

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM

METEOROLOGIA



Tese de Doutorado

ROBSON DE SOUSA NASCIMENTO

**ESTIMATIVA DA VARIABILIDADE DA QUANTIDADE DE CARBONO
ABSORVIDO PELA CAATINGA**

Campina Grande, Julho de 2011



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA



TESE DE DOUTORADO

**ESTIMATIVA DA VARIABILIDADE DA QUANTIDADE
DE CARBONO ABSORVIDO PELA CAATINGA**

ROBSON DE SOUSA NASCIMENTO

ORIENTADOR: PROF. DR. JOSÉ IVALDO BARBOSA DE BRITO

CAMPINA GRANDE - PB

Julho de 2011

ROBSON DE SOUSA NASCIMENTO

**ESTIMATIVA DA VARIABILIDADE DA QUANTIDADE
DE CARBONO ABSORVIDO PELA**

**Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da
Universidade Federal de Campina Grande em cumprimento às exigências para a
obtenção do grau de Doutor.**

**Área de Concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escala
Sub-área: Climatologia**

Orientador: Prof. Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito

Campina Grande - PB

Julho de 2011

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

N244e Nascimento, Robson de Sousa.
Estimativa da variabilidade da quantidade de carbono absorvido pela caatinga / Robson de Sousa Nascimento. — Campina Grande, 2011.
98 f.: il. col.

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais.
Referências.
Orientador: Prof. Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito.

1. Sequestro de Carbono. 2. Caatinga. 3. Mudanças Climáticas. I.
Título.

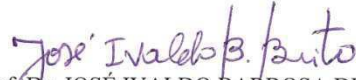
CDU – 551.583(043)

ROBSON DE SOUSA NASCIMENTO

ESTIMATIVA DA VARIABILIDADE DA QUANTIDADE DE CARBONO ABSORVIDA
PELA CAATINGA

TESE APROVADA EM 26/07/2011

BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. JOSÉ IVALDO BARBOSA DE BRITO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Profa. Dra. MAGALY DE FÁTIMA CORREIA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Dr. EVALDO DE PAIVA LIMA
Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária-Solos



Dra. MAGNA SOELMA BESERRA DE MOURA
Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária- Semiárido

A Deus que me deu oportunidade
e graça para realizar este sonho,
que para mim era impossível.
À minha esposa Maria Lúcia Monteiro
Nascimento pelo incentivo e apoio
em todos os momentos da minha
vida e deste trabalho, DEDICO.

AGRADECIMENTOS

A Deus que sempre me acompanhou e me conduziu ao longo desta caminhada, dando-me força, graça e ânimo para prosseguir nos momentos de tristeza e desânimo que surgiram.

À minha esposa, sempre, pelo grande apoio e incentivo.

Ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia do Centro de Ciências e Tecnologia da Universidade Federal de Campina Grande pela grande oportunidade.

Ao CNPQ pela concessão de bolsa, embora por um curto espaço de tempo, mas valiosa.

A Universidade Federal do Piauí Campus Profa. Cinobelina Elvas pelo apoio dado no que foi preciso para a elaboração desta tese.

Ao Professor Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito pela orientação, ajuda, ensinamentos, atenção e paciência.

A todos os professores do Programa de Pós-graduação em Meteorologia, principalmente aqueles que foram meus professores nas disciplinas as quais cursei e que me propiciaram o enriquecimento de meus conhecimentos.

Aos meus amigos que conquistei em Campina Grande, aos meus colegas de curso pelo companheirismo.

Aos membros que compuseram a minha banca examinadora, Dr. Enilson Palmeira Cavalcanti, Dra. Magaly de Fatima Correia, Dr. Evaldo de Paiva Lima, Dra. Magna Soelma Beserra de Moura, Dra Célia Campos Braga e Dr. Geber Barbosa de Albuquerque Moura e Dr. Claudionor Ribeiro da Silva.

Aos funcionários do Departamento de Ciências Atmosféricas, principalmente Divanete Rocha, por sempre ser tão prestativa e atenciosa.

E a todos que direta ou indiretamente contribuíram para a conclusão deste trabalho.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	ii
LISTA DE TABELAS	v
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS	vi
RESUMO	viii
ABSTRACT	ix
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	6
2.1. Fatores que Condicionam a Chuva no Nordeste do Brasil.....	6
2.2. Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (IVDN)	9
2.3. Radiação Fotossintética	12
2.4 Modelos de Uso Eficiente da Luz.....	17
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	20
3.1. Produção Primária Líquida.....	20
3.2. O Carbono	25
4. MATERIAL E MÉTODOS.....	32
4.1 Material.....	32
4.2 Métodos	35
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	44
5.1. Produção Primária Líquida em Outros Modelos	44
5.2. Produção Primária Líquida em Anos de Ausência de ENOS.....	46
5.3. Produção Primária Líquida em Anos de El Niño	50
5.4. Produção Primária Líquida em Anos de La Niña.....	54
5.5. Regressão Linear Simples	60
5.6. Regressão Linear Múltipla	74
6. CONCLUSÕES	77
7. REFERÊNCIAS	78

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Medidas de CO ₂ em partes por milhão (ppm) em Mauna Loa, Havaí.....	3
Figura 2.1. Mecanismo de fotoproteção	19
Figura 3.1. Ranking dos países emissores de Carbono	28
Figura 3.2. Emissões recentes de CO ₂	29
Figura 3.3. Emissão de CO ₂ (industrial) em gC m ⁻² ano ⁻¹ para todo o Nordeste às 9h do dia 22/11/10 utilizando o modelo CAAT-BRAMS – CPTEC/INPE	31
Figura 3.4. Emissão de CO ₂ (queimadas e industriais) em gC m ⁻² ano ⁻¹ para todo o Nordeste às 9h do dia 25/11/10 utilizando o modelo CAAT-BRAMS – CPTEC/INPE.....	31
Figura 4.1. Localização da região Nordeste do Brasil.....	33
Figura 4.2. Biomas brasileiros.....	34
Figura 4.3. Divisão da Caatinga em Norte e Sul	35
Figura 4.4. Pontos a serem interpolados.....	37
Figura 4.5. Pontos interpolados para todo o Nordeste.....	37
Figura 5.1. Produção Primária Líquida em gC m ⁻² ano ⁻¹ para toda a Caatinga em um ano de El Niño forte (1982-83) estimadas pelos modelos: a) Myneni e Williams (1994), b) Prince e Goward (1995), c) Ruimy et al. (1994), d) Hooda e Dye (1996)	44
Figura 5.2. Produção Primária Líquida em gC m ⁻² ano ⁻¹ para toda a Caatinga em um ano de La Niña forte (1988-89) estimadas pelos modelos: a) Myneni e Williams (1994), b) Prince e Goward (1995), c) Ruimy et al. (1994), d) Hooda e Dye (1996)	46
Figura 5.3. Produção Primária Líquida em gC m ⁻² ano ⁻¹ em ausência de ENOS para todo o Nordeste para os seguintes períodos: a) 1981-82, b) 1983-84, c) 1985-86 e d) 1996-97 ...	47
Figura 5.4. Produção Primária Líquida em gC m ⁻² ano ⁻¹ em ausência de ENOS para toda Caatinga para os seguintes períodos: a) 1981-82, b) 1983-84, c) 1985-86 e d) 1996-97....	49
Figura 5.5. Comportamento mensal da PPL em gC m ⁻² ano ⁻¹ para a Caatinga Norte e Sul em ausência de ENOS para os seguintes períodos: a) 1981-82, b) 1983-84, c) 1985-86 e d) 1996-97. A linha azul representa a Caatinga Norte e a linha vermelha, a Caatinga Sul.....	50
Figura 5.6. Produção Primária Líquida em gC m ⁻² ano ⁻¹ para todo o Nordeste para os seguintes períodos de El Niño: a) 1982-83, b) 1986-87, c) 1991-92 e d) 1997-98.....	51

Figura 5.7. Produção Primária Líquida em $\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$ para toda a Caatinga nos seguintes períodos de El Niño: a) 1982-83, b) 1986-87, c) 1991-92 e d) 1997-98.....	53
Figura 5.8. Comportamento mensal da PPL em $\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$ para a Caatinga Norte e Sul para os seguintes períodos de El Niño: a) 1981-82, b) 1983-84, c) 1985-86 e d) 1996-97. A linha azul representa a Caatinga Norte e a linha vermelha, a Caatinga Sul	54
Figura 5.9. Produção Primária Líquida em $\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$ para todo o Nordeste para os seguintes períodos de La Niña: a) 1984-85, b) 1988-89 e c) 1995-96	55
Figura 5.10. Produção Primária Líquida em $\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$ para toda a Caatinga para os seguintes períodos de La Niña: a) 1984-85, b) 1988-89 e c) 1995-96	56
Figura 5.11. Comportamento mensal da PPL em $\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$ para a Caatinga Norte e Sul para os seguintes períodos de La Niña: a) 1984-85, b) 1988-89 e c) 1995-96. A linha azul representa a Caatinga Norte e a linha vermelha, a Caatinga Sul.....	58
Figura 5.12. Áreas de ocorrências de desertificação	60
Figura 5.13. Regressão entre a PPL ($\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) e a precipitação (mm ano^{-1}) para todo Nordeste nos seguintes períodos: (a) 1981-1987; (b) 1981-1993; (c) 1981-1999.....	61
Figura 5.14. Regressão entre a PPL ($\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) e a radiação solar incidente (W m^{-2}) para todo Nordeste nos seguintes períodos: (a) 1981-1987; (b) 1981-1993; (c) 1981-1999	62
Figura 5.15. Regressão entre a PPL ($\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) e a temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) para todo Nordeste nos seguintes períodos: (a) 1981-1987; (b) 1981-1993; (c) 1981-1999.....	63
Figura 5.16. Regressão entre a PPL ($\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) e a precipitação (mm ano^{-1}) para toda a Caatinga nos seguintes períodos: (a) 1981-1987; (b) 1981-1993; (c) 1981-1999.....	64
Figura 5.17. Relação entre a PPL ($\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) e a Precipitação (mm ano^{-1}) apresentado por Lieth (1975).....	65
Figura 5.18. Regressão entre a PPL ($\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) e a radiação de ondas curtas incidente (W m^{-2}) para toda a Caatinga nos seguintes períodos: (a) 1981-1987; (b) 1981-1993; (c) 1981-1999.....	66
Figura 5.19. Regressão entre a PPL ($\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) e a temperatura do ar média anual ($^{\circ}\text{C}$) para toda a Caatinga nos seguintes períodos: (a) 1981-1987; (b) 1981-1993; (c) 1981-1999	67
Figura 5.20. Relação entre a PPL ($\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) e a Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) apresentado por Lieth (1975).....	68

Figura 5.21. Regressão entre a PPL ($\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) e a precipitação (mm ano^{-1}) para a Caatinga Norte nos seguintes períodos: (a) 1981-1987; (b) 1981-1993; (c) 1981-1999.....	69
Figura 5.22. Regressão entre a PPL ($\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) e a radiação solar (W m^{-2}) incidente para a Caatinga Norte nos seguintes períodos: (a) 1981-1987; (b) 1981-1993; (c) 1981-1999..	70
Figura 5.23. Regressão entre a PPL ($\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) e temperatura média anual do ar ($^{\circ}\text{C}$) para a Caatinga Norte nos seguintes períodos: (a) 1981-1987; (b) 1981-1993; (c) 1981-1999	71
Figura 5.24. Regressão entre a PPL ($\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) e a precipitação (mm ano^{-1}) para a Caatinga Sul nos seguintes períodos: (a) 1981-1987; (b) 1981-1993; (c) 1981-1999	72
Figura 5.25. Regressão entre a PPL ($\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) e a radiação solar incidente (W m^{-2}) para a Caatinga Sul nos seguintes períodos: (a) 1981-1987; (b) 1981-1993; (c) 1981-1999.....	73
Figura 5.26. Regressão entre a PPL ($\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) e a temperatura média anual do ar ($^{\circ}\text{C}$) para a Caatinga Sul nos seguintes períodos: (a) 1981-1987; (b) 1981-1993; (c) 1981-1999	74

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1. Anos sem ocorrência de ENOS e com ocorrência de ENOS	42
Tabela 5.1. Resumo do sequestro de carbono em $\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$ realizado por toda a Caatinga, Caatinga Norte e Caatinga Sul	59
Tabela 5.2. Regressão linear múltipla entre a PPL e a precipitação do ano anterior, a precipitação, a temperatura e a radiação solar incidente para todo o Nordeste.....	75
Tabela 5.3. Regressão linear múltipla entre a PPL e a precipitação do ano anterior, a precipitação, a temperatura e a radiação solar incidente para toda a Caatinga	75
Tabela 5.4. Regressão linear múltipla entre a PPL e a precipitação do ano anterior, a precipitação, a temperatura e a radiação solar incidente para a Caatinga Norte	76
Tabela 5.5. Regressão linear múltipla entre a PPL e a precipitação do ano anterior, a precipitação, a temperatura e a radiação solar incidente para a Caatinga Sul.....	76

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ACG – Área de Cobertura Global
ACL – Área de Cobertura Local
APAR – Radiação Fotossinteticamente Ativa Absorvida
AVHRR – Advanced Very High Resolution Radiometer
BRAMS - Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System
CH₄ – Metano
CO₂ – Dióxido de Carbono
CPTEC – Centro de Previsão de Tempo e Clima
ENOS - El Nino Oscilação Sul
EOS – Earth Observation System
ESRL – Earth System Research Laboratory
fAPAR – Fração da Radiação Fotossinteticamente Ativa Absorvida
GAC – Global Area Coverage
GIMMS – Global Inventory Monitoring Modelling Studies
GRADS – Grid Analysis and Display System
IAF – Índice de Área Foliar
IED – International Emissions Trading
INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPAR – Radiação Fotossinteticamente Ativa Incidente
IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change
IVDN – Índice de Vegetação por Diferença Normalizada
MODIS – Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NASA – National Aeronautic and Space Administration
NCAR – National Center for Atmospheric Research
NCEP - National Centers for Environmental Prediction
NEB - Nordeste do Brasil
NO₂ – Óxido Nitroso
NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration
PAR – Radiação Fotossinteticamente Ativa
PPB - Produção Primária Bruta

PPL – Produção Primária Líquida
P_v - Proporção de Vegetação
R₁ – Reflectância medida no canal 1 do sensor AVHRR/NOAA
R₂ - Reflectância medida no canal 2 do sensor AVHRR/NOAA
SAIL – Scattering by Arbitrary Inclined Leaves
TIROS – Television Infrared Observation Satellites
TOMS – Total Ozone Mapping Spectrometer
TSM - Temperatura da Superfície do Mar
UEL – Uso eficiente da Luz
UNFCCC – United Nations Framework Convention on Climate Change
VCANs - Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis
ZCA - Zona de Confluência dos Alísios
ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT - Zona de Convergência Intertropical
ε – Eficiência no uso da luz

RESUMO

O presente trabalho tem o objetivo de quantificar o sequestro de carbono pela Caatinga durante eventos de El Niño Oscilação Sul (ENOS) e ausência de ENOS, bem como as relações entre a Produção Primária Líquida (PPL) e as variáveis climáticas precipitação, radiação e temperatura para os períodos de seis (1981-88), doze (1981-93) e dezoito anos (1981-99), onde, para isso, foram utilizados dados de Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (IVDN) obtidos do AVHRR/NOAA e de reanálise do NCEP/NCAR. Para captar as possíveis mudanças internas de cada regime de precipitação optou-se por dividir a área da caatinga em duas partes denominadas de Caatinga Norte, sob o domínio do regime de precipitação do norte do Nordeste, com máximo de chuva de março a abril, e Caatinga Sul, com regime de precipitação do sul do Nordeste, com máximo de chuva de dezembro a janeiro. Os resultados mostraram que ocorre uma grande variabilidade espacial no sequestro de carbono em áreas de Caatinga, e essa variabilidade espacial foi mais acentuada em eventos de El Niño, onde foram registrados os menores valores para a PPL, e os maiores valores sequestrados ocorrem em anos de ocorrência de La Niña. A correlação simples entre a PPL e as variáveis precipitação, radiação e temperatura seguem o mesmo padrão para toda a Caatinga, Caatinga norte e sul, de modo que a correlação entre PPL e a precipitação teve significância estatística para todos os períodos analisados, a radiação não mostrou correlação com a PPL e a correlação entre a PPL e a temperatura é significativa apenas para o primeiro período analisados. Porém, a correlação múltipla envolvendo todas as variáveis climáticas como resposta da PPL mostrou significância estatística para todos os períodos analisados.

ABSTRACT

The present work quantify the carbon sequestration by Caatinga during events of El Niño South Oscillation (ENSO) and absence of ENSO, as well as the relationships among the Net Primary Production (NPP) and the climatic variables precipitation, radiation and temperature for the periods of six (1981-88), twelve (1981-93) and eighteen years (1981-99), where, for this, the data of Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) were used of the AVHRR/NOAA and of reanalysis of the NCEP/NCAR. To observe the possible internal changes of each regime of precipitation were divided the Caatinga in two areas denominated of North Caatinga, under the domain of the regime of precipitation of the north of the Northeast, with maximum of rain from March to April, and South Caatinga, with regime of precipitation of the south of the Northeast, with maximum of rain from December to January. The results showed that occur a great spatial variability in the carbon sequestration in areas of Caatinga, and this spatial variability was more accentuated in El Niño events, where the smallest values of NPP were registered, and the largest values sequestrated happen in years of La Niña occurrence. The simple correlation between NPP and the variables precipitation, radiation and temperature follows the same pattern for the all Caatinga, North Caatinga and South Caatinga, so that the correlation between NPP and the precipitation had statistical significancy for all the analyzed periods, the radiation did not show correlation with NPP and the correlation between NPP and the temperature is significant just for the first period analyzed. Even so, the multiple correlation involving all the climatic variables as answer of NPP showed statistical significancy for all the periods analyzed.

1. INTRODUÇÃO

O ciclo dos elementos do carbono é de extrema importância às diferentes formas de vida que habitam a Terra. O carbono presente nos seres vivos terrestres é proveniente da atmosfera e por meio da fotossíntese, os seres fotossintetizantes fixam o carbono que retiram do CO₂ atmosférico. Em algumas situações o retorno do carbono para a atmosfera é relativamente rápido, que é o caso dos compostos de carbono atacados por decompositores, ou por queima natural, porém em outras situações é muito lento, pois pode levar milhões de anos para ocorrer, que é o caso dos compostos não atacados pelos decompositores e transformaram-se, no subsolo, em carvão, turfa e petróleo.

A utilização dos combustíveis fósseis pelo homem tem devolvido à atmosfera, na forma de CO₂, átomos de carbono que ficaram fora de circulação durante milhões de anos, e devido à queima de combustíveis, a concentração de gás carbônico na atmosfera aumentou, nesses últimos 100 anos, de 0,029% para cerca de 0,04% da composição atmosférica (IPCC, 2007). Entretanto, não foi apenas a concentração de CO₂ que aumentou, mas também a concentração de outros gases a exemplo do metano (CH₄) e do óxido nitroso (N₂O). É de importância primária que o entendimento de como os ciclos biogeoquímicos desses elementos pode responder às mudanças climáticas, e muitos esforços estão sendo feitos focados nesta área, buscando responder aos inúmeros questionamentos levantados.

As mudanças ambientais estão relacionadas, entre outras variáveis, à temperatura, precipitação e a concentração de dióxido de carbono (CO₂) atmosférico, que, por sua vez, são de importância central na determinação de respostas biológicas dos elementos vivos terrestres e marinhos (NEWTON et al., 2007; LAL, 2008; PRIETO-BLANCO et al., 2009).

O dióxido de carbono atmosférico exerce efeito indireto sobre ecossistemas por meio de seu papel como gás de efeito estufa e direto por meio dos processos de fotossíntese, ou seja, o CO₂ emitido e que causa efeito estufa pode ser re-extraído através da fotossíntese. Porém, a preocupação atual é que o CO₂ liberado para a atmosfera (de origem natural e mais antrópica) é superior ao removido. Devido ao desempenho que os gases de efeito estufa, principalmente o CO₂, exercem nos processos de mudanças ambientais, principalmente no aquecimento global da atmosfera, o balanço de carbono tem merecido atenção de muitos estudiosos (KUNTSCHICK, 2004; LORENZ e LAL, 2010).

Existem vários fatores que podem contribuir para o aquecimento global, como as mudanças naturais na inclinação do eixo de rotação da Terra e a revolução da Terra ao redor do Sol, por meio de variação na excentricidade da órbita terrestre e precessão dos equinócios (CASPER, 2010). Outro fator que contribui para alterar o clima global são as emissões de gases de efeito estufas, como: dióxido de carbono, metano, ozônio, clorofluorcarbonetos, vapor d'água e óxido nitroso. A emissão destes gases pode ocorrer naturalmente, porém nos dois últimos séculos verificou-se uma adição de grandes taxas destes gases na atmosfera pelas atividades humanas (SANTI et al., 2007).

Ressalta-se que a emissão e re-absorção de gases estufas em ecossistemas naturais ficaram em equilíbrio por milhões de anos. Contudo, esse balanço tem sido alterado pelas atividades humanas. Conseqüentemente, a concentração atmosférica dos gases estufa, principalmente os derivados do carbono, tem se elevado rapidamente. Medições diretas realizadas por Keeling et al. (1976) em Mauna Loa, Havaí, nos Estados Unidos, a partir de 1958, têm mostrado um aumento na concentração de CO₂ (Figura 1.1).

Os dados coletados por Keeling et al. (1976) e a utilização de novas redes de estações espalhadas pelo globo mostram um aumento na concentração de CO₂ atmosférico que, de acordo com Siegenthaler et al. (2005), atingiu o nível mais alto nos últimos 650.000 anos, com uma elevação de 31% desde 1750, isto em decorrência das atividades humanas tais como queima de combustíveis fósseis e desmatamento florestal. Para também exemplificar esse aumento, de 1959 até 2010 o observatório de Mauna Loa, Havai, nos Estados Unidos, registrou um aumento na concentração de CO₂ atmosférico de 23,41%, pois a concentração observada em 1959 foi de 315,97 ppm e em 2010 de 389,78 ppm.

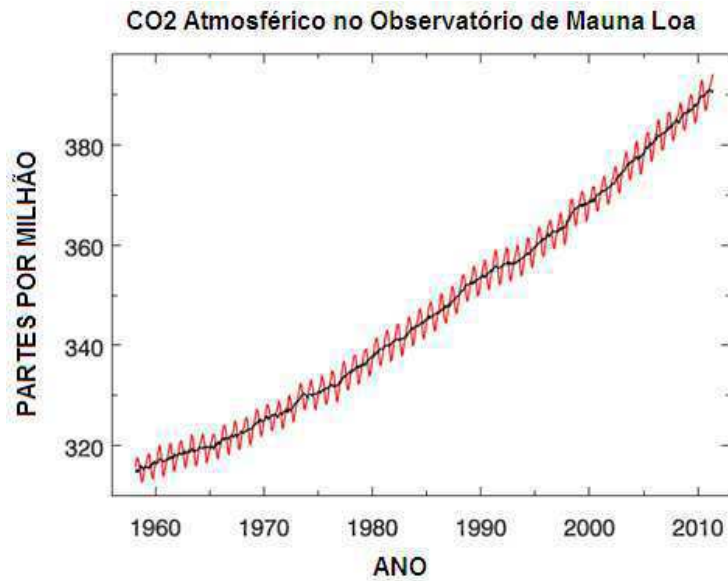


Figura 1.1. Medidas de CO₂ em partes por milhão (ppm) em Mauna Loa, Havai
 Fonte: Adaptado de ESRL (2011)

Aproximadamente metade das emissões de CO₂ é removida por sumidouros oceânicos e terrestres, levando a um adicionamento anual para a atmosfera de aproximadamente 3,2 Gt C, ou seja, um aumento de 0,42% ao ano. Se for mantido esse desequilíbrio entre fonte e sumidouro as perspectivas não são muito satisfatórias (NEWTON et al., 2007), porque terá consequências nos sumidouros de CO₂, visto que o CO₂ é menos solúvel em água mais aquecida e o aquecimento global levará a um aumento gradual da temperatura da superfície do mar, consequentemente reduzindo a eficiência do oceano como um sumidouro (SHALLCROSS et al., 2003). Por outro lado, o aumento global da temperatura poderá levar áreas terrestres sem vegetação a ter algum tipo de vegetação que absorva CO₂, entretanto, essas áreas são, em dimensão, muito inferiores as áreas oceânicas, nas quais poderá haver redução da absorção de CO₂. Portanto, na média global, é provável ocorrer uma redução de sumidouros de CO₂ (COX et al., 2000).

O conhecimento da quantidade de carbono armazenado nos diferentes reservatórios é fundamental para o estudo e a compreensão de outros processos envolvidos nos fluxos de energia e da água e nos ciclos biogeoquímico (FEARNSIDE, 1996).

Schroeder e Winjum (1995) afirmam que a importância que o CO₂ desempenha no efeito estufa tem sido um dos motivos que incentivou o estudo dos fluxos de carbono na biosfera no início do século passado. Isto mostra que a preocupação com a manutenção do equilíbrio no ciclo de carbono é relativamente antiga.

Uma alternativa que vem sendo discutida como uma opção viável para solucionar, em parte, a emissão de carbono na atmosfera é o sequestro e armazenamento de carbono atmosférico. Estimar a quantidade de CO₂ tomada pelos ecossistemas terrestres e oceânicos é de grande relevância na previsão do aquecimento global (IDE et al., 2010), ressalta-se que a retirada do CO₂ da atmosfera realizada pela vegetação recebeu amplo apoio no Protocolo de Kyoto, pois, a princípio é mais fácil de ser controlada que as retiradas pelos ecossistemas marinhos (MACKEY et al., 2008). Contudo, avaliar a resposta das plantas ao aumento dos níveis de CO₂ está distante de ser tão simples (SHALLCROSS et al., 2003).

A Caatinga, foco do presente estudo, ocupa uma área de 844.453 km² (cerca de 48% da área do Nordeste) e possui árvores que atingem entre 2 e 5 m. A Caatinga ocupa cerca de 10% do território brasileiro, sendo o único bioma exclusivamente brasileiro (IBGE, 1985; 2004).

Há poucos estudos sobre a Caatinga nordestina que, também, é acompanhada pela falta de uma política de sustentabilidade renovável para a população em torno desse bioma resultando em grande desmatamento, fazendo com que a comunidade local tolere de certa forma uma degradação no seu modo de vida e, como um todo, desconhece uma grande variedade de recursos silvestres que poderiam ser utilizados na alimentação e mesmo em formas tradicionais, simples, de armazenar e manejar os recursos disponíveis (ALBUQUERQUE e ANDRADE, 2002). A instalação de plantios comerciais em áreas que já estão degradadas supre, em parte, a demanda por produtos florestais, mas é uma boa alternativa para reduzir o corte de espécies nativas. Sendo assim, a introdução de espécies de alta produção de biomassa, adaptadas às condições edafoclimáticas do semiárido representa uma alternativa de renda para os agricultores (DRUMOND et al., 2008; SILVA e SAMPAIO, 2008).

A Caatinga é fortemente influenciada por fatores climáticos, principalmente pelos regimes de chuva. De modo que a folhagem da vegetação Caatinga é fortemente influenciada pela precipitação (AMORIM et al., 2009) e durante a estação seca ocorre uma diminuição na condutância estomatal das plantas (DOMBROSKI et al., 2011) e a madeira da vegetação Caatinga é bastante hábil para armazenar grande quantidade de água (LIMA e RODAL, 2010).

Em geral, entre todos os Biomas Brasileiros o interesse maior em estudar o sequestro de carbono está direcionado apenas para a Floresta Amazônica (NEBEL et al.,

2001; JONES et al., 2001), não havendo menção, em trabalhos científicos, da quantidade de carbono armazenado pela Caatinga.

Devido à particularidade do bioma Caatinga, os objetivos gerais deste trabalho foram: quantificar o sequestro de carbono pela Caatinga e verificar se durante eventos de El Niño, La Niña e ausência de ENOS há diferenças na quantidade de carbono absorvido pela Caatinga. Os objetivos específicos do presente trabalho foram: o de verificar se a quantidade de CO₂ absorvido pela caatinga é de magnitude semelhante a outros biomas da Região Nordeste do Brasil, observar se há diferença na absorção de carbono entre a parte norte da Caatinga (máximo de precipitação ocorre de fevereiro a maio) e a parte sul (máximo de precipitação ocorre de novembro a fevereiro) e analisar o quanto a Produção Primária Líquida está relacionada às variáveis climáticas: precipitação, radiação global e temperatura para um período de seis (1981-87), doze (1981-93) e dezoito anos (1981-99) de dados. A escolha desses períodos foi feita com base no pressuposto de haver tempo da vegetação se recuperar (ou não) após os ciclos, bem como analisar se a Produção Primária Líquida pode ser estimada a partir da distribuição temporal da Produção Primária Líquida.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. Fatores que Condicionam a Chuva no Nordeste do Brasil

O clima de uma região é determinado por um conjunto de fatores que agem de forma integrada e interativa, como por exemplo, as relações oceano-atmosfera-continente, a latitude, a topografia, a umidade do ar, o ciclo anual de chuvas e temperatura do ar, entre outros, são fundamentais para determinação do clima de uma dada área. Na classificação do clima do NEB todas estas interações são contabilizadas, porém o que tem levado pesquisadores do mundo inteiro a estudar o clima do NEB é a sua grande variabilidade espacial e temporal da precipitação.

Atualmente, sabe-se que as condições atmosféricas e oceânicas globais desempenham um papel relevante na variabilidade interanual das chuvas do NEB. O máximo de precipitação no norte do NEB, onde o período chuvoso é de fevereiro a maio, deve-se ao deslocamento anual da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) para latitudes mais ao sul no Hemisfério Sul, o que afeta o NEB, principalmente nos meses de março a maio.

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) está em uma região onde ocorrem interações de características atmosféricas e oceânicas marcantes, tais como: a Zona de Confluência dos Alísios, zona do cavado equatorial, zona de máxima temperatura da superfície do mar, zona de máxima convergência de massa e zona da banda de máxima cobertura de nuvens convectivas, todas interagindo próximas à faixa equatorial. Apesar dessa interação, as características não se apresentam, necessariamente, ao mesmo tempo sobre a mesma latitude (FERREIRA, 1996). Do ponto de vista do total sazonal de chuvas que ocorre no norte do NEB o tempo de permanência da ZCIT mais ao sul é mais importante que a posição meridional extrema que ela atinge no ano (UVO e NOBRE, 1989); enquanto, de acordo com Braga (2000) tanto a posição mais ao sul quanto o tempo de permanência da ZCIT são influenciados não só por flutuações atmosféricas globais, mas também por sistemas de escala sinótica.

O máximo de precipitação no sul da região NEB está associado à penetração de frentes frias vindas do sul que alcançam latitudes mais baixas nos meses de novembro a fevereiro. Entretanto na região costeira do NEB, a precipitação está associada à circulação

de brisa, que advecta bandas de nebulosidade para o continente, das frentes frias remanescentes que se propagam ao longo da costa (QUADRO et al., 1996) e dos ventos alísios, que de certa forma advecta umidade do oceano Atlântico para o continente (HUECK, 1972; HORROCKS, 1978). As frentes frias são mais frequentes de maio a setembro e menos frequentes durante o verão do Hemisfério Sul (dezembro a fevereiro), sua ocorrência influencia, principalmente, o regime de chuvas na parte sul do NEB (CAVALCANTI e KOUSKY, 2009). Além destes fatores mencionados acima o NEB está sob a influência das ondas de leste, que são linhas de nebulosidade bem definidas propagando-se com uma velocidade média de 10 m/s e comprimento de onda em torno de 4000 km (YAMAZAKI, 1975; YAMAZAKI e RAO, 1977).

O vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN) é um dos principais sistemas meteorológicos que provoca alterações no tempo da região NEB, ele tem origem sobre o Oceano Atlântico entre as faixas de longitude 20-45°W e latitude 0-28°S (GAN e KOUSKY, 1986), quando penetra o Brasil produz tempo bom na região sul e central do NEB e chuvas no setor norte do NEB (RAO et al., 1997). Os vórtices ciclônicos de altos níveis que atuam sobre o NEB são de origem tropical, deslocam-se lentamente do oceano para o continente e vice-versa. São observados com máxima frequência durante o mês de janeiro e sua vida média varia de poucos dias a mais de duas semanas. A trajetória dos vórtices é irregular, porém existe uma tendência para ser anticiclônica, iniciando o círculo sobre o Oceano Atlântico Sul nas latitudes subtropicais, apresentando um movimento de ar frio e seco no seu centro e um movimento ascendente de ar quente e úmido na sua periferia, possuindo, portanto, uma circulação direta que, ao se deslocar para oeste sobre a região NEB, este sistema com o centro sobre o interior do continente inibem chuvas sobre esta região (CALBETE et al., 1996).

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é convencionalmente definida como uma faixa de nebulosidade orientada no sentido noroeste-sudeste, que se estende do sul da Amazônia ao Atlântico Sul-Central por alguns milhares de quilômetros, bem caracterizada nos meses de verão. Uma das principais características das ZCAS é sua variabilidade temporal. Em escalas de tempo subsazonais (10-100 dias), a ZCAS mostra regimes de variabilidades distintas. A sua atuação influencia os regimes de chuvas a leste e sul da Bahia (MUZA et al., 2009).

A Oscilação de Madden-Julian (OMJ) é caracterizada por uma célula de circulação zonal direta no plano equatorial, que se propaga para leste em um período de 30 a 60 dias.

Áreas de estações chuvosas curtas, como o NEB, são condicionadas pela escala temporal da OMJ (KAYANO e KOUSKY, 1999). O trabalho de Nobre e Melo (2001) mostra a influência da OMJ sobre a precipitação na região NEB para o período de 1998 a 2000, e, também, mostra que ela é mais intensa na ausência de fenômeno ENOS.

O fenômeno El Niño Oscilação Sul (ENOS) sobre o Pacífico Equatorial e o gradiente meridional de anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) sobre o Atlântico Tropical modulam conjuntamente uma grande parte da variabilidade interanual do clima sobre a América do Sul, em particular sobre o Nordeste do Brasil. A combinação das circulações atmosféricas anômalas induzidas pelas distribuições espaciais de TSM sobre os oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical afetam o posicionamento latitudinal da ZCIT sobre o Atlântico, influenciando desta forma a distribuição de chuva sobre a bacia do Atlântico e norte da América do Sul. No entanto, embora a variabilidade interanual da TSM e ventos sobre o Atlântico Tropical sejam significativamente menores do que aquela observada sobre o Pacífico Equatorial, essas variáveis têm profunda influência na variabilidade da precipitação sobre a América do Sul, principalmente sobre a Região Nordeste do Brasil (NOBRE, 1996). Coelho et al. (2002) mostraram que durante episódios de El Niño ocorre uma diminuição da precipitação sobre o NEB, e que existe uma faixa limite de influências positiva e negativa definindo um limite entre o NEB e o sudeste do Brasil.

O dipolo do Atlântico também exerce influência sobre o clima da região nordeste do Brasil. A propósito, o dipolo do Atlântico consiste em uma mudança anômala na temperatura da água do mar no Oceano Atlântico Tropical. Esse fenômeno muda a circulação meridional da atmosfera (Hadley) e inibe ou aumenta a formação de nuvens sobre o nordeste do Brasil e alguns países da África, diminuindo ou aumentando a precipitação. Quando as águas do Atlântico Tropical Norte estão mais quentes que a média e as águas do Atlântico Equatorial e Tropical Sul estão mais frias que a média, existem movimentos descendentes anômalos sobre o nordeste do Brasil e em alguns países da África Ocidental, inibindo a formação de nuvens e diminuindo a precipitação. Por outro lado, quando as águas do Atlântico Tropical Norte estão mais frias e as águas do Atlântico Tropical Sul mais quentes, existem movimentos anômalos descendentes sobre o nordeste do Brasil e países da África Ocidental, acelerando a formação de nuvens e aumentando a precipitação. Os períodos de duração das secas e enchentes vão depender do período de

atuação, duração, intensidade e cobertura do ENOS e do Dipolo do Atlântico (ARAGÃO, 1998).

A relação entre a TSM do Pacífico Equatorial, Atlântico e a precipitação mensal no Nordeste do Brasil foi estudada por Uvo et al. (1998), onde utilizaram a técnica de decomposição de valores singulares para analisar essas relações entre os meses de Janeiro e Maio, considerando ambos simultaneamente e a relação de retardamento temporal. Os resultados mostraram diferentes relações entre a TSM do Atlântico e Pacífico e a precipitação durante os diferentes meses da estação chuvosa.

2.2. Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (IVDN)

O Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (IVDN) é um indicador numérico do vigor da vegetação de uma determinada área. Na estimativa deste índice usam-se as bandas do visível e infravermelho próximo do espectro eletromagnético. O IVDN tem encontrado uma grande aplicação em estudos sobre vegetação e está diretamente relacionado a parâmetros como atividade fotossintética da planta, índice de área foliar e a quantidade de biomassa (AMAN et al., 1992).

O *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) foi projetado para cobrir o globo inteiro a cada 1-2 dias à resolução espacial moderada, com 36 bandas espectrais que alcançam de 0,4-14,4 μm e resolução no nadir de 250 m para as bandas 1-2, 500 m para as bandas 3-7 e 1 km para as bandas 8-36 (SALOMONSON et al., 2006; KELKAR, 2007).

O *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) é um conjunto de sensores de detecção de radiação que pode ser utilizado para mapear e determinar remotamente a cobertura de nuvem e a temperatura de superfície. Inicialmente foi instalado na série de satélite TIROS (Television Infrared Observation Satellites) e em seguida na série de satélites NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) com o objetivo de ser um sistema de observações meteorológicas. A imagem adquirida pelo AVHRR tem sido largamente utilizada para monitorar a cobertura da terra em escalas regional e global. A órbita do satélite NOAA se repete a cada nove dias. A altura orbital é de 833-870 km com uma inclinação de 98,7° e um período de 120 minutos. O instrumento tem cinco canais e resolução, no nadir, de 1,1 km. Dados com uma resolução nominal de 1,1 km são conhecidos como dados de Área de Cobertura Local (ACL). Uma amostra da

resolução mais baixa dos dados da ACL, chamada de dados de Área de Cobertura Global (ACG) é registrada para a órbita inteira (102 minutos) (MATHER, 2004).

Os cinco canais do AVHRR cobrem os seguintes comprimentos de onda: canal 1 - regiões verde e vermelho do espectro visível, 0,58-0,68 μm , canal 2 - infravermelho próximo, 0,725-1,1 μm , canal 3 - termal, 3,55-3,93 μm , canal 4 - termal, 10,3-11,3 μm e canal 5 - termal, 11,5-12,5 μm . Os canais termais são utilizados para determinar a temperatura da superfície do mar e mapas de nuvens, entretanto os canais visível e infravermelho próximo são utilizados para monitorar processos na superfície da terra, tais como neve e derretimento de gelo, como também a condição da vegetação, utilizando-se de índices de vegetação, como é o caso do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada.

Embora o *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) também seja bastante utilizado na estimativa do IVDN, estudos tais como o de Hutchinson (1991) e Lambin et al. (1993) têm mostrado a importância do uso de dados do *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) para obtenção do IVDN comparado com outros métodos. Alguns detalhes do AVHRR são apresentados na seção 2.3, porém em relação à obtenção do IVDN pode ser descrito que o canal 1 (0,58-0,68 μm) do sensor AVHRR é a parte do espectro visível (vermelho) onde a clorofila é absorvida e o canal 2 (0,725-1,1 μm) é a parte do espectro onde a estrutura esponjosa da folha (mesófilo esponjoso) causa alta refletância (próximo ao infravermelho). Várias combinações dos canais 1 e 2 têm sido propostas para obter o máximo contraste dessas propriedades para melhor caracterizar o vigor da vegetação. Estas combinações têm sido denominadas de Índices de Vegetação, que compactam os dados espectrais de dois canais em um único número. Um Índice de Vegetação ideal minimiza os efeitos variáveis de brilho de fundo enquanto enfatiza variações das medidas decorrentes da variação da densidade de vegetação. Dados de coberturas global e continental derivados do AVHRR têm sido baseados na dinâmica temporal do IVDN (DeFRIES et al., 1995; ALCARAZ-SEGURA et al., 2009; RAYNOLDS et al., 2008).

O Índice de Vegetação por Diferença Normalizada calculado a partir de imagens obtidas do sensor AVHRR dos satélites da série NOAA tem sido utilizado para monitoramento global da vegetação. Objetivando reduzir as imperfeições na estimativa do IVDN é salutar utilizar como valor “verdadeiro” o maior valor obtido em um certo intervalo de tempo, em geral, de 15 dias a um mês. Ressalta-se que para valores mensais as

alterações provocadas por condições de iluminação, declividade da superfície e geometria do ângulo de visada são parcialmente compensadas por se usar o maior valor de índice de cada mês. Contudo, a exatidão do IVDN derivado do AVHRR/NOAA é uma função complexa de aquisição de dados e sistema de processamento (GOWARD et al., 1993; RODERICK et al., 1996). Esse sistema inclui correção atmosférica, calibração do sensor e reflectância bidirecional, navegação de imagens entre outros fatores que são bem discutidos por Mather (2004).

A absorção de vapor d'água diminui a medida da radiância no espectro de comprimento de onda próximo ao infravermelho, resultando em um efeito diferencial sobre as radiâncias no infravermelho e infravermelho próximo, bem como uma redução do IVDN com o aumento da quantidade de vapor d'água atmosférico (TANRÉ et al., 1992), proporcionando incertezas no cálculo de propriedades superficiais (NAGOL et al., 2009).

O radiômetro do satélite mede, digitaliza, armazena e transmite a radiância incidente no sensor para uma estação em terra. A precisão na digitalização é conhecida como intervalo de quantização, e é determinada pela extensão da sensibilidade do instrumento e o número de níveis utilizado pelo sensor (RODERICK et al., 1996).

As propriedades do IVDN ajudam a reduzir uma grande parte das variações que resultam do sistema de sensoriamento remoto global, como calibração, ruídos e mudanças nas condições atmosféricas, entre outras (BROWN et al., 2006; TRISHCHENKO, 2009). Alguns tipos de cobertura superficial como neve, gelo e superfícies não vegetadas não são robustamente representadas pelo IVDN, onde variações atmosféricas e características do sensor dominam (SUZUKI et al., 2001). Contudo, Montandon e Small (2008) mostraram que o IVDN para o solo sem vegetação é altamente variável e que o valor médio (0,20-0,21) é bem superior ao comumente usado nos modelos que calculam o IVDN ($\leq 0,05$). Os efeitos atmosféricos detectados pelo AVHRR dependem da localização das bandas espectrais e do campo de visão instantâneo do instrumento. O IVDN é uma ótima ferramenta para monitorar a dinâmica da vegetação, permitindo fácil comparação espaço-temporal (NAGOL et al., 2009).

Carlson e Ripley (1997) utilizaram um modelo simples de transferência radiativa com vegetação, solo e componentes atmosféricos para mostrar o quanto o IVDN, o Índice de Área Foliar (IAF) e a fração de cobertura vegetal são dependentes entre si. O trabalho de Funk e Brown (2006) tem uma importância peculiar porque eles fizeram projeções de 1 a 4 meses utilizando dados de IVDN, precipitação e umidade relativa para a região

semiárida africana, de modo a procurar reduzir os impactos causados pelas chuvas ou escassez dela. Segundo estes autores, podem ser feitas as mesmas projeções para regiões secas da Ásia, Austrália e América do Sul; tendo em vista que o IVDN não é, geralmente, usado para acessar variações de produção e colheita (FUNK e BUDDE, 2009; GEBREHIWOT et al. 2011).

O trabalho de Kobayashi e Dye (2005) mostrou o monitoramento de regiões da Amazônia analisando os efeitos das condições atmosféricas sobre o IVDN, de modo que observaram que a sazonalidade no IVDN é causada pelas variações nas condições atmosféricas, principalmente as associadas à nebulosidade e a aerossóis devido à queima de biomassa. Como consequência perceberam que a obtenção do IVDN é confiável apenas para medições realizadas de abril a julho.

Szilagyi et al. (1998) sugerem que em um ambiente onde a água é limitada pode-se utilizar o IVDN para estimar a evaporação em escala regional. A correlação entre o IVDN e variáveis climáticas como temperatura e precipitação varia de acordo com a área da região, tipos de vegetação e estações do ano (MINGJUN et al., 2007; PIAO et al., 2006). Estudos com modelos convencionais que utilizam índices de vegetação, não tem respostas satisfatórias às florestas tropicais por não identificarem o período de secas (ASNER et al., 2004).

Defries e Townshend (1994) utilizaram dados de IVDN para classificar a cobertura da terra em escala global. Contudo, o IVDN tem sido usado não só para o estudo global da vegetação usando as bandas 1 e 2 do AVHRR/NOAA, mas também nos estudos regionais (STELLMES et al., 2010; LAWLEY et al., 2011).

2.3. Radiação Fotossintética

A Radiação Fotossinteticamente Ativa (PAR, *Photosynthetically Active Radiation*) é a porção da radiação solar global na faixa de comprimento de onda de 0,4 a 0,7 μ m que está disponível para a fotossíntese. A PAR tem um importante papel no provimento de energia para suporte de processos fotossintéticos e é a produção primária de plantas verdes através de sínteses de clorofila e fotossíntese (JACOVIDES et al., 2004). A PAR é o termo de radiação geral que cobre os termos de fóton e de energia. A densidade de fluxo de fóton fotossintético é definida apenas como densidade de fluxo de fóton (HU et al., 2007).

O fluxo radiométrico é fortemente afetado pela presença de nuvens. As nuvens refletem, absorvem e transmitem a energia solar incidente, modificando nesse caminho a quantidade e a qualidade espectral da radiação solar que alcança a superfície da Terra. As partículas de nuvens são responsáveis pelos processos de espalhamento que afetam mais notadamente os comprimentos de ondas menores no espectro solar, que inclui o alcance espectral da radiação fotossintética ativa. Esses fenômenos produzem uma redução efetiva das componentes global e direta que alcançam a superfície da Terra pelo aumento da radiação difusa espalhada para a superfície e para o espaço. As nuvens também são responsáveis pela absorção de radiação solar e essa absorção afeta o espectro solar infravermelho (ALADOS et al., 2000; JACOVIDES et al., 2007; LIU et al., 2008). A variabilidade espacial da radiação também é bastante sensível ao relevo topográfico (OLIPHANT et al., 2006).

De acordo com Ross e Sulev (2000) as medições da PAR podem estar divididas dentro de três grupos:

- 1) Medidas de irradiância solar espectral global, direta, difusa e radiação solar refletida usando espectralradiômetros e estimativas da PAR por integração da irradiância espectral sobre a região de 0,4 a 0,7 μm .
- 2) Medidas da PAR global, difusa ou refletida feitas por piranômetros ou medidas de PAR direta feitas por pireliômetros.
- 3) Medidas de PAR global, difusa ou refletida feitas por sensores quânticos.

Ross e Sulev (2000) verificaram que devido às medidas serem feitas por diferentes sensores e métodos de medidas, os dados obtidos possuem vários erros sistemáticos. Para os sensores quânticos o erro não excedeu 1%; para o sensor piranômetro, o erro para a radiação global, refletida ou penetrada foi alto (20-40%).

A eficiência com que a PAR é interceptada pelo dossel depende das proporções de radiação difusa e direta da PAR que chega ao dossel. Alados et al. (2002) realizaram uma comparação entre dois modelos de parametrização espectral com céu sem nuvens em termos de sua capacidade de provê estimativas precisas da PAR global, difusa e direta. Ambos os modelos usam uma parametrização do processo radiativo da atmosfera e provêem uma estimativa da irradiância solar em todo o espectro solar. Contudo, estes mesmos autores observaram que as informações concernentes aos efeitos radiativos dos aerossóis são fundamentais para se obter uma boa estimativa, principalmente para as componentes direta e difusa. Yamasoe et al. (2006) verificaram que a fumaça emitida pelas

queimadas transportam uma grande quantidade de aerossóis, que por sua vez reduz a quantidade de radiação fotossintética global a níveis do dossel, que, por outro lado, aumenta a fração difusa da PAR, causando um aumento na transmissão de radiação dentro do dossel.

Em um trabalho prévio, Alados et al. (2000) estudaram o comportamento da PAR sob condições de céu com nuvens, onde as nuvens tinham níveis baixo, médio e alto. O estudo revelou que, para nuvens de níveis baixo e médio, a dependência da transmitância sobre as nuvens é longe de ser linear. Entretanto, para nuvens de níveis mais altos, a relação pode ser bem representada por uma simples equação linear. Desse modo, os ajustamentos das funções de transmitância das nuvens indicam que as nuvens, de níveis mais baixo e médio, afetam mais a PAR do que as nuvens mais alta. Também a posição do Sol influencia no efeito radiativo de todos os tipos de nuvens, mas esse efeito é diferente para nuvens altas quando comparadas às aquelas de níveis médio e baixo.

A Radiação Fotossinteticamente Ativa Incidente (IPAR, *Intercepted Photosynthetically Active Radiation*) é de grande importância nos modelos de fotossíntese de plantas, desde aquelas com uma única folha a comunidades complexas. Entretanto, mapear a IPAR e a insolação é de grande importância para o entendimento dos ciclos de água e energia, bem como para o conhecimento de como eles são afetados pelas mudanças climáticas. Mas, uma rede de observação mundial para medir o IPAR não está ainda estabelecida, e apenas os meios práticos de se obter o IPAR à resolução espacial e temporal apropriados para aplicar em muitos modelos é por meio de sensoriamento remoto. De acordo com Liang et al. (2007), em geral, há, aproximadamente, dois tipos de algoritmos para calcular a IPAR. A primeira aproximação é para o uso reparador de nuvens e outros parâmetros atmosféricos de diferentes fontes, como medidas radiância/fluxo no topo da atmosfera. A segunda aproximação é para estabelecer a relação entre a radiância no topo da atmosfera e a IPAR baseada em modelo de transferência radiativa atmosférico. Na década de 1990, Eck e Dye (1991) descreveram um método para estimar a Radiação Fotossinteticamente Ativa (PAR) incidente (IPAR) que usa dados de reflectância do ultravioleta, baseado em informações de sensoriamento remoto por satélite, obtido do projeto TOMS (*Total Ozone Mapping Spectrometer*).

A estimativa do IPAR é mais complicada, uma vez que os diferentes constituintes atmosféricos devem ser considerados na determinação da quantidade de radiação que alcança a superfície da Terra (OLOFSSON et al., 2007). Contudo existe um método

alternativo mais simples para determinar a IPAR, que é considerar o valor da IPAR igual a 50 % da radiação solar global (FERREIRA, 2006).

A fração da radiação fotossinteticamente ativa absorvida (fAPAR, *fraction Absorbed of Photosynthetically Active Radiation*) é uma medida da quantidade de luz do Sol absorvida pela folha no espectro de 0,4 a 0,7 μm . De modo que a fAPAR expressa a capacidade de absorção de energia do dossel e atua como um indicador do estado do dossel da planta, é, também, uma das variáveis de importância fundamental que avalia a produção primária da vegetação (McCALLUM et al., 2010).

Vários trabalhos têm mostrado a relação entre a fAPAR e o IVDN (HOODA e DYE, 1996; SEAQUIST et al., 2003; MYNENI e WILLIAMS, 1994; VEROUSTRAETE et al., 2002). Fensholt et al. (2004) avaliaram a robustez da relação entre a fAPAR e o IVDN para diversos tipos de vegetação da África, onde realizaram medidas em experimentos locais e apresentaram os dados da fase vegetativa da vegetação e obtiveram alta relação linear. De forma semelhante, eles obtiveram as mesmas medidas por meio de satélite, que, também, mostrou alta relação linear, embora a inclinação da reta de regressão tenha diferido entre ambos, ou seja, entre a relação com medida direta e a com medida remota.

A aplicação da relação linear entre a fAPAR e o IVDN é feita somente de escala local a regional porque é baseada na suposição de que a radiação que chega até o dossel e sua conversão em matéria seca são constantes no espaço e tempo, que não é o caso em escala global (FENSHOLT et al., 2004). É importante escolha dessa relação linear entre a fAPAR e o IVDN porque quando o dossel entra na fase de envelhecimento, a mudança na PAR absorvida será maior do que a mudança na absorção nas bandas do infravermelho próximo, usado para o IVDN e alterando fundamentalmente esta relação (LE ROUX et al., 1997; Van LEEUWEN e HUETE, 1996).

Para melhor entender as trocas de energia e dióxido de carbono entre floresta e atmosfera, é essencial um detalhado conhecimento do regime de radiação de onda curta dentro do dossel. A arquitetura do dossel das florestas influencia fortemente na variabilidade espacial e temporal da transferência de radiação de onda curta. A habilidade de um dossel para absorver a PAR não é exclusivamente devida à arquitetura do dossel, mas também da capacidade inerente à folha para fotossintetizar (DESAI et al., 2008; LEE e PARK, 2007).

Thomas et al. (2006) caracterizaram a fAPAR para uma floresta boreal heterogênea baseada na relação encontrada entre a fAPAR e a detecção de luz sob diferentes arquiteturas do dossel. Eles geraram mapas de médias diárias da fAPAR para condições de luz solar direta e difusa e observaram que, basicamente, a fAPAR possui os mesmos valores para as condições direta e difusa. Porém, quando comparados a pontos estimados da fAPAR média diária calculada sobre as torres micrometeorológicas, a fAPAR foi significativamente mais baixa do que no ponto estimado. Ao subtraírem os mapas da fAPAR direta e difusa, revelou-se um padrão espacial distinto, mostrando que áreas com dosséis abertos e clorofila relativamente baixa tem uma fAPAR alta sob condições de luz de Sol direta, enquanto dosséis fechados com alta clorofila absorvem mais PAR sob condições difusas.

Cuevas-González et al. (2008) analisaram as características espaço-temporal da fAPAR logo após eventos de incêndios em florestas da Sibéria. Estes autores observaram um decréscimo da fAPAR anual com o aumento da latitude em decorrência da curta estação de crescimento em direção ao norte e ao decréscimo da atividade da vegetação. Também verificaram que a fAPAR, após a ocorrência de incêndios, responde de forma diferenciada aos tipos de vegetação, sendo umas mais afetadas que outras.

A Radiação Fotossinteticamente Ativa Absorvida (APAR, *Absorbed Photosynthetically Active Radiation*) é a energia solar consumida pelo dossel verde no processo de fotossíntese e corresponde ao produto entre a fAPAR e o IPAR. A fAPAR está relacionada aos índices de vegetação espectral e pode ser estimada por transformação linear do IVDN derivado de satélites (GOWARD e HUENNRICH, 1992; MYNENI e WILLIAMS, 1994). Dye e Goward (1993) elaboraram imagens de radiação fotossinteticamente ativa absorvida (APAR) usando medidas de reflectância espectral do AVHRR/NOAA-7 e TOMS.

A Fração da Radiação Fotossinteticamente Ativa Absorvida (fAPAR) representa a capacidade de absorção de energia pelo dossel e os algoritmos geralmente usam relações empíricas ou modelos de transferência radiativa no cálculo da fAPAR (TURNER et al., 2009). Dessa forma, a fAPAR se torna uma variável chave para muitos modelos climáticos e modelos de PPL, podendo diferir bastante entre modelos.

Tem-se a relação da fAPAR proposto por Hooda e Dye (1996) que é baseado no SAIL (*Scattering by Arbitrary Inclined Leaves*) Model (VERHOEF, 1984; 1985. Desse modo, o cálculo da fAPAR é dada pela equação:

$$fAPAR = -0,31 + 1,33 * IVDN \quad (2.1)$$

Outros modelos também utilizam a relação linear entre a fAPAR e o IVDN, de modo que o modelo utilizado por Myneni e Williams (1994) foi tomado com base no modelo de transferência radiativa SAIL Model, fornecendo valores de fAPAR de acordo com a equação:

$$fAPAR = -0,14 + 1,16 * IVDN \quad (2.2)$$

Utilizando dados do AVHRR sem correção atmosférica, Prince e Goward (1995) encontraram a seguinte relação, apresentada para a fAPAR (Equação 2.3):

$$fAPAR = -0,036 + 1,62 * IVDN \quad (2.3)$$

No trabalho de Ruimy et al. (1994) foi utilizado dados do AVHRR com correção atmosférica, de modo que a fAPAR é dada por:

$$fAPAR = -0,025 + 1,25 * IVDN \quad (2.4)$$

2.4 Modelos de Uso Eficiente da Luz

De complexidade intermediária são os modelos de Uso Eficiente da Luz (UEL), que usam a fração da radiação fotossinteticamente absorvida (fAPAR) para estimar a taxa máxima de assimilação de carbono e então ajustar às condições climáticas, usando uma série de algoritmos de resposta climática simples. Esses são mais dinâmicos e podem contar com variação temporal do clima, mas eles focam apenas as condições atuais da vegetação e geralmente não incluem processos ecológicos ou biogeoquímicos necessários para simular mudanças no curso de desenvolvimento da vegetação ou mudanças ambientais de longo prazo.

De acordo com Ollinger et al. (2007) a existência de séries temporais de resolução moderada e dados de reflectância multiespectral em escala global, tem habilitado o desenvolvimento de uma família de técnicas para estimar a produtividade terrestre baseado

no conceito de UEL pela vegetação. Há um grande número de modelos eficientes que diferem em detalhes e complexidade, mas todos são baseados na idéia de conhecer a radiação incidente e as propriedades de absorção da luz pelo dossel para determinar o potencial máximo de fotossíntese para aquele dossel, pois a LUE difere significativamente entre os diversos tipos de cobertura florestal (AHL et al., 2004; WENQUAN et al., 2006), podendo, também, variar dependendo de diversos fatores ambientais, incluindo intensidade da luz, temperatura e água (NAKAJI et al., 2007), afetando, dessa forma, a quantidade de carbono assimilada pela vegetação nos modelos.

Monteith (1972) descreveu que ecossistemas terrestres são máquinas vivas cujo metabolismo e crescimento são dirigidos, primariamente, por forças termodinâmicas de radiação solar. Nesse arranjo, é preciso apenas considerar a desordem de eficiência de uso dessa energia para modelar o comportamento individual ou agregado de sistemas vegetados. Ele considerou que havia sete fatores, cada um com sua eficiência associada (ϵ), e que os fatores controlavam todos os aspectos que governam a razão entre a quantidade de luz incidente no topo da atmosfera e a quantidade de carbono fixado. Dos sete fatores três não relatam à característica da vegetação e são frequentemente considerados exógenos, por exemplo, a quantidade de luz transmitida pela atmosfera ao topo do dossel. Os quatro fatores remanescentes quantificaram a conversão bioquímica e os efeitos da estrutura do dossel.

O conceito do Uso Eficiente da Luz é baseado na hipótese de que as plantas estão escalonadas em uma área que seja capaz de produzir um índice de área foliar máximo facilitando o processo de fotossíntese de tal forma que otimize a fixação de carbono (GOETZ e PRINCE, 1999; PATEL et al., 2010).

O termo de eficiência fotossintética (ϵ) é determinado por um grande número de estresse ambiental contendo processos de reações fotoquímicos, como suprimento de nutrientes, água e temperatura, dependência sobre tipos individuais de vegetação, e, como resultado varia grandemente no tempo e espaço. O processo bioquímico que dirige ϵ é conhecido como fotoproteção. Em situações onde as plantas recebem mais luz do Sol do que eles podem realmente usar, a luz armazenada é regulada para balancear a absorção e a utilização do quanta como energia luminosa excessiva pode danificar a folha. O mecanismo que regula o uso da luz absorvida é uniformemente controlado por um grupo de pigmentos foliar denominado xantofila (HILKER et al., 2008). A Figura 2.1 apresenta o desenho esquemático do mecanismo de fotoproteção.

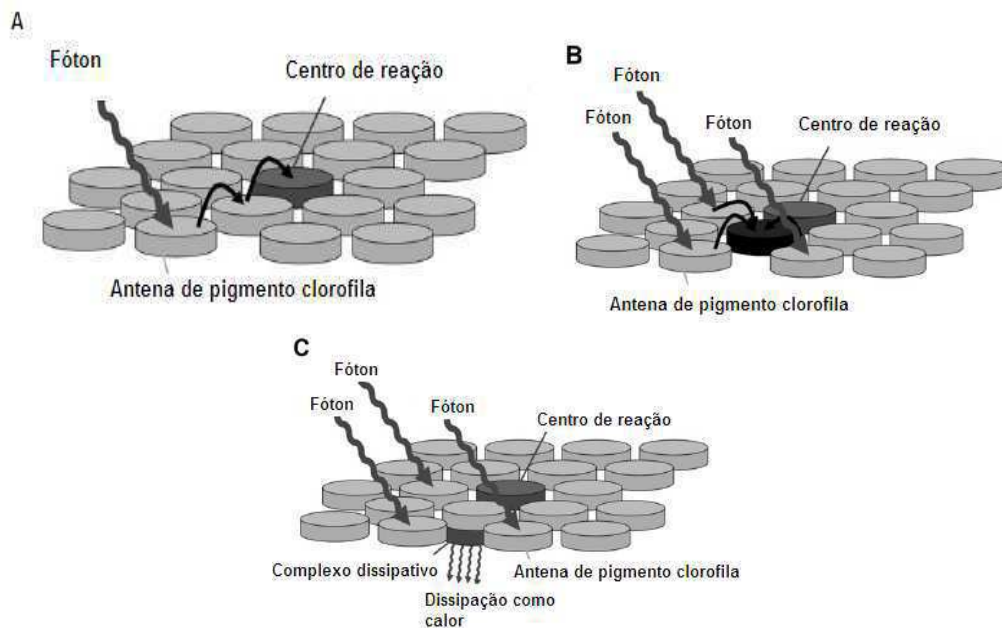


Figura 2.1. Mecanismo de fotoproteção
 Fonte: Adaptado de HILKER et al. (2008).

A Figura 2.1a mostra que a luz é armazenada pela antena de pigmentos, daí a energia é transferida ao centro de reação. Quando a planta recebe mais luz do que ela realmente usa, essa energia excessiva se acumula dentro do complexo de armazenamento de luz (ilustrado pelo disco negro, Figura 2.1a). Energia radiativa excessiva pode causar danos ao aparato fotossintético da folha. A Figura 2.1c mostra que a energia radiativa excessiva pode ser dissipada como calor por meio de um complexo dissipativo.

Fatores de estresse ambiental também podem alterar a concentração de clorofila foliar em resposta a mudanças ambientais, alterando a absorção de luz pela folha. Com respeito ao estresse de água, a radiação absorvida pela folha tende a diminuir devido ao conteúdo mais baixo de água na folha (BAUERLE et al., 2004), bem como o conteúdo de água no solo (CHASMER et al., 2008). Também a baixa temperatura e o alto déficit de pressão de vapor podem modificar ϵ (TURNER et al., 2009; HUENNRICH et al., 2010).

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1. Produção Primária Líquida

A Produtividade Primária é um processo complexo no qual a energia química ou solar é transformada para produzir biomassa. Os principais produtores primários são as plantas verdes, que convertem energia solar, dióxido de carbono e água em glicose, e eventualmente para tecido de planta (ROY e SAUGIER, 2001)

Um dossel consiste de um conjunto de plantas com folhas que possuem uma distribuição espacial e um sortimento de orientação angular. A interceptação da luz do Sol pelas folhas e o uso da energia solar para assimilar CO₂ é a base da fotossíntese do dossel. Os maiores fatores que afetam a fotossíntese incluem a relação angular entre folhas e geometria Terra-Sol e as posições vertical e horizontal das folhas. Outros fatores que afetam a fotossíntese incluem condições ambientais (temperatura, velocidade do vento, umidade e concentração de CO₂), disponibilidade de umidade do solo e nutrientes e condutância estomatal (BALDOCCHI e AMTHOR, 2001).

Segundo Ziska et al. (2004) as plantas experimentam grandes diferenças na concentração de CO₂ entre dia e noite, e pode ser que a diminuição na temperatura influencie os processos biológicos de fixação de carbono e respiração que governam as diferenças na concentração de CO₂ próximo à superfície. Esses processos biológicos também resultam em consideráveis variações espaciais na concentração de CO₂ dentro dos dosséis das plantas (BAZZAZ e WILLIAMS, 1991).

A troca de CO₂ entre plantas e atmosfera constitui em um importante sumidouro. As plantas assimilam CO₂ nos processos de fotossínteses, liberando O₂, e o ganho no carbono é conhecido como Produção Primária Bruta (PPB). Contudo, as plantas também liberam CO₂ através de processos de respiração e a diferença entre a assimilação e a liberação de CO₂ é denominada de Produção Primária Líquida (PPL), isto é, a nova quantidade de carbono armazenada (BERBEROGLU et al., 2007; CHAPIN et al., 2006).

A Produção Primária Líquida corresponde à produção de substâncias que entra na constituição do organismo, ou seja, é toda a energia que armazenam a partir da fotossíntese menos o que eles gastam na respiração.

Todos os organismos heterotróficos dependem exclusivamente da matéria orgânica produzida pelas plantas verdes para encontrar seus alimentos. Desse modo, o entendimento

da dinâmica de ecossistemas depende fundamentalmente do conhecimento da configuração e controle da PPL. Interesse recente em obter medidas exatas da PPL tem sido simulada pela elevação de concentração de CO₂ e conseqüente aquecimento do clima da Terra pelo efeito estufa (FAHEY e KNAPP, 2007).

A temperatura se torna um fator importante quando seu aumento acontece simultaneamente ao aumento da concentração de CO₂, pois ocorre um estímulo de biomassa e ganho em colheita comparado com o aumento somente do carbono (MOYA et al., 1998). Elevada concentração de CO₂ parece elevar a temperatura máxima que as plantas podem sobreviver, de modo que se qualquer planta exceder sua temperatura ideal de crescimento a mesma terá sérias conseqüências em seu desenvolvimento, pois a resposta de uma espécie particular às mudanças nos níveis de CO₂ dependerá de quão distante suas temperaturas ideais de crescimento estão dos altos níveis de CO₂ (SHALLCROSS et al., 2003).

O dióxido de carbono pode afetar as plantas mudando o clima, mas ele pode ter outra influência mais sutil e bastante separada, por meio de seus efeitos diretos sobre a fisiologia da planta. Uma vez que o CO₂ é fundamental para a fotossíntese, portanto, o aumento da quantidade de CO₂ na atmosfera tenderá deixar as plantas a realizar uma fotossíntese mais rápida. À medida que o CO₂ ambiente é usado para criar açúcar e carboidratos por meio dos processos de fotossínteses, as plantas sequestram carbono da atmosfera (HOOGENBOOM, 2006).

As plantas devem se prevenir quanto a perdas abundantes de água em período de ar seco, mas elas precisam do CO₂ para a fotossíntese. Plantas vasculares (aquelas com raízes, talos e folhas) têm resolvido o problema de um modo satisfatório pelo uso de pequenos poros em suas folhas – denominados estômatos – que podem abrir e fechar. Quando uma planta tem bastante água, o estômato leva CO₂ para o interior úmido da folha e a planta evapora água através do estômato para a realização da fotossíntese. Quando a planta tem bastante carbono, ou quando inicia perda de água, ela fecha os estômatos parcial ou totalmente para prevenir adicional perda d'água. Se for adicionado mais CO₂ no ar ao redor das plantas, frequentemente elas fazem o oposto, mantendo seus estômatos parcialmente abertos ou fechando após um curto espaço de tempo. Assim, uma planta que tem mais CO₂ pode realmente não fazer mais fotossíntese, mas em vez disso pode evitar que morra durante secas prolongadas devido ao suprimento de água ao redor de suas raízes (ADAMS, 2007).

Para Adams (2007), fisiologistas de plantas e profissionais que trabalham com modelos de ecossistema global têm dado muita ênfase sobre observações dos efeitos do aumento do CO₂ sobre a fotossíntese. Eles também têm feito uso do modelo conhecido como “Farquahar Model”, esse modelo reduz o processo complexo de assimilação do CO₂ dentro da planta para uma componente simples que atua como um gargalo. O CO₂ se difunde dentro da folha através de um poro estomatal. Então, o CO₂ é incorporado por uma enzima (conhecida como rubisco¹) dentro da forma orgânica na célula.

A condutância estomatal é uma resultante complexa de interações não-lineares entre vários fatores, como intensidade da luz, temperatura foliar, déficit de pressão de vapor, concentração de CO₂, solo e status da água na folha (LEUNING et al., 2004). Concentração de CO₂ elevada reduz a condutância estomatal em todas as espécies de plantas vascular, e isso pode reduzir a evapotranspiração e o uso de água. A alta temperatura aumenta a evapotranspiração e a precipitação tem um efeito direto sobre o balanço hídrico do ecossistema (NIKLAUS, 2007).

O estudo da Produção Primária tem sido acompanhado da necessidade de quantificar o rendimento de ecossistemas, especialmente agricultura e floresta. A demanda por dados de PPL de alta qualidade e padronizados pode ser destacado por vários tipos de uso desses dados. Numerosas tentativas têm sido feitas para melhorar o entendimento dos controladores ambientais e dirigentes da PPL dentro e entre os biomas (LAUEROTH e SALA, 1992; FRANK e INOUE, 1994; BERBEROGLU et al., 2007) para se ter uma maior confiança sobre os dados publicados e não publicados que, frequentemente, são de precisão desconhecidas.

No cálculo de medidas da produção primária devem ser levados em conta os problemas de escala com respeito à variabilidade espacial e temporal. A escala espacial da PPL usualmente envolverá cuidados subjetivos por parte do pesquisador, e o alcance de aplicabilidade das medidas da produção primária deve ser cuidadosamente avaliado antes e depois da análise da amostra, pois a dificuldade do problema provavelmente dependa da magnitude da variação espacial da PPL (FAHEY e KNAPP, 2007).

As primeiras estimativas de fixação de carbono pela vegetação fazendo uso de dados meteorológicos ou climáticos, remota de aproximadamente quatro décadas atrás, mas apenas na década de 1980 é que estimativas em escala regional e global tornaram-se

¹ A rubisco ou RuBisCO (abreviatura de ribulose-bisfosfato carboxilase oxigenase) é a enzima mais abundante nas plantas e por conseguinte a proteína mais abundante no planeta.

mais precisas devido à evolução dos modelos climáticos, que em um primeiro momento trabalhavam com as trocas de energia e vapor de água entre a superfície e a atmosfera, porém, em um segundo passo, foi incorporado o gás carbônico e outros gases de efeito estufa, permitindo a estimativa da PPL e, conseqüentemente, da fixação de carbono (SAUGIER, 1996).

Goward et al. (1985) mostraram que a PPL é relacionada com índices de vegetação, como IVDN. Enquanto, Monteith (1977) sugeriu que sob condição não estressada a soma da radiação fotossinteticamente ativa (PAR) é linearmente relacionada com a PPL.

Hunt (1994) sugeriu que a estimativa global da PPL baseada no índice de vegetação poderia ser refinada por meio de uma classificação de floresta estabelecida, floresta jovem e ecossistemas não florestais. Porém, para solucionar o problema levantado por Hunt (1994), Hooda e Dye (1995) desenvolveram uma técnica automática para a identificação de áreas agrícolas usando IVDN nos modelos climáticos, de modo que este procedimento tem sido ampliado devido a área de captação e monitoramento da vegetação, como pode ser visto no trabalho de Al-Bakri e Taylor (2003) e Ricotta et al. (1999).

Os modelos mais simples usados para derivar a PPL dos dados de sensoriamento remoto são empiricamente derivados de algoritmos de produtividade, que basicamente combinam relações de campo com propriedades do dossel obtidas por sensoriamento remoto que se correlaciona fortemente com as taxas de produção (OLLINGER et al., 2007). Esse método oferece o benefício de gerar estimativas de produtividade, que são restringidas ao conhecimento da configuração local de crescimento, mas não considera os mecanismos ecológicos pelo qual as estimativas podem ser estendidas à escalas espacial e temporal mais amplas.

A exatidão resultante é dependente apenas da força da tendência observada e da exatidão das propriedades vegetativas estimadas. A principal desvantagem é que essas aplicações não incluem mecanismos que permitiriam a extrapolação no tempo ou sob condições ambientais variando (OLLINGER et al., 2007).

Os diferentes tipos de florestas exercem papel preponderante para cada região na qual está inserida. Em regiões tropicais, raízes profundas podem habilitar árvores a manterem alta produtividade durante a estação seca, enquanto que a atividade metabólica dos micróbios na superfície do solo são simultaneamente inibidas durante esses episódios, baixando a respiração heterotrófica e levando a um sumidouro de carbono (SALESKA et al., 2003). Enquanto que para florestas decíduas Newman et al. (2006) mostraram que a

PPL acima do solo não é significativamente correlacionada com o solo úmido mas é com a quantidade de nitrogênio contida no solo.

Outros fatores também influenciam na obtenção da PPL, por exemplo, Imhoff et al. (2004) usaram dados de dois satélites e um modelo terrestre de carbono e quantificaram o impacto da urbanização sobre o ciclo de carbono e a produção de alimento nos Estados Unidos. Os resultados obtidos por eles mostraram que a urbanização produz um grande impacto negativo sobre a PPL, e que reduziu a quantidade de carbono fixado através da fotossíntese numa taxa de 40 Gigacarbono por ano. O trabalho de Xu et al. (2007) também mostra o impacto da urbanização sobre a PPL. A emissão da queima da biomassa também produz uma grande variabilidade na PPL (VAN DER WERF et al., 2006).

A precipitação afeta a PPL e sua região de distribuição, principalmente por afetar a demanda hídrica, o balanço hídrico e a fixação de dióxido de carbono da vegetação no processo de fotossíntese. Sala et al. (1988) verificaram a relação entre a PPL, a precipitação e a capacidade de retenção de água no solo e observaram que quando a precipitação anual média era inferior a 370 mm por ano o solo arenoso, com baixa capacidade de retenção de água no solo, era mais produtivo do que o solo argiloso, que tem alta capacidade de retenção de água no solo; enquanto o oposto ocorria quando a precipitação anual média excedia 370 mm por ano. Em geral, um aumento na precipitação prolongará o período de crescimento da vegetação, proporcionando um aumento na PPL (DEYONG et al., 2008). Contudo, a produção é extremamente sensível às temperaturas entre 0 e 15°C, mas não muito sensível à temperaturas acima de 20°C (WATSON e NOBLE, 2005).

Grace (2005) encontrou valores da PPL para alguns biomas, de modo que as Florestas Tropicais sequestram 1250 gC m⁻² ano⁻¹, as Florestas Temperadas 775 gC m⁻² ano⁻¹, a Floresta Boreal 190 gC m⁻² ano⁻¹ e a Savana Tropical 540 gC m⁻² ano⁻¹, enquanto, Valetini et al (2000) realizaram medidas em 26 sítios em florestas européias, de julho de 1996 a junho de 1998, e encontram valores da ordem de 660-670 gC m⁻².ano⁻¹. Waring et al (1998) realizaram experimentos em seis florestas sempre-verde e em uma decídua em Oregon, EUA, em três plantações pinheiro no norte da Austrália, uma floresta decídua em Massachusetts, EUA, e na floresta Nothofagus da Nova Zelândia, de modo que encontram valores de PPL no range de 120 a 1660 gC m⁻² ano⁻¹.

Os fluxos de carbono são altamente variáveis no espaço e tempo, de modo que a análise da dinâmica temporal da vegetação em determinadas regiões e suas relações com o

clima são de particular interesse para o entendimento da relação ecossistema-atmosfera, como pode ser visto no trabalho de Kobayashi e Dye (2005). Entretanto, é necessário compreender que Produtividade é a taxa de carbono atmosférico absorvido pela vegetação por meio do processo de fotossíntese. A produtividade primária de uma comunidade de plantas pode ser modelada como o produto da quantidade de PAR absorvida (APAR) pelo dossel e o fator do uso eficiente da luz (ϵ). Teoricamente, muitos desses modelos se originaram do uso de eficiência da luz, conceito proposto por Monteith (1972) e procuram descrever a absorção da luz pelo dossel da planta através de uma relação entre o IVDN e o fAPAR. Utilizar o conceito de Uso Eficiente da Luz para o modelo de PPL é depender de uma relação robusta entre as variáveis biofísicas fAPAR e IVDN. Mas, estudos como o de Myneni et al. (1995) têm demonstrado que existe uma relação mais forte entre fAPAR e o IVDN do que o Índice de Área Foliar (IAF) e IVDN.

3.2. O Carbono

Em 1992, governantes reconheceram que o aumento de carbono devido à ação humana estava mudando o clima da Terra, de modo que muitos assinaram e ratificaram os documentos da *United Nations Framework Convention on Climate Change* (UNFCCC). Em 1997, partes da UNFCCC negociaram o Protocolo de Kyoto, que requereu todas as partes a aceitarem suas responsabilidades ao combate à mudança climática e a redução da emissão pelos países industrializados dos gases de efeito estufa, principalmente CO₂. As regras para o Protocolo de Kyoto foram elaboradas mais adiante no Acordo de Marraquesh em 2001 ² (UNFCCC, 2011).

Cerca de um terço das emissões de CO₂ para a atmosfera, desde a revolução industrial, foi derivada de mudanças na cobertura da terra, e cerca de um terço das emissões de CO₂ antropogênicas para a atmosfera são absorvidas e acumuladas nos ecossistemas terrestres. Assim, o manejo e o monitoramento do ciclo de carbono terrestre é um componente importante no controle de mudanças climáticas (WATSON e NOBLE, 2005).

Devido ao aumento antropogênico de CO₂ o IPCC projetou que a concentração de CO₂ aumentaria para valores entre 540 e 970 ppm em 2100, sendo que em 1750 esse valor era de 280 ppm. O IPCC também projetou que a temperatura da Terra aumentaria de 1,4 a

² O texto da UNFCCC, seu Protocolo de Kyoto, o Acordo de Marraquesh estão disponíveis em <http://unfccc.int/>

5,8 °C até 2100 (IPCC, 2007). Ressalta-se que a concentração de CO₂ na atmosfera em novembro de 2010 foi de 389,3 ppm, e em 16 de janeiro de 2011 a concentração de CO₂ na atmosfera em Mauna Loa, Havaí, foi de 390,8 ppm (ESRL, 2011³).

Desde que tiveram início os debates e as negociações no Protocolo de Kyoto a respeito da retirada de carbono da atmosfera pela vegetação, que uma série de instituições internacionais, públicas e privadas, vem se dedicando a realizar estudos e análises a respeito das questões econômico-financeiras envolvidas em sua implementação.

Os documentos protocolaram um acordo entre países signatários de quantificar as emissões de carbono de modo a fixarem metas de redução nas emissões. Além disso, foi proposta a criação de um mercado no qual se comercializaria quotas e direitos de emissão. Desse modo, um crédito de carbono é um termo genérico significando que um valor tem sido fixado para uma redução de emissão de gás estufa.

Crédito e mercado de carbono são componentes chaves de tentativas, nacional e internacional, para reduzir o crescimento da concentração de gases estufa. Um crédito de carbono é igual a uma tonelada de dióxido de carbono, em alguns mercados, a uma tonelada de gases equivalentes ao dióxido de carbono. As emissões de gases estufas são limitadas e, então, os mercados são usados para alocar as emissões entre os grupos de fontes reguladoras. A meta é permitir ao mercado mecanismo de dirigir processo industrial e comercial na direção de baixas emissões. Uma vez que ocorre uma redução é gerado créditos, esses créditos podem ser comercializados entre parceiros ao redor do mundo. Sendo assim, países que liberam menor quantidade de carbono do que é permitido podem vender esse superávit em um mercado internacional, denominado *International Emissions Trading* (IED). Em decorrência deste acordo, a quantificação de biomassa vegetal tem se tornado cada vez mais importante (KUNTSCHICK, 2004).

Para reduzir a emissão de CO₂ foram propostas três estratégias: 1) Conservação das fontes de carbono existentes, ou seja, evitar desmatamento; 2) Sequestro pelo aumento das fontes de carbono, isto é, por meio de reflorestamento; e 3) substituição de energia de combustível fóssil pelo uso de biomassa.

As florestas naturais desempenham um importante papel no ciclo de carbono global. O solo e a biomassa armazenam aproximadamente três vezes a quantidade de carbono que é correntemente encontrada na atmosfera, e a troca anual de carbono entre a

³ ESRL – Earth System Research Laboratory (www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/index.html#global)

atmosfera e as florestas naturais é 10 vezes mais do que as emissões de carbono global anual por meio da queima de combustíveis fósseis pelo homem (MACKEY et al., 2008).

Mais especificamente, o sequestro de carbono pode ser definido como a transferência e o armazenamento seguro de CO₂ atmosférico dentro de outras piscinas duradouras que, caso contrário, seria emitido ou permanecería na atmosfera (LAL, 2008).

O sequestro anual de dióxido de carbono pelas plantas do globo por meio da fotossíntese (carbono orgânico) é cerca de 120 Gt ano⁻¹. Por meio da respiração de organismos vivos (incluindo humanos e seus gados), e combustão pelo fogo, um pouco menos do que 120 Gt ano⁻¹ do reservatório de carbono das plantas e solo é emitido para a atmosfera (MACKEY et al., 2008).

Estimativas do sequestro de carbono da atmosfera variam de 490 a 700 Gg C ano⁻¹ para floresta boreal, 370 Gg C ano⁻¹ para a temperada, e entre 720 e 1300 Gg C ano⁻¹ para o bioma de floresta tropical (LORENZ e LAL, 2010). Entretanto, Zhao e Running (2010) mostraram que ocorreu um pequeno decréscimo na PPL global no período de 2000 a 2009, principalmente devido à secas prolongadas em várias regiões do globo.

Embora tenha ocorrido um grande avanço nas negociações entre os países no que diz respeito a redução da quantidade de emissões de CO₂, alguns países ainda relutam em não diminuírem a taxa de emissão, e quando concordam em reduzir, essa redução ainda é um pouco significativa.

A Figura 3.1 apresenta os 20 países mais emissores de carbono em milhões de toneladas de carbono emitido de 1950 a 2008, bem como a emissão per capita em milhões de toneladas. Observa-se, na Figura 3.1, que os Estados Unidos, que sempre lideraram como o país mais emissor de CO₂ perdeu sua posição para a China, que lidera como o maior emissor de CO₂ do planeta, enquanto que a Austrália se encontra na décima quinta posição e o Brasil na décima sétima. Contudo, quando se leva em conta as emissões per capita a China cai para a quinta posição, os Estados Unidos permanece na segunda posição, a Austrália passa a ocupar o primeiro lugar e o Brasil passa a ocupar a décima oitava posição.

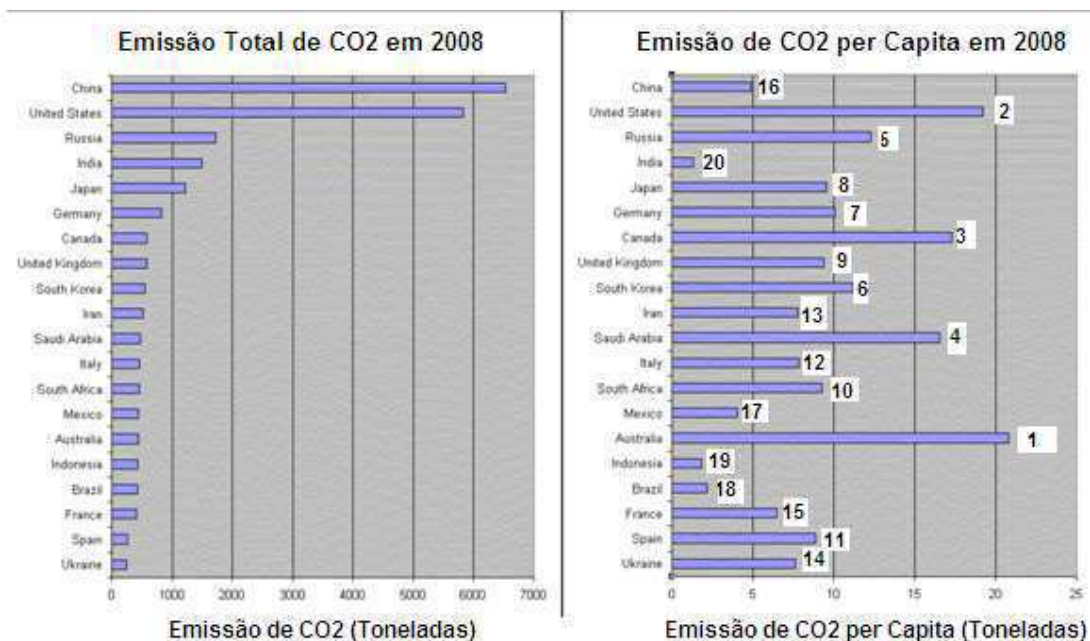


Figura 3.1. Ranking dos países emissores de Carbono
 Fonte: www.ucsusa.org.

Dados recentes mostram que a concentração de CO₂ global continua a se elevar, alcançando, nos primeiros meses de 2011, o valor de 390,8 ppm, como mostra a Figura 3.2. A linha vermelha representa os valores médios mensais centrados no meio de cada mês. A linha preta representa o mesmo, apenas mostra os valores após correção do ciclo sazonal médio. O último é determinado por uma média móvel de sete ciclos sazonais adjacentes centrados no mês a ser corrigido, exceto para o primeiro e últimos três anos e meio, onde o ciclo sazonal tem sido medido sobre o primeiro e últimos sete anos, respectivamente.

Os valores registrados na Figura 3.2 são para Mauna Loa, Havaí, de modo que esses valores representam a concentração de CO₂, que é a diferença entre o que foi emitido pelo que foi absorvido.

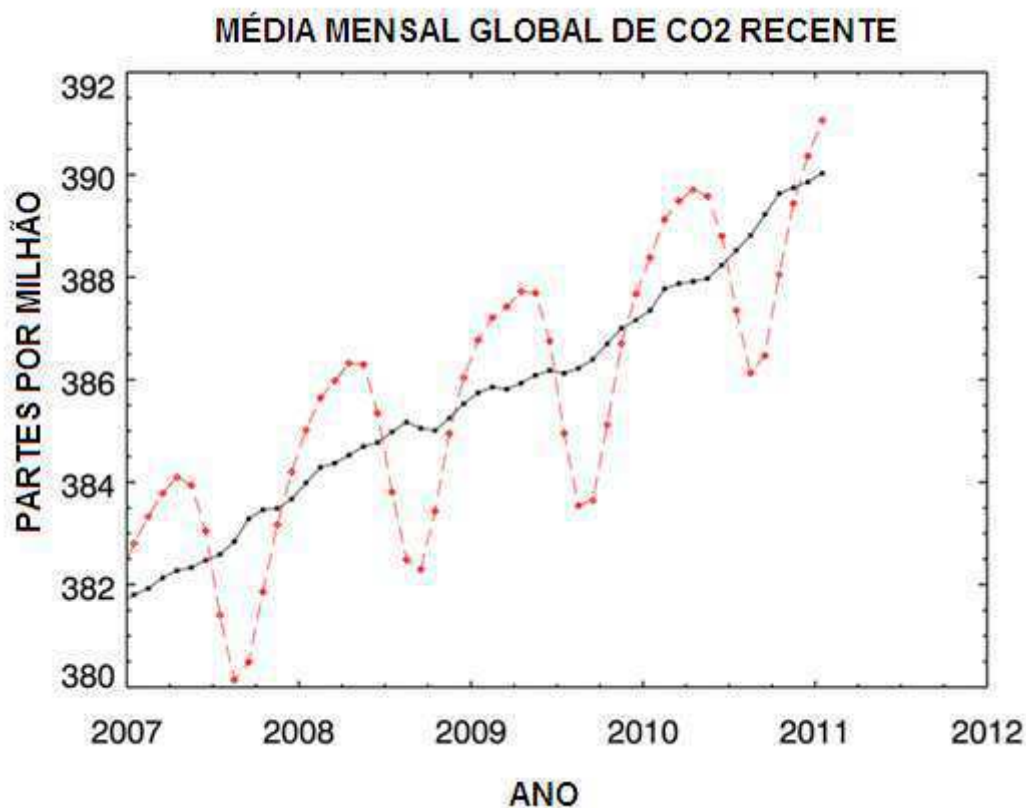


Figura 3.2. Emissões recentes de CO₂
 Fonte: ESRL, 2011.

O curto ciclo de carbono é de importância maior do que o longo ciclo de carbono com respeito ao sequestro de carbono de ecossistemas florestais. Esse ciclo controla as concentrações atmosféricas de ambos, CO₂ e CH₄, por meio de fluxos contínuos de grandes quantidades de carbono entre os oceanos, a biosfera terrestre e a atmosfera (IPCC, 2007). O carbono atmosférico fixado durante a fotossíntese é retornado pela planta, pela respiração microbiana e animal, e transferido para a atmosfera como CO₂ sob condições aeróbicas e o CH₄ sob condições anaeróbicas (LORENZ e LAL, 2010).

Esforços crescentes têm sido feitos para um melhor entendimento e modelamento do ciclo de carbono terrestre, pois as mudanças climáticas globais têm elevado o depósito de nitrogênio e as mudanças no uso da terra têm alterado os padrões de carbono e fluxo de energia (NEWMAN et al., 2006).

O entendimento dos mecanismos que regulam o ciclo de carbono global e a troca de carbono entre a atmosfera e os vários componentes natural e antropogênico é de fundamental importância para procurar caminhos para reduzir ou adaptar à mudança climática global.

São identificados cinco principais reservatórios de carbono: a atmosfera, a vegetação, os solos, os oceanos e os combustíveis fósseis. A quantidade de carbono atualmente na atmosfera é de 807 Gt; na superfície do oceano 1020 Gt; na vegetação 610 Gt; no solo e detritos 2500 Gt; na biota marinha 3 Gt; na reservas de carvão e combustível fóssil 5000 Gt e na superfície sedimentar do oceano 150 Gt, porém os grandes reservatórios são as camadas intermediárias e profundas do oceano com 38100 Gt. Destes valores é interessante observar que na biota marinha o armazenamento é de 3 Gt, porém, ela apresenta uma grande dinâmica, pois absorve 50 Gt ano⁻¹ da superfície do oceano, dos quais 40 Gt ano⁻¹ retorna para superfície e 10 Gt ano⁻¹ vão para as camadas intermediárias e profundas do oceano. (BHATTI et al., 2006).

Todos esses reservatórios são interconectados por processos bióticos, abióticos e antropogênicos. Bhatti et al.(2006) ainda mostram que 60 GtC é trocada em cada direção entre a vegetação e a atmosfera a cada ano através de processos biológicos de fotossíntese e respiração. Similarmente, 90 GtC é emitido e 92 GtC absorvido pelo oceano a cada ano através de uma combinação de trocas de atividades físicas e biológicas à superfície do oceano. Em comparação, apenas 6,3 Gt ano⁻¹ é emitido por combustível fóssil e produção de cimento e 1,6 a 2,2 Gt ano⁻¹ por mudanças no uso da terra, porém apenas 0,5 GtC é absorvido nesse processo.

As emissões recentes de CO₂ para a região Nordeste utilizando o modelo CATT-BRAMS do Centro de Previsão de Tempo e Clima (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) são apresentadas por meio da Figura 3.3. Observa-se que as maiores concentrações de CO₂ emitidas por indústrias encontram-se nas proximidades dos grandes centros e das capitais.

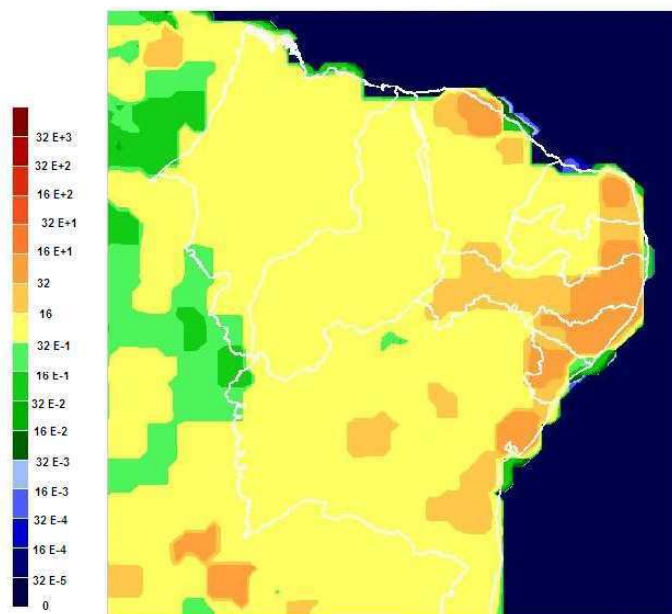


Figura 3.3. Emissão de CO₂ (industrial) em gC m⁻² ano⁻¹ para todo o Nordeste às 9h do dia 22/11/10 utilizando o modelo CAAT-BRAMS – CPTEC/INPE
 Fonte: www.inpe.cptec.br

A emissão de CO₂ devido às queimadas e indústrias é apresentada por meio da Figura 3.4, onde se observa um aumento nas áreas emissoras de CO₂ quando comparada com a Figura 3.3, onde a emissão é apenas por indústrias.

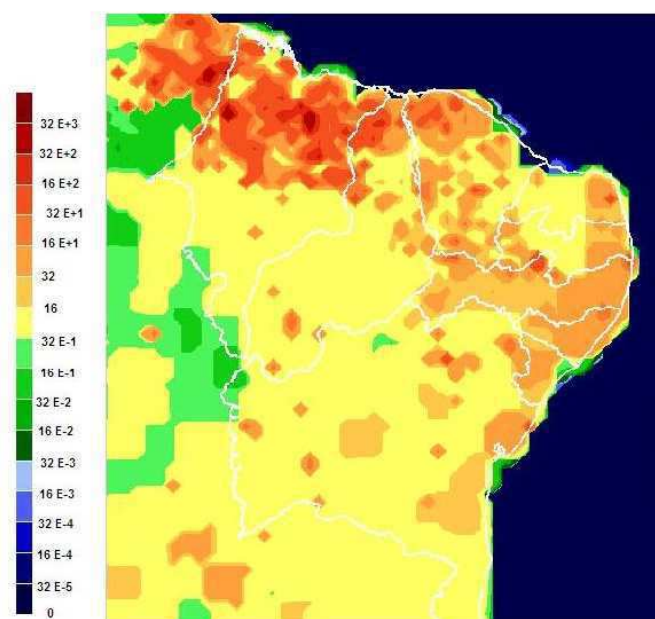


Figura 3.4. Emissão de CO₂ (queimadas e industriais) em gC m⁻² ano⁻¹ para todo o Nordeste às 9h do dia 25/11/10 utilizando o modelo CAAT-BRAMS – CPTEC/INPE
 Fonte: www.inpe.cptec.br

4. MATERIAL E MÉTODOS

4.1 Material

O foco do presente estudo é a Caatinga nordestina que possui uma área de 844.445 km², aproximadamente 48 % do Nordeste, e ocupa cerca de 10% do território brasileiro, sendo que ela está presente em todos os estados nordestinos, de modo que ela se estende pela totalidade do estado do Ceará (100%) e mais de metade da Bahia (54%), da Paraíba (92%), de Pernambuco (83%), do Piauí (63%), do Rio Grande do Norte (95%), quase metade de Alagoas (48%) e Sergipe (49%) e uma pequena parte do Maranhão (1%) (IBGE, 2004).

A Caatinga tem uma fisionomia de deserto, com índices pluviométricos muito baixos, em torno de 500 a 700 mm anuais e árvores que atingem entre 2 e 5 m. Em algumas regiões do Ceará, por exemplo, embora a média para a estação chuvosa seja de 1.000 mm, pode chegar a apenas 200 mm em anos secos. Duas adaptações importantes à vida das plantas nas caatingas são: a queda das folhas na estação seca e a presença de sistemas de raízes bem desenvolvidos. A perda das folhas é uma adaptação para reduzir a perda de água por transpiração e raízes bem desenvolvidas aumentam a capacidade de obter água do solo (LIMA e RODAL, 2010).

O bioma Caatinga é o único bioma exclusivamente brasileiro, ele está inserido dentro da região Nordeste do Brasil (NEB). A região Nordeste do Brasil possui uma área de 1.558.196 km² e é formada por nove estados: Maranhão (MA), Piauí (PI), Ceará (CE), Rio Grande do Norte (RN), Paraíba (PB), Pernambuco (PE), Alagoas (AL), Sergipe (SE) e Bahia (BA), conforme se observa na Figura 4.1.

A vegetação da região NEB é bastante diversificada e altamente dinâmica, sendo que fatores climáticos, como precipitação, controlam a distribuição e a estrutura da vegetação (BARBOSA et al., 2006). Pode-se afirmar que o NEB é composto por quatro ecossistemas, tendo em vista que os demais são subdivisões e transições destes biomas, que são: Floresta Amazônica, Mata Atlântica, Cerrado e Caatinga.

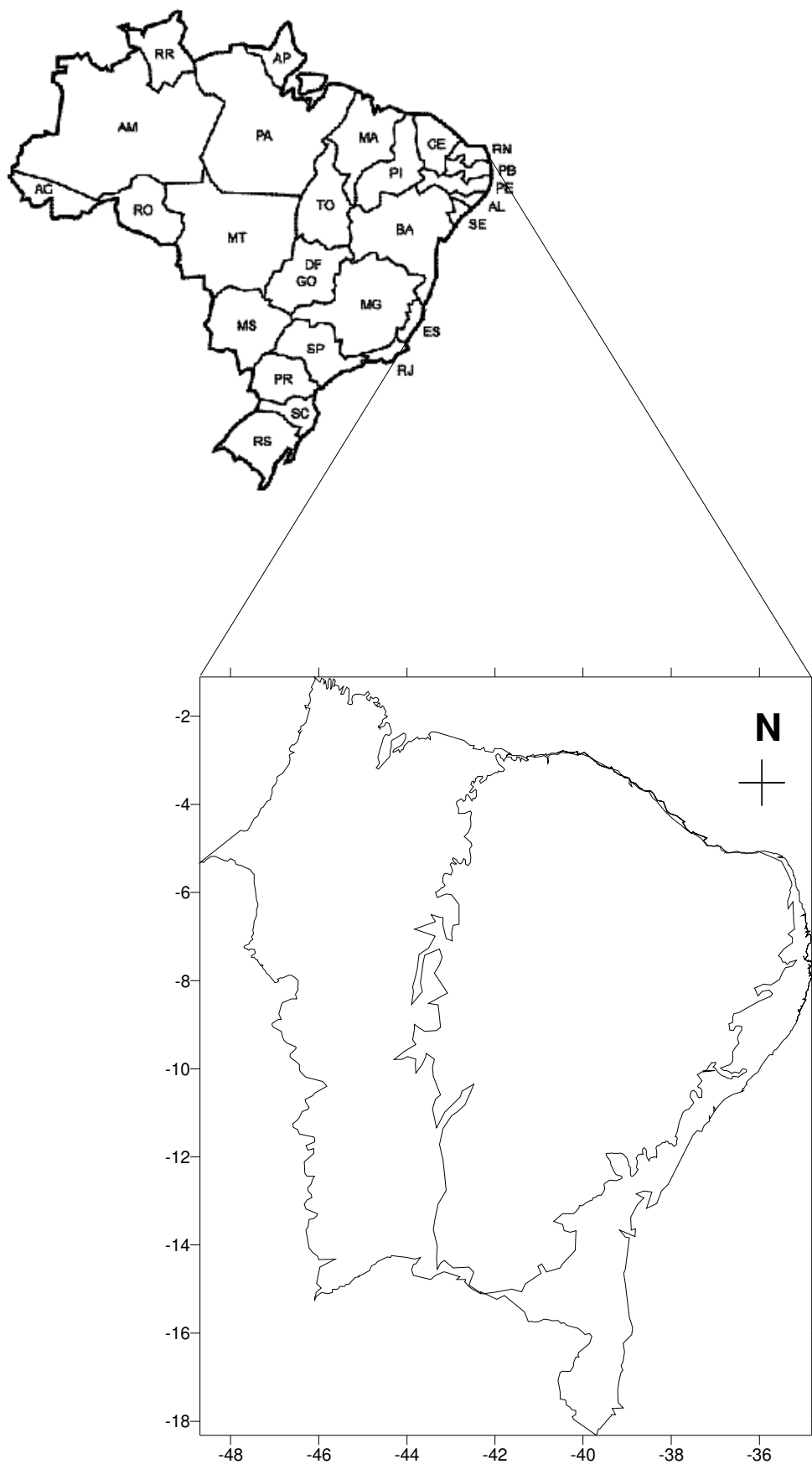


Figura 4.1. Localização da região Nordeste do Brasil

A Floresta Amazônica é a maior reserva de diversidade biológica do mundo, a Amazônia é também o maior bioma brasileiro em extensão e ocupa quase metade do território nacional (49,29%), e na região Nordeste ela ocupa parte de Maranhão (34%).

A Mata Atlântica assemelha-se as matas amazônicas em fisionomia e composição florística, encontra-se na faixa litorânea do NEB e alcança alturas entre 20 e 40 m.

O cerrado, por outro lado, assemelha-se as savanas e atingem alturas entre 6 e 15 m. Uma das maiores concentrações dos cerrados no Nordeste do Brasil encontra-se nos estados do Piauí e do Maranhão (65%), ocupando as porções sudoeste, centro-norte e centro-sul do Piauí, cobrindo uma área estimada de 21.656.866 ha, que corresponde a cerca de 14% da área total da Região Nordeste (IBGE, 2004). A flora dos cerrados é pouco conhecida e apresenta consideráveis problemas taxonômicos. Especificamente, para os cerrados do Nordeste, a base bibliográfica ainda é pequena, tanto para a flora, como para a fauna (CASTRO et al., 2007). Os biomas brasileiros são apresentados por meio da Figura 4.2.



Figura 4.2. Biomas brasileiros
Fonte: IBGE (2004). Escala 1:5.000.000

Como no Nordeste existem três regimes de precipitação bastante distintos, denominados por Kousky (1979) de regimes norte, sul e leste. Uma análise dos resultados para toda caatinga poderia esconder detalhes das áreas sobre regimes diferentes, então para captar possíveis mudanças internas a cada regime de precipitação optou-se por dividir a área da caatinga em duas partes: caatinga norte, sob o domínio do regime de precipitação do norte, com máximo de chuva de março a abril; e caatinga sul, regime de precipitação do sul do Nordeste, com máximo de chuva de dezembro a janeiro. No regime do leste, praticamente não existe área de caatinga. Logo, não foi elaborado estudos para a área sob este regime. A divisão entre Caatinga Norte e Caatinga Sul é apresentada na Figura 4.3.

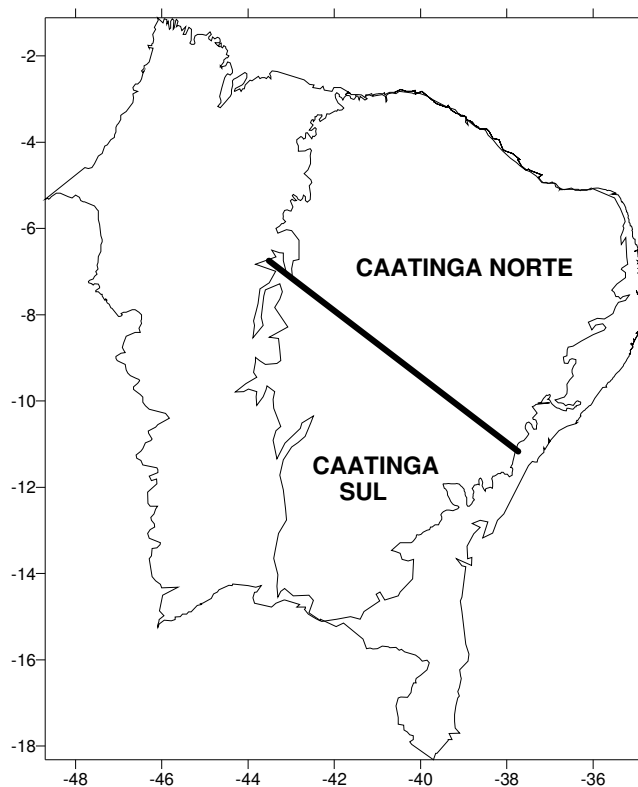


Figura 4.3. Divisão da Caatinga em Norte e Sul
Fonte: Adaptado de Kousky (1979)

4.2 Métodos

Os dados mensais do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (IVDN) utilizados no presente estudo, correspondente ao período de 1981 a 1999, foram cedidos pela Divisão de Sensoriamento Remoto do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

(INPE). Essas imagens foram originadas a partir de um projeto de cooperação entre o INPE e a NASA/GSFC, dentro do programa EOS (*Earth Observation System*). Os dados do Índice de Vegetação processados pelo GIMMS (*Global Inventory Monitoring Modelling Studies*) da NASA, são organizados por continente e as informações referentes aos oceanos são omitidas. Estes dados são provenientes dos canais 1 e 2 (visível e infravermelho próximo) do sensor AVHRR e são convertidos em unidades de reflectância usando a calibração pré-vôo fornecida pela NOAA. Os dados são processados pelo GIMMS/NASA que produz as imagens do IVDN através do GAC (Global Area Coverage). Estes dados são reamostrados, resultando em uma imagem de IVDN de resolução espacial de 5 km x 5 km. Valores do IVDN são composições mensais, geradas a partir dos máximos valores do mês atribuído a cada ponto.

A série de dados disponível apresenta valores mensais do IVDN com início em Janeiro de 1981 e término em Dezembro de 1999, de modo que, originalmente, o IVDN tinha resolução espacial de 5 km x 5 km. Contudo, a resolução foi alterada calculando uma média para uma grade de 140 km x 140 km, isto foi feito somando todos os pontos da grade de 5 km x 5 km, que tinha informações de IVDN e estavam dentro da grade de 140 km x 140 km e dividindo pelo total de pontos. Isto foi feito porque os dados do *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) estavam em uma grade de 2,5° x 2,5° e foi ampliada para 1,25° x 1,25°, que corresponde a aproximadamente 140 km x 140 km. O método de interpolação para ampliar a grade seguiu o seguinte critério, inicialmente foram tomados os 28 pontos de grade para todo o nordeste com espaçamentos de 2,5° de longitude por 2,5° de latitude para serem interpolados. Os pontos originais são apresentados na Figura 4.4.

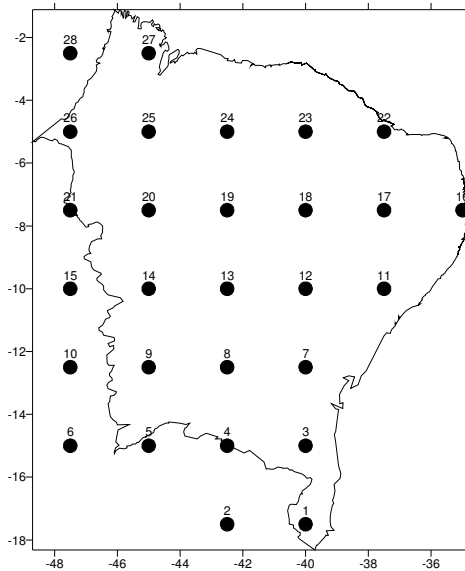


Figura 4.4. Pontos a serem interpolados

A interpolação seguiu o critério de uma interpolação geométrica em que os pontos mais próximos do ponto a ser interpolado têm um peso maior, pois o peso de cada ponto é proporcional ao inverso do quadrado da distância ao ponto a ser interpolado. A soma de todos os pesos deve ser igual a 1. Esta interpolação foi feita utilizando o software Compaq Visual Fortran 6.5 da *Compaq Computer Corporation*[®]. Desse modo, os novos pontos obtidos por meio da interpolação são mostrados na Figura 4.5.

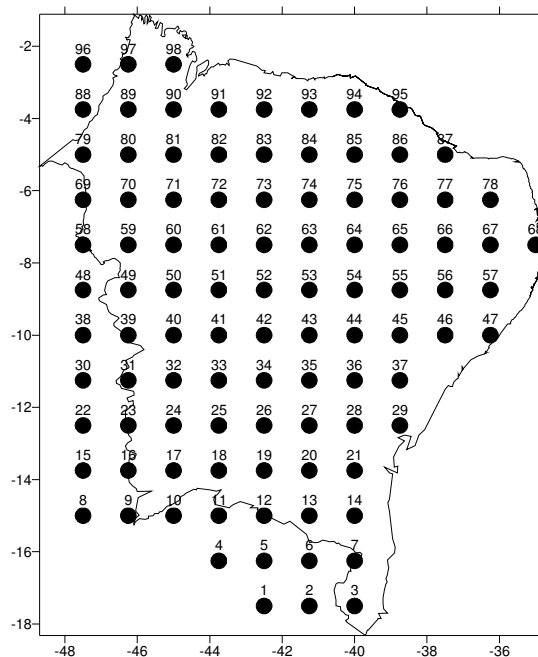


Figura 4.5. Pontos interpolados para todo o Nordeste

A Equação (4.1) apresenta como o IVDN é calculado (TUCKER, 1979):

$$IVDN = (R_2 - R_1)/(R_2 + R_1) \quad (4.1)$$

em que,

R_1 = Reflectância medida no canal 1 do sensor AVHRR/NOAA (Vermelho);

R_2 = Reflectância medida no canal 2 do sensor AVHRR/NOAA (Infravermelho próximo).

Os dados de precipitação, temperatura e radiação de onda curta foram oriundos da reanálise do NCAR/NCEP e a extração desses dados foi feita utilizando o GrADS, com pontos de grade de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$. Assim como o IVDN, esses dados foram interpolados para uma grade de $1,25^\circ \times 1,25^\circ$.

Os dados de precipitação extraídos são fornecidos em mm dia^{-1} , ou seja, para cada mês há apenas o valor de um único dia de precipitação, de modo que, para a obtenção dos dados em mm mês^{-1} multiplicou-se os referidos valores pela quantidade de dias correspondente a cada mês do ano.

Os valores de temperatura obtidos na extração estão na escala Kelvin, onde seus valores foram transformados para Celsius. Os dados de radiação estavam disponíveis em W m^{-2} , mas para o presente estudo foram convertidos em $\text{MJ m}^{-2} \text{ano}^{-1}$. Para transformar os valores de W m^{-2} para $\text{MJ m}^{-2} \text{ano}^{-1}$ multiplicou-se os valores de radiação por 31,536.

A estimativa da Produção Primária Líquida (PPL) no presente trabalho foi realizada mediante dados de sensoriamento remoto e medidas de radiação solar global.

Desse modo, a PPL é dada pela Equação (4.2):

$$PPL = \varepsilon * \frac{1}{N} \left(\sum_1^{12} APAR \right) \quad (4.2)$$

Em que N representa o número total de meses e a soma da APAR é feita do mês 1 (um) até o mês doze (12). O fator de uso eficiente da luz (ε) assume valores de acordo com o IVDN. As Equações (4.3)-(4.5) mostram como ε (g MJ^{-1}) é calculado do canal 1 da reflectância (SOBRINO e RAISSOUNI, 2000). Caso o IVDN $< 0,2$:

$$\varepsilon = 0,980 - 0,042 * Ch1 \quad (4.3)$$

Caso o $0,2 < \text{IVDN} < 0,5$, o fator de uso eficiente da luz pode ser estimado da proporção de vegetação (P_v):

$$\varepsilon = 0,971 + 0,018 * P_v \quad (4.4)$$

em que a P_v é calculada pela expressão:

$$P_v = (\text{IVDN} - 0,2)^2 / 0,09 \quad (4.5)$$

Porém, quando o $\text{IVDN} > 0,5$, o fator de uso eficiente da luz é assumido como sendo igual a 0,985. Contudo, como os valores variam de 0,971 a 0,985 foi adotado o valor médio entre eles, que é de $0,978 \text{ g MJ}^{-1}$.

A Radiação Fotossinteticamente Ativa Absorvida (APAR) pode ser calculada como o produto da fração de APAR (fAPAR) e a quantidade de PAR incidente (IPAR). Assim, temos:

$$\text{APAR} = \text{fAPAR} \times \text{IPAR} \quad (4.6)$$

Para obtenção dos valores da fAPAR foi utilizado, no presente estudo, o modelo proposto por Hooda e Dye (1996) que é baseado no SAIL (*Scattering by Arbitrary Inclined Leaves*) Model (VERHOEF, 1984; 1985. Desse modo, o cálculo da fAPAR é dada pela Equação (2.1).

A calibração para valores negativos dos dados de IVDN foi feita tomando a fAPAR igual a zero, o que indica tratar-se de solo nu.

É importante mencionar que a escolha do modelo utilizado por Hooda e Dye (1996) para estimativa de PPL no Nordeste do Brasil foi feita com base nos seguintes fatores:

a) O modelo de Hooda e Dye (1996) foi elaborado para estimar a distribuição espacial da PPL para toda a Índia, que possui área aproximadamente correspondente a duas vezes a área do nordeste do Brasil e possui regiões semelhantes à do NEB (áridas, semiáridas e florestais), enquanto, os demais modelos, em geral, são para as estimativas de PPL em áreas restritas.

b) Em testes elaborados previamente com os quatro modelos mencionados na seção 2.3, Equações (2.1)-(2.4), verificou-se que para a Caatinga os valores estimados pelo modelo Hooda e Dye (1996) são mais representativos da variabilidade climática de anos de El Niño e La Niña fortes; pois os outros apresentaram valores muito elevados de PPL, próximos aos de florestas tropicais, mesmo em anos muito secos no semiárido.

Os resultados obtidos para caatinga com os quatro modelos para os anos extremos: 1992-1993 (menores valores de PPL em todo período analisado 1981-1999) e 1984-1985 (maiores valores em todo período estudado) são apresentados na seção 5.1. Nestes resultados observa-se que os valores de PPL estimados para Caatinga com o modelo de Hooda e Dye (1996) estão mais próximos dos observados para outros biomas que os dos modelos de Ruimy et al. (1994), Prince e Goward (1995) e Myneni e Williams (1994).

A estimativa da PPL para a Caatinga foi feita por meio dos valores interpolados para todo o Nordeste e que estavam dentro do bioma Caatinga, ou seja, dos pontos interpolados para todo Nordeste foram separados aqueles pontos que estavam dentro da Caatinga.

Por outro lado, também é interessante mostrar a distribuição da PPL para todo o Nordeste para verificar se os outros biomas, presentes no Nordeste, são capazes de “sequestrar” mais ou menos carbono que a Caatinga, bem como observar como se procede a interface da Caatinga com outro bioma. Esse procedimento é importante porque a Caatinga irá interpolar pontos pertencentes a outros biomas, e na interpolação apenas para a Caatinga isto não ocorre.

A distribuição espacial da PPL foi feita com base nos anos que ocorreram eventos de El Niño e La Niña, e anos que não ocorreram evento ENOS. Os anos de El Niño e La Niña foram tomados com base nas anomalias de TSM das áreas do Niño 1+2, Niño 3 e Niño 4. Informações de áreas de Niños podem ser encontradas no site do NCEP/NOAA (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/>). Além disso, não foi considerado o ano civil de janeiro a dezembro, mas o ano hidrológico de setembro do ano j a agosto do ano j+1, por exemplo, quando se fala de 1984-85 refere-se ao período que vai de setembro de 1984 a agosto de 1985 e não ao período de janeiro de 1984 a dezembro de 1985. Então, para o presente estudo quando se fala de La Niña de 1984-1985 refere-se ao período que vai de setembro de 1984 até agosto de 1985, os meses de janeiro a agosto de 1984 e de setembro a dezembro de 1985 não entra no cálculo. Assim, fez-se uma média ponderada das

anomalias de TSM das áreas de Niño 1+2, Niño 3 e Niño 4 de setembro de 1984 a agosto de 1985, de modo que encontra-se um valor de -0,906, ou seja, uma La Niña Moderada.

O critério para a realização da média ponderada para identificar evento ENOS foi o seguinte: a área do Niño 1+2 é de 90 W a 80 W e de 0 a 10 S, ou seja, 1.232.100 km², a área do Niño 3 é de 90 W a 150 W e de 5 N a 5 S, ou seja 7.392.600 km², e a área do Niño 4 é de 160 E a 150 W e de 5 N a 5 S, ou seja, 6.160.500 km². A soma das áreas dos Niños 1+2, 3 e 4 é de 14.785.200 km². Então, a área do Niño 1+2 representa 0,083 da área total, a do Niño 3 representa 0,5 da área total e a do Niño 4 representa 0,417. A área do Niño 3.4 é de 160W a 120W, ou seja, sobrepõem parte da área do Niño 3 e parte da área do Niño 4, logo não representa novas áreas. Portanto, não é contabilizado nem uma área do Niño 3.4, pois já está representada nas áreas do Niño 3 e 4.

Para fazer a classificação do El Niño ou La Niña faz-se o seguinte cálculo: Multiplica a anomalia de TSM da área do Niño 1+2 do mês de setembro do ano j por 0,083, a anomalia de TSM da área do Niño 3 do mês de setembro do ano j por 0,5, a anomalia de TSM da área do Niño 4 do mês de setembro do ano j por 0,417 e soma, então tem-se a anomalia de TSM ponderada pela área do mês de setembro do ano j. Repete os cálculos até o mês de agosto do ano j + 1. Somam-se os valores das anomalias de TSM obtidas para os meses de setembro do ano j até o mês de agosto do ano j +1. O resultado da soma é dividido por doze, uma vez que de setembro do ano j até agosto do ano j+1 são doze meses, então, a soma é dividida por doze. Se os valores encontrados forem menores que -1 tem-se La Niña forte, entre -1 e -0,5 tem-se uma La Niña de intensidade moderada, e superior a -0,5 e inferior a 0,5 ausências de El Niño e de La Niña, entre 0,5 e 1 tem-se um El Niño moderado e superior a 1, El Niño Forte.

Portanto, se em outro estudo se faz a média ponderada de janeiro de 1984 a dezembro de 1985 vai encontrar outro valor. Mas, o presente estudo é para um período de um ano, que vai de setembro de um ano a agosto do ano seguinte. Isto foi feito porque o mês mais seco no semiárido nordestino é o mês de setembro, portanto, foi considerado o início do ano hidrológico. Os mapas com a distribuição espacial da PPL foram feitos utilizando o software Surfer[®] 7.0.

Os anos que não ocorreram eventos de ENOS, e os anos que ocorreram eventos El Niño e La Niña são apresentados na Tabela 4.1.

Tabela 4.1. Anos sem ocorrência de ENOS e com ocorrência de ENOS
 Fonte: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/>

Sem ENOS	Índice nino	El Niño	Índice nino	La Niña	Índice nino
1981-82	0,243	1982-83 (Forte)	2,021	1984-85 (Moderada)	-0,906
1983-84	-0,445	1986-87 (Forte)	1,060	1988-89 (Forte)	-1,089
1985-86	-0,435	1991-92 (Forte)	1,003	1995-96 (Moderada)	-0,696
1996-97	0,382	1997-98 (Forte)	1,865	-	

Para a obtenção das curvas de regressão linear simples entre a PPL e a temperatura, PPL e a precipitação e PPL e a radiação, utilizou-se o aplicativo Excel da Microsoft[©] Corporation. O valor da estatística *p* foi calculado utilizando o software Biostat 5.0, mas como o valor de *p* é uma medida da significância geral da equação de regressão, seja ela simples ou múltipla, a análise do valor da variável *p* é feita seguindo os seguintes critérios: se:

- $p > 0,1$ – estatisticamente não significativo,
- $0,05 < p \leq 0,1$ – estatisticamente significativo a 90%,
- $0,01 < p \leq 0,05$ – estatisticamente significativo a 95%,
- $p \leq 0,01$ – estatisticamente significativo a 99%.

Os valores da Produção Primária Líquida, precipitação e radiação, para o cálculo da regressão linear simples foram obtidos tomando a soma de todos os pontos a cada mês, posteriormente foi extraída a média entre todos os meses para se ter uma média anual. Para a temperatura foi feita uma média entre todos os pontos para cada mês, posteriormente extraiu-se a média de todos os meses, de modo a ser fornecida uma média anual. Desta forma, toda a série de dados, para a regressão linear simples, é de dezoito anos.

Entretanto, para o cálculo da regressão linear simples dividiu-se a série de dados de 18 anos em três partes: uma série de 1981-87, compreendendo 6 anos, de modo que para cada ano foi computado o valor anual médio da variável para aquele referido ano; a outra série de 1981-93, compreendeu 12 anos e por último, uma série de 1981-99, totalizando 18 anos.

Em estudos prévios do presente trabalho foi realizada regressão linear simples para cada ano de estudo, mas os resultados não se mostraram consistentes, ou seja, todas as regressões não se mostraram estatisticamente significativas devido a dispersão, ou variabilidade dos dados. Desta forma, optou-se em dividir a série de dados em três períodos para o cálculo da regressão linear para analisar a relação entre as variáveis à medida que aumentava o número de anos da série, aumentando, assim, o número de graus de liberdade em cada período.

Foi realizada, também, uma regressão linear múltipla para analisar o quanto as variáveis precipitação, radiação e temperatura, contribuía juntas para a resposta da PPL. Para verificar a influência da precipitação do ano anterior sobre a resposta da PPL foi inserida uma variável a mais no cálculo da regressão linear múltipla, que é a precipitação do ano anterior.

Para a regressão linear múltipla foi tomada uma série de 17 anos, porém esta série, também, foi dividida em três períodos: 1982-88, 1982-94 e 1982-99. A série iniciou-se 1982 devido a inclusão da precipitação do ano anterior (1981-82) como uma variável a mais na regressão linear, este acréscimo foi feito para analisar a influência da chuva do ano anterior na resposta ao sequestro de carbono.

Assim, uma equação de regressão linear múltipla expressa uma relação linear entre uma variável dependente y e duas ou mais variáveis independentes, de modo que a forma geral da equação de regressão linear múltipla é apresentada pela Equação (4.7):

$$PPL = b_0 + b_1 \text{PREC1} + b_2 \text{PREC} + b_3 \text{TEMP} + b_4 \text{RAD} \quad (4.7)$$

em que b_0 é o intercepto, PREC1 é a precipitação no ano $j - 1$, e PREC é a precipitação no ano j , TEMP é a temperatura no ano j , RAD é a radiação no ano j e PPL é a Produção Primária Líquida no ano j . O cálculo de regressão linear múltipla foi feito utilizando o software OriginPro 8.0 da OriginLab[®] Corporation.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1. Produção Primária Líquida em Outros Modelos

Inicialmente são apresentados por meio da Figura 5.1 os resultados da distribuição espacial da Produção Primária Líquida para os modelos de Myneni e Williams (1994), Prince e Goward (1995) e Ruimy et al. (1994) para um evento de El Niño Forte.

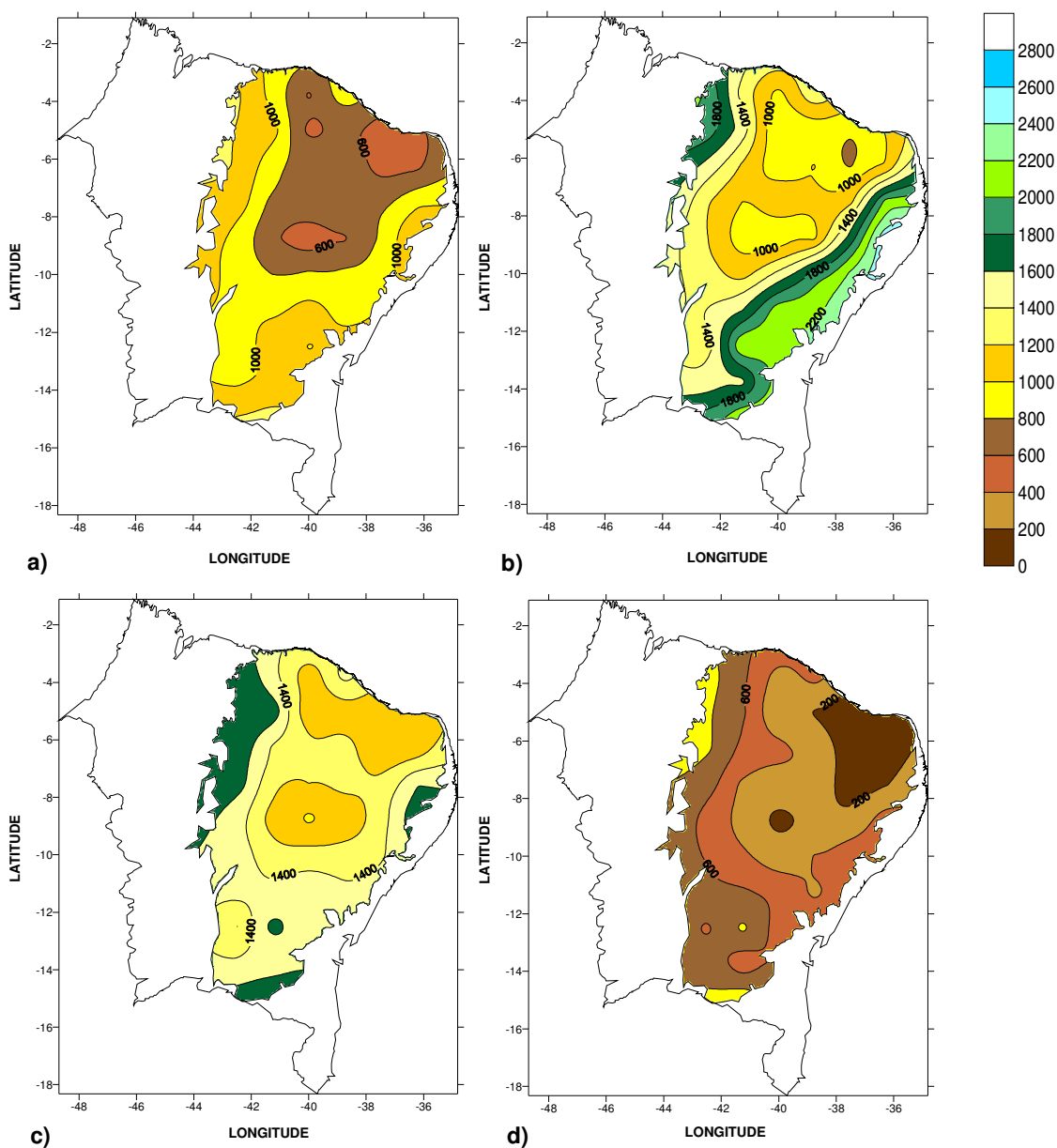


Figura 5.1. Produção Primária Líquida em gC m⁻² ano⁻¹ para toda a Caatinga em um ano de El Niño forte (1982-83) estimadas pelos modelos: a) Myneni e Williams (1994), b) Prince e Goward (1995), c) Ruimy et al. (1994), d) Hooda e Dye (1996)

Logo, a Figura 5.1 apresenta a distribuição espacial da PPL para a Caatinga em um ano de El Niño forte (1982-83), de modo que se observa por meio da Figura 5.1 que apenas os modelos de Myneni e Williams (1994) e Ruimy et al. (1994) apresentam configurações espaciais semelhantes ao de Hooda e Dye (1996). Para os modelos de Myneni e Williams (1994) e Ruimy et al. (1994) os valores sequestrados são maiores do que o modelo de Hooda e Dye (1996). Na parte norte da Caatinga, os valores sequestrados, principalmente para o modelo de Ruimy et al. (1994), foram bem mais elevados do que os apresentados por Hooda e Dye (1996). Entretanto, o modelo de Prince e Goward (1995) apresenta valores bem mais elevados, para a Caatinga, do os outros modelos. Pode se verificar esta diferença observando a região do seridó do Rio Grande Norte, de modo que utilizando o modelo de Hooda e Dye (1996) o sequestro atingiu $200 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, e para a mesma região o modelo de Prince e Goward (1995) atingiu $1000 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ de sequestro.

Para o evento de La Niña forte (1988-89) a Figura 5.2 mostra que a distribuição espacial da PPL para toda a Caatinga em um ano de La Niña forte é semelhante para todos os modelos. Contudo, observa-se que o modelo de Hooda e Dye (1996) apresenta valores menores que os outros modelos para a região do semiárido do Rio Grande do Norte, cerca de $600 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, e o modelo de Myneni e Williams (1994) $1000 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, Prince e Goward (1995) $1800 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ e o proposto por Ruimy et al. (1994) $1400 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$.

Quando é observado o setor noroeste da Caatinga, que é uma área que está em transição com a Floresta Amazônica, verifica-se, também, que os outros modelos sobressaem o modelo de Hooda e Dye (1996) em sequestro de carbono, de modo que para o modelo de Myneni e Williams (1994) o sequestro de carbono para a região noroeste da Caatinga é de $1800 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, Prince e Goward (1995) é o modelo que apresenta o maior valor sequestrado, $3200 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, o modelo de Ruimy et al. (1994) também apresenta valores elevados para esta região, que é cerca de $2400 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, e o modelo de Hooda e Dye (1996) sequestra $1400 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$.

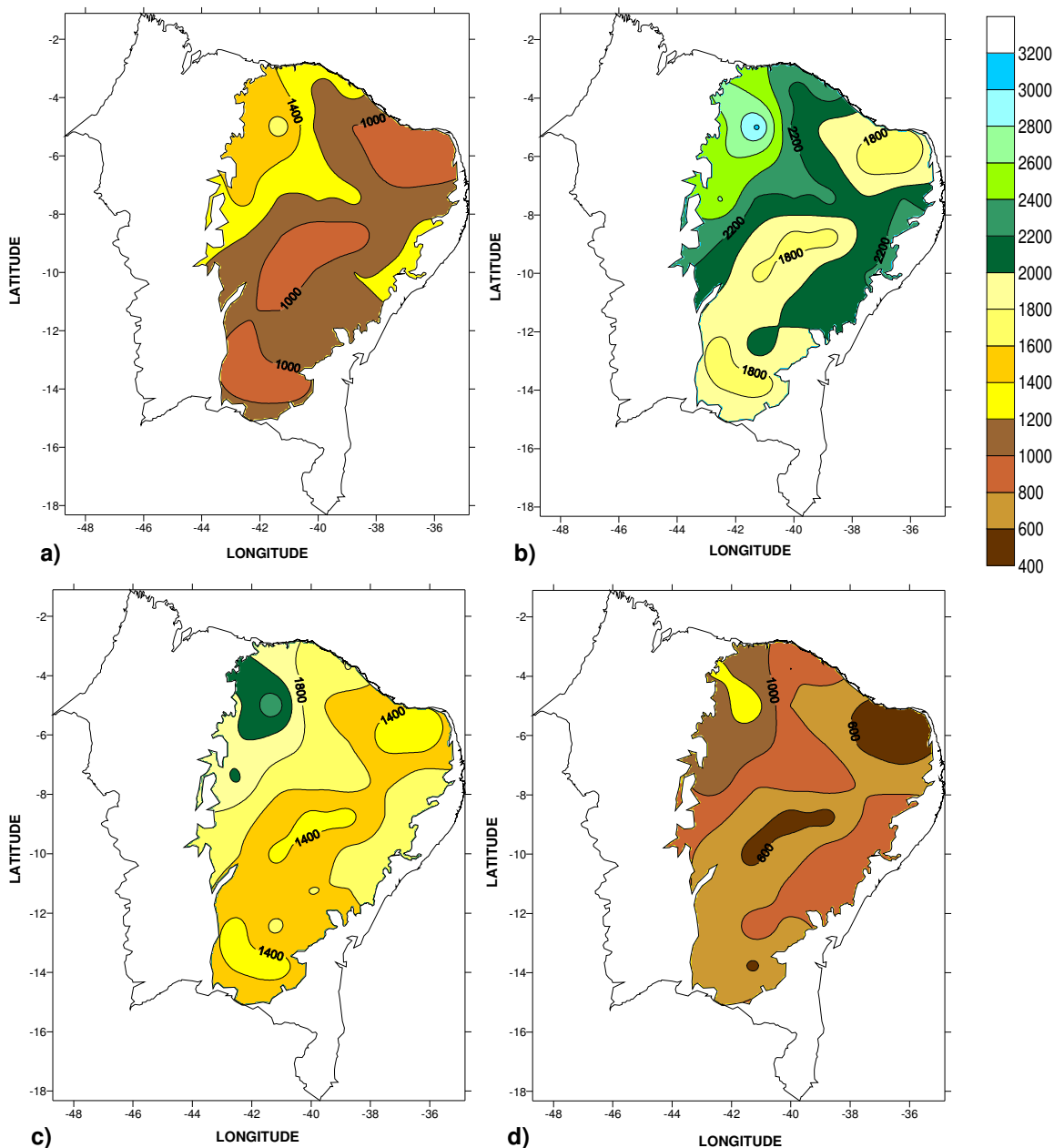


Figura 5.2. Produção Primária Líquida em $\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$ para toda a Caatinga em um ano de La Niña forte (1988-89) estimadas pelos modelos: a) Myneni e Williams (1994), b) Prince e Goward (1995), c) Ruimy et al. (1994), d) Hooda e Dye (1996)

5.2. Produção Primária Líquida em Anos de Ausência de ENOS

As distribuições espaciais da PPL para todo o Nordeste em anos onde não houve a ocorrência de eventos ENOS utilizando o modelo de Hooda e Dye (1996) são apresentadas por meio da Figura 5.3, ou seja, nesta Figura é apresentado o sequestro de carbono para todos os biomas nordestinos e verifica-se o quanto a Caatinga difere dos biomas de Mata Atlântica (área retangular) e Floresta Amazônica (círculo pontilhado). Observa-se por meio

da Figura 5.3a que a quantidade de carbono sequestrado pela Mata Atlântica chega a ser seis vezes mais do que a Caatinga (área circular) e para a Floresta Amazônica esse valor chega a atingir oito vezes mais do que a Caatinga. A variabilidade espacial da PPL é grande, principalmente ao considerar todos os biomas nordestinos, mas biomas como a Floresta Amazônica sequestra até $1700 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ (Figs 5.3c e d). O menor valor no sequestro de carbono foi registrado para a Caatinga (área circular) no período de 1981-82 que atingiu $300 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, como apresentado pela Figura 5.3a, devido ser posterior a um dipolo do Atlântico Tropical.

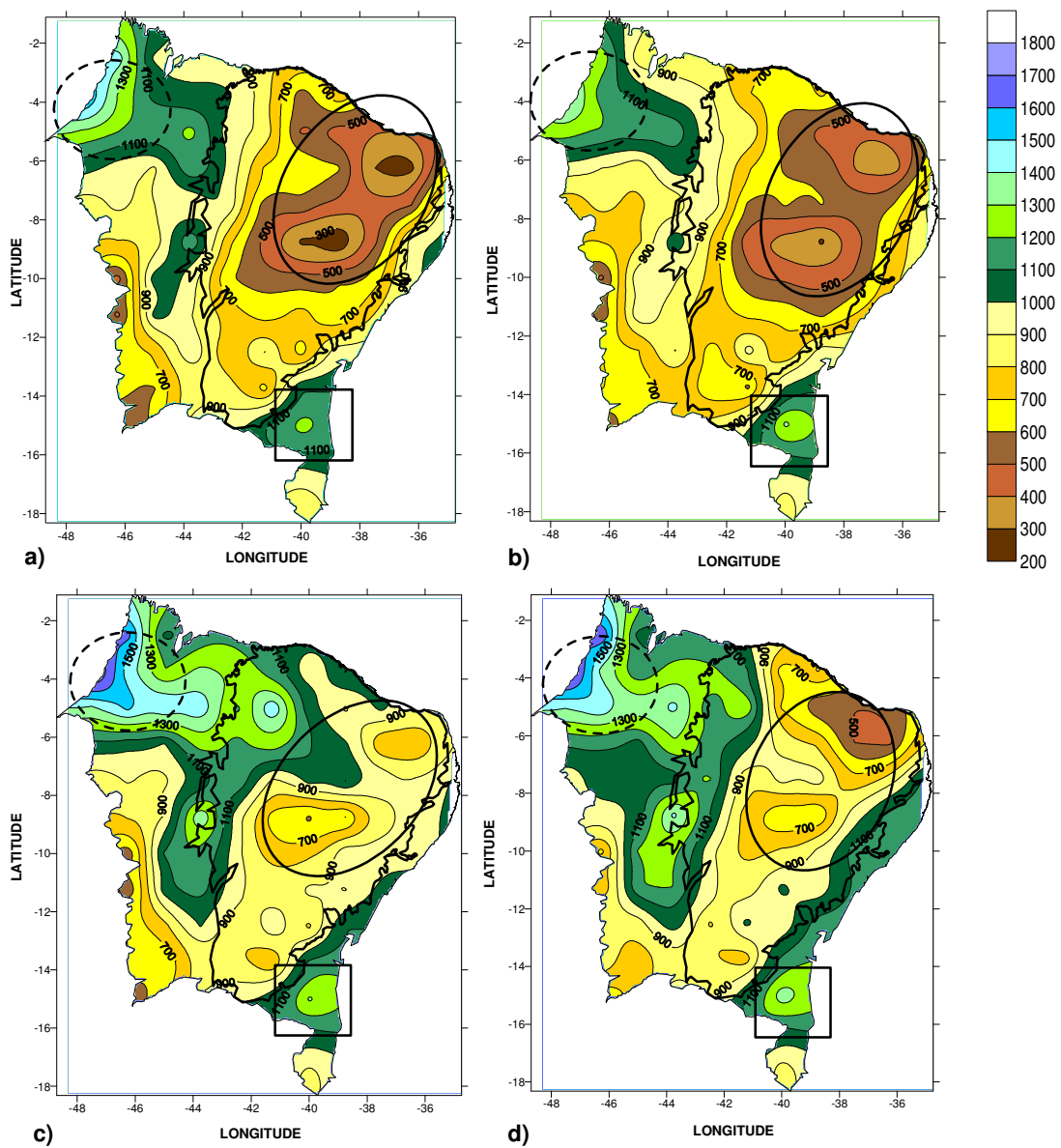


Figura 5.3. Produção Primária Líquida em $\text{gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ em ausência de ENOS para todo o Nordeste para os seguintes períodos: a) 1981-82, b) 1983-84, c) 1985-86 e d) 1996-97

A distribuição espacial da PPL para toda a região de Caatinga nos períodos que não ocorreram o fenômeno ENOS, ou seja, anos de não ocorrência de El Niño e de La Niña, é apresentada pela Figura 5.4, e é importante esta análise porque a Figura 5.3 mostrou a Caatinga interagindo com outros biomas durante a distribuição espacial da PPL, e a Figura 5.4 apresenta o bioma Caatinga sem interagir com outros biomas. Desta forma, observa-se que as Figuras 5.4a e 5.4b possuem configurações semelhantes, embora a Figura 5.4a apresente áreas com valores baixos para o sequestro de carbono, cerca de $300 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ (área circular). Isto se deve ao fato de que a PPL na Figura 5.4a precede um El Niño forte e a PPL, apresentada pela Figura 5.4b, é posterior a esse evento de El Niño, de modo que a área circular na Figura 5.4b apresenta valores baixos para a Caatinga, isto em decorrência da vegetação não ter tido tempo para se recuperar do El Niño registrado no período anterior (1982-83).

A Produção Primária Líquida apresentada por meio da Figura 5.4c é posterior a uma La Niña moderada, por esse motivo é que a área circular, que é bastante afetada, apresenta valores mais elevados no sequestro de carbono ($800 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$). A área de transição entre a Floresta Amazônica (círculo pontilhado) apresenta valores elevados no sequestro de carbono, cerca de $1500 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, embora a região de transição entre a Caatinga e Mata Atlântica (área retangular) não apresente valores tão elevados.

A Figura 5.4d apresenta valores da PPL posterior a um evento de La Niña moderada, mas precede um evento de El Niño forte, onde se observa que mesmo sendo posterior a uma La Niña moderada a vegetação começa a ser influenciada pelo El Niño, e os valores mais baixos no sequestro de carbono estão dentro do círculo da Figura 5.4d, cerca de $500 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$. Contudo, os maiores valores no sequestro de carbono ocorreram nas áreas de transição da Caatinga com a Floresta Amazônica (círculo pontilhado) e da Caatinga com a Mata Atlântica (retângulo), cujos valores são 1300 e $1200 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, respectivamente.

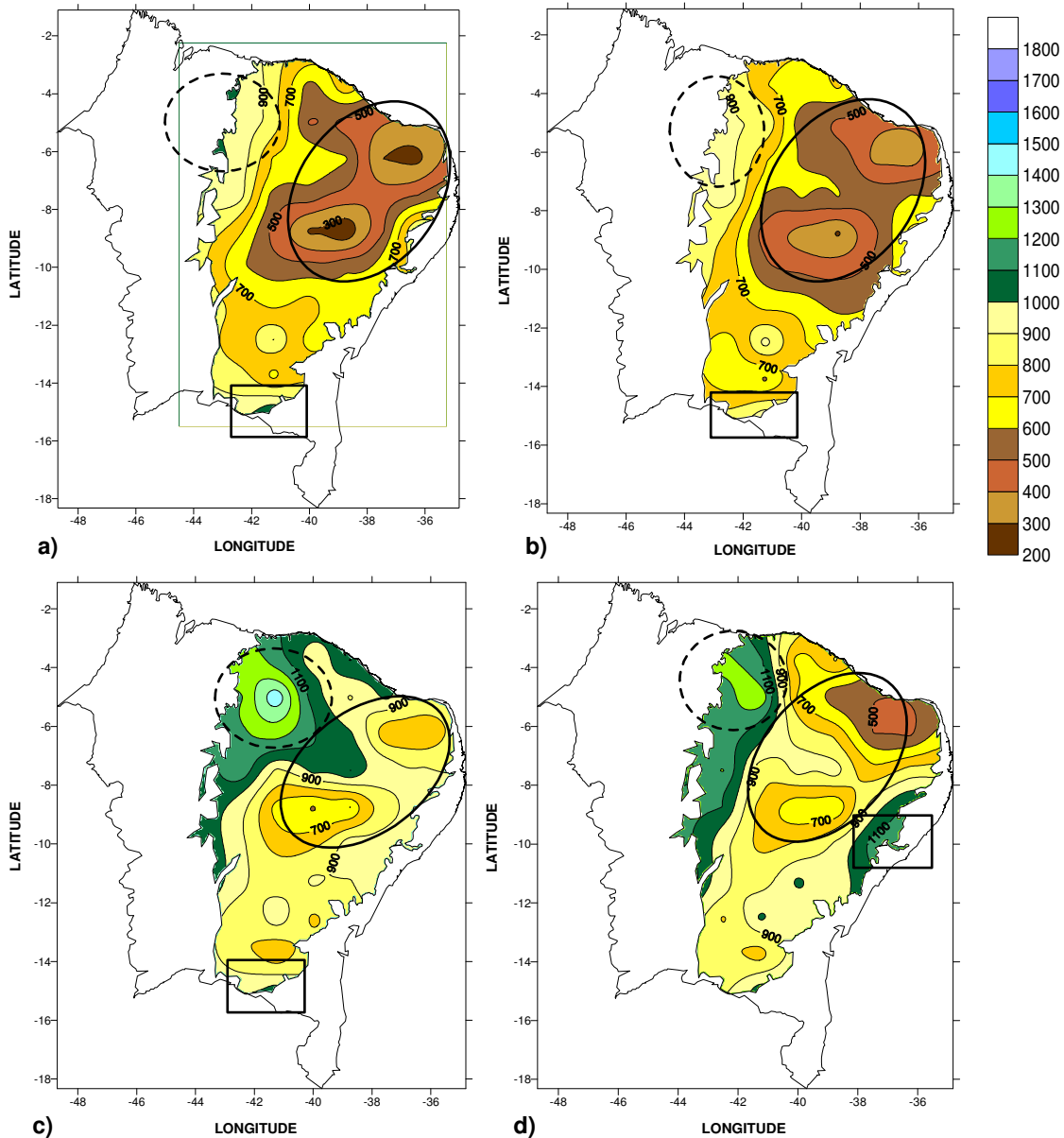


Figura 5.4. Produção Primária Líquida em $\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$ em ausência de ENOS para toda Caatinga para os seguintes períodos: a) 1981-82, b) 1983-84, c) 1985-86 e d) 1966-97

Em anos de ausência de ENOS, o comportamento mensal da PPL para a Caatinga Norte e Caatinga Sul é apresentado por meio da Figura 5.5. Observa-se que o comportamento da Caatinga Norte e Caatinga Sul apresentado por meio das Figuras 5.5a e 5.5d mostra apenas uma defasagem nos valores sequestrados, isto em decorrência do regime de chuvas da Caatinga Sul que se inicia primeiro, mas as Figuras 5.5b e 5.5c apresentam uma variabilidade grande entre as duas caatingas, de modo que é mais acentuada para o período de 1985-86 (Figura 5.5c).

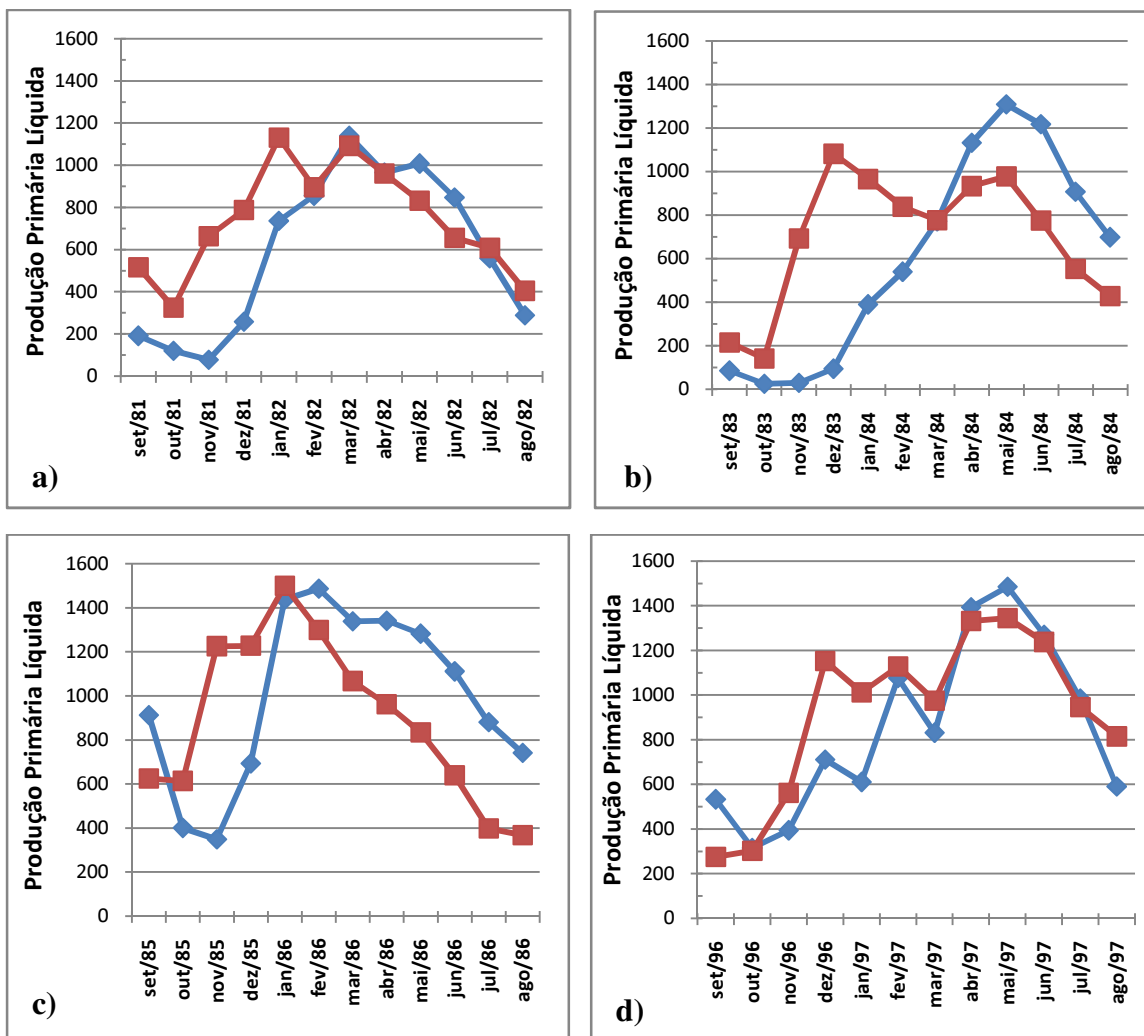


Figura 5.5. Comportamento mensal da PPL em $\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$ para a Caatinga Norte e Sul em ausência de ENOS para os seguintes períodos: a) 1981-82, b) 1983-84, c) 1985-86 e d) 1996-97. A linha azul representa a Caatinga Norte e a linha vermelha, a Caatinga Sul

5.3. Produção Primária Líquida em Anos de El Niño

A Figura 5.6 apresenta a distribuição espacial da PPL para todo o Nordeste em anos de El Niño, de modo que a distribuição sofre uma grande variabilidade nos valores da PPL para todo o Nordeste, como se observa na Figura 5.6c que a área circular sequestra $100 \text{ gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$ de carbono, e a Floresta Amazônica (círculo pontilhado) sequestra $1400 \text{ gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$. A Mata Atlântica sequestrou os mesmos valores para os anos estudados (retângulo). Contudo, a Caatinga é bastante afetada em anos de El Niño, principalmente a região do Seridó do Rio Grande do Norte (círculo).

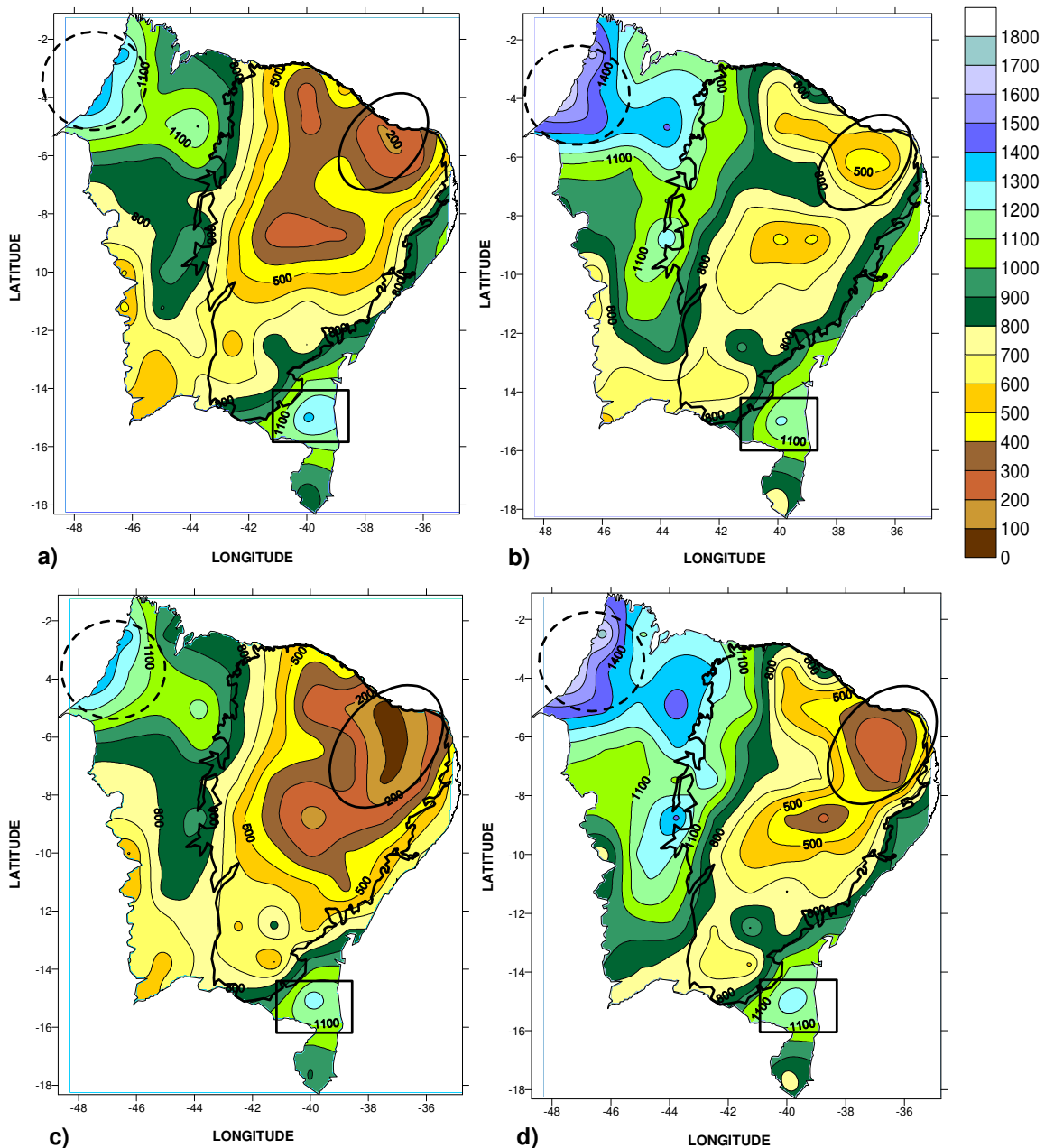


Figura 5.6. Produção Primária Líquida em $\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$ para todo o Nordeste para os seguintes períodos de El Niño: a) 1982-83, b) 1986-87, c) 1991-92 e d) 1997-98

Em anos de El Niño fortes, em geral a precipitação sobre o Semiárido do Nordeste é inferior a média climatológica e a temperatura do ar é superior a média. Portanto, é salutar verificar a distribuição espacial da PPL para toda a Caatinga em anos de El Niño. A propósito esta configuração é apresentada pela Figura 5.7 e se observa que ocorre uma redução no sequestro de carbono para a Caatinga comparado com os anos sem a influência de ENOS (Figura 5.4), bem como um aumento na área de abrangência dos valores baixos sequestrados, onde o sequestro de carbono atingiu valores críticos de $100 \text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$ para

o ano de 1991-92, como apresentado na Figura 5.7c (área circular). Os menores valores da PPL, como mostram as Figuras 5.7a-d, situa-se mais na parte norte da Caatinga, porém é notória a variabilidade espacial no sequestro de carbono pela Caatinga, pois mesmo no ano em que ocorreu o valor mais baixo no sequestro, cerca de $100 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, determinadas áreas como o centro sul da Bahia e oeste do Piauí, atingiu até $900 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, como mostra a Figura 5.7c. Este valor mais elevado da PPL nessa região é decorrente da Caatinga estar em uma área de transição com a Mata Atlântica e com a Floresta Amazônica, respectivamente.

Na Figura 5.7b é apresentada a distribuição espacial da PPL em um período de evento de El Niño (1986-87) forte, mas que antecedeu a um dipolo negativo no Atlântico Tropical, isto produziu valores relativamente elevados de PPL mesmo em um período seco, ou seja, de El Niño. A Figura 5.7c apresenta a distribuição espacial de PPL para a Caatinga em um ano de El Niño após um período seco decorrente de dipolo positivo no Atlântico Tropical. A Figura 5.7d apresenta a configuração espacial de PPL para um ano de El Niño após um período de atuação de dipolo positivo, o que levou a valores relativamente baixos, mas superiores aos das Figuras 5.7a e 5.7c e inferiores aos da Figura 5.7b.

Os maiores valores de carbono sequestrados pela vegetação continuam sendo localizados nas regiões de transição entre a Caatinga e a Floresta Amazônica e Caatinga e Mata Atlântica, de modo que se observa, para a região de transição entre a Caatinga e a Floresta Amazônica, o sequestro de carbono atingir cerca de $1300 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ (Figura 5.7d) e $1000 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ para a vegetação de transição entre a Caatinga e a Mata Atlântica (Figura 5.7c).

As Figuras 5.7a, 5.7c e 5.7d mostram que a região do Seridó do Rio Grande Norte (círculo) é bastante afetada quanto ao sequestro de carbono, apresentando valores baixos nas três situações.

Portanto, observa-se que, em geral, o evento El Niño é um inibidor da PPL da Caatinga, porém o total de precipitação observado na área da Caatinga no ano anterior ao El Niño é de importância fundamental nos valores da PPL da Caatinga.

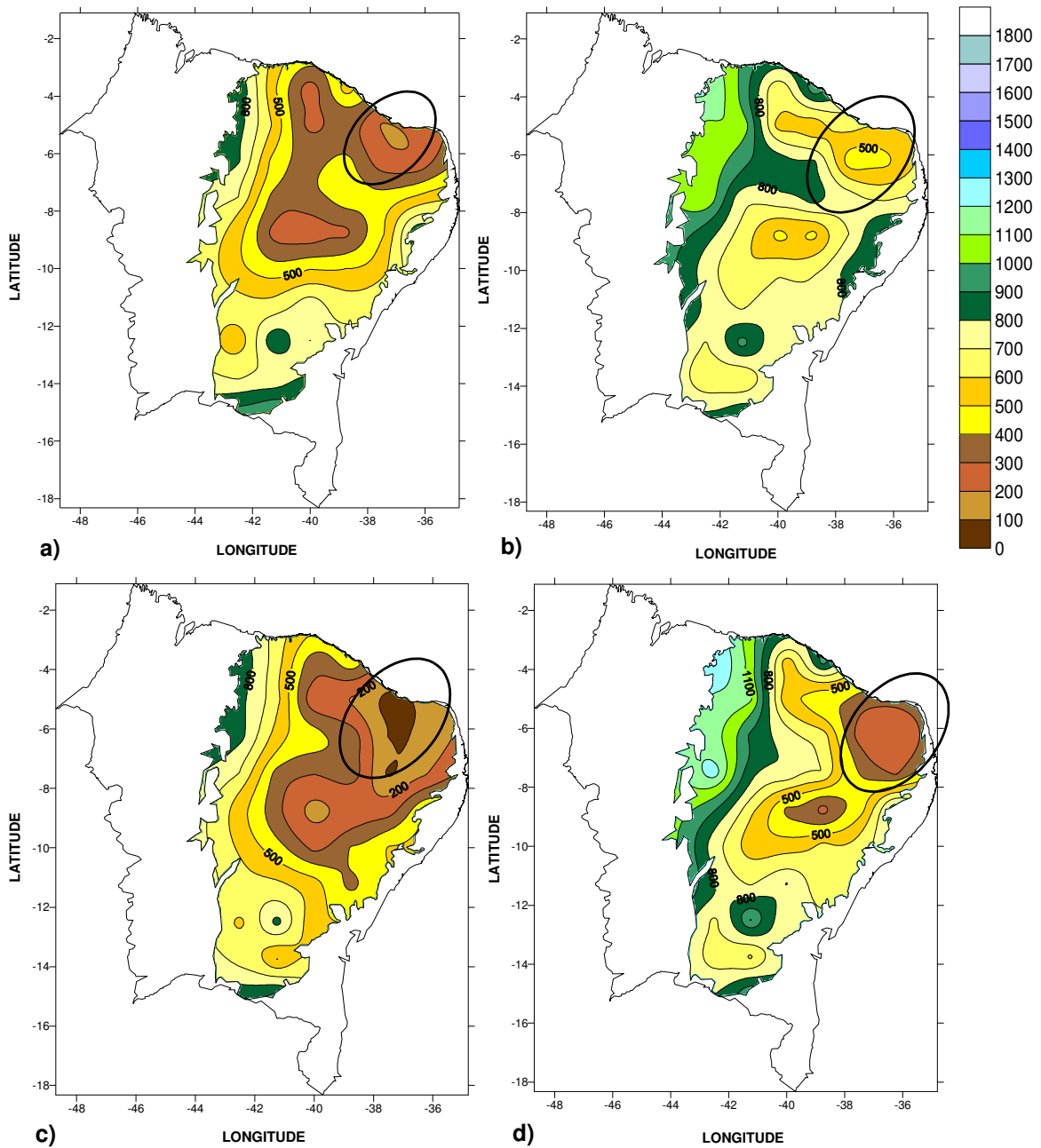


Figura 5.7. Produção Primária Líquida em $\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$ para toda a Caatinga nos seguintes períodos de El Niño: a) 1982-83, b) 1986-87, c) 1991-92 e d) 1997-98

O comportamento mensal da PPL para a Caatinga Norte e Caatinga Sul é apresentado por meio da Figura 5.8. Observa-se que não ocorre uma diferença considerável na distribuição mensal entre as Caatingas Norte e Sul, como apresentam as Figuras 5.8a, b e d. Porém, a Figura 5.8c apresenta uma variabilidade maior entre elas, de modo que a Caatinga Norte sequestra baixos valores de carbono de setembro de 1991 a janeiro de 1992, pois o regime de chuvas para a Caatinga Norte se inicia mais tarde. De modo que em

janeiro de 1992 o valor da PPL é de $120 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ passando para $1021 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ em fevereiro de 1992.

A Caatinga Sul também apresenta grande mudança no sequestro de carbono entre um mês e outro, como pode ser observado na Figura 5.8c, onde a PPL de $113 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ em outubro de 1991 muda para $727 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ em novembro de 1991, e a Figura 5.8d, onde a PPL apresenta valor de $572 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ em outubro de 1997 e $1228 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ em novembro de 1997.

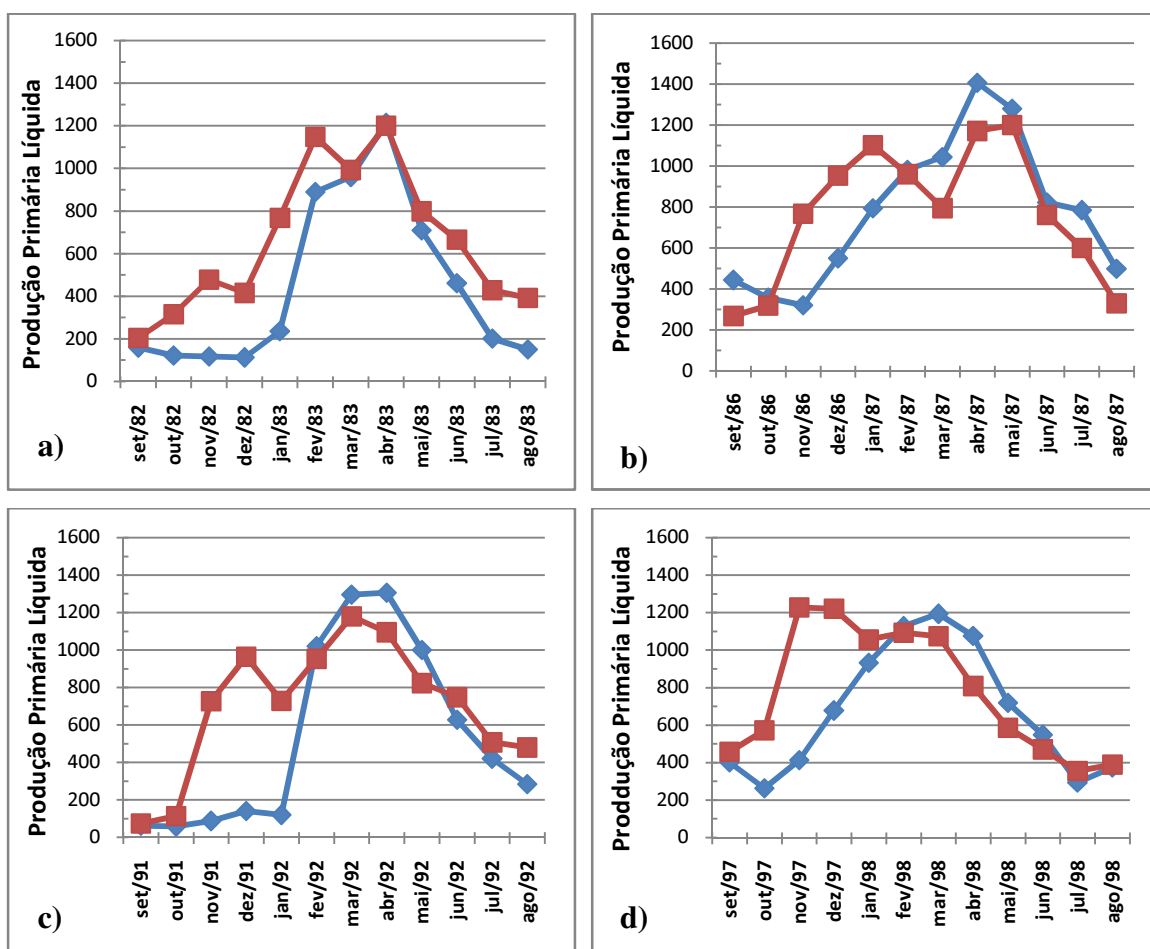


Figura 5.8. Comportamento mensal da PPL em $\text{gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ para a Caatinga Norte e Sul para os seguintes períodos de El Niño: a) 1981-82, b) 1983-84, c) 1985-86 e d) 1996-97. A linha azul representa a Caatinga Norte e a linha vermelha, a Caatinga Sul

5.4. Produção Primária Líquida em Anos de La Niña

A Produção Primária Líquida para todo o Nordeste em anos de La Niña é apresentada por meio da Figura 5.9, de modo que os maiores valores no sequestro de carbono estão localizados na Floresta Amazônica (círculo pontilhado) com 1900 gC m^{-2}

ano⁻¹ para a PPL (Figura 5.9c) e a Mata Atlântica do Sul da Bahia (retângulo) com sequestro de 1300 gC m⁻² ano⁻¹ (Figura 5.9c). Os valores mais baixos são registrados para a Caatinga, mas semelhantemente aos períodos de ENOS e ausência de ENOS, analisados anteriormente, a região que menos sequestra carbono situa-se no Rio Grande do Norte com valores da PPL de 500 gC m⁻² ano⁻¹ (Figura 5.9b), partes de Pernambuco e do norte da Bahia com PPL de 400 gC m⁻² ano⁻¹ (Figura 5.9c).

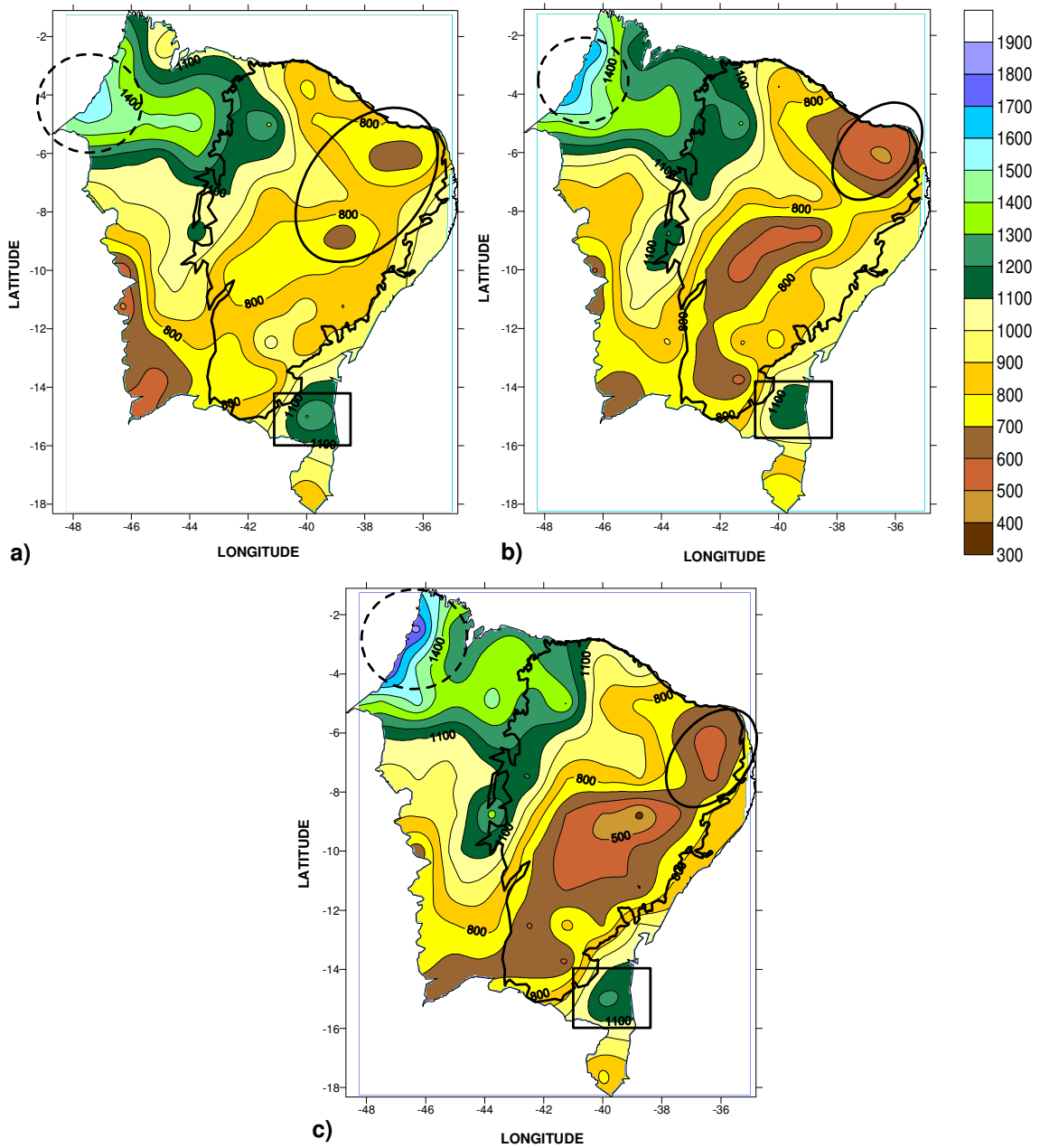


Figura 5.9. Produção Primária Líquida em gC m⁻² ano⁻¹ para todo o Nordeste para os seguintes períodos de La Niña: a) 1984-85, b) 1988-89 e c) 1995-96

Alguns valores da PPL para o Cerrado são semelhantes ao da Caatinga, de modo que não há muita diferença entre o sequestro realizado pelo Cerrado e pela Caatinga, como mostra a Figura 5.9.

Em anos de La Niña, a Produção Primária Líquida para toda a Caatinga é apresentada por meio da Figura 5.10.

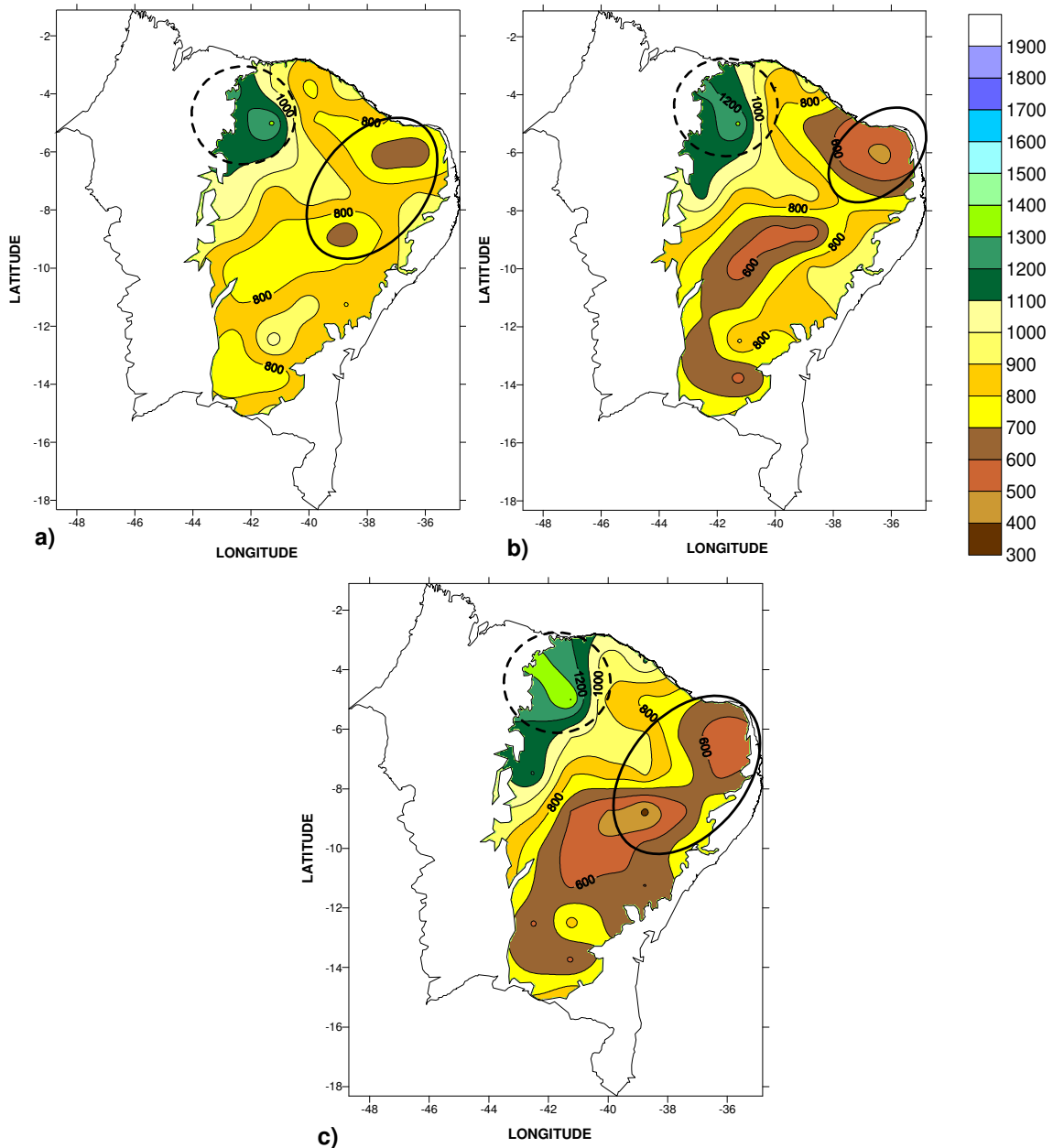


Figura 5.10. Produção Primária Líquida em $\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$ para toda a Caatinga para os seguintes períodos de La Niña: a) 1984-85, b) 1988-89 e c) 1995-96

É importante notar que o valor mais baixo para a PPL, $400 \text{ gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$, foi para o ano de 1995-96 (Figura 5.10c), contudo este valor foi superior ao menor valor registrado

para o El Niño de 1991-92 que foi cerca de $100 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ (Figura 5.7c). Apesar da La Niña de 1995-96 ser de intensidade moderada, a PPL apresentada por meio da Figura 5.10c teve uma contribuição do ano anterior, pois foi um ano de dipolo negativo no Atlântico Tropical.

Os maiores valores no sequestro estão na região de transição entre a Caatinga e a Floresta Amazônica (círculo pontilhado), cujos valores atingem cerca de $1400 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, como podem ser vistas por meio das Figuras 5.10a-c. Os valores da PPL sequestrados na região de transição entre a Caatinga e a Mata Atlântica não ultrapassaram $1000 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, que foi o valor máximo sequestrado por esta vegetação em eventos de El Niño (Figura 5.7), mas a diferença está apenas na área de abrangência, pois a área de sequestro desta vegetação é maior em eventos de La Niña (Figura 5.10).

O comportamento mensal entre a Caatinga Norte e Caatinga Sul é apresentado por meio da Figura 5.11, onde a Figura 5.11a mostra um aumento gradual da PPL para a Caatinga Sul, não havendo mudanças bastante elevada de um mês para outro, como é registrado para a Caatinga Norte, pois a PPL em janeiro de 1985 é de $605 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ e em fevereiro de 1985 a PPL tem valor de $1228 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, de modo que este padrão se repete de forma mais acentuada para a Caatinga Norte e Sul para o período de 1995-96 (Figura 5.11c).

Ao observar a Figura 5.11 verifica-se a variabilidade no sequestro de carbono entre as caatingas Norte e Sul, também as Figuras 5.11a-c mostram que o período de meses entre o valor mais baixo e o mais alto sequestrados pela Caatinga Norte e Caatinga Sul, não ultrapassa o período de três meses.

É importante observar que este padrão não se repete para eventos de El Niño e nem em ausência de ENOS, como pode ser visto por meio das Figuras 5.5 e 5.8.

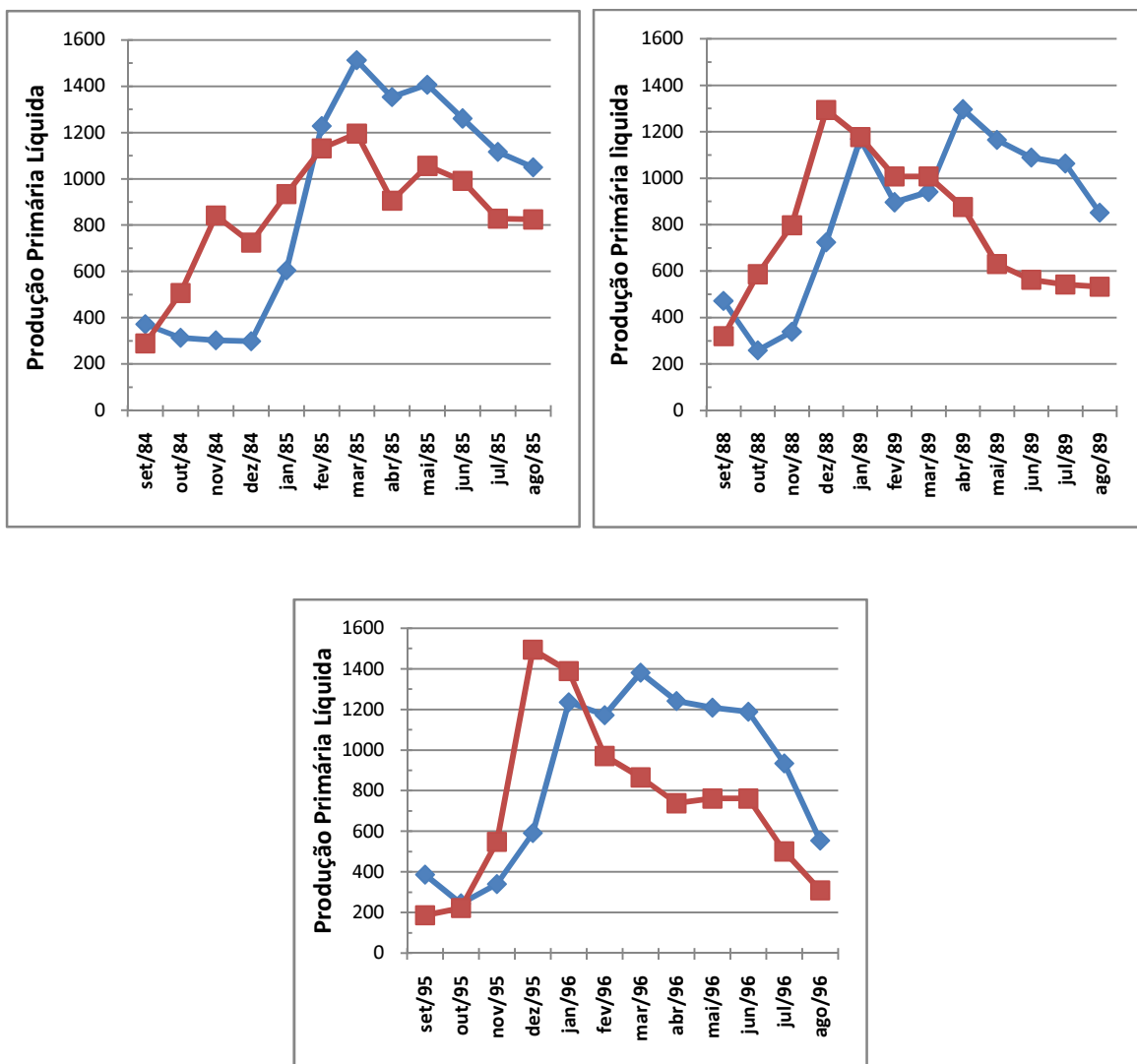


Figura 5.11. Comportamento mensal da PPL em $gC\ m^{-2}\ ano^{-1}$ para a Caatinga Norte e Sul para os seguintes períodos de La Niña: a) 1984-85, b) 1988-89 e c) 1995-96. A linha azul representa a Caatinga Norte e a linha vermelha, a Caatinga Sul

A seguir é apresentado por meio da Tabela 5.1 um resumo da quantidade de carbono sequestrada pela Caatinga, Caatinga Norte e Caatinga Sul para os anos de ausência de evento ENOS, para anos de El Niño e anos de La Niña.

Tabela 5.1. Resumo do sequestro de carbono em $\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$ realizado por toda a Caatinga, Caatinga Norte e Caatinga Sul

	Período	Toda Caatinga	Caatinga Norte	Caatinga Sul
Sem ENOS	1981-82	667	588	740
	1983-84	649	600	698
	1985-86	957	998	896
	1996-97	895	850	815
El Niño	1982-83	547	444	650
	1986-87	780	773	769
	1991-92	590	535	700
	1997-98	728	668	776
La Niña	1984-85	825	901	852
	1988-89	812	855	777
	1995-96	883	873	729

É importante mencionar que a ocorrência de evento ENOS afeta de forma significativa o sequestro de carbono pela Caatinga, principalmente em eventos de El Niño. Este impacto já era esperado, pois durante El Niño o sequestro de carbono é reduzido nos continentes e aumentado nos oceanos, mas o ciclo de carbono reage a eventos ENOS com mais intensidade em ecossistemas terrestres que oceânicos (HASHIMOTO et al., 2000; ANYAMBA et al., 2002; LE QUÉRÉ et al., 2003).

Os dois núcleos de baixo sequestro de carbono localizados no semiárido do Rio Grande, e partes de Pernambuco e Bahia, estão presentes em todos os mapas da PPL plotados, ou seja, com ou sem ocorrência de ENOS. Estas áreas de baixo sequestro de carbono são áreas identificadas como áreas susceptíveis à desertificação ou já desertificada, como pode ser observada por meio da Figura 5.12. Contudo, o modelo identificou essas áreas.



Figura 5.12. Áreas de ocorrências de desertificação
 Fonte: MMA (2000)

5.5. Regressão Linear Simples

Muitos pesquisadores estimam a PPL a partir de dados de precipitação total anual, temperatura do ar média anual e radiação solar incidente de curvas de regressão (SALA et al., 1988; Del GROSSO et al., 2008; DOLMAN et al., 2009). Portanto, é salutar verificar se a PPL do Nordeste do Brasil ou mesmo da Caatinga pode ser estimada com dados de precipitação total anual, temperatura do ar e radiação solar incidente usando regressão.

Nesta seção será mostrada a relação entre a PPL e as variáveis climáticas: precipitação, temperatura e radiação solar incidente, verificando o quanto cada variável pode contribuir na resposta da PPL, ou até mesmo utilizá-las para estimativas de PPL por meio de regressão. Serão usados três períodos distintos: (a) 1981-87 (seis anos), (b) 1981-93 (doze anos) e (c) 1981-1999 (dezoito anos), para verificar o quanto a regressão é dependente do tamanho da série de dados.

A reta de regressão entre a PPL e a precipitação para todo o Nordeste é apresentada por meio da Figura 5.13, de modo que as Figura 5.13a-c mostram significância estatística, mas a correlação apresentada pela Figura 5.13b tem significância estatística bem mais elevada do que para as correlações apresentadas por meio das Figuras 5.13a e 5.13c.

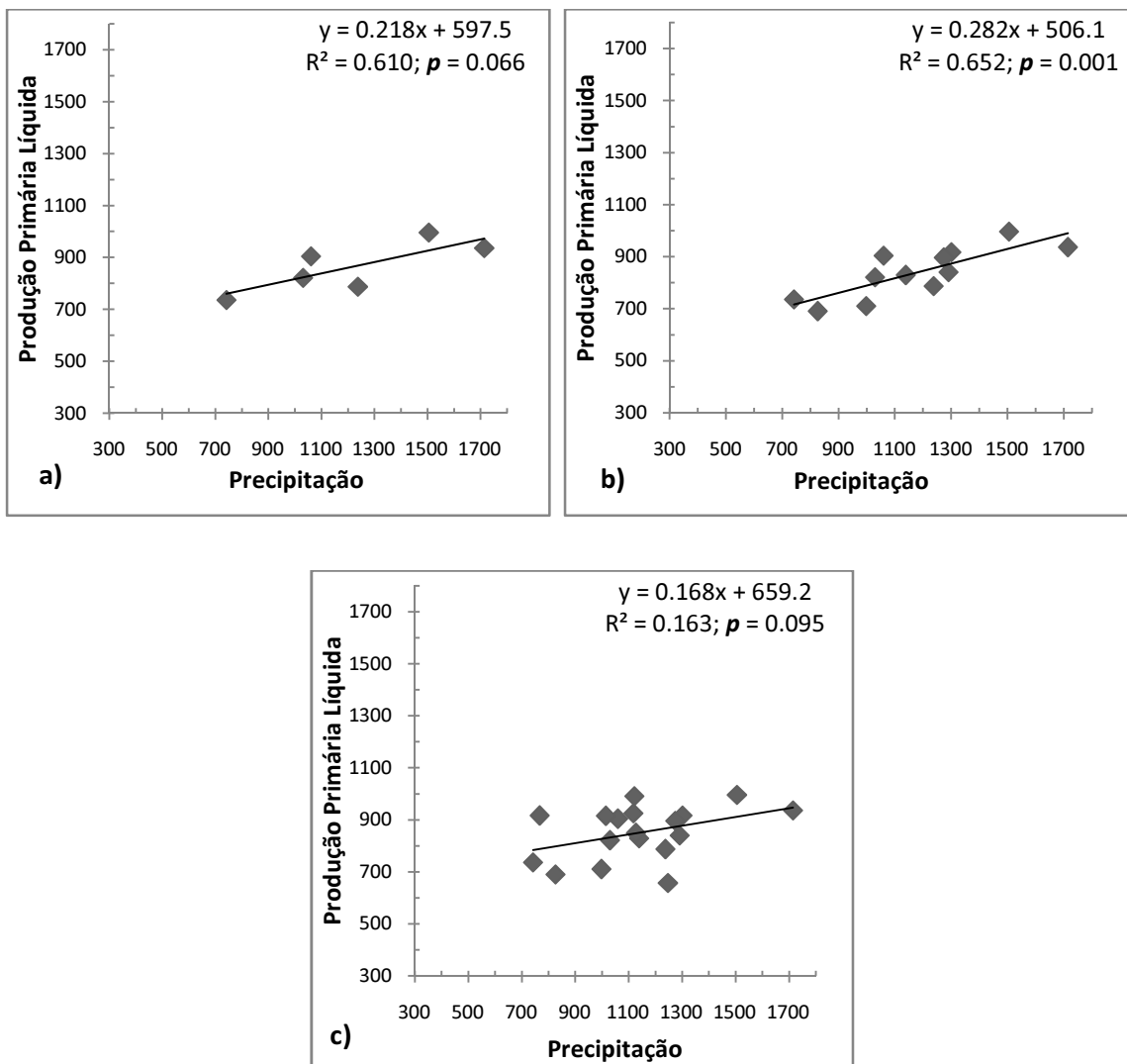


Figura 5.13. Regressão entre a PPL ($\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) e a precipitação (mm ano^{-1}) para todo Nordeste nos seguintes períodos: (a) 1981-1987; (b) 1981-1993; (c) 1981-1999

A correlação entre a Produção Primária Líquida e a radiação solar incidente para a região Nordeste do Brasil não se mostrou estatisticamente significativa para os períodos representados pelas Figuras 5.14b e 5.14c, mas apresentou significância estatística mais baixa para o período mostrado por meio da Figura 5.14a.

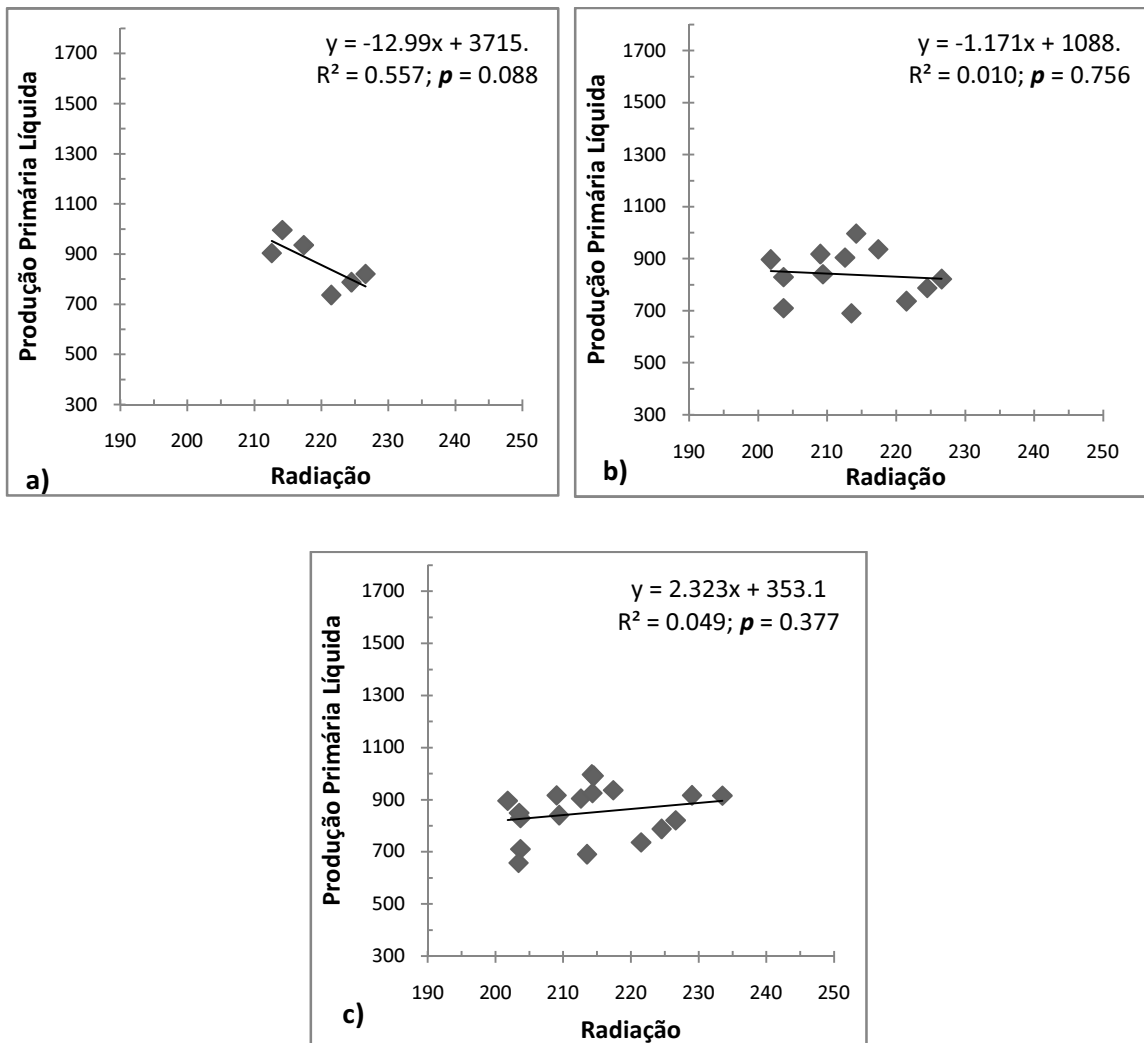


Figura 5.14. Regressão entre a PPL ($\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) e a radiação solar incidente (W m^{-2}) para todo Nordeste nos seguintes períodos: (a) 1981-1987; (b) 1981-1993; (c) 1981-1999

A correlação entre a Produção Primária Líquida e a temperatura para todo o Nordeste apresentou significância estatística apenas para o período apresentado por meio da Figura 5.15a, com 99% de significância estatística e R^2 igual a 0,941. Contudo, os demais períodos analisados não apresentaram significância estatística, como pode ser visto por meio das Figuras 5.15b e 5.15c.

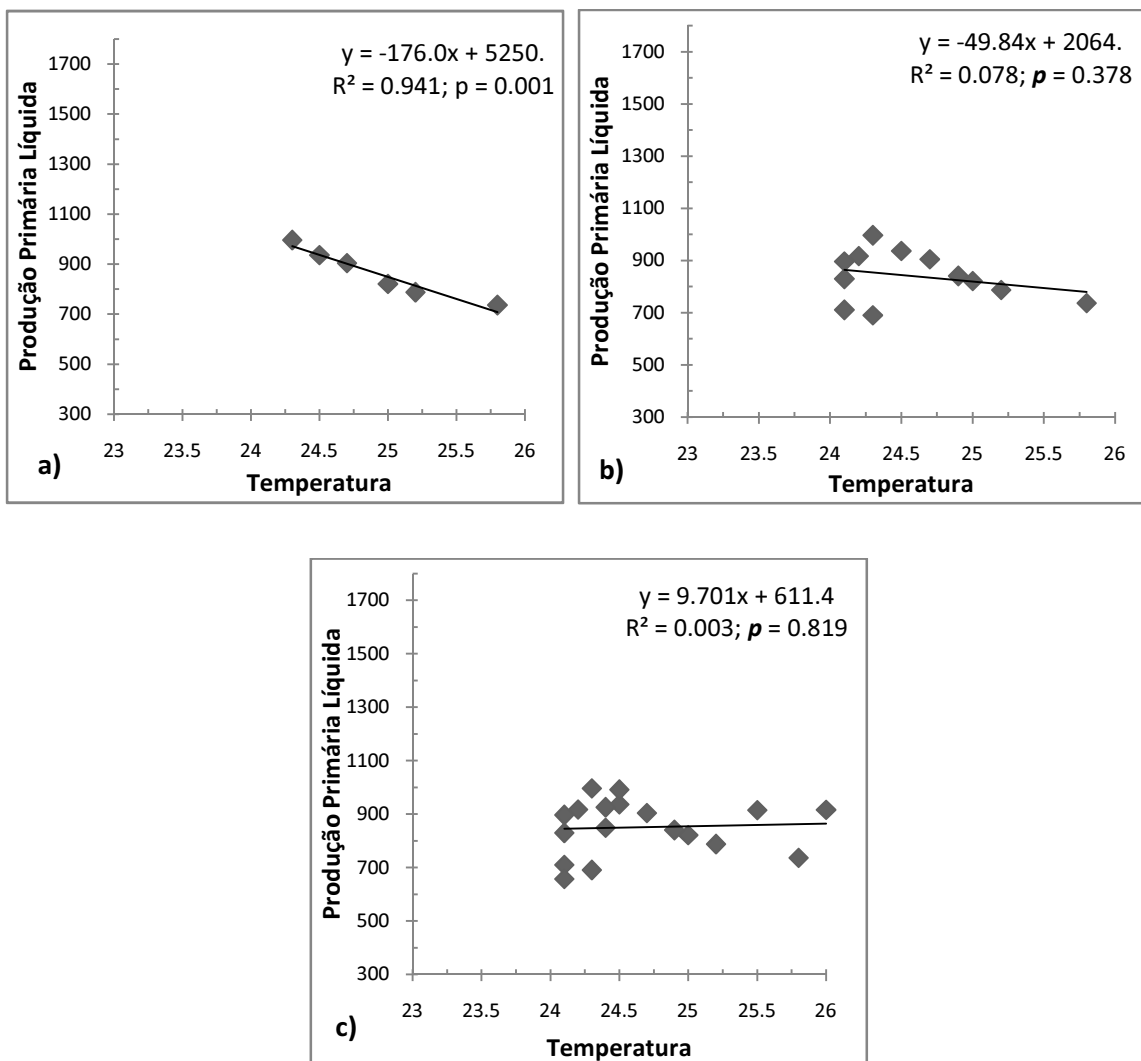


Figura 5.15. Regressão entre a PPL ($\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) e a temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) para todo Nordeste nos seguintes períodos: (a) 1981-1987; (b) 1981-1993; (c) 1981-1999

A reta de regressão apresentando a relação entre a PPL e a precipitação para toda a Caatinga é observada por meio da Figura 5.16, de forma que as Figuras 5.16a e 5.16b apresentam uma forte relação entre a PPL e a precipitação nos períodos de estudo de 1981-88 e 1981-93, ou seja, para o período de 6 anos (Figura. 5.16a) a reta de regressão apresenta uma significância de 95%, haja vista que o valor de p é 0,026. Para o período de 12 anos, o coeficiente de determinação foi maior e com 99% de significância estatística, pois o valor de p é menor que 0,001, como é apresentado por meio da Figura 5.16b. Contudo, para o último período de estudo, 1981-99, a correlação apresentou-se baixa, mas o coeficiente de determinação para o período de 18 anos apresentou significância estatística alta, como pode ser observado por meio da Figura 5.16c.

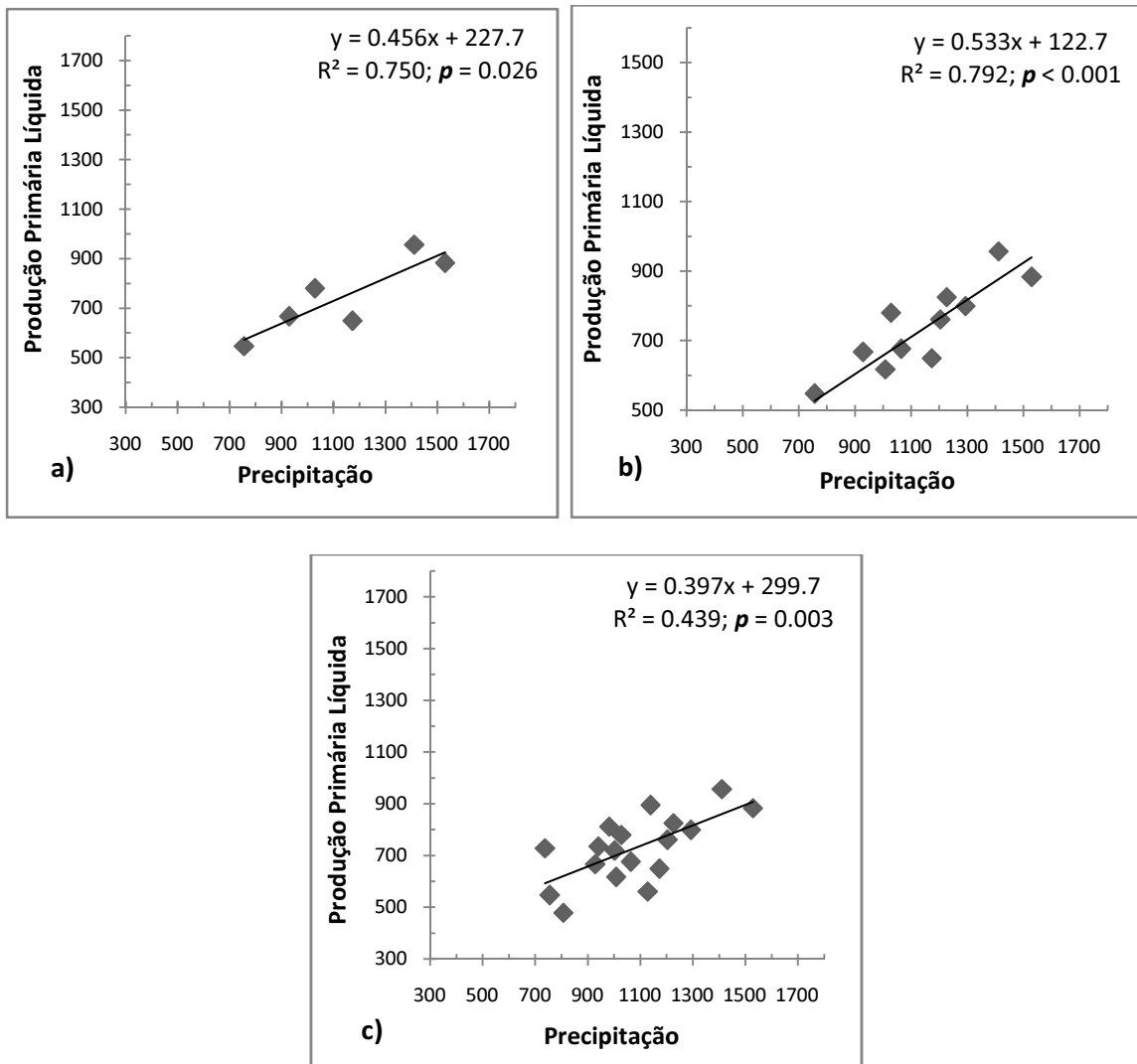


Figura 5.16. Regressão entre a PPL ($\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) e a precipitação (mm ano^{-1}) para toda a Caatinga nos seguintes períodos: (a) 1981-1987; (b) 1981-1993; (c) 1981-1999

É importante mencionar que na série de 1981-87 ocorreram dois eventos de El Niño fortes e uma La Niña de intensidade moderada, ou seja, menos chuvas e altas temperaturas. De modo que, segundo Rui et al. (2003) a correlação entre a PPL e a precipitação é significativamente positiva quando a precipitação é baixa e a temperatura do ar é alta.

O trabalho de Lieth (1975) é um dos trabalhos pioneiros que apresenta a relação entre a PPL e a precipitação, de modo que a Figura 5.17 apresenta a relação por ele proposta, as retas paralelas indicam a faixa de precipitação média anual que se encontra a região Nordeste.

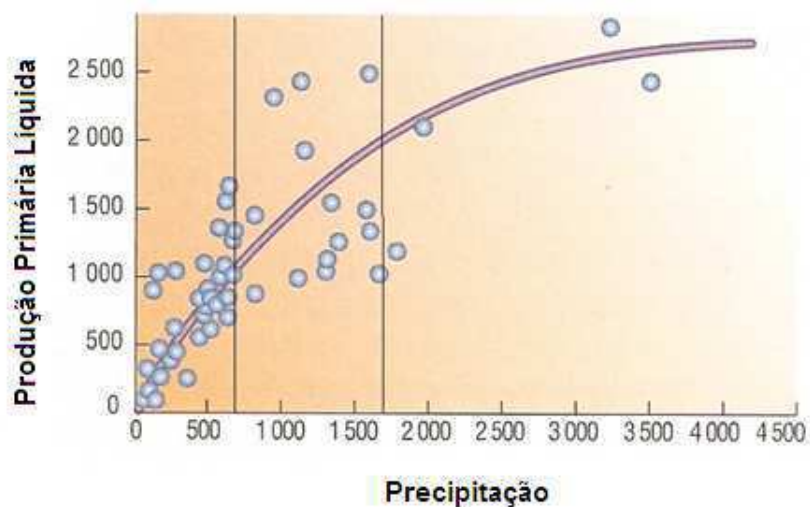


Figura 5.17. Relação entre a PPL ($\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) e a Precipitação (mm ano^{-1}) apresentado por Lieth (1975)

A relação entre a PPL e a radiação para toda a Caatinga para o três períodos em estudo foi muito baixa (Figuras 5.18a-c), de modo que para o primeiro período o coeficiente de determinação atingiu quase 32%, e nos demais períodos o coeficiente de determinação não atingiu 1,0% e os valores de p também não foram estatisticamente significativos.

A baixa correlação entre a PPL e a radiação é porque não há uma grande variabilidade na quantidade de radiação solar incidente, de modo que os valores permanecem elevados durante toda a série.

É importante lembrar que a variabilidade espacial da precipitação para a Caatinga é grande e um prolongamento nos períodos chuvosos indica uma diminuição na radiação solar incidente, mas o total de precipitação varia com a intensidade dos eventos de ENOS, e, muitas vezes, têm-se altos volumes de chuvas em poucos dias, podendo acontecer tanto em episódios de El Niño como de La Niña.

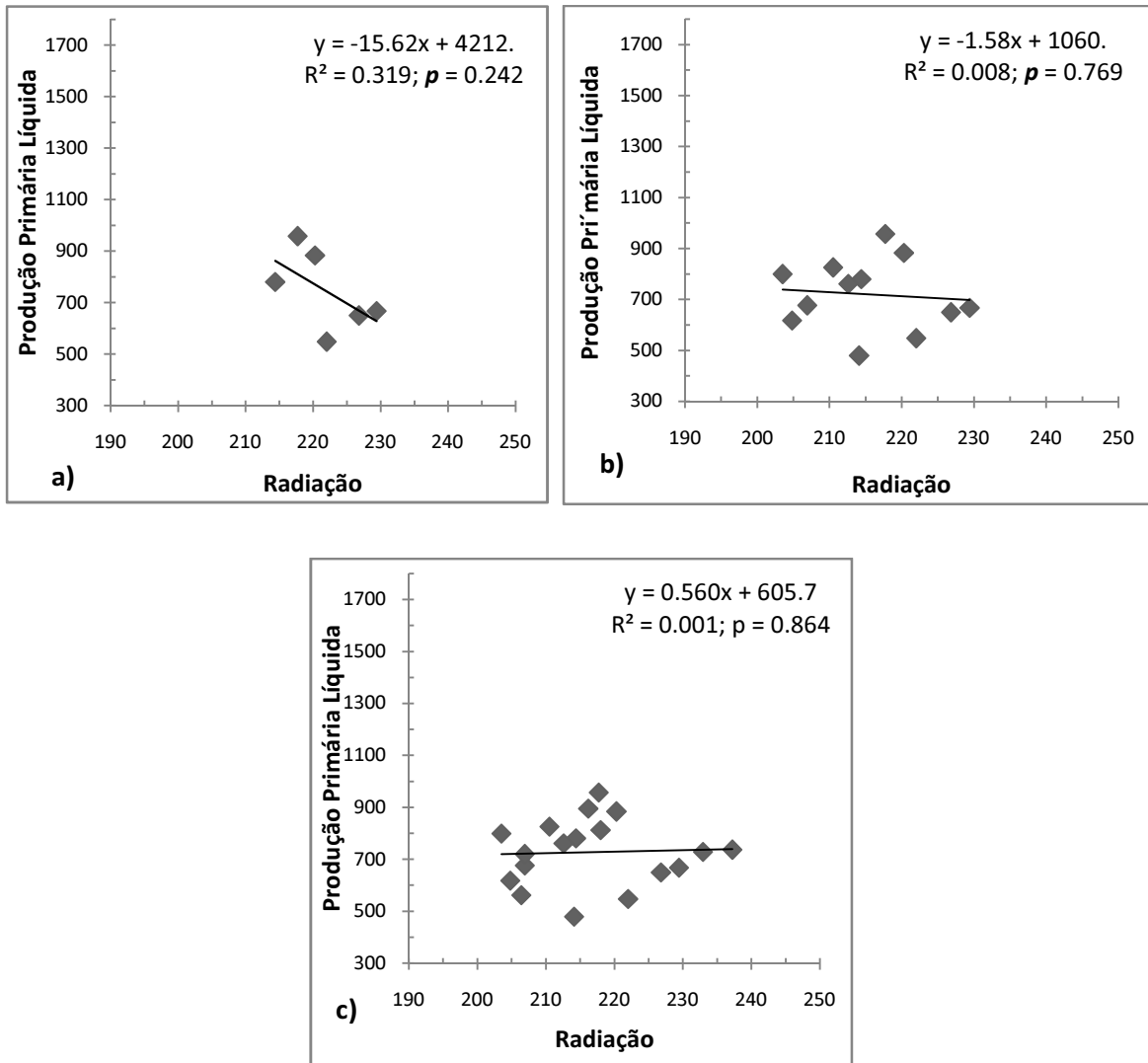


Figura 5.18. Regressão entre a PPL ($\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) e a radiação de ondas curtas incidente (W m^{-2}) para toda a Caatinga nos seguintes períodos: (a) 1981-1987; (b) 1981-1993; (c) 1981-1999

A reta de regressão entre a PPL e a temperatura é apresentada por meio da Figura 5.19, onde se observa uma correlação negativa muito forte entre as variáveis PPL e temperatura apenas para os seis primeiros anos, de modo que o coeficiente de determinação encontrado foi de 0,910 e $p = 0,003$, demonstrando, assim, uma significância estatística de 99% (Figura 5.19a). Para os demais períodos de estudo houve uma queda muito acentuada do coeficiente de determinação e um aumento no valor de p , de modo que as Figuras 5.19b e 5.19c não apresentaram significância estatística.

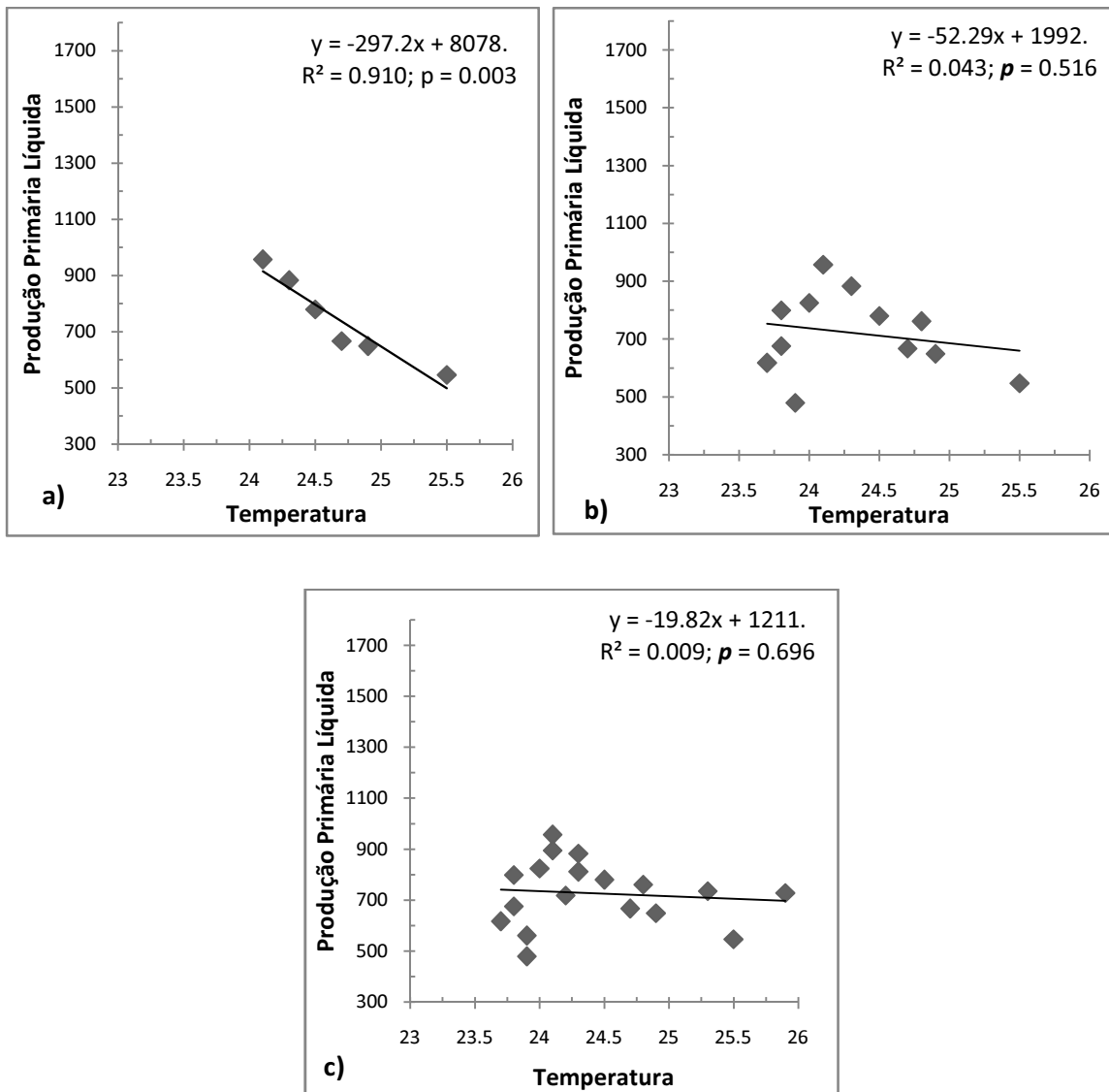


Figura 5.19. Regressão entre a PPL ($\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) e a temperatura do ar média anual ($^{\circ}\text{C}$) para toda a Caatinga nos seguintes períodos: (a) 1981-1987; (b) 1981-1993; (c) 1981-1999

Em seu trabalho, Rui et al. (2003) também apresentam correlação negativa entre a PPL e a temperatura para zonas áridas, pois o aumento de temperatura aumenta a evaporação e a aridez, reduzindo a cobertura vegetal e, conseqüentemente, a PPL. Mas, estes mesmos autores observaram que a relação entre a PPL e a temperatura é complicada em áreas de altas temperaturas.

Lieth (1975) também apresenta a relação entre a PPL e a temperatura, de modo que se observam, por meio das linhas paralelas, as faixas de temperaturas que a região Nordeste atinge, conforme apresenta a Figura 5.20, e se observa que foram coletados poucos pontos com temperaturas acima de 21°C .

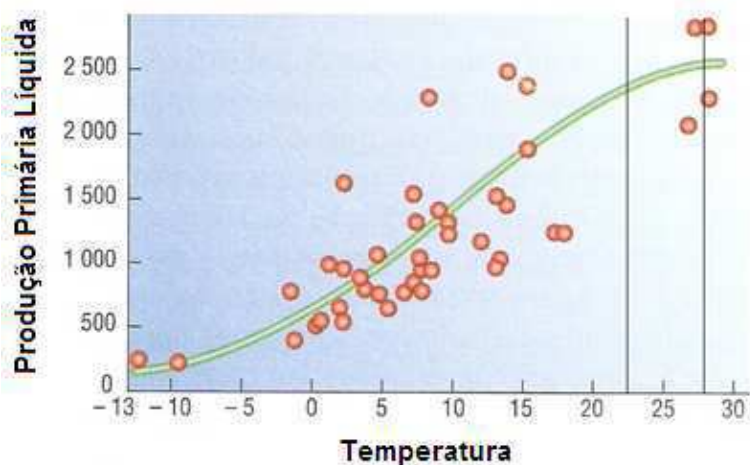


Figura 5.20. Relação entre a PPL ($\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) e a Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) apresentado por Lieth (1975)

Observa-se que de um modo geral a precipitação total anual apresentou correlação estatisticamente significativa com PPL para toda a Caatinga, independente do tamanho da série. Entretanto, para a série maior (1981-99), a variância explicada da PPL pela precipitação é de aproximadamente 44%, sugerindo que o uso da regressão com apenas a precipitação como variável de entrada não é capaz de captar a variabilidade interanual da PPL. Por outro lado, a PPL não apresentou em nenhuma das séries correlação estatisticamente significativa com a radiação solar incidente, porém, à medida que aumenta o tamanho da série há um aumento da estatística *p*, ou seja, diminui a significância. Para a temperatura média do ar na série mais curta (1981-87) observa-se correlação estatisticamente significativa, com o aumento da série a significância estatística desaparece. Isto ocorre porque a temperatura do ar média anual do semiárido brasileiro é superior a 21°C , mesmo nos anos mais frios não apresenta uma grande variabilidade interanual. Portanto, as séries mais curtas podem apresentar correlação estatisticamente significativa dependendo do período escolhido.

Para todo Nordeste os resultados obtidos para a correlação da precipitação com a PPL foi inferior aos obtidos para a Caatinga, ou seja, a mistura de biomas não traz um ganho na correlação entre chuva e PPL. Para as correlações entre PPL e a radiação solar incidente e a PPL e a temperatura do ar os resultados foram semelhantes aos só para a Caatinga. Isto se verifica porque não existem diferenças marcantes entre a temperatura do ar de todo Nordeste e a da Caatinga, assim como da radiação solar incidente. Entretanto, a precipitação total anual da Caatinga é bastante diferente de outras áreas do Nordeste, principalmente a Floresta Amazônica e a Mata Atlântica.

Como existem diferenças de período chuvoso, de quantidade de radiação solar incidente e, até mesmo, de temperatura média do ar ao longo do ano entre a caatinga norte e a caatinga sul, a seguir é apresentado os resultados obtidos para as regressões de cada área da Caatinga, pois não estão sendo misturados períodos chuvosos diferentes.

A correlação entre a PPL e a precipitação, bem como a reta de regressão para a Caatinga Norte é apresentada por meio da Figura 5.21.

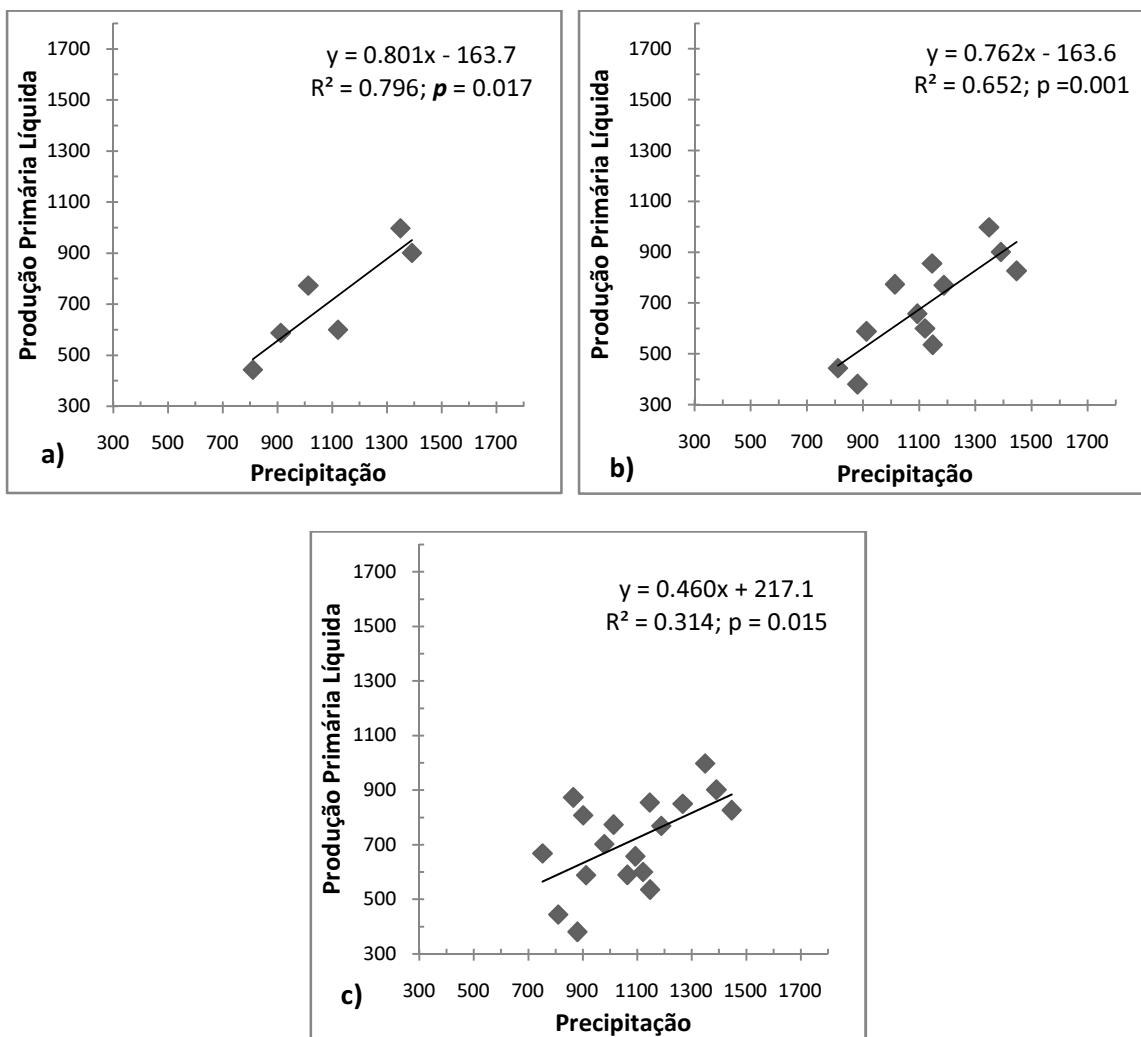


Figura 5.21. Regressão entre a PPL ($\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) e a precipitação (mm ano^{-1}) para a Caatinga Norte nos seguintes períodos: (a) 1981-1987; (b) 1981-1993; (c) 1981-1999

Observa-se por meio da Figura 5.21a uma forte correlação entre a PPL e a precipitação para o período de seis anos (1991-87), com um coeficiente de determinação atingindo quase 80% e p igual a 0,017, demonstrando, assim, 95% de significância. Para o período de doze anos (1981-1993) se observa que o R^2 alcança quase 66%, e uma alta

significância estatística, pois p é igual a 0,001 (Figura 5.21b). Porém, a correlação foi baixa para o período de dezoito anos (1981-99), mas houve alta significância estatística (Figura 5.21c).

De modo semelhante ao registrado para toda a Caatinga, não houve significância estatística entre a PPL e a radiação solar incidente para a Caatinga Norte, conforme é apresentado pela Figura 5.22.

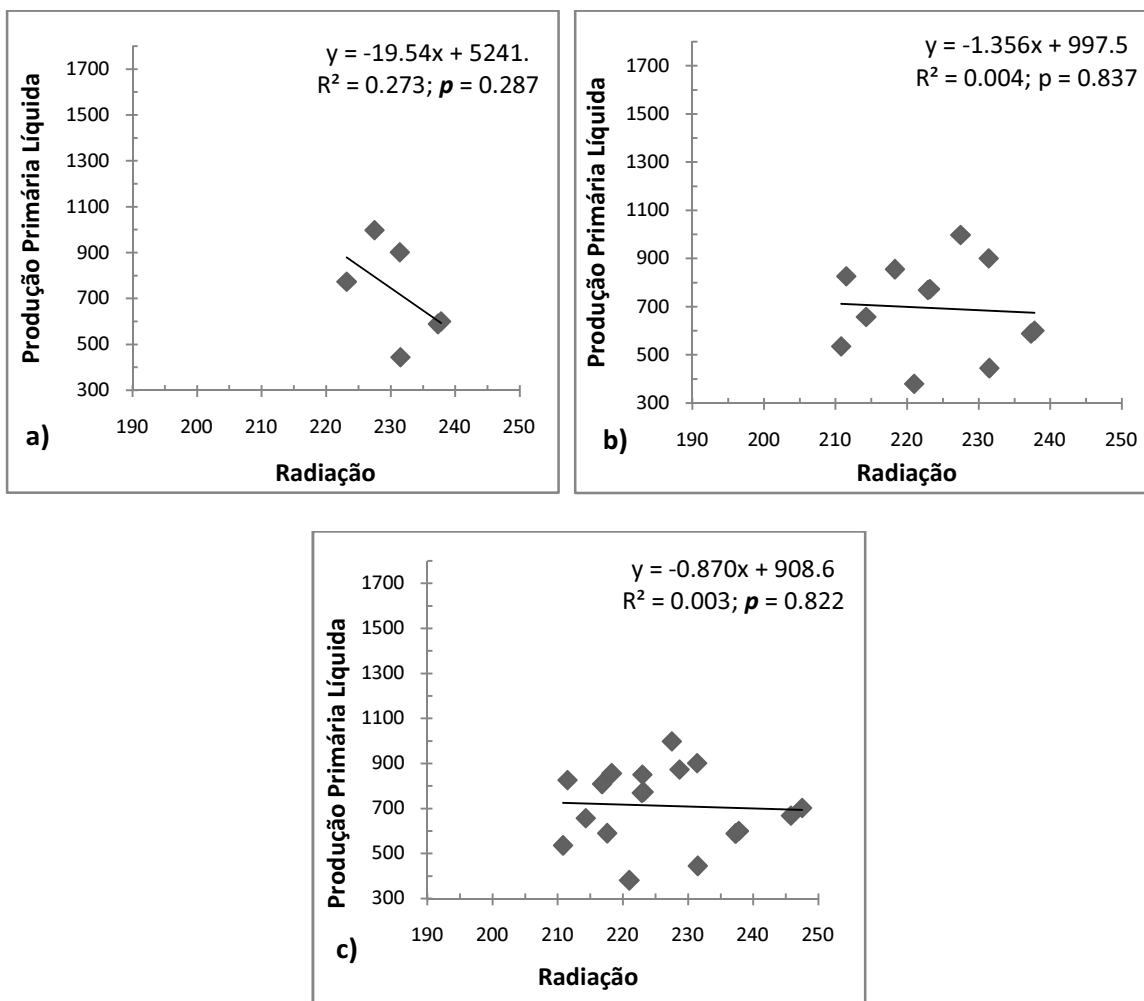


Figura 5.22. Regressão entre a PPL ($\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) e a radiação solar (W m^{-2}) incidente para a Caatinga Norte nos seguintes períodos: (a) 1981-1987; (b) 1981-1993; (c) 1981-1999

A Figura 5.23a apresenta uma forte correlação negativa entre a PPL e a temperatura para a Caatinga Norte, onde R^2 vale 0,891 e o valor de p é igual a 0,004, demonstrando, assim, alta significância estatística. Porém, para os demais períodos não houve significância estatística (Figuras 5.23b e 5.23c).

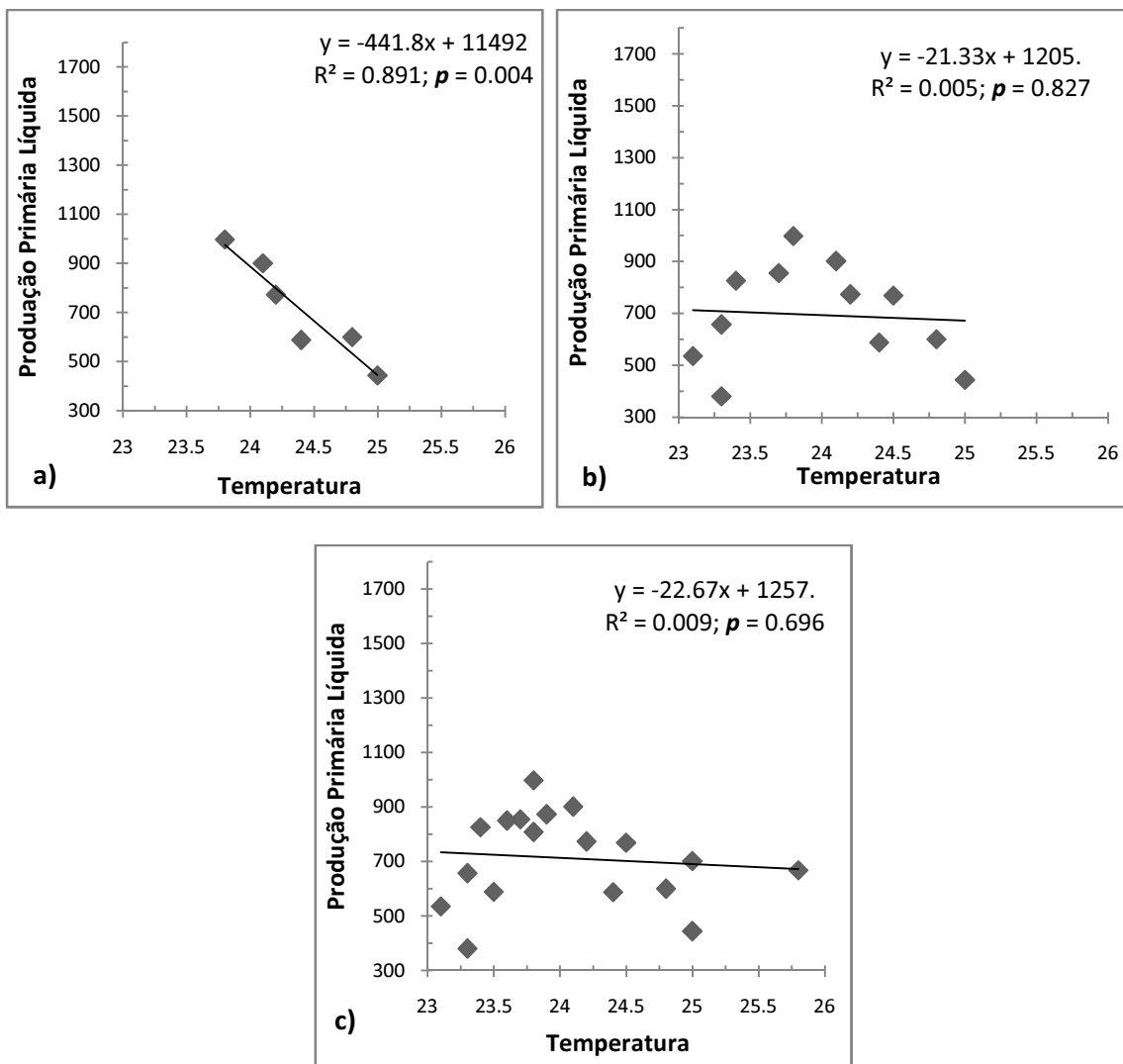


Figura 5.23. Regressão entre a PPL ($\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) e temperatura média anual do ar ($^{\circ}\text{C}$) para a Caatinga Norte nos seguintes períodos: (a) 1981-1987; (b) 1981-1993; (c) 1981-1999

Para o período de seis anos (1981-87) a Caatinga Sul apresentou uma boa correlação e 95% de significância estatística entre a PPL e a precipitação (Figura 5.24a). Para o período de doze anos (1981-93) o coeficiente de determinação foi de, aproximadamente, 0,74 e alta significância estatística, 99%, como apresenta a Figura 5.24b, mas para o período de dezoito anos (1981-99) a correlação não apresentou significância estatística (Figura 5.24c).

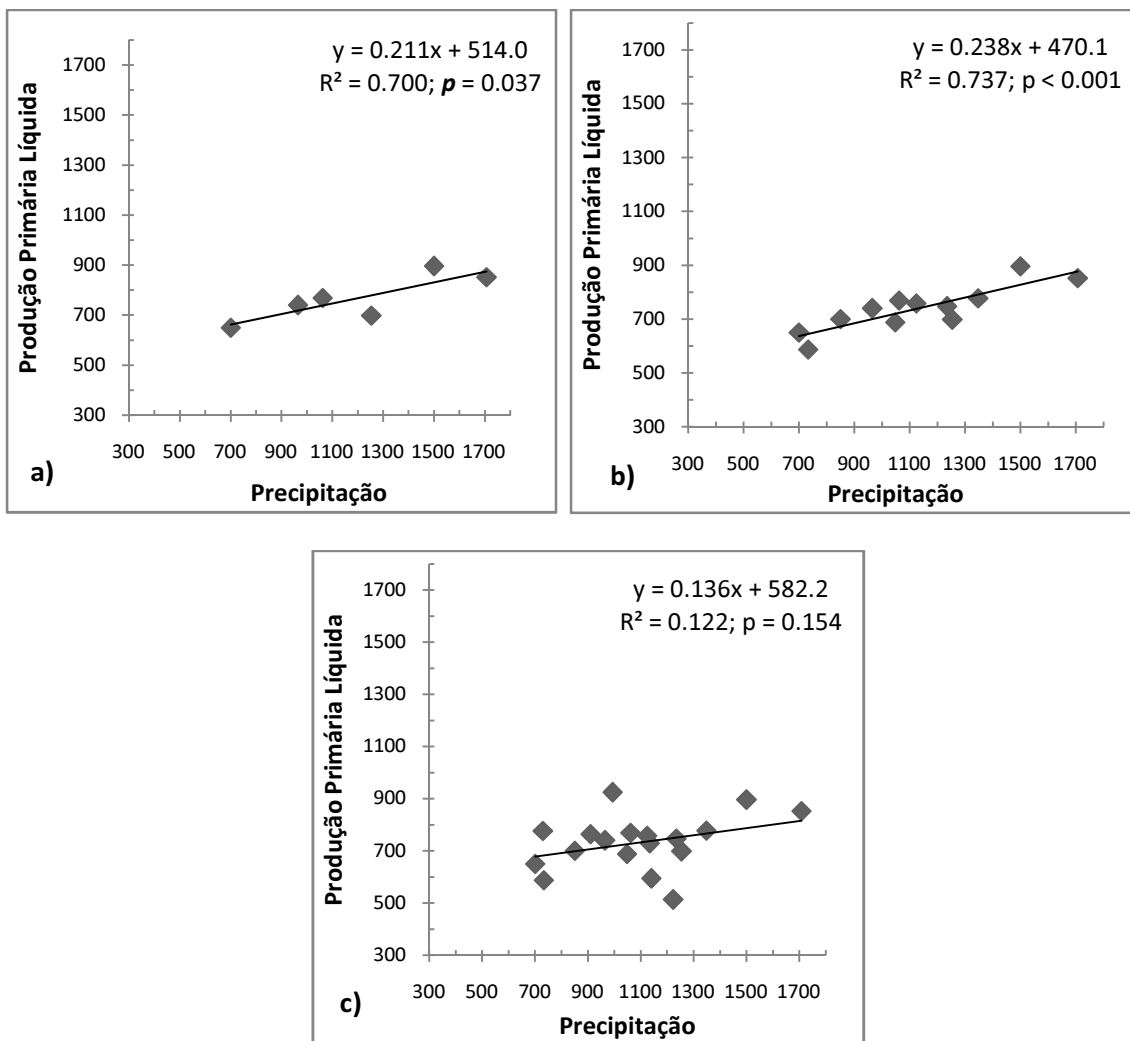


Figura 5.24. Regressão entre a PPL ($\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) e a precipitação (mm ano^{-1}) para a Caatinga Sul nos seguintes períodos: (a) 1981-1987; (b) 1981-1993; (c) 1981-1999

A correlação entre a PPL e a radiação solar incidente não é estatisticamente significativa, como apresentado por meio da Figura 5.25. Comparando os valores de radiação solar incidente da Caatinga Norte (Figura 5.22) com os da Caatinga Sul apresentados por meio da Figura 5.25 se observa que, apesar dos valores elevados, a Caatinga Norte apresenta maiores valores para a radiação solar incidente, contudo a variação no valor da radiação solar incidente é praticamente a mesma para as Caatinga Norte e Caatinga Sul.

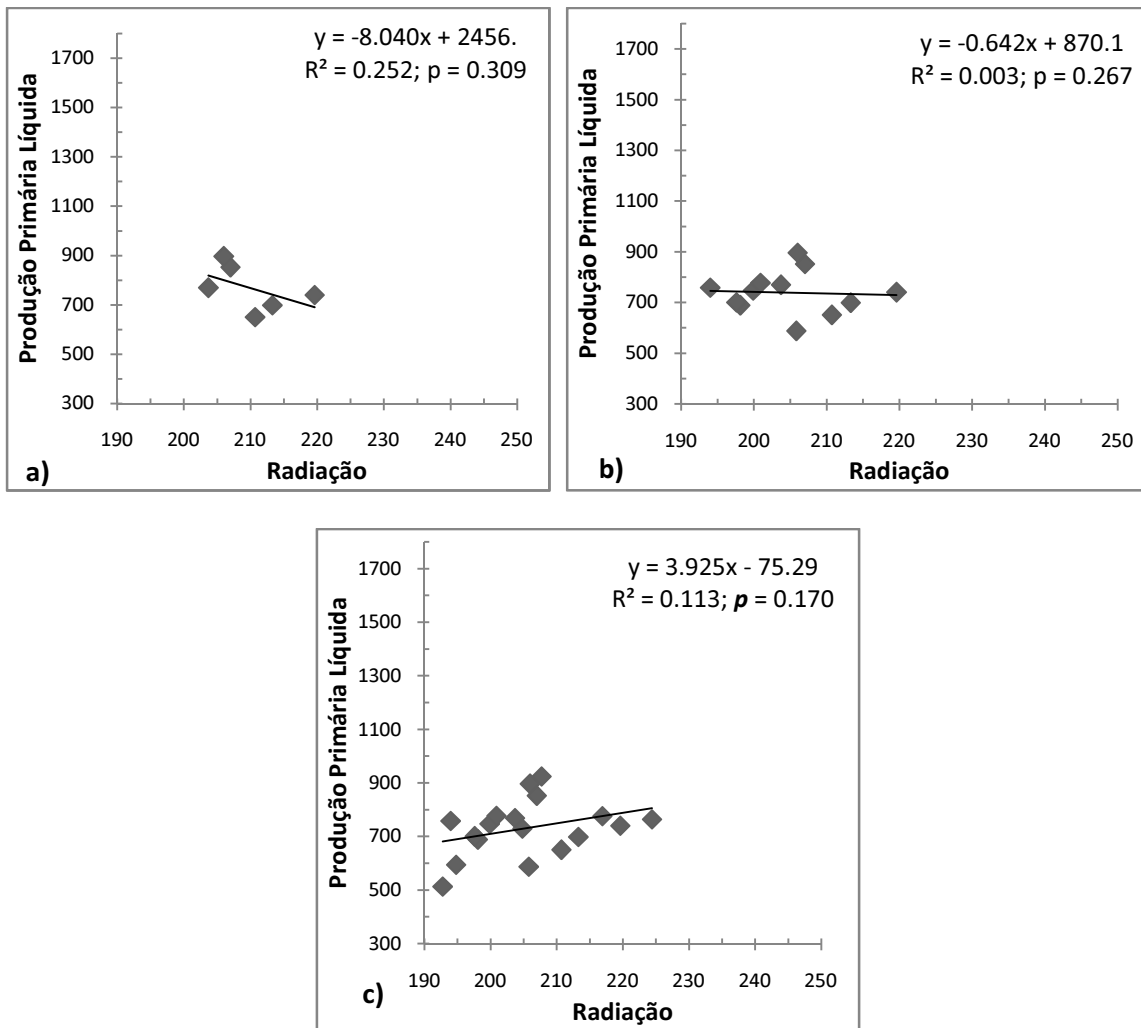


Figura 5.25. Regressão entre a PPL ($\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) e a radiação solar incidente (W m^{-2}) para a Caatinga Sul nos seguintes períodos: (a) 1981-1987; (b) 1981-1993; (c) 1981-1999

Observando a Figura 5.26, verifica-se que apenas para o período de seis anos (1981-87) é que houve uma correlação negativa forte e alta significância estatística entre a PPL e a temperatura para a Caatinga Sul ($R^2 = 0,8715$ e $p = 0,006$) (Figura 5.26a). Para os demais períodos a correlação não apresentou significância estatística (Figuras 5.26b e 5.26c).

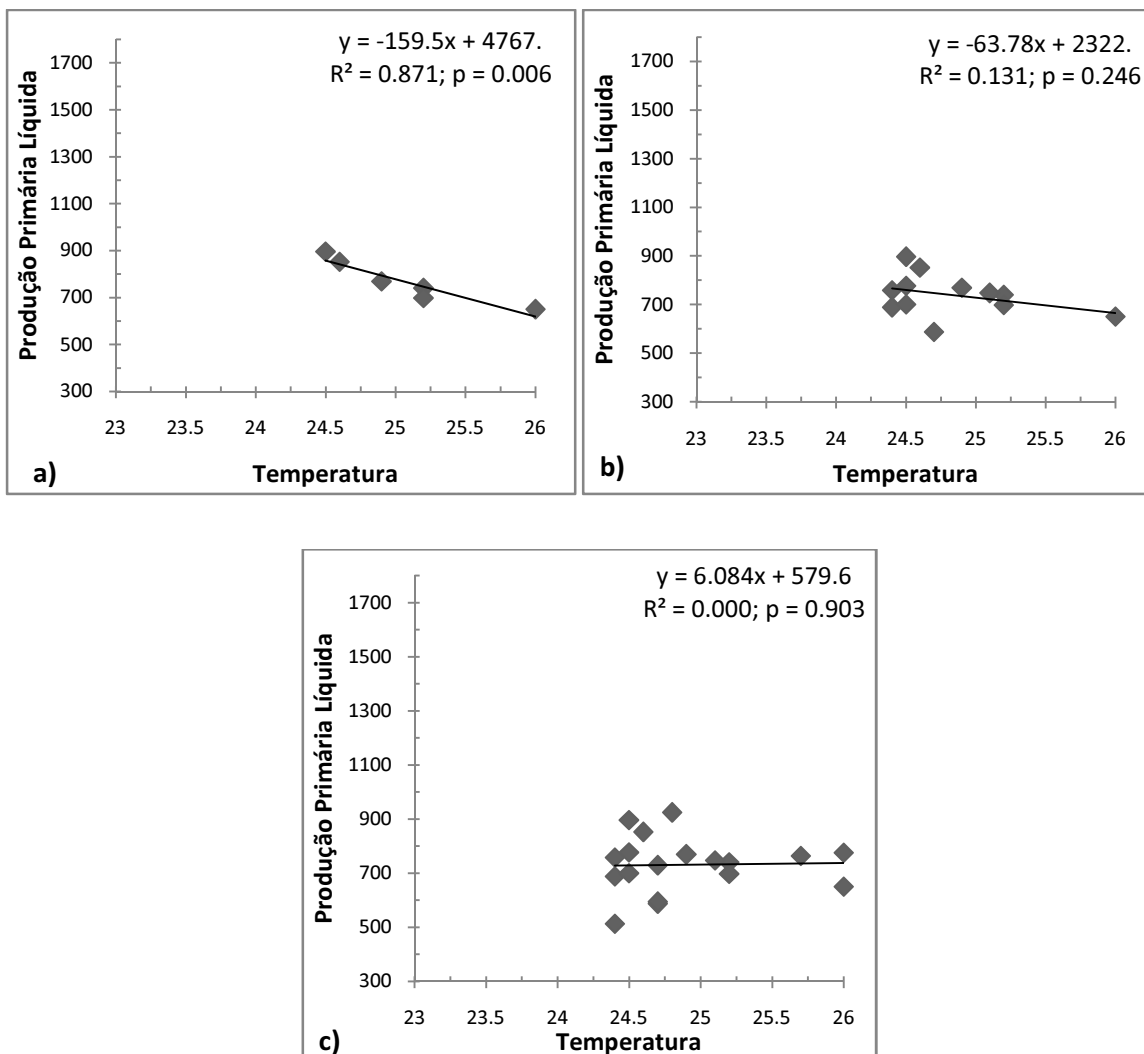


Figura 5.26. Regressão entre a PPL ($\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) e a temperatura média anual do ar ($^{\circ}\text{C}$) para a Caatinga Sul nos seguintes períodos: (a) 1981-1987; (b) 1981-1993; (c) 1981-1999

A seguir são apresentados os resultados utilizando regressão linear múltipla, pois, isto pode representar um ganho da correlação.

5.6. Regressão Linear Múltipla

A Tabela 5.2 apresenta as equações de regressão linear múltipla para todo o Nordeste nos períodos de 1982-88, 1982-94 e 1982-99, de modo que se observa um valor alto para R^2 e p igual a 0,007 para o período de 1982-88. Para o período de 1982-94 se observa uma forte correlação, R^2 igual a 0,842 e p igual a 0,001, e para o período de 1982-99 houve uma redução no coeficiente de determinação, mas continuou com alta significância estatística.

Tabela 5.2. Regressão linear múltipla entre a PPL e a precipitação do ano anterior, a precipitação, a temperatura e a radiação solar incidente para todo o Nordeste

Ano	Equação	R ²	p
1982-88	$PPL = 2536 + 0,13 \text{ PREC1} + 0,07 \text{ PREC} - 86,9 \text{ TEMP} + 1,17 \text{ RAD}$	0,999	0,007
1982-94	$PPL = - 1172 + 0,28 \text{ PREC1} + 0,21 \text{ PREC} + 58,9 \text{ TEMP} + 0,51 \text{ RAD}$	0,842	0,001
1982-99	$PPL = - 770 + 0,26 \text{ PREC1} + 0,13 \text{ PREC} - 16,9 \text{ TEMP} + 7,42 \text{ RAD}$	0,509	0,011

A regressão linear múltipla envolvendo as três variáveis climáticas em estudo para os três períodos analisados (1982-83, 1982-94 e 1982-99) para a toda a Caatinga é apresentada por meio da Tabela 5.3. Observa-se que para o período de 1982-87 R² apresenta um valor bastante elevado para o coeficiente de determinação (0,987) e uma significância estatística de 95%. Para o período de doze anos (1982-94) R² permanece com valor elevado (0,958) e a significância estatística aumentou ($p < 0,001$), e no último período analisado a regressão linear múltipla apresentou uma redução no coeficiente de determinação, porém com alta significância estatística.

Tabela 5.3. Regressão linear múltipla entre a PPL e a precipitação do ano anterior, a precipitação, a temperatura e a radiação solar incidente para toda a Caatinga

Ano	Equação	R ²	p
1982-88	$PPL = 570 + 0,25 \text{ PREC1} + 0,36 \text{ PREC} - 1,55 \text{ TEMP} - 2,20 \text{ RAD}$	0,987	0,076
1982-94	$PPL = - 1896 + 0,34 \text{ PREC1} + 0,48 \text{ PREC} + 85,6 \text{ TEMP} - 1,84 \text{ RAD}$	0,958	< 0,001
1982-99	$PPL = - 1159 + 0,27 \text{ PREC1} + 0,37 \text{ PREC} - 3,10 \text{ TEMP} + 5,87 \text{ RAD}$	0,569	0,005

Para a Caatinga Norte, a regressão linear múltipla é apresentada por meio da Tabela 5.4, onde se observa que para o período de 1982-88 a regressão apresentou alta significância estatística (p igual a 0,033) e alto coeficiente de determinação (R² igual 0,997). Observa-se, também, uma alta significância estatística para o período de 1982-94 e um alto valor para R² (0,780), porém o último período analisado (1982-99) não apresentou significância estatística.

Tabela 5.4. Regressão linear múltipla entre a PPL e a precipitação do ano anterior, a precipitação, a temperatura e a radiação solar incidente para a Caatinga Norte

Ano	Equação	R ²	p
1982-88	$PPL = - 10646 + 0,92 \text{ PREC1} + 1,07 \text{ PREC} + 397 \text{ TEMP} - 2,31 \text{ RAD}$	0,997	0,033
1982-94	$PPL = - 3681 + 0,44 \text{ PREC1} + 0,79 \text{ PREC} + 135 \text{ TEMP} - 1,10 \text{ RAD}$	0,780	0,004
1982-99	$PPL = - 959 + 0,18 \text{ PREC1} + 0,50 \text{ PREC} - 5,67 \text{ TEMP} + 4,78 \text{ RAD}$	0,172	0,187

A regressão linear múltipla para a Caatinga Sul é apresentada por meio da Tabela 5.5, e se observa um comportamento semelhante ao da Caatinga Norte, pois a regressão apresentou significância estatística para os períodos de 1982-88 e 1982-94, mas não apresentou significância estatística para o último período analisado (1982-99).

Tabela 5.5. Regressão linear múltipla entre a PPL e a precipitação do ano anterior, a precipitação, a temperatura e a radiação solar incidente para a Caatinga Sul

Ano	Equação	R ²	p
1982-88	$PPL = - 617 + 0,17 \text{ PREC1} + 0,21 \text{ PREC} + 33,9 \text{ TEMP} + 0,38 \text{ RAD}$	0,979	0,095
1982-94	$PPL = - 801 + 0,25 \text{ PREC1} + 0,13 \text{ PREC} + 10,4 \text{ TEMP} + 4,10 \text{ RAD}$	0,804	0,002
1982-99	$PPL = - 453 + 0,26 \text{ PREC1} + 0,06 \text{ PREC} - 49,5 \text{ TEMP} + 10,1 \text{ RAD}$	0,591	0,184

6. CONCLUSÕES

Os resultados apresentaram uma diferença significativa no sequestro de carbono entre os biomas que estão inseridos dentro da região Nordeste, principalmente quando comparados com a Caatinga. Os biomas que mais sequestraram carbono foram a Floresta Amazônica e a Mata Atlântica, e os valores máximos obtidos da Produção Primária Líquida, em todo Nordeste, foram para os anos de La Niña.

A Caatinga é bastante afetada quando ocorrem eventos de El Niño ou La Niña, e a intensidade que a Caatinga é afetada depende, também, da intensidade dos eventos de El Niño ou La Niña, sendo que a Caatinga sequestra menos carbono em eventos de El Niño e em eventos de La Niña, mais carbono. Porém, a Caatinga que se localiza na faixa de transição com a Floresta Amazônica e com a Mata Atlântica não é consideravelmente afetada em eventos de El Niño, apresentando, assim, uma grande variabilidade no sequestro de carbono quando observado toda a Caatinga.

O sequestro de carbono realizado pela Caatinga Sul foi superior ao sequestro de carbono realizado pela Caatinga Norte em eventos de El Niño, mas ocorreu o inverso em episódios de La Niña.

Na análise de regressão linear simples observou-se que a correlação entre a Produção Primária Líquida e a Precipitação para todo o Nordeste, toda a Caatinga, Caatinga Norte e Caatinga Sul foi estatisticamente significativa em quase todos os períodos analisados, a exceção ocorreu para a Caatinga Sul na análise do período de 18 anos (1981-99). Não se verificou correlação linear estatisticamente significativa entre a Produção Primária Líquida e a Radiação Solar Incidente. A temperatura foi a única variável climática que apresentou correlação negativa e significância estatística apenas para o período analisado de seis anos (1981-87).

A análise de regressão linear múltipla apresentou significância estatística e altos valores para o coeficiente de determinação R^2 em todos os períodos analisados (1982-88, 1982-94 e 1982-99) para todo o Nordeste e toda a Caatinga. A Caatinga Norte e a Caatinga Sul não apresentaram significância estatística na análise do período de 1982-99, apenas para o período de 1982-88 e 1982-94.

7. REFERÊNCIAS

ADAMS, J. **Vegetation-Climate Interaction**. Chichester (UK): Springer-Praxis Publishing, 2007. 232p.

AHL, D. E.; GOWER, S. T.; MACKAY, D. S.; BURROWS, S. N.; NORMAN, J. M.; DIAK, G. R. Heterogeneity of light use efficiency in a northern Wisconsin forest: implications for modeling net primary production with remote sensing. **Remote Sensing of Environment**, v. 93, n. 1-2, p. 168– 178, 2004.

ALADOS, I.; FOYO-MORENO, I.; OLMO, F. J.; ALADOS-ARBOLEDAS, L. Improved estimation of diffuse photosynthetically active radiation using two spectral models. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 111, n. 1, p. 1-12, 2002.

ALADOS, I.; OLMO, F. J.; FOYO-MORENO, I.; ALADOS-ARBOLEDAS, L. Estimation of photosynthetically active radiation under cloudy conditions. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 102, n. 1, p. 39-50, 2000.

AL-BAKRI, J. T.; TAYLOR, J. C. Application of NOAA AVHRR for monitoring vegetation conditions and biomass in Jordan. **Journal of Arid Environments**, v. 54, n. 3, p. 579-593, 2003.

ALCARAZ-SEGURA, D.; CABELLO, J.; PARUELO, J. Baseline characterization of major Iberian vegetation types based on the NDVI dynamics. **Plant Ecology**, v. 202, n. 1, p. 13-29, 2009.

ALBUQUERQUE, U. P.; ANDRADE, L. H. C. Uso de recursos vegetais da Caatinga: O caso do Agreste do Estado de Pernambuco (Nordeste do Brasil). **Interciencia**, v. 27, n. 7, p. 336-346, 2002.

AMAN, A.; RANDRIAMANANTENA, H. P.; PODAIRE, A.; FROUIN, R. Upscale Integration of Normalized Difference Vegetation Index: The Problem of Spatial

Heterogeneity. **IEEE Transactions on Geoscience And Remote Sensing**, v. 30, n. 2, p. 326-338, 1992.

AMORIM, I. L.; SAMPAIO, E. V. S. B.; ARAÚJO, E. L. Fenologia de espécies lenhosas da caatinga do Seridó, RN. **Revista Árvore**, v. 33, n. 3, p. 491-499, 2009.

ANYAMBA, A.; TUCKER, C. J.; MAHONEY, R. From El Niño to La Niña: Vegetation Response Patterns over East and Southern Africa during the 1997–2000 Period. **Journal of Climate**, v. 15, n. 21, p. 3096-3103, 2002.

ARAGÃO, J. O. R. O impacto do ENSO e do Dipolo do Atlântico no nordeste do Brasil. **Bull. Inst. fr. études andines**, v. 27, n. 3, p. 839-844, 1998.

ASNER, G. P.; NEPSTAD, D.; CARDINOT, G.; RAY, D. Drought stress and carbon uptake in an Amazon forest measured with spaceborne imaging spectroscopy. **PNAS**, v. 101, n. 16, p. 6039–6044, 2004.

BALDOCCHI, D. D.; AMTHOR, J. S. Canopy Photosynthesis: History, Measurements, and Models. In: ROY, J.; SAUGIER, B. MOONEY, H. A (Eds.). **Terrestrial Global Productivity**. San Diego (USA): Academic Press, 2001. p. 9-31.

BARBOSA, H. A.; HUETE, A. R.; BAETHGEN, W.E. A 20-year study of NDVI variability over the Northeast Region of Brazil. **Journal of Arid Environments**, v. 67, n. 2, p. 288–307, 2006.

BAUERLE, W. L.; WESTON, D. J.; BOWDEN, J. D.; DUDLEY, J. B.; TOLER, J. E. Leaf absorptance of photosynthetically active radiation in relation to chlorophyll meter estimates among woody plant species. **Scientia Horticulturae**, v. 101, p. 169-178, 2004.

BAZZAZ, F. A.; WILLIAMS, W. E. Atmospheric CO₂ concentrations within a mixed forest: implications for seedling growth. **Ecology**, v. 72, n. 1, p. 12–16, 1991.

BERBEROGLU, S.; EVRENDILEK, F.; OZKAN, C.; DONMEZ, C. Modeling Forest Productivity Using Envisat MERIS Data. **Sensors**, v. 7, p. 2115-2127, 2007.

BHATTI, J. S.; APPS, M. J.; LAL, R. Anthropogenic Changes and the Global Carbon Cycle. In: BHATTI, J. S.; LAL, R.; APPS, M. J.; PRICE, M. A. (Eds). **Climate Change and Managed Ecosystems**. New York: Taylor & Fancis, 2006. p. 71-91.

BRAGA, C. C. **Inter-relações entre padrões de índice de vegetação e de pluviometria no Nordeste do Brasil**. Tese (Doutorado em Recursos Naturais) – Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, 2000. 129p.

BROWN, M. E.; PINZÓN, J. E.; DIDAN, K.; MORISETTE, J. T.; TUCKER, C. J. Evaluation of the Consistency of Long-Term NDVI Time Series Derived From AVHRR, SPOT-Vegetation, SeaWiFS, MODIS, and Landsat ETM+ Sensors. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 44, n. 7, p. 1787-1793, 2006.

CALBETE, N. O, GAN, M., SATYAMURTY, P. Vórtices ciclônicos da alta troposfera que atuam sobre a região nordeste do Brasil. In: **Climanálise Especial**, edição comemorativa de 10 anos, 1996.

CARLSON, T. N.; RIPLEY, D. A. On the Relation between NDVI, Fractional Vegetation Cover, and Leaf Area Index. **Remote Sensing of Environment**, v. 62, n. 3, p. 241-252, 1997.

CASPER, J. K. **Greenhouse Gases: Worldwide Impacts**. New York: Facts On File, 2010. 270p.

CASTRO, A. A. J. F.; CASTRO, N. M. C. F.; COSTA, J. M.; FARIAS, R. R. S.; MENDES, M. R. A.; ALBINO, R. S.; BARROS, J. S.; OLIVEIRA, M. E. A. Cerrados Marginais do Nordeste e Ecótonos Associados. **Revista Brasileira de Biociências**, v. 5, supl. 1, p. 273-275, 2007.

CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. E. Frentes Frias sobre o Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; DA SILVA, M. G. A. J.; SILVA DIAS, M. A. F. (Org). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 135-147.

CHAPIN III, F. S.; WOODWELL, G. M; RANDERSON, J. T.; RASTETTER, E. B.; LOVETT, G. M.; BALDOCCHI, D. D.; CLARK, D. A.; HARMON, M. E.; SCHIMEL, D. S.; VALENTINI, R.; WIRTH, C.; ABER, J. D.; COLE, J. J.; GOULDEN; M. L.; HARDEN, J. W.; HEIMANN, M.; HOWARTH, R. W.; MATSON, P. A.; McGUIRE, A. D.; MELILLO, J. M.; MOONEY, H. A.; NEFF, J. C.; HOUGHTON, R. A.; PACE, M. L.; RYAN, M. G.; RUNNING, S. W.; SALA, O. E.; SCHLESINGER, W. H.; SCHULZE, E.-D. Reconciling Carbon-cycle Concepts, Terminology, and Methods. **Ecosystems**, v. 9, n. 7, p. 1041-1050, 2006.

CHASMER, L.; McCAUGHEY, H.; BARR, A.; BLACK, A.; SHASHKOV, A.; TREITZ, P.; ZHA, T. Investigating light-use efficiency across a jack pine chronosequence during dry and wet years. **Tree Physiology**, v. 28, n. 9, p. 1395-1406, 2008.

COELHO, C. A. S., UVO, C. B., AMBRIZZI, T. Exploring the impacts of the tropical Pacific SST on the precipitation patterns over South America during ENSO periods. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 71, n. 3-4, p. 185-197, 2002.

COX, P. M.; BETTS, R. A.; JONES, C. D.; SPALL, S. A.; TOTTERDELL, I. J. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. **Nature**, v. 408, p. 184-187, 2000.

CUEVAS-GONZÁLEZ, M.; GERARD, F.; BALZTER, H.; RIAÑO, D. Studying the change in fAPAR after forest fires in Siberia using MODIS. **International Journal of Remote Sensing**, v. 29, n. 23, p. 6873-6892, 2008.

DEL GROSSO, S.; PARTON, W.; STOHLGREN, T.; ZHENG, D.; BACHELET, D.; PRINCE, S; HIBBARD, K.; OLSON, R. Global potential net primary production predicted from vegetation class, precipitation, and temperature. **Ecology**, v. 89, n.8, p. 2117–2126, 2008.

DeFRIES, R.; HANSEN, M.; TOWNSHEND, J. Global discrimination of land cover types from metrics derived from AVHRR pathfinder data. **Remote Sensing of Environment**, v. 54, n. 3, p. 209-222, 1995.

DEFRIES, R. S.; TOWNSHEND, J. R. G. NDVI-derived land cover classification at a global scale. **International Journal of Remote Sensing**, v. 15, 17, p. 3567-3586, 1994.

DESAI, A. R.; NOORMETS, A.; BOLSTAD, P. V.; CHEN, J.; COOK, B. D.; DAVIS, K. J.; EUSKIRCHEN, E. S.; GOUGH, C.; MARTIN, J. G.; RICCIUTO, D. M.; SCHMID, H. P.; TANG, J.; WANG, W. Influence of vegetation and seasonal forcing on carbon dioxide fluxes across the Upper Midwest, USA: Implications for regional scaling. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, n. 2, p. 288–308, 2008.

DEYONG, Y.; WENQUAN, Z.; YAOZHONG, P. The role of atmospheric circulation system playing in coupling relationship between spring NPP and precipitation in East Asia area. **Environmental Monitoring and Assessment**, v. 145, n. 1-3, p. 135-143, 2008.

DOLMAN, A. J.; GERBIG, C.; NOILHAN, J.; SARRAT, C.; MIGLIETTA, F. Detecting regional variability in sources and sinks of carbon dioxide: a synthesis. **Biogeosciences**, v. 6, p. 1015–1026, 2009

DOMBROSKI, J. L. D.; PRAXEDES, S. C.; FREITAS, R. M. O.; PONTES, F. M. Water relations of Caatinga trees in the dry season. **South African Journal of Botany**, v. 77, n. 2, p. 430-434, 2011.

DRUMOND, M. A.; PIRES, I. E.; OLIVEIRA, V. R.; OLIVEIRA, A. R.; ALVAREZ, I. A. Produção e distribuição de biomassa de espécies arbóreas no semi-árido brasileiro. **Revista Árvore**, v. 32, n. 4, p. 665-669, 2008.

DYE, D. G.; GOWARD, S. N. Photosynthetically active radiation absorbed by global land vegetation in August 1984. **International Journal of Remote Sensing**, v. 14, n. 18, p. 3361-3364, 1993.

EARTH SYSTEM RESEARCH LABORATORY (ESRL). Disponível em: www.esrl.noaa.gov. Acesso em 03/03/2011.

ECK, T. F.; DYE, D. G. Satellite estimation of incident photosynthetically active radiation using ultraviolet reflectance. **Remote Sensing of Environment**, v. 38, n. 2, p. 135-146, 1991.

FAHEY, T. J.; KNAPP, A. K. Primary Production: Guiding Principles and Standards for Measurement. In: _____. (Eds.). **Principles and Standards for Measuring Primary Production**. New York (USA): Oxford University Press, 2007. p. 3-11.

FEARNSIDE, P. M. Amazonian deforestation and global warming: carbon stocks in vegetation replacing Brazil's Amazon forest. **Forest Ecology and Management**, v. 80, p. 21-34, 1996.

FENSHOLT, R.; SANDHOLT, I.; RASMUSSEN, M. S. Evaluation of MODIS LAI, fAPAR and the relation between fAPAR and NDVI in a semi-arid environment using in situ measurements. **Remote Sensing of Environment**, v. 91, n. 3-4, p. 490–507, 2004.

FERREIRA, W. P. M. **Radiação Solar em Sete Lagoas – MG**. Sete Lagoas: Embrapa, 2006. 21p.

FERREIRA, N. S. Zona de Convergência Intertropical. In: **Climanálise Especial**, edição comemorativa de 10 anos, 1996.

FRANK, D. A; INOUE, R. S. Temporal variation in actual evapotranspiration of terrestrial ecosystems: patterns and ecological implications. **Journal of Biogeography**, v.21, p. 401–411, 1994.

FUNK, C. C.; BROWN, M. E. Intra-seasonal NDVI change projections in semi-arid Africa. **Remote Sensing of Environment**, v. 101, n. 2, p. 249-256, 2006.

FUNK, C.; BUDDE, M. E. Phenologically-tuned MODIS NDVI-based production anomaly estimates for Zimbabwe. **Remote Sensing of Environment**, v. 113, n. 1, p. 115-125, 2009.

GAN, M. A., KOUSKY, V. E. Vórtices ciclônicos da alta troposfera no oceano Atlântico Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, p. 19-28, 1986.

GEBREHIWOT, T.; VAN DER VEEN, A.; MAATHUIS, B. Spatial and temporal assessment of drought in the Northern highlands of Ethiopia. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 13, n. 3, p. 309-321, 2011.

GOETZ, S. J.; PRINCE, S. D. Modelling terrestrial carbon exchange and storage: evidence and implications of functional convergence in light-use efficiency. **Advances in Ecological Research**, v.28, p. 57-92, 1999.

GOWARD, S. N.; DYE, D. G.; TURNER, S.; YANG, J. Objective assessment of the NOAA global vegetation index data product. **International Journal of Remote Sensing**, v. 14, n. 14, p. 3365-3394, 1993.

GOWARD, S. N.; HUENNRICH, K. F. Vegetation canopy PAR absorptance and the normalized difference vegetation index: An assessment using the SAIL model. **Remote Sensing of Environment**, v. 39, n. 2, p. 119–140, 1992.

GOWARD, S. N.; TUCKER, C. J.; DYE, D. G. North American vegetation patterns observed with the NOAA-7 advanced very high resolution radiometer. **Plant Ecology**, v. 64, n. 1, p. 3-14, 1985.

GRACE, J. H. Role of forest biomes in the global carbon balance. In: GRIFFITHS, H.; JARVIS, P. G. (Eds). **The Carbon Balance of Forest Biomes**. Edinburg: Taylor & Francis, 2005. p. 19-47.

HANSEN, J. E.; SATO, M.; RUEDY, R.; LACIS, A.; GLASCOE, J. Global Climate Data and Models: A Reconciliation. **Science**, v. 281, p. 930-932, 1998.

HASHIMOTO, H.; NEMANI, R. R.; WHITE, M. A.; JOLLY, W. M.; PIPER, S. C.; KEELING, C. D.; MYNENI, R. B.; RUNNING, S. W. El Niño–Southern Oscillation–induced variability in terrestrial carbon cycling. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, p. 1-8, 2004.

HILKER, T.; COOPS, N. C.; WULDER, M. A.; BLACK, T. A.; GUY, R. D. The use of remote sensing in light use efficiency based models of gross primary production: A review of current status and future requirements. **Science of The Total Environment**, v. 404, p. 411-423, 2008.

HOODA, R. S.; DYE, D. G. Estimating Carbon-fixation in India based on Remote Sensing Data. **17th Proceeding Asian Conference of Remote Sensing**, 1996. Asian Association on Remote Sensing, Sri Lanka. Disponível em: <http://www.a-a-r-s.org/acrs/proceeding/ACRS1996/Papers/AGS96-2.htm>. Acesso em 01/12/2008.

HOODA, R. S.; DYE, D. G. Identification and mapping of irrigated vegetation using NDVI-Climatological modeling. **Proceeding Asian Conference of Remote Sensing**, 1995, Asian Association on Remote Sensing, Thailand. pp. 9-1 - 9-6, 1995.

HOOGENBOOM, G. Plant/Soil Interface and Climate Change: Carbon Sequestration from the Production Perspective. In: BHATTI, J. S.; LAL, R.; APPS, M. J.; PRICE, M. A. (Eds.) **Climate Change and Managed Ecosystems**. New York: Taylor & Fancis, 2006. p. 93-126.

HORROCKS, N. K. **Physical Geography & Climatology**. 2. ed. revised, London: Longman Group Ltd., 1978. 370p.

HU, B.; WANG, Y.; LIU, G. Measurements and estimations of photosynthetically active radiation in Beijing. **Atmospheric Research**, v. 85, p. 361–371, 2007.

HUECK, K. **As florestas da América do Sul**. Trad. Hans Reichardt, Brasília: UnB editora e Editora Polígono S. A., 1972. 466p.

HUEMMRICH, K. F.; GAMON, J. A.; TWEEDIE, C. E.; OBERBAUER, S. F.; KINOSHITA, G.; HOUSTON, S.; KUCHY, A.; HOLLISTER, R. D.; KWON, H.; MANO, M.; HARAZONO, Y.; WEBBER, P. J.; OECHEL, W. C. Remote sensing of tundra gross ecosystem productivity and light use efficiency under varying temperature and moisture conditions. **Remote Sensing of Environment**, v. 114, n. 3, p. 481–489, 2010.

HUNT, E. R. Relationship between woody biomass and PAR conversion efficiency for estimating net primary production from NDVI. **International Journal of Remote Sensing**, v. 15, p. 1725-1730, 1994.

HUTCHINSON, C. F. Uses of satellite data for famine early warning in sub-Saharan Africa. **International Journal of Remote Sensing**, v. 12, p. 1405–1421, 1991.

IDE, R.; NAKAJI, T.; OGUMA, H. Assessment of canopy photosynthetic capacity and estimation of GPP by using spectral vegetation indices and the light–response function in a larch forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 150, n. 3, p. 389–398, 2010.

IMHOFF, M. L.; BOUNOUA, L.; DEFRIES, R.; LAWRENCE, W. T.; STUTZER, D.; TUCKER, C. J.; RICKETTS, T. The consequences of urban land transformation on net primary productivity in the United States. **Remote Sensing of Environment**, v. 89, n. 4, p. 434–443, 2004.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). Atlas Nacional Do Brasil (Região Nordeste). **Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística**, Rio de Janeiro, 1985, p. W-3.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). 2007: Global Climate Projections. In: SOLOMON, S.; QIN, D.; MANNING, M.; CHEN, Z.; MARQUIS, AVERYT, .; K. B.; TIGNOR, M.; MILLER, H. L. (Eds.) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. **IPCC 2007**, United Kingdom and New York: Cambridge University Press., 2007.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). 2001. In: HOUGHTON, J. T.; DING, Y.; GRIGGS, D. J.; NOGUER, M.; VAN DER LINDEN, P. J.; DAI, X.; MASKELL, K.; JOHNSON, C. A. (Eds.) "Climate Change 2001: The Scientific Basis. **IPCC 2001**, New York: Cambridge University Press, 2001.

JACOVIDES, C. P.; TIMVIOS, F. S.; PAPAIOANNOU, G.; ASIMAKOPOULOS, D. N.; THEOFILOU, C. M. Ratio of PAR to broadband solar radiation measured in Cyprus. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 121, n. 3-4, p. 135–140, 2004.

JACOVIDES, C. P.; TIMVIOS, F. S.; ASSIMAKOPOULOS, V. D.; KALTSOUNIDES, N. A. The dependence of global and diffuse PAR radiation components on sky conditions at Athens, Greece. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 143, n. 3-4, p. 277–287, 2007.

JONES, C. D.; COLLINS, M.; COX, P. M.; SPALL, S. A. The carbon cycle response to ENOS: A coupled climate-carbon cycles model study. **Journal of Climate**, v. 14, p. 4113-4129, 2001.

KAYANO, M. T.; KOUSKY, V. E. Intraseasonal (30-60 day) variability in the tropics: principal modes and their evolution. **Tellus**, v. 51A, p. 373-386, 1999.

KELKAR, R. R. **Satellite Meteorology**. Hyderabad (India): BS Publications, 2007. 251p.

KOBAYASHI, H; DYE, D. G. Atmospheric conditions for monitoring the long-term vegetation dynamics Amazon using normalized difference vegetation index. **Remote Sensing of Environment**, v. 97, n. 4, p. 519-525, 2005.

KOUSKY, V. E. Frontal Influences on Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 107, p. 1140-1153, 1979.

KUNTSCHIK, G. **Estimativa de biomassa vegetal lenhosa em cerrado por meio de sensoriamento remoto óptico e de radar**. Tese (Doutorado em Biociências), Universidade de São Paulo, 2004. 154p.

LAL, R. Carbon sequestration. **Philosophy Transactions of the Royal Society B**, v. 363, p. 815–830, 2008.

LAMBIN, E. F.; CASHMAN, P.; MOODY, A.; PARKHURST, B. H.; PAX, M. H.; SCHAFF, C. B. Agricultural production monitoring in the Sahel using remote sensing: present possibilities and research need. **Journal of Environmental Management**, v. 38, p. 301–322, 1993.

LAUENROTH, W. K.; SALA, O. E. Long-term forage production of a North American shortgrass steppe. **Ecological Applications**, v. 2, p. 397–403, 1992.

LAWLEY, E. F.; LEWIS, M. M.; OSTENDORF, B. Environmental zonation across the Australian arid region based on long-term vegetation dynamics. **Journal of Arid Environments**, v. 75, p. 576-585, 2011.

LEE, Y.-H.; PARK, S.-U. Evaluation of a modified soil–plant–atmosphere model for CO₂ flux and latent heat flux in open canopies. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 143, n. 3-4, p. 230-241, 2007.

LE QUÉRÉ, C.; AUMONT, O.; BOPP, L.; BOUSQUET, P.; CIAIS, P.; FRANCEY, R. HEIMANN, M.; KEELING, C. D.; KEELING, R. F.; KHESSGI, H.; PEYLIN, P.; PIPER, S. C.; PRENTICE, I. C.; RAYNER, P. J. Two decades of ocean CO₂ sink and variability. **Tellus**, v. 55B, p. 649-656, 2003.

LE ROUX, X.; GAUTHIER, H.; BEGUÉ, A.; SINOQUET, H. Radiation absorption and use by humid savannah grassland. Assessment using remote sensing and modelling. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 85, n. 1-2, p. 117– 132, 1997.

LEUNING, R.; TUZET, A.; PERRIER, A. Stomata as Part of the Soil-Plant-Atmosphere Continuum. In: MENCUCCINI, M.; GRACE, J. MONCRIEFF, J.; McNOUGHTON (Eds). **Forests at the Land-Atmosphere Interface**. Cambridge: CABI Publishing, 2004. p. 9-28.

LIANG, S.; ZHENG, T.; WANG, D.; WANG, K.; LIU, R.; TSAY, S.; RUNNING, S.; TOWNSHEND, J. Mapping High-Resolution Incident Photosynthetically Active Radiation over Land from Polar-Orbiting and Geostationary Satellite Data. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, October, p. 1085-1089, 2007.

LIETH, H. Primary production of the major vegetation units of the world. In: LIETH, H.; WHITTAKER, R. H. (Eds). **Primary Productivity of the Biosphere**. Ecological Studies 14. New York and Berlin: Springer-Verlag, p. 203-215.

LIMA, A. L. A.; RODAL, M. J. N. Phenology and wood density of plants growing in the semi-arid region of northeastern Brazil. **Journal of Arid Environments**, v. 74, p. 1363-1373, 2010.

LIU, R.; LIANG, S.; HE, H.; LIU, J.; ZHENG, T. Mapping incident photosynthetically active radiation from MODIS data over China. **Remote Sensing of Environment**, v. 112, n. 3, p. 998–1009, 2008.

LORENZ, K.; LAL, R. Carbon Sequestration in Forest Ecosystems. Ohio: Springer, 2010. 277p.

MACKEY, B. G.; KEITH, H.; BERRY, S. L.; LINDENMAYER, D. B. **Green Carbon – The role of Forests in carbon storage**. Australia: ANN Press, 2008. 47p.

MATHER, P. M. **Computer Processing of Remotely-Sensed Images – An Introduction**. 3. ed., England: Wiley, 2004. 324p.

McCALLUM, I.; WAGNER, W.; SCHMULLIUS, C.; SHVIDENKO, A.; OBERSTEINER, M.; FRITZ, S.; NILSSON, S. Comparison of four global FAPAR

datasets over Northern Eurasia for the year 2000. **Remote Sensing of Environment**, v. 114, n. 5, p. 941–949, 2010.

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE (MMA). **Desertification**. Brasília:SRH/MMA, 2000. 20p.

MINGJUN, D.; YILI, Z.; LINSHAN, L.; WEI, Z.; ZHAOFENG, W.; WANQI, B. The relationship between NDVI and precipitation on the Tibetan Plateau. **Journal of Geographical Sciences**, v. 17, p. 259-268, 2007.

MONTANDON, L. M.; SMALL, E. E. The impact of soil reflectance on the quantification of green vegetation fraction from NDVI. **Remote Sensing of Environment**, v. 112, n. 4, p. 1835-1845, 2008.

MONTEITH, J. L. Climate and efficiency of crop production in Britain. **Phil. Tran. Royal Soc. London**, v. B, n. 281, p. 277-294, 1977.

MONTEITH, J. L. Solar Radiation and Productivity in Tropical Ecosystems. **Journal of Applied Ecology**, v.9, p. 747–766, 1972.

MOYA, T. B.; ZISKA, L. H.; NAMUCO, O. S.; OLSZYK, D. Growth dynamics and genotypic variations in tropical, field-grown paddy rice (*Oryza sativa* L.) in response to increasing carbon dioxide and temperature. **Global Change Biology**, v. 4, p. 657–66, 1998.

MUZA, M. N.; CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Intraseasonal and interannual variability of extreme dry and wet events over Southeastern South America and Subtropical Atlantic during the austral summer. **Journal of Climate**, v. 22, p. 1682-1699, 2009.

MYNENI, R.B.; WILLIAMS, D.L. On the relationship between fAPAR and NDVI. **Remote Sensing of Environment**, v. 49, n. 3, p. 200-211, 1994.

MYNENI, R. B., HALL, F. G., SELLERS, P. J., & MARSHAK, A. L. The interpretation of spectral vegetation indexes. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 33, p. 481–486, 1995.

NAGOL, J. R.; VERMOTE, E. F.; PRICE, S. D. Effects of atmospheric variation on AVHRR NDVI data. **Remote Sensing of Environment**, v. 113, n. 2, p. 392-397, 2009.

NAKAJI, T.; IDE, R.; OGUMA, H.; SAIGUSA, N.; FUJINUMA, Y. Utility of spectral vegetation index for estimation of gross CO₂ flux under varied sky conditions. **Remote Sensing of Environment**, v. 109, n. 3, p. 274–284, 2007.

NEBEL, G.; DRAGSTED, J.; VEGA, A. S. Litter fall, biomass and net primary production in flood plain forests in the Peruvian Amazon. **Forest Ecology and Management**, v. 150, p. 93-102, 2001.

NEWMAN, G.; ARTHUR, M. A.; MULLER, R. N. Above-and belowground Net Primary Production in a temperate Mixed Deciduous Forest. **Ecosystems**, v. 9, p. 317-329, 2006.

NEWTON, P. C. D; CARRAN, R. A.; EDWARDS, G. R.; NIKLAUS, P. A. Introduction. In: _____ (Eds.) **Agroecosystems in a Change Climate**. New York: Taylor & Francis, 2007. p. 1-8.

NIKLAUS, P. A. Climate Change Effects on Biogeochemical Cycles, Nutrients, and Water Supply. In: NEWTON, P. C. D; CARRAN, R. A.; EDWARDS, G. R.; NIKLAUS, P. A (Eds). **Agroecosystems in a Change Climate**. New York: Taylor & Francis, 2007. p. 11-52.

NOBRE, P.; MELO, A. B. C. Variabilidade Climática sobre o NEB em 1998-2000. **Climanálise**, v. 16, 42-54, 2001.

NOBRE, P. A variabilidade interanual do Atlântico Tropical e sua influência no clima da América do Sul. In: **Climanálise Especial**, edição comemorativa de 10 anos, 1996.

OLLINGER, S. V.; TREUHAFT, R. N.; BRASWELL, B. H.; ANDERSON, J. E.; MARTIN, M. E.; SMITH, M.-L. The Role of Remote Sensing in the Study of Terrestrial Net Primary Production. In: FAHEY, T. J.; KNAPP, A. K. **Principles and Standards for Measuring Primary Production**. New York (USA): Oxford University Press, 2007. p. 204-237.

OLIPHANT, A.; SUSAN, C.; GRIMMOND, B.; SCHMID, H.-P.; WAYSON, C. A. Local-scale heterogeneity of photosynthetically active radiation (PAR), absorbed PAR and net radiation as a function of topography, sky conditions and leaf area index. **Remote Sensing of Environment**, v. 103, n.3, p. 324–337, 2006.

OLOFSSON, P.; VAN LAAKE, P. E.; EKLUNDH, L. Estimation on absorbed PAR across Scandinavia from satellite measurements. Part I: Incident PAR. **Remote Sensing of Environment**, v. 110, n. 2, p. 252-261, 2007.

PATEL, N. R.; DADHWAL, V. K.; SAHA, S. K.; GARG, A.; SHARMA, N. Evaluation of MODIS data potential to infer water stress for wheat NPP estimation. **Tropical Ecology**, v.51, p. 93-105, 2010.

PIAO, S.; MOHAMMAT, A.; FANG, J.; CAI, Q.; FENG, J. NDVI-based increase in growth of temperate grasslands and its responses to climate change in China. **Global Environmental Change**, v. 16, p. 340-348, 2006.

PRIETO-BLANCO, A.; NORTH, P. R. J.; BARNSLEY, M. J.; FOX, N. Satellite-driven modelling of Net Primary Productivity (NPP): Theoretical analysis. **Remote Sensing of Environment**, v. 113, n. 1, p. 137-147, 2009.

QUADRO, M. F. L., MACHADO, L. H. R., CALBETE, S., BATISTA, N. N. M., OLIVEIRA, G. S. Climatologia de Precipitação e Temperatura. In: **Climanálise Especial**, edição comemorativa de 10 anos, 1996.

RAO, V. B., SÁ, L. D. A., FRANCHITO, S. H., HADA, K. Interannual variations of rainfall and corn yields in Northeast Brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 85, n. 1-2, p. 63-74, 1997.

RAYNOLDS, M. K.; COMISO, J. C.; WALKER, D. A.; VERBYLA, D. Relationship between satellite-derived land surface temperatures, arctic vegetation types, and NDVI. **Remote Sensing of Environment**, v. 112, n. 4, p. 1884-1894, 2008.

RICOTTA, C.; AVENA, G.; DE PALMA, A. Mapping and monitoring net primary productivity with AVHRR NDVI time-series: statistical equivalence of cumulative vegetation indices. **Journal of Photogrammetry & Remote Sensing**, v. 54, p.325-331, 1999.

RODERICK, M.; SMITH, R.; CRIDLAND, S. The precision of the NDVI derived from AVHRR observations. **Remote Sensing of Environment**, v. 56, n. 1, p. 57-65, 1996.

ROSS, J.; SULEV, M. Source of errors in measurements of PAR. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 100, p. 103-125, 2000.

ROY, J.; SAUGIER, B. Terrestrial Primary Production: Definitions and Milestones. In: ROY, J.; SAUGIER, B. MOONEY, H. A (Eds.). **Terrestrial Global Productivity**. San Diego (USA): Academic Press, 2001. p. 1-6.

RUI, S.; YUYU, Z.; CHANGMING, L.; SHIQI, Y. Response of Net Primary Productivity on Climate Change in the Yellow River Basin. **IEEE**, v. 5, p. 3371-3373, 2003.

SALA, O. E.; PARTON, W. J.; JOYCE, L. A.; LAUENROTH, W. K. Primary Production of the Central Grassland region of the United States. **Ecology**, v. 69, p. 40-45, 1988.

SALESKA, S. R.; MILLER, S. D.; MATROSS, D. M.; GOULDEN, M. L.; WOFSY, S. C.; DA ROCHA, H. R.; DE CAMARGO, P. B.; CRILL, P.; DAUBE, B. C.; DE FREITAS, H. C.; HUTYRA, L.; KELLER, M.; KIRCHHOFF, V.; MENTON, M.; MUNGER, J. W.; PYLE, E. H.; RICE, A. H.; SILVA, H. Carbon in Amazon Forests:

Unexpected seasonal fluxes and disturbance-induced losses, **Science**, v. 302, 1554–1557, 2003.

SANTI, A.; DALMAGO, G. A.; DENARDIN, J. E. **Potencial de sequestro de carbono pela agricultura brasileira e a mitigação do efeito estufa**. Passo Fundo: Embrapa Trigo, 2007. 8p.

SAUGIER, B. **Vegetação e Atmosfera**. Lisboa: Instituto Piaget, 1996. 143p.

SCHROEDER, P. E.; WINJUM, J. K. Assessing Brazil's carbon budget: II Biotic fluxes and net carbon balance. **Forest Ecology and Management**, v. 75, p. 87-99, 1995.

SEAQUIST, J.W.; OLSSON, L.; ARDÖ, J. A remote sensing-based primary production model for grassland biomes. **Ecological Modelling**, v. 169, p. 135-155, 2003.

SHALLCROSS, D. E.; WANG, K.-Y.; DIMMER, C. Biogeochemical Cycles and Residence Times. In: HEWITT, C.; JACKSON, A. V. (Ed.). **Handbook of Atmospheric Science: Principles and applications**. Malden (USA): Blackwell Publishing, 2003. p. 90-123.

SIEGENTHALER, U.; STOCKER, T. F.; MONNIN, E.; ET AL. Stable carbon cycle-climate relationship during the late Pleistocene. **Science**, v. 310, p. 1313–1317, 2005.

SILVA, G. C.; SAMPAIO, E. V. S. B. Biomassas de partes aéreas em plantas da caatinga. **Revista Árvore**, v. 32, p. 567-575, 2008.

SOBRINO, J. A., RAISSOUNI, N. Toward remote sensing methods for land cover dynamic monitoring: application to Marocco. **International Journal of Remote Sensing**, v. 21, p. 353–363, 2000.

SALOMONSON, V. V.; BARNES, W.; MASUOKA, E. J. Introduction to MODIS and an Overview of Associated Activities. In: QU, J. J.; GAO, W.; KAFATOS, M.; MURPHY, R.

E.; SALOMONSON, V. V. (Eds.). **Earth Science Satellite Remote Sensing: Science and Instruments**. Beijing: Springer, 2006. p. 12-32.

STELLMES, M.; UDELHOVEN, T.; RÖDER, A.; SONNENSCHNEIN, R.; HILL, J. Dryland observation at local and regional scale — Comparison of Landsat TM/ETM+ and NOAA AVHRR time series. **Remote Sensing of Environment**, v. 114, n. 10, p. 2111–2125, 2010.

SUZUKI, R.; NOMAKI, T. YASUNARI, T. Spatial distribution and its seasonality of satellite-derived vegetation index (NDVI) and climate in Siberia. **International Journal of Climatology**, v. 21, p. 1321-1335, 2001.

SZILAGYI, J.; RUNDQUIST, D. C.; GOSELIN, D. C. NDVI relationship to monthly evaporation. **Geophysical Research Letters**, v. 25, p. 1753-1756, 1998.

TANRÉ, D.; HOLBEN, B. N.; KAUFMAN, Y. J. Atmospheric Correction Algorithm for NOAA-AVHRR Products: Theory and Application. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 30, p. 231-248, 1992.

THOMAS, V.; FINCH, D. A.; McCAUGHEY, J. H.; NOLAND, T.; RICH, L.; TREITZ, P. Spatial modeling of the fraction of photosynthetically active absorbed by a boreal mixedwood forest using a lidar-hyperspectral approach. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 140, n. 1-4, p. 287-307, 2006.

TRISHCHENKO, A. P. Effects of spectral response function on surface reflectance and NDVI measured with moderate resolution satellite sensors: Extension to AVHRR NOAA-17, 18 and METOP-A. **Remote Sensing of Environment**, v. 113, n. 2, p. 335-341, 2009.

TUCKER, C. J. Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation. **Remote Sensing of Environment**, v. 8, n.2, p. 127–150, 1979.

TURNER, D. P.; RITTS, W. D.; WHARTON, S.; THOMAS, C.; MONSON, R. BLACK, T. A.; FALK, M. Assessing FPAR source and parameter optimization scheme in

application of a diagnostic carbon flux model. **Remote Sensing of Environment**, v. 113, n. 7, p. 1529-1539, 2009.

UNITED NATIONS FRAMEWORK CONVENTION ON CLIMATE CHANGE (UNFCCC). Disponível em <http://unfccc.int>. Acesso em 15/02/2011.

UVO, C. B.; REPELLI, C. A.; ZEBIAK, S. E.; KUSHNIR, Y. The Relationships between Tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil Monthly Precipitation. **Journal of Climate**, v. 11, p. 551-562, 1998.

VALENTINI, R.; MATTEUCCI, G.; DOLMAN, A. J.; SCHULZE, E. D.; REBMANN, C.; MOORS, E. J.; GRANIER, A.; GROSS, P.; JENSEN, N. O.; PILEGAARD, K. ; LINDROTH, A.; GRELE, A.; BERNHOFER, C.; GRÜNWARD, T.; AUBINET, M.; CEULEMANS, R.; KOWALSKI, A. S.; VESALA, T.; RANNIK, Ü.; BERBIGIER, P.; LOUSTAU, D.; GUÖMUNDSSON, J. THORGEIRSSON, H.; IBROM, A.; MORGENSTERN, K.; CLEMENT, R.; MONCRIEFF, J.; MONTAGNANI, L.; MINERBI, S.; JARVIS, P. G. Respiration as the main determinant of carbon balance in European forests, **Nature**, v. 404, p. 861-865, 2000.

VAN DER WERF, G. R.; RANDERSON, J. T.; GIGLIO, L.; COLLATZ, G. J.; KASIBHATA, P. S.; ARELIANO JR, A. F. Interannual variability in global biomass burning emissions from 1997 to 2004. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 6, p. 3423-3441, 2006.

VAN LEEUWEN, W. J. D.; HUETE, A. R. Effects of standing litter on the biophysical interpretation of plant canopies with spectral indices. **Remote Sensing of Environment**, v. 55, n. 2, p. 123–138, 1996.

VERHOEF, W. Light scattering by leaf layers with application to canopy reflectance modeling: the SAIL model. **Remote Sensing of Environment**, v. 16, n. 2, p. 125-141, 1984.

VERHOEF, W. Earth observation modeling based on layered scattering matrices. **Remote Sensing of Environment**, v. 17, n. 2, p. 165-178, 1985.

VEROUSTRAETE, F.; SABBE, H.; EERENS, H. Estimation of carbon mass fluxes over Europe using C-Fix Model and Euroflux data. **Remote Sensing of Environment**, v. 83, n. 3, p. 376-399, 2002.

XU, C.; LIU, M.; ANA, S.; CHENB, J. M.; YANA, P. Assessing the impact of urbanization on regional net primary productivity in Jiangyin County, China. **Journal of Environmental Management**, v. 85, p. 597–606, 2007.

YAMASOE, M. A.; VON RANDOW, C.; MANZI, A. O.; SCHAFER, J. S.; ECK, T. F.; HOLBEN, B. N. Effect of smoke and clouds on the transmissivity of photosynthetically active radiation inside the canopy. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 6, p. 1645–1656, 2006.

YAMAZAKI, Y. Estudos teóricos e sinóticos dos distúrbios tropicais. 1975. 56f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – INPE, São José dos Campos, 1975. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/iris@1913/2005/04.19.17.13>. Acesso em: 23 de junho de 2011.

YAMAZAKI, Y.; RAO, V.B. Tropical cloudiness over the South Atlantic Ocean. **Journal of Meteorology Society Japan**, v. 55, p. 205-207, 1977.

WARING, R. H.; LANDSBERG, J. J.; WILLIAMS, M. Net primary production of forests: a constant fraction of gross primary production? **Tree Physiology**, v. 18, p. 129-134, 1998.

WATSON, R. T.; NOBLE, I. R. The global imperative and policy for carbon sequestration. In: GRIFFITHS, H.; JARVIS, P. G. (Eds). **The Carbon Balance of Forest Biomes**. Edinburg: Taylor & Francis, 2005. p. 1-17.

WENQUAN, Z.; YAOZHONG, P.; HAO, H.; DEYONG, Y.; HAIBO, H. Simulation of maximum light use efficiency for some typical vegetation types in China. **Chinese Science Bulletin**, v. 51, p. 457-463, 2006.

ZHAO, M.; RUNNING, S. Drought-Induced Reduction in Global Terrestrial Net Primary Production from 2000 Through 2009. **Science**, v. 329 p. 940-943, 2010.

ZISKA, L. H.; BUNCE, J. A.; GOINS, E. W. Characterization of an urban-rural CO₂/temperature gradient and associated changes in initial plant productivity during secondary succession. **Oecologia**, v. 139, p. 454–458, 2004.