UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
Centro de Energia Nuclear na Agricultura

SORAYA ELAINE MARQUES GOUVEIA SAIA

Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no Quaternário tardio com base em estudo multi/interdisciplinar no Vale do Ribeira (sul do estado de São Paulo)

Piracicaba
2006

SORAYA ELAINE MARQUES GOUVEIA SAIA

Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no Quaternário tardio com base em estudo multi/interdisciplinar no Vale do Ribeira (sul do estado de São Paulo)

Tese apresentada ao Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, como requisito para obtenção do título de Doutor em Ciências.

Área de Concentração: Energia Nuclear na Agricultura e no Ambiente.
Orientador: Prof. Dr. Luiz Carlos Ruiz Pessenda

Piracicaba
2006

AUTORIZO A REPRODUÇÃO E DIVULGAÇÃO TOTAL OU PARCIAL DESTE TRABALHO, POR QUALQUER MEIO CONVENCIONAL OU ELETRÔNICO, PARA FINS DE ESTUDO E PESQUISA, DESDE QUE CITADA A FONTE.

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
Seção Técnica de Biblioteca - CENA/USP

Saia, Soraya Elaine Marques Gouveia
Recosntrução paleoambiental (vegetação e clima) no Quaternário tardio com base em estudo multi/interdisciplinar no Vale do Ribeira (sul do estado de São Paulo) / Soraya Elaine Marques Gouveia Saia; orientador Luiz Carlos Ruiz Pessenda. - - Piracicaba, 2006.
119 f. : fig.

Tese (Doutorado – Programa de Pós-Graduação em Ciências. Área de Concentração: Energia Nuclear na Agricultura e no Ambiente) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura da Universidade de São Paulo.

1. Carbono 14 2. Isótopos estáveis 3. Matéria orgânica do solo 4. Matéria orgânica sedimentar 5. Paleoambientes I. Título

CDU 551.583.7

Dedico

Mar e Tales

Ofereço

Mãe e Susy

Agradecimentos

À Deus por estar aqui hoje e aos meus Anjos que me guiam em todos os momentos...

Ao meu marido Marcelo, por seu amor, amizade, confiança e companheirismo em todos os momentos.

Ao Tales me desculpo pela minha ausência... e espero que a seriedade e o empenho que tive durante esse trabalho lhe sirva também de exemplo para fazer sempre o melhor que puder.

À minha Mãe, pelo amor, apoio e força constantes.

Ao meu *Amigo* e O*rientador*, pela oportunidade deste trabalho, apoio, incentivo, confiança e muita paciência...

À Susy (minha "irmãe"), primeiro por um dia ter me presenteado com o livro do Quaternário do Prof. Suguio... E por seu carinho, incentivo, apoio e, principalmente, por acreditar em mim...

À Nilma e à Alice, que tão bem cuidaram das coisas por mim.

À toda minha família, Dig, Bruno, Venta, Pal, tios, tias, madrinha, primos, cunhados, sobrinhos pelo carinho de sempre.

À amiga Valéria, por seu apoio não somente nas análises...

Aos atuais e aos que não deixaram de ser companheiros do Laboratório de ^{14}C... Acácio, Adauto, Aline, Álvaro, Cláudia, Elaine, Fabiana, Fabiano, Hermes, Jaime, Lizandra, Mariana, Marília, Milene, Thaís e Vanessa.

Ao Dr. Ramon Aravena, pelas análises isotópicas e datações por AMS.

Ao Dr. Ricardo J. F. Garcia, pela caracterização das plantas, participação no trabalho de campo e amizade.

À amiga Paula Amaral, pela análise palinológica, ajuda no preparo dos resíduos e principalmente pela amizade que conquistamos.

À Dra. Marie-Pierre Ledru, pelo trabalho de campo, pela análise palinológica, interpretação dos dados e em especial pela prontidão em tirar minhas dúvidas.

Ao Dr. Abdel Sifeddine, pelos trabalhos de campo, pela oportunidade do estágio desenvolvido no IRD-Bondy, pelas análises mineralógicas e pela amizade e incentivo constantes.

Aos amigos do IRD-Bondy, Fitchie, Sandrine, Nathalie, Hughes e Mag Loar, que me acolheram e me ajudaram na execução do trabalho experimental.

À Dra. Fresia Ricardi-Branco, por ter gentilmente cedido o Laboratório de Paleontologia da UNICAMP para o preparo químico das amostras.

Ao Dr. José A. Bendassolli, pelas análises isotópicas realizadas.

Ao Dr. Ivo Karmann e Dr. Francisco William Cruz, pelas participações nos trabalhos de campo.

Ao Dr. Paulo Eduardo de Oliveira, pela abertura do testemunho e disciplina de Palinologia que muito ajudou na elaboração do presente trabalho.

Ao Dr. Renato Cordeiro Campello, pelo trabalho de campo, abertura do testemunho e, em especial, ao seu mergulho na Lagoa Vermelha.

Ao Jurandir (Jura do PETAR), sem o qual não seria possível todo o trabalho de campo.

Aos Srs. José Vieira e irmãos Antônio e Joaquim Dias dos Santos, que nos guiaram pelo trabalho de campo no PEI até a Lagoa Vermelha.

Ao amigo Wilson Lageani Filho (Baiano), por sua colaboração na obtenção de meios que tornaram possível a coleta dos testemunhos na Lagoa Vermelha e participação no trabalho de campo.

Ao Instituto Florestal, à Fundação Florestal, Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo e Administração do PETAR e PEI, pela possibilidade da realização deste trabalho e apoio nos trabalhos de campo.
À FAPESP pelo apoio financeiro para a realização desta pesquisa e ao CNPq pela concessão da bolsa de doutorado, fundamentais para o desenvolvimento deste trabalho.
Aos professores e funcionários do CENA, pelo apoio e colaboração.

O número de pessoas que colaborou na execução desse trabalho foi bem grande.

Agradeço sinceramente a todos os colaboradores, aos já mencionados e aos anônimos.

Resumo

Os locais de estudo estão situados no PETAR - Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira e PEI - Parque Estadual Intervales, na região do sudeste do Brasil. A área é caracterizada pela presença de vegetação nativa de Floresta Atlântica e dois lagos naturais conhecidos por Lagoa Grande e Lagoa Vermelha, onde foram coletados três testemunhos sedimentares. Análises químicas (C, N, mineralogia), isotópicas (^{12}C, ^{13}C e ^{14}C) e biológicas (palinologia) foram usadas nesse estudo para entender a história da paleovegetação da região durante o Pleistoceno tardio e o Holoceno, assim como suas relações com as mudanças climáticas. Amostras de solo foram coletadas a partir de trincheiras e tradagens em dez locais sob vegetação de floresta natural no PETAR e no PEI.

Os dados isotópicos ($\delta^{13}C$) da matéria orgânica do solo em dois pontos do PETAR mostraram valores de $\delta^{13}C$ mais enriquecidos (-17,1‰ e -20,1‰) nas camadas mais profundas, indicando a presença de uma vegetação menos densa que a atual, com uma provável mistura de plantas C_3 e C_4, no período de ~30.000 a 16.000 anos AP, sugerindo a presença de um clima mais seco. De ~16.000 anos AP até o presente um empobrecimento isotópico significativo (até -28,3‰) foi observado em todos os locais, indicativo de expansão da floresta, provavelmente associada à presença de um clima mais úmido que no período anterior.

Os dados isotópicos ($\delta^{13}C$) dos solos de PEI indicaram a presença de vegetação de floresta desde ~14.000 anos AP, exceto em um local (SAI) onde valores de $\delta^{13}C$ mais enriquecidos (-21,8‰) foram observados, relacionados provavelmente à mistura de plantas C_3 e C_4 e/ou à presença de uma vegetação de floresta menos densa em ~14.000 anos AP.

A partir dos resultados da matéria orgânica sedimentar do testemunho da Lagoa Grande foi verificado que as condições ambientais foram relativamente estáveis durante os últimos 1000 anos, caracterizados pela presença de plantas C_3 e fitoplâncton, sugerindo condições climáticas úmidas e que o lago provavelmente não apresentou-se seco durante o último milênio.

Condições ambientais para a Lagoa Vermelha também foram relativamente estáveis durante os últimos 4500 anos, caracterizadas pela presença significativa de plantas C_3 na matéria orgânica sedimentar indicando condições climáticas úmidas. Mudanças na composição da vegetação foram registradas pela palinologia durante o período de ~1400 a 1100 anos AP, relacionadas a presença de um provável clima mais frio que o atual.

Palavras-chave: *Carbono-14, Isótopos Estáveis, Matéria Orgânica do Solo, Matéria Orgânica Sedimentar, Paleoambiente*

Abstract

The study sites are located in the PETAR - Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira and PEI - Parque Estadual Intervales, in the southeastern region of Brazil. The area is characterized by the presence of native vegetation of Atlantic Forest and two natural lakes called Lagoa Grande and Lagoa Vermelha, where three sediment cores were collected. Chemical (C, N, mineralogy), isotope (^{12}C, ^{13}C and ^{14}C), and biological (pollen analyses) tools were used in the study to understand the paleovegetation history of the region during the late Pleistocene and Holocene and its relation to climate changes. Soils samples were collected from trenches and by drilling at five locations located under natural forest vegetation in the PETAR and PEI study sites.

The isotope data ($\delta^{13}C$) collected in soil at two locations in the PETAR area showed much more enriched $\delta^{13}C$ values (-17,1‰ and -20,1‰) in the deeper horizons, indicating the presence of a less dense vegetation than the present modern day, with a probable mixture of C_3 and C_4 plants, in the period of ~30.000 to ~16.000 years BP. This pattern suggested the presence of a drier climate. From ~16.000 years BP to the present, a significant isotopic depletion (up to -28,3‰) was observed in all sites indicating an expansion of the forest, probable associated to the presence of a more humid climate than the previous period.

The isotope results ($\delta^{13}C$) collected at the PEI soils indicated the presence of forest vegetation since ~14.000 years BP, except in one location (SAI)l, where more enriched $\delta^{13}C$ values (-21,8‰) were observed probable related to a mixture of C_3 e C_4 plants, and/or a presence of a less dense forest vegetation around ~14.000 years BP.

From the results of the sediment organic matter compositions of Lagoa Grande, it was verified that the environmental conditions were relatively stable during the last 1000 years, characterized by the presence of C_3 plants and phytoplankton, suggesting humid climatic conditions and the lake probable wasn't dry during the last millennium.

Environmental conditions for the Lagoa Vermelha were also relatively stable during the last 4500 years, characterized by the significant presence of C_3 plants in the sediment organic matter indicating humid climatic conditions. The changes in vegetation composition recorded by palynology during the period of ~1400 to 1100 years BP can be related to existence of a probable colder climate than today.

Keywords: *Carbon-14, Stable Isotopes, Soil Organic Matter, Sediment Organic Matter, Palaeoenvironment*

Lista de Fotos

Pág.

Foto 1 - Vista aérea da Lagoa Vermelha localizada no PETAR (Ivo Karmann). 2

Foto 2 - Lagoa Grande..... 36

Foto 3 - Lagoa Vermelha..... 36

Foto 4 - Relevo e vegetação ao fundo característicos do PETAR..... 36

Foto 5 - Vegetação no PEI. 39

Foto 6 - Foto de satélite da área de estudo, onde observa-se a localização dos pontos de amostragem (Fonte Google Earth) 40

Foto 7 - Coleta de amostras de solo nas trincheiras LDO (A), SAI (B), BCR e (C) e através de tradagem em IPO (D)..... 43

Foto 8 - Coleta dos testemunhos de sedimento na Lagoa Grande..... 46

Foto 9 - Preparação, coleta e transporte por helicóptero dos testemunhos de sedimento da Lagoa Vermelha e parte da equipe participante do evento. 47

Foto 10 - Amostragem do sedimento da Lagoa Grande..... 48

Foto 11 - Fragmentos de madeira encontrados no testemunho PETAR 01 da Lagoa Grande. 51

Lista de Figuras

Pág.

Figura 1 - Valores de $\delta^{13}C$ and C/N das fontes de matéria orgânica de sedimentos lacustres. Dados mostram o predomínio de matéria orgânica composta por algas em sedimentos do Lago Ontario (modificado de Meyers, 2003). 11

Figura 2 - Variações de temperatura durante os últimos mil anos (modificada de Cohen et al., 2005). 25

Figura 3 - Mapa da América do Sul, modificado de Ledru et al. (2005b), mostrando a posição da Zona de Convergência Inter Tropical e a Zona de Convergência do Atlântico Sul durante o verão (a) e o inverno (b), respectivamente. As linhas pontilhadas indicam a trajetória das Convecções Polares (CP) e Corrente de Benguela (CB). O ponto em vermelho corresponde à área de estudo no Vale do Ribeira, SP. 29

Figura 4 - Localização da área de estudo (Fonte IBAMA). 34

Figura 5 - Teores de argila dos solos coletados no PETAR em relação à profundidade. 56

Figura 6 - Teor de carbono orgânico total dos solos coletados no PETAR em relação à profundidade. 58

Figura 7 - $\delta^{13}C$ dos solos coletados no PETAR em relação à profundidade. 62

Figura 8 - Teores de argila dos solos BCR e SAI coletados em Intervales. 67

Figura 9 - Resultados dos teores de COT dos solos coletados em Intervales em relação à profundidade. 69

Figura 10 - $\delta^{13}C$ dos solos coletados em Intervales em relação à profundidade. 72

Figura 11 - Datação ^{14}C, litologia, COT, C/N, $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$ da matéria orgânica sedimentar do testemunho PETAR01 da Lagoa Grande. 77

Figura 12 - Diagrama $\delta^{13}C$ x C/N para o testemunho PETAR 01 da Lagoa Grande. 78

Figura 13 - Análise polínica do sedimento PETAR 01. 79

Figura 14 - Porcentagens de *Alchornea, Cecropia,* Cyperaceae, Moraceae, Myrtaceae, Poaceae, *Podocarpus, Weinmannia* e Esporos do testemunho PETAR 01 da Lagoa Grande. 80

Figura 15 - Diagrama C/N x $\delta^{13}C$ para o testemunho PETAR 02 da Lagoa Grande. 87

Figura 16 - Litologia, COT, C/N, $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$, concentrações de quartzo, caulinita e ilita da matéria sedimentar do testemunho PETAR 02 da Lagoa Grande. 88

Figura 17 - Diagrama de $\delta^{13}C$ x C/N para a Lagoa Vermelha. 95

Figura 18 - COT, C/N, $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ e concentrações de quartzo e caulinita do sedimento LV em relação à profundidade do testemunho. 96

Figura 19 - Freqüências de pólen arbóreo (PA), não arbóreo (PNA) e esporos da matéria orgânica sedimentar do testemunho LV da Lagoa Vermelha. 99

Figura 20 - Porcentagens de *Alchornea, Araucaria,* Arecaceae, *Cecropia,* Cyperaceae, *Hedyosmum,* Moraceae, Poaceae, *Podocarpus, Scheflera, Weinmannia, Botryococcus* e esporos da matéria orgânica sedimentar do testemunho da Lagoa Vermelha. 100

Lista de Tabelas

Pág.

Tabela 1 - Locais de amostragem no PETAR. 35

Tabela 2 - Locais de amostragem em Intervales. 39

Tabela 3 - Profundidade máxima nas coletas. 42

Tabela 4 - Lista de plantas dominantes coletadas nos pontos IPO, IPO-LG (entorno da Lagoa Grande), LDO e respectivos valores de $\delta^{13}C$. 54

Tabela 5 - Valores isotópicos das amostras de liteira coletadas no entorno da Lagoa Grande. 55

Tabela 6 - Plantas coletadas no entorno da Lagoa Vermelha e respectivos valores de $\delta^{13}C$. 55

Tabela 7 - Teor de argila dos solos coletados no PETAR em relação à profundidade. 57

Tabela 8 - Variação do teor de carbono orgânico total das amostras de solos coletadas no PETAR em relação à profundidade. 59

Tabela 9 - Datação ^{14}C de fragmentos de carvão coletados durante o peneiramento das amostras de solo da trincheira LDO e respectivas taxas médias de acúmulo dos solos. 60

Tabela 10 - Variação do $\delta^{13}C$ das amostras de solos em relação à profundidade. 65

Tabela 11 - Resultados das análises químicas das amostras de solos coletadas em Intervales. 66

Tabela 12 - Teores de argila dos solos BCR e SAI. 68

Tabela 13 - Concentração de COT dos solos BCR (trincheira e tradagem), BDA e SAI (trincheira e tradagem). 70

Tabela 14 - Datação ^{14}C de humina dos solos coletados nas trincheiras SAI e BCR de Intervales. 71

Tabela 15 - Resultados de $\delta^{13}C$ dos solos BCR, BDA e SAI em relação à profundidade. 73

Tabela 16 - Datação ^{14}C de amostras coletadas no testemunho PETAR 01. 75

Tabela 17 - Valores de COT, nitrogênio, C/N, $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$ para o sedimento PETAR 01. 84

Tabela 18 - Valores de COT, nitrogênio, razão C/N, $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ e dados mineralógicos do testemunho PETAR 02. 91

Tabela 19 - Datação ^{14}C de amostras coletadas no testemunho da Lagoa Vermelha. 93

Tabela 20 - Valores de C, N, C/N, $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$ e dados mineralógicos das amostras do testemunho da Lagoa Vermelha. 101

Lista de Abreviaturas e Siglas

AD	Anno Domini
AMS	Accelerator Mass Spectrometer - Espectrômetro de Massa Acoplado ao Acelerador
AP	Antes do Presente
BCR	Base do Carmo
BDA	Bulha D'água
CAM	Crassulacean acid metabolism
CAMB	Camargo Baixo
cal AP	idade calibrada em anos Antes do Presente
CEPEC	Centro de Pesquisas do Cacau
COT	Carbono Orgânico Total
ENSO	El Niño Southern Oscillation - Oscilação Sul El Niño
FUNCEME	Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos
ICESS	Institute for Computational Earth System Science
IPO	Iporanga
IRD	Institut de Recherche pour le Développement
LIA	Little Ice Age - Pequena Idade do Gelo
LDO	Lajeado
LV	Lagoa Vermelha
MOS	Matéria Orgânica do Solo
PA	Pólen arbóreo
PEI	Parque Estadual Intervales
PETAR	Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira
PMSP	Prefeitura do Município de São Paulo
PNA	Pólen não arbóreo
SAI	Saibadela
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Inter Tropical

Sumário

Pág

I. INTRODUÇÃO 1

II. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 3

2.1. ISÓTOPOS ESTÁVEIS DO CARBONO EM ESTUDOS AMBIENTAIS 3
2.2. DATAÇÃO ^{14}C 5
2.3. OS ISÓTOPOS DO CARBONO NA MATÉRIA ORGÂNICA DOS SOLOS (MOS) 6
2.4. SEDIMENTOS LACUSTRES COMO REGISTRO DAS VARIAÇÕES PALEOAMBIENTAIS 8
2.4.1. Carbono Orgânico Total (COT) da Matéria Orgânica Sedimentar 9
2.4.2. C/N da Matéria Orgânica Sedimentar 9
2.4.3. $\delta^{13}C$ da Matéria Orgânica Sedimentar 10
2.4.4. $\delta^{15}N$ da Matéria Orgânica Sedimentar 11
2.4.5. Palinologia 12
2.5. PALEOCLIMAS NAS REGIÕES CENTRAL, SUDESTE E SUL DO BRASIL 13
2.6. EVENTOS CLIMÁTICOS DO HOLOCENO SUPERIOR: PERÍODO MEDIEVAL QUENTE E PEQUENA IDADE DO GELO (LIA) 25
2.7. FENÔMENOS ATMOSFÉRICOS NA AMÉRICA DO SUL 27

III. OBJETIVO 33

IV. ÁREA DE ESTUDO E LOCAIS DE AMOSTRAGEM 34

3.1. PARQUE ESTADUAL TURÍSTICO DO ALTO RIBEIRA - PETAR 34
3.2. PARQUE ESTADUAL INTERVALES - PEI 37

V. MATERIAIS E MÉTODOS 41

4.1. VEGETAÇÃO 41
4.1.1. Identificação 41
4.1.2. Composição isotópica ($\delta^{13}C$) 41
4.2. SOLOS 42
4.2.1. Amostragem 42
4.2.2. Análises químicas 42
4.2.3. Granulometria 42
4.2.4. 43
4.2.5 Análise do ^{14}C da MOS 44
4.3. SEDIMENTOS 45
4.3.1. Coleta dos testemunhos 45
4.3.2. Abertura do testemunho sedimentar e amostragem 48
4.3.4. Pré-tratamento 48
4.3.5. Análise elementar e isotópica 49
4.3.6. Análise palinológica 49
4.3.7. Análise do ^{14}C 51

VI. RESULTADOS E DISCUSSÃO 53

5.1. CARACTERIZAÇÃO BOTÂNICA E ISOTÓPICA DAS PLANTAS 53
5.2. SOLOS 56
5.2.1. PETAR 56
5.2.1.1. Teor de argila 56
5.2.1.2. Carbono orgânico total 58
5.2.1.3. Datações ^{14}C 60
5.2.1.4. $\delta^{13}C$ 61
5.2.2. Intervales 66
5.2.2.1. Análises químicas dos solos 66

5.2.2.2. Teor de argila *67*
5.2.2.3. Carbono orgânico total *69*
5.2.2.4. Datações ^{14}C *70*
5.2.2.5. $\delta^{13}C$ *71*
5.3. SEDIMENTOS 74
5.3.1. Testemunho PETAR 01 ..... *74*
5.3.1.1. Descrição litológica *74*
5.3.1.2. Datações ^{14}C *75*
5.3.1.3. Carbono orgânico total *76*
5.3.1.4. C/N *76*
5.3.1.5. $\delta^{13}C$ *76*
5.3.1.6. $\delta^{15}N$ *78*
5.3.1.7. C/N x $\delta^{13}C$ *78*
5.3.1.8. Palinologia *79*
5.3.1.9. Síntese dos resultados do testemunho PETAR 01 ..... *81*
5.3.2. Testemunho PETAR 02 ..... *86*
5.3.2.1. Descrição litológica *86*
5.3.2.2. Carbono orgânico total *86*
5.3.2.3. C/N *86*
5.3.2.4. $\delta^{13}C$ *87*
5.3.2.5. C/N x $\delta^{13}C$ *87*
5.3.2.6. $\delta^{15}N$ *87*
5.3.2.7. Mineralogia *89*
5.3.3. Testemunho Lagoa Vermelha *93*
5.3.3.1. Datações ^{14}C *93*
5.3.3.2. Carbono orgânico total *94*
5.3.3.3. C/N *94*
5.3.3.4. $\delta^{13}C$ *94*
5.3.3.5. C/N x $\delta^{13}C$ *94*
5.3.3.6. $\delta^{15}N$ *95*
5.3.3.7. Mineralogia *97*
5.3.3.8. Palinologia *97*
VII. CONCLUSÕES **104**
VIII. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS **106**

I. INTRODUÇÃO

Com todo o debate referente às variações climáticas globais, ao aquecimento global e suas possíveis implicações, é extremamente importante conhecer o passado para se entender melhor o presente e visualizar o futuro.

Um dos objetivos dos estudos do Quaternário consiste em tentar prever a deflagração futura de alguns fenômenos naturais, induzidos ou não pelo homem. A reconstituição de eventos do passado geologicamente pouco remoto e o caráter freqüentemente cíclico desses fenômenos devem fornecer os elementos necessários ao prognóstico de ocorrência futura desses eventos (SUGUIO, 1999).

Um caminho para se estudar mudanças climáticas é através do estudo da matéria orgânica de solos e de sedimentos lacustres. Através da datação ^{14}C das amostras envolvidas podemos estabelecer uma detalhada cronologia e, juntamente com variações isotópicas do carbono e nitrogênio, geoquímicas e polínicas, que sugerem trocas vegetacionais no passado, inferir mudanças paleoclimáticas.

Os registros de mudanças paleoclimáticas obtidos em diversos locais do globo e o conhecimento de como os ecossistemas têm respondido a essas variações são considerados importantes para validar ou implementar os modelos climáticos globais, com os quais tentam-se prever a reação do planeta à influência humana. Esses modelos têm sido construídos a partir de dados coletados principalmente no hemisfério norte, tornando-se urgente e necessário o levantamento de informações sobre o hemisfério sul, principalmente na América do Sul (LOBO, 1997). Já podemos notar um aumento significativo de dados paleoclimáticos no Brasil, na última década, mas ainda se faz necessária a junção da interpretação dos mesmos com modelos computacionais objetivando o entendimento do futuro climático.

Um dos objetivos primordiais das pesquisas relacionadas às mudanças globais é a caracterização, cada vez mais precisa, das variabilidades do paleoclima em diferentes escalas temporais, desde décadas até mais de 1 Ma. Esta seqüência temporal deve, necessariamente, ser obtida em escalas espaciais comparáveis entre si, para que possam ser detectadas as magnitudes, as amplitudes e as épocas das variações paleoclimáticas. Este tipo de informação deverá ajudar os climatologistas a reconhecer os vários fatores e mecanismos que controlam os climas em diferentes épocas, sendo imprescindível na tentativa do prognóstico de futuras mudanças, quando comparada à variabilidade pretérita (SUGUIO, 1999).

Soubiès et al. (2005) foram um dos pioneiros a nível de América do Sul a inferir uma forte seca na região centro-oeste do Brasil para os anos de 2005 a 2015, isso através de estudos utilizando dados de espeleotemas do Mato Grosso e métodos estatísticos.

O presente trabalho tem como objetivo principal a reconstrução ambiental utilizando a matéria orgânica do solo e de sedimentos lacustres. Através de análises isotópicas (C e N), polínicas, geoquímicas e datação ^{14}C pretende-se caracterizar mudanças na vegetação associadas às trocas climáticas que podem ter ocorrido no passado.

Importante ressaltar a que idéia de desenvolver o presente trabalho surgiu a partir de uma foto aérea registrada pelo Prof. Dr. Ivo Karman (Foto 1), que gerou bastante interesse por parte da equipe do Laboratório de ^{14}C do CENA em estudar a lagoa e a área de Mata Atlântica no sul do estado de São Paulo.

Foto 1 - Vista aérea da Lagoa Vermelha localizada no PETAR (Ivo Karmann).

II. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste capítulo são apresentados os conceitos gerais sobre a utilização dos isótopos do carbono (^{12}C, ^{13}C e ^{14}C) da matéria orgânica do solo e da matéria orgânica sedimentar; os sedimentos lacustres como registros das variações paleoambientais, enfatizando o uso de parâmetros geoquímicos (C, N) e isotópicos ($\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$) nesses estudos; as pesquisas paleoclimáticas desenvolvidas nas regiões Central, Sudeste e Sul do Brasil no Quaternário tardio e os eventos e fenômenos climáticos do Holoceno Superior na América do Sul.

2.1. Isótopos Estáveis do Carbono em Estudos Ambientais

O carbono possui naturalmente dois isótopos estáveis, o ^{13}C e o ^{12}C. Aproximadamente 98,89% de todo o carbono presente na natureza apresenta-se sob a forma de ^{12}C, e somente 1,11% na forma de ^{13}C. A razão entre esses dois isótopos ($^{13}C/^{12}C$) em materiais naturais varia muito pouco em torno de seus valores médios, como resultado do fracionamento isotópico durante processos físicos, biológicos e químicos. Esta variação isotópica é relativamente pequena nas plantas e na matéria orgânica, com materiais mais enriquecidos (os que apresentam valores mais altos de ^{13}C) diferindo dos menos enriquecidos, ou mais empobrecidos (valores mais baixos de ^{13}C), em aproximadamente 2% ou 20 partes *per mil* (‰) (BOUTTON, 1996a).

O uso desses isótopos em estudos ambientais baseia-se no fato de que a composição isotópica das substâncias naturais varia de forma previsível, conforme a ciclicidade do elemento pela natureza. Assim, é possível avaliar-se a contribuição relativa das diferentes fontes incorporadas à matéria orgânica de um ambiente e inferir os possíveis efeitos ambientais, naturais ou não, que levaram às variações nos valores de ^{13}C e ^{12}C (BOUTTON, 1996a).

A utilização dos isótopos estáveis em amostras ambientais é realizada através da determinação da composição isotópica no material em estudo e nas suas possíveis fontes. A composição isotópica é a distribuição relativa dos isótopos de um dado elemento, geralmente expresso na forma da razão do isótopo mais raro pelo mais comum ($^{13}C/^{12}C$). Os resultados são expressos pela unidade relativa "δ" [1], determinada em relação ao padrão internacional PDB (molusco fóssil *Belemnitella americana* da Formação Peedee da Carolina do Sul, USA), sendo o desvio padrão de 0,1‰ para a matéria orgânica:

$$\delta^{13}C\,(‰) = \frac{R_{amostra} - R_{PDB}}{R_{PDB}} \times 1000 \qquad [1]$$

onde R = $^{13}C/^{12}C$ para a razão isotópica do carbono.

Todas as plantas discriminam contra o $^{13}CO_2$ durante a fotossíntese como resultado das propriedades bioquímicas das enzimas fixadoras de carbono primário e das limitações para a difusão do CO_2 na folha, mas a extensão desta discriminação é uma função do tipo de ciclo fotossintético (VOGEL, 1980; O´LEARY, 1988; FARQUHAR et al., 1989).

As composições isotópicas das plantas diferem amplamente e podem ser utilizadas para distinguir os diferentes tipos fotossintéticos. As plantas terrestres podem ser divididas em dois grupos principais (C_3 e C_4), dependendo de suas formas de concentração de CO_2, do ciclo de fixação fotossintético (ORTIZ et al., 2004). Aproximadamente 85% das espécies de plantas terrestres possuem os mecanismos de fotossíntese C_3 (árvores) e são dominantes na maioria dos ecossistemas. O $\delta^{13}C$ das espécies de plantas C_3 variam entre -22‰ e -32‰, com média de -27‰, enquanto que os valores de $\delta^{13}C$ das espécies C_4 (gramíneas) variam entre -9‰ e -17‰, com média de -13‰. As plantas C_4 compreendem 5% de todas as espécies. Assim, plantas C_3 e C_4 possuem valores de $\delta^{13}C$ que diferem de aproximadamente 14‰ entre si. Plantas CAM (Crassulacean acid metabolism) apresentam valores de $\delta^{13}C$ de -10‰ a -28‰, mas para algumas espécies os valores isotópicos foram comparáveis aos das plantas C_4 (BOUTTON, 1991, 1996a; BOUTTON et al., 1998).

2.2. Datação ^{14}C

O ^{14}C é formado constantemente na alta atmosfera quando raios cósmicos, os quais são partículas de alta energia (geralmente prótons), se chocam com átomos de gases da estratosfera, dividindo-se em prótons e nêutrons (Libby, 1955). Quando um nêutron se choca com o núcleo de um átomo de nitrogênio, este é absorvido pelo núcleo e um próton é emitido [2]:

$$^{14}N + n \rightarrow {}^{14}C + p \qquad [2]$$

O carbono formado nesta reação decai por emissão β´, de acordo com a reação [3]:

$$^{14}C \rightarrow {}^{14}N + \beta^{-} \qquad [3]$$

Em um curto espaço de tempo o ^{14}C é misturado aos átomos de ^{12}C presentes na atmosfera e é, então, absorvido pelos organismos vivos. As plantas assimilam o ^{14}C via fotossíntese, formando compostos orgânicos. Os animais ao se alimentarem dos vegetais incorporam o radionuclídeo. Durante a vida do organismo há um equilíbrio entre a atividade específica do ^{14}C em relação à do ambiente, sendo que a relação $^{14}C/^{12}C$ de todos os seres vivos, em todas as latitudes e longitudes, é observada na mesma proporção. A assimilação é constante durante a vida do organismo, devido à contínua absorção de CO_2 pelas plantas. Dessa forma, uma fração de carbono presente na estrutura dos organismos vivos é formada por ^{14}C; a quantidade corresponde a uma atividade de aproximadamente 13,56 desintegrações por minuto por grama de carbono. Após a morte do organismo a troca de carbono com o ambiente cessa e há, então, um decaimento dos átomos do ^{14}C com uma meia-vida (tempo necessário para que a atividade se reduza à metade) de 5730 ± 30 anos, determinada com precisão pelo National Bureau of Standard em 1961. Por convenção, adotou-se o valor de 5568 ± 30 anos para o tempo de meia-vida do ^{14}C, valor inicialmente determinado na década de 1950. Através da medida da atividade

do ^{14}C no material (matéria orgânica, fragmentos de carvão, madeira, plantas, ossos, conchas, etc.) sua idade pode ser obtida [4]:

$$A = A_o e^{-\lambda t} \qquad [4]$$

onde A = atividade específica da amostra no tempo t qualquer; A_o = atividade específica da amostra no tempo t = 0, sendo representada pelo padrão Ácido Oxálico NIST; λ = constante de desintegração, sendo igual a 0,693/T (T=meia-vida do ^{14}C) e t = tempo decorrido após a morte do organismo.

A datação ^{14}C tem um limite de detecção de ~60.000 anos AP (isto é, 60.000 anos antes do presente, sendo presente o ano de 1950).

2.3. Os Isótopos do Carbono na Matéria Orgânica dos Solos (MOS)

A MOS, que provém quase exclusivamente da vegetação de cobertura, aparece como um testemunho dos eventos climáticos que ocorreram nos últimos milhares de anos. Com a aplicação dos isótopos estáveis do carbono (^{12}C e ^{13}C) é possível determinar a origem dessa matéria orgânica (plantas C_3, C_4 ou mistura de plantas), enquanto a datação por ^{14}C fornece a cronologia dos eventos. Tais informações têm sido usadas para estimar taxas de recobrimento da MOS (CERRI et al., 1985), registrar mudanças de vegetação e inferir mudanças climáticas (DESJARDINS et al., 1996; MARTINELLI et al., 1996; PESSENDA et al., 1996a, b, 1998a, b, c, 2001a, 2005a, b).

Com respeito ao sistema solo-planta, a composição dos isótopos do carbono ($\delta^{13}C$ ou $^{13}C/^{12}C$) da MOS ou do sedimento contem informações quanto à presença ou ausência de espécies de plantas C_3 (valores mais negativos de $\delta^{13}C$) e C_4 (valores menos negativos de $\delta^{13}C$) em comunidades de plantas passadas, e a contribuição relativa destas à produtividade primária através do tempo. Como estes ciclos fotossintéticos são fisiológica e ecologicamente distintos, as trocas na relação C_3-C_4 implicam em

modificação de estrutura e função dos ecossistemas. Análises isotópicas do carbono orgânico do solo têm sido utilizadas para refinar o entendimento das interações vegetação-clima (GUILLET et al., 1988; PESSENDA et al., 1996a, b, 2005a, b; GOUVEIA et al., 2002). Como a MOS é formada por múltiplos reservatórios com movimentações (turnover) desde 10 a milhares de anos, estes estudos são possíveis em várias escalas de tempo. Além disso, a MOS é preservada em paleosolos por milhares de anos, tornando possível o uso desta metodologia em estudos paleoecológicos (BOUTTON, 1996a).

A mineralização da MOS e processos associados com a formação do húmus em solos, induz a pequenas variações da abundância de ^{13}C. Geralmente os horizontes mais profundos são 1 a 3‰ mais ricos em ^{13}C do que o topo do perfil (STOUT et al., 1981; NADELHOFFER; FRY, 1988; BALESDENT et al., 1993).

Este enriquecimento da MOS com a profundidade pode ser devido a: (i) alteração da composição isotópica da vegetação com o tempo, como conseqüência de variações recentes no conteúdo de ^{13}C no CO_2 atmosférico; (ii) uma possível decomposição diferencial dos componentes bioquímicos das plantas, os quais são conhecidos isotopicamente heterogêneos; e (iii) um fracionamento isotópico durante a mineralização da MOS. Este enriquecimento, sendo sempre menor que 4‰, não é grande o suficiente para mascarar a diferença de 14‰ entre a serrapilheira de plantas C_3 e C_4 (BOUTTON, 1996a; BOUTTON et al., 1998; ROSCOE et al., 2000).

A MOS é formada por diferentes elementos com idades diferentes (CAMPBELL et al., 1967; SCHARPENSEEL et al., 1968; MARTEL; PAUL, 1974; GOH et al., 1976; TRUMBORE, 1996), sendo a humina a fração orgânica mais estável da MOS é também a que apresenta melhor representatividade da idade do solo (BALESDENT, 1987; BECKER-HEIDMANN et al., 1988). A validade da datação da humina foi verificada por comparações com a idade de fragmentos de carvão coletados em profunidades similares em diferentes regiões do Brasil, uma vez que estes são considerados materiais biologicamente inertes e fisicamente estáveis em relação a trocas isotópicas com o ambiente (PESSENDA et al., 2001b).

2.4. Sedimentos Lacustres como Registro das Variações Paleoambientais

Sedimentos lacustres recebem matéria orgânica de fontes autóctones (ambiente interno do lago) através de fitoplâncton, bactérias e macrófitas aquáticas, e alóctones (ambiente terrestre externo à bacia de drenagem) através de restos de plantas, pólen, etc.. Dessa forma, a composição da matéria orgânica de um lago inclue uma grande variedade de indicadores elementares, isotópicos e moleculares, os quais podem ser usados para reconstruir o ambiente do lago, assim como o seu entorno (HAYES, 1993; MEYERS, 1994, 1997, 2003; SIFEDDINE et al., 2001, 2003, 2004).

Assim sendo, os sedimentos lacustres são importantes fontes para se documentar mudanças paleoambientais pois geralmente apresentam alta resolução temporal para altas taxas de sedimentação. Em contraste aos locais de alta latitude, os quais receberam pouco ou quase nenhuma entrada de matéria orgânica durante a era glacial, os locais tropicais foram beneficiados por um clima mais favorável nesse período, o que propiciou um registro mais contínuo de mudança vegetacional nas áreas úmidas (JACOB et al., 2004).

Na maioria dos casos, as análises da composição da matéria orgânica sedimentar nos fornecem informações gerais de difícil interpretação. Isto ocorre devido à heterogeneidade e aos níveis diferenciados de preservação dos compostos formadores da matéria orgânica originários dos mais diferentes tipos de fontes (HAYES, 1993; MEYERS, 2003; SIFEDDINE et al., 2004; ORTIZ et al.; 2004). Apesar dessa dificuldade, a matéria orgânica sedimentar guarda informações paleoambientais fundamentais sobre a origem e variações do lago.

No ambiente lacustre pode haver mais que 90% de degradação da matéria orgânica entre a superfície do lago e a interface água/sedimento, em contraste com os valores de razão C/N e valores de $\delta^{13}C$, que mantêm-se relativamente invariáveis. Geralmente as fontes de matéria orgânica que estão presentes em sedimentos lacustres apresentam-se sob duas formas; uma como organismos aquáticos e a outra como restos de plantas oriundos das adjacências da bacia. A petrografia pode nos dar a diferenciação entre os elementos fitoplanctônicos e os restos terrestres (LALLIER-VERGES et al.,

1993, SIFEDDINE, 1991; SIFEDDINE et al., 1994a, b, 1996, 2004), no entanto, não fornece discriminação entre os diferentes tipos de material vegetal terrestre.

2.4.1. Carbono Orgânico Total (COT) da Matéria Orgânica Sedimentar

A concentração de COT é um indicador fundamental na descrição da abundância da matéria orgânica nos sedimentos. Geralmente a matéria orgânica contem aproximadamente 50% de carbono, ou seja, a concentração da matéria orgânica no sedimento é equivalente ao dobro do valor de COT. Concentrações de COT são influenciadas tanto pela produção inicial da biomassa quanto ao grau de degradação sofrida. É comum a concentração de COT do sedimento variar muito de um lugar para outro dentro de um mesmo lago (MEYERS, 2003).

Há uma relação entre as fontes orgânicas de um sedimento e os minerais (detríticos-quartzo, caulinita, etc...). As camadas nas quais a porcentagem de carbono orgânico total é baixa, são as que apresentam maior erosão (SIFEDDINE et al. (1994a, 2001).

2.4.2. C/N da Matéria Orgânica Sedimentar

Os valores de C/N de sedimentos lacustres podem ser usados para distinguir os dois principais tipos de matéria orgânica: (a) sem estrutura celulósica, originária de algas e fitoplâncton, com razões entre 4 e 10, e (b) com estrutura celulósica, produzidas por plantas terrestres com razões ≥ 20 (MEYERS, 1994).

Os valores de C/N algumas vezes podem apresentar erros na indicação da origem da matéria orgânica sedimentar. O problema mais comum ocorre devido às medidas de carbono e nitrogênio que permanecem nas amostras de sedimento após a remoção de carbonatos e, deste modo, um valor de nitrogênio residual que combina tanto o nitrogênio orgânico quanto o inorgânico. Na maioria dos sedimentos as concentrações de nitrogênio inorgânico são menores comparadas às de nitrogênio orgânico. Sedimentos que têm baixa concentração de matéria orgânica (COT < 0,3%) podem algumas vezes apresentar o nitrogênio inorgânico como uma grande fração do nitrogênio residual e, dessa forma,

o C/N baseado no nitrogênio residual pode ser alterado. Como a maioria dos sedimentos lacustres contem 1% ou mais de COT, os valores de C/N são normalmente indicadores confiáveis das fontes de matéria orgânica em reconstrução paleolimnológica (MEYERS, 2003).

2.4.3. $\delta^{13}C$ da Matéria Orgânica Sedimentar

A composição isotópica ($\delta^{13}C$) da matéria orgânica de sedimentos lacustres pode refletir mudanças nos tipos vegetacionais contidos na matéria orgânica (por exemplo, plantas C_3 e C_4), assim como mudanças referentes a abundância de organismos aquáticos (por exemplo, fitoplâncton), os quais possuem sinais isotópicos similares (MEYERS, 1997). Durante a fotossíntese o fitoplâncton utiliza preferencialmente o isótopo ^{12}C, apresentando valores de $\delta^{13}C$ em torno -20‰ (SCHIDLOWSKI et al., 1994; MEYERS, 2003).

Meyers (1994), assumindo que a matéria orgânica dos sedimentos lacustres discriminam o ^{13}C durante o processo fotossintético refletindo suas características metabólicas e ambientais, adotaram valores de $\delta^{13}C$ em torno de -20‰ a -30‰ para plantas do ciclo C_3. A variação da composição isotópica para o ciclo C_4 é de -12‰ a -8‰, e a do ciclo CAM de -20‰ a -10‰.

Os valores de C/N e de $\delta^{13}C$ preservam o sinal da matéria orgânica sedimentar inicial, independentemente da idade do material em questão. Segundo Meyers (1994), a relação entre C/N e $\delta^{13}C$ auxilia na determinação das variações entre as fontes de carbono autóctones e alóctones, assim como as mudanças vegetacionais registradas na matéria orgânica sedimentar dos depósitos lacustres (Figura 1).

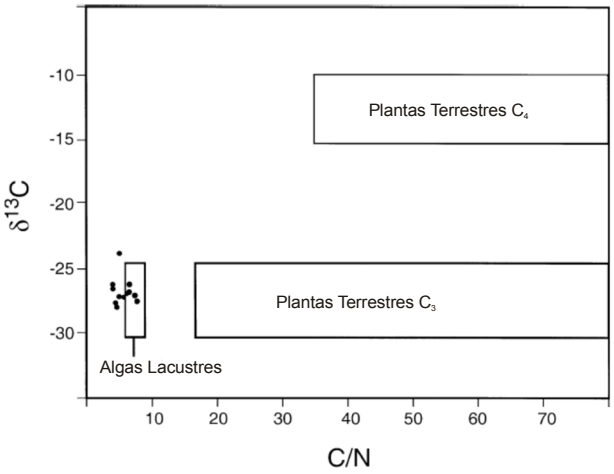

Figura 1 - Valores de $\delta^{13}C$ and C/N das fontes de matéria orgânica de sedimentos lacustres. Dados mostram o predomínio de matéria orgânica composta por algas em sedimentos do Lago Ontario (modificado de Meyers, 2003).

2.4.4. $\delta^{15}N$ da Matéria Orgânica Sedimentar

Os isótopos estáveis do nitrogênio (^{14}N e ^{15}N) são menos utilizados em estudos ambientais do que os isótopos do carbono. Alguns fatores como a menor abundância fracional de ^{15}N do que ^{13}C na biosfera, a pequena discriminação observada na natureza e a maior complexidade do ciclo do nitrogênio em relação ao ciclo do carbono contribuíram para esse fato (BOUTTON, 1996b). Mesmo assim, os valores de $\delta^{15}N$ da matéria orgânica sedimentar também podem ajudar na identificação da origem das fontes do lago e a reconstruir taxas de produtividade (HERCZEG et al., 2001).

O nitrogênio orgânico ocorre abundantemente em proteínas e ácidos nucléicos, os quais são encontrados principalmente em plantas não vasculares, por exemplo, fitoplâncton e bactérias. Lignina e celulose, os quais são componentes dominantes de plantas vasculares (principalmente terrestres), são pobres em nitrogênio (TALBOT; JOHANNESSEN, 1992).

Para a definição de $\delta^{15}N$, a seguinte equação é usada:

$$\delta^{15}N\,(‰) = \frac{R_{amostra} - R_{ar}}{R_{ar}} \times 1000 \qquad [5]$$

onde $R = {}^{15}N/{}^{14}N$ para a razão isotópica do nitrogênio.

A aplicação dos valores de $\delta^{15}N$ para identificar as fontes de matéria orgânica é estabelecida pela diferença entre a razão $^{15}N/^{14}N$ de reservatórios de nitrogênio disponíveis para plantas, tanto aquáticas quanto terrestres. A diferença entre as duas fontes de nitrogênio é fortemente preservada nos valores de $\delta^{15}N$ da matéria orgânica com algas (+8,5‰) e com plantas terrestres C_3 (+0,5‰) (PETERSON; HOWARTH, 1987).

Fatores adicionais complicam as interpretações da composição isotópica do nitrogênio a partir da matéria orgânica do sedimento, assim como variações fitoplanctônicas, ou mesmo na fixação de cianobactérias. Sedimentos dos lagos Superior e Ontário, Canadá, mostraram que áreas que recebem maiores proporções de matéria orgânica terrestre possuem valores mais leves de $\delta^{15}N$ (3,7‰) do que áreas onde a matéria orgânica aquática é dominante (4,9‰) (MEYERS, 1994).

O entendimento de como as mudanças climáticas estão ligadas às mudanças no ambiente lacustre não deve ser baseado apenas em análises isotópicas da matéria orgânica sedimentar. Faz-se necessário a junção com outros parâmetros, como dados geoquímicos e palinológicos.

Estudos geoquímicos e isotópicos de Lent et al., (1995) realizados no Lago Devils, EUA, evidenciaram que episódios relacionados ao aumento do nível da coluna d'água de um lago são caracterizados por: aumento da produção primária do lago, representada pelo aumento da concentração de sílica e COT; aumento na entrada de matéria orgânica detrítica indicado pelo aumento de COT e valores mais empobrecidos de $\delta^{13}C$ e evidência da disponibilidade de nitrogênio indicada por valores mais baixos de $\delta^{15}N$.

2.4.5. Palinologia

Entre os vários métodos aplicáveis aos estudos paleoclimáticos do Pleistoceno tardio e Holoceno, as análises palinológicas acompanhadas da datação por ^{14}C constituem uma ferramenta eficaz. Porém, a fase de aplicação mais sistemática de tais análises aos estudos paleoclimáticos no Brasil só teve início na década de 80, tornando-se mais comuns na década de 90 na execução de várias dissertações e teses.

Estudos de sedimentos lacustres da América do Sul para o Último Glacial são raros e apresentam descontinuidade nos testemunhos, o que implica em inferências paleoclimáticas contraditórias (COLINVAUX et al., 1996; LEDRU et al., 1998b; GROSJEAN et al., 2001). A utilização da análise polínica associada às análises geoquímica orgânica e mineralógica contribui para um melhor entendimento das mudanças climáticas nos últimos 21.000 anos (SIFEDDINE et al., 2003). De forma similar, a utilização do $\delta^{13}C$ em sedimentos lacustres pode fornecer um parâmetro indicativo de variação de clima e de produtividade e, nestes casos, a associação com estudos polínicos é um complemento fundamental (STUIVER, 1975).

Dessa forma, ressalta-se a importância do emprego conjunto de técnicas isotópicas, geoquímicas e palinológicas em distintas matrizes nos estudos paleoambientais, de modo a obter-se informações multi e interdisciplinares, com o objetivo principal de reconstrução vegetacional e climática do Quaternário no Brasil.

2.5. Paleoclimas nas Regiões Central, Sudeste e Sul do Brasil

A descrição dos trabalhos segue da região central para a sudeste (Minas Gerais para Rio de Janeiro e São Paulo) e sul (Paraná para Santa Catarina e Rio Grande do Sul), mantendo-se a cronologia dos estudos em cada região.

No Brasil, estudos de reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) têm sido mais intensamente desenvolvidos a partir da década de 90, utilizando-se pólens depositados em sedimentos lacustres e turfeiras (FERRAZ-VICENTINI, 1993; ROTH; LORSCHEITTER, 1993; LEDRU, 1993; NEVES; LORSCHEITTER, 1995; LORSCHEITTER; MATTOZO, 1995; LEDRU et al., 1996, 1998a, b; BEHLING, 1995a, 1997a, 2005; FERRAZ-VICENTINI; SALGADO-LABOURIAU, 1996; DE OLIVEIRA et al., 1999; BARBERI et al., 2000; GARCIA et al., 2004), isótopos do carbono da MOS (DESJARDINS et al., 1996; PESSENDA et al.1996a, b, 1998a, b, c, 2005a, b) e nos fragmentos de carvão encontrados nos solos (SOUBIÈS, 1979/80; SANFORD et al., 1985; DESJARDINS et al.,

1996; PESSENDA et al., 1996a, 2004, 2005a; GOUVEIA et al., 1999, 2002; SANTOS et al., 2000; SCHEEL-YBERT et al., 2003), entre outros indicadores. Entretanto, nesses estudos sente-se a falta de ações conjuntas, tanto analíticas como interpretativas, impossibilitando uma abordagem interdisciplinar.

Através de resultados de estudos isotópicos da MOS realizados nas regiões sudeste e central do Brasil, verificou-se a complexidade das associações vegetacionais com eventuais mudanças climáticas (PESSENDA et al., 2004). Desta forma faz-se necessário o desenvolvimento de estudos multi/interdisciplinares para se obter maiores informação e entendimento de mudanças vegetacionais passadas com inferências às mudanças climáticas.

Em Cromínia (GO), entre 10.000 e 7000 anos AP, a vegetação foi dominada por pólen não arbóreo e os elementos de vereda foram raros. Entre 6500 e 3500 anos AP houve a diminuição das partículas de carvão, enquanto taxa de vereda, floresta de galeria e cerrado aumentaram progressivamente (FERRAZ-VICENTINI, 1993; FERRAZ-VICENTINI; SALGADO-LABOURIAU, 1996).

Análise palinológica em área de vereda no topo de um platô em Águas Emendadas (DF) mostrou uma seqüência de mudanças de vegetação e clima nos últimos 30.500 anos AP. Há 30.480 ± 110 anos AP começou a deposição de turfa na área. Entre 25.790 ± 70 anos AP e cerca de 24.200 anos AP houve a indicação da presença de vegetação palustre cercada de cerrado aberto e manchas de mata de galeria no cume do platô. Entre cerca de 24.000 e 21.450 ± 100 anos AP a vegetação mais densa que a atual, com plantas aquáticas em abundância e com presença de espécies de clima mais frio, indicou um clima mais úmido e provavelmente mais frio que o presente. A diminuição drástica da concentração e diversidade de pólen, algas e esporos, entre cerca de 21.000 e 7220 ± 50 anos AP, sugeriu uma fase seca que resultou em um clima mais sazonal e na desertificação do cume do platô. Após 7000 anos AP, o aumento da quantidade de pólen e esporos e o desenvolvimento da vegetação de vereda, que se forma em áreas mal drenadas no cerrado, indicaram o retorno de condições climáticas úmidas. Entre cerca de 5600 anos AP até o presente vários tipos de vegetação ocorreram no

cume do platô, semelhante à vegetação atual composta de cerrado, matas secas e vereda com buritis, sugerindo, portanto, climas similares (BARBERI et al., 2000).

Bezerra (1999), em estudos sedimentológico e isotópico das lagoas Negra e Castelo no Pantanal Mato-Grossense, caracterizou o Pleistoceno tardio e a transição Pleistoceno-Holoceno como um período seco intercalado por fases fluviais. Resultados do mesmo trabalho caracterizaram o Holoceno como um período úmido com estabelecimento de áreas de inundação, pelo menos durante os últimos 4280 ± 60 anos AP.

A análise polínica de sedimento lacustre de Salitre (MG) forneceu o registro da vegetação associado a mudanças climáticas nos últimos 50.000 anos. Interpretou-se a ocorrência de uma fase árida entre cerca de 50.000 e 40.000 anos AP, não registrada em qualquer outra planície neotropical desta região. A fase seguiu um período de altos níveis de umidade (40.000 a 27.000 anos AP) com o máximo estimado em cerca de 35.000 anos AP. O Máximo Glacial Tardio foi perdido devido a uma interrupção na sedimentação. A umidade aumentou gradualmente durante o final do Pleistoceno, entre 16.000 e 11.000 anos AP. O desaparecimento da floresta de *Araucaria* sugeriu a presença de um clima frio e seco entre 11.000 e 10.000 anos AP. No início do Holoceno até 5500 anos AP elementos de floresta semidecídua foram dominantes. A alta freqüência de pólen não arbóreo indicou a ocorrência de um período seco entre 5500 e 4500 anos AP. A expansão da floresta semidecídua a partir deste período atestou o retorno da umidade (LEDRU, 1993; LEDRU et al., 1998a).

Fragmentos de carvão coletados em um perfil de solo de Salitre foram datados entre cerca de 6500 e 600 anos AP. A análise destes fragmentos sugeriu um período seco a partir de 6000 anos AP que os autores consideraram determinante para a instalação de uma vegetação de cerrado na área. A recuperação da floresta ocorreu em torno de 3000 anos AP. A partir desta época a ocorrência de incêndios se reduziu a um mínimo, até aproximadamente 600 anos AP, quando voltaram a se intensificar em função dos desmatamentos recentes (VERNET et al., 1994).

No início do Holoceno (9720 a 8810 anos AP), na região do Lago do Pires (MG), predominavam formas de campo cerrado e pequenas florestas de galeria ao longo dos rios, com alta freqüência de queimadas. Este tipo de vegetação é consistente com longo período seco (talvez 6 meses)

e baixa precipitação anual. Entre 8810 e 7500 anos AP as florestas de galeria se expandiram nos vales sugerindo um período com maiores índices de precipitação e estações secas mais curtas (5 meses). Nesta fase as queimadas foram menos freqüentes. A redução das florestas de galeria no período seguinte, 7500 a 5530 anos AP, provavelmente indicou o retorno das condições climáticas mais secas, com novo aumento das queimadas. Entre 5530 e 2780 anos AP as florestas estiveram presentes nos vales e a vegetação de cerrado nos morros. Após este período (2780 a 970 anos AP) os cerrados tornaram-se mais fechados nos morros. A floresta semidecídua fechada e densa esteve presente na região somente no final do Holoceno (a partir de 970 anos AP), sob condições climáticas atuais (BEHLING, 1995a).

A avaliação da freqüência de fragmentos de carvão encontrados em um Latossolo Roxo em Salitre, sob cobertura natural de floresta, sugeriu que as queimadas estiveram presentes por todo o Holoceno e tiveram provavelmente um papel importante na determinação da dinâmica da vegetação na área de estudo. Dados isotópicos da MOS indicaram a ocorrência de mistura de plantas C_3 (árvores) e C_4 (gramíneas) desde o início do Holoceno até aproximadamente 1700 anos AP (PESSENDA et al., 1996a, 1998a).

O registro de pólen de Catas Altas (MG) indicou que a paisagem no último glacial (>47.740 e cerca de 18.000 anos AP) foi coberta por campos extensos e pequenas áreas de florestas de galeria, onde ecossistemas de floresta semidecídua tropical e cerrado são encontrados atualmente. Os dados refletem um clima frio e seco com fortes geadas durante os meses de inverno. Temperaturas de 5-7°C abaixo das atuais foram inferidas para a última glaciação (BEHLING; LICHTE, 1997).

Em Lagoa Santa (MG) observou-se a presença de período seco durante o início do Holoceno. Um aumento na umidade no vale e ao redor da lagoa foi sugerido pela presença de taxa de floresta semidecídua em torno de 5400 anos AP. Após cerca de 4600 anos AP o pólen arbóreo foi representado por elementos de floresta semidecídua e de cerrado. Este mosaico de floresta e cerrado continuou a aumentar até o presente, sugerindo um aumento na precipitação (PARIZZI et al., 1998). Para os autores, a paisagem durante o Holoceno médio era predominantemente aberta, com muito mais gramínea do que espécies arbóreas.

Em Serra Negra (MG), entre 30.000 e 20.000 anos AP, através da análise polínica, houve a indicação de um resfriamento geral pronunciado (temperatura muito mais fria que atualmente) e relativa umidade, intercalado por fases mais secas, com mudanças na cobertura vegetal. No Pleistoceno tardio (13.000 a 10.000 anos AP) o clima apresentou-se muito úmido a úmido com curta estação seca (De OLIVEIRA[1] citado por SUGUIO, 1999).

Na Lagoa dos Olhos (MG) o estudo palinológico indicou a presença de espécies de clima úmido a muito úmido no período de 20.000 a 13.000 anos AP, muito seco (semi-árido) entre 13.000 e 10.000 anos AP e seco com longa estação seca e subúmida entre 10.000 e 8000 anos AP. A temperatura apresentou-se mais fria que hoje no período de 20.000 a 13.000 anos AP e mais quente no início do Holoceno. A partir de 7000 anos AP a floresta semidecídua desenvolveu-se e o clima foi definido como frio e sazonal. Entre 4000 e 1320 anos AP a floresta foi bem desenvolvida e o pólen de *Araucaria* registrado. Após este período, as freqüências de pólen arbóreo aumentaram e elementos de floresta semidecídua e cerrado foram bem representados (De Oliveira[2] citado por Suguio, 1999; Ledru et al., 1998a e Araújo et al., 2005).

Análises de fragmentos de carvão (antracologia) de sambaquis localizados em Cabo Frio, Arraial do Cabo e Saquarema (RJ) indicaram variações significativas referentes à vegetação de mangue. Em Cabo Frio estas variações foram atribuídas a oscilações climáticas que provocaram variações na salinidade da lagoa de Araruama. Entre 5500 e 4900/4500 anos AP o clima dessa área era mais úmido que o atual, tendo havido em seguida um período seco que durou aproximadamente até 2400 anos AP. Um período chuvoso, entre 2400 e 2000 anos AP, foi seguido por um novo período seco, que manteve-se pelo menos até o fim da ocupação da área (1400 anos AP). Apesar destas oscilações climáticas que influenciaram a vegetação de mangue, nenhum outro indício de mudança no ecossistema vegetal foi observado, indicando que a vegetação de terra firme da região costeira (principalmente a restinga e a mata seca) manteve-se de modo bastante estável, pelo menos durante os

---

[1] DE OLIVEIRA, P.E. **A palynological record f late Quaternary vegetational and climatic change in southeastern Brazil.** Ph.D. Thesis, The Ohio State University, Columbus: 238p, 1992.
[2] DE OLIVEIRA, op.cit., 1992. p.29.

últimos 6000 anos, e não sofreu nenhuma modificação de origem climática nem antrópica durante este período (SCHEEL-YBERT, 2000a, 2000b).

Rodrigues-Filho et al. (2002), através de estudos geoquímicos, mineralógicos e palinológicos no Lago Silvana (MG), inferiram a presença de um clima mais seco que o atual entre 10.120 e 9430 anos AP e a expansão da floresta com indicativo de clima mais úmido a partir de 8500 anos AP até os dias atuais.

Em estudo de sucessivas fases de erosão e sedimentação, registradas nos depósitos do vale do rio Tamanduá em São Simão (SP), verificou-se que entre 32.000 e 21.000 anos AP o clima foi úmido, enquanto entre 17.000 e 11.000 anos AP foi seco com chuvas esparsas. De 10.000 a 8.500 anos AP o clima voltou a ser úmido e após 7500 anos AP os depósitos revelaram a existência de vários espisódios secos (SUGUIO et al., 1993).

Em estudos desenvolvidos em Piracicaba (SP) e Londrina (PR), empregando-se técnicas isotópicas na MOS, verificou-se o predomínio de plantas C_4 no final do Pleistoceno até aproximadamente o Holoceno médio em ambas regiões, provavelmente indicativo de um clima mais seco do que o atual. A partir de aproximadamente 3000 anos AP os resultados indicaram a expansão da floresta, atual vegetação de cobertura nas áreas estudadas (PESSENDA et al., 1996b).

A análise de pólen de turfeira do Morro de Itapeva (SP) mostrou que entre 35.000 e 17.000 anos AP a paisagem regional do planalto de Campos do Jordão estava desarborizada, com campos de altitude refletindo um clima frio e seco. Entre 17.000 e 10.000 anos AP espécies de floresta de *Araucaria,* manchas de floresta e floresta tropical Atlântica foram raras e provavelmente cresceram somente em elevações mais baixas, sugerindo um clima mais quente. Durante o Holoceno inferior e médio o desenvolvimento de mancha de floresta indicou um clima quente e úmido nas vertentes, mas um clima mais seco no planalto, evidenciado pela rara presença de *Araucaria* e *Podocarpus.* Somente no Holoceno superior, quando a *Araucaria* e *Podocarpus* tornaram-se mais abundantes, as condições climáticas tornaram-se mais úmidas também no planalto. Registrou-se uma umidade crescente de 4560 anos AP até os dias atuais, com uma fase mais acentuada entre 2750 e 500 anos AP. A porcentagem de

partículas carbonizadas apresentou-se maior durante o período do último glacial do que durante o Holoceno, indicando maior freqüência de queimada no período mais antigo (BEHLING, 1997a).

Em Botucatu (SP), registros de pólen e carvão em depósitos de cabeceiras de água ricos em matéria orgânica indicaram uma cobertura vegetal principalmente de campos com escassos espaços de floresta subtropical, refletindo condições climáticas frias e secas durante o período glacial, registrado desde aproximadamente 30.000 a 18.000 anos AP. Durante esse período, queimadas ocorreram nos campos e a presença rara de *Araucaria angustifolia* indicou uma temperatura de pelo menos 5-7°C menor que a atual, similar a Catas Altas (BEHLING; LICHTE, 1997). Provavelmente, condições climáticas secas durante o início do Holoceno causaram a decomposição dos depósitos glaciais e uma interrupção na sedimentação entre 18.000 e 6.000 anos AP. Desde pelo menos 2900 anos AP houveram indícios de influência humana (BEHLING et al., 1998).

Lobo et al. (2001), em estudos paleohidrológicos na Lagoa do Infernão (SP), sugerem alta precipitação de 3500 a 3000 anos AP.

Em Botucatu, Anhembi e Jaguariúna (SP) e Pontes e Lacerda (MT), fragmentos de carvão foram encontrados entre 6000 e 3000 anos AP, indicando um período de grande freqüência de paleoincêndios. Para Botucatu, Anhembi e Pontes e Lacerda, as análises isotópicas do carbono evidenciaram o predomínio de plantas C_3 durante todo o Holoceno, enquanto que Jaguariúna apresentou uma presença significativa de plantas C_4, (antes de 8.000 anos AP), sugerindo a ocorrência de um clima mais seco. Os resultados antracológicos também indicaram a presença de um clima mais seco comparado ao atual na região de Jaguariúna durante o Pleistoceno tardio até o Holoceno médio (GOUVEIA, 2001; GOUVEIA et al., 2002; SCHEEL-YBERT et al., 2003).

Em Cananéia-Iguape (SP), Ybert et al. (2003) registraram um clima úmido desde 4900 anos AP, com dois episódios relativamente mais úmidos, em 1940 e 1300-675 anos AP, sendo em torno de 900 anos AP o mais significante, acompanhado de um aumento no nível da coluna de água e da formação de pântanos. Estas oscilações climáticas não foram suficientes para induzir mudanças drásticas na vegetação da região onde a formação de floresta permaneceu predominante. O mesmo autor sumariza que no Brasil o Pleistoceno tardio e o Holoceno inferior são caracterizados por um clima

seco de 12.000 a 4.000 anos AP, dependendo da região. Depois desse período um clima mais úmido pode ser observado.

Amaral (2003), através de estudos polínicos e isotópicos de manguezal em Itanhaém (SP), obteve evidências da formação do ecossistema em aproximadamente 1300 anos AP, com sua expansão em 1000 anos AP para áreas próximas à coleta do testemunho e uma provável colonização ao seu redor em 330 anos AP.

Cruz (2003), através de dados de espeleotemas de São Paulo (PETAR) e Santa Catarina, obteve evidências de um aumento geral da temperatura a partir de 18.000 anos AP e uma estabilização climática a partir de 8000 anos, sendo que os últimos 6000 a 5000 anos foram caracterizados por variação de $\delta^{18}O$ que foi associada a um aumento de umidade nestes milênios.

Também no estado de São Paulo, em Jacareí, Garcia et al. (2004) através de análises palinológicas inferiram mudanças climáticas registradas entre 9700 e 1950 anos AP, com períodos distintos: (i) clima úmido e frio de 9720 a 8240 anos AP; (ii) clima úmido e quente de 8240 a 3500 anos AP e (iii) clima mais frio e mais úmido que o atual entre 3500 e 1950 anos AP.

Estudos isotópicos e palinológicos de turfa e isotópicos de solo no Parque Estadual da Serra do Mar-Núcleo Curucutu (SP) evidenciaram uma mistura de plantas C_3 e C_4 de 27.000 a 18.000 anos AP. De 18.000 a 8600 anos AP caracterizou-se uma possível mistura de plantas C_3 e C_4, mas com menor influência de plantas C_4. As plantas C_3 predominaram de 8.600 anos AP até os dias atuais (MOFATTO, 2005).

Araújo et al. (2005), em estudo sobre a relação da ocupação humana e paleoclimas mais secos, inferiram que o sul do estado de São Paulo e os estados do Paraná, Rio Grande do Sul e Santa Catarina foram mais úmidos e quentes durante o Holoceno, propiciando uma ocupação humana mais efetiva do que no resto do Brasil.

Ledru et al. (2005a) relacionaram estudos polínicos obtidos em Colônia, uma cratera na cidade de São Paulo, com resultados de $\delta^{18}O$ de registros de espeleotemas (Cruz, 2003) da Caverna Santana (PETAR-SP). A cronologia dos espeleotemas foi feita pelo Método Urânio-Tório com uma idade de

110.000 anos. A comparação foi estabelecida através das datações ^{14}C feitas para o testemunho de Colônia. Os resultados da comparação são descritos a seguir: (i) entre 105.000 e 85.000 anos - regime de precipitação mais uniforme, sem estação seca ou com reduzida estação seca; (ii) 60.000 e 50.000 anos - expansão da floresta; (iii) ~59.000 anos - aumento do pólen de arbóreas em concordância com altos valores de $\delta^{18}O$ do espeleotema; (iv) 27.000 e 21.000 anos - aumento da freqüência de pólens arbóreos (PA) para quase 100%. Variações nos isótopos do espeleotema não foram tão evidenciadas; (v) No início do Holoceno um aumento da freqüência de PA foi associado à precipitação reduzida ou precipitação mais constante. Numerosas flutuações na freqüência de PA foram relacionadas a mudanças abruptas na sazonalidade durante todo o Holoceno.

Estudo na Lagoa Dourada (PR) evidenciou o início do Holoceno com o domínio de pólen não arbóreo (*Poaceae*) com muitos elementos de floresta de *Araucaria*, porém sem a própria; estas taxa são elementos de floresta de galeria próxima ao local. Taxa de floresta de *Araucaria* apareceram depois de 8000 anos AP e colonizaram o campo progressivamente. A parte superior do testemunho não foi registrada (LORSCHEITTER; MATTOZO, 1995). Outros dados da Lagoa Dourada (PR), através de estudo de diatomáceas e sedimentologia, caracterizaram um período frio e seco durante o Pleistoceno tardio. O início do Holoceno (~11.000 anos AP) foi marcado por um clima mais úmido. Por volta de 8700 anos AP o clima tornou-se árido e frio. O período seguinte foi caracterizado por várias oscilações no nível de água, com curtos e intensos eventos secos intercalados por longos períodos úmidos. Nos últimos 100 anos a região apresentou um clima mais quente e mais seco do que o apresentado anteriormente (MORO et al., 2004).

Na Serra Campos Gerais (PR), estudo palinológico indicou, no período entre 12.480 e 9660 anos AP, o predomínio de vegetação de campos, com provável ocorrência de grupos espalhados de floresta tropical Atlântica e de *Araucaria* nos vales, sugerindo climas secos e 3 a 5°C mais frios do que o presente. Entre 9660 e 2850 anos AP observou-se o predomínio dos campos nas montanhas e a expansão de árvores de floresta tropical úmida nos vales, indicando clima quente e talvez um aumento na precipitação anual. No Holoceno superior (2850-1530 anos AP) a expansão das florestas de

Araucaria foi relacionada à provável mudança para um clima úmido mais permanente, com estação seca mais curta. A expansão marcante de floresta de *Araucaria,* formando um mosaico de campos e ilhas de floresta nas montanhas, ocorreu somente nos últimos 1500 anos, sugerindo o início de um clima com alta precipitação sem uma estação seca anual significativa. Foram registrados dois episódios de precipitação acentuada em 2950 e 1400 anos AP (BEHLING, 1997b).

Na região de Porto Rico (PR), análises sedimentológicas, palinológicas, datações ^{14}C e por termoluminescência foram utilizadas para a inferência dos seguintes períodos paleoclimáticos: de 14000-8000 anos AP, clima mais seco; de 8000-3500 anos AP, mais úmido; de 3500-1500 anos AP, segundo episódio mais seco, porém menos árido que o primeiro; de 1500 até o presente, clima úmido atual. As áreas de Serra Negra (De Oliveira[3] citado por Suguio, 1999), Salitre (LEDRU, 1993), Morro de Itapeva (BEHLING, 1997a) e Santa Catarina (BEHLING, 1995b), não apresentaram evolução paleoclimática similar a proposta. Provavelmente a história climática destas áreas foi influenciada localmente pelas altas altitudes (STEVAUX, 1994, 2000).

Nas montanhas do sul do Brasil (SC), através de análises palinológicas, verificou-se que a vegetação foi dominada pelos campos durante o Pleistoceno tardio (14.000-10.000 anos AP). Grupos isolados de florestas de *Araucaria* foram preservados nos vales com umidade suficiente. Na região do Morro da Igreja e Serra do Rio do Rastro, o domínio dos campos continuou até aproximadamente 1000 anos AP, enquanto que na Serra da Boa Vista a freqüência de taxa de floresta tropical Atlântica aumentou e, a seguir, sugeriu-se a expansão da floresta de *Araucaria.* O clima foi descrito como frio e relativamente seco entre 14.000 e 10.000 anos AP. No Holoceno ocorreram mudanças de um clima muito quente e seco (10.000-3.000 anos AP) para um regime fresco e mais úmido (3.000-1.000 anos AP) e finalmente para um período fresco e muito úmido (a partir de 1.000 anos AP) (BEHLING, 1995b, 1998).

Behling (2002), em uma síntese das regiões sul e sudeste brasileiras, conclui que a expansão das araucarias iniciou-se a aproximadamente 3000 anos AP, indicando a presença de um clima mais úmido

---

[3] DE OLIVEIRA, op.cit., 1992. p.29.

do que o observado para o início do Holoceno inferior e médio. Uma expansão bastante pronunciada das florestas de Araucarias ocorreu a partir de 1000 anos AP no RS e SC, e nos últimos 1500 anos no PR, caracterizando o Holoceno superior com um clima muito mais úmido, sem período de seca, muito similar ao clima atual das montanhas do sul do Brasil.

Em Aparados da Serra (RS), análise de pólen de sedimentos indicaram que, no início do Holoceno, a concentração de palinomorfos, representada por *Poaceae, Asteraceae* e elementos de floresta de *Araucaria*, apresentou-se baixa. Os elementos florestais foram restritos provavelmente aos refúgios próximos às vertentes dos desfiladeiros onde a umidade relativa era suficiente. A partir de 4000 anos AP, registrou-se um aumento dos elementos de floresta, juntamente com a presença de elementos de floresta de *Araucaria* e com a diminuição de *Poaceae*. Somente em torno de 2500 anos AP observou-se o aumento de taxa de floresta de *Araucaria* (ROTH; LORSCHEITTER, 1993).

Na Lagoa dos Patos (RS), estudos palinológicos indicaram uma transgressão do mar entre 10.000 e 7000 anos AP e a expansão de elementos de floresta entre 5000 e 4000 anos AP. Após este período as freqüências de elementos de floresta tropical aumentaram, ao mesmo tempo da transgressão máxima do mar. Os aumentos de *Araucaria* e *Podocarpus* sugeriram o desenvolvimento da vegetação de floresta no sudeste da Serra ou até mesmo no platô, indicando umidade e temperatura mais altas (CORDEIRO; LORSCHEITTER, 1994).

Em Terra de Areia (RS), a presença de vegetação xerofítica foi interpretada como conseqüência das baixas temperaturas, entre 10.000 e 7000 anos AP. Após 4000 anos AP, taxa de floresta tropical aumentaram e os sedimentos tornaram-se mais orgânicos, sugerindo um aumento na precipitação e temperatura (NEVES; LORSCHEITTER, 1995).

Com base em trabalhos palinológicos descritos em locais distintos das regiões central, sudeste e sul do Brasil, observou-se três fases diferenciadas para o Holoceno (LEDRU et al., 1998a):

(i) o intervalo entre 10.000 e 7000 anos AP mostrou interrupção na sedimentação em alguns locais (Águas Emendadas, Lagoa dos Olhos, Boa Vista, Aparados da Serra) e vegetação xerofítica em outros (Cromínia, Lagoa Dourada, Terra de Areia), atestando para condições climáticas secas, exceto Salitre (MG), onde o clima foi definido como úmido e frio;

(ii) entre 7000 e 4000 anos AP um clima mais sazonal foi registrado. Os níveis de umidade aumentaram, indicados pelo desenvolvimento de vegetação de vereda (Águas Emendadas, Cromínia), floresta semidecídua (lagoa Santa, Lagoa dos Olhos, Lago do Pires, Salitre) e floresta de galeria (Lagoa Dourada, Boa Vista, Aparados da Serra, Terra de Areia);

(iii) de 4000 anos AP até o presente condições climáticas atuais foram estabelecidas, indicadas pelo desenvolvimento da vegetação de cerrado ao norte (Águas Emendadas), floresta semidecídua no centro (Lagoa Santa, Lagoa dos Olhos, Lago do Pires, Salitre) e floresta de *Araucaria* ao sul (Boa Vista, Aparados da Serra).

Marchant & Hooghiemstra (2004) concluíram que a América do Sul, em aproximadamente 4000 anos AP, passou por um período com altas taxas de precipitação e/ou curtas estações de seca, associando ainda os registros obtidos com os eventos climáticos e a provável interferência da ZCIT.

A partir dos trabalhos apresentados observou-se significativas variações climáticas durante o Quaternário tardio. Com algumas exceções, verificou-se que de ~30.000 a ~18.000 anos AP o clima apresentou-se mais frio e úmido/seco que o atual, dependendo do local do registro. Entre ~18.000 e 10.000 anos AP observou-se um aumento gradativo na temperatura com intervalos de fases secas e acréscimo gradual na umidade. No intervalo de 10.000 a 4.000 anos AP registrou-se um clima mais quente e úmido que o atual e de 4000/3000 anos AP até o presente, um clima ainda mais úmido e similar ao atual.

2.6. Eventos Climáticos do Holoceno Superior: Período Medieval Quente e Pequena Idade do Gelo (LIA)

A história climática dos últimos 1000 anos (Figura 2) foi baseada em registros climáticos ocorridos na Europa, delimitando assim dois períodos distintos, o Período Medieval Quente (COHEN et al., 2001), sendo esse correspondente ao período de 1050 a 700 anos AP (HAUG et al., 2001) e o LIA - Little Ice Age, Pequena Idade do Gelo. Considerado o período mais frio dos últimos 1000 anos, o LIA durou cerca de três séculos, entre 550 e 200 anos AP (HAUG et al., 2001). Como não há dados meteorológicos registrados antes de 1840, as informações sobre as condições climáticas nessa época puderam ser obtidas a partir de registros históricos, crônicas e obras de arte, principalmente da Europa. São inúmeros os registros que nos mostram paisagens muito mais frias e nevadas, cinzentas e úmidas, do que as que hoje se conhece (SANT'ANNA NETO; NERY, 2005).

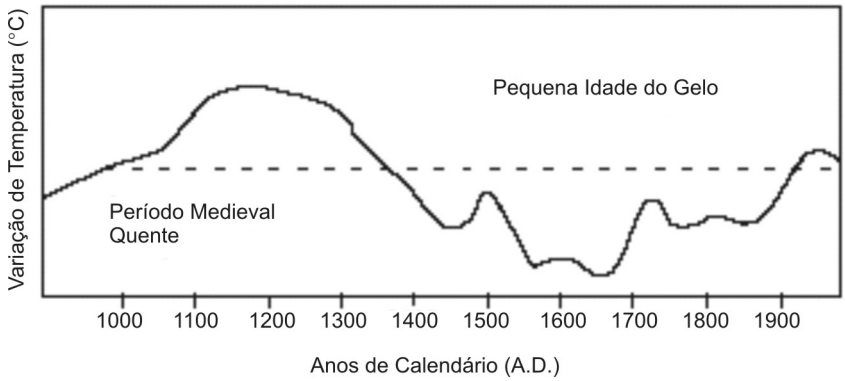

Figura 2 - Variações de temperatura durante os últimos mil anos (modificada de Cohen et al., 2005).

Há vários trabalhos do hemisfério norte relacionando os resultados obtidos com estes dois eventos, e.g. Fritz et al. (2000), Luque; Julià (2002), Mason et al. (2004), Pederson et al. (2005) e Cohen et al. (2005). Para Grove (2001) as geleiras se espalharam no hemisfério norte durante o LIA. Heusser (1961) e Broecker (2000) reconheceram esse período frio também na América do Sul, mas não está bem claro se o conceito de LIA pode ser aplicável nessa área (GROVE, 2001). Há ainda uma escassez de trabalhos correlatos para o hemisfério sul.

Rabatel et al. (2005), a partir de estudos nas geleiras das Cordilheiras da Bolívia com a aplicação do método de datação de liquenometria, conseguiram estabelecer uma cronologia para o LIA nessa região, com seu máximo de ocorrência na segunda metade do século XVII e término entre 1870 e 1910 AD. Solomina et al.[4], em estudo na Cordillera Blanca, Peru, também com a utilização da liquenometria, obtiveram um máximo de ocorrência das geleiras entre 1590 a 1720 AD, com avanços menores entre 1780 e 1880 AD. A liquenometria é um método de datação tradicional em geomorfologia que pode ser usado para datar monumentos. É baseada no diâmetro de determinadas espécies de liquens, principalmente a *Rhizocarpon geographicum* (RABATEL et al., 2005).

Os efeitos do LIA não têm sido explicitamente descritos para os ecossistemas brasileiros. Behling et al. (2004) descreveram mudanças vegetacionais para a região sul do Brasil coincidentes com o LIA registrado no hemisfério norte, onde de 1520 a 1770 AD taxa de *Weinmannia* tornaram-se mais freqüentes com as florestas de *Araucaria* registrando um período quente. Segundo os autores, a *Weinmannia* necessita de condições climáticas mais quentes e uma certa quantidade de precipitação para crescer nas montanhas do sul do Brasil.

Estudos estatigráficos, polínicos e datação ^{14}C realizados na Península Bragança (AM) indicaram dois períodos de baixa inundação nos últimos 1000 anos, sendo o primeiro entre 1130 e 1510 AD (1000 e 500 anos AP) e o segundo de aproximadamente 1560 AD (500 anos AP) até o final do século XIX. Estes eventos foram correlacionados com o período LIA e refletem uma regressão do nível do mar e/ou condições mais secas com menor precipitação. O estudo também indicou um relativo aumento do nível do mar durante as últimas décadas. Este aumento pode estar associado com a tendência global de aumento do nível do mar, bem como com a deglaciação e aumento da temperatura nos últimos 150 anos (COHEN et al., 2005).

Haug et al. (2001), através de estudos paleohidrológicos realizados na Bacia Cariaco, Venezuela, obtiveram precipitações maiores e variáveis durante o Período Medieval Quente e condições mais secas durante o LIA na região. Ao sul no Lago Titicaca houve aumento na precipitação

---

[4] SOLOMINA, O.; JOMELLI, V.; KASER, G.; AMES A.; POUYAUD, B. Little Ice Age moraines in the Cordillera Blanca: lichenometric data replication. **Global and Planetary Change,** Amsterdam, in press.

entre 2400 e 4000 anos AP e também durante o LIA (Baker et al.[5], citados por Haug et al., 2001). Essas variações contrastam com os resultados obtidos para a precipitação na Bacia Cariaco, mas, por outro lado, confirmam que estes eventos climáticos foram associados com movimentos ao sul da Zona de Convergência Inter Tropical (HAUG et al., 2001).

2.7. Fenômenos Atmosféricos na América do Sul

Os fenômenos atmosféricos geralmente causam importantes alterações climáticas, tanto em escala regional quanto global. O clima na América do Sul é significativamente influenciado pela migração da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), da Oscilação Sul (OS) e variações de gradiente de Temperatura da Superfície do Mar (TSM).

A ZCIT é uma banda de nuvens que circunda a faixa equatorial do globo terrestre, formada principalmente pela confluência dos ventos alíseos do hemisfério norte com os ventos alíseos do hemisfério sul. De maneira simplista, pode-se dizer que a convergência dos ventos faz com que o ar quente e úmido ascenda, carregando umidade do oceano para os altos níveis da atmosfera, ocorrendo a formação das nuvens. A ZCIT é o sistema meteorológico mais importante na determinação de quão abundante ou deficiente serão as chuvas no setor norte do Nordeste do Brasil. Normalmente a ZCIT migra sazonalmente de sua posição mais ao norte, aproximadamente 12°N, em agosto-setembro, para posições mais ao sul, aproximadamente 4°S, em março-abril. A ZCIT é mais significativa sobre os oceanos e, por isso, a TSM é um dos fatores determinantes na sua posição e intensidade (FUNCEME, 2006).

Segundo Martin et al. (1997), parâmetros orbitais mostram que atualmente a Terra está posicionada mais longe do Sol em junho e mais próxima em dezembro. Como conseqüência, no hemisfério sul, diferenças sazonais são fortes, com verões quentes, invernos frios e fortes variações sazonais da ZCIT. Em contraste, em torno de 11.000 anos AP a Terra encontrava-se em posição mais

[5] BAKER et al., **Science,** 291, 640, 2001.

próxima do Sol em junho e mais distante em dezembro, resultando em verões mais frios, invernos mais quentes e sazonalidade reduzida no hemisfério sul. O continente não era tão quente quanto é hoje nos verões austrais e a ZCIT era localizada mais ao norte, provavelmente próxima à posição que ocupa hoje durante o final da primavera e início do outono quando as células de pressão são altas e localizam-se na margem oriental bloqueando o ar continental para o nordeste (ANDRADE, 1972; NIEMER, 1989). Atualmente, as convecções polares vindas do sul penetram no continente principalmente no inverno (ANDRADE, 1972). Uma ZCIT mais fraca pode ter ajudado as convecções polares a entrar mais ao norte na primavera e outono, e talvez no verão. Martin et al. (1997) chegaram a essas conclusões baseados em estudos realizados na região de Salitre por Niemer (1989) e Ledru (1993), onde houve uma expansão das florestas de *Araucaria*. A presença da *Araucaria* está ligada à precipitação, ocorrendo em zonas de convecções polares e não sendo possível sua expansão quando há mais que um mês de seca.

Variações na posição da ZCIT são determinadas pelo gradiente de temperatura entre o polo e o equador. Conseqüentemente, esta ZCIT fica no hemisfério mais quente, ou seja, no hemisfério norte quando o gradiente térmico de inverno entre a Antártica e o Equador é maior, de junho a setembro (Figura 3a), e no hemisfério sul quando o gradiente térmico de inverno entre o Ártico e o Equador é o maior, entre dezembro e março (Figura 3b). Essa característica sazonal pode variar dependendo da posição da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) em latitudes medianas, correspondentes à região do Brasil Central. Quando a ZCAS está presente, em aproximadamente 20 ± 3°S de latitude, umidade é transportada do Atlântico equatorial para a Amazônia com o auxílio dos ventos alísios e progressivamente "canalizada" e incorporada à ZCAS na região do Brasil Central. Quando a ZCAS está ausente, as massas de ar equatoriais quentes e úmidas permanecem próximas à costa, e convecções polares vindas do sul podem alcançar as baixas latitudes ocasionando uma queda na temperatura e fortes chuvas (LEDRU et al., 2005b).

A ZCAS é caracterizada como uma banda de precipitação e nebulosidade que se estende desde a Amazônia até o sudeste do Brasil, e daí ao oceano. Trata-se do principal sistema de grande escala

responsável pelo regime de chuvas sobre o Brasil durante o verão austral (outubro a março) (CPTEC, 2006).

A ZCIT interage com vários outros sistemas climáticos. A distribuição pluviométrica é particularmente responsiva às variações dos ventos; por exemplo, no norte da América do Sul a intensificação sazonal de alíseos nordeste domina o sistema climático. Estes ventos alíseos, os quais atingem o equador e convergem pela ZCIT, respondem ao gradiente de pressão meridional e longitudinal entre baixa e alta pressão próximas do equador mais resfriado (MARCHANT; HOOGHIEMSTRA, 2004).

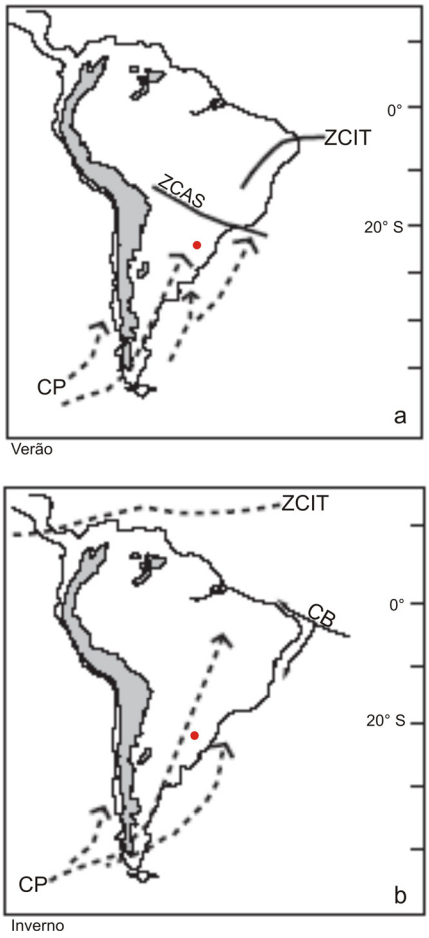

Figura 3 - Mapa da América do Sul, modificado de Ledru et al. (2005b), mostrando a posição da Zona de Convergência Inter Tropical e a Zona de Convergência do Atlântico Sul durante o verão (a) e o inverno (b), respectivamente. As linhas pontilhadas indicam a trajetória das Convecções Polares (CP) e Corrente de Benguela (CB). O ponto em vermelho corresponde à área de estudo no Vale do Ribeira, SP.

O sistema de precipitação é diretamente relacionado com a influência de variações leste/oeste do Sistema de Alta Pressão do Atlântico Sul, especialmente durante os meses de verão no hemisfério sul, e com as variações sazonais do Sistema de Massa de Ar Polar durante o inverno. Durante o verão, a influência de massas de ar equatorial torna-se importante conforme a posição da ZCIT e chega a alcançar seu limite no extremo sul em março (NIMER, 1989).

O entendimento das variações climáticas dos trópicos e das altas latitudes se faz importante para o mecanismo das mudanças climáticas globais. Seltzer et al.[6], citados por Ledru et al. (2002), estabeleceram que diferenças entre os hemisférios norte e sul estão relacionadas às diferenças na insolação. Vários registros sugerem essas diferenças nos dois hemisférios (JOUZEL et al., 1995; CHARLES et al.,1996; BROECKER; IVERSEN, 1998; STOCKER, 1999; MARKGRAF et al., 2000; BROECKER, 2000; BLUNIER; BROOK 2001; LEDRU et al., 2005a, b). Essa oposição climática pode estar associada a determinada variação de insolação sazonal que causou uma insolação próxima ao seu máximo no hemisfério norte e próxima ao seu mínimo no hemisfério sul nos verões ocorridos durante o Younger Dryas (~11.000 anos AP). Registros para altas latitudes no hemisfério norte indicaram resfriamento, enquanto que para altas latitudes no hemisfério sul indicaram aquecimento no mesmo período de tempo. As mais freqüentes convecções de ar frio do Ártico têm dado respostas ao diferente gradiente de temperatura entre o polo e o equador no hemisfério norte. Isto poderia resultar na permanência da ZCIT na posição sul do equador geográfico e na extensão da influência do Ártico nas regiões tropicais da América do Sul (LEDRU et al., 2002).

Através de estudos isotópicos, Pessenda et al., (2005a) verificaram diferenças climáticas ocorridas durante o Holoceno entre as regiões nordeste e sul/sudeste do Brasil e as mesmas foram associadas com a posição da ZCIT.

A alternância de estações seca e chuvosa é característica do regime de monção da América do Sul. No final da primavera e no verão, um fluxo de ar úmido entra a partir do Oceano Atlântico norte do Brasil com ventos do nordeste em direção à Amazônia. Essa corrente é defletida ao sul pelos Andes

---

[6] SELTZER, G.; RODBELL,D. BURNS, S. Isotopic evidence for late Quaternary climatic change in tropical South America. **Geology,** Boulder, v.28, p.35-38, 2000.

e carrega umidade para as regiões sudeste e central do Brasil. Durante estas estações, a ZCAS desenvolve diretamente a leste dos Andes uma faixa de nebulosidade de orientação NO/SE. Este desenvolvimento é relacionado ao fluxo de monção e às perturbações extratropicais. Durante o inverno há uma maior circulação, com chuvas ocasionais ligadas à entrada das frentes frias (SOUBIÈS et al., 2005). No encontro dessas frentes frias com as massas de ar tropicais há a produção de fortes chuvas no sul/sudeste do Brasil. Estas fortes chuvas estão relacionadas ao evento El Niño (NIMER, 1989; McGLONE et al., 1992; MARTIN et al., 1993; ARAÚJO et al., 2005).

El Niño é um fenômeno atmosférico-oceânico caracterizado por um aquecimento anormal das águas superficiais no oceano Pacífico Tropical e que pode afetar o clima regional e global, mudando os padrões de vento a nível mundial, afetando assim, os regimes de chuva em regiões tropicais e de latitudes médias (ICESS, 2006). Como indica o nome Niño, trata-se de um fenômeno climático do verão, ocorre a partir da variação de pressão entre o leste e o oeste do Pacífico. Essa mudança de pressão tem forte influência sobre a circulação atmosférica da América do Sul e sobretudo na posição da ZCIT (Ledru, informação pessoal)[7].

Garcia et al. (2004) relacionaram mudanças paleoclimáticas no estado de São Paulo com a presença de frentes frias polares, a ZCIT e possivelmente a um evento ENSO (El Niño Oscilação Sul), durante o Holoceno. O ENSO é o maior fenômeno de junção atmosfera-oceano resultando em variação climática em escala de tempo inter-anual. De Oliveira et al. (1999) contrastam a fase úmida apresentada no sul e sudeste do Brasil nos últimos 4000 anos com o clima semi-árido no nordeste do Brasil. Segundo Martin e Suguio (1992) e Martin et al. (1993) pode ser possível uma ligação do ENSO com variabilidades em algumas áreas do sudeste do Brasil durante o Holoceno superior com registros de climas secos no nordeste do Brasil.

No Brasil, o ENSO tem como característica marcante estar associado com chuvas intensas na região sul e seca na região nordeste e parte da região norte. Os impactos do El Niño têm chamado muito a atenção principalmente após fortes eventos ocorridos em 1998 e 1999 e devido a forte

---

[7] LEDRU, M.-P. (IRD - Institut de Recherche pour le Développement). Comunicação pessoal, 2006.

intensidade com que o fenômeno se apresentou, chegou a ficar conhecido como "o evento climático do século" pelos metereologistas. O clima na bacia Pacífica tropical, atingindo também o oeste das Américas pela Austrália, Nova Zelândia e nordeste asiático, oscila em intervalos de tempo irregulares (3 a 7 anos) entre a fase do El Niño, quando águas tropicais quentes atingem a costa pacífica da América do sul, e a fase La Niña, quando há a ressurgência de águas tropicais frias (MARCHANT; HOOGHIEMSTRA, 2004).

La Niña representa um fenômeno oceânico-atmosférico com características opostas ao EL Niño, e que caracteriza-se por um esfriamento anormal nas águas superficiais do Oceano Pacífico Tropical. Alguns dos impactos de La Niña tendem a ser opostos aos de El Niño, mas nem sempre uma região afetada pelo El Niño apresenta impactos significativos no tempo e clima devido à La Niña (ICESS, 2006).

Marchant & Hooghiemstra (2004) citam registros da Ilha Galápagos[8] onde o ENSO teve atividade mínima durante o médio Holoceno com um aumento rápido de freqüência de eventos a partir de 4200 anos AP, sendo esses registros bastante consistentes com outros desenvolvidos na América do Sul (WELLS, 1990; MARTIN; SUGUIO, 1992; RODBELL et al., 1999; MARCHANT et al., 2006; VÉLEZ et al., 2006), os quais também mostram datas correlatas para a presença e intensidade de eventos ENSO. Há evidências de condições favoráveis à maior presença do evento La Niña do que do El Niño durante o Holoceno médio (~4000 anos AP).

---

[8] RIEDINGER, M.A.; STEINITZ-KANNAN, M.; LAST, W.M.; BRENNER, M. A ~6100 ^{14}C yr record of El Niño activity from the Galapagos Islands. **Journal of Paleolimnology,** Ontario, v.27, p.1-7, 2002.

III. OBJETIVO

O principal objetivo deste trabalho foi obter registros paleoambientais (vegetação e clima) durante o Pleistoceno tardio e Holoceno na região do Vale do Ribeira, sul do estado de São Paulo, através do desenvolvimento de uma ação conjunta e sistematizada das diferentes áreas envolvidas visando um aspecto multi e interdisciplinar. Para a obtenção do objetivo utilizou-se dos estudos:

- isotópicos ($\delta^{13}C$ e ^{14}C) da MOS;
- isotópicos ($\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ e ^{14}C), elementares (C e N), geoquímicos e palinológicos da matéria orgânica sedimentar;
- isotópico ($\delta^{13}C$) e botânico (levantamento florístico) das plantas dominantes nos locais de amostragem;
- cronologia (^{14}C) dos testemunhos sedimentares e do solo, a fim de relacionar as variações ambientais com os diferentes períodos da história do ambiente estudado.

IV. ÁREA DE ESTUDO E LOCAIS DE AMOSTRAGEM

Foram realizadas amostragens de solo e de sedimentos no Parque Estadual de Turismo do Alto Ribeira (PETAR) e no Parque Estadual Intervales (PEI), ambos no Vale do Ribeira, estado de São Paulo (Figura 1).

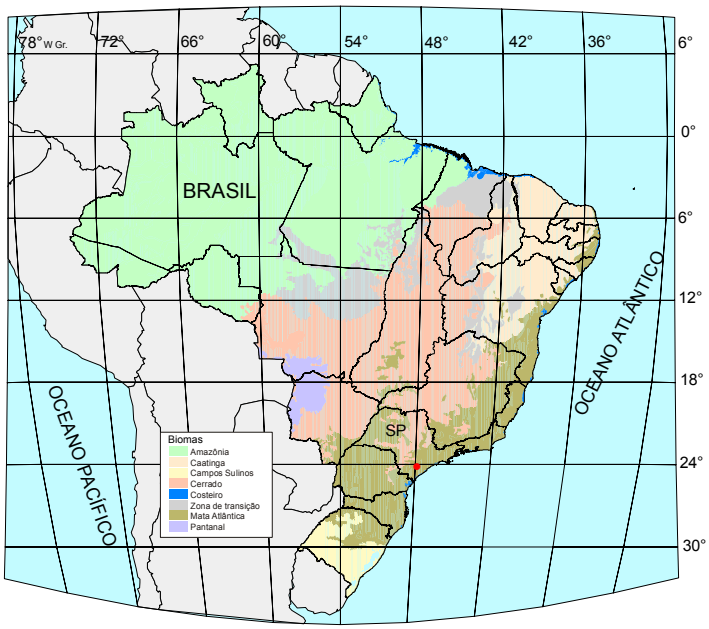

Figura 4 - Localização da área de estudo (Fonte IBAMA).

3.1. Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira - PETAR

O PETAR, com uma área total de 35.102 ha, está situado no sul do estado de São Paulo, região de Iporanga, entre as latitudes de 24°20'-24°50'S e longitudes 48°30'-48°60'O. Esta região corresponde à transição planalto-baixada costeira. A pluviosidade média é de 1604 mm/ano, com máxima anual de 1860 mm e mínima de 1069 mm, sendo que o trimestre menos chuvoso compreende

os meses de junho a agosto e o mais úmido de janeiro a março. A temperatura média anual é de 20°C, com médias mínima e máxima de 14°C e 27°C, respectivamente (KARMANN, 1994; CRUZ, 2003).

No Bairro da Serra encontra-se a Lagoa Grande com dimensões aproximadas de 10 x 30 m (Foto 2), local onde foram obtidos os testemunhos PETAR 01 e PETAR 02 e 70 km ao norte de Apiaí a Lagoa Vermelha, com dimensões aproximadas de 70 x 100 m (Foto 3), onde obteve-se o testemunho LV. Ambas as lagoas são cercadas por vegetação natural de Mata Atlântica (Foto 4).

Com referência aos tipos de solos no domínio do Planalto do Lajeado (região do Bairro da Serra e adjacências) tem-se sobre os calcários uma associação complexa de Cambissolos Háplicos Eutróficos de textura argilosa dominante, associado a Chernossolos Argilúvicos Órticos de textura argilosa, com Neossolos Litólicos na base argilosa, todos com fase rochosa associados a um relevo escarpado e montanhoso (Foto 4). Sobre os filitos apresentam-se Cambissolos Háplicos Distróficos, com Neossolos Litólicos Distróficos com textura argilosa (argila de atividade baixa) e com fase rochosa na base (OLIVEIRA et al., 1999).

Foram realizadas amostragens de solo através de tradagens para os pontos IPO, IPO-Tatu, CAMB e LDO e de trincheira para o ponto CAMB. A trincheira foi feita para a obtenção de amostras com massa maior, o que permitiu a realização de análises de ^{14}C e granulométricas. Na Tabela 1 e Foto 6 apresentam-se a localização dos pontos de coleta de solos, plantas e sedimentos lacustres.

Tabela 1 - Locais de amostragem no PETAR.

Pontos de Coleta	Referência	Localização Geográfica	Altitude (m)	Material Coletado
IPO		24°33'19,0"S 48°39'27,4"O	300	Solo (tradagem), plantas
IPO-LG	Lagoa Grande	24°31'59,1"S 48°39'45,0"O	-	Liteira, plantas
IPO-Tatu	Morro do Tatu	-	-	Solo (tradagem)
CAMB	Bairro Camargo Baixo	24°32'31,5"S 48°39'11,5"O	735	Liteira, plantas e solo (tradagem e trincheira)
LDO	Bairro Lajeado	24°18'18,2"S 48°21'54,2"O	847	Liteira, plantas e solo (tradagem)
PETAR 01 e 02	Lagoa Grande	24°31'59,1"S 48°39'45,0"O	-	Sedimento
LV	Lagoa Vermelha	24°23'18"S 48°31'44"O	500	Sedimento

Foto 2 - Lagoa Grande.

Foto 3 - Lagoa Vermelha.

Foto 4 - Relevo e vegetação ao fundo característicos do PETAR.

3.2. Parque Estadual Intervales - PEI

Intervales encontra-se no sudoeste paulista, entre os municípios de Ribeirão Grande (onde estão a entrada principal e a sede do parque), Guapiara, Sete Barras, Eldorado Paulista e Iporanga, entre as latitudes 24°12' e 24°32'S, e longitudes 48°03' e 48°32'O. Sua criação, em 8 de junho de 1995, interligou o Parque Estadual Carlos Botelho ao PETAR num extenso *continuum* ecológico, com cerca de 120.000 ha, onde se encontra também a Estação Ecológica do Xituê (SÃO PAULO, 2001). Abrange antiga fazenda do Banco do Estado de São Paulo - BANESPA, adquirida pela Fundação Florestal - SMA (Secretaria do Meio Ambiente), e agrega terras devolutas, compreendendo 42.000 ha de patrimônio natural, com notável riqueza em biodiversidade (SÃO PAULO, 1998).

O PEI apresenta altitudes que variam de 60 a 1095 m. Abrange parte da serra de Paranapiacaba, como é chamada a Serra do Mar no momento em que se afasta do oceano, em sua porção mais interiorizada. Inserido entre dois vales - o do rio Paranapanema e o do rio Ribeira de Iguape - o parque abriga uma extensa rede de drenagem, protegida pela Mata Atlântica, que o recobre em toda sua extensão. Intervales representa uma das áreas mais significativas dos remanescentes florestais do Estado de São Paulo, pelo seu ótimo estado de conservação e por abrigar inúmeras espécies vegetais e animais, inclusive ameaçadas de extinção (SÃO PAULO, 1998).

A cobertura vegetacional é genericamente a Mata Atlântica (Foto 5). A floresta ombrófila densa é predominante. À medida que a floresta se interioriza, ocupando o divisor das bacias do Ribeira de Iguape e Paranapanema, na serra de Paranapiacaba, recebe uma maior contribuição da flora da mata estacional semidecidual (NASCIMENTO, 1998; SÃO PAULO, 1998).

O paredão serrano representado pelas serras do Mar e de Paranapiacaba funciona como uma barreira para o avanço de massas de ar provenientes do oceano e do sul do continente e direciona correntes de convecção que condensam e provocam nevoeiros e chuvas de caráter orográfico. A bacia do rio Ribeira de Iguape, especialmente na sua porção paulista, tem sua unidade rítmica caracterizada pelo maior índice de penetração de massas polares e passagens frontais do Estado, inclusive no verão (SÃO PAULO, 1998).

As temperaturas médias anuais variam de 15 a 22°C, respectivamente do inverno para o verão. A média anual de precipitação encontra-se entre 1200 a 1500 mm. As chuvas são em média bem distribuídas durante o ano, havendo, no entanto, um declínio no inverno sem chegar a determinar em média um mês seco. A umidade no verão está associada ao deslocamento da ZCIT e, no inverno, às invasões de frentes frias polares.

Com referência aos tipos de solo os principais são rasos, como os Litólicos e os Cambissolos, ocorrendo ainda os Argissolos (Podzólicos e Latossolos) vermelho-amarelos, em geral pobres em nutrientes e ácidos, podendo haver associações e gradações entre vários deles. Nos topos dos morros os solos apresentam-se geralmente Litólicos (SÃO PAULO, 2001).

Foram realizadas amostragens de solo através de tradagens para os pontos (BCR, BDA e SAI) e de trincheiras para os pontos (BCR e SAI). Na Tabela 2 e Foto 6 apresentam-se a localização dos pontos de coleta de solos e plantas.

Tabela 2 - Locais de amostragem em Intervales.

Pontos de Coleta	Referência	Localização Geográfica	Altitude (m)	Material Coletado
BCR	Base do Carmo	24°18'25"S 48°24'52"O	529	Solo (tradagem/trincheira)
BDA	Bulha d'água	24°20'15"S 48°30'09"O	592	solo (tradagem)
SAI	Saibadela	24°14025' 48°04892'	100	Solo (tradagem/trincheira)
TPI	Trilha das Pedrinhas	24°18'18,2"S 48°21'54,2"O	847	plantas

Foto 5 - Vegetação no PEI.

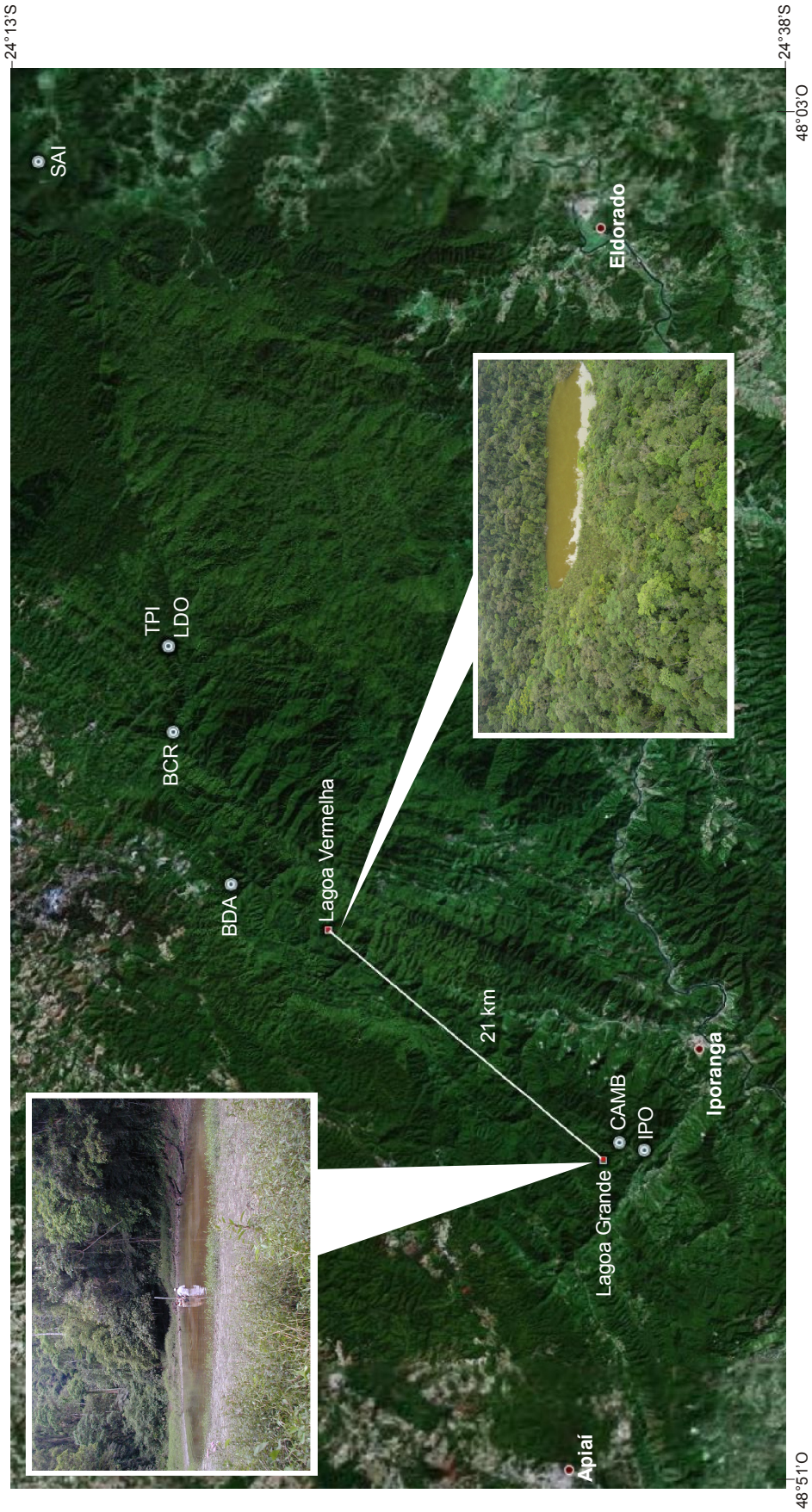

Foto 6 - Foto de satélite da área de estudo, onde observa-se a localização dos pontos de amostragem (Fonte Google Earth)

V. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1. Vegetação

O estudo da vegetação atual das áreas selecionadas contaram com a colaboração dos botânicos Pedro Fiaschi do Centro de Pesquisas do Cacau (CEPEC/CEPLAC), Ilhéus - BA, e Dr. Ricardo José Francischetti Garcia do Herbário Municipal da Prefeitura do Município de São Paulo (PMSP).

4.1.1. Identificação. As espécies de plantas dominantes encontradas num raio de aproximadamente 100 m dos locais de estudo foram coletadas, prensadas, desidratadas e posteriormente identificadas. A identificação foi realizada através de bibliografia disponível e comparação com exsicatas do Herbário Municipal da PMSP, onde estão depositadas.

4.1.2. Composição isotópica ($\delta^{13}C$). Amostras das plantas mais representativas das áreas de estudo foram lavadas, secas, moídas, pesadas (aproximadamente 20 mg) e enviadas ao Laboratório de Isótopos Estáveis do CENA-USP para a determinação isotópica ($\delta^{13}C$). Os resultados são expressos pela unidade relativa "δ", determinada em relação ao padrão internacional PDB (Equação 1).

4.2. Solos

4.2.1. Amostragem. A Tabela 3 apresenta as profundidades alcançadas nas amostragens de solo por trincheiras e tradagens (Foto 7). As amostras foram acondicionadas em sacos plásticos e identificadas.

Trincheiras de aproximadamente 100 cm de largura x 200 cm de comprimento x até 400 cm de profundidade foram feitas em LDO (Lajeado - PETAR), BCR (Base do Carmo - PEI) e SAI (Saibadela - PEI), de onde coletou-se aproximadamente 5 kg de solo por camada, a cada 10 cm, no sentido das camadas inferiores para as superiores. No laboratório as amostras foram secas e peneiradas em malha grossa para o destorroamento e, durante o peneiramento, fragmentos de carvão, raízes, folhas, insetos, etc. foram separados.

Tabela 3 - Profundidade máxima nas coletas.

Pontos de Coleta	Profundidade máxima (cm)
IPO	400
IPO-Tatu	350
IPO-LG	330
CAMB	400
LDO (trincheira)	400
BCR (trincheira)	220
BCR	270
BDA	310
SAI (trincheira)	300
SAI	100

4.2.2. Análises químicas. Aproximadamente 200 g de amostras peneiradas a 2mm foram encaminhadas ao Laboratório de Análises de Solos do Departamento de Ciência do Solo - ESALQ/USP para análises químicas (CANTARELLA; QUAGGIO, 2001).

4.2.3. Granulometria. A análise granulométrica dos solos foi realizada no Laboratório de Análises de Solos do Departamento de Ciência do Solo - ESALQ/USP, através do método do densímetro (Kiehl, 1979). Foram utilizados aproximadamente 160 g de amostra.

A

B

C

D

Foto 7 - Coleta de amostras de solo nas trincheiras LDO (A), SAI (B), BCR e (C) e através de tradagem em IPO (D).

4.2.4. Carbono orgânico total e composição isotópica ($\delta^{13}C$). Foram enviados cerca de 50 mg de amostras peneiradas a 210 μm ao Laboratório de Isótopos Estáveis do CENA/USP. As análises foram efetuadas em analisador elementar acoplado a um espectrômetro de massa ANCA SL 2020, da Europa Scientific. Algumas análises foram feitas também no Laboratório de Isótopos Ambientais da Universidade de Waterloo, no Canadá. Os resultados são expressos, respectivamente, em porcentagem de peso seco e pela unidade relativa "δ", determinada em relação ao padrão internacional PDB (Equação 1).

4.2.5 Análise do ^{14}C da MOS. Partindo-se de aproximadamente 1000 g de terra fina seca ao ar, submeteu-se a amostra a um fracionamento granulométrico com peneira de 210 μm efetuando-se a catação de resíduos orgânicos como fragmentos de carvão, raízes e insetos. Em seguida fez-se flutuações em HCl 0,01M para eliminação de resíduos orgânicos (principalmente pequenas raízes). O processo foi repetido até obter-se ausência de resíduos no sobrenadante.

Para a extração da humina, fração mais representativa da idade da MOS, submeteu-se a amostra a tratamentos ácido-alcalino-ácido. A primeira extração ácida (HCl 0,5M a 80°C por 4h) foi realizada para a remoção de ácidos fúlvicos, a extração alcalina ($Na_4P_2O_7$ e NaOH 0,1N a frio) para remoção de ácidos fúlvicos e húmicos e a segunda e última extração ácida (HCl 3M a 90°C por 12h) para evitar contaminação de CO_2 atmosférico durante a etapa alcalina. Foram realizadas lavagens com água desionizada entre todas as etapas, descartando-se sempre o sobrenadante (PESSENDA et al., 1996a; GOUVEIA, 2001).

O resíduo obtido após as etapas descritas é denominado humina e, após secagem a 50°C, submetido a datação por ^{14}C. Devido a baixa concentração de carbono nas amostras da fração humina, a quantidade de benzeno obtida muitas vezes inferior a 1 mL, requer significativa diluição com benzeno espectrográfico, afetando a precisão e exatidão do método. Para se evitar tais problemas, alíquotas de CO_2 da combustão das amostras de humina foram coletadas em recipientes especiais e enviadas ao Laboratório IsoTrace em Toronto, Canadá, para análises de ^{14}C por AMS (Accelerator Mass Spectrometry). As idades ^{14}C são apresentadas como anos AP (antes do presente) e em anos calibrados AP (cal AP) (STUIVER et al., 1998), no entanto, todos os resultados e discussões apresentados no texto são baseados na idade ^{14}C convencional (anos AP).

4.3. Sedimentos

4.3.1. Coleta dos testemunhos. Os testemunhos foram obtidos utilizando-se um vibro-testemunhador (MARTIN et al., 1995). Para a Lagoa Grande a montagem do equipamento foi efetuada diretamente na margem da lagoa (Foto 8) e na Lagoa Vermelha o mesmo foi montado sobre plataforma flutuante, composta por 2 barcos infláveis. A plataforma foi confeccionada no campo do PEI e transportada à lagoa por helicóptero (Foto 9). Tubos de alumínio de 3 pol de diâmetro, 1,25 mm de parede e 6 m de comprimento foram introduzidos verticalmente na lâmina d'água, de aproximadamente 1 m de profundidade na Lagoa Grande e aproximadamente 5 m na Lagoa Vermelha por movimentos vibratórios através de um cabo (mangote de borracha) fixado na extremidade superior dos mesmos. A vibração no mangote foi obtida através de um motor estacionário Honda de 4 tempos e 5 HP. Para a retirada dos tubos vedou-se a extremidade superior dos mesmos. Os testemunhos amostrados foram encaminhados ao laboratório para posterior abertura e descrição macroscópica dos depósitos sedimentares. A Lagoa Grande foi amostrada duas vezes: a primeira (PETAR 01) com a colaboração da palinóloga Dra. Marie-Pierre Ledru (IRD-Montpellier, França) onde coletou-se um testemunho mais próximo a margem, e a segunda (PETAR 02) pelo geoquímico Dr. Abdelfettah Sifeddine (IRD, Bondy-França), onde coletou-se um testemunho mais ao centro da lagoa. A amostragem na Lagoa Vermelha foi realizada com a colaboração do geoquímico Dr. Abdelfettah Sifeddine e do geoquímico Dr. Renato Cordeiro Campello (UFF-Universidade Federal Fluminense, Rio de Janeiro). Foram coletados 2 testemunhos em cada uma das lagoas, para garantia de uma maior quantidade de material em caso de necessidade analítica.

Foto 8 - Coleta dos testemunhos de sedimento na Lagoa Grande.

Foto 9 - Preparação, coleta e transporte por helicóptero dos testemunhos de sedimento da Lagoa Vermelha e parte da equipe participante do evento.

4.3.2. Abertura do testemunho sedimentar e amostragem. Os tubos com os testemunhos foram serrados com o auxílio de uma serra elétrica no Laboratório de ^{14}C do CENA/USP. Após a descrição litológica dos sedimentos, foram separadas alíquotas do testemunho de 2 em 2 cm (Foto 10) para as análises isotópicas, palinológicas e mineralógicas.

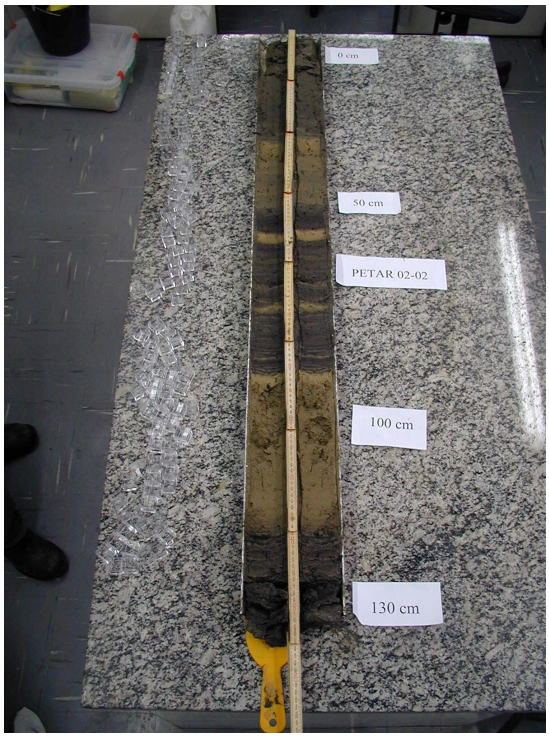

Foto 10 - Amostragem do sedimento da Lagoa Grande.

4.3.3. Descrição litológica. Os sedimentos foram caracterizados pela Dra. Marie-Pierre Ledru (PETAR 01 - Lagoa Grande), pelo Dr. Abdelfettah Sifeddine (PETAR 02 - Lagoa Grande) e Dr. Paulo E. de Oliveira (LV - Lagoa Vermelha) da UnG (Universidade de Guarulhos). Os testemunhos foram descritos quanto às características litológicas utilizando-se a escala de Munsell de cores para solo (MACBETH DIVISION OF KOLLOMORGIN CORPORATION, 1995).

4.3.4. Pré-tratamento. O sedimento limpo de folhas, raízes, etc. foi tratado com HCl 4% por 8 h para eliminar eventual presença de carbonato. A amostra foi lavada com água desionizada até pH ao redor de 6, seca em estufa a 50°C e homogeneizada em gral de porcelana. As amostras foram

acondicionadas em sacos plásticos, identificadas e encaminhadas para pesagens diversas visando as análises a serem realizadas.

4.3.5. Análise elementar e isotópica. Foram enviados aproximadamente 20 mg de sedimento ao Laboratório de Isótopos Estáveis do CENA/USP para a determinação do carbono orgânico total, nitrogênio total, $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$ em analisador elementar acoplado a um espectrômetro de massa ANCA SL 2020 da Europa Scientific e também ao Laboratório de Isótopos Ambientais da Universidade de Waterloo, Canadá. Os resultados de C e N estão expressos em porcentagem de peso seco, com precisão analítica de 0,09% e 0,07%, respectivamente. Os dados isotópicos estão expressos pela unidade relativa "δ", determinada em relação ao padrão internacional PDB para ^{13}C e em relação ao ar para ^{15}N, com precisão analítica de 0,1‰ para o $\delta^{13}C$ e 0,3‰ para o $\delta^{15}N$. Os valores de C/N foram calculados através dos teores totais de C e N.

4.3.6. Análise palinológica. A amostragem para palinologia foi feita em intervalos de 10 cm ao longo do testemunho da Lagoa Grande e em intervalos de 20 cm no testemunho da Lagoa Vermelha. Lâminas de 10 em 10 cm foram preparadas para a Lagoa Vermelha, contudo devido às dificuldades analíticas encontradas (alto teor de matéria orgânica do sedimento, impossibilitando adequada leitura das lâminas), fez-se necessário selecioná-las para intervalos de 20 cm.

As amostras foram mantidas em geladeira até a fase de tratamento químico para evitar a proliferação de fungos e bactérias nos sedimentos.

O tratamento químico das amostras PETAR 01 foi realizado pela doutoranda do Instituto de Geociências da USP-São Paulo, Paula Amaral no Laboratório de Paleontologia do Departamento de Geologia e Recursos Naturais do Instituto de Geociências da Universidade de Campinas (UNICAMP), com a colaboração da Profa. Dra. Fresia Ricardi-Branco. Para o sedimento da Lagoa Vermelha os resíduos e as lâminas foram preparados no Laboratório de ^{14}C do CENA/USP.

O tratamento químico das amostras segue a metodologia clássica estabelecida por Faegri & Iversen (1989) para sedimentos do Quaternário. O processamento das amostras compreendeu as seguintes etapas: (i) pesagem das amostras; (ii) dissolução de silicatos por HF (70%); (iii) remoção de colóides de sílica com HCl diluído (a quente); (iv) destruição de ácidos húmicos por solução de KOH 10% (ou NaOH); (v) centrifugação e lavagem dos resíduos com água destilada; (vi) montagem de lâmina, com uma fração de 50 μL do resíduo, para observação em microscópio biológico.

A leitura e contagem polínica do PETAR 01 foi realizada por Paula Amaral. As lâminas montadas do testemunho LV foram encaminhadas para a França para leitura e contagem de pólen pela Dra. Marie-Pierre Ledru. Para as determinações dos tipos polínicos utilizou-se a coleção de referência da Dra. Marie-Pierre Ledru, além de consultas a diversos atlas polínicos (SALGADO-LABOURIAU, 1973; MARKGRAF; D'ANTONI, 1978; HOOGHIEMSTRA, 1984; ROUBIK; MORENO, 1991; ABSY, 1975; COLINVAUX et al., 1999). Neste trabalho optou-se por não separar as famílias Meliaceae/Sapotaceae devido à similaridade dos grãos (SALGADO-LABOURIAU, 1973; MARKGRAF; D'ANTONI, 1978; HOOGHIEMSTRA, 1984; ROUBIK; MORENO, 1991).

A identificação e contagem dos grãos de pólen foram efetuadas em microscópio biológico e as lâminas foram observadas sob aumento de 100x. Em cada amostra foram contados em média 250 a 300 grãos de *taxa* de árvores e herbáceas.

Dois tipos de diagramas foram utilizados para apresentar os resultados obtidos pela análise palinológica: diagramas de porcentagens individuais de cada *taxon* e diagramas de agrupamento ecológico (PA - pólen arbóreo, PNA - pólen não arbóreo, aquáticas e esporos).

No primeiro caso foram registrados os tipos mais representativos e os *taxa* de maior importância ecológica. Os dados foram expressos em porcentagem de cada *taxon* em relação à soma de grãos de pólen de plantas arbóreas (PA), herbáceas (PNA) e indeterminados, sendo excluídos os *taxa* de plantas aquáticas e grãos de esporos. A freqüência relativa dos esporos e *taxa* aquáticas foram calculadas em relação à soma total de grãos de pólen. Nos diagramas por agrupamento ecológico foram representados os grupos de *taxa* arbóreos, *taxa* de plantas herbáceas, *taxa* aquática e esporos.

4.3.7. Análise do ^{14}C. Foram selecionadas 5 amostras de matéria orgânica sedimentar e 3 amostras de fragmentos de madeira do testemunho PETAR 01 (Foto 11). Do testemunho LV selecionou-se 9 amostras de matéria orgânica e 2 folhas inteiras. Após tratamento físico as amostras de matéria orgânica foram submetidas à hidrólise com HCl 4% por 5 h a 80°C e os fragmentos de madeira e folhas à hidrólise com HCl 2% por 2 h a 80°C. As amostras foram lavadas até pH 5, secas em estufa a 50°C por 48 h e, posteriormente, submetidas à combustão. O CO_2 obtido foi enviado ao Laboratório IsoTrace no Canadá para a determinação da idade pelo método do ^{14}C por AMS.

Foto 11 - Fragmentos de madeira encontrados no testemunho PETAR 01 da Lagoa Grande.

4.3.8. Raio X. Análises de Raio X foram realizadas em espectrômetro Brucka, FT 16, em algumas camadas dos testemunhos com a finalidade de identificar os minerais presentes na amostra e assim auxiliar na etapa posterior (quantificação dos minerais através da análise por espectrometria de infra-vermelho).

4.3.9. Espectrometria de infra-vermelho. Protocolos previamente elaborados para a análise de rochas sedimentares (FRÖLICH, 1981) foram devidamente adaptados para estudo em sedimento em trabalhos de Sifeddine (1991) e Bertaux et al. (1998). As amostras foram preparadas de acordo com o método do disco de KBr e analisadas em espectrômetro Perking-Elmer, Spectra 1000. A determinação quantitativa do teor de minerais para cada camada do sedimento foi realizada através de uma análise multielementar do espectro obtido experimentalmente. Para tal foi utilizado o espectro de cada um dos principais elementos do composto (BERTAUX et al., 1998).

VI. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1. Caracterização Botânica e Isotópica das Plantas

Apresenta-se na Tabela 4 as plantas dominantes coletadas nos pontos IPO, IPO-LG (entorno da Lagoa Grande) e LDO que foram caracterizadas botânica e isotopicamente ($\delta^{13}C$). Os resultados indicam para o ponto IPO o predomínio de plantas C_3 e uma única espécie de gramínea C_4 com valor de -11,8‰, que provavelmente foi recém introduzida no local, conforme descrito no item 5.2.1.4. No entorno da Lagoa Grande, assim como no ponto LDO, todas as plantas apresentaram valores característicos de ciclo C_3.

Na Tabela 5 apresentam-se os resultados de $\delta^{13}C$ para as 12 amostras de liteiras coletadas no entorno da lagoa. Todas as amostras apresentaram valores característicos de plantas C_3.

No Anexo A apresenta-se a listagem de plantas do Parque Intervales, que foi obtida de projeto de pesquisa coordenado pelo Prof. Dr. Waldir Mantovani do Instituto de Biociências da Universidade de São Paulo (SÃO PAULO, 1998). A listagem auxiliou na interpretação palinológica dos testemunhos coletados nas lagoas da região.

A Tabela 6 apresenta as plantas dominantes coletadas no entorno da Lagoa Vermelha, com a caracterização botânica e respectivos valores de $\delta^{13}C$. Os resultados indicaram valores característicos de plantas C_3.

Tabela 4 - Lista de plantas dominantes coletadas nos pontos IPO, IPO-LG (entorno da Lagoa Grande), LDO e respectivos valores de $\delta^{13}C$.

Família	Espécie	$\delta^{13}C$ (‰)
	IPO (mata)	
Compositae	*Verbesina glabrata* Hook. & Arn.	-32,9
Cyatheaceae	*Cyathea* sp	-32,4
Euphorbiaceae	*Alchornea triplinervia* Muell. Arg.	-31,9
	Aparisthmiun cordatum Baill.	-29,1
	Mapronea guianensis Aubl.	-31,4
	Alchornea triplinervia Muell. Arg.	-30,2
Flacourtiaceae	*Casearia* sp	-32,3
Gramineae	Indeterminada 1	-11,8
	Indeterminada 2	-33,2
	IPOLG	
Lauraceae	Indet. 1	-34,4
	Indet. 2	-34,2
Leguminosae-Caesalpinioideae	*Senna multijuga* (Rich.) H. S. Irwin & Barneby	-32,5
Leguminosae-Faboideae	Indet.	-30,3
Leguminosae-Mimosoideae	*Inga marginata* Willd.	-32,2
	Inga sp	-31,9
	Piptadenia gonoacantha (Mart.) J. F. Macbr.	-29,1
	Piptadenia paniculata Benth.	-31,6
Leguminosae-Papilionoideae	*Lonchocarpus muehlbergianus* Hassl.	-33,7
	Machaerium stipitatum Vog.	-33,0
Melastomataceae	*Tibouchina pulchara* Cogn.	-32,0
Meliaceae	*Guarea macrophylla* Vahl	-33,9
	Cabralea canjerana (Vell.) Mart.	-32,3
	Cedrela fissilis Vell.	-32,8
	Guarea macrophylla Vahl	-32,6
Monimiaceae	*Mollinedia* sp	-33,1
Moraceae	*Coussapoa microcarpa* (Schott) Rizzini	-33,2
	Ficus insipida Willd.	-30,9
	Maclura trinctoria (l.) D. Don. ex Steud.	-29,7
Myristicaceae	*Virola bicuhyba* (Schott) Warb.	-30,0
Myrtaceae	Indet.	-29,5
	Indet. 1	-33,4
Polygonaceae	*Polygonun* sp	-32,0
Rubiaceae	*Bathysa meridionalis* L. B. Smith & Dows	-30,2
	Bathysa meridionalis L.B. Smith & Dows	-33,5
Sapindaceae	*Cupania oblongifolia* Mart.	-31,3
Sapotaceae	*Chrysophyllum inornatum* Mart.	-31,9
Urticaceae	*Boehmeria caudata* Sw.	-31,5
	LDO	
{Pteridófitas}	Indeterminada n.i.	-34,5
Acanthaceae	Indeterminada n.i.	-32,1
Apocynaceae	*Peltastes* sp	-
Araceae	*Philodendron* sp	-
Begoniaceae	*Begonia* sp	-
Bromeliaceae {musgos}	*Vriesea* sp	-
Cyateaceae (Pteridófitas)	Indeterm. n.i.*	-33,5
Gramineae (Poaceae)	*Merostachys magellanica* Sendulsky	-32,9
	Panicum pilosum SW.*	-33,6
Icacinaceae	*Citronella* sp	-
Lauraceae	Indeterm. n.i.	-31,8

- não analisada

Tabela 5 - Valores isotópicos das amostras de liteira coletadas no entorno da Lagoa Grande.

Amostras	$\delta^{13}C$ (‰)
P1	-31,2
P2	-30,0
P3	-29,7
P4	-29,4
P5	-31,1
P6	-30,6
P7	-31,2
P8	-29,5
P9	-30,0
P10	-30,5
P11	-28,9
P12	-29,8

Tabela 6 - Plantas coletadas no entorno da Lagoa Vermelha e respectivos valores de $\delta^{13}C$.

Família	Espécie	$\delta^{13}C$ (‰)
Acanthaceae	*Aphelandra chamissoana* Nees	-33,2
Bromeliaceae	*Nidularium procerum* Lindm.	-
Burmanniaceae	*Cymbocarpa refracta* Miers	-31,6
Celastraceae	*Maytenus litoralis* Reissek	-30,3
Cyatheaceae (Pteridófita)	*Cyathea phalerata* Mart.	-33,5
Cyatheaceae (Pteridófita)	*Cyathea corcovadensis* (Raddi) Domin	-
Cyperaceae	n.i.	-32,7
Euphorbiaceae	*Croton macrobothrys* Baill.	-
Fabaceae	*Inga sessilis* (Vell.) Mart.	-30,1
Fabaceae	*Centrosema* sp.	-
Poaceae	*Merostachys magellanica* Sendulsky	-31,4
Poaceae	*Panicum pilosum* Sw.	-

- não analisada
n.i. - não identificada

5.2. Solos

Para facilitar a descrição dos resultados, os solos estudados serão denominados pelos locais de coleta.

5.2.1. PETAR

5.2.1.1. Teor de argila

A Figura 5 e Tabela 7 apresentam os resultados obtidos referentes aos teores de argila em relação à profundidade dos solos.

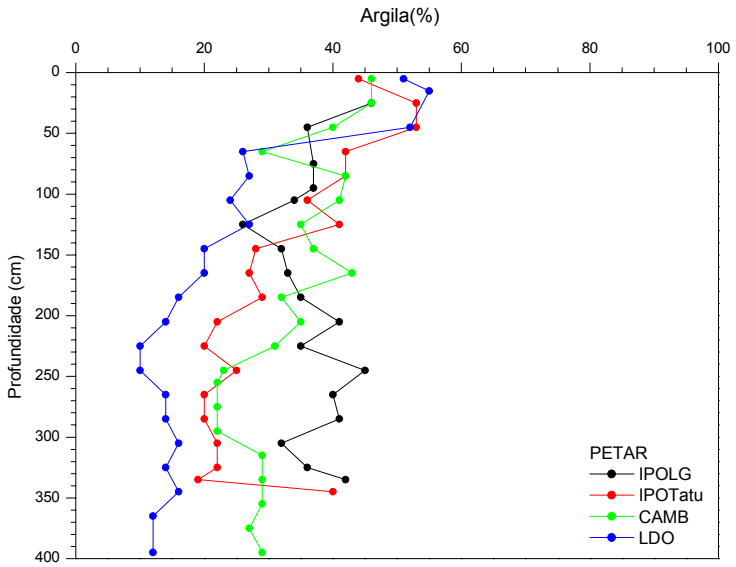

Figura 5 - Teores de argila dos solos coletados no PETAR em relação à profundidade.

O solo IPO-LG apresentou textura médio-argilosa e argilosa, com valores entre 26% e 46% de argila entre a superfície e 340 cm de profundidade.

Para o solo IPO-Tatu os resultados indicaram textura argilosa (36-53%) da superfície até 130 cm, médio-argilosa (27-29%) de 140 a 190 cm, médio-arenosa (20-22%) de 200 a 340 cm, sendo a camada 240-250 cm médio-argilosa (25%) e 340-350 cm argilosa(40%).

O solo CAMB apresentou textura médio-argilosa e argilosa em quase todo o perfil (29-46%), com exceção da camada de 240 a 300 cm que se apresentou médio-arenosa (22-23%).

O solo LDO apresentou textura argilosa (51-55%) nos primeiros 50 cm, textura médio-argilosa (24-27%) de 100 cm até 130 cm, textura médio-arenosa (16-20%) de 140-185 cm, em 300 cm e 340 cm (16%), e arenosa (10-14%) nas camadas de 200-400 cm.

Tabela 7 - Teor de argila dos solos coletados no PETAR em relação à profundidade.

Profundidade (cm)	Argila (%)			
	IPOLG	IPOTatu	CAMB	LDO (trinch)
0-10	-	44	46	51
10-20	-	-	-	55
20-30	46	53	46	-
40-50	36	53	40	52
60-70	-	42	29	26
70-80	37	-	-	-
80-90	-	42	42	27
90-100	37	-	-	-
100-110	34	36	41	24
120-130	26	41	35	27
140-150	32	28	37	20
160-170	33	27	43	20
180-190	35	29	32	16
200-210	41	22	35	14
220-230	35	20	31	10
240-250	45	25	23	10
250-260	-	-	22	-
260-270	40	20	-	14
270-280	-	-	22	-
280-290	41	20	-	14
290-300	-	-	22	-
300-310	32	22	-	16
310-320	-	-	29	-
320-330	36	22	-	14
330-340	42	19	29	-
340-350	--	40	-	16
350-360	--	--	29	-
360-370	--	--	-	12
370-380	--	--	27	-
390-400	--	--	29	12

Classes de textura: até 14% arenosa;15 a 24% médio-arenosa; 25 a 34% médio-argilosa; 35 a 59% argilosa.
- Amostra não analisada
-- Amostra não coletada

5.2.1.2. Carbono orgânico total

Na Figura 6 e Tabela 8 são apresentados os resultados dos teores de COT em relação à profundidade dos solos. Observou-se um decréscimo nas concentrações com o aumento da profundidade em todos os solos, tendência já observada em solos dos estados de São Paulo (PESSENDA et al., 1996b; GOUVEIA, 2001), Amazonas (DESJARDINS et al., 1996; GOMES, 1995; PESSENDA et al., 1998b, c) e Mato Grosso (GOUVEIA, 2001; GOUVEIA et al., 2002).

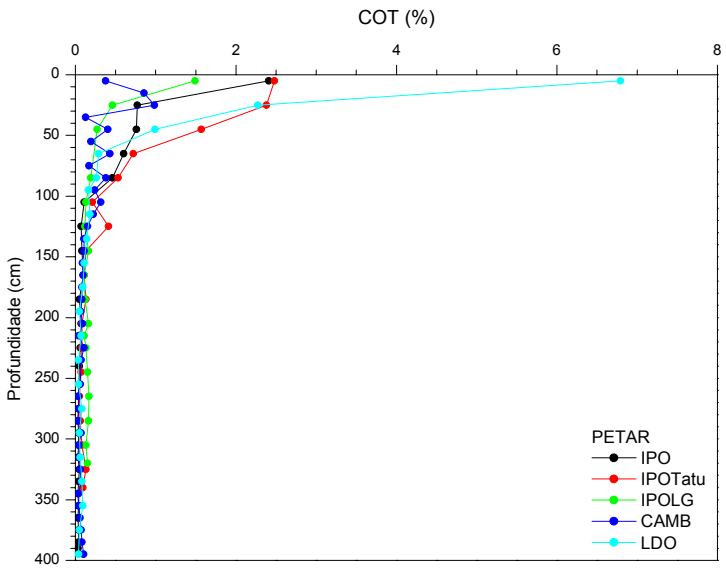

Figura 6 - Teor de carbono orgânico total dos solos coletados no PETAR em relação à profundidade.

O solo IPO apresentou teor de 2,55% na superfície com decréscimos progressivos até 0,03% na profundidade de 400 cm. O solo IPO-Tatu apresentou teor de 2,48% na superfície, chegando a 1,57% na profundidade de 40-50 cm, diminuindo progressivamente para até 0,05% nas camadas mais profundas. O teor para IPO-LG foi de 1,49% na superfície, decaindo para 0,46% a 20-30 cm e até 0,11% em maiores profundidades. O solo CAMB apresentou baixo teor de C na superfície (0,38%), aumentando para aproximadamente 1,0% a 30 cm, diminuindo para até 0,04% nas camadas mais profundas. A superfície do solo LDO apresentou o teor de carbono mais alto (6,79%), diminuindo progressivamente com o aumento da profundidade para até 0,04% em 390-400 cm.

Tabela 8 - Variação do teor de carbono orgânico total das amostras de solos coletadas no PETAR em relação à profundidade.

Profundidade (cm)	Carbono Orgânico Total (%)				
	IPO	IPOTatu	IPOLG	CAMB	LDO
0-10	2,55	2,48	1,49	0,38	6,79
10-20	1,20	-	-	0,85	-
20-30	0,84	2,38	0,46	0,99	2,27
30-40	0,82	-	-	0,13	-
40-50	0,77	1,57	0,27	0,40	0,99
50-60	0,74	-	-	0,19	-
60-70	0,65	0,72	-	0,43	0,29
70-80	0,61	-	-	0,17	-
80-90	0,54	0,53	0,19	0,38	0,26
90-100	0,51	-	-	0,24	0,16
100-110	0,21	0,21	0,13	0,32	-
110-120	0,09	-	-	0,22	0,18
120-130	0,11	0,41	0,12	0,15	-
130-140	0,17	-	-	0,11	0,14
140-150	0,13	0,13	0,16	0,11	-
150-160	0,08	-	-	0,09	0,11
160-170	0,12	0,11	0,11	0,09	-
170-180	0,08	-	-	0,08	0,09
180-190	0,10	0,13	0,12	0,08	-
190-200	0,07	-	-	0,07	0,05
200-210	0,06	0,08	0,16	0,09	-
210-220	0,06	-	0,11	0,04	0,07
220-230	0,08	0,08	0,13	0,11	-
230-240	0,07	-	-	0,07	0,04
240-250	0,07	0,07	0,15	-	-
250-260	0,04	-	-	0,06	0,04
260-270	0,04	0,05	0,17	0,03	-
270-280	0,04	-	-	0,04	0,08
280-290	0,05	0,06	0,16	0,03	-
290-300	0,04	-	-	0,07	0,05
300-310	0,04	0,08	0,13	0,04	-
310-320	0,04	-	-	0,05	0,06
320-330	0,05	0,13	0,15	0,06	-
330-340	0,04	-	--	0,07	0,08
340-350	0,04	0,09	--	0,04	-
350-360	0,03	--	--	0,04	0,09
360-370	0,03	--	--	0,06	-
370-380	0,04	--	--	0,07	0,05
380-390	0,04	--	--	0,08	-
390-400	0,03	--	--	0,10	0,04

- Amostra não analisada
-- Amostra não coletada

5.2.1.3. Datações ^{14}C

Na Tabela 9 apresentam-se os resultados das datações por ^{14}C dos fragmentos de carvão encontrados soterrados no solo LDO entre 90 e 160 cm de profundidade em anos AP e as taxas médias de acúmulo dos solos estudados.

Tabela 9 - Datação ^{14}C de fragmentos de carvão coletados durante o peneiramento das amostras de solo da trincheira LDO e respectivas taxas médias de acúmulo dos solos.

Profundidade (cm)	Número de Laboratório	Idade (anos AP)	Idade calibrada (cal AP)	Taxas de acúmulo (mm/ano)
90-100	TO-11913	14.660 ± 110	17.060 - 18.100	0,06
110-120	TO-11914	10.300 ± 90	11.750 - 12.400	0,11
120-130	TO-11915	16.190 ± 120	19.050 - 19.540	0,07
130-140	TO-11916	14.410 ± 110	16.780 - 17.830	0,09
140-150	TO-11917	16.210 ± 120	19.050- 19.560	0,08
150-160	TO-11918	14.000 ± 120	16.210 - 17.130	0,11

TO - Isotrace Laboratory, Toronto, Canadá

Os resultados das datações indicam inversões nas idades dos fragmentos de carvão. As camadas 90-100 cm, 130-140 cm e 150-160 cm apresentaram valores similares de aproximadamente 14.000 anos AP e a camada 110-120 cm um valor de aproximadamente 10.300 anos AP. Valores de cerca de 16.000 anos AP foram obtidos para as camadas 120-130 cm e 140-150 cm. Considerando-se as pequenas dimensões dos fragmentos datados, tais aspectos evidencia a possibilidade de transporte de materiais no perfil do solo de camadas mais profundas para as superiores e vice-versa por ação da atividade biológica, sendo o remonte vertical realizado por térmitas, formigas e minhocas (BOULET et al., 1995; LAVELLE et al., 1998; GOUVEIA; PESSENDA, 2000; CARCAILLET, 2001; GOUVEIA, 2001; GOUVEIA et al., 2002).

A hipótese da influência da atividade biológica não pode ser interpretada como a única possibilidade, visto que a ação do colúvio não deve ser descartada. Mesmo que a trincheira tenha sido escavada em condição mais próxima ao topo de uma vertente, a hipótese da influência da atividade biológica no remonte vertical caracteriza-se como principal, mas não exclusiva.

Os resultados também indicaram datações significativamente mais antigas (em torno de até 150%) em relação às obtidas em fragmentos de carvão em outros solos e locais no Brasil em

profundidades similares, nas pesquisas desenvolvidas pela equipe do Laboratório de ^{14}C do CENA até o momento (PESSENDA et al., 1996a, 1998a, 2001b, 2005a; GOUVEIA, 2001; GOUVEIA et al., 2002).

Considerando-se as profundidades em que foram coletados os fragmentos de carvão e as datações obtidas, obteve-se taxas de acúmulo superficial de 0,06 mm/ano a 0,11 mm/ano, inferiores às de 0,20 mm/ano a 0,26 mm/ano obtidas em outros locais de estudos no Brasil em Argissolos (BOULET et al., 1995; GOUVEIA; PESSENDA, 2000; GOUVEIA, 2001).

Os aspectos envolvendo as datações mais antigas e as menores taxas de acúmulo encontradas nos Cambissolos estudados podem estar relacionados com a sua estrutura, a qual apresenta em geral maior densidade, menor porosidade e agregados maiores em relação aos dos Argissolos. Estes aspectos podem eventualmente dificultar a atividade biológica no remonte vertical, daí obtendo-se idades mais antigas e menores taxas de acúmulo superficial.

Apesar das inversões observadas, ficou caracterizado que no intervalo de 90-160 cm de profundidade as datações variaram desde aproximadamente 10.000 anos AP até 16.000 anos AP.

5.2.1.4. $\delta^{13}C$

Na Figura 7 e Tabela 10 são apresentados os resultados da análise isotópica das amostras de solos. O solo IPO apresentou valor mais enriquecido na camada superficial (-20,3‰), indicativo de mistura de plantas C_3 e C_4. Na vegetação de cobertura atual encontra-se uma gramínea (Foto 7D) que apresentou um valor isotópico de -11,8‰ (Tabela 4). A partir das camadas 10-20 e 20-30 cm os valores apresentaram-se mais empobrecidos (-23,1‰ a -24,5‰), indicativo da influência de plantas C_3 em período recente. Estes resultados indicam que há cerca de décadas passadas (considerando-se os primeiros 10 cm de solo) a vegetação de cobertura era composta de árvores que foram retiradas e provavelmente substituídas de modo não natural (antrópico) pela gramínea (atual vegetação de cobertura). A partir de 30 cm até 160 cm os valores apresentaram-se entre -24,9‰ a -23,7‰, indicativo da predominância de plantas C_3. Abaixo de 160 cm os valores tornaram-se mais

enriquecidos (-21,9‰ a -20,1‰) em algumas camadas (160-170 cm, 260-280 cm e 320-380 cm), aspecto que pode estar relacionado a uma abertura na densidade da vegetação e provavelmente associado a influência de plantas C_4. Considerando as datações dos fragmentos de carvão apresentadas na Tabela 9 e estimando-se que as taxas de acúmulo mantiveram-se similares em maiores profundidades aos valores obtidos até 150 cm, esta influência pode estar relacionada com a presença de um clima mais seco durante o Pleistoceno tardio (260-270 cm até aproximadamente 370-380 cm).

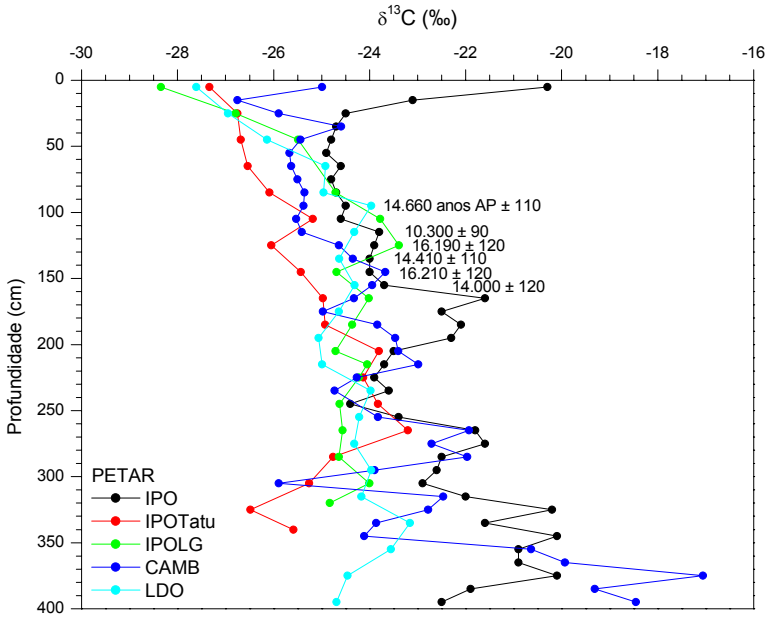

Figura 7 - $\delta^{13}C$ dos solos coletados no PETAR em relação à profundidade.

Em IPO-Tatu e IPO-LG os resultados das camadas superficiais (-27,3‰ e -28,3‰) caracterizaram a vegetação atual de cobertura (floresta), observando-se um enriquecimento isotópico com a profundidade de cerca de 4 a 5‰ (-23,2‰ a 260-270 cm em IPO-Tatu e -23,4‰ a 120-130 cm em IPO-LG). Este aspecto pode estar associado ao fracionamento isotópico que ocorre durante a decomposição da MOS (STOUT et al., 1981; NADELHOFER; FRY, 1988) e também a uma eventual abertura da vegetação no Pleistoceno tardio (cerca de 260-270 cm de profundidade) em IPO Tatu e em Ipo-LG (cerca de 120-130 cm).

Para o solo CAMB, também sob vegetação de floresta, observou-se variação isotópica de -26,8‰ a -23,8‰ desde a superfície até 250-260 cm. Valores mais enriquecidos nas camadas entre

260-290 cm (de -22,7 a -21,9‰) podem estar associados a uma abertura na vegetação. De 350 cm até 400 cm de profundidade os valores tornaram-se significativamente mais enriquecidos, para cerca de até -17,1‰. Tais valores indicam o predomínio de plantas C_4 no local, provavelmente devido à presença de um clima mais seco no período. Considerando-se os resultados de $\delta^{13}C$, as datações obtidas e a manutenção das taxas de acúmulo entre 0,06 mm/ano e 0,11 mm/ano, a influência das plantas C_4 e de um clima mais seco no passado pode ser estimada entre aproximadamente 30.000 anos AP e 16.000 anos AP. Pela Figura 7 e Tabela 10 observa-se que a partir de 160 cm de profundidade (~16.000 anos AP) ocorreu um empobrecimento isotópico mais significativo em todos os pontos de coleta, provavelmente evidenciando uma arborização generalizada, provavelmente associada a um clima mais úmido.

Para o solo LDO, sob vegetação florestal, observou-se o predomínio de plantas C_3 (valores entre -27,6‰ a -24,0‰) no período de tempo correspondente ao intervalo 0-300 cm de profundidade.

Os dados obtidos apresentam concordância com alguns estudos realizados nas regiões sul, sudeste e central do Brasil.

Registros isotópicos de solos (PESSENDA et al., 1996a, b, 1998a) nas regiões sul (Paraná) e sudeste (Piracicaba) apresentaram evidências de predomínio de plantas C_4 desde o Pleistoceno tardio até aproximadamente o Holoceno inferior, que foi associado a presença de um clima mais seco do que o atual no período.

Condições climáticas similares foram encontradas por Behling & Lichte (1997) e Behling (2002) na região sudeste. Baseados em registros palinológicos de Botucatu e Catas Altas (SP), os autores constataram a presença de vegetação de campos, com clima mais frio e mais seco que o atual entre 48.000 e 18.000 anos AP. Atualmente estas áreas são formadas por floresta semidecídua. Behling (1997b) também obteve para Campos do Jordão (SP), em turfeira do Morro de Itapeva, evidências da presença de vegetação herbácea, com clima mais frio e seco que o atual de 35.000 a 17.000 anos AP.

Dados isotópicos de Botucatu e Anhembi (SP) obtidos por Gouveia (2001) indicaram o predomínio de plantas C_3 em praticamente todo o Holoceno, sugerindo que a vegetação da região foi

menos influenciada por eventual mudança climática ocorrida no Pleistoceno tardio e Holoceno inferior.

Estudando espeleotemas da Caverna Santana, no PETAR, Cruz (2003) obteve evidências de um aumento geral da temperatura a partir de 18.000 anos AP e uma estabilização climática a partir dos últimos 8000 anos AP.

Garcia (2003) obteve para o período de 27.000 a 18.000 anos AP uma forte influência de plantas C_4 no Parque Estadual da Serra do Mar-Núcleo Curucutu (SP). Mofatto (2005), através de dados isotópicos e palinológicos de amostras de solos e turfa na mesma área de estudo, observou entre 28.000 e 13.000 anos AP a presença de vegetação campestre, provavelmente formada por mistura de plantas C_3 e C_4, e de ~13.000 anos AP até o presente condições climáticas mais úmidas e conseqüente expansão da floresta.

Tabela 10 - Variação do $\delta^{13}C$ das amostras de solos em relação à profundidade.

Profundidade (cm)	$\delta^{13}C$(‰)				
	IPO	IPOTatu	IPOLG	CAMB	LDO
0-10	-20,3	-27,3	-28,3	-25,0	-27,6
10-20	-23,1	-	-	-26,8	-
20-30	-24,5	-26,7	-26,8	-25,9	-27,0
30-40	-24,7	-	-	-24,6	
40-50	-24,8	-26,7	-25,5	-25,4	-26,1
50-60	-24,9	-	-	-25,7	-
60-70	-24,6	-26,5	-	-25,6	-24,9
70-80	-24,8	-	-	-25,5	-
80-90	-24,7	-26,1	-24,7	-25,4	-25,0
90-100	-24,5	-	-	-25,4	-24,0
100-110	-24,6	-25,2	-23,8	-25,5	-
110-120	-23,8	-	-	-25,4	-24,3
120-130	-23,9	-26,0	-23,4	-24,6	-
130-140	-24,0	-	-	-24,4	-24,6
140-150	-24,0	-25,4	-24,7	-23,7	-
150-160	-23,7	-	-	-23,9	-24,3
160-170	-21,6	-25,0	-24,0	-24,3	-
170-180	-22,5	-	-	-25,0	-24,6
180-190	-22,1	-24,9	-24,4	-23,8	-
190-200	-22,3	-	-	-23,5	-25,1
200-210	-23,5	-23,8	-24,7	-23,4	-
210-220	-23,7	-	-24,0	-23,0	-25,0
220-230	-23,9	-24,1	-24,2	-24,3	-
230-240	-23,6	-	-	-24,7	-24,0
240-250	-24,4	-23,8	-24,6	-	-
250-260	-23,4	-	-	-23,8	-24,2
260-270	-21,8	-23,2	-24,6	-21,9	-
270-280	-21,6	-	-	-22,7	-24,3
280-290	-22,5	-24,8	-24,6	-22,0	-
290-300	-22,6	-	-	-23,9	-24,0
300-310	-22,9	-25,3	-24,0	-25,9	--
310-320	-22,0	-	-	-22,5	--
320-330	-20,2	-26,5	-24,8	-22,8	--
330-340	-21,6	-	--	-23,9	--
340-350	-20,1	-25,6	--	-24,1	--
350-360	-20,9	--	--	-20,6	--
360-370	-20,9	--	--	-19,9	--
370-380	-20,1	--	--	-17,1	--
380-390	-21,9	--	--	-19,3	--
390-400	-22,5	--	--	-18,5	--

- Amostra não analisada
-- Amostra não coletada

5.2.2. Intervales

5.2.2.1. Análises químicas dos solos

Na Tabela 11 apresentam-se os resultados das análises químicas dos solos BCR e SAI, onde se observa que os solos são ácidos (pH~4,0-5,0) e pobres em nutrientes (~1,0 mmol.kg^{-1}) (RAIJ; QUAGGIO, 1983).

Tabela 11 - Resultados das análises químicas das amostras de solos coletadas em Intervales.

Prof.	PH			MO	P	Na	K	Ca	Mg	Al	H+Al	SB	T	V	m
(cm)	H_2O	KCl	$CaCl_2$	g kg^{-1}	mg kg^{-1}	mmolc kg^{-1}								%	
BCR(Trinch)															
0-10	4,9	3,7	3,6	6	1	*	0,6	1	1	28	60	2,6	62,6	4	92
20-30	4,1	3,4	3,7	3	1	*	0,4	1	1	33	56	2,4	58,4	4	93
40-50	4,4	3,4	3,7	3	1	*	0,4	1	1	40	70	2,4	72,4	3	94
60-70	4,3	3,4	3,8	2	1	*	0,3	1	1	31	60	2,3	62,3	4	93
80-90	4,5	3,6	3,9	2	1	*	0,4	1	1	27	58	2,4	60,4	4	92
100-110	4,5	3,7	4,0	1	1	*	0,3	1	1	21	50	2,3	52,3	4	90
120-130	4,8	3,8	4,0	1	1	*	0,4	1	1	18	44	2,4	46,4	5	88
140-150	4,7	3,8	4,1	1	1	*	0,4	1	1	18	40	2,4	42,4	6	88
160-170	4,9	3,9	4,0	1	1	*	0,5	1	1	15	34	2,5	36,5	7	86
180-190	4,7	3,9	4,1	1	1	*	0,4	1	1	17	32	2,4	34,4	7	88
210-220	4,0	3,9	4,0	1	1	*	0,3	1	1	16	29	2,3	31,3	7	87
SAI(Trinch)															
0-10	5,4	4,0	3,6	34	9	*	1,1	1	2	26	83	4,1	87,1	5	86
10-20	4,4	3,6	3,9	7	1		0,5	1	1	22	56	2,5	58,5	4	90
30-40	4,6	3,8	3,9	6	1	*	0,4	1	1	20	44	2,4	46,4	5	89
50-60	4,5	3,9	4,0	2	1	*	0,3	1	1	18	42	2,3	44,3	5	89
70-80	4,7	3,9	4,0	1	1	*	0,3	1	1	18	41	2,3	43,3	5	89
90-100	4,6	3,9	4,0	2	1	*	0,4	1	1	20	42	2,4	44,4	5	89
110-120	4,7	3,9	4,1	1	1	*	0,3	1	1	13	33	2,3	35,3	7	85
130-140	4,7	4,0	4,1	1	1	*	0,2	1	1	10	28	2,2	30,2	7	82
150-160	4,8	4,0	4,1	1	1	*	0,2	1	1	10	28	2,2	30,2	7	82
170-180	4,7	4,0	4,1	1	1	*	0,2	1	1	10	31	2,2	33,2	7	82
190-200	4,8	4,0	4,1	1	1	*	0,3	1	1	10	32	2,3	34,3	7	81
210-220	4,8	4,0	4,0	1	1	*	0,3	1	1	15	30	2,3	32,3	7	87
230-240	4,9	3,9	4,0	1	1	*	0,4	1	1	12	28	2,4	30,4	8	88
250-260	4,8	4,0	4,1	1	1	*	0,3	1	1	6	26	2,3	28,8	8	72
270-280	4,9	4,2	4,2	1	1	*	0,5	1	1	5	23	2,5	25,5	10	67
290-300	4,9	4,2	4,2	1	1	*	0,4	1	1	5	24	2,4	26,4	9	68

* Elemento não analisado M.O. = Método Walkley-Black; H+Al = solução de acetato de cálcio 1N a pH 7,0

5.2.2.2. Teor de argila

Na Figura 8 e Tabela 12 apresentam-se os teores de argila para os solos BCR e SAI. O solo BCR apresentou textura argilosa entre 36% e 57% da superfície até a camada 140-150 cm e médio-arenosa (18% e 24%) nas mais profundas (até 220 cm). Para o solo SAI, com exceção das duas camadas mais profundas que apresentaram textura médio-argilosa (25% e 34%), as demais foram argilosas (>35%).

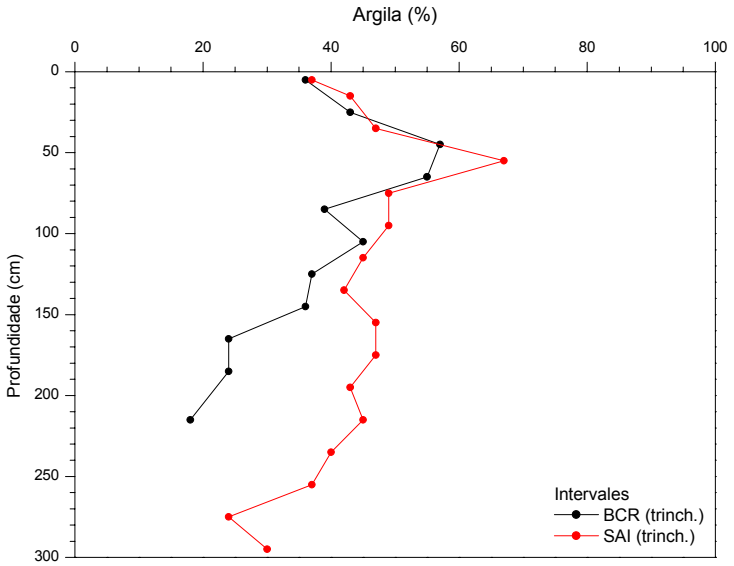

Figura 8 - Teores de argila dos solos BCR e SAI coletados em Intervales.

Tabela 12 - Teores de argila dos solos BCR e SAI.

Profundidade (cm)	Argila (%)	
	BCR (trinch.)	SAI (trinch.)
0-10	36	37
10-20	-	43
20-30	43	-
30-40	-	47
40-50	57	-
50-60	-	67
60-70	55	-
70-80	-	49
80-90	39	-
90-100	-	49
100-110	45	-
110-120	-	45
120-130	37	-
130-140	-	42
140-150	36	-
150-160	-	47
160-170	24	-
170-180	-	47
180-190	24	-
190-200	-	43
210-220	18	45
230-240	--	40
250-260	--	37
270-280	--	24
290-300	--	30

Classes de textura: 15 a 24% médio-arenosa; 25 a 34% médio-argilosa; 35 a 59% argilosa

- Amostra não analisada

-- Amostra não coletada

5.2.2.3. Carbono orgânico total

Na Figura 9 e Tabela 13 apresentam-se os resultados dos teores de COT dos solos BCR, BDA e SAI em relação à profundidade. Observa-se que todos os solos apresentaram comportamentos semelhantes, onde os teores foram superiores na camada mais superficial (de 0,92% no BCRtrinch a 2,30% no SAItrinch). Em maiores profundidades houve um decréscimo nos teores de carbono, os quais ficaram em torno de 0,08% a 0,19%. Similares resultados e variações foram observados em distintos solos de diferentes localidades no Brasil (GOUVEIA et al., 2002; PESSENDA et al., 2004).

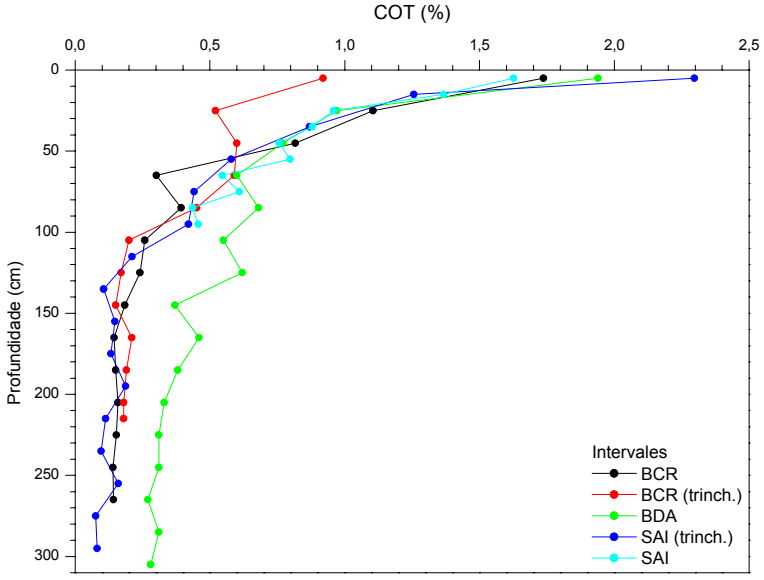

Figura 9 - Resultados dos teores de COT dos solos coletados em Intervales em relação à profundidade.

Tabela 13 - Concentração de COT dos solos BCR (trincheira e tradagem), BDA e SAI (trincheira e tradagem).

Profundidade (cm)	Carbono Orgânico Total (%)				
	BCR (trinch.)	BCR	BDA	SAI (trinch.)	SAI
0-10	0,92	1,74	1,94	2,30	1,63
10-20	-	-	-	1,26	1,37
20-30	0,52	1,10	0,97	-	0,96
30-40	-	-	-	0,87	0,88
40-50	0,60	0,81	0,77	-	0,76
50-60	-	-	-	0,58	0,79
60-70	0,59	0,30	0,60	-	0,55
70-80	-	-	-	0,44	0,61
80-90	0,45	0,40	0,68	-	0,44
90-100	-	-	-	0,42	0,46
100-110	0,20	0,26	0,55	-	--
110-120	-	-	-	0,21	--
120-130	0,17	0,24	0,62	-	--
130-140	-	-	-	0,11	--
140-150	0,15	0,18	0,37	-	--
150-160	-	-	-	0,15	--
160-170	0,21	0,14	0,46	-	--
170-180	-	-	-	0,13	--
180-190	0,19	0,15	0,38	-	--
190-200	-	-	-	0,19	--
200-210	0,18	0,16	0,33	-	--
210-220	0,18	-	-	0,11	--
220-230	--	0,15	0,31	-	--
230-240	--	-	-	0,09	--
240-250	--	0,14	0,31	-	--
250-260	--	-	-	0,16	--
260-270	--	0,14	0,27	-	--
270-280	--	--	-	0,08	--
280-290	--	--	0,31	-	--
290-300	--	--	-	0,08	--
300-310	--	--	0,28	--	--

- Amostra não analisada
-- Amostra não coletada

5.2.2.4. Datações ^{14}C

Apresenta-se na Tabela 14 as datações efetuadas em huminas extraídas dos solos de Intervales. Observa-se que as datações das amostras de humina dos solos apresentaram dados cronológicos crescentes com a profundidade para as amostras SAI, o mesmo ocorrendo em outros estudos (BALESDENT 1987; BALESDENT; GUILLET, 1992; BECKER-HEIDMANN et al., 1988; PESSENDA et al., 1996b, 1998b, 2001b; GOUVEIA; PESSENDA, 2000; GOUVEIA et al., 2002).

As datações para o solo SAI na camada 290-300 cm (13.790 anos AP) e para o solo BCR em 210-220 cm (11.390 anos AP) mostraram-se concordantes com dados obtidos pela equipe do

Laboratório ^{14}C em estudos desenvolvidos em diversos locais do Brasil, principalmente com Cambissolos (GOUVEIA et al., 1997; FREITAS, 1999; VIDOTTO, 2003; MOFATTO, 2005) e razoavelmente com Argissolos (PESSENDA et al., 1996a, b, 2001b, 2004; GOUVEIA, 2001).

O solo SAI na profundidade 90-100 cm (12.480 anos AP) apresentou-se mais antigo que os valores encontrados na literatura, com base em mais de 50 datações ^{14}C realizadas em diversas áreas do Brasil, onde as idades, principalmente dos Argissolos, podem ser representadas entre 4000-5000 anos AP para camadas de 90-100 cm de solo (PESSENDA et al., 1996a, b; 1998a, b, c; 2001, 2004; GOUVEIA et al., 1997, 1999; GOUVEIA; PESSENDA, 2000; FREITAS et al., 2001). Considerando-se que o solo não apresentou nenhuma contaminação visível de material calcáreo fóssil, este resultado pode estar relacionado com a estrutura mais densa, menos porosa e de maiores agregados dos Cambissolos, que dificultam um eventual efeito de remonte vertical pela fauna do solo, como descrito no item 5.2.1.3.

Tabela 14 - Datação ^{14}C de humina dos solos coletados nas trincheiras SAI e BCR de Intervales.

Profundidade (cm)	Número de Laboratório	Idade (anos AP)	Idade calibrada (cal AP)
SAI 90-100	TO-12424	12.480 ± 110	14.140 - 15.010
SAI 290-300	TO-12425	13.790 ± 130	15.970 - 16.920
BCR 210-220	TO-12426	11.390 ± 100	13.080- 13.440

TO - IsoTrace Laboratory, Toronto, Canadá

5.2.2.5. $\delta^{13}C$

Na Figura 10 e Tabela 15 apresentam-se os resultados de $\delta^{13}C$ dos solos BCR, BDA e SAI com relação à profundidade.

Os solos BCR(trinch), BDA e SAI apresentaram na camada superficial valores de -26,1‰, -26,8‰ e -27,1‰, respectivamente, característicos de plantas C_3. Para todos os solos os valores apresentaram variações inferiores a 3‰, provavelmente relacionadas ao fracionamento isotópico que ocorre durante a decomposição da MOS (STOUT et al., 1981; NADELHOFER; FRY, 1988), caracterizando o predomínio de plantas C_3 em todo o período.

O solo BCR apresentou em sua camada superficial valor de -25,2‰, havendo um empobrecimento até 50 cm (-26,7‰). De 50 cm até a camada mais profunda (260-270 cm) observou-se variações até -22,3‰, provavelmente relacionadas ao fracionamento isotópico da MOS e indicando o predomínio de plantas C_3 em todo o período.

O solo SAI (trinch) apresentou o valor mais empobrecido na camada superficial, -27,5‰, apresentando um enriquecimento isotópico para -21,8‰ nas camadas 270-280 cm e 290-300 cm. Este valor pode estar associado a uma mistura de plantas C_3 e C_4 e/ou a presença de uma vegetação arbórea menos densa a ~14.000 anos AP.

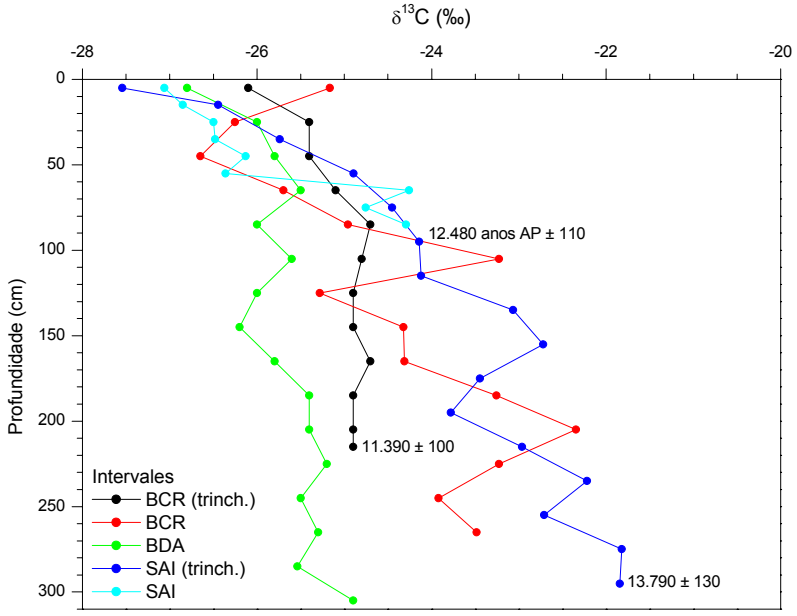

Figura 10 - $\delta^{13}C$ dos solos coletados em Intervales em relação à profundidade.

Através dos resultados isotópicos dos solos de Intervales pode-se inferir a ocorrência de condições mais úmidas no Holoceno do que no Pleistoceno tardio (~14.000 anos AP), tendência similar à observada no PETAR. Com algumas exceções, os resultados apresentaram-se concordantes com as pesquisas desenvolvidas nas regiões sul/sudeste/central do Brasil (SUGUIO et al., 1993; PESSENDA et al., 1996a, b, 1998a; BEHLING; LICHTE, 1997; GOUVEIA, 2001; BEHLING, 2002; CRUZ, 2003; GARCIA, 2003).

Tabela 15 - Resultados de $\delta^{13}C$ dos solos BCR, BDA e SAI em relação à profundidade.

Profundidade (cm)	$\delta^{13}C$ (‰)				
	BCR (trinch.)	BCR	BDA	SAI (trinch.)	SAI
0-10	-26,1	-25,2	-26,8	-27,5	-27,1
10-20	-	-	-	-26,4	-26,8
20-30	-25,4	-26,3	-26,0	-	-26,5
30-40	-	-	-	-25,7	-26,5
40-50	-25,4	-26,7	-25,8	-	-26,1
50-60	-	-	-	-24,9	-26,4
60-70	-25,1	-25,7	-25,5	-	-24,3
70-80	-	-	-	-24,5	-24,8
80-90	-24,7	-25,0	-26,0	-	-24,3
90-100	-	-	-	-24,1	
100-110	-24,8	-23,2	-25,6	-	--
110-120	-	-	-	-24,1	--
120-130	-24,9	-25,3	-26,0	-	--
130-140	-	-	-	-23,1	--
140-150	-24,9	-24,3	-26,2	-	--
150-160	-	-	-	-22,7	--
160-170	-24,7	-24,3	-25,8	-	--
170-180	-	-	-	-23,4	--
180-190	-24,9	-23,3	-25,4	-	--
190-200	-	-	-	-23,8	--
200-210	-24,9	-22,3	-25,4	-	--
210-220	-24,9	-	-	-23,0	--
220-230	--	-23,2	-25,2	-	--
230-240	--	-	-	-22,2	--
240-250	--	-23,9	-25,5	-	--
250-260	--	-	-	-22,7	--
260-270	--	-23,5	-25,3	-	--
270-280	--	--	-	-21,8	--
280-290	--	--	-25,5	-	--
290-300	--	--	-	-21,8	--
300-310	--	--	-24,9	-	--

- Amostra não analisada
-- Amostra não coletada

5.3. Sedimentos

5.3.1. Testemunho PETAR 01

5.3.1.1. Descrição litológica

Na seqüência apresenta-se a descrição da litologia do testemunho PETAR 01, que também pode ser observada na Figura 12.

02-24 cm	Argiloso, marrom acinzentado, orgânico. A 20 cm - presença de vegetal (3 x 0,5 cm).
24-38 cm	Argiloso, marrom claro, presença de mancha de coloração marrom alaranjada (oxidação) e outra de coloração marrom acinzentada. O contato é nítido.
38-40 cm	Argiloso, marrom acinzentado, com contato gradual.
40-43 cm	Argiloso, marrom claro.
43-66,5 cm	Argiloso, marrom acinzentado. A partir dos 53 cm apresenta níveis de 5 mm de argila marrom claro, ondulada, intercalada com argila marrom acinzentado. Presença de raízes milimétricas, concentradas nesta área com níveis intercalados de claro/escuro.
66,5-68,5 cm	Fragmento de madeira.
66,5-88 cm	Argiloso, marrom claro, com presença na porção lateral de nódulos argilosos mais oxidados. Presença de pontos esparsos de vegetais.
88-90 cm	Contato gradual do marrom claro ao marrom escuro acinzentado.
90-140 cm	Argiloso, marrom acinzentado escuro. No contato com a camada superior existe uma maior quantidade de vegetais. Presença de laminações sucessivas, alternando nível argiloso marrom acinzentado escuro e claro com marrom claro. ▪ 135 e 140cm - a laminação diminui e a coloração apresenta-se mais acinzentada. Na porção das laminações é possível observar duas seqüências com níveis mais escuros e mais orgânicos na parte superior, tornando-se mais claro; ▪ 120 e 127cm - ocorrem níveis de laminação mais nítida e aumenta a espessura dos níveis em aproximadamente 5 mm; ▪ 116 e 126cm - presença de fragmento de madeira (10 cm de comprimento) com diâmetro de aproximadamente 1,2 cm. Foi coletado para datação; ▪ 127 e 134cm - presença de uma discordância angular, ocorre a diminuição da espessura dos níveis. Presença de vegetal (2,5 x 0,8 cm) a 130 cm.
140-144,5cm	Argiloso, marrom claro.

144,5-158cm Contato gradual, argiloso, coloração marrom acinzentado escuro. Presença de vegetais centimétricos (155-158 cm) e vegetais milimétricos esparsos.

158-170cm Argila acinzentada com presença de manchas oxidadas.

5.3.1.2. Datações ^{14}C

Na Tabela 16 e Figura 11 apresentam-se as datações realizadas nas amostras de matéria orgânica do sedimento e de fragmentos de madeira que foram encontrados soterrados. A camada mais superficial (6-8 cm) apresentou idade Moderna, ou seja, material que foi depositado durante os testes nucleares no final da década de 50 e início da de 60. Na seqüência observa-se a datação de 320 anos AP ± 60 anos para a camada 62-64 cm e de 250 anos AP ± 60 para o fragmento de madeira encontrado na camada 63-65 cm, indicando similaridade nas datações e uma pequena inversão na camada mais profunda. Para a camada 100-102 cm a datação foi de 370 anos AP ± 60 e de 550 anos AP ± 60 para 122-124 cm. O fragmento de madeira encontrado na camada 116-126 cm indicou uma datação de 680 anos AP ± 80, relativamente associada ao valor obtido para a camada 122-124 cm. Para a camada de 157 cm, o fragmento de madeira apresentou uma datação de 250 anos AP ± 50, provavelmente associado ao fragmento de mesma idade encontrado na camada 63-65 cm, indicativo de um provável evento erosivo onde houve o transporte do material de camada superior para inferior. Para a camada 168-171 cm a datação foi de 1030 ± 60 anos AP.

Tabela 16 - Datação ^{14}C de amostras coletadas no testemunho PETAR 01.

Amostra	Profundidade (cm)	Identificação do Laboratório	Idade (anos AP)	Idade calibrada (cal AP)
Sedimento	6-8	TO-11372	Moderna	1958-1959
Sedimento	62-64	TO-11373	320 ± 60	1448-1665
Fragmento de madeira	63-65	TO-10874	250 ± 60	1468-1695
Sedimento	100-102	TO-11374	370 ± 60	1440-1643
Fragmento de madeira	116-126	TO-10875	680 ± 80	1209-1424
Sedimento	122-124	TO-11375	550 ±60	1296-1443
Fragmento de madeira	157	TO-10876	250 ± 50	1468-1695
Sedimento	168-171	TO-11376	1030 ± 60	890-1155

TO - IsoTrace Laboratory, Toronto, Canadá

5.3.1.3. Carbono orgânico total

Os resultados de COT são apresentados na Figura 11a e Tabela 17. Os valores variaram aleatoriamente ao longo do testemunho desde 0,8% (138-140 cm) a 10,1% (44-46 cm). Considerando-se camadas consecutivas, os menores teores (0,8% a 1,1%) foram encontrados entre 142 e 134 cm (~800-700 anos AP) e os maiores teores (5,3% a 10,1%) de 56 a 42 cm de profundidade (<300 anos AP).

5.3.1.4. **C/N**

Os resultados da razão C/N (carbono e nitrogênio orgânico total) são apresentados na Figura 11b e Tabela 17. Os valores obtidos para C/N mantiveram-se entre 10 e 16, exceto na camada 66-68 cm (9,1). Esses valores indicam mistura de contribuições na matéria orgânica do sedimento, proveniente de plantas C_3 e fitoplâncton. Segundo Meyers (1994), os valores de C/N de 4 a 10 são característicos de algas e próximo ou superiores a 20, caraterísticos de plantas C_3.

5.3.1.5. $\delta^{13}C$

Os resultados de $\delta^{13}C$ são apresentados na Figura 11c e Tabela 17 e variaram aleatoriamente em todo o perfil, apresentando valores que variaram entre -25,0‰ (134-136 cm) e -30‰ (38-40 cm), com valores mais enriquecidos (-23,0‰ e -23,4‰) somente para as camadas 136-138 cm e 138-140 cm, respectivamente. Mesmo considerando-se estes dois valores, o conjunto de dados indica significativa influência de matéria orgânica de plantas C_3 e provavelmente de algas em todo o período (MEYERS, 1994).

Interessante notar que maiores valores de COT estiveram relacionados com valores mais empobrecidos de $\delta^{13}C$ (provável maior influência de plantas C_3) nas camadas 144-152, 106-116, 88-98, 44-54 cm. Tal relação pode estar associada a períodos mais úmidos no local. Esta associação foi observada e interpretada de modo similar por Lent et al. (1995) em estudos realizados no lago Devils em Dakota nos Estados Unidos.

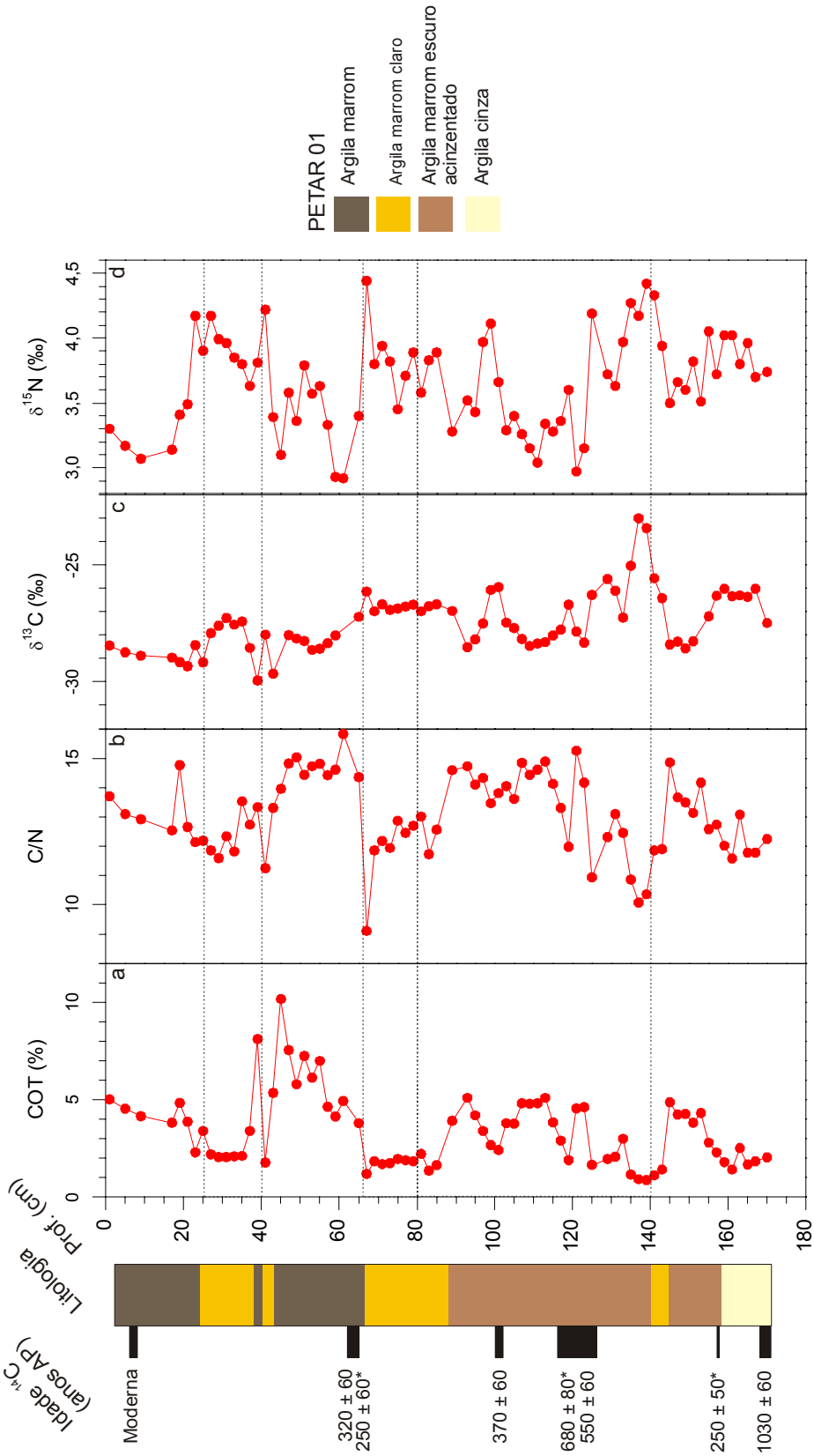

Figura 11 - Datação ^{14}C, litologia, COT, C/N, $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$ da matéria orgânica sedimentar do testemunho PETAR01 da Lagoa Grande.

5.3.1.6. $\delta^{15}N$

Os resultados de $\delta^{15}N$ são apresentados na Figura 11d e Tabela 17. Para os valores de $\delta^{15}N$ observou-se variação de aproximadamente +3‰ até +4,5‰. De acordo com Meyers (2003), o valor da matéria orgânica sedimentar com a presença de algas é de +8,5‰ e com plantas C_3 +0,5‰. Deste modo, os valores observados sugerem a mistura entre as duas fontes de nitrogênio no testemunho da Lagoa Grande.

5.3.1.7. C/N x $\delta^{13}C$

Na Figura 12 apresenta-se o diagrama dos valores de C/N x $\delta^{13}C$. A relação entre estes valores indicou uma mistura das plantas C_3 e das algas na composição da matéria orgânica do testemunho. A contribuição destas duas fontes evidencia condições climáticas úmidas estáveis, além do que a presença fitoplanctônica no registro sedimentar é um indicativo de lago perene (SIFEDDINE et al., 2004).

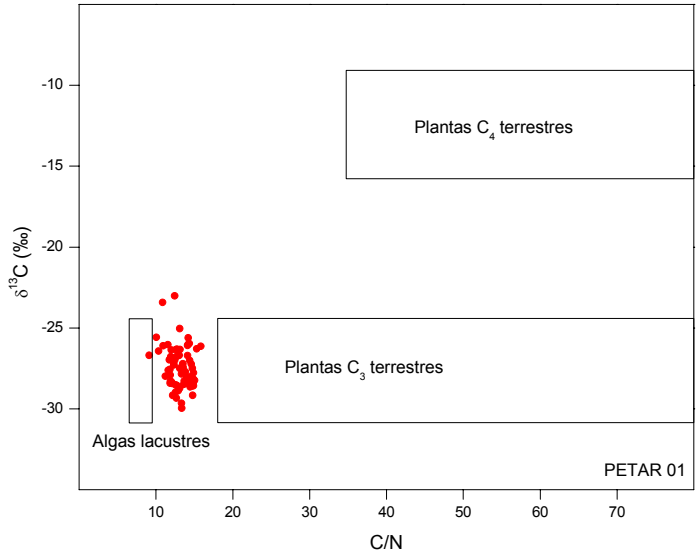

Figura 12 - Diagrama $\delta^{13}C$ x C/N para o testemunho PETAR 01 da Lagoa Grande.

5.3.1.8. Palinologia

A Figura 13 apresenta as porcentagens de pólen arbóreo (PA), pólen não arbóreo (PNA), pólen de plantas aquáticas e de esporos.

As variações de PA ao longo do testemunho são caracterizadas por valores entre 50 e 80%, indicando o predomínio de árvores (plantas C_3) durante o último milênio, no mínimo no entorno da Lagoa Grande, em concordância com o estudo botânico e isotópico da vegetação atual de cobertura que indicou exclusivamente a presença de plantas C_3 (Tabela 14). Quanto às plantas não arbóreas obteve-se um percentual variando entre 20 e 40% e as plantas aquáticas mantiveram uma contribuição inferior a 10%. Os esporos tiveram uma contribuição maior na faixa dos 60 até 100 cm, chegando a valores de 50%.

O estudo palinológico indicou que a vegetação no local não sofreu alterações significativas no último milênio, apresentando altas freqüências de PA em todo o perfil. Em baixas latitudes dos trópicos, freqüências baixas de PA são associadas a longas estações secas e geralmente com condições climáticas secas, enquanto que altas freqüências de PA são associadas a curtas estações secas e condições climáticas úmidas (LEDRU, 1993).

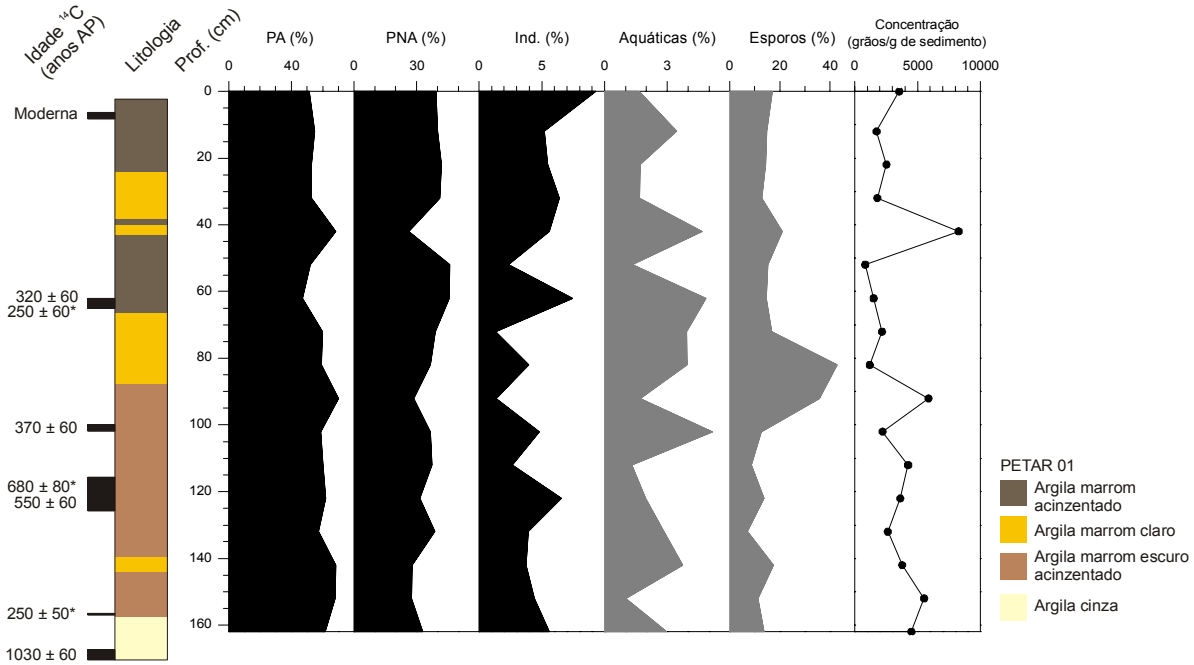

Figura 13 - Análise polínica do sedimento PETAR 01.

A Figura 14 apresenta as porcentagens de pólen de *Alchornea, Cecropia*, Cyperaceae, Moraceae, Myrtaceae, Poaceae, *Podocarpus, Weinmannia* e esporos do testemunho PETAR 01. Esses foram os principais tipo polínicos encontrados na Lagoa Grande e estão em concordância com a listagem de plantas da vegetação atual de cobertura (Tabela 4 e Anexo A), como no caso de *Cecropia*, *Podocarpus* e *Weinmannia.*

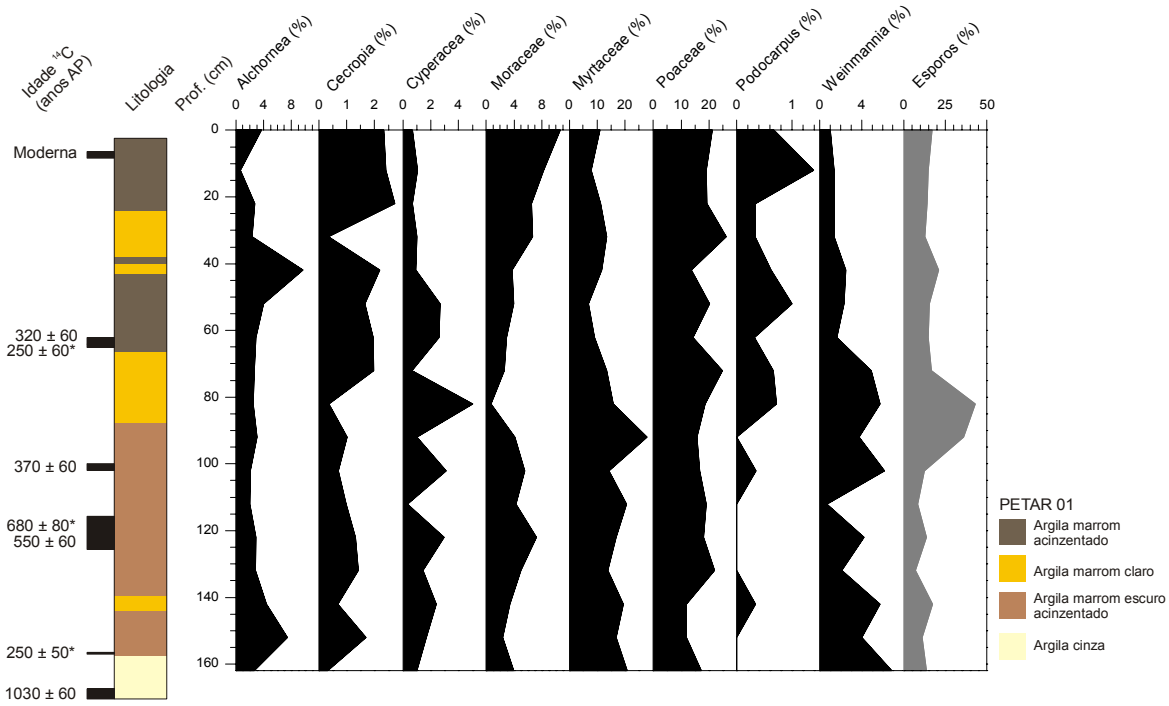

Figura 14 - Porcentagens de *Alchornea, Cecropia,* Cyperaceae, Moraceae, Myrtaceae, Poaceae, *Podocarpus, Weinmannia* e Esporos do testemunho PETAR 01 da Lagoa Grande.

5.3.1.9. Síntese dos resultados do testemunho PETAR 01

Com base nas modificações litológicas observadas no testemunho (Figura 11), selecionou-se seis intervalos em distintas profundidades. Os resultados são apresentados a partir da base para a parte mais superficial do testemunho:

(i) 170 a 140 cm (~1030 - 700 anos AP) - os valores de $\delta^{13}C$ (-28,3‰ a -25,6‰) e C/N (14,9 a 11,6) indicaram o predomínio de plantas C_3 e a frequência de PA apresentou-se em torno de 70%.

(ii) 140 a 80 cm (~700-360 anos AP) - no intervalo de 140 a 136 cm (~700 anos AP) observou-se valores mais baixos de COT (~0,9%), de C/N (~10) e mais enriquecidos de $\delta^{13}C$ (~-23‰), indicativo de maior influência do fitoplâncton (MEYERS, 1994). A partir de 136 cm até 80 cm todos os resultados indicaram o predomínio de matéria orgânica de plantas C_3, sendo a frequência de PA de ~80%. De ~105 cm a 70 cm observou-se um aumento na freqüência de esporos (50%). A alta porcentagem de esporos pode ser interpretada de diferentes formas e de maneira cautelosa, levando-se em conta a relação dos esporos com os demais elementos do registro polínico. Amaral (2003) e Amaral et al.[9], em estudo de chuva polínica moderna e observações da vegetação atual em áreas de Mata Atlântica, observaram relação entre as altas freqüências de esporos em sedimentos superficias e áreas mais úmidas dentro da Mata Atlântica. Desta forma, a alta porcentagem de esporos no registro da Lagoa Grande poderia ser somente mais uma das características da alta umidade na área de estudo. Outra hipótese seria um aumento na freqüência de esporos devido à oxidação e degradação de tipos polínicos mais frágeis, resultando em enriquecimento relativo de tipos polínicos mais resistentes, tais como os esporos (COLINVAUX et al., 1999). O enriquecimento relativo de esporos é observado em solos ou sedimentos que sofreram exposição subaérea, onde os grãos ficam sujeitos a oxidação. Porém, não foram observados sinais de oxidação ou má preservação na assembléia palinológica analisada.

---

[9] AMARAL, P.G.C.; LEDRU, M.-P.; RICARDI-BRANCO, F.; GIANNINI, P.C.F. Late Holocene development of a mangrove ecosystem in southeastern Brazil (Itanhaém, state of São Paulo). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,** Amsterdam, in press.

Outra hipótese para explicar a alta porcentagem de esporos está relacionada às flutuações de nível d'água (diminuição) e conseqüente exposição das bordas da lagoa. Por se tratar de uma lagoa pequena, uma mudança no nível d'água deve expor áreas nas suas margens que são facilmente colonizadas por pteridófitas (samambaias) e outras ervas. É importante notar que junto com o pico de esporos entre 105 e 70 cm também se observa um aumento na freqüência de Cyperaceae, plantas que também crescem facilmente em margens de lagos e terrenos alagadiços. Portanto, esta hipótese apresenta-se viável para explicar a presença significativa de esporos no citado período.

(iii) 80 a 67 cm (~360-320 anos AP) - provável influência do fitoplâncton marcada por uma diminuição nos valores de COT e C/N, e enriquecimento do $\delta^{13}C$ (-26,1‰) e de $\delta^{15}N$ (4,5‰). A freqüência de pólen arbóreo diminuiu para 40% e a freqüência de esporos permaneceu constante (20%).

(iv) 67 a 40 cm (~330-220 anos AP) - observou-se o aumento nos valores de COT e C/N associado a valores mais empobrecidos de $\delta^{13}C$ (-28‰ a -29‰), indicando uma provável maior influência de matéria orgânica de plantas C_3, também observada no aumento nos valores de PA (70%). Neste intervalo também observou-se uma alta freqüência de grãos de pólen por grama de sedimento, assim como uma maior freqüência de esporos a partir de 60 cm (20%).

(v) 40 a 25 cm (~180-150 anos AP) - valores empobrecidos de $\delta^{13}C$ (até -30‰) e de C/N de 12 a 14 indicam o predomínio de plantas C_3. A freqüência de PA foi de ~60%.

(vi) 25 cm até a superfície (~150 anos AP-presente) - os resultados não apresentaram mudanças significativas, correspondendo provavelmente a um sistema estável com domínio de matéria orgânica de plantas C_3. Valores de $\delta^{13}C$ ficaram em torno de -28‰ a -29‰, C/N entre 11 e 15 e a freqüência de PA apresentou-se em ~60%.

Os valores de $\delta^{15}N$ variaram de 3‰ a 4‰, evidenciando uma mistura de plantas C_3 e fitoplâncton ao longo de todo testemunho.

O registro palinológico da Lagoa Grande refletiu condições locais da vegetação e prováveis mudanças no entorno da lagoa, principalmente modificações na altura da coluna d'água. Estudos

empíricos têm demonstrado que há relação entre o tamanho da bacia de sedimentação e a área fonte do pólen; bacias sedimentares maiores coletam pólen de área mais distante do que em pequenas bacias (SUGUITA, 1994). Os resultados obtidos a partir de registros palinológicos provenientes de lagos extremamente pequenos estão sujeitos a super-representação de pólen proveniente de árvores ou ervas que crescem próximas a ele.

A análise geral dos resultados da palinologia não indicou mudanças significativas na vegetação e demonstra que o clima da região, pelo menos no último milênio, permaneceu úmido, sem indícios de estações secas prolongadas. Os tipos polínicos encontrados são característicos de floresta densa e úmida, com elementos de mata de altitude da região do PETAR indicados pela presença de *Podocarpus* e *Weinmannia.*

Tabela 17 - Valores de COT, nitrogênio, C/N, $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$ para o sedimento PETAR 01.

Profundidade (cm)	C (%)	N (%)	C/N	$\delta^{13}C$ (‰)	$\delta^{15}N$ (‰)
0-12	5,0	0,3	13,7	-28,5	3,3
4-6	4,5	0,3	13,1	-28,7	3,2
8-10	4,1	0,3	12,9	-28,9	3,1
16-18	3,8	0,3	12,5	-29,0	3,1
18-20	4,8	0,3	14,8	-29,2	3,4
20-22	3,8	0,3	12,7	-29,3	3,5
22-24	2,3	0,2	12,1	-28,4	4,2
24-26	3,3	0,3	12,2	-29,2	3,9
26-28	2,2	0,2	11,8	-27,9	4,2
28-30	2,0	0,2	11,6	-27,6	4,0
30-32	2,0	0,2	12,3	-27,3	4,0
32-34	2,1	0,2	11,8	-27,6	3,9
34-36	2,1	0,1	13,5	-27,4	3,8
36-38	3,4	0,3	12,7	-28,6	3,6
38-40	8,1	0,6	13,3	-30,0	3,8
40-42	1,7	0,1	11,2	-28,0	4,2
42-44	5,3	0,4	13,3	-29,7	3,4
44-46	10,1	0,7	14,0	-	3,1
46-48	7,5	0,5	14,8	-28,0	3,6
48-50	5,8	0,4	15,0	-28,2	3,4
50-52	7,2	0,5	14,4	-28,3	3,8
52-54	6,1	0,4	14,7	-28,6	3,6
54-56	7,0	0,5	14,8	-28,6	3,6
56-58	4,6	0,3	14,4	-28,4	3,3
58-60	4,1	0,3	14,6	-28,0	2,9
60-62	4,9	0,3	15,8	-	2,9
62-64	3,8	0,2	14,4	-27,2	3,4
66-68	1,2	0,1	9,1	-26,1	4,4
68-70	1,8	0,1	11,8	-27,0	3,8
70-72	1,7	0,1	12,2	-26,7	3,9
72-74	1,7	0,1	12,0	-26,9	3,8
74-76	1,9	0,1	12,9	-26,9	3,5
76-78	1,9	0,1	12,4	-26,8	3,7
78-80	1,8	0,1	12,7	-26,7	3,9
80-82	2,2	0,2	13,0	-27,0	3,6
82-84	1,3	0,1	11,7	-26,8	3,8
84-86	1,6	0,1	12,6	-26,7	3,9
88-90	3,9	0,3	14,6	-27,0	3,3
92-94	5,1	0,3	14,7	-28,5	3,5
94-96	4,2	0,3	14,1	-28,2	3,4
96-98	3,4	0,2	14,3	-27,5	4,0
98-100	2,6	0,2	13,5	-26,0	3,3

Tabela 17 (continuação) - Valores de COT, nitrogênio, C/N, $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$ para o sedimento PETAR 01.

Profundidade (cm)	C (%)	N (%)	C/N	$\delta^{13}C$ (‰)	$\delta^{15}N$ (‰)
100-102	2,4	0,2	13,8	-25,9	3,2
102-104	3,8	0,3	14,0	-27,5	3,1
104-106	3,7	0,3	13,6	-27,7	3,1
106-108	4,8	0,3	14,9	-28,2	3,4
108-110	4,8	0,3	14,4	-28,5	3,5
110-112	4,8	0,3	14,6	-28,4	4,2
112-114	5,1	0,3	14,9	-28,3	3,9
114-116	3,8	0,3	14,1	-28,0	4,2
116-118	2,9	0,2	13,3	-27,8	4,0
118-120	1,9	0,1	12,0	-26,7	4,0
120-122	4,5	0,3	15,3	-27,8	3,9
122-124	4,6	0,3	14,2	-28,3	3,8
124-126	1,6	0,1	10,9	-26,3	3,6
128-130	1,9	0,1	12,3	-25,6	3,8
130-132	2,0	0,1	13,1	-26,1	4,2
132-134	3,0	0,2	12,4	-27,2	3,4
134-136	1,1	0,1	10,8	-25,0	3,1
136-138	0,9	0,1	10,1	-23,0	3,6
138-140	0,8	0,1	10,3	-23,4	3,4
140-142	1,1	0,1	11,8	-25,6	3,8
142-144	1,4	0,1	11,9	-26,4	3,6
144-146	4,8	0,3	14,9	-28,4	3,6
146-148	4,2	0,3	13,7	-28,3	3,3
148-150	4,2	0,3	13,5	-28,6	2,9
150-152	3,8	0,3	13,1	-28,3	2,9
152-154	4,3	0,3	14,2	-	3,4
154-156	2,8	0,2	12,6	-27,2	4,4
156-158	2,3	0,2	12,7	-26,3	3,8
158-160	1,8	0,1	12,0	-26,0	3,9
160-162	1,4	0,1	11,6	-26,3	3,8
162-164	2,5	0,2	13,1	-26,3	3,5
164-166	1,6	0,1	11,8	-26,4	3,7
166-168	1,8	0,1	11,9	-26,0	3,9
168-170	2,0	0,1	12,2	-27,5	3,6

- Amostra não-analisada

5.3.2. Testemunho PETAR 02

5.3.2.1. Descrição litológica

O testemunho PETAR 02 apresentou as seguintes características litológicas:

0-30cm	Argila orgânica marrom.
30-36cm	Argila orgânica marrom com laminações mais escuras.
36-47cm	Argila orgânica.
47-54cm	Argila orgânica marrom.
54-61cm	Argila orgânica.
61-65cm	Argila orgânica bege.
65-92cm	Argila orgânica com laminações mais claras.
92-95cm	Argila bege.
95-110cm	Argila orgânica bege.
110-120cm	Argila orgânica marrom com laminações médias.

5.3.2.2. Carbono orgânico total

Os resultados de carbono orgânico total (COT) são apresentados na Figura 16a e Tabela 18. Os valores foram similares aos observados no PETAR 01 e variaram aleatoriamente de 1,4% a 12,5% ao longo do testemunho.

5.3.2.3. C/N

Os resultados de C/N são apresentados na Figura 16b e Tabela 18. Os valores obtidos mantiveram-se entre 6,6 e 21,8, característicos de mistura de matéria orgânica de plantas C_3 e fitoplâncton (MEYERS, 1994). Observou-se ao longo do perfil um número significativo de camadas que apresentaram valores de C/N inferiores a 10, provavelmente indicando uma maior influência do fitoplâncton neste testemunho sedimentar do que no PETAR 01. Este resultado talvez esteja associado ao local de amostragem do testemunho, que foi localizado mais ao centro da lagoa. Provavelmente a lâmina d'água se manteve recobrindo o sedimento, mesmo em situação de diminuição do volume de água da pequena bacia.

5.3.2.4. $\delta^{13}C$

Os resultados de $\delta^{13}C$ são apresentados na Figura 16c e Tabela 18. Os valores variaram de -22,7‰ a -30,6‰. A única exceção ocorreu para a camada de 83 cm de profundidade, onde o valor foi de -20,6‰, provavelmente indicando uma presença fitoplanctônica mais significativa. De 105 a 116 cm, valores mais empobrecidos até -29,7‰ foram observados.

5.3.2.5. C/N x $\delta^{13}C$

Na Figura 15 apresenta-se o diagrama dos valores de C/N x $\delta^{13}C$. Através dos pontos registrados verifica-se de modo claro as influências significativas das plantas terrestres e principalmente das algas como fontes de carbono e nitrogênio na matéria orgânica sedimentar e evidenciam condições climáticas úmidas.

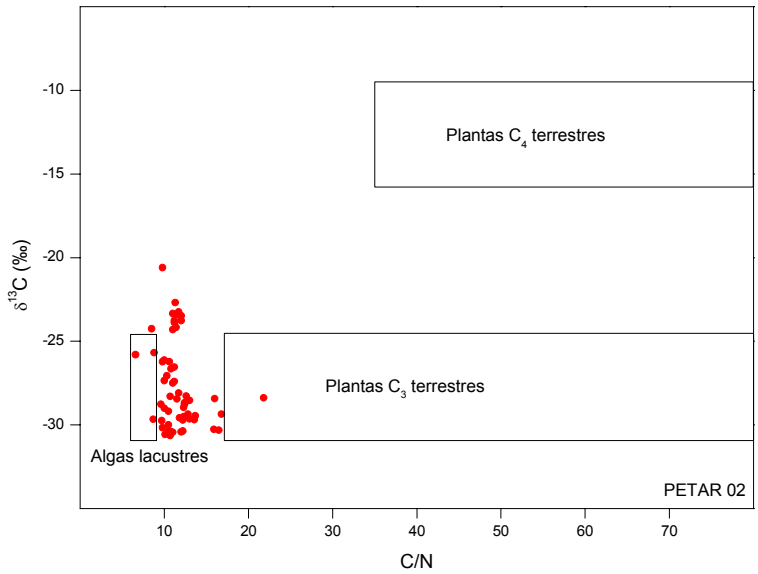

Figura 15 - Diagrama C/N x $\delta^{13}C$ para o testemunho PETAR 02 da Lagoa Grande.

5.3.2.6. $\delta^{15}N$

Os resultados de $\delta^{15}N$ são apresentados na Figura 16d e Tabela 18, onde observou-se valores de +2,6‰ até +8,7‰ ao longo de todo o perfil, sugerindo, segundo Meyers (2003), uma mistura de plantas C_3 e algas, com uma significativa representatividade de algas.

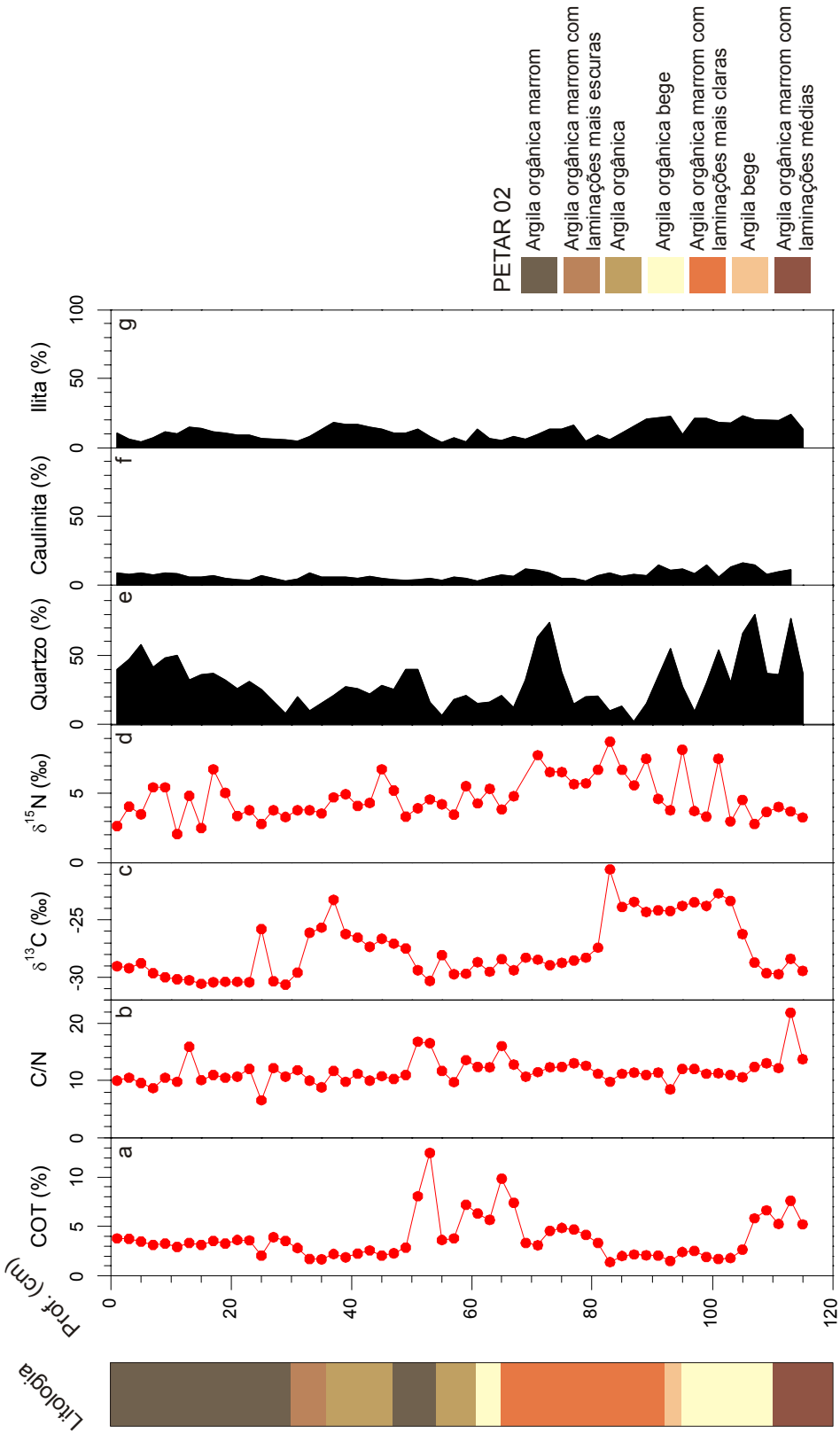

Figura 16 - Litologia, COT, C/N, $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$, concentrações de quartzo, caulinita e ilita da matéria sedimentar do testemunho PETAR 02 da Lagoa Grande.

5.3.2.7. Mineralogia

Os resultados de mineralogia do sedimento PETAR 02 são apresentados na Figura 16 e Tabela 18. A variação da concentração de quartzo apresentou-se de 0 a 80% ao longo de todo perfil (Figura 16e). Os primeiros 25 cm apresentaram concentrações de até 58% (4-6 cm). Entre 25 e 36 cm, diminuíram para 25% e 6% e de 37 a 52 cm, aumentaram para 40%. De 53 a 67 cm, diminuíram de 20% para 6,5%, aumentando até 74% em 72-74 cm. De 77 a 90 cm, mantiveram-se em torno de 15%, apresentaram-se mais altos em 92-94 cm (55%) e 94-96 cm (27%), diminuindo para 9% em 96-98 cm. As camadas entre 98 e 116 cm variaram de 30 a 66%, obtendo-se um valor de 80% na camada 106-108 cm.

Os resultados da concentração de caulinita variaram de 0 a 16% (Figura 16f). Os maiores valores foram encontrados entre as camadas 106-110 cm.

A concentração de ilita variou de 0 a 30% ao longo de todo perfil (Figura 16g), sendo os valores mais altos correspondentes aos maiores valores das concentrações de quartzo e caulinita.

O quartzo e a caulinita são minerais detríticos. A ilita também pode ser considerada como mineral detrítico, mas pertence à outro grupo de argilas e é formada a partir de rochas cristalinas ou pela evolução do solo (Sifeddine, informação pessoal[10]). O aumento de concentração de quartzo, caulinita e ilita em algumas camadas do sedimento pode estar associado a fases de mais alta energia do sistema, provavelmente relacionado a processos erosivos causados por eventos de maior pluviosidade no local (TURCQ et al., 2002).

Há uma relação entre os minerais e as fontes orgânicas de um sedimento. As camadas nas quais a porcentagem de carbono orgânico total é baixa, são as que apresentam maior erosão (SIFEDDINE et al. (1994a, b, 2001). Isso foi observado ao longo do testemunho PETAR 02, onde os valores baixos de COT foram relacionados com concentrações altas de quartzo e provavelmente com processos erosivos. Relacionando-se a erosão com a pluviosidade reforça-se a presença de períodos de maior pluviosidade (chuvas torrenciais) no local.

---

[10] SIFEDDINE, A. (IRD - Institut de Recherche pour le Développement). Comunicação pessoal, 2005.

Com base nos resultados geoquímicos, isotópicos e palinológicos verificou-se que as condições ambientais para a Lagoa Grande foram relativamente estáveis durante os últimos 1000 anos, onde provavelmente prevaleceram condições climáticas úmidas, que foram determinantes na manutenção da floresta local. Outros estudos realizados na região sudeste do Brasil também indicaram similares condições climáticas (LEDRU, 1993; PESSENDA et al., 1996b, 2004; BEHLING, 1997a; FERRAZ-VICENTINI, 1999; STEVAUX, 2000; GOUVEIA et al., 2002; SCHEEL-YBERT et al., 2003).

Os efeitos do evento climático LIA, que ocorreu no Holoceno Superior (550 a 220 anos AP) no Hemisfério Norte foi associado por Behling et al. (2004b) a condições climáticas mais quentes para o período de 1520 a 1770 anos AD nas montanhas do sul do Brasil. No presente estudo os resultados obtidos não indicaram mudanças significativas no testemunho sedimentar que indicassem efeitos de trocas climáticas recentes, ocorridas no Hemisfério Norte, provavelmente por terem sido registrados eventos exclusivamente locais.

Tabela 18 - Valores de COT, nitrogênio, razão C/N, $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ e dados mineralógicos do testemunho PETAR 02.

Prof. (cm)	C (%)	N (%)	C/N	$\delta^{13}C$ (‰)	$\delta^{15}N$ (‰)	Quartzo (%)	Caulinita (%)	Ilita (%)
0-2	3,8	0,4	10	-29,0	2,6	40	9	10,5
2-4	3,7	0,3	10,5	-29,2	4,0	47	8	6
4-6	3,5	0,3	9,6	-28,7	3,5	58	9	4
6-8	3,1	0,3	8,7	-29,6	5,4	41	7,5	7
8-10	3,3	0,3	10,5	-30,0	5,4	48	09	11,5
10-12	2,9	0,3	9,8	-30,2	2,1	50	8,5	10
12-14	3,3	0,2	15,9	-30,2	4,8	32	06	14,5
14-16	3,1	0,3	10,1	-30,6	2,5	36	6	14
16-18	3,5	0,3	11	-30,4	6,7	37	7	11,5
18-20	3,3	0,3	10,5	-30,4	5,0	32	5	10,5
20-22	3,6	0,3	10,7	-30,4	3,4	26	4	9
22-24	3,6	0,3	12	-30,4	3,8	31	3,5	9
24-26	2,0	0,3	6,6	-25,8	2,8	25	7	6,5
26-28	3,9	0,3	12,2	-30,4	3,8	-	-	-
28-30	3,5	0,3	10,7	-30,6	3,3	8	3	5,5
30-32	2,8	0,2	11,8	-29,6	3,8	20	4,5	4,5
32-34	1,7	0,1	10	-26,1	3,8	9,5	9	8
34-36	1,7	0,2	8,8	-25,7	3,6	06	06	-
36-38	2,2	0,2	11,7	-23,2	4,7	21	06	18,5
38-40	1,8	0,2	9,8	-26,2	4,9	27	6	16,5
40-42	2,2	0,2	11,2	-26,5	4,1	26	5	17
42-44	2,6	0,2	10	-27,3	4,3	22	6,5	14,5
44-46	2,0	0,2	10,8	-26,6	6,8	28	5	13
46-48	2,3	0,2	10,3	-27,1	5,2	25	4	10,5
48-50	2,8	0,2	11	-27,5	3,3	40	3,5	10,5
50-52	8,1	0,5	16,8	-29,3	3,9	40	4	13,5
52-54	12,5	0,7	16,5	-30,3	4,6	16	5	8
54-56	3,6	0,3	11,7	-28,1	4,2	6,5	3,5	3,5
56-58	3,8	0,4	9,7	-29,7	3,4	18	6	7
58-60	7,2	0,5	13,6	-29,7	5,5	21	5	4
60-62	6,3	0,5	12,4	-28,7	4,3	15	3	13
62-64	5,7	0,4	12,3	-29,5	5,3	16	5,5	6,5
64-66	9,9	0,6	16	-28,4	3,8	21	7,5	5
66-68	7,4	0,6	12,8	-29,3	4,8	12	6,5	8
68-70	3,3	0,3	10,7	-28,3	-	32	12	6
70-72	3,1	0,3	11,5	-28,4	7,7	63	11	9,5
72-74	4,6	0,3	12,3	-28,9	6,5	74	9	13
74-76	4,8	0,4	12,4	-28,7	6,5	38	5	13
76-78	4,7	0,3	13	-28,5	5,7	14,5	5	16
78-80	4,1	0,3	12,6	-28,3	5,7	20	3	4,5
80-82	3,3	0,3	11,2	-27,4	6,7	20,5	7	9
82-84	1,4	0,1	9,8	-20,6	8,7	10	9	5,5
84-86	2,0	0,2	11,2	-23,8	6,7	13	6,5	10,5
86-88	2,2	0,2	11,4	-23,4	5,6	2	8	
88-90	2,1	0,2	11	-24,3	7,5	15	7	20,5
90-92	2,0	0,2	11,4	-24,2	4,6	-	-	-
92-94	1,5	0,2	8,5	-24,2	3,8	55	15	22,5
94-96	2,4	0,2	12	-23,7	8,2	27	11	9,5
96-98	2,5	0,2	12	-23,5	3,7	9	12	21
98-100	1,9	0,1	11,2	-23,7	3,3	30	8,5	21

Tabela 18 (continuação) - Valores de COT, nitrogênio, razão C/N, $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ e dados mineralógicos do testemunho PETAR 02.

Prof. (cm)	C (%)	N (%)	C/N	$\delta^{13}C$ (‰)	$\delta^{15}N$ (‰)	Quartzo (%)	Caulinita (%)	Ilita (%)
100-102	1,7	0,1	11,3	-22,7	7,5	54	15	18
102-104	1,8	0,1	11	-23,3	2,9	30	6	17,5
104-106	2,6	0,2	10,6	-26,2	4,5	66	13	23
106-108	5,8	0,4	12,4	-28,7	2,8	80	16	20
108-110	6,6	0,5	13	-29,6	3,6	37	15	-
110-112	5,2	0,4	12,2	-29,7	4,0	36	8	19,5
112-114	7,6	0,3	21,8	-28,4	3,7	77	10	24
114-116	5,2	0,3	13,7	-29,4	3,3	37	11,5	13

- Amostras não analisadas

5.3.3. Testemunho Lagoa Vermelha

O testemunho coletado na Lagoa Vermelha foi caracterizado como sedimento orgânico preto em toda sua extensão (0-267 cm).

5.3.3.1. Datações ^{14}C

Na Tabela 19 apresentam-se as datações obtidas para amostras de matéria orgânica do sedimento e fragmentos vegetais. Observa-se que até a camada 132-134 cm as datações apresentaram-se sem inversões, sendo mais antigas com o aumento da profundidade do sedimento. A inversão ocorreu para a camada 146-150 cm, onde a datação obtida foi de 1970 ± 60 anos AP. A partir da camada 156-162 cm (2070 ± 60 anos AP) as datações da matéria orgânica sedimentar apresentaram-se novamente mais antigas com o aumento da profundidade, até a base na camada 262-267 cm (4510 ± 110 anos AP). O fragmento vegetal da camada 204-206 cm apresentou uma idade mais recente (1770 ± 60 anos AP), aspecto provavelmente associado a um eventual transporte deste material de camadas superiores do sedimento.

Tabela 19 - Datação ^{14}C de amostras coletadas no testemunho da Lagoa Vermelha.

Amostra	Profundidade (cm)	Número de Laboratório	Idade (anos AP)	Idade calibrada (cal AP)
Sedimento	16-18	TO-12366	590 ± 60	520 - 660
Fragmento vegetal	64-66	TO-12369	1250 ± 60	1060 - 1290
Sedimento	100-106	TO-12700	1590 ± 50	1370 - 1570
Sedimento	110-116	TO-12701	1660 ± 50	1480 - 1640
Sedimento	132-134	TO-12365	2020 ± 60	1860 - 2130
Sedimento	146-150	TO-12702	1970 ± 60	1810 - 2070
Sedimento	156-162	TO-12703	2070 ± 60	1890 - 2160
Sedimento	170-176	TO-12704	2250 ± 50	2150 - 2350
Sedimento	202-206	TO-12705	2340 ± 50	2300 - 2500
Fragmento vegetal	204-206	TO-12368	1770 ± 60	1540 - 1820
Sedimento	262-267	TO-12367	4510 ± 110	4860 - 5330

TO - IsoTrace Laboratory, Toronto, Canadá

5.3.3.2. Carbono orgânico total

Os resultados de COT são apresentados na Figura 18a e Tabela 20. Os valores variaram de 34,4% (116-118 cm) a 46,9% (14-16 cm) ao longo do sedimento. Aumento significativo nos teores de COT foi observado entre 18,2% a 21,4% (90 e 80 cm), atingindo 21,5% em 80 cm.

5.3.3.3. C/N

Os resultados de C/N são apresentados na Figura 18b e Tabela 20. Os valores obtidos para C/N estiveram entre 14,7 e 21,5, sendo a camada entre 88 e 78 cm a que apresentou os maiores valores. Os valores obtidos são característicos de mistura de plantas C_3 e algas, com provável maior contribuição de matéria orgânica de plantas C_3 em todo perfil (MEYERS, 2003).

5.3.3.4. $\delta^{13}C$

Os resultados de $\delta^{13}C$ são apresentados na Figura 18c e Tabela 20. Os valores variaram entre -32,0‰ e -24,5‰. Valores entre -31,8‰ e -28,2‰ foram observados entre 264 e 90 cm, ocorrendo um enriquecimento isotópico entre 90 e 70 cm, de -28,8‰ a -24,5‰. De 70 cm até a superfície os valores mantiveram-se entre -32,0‰ e -29,6‰.

5.3.3.5. C/N x $\delta^{13}C$

Na Figura 17 apresenta-se o diagrama dos valores de C/N x $\delta^{13}C$. A relação entre os valores de $\delta^{13}C$ e C/N evidenciou o predomínio de matéria orgânica de plantas C_3 nos últimos 4500 anos na Lagoa Vermelha. Esses resultados provavelmente estão associados a condições climáticas úmidas relativamente estáveis durante o período estudado.

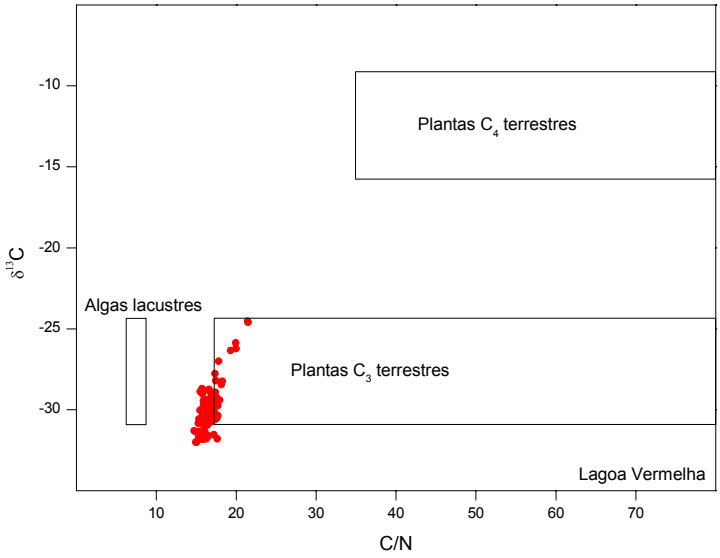

Figura 17 - Diagrama de $\delta^{13}C$ x C/N para a Lagoa Vermelha.

Considerando-se os resultados obtidos para COT, C/N e $\delta^{13}C$ observou-se uma variação significativa dos parâmetros dentro do intervalo 90 a 60 cm, onde os maiores valores de C e C/N foram observados em 80 cm, provavelmente indicando presença significativa de plantas C_3 na matéria orgânica sedimentar, mesmo com valores mais enriquecidos de $\delta^{13}C$ (-24,6‰) nas camadas 78-82 cm.

5.3.3.6. $\delta^{15}N$

Os valores de $\delta^{15}N$ são apresentados na Figura 18d e Tabela 20. Para os valores de $\delta^{15}N$ observou-se variação entre 1,7‰ a 2,8‰. De acordo com Meyers (2003), o valor da matéria orgânica sedimentar com a presença de algas é de +8,5‰ e com plantas C_3 +0,5‰. Deste modo, os valores observados sugerem a mistura entre as duas fontes de nitrogênio no testemunho da Lagoa Vermelha, mas evidenciando uma presença mais significativa de plantas terrestres C_3.

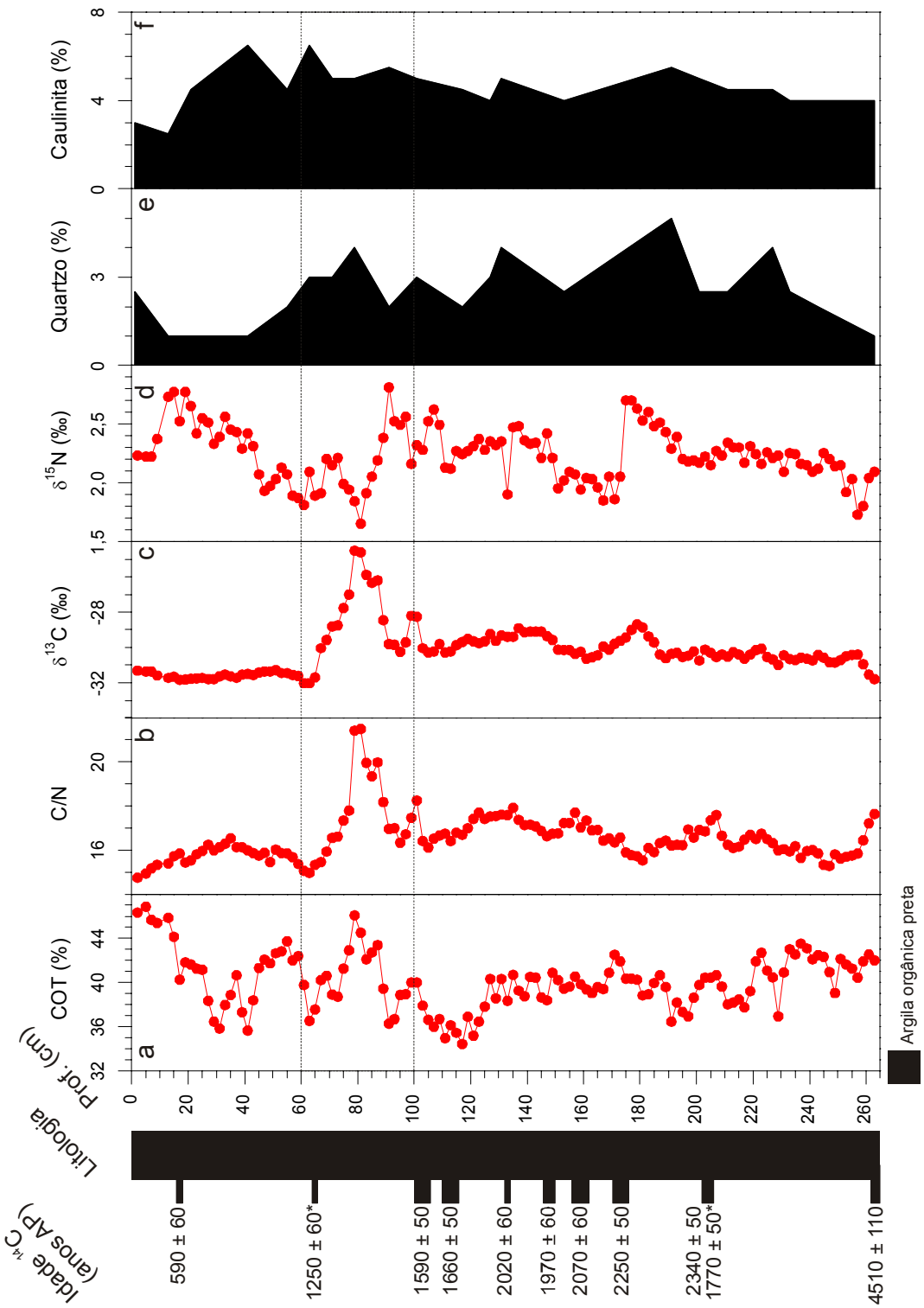

Figura 18 - COT, C/N, $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ e concentrações de quartzo e caulinita do sedimento LV em relação à profundidade do testemunho.

5.3.3.7. Mineralogia

Os resultados de mineralogia do sedimento LV são apresentados na Figura 18 e Tabela 20. A variação da concentração de quartzo apresentou-se de 1% a 5% ao longo de todo o testemunho (Figura 18e) . Os primeiros 60 cm apresentaram valores entre 1% e 2,75%. Entre 60 e 100 cm houve um aumento para 3,5% e de 100 a 260 cm de até 5%.

Os resultados da concentração de caulinita variaram de 3% a 7%, sendo os maiores valores registrados para o intervalo entre 20 e 100 cm (Figura 18f).

Sendo o quartzo e a caulinita minerais detríticos, o aumento dessas concentrações está diretamente relacionado com processos erosivos. Relacionando-se os dados de concentração de quartzo e caulinita com os outros resultados obtidos (COT, C/N, $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ e palinologia) no intervalo de 60-100 cm indicando que essa fase está provavelmente relacionada a um aumento na precipitação e chuvas torrenciais, acarretando assim uma maior entrada de matéria orgânica sedimentar com presença desses minerais.

5.3.3.8. Palinologia

A Figura 19 apresenta as porcentagens de pólen arbóreo (PA), pólen não arbóreo (PNA) e de esporos. A freqüência de PA ao longo do testemunho foi alta com variações entre 85% e 92%, indicando o predomínio de árvores (plantas C_3) durante aproximadamente os último 3000 anos na região do Vale do Ribeira, em concordância com o estudo botânico e isotópico da vegetação atual de cobertura (Tabela 6 e Anexo A) que indicou o predomínio de plantas C_3 na área de estudo.

Quanto às plantas não-arbóreas obteve-se um percentual variando entre 15% nos primeiros 20 cm, de 4% a 8% entre 20 e 100 cm, 12% de 100 a 170 cm e 16% de 170 a 200 cm e um decréscimo para até 4% nas camadas subseqüentes até 230 cm.

A freqüência de esporos variou de 50% entre 20 e 50 cm para 5% em 60 cm. Nas demais camadas observou-se valores intermediários, desde 10% (230 cm) a 40% em 120 cm.

Os pólens mais representativos (Figura 20) podem ser listados das camadas inferiores para as superiores como se segue:

(i) 240 a 200 cm (~3500-2300 anos AP) - presença de *Weinmannia,* Moraceae, Myrtaceae, Poaceae, *Alchornea e Botryoccocus*.

(ii) 200 a 150 cm (~2300-2000 anos AP) - aumento nas freqüências de *Podocarpus, Schefflera e* Poaceae.

(iii) 150 a 110 cm (~2000-1600 anos AP) - aumento nas freqüências de Myrtaceae *e* Moraceae, com a presença de *Podocarpus e Schefflera.*

(iv) 110 a 80 cm (~1600-1400 anos AP) - aparecimento de *Weinmannia* e aumento na freqüência de *Cecropia* e *Botryococcus*, desaparecimento de *Podocarpus*, aumento de Arecaeae e diminuição da porcentagem de esporos.

(v) 80 a 50 cm (~1400-1100 anos AP) - aumento na freqüência de *Cecropia e Weinmannia*, seguido de *Araucaria,* Cyperaceae *e Podocarpus,* diminuição na freqüência de *Botryococcus* e uma diminuição no percentual de esporos. (Ledru, informação pessoal) [11] interpretou como mudança drástica na composição da floresta associada a uma mudança climática mais significativa, provavelmente relacionada a presença de clima mais frio e úmido.

(vi) 50 a 40 cm (~1100-900 anos AP) - diminuição na freqüência de *Araucaria*, Cyperaceae, Myrtaceae e *Weynmannia* e desaparecimento do *Podocarpus*. Houve simultaneamente um aumento significativo no percentual de esporos que está provavelmente associado a diminuição da coluna d'água (Ledru, informação pessoal)[12], conforme descrito no item 5.3.1.9.

(viii) 40 a 20 cm (~900-600 anos AP) - desaparecimento de *Cecropia* e diminuição de *Araucaria*.

(ix) 20 cm até a superfície (~600 anos AP até o presente) - aumento na freqüência de *Cecropia, Podocarpus,* Myrtaceae e *Botryococcus*.

---

[11] LEDRU, M.-P. (IRD - Institut de Recherche pour le Développement). Comunicação pessoal, 2006.
[12] LEDRU, M.-P. (IRD - Institut de Recherche pour le Développement). Comunicação pessoal, 2006.

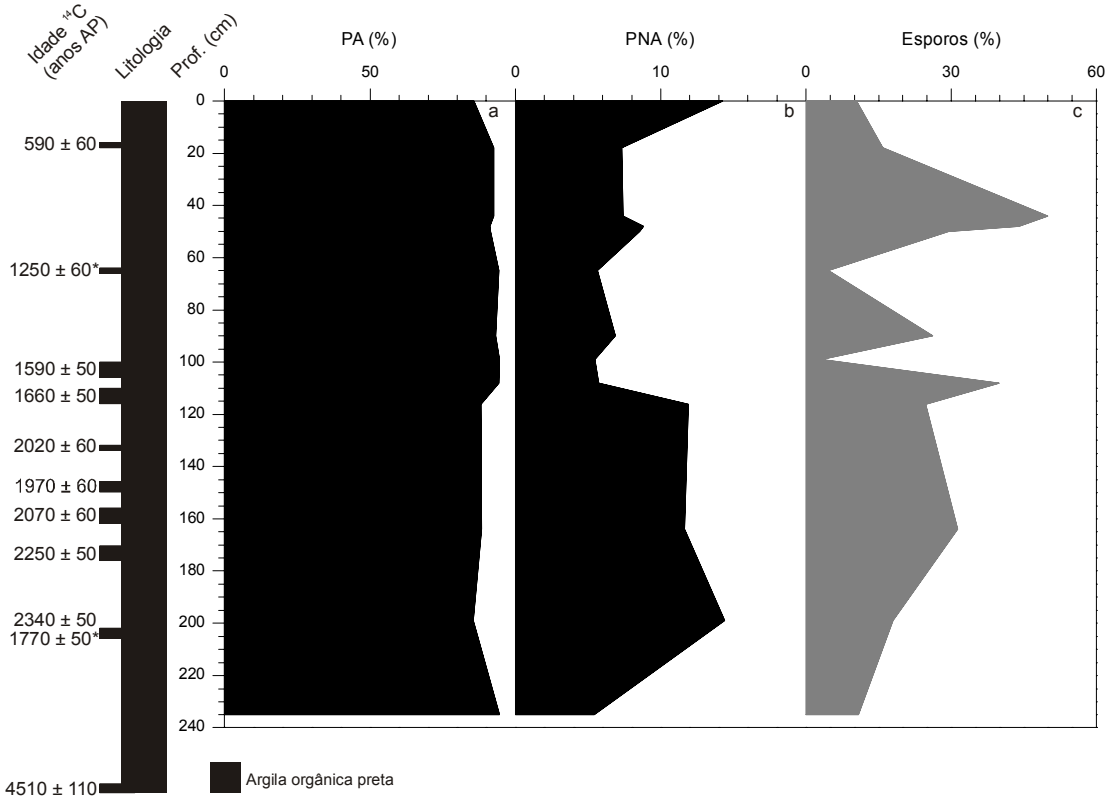

Figura 19 - Freqüências de pólen arbóreo (PA), não arbóreo (PNA) e esporos da matéria orgânica sedimentar do testemunho LV da Lagoa Vermelha.

Registrou-se mudanças ambientais através da variação da composição da floresta, mas faz-se necessário um estudo polínico com maior resolução para uma interpretação mais precisa sobre a dinâmica vegetacional no período estudado.

A interpretação dos dados polínicos e isotópicos, sugerem que a região esteve sob a influência de clima mais úmido e frio (dados polínicos) no período de ~1400 a 1100 anos AP (80 a 60cm).

O registro polínico da Lagoa Vermelha foi provavelmente local onde espécies de Mata Atlântica foram identificadas e associadas com a vegetação de cobertura atual. A presença de Cecropia (Embaúba) desde ~1600 anos AP até ~1100 anos AP está provavelmente associada a ações antrópicas (desmatamentos) no entorno ou proximidades da lagoa.

Os registros das espécies polínicas encontradas na Lagoa Grande e Lagoa Vermelha foram semelhantes nos últimos 1000 anos, com espécies características de Mata Atlântica,com exceção da presença de *Mabea* na Lagoa Vermelha (Anexos B e C). Foi evidente a maior riqueza de espécies na

Lagoa Vermelha, podendo indicar uma mata em estágio sucessional mais avançado (Garcia, informação Pessoal)[13].

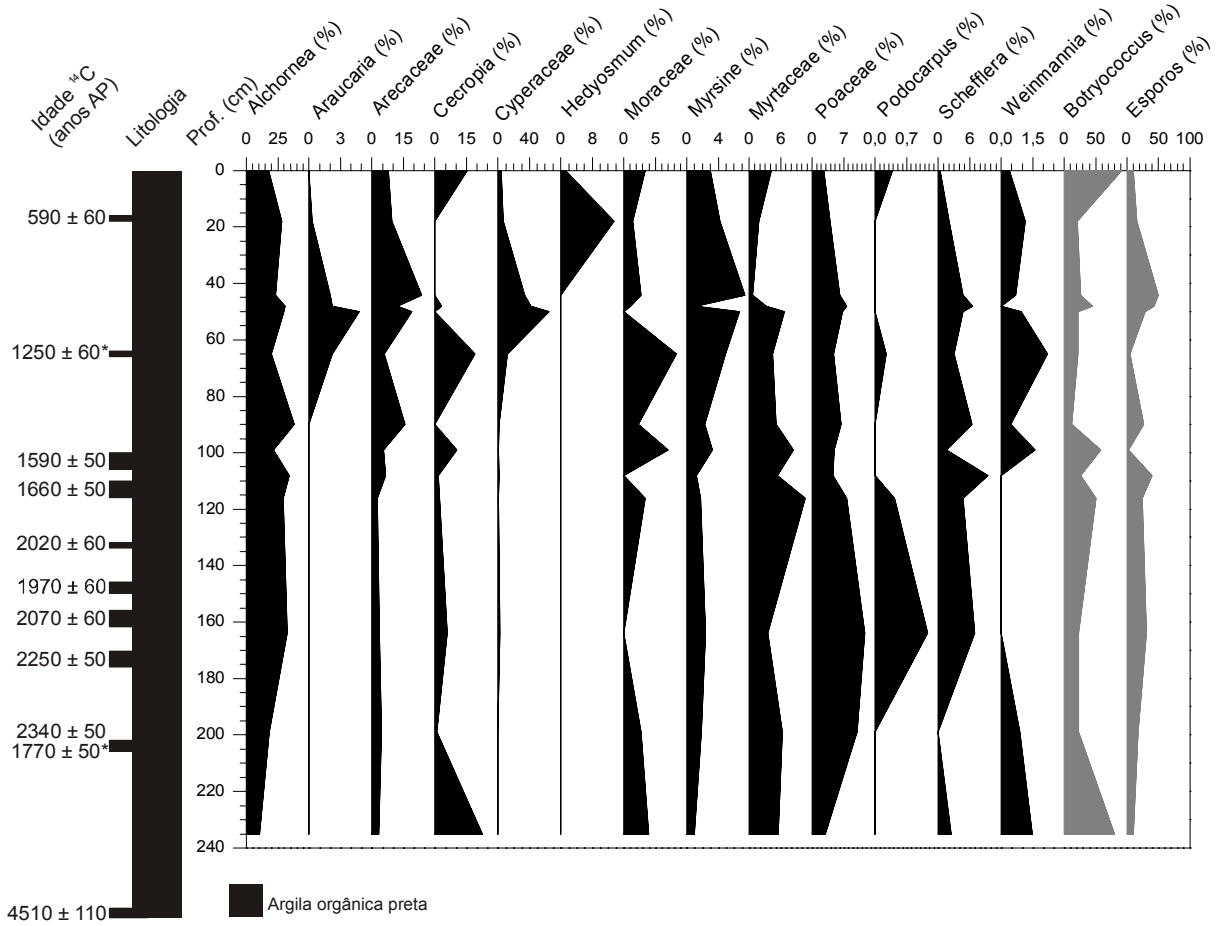

Figura 20 - Porcentagens de *Alchornea, Araucaria,* Arecaceae, *Cecropia,* Cyperaceae, *Hedyosmum,* Moraceae, Poaceae, *Podocarpus, Scheflera, Weinmannia, Botryococcus* e esporos da matéria orgânica sedimentar do testemunho da Lagoa Vermelha.

[13] GARCIA, R.J.F. (Herbário Municipal da PMSP). Comunicação pessoal, 2006.

Tabela 20 - Valores de C, N, C/N, $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$ e dados mineralógicos das amostras do testemunho da Lagoa Vermelha.

Prof. (cm)	C (%)	N (%)	C/N	$\delta^{13}C$ (‰)	$\delta^{15}N$ (‰)	Quartzo (%)	Caulinita (%)
0-4	46,3	3,1	14,8	-31,3	2,2	2,5	3
4-6	46,9	3,1	14,9	-31,4	2,2	-	-
6-8	45,7	3,0	15,2	-31,4	2,2	-	-
8-10	45,4	3,0	15,3	-31,6	2,4	-	-
12-14	45,8	3,0	15,4	-31,7	2,7	1	2,5
14-16	44,2	2,8	15,7	-31,7	2,8	-	-
16-18	40,2	2,5	15,8	-31,8	2,5	-	-
18-20	41,8	2,7	15,4	-31,8	2,8	-	-
20-22	41,6	2,7	15,5	-31,8	2,7	1	4,5
22-24	41,3	2,6	15,8	-31,8	2,4	-	-
24-26	41,1	2,6	16,0	-31,7	2,6	-	-
26-28	38,3	2,4	16,2	-31,8	2,5	-	-
28-30	36,4	2,3	16,0	-31,8	2,3	-	-
30-32	35,8	2,2	16,1	-31,6	2,4	-	-
32-34	37,9	2,3	16,3	-31,5	2,6	-	-
34-36	38,8	2,4	16,5	-31,6	2,5	-	-
33-38	40,6	2,5	16,1	-31,7	2,4	-	-
38-40	37,3	2,3	16,1	-31,5	2,3	-	-
40-42	35,7	2,2	16,0	-31,5	2,4	1	6,5
42-44	38,4	2,4	15,9	-31,6	2,3	-	-
44-46	41,3	2,6	15,8	-31,4	2,1	-	-
46-48	42,1	2,7	15,9	-31,4	1,9	-	-
48-50	41,7	2,7	15,5	-31,4	2,0	-	-
50-52	42,6	2,7	16,0	-31,3	2,0	-	-
52-54	42,8	2,7	15,9	-31,4	2,1	-	-
54-56	43,7	2,8	15,9	-31,5	2,1	2	4,5
56-58	42,0	2,7	15,7	-31,6	1,9	-	-
58-60	42,4	2,8	15,4	-31,6	1,9	-	-
60-62	39,8	2,6	15,1	-32,0	1,8	-	-
62-64	36,5	2,4	15,0	-32,0	2,1	3	6,5
64-66	37,5	2,5	15,3	-31,7	1,9	-	-
66-68	40,2	2,6	15,5	-30,0	1,9	-	-
68-70	40,6	2,6	15,9	-29,6	2,2	-	-
70-72	38,9	2,4	16,6	-28,8	2,2	3	5
72-74	38,7	2,3	16,6	-28,8	2,2	-	-
74-76	41,3	2,4	17,3	-27,8	2,0	-	-
76-78	42,9	2,4	17,8	-27,0	1,9	-	-
78-80	46,1	2,2	21,4	-24,5	1,8	4	5
80-82	44,5	2,1	21,5	-24,6	1,7	-	-
82-84	42,1	2,1	20,0	-25,9	1,9	-	-
84-86	42,7	2,2	19,3	-26,4	2,1	-	-
86-88	43,4	2,2	20,0	-26,2	2,2	-	-
88-90	39,4	2,2	18,2	-28,5	2,4	-	-
90-92	36,3	2,1	16,9	-29,8	2,8	2	5,5
92-94	36,7	2,2	17,0	-29,9	2,5	-	-
94-96	38,9	2,4	16,3	-30,2	2,5	-	-
96-98	38,9	2,3	16,7	-29,7	2,6	-	-
98-100	40,0	2,3	17,5	-28,2	2,2	-	-
100-102	40,0	2,2	18,3	-28,3	2,3	3	5

Tabela 20 (continuação) - Valores de C, N, C/N, $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$ e dados mineralógicos das amostras do testemunho da Lagoa Vermelha.

Prof. (cm)	C (%)	N (%)	C/N	$\delta^{13}C$ (‰)	$\delta^{15}N$ (‰)	Quartzo (%)	Caulinita (%)
102-104	37,9	2,3	16,4	-30,0	2,3	-	-
104-106	36,6	2,3	16,1	-30,3	2,5	-	-
106-108	36,0	2,2	16,5	-30,2	2,6	-	-
108-110	36,7	2,2	16,7	-29,8	2,5	-	-
110-112	35,0	2,1	16,7	-30,3	2,1	-	-
112-114	36,1	2,2	16,4	-30,2	2,1	-	-
114-116	35,4	2,1	16,8	-29,9	2,3	-	-
116-118	34,4	2,1	16,7	-29,7	2,2	2	4,5
118-120	36,9	2,2	17,0	-29,5	2,3	-	-
120-122	35,2	2,0	17,4	-29,7	2,3	-	-
122-124	36,5	2,1	17,7	-29,8	2,4	-	-
124-126	37,8	2,2	17,4	-29,7	2,3	-	-
126-128	40,3	2,3	17,5	-29,2	2,4	3	4
128-130	38,6	2,2	17,5	-29,6	2,3	-	-
130-132	40,3	2,3	17,6	-29,3	2,4	4	5
132-134	38,4	2,2	17,6	-29,4	1,9	-	-
134-136	40,7	2,3	17,9	-29,4	2,5	-	-
136-138	39,3	2,3	17,4	-28,9	2,5	-	-
138-140	38,8	2,3	17,1	-29,2	2,4	-	-
140-142	40,5	2,4	17,2	-29,1	2,3	-	-
142-144	40,4	2,4	17,1	-29,1	2,3	-	-
144-146	38,6	2,3	16,9	-29,1	2,2	-	-
146-148	38,4	2,3	16,6	-29,4	2,4	-	-
148-150	40,9	2,4	16,7	-29,6	2,2	-	-
150-152	40,2	2,4	16,8	-30,1	2,0	-	-
152-154	39,5	2,3	17,2	-30,2	2,0	2,5	4
154-156	39,6	2,3	17,2	-30,1	2,1	-	-
156-158	40,5	2,3	17,7	-30,4	2,1	-	-
158-160	39,8	2,3	17,0	-30,2	1,9	-	-
160-162	39,4	2,3	17,3	-30,6	2,0	-	-
162-164	39,0	2,3	16,9	-30,6	2,0	-	-
164-166	39,6	2,3	16,9	-30,5	2,0	-	-
166-168	39,4	2,4	16,4	-30,0	1,9	-	-
168-170	40,8	2,5	16,5	-30,1	2,1	-	-
170-172	42,5	2,6	16,4	-29,8	1,9	-	-
172-174	41,9	2,5	16,6	-29,6	2,1	-	-
174-176	40,4	2,5	15,9	-29,5	2,7	-	-
176-178	40,4	2,6	15,8	-29,0	2,7	-	-
178-180	40,2	2,6	15,7	-28,7	2,6	-	-
180-182	38,8	2,5	15,5	-28,9	2,5	-	-
182-184	38,9	2,4	16,1	-29,4	2,6	-	-
184-186	40,0	2,5	15,9	-29,7	2,5	-	-
186-188	40,6	2,5	16,3	-30,4	2,5	-	-
188-190	39,6	2,4	16,4	-30,6	2,4	-	-
190-192	36,5	2,3	16,2	-30,4	2,3	5	5,5
192-194	38,2	2,4	16,2	-30,3	2,4	-	-
194-196	37,3	2,3	16,2	-30,5	2,2	-	-
196-198	36,9	2,2	16,9	-30,5	2,2	-	-
198-200	38,6	2,3	16,6	-30,2	2,2	-	-

Tabela 20 (continuação) - Valores de C, N, C/N, $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$ e dados mineralógicos das amostras do testemunho da Lagoa Vermelha.

Prof. (cm)	C (%)	N (%)	C/N	$\delta^{13}C$ (‰)	$\delta^{15}N$ (‰)	Quartzo (%)	Caulinita (%)
200-202	39,8	2,4	16,9	-30,8	2,2	2,5	5
202-204	40,4	2,4	16,8	-30,1	2,2	-	-
204-206	40,4	2,3	17,4	-30,3	2,2	-	-
206-208	40,6	2,3	17,6	-30,5	2,3	-	-
208-210	39,6	2,4	16,7	-30,4	2,2	-	-
210-212	38,0	2,3	16,3	-30,5	2,3	2,5	4,5
212-214	38,2	2,4	16,1	-30,3	2,3	-	-
214-216	38,4	2,4	16,2	-30,4	2,3	-	-
216-218	37,7	2,3	16,5	-30,6	2,2	-	-
218-220	39,2	2,4	16,7	-30,4	2,3	-	-
220-222	41,9	2,5	16,5	-30,2	2,2	-	-
222-224	42,7	2,6	16,7	-30,1	2,2	-	-
224-226	41,1	2,5	16,5	-30,5	2,3	-	-
226-228	40,4	2,5	16,3	-30,7	2,2	4	4,5
228-230	36,9	2,3	16,0	-31,0	2,2	-	-
230-232	40,9	2,6	16,0	-30,4	2,1	-	-
232-234	43,0	2,7	15,9	-30,5	2,3	2,5	4
234-236	42,5	2,6	16,2	-30,7	2,2	-	-
236-238	43,5	2,8	15,7	-30,6	2,2	-	-
238-240	43,1	2,7	16,0	-30,6	2,2	-	-
240-242	42,1	2,6	16,0	-30,7	2,1	-	-
242-244	42,5	2,7	15,8	-30,4	2,1	2	4
244-246	42,3	2,8	15,3	-30,6	2,3	-	-
246-248	40,9	2,7	15,3	-30,8	2,2	-	-
248-250	39,0	2,5	15,8	-30,9	2,1	-	-
250-252	42,2	2,7	15,6	-30,7	2,2	-	-
252-254	41,6	2,7	15,7	-30,5	1,9	-	-
254-256	41,3	2,6	15,8	-30,4	2,0	-	-
256-258	40,4	2,6	15,9	-30,4	1,7	-	-
258-260	41,9	2,6	17,4	-31,0	1,8	-	-
260-262	42,5	2,5	17,2	-31,5	2,0	-	-
262-264	42,0	2,4	17,6	-31,8	2,1	1	4

VII. CONCLUSÕES

Com base na caracterização botânica e isotópica ($\delta^{13}C$) das plantas dominantes nos locais de amostragem de solos e no entorno da Lagoa Grande e Lagoa Vermelha, localizados no PETAR e PEI, concluiu-se que as plantas coletadas eram espécies de Mata Atlântica e apresentaram valores de $\delta^{13}C$ característicos de plantas C_3 (árvores). A única exceção foi em um local (IPO) localizado no PETAR, onde a vegetação de cobertura era constituída de gramínea C_4 recentemente introduzida.

A partir dos resultados de análises química, granulométrica, elementar (COT), isotópica ($\delta^{13}C$) da MOS e datações ^{14}C de fragmentos de carvão encontrados soterrados nos solos do PETAR e da humina de solos do PEI, concluiu-se que:

- Os solos (Cambissolos) apresentaram-se pobres em nutrientes, argilosos e médio-argilosos, com teores decrescentes de COT da superfície para maiores profundidades.
- Em dois pontos de amostragem de solos do PETAR, os valores isotópicos ($\delta^{13}C$) mais enriquecidos em maiores profundidades indicaram a presença de uma vegetação menos densa que a atual, com provável mistura de plantas C_3 e C_4, sugerindo a presença de um clima mais seco no período de ~30.000 a 16.000 anos AP e, de ~16.000 anos AP até o presente, valores mais empobrecidos em todos os pontos de coleta evidenciaram uma arborização generalizada, provavelmente associada à presença de um clima mais úmido do que o anterior.
- As datações dos fragmentos de carvão encontrados soterrados nos Cambissolos do PETAR foram mais antigos do que os obtidos em Argissolos. Houve inversões nas datações dos fragmentos de carvão. Essas inversões estiveram provavelmente correlacionadas com o efeito da atividade biológica no remonte vertical do solo.

- Nos solos do PEI, os dados isotópicos ($\delta^{13}C$) indicaram a presença de uma vegetação arbórea desde ~14.000 anos AP até o presente, com exceção do solo SAI, onde obteve-se valores mais enriquecidos que foram relacionados a uma provável mistura de plantas C_3 e C_4, e/ou a presença de uma vegetação arbórea menos densa a ~14.000 anos AP.

A partir dos resultados das análises elementares (C e N), isotópicas ($\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$), datações ^{14}C, palinológicas e mineralógicas da matéria orgânica sedimentar da Lagoa Grande e Lagoa Vermelha concluiu-se que:

- Condições ambientais para a Lagoa Grande, a nível local, foram relativamente estáveis durante os últimos 1000 anos, caracterizados pela presença significativa de plantas C_3 e fitoplâncton, indicando condições climáticas úmidas. Os resultados indicaram que a lagoa provavelmente não tenha secado durante o último milênio. Em determinados períodos houve um aumento na pluviosidade.
- Condições ambientais para a Lagoa Vermelha também foram relativamente estáveis durante os últimos 4500 anos, caracterizados pela presença de plantas C_3 em todos os estudos efetuados, indicando condições climáticas úmidas. Variação da composição vegetacional registrada pela palinologia indicaram a presença de um clima mais frio no período de ~1400 anos AP a 1100 anos AP. A continuidade dos estudos polínicos em maior resolução se faz necessária para a obtenção de interpretações mais precisas sobre a dinâmica da vegetação na região de estudo.
- Os tipos polínicos encontrados na Lagoa Grande e Lagoa Vermelha foram característicos de floresta densa e úmida, com elementos de mata de altitude da região do PETAR indicados pela presença de *Podocarpus* e *Weinmannia*.

Os resultados obtidos para os solos estudados e os testemunhos de sedimento da Lagoa Grande e Lagoa Vermelha evidenciaram condições climáticas úmidas estáveis durante os últimos 4500 anos. Com algumas exceções, os resultados obtidos neste trabalho foram concordantes com as pesquisas paleoambientais realizadas nas regiões sul, sudeste e central do Brasil.

VIII. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABSY, M.L. Polem e Esporos do Quaternário de Santos (Brasil). **Hoehnea,** São Paulo, v.5, p.1-26, 1975.

AMARAL, P.G.C. **Contribuição palinológica ao estudo da evolução do manguezal do Rio Itanhaém, litoral sul de São Paulo.** 2003. 71 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade São Paulo São Paulo, 2003.

ANDRADE, G. Os climas. In: AZEVEDO, A. (Cord.) **O Brasil, a terra e o homem.** São Paulo: Companhia Editora Nacional, 1972. p.409-462.

ARAÚJO, A.G.M.; NEVES, W.A.; PILÓ, L.B.; ATUI, J.P.V. Holocene dryness and human occupation in Brazil during the "Archaic Gap". **Quaternary Research,** San Diego, v.64, n.3, p.298-307, 2005.

BALESDENT, J. The turnover of soil organic fractions estimated by radiocarbon dating. **The Science of the Total Environment,** Amsterdam, v.62, p.405-408, 1987.

BALESDENT, J.; GIRARDIN, C.; MARIOTTI, A. Site-related $\delta^{13}C$ of tree leaves and soil organic matter in a temperate forest. **Ecology,** Brooklyn, v.74, n.6, p.1713-1721, 1993.

BARBERI, M.; SALGADO-LABOURIAU, M.L.; SUGUIO, K. Paleovegetation and paleoclimate of "Vereda de Águas Emendadas", central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Columbia, v.13, n.3, p.241-254, 2000.

BECKER-HEIDMANN, P.; LIANG-WU, L.; SCHARPENSEEL, H.W. Radiocarbon dating of organic matter fractions of a Chinese Mollisol. **Zeitschrift für Pflanzenernahrung und Bodenkunde**, Berlin, v.151, p.37-79, 1988.

BEHLING, H. A high resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: Vegetation, climate and fire history. **Journal of Paleolimnology,** Ontario, v.14, p.235-268, 1995a.

BEHLING, H. Investigations into the Late Pleistocene and Holocene history of vegetation and climate in Santa Catarina (S Brazil). **Vegetation History and Archaeobotany,** Berlin, v.4, n.3, p.127-152, 1995b.

BEHLING, H. Late Quaternary vegetation, climate and fire history from the tropical mountain region of Morro de Itapeva, SE Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,** Amsterdam, v.129, n.3-4, p.407-422, 1997a.

BEHLING, H. Late Quaternary vegetation, climate and fire history of the *Araucaria* forest and campos

region from Serra Campos Gerais, Paraná State (South Brazil). **Review of Palaeobotany and Palynology,** Amsterdam, v.97, n.1-2, p.109-121, 1997b.

BEHLING, H. Late Quaternary vegetational and climatic changes in Brazil. **Review of Palaeobotany and Palynology,** Amsterdam, v.99, n.2, p.143-156, 1998.

BEHLING, H. South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoeology,** Amsterdam, v.177, n.1-2, p.19-27, 2002.

BEHLING, H.; LICHTE, M. Evidence of dry and cold climatic conditions at glacial times in tropical Southeastern Brazil. **Quaternary Research,** San Diego, v.48, n.3, p.348-358, 1997.

BEHLING, H.; LICHTE, M.; MIKLÓS, A.W. Evidence of a forest free landscape under dry and cold climatic conditions during the last glacial maximum in the Botucatu region (São Paulo State), Southeastern Brazil. **Quaternary of South America and Antartic Peninsula**, Amsterdam, v.11, p.99-110, 1998.

BEHLING, H.; PILLAR, V.P.; ORLÓCI, L.; BAUERMANN, G.S. Late Quaternary *Araucaria* forest, grassland (Campos), fire and climate dynamics, studied by high-resolution pollen, charcoal and multivariate analysis of the Cambará do Sul in southern Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoeology,** Amsterdam, v.203, n.3-4, p.277-297, 2004.

BEHLING, H.; PILLAR, V.D.; BAUERMANN, S. Late Quaternary grassland (Campos), gallery forest, fire and climate dynamics, studied by pollen, charcoal and multivariate analysis of the São Francisco de Assis core in western Rio Grande do Sul (southern Brazil). **Review of Palaeobotany and Palynology,** Amsterdam, v.133, n. 3-4, p.235-248, 2005.

BERTAUX, J.; FRÖLICH, F.; ILDEFONSE, PH. A new application of FTIR spectroscopy for the quantification of amorphous and crystallized mineral phases. Example of organic rich sediments. **Journal of Sedimentary Research,** Tulsa, v.68, p.440-447, 1998.

BEZERRA, M.A.O. **O uso de multi-traçadores na reconstrução do Holoceno no Pantanal Mato-Grossense, Corumbá, MS.** 1999. 214 f. Tese (Doutorado) - Centro de Ciências Biológicas e da Saúde, Universidade Federal de São Carlos, São Carlos, 1999.

BLUNIER, T.; BROOK, E.J. Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. **Science,** Washington, v.291, p.109, 2001.

BOULET, R.; PESSENDA, L.C.R; TELLES, E.C.C.; MELFI, A. Une évaluation de la vitesse de l´accumulation de matière par la faune du sol à partir de la datation des charbons et d´humine du sol. Exemple des Latosols dês versants du lac Campestre, Salitre, Minas Gerais, Brésil. **Comptes Rendus de l'Académie des Sciences,Série IIA,** Paris, v.320, p.287-294, 1995.

BOUTTON, T.W. Stable carbon isotopes ratios of natural materials. II. Atmospheric, terrestrial, marine and freshwater environmental. In: COLEMAN, D.C.; FRY, B. (Ed.). **Carbon isotopes techniques**. New York: Academic Press, 1991. p.155-171.

BOUTTON, T.W. Stable carbon isotope ratios of soil organic matter and their use as indicators of vegetation and climate change. In: BOUTTON, T.W.; YAMASAKI, S.I. (Eds.). **Mass spectrometry of soils.** New York: Marcel Dekker, 1996a. p.47-82.

BOUTTON, T.W. Characterization of natural ^{15}N abundance of soils. In: BOUTTON, T.W.;

YAMASAKI, S.I. (Eds.). **Mass spectrometry of soils.** New York: Marcel Dekker, 1996b. p.205-208.

BOUTTON, T.W.; ARCHER, S.R.; MIDWOOD, A.J.; ZITZER, S.F.; BOL, R. $\delta^{13}C$ values of soil organic matter and their use in documenting vegetation change in a subtropical savanna ecosystem. **Geoderma,** Amsterdam, v.82, n.1-3, p.5-41, 1998.

BROECKER, W.S. Was a change in thermohaline circulation responsible for the Little Ice Age? **Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA,** Washington, v.97, n.4, p.1339-1342, 2000.

BROECKER, W.S.; IVERSEN, J. Paleocean circulation during the last deglaciation: A bipolar seesaw? **Paleoceanography,** Washington, v.13, p.119-121, 1998.

CAMPBELL, C.A.; PAUL, E.A.; RENNIE, D.A.; MCCALLUM, K.J. Applicability of the carbon-dating method of analysis to soil humus studies. **Soil Science,** New Brunswick, v.104, n.3, p.217-224, 1967.

CANTARELLA, H.; QUAGGIO, J.A. **Análise química para avaliação da fertilidade de solos tropicais**. Campinas: Instituto Agronômico de Campinas, 2001. 285p.

CARCAILLET, C. Are Holocene wood-charcoal fragments stratified in alpine and subalpine soils? Evidence from the Alps based on AMS ^{14}C. **The Holocene**, v.11, n.2, p.231-242, 2001.

CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS - CPTEC. **El Niño e La Niña**. São José dos Campos, 2006. Disponível em: http://www.cptec.inpe.br/enos/>. Acesso em: 06 abr. 2006.

CERRI, C.C.; FELLER, C.; BALESDENT, J.; VICTORIA, R.; PLENECASSAGNE, A. Application du traçage isotopique naturel en ^{13}C, a l´étude de la dynamique de la matière organique dans les sols. **Compte Rendus de l'Academie de Sciences, Serie 2,** Paris, v.300, n.9, p.423-428, 1985.

CHARLES, C.D.; LYNCH-STIEGLITZ, J.; NINNEMANN, U.S.; FAIRBANKS, R. Climate connections between the hemisphere revealed by deep sea sediment core/ice correlations. **Earth and Planetary Science Letters,** Oxford, v.142, n.1-2, p.19-27, 1996.

COHEN, M.C.L.; LARA, R.J.; SZLAFSZTEIN, C.F.; DITTMAR, T. Digital elevation model as a GIS tool for the analysis of mangrove coasts, Amazon Region, Brazil. **Journal of International Environment Creation,** v.4, p.1-8, 2001.

COHEN, M.C.L.; BEHLING, H.; LARA, R.J. Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: The relative sea-level and the Little Ice Age. **Review of Palaeobotany and Palynology,** Amsterdam, v.136, n.1-2, p.93-108, 2005.

COLINVAUX, P.A.; DE OLIVEIRA, P.E.; MORENO, J.E.; MILLER, M.C.; BUSH, M.C. A long pollen Record from lowland Amazonia: forest and cooling in glacial times. **Science,** Washington, v.274, p.85-88, 1996.

COLINVAUX P.A., DE OLIVEIRA P.E., PATIÑO J.E.M. **Amazon pollen manual and atlas**. Dordrecht: Harwood Academic Publishers, 1999. 332p.

CORDEIRO, S.H.; LORSCHEITTER, M.L. Palinology of Lagoa dos Patos sediments, Rio Grande do Sul, Brazil. **Journal of Paleolimnology,** Ontario, v.10, n.1, p.35-42, 1994.

CRUZ, F.W.J. **Estudo paleoclimático e paleoambiental a partir de registros geoquímicos quaternários em espeleotemas das regiões de Iporanga (SP) e Botuverá (SC).** 2003. 134 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.

DE OLIVEIRA, P.E.; BARRETO, A.M.F.; SUGUIO, K. Late Pleistocene/Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,** Amsterdam, v.152, n.3-4, p.319-337, 1999.

DESJARDINS, T.; FILHO, A.C.; MARIOTTI, A.; CHAUVEL, A.; GIRARDIN, C. Changes of the forest-savanna boundary in Brazilian Amazonia during the Holocene as revealed by soil organic carbon isotope ratios. **Oecologia,** Berlin, v.108, n.4, p.749-756, 1996.

FAEGRI, K., IVERSEN, J. **Textbook of pollen analysis**. 4. ed. New York: John Wiley, 1989. 328 p.

FARQUHAR, G.D.; EHLERINGER, J.R.; HUBICK, K.T. Carbon isotope discrimination and photosyntesis. **Annual Review of Plant Physiology and Plant Molecular Biology,** Palo Alto, v.40, p.503-537, 1989.

FERRAZ-VICENTINI, K.R. **Análise palinológica de uma vereda em Cromínia, GO.** 1993. 87 f. Dissertação (Mestrado) - Departamento de Ecologia, Universidade de Brasília, Brasília, 1993.

FERRAZ-VICENTINI, K.R. **História do fogo no cerrado, uma análise palinológica.** 1999. 208 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Ciências Biológicas, Universidade de Brasília, Brasília, 1999.

FERRAZ-VICENTINI, K.R.; SALGADO-LABOURIAU, M.L. Palynological analysis of a palm swamp in Central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Columbia, v.9, n.3-4, p.207-219, 1996.

FREITAS, H.A. **Estudo da dinâmica de vegetações no sul da Amazônia Brasileira no Quaternário recente, utilizando datação por ^{14}C e razão $^{13}C/^{12}C$ da matéria orgânica do solo.** 1999. 99 f. Dissertação (Mestrado) - Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 1999.

FREITAS, H.A.; PESSENDA, L.C.R.; ARAVENA R.; GOUVEIA, S.E.M.; RIBEIRO, A.S.; BOULET, R. Late Quaternary vegetation dynamics in the southern Amazon basin inferred from carbon isotopes in soil organic matter. **Quaternary Research,** San Diego, v.55, n.1, p.39-46, 2001.

FRITZ, S.C.; ITO, E.; YU, A.; LAIRD, K.; ENGSTROM, D.R. Hydrologic variation in the Northern Great Plains during the last two millennia. **Quaternary Research,** San Diego, v.53, n.2, p.175-184, 2000.

FRÖLICH, F. Les silicates dans l'environnement pélagique de l'océan indien au Cénozoique, **Mém. Mus. Nat. Hist. Nat.,** Paris, série C, Sciences de la Terre, XLVI, 206p., 1981.

FUNDAÇÃO CEARENSE DE METEOROLOGIA E RECURSOS HÍDRICOS - FUNCEME. Fortaleza, 2006. Disponível em: <http://www.funceme.br/demet/boletins/sistema_atmosferico.htm>. Acesso em: 06 abr. 2006.

GARCIA, R.J.F. **Estudo florístico dos campos alto-montanos e matas nebulares do Parque Estadual da Serra do Mar - Núcleo Curucutu, São Paulo, SP, Brasil.** 2003. 356 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Biociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.

GARCIA, M.J.; OLIVEIRA, P.E.; SIQUEIRA, E.; FERNANDES, R.S. A Holocene vegetational and climatic record from the Atlantic rainforest belt of coastal State of São Paulo, SE Brazil. **Review of Palaeobotany and Palynology,** Amsterdam, v.131, n.3-4, p.181-199, 2004.

GOH, K.M.; RAFTER, T.A.; STOUT, J.D.; WALKER, T.W. The accumulation of soil organic matter and its carbon isotope content in a chronosequence of soils developed on aeolian sand in New Zealand. **Journal of Soil Science,** Oxford, v.27, p.89-100, 1976.

GOMES, B.M. **Estudo paleoambiental no estado de Rondônia utilizando datação por ^{14}C e razão $^{13}C/^{12}C$ da matéria orgânica no solo.** 1995. 100 f. Dissertação (Mestrado) - Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 1995.

GOUVEIA, S.E.M. **Isótopos do carbono na avaliação do remonte biológico de Latossolos e Podzólicos e de eventos paleoclimáticos em distintas localidades do Brasil.** 2001. 116 f. Tese (Doutorado) - Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2001.

GOUVEIA, S.E.M.; PESSENDA, L.C.R. Datation par le ^{14}C de charbons inclus dans lê sol pour l'etude du role de la remontée biologique de matiére et du colluvionnement dans la formation de latosols de l'etat de São Paulo, Brésil. **Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Serie IIA, Earth and Planetary Science,** Paris, v.330, n.2, p.133-138, 2000.

GOUVEIA, S.E.M.; PESSENDA, L.C.R.; ARAVENA, R.; BOULET, R.; ROVERATTI, R.; GOMES, B.M. Dinâmica das vegetações durante o Quaternário Recente no sul do Amazonas indicada pelos isótopos do carbono (^{12}C, ^{13}C, ^{14}C) do solo. **Geochimica Brasiliensis,** Rio de Janeiro, v.11, n.3, p.355-367, 1997.

GOUVEIA, S.E.M.; PESSENDA, L.C.R.; BOULET, R.; ARAVENA, R.; SCHEEL-YBERT, R. Isótopos do carbono dos carvões e da matéria orgânica do solo em estudos de mudança de vegetação e clima no Quaternário e da taxa de formação de solos do estado de São Paulo. **Anais da Academia Brasileira de Ciências,** Rio de Janeiro, v.71, n.4, p.969-980, 1999.

GOUVEIA, S.E.M.; PESSENDA, L.C.R.; ARAVENA, R.; BOULET, R.; SCHEEL-YBERT, R.; BENDASSOLI, J.A.; RIBEIRO, A.S.; FREITAS, H.A. Carbon isotopes in charcoal and soils in studies of paleovegetation and climate changes during the late Pleistocene and the Holocene in the southeast and centerwest regions of Brazil. **Global and Planetary Change**, Amsterdam, v.33, p.95-106, 2002.

GROSJEAN, M.; VAN LEEUWEN, J.F.N.; VAN DER KNAAP, W.O.; GEYH, M.A.; AMANN, B.; TANNER, W.; MESSERLI, B.; NUÑEZ, L.A.; VALERO-GARCÉS, B.L.; VEIT, H. A 22,000 C-14 year BP sediment and pollen record of climate change from Laguna Miscanti (23°S), northern Chile. **Global and Planetary Change,** v.28, n.1-4, p.35-51, 2001.

GROVE, J.M. The initiation of the "Little Ice Age" in regions around the North Atlantic. **Climatic Change,** Dordrecht, v.48, p.53-82, 2001.

GUILLET, B.; FAIVRE, A.; MARIOTTI, KHOBZI, J. The 14C dates and 13C/12C ratios of soil organic matter as a means of studying the past vegetation in intertropical regions: Examples from Colombia (South America). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,** Amsterdam, v.65, n.1-2, p.51-58, 1988.

HAUG, G.H.; HUGHEN, K.A.; SIGMAN, D.M.; PETERSON, L.C.; RÖHL, U. Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. **Science,** Washington, v.293, p.1304-1308, 2001.

HAYES, J.M. Factors controlling ^{13}C contents of sedimentary organic compounds: principles and evidence. **Marine Geology**, Amsterdam, v.113, n.1-2, p.111-125, 1993.

HERCZEG, A.L.; SMITH, A.K.; DIGHTON, J.C. A 120 year record of changes in nitrogen and carbon cycling in Lake Alexandrina, South Australia: C:N, $\delta^{15}N$ and $\delta^{13}C$ in sediments. **Applied Geochemistry,** Oxford, v.16, n.1, p. 73-84, 2001.

HEUSSER, C.J. Some comparisons in northwestern North America and Patagonia. **Annals of the New York Academy of Sciences,** New York, v.95, p.642-757, 1961.

HOOGHIEMSTRA, H. Vegetational and Climatic History of the High Plain of Bogotá, Colombia: a Continuous Record of the last 3.5 million years, **Dissertationes Botanicae,** v.79, p.1-368, 1984.

INSTITUTE FOR COMPUTATIONAL EARTH SYSTEM SCIENCE - ICESS. Grupo de Estudos em Multi-escalas. Santa Brabara, 2006. Disponível em: <http://icess.ucsb.edu/gem/tempestades.htm>. Acesso em: 06 abr. 2006.

JACOB, J.; DISNAR, J.R.; BOUSSAFIR, M.; SIFEDDINE, A.; TURCQ, B.; ALBUQUERQUE, A.L.S. Major environmental changes recorded by lacustrine sedimentary organic matter since the last glacial maximum near the equator (Lagoa do Caçó, NE Brazil). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,** Amsterdam, v.205, n.3-4, p.183-197, 2004.

JOUZEL, J.R.; VAIKMAE, R.; PETIT, J.R.; MARTIN, M.; DUCLOS, Y.; STIEVENARD, M.; LORIUS, C.; TOOTS, M.; MELIÈRES, M.A.; BURCKLE, L.H.; BARKOV, N.I.; KOTLYAKOV, V.M. The two-step shape and timing of the last deglaciation in Antarctica. **Climate Dynamics,** Berlin, v.11, n.3, p.151-161, 1995.

KARMANN, I. **Evolução e dinâmica atual do sistema cárstico do alto vale do Rio Ribeira de Iguape, sudeste do Estado de São Paulo.** 1994. 228 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.

KIEHL, E.J. **Manual de edafologia;** relações solo/planta. São Paulo: Ceres, 1979.

LALLIER-VERGES, E.; SIFEDDINE, A.; DE BEAULIEU, J.L.; REILLE, M.; TRIBOVILLARD, N.; BERTRAND, P.; THOUVENY, N.; DISNAR, J.R.; GUILLET, B. Sensibilité de la sedimentation organique aux variations climatiques de Tardi-Würm et de l´Holocène - le lac du Bouchet (Haute Loire, France). **Bulletin de la Société Géologique de France,** Paris, v.164, p.661-673, 1993.

LAVELLE, P.; BIGNELL, D.; LEPAGE, M.; WOLTERS, V.; ROGER, P.; INESON, P.; HEAL, O.W.; DHILLISON, S. Soil function in a changing world: the role of invertebrate ecosystem engineers. **European Journal of Soil Biology,** Montrouge, v.33, p.159-193, 1998.

LEDRU, M.P. Quaternary environmental and climatic changes in Central Brazil. **Quaternary Research,** San Diego, v.39, n.1, p.90-98, 1993.

LEDRU, M.-P.; BRAGA, P.I.S.; SOUBIÈS, F.; FOURNIER, M.; MARTIN, L.; SUGUIO, K.; TURCQ, B. The last 50,000 years in the Neotropics (Southern Brazil): evolution of vegetation and climate. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v.123, n.1-4, p.239-257,

1996.

LEDRU, M.-P.; SALGADO-LABOURIAU, M.L.; LORSCHEITTER, M.L. Vegetation dynamics in southern and central Brazil during the last 10,000 yr BP. **Review of Palaeobotany and Palynology**, Amsterdam, v.99, n.2, p.131-142, 1998a.

LEDRU, M.-P.; BERTAUX, J.; SIFEDDINE, A.; SUGUIO, K. Absence of last glacial maximum records in lowland tropical forests. **Quaternary Research,** San Diego, v.49, n.2, p.233-237, 1998b.

LEDRU, M.P.; MOURGUIART, P.; CECCANTINI, G.; TURCQ, B.; SIFEDDINE, A. Tropical climates in the game of two hemispheres revealed by abrupt climatic change. **Geology,** Boulder, v.30, n.3, p.275-278, 2002.

LEDRU, M.P.; ROUSSEAU, D.D.; CRUZ, F.W.J.; RICCOMINI, C.; KARMANN, I.; MARTIN, L. Paleoclimate changes during the last 100,000 yr from a record in the Brazilian Atlantic rainforest region and interhemispheric comparison. **Quaternary Research,** San Diego, v.64, n.3, p.444-450, 2005a.

LEDRU, M.-P.; CECCANTINI, G.T.; GOUVEIA, S.E.M.; LOPEZ, J.A.; PESSENDA, L.C.R.; RIBEIRO, A.S. Millennial-scale climatic and vegetation changes in a northern Cerrado (Northeast, Brazil) since the Last Glacial Maximum. **Quaternary Science Reviews,** Oxford, In Press, 2005b. Disponível em: http://www.sciencedirect.com/science?_ob=MImg&_imagekey=B6VBC-4HPK8XT-1-N&_cdi=5923&_user=972067&_orig=search&_coverDate=12%2F02%2F2005&_sk=999999999 &view=c&wchp=dGLbVtb-zSkzV&md5=2d442012c5a729257637b7335d2608cb&ie=/sdarticle.pdf. Acesso em: 10 dez. 2005.

LENT, R.M.; LYONS, W.B.; SHOWERS, W.J.; JOHANNESSON,K.H. Late Holocene paleoclimatic and paleobiologic records from sediments of Devils Lake, North Dakota. **Journal of Paleolimnology,** Ontario, v.13, n.3, p.193-207, 1995.

LIBBY, W.F. **Radiocarbon dating.** 2ed. Chicago: University of Chicago Press, 1955. 175p.

LOBO, I. **Uso de traçadores químicos e isotópicos no estudo paleoambiental da Lagoa do Infernão: uma lagoa marginal do Rio Moji-Guaçu, Estação Ecológica de Jataí, Luiz Antonio (SP).** 1997. 114 f. Tese (Doutorado) - Departamento de Química, Universidade Federal de São Carlos, São Carlos, 1997.

LOBO, I.; MOZETO, A.A.; ARAVENA, R. Paleohydrological investigation of Infernão Lake, Moji-Guaçu River watershed, São Paulo, Brazil. **Journal of Paleolimnology,** Ontario, v.26, n.2, p.119-129, 2001.

LORSCHEITTER, M.L.; MATTOZO, I.J. Reconstituição paleoambiental da região dos Campos Gerais, Paraná, através da palinologia de sedimentos da Lagoa Dourada. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 5., 1995, Niterói. Niterói: UFF, 1995.

LUQUE, J.A.; JULIÀ, R. Lake sediment response to land-use and climate change during the last 1000 years in the oligotrophic Lake Sanabria (northwest of Iberian Peninsula). **Sedimentary Geology,** Amsterdam, v.148, n.1-2, p.343-355, 2002.

MACBETH DIVISION OF KOLLOMORGIN CORPORATION. **Munsell soil colour charts**. Baltimore, 1995.

MARCHANT, R.; HOOGHIEMSTRA, H. Rapid environmental change in African and South American tropics around 4000 years before present: a review. **Earth Science Reviews,** Amsterdam, v.66, n.3-4, p.217-260, 2004.

MARCHANT, R.; BERRÍO, J.C.; BEHLING, H.; BOOM, A.; HOOGHIEMSTRA, H. Colombian dry moist forest transitions in the Llanos Orientales - A comparison of model and pollen-based biome reconstructions. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,** v.234, n.1, p.28-44, 2006.

MARKGRAF, V.; D'ANTONI, H.L. **Pollen flora of Argentina**. Tucson: University of Arizona Press, 1978.

MARKGRAF, V.; BAUMGARTNER, T.R.; BRADBURY, J.P.; DIAZ, H.F.; DUNBAR, R.B.; LUCKMAN, B.H.; SELTZER, G.O.; SWETNAM, T.W.; VILLALBA, R. Paleoclimate reconstruction along the Pole - Equator - Pole transect of the Americas (PEP 1). **Quaternary Science Reviews,** Oxford, v.19, n.1-5, p.125-140, 2000.

MARTEL, Y.A.; PAUL, E.A. The use of radiocarbon dating of organic matter in the study of soil genesis. **Soil Science Society of America Proceedings,** Ann Arbor, v.38, p.501-506, 1974.

MARTIN, L.; SUGUIO, K. Variation of coastal dynamics during the last 7,000 years recorded in beach-ridge plain associated with river months: example from the central Brazilian coast. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,** Amsterdam, v.99, n.1-2, p.119-140, 1992.

MARTIN, L.; FOURNIER, M.; MOURGUIART, P.; SIFEDDINE, A.; TURCQ, B. Southern oscillation signal in south American palaeoclimatic data of the last 7000 years. **Quaternary Research,** San Diego, v.39, n.3, p.338-346, 1993.

MARTIN, L.; FLEXOR, J.M.; SUGUIO, K. Vibro-testemunhador leve: construção, utilização e potencialidades. **Revista IG,** São Paulo, v.16, n.1/2, p.59-66, 1995.

MARTIN, L.; BERTAUX, J.; CORRÈGE, T.; LEDRU, M.P.; MOURGUIART, P.; SIFEDDINE, A.; SOUBIÈS, F.; WIRRMANN, D.; SUGUIO, K.; TURCQ, B. Astronomical forcing of contrasting rainfall changes in tropical south America between 12,400 and 8,800 cal yr B.P. **Quaternary Research,** San Diego, v.47, n.1, p.117-122, 1997.

MARTINELLI, L.A.; PESSENDA, L.C.R.; VALENCIA, E.P.E.; CAMARGO, P.B.; TELLES, E.C.C.; CERRI, C.C.; ARAVENA, R.; VICTORIA, R.L.; RICHEY, J.E.; TRUMBORE, S. Carbon-13 variation with depth in soils of Brazil and climate changes during the Quaternary. **Oecologia,** Berlin, v.106, n.3, p.376-381, 1996.

MASON, J.A.; SWINEHART, J.B.; GOBLE, R.J.; LOOPE, D.B. Late Holocene dune activity linked to hydrological drought, Nebraska Sand Hills, USA. **The Holocene,** Swansea, v.14, n.2, p.209-217, 2004.

MCGLONE, M.S.; KERSHAW, A.P.; MARKGRAF, V. El Nino/Southern Oscillation climatic variability in Australasian and South American paleoenvironmental records. In: DIAZ, H.F.; MARKGRAF, V. (Ed.). **El Niño**: Historical and paleoclimatic aspects of the southern oscillation. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. p.435-462.

MEYERS, P.A. Preservation of source identification of sedimentary organic matter during and after deposition. **Chemical Geology,** Amsterdam, v.144, n.3-4, p.289-302, 1994.

MEYERS, P.A. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. **Organic Geochemistry,** Bristol, v.27, n.5-6, p.213-250, 1997.

MEYERS, P.A. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. **Organic Geochemistry,** Bristol, v.34, n.2, p.261-289, 2003.

MOFATTO, M. **Estudo multi/interdisciplinar de reconstrução da vegetação e clima do Parque Estadual da Serra do Mar - Núcleo Curucutu, São Paulo, SP no Quaternário tardio.** 2005. 158 f. Dissertação (Mestrado) - Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2005.

MORO, R.S.; BICUDO, C.E.M.; MELO, M.S.; SCHMITT, J. Paleoclimate of the late Pleistocene and Holocene at Lagoa Dourada, Paraná State, southern Brazil. **Quaternary International**, Oxford, v.114, n.1, p.87-99, 2004.

NADELHOFFER, K.J.; FRY, B. Controls on natural nitrogen-15 and carbon-13 abundances in forest soil organic matter. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.52, p.1633-1640, 1988.

NEVES, P.C.P.; LORSCHEITTER, M.L. Upper Quaternary palaeoenvironments in the northern coastal plain of Rio Grande do Sul, Brazil. **Quaternary of South America and Antartic Peninsula,** Amsterdam, v.9, p.39-67, 1995.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 1989.

O'LEARY, M.H. Carbon isotopes in photosynthesis. **Bioscience,** Washington, v.38, p.328-336, 1988.

OLIVEIRA, J.B.; CAMARGO, M.N.; ROSSI, M.; CALDERANO FILHO, B. **Mapa pedológico do estado de São Paulo**. Campinas: IAC; Embrapa**,** 1999.

ORTIZ, J.E.; TORRES, T.; DELGADO, A.; JULIÀ, R.; LUCINI, M.; LLAMAS, F.J.; REYES, E.; SOLER, V.; VALLE, M. The palaeoenvironmental and palaeohydrological evolution of Padul Peat Bog (Granada, Spain) over one million years, from elemental, isotopic and molecular organic geochemical proxies. **Organic Geochemistry, Bristol,** v.35, n.11-12, p.1243-1260, 2004.

PARIZZI, M.G.; SALGADO-LABORIAU, M.L.; KOHLER, H.C. Genesis and environmental history of Lagoa Santa, southeastern Brazil. **The Holocene,** Swansea, v.8, n.3, p.311-321, 1998.

PEDERSON, D.C.; PETEET, D.M.; KURDYLA, D.; GUILDERSON, T. Medieval Warming, Little Ice Age, and European impact on the environment during the last millennium in the lower Hudson Valley, New York, USA. **Quaternary Research,** San Diego, v.63, n.3, p.238-249, 2005.

PESSENDA, L.C.R.; ARAVENA, R.; MELFI, A.J.; BOULET, R. The use of carbon isotopes (C-13, C-14) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in central Brazil. **Radiocarbon,** New Haven, v.38, n.2, p. 191-201, 1996a.

PESSENDA, L.C.R.; VALENCIA, E.P.E.; MARTINELLI, L.A.; CERRI, C.C. ^{14}C measurements in tropical soil developed on basic rocks. **Radiocarbon,** New Haven, v.38, n.2, p. 203-208,1996b.

PESSENDA, L.C.R.; VALENCIA, E.P.E.; ARAVENA, R.; TELLES, E.C.C.; BOULET, R. Paleoclimate studies in Brazil using carbon isotopes in soils. In: WASSERMAN, J.C.; SILVA-FILHO,

E.; VILLAS-BOAS, R. (Ed.). **Environmental geochemistry in the tropics.** Berlin: Springer-Verlag, 1998a. p.7-16.

PESSENDA, L.C.R.; GOUVEIA, S.E.M.; ARAVENA, R.; GOMES, B.M.; BOULET, R.; RIBEIRO, A.S. ^{14}C dating and stable carbon isotopes of soil organic matter in forest-savanna boundary areas in the southern Brazilian Amazon region. **Radiocarbon,** New Haven, v.40, n.2B, p.1013-1022, 1998b.

PESSENDA, L.C.R.; GOMES, B.M.; ARAVENA, R.; RIBEIRO, A.S.; BOULET, R.; GOUVEIA, S.E.M. The carbon isotope record in soils along a forest-cerrado ecosystem transect: implications for vegetation changes in the Rondonia state, southwestern Brazilian Amazon region. **The Holocene,** Swansea, v.8, n.5, p.631-635, 1998c.

PESSENDA, L.C.R.; BOULET, R.; ARAVENA, R.; ROSOLEN, V.; GOUVEIA, S.E.M.; RIBEIRO, A.S.; LAMOTTE, M. Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation changes during the Holocene in a forest-savanna transition zone, Brazilian Amazon region. **The Holocene**, Swansea, v.11, n.2, p.250-254, 2001a.

PESSENDA, L.C.R.; GOUVEIA, S.E.M.; ARAVENA, R. Radiocarbon dating of soil organic matter and humin fraction and its comparison with ^{14}C ages of fossil charcoal. **Radiocarbon,** New Haven, v.43, n.2B, p.595-601, 2001b.

PESSENDA, L.C.R.; GOUVEIA, S.E.M.; ARAVENA, R.; BOULET, R.; VALENCIA, E.P.E. Holocene fire and vegetation in southeastern Brazil as deduced from fossil charcoal and soil carbon isotopes. **Quaternary International**, Oxford, v.114, n.1, p.35-43, 2004.

PESSENDA, L.C.R.; GOUVEIA, S.E.M.; FREITAS, H.A.; RIBEIRO, A.S.; ARAVENA, R.; BENDASSOLI, J.A.; LEDRU, M.-P.; SIFEDDINE, A.; SCHEEL-YBERT, R. Isótopos do carbono e suas aplicações em estudos paleoambientais. In: SOUZA, C.R.G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M.S.; OLIVEIRA, P.E. (Ed.). **Quaternário do Brasil.** Ribeirão Preto: Holos Editora, 2005a. p.75-93.

PESSENDA, L.C.R.; LEDRU, M.-P.; GOUVEIA, S.E.M.; ARAVENA, R.; RIBEIRO, A.S.; BENDASSOLLI, J.A.; BOULET, R. Holocene palaeoenvironmental reconstruction in northeastern Brazil inferred from pollen, charcoal and carbon isotope records. **The Holocene,** Swansea, v.15, n.6, p.814-822, 2005b.

PETERSON, B.J.; HOWARTH, R.W. Sulfur, carbon, and nitrogen isotopes used to trace organic matter flow in the salt-marsh estuaries of Sapelo Island, Georgia. **Limnology and Oceanography,** Grafton, v.32, p.1195-1213, 1987.

RABATEL, A.; JOMELLI, V.; NAVEAU, P.; FRANCOU, B.; GRANCHER, D. Dating of Little Ice Age glacier fluctuations in the tropical Andes: Charquini glaciers, Bolivia, 16°S. **Comptes Rendus Geoscience,** Paris, v.337, p.1311-1322, 2005.

RAIJ, B.V.; QUAGGIO, J.A. **Métodos de análise de solo para fins de fertilidade**. Campinas: Instituto Agronômico, 1983. 31p.

RODBELL, D.T.; SELTZER, G.O.; ANDERSON, D.M.; ABBOTT, M.B.; ENFILED, D.B.; NEWMAN, J.H. A ~15,000-year record of El-Niño-Driven alluviation in southwestern Ecuador. **Science,** Washington, v.283, p.516-520, 1999.

RODRIGUES-FILHO, S.; BEHLING, H.; IRION, G.; MÜLLER, G. Evidence for Lake Formation as a Response to an Inferred Holocene Climatic Transition in Brazil. **Quaternary Research**, San Diego, v.57, n.1, p.131-137, 2002.

ROSCOE, R.; BUURMAN, P.; VELTHORST, E.J.; PEREIRA, J.A.A. Effects of fire on soil organic matter in a "cerrado sensu-stricto" from Southeast Brazil as revealed by changes in $\delta^{13}C$. **Geoderma,** Amsterdam, v.95, n.1-2, p.141-160, 2000.

ROTH, L.; LORSCHEITTER, M.L. Palynology of a bog in Parque Nacional de Aparados da Serra, East Plateau of Rio Grande do Sul, Brazil. **Quaternary of South America and Antartic Peninsula,** Amsterdam, v.8, p.39-69, 1993.

ROUBIK, D.W.; MORENO, J.E. Pollen and spores of Barro Colorado Island. St. Louis: Missouri Botanical Garden, 1991. 268p. (Monographs in Systematic Botany, 36).

SALGADO-LABOURIAU, M.L. **Contribuição à palinologia dos cerrados**. Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Letras, 1973.

SANFORD JUNIOR, R.L.; SALDARRIAGA, J.; CLARK, K.E.; UHL, C.; HERRERA, R. Amazon rain-forest fires. **Science,** Washington, v.227, p.53-55, 1985.

SANT'ANNA NETO, J.L.; NERY, J.T. Variabilidade e mudanças climáticas. In: SOUZA, C.R.G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M.S.; OLIVEIRA, P.E. (Ed.). **Quaternário do Brasil.** Ribeirão Preto: Holos Editora, 2005. p.28-51.

SANTOS, G.M.; GOMES, P.R.S.; ANJOS, R.M.; CORDEIRO, R.C.; TURCQ, B.J.; SIFEDDINE, A.; DI TADA, M.L.; CRESSWELL, R.G.; FIFIELD, L.K. ^{14}C AMS dating of fires in the central Amazon rain forest. **Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B,** Amsterdam, v.172, n.1-4, p.761-766, 2000.

SÃO PAULO (Estado). Secretaria do Meio Ambiente. **Parque Estadual Intervales:** Plano de Gestão Ambiental - Fase 1. São Paulo: Fundação Florestal do Estado de São Paulo, 1998. 231p.

SÃO PAULO (Estado). Secretaria de Estado do Meio Ambiente. **Intervales.** São Paulo: Fundação Florestal do Estado de São Paulo, 2001. 1v.

SCHARPENSEEL, H.W.; RONZANI, C.; PIETIG, F. Comparative age determinations on different humic-matter fractions. In: SYMPOSIUM ON THE USE OF ISOTOPES AND RADIATION IN SOIL ORGANIC MATTER STUDIES, 1968, Vienna. **Proceedings**. Vienna: IAEA, 1968. p.67.

SCHEEL-YBERT, R. Os vegetais na vida dos sambaquieiros. **Ciência Hoje**, Rio de Janeiro, v.28, n.165, p.26-31, 2000a.

SCHEEL-YBERT, R. Vegetation stability in the Southeastern Brazilian coastal area from 5500 to 1400 ^{14}C yr BP deduced from charcoal analysis. **Review of Palaeobotany and Palynology**, Amsterdam, v.110, n.1-2, p.111-138, 2000b.

SCHEEL-YBERT, R.; GOUVEIA, S.E.M.; PESSENDA, L.C.R.; ARAVENA, R.; COUTINHO, L.M.; BOULET, R. Holocene palaeoenvironmental evolution in the São Paulo State (Brazil), base don anthracology and soil $\delta^{13}C$ analysis. **The Holocene,** Swansea, v.13, n.1, p.73-81, 2003.

SCHIDLOWSKI, M.; GORZAWSKI, H.; DOR, I. Carbon isotope variations in a solar pond microbial mat: role of environmental gradients as steering variables. **Geochimica et Cosmochimica Acta,** New York, v.58, n.10, p.2289-2298, 1994.

SIFEDDINE, A. **La sédimentation en région tropicale humide (Carajas, Amazonie, Brésil): relation avec les modifications de l´environnement climatique au cous des 60000 dernières années.** 1991, 119 f. These (Doctorat) - Museum National d'Histoire Naturelle, Institute de Paléontologie Humaine, Paris, 1991.

SIFEDDINE, A.; FROHLICH, F.; FOURNIER, M.; MARTIN, L.; SERVANT, M.; SOUBIES, F.; SUGUIO, K.; RIBEIRO, C.V. La sédimentation lacustre indicateur de changements des paléoenvironments au cour des 30.000 derniérs annés (Carajás, Amazonie, Brésil). **Géociences de surface/surface Géociences,** p.1645-1652, 1994a.

SIFEDDINE, A.; BERTRAND, P.; FOURNIER, M.; MARTIN, L.; SERVANT, M.; SOUBIES, F.; SUGUIO, K.; TURCQ, B. La sédimentation organique lacustre en milieu tropical humide (Carajas, Amazonie orientale, Brésil): relation avec les changements climatiques au cours des 60000 dernières années. **Bulletin de la Société Géologique de France,** Paris, t.165, n.6, p.613-621, 1994b.

SIFEDDINE, A.; BERTRAND, P.; LALLIER-VERGES, E.; PATIENCE, A.J. The relationship between lacustrine organic sedimentation and palaeoclimatic variations: lac du Bouchet (Massif Central, France). **Quaternary Science Reviews,** Oxford, v.15, n.2-3, p.203-211, 1996.

SIFEDDINE, A.; MARTIN, L.; TURCQ, B.; VOLKMER-RIBEIRO, C.; SOUBIÈS, F., CORDEIRO, R.C.; SUGUIO, K. Variations of the Amazonian rainforest environment: a sedimentological record covering 30,000 years. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,** Amsterdam, v. 168, n.3-4, p.221-235, 2001.

SIFEDDINE, A.; ALBUQUERQUE, A.L.S.; LEDRU, M.P.; TURCQ, B.; KNOPPERS, B.; MARTIN, L.; MELLO, W.Z.; PASSENAU, H.; DOMINGUEZ, J.M.L.; CORDEIRO, R.C.; ABRÃO, J.J.; BITTENCOURT, A.C.S.P. A 21000 cal years paleoclimatic record from Caçó Lake, northern Brazil: evidence from sedimentary and pollen analyses. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,** Amsterdam, v.189, n.1-2, p.25-34, 2003.

SIFEDDINE, A.; WIRRMANN, D.; ALBUQUERQUE, A.L.S.; TURCQ, B.; CORDEIRO, R.C.; GURGEL, M.H.C.; ABRÃO, J.J. Bulk composition of sedimentary organic matter used in palaeoenvironmental reconstructions: examples from the tropical belt of South America and Africa. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology,** Amsterdam, v.214, n.1-2, p.41-53, 2004.

SOUBIES, F. Existence d'une phase sèche en Amazonie brésilienne datée par la présence de charbons dans les sols (6000-3000 ans B.P.). **Cahiers ORSTOM. Serie Géologie,** Paris, v.11, n.1, p.133-148, 1979/1980.

SOUBIES, F.; SEIDEL, A.; MANGIN, A.; GENTY, D.; RONCHAIL, J.; PLAGNES, V.; HIROOKA, S.; SANTOS, R. A fifty-year climatic signal in three Holocene stalagmite records from Mato Grosso, Brazil. **Quaternary International,** Oxford, v.135, n.1, p.115-129, 2005.

STEVAUX, J.C. The Upper Paraná River (Brazil): geomorphology, sedimentology and paleoclimatology. **Quaternary International,** Oxford, v.21, p.143-161, 1994.

STEVAUX, J.C. Climatic events during the Late Pleistocene and Holocene in the Upper Parana River: Correlation with NE Argentina and South-Central Brazil. **Quaternary International,** Oxford, v.72, p.73-85, 2000.

STOCKER, T.F. Abrupt climate changes: from the past to the future - a review. **International Journal of Earth Sciences,** Berlin, v.88, p.365-374, 1999.

STOUT, J.D.; GOH, K.M.; RAFTER, T.A. Chemistry and turnover of naturally occurring resistant organic compounds in soil. In: PAUL, E.A.; LADD, J.N. (Ed.) **Soil biochemistry**. New York: Marcel Dekker, 1981. p.1-73.

STUIVER, M. Climate versus changes in the ^{13}C content of the organic component of lake sediments during the late Quaternary. **Quaternary Research,** San Diego, v.5, n.2, p.251-262, 1975.

SUGUIO, K. As mudanças paleoclimáticas durante o Quaternário Tardio no Brasil. In: SUGUIO, K. (Ed.). **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**: (passado + presente = futuro?). São Paulo: Paulo's Comunicações e Artes Gráficas, 1999. p.269-294.

SUGUIO, K.; ABSY, M.L.; FLEXOR, J.M.; LEDRU, M.-P.; MARTIN, L.; SIFEDDINE. A.; SOUBIÈS, F.; TURCQ, B.; YBERT, J.-P. The evolution of the continental and coastal environments during the last climatic cicle in Brazil (120 Ky. B.P. to Present). **Boletim IG-USP. Série Científica,** São Paulo, v.24, p.27-41, 1993.

SUGUITA, S. Pollen representation of vegetation in Quaternary sediments: theory and method in patchy vegetation. **Journal of Ecology,** Oxford, v.82, p.881-897, 1994.

STUIVER, M.; REIMER, P., BRAZIUNAS, T.F. High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples. **Radiocarbon,** New Haven, v.40, p.1127-1151, 1998.

TALBOT, M.R.; JOHANNESSEN, T.A. high resolution palaeoclimatic record for the last 27,500 years in tropical West Africa from the carbon and nitrogen isotopic composition of lacustrine organic matter. **Earth and Planetary Science Letters**, Oxford, v.100, p.23-37, 1992.

TRUMBORE, S.E. Applications of accelerator mass spectrometry to soil science. In: BOUTTON, T.W.; YAMASAKI, S.I. (Eds.). **Mass spectrometry of soils.** New York: Marcel Dekker, 1996. p.311-340.

TURCQ, B.; CORDEIRO, R.C.; SIFEDDINE, A.; SIMÕES FILHO, F.F.L.; ALBUQUERQUE, A.L.S.; ABRÃO, J.J. Carbon storage in Amazonia during the Last Glacial Maximum: secondary data and uncertainties. **Chemosphere,** Oxford, v.49, n.8, p.821-835, 2002.

VÉLEZ, M.I.; HOOGHIEMSTRA, H.; METCALFE, S.; WILLE, M.; BERRÍO, J.C. Late Glacial and Holocene environmental and climatic changes from a limnological transect through Colombia, northern South America. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,** Amsterdam, v.234, n.1, p.81-96, 2006.

VERNET, J.-L.; WENGLER, L.; SOLARI, M.-E.; CECCANTINI, G.; FOURNIER, M.; LEDRU, M.-P.; SOUBIÈS, F. Feux, climats et végétations au Brésil central durant l'Holocène: les données d'un profil de sol à charbons de bois (Salitre, Minas Gerais). **Compte Rendus de l'Academie des Sciences. Série 2,** Paris, v.319, p.1391-1397, 1994.

VIDOTTO, E. **Estudo da dinâmica do ecótono floresta-campo no sul do estado do Amazonas no Quaternário tardio, empregando os isótopos do carbono do solo e das plantas.** 2003. 101 f. Dissertação (Mestrado) - Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2003.

VOGEL, J.C. **Fractionation of the carbon isotopes during photosynthesis**. New York: Springer-Verlag, 1980. 29p.

WELLS, L.E. Holocene history of the El Niño phenomenon as recorded in the flood deposits of northern coastal Peru. **Geology,** Boulder, v.18, p.73-90, 1990.

YBERT, J.-P.; BISSA, W.M.; CATHARINO, E.L.M.; KUTNER, M. Environmental and sea-level variations on the southeastern Brazilian coast during the Late Holocene with comments on prehistoric human occupation. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,** Amsterdam, v.189, n.1-2, p. 11-24, 2003.

ANEXOS

ANEXO B - Lista dos táxons identificados no sedimento da Lagoa Grande
(A - árvore, H - herbácea, E - epífita, Aq - aquática, S - esporo).

Alchornea	A
Alismataceae	Aq
Amaryllidaceae	H
Anacardiaceae	A
Apocynaceae	A
Apuleia	A
Araceae	E
Arecaceae	A
Aspidosperma	A
Asteraceae t1	H
Asteraceae fenestrada	H
Banara	A
Begonia	H
Bombacaceae	A
Borreria	H
Bromeliaceae	E
Byrsonima	A
Cabralea	A
Casearia	A
Cassia	A
Cecropia	A
Cedrela	A
Copaifera	A
Croton	A
Cupania	A
Cyperaceae	H
Erythroxylum	A
Euphorbiaceae t1	A
Euphorbiaceae t2	A
Euphorbiaceae (*Dalechampia*)	H
Flacourtiaceae (P4C4)	A
Flacourtiaceae ret*	A
Hedyosmum	A
Ilex	A
Lauraceae	A
Leguminosae-Caesalpinioidae	A
Leguminosae-Papilionoidae	A
Leguminosae reticulada	A
Lentibulariaceae	Aq
Loranthaceae	H
Machaerium	A
Malpighiaceae	A
Malvaceae	H
Matayba	A
Melastomataceae	A
Meliaceae/Sap	A
Mimosa	A
(*Inga*)	A
Moraceae	A
Myrtaceae	A
Myrtaceae P4C4	A
Nyctaginaceae	H
Piper	H
Poaceae	H
Podocarpus	A
Polygonum	H
Psychotria	A
Roupala	A
Rubiaceae t1	A
Rubiaceae (P3 ret)	A
Sapindaceae (*Paullinia*)	A
Schefflera	A
Symplocos	A
Apiaceae	A
Urticaceae (*Boehmeria*)	A
Weinmannia	A
Alsophila	S
Asplenium	S
Cyathea t1	S
Cyathea t2	S
Dicksonia	S
Lycopodium	S
Polypodium t1	S
Polypodium t2	S
Selaginella	S
Esporo Trilete Fino	S

ANEXO C - Lista dos táxons identificados no sedimento de Lagoa Vermelha
(A - árvore, H - herbácea, E - epífita, Ag - alga, S - esporo).

Acalypha	A
Alchornea	A
Amaouia	A
Anacardium	A
Andira	A
Annonaceae tipo 1(clav)	A
Annonaceae tipo2(ret)	A
Apiaceae	H
Apocynaceae *Hancornia*	A
Apocynac *Aspidosperma*	A
Araceae	E
Araucaria type	A
Ambrosia type	H
Arecaceae	A
Arrabidea	A
Asteraceae tub	A
Astronium	A
Borreria	H
Bromeliaceae	E
Byrsonima	A
Leguminosae-Caesalpinioideae lis	A
Leguminosae-Caesalpinioideae ret	A
Caryophyllaceae	H
Casearia	A
Cassia	A
Cecropia	A
Cedrela	A
Celtis	A
Chrysobalanaceae	A
Chrysophyllum	A
Clethra	A
Clusia	A
Coccoloba	A
Convolvulaceae	H
Copaifera	A
Coussapoa	A
Croton	A
Dalbergia	A
Desmodium	A
Dialium	A
Eryngium	H
Erythrina	A
Erythroxylum	A
Euphorbia	A
Leguminosae-Papilionoideae	A
Ficus	A
Gallesia	A
Gentianaceae	H
Gesneriaceae	H
Gomphrena	H
Guettarda	A
Hedyosmum	A
Heteropterys	A
Humiriaceae	A
Hyeronima	H
Ilex	A
Justicia	H
Lamiaceae	H
Liliaceae	H
Lithraea	H
Loranthaceae	H
Luehea	A
Mabea	A
Manettia	A
Matayba	A
Matisia	A
Melastomataceae	A
Meliaceae/Sap	A
Menispermaceae	A
Miconia	A
Leguminosae-Mimosoideae	A
Mimosa scabr	A
Moraceae P2	A
Myrsine	A
Myrtaceae	A
Norantea	A
Onagraceae	H
Ouratea	A
Palicourea type	A
Piper	H
Pisonia	A
Poaceae	H
Podocarpus	A
Pouteria	A
Protium	A
Pseudobombax	A
Psychotria	A
Ranunculus	H
Roupala	A
Rubiaceae	A
Rudgea	A
Sapium	A
Satureja	A
Schefflera	A
Schinus	A
Serjania	A
Sloanea	A
Solanum	A
Sterculiaceae	A
Styrax	A
Swartzia	A
Talisia	A
Tapirira	A
Trema	A
Urticales	H
Vantanea	A
Virola	A
Vismia	A
Weinmannia	A
Zanthoxylum	A
Alismataceae	H
Cyperaceae	H
Typha	H
Cyathea	S
Grammitis	S
Nymphoides	H
Lycopodium	S
Monolete lisse	S
Polypodium	S
Thelipteris	S
Trilete lisse	S
Botryococcus	Ag
Isoetes	S