio superficial, pela intensidade anual total das chuvas. O valor de

γ será mínimo se existir uma única operação de mecanização para cultivo no ano, e se existir mais do que uma operação de mecanização para cultivo no ano, para determinar o valor de γ é necessário conhecer o modelo de precipitação para cada operação de mecanização.

O parâmetro H (profundidade de massa de relaxação) representa a distribuição em profundidade do ^{137}Cs recém depositado na superfície do solo antes de sua incorporação no solo pelo cultivo (no caso de solos cultivados), ou antes, de sua difusão e migração vertical no solo (no caso de solos não cultivados). O valor de H é determinado experimentalmente usando um simulador de chuva para aplicar ^{137}Cs ou ^{134}Cs no solo durante um curto período de tempo e então medir a distribuição exponencial em profundidade do radionuclídeo aplicado na camada superficial. Se ^{137}Cs é usado, é necessário tomar em conta o ^{137}Cs existente no solo devido ao "fallout". Empiricamente é muito difícil determinar o valor de H , já que não é possível usar a distribuição em profundidade de ^{137}Cs de um solo não cultivado, pois este refletirá a migração e difusão vertical ocorrida durante o período passado desde o "fallout".

Considerando as equações 43 e 44 e fazendo t_0 ser o ano que iniciou o cultivo, o inventário total de ^{137}Cs $A(t)$, no ano t , pode ser expresso como:

$$A(t) = A(t_0)e^{-\left(\frac{R}{d} + \lambda\right)(t-t_0)} + \int_{t_0}^t \left[1 - p\gamma \left(1 - e^{-\frac{R}{H}}\right)\right] I(t') e^{-\left(\frac{R}{d} + \lambda\right)(t-t')} dt' \quad \text{Equação 47}$$

onde $A(t_0)$ (Bq m^{-2}) é o inventário de ^{137}Cs no ano t_0 representado por:

$$A(t_0) = \int_{1954}^{t_0} I(t') e^{-\lambda(t'-t_0)} dt' \quad \text{Equação 48}$$

Se o fluxo de deposição anual de ^{137}Cs ($I(t')$) e os parâmetros necessários são conhecidos, a taxa de erosão R pode ser estimada resolvendo a equação 45 numericamente. Em regiões onde não existe informação sobre o fluxo de deposição anual de ^{137}Cs , este pode ser assumido ser similar aquele registrado em estações de monitoramento mais próximas, com o valor absoluto da deposição anual ajustado. Este valor é ajustado multiplicando-o pela razão entre o inventário de referência local de ^{137}Cs e aquele registrado na estação de monitoramento.

A concentração de ^{137}Cs no sedimento mobilizado $C_e(t)$ pode ser expressa como:

$$C_e(t') = \frac{I(t')}{R} p \gamma \left(1 - e^{-\frac{R}{H}} \right) + p \frac{A(t')}{d} \quad \text{Equação 49}$$

Em uma posição de deposição de sedimentos, o excesso no inventário de ^{137}Cs A_{ex} é assumido ter sido gerado pelo acúmulo de ^{137}Cs associado ao sedimento depositado. O excesso no inventário de ^{137}Cs A_{ex} é definido como o inventário total $A(t)$ nesta posição menos o inventário de referência local A_{ref} . Então, essa posição é considerada como uma posição de deposição de solo e o excesso no inventário de ^{137}Cs é dado por:

$$A_{\text{ex}} = \int_{t_0}^t R' C_d(t') e^{-\lambda(t-t')} dt' \quad \text{Equação 50}$$

onde:

- R' é a taxa de deposição ($\text{kg m}^{-2} \text{ano}^{-1}$).
- $C_d(t')$ é a concentração de ^{137}Cs no sedimento depositado (Bq kg^{-1}).

$C_d(t')$ reflete o efeito do sedimento e da sua concentração de ^{137}Cs mobilizado de todas as áreas erodidas que convergem para o ponto de deposição. $C_d(t')$ tem duas componentes: a primeira está associada à remoção de ^{137}Cs recém depositado, e a segunda está associada a erosão do ^{137}Cs acumulado no solo. Sendo assim, $C_d(t')$ pode ser estimado das concentrações de ^{137}Cs do sedimento mobilizado da área erodida (S) acima, segundo:

$$C_d(t') = \frac{1}{\int_S R dS} \int_S p' C_e(t') R dS \quad \text{Equação 51}$$

A taxa de deposição média de solo R' pode ser determinada, com base nas equações 48 e 49, através de:

$$R' = \frac{A_{\text{ex}}}{\int_{t_0}^t C_d(t') e^{-\lambda(t-t')} dt'} \quad \text{Equação 52}$$

Os resultados obtidos com este modelo provavelmente devem representar melhor a realidade do que os resultados obtidos pelo modelo de balanço de massa simplificado. Entretanto, informação sobre a profundidade de cultivo, profundidade de relaxação de massa H e do parâmetro γ são necessários para utilizar este modelo.

4.2.2.1.4 Modelo de Balanço de Massa Incorporando o Movimento de Solo pelo Cultivo

O modelo de balanço de massa refinado não toma em conta a redistribuição de solo devido à mecanização do solo. Como a mecanização do solo também gera redistribuição de solo na área mecanizada, o ^{137}Cs adsorvido ao solo é redistribuído junto e, portanto, essa redistribuição deve ser tomada em conta na estimativa das taxas de erosão determinadas através do ^{137}Cs . Se a redistribuição de ^{137}Cs devido exclusivamente à mecanização pode ser quantificada separadamente, então é possível determinar a redistribuição de ^{137}Cs gerada pela erosão do solo. Walling e Quine [98] incorporaram a influência da mecanização na redistribuição de solo somente para o caso de transecto paralelo à linha de fluxo de sedimento.

O efeito da mecanização na redistribuição de solo pode ser representado pelo fluxo de sedimento descendente. O fluxo de sedimento descendente F_Q ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$) de um comprimento unitário de relevo pode ser expresso como [99][100]:

$$F_Q = \varphi \text{sen} \beta \quad \text{Equação 53}$$

onde

- β ($^\circ$) é o ângulo de inclinação do segmento unitário.
- φ ($\text{kg m}^{-1} \text{ano}^{-1}$) é uma constante.

Se a linha de fluxo em uma encosta pode ser dividida em diversas seções e cada seção aproximada por uma linha reta, a redistribuição de solo R_t ($\text{kg m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) gerada pela mecanização na i -ésima seção, pode ser expressa como:

$$R_t = \frac{(F_{Q,\text{out}} - F_{Q,\text{in}})}{L_i} = \frac{\varphi((\text{sen} \beta_i - \text{sen} \beta_{i-1}))}{L_i} = R_{t,\text{out}} - R_{t,\text{in}} \quad \text{Equação 54}$$

onde

- L_i (m) é o comprimento do plano inclinado do i -ésimo segmento
- $R_{t,\text{out}}$ ($\text{kg m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) é a taxa de solo exportada do i -ésimo segmento pela mecanização.
- $R_{t,\text{in}}$ ($\text{kg m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) é a taxa de solo introduzida no i -ésimo segmento pela mecanização.

$R_{t,\text{out}}$ e $R_{t,\text{in}}$ são definidos como:

$$R_{t,out} = \varphi \operatorname{sen} \frac{\beta_i}{L_i}$$

$$R_{t,in} = \varphi \operatorname{sen} \frac{\beta_{i-1}}{L_i}$$

Equação 55

A Figura 23 apresenta um esboço de uma linha de fluxo de sedimentos dividida em segmentos.

O parâmetro φ na equação 51 pode ser estimado da taxa de erosão $R_{t,out}$ ($=R_1$) para um ponto erodido do primeiro segmento da linha de fluxo, assumindo que a erosão gerada pelo deflúvio é insignificante devido ao pequeno comprimento desse segmento e que não existe entrada de solo pela mecanização por ser o primeiro segmento, tal que:

$$\varphi = \frac{R_{t,out} L_1}{\operatorname{sen} \beta_1} = \frac{R_1 L_1}{\operatorname{sen} \beta_1}$$

Equação 56

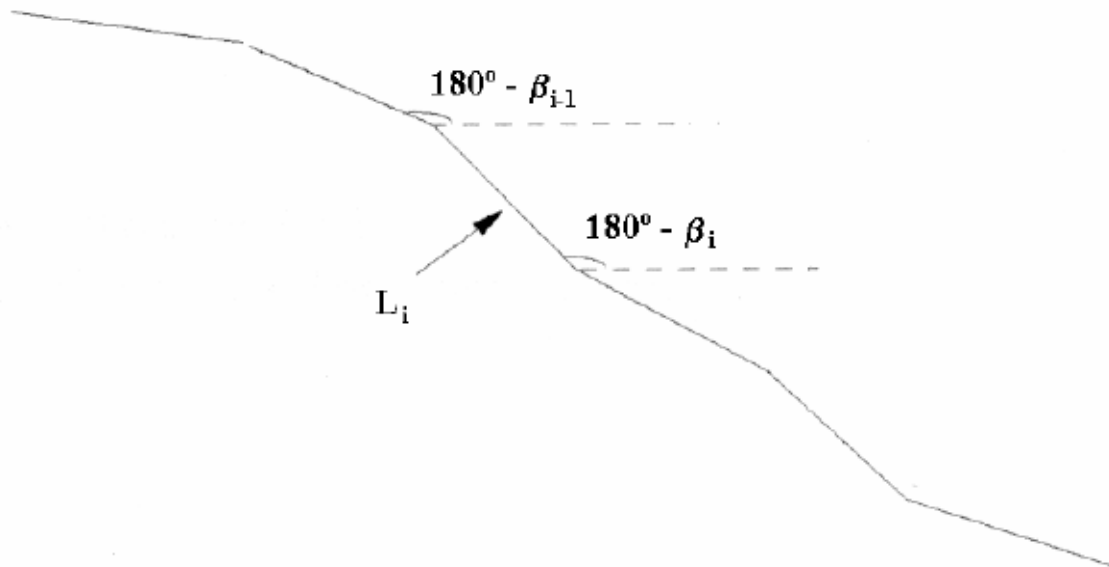


Figura 23 – Linha de fluxo de sedimento em uma encosta dividida em diversas seções [93].

R_1 pode ser calculado neste ponto usando o modelo de balanço de massa refinado, através da equação 45:

$$A_1(t) = A_1(t_0) e^{-\left(\frac{R_1}{d} + \lambda\right)(t-t_0)} + \int_{t_0}^t I(t') e^{-\left(\frac{R_1}{d} + \lambda\right)(t-t')} dt'$$

Equação 57

Em um ponto de outro segmento qualquer experimentando erosão hídrica numa taxa R_w ($\text{kg m}^{-2} \text{ano}^{-1}$), a variação do inventário total de ^{137}Cs $A(t)$ (Bq.m^{-2}) no tempo, pode ser expressa como:

$$\frac{dA(t)}{dt} = (1-\Gamma)I(t) + R_{t,\text{in}}C_{t,\text{in}}(t) - R_{t,\text{out}}C_{t,\text{out}}(t) - R_w C_{w,\text{out}}(t) - \lambda A(t) \quad \text{Equação 58}$$

58

onde

- $C_{t,\text{in}}$ (Bq kg^{-1}) é a concentração de ^{137}Cs no sedimento depositado no i-ésimo segmento devido à mecanização.
- $C_{t,\text{out}}$ (Bq kg^{-1}) é a concentração de ^{137}Cs no sedimento exportado do i-ésimo segmento devido à mecanização.
- $C_{w,\text{out}}$ (Bq kg^{-1}) é concentração de ^{137}Cs do sedimento exportado do i-ésimo segmento pelo deflúvio.

A taxa de erosão líquida R ($\text{kg m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) no i-ésimo segmento é:

$$R = R_{t,\text{out}} - R_{t,\text{in}} + R_w \quad \text{Equação 59}$$

Se este ponto estiver experimentando deposição de sedimentos pelo deflúvio numa taxa R'_w ($\text{kg m}^{-2} \text{ano}^{-1}$), a variação do inventário total de ^{137}Cs no tempo pode ser expressa como:

$$\frac{dA(t)}{dt} = I(t) + R_{t,\text{in}}C_{t,\text{in}}(t) - R_{t,\text{out}}C_{t,\text{out}}(t) + R'_w C_{w,\text{in}}(t) - \lambda A(t) \quad \text{Equação 60}$$

onde $C_{w,\text{in}}$ (Bq.kg^{-1}) é a concentração de ^{137}Cs do sedimento depositado pelo deflúvio. A taxa de erosão líquida R é dada agora por:

$$R = R_{t,\text{out}} - R_{t,\text{in}} - R'_w \quad \text{Equação 61}$$

A concentração de ^{137}Cs no solo da camada de cultivo $C_s(t')$ (Bq kg^{-1}), pode ser expressa como:

$$C_s(t') = \frac{A(t')}{d} \quad \text{para uma posição erodida}$$

$$C_s(t') = pC_s(t') - \frac{|R|}{d} \int_{t_0}^{t-1} A(t'') e^{-\lambda t''} dt'' \quad \text{para uma posição deposicional} \quad \text{Equação 62}$$

onde $|R|$ ($R < 0$) é a taxa líquida de deposição. As relações entre C_s , $C_{t,in}$ e $C_{t,out}$ são as seguintes:

$$\begin{aligned} C_{t,in}(t') &= C_{t,out}(t') = C_s(t') \\ C_{w,out}(t') &= pC_s(t') + \frac{I(t')}{R_w} p\gamma \left(1 - e^{-R_w t'/H}\right) \end{aligned} \quad \text{Equação 63}$$

A concentração de ^{137}Cs do sedimento depositado pelo deflúvio $C_{w,in}(t')$ (Bq kg^{-1}) pode ser expressa como:

$$C_{w,in}(t') = \frac{1}{\int_S R dS} \int_S p' C_{w,out}(t') R dS \quad \text{Equação 64}$$

A taxa de deposição de sedimento ou de erosão de solo devido à mecanização do solo ($R_{t,out} - R_{t,in}$) pode ser determinada das equações 52 e 54, e a taxa líquida de erosão ($R > 0$) ou de deposição do solo ($R < 0$) pode ser estimada resolvendo numericamente as equações 56, 57, 61 e 62.

O resultado obtido para a taxa de erosão hídrica do solo por este modelo, provavelmente, está mais próximo da realidade para solos cultivados (mecanizados) do que as taxas geradas pelos outros dois modelos de balanço de massa. Entretanto, este modelo necessita de informações adicionais, além de poder ser usado somente para transectos individuais com uma única direção de fluxo de sedimento.

4.2.2.2 Solos Não Cultivados

4.2.2.2.1 Modelo de Distribuição de Perfil

Para solos não cultivados, a distribuição em profundidade de ^{137}Cs no solo são diferentes daquelas para solos cultivados, como visto no item 3.1.3. A distribuição em profundidade de ^{137}Cs em um solo estável e não perturbado pode ser aproximada por uma exponencial decrescente da atividade de ^{137}Cs com a profundidade, que pode ser descrita pela seguinte função [51],[80]:

$$A'(x) = A_{ref} \left(1 - e^{-x/h_0}\right) \quad \text{Equação 65}$$

onde:

- $A'(x)$ é inventário de ^{137}Cs acima da profundidade x (Bq m^{-2}).
- A_{ref} é o inventário de referência do ^{137}Cs (Bq m^{-2}).
- x é a profundidade de massa do solo (kg m^{-2}).
- h_0 é o coeficiente que descreve a forma da distribuição em profundidade de ^{137}Cs no solo (kg m^{-2}). Quanto maior valor de h_0 maior a profundidade que o ^{137}Cs penetra no solo.

O valor de h_0 é determinado através do ajuste por mínimos quadrados de uma função exponencial como da equação 63 ou da forma $f(x) = f(0)e^{-x/h_0}$ para descrever a distribuição em profundidade do ^{137}Cs no solo.

Assumindo que a deposição ^{137}Cs pelo "fallout" ocorreu toda em 1963, e que a distribuição em profundidade do ^{137}Cs no solo é independente do tempo, a taxa de erosão Y para um ponto com um inventário total de ^{137}Cs A_u (Bq m^{-2}), menor do que o inventário de referência local A_{ref} (Bq m^{-2}), pode ser expressa como:

$$Y = \frac{10}{(t-1963)p} \ln\left(1 - \frac{X}{100}\right) h_0 \quad \text{Equação 66}$$

onde:

- Y é a perda média anual de solo ($\text{t ha}^{-1} \text{ano}^{-1}$)
- t é o ano de coleta da amostra (ano)
- X é a redução percentual no inventário de ^{137}Cs , definido como:

$$X = \frac{A_{\text{ref}} - A_u}{A_{\text{ref}}} \times 100 \quad \text{Equação 67}$$

Para um ponto de deposição, a taxa de deposição de solo R' pode ser estimada a partir do excesso no inventário de ^{137}Cs $A_{\text{ex}}(t)$ (Bq m^{-2}), definido como $A_u - A_{\text{ref}}$, e da concentração de ^{137}Cs do sedimento depositado C_d , através da equação:

$$R' = \frac{A_{\text{ex}}}{\int_{t_0}^t C_d(t') e^{-\lambda(t-t')} dt'} = \frac{A_u - A_{\text{ref}}}{\int_S \frac{P'}{R} dS \int_S A_{\text{ref}} (1 - e^{-R/h_0}) dS} \quad \text{Equação 68}$$

Este modelo é simples e fácil de usar, entretanto não toma em conta o comportamento dependente do tempo tanto da deposição de ^{137}Cs pelo "fallout", quanto do

possível movimento do ^{137}Cs no solo através da difusão e migração, o que provavelmente pode superestimar as taxas de perda ou ganho de solo.

4.2.2.2 Modelo de Difusão e Migração

Embora o modelo de distribuição de perfil possa ser usado para estimar as taxas de erosão ou deposição de solo para solos não cultivados, é necessário considerar o comportamento dependente do tempo da distribuição em profundidade do ^{137}Cs devido a sua deposição pelo "fallout" ter ocorrido durante vários anos e pela sua difusão e migração no solo [8],[98]. A redistribuição do ^{137}Cs em solos não cultivados pode ser descrita usando um modelo de difusão e migração unidimensional caracterizado por um coeficiente de difusão e de migração, como esboçado no item 3.1.3, quando essa exibe a concentração de ^{137}Cs em forma de um pico abaixo da superfície do solo.

Desse modo, a variação temporal da concentração de ^{137}Cs $C_u(t)$ (Bq kg^{-1}) no solo, pode ser aproximada como:

$$C_u(t) \approx \frac{I(t)}{H} + \int_0^{t-1} \frac{I(t') e^{-R/H} \left(\frac{-V^2(t-t') - \lambda(t-t')}{4D} \right)}{\sqrt{D\pi(t-t')}} dt' \quad \text{Equação 69}$$

onde:

- D é o coeficiente de difusão do ^{137}Cs no solo ($\text{kg}^2 \text{m}^{-4} \text{ano}^{-1}$).
- V é a taxa de migração vertical do ^{137}Cs no solo ($\text{kg m}^{-2} \text{ano}^{-1}$).

O coeficiente de difusão D e a taxa de migração V descrevem a evolução temporal da forma do perfil de ^{137}Cs no solo. Quanto maior o valor de D e V maior a profundidade de penetração do ^{137}Cs do solo.

A Figura 24 apresenta uma distribuição em profundidade de ^{137}Cs para um solo não cultivado, representativo da distribuição em profundidade de ^{137}Cs para vários solos. Este perfil pode ser descrito usando o modelo de difusão e migração como apresentado no item 3.1.3.

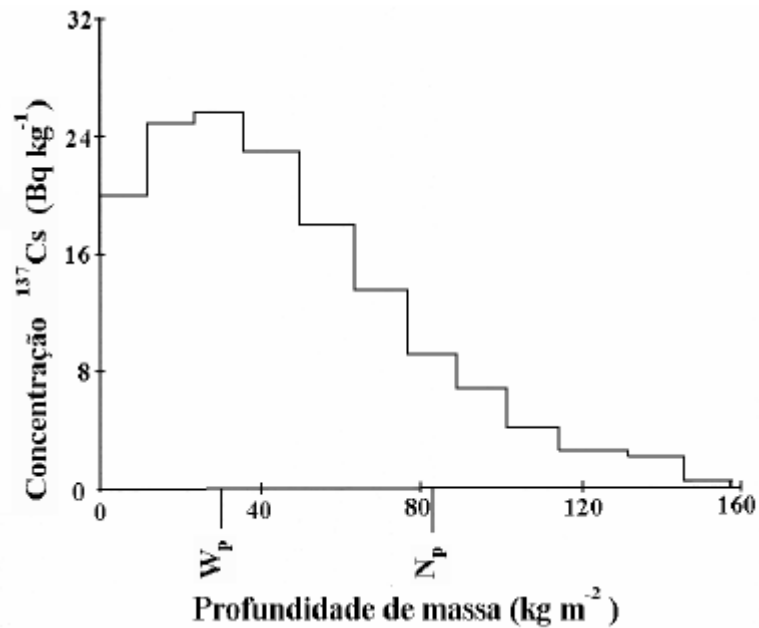


Figura 24 – Distribuição em profundidade de ^{137}Cs representativa para vários solos não perturbados [93].

Esta distribuição em profundidade de ^{137}Cs mostra um pico com o seu máximo localizado alguns centímetros abaixo da superfície do solo. Apesar de valores mais acurados para D e V poderem ser determinados resolvendo a equação de difusão e migração unidimensional [8], estes parâmetros podem ser aproximados usando as seguintes equações:

$$V \approx \frac{W_p}{t - 1963} \quad \text{Equação 70}$$

$$D \approx \frac{(N_p - W_p)^2}{2(t - 1963)} \quad \text{Equação 71}$$

onde:

- t é o ano de coleta da amostra (ano).
- W_p é a profundidade de massa da concentração máxima de ^{137}Cs (kg m^{-2}).
- N_p é a distância entre a profundidade da concentração máxima de ^{137}Cs e a profundidade onde a concentração de ^{137}Cs reduz-se a 1/e da concentração máxima (kg m^{-2}).

Para um ponto onde o inventário total de ^{137}Cs A_u (Bq m^{-2}) é menor do que o inventário de referência local A_{ref} (Bq m^{-2}), é assumido estar ocorrendo erosão. Desse modo, a taxa de erosão R pode ser estimada a partir da diminuição no inventário de ^{137}Cs $A_{\text{Is}}(t)$, definido como o inventário de referência de ^{137}Cs menos a medida do inventário total de ^{137}Cs

$(A_{ref} - A_u)$. A concentração de ^{137}Cs na superfície do solo $C_u(t')$ pode ser determinada da equação 67, de acordo com:

$$\int_0^t pRC_u(t')e^{-\lambda(t-t')}dt' = A_{1s}(t) \quad \text{Equação 72}$$

Para um ponto de deposição, a taxa de deposição R' pode ser estimada a partir da concentração de ^{137}Cs do sedimento depositado $C_d(t')$ e do excesso no inventário de ^{137}Cs $A_{ex}(t)$, definido como o inventário total de ^{137}Cs medido A_u menos o inventário de referência local A_{ref} , usando a seguinte relação:

$$R' = \frac{A_{ex}}{\int_{t_0}^t C_d(t')e^{-\lambda(t-t')}dt'} = \frac{A_u - A_{ref}}{\int_{t_0}^t C_d(t')e^{-\lambda(t-t')}dt'} \quad \text{Equação 73}$$

onde $C_d(t')$ pode ser calculado de:

$$C_d(t') = \frac{\int_S p'pC_u(t')RdS}{\int_S RdS} \quad \text{Equação 74}$$

O modelo de difusão e migração descrito aqui toma em conta o comportamento dependente do tempo da deposição do ^{137}Cs pelo "fallout" e sua subsequente redistribuição no perfil de solo, sendo que para usar este modelo são necessárias mais informações sobre o comportamento do ^{137}Cs no solo não perturbado em estudo.

5 PANORAMA DA APLICAÇÃO DA METODOLOGIA DO ^{137}Cs

Como não existem fontes naturais de ^{137}Cs , sua presença no globo terrestre é devido aos testes nucleares de superfície. O ^{137}Cs é produzido durante a fissão nuclear. A deposição global de ^{137}Cs teve início com a explosão da primeira bomba termonuclear em novembro de 1952. O maior período de deposição global de ^{137}Cs foi entre 1958 e 1963/64 e um menor período entre 1971 e 1974. Pequenas deposições de ^{137}Cs ocorreram até meados da década de 1980. Além disso, eventos locais, como o acidente de Chernobyl, tiveram impactos significativos a nível regional, porém de limitado impacto global de deposição de ^{137}Cs . O ^{137}Cs é fortemente adsorvido às partículas de argila (principalmente as de estrutura 2:1) e de material orgânico do solo, tendo sua mobilidade no solo gerada principalmente pelos processos físicos. Depois de depositado no solo, o ^{137}Cs é rapidamente adsorvido apresentando uma distribuição inicial com a profundidade do tipo exponencial decrescente se o solo não for perturbado. Em solos cultivados, a distribuição em profundidade do ^{137}Cs é praticamente constante até a profundidade de mecanização.

O ^{137}Cs é facilmente caracterizado pelo raio gama de seu filho $^{137\text{m}}\text{Ba}$, com energia de 661,6 keV, nas medidas de amostras ambientais através da espectrometria de raios gama sem a necessidade de preparação ou separação química. O ^{137}Cs tem uma meia-vida de 30,2 anos, e por isso poderá ser medido em amostras ambientais por vários anos.

O potencial de uso do ^{137}Cs na avaliação da erosão do solo foi identificado por Rogowski e Tamura em 1965 [84]. Rogowski e Tamura [103] mostraram que um modelo exponencial descrevia adequadamente a perda de ^{137}Cs pela erosão, mostrando que a perda de ^{137}Cs refletia a variação sazonal na magnitude do índice de erosão.

Ritchie e outros [85] analisaram o movimento do ^{137}Cs associado ao solo em três bacias no norte do Mississipi e mostraram que existia uma relação logarítmica entre a perda de ^{137}Cs e a perda de solo calculada pela USLE. Concluíram que era possível calcular a perda de solo do movimento do ^{137}Cs numa dada bacia e obtiveram uma equação logarítmica da perda de ^{137}Cs expressa como um percentual do ^{137}Cs depositado e a erosão do solo, com um coeficiente de correlação de 0,95.

Ritchie e McHenry [86] mostraram que, além de se poder usar a redistribuição de ^{137}Cs no solo para determinar as taxas de erosão, a distribuição de ^{137}Cs no perfil vertical de sedimentos depositados em lagos ou bacias podia ser correlacionada com as taxas anuais de deposição de ^{137}Cs .

Brown e outros [63],[104] usaram o ^{137}Cs para identificar áreas erodidas e áreas de deposição no Vale de Willamette, Oregon, EUA, e observaram que o ^{137}Cs apresentava uma distribuição em profundidade onde a maior concentração de ^{137}Cs estava presente na superfície do solo. Além disso, observaram que em posições de deposição, o ^{137}Cs apresentava um perfil de distribuição em profundidade maior em espessura. Determinaram a taxa de erosão através de dois métodos diferentes que chamaram de volumétrico e gravimétrico. O volumétrico envolve o cálculo do volume e massa do sedimento depositado, com base na área total da bacia e na profundidade de ocorrência de ^{137}Cs na bacia, estimando taxas de erosão de 3 a 14 t ha⁻¹ ano⁻¹ na área estudada. O gravimétrico envolve manipulação algébrica da concentração de ^{137}Cs nas posições de deposição e de topo para obter estimativa da perda de ^{137}Cs por erosão do topo, estimando taxas de erosão de 6 a 27 t ha⁻¹ ano⁻¹.

De Jong e outros [105] estudaram quatro posições de solo não cultivado perto de Saskatoon, Canadá, e mediram a concentração de ^{137}Cs em áreas não erodidas. Observaram que houve uma pequena variação na concentração de ^{137}Cs com a posição num declive suave sob vegetação nativa, enquanto que houve uma considerável variação nos campos cultivados. Numa área cultivada próxima do lago Blaine, uma pequena colina arredondada apresentou perda de 10% de sua camada superficial devido ao processo de erosão do solo.

Kachanoski e De Jong [96] desenvolveram um modelo para determinar a quantidade de ^{137}Cs restante no solo como uma função do tempo e da taxa de erosão. O modelo tomava em conta a deposição atmosférica dependente do tempo, o decaimento radioativo, a diluição do ^{137}Cs na camada arável devido à incorporação de solo sem ^{137}Cs pelo cultivo e o transporte de diferentes quantidades de ^{137}Cs pela erosão devido à variação nas taxas de deposição do ^{137}Cs e de erosão de solo devido às diferenças sazonais. Por meio desse modelo, mostraram que a variação do ^{137}Cs numa dada posição poderia ser usada para estimar taxas de erosão entre 0,5 e 10 kg m⁻² ano⁻¹ com uma razoável precisão, desde que o intervalo de amostragem fosse de no mínimo 15 anos. O modelo foi usado para estimar as taxas de erosão de solos de Saskatchewan, onde os níveis de ^{137}Cs haviam sido medidos em 1966 e novamente em 1981. As taxas de erosão variaram de 1 kg m⁻² ano⁻¹ para um solo argilo-arenoso em forragem contínua até 19 kg m⁻² ano⁻¹ para o mesmo solo em rotação cultivo-pousio.

Kiss e outros [106] determinaram a taxa de erosão de solo em cinco áreas rurais de Saskatchewan usando o ^{137}Cs . Uma área nativa não erodida próxima das áreas estudadas foi amostrada para determinar o valor de referência de ^{137}Cs (2877 Bq m⁻²). A

redistribuição de solo foi estimada em 3 posições (superior, média e inferior) numa encosta cultivada de textura média. As taxas médias de erosão de solo na encosta foram de $23 \pm 8 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ em inclinação de 0 - 3%, de $27 \pm 9 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ para inclinação de 3 - 10%, e de $48 \pm 16 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ para inclinação de 10 - 24%, representando uma remoção de 3,8 cm, 4,4 cm e 7,8 cm de solo, respectivamente, desde 1960. As maiores taxas de erosão foram determinadas para as posições superiores, provavelmente por causa de uma dominância da erosão pelo vento e pelo cultivo dentro da área. As taxas de erosão variando entre 23 e $48 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ ocorreram em aproximadamente 2/3 da área estudada.

De Jong e outros [64] usaram a USLE, a metodologia do ^{137}Cs e dados do solum para estimar a erosão do solo em três solos de textura média em New Brunswick, em cultivo contínuo de batatas por 15 anos. Amostraram transectos em rampas que variavam de 425 a 1040 m de comprimento, e de 4,8 a 6% de inclinação. Os dados de ^{137}Cs foram usados para dividir as posições amostradas em 4 grupos: área de deposição, área com pouca deposição ou erosão, área moderadamente erodida e área severamente erodida. O conteúdo de carbono orgânico, a espessura do horizonte A e do solum apresentaram decréscimo das posições de deposição para as posições de erosão severa. A variação na espessura do horizonte A e no conteúdo de carbono orgânico explicaram em torno de 65% da variação de ^{137}Cs . As perdas de solo previstas pela USLE estavam mais bem correlacionadas com as perdas de solo calculadas pelo ^{137}Cs nos transectos, do que quando as perdas de solo eram calculadas pelo ^{137}Cs e pela USLE em base de campo.

Martz e De Jong [107] utilizaram o ^{137}Cs para estimar a taxa líquida de erosão de solo em uma bacia cultivada de 178 ha em Saskatchewan. A erosão líquida de 20 a 25 anos foi estimada em 174 posições e variou de 121 kg m^{-2} de perda de solo até um ganho de solo de 1197 kg m^{-2} . A perda de solo foi mais severa nas posições superiores da encosta e nas várzeas enquanto o ganho de solo foi maior nas depressões no final da encosta e ao longo do canal principal. Numa amostragem representativa da área com 71 posições espaçadas regularmente, 58% das posições mostraram perda de solo e 17% mostraram ganho de solo.

Vanden Bergue e Gulinck [108] atentaram para a influência da posição, composição e estrutura das divisas semi-naturais no movimento do solo de área cultivadas na região central da Bélgica. Nestas divisas ocorrem os resultados de acúmulo de solo e depleção no outro lado da estrutura de vegetação linear. Estas divisas geralmente são formadas de uma densa vegetação que acaba sendo degradada devido à falta de manejo, normalmente desaparecendo no processo de consolidação do campo de cultivo. Como esta evolução pode resultar no aumento da erosão em áreas adjacentes, os autores estudaram o movimento do

solo na vizinhança destas divisas e sua influência usando o ^{137}Cs para avaliar tanto o detalhe espacial quanto temporal da erosão. Concluíram que o ^{137}Cs pode ser usado para estudar a erosão em pequena escala. Chamaram a atenção para o cuidado em não subestimar a erosão de solo devido ao decréscimo do conteúdo de ^{137}Cs nos solos das áreas contribuintes. Determinaram que a perda de solo da área variou de $20 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ até $88 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ com a retenção de solo nas divisas variando de $1,3 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ até $32 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$. Concluíram que os resultados obtidos mostravam claramente que as divisas estavam interferindo no processo de perda de solo da área estudada.

Kiss e outros [109] estudaram o nível de referência de ^{137}Cs em solos não erodidos de áreas nativas no sul de Saskatchewan, com o inventário de ^{137}Cs variando de 840 Bq m^{-2} até 4570 Bq m^{-2} , com um valor médio de $2422 \pm 505 \text{ Bq m}^{-2}$. A variação no inventário de ^{137}Cs nos solos nativos foi considerado grandemente influenciado pelas condições climáticas durante o período de maior deposição de ^{137}Cs . Concluíram que devido a essa grande variação nos níveis de inventário de ^{137}Cs , a estimativa do inventário de referência de ^{137}Cs para estudo de erosão do solo na região de Saskatchewan deveria ser baseada em amostragens locais de áreas nativas próximas das áreas a serem estudadas.

Fredericks e Perrens [110] utilizaram três modelos para converter a redistribuição de ^{137}Cs no solo em valores de taxa de erosão de solo numa área em Inverell, Austrália. Os modelos utilizados foram: uma relação linear simples entre a redistribuição de ^{137}Cs e a taxa de erosão de solo; uma relação derivada empiricamente entre a redistribuição de ^{137}Cs e a perda de solo; e um modelo de balanço de massa. Usando a relação linear, a perda de solo foi calculada em $106 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$. A estimativa da perda de solo usando o modelo de balanço de massa mostrou-se grandemente afetada pelas suposições utilizadas no modelo, resultando taxas de perda de solo que variaram de $25 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ até $80 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$. A relação empírica produziu estimativa ($1,5 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$) uma ordem de magnitude menor do que as estimativas feitas usando a USLE e os outros modelos de ^{137}Cs . Concluíram que os valores de perda de solo determinados pelo ^{137}Cs , com exceção do modelo empírico, são maiores do que os gerados pela USLE, e que isso é devido aos modelos linear e de balanço de massa não tomarem em conta as altas concentrações de ^{137}Cs na superfície do solo no período de deposição atmosférica.

Elliott e outros [111] desenvolveram um modelo empírico entre a taxa de perda de solo de pequenas parcelas e a perda de ^{137}Cs do solo para a região da Austrália. A perda de ^{137}Cs do solo era expressa como a perda percentual relativa ao conteúdo de ^{137}Cs de uma posição de referência local. Afirmaram que a regressão era uma ferramenta simples e

rápida para estimar a perda líquida de solo de posições com um histórico contínuo e uniforme do uso do solo. Os autores chamaram a atenção que essa relação empírica gerava resultados com uma ordem de magnitude menor que o modelo proporcional, e sugeriram que a equação fosse aplicada somente em áreas que se conhecia consistentemente a história de uso do solo, desde o início da deposição de ^{137}Cs , e que fossem somente erodidas por processos de erosão entressulcos ou por micro ravinas.

Zhang e outros [51] utilizaram o ^{137}Cs para indicar fontes de erosão no Platô Chinês Loess através do perfil de ^{137}Cs no solo em diferentes topografias e condições de uso do solo em Lishi, província de Shanxi, e Luochuan, província Shaanxi. Usaram duas equações para medir a taxa de erosão de solo através do ^{137}Cs . Uma equação era usada para solo cultivado, a qual tomava em conta que o solo rotulado com ^{137}Cs que era perdido pela erosão era repassado por solo sem ^{137}Cs das camadas inferiores devido à incorporação pelo cultivo anual, que a taxa de erosão era similar em cada ano e que a influência da colheita e introdução de fertilizantes no conteúdo de ^{137}Cs no solo era desprezível. A equação para solos não cultivados tomava em conta o declínio exponencial da concentração de ^{137}Cs com a profundidade. Para o solo cultivado obtiveram taxas de erosão de solo que variavam de $32,7 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ a $60,3 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ e de $14,2 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ até $57 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ para solos não cultivados.

Bernard e Laverdiere [112] usaram dados de redistribuição de ^{137}Cs para estimar a extensão e a distribuição espacial de erosão de solo a longo prazo na região da cidade de Quebec, Canadá. Observaram que o movimento de solo médio anual variou de uma deposição de solo de $10,8 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ até uma perda de solo de $31,8 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$. Além disso, observaram que o ângulo de inclinação e o uso do solo influenciaram significativamente as taxas estimadas de movimento de solo, enquanto a textura do solo foi menos importante. Concluíram que isso ocorreu porque a textura arenosa do solo e o alto conteúdo de carbono orgânico mantêm a erodibilidade do solo baixa. A perda de solo líquida estimada pelo ^{137}Cs estavam mais baixas do que os valores preditos pela USLE. Observaram que 2/3 das estações amostradas experimentavam perda líquida de solo, enquanto o restante mostrava evidência de acúmulo de solo. Concluíram que as estimativas de taxas de erosão realizadas pelo ^{137}Cs não somente eram confiáveis, mas também permitiu acrescentar estimativas dos impactos agrônômicos e ambientais da erosão do solo.

Elliott e Cole-Clark [113] analisaram uma área usada para cultivo de batata na região de Dorrigo, Nova Zelândia, levando em conta o tipo de solo, a topografia e o tipo de manejo. A área foi amostrada em grade para determinar a redistribuição de solo através do ^{137}Cs . A batata era colhida na primavera e a área era mantida em rotação de cultura

batata/pastagem. A erosão total nessa área foi estimada através do modelo proporcional. A erosão total estimada em toda a área foi de 297 t ha^{-1} , equivalente a 98 t ha^{-1} por colheita de batata. Fizeram também uma estimativa da erosão comparando os resultados de transectos simples amostrados na área estudada para duas colheitas de batata e uma de pastagem. Os resultados obtidos das taxas de erosão foram de 57 t ha^{-1} para a cultura de batata e de $0,09 \text{ t ha}^{-1}$ para a cultura de pastagem.

Kachanoski [114] apresentou uma função de potências simples das variações de ^{137}Cs no solo com o tempo para gerar taxas de perda de solo anual média. A equação toma em conta a diluição pelo cultivo da concentração de ^{137}Cs na camada de cultivo e o enriquecimento de ^{137}Cs no solo erodido. As predições desta função foram similares aos valores preditos com um modelo mais complicado e a valores medidos em outros estudos.

Branca e Voltaggio [115] utilizaram a razão da atividade de $^{137}\text{Cs}/^{134}\text{Cs}$ para diferenciar a distribuição vertical do ^{137}Cs antes e depois do acidente de Chernobyl. A razão da atividade de $^{137}\text{Cs}/^{134}\text{Cs}$ na nuvem radioativa permitiu calcular a quantidade de ^{137}Cs pré e pós Chernobyl. Usando este procedimento, avaliaram as taxas de erosão para uma área montanhosa na bacia do rio Paglia, região central da Itália, pré e pós-acidente de Chernobyl. Nove posições de duas áreas desta bacia foram amostradas e analisadas. Determinaram perdas de solo que variaram de $1,5 \text{ mm ano}^{-1}$ a $8,4 \text{ mm ano}^{-1}$ com os valores de perda dependendo da litologia e inclinação da posição amostrada. Os autores reconheceram que os resultados eram consistentes com outros produzidos por métodos quantitativos geomorfológicos.

Harper e Gilkes [116] utilizaram o ^{137}Cs para estimar os efeitos da erosão eólica numa área agrícola semiárida próxima de Jerramungup, oeste da Austrália. A erosão era limitada aos solos arenosos superficiais com conteúdo de argila de 0 - 4%, os quais apresentavam uma diferença significativa no conteúdo de ^{137}Cs em relação a solos arenosos não erodidos. Os solos arenosos erodidos apresentavam um inventário médio de ^{137}Cs de $243 \pm 17 \text{ Bq m}^{-2}$ e os solos arenosos não erodidos apresentavam um inventário médio de ^{137}Cs de $386 \pm 13 \text{ Bq m}^{-2}$. Solos não erodidos que apresentavam grande conteúdo de argila apresentaram um inventário médio de ^{137}Cs de $421 \pm 26 \text{ Bq m}^{-2}$, não sendo significativamente diferente do inventário médio de ^{137}Cs dos solos arenosos não erodidos. Devido a isso, mesmo a técnica do ^{137}Cs discriminando entre áreas erodidas e não erodidas, a grande variação no inventário médio de ^{137}Cs necessita de 27 a 96 amostras replicadas para prover estimativas válidas de perda de ^{137}Cs . A ocorrência de 18% do total de ^{137}Cs estar presente no perfil de 10 - 20 cm de solo, sendo que o cultivo é confinado aos 9 cm superficiais, sugere que ocorreu lixiviação de ^{137}Cs nesses solos arenosos, mesmo não existindo uma relação entre o conteúdo

de argila e o inventário de ^{137}Cs nos solos erodidos e não erodidos. Os autores fizeram uma regressão linear múltipla entre o conteúdo de carbono orgânico e o tamanho médio de grão do solo erodido que explicou 35% da variação no conteúdo de ^{137}Cs . Esta relação sugeriu que o carbono orgânico e o ^{137}Cs eram removidos pela erosão. Como o conteúdo de argila e silte não variaram com a profundidade nos horizontes próximos da superfície nos solos arenosos erodidos, os autores concluíram que a erosão eólica retirava totalmente o horizonte superficial com todo seu conteúdo de ^{137}Cs , mais do que seletivamente o material fino.

Lobb e outros [117] estudaram a erosão devido ao cultivo de solo e a translação líquida descendente de solo pelo cultivo em 8 posições de uma área inclinada dentro de dois campos nas regiões baixas do sudoeste de Ontário, EUA. A translação do solo pelo cultivo foi medida rotulando solo de uma parcela com ^{137}Cs e medindo seu deslocamento em resposta ao cultivo. Parcelas de solo replicadas foram utilizadas para comparar a translação do solo pelo cultivo tanto ascendente como descendente. Uma seqüência simples de operações de cultivo convencional, consistindo de cultivo em linha, pulverizador tandem (duas passadas) e descultivador de dentes flexíveis (em forma de C), trasladou 90 kg m^{-1} de solo quando o cultivo foi realizado ascendente e 142 kg m^{-1} quando o cultivo foi realizado descendente, de modo que houve uma translação líquida descendente de solo de 52 kg m^{-1} . Assumindo que no mínimo uma seqüência de operações de cultivo ocorrem por ano, e que é realizado ascendente e descendente, a taxa de translação líquida de solo descendente seria de $26 \text{ kg m}^{-1} \text{ ano}^{-1}$. A taxa estimada pelo ^{137}Cs de perda de solo da área estudada foi de $54 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$, sendo que a erosão pelo cultivo era responsável por 70% da perda total de solo pela erosão natural.

Basher e outros [118] utilizaram o ^{137}Cs para examinar a distribuição espacial de solo em duas áreas de uso de solo contrastantes (pastagem e lavoura) de longo prazo nas terras baixas de South Canterbury, Nova Zelândia. Existia clara diferença no inventário de ^{137}Cs , nas taxas de erosão e na profundidade da camada arável nos dois tipos de uso do solo, sendo que o inventário médio de ^{137}Cs na área de lavoura foi de 463 Bq m^{-2} e na área de pastagem foi de 550 Bq m^{-2} . Na área de lavoura houve um balanço entre as taxas de erosão e deposição de solo, sugerindo que não houve nenhuma perda líquida de solo da área de lavoura, e sim uma considerável redistribuição de solo dentro da própria área. Na área de pastagem, os resultados sugeriram uma pequena taxa líquida de deposição de solo. Embora não havia diferença na profundidade da camada arável entre as duas áreas (lavoura e pastagem), houve significativa diferença com a posição no declive na área de lavoura. Na área de pastagem houve pouca variação da profundidade da camada arável com a posição no

declive, exceto nas posições amostradas na área de várzea que tendia ser mais profundos. Entretanto, os autores concluíram que a profundidade da camada arável foi um pobre indicador do nível de erosão.

Garcia-Oliva e outros [119] utilizaram o ^{137}Cs para determinar a erosão do solo a longo prazo num ecossistema de floresta tropical decídua e pastagem não perturbada na região de Chamela, no Estado de Jalisco, México. Observou que para uma colina, o topo tinha maior conteúdo de ^{137}Cs do que na encosta, porém menor conteúdo do que os vales. Observaram também que não havia nenhuma clara relação entre a redistribuição de ^{137}Cs e as variáveis topográficas locais da área estudada. Observaram que numa encosta de inclinação menor, o conteúdo de ^{137}Cs era menor do que numa encosta de inclinação maior, porém a morfologia da colina explicava a redistribuição de ^{137}Cs dentro da área estudada, uma vez que os maiores conteúdos de ^{137}Cs estavam associados com as posições de bases das encostas. As taxas de erosão e deposição determinadas para a área não perturbada foram de $13,2 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ e de $4,9 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$, respectivamente. A erosão líquida dentro dos lotes, que tiveram mudança para o sistema de pastagem, foi fortemente influenciada pela erosividade da chuva durante o ano seguinte da queima da floresta. Baseados nas taxas de erosão calculadas, os autores concluíram que os 5 cm superficiais de solo poderiam ser removidos em apenas 25 anos.

Callaway e outros [120] usaram o ^{137}Cs para fazer a datação e avaliar as taxas de acúmulo de sedimentos em cinco áreas úmidas costeiras ao longo do mar do Norte (Inglaterra e Países Baixos) e mar Báltico (Polônia), incluindo taxas baseadas no pico de ^{137}Cs do acidente de Chernobyl. O pico referente ao acidente de Chernobyl foi encontrado em amostras de sedimento coletadas nos Rios Oder e Vistula (Polônia), no Schelte leste nos Países Baixos, e em duas amostras do mangue Stiffkey (Inglaterra). Nenhuma evidência do ^{137}Cs de Chernobyl foi encontrado no mangue Dengie, na Inglaterra. O pico do ^{137}Cs de Chernobyl serve como um excelente marcador para taxas de deposição de curto prazo por causa da sua alta atividade. As taxas de acúmulo vertical de solo baseadas nos picos de 1963 e 1986 foram similares na maioria das posições amostradas. Grandes diferenças nas características e taxas de acúmulo de sedimentos foram encontradas em amostras da Polônia e oeste Europeu. A taxa de acúmulo vertical de solo no período de 1963 - 1986 variou de $0,26 \text{ cm ano}^{-1}$ a $0,85 \text{ cm ano}^{-1}$. Os autores concluíram que o uso do pico de ^{137}Cs derivado de Chernobyl seria útil para estudos de curto prazo da sedimentação e para comparação de processos de sedimentos em diferentes escalas de tempos.

Govers e outros [100] desenvolveram um modelo para determinar a redistribuição de solo em longo prazo (35 anos) dentro de dois campos agrícolas na Inglaterra

(Dalicott e Rufford Forest) para identificar a importância do cultivo e do fluxo de solo na erosão. Usaram dados de redistribuição de solos obtidos a campo que foram comparados com a redistribuição de solo predita usando ^{137}Cs e o modelo desenvolvido. O modelo desenvolvido tem duas componentes que toma em conta a redistribuição de solo pelo fluxo superficial e pelo processo de difusão de solo pelo cultivo. A comparação dos resultados obtidos a campo com os derivados do ^{137}Cs apresentaram um pobre acordo, com um coeficiente de regressão de 0,11 e 0,17. Entretanto, quando comparando os resultados obtidos a campo com os derivados pelo novo modelo, obtiveram um melhor coeficiente de regressão de 0,43 e 0,41, indicando que o processo de difusão é dominante nestes campos. O coeficiente de difusão ($300 - 400 \text{ kg m}^{-1} \text{ ano}^{-1}$) predito para o modelo demonstra que o cultivo é o único processo capaz de explicar a significativa redistribuição de solo que é indicada pelo método do ^{137}Cs .

Montgomery e outros [121] estudaram uma microbacia na reserva dos índios Palouse nos EUA onde a erosão hídrica tem sido predita usando a USLE e a RUSLE para avaliar o modelo de movimento de solo durante o período de 27 anos através do ^{137}Cs . Uma comparação estatística das taxas de erosão de solo medidas em transectos e em pontos, sendo que 74 pontos foram amostrados em 89 perfis do campo resultando num total de 158 amostras que foram analisadas para determinar a atividade de ^{137}Cs . As encostas foram classificadas em componentes geométricas e geomorfológicas. A taxa média de movimento de solo líquida para o período de 27 anos foi de $-3,3 \text{ kg m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$. As posições na bacia que apresentavam um relevo duplamente convexo resultaram nas maiores taxas de perda de solo, aparentemente devido ao cultivo. As taxas médias de perdas de solo determinadas pelo ^{137}Cs e pela RUSLE usando transectos foram significativamente mais altas do que as taxas médias determinadas em pontos usando a RUSLE, sendo que nenhuma diferença significativa foi encontrada entre as taxas médias determinadas com base nos transectos pela RUSLE e pelo ^{137}Cs dentro de 95% de confiabilidade. Os autores concluíram que a comparação entre as taxas médias de perdas de solo determinadas pela RUSLE e pelo ^{137}Cs só pode ser realizada se a taxa de movimento de solo pelo cultivo, o histórico de manejo da área e a acúrcia das relações entre a RUSLE e os arquivos usados são conhecidos.

Quine e outros [122] apresentaram um novo modelo para examinar a influência dos processos erosivos na evolução da forma de relevo em áreas agrícolas empregando: o ^{137}Cs para determinar estimativas de médio prazo (40 anos) das taxas de variação da forma do relevo; dados experimentais e um modelo topográfico para simular redistribuição de solo pelo cultivo; um modelo de balanço de massa da redistribuição do ^{137}Cs

para separar as componentes de erosão hídrica e de cultivo; e observações de campo da erosão hídrica para validação. O modelo foi usado para examinar a importância relativa dos processos de erosão hídrica e pelo cultivo na evolução da forma de relevo em posições contrastantes perto de Leuven, Bélgica, e perto de Yanan,

Província de Shaanxi, China. A aplicação do modelo mostrou bom acordo entre as taxas de erosão hídrica derivadas e as observações de campo. Em Huldenberg, Bélgica, apesar das incisões de ravina nas cavidades e das incisões efêmeras de valas nos vales, a evolução da forma do relevo é dominada pelo preenchimento das cavidades e vale (taxa $>0,5 \text{ mm ano}^{-1}$) e gradual diminuição dos ângulos de inclinação devido ao cultivo. Em contraste, em Ansai (próximo a Yanan) a inclinação é caracterizada pelo aumento no ângulo de inclinação em muitas rampas, recuo das secções mais íngremes numa taxa $> 5 \text{ mm ano}^{-1}$ e um aumento na curvatura das planícies. Os autores concluíram que nas áreas estudadas a evolução da forma do relevo era dominada pela erosão hídrica.

Yang e outros [123] a partir do modelo de balanço de massa introduziram uma taxa de erosão constante e a função de distribuição de ^{137}Cs em profundidade no solo, e obtiveram um modelo para determinar a taxa de erosão de solo em solos não perturbados através do ^{137}Cs . Além disso, o modelo tomava em conta os possíveis modelos de distribuição de ^{137}Cs em profundidade no solo, o ano de amostragem e a quantia de ^{137}Cs depositado em cada ano. Através deste modelo os autores mostraram que a taxa de erosão de solo estimada era controlada principalmente pelo modelo de distribuição de ^{137}Cs em profundidade no solo. Os autores simularam diversos resultados de perda de solo e mostraram que a relação entre a taxa de perda de solo e a redistribuição de ^{137}Cs não é nem linear nem logarítmica, mas depende da distribuição de ^{137}Cs no perfil de solo, do ano de amostragem e da fração anual de entrada de ^{137}Cs do valor total depositado.

Bajracharya e outros [124] usaram o ^{137}Cs para estimar a erosão de solo em terra cultivada de três fazendas da Clark Co., Ohio, EUA. A atividade e a profundidade de distribuição de ^{137}Cs no solo em uma posição de referência não perturbada foram utilizadas para calcular a profundidade do solo erodido e as taxas médias anuais de erosão do solo. A taxa determinada variou de $125,9 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ de perda de solo para a posição mais erodida até um ganho de solo de $26,6 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ para a posição de maior deposição. Os autores observaram uma tendência do aumento de 24% a 85% da erosão do solo das posições levemente erodida para as posições severamente erodidas. Os autores também observaram que as taxas de erosão determinadas pelo ^{137}Cs dependiam do modelo utilizado e que essas eram uma ordem de magnitude maior do que as determinadas pela RUSLE. Os autores

sugeriram que uma amostragem rigorosa deveria ser realizada, uma seleção cuidadosa da área de referência e que a calibração ou validação da técnica do ^{137}Cs através de outros modelos poderiam melhorar as estimativas das taxas de erosão do solo usando o ^{137}Cs .

Chappell [125] usou o ^{137}Cs para medir a erosão do solo em áreas semiáridas do sudoeste da Nigéria. As amostras foram coletadas ao longo de uma toposeqüência e em uma malha de nós estratificada usando informações geomorfológicas para a estimativa geoestatística em posições não amostradas para prover uma completa cobertura da área estudada. A ocorrência de tempestades de areia dificultou identificar uma posição não perturbada para determinar o inventário de referência de ^{137}Cs . Um primeiro valor determinado para o inventário de referência foi de $2066 \pm 125 \text{ Bq m}^{-2}$ de um perfil de ^{137}Cs numa posição não vegetada. Dois modelos que relacionam o movimento de ^{137}Cs à redistribuição de solo foram utilizados para calcular a taxa líquida de erosão de solo, além do cálculo geoestatístico das taxas líquidas de erosão nas amostras da toposeqüência, na malha de nós e nas posições não amostradas. As amostras da toposeqüência subestimaram consideravelmente a perda líquida de solo em relação a amostras da malha e a estimativa geoestatística. Isso ocorreu porque a amostragem em toposeqüência não toma em conta a variação espacial da erosão a menos que seja muito bem definida a unidade geomorfológica que controla os processos de redistribuição de solo. Um pequeno melhoramento da acurácia na determinação da erosão líquida foi obtido pela estimativa geoestatística em relação às amostras em malha. O autor sugere que devido à eficiência da amostragem em malha, informações geomorfológicas podem ser usadas para limitar o número de amostras necessárias para determinar a variação espacial da erosão do solo.

Bujan e outros [126] usaram a técnica do ^{137}Cs na região do Pampa na Argentina para prover um completo e bem representativo conjunto de dados da intensidade da erosão nessas condições topográficas. A área estudada era um campo cultivado de 49 hectares dentro de uma área que tinha 300 hectares e estava localizada na bacia do Arroyo Del Tala, Buenos Aires, Argentina. Utilizaram o modelo de balanço de massa refinado para determinar as taxas de perda e ganho de solo de uma amostragem em grade. As taxas de perda de solo variaram de 0 a $30 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ enquanto as taxas de ganho de solo variaram de 0 a $19 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$, as quais se ajustaram bem aos valores determinados por métodos clássicos. A distribuição em profundidade do ^{137}Cs capacitou estudar a relação da erosão com a topografia, possibilitando uma boa discriminação desde áreas de erosão moderada até áreas de sedimentação.

Quine e outros [127] apresentam um modelo de balanço de massa linear, que usa parâmetros do solo e redistribuição de ^{137}Cs para permitir estimativas da contribuição da erosão hídrica e de cultivo à redistribuição espacial do solo. Os resultados da aplicação deste método são discutidos usando um caso estudado em Yanting, na Província de Sichuan, China, Ha Sofonia, Lesoto e Chinamora, Zimbábue. Os autores indicam que os casos estudados confirmaram a validade do modelo e valiosas evidências da importância da erosão de cultivo e translação de solo em terraços e curvas de nível sujeitas a cultivo por tração animal. Por isso, os autores sugeriram que na avaliação dos impactos de erosão numa posição deve-se tomar em conta a erosão pelo cultivo. Encontraram que as relações entre o fluxo anual de solo devido ao cultivo e a tangente da inclinação são similares às relações estabelecidas para um passo único de equipamento de cultivo a tração mecânica equivalente. Além disso, porque o cultivo à tração animal necessita revolvimento do solo no sentido descendente em toda ocasião, o fluxo líquido de solo descendente associado à tração animal pode exceder os níveis associados com cultivo por tração mecânica, no qual o solo é revolvido em direções opostas nas sucessivas ocasiões.

Nouira e outros [128] usaram o ^{137}Cs para avaliar as taxas de erosão de solo em uma área agrícola na bacia de Oued El Maleh, próxima de Casablanca, Marrocos. Uma pequena área agrícola representativa foi selecionada para investigar a degradação do solo. O modelo de transecto foi aplicado para amostragem a fim de identificar a redistribuição espacial do ^{137}Cs . A variabilidade espacial do inventário de ^{137}Cs tem provido evidência da importância do processo de cultivo e dos efeitos humanos na redistribuição do ^{137}Cs . O inventário médio de ^{137}Cs foi encontrado estar em torno de 842 Bq m^{-2} , que corresponde a uma taxa de erosão de $82 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ aplicando o modelo de balanço de massa simplificado. Os autores também aplicaram o modelo de balanço de massa refinado para enfatizar a contribuição do efeito do cultivo na redistribuição do solo. A taxa de erosão foi estimada em torno de $50 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$.

Estes foram apenas alguns resumos de artigos apresentados que utilizaram a metodologia do ^{137}Cs no estudo da determinação das taxas de erosão do solo, sendo que muito mais artigos foram e têm sido publicados sobre esta metodologia. Uma lista de todos os artigos publicados pode ser acessada no site hydrolab.arsusda.gov/cesium.

No Brasil, poucos trabalhos tem sido realizados utilizando a técnica do ^{137}Cs na avaliação das taxas de erosão do solo.

O primeiro trabalho aplicando essa metodologia no estudo da erosão foi realizado por Guimarães em 1988 [89]. Guimarães realizou um estudo preliminar sobre a

possibilidade do uso do ^{137}Cs para estimar a erosão e sedimentação do solo em uma pequena bacia no município de Piracicaba-SP. Amostras de três perfis de solo e de três caminhamentos, abrangendo diferentes usos e manejos e diferentes graus de declive, foram coletados e algumas características físicas e químicas foram analisadas além da radioatividade de ^{137}Cs . Com base nas medidas de ^{137}Cs foi apresentada uma discussão sobre os padrões de "fallout" para os perfis e resultados de perdas e ganhos de solo para os caminhamentos. A autora utilizou dois modelos empíricos e o modelo proporcional para determinar as taxas de erosão de solo. A autora determinou que nas culturas anuais terraceadas a perda de solo variou de $20 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ até $300 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$, para o reflorestamento de *Pinus sp* a perda de solo variou de $18 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ até $23 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$, enquanto que no lago houve uma deposição de solo que variou de 18 a $32 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$. A autora também apresenta os resultados deste trabalho num artigo publicado em 2003 conforme referência [129].

Andrello [130] utilizou a metodologia do ^{137}Cs para avaliar as taxas de erosão e deposição de solo numa bacia do norte do Paraná manejada sob diferentes culturas. As perdas e ganhos de solo foram determinados utilizando duas equações empíricas e o modelo proporcional para posições de topo, meia encosta e vale, em seis transectos que contemplavam diferentes culturas. Um ponto em mata nativa na microbacia foi amostrado para estimar a quantidade de ^{137}Cs depositado na região pela precipitação radioativa resultando numa atividade de $1,39 \pm 0,11 \text{ Bq kg}^{-1}$. Os pontos amostrados em área de pastagem apresentaram, em sua maioria, perda de solo. Os pontos amostrados em área de cafeeiro não apresentaram nem perda nem ganho de solo. Os pontos amostrados em área de soja, em sistema convencional de preparo de solo, apresentaram perda de solo. Os autores concluíram que para as condições da bacia estudada, as perdas médias de solo foram de $13,90 \pm 1,11 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$, para a área de pastagem, e de $15,80 \pm 1,82 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$, para as áreas de culturas anuais, com ganho médio de solo de $5,48 \pm 2,50 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$, para a área de café. Os resultados deste trabalho estão apresentados nas referências [90] e [131].

Sparovek e outros [132] utilizaram três métodos de estimativa da erosão do solo (USLE, WEPP e ^{137}Cs) que foram aplicados em uma bacia cultivada com cana-de-açúcar no sudeste do Brasil, próximo a cidade de Piracicaba,SP. Os valores absolutos da taxa de erosão e as diferenças na distribuição espacial foram avaliados. Os autores concluíram que o resultado final sugeriu que existem importantes diferenças na perda de solo estimado pelos três métodos, com as diferenças ocorrendo tanto no valor médio quanto na localização geográfica, resultando na seguinte seqüência de valores médios de perda de solo $\text{USLE} >> ^{137}\text{Cs} > \text{WEPP}$. Para os valores de desvio padrão a seqüência foi $\text{USLE} > \text{WEPP} > ^{137}\text{Cs}$,

indicando que a USLE prediz os valores de erosão mais altos e tem a maior dispersão. Além disso, os autores também concluíram que a pobre coincidência geográfica dos resultados é a evidência que os valores resultantes de métodos de erosão de solo não calibrados deveriam ser considerados somente como indicações qualitativas e que o método selecionado deveria considerar a total variabilidade da posição em relação aos conhecidos fatores sensitivos do método.

Bacchi e outros [133] investigaram as taxas e a distribuição espacial de sedimentos num campo agrícola cultivado com cana-de-açúcar usando o ^{137}Cs , a USLE e a WEPP. O estudo foi realizado na microbacia de Ceveiro, na bacia do Rio Piracicaba, SP, Brasil. A bacia estava sofrendo severa degradação do solo devido a erosão. Os autores concluíram que as taxas de erosão e sedimentação e a distribuição espacial estimadas pelos três métodos foram completamente diferentes e que, embora a USLE não seja capaz de determinar deposição de sedimento, a distribuição espacial determinada por este método apresentou a melhor correlação com as outras propriedades do solo estudadas.

6 METODOLOGIA GERAL DE AMOSTRAGEM

O uso do ^{137}Cs na avaliação da erosão do solo tem como base a comparação de inventários de ^{137}Cs (item 4.2). Devido a isso, as amostras utilizadas para comparação dos inventários devem ter sido coletadas num ponto de área de superfície bem definida e em suficiente profundidade de modo a incluir todo o ^{137}Cs presente no perfil do solo.

Dois principais métodos de amostragem são comumente usados: a amostragem de todo o perfil em uma única amostra (amostra "bulk") e a amostragem em incrementos de profundidade. A amostragem em "bulk" é realizada quando se está interessado em determinar o inventário de ^{137}Cs , sendo que o perfil deve ser coletado até uma profundidade suficiente para conter todo o ^{137}Cs presente no solo. Para que isso seja assegurado, uma amostra de 2 cm do fundo de cada perfil deve ser separada e analisada para demonstrar que não tem ^{137}Cs .

Quando informação sobre a distribuição de ^{137}Cs em profundidade é desejada, realiza-se a amostragem em incrementos, coletando amostras em intervalos de 1 ou 2 cm, a partir da superfície até a profundidade em que o ^{137}Cs não seja mais determinado [76].

6.1 EQUIPAMENTO PARA COLETA DE AMOSTRAS

6.1.1 Propostos pela Agência Internacional de Energia Atômica

As amostras "bulk" são coletadas usando um tubo metálico de área transversal conhecida, que é introduzido no solo manual ou mecanicamente. Entretanto, para solos compactados só é possível a coleta de amostras "bulk" usando um amostrador pneumático.

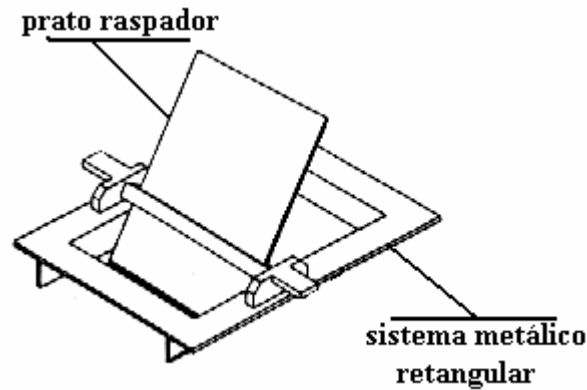


Figura 25 – Sistema metálico e prato raspador para amostragem em incrementos (adaptado da referência [81]).

Para a realização da amostragem em incrementos, utiliza-se um prato raspador que consiste de um sistema metálico retangular de área interna conhecida e um prato metálico, como apresenta a Figura 25. O sistema metálico é inserido no solo para definir a área de amostragem, e o prato é puxado raspando o solo da área delimitada. A profundidade é controlada pela barra fixadora do prato raspador em profundidades pré-definidas, possibilitando a amostragem em profundidades conhecidas [76],[81].

6.1.2 Utilizados neste trabalho

Para coleta das amostras utilizadas neste trabalho foi confeccionado um amostrador de solo, do tipo raspador, constituído de um cilindro metálico de área transversal de 78 cm^2 , com três lâminas numa das extremidades para raspagem do solo, rotulado de cilindro raspador. O cilindro raspador está apresentado na Figura 26. Esse equipamento permite a amostragem de solo sem a necessidade de equipamento mecânico e sem exigir muito esforço humano. Além disso, é possível também realizar a amostragem em incrementos, com intervalos de amostragem acima de 2 cm.

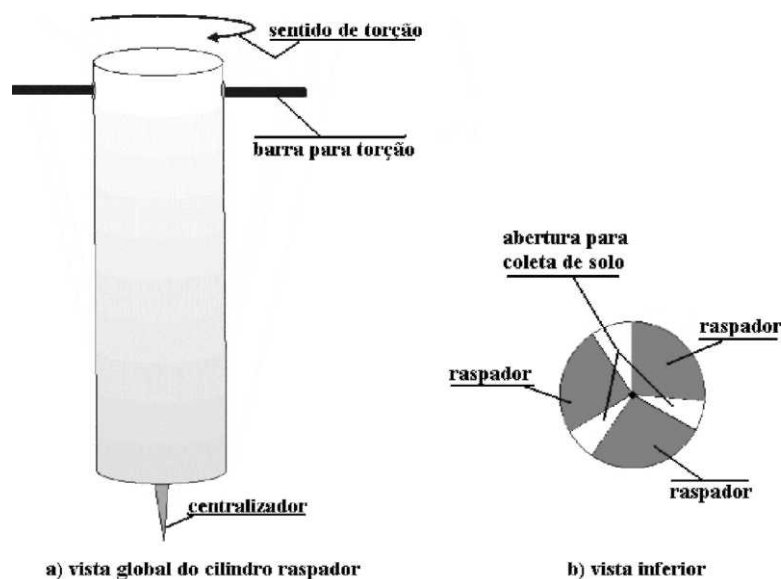


Figura 26 – Esboço do cilindro raspador utilizado para coleta das amostras "bulk".

Apesar do cilindro raspador possibilitar a amostragem em incrementos, quando esta foi realizada neste trabalho, optou-se por utilizar espátulas, faca e régua, o que possibilitou definir intervalos de amostragem de 1 cm. Apesar do prato raspador ser mais prático do que as espátulas e faca, seria muito difícil utilizá-lo nas áreas amostradas neste trabalho por se tratarem de matas nativas e o perfil de solo ter algumas raízes, como apresentado no item 7.

6.2 PREPARO DAS AMOSTRAS E ACONDICIONAMENTO

As amostras coletadas devem ser destorroadas suavemente e secas ao ar por um período de 48 horas. Após secas, as amostras devem ser de novo suavemente destorroadas de modo a desagregar torrões minerais ou orgânicos. Após completamente destorroadas, as amostras devem ser passadas em peneira de 2 mm para separar a fração maior que 2 mm, as quais podem ser descartadas. A amostra de solo composta pela fração menor que 2 mm é pesada e acondicionada em porta amostra. O porta amostra utilizado é do tipo béquer Marinelli de 1 ou 2 litros, dependendo da massa de solo utilizado. A definição da massa de solo utilizada depende da atividade de ^{137}Cs presente no solo amostrado, da eficiência do detector utilizado e do tempo disponível para realizar as medidas. Se a atividade for muito alta

(acima de 20 Bq kg^{-1}), pode-se usar até outros tipos de porta amostra de menor volume. Neste trabalho, como os solos analisados têm baixa atividade, a massa de solo utilizado variou de 1 a 2 kg de solo.

6.3 ESTRATÉGIAS DE AMOSTRAGEM

6.3.1 Áreas de referência

As áreas selecionadas para coleta de amostras para determinação do inventário de referência são de vital importância para utilização da metodologia do ^{137}Cs . As áreas ideais deveriam ter as seguintes características:

- Proximidade às áreas de estudo, embora possa ser difícil encontrar tais áreas em regiões de alta densidade populacional, e em zonas áridas e semi-áridas.
- Mesma altitude ou similar a da posição estudada, uma vez que a variação orográfica pode influenciar na precipitação total gerando variação na quantidade total de ^{137}Cs .
- Não tenha sido perturbada desde 1953 e não apresente sinais de erosão ou deposição de solo.
- Tenha um ângulo de inclinação mínimo e a cobertura vegetal constante de grama ou vegetação similar.

É importante que áreas com mata fechada não sejam selecionadas, já que pode haver significativa variabilidade local na distribuição de ^{137}Cs devido à interceptação da chuva pelas copas e pelo fluxo de água da chuva pelos troncos. Além disso, áreas próximas a estradas devem ser evitadas devido ao possível aumento no inventário local de ^{137}Cs pelo acúmulo de sedimentos trazidos destas pela enxurrada.

Segundo a Agência Internacional de Energia Atômica [81], o valor do inventário de ^{137}Cs usado como referência deveria ser estabelecido a partir de duas áreas, com no mínimo duas replicas em cada uma delas, as amostras coletadas usando o prato raspador, além de uma amostragem em incrementos para fornecer informação sobre a distribuição vertical de ^{137}Cs .

Walling e Quine [76] sugerem que no mínimo 10 amostras "bulk" sejam coletadas nas áreas de referência, além de um ponto amostrado em incrementos. A informação obtida da amostragem em incrementos pode permitir identificar posições perturbadas que subestimarão ou superestimarão o inventário de ^{137}Cs .

Nas posições definidas para amostragem usa-se delimitar uma área de 1 m^2 e amostrar múltiplos pontos dentro desta área (normalmente são amostrados três pontos), fazendo a homogeneização dessas amostras para representar essa posição de modo a diminuir a variabilidade espacial de ^{137}Cs em micro-escala.

6.3.2 Áreas para estudo de redistribuição de solo

O objetivo de amostragem em áreas de estudo é muito diferente daquela da área de referência. Na área de estudo o objetivo é identificar a distribuição espacial do ^{137}Cs e conseqüentemente a redistribuição de solo. A estratégia de amostragem nas áreas de estudo deve levar em consideração a variação espacial no inventário de ^{137}Cs em micro-escala e a variação espacial no processo de redistribuição de solo.

Em áreas sob cultivo, a variação espacial em micro-escala é mínima devido ao efeito de mistura do solo pela mecanização, sendo que a posição amostrada pode ser representada por um único ponto. Entretanto, em áreas não cultivadas pode haver variação em micro-escala devido a uma cobertura vegetal descontínua ou não uniforme. Nestas posições, é aconselhável coletar múltiplos pontos que podem ser analisados separadamente ou homogeneizados para formar uma única amostra.

Se a variação espacial da redistribuição de solo é o foco, então se deve coletar amostras que sejam representativas disto. Para isso, duas estratégias de amostragem são usadas: a amostragem através de transecto individual ou através de uma grade de pontos. Quando as áreas de amostragem são pequenas e caracterizadas por uma topografia simples, a amostragem de um transecto individual é mais apropriada.

Quando a amostragem em transecto individual é realizada, assume-se que a distribuição de ^{137}Cs é uniforme lateralmente ao longo do transecto. O transecto é alinhado ao longo do eixo de maior inclinação do terreno, consistindo-se de uma seqüência descendente de pontos amostrados. O número de pontos amostrados no transecto dependerá do tamanho e

comprimento de rampa da área, sendo que em comprimentos de rampa curtos, no mínimo três pontos devem ser coletados.

Em uma área com topografia mais complexa, não é possível determinar a distribuição espacial de ^{137}Cs , portanto a redistribuição de solo não deve ser inferida através de transectos individuais. Nestas áreas, é necessário coletar amostras numa grade de pontos, que consiste de vários transectos, através da área estudada. O número de pontos amostrados é definido pelos recursos disponíveis, pela complexidade do relevo e pela necessidade de identificar a distribuição de ^{137}Cs próximo das divisas.

6.4 DIMENSIONAMENTO DA AMOSTRAGEM

Como já visto no item 3.1.4 e 6.3.1 é essencial determinar um bom valor de referência para o inventário de ^{137}Cs , que é dependente da variabilidade espacial. Para obter uma inferência estatística do valor do inventário de referência de ^{137}Cs surge a pergunta: qual o número de amostras que devem ser coletadas para representar bem o inventário de referência de ^{137}Cs ?

A determinação do número de amostras para obtenção da estimativa da média populacional é feita a partir do intervalo de confiança, dado por:

$$d = \text{coeficiente de confiança} \times \text{desvio padrão amostral} \quad \text{Equação 75}$$

sendo que o coeficiente de confiança pode ser ou o ponto da distribuição normal (Z) ou o ponto da distribuição de Student (t) [101] correspondente ao nível de confiança desejado e o desvio padrão amostral é igual ao desvio padrão populacional (s) dividido pelo número de observações (n) da amostra [102]. Na equação 75, d é o erro permitido para a média, também chamado de limite de acurácia.

Tomando em consideração a distribuição normal, a equação 75 torna-se:

$$d = Z \frac{s}{\sqrt{n}} \quad \text{ou} \quad n = Z^2 \frac{s^2}{d^2} \quad \text{Equação 76}$$

A equação 76 usada para estipular o número de amostras requer o pré-conhecimento da variância (s^2) que pode ser estimada através de um estudo piloto ou de uma amostragem preliminar ou através da estimativa de s^2 de estudos similares disponíveis. Além

da variância, deve-se definir o limite de acurácia que pode ser expresso como percentual da média (m), sendo rotulado de erro permissível (ER), dado por:

$$ER = 100 \frac{d}{m} \quad \text{Equação 77}$$

Definindo o coeficiente de variação como:

$$CV(\%) = 100 \frac{s}{m} \quad \text{Equação 78}$$

E introduzindo as equações 77 e 78 na equação 76, tem-se:

$$n = Z^2 \frac{CV^2}{ER^2} \quad \text{Equação 79}$$

A Figura 27 apresenta um gráfico do número de amostras necessárias em função do erro permissível (ER) para os níveis de confiança de 95% ($Z= 1,96$), 90% ($Z= 1,645$) e 80% ($Z= 1,286$), usando um $CV = 20\%$. Para outros valores de CV, o gráfico da Figura 27 ou o número de amostras necessário para um dado nível de confiança pode ser determinado pela equação 79.

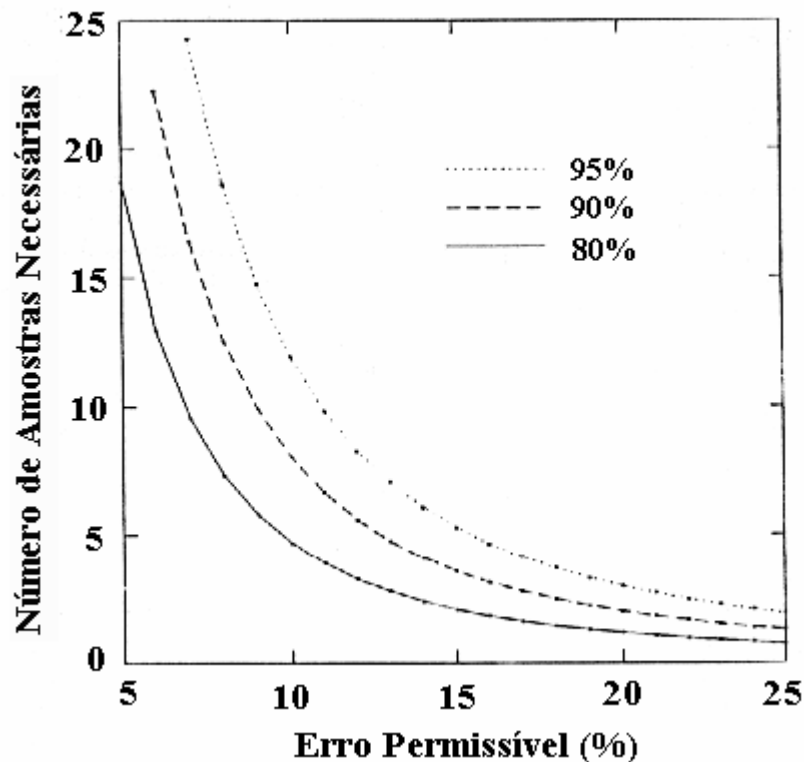


Figura 27 – Gráfico do número de amostras necessárias em função do erro permissível (ER) para os níveis de confiança de 95%, 90% e 80% (extraída da referência [101]).

7 ÁREAS AMOSTRADAS

Para avaliar a distribuição de ^{137}Cs em profundidade no solo e estimar o inventário de ^{137}Cs em solos não perturbados, três matas nativas foram amostradas na região de Londrina. A primeira mata está localizada no campus da Universidade Estadual de Londrina, denominada aqui Mata UEL. A segunda mata, próxima ao bairro Três Bocas, denominada aqui Mata 1, localiza-se a 20 km ao sul da Mata UEL. A terceira mata, denominada aqui Mata 2, localiza-se no distrito de Maravilha a 45 km ao sul da Mata UEL. Como o inventário de ^{137}Cs em área de mata nativa pode ter seu valor afetado pela interceptação da precipitação radioativa pela copa das árvores, causando um acúmulo de ^{137}Cs em uma posição e deficiência em outra dentro da área de mata nativa, também foi amostrada uma área de pastagem formada há mais de 50 anos e desde então não mais mecanizada, para avaliar a variação entre o inventário de ^{137}Cs nas áreas de mata nativa em relação ao da área de pastagem. A área de pastagem é localizada próxima a Mata 1.

O solo das matas e da pastagem é classificado como sendo da classe LATOSSOLO VERMELHO Distroférico, textura argilosa, fase floresta subtropical subperenifólia, relevo suave ondulado [138]. O clima da região, segundo a classificação de Köppen, é do tipo Cfa, subtropical úmido, com chuvas em todas as estações, podendo ocorrer seca no período de inverno. A temperatura média anual da região fica em torno de 20,7 °C, com precipitação pluviométrica anual em torno de 1.615 mm [139].

7.1 MATAS NATIVAS

A amostragem das três matas nativas ocorreu em dois passos. O primeiro passo foi amostrar um ponto para definir a distribuição de ^{137}Cs em profundidade no solo e determinar qual a profundidade máxima que continha ^{137}Cs . O segundo passo foi realizar uma amostragem em grade para determinar o inventário de ^{137}Cs para as três matas. O número necessário de pontos para se obter uma estimativa representativa do inventário de ^{137}Cs foi determinado usando a equação 79 do item 6.4 a partir dos valores dos inventários de ^{137}Cs das referências [89], [90], [133] para um nível de confiança de 95%. O número de amostras

necessárias ficou entre 4 e 9 amostras, de modo que optamos por realizar uma amostragem em grade com 9 amostras.

7.1.1 Amostragem em Perfil

Em cada uma das três matas nativas foi amostrado um ponto, em incrementos de profundidade de 1, 2 e 5 cm, até a profundidade de 50 cm, para determinar a distribuição de ^{137}Cs em profundidade. Para realizar esta amostragem, uma área de 1 m^2 foi delimitada e três amostras de cada incremento de profundidade foram retiradas e homogeneizadas para diminuir a variabilidade espacial pontual. A amostragem com incrementos de 1 e 2 cm foi realizada usando espátula, trena e faca, enquanto que a amostragem dos incrementos de 5 cm foi realizada utilizando o cilindro raspador. As amostras foram secas ao ar por 48 horas, levemente destorroadas e passadas em peneira de malha de 2 mm. As amostras foram acondicionadas em béquer Marinelli de 2 litros e analisadas no Laboratório de Instrumentação Nuclear (LIN) do CENA/USP e no Laboratório de Física Nuclear Aplicada (LFNA) da UEL. O tempo de detecção utilizado foi de 86000 segundos para as amostras analisadas no LIN e de 214000 segundos para as amostras analisadas no LFNA.

7.1.2 Amostragem em Grade

Em cada uma das três matas nativas foi realizada uma amostragem em grade de 3×3 para determinar o inventário de ^{137}Cs . Cada ponto da grade distava 9 metros do seu vizinho mais próximo, como apresentado na Figura 28a. Em cada ponto amostrado, uma área de 1 m^2 foi delimitada e três pontos foram amostrados para cada incremento de profundidade e homogeneizados para diminuir a variabilidade espacial pontual, como apresentado na Figura 28b. Foram utilizados incrementos em profundidade de 5, 10 e 15 cm. A amostragem foi realizada utilizando o cilindro raspador. Todas as amostras foram secas ao ar por 48 horas, destorroadas e passadas em peneira de malha de 2 mm. As amostras da mata UEL foram acondicionadas em béquer Marinelli de 2 litros. As amostras da mata 1 foram acondicionadas

em béquer Marinelli de 2 litros e analisadas no Laboratório de Radioisótopos do CENA num tempo de detecção de 86000 segundos juntamente com as amostras da mata UEL. As amostras da mata 2 foram acondicionadas em béquer Marinelli de 1 litro e analisadas no Laboratório de Física Nuclear Aplicada da UEL num tempo de detecção de 40000 segundos.

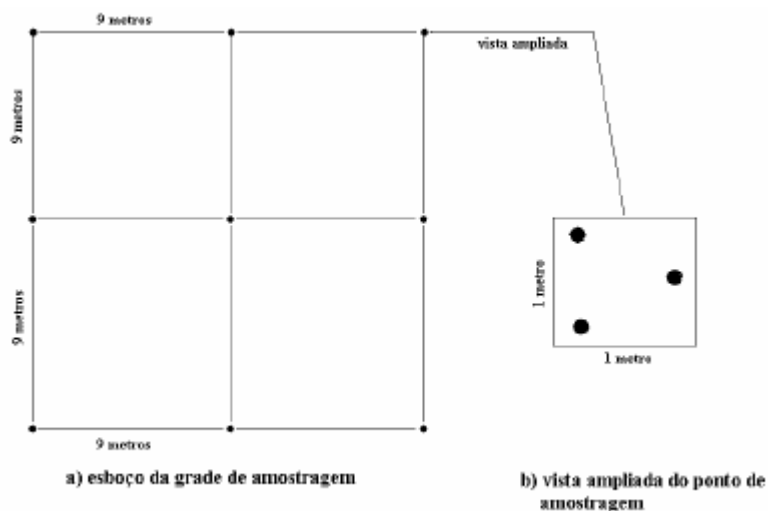


Figura 28 – Esboço da grade de amostragem e uma vista ampliada do ponto amostrado.

7.2 PASTAGEM NÃO-PERTURBADA

A área de pastagem situava-se entre duas colinas de altura aproximada de 30 metros e tinha uma área de aproximadamente 2000 m². Devido ao tamanho limitado dessa área, a grade só constou de 5 pontos, dentro do limite de números de pontos para uma boa representatividade do inventário de ¹³⁷Cs. Em cada ponto da grade, uma área de 1 m² era delimitada e três pontos eram amostrados para cada incremento de profundidade e homogeneizados para diminuir a variabilidade espacial pontual. Foram utilizados incrementos em profundidade de 5, 10 e 15 cm. A amostragem foi realizada utilizando o cilindro raspador. Todas as amostras foram secas ao ar por 48 horas, destorroadas e passadas em peneira de malha de 2 mm. Todas as amostras foram acondicionadas em béquer Marinelli de 1 litro e analisadas no Laboratório de Física Nuclear Aplicada da UEL num tempo de detecção de 40000 segundos.

7.3 PARCELAS DE EROSIÃO DO IAPAR

Em 1996, na área de estudos de erosão do Instituto Agronômico do Paraná (IAPAR), foram amostradas três parcelas de estudo de erosão mantidas desde o início da década de 1970. Duas parcelas eram fechadas (ver item 4.1) com tamanho de 2x11 m e 2x22 m, numa declividade de 5% e mantidas a solo nu. A outra era uma parcela aberta sob cultura de café, o qual foi plantado paralelo ao declive, numa declividade de 5%.

Nas parcelas de solo nu foram amostrados três pontos em cada uma, sendo um ponto na altura superior, um na altura média e outro na altura inferior. Cada ponto foi composto de 3 perfis de solo, sendo 0 - 10 cm, 10 - 20 cm e 20 - 30 cm.

Na parcela de café, foram amostrados seis pontos, sendo 2 pontos na altura superior, 2 pontos na altura média e 2 pontos na altura inferior. Desses dois pontos, um foi amostrado na linha e o outro na entrelinha de café.

Além das parcelas, também foram amostrados dois pontos dentro de uma mata nativa ao lado das parcelas, para determinar o inventário de referência de ^{137}Cs . Cada ponto foi amostrado em três perfis de profundidade (0 - 10, 10 - 20 e 20 - 30 cm), sendo que em um ponto também foram amostrados os perfis de 30 - 40 e 40 - 50 cm para verificar a ausência de ^{137}Cs .

Todas as amostras das parcelas foram secas ao ar por 48 horas, levemente destorroadas, passadas em peneira de 2 mm e acondicionadas em béquer Marinelli de 2 litros. Essas amostras foram analisadas no Laboratório de Radioisótopos do CENA num tempo de 86000 segundos.

7.4 PARCELAS DE EROSIÃO DA UFRGS

Na estação experimental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, situada próximo ao km 50 da BR-290, município de Guaíba (RS), sete parcelas fechadas de estudo de erosão, de 22x3 m e mantidas sob diferentes manejos foram amostradas. O clima da região é do tipo Cfa, segundo a classificação de Köppen, ou seja, subtropical úmido, sem período de estiagem. O solo é do tipo ARGISSOLO VERMELHO distrófico [138] e o declive da área estudada é de 12%.

Os manejos das parcelas amostradas foram os seguintes: **A** - pastagem de campo nativo formado de uma mistura de gramíneas de várias espécies; **B** - sucessão trigo-soja em preparo convencional; **C** - sucessão trigo-soja em plantio direto; **D** - solo descoberto em preparo convencional; **E** - sucessão trigo-milho em plantio direto; **F** -sucessão trigo-soja em preparo mínimo; **G** - pastagem cultivada de Pensacola em consorciação de trevo (**Trifolium vesiculosum** Yucchi). A semeadura das culturas é efetuada em linhas, no sentido do declive, juntamente com a adubação de manutenção utilizando-se semeadeira-adubadeira de plantio direto em todas as parcelas.

Nas parcelas foram amostrados 3 pontos, sendo um na altura superior, um na altura média e um na altura inferior. Cada ponto era composto de quatro perfis de profundidade, 0 - 5 cm, 5 - 10 cm, 10 - 20 cm e 20 - 35 cm. A amostra de cada perfil era representada por duas amostras que foram homogeneizadas para diminuir a variabilidade espacial pontual.

Além das parcelas, uma área de pastagem nativa não perturbada (rotulada de **H**) ao lado das parcelas foi amostrada em grade de seis pontos. A grade foi composta de seis pontos devido ao transporte do material coletado. Cada ponto da grade distava 9 metros do seu vizinho mais próximo e eram compostos de quatro perfis em profundidade, 0 - 5 cm, 5 - 10 cm, 10 - 20 cm e 20 - 35 cm. Em cada ponto uma área de 1 m² foi delimitada e três amostras foram coletadas para cada perfil, que foram homogeneizadas para diminuir a variabilidade espacial pontual. Além dessas amostras, posteriormente foi coletada uma amostra nesta área de pastagem do perfil de 90 - 100 cm.

As amostras foram secas ao ar por 48 horas, destorroadas, passadas em peneira de malha de 2 mm e acondicionadas em béquer Marinelli de 1 litro. Essas amostras foram analisadas no Laboratório de Física Nuclear Aplicada da UEL num tempo de detecção de 40000 a 86000 segundos.

8 ESPECTROMETRIA DE RAIOS GAMA

A espectrometria de raios gama permite a medida direta de emissores gama sem a necessidade da realização de separação química dos elementos da amostra, podendo ser tratada de não destrutiva. Além disso, permite a identificação e a determinação da atividade de um radionuclídeo na amostra. A geometria na qual a amostra é colocada junto ao detector depende do tipo de amostra, do equipamento disponível, dos radionuclídeos de interesse e do nível de atividade destes.

Na espectrometria de raios gama os porta-amostra podem ter diferentes formas e composição química, podendo ser pequenos copos de náilon ou acrílico, cilindros de alumínio com tampas, sacos plásticos ou béqueres Marinelli. Para se definir qual o tamanho e forma ideal de porta-amostra, procura-se a geometria que dê a máxima eficiência de contagem para a energia de interesse. O tamanho ótimo de amostra e geometria a ser utilizada depende da massa de amostra disponível, da densidade da amostra e da energia do raio gama de interesse. Os detectores usados para análise de amostras através da espectrometria de raios gama são do tipo iodeto de sódio ativado com tálio (NaI(Tl)), germânio de alta pureza (HPGe), e mais recentemente de telureto de cádmio (CdTe).

O sistema de espectrometria de raios gama geralmente utilizado é totalmente integrado e compreende os seguintes componentes:

- Detector de germânio (HPGe) vertical com pré-amplificador acoplado que opera com baixo ruído por também estar resfriado (trabalha em temperatura de nitrogênio líquido).
- Fonte de alta tensão para alimentar o detector que possibilita aplicar tensão de 0 - 5000V através do pré-amplificador.
- Amplificador que amplifica e da forma gaussiana ao pulso de subida rápida vindo do pré-amplificador.
- Analisador multicanal (MCA), com um mínimo de 4096 canais para aquisição dos dados.
- Blindagem para o detector com uma cavidade adequada para acomodar a amostra, preferivelmente construída de chumbo.
- Microcomputador para colocação do MCA, instalação do software de gerenciamento do MCA e armazenamento dos dados.

A Figura 29 apresenta um diagrama de blocos de um sistema típico de espectrometria de raios gama sem a blindagem utilizado com o sistema e apresentada no item 8.1.2.

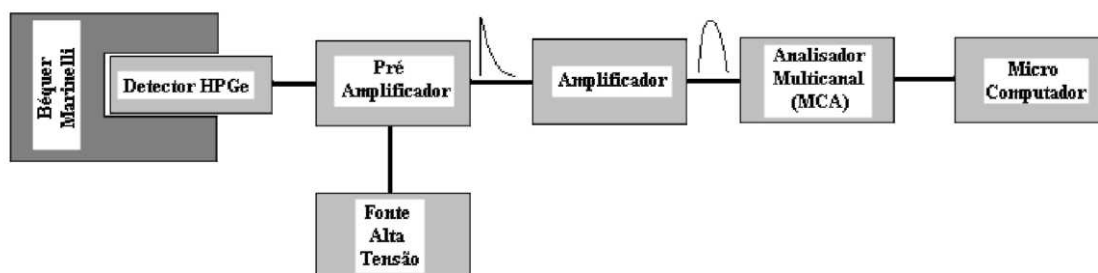


Figura 29 – Diagrama em blocos de um sistema típico de espectrometria de raios gama.

8.1 ESPECTROMETRIA DE RAIOS GAMA DAS ÁREAS AMOSTRADAS

A espectrometria de raios gama de amostras ambientais de baixa atividade normalmente se depara com o problema de maximizar a taxa de contagem no pico do raio gama de interesse em relação à taxa de contagem do fundo na mesma região de energia do pico, além da necessidade da utilização de detectores que discriminem raios gama de energias próximas ou muito próximas.

O fundo de radiação do sistema tem influência determinante na qualidade do espectro adquirido pela espectrometria de raios gama, e por isso o sistema deve ter fundo tão baixo quanto for possível atingir. Esse fundo deve ter um número mínimo das linhas gamas originadas dos radionuclídeos naturais que podem estar presentes nos componentes do sistema e ambiente ao redor, como paredes, chão, etc. Materiais de construção, tais como tijolos, concreto, reboco, tintas, etc, contêm isótopos radioativos naturais tais como barita (sulfato de bário) e potássio que tendem a causar um elevado fundo. Então, para se analisar amostras ambientais de baixa atividade é essencial realizar uma adequada blindagem do detector e da amostra para reduzir a radiação de fundo do ambiente no espectro da amostra. A radiação de fundo é proveniente dos raios gama dos radionuclídeos que constituem as cadeias radioativas naturais e pelos radionuclídeos isolados como ^{40}K e também pelos radionuclídeos cosmogênicos, conforme apresentado no item 2.1.

8.1.1 Módulos de Eletrônica Utilizados

Os módulos de eletrônica utilizados neste trabalho foram módulos padrões tipo NIM ("Nuclear Instruments Modular") da Ortec sendo um amplificador modelo 575A, fonte de alta tensão modelo 659, e placa multicanal (MCA) TrumpTM de 4096 canais com aplicativo MAESTROTM para Windows versão 3.2. O amplificador e a fonte de alta tensão estavam conectados num Minibin modelo 4006.

O amplificador recebe um pulso de voltagem tipo exponencial do pré-amplificador e produz um pulso de voltagem de saída com forma semi-Gaussiana que é contado no MCA (Figura 29). O MCA mede a altura do pulso (em volts), originado no detector, que é proporcional à energia do raio gama. Um conversor analógico-digital no MCA converte o pulso de voltagens em um número de canal. Cada canal corresponde a uma faixa estreita de voltagem. Conforme os pulsos de voltagens vão chegando no MCA, este vai guardando na memória uma distribuição das contagens dos pulsos com respeito à altura dos pulsos. Esta distribuição arranjada em ordem crescente de altura de pulso (energia do raio gama detectado) é chamada de espectro. O aplicativo MAESTROTM gerencia a aquisição no microcomputador através da placa MCA de maneira que o espectro coletado possa ser armazenado e analisado posteriormente.

Os detectores de HPGe utilizados trabalham numa voltagem de 3000 V fornecida pela fonte de alta tensão. O tempo de detecção utilizado variou de 8 até 24 horas, dependendo do detector utilizado e da atividade das amostras analisadas. A figura apresenta um espectro gama característico de uma amostra ambiental analisada num detector de HPGe.

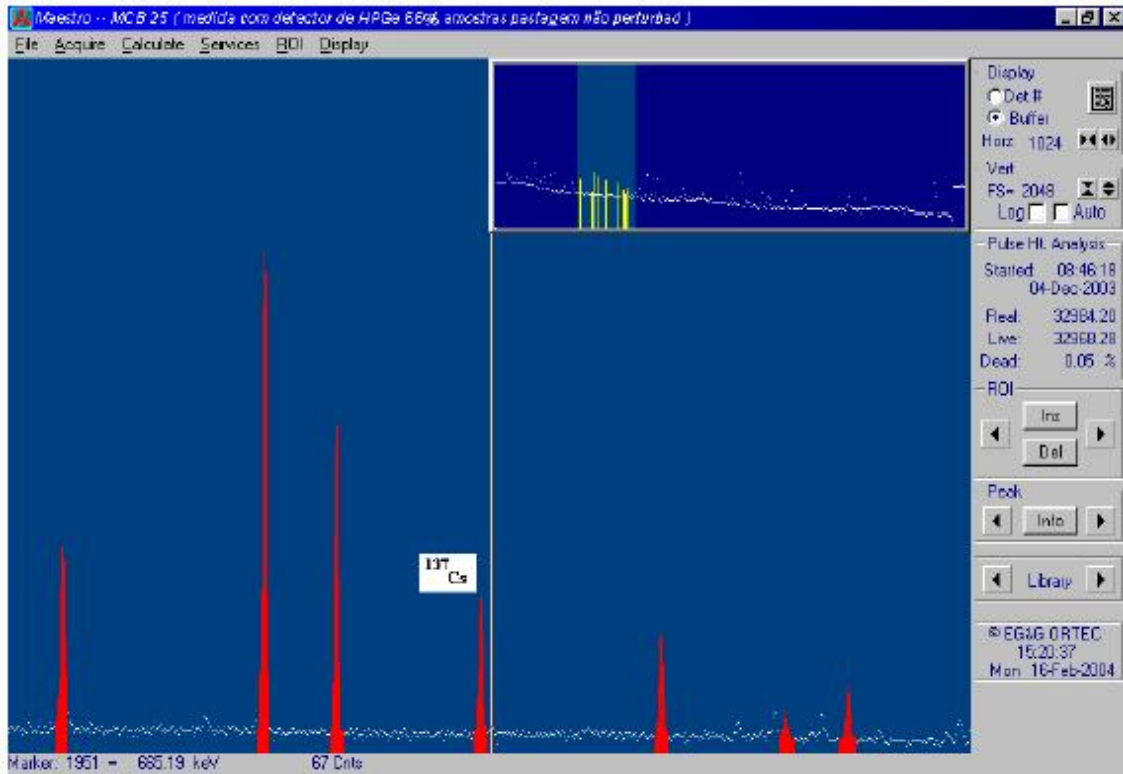


Figura 30 – Espectro gama característico de uma amostra ambiental analisada num detector de HPGe apresentando algumas linhas gama achuradas.

8.1.2 Blindagem

Como esboçado no item 2, existem muitas fontes naturais de radiação que estão presentes no ambiente. Quando se realiza a espectrometria gama em amostras ambientais, deve-se utilizar blindagens que possam minimizar a influência da radiação gama proveniente do ambiente ao redor.

Existem blindagens padrões para uso em espectrometria de raios gama de amostras ambientais de baixa atividade, que são fabricadas com chumbo e outros materiais de número atômico menor, que absorvem os raios-X derivados da interação dos raios gamas com o chumbo da blindagem, utilizadas para minimizar a influência da radiação do ambiente no espectro gama da amostra analisada. A espessura do chumbo utilizada na blindagem depende da atenuação desejada para um dado raio gama. Para aplicações ambientais, 10 cm de chumbo são suficientes para atenuar completamente os raios gama com energia na faixa de 0 a 2 MeV. Neste trabalho foram utilizadas duas blindagens, sendo uma produzida pela Ortec [134] e outra produzida pela Canberra [135]. A blindagem da Canberra, modelo 747, tem 10 cm de

chumbo de baixo fundo com a parte interna recoberta de 1 mm de estanho, que é recoberto por 1,6 mm de cobre para diminuir a incidência no detector dos raios-X gerados no chumbo, sendo recoberta externamente por 9,5 mm de aço com baixa porcentagem de carbono. A blindagem da Ortec, modelo HPLBS1, tem 10 cm de chumbo de baixo fundo recoberto internamente por 0,5 mm de estanho e 1,6 mm de cobre para diminuir a incidência no detector dos raios-X gerados no chumbo, sendo recoberta externamente por 9,5 mm de aço com baixa porcentagem de carbono. Tanto a blindagem da Ortec quanto da Canberra tem uma cavidade com diâmetro interno de 27,9 cm por 40,6 cm de profundidade que podem acomodar béqueres Marinelli de até 4 litros. A Figura 31 apresenta as blindagens utilizadas.



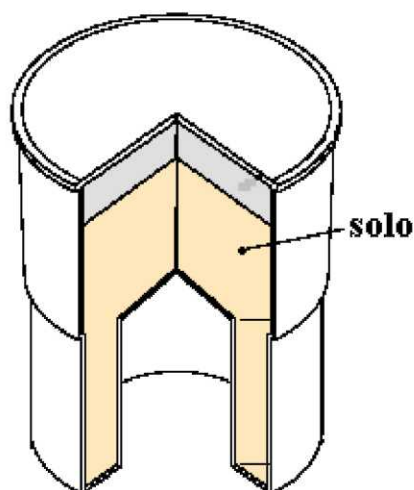
Figura 31 – Blindagens da Canberra (Modelo 747) e da Ortec (HPLBS1) com o dewar do detector.

8.1.3 Porta-amostra

Além da necessidade de se diminuir a radiação de fundo incidente no detector para a análise de amostras ambientais de baixa atividade, também se deve maximizar o tamanho de amostra analisada quando isso é possível. Como as amostras analisadas neste trabalho eram amostras de solo de baixa atividade, foi utilizado porta-amostra do tipo béquer Marinelli (ver item 6.2), permitindo analisar grande quantidade (1 a 2 kg) de solo de modo a obter uma boa estatística de contagem num tempo de contagem não muito grande. Os

béqueres Marinelli utilizados foram adquiridos da "GA-MA Associates Incorporation", sendo fabricados de polietileno de baixo fundo radioativo.

Os béqueres Marinelli tinham volume de 1 e 2 litros. A Figura 32 apresenta um esboço de um béquer Marinelli.



Béquer Marinelli

Figura 32 – Esboço de um béquer Marinelli.

8.1.4 Detector Utilizado

O tipo de detector mais apropriado para análise de amostras ambientais de baixa atividade é o detector com cristal de germânio de alta pureza, normalmente chamado de HPGe ("high purity germanium"). O cristal de germânio pode ser do tipo-p (aceitadores de elétrons) ou do tipo-n (doadores de elétrons) dependendo da concentração de átomos aceitadores ou doadores no cristal. Os cristais podem ter várias formas, sendo que na forma cilíndrica ainda podem ter um buraco central, o que possibilita construir cristais com maior comprimento. Este tipo de cristal é chamado de coaxial. Além dos cristais cilíndricos, também existem cristais em forma de discos. Os detectores de HPGe da Ortec com cristal do tipo-p foram chamados de GEM, enquanto que os detectores com cristal do tipo-n foram chamados de GMX. Os detectores de HPGe do tipo-p coaxial são os mais utilizados em laboratórios.

O contato elétrico do cristal para que as cargas geradas pelos raios gama absorvidos sejam recebidas como sinal elétrico é feita através da implantação de lítio e boro nas superfícies (externa e interna) do cristal. Dependendo do tipo do cristal, se n ou p, os contatos são feitos de maneiras diferentes. No cristal tipo-p a superfície externa do cristal recebe uma camada de lítio de aproximadamente 600 microns, enquanto a superfície interna recebe uma camada de íons de boro implantados de 0,3 microns. No cristal tipo-n é o contrário, a superfície externa do cristal recebe a camada de íons implantados de boro, enquanto a superfície interna recebe a camada de lítio. Devido à camada externa do cristal tipo-n ser extremamente fina, os detectores construídos com este tipo de cristal (detectores GMX) apresentam uma maior eficiência para raios gama de baixa energia, e por isso esses detectores normalmente vêm com uma janela de berílio [134]. A Figura 33 apresenta um esboço de dois cristais de HPGe tipo-p e tipo-n com as camadas para contato elétrico.

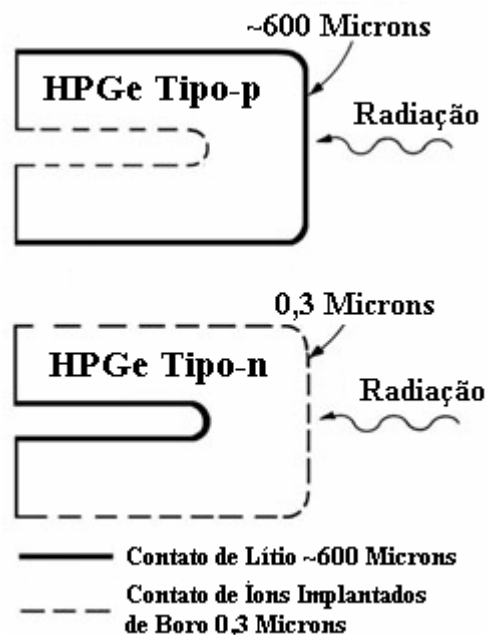


Figura 33 – Esboço de dois cristais de HPGe, tipo-p e tipo-n, apresentando as camadas para o contato elétrico (Adaptada de http://www.ortec-online.com/detectors/yhoton/a1_1.htm).

O cristal de germânio pode também ser feito com diâmetro e comprimento diferenciado. Quando o diâmetro é igual ao comprimento forma um cristal quadrado, quando o diâmetro é maior do que o comprimento forma um cristal retangular em diâmetro e quando

o diâmetro é menor do que o comprimento forma um cristal retangular em comprimento. Estas três formas de cristais são apresentados na Figura 34.

Estas três formas de cristais podem apresentar a mesma eficiência para a linha gama de 1332 keV de uma fonte pontual de ^{60}Co , entretanto apresentam eficiências diferentes quando submetidos a uma outra geometria. Como a maioria das amostras analisadas em laboratório está em porta-amostra do tipo béquer Marinelli, filtros ou pequenos potes, é possível escolher e adquirir um detector com a forma de cristal que apresente a melhor eficiência para o tipo de porta-amostra utilizado.



Figura 34 – Esboço de três formas de cristais de germânio utilizados em detectores.

Neste trabalho utilizamos quatro detectores sendo: dois do Laboratório de Física Nuclear Aplicada da Universidade Estadual de Londrina; um do Laboratório de Instrumentação Nuclear e o outro do Laboratório de Radioisótopos, ambos do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA) de Piracicaba. O detector do Laboratório de Radioisótopos é um detector modelo GMX20190 da Ortec, com o diâmetro do cristal igual a 58,5 mm e comprimento de 37,4 mm com janela de berílio de 0,5 mm. O detector do Laboratório de Instrumentação Nuclear é um detector modelo GEM20185-P com diâmetro de 53,8 mm e comprimento do cristal igual a 58,7 mm. No Laboratório de Física Nuclear Aplicada um detector é o modelo GEM10185-P com diâmetro e comprimento do cristal igual a 43,5 mm e o outro é um detector modelo GEM-M-7080-P-S específico para geometria béquer Marinelli, com diâmetro do cristal igual a 69,9 mm e comprimento 84,2 mm.

8.1.4.1 Performance dos Detectores de HPGe

A eficiência relativa de detectores de HPGe é definida para a linha gama de 1,33 MeV do ^{60}Co em relação à eficiência de um detector de NaI(Tl) com cristal de diâmetro e comprimento de 76,2 mm. Para isso, uma fonte de ^{60}Co com intensidade conhecida é posicionada a 25 cm de distância da face do detector de HPGe e o espectro com a linha gama de 1,33 MeV é adquirido num tempo de contagem fixo. A eficiência absoluta, que é definida como a razão do número de contagens no pico dividido pelo número de raios gama emitidos pela fonte, durante o mesmo tempo de contagem, é então determinada para o detector de HPGe. Essa eficiência absoluta é então dividida por $1,2 \times 10^{-2}$, que é a eficiência absoluta para o detector de NaI(Tl) com a mesma geometria. Essa razão especifica a eficiência relativa dos detectores de HPGe.

A resolução em energia é uma medida da capacidade do detector em distinguir duas linhas gama de energia muito próximas no mesmo espectro. A resolução em energia é dependente tanto da energia do raio gama quanto da temperatura de funcionamento do detector e é normalmente determinada pela combinação de três fatores: o alargamento do pico devido às flutuações no número de pares elétron/buraco produzidos no detector, que é uma função da energia do raio gama; a variação na coleta das cargas produzidas no cristal; e a contribuição de ruídos eletrônicos. Quando a temperatura dos detectores em funcionamento fica acima de 110/120 kelvin, existe o aparecimento de corrente de fuga e aumento do ruído eletrônico no detector. Por isso os detectores de HPGe ficam resfriados em temperatura de nitrogênio líquido (77 kelvin) que dá uma estabilidade na temperatura do detector entre 85 a 100 kelvin.

A resolução em energia é determinada através da largura total à meia altura do pico FWHM ("full width at half maximum"). O FWHM é resultado de todas as variações acima citadas, sendo obtido da leitura direta do espectro. Normalmente o FWHM é medido em canais, mais pode ser medido em energia, dando diretamente a resolução em energia, através da calibração em energia do detector como citado no item 8.1.5.

Outra característica importante do detector de HPGe é a razão pico/Compton que é um indicador da capacidade do detector em distinguir picos de raios gama de baixa energia na presença de fontes de alta energia. A razão pico/Compton é uma das mais importantes medidas para mostrar a performance do detector, porém ainda é muitas vezes não citada. O platô Compton resulta das interações Compton no detector na qual um

fóton escapa do volume ativo do cristal ainda com uma parte da sua energia. A razão pico/Compton é obtida dividindo a altura do pico da linha gama de 1,33 MeV do ^{60}Co pela média do platô Compton entre 1,04 MeV e 1,096 MeV.

O detector GMX20190 tem uma resolução em energia de 1,87 keV com uma eficiência relativa de 21,7% e uma razão pico/Compton de 48:1. O detector GEM-M-7080-P-S tem uma resolução em energia de 1,95 keV com uma eficiência relativa de 66% e uma razão pico/Compton de 75:1. O detector GEM20185-P tem resolução em energia de 1,85 keV com uma eficiência relativa de 20% e uma razão pico/Compton de 48:1. O detector GEM10185-P tem resolução em energia de 1,85 keV com uma eficiência relativa de 10% e uma razão pico/Compton de 37:1. Todos os detectores estavam em linha com os equipamentos necessários para aquisição de dados como descrito no item 8, além de todos estarem inseridos em blindagens da Ortec ou da Canberra, como referido no item 8.1.2.

8.1.5 Calibração em Energia

Um requerimento essencial para a análise das linhas gama presentes no espectro de uma amostra, adquirido pelo sistema de espectrometria de raios gama, é a identificação exata destas linhas gama.

O procedimento para realizar a identificação das linhas gama presentes no espectro é a calibração em energia. A calibração em energia é realizada através da medida de espectros de fontes de radionuclídeos dos quais se conhecem os raios gama emitidos, fazendo-se a associação destas energias com o seu respectivo canal no MCA por inspeção manual ou via análise computacional. Normalmente essa calibração é realizada com três ou mais linhas gama conhecidas de energias distribuídas dentro da faixa de energia de interesse, usualmente de 60 keV até 2 MeV. Após a calibração em energia do sistema, é possível associar ao canal do centróide de um pico a energia correspondente e através de tabelas de radionuclídeos determinar a que radionuclídeo pertence tal raio gama. Neste trabalho, a calibração em energia era realizada diretamente no programa MAESTRO™, responsável pelo controle e armazenamento dos dados adquiridos pelo MCA, que faz um ajuste linear quando duas linhas de energia são definidas e um ajuste quadrático se três ou mais linhas de energia são definidas. Para fazer esta calibração sempre era utilizada uma fonte padrão de ^{137}Cs e outra de ^{60}Co , de modo que três linhas de energia eram definidas.

8.2 DETERMINAÇÃO DA ATIVIDADE ESPECÍFICA

Quando o espectro gama de uma amostra é obtido, é possível identificar as linhas gama e os radionuclídeos emissores destas presentes na amostra através da calibração em energia. Além de identificar quais radionuclídeos estão presentes no espectro, pode-se também determinar qual a concentração média de cada radionuclídeo na amostra. Para se determinar a concentração, utiliza-se a seguinte equação [136]:

$$C_n = \frac{N_n}{\varepsilon m_a P_\gamma} \quad \text{Equação 80}$$

- C_n é a concentração média do radionuclídeo n (Bq kg^{-1}).
- N_n é a taxa líquida de contagens para a energia do raio gama (γ) do radionuclídeo n (contagens por segundo (cps)).
- m_a é a massa da amostra (kg).
- ε é eficiência de contagem para a energia do raio gama (γ) do radionuclídeo n.
- P_γ é a probabilidade absoluta de transição do raio gama (γ) medido.

A equação 80 apresenta duas variáveis que não se conhece *a priori*, que são C_n e ε . Então, para se determinar uma é necessário conhecer a outra. Isso é feito usando amostras padrões com a atividade conhecida dos radionuclídeos de interesse. Essas amostras podem ser preparadas no próprio laboratório ou amostras certificadas adquiridas da IAEA ou outro fornecedor. Neste trabalho foram utilizadas amostras preparadas no próprio laboratório com solução certificada produzida pelo IPEN/CNEN.

8.2.1 Amostras Calibradas

As amostras calibradas foram preparadas utilizando-se uma solução de cloreto de cézio-137, de atividade igual a 570 ± 14 kBq e volume igual a 5 ml. O primeiro passo foi preparar uma solução com 95ml de água deionizada e 5 ml de cloreto de cézio-137, obtendo-se 100 ml de solução (1) com atividade igual a $5,70 \pm 0,14$ kBq ml^{-1} . Da solução (1) tomou-se 1 ml que foi adicionado a 99 ml de água deionizada, obtendo-se uma nova solução (2) de 100 ml com atividade igual a $0,057 \pm 0,002$ kBq ml^{-1} . Da solução (2), tomou-se 6 ml

que foi adicionado a 94 ml de água deionizada obtendo-se uma solução (3) de 100 ml com atividade igual a $3,42 \pm 0,01 \text{ Bq ml}^{-1}$.

A solução (3) foi borrifada sobre 1,5 kg de solo da classe Latossolo Vermelho distroférico em passos de 20 ml borrifados sobre 300 g de solo. A cada passo o solo borrifado era homogeneizado por 30 minutos manualmente, até se obter uma amostra com 1,5 kg de solo com uma atividade igual a $228 \pm 6 \text{ Bq kg}^{-1}$. Essa amostra foi rotulada de amostra calibrada fator 10. 1 ml da solução (1) foi adicionado a 99 ml de água deionizada e os 100 ml resultantes foram borrifados sobre 1,5 kg de solo da classe Latossolo Vermelho distroférico, em passos de 30 ml em 300 g de solo. A cada passo o solo era homogeneizado por 30 minutos. Ao final, uma amostra com 1,5 kg de solo com atividade igual a $3800 \pm 100 \text{ Bq kg}^{-1}$ foi obtida, sendo rotulada de amostra calibrada fator 0. A partir da amostra calibrada fator 0 foi obtido outras duas amostras, rotuladas de amostra calibrada fator 100 (atividade igual a $38 \pm 1 \text{ Bq kg}^{-1}$) e amostra calibrada fator 1000 (atividade igual a $3,8 \pm 0,1 \text{ Bq kg}^{-1}$). A amostra Fator 100 foi obtida retirando-se 15 g de solo da amostra Fator 0 que foi homogeneizado a 1,485 kg de solo para obter 1,5 kg de solo calibrado. A amostra Fator 1000 foi obtida retirando-se 1,5 g de solo da amostra calibrada Fator 0 que foi homogeneizado a 1,4985 kg de solo para obter 1,5 kg de solo calibrado.

8.2.2 Cálculo da Eficiência de Contagem

A partir dessas amostras com a atividade de ^{137}Cs conhecida, foi determinada a eficiência de contagem s para cada detector utilizado neste trabalho através de um rearranjo simples da equação 80. Após a análise apresentada no apêndice A, foi utilizado somente a eficiência média determinada das amostras calibradas Fator 100 e Fator 1000. Os valores da eficiência de contagem s estão apresentados na Tabela 10.

Tabela 10 – Eficiência determinada para cada detector utilizado.

Detector	Eficiência	Desvio Propagado
GEM10185-P (LFNA)	0,0052	0,0003
GEM-M-7080-P-S (LFNA)	0,032	0,002
GMX20190 (Lab. Rad.)	0,0122	0,0009
GEM20185-P (LIN)	0,0115	0,0007

Conhecendo-se a eficiência de contagem para um radionuclídeo específico, numa dada geometria e um dado detector, é possível determinar a atividade deste radionuclídeo numa amostra de atividade desconhecida utilizando-se a equação 80.

8.2.3 Determinação da Taxa Líquida de Contagem

A taxa líquida de contagens é a quantidade total de contagens no pico de energia de interesse, menos a contagem do fundo, que a amostra emite por unidade de tempo. A taxa líquida de contagem pode ser determinada a partir da área líquida sob o pico de energia gama de interesse, como segue:

$$A_L = A_A - A_B - F_C \quad \text{Equação 81}$$

onde

- A_L é a área líquida sob o pico de interesse (contagens) no espectro da amostra.
- A_A é a área bruta sob o pico de interesse (contagens) no espectro da amostra.
- A_B é a área bruta do fundo na região de canais do pico de interesse (contagens).
- F_C é a área do fundo Compton sob o pico de interesse (contagens).

O F_C é determinado através do cálculo do fundo Compton na amostra e no fundo, pela seguinte forma:

$$F_C = F_C^A - F_C^B \quad \text{Equação 82}$$

onde:

- F_C^A é o fundo Compton no espectro da amostra determinado por:

$$F_C^A = A_A - A_L^A \quad \text{Equação 83}$$

- sendo A_L^A a área líquida sob o pico de interesse no espectro da amostra determinada pelo software MAESTRO™.
- F_C^B é o fundo Compton no espectro de fundo determinado por:

$$F_C^B = A_B - A_L^B \quad \text{Equação 84}$$

- sendo A_L a área líquida na região de canais do pico de interesse no espectro de fundo determinado pelo software MAESTRO™.

A taxa líquida de contagem (N_n) sob o pico de interesse é dada pela divisão da área líquida (A_L) determinada pela equação 81 pelo tempo t_n de aquisição da amostra (em segundos), como segue:

$$N_n = \frac{A_L}{t_n} \quad \text{Equação 85}$$

8.2.4 Limite Mínimo de Detecção

Quando se está realizando a espectrometria de raios gama, torna-se necessário determinar qual o limite mínimo de detecção do sistema. O limite mínimo de detecção serve para definir o procedimento em relação a certos valores obtidos, ou seja, se a partir do valor determinado pode ser assumido que tal área corresponde ou não a uma atividade. O limite mínimo de detecção é usado para expressar a habilidade de detecção de um sistema de medida. Pode-se determinar o limite mínimo de detecção (LD) através da avaliação de qual é a área líquida que pode ser discriminada da área líquida do fundo. Para isso, a IAEA [136] tem sugerido o uso da seguinte equação:

$$L_D = 4,66 \sigma_B \quad \text{Equação 86}$$

onde σ_B é o desvio padrão da área líquida de contagem do fundo determinada para a linha gama de interesse na amostra. Essa equação determina qual o valor mínimo da contagem que pode ser assumido representar uma atividade com um grau de confiança de 95%. Através do limite mínimo de detecção pode-se determinar a atividade mínima detectável utilizando a equação 80. Como a espectrometria de raios gama envolve o fato que as observações do

espectro bruto da amostra e do espectro de fundo são utilizados na determinação da taxa líquida de contagem, uma outra equação foi utilizada neste trabalho para cálculo do limite de detecção, dada por:

$$L_D = 2,71 + 4,66 \sigma_B \quad \text{Equação 87}$$

Detalhes da derivação desta equação podem ser encontrados na referência [137]. A Tabela 11 apresenta os valores da atividade mínima detectável pelos detectores utilizados neste trabalho usando a equação 87.

Tabela 11 – Atividade mínima detectável utilizando geometria béquer Marinelli com 1,5 kg de solo para um tempo de detecção de (*) 8 e (**) 24 horas.

Detector	AMD (Bq kg ⁻¹)
GEM10185-P (LFNA) **	0,20
GEM-M-7080-P-S (LFNA) *	0,09
GMX20190 (Lab. Rad.) *	0,15
GEM20185-P (LIN) *	0,14

8.3 DETERMINAÇÃO DO INVENTÁRIO DAS AMOSTRAS

A concentração de ¹³⁷Cs no solo pode ser calculada da taxa de contagens líquida no pico de energia 661,6 keV e do valor da eficiência de contagem, como visto no item 8.2.2. Além de poder expressar a concentração de ¹³⁷Cs em termos de atividade por unidade de massa, também é útil determinar o valor do inventário total de ¹³⁷Cs (atividade por unidade de área) no ponto amostrado. O valor do inventário de ¹³⁷Cs (Bq m⁻²) para um ponto amostrado é determinado pela seguinte equação:

$$A_{Cs} = \sum_{i=1}^z C_i \times \rho_i \times I_i \quad \text{Equação 88}$$

onde

- ACs é o inventário total de ¹³⁷Cs para o ponto amostrado (Bq m⁻²).
- Ci é a concentração de ¹³⁷Cs para a profundidade i (Bq kg⁻¹).
- ρi é a densidade volumétrica para a profundidade i (kg m⁻³).

- Δi é o incremento de amostragem para a profundidade i (m).
- z é a profundidade máxima amostrada com césio-137 detectado.

O uso do inventário total de ^{137}Cs elimina a dependência da atividade em função da densidade do solo.

9 RESULTADOS

9.1 MODELOS RECOMENDADOS PELA IAEA

No item 4.2.2 foram esboçados os modelos recomendados pela IAEA para uso da metodologia do ^{137}Cs na determinação das taxas de erosão do solo. Estes modelos incorporaram vários parâmetros que podem influenciar nos valores de taxas de erosão do solo determinados. Foi realizado um estudo estatístico para avaliar a influência e significância de cada parâmetro nos modelos, possibilitando realizar um estudo nos desvios gerados por esses modelos tomando em conta o desvio nos parâmetros mais relevantes. Para efetuar os cálculos das taxas de erosão do solo por esses modelos utilizamos o software desenvolvido e disponibilizado pela IAEA no site ftp://ftp.iaea.or.at/dist/ripc_ihs/. Algumas vezes serão utilizadas as seguintes abreviações para os modelos estudados: MP - modelo proporcional; MBM1 - modelo de balanço de massa simplificado; MBM2 - modelo de balanço de massa refinado; MBM3 - modelo de balanço de massa incorporando cultivo; MDP - modelo de distribuição de perfil; MDM - modelo de difusão e migração.

9.1.1 Análise Estatística dos Parâmetros dos Modelos

Para estudar a influência de cada parâmetro nos respectivos modelos, um planejamento fatorial completo a dois níveis foi realizado [102]. O nível é o valor atribuído ao parâmetro e, portanto, um estudo a dois níveis refere-se ao estudo de dois valores atribuídos ao parâmetro, sendo um valor superior (nível mais) e um valor inferior (nível menos). Então, o efeito de qualquer parâmetro sobre a resposta pode ser determinado fazendo tal parâmetro variar de nível e observar o resultado que essa variação produz na resposta.

Para realizar um planejamento fatorial completo, é necessário fazer experimentos com todas as possíveis combinações dos níveis dos parâmetros. Se existem k parâmetros envolvidos, um planejamento completo de dois níveis exigirá a realização de $2 \times 2 \times 2 \times \dots \times 2 = 2^k$ ensaios diferentes. Um planejamento desse tipo é chamado de planejamento fatorial 2^k .

Para fazer o planejamento 2^k , devem-se realizar ensaios e registrar as respostas observadas em todas as possíveis combinações dos níveis dos k parâmetros. A lista dessas combinações é chamada de matriz de planejamento. Para realizar a montagem da matriz de planejamento, existe uma ordem padrão de disposição dos ensaios. Todas as colunas da matriz de planejamento começam com o nível menos (valor inferior) e depois vão se alternando um a um na primeira coluna (ex. -++++...), dois a dois na segunda (---+---+...), sendo os sinais da k coluna definidos por 2^{k-1} sinais negativos seguidos de 2^{k-1} sinais positivos [102]. Como exemplo, apresentamos o modelo de balanço de massa refinado (MBM2) que toma em conta cinco parâmetros e, portanto, a matriz de planejamento para este modelo terá $2^5 = 32$ ensaios, como apresentado na Tabela 12.

Tabela 12 – Matriz de planejamento para o Modelo de Balanço de Massa Refinado (MBM2).

ensaio	p ou p'	γ	H	d	A	Resultado perda	Resultado ganho
1	-	-	-	-	-	-3,95	6,27
2	+	-	-	-	-	-1,97	4,81
3	-	+	-	-	-	-2,92	4,67
4	+	+	-	-	-	-1,45	3,58
5	-	-	+	-	-	-4,44	7,04
6	+	-	+	-	-	-2,22	5,40
7	-	+	+	-	-	-3,71	5,91
8	+	+	+	-	-	-1,85	4,53
9	-	-	-	+	-	-5,34	8,50
10	+	-	-	+	-	-2,65	6,51
11	-	+	-	+	-	-3,62	5,79
12	+	+	-	+	-	-1,79	4,44
13	-	-	+	+	-	-6,27	9,96
14	+	-	+	+	-	-3,12	7,63
15	-	+	+	+	-	-4,9	7,82
16	+	+	+	+	-	-2,44	5,99
17	-	-	-	-	+	-27,29	41,05
18	+	-	-	-	+	-13,18	31,37
19	-	+	-	-	+	-19,97	30,11
20	+	+	-	-	+	-9,43	23,09
21	-	-	+	-	+	-29,79	45,15
22	+	-	+	-	+	-14,73	34,62
23	-	+	+	-	+	-24,82	37,72
24	+	+	+	-	+	-12,14	28,92
25	-	-	-	+	+	-38,33	57,04
26	+	-	-	+	+	-17,98	43,73
27	-	+	-	+	+	-25,25	37,74
28	+	+	-	+	+	-11,54	28,94
29	-	-	+	+	+	-42,62	64,40
30	+	-	+	+	+	-20,84	48,37
31	-	+	+	+	+	-33,14	50,19
32	+	+	+	+	+	-15,93	38,48

Os resultados de perda e ganho de solo obtidos para o MBM2 foram derivados utilizando os valores apresentados na Tabela 13. Além disso, a Tabela 13 também apresenta os parâmetros analisados e o nível menos (valor inferior) e mais (valor superior) utilizados no planejamento fatorial a dois níveis para os outros modelos. Os valores dos níveis utilizados para cada parâmetro foram extraídos da referência [92]. Para todos os modelos analisados foi utilizado o valor do inventário de referência de 2400 Bq m⁻². Os valores do inventário de ¹³⁷Cs no ponto foram de 1200 Bq m⁻² e de 2160 Bq m⁻² para simular 50% e 10%

de perda de ^{137}Cs e de 2640 Bq m^{-2} e de 3600 Bq m^{-2} para simular 10% e 50% de ganho de ^{137}Cs .

Tabela 13 – Parâmetros e valores dos níveis utilizados para os modelos analisados.

Parâmetros	Modelos					
	MBM1	MBM2	MBM3	MDP	MDM	
P	nível +	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5
	nível -	1,25	1,25	1,25	1,25	1,25
P'	nível +	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
	nível -	0,46	0,46	0,46	0,46	0,46
D	nível +	0,3 m	300 kg m^{-2}	300 kg m^{-2}		
	nível -	0,2 m	200 kg m^{-2}	200 kg m^{-2}		
γ	nível +		0,5	0,5		
	nível -		0,2	0,2		
H	nível +		8	8		10 kg m^{-2}
	nível -		4	4		5 kg m^{-2}
ϕ	nível +			100		
	nível -			10		
h_0	nível +				40 kg m^{-2}	
	nível -				20 kg m^{-2}	
D	nível +					65
	nível -					20
V	nível +					20
	nível -					2

A partir da matriz de planejamento pode-se formar a tabela dos coeficientes de contraste. Esta tabela é formada pelos efeitos principais de cada parâmetro mais as interações entre eles. Dependendo do número de parâmetros, podem existir efeitos de interação de 1^a, 2^a, k^a ordem. Nesta tabela, o efeito principal de cada parâmetro é obtido pela repetição dos sinais da coluna do parâmetro em questão. Além dos efeitos principais, também existem os efeitos de interação entre os parâmetros, os quais são determinados multiplicando-se os sinais das colunas dos parâmetros envolvidos para obter a coluna correspondendo à interação entre eles [102]. O efeito de interação passa a ser significativo se um parâmetro é influenciado por outro parâmetro. A Tabela 14 apresenta a tabela de coeficientes de contraste para o modelo de balanço de massa simplificado (MBM1), com 3 parâmetros, uma vez que o número de interações aumenta com o número de parâmetros. Uma matriz de contraste completa para k parâmetros teria que conter todas as possíveis interações dos k parâmetros.

Transformando-se a tabela de contraste (Tabela 14) numa matriz X com elementos +1 e -1 e realizando o produto X^tY , onde Y é o vetor coluna contendo os resultados

dos ensaios e X^t é a matriz transposta de X , é possível calcular os efeitos de cada contraste. Os efeitos são classificados segundo a ordem de interação, sendo chamados de efeito principal o efeito de cada parâmetro (ex. p , A ,...), de efeito secundário todos os efeitos obtidos da interação dos parâmetros dois a dois (ex. pA , dA , ...), de efeito terciário todos os efeitos obtidos da interação dos parâmetros três a três, e assim por diante.

Tabela 14 – Matriz de contrastes para o Modelo de Balanço de Massa Simplificado (MBM1).

Contrastes							Resultado	
p ou p'	d	A	$(p$ ou $p')$ d	$(p$ ou $p')$ A	dA	$(p$ ou $p')$ dA	Y	Y'
-	-	-	+	+	+	-	-5,61	8,34
+	-	-	-	-	+	+	-2,55	6,40
-	+	-	-	+	-	+	-7,65	12,51
+	+	-	+	-	-	-	-3,83	9,59
-	-	+	+	-	-	+	-33,26	52,92
+	-	+	-	+	-	-	-16,63	40,57
-	+	+	-	-	+	-	-49,89	79,37
+	+	+	+	+	+	+	-24,94	60,85

Para analisar se os efeitos são significativos ou não, usam-se gráficos normais baseados na noção de probabilidade cumulativa. Um gráfico de probabilidade cumulativa numa distribuição normal é uma curva monotonicamente crescente, em forma de S^3 , que vai de 0 a 1.

Essa curva pode ser transformada numa reta por meio de uma modificação na escala do eixo das ordenadas através de uma expansão em torno do ponto representando 50% de probabilidade acumulada [102]. Supondo que nenhum dos efeitos dos contrastes exista de fato, ou seja, que o verdadeiro valor de cada um é zero, espera-se que o gráfico dos efeitos ajuste-se bem a uma reta na escala de probabilidade normal. Se essa expectativa não for confirmada, algo deve estar errado com a suposição de que os efeitos são nulos.

Para traçar o gráfico normal dos valores dos contrastes e usá-lo para testar a hipótese de que os efeitos não existem, o primeiro passo é colocar os valores dos contrastes em ordem crescente. Assim, o primeiro elemento será o menor de todos e o último será o maior. Cada um desses elementos deve representar uma porção equivalente da área total da distribuição de probabilidade cumulativa. Se existem n valores dos contrastes, ao menor valor corresponderia o intervalo de 0 - $(100/n)\%$ da cauda esquerda da probabilidade cumulativa. Ao segundo menor valor corresponderia o intervalo de $(100/n) - 2(100/n)\%$, e assim por

diante até que ao maior valor correspondesse o intervalo de $(n-1)(100/n) - 100\%$ da probabilidade cumulativa. Calculando o ponto central de cada região de probabilidade cumulativa dos valores dos contrastes, pode-se determinar através de tabelas existentes a que valor na distribuição normal padronizada (Z) corresponde esse ponto central [102].

A Tabela 15 apresenta os efeitos obtidos para o MBM1 e os valores de probabilidade cumulativa. Com os dados da Tabela 15 pode-se montar o gráfico normal dos efeitos, com a abscissa correspondendo aos valores dos efeitos e a ordenada correspondendo aos valores de Z.

Se a hipótese de que todos os efeitos são nulos for verdadeira, então esse gráfico resultará numa linha reta passando por todos os pontos. Os pontos que estiverem fora da reta rejeitam a hipótese de valor nulo, ou seja, apresentam efeitos significantes.

Tabela 15 – Correspondência entre os efeitos calculados para o Modelo de Balanço de Massa Simplificado (MBM1) e os valores de probabilidade cumulativa.

Contrastes	efeito	Região de probabilidade cumulativa(%)	Ponto central	Valor de Z
A	-26,4	0 - 14,3	7,15	-1,465
d	-2,19	14,3 - 28,6	21,45	-0,795
dA	-0,28	28,6 - 42,9	35,75	-0,365
pdA	1,76	42,9 - 57,2	50,05	0,001
pd	2,4	57,2 - 71,5	64,35	0,365
pA	4,8	71,5 - 85,8	78,65	0,795
p	11,99	85,8 - 100	92,95	1,465

As Figuras 34a38 apresentam os gráficos normais para todos os modelos analisados, com os valores dos efeitos na abscissa e os valores de Z na ordenada. Se a hipótese que os efeitos são nulos é verdadeira, então o gráfico normal deve ser uma linha reta passando por todos os pontos. Pontos fora dessa reta são significantes e não podem ser considerados nulos.

Da Figura 35a pode-se observar que o efeito do parâmetro redistribuição de ^{137}Cs (X) é o mais significativo tendo o valor de seu efeito duas vezes maior do que o efeito do parâmetro p. Apresentamos o resultado em termos da redistribuição de X invés do inventário de ^{137}Cs A já que X é definido em termos de A (conforme equação 27 e 35). Considerando a Figura 35b observa-se que o modelo tornou-se mais sensível ainda à redistribuição de ^{137}Cs , tendo o valor do efeito do parâmetro X' cinco vezes maior do que o

efeito de p' . Além disso, o efeito do parâmetro d tornou-se significativo até mais do que o efeito do parâmetro p' .

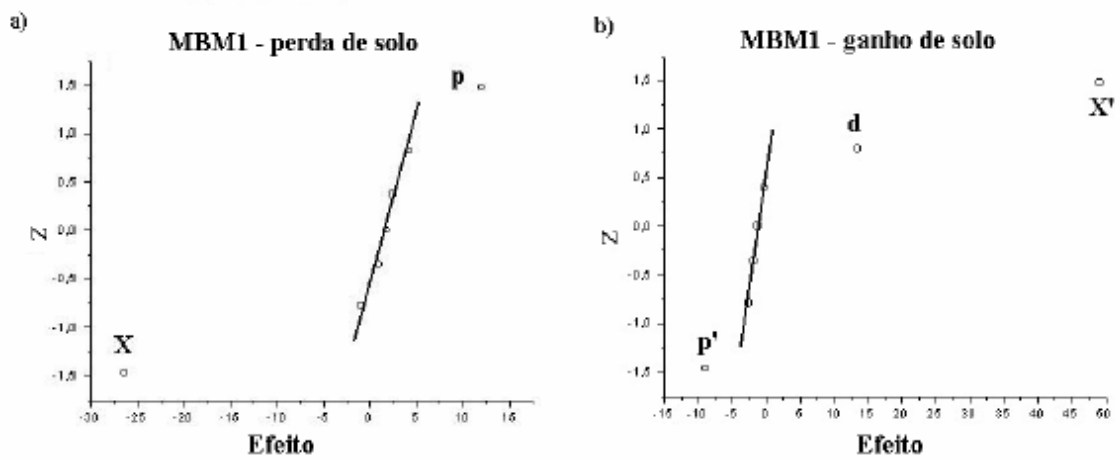


Figura 35 – Gráfico normal para o Modelo de Balanço de Massa Simplificado (MBM1).

Na Figura 36a pode-se observar que além da significância dos efeitos X e p , também existe significância no efeito de interação pX . Além desses efeitos, aparecem como menos significativos, porém de efeito não nulo, os parâmetros d e y . Novamente pode-se observar da Figura 36b que o efeito do parâmetro X' é cinco vezes maior do que o de p' , além do que o efeito do parâmetro H e d e a interação dX' tornaram-se significativos com o efeito dos parâmetros d e y , sendo mais significativos do que p' .

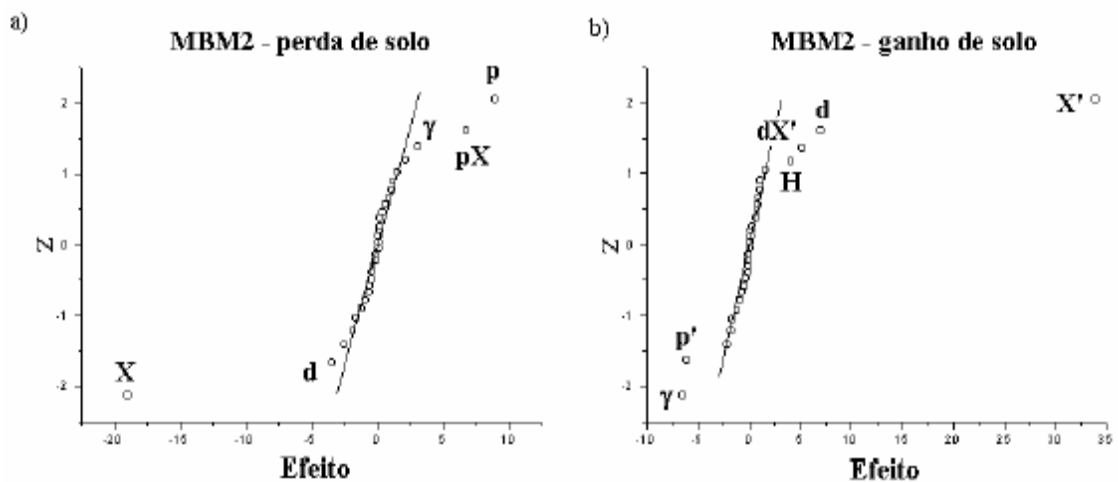


Figura 36 – Gráfico normal para o Modelo de Balanço de Massa Refinado (MBM2).

Da Figura 37a pode-se observar que X e p ainda são os mais significativos, porém o parâmetro X ainda é duas vezes mais significativo do que p. Observa-se também que com a incorporação de mais parâmetros, começam a torna-se significativos os efeitos das interações. Da Figura 37b observa-se que o efeito de X' ainda é cinco vezes maior do que o efeito de p', além do que a interação $\gamma X'$ também se tornou significativa.

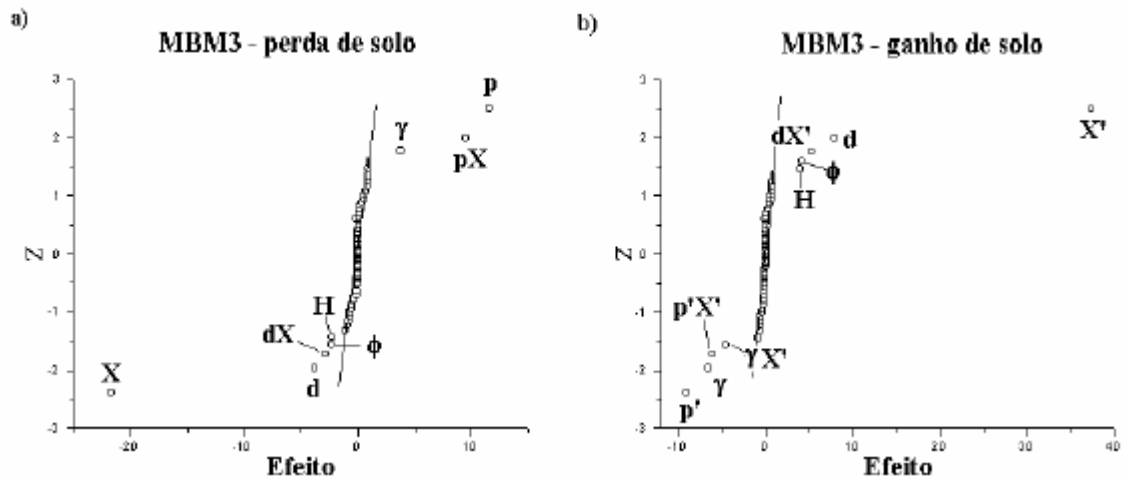


Figura 37 – Gráfico normal para o Modelo de Balanço de Massa Incorporando Cultivo (MBM3).

Da Figura 38a observa-se que o efeito de X é duas vezes mais significativo do que p, entretanto o efeito do parâmetro V e da interação VX são mais significativos do que o efeito de p. Também pode-se observar que o efeito da interação pVX é significativo. Na Figura 38b observa-se que o efeito de X' é cinco vezes maior do que o efeito de p', porém os efeitos de V e VX' continuam sendo mais significativos do que p', tendo os valores de seus efeitos aumentado na mesma proporção do efeito de X'.

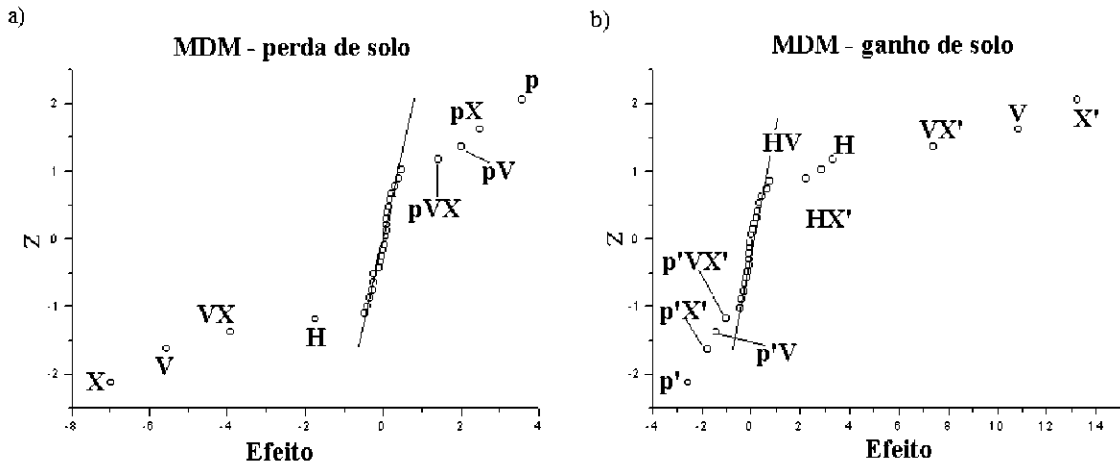


Figura 38 – Gráfico normal para o Modelo de Difusão e Migração (MDM).

Da Figura 39a observa-se que somente o efeito do parâmetro d e suas interações não foram significativos. Além disso, o efeito do parâmetro h_0 e de sua interação com X (h_0X) são mais significativos do que p . Da Figura 39b pode-se observar que o efeito de X' continua da ordem de cinco vezes maior do que o valor do efeito de p' e que o efeito de h_0 e de h_0X' são mais significativos do que p' .

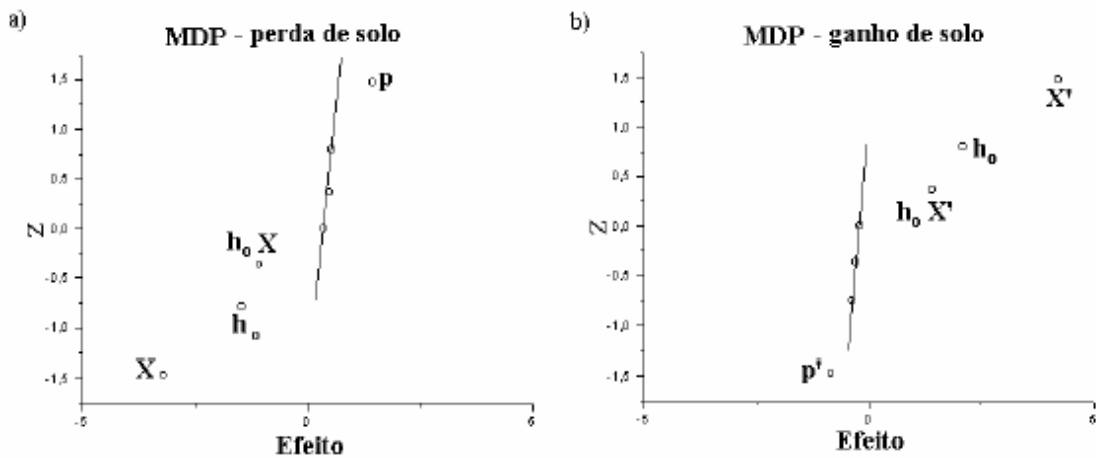


Figura 39 – Gráfico normal para o Modelo de Distribuição em Perfil (MDP).

9.1.2 Determinação dos Desvios nos Modelos

Para cada parâmetro incorporado nos modelos, é necessário um trabalho extra para utilizar a metodologia do ^{137}Cs . Walling e He [92] apresentam resultados com os

modelos apresentados no item 4.2.2, que mostram uma superestimação de até 114% na taxa de redistribuição de solo pelo modelo proporcional e modelo de balanço de massa simplificado, em relação aos outros modelos de balanço de massa (MBM2 e MBM3). Entretanto, nenhum trabalho foi realizado apresentando os desvios gerados por esses modelos, já que a variabilidade espacial de ^{137}Cs gera desvios de até 20% ou maiores no inventário de ^{137}Cs , além dos desvios nos outros parâmetros.

Para realizar um estudo da influência dos desvios nos inventários de ^{137}Cs sobre os resultados de redistribuição de solo, foi assumido existir, no mínimo, um desvio de 10% no valor do inventário de referência e um de 5% para o inventário de ^{137}Cs da amostra. Esses valores de desvios podem ser muito maiores, dependendo da variabilidade espacial na deposição do ^{137}Cs que é refletida na determinação do inventário de referência.

Utilizando esses níveis de desvios, foi assumido um valor do inventário de referência de ^{137}Cs de $2500 \pm 250 \text{ Bq m}^{-2}$ para o Hemisfério Norte e de $1000 \pm 100 \text{ Bq m}^{-1}$ para o Hemisfério Sul. O inventário de ^{137}Cs da amostra foi definido de tal modo que se obtivesse uma redistribuição percentual de ^{137}Cs que variasse de 10% a 90%, tanto para ganho quanto para perda de ^{137}Cs .

As taxas de redistribuição de solo determinadas para cada modelo foram obtidas utilizando o software csmoell, disponibilizado pela IAEA. Os valores dos outros parâmetros utilizados por cada modelo foram extraídos da referência [92] e estão apresentados na Tabela 16. Esses valores foram utilizados tanto para o Hemisfério Norte quanto para o Hemisfério Sul.

Tabela 16 – Valores dos parâmetros utilizados para os modelos analisados.

Parâmetros	Modelos					
	MP	MBM1	MBM2	MBM3	MDP	MDM
p	1,10	1,10	1,10	1,10	1,10	1,10
p'	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90
B (kg m ⁻³)	1000	1000				
D	0,2 m	0,2 m	200 kg m ⁻²	200 kg m ⁻²		
γ			0,5	05		
H (kg m ⁻²)			4	4		5
φ (kg yr ⁻¹ m ⁻¹)				11,6		
h ₀ (kg m ⁻²)					30	
D (kg ² m ⁻⁴ ano ⁻¹)						40
V (kg m ⁻² ano ⁻¹)						0,5
Ano de coleta da amostra	1996	1996	1996	1996	1996	1996
Ano de início do cultivo			1954			

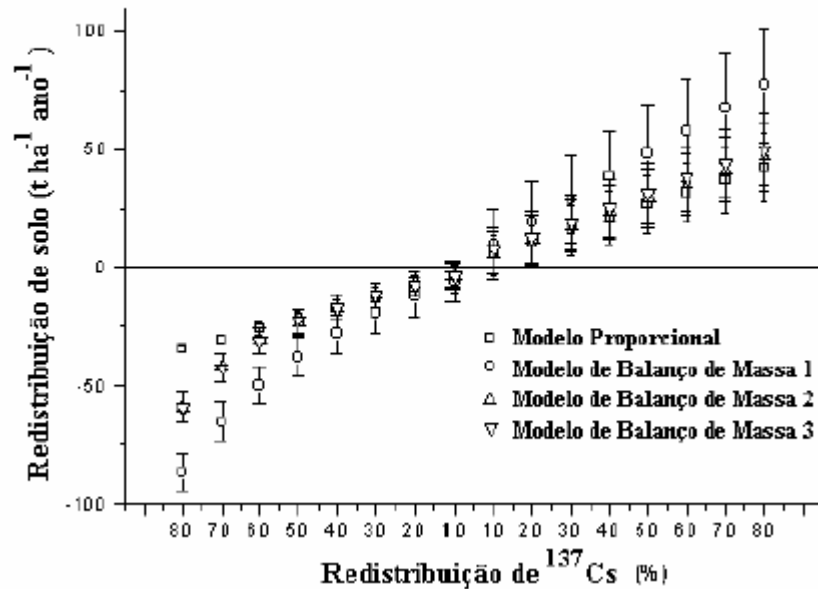
Os modelos MBM2, MBM3 e MDM necessitam do histórico do fluxo anual de deposição de ¹³⁷Cs pelo fallout, que para este trabalho foi assumido ser os arquivos north.fal e south.fal do software csmodel1.

O valor médio da taxa de redistribuição de solo foi determinado usando os valores médios dos inventários. Para determinar o desvio na taxa de redistribuição de solo, foram realizados vários cálculos com as interações entre $A_{ref} \pm 10\%$ e $A \pm 5\%$. Os maiores desvios obtidos em relação à média foram assumidos como os desvios nos resultados dos modelos.

A Figura 40 apresenta os resultados obtidos com os modelos utilizados para determinar as taxas de redistribuição de solo de solos cultivados. Pode-se observar da Figura 40a que, dentro dos desvios, o MBM1 apresenta diferença a partir de 50% de perda de ¹³⁷Cs e o MP abaixo de 70% de perda de ¹³⁷Cs em relação aos modelos MBM2 e MBM3. Para região de ganho de ¹³⁷Cs nenhum dos modelos apresenta discrepância dentro dos desvios. Da Figura 40b pode-se observar que nenhum modelo apresentou discrepância dentro dos desvios para ganho de ¹³⁷Cs. Considerando perda de ¹³⁷Cs, observa-se que o MBM1 apresenta discrepância nos resultados a partir de 60 %, e o MP a partir de 70%, em relação aos modelos MBM2 e MBM3.

Pode-se observar da Figura 40 que todos os modelos apresentam maiores desvios quando é considerado ganho de ¹³⁷Cs do que quando é considerada perda.

a) Hemisfério Norte



b) Hemisfério Sul

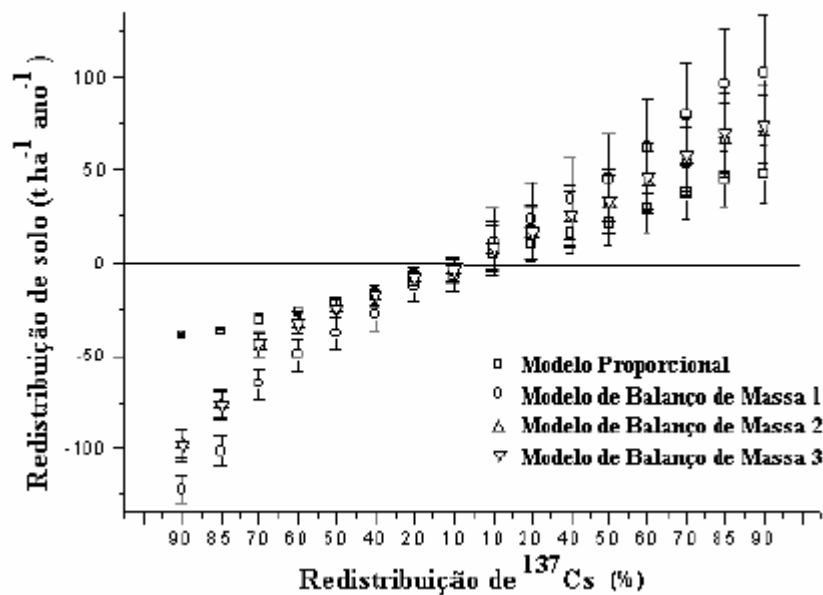
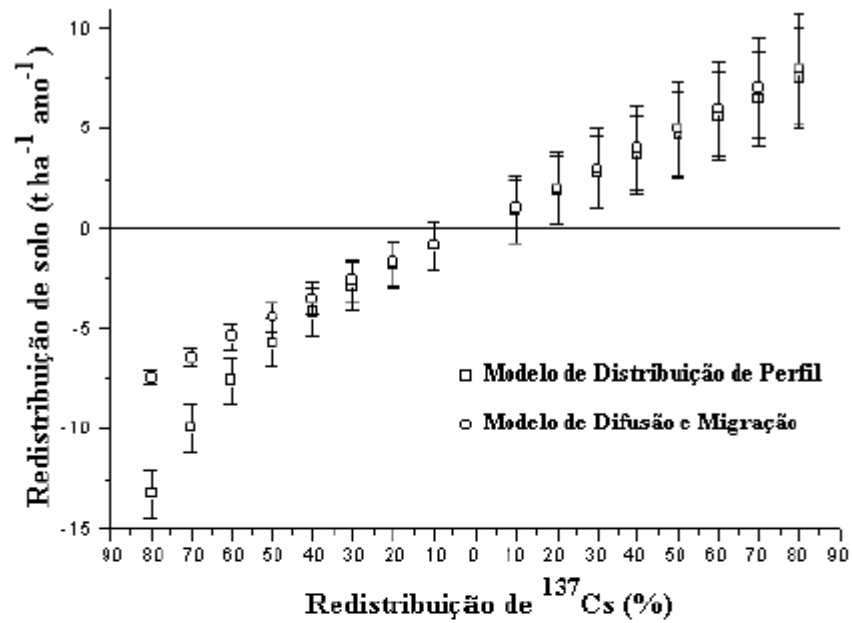


Figura 40 – Resultados dos modelos aplicados à solos cultivados.

A Figura 41 apresenta os resultados obtidos para os modelos utilizados para determinar as taxas de redistribuição de solo para solos não perturbados. Considerando a Figura 41, observa-se que existe diferença entre os resultados obtidos pelos dois O MBM1 é o modelo que apresenta maior discrepância nos resultados, além de ser o que resulta num maior desvio. Sendo assim, tomando em conta só os modelos MP, MBM2 e MBM3, e considerando o desvio, estes modelos só são discrepantes a partir de 70% de perda de ^{137}Cs para o

Hemisfério Norte. Para o Hemisfério Sul, os valores médios apresentam significativa diferença para ganho de ^{137}Cs , porém não há discrepância dentro dos desvios, a não ser a partir de 70 % de perda de ^{137}Cs .

a) Hemisfério Norte



b) Hemisfério Sul

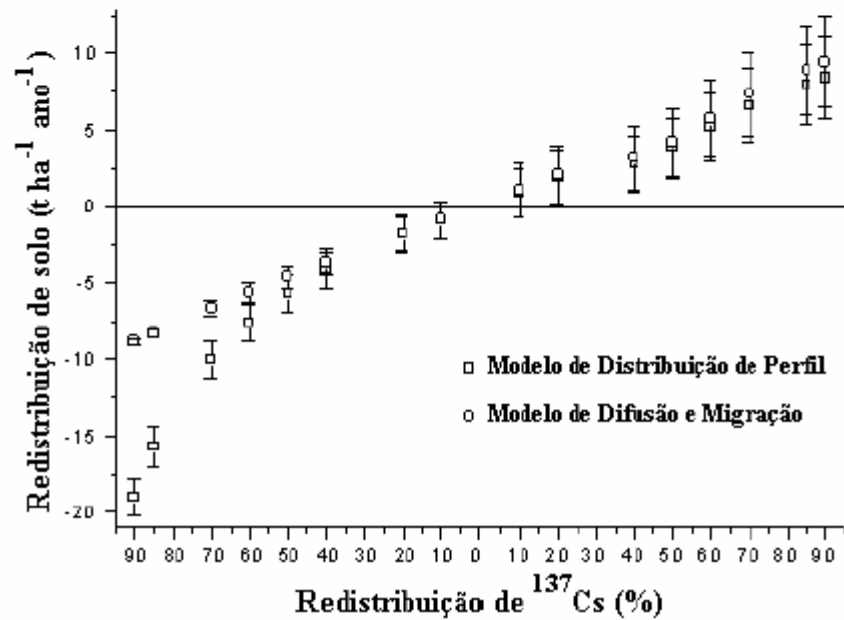


Figura 41 – Resultado dos modelos aplicados à solos não perturbados.

Pode-se observar da Figura 40 e da Figura 41 que para valores de perda de ^{137}Cs da ordem de 10%, todos os modelos podem resultar tanto erosão de solo quanto deposição de solo. Além disso, pode-se observar que considerando os desvios, o modelo proporcional, o mais simples e fácil de usar, apresenta resultados iguais aos modelos MBM2 e MBM3 que são mais complexos.

9.2 MATAS NATIVAS E PASTAGENS NÃO-PERTURBADAS

Para aplicar o modelo de balanço de massa na avaliação da possível perda de solo em florestas nativas na região de Londrina, PR, três matas naturais foram amostradas, denominadas aqui de Mata 1, Mata 2 e Mata UEL. As três matas nativas apresentam solo da classe LATOSSOLO VERMELHO Distroférico textura argilosa fase floresta subtropical subperenifólia relevo suave ondulado [138].

A Mata 1 apresenta declive que varia de 10% a 20%, enquanto que a Mata UEL apresenta declive de 5% e a Mata 2 declive menor que 1%. A Mata 1 apresentou uma espessura de aproximadamente 3 cm de cobertura de folhas secas e também uma grande quantidade de pequenas raízes em quase todo o perfil de solo amostrado. A Mata UEL apresentou uma espessura de aproximadamente 2 cm de cobertura de folhas secas e pequenas raízes somente até a profundidade de 5 cm. A Mata 2 apresentou menor cobertura de folhas secas, não alcançando 1cm, e também foi a que apresentou a menor quantidade de pequenas raízes.

Nas três matas tomou-se o cuidado de escolher o ponto amostrado o mais distante possível de grande árvores e prováveis buracos deixados por árvores mortas, a fim de evitar o possível acúmulo de césio-137 devido ao escoamento de água da chuva pelo caule e raízes durante o período de "fallout". Após esses cuidados na escolha do local de amostragem em cada mata, procedeu-se com a coleta das amostras de solo como esboçado no item 7.1.1.

9.2.1 Amostragem em Perfil das Matas Nativas

A amostragem em perfil descrita no item 7.1.1 foi utilizada para determinar a distribuição de ^{137}Cs em profundidade no solo nas áreas das três matas nativas. A Figura 42 apresenta o perfil de ^{137}Cs no solo para Mata UEL.

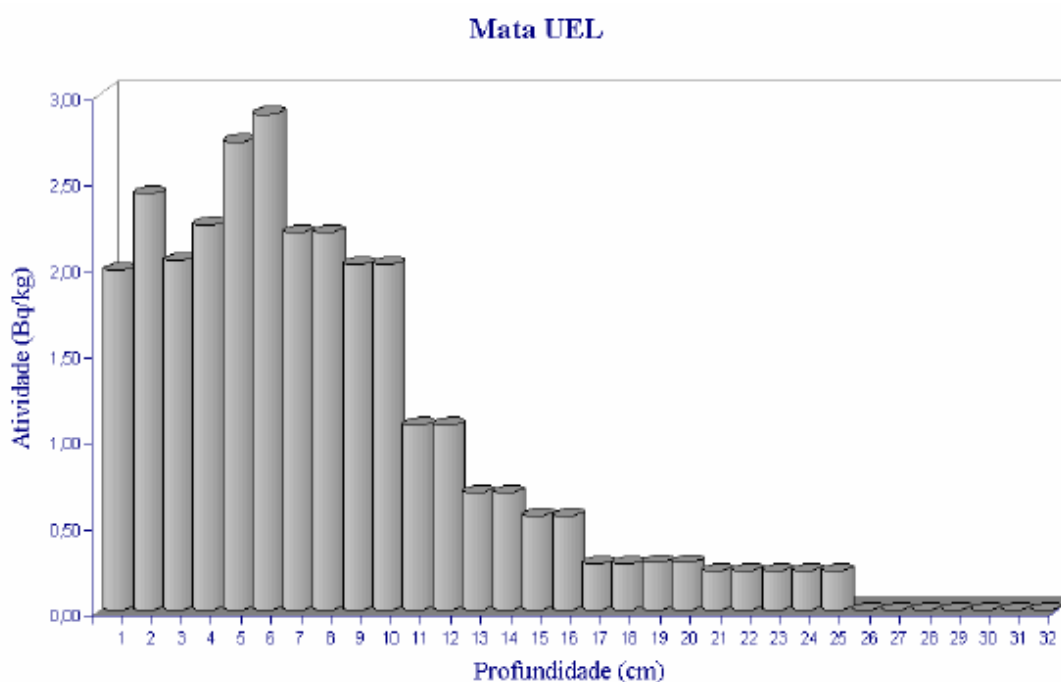


Figura 42 – Distribuição em profundidade de ^{137}Cs para área da Mata UEL.

Da Figura 42 pode-se observar que apesar da atividade de ^{137}Cs ser aproximadamente constante até os 4 cm do solo, a distribuição de ^{137}Cs ajusta-se bem à forma exponencial a partir de 5 cm. Essa homogeneidade até os 4 cm poder ser consequência da atividade das pequenas raízes neste ponto. Além disso, pode-se observar durante a coleta das amostras, a existência de besouros nestes primeiros centímetros de solo nesta mata, o que pode ter gerado uma bioturbação do solo e consequentemente uma homogeneização do césio¹³⁷.

A Figura 43 apresenta o perfil de ^{137}Cs no solo para Mata 1. Da Figura 43 pode-se observar que a atividade de ^{137}Cs até a profundidade de 6 cm é praticamente constante, exceto no primeiro centímetro. Essa homogeneização do ^{137}Cs pode ter sido causado por uma bioturbação animal, visto que havia muitas sementes de árvores até essa

profundidade, o que só poderia ter ocorrido por um revolvimento do solo. Além disso, após 8 cm de profundidade só foi possível amostrar em incrementos de 4 cm devido à grande quantidade de pequenas raízes, o que pode ter comprometido o ajuste exponencial para este ponto.

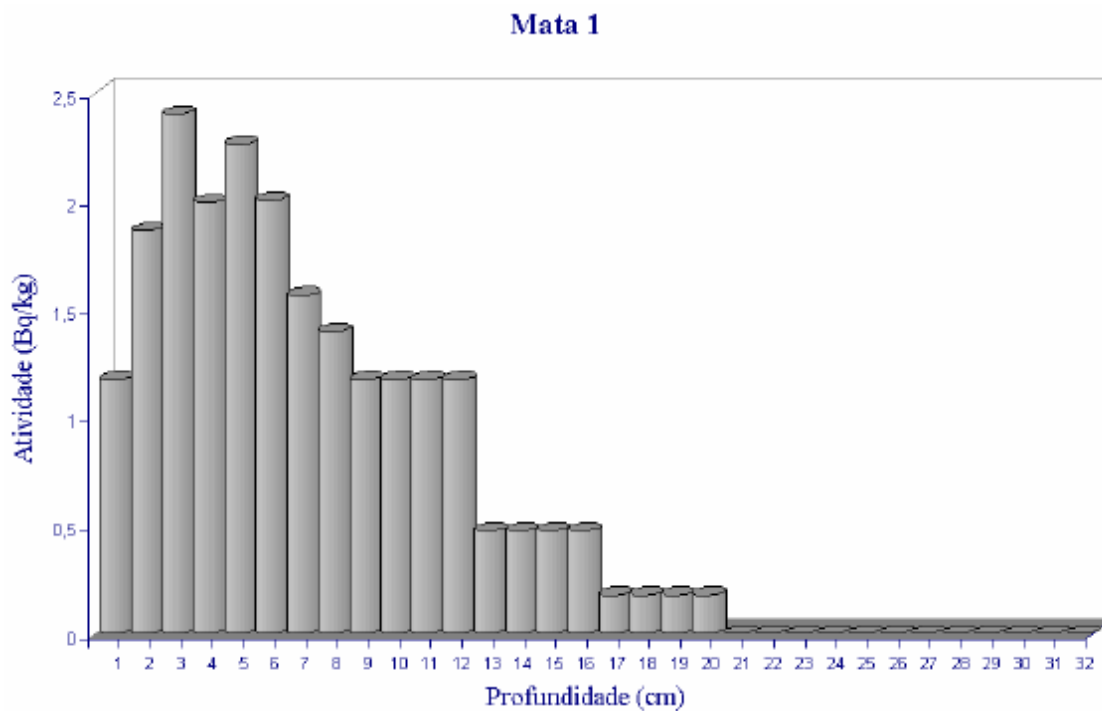


Figura 43 – Distribuição em profundidade de ^{137}Cs para área da Mata 1.

A Figura 44 apresenta o perfil de ^{137}Cs no solo para Mata 2.

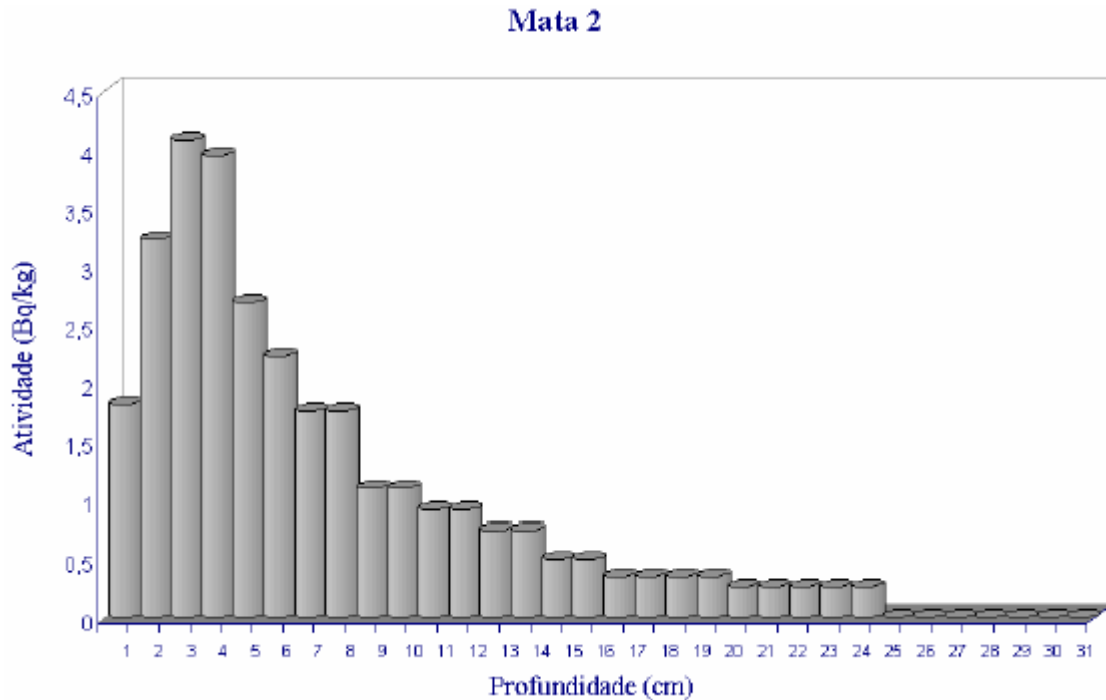


Figura 44 – Distribuição em profundidade de ^{137}Cs para área da Mata 2.

A distribuição de ^{137}Cs em profundidade apresentado na Figura 44 é o que melhor se ajustou ao modelo exponencial, pois foi o ponto de amostragem que havia menor quantidade de cobertura de folhas secas e menor quantidade de pequenas raízes, possibilitando uma boa amostragem e definição nos incrementos de profundidade. A distribuição de ^{137}Cs em profundidade da Figura 44 é semelhante às distribuições de ^{137}Cs apresentados na referência [140] para solos não perturbados, da região de Exeter, Reino Unido.

9.2.1.1 Cálculo da Erosão nas Matas

Apesar dos modelos sugeridos pela IAEA para determinação da erosão de solo através do ^{137}Cs esboçados no item 4.2.2, optamos por utilizar o modelo de balanço de massa desenvolvido por Kachanoski e De Jong [96] e adaptado por Yang [123], para aplicação em solos não perturbados para determinar a taxa de erosão de solo nas três matas nativas. Como este modelo foi aplicado somente para determinação da erosão do solo nas três matas nativas aqui estudadas, o mesmo será descrito nesse item, a seguir.

Para um dado ano t , segundo a definição de Kachanoski, o modelo é expresso como:

$$S_t = S_{t-1} + F_t - E_t \quad \text{Equação 89}$$

onde S_t é o inventário total de ^{137}Cs no perfil do solo no final do ano t (Bq m^{-2}), S_{t-1} é o inventário total de ^{137}Cs no perfil do solo no final do ano $t-1$ (Bq m^{-2}), F_t é o fluxo total de ^{137}Cs depositado pelo "fallout" no ano t (Bq m^{-2}), E_t é a quantia de ^{137}Cs perdido do perfil do solo durante o ano t (Bq m^{-2}), sendo que t varia de 1 até N ($N = M - 1954$ onde M é o ano de amostragem de solo).

Este modelo pode estimar o total de ^{137}Cs restante no solo, após um dado período de tempo, submetido a uma taxa de erosão constante. Embora uma taxa de erosão constante não corresponda à realidade, não é uma hipótese enganosa quando está se determinando o resultado médio da perda de solo durante o dado período de tempo avaliado.

Conhecendo-se a quantia total de ^{137}Cs depositado pelo "fallout" em uma dada região num dado período de tempo (C_t) e a fração de deposição anual (r_t) do total de ^{137}Cs depositado pelo "fallout", F_t pode ser expresso como:

$$F_t = r_t C_t \quad (t = 1, 2, \dots, N) \quad \text{Equação 90}$$

Devido à falta de dados da deposição total de ^{137}Cs (C_t) pelo "fallout" na maior parte do globo terrestre, pode-se usar o inventário de referência (C_R) obtido da região estudada ao invés de C_t para determinar F_t , tal que:

$$F_t = r_t C_R \quad \text{Equação 91}$$

onde C_R é o inventário de referência na região no ano t , expresso em Bq m^{-2} .

Embora seja possível avaliar o inventário de referência na região estudada, é difícil conhecer a fração de deposição anual de ^{137}Cs (r_t). Entretanto, apesar do nível total de ^{137}Cs depositado ser diferente nas diversas regiões do hemisfério Sul, pode-se admitir que a fração de deposição anual (r_t) é a mesma nestas regiões. Baseado nos dados de Walling e He [93] determinou-se os valores de r_t para o hemisfério Sul, onde a contribuição devido ao acidente de Chernobyl não é considerada. Os valores para r_t são apresentados na Tabela 17, na forma $R_t = 100 \times r_t$.

Tabela 17 – Valores de deposição anual de ^{137}Cs (F_t) e a fração anual de deposição (R_t) para o hemisfério Sul (baseado na referência [93]).

Ano (t)	F_t (Bq m^{-2})*	R_t (%)**	Ano (t)	F_t (Bq m^{-2})*	R_t (%)**
1954 (1)	9,10	1,3	1970 (17)	26,29	2,6
1955 (2)	27,92	3,9	1971 (18)	32,12	3,1
1956 (3)	28,57	3,9	1972 (19)	23,48	2,2
1957 (4)	32,48	4,4	1973 (20)	19,22	1,7
1958 (5)	36,56	4,8	1974 (21)	29,50	2,6
1959 (6)	30,61	3,9	1975 (22)	20,12	1,7
1960 (7)	24,36	3,1	1976 (23)	15,45	1,3
1961 (8)	46,30	5,7	1977 (24)	10,54	0,9
1962 (9)	69,25	8,3	1978 (25)	10,78	0,9
1963 (10)	74,59	8,7	1979 (26)	8,28	0,7
1964 (11)	83,96	9,6	1980 (27)	5,65	0,4
1965 (12)	89,92	10	1981 (28)	0	0
1966 (13)	39,96	4,4	1982 (29)	0	0
1967 (14)	28,63	3,1	1983 (30)	6,05	0,4
1968 (15)	20,92	2,2	>1983 (M-1983)	0	0
1969 (16)	42,82	4,4	Total	893,29	100

*Valores corrigidos para 2001.

** $R_t = 100 \times r_t$

A distribuição de ^{137}Cs em profundidade das três matas nativas dadas no item 9.2.1 sugerem um decréscimo exponencial da concentração de ^{137}Cs com a profundidade. Este resultado está de acordo com a literatura, conforme item 3.1.3, onde o modelo matemático que descreve este tipo de distribuição é dado pela equação 18, equivalente à seguinte equação:

$$C_s = a.e^{-bz} \quad (a>0 \text{ e } b>0) \quad \text{Equação 92}$$

onde C_s é a concentração de ^{137}Cs (Bq kg^{-1}) em uma dada profundidade z (m) no perfil do solo e a e b são coeficientes de correlação da função. Fazendo-se o ajuste da curva com a equação 92 para as distribuições apresentadas nas Figuras 41, 42 e 43, obtivemos os coeficientes a e b , que são apresentados na Tabela 18.

Tabela 18 – Valores dos coeficientes de correlação a e b, do inventário total de ^{137}Cs (C_E), do inventário de referência (C_R) e da perda percentual de ^{137}Cs (Y) obtidos para as três matas nativas.

	a (Bq kg^{-1})	b (m^{-1})	C_E (Bq m^{-2})	C_R (Bq m^{-2})	Y (%)
Mata 1	3,18	10,26	240,6	296,6	18,83
Mata 2	5,09	14,48	337,6	365,4	7,61
Mata UEL	3,31	9,25	325,3	369,5	11,96

Na Tabela 18 observa-se uma diferença nos valores dos parâmetros a e b para as três matas amostradas, devido provavelmente à falta de similaridade nos perfis de distribuição de ^{137}Cs , e portanto no ajuste da função exponencial.

Embora haja diferença entre os valores dos parâmetros a e b para as três matas, pode-se observar que dentre os valores de C_R apresentados na Tabela 18 para as matas, somente o valor de C_R para Mata 1 difere, e isto se repete para os valores de C_E apresentados na Tabela 18. Essa diferença observada para a Mata 1 pode ser devido ao ajuste inadequado do perfil de distribuição na profundidade à forma exponencial ou por uma variação na deposição de ^{137}Cs pelo "fallout" devido à localização das matas.

Na Tabela 18 observa-se que a Mata 1, Mata 2 e Mata UEL tiveram uma perda percentual (Y) aproximada de 19, 8 e 12 %, respectivamente, do ^{137}Cs depositado pelo "fallout" no período de 47 anos (1954 até 2001).

Segundo Yang [123], se a distribuição de ^{137}Cs em profundidade pode ser descrita por uma dada função $f(z)$, então:

$$C_S = f(z) \quad \text{Equação 93}$$

onde C_S é a concentração de ^{137}Cs (Bq kg^{-1}) e $f(z)$ é uma função da profundidade z , com z dado em metros. Desse modo, o inventário de referência de ^{137}Cs pode ser representado como:

$$C_R = \int_0^H Df(z)dz \quad \text{Equação 94}$$

sendo C_R o inventário de referência (Bq m^{-2}), D é a densidade volumétrica do solo (kg m^{-3}) e H é a profundidade (em m) na qual o ^{137}Cs pode ainda ser detectado.

Sendo h a espessura média anual de solo superficial perdido, a perda relativa anual média de ^{137}Cs , representada por λ , pode ser determinada da relação:

$$\lambda = \frac{\int_0^h Df(z)dz}{C_R} = \frac{\int_0^H Df(z)dz - \int_h^H Df(z)dz}{\int_0^H Df(z)dz} \quad \text{Equação 95}$$

para qual λ deve ter valores compreendidos entre 0 e 1.

A perda de ^{137}Cs em um dado ano (t) pode ser calculada como:

$$\lambda_t = \frac{E_t}{S_{t-1} + F_t} \quad (0 \leq \lambda \leq 1) \quad \text{Equação 96}$$

onde E_t é a quantidade de ^{137}Cs perdido no ano t, S_{t-1} é o inventário total de ^{137}Cs no ano t-1 e F_t é a quantidade de ^{137}Cs depositada pelo "fallout" no ano t. Para um solo não perturbado, espera-se que a distribuição de ^{137}Cs na profundidade seja similar em todos os anos, e Rogowski e Tamura [103] e Filipovic-Vincenkovic e outros [141] observaram esse comportamento em experimentos com solos não perturbados por vários anos.

Se não ocorrer uma perturbação grande no solo, de tal modo que a distribuição de ^{137}Cs na profundidade permaneça similar, então a seguinte aproximação é válida:

$$\lambda_t = \lambda = \text{constante} \quad (t = 1, 2, \dots, N; 0 \leq \lambda \leq 1) \quad \text{Equação 97}$$

Desse modo, a equação 96 torna-se:

$$E_t = \lambda(S_{t-1} + F_t) \quad \text{Equação 98}$$

Utilizando-se das equações 98 e 91 pode-se reescrever a equação 89 da seguinte forma:

$$S_t = (1 - \lambda)(S_{t-1} + r_t C_R) \quad (t=1, 2, \dots, N) \quad \text{Equação 99}$$

Resolvendo a equação 99 até o N-ésimo termo, tem-se:

$$S_N = (1 - \lambda)^N r_1 C_R + (1 - \lambda)^{N-1} r_2 C_R + (1 - \lambda)^{N-2} r_3 C_R + \dots + (1 - \lambda) r_N C_R \quad \text{Equação 100}$$

onde S_N é o inventário de ^{137}Cs no perfil de solo sofrendo uma taxa constante de perda de solo. Colocando em evidência o termo C_R da equação 100 e fazendo $S_N = C_E$, por questão de notação, temos:

$$1 - \frac{C_E}{C_R} = 1 - \{(1 - \lambda)^N r_1 + (1 - \lambda)^{N-1} r_2 + \dots + (1 - \lambda) r_N\} \quad \text{Equação 101}$$

Definindo:

$$Y = \left(\frac{C_R - C_E}{C_R} \right) \times 100 \quad \text{e} \quad R_t = r_t \times 100 \quad \text{Equação 102}$$

onde Y é a perda percentual de ^{137}Cs em relação ao inventário de referência no ano de amostragem e R_t é a fração percentual do total de ^{137}Cs depositado pelo "fallout" num dado ano t.

Da Tabela 17, tem-se que $R_t = 0$ após 1983, tal que a equação 101 torna-se, para $M > 1983$:

$$Y = 100 - \{(1-\lambda)^{28}R_1 + (1-\lambda)^{27}R_2 + (1-\lambda)^{26}R_3 + \dots + R_{29}\}(1-\lambda)^{M-1983} \quad \text{Equação 103}$$

Temos os valores de R_t da Tabela 17, e portanto basta obtermos os valores de C_E para podermos determinar a taxa de perda de ^{137}Cs (λ) para cada mata. O valor de C_E para cada mata foi obtido utilizando-se equação 88, como segue:

$$C_E = \sum_{i=1}^z C_i \times D_i \times I_i \quad \text{Equação 104}$$

onde C_i é a atividade de ^{137}Cs para a profundidade i (Bq kg^{-1}), D_i é a densidade volumétrica para a profundidade i (kg m^{-3}), I_i é o incremento de profundidade para a profundidade i (m) e z é o número máximo de alíquotas de profundidade amostradas com ^{137}Cs detectado. Os valores de C_E obtidos para as três matas são apresentados na Tabela 18.

Como a função $f(z)$, representando a distribuição de césio-137 em função da profundidade, é conhecida para as três matas, determinamos o inventário de referência C_R para cada mata utilizando-se das equações 92, 93 e 94 e dos valores obtidos para os parâmetros a e b, com os quais foi possível determinar Y pela equação 102 para cada mata. Os valores de C_R e Y para cada mata são apresentados na Tabela 18. Como λ pode assumir valores de 0 até 1, foram realizadas várias iterações com a equação 104, com valores de λ variando de 10^{-4} até 0,4 e M variando de 1998 até 2030, das quais foram obtidos valores de Y que variaram de 0 até 100%.

A Figura 45 apresenta os gráficos obtidos dessas iterações, de onde é possível obter o valor de λ conhecendo-se a perda percentual total de ^{137}Cs ou vice-versa. Com os valores de Y obtidos para as matas e com o auxílio da Figura 45, foi possível determinar λ para cada mata.

Com os valores de Y apresentados na Tabela 18 e com auxílio da Figura 45 foram determinados os valores da taxa de erosão constante (λ) de 0,0057, 0,0022 e 0,0035 para as Mata 1, Mata 2 e Mata UEL, respectivamente.

A partir do valor de λ determinado para cada mata, foi possível calcular a espessura média anual de solo perdido em cada mata (h) pela equação 95. Os valores de λ e h para cada mata são apresentados na Tabela 19.

Tabela 19 – Valores da perda relativa anual média de ^{137}Cs (λ), da espessura média anual de solo perdido (h) e da perda média anual de solo (E_R) para as três matas nativas.

	Λ	h ($\times 10^{-2}$ m)	E_R ($\text{kg ha}^{-1} \text{ano}^{-1}$)
Mata 1	0,0057	0,056	6684
Mata 2	0,0022	0,015	1788
Mata UEL	0,0035	0,038	4524

Se h é conhecido, pode-se calcular a perda média anual de solo pela seguinte equação:

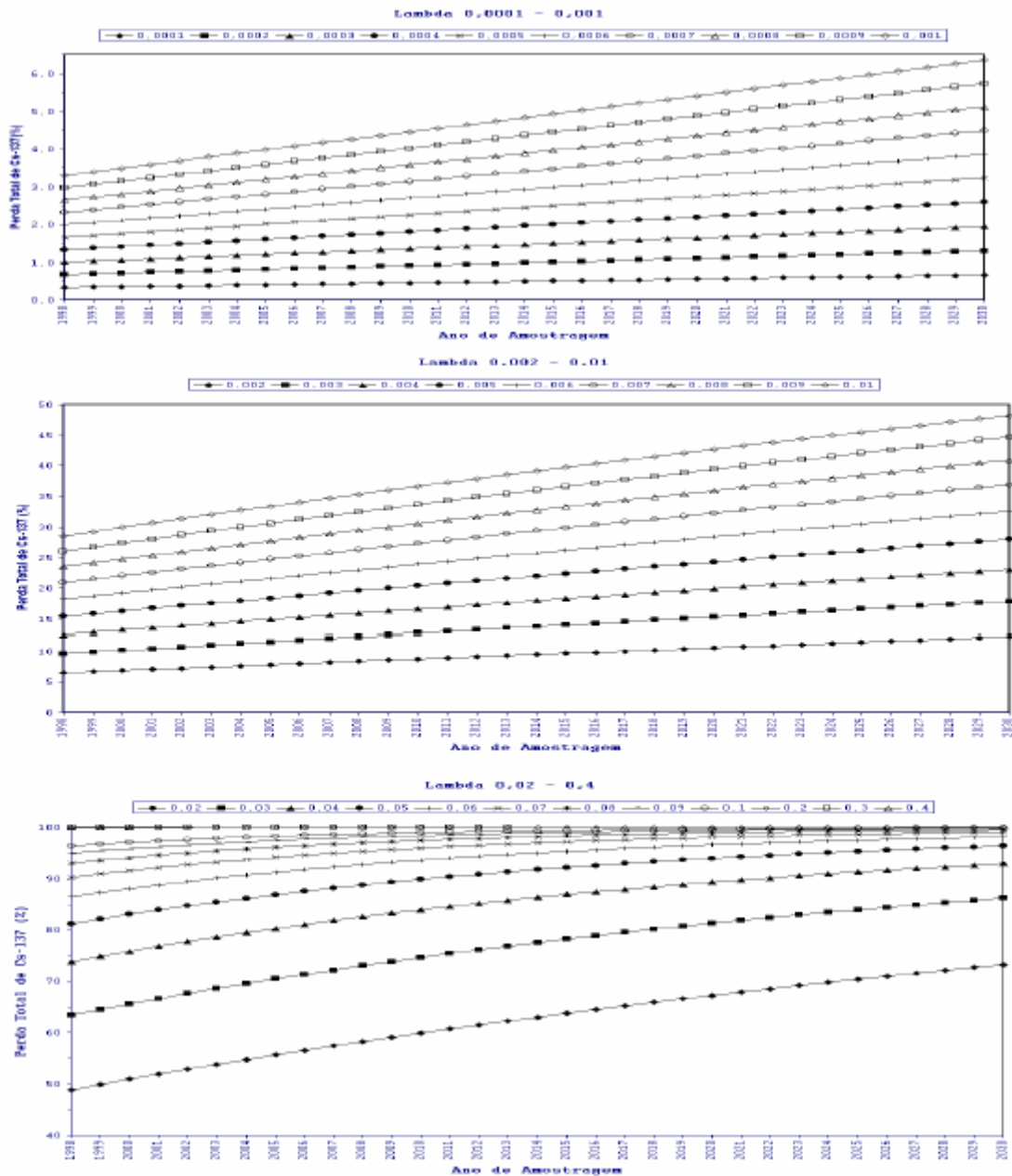
$$E_R = h \times D \times 10000 \quad \text{Equação 105}$$

onde E_R é a perda média anual de solo ($\text{kg ha}^{-1} \text{ano}^{-1}$), h é a espessura média anual de solo perdido (m), D é a densidade volumétrica do solo (kg m^{-3}) e 10000 é um fator de conversão de hectare para m^2 .

Usando uma densidade volumétrica média para os solos das matas de 1100 Kg m^{-3} obtivemos os valores de perda média anual de solo para cada mata, apresentados na Tabela 19.

Da Tabela 19 observa-se que esses valores de λ resultaram numa espessura média anual de solo superficial perdido (h) de 0,056 cm, 0,015 cm e 0,038 cm para as Mata 1, Mata 2 e Mata UEL, respectivamente. Multiplicando os valores de h de cada mata pelo período de anos decorrido (47 anos) do início do "fallout" (1954) até a data de amostragem (2001), determinamos uma espessura total de solo perdido de 2,6 cm para Mata 1, 0,7 cm para a Mata 2 e 1,8 cm para a Mata UEL nos pontos amostrados no período.

Figura 45 – Gráficos obtidos das iterações da equação (103) para a perda percentual de ^{137}Cs (Y), para a perda relativa anual média de ^{137}Cs (λ) e para o ano de amostragem (M).



Voltando a analisar a Figura 43, observamos que a Mata 1 apresenta uma deficiência de ^{137}Cs no perfil de 0-2 cm, resultado concordante com o valor de 2,6 cm de solo perdido para este ponto, pois grande parte do céσιο-137 encontrado nesse perfil (0-2 cm) é decorrente da sua diluição nas camadas inferiores adjacentes pela bioturbação [142]. Como a bioturbação neste ponto era evidente até 6 cm, e a concentração de ^{137}Cs é praticamente constante até esta profundidade, deixando claro a diluição ocorrida neste perfil (0-6 cm), a taxa anual de solo perdido para esta mata pode ser ainda maior. Admitindo que o menor valor

do inventário C_E determinado para a Mata 1 é devido a uma grande perda de solo, e que a falta de ajuste da distribuição em profundidade gerou um valor enganoso de C_R para esta mata, o valor de 2,6 cm obtido para a espessura de solo perdido para a Mata 1 é subestimado.

Se o valor de C_R para Mata 1 for da mesma ordem que o valor de C_R para as outras duas matas, ou seja, C_R é aproximadamente 360 Bq m^{-2} , a espessura média anual de solo perdido para essa mata torna-se da ordem de 0,15 cm, representando um total de 7 cm de solo perdido no período de 47 anos. Esse valor de 7 cm de solo não é superestimado, pois comparando as distribuições em profundidade para as três matas apresentadas nas Figuras 41, 42 e 43, observa-se que para a Mata 2 e Mata UEL o ^{137}Cs foi encontrado até a profundidade de 25 cm, enquanto que para a Mata 1, foi encontrado somente até a profundidade de 20 cm, portanto um déficit de 5 cm de solo na distribuição em profundidade.

O valor da perda média anual de solo para Mata 1 foi de $6684 \text{ kg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$, considerando-se a espessura média anual de solo perdido de 0,056 cm; porém, se for considerado que a espessura média anual de solo perdido é de 0,15 cm, ter-se-á uma perda anual média de solo de $16500 \text{ kg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$. Tanto o valor de $6684 \text{ kg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ quanto o valor de $16500 \text{ kg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ são grandes em se tratando de matas nativas. Garcia-Oliva e outros [119] obtiveram uma perda de solo média de $13200 \text{ kg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ para floresta, numa área de encosta com uma inclinação média de 40%, inclinação 2 vezes maior que a da Mata 1, a de maior inclinação entre as três matas estudadas. Embora haja diferença entre os solos e as inclinações da Mata 1 e da mata estudada por Garcia-Oliva, observa-se que os valores para a erosão são compatíveis entre si e indicam que mesmo sob cobertura densa existe perda de solo. O valor da perda anual média de solo para a Mata 2 foi de $1788 \text{ kg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ e para a Mata UEL foi de $4524 \text{ kg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$.

Embora as matas estudadas tenham sido amostradas em um ponto, foi possível determinar que existe a perda de solo por erosão nestes pontos, e mesmo em florestas com uma vegetação tão exuberante podem ocorrer perdas de solo, devendo-se então ter uma preocupação com a conservação do solo sob estas florestas, buscando entender e quantificar os processos que geram essas perdas de solo.

9.2.2 Amostragem em Grade: Matas e Pastagens

Devido à corrida armamentista entre os Estados Unidos e a então União Soviética, vários testes nucleares foram realizados, principalmente por esses dois países, até meados da década de 1970. Até o início do "Nuclear Test Ban Treaty" em 1963, a maioria dos testes nucleares eram realizados sobre a superfície terrestre, o que injetou enormes quantidades de resíduos particulados contaminados por elementos radioativos, tanto na troposfera quanto na estratosfera, conforme esboçado no item 2.2.3. Esses elementos radioativos eram produzidos na fissão dos núcleos de urânio-235 e plutônio-239.

Esses resíduos particulados foram distribuídos em todo globo terrestre pelo movimento dos ventos atmosféricos, e depositados na superfície terrestre pela precipitação úmida e/ou seca, fenômeno chamado de "fallout" radioativo. Como a precipitação radioativa é principalmente associada à deposição úmida, os níveis de inventário de ^{137}Cs apresentam uma variabilidade espacial. A fim de avaliarmos o inventário de ^{137}Cs e a variabilidade espacial tanto a nível local como regional, utilizamos as amostragens em grade esboçada nos itens 7.1.2 e 7.2, para as três matas nativas e para a área de pastagem não perturbada. Também foi amostrada uma área de pastagem nativa na área experimental da UFRGS, conforme item 7.4. Os valores de atividade de ^{137}Cs foram determinados pela equação 80, utilizando os valores da eficiência da Tabela 10. O valor do inventário de cada ponto foi determinado da equação 88.

Quando uma dada grandeza y é medida n vezes, pode ocorrer que o desvio $d_i = (y_i - \bar{y})$ de um resultado y_i , em relação ao valor médio, seja muito grande quando comparado com o desvio padrão da média. Isso pode ser devido a erros grosseiros, eventuais falhas momentâneas do sistema, flutuação estatística anormais, etc. Então, quando isso acontece é razoável eliminar tal medida y_i do conjunto de dados. Um critério utilizado para se fazer essa eliminação é o critério de rejeição de Chauvenet. No critério de Chauvenet, um resultado y_i deve ser rejeitado em n medições se o módulo do desvio d_i for maior do que valor d_{ch} , chamado de limite de rejeição de Chauvenet. Os valores de d_{ch} são tabelados [144]. Como esses valores de d_{ch} foram determinados para valores fixos de n medidas, e utilizamos aqui valores de n diferentes, dependendo da dificuldade encontrada em cada área amostrada, e como o critério de Chauvenet é equivalente à determinação de um intervalo de confiança para a média populacional a partir da distribuição normal ou de Student, utilizamos o intervalo de

confiança para média populacional para rejeitar ou não valores de inventário de ^{137}Cs em cada área. Utilizamos o intervalo de confiança a partir da distribuição de Student por esta tomar em conta os graus de liberdade da amostragem na determinação da média.

O intervalo de confiança, segundo a distribuição de Student, é dado pela inequação:

$$\bar{x} - t_v \frac{s}{\sqrt{N}} \leq \mu \leq \bar{x} + t_v \frac{s}{\sqrt{N}} \quad \text{Equação 106}$$

onde \bar{x} é o valor médio determinado das N amostras, s é o desvio padrão da média, t_v é o valor determinado na tabela de Student para o nível de confiança desejado e v graus de liberdade, sendo $v=N-1$, e μ é o valor esperado para a média da população.

9.2.2.1 Variabilidade Espacial do ^{137}Cs

A variabilidade espacial do ^{137}Cs a nível local (região de Londrina) foi estimada comparando o inventário de ^{137}Cs determinado em cada uma das três matas nativas e pastagem.

A variabilidade espacial do ^{137}Cs a nível regional foi estimada comparando os inventários de ^{137}Cs determinados na pastagem nativa da área experimental da UFRGS com os valores dos inventários de ^{137}Cs obtidos das áreas de mata nativa e pastagem da região de Londrina, assim como com inventário de ^{137}Cs da região de Piracicaba obtidos da literatura [133].

9.2.2.1.1 Variabilidade Espacial do ^{137}Cs a Nível Local

Da amostragem em grade realizada na área da mata da UEL, foram obtidos os valores de atividade e inventário de ^{137}Cs para cada ponto amostrado, que estão apresentados na Tabela 20.

Tabela 20 – Valores da atividade e inventário de ^{137}Cs para os pontos amostrados na mata UEL.

Ponto Amostrado	Incremento de Profundidade (cm)	Atividade (Bq kg^{-1})	Inventário de ^{137}Cs (Bq m^{-2})	Inventário Total (Bq m^{-2})
1	0 – 5	$0,65 \pm 0,11$	41 ± 7	84 ± 12
	5 – 15	$0,31 \pm 0,06$	32 ± 7	
	15 – 30	$0,09 \pm 0,05$	11 ± 7	
2	0 – 5	$1,58 \pm 0,15$	100 ± 9	254 ± 16
	5 – 15	$1,08 \pm 0,10$	113 ± 10	
	15 – 30	$0,33 \pm 0,05$	41 ± 7	
3	0 – 5	$1,30 \pm 0,13$	82 ± 8	172 ± 13
	5 – 15	$0,55 \pm 0,07$	58 ± 7	
	15 – 30	$0,25 \pm 0,06$	32 ± 7	
4	0 – 5	$1,16 \pm 0,10$	73 ± 7	238 ± 16
	5 – 15	$0,78 \pm 0,08$	82 ± 8	
	15 – 30	$0,66 \pm 0,10$	83 ± 12	
5	0 – 5	$0,84 \pm 0,11$	53 ± 7	83 ± 11
	5 – 15	$0,29 \pm 0,06$	30 ± 6	
	15 – 30	$0,00 \pm 0,05$	0 ± 6	
6	0 – 5	$1,59 \pm 0,14$	100 ± 9	307 ± 18
	5 – 15	$1,40 \pm 0,12$	147 ± 13	
	15 – 30	$0,35 \pm 0,06$	60 ± 9	
7	0 – 5	$1,09 \pm 0,12$	69 ± 8	179 ± 13
	5 – 15	$0,71 \pm 0,07$	75 ± 8	
	15 – 30	$0,21 \pm 0,05$	35 ± 8	
8	0 – 5	$1,49 \pm 0,14$	94 ± 9	225 ± 16
	5 – 15	$0,95 \pm 0,09$	100 ± 9	
	15 – 30	$0,18 \pm 0,05$	31 ± 9	
9	0 – 5	$1,55 \pm 0,13$	98 ± 8	273 ± 17
	5 – 15	$1,24 \pm 0,11$	130 ± 11	
	15 – 30	$0,27 \pm 0,06$	46 ± 9	

* Atividade Mínima Detectável é de $0,15 \text{ Bq kg}^{-1}$

* Inventário Médio da Mata UEL é de $223 \pm 41 \text{ Bq m}^{-2}$

As amostras dessa mata foram analisadas no Laboratório de Radioisótopos do CENA/USP, sendo que a atividade mínima detectável foi de $0,15 \text{ Bq kg}^{-1}$. O inventário médio de ^{137}Cs determinado para esta mata foi de $202 \pm 79 \text{ Bq m}^{-2}$, com um coeficiente de variação de 39%, utilizando os valores dos 9 pontos amostrados. Aplicando o critério do intervalo de confiança esboçado no item 9.2.2, para um nível de confiança de 99% e $\nu=9-1=8$ graus de liberdade ($t_8 = 2,896$), obteve-se o intervalo de confiança para a média que é de $278 \geq \mu \geq 126$, resultando na rejeição dos pontos em negrito na Tabela 20, com um novo valor médio para o inventário de ^{137}Cs de $223 \pm 41 \text{ Bq m}^{-2}$ e um coeficiente de variação de 18%.

Da amostragem em grade realizada na área da mata 1, foram obtidos os valores de atividade e inventário de ^{137}Cs para cada ponto amostrado, que estão apresentados na Tabela 21.

Tabela 21 – Valores da atividade e inventário de ^{137}Cs para os pontos amostrados na mata 1.

Ponto Amostrado	Incremento de Amostragem (cm)	Atividade (Bq kg^{-1})	Inventário de ^{137}Cs (Bq m^{-2})	Inventário Total (Bq m^{-2})
1	0 – 5	$1,57 \pm 0,14$	82 ± 8	325 ± 19
	5 – 15	$1,53 \pm 0,13$	161 ± 14	
	15 – 30	$0,52 \pm 0,07$	82 ± 11	
2	0 – 5	$1,80 \pm 0,16$	94 ± 8	405 ± 27
	5 – 15	$2,00 \pm 0,19$	210 ± 20	
	15 – 30	$0,63 \pm 0,10$	100 ± 16	
3	0 – 5	$1,35 \pm 0,13$	71 ± 7	192 ± 14
	5 – 15	$0,96 \pm 0,09$	101 ± 10	
	15 – 30	$0,12 \pm 0,05$	19 ± 7	
4	0 – 5	$2,06 \pm 0,17$	108 ± 9	255 ± 17
	5 – 15	$1,13 \pm 0,11$	118 ± 11	
	15 – 30	$0,18 \pm 0,06$	28 ± 9	
5	0 – 5	$2,60 \pm 0,23$	137 ± 12	293 ± 23
	5 – 15	$1,12 \pm 0,11$	117 ± 11	
	15 – 30	$0,25 \pm 0,10$	40 ± 15	
6	0 – 5	$1,52 \pm 0,13$	80 ± 7	226 ± 22
	5 – 15	$0,84 \pm 0,09$	88 ± 10	
	15 – 30	$0,37 \pm 0,12$	58 ± 18	
7	0 – 5	$1,09 \pm 0,13$	57 ± 7	129 ± 14
	5 – 15	$0,50 \pm 0,07$	53 ± 7	
	15 – 30	$0,12 \pm 0,07$	19 ± 11	
8	0 – 5	$0,94 \pm 0,10$	49 ± 5	103 ± 11
	5 – 15	$0,41 \pm 0,06$	43 ± 6	
	15 – 30	$0,07 \pm 0,05$	11 ± 8	
9	0 – 5	$1,45 \pm 0,13$	76 ± 7	150 ± 17
	5 – 15	$0,52 \pm 0,06$	55 ± 7	
	15 – 30	$0,12 \pm 0,09$	19 ± 14	

* Atividade Mínima Detectável $0,15 \text{ Bq kg}^{-1}$

* Inventário Médio da Mata 1 é de $240 \pm 65 \text{ Bq m}^{-2}$

As amostras dessa mata foram analisadas no Laboratório de Radioisótopos do CENA/USP, sendo que a atividade mínima detectável foi de $0,15 \text{ Bq kg}^{-1}$. O inventário médio de ^{137}Cs determinado para esta mata foi de $231 \pm 99 \text{ Bq m}^{-2}$, com um coeficiente de variação de 43%, utilizando os valores dos 9 pontos amostrados. Aplicando o critério do intervalo de confiança esboçado no item 9.2.2, para um nível de confiança de 99% e $v=9-1=8$

graus de liberdade ($t_8 = 2,896$), obteve-se o intervalo de confiança para a média que é de $327 \geq \mu \geq 135$, resultando na rejeição dos pontos em negrito na Tabela 21, com um novo valor médio para o inventário de ^{137}Cs de $240 \pm 65 \text{ Bq m}^{-2}$ e um coeficiente de variação de 27%.

Da amostragem em grade realizada na área da mata 2, foram obtidos os valores de atividade e inventário de ^{137}Cs para cada ponto amostrado, que estão apresentados na Tabela 22.

Tabela 22 – Valores da atividade e inventário de ^{137}Cs para os pontos amostrados na mata 2.

Ponto Amostrado	Incremento de Profundidade (cm)	Atividade (Bq kg^{-1})	Inventário de ^{137}Cs (Bq m^{-2})	Inventário Total (Bq m^{-2})
1	0 – 5	$2,23 \pm 0,15$	97 ± 7	269 ± 13
	5 – 15	$1,39 \pm 0,11$	142 ± 11	
	15 – 25	$0,28 \pm 0,03$	31 ± 3	
2	0 – 5	$1,88 \pm 0,16$	81 ± 7	283 ± 15
	5 – 15	$1,73 \pm 0,13$	170 ± 12	
	15 – 25	$0,30 \pm 0,04$	33 ± 5	
3	0 – 5	$2,58 \pm 0,17$	134 ± 9	314 ± 16
	5 – 15	$1,38 \pm 0,10$	141 ± 11	
	15 – 25	$0,36 \pm 0,07$	39 ± 8	
4	0 – 5	$1,42 \pm 0,12$	55 ± 5	346 ± 17
	5 – 15	$1,90 \pm 0,14$	218 ± 16	
	15 – 25	$0,68 \pm 0,05$	74 ± 5	
5	0 – 5	$2,07 \pm 0,15$	100 ± 7	271 ± 15
	5 – 15	$1,29 \pm 0,10$	122 ± 9	
	15 – 25	$0,43 \pm 0,09$	48 ± 10	
6	0 – 5	$1,81 \pm 0,13$	75 ± 6	239 ± 13
	5 – 15	$1,25 \pm 0,10$	127 ± 10	
	15 – 25	$0,30 \pm 0,04$	37 ± 5	
7	0 – 5	$2,04 \pm 0,15$	90 ± 7	347 ± 16
	5 – 15	$1,89 \pm 0,14$	190 ± 14	
	15 – 25	$0,62 \pm 0,05$	67 ± 5	

* Atividade Mínima Detectável $0,08 \text{ Bq kg}^{-1}$

* Inventário Médio da Mata 2 é de $305 \pm 36 \text{ Bq m}^{-2}$

As amostras dessa mata foram analisadas no Laboratório de Física Nuclear Aplicada da UEL, sendo que a atividade mínima detectável foi de $0,08 \text{ Bq kg}^{-1}$. O inventário médio de ^{137}Cs determinado para esta mata foi de $296 \pm 41 \text{ Bq m}^{-2}$, com um coeficiente de variação de 14%, utilizando os valores dos 7 pontos amostrados. Aplicando o critério do intervalo de confiança esboçado no item 9.2.2, para um nível de confiança de 99% e $\nu=7-1=6$

graus de liberdade ($t_6 = 3,143$), obteve-se o intervalo de confiança para a média que é de $345 \geq \mu \geq 247$, resultando na rejeição do ponto em negrito na Tabela 22, com um novo valor médio para o inventário de ^{137}Cs de $305 \pm 36 \text{ Bq m}^{-2}$ e um coeficiente de variação de 12%.

Da amostragem em grade realizada na área da pastagem, foram obtidos os valores de atividade e inventário de ^{137}Cs para cada ponto amostrado, que estão apresentados na Tabela 23.

Tabela 23 – Valores da atividade e inventário de ^{137}Cs para os pontos amostrados na área de pastagem.

Ponto Amostrado	Incremento de Profundidade	Atividade (Bq kg^{-1})	Inventário de ^{137}Cs (Bq m^{-2})	Inventário Total (Bq m^{-2})
1	0 – 5 cm	$2,00 \pm 0,15$	87 ± 6	194 ± 10
	5 – 10 cm	$1,12 \pm 0,09$	82 ± 6	
	10 – 15 cm	$0,25 \pm 0,04$	12 ± 2	
	15 – 20 cm	$0,17 \pm 0,05$	8 ± 2	
	20 – 35 cm	$0,07 \pm 0,04$	4 ± 2	
	35 – 50 cm	$0,02 \pm 0,04$	1 ± 2	
2	0 – 5 cm	$1,93 \pm 0,14$	112 ± 8	181 ± 10
	5 – 10 cm	$0,89 \pm 0,08$	39 ± 3	
	10 – 15 cm	$0,39 \pm 0,04$	18 ± 2	
	15 – 20 cm	$0,17 \pm 0,04$	11 ± 3	
	20 – 35 cm	$0,04 \pm 0,02$	2 ± 1	
3	0 – 5 cm	$1,99 \pm 0,15$	89 ± 7	204 ± 9
	5 – 10 cm	$1,66 \pm 0,11$	74 ± 5	
	10 – 15 cm	$0,54 \pm 0,07$	26 ± 3	
	15 – 20 cm	$0,20 \pm 0,04$	11 ± 2	
	20 – 35 cm	$0,08 \pm 0,04$	4 ± 2	
4	0 – 5 cm	$2,25 \pm 0,15$	97 ± 6	253 ± 11
	5 – 10 cm	$1,95 \pm 0,14$	117 ± 9	
	10 – 15 cm	$0,50 \pm 0,06$	24 ± 3	
	15 – 20 cm	$0,16 \pm 0,04$	10 ± 2	
	20 – 35 cm	$0,09 \pm 0,03$	5 ± 2	
5	0 – 5 cm	$2,03 \pm 0,15$	113 ± 8	220 ± 12
	5 – 10 cm	$1,14 \pm 0,10$	80 ± 7	
	10 – 15 cm	$0,34 \pm 0,04$	17 ± 2	
	15 – 20 cm	$0,13 \pm 0,06$	7 ± 3	
	20 – 35 cm	$0,05 \pm 0,03$	3 ± 2	
	35 – 50 cm	$0,00 \pm 0,03$	0 ± 2	

* Atividade Mínima Detectável de $0,08 \text{ Bq kg}^{-1}$

* Inventário Médio da pastagem é de $211 \pm 28 \text{ Bq m}^{-2}$

As amostras dessa área de pastagem foram analisadas no Laboratório de Física Nuclear Aplicada da UEL, sendo que a atividade mínima detectável foi de $0,08 \text{ Bq kg}^{-1}$. O inventário médio de ^{137}Cs determinado para pastagem foi de $211 \pm 28 \text{ Bq m}^{-2}$, com um coeficiente de variação de 13%, utilizando os valores dos 5 pontos amostrados. Aplicando o critério do intervalo de confiança esboçado no item 9.2.2, para um nível de confiança de 99% e $\nu=5-1=4$ graus de liberdade ($t_4 = 3,747$), obtive-se o intervalo de confiança para a média que é de $258 \geq \mu \geq 164$, não resultando rejeição de pontos da Tabela 23. Portanto, a média dessa área continuou sendo $211 \pm 28 \text{ Bq m}^{-2}$ com um coeficiente de variação de 13%.

O coeficiente de variação determinado, calculado segundo a equação 78 do item 6.4, representa a variabilidade espacial do ^{137}Cs em cada área. A Tabela 24 apresenta a variabilidade espacial de ^{137}Cs para cada área amostrada na região de Londrina, de onde se pode observar que a variabilidade espacial de ^{137}Cs está em torno de 15%, com exceção da área da Mata 1 que apresentou uma variabilidade espacial de 27%. Esse valor pode ter sido gerado pelo fato que as amostras representativas dessa mata foram coletadas em duas áreas separadas por um rio. A primeira área era de mata nativa muito fechada, o que dificultou a amostragem possibilitando a coleta de somente quatro pontos, e por isso foi realizada a amostragem na segunda área, para completar os nove pontos de amostragem. Porém, esta segunda área é localizada à margem de um rio, que separa as duas áreas, e sofreu alagamento devido a enchentes em alguns anos.

Tabela 24 – Valores do inventário de ^{137}Cs e do coeficiente de variação para cada área amostrada na região de Londrina.

Área Amostrada	Inventário de ^{137}Cs (Bq m^{-2})	Coeficiente de Variação (%)
Mata UEL	223 ± 41	27
Mata 1	240 ± 65	18
Mata 2	305 ± 36	12
Pastagem	211 ± 28	13

Da Tabela 24 podemos concluir que o inventário médio para a região de Londrina está em torno de $245 \pm 42 \text{ Bq m}^{-2}$, com um coeficiente de variação de 17%, ou seja, a variabilidade espacial de ^{137}Cs a nível local, para região de Londrina, é de 17%.

9.2.2.1.2 Variabilidade Espacial de ^{137}Cs a nível Regional

Para determinarmos a variabilidade espacial de ^{137}Cs a nível regional, utilizamos os resultados do inventário de ^{137}Cs obtidos na área de pastagem nativa amostrada na área experimental da UFRGS, como esboçado no item 7.4.

Da amostragem em grade realizada na área de pastagem nativa-RS, foram obtidos os valores de atividade e inventário de ^{137}Cs para cada ponto amostrado, que estão apresentados na Tabela 25. A Tabela 25 apresenta 9 pontos devido termos incorporado o outros três pontos amostrados na parcela de pastagem nativa, uma vez que esta parcela não sofreu perturbação drástica do solo, aos seis pontos amostrados da área de pastagem nativa ao lado das parcelas.

As amostras dessa área foram analisadas no Laboratório de Física Nuclear Aplicada da UEL, sendo que a atividade mínima detectável foi de $0,08 \text{ Bq kg}^{-1}$ para o detector de 66% e de $0,20 \text{ Bq kg}^{-1}$ para o detector de 10%. O inventário médio de ^{137}Cs determinado para pastagem foi de $246 \pm 37 \text{ Bq m}^{-2}$, com um coeficiente de variação de 15%, utilizando os valores dos 9 pontos amostrados. Aplicando o critério do intervalo de confiança esboçado no item 9.2.2, para um nível de confiança de 99% e $\nu=9-1=8$ graus de liberdade ($t_8 = 2,896$), obteve-se o intervalo de confiança para a média que é de $282 \geq \mu \geq 210$, resultando na rejeição dos pontos em negrito da Tabela 25, com um novo valor médio para o inventário de ^{137}Cs de $237 \pm 21 \text{ Bq m}^{-2}$ e um coeficiente de variação de 9%.

A Tabela 26 apresenta os valores do inventário de ^{137}Cs obtidos para as áreas amostradas na região de Londrina e de Porto Alegre.

Considerando a Tabela 26, obteve-se um valor médio para o inventário de ^{137}Cs de $243 \pm 36 \text{ Bq m}^{-2}$, com um coeficiente de variação de 15%, ou seja, a variabilidade espacial de ^{137}Cs a nível regional, entre Londrina e Porto Alegre, é de 15%, igual à variabilidade espacial a nível local obtida para a região de Londrina.

Considerando o valor de inventário de ^{137}Cs de $419 \pm 30 \text{ Bq m}^{-2}$ determinado para a região de Piracicaba, o qual foi obtido da referência [133], o valor médio de inventário de ^{137}Cs passa a ser de $272 \pm 79 \text{ Bq m}^{-2}$, com um coeficiente de variação de 30%. Se utilizarmos o critério do intervalo de confiança para esta média, teríamos $363 \geq \mu \geq 181$, o que rejeitaria o valor de inventário determinado para região de Piracicaba.

Isso significa que não podemos determinar a variabilidade espacial de ^{137}Cs entre as regiões desse modo.

Tabela 25 – Valores da atividade e inventário de ^{137}Cs para os pontos amostrados na área de pastagem nativa-RS.

Ponto Amostrado	Incremento de Profundidade (cm)	Atividade (Bq kg^{-1})	Inventário de ^{137}Cs (Bq m^{-2})	Inventário Total (Bq m^{-2})
1	0 – 5	$1,30 \pm 0,11$	72 ± 7	247 ± 13
	5 – 10	$1,25 \pm 0,10$	80 ± 8	
	10 – 20	$0,51 \pm 0,05$	68 ± 7	
	20 – 35	$0,13 \pm 0,04$	27 ± 3	
2	0 – 5	$1,07 \pm 0,21$	59 ± 6	204 ± 11
	5 – 10	$1,23 \pm 0,12$	74 ± 7	
	10 – 20	$0,41 \pm 0,15$	58 ± 6	
	20 – 35	$0,09 \pm 0,14$	22 ± 2	
3	0 – 5	$1,18 \pm 0,10$	60 ± 6	198 ± 11
	5 – 10	$1,16 \pm 0,09$	68 ± 7	
	10 – 20	$0,43 \pm 0,04$	56 ± 6	
	20 – 35	$0,09 \pm 0,04$	11 ± 1	
4	0 – 10	$1,00 \pm 0,09$	120 ± 12	236 ± 15
	10 – 20	$0,51 \pm 0,05$	71 ± 7	
	20 – 35	$0,20 \pm 0,04$	45 ± 4	
5	0 – 10	$1,16 \pm 0,10$	135 ± 14	218 ± 15
	10 – 20	$0,45 \pm 0,05$	53 ± 5	
	20 – 35	$0,14 \pm 0,04$	29 ± 3	
6	0 – 10	$1,39 \pm 0,11$	170 ± 17	295 ± 20
	10 – 20	$0,71 \pm 0,07$	91 ± 9	
	20 – 35	$0,18 \pm 0,05$	33 ± 3	
7	0 – 5	$1,43 \pm 0,23$	90 ± 9	302 ± 17
	5 – 10	$1,64 \pm 0,20$	122 ± 12	
	10 – 20	$0,33 \pm 0,14$	38 ± 4	
	20 – 35	$0,27 \pm 0,12$	52 ± 5	
8	0 – 5	$1,43 \pm 0,14$	92 ± 9	238 ± 14
	5 – 10	$1,22 \pm 0,20$	85 ± 9	
	10 – 20	$0,50 \pm 0,13$	62 ± 6	
	20 – 35	0,00	0,00	
9	0 – 5	$1,29 \pm 0,23$	83 ± 8	270 ± 16
	5 – 10	$1,56 \pm 0,10$	106 ± 11	
	10 – 20	$0,65 \pm 0,13$	81 ± 8	
	20 – 35	0,00	0,00	

* Atividade mínima detectável de $0,08 \text{ Bq kg}^{-1}$ detector de 66% e de $0,20 \text{ Bq kg}^{-1}$ detector de 10%.

* Inventário Médio da Pastagem Nativa RS é de $237 \pm 21 \text{ Bq m}^{-2}$.

Tabela 26 – Valores do inventário de ^{137}Cs para as áreas amostradas na região de Londrina e Porto Alegre, com os respectivos coeficientes de variação.

Área Amostrada	Inventário de ^{137}Cs (Bq m^{-2})	Coefficiente de Variação (%)
Mata UEL	223 ± 41	27
Mata 1	240 ± 65	18
Mata 2	305 ± 36	12
Pastagem	211 ± 28	13
Pastagem Nativa-RS	237 ± 21	9

Vamos tomar a média obtida para a região de Londrina, que foi de 245 ± 42 Bq m^{-2} , e determinar a média com o valor do inventário de Piracicaba, tal que temos 332 ± 123 Bq m^{-2} , que resulta num coeficiente de variação de 37%, ou seja, existe uma variabilidade espacial de ^{137}Cs entre a região de Londrina e a região de Piracicaba de 37%, bem acima da encontrada entre a região de Londrina e a região de Porto Alegre.

9.3 PARCELAS DE EROSÃO DO IAPAR

Todos os modelos desenvolvidos apresentados até o momento utilizam dados sobre o ^{137}Cs do hemisfério norte, onde o nível de deposição de ^{137}Cs foi uma ordem de grandeza maior do que no hemisfério sul, além das diferenças entre os tipos de solo, vegetação e clima.

Com o objetivo de determinarmos uma equação empírica para estimar as taxas de perdas de solo para as condições de deposição de ^{137}Cs da nossa região, foram utilizados experimentos com parcelas de erosão do solo da área experimental do IAPAR, das quais são conhecidos os resultados das taxas de perda de solo por método convencional. Esta equação empírica tem a redistribuição de ^{137}Cs como parâmetro principal para estimar as taxas de perdas de solo. A metodologia de amostragem dessas parcelas foi discutida no item 7.3 e a determinação da atividade de ^{137}Cs das amostras foi realizada utilizando a Equação 80.

9.3.1 Redistribuição de ^{137}Cs nas Parcelas

A Tabela 27 apresenta a atividade determinada para as amostras das parcelas de erosão do IAPAR e a Tabela 28 apresenta a atividade determinada para as amostras da mata do IAPAR. Além da atividade das amostras, também estão apresentados os valores do inventário de ^{137}Cs determinados pela equação 88, usando uma densidade média de 1050 kg m^{-3} . O desvio na atividade e no inventário ficou em torno de 8%, num limite de confiança de 95%. Essas amostras foram analisadas no Laboratório de Radioisótopos (CENA/USP), e o limite mínimo de detecção do sistema utilizado foi de $0,13 \text{ Bq kg}^{-1}$.

Para as atividades determinadas que apresentaram valor menor do que o limite mínimo de detecção foi atribuído o valor zero. Para as atividades que apresentaram valor da ordem ou igual ao limite mínimo de detecção, estes valores foram assumidos representar a atividade da amostra.

A redistribuição de ^{137}Cs para cada parcela, com relação ao inventário de referência de $257,8 \text{ Bq m}^{-2}$ determinado da mata do IAPAR, foi calculada da equação 27 apresentada no item 4.2.1, utilizando o valor médio do inventário total de cada parcela. Para determinar o valor médio do inventário total da parcela 2, a posição inferior foi descartada por apresentar um valor muito alto de inventário total. Esse valor muito alto pode ter sido gerado por acúmulo de solo proveniente das posições superior e mediana devido à geometria de coleta utilizada nas parcelas (uso de calhas) e, portanto, não é representativo da perda de solo desta parcela. A redistribuição de ^{137}Cs para a parcela de café, representada pela amostragem na linha e na entre linha do café (parcela 3 e parcela 4), foi assumida como o valor médio da redistribuição de ^{137}Cs determinada para as parcelas 3 e 4. O valor médio do inventário total e redistribuição de ^{137}Cs para cada parcela estão apresentados na Tabela 29.

Tabela 27 – Atividade e inventário de ^{137}Cs para as amostras das parcelas de erosão do IAPAR.

Parcela	Posição Amostrada na Parcela	Perfil	Atividade (Bq kg^{-1})	Inventário (Bq m^{-2})	Inventário Total (Bq m^{-2})
1	Inferior	0-10	0,148	15,5	15,5
		10-20	0,063	0,0	
		20-30	0,000	0,0	
	Mediana	0-10	0,064	0,0	0,0
		10-20	0,0	0,0	
		20-30	0,0	0,0	
	Superior	0-10	PERDIDA	0,0	0,0
		10-20	0,0	0,0	
		20-30	0,0	0,0	
2	Inferior	0-10	0,666	69,9	392,0
		10-20	1,638	172,0	
		20-30	1,430	150,1	
	Mediana	0-10	0,376	39,4	39,4
		10-20	0,0	0,0	
		20-30	0,0	0,0	
	Superior	0-10	0,0	0,0	49,4
		10-20	0,0	0,0	
		20-30	0,470	49,4	
3	Inferior	0-10	0,236	24,7	24,7
		10-20	0,0	0,0	
		20-30	0,0	0,0	
	Mediana	0-10	0,431	45,2	92,1
		10-20	0,315	33,1	
		20-30	0,132	13,8	
	Superior	0-10	0,487	51,1	157,3
		10-20	0,669	70,3	
		20-30	0,342	35,9	
4	Inferior	0-10	0,267	28,1	28,1
		10-20	0,0	0,0	
		20-30	0,0	0,0	
	Mediana	0-10	0,518	54,3	244,2
		10-20	0,889	93,4	
		20-30	0,919	96,5	
	Superior	0-10	0,649	68,1	120,3
		10-20	0,497	52,2	
		20-30	0,0	0,0	

Tabela 28 – Atividade e inventário de ^{137}Cs para as amostras da mata do IAPAR.

Perfil	Atividade (Bq kg^{-1})	Inventário (Bq m^{-2})	Inventário Total (Bq m^{-2})
0-10	1,536	161,3	
10-20	0,716	75,2	
20-30	0,202	21,3	257,8
30-40	0,007	0,0	
40-50	0,000	0,0	

Tabela 29 – Valores do inventário total e da redistribuição de ^{137}Cs para cada parcela de erosão do IAPAR.

Parcelas	Posição Amostrada na Parcela	Inventário Total (Bq m^{-2})	Inventário Médio da Parcela (Bq m^{-2})	Redistribuição de ^{137}Cs (%)
1	Inferior	15,5		
	Médio	0,0	5,2	0,98
	Superior	0,0		
2	Inferior	392,0		
	Médio	39,4	44,4	0,83
	Superior	49,4		
3	Inferior	24,7		
	Médio	92,1	91,4	0,65
	Superior	157,3		0,57
4	Inferior	28,1		
	Médio	244,2	130,8	0,49
	Superior	120,3		

9.3.2 Equação Obtida

Da Tabela 29 temos que os valores de redistribuição de ^{137}Cs foram de 98%, 83% e 57% para a parcela 1, 2 e de café (média da parcela 3 e 4), respectivamente.

Utilizando os valores de perda de solo obtidos por Rufino e Biscaia [143] de $84,7 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ para parcela 1, de $90,5 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ para a parcela 2 e de $57,2 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ para a parcela de café, e os resultados da redistribuição de ^{137}Cs de cada parcela, obtivemos duas equações de calibração.

A primeira equação, obtida tomando como base o modelo proporcional, dada pela expressão:

$$Y = \frac{1}{10} \frac{d \cdot B}{(t - 1963)} X^a \quad \text{Equação 107}$$

onde Y é a perda média de solo em $t \text{ há}^{-1} \text{ ano}^{-1}$; d é a profundidade de linear de cultivo (m), B é a densidade volumétrica do solo (kg m^{-3}), t é o ano de amostragem (ano), X é a redistribuição de ^{137}Cs (%), a é o parâmetro de ajuste da equação e $1/10$ é um fator de conversão de $\text{kg m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ para $t \text{ há}^{-1} \text{ ano}^{-1}$.

O valor do parâmetro a foi obtido através do ajuste da equação 106 no software MicrocalTM OriginTM, versão 5.0. Além dos pontos (Y,X) das parcelas, foi utilizada também a condição de contorno que para uma redistribuição de ^{137}Cs nula (X=0) tem-se também um valor de perda de solo nulo (Y=0).

Após o ajuste realizado foi obtido o valor de $1,002 \pm 0,014$ para o parâmetro a. A curva obtida do ajuste e da simulação usando a equação 106, com o valor de a determinado, se sobrepõem, e são apresentadas na Figura 46.

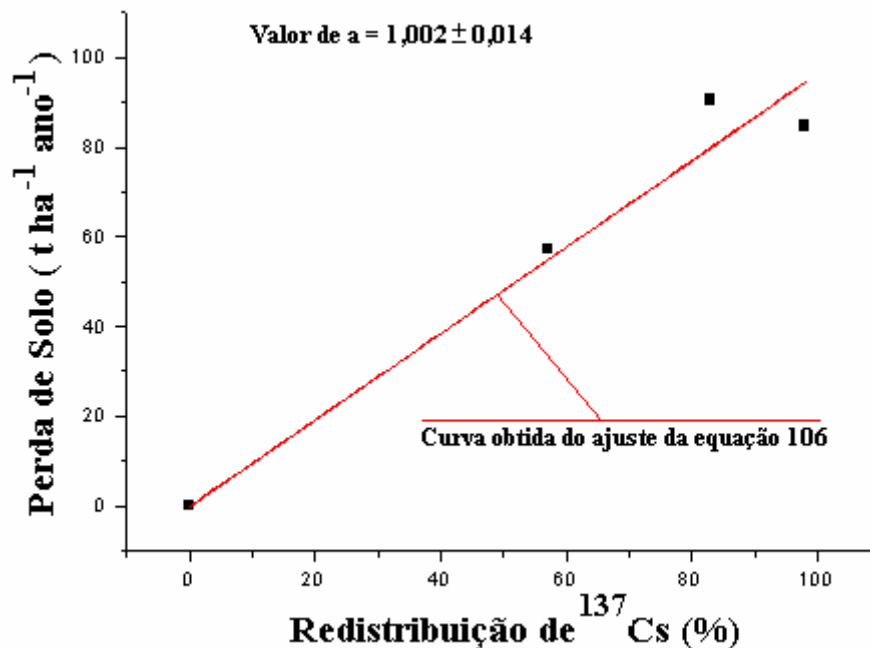


Figura 46 – Curva obtida do ajuste e curva obtida da simulação da equação 106.

O resultado obtido para o parâmetro a na equação 106 vem confirmar que a idéia de que a perda de ^{137}Cs é proporcional à perda de solo é uma boa suposição para obtenção das taxas de perdas de solo através do ^{137}Cs . Apesar do modelo proporcional

determinar tanto valores de perda quanto de ganho de solo, a equação 106 só determina valores de perda de solo.

A segunda equação utilizada é dada pela expressão:

$$Y = \frac{1}{10} \frac{b}{(t-1963)} h_0 \ln \left(1 - \frac{X}{100} \right) \quad \text{Equação 108}$$

onde Y é perda média de solo ($\text{kg m}^{-2} \text{ano}^{-1}$), h_0 é o coeficiente que descreve a forma da distribuição em profundidade do ^{137}Cs no solo (kg m^{-2}), conforme item 4.2.2.2.1, b é o parâmetro de ajuste da equação, t é o ano de amostragem (ano) e X é redistribuição de ^{137}Cs (%). O parâmetro h_0 foi determinado do ajuste da função $f(x) = f(0)e^{-x/h_0}$, conforme item 4.2.2.2.1, resultando num valor de $114,3 \pm 13,5 \text{ kg m}^{-2}$.

O valor do parâmetro b foi obtido através do ajuste da equação 107 no software Microcal™ Origin™, versão 5.0. Além dos pontos (Y,X) das parcelas, foi utilizado também a condição de contorno que para uma redistribuição de ^{137}Cs nula (X=0) tem-se também um valor de perda de solo nulo (Y=0).

Após o ajuste realizado foi obtido o valor de $-81,38 \pm 22,25$ para o parâmetro b. A curva obtida do ajuste e da simulação usando a equação 107, com o valor de b determinado, estão apresentadas na Figura 47.

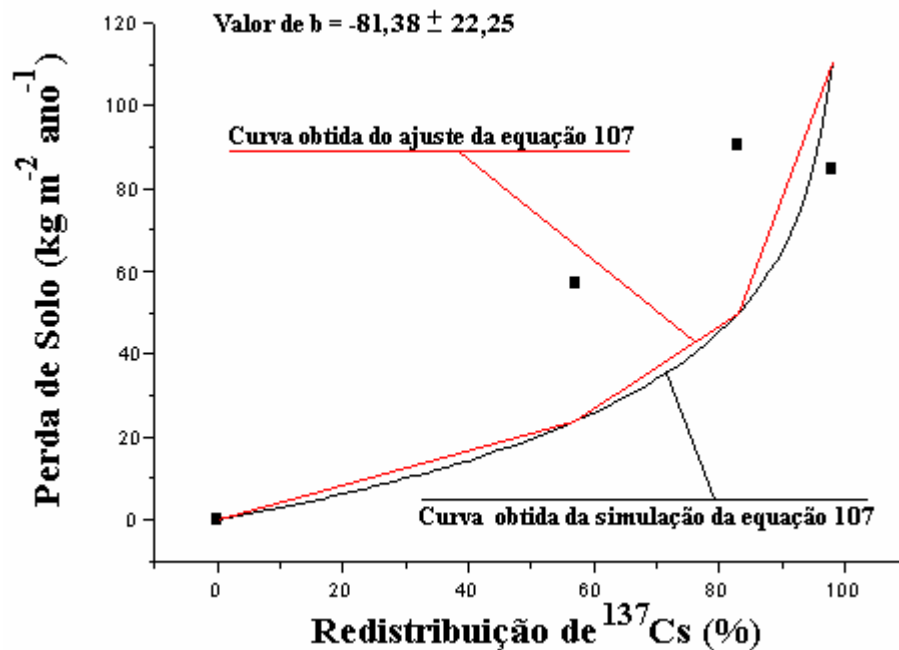


Figura 47 – Curva obtida do ajuste e curva obtida da simulação da equação 107.

Seria importante o uso de valores de perda de solo provenientes de parcelas de erosão na faixa de 0 a 60% de redistribuição de ^{137}Cs para esta mesma classe de solo, com os quais poderíamos melhorar o ajuste das equações 106 e 107, entretanto isto não foi possível já que o IAPAR só disponibilizava das três parcelas utilizadas.

As equações 106 e 107 foram aplicadas aos dados de redistribuição de ^{137}Cs medidos por Andrello e outros [90] numa bacia hidrográfica na região de Cambe, denominada de bacia do córrego Unda. A Figura 48 apresenta o mapa da bacia hidrográfica do córrego Unda com os diferentes manejos, com os transectos amostrados rotulados A, B, C, D, E e F e a declividade. Na área de mata nativa foi amostrado um ponto para determinação do inventário de ^{137}Cs de referência para a bacia, cujo valor determinado foi de $292 \pm 11 \text{ Bq m}^{-2}$. Além das equações 106 e 107, também foram aplicados os modelos proporcional (MP) e de balanço de massa simplificado (MBM1) nos dados da bacia do córrego Unda. Os resultados obtidos pelos quatro modelos e seus respectivos desvios estão apresentados na Tabela 30.

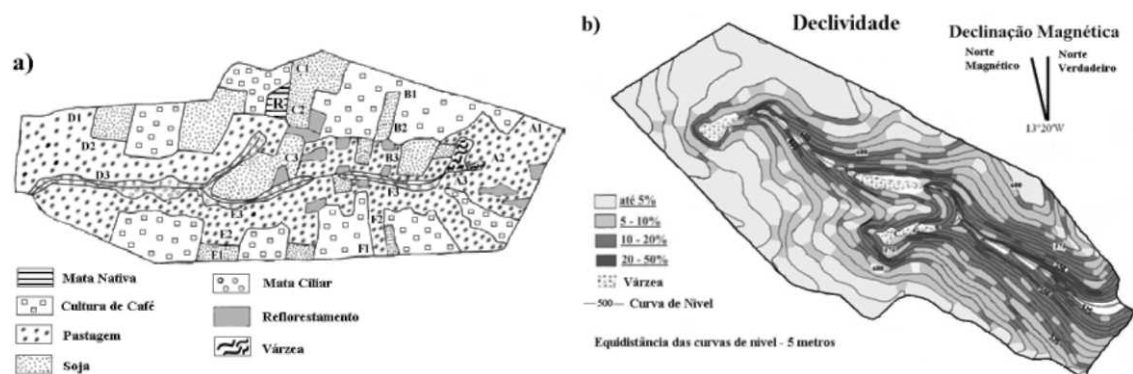


Figura 48 – Mapa da bacia hidrográfica do córrego Unda apresentando: a) os diferentes manejos e os transectos amostrados; b) a declividade.

Da Tabela 30 pode-se observar que os valores de perdas de solo determinados pela equação 106 variaram de $7,9$ a $51,4 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$, de $3,3$ a $17,5 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ pela equação 107, de $7,9$ a $51 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ pelo modelo proporcional e de $11,2$ a $58 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ pelo modelo de balanço de massa simplificado. Pode-se observar da Tabela 30 que os resultados obtidos pela equação 106 e pelo modelo proporcional são iguais, como esperado, uma vez que a equação 106 foi baseada no modelo proporcional e após o ajuste tornou-se praticamente idêntica ao MP. Além disso, também se pode observar que os resultados determinados pela equação 107 são da ordem da metade dos resultados determinados pela equação 106 e pelo MP, e que os resultados do modelo de balanço de massa simplificado

(MBM1) são 50% maiores que os resultados determinados pela equação 106 e MP. Como visto no item 9.1.2 e também na referência [92], o modelo proporcional é o que apresenta resultados mais próximos dos modelos de balanço de massa refinado (MBM2) e de balanço de massa incorporando cultivo

(MBM3), os quais são apresentados como mais acurados do que o MBM1. Portanto, os resultados determinados pela equação 107 são subestimados enquanto que os resultados determinados pelo MBM1 são superestimados.

Tabela 30 – Valores das perdas e ganhos de solo determinados pelas equações 106 e 107, e pelos modelos proporcional (MP) e de balanço de massa simplificado (MBM1) para a bacia do Unda.

Transecto	Redistribuição de ^{137}Cs (%)	Equação 106	Equação 107	MP	MBM1
A1	-17,6 ± 4,9	-14,6 ± 4,1	-5,2 ± 2,3	-14,5 ± 3,1	-20,1 ± 5,2
A2	12,0 ± 5,3		4,1 ± 2,4	8,8 ± 4,3	14,0 ± 6,6
A3	-11,1 ± 5,1	-8,1 ± 3,8	-3,4 ± 1,9	-8,1 ± 3,4	-11,5 ± 5,0
B1	16,1 ± 5,8		5,7 ± 3,0	12,0 ± 4,4	19,6 ± 7,7
B2	7,0 ± 6,0		2,3 ± 2,2	5,2 ± 4,1	8,1 ± 7,2
B3	-10,8 ± 4,9	-8,1 ± 3,7	-3,3 ± 1,8	-8,1 ± 3,4	-11,5 ± 4,9
C1	40,9 ± 7,4		16,9 ± 7,2	31,6 ± 5,4	60,4 ± 14,3
C2	-10,9 ± 5,1	-7,9 ± 3,7	-3,3 ± 1,9	-7,9 ± 3,4	-11,2 ± 4,9
C3	-50,7 ± 3,3	-38,0 ± 3,2	-13,2 ± 4,7	-37,7 ± 1,9	-46,1 ± 2,5
D1	-33,2 ± 4,3	-23,3 ± 3,2	-9,2 ± 3,4	-23,2 ± 2,5	-30,1 ± 3,4
D2	-72,5 ± 3,6	-51,4 ± 4,0	-17,5 ± 6,2	-51,0 ± 1,1	-58,1 ± 2,3
D3	-32,0 ± 4,8	-22,5 ± 3,6	-8,9 ± 3,4	-22,3 ± 2,6	-29,2 ± 3,9
E1	-54,1 ± 2,6	-39,2 ± 2,9	-13,9 ± 4,9	-38,8 ± 1,7	-46,9 ± 1,9
E2	-48,8 ± 2,9	-34,6 ± 2,8	-12,8 ± 4,5	-34,3 ± 1,9	-42,2 ± 2,1
E3	-46,6 ± 3,5	-32,1 ± 2,9	-12,3 ± 4,4	-31,8 ± 2,0	-39,5 ± 2,1
F1	1,7 ± 5,3		0,6 ± 0,2	1,2 ± 3,9	1,9 ± 5,7
F2	38,1 ± 6,6		15,4 ± 6,4	26,8 ± 5,2	50,1 ± 11,1
F3	15,5 ± 5,7		5,4 ± 2,9	11,0 ± 4,4	17,9 ± 7,2

A Figura 49 apresenta o gráfico dos resultados obtidos aplicando as equações 106 e 107 e os modelos proporcional (MP) e de balanço de massa simplificado (MBM1) nos transectos do córrego Unda e seus respectivos desvios.

Da Figura 49 pode-se observar que para valores de redistribuição de ^{137}Cs da ordem de 20 - 30% de perda, com exceção do ponto A1, os resultados dos quatro modelos não apresentam diferença considerando os desvios, o mesmo ocorrendo para valores de redistribuição de ^{137}Cs da ordem de 10% para ganho. Para valores maiores do que estes de

redistribuição de ^{137}Cs , os resultados dos modelos apresentam diferença, mesmo considerando os desvios.

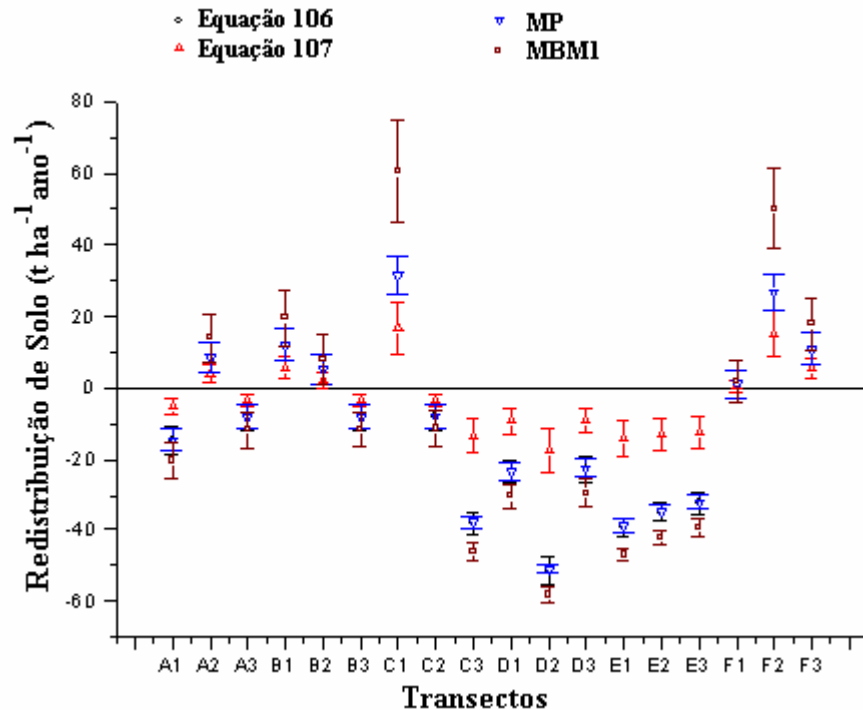


Figura 49 – Resultados obtidos pelas equações 106 e 107 e pelos modelos proporcional (MP) e de balanço de massa simplificado (MBM1) e seus respectivos desvios para a bacia do Unda

9.4 PARCELAS DE EROSIÃO DA UFRGS

As sete parcelas de erosão, amostrada na área experimental da UFRGS, são mantidas nos seguintes manejos de solo: **A** - pastagem de campo nativo formado de uma mistura de gramíneas de várias espécies; **B** - sucessão trigo-soja em preparo convencional; **C** - sucessão trigo-soja em plantio direto; **D** - solo descoberto em preparo convencional; **E** - sucessão trigo-milho em plantio direto; **F** - sucessão trigo-soja em preparo mínimo; **G** - pastagem cultivada de Pensacola em consorciação de trevo (***Trifolium vesiculosum*** Yucchi).

Com exceção da parcela com pastagem de campo nativo, todas as outras parcelas tiveram o solo mexido por uma aração e uma gradagem perpendicular ao declive um mês antes da implantação das parcelas experimentais. Além disso, foi realizada aplicação de calcário e adubação corretiva um dia antes da semeadura e incorporados ao solo com uma aração e duas gradagens realizadas no sentido do declive, com exceção da parcela com

pastagem nativa, onde foi realizada uma gradagem leve no sentido do declive para semi-incorporação superficial do calcário e adubo corretivo, visando provocar a menor perturbação possível à pastagem nativa e melhorar a fertilidade do solo. Dessa forma, a pastagem cultivada de trevo e as primeiras culturas de trigo foram implantadas com preparo convencional de solo em todas as parcelas. A partir das segundas culturas (soja e milho) implantadas em sucessão ao trigo, foram aplicados os sistemas de preparo do solo nas diferentes parcelas experimentais. A semeadura das culturas foi efetuada em linha, no sentido do declive, juntamente com a adubação de manutenção. Durante todo o experimento, o preparo do solo e a semeadura das culturas sempre foram efetuadas no sentido do declive. Em junho de 1979, a pastagem de trevo recebeu o último corte e a massa verde produzida foi deixada sobre a superfície do solo, sendo posteriormente incorporada com uma aração e duas gradagens, seguindo-se a semeadura do trigo. Após a colheita do trigo, a resteva foi picada, distribuída sobre o solo e incorporada com uma aração e duas gradagens, seguindo-se a semeadura da soja. A parcela de solo descoberto foi trabalhada no sentido do declive, duas vezes ao ano, na mesma época em que foram realizados os trabalhos de preparo de solo nas parcelas com culturas anuais em sucessão, empregando-se o preparo convencional, com uma aração e duas gradagens [145].

9.4.1 Redistribuição de ^{137}Cs nas Parcelas

Em cada parcela foram amostradas três posições, denominadas de altura superior, altura mediana e altura inferior, conforme especificado no item 7.4. Para cada posição foi determinado o valor de inventário de ^{137}Cs , que estão apresentados na Tabela 31. Os três pontos amostrados na parcela de pastagem nativa também foram considerado no cálculo do valor do inventário de referência de ^{137}Cs , conforme item 9.2.2.1.2, resultando no valor do inventário de referência de ^{137}Cs de 237 Bq m^{-2} . Usando este valor de referência de ^{137}Cs , foi determinada a redistribuição de ^{137}Cs para cada posição na parcela através da equação 27 (página 49), que estão apresentados na Tabela 31.

Pode-se observar da Tabela 31 que a maioria das posições apresentam perda de ^{137}Cs , com algumas posições apresentando ganho de ^{137}Cs . A maioria dos pontos que apresentam ganho de ^{137}Cs estão localizados na posição superior da parcela, e como todas as

parcelas foram mecanizadas para sua implantação, com exceção da parcela de pastagem nativa, pode ter ocorrido acúmulo de ^{137}Cs nestas posições pela mecanização do solo.

Tabela 31 – Valores do inventário e da redistribuição de ^{137}Cs para cada posição amostrada nas parcelas de erosão da UFRGS.

Parcela	Posição Amostrada	Inventário de ^{137}Cs (Bq m^{-2})	Redistribuição de ^{137}Cs (%)
Pastagem Nativa	Superior	302 ± 17	27,4
	Mediana	238 ± 14	0,4
	Inferior	270 ± 16	13,9
Sucessão trigo-soja em preparo convencional	Superior	210 ± 13	-11,4
	Mediana	123 ± 8	-48,1
	Inferior	164 ± 11	-30,8
Sucessão trigo-soja em plantio direto	Superior	514 ± 28	116,9
	Mediana	226 ± 14	-4,6
	Inferior	187 ± 12	-21,1
Solo descoberto em preparo convencional	Superior	101 ± 5	-57,4
	Mediana	78 ± 5	-67,1
	Inferior	87 ± 4	-63,3
Sucessão trigo milho em plantio direto	Superior	277 ± 15	16,9
	Mediana	235 ± 13	-0,8
	Inferior	169 ± 9	-28,7
Sucessão trigo soja preparo mínimo	Superior	325 ± 17	37,1
	Mediana	241 ± 12	1,7
	Inferior	176 ± 9	-25,7
Pastagem de Pensacola com Trevo	Superior	132 ± 7	-44,3
	Mediana	62 ± 4	-73,8
	Inferior	84 ± 5	-64,6

* Sinal negativo indica perda e sinal positivo indica ganho de ^{137}Cs

Além disso, como a geometria e montagem deste tipo de parcela (parcela fechada delimitada por chapas) privilegiam a perda de solo das posições mediana e inferior, as parcelas que são mantidas sem preparo convencional de solo apresentam ganho de ^{137}Cs na sua posição superior, com exceção da parcela de sucessão trigo-soja em preparo mínimo que também apresenta ganho de ^{137}Cs na posição mediana.

A parcela de pastagem nativa apresentou ganho de ^{137}Cs em todas as posições amostradas, isso pode ter sido pelo fato da área acima desta parcela ter sido mecanizada antes da implantação da parcela, o que pode ter gerado acúmulo de ^{137}Cs nestas posições.

Para calcular a redistribuição de ^{137}Cs de cada parcela, determinamos o inventário médio de ^{137}Cs de cada parcela. A Tabela 32 apresenta os valores médios do inventário de ^{137}Cs , juntamente com a redistribuição de ^{137}Cs determinada e os valores de perda de solo de cada parcela. Os valores de perda de solo de cada parcela foram obtidos da referência [145].

Tabela 32 – Valores do inventário médio de ^{137}Cs , da redistribuição de ^{137}Cs e das perdas de solo para cada parcela de erosão da UFRGS.

Parcela	^a Inventário de ^{137}Cs (Bq m^{-2})	Redistribuição de ^{137}Cs (%)	^b Perdas de Solo ($\text{t ha}^{-1} \text{ano}^{-1}$)
Pastagem Nativa	270 ± 16	0	0,24
Sucessão trigo-soja em preparo convencional	166 ± 11	-30	25,97
Sucessão trigo-soja em plantio direto	207 ± 13	-13	9,03
Solo descoberto em preparo convencional	89 ± 5	-63	229,95
Sucessão trigo milho em plantio direto	202 ± 13	-15	3,25
Sucessão trigo soja preparo mínimo	209 ± 13	-12	11,81
Pastagem de Pensacola com Trevo	93 ± 5	-61	229,95 ^c

^a Inventário determinado da média das posições superior, mediana e inferior da parcela

^b Valores retirados da referência [145]

^c Valor assumido igual ao da parcela de solo descoberto em preparo convencional

Como todas as parcelas tiveram perda de solo, tomamos o critério que, para as parcelas mantidas sem manejo convencional, os pontos superiores não seriam representativos das parcelas por apresentarem ganho de ^{137}Cs . Desse modo, as parcelas com sucessão trigo-soja em plantio direto, sucessão trigo-milho em plantio direto e sucessão trigo-soja em preparo mínimo tiveram seu inventário médio de ^{137}Cs e, portanto, a redistribuição de

^{137}Cs determinados utilizando a posição mediana e inferior da parcela como sendo representativas da perda de ^{137}Cs .

Além disso, como a parcela de pastagem nativa apresentou ganho de ^{137}Cs em todas as posições amostradas, e a perda de solo que tem ocorrido nesta parcela é mínima, assumimos que mesmo para um valor de redistribuição de ^{137}Cs nulo, pode ocorrer alguma perda mínima de solo. Tomamos como base para esta hipótese a variabilidade espacial de ^{137}Cs no inventário de referência que pode mascarar pequenas perdas de ^{137}Cs .

9.4.2 Equação Obtida

Utilizando os valores de perda de solo e os resultados da redistribuição de ^{137}Cs de cada parcela da Tabela 32, obtivemos um novo ajuste para as equações de calibração 106 e 107 do item 9.3.2.

A primeira equação, obtida tomando como base o modelo proporcional, é dada pela expressão:

$$Y = \frac{1}{10} \frac{d \cdot B}{(t - 1963)} X^a \quad \text{Equação 109}$$

onde Y é a perda média de solo em $t \text{ ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$; d é a profundidade de linear de cultivo (m), B é a densidade volumétrica do solo (kg m^{-3}), t é o ano de amostragem (ano), X é a redistribuição de ^{137}Cs (%), a é o parâmetro de ajuste da equação e $1/10$ é um fator de conversão de $\text{kg m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ para $t \text{ ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$.

O valor do parâmetro a foi obtido através do ajuste da equação 106 no software MicrocalTM OriginTM, versão 5.0.

Após o ajuste realizado foi obtido o valor de $1,32 \pm 0,02$ para o parâmetro a. A curva obtida do ajuste e da simulação usando a equação 109, com o valor de a determinado são apresentadas na Figura 50.

Apesar do modelo proporcional determinar tanto valores de perda quanto de ganho de solo, a equação 109 só determina valores de perda de solo.

A segunda equação utilizada é dada pela expressão:

$$Y = \frac{1}{10} \frac{b}{(t - 1963)} h_0 \ln \left(1 - \frac{X}{100} \right) \quad \text{Equação 110}$$

onde Y é perda média de solo ($\text{kg m}^{-2} \text{ano}^{-1}$), h_0 é o coeficiente que descreve a forma da distribuição em profundidade do ^{137}Cs no solo (kg m^{-2}), conforme item 4.2.2.2.1, b é o parâmetro de ajuste da equação, t é o ano de amostragem (ano) e X é redistribuição de ^{137}Cs (%). O parâmetro h_0 foi determinado do ajuste da função $f(x) = f(0)e^{-x/h_0}$, conforme item 4.2.2.2.1, para a distribuição em profundidade obtida do ponto 4 da área de pastagem nativa resultando num valor de $276 \pm 30 \text{ kg m}^{-2}$.

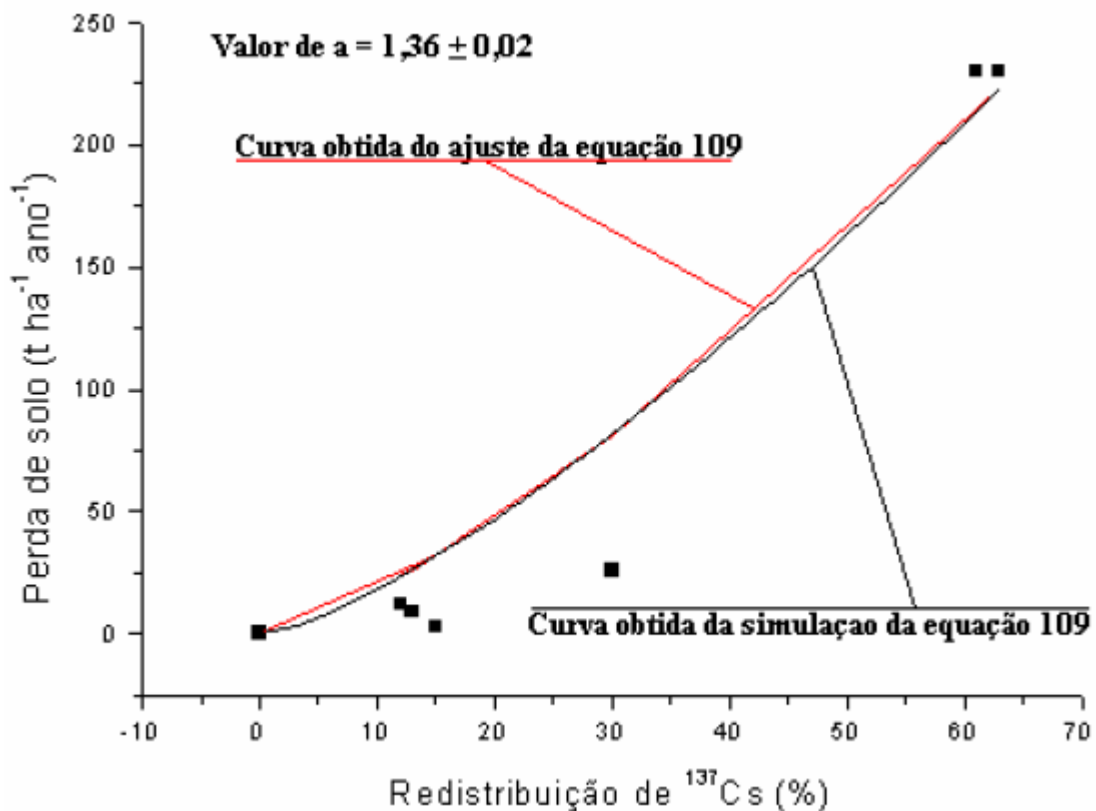


Figura 50 – Curva obtida do ajuste e curva obtida da simulação da equação 109.

O valor do parâmetro b foi obtido através do ajuste da equação 107 no software MicrocalTM OriginTM, versão 5.0.

Após o ajuste realizado foi obtido o valor de -313 ± 29 para o parâmetro b . A curva obtida do ajuste e da simulação usando a equação 110, com o valor de b determinado, estão apresentadas na Figura 51.

A falta de ajuste das equações 109 e 110 podem ser devido ao fato de estar se utilizando tanto parcelas de erosão em preparo de solo convencional quanto preparo mínimo e plantio direto. O preparo mínimo e o plantio direto não exercem profunda

perturbação no solo e, portanto, não geram toda a homogeneização do ^{137}Cs na camada de cultivo, o que é um dos pressupostos para os modelos de determinação da erosão em solos cultivados.

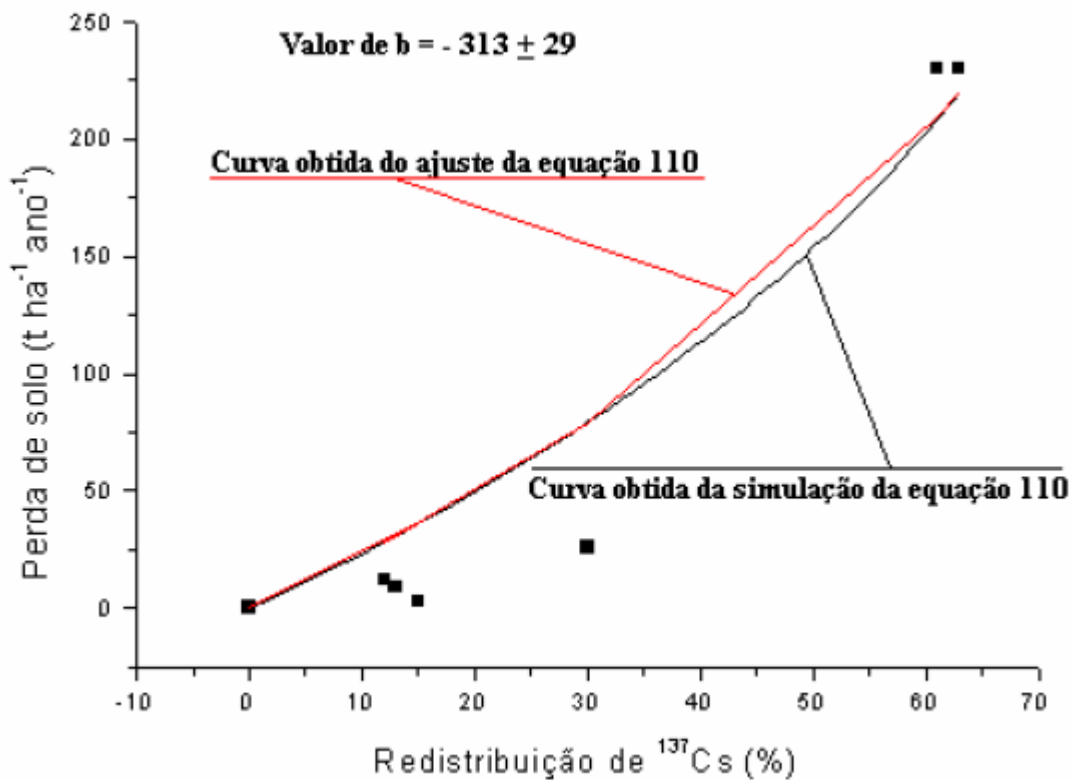


Figura 51 – Curva obtida do ajuste e curva obtida da simulação da equação 110.

10 DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Como visto no item 9.1.1, todos os modelos são altamente dependentes do parâmetro de redistribuição de césio-137 (X), o que era esperado já que todos os modelos são fundamentados na determinação das taxas de perda ou ganho de solo através da redistribuição de césio-137.

Outro parâmetro muito significativo em todos os modelos é o parâmetro de fator de correção de seletividade de tamanho de partícula pelo césio-137 (p), sendo que o valor do seu efeito é metade do valor do efeito de X para perda de solo. Para ganho de solo o valor do efeito de X' torna-se cinco vezes maior do que o efeito de p' .

Observou-se também que quando os modelos passam do cálculo de taxa de erosão para cálculo de taxa de deposição a significância do efeito da redistribuição de césio-137 dobra, ou seja, os modelos são mais sensíveis à redistribuição de césio-137 na determinação de taxa de deposição do que para determinação de taxas de erosão de solo. Esta forte dependência dos modelos em X confirma a necessidade de obter valores de inventário de césio-137 tanto da posição de referência quanto da posição avaliada com o menor desvio possível.

Pode-se observar no item 9.1.1 que além dos efeitos principais, também existem alguns efeitos secundários e terciários significantes que devem ser tomados em conta, principalmente quando se utiliza os modelos mais sofisticados.

A determinação do efeito dos parâmetros implica em determinar em qual deve haver maior rigor em relação à determinação da ordem do desvio a ser considerado. Para os parâmetros mais significativos, X , p , X' e p' , os desvios relacionados com cada um destes parâmetros devem ser minimizados, uma vez que qualquer variação no valor destes parâmetros, pode gerar apreciáveis desvios nas taxas de erosão (deposição) de solo superestimando ou subestimando os verdadeiros valores. Além disso, verificamos que existem alguns parâmetros incorporados nos modelos, que podem ter seus valores determinados com desvios grandes sem comprometer gravemente as taxas de erosão determinadas, já que o efeito destes parâmetros nos resultados dos modelos é muito pequeno.

De acordo com os resultados obtidos, pode-se observar que há a necessidade de determinar os valores de inventário de referência de césio-137 e do inventário de césio-137 na amostra com os menores desvios possíveis. Entretanto, o valor do inventário de referência de césio-137 é dependente da variabilidade espacial da deposição do césio-137, o que implica

muitas vezes em desvios grandes. Sendo assim, e considerando os desvios, é difícil definir qual seria o melhor modelo a ser usado, devendo-se optar pelo mais simples.

Embora os modelos mais complexos considerem vários parâmetros que influenciam na determinação das taxas de redistribuição de solo, só seria compensador a aplicação destes quando houvesse disponibilidade dos outros parâmetros ou interesse no estudo desses. Se a aplicação for só para determinação das taxas de redistribuição de solo, pode-se aplicar o modelo proporcional que, dentro dos desvios, resulta nas mesmas taxas de redistribuição de solo com menos trabalho, como pode-se observar do item 9.1.2.

Dos estudos realizados sobre a variabilidade espacial de ^{137}Cs , pode-se observar que a variabilidade espacial de ^{137}Cs a nível local em Londrina, em média, está em torno de 15%. Além disso, pode-se observar, da comparação do inventário médio de ^{137}Cs determinado para a área de pastagem da região de Londrina com os inventários de ^{137}Cs determinado para as áreas de mata nativa, que o inventário de ^{137}Cs determinado em mata nativa pode ser representativo do inventário de referência de ^{137}Cs . Para isso, devem-se sempre tomar algumas precauções na escolha dos pontos a serem amostrados dentro da área de mata nativa, que são: não amostrar pontos próximos de buracos deixados por árvores mortas; não amostrar pontos próximos de grandes árvores; não amostrar pontos próximos a troncos de árvores caídas; não amostrar pontos próximos às bordas das matas; e evitar amostrar pontos com visível perturbação animal (lagartos, tatus, besouros, etc.).

Pode-se observar, dos estudos realizados com as distribuições de ^{137}Cs em profundidade para as matas, que pode haver razoável homogeneização ou perturbação dos primeiros centímetros do solo nestas áreas devido a animais silvestres.

A importância de determinar a distribuição em profundidade de ^{137}Cs nas áreas onde será realizada a amostragem em grade, é para verificar a possível ocorrência de bioperturbação nestas áreas. Pois, como apresentado no Apêndice C, existe pouca difusão lateral do ^{137}Cs devido a migração e difusão do ^{137}Cs na matriz do solo.

A variabilidade espacial de ^{137}Cs a nível regional apresentou valor igual à variabilidade espacial de ^{137}Cs a nível local quando comparadas às regiões de Londrina e Porto Alegre, porém quando foram comparadas as regiões de Londrina e Piracicaba, a variabilidade espacial de ^{137}Cs a nível regional foi de 37%, mais do que o dobro da observada entre as regiões de Londrina e Porto Alegre.

Do estudo realizado com as parcelas pode-se perceber que, segundo os dados das parcelas de erosão do IAPAR, o modelo proporcional é um bom modelo para determinar a perda de solo através da redistribuição de ^{137}Cs , porém quando utilizamos os

dados das parcelas de erosão da UFRGS, o ajuste da equação 109 não foi tão bom quanto ao da equação 106. Entretanto, isto pode ter acontecido devido ao fato de ter-se utilizado algumas parcelas cultivadas em plantio direto, o que não gera constante revolvimento do solo e homogeneização do ^{137}Cs do solo, que a hipótese básica do modelo proporcional.

De todos os resultados obtidos, pode-se concluir que embora realmente haja influência de todos os parâmetros incorporados nos modelos melhorados, a variabilidade espacial do ^{137}Cs e, portanto, desvio nos valores dos inventários da ordem de pelo menos 15%, gera desvios nos resultados dos modelos que, em certos níveis de perda de solo, não apresentam diferença significativa nos resultados gerados por todos os modelos.

Desse modo, ainda é aconselhável utilizar o modelo proporcional, o mais simples de aplicar, o qual, dentro dos desvios, apresenta resultados iguais aos modelos mais refinados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- [1] KATHREN, R. L. 1998. NORM Sources and Their Origins. Applied Radiation and Isotopes, vol. 49, pp. 149 - 168.
- [2] BRIGHAM, M. E., MCCULLOUGH, C. J., WILKINSON, P. 2001. Analysis of Suspended-Sediment Concentrations and Radioisotope Levels in the Wild Rice River Basin, Northwestern Minnesota, 1973-1998. Water Resources Investigation Report 01 - 4192.
- [3] UNSCEAR 1982. United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation. Ionizing Radiation: Sources and Biological Effects. United Nations Publications. New York.
- [4] EL-HUSSEIN, A., MOHAMEMED, A., ABD EL-HADY, M., AHMED, A. A., ALI, A. E., BARAKAT, A. 2001. Diurnal and Seasonal Variation of Short-Lived Radon Progeny Concentration and Atmospheric Temporal Variation of ^{210}Pb and ^7Be in Egypt. Atmospheric Environment, vol. 35, pp. 4305- 4313.
- [5] BASKARAN, M.; SHAW, G. E. 2001. Residence Time of Arctic Haze Aerosols Using the Concentrations and Activity Ratios of ^{210}Po , ^{210}Pb and ^7Be . Aerosol Science, v. 32, pp. 443 - 452.
- [6] NOZAKI, Y., Demaster, D. J., LEWIS, D. M., TUREKIAN, K. K. 1978. Atmospheric ^{210}Pb Fluxes Determined from Soil Profiles. Journal of Geophysics Research, v. 83, pp. 4047 - 4051.
- [7] OLSEN, C. R., LARSEN, I. L., LOWRY, P. D., CUTSHALL, N. H., TODD, J. F., WONG, G. T., CASEY, W. H. 1985. Atmospheric Fluxes and Marsh Soil Inventories of ^7Be and ^{210}Pb . Journal of Geographical Research, v. 90, pp. 10487 - 10495.
- [8] HE, Q. ; WALLING, D. E. 1997. The Distribution of Fallout ^{137}Cs and ^{210}Pb in Undisturbed and Cultivated Soils. Applied Radiation and Isotopes, v. 48, pp. 677.
- [9] MCHENZIE, A. B. 2000. Environmental Radioactivity: Experience from the 20th Century - Trends and Issues for the 21st Century. The Science of the Total Environment, v. 249, pp. 313 - 329.
- [10] EUGLERT, P. A. J. 2001. Discovery of Cosmogenic Nuclides: Early History and Science Applications. Journal of the Korean Physical Society, v. 39, pp. 747 - 754.

- [11] ARNOLD, J. R. 1999. Radionuclides Produced by Cosmic Rays: the Early Years. *Planetary and Space Science*, v. 47, pp. 293 - 297.
- [12] PAPASTEFANO, C. ; IOANNIDOU, A. 1995. Aerodynamic Size Association of ^7Be in Ambient Aerosols. *Journal of Environmental Radioactivity*, v. 26, pp. 273 -282.
- [13] PAPASTEFANO, C. ; IOANNIDOU, A. 1996. Beryllium-7 Aerosols in Ambient Air. *Environment International*, v. 22, pp. 5125 - 5130.
- [14] PARRAT, Y., HAGDAR, W., BALTEUSPERGER, U., SYND, H. A., HUBIK, P. W., SUTER, M., GAGGELER, H. W. 1996. Cross Section Measurements of Proton Induced Reactions Using a Gas Target. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, v. 113, pp. 470 - 473.
- [15] HUH, Chih-An. 1999. Dependence of the Decay Rate of ^7Be on Chemical Forms. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 171, pp. 325 - 328.
- [16] ISHIKAWA, Y. ; MURAKAMI, H. 1995. Precipitation Scavenging Studies of Radionuclides in Air Using Cosmogenic ^7Be . *Journal of Environmental Radioactivity*, v. 26, pp. 19 - 36.
- [17] BLAKE, W. H., WALLING, D. E., He, Q. 1999. Fallout Beryllium-7 as a Tracer in Soil Erosion Investigations. *Applied Radiation and Isotopes*, v. 57, pp. 599 - 605.
- [18] WALLBRINK, P. J. ; MURRAY, A. S. 1996. Distribution and Variability of ^7Be in Soils Under Different Surface Cover Conditions and its Potential for Describing Soil Redistribution Processes. *Water Resources Research*, v. 32, pp. 467 - 476.
- [19] CARTER, M. W. ; MOGHISSI, A. 1977. Three Decades of Nuclear Testing. *Health Physics*, v. 33, p. 55 - 71.
- [20] CHOPPIN, G., RYDBERG, J., LILJENZIN, J. O. 1995. *Radiochemistry and Nuclear Chemistry*. 2nd ed. Oxford: Butterworth-Heinemann Ltd. 254p.
- [21] DIBB, J. E., MAYEWSKI, P. A., BUCK, C. S. 1990. Beta Radiation from Snow. *Nature*, v. 345. p. 25.

- [22] DEVELL, L. 1988. Nuclide Composition of Chernobyl Hot Particles. In Hot Particles from the Chernobyl Fallout. Band 16, Schriftenreihe des Bergbau- und Industriemuseums, Ostbayern Theuern. P. 23 - 24.
- [23] JAWOROWSKI, Z. ; KOWNACKA, L. 1988. Tropospheric and Stratospheric Distribution of Radioactive Iodine and Cesium after Chernobyl Accident. Journal of Environmental Radioactivity, v. 6, p. 145 - 150.
- [24] UNSCEAR, 1993. United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation. Sources and Effects of Ionizing Radiation. United Nations Publications. New York.
- [25] UNSCEAR, 2000. United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation. Sources and Effects of Ionizing Radiation. United Nations Publications. New York.
- [26] GLASSTONE, S. 1957. The Effects of Nuclear Weapons. United States Atomic Energy Commission. 577pp.
- [27] SHAPIRO, C. S., HARVEY, T. F., PETERSON, K. R. 1986. Radioactive Fallout. The Medical Implications of Nuclear War. National Academy of Sciences, National Academy Press, Washington, pp. 167 - 203.
- [28] PEREL'MAN, F. M. 1965. Rubidium and Cesium. Macmillan Press. New York, pp. 1-2.
- [29] WEAST, R. C. ; ASTLE, M. J. 1980. Handbook of Chemistry and Physics. 60th edn. Chemical Rubber Co. Boca Raton. Florida. USA.
- [30] BAILAR, J. C., EMELEUS, H. J., SIR RONALD NYHOLM, A. F. 1973. Trotman-Dickenson, Comprehensive Inorganic Chemistry. 2nd ed. A. Wheaton & Co Publ. Exeter. Great Britain.
- [31] BRITANNICA 2002 Deluxe Edition. Versão em Cd-rom Copyright © 1994-2002 Britannica.com Inc.
- [32] SWARTZEN-ALLEN S. L. ; MATIJEVIC, E. 1973. Surface and Colloid Chemistry of Clays. Chemical Reviews, v. 74, pp. 385-400.

- [33] EBERL, D. D. 1980. Alkaly Cation Selectivity and Fixation by Clay Minerals. *Clays and Clay Minerals*, v. 28, pp. 161-172.
- [34] BOSTICK, B. C., VAIRAVAMURTHY, M. A., CHOROVER, J. 2002. Cesium Adsorption on Clay Minerals: An EXAFS Spectroscopic Investigation. *Environmental Science and Technology*, v. 36, pp. 2670-2676.
- [35] De BROUWER, S., THIRY, Y., MYTTENAERE, C. 1994. Availability and Fixation of Radiocaesium in a Forest Brown Acid Soil. *The Science of the Total Environment*, v. 143, pp. 183 - 191.
- [36] WAUTERS, J., SWEECK, L., VALCKE, E., ELSEN, A., CREMERS, A. 1994. Availability of Radiocaesium in Soils: a New Methodology. *The Science of the Total Environment*, v. 157, pp. 239 - 248.
- [37] SAWHNEY, B. L. 1972. Selective Sorption and Fixation of Cations by Clay Minerals: A Review. *Clays and Clay Minerals*, v. 20, pp. 93 - 100.
- [38] SHENBER, M. A. ; ERIKSSON, A. 1993. Sorption Behavior of Caesium in Various Soils. *Journal of Environmental Radioactivity*, v. 19, pp. 41 - 51.
- [39] AVERY, S. V. 1996. Fate of Caesium in the Environment: Distribution Between the Abiotic and Biotic Components of Aquatic and Terrestrial Ecosystems. *Journal of Environmental Radioactivity*, v. 30, pp. 139 - 171.
- [40] TAMURA, T. ; JACOBS, D. G. 1960. Structural Implications in Cesium Sorption. *Health Physics*, v. 2, pp. 391 - 398.
- [41] SCHULZ, R. K., OVERSTREET, R., BARSHAD, I. 1960. On the Soil Chemistry of Cesium-137. *Soil Science*, v. 89, pp. 16 - 27.
- [42] SHENBER, M. A. ; ERIKSSON, A. 1993. Exchangeability of Caesium in Various Soils. *The Science of the Total Environment*, v. 138, pp. 271 - 279.
- [43] KIM, Y., CYGAN, R. T., KIRKPATRICK, R. J. 1995. ¹³³Cs NMR and XPS Investigations of Cesium Adsorbed on Clay Minerals and Related Phases. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, pp. 1041 - 1052.

- [44] KIM, Y., KIRKPATRICK, R. J., CYGAN, R. T. 1996. ^{133}Cs NMR Study of Cesium on the Surfaces of Kaolinite and Illite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, pp. 4059 - 4074.
- [45] DUMAT, C. ; STAUNTON, S. 1999. Reduced Adsorption of Caesium on Clay Minerals Caused by Various Humic Substances. *Journal of Environmental Radioactivity*, v. 46, pp. 187 - 200.
- [46] MAES, E., DELVAUX, B., THIRY, Y. 1998. Fixation of Radiocaesium in an Acid Brown Forest Soil. *European Journal of Soil Science*, v. 49, pp. 133 - 140.
- [47] CHIBOWSKI, S. ; ZYGMUNT, J. 2002. The Influence of the Sorptive Properties of Organic Soils on the Migration Rate of ^{137}Cs . *Journal of Environmental Radioactivity*, v. 61, pp. 213 - 223.
- [48] HIRD, A. B., RIMMER, D. L., LIVENS, F. R. 1996. Factors Affecting the Sorption and Fixation of Caesium in Acid Organic Soil. *European Journal of Soil Science*, v. 47, pp. 97 - 104.
- [49] SHAND, C. A., CHESHIRE, M. V., SMITH, S., Vidal, M., Rauret, G. 1994. Distribution of Radiocaesium in Organic Soils. *Journal of Environmental Radioactivity*, v. 23, pp. 285 - 302.
- [50] SMITH, J. T.; ELDER, D. G. 1999. A comparison of Models for Characterizing the Distribution of Radionuclides with Depth in Soils. *European Journal of Soil Science*, v. 50, pp. 295 - 307.
- [51] ZHANG, X. B., HIGGITT, D. L., WALLING, D. E. 1990. A Preliminary Assessment of the Potential for Using Caesium-137 to Estimate Rates of Soil Erosion in the Loess Plateau of China. *Hydrological Sciences Journal*, v. 35, pp. 243 - 252.
- [52] GRAHAM, J. C. ; SIMON, S. L. 1996. A Study of ^{137}Cs in Soil Profiles from Marshall Islands. *The Science of the Total Environment*, v. 183, pp. 255 - 268.
- [53] SCHULLER, P., ELLIES, A., HANDAL, J. 1997. Influence of Climatic Conditions and Soil Properties on ^{137}Cs Vertical Distribution in Selected Chilean Soils. *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.*, v. 160, pp. 423 - 426.

- [54] DU, H., YANG, H., CHANG, Q., MINAMI, K., HATTA, T. 1998. Caesium-137 Fallout Depth Distribution in Different Soil Profiles and Significance for Estimating Soil Erosion Rate. *Sciences of Soils*, v. 3, pp. 11.
- [55] BARISIC, D., VERTACNIK, A., LULIC, S. 1999. Caesium Contamination and Vertical Distribution in Undisturbed Soils in Croatia. *Journal of Environmental Radioactivity*, v. 46, pp. 361 - 374.
- [56] WALLING, D. E. ; HE, Q. 1992. Towards Improved Interpretation of ^{137}Cs Profiles in Lake Sediments. In *Geomorphology and Sedimentology of Lakes and Reservoirs*, eds J. McManus & R. W. Duck. John Wiley and Sons Ltd, Chichester, UK, pp. 31 - 53.
- [57] ANTONOPOULOS-DOMIS, M., CLOUVAS, A., HILADAKIS, A., KADI, S. 1995. Radiocesium Distribution in Undisturbed Soil: Measurements and Diffusion-Advection Model. *Health Physics*, v. 69, pp. 949 - 953.
- [58] OWENS, P. N., WALLING, D. E., HE, Q. 1996. The Behavior of Bomb-Derived Caesium-137 Fallout in Catchments Soils. *Journal of Environmental Radioactivity*, v. 32, pp. 169 - 191.
- [59] KIRCHNER, G. 1998. Modeling the Migration of Fallout Radionuclides in Soil Using a Transfer Function Model. *Health Physics*, v. 74, pp. 78 - 85.
- [60] LIKAR, A., OMAHEN, G., LIPOGLAVSEK, M., VIDMAR, T. 2001. A Theoretical Description of Diffusion and Migration of ^{137}Cs in Soil. *Journal of Environmental Radioactivity*, v. 57, pp. 191 - 201.
- [61] SCHULLER, P., ELLIES, A., KIRCHNER, G. 1997. Vertical Migration of Fallout ^{137}Cs in Agricultural Soils from Southern Chile. *The Science of the Total Environment*, v. 193, pp. 197 - 205.
- [62] OWENS, P. N. ; WALLING, D. E. 1996. Spatial Variability of Caesium-137 Inventories at Reference Sites: an Example from Two Contrasting Sites in England and Zimbabwe. *Applied Radiation and Isotopes*, v. 47, pp. 699 - 707.
- [63] BROWN, R. B., KLING, G. F., CUTSHALL, N. H. 1981. Agricultural Erosion Indicated by ^{137}Cs Redistribution: II. Estimates of Erosion Rates. *Soil Science Society of American Journal*, v. 45, pp. 1191 - 1199.

- [64] De JONG, E., WANG, C., REES, H. W. 1986. Soil Redistribution on Three New Brunswick Hillslopes Calculated from ^{137}Cs Measurements, Solum Data and the USLE. Canadian Journal of Soil Science, v. 66, pp. 721 - 731.
- [65] FREDERICKS, D. J., NORRIS V., PERRENS, S. J. 1988. Estimating Erosion Using Caesium-137: I. Measuring Caesium-137 Activity in Soil. IAHS Press, publication 174, pp. 225 - 231.
- [66] LANCE, J. C., MCINTYRE, S. C., NANEY, J. W., ROUSSEVA, S. S. 1986. Measuring Sediment Movement at Low Erosion Rates Using Cesium-137. Soil Science Society of American Journal, v. 50, pp. 1303 - 1313.
- [67] LOUGHRAN, R. J., CAMPBELL, B. L., ELLIOTT, G. L. 1982. The Identification and Quantification of Sediment Sources Using Caesium-137. IAHS Press, publication 137, pp. 361 - 369.
- [68] LOUGHRAN, R. J., CAMPBELL, B. L., WALLING, D. E. 1987. Soil Erosion and Sedimentation Indicated by Caesium-137: Jackmoor Brook Catchment, Devon, England. Catena, v. 14, pp. 202 - 215.
- [69] MCCALLAN, M. E., O'LEARY, B. M., ROSE, C. W. 1980. Redistribution of Caesium-137 by Erosion and Deposition on an Australian Soil. Australian Journal of Soil Research, v. 18, pp. 119 - 125.
- [70] MENZEL, R. G., JUNG, P. K., RYU, K. S., UM, K. T. 1987. Estimating Soil Erosion Losses in Korea with Fallout Caesium-137. Applied Radiation and Isotopes, v. 38, pp. 451 - 460.
- [71] NAVAS, A.; MACHIN, J. 1991. A Preliminary Research on the Use of Caesium-137 to Investigate Soil Erosion in the Semiarid Landscape of the Central Ebro River Valley. In Soil Erosion Studies in Spain, Editado por M. Sala, J. L. Rubio e J. M. García-Ruiz, pp. 191 - 202. Geofoma Ediciones, Longronö, Espanha.
- [72] SUTHERLAND, R. A. 1991. Examination of Caesium-137 Areal Activities in Control (Uneroded) Locations. Soil Technology, v. 4, pp. 33 - 43.
- [73] WALLBRINK, P. J., OLLEY, J. M., MURRAY, A. S. 1994. Measuring Soil Movement Using ^{137}Cs : Implications of Reference Site Variability. IAHS Press, publication 224, pp. 95 - 102.

- [74] LETTNER, H., BOSSEW, P., HUBMER, A. K. 2000. Spatial Variability of Fallout Caesium-137 in Austrian Alpine Regions. *Journal of Environmental Radioactivity*, v. 47, pp. 71 -82.
- [75] CORRECHEL, V., BACCHI, O. S., de MARIA, I. C., SPAROVEK, G. 2002. Variabilidade Espacial do "Fallout" de ^{137}Cs entre Áreas de Referência. I. Municípios de Piracicaba, Nova Odessa e Campinas. In INAC2002 - International Nuclear Atlantic Conference, 11-16 Agosto de 2002, Rio de Janeiro, Brasil.
- [76] LAL, R. 1995. Global Soil Erosion by Water and Carbon Dynamics. In Lal, R., Kimble, J., Levine, E., Stewart, B. A., *Soils and Global Change*. Lewis Publishers, Florida, USA.
- [77] LAL, R. 1998. Soil Erosion Impact on Agronomic Productivity and Environment Quality. *Critical Reviews in Plant Sciences*, v. 17, pp. 319 -464.
- [78] LOUGHRAN, R. J. 1989. The Measurement of Soil Erosion. *Progress in Physics Geographical*, v. 13, pp. 216 - 233.
- [79] RITCHIE, J. C. ; MCHENRY, J. R. 1990. Application of Radioactive Fallout Cesium-137 for Measuring Erosion and Sediment Accumulation Rates and Patterns: A Review. *Journal of Environmental Quality*, v. 19, pp. 215 - 233.
- [80] WALLING, D. E ;QUINE, T. A. 1990. Calibration of Caesium-137 Measurements to Provide Quantitative Erosion Rate Data. *Land Degradation & Rehabilitation*, v. 2, pp. 161 - 175.
- [81] IAEA. 1996. Report on the First Research Co-ordination Meeting on the Coordinated Research Programme on Assessment of Soil Erosion Through the Use of ^{137}Cs and Related Techniques as a Basis for Soil Conservation, Sustainable Agricultural Production and Environmental Protection. Vienna, Austria. 70p.
- [82] IAEA. 1998. Report on the Second Research Co-ordination Meeting of the Coordinated Research Projects on Assessment of Soil Erosion Through the Use of ^{137}Cs and related Techniques as a Basis for Soil Conservation, Sustainable Agricultural Production and Environmental Protection. Vienna, Austria. 55p.
- [83] IAEA. 2001. Final Report of the Coordinated Research Project on Assessment of Soil Erosion Through the Use of ^{137}Cs and Related Techniques as a Basis for Soil Conservation, Sustainable Agricultural Production and Environmental Protection. Vienna, Austria. 45 p.

- [84] ROGOWSKI, A. S. ;TAMURA, T. 1965. Movement of ^{137}Cs by Runoff, Erosion and Infiltration on the Alluvial Captina Silt Loam. *Health Physics*, v. 11, pp. 1333 - 1340.
- [85] RITCHIE, J. C., SPRABERRY, J. A., MCHENRY, J. R. 1974. Estimating Soil Erosion from the Redistribution of Fallout ^{137}Cs . *Soil Science Society of America Proceedings*, v. 38, pp. 137 - 139.
- [86] RITCHIE, J. C. ; MCHENRY, J. R. 1975. Fallout Cs-137: a Tool in Soil Conservation Research. *Journal of Soil and Water Conservation*, v. 30, pp. 283 - 286.
- [87] MCINTYRE, S. C., LANCE, J. C., CAMPBELL, B. L., MILLER, R. L. 1987. Using Cesium-137 to Estimate Soil Erosion on a Clearcut Hillside. *Journal of Soil and Water Conservation*, v. 42, pp. 117 - 120.
- [88] LOWRANCE, R., MCINTYRE, S., LANCE, C. 1988. Erosion and Deposition in a Field/Forest System Estimated Using Cesium-137 Activity. *Journal of Soil and Water Conservation*, v. 43, pp. 195 - 199.
- [89] GUIMARÃES, M. F. 1988. ^{137}Cs da Precipitação Radioativa ("fallout") no Estudo da Erosão e Sedimentação de Solo. Tese de Doutorado apresentada a Escola Superior de Agricultura. Piracicaba. 136p.
- [90] ANDRELLO, A. C., APPOLONI, C. R., GUIMARÃES, M. F. 2003. Uso do Césio-137 para Avaliar Taxas de Erosão em Cultura de Soja, Café e Pastagem. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 27, pp. 223 - 229.
- [91] CAMPBELL, B. L., LOUGHRAN, R. J., ELLIOTT, G. L., SHELLY, D. J. 1986. *International Association of Hydrological Sciences Publication (IAHS)*, v. 147, pp. 437 - 446.
- [92] WALLING, D. E. ; HE, Q. 1999. Improved Models for Estimating Soil Erosion Rates from Cesium-137 Measurements. *Journal of Environmental Quality*, v. 28, pp. 611 - 622.
- [93] WALLING, D. E. ; HE, Q. 1997. Models for Converting ^{137}Cs Measurements to Estimates of Soil Redistribution Rates on Cultivated and Uncultivated Soils. A Contribution to the IAEA Coordinated Research Programmes on Soil Erosion and Sedimentation. Report para IAEA. University of Exeter, Exeter, Reino Unido. 90p.

- [94] De JONG, E., BEGG, C. B. M., KACHANOSKI, R. G. 1983. Estimates of Soil Erosion and Deposition for some Saskatchewan Soils. *Canadian Journal of Soil Science*, v. 63, pp. 607 - 617.
- [95] HE, Q. ; WALLING, D. E. 1996. Interpreting the Particle Size Effect in the Adsorption of ^{137}Cs Unsupported ^{210}Pb by Mineral Soils and Sediments. *Journal of Environmental Radioactivity*, v. 30, pp. 117 - 137.
- [96] KACHANOSKI, R. G. ; de JONG, E. 1984. Predicting the Temporal Relationship between Soil Cesium-137 and Erosion Rate. *Journal of Environmental Quality*, v. 13, pp. 301 - 304.
- [97] QUINE, T. A. 1989. Use of a Simple Model to Estimate Rates of Soil Erosion from Caesium-137 Data. *Journal of Water Resources*, v. 8, pp. 54 - 81.
- [98] WALLING, D. E. ; QUINE, T. A. 1993. Use of Caesium-137 as a Tracer of Erosion of Erosion and Sedimentation: Handbook for the Application of the Caesium-137 Technique. University of Exeter, Exeter, United Kingdom. 210p.
- [99] GOVERS, G., VANDAELE, K., DESMET, P., POESEN, J., BUNTE, K. 1994. The Role of Tillage in Soil Redistribution on Hillslopes. *European Journal of Soil Science*, v. 45, pp. 469 - 478.
- [100] GOVERS, G., QUINE, T. A., DESMET, P. J. J., WALLING, D. E. 1996. The Relative Contribution of Soil Tillage and Overland Flow Erosion to Soil Redistribution on Agricultural Land. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 21, pp. 929 - 946.
- [101] NOLIN, M. C., CAO, Y. Z., COOTE, D. R., WANG, C. 1993. Short-range Variability of Fallout ^{137}Cs in an Uneroded Forest Soil. *Canadian Journal of Soil Science*, v. 73, pp. 381 - 385.
- [102] BARROS NETO, B., SCARMINIO, I. S., BRUNS, R. E. 2001. Como Fazer Experimentos. Editora da UNICAMP, Campinas, SP, 401p.
- [103] ROGOWSKI, A. S. ; TAMURA, T. 1970. Erosional Behavior of Cesium-137. *Health Physics*, v. 18, pp. 467 - 477.
- [104] BROWN, R. B., CUTSHALL, N. H., KLING, G. F. 1981. Agricultural Erosion Indicated by ^{137}Cs Redistribution: I. Levels and Distribution of ^{137}Cs Activity in Soils. *Soil Science Of Society American Journal*, v. 45, pp. 1184 - 1190.

- [105] De JONG, E., VILLAR, H., BETTANY, J. R. 1982. Preliminary Investigations on the Use of ^{137}Cs to Estimate Erosion in Saskatchewan. *Canadian Journal of Soil Science*, v. 62, pp. 673 - 683.
- [106] KISS, J. J., de JONG, E., ROSTAD, H. P. W. 1986. An Assessment of Soil Erosion in West-central Saskatchewan Using Cesium-137. *Canadian Journal of Soil Science*, v. 66, pp. 591 - 600.
- [107] MARTZ, L. W. ; de JONG, E. 1987, Using Cesium-137 to Assess the Variability of Net Soil Erosion and its Association with Topography in a Canadian Prairie Landscape. *Catena*, v. 14, pp. 439 - 451.
- [108] VANDEN BERGUE, I.; GULINCK, H. 1987. Fallout ^{137}Cs as a Tracer for Soil Mobility in the Landscape Framework of the Belgian Loamy Region. *Pedologie*, v. 37, pp. 5 - 20.
- [109] KISS, J. J., de JONG, E., MARTZ, L. W. 1988. The Distribution of Fallout Cesium-137 in Southern Saskatchewan, Canada. *Journal of Environmental Quality*, v. 17, pp. 445 - 452.
- [110] FREDERICKS, D. J. ;PERRENS, S. J. 1988. Estimating Erosion Using Caesium-137: II. Estimating Rates of Soil Loss. *IAHS Publication*, v. 174, pp. 233 - 240.
- [111] ELLIOTT, G. L., CAMPBELL, B. L., LOUGHRAN, R. J. 1990. Correlation of Erosion Measurements and Soil Caesium-137 Content. *Applied Radiation and Isotopes*, v. 41, pp. 713 - 717.
- [112] BERNARD, C. ; LAVERDIERE, M. R. 1992. Spatial redistribution of Cs-137 and Soil Erosion on Orleans Island, Quebec. *Canadian Journal of Soil Science*, v. 72, pp. 543 - 554.
- [113] ELLIOTT, G. L. ; COLE-CLARK, B. E. 1993. Estimates of Erosion on Potato Lands on Krasnozems at Dorrigo, N. S. W. Using the Caesium-137 Technique. *Australian Journal of Soil Research*, v. 31, pp. 209 - 223.
- [114] KACHANOSKI, R. G. 1993. Estimating Soil Loss from Changes in Soil Cesium-137. *Canadian Journal of Soil Science*, v. 73, pp. 629 - 632.

- [115] BRANCA, M. ; VOLTAGGIO, M. 1993. Erosion Rate in Badlands of Central Italy: Estimation by Radiocaesium Isotope Ratio from Chernobyl Accident. *Applied Geochemistry*, v. 8, pp. 437 - 445.
- [116] HARPER, R. J. ; GILKES, R. J. 1994. Evaluation of the ^{137}Cs Technique for Estimating Wind Erosion Losses for Some Sandy Western Australian Soils. *Australian Journal of Soil research*, v. 32, pp. 1369 - 1387.
- [117] LOBB, D. A., KACHANOSKI, R. G., MILLER, M. H. 1995. Tillage Translocation and Tillage Erosion on Shoulder Slope Landscape Positions Measured Using ^{137}Cs as a Tracer. *Canadian Journal of Soil Science*, v. 75, pp. 211 - 218.
- [118] BASHER, L. R., MATTHEWS, K. M., Zhi, L. 1995. Surface Erosion Assessment in the South Canterbury Downlands, New Zealand Using ^{137}Cs Distribution. *Australian Journal of Soil Research*, v. 33, pp. 787 - 803.
- [119] GARCIA-OLIVA, F., LUGO, R. M., MAASS, J. M. 1995. Long-term Net Soil Erosion as Determined by ^{137}Cs Redistribution in an Undisturbed and Perturbed Tropical Deciduous Forest Ecosystem. *Geoderma*, v. 68, pp. 135 - 147.
- [120] CALLAWAY, J. C., DELAUNE, R. D., PATRICK, W. H. 1996. Chernobyl ^{137}Cs Used to Determine Sediment Accretion Rates at Selected Northern European Coastal Wetlands. *Limnology Oceanographic*, v. 41, pp. 444 - 450.
- [121] MONTGOMERY, J. A., BUSACCA, A. J., FRAZIER, B. E., MCCOOL, D. K. 1997. Evaluating Soil Movement Using Cesium-137 and the Revised Universal Soil Loss Equation. *Soil Science Society of American Journal*, v. 61, pp. 571 - 579.
- [122] QUINE, T. A., GOVERS, G., WALLING, D. E., ZHANG, X., DESMET, P. J. J., Zhang, Y., VANDAELE, K. 1997. Erosion Processes and Landform Evolution on Agricultural Land - New Perspectives From Caesium-137 Measurements and Topographic-Based Erosion Modeling. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 22, pp. 799-816.
- [123] YANG, H., CHANG, Q., DU, M., MINAMI, K., HATTA, T. 1998. Quantitative Model of Soil Erosion Rates Using ^{137}Cs for Uncultivated Soil. *Soil Science*, v. 163, pp. 248 - 257.
- [124] BAJRACHARYA, R., LAL, R., KIMBLE, J. M. 1998. Use of Radioactive Fallout Cesium-137 to Estimate Soil Erosion on Three Farms in West Central Ohio. *Soil Science*, v. 163, pp. 133 - 142.

- [125] CHAPPELL, A. 1999. The Limitations of Using ^{137}Cs for Estimating Soil Redistribution in Semi-arid Environments. *Geomorphology*, v. 29, pp. 135 - 152.
- [126] BUJÁN, A., SANTANATOGLIA, O. J., CHAGAS, C., MASSOBRIO, M., CASTIGLIONI, M., YANEZ, M. S., CIALLELLA, H., FERNANDEZ, J. 2000. Preliminary Study on the Use of the ^{137}Cs Method for Soil Erosion Investigation in the Pampean Region of Argentina. *Acta Geologica Hispanica*, v. 35, pp. 271 - 277.
- [127] QUINE, T. A., WALLING, D. E., CHAKELA, Q. K., MANDIRINGANA, O. T., ZHANG, X. 1999. Rates and Patterns of Tillage and Water Erosion on Terraces and Contour Strips: Evidence from Caesium-137 Measurements. *Catena*, v. 36, pp. 115 - 142.
- [128] NOUIRA, A., SAYOUTY, E. H., BENMANSOUR, M. 2003. Use of ^{137}Cs Technique for Soil Erosion Study in the Agricultural Region of Casablanca in Morocco. *Journal of Environmental Radioactivity*, v. 68, pp. 11 -26.
- [129] GUIMARÃES, M. F., NASCIMENTO, V. F., RITCHIE, J. C. 2003. Application of Cesium-137 in a Study of Soil Erosion and Deposition in Southeastern Brazil. *Soil Science*, v. 168, pp. 45 - 53.
- [130] ANDRELLO, A. C. 1997. Metodologia do ^{137}Cs para Determinação da Erosão e Deposição de Solo em uma Bacia de Solo LRd do Norte do Paraná. Dissertação de Mestrado apresentada ao Departamento de Física da Universidade Estadual de Londrina, Londrina. 106p.
- [131] ANDRELLO, A. C., APPOLONI, C. R., PARREIRA, P. S., GUIMARÃES, M. F. 2001. A Preliminary Survey of Soil Erosion in a Small Basin in the Parana State by Using ^{137}Cs Methodology. *Radiation Physics and Chemistry*, v. 61, pp. 636 - 636.
- [132] SPAROVEK, G., BACCHI, O. O. S., SCHNUG, E., RANIERI, S. B. L., De MARIA, I. C. 2000. Comparison of Three Water Erosion Prediction Methods (Cs-137, WEPP, USLE) in South-east Brazil Sugarcane Production. *Tropenlandwirt*, v. 101, pp. 107 - 118.
- [133] BACCHI, O. O. S., REICHARDT, K., SPAROVEK, G. 2003. Sediment Spatial Distribution Evaluated by Three Methods and its Relation to Some Soil Properties. *Soil & Tillage Research*, v. 69, pp. 117 - 125.
- [134] <http://www.ortec-online.com/detectors/photon/detectors.htm>

- [135] <http://www.canberra.com/products/516.asp>
- [136] IAEA. 1989. Measurements of Radionuclides in Food and the Environment: A Guidebook. Technical Reports n° 295. 169 pp.
- [137] CURRIE, L. A. 1968. Limits for Qualitative Detection and Quantitative Determination. Analytical Chemistry, v. 40, pp. 586 - 593.
- [138] EMBRAPA. 1999. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Brasília: Embrapa Produção de Informação; Rio de Janeiro: Embrapa Solos. 412p.
- [139] CORRÊA, A. R., GODOY, H., BERNARDES, L. R. M. 1982. Características Climáticas de Londrina. Curitiba. Instituto Agrônomo do Paraná. (Circular 5). 20p.
- [140] WALLING, D. E. ; QUINE, T. A. 1995. Use of Fallout Radionuclide Measurements in Soil Erosion Investigations. In: Nuclear Techniques in Soil-Plant Studies for Sustainable Agriculture and Environmental Preservation, IAEA, Vienna.
- [141] FILIPOVIC-VINCEKOVIC, N., BARISIC, D., MASIC, N., LULIC, S. 1991. Distribution of Fallout Radionuclides through Soil Surface Layer. Journal of Radioanalytical Nuclear Chemistry, v. 148, p. 53-62.
- [142] TYLER, A. N., CARTER, S., DAVIDSON, D. A., LONG, D. J., TIPPING, R. 2001. The Extent and Significance of Bioturbation on ¹³⁷Cs Distributions in Upland Soils. Catena, v. 43, p. 81-99.
- [143] RUFINO, R. L. e BISCAIA, R. C. M. 2000. Relatório Final do Projeto: 3202000000-2: Avaliação da Erosão do Solo - PSA - Programa Manejo de Solo e Água. Atividade de Pesquisa 3202021400-2: Estudo da Erodibilidade do Solo Latossolo Roxo Distrófico no Período de 1976 - 1999, IAPAR-Pr.
- [144] VUOLO, J. H. 1996. Fundamentos da Teoria de Erros. Editora Edgar Blucher Ltda. São Paulo. Brasil. 250 p.
- [145] ELTZ, F. L. F., CASSOL, E. A., SCOPEL, I., GUERRA, M. 1984. Perdas de Solo e Água por Erosão em Diferentes Sistemas de Manejo e Coberturas Vegetais em Solo Laterítico Bruno-Avermelhado Distrófico (São Jerônimo) sob Chuva Natural. Revista Brasileira de Ciência do Solo, v. 8, p. 117 - 125.

APÊNDICES

APÊNDICE A –

Para verificarmos se as amostras calibradas utilizadas neste trabalho (item 8.2.1) reproduziriam o valor real da atividade das amostras analisadas, utilizamos duas amostras certificadas de solo da IAEA, rotuladas de IAEA-375 e IAEA-327. A amostra IAEA-375 tinha uma atividade de ^{137}Cs de $5280 \pm 80 \text{ Bq kg}^{-1}$ em 31 de dezembro de 1991, e a amostra IAEA-327 tinha uma atividade de ^{137}Cs de $24,9 \pm 0,3 \text{ Bq kg}^{-1}$ em 31 de dezembro de 1994.

Utilizamos o valor de eficiência determinado pela equação 80 (p. 102) para as quatro amostras calibradas, que estão apresentados na Tabela 33.

Tabela 33 – Valores da eficiência do sistema com o detector 10% e com o detector 66% do LFNA determinados das amostras calibradas.

Amostra Calibrada	Detector 10%	Detector 66%
	Eficiência	Eficiência
Fator 0	0,004439	0,0241
Fator 10	0,004362	0,0232
Fator 100	0,004657	0,0266
Fator 1000	0,005625	0,0378

Determinamos um valor médio para a eficiência utilizando os quatro valores de eficiência obtidos, e com este valor determinamos o valor da atividade das amostras certificadas. Os valores determinados não coincidiram com os valores das amostras certificadas, mesmo dentro de dois desvios. Como as amostras calibradas podem ser separadas em dois conjuntos de atividade: alta atividade (Fator 0 e Fator 10) e baixa atividade (Fator 100 e Fator 1000), determinamos o valor médio da eficiência para cada conjunto.

Com o valor médio da eficiência obtido do conjunto de alta atividade, determinamos a atividade da amostra certificada IAEA-375, cujo valor de atividade determinado concordou com o valor da atividade certificada. O mesmo aconteceu com a amostra IAEA-327 quando utilizamos o valor médio da eficiência obtida da média do conjunto de baixa atividade.

Desse modo, optamos por utilizar o valor de eficiência determinado pela média da eficiência determinada para o conjunto de baixa atividade (Fator 100 e Fator 1000).

APÊNDICE B –

Atividade de ^{137}Cs determinadas para as amostras de cada incremento de profundidade dos pontos das parcelas de erosão da área experimental da UFRGS.

Posição na Parcela	Incremento de Profundidade (cm)	Pastagem Nativa
		Atividade de ^{137}Cs (Bq kg^{-1})
Superior	0 – 5	$1,43 \pm 0,23$
	5 – 10	$1,64 \pm 0,20$
	10 – 20	$0,33 \pm 0,14$
	20 – 35	$0,27 \pm 0,12$
Mediana	0 – 5	$1,43 \pm 0,14$
	5 – 10	$1,22 \pm 0,20$
	10 – 20	$0,50 \pm 0,13$
	20 – 35	0,00
Inferior	0 – 5	$1,29 \pm 0,23$
	5 – 10	$1,56 \pm 0,10$
	10 – 20	$0,65 \pm 0,13$
	20 – 35	0,00

Posição na Parcela	Incremento de Profundidade (cm)	Sucessão trigo-soja preparo convencional
		Atividade de ^{137}Cs (Bq kg^{-1})
Superior	0 – 5	$0,60 \pm 0,23$
	5 – 10	$0,74 \pm 0,22$
	10 – 20	$0,59 \pm 0,13$
	20 – 35	$0,23 \pm 0,13$
Mediana	0 – 5	$0,56 \pm 0,24$
	5 – 10	$0,50 \pm 0,19$
	10 – 20	$0,41 \pm 0,13$
	20 – 35	0,00
Inferior	0 – 5	$0,48 \pm 0,25$
	5 – 10	$0,62 \pm 0,21$
	10 – 20	$0,71 \pm 0,13$
	20 – 35	0,00

Posição na Parcela	Incremento de Profundidade (cm)	Sucessão trigo-soja em plantio direto
		Atividade de ^{137}Cs (Bq kg^{-1})
Superior	0 – 5	$1,39 \pm 0,20$
	5 – 10	$1,77 \pm 0,18$
	10 – 20	$1,47 \pm 0,13$
	20 – 35	$0,36 \pm 0,09$
Mediana	0 – 5	$0,87 \pm 0,18$
	5 – 10	$1,06 \pm 0,16$
	10 – 20	$0,73 \pm 0,11$
	20 – 35	0,00
Inferior	0 – 5	$0,79 \pm 0,18$
	5 – 10	$0,88 \pm 0,16$
	10 – 20	$0,55 \pm 0,10$
	20 – 35	0,00

Posição na Parcela	Incremento de Profundidade (cm)	Solo descoberto em preparo convencional
		Atividade de ^{137}Cs (Bq kg^{-1})
Superior	0 – 5	$0,60 \pm 0,09$
	5 – 10	$0,48 \pm 0,08$
	10 – 20	$0,19 \pm 0,06$
	20 – 35	$0,08 \pm 0,04$
Mediana	0 – 5	$0,38 \pm 0,07$
	5 – 10	$0,33 \pm 0,08$
	10 – 20	$0,31 \pm 0,03$
	20 – 35	0,00
Inferior	0 – 5	$0,40 \pm 0,06$
	5 – 10	$0,32 \pm 0,08$
	10 – 20	$0,21 \pm 0,05$
	20 – 35	$0,11 \pm 0,06$

Posição na Parcela	Incremento de Profundidade (cm)	Sucessão trigo-milho em plantio direto
		Atividade de ^{137}Cs (Bq kg^{-1})
Superior	0 – 5	$1,23 \pm 0,13$
	5 – 10	$1,48 \pm 0,13$
	10 – 20	$0,76 \pm 0,08$
	20 – 35	$0,12 \pm 0,05$
Mediana	0 – 5	$0,70 \pm 0,09$
	5 – 10	$1,07 \pm 0,09$
	10 – 20	$0,73 \pm 0,05$
	20 – 35	$0,14 \pm 0,05$
Inferior	0 – 5	$0,72 \pm 0,09$
	5 – 10	$0,76 \pm 0,08$
	10 – 20	$0,46 \pm 0,04$
	20 – 35	$0,10 \pm 0,05$

Posição na Parcela	Incremento de Profundidade (cm)	Sucessão trigo-soja em preparo mínimo
		Atividade de ^{137}Cs (Bq kg^{-1})
Superior	0 – 5	$1,28 \pm 0,12$
	5 – 10	$1,32 \pm 0,10$
	10 – 20	$0,80 \pm 0,07$
	20 – 35	$0,30 \pm 0,04$
Mediana	0 – 5	$0,93 \pm 0,11$
	5 – 10	$0,94 \pm 0,11$
	10 – 20	$0,64 \pm 0,08$
	20 – 35	$0,20 \pm 0,04$
Inferior	0 – 5	$0,75 \pm 0,08$
	5 – 10	$0,65 \pm 0,08$
	10 – 20	$0,28 \pm 0,05$
	20 – 35	$0,23 \pm 0,04$

Posição na Parcela	Incremento de Profundidade (cm)	Pastagem de Pensacola e trevo
		Atividade de ^{137}Cs (Bq kg^{-1})
Superior	0 – 5	$0,59 \pm 0,08$
	5 – 10	$0,59 \pm 0,07$
	10 – 20	$0,38 \pm 0,04$
	20 – 35	$0,08 \pm 0,05$
Mediana	0 – 5	$0,27 \pm 0,09$
	5 – 10	$0,36 \pm 0,05$
	10 – 20	$0,16 \pm 0,03$
	20 – 35	0,00
Inferior	0 – 5	$0,35 \pm 0,09$
	5 – 10	$0,33 \pm 0,06$
	10 – 20	$0,33 \pm 0,06$
	20 – 35	0,00

APÊNDICE C –

Também foi realizado a amostragem de solo em um ponto localizado dentro de um terreiro de café, que é uma área de ladrilho de tijolos e cimento não coberto próximo à Mata 1 e pastagem, construído em 1948, antes do início do "fallout". Este ponto localizava-se a um metro da borda do terreiro, o qual foi composto de dois perfis de profundidade, 0 - 5 cm e 5 a 20 cm, para verificar a difusão lateral de ^{137}Cs na matriz do solo. Essas amostras foram analisadas no Laboratório de Instrumentação Nuclear do CENA/USP. Nenhuma atividade de ^{137}Cs foi determinada para estas duas amostras do terreiro, o que indica que o ^{137}Cs tem permanecido fixo ou lentamente trocável depois de adsorvido pelo solo.