

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS RURAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIA DO SOLO

Rosemar de Queiroz

**REDISTRIBUIÇÃO DE SEDIMENTOS EM ENCOSTAS POR MEIO DO
C TOTAL E DO ISÓTOPO ¹³C**

Santa Maria, RS

2017

PPGCS/UFSM, RS

QUEIROZ, Rosemar de

Mestre

2017

Rosemar de Queiroz

**REDISTRIBUIÇÃO DE SEDIMENTOS EM ENCOSTAS POR MEIO DO C TOTAL E
DO ISÓTOPO ¹³C**

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Área de Concentração em Processos Químicos e Ciclagem de Elementos, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do título de **Mestra em Ciência do Solo**.

Orientador: Prof. Dr. Leandro Souza da Silva

Santa Maria, RS, Brasil
2017

Ficha catalográfica elaborada através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Central da UFSM, com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Queiroz, Rosemar de
REDISTRIBUIÇÃO DE SEDIMENTOS EM ENCOSTAS POR MEIO DO
C TOTAL E DO ISÓTOPO ^{13}C / Rosemar de Queiroz.- 2017.
63 p.; 30 cm

Orientador: Leandro Souza da Silva
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa
Maria, Centro de Ciências Rurais, Programa de Pós-
Graduação em Ciência do Solo, RS, 2017

1. ^{13}C 2. Redistribuição de sedimentos 3. ^{137}Cs 4.
Erosão do solo 5. Perda de Carbono I. Souza da Silva,
Leandro II. Título.

© 2017

Todos os direitos autorais reservados a Rosemar de Queiroz. A reprodução de partes ou do todo deste trabalho é autorizada mediante citação da fonte.

Endereço: Rua Professor Heitor da Graça Fernandes nº 295, apto 301, Santa Maria – RS. CEP. 97.105-170

Fone (0xx)55 996464622; E-mail: rosyqueiroz@hotmail.com

Rosemar de Queiroz

**REDISTRIBUIÇÃO DE SEDIMENTOS EM ENCOSTAS POR MEIO DO C TOTAL E
DO ISÓTOPO ¹³C**

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Área de Concentração em Processos Químicos e Ciclagem de Elementos, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do título de **Mestra em Ciência do Solo**

Aprovado em 17 de julho de 2017:

**Leandro Souza da Silva, Dr. (UFSM)
(Presidente/ Orientador)**

Cláudia Alessandra Peixoto de Barros, Dra. (UFRGS)

Jean Paolo Gomes Minella, Dr. (UFSM)

**Santa Maria, RS
2017**

Agradecimentos

À toda minha família, por me apoiar na decisão de continuar estudando. Em especial aos meus pais, Rosane Ferreira de Queiroz e Wilmar de Queiroz, e minhas irmãs Keli Renata Queiroz e Raquel Queiroz, pelo incentivo e compreensão nos momentos de ausência.

Ao meu namorado, Ezequiel Koppe, pelo incentivo, paciência e momentos de alegria.

Ao meu orientador Prof. Leandro, pela disponibilidade e ajuda nos diversos momentos do mestrado; pela paciência, compreensão e por compartilhar seus conhecimentos, sempre tornando as coisas mais fáceis; e principalmente, por ser ético, humano, respeitando e ajudando para que as dificuldades fossem superadas.

Ao professor Jean Minella, por toda ajuda.

Ao colega Elizeu Didoné, por estar sempre disponível a responder a infinidade de perguntas e dúvidas, e também pela ajuda com as amostras.

Aos professores, funcionários e colegas do PPGCS, pela convivência e amizade ao longo desse período.

Ao grupo Nutritiva, pelos bons momentos proporcionados ao longo do mestrado.

À Olivier Evrard (LSCE-CNRS), pela disponibilidade em realizar as análises de ^{137}Cs .

À todas as muitas pessoas que não foram citadas, mas que contribuíram para que esse trabalho fosse possível.

Muito obrigada!!

O solo é a pele viva da Terra. Ele conecta o mundo acima e abaixo da terra, mantendo o delicado balanço entre os seres vivos [...]. A nação que destrói o solo destrói a si mesma.

(Franklin Delano Roosevelt)

RESUMO

REDISTRIBUIÇÃO DE SEDIMENTOS EM ENCOSTAS POR MEIO DO C TOTAL E DO ISÓTOPO ^{13}C

AUTORA: Rosemar de Queiroz
ORIENTADOR: Leandro Souza da Silva

Chuvas de alta intensidade, associadas ao manejo inadequado em áreas agrícolas, vêm causando perda de grandes volumes de solo por erosão, levando sedimentos e nutrientes para os corpos hídricos. A perda de sedimentos em bacias hidrográficas é uma problemática complexa que necessita de estudos para possibilitar o entendimento de sua dinâmica, porém, métodos que descrevam e determinem a dinâmica dos sedimentos no processo erosivo ainda são onerosos e demorados. Um dos principais métodos utilizado para avaliar e descrever a dinâmica de sedimentos é por meio do isótopo ^{137}Cs , contudo, este método possui alto custo para realização das análises, portanto, buscam-se alternativas que possibilitem conhecer como ocorre a redistribuição de sedimentos em encostas e/ou bacias hidrográficas, utilizando procedimentos que possuam análises de menor custo. Uma possibilidade é o uso do C total e do ^{13}C , pois possuem distribuição relativamente padrão no perfil do solo e estão fortemente associados com as partículas minerais do solo, sendo transferidos e acumulados dependendo de como ocorre a movimentação dos sedimentos na bacia. O presente estudo avaliou a distribuição do C e do ^{13}C em duas encostas agrícolas com diferentes sistemas de cultivo, plantio direto (PD) e plantio convencional (PC) e o potencial do C total e do ^{13}C serem utilizados como alternativas para estudos de inventário de erosão do solo. Para isso foi realizado a comparação dos resultados obtidos por meio do C e do ^{13}C com o resultado do ^{137}Cs , buscando perceber o potencial uso do C e do ^{13}C como fornecedor de informações qualitativas acerca da redistribuição de sedimentos em encostas agrícolas. Nos perfis foram avaliadas camadas de 3 em 3 cm até a profundidade de 96 cm (ou menos se o perfil for menor que isso). A análise da abundância isotópica de C total e ^{13}C no solo foi feita por espectrometria de massas. O ^{137}Cs foi determinado por espectrometria, no equipamento GeHP - Gamma spectrometry detectors com uso de cristal germânico. Os dados de C total e ^{13}C não evidenciaram redistribuição de sedimentos na encosta sob PD, já no PC foi possível perceber que houve intensa movimentação de solo e de C ao longo da encosta. O C total e o ^{13}C são eficientes para demonstrar em quais perfis do solo houve a redistribuição de sedimentos ao longo da encosta, em áreas com substituição de vegetação.

Palavras chave: Plantio Convencional; Plantio Direto; ^{137}Cs ; Encostas Agrícolas; Perda de Carbono.

ABSTRACT

REDISTRIBUTION OF SEDIMENTS ON SLOPES BY TOTAL C AND ISOTOPE ^{13}C

AUTHOR: Rosemar de Queiroz
ADVISOR: Leandro Souza da Silva

High intensity of rains, associated with inadequate management in agricultural areas, have been caused loss of large volumes of soil by erosion, leading the sediments and nutrients to the hydric sources. The loss of sediments in hydrographic basins is a complex problem that requires studies to enable an understanding this dynamic, however, methods to describe and determine the dynamics of sediments without erosive process in river basins are still expensive and time consuming. One way used to evaluate and describe a dynamic of sediments is by isotope ^{137}Cs , however, this method has a high cost to carry out analyzes, therefore, it is sought alternatives to know how sediment distribution on the slopes and/or hydrographic basins, using procedures that have lowest cost of analyses. One possibility is use the total C and ^{13}C , because they have an uniform distribution in a soil profile and they are strongly associated with the soil mineral particles, being transferred and accumulated depending on how the sediment movement in the basin occurs. The present study evaluated a distribution of the C and ^{13}C in two agricultural slopes with different cropping systems No-tillage (PD) and conventional tillage (PC) and the potential of total C and ^{13}C to be used as alternatives for soil erosion inventory studies. For this, the results obtained by total C and ^{13}C were compared with the results of the ^{137}Cs , seeking to perceive the potential use of C and ^{13}C as a supplier of qualitative information about sediment redistribution in agricultural slopes. In the profiles, layers were evaluated every 3 cm to a depth of 96 cm (or less if the profile it is less than that). The analysis of isotopic abundance of total C and ^{13}C was done by mass spectrometry. The ^{137}Cs were determined by spectrometry, without GeHP - Gamma spectrometry detectors using Germanic crystal. The data of total C and ^{13}C do not show sediment redistribution in the PD, but, into the PC system is possible to perceive that there was intense movement of soil and C along slope. The ^{13}C is efficient to demonstrate in what soil profiles happened the sediment redistribution along the slope, in areas that the vegetation has been replaced.

Keywords: Conventional tillage; No-tillage; ^{137}Cs ; Soil Erosion; Carbon Loss.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Perda de solo na parte superior do segmento de declive e deposição abaixo, devido ao preparo do solo. O comprimento das setas reflete a magnitude do processo.	14
Figura 2 - Fluxos de carbono em escala de paisagem em um sistema terrestre com um ambiente aquático adjacente.....	18
Figura 3 - Localização da área de estudo, pontos de amostragem na bacia hidrográfica, perfil topográfico com a localização dos pontos amostrados no PC e PD e perfil seccionado.....	27
Figura 4 - Amostragem de campo de um monólito de solo com posterior segmentação e secagem das amostras para o inventário de ^{13}C , C total e ^{137}Cs	31
Figura 5 – Teores de C nas diferentes posições da encosta (topo, meia encosta e base) para o ponto 1 do plantio direto.....	33
Figura 6 – Teores de C nas diferentes posições da encosta (topo e base) para o ponto 2 do plantio direto.....	34
Figura 7 – Teores de C nas diferentes posições da encosta (topo, meia encosta 1, meia encosta 2 e base) para o ponto 1 do plantio convencional.....	35
Figura 8 – Teores de C nas diferentes posições da encosta (topo e base) para o ponto 2 do plantio convencional.....	36
Figura 9 – Abundância natural do ^{13}C no perfil do solo em diferentes posições na paisagem (topo, meia encosta e base), no ponto 1, em área manejada sob plantio direto.....	40
Figura 10 – Abundância natural do ^{13}C no perfil do solo em diferentes posições na paisagem (topo e base), ponto 2, em área manejada sob plantio direto.	41
Figura 11 – Abundância natural do ^{13}C no perfil do solo em diferentes posições na paisagem (topo, meia encosta 1, meia encosta 2 e base), ponto 1, em área manejada sob plantio convencional.....	42
Figura 12 – Abundância natural do ^{13}C no perfil do solo em diferentes posições na paisagem (topo e base), ponto 2, em área manejada sob plantio convencional.	43
Figura 13 – Distribuição da concentração de ^{137}Cs no perfil do solo para o topo (A) e a base (B) no sistema de manejo PD, e topo (C) e base (D) para o sistema de manejo PC.	45
Figura 14 – Perfil de referência de ^{137}Cs	47

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	10
2. REVISÃO DE LITERATURA	12
2.1 A EROSÃO DO SOLO	12
2.2 MECANISMOS DE MOBILIZAÇÃO E REDISTRIBUIÇÃO DE SOLO E DE CARBONO NA ENCOSTA	16
2.3 AVALIAÇÃO DA DINÂMICA DE SEDIMENTOS	20
2.3.1 O ^{137}Cs e o ^{13}C	21
3. OBJETIVOS	25
4. MATERIAIS E MÉTODOS	26
4.1 ÁREA DE ESTUDO	26
4.2 AMOSTRAGEM	27
4.3 HISTÓRICO DAS ÁREAS AMOSTRADAS	28
4.4 COLETA E PREPARO DAS AMOSTRAS	29
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	33
5.1 DISTRIBUIÇÃO DOS TEORES DE CARBONO TOTAL NO PERFIL DO SOLO	33
5.2 DISTRIBUIÇÃO DA ABUNDÂNCIA NATURAL DO ^{13}C NO PERFIL DO SOLO	39
5.3 CONCENTRAÇÃO DE ^{137}Cs NO PERFIL DO SOLO E COMPARAÇÃO COM OS RESULTADOS OBTIDOS PELO C TOTAL E ^{13}C	45
5.4 CONSIDERAÇÕES FINAIS	48
6. CONCLUSÕES	50
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	51

1. INTRODUÇÃO

O volume de chuvas intensas no sul do Brasil, associadas a falta de barreiras em áreas agrícolas geram o excesso de escoamento superficial, acarretando na/ perda de grandes volumes de solo por erosão, levando sedimentos e nutrientes para os corpos hídricos e prejudicando tanto atividades agrícolas, ambientais, quanto a sociedade que utiliza da água para consumo e subsistências. A perda de sedimentos em bacias hidrográficas é uma problemática complexa que necessita de estudos para possibilitar o entendimento de sua dinâmica. Ainda há muito que se estudar e compreender sobre como o processo ocorre, quais são as principais áreas que determinam a erosão e como os sedimentos se comportam após o início do processo de transporte na bacia hidrográfica. A erosão hídrica do solo em bacias hidrográficas está intimamente ligada ao comportamento hidrológico de uma unidade territorial, representando importante questão ambiental à escala mundial por causar impactos não somente *in situ*, mas em diversos ecossistemas.

Embora o volume ou a massa de sedimentos que saem da bacia hidrográfica seja um bom indicador dos efeitos do processo erosivo, o processo de redistribuição dos sedimentos erodidos na encosta e dentro da bacia é importante para avaliarmos a magnitude da erosão e seus impactos. Grandes volumes de sedimentos podem ser transportados e/ou depositados dentro dos limites da bacia não sendo quantificados nos estudos que avaliam o impacto da erosão nas áreas agrícolas. O entendimento da dinâmica dos sedimentos no processo erosivo é fundamental para a interpretação de processos de transferência de partículas entre as áreas dentro da bacia hidrográfica. Ao se conhecer e descrever a dinâmica da erosão hídrica em bacias hidrográficas, será possível aplicar e desenvolver medidas mais adequadas de conservação do solo, as quais evitarão a perda de potencial produtivo do solo em áreas agrícolas, os quais, além de causar prejuízos econômicos aos produtores, causam também prejuízos ambientais, poluindo os recursos hídricos e outros ambientes que se encontram a jusante da bacia.

Métodos para descrever e determinar a dinâmica dos sedimentos no processo erosivo em bacias hidrográficas ainda são onerosos e demorados. Um dos principais métodos utilizado para avaliar e descrever a dinâmica de sedimentos em bacias hidrográficas é por meio de radionuclídeos, como por exemplo, ^{07}Be , ^{210}Pb , ^{137}Cs (MABIT et al., 2008). O isótopo ^{137}Cs , isótopo radioativo fortemente adsorvido pelo solo, o que restringe seu movimento por lixiviação ou outros processos químicos naturais, sendo que sua redistribuição no solo ocorrerá por meio de processos físicos (LIVENS & LOVELAND, 1988; LIVENS & RIMMER, 1988;

MAMIKHIN et al., 2016; WALLING et al., 2000). Porém, este método possui custo em torno de US\$100 para realização das análises. Portanto, buscam-se alternativas que possibilitem conhecer como ocorre a distribuição dos sedimentos em encostas e bacias hidrográficas.

Acredita-se que o uso do carbono (C) e de seu isótopo ^{13}C sejam uma possibilidade de para a compreensão da redistribuição de sedimentos em encostas, devido ao fato de que o C possui distribuição relativamente padrão no perfil e está fortemente associado com as partículas minerais do solo, que é transferido e acumulado dependendo de como ocorre a movimentação dos sedimentos na bacia. Seu isótopo ^{13}C também pode ser usado nesta avaliação, por estar presente naturalmente no solo, ser estável, não radioativo, e pode ser utilizado como marcador de carbono de forma eficiente, especialmente no que se refere aos ciclos fotossintéticos de plantas C_3 e C_4 (MENDONÇA et al, 2010).

O presente estudo tem como objetivos avaliar a distribuição dos teores de C e de ^{13}C em duas encostas agrícolas com diferentes sistemas de cultivo, uma sob plantio direto (PD) e outra sobre plantio convencional (PC), e o potencial do C e do ^{13}C serem utilizados como alternativas para demonstrar em quais perfis houve erosão do solo em comparação com os resultados obtidos a partir do ^{137}Cs .

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1 A EROSÃO DO SOLO

A erosão hídrica do solo é considerada o principal processo de degradação dos solos brasileiros e é apontada por alguns autores como uma das responsáveis pela diminuição da fertilidade do solo, devido à perda água, solo e nutrientes (LOMBARDI NETO et al., 1988, NOVARA et al., 2015; PANAGOS, et al., 2015; TELLES et al., 2013) . Um conjunto de fatores controla a predisposição de um solo a ser erodido, que integrados são responsáveis por controlar a infiltração de água no solo e a resistência do solo a ser desagregado e carregado pelo escoamento superficial (LAL, 1990, LIU et al, 2014). O processo erosivo é determinado pelo regime hídrico, topografia e, sobretudo, pelo manejo agrícola realizado nessas áreas.

Apesar da erosão hídrica ser um processo que ocorre naturalmente na formação dos solos, esta pode ser intensificada devido ao inadequado uso e manejo do solo. Algumas das suas consequências são o assoreamento de represas e cursos d'água, a redução da capacidade produtiva dos solos e, conseqüentemente, a diminuição do lucro do produtor rural, tendo reflexos diretos na economia do país (DECHEN et al., 2015; TELLES et al, 2013). A falta de planejamento do manejo e o uso inadequado do solo são responsáveis pela produção de sedimentos e o seu transporte nos rios, gerando impactos negativos ao meio ambiente, a sociedade e a economia (BARROS, 2012; MINELLA et al., 2014,).

Durante o processo erosivo, muitas partículas de solo são desprendidas e carregadas, quando então passam a ter o nome de sedimento. A desagregação das partículas pode ocorrer tanto pelo impacto da gota da chuva quanto pelo escoamento superficial. O transporte ocorre enquanto a enxurrada possuir energia suficiente para carrear os sedimentos. Conforme a energia vai diminuindo, vão sendo depositados os sedimentos, ocorrendo, principalmente, onde a enxurrada adquire menor velocidade e, conseqüentemente, menor energia. A deposição de sedimentos ocorre, normalmente, nas áreas de menor declividade ou quando o escoamento superficial é freado pela vegetação presente no local ou pela rugosidade da encosta (DOUGLAS, 1990). É possível encontrar na literatura relações entre o tipo de solo e sua predisposição a sofrer erosão, como a classificação realizada por Ribeiro & Salomão (2003), em estudos sobre a Bacia hidrográfica do Alto Rio da Casca – MT (Tabela 1).

Tabela 1: Suscetibilidade dos solos em sofrer erosão.

Classes de erodibilidade	Unidades pedológicas
Muito Alta	Cambissolos / Neossolos Líticos / Plintossolos / Chernossolos / Nitossolos / Vertissolos / Planossolos / Neossolos Quartzarênico
Alta	Argissolos / Luvisolos (textura média)
Média	Argissolos
Baixa	Latosolo (textura média e argilosa)
Nula	Gleissolos / Organossolos / Plintossolos / Chernossolos / Espodossolos (relevo plano)

Fonte: Adaptado de Ribeiro & Salomão (2003).

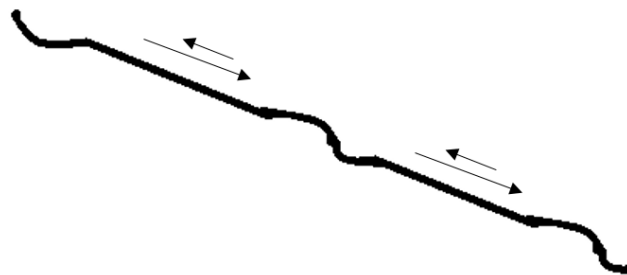
A erosão hídrica pode se apresentar de três formas: a erosão em entressulco, no qual uma fina lâmina de água arrasta as partículas que foram desagregadas pelo impacto das gotas de chuva. Nessa forma de erosão, a desagregação e o deslocamento do material se processam superficialmente, sem formar sulcos ou formando sulcos muito rasos. A erosão em sulco ocorre quando o escoamento da água sobre os solos se concentra, intensificando a sua capacidade de desagregação e transporte e formando pequenas “linhas” ou cortes nos terrenos. A erosão em canal ou voçorocas ocorre quando o volume acumulado e a velocidade são em maiores magnitudes, aprofundando os sulcos. Nesse caso, a energia cinética da massa de água é capaz de desagregar as laterais e o fundo dos sulcos. Também pode ocorrer por um processo natural, quando as águas se infiltram no perfil e encontram uma camada pouco permeável, na qual, a água desloca-se sobre esta camada lateralmente formando um túnel subterrâneo (“*pipes*”) e aflorando na encosta, formando sulcos ou valas que aumentam gradativamente.

A produção de sedimentos é considerada como a quantidade de sedimentos que é removida de uma bacia hidrográfica ou de uma área considerada (WALLING, 1983). Esta produção é devido aos processos erosivos que ocorrem no local; porém, os processos que estão envolvidos na transferência dos sedimentos da fonte até os rios são muito pouco conhecidos, apesar de que este conhecimento seja de extrema importância (WALLING, 2005). O monitoramento dos processos hidrológicos de bacias hidrográficas geralmente se concentra no

exutório das bacias, devido a razões financeiras, medindo o volume ou a massa total de sedimentos que sai da bacia. Porém, o que é medido no exutório representa a integração dos distúrbios que ocorrem ao longo da bacia com os que ocorrem na calha e no leito do rio, não possibilitando a compreensão exata de como cada área dentro da bacia responde isoladamente aos distúrbios causados pelo clima e seus efeitos relacionados aos sedimentos que são removidos e depositados dentro da bacia, sem afetar o exutório.

Além da erosão hídrica outro processo que acarreta em grandes taxas de erosão é a erosão por cultivo, principalmente quando se trata de áreas cultivadas com plantio convencional. A erosão por cultivo é responsável por grandes mudanças na paisagem e no perfil do solo, é definida como o deslocamento da camada cultivada durante o preparo do solo. Esse movimento irá ser dependente do arado e da direção de declive da área, sendo que, a elevação do solo pelas ferramentas de lavoura é sempre perpendicular a superfície inclinada do solo, enquanto, este cai para trás perpendicularmente ao plano horizontal (Figura 1) (VAN OOST et al., 2006).

Figura 1 - Perda de solo na parte superior do segmento de declive e deposição abaixo, devido ao preparo do solo. O comprimento das setas reflete a magnitude do processo.



Fonte: Adaptado de VAN OOST et al., 2006.

A erosão por cultivo pode ocorrer em três fases consecutivas, sendo elas: (I) arraste, quando o solo está em contato com a ferramenta de lavoura; (II) salpicamento, quando o solo perde o contato com a ferramenta, e; (III) rolamento, quando os torrões e as partículas rolam devido ao contato próximo com a superfície do solo (TORRI e BORSELLI, 2002). A principal diferença entre a erosão hídrica e a erosão por cultivo é que a erosão hídrica remove os sedimentos do topo e os transporta até a base, onde estes ficarão acumulados. Já na erosão por cultivo a quantidade de solo translocado ao longo da encosta é a mesma, ocorre a remoção de solo de um ponto e, logo após, ocorre a deposição do solo neste ponto. Portanto a acumulação é igual em toda a encosta, então, na base irá ter o mesmo volume de solo acumulado que na

meia encosta ou topo (VAN OOST et al., 2006). Na erosão por cultivo as taxas de translocação do solo são maiores em encostas mais declivosas e diminuem gradualmente conforme diminui a declividade.

Os estudos que visam determinar a massa de sedimentos perdidos em áreas agrícolas utilizam diferentes métodos em diferentes escalas. Por exemplo Schick et al. (2000b), ao analisar as perdas de solo em Cambissolo sob semeadura direta, determinaram a perda de solo de 3,97 t ha. Já Mello (2006), ao analisar um Cambissolo sob plantio convencional mensurou 16,46 t ha⁻¹ ano⁻¹ de solo perdido por meio da erosão. Londero (2015), ao analisar as perdas de solo em um Latossolo sob plantio direto em uma única chuva de 65 mm, mediu valores de 623 kg de sedimentos perdidos, para uma área de aproximadamente 2,5 ha. Merten et al. (2013), ao analisar as perdas de solo para diferentes culturas em distintos sistemas de manejo, estimou que a erosão total nas áreas cultivadas no Brasil é de aproximadamente 847.000.000 t ano⁻¹.

No Brasil os estudos sobre erosão do solo são insuficientes para a compreensão da dinâmica dos processos erosivos, carecendo principalmente em estudos de traçagem e inventários (MERTEN et al., 2010; MINELLA et al., 2014), principalmente devido à grande extensão territorial do país e grande diversidade de tipos de solo, clima, vegetação, relevo. Portanto é necessário buscar diferentes variáveis que possuam capacidade de serem utilizados para estudos de traçagem e inventários dos processos erosivos.

A erosão do solo pode ser medida ou mensurada de diversas formas e nas mais variadas escalas. Sendo que as principais formas são:

- Em estudos de monitoramento são quantificadas as perdas de sedimentos, água, nutrientes, etc., de forma direta, porém estes dependem de longas séries de monitoramento, normalmente maiores que 20 anos, para poder ser realizada uma estimativa a longo prazo (MINELLA et al., 2008);
- Os estudos de traçagem, utilizam propriedades naturais encontradas nos solos das fontes de sedimentos que podem ser comparados com as variações das mesmas propriedades dos sedimentos transportados em suspensão nos rios. As propriedades escolhidas devem claramente distinguir as fontes potenciais de sedimentos, incluindo parâmetros mineralógicos, magnéticos, geoquímicos, orgânicos, radiômetros, isótopos e físicos (WALLING & COLLINS, 2000; WALLING, 2005). Sendo que os radionucleotídeos são, possivelmente, a propriedade traçadora mais eficiente para a distinção entre fontes superficiais e subsuperficiais em bacias (ZAPATA, 2002).
- Em estudos de inventários o elemento traçador escolhido é utilizado para calcular as taxas de erosão e deposição em um determinado ponto. Sendo que as propriedades do

elemento a ser escolhido devem seguir os mesmos preceitos dos utilizados em estudos de traçagem (PALAZÓN et al., 2016; PORTO et al., 2016).

2.2 MECANISMOS DE MOBILIZAÇÃO E REDISTRIBUIÇÃO DE SOLO E DE CARBONO NA ENCOSTA

O processo erosivo inicia com o contato da gota de chuva com o solo e esse contato gera a desagregação e o salpicamento do solo, transportando a partícula de solo a alguns centímetros de distância. O solo pode ser erodido pelo escoamento superficial, ou seja, pela lâmina de água turbulenta que passa que solo, sendo que o volume de solo que é desagregado depende da energia cinética da chuva e da energia que a água que está escoando superficialmente adquire. Quanto maior a declividade do terreno e a altura de lâmina de água, maior será a capacidade erosiva do escoamento superficial. Caso haja volume de escoamento suficiente, o fluxo laminar irá percorrer caminhos preferenciais, nos quais a capacidade de transporte de sedimentos será maior, devido ao maior volume da lâmina de água (BERTOL et al., 2007). A magnitude do escoamento superficial depende diretamente da infiltração de água no solo, que depende das características do relevo, da vegetação, da precipitação e do tipo de solo (MORGAN, 2005).

Determinados fatores têm a capacidade de intensificar o desprendimento das partículas do solo, tais como: a intensidade da chuva, a textura, a estrutura, a mineralogia, o conteúdo de carbono, a cobertura e a rugosidade do solo. Os mais facilmente alterados pelo homem são a cobertura do solo, o conteúdo de carbono orgânico e a rugosidade superficial (CARVALHO et al., 1990). A taxa de cobertura impede que a gota de chuva tenha contato direto com o solo, reduzindo a desagregação das partículas. O aumento no teor de carbono tem relação direta com a estabilidade de agregados do solo. A associação de elevada resistência com a cobertura do solo reduz a formação da crosta superficial, que reduz a taxa de infiltração, aumentando o escoamento superficial. A cobertura do solo e a rugosidade têm grande importância, pois conseguem barrar o fluxo de escoamento, fazendo com que este perca energia e deposite os sedimentos, aumentando também o tempo para que a água infiltre no solo (BERTOL et al., 2000).

O processo erosivo, além de causar a degradação do solo, gera impactos nos recursos hídricos, que recebem esse sedimento removido das áreas agrícolas. Podem ser gerados problemas de natureza física, devido aos grandes volumes de sedimentos, que acabam

assoreando os corpos hídricos, causando enchentes, causando problemas sociais e econômicos. Problemas químicos e biológicos são muito frequentes, devido ao carreamento de nutrientes e patógenos que são levados ao rio adsorvidos aos sedimentos e dissolvidos na água do escoamento superficial. O conhecimento da dinâmica do processo erosivo em encostas é de extrema importância, para o conhecimento da intensidade dos impactos que estão sendo gerados nos corpos hídricos (HOROWITZ, 2009).

O escoamento superficial pode advir na forma de escoamento difuso e escoamento concentrado. O escoamento difuso é formado pelo volume de água que não infiltrou e nem ficou armazenado nas micro depressões e ocorre através de uma rede de canais anastomosados, movimentando-se por canais de forma difusa devido as características da rugosidade e do micro relevo da área. O escoamento concentrado é formado pelo acúmulo de água, oriundo do escoamento difuso. Porém, o escoamento concentrado forma sulcos bem definidos com maior volume de água e maior velocidade que o escoamento difuso. A taxa de desagregação do solo proveniente do escoamento superficial é uma função da energia adquirida pela velocidade do fluxo de água menos a energia utilizada para transportar os sedimentos (TOY et al., 2002).

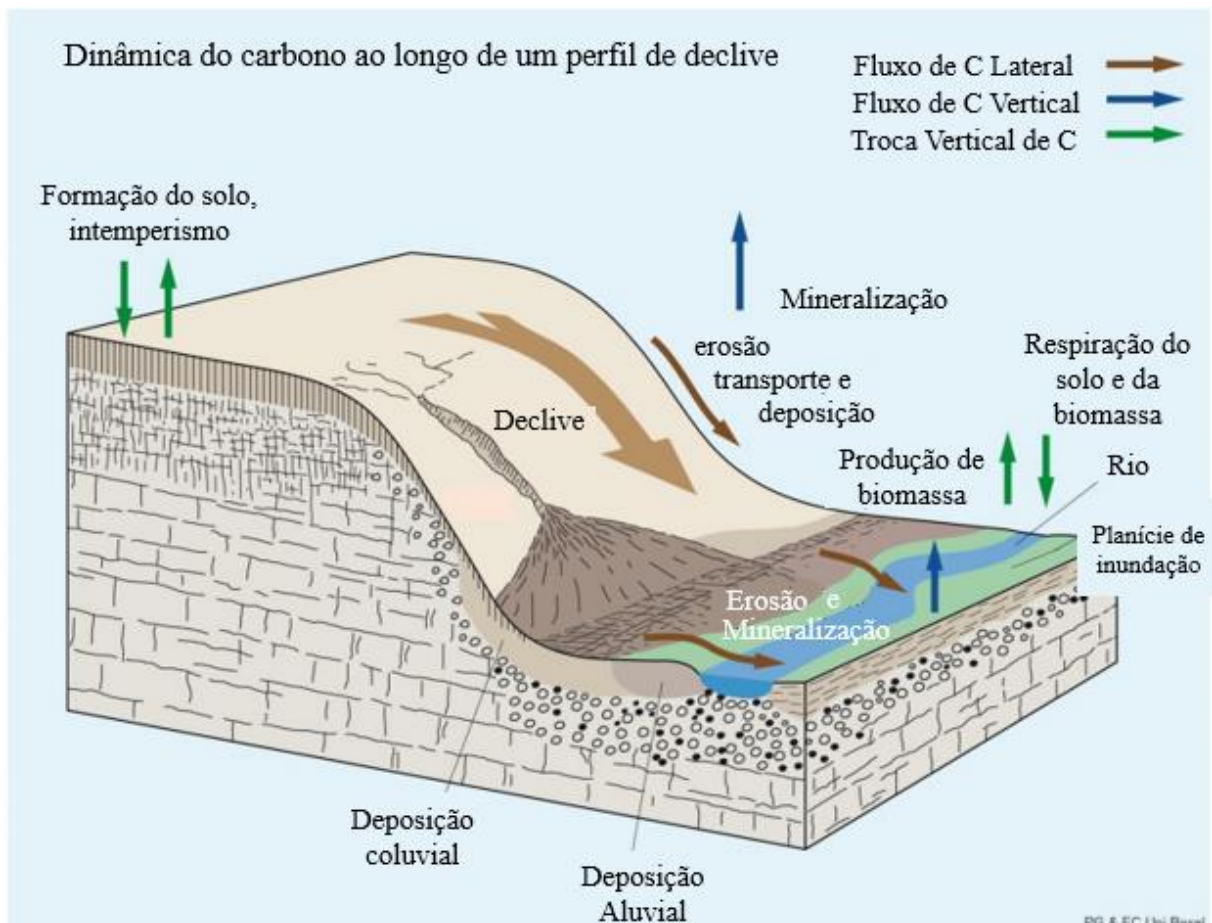
Em bacias hidrográficas, a variabilidade espacial dos fatores que determinam a geração do escoamento superficial é grande, sendo que o escoamento superficial é governado por uma complexa dinâmica hidrológica (ROSE, 2004). São utilizadas duas teorias principais para descrever a variabilidade temporal e espacial da infiltração de água no solo, por conseguinte, do escoamento superficial: o mecanismo hortoniano e as áreas de afluência variável ou mecanismo dunneano. O mecanismo hortoniano ocorre quando a intensidade da precipitação for maior que a taxa de infiltração ou sobre áreas impermeáveis (HORTON, 1933; 1945). A área de afluência variável é quando ocorre precipitação sobre um solo saturado, sendo que qualquer precipitação que venha a acontecer irá gerar escoamento superficial (BEVEN E KIRKBY, 1979; DUNNE E BLACK 1970).

A capacidade de o escoamento superficial transportar sedimentos é decorrente de variáveis hidráulicas e características dos sedimentos. A intensidade do processo erosivo depende da quantidade de material desagregado e da capacidade do escoamento em transportar sedimentos. Quando a erosão é em entressulco, esta seleciona partículas, carreando as partículas mais finas, pois não possui energia suficiente para transportar as maiores. Já a erosão em sulco transporta partículas maiores, pois possui maior energia que a entressulco, tendo capacidade para transportar inclusive agregados estruturais (MEYER et al., 1975).

A redistribuição das partículas de solo transportadas pelo escoamento superficial, quando em grande quantidade, pode alterar o regime hidrológico do local, afetando o uso e a

conservação deste solo. Juntamente com o solo são deslocados elementos químicos, como residuais de defensivos agrícolas, nutrientes, como o carbono, gerando a redistribuição deste em encostas agrícolas (Figura 2) (HECKRATH et al., 2005). É importante ressaltar que nem todo sedimento produzindo durante um evento de precipitação é imediatamente transportado. Golosov e Litvin, (2005), ao observarem fluxos de sedimentos em escala real, constataram que apenas uma pequena parte chega aos corpos hídricos. Outra parte fica depositada ao longo da encosta e pode ser transportada novamente por outro evento ou ficar depositada permanentemente em locais como a base das encostas, planícies de inundação ou no próprio canal de drenagem (KOBAYAMA, 2003).

Figura 2 - Fluxos de carbono em escala de paisagem em um sistema terrestre com um ambiente aquático adjacente.



Fonte: Adaptado de Kirkels et al. (2014).

Dentre os elementos químicos que se movimentam sobre a encosta durante a redistribuição dos sedimentos está o C, devido a estar fortemente adsorvido aos colóides do solo, assim tende a seguir as mesmas formas de redistribuição dos sedimentos. As encostas

côncavas perdem mais C nas partes mais altas e tendem a armazenar o C depositado nas partes mais baixas. Já as encostas convexas perdem menos C, mas o que é perdido é carregado até os corpos hídricos. Este comportamento tem sido confirmado através de técnicas que utilizam o ^{137}Cs como elemento indicador de pontos de perda e de deposição de sedimentos e da fração sólida do carbono orgânico do solo (CORRECHEL et al., 2006; SCHULER et al., 2003; WALLING, 1998).

Ao estudarem a redistribuição do C durante o processo erosivo, Norton et al. (2003) verificaram maior conteúdo deste elemento nos depósitos de sedimentos. A redistribuição do C em uma encosta pode causar a redução de seu conteúdo em um ponto, devido as perdas por erosão, e aumento em outro, devido ao processo a deposição. Estes processos alteram os processos biológicos de mineralização. Assim, o C depositado em outro ponto da encosta pode ser rapidamente degradado, devido a exposição a condições favoráveis. Além disto, as perdas reduzem a capacidade do solo para produção primária de C por meio do aporte de biomassa, ou seja, a qualidade do solo é diretamente afetada (GREGORICH et al., 1998; JACINTHE et al., 2004; MCCARTY e RITCHIE, 2002).

O C é incorporado ao solo por meio de um processo natural de transferência do CO_2 atmosférico para o solo, via humificação da biomassa morta. Lal (2006) aponta que entre 5 e 15% da biomassa total depositada no solo é humificada, variando de acordo com o clima, vegetação, características químicas, físicas, biológicas, uso e manejo do solo. Em geral, as partículas finas, como as argilas, adsorvem maior quantidade de C, devido a sua mineralogia que, por possuir maior quantidade de cargas e grupos funcionais reativos, resulta em maior interação entre a superfície do mineral e o C (DIECKOW et al., 2004). A fração de C associada aos minerais é transportada juntamente com a fração mineral do solo, especialmente na fração argila.

Alguns autores, como Schick et al. (2000a) e Schwarz (1997), relatam que os teores de C perdidos pela erosão hídrica são elevados. Franco et al., (2002) encontrou valores bastante expressivos de perda de solo e C por escoamento superficial em sistemas convencionais e agroflorestais. Para sistemas agroflorestais, os valores encontrados foram de $217 \text{ kg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ de solo e $4,9 \text{ kg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ de C e para sistemas convencionais os dados encontrados foram de $2,61 \text{ kg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ de solo e $65,1 \text{ kg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ de C. O C é perdido durante o escoamento superficial devido sua baixa densidade (SCHICK et al., 2000a); portanto, acredita-se que este pode ser utilizado para identificação da fonte do sedimento erodido. Nogueira et al. (2008) analisaram a redistribuição do C na paisagem pelo escoamento superficial e encontraram que o escoamento da água promovido pela erosão hídrica promoveu o acúmulo do C nas porções mais

baixas da bacia, sendo que, nas porções mais altas, predominam menores teores de carbono. Schick et al. (2000a) ao analisarem a perda de C por escoamento superficial em Cambissolo Húmico com semeadura direta encontraram valores de 122 kg ha⁻¹ de C perdido no sedimento erodido, evidenciando que o C é perdido junto com os sedimentos e apresenta potencial para a rastreabilidade do local onde os sedimentos tiveram origem.

2.3 AVALIAÇÃO DA DINÂMICA DE SEDIMENTOS

Conhecer as fontes de sedimentos em uma bacia hidrográfica, bem como a contribuição da produção de sedimentos para a rede de drenagem, vêm contribuindo para elucidar como os diferentes sistemas que compõem uma bacia hidrográfica contribuem para a produção de sedimentos nos corpos hídricos. As técnicas para a quantificação da perda de sedimentos são variadas, nas pequenas áreas de estudo são utilizadas calhas nos mais variados tamanhos e formatos. Essas calhas têm o objetivo de coletar toda a água e o sedimento que está saindo de uma determinada parcela, que é isolada por meio de chapas galvanizadas que são fixadas no solo, ficando a 0,2 m acima da superfície. Apesar de existirem vários tamanhos de parcelas, as mais usuais são as chamadas parcelas padrão de Wischmeyer, que possuem 77 m² de área, 3,5 m de largura e 22 m de comprimento. Essas parcelas possuem o mesmo padrão nos diferentes países, o que possibilita a comparação dos dados de diversos pesquisadores (WISCHMEIER e SMITH, 1978). Para a avaliação da dinâmica dos sedimentos em áreas de maior tamanho, pode ser utilizado calha do tipo vertedouro ou calha Parshall, que são fixados no exutório do local avaliado, de modo que toda a água e sedimento que serão perdidos irão passar por aquele local, como usado no estudo de Londero (2015).

Uma outra possível estratégia para compreender de maneira complementar os processos erosivos em escala de bacias é o uso de elementos traçadores que possam ser capazes de representar as taxas de erosão e deposição ocorridos no local, bem como a origem dos sedimentos (MINELLA et al., 2014, WALLING, 1998; WALLING, 2005). Segundo Collins (1997), a técnica de identificação das fontes de sedimentos (*finger printing approach*) usa as características qualitativas dos sedimentos para descobrir sua origem ou para identificar a movimentação dentro da bacia. Algumas das principais vantagens da identificação da fonte de sedimentos são a identificação dos locais onde são gerados os sedimentos e a ajuda no entendimento da dinâmica dos sedimentos em bacias hidrográficas, possibilitando o

desenvolvimento de programas de manejo integrado de bacias hidrográficas e o delineamento de estratégias para o controle da erosão.

A obtenção de isótopos traçadores é facilitada quando fatores naturais ou antrópicos determinam diferenças na composição química dos sedimentos como, por exemplo, em grandes bacias que apresentam materiais geológicos diferentes, ou em pequenas bacias, nas quais o manejo do solo é o que determinam as diferenças nas características químicas dos sedimentos erodidos (COLLINS et al., 1997).

2.3.1 O ^{137}Cs E O ^{13}C

O Cs é um metal alcalino de número atômico 55 e o único isótopo natural é o ^{133}Cs , cuja abundância na superfície terrestre é muito pequena (ANDRELLO et al., 2003). O ^{137}Cs é um radionuclídeo artificial introduzido no meio ambiente através de testes nucleares de superfície. Possui meia vida de 30,2 anos e, quando em contato com o solo, é fortemente adsorvido pelas partículas finas como minerais da fração argila e materiais orgânicos, tornando-se uma marcação única do solo, devido a este se alojar na cavidade siloxana dos argilominerais do solo. Essa rápida adsorção do ^{137}Cs ao solo faz com que seu movimento por processos químicos seja bastante limitado (RITCHIE, SPRABERRY e MCHENRY, 1974), devido a sua forte adsorção pelas argilas, sendo quimicamente “não trocável” e exercendo uma “marcação” no solo. Quando o solo “marcado” com ^{137}Cs é erodido, o céσιο é transportado junto, caracterizando uma relação biunívoca entre a perda (ou ganho) de solo e a concentração de ^{137}Cs presente nesse solo (RITCHIE & MCHENRY, 1990).

Os nuclídeos encontrado hoje são provenientes da precipitação radioativa provindo de testes com bombas nucleares (WALLING e QUINE, 1990). O tempo e a distância que estes fragmentos irão alcançar depende do raio de alcance da bomba, mas os menores ficam por muito tempo na troposfera terrestre e são transportados ao redor do globo pelos ventos que tem sentido predominante leste e oeste. A deposição destes fragmentos ocorre no solo devido a incorporação de ar da estratosfera inferior para a troposfera, formando nuvens que, em seguida, irão gerar a precipitação e liberação desses fragmentos.

A introdução do ^{137}Cs no ambiente por meio dos testes nucleares fez com que se tivesse um estímulo ao estudo do seu comportamento no solo. Vários trabalhos demonstram que a capacidade de adsorção do ^{137}Cs depende de algumas características do solo, tais como pH,

conteúdo de argila e matéria orgânica (IWAGAMI et al., 2017; NAKANISHI et al., 2014; SANTOS, 2016; SEMBER e ERIKSOON, 1993). O transporte de ^{137}Cs adsorvido ao solo de uma região para outra está relacionada a três componentes primários: a água, o solo e a vegetação. A redistribuição do ^{137}Cs é diretamente dependente de processos de degradação física do solo, como a erosão do solo, que são responsáveis também pelo movimento do ^{137}Cs no solo e para a água. Embora os processos químicos e físicos possam mover limitadas quantidades de ^{137}Cs entre a vegetação, a água e o solo, os processos físicos são os predominantes na transferência de ^{137}Cs na natureza (RITCHIE e MCHENRY, 1990).

Apesar de muitos pesquisadores utilizarem o ^{137}Cs para a descrição da erosão do solo (ANDRELLO et al., 2003; CORRECHEL et al., 2006; De JONG et al., 1986; HANCOCK et al., 2014; HE E WALLING, 1996; LIVENS e LOVELAND, 1988; MABIT et al., 2008; PORTO et al., 2014; RITCHIE et al., 1974; SCHULLER et al., 2003; WALLING, 1998), alguns autores como Parsons e Foster (2011) acreditam que o ^{137}Cs não pode ser utilizado para fornecer informações sobre as taxas de erosão do solo devido a grande parte da deposição do ^{137}Cs ocorrer durante a chuva (CLARK e SMITH, 1988) e o fato das chuvas não serem espacialmente iguais quando a área de estudo é grande. Basher (2000) obteve dados que apresentam forte relação entre os níveis de ^{137}Cs no solo com a precipitação e Cawse (1983), ao analisar amostras de ^{137}Cs em solos de todo o Reino Unido, encontrou maiores valores em solo que recebiam maior precipitação.

Além disso, as estimativas de perda de solo por meio de métodos de traçagem e/ou inventários possuem alto custo de análise laboratorial. O desenvolvimento de métodos eficazes de controle da erosão requer uma compreensão profunda dos processos de erosão (MANDAL e SHARDA, 2013), que, por sua vez, exigem novos métodos para medir a dinâmica temporal e espacial da erosão e da sedimentação. Portanto, há necessidade de se buscar novos métodos e os quais seja possível a sua utilização para estudos de erosão do solo, com o intuito de diminuir o custo da avaliação possibilitando que mais áreas possam ser monitoradas e estudadas. O isótopo ^{13}C é uma opção viável por estar naturalmente no solo, ser um isótopo estável e não radioativo e ser considerado como um eficiente marcador de carbono. Vagem et al. (2006) relata que os isótopos estáveis sofrem as mesmas reações químicas do elemento natural, ou seja, com o mesmo número de prótons e de nêutrons. Devido a isso tem potencial de serem utilizados em estudos para descrever os impactos gerados no ambiente.

A fração leve do carbono (^{12}C) é mais abundante na natureza, com aproximadamente 98,89% de ocorrência em relação ao C total. Já o ^{13}C é menos abundante, ocorre cerca de apenas 1,11% em relação ao C total (PETERSON e FRY, 1987). Algumas reações podem ocasionar

alterações na razão $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$, gerando o fracionamento dos isótopos estáveis. Porém, esse fracionamento é relativamente pequeno, exigindo equipamentos mais precisos como o espectrofotômetro de massa para detectar essas pequenas diferenças (PETERSON e FRY, 1987). As variações da composição isotópica do C ocorrem devido a diferentes ciclos de carboxilação, que são responsáveis pela assimilação do CO_2 atmosférico pelas plantas. As plantas do ciclo C_4 (ciclo de Hatch-Slack) atuam através da enzima PEP carboxilase (fosfoenolpiruvato carboxilase), reduzindo o CO_2 atmosférico em um composto formado por 4 carbonos, já as plantas do ciclo C_3 (ciclo de Calvin) fixam CO_2 através da enzima RUBISCO (ribulose bifosfato carboxilase/oxigenase) reduzindo o CO_2 em um composto formado por 3 carbonos. Porém, a enzima RUBISCO discrimina o isótopo pesado do C (^{13}C) em relação ao isótopo leve (^{12}C) de forma muito mais eficiente que a enzima PEP carboxilase, ocasionando menor acúmulo de ^{13}C pelas plantas de ciclo C_3 (ALVES et al., 2006; LEMMA et al., 2006).

A equação 1 é utilizada para obter a composição isotópica em termos de diferenças do isótopo de amostra em relação ao isótopo padrão (rocha calcária dolomítica do fóssil *Belemnita* sp., a qual é encontrada na formação geológica PeeDee na Carolina do Norte, Estados Unidos) (PETERSON e FRY, 1987). Os desvios em relação ao padrão são pequenos, portanto os resultados são expressos em partes por mil e são chamados de unidades δ (delta).

$$\delta(\text{‰}) = \left(\frac{R_{\text{amostra}}}{R_{\text{padrão}}} - 1 \right) * 10^3 \quad \text{Equação 1}$$

Onde: δ é o valor de ^{13}C e R corresponde à razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$.

Os resultados obtidos a partir de δ determinam a medida da quantidade de isótopos leves e pesados que existem na amostra. A relação é inversamente proporcional, significa que quanto menor o valor da relação, menor será o volume de isótopos pesados e maior o de isótopos leves e vice-versa. Os teores de ^{13}C no solo variam de acordo com a vegetação que está e que já esteve presente no solo. Em áreas de vegetação nativa (predomínio de espécies C_3) o $\delta^{13}\text{C}$ fica em torno de -24‰, já em solos com pastagem a mais de 20 anos (predomínio de espécies C_4) esse valor de $\delta^{13}\text{C}$ fica em torno de -16‰ (FERNANDES, 2007).

A medição da variação isotópica do carbono ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) e dos demais isótopos estáveis dos elementos químicos do nitrogênio, oxigênio, hidrogênio e enxofre pode ser realizada com grande precisão, utilizando o espectrofotômetro de massa de razões isotópicas (IRMS) ou o espectrofotômetro de massa de razões isotópicas com dupla entrada (DI-IRMS). A metodologia

analítica usada para identificar e quantificar átomos e moléculas de uma substância com base na massa dos isótopos é a espectroscopia de massas (isotope ratio mass spectrometer – IRMS). O espectrômetro, quando é acoplado a um sistema de entrada que utiliza fluxo de gás Hélio, passa a ser denominado de IRMS de fluxo contínuo (contínuos flow) ou CF-IRMS (HOEFS, 2004).

O principal motivo para a utilização do ^{13}C para inventários de erosão é que este possui capacidade de distinguir materiais orgânicos derivados de diferentes grupos de plantas. Portanto, consegue determinar a origem do C no solo por meio da pressuposição de que a matéria orgânica do solo (MOS) possui traços do material o qual derivou (ALVES et al., 2006). A substituição de culturas as quais fazem com que os ciclos de carboxilação C_3 e C_4 variem faz com que ocorra mudanças no padrão isotópico da MOS, a qual possibilita a identificação da assinatura isotópica estável do C, que está baseada nas diferentes composições do ^{13}C de plantas C_3 e C_4 (PESSENDA et al., 2004).

Recentemente alguns pesquisadores desenvolveram técnicas que possibilitam a utilização de isótopos estáveis do carbono (C) no rastreamento do movimento de sedimentos e do carbono orgânico em encostas (ALEWELL et al., 2009; FOX e PAPANICOLAOU, 2007; JACINTHE et al., 2009; SCHAUB e ALEWELL, 2009; TURNBULL et al., 2008). A forma de utilizar o isótopo foi por meio da diferença nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ em um transecto de solo ou em uma bacia hidrográfica, fornecendo informações sobre a área de origem de matéria orgânica suspensa e conseqüentemente do sedimento.

Acredita-se como hipótese deste trabalho que, com as análises do C total e da abundância natural do ^{13}C , será possível avaliar a distribuição deste elemento e seu isótopo pesado ao longo do perfil do solo, e relacionar o comportamento destes com a erosão e/ou deposição do solo. Buscando identificar quais perfis analisado sofreram perturbação do solo por meio do comportamento do ^{13}C em profundidade, sendo que, em perfis naturais, ou sem movimentação do solo, a diluição isotópica irá ocorrer de forma gradativa com o aumento de profundidade, enquanto que em solos onde ocorreu a perturbação do solo, os teores de ^{13}C apresentarão variação brusca ao longo do perfil do solo.

3. OBJETIVOS

Quantificar a distribuição dos teores de C e de ^{13}C no perfil do solo, em duas encostas agrícolas com diferentes sistemas de cultivo, uma sob plantio direto (PD) e outra sobre plantio convencional (PC),

Avaliar o potencial do C e do ^{13}C serem utilizados como alternativas para demonstrar em quais perfis houve erosão do solo em comparação com os resultados obtidos a partir do ^{137}Cs .

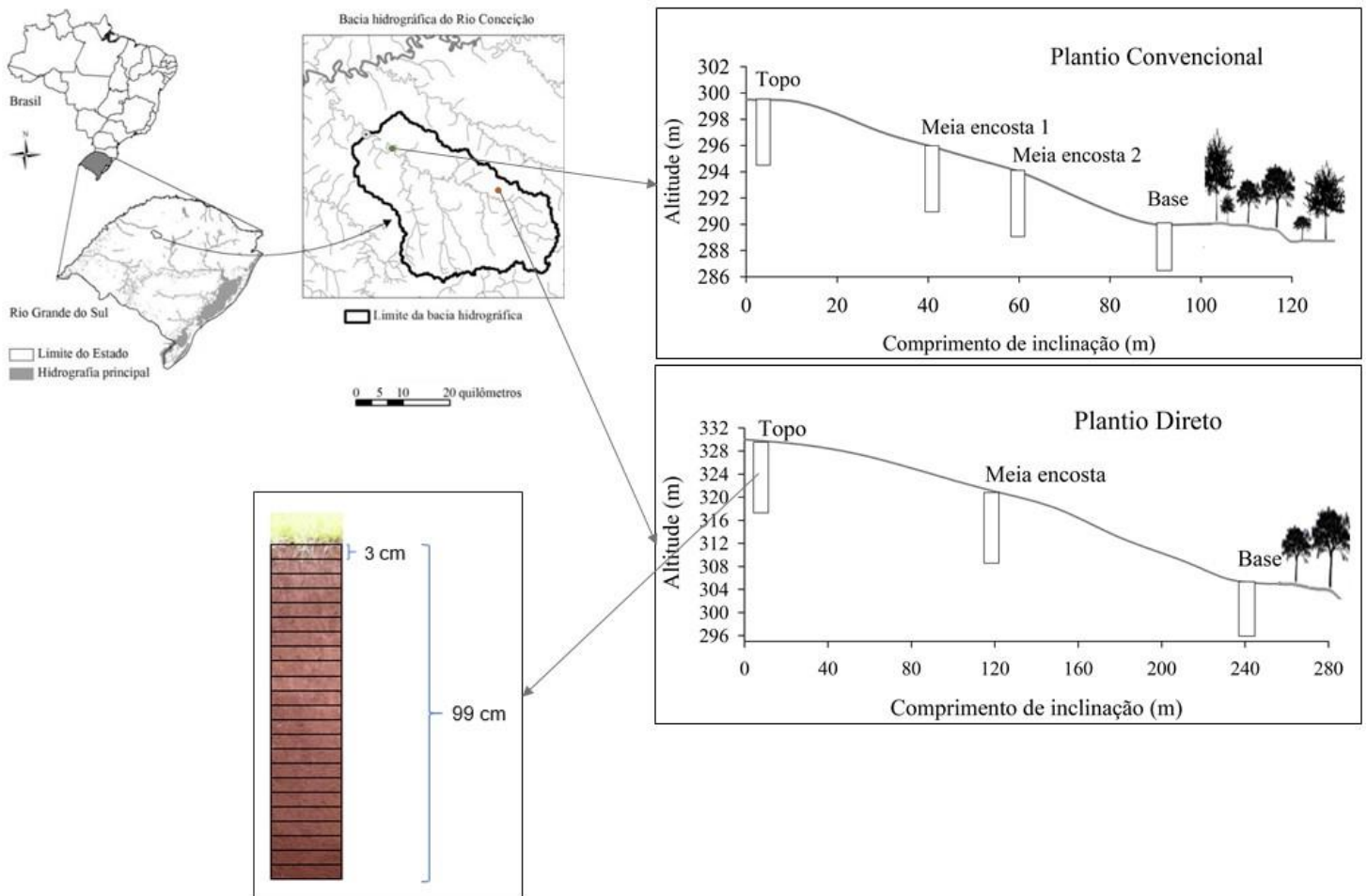
4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está dividida em duas encostas, apresentada na Figura 3, onde constam suas localizações em encostas pertencentes a bacia do rio conceição, uma no município de Augusto Pestana (PC) e a outra no município de Cruz Alta (PD), no estado do Rio Grande do Sul. O clima da região segundo Beltrame (2000) está dentro da classificação mesotérmico brando superúmido sem seca (Cfa), assim descrita por Köppen: Cfa - temperatura média das máximas superior a 22 °C e a média das mínimas entre 8 °C com verão quente. A média pluvial anual está entre 1.700 a 2.000 mm, os eventos de grande magnitude se concentram principalmente na primavera. A temperatura média da região é de 17 °C.

A região apresenta solos altamente intemperizados e profundos, com material de origem de formação basalto. O relevo é caracterizado por longas encostas (300 a 600 m), com curvaturas do terreno convexas sem barreiras de controle dos fluxos de água, sendo assim, a maior área de contribuição favorece a concentração de água e a velocidade do escoamento superficial. A declividade da encosta é caracterizada por relevo suave-ondulado (6 a 9%) no topo e meia encosta e ondulado (10 a 14%) próximo à rede fluvial, ou seja, na porção baixa do relevo.

Figura 3 - Localização da área de estudo, pontos de amostragem na bacia hidrográfica, perfil topográfico com a localização dos pontos amostrados no PC e PD e perfil seccionado.



Fonte: Autora.

4.2 AMOSTRAGEM

Para este estudo foram amostradas três áreas: duas encostas, uma sob plantio direto (PD) e outra sob plantio convencional (PC), ambas com Latossolo Vermelho, de textura argilosa; e uma área de campo nativo, com o intuito de utilizá-la como área de referência para o cálculo das taxas de erosão com o uso do isótopo ^{137}Cs . A área sob plantio direto foi utilizada como uma referência do comportamento do C total e do ^{13}C no perfil do solo.

Para as amostragens do perfil do solo nas duas áreas encostas foram escolhidos pontos específicos: o topo, que é caracterizado pelo ponto mais alto da encosta, ou seja, não recebe contribuição de sedimentos de nenhuma outra parte da encosta; a meia encosta, ponto localizado

na parte central da encosta, o qual tanto pode ter recebido sedimentos quanto perdido, dependendo da micro rugosidade da área e de outros fatores como a energia da enxurrada; e a base, que é o ponto mais baixo da encosta, onde a energia da enxurrada se dissipa e os sedimentos são depositados. A localização dos pontos no perfil topográfico está demonstrada na figura 3. Foram amostrados três perfis no topo, tanto do PD quanto do PC, equidistantes lateralmente em um metro; um na meia encosta do PD; dois na meia encosta do PC, distantes 20 metros, ao longo da topografia do terreno; e três na base em cada um dos sistemas de cultivo (PC e PD), equidistantes lateralmente em um metro.

Um dos perfis amostrados no topo e um perfil amostrado na base do PC e PD foram utilizados para realizar análise da atividade do ^{137}Cs . Na área de campo nativo foi feito a amostragem de um perfil de solo, no qual foram realizadas análises de ^{137}Cs .

As coordenadas das áreas amostradas estão localizadas na Tabela 2:

Tabela 2 – Coordenadas geográficas das áreas amostradas.

	Plantio Direto	Plantio Convencional	Campo Nativo
X	53°42'59" W	53°55'57" W	53°54'51" W
Y	28°34'22" S	28°29'24" S	28°25'30" S

4.3 HISTÓRICO DAS ÁREAS AMOSTRADAS

Antes da expansão agrícola, essas áreas de estudo eram ocupadas por florestas, no caso do plantio direto e por campos naturais no caso do plantio convencional e do campo nativo.

A área manejada com plantio convencional estava coberta por floresta até a década de 70 sendo implantada a agricultura no final da mesma década. O sistema convencional de plantio vem sendo praticado por mais de 20 anos com as mesmas culturas, basicamente compostas pela semeadura de milho para a silagem e implementação de aveia e milho para a pastagem. O agricultor revolve o solo com grade para a semeadura da pastagem. Já a semeadura do milho geralmente ocorre sem o revolvimento do solo. Nessa área não há medidas mecânicas de contenção de erosão e também não há histórico de alguma medida conservacionista que tenha sido realizada ao longo dos anos. A declividade dessa área é de 13 % e o comprimento de rampa é de 90 metros.

Já a área manejada sob plantio direto teve sua utilização inicial com pecuária extensiva com baixa lotação de animais. A partir de 1968 a lavoura foi incorporada ao sistema agrícola com correção do solo, implementação de curvas de nível e rotação de culturas. A partir de 1990 as curvas de nível foram retiradas, passando ao sistema de cultivo atual (plantio direto), o qual não utiliza práticas conservacionistas complementares. Contudo, essa área ainda possui rotação de cultura (milho, nabo, aveia, trigo e soja). A declividade desta área é de 12 % e o comprimento de rampa é de 250 metros.

A área sob campo nativo foi escolhida devido a esta ter sido utilizada ao longo dos últimos 50 anos com utilização de potreiro com pastagem sem revolvimento, sendo que, nesta área nunca houve cultivo agrícola. A amostragem dessa área ocorreu no topo da encosta sem histórico de erosão e depósito.

4.4 COLETA E PREPARO DAS AMOSTRAS

As amostras do topo, meia encosta e base da área sob plantio convencional foram coletadas em janeiro de 2015, enquanto que as amostragens dos pontos da área sob plantio direto e campo nativo foram coletadas em janeiro de 2016. Na tabela 3 estão descritos os sistemas de manejo amostrados, as posições na paisagem e a denominação para os pontos nos quais foram analisados C total, ^{13}C e ^{137}Cs . Cada um dos perfis foi amostrado de 0 – 99 cm ou até apresentar um teor de rochas saprolíticas tão grande que impossibilitasse a coleta (os pontos de meia encosta foram amostrados de 0 – 36 cm).

Tabela 3 – Sistemas de manejo amostrados, posição na paisagem e denominação de cada ponto.

Sistema de manejo	Posição na paisagem	Ponto	Denominação	Análise realizada
Plantio direto	Topo	1	PD Topo 1	^{13}C e C total
Plantio direto	Topo	2	PD Topo 2	^{13}C e C total
Plantio direto	Topo	3	PD topo	^{137}Cs
Plantio direto	Meia Encosta	1	PD Meia Encosta	^{13}C e C total
Plantio direto	Base	1	PD Base 1	^{13}C e C total
Plantio direto	Base	2	PD Base 2	^{13}C e C total
Plantio direto	Base	3	PD base	^{137}Cs
Plantio convencional	Topo	1	PC Topo 1	^{13}C e C total
Plantio convencional	Topo	2	PC Topo 2	^{13}C e C total
Plantio convencional	Topo	3	PC topo	^{137}Cs
Plantio convencional	Meia Encosta	1	PC Meia Encosta 1*	^{13}C e C total
Plantio convencional	Meia Encosta	2	PC Meia Encosta 2*	^{13}C e C total
Plantio convencional	Base	1	PC Base 1	^{13}C e C total
Plantio convencional	Base	2	PC Base 2	^{13}C e C total
Plantio convencional	Base	3	PC base	^{137}Cs
Campo nativo			Área de referência	^{137}Cs

* Estes pontos estão a 20 metros de distância e correspondem a diferentes posições na paisagem, a meia encosta 1 está mais próxima do topo enquanto a meia encosta 2 está mais próxima da base.

As amostras foram coletadas com um monólito de solo (Figura 4) e este foi seccionado em camadas equidistantes de 3 cm (0-3, 3-6, 6-9, 9-12, 12-15, ...). Foram coletadas 3 repetições de cada ponto, equidistantes lateralmente 1 metro uma da outra. Duas repetições foram utilizadas para analisar C total e ^{13}C e uma amostra foi encaminhada para o Laboratório de Ciências do Clima e do Ambiente do Centro Nacional de Pesquisa Científica (LSCE -CNRS) sob supervisão do Dr. Olivier Evrard, para que fossem realizadas análises de ^{137}Cs . Na área de campo nativo as amostras também foram coletadas com um monólito de solo, sendo após seccionadas em camadas equidistantes de 2 cm (0-2, 2-4, 4-6, 6-8, 8-10, ...).

Figura 4 - Amostragem de campo de um monólito de solo com posterior segmentação e secagem das amostras para o inventário de ^{13}C , C total e ^{137}Cs .



As amostras coletadas foram secas em estufa a 40 °C até atingirem peso constante, maceradas e peneiradas a 1 mm e embaladas em saco plástico. As amostras encaminhadas para análise de ^{137}Cs foram acondicionadas em frascos de polietileno. O ^{137}Cs foi determinado por espectrometria, por meio do equipamento GeHP - Gamma spectrometry detectors com uso de cristal germânico, no Laboratoire des sciences du climat et l'environnement (LSCE) localizado no Centre National de La Recherche Scientifique em Paris, França.

Para as análises de C total e ^{13}C , uma alíquota das amostras foi macerada em almofariz e pistilo de pedra ágata até adquirirem textura de talco, garantindo a homogeneidade da amostra. O almofariz e o pistilo foram limpos com etanol entre uma maceração e outra para minimizar os riscos de contaminação. Para análise no espectrômetro de massas de razões isotópicas (IRMS) foi pesado 20 mg para a análise de ^{13}C e 50 mg para análise de C total, em cápsulas de estanho. O preparo e a pesagem das amostras foram realizados de acordo com o protocolo estabelecido para a utilização do equipamento junto ao Departamento de Solos da UFSM (Apêndice A).

Os resultados de C total, ^{13}C e ^{137}Cs foram organizados em gráficos, para visualização da distribuição dos elementos no perfil do solo nos dois sistemas de manejo e nas diferentes posições da paisagem. Os resultados foram discutidos comparando os teores de C total e ^{13}C entre os perfis do topo, meia encosta e base em ambas as encostas, que possam servir como evidências de movimentação e deposição de sedimentos devido ao processo de erosão.

Realizou-se a comparação entre as informações sobre a erosão do solo obtidas por meio do ^{13}C e do ^{137}Cs , buscando avaliar se o isótopo ^{13}C tem a capacidade de caracterizar áreas com erosão e se os resultados encontrados com esse isótopo apresentam alguma informação

complementar as informações obtidas com o uso do ^{137}Cs , na expectativa de entender como ocorrem os processos erosivos em encostas agrícolas.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 DISTRIBUIÇÃO DOS TEORES DE CARBONO TOTAL NO PERFIL DO SOLO

Na parte superior da bacia (topo - ponto 1), os teores de C total no perfil do solo sob plantio direto decresceram de 2,44% na superfície até 1,02% aos 57 cm de profundidade, apresentando um leve acréscimo nos teores de C na profundidade de 42 até 51 cm, chegando ao valor de 1,45% aos 45 cm de profundidade (Figura 5). Ainda na parte superior da área manejada sob plantio direto (topo - ponto 2), os valores de C variaram de 2,96% na superfície até 1,02% aos 57 cm de profundidade, decrescendo os valores conforme o aumento da profundidade (Figura 6). Já no meio da encosta (meia encosta), os teores de C variaram de 3,6% na superfície até 1,6% aos 30 cm de profundidade (Figura 5). Na parte inferior da bacia (base – ponto 1 e ponto 2, respectivamente), os teores de C variaram de 2,55% na superfície até 0,64% aos 69 cm de profundidade (Figura 5) e de 2,60% na superfície até 0,78% na profundidade de 57 cm (Figura 6), apresentando o mesmo comportamento geral de decréscimo dos valores conforme o aumento da profundidade, semelhantes ao comportamento encontrado nos perfis analisados no topo e na meia encosta. Os valores de C encontrados na base do PD indicam que essas áreas não são áreas de depósito de sedimentos.

Figura 5 – Teores de C nas diferentes posições da encosta (topo, meia encosta e base) para o ponto 1 do plantio direto.

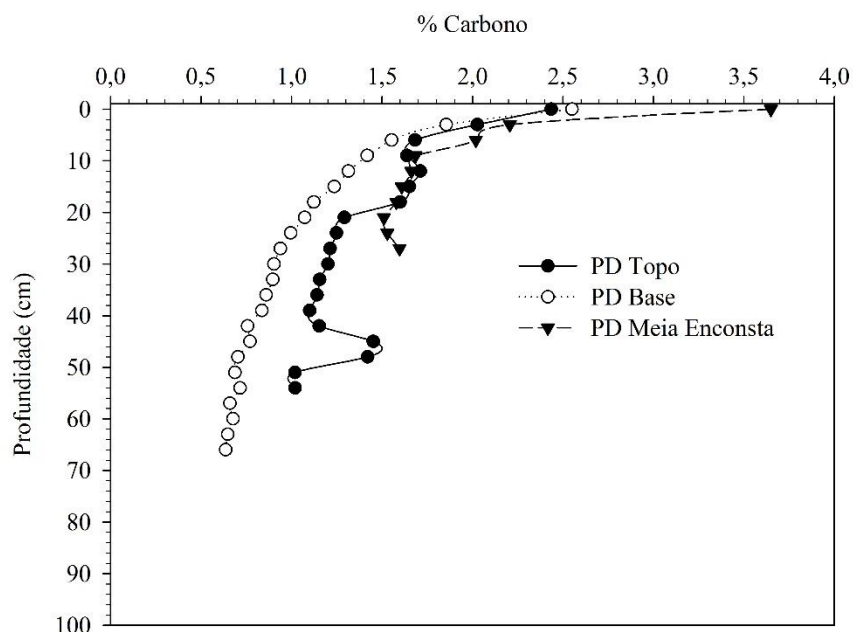
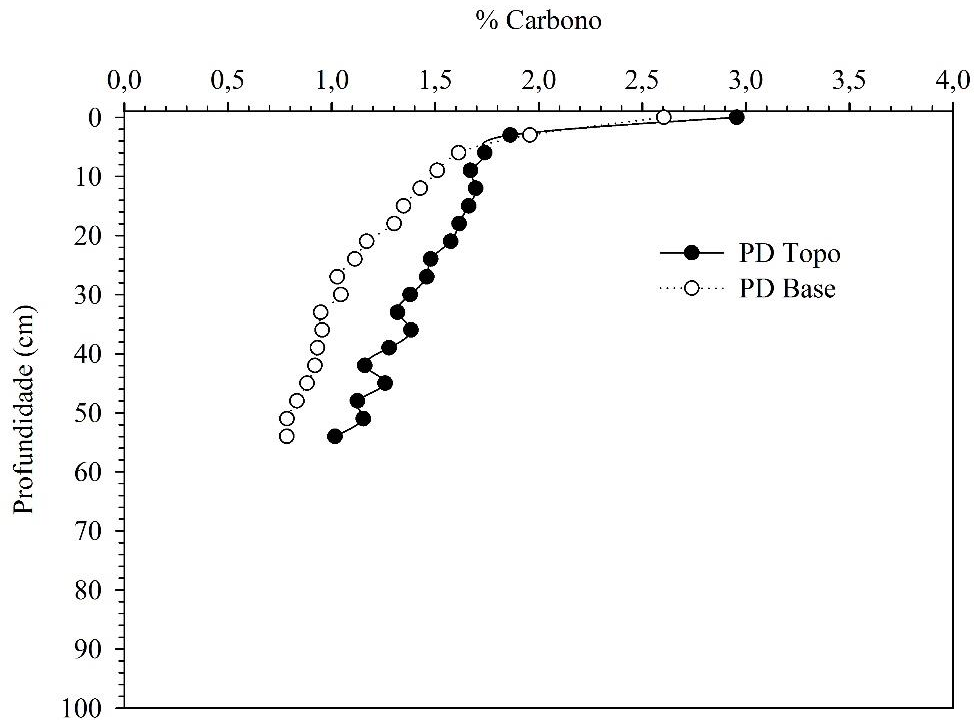


Figura 6 – Teores de C nas diferentes posições da encosta (topo e base) para o ponto 2 do plantio direto.



Esse comportamento da distribuição do C total no perfil de todos os pontos avaliados no PD é típico em função da deposição dos resíduos vegetais na superfície e o não revolvimento do solo neste sistema de manejo. Em perfis de áreas naturais, que não sofrem revolvimento mecânico ou movimentações de sedimentos devido a erosão, os teores de C total apresentam um decaimento natural ao longo do perfil do solo conforme o aumento da profundidade (TRUMBORE e CAMARGO, 2009). Esse decaimento dos teores de C total com o aumento da profundidade, se deve, principalmente, ao aporte de carbono no solo ser oriundo da deposição da palha das culturas na superfície do solo (LANGE et al., 2008; YAMAGUCHI et al., 2017). A semelhante distribuição do C nos perfis nas diferentes posições da encosta sob PD nos permite considerar que não houve transferência significativa de C do topo para a base nesta área.

No topo da encosta (ponto 1) sob plantio convencional (PC), os teores de C no perfil do solo variaram de 1,84% na superfície até 0,76% aos 48 cm de profundidade (Figura 7). Os valores de C foram maiores em superfície e decresceram com o aumento da profundidade até os 42 cm, onde o teor de C foi de 0,18%. Porém, após essa profundidade, os teores de C aumentaram, chegando a 0,76% aos 48 cm de profundidade. O comportamento dos teores de C

em profundidade não ocorreu de forma linear, apresentando acréscimos e decréscimos ao longo do perfil. Ainda avaliando o topo, mas no ponto 2 da encosta sob plantio convencional, os teores de C no perfil do solo variaram de 1,81% na superfície até 0,07% na profundidade de 47 cm (Figura 8). Os valores apresentaram uma grande diferença em pequena profundidade do perfil, sendo que nos primeiros 12 cm houve uma diminuição nos teores de C na ordem de 1,38 unidades percentuais, mudando de 1,81% na superfície para 0,43% aos 12 cm de profundidade. Esse comportamento pode ter ocorrido por duas razões principais: houve incorporação dos resíduos culturais em diferentes posições do perfil devido a mobilização do solo realizada no momento da semeadura da pastagem (BRADY e WEIL, 2013); ou, ocorreu a remoção da matéria orgânica juntamente com sedimentos da camada superficial do solo devido a exposição do solo à água das chuvas e posterior acumulação iluvial da fração argila em diferentes níveis de profundidade (BAYER & MIELNICZUK, 1999).

Figura 7 – Teores de C nas diferentes posições da encosta (topo, meia encosta 1, meia encosta 2 e base) para o ponto 1 do plantio convencional.

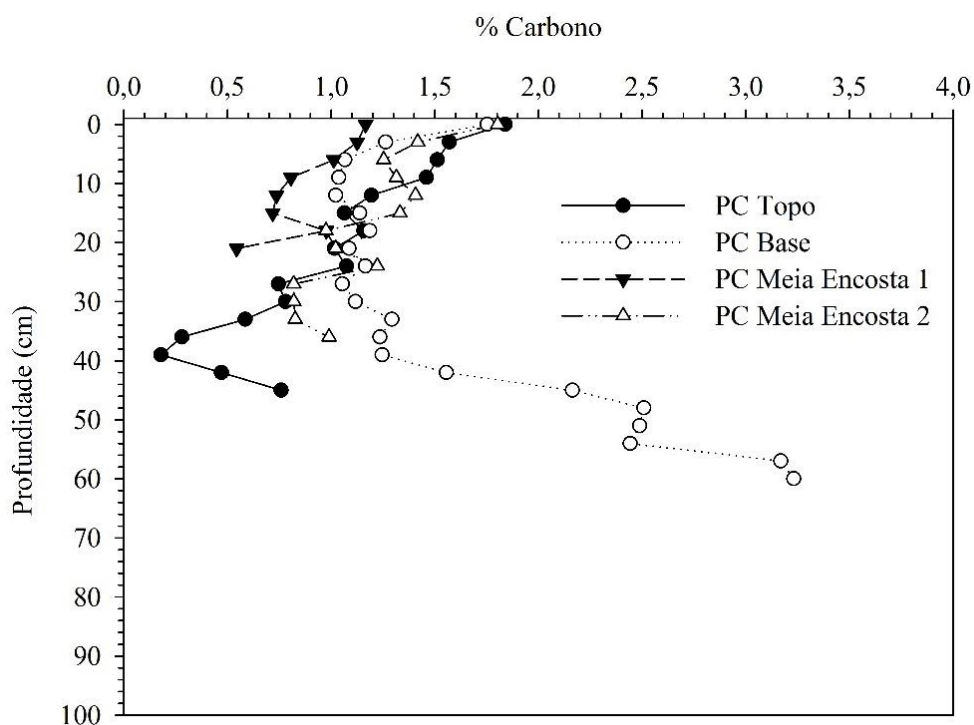
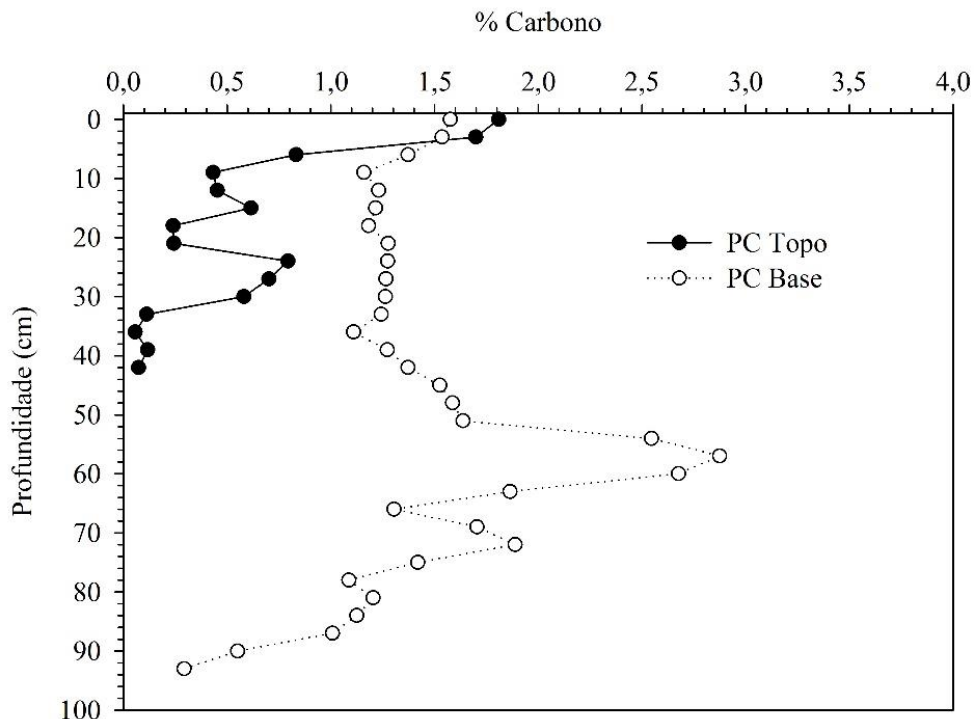


Figura 8 – Teores de C nas diferentes posições da encosta (topo e base) para o ponto 2 do plantio convencional.



A distribuição do C total no perfil do topo da encosta sob plantio convencional sugere que houve perturbações nesse perfil, evidenciadas pelo incremento e redução bruscos nos teores de carbono ao longo do perfil. Essas reduções intensas permitem sugerir que podem ter havido grande movimentação de solo e de C, já que os teores de C total chegaram próximos a zero em camadas não tão profundas. Existem registros de que essas áreas foram submetidas, em determinado momento, a eventos pluviiais de grande magnitude, em um curto espaço de tempo, chovendo o esperado para o mês em apenas um ou dois dias (CZERMAINSKI e ZAT, 2011; INPE/SINDA). Existem vários estudos (CHAPLOT, 2005; FRANCO, et al., 2002; SCHICK, 2000a; VAN OOST et al., 2005) que demonstram perda de carbono em eventos onde ocorre a erosão hídrica. A perda de C pode ser mais ou menos expressiva, com valores de $0,69 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ (CHAPLOT, et al., 2005), $0,26 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ (VAN OOST et al., 2005) e $0,017 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ (FRANCO, 2002), sendo que as variações nas perdas de C entre os trabalhos são principalmente devido ao clima, tipo de solo e sistema de cultivo.

As chuvas com grande intensidade têm elevado potencial erosivo (MACHADO et al., 2008; TERASSI et al., 2017), portanto, esses eventos contribuíram para que o solo fosse desagregado do topo da encosta e redistribuído ao longo da paisagem,

depositando-se principalmente na base das encostas. Essa interpretação baseada no teor de carbono total é parcialmente prejudicada pelo fato que o carbono também pode sofrer alterações pelos processos de incorporação dos resíduos com as operações mecânicas de preparo do solo, as quais, além de favorecer a erosão, enterram e misturam os resíduos culturais no perfil do solo, homogeneizando parte da camada superficial, criando variabilidade vertical. Entretanto, espera-se que os efeitos desse tipo de perturbação antrópica se concentrem na camada arável, a qual geralmente não ultrapassa os primeiros 20 cm de solo.

Já na parte central da encosta, (PC meia encosta 1), os teores de C no perfil do solo variaram de 1,17% na superfície até 0,54% aos 24 cm de profundidade. Aos 18 cm de profundidade ocorreu aumento pontual nos teores de C, chegando a 0,98% (Figura 7). Na meia encosta 2, localizada 20 metros abaixo da meia encosta 1, os teores de C variaram de 1,80% na superfície do solo até 0,99% aos 39 cm de profundidade. Esse perfil também apresentou variação nos teores de C ao longo do perfil (Figura 7).

Na parte inferior desta encosta (base 1 da encosta sob PC), os teores de C no perfil do solo variaram de 1,75% na superfície até 3,23% aos 63 cm de profundidade (Figura 7). Esse comportamento de aumento do teor de C em profundidade demonstra que houve mobilização do C do topo para a base da encosta com o decorrer dos anos, pois esse acréscimo não é um comportamento natural do perfil de solo, ocorrendo apenas em locais onde houve perturbação e mobilização de solo de um local para o outro, típico da deposição de sedimentos sobre uma camada originalmente com maior conteúdo de matéria orgânica. Ao compararmos a mesma profundidade do topo e da base para a encosta sob PC, encontramos valores muito diferentes. Aos 39 cm de profundidade, o topo tem valor de 0,18% de C; em contrapartida, a base apresenta 1,25% de C para essa mesma profundidade.

Ao analisarmos o ponto 2 da base nesse sistema de manejo (Figura 8), os teores de C variaram de 1,58% na superfície até 0,29% aos 96 cm de profundidade, sendo importante ressaltar que também houve um acréscimo nos teores de C a partir dos 42 cm de profundidade, atingindo 2,87% aos 62 cm, esse comportamento é devido á enorme dinâmica de deposição espacial de sedimentos nas planícies aluviais. Os teores de C também apresentaram um decréscimo nos primeiros 9 cm, porém, dos 9 aos 42 cm esses valores permaneceram praticamente inalterados. Esse comportamento também se difere claramente do comportamento típico de solos naturais, onde esse decréscimo é leve, porém constante, ao longo do perfil. O aumento dos teores de C dos 54 aos 60 cm sugere que, em algum momento na história desse perfil, houve uma grande mobilização de C originado de diferentes partes da encosta que se depositaram na base, ou que os sedimentos vindos das partes mais altas da encosta se

depositaram sob uma camada de solo na qual havia grande quantidade de C ou palha em superfície.

Ao interpretar o comportamento do C no perfil do solo, podemos perceber que este consegue demonstrar em quais áreas houve redistribuição do solo na encosta, servindo como indicador de mobilidade do solo, fornecendo então, informações qualitativas.

5.2 DISTRIBUIÇÃO DA ABUNDÂNCIA NATURAL DO ^{13}C NO PERFIL DO SOLO

No ponto 1 do topo da encosta manejada sob plantio direto (PD), a abundância de ^{13}C no perfil do solo variou de -19,37‰ na superfície a -18,64‰ na profundidade de 57 cm (Figura 9). Na mesma posição da paisagem, porém no ponto 2, os valores de abundância natural de ^{13}C no perfil do solo na área PD variaram de -21,7‰ na superfície do solo até -16,60‰ aos 57 cm de profundidade (Figura 10). Já para a meia encosta, a abundância natural do ^{13}C variou de -22,32‰ na superfície até -17,73‰ na profundidade de 27 cm.

Esse comportamento de menor abundância de ^{13}C próximo da superfície sugere que há uma diluição na abundância do ^{13}C nas camadas superficiais devido a área ter aporte recente de matéria orgânica oriunda de plantas C_3 e de plantas C_4 com a rotação de espécies cultivadas, e anteriormente era ocupada por pastagens naturais (predominantemente C_4). O aporte de MO de plantas C_3 faz com que a abundância isotópica do ^{13}C da MOS seja deslocada para valores menores. Abaixo dos 12 cm, os perfis analisados, tanto o topo, meia encosta e base, apresentaram abundâncias de ^{13}C características de áreas de pastagem. Fernandes et al, (2007) ao analisarem a abundância natural de ^{13}C em áreas de pastagem encontraram valores de -15,33‰ na profundidade de 0-10 cm e de -16,09‰ de 10 a 20 cm de profundidade. Desjardins et al., (1994) ao estudarem a abundância do ^{13}C em pastagens, encontraram o valor de -19,1‰ na profundidade de 0-4 cm.

No trabalho de Guareski et al. (2012), ao analisarem a abundância natural de ^{13}C em plantio direto a mais de 20 anos em Latossolo Vermelho e área de PD com histórico semelhante ao da área PD analisado nesse trabalho, foram encontrados valores de -20,63‰ na profundidade de 0-5 cm, semelhantes ao encontrados neste estudo. Esse resultado pode ser explicado devido a vegetação de origem desta área ser de gramíneas rasteiras, típicas dos campos naturais, no qual predominam espécies C_4 . Plantas C_4 possuem valores de ^{13}C entre -6‰ e -19‰, em média -13‰ enquanto que as plantas C_3 possuem valores de ^{13}C entre -20‰ e -34‰, em média -27‰ (SMITH e EPSTEIN, 1971).

Ao analisar o ponto 1 da base da área manejada sob PD (Figura 9), os valores de abundância de ^{13}C variam de -21,95‰ na superfície até -18,02‰ na profundidade de 69 cm. Já os valores de abundância natural de ^{13}C no ponto 2 na base da encosta sob PD variaram de -21,82‰ na superfície até -17,33‰ até 57 cm de profundidade. Esse comportamento de abundância natural de ^{13}C no perfil do solo é considerado normal para áreas com histórico anterior de pastagem e na atualidade com rotação de culturas anuais.

Percebe-se que estes perfis não apresentam perturbação nos teores de C, sendo que os valores começam menores devido ao ciclo fotossintético das culturas implantadas nos últimos anos e vai aumentando conforme aumenta a profundidade devido a abundância isotópica do C originado de plantas de ciclo C₄, as quais eram predominantes quando a área estava com sua vegetação natural.

Figura 9 – Abundância natural do ¹³C no perfil do solo em diferentes posições na paisagem (topo, meia encosta e base), no ponto 1, em área manejada sob plantio direto.

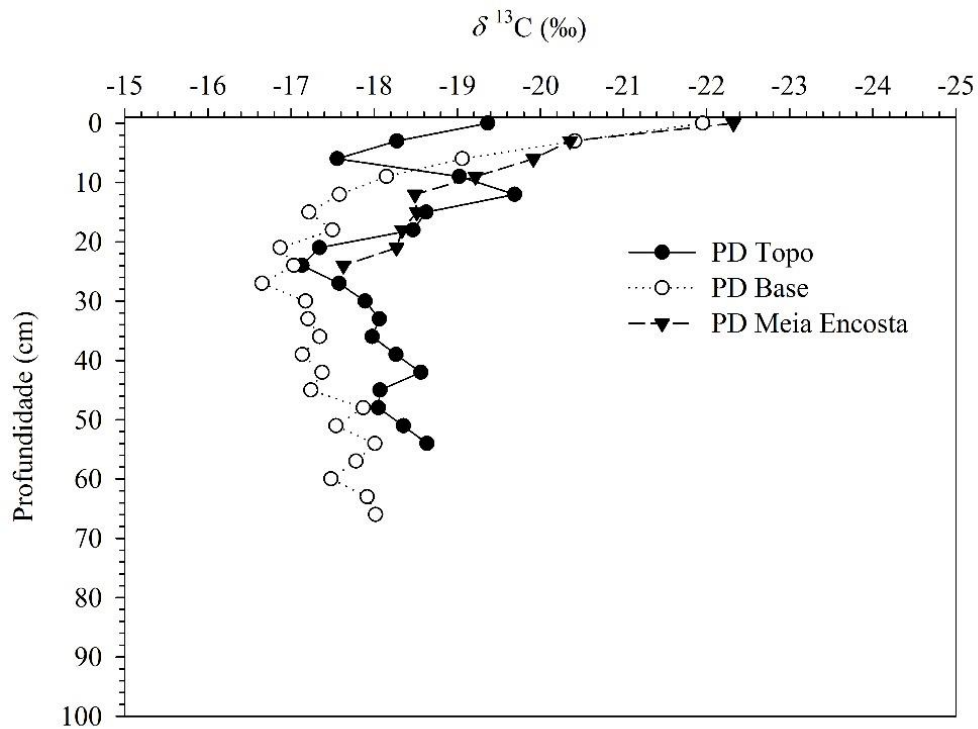
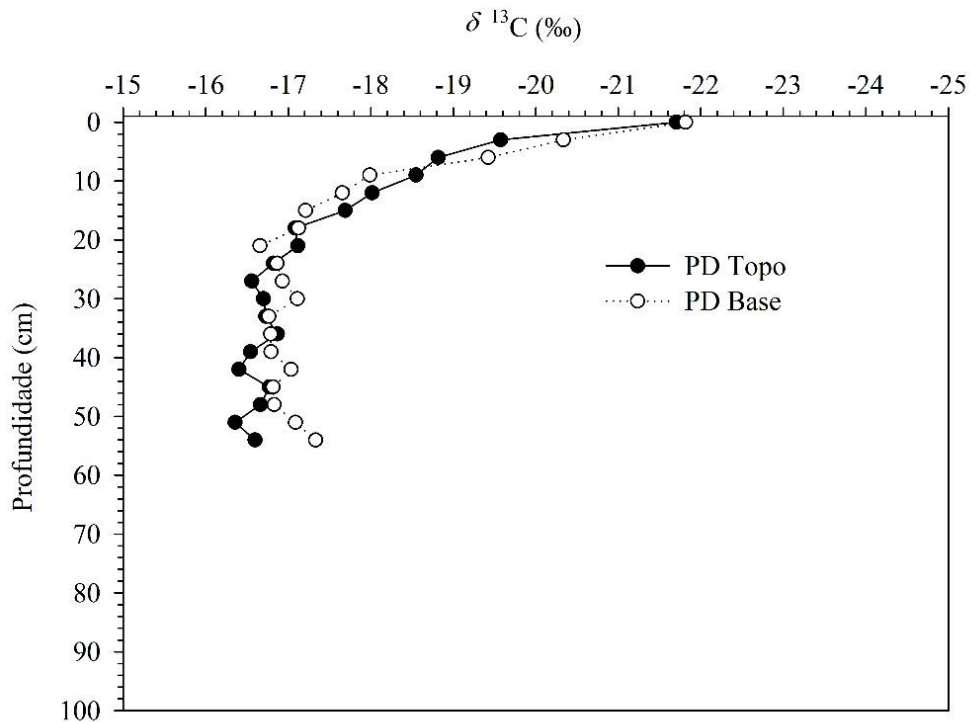
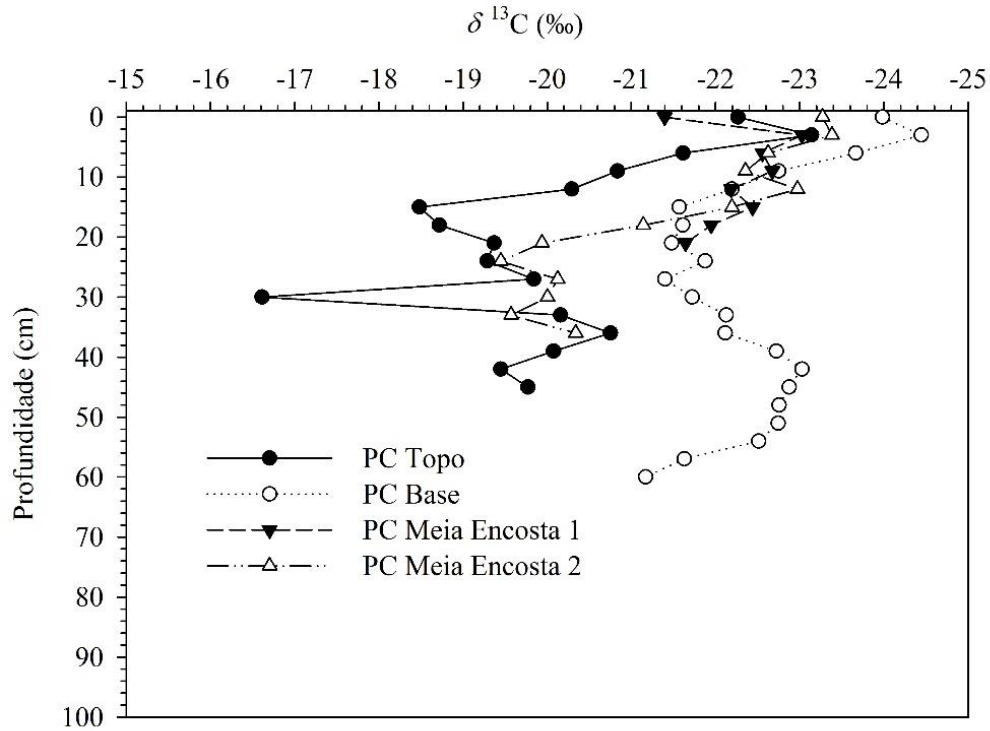


Figura 10 – Abundância natural do ^{13}C no perfil do solo em diferentes posições na paisagem (topo e base), ponto 2, em área manejada sob plantio direto.



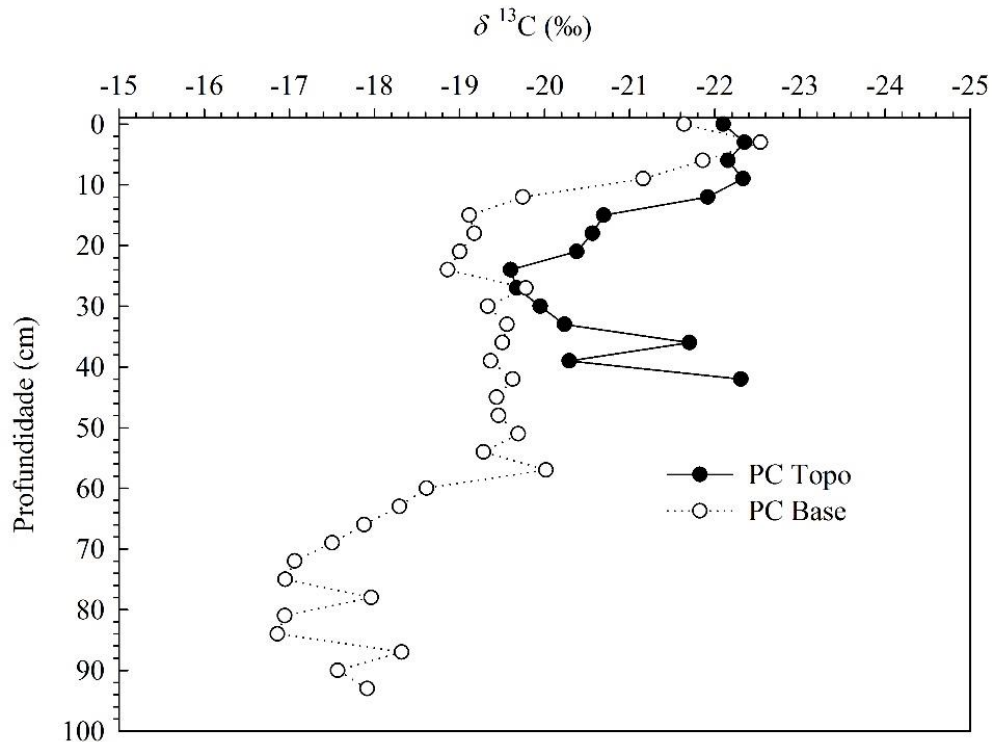
Ao analisar os perfis manejados sob plantio convencional, os teores de ^{13}C no perfil do ponto 1 no topo (Figura 11) variam de $-22,27\text{‰}$ na superfície à $-19,77\text{‰}$ na base aos 48 cm de profundidade. A abundância de ^{13}C no topo apresentou variações ao longo do perfil, em algumas profundidades a abundância isotópica de ^{13}C aumentou e em outra reduziu. Ainda analisando o topo do PC, no ponto 2 (Figura 12), a abundância natural do ^{13}C no perfil do solo sob plantio convencional variou de $-22,10\text{‰}$ na superfície até $-19,60\text{‰}$ aos 27 cm de profundidade. Abaixo dos 27 cm, a abundância natural do ^{13}C volta a diminuir, chegando à $-22,31\text{‰}$ aos 45 cm de profundidade. Esse comportamento nos leva a perceber que houve incremento de ^{13}C por meio da adição de matéria orgânica oriunda de plantas de ciclo C_4 .

Figura 11 – Abundância natural do ^{13}C no perfil do solo em diferentes posições na paisagem (topo, meia encosta 1, meia encosta 2 e base), ponto 1, em área manejada sob plantio convencional.



Na meia encosta 1, os valores de abundância de ^{13}C variaram de -21,40‰ na superfície à -21,64‰ na profundidade de 24 cm. Na meia encosta 2, a abundância natural de ^{13}C aumentou de -23,27‰ na superfície do solo para -20,34‰ na profundidade de 39 cm. Ao analisarmos a base do ponto 1 no plantio convencional (Figura 11), podemos perceber que os valores de abundância natural de ^{13}C variam de -23,98‰ na superfície até -21,17‰ na profundidade de 63 cm. Porém, há um aumento na abundância de ^{13}C entre os 12 e os 33 cm. Para a base da encosta do PC (ponto 2) (Figura 12), os valores de abundância natural do ^{13}C variaram de -21,64‰ na superfície à -17,92‰ na profundidade de 96 cm; porém, apresentou um leve acréscimo abundância natural do ^{13}C dos 27 cm aos 60 cm de profundidade.

Figura 12 – Abundância natural do ^{13}C no perfil do solo em diferentes posições na paisagem (topo e base), ponto 2, em área manejada sob plantio convencional.



Ao comparar os gráficos 11 e 12 dos pontos em áreas sob plantio convencional, podemos perceber que os topos apresentam comportamento isotópico semelhante. Entretanto, ao compararmos as bases da encosta, podemos perceber grande diferença entre o ponto 1 e o ponto 2. Enquanto o ponto 1 apresentou valores que expressam a predominância de plantas do ciclo C_3 , o ponto 2 se mostrou com uma diluição isotópica muito maior. Todos os perfis do solo analisados na encosta sob plantio convencional demonstraram que ocorreu perturbação deste solo, erosão no topo e deposição nas bases, pois os comportamentos isotópicos encontrados no perfil não são parecidos com os comumente encontrados em áreas naturais, mesmo em áreas com substituição de vegetação pelo cultivo agrícola (DORTZBACH et al., 2015; FERNANDES et al., 2007). Os acréscimos e decréscimos na abundância isotópica ao longo do perfil demonstram a mobilidade do C ao longo da encosta, expressando que houve mobilização do perfil e redistribuição do ^{13}C .

Outro fator que sugere a ocorrência de eventos significativos de erosão no perfil do PC é a diferença de profundidade entre os perfis do topo e da base (Figuras 11 e 12). Os perfis do PC foram coletados até a maior profundidade possível, sendo que após essa profundidade as coletas ficaram inviáveis devido à grande quantidade de rochas saprolíticas. Na encosta com

sistema PC foram encontradas diferentes profundidades do perfil do solo dependendo da posição na paisagem: o topo apresentou uma profundidade de 45 à 48 cm nos pontos analisados, enquanto que a base apresentou profundidades de 63 à 96 cm em ambos os pontos analisados. Essa maior profundidade da base indica o fato de sedimentos terem sido depositados neste local, aumentando a espessura do perfil.

Ao compararmos as duas bases do plantio convencional, é possível perceber que estas apresentam abundância natural de ^{13}C distintos, mesmo estando a apenas um metro de distância, o que pode estar relacionado ao fato destas serem áreas de depósito. As áreas onde os sedimentos são depositados não apresentam perfis semelhantes aos naturais, pois vão se formando a partir de sedimentos com diferentes características, que são trazidos e depositados na base das encostas pela enxurrada. Como o local de deposição dos sulcos preferenciais de erosão varia em curtas distâncias, os perfis apresentaram características distintas mesmo estando localizados um perto do outro.

Os sulcos preferenciais de erosão podem mudar de um ano para o outro, devido ao preparo do solo, que o revolve, fazendo com que o escoamento superficial se concentre em diferentes locais da encosta, alterando o ponto de chegada dos sedimentos na base (NEVES et al., 2013). Os sedimentos com maior massa tendem a ficar mais próximos do ponto onde fica o deságue do sulco preferencial; já os com massa menor tendem a se espalhar pela área de deposição, formando o chamado cone de dejeção (GUERRA, 2003). Esse espalhamento dos sedimentos mais finos ocorre de acordo com a velocidade e energia com que a enxurrada chega ao local de deposição, portanto, o local onde as partículas tendem a se depositar varia de um evento pluviométrico que mobiliza sedimentos para o outro (MASCARELLO e CAMARGO, 2006).

Nos perfis onde houve redistribuição de sedimentos e de C total foram encontradas variação bruscas da abundância natural do isótopo ^{13}C . Já nas áreas onde não ocorreu essa perturbação, as variações isotópicas do C ao longo do perfil foram suaves, variando de forma gradativa devido a lenta substituição do C mais antigo pelo mais recente. Portanto, constatou-se que o ^{13}C tem potencial em demonstrar em quais perfis do solo houve redistribuição do C e dos sedimentos, sendo possível perceber a ocorrência de erosão em áreas que houve a implantação de plantas de diferentes ciclos fotossintéticos.

A principal forma de utilizarmos os dados de ^{13}C como indicativo da erosão é a comparação dos perfis da mesma área. Sendo que em perfis que possuem a mesma vegetação de origem, mesmo histórico de culturas implantadas e o mesmo manejo, possuem abundância natural de ^{13}C no perfil do solo muito semelhantes. Portanto, quando os perfis de uma mesma

área diferem entre si, indica que houve redistribuição do C ao longo da encosta. Na encosta sob PD a abundância natural de ^{13}C no perfil do solo é semelhante em todos os perfis analisados. Por meio de comparação podemos inferir que estes perfis correspondem a uma mesma área e que esta não sofreu redistribuição de sedimentos na encosta. Na área sob PC os perfis analisados se diferem, os topos são diferentes das bases e as bases são diferentes entre si, como se cada perfil analisado correspondesse a uma área diferente, portanto, podemos entender que nessa área houve redistribuição de sedimentos na área da encosta. A diferença da abundância natural do isótopo ^{13}C encontrada nos perfis do PC, indica que esses perfis não se correspondam é o indicativo qualitativo de erosão nessas áreas.

5.3 CONCENTRAÇÃO DE ^{137}Cs NO PERFIL DO SOLO E COMPARAÇÃO COM OS RESULTADOS OBTIDOS PELO C TOTAL E ^{13}C

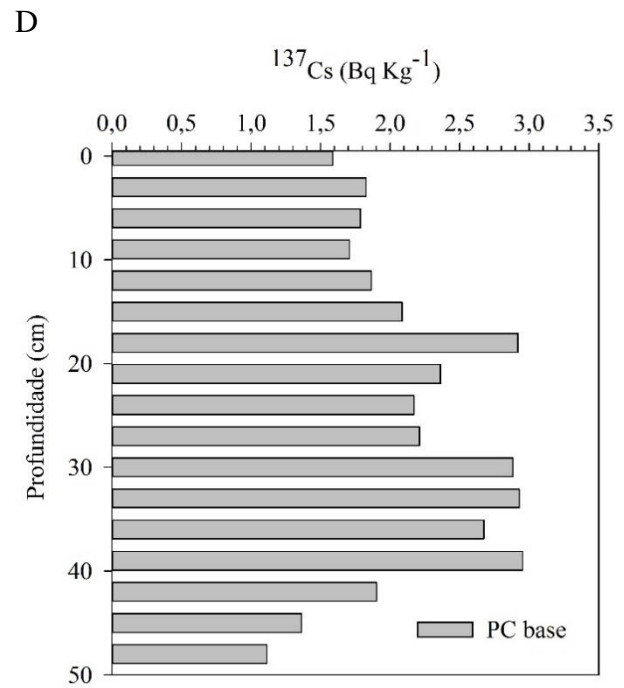
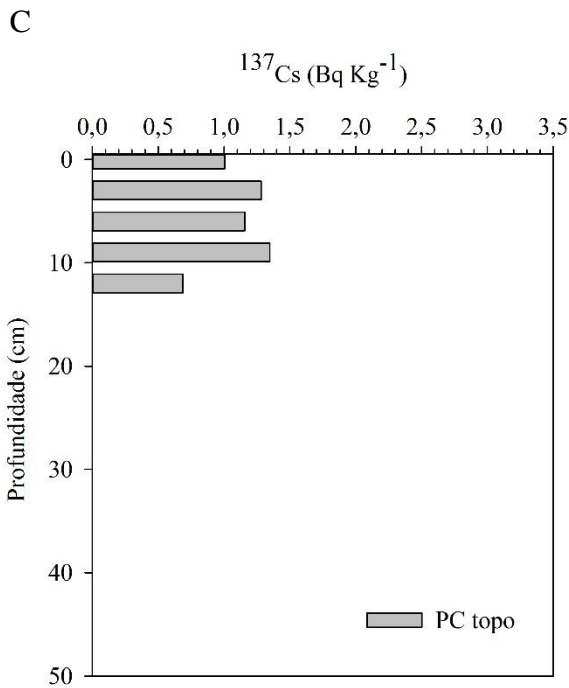
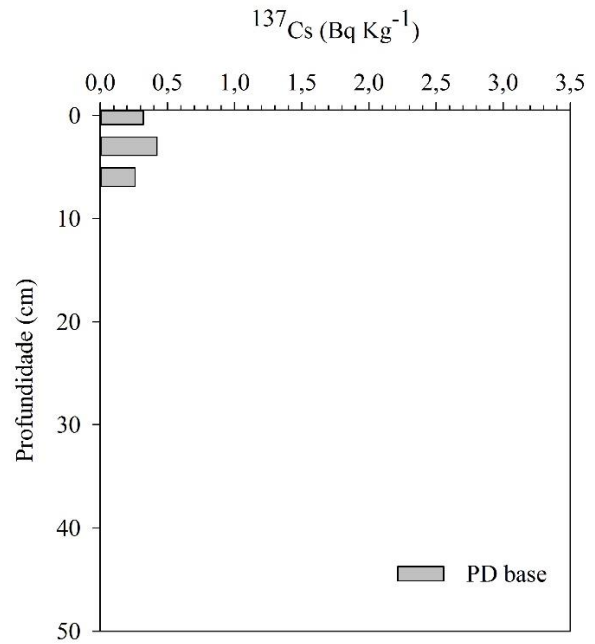
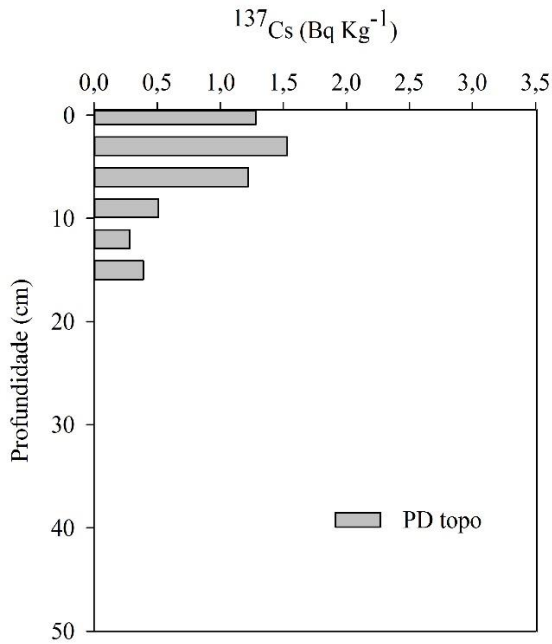
No topo do PD (figura 13 A) pode-se perceber que o ^{137}Cs foi encontrado até os 18 cm de profundidade. A atividade do ^{137}Cs decresceu com o aumento de profundidade, tendo $1,3 \text{ Bq kg}^{-1}$ na superfície e $0,4 \text{ Bq kg}^{-1}$ aos 18 cm. A atividade total do ^{137}Cs foi de $5,2 \text{ Bq kg}^{-1}$ no topo do PD. Na base do PD (Figura 13 B) os teores de ^{137}Cs foram encontrados somente nos primeiros 9 cm, sendo a atividade do ^{137}Cs semelhante em profundidade ($0,32 \text{ Bq kg}^{-1}$ na superfície e $0,26 \text{ Bq kg}^{-1}$ aos 9 cm). A atividade total do ^{137}Cs no perfil da base no PD foi de $1,0 \text{ Bq kg}^{-1}$.

No perfil do topo no PC (figura 13 C), pode-se perceber que a atividade do ^{137}Cs foi baixa e se manteve com pouca variação desde a superfície até os 15 cm de profundidade, variando de 1 Bq kg^{-1} na superfície a $0,7 \text{ Bq kg}^{-1}$ aos 15 cm. A atividade total do topo do PC foi de $5,5 \text{ Bq kg}^{-1}$. Na base do PC (Figura 13 D) a profundidade na qual foi encontrado ^{137}Cs foi maior (até os 51 cm) e a atividade do ^{137}Cs em camada subsuperficial foi a maior encontrada para os perfis analisados, chegando a $2,95 \text{ Bq kg}^{-1}$ aos 39 cm. A atividade total na base do PC foi de $36,33 \text{ Bq kg}^{-1}$.

Figura 13 – Distribuição da concentração de ^{137}Cs no perfil do solo para o topo (A) e a base (B) no sistema de manejo PD, e topo (C) e base (D) para o sistema de manejo PC.

A

B

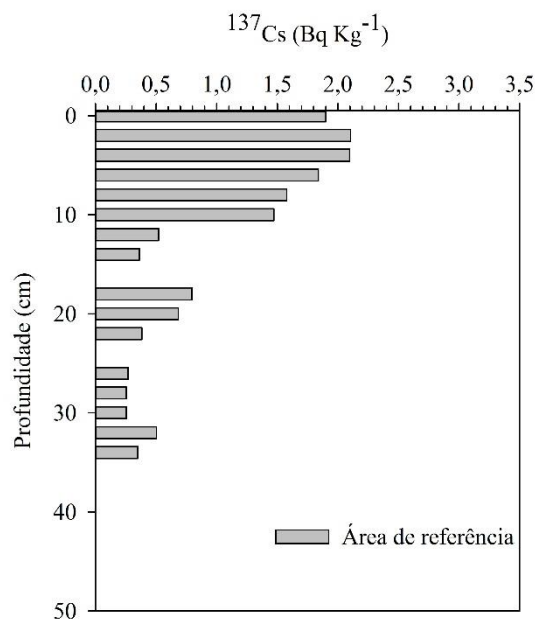


A área de referência (AR) apresentou atividade de ^{137}Cs até os 36 cm de profundidade, sendo que a atividade do isótopo decresceu com o aumento de profundidade e a atividade total encontrada na AR foi de $15,35 \text{ Bq kg}^{-1}$ (Figura 14). O decréscimo na atividade do ^{137}Cs em profundidade é semelhante ao encontrado em áreas sem movimentação de solo, consideradas como área de referência, tendo em vista que o ^{137}Cs se depositou na superfície do solo e tem baixa mobilidade no perfil. O valor de atividade do ^{137}Cs e o seu comportamento em

profundidade nesta área foi semelhante ao encontrado por Correchel et al., (2006), que estudou a atividade do ^{137}Cs em diferentes áreas de referência.

Ao observarmos a figura 13, na qual estão demonstrados a distribuição da concentração de ^{137}Cs ao longo dos perfis analisados e compara-los com os teores encontrados no perfil de referência (Figura 14), podemos perceber que somente a base do PC apresentou atividade de ^{137}Cs abaixo dos 18 cm de profundidade, indicando que houve deposição de sedimentos neste ponto. A pequena profundidade na qual foi encontrado atividade de ^{137}Cs em três dos quatro perfis analisados, quando comparado com a área de referência, indica que houve a remoção de massa de solo nos pontos PC topo, PD topo e PD base. A remoção do ^{137}Cs juntamente com os sedimentos se deve a este ser fortemente adsorvido pelas argilas e matéria orgânica, frações estas que tem maior facilidade de serem levadas pela enxurrada, devido a sua pequena massa.

Figura 14 – Perfil de referência de ^{137}Cs .



Ao compararmos os resultados do C total e ^{13}C com o ^{137}Cs podemos perceber que há concordância nos resultados obtidos para a encosta PC, indicando que os sedimentos foram removidos do topo e depositados na base da encosta. Já para a encosta PD pode-se inferir que não houve redistribuição de sedimentos nessa área, pois os dados de C total e ^{13}C não indicam deposição de sedimentos. Os resultados obtidos com o ^{137}Cs para a encosta PD demonstram que grandes volumes de solo foram removidos, pois, não houve deposição na base. O fato de não terem sido encontrados indícios de deposição na base da encosta nos faz presumir que os

sedimentos desprendidos na área sob PD foram removidos da área de estudo, isso pode ser explicado por essa área possuir maior comprimento de rampa (250 m) que a sob PC (90 m), portanto a enxurrada possui maior energia, podendo ser suficiente para transportar os sedimentos para fora da bacia devido a não haver barreiras capazes de diminuir a energia da enxurrada. Então pode-se presumir que na área PD ocorre erosão constante em toda a área, não havendo deposição. Já na área sob PC ocorre erosão no topo e deposição na base da encosta.

5.4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Ao comparar os resultados demonstrados pelo ^{137}Cs com os resultados do ^{13}C , podemos perceber que ambos os métodos demonstraram que houve perdas de solo na área sob plantio convencional. Porém, cada método evidência essas perdas de maneira diferente. A abundância natural do ^{13}C nos perfis sob PC demonstram que essa área sofreu perturbações de perda, ganho e/ou revolvimento do solo ao longo da encosta. Essas perturbações podem ter ocorrido por causa a erosão hídrica, ou devido a erosão por cultivo, sendo que ambas tendem a mobilizar o solo do topo das encostas para as partes mais baixas.

Com método do ^{137}Cs é possível calcular as taxas de perda e ganho de solo, porém, não é possível compreender em que época essas movimentações ocorreram. Sabe-se apenas que ocorreram após 1964, gerando a incerteza de não sabermos se o manejo que está sendo realizado no momento tem alguma responsabilidade pelas taxas de perda de solo calculadas. Já o ^{13}C é capaz de demonstrar as perturbações que ocorreram no solo em períodos relativamente mais recentes (AGATA et al., 2015).

O C total e o ^{13}C demonstraram ser boas opções quando o objetivo do estudo é descobrir se houve ou não movimento do solo ao longo da encosta. Possibilitam perceber a intensidade desse movimento, por meio das alterações bruscas da abundância do ^{13}C ao longo do perfil e dos incrementos do C total em profundidade. Quando analisado o ^{13}C pode-se perceber a contribuição nos teores de C das diferentes plantas utilizadas na área.

O ^{13}C é capaz de indicar se ocorreu a erosão do solo em áreas onde a vegetação de origem foi substituída. Essa percepção da ocorrência da erosão se dá por meio da diluição isotópica encontrada ao longo do perfil. Após a substituição da vegetação de origem, nos perfis que não sofrem erosão, a diluição isotópica ocorre de forma gradativa, a área vai passando a ter a abundância isotópica das novas culturas na superfície e conforme aumenta a profundidade,

aumenta a percentagem da abundância isotópica da cultura de origem. Já nas áreas onde ocorre erosão, as mudanças de abundância isotópica são bruscas, o C oriundo de algumas culturas é translocado para as partes mais baixas da encosta, enquanto em outros momentos a erosão não ocorre e o C das culturas gera uma razão isotópica de ^{13}C mais pontual ao longo do perfil.

Sugere-se que sejam realizados mais estudos que demonstrem o potencial do ^{13}C como indicativo de erosão. Preferencialmente utilizando áreas que possuam mesma vegetação de origem e utilizando maior números de amostragens, para então, poder fazer maiores afirmações acerca da utilização desse isótopo nos estudos de inventários de erosão do solo.

6. CONCLUSÕES

A distribuição dos teores de C total e de ^{13}C pode ser utilizada como indicadora de erosão quando o objetivo do estudo é obter informações qualitativas acerca da redistribuição de sedimentos em encostas agrícolas.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGATA, N.; ARTEMI, C.; CARMELO, D.; GIUSEPPE, L. P.; ANTONIO, S.; LUCIANO, G. Effectiveness of carbon isotopic signature for estimating soil erosion and deposition rates in Sicilian vineyards. **Soil and Tillage Research**, v. 152, p. 1-7, 2015.
- ALEWELL, C.; SCHAUB, M.; CONEN F. A method to detect soil carbon degradation during soil erosion. **Biogeosciences**, v. 6, p. 2541-2547, 2009.
- ALVES, B. J. R. Emprego do Isótopo Estável C para o Estudo da Dinâmica da Matéria Orgânica do Solo. p 163-198. In: Roscoe, R. (org.). Dinâmica da matéria orgânica do solo em sistemas conservacionistas: modelagem matemática e métodos auxiliares. Dourados: **Embrapa Agropecuária Oeste**, 2006.
- ANDRELLO, A. C.; APPOLONI C. R.; GUIMARÃES M. F. Uso do cézio-137 para avaliar taxas de erosão em cultura de soja, café e pastagem. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 27, p. 223-229, 2003.
- BARROS, C. A. P.; MINELLA, J. P. G.; DALBIANCO, L.; RAMON, R.; OTTONELLI, A. Modelagem hidrossedimentológica em uma pequena bacia hidrográfica rural utilizando o modelo LISEM. In: Cristiano Poletto; Adelmo Lowe Pletsch; Eloy Lemos de Mello; Newton de Oliveira Carvalho. v. 1, p. 194-208, 2012.
- BASHER, L. R. Surface erosion assessment using ^{137}Cs : examples from New Zealand. **Acta Geologica Hispanica**. v. 35, p. 219–228, 2000.
- BAYER, C.; MIELNICZUK, J. Dinâmica e função da matéria orgânica. In: SANTOS, G.A.; CAMARGO, F.A.O. (Ed.). **Matéria orgânica do solo: fundamentos e caracterização**. Porto Alegre: Gênese, p.9-26. 1999.
- BELTRAME, L. F. de S. Consistência de Dados Hidrológicos da Bacia Hidrográfica do Alto Uruguai, Sub-Bacia 75. Porto Alegre, Instituto de Pesquisas Hidráulicas da UFRGS, 2000.
- BERTOL, I.; COGO, N. P.; CASSOL, A. Distância entre terraços usando o comprimento crítico de rampa em dois preparos conservacionistas de solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 24, p. 417-425, 2000.
- BERTOL, O. J.; RIZZI, N. E.; BERTOL, I.; ROLOFF, G. Perdas de solo e água e qualidade do escoamento superficial associadas à erosão entre sulcos em área cultivada sob semeadura direta e submetida às adubações mineral e orgânica. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. v. 31, p. 781-792, 2007.
- BEVEN, K. J.; KIRBY, M. J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology, **Bulletin Hydrologiques**, v. 24, n.1, p. 43-69, 1979.
- BRADY, N. C.; WEIL, R. R. **Elementos da Natureza e Propriedades dos Solos**. 3. ed. Porto Alegre: Bookman, Tradução de: Igo Fernando Lepsch. 685 p. 2013.

CARVALHO, F. L. C.; COGO, N. P. & LEVIEN, R. Eficácia relativa de doses e formas de manejo do resíduo cultural de trigo na redução da erosão hídrica do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 14, p. 227-234, 1990.

CAWSE, P. The accumulation of ^{137}Cs and $^{239+240}\text{Pu}$ in soils of Great Britain, and transfer to vegetation. In: Coughtrey, P.J. (Ed.), *Ecological aspects of radionuclide release*. Blackwell, Oxford, p. 47–61, 1983.

CHAPLOT V.; GIBOIRE G.; MARCHAND P.; VALENTIN C. Dynamic modelling for linear erosion initiation and development under climate and land-use changes in northern Laos. **Catena**. v. 63, p. 318-328, 2005.

CLARK, M. J.; SMITH, F. B. Wet and dry deposition of Chernobyl releases. **Nature**, v. 332, p. 245–249, 1988.

COLLINS, A. L.; WALLING, D. E.; LEEKS, G. J. L. Source type ascription for fluvial suspended sediment based on a quantitative composite fingerprinting technique. **Catena**, v. 29, p. 1-27, 1997.

CORRECHEL, V.; BACHI, O. O. S.; De MARIA, I. C.; DECHEN, S. C. F.; REICHARDT, K. A Comparison of erosion rates obtained using the ^{137}Cs technique and direct measurements on runoff plots. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v. 86, p. 199-208, 2006.

CZERMAINSKI, A. B. C.; ZAT, D. A. 50 Anos de informações meteorológicas de Bento Gonçalves, RS: análise descritiva. Bento Gonçalves: Embrapa Uva e Vinho (Comunicado Técnico 113), 2011.

De JONG, E.; WANG, C. & RESS, H. W. Soil Redistribution on three cultivated new Brunswick hillslopes calculated for ^{137}Cs measurements, solum data and the USLE. **Canadian Journal Soil Science**, v. 66, p. 721-730, 1986.

DECHEN, S. C. F.; TELLES, T. S.; GUIMARAES, M. de F.; MARIA, I. C. de. Perdas e custos associados à erosão hídrica em função de taxas de cobertura do solo. **Bragantia [online]**. vol. 74, n.2, p.224-233, 2015.

DESJARDINS, T.; ANDREUX, F.; VOLKOFF, B.; CERRI, C. C. Organic carbon and ^{13}C contents in soils and soil size-fractions, and their changes due to deforestation and pasture installation in eastern Amazonia. **Geoderma**, v. 61, p. 103-118, 1994.

DIEKOW, J.; MIELNICZUK, J.; KNICKER, H.; BAYER, C.; DICK, D.P.; KÖGEL-KNABNER, I. Soil C and N stocks as affected by cropping systems and nitrogen fertilization in a southern Brazil Acrisol managed under no-tillage for 17 year. **Soil and Tillage Research**, v. 81, p. 87-95, 2005.

DORTZBACH, D.; PEREIRA, M. G.; BLAINSKI, E.; GONZÁLEZ, A. P. Estoque de C e abundância natural de ^{13}C em razão da conversão de áreas de floresta e pastagem em bioma mata atlântica. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 39, p. 1643-1660, 2015.

DOUGLAS, I. Sediment transfer and siltation. The earth as transformed by human action. **Cambridge**: Cambridge University Press, p. 215-234, 1990.

DUNNE, T.; BLACK, R. D. “Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed.” **Water Resources Research**, v. 6(5), p. 1296–1311, 1970.

FERNANDES, F. A.; CERRI, C. C.; FERNADES, A. H. B. M. **¹³C e a Dinâmica do Carbono Orgânico do Solo em Pastagem Cultivada no Pantanal Sul-mato-grossense**. Corumbá: Embrapa Pantanal. (Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento, 74), 2007.

FOX, J. F.; PAPANICOLAOU, A. N. The use of carbon and nitrogen isotopes to study watershed erosion processes. **Journal of the American Water Resources Associatio**, v. 43, p. 1047-1064, 2007.

FRANCO, F. S.; COUTO, L.; CARVALHO, A. F.; JUCKSCH, I.; FERNANDES FILHO, E. I.; SILVA, E.; NETO, J. A. A. M. Quantificação de erosão em sistemas agroflorestais e convencionais na zona da mata de minas gerais. **Revista Árvore**, v.26, p.751-760, 2002.

GUERRA, A. J. T. Novo dicionário Geológico-Geomorfológico. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p. 153-154, 2003.

GOLOSOV, V.; LITVIN, L. The sediment budgets of cultivated slops and slope catchments: an evaluation of the influence of slope morphology. In: Sediment Budgets 1 (Proceedings of symposium S1 held during the Seventh IAHS Scientific Assembly at Foz do Iguaçu, Brazil, April), 2005.

GREGORICH, E. G.; GREERB, K. J.; LIANGIC, B. C. Carbon distribution and losses: erosion and deposition effects. **Soil and Tillage Research**, v. 47, p. 291–302, 1998.

GUARESCHI, R. F.; PEREIRA, M. G. & PERIN, A. Deposição de resíduos vegetais, matéria orgânica leve, estoques de carbono e nitrogênio e fósforo remanescente sob diferentes sistemas de manejo no cerrado goiano. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 36, p. 909-920, 2012.

HANCOCK, G. J.; WILKINSON, S. N.; HAWDON, A. A.; KEEN, R. J. Use of fallout tracers ⁷Be, ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs to distinguish the form of sub-surface soil erosion delivering sediment to rivers in large catchments. **Hidrological Processes**. v. 28, p. 3855-3874, 2017.

HE, Q.; WALLING, D.E. Interpreting particle size effects in the adsorption of ¹³⁷Cs and unsupported ²¹⁰Pb by mineral soils and sediments. **Journal of Environmental Radioactivity**, v. 30, p. 117–137, 1996.

HECKRATH, G.; DJURHUUS, J.; QUINE, T. A.; VAN OOST, K.; GOVERS, G.; ZHANG, Y. Tillage Erosion and Its Effect on Soil Properties and Crop Yield in Denmark. **Journal of Environmental Quality**. v. 34, p. 312–324, 2005.

HOEFS, J. Stable Isotope in Geochemistry. 5. ed. Germany: Springer- Verlag, 244 p., 2004.

HOROWITZ, A. J. A quarter century of declining suspended sediment fluxes in the Mississippi River and the effect of the 1993 flood. **Hydrological Process**, v. 24, p. 13-34, 2009.

HORTON, R. E. “The role of infiltration in the hydrologic cycle.” **Transactions of the American Geophysical Union**, p. 445–460, 1933.

HORTON, R. E. Erosion development of streams and their drainage basin: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 56, p. 275-370, 1945.

IWAGAMI, S.; ONDA, Y.; TSUJIMURA, M.; HADA, M.; PUN, I. Vertical distribution and temporal dynamics of dissolved ^{137}Cs concentrations in soil water after the Fukushima Dai-ichi Nuclear Power Plant accident. **Environmental Pollution**, v. 230, p. 1090-1098, 2017.

JACINTHE; P. A.; LAL, R.; OWENS, L. B. Application of stable isotope analysis to quantify the retention of eroded carbon in grass filters at the North Appalachian experimental watersheds. **Geoderma**, v. 148, p. 405-412, 2009.

KIRKELS, F. M. S. A.; CAMMERAAT L. H.; KUHN, N. J. The fate of soil organic carbon upon erosion, transport and deposition in agricultural landscapes — A review of different concepts. **Geomorphology**, v. 226, 94–105, 2014.

KOBIYAMA, M. Conceitos de zona ripária e seis aspectos geobiohidrológicos. In: I Seminário de Hidrologia Florestal: zonas ripárias. Alfredo Wagner, 2003.

LAL, R. Enhancing crop yields in the developing countries through restoration of the soil organic carbon pool in agricultural lands. **Land Degradation and Development**, v. 17, p. 197-209, 2006.

LAL, R., STEWART, B. A. Soil degradation: a global threat. **Advances in Soil Science**, v. 11, p. 129-172, 1990.

LANGE A.; CRUZ, J. C.; MARQUES, J. J. Estoque de nutrientes no perfil do solo influenciados por doses de palha e nitrogênio no milho em semeadura direta. **Revista de Ciências Agro-Ambientais**, Alta Floresta, v. 6, n. 1, p. 29- 38, 2008.

LEMMA, B.; KLEJA, D. B.; NILSSON, I.; OLSSON, M. Soil carbon sequestration under different exotic tree species in the southwestern highlands of Ethiopia. **Geoderma**, n. 136, p. 886–898, 2006.

LIU, Z; YAO, Z; HUANG, H; WU, S; LIU, G. Land use and climate changes and their impacts on runoff in the Yarlung Zangbo river basin, China. **Land Degradation & Development**, v. 25, p. 203-215, 2014.

LIVENS, F. R.; LOVELAND, P. J. The influence of soil properties on the environmental mobility of caesium- 137 in Cumbria. **Soil Use Manage**, v. 4, p. 69-75, 1988.

LIVENS, F. R.; RIMMER, D. L. Physico-chemical controls on artificial radionuclides in soil. **Soil Use Manage**, v. 4, p. 63-69, 1988.

LOMBARDI NETO, F; De MARIA, I. C.; CASTRO, O. M.; DECHEN, S. C. F; VIEIRA, S. R. Efeito da quantidade de resíduos culturais de milho nas perdas de solo e água. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 12, n. 1, p. 71-75, 1988.

LONDERO, A. L. **Perdas de água e sedimento em bacias pareadas de ordem zero sob plantio direto com e sem terraço**. Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Santa Maria, Centro de Ciências Rurais, Programa de Pós – Graduação em Ciência do solo. RS, 2015.

MABIT, L.; BENMANSOUR, M.; WALLING, D. E. Comparative advantages and limitations of fallout radionuclides (^{137}Cs , ^{210}Pb and ^7Be) to assess soil erosion and sedimentation. **Journal of Environmental Radioactivity**. v. 99, p. 1799–1807, 2008.

MACHADO, R. L.; CARVALHO, D. F.; COSTA, J. R.; OLIVEIRA NETO, D. H.; PINTO, M. F. Análise da erosividade das chuvas associada aos padrões de precipitação pluvial na região de ribeirão das lajes (RJ). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 32, p. 2113-2123, 2008.

MAMIKHIN, S. V.; GOLOSOV, V. N.; PARAMONOVA, T. A.; SHAMSHURINA, E. N.; IVANOV, M. M. Vertical Distribution of ^{137}Cs in Alluvial Soils of the Lokna River Floodplain (Tula oblast) Long after the Chernobyl Accident and Its Simulation. **Eurasian Soil Science**, v. 49, p. 1432–1442, 2016.

MANDAL, D.; SHARDA, V. N. Appraisal of soil erosion risk in the Eastern Himalayan region of India for soil conservation planning. **Land Degradation & Development**, v. 24 p. 430-437, 2013.

MASCARELLO, L. V.; CAMARGO, FILHO, M. Caracterização de cone de dejeção associado à erosão em voçoroca com caráter ocorrente descontínuo em encosta: a encosta guairacá, Guarapuava (PR) – Brasil. VI simpósio nacional de geomorfologia/ Regional Conference on Geomorphology. Goiânia – GO. Brasil. 2006.

MCCARTY, G. W.; RITCHIE, J. C. Impact of soil movement on carbon sequestration in agricultural ecosystems. **Environmental Pollution**, v. 116, p. 423-430, 2002.

MELLO, N. A. Efeito do sistema de manejo nos atributos do solo, movimentação de sedimentos e exportação de carbono orgânico numa microbacia rural sob cultura do fumo. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande Do Sul, Programa de Pós – Graduação em Ciência do solo. RS, 2006.

MENDONÇA, L. A. R.; FRISCHKORN, H.; SANTIAGO, M. F.; CAMARGO, P. B.; LIMA, J. O. G.; MENDES FILHO, J. Identificação de mudanças florestais por ^{13}C e ^{15}N dos solos da Chapada do Araripe, Ceará. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. v. 14, n. 3, p. 314–319, 2010.

MERTEN, G. H.; MINELLA, J. P. G. The expansion of Brazilian agriculture: Soil erosion scenarios. **International Soil and Water Conservation Research**. v. 1, p. 37-48, 2013.

MERTEN, G. H.; MINELLA, J. P. G.; MORO, M.; MAIER, C.; CASSOL, M. A.; WALLING, D. E.; CLARKE, R. T.; REICHERT, J. M. The effects of soil conservation on sediment yield and sediment source dynamics in a watershed in southern Brazil, In: **Sediment Dynamics for a Changing Future**, v. 337, p. 59-67, 2010.

MEYER, L. D.; FOSTER, G. R.; RÖMKENS, M. J. M. Source of soil eroded by water from upland slopes. In: Present and prospective technology for predicting sediment yields and sources. Washington, USDA-Agricultural Research, p.177-189, 1975.

- MINELLA, J. P. G.; WALLING, D. E.; MERTEN, G. H. Combining sediment source tracing techniques with traditional monitoring to assess the impact of improved land management on catchment sediment yields. **Journal of Hydrology**, v. 348, p. 546– 563, 2008.
- MINELLA, J. P. G.; WALLING, D. E.; MERTEN, G. H. Establishing a sediment budget for a small agricultural catchment in southern Brazil, to support the development of effective sediment management strategies. **Journal of Hydrology**, v. 519, p. 2189–2201, 2014.
- MORGAN, R. P. C. Soil erosion and conservation, 3rd edition. Blackwell Publishing, Oxford, 304 p., 2005.
- NAKANISHI, T.; MATSUNAGA, T.; KOARASHI, J.; ATARASHI-ANDOH, M. ^{137}Cs vertical migration in a deciduous forest soil following the Fukushima Dai-ichi Nuclear Power Plant accident. **Journal of Environmental Radioactivity**. v. 128, p. 9-14, 2014.
- NEVES, K. D.; GUERRERO, J. V. R.; FERREIRA, M. D. Técnicas em fotogrametria e sensoriamento remoto para análise e classificação de feições erosivas na bacia do córrego do tucum (São Pedro - SP). XIII Safety, Health and Environment World Congress. p. 207-210. 2013.
- NOGUEIRA, R. S.; OLIVEIRA, T. S. O.; TEXEIRAS, A. S.; ARAUJO FILHO, J. A. Redistribuição de carbono orgânico e fósforo pelo escoamento superficial em sistemas agrícolas convencionais e agroflorestais no semi-árido cearense. **Revista Ceres**, v. 55, p. 327-337, 2008.
- NOVARA, A.; RÜHL, J.; LA MANTIA, T.; GRISTINA, L.; LA BELLA, S.; TUTTOLOMONDO, T. Litter contribution to soil organic carbon in the processes of agriculture abandon, **Solid Earth**, v. 6, p. 425-432, 2015.
- PALAZÓN, L.; LATORRE, B.; GASPAR, L.; BLAKE, W. H.; SMITH H. G.; NAVAS, A. Combining catchment modelling and sediment fingerprinting to assess sediment dynamics in a Spanish Pyrenean river system. **Science of The Total Environment**. v. 569, p. 1136-1148, 2016.
- PANAGOS, P.; BORRELLI, P.; MEUSBURGER, K. A. New European Slope Length and Steepness Factor (LS - Factor) for Modeling Soil Erosion by Water. **Geosciences**, Basel, v. 5, n. 2, p. 117-126, 2015.
- PARSONS, A. J.; FOSTER, I. D. L. What can we learn about soil erosion from the use of ^{137}Cs ? **Earth-Science Reviews**, v. 108, p. 101–113, 2011.
- PESSENDA, L. C. R.; GOUVEIA, S. E. M.; ARAVENA, R.; BOULET, R.; VALENCIA, E. P. E. Holocene fire and vegetation changes in southeastern Brazil as deduced from fossil charcoal land soil carbon isotopes. **Quaternary International**, v. 114, p. 35–43, 2004.
- PETERSON, B. J., FRY, B. Stable isotopes in ecosystem studies. **Annual Review of Ecology and Systematics**, v. 18, p. 293 – 320, 1987.

PORTO, P. WALLING, D. E.; CAPRA, A. Using ^{137}Cs and $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ measurements and conventional surveys to investigate the relative contributions of interrill/rill and gully erosion to soil loss from a small cultivated catchment in Sicily. **Soil and Tillage Research**, v. 135, p. 18-27, 2014.

PORTO, P.; WALLING, D. E.; COGLIANDRO, V.; CALLEGARI, G. Exploring the potential for using $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ measurements within a re-sampling approach to document recent changes in soil redistribution rates within a small catchment in southern Italy. **Journal of Environmental Radioactivity**, v. 164, p. 158-168, 2016.

RIBEIRO, J. C.; SALOMÃO, F. X. T. Abordagem morfo-pedológica aplicada ao diagnóstico e prevenção aplicada ao diagnóstico e prevenção de processos erosivos na bacia hidrográfica do alto rio da Casca-MT. **Geociências**, São Paulo, v. 22, n. 1, p. 83-95, 2003.

RITCHIE, J. C., MCHENRY, J.R., Application of Radioactive Fallout Cesium-137 for Measuring Soil Erosion and Sediment Accumulation Rates and Patterns: A Review, **Journal of Environmental Quality**, v. 19, p. 215-233, 1990.

RITCHIE, J. C., SPRABERRY, J. A, MCHENRY, J. R. Estimating Soil Erosion from the Redistribution of Fallout ^{137}Cs , **Soil Science Society of America, Proceedings**, v. 38, p. 137-139, 1974.

ROSE, C. An introduction to the environmental physics of soil water and watersheds. Cambridge, p. 443, 2004.

SANTOS, A. K. G. Aplicação de redes neurais artificiais para a previsão de valores do fator de transferência solo-planta para ^{137}Cs . Dissertação (Mestrado em Ciência e Tecnologia Nuclear) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Engenharia Nuclear, PPGIEN, 2016.

SCHAUB, M.; ALEWELL, C. Stable carbon isotopes as an indicator for soil degradation in an alpine environment Urseren Valley, Switzerland, **Rapid Communications in Mass Spectrometry**, v. 23, p. 1499-1507, 2009.

SCHICK, J.; BERTOL, I.; BALBINOT JÚNIOR, A. A.; BATISTELA, O. Erosão hídrica em cambissolo húmico alumínico submetido a diferentes sistemas de preparo e cultivo do solo: II. Perdas de nutrientes e carbono orgânico. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 24, p. 437- 447, 2000a.

SCHICK, J.; BERTOL, I.; BATISTELA, O.; BALBINOT JÚNIOR, A. A. Erosão hídrica em cambissolo húmico alumínico submetido a diferentes sistemas de preparo e cultivo do solo: I. perdas de solo e água. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 24, p. 427-436, 2000b.

SCHULLER, P.; ELLIS, A.; CASTILLO, A.; SALAZAR, I. Use of Cesium 137 to estimate tillage and water induced soil redistribution rates on agricultural land under different use and managements in central south Chile. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v. 69, p. 69-83, 2003.

SCHWARZ, R.A. Perdas por erosão hídrica em diferentes classes de declividade, sistemas de preparo e níveis de fertilidade do solo na região das missões – RS. (Tese de Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 130p., 1997.

SHEMBER, M. A.; ERIKSOON, A. Sorption Behavior of Caesium in Various Soils, **Journal of Environmental Radioactivity**, v. 19, p. 41-51, 1993.

SMITH, B. N.; EPSTEIN, S. Two categories of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios for higher plants. **Plant Physiology**, v. 47, p. 380-384, 1971.

TELLES, T. S.; DECHEN, S. C. F.; GUIMARÃES, M. F. Institutional landmarks in Brazilian research on soil erosion: a historical overview. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 37, p. 1431-1440, 2013.

TERASSI, P. M. de B.; SILVEIRA, H.; OLIVEIRA JÚNIOR, J. F. de. Variabilidade pluviométrica e a erosividade das chuvas na unidade hidrográfica Pirapó, Paranapanema III E IV - Paraná. **RA'E GA - O Espaço Geográfico em Análise**, [S.l.], v. 39, p. 76 - 91, 2017.

TORRI, D.; BORSELLI, L. Clod movement and tillage tool characteristics for modelling tillage erosion. **Journal of Soil and Water Conservation**, v. 57, p. 24–28, 2002.

TOY, T. J.; FOSTER, G. R.; RENARD, K. G. Soil erosion: processes, prediction, measurement, and control. **New York: John Wiley & Sons**, 337 p., 2002.

TRUMBORE, S.; CAMARGO, P. B. de. Soil carbon dynamics. **Amazonia and Global Change**. Washington: American Geophysical Union, p. 451 – 462, 2009.

TURNBULL, L; BRAZIER, R. E.; WAINWRIGHT, J.; DIXON, L.; BOL, R. Use of carbon isotope analysis to understand semi-arid erosion dynamics and long-term semi-arid land degradation. **Rapid Communications in Mass Spectrometry**, v. 22, p. 1697-1702, 2008.

VAGEN, T. G.; WALSH, M. G.; SHEPHERD, K. D. Stable isotopes for characterization of trends in soil carbon following deforestation and land use change in the highlands of Madagascar. **Geoderma**, v. 135, p. 133–139, 2006.

VAN OOST, K., GOVERS, G., QUINE, T.A., HECKRATH, G., OLESEN, J.E., DE GRYZE, S., MERCKX, R. Landscape-scale modeling of carbon cycling under the impact of soil redistribution: the role of tillage erosion. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 19, p. 1733–1739, 2005.

VAN OOST, K.; GOVERS, G; DE ALBA, S.; QUINE, T. A. Tillage erosion: a review of controlling factors and implications for soil quality. **Progress in physical geography**, v. 30, p. 443-466, 2006.

WALLING, D. E. The sediment delivery problem. **Journal of Hydrology**, v. 65, p. 209-237, 1983.

WALLING, D. E. Tracing suspended sediment sources in catchments and river systems. **Science of the Total Environment**, Amsterdam, v. 344, p. 159-184, 2005.

WALLING, D. E. Use of Cesium 137 and others fallout radionuclides in soil erosion investigations: progress, problems and prospects. In: Use of ^{137}Cs in study of soil erosion and sedimentation. Vienna: IAEA, 1998.

WALLING, D. E.; COLLINS, A. L. **Integrated assessment of catchment sediment budgets: a technical manual**. Exeter: University of Exeter, 168 p., 2000.

WALLING, D. E.; GOLOSOV, V. N.; KVASNIKOVA, E. V.; VANDECASTEELE, C. Radioecological aspects of soil pollution in small catchments. **Eurasian Soil Science**. v. 33, p. 776–784, 2000.

WALLING, D. E.; QUINE, T. A. Calibration of Caesium-137 Measurements to Provide Quantitative Erosion Rate Data, **Land Degradation & Rehabilitation**, v. 2, p. 161- 175, 1990.

WISCHMEIER W. D.; SMITH D. D. Predicting rainfall erosion losses – A guide to conservation planning. United States Department of Agriculture, Agriculture handbook v. 537, 58 p., 1978.

YAMAGUCHI, C. S.; RAMOS, N. P.; CARVALHO, C. S.; PIRES, A. M. M.; ANDRADE, C. A. Decomposição da palha de cana-de-açúcar e balanço de carbono em função da massa inicialmente aportada sobre o solo e da aplicação de vinhaça. **Bragantia**, vol. 76, núm. 1, pp. 135-144, 2017.

ZAPATA, F. Handbook for the assessment of soil erosion and sedimentation using environmental radionuclides. Dordrecht: Kluwer Academic, 2002.

APÊNDICES

Apêndice A - Protocolo para preparo, pesagem e tratamento estatístico dos resultados



LABCEN – RECEBIMENTO DE AMOSTRAS ESPECTRÔMETRO DE MASSAS

Responsável pelas Amostras: _____

Laboratório/Contato: _____

Avaliação de ^{13}C : () sim () não

Amostra: () tecido vegetal () solo

Orientações para preparo, pesagem e tratamento dos resultados:

- O espectrômetro de massas realiza análises em amostras de solos e tecidos vegetais. Ambas deverão ser secas em temperaturas próximas a 60°C até peso constante.
- As amostras de solos após secagem, deverão ter galhos e resíduos macroscópicos retirados manualmente para depois serem moídos e peneirados em malha de 1mm. Aconselha-se que estas amostras sejam submetidas a outra moagem em gral com pistilo até adquirir um aspecto de talco, a fim de garantir a homogeneidade dos resultados.
- As amostras de tecido vegetal devem ser peneiradas em malha de 1mm também, porém é necessário atentar-se para a moagem de estruturas fibrosas de folhas e galhos menores. Sucessivas moagens podem ser realizadas a fim de garantir granulometria homogênea.
- Na pesagem, as amostras serão acondicionadas em cápsulas de estanho para posterior análise. Durante a pesagem, a mesma não deverá ser pega diretamente com as mãos e entre as pesagens de diferentes amostras, a pinça e o suporte de cápsulas deverão ser limpas com álcool etílico.
- O fechamento das cápsulas deverá ser bem feito, de modo não haver vazamentos de amostra no interior do equipamento, pois isso além de invalidar os resultados também contamina partes do equipamento.

- Sugere-se tratar os resultados de amostras analisadas em triplicata com o teste de repetibilidade, a fim de garantir confiabilidade dos resultados analíticos:

$$\%Rep = \left(1 - \frac{\sigma}{X}\right) \times 100$$

Onde:

% Rep: Percentagem de repetibilidade;

σ : Desvio padrão relativo do conjunto de amostras em triplicata;

X: média dos valores do conjunto de amostras de cada trincheira.

Considera-se precisos aqueles conjuntos de valores com repetibilidade superior ou igual a 95% ($p < 0,05$).