

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA

*CELSO TOMÁS PALMIERI*

**AVALIAÇÃO DA PRODUÇÃO DE CO<sub>2</sub> EM SOLO  
INCORPORADO COM SUBSTRATO DESTINADO AO USO  
AGRÍCOLA POR ABSORÇÃO DE RADIAÇÃO  
INFRAVERMELHA**

Rio Claro (SP) – Brasil  
2007

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA

**AVALIAÇÃO DA PRODUÇÃO DE CO<sub>2</sub> EM SOLO  
INCORPORADO COM SUBSTRATO DESTINADO AO USO  
AGRÍCOLA POR ABSORÇÃO DE RADIAÇÃO  
INFRAVERMELHA**

Autor: Celso Tomás Palmieri

Orientador: Prof. Dr. Roberto Naves Domingos

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Física como requisito para obtenção do título de Mestre na Área de Concentração em Física Aplicada

Rio Claro (SP) – Brasil  
2007

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA

**AVALIAÇÃO DA PRODUÇÃO DE CO<sub>2</sub> EM SOLO  
INCORPORADO COM SUBSTRATO DESTINADO AO USO  
AGRÍCOLA POR ABSORÇÃO DE RADIAÇÃO  
INFRAVERMELHA**

Autor: Celso Tomás Palmieri

Orientador: Prof. Dr. Roberto Naves Domingos

---

Prof. Dr. Roberto Naves Domingos – Orientador  
IGCE – UNESP/RC

---

Prof. Dr. Gerson Antonio Santarine  
IGCE – UNESP/RC

---

Prof. Dr. Gilson Coutinho Junior  
UNIARARAS/Araras/SP

Rio Claro (SP) – Brasil  
2007

## **Dedicatória**

Dedico a Deus, aos meus filhos, e a todos que ao longo desta trajetória colaboraram para que eu pudesse chegar a conclusão deste trabalho.

## AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Roberto Naves Domingos, pela orientação, amizade e dedicação, durante todo o trabalho.

Ao Prof. Dr. Jorge Pimentel, co-orientador desta pesquisa, pela contribuição em termos de experiência e conhecimentos.

Aos Docentes das disciplinas cursadas, Prof. Dr. Roberto Naves Domingos, Prof. Dr. Ervino Ziemath, Prof. Dr. Jorge Pimentel, Prof. Dr. Dimas Roberto Vollet, Prof. João Antonio Galbiatti, Prof. Dr. Newton L. Scala Jr., Prof<sup>ª</sup> Dr<sup>ª</sup> Samia M. Tauk Tornisielo, pela acolhida e conhecimentos transmitidos.

Aos docentes e funcionários do Departamento de Física do Instituto de Geociências Exatas da UNESP – Campus de Rio Claro, pela ajuda técnica e simpatia sempre encontrada.

Aos docentes e funcionários do Centro de Estudos Ambientais (CEA) da UNESP – Campus de Rio Claro.

Aos docentes e funcionários do Departamento de Bioquímica e Microbiologia da UNESP – Campus de Rio Claro.

Aos colegas da disciplina Física Aplicada de Biosistemas (2006) do curso de Pós-Graduação em ciências Biológicas, área de concentração Microbiologia Aplicada pela elaboração do protocolo de análises e adequação do detector LI-840.

Ao Departamento de Petrologia e Metalogenia da UNESP – Campus de Rio Claro, pelos equipamentos e espaço cedido para a elaboração das amostras de solo para esta pesquisa.

A Fundação Mokiti Okada e funcionários, Sakae Kinjo, Luis Augusto Mendes e Carlos Daniel de Souza Rodrigues pelo apoio e colaboração na coleta das amostras.

Ao Prof. Dr. Vladimir Eliodoro Costa pelo apoio e incentivo dado durante a realização deste trabalho.

Em especial, um agradecimento ao Prof<sup>º</sup>. Dr. Newton La Scala Jr., pelo apoio e orientação para a realização desta obra.

Aos amigos da Academia da Força Aérea (AFA), pelas críticas e sugestões.

Ao Prof. Ms. Fernando Krobi Meneguethi, amigo sempre presente em todos os momentos desta jornada.

À Prof<sup>ª</sup>. Sonia Maria Santandrea pelos momentos de orientação, carinho e exemplo de vida.

Ao Oficial do Exército brasileiro, 1<sup>º</sup> Tenente Jorge Gomes pelo apoio e incentivo durante todos esses anos.

Aos meus filhos, Danieli Cristina Palmieri, Alan Lopes Palmieri e esposa Samira Chiosini Palmieri pelo amor e carinho, apesar dos momentos roubados.

Aos meus pais que lutaram por toda uma vida para que eu pudesse chegar ao fim desta jornada, o meu muito obrigado!

Ao programa que me auxiliou.

A Capes pelo apoio.

O que sabemos é uma gota.  
O que ignoramos é um oceano.

*Isaac Newton*  
(1643-1727)

<b>Sumário</b>	<b>Página</b>
Resumo	i
Abstract	ii
Lista de figuras	iii
Lista de tabelas	iv
Nomenclatura	vi
<b>Capítulo 1 – Introdução</b>	<b>01</b>
<b>Capítulo 2 – Revisão de Literatura</b>	<b>06</b>
2.1 Gás Carbônico	06
2.2 Formação do Ciclo do Carbono	07
2.3 Efeito Estufa e o Meio Ambiente	11
2.4 Radiação Solar	14
2.4.1 A fotossíntese e a Radiação Solar	16
2.5 Emissões de CO <sub>2</sub> do Solo	18
2.5.1 Fração Sólida do Solo	20
2.6 Matéria Orgânica do Solo e Formação dos Minerais	26
2.6.1 Capacidade de Troca Iônica do Solo	28
2.6.2 Densidade das Partículas do Solo	31
2.7 Fração Líquida do Solo	34
2.8 Fração Gasosa do Solo	38
2.8.1 O Processo de Aeração do Solo	39
2.8.2 Propriedades Térmicas do Solo	41
<b>Capítulo 3 – Material e Métodos</b>	<b>43</b>
3.1 Material	43
3.1.1 Solo	43
3.1.2 Matéria Orgânica Incorporada	44
3.1.3 Quantidade de Amostras	44
3.1.4 Sonda LI-820	45
3.1.5 Sistema de Captação de CO <sub>2</sub>	46

3.1.6 Sistema de Análise e Interpretação	47
3.2 Métodos	48
3.2.1 Coleta do Solo	48
3.2.2 Caracterização do Solo Utilizado no Experimento	48
3.2.3 Coleta da Matéria Orgânica	49
3.2.4 Preparo das Amostras	49
3.2.5 Umidade das Amostras	50
3.2.6 Determinação da Capacidade de Campo	51
3.2.7 Coleta de Dados respirométricos	51
3.2.8 Instrumentos Utilizados na Coleta de Amostras	52
<b>Capítulo 4 – Resultados e Discussão</b>	<b>55</b>
4.1 Resultados	55
4.2 Discussão	60
4.2.1 Matéria Orgânica Incorporada como Substrato	60
4.2.2 Ação Microbiana	61
4.2.3 Análises	62
<b>Capítulo 5 – Conclusões e Sugestões para próximos trabalhos</b>	<b>64</b>
5.1 Conclusões	64
5.2 Sugestões para Próximos Trabalhos	65
<b>Capítulo 6 – Referências Bibliográficas</b>	<b>66</b>

## Resumo

# **AVALIAÇÃO DA PRODUÇÃO DE CO<sub>2</sub> EM SOLO INCORPORADO COM SUBSTRATO DESTINADO AO USO AGRÍCOLA POR ABSORÇÃO DE RADIAÇÃO INFRAVERMELHA**

Este trabalho constitui-se de uma pesquisa multidisciplinar envolvendo física, química, e meio ambiente. Nesta pesquisa foi feito um estudo visando avaliar a absorção de radiação infravermelha da produção de CO<sub>2</sub> em solo incorporado com substrato (sementes de aveia amarela, capim-seda, milho, milheto e outros invasores mais inoculação microbiana), com a finalidade de quantificar as emissões deste tipo de solo e as diferenças destas emissões de CO<sub>2</sub> com relação à esse mesmo tipo de solo sem a incorporação deste substrato. O material foi coletado na Fundação Mokiti Okada localizada no Município de Ipeúna, interior do Estado de São Paulo – SP. O solo retirado foi caracterizado como latossolo vermelho-escuro, argiloso, bem compactado, pouco poroso e com grande capacidade de saturação de água. Foram coletados dois tipos de solos: o solo incorporado com substrato e o não compactado com substrato. Ambos, foram devidamente triturados, peneirados com diâmetro de 2,5 mm e secos na sombra por um período de 12 dias e acondicionados em 12 vasos de cerâmica. Seis desses vasos continham solos não tratados com substrato e seis solos tratados com o substrato acima mencionado. Em cada vaso foi colocado uma quantia de 5.000 mL de solo, onde os mesmos foram umedecidos um dia antes da coleta dos dados. Os vasos receberam 1.200 mL de água, valor este gerado em função da capacidade de campo. No interior de cada vaso foi fixado balde de plástico que através do processo de oxidação da matéria orgânica foi produzido CO<sub>2</sub> onde o mesmo foi medido pela câmara respirométrica LI-820 a qual possui leitor ótico infravermelho capaz de medir o fluxo de CO<sub>2</sub>. Os dados coletados demonstraram que os seis vasos tratados com substratos produziram CO<sub>2</sub> em uma proporção muito maior do que os vasos com solos não tratados.

### *Palavras Chave:*

Solo; CO<sub>2</sub>; substrato; infravermelha; microrganismos

## **ABSTRACT**

### **EVALUATION OF PRODUCTION OF CO<sub>2</sub> IN INCORPORATE SOIL WITH SUBSTRATUM DESTINED TO THE AGRICULTURAL USE BY ABSORPTION OF INFRARED RADIATION**

This work is constituted of a research multidisciplinary involving physics, chemistry, and environment. In this research it was made a study seeking to evaluate the absorption of infrared radiation of the production of CO<sub>2</sub> in incorporate soil with substratum (seeds of oats yellow, grass-silk, corn, milheto and other invaders more microbial inoculation), with the purpose of quantifying the emissions of this soil type and the differences of these emissions of CO<sub>2</sub> regarding to that same soil type without the incorporation of this substratum. The material was collected in the Fundação Mokiti located Okada in the Municipal district of Ipeúna, interior of the State of São Paulo - SP. The solitary soil was characterized as latossolo red-darkness, loamy, well compacted, little porous and with great capacity of saturation of water. Two types of soils were collected: the incorporate soil with substratum and the no compacted with substratum. Both, they were triturated properly, drizzled with diameter of 2,5 mm and dry in the shadow for a period of 12 days and conditioned in 12 ceramic vases. Six of those vases contained soils no treated with substratum and six soils treated with the substratum above mentioned. In each vase an amount of 5.000 soil mL was put, where the same ones were moistened one day before the collection of the data. The vases received 1.200 mL of water, value this generated in function of the field capacity. Inside each vase it was fastened bucket of plastic that through the process of oxidation of the organic matter CO<sub>2</sub> was produced where the same was measured by the camera respirométrica READ-820 which possesses infrared optic reader capable to measure the flow of CO<sub>2</sub>. The collected data demonstrated that the six vases treated with substrata produced CO<sub>2</sub> in a much larger proportion than the vases with soils no treated.

Words Key:

Soil; CO<sub>2</sub>; substratum; infrared; microorganisms

## Lista de Figuras

<b>Figura 2.1</b>	Ciclo do CO <sub>2</sub>	09
<b>Figura 2.2</b>	Descrição El Niño visto de um satélite	12
<b>Figura 2.3</b>	Passagem de Radiação Solar pela atmosfera	16
<b>Figura 2.4</b>	Amostra de um solo indicando frações	30
<b>Figura 2.5</b>	Esquema de osmômetro	36
<b>Figura 3.1</b>	Sistema de captação e análise de CO <sub>2</sub>	47
<b>Figura 3.2</b>	Câmara respirométrica LI-820 – Analisador de CO <sub>2</sub>	52
<b>Figura 3.3</b>	Estrutura interna da LI-820	53
<b>Figura 3.4</b>	Princípio operacional da LI-820	53
<b>Figura 3.5</b>	Bancos ópticos da LI-820	54
<b>Figura 3.6</b>	Sistema de coleta de dados da LI-820	54
<b>Figura 4.1</b>	Gráfico dos resultados das amostras de solo não incorporado com substrato	59
<b>Figura 4.2</b>	Gráfico dos resultados das amostras de solo incorporado com substrato	59
<b>Figura 4.3</b>	Gráfico dos resultados totais das amostras AM-1 e AM-2	60
<b>Figura 4.4</b>	Emissões de carbono após as aplicações dos diversos sistemas de arados	63

## Lista de Tabelas

<b>Tabela 2.1</b>	Classificações texturais do solo	21
<b>Tabela 2.2</b>	Composição química aproximada dos principais materiais primários do solo.	25
<b>Tabela 2.3</b>	Composição de solos minerais de zonas tropical e temperada	26
<b>Tabela 2.4</b>	Dados da densidade global ( $d_g$ ), densidade das partículas ( $d_p$ ) e porosidade total ( $\alpha$ ) para alguns solos de Minas Gerais (FREIRE et al, 1980)	33
<b>Tabela 2.5</b>	Nutrientes na solução do solo	35
<b>Tabela 2.6</b>	Composição da solução do solo (milimoles/litro)	35
<b>Tabela 2.7</b>	Perfis de umidade do solo ( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ ) em cultura de milho (1988)	37
<b>Tabela 4.1</b>	Dados respirométricos coletados em um período de 8 dias – Solo não tratado	56
<b>Tabela 4.2</b>	Dados respirométricos coletados em um período de 8 dias – Solo tratado com substrato	56
<b>Tabela 4.3</b>	Características químicas de um latossolo vermelho-escuro	57
<b>Tabela 4.4</b>	Principais características do solo	58
<b>Tabela 4.5</b>	Quantificação granulométrica do solo em função da profundidade.	58

## Nomenclatura

### Latinas

C = Calor específico do solo	(cal/cm <sup>3</sup> °C)
Ca = Calor específico da água	(1 cal/cm <sup>3</sup> °C)
Cs = Calor específico da fração Sólida	(cal/cm <sup>3</sup> °C)
CTC = Capacidade de troca catiônica	(meq/100)
dr = Densidade real da partícula	(g.cm <sup>-3</sup> )
J <sub>0</sub> = Constante Solar	(cal/cm <sup>2</sup> )
VTP = Volume total de poros	(cm <sup>3</sup> .cm <sup>3</sup> )

### Siglas

(K°) = Temperatura Absoluta
(P) = Fotossíntese Bruta
(PVA) = Podzólico Vermelho - Amarelo (solo)
(R) = Respiração da Planta
θ = Umidade do Solo
ΔP = Razão Líquida da Fotossíntese
ΔQ <sub>s</sub> = Razão do Calor Armazenado pela Fotossíntese Líquida
μ = microm
1/λ <sup>4</sup> = Inverso da Quarta Potência da onda de radiação
4πr <sup>3</sup> /3 = Volume da Partícula Considerada esférica
a <sub>r</sub> = Coeficiente de regressão Linear
a <sub>p</sub> = porosidade total do solo
A, B, C e D = Horizontes do Solo
A <sub>0</sub> = Camada abaixo das Camadas Superficiais do Solo
A <sub>00</sub> = Camada Superficial do Solo
A <sub>1</sub> = Horizonte Mineral do Solo com alto teor de matéria orgânica
A <sub>2</sub> = Zona de eluviação do Solo - Perda máxima de elementos minerais

$A_3$  = Horizonte de transição entre A e B

$Al_2O_3$  = Óxido de Alumínio

$Al^{3+}$  = Alumínio

C = Carbono

$C_x$  = Concentração de qualquer gás no solo

$C^\circ$  = Escala Celsius

$Ca^{2+}$  - Cálcio

Ca O = Óxido de Cálcio

CAPES = Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior

CEA = Centro de Estudos Ambientais

CFC = Clorofluorcarbureto

$CH_4$  = Gás Metano

$Cl^{1-}$  = Cloreto

$CO_2$  = Dióxido de Carbono

CTI = Capacidade de Troca iônica

Cu =Cobre

d = diâmetro da partícula

$D_p$  = Densidade da Partícula

e = Energia por Unidade de Volume

f = Calor de Assimilação de Carbono

Fe = Ferro

$Fe O_3$  = Óxido de Ferro

$f_p$  = Peso da Partícula

$F_r$  = Força de Fricção

g = gravidade

h = altura

$h_{vf}$  = viscosidade do fluido

$H^{1+}$  = Hidrogênio

$H_2O$  = Água

$H_2PO_4$  = Ácido Fósforo

I = Idade da Rocha

$K_2O$  = Óxido de Potássio

KOH = Hidróxido de Potássio

M = Material Original da Rocha

Mg - Magnésio

$m_g$  = Massa do Gás

Mg O = Óxido de Magnésio

$m_l$  = Massa do Líquido

Mn = Manganês

$m_s$  = Massa do Sólido

MT = Massa Total da Amostra

N = Número possível de horas de insolação do dia

$N_2$  = Nitrogênio

$N_2O$  = Óxido Nitroso

Na = Sódio

$NH_3$  = Amônia

$O_2$  = Oxigênio

$O_3$  = Ozônio

$OH^{1-}$  = Hidroxila

$P_0$  = Pressão Atmosférica

$P_1$  = Pressão Parcial

$P_2O_5$  = Pirofosfato

pH = Potencial Hidrogeônico

$PO_4$  = Fosfato (ou ortofosfato)

$P_{os}$  = Pressão osmótica

ppm = Parte por milhão

ppmv = parte por milhão por volume

$P_u$  = Massa em gramas da amostra úmida

$Q_c$  = Radiação do Céu

$Q_d$  = Radiação direta

$Q_g$  = Radiação Global

R = Constante Universal dos Gases

$r_f$  = densidade do fluído

r = raio

s = coeficiente de solubilidade

Si  $O_4$  = Óxido de Silício

Si = Silício

SNT = Solo não Tratado

SO<sub>2</sub> = Dióxido de Enxofre

$\beta$  = porosidade livre de água

ST = Solo Tratado

Ua = Umidade da amostra em (%) em relação ao peso seco

Us = Massa em gramas da amostra seca

v = velocidade da partícula

Vg = Volume dos Gases

Vl = Volume Líquido Ocupado pela Água

Vs = Volume Sólido Ocupado pelas Partículas

VT = Volume Total da Amostra

VTP = Volume Total de Poros

# Capítulo 1

## Introdução

O solo é definido pela ciência como a camada externa e agriculturável da superfície terrestre. Sua origem é a rocha que, por ação dos processos físicos, químicos e biológicos de desintegração, decomposição e recombinação, se transformou, no decorrer das eras geológicas, em material poroso de características peculiares. Reconhecem-se cinco fatores de formação do solo: material original (rocha)M, tempo (idade) I, clima (C), topografia (T) e organismos vivos.

Da combinação dos quatro últimos fatores atuando em diferentes intensidades sobre o mesmo material original M, podem resultar diferentes tipos de solo.

Fazendo-se um corte vertical no solo, obtém-se uma secção constituída de uma série de camadas superpostas, denominadas horizontes. O conjunto é conhecido como perfil do solo. Um solo completo é formado de quatro horizontes A, B, C e D, que podem ainda ser subdivididos.

O horizonte A é a camada superficial do solo, exposta diretamente à atmosfera. Ele é conhecido como horizonte de eluviação, horizonte que perde elementos químicos por lavagens sucessivas com a água da chuva. Subdividi-se em A<sub>00</sub> (camadas

superficiais em solo de florestas com grandes quantidades de material orgânicos não decomposto tais como: galhos, folhas e frutos);  $A_0$  (situa-se abaixo do  $A_{00}$ , constituído do material orgânico decomposto, isto é, o material humificado);  $A_1$  (é o horizonte mineral, mas com alta porcentagem de matéria orgânica humificada que lhe confere uma cor escura);  $A_2$  (é o típico horizonte A, de cor mais clara, correspondendo à zona de máxima perda de elementos minerais, isto é, eluviação) e  $A_3$  (é um horizonte de transição entre A e B, possuindo características de ambos).

O horizonte B é conhecido como horizonte de iluviação, isto é, horizonte que ganha elementos químicos provenientes do horizonte A, situado acima. Subdivide-se em  $B_1$ (transição entre A e B, possuindo porém, mais características de B);  $B_2$  (formado pela zona de máxima iluviação, ou seja, acúmulos de materiais lixiviados de A, principalmente compostos de Fe, Al e Ca) e  $B_3$  (transição entre B e C). O horizonte C é formado pelo material que deu origem ao solo, em estado de decomposição, e o horizonte D pela rocha matriz.

As espessuras dos horizontes são variáveis e a falta de alguns horizontes em determinados solos é bastante comum. Tudo isto depende da intensidade da ação dos fatores de formação I, C, T e O sobre M.

A parte sólida do solo constitui-se de matéria mineral e orgânica. A matéria mineral provém da rocha da qual o solo se formou e se chama primária quando a mesma estrutura de composição da rocha ou dos minerais constituintes da rocha. Chama-se secundária quando a matéria é nova, de decomposição e estruturas diferentes, formadas durante o processo de formação do solo.

Matérias primas são fragmentos de rocha ou de minerais, tais como o quartzo e o feldspato. Matérias secundárias são, por exemplo, argilas e carbonatos de cálcio.

A parte líquida do solo constitui-se de uma solução de sais minerais e componentes orgânicos. Sua concentração varia de solo para solo e, certamente o seu teor de água.

A parte gasosa do solo é constituída de ar com composição um pouco alterada, variando ainda com inúmeros fatores. Em geral, a quantidade de oxigênio ( $O_2$ ) é reduzida em comparação com o ar sobre o solo e a quantidade de  $CO_2$  é maior. Isto ocorre devido às atividades biológicas que ocorrem no mesmo. Existem leis e princípios que regem o movimento dos gases no interior do solo. As plantas e os organismos aeróbicos exigem certos níveis de oxigênio da atmosfera do solo, consumindo  $O_2$  e liberando  $CO_2$ . Sua umidade relativa em condições naturais é quase sempre saturada ou muito próxima à saturação.

Devido a isto, via de regra a atmosfera do solo possui concentração menor de  $O_2$  e maior concentração de  $CO_2$ , em comparação à atmosfera acima do solo. Os processos de troca de gases entre a atmosfera superior e a atmosfera do solo muitas vezes podem ser limitantes à produção para a maioria das culturas agrícolas. Isto não é verdade com raras exceções, como é o caso da cultura de arroz que se desenvolve adequadamente em ambiente anaeróbico (ambiente sem presença de oxigênio).

Poucas literaturas apresentam estudos em relação à dinâmica de gases no solo. Um exemplo sobre a composição do ar em cultura de feijão em Piracicaba – SP, é apresentado por VICTÓRIA et al (1976).

O estudo físico analítico dos processos de transferências de gases no solo é bastante complicado. Além da atmosfera superior, de concentração praticamente constante, existe no solo “fontes” e “sumidouros” de  $CO_2$ ,  $O_2$ ,  $NH_3$ ,  $N_2$ ,  $SO_2$  e uma série de compostos orgânicos e voláteis. A renovação de  $O_2$  no solo vem da atmosfera superior por difusão, em solução com água ou por fluxo de massa.

Quando chove, a entrada de água no espaço poroso do solo expulsa dele certa quantidade de ar, e durante a evaporação ou drenagem do solo, o ar é repostado por fluxo de massa. O fluxo de massa é também induzido por diferenças de temperatura que provocam correntes de convecção e que estabelecem diferenças de pressão.

Apesar de todos estes fatores, acredita-se que o processo de difusão seja um dos principais mecanismo responsável pela transferência de gases no solo.

Segundo NEFTEL et al (1985) a quantidade de CO<sub>2</sub> aumentou aproximadamente 25% desde o início da revolução industrial (~ 1850) quando sua razão de mistura estava na ordem de 280 ppm. Além desta fonte antropogênica há também trocas importantes de CO<sub>2</sub> com oceanos e biosfera.

As interações com a biosfera ocorrem através de processos de fotossíntese e oxidação. O efeito líquido de desflorestamento, tal como a redução de florestas tropicais, o uso extensivo de fertilizantes e o declínio geral da matéria orgânica pode constituir uma pequena fonte de CO<sub>2</sub> atmosférico comparado com a entrada de combustível fóssil, mas mesmo assim pode ser razoável, possivelmente 20% segundo (MANABE, 1985).

O dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) está bem misturado na atmosfera com uma razão de mistura quase que uniforme, próxima em 350 partes por milhão por volume (ppmv). Encontra-se em pequena percentagem mas é essencial componente da atmosfera porque, junto com o vapor d'água e ozônio têm uma função muito importante no aquecimento da atmosfera terrestre.

Outros gases tais como: metano CH<sub>4</sub> (resultante das atividades agropecuárias e agrícolas), CFC's (clorofluorcarburetos) e óxidos nitrosos, participam do aquecimento da atmosfera e atuam também como gases de estufa.

Neste contexto, SEILER, CONRAD (1978), ANDRÉA et al (1988) e HAO et al (1990), realizaram várias estimativas, em escala global, sobre a quantidade de carbono lançado na atmosfera, por diversos tipos de fonte.

Segundo LASCALA (2001), a forma de manejo com arados para o preparo de plantio em campos agrícolas tem grande influência na liberação de CO<sub>2</sub> do solo (perda de carbono).

Este trabalho tem por objetivo:

- Apresentar estudos referente aos diferentes tipos de solos;
- quantificar as emissões de CO<sub>2</sub> liberadas pelo solo para o meio atmosférico;
- detectar os fatores físicos e biológicos que produzem estas emissões;
- elaborar resultados (tabelas, gráficos ) dessas emissões;
- viabilizar alternativas para a re-incorporação desse CO<sub>2</sub> ao solo;
- Avaliar custo-benefício da agricultura natural com a incorporação de subtrato incorporado ao latosolo-vermelho-escuro ;

## **Capítulo 2**

### **Revisão de Literatura**

Neste capítulo são apresentados alguns trabalhos relevantes à compreensão da dissertação e foram abordados assuntos sobre os ecossistemas e a relação com o CO<sub>2</sub>; a liberação e a importância do CO<sub>2</sub> na atmosfera terrestre; as consequências da liberação do CO<sub>2</sub>; os principais emissores de CO<sub>2</sub>; os principais países produtores de CO<sub>2</sub>; o plantio direto no setor agrícola e as perdas de carbono; o aumento de carbono desde a revolução industrial; o papel das florestas tropicais como reservatórios de carbono e seus efeitos no clima regional; estudos referente as frações líquida, sólida e gasosa do solo; aplicação de métodos respirométricos para quantificar a perda de carbono do solo; a agricultura natural em solo de latosol-vermelho-escuro da “Fundação Mokiti Okada”.

### **2.1 Gás Carbônico**

O gás carbônico é um componente do ar atmosférico, inofensivo em taxas normais, inodoro e sem cor, sendo a principal substância que as plantas retiram do ar para realizar a fotossíntese. Com o vapor d'água e gases como o metano (CH<sub>4</sub>), ozônio (O<sub>3</sub>), os clorofluorcarburetos (CFCs) e o óxido nitroso (N<sub>2</sub>O), entre outros, o gás carbônico é o

principal gás de estufa em função da sua proporção presente na atmosfera.. É transparente à radiação de ondas curtas, vindas do sol, porém absorve e emite a radiação de ondas longas que é refletida pela superfície terrestre do nosso planeta.

O gás carbônico, o vapor d'água e os demais gases de estufa, são responsáveis pela manutenção de uma temperatura adequada à vida do planeta. Sem os gases de estufa, a temperatura média da Terra seria ao redor de  $-17^{\circ}\text{C}$ , mais fria que a atual.

Em nosso planeta, há uma grande quantidade de carbono que está armazenado em rochas sedimentares, na forma de carbonato de cálcio e magnésio ou ainda na forma de combustível fóssil (petróleo e carvão). O dióxido de carbono é um gás incolor, mais pesado que o ar (densidade 1,53 em relação ao ar). É pouco solúvel em água podendo ser liquefeito por meio de pressão (40 atmosferas a  $5^{\circ}\text{C}$ ). O dióxido de carbono possui boa estabilidade térmica e química.

Ocorre no ar atmosférico em pequena proporção (cerca de 0,03% em volume). Neste sistema desempenha função fundamental com referência ao crescimento dos vegetais, pois através da fotossíntese, ele o  $\text{CO}_2$  é assimilado ao organismo da planta, que desassimila assim, o oxigênio. Como os vegetais servem de base para o reino animal, pode-se dizer que sem o  $\text{CO}_2$  não haveria vida sobre a Terra.

SHUTTLEWORTH et al (1989), fundamentaram que o  $\text{CO}_2$  é o principal nutriente das plantas. É do  $\text{CO}_2$  que provém o carbono utilizado na síntese dos compostos orgânicos que constituem os vegetais.

## **2.2 – Formação do Ciclo do Carbono**

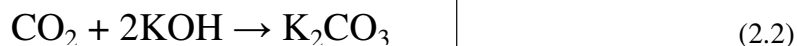
Na combustão de materiais de origem orgânica, sejam estes derivados do petróleo, carvão ou madeira, forma-se em presença de quantidades suficientes de oxigênio, o dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ). O dióxido de carbono também é produzido pela respiração de

todos os seres vivos de origem animal ou vegetal inclusive, microrganismos (protozoários, bactérias). O dióxido de carbono forma-se também na combustão dos alimentos de organismos animais eliminado na expiração dos mesmos. As combustões dos materiais orgânicos, pelo fogo, produzem  $\text{CO}_2$  em altas quantidades.

Em geral o  $\text{CO}_2$  age como óxido ácido pois quando dissolvido em água ( $\text{H}_2\text{O}$ ), reage com a mesma produzindo o ácido carbônico (elemento presente nas chuvas ácidas).



O  $\text{CO}_2$  reage ainda com os hidróxidos produzindo carbonatos:

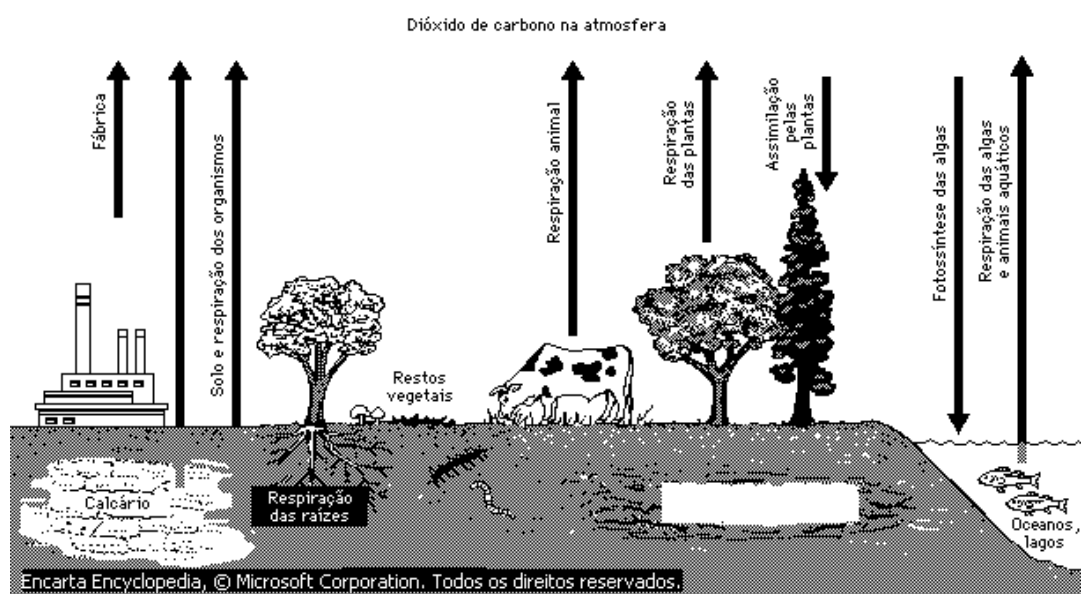


Outra forma de obtenção de dióxido de carbono consiste na combustão direta entre carbono e oxigênio.



Contudo, o dióxido de carbono não é só produzido, mas também consumido. As plantas verdes necessitam continuamente de  $\text{CO}_2$  para sintetizar a glicose, em presença de luz solar, e com participação de água, num processo denominado fotossíntese. A partir da glicose as plantas podem sintetizar em parte, com a participação de elementos provenientes de compostos inorgânicos, todas as outras substâncias orgânicas vitais para a sua sobrevivência, tais como proteínas, ácidos, nucléicos, lipídios, vitaminas e outras.

Como subproduto da fotossíntese há um desprendimento de  $O_2$ , proveniente da água, em quantidades equivalentes ao  $CO_2$  utilizado. Isto é, para cada molécula de  $CO_2$  fixada, há liberação de uma molécula de  $O_2$ . Todos os seres vivos oxidam para a obtenção de energia, as substâncias orgânicas sintetizadas pelas plantas. Neste processo formam-se  $CO_2$  e  $H_2O$ , que tornam a participar do processo de fotossíntese.



**Figura 2.1 – Ciclo do  $CO_2$ . Fonte - Enciclopédia Microsoft Encarta (2001)**

Desde o início da grande expansão industrial observada no século XIX e da consequente queima dos combustíveis fósseis, a quantidade de  $CO_2$  liberada é muito maior que a quantidade que pode ser assimilada pelas plantas.

Em épocas geológicas anteriores ao aparecimento do homem, portanto há mais de 3 ou 4 milhões de anos, a fotossíntese predominava frente à respiração. Nestas épocas formaram-se os depósitos de combustíveis fósseis (petróleo, carvão e turfa), segundo (GUNTER, 1980).

O dióxido de carbono se dissocia por ação da radiação solar de comprimentos de ondas menores que  $0,169\mu\text{m}$ :  $\text{CO}_2 \rightarrow \text{CO} + \text{O}$ . Não obstante, o oxigênio molecular ( $\text{O}_2$ ) também absorve intensamente a energia solar e tende a proteger ao dióxido de carbono da fotodissociação.

O dióxido de carbono, embora presente em pequenas proporções, desempenha, a exemplo o valor do vapor d'água, o papel de termo-regulador, sendo absorvedor eficiente de radiação de ondas longas. A crescente emissão de  $\text{CO}_2$  para a atmosfera, em razão do uso generalizado de combustíveis fósseis, representa uma preocupação a mais para o meio científico inclusive, como incorpora-lo novamente ao solo.

O meio científico teme que o aumento do  $\text{CO}_2$  na atmosfera possa causar um superaquecimento da mesma, com conseqüente desequilíbrio climático do Globo, o que poderá, em última análise, colocar em risco a sobrevivência da humanidade, VIANELLO; ALVES (1991).

Segundo SANTOS (1999), Entre os compartimentos do ciclo de carbono, estão os oceanos que possuem as maiores quantidades de estoques de  $\text{CO}_2$  sendo que uma pequena parte encontra-se na forma de gás dissolvido na água e a maior parcela, na forma de íons carbonato e bicarbonato. Mas é na atmosfera, como gás carbônico, que o carbono se apresenta disponível para ser utilizado pelos vegetais, na fotossíntese, e assim transforma-se em alimento para o restante da cadeia alimentar retornando para a atmosfera pelos processos de respiração, bem como pela combustão da matéria orgânica.

As florestas são as grandes incorporadoras e fixadoras terrestres do carbono existente na atmosfera. Somente as florestas tropicais contém cerca de 350 bilhões de toneladas de carbono, quase a metade do que possui a atmosfera, sendo que cada hectare retira desta em média, 9.000mL de carbono por ano segundo, SARIEGO (1994).

## 2.3 Efeito Estufa e o Meio Ambiente

O dióxido de carbono não é um gás tóxico. Porém, em concentrações mais altas pode diminuir ou bloquear a respiração. O balanço térmico da terra é visivelmente influenciado pelo CO<sub>2</sub>, pois o mesmo absorve e volta a irradiar parte da energia térmica desprendida pela superfície terrestre, energia esta que assim retorna, em parte à Terra. Uma crescente concentração de CO<sub>2</sub> na atmosfera tem por conseguinte um armazenamento de calor, reduzindo em parte a perda de calor provocada pela poeira existente na atmosfera.

Até o momento não foi possível calcular que proporção desta perda compensada assim pelo acúmulo de CO<sub>2</sub>; é possível inclusive que o efeito do CO<sub>2</sub> em armazenar calor ultrapasse as perdas provocadas pela poeira. Conseqüentemente, oferecer prognósticos seguros sobre a influência climatológica do CO<sub>2</sub>, GUNTER (1980).

O efeito estufa da atmosfera foi pauta de assunto talvez pela primeira vez, por Joseph Fourier em 1824, onde sugeriu que a atividade humana poderia modificar o clima. A base formal para a teoria do efeito estufa de mudanças climáticas foi proposta em 1898 por Svante Arrhenius, que relacionou os efeitos das mudanças climáticas com o CO<sub>2</sub> atmosférico como também ele foi o primeiro a quantificar a influência de mudanças na concentração de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) na atmosfera sobre a temperatura da superfície da Terra, RODHE et al (1997).

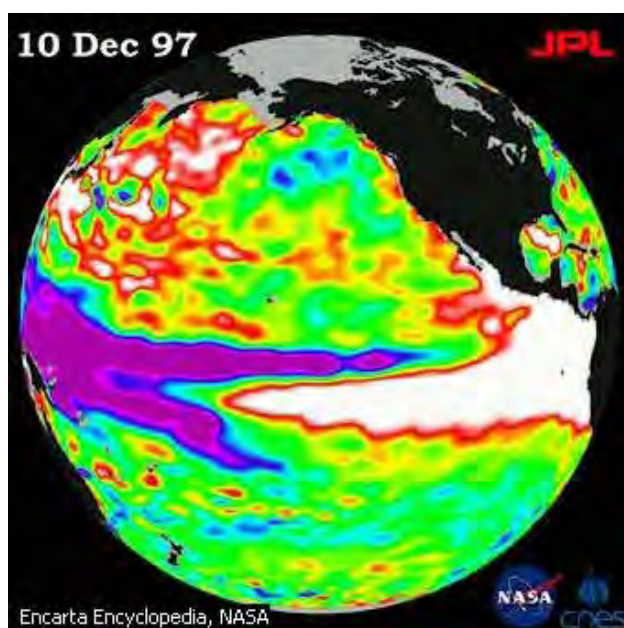
A partir do século XIX, com o advento da Revolução Industrial, o homem abriu um novo caminho no ciclo do carbono, ao introduzi-lo na atmosfera com a queima de combustíveis fósseis. Há vários anos especula-se sobre os efeitos desse aumento de estoque de carbono na atmosfera, que na década de 80 atingiu a média de 6 bilhões de toneladas/ano.

Em agosto de 1979, o cientista e escritor Isaac Asimov escreveu um artigo comentando informações recentes sobre a atmosfera do planeta Vênus, muito quente com seus 95% de CO<sub>2</sub>. Asimov alertou sobre a questão da poluição do ar não estar provocando um aumento gradativo da temperatura terrestre, num processo semelhante ao que teria

ocorrido, em condições naturais, em Vênus. Pela primeira vez, usou-se a expressão efeito estufa para definir o fenômeno.

O efeito estufa é a reprodução em escala planetária do fenômeno de aquecimento global que ocorre por exemplo, quando se deixa um carro fechado sob o sol. A luz atravessa os vidros fechados, que aquece o interior do veículo, mas o calor não consegue escapar, porque os vidros retêm os raios infravermelhos. Disso resulta uma significativa elevação de temperatura. Na atmosfera terrestre, o gás carbônico (CO<sub>2</sub>), o clorofluorcarbureto (CFC), o óxido de nitrogênio (N<sub>2</sub>O) e o metano (CH<sub>4</sub>) cumprem o papel do vidro do automóvel.

**Figura 2.2: Descrição El Niño visto de um satélite**



**Fonte:** Enciclopédia Microsoft® Encarta®. © 1993-2001 Microsoft Corporation. Todos os direitos reservados.

Nesta foto do oceano Pacífico, tirada pelo satélite franco-americano TOPEX/Poseidon, as áreas brancas e vermelhas indicam padrões incomuns de armazenamento de calor: nas zonas brancas, a superfície marinha se encontra entre 14 e 32 cm acima do nível normal, enquanto nas zonas vermelhas não vão além dos 10 centímetros. As áreas verdes indicam condições normais, enquanto as roxas (o Pacífico

ocidental) indicam pelo menos 18 cm abaixo do nível normal do mar. O fenômeno El Niño ocorre quando os ventos constantes procedentes do Leste perdem a força e chegam a mudar de direção. Essa mudança permite o deslocamento, para o Leste e ao longo da linha do equador, de uma grande massa de água quente (as áreas vermelhas e brancas), geralmente localizada próxima à Austrália, até que ela alcance a costa da América do Sul.

O deslocamento de massas de águas quentes tão grandes afeta a evaporação, provocando a formação de nuvens que se precipitam e, conseqüentemente, alterando os padrões atmosféricos habituais das correntes de ar de alta velocidade que envolvem o planeta.

As conseqüências do efeito estufa têm sido motivo de debate entre a comunidade científica. Alguns garantem – os “catastrofistas”- que o aumento da temperatura média , em apenas 2° C seria suficiente para provocar o derretimento das geleiras, cuja conseqüência mais evidente seria a elevação no nível do mar em até dois metros, inundando vastas áreas e causando grandes transtornos climáticos. Por outro lado, os dados sobre elevação da temperatura terrestre são escassos e dúbios, já que foram tomados em poucos pontos do mundo, principalmente nas cidades, que são ilhas de calor – e por um período curto (nos últimos 120 anos).

Há alguns cientistas que atribuem o aumento de 0.5° C, nos últimos cem anos, a mudança na atividade solar, manifestadas pelo aumento do número de manchas solares. Medidas sobre o nível do mar são contraditórias. Para alguns cientistas subiu 4 mm/ano entre 1920 e 1970; para outros baixou, com o acúmulo de gelo na Groenlândia.

Mas apesar das contradições, pode-se com certeza afirmar que houve um aumento significativo no último século da concentração atmosférica de gases causadores do efeito estufa. Entretanto, isso não é um evento novo na história terrestre. Em eras geológicas remotas, entre 255 milhões e 50 milhões de anos atrás, a atmosfera foi mais rica em gás carbônico, o que permitiu a existência de uma flora muito mais rica e abundante, bem como a formação de grandes depósitos de carbono fóssil (petróleo e carvão). A redução progressiva desse gás carbônico, pela própria atividade fotossintética, teria motivado o desaparecimento daqueles ecossistemas primitivo dominados por samambaias gigantes.

## 2.4 Radiação Solar

Um dos mais importantes capítulos da meteorologia é o estudo da energia recebida do sol através da radiação solar. Cometendo um erro plenamente desprezível, o Sol pode ser considerado como a única fonte de energia responsável pelos processos físicos, químicos e biológicos que se desenvolvem na atmosfera. Qualitativamente, a radiação solar se constitui de ondas eletromagnéticas de comprimento de onda variando de 0,2 a 4,0 microns, aproximadamente. Quando se refere a um espectro de radiação eletromagnética, subentendem-se todos os comprimentos de onda dos quais ele se constitui. Para cada comprimento de onda existe, associada, uma quantidade de energia, cuja somatória nos dá a energia total do espectro. Há o espectro solar que está situado no topo da atmosfera terrestre; há também os espectros de radiação direta (ondas que atingem diretamente a superfície do solo), da radiação difusa, da radiação das nuvens e da radiação transmitida através da vegetação.

A quantidade de energia radiante que alcança uma superfície unitária por unidade de tempo, coloca perpendicularmente os raios solares, na ausência da atmosfera e uma distância do sol igual à medida das distâncias Terra-Sol denominada constante solar. Seu valor aproximado é  $J_0 \cong 2 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min}$  ou  $1400 \text{ W/m}^2$ . Em seu trajeto através da atmosfera, a radiação solar sofre diversas perdas por fenômenos de absorção e difusão. Os principais componentes da atmosfera responsáveis pela absorção são: ozônio ( $\text{O}_3$ ), que intercepta quase que completamente as radiações ultravioletas e que ainda bandas fracas de absorção de infra-vermelha; gás carbônico, que possui absorção seletiva para os comprimentos de onda 1,5 – 2,8 – 4,3 3 15  $\mu$ , sendo a maior absorção de energia do infravermelho (15 $\mu$ ); o vapor de água que é o mais importante dos absorventes seletivos, apesar do seu baixo teor na atmosfera (2%) e que absorve predominantemente na região infra-vermelha, isto é, entre 0,8 e 2,7 – 5,5 e 7  $\mu$  e de 15  $\mu$  para cima.

Além do processo de absorção, ocorrem na atmosfera processos de difusão da radiação solar, determinada pelos seus diferentes constituintes. Estes processos são responsáveis por apreciáveis perdas de radiação que retornam para o espaço. Em função das dimensões das partículas determinantes da difusão, cumpre notar dois processos

distintos. Caso as partículas forem de dimensões de ordem 0,001 a 0,1 do comprimento de onda de radiação, a difusão será proporcional ao inverso da quarta potência do comprimento de onda de radiação ( $1/\lambda^4$ ). Isto significa que comprimentos de ondas menores são preferencialmente difundidos e a difusão rapidamente na direção do violeta no espectro visível. Este processo de difusão é responsável pela coloração azul viva do céu. Ele é denominado de difusão seletiva, afim de distingui-lo do processo de difusão determinado por partículas de maiores dimensões, que não é seletivo.

Neste caso, a difusão já não é dependente do comprimento de onda de radiação, havendo difusão para todos os comprimentos de ondas resultando a cor branca luz difusa. Um exemplo típico é o nevoeiro que é branco e acizentado.

Durante o percurso desta radiação na atmosfera como vimos, parte dela é absorvida, outra difundida e, finalmente, uma terceira atinge a superfície da terra. A fração difundida pela atmosfera constitui-se de uma parte que retorna ao espaço sideral e outra parte atinge a superfície da terra, que denominaremos de radiação do céu  $Q_c$ . À superfície da terra chega então a radiação do céu mais a fração de radiação que não sofreu alteração ao atravessar a atmosfera denominada radiação direta  $Q_d$ . A soma destas duas frações é denominada de radiação global  $Q_g$ . Assim:

$$Q_g = Q_c + Q_d \quad (2.4)$$

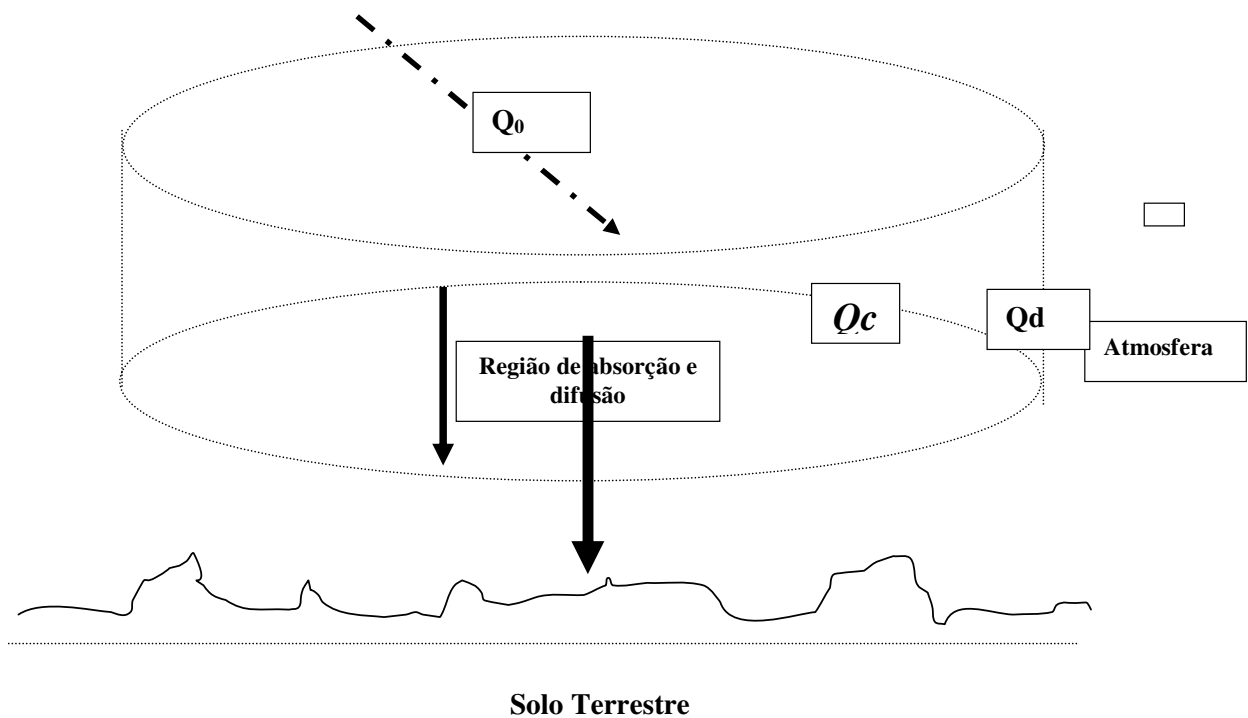
A radiação global pode ser medida com instrumentos especiais (actinógrafos ou solarímetros) que registram a energia que atinge o solo em  $\text{cal/cm}^2$  ou  $\text{W/m}^2$ . Na falta destes instrumentos,  $Q_g$ , pode ser estimado a partir de horas de insolação. Denomina-se horas de insolação  $n$  as horas que o sol realmente brilhou no céu num determinado dia. As horas de insolação são medidas por heliógrafos.

Existem correlações entre  $Q_0$  e  $Q_g$  que envolvem e elas são do tipo:

$$Q_g = Q_0[a+b.n/N] \quad (2.5)$$

Onde,  $a$  e  $b$  são coeficientes de regressão linear e  $N$  é o número possível de horas de insolação do referido dia

**Figura 2.3 - Passagem de Radiação Solar pela atmosfera**



Fonte: REICHARDT (1980)

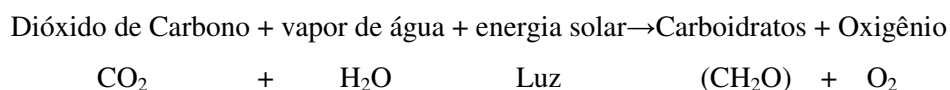
### 2.4.1 A Fotossíntese e a Radiação Solar

O gás carbônico é virtualmente transparente à radiação solar. Logo, é uma fonte absorvedor na banda de  $15 \mu\text{m}$  ( $\sim 12-18 \mu\text{m}$ ) do espectro de radiação infravermelha termal. A razão de mistura de  $\text{CO}_2$  é moderadamente uniforme como uma função de tempo e espaço na atmosfera. Além disso, as características detalhadas de absorção do  $\text{CO}_2$  na região do infravermelho e seus parâmetros de absorção estão atualmente compreendidos, PEIXOTO; OORT (1992).

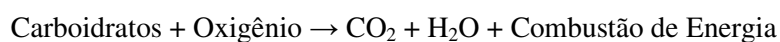
Segundo ROSEMBERG; BLAD (1983), a fotossíntese começa ao nascer do sol, mas as razões são baixas e onde a mesma é atrasada, às vezes, antes que a fixação do CO<sub>2</sub> exceda a razão de liberação respiratória. O nível de irradiação na qual a fotossíntese e a respiração são iguais é chamado de ponto de compensação da luz. As folhas das plantas normalmente mostram uma razão de aumento de fotossíntese com o aumento de irradiação acima do ponto de compensação. Este aumento está na forma de uma hipérbole retangular ou “curva de diminuição de retorno”. O nível em que a razão fotossintética torna-se independente da irradiação é chamado de ponto de saturação da luz (usualmente expresso como uma densidade de fluxo). Normalmente a saturação da luz de uma planta completa ou um campo ou comunidade de plantas ocorre em uma densidade de fluxo mais alto do que para folhas isoladas. Isto ocorre também quando plantas em uma comunidade ou folhas da mesma planta tendem mutuamente sombrear uma a outro reciprocamente.

O crescimento da planta está intimamente relacionado a quantidade total de radiação solar (especialmente o espectro visível) e o dióxido de carbono através de processos de fotossíntese e respiração:

Fotossíntese Bruta:



Respiração Bruta:



O crescimento da planta depende do excesso da matéria seca ganha pela assimilação de CO<sub>2</sub> na fotossíntese bruta (P), menos a perda de CO<sub>2</sub> via respiração da planta (R). Portanto, a razão líquida da assimilação de CO<sub>2</sub>, ou a razão líquida da fotossíntese ( $\Delta P$ ) será:

$$\Delta P = P - R \quad (2.6)$$

onde cada termo tendo a dimensão da massa por unidade de área, por unidade de tempo ( $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ). A razão na qual o calor é armazenado (suprido) pela fotossíntese líquida,  $\Delta Q_s$ , é portanto:

$$\Delta Q_s = \phi \Delta P \quad (2.7)$$

onde  $\phi$ , é o calor de assimilação de carbono que é de aproximadamente  $1.15 \times 10^7 \text{ J kg}^{-1}$ , ou aproximadamente  $3.2 \text{ W m}^{-2}$  por  $\text{g m}^{-2} \text{ h}^{-1}$  de assimilação de  $\text{CO}_2$ .

Durante o dia  $P$  é muito maior que  $R$  e portanto  $\Delta P$  é positivo (i.e., a planta é um sumidouro líquido de  $\text{CO}_2$ ). A noite  $R$  não está contrabalançada por  $P$  (que requer radiação solar) tal que  $\Delta P$  é negativo (i.e., a planta é uma fonte líquida de  $\text{CO}_2$ ), e tais valores máximos da taxa de respiração são aproximadamente  $1 \text{ g m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ , e segue eu o valor noturno máximo é de  $3 \text{ W m}^{-2}$ .

KOPCH; MOONEY (1996), descrevem que o  $\text{CO}_2$  é fornecido à planta através de três fontes: da atmosfera, do solo e raízes e respiração. A fonte de  $\text{CO}_2$  nos últimos casos é a respiração.

## 2.5 – Emissões de $\text{CO}_2$ do Solo

Segundo SARIEGO (1994), em nosso Planeta, há uma grande quantidade de carbono que está armazenado nas rochas sedimentares, na forma de carbonato de cálcio e magnésio ou combustível fóssil (petróleo e carvão), como também nos solos.

Medições de fluxo de  $\text{CO}_2$  através dos solos na reserva de floresta Ducke, próximo a Manaus foram realizadas por WOFYSY et al, (1980). O fluxo médio líquido destes solos foi  $2,45 \times 10^{14} \text{ moléculas cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$  ( $1.76 \text{ kg C há}^{-1} \text{ hr}^{-1}$ ), consistente com outros dados destes ambientes (GOREAU; DEMELLO, 1985 e KELLER et al, 1986). O desvio padrão das medições foi de  $9,4 \times 10^{13} \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$  e o intervalo de 90% de confiança para a média foi  $\pm 2,6 \times 10^{13} \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$  ( $\pm 10\%$ ).

A quantidade média anual de palha do dossel para os solos na floresta Ducke é aproximadamente de 6 toneladas de matéria orgânica seca  $\text{há}^{-1} \text{ano}^{-1}$  (KLINGE; RODRIGUES, 1968). Se assumirmos 0,5 g C por grama de matéria orgânica (WHITTARKER; LIKENS, 1972), a fonte de carbono para os solos através da palha do dossel é de apenas  $300 \text{ g C m}^{-2} \text{ano}^{-1}$  ( $0,34 \text{ kg C há}^{-1} \text{hr}^{-1}$ ), aproximadamente 19% do fluxo de  $\text{CO}_2$  do solo. Este resultado concorda com estudos anteriores, por exemplo, SCHLESINGER (1977) e MEDINA et al (1980) que indicaram que a respiração e a decomposição de raízes são fatores dominantes na produção de  $\text{CO}_2$  no solo. Eles verificaram também que há uma indicação de que os fluxos de  $\text{CO}_2$  do solo na estação úmida (novembro-junho) podem ser mais baixos do que os fluxos iniciais na estação seca (julho-agosto). Esta diferença pode ser reflexo de vários fatores ambientais. O fluxo solar incidente médio para a floresta é mais baixo durante a estação úmida, que pode levar a redução do metabolismo da raiz reduzindo sobretudo a fotossíntese comunitária. A produção de  $\text{CO}_2$  através da decomposição da matéria orgânica pode ser inibida por taxas menores da difusão de  $\text{O}_2$  dentro do solo. A decomposição da palha no solo pode alcançar o pico no início da estação seca por causa da queda de folhas nesse período.

Segundo N. La Scala Jr. \*, J. Marques Jr., G.T. Pereira, J.E. (2000), o estudo das emissões de  $\text{CO}_2$  dos solos é uma tarefa importante devido ao fato de que este estudo está relacionado a muitos assuntos ambientais. Neste trabalho, nós estudamos a variação de emissão de  $\text{CO}_2$  em terras virgens, onde microorganismos são a fonte exclusiva de gás carbônico. Estudando uma área de  $100 \times 100 \text{ m}$  em três diferentes dias, nós achamos valores comuns de emissões de  $\text{CO}_2$  que variam entre  $1.26 - 2.48 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{s}^{-1}$  ( $0,06 - 0,11 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ). Comparando estes resultados com a literatura, nossos valores de emissões estão dentro dos mesmos valores informados em solos cobertos por vegetação ( $0.03-0.025 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ). (Fang et al., 1998; Rout and gupta, 1989; Carlyle and Than, 1988 ).

Também encontramos uma variabilidade de solos nas emissões de  $\text{CO}_2$  que ao passar de cada dia de medições os quais estes modelos já são semelhantes aos estudados. Outros trabalhos de pesquisa também informaram a natureza complexa da variabilidade de emissões de  $\text{CO}_2$  para a atmosfera, realizadas pelo solo (Fang et al., 1998; Dasselaar et al., 1998; Rochette et al ., 1991). Entretanto, só alguns pesquisadores demonstraram pequenas

mudanças de estado nas emissões de CO<sub>2</sub>, comparadas aos padrões de variabilidades destas emissões controlando seus possíveis fatores, ou seja, as propriedades da terra.

### **2.5.1 Fração Sólida do Solo**

As partículas sólidas do solo variam enormemente quanto à qualidade e ao tamanho. Quanto ao tamanho, algumas são suficientemente grandes para serem vistas a olho nu, ao passo que as outras são tão diminutas a ponto de apresentarem propriedades coloidais. O termo “textura” refere-se à distribuição das partículas do solo tão somente quanto ao seu tamanho.

Cada solo recebe uma designação diferente à sua textura, designação esta que nos dá uma idéia de tamanho das partículas mais freqüentes. Tradicionalmente, as partículas do solo são divididas em três frações de tamanho, chamadas frações texturais como a areia, limo e argila. Ainda não existe um acordo nas definições dessas classes. Na tabela (2.4) são mostrados os dois esquemas de classificação mais utilizados.

Feita a análise mecânica ou textural de um solo, isto é, determinadas as quantidades relativas das três frações – areia, limo e argila – o solo recebe uma designação, sendo encaixado em determinada classe textural. Assim, os solos com diferentes proporções de areia, limo e argila recebem diferentes designações.

A determinação da distribuição dos tamanhos das partículas do solo é conhecida como análise mecânica do solo. A separação das frações é geralmente feita por peneiramento do solo seco ao ar, com uma seqüência de peneiras, até um diâmetro de partículas de aproximadamente 0,05 mm. A fim de separar as partículas de diâmetro menor, geralmente é utilizado o método de sedimentação. Este consiste em dispersar uma amostra de solo em suspensão aquosa e medir as velocidades de decantação (ou sedimentação) das partículas de diferentes tamanhos.

**Tabela 2.1** – Classificações texturais do solo

		0,02	0,05	0,1	0,25	0,5	1,0	2,0mm
ARGILA	LIMO	MUITO FINA		FINA	MÉDIA	GROSSA	MUITO GROSSA	CASCALHO
		AREIA						
ARGILA	LIMO	AREIA						CASCALHO
		FINA		GROSSA				

0,002                      0,02                      0,2                      2,0 mm

Fonte :CLASSIFICAÇÃO DA SOCIEDADE INTERNACIONAL DA CIÊNCIA DO SOLO

Uma partícula em queda livre no vácuo não encontra resistência ao movimento e, em consequência, aumenta sua velocidade ao longo de sua trajetória. Já uma partícula esférica em queda livre dentro de um fluido encontra uma resistência (fricção), proporcional a seu raio  $r$ , velocidade  $v$  e viscosidade do fluido  $\eta$ . De acordo com STOKES (1851), a força de fricção  $f_r$  é dada por:

$$F_r = 6\pi r v \eta \quad (2.8)$$

Devido a esta resistência, a partícula atinge um velocidade constante de queda, isto é, sem aceleração. Nestas condições, a somatória de todas as forças que atuam sobre a partícula deve ser nula ( $v = \text{constante}$  ou  $\text{aceleração} = 0$ ). Além da força de fricção, dirigida de baixo para cima, uma partícula está sujeita a uma força de empuxo  $f_2$ , também dirigida de baixo para cima. Esta é dada pelo peso do volume do fluido deslocado:

$$f_e = \frac{4\pi}{3} r^3 \rho_f g \quad (2.9)$$

onde  $\rho_f$  é a densidade do fluído,  $g$  a aceleração da gravidade, e  $4\pi r^3/3$  o volume da partícula considerada esférica. A última força que atua sobre a partícula é seu peso  $f_p$ , está dirigida de cima para baixo, dada pelo produto de sua massa pela aceleração da gravidade.

$$f_p = \frac{4\pi}{3} r^3 \rho_s g \quad (2.10)$$

onde  $\rho_s$  é a densidade da partícula.

Portanto, fazendo o balanço das forças, obtém-se:

$$F_r = 6\pi r \eta v + f_e = \frac{4\pi}{3} r^3 \rho_f g + f_p = \frac{4\pi}{3} r^3 \rho_s g \quad (2.11)$$

donde:

$$v = \frac{2}{9} \frac{r^2 g}{\eta} (\rho_s - \rho_f) = \frac{d^2 g}{18\eta} (\rho_s - \rho_f) \quad (2.12)$$

sendo  $d$  o diâmetro da partícula. Assumindo que a velocidade de equilíbrio é atingida quase que instantaneamente, pode-se calcular o tempo necessário para uma partícula de diâmetro  $d$  percorrer em queda, uma altura  $h$ , pois velocidade é espaço percorrido por unidade de tempo:

$$t = \frac{18 h \eta}{g d^2} \quad (2.13)$$

$$d^2 g (\rho_s - \rho_f)$$

Considerando-se as partículas do solo como esféricas, de densidade uniforme, que elas decantem individualmente, que o fluxo do fluído ao redor delas é laminar e que as partículas são suficientemente grandes para que não sejam afetadas pelos movimentos térmicos das moléculas do fluído, lei de STOKES, representada por (2.9.3) ou (2.9.4) pode ser utilizada na determinação da distribuição das partículas do solo. Para tanto, toma-se uma massa (50 a 100g) de solo disperso em 1 litro de água, em um cilindro de laboratório. Vários dispersantes, necessários para manter as partículas de solo separadas (não aglutinadas, isto é, dispersas) são utilizados, como a soda e o calgon. Desejando-se saber a quantidade de material que possui diâmetro  $d$  menor que um dado valor escolhido, espera-se que a solução dispersa decante por um tempo  $t$  (calculado por 2.9.4) de tal forma que uma altura  $h$  (a partir da superfície) fique livre de partículas de diâmetro maior que  $d$ . Isto acontece por que a velocidade de queda é proporcional à massa. A altura  $h$  é geralmente 10 cm, que é uma altura suficiente para que um densímetro seja introduzido (entre 0 e  $h$ ), sendo assim determinada a densidade da suspensão.

De acordo com o clássico triângulo de classificação textural (MONIZ, 1972), o solo pertence à classe textural: barrento. Os resultados obtidos na análise mecânica de um solo são geralmente apresentados em quadros ou gráfico (porcentagem de partículas com diâmetro menor que  $d$  em função do logaritmo do diâmetro).

Maiores detalhes sobre a análise mecânica dos solo podem ser vistos em KLUTE (1986). Recentemente um novo método, muito promissor foi publicado por VAZ et al (1992), que mede as concentrações  $C$  pela atenuação de um feixe gama por uma suspensão de solo água. O termo estrutura é utilizado para descrever o solo no que se refere ao arranjo, orientação e organização das partículas sólidas. A estrutura também define a geometria dos espaços porosos. Como o arranjo das partículas do solo é geralmente muito complexo para permitir qualquer caracterização geométrica simples, não existe meio prático de se medir a estrutura de um solo. Por isso, o conceito de estrutura do solo é qualitativo.

A junção de partículas do solo dá origem a agregados. Estes são classificados quanto à forma (prismáticos, laminares, colunares, granulares e em bloco) e ainda quanto ao tamanho do agregado (de acordo com seu diâmetro). Também tem sido dada importância ao grau de desenvolvimento e estabilidade dos agregados. Um solo bem agregado (estruturado) apresenta uma boa quantidade de poros de tamanho relativamente grande. Dizemos que possui alta macroporosidade, qualidade que afeta a penetração de raízes, circulação de ar (aeração), seu manejo do ponto de vista agrícola (operações de cultivo) e a infiltração de água.

Qualitativamente, separaremos a fração sólida do solo em quatro sub-frações: matéria primária, óxidos e sais, matéria orgânica e matéria secundária. Uma descrição qualitativa das espécies de materiais primários existentes no solo é dada no quadro (2.5). Como se pode verificar, os elementos nutrientes às plantas: Ca, Mg, K e Fe são abundantes nos materiais primários. O fósforo P já é menos freqüente e notável é a ausência de macronutrientes N e S e dos micro-nutrientes Cu, Zn, Co, Mo e B.

**Tabela 2.2** – Composição química aproximada dos principais materiais primários do solo.

Mineral	SiO <sub>4</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Quartzo	100	-	-	-	-	-	-
Ortoclase	64	19	-	1,5	-	12	-
Albita	65	23	-	4,5	-	2	-
Anortila	42	33	-	15	-	1	-
Muscovita	45	35,5	-	-	1,5	9,5	-
Biotita	34,5	21	10	1	11	7,5	-
Hornblenda	48	9,5	3	7,5	14	1	-
Angita	50	6,5	3	21	13	-	-
Olivina	39	-	1,5	-	40	-	-
Apatita	-	-	-	54,5	-	-	41
Magnetita	-	-	69	-	-	-	-

Fonte: NIELSEN & BIGGAR, (1980)

Os óxidos, carbonatos e sulfatos podem conter elementos nutrientes, tais como Ca, Mg, S e Fé. Entretanto, os carbonatos, quando presentes, são, provavelmente, mais importantes como tampões para pH. Os óxidos de ferro são importantes como agentes de cementação (formação de agregados) entre partículas. No quadro 2.6. é apresentada a composição dos principais óxidos encontrados em solos de climas diversos. Os óxidos e hidróxidos de Fe e Al existem em muitos solos, tanto na forma cristalina como também na forma amorfa. Dependendo do pH externo e da concentração salina da solução do solo, eles dissociam grupos H<sup>+</sup> ou OH<sup>-</sup>, tornando-se eletricamente carregados, podendo adsorver cátions e ânions em pontos de carga negativa e positiva, respectivamente, contribuindo assim para a capacidade de troca de iônica que será estudada em detalhe em futuros assuntos.

**Tabela 2.3** – Composição de solos minerais de zonas tropical e temperada.

<b>Óxidos</b>	<b>Solo Tropical</b>		<b>Solo Temperado</b>	
<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>3</b>	<b>-30</b>	<b>60</b>	<b>- 95</b>
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>10</b>	<b>-40</b>	<b>2</b>	<b>- 20</b>
<b>FeO<sub>3</sub></b>	<b>10</b>	<b>-70</b>	<b>0,5</b>	<b>- 10</b>
<b>CaO</b>	<b>0,05</b>	<b>- 0,5</b>	<b>0,3</b>	<b>2</b>
<b>MgO</b>	<b>0,1</b>	<b>- 3</b>	<b>0,05</b>	<b>1</b>
<b>K<sub>2</sub>O</b>	<b>0,01</b>	<b>- 1</b>	<b>0,1</b>	<b>2</b>
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	<b>0,01</b>	<b>- 1,5</b>	<b>0,03</b>	<b>0,3</b>

Fonte: LIBARDI, 1980.

## **2.6 Matéria Orgânica do Solo e Formação dos Minerais**

A matéria orgânica é fonte de N, S e P às plantas. Seu conteúdo na maioria dos solos, varia entre 1 a 10%. A matéria orgânica também possui grande superfície específica que é reativa devido à dissociação de grupos COOH, OH e NH<sub>2</sub>, produzindo ainda complexos como Fe, Mn, Ca, Mg e outros.

O solo possui poros de variadas formas e dimensões, que condicionam um comportamento peculiar. A fração do solo que mais decisivamente determina seu comportamento físico é a fração argila, que é a matéria secundária. A argila possui a maior área específica (área por unidade de massa) e por isso, é a fração mais ativa em processos físico-químicos que ocorrem no solo.

Partículas de argila absorvem água e são responsáveis pelos processos de expansão e contração quando um solo absorve ou perde água. A maioria das partículas de argila são carregadas negativamente e, devido a isto, formam uma “camada eletrostática dupla” ou

“dupla camada iônica” (electrostatic double layer) com íons da solução do solo e mesmo com moléculas de água que são dipolos.

A areia e o limo têm áreas específicas relativamente pequenas e, conseqüentemente, não mostram grande atividade físico-química. Areia e limo são importantes na macroporosidade do solo onde predominam fenômenos capilares, quando o solo acha-se próximo à saturação juntamente com a argila, o limo e a areia formando a “matriz sólida” do solo.

A argila é constituída de partículas de diâmetro menor que  $2\mu$ , compreendendo um grande número de minerais, alguns dos quais são amorfos (materiais os quais não são sólidos e nem líquidos), mas boa parte é constituída de micro-cristais de tamanho coloidal e estrutura definida. Entre estes cristais, ou minerais de argila, encontram-se os aluminossilicatos.

Basicamente, estes se constituem de duas unidades estruturais: um tetraedro de átomos de oxigênio envolvendo um átomo de silício ( $\text{Si}^{+2}$ ) e um octaedro de átomos de oxigênio (ou grupo hidroxílico OH) envolvendo um átomo de alumínio ( $\text{Al}^{+3}$ ). Os tetraedros e octaedros são unidos pelos seus vértices por meio de átomos de oxigênio que são compartilhados. Por esse motivo formam-se camadas de tetraedros e octaedros segundo RICHARD, NIELSEN & BIGGAR, (1980).

Existem dois tipos principais de aluminossilicatos, dependendo da relação entre camadas e tetraedros e octaedros. Em minerais como a caulinita, uma camada de octaedros compartilha oxigênios de uma camada de tetraedros. Em minerais como a montmorilonita, uma camada de octaedros compartilha oxigênio de duas camadas de tetraedros. Estas estruturas descritas, também denominadas “micelas”, são ideais e eletricamente neutras.

Na natureza durante a sua formação, ocorrem substituições de átomos (substituições isomórficas ou isomorfas) que produzem um não balanceamento de cargas. Assim é comum a substituição de  $\text{Si}^{+4}$  por  $\text{Al}^{+3}$  nos tetraedros e a substituição de  $\text{Al}^{+3}$  por  $\text{Mg}^{+2}$  e/ ou  $\text{Fe}^{+2}$  nos octaedros. Isto acontece porque, quanto ao tamanho, estes átomos podem perfeitamente substituir uns aos outros na rede cristalina e, como resultado, cargas

negativas de oxigênio permanecem não balanceadas, tornando as micelas em superfícies eletricamente carregadas.

Outra fonte de carga não balanceada nos minerais de argila é a neutralização incompleta dos átomos nas extremidades das redes cristalinas e materiais orgânicos. Estas cargas são neutralizadas externamente pela solução aquosa do solo, isto é íons trocáveis ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{H}^{1+}$ ,  $\text{H}_2\text{PO}_4^{1-}$ ,  $\text{NO}_3^{1-}$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$ , ...) ou mesmo dipolos de água. Estes íons também penetram entre as micelas justapostas, a fim de neutralizar as cargas originais pela substituição isomórfica. Um caso típico é o potássio, elemento essencial às plantas, que ao penetrar entre as lâminas de alguns aluminossilicatos, torna-se praticamente indisponível.

Estes íons adsorvidos eletricamente não fazem parte da estrutura cristalina e podem ser “trocados” ou substituídos por outros. Este fenômeno de substituição é denominado “troca iônica” fenômeno de vital importância em físico-química de solos, pois ele afeta a retenção ou liberação dos nutrientes às plantas, dos sais minerais e os processos de floculação e dispersão dos colóides do solo.

### **2.6.1 Capacidade de Troca Iônica do Solo**

A carga das micelas de argila é geralmente apresentada como densidade superficial de carga (número líquido de posições de troca por unidade de área de micela) mas, mais comum é a caracterização de um solo pela capacidade de troca iônica (CTI).

A capacidade de troca iônica ocorre sempre em um sistema onde se encontram superfícies carregadas eletricamente. Até o momento, consideramos apenas o caso de argilas apresentando cargas negativas simetricamente distribuídas em sua superfície. No sistema solo-planta, tanto as argilas como a matéria orgânica, os óxidos. A superfície das raízes, tecidos biológicos, etc, apresentam cargas tanto positivas como negativas. Essas cargas podem ser permanentes ou não-permanentes.

As cargas permanentes são aquelas que aparecem principalmente nos cristais de argila, como consequência da substituição isomórfica. As cargas não permanentes

aparecem sempre que uma superfície apresenta propriedades de ácido ou base fracas. Como os materiais descritos apresentam estas propriedades, eles apresentam cargas não-permanentes. Estas, logicamente, são dependentes o pH da solução.

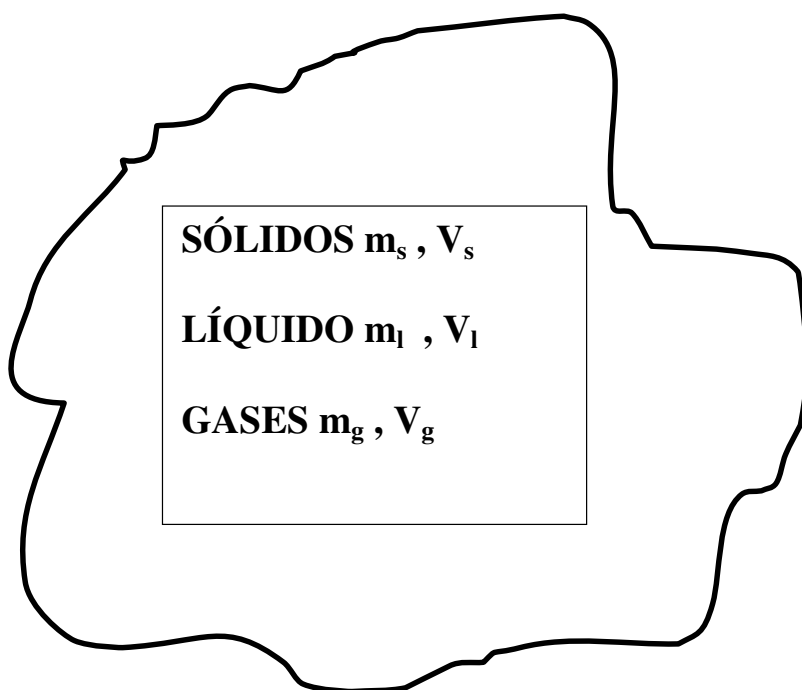
Quando uma superfície apresenta cargas negativas em excesso, ela denomina-se como “trocadora de cátions” e quando possui excesso de cargas positivas, denomina-se: “trocadora de ânions”. Portanto, a capacidade de troca iônica de um material é medida quantitativa do fenômeno de troca iônica. Pode-se determinar a capacidade de troca CTC e a capacidade de troca aniônica CTA, sempre expressos em miliequivalentes de íons adsorvidos por 100 g de material (solo).

Assim, um solo com capacidade de troca catiônica de 15 meq/100g, tem a capacidade de reter 15 meq de qualquer cátion por 100g de solo. A CTI é a função de uma série de fatores, distinguindo-se entre eles o pH da solução do solo. Para o caso dos cátions, amostras de montmorilonita pura em pH 6 têm uma capacidade de troca catiônica CTC ao redor de 100 meq/100 g, ao passo que a caulinita tem CTC de apenas 4 a 9 meq / 100 g. Essas diferenças são devidas, principalmente, a diferenças de densidade superficial de carga e superfície específica. Esta última é definida como a superfície total das partículas sólidas por unidade de massa do solo. É geralmente dada em  $m^2/g$ .

A matéria orgânica também contribui sensivelmente para a capacidade de troca iônica. A CTC do ácido húmico varia entre 250 à 400 meq/100, isto é, três vezes maior que a montmorilonita, dependendo muito do pH. A matéria orgânica exerce também grande influência na estrutura do solo.

Segundo MARCOS (1971), consta um minucioso estudo das propriedades físicas e morfológicas de quatro solos de importância agrícola no Estado de São Paulo. Neste trabalho o autor apresenta dados de distribuição de partículas, características químicas, porosidade, características de agregados, constantes de Atteberg e mineralogia de argila de amostras de solo das séries Iracema, Luiz de Queiroz, Guamium e Tanquinho (RANZANI et al, 1967).

Algumas relações massa-volume têm sido utilizadas para descrever as três frações: sólida, líquida e gasosa e suas inter-relações. Se tomarmos uma amostra de solo (suficientemente grande para conter as três frações e que represente uma certa porção do perfil, digamos, um torrão de 100 a 500 g, por exemplo, poderemos discriminar as massas e o volumes de cada fração.



**Figura 2.4 – Amostra de um solo indicando frações**

Portanto:

$$M_T = m_s + m_l + m_g \quad (2.14)$$

$$V_T = V_s + V_l + V_g \quad (2.15)$$

onde  $m_T$ , é a massa total da amostra;  $m_s$ , a massa das partículas sólidas;  $m_l$ , a massa do solo que por ser diluída, é tomada como massa de água;  $m_g$ , a massa de gás, isto é, ar do solo, que é uma massa desprezível em relação à  $m_s$  e  $m_l$ ;  $V_T$ , é o volume total da amostra;  $V_s$ , o volume sólido ocupado pelas partículas sólidas;  $V_l$ , pela água e  $V_g$ , o volume dos gases.

## 2.6.2 Densidade das Partículas do Solo

A densidade de partículas depende da constituição do solo e como esta varia relativamente pouco de solo para solo, ela não varia excessivamente entre diferentes solos. O quartzo tem  $d_p = 2,65 \text{ g.cm}^{-3}$  e como ele é componente freqüente nos solos, a densidade das partículas oscila em torno desse valor. A média para uma grande variedade de solos é de  $2,7 \text{ g.cm}^{-3}$ . Se a constituição do solo for muito diferente, como é o caso de solos turfosos (com muita matéria orgânica), seu valor pode ser mais baixo. Alguns exemplos são os solos Podzólico Vermelho-Amarelo (PVA), fração arenosa com densidade  $d_p = 2,65 \text{ g.cm}^{-3}$  e o solo de Terra Roxa Estruturada (Alfisol) com densidade  $d_p = 2,71 \text{ g.cm}^{-3}$ .

A determinação da densidade das partículas é feita pela pesagem do solo seco ( $m_s$ ), isto, isto é, após peso constante de estufa a  $105^\circ \text{ C}$  (cerca de 24 a 48 h) medida do volume  $V_s$ , obtida através da variação de volume registrada quando  $m_s$  é imerso em um líquido. Por exemplo, 458 g de solo seco ( $m_s$ ) são colocados em proveta contendo  $200 \text{ cm}^3$  de água. O volume final é  $369 \text{ cm}^3$ . Logicamente,  $V_s = 369 - 200 = 169 \text{ cm}^3$  e, portanto,  $d_s = 458/169 = 2,710 \text{ g.cm}^{-3}$ . Nesta metodologia são utilizados frascos especiais, chamados picnômetros, que permitem a determinação precisa de volumes. Um cuidado especial deve ser tomado para evitar bolhas de ar agregados ou microporos, que levam a erro na medida por isso, muitas vezes é utilizado o álcool ou a água sob vácuo para a retirada do ar dissolvido.

A densidade global, por ter seu denominador o volume total da amostra  $V_T$  (daí o nome global), varia de acordo com o  $V_T$ . Ao se compactar (comprimir) uma amostra,  $m_s$  parece constante e  $V_T$  diminui, em conseqüência  $d_g$  aumenta. A densidade global é, portanto, um índice do grau de compactação de um solo. Para solos de textura grossa, mais arenosos, as possibilidades de arranjo das partículas não são muito grandes e, por isso, os níveis de compactação também não são grandes. Pelo fato de possuírem partículas maiores, o espaço poroso também é constituído principalmente de poros maiores denominados arbitrariamente, de macroporos; de forma aparentemente paradoxal, nestes solos, o volume de poros é pequeno. As densidades globais do solos arenosos oscilam

entre 1,4 a 1,8 g.cm<sup>-3</sup>. Para um mesmo solo arenoso, este intervalo de variação, a diferentes níveis de compactação é bem menor.

Para solos de textura fina, mais argilosos, as possibilidades de arranjo das partículas são bem maiores. Seu espaço poroso é constituído, essencialmente, de microporos e o volume de poros  $V_g$  é grande; por isso apresentam um intervalo pouco maior de densidade global (0,9 a 1,6g.cm<sup>-3</sup>). Diretamente ligada à definição de densidade, está a porosidade que é uma medida de espaço poroso. A porosidade total  $\alpha$  também denominada Volume Total de Poros, VTP, de um solo é definida por:

Ela é dimensional (cm<sup>3</sup>.cm<sup>-3</sup>) e geralmente expressa em porcentagem. Para exemplo do torrão utilizado para exemplificar as equações (2.9.6) e (2.9.7) abaixo:

A densidade das partículas (também chamada de densidade real):

$$d_p = \frac{m_s}{V_s} (\text{g.cm}^{-3}) \quad (2.16)$$

A densidade global (também chamada densidade aparente ou apenas densidade do solo):

$$d_g = \frac{m_s}{V_T} (\text{g.cm}^{-3}) \quad (2.17)$$

A porosidade total do solo também é logicamente afetada pelo nível de compactação. Pois, quanto maior  $d_g$ , menor será  $\alpha$ . Sendo  $\alpha$  definido pela expressão:

$$\alpha = \frac{V_p}{V_T} = \frac{V_T - V_s}{V_T} \quad (2.18)$$

Pode-se ainda demonstrar que:

$$\alpha = \left[ 1 - \frac{d_g}{d_p} \right] \quad (2.19)$$

fórmula esta muito utilizada para utilizar a porosidade total  $\alpha$ .

FREIRE et al (1980) dão exemplo de como  $d_p$ ,  $d_g$  e  $\alpha$  podem variar em solos de Minas Gerais como mostra a tabela 2.4.

**Tabela 2.4. – Dados da densidade global ( $d_g$ ), densidade das partículas ( $d_p$ ) e porosidade total ( $\alpha$ ) para alguns solos de Minas Gerais (FREIRE et al, 1980)**

Solo	$d_g$ (g.cm <sup>-3</sup> )	$d_p$ (g.cm <sup>-3</sup> )	$\alpha$ (%)
<b>Podzólico Vermelho Amarelo</b>	<b>1,2</b>	<b>2,6</b>	<b>53,8</b>
<b>Terra Roxa Estruturada Eutrófica</b>	<b>1,0</b>	<b>2,7</b>	<b>62,9</b>
<b>Latossolo Vermelho Escuro</b>	<b>1,1</b>	<b>2,7</b>	<b>59,2</b>
<b>Latossolo Vermelho Amarelo</b>	<b>1,1</b>	<b>2,6</b>	<b>57,7</b>
<b>Latossolo Roxo Distrófico</b>	<b>1,0</b>	<b>2,8</b>	<b>64,3</b>

**Fonte: FREIRE et al (1980)**

Segundo, REICHARD et al (1976), estas propriedades podem variar dentro de uma mesma unidade de solo (variação espacial). Na determinação da densidade global, o grande problema está na medida do volume total da amostra,  $V_t$ . Um torrão tem uma forma irregular e poroso sendo que os poros fazem parte de  $V_T$ . Um dos métodos mais utilizados é o “método da parafina, em que o torrão seco de massa  $m_s$ , suspenso por uma linha, é imerso em água, para que, pelo empuxo, se possa determinar seu volume (Princípio de Arquimedes). Outra técnica bastante usada é do anel volumétrico, o qual fica completamente cheio de solo. Depois de eliminado o excesso de solo, o volume de solo  $V_t$  é igual à  $V$ . Esta operação deve, porém, ser feita com cuidado, a fim de não compactar o solo, o que é muito difícil. Outro problema na determinação da

densidade global é a umidade do solo. A definição envolve  $m_s$  que é obtido com solo seco e, ao secar um solo, a amostra se contrai, diminuindo  $V_T$ . Isto é de alta significância em solos expansivos, argilosos, com argila tipo 2:1, como por exemplo os Vertissolos. Nestes casos, o melhor é indicar a umidade do solo na qual foi determinado o  $V_t$ .

## 2.7 FRAÇÃO LÍQUIDA DO SOLO

A fração líquida do solo é uma solução aquosa de sais minerais e substâncias orgânicas, sendo os sais minerais de maior importância. Em geral, a solução do solo não é o reservatório dos íons nutrientes às plantas, exceto para o cloro e talvez o enxofre, que não são adsorvidos pela fração sólida incorporadas à matéria orgânica.

Quando a planta retira íons da solução do solo, sua concentração pode variar com o tempo de maneira diferente para cada nutriente e cada condição ambiental especial. Existe uma constante interação entre fração sólida (reservatório de íons) e a fração líquida, interação esta complexa, regida por produtos de solubilidade, constantes de equilíbrio, etc. devido a isto, a descrição da concentração da solução do solo torna-se difícil e apenas valores médios aproximados podem ser obtidos.

REISENAUER (1966), apresenta valores médios para uma série de solos do estado da Califórnia, nos E.U.A (tabela 2.5.).

**Tabela 2.5. – Nutrientes na solução do solo**

<b>Elemento</b>	<b>Concentração (ppm)</b>
<b>Cálcio (Ca<sup>++</sup>)</b>	<b>75</b>
<b>Magnésio (Mg<sup>++</sup>)</b>	<b>75</b>
<b>Nitrogênio (NO<sub>3</sub><sup>-</sup>)</b>	<b>125</b>
<b>Fósforo (PO<sub>4</sub><sup>-3</sup>)</b>	<b>0,01</b>
<b>Potássio (K<sup>+</sup>)</b>	<b>40</b>
<b>Enxofre (SO<sub>4</sub><sup>-2</sup>)</b>	<b>50</b>

**Fonte: REISENAUER (1966)**

**Tabela 2.6. - Composição da solução do solo (milimoles/litro).**

<b>Elemento</b>	<b>Intervalo para todos os tipos de solo</b>	<b>Solo ácido</b>	<b>Solo calcário</b>
<b>Ca</b>	<b>0,5→ 38</b>	<b>3,4</b>	<b>14</b>
<b>Mg</b>	<b>0,7→100</b>	<b>1,9</b>	<b>7</b>
<b>K</b>	<b>0,2→ 10</b>	<b>0,7</b>	<b>1</b>
<b>Na</b>	<b>0,4→ 150</b>	<b>1,0</b>	<b>29</b>
<b>N</b>	<b>0,16→ 55</b>	<b>12,1</b>	<b>13</b>
<b>P</b>	<b>0,001 1</b>	<b>0,007</b>	<b>0,03</b>
<b>S</b>	<b>0,1→ 150</b>	<b>0,5</b>	<b>24</b>
<b>Cl</b>	<b>0,2→ 230</b>	<b>1,1</b>	<b>20</b>

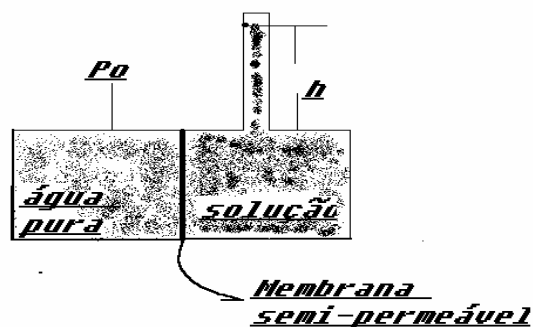
**Fonte: FRIED E SHAPIRO (1961).**

Observando os dados das tabelas (2.5) e (2.6), nota-se que os principais nutrientes, exceto o fósforo, estão presentes em concentrações entre  $10^{-3}$  e  $10^{-4}$ M. O fósforo possui normalmente a concentração mais baixa, comumente entre  $10^{-5}$  e  $10^{-6}$ M.

A presença de solutos confere à solução o que no passado foi denominado pressão osmótica. A pressão osmótica de uma solução expressa a diferença de potencial na solução em relação ao da água pura. Quando uma solução é separada de um volume de água pura

por meio de uma membrana semi-permeável (deixa passar o solvente e não deixa passar o soluto), a água tenderá a se difundir através da membrana, a fim de ocupar o estado de energia inferior na solução

**Figura 2.5 – Esquema de osmômetro**



A pressão osmótica é a pressão que pode ser aplicada à solução a fim de impedir a passagem de água para a solução. Na figura (2.4), inicialmente a solução se achava sob pressão  $P_0$  (igual à atmosférica) e, com a passagem da água pela membrana, sua pressão passa para  $(P_0 + g.h)$ . Na condição de equilíbrio,  $ph$  é uma medida de pressão osmótica da solução. Para soluções diluídas, a pressão osmótica  $P_{os}$  pode ser estimada pela equação de van'Holf:

$$P_{os} = Rta \quad (2.20)$$

Onde  $R$  é a constante universal dos gases ( $0,082 \text{ atm.l/}^\circ\text{K.mol}$ ); sendo  $T$ , a temperatura absoluta ( $^\circ\text{K}$ ) e  $a$ , a atividade da solução ( $\text{Mol.l}$ ). a pressão osmótica é realmente o potencial osmótico da água devido à presença dos solutos da e (energia), mais especificamente, energia por unidade de volume a qual é uma pressão. O sinal negativo mostra que a energia da água na presença de solutos é menor que a energia da água pura, considerada como padrão e igual a zero.

TURATI E REICHARDT (1991), fizeram um estudo detalhado do armazenamento de água em Terra Roxa Estruturada, utilizando diferentes métodos de integração

estudando a variabilidade espacial do conceito. De grande importância para a análise do comportamento de uma cultura são as variedades de umidade de solo e, conseqüentemente, do armazenamento de água. Estas variações são um reflexo das taxas de evapotranspiração, precipitação pluvial, irrigação e movimentos de água no perfil de solo. Os perfis de umidade do solo são apresentados na tabela (2.7.):

**Tabela 2.7. - Perfis de umidade do solo ( $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ ) em cultura de milho (1988).**

Profundidade (cm)	Umidade			
	5/1	9/1	13/1	17/1
0 - 20	0,351	0,292	0,249	0,202
20 - 40	0,325	0,276	0,232	0,200
40 - 60	0,328	0,260	0,226	0,203
60 - 80	0,315	0,296	0,275	0,266
80 - 100	0,316	0,316	0,315	0,314

Fonte: REICHARDT (1996).

## 2.8 Fração Gasosa do Solo

A fração gasosa do solo constitui-se do ar do solo ou da atmosfera do solo. Sua composição química é semelhante à da atmosfera livre, junto à superfície do solo apresentando diferenças principalmente nos teores de  $O_2$  e  $CO_2$ . O oxigênio é consumido por microrganismos e pelo sistema radicular das plantas superiores, de tal forma que sua concentração é menor do que na atmosfera livre. Ao contrário, o  $CO_2$  é liberado em processos metabólicos que ocorrem no solo e, por isso, seu teor é geralmente mais alto. Em casos de adubações com uréia, sulfato de amônia, etc., os teores de  $NH_3$  na atmosfera do solo podem aumentar significativamente. Outros gases orgânicos e inorgânicos também podem ter suas composições alteradas, dependendo das atividades biológicas do solo. Do ponto de vista do vapor de água do solo, o ar do solo encontra-se quase sempre muito próximo à saturação (equilíbrio da água no solo).

O ar do solo ocupa o espaço poroso não ocupado pela água. Já vimos que para um solo seco, todo espaço vazio é dado em função da porosidade do solo  $\alpha$  (equação 2.9.9.7) é ocupado pelo ar. Quando um solo possui umidade  $\theta$  ( $\theta = \theta_{(t,z)}$ ), apenas a diferença entre  $\alpha$  e  $\theta$  é denominada porosidade livre de água  $\beta$ , sendo:

$$B = (\alpha - \theta) \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3} \quad (2.21)$$

Para um solo saturado:

$$\theta = \alpha \text{ e } \beta = 0 \quad (2.22)$$

Da mesma forma como foi discutido para o caso de solutos, a concentração de qualquer gás no solo pode ser feita com bases no volume ocupado pelo fluxo do fluido apenas (ar do solo) ou com base no volume do mesmo.

Assim:

$$C = \underline{\text{quantidade de gás}} \quad (2.23)$$

### *Volume de ar*

Como por exemplo  $\text{cm}^3 \text{O}_2/\text{cm}^3 \text{ ar}$ , ppm  $\text{SO}_2$ , o importante é que a base é o volume de ar, que para  $1 \text{ cm}^3$  de solo é  $\beta$ .

$$C' = \frac{\text{quantidade de gás}}{\text{Volume de solo}} \quad (2.24)$$

E, logicamente,

$$C' = \beta C \quad (2.25)$$

#### **2.8.1 O Processo de Aeração do Solo**

O processo de aeração do solo é de grande importância na produtividade do mesmo. Para a maioria das plantas (com exceção daquelas especializadas, como o arroz), a transferência de oxigênio da atmosfera para as raízes precisa ser em proporções suficientes para suprir suas necessidades. Crescimento adequado de raízes requer oxigênio (aeração) de tal forma que as trocas de gás entre a atmosfera e solo se dêem com velocidade suficiente para não se permitir deficiência de  $\text{O}_2$  (ou excesso de  $\text{CO}_2$ ), na zona ativa das raízes. Microrganismos também requerem condições ideais para seu desenvolvimento. Medidas de consumo de oxigênio por raízes de plantas (HAWKINS, 1962), mostram que são necessários aproximadamente 10 litros de  $\text{O}_2$  por  $\text{m}^2$  de cultura, por dia.

Considerando-se uma porosidade livre de água 20% que o ar possuiu 20% de  $\text{O}_2$  e que a zona das raízes tem 1 m de profundidade, a quantidade de  $\text{O}_2$  por  $\text{m}^2$  de superfície é de 40 litros, isto é, quatro vezes a demanda das raízes. Isto significa que, para manter boas

condições de aeração, 25% do ar do solo precisa ser renovado diariamente. Os cálculos acima efetuados têm finalidade única de dar idéia das proporções do problema. Em condições reais, as velocidades de aeração, provavelmente variam entre limites mais extremos. Segundo ERICKSON e VAN DOREN (1960), o crescimento das plantas depende mais da ocorrência de períodos de falta de O<sub>2</sub> do que de condições médias de aeração.

A troca de gases e movimento de gases no solo podem se dar (1) na fase gasosa (difusão ou transporte de massa), em poros não ocupados por água, interconectados e em comunicação com a atmosfera, e (2) dissolvidos em água. Como a difusão dos gases no ar é geralmente maior que na fase líquida, a porosidade livre de água ( $\alpha - \beta$ ) torna-se bastante importante na aeração.

A composição do ar do solo (VAN BAVEL, 1965), depende das condições de aeração. Em solo com boa aeração ele não difere significativamente do ar atmosférico, exceto por uma unidade relativa que, quase sempre, é próxima à saturação (em solo seco ao ar, a umidade relativa do ar é aproximadamente 95%) e uma concentração mais alta de CO<sub>2</sub>, isto é, 0,2 – 1% em comparação com o ar atmosférico que é 0,03%. Em condições de aeração limitada a concentração de CO<sub>2</sub> pode aumentar e a de O<sub>2</sub> diminuir, ambas drasticamente.

A concentração de gases na água geralmente aumenta com a pressão e decresce com a temperatura. De acordo com a lei de Henry, a concentração de gás dissolvido é proporcional à pressão parcial P<sub>1</sub> do referido gás; assim:

$$C = s \frac{P_1}{P_0} \quad (2.26)$$

onde s é o coeficiente de solubilidade do gás na água e P<sub>0</sub> a pressão da atmosfera.

## 2.8.2 Propriedades Térmicas do Solo

De importância no estudo termodinâmico e agrônomico do solo são suas propriedades térmicas, principalmente seu calor específico, sua condutividade térmica. A primeira se refere ao solo como reservatório de calor e a segunda como transmissor de calor.

Calor específico é, por definição, a quantidade de calor sensível cedida ou recebida pela unidade de massa ou de volume de solo, quando sua temperatura varia de 1°C. Como a umidade do solo é variável, o calor específico do solo, em seu estado natural, não é uma característica só do solo, mas sim do conjunto solo-água. Para solos secos ele pode ser considerado constante. De solo para solo ele varia, dependendo das proporções de matéria mineral e orgânica.

O calor específico ou capacidade térmica por unidade de volume de solo pode ser determinado pela adição das capacidades térmicas dos diferentes constituintes em 1 cm<sup>3</sup>. em geral a capacidade calorífica da fração gasosa pode ser desprezada.

Assim:

$$C = (1 - \alpha) C_s + \theta \cdot C_a \quad (2.27)$$

onde C é o calor específico do solo (cal/cm<sup>3</sup> °C),  $\alpha$  a porosidade,  $C_s$  o calor específico da fração sólida (cal/cm<sup>3</sup> °C),  $\theta$  a umidade à base de volume e  $C_a$  o calor específico da água (1 cal/cm<sup>3</sup> °C).

A condutividade térmica K pode ser definida a partir da lei de Fourier, segundo a qual a densidade de fluxo de calor no solo  $q$  (cal/cm<sup>2</sup> seg) é proporcional ao gradiente de temperatura  $dT/dx$ , isto é:

$$q = -k \frac{dT}{Dx} \quad (2.28)$$

Além da composição da fração sólida do solo e principalmente a umidade, a condutividade térmica do solo  $K$  é também uma função de densidade global. Outro parâmetro de grande importância na caracterização térmica de um solo é a difusividade térmica  $D$ . Ela é definida pelo quociente:

$$D = \frac{k}{C} \quad (2.29)$$

## **Capítulo 3**

### **Material e Método**

Neste capítulo descreve-se os materiais utilizados no presente trabalho, bem como sua origem e especificações. Estará descrito também o procedimento experimental adotado no trabalho.

#### **3.1 Material**

##### **3.1.1. Solo**

O solo utilizado no presente trabalho é proveniente da fundação Mokiti Okada, situada no município de Ipeúna – SP. O solo coletado é classificado como solo latossolo vermelho-escuro, argiloso, com 60% de absorção de água, extremamente compactado dificultando assim o desenvolvimento das raízes, introdução de oxigênio e conseqüentemente afetando o aumento da população microbiana, dificultando o desenvolvimento das sementes.

O solo coletado também é pouco arenoso com uma camada superficial humificada muito fina. Devido às características iniciais, especialistas (técnicos, biólogos) da fundação Mokiti Okada, adotaram o método de introdução de adubação verde, sistema este que necessita de aeração (para maior penetração de oxigênio através de sistemas de arado com discos rotativos), introdução de matéria orgânica (adubação verde derivada de sementes de aveia, milho, capim seda, milho e outros invasores). Após o desenvolvimento dessas sementes as plantas já adultas são submetidas ao corte dos discos de arados rotativos o que resulta na mistura desta matéria orgânica ao solo (incorporação da adubação verde).

Após esta mistura os técnicos adicionam 2/100 (duas partes de organismo para cem partes de água), ou seja, 200mL/m<sup>2</sup> neste solo com adubação verde o qual servirá de matriz para o desenvolvimento das plantas em cultivo da Fundação Mokiti Okada.

### **3.1.2. Matéria orgânica incorporada**

A matéria orgânica incorporada ao solo é derivada de 85% de sementes de aveia (espécie amarela), o que corresponde a uma produção de massa verde de 15 ton/ha (15 toneladas por hectare). Os outros 15% é dividido em: 5% de sementes de milho + 5% de sementes de capim-seda + 5% de gramíneas e milho e outras invasoras. Esta técnica também é conhecida como coquetel de sementes.

### **3.1.3. Quantidade de amostras**

Foram coletados 120 kg de solo sendo 60 kg de solo não tratado e 60kg de solo tratado com adubação verde com inoculação microbiana.

As amostras do solo coletado passaram por um período de 10 dias de secagem (em condições semelhantes às de campo) entre os dias 15 a 25 de abril de 2007. Após esse período, o solo seco foi peneirado por peneiras de diâmetro de 2,5 mm e separadas em quantidades iguais de massa de 5.000 mL por Becker com mesma capacidade de volume.

Essas quantias foram colocadas no interior de 12 vasos de cerâmicas (doze amostras), com profundidade de 30 cm e com diâmetro de 20 centímetros para que as medições ficassem muito próximas as condições de campo. Dos doze vasos de cerâmica, 6 (seis) vasos foram colocados solo não tratado e outros 6 (seis), com solo tratado.

### **3.1.4. Sonda LI-820**

A sonda LI-820 é um analisador de CO<sub>2</sub> atmosférico que quantifica o mesmo em partes por milhão (ppm). Este instrumento possui infravermelho o qual aquecido a partir de 50 °C (calibragem mínima para a leitura do CO<sub>2</sub>), consegue captar a presença do CO<sub>2</sub> que passa pelo interior da câmara.

A sonda possui um terminal de entrada de CO<sub>2</sub> ligado a um rotâmetro (aparelho que mede a passagem do ar em litros), onde o mesmo é acoplado a uma câmara de ar (elaborada pelo Prof. Naves), onde em seu interior possui uma ventoinha com a função de enviar todo o ar do seu interior para o rotâmetro.

A câmara possui no seu interior a ventoinha é acoplada a uma bomba de sucção de ar que suga o ar atmosférico ou o ar que está preso no interior de pequenos baldes que armazenam o CO<sub>2</sub> a ser quantificado.

A câmara LI-820 é ligada a uma voltagem de 110 volts e necessita de um regulador de tensão para que não haja alterações de corrente elétrica e não venha a danificar a mesma. O ar liberado para a quantificação de CO<sub>2</sub> é de 1.000mL/min., sendo o rotâmetro calibrado para esse fim.

A câmara LI-820 foi acoplada a um notebook onde foi realizada a leitura de quantificação de CO<sub>2</sub> por ppm. A câmara analisadora, além de quantificar as emissões de CO<sub>2</sub> produzindo, através de um programa de software instalado previamente no microcomputador, amostras que variam entre 0 a 5 (minutos), além do que, as medições são realizadas entre intervalos que variam de forma constante entre dez a dez segundos cada ponto de medição.

Em função desses dados o programa de software produz gráficos ao mesmo instante em que essas amostras são produzidas. A câmara também possui uma saída (escape) para liberar o CO<sub>2</sub> que foi quantificado pelo infravermelho para o meio atmosférico.

### **3.1.5. Sistema de captação de CO<sub>2</sub>**

Para efetuar a captação de CO<sub>2</sub> contido nas amostras de solo foi criado um sistema de baldes que ficam acoplados a mangueiras que estão fixas no interior de furos de 0,8mm no fundo (base dos baldes). Essas mangueiras possuem um diâmetro externo de 0,7 mm e são encaixadas e vedadas no seu exterior por cola de silicone (para evitar vazão de CO<sub>2</sub> que deverá ser quantificado para efeito de coleta de dados).

Cada mangueira é ligada a um dos doze baldes do experimento possuindo uma torneira plástica com diâmetro de 0,6 mm que têm a função de regular a saída de CO<sub>2</sub> e que estão ligadas a uma mangueira principal que serve de meio para que a bomba de sucção possa sugar o CO<sub>2</sub> de cada vaso ou o ar atmosférico antes de cada medição para que sirva de parâmetro das análises das amostras.

Os baldes são de material plástico e ficam fixos no solo contido no interior de cada vaso com inclinação vertical e sua abertura para baixo. A fixação ocorre em função das amostras de solo estarem previamente umedecidas 24 horas antes e decorrente também da pressão exercida quando acoplados ao solo no momento da montagem da primeira medição.

No interior de cada balde há espaço suficiente para que o produzido pela ação microbiana contido nos poros do solo do vaso passe para o interior dos baldes acoplados a este sistema.

As medições de CO<sub>2</sub> foram realizadas em um período de 8 dias com intervalos de 24hs cada medição de cada um dos doze vasos, produzindo 12 amostragens/dia, resultando na produção de 12 gráficos de emissão de CO<sub>2</sub>/dia com um total de 96 amostras e 96

gráficos em 8 dias de experimento. Além disso, nestes oito dias foram produzidas 12 amostras/dia do CO<sub>2</sub> atmosférico para eventuais parâmetros e discussões do experimento.

### 3.1.6. Sistema de análise e interpretação

O sistema de análise é baseado na leitura da quantidade de CO<sub>2</sub> atmosférico em partes por milhão (ppm), quantificado pela câmara LI-820 através de infravermelho calibrado a partir de 50° (Celsius), comparando com o CO<sub>2</sub> produzido e liberado do interior de cada balde. Essa análise foi realizada a cada 24hs em um período de 8 dias corridos sem interrupção (entre 27042007 a 08052007 sempre a partir das 13:00 hs), devido à influência de temperatura.

A câmara analisadora de CO<sub>2</sub> possui infravermelho que lê (detecta) as quantidades de CO<sub>2</sub> produzidas no interior da atmosfera dos baldes gerando o dados para análises.

**Figura 3.1** – Sistema de captação e análise de CO<sub>2</sub>.



## 3.2. Métodos

### 3.2.1 Coleta do solo

As amostras do solo foram coletadas em campos da fundação Mokiti Okada, no Município de Ipeúna interior do Estado de São Paulo em duas áreas distintas (dois pontos diferentes). O solo foi seco ao ar e passado por peneiras de 2,5 mm.

### **3.2.2 Caracterização do solo utilizado no experimento**

A análise física e química do solo foi caracterizada no Laboratório Bioagri – Rodovia Rio Claro-Piracicaba. Os procedimentos utilizados para a caracterização do solo foram descritos no anexo A da norma CETESB L6.350 – SOLOS, tendo sido determinados a densidade global, a capacidade de campo, umidade, pH inicial e curva de neutralização.

Foram determinados os teores totais de carbono orgânico e fósforo do solo, empregando-se as metodologias descritas no STANDARD METHODS FOR EXAMINATION OF WATER AND WASTEWATER (CLESCERI et al, 1989).

A classificação do solo seguiu os procedimentos descritos no METHODS OF SOIL ANALYSIS (PAGE et al, 1982).

### **3.2.3. Coleta da matéria orgânica**

A matéria orgânica não pôde ser coletada separadamente do solo tratado em função de que a mesma já é incorporado através de semeadura de sementes de aveia, milho, milheto, capim-seda, gramíneas que no desenvolver das sementes originam a matéria orgânica viva que na idade adulta é triturada por arados de discos rotatório no próprio campo e misturada ao solo para que favoreça o aumento da matéria orgânica.

### **3.2.4. Preparo das amostras**

Para a realização dos experimentos, utilizou-se dois solos coletados na fundação Mokiti Okada situada no Município de Ipeúna – SP. O primeiro solo denominado : solo não tratado ou amostra AM1 foi distribuído em 6 (seis) vasos de cerâmica contendo cada vaso a mesma quantidade de 5.000 mL de solo; o segundo solo denominado solo tratado ou amostra AM2 também foi distribuído em 6 (seis) vasos de cerâmica contendo cada vaso da amostra (AM2) a quantidade de 5.000 mL.

Ambos os solos foram secos em condições próximas as de campo por um período de 10 dias. Os mesmos após a secagem foram peneirados com peneira de diâmetro 2,5 mm e após um dia, umedecido.

Nos seis vasos com solo não tratado (AM1) foram colocados a quantia 1.200mL de água tratada e nos vasos com solo tratado com adubação orgânica vegetal mais inoculação microbiana 2/100 (AM2), fora acrescentada a mesma quantidade de 1.200 mL também com água tratada. Essas quantias foram calculadas em função da capacidade de campo do solo (AM1) e do solo (AM2) com 60% de absorção de água.

Após serem umedecidos, os solos contidos nos doze vasos ficaram em repouso por um período de 24 hs antes que as medições fossem realizadas, na expectativa de que a ação microbiana das amostras pudessem ocorrer.

### 3.2.5. Umidade das amostras

O teor de umidade das amostras no início e no final do experimento, foi determinado pela técnica descrita por VIEIRA (1983), em duas repetições de 1g cada. As amostras eram colocadas em recipiente previamente taradas e submetidas à secagem em estufa entre 105 a 115 (°C).

Cálculo da umidade:

$$U_a = \left[ \frac{P_u - P_s}{P_s} \right] \times 100 \quad (3.1)$$

onde:

$U_a$  = umidade atual da amostra, em porcentagem, em relação ao peso seco;

$P_u$  = massa em gramas da amostra úmida;

$P_s$  = massa em gramas da amostra seca;

### 3.2.6. Determinação da capacidade de campo

A capacidade de campo foi determinada pela técnica descrita por COSTA (1983). Foram colocados 150 g de solo em um copo de becker de 500 mL de capacidade e adicionou-se, gotejando, 2 mL de água destilada com o auxílio de uma pipeta, em 40 segundos.

O torrão úmido foi separado do resto do solo pela frente de umedecimento, colocado em placa de Petri e levado à estufa a 100 °C por 24 horas. O torrão foi então

pesado e a capacidade de campo foi calculada pela diferença entre os pesos dos solos úmidos e secos.

### **3.2.7. Coletas de dados respirométricos**

Os dados respirométricos foram coletados em intervalos de 5 minutos cada para que houvesse uma constante nas medições. Cada amostra foi lida por uma câmara respirométrica com infravermelha que capta as moléculas de CO<sub>2</sub> e as lê em parte por milhão de volume (ppm).

O solo coletado foi colocado no interior de doze vasos de cerâmica com 25 cm de diâmetro por 30 cm de profundidade. Seis desses vasos receberam substrato e seis não. No interior de cada vaso foi acoplada à um balde de plástico fixado de cabeça para baixo no solo que estava no interior de cada vaso formando, assim, uma espécie de câmara de armazenagem de CO<sub>2</sub>.

Em cada balde foi fixada uma mangueira que, por sua vez, também foi acoplada uma pequena torneira de laboratório (para liberar ou bloquear a saída de CO<sub>2</sub> do interior de cada balde). Cada uma dessas doze torneiras, foi acoplada a uma mangueira matriz que tem a função de enviar o CO<sub>2</sub> contido no interior de cada balde a uma bomba de sucção que suga o CO<sub>2</sub> do interior de cada balde até uma segunda câmara que possui uma ventoinha a qual empurra o CO<sub>2</sub> através de um rotâmetro (aparelho que mede a quantidade de ar em litros por minuto), sendo o volume calibrado em 1.000mL/minuto para o interior da câmara respirométrica LI-820, para que o leitor ótico com infravermelha possa ler o CO<sub>2</sub> em partes por milhão.

As medições foram realizadas sempre no mesmo horário (meio dia) para que não houvesse muita variação de temperatura e variações nas coletas. O período de medição ocorreu entre os dias 27 de abril a 4 de maio de 2007, ou seja, em um período de 8 dias corridos sem interrupções. Cada dia de medição era possível coletar um total de 12

amostras totalizando 96 amostras para a coleta de resultados, construção de gráficos e conclusões posteriores.

### 3.2.8 Instrumentos Utilizados na Coleta das Amostras

**Figura 3.2** Câmara respirométrica LI-820 – Analisador de CO<sub>2</sub>



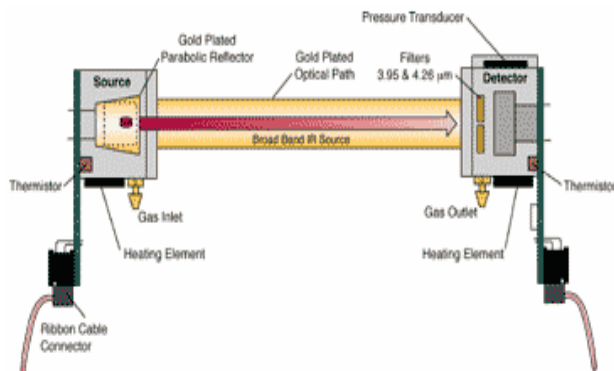
E-mail: [envsales@licor.com](mailto:envsales@licor.com)

**Figura 3.3** Possui banco óptico de 5 cm possibilitando a leitura do CO<sub>2</sub> em até 20.000 ppm



E-mail: [envsales@licor.com](mailto:envsales@licor.com)

### 3.4 Princípio operacional de LI-820



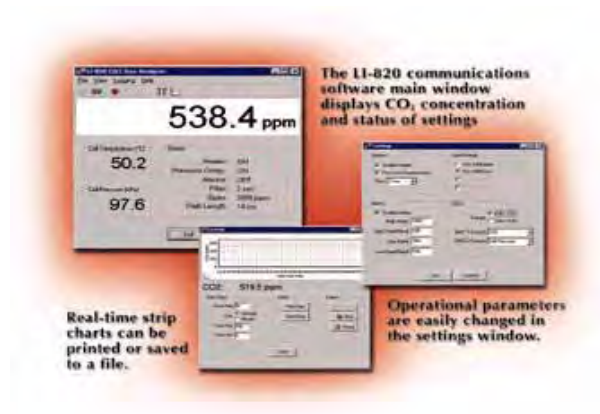
E-mail: [envsales@licor.com](mailto:envsales@licor.com)

**Figura 3.5** Bancos ópticos (5 cm e 14 cm) pode ser trocado facilmente e pode ser limpo



E-mail: [envsales@licor.com](mailto:envsales@licor.com)

**Fig 3.6** Sistema de Coleta de Dados da LI-820



E-mail: [envsales@licor.com](mailto:envsales@licor.com)

## **Capítulo 4**

### **Resultados e Discussão**

Os resultados e discussões apresentados neste capítulo correspondem aos dados obtidos da produção de CO<sub>2</sub> através de absorção de radiação infravermelha em dois solos de latossolo vermelho-escuro sendo que um desses solos fora incorporado substrato (adubação verde + inoculação microbiana). Segue-se a isto discussões sobre os possíveis aumentos na emissão de CO<sub>2</sub> quando incorporado tal substrato e as possíveis variáveis que contribuem para o aumento desta produção.

#### **4.1 Resultados**

A tabela 4.1 mostra as produções de CO<sub>2</sub> em parte por milhão (ppm) em seis vasos de cerâmica com solo não tratado com substrato entre os dias 27 de abril a 4 de maio de 2007 (período de coleta das amostras – 8 dias).

**Tabela 4.1** Dados respirométricos coletados em um período de 8 dias – Solo não tratado

<b>Período</b>						
<b>Das</b>						
<b>Coletas</b>	<b>AM1-A</b>	<b>AM1-B</b>	<b>AM1-C</b>	<b>AM1-D</b>	<b>AM1-E</b>	<b>AM1-F</b>
27/04/07	2.000.00	2.000.00	2.000.00	2.000.00	2.000.00	1.836.06
28/04/07	1.273.17	1.041.73	1.531.69	1.201.90	1.142.90	454.32
29/04/07	1.429.15	1.056.18	1.319.61	631.83	946.85	470.51
30/04/07	1.226.18	1.200.18	1.388.17	987.16	887.98	499.80
01/05/07	986.12	896.17	1.116.17	786.18	750.18	490.01
02/05/07	780.02	680.11	788.90	638.90	538.06	699.18
03/05/07	680.17	650.80	687.16	505.00	529.17	499.18
04/05/07	617.19	617.88	560.13	520.00	500.03	510.00

**Tabela 4.2** Dados respirométricos coletados em um período de 8 dias – Solo tratado com substrato

<b>Período</b>						
<b>Das</b>						
<b>Coletas</b>	<b>AM2-A</b>	<b>AM2-B</b>	<b>AM2-C</b>	<b>AM2-D</b>	<b>AM2-E</b>	<b>AM2-F</b>
27/04/07	2.000.00	2.000.00	2.000.00	2.000.00	2.000.00	2.000.00
28/04/07	1.125.19	2.000.00	1.876.17	2.000.00	1.763.13	1.499.89
29/04/07	998.17	1.499.98	1.556.18	1.897.18	1.326.18	1.376.16
30/04/07	881.00	1.386.17	1.498.08	1.489.13	1.256.17	1.126.18
01/05/07	896.00	1.106.18	1.326.18	1.478.03	902.13	986.88
02/05/07	799.17	788.16	889.17	1.256.17	889.13	723.18
03/05/07	643.17	786.08	780.06	737.16	699.19	523.18
04/05/07	625.12	689.09	720.00	883.04	678.17	520.10

Os resultados da quantificação da produção de CO<sub>2</sub> obtido por absorção de infravermelha estão relacionados nas tabelas 4.1 e 4.2. Esses resultados foram obtidos através da câmara respirométrica LI-820 a qual é dotada de infravermelha que capta as moléculas de CO<sub>2</sub> e as quantificam em parte por milhão (ppm).

**Tabela 4.3** Características químicas de um latossolo vermelho-escuro

Profundidade (cm)	pH	P	K	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Al <sup>3+</sup>	H + Al
	H <sub>2</sub> O	(mg/dm <sup>3</sup> )				(cmol/dm <sup>3</sup> )	
0 – 10	5,2	1,94	34,0	1,21	1,08	0,57	7,16
10 – 20	5,0	0,34	25,7	0,40	0,39	1,04	6,74
20 – 40	4,9	0,19	21,5	0,12	0,13	1,10	6,11
40 – 60	5,1	0,10	20,0	0,05	0,06	1,00	5,54

A tabela 4.3 mostra as características químicas do latossolo vermelho-escuro em função da profundidade em centímetros e os componentes deste tipo de solo.

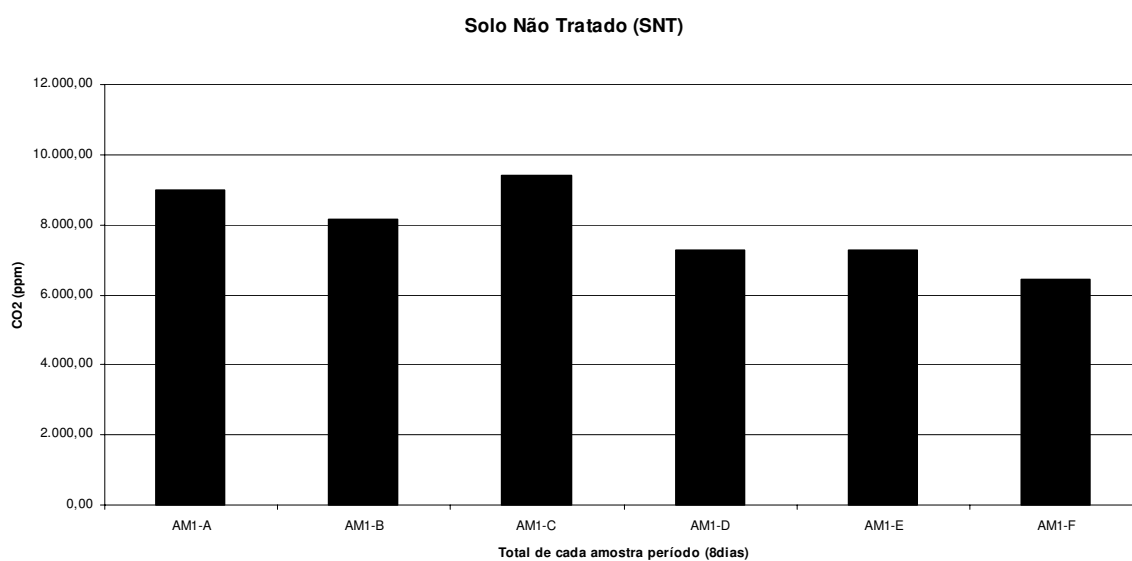
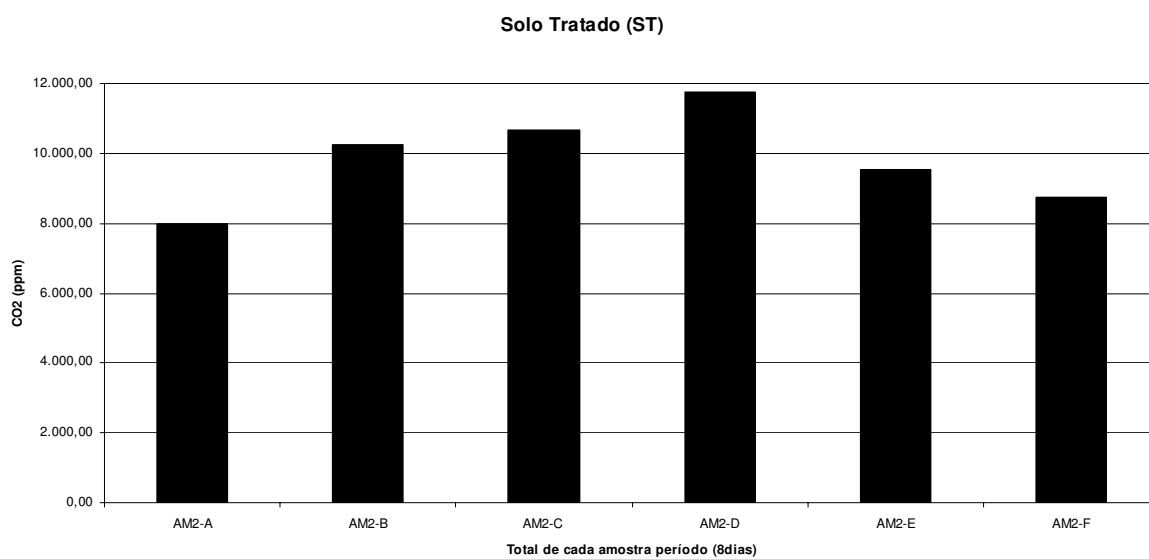
**Tabela 4.4** Principais características do solo

<b>Parâmetros</b>	<b>Amostra</b>
Nitrogênio Total (%)	0,43
Umidade Residual (%)	3,00
Fósforo Total (% P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> )	0,15
Carbono Orgânico Total (mg/kg)	150,00
Capacidade de Campo	137,00
pH	6,36

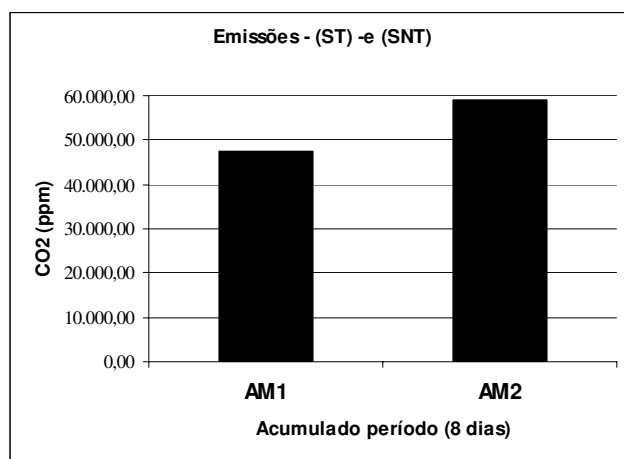
**Tabela 4.5** Quantificação granulométrica do solo em função da profundidade.

<b>Granulometria</b>	<b>(%) Amostra</b>		
	<b>Camada (m)</b>		
<b>Atributo físico</b>	<b>0,0 – 0,1</b>	<b>0,1 – 0,2</b>	<b>0,2 – 0,3</b>
Areia	90	86	77
Areia Fina	128	125	125
Silte	297	281	273
Argila	485	508	525

Os parâmetros físicos, químicos e microbiológicos tornam-se importantes quando se pretende utilizar o solo como agente principal na degradação de compostos orgânicos (SIVIERO, 1995).

**Gráfico 4.1** – Resultados das emissões de CO<sub>2</sub> do solo não incorporado com substrato.**Gráfico 4.2** - Resultado das emissões de CO<sub>2</sub> com solo incorporado com substrato.

**Gráfico 4.3** – Resultado final total das amostras do solo incorporado em relação ao incorporado com substrato.



## 4.2 Discussão

Após a exposição dos resultados obtidos, prossegue-se neste capítulo algumas discussões e justificativas a cerca da quantificação da emissão de CO<sub>2</sub> em plantio direto, o que pode ser perfeitamente aplicado na investigação de processos de recuperação e manutenção de ecossistemas, ou seja, estudos de Física Aplicada ao Meio Ambiente.

### 4.2.1 Matéria Orgânica Incorporada como Substrato

Foi estudado o processo de emissão de CO<sub>2</sub> em função da matéria orgânica incorporada, pois a mesma encontra-se disponível como subproduto em enriquecimento de solo de plantio direto em diversos segmentos da agricultura. A matéria orgânica com inoculação de microrganismos tem sido ao longo dos anos uma alternativa de enriquecer muitos solos os quais estão sem fertilidade ou que foram deixados em função dos longos anos de cultivo agrícola e como resultado diminuiram o seu potencial de elementos necessários ao desenvolvimento das diversas agriculturas.

A princípio a idéia era apenas realizar um estudo para quantificar as emissões de CO<sub>2</sub> no caso, a perda de carbono do solo para a atmosfera e sua contribuição para com o aquecimento global. Mas, como este assunto também estava ligado ao manejo do solo agrícola através de diferentes tipos de arados de preparo do solo, a incorporação de uma variedade de substratos os quais podem ser incorporados ao solo como fonte alternativa de enriquecimento do mesmo, a ação de microrganismos e a oxidação da matéria orgânica, os processos de irrigação, temperatura e umidade do solo, este trabalho foi direcionado não só com a finalidade de quantificar as emissões de CO<sub>2</sub>, mas também de inserir em literatura o custo-benefício da incorporação da matéria orgânica ao solo e conseqüentemente ser aplicado em maior extensão para outros estudos que estejam ligados a este assunto.

Um outro aspecto a ser analisado é o fato de que a matéria orgânica ao ser incorporada ao solo não só enriquece o mesmo mas contribui para que haja a diminuição de queimadas e uma diminuição significativa da produção tão imediata de CO<sub>2</sub>.

#### **4.2.2 Ação Microbiana**

Dos resultados obtidos das amostras e gráficos verifica-se perfeitamente que a ação de microrganismos na oxidação da matéria orgânica é de extrema importância, pois, os resultados demonstram que nos solos incorporados a produção de CO<sub>2</sub> produz cerca de 30% a mais deste do que em amostras de solo não tratado. Estes resultados demonstram também que a velocidade dos microrganismos em oxidar a matéria orgânica aumenta nos primeiros dias das medições principalmente quando os solos no interior dos vasos de cerâmica são umedecidos e também quando a temperatura aumentou no decorrer dos dias das medições.

A partir do quarto dia verifica-se uma queda na produção de CO<sub>2</sub> provavelmente pela umidade que diminui através da evaporação da água que estava no interior dos poros do solo e também da diminuição da matéria orgânica em função da mesma ser oxidada pelos microrganismos presentes nos solos das amostras.

A partir do sétimo dia verifica-se uma quase que constante queda em todas as amostras e um equilíbrio nos resultados (resultados muito próximos), ao redor de 650 (ppm). O gráfico 4.1 ilustra as ocorrências de cada amostra no período de 8 dias que não ultrapassa em 10.000 (ppm). Mas, o gráfico 4.2 evidencia neste mesmo período com solo incorporado com substrato uma produção próxima a 12.000 (ppm), resultado este que se verifica uma produção acentuada de CO<sub>2</sub> em função da ação de microrganismos quando há incorporação acentuada da matéria orgânica ao solo de plantio direto.

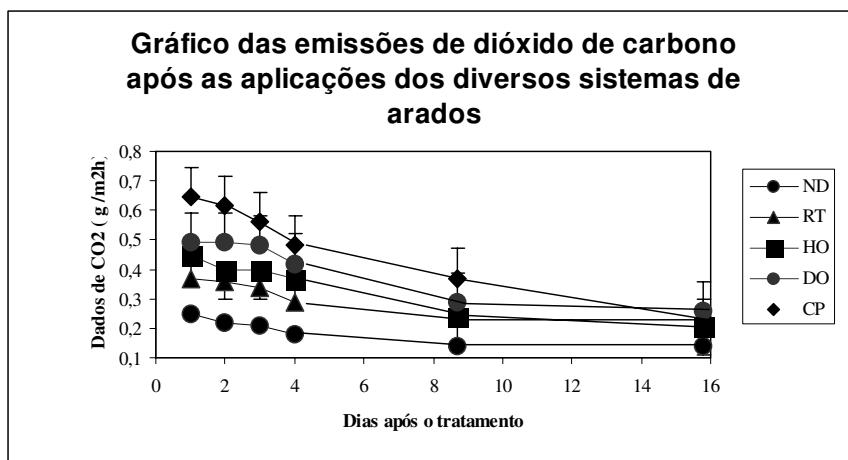
### **4.2.3 Análises**

A técnica de absorção de radiação infravermelha através da câmara respirométrica LI-820 foi utilizada para quantificar as emissões de CO<sub>2</sub> neste trabalho devido à alta precisão que possui e também por ser bastante difundida em muitas pesquisas de ponta ao que se refere à quantificação de CO<sub>2</sub> e outros.

Esta técnica tem sido recomendada por diversas universidades do mundo inclusive a própria Unesp – Jaboticabal – SP, pelo então Prof. Dr. Newton la Scala, o qual têm se tornado através de seus artigos científicos sobre respirometria um dos pioneiros.

O procedimento da técnica de absorção de radiação infravermelha não apresentou nenhuma dificuldade em realizar as leituras.

**Gráfico 4.4.** Emissões de carbono após as aplicações dos diversos sistemas de arados.



Representa a emissão de CO<sub>2</sub> nos canteiros após aplicação dos diferentes sistemas tratamentos de lavoura (HO: rastelo de disco compensado pesado seguido por rastelo de disco compensado; DO: arado de disco reversível seguido por rastelo de disco compensado; RT: Lavrador rotativo; ND: non-transtornado; SCP: arado de cinzel (Formões)). As curvas sólidas são linhas diretas de provas e as meio barras verticais são os erros desvio padrão correspondentes.

**Fonte:** FCAV - UNESP, Via de acesso Prof. Paulo Donato Castellane s/n, 14870-000 Jaboticabal, SP, Brazil

## **Capítulo 5**

### **Conclusões e Sugestões para próximos Trabalhos**

#### **5.1 Conclusões**

Considerando os objetivos apresentados no final do capítulo 1 e diante dos resultados apresentados no capítulo 4, pode-se concluir que essa pesquisa deteve êxito relacionado ao procedimento de técnicas experimentais visando coletar e quantificar os dados a cerca do estudo da emissão de CO<sub>2</sub> em campos de plantio direto utilizando a câmara respirométrica LI-820 com infravermelha para a produção de amostras.

A considerar que o solo coletado em dois campos diferentes um campo (área) com solo não incorporado e outro com solo incorporado com matéria orgânica e microrganismos, verificou-se que a introdução deste substrato teve grande influência na emissão de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), ou seja, aumento de 30%.

Na análise qualitativa dos solos, pode-se concluir que o incorporado com substrato aumenta a oxidação da matéria orgânica e como consequência o aumento da população microbiana existente neste sistema.

Verifica-se também que a perda de carbono do sistema solo para o sistema atmosfera torna-se menor caso essa mesma matéria orgânica fosse queimada, ou seja, há um impacto ambiental maior.

O fato da incorporação da matéria orgânica ao solo além de ser um fator importante para o enriquecimento e reaproveitamento do mesmo, torna-se um controlador na emissão de gás de estufa diminuindo assim o efeito do aquecimento global.

Apesar da perda de carbono quando incorporada a matéria orgânica ao solo e oxidada por microrganismos essa perda tende a ser bem menor com relação à matéria orgânica queimada em muitas regiões do Brasil e do mundo.

É acentuado o aumento na produção de dióxido de carbono quando há aumento de temperatura e presença de chuvas (clima quente e úmido) principalmente entre os períodos entre outubro à março de cada ano, segundo LA SCALA (2000). Ainda, as formas tradicionais de arados contribuem significativamente para a liberação deste.

## 5.2 Sugestões para próximos Trabalhos

Os resultados e conclusões apresentados neste trabalho de maneira alguma representam o fim do estudo das emissões de CO<sub>2</sub> e as causas dessas emissões. Abre-se aqui um caminho para uma série de novas pesquisas. Finalmente propõe-se algumas sugestões de trabalhos referentes a essa linha de pesquisa utilizada neste trabalho:

- Estudo da quantificação de CO<sub>2</sub> em diversos solos de agricultura e outros latossolos;
- Estudo das emissões de CO<sub>2</sub> em pastagens diversas;
- O aproveitamento desta técnica para quantificar o seqüestro de dióxido de carbono atmosférico em culturas tais como a cana-de-açúcar, bananas, uvas, entre outras;
- Quantificação de CO<sub>2</sub> em aterros sanitários;
- Quantificação de CO<sub>2</sub> em solo incorporado com resíduos retirados de granjas;
- Finalmente, a viabilização da quantificação de CO<sub>2</sub> em campos de citricultura local este onde agricultores estão incorporando substrato a base de lodo de ETA e ETE.

## Capítulo 6

### Referências Bibliográficas

CLESCERI, L. S.; GREENBERG, A. E.; TRUSSELI, R. R. **Standard methods for examination of the Examination of water and wast water.** 19<sup>th</sup> edition. Washington: American Public Health Association, 1989.

ERICKSON, A.E. & VAN DOREN, D.M. **The relation of plant growth and yield to oxigen avaliability.** In: Intern. Congr. Soil Sci., 7., Madison, USA, 1960. Transactions...vol 3, p. 428-34.

FREIRE, J. C.; RIBEIRO, M.<sup>a</sup>V.; BAHIA, V.G.; LOPES, A.S. & AQUINO, L.H. **Resposta do milho cultivado em casa-de-vegetação e níveis de água em solos da região de Lavras.** R. bras. Ci. Solo, 4: 5-8, 1980.

FRIED, M.& SHAPIRO, R.E. **Soil-plant relationships and ion uptake.** *Ann. Rev. Plant Physiol.*, 12: 91-112, 1961.

GOREAU, T.J., DEMELLO, W.Z., 1985, “**Effects of deforestation on sources and sinks of atmospheric carbon dioxide, nitrous oxide, and methane from some Amazonian biota and soils**”. In: Workshop on Biogeochemistry of Tropical Rainforests: Problems for Research, USP AND WWF, Piracicaba, São Paulo, Brazil.

GUNTER, F., 1980, **Introdução aos problemas da Poluição Ambiental**, [Tradução de Juergen H. M.; revisão técnica de Cláudio G. F.], São Paulo, EPU-Springer: EDUSP.

HAWKINS, J.C. **The effects of cultivation on aeration, drainage and other factors important in plant growth**. J. Sci. Food Agric., 13: 386-91, 1962.

KELLER, M., KAPLAN, W.A., WOFSEY, S.C., 1986, “**Emissions of N<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub>, and CO<sub>2</sub> from tropical forests soils**”, J. Geophys. Res., v. 91, pp. 11791-11802.

KLINGE, H., RODRIGUES, W.A., 1968, “**Litter production in área of Amazonian terra firme forest**”, Amazoniana, v. 1, pp. 287-310.

KLUTE, A. Laboratory measurement of hydraulic conductivity of saturated soils. In: **Methods of soil analysis**. Madison. Am. Soc. Agron., 1986. p. 253-61. (Monograph 9).

KOCH, G.W., MOONEY, H.A., 1996, **Carbon Dioxide and Terrestrial Ecosystems**. San Diego, USA, Academic Press.

LA.SCALA, JR., N. et al., 2000, **Emissões de dióxido de Carbono após aplicações dos diversos sistemas de arados**. *Biologia do solo & Bioquímica*, 32 (2000) 1459-1462.

MARCOS, Z.Z. **Morphologic and physical properties of finetextured oxisols, State of São Paulo**. Ohio, USA, Ohio State University, 1971. 275 p. Dissertação (Ph.D).

MEDINA, E., KLINGE, H., JORDAN, C. et al., 1980, “**Soil respiration in Amazonian rain forest in the Rio Negro Basin**”, *Flora*, v. 170, pp. 240-250.

MONIZ, A.C. **Elementos de pedagogia**. São Paulo. Editora da Universidade de São Paulo, 1972. 275 p.

PEIXOTO, J.P., OORT, A., 1992, **Physics of Climate**. New York, U.S.A, American Institute of Physics.

REICHARDT, K. **Disponibilidade e absorção de nutrientes em relação às condições físicas do sistema solo-planta-atmosfera**. In: Manual de química agrícola. Piracicaba, Editora Agronômica Ceres Ltda. p. 134-143. 1976.

REICHARDT, K.; NIELSEN, D.R. & BIGGAR, J.W. **Horizontal infiltration into layered soils**. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 36: 858-863, 1980a.

REICHARDT, K. **Physico-chemical conditions and the development of roots**. In: Symposium on root/soil system, Londrina, Pr, Anais...IAPAR/EMBRAPA/CNPq, 103-114, 1980.

REICHARDT, K. **Perfis de umidade do solo. Dinâmica da matéria e da energia em ecossistemas**. In: Manual de química agrícola. Piracicaba, Editora Agronômica. 57 p, 1996.

REISENAUER, H.M. Environmental biology. (P.L. Alman e D.S. Dittmer, eds.). **Fed. Am. Soc. Exp. Biol.** 1966, 328 p.

RODHE, H., CHARSON, R., CRAWFORD, E., 1997, “**Svante Arrhenius and the Greenhouse Effect**”, *Ambio*, v. 26, v. 1, pp. 2-5.

ROSEMBERG; BLAD (1983), **Effects of air pollutants on agriculture and forestry**, *Atmosph. Env*, v.18, pp.629-629-652.

SANTOS, A., 1991, **Metereologia Educação Ambiental**. 1 ed., Ed. Scipione.

SARIEGO, J. C., 1994, **Educação Ambiental: As ameaças ao Planeta Azul**. 1 ed., Ed. Scipione.

SCHLESINGER, W.H., 1977, "**Carbon balance in terrestrial detritus**", Annu. Ver. Ecol. Systematics, v. 8, pp. 51-81.

SHUTTLEWORTH, W. J., 1989, "**Micrometeorology of temperate and tropical forest**", Phil. Trans. Roy. Soc.(lond). N. B324, pp. 299-334.

STOKES, G.G. **On the effect of the internal friction of fluids on the motion of pendulums.** Trans. Cambridge Phil. Soc., 9: 8-106, 1851.

TURATTI, A.L. & REICHARDT, K. **Variabilidade do armazenamento de água em Terra Roxa Estruturada.** R. bras. Ci. Solo 13(3) 253-7, 1991.

VAN BAVEL, C.H.M.; UNDERWOOD, N. & SWANSON, R.W. **Soil moisture measurement by neutron moderation.** Soil Sci., 82: 29-41, 1956.

VAZ, C.M.P.; MARTINS, J.C.O; REICHARDT, .; CRESTANA, S.& CRUVINEL, P.E. **Soil mechanical analysis through gamma-rayttenuation.** Soil Technology, 5(4)\_\_\_-\_\_\_, 1992.

VIANELLO, R.L., ALVES, A.R., 1991, **Metereologia Básica e Aplicações.** Viçosa, MG, Brasil, Editora da UFV.

VICTÓRIA, R.L.; LIBARDI, P.L. & REICHARDT, K. **Composição do ar num perfil de solo.** Piracicaba, SP, CENA/USP, 1976. 15p. (BT 008).

WHITTAKER, R.H., LIKENS, G.E., 1972, "**Carbon in the biota**". In **Carbon and the Biosphere**, U.S. Atomic Energy Commission, Washington, D.C., pp. 281-302.

WOFSY, S.C., HARRIS, R. C., KAPLAN, W. A., 1988, "**Carbon Dioxide in the Atmosphere over the Amazon Basin**", Journal of Geophysical Research, v. 93, n. D2 (Feb.), pp. 1377-1387.