
UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
CENTRO DE DESENVOLVIMENTO SUSTENTÁVEL
TESE EM COTUTELA COM A UNIVERSIDADE DE RENNES 2
LABORATOIRE COSTEL CLIMAT ET OCCUPATION DU SOL PAR
TÉLÉDÉTECTION

**O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com
o desmatamento**

Nathan Dos Santos Debortoli

Orientador: Saulo Rodrigues Filho
Co-orientador: Vincent Dubreuil

Tese de Doutorado

Brasília – DF, 5 de Julho de 2013



Debortoli, Nathan dos Santos

O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento. Nathan Dos Santos Debortoli.

Brasília, 2013.

217 p. : il.

Tese de Doutorado. Centro de Desenvolvimento Sustentável.

Universidade de Brasília, Brasília.

Em Cotutela com a Université Rennes 2. Laboratoire COSTEL.

Climat et occupation du sol par télédétection

I Universidade de Brasília. CDS. II Título.

É concedida à Universidade de Brasília permissão para reproduzir cópias desta tese e emprestar ou vender tais cópias, somente para propósitos acadêmicos e científicos. O autor reserva outros direitos de publicação e nenhuma parte desta tese de doutorado pode ser reproduzida sem a autorização por escrito do autor.

Assinatura



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
CENTRO DE DESENVOLVIMENTO SUSTENTÁVEL
TESE EM COTUTELA COM A UNIVERSIDADE DE RENNES 2
LABORATOIRE COSTEL CLIMAT ET OCCUPATION DU SOL PAR
TÉLÉDÉTECTION

O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento

Nathan Dos Santos Debortoli

Tese de Doutorado submetida ao Centro de Desenvolvimento Sustentável da Universidade de Brasília, como parte dos requisitos necessários para a obtenção do Grau de Doutor em Desenvolvimento Sustentável, área de concentração em Política e Gestão ambiental.

Aprovado por:

Saulo Rodrigues Filho, Doutor (Centro de Desenvolvimento Sustentável – CDS/UnB) *Orientador*

Vincent Dubreuil, Doutor (Laboratoire COSTEL – Climat et Occupation du Sol par Télédétection/Université Rennes 2 - Haute Bretagne) *Co-orientador*

José Antonio Marengo, Doutor (INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) *Examinador Externo*

Sylvain Bigot, Doutor (LTHE - Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement/Université de Grenoble) *Examinador Externo*

Laurent Durieux, Doutor (IRD – Institut de Recherche pour le Développement) *Examinador Externo*

Carlos Hiroo Saito, Doutor (Laboratório de Ecologia Aplicada – ECOA/UnB) *Examinador Interno*

BRASÍLIA-DF, 5 Julho de 2013



AGRADECIMENTOS

Inúmeros profissionais de diversas instituições e países contribuíram para os resultados apresentados nesta tese. Sem as instruções destes colegas de trabalho e amigos as metas propostas provavelmente não seriam alcançadas em sua totalidade. Do lado institucional não posso deixar de mencionar a incrível oportunidade que a REDE CLIMA me proporcionou como bolsista de mestrado e doutorado, ao permitir aprofundar meus conhecimentos sobre as mudanças climáticas e seus impactos na sociedade brasileira.

Ao CDS, por ser um centro de excelência na formação interdisciplinar de acadêmicos tendo um papel de vanguarda na área ambiental em escala nacional e internacional para o Brasil. E finalmente ao governo francês (CampusFrance/Égide), e o laboratório COSTEL, por me proporcionarem o apoio científico, técnico, logístico, financeiro e institucional na realização da minha cotutela de tese de doutorado em solo Bretão.

Nesse sentido primeiramente gostaria de agradecer aos colegas do CDS. De início ao meu orientador Saulo Rodrigues Filho, por acreditar no meu trabalho e empreender uma segunda jornada de orientação durante o meu doutorado, proporcionando tranquilidade durante a tese e lançando mão de oportunidades e experiências profissionais das quais obtive maturidade como: o projeto LUPIS (União Europeia) e a REDE CLIMA. Também agradeço ao meu colega de pós-graduação Diego Lindoso do qual pude muito aprender no percurso acadêmico e não menos importante, outros participantes e observadores do desenrolar da tese que estiveram sempre presentes, cito os professores Marcel Bursztyn, Donald Sawyer, Carlos Henke e Carlos Saito, além de inúmeros colegas mestrandos e doutorandos: Valéria Gentil, Alberto Cabral, Flávio Eiró, Izabel Ibiapina, Joana Maria, Jane Simoni, Juliana Rocha, Cristine Viana, Gabriela Litre, entre outros.

Do lado francês agradeço fortemente ao professor Vincent Dubreuil - um apaixonado pela Amazônia, o Brasil e os Brasileiros(as) - por acreditar nos meus objetivos e introduzir-me nos campos da climatologia, acolhendo-me de forma surpreendente no seio do laboratório COSTEL na Universidade de Rennes 2.

Ao pesquisador do IRD Laurent Durieux por influenciar e alimentar minha curiosidade no mundo do sensoriamento remoto, e por apresentar-me a diversos pesquisadores do INPE. Um obrigado especial endereçado ao professor Vincent Nédélec por fazer a ponte necessária entre as instituições, e garantir as boas relações interinstitucionais entre os brasileiros e os franceses. E por todos técnicos e doutorandos franceses que participaram no meu processo de produção; indivíduos essenciais para o meu aprendizado. Um obrigado sincero a Cyril Bonnefoy, Chloë La Mie, Xavier Foissard, Pauline Dusseux, Max, Heloísa Tozato, Jean Nabucet, Alban Thomas, Julie Betbeder e muitos outros.

Como conclusão quero agradecer a todas instituições, congressistas e técnicos administrativos que possibilitaram o meu aprendizado durante os últimos 3 anos, seja por meio de simpósios, cursos, viagens, reuniões etc. Aos meus pais e meu irmão por serem sustentáculo nos momentos difíceis e fonte de inspiração para alcançar minhas metas e objetivos. E finalmente a Floresta Amazônica por sua incrível riqueza, beleza natural e complexa relação com o homem. Manancial interminável de estudos, conflitos e soluções para o nosso futuro.

Meus sinceros agradecimentos,

Nathan Debortoli



RESUMO

As zonas de transições da Amazônia e do Cerrado são grandes produtoras nacionais de *commodities* e detentoras de vasta biodiversidade. Essas regiões são dependentes da água gerada por meio de diversos mecanismos físicos-climáticos presentes na biosfera. Apesar da importância da região para a agricultura, os ecossistemas e o clima regional do Brasil, poucos estudos têm explorado e analisado em profundidade a rede de estações pluviométricas da Amazônia Meridional. Com o intuito de suprir a lacuna, este estudo analisou 207 estações pluviométricas da Agência Nacional das Águas (ANA) no Sul da Amazônia e no Cerrado no período de 1970-2010, utilizando-se dos testes estatísticos não-paramétricos de Pettitt que identifica rupturas nas séries cronológicas pluviométricas, o teste de Mann-Kendall que detecta tendências anuais e sazonais dos índices pluviométricos, e uma análise de regressão linear que identifica tendências sutis de acréscimo ou decréscimo nas precipitações. O teste de Pettitt indicou um total de 16% de rupturas nas séries cronológicas de chuva enquanto que o teste sazonal/mensal de Mann-Kendall coloca em evidência que 41% das estações apresentam tendências negativas principalmente nas estações de transição (início e fim da estação chuvosa). Já a análise de regressão linear indicou que 63% dos dados apresentam tendências negativas nas precipitações. Como complemento também foram identificadas as datas do início e fim da estação chuvosa. Esta se deu por meio da adaptação de método estatístico atrelado às análises de tendências de Mann-Kendall e de regressão linear. Os resultados sugerem fortes contrastes entre o Sul Amazônico e o Cerrado. Esta análise cronológica do período chuvoso indicou o atraso significativo no início da estação chuvosa para 84% das estações, e um fim prematuro em 76%, além da redução do período em 88% dos casos. Por fim, foi desenvolvido, examinado e verificado a correlação de dados climáticos e cobertura do solo através da análise climática oriunda da regressão linear, e da classificação do uso da terra adquiridos do satélite LANDSAT 5 a partir de uma perspectiva temporal. A correlação dos dados delimitados por zonas tampão de 1-50km e divididos em 3 períodos cronológicos anteriores a 1997, entre 1997-2010 e o acumulado de 2010 contemplam o total de floresta. As análises indicam que os padrões de precipitação local não são correlacionados diretamente a cobertura florestal. No entanto, a metodologia de zonas tampão sugere que quanto maiores as áreas de floresta, maiores são as probabilidades destas influenciarem as precipitações, ao contrário de pequenos fragmentos florestais como indicado nos resultados das correlações até 50km. Apesar dos dados climáticos não mostrarem correlação significativa com os dados da cobertura florestal, as análises dos testes de Pettitt, Mann-Kendall, regressão linear e de identificação do período chuvoso vão em direção de descobertas recentes com foco nos modelos de circulação em larga-escala, que incluem a cobertura florestal como variável. Esta disparidade nos resultados nos levam a duas hipóteses: uma de que a correlação dos dados pluviométricos não existe localmente, e outra, de que a ferramenta utilizada não consegue captar a correlação, fortalecendo as análises dos testes estatísticos climáticos, que indicam uma superposição e ou apontam para uma existência de correlação da pluviometria com a cobertura florestal, embora não a demonstre explicitamente.

Palavras-Chave: Pluviometria, Amazônia Meridional, Desmatamento, Estação Chuvosa, Zonas Tampão.



ABSTRACT

The transition zones of the Southern Brazilian Amazon detain vast biodiversity and are major producers of commodities. Its production is extremely dependent on water generated through biophysical and biochemical elements in the local and regional biosphere. This process is known as the forest “water pump” mechanism. Deforestation as a result could impact the water availability and accessibility enforcing the forest and its inhabitants to a higher degree of stress, producing significant losses in ecosystem services thus diminishing the capacity to cope with drier climatic conditions. Despite the region’s importance for Brazil’s agriculture and environment, only few studies have explored and analyzed in depth the region’s rain gauge network in a temporal perspective (1970-2010). To fulfill this gap in Southern Amazon and Northern Cerrado region, 207 Rain Gauges (RG) of the Brazilian National Agency for Water (ANA) were analyzed using statistical non-parametrical tests. The Pettitt’s test identified ruptures in the chronological rainfall series, while the Mann-Kendall’s test detected annual and seasonal tendencies in rainfall indexes and a linear regression analysis identified slight gain or loss in precipitation. Pettitt’s test indicated 16% of ruptures in the chronological rainfall series at the same time as Mann-Kendall’s monthly test put in evidence 41% of the RG having negative trends in transition seasons (onset and offset of the rainy season). Lastly the linear regression analysis showed 63% of data having negative trends. Additionally the dates of onset and offset of the rainy season were identified and its results submitted to Mann-Kendall’s and the linear regression approach. The data suggests strong contrasts between the Southern Amazon and the Northern Cerrado showing a delay on the onset of the rainy season for 84% of the RG, a premature offset for 76% and a reduction in the rainfall seasonal extend for 88%. An exponential ordinary kriging analysis of RG in deforested areas also revealed major chances of deforestation areas working as an adjuvant in the weakening of the rainy season- especially in highly deforested areas of the Mato Grosso State and the northern Rondônia. Aiming to build a tool to detect interactions between land surface and rainfall patterns the 207 RG were correlated through a buffer zones analysis with land use data acquired from satellite LANDSAT 5. The time frame previously selected was divided into three periods of forest cover (before 1997, between 1997-2010 and acumulated for 2010). The cross-related buffer zones analysis (1-50km) indicated at local level that precipitation patterns are not well correlated to forest cover. Yet the buffer zones methodology suggested that as larger the forest areas are, larger are the probabilities of those influencing precipitation at regional scale, contrary to forest fragments in local level. Despite the climatic data in the buffer analyzes do not reveal significant correlation to forest cover, the statistic Pettit and Mann-Kendall tests, the linear regression analyzes and the identification of the rainy season, confirmed a fine linkage with recent findings which focus large-scale circulation models including forest cover as a variable. Therefore the disparity in results from the statistical tests and the buffers analysis lead to two opposing hypotheses: one that the correlation of rainfall data does not exist locally, and second, that the tool fails to capture the correlation confirmed by the statistical tests suggesting an overlapped existence of rainfall correlation to forest cover, although not explicitly demonstrate in the designed tool.

Keywords: Rainfall, Southern Amazon, Deforestation, Rainy Season, Buffer Zones.



RESUMÉ

Les zones de transition du Sud de l'Amazonie brésilienne et du Cerrado sont les principaux producteurs brésiliens de *commodities* et détenteurs de vaste biodiversité, cette production et sa condition environnementale étant extrêmement dépendante de l'accessibilité à l'eau, et donc un impact sur la disponibilité de la ressource fera augmenter le degré de stress sur la forêt et ses habitants. Malgré l'importance de la région pour l'agriculture et les services écosystémiques au Brésil, peu d'études ont exploré et analysé en profondeur le réseau de postes pluviométriques dans une perspective chronologique (1970-2010). Pour ce faire, 207 postes pluviométriques de l'Agence brésilienne sur l'eau (ANA) dans le sud de l'Amazonie et au nord du Cerrado sont analysés, tout en utilisant des tests non-paramétriques de Pettitt qui identifie les ruptures dans les séries chronologiques de pluviométrie, le test de Mann-Kendall qui détecte des tendances annuelles et saisonnières des indices pluviométriques, ainsi qu'un modèle de régression linéaire qui identifie les tendances subtiles de croissance ou décroissance dans les précipitations. Le test de Pettitt a indiqué 16% des ruptures dans les séries chronologiques des précipitations, et le test mensuel/saisonnier de Mann-Kendall a mis en évidence que 41% des postes ont des tendances négatives, principalement dans les saisons de transition (début et fin de la saison de pluie). Le modèle de régression linéaire a montré que 63% des données ont présenté des tendances négatives. Et en fine échelle les données temporelles nous ont permis d'identifier les dates de début et fin de la saison des pluies. Les résultats suggèrent qu'il existe de forts contrastes entre l'Amazonie et le Cerrado. Cette analyse chronologique a également indiqué que durant la période couverte par l'étude il y a eu un retard dans le début de la saison des pluies pour 84% des postes pluviométriques, et pour la fin un décalage prématuré de 76%, et pour son ampleur une diminution en 88%. L'analyse de krigeage exponentielle ordinaire des postes pluviométriques dans les zones déboisées a également révélé qu'il y a d'importantes chances que la déforestation soit un adjuvant à l'affaiblissement de la saison des pluies, en particulier dans les zones fortement déboisées de l'État de Mato Grosso et les régions au nord de l'État de Rondônia. Dans ce travail, des séries chronologiques des précipitations sont mises en corrélation avec des données d'occupation du sol, acquises par des images satellites Landsat 5, à partir d'une perspective temporelle. Cette analyse des zones tampons (1-50km) est divisée par 3 périodes de couverture forestière (avant 1997, parmi 1997-2010 et 2010) a indiqué que sur le plan local, au niveau des précipitations, il n'existe pas de corrélation. Pourtant, la méthodologie des zones tampons a suggéré que dans les grandes zones forestières, elle peut éventuellement s'appliquer. Malgré que les données climatiques ne montrent pas de corrélation significative avec les données de la couverture forestière, les analyses de Pettitt, Mann-Kendall, la régression linéaire et l'identification de la saison des pluies rejoignent des découvertes récentes sur les modèles de circulation de large-échelle. Cette disparité dans les résultats nous amène à deux hypothèses : l'une que la corrélation des données pluviométriques n'existe pas localement, et l'autre qui l'outil utilisé pour les corrélations ne parvient pas à capturer la complexité de ces relations. Ce qui est confirmé par l'analyse des tests statistiques, qui indiquent ou suggèrent un chevauchement et l'existence d'une corrélation entre les précipitations et la couverture forestière, même si cela n'est pas démontré explicitement par l'outil désigné.

Mots-clés: Pluviométrie, Amazonie Méridionale, Déforestation, Saison des Pluies, Zones Tampons.



RESÚMEN

Las zonas de transición del Sur Amazónico y el Cerrado son detentoras de gran biodiversidad y unas de las principales productoras de *commodities* en Brasil. Esta producción depende en gran medida de los diversos mecanismos físico-climáticos presentes en la biosfera local y regional. Por lo tanto, la deforestación podrá impactar la disponibilidad del agua aumentando la vulnerabilidad de sus habitantes al mismo tiempo que su grado de estrés. Pese a la importancia de la región para la agricultura, los servicios ecosistémicos y el clima regional de Brasil, pocos estudios han explorado y analizado en profundidad la red de puestos pluviométricos y los patrones de precipitación en una perspectiva temporal (1970-2010) en la Amazonia Meridional. Para llenar estas fallas fueron analizados 207 puestos pluviómetros de la ANA (Agencia Nacional de Aguas) en la Amazonia Meridional y del Cerrado septentrional utilizándose de testes estadísticos no-paramétricos. El test de Pettitt identificó rupturas en las series cronológicas, el test de Mann-Kendall detectó tendencias anuales y estacionales de los índices pluviométricos, una regresión lineal identificó tendencias sutiles de gaño o pérdida de precipitaciones. Los resultados de Pettitt apuntaron para 16% de rupturas en las series de precipitación cronológicas, mientras que el test de Mann-Kendall estacional puso en evidencia que 41% de los puestos pluviométricos tenían tendencias negativas, principalmente en las estaciones de transición (inicio y fin de la estación lluviosa). Por último, el análisis de regresión lineal mostró que el 63% de los datos presentan tendencias negativas. También fueron identificadas las fechas de inicio y fin del periodo lluvioso por medio de la aplicación de metodología singular corroborada por las análisis de Mann-Kendall y regresión lineal. Los resultados sugieren que existen fuertes contrastes entre el sur Amazónico y el norte del Cerrado, con retraso en el inicio de la temporada de lluvias en 84% de los puestos pluviométricos, un fin prematuro en 76% y una reducción general para 88% de los casos. Otro análisis de kriging ordinario exponencial en áreas deforestadas reveló que existen grandes probabilidades que la deforestación sea coadyuvante en el debilitamiento del periodo lluvioso, especialmente en zonas altamente deforestadas de los estados de Mato Grosso y zonas septentrionales de Rondônia. En este estudio también fueron correlacionadas las series pluviométricas oriundas de la regresión lineal a los datos de uso de la tierra adquiridos del satélite LANDSAT 5. El análisis de correlación de los datos pluviométricos con las zonas tampón (1-50km) delimitadas por áreas de floresta en tres periodos (antes de 1997, entre 1997-2010 y 2010) indicó que las precipitaciones a nivel local no se correlacionan con la cobertura forestal. Sin embargo, la metodología propuesta sugiere que a medida que las áreas forestales sean mayores, más grandes son las chances de influir en las precipitaciones, al contrario de pequeños fragmentos forestales en escala local. A pesar de los datos climáticos no exhibieren correlación significativa con los datos de la cobertura forestal, los análisis de Pettitt, Mann-Kendall, regresión lineal y la identificación de la estación de lluvias va hacia hallazgos recientes centrados en modelos de circulación de larga-escala incluyendo la cobertura forestal como variable. La disparidad en los resultados nos llevan a dos hipótesis: una que la correlación de los datos de precipitación no existe a nivel local, y otro, la herramienta utilizada no logra captar la correlación, confirmando las pruebas estadísticas que indican o sugieren el solapamiento y la existencia de una correlación de la precipitación con la cubierta forestal, aunque no demostrado de forma explícita por la herramienta.

Palabras-clave: Pluviometría, Amazonía Meridional, Deforestación, Temporada de Lluvias, Zonas de Amortiguamiento.



LISTA DE FIGURAS

- Figura 1** Padrões de mudança nas precipitações projetados pelos modelos do IPCC 2007 no cenário A1B (balanço de emissões de vários tipos de energia). Na esquerda projeções para os meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro (verão), na direita Junho, Julho e Agosto (inverno). Fonte: (IPCC, 2007). **18**
- Figura 2** Evaporação de diversas coberturas do solo + transpiração da vegetação = Evapotranspiração. Parte da água disponível para o processo vem dos aquíferos subterrâneos que são reciclados a partir das raízes profundas. Fonte: (JASECHKO *et al.* 2013; <http://science.howstuffworks.com/nature/climate-weather/storms/trees-affect-weather1.htm>). **20**
- Figura 3** Transporte atmosférico e reciclagem das chuvas (evapotranspiração) em área de (a) floresta a esquerda, (b) desmatada a direita e o escoamento subterrâneo em ambos os casos. Fonte: (ARAGÃO, 2012). **21**
- Figura 4** Território Brasileiro com seus respectivos Biomas e os limites da Amazônia Legal e do Arco do Desflorestamento. Fonte: IBAMA (2012), adaptado pelo autor. **25**
- Figura 5** Indica os diferentes níveis de análise no projeto de tese, sua organização e desenvolvimento. IPC (início do período chuvoso e FPC fim do período chuvoso). **26**
- Figura 6** Esquema de Modelo Atmosférico Global e suas camadas. As grades são divididas horizontais (latitude e longitude) e verticais (altura e pressão), o restante dos dados são dos inputs fornecidos por meio de forçantes externas e internas. Fonte: NOAA, 2012. . **29**
- Figura 7** Níveis de complexidade dos modelos climáticos e os diversos processos de retroalimentação de inputs e variáveis contempladas na modelagem. Fonte: (<http://www.cs.toronto.edu/~sme/PMU199-climate-computing/pmu199-2012F/index.html>). **34**
- Figura 8** A figura mostra o desenvolvimento dos modelos climáticos a partir da década de 1970. Fonte: IPCC (2012) e WMO (2012). **35**
- Figura 9** Mapa de visualização da rede de dados globais. Mostra as estações anteriores a 2012 em amarelo e em 2012 (violeta) do banco de dados integrados de superfície (ISD) que reportam regularmente a um *hub* centralizado. Fonte: NOAA, USGS, ESRI, TANA e AND (2012). (<http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/isd/index.php>). **38**
- Figura 10** Duas estações meteorológicas: uma bem posicionada na parte superior da figura e outra má posicionada na parte inferior. Na parte má posicionada a influência do asfalto, telecomunicações, ar condicionados etc. prejudicam a confiabilidade dos dados indicando um aumento excessivo das temperaturas. Fonte: NASA e NOAA, 2012. **40**
- Figura 11** Esquema operacional dos modelos globais e de regionalização “downscaling” utilizando os modelos do IPCC e modelos regionais Eta, RegCM3 e HadRM3. Fonte: Marengo *et al.* (2007). **43**
- Figura 12** Modelo geral de Circulação com aplicação de downscaling (regionalização para o continente Europeu e o Norte da África). Fonte: Castro *et al.* (2005). **44**



-
- Figura 13** Modelo de transporte da umidade evapotranspirada da Amazônia e do Atlântico tropical por meio do jatos de baixos níveis ao longo da Cordilheira dos Andes para a região subtropical da América do Sul. Fonte: Marengo *et al.* (2004). **47**
- Figura 14** Climatologia mensal total de precipitação com resolução de 2,5 ° para pontos de grade centrado em (0 °, 67,5 ° W) (noroeste da Amazônia), (10 ° S, 52,5 ° W) (centro-sul do Amazonas) e (27,5 ° S, 52,5 ° W) (Sul do Brasil). Fonte: Adaptado de Liebmann e Mechoso (2011). **51**
- Figura 15** Movimento da Oscilação Madden-Julian. Forte convecção que começa no Oceano Índico e se move para o leste ao longo do equador. Normalmente se move lentamente mas pode enfraquecer e se transformar em um tipo menor, mais rápido de tempestade, uma vez que continua a marchar através do Oceano Pacífico. Fonte: <http://www.cmmmap.org/learn/climate/ncchange5.html>..... **52**
- Figura 16** Fenômeno La Niña e El Niño em comparação com as condições normais. Na fase fria há maior subsidência do ar sobre o oceano (temperaturas mais frias da superfície do ar) ao passo da fase quente El Niño. Fonte: Adaptado de <http://www.cyclonextreme.com/meteorologieelnino.htm> **53**
- Figura 17** Causas e efeitos do El Niño e La Niña no Oceano Pacífico. Fonte: Adaptado de <http://www.cyclonextreme.com/meteorologieelnino.htm> **54**
- Figura 18** Fase fria e quente da ODP. Fonte: Adaptado de S. Hare and N. Mantua, University of Washington. <http://www.usgcrp.gov/usgcrp/ProgramElements/recent/waterFY2004-5.htm> **56**
- Figura 19** Uma imagem da "teleconexão" entre o aquecimento de água equatorial associado com El Niño e o aquecimento das águas costeiras da América do Norte por meio de padrões de vento. Fonte: NASA <http://www.jpl.nasa.gov/elnino> **58**
- Figura 20** As ondas de rossby são alterações cíclicas que ocorrem na corrente de ar do nível superior dos westerlies. O fluxo, que tem as correntes de jato como seu eixo, começa quase em linha reta e, em seguida, desenvolve meandros que, eventualmente, são cortadas para fora. Fonte: Namias NOAA http://www.ees.rochester.edu/fehnlab/ees215/fig17_9.jpg **59**
- Figura 21** A camada limite planetária (CLP) é a parte inferior da troposfera, que é diretamente influenciada pela superfície da Terra (representada pela linha traçada inferior na figura). Fonte: (http://www.skybrary.aero/index.php/Planetary_Boundary_Layer). **60**
- Figura 22** Trajetória média da Zona de Convergência Intertropical o mês de Dezembro do ano de 2000. Fonte: CPTEC, INPE, (2012)..... **62**
- Figura 23** Na figura (a) a imagem da Zona de Convergência do Atlântico Sul no canal 3 do satélite GOES no dia 5 de Março de 2011, às 18 horas. Na figura (b) a carta sinótica. Fonte: CPTEC, INPE. (2012). **63**
- Figura 24** Na carta sinótica do dia 2 de Maio de 2008 a posição do jato subtropical na região sul do Brasil e do jato polar na região sul da Argentina. Fonte: CPTEC, INPE. (2012)... **64**
-



Figura 25 Trajetória do JBN no dia 4 de Abril de 2013 para a cidade de Campo Grande no Estado de Mato Grosso do Sul. Fonte: Projeto Rios Voadores (2013).	65
Figura 26 Na análise sinótica das 00Z do dia 01/07/2011 observa-se um sistema frontal com ramo frio que se estende do Noroeste da Argentina ao extremo sul do RS e Atlântico. Fonte: CPTEC, INPE, (2012).	66
Figura 27 Nebulosidade associada às ondas de Leste (círculo vermelho) no Nordeste do litoral Brasileiro. Satélite MeteoSat 5 21:00. Fonte: , 2012.CPETEC.....	68
Figura 28 Dados TRMM diários de precipitação para o dia 19 janeiro de 2005, mostrando 600 km de linha de instabilidade sobre a Floresta Amazônica. Fonte NASA: http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/featured-items/trmm_ir_amazon_storm_tree_blowdown	69
Figura 29 Complexo Convectivo de Mesoescala na região sul do Brasil atrelado a uma área de Baixa Pressão e um Cavado com origem na região do Chaco Argentino. As cores na legenda indicam a temperatura na nuvem. Imagem do Satélite GOES do dia 03 de Dezembro de 2010.9:45. Fonte: CPETEC, INPE, 2012.	71
Figura 30 Bloqueio Atmosférico na região Central do Brasil corroborado pela subsidência. Imagem COLA/IGES do 2 de setembro de 2011, carta de 200milibares. Nota-se na região ao sul do Brasil a passagem de poderoso sistema frontal com descolamento para o Oceano Atlântico. Fonte: GrAdes: COLA/IGES, 2011.	72
Figura 31 Representação dos principais fenômenos climáticos e de circulação atmosférica no verão austral e inverno austral na América do Sul. Fonte: Autor, 2012.	75
Figura 32 Imagem de forte convecção diurna sobre a Amazônia Brasileira onde é possível visualizar a ZCIT e a ZCAS sendo influenciadas no verão austral pela floresta. Fonte: http://sigma.cptec.inpe.br/prec_sat/index.jsp?i=br#	77
Figura 33 Focos de Queima no Brasil no ano de 2005. O ano de 2005 juntamente com os anos de 2004 e 2010 estão entre os mais importantes em relação as queimadas. Fonte: CPTEC, INPE, (2012).	79
Figura 34 Leste Amazônico - nuvens brancas espessas de convecção no Pará mesclando-se aos incêndios de queimadas (pontos vermelhos) nuvens de fumaça de coloração cinzenta no Mato Grosso. Fonte: MODIS/NASA.	80
Figura 35 Espessura cronológica óptica de aerossóis em Alta Floresta com 50 nanômetros de Janeiro-1999 a Julho de 2001. Fonte: Artaxo <i>et al.</i> (2001). (http://ies.jrc.ec.europa.eu/Units/cc/events/torino2001/torinocd/Documents/Terrestrial/TO10.htm).....	84
Figura 36 Fluxos de gases e aerossóis entre a floresta e a atmosfera Amazônica. Fonte: Artaxo <i>et al.</i> (1995). http://lba.cptec.inpe.br/lba/port/documentos/FAPESPLBAACp.html	85
Figura 37 Resumo das experiências de modelagem de clima na Amazônia com desmatamento regional. Os pontos mostram as iniciais dos pesquisadores envolvidos e o ano de publicação. Os eixos são anomalias de temperatura na horizontal e de chuva na vertical. Fonte: Adaptado de Marengo (2003).	90



-
- Figura 38** Mudanças projetadas na precipitação (%) com base no período anual e projetadas para 2071-2100. Cenário A2 (pessimista) IPCC. Fonte: Marengo *et al.* (2007). **91**
- Figura 39** Mudanças projetadas na precipitação (%) com base no período de inverno e projetadas para 2071-2100. Cenário A2 (pessimista) IPCC. Fonte: Marengo *et al.* (2007). **92**
- Figura 40** Mudanças na precipitação anual resultantes da conversão de savanas tropicais para campos. Todas as regiões exceto as savanas do norte da África exibem declíneos significativos nas precipitações. As regiões de savana estão desenhadas no mapa. Fonte: Hoffmann e Jackson. (2000). **94**
- Figura 41** Na parte superior da figura a identificação da estação e os parametros escolhidos para o teste e a ruptura saliente do período histórico é identificada pelo gráfico das médias. **105**
- Figura 42** Índice multivariado de episódios de El Niño e La Niña durante as últimas décadas. Ver a década de 90. Fonte: NOAA, 2012. **108**
- Figura 43** Krigeagem Ordinária Exponencial dos resultados oriundos da análise de regressão linear para toda área de estudo. Período de 1970-2010. Os pontos indicam as estações utilizadas. Fonte: Autor, 2012. **120**
- Figura 44** – Resultado do script contendo os dados diários com os acúmulos máximos e mínimos de chuva durante os 40 anos de análise. O símbolo NaN representa ausência de dados. **129**
- Figura 45** Precipitação diária observada com média zonal de latitudes entre o equador até 20S de latitude. No eixo X os meses do ano e no eixo Y as latitudes. Os dados de chuva são indicados na coluna a direita com os totais de precipitação diária. Fonte: Adaptado de Liebmann e Mechoso (2011). **133**
- Figura 46** – Resultado do script contendo os dados diários com os acúmulos máximos e mínimos de chuva durante os 40 anos de análise. Neste script estão os resultados aplicados no teste de MK e ARL. **139**
- Figura 47** Trajetória de partículas de fumaça (cinzas) na atmosfera no ano de 1995 durante o período de 7 dias. As partículas do leste amazônico são transportadas para o pacífico vencendo os Andes e também para as áreas subtropicais da América do Sul por meio da circulação do Jato de Baixos Níveis. Fonte: NASA Rhet A. Butler, mongabay.com June 30, (2009). NASA images show huge drop in Amazon fires in 2008. (http://news.mongabay.com/2009/0630-amazon_fires.html) **139**
- Figura 48** Fitosionomias do Bioma amazônico. Vemos que a área de estudo abrange extensa faixa de transição entre áreas de savana, áreas de tensão ecológica, floresta ombrófila densa e floresta mesófila. Fonte: Adaptado IBAMA, Autor, 2012. **145**
- Figura 49** O ciclo de feedback positivo entre a mudança de uso da terra, emissões de fumaça e inibição de chuva. A fumaça liberada por incêndios florestais inibe a chuva. A transformação das florestas em pastagens pode também inibir a precipitação, reduzindo a evapotranspiração e a absorção da radiação solar pela vegetação. Episódios de El Niño provocam secas na Amazônia e podem aumentar em número no futuro através do
-



-
- aquecimento global. Fotos: D. Nepstad (fogo), P. Meir (nuvens) e M. Mattos (fumaça).
 Fonte: Nepstad *et al.* (2001)..... **147**
- Figura 50** Em paisagens tropicais fragmentadas clareiras pode criar circulações atmosféricas localizadas que roubam a umidade de florestas próximas. Fonte: Laurence e Peres (2006). **149**
- Figura 51** Processo da evapotranspiração e a participação do efeito albedo em diversas coberturas da superfícies do solo. Fonte: Autor, 2012. **150**
- Figura 52** Padrões regionais de componentes de umidade (precipitação, convergência de umidade e evapotranspiração em mm / dia) e componentes do balanço de energia (evapotranspiração / fluxo de calor latente, saldo de radiação em relação W/m² e Bowen - adimensional) para o trimestre Setembro-outubro-novembro. Os resultados da simulação de controle são apresentados nas figuras (a), (e), (i), (m) e (q). Os efeitos do cenário BAU2050 são apresentados nas figuras (b), (f), (j), (n) e (r). O efeito do cenário + desmatamento BAU2050 cerrado com respeito ao controle são apresentadas nas figuras (c), (g), (k), (S) e (S), enquanto que os efeitos da BAU2050 + cenário de desmatamento cerrado com respeito ao cenário BAU2050 são apresentados nas figuras (d), (h), (L), (p) e (t). **154**
- Figura 53** – O Fluxograma representa as etapas de análise propostas. Dados pluviométricos e do uso da terra (desmatamento) são correlacionados, posteriormente é avaliada a pertinência de suas correlações..... **158**
- Figura 54** As zonas de tampão (buffers) para as 207 estações pluviométricas na Amazônia Meridional. Nos mapas da região do estudo de caso estão ilustrados os buffers em suas diferentes escalas. Fonte: Autor 2012. Layers do IBAMA e IBGE. **160**
- Figura 55** Zonas tampão de 50km ao redor de cada estação pluviométrica. Floresta 2010 representa as áreas de floresta ainda intactas, Floresta <1997-2010> representas áreas de floresta desmatadas entre 1997 e 2010, e Floresta >1997 representa áreas de floresta desmatadas anteriores ao ano de 1997. Fonte: Autor, 2012. **161**
- Figura 56** Zonas tampão 1-50km com a classificação do uso da terra para a Amazônia, o Cerrado e o Pantanal. Fontes: Amazônia (PRODES DIGITAL-2010) Cerrado e Pantanal (IBAMA, 2009, 2008)..... **163**
- Figura 57** Do lado esquerdo para o direito temos o código das estações, os valores da regressão linear, os dados de floresta para 2010, entre 1997 e 2010, anteriores a 1997, hidrografia, e o total da área dos buffers de 50km em km². Nas colunas em verde claro a direita estão os dados do uso da terra transformados em %. **173**
- Figura 58** Variabilidade sazonal dos componentes da atmosfera. Balanço de umidade (precipitação, convergência de umidade e evapotranspiração) para o arco-desmatamento em simulação controle (a) e a anomalia das quatro cenários BAU2050 (b), e quatro BAU2050 + cerrado (C). Fonte: Costa e Pires (2010). **182**

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1** – Redes de Conferências Globais sobre o clima, seu período de atuação e objetivos específicos: **32**
- Tabela 2** Divisão das 207 estações conforme teste de tendência de Mann-Kendall e correlação com o teste de ruptura de Pettitt. Fonte: Autor, 2012. **111**
- Tabela 3** Dados extraídos da diferença das médias dos acumulados dos dados diários. Médias mensais e diárias do início e FPC na Amazônia, Cerrado e entre -7°S e -12°S, e -13°S e -18°S de latitude sul. Fonte: Autor, 2012. **132**
- Tabela 4** . (a) Layer Amazônico (i) Floresta Anterior a 1997 (ii) Floresta entre 1997 e 2010 (iii) Floresta em 2010 (iv) água. Classificação para o (b) Cerrado e (c) Pantanal respectivamente: (b) Cerrado (i) Vegetação Nativa anterior a 2002 (ii) Vegetação Nativa entre 2002 e 2009 (iii) Vegetação Nativa para 2009 (iv) água; (c) Pantanal (i) Vegetação Nativa anterior a 2002 (ii) Vegetação Nativa entre 2002 e 2008 (iii) Vegetação Nativa para 2008 (iv) água. **162**
- Tabela 5** Correlação dos dados das estações pluviométricas com o uso da terra. Primeira linha da esquerda para a direita (segunda coluna) o número das estações por análise, e na terceira linha e terceira coluna em diante os buffers (zonas tampões) e o grau de correlação para cada uma das opções dispostas na primeira coluna. **179**



LISTA DE MAPAS

- Mapa 1** Totais pluviométricos (média máxima) no Bioma Amazônico. Em média o Sul Amazônico recebe entre 1.800 a 3.000 mm de chuva. Fonte: IBAMA (2012), adaptado pelo autor..... **48**
- Mapa 1.2** Tendências de mudanças anuais na pluviometria acumulada durante os meses do ano em todo no Brasil (1961 a 2008). Fonte: INMET,2012.....**50**
- Mapa 2** Estações Pluviométricas da ANA anteriores a varredura e validação de dados. Ao total 634 estações foram selecionadas. Fonte: Autor, 2012. **99**
- Mapa 3** Estações Pluviométricas posteriores a varredura de consistência de dados. Fonte: Autor, 2012. **103**
- Mapa 4** Em amarelo as estações com ruptura negativas e em azul rupturas positivas no teste de Pettitt. Fonte : Autor, 2012. **107**
- Mapa 5** Tendências pluviométricas para o teste de Mann-Kendall. Em amarelo tendências negativas, em azul tendências positivas. Fonte: Autor, 2012 **113**
- Mapa 6** Tendência teste de Mann-Kendall para o mês de Maio. Em quadrados azul claro estações com tendência para o mês. **114**
- Mapa 7** Tendências no teste de Mann-Kendall para os meses de Setembro e Outubro. Em triângulos azuis as estações com tendência para o mês de Outubro, e círculos em rosa tendências para o mês de setembro. **114**
- Mapa 8** Análise de regressão linear das 207 estações $y = (ax+b)$. A escala da legenda separa os valores entre os limiares de -38 mm até 38 mm de ganho e perda de precipitação nos dados diários. Em azul tendências positivas e em amarelo tendências negativas. Fonte: Autor, 2012 **117**
- Mapa 9** Krigeagem Ordinária Exponencial inicial especializada para os estados de MT e RO. Nota-se um efeito pepita pronunciado na região de RO devido a estações pluviométricas com dados divergentes em relação à região. Fonte: Autor, 2012..... **118**
- Mapa 10** Krigeagem Ordinária Exponencial final espacializada para os estados de MT e RO. Após a eliminação do efeito pepita é possível identificar corretamente os dados pluviométricos por meio da geoestatística. Fonte: Autor, 2012. **119**
- Mapa 12** Localização das estações pluviométricas da ANA (89) com dados diários entre 1970-2010. Fonte: Autor, 2012. **123**
- Mapa 13** Krigeagem ordinária exponencial do IPC (ONSET) e FPC (OFFSET) de acordo com as médias dos meses e médias diárias. Fonte: Autor, 2012. **131**
- Mapa 14** Teste de Mann-Kendall para o IPC e FPC no período de (1970-2010). Na mapa superior o IPC e no inferior o FPC. Círculos em amarelo representam tendências negativas e estrelas amarelas tendências negativas fortes. Triângulos azuis representam tendências positivas e estrelas azuis tendências positivas fortes. Fonte: Autor, 2012. **135**



Mapa 15 Mapa ilustrando as estações pluviométricas conforme a Análise de Regressão Linear (ARL) para o IPC e FPC no período de (1970-2010). Na mapa superior o IPC e no inferior o FPC. Círculos em amarelo representam tendências negativas. Triângulos azuis representam tendências positivas. Fonte: Autor, 2012. **136**

Mapa 16 Círculos amarelos pequenos representam um decréscimo pequeno da estação chuvosa nas últimas décadas. Estações com círculos amarelos grandes indicam forte tendência de redução da estação chuvosa. As estações com triângulos azuis representam um acréscimo na extensão do período chuvoso..... **137**



LISTA DE GRÁFICOS

- Gráfico 1** – Os Gráficos ilustram 4 médias históricas de estações pluviométricas da ANA na região da Amazônia Meridional. Fonte: Autor, 2013. **82**
- Gráfico 2** Linha do tempo com suas falhas temporais para 634 estações pluviométricas pré-selecionadas na fase primária de análise. Os espaços em branco representam lacunas nos dados. Fonte: Autor, 2012. **100**
- Gráfico 3** Estações pós varredura de consistência de dados (total de 207 estações). Fonte: Autor, 2012. **102**
- Gráfico 4** Neste gráfico do município de Alta Floresta (MT) vemos uma ruptura na série histórica entre os anos de 1990 e 1991. O gráfico mostra um decréscimo substancial de 2,611 mm para 1,888 mm das médias anuais das chuvas na região. **105**
- Gráfico 5** Em cinza claro o número de estações com ruptura negativa e em cinza escuro positiva. No eixo x os anos cuja ruptura foi identificada e no eixo y o número de estações com ruptura em cada período. Os anos de 1992 e 1993 apresentam lacunas nas séries de dados. Fonte: Autor, 2012. **106**
- Gráfico 6** Médias em mm das estações com rupturas positivas e negativas no teste de Pettitt. Em cinza escuro as médias anteriores à ruptura e em cinza claro as médias posteriores à ruptura. Fonte: Autor, 2012. **109**
- Gráfico 7** Teste de ruptura de Pettitt. Em cinza escuro as perdas e em cinza claro os ganhos, ou seja o decréscimo ou acréscimo dos totais pluviométricos em porcentagem. Fonte: Autor, 2012. **110**
- Gráfico 8** Teste de tendência de Mann-Kendall sazonal ilustrando de forma sobreposta em cinza escuro o número de estações com ruptura no teste de Pettitt. No eixo x os meses do ano e no eixo y e no centro das colunas o número de estações para cada período do ano. Fonte: Autor, 2012. **112**
- Gráfico 9** Semivariograma inicial da Krigeagem Ordinária Exponencial. Parâmetros: Nugget: 7.85 Range: 23.55 km (variabilidade inicial de distância entre os pontos) PhilSill: 28. Fonte: Autor, 2012. **118**
- Gráfico 10** Semivariograma final da Krigeagem Ordinária Exponencial. Parâmetros Nugget: 9.64 Range: 18.90 km (variabilidade inicial de distância entre os pontos) PhilSill: 28. Fonte: Autor, 2012. **119**
- Gráfico 11** Exemplo de aplicação da metodologia para a estação de código 0074900 (ANA). No eixo x os meses do ano começando em 1 de Agosto e terminando em 31 de Julho. Cada linha representa um dos 40 anos analisados. No eixo y os valores de pontuação acumulada mínima e máxima representados pelas linhas. Onset significa o IPC e o Offset significa o FPC. Fonte: Autor, 2012. **128**
- Gráfico 12** Redução do período chuvoso. Observa-se que em ambos IPC e FPC há uma aproximação das datas do início e fim do período de acordo com os registros da série histórica. Fonte: Autor, 2012. **134**



Gráfico 13 Taxas de Desmatamento para todos os estados da Amazônia legal. Período entre 1988-2012. Fonte: Adaptado pelo autor - PRODES/INPE (2012).....	157
Gráfico 14 Série de Gráficos 1, porcentagem do total das áreas e sua classificação sem divisão por Bioma. A esquerda do gráfico o total da área em porcentagem. No eixo x as estações com latitude crescente da esquerda para direita. E na legenda a classificação das áreas ilustradas nos gráficos.	166
Gráfico 15 Série de Gráficos 2 - porcentagem do total das áreas e sua classificação com divisão por Biomas. A esquerda do gráfico o total da área em porcentagem. No eixo x as estações com latitude crescente da esquerda para direita. E na legenda a classificação das áreas ilustradas nos gráficos.	170
Gráfico 16 O gráfico representa a Análise de Regressão Linear para as 207 Estações pluviométricas. Em azul as estações pluviométricas com tendências positivas no período (1970-2010) e em vermelho as estações pluviométricas com tendência de precipitação negativa (1970-2010).	172
Gráfico 17 Série de gráficos representando as correlações entre pluviometria e desmatamento para o conjunto das 207 estações no buffer de 50km. No eixo y a pluviometria (mm) de acordo com a Análise de Regressão Linear, e no eixo x a % do total de floresta no período para o buffer.....	175
Gráfico 18 Série de gráficos representando as correlações entre pluviometria e desmatamento para o conjunto das estações do Bioma Amazônico no buffer de 50km. No eixo y a pluviometria (mm) de acordo com a Análise de Regressão Linear, e no eixo x a % do total de floresta no período para o buffer.....	176



LISTA DE ABREVIATURAS/SIGLAS

A2 (Cenário do IPCC)
ABRACOS (Experimento Anglo-Brasileiro de Observações do Clima amazônico)
ACP (Análise de Componentes Principais)
ANA (Agência Nacional de Águas)
AOGCM (Modelo de acoplagem de circulação geral entre oceano-atmosfera)
APP (Área de Preservação Permanente)
ARCMAP versão 10 (Software de Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento)
ATN (Atlântico Tropical Norte)
BAM (Bacia Amazônica)
BR-163 (Rodovia Federal Brasileira)
CAPE (Convective available potential energy)
CINE (Inibição de energia convectiva)
CPTEC (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos)
CPTEC/COLA AGCM (Modelo de Circulação Global Brasileiro)
DETER (Detecção do Desmatamento na Amazônia Legal em Tempo Real)
ENSO (El Niño e La Niña)
ESM (Earth System Models)
ET (Evapotranspiração)
EVI (Enhanced Vegetation Index)
FCUS (Frequência de perfis de instabilidade baixa de convecção profunda)
FPC (Fim do período chuvoso)
GARP (Global Atmospheric Research Program)
GCM (Modelo de Circulação Global)
GEE (Gases de Efeito Estufa)
GISS (Goddard Insituto de Estudos Espaciais)
HadCM3LC (Modelo de Circulação Geral do Hadley Center)
IBAMA (Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis)
IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia)
INMET (Instituto Nacional de Meteorologia)
INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais)
IPC (Início do período chuvoso)
IPCC (Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas)



LBA (Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in amazonia)
LBA (Programa de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia)
Linguagem PHP (Hypertext Preprocessor)
MCE (Mês com chuvas eficientes)
20CMIP3 (output from coupled ocean-atmosphere model simulations of 20th - 22nd century climate)
Modelo CCM3-IBIS (Climate Model coupled to the Integrated Biosphere)
Modelo EBMS (Energy Balance Models)
Modelo ETA (State-of-the-art atmospheric model)
Modelo HadCM3 (Hadley Centre Coupled Model, version 3)
OMM (Organização Meteorológica Mundial)
Ondas de Rossby (Meandros gigantes nas correntes de fluidos de proporção planetária)
PAR (Photosynthetic Active Radiation)
PDO (Oscilação Decadal do Pacífico)
PRODES (Projeto de monitoramento da Floresta Amazônica Brasileira por satélite)
QBO (Oscilações Quasi-Bienais)
RC (Modelo convectivo de radiação)
SALLJ (Jato Sul americano a Leste dos Andes)
SEPLAN-MT(Secretaria de Estado de Planejamento e Coordenação Geral)
SFB (Serviço Florestal Brasileiro)
SIG (Sistema de Informação Geográfica)
SPI (Standarized Precipitation Index)
SQL (Linguagem de Consulta Estruturada, do inglês Structured Query Language)
SST (Temperatura da superfícies dos oceanos)
TSM (Temperatura da superfície do mar)
TST (Temperatura da superfície terrestre)
VPB (Vapor Pressure Deficit)
XLStat (Software de Estatística)
ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul)
ZCIT (Zona de Convergência Intertropical)



SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	18
A) Mudanças climáticas, florestas e o uso da terra: uma breve perspectiva do Contexto Brasileiro.....	18
B) O papel de responsabilidade do Brasil nas mudanças climáticas e as dificuldades engendradas da lógica sócio-produtiva e o uso exaustivo dos recursos naturais.....	22
C) O propósito e o plano desenvolvido na tese.....	24
PARTE I	28
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO À MODELAGEM CLIMÁTICA EM ESTUDOS INTERDISCIPLINARES	29
1.1 INTRODUÇÃO A MODELAGEM CLIMÁTICA	29
1.1.1 A História dos Modelos Climáticos	30
1.1.2 A Modelagem Climática	33
1.1.3 Input de Dados em Modelos Climáticos	39
1.1.4 Aspectos da Modelagem Climática no Brasil.....	42
CAPÍTULO 2 - A FLORESTA AMAZÔNICA E O CLIMA.....	46
2. A AMAZÔNIA E O CLIMA SUL AMERICANO.....	46
2.1 A VARIABILIDADE CLIMÁTICA EM LARGA-ESCALA E AS INTERAÇÕES OCEANO-ATMOSFERA.....	51
2.1.1 A Variabilidade intrasazonal na América do Sul	51
2.1.2 Variabilidade Interanual na América do Sul.....	53
2.1.3 Variabilidade Decenal e Multidecenal na América do Sul – variabilidade climática de baixa frequência	55
2.1.4 Teleconexões na América do Sul.....	57
2.1.5 Interação Oceano Atmosfera na América do Sul.....	59
2.2 FENÔMENOS CLIMÁTICOS E METEOROLÓGICOS SINÓTICOS NA AMÉRICA DO SUL	61
2.2.1 Zona de Convergência Intertropical ZCIT.....	61
2.2.2 Zona de Convergência do Atlântico Sul ZCAS	62
2.2.3 Correntes em Jato (<i>Jet Streams</i>)	63
2.2.4 Jatos em Baixos Níveis ao longo dos Andes (JBN).....	64
2.2.5 Os sistemas frontais.....	65
2.2.6 Monção da América do Sul	67
2.2.7 As ondas atmosféricas ou frentes	68
2.2.8 Linhas de instabilidade atmosférica	69
2.2.9 Complexos convectivos de Mesoescala.....	70
2.2.10 Bloqueios Atmosféricos.....	71
2.2.11 Vorticidade potencial.....	73



2.3 A INTERAÇÃO ENTRE OS DIVERSOS SISTEMAS DE VARIABILIDADE CLIMÁTICA E DE CIRCULAÇÃO EM ESCALA SINÓTICA NO CLIMA AMAZÔNICO.....	74
2.3.1 Características do Clima Sul Amazônico.....	81
2.3.2 - Padrões Pluviométricos da Amazônia Meridional/Sul Amazônico e as Séries Cronológicas de Precipitações.....	86
2.3.3 Previsões e Diagnósticos dos Modelos Climáticos para Amazônia	88
2.3.4 Considerações Sobre a Revisão Teórica	95
PARTE II	97
CAPÍTULO 3 - OS TESTES ESTATÍSTICOS NA AMAZÔNIA MERIDIONAL	98
3.1 OS TESTES ESTATÍSTICOS – PETTITT, MANN-KENDALL E A ANÁLISE DE REGRESSÃO LINEAR.....	98
3.1.1 Área de Estudo de Caso e os Métodos Empregados	98
3.2 O TRATAMENTO DOS DADOS.....	101
3.2.1 Dados Diários	101
3.2.2 Dados Mensais	101
3.2.3 Dados Anuais.....	102
3.3 OS TESTES ESTATÍSTICOS.....	103
3.3.1 O Teste de Pettitt	103
3.3.1.1 As médias pluviométricas nas estações com ruptura no teste de Pettitt.....	109
3.3.2 O Teste de Mann-Kendall	110
3.3.3 Análise de Regressão Linear das séries pluviométricas históricas (1970 - 2010)...	116
3.3.3.1 Krigeagem Ordinária Exponencial a partir da regressão linear das estações pluviométricas (1970-2010).....	117
CAPÍTULO 4 - ANÁLISE DO INÍCIO E FIM DO PERÍODO CHUVOSO (IPC E FPC) NA AMAZÔNIA MERIDIONAL	122
4.1.1 O Período Chuvoso na Amazônia Meridional.....	122
4.1.2 Metodologias de Identificação do Início e Fim do Período Chuvoso em Áreas Tropicais	124
4.1.3 A escolha das estações e o método de identificação do IPC e FPC na Amazônia Meridional	127
4.1.4 Os Resultados do Método Empregado.....	130
4.1.5 Análise Temporal das Séries Históricas (1970-2010).....	134
4.1.6 Resultados e Discussão.....	138
PARTE III.....	140
PARTE III	141
CAPÍTULO 5 - A FLORESTA AMAZÔNICA E SUAS INTER-RELAÇÕES COM USO DA TERRA E A ATMOSFERA.....	142
5.1.1 A Floresta Amazônica e suas Inter-Relações com Uso da Terra e a Atmosfera: Efeitos Antrópicos	142
5.1.2 O Impacto do Desmatamento no Solo e Subsolo	143
5.1.3 O impacto do Desmatamento na Evapotranspiração (ET).....	146
5.1.4 O Impacto do Desmatamento na Física-Atmosférica da Cobertura do Solo	148
5.1.5 Modelagem do Clima e do Uso da Terra na Climatologia da Amazônia	151



**CAPÍTULO 6 - ANÁLISE DE CORRELAÇÃO DO USO DA TERRA COM AS
PRECIPITAÇÕES NA AMAZÔNIA MERIDIONAL EM UMA PERSPECTIVA TEMPORAL
(1970-2010)..... 155**

6.1 Reflexões sobre o uso da terra e as mudanças climáticas na Amazônia	155
6.1.1 Metodologia das Áreas de Buffers (Sensoriamento Remoto)	158
6.1.2 Metodologia dos Dados Pluviométricos (Análise de Regressão Linear)	171
6.1.3 Correlação do Uso da Terra com os Dados Pluviométricos (1970-2010)	173
6.1.4 Discussão dos resultados finais	180
6.1.5 Recomendações	183

REFERÊNCIAS..... 185

SITES CONSULTADOS..... 198

APÊNDICES..... 199

Apêndice 1 Estações Pluviométricas Seleccionadas para os Testes de Pettitt, Mann-Kendall, Regressão Linear e o Cálculo dos Buffers. Ao total (207) ANA.....	199
Apêndice 2 Estação Pluviométricas seleccionadas a partir das 207 iniciais, para o cálculo do IPC e FPC no período de 1970-2010. Total de 89 estações.	202
Apêndice 3 Exemplo de Cálculo de Pettitt para Estação 0094900 no software XLSTAT.	204
Apêndice 4 Teste de Mann-Kendall Sazonal e Anual respectivamente, efetuados a partir do Software XLSTAT. Exemplo a partir da estação 0094900.....	206
Apêndice 5 Tabela dos valores críticos do R de Bravais-Pearson (Probabilidades Bilaterais). Na primeira coluna o número de variáveis em análise e nas seguintes os graus de correlação.	217



INTRODUÇÃO

A) Mudanças climáticas, florestas e o uso da terra: uma breve perspectiva do Contexto Brasileiro

Pesquisadores do IPCC (Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas) têm demonstrado preocupação e empreendido esforços ao agregar profundidade em análises que contemplam o complexo sistema atmosfera-superfície-oceano e suas relações e implicações diretas nas mudanças climáticas globais. Os estudos, efetuados em sua maioria por meio da modelagem climática, têm objetivado à compreensão de alterações químicas e físicas atmosféricas, decorrentes de modificações naturais e antrópicas no clima, ambas geradoras de fatores de risco para a sociedade e os ecossistemas em longo prazo (NAKICENOVIC *et al.* 2000; IPCC 2007; NEPSTAD *et al.* 1999; 1994). Conforme os registros climatológicos históricos as precipitações no Brasil são regidas por ciclos interanuais e interdecadais naturais. Entretanto, projeções dos modelos climáticos do IPCC como por exemplo o cenário A1B (Figura 1) prognosticam cenários futuros de escassez hídrica para a região Amazônica especialmente no inverno do Hemisfério Sul (IPCC, 2001; 2007).

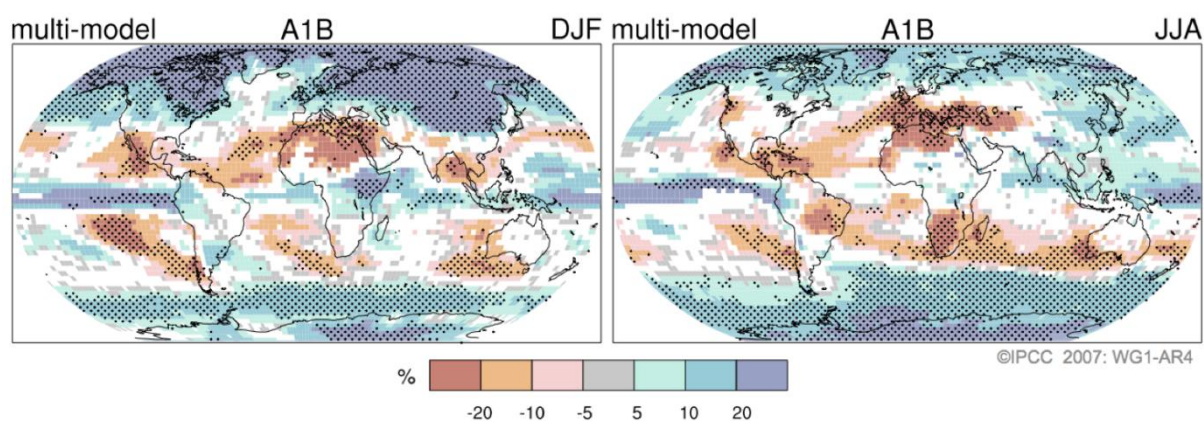


Figura 1 Padrões de mudança nas precipitações projetados pelos modelos do IPCC 2007 no cenário A1B (balanço de emissões de vários tipos de energia). Na esquerda projeções para os meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro (verão), na direita Junho, Julho e Agosto (inverno). Fonte: (IPCC, 2007).

Para Nobre (2001) o Brasil e a Amazônia já enfrentam mudanças de origem climática oriundas do aquecimento global, como por exemplo o aumento das temperaturas, modificações nos períodos chuvosos, um maior número de episódios de vendavais, granizo, inundações, riscos inesperados de geadas, frentes frias mais intensas, secas e tempestades severas.

Intensa problemática socioambiental tem emergido e somado-se ao discurso das mudanças climáticas e a pressão da agricultura e da urbanização sobre as paisagens brasileiras e mundiais. Do ponto de vista científico pesquisas interdisciplinares no campo das ciências naturais já indicam que a supressão da vegetação, seja por meio do fogo ou corte raso, corroboram para a maior emissão de gases de efeito estufa (GEEs) gerando perdas de umidade no ambiente ao influenciar características físicas e químicas do ciclo hidrológico (ZUIDEMA *et al.* 1994; WALKER *et al.* 1995).

Se por um lado a escassez hídrica é benéfica para algumas regiões da Amazônia devido ao excesso de umidade do solo o qual inibe a agricultura, por outro lado o decréscimo nas precipitações devido ao desmatamento poderia ser contrabalanceado face a fertilização atmosférica mundial proveniente das emissões de GEEs; contudo existem incertezas relacionadas as hipóteses de fertilização da floresta pelo excesso de CO₂ na atmosfera.

De acordo com a revisão do cenário A2 do IPCC efetuada por Feddema *et al.* (2005), a expansão da agricultura na América do Sul engendrará um aumento significativo das temperaturas sobre a Amazônia, incluindo um impacto nas regiões extratropicais devido às teleconexões existentes no sistema climático. Os modelos do IPCC (2007) projetam no cenário A2 de 2100 um acréscimo de 2 °C de temperatura média mínima na Amazônia, e com o desmatamento é esperado que haja um aumento de 1 a 2 °C nas áreas que sofreram ação antrópica. Esses efeitos propiciariam um maior decréscimo nas precipitações caso todas as áreas se convertessem em pastagens (LEAN *et al.* 1996). Como agravante, a maior emissão de CO₂ e temperaturas acima de 35 °C acarretará na menor abertura dos estômatos das plantas diminuindo a fertilização das florestas por meio de CO₂. Isto porque a partir desta temperatura a planta cessa o processo fotossintético (LARCHER, 2000).

Se o grau de desmatamento expandir-se substancialmente há confiança de redução da evapotranspiração durante períodos secos na Amazônia, com efeitos nas médias pluviométricas no centro-oeste, centro-sul e sul do Brasil (LEAN *et al.* 1996). Ainda que a precipitação total anual na Amazônia diminua apenas 7% a partir de conversão da floresta para pastagens, simulações com o modelo do Centro Hadley da Inglaterra indicam que a média de chuvas diminuiria de 2,2 mm dia⁽⁻¹⁾ para 1,5 mm dia⁽⁻¹⁾ no mês de agosto, com uma redução de -32% em áreas preservadas na estação seca.

Muito tem se discutido sobre as modificações decorrentes das práticas de uso da terra e como estas corroboram na modificação de padrões físicos e químicos da troposfera, interferindo nos ciclos climáticos em uma perspectiva escalar (LAURANCE *et al.* 1998a e 1998b). Evidências recentes sobre o papel das florestas em regiões continentais e afastadas do mar na produção de energia (calor latente) e conseqüentemente na produção de chuvas têm fortalecido a ideia de que existem interações entre a floresta e a atmosfera.

INTRODUÇÃO

A supressão das florestas tropicais modifica a intensidade dos ventos e perturba o balanço radioativo local (efeito albedo), expondo o solo nu a maior incidência de radiação de ondas curtas e conseqüentemente alterando o balanço de emissividade de raios de ondas longas, os quais propiciam o maior aumento da temperatura na atmosfera devido ao seu aprisionamento nos níveis mais baixos (SHUKLA *et al.* 1990; MCWILLIAM *et al.* 1993; HOFFMANN e JACKSON, 2000). Portanto mudanças no uso da terra podem modificar parâmetros biofísicos e biogeoquímicos assim como os fluxos de calor latente e sensível, os quais por sua vez estão intrinsicamente associados a hidrologia e a transpiração da vegetação. A modificação desses parâmetros atua na perturbação dos climas regionais e pode interferir nas temperaturas e características de trocas físicas no sistema superfície-atmosfera (Figura 2) (SHEIL e MURDYARSO, 2009).

Para Wang *et al.* (2009) florestas tropicais como a Amazônia funcionam como um “Oceano Verde” - quanto maior a floresta maior o acúmulo de evapotranspiração. Em geral as florestas tropicais úmidas transpiram de 1500-2000 milímetros por ano com taxas de evaporação até maiores que as dos oceanos. Na Floresta Amazônica por exemplo cerca de 50% da água precipitada é evapotranspirada de volta à atmosfera, e desses 50% 48% retornam como chuva (LOESCHER *et al.* 2005; SPRACKLEN *et al.* 2012; SALATI e VOSE 1984; SALATI, 1984; LARCHER, 2000). Interações desse tipo permitem a manutenção de Serviços Ambientais essenciais para a sociedade a longo prazo (DRAPEAU e RONCHAIL, 2010).

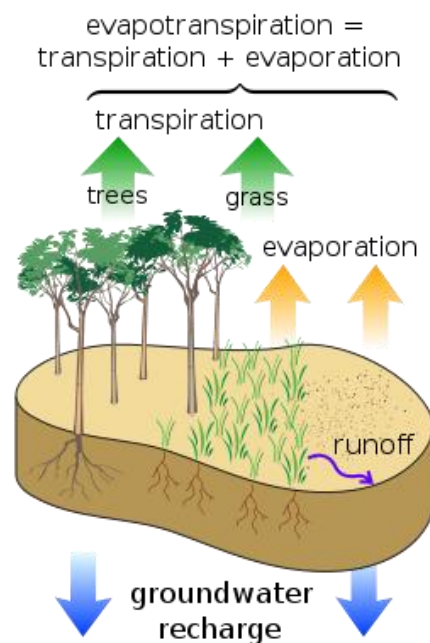


Figura 2 Evaporação de diversas coberturas do solo + transpiração da vegetação = Evapotranspiração. Parte da água disponível para o processo vem dos aquíferos subterrâneos que são reciclados a partir das raízes profundas. Fonte: (JASECHKO *et al.* 2013; <http://science.howstuffworks.com/nature/climate-weather/storms/trees-affect-weather1.htm>).

INTRODUÇÃO

Portanto, mudanças radicais na estrutura florestal engendrariam impactos negativos do ponto de vista físico e químico dos ecossistemas, como por exemplo um maior escoamento pluvial superficial nas áreas desmatadas, que inibiria o processo de percolação, agravando assim o assoreamento e a perda de minerais essenciais para o desenvolvimento da agricultura e das pastagens (Figura 3). Ademais, detritos quando não percolados na camada de serrapilheira são velozmente direcionados para corpos hídricos que têm seus níveis de turbidez e *pH* modificados, contribuindo para poluição de bacias à jusante e deteriorando a segurança hídrica de áreas fluviais extensas.

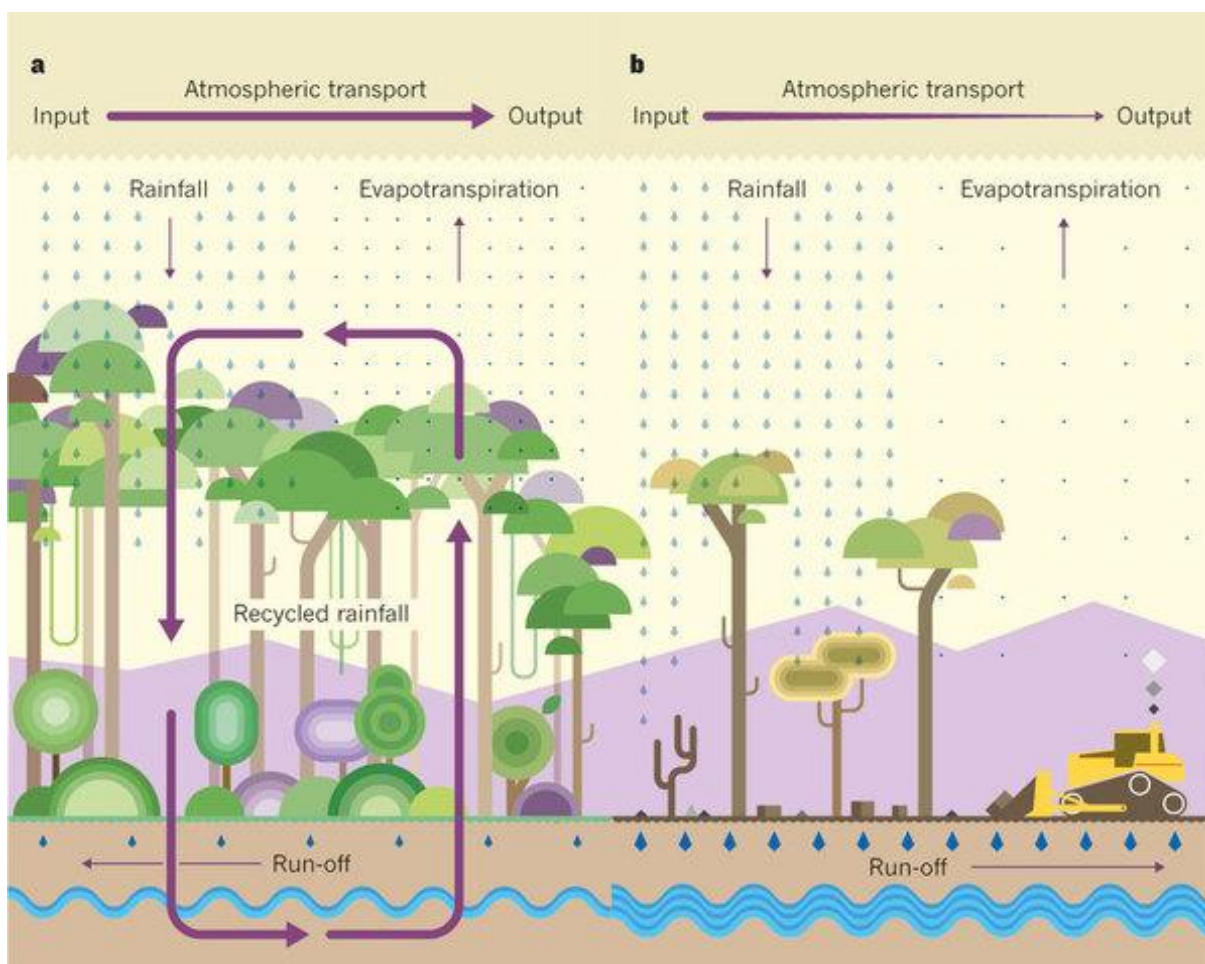


Figura 3 Transporte atmosférico e reciclagem das chuvas (evapotranspiração) em área de (a) floresta a esquerda, (b) desmatada a direita e o escoamento subterrâneo em ambos os casos. Fonte: (ARAGÃO, 2012).

Afora os impactos citados, o aumento das temperaturas e o decréscimo nos níveis de umidade nos climas locais (microclimas) e regionais (mesoclimas) também podem resultar do uso da terra. Ao considerarmos os aspectos negativos gerados face à supressão da vegetação percebe-se a necessidade de elementos normativos e balizadores que

INTRODUÇÃO

controle e monitorem o uso da terra nos trópicos, especialmente em países em desenvolvimento cujas populações são mais vulneráveis às intempéries climáticas.

Aragão (2012) sugere que as mudanças no clima regional poderia incrementar a mortalidade de árvores ligada à seca, o que, por sua vez, reduziria os depósitos de carbono e aumentaria os riscos de incêndio além de reduzir a biodiversidade. Essas mudanças representariam uma ameaça direta à agricultura que gera cerca de US\$ 15 bilhões em receitas, e na indústria hidroelétrica, que fornece 65% da eletricidade do Brasil. O cientista também ratifica que o modelo virtual de desmatamento utilizado por Spracklen *et al.* (2012) pode ser pessimista já que o Brasil se comprometeu a limitar as taxas históricas de desmatamento em 80% até 2020. Entretanto, se o desmatamento seguir sua escala descendente como prometido pelo governo, o cenário provavelmente é superestimado.

Mesmo com compromissos assumidos pelo país, Aragão mostra-se temerário com o futuro. “Decisões políticas como a mudança do Código Florestal, o aumento dos preços de produtos agrícolas, e a expansão de hidrelétricas aumentariam as ameaças na Amazônia. Não está claro que a taxa de desmatamento continuará decrescendo. O progresso atual é encorajador, mas frágil”.¹

Para José Marengo o estudo demonstra a importância fundamental da proteção à Floresta. O cientista especialista em mudanças climáticas do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) explica que a Floresta Amazônica afeta as chuvas tanto no Sul do Brasil quanto na Argentina, Uruguai e Paraguai: “Os ventos alísios que sopram do Oceano Atlântico para o continente arrastam umidade para o interior da América do Sul tropical, isto é, a Amazônia e o Nordeste do país. Além da umidade que vem do Atlântico a vegetação Amazônica contribui para o aumento da umidade por meio do processo de evapotranspiração. Essa umidade é carregada pelo vento em direção aos Andes a qual é desviada para o Sudeste da América do Sul. Assim, algumas das chuvas que ocorrem na bacia do Rio da Prata incluindo o Sul do Brasil vêm de fato da Amazônia”. Se não existisse a Floresta Amazônica, o Sul teria menos umidade, de forma que Paraguai, Uruguai, Argentina e o Sul brasileiro devem à Amazônia parte de suas chuvas.”²

B) O papel de responsabilidade do Brasil nas mudanças climáticas e as dificuldades engendradas da lógica sócio-produtiva e o uso exaustivo dos recursos naturais

Extremos climáticos aliados ao acréscimo populacional e à invasão de áreas de risco, seja para assentamentos humanos seja para produção agrícola, ameaçam milhares de pessoas anualmente e comprometem a segurança alimentar em diversas regiões do planeta (ROBERTS, 2009). Forças do mercado de *commodities* paralelas aos interesses de grandes

¹ Fonte: Notícia D24AM. (<http://www.d24am.com/amazonia/meio-ambiente/chuvas-na-area-do-rio-amazonas-podem-cair-21-por-desmatamento/68169>).

² Fonte: BBC. Declarações à BBC - Brasileira (British Broadcasting Corporation)

INTRODUÇÃO

produtores trazem em seu bojo a lógica da produção extensiva do uso da terra e o uso intensivo dos recursos naturais, expulsando pequenos produtores de suas áreas e marginalizando-os nas periferias dos grandes centros urbanos (UHL *et al.* 1985; COCHRANE 1999a e 1999b).

A continuidade da lógica opressora de transformação das superfícies terrestres tem como consequência a redução da disponibilidade d'água devido o uso irracional do recurso que depende da qualidade do solo e sua cobertura. Já a negligência de sua conservação determina o aumento escalar dos preços dos alimentos, ao mesmo tempo em que a expansão de projetos fundiários e de energia (hidrelétricas) aumentam a vulnerabilidade à episódios severos de seca fomentando alterações climáticas em escala local e regional.

Estas dificuldades oriundas da necessidade crescente por terras agricultáveis e a maior recorrência de intempéries climáticas têm obrigado diversos países a lançar mão de investimentos em pesquisas que compreendam as complexas relações do uso da terra com a atmosfera e sua capacidade transformadora do clima.

O Brasil como grande exportador primário e um dos principais produtores mundiais de *commodities* tem atuado no sentido de mitigar parte das consequências atreladas às suas atividades de uso da terra, e por isso vem tornando-se protagonista de decisões e resoluções importantes nas políticas internacionais de mudanças climáticas e preservação da biodiversidade. Atualmente o país também destaca-se mundialmente ao gerar diretrizes e metas ambiciosas de redução das emissões de GEEs e na produção de energia limpa, influenciando decisões globais sobre preservação de florestas e no combate ao aquecimento global (PNMC, 2010).

Apesar do empenho na política internacional a favor do meio ambiente, o Brasil tem caminhado de forma difusa entre decisões políticas internas relacionadas ao uso da terra. Por exemplo o relaxamento das leis ambientais na recente alteração do Código Florestal de 1965 vai em contramão do incremento do monitoramento e controle de atividades ambientais ilegais, bem como a redução expressiva do desmatamento na Amazônia brasileira.

O *pool* brasileiro de recursos naturais determinantes para o desenvolvimento regional e local (direcionado à preservação ambiental) não parece ser suficiente para alavancar iniciativas de sustentabilidade. Este fator parece ser devido devido à imaturidade de seus governantes e na corrupção e incapacidade de gestão fundiária imposta pela sobreposição de terras, grileiros, grandes produtores e multinacionais. Estes aliados à falta de controle e à impunidade pressionam incessantemente segmentos socialmente fragilizados como a agricultura familiar, o extrativismo e a pesca, subjugando-os por meio de modelos de agricultura mecanizada (monocultora), muito tecnificada e dependente de insumos agrícolas e de preços do mercado externo.

A fragmentação das áreas naturais impostas por grandes monocultores acarreta em pressupostos divergentes no que tange às questões fundiárias e a preservação do meio ambiente, tornando o Brasil vítima do sistema de produção primária herdado do império e da revolução verde da agricultura (FEARNSIDE, 1989 e 1997).

A perversa dicotomia entre a conservação dos recursos naturais e o seu uso indiscriminado paralisam o país e demonstram sua fragilidade política-institucional ao tentar operacionalizar políticas ambientais com base em conceitos do desenvolvimento sustentável. O Brasil desde a década de 1980 vive ciclos de ação e retroação em suas políticas ambientais não sendo capaz de equacionar interesses ambíguos face às expectativas internas e externas de preservação das florestas, e do aumento das taxas de crescimento econômico e populacional (REIS e MARGULIS 1991; HECHET *et al.* 1993 e 1988).

A racionalização deste complexo contexto engendra questionamentos quanto à possibilidade da resolução de conflitos entre o desenvolvimento socioeconômico e a preservação dos recursos naturais. Seria pertinente a busca de respostas para questões de cunho prático como por exemplo: saber *"Quanto desmatamento é prejudicial para uma determinada comunidade ou atividade agrícola?"* Ou *"Qual área florestal é necessária para sustentar a qualidade ambiental, os processos físicos e ecossistêmicos e as necessidades e desejos da sociedade em longo prazo?"*

C) O propósito e o plano desenvolvido na tese

Contemplando o núcleo de ideias dos itens *a* e *b* julgou-se pertinente compreender e avaliar de forma transversal o real impacto do uso da terra na pluviometria em áreas de intenso desmatamento. Para realizar tal tarefa e verificar os possíveis impactos do desmatamento no Brasil decidiu-se por escolher região relativamente extensa, e que pudesse servir de estudo de caso satisfazendo a demanda de escala climática a nível local e regional. A área deveria conter diversos graus de intensidade e historicidade do uso da terra.

Considerando tais critérios optou-se pela região Sul Amazônica (Amazônia Meridional), por apresentar estágios de fronteira de expansão fundiária e agrícola no contexto da Amazônia Brasileira, e por disponibilizar de séries de dados climáticos relativamente extensas, e passíveis de avaliação em testes cronológicos (ver área do estudo de caso abaixo – figura 4).

Outro fator importante na decisão relacionou-se à transição de biomas no Sul Amazônico (paisagem de Floresta Densa) para a vegetação de Savana/Cerrado, e pelo fato da literatura atual não contemplar expressivamente estudos que abordem em profundidade as características climáticas de regiões de transição climática na Amazônia. As

INTRODUÇÃO

aproximações desenvolvidas por meio de *downscaling* de modelos como o ETA todavia apresentam problemas metodológicos escalares e de variáveis. Logo estudos com observações terrestres se tornam pertinentes.

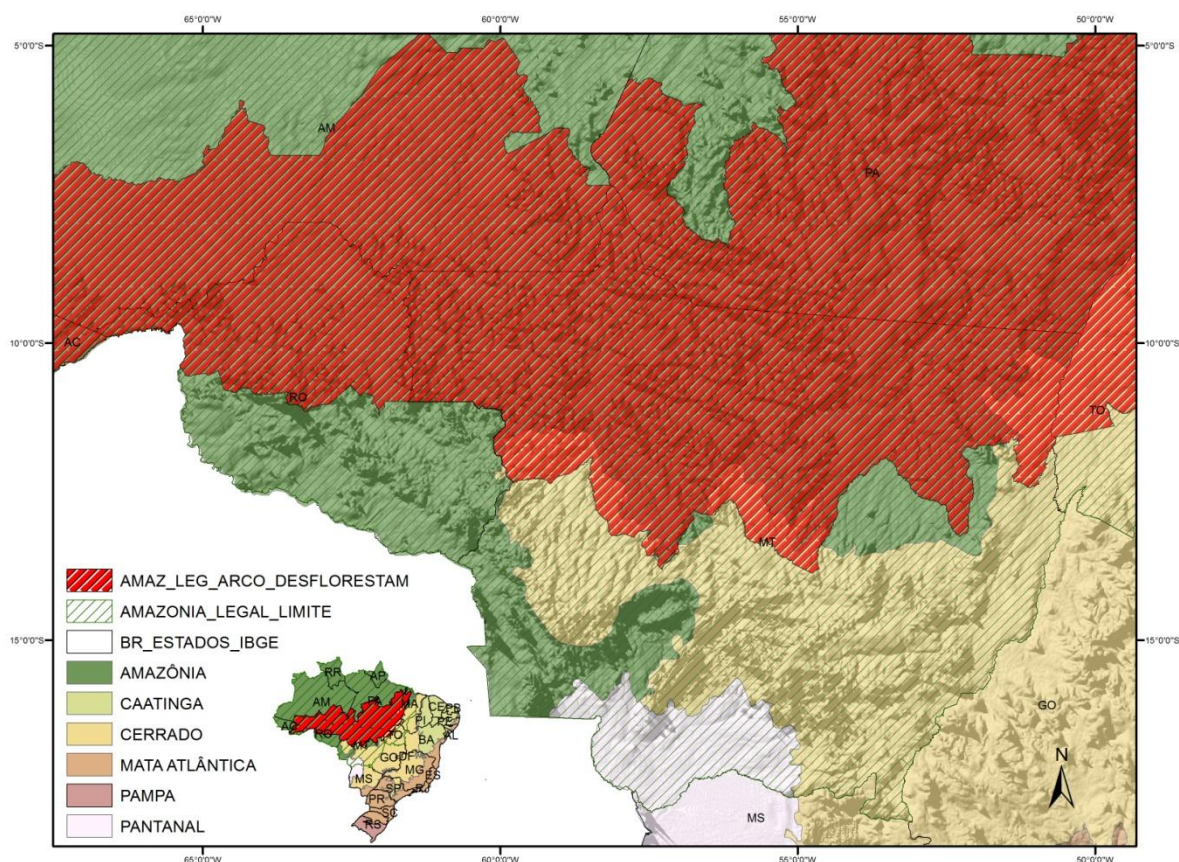


Figura 4 Território Brasileiro com seus respectivos Biomas e os limites da Amazônia Legal e do Arco do Desflorestamento. Fonte: IBAMA (2012), adaptado pelo autor.

A esquisa descrita a seguir buscou identificar padrões temporais pluviométricos em escala regional e local a partir do uso de estações pluviométricas da ANA (Agência Nacional de Águas) na porção Meridional da Amazônia Brasileira e do Cerrado (áreas desmatadas do Arco do Desmatamento).

Com base em dados pluviométricos de superfície analisaram-se possíveis correlações positivas ou negativas das precipitações com o uso da terra no período de 1970-2010. A região proposta é a de maior desmatamento histórico conforme os dados fornecidos pelo programa PRODES DIGITAL do INPE (INPE, 2010).

INTRODUÇÃO

No fluxograma a seguir (figura 5) apresentam-se os diferentes planos de análise da tese e a abordagem sistemática dos dados. Em sua lógica de organização a tese foi dividida da seguinte forma:

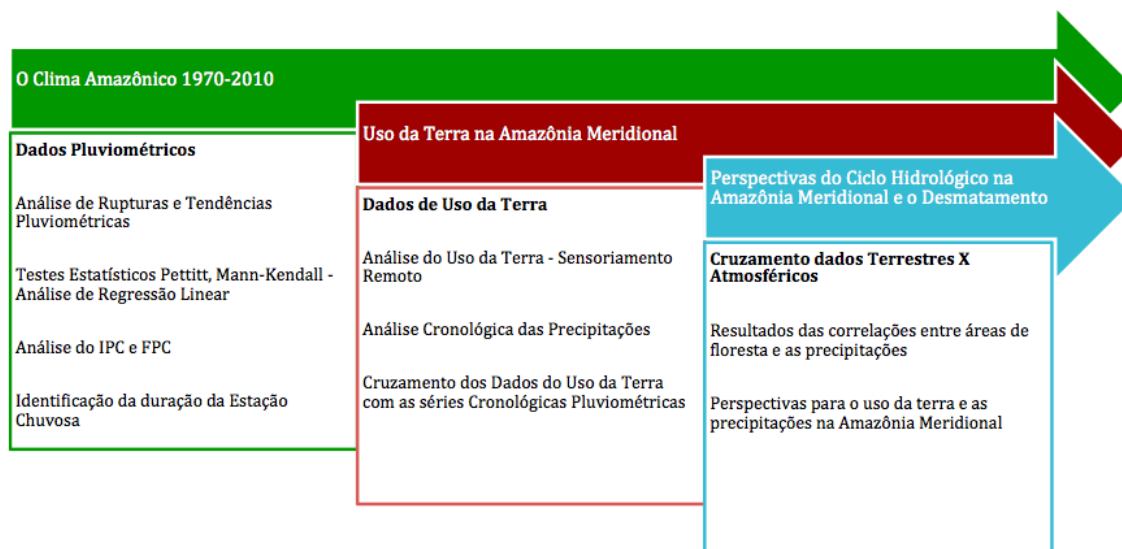


Figura 5 Indica os diferentes níveis de análise no projeto de tese, sua organização e desenvolvimento. IPC (início do período chuvoso e FPC fim do período chuvoso).

A organização da tese seguiu os critérios seguintes:

- I. Levantamento bibliográfico sobre o estado da arte dos modelos climáticos mundiais atrelados a Amazônia e o Brasil, bem como os diversos aspectos envolvidos na modelagem climática em áreas tropicais e seus cenários e prognósticos;
- II. A revisão minuciosa da literatura contemplou os diversos aspectos da climatologia Amazônica e do Sul Amazônico;
- III. Escolha de metodologia quantitativa apropriada e consolidada no tratamento de dados pluviométricos, fornecendo o arcabouço técnico para o tratamento dos dados pluviométricos das 207 estações da ANA, nos Estados de Mato Grosso e Rondônia, com suas áreas adjacentes que permeiam os estados de Goiás, Amazonas, Acre, Pará, Mato Grosso do Sul e Tocantins;
- IV. Efetuaram-se análises estatísticas de rupturas e de tendências nas séries pluviométricas e análises estatísticas de identificação do início e fim do período chuvoso (IPC e FPC) e sua duração;

-
- V. Analisaram-se resultados de modelos climáticos com prognósticos pluviométricos em larga escala e na região Meridional da Amazônia. Estes corroboraram teoricamente nas análises de correlação dos dados pluviométricos cronológicos (de cada estação) com os dados históricos do uso da terra (áreas de *buffers/zonas tampão*) no período de 1970-2010.
 - VI. As correlações contaram com o auxílio de dados satelitais e de geoprocessamento, oriundos de dados secundários produzidos pelo INPE, além de programas amplamente utilizados nas técnicas de sensoriamento remoto como o ArcGIS 10;
 - VII. Discutiram-se as perspectivas de uso da terra e de impacto no clima local e regional para o Sul Amazônico, relacionando-se aos resultados encontrados nas análises.

De forma a endereçar estudos climáticos com foco nas interações superfície-atmosfera e disponibilidade hídrica em longo prazo, Bruijnzeel (1990; 2004) sugere duas aproximações complementares, que são utilizadas para avaliar a correlação do ciclo hidrológico com as mudanças de uso da terra e da vegetação: a primeira (a) refere-se aos registros das médias históricas de precipitação concomitante às informações sobre mudanças do uso da terra no período; a segunda (b), contempla simulações computacionais dos climas regionais.

Ambas abordagens são pertinentes no que tange os padrões climatológicos em mesoescala, entretanto, resta em débito o maior aprofundamento nas escalas mais finas regionais e locais. Neste trabalho por consequência utilizamos a proposta (a) com uma abordagem de zonas tampão para os dados e análises de uso da terra em escala local e regional.

PARTE I

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO À MODELAGEM CLIMÁTICA EM ESTUDOS INTERDISCIPLINARES

1.1 INTRODUÇÃO A MODELAGEM CLIMÁTICA

Iniciar-se-á os estudos por meio da complexidade envolvida na ciência da modelagem climática. Os modelos e cenários são importantíssimos na compreensão da circulação de sistemas atmosféricos, oceânicos e terrestres, principalmente em estudos de grande e média escala como na Amazônia. Os modelos retroalimentados por meio das variáveis planetárias são capazes de proporcionar uma visão mais íntegra das variáveis climáticas, servindo de ferramenta poderosa nas mãos de cientistas e de tomadores de decisão (Figura 6).

Schematic for Global Atmospheric Model

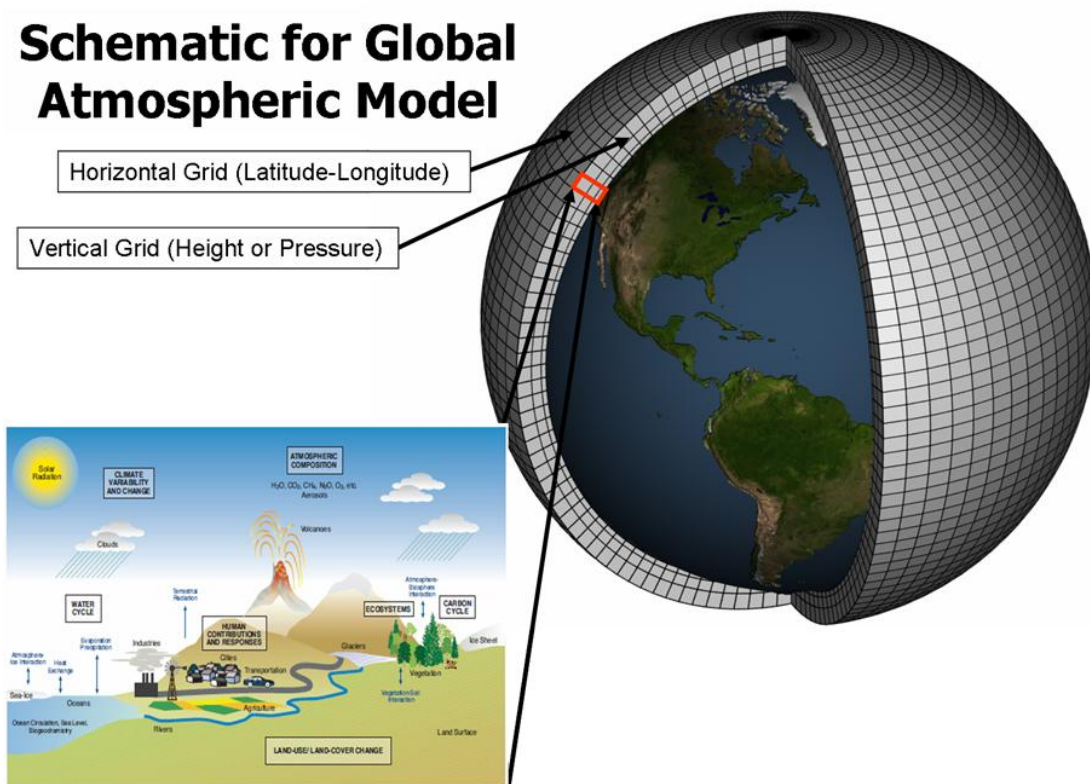


Figura 6 Esquema de Modelo Atmosférico Global e suas camadas. As grades são divididas horizontais (latitude e longitude) e verticais (altura e pressão), o restante dos dados são dos inputs fornecidos por meio de forçantes externas e internas. Fonte: NOAA, 2012.

A maior parte dos avanços na climatologia e meteorologia tropical atuais têm se dado por meio de supercomputadores, radares e satélites com capacidade de cálculo elevada. Esses avanços desenvolvidos no entendimento dos climas tropicais se dão por

meio da utilização de reanálises de dados globais afinados para escalas regionais (como veremos a seguir).

Em longo prazo a compreensão dessas variáveis atmosféricas, terrestres e oceânicas e suas tendências futuras (resultado do *output* dos modelos) darão a oportunidade de nos prepararmos, no sentido de criar estratégias de adaptação socioambiental frente às mudanças climáticas atuais e futuras.

Entender a modelagem climática em voga é entender a vanguarda da ciência do clima.

1.1.1 A História dos Modelos Climáticos

A ciência da modelagem climática foi desenvolvida ao longo dos últimos dois séculos devido à acontecimentos inesperados. Por um lado a criação da fotografia e seu aperfeiçoamento revolucionaram os meios da comunicação visual, e de outro lado os constantes avanços em técnicas e pesquisas militares permitiram o desenvolvimento de novas tecnologias como os satélites, radares, reatores nucleares e aeronaves, essenciais no aperfeiçoamento de estudos climáticos, possibilitando um salto significativo na modelagem do clima e na observação da terra pelo espaço.

A história da modelagem e da interpretação do clima datam de tempos antigos, onde a forma de se interpretar o clima e o tempo se dava por meio da observação empírica e a utilização de instrumentação simples como o termômetro, a mensuração da pressão e da umidade relativa do ar. No princípio a meteorologia e a climatologia estavam divididas, sendo que a primeira buscava a previsão dos fenômenos climáticos de curto prazo e pouco precisa, e a segunda preocupava-se com a análise lenta, apurada e a longo prazo. De certa forma essas ciências continuaram a exercer tais papéis, entretanto agora fundem-se contribuindo de forma simultânea nos estudos do clima.

Se buscarmos no passado, as origens dos estudos sobre o clima no cerne das teorias básicas de circulação atmosférica, nos depararemos com Ptolomeu (cidadão romano do Egito). Ptolomeu era conhecedor da astronomia e de outras ciências físicas, e descreveu o movimento das massas de ar e a divisão climática latitudinal do planeta terra. Muitos anos depois o equilíbrio dinâmico das massas de ar foi explicado por Halley que propôs o afluxo de ar quente das áreas tropicais para os polos, originando a teoria dos ventos alísios (EDWARDS, 2010).

Já Hadley contribuiu com a inclusão do efeito Coriolis de rotação do planeta e suas influências nas massas de ar. Posteriormente em 1817 Humboldt contribuiu com a divisão das isolinhas de contorno transformando-as em linhas isotérmicas sobre mapas, as quais demarcam as áreas de temperatura semelhantes em cartas sinóticas. Em 1920 Milankovich

foi capaz de explicar a periodicidade recorrente de mudanças climáticas em larga-escala como a era do gelo. A descoberta se deu por meio de 3 grandes ciclos astronômicos: a fase de excentricidade da órbita da Terra a cada 100.000 anos, a fase de inclinação do eixo da terra no período de 41.000 anos e a fase da precessão que ocorre a cada 26.000 anos. Essas variações causam mudanças de até 30% do total de energia solar que é recebida pela superfície do planeta.

Com o passar dos séculos outros cientistas acumularam conhecimentos fragmentados em um núcleo único de análise da ciência do clima. Esse núcleo possibilitou observar a terra de uma forma mais íntegra influenciando pesquisadores a buscar respostas fora de seus limites territoriais e nações, contribuindo significativamente para o intercâmbio de dados climáticos mundiais.

Até a década de 1950 os estudos de mudanças climáticas tinham maior foco na paleoclimatologia, ciência que possibilita a leitura de arquivos climáticos naturais históricos, como as capas de gelo no Ártico e na Antártida, os glaciais, os anéis de árvores (dendroclimatologia) e análise do pólen (palinologia) e de animais fossilizados (paleontologia). Entretanto, quando buscamos dados de registros históricos confeccionados pelo homem existe pouca informação confiável e disponível. Entre as informações mais antigas citam-se frequentemente os dados dos diários de bordo da navegação marítima. Nesse sentido, a modelagem climática se deu a princípio a partir de análises climáticas regionais.

O acoplamento de modelos globais somente foi possível a partir do final da década de 1960 e início da década de 1970, quando os modelos obtiveram maior aceitação devido ao reconhecimento e consenso nas previsões de aquecimento global causado por gases de efeito estufa (GEEs). Atualmente a ciência da modelagem climática é uma das mais avançadas e caras do mundo (supercomputadores), atrás apenas de investimentos em pesquisas médicas e de armamento nuclear. Devido a sua alta complexidade matemática e física, esta ciência é intrinsecamente dependente de avanços na área da informática e computação espacial estatística.

Para que hoje tenhamos modelos climáticos que se assemelhem à realidade, foram necessários esforços por décadas de formatação e tradução dos dados observados por diversas fontes, almejando uma linguagem matemática, estatística e computacional compreensível. Vilhem Bjerknes, cientista norueguês, foi um dos responsáveis por esse sucesso. Vilhem criou equações primitivas de movimento e estado, que permitiram espacializar dados em sistemas complexos. Para cada parcela individual de ar certos elementos são conservados, no momento que essas parcelas interagem com parcelas vizinhas ocasiona-se a troca de *momentum* e de elementos físicos. A partir desse conhecimento foi possível trilhar o caminho das pedras nas análises do tempo/clima por

meio dos números. Lembramos que Vilhem só obteve sucesso no melhoramento de suas técnicas e na posterior construção de equipamento de análise, devido ao patrocínio proporcionado pela segunda guerra mundial.

Os modelos climáticos atuais utilizados pelo IPCC (Painel Intergovernamental para as Mudanças Climáticas) são o resultado de um esforço coletivo de milhares de cientistas (físicos, químicos, climatologistas, meteorologistas, matemáticos, estatísticos, militares e cidadãos comuns interessados na observação do clima por décadas) (IPCC, 2007). A partir desses esforços, promoveu-se o compartilhamento das bases de dados, um trabalho efetuado inicialmente graças a criação do sistema de telégrafos. Dentre os esforços gerados no sentido de gestão de pesquisa de dados climáticos podemos citar a criação de acordos políticos mundiais, e o aprimoramento de diversas redes de acumulação e gestão de intercambio mundial de conhecimento, e distribuição de dados sobre o clima como vemos na tabela a seguir:

Tabela 1 – Redes de Conferências Globais sobre o clima, seu período de atuação e objetivos específicos:

Redes e Conferências globais	Período	Objetivo
*Réseau Mondial	1870-1900	Estabelecer uma rede de intercâmbio de dados mundiais.
*World Meteorological Organization (WMO)	1950	Direcionou sinergias e estandartes políticos e técnicos para a rede mundial do clima.
*World Climate Conference (WCC)	1979	Conferência mundial do clima.
*World Climate Program (WCP)	1980-1992	Tentou consolidar uma rede global sobre o clima após a conferência de 1979.
*Painel Intergovernamental para as mudanças climáticas (IPCC)	1988	Compilar dados mundiais de forma a alimentar os modelos climáticos e criar subsídios políticos para as discussões sobre políticas de mudança do clima no mundo.
*Global Climate Observing System (GCOS)	1992 - presente	Dar suporte e continuidade ao Programa Mundial do Clima de 1992 para o Quadro da Convenção das Mudanças Climáticas (Framework Convention on Climate Change).

Os conflitos armados foram responsáveis pela transformação da meteorologia. A nomenclatura da guerra está presente todavia nos mapas sinóticos e análises meteorológicas (EDWARDS, 2010). Apesar de existirem fundos específicos que patrocinem o desenvolvimento da ciência do clima, a área militar continua relevante na criação de tecnologias que poderão ser úteis para a sociedade em que pese a sua utilização para propósitos bélicos.

Esforços mundiais especialmente no Hemisfério Norte foram cruciais pois possibilitaram a padronização e o equacionamento de documentos de diversas fontes de dados climáticos. O avanço das tecnologias produziram informações compostas por metodologias distintas as quais não poderiam ser cruzadas ou aglutinadas automaticamente. Hoje, graças aos esforços para compatibilizar as mais diversas fontes (estações meteorológicas, observações de navegações, balões meteorológicos, satélites, entre outros) podemos correlacionar dados sobre o clima por meio de modelos físicos e matemáticos embasados em décadas de aprimoramento científico na arte da modelagem computacional espacial (EDWARDS, 2010).

Muitas dessas redes estão ativas até hoje enquanto outras contribuíram na construção do arcabouço técnico e científico necessário na construção de modelos climáticos complexos.

1.1.2 A Modelagem Climática

Os modelos climáticos podem apresentar diversas formas. A primeira forma é constituída de uma dimensão chamada de zonal EBMS (Modelos de Balanço de Energia), que foi conceituada primeiramente por Svante Arrhenius (EDWARDS, 2010). No primeiro modelo EBMS as variáveis testadas incluíram níveis de dióxido de carbono e temperaturas da atmosfera. Já o primeiro modelo convectivo de radiação (RC) tratava das transferências de energia na atmosfera por meio da radiação e processos convectivos. Um terceiro modelo dinâmico e estatístico de duas dimensões contempla o movimento circulatório das células de ar com formato vertical e meridional. Em meados de 1969 Manabe e Bryan publicaram os primeiros resultados de uma acoplagem de circulação geral entre oceano-atmosfera, o modelo AOGCM.

Posteriormente, Norman Phillips, oficial das forças aéreas americanas da segunda guerra mundial, foi o responsável pelas primeiras discussões sobre padrões de elementos de circulação na modelagem do clima. Entre esses elementos temos:

- O perfil vertical das temperaturas na atmosfera e a existência da estratosfera;
- O decréscimo de temperaturas entre o equador e os polos cujo maior efeito ocorre em latitudes médias;

- Direção e velocidade média do vento em diferentes latitudes e altitudes, incluindo os fenômenos dos ventos alísios e as correntes em jato nos altos níveis da atmosfera;
- Ciclones (áreas de baixa pressão), anticiclones (áreas de alta pressão) associados a frentes (padrões de maior relevância na circulação acima dos trópicos);
- A ausência de um padrão de circulação meridional bem organizado (equador ao polo); circulação errática fora da área de circulação dos ventos alísios.

Ao contrário do que se imagina os modelos climáticos iniciaram-se por meio da utilização de modelos de alta complexidade, ou seja modelos GCMs (Global Climate Models). Os GCMS utilizados pelo IPCC são modelos de 3 dimensões e suas simulações são integradas no tempo. Esses modelos incluem listas extensas de variáveis (Figura 7). Abaixo listamos apenas algumas:

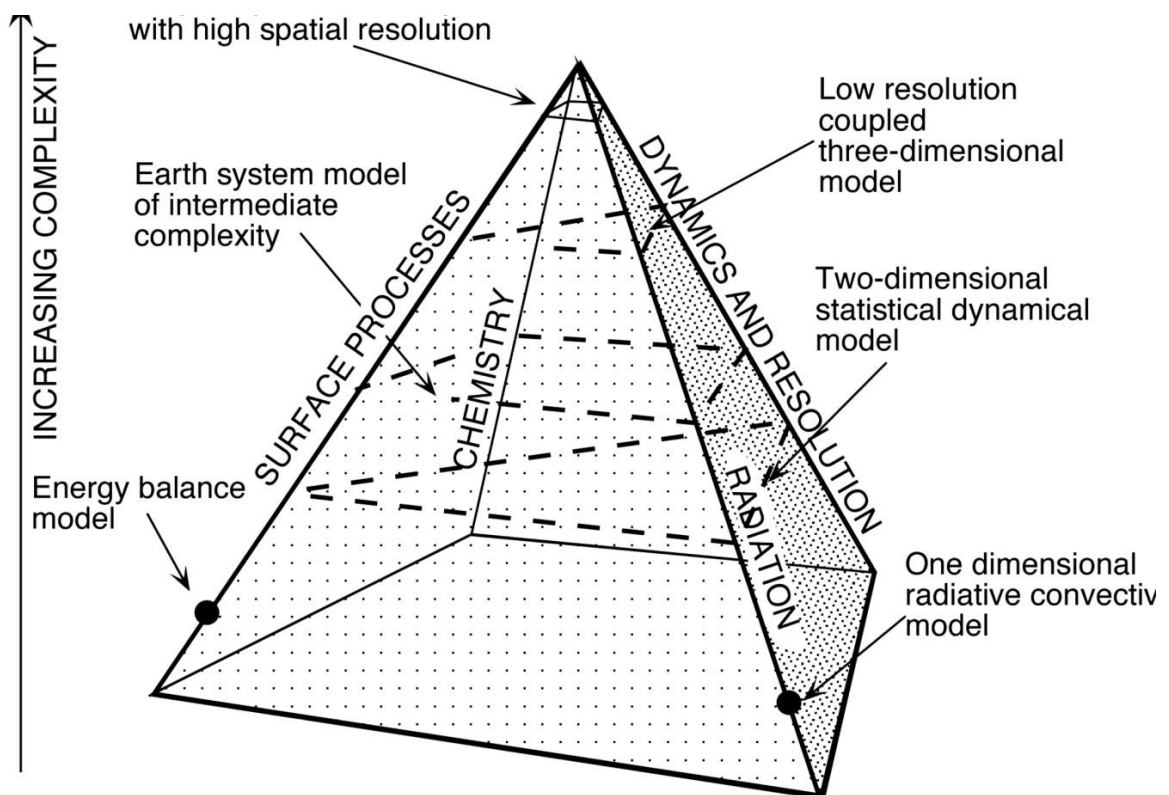


Figura 7 Níveis de complexidade dos modelos climáticos e os diversos processos de retroalimentação de inputs e variáveis contempladas na modelagem. Fonte: (<http://www.cs.toronto.edu/~sme/PMU199-climate-computing/pmu199-2012F/index.html>).

- Movimento planetário e circulatório da atmosfera;
- Correntes em jatos – *jet streams* e *Hadley Cells*;
- Interações da rotação do planeta com a gravitação e insolação;
- Fluxos/trocas de calor, umidade, orografia, temperaturas da superfície do mar e suas fricção.

Dentre esses elementos, podemos citar dois principais que são peça-chave na dinâmica dos modelos físicos. Um deles é referente às escalas de movimento das equações primitivas de movimento fluido, e o outro refere-se aos processos que ocorrem na atmosfera e sua fricção entre a terra, os oceanos, e a formação de nuvens. Os GCMS podem ser utilizados para previsões do tempo e para simular o clima. Devido a natureza caótica do tempo, as previsões dos modelos GCMS perdem toda sua acurácia depois de duas ou três semanas. Esses modelos necessitam de grande tempo de simulação de dados pois buscam imitar o clima natural. Apenas quando o modelo entra em equilíbrio é que a modelagem tem seu início, uma vez equilibrado o modelo pode projetar e rodar por muitos anos (RAISANEN, 2007).

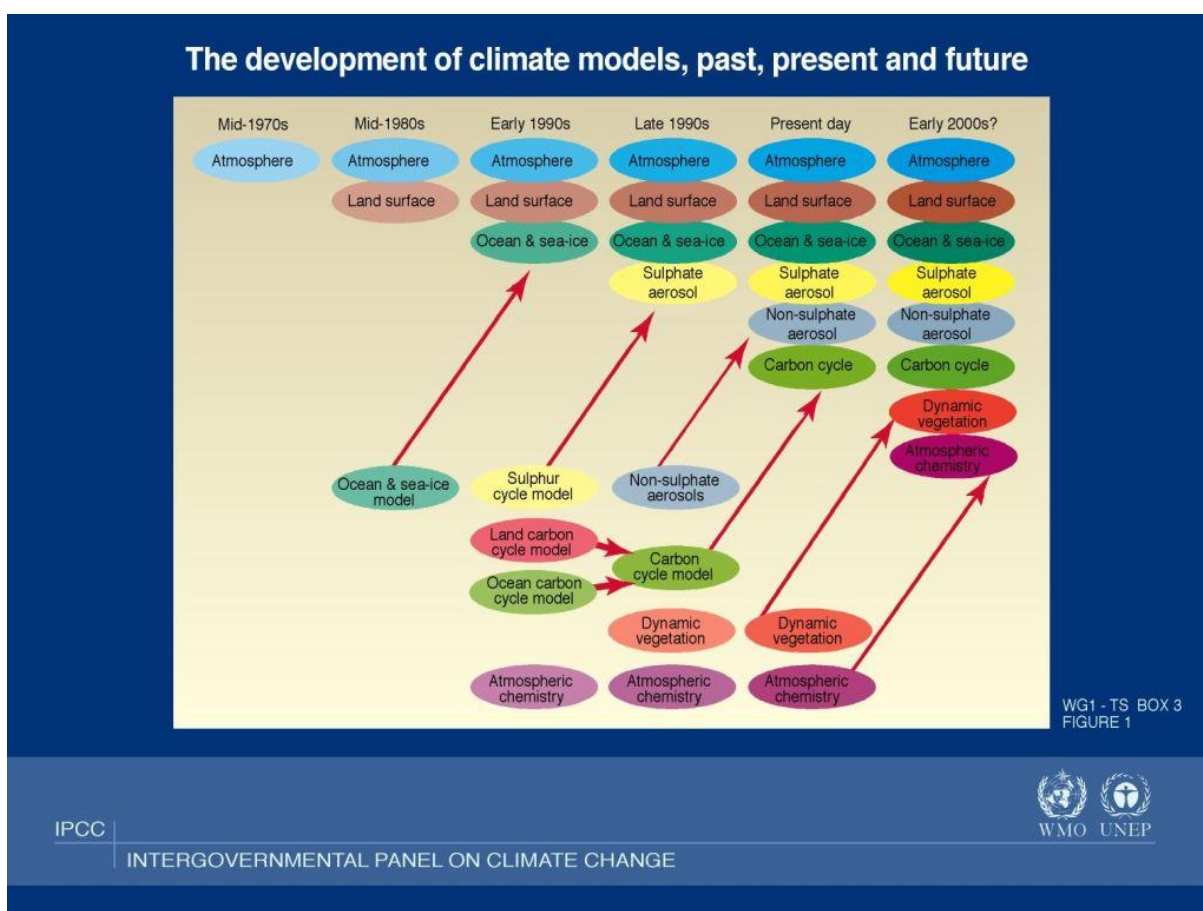


Figura 8 A figura mostra o desenvolvimento dos modelos climáticos a partir da década de 1970. Fonte: IPCC (2012) e WMO (2012).

Em 1980 e 1990 os modeladores expandiram os estudos da modelagem do clima por meio da adição de outros elementos como as capas de gelo, a vegetação, a neve e a agricultura, com o intuito de produzir sistemas climáticos semelhantes ao do planeta Terra. Esses modelos foram chamados de ESM (*Earth System Models*) (Figura 8). Atualmente os ESM de alta complexidade possuem mais de um milhão de linhas de códigos de programação. Após os aspectos naturais se tornarem mais coerentes para linguagem computacional, os modeladores incorporaram dados de origem antrópica na modelagem climática. O primeiro dado antrópico a ser modelado foi o das nuvens de resíduos de material radioativo produzidas por explosões nucleares. As pesquisas em resíduos radioativos produziram resultados passíveis de utilização em estudos vinculados a mudanças climáticas de cunho antrópico. Essas nuvens radioativas permitiram monitorar o material residual na atmosfera do planeta a partir da detecção de parcelas de ar individuais. Os resíduos radioativos também foram cruciais para o monitoramento de aerossóis e programas de amostragem estratosférica de dióxido de carbono 14 (EDWARDS, 2010). Esses estudos criaram precedentes para o monitoramento da qualidade do ar.

O monitoramento de partículas e gases atualmente é central nos estudos de mudanças antrópicas. Como os aerossóis afetam a refletividade do albedo, climatologistas precisavam entender seus movimentos e o seu ciclo de vida na atmosfera. As primeiras medições do gás carbônico na estratosfera deram detalhes das misturas de GEEs nas camadas superiores da atmosfera.

Com o aprimoramento do acoplamento de variáveis distintas, cientistas do clima decidiram criar programas de pesquisa da atmosfera no globo terrestre. Entre esses programas temos o GARP – *Global Atmospheric Research Program* também chamado de o maior experimento científico já conduzido entre 1978-1979. Nesse período os satélites começaram a ser utilizados em pesquisas globais de previsão do tempo. Os satélites aceleraram as previsões em taxas de até 1,5 dias à frente das previsões efetuadas por balões meteorológicos. O GARP foi um exercício deliberado de infraestrutura global (EDWARDS, 2010) e deste modo produziu-se a rede de dados globais standardizados entre redes mundiais interconexas, construindo imagens complexas do tempo e dos padrões de circulação do planeta, por meio das quais foram criados bancos de dados consistentes derivados de fontes de dados inconsistentes, heterogêneas e incompletas.

Na metade da década de 1970 os modelos climáticos aumentaram sua capacidade de processamento de dados concomitante ao maior acúmulo de dados nas séries históricas. Os especialistas então iniciaram a digitalização dos dados climáticos históricos reproduzindo-os em grades no sistema computacional. A partir desse *input* percebeu-se que os dados de temperatura da superfície dos oceanos (TSM) eram mais importantes em larga escala que os dados de temperatura da superfície da terra (TST). Os dados de temperatura

da superfície da terra ao contrário do oceano, apresentam anomalias constantes face aos efeitos rápidos de perda e ganho de calor da terra, em comparação à água. Portanto a partir de 1986 combinaram-se dados marinhos com os da superfície da terra, para produzir o primeiro banco de dados de temperatura da superfície do planeta.

A interface entre modelos terrestres e oceânicos deve representar o intercâmbio de calor, resistência da superfície, e o vento, precipitação, e a evaporação entre a atmosfera e o oceano. Esses fluxos de energia e matéria entre o oceano e a atmosfera são de difícil compreensão e mensuração, contudo já se sabe que afetam profundamente os resultados dos modelos climáticos. Os efeitos climáticos das nuvens por exemplo dependem de muitos fatores como: altitude, densidade e coloração, e por isso sua parametrização se mantém como um dos aspectos mais complexos e controversos da modelagem climática. As nuvens se formam a partir de interações entre circulações em larga-escala, transporte convectivo de umidade, turbulências em pequena escala, radiação e processos microfísicos que dificultam o estudo empírico das mesmas (BETTS *et al.* 2010, LAWLER *et al.* 2006).

Outros fatores de difícil parametrização são: as turbulências nas camadas de ar mais próximas da superfície da terra, rugosidade, elevação e o acúmulo de calor. Os resultados finais dos modelos dependem muito de como esses são capazes de equacionar milhares de parametrizações. Um subcampo de pesquisa inteiro trabalha no sentido de identificar problemas particulares gerados em parametrizações e interações terra-atmosfera-oceanos.

Na modelagem climática o acoplamento dos dados satelitais permitiram aos modelos de quatro dimensões (4D) aumentarem seu nível de detalhamento (EDWARDS, 2010). Entretanto o acoplamento desses equipamentos requer constante atualização e calibragem da metodologia de entrada de dados, face a inúmeros fatores como por exemplo a queda dos corpos satelitais na órbita, a qual afeta o ângulo de visada dos seus instrumentos como o radiômetro. Atualmente a reanálise de modelos em 4D já está produzindo dados do tempo e de padrões de circulação de massas de ar para períodos de até 50 anos ou mais. Os satélites provêm 98% dos 75 milhões de dados referentes ao Centro Europeu de Prognósticos do Tempo de Média Escala. As reanálises nos modelos 4D podem afetar observações do passado e futuro em qualquer ponto no tempo.

Avaliando a informação dos parágrafos anteriores podemos perceber que a ciência da modelagem do clima é *reproducionista*, pois busca simular fenômenos independentemente da escala, utilizando-se de qualquer combinação teórica de dados e parâmetros semi-empíricos que devam ser observados. As *Global Datasets* (base de dados globais) são produzidas por simulações e são auxiliadas mas não determinadas por dados instrumentais, o que o autor Edwards (2010) chama de simbiose de dados e modelo (figura 9).

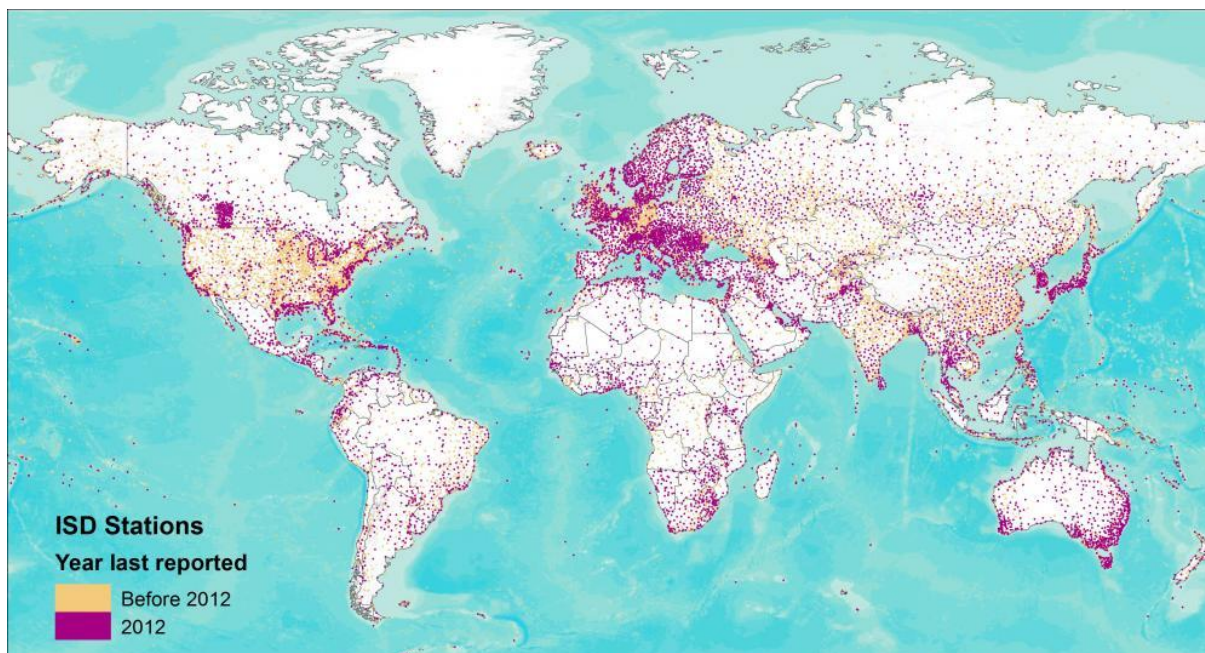


Figura 9 Mapa de visualização da rede de dados globais. Mostra as estações anteriores a 2012 em amarelo e em 2012 (violeta) do banco de dados integrados de superfície (ISD) que reportam regularmente a um *hub* centralizado. Fonte: NOAA, USGS, ESRI, TANA e AND (2012). (<http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/isd/index.php>).

Os maiores esforços de reanálises empreendidos até hoje se deram nos anos de 1986 e 1990. Esses esforços revelaram a intratabilidade de problemas observados em sistemas e modelos, ou seja, a disparidade nos dados de entrada, como por exemplo instrumentos que geram dados de temperatura e altitude e derivam dados de pressão. Já outros medem temperatura e pressão, e derivam dados de altitude. As correções estatísticas e empíricas podem transformar a acurácia das reanálises, mas problemas subjacentes não são totalmente resolvidos.

Os GCMs simulam seus próprios climas, logo são comparados com dados globais que foram reconstruídos como explicado anteriormente, ou seja, os modelos não assimilam observações reais da atmosfera nem as usam para corrigir simulações, como os modelos de previsão e de assimilação de sistemas fazem. A parametrização em modelos climáticos GCMs depende de variáveis importantes como as transferências de radiação, e tais modelos devem estimar a radiação absorvida na atmosfera em pontos das grades de modelagem, além de como essa radiação reflete e transmite em cada nível horizontal as localidades nos mapas. Neste caso, quanto mais processos os modeladores incluírem no modelo, mais facilmente poderão se esquivar de críticas de falta de complexidade, apesar de poderem cair no risco de serem criticados pela falta de certeza na maior parte das parametrizações.

O fato de que um modelo se assemelhe com as observações da instrumentação ou do banco de dados não quer necessariamente dizer que ele tem princípios coerentes com as metodologias e procedimentos esperados da comunidade científica. Os modelos podem no máximo ser confirmados, mas isso não faz deles certos. Contudo, as comparações permitem que os modelos sejam avaliados de forma a dar confiança mas não uma prova absoluta da realidade modelada. Ao distinguir-se avaliação e confirmação, de validação e verificação, permite-se clarificar o papel dos modelos em prognosticar as mudanças no clima. Nesse caso, os modelos não são apenas teorias, mas conjecturas devidamente ajustadas para condições que observamos no mundo real.

1.1.3 Input de Dados em Modelos Climáticos

Algumas premissas devem ser consideradas no momento de se efetuar a entrada de dados em modelos climáticos, uma das mais importantes sendo a não-linearidade (EDWARDS, 2010). Nos dados climáticos ou mesmo nas ciências geofísicas existe ampla ausência de dados constantes e suaves, portanto a não-linearidade é carro chefe da complexidade matemática (quanto menor o intervalo de tempo nas análises melhor é a aproximação matemática). A interpolação de dados do mundo real para os modelos atuais se mantem como etapa crucial nas práticas meteorológicas, e um dos fatores que auxilia na compreensão das grandes massas de ar e seu acoplamento aos modelos climatológicos são os dados coletados em altos níveis da atmosfera. Estes dados coletados em sua maioria no Hemisfério Norte forneceram eficazmente as primeiras informações detalhadas das principais características dos elementos químicos, e de circulação espacial em mesoescala, servindo de janela para os modelos de circulação global tridimensionais (EDWARDS, 2010).

Como segunda premissa para o *input* de dados na modelagem climática contempla-se o balanço de energia que atua nos modelos. O elemento responsável pelo balanço de energia é a temperatura, que é capturada pelo modelo por meio do agrupamento de certas variáveis responsáveis pelo balanço de energia no planeta, sendo elas: a radiação solar recebida pela Terra, a radiação solar que é emitida de volta para o espaço, a reflectância do efeito albedo e a absorção atmosférica radioativa. Esse conjunto de dados é necessário para medir e computar dados de radiação da temperatura global.

Quanto às técnicas de análises climáticas em grande escala, exige-se que os dados sejam homogêneos, e que variâncias ocorram apenas devido a influências naturais nos padrões climatológicos e meteorológicos. Infelizmente os dados coletados até hoje possuem muitas falhas, seja devido a mudanças ambientais no local de coleta, seja devido aos diferentes métodos empregados nas tecnologias de coleta (EDWARDS, 2010).

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO À MODELAGEM CLIMÁTICA EM ESTUDOS INTERDISCIPLINARES

Inúmeros fatores podem reduzir a estabilidade das séries históricas. Mover um instrumento de uma área abrigada para uma área aberta, ou movê-lo do sentido sul de uma colina para o sentido norte pode facilmente alterar os dados de registro. As árvores por exemplo podem reduzir a velocidade do vento, as influências de ambientes industriais, automóveis, calefação e pavimentação do solo criam efeitos chamados de ilhas urbanas ou rurais; ambos afetam consideravelmente a leitura dos dados de uma série histórica e podem ocasionar falsas leituras ou rupturas de tendências em séries climáticas (Figura 10).

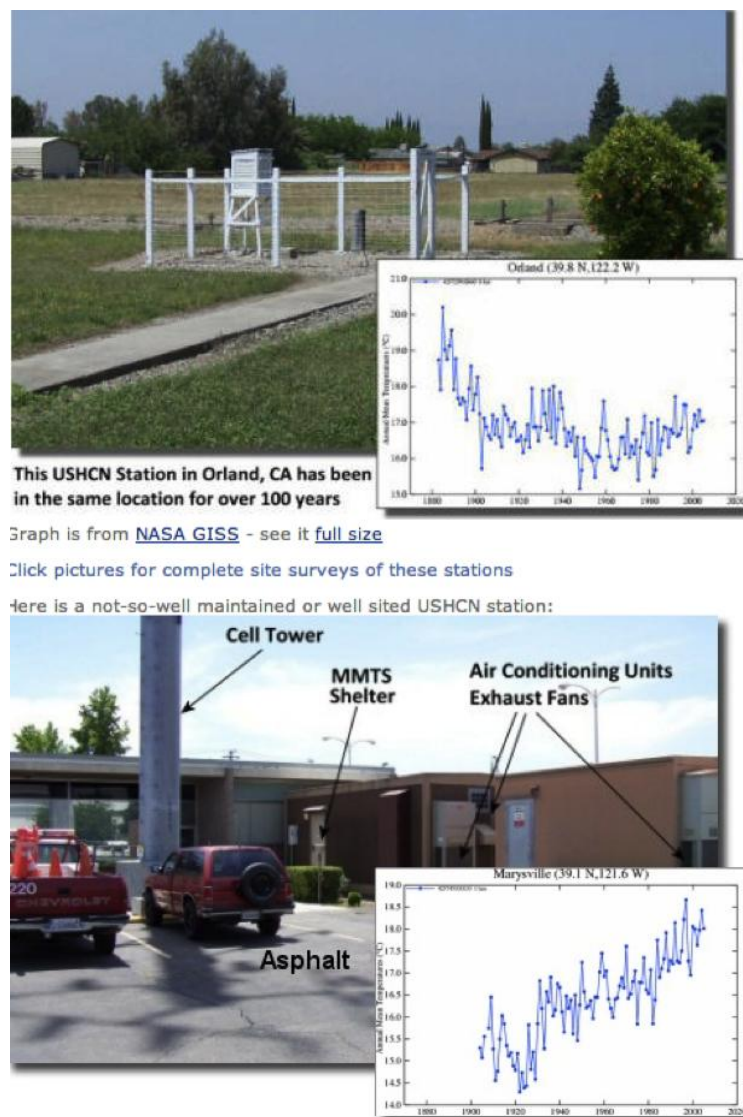


Figura 10 Duas estações meteorológicas: uma bem posicionada na parte superior da figura e outra má posicionada na parte inferior. Na parte má posicionada a influência do asfalto, telecomunicações, ar condicionados etc. prejudicam a confiabilidade dos dados indicando um aumento excessivo das temperaturas. Fonte: NASA e NOAA, 2012.

As mudanças nas estações provaram ser extremamente comuns, com um percentual alto de 80% de *bias* nos registros. Fatores mais simples como a calibração errônea de instrumentos para uma metodologia estandarte também é outra fonte de erro.

No caso da precipitação a introdução de captadores cobertos geralmente produz leituras maiores de chuva no mundo inteiro. Vale lembrar que em escala continental e global o efeito dessas mudanças é muito provavelmente equilibrado.

A partir dos anos 1980 os computadores já assimilavam e reproduziam dados consistentes de forma rotineira para diversas partes do globo. Contudo, coletar dados do planeta inteiro só teria sucesso se os erros fossem aceitos e melhorados. Esses dados melhorados se tornaram a imagem mais próxima e acurada da realidade da circulação de massas de ar em curtos períodos de tempo, servindo como base para os demais modelos e cientistas do clima.

Devido a fricção³ de dados, diversos métodos de *reanálises* tornaram-se ferramenta importante na assimilação de dados inconsistentes. Apesar dos modelos evoluírem de conceitos empíricos para mais matemáticos, ainda assim existe a necessidade de se reutilizar de conhecimento empírico para melhor acoplar os dados ao sistema. Os modeladores então aumentam a resolução em detrimento da complexidade ou fazem o inverso, entretanto não conseguem fazer ambas coisas ao mesmo tempo. As reanálises provêm dados fisicamente consistentes para todas as variáveis climáticas, e simulam sua interdependência, permitindo em larga escala a correção por meio da correlação de dados.

A assimilação de dados funciona como uma interpolação de previsões para as localidades que estão sendo observadas. Posteriormente a essa interpolação os dados são comparados com os valores das observações atuais das localidades. Essa comparação permite validar o banco de dados das estações, e esse banco de dados então é embutido e considerado pelos modelos físicos na fase da modelagem. Inúmeros problemas surgem na assimilação de dados, como por exemplo o histórico das estações meteorológicas e o ambiente ao seu redor que está em constante mutação. Nas áreas onde não existem estações ou instrumentação de coleta de dados os cientistas do clima se utilizam dos dados de satélites e de aeronaves. Os satélites a princípio auxiliaram no suprimento de dados locais e regionais na década de 1980 por meio da ciência da nefanálise (estudo das nuvens por meio de radiância espectral). Os radiômetros ou sondas foram os primeiros equipamentos acoplados aos satélites e auxiliaram na compreensão de diversos gases na atmosfera. A somatória dos dados da radiância e dos dados *in situ* (estações meteorológicas) tornaram possível o desenvolvimento das técnicas espectrais. Vale

³ A fricção é causada por conta das diversas fontes de informações heterogêneas que se utilizam de formas de metodologia distintas para coletar dados, como por exemplo os satélites que têm dados convertidos do formato espectral para o de grade (fatores como o movimento de queda dos satélites na órbita terrestre e suas radiâncias precisam ser parametrizados para inclusão na modelagem computacional).

salientar que os dados fornecidos por satélites esfriaram a proliferação de estações meteorológicas mundo afora.

Apesar dessas dificuldades os cientistas já são capazes de homogeneizar séries com falhas ou lacunas. Na verdade, apenas 10% dos dados utilizados na modelagem climática são coletados por meio de instrumentos, os 90% restantes são sintetizados por um modelo computacional. Esse modelo de 4 dimensões de assimilação de dados, coleta previsões do tempo antigas e as corrige de acordo com as previsões climáticas atuais, produzindo valores de pontos geográficos em escala espacial. Outros métodos de verificação e homogeneização como a reanálises são também utilizados frequentemente (EDWARDS, 2010).

A evolução da matemática estatística e computacional alavancou o desenvolvimento das plataformas de modelagem. Os mapas sinóticos formados por isolinhas que primavam por uma abordagem qualitativa foram substituídos por formatos quantitativos digitalizados (números e pontos). A organização de cientistas *Joint Numerical Weather Prediction* (Junta Numérica para a Previsão do Tempo) mudou radicalmente a meteorologia. Primeiro porque reduziu a fricção que havia no cálculo das previsões, e em segundo lugar se engajou na criação de um corpo técnico experiente nas áreas matemáticas e físicas, substituindo profissionais com experiência nula nas ciências exatas (os chamados meteorologistas intuitivos).

Atualmente as simulações do clima testam repetidamente variâncias nas forçantes climáticas, enquanto a modelagem garante a criação e o controle de parâmetros físicos e químicos como a introdução de gases da era pré-industrial nas simulações. A utilização de aviões e a coleta de dados efetuada em altas camadas da atmosfera possibilita compilar informação decisiva na modelagem. Os fenômenos dos altos jatos da atmosfera também chamados em inglês de *jet streams* auxiliam na compreensão das movimentações das massas de ar em grandes altitudes, e em latitudes entre 50 e 60 graus. De outra forma, os padrões de circulação da célula Farrel e as ondas longas de *Rossby* permitem o melhor entendimento dos fenômenos climáticos que atuam nas camadas atmosféricas mais próximas do solo.

1.1.4 Aspectos da Modelagem Climática no Brasil

Há menos de uma década os modelos climáticos globais alimentados por dados locais eram prejudicados devido à ausência de pesquisas em áreas tropicais. Hoje, esses modelos buscam internalizar os achados de estudos recentes da climatologia mundial combinando aspectos da atmosfera com a superfície da Terra, além de contemplar a

dinâmica do uso da terra. Esses avanços possibilitaram a melhora do prognóstico continental e regional do clima em zonas tropicais e equatoriais do globo.

Como exemplo de iniciativas que contemplam o estudo das variáveis do uso da terra e os estudos atmosféricos no Brasil temos o Programa de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA), e o projeto Rios Voadores que pesquisa as massas de ar que provêm da Amazônia levando umidade para outras regiões do Brasil. Esse aprimoramento está refletido por exemplo na compra do supercomputador Tupã pelo INPE, que terá como escopo a análise de áreas tropicais. Este pretende igualar-se aos Modelos Europeus e Norte Americanos em qualidade de modelagem climática e previsão do clima para a América do Sul.

Nas figuras 11 e 12 vemos que a partir dos dados gerados nos modelos globais podemos efetuar um *downscaling* para até 40-50km contemplando aspectos dos continentes e climas regionais. A partir dessa descida escalar é possível atribuir com maior detalhe aspectos dos climas regionais, como por exemplo condições de seca no Brasil. Essa contribuição do *downscaling* é de suma importância pois possibilita avaliar o clima de diversos países atribuindo cenários climáticos futuros para regiões específicas.

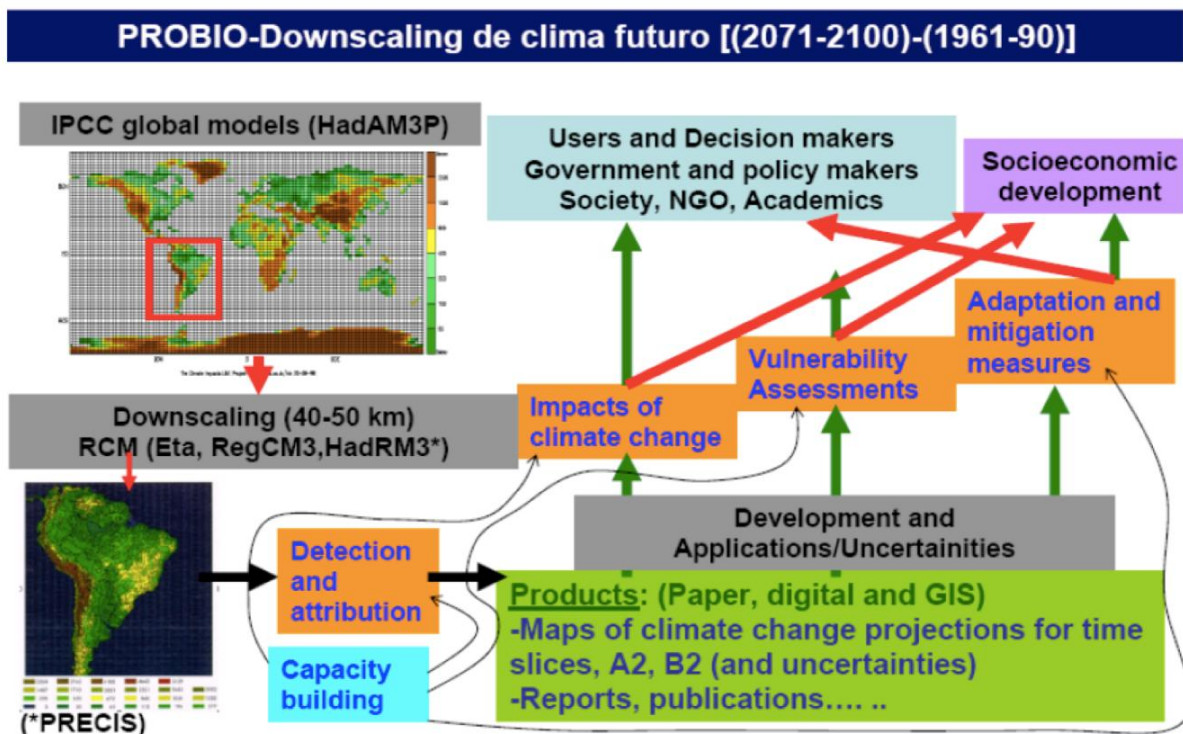


Figura 1. Esquema operacional de modelos globais e regionalização (“downscaling”) usando os modelos de IPCC e os modelos regionais Eta, RegCM3 e HadRM3.

Figura 11 Esquema operacional dos modelos globais e de regionalização “downscaling” utilizando os modelos do IPCC e modelos regionais Eta, RegCM3 e HadRM3. Fonte: Marengo *et al.* (2007).

Tais previsões auxiliam tomadores de decisão e a implementação de políticas públicas em diversos países preparando-os para possíveis mudanças a longo prazo.

Estudos atuais que contemplam o sistema climático e suas conexões com o uso da terra revelam que há uma necessidade de maior desenvolvimento de pesquisas que compreendam em profundidade os efeitos do desmatamento no ciclo hidrológico. Assim como outras variáveis físicas do clima (DRAPEAU e RONCHAIL, 2010) e como atividades antrópicas (agricultura, pecuária e desmatamento) vêm afetando o clima regional e local em áreas de floresta no Brasil.

Essas formas de alerta possibilitam uma adaptação mais eficaz às mudanças climáticas, reduzindo a vulnerabilidade das sociedades e possivelmente de sistemas agrícolas e ecossistemas naturais.

Devido à história recente de colonização da Amazônia Brasileira os dados climáticos e meteorológicos assim como as pesquisas locais da dinâmica climática tropical dificilmente ultrapassam os 40 anos de séries históricas, quando disponíveis os dados e pesquisas remetem à regiões próximas aos cursos d'água cujo acesso é facilitado devido às rotas de navegação dos Rios Amazônicos. Entretanto, a construção de eixos rodoviários como a Transamazônica e a BR-163 nas décadas de 70 e 80 do século passado, contribuíram para que fazendeiros e agentes governamentais aumentassem a aparelhagem de coleta de dados climáticos nas fronteiras de desmatamento, agricultura e em áreas do interior da floresta (DUBREUIL *et al.* 2010).

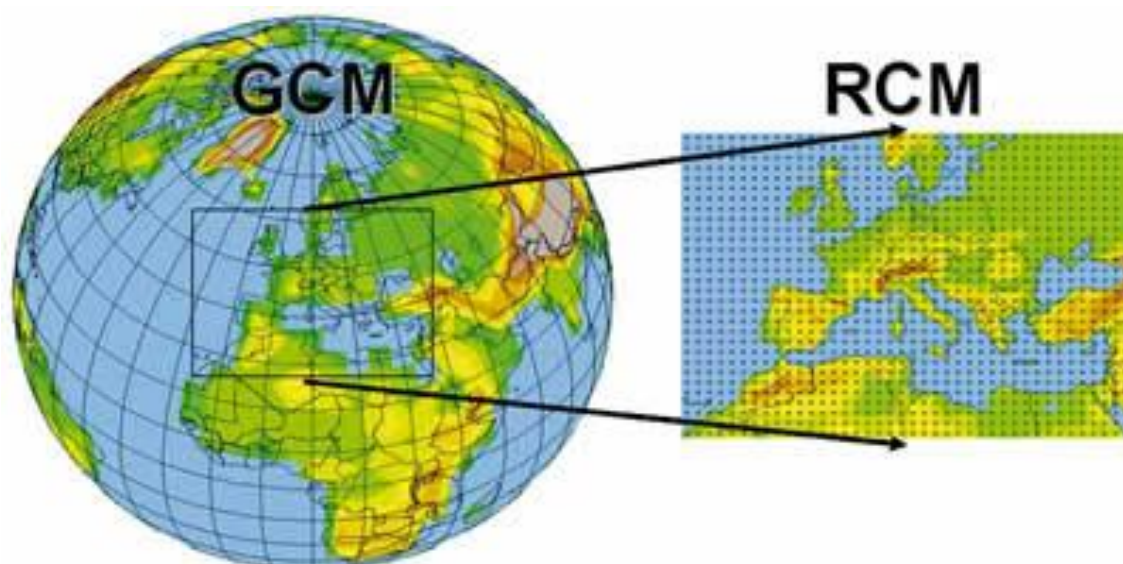


Figura 12 Modelo geral de Circulação com aplicação de downscaling (regionalização para o continente Europeu e o Norte da África). Fonte: Castro *et al.* (2005).

Neste século tecnologias como satélites, radares e estações meteorológicas de ponta permitem o monitoramento de diversos aspectos físicos e químicos do clima nas florestas, enriquecendo a qualidade e disponibilidade de dados climáticos e o entendimento de suas interações com o uso da terra na Amazônia.

Vemos portanto por meio das informações fornecidas no capítulo 1, que a ciência atual do clima principalmente em macro e meso escalas depende da utilização da computação avançada e de equipamentos apurados de sistematização e análise de dados. Essas técnicas em contínuo aperfeiçoamento permitirão a melhor compreensão das mudanças climáticas em longo e curto prazo. O impacto gerado pela ação antrópica nas condições atmosféricas também poderá ser melhor compreendido por meio do *input* de novas variáveis transdisciplinares, ainda não contempladas em todos os modelos.

No capítulo 2 a seguir serão abordados os principais sistemas e variáveis do Clima Amazônico no contexto climático brasileiro, até chegarmos nos fatores climáticos comuns ao Sul da Amazônia (área do estudo de caso), e suas características mais importantes. Posteriormente serão revistos os resultados gerados pela ciência da modelagem climática na Amazônia Brasileira e Meridional, bem como suas lacunas e deficiências.

CAPÍTULO 2 - A FLORESTA AMAZÔNICA E O CLIMA

Estudos climáticos têm como premissa a compreensão dos fenômenos em larga-escala que regem características climáticas específicas de climas regionais e locais. Com o intuito de melhor compreender estas complexas relações e variabilidades do clima decidimos por introduzir alguns aspectos básicos dos tipos de variabilidade climática com influência no clima Sul Americano, e conseqüentemente no Brasil e na Amazônia. A descrição destes mecanismos e características climáticas de larga e mesoescala tem como objetivo elucidar os estudos do clima regional e local propostos na tese.

Neste capítulo serão desenvolvidos os conteúdos referentes às características do Clima Amazônico no contexto Sul Americano e suas variantes específicas da pluviometria a partir de uma análise *escalar* para o clima Sul Amazônico. Também serão analisados os resultados gerados por estudos de modelagem climática e estatística na Amazônia Brasileira, e em suas áreas de transição com o Bioma Cerrado.

No capítulo 2 não pretende-se fazer uma descrição exaustiva dos fenômenos climáticos (já bem documentada por especialistas) mas somente situá-los entre as diversas características que compõem o clima Sul Americano. O capítulo iniciará com uma breve introdução sobre a Floresta Amazônica (item 2) para em seguida serem elencadas explicações sobre os tipos de variabilidades climáticas (item 2.1) e os fenômenos de escala sinótica (item 2.2) que atuam na América do Sul, para posteriormente descrever a interrelação destes na conformação do Clima Amzônico (item 2.3).

2. A AMAZÔNIA E O CLIMA SUL AMERICANO

As Florestas Amazônicas expandiram-se durante o período do Holoceno e regrediram nos períodos secos devido às forças externas do clima e do tempo (geradoras de distúrbios em ecossistemas). Sistemas naturais fechados como as florestas tropicais detêm alta complexidade e quando afetados por perturbações externas (por exemplo antrópicas) apresentam dois tipos de resposta: a) o retorno ao seu estado original após o fim da perturbação e b) grande perturbação quando o sistema se transfere para um estado diferente do original e persiste.

Apesar da premissa de que o Clima Amazônico é fortemente influenciado pelo aspecto vegetação-atmosfera, Marengo (2004) distingue-o a partir de algumas características físicas e de circulação de massas em larga e mesoescala (Figura 13). Segundo Marengo (2004), mesmo que a inclinação do sol controle o ciclo anual das chuvas, grande parte das precipitações na Amazônia são influenciadas por uma série de mecanismos, entre eles:

- convecção diurna profunda devido ao aquecimento na Amazônia Central;
- a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT);
- a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS);
- as temperaturas da superfície do mar (TSM);
- linhas de instabilidade originadas na boca do Rio Amazonas e impulsionadas pelos ventos alísios que atingem os Andes em direção ao interior do continente Sul-americano;
- atividade convectiva em meso-escala associada à penetração de sistemas frontais no Sul do Brasil;
- e o corredor de umidade chamado JBN (Jato Sul Americano a Leste dos Andes) que carrega ar úmido da Bacia Amazônica (BAM) especialmente durante o verão austral para o Sul do Brasil, Norte da Argentina e a região da Bacia do Prata.

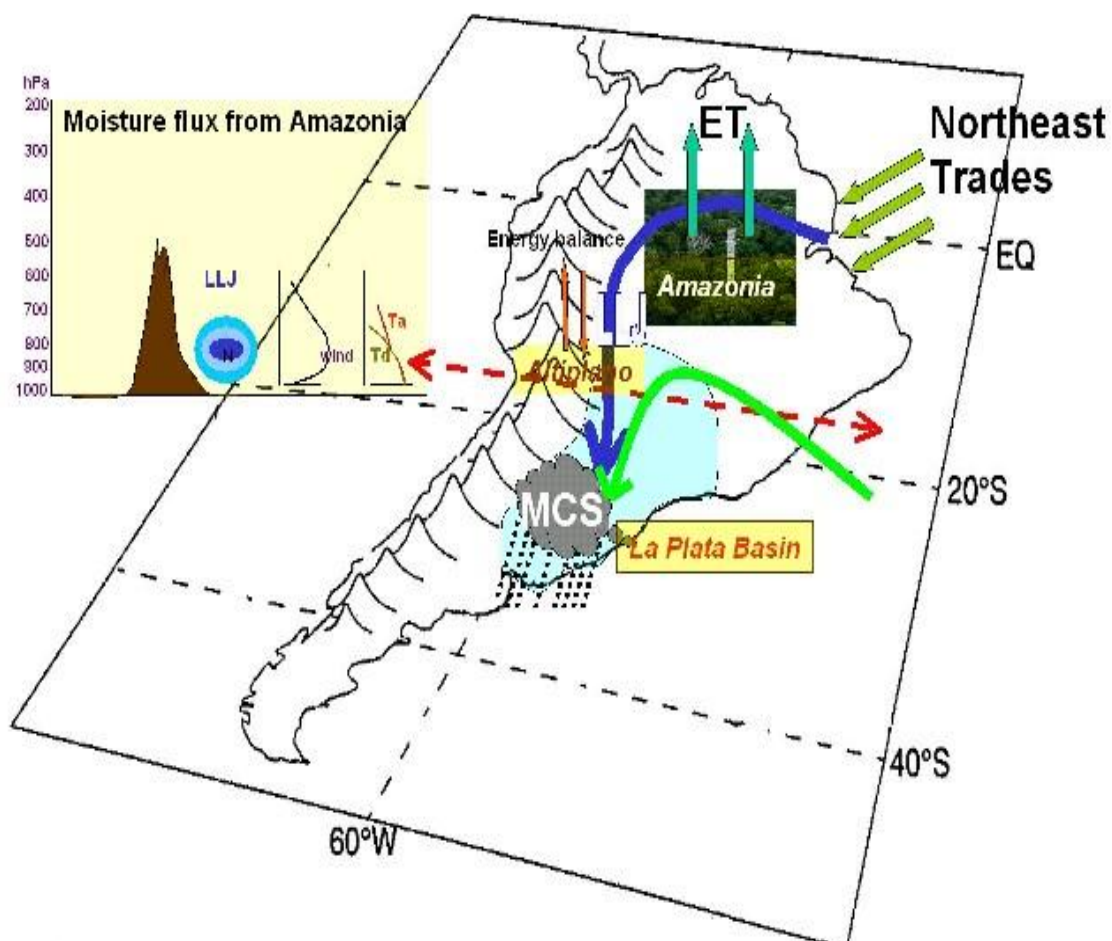
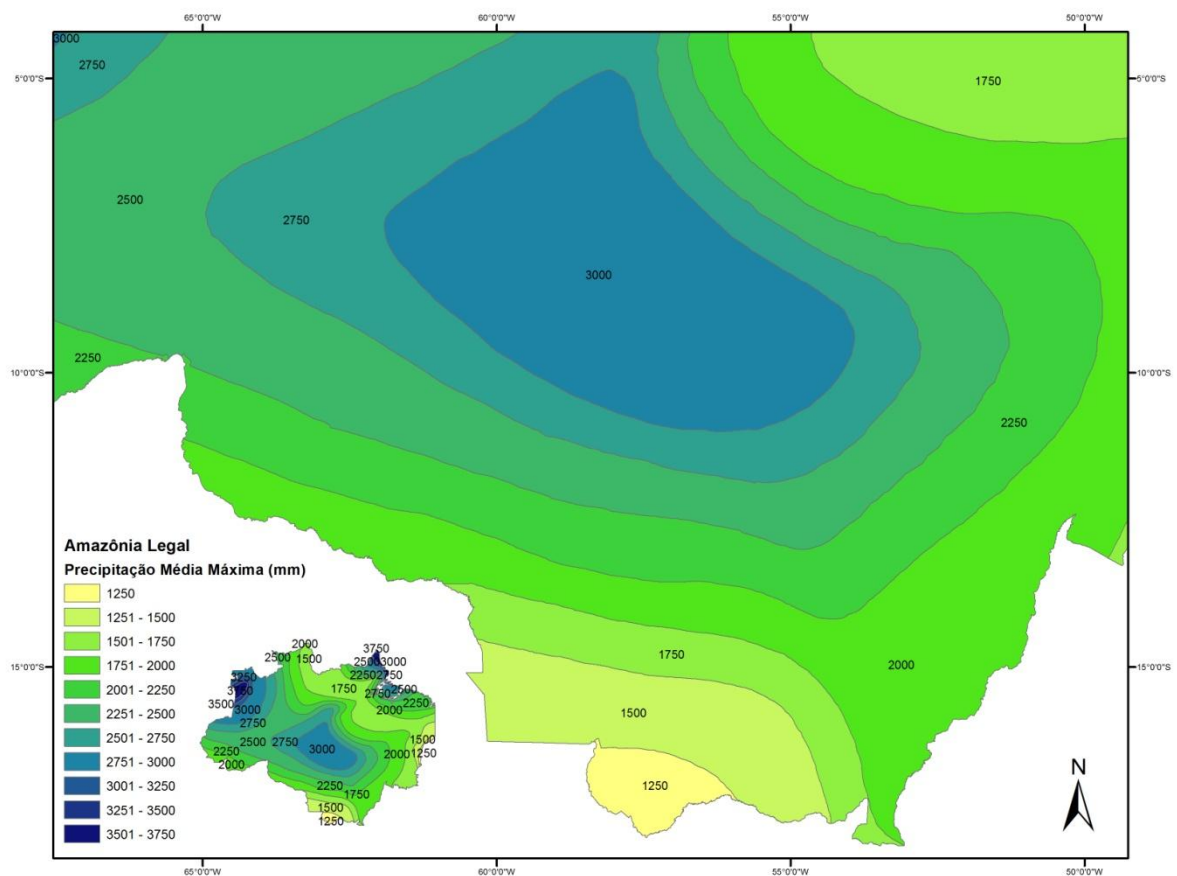


Figura 13 Modelo de transporte da umidade evapotranspirada da Amazônia e do Atlântico tropical por meio do jatos de baixos níveis ao longo da Cordilheira dos Andes para a região subtropical da América do Sul. Fonte: Marengo *et al.* (2004).

CAPÍTULO 2 - A FLORESTA AMAZÔNICA E O CLIMA

De acordo com Stickler *et al.* (2013) o vapor de água disponível para as precipitações no Brasil central durante o verão austral vem diretamente da Amazônia. A chuva primariamente ocorre por meio de sistemas convectivos organizados e impulsionados por instabilidade atmosférica, circulação de massas de ar e conexões com a superfície terrestre cuja variância de sazonalidade determina os totais pluviométricos precipitados e a erupção da estação chuvosa. Para RAMOS DA SILVA *et al.* (2011) grandes rios como os do norte da BAM servem de ancoradouro das “*estradas de nuvens*” produzidas por padrões atmosféricos quasi-estacionários horizontais (Zona de Convergência Intertropical). Simulações de resolução de nuvens na região de Caxiuanã no Pará na parte norte da BAM revelam que a heterogeneidade da superfície Amazônica produzida pelas florestas e os rios são fundamentais para a erupção e a evolução da convecção e das “*estradas de nuvens*”.

De acordo com o Instituto Nacional de Meteorologia (INMET, 2012) as precipitações na Amazônia podem variar de 1.500 a 3.000 mm anualmente com uma média de 2.000 mm (mapa 1).

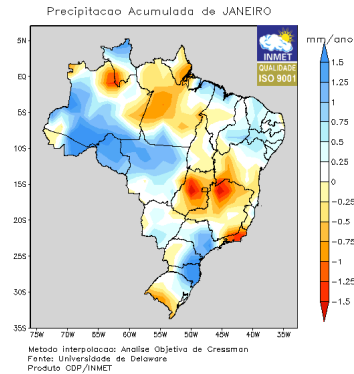


Mapa 1 Totais pluviométricos (média máxima) no Bioma Amazônico. Em média o Sul Amazônico recebe entre 1.800 a 3.000 mm de chuva. Fonte: IBAMA (2012), adaptado pelo autor.

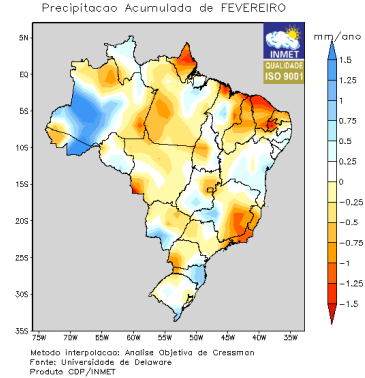
CAPÍTULO 2 - A FLORESTA AMAZÔNICA E O CLIMA

No conjunto de mapas 1.2 são ilustradas as tendências de mudanças anuais de 1961 a 2008 na pluviometria acumulada durante os meses do ano em todo no Brasil:

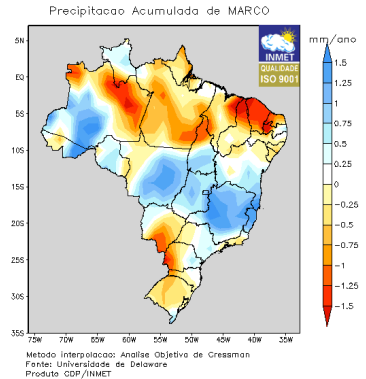
Tendência de Mudança Anual no Período de 1961 a 2008



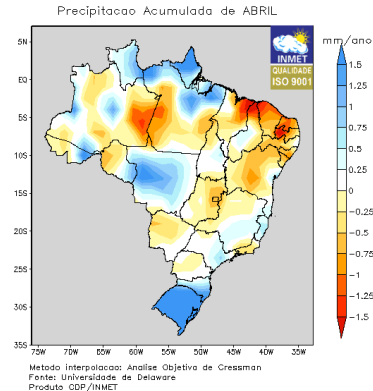
Tendência de Mudança Anual no Período de 1961 a 2008



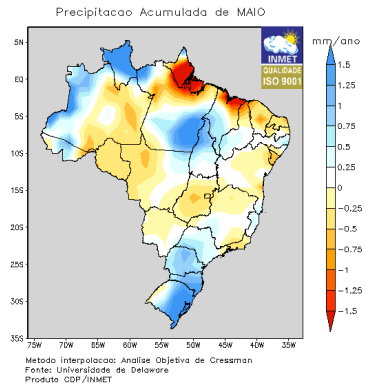
Tendência de Mudança Anual no Período de 1961 a 2008



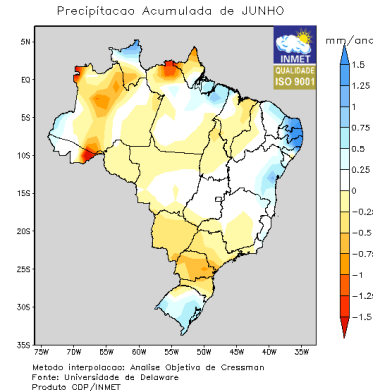
Tendência de Mudança Anual no Período de 1961 a 2008



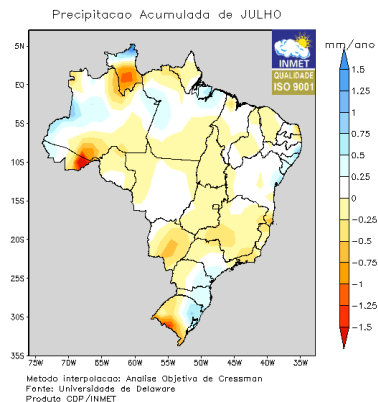
Tendência de Mudança Anual no Período de 1961 a 2008



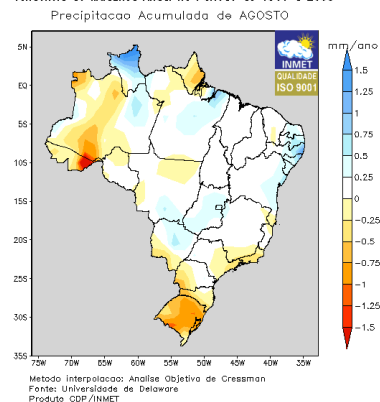
Tendência de Mudança Anual no Período de 1961 a 2008

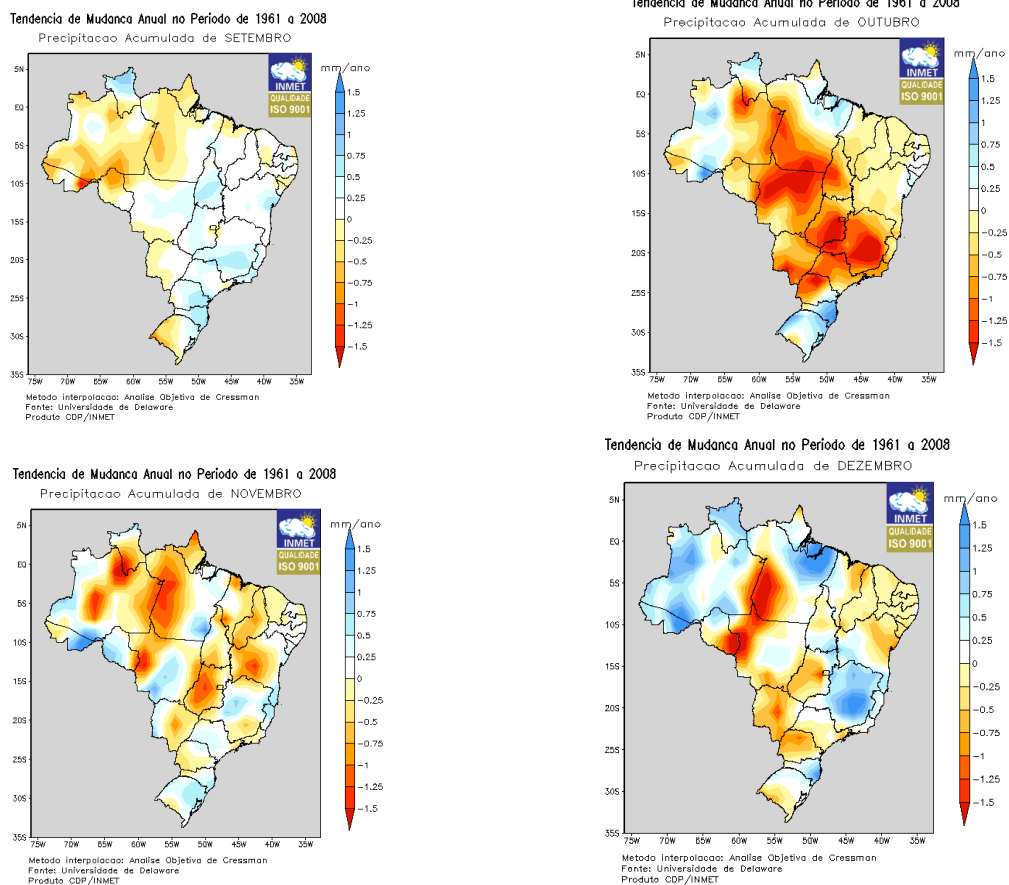


Tendência de Mudança Anual no Período de 1961 a 2008



Tendência de Mudança Anual no Período de 1961 a 2008





Mapa 1.2 Tendências de mudanças anuais na pluviometria acumulada durante os meses do ano em todo no Brasil (1961 a 2008). Fonte: INMET, 2012.

Segundo Salati e Vose (1984) cerca de 50% da água precipitada é evapotranspirada como vapor de água de volta à atmosfera, e desses 50% 48% retornam como chuva com média de reciclagem de 5,5 dias. Na Floresta Amazônica a evapotranspiração pode chegar a 2 m de água por ano (LOESCHER *et al.* 2005).

No oeste da BAM as precipitações ocorrem ao longo de todo ano, contudo nas áreas centrais ao leste e ao sul (Estado do Mato Grosso e Rondônia) existe um período de seca bem definido (figura 14). Outras características marcantes no sistema atmosférico-terrestre da Amazônia são: o baixo albedo, altas taxas de reciclagem de nutrientes, fortes fluxos de superfície devido à rugosidade e um alto potencial de armazenamento de água nos solos.

Durante as últimas três décadas centenas de cientistas se debruçam e buscam compreender em maior detalhe o clima das florestas tropicais em relação aos distúrbios dos tipos antrópicos e naturais. Apesar dos avanços no que tange os aspectos globais de circulação atmosférica, ainda existem lacunas importantes no entendimento do clima local ou regional e suas relações com a superfície terrestre.

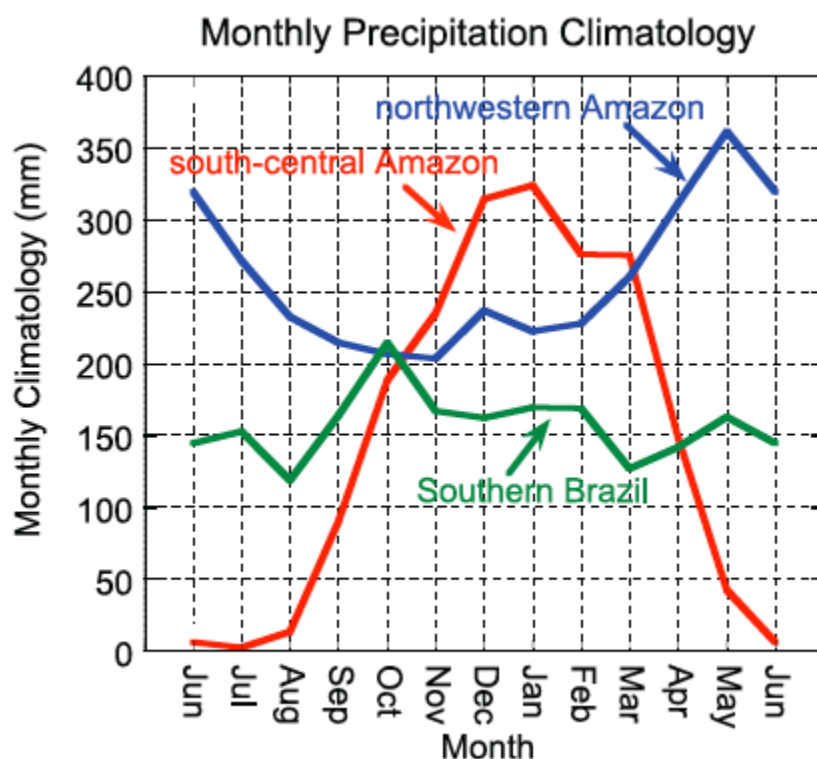


Figura 14 Climatologia mensal total de precipitação com resolução de 2,5 ° para pontos de grade centrado em (0 °, 67,5 ° W) (noroeste da Amazônia), (10 ° S, 52,5 ° W) (centro-sul do Amazonas) e (27,5 ° S, 52,5 ° W) (Sul do Brasil). Fonte: Adaptado de Liebmann e Mechoso (2011).

Mecanismos termodinâmicos e características intrínsecas da formação de áreas de instabilidade e o impacto do uso da terra nessas regiões ainda são relativamente desconhecidos, o que impõe certas restrições nas variáveis que servem de *input* na acoplagem de modelos climáticos atmosféricos-terrestres em áreas tropicais.

2.1 A VARIABILIDADE CLIMÁTICA EM LARGA-ESCALA E AS INTERAÇÕES OCEANO-ATMOSFERA

2.1.1 A Variabilidade intrasazonal na América do Sul

Um dos componentes da variabilidade intrasazonal na América do Sul é a *Oscilação Madden-Julian (OMJ)*. Este tipo de variabilidade climática caracteriza-se por uma célula de circulação zonal direta no plano equatorial, a qual se propaga para leste em um período de 30 a 60 dias com período de vida estimado em 50 dias. Esta variabilidade é o modo equatorial mais importante na escala intrasazonal com impactos nas distribuições anômalas de precipitação nos trópicos e subtropicais. A OMJ desempenha um papel importante na

variabilidade do clima em escala subsazonal, por exemplo modulando a ZCAS. A OMJ também influencia fenômenos de baixa frequência como o ENOS que tem forte acoplamento com a convecção, acelerando a propagação da variabilidade. A OMJ predomina no verão austral mas também conta com ramos de propagação no inverno austral em direção ao norte (Figura 15).

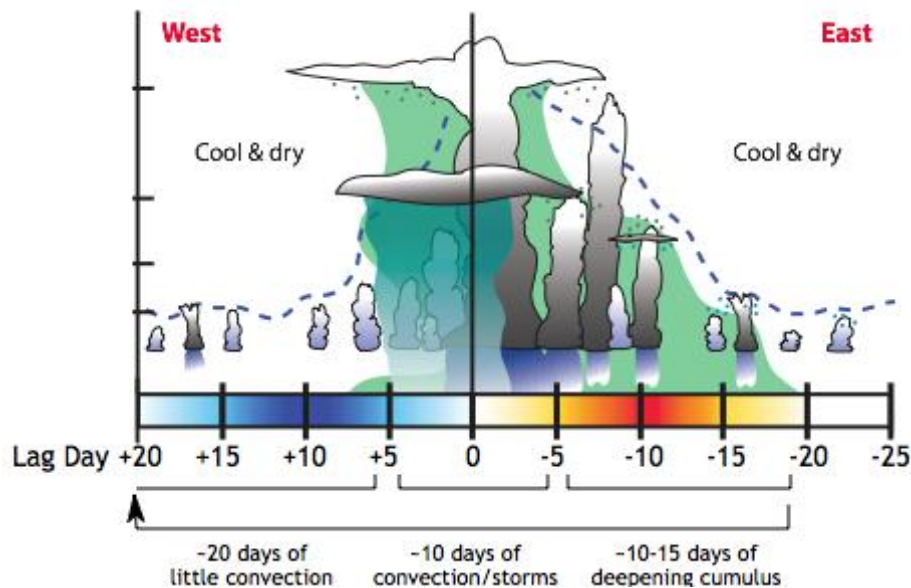


Figura 15 Movimento da Oscilação Madden-Julian. Forte convecção que começa no Oceano Índico e se move para o leste ao longo do equador. Normalmente se move lentamente mas pode enfraquecer e se transformar em um tipo menor, mais rápido de tempestade, uma vez que continua a marchar através do Oceano Pacífico. Fonte: <http://www.cmmmap.org/learn/climate/ncchange5.html>

Dois mecanismos auxiliam na propagação para leste da convecção associada com a OMJ, sendo um de caráter local e o outro de escala global. No mecanismo local as anomalias convectivas no oeste da América do Sul têm como resposta uma onda equatorial de *rossby* que cria a leste novas anomalias com sinal oposto, enquanto as anomalias a oeste se reduzem e permitem que novas anomalias se expandam para o leste por meio da onda equatorial de *kelvin*⁴.

No outro mecanismo a convecção aumentada no Pacífico Oeste acaba por excitar as anomalias negativas de pressão ao nível médio do mar, expandindo-se rapidamente para leste como uma onda equatorial de *kelvin* seca. As regiões montanhosas dos Andes e do

⁴ Kelvin é uma onda no oceano ou atmosfera que equilibra a força de Coriolis da Terra contra uma barreira topográfica, como uma linha de costa, ou um guia de ondas, como o equador. Uma característica de uma onda de Kelvin é a não dispersividade, ou seja, a velocidade de fase das cristas de onda é igual à velocidade de grupo da energia das ondas para todas as frequências. Isto significa que mantém a sua forma no sentido ao longo da costa e ao longo do tempo.

Himalaia retardam a OMJ a oeste, ao passo que a região leste da América do Sul mostra fortes sinais de um aumento na frequência dos extremos climáticos durante situações ativas de OMJ (KAYANO e KOUSKY, 1999).

2.1.2 Variabilidade Interanual na América do Sul

A principal fonte de variabilidade interanual na América do Sul é o fenômeno ENOS. O ENOS é bastante estudado por cientistas. Este fenômeno de abrangência global funciona como uma oscilação acoplada do oceano-atmosfera que produz alterações na superfície do mar, na pressão, nos ventos e na convecção tropical. Suas características são mais facilmente observadas no Oceano Pacífico com reflexos em outros lugares do planeta como o Brasil. As fases opostas deste fenômeno são chamadas de El Niño e La Niña (Figuras 16 e 17).

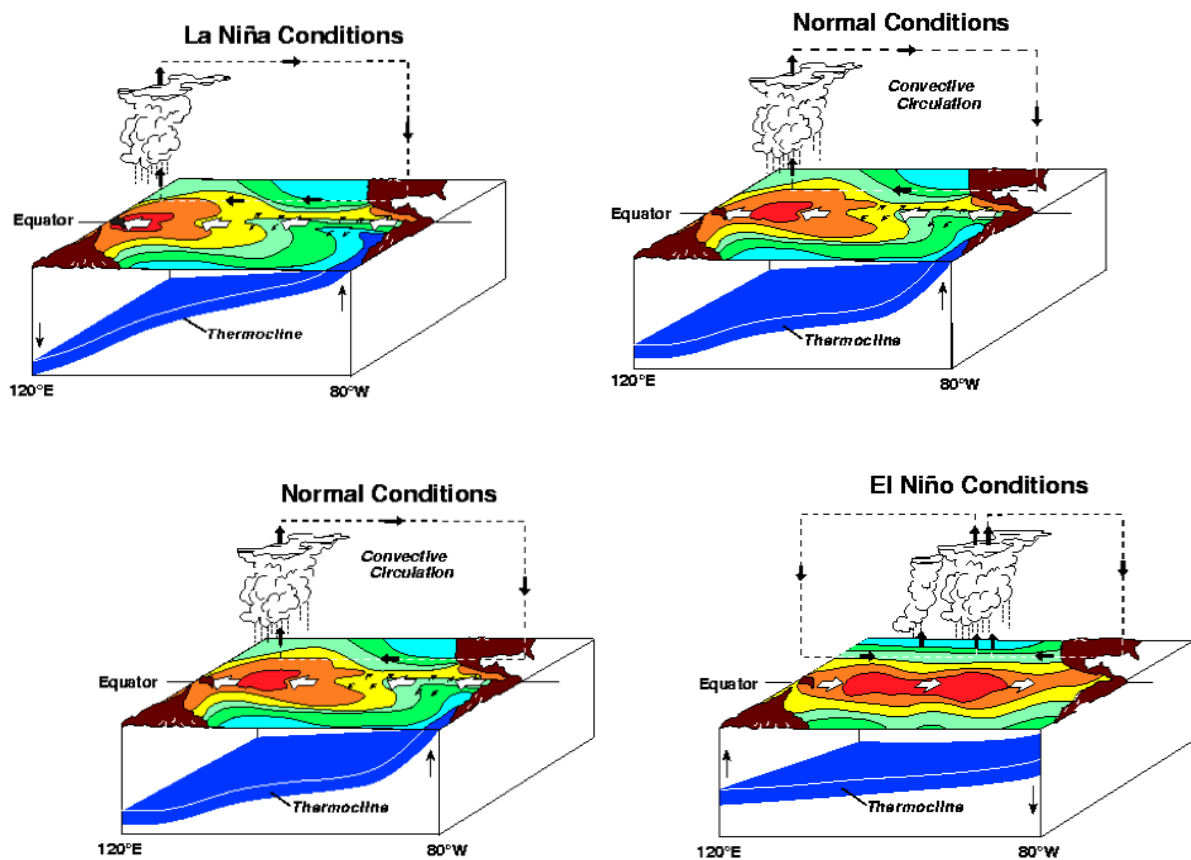


Figura 16 Fenômeno La Niña e El Niño em comparação com as condições normais. Na fase fria há maior subsidência do ar sobre o oceano (temperaturas mais frias da superfície do ar) ao aposto da fase quente El Niño. Fonte: Adaptado de <http://www.cyclonextreme.com/meteorologieelnino.htm>

Nos trópicos as anomalias positivas de TSM geradas pela intensificação do fenômeno El Niño aumentam o fluxo de calor e umidade na atmosfera, diminuindo a pressão na superfície e aumentando a convergência de baixos níveis. A diminuição da pressão produz anomalias opostas as quais podem perturbar a circulação atmosférica em locais remotos, produzindo variações nas precipitações e na temperatura até em regiões extratropicais.

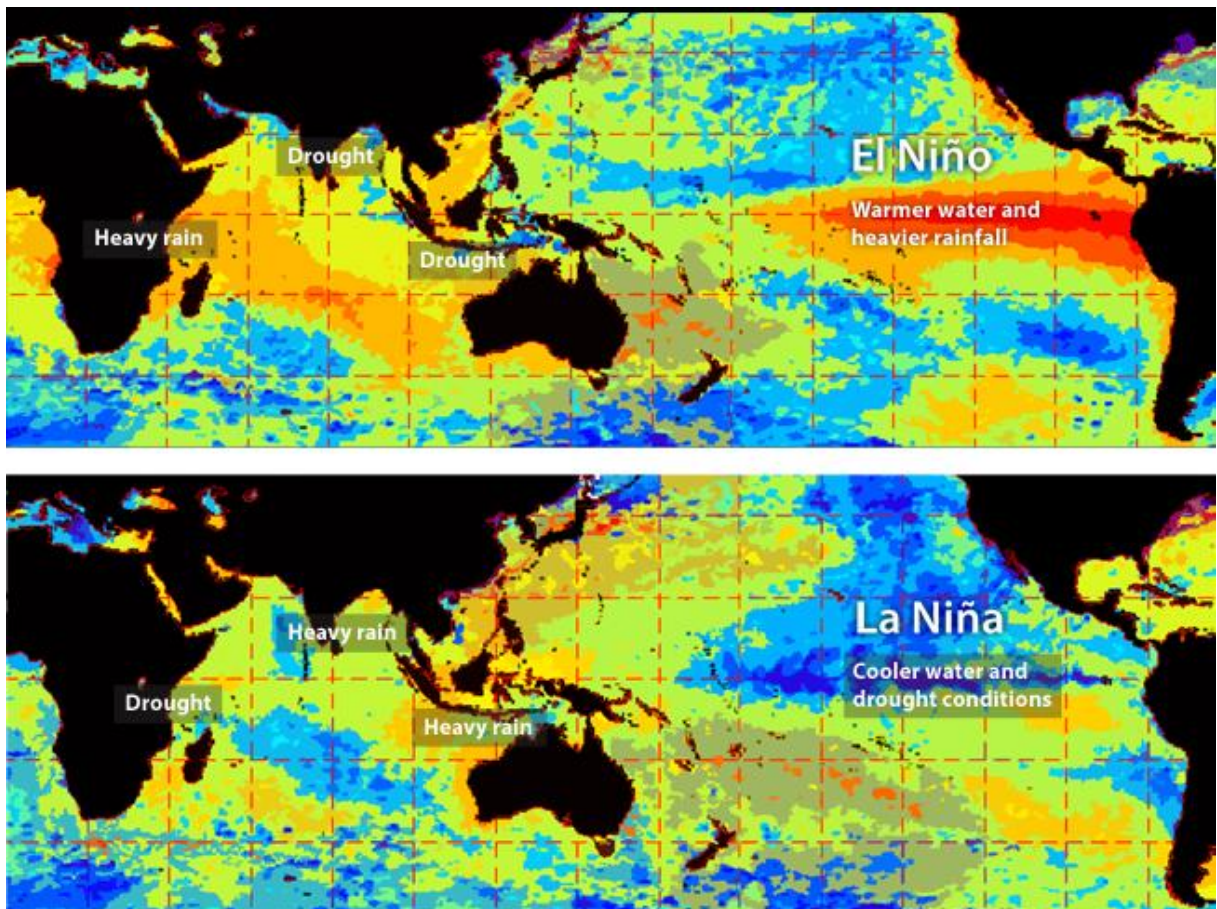


Figura 17 Causas e efeitos do El Niño e La Niña no Oceano Pacífico. Fonte: Adaptado de <http://www.cyclonextreme.com/meteorologieelnino.htm>

O fenômeno ENOS é a principal fonte de variabilidade interanual do clima no Brasil. Padrões dipolos são comuns durante as fases deste evento no norte e sul brasileiros. Esses padrões estão associados a uma anomalia de circulação rotacional no Sudeste do Brasil que conduz o fluxo de umidade para o centro-leste brasileiro (atividade ciclônica), ou para o sudeste da América do Sul (atividade anticiclônica). As anomalias de circulação e transporte de umidade associadas aos eventos ENOS explicam também as anomalias de chuvas observadas.

O efeito do fenômeno ENOS sobre as temperaturas não é tão forte quanto sobre a

precipitação. Durante o inverno há significativa anomalia positiva de temperatura nos subtrópicos da América do Sul com seu centro no norte da Argentina e estendendo-se sobre o Sul do Brasil durante a fase quente El Niño. Já o oposto ocorre no fenômeno La Niña.

As fontes anômalas tropicais de calor associadas aos episódios de ENOS perturbam as circulações divergentes sobre a América do Sul das células de Walker (zonal) e das células de Headley (Meridional), produzindo sequências de ondas de Rossby (devido à divergência anômala em altos níveis da atmosfera) as quais são anomalias de circulação rotacional que se propagam para os extratropicos com importantes efeitos sobre as temperaturas e precipitações nos subtrópicos e extratropicos do continente Sul Americano.

Forçantes externas como as TSM no fenômeno ENOS produzem variações atmosféricas mais previsíveis. Em anos extremos do fenômeno ENOS as previsões são certas, já a variabilidade interna reduz sua previsibilidade e a variabilidade interna da média sazonal é resultante da variabilidade intrasazonal. Para contribuir para a variabilidade interanual do fenômeno a variabilidade intrasazonal dominante deve ter o mesmo padrão espacial do modo interanual (GRIMM, 2004).

2.1.3 Variabilidade Decenal e Multidecenal na América do Sul – variabilidade climática de baixa frequência

A Variabilidade Decenal e Multidecenal ocorrem no Pacífico e no Atlântico superpostas aos modos interanuais como o ENOS podem alterar o efeito deste em algumas regiões do globo. Na variabilidade PNM Pacífico Norte América as interações ar-mar em latitudes médias forçam a variabilidade cuja atribuição da mudança se dá as anomalias de TSM nas regiões centrais e ao oeste do Pacífico Equatorial. Quando associadas ao fenômeno ENOS elas podem provocar anomalias em grande escala da circulação do Pacífico Norte Extratropical visto que sozinho este fenômeno não é capaz de gerar anomalias de TSM desta magnitude. As anomalias de TSM tropicais podem induzir anomalias de TSM extratropicais via atmosfera por meio do padrão Pacífico Norte América. Entretanto a remoção do modo ENOS não afeta a estrutura modal dessa oscilação.

A fase quente da PNM também chamada de ODP (Oscilação Decenal do Pacífico) configura-se como um forte sistema de baixa pressão das aleutas (águas de superfície mais frias do que o normal no Pacífico norte central e oeste, e mais quentes do que o normal na costa oeste das Américas, e no Pacífico Tropical e leste) (Figura 18). A fase oposta (ODP) tem sinais com padrões invertidos com mudanças de fase abrupta entre 20-30 anos. Alguns consideram a ODP um tipo de ENOS de longa duração.

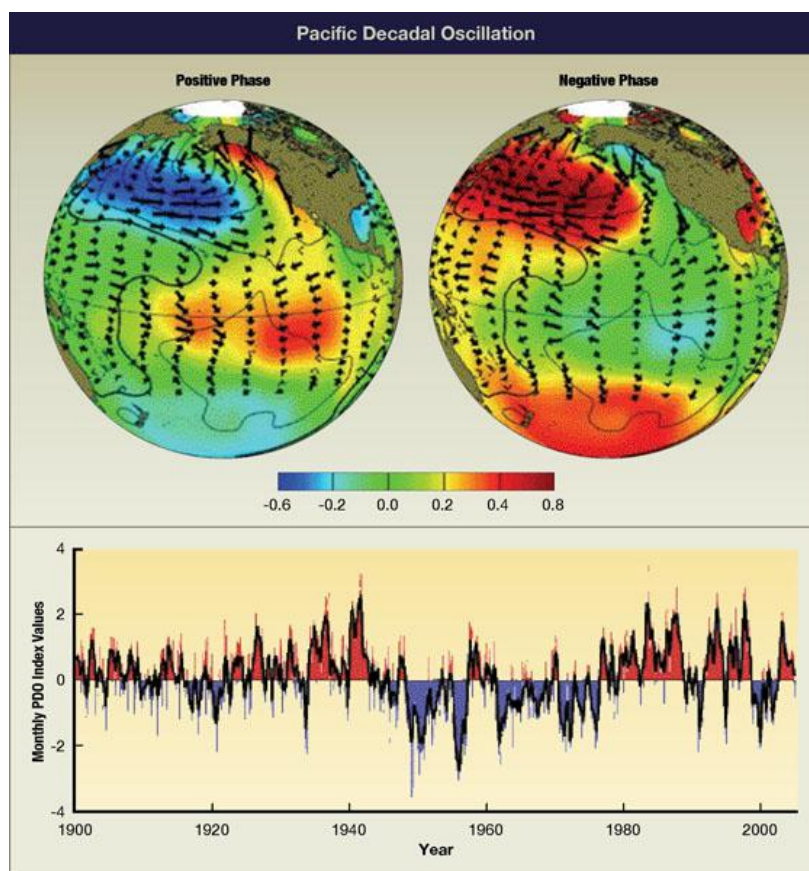


Figura 18 Fase fria e quente da ODP. Fonte: Adaptado de S. Hare and N. Mantua, University of Washington. <http://www.usgcrp.gov/usgcrp/ProgramElements/recent/waterFY2004-5.htm>

A variabilidade decenal e multidecenal do Pacífico pode ter dois modos coexistentes, um restrito às médias latitudes do Pacífico Norte com período de oscilação de 50 anos, e outro com sinais comparáveis aos trópicos e extratropicais com período de oscilação de 20-30 anos. Na fase fria da ODP os eventos têm frequências equivalentes e na fase quente os eventos são mais frequentes e intensos.

Já a variabilidade climática do Oceano Atlântico Tropical inclui vários modos de flutuações da escala interanual a decenal. Flutuações de ATSM (anomalias das temperaturas da superfície do mar) em ambos lados do Atlântico Tropical são partes de dois modos decenais de periodicidade distinta, separados pela ZCIT. A variabilidade decenal de TSM no Atlântico Tropical manifesta-se por meio dos modos citados de ATSMs que evoluem na escala decenal e dependem da propagação meridional de ATSM. Este modo dipolo perdura por somente alguns meses e cria condições dinâmicas e termodinâmicas associadas que interferem na posição e na intensidade da ZCIT influenciando o clima no nordeste do Brasil (NEB).

Já os padrões de teleconexões do tipo ENOS associados a ODP ocasionam via

Oceano Atlântico Norte a formação de um gradiente meridional de ATSM no Atlântico Tropical que modula a posição e a intensidade da ZCIT afetando a precipitação no NEB. Os padrões de teleconexões do ENOS relacionados às variações de precipitações na América do Sul são mais intensos quando o ENOS e a ODP estão na mesma fase (o oposto também é verdadeiro). Durante a fase neutra as anomalias da ODP de precipitação na América do Sul associadas aos eventos de El Niño e La niña mostram magnitudes comparáveis porém com sinais opostos. A ODP e o ENOS podem ter efeitos cobinados nas distribuições anômalas da precipitação em algumas regiões, agindo construtivamente quando estão na mesma fase e destrutivamente quando estão em fases opostas (KAYANO e ANDREOLI, 2006).

2.1.4 Teleconexões na América do Sul

As teleconexões estão baseadas em 3 processos principais determinados por ondas atmosféricas, continuidade da massa e mudanças de fase líquida ou sólida. Em outras palavras são anomalias que ocorrem em uma região associadas à anomalias em regiões remotas. As teleconexões caracterizam-se por um padrão recorrente e persistente de anomalias de uma variável, e também podem ser descritas como modos preferenciais de variabilidade de baixa frequência persistindo por várias semanas ou meses, e até mesmo tornando-se dominantes por anos consecutivos. Este tipo de fenômeno faz parte da variabilidade interanual e interdecenal da circulação atmosférica.

Normalmente teleconexões são de escala planetária cobrindo oceanos e continentes. Existem três grandes tipos de Oscilações Atmosféricas atreladas ao sistema de teleconexões: a Oscilação do Atlântico Norte, A Oscilação do Pacífico Norte, e a Oscilação Sul com centros de ação nos trópicos do Hemisfério Sul (Figura 19). A teleconectividade resulta de uma matriz de correlação ao se calcular a correlação temporal entre anomalias de uma variável em um ponto de grade e anomalias dessa variável em todos os outros pontos. As funções ortogonais empíricas são utilizadas para o estudo destas.

As teleconexões podem ter forçantes tropicais, extratropicais e internas. Uma perturbação que force o escoamento ao descolar-se latitudinalmente com uma variação da força coriolis⁵ (1) gera um trem de ondas⁶ e convecção anômala na região tropical, que por sua vez acarreta (2) em divergência em altos níveis (3) a qual age como uma forçante das ondas de *rossby* (4) (Figura 20) as quais se propagam para os extratrópicos na configuração das teleconexões, estabelecendo a interação trópicos-extratrópicos.

⁵ A força de Coriolis caracteriza-se por ser uma força de inércia que atua juntamente com a força de arrastamento e a força centrífuga, sobre um corpo cujo sistema de referência se encontre em rotação. É perpendicular ao plano definido pelo eixo de rotação e pelo vetor velocidade.

⁶ Os trens de ondas apresentam uma forma de arco, a onda propaga-se para os extratrópicos onde o grupo meridional se anula. A onda propaga-se outra vez para os trópicos sendo absorvida ou refletida.

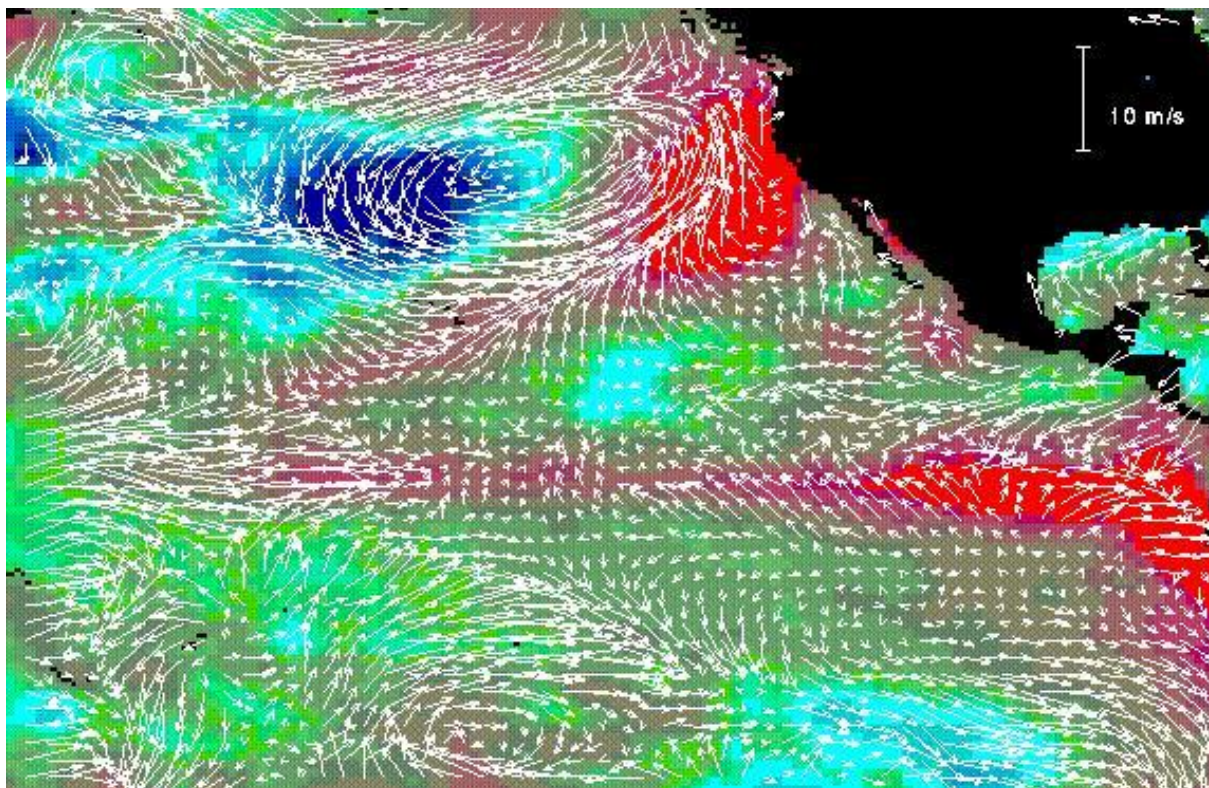


Figura 19 Uma imagem da "teleconexão" entre o aquecimento de água equatorial associado com El Niño e o aquecimento das águas costeiras da América do Norte por meio de padrões de vento. Fonte: NASA <http://www.jpl.nasa.gov/elnino> .

Na América do Sul as principais teleconexões são interanuais e intrasazonais. O continente é afetado pela configuração de onda 3 representada por uma das cristas ou cavado ao sudeste do continente, o qual tem importante relação com os eventos de bloqueio atmosférico. O polo tropical zonal associado à oscilação de *Madden-Julian* também influencia a convecção quando a ZCAS está deslocada para o norte (CALVALCANTI, 1992).

No estágio de desenvolvimento do El Niño ocorrem anomalias de circulação anticiclônica na alta troposfera nos subtrópicos, associadas à convecção equatorial anômala. No verão austral no estágio maduro do evento El Niño há um fortalecimento do par de anticiclones equatoriais anômalos. O aumento do aquecimento tropical durante o El Niño afeta a circulação média zonal nos trópicos e subtrópicos, e com isto verifica-se um aumento da temperatura média zonal na média e alta troposfera tropical associada à liberação de calor latente na região de aumento da convecção, e o aquecimento adiabático nos ramos descendentes das circulações anômalas das células de Walker e Hadley.

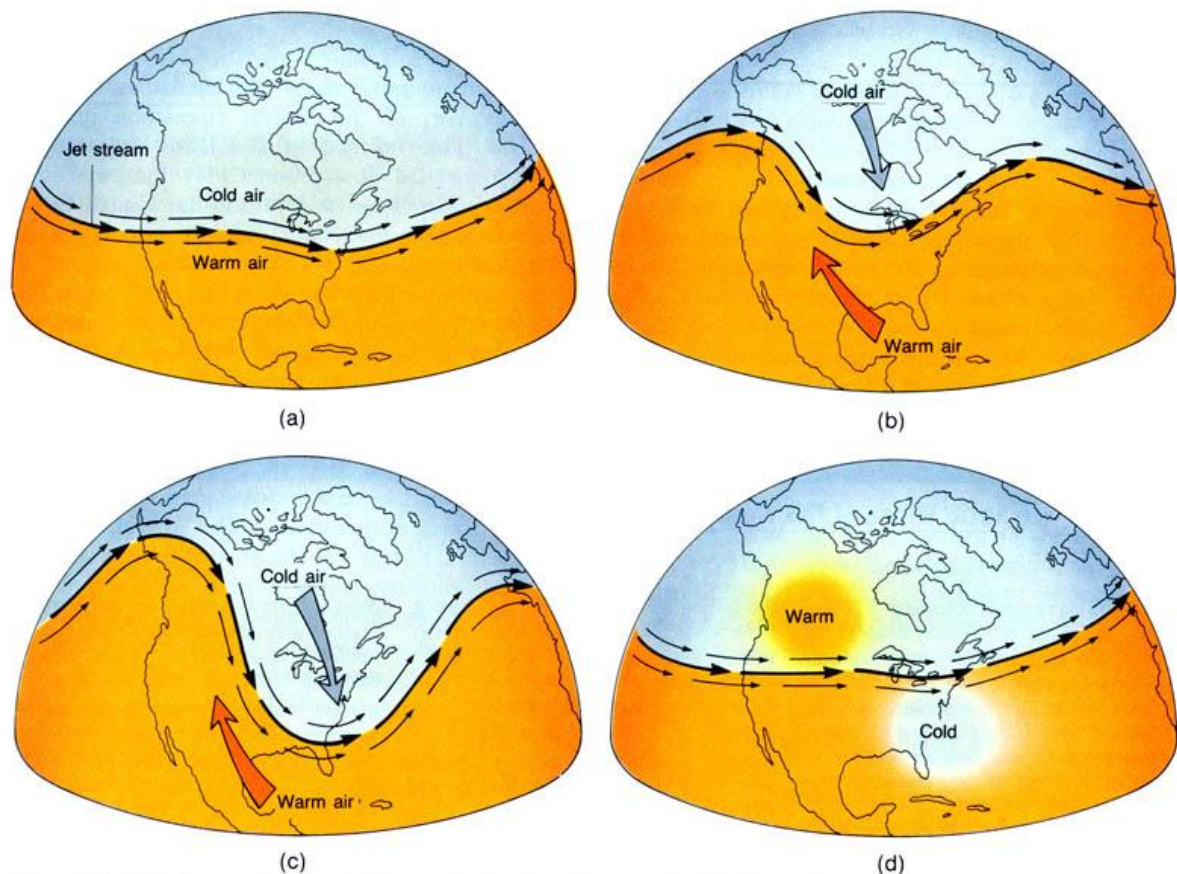


Figura 20 As ondas de rossby são alterações cíclicas que ocorrem na corrente de ar do nível superior dos westerlies. O fluxo, que tem as correntes de jato como seu eixo, começa quase em linha reta e, em seguida, desenvolve meandros que, eventualmente, são cortadas para fora. Fonte: Namias NOAA http://www.ees.rochester.edu/fehnlab/ees215/fig17_9.jpg

2.1.5 Interação Oceano Atmosfera na América do Sul

Na América do Sul o oceano supre a atmosfera com vapor d'água e energia que influencia o ciclo hidrológico e energético da atmosfera fornecendo água para os oceanos em forma de chuva e energia, por consequência afetando a termoclina e as correntes oceânicas superficiais geradas pelos ventos. A TSM tem papel importante também pois por meio dela a energia em forma de fluxo de calor é trocada entre a atmosfera e o oceano. Pequenas variações na TSM geram impactos no escoamento atmosférico e nos sistemas meteorológicos.

Na América do Sul e no mundo a Confluência das Malvinas é uma das zonas mais energéticas. As águas da Corrente Brasileira (CB) e da Corrente das Malvinas (CM) geram grande atividade em mesoescala com meandros e vórtices típicos da região. O contraste térmico entre 2 massas de água produzem gradientes de *momentum* e calor e de fluxos

verticais de descontinuidade entre os fluídos do oceano e atmosfera. Estes fluxos afetam a estrutura dinâmica e termodinâmica na camada limite planetária (CLA⁷) por meio da retroalimentação entre os oceanos e atmosfera (Figura 21). As instabilidades causadas pela interação entre as águas quentes da CB e as águas frias da CM produzem feições de mesoescala que são somadas às instabilidades da CB e CM dominando a dinâmica da região da CBM – Corrente Brasil Malvinas.

Os vórtices gerados nestas correntes são considerados estruturas fundamentais para a mistura de propriedades (sal, calor, momento, nutrientes). Na região da CBM existe excesso de precipitação sobre evaporação, principalmente na região subantártida. A translação para o sul de vórtices quentes oriundos da CB fornece sal e calor que contribuem para o balanço termoalino das águas subantárticas.

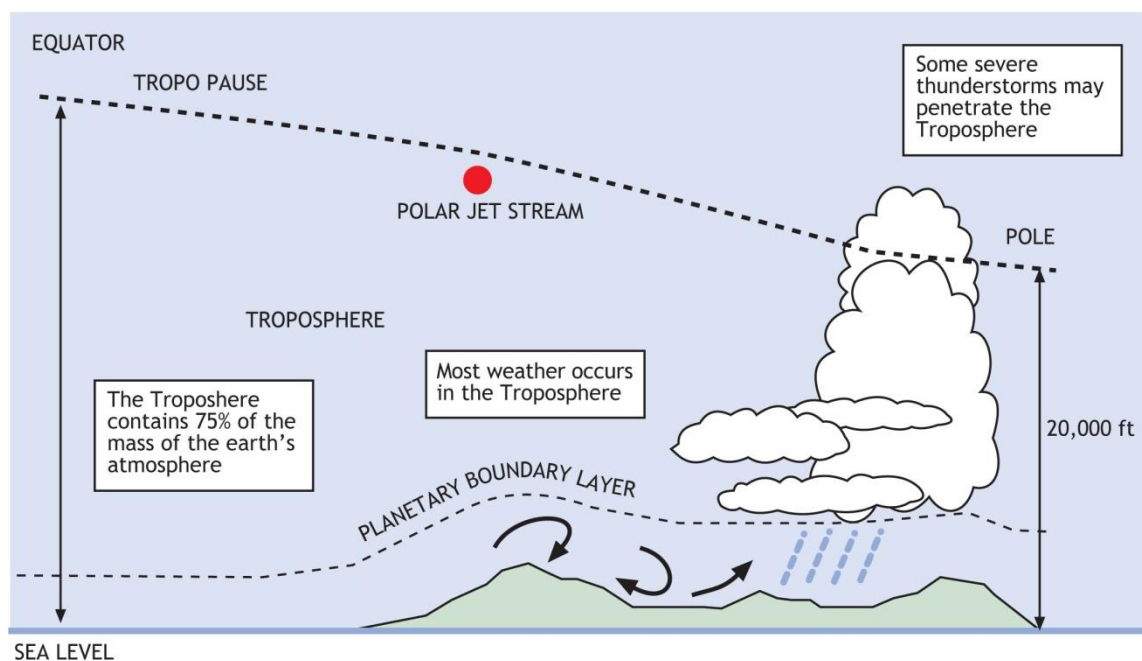


Figura 21 A camada limite planetária (CLP) é a parte inferior da troposfera, que é diretamente influenciada pela superfície da Terra (representada pela linha traçada inferior na figura) . Fonte: (http://www.skybrary.aero/index.php/Planetary_Boundary_Layer).

Processos turbulentos que ocorrem em pequenas escalas temporais e espaciais podem induzir variações na evolução do processo de grande escala, enquanto os processos de larga escala têm influência direta nos fenômenos meteorológicos que afetam as regiões costeiras da América do Sul.

Na ausência de sistemas atmosféricos de grande escala atuando na região, a frente

⁷ A Camada Limite Atmosférica (CLA) ou Camada Limite Planetária (CLP), como também é conhecida, com altura típica de 1 km, situa-se na baixa troposfera e assim sofre diretamente a influência da superfície. A escala de tempo dos fenômenos da CLA é igual ou inferior a uma (1) hora.

oceânica que caracteriza a CBM modula a CLA e assim no norte da CBM as águas mais quentes provocam mudanças na estabilidade estática da CLA afetando a variabilidade e magnitude dos ventos. A CLA torna-se instável e turbulenta sobre águas mais quentes aumentando a transferência de momento para baixo e cisalhamento vertical do vento na CLA é reduzido contribuindo para ventos mais intensos na superfície do mar. Situação oposta verifica-se sobre águas mais frias onde a CLA é mais estável e os ventos mais fracos na superfície.

Portanto ventos fortes são observados sobre águas quentes indicando uma CLA instável (o inverso também é verdade). A CLA portanto é modulada pelos fortes gradientes superficiais termais causados pelo encontro das águas quentes transportadas pela CB com as águas frias transportadas pela CM (PEZZI e BUSS DE SOUZA, 2005).

2.2 FENÔMENOS CLIMÁTICOS E METEOROLÓGICOS SINÓTICOS NA AMÉRICA DO SUL

A seguir descrever-se-á tópicos cotemplando diversas características de circulação de massas de ar em larga e mesoescala (Análise Sinótica) na América do Sul. Essas características corroboram para o complexo funcionamento do Clima Amazônico e elucidam o entendimento de fenômenos em escala regional e local e suas correlações com os demais fenômenos discutidos no sub-item 2.3.

2.2.1 Zona de Convergência Intertropical ZCIT

É composta pela zona de confluência dos alíseos na região do cavado equatorial, em áreas de máxima TSM, máxima convergência de massa, e banda máxima de cobertura de nuvens convectivas. De março a abril a ZCIT se posiciona ao sul da região de convergência horizontal dos ventos, com mínimos valores de radiação de onda longa (Figura 22). A ZCIT aparece de maneira irregular e frequentemente desconecta sobre os continentes, se comparado a seu desenvolvimento sobre áreas oceânicas. A banda principal da ZCIT é sempre maior no Hemisfério Norte, e uma banda secundária no Hemisfério Sul. A ZCIT tem defasagem de 2 meses de atraso no seu deslocamento em relação ao ciclo solar.

A ZCIT também pode ter interrupção de seu deslocamento para o sul durante anos secos, retornando para 1,5° para o norte, e novamente para o sul ocorrendo nos meses de fevereiro e março. Em anos de seca no sul, a ZCIT migra para o norte em fins de fevereiro e início de março, e nos anos chuvosos somente inicia sua migração em fins de abril, e início de maio. Quando o América do Sul está mais aquecida que o normal a ZCIT descola-se para o sul (composto frio), ocasionando mais chuvas. Em anos de La Niña a ZCIT situa-se

anomalamente no norte de sua posição climatológica, que depende fortemente das temperatura das águas do ANT (MELO *et al.*, 2002).

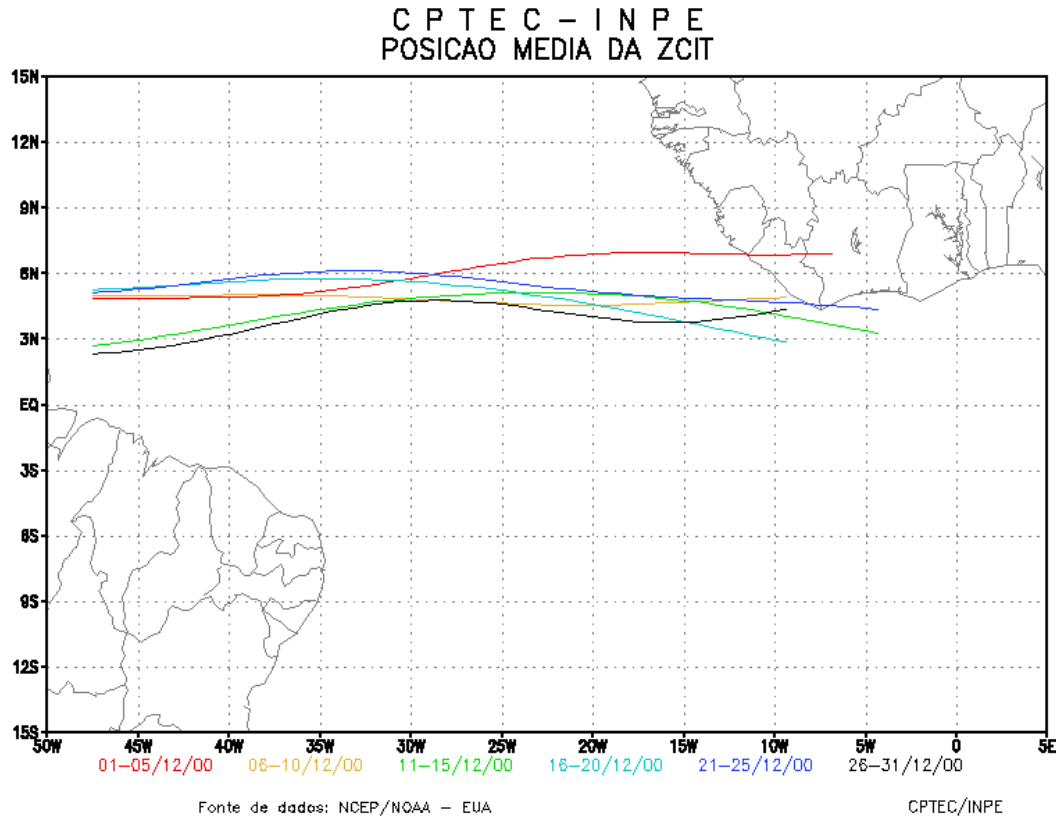


Figura 22 Trajetória média da Zona de Convergência Intertropical o mês de Dezembro do ano de 2000. Fonte: CPTEC, INPE, (2012).

2.2.2 Zona de Convergência do Atlântico Sul ZCAS

Atividade convectiva que se inicia no oeste da Amazônia e se dirige ao sudeste do Brasil. Também chamada de zonas de precipitações subtropicais. Forma-se ao longo de jatos subtropicais a leste de um cavado que permanece situado à nordeste e sudeste da banda de convecção associada à monção tropical (Figura 23). A existência se dá por meio de 2 condições: 1- jatos subtropicais fluindo nas latitudes subtropicais e 2- fluxo de baixos níveis em direção ao polo, ao longo à periferia a oeste das altas subtropicais. A transiência pode ser indiretamente inferida pelo desvio padrão da radiação da onda longa, emergente nos meses de verão. Dividi-se áreas com máxima atividade convectiva como na Amazônia, e variabilidade subsazonal nas regiões costeiras e oceânicas.

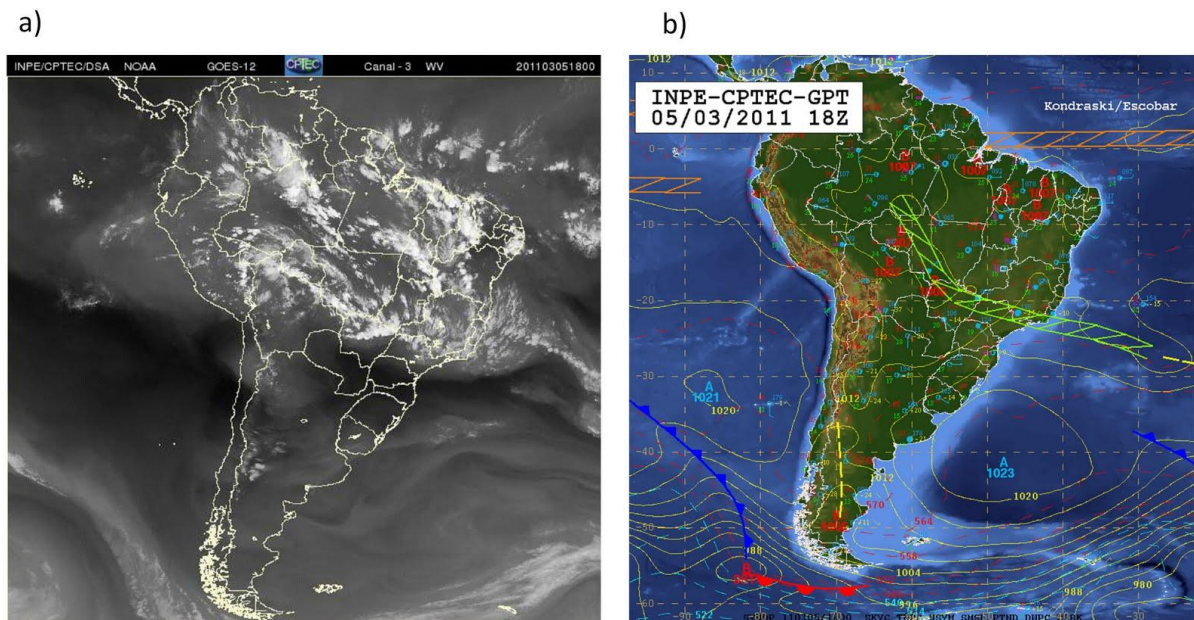


Figura 23 Na figura (a) a imagem da Zona de Convergência do Atlântico Sul no canal 3 do satélite GOES no dia 5 de Março de 2011, às 18 horas. Na figura (b) a carta sinótica. Fonte: CPTEC, INPE. (2012).

A ZACS pode ser bastante intensa tanto sobre o oceano quanto sobre as áreas continentais. No oceano os distúrbios estão ligados com a propagação de trens de ondas de latitudes médias, ligadas a distúrbios intrassazonais tropicais, com maior intensidade em fases de El Niño. Há uma grande variabilidade no fenômeno sendo que esta pode ser influenciada por sistemas frontais vindos do sul, e reenforçada por atividade convectiva no Oeste da Amazônia. As anomalias intrassazonais são fases alternadas de aumento e diminuição na precipitação (efeito gangorra). Logo, o transporte de umidade dos trópicos para os extratropicos é mais eficiente durante o regime da ZCAS. A ZCAS localiza sua posição mais a leste em dezembro, e em janeiro mais a oeste, esta é modulada pelo escoamento de ar úmido em baixos níveis na região ao leste dos Andes. A topografia reposiciona o máximo de precipitação sobre a Amazônia. Se a ZCAS estiver localizada mais ao sul, em áreas mais quentes do Oceano Atlântico Sul, o sudeste e sul do Brasil terão maiores precipitações (CARVALHO e JONES, 2001).

2.2.3 Correntes em Jato (*Jet Streams*)

Corrente de ar em forma de um estreito cano de conduto, quase horizontal, próximo da tropopausa, entre 9.000 e 13.000km, e seu eixo localiza-se em uma linha de velocidade máxima de ventos com cisalhamentos verticais e horizontais.

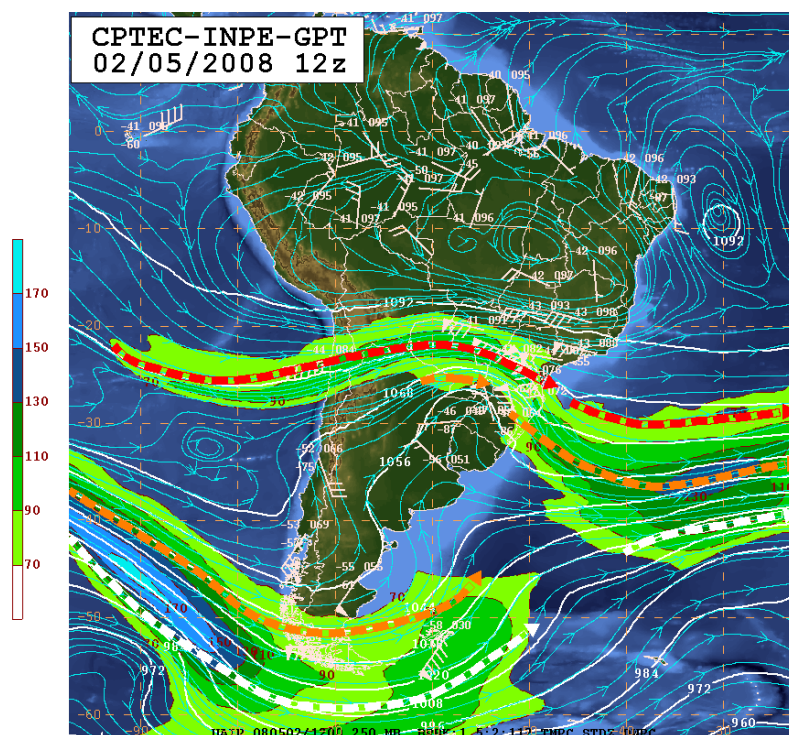


Figura 24 Na carta sinótica do dia 2 de Maio de 2008 a posição do jato subtropical na região sul do Brasil e do jato polar na região sul da Argentina. Fonte: CPTEC, INPE. (2012).

O núcleo é onde as velocidades são mais intensas tanto na vertical quanto na horizontal. No eixo principal a velocidade pode atingir de 140 até superar 300km/h. O Jato Subtropical é relativamente constante em sua posição ao longo do ano. Já o Jato Polar é altamente variável, com ampla facha entre as latitudes médias e subtropicais (Figura 24). Quanto mais fria a massa de ar mais baixo será o jato. Quando conseguimos prognosticar os jatos também podemos prognosticar com maior precisão o deslocamento de frentes de superfície, e portanto mudanças no tempo.

2.2.4 Jatos em Baixos Níveis ao longo dos Andes (JBN)

Estes jatos ocorrem no lado leste de uma topografia elevada, e estão associados a movimentos de grande escala que cobrem extensas áreas. As montanhas bloqueiam a circulação em baixos níveis no sentido zonal e provocam a canalização do vento, ocasionadas por fluxos meridionais observados na baixa atmosfera.

Esse sistema é um tipo de sistema monçônico, transportando umidade da bacia Amazônica para a bacia do Paraná-Prata, a qual afeta o clima na região leste dos Andes (Figura 25). Atua como esteira de transporte de umidade das regiões tropicais para subtropicais. No verão os fluxos de umidade e alísios são intensificados com convergência

de fluxos na saída do jato no Atlântico sul. No inverno o fluxo é mais fraco e de mais intensidade via Atlântico tropical sul. Há uma variabilidade intrassazonal.

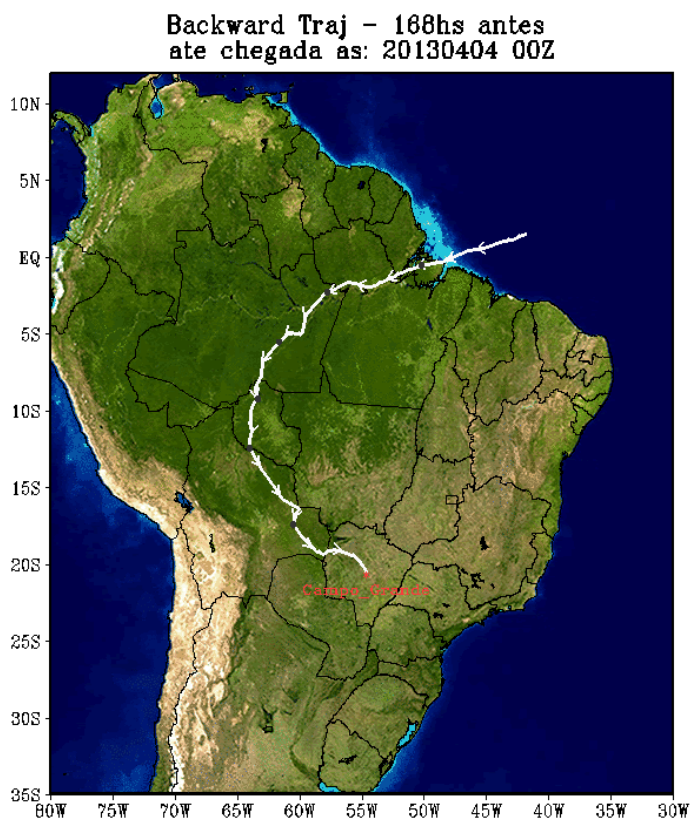


Figura 25 Trajetória do JBN no dia 4 de Abril de 2013 para a cidade de Campo Grande no Estado de Mato Grosso do Sul. Fonte: Projeto Rios Voadores (2013).

Quando a ZCAS é mais intensa o sul fica mais desprovido de chuva. O posicionamento e a intensidade do JBN pode favorecer a ocorrência de eventos extremos de chuva na parte sudeste da América do Sul. Variabilidade Interanual – durante anos de El Niño o jato é mais intenso e frequente, mas não há evidência estatística que comprove e afirme essa característica. Ele está presente todo ano, mas o transporte de umidade da Amazônia para a Bacia do Prata acontece preferencialmente no verão (MARENGO *et al.*, 2004).

2.2.5 Os sistemas frontais

Forma-se com mais frequência na latitude 60^o, no cinturão de baixas pressões chamado de ciclones extratropicais. A frequência das frentes diminui em latitudes inferiores a 20^o.

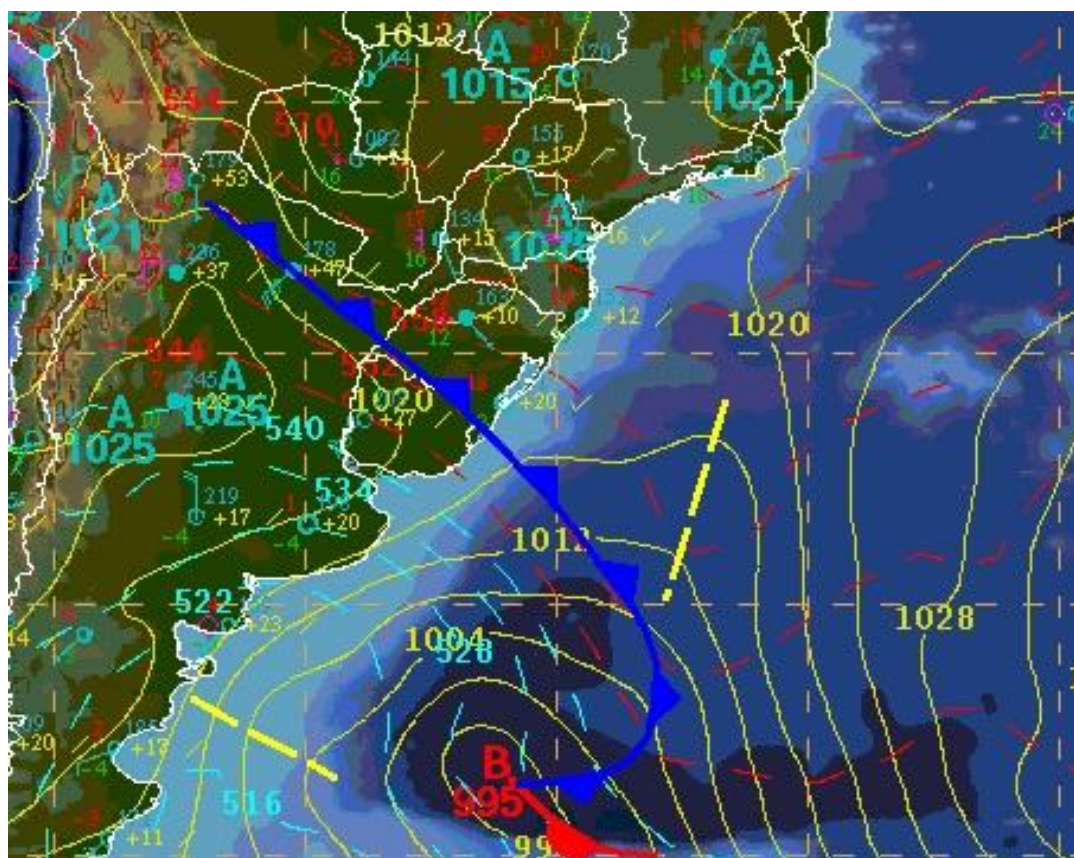


Figura 26 Na análise sinótica das 00Z do dia 01/07/2011 observa-se um sistema frontal com ramo frio que se estende do Noroeste da Argentina ao extremo sul do RS e Atlântico. Fonte: CPTEC, INPE, (2012).

A interação com a convecção tropical é máxima nos meses de outubro e novembro entre 20° e 35° S. Condições de frentes associadas ao deslocamento para o oceano dependem de pressões mais altas sobre o continente, subsidência em 500hpa, ventos intensos de norte na região de confluência sobre o oceano, e advecção de vorticidade positiva sobre a região sul do Brasil. No sul e sudeste do Brasil na situação pré-frontal, o vento é tipicamente de noroeste, depois gira de sudoeste e sudeste, a medida que a frente se desloca.

Existe uma alta frequência de frentes em torno de 30° de latitude, com valores mais altos no litoral em comparação ao continente. As características das inclusões de ar frio podem ser descritas como: crista amplificada nos níveis médios da troposfera e anticiclone em superfície sobre o Pacífico sul leste; cavado nos níveis médias da troposfera em intensificação sobre a região Central da Argentina, intensificando o escoamento de sul na média troposfera a leste dos Andes, que por consequência auxilia o avanço para norte do ar frio e do anticiclone de superfície (Figura 26). A passagem de frentes é mais frequente de

maio a setembro, e menos frequentes no verão. As frentes frias são mais frequentes nos anos de El Niño.

2.2.6 Monção da América do Sul

A monção é uma região sob circulação de reversões sazonais na direção do vento que causam verões chuvosos e invernos secos. Entretanto, na América do Sul os ventos em baixos níveis não revertem sua direção durante a mudança de estação seca para chuvosa e vice-versa. A monção na América do Sul inicia-se no começo de setembro, próxima aos Andes, e propaga-se para Sudeste, atingindo 48^oW em dezembro. No Centro-Oeste brasileiro há mudança na direção do fluxo de umidade integrado verticalmente. Na estação seca ele é perpendicular à cordilheira ao norte de 10^oS, e em torno de 2 pentadas antes do início da estação chuvosa ele gira para sudoeste favorecendo o transporte de umidade da Amazônia para o Centro-Oeste. Um aumento no campo de temperatura nos baixos níveis é observado durante os meses de agosto e setembro, com aquecimento na baixa troposfera no período de resfriamento após o início da estação chuvosa.

Outra característica importante é o escoamento zonal no inverno, para ondulatório no verão, resultando na formação de um anticiclone sobre o altiplano boliviano, conhecido como AB, e de um cavado na região nordeste do Brasil. O aquecimento diferencial entre o oceano e o continente contribui para a formação de um sistema de baixa pressão estabelecido sobre o continente nos meses quente criando um gradiente horizontal de pressão no sentido oceano-continente. A Corrente de Jatos em Baixos Níveis transporta umidade da Amazônia até a parte central da América do Sul, aumentando a convergência do fluxo de umidade e a precipitação na região da baixa térmica do Chaco. O fim e a duração da estação chuvosa variam de ano para ano. O início tem maior variabilidade que o fim, e pode estar associado aos sistemas dinâmicos de escala sinótica atuantes nessa região, os quais iniciam e organizam a convecção.

A chuvas das monções tem fases ativas e inativas durante o período chuvoso. A frequência e intensidade variam de ano para ano. Esses períodos estão associados ao vento zonal de leste em baixos níveis nos períodos secos, e os ventos zonais de oeste nos períodos chuvosos. Os períodos secos podem estar associados à intensificação do JBN a leste dos Andes. Anomalias de ventos de leste observadas na estação chuvosa representam uma diminuição da força das CJBN, fonte de fluxo de umidade que alimenta a convecção na direção da região Sudeste e Sul do Brasil. Durante a anomalia de ventos de oeste (fase ativa da monção) observa-se anomalias positivas de precipitação na região noroeste, o oposto ocorre durante o regime de ventos de leste (GAN *et al.*, 2004; REBOITA *et al.* 2010).

2.2.7 As ondas atmosféricas ou frentes

Redistribuem o calor buscando um equilíbrio térmico mas nunca atingindo-o; são fenômenos de menor escala temporal e espacial que podem ser considerados como perturbações (ondas) sobrepostas ao estado básico, ou à circulação geral.



Figura 27 Nebulosidade associada às ondas de Leste (círculo vermelho) no Nordeste do litoral Brasileiro. Satélite MeteoSat 5 21:00. Fonte: , 2012.CPETEC.

As Ondas de Leste - modulam a convecção e precipitação no oeste da África ao atravessar o Oceano Atlântico, podem evoluir para tempestades tropicais ou furacões. Normalmente possuem comprimento de 2000 a 3500km com período de 3 a 5 dias e propagação para o oeste. São consequência de instabilidade barotrópica e baroclínica do jato, e cisalhamento horizontal e vertical do vento.

No Brasil o Nordeste Brasileiro (Figura 27) tem sua estação de chuvas modulada por essas ondas. Estas formam linhas de instabilidade que adentram a Amazônia e normalmente tem propagação para oeste das estruturas de vorticidade durante todo o ano, com máxima amplitude no verão do HN e menor no verão do HS. O comprimento pode ser medido como a distância entre dois mínimos a oeste e leste, do ponto de grade entre os campos de velocidade sem nenhum intervalo de tempo. O comprimento de onda varia em função da latitude com os valores mais elevados na banda equatorial, e os valores mais baixos acima de 5° N ou 5° S (MACHADO *et al.*, 1997).

2.2.8 Linhas de instabilidade atmosférica

Desenvolvem-se frequentemente no norte-nordeste da América do Sul, podendo propagar-se para o interior do continente, causando quantidades apreciáveis de precipitação associadas a circulação de brisa marítima, e com máxima atividade convectiva no fim da tarde (Figura 28).

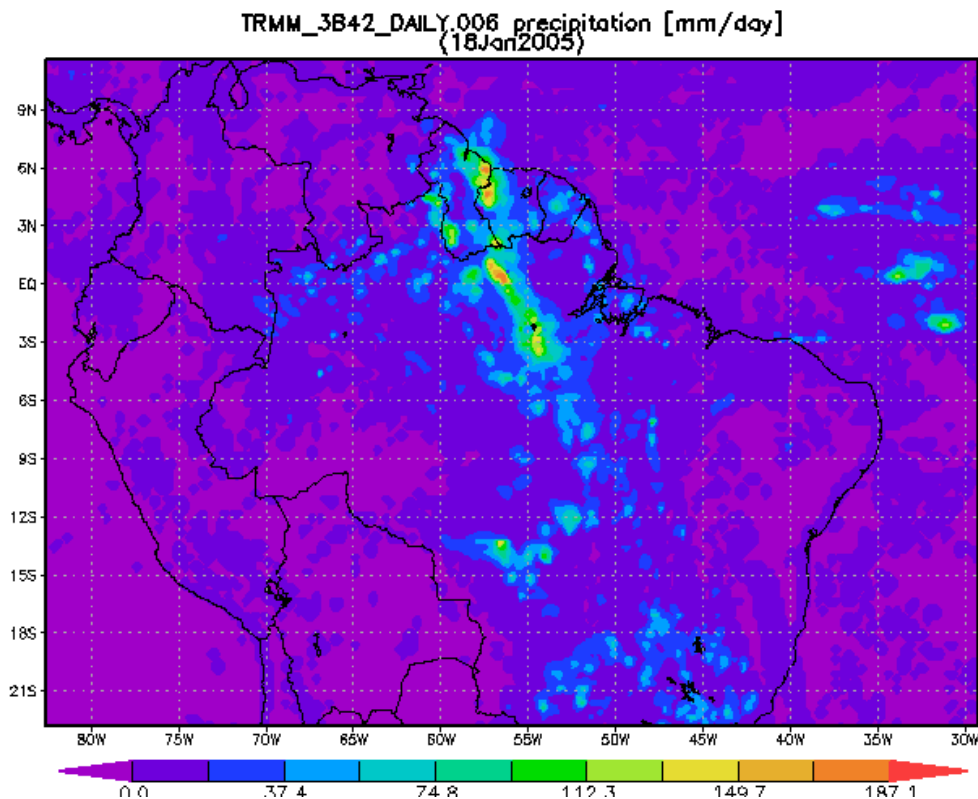


Figura 28 Dados TRMM diários de precipitação para o dia 19 janeiro de 2005, mostrando 600 km de linha de instabilidade sobre a Floresta Amazônica. Fonte NASA: http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/featured-items/trmm_ir_amazon_storm_tree_blowdown

Constituem um dos sistemas mais importantes no transporte de calor para alta troposfera, por meio da extração de calor da camada limite plentária CLA/CLP. Estas podem ser divididas em Linhas de Instabilidade Costeira (LC) e LIP1 e 2 (Linhas de Instabilidade com propagação) que adentram o continente até 400km. Algumas chegam a se propagar para o interior da BAM com velocidade de 50 a 60km. Elas contêm convergência entre 600 e 700hpa, e divergência entre 300 a 500. Suas características são: um forte ciclo diurno na evapotranspiração, e fluxos ascendentes de umidade com elevadas taxas de mistura nos primeiros 2-3km, acima das copas das árvores. Seu deslocamento na costa acompanha o

deslocamento sazonal da ZCIT. As Linhas de Instabilidade mais fortes ocorrem em janeiro até meados de março. A ZCIT tem um papel fundamental na propagação das LIS. Quanto às LIPS, as com maior velocidade de propagação foram encontradas principalmente no período menos chuvoso. A presença de jatos de leste de baixos níveis 700hpa, e de oeste de níveis altos 200hpa, favorece a formação de duto onde se propagam ondas de gravidade, que agem como um mecanismo de propagação da LI para o oeste. No El Niño as Lis se formam mais ao norte, e na fase negativa do fenômeno mais ao sul (COHEN *et al.*, 1989).

2.2.9 Complexos convectivos de Mesoescala

São responsáveis pela maior parte da precipitação nos trópicos, e em várias localidades de latitudes médias durante a estação quente. Eles se encaixam como uma categoria mais potente de Sistemas Convectivos de Mesoescala. Para ser um CCMS este deve ter nuvens com temperatura no infravermelho inferiores a -32°C , e com área de 100.000km.

Já a região mais interna da nuvem deve ter temperaturas menores que -52°C e área de 50.000km, com formato circular e excentricidade maior que 0,7. Podem ser classificados como agrupamentos de cúmulos-nimbus cujas bigornas formam cobertura contínua que dá aspecto típico (Figura 29). Os CCMS seus estágios de formação podem ser definidos como gênese, maturidade e dissipação. A gênese ocorre no fim da tarde e início da noite, e a topografia e fontes de calor podem exercer papel importante.

O estágio maduro ocorre durante a madrugada coincidindo com o horário de máxima intensidade do jato de baixos níveis. Neste estágio tempestades ainda podem ocorrer mas o tempo passa a ser de fortes chuvas localizadas. No estágio de dissipação o fluxo de calor é reduzido em razão do aumento de processos turbulentos, que desaceleram o escoamento de norte canalizado pelos Andes, o qual interrompe ou modifica o suprimento de combustível para o sistema.

A circulação do tipo vale-montanha também contribui durante o processo de dissipação de CCMS, pois os ventos que sopram dos vales para os Andes favorecem a divergência em baixos níveis no interior do vale. Os CCMS tem deslocamento mais zonal na primavera e outono, e meridional nos meses do verão com hábitos noturnos e formação sobre os continentes. O tempo médio de vida dos CCMS varia de 16 horas, com tamanho total de 190.000km. Estes apresentam maior frequência na primavera seguido do outono e verão. Tem movimento preferencial para leste nos subtropicais.

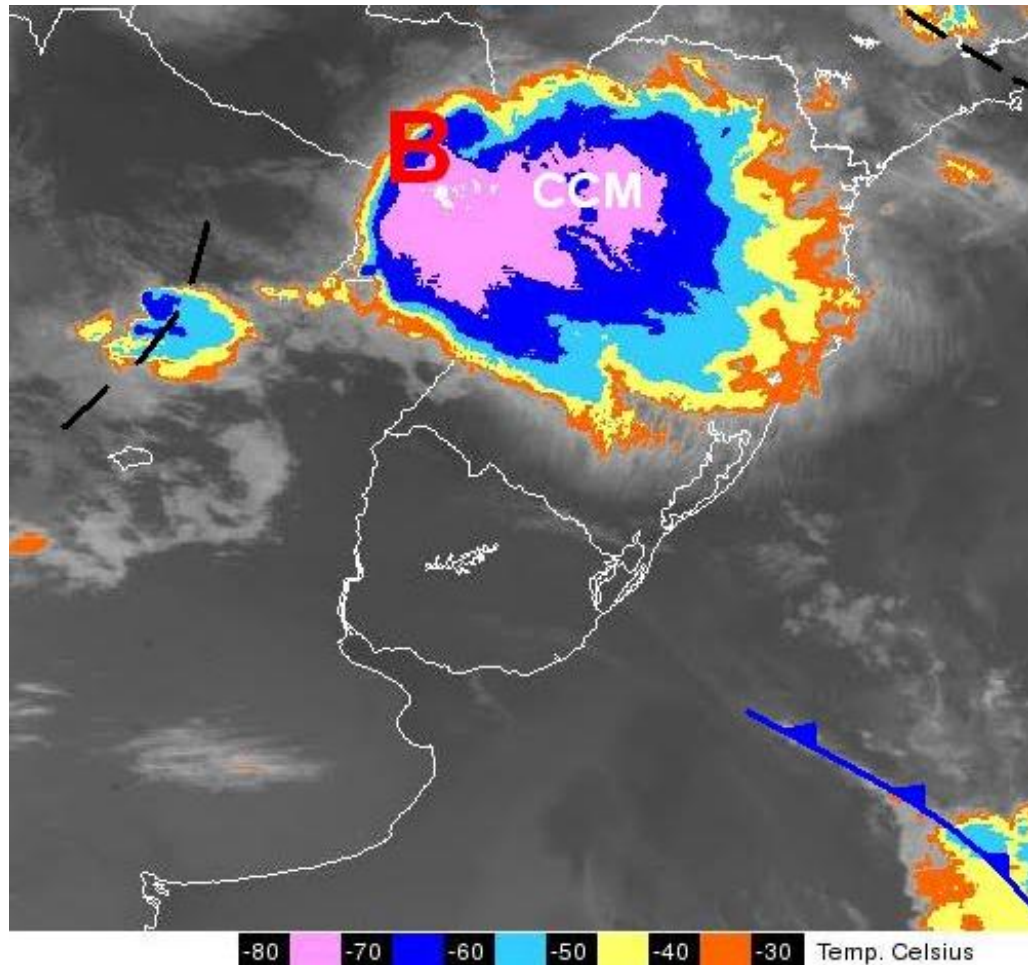


Figura 29 Complexo Convectivo de Mesoescala na região sul do Brasil atrelado a uma área de Baixa Pressão e um Cavado com origem na região do Chaco Argentino. As cores na legenda indicam a temperatura na nuvem. Imagem do Satélite GOES do dia 03 de Dezembro de 2010.9:45. Fonte: CPETEC, INPE, 2012.

Muitos mecanismos dos CCMS ainda são pouco conhecidos como a influência dos disparos das primeiras células, coberturas vegetais que levam a circulação não convencionais com movimentos ascendentes, ondas de gravidade dos Andes, forçantes do JBN e das frentes frias do sul. O ciclo de vida pode ser explicado pela ciclo diurno do JBN e o escoamento catabático. A umidade associada aos ventos catabáticos descem a montanha e sofrem ascensão gerando o combustível para as precipitações (ASSUNÇÃO *et al.*, 2009).

2.2.10 Bloqueios Atmosféricos

A presença de um anticiclone quase estacionário em torno de 45°S de grande amplitude interrompe a progressão normal dos sistemas sinóticos de leste. O bloqueio tem como característica a divisão dos jatos em dois ramos, ocasionando o rompimento do padrão zonal ao impedir o deslocamento de oeste dos sistemas sinóticos. Por conseguinte,

os sistemas sinóticos ficam enfraquecidos, alongados e comprimidos ao aproximarem-se ao oeste de uma região de bloqueio, tornando-se estacionários ou desviando-se NE ou SE, contornando o anticiclone do bloqueio. Assim ocorre a dissipação dos sistemas sinóticos, e a corrente em jato se desloca para latitudes mais altas, levando consigo as *stormtracks* aí são fortalecidas.

O bloqueio é uma anomalia persistente de alta pressão, com estrutura barotrópica persistente, onde os ventos de oeste são normalmente observados (Figura 30). Dessa forma o escoamento de oeste em altos níveis sofre um desvio para latitudes mais altas. O tempo se torna mais previsível. O bloqueio no Hemisfério Sul, é menor que no Hemisfério Norte, por conta dos ventos troposféricos de oeste mais intensos no Hemisfério Sul do que nas latitudes altas e médias. Os bloqueios no Hemisfério Sul, estão normalmente posicionados em latitudes mais baixas que no Hemisfério Norte.

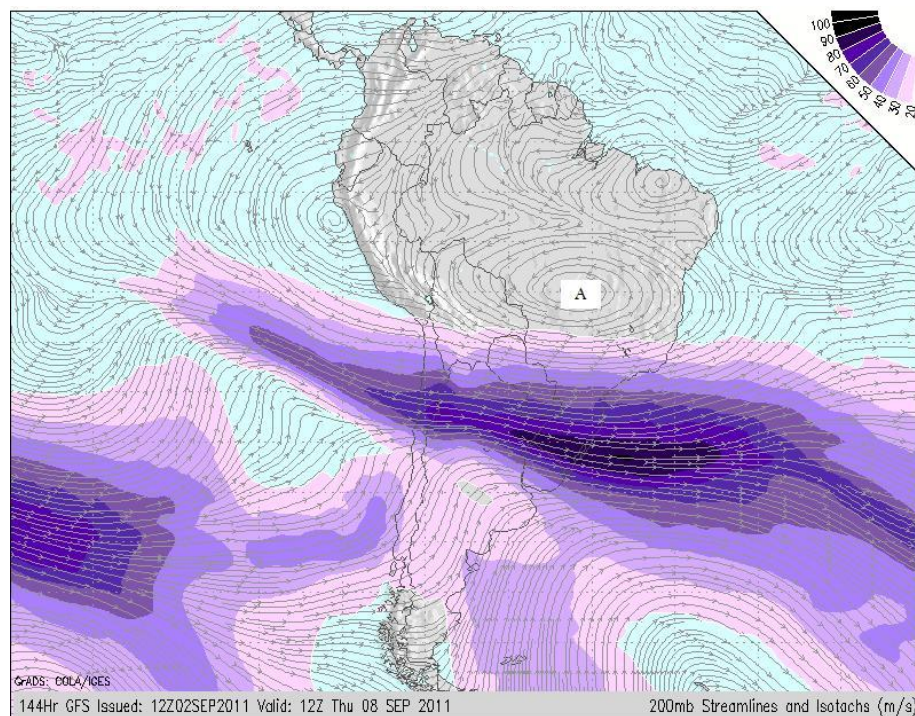


Figura 30 Bloqueio Atmosférico na região Central do Brasil corroborado pela subsidência. Imagem COLA/IGES do 2 de setembro de 2011, carta de 200milibares. Nota-se na região ao sul do Brasil a passagem de poderoso sistema frontal com descolamento para o Oceano Atlântico. Fonte: GrAdes: COLA/IGES, 2011.

A reduzida presença orográfica nas latitudes médias no Hemisfério Sul sugere que a forçante térmica em particular representada pelas variações longitudinais na temperatura da superfície do mar seja igualmente importante. Os bloqueios são mais frequentes no inverno

e primavera e podem ter uma distribuição irregular de um ano a outro, há também um número maior de bloqueios em anos de La Niña devido a forte subsidência. A interação das ondas planetárias com processos de alta e baixa frequência na atmosfera é um ponto crucial e indica a natureza altamente não linear associado ao fenômeno. Os bloqueios são um conjunto de processos que correspondem a um meio termo, entre o que é conhecido como variabilidade atmosférica de baixa frequência (padrões de teleconexão), e os mecanismos de alta frequência que regem e modulam as perturbações migratórias (ciclogênese). É difícil definir se os bloqueios pertencem a escala de tempo ou de clima (AMBRIZZI *et al.*, 1995).

2.2.11 Vorticidade potencial

São centros de pressão relativamente baixa que se originam na alta troposfera. Eles se desprendem do escoamento atmosférico associado, e são quase estacionários podendo deslocar-se lentamente tanto para leste quanto para oeste por vários dias. Possuem movimentos verticais subsidentes no seu centro, ascendentes na periferia, e a nebulosidade mais intensa na direção do seu deslocamento. Podem ser divididos em 2 tipos: Palmen ou Parmer. O primeiro localiza-se em latitudes extratropicais, e o segundo nos trópicos. Ambos atuam com mais frequência entre dezembro e fevereiro. Com tempo de vida de 4 a 11 dias.

Esses sistemas trabalham em conjunto com a Alta Boliviana (AB) e a ZCAS modulando o ciclo hidrológico, o balanço de energia e o clima em parte do continente. Os vórtices formam-se devido à intensificação da crista associada a AB localizada na região sudeste do Brasil. A formação envolve processos termodinâmicos como a liberação de calor latente de condensação, e a variação diurna da intensidade do anticiclone sobre o continente sul americano, além de instabilidade barotrópica na formação clássica do seu centro, que causa seca nos flancos e muita chuva nas bordas.

Os deslocamentos são irregulares e regulares, e podem permanecer estacionários por alguns dias. Os movimentos são descendentes no centro do vórtice, e na periferia movimentos ascendentes. Os VAC estão frequentemente associados a circulação anticiclônica da AB. A maior frequência ocorre no verão com um tempo médio de vida de 6,8 dias. Em anos de La Niña os vórtices permanecem confinados em altos níveis 200-300hp, e sua frequência de ocorrência diminui tendo como base a intensidade do ciclone (FERREIRA *et al.*, 1990).

2.3 A INTERAÇÃO ENTRE OS DIVERSOS SISTEMAS DE VARIABILIDADE CLIMÁTICA E DE CIRCULAÇÃO EM ESCALA SINÓTICA NO CLIMA AMAZÔNICO

O clima da BAM se comporta como um sumidouro de umidade, recebendo-a a partir de fontes como a floresta tropical (por meio da intensa reciclagem da vegetação) e do Atlântico Tropical, por meio do transporte de umidade e fluxo de superfície, oriundos dos ventos alísios à leste (Figura 31). Possíveis variações no transporte de umidade podem advir do impacto do desmatamento e das mudanças no uso da terra sobre o ciclo hidrológico ou mesmo da variabilidade climática natural, que é também influenciada pelo aquecimento global.

O aumento de temperatura da superfície do mar ao longo dos últimos 50 anos na parte Norte do Atlântico Tropical têm incrementado o transporte de umidade do oceano para toda BAM (HASTENRATH 2001; CURTIS e HASTENRATH, 1999). Contudo, a maior contribuição das chuvas parece derivar do continente Sul-Americano que participa com 46% do total, enquanto o Atlântico Tropical contribui com apenas 37%, fortalecendo a ideia de interação com a vegetação. Sabe-se entretanto que existem mecanismos geradores de chuva em áreas tropicais que vão além da interação da floresta com a atmosfera, como por exemplo os efeitos topográficos, Oscilações Quasi-Bienais (QBO) 20/25 anos, ENSO (El Niño e La Niña) 3-8 anos, anomalias de chuvas ligadas às manchas solares 10, 21, 32 anos, e o transporte de calor transequatorial de correntes de superfície do oceano. Tais variáveis não devem ser descartados das análises dos modelos que acoplam a atmosfera à superfície terrestre (BRUJNZEEL, 2004).

Fatores como os fenômenos ENSO também influenciam o Clima Amazônico. De acordo com Marengo (1999) o fenômeno La Niña é muito variável em termos de intensidade. Na fase negativa do fenômeno há uma abundância de chuvas no Norte e Leste Amazônico, já o Sul da Amazônia não apresenta associações claras com os extremos de Oscilação Sul (MARENGO *et al.*, 1997). As secas da Amazônia normalmente estão correlacionadas a efeitos de anomalias de TSM visto que tendências negativas nas precipitações são consistentes com o aquecimento da superfície do Atlântico Tropical Norte (ATN) e o enfraquecimento do transporte de umidade pelo oceano. De acordo com simulações do modelo HadCM3LC (Hadley Center) a Zona de Convergência Intertropical migrará para o norte do equador com temperaturas de superfície do mar mais elevadas no ATN, logo, as temperaturas da superfície do oceano têm grande influência nas chuvas podendo retardar as precipitações do verão austral no Sul da Amazônia.

Principais Fenômenos Climáticos e de Circulação Atmosférica Verão Austral - Hemisfério Sul

A	Alta Boliviana (Zona de Alta Pressão)
ATN	Oceano Atlântico Norte
ATS	Oceano Atlântico Sul
B	Baixa do Chaco (Zona de Baixa Pressão)
CANAL DE UMIDADE	Umidade proveniente da faixa Equatorial do Oceano Atlântico impulsionada pelas células de Headley
ENSO	El Niño e La Niña (intervalo de 3-8 anos) resfriamento ou aquecimento das águas do Oceano Pacífico Equatorial – Efeitos opostos nos gradientes norte e sul da América do Sul
CM MALVINAS	Corrente de Águas Frias do Hemisfério Sul, no verão austral se restringe às áreas da baía do Prata
CM BRASIL	Corrente de águas quentes proveniente das áreas tropicais da costa equatorial africana, circula no Oceano Atlântico Equatorial atingindo praticamente toda costa brasileira
VENTOS ALISIOS	Ventos da região Equatorial que sopram em sentido oeste trazendo umidade para as costas das regiões norte e nordeste brasileiras
SISTEMAS FRONTAIS (AR POLAR)	Sistemas Frontais originados em latitudes altas e médias que podem atingir a região Amazônica durante o inverno austral
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul, área de instabilidade com maior atividade durante o verão austral, é derivada da ZCIT e alimentada pela umidade disponível no continente
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical, gerada pela circulação de massas de ar em larga escala (células de Headley) movimenta-se nos gradientes norte e sul durante as estações do ano

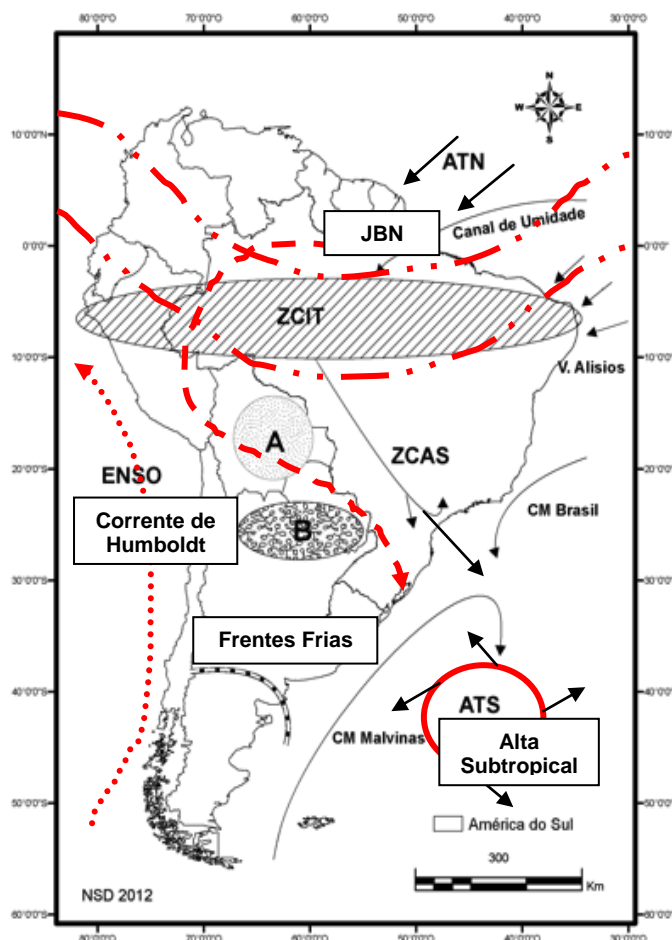


Figura 31 Representação dos principais fenômenos climáticos e de circulação atmosférica no verão austral e inverno austral na América do Sul. Fonte: Autor, 2012.

Os impactos do ENSO variam muito durante a estação chuvosa. Grimm (2003) encontrou grandes anomalias associadas ao El Niño utilizando dados mensais que podem desaparecer ou mesmo não emergir em análises utilizando dados sazonais. Esta descoberta sugere que processos regionais competem com influências remotas durante pelo menos parte da estação. Na primavera e no início do verão de um ano de El Niño as influências remotas dominam (GRIMM 2003; LIEBMANN e MECHOSO 2011). Energias anômalas que emergem sobre o leste do Pacífico resultam em subsidência anômala sobre a Amazônia e atividades anômalas das ondas de Rossby propagam-se na América do Sul através das latitudes médias.

Esta atividade resulta em anomalias anticiclônicas em baixos níveis sobre as regiões tropicais da América do Sul e do sudeste do Brasil. Essas anomalias divergem umidade do Atlântico para o Norte da América do Sul e sul do Brasil resultando em anomalias negativas de precipitação no norte, centro-leste do Brasil; e anomalias positivas no sul do Brasil

(GRIMM, 2003). As anomalias de precipitação negativas no centro leste do Brasil incluindo os planaltos do sudeste acarretam na elevação das temperaturas e circulação de ciclogênese anômala nos níveis baixos no sudeste brasileiro durante o pico da monção. O fluxo de umidade em direção ao Brasil central é incrementado e portanto as precipitações aumentam (GRIMM, 2003 E GRIMM *et al.* 2007). Como complemento as anomalias no norte do Brasil são deslocadas para o norte e anomalias positivas no sul do país são reduzidas.

Em fevereiro a precipitação diminui enquanto anomalias de temperatura de superfície no centro-leste do Brasil se tornam negativas depois de precipitações acima do normal durante os meses de Janeiro. Anomalias de precipitação negativas prevalecem no norte do Brasil e na ZCAS com anomalias de retorno no sul do Brasil (GRIMM, 2003). Uma sequência quase oposta ocorre durante os eventos de La Niña (GRIMM, 2004; LIEBMANN e MECHOSO 2011).

As secas de 2005 e 2010 são exemplos de eventos de anomalias das TSM em seus gradientes Norte e Sul (MARENGO e TOMASELLA *et al.*, 2011). A seca de 2010 por exemplo foi impulsionada pelo fenômeno El Niño atrelado as anomalias de temperatura no ATN, esta foi considerada a pior seca jamais conhecida pela Amazônia desde o início dos registros históricos. No ano de 2010 o Rio Amazonas atingiu seu nível mais baixo ao redor de 13 m (XU SAMANTA *et al.*, 2011). Ao que tudo indica o Sul da Amazônia já apresenta um incremento nos períodos de seca e eventos de seca extremos. Quanto aos episódios de fogo na Floresta Amazônica, estes estão relacionados normalmente às atividades humanas e os efeitos coadjuvantes do fenômeno ENSO.

No passado, as ocorrências do El Niño causaram seca na região Norte Amazônica (MARENGO *et al.*, 2008) mas em 2005 a seca não esteve ligada ao fenômeno mas sim ao aumento das TSM no oceano ATN. Essa seca foi caracterizada como a pior em 40 anos sendo apenas superada pela seca de 2010. O oeste e sudoeste assim como o centro e leste da BAM foram prejudicados. Uma das explicações seria a redução dos fluxos atmosféricos de leste (ventos alísios) e o enfraquecimento dos movimentos de circulação nos altos níveis da atmosfera (redução do desenvolvimento convectivo das nuvens). Nesses casos se a estação seca for mais longa que o normal o ano pode ser considerado como um ano seco do ponto de vista ecológico devido ao ressecamento da biomassa morta.

As estações de transição na Amazônia, do período seco para o período úmido, e o início da estação chuvosa são geralmente os períodos de maior atividade convectiva (figura 32). A convecção tropical ocorre no período diurno dependente da variabilidade sazonal e da cobertura de nuvens. Na estação chuvosa o mínimo de nuvens ocorre apenas umas poucas horas antes do máximo de nuvens (no início do período da tarde e período noturno), entretanto, não necessariamente ocasionando convecção. Já as estações de transição possuem maior convecção em comparação a estação chuvosa isso se deve aos maiores

valores da CAPE (*Convective Available Potential Energy*) que ocorrem nas estações de transição entre a estação seca e a estação das chuvas (MACHADO *et al.*, 2004).

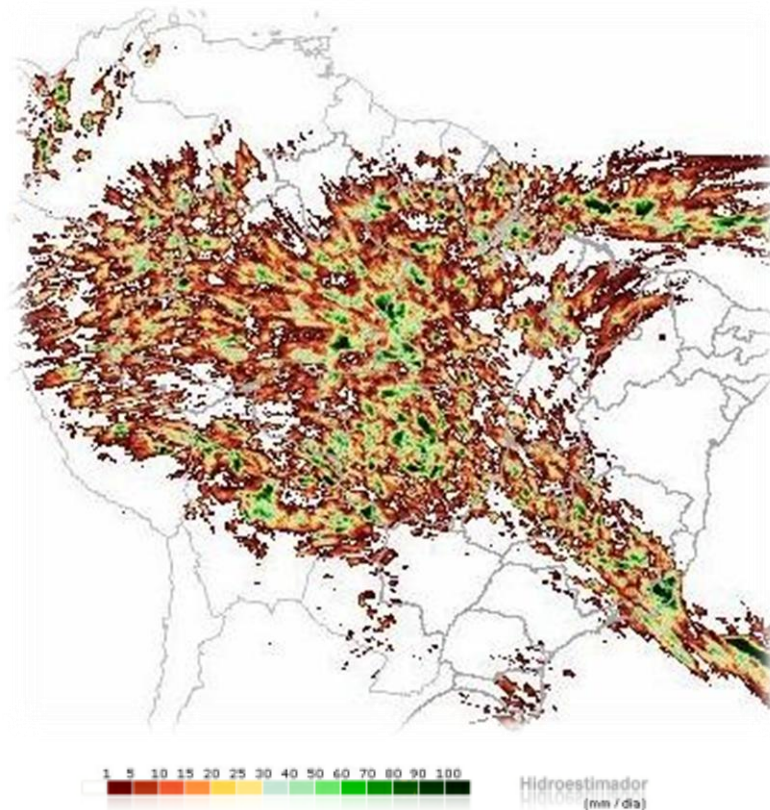


Figura 32 Imagem de forte convecção diurna sobre a Amazônia Brasileira onde é possível visualizar a ZCIT e a ZCAS sendo influenciadas no verão austral pela floresta. Fonte: http://sigma.cptec.inpe.br/prec_sat/index.jsp?i=br#

Para Betts *et al.* (2008) o decréscimo de precipitação nas áreas de florestas acarretará em uma redução da evapotranspiração e da energia disponível na superfície da terra, a qual converge para atmosfera em forma de calor sensível. *Conforme os modelos ItadCM3LC e Hadam3 feedbacks biológicos da morte das florestas aumentam o potencial de seca em aproximadamente 26%, devido a circulação em larga escala, ou seja, menor quantidade de florestas no leste da bacia elevará o potencial de seca na parte oeste devido ao decréscimo da evapotranspiração (Arco do Desmatamento). Portanto, quanto maior a área de floresta maior é a circulação das células de Hadley, e quanto menor a área de floresta menor é a intensidade da circulação. Essa configuração de menor circulação das células e consequentemente do movimento das massas de ar desvia a circulação tropical para áreas*

de latitudes médias por meio da propagação das ondas *Rossby*⁸. Logo o desmatamento parece ser um *driver* das mudanças climáticas globais.

A redução no calor latente decorrente de mudanças no uso da terra na Amazônia podem influenciar as precipitações de duas maneiras importantes: (1) o aumento da evapotranspiração que adiciona umidade na atmosfera diretamente influenciando as precipitações e (2) o aumento das precipitações propicia a circulação (Células de Hadley) resultando em mudanças na umidade de convergência de fontes distantes. De acordo com Marengo *et al.* (2006) as estimativas dos componentes do ciclo hidrológico na BAM foram derivadas por meio da utilização de dados de umidade e circulação em formato grade, consideradas a partir das reanálises globais produzidas por centros meteorológicos nos Estados Unidos e na Europa. Contudo, as reanálises não garantem que o resultado será superior ao obtido das análises objetivas e observações de radiossondas (especialmente sobre regiões continentais) pois existem níveis de incertezas que devem ser medidos ou estimados nos componentes do total hídrico.

Quanto às influências antrópicas já é sabido que os aerossóis e a fumaça da queima de biomassa durante a estação seca (figura 33) na Amazônia impactam o início da estação chuvosa no Sul da BAM (AHLM *et al.*, 2009). O aumento da concentração de GEE's e aerossóis comprometem o balanço de energia do Clima Amazônico. Nas últimas décadas a poluição de aerossóis proveniente da América do Norte têm retardado as reduções de precipitações na Amazônia mas parece improvável que o faça por período prolongado. Episódios de seca na Amazônia como os de 2005 e 2010 serão recorrentes em condições de aerossóis reduzidos e aumento de GEE's. A floresta desmatada poderá ser fonte de poeira impactando as camadas de ozônio a longo prazo (COX *et al.*, 2008). Para Fearnside (2009) os aerossóis estão em redução devido ao decréscimo da poluição no Hemisfério Norte e a redução de poeira oriunda da África, a qual é responsável por 69% das tendências ascendentes de temperaturas entre 1985-2005 sobre o Oceano Atlântico. Portanto, caso o princípio da precaução não seja assumido por governantes em relação as práticas e o mau uso do fogo no Brasil, e nos Países Amazônicos, o período crítico de seca no qual a biomassa pode perecer devido à falta d'água será acentuado ou mesmo prolongado.

Fearnside (2008) explana que o fogo na Amazônia (figura 34) pode ser induzido por destruição das zonas de amortecimento das florestas, aberturas no dossel, atividades madeireiras, aerossóis, manejo seletivo, fogo de manejo na agricultura, fragmentação florestal e o desmatamento para pasto. Essas atividades corroboram para um clima mais seco no interior da floresta incrementado a tendência de mortalidade das árvores devido a

⁸ Ondas de Rossby (ou planetárias) são meandros gigantes nas correntes de fluidos de proporção planetária. Em atmosferas planetárias as ondas de Rossby formam-se devido a variação do efeito Coriolis com a latitude. Fonte: Dickinson, R. E., Ann. Rev. Fluid Mech., *Rossby waves - long-period oscillations of oceans and atmospheres*, 10-195.

liteira inflamável oriunda de secas frequentes que serve de combustível para incêndios florestais. Hoje, a eliminação completa das emissões antropogênicas de GEEs não seria suficiente para evitar o efeito estufa fugitivo de CO₂ acumulado no solo da floresta, face ao desmatamento.

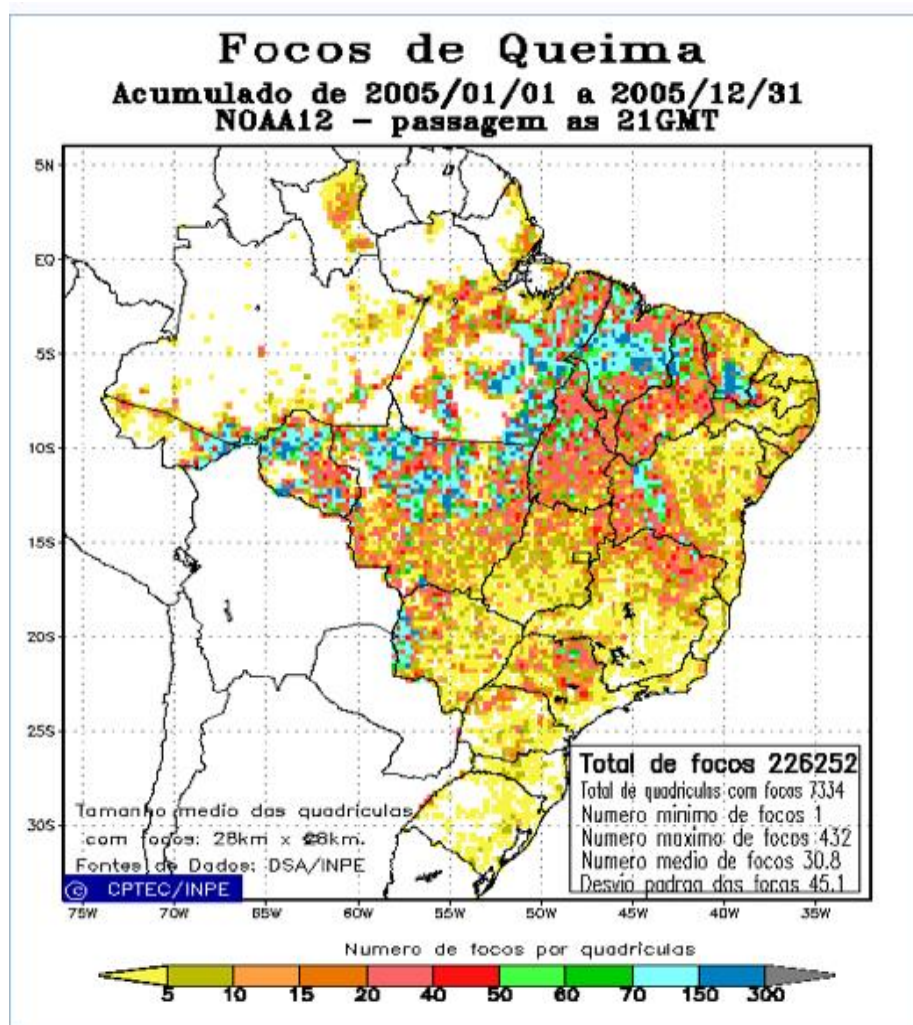


Figura 33 Focos de Queima no Brasil no ano de 2005. O ano de 2005 juntamente com os anos de 2004 e 2010 estão entre os mais importantes em relação as queimadas. Fonte: CPTEC, INPE, (2012).

Para Fearnside (2008) o desmatamento evitado é uma emissão evitada e não um sumidouro como se argumenta na esfera pública. *O princípio imposto de que evitar o desmatamento tropical não é elegível para créditos de carbono porque as florestas serão destruídas impreterivelmente devido às mudanças do clima é profecia cumprida, e moralmente questionável* (FEARNSIDE, 2008). Manter a floresta em pé ainda parece ser a melhor escolha independentemente do horizonte temporal.



Figura 34 Leste Amazônico - nuvens brancas espessas de convecção no Pará mesclando-se aos incêndios de queimadas (pontos vermelhos) nuvens de fumaça de coloração cinzenta no Mato Grosso. Fonte: MODIS/NASA.

Atualmente existem inúmeros elementos de pressão na Floresta Amazônica como: a produção do biodiesel a partir do uso do óleo de palma, os biocombustíveis, a produção de grãos, a ampliação de terras agricultáveis, a pecuária e a suinocultura, entre outros; todos fazem parte de teleconexões do mercado mundial de *commodities*. Entretanto para Nepstad *et al.* (2008), existem formas de se evitar a destruição da floresta como por exemplo: a manutenção efetiva das unidades de conservação; investimentos de proteção ao fogo, mercados de *commodities* com alta performance ambiental, mercados de carbono,

incentivos atrelados a um maior controle das técnicas de manejo e do uso da terra, dirigida a granjeiros e pecuaristas.

Também outros modelos inovadores de governança são necessários para mitigar os impactos socioeconômicos e ecológicos dos efeitos causados por projetos de infraestrutura na Amazônia. A construção de estradas, hidroelétricas e os efeitos das emissões da queima de biomassa assim como as mudanças climáticas, ameaçam as florestas e as comunidades do Sul Amazônico, região de excepcional valor biológico (PERZ *et al.*, 2008). Compreender as consequências da atividade humana sobre este meio é pertinente, e possibilitará a criação de estratégias de mitigação e adaptação às mudanças climáticas locais e regionais.

2.3.1 Características do Clima Sul Amazônico

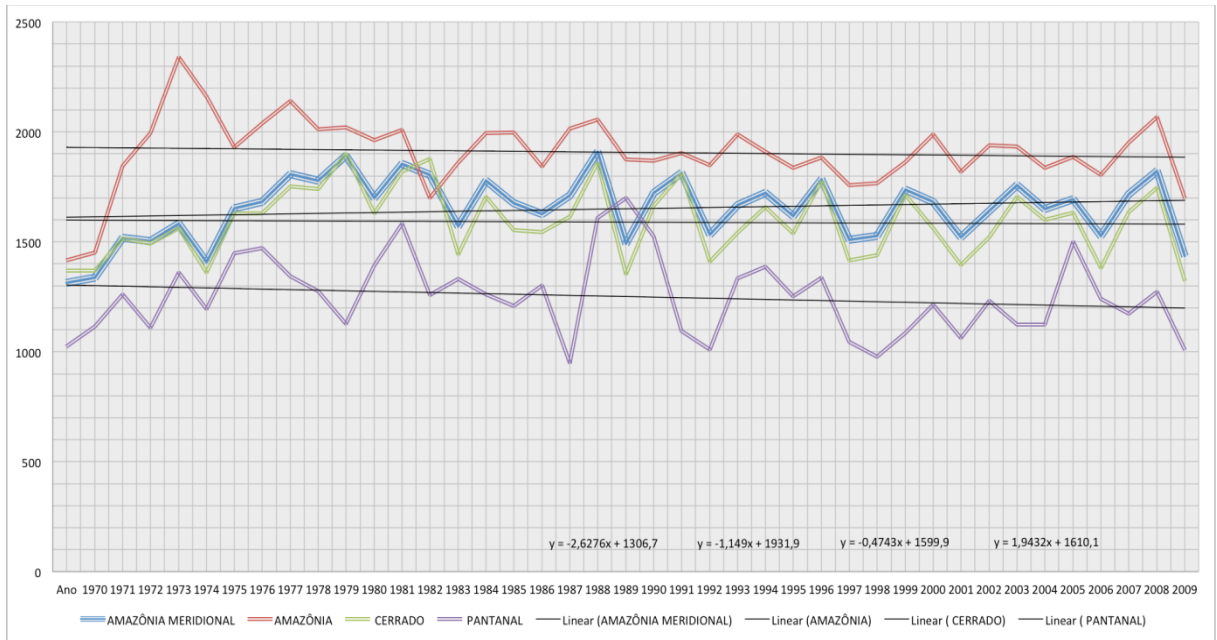
A região Sul Amazônica é composta por diversos tipos climáticos associados às latitudes equatoriais continentais e tropicais na porção central do continente Sul Americano. Apesar do forte aquecimento devido à posição latitudinal ocupada pelo território a oferta pluvial é relativamente elevada com excedente hídrico superior a 1.000 mm. O Clima Sul Amazônico apresenta heterogeneidade ampla mas com duas características em comum: um longo período seco e a transição de biomas (Cerrado=>Floresta-Mesófila=>Floresta-Ombrófila). Mesmo se tratando de climas equatoriais continentais quentes e úmidos, existe a definição da estação seca com faixas de unidades climáticas de transição para climas tropicais continentais alternadamente úmidos e secos (SEPLAN-MT, 2002; INMET, 2012).

A porção Meridional da Amazônia apresenta uma estação seca mais ou menos definida durante os meses de junho-setembro, trata-se de um "período seco moderado" existente em quase todas as sub-regiões Sul Amazônicas, diferentemente dos tipos climáticos do Norte do bioma. Mais de 70% do total de chuvas acumuladas durante o ano ocorre de novembro a março, sendo geralmente mais chuvoso o trimestre de janeiro-março. Durante essa época do ano chove em média 45 a 55% do total anual, em contrapartida, o inverno é excessivamente seco. Um dos fatores que reforça a potencialidade hídrica da região é o ritmo sazonal com acentuada regularidade, no qual a maior intensidade da deficiência hídrica ocorre de maio a setembro SEPLAN (2002).

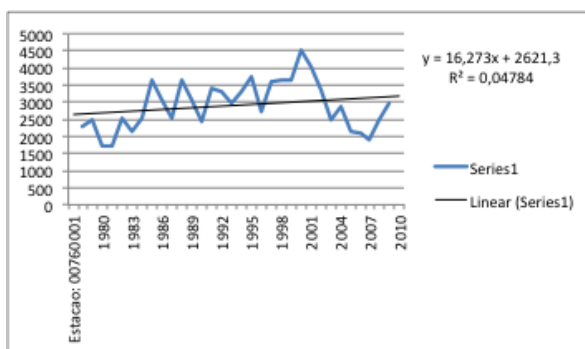
Souza *et al.* (2009) explicam que as anomalias das TSM no Atlântico Tropical assim como os ciclos de oscilação do Oceano Pacífico Sul (ENOS) influenciam a ZCIT e a ZCAS e que com seu enfraquecimento causam déficits de chuva na períodos que abrangem os meses de DJF e MAM.

Abaixo como ilustração (ver explicação gráfico 1) alguns gráficos dos últimos 40 anos de dados pluviométricos da Amazônia Meridional utilizados no estudo de caso do capítulo 3:

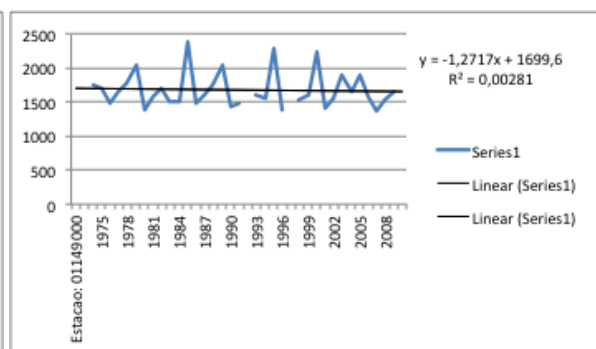
CAPÍTULO 2 - A FLORESTA AMAZÔNICA E O CLIMA



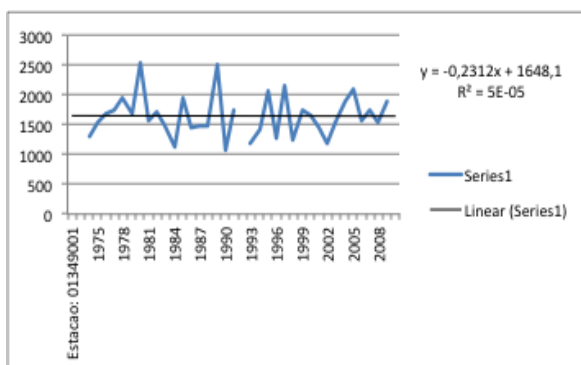
(A) 00760001



(B) 01149000



(C) 01349001



(D) 01749000

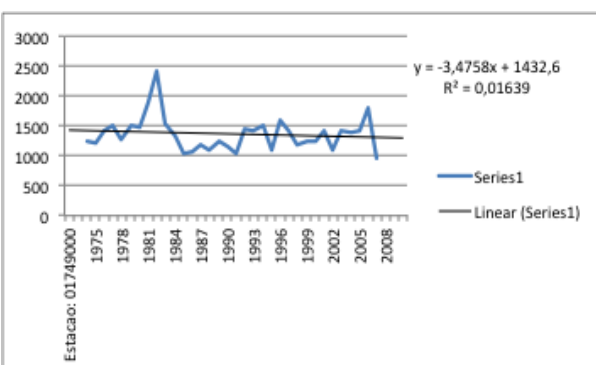


Gráfico 1 – Os Gráficos ilustram o total das médias históricas anuais e as tendências lineares das estações pluviométricas da ANA (207 ao total) na região da Amazônia Meridional com divisões por bioma parte superior. Na parte inferior alguns exemplos de dados pluviométricos das estações por latitude. Fonte: Autor, 2013.

Para Rong Fu *et al.* (1999) a acumulação de umidade no limite da camada atmosférica baixa (750 mb) sobre as áreas meridionais da Amazônia tem início em setembro. Durante a estação chuvosa a temperatura abaixo de 700 mb diminui assim como a umidade aumenta gradativamente, sugerindo que a evaporação das nuvens baixas e a precipitação provêm da alta umidade do ar durante o período. Esse incremento de umidade é influenciado pela redução da CINE (inibição de energia convectiva) e o aumento da *fcus* (frequência de perfis de instabilidade baixa de convecção profunda). Assim, o aumento de umidade na troposfera média e baixa se inicia antes da erupção da estação chuvosa, propiciando as mudanças de circulação de larga escala e de temperatura que são necessárias para dar início ao período chuvoso. Negri *et al.* (2000) explica que no Sul Amazônico o efeito da circulação local associado a topografia e geomorfologia regional têm grande impacto na distribuição de chuvas diurnas. Na estação chuvosa as precipitações ocorrem durante o período diurno associadas a forte atividade convectiva e efeitos de convecção de larga-escala, oriundos da ZCAS.

No Sul Amazônico a atmosfera é bastante estável durante a estação seca e por essa razão requer um amplo aumento da temperatura de superfície terrestre e de umidade para alcançar níveis de instabilidade convectiva. Deve-se definir dois tipos diferentes de nuvens nessas regiões da Amazônia Meridional, especialmente no estado do MT e RO: (a) nuvens cúmulos baixos que parecem emergir da floresta iniciadas por calor latente e (b) nuvens altas troposféricas do continente sul americano com padrão de circulação peculiar na região. As nuvens altas são mais propícias a formação de chuvas e se formam nas áreas florestadas, diferentemente das nuvens baixas que se formam nas áreas desmatadas alimentadas por correntes de vento geradas em áreas de solo nu ou exposto.

De acordo com Fu e Li (2004) o fluxo de calor latente da superfície do solo é a fonte mais importante de umidade atmosférica durante o período seco e nos estágios iniciais das estações de transição, e não a umidade trazida por sistemas atmosféricos de larga-escala. Os sistemas atmosféricos de larga-escala se mostram mais importantes quando a erupção da estação chuvosa se aproxima. Para esses mesmos autores, o aumento das precipitações locais pode facilmente forçar o início de uma estação chuvosa influenciando sistemas de circulação de larga-escala, ao contrário do aumento gradiente das temperaturas da superfície continental e oceânica, representando assim o papel da cobertura florestal na estação seca e de transição.

Condições de alta umidade sob a superfície do solo suportam maiores fluxos de calor latente propiciando um maior e mais rápido aumento de convecção, em contrapartida, condições inferiores de fluxo de calor latente de superfície, e uma troposfera mais seca durante a estação seca, prorrogam a chegada da estação chuvosa mesmo com o fluxo reverso normal transequatorial. Portanto, as condições de transição da estação seca para

estação chuvosa no Sul da BAM são iniciadas pelo aumento de fluxos de calor latente sobre a superfície do solo, e a precipitação local gerada pela vegetação.

As variações da evaporação na superfície terrestre podem afetar o total de energia de superfície na Camada Limite Planetária (CLP), da energia potencial convectiva da coluna atmosférica e finalmente o *feedback* com a precipitação (BETTS *et al.*, 2004). No contexto de uma BAM mais seca, a persistência de anomalias de umidade do solo pode levar a variações prolongadas na intensidade regional do ciclo da água (por exemplo, secas ou inundações) (Schubert *et al.* 2004 a,b). Logo, a quantidade e os tipos de partículas de aerossóis disponíveis sobre a Amazônia dependem das estações do ano.

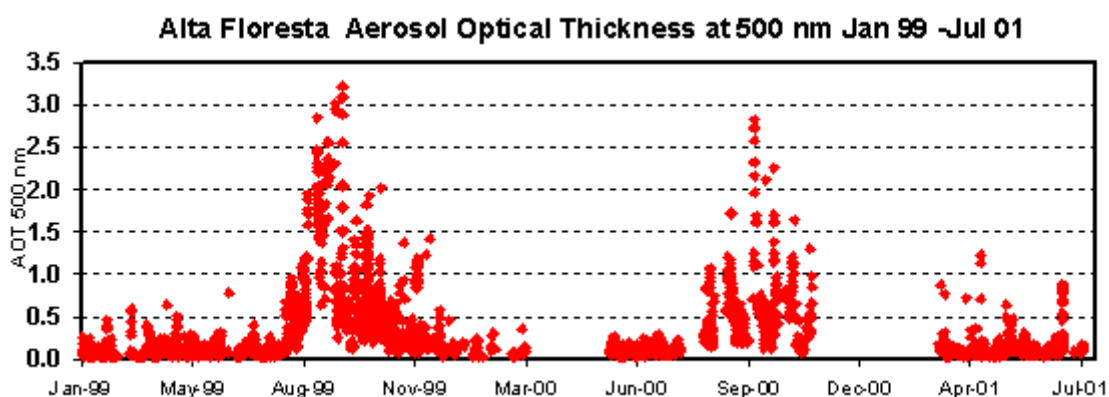


Figura 35 Espessura cronológica óptica de aerossóis em Alta Floresta com 50 nanômetros de Janeiro-1999 a Julho de 2001. Fonte: Artaxo *et al.* (2001). (<http://ies.jrc.ec.europa.eu/Units/cc/events/torino2001/torinocd/Documents/Terrestrial/TO10.htm>).

Na estação seca por exemplo com o excesso de partículas no ar oriundas da queima de biomassa há uma redução no total de radiação solar recebida pelas superfícies, consequentemente alterando a taxa fotossintética da vegetação, e portanto, o balanço do carbono regional. As partículas de queima da biomassa são eficientes condensadores de núcleo de nuvens (CCN), logo, a absorção da radiação solar pelas partículas de fumaça reduzem a umidade disponível no ar e aumentam a temperatura na camada de superfície atmosférica coibindo a formação de nebulosidade (AHLM *et al.*, 2009) (Figura 35).

Ao contrário, as partículas biogênicas produzidas pela vegetação servem como reatores bioquímicos de núcleos na formação de nuvens e precipitações na BAM (PÖSCH *et al.*, 2010) (Figura 36).

Outros mecanismos atmosféricos e físicos em macro e meso-escala são responsáveis pelo aporte de precipitações nas áreas Sul Amazônicas, entre esses podemos citar: as anomalias das temperaturas da superfície do mar (ATSM) no Atlântico Tropical (SOUZA *et*

al., 2009); os ciclos de oscilação do Oceano Pacífico Sul (ENOS) que por sua vez influenciam a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Ambas ZCIT e ZCAS quando enfraquecidas podem corroborar em ocasionais déficits pluviométricos nos períodos de DJF e MAM (verão austral). Na Amazônia Meridional o efeito da circulação local combinada a topografia da região têm grande impacto na distribuição de chuvas diurnas, as quais são associadas a forte atividade convectiva, além dos efeitos de convecção em meso-escala oriundos da ZCAS (NEGRI *et al.*, 2000).

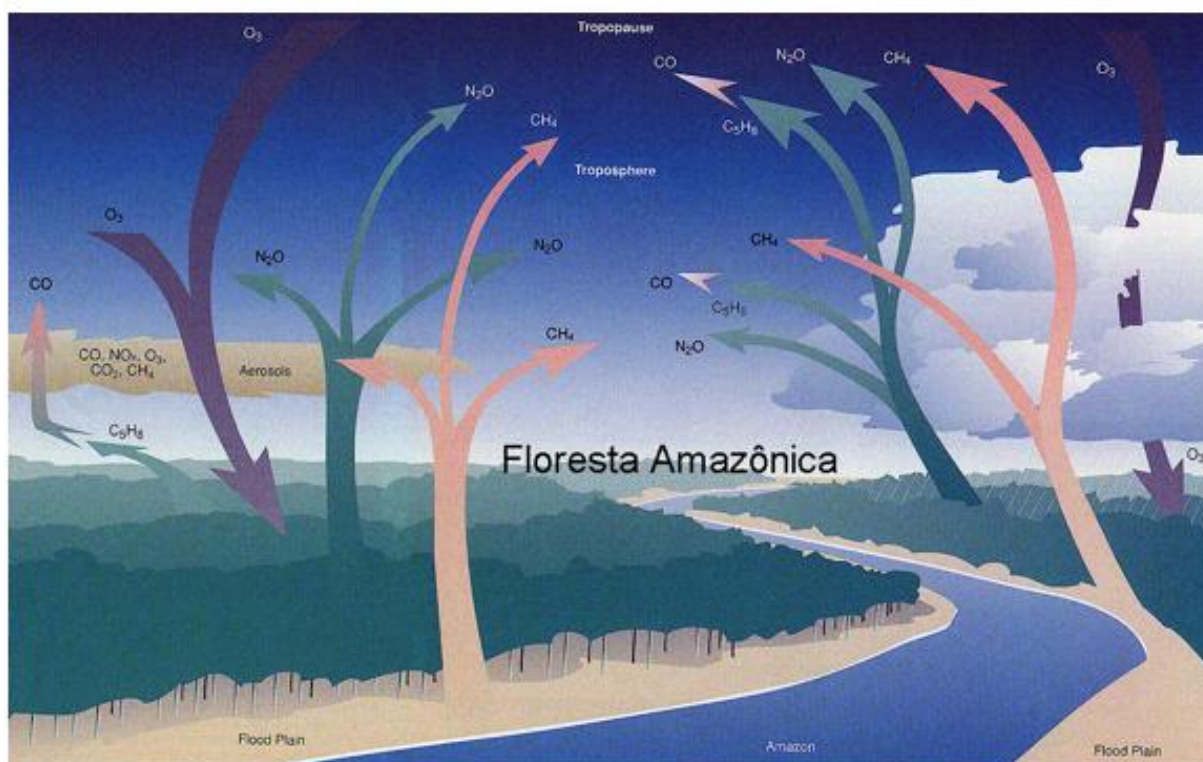


Figura 36 Fluxos de gases e aerossóis entre a floresta e a atmosfera Amazônica. Fonte: Artaxo *et al.* (1995). <http://lba.cptec.inpe.br/lba/port/documentos/FAPESPLBAACp.html>

Conforme estudos realizados com uso de radiossondas, satélites e estações pluviométricas durante um período de 25 anos, Machado *et al.* (2004) comparou a variabilidade diurna causada pela termodinâmica da atmosfera e a variabilidade sazonal com origem nos tipos de vegetação. De acordo com este autor no Sudeste da Amazônia a nebulosidade sazonal tem maior amplitude e um máximo pluviométrico bem definido próximo ao mês de fevereiro, com o aumento de sazonalidade no sentido sudoeste para sudeste: (i) O tempo entre a erupção da estação chuvosa e o máximo de precipitação é inferior ao tempo entre o final da estação de chuvas e o mínimo de precipitação. (ii) Quanto

a vegetação, a estação da seca é a que apresenta a maior diferença entre o NDVI, a precipitação e a cobertura de nuvens.

Segundo o autor o maior estresse da vegetação ocorre no final da estação seca e início da estação chuvosa, e o máximo de atividade da clorofila ocorre quando o total de precipitações decresce entre o final da estação úmida e o início da estação seca. *Durante a estação seca as regiões cobertas por florestas parecem ter capacidade suficiente de manter a energia de calor latente na atmosfera-biosfera, o que não é o caso das regiões com vegetação típica de cerrados ou que sofreram desmatamento.*

2.3.2 - Padrões Pluviométricos da Amazônia Meridional/Sul Amazônico e as Séries Cronológicas de Precipitações

Conforme Called *et al.* (2008) o desmatamento na BAM teve início em 1964 atingindo maior intensidade em 1975-1976 sendo detectável a partir de 0,34% do total de área desmatada. A partir de 1985, 3,16% do total da BAM já havia sido desmatado. Conforme os testes estatísticos pluviométricos efetuados por Called *et al.* (2004) houve decréscimo das precipitações face a análise efetuada com 43 estações pluviométricas durante os anos de 1945-1998 na BAM. Posteriormente Called *et al.* (2008) repetiu as análises para o período de 1940 a 2003 e novamente detectou decréscimo abrupto das precipitações para toda BAM, entretanto, desta vez principalmente nos anos de 1993 e 1994. Na segunda análise a pluviometria da BAM apresentou tendência de estabilidade apesar da estação seca indicar um ligeiro acréscimo no período.

Li *et al.* (2008) efetuaram análises de 17 modelos climáticos estatísticos da BAM que internalizam em suas análises forçantes internas e externas do clima relacionadas a pluviometria no período de 1970-1999. Esses autores enfatizam que é importante ressaltar e classificar as simulações projetadas a partir dos modelos que são mais realistas e capazes de quantificar a influência antrópica. Os 17 modelos indicaram frequência de \mp 10% nos eventos de secas durante o período de estudo. De acordo com as simulações e testes dos registros históricos efetuados pelos modelos, as forçantes externas do tipo antrópico influenciaram consideravelmente as análises.

As simulações efetuadas pelo modelo 20CMIP3 por exemplo simularam realisticamente os valores negativos dos testes estatísticos efetuados pelo SPI (Standardized Precipitation Index) e testes de Mann-Kendall. Tais análises identificaram uma redução de - 0.32 por década em ambos índices assim como outros modelos indicaram perdas de - 0.38 a -0.49 nas precipitações. *As mudanças observadas no SPI⁹ extrapolam o grau de variabilidade natural do clima no período.* De acordo com os resultados dos modelos já

⁹ Teste estatístico utilizado para definir os extremos de seca e pluviométricos em uma série de dados cronológicos.

existem indícios de eventos mais extremos de seca severa na Amazônia devido às forçantes antropogênicas na região.

Conforme Brando *et al.* (2010) também foi identificada uma redução nas precipitações na Amazônia entre 1996-2005 nas áreas cujo dossel da floresta é mais esparso. O estudo foi desenvolvido por meio do uso de 208 estações pluviométricas a partir de dados das médias anuais de chuva durante a estação de seca e de índices de vegetação a partir de imagens de satélite incluindo variáveis como EVI (*Enhanced Vegetation Index*), PAR (*Photosynthetic Active Radiation*) e VPB (*Vapor Pressure Deficit*). Os estudos mostram que com um percentual maior de floresta intacto e denso, as árvores se tornam menos vulneráveis a seca, devido a profundidade das raízes no solo.

Durieux (2003) a partir de análises oriundas de dados de satélites correlacionados a áreas de desmatamento detectou decréscimo da nebulosidade (especialmente da nebulosidade alta) sobre toda BAM durante a época seca e chuvosa, os dados são referentes aos anos de 1970-1990. Essa redução é mais visível a partir de 20% de áreas de florestas desmatadas. Já Cutrim *et al.* (1995) detectaram um aumento da nebulosidade baixa durante a estação seca também devido ao desmatamento. Fu e Li (2004), perceberam um aumento da sazonalidade durante o período seco e também precipitações mais violentas em curto espaço de tempo durante os anos de 1979 a 1993.

Chu *et al.* (1994) da mesma forma detectaram redução das precipitações na Amazônia Meridional durante 15 anos, atribuindo esse decréscimo a fenômenos climáticos em mesoescala assim como Marengo (2004) que percebeu um decréscimo das chuvas em toda BAM no período de 1950-1998, atribuindo o decréscimo a fenômenos climáticos em mesoescala.

Já Lean *et al.* (1996) e Espinoza-Villar (2009) por meio de observações notaram uma redução de (- 32%) nas chuvas devido a conversão de florestas para pastagens conforme estimativas do modelo do Hadley Center da Inglaterra, contudo, em períodos cronológicos distintos. Adicionalmente Espinoza-Villar (2009) detectou decréscimo das precipitações a partir do ano de 1983 (estação seca) de 780 para 580 mm (-18%), e queda geral das precipitações de 1790 para 1660 mm (-10%). Vale ressaltar que a partir de 1983 houve intenso desmatamento na Amazônia Meridional.

Quanto aos índices e registros pluviométricos históricos diversos autores têm aplicado métodos estatísticos e de simulações com o uso de grades e interpolação de estações vizinhas ou próximas devido a ausência de dados nas áreas tropicais. E outros por meio da simulação de precipitações das últimas décadas, as quais são derivadas dos registros históricos disponíveis.

As precipitações em grades e os conjuntos de dados globais das reanálises podem ajudar na resolução dos problemas de cobertura regional, mas também acrescentam

incertezas uma vez que existem diferenças entre os conjuntos de dados (EDWARDS, 2010; MARENGO *et al.*, 2006).

Uma maior rede de estações pluviométricas assim como maiores incentivos em pesquisas interdisciplinares que congreguem equipes multidisciplinares poderão endereçar corretamente as consequências da interação e intervenção das atividades humanas com as demais variáveis climáticas, biológicas e físicas.

2.3.3 Previsões e Diagnósticos dos Modelos Climáticos para Amazônia

De acordo com 23 modelos do IPCC a intensificação da estação seca nas regiões do Sudeste Amazônico tem 80% de probabilidade de ocorrer (Figura 37). *Para Malhi et al. (2008) alterações nas precipitações durante a estação seca serão provavelmente o fator crítico e determinante no destino do Clima Amazônico.* Até o momento não foram identificadas tendências multi-decadais consistentes de precipitação na Amazônia Meridional, contudo, reconhece-se que a transpiração da floresta, é o serviço ambiental de maior importância regionalmente para as precipitações. Nesse sentido, o desmatamento localizado pode aumentar a convecção sobre áreas de floresta, entretanto, se grandes áreas são desmatadas, haverá perda do total de precipitação produzido pelo ciclo hidrológico local. A remoção de 30 a 40% da vegetação induzirá a floresta a um clima mais seco, portanto, as chuvas da estação seca são essenciais para determinar os padrões de vegetação locais e as zonas de transições de biomas na Amazônia. Para mitigar esses cenários é necessário que o desmatamento total da floresta seja mantido em apenas 30 a 40% do total da área (SPRACKLEN *et al.* 2012; LAURANCE *et al.* 2011; DURIEUX, 2003).

Notadamente na Amazônia o fator vegetação é responsável por grande parte das chuvas locais e regionais como é representado por modelos atmosféricos-terrestres tropicais como o de Shukla *et al.* (1990), posteriormente aperfeiçoado por Nobre *et al.* (1991). No modelo de 1990 a partir de simulações climáticas e terrestres foram substituídas áreas de Floresta Amazônica por pasto. A partir dessas análises foi possível identificar características hipotéticas do que poderia ocorrer caso a cobertura florestal fosse alterada, como por exemplo um aumento da evapotranspiração; um decréscimo das precipitações; o prolongamento da estação seca e o difícil reestabelecimento da vegetação nas áreas desmatadas.

Entretanto, como mencionado anteriormente, os processos termodinâmicos e atmosféricos são de difícil quantificação ainda que aspectos como topografia e temperaturas das superfícies marítimas sejam corretamente ajustados nas simulações. Neste modelo primitivo de 1990 os autores identificaram um aumento de 200-400 mm de evapotranspiração e redução de 200-600 mm de precipitação caso a floresta se tornasse

pasto. Considerando estes aspectos os autores interpretam que haverá um menor escoamento superficial devido a redução das precipitações e uma maior evapotranspiração, ao contrário da situação típica de aumento do escoamento superficial em casos de remoção da vegetação. Frisa-se que o resultado de maior significância neste modelo está relacionado ao decréscimo das precipitações e o desmatamento associado a uma estação seca mais longa.

Com o aperfeiçoamento do modelo de 1990, Nobre *et al.* (1991) detectaram por meio da inclusão de outras variáveis e simulações mais precisas uma redução de 25% das precipitações (maiormente na estação seca) para toda Amazônia. É importante considerar que existem inúmeros fenômenos em mesoescala em termos de circulação geral que podem influenciar o clima Amazônico e os máximos de precipitação em determinadas áreas como: a barreira da cordilheira dos Andes que retêm grande parte da umidade proveniente do Atlântico; a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) com maior expressão no verão austral; os contrastes termais entre oceano-terra; e em menor escala, a topografia e o vapor de água reciclado por meio da vegetação a nível regional e local.

Nas simulações apresentadas pelo modelo de 1991, os autores detectaram uma redução nas precipitações de 400-800 mm (-40 a -50%) no Sul da Amazônia durante a estação seca com desmatamento, e de -20% a -30%, nas médias de circulação anual sem desmatamento, contudo, existem limites da influência da floresta no clima em mesoescala. Outro aspecto interessante é que os rios da Amazônia em contrapartida recebem menor quantidade de precipitações que as áreas florestadas. Para os autores, se o desmatamento mantiver as mesmas taxas dos últimos anos, é provável que a Floresta recue de 500-1000 km para o norte, sendo a parte mais ao sul substituída por vegetação de savana (cerrado brasileiro) Nobre *et al.* (1991).

Para Werth e Avissar (2002) a maior parte dos modelos de simulações de precipitação para Amazônia concordam que o desmatamento causa uma redução local nas precipitações de ao redor de - 220 mm a - 640 mm por ano. O Instituto Goddard de Estudos Espaciais (GISS) por meio de modelos climáticos globais (GCMs) efetuou testes de desmatamento em seis estudos de caso com desmatamento e seis estudos de caso controle. Ademais desses testes foram criadas simulações falsas para garantir a veracidade dos mesmos. Por vezes os modelos podem se confundir devido às teleconexões oceânicas associadas aos efeitos do desmatamento. A área do modelo está situada totalmente abaixo de 3° de latitude sul, ou seja, perímetro Sul Amazônico (área de estudo proposta nesta pesquisa).

De acordo com os resultados há um decréscimo da extensão do período chuvoso e nenhuma mudança no período seco, sendo que no período de verão austral há uma redução de umidade de convergência e no período de inverno uma redução no fluxo de convergência. Outros resultados demonstram que a maior redução das precipitações ocorre

no período de Outubro, ou seja, o fim da estação seca/início da estação chuvosa, com redução drástica do total de nuvens no mês de Outubro. O modelo capturou conexões ligadas ao desmatamento da Amazônia com reduções de precipitação no México, América Central e a região Oeste do Pacífico.

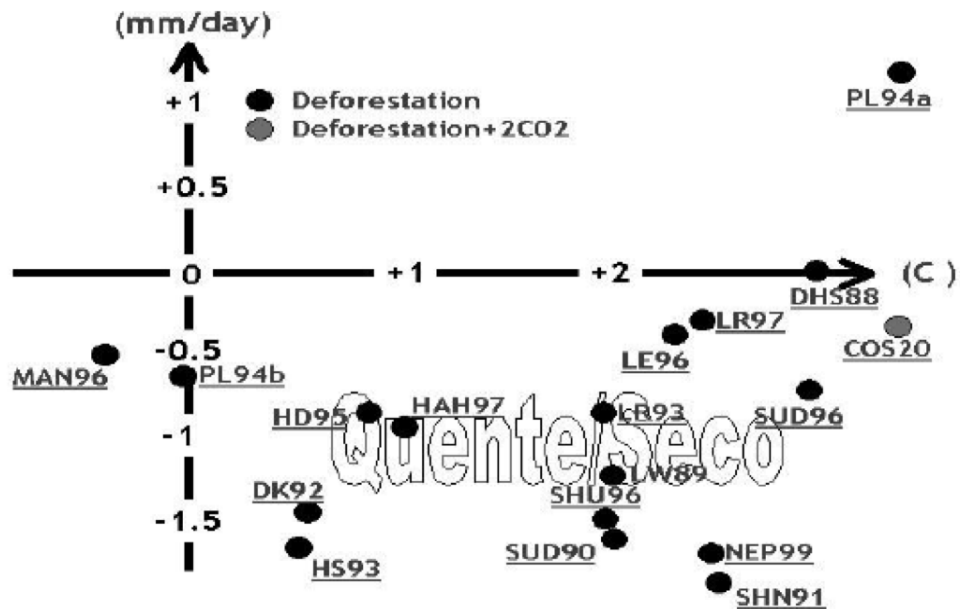


Figura 37 Resumo das experiências de modelagem de clima na Amazônia com desmatamento regional. Os pontos mostram as iniciais dos pesquisadores envolvidos e o ano de publicação. Os eixos são anomalias de temperatura na horizontal e de chuva na vertical. Fonte: Adaptado de Marengo (2003).

Para Werth e Avissar (2002) as simulações com desmatamento apresentam redução intensa na hidrologia da estação chuvosa com redução ao redor de -296 mm por ano, neste caso, mudanças do clima na Amazônia podem servir como uma fonte de alteração em mesoescala para outras regiões, que dependem de padrões de circulação atmosférica sobre a Floresta.

Zhang *et al.* (2001) previram que as mudanças climáticas sobre a Amazônia poderiam causar um aumento de 4 °C nas temperaturas médias, enquanto que o aumento em relação ao desmatamento chegaria apenas a 3 °C nas temperaturas médias. Costa e Foley (2000) sugerem que aumentos de temperatura associados ao desmatamento na Amazônia podem chegar a 1.4 °C comparado ao aquecimento de 2 °C relativo a duplicação de CO₂ associada ao desmatamento. No entanto, essas previsões não concordam com os resultados

encontrados por modelos de mesoescala que prevêem o estabelecimento de convecção acima de fragmentos desmatados. Portanto, os efeitos do desmatamento sobre o clima parecem depender da escala da área desmatada e da escala de análise (CHEN e AVISSAR, 1994, AVISSAR e LIU, 1996, DURIEUX, 2002, SPRACKLEN *et al.* 2012).

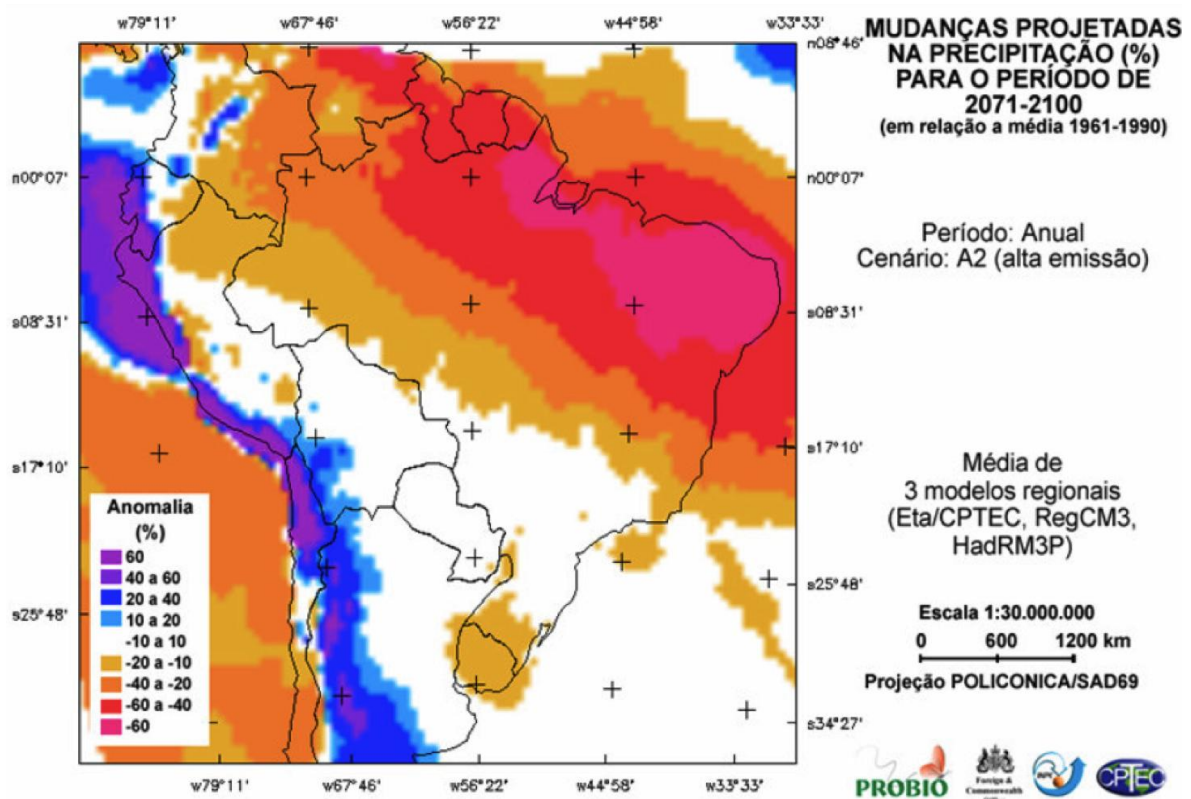


Figura 38 Mudanças projetadas na precipitação (%) com base no período anual e projetadas para 2071-2100. Cenário A2 (pessimista) IPCC. Fonte: Marengo *et al.* (2007).

Quanto a questão da fertilização por carbono, Yang *et al.* (2003) com o objetivo de melhor entender o potencial dos GEE's e seu impacto no ciclo hidrológico, identificaram incertezas relacionadas ao aumento de CO₂ concomitante ao aumento de temperaturas, e o aumento/redução das precipitações em diversos modelos climáticos do IPCC. De acordo com suas análises, a influência do aumento de CO₂ nos modelos GCM's e a intensidade do ciclo hidrológico depende do grau de aquecimento da superfície (terrestre-marítima). Para Yang *et al.* (2003) existem dois tipos de perturbação que geram incertezas nos modelos: uma radioativa devido às mudanças nos níveis de CO₂, e uma de condensação devido às mudanças nas TSM. No primeiro teste os autores perceberam que (i) ao aumentarem os níveis na quantidade de CO₂ implicaria em redução da precipitação e (ii) ao aumentar um

grau nas TSM haveria acréscimo de precipitações. A curto prazo a redução de precipitação se dá devido ao efeito do CO₂, e a longo prazo há um acréscimo nas precipitações devido ao aquecimento das TSM, pois a água tem uma resposta de aquecimento mais lenta em comparação à atmosfera. A figura 38 mostra simulações com alta concentração de GEEs em 3 modelos regionais.

Nos modelos climáticos-terrestres desenvolvidos por Henderson-Seller *et al.*, (1993); McGuffie *et al.*, (1995); Lean *et al.*, (1996) e Costa *et al.*, (2004) há consenso de que as temperaturas aumentarão com o desmatamento, e que haverá uma redução na evapotranspiração e precipitações nas áreas de Floresta Amazônica. Como complemento à esses modelos Oyama e Nobre (2003) construíram um modelo AGMC acoplado a variante vegetação para diversas partes do mundo.

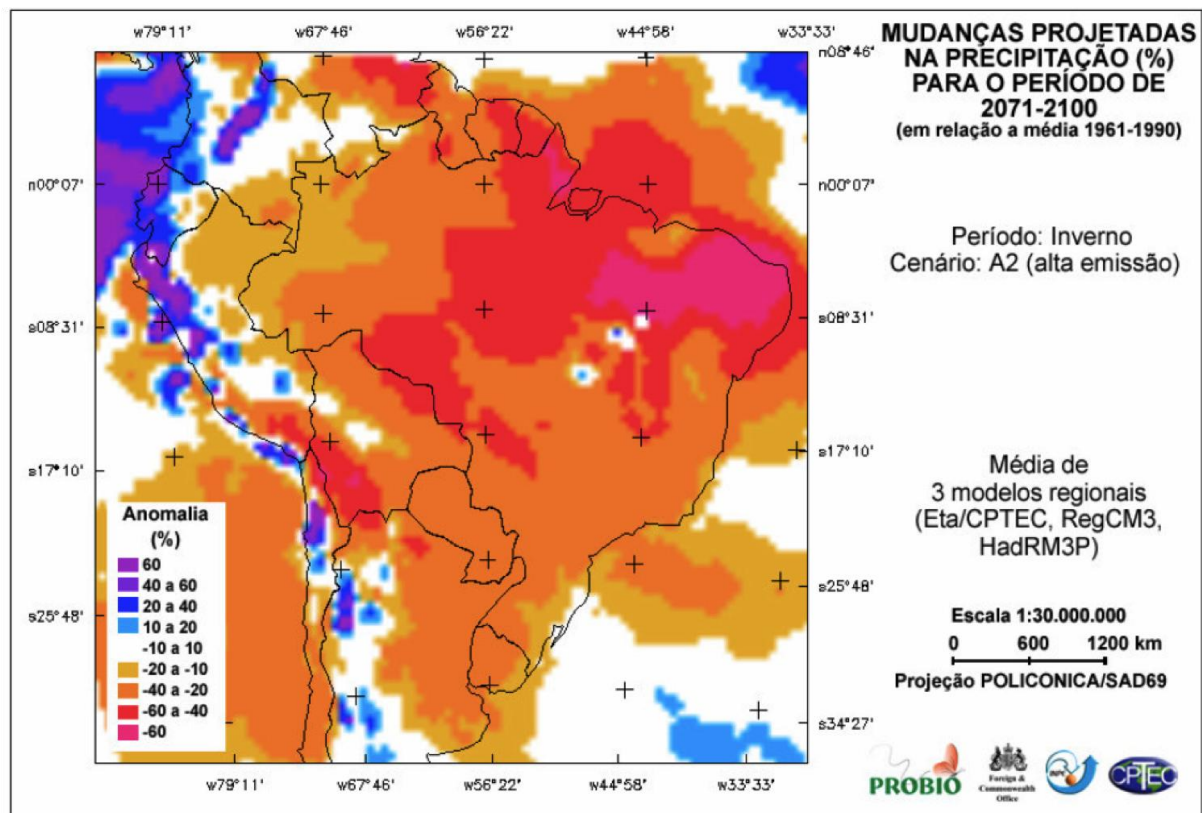


Figura 39 Mudanças projetadas na precipitação (%) com base no período de inverno e projetadas para 2071-2100. Cenário A2 (pessimista) IPCC. Fonte: Marengo *et al.* (2007).

O modelo inclui resoluções altas de perfil horizontal que melhor representam o fino contraste de transição entre áreas de floresta e savanas. O modelo apresenta dois estados de equilíbrio, um original, com vegetação, e outro com a conversão da vegetação natural

para áreas de gramíneas e cultivos. Os resultados para o Brasil mostram que a partir da retirada da vegetação de Caatinga, haverá uma expansão de clima semidesértico na região do nordeste brasileiro, e com a retirada de áreas da Floresta Amazônica, haverá uma savanização nas porções ao norte, leste e sul do bioma. Portanto, mudanças no uso da terra poderiam chegar ao limiar de controle do sistema bioclimático.

Estudos como os de Polcher (1995) cuja área de floresta foi substituída por pasto indicam que há maior influência da vegetação durante as épocas de transição, ou seja, nos períodos de Agosto-Setembro, Novembro-Dezembro e Abril-Maio (Figura 39). O início e final da estação chuvosa (as estações de transição), contribuem mais nas mudanças interanuais de chuva do que a intensidade das precipitações no período chuvoso (LIEBMMAN e MARENGO, 2001). Para Fu e Li (2004) caso as mudanças do uso da terra reduzam os totais pluviométricos durante as estações de transição e de seca, o resultado seria uma demora na erupção da estação chuvosa e um prolongamento da estação seca. Ferreira da Costa *et al.* (1998) também identificaram a partir de sua modelagem uma quantidade maior de precipitações (+28%) nas áreas de floresta em comparação às áreas desmatadas.

Nas estações de transição o ar seco da superfície do solo e a inversão no topo da camada atmosférica devem ser alcançados ao contrário da estação chuvosa na qual existem sistemas atmosféricos de circulação de larga escala que propiciam as precipitações. Logo, as condições da superfície do solo parecem ter influência nas estações de transição para o período chuvoso. O fluxo de tempestades é de volume maior sobre áreas de pastos em detrimento das áreas de florestas quando considera-se paisagens fragmentadas (GERMER NEIL *et al.*, 2010). Mesmo que exista um incremento de apenas 0.03-0.04 do albedo contrariamente aos 0.08 estipulados à partir da conversão de florestas para pasto (devido ao crescimento de vegetação secundária) deve-se levar em conta que a redução de aerossóis biogênicos (presentes na vegetação florestal) nas áreas desmatadas são uma explicação alternativa para a redução de formação de nuvens sobre áreas desmatadas, Estes têm papel importante na formação de núcleos de condensação sobre a floresta (PÖSCHL, 2010).

Para Pielke *et al.* (1998) o grau de umidade de convergência, e a turbulência disponíveis sobre áreas de floresta, em comparação com áreas de pasto, alteram em grande escala a formação de nuvens e a geração de chuvas. Logo, conversões >100,000; >1,000,000 km² afetarão os padrões de precipitação sobre áreas da BAM (Brujnzeel, 2004). Ainda de acordo com Botta *et al.*, (2003) e Coe *et al.*, (2002) grandes incertezas foram detectadas na evaporação, convergência de umidade e observações na simulações de diversos modelos de precipitações. O erro na umidade de convergência é tão grande como o erro na evaporação, portanto, os resultados devem ser utilizados com ressalvas.

Já nos estudos desenvolvidos por Costa e Pires (2010) foi identificado um prolongamento da duração da estação seca em até 1 mês para a região do Arco do Desmatamento (a qual normalmente dura de 5 a 6 meses em áreas do Bioma Amazônico e do Bioma Cerrado). As precipitações dessas regiões dependem da cobertura da superfície do solo, portanto, a substituição das florestas e das savanas por pastagens e plantações de soja (tipo de atividade mais prejudicial para as precipitações) alteram o regime pluviométrico regional/local.

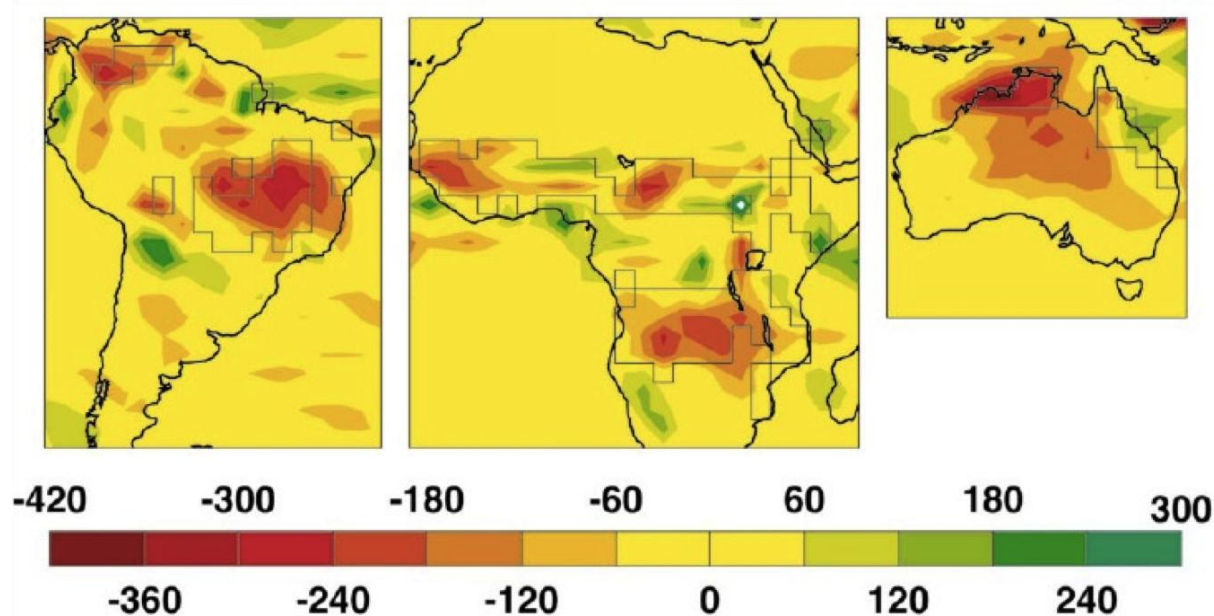


Figura 40 Mudanças na precipitação anual resultantes da conversão de savanas tropicais para campos. Todas as regiões exceto as savanas do norte da África exibem declíneos significativos nas precipitações. As regiões de savana estão desenhadas no mapa. Fonte: Hoffmann e Jackson. (2000).

Para o Cerrado que originalmente cobria uma área de 2.000.000 de km² e hoje possui apenas 50% de sua área original (impactada por atividades antrópicas) foi simulado pelo modelo CCM3-IBIS que acopla atmosfera a vegetação, que as precipitações não são relevantes durante o período seco, entretanto, o modelo apresenta reduções significativas de precipitação durante os meses de transição. Há incremento de até 1 mês no período de seca. Os meses que apresentaram maiores mudanças nesse modelo foram: Abril, Setembro, Outubro e Novembro, com perdas mais significativas no Cerrado do que na Floresta Amazônica (Figura 40). O desmatamento na região do Arco do Desmatamento causa importante decréscimo na evapotranspiração, devido a redução da profundidade das raízes

responsáveis pelo bombeamento de água para atmosfera, e o acréscimo do taxa de Bowen¹⁰ nas áreas desmatadas.

Por fim Rosolem (2005) através de um experimento numérico de simulação atmosférica com resolução espacial de 16 km x 16 km, em um cenário sem governança de desmatamento para o ano 2026 na rodovia BR-163, detectou redução de 7% nas precipitações médias na área desmatada. Nesta simulação a distribuição heterogênea do uso da terra induziu a formação de uma célula térmica sobre a região desmatada, resultando em uma variabilidade espacial da chuva. De acordo com o experimento, os efeitos do desmatamento vão além das áreas desmatadas, com pequeno sinal de redução de chuva em setores com cota superiores a 500 m de altitude.

2.3.4 Considerações Sobre a Revisão Teórica

De acordo com a literatura o desequilíbrio dos dados dos modelos é maior sobre o Sul da Amazônia (a qual tem elevada variabilidade interanual) em comparação ao norte. Existem grandes diferenças nas características e variabilidade do balanço hídrico entre as partes norte e sul da Bacia. A razão da ET (evapotranspiração) na estação seca é maior do que na estação das chuvas, sendo essa afirmação nem sempre verdadeira para o Sul da Amazônia. O papel da evaporação e da evapotranspiração no ciclo da água é relativamente mais importante na estação seca do que na estação chuvosa. Tendências negativas foram identificadas para toda a BAM (com fracas tendências negativas ao norte e fortes tendências positivas Sul). As análises espectrais mostram escalas decadais variáveis nas precipitações. Portanto, inúmeras incertezas quando a variabilidade das chuvas na Amazônia Meridional ainda precisam ser melhor equacionadas por novos estudos.

Com o desenvolvimento dos subcapítulos nota-se que existem imensas lacunas nos estudos regionais do clima na Amazônia, e especialmente na região Sul Amazônica. As lacunas e divergências perpassam a esfera dos dados pluviométricos que alimentam parte das bases de dados estatísticos e atingem diversas metodologias da modelagem do clima em áreas tropicais. Apesar dos contrastes entre os estudos e seus resultados, podemos afirmar que existem premissas e afirmações comuns como veremos a seguir.

Conforme a revisão teórica os autores concordam que cronologicamente há indícios de uma redução nas precipitações na Amazônia durante as estações de transição e no período seco. Esses resultados foram identificados seja por meio de simulações de modelos climáticos que acoplam a atmosfera à superfície terrestre, seja por testes estatísticos das séries cronológicas pluviométricas. A redução das precipitações nas médias anuais é mais

¹⁰ A razão de Bowen é determinada pela equação $\beta=H/LE$, onde H é o fluxo de calor sensível, LE é o fluxo de calor latente e β a razão de Bowen. Esse parâmetro mostra o quanto de energia está sendo utilizada para o aquecimento do ar (H) e para os processos de evapotranspiração (LE), possibilitando avaliar se a vegetação está sofrendo estresse hídrico.

pronunciada na parte Norte da Amazônia e menos detectável na parte sul, cujos decréscimos foram identificados durante as estações de transição e de seca. A complexa intervariabilidade anual da Amazônia Meridional prejudica parte das análises dos modelos os quais não são capazes (mesmo depois de mais de 10 anos de pesquisas intensas) de engendram todas variáveis climáticas e de circulação da atmosfera em regiões tropicais. Outro fator limitante das análises de precipitação é a restrita rede de estações pluviométricas disponíveis para a análise das séries estatísticas.

Até a data desta revisão não foram identificadas análises com base em testes estatísticos regionais pluviométricos para Amazônia Meridional, que utilizem metodologias como os testes de Mann-Kendall e Pettitt, propostas neste trabalho (provavelmente devido a escassez de dados pluviométricos em séries longas). Tampouco análises que correlacionem índices pluviométricos com o uso da terra, salvo o trabalho de Rosolem (2005) para BR-163, indicando que existe um campo vasto para pesquisas com este escopo. Outros resultados da revisão indicam que partes ao Leste e Sul da Amazônia estão mais sujeitas à inflamabilidade, face às influências antrópicas e a recorrência de períodos secos advindos de mudanças nas temperaturas dos oceanos, que influenciam a intensidade e recorrência de fenômenos ENSO. Esses aspectos atrelados às interrelações da biomassa com o ciclo hidrológico e o fogo, projetam a morte da floresta a longo prazo (*forest dieback*) (COX *et al.* 2008). Resultados referentes a pluviometria para Amazônia Meridional devem ser melhor avaliados por meio de estudos que abordem escalas finas, e que possam assegurar uma melhor compreensão do ciclo hidrológico nessas regiões (COSTA e PIRES, 2010).

Deve-se reconhecer que um imenso esforço tem sido empregado nas últimas três décadas no aperfeiçoamento dos modelos, e no entendimento dos inúmeros aspectos biofísicos presentes no clima da BAM. Como exemplo desse avanço estão presentes as iniciativas do programa LBA (*Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia*), o programa ABRACOS (*Experimento Anglo-Brasileiro de Observações do Clima Amazônico*), o projeto Rios Voadores (*Pesquisa das massas de ar que provêm da Amazônia trazendo umidade para outras regiões do Brasil*), o programa CHUVA do CPTEC, entre muitos outros (CPTEC, 2012). Entretanto, análises regionais pluviométricas estatísticas ainda são escassas, e devem ser implementadas para melhor compreender os aspectos regionais e locais do clima Sul Amazônico.

PARTE II

CAPÍTULO 3 - OS TESTES ESTATÍSTICOS NA AMAZÔNIA MERIDIONAL

No capítulo 3 são aplicados, descritos e apresentados os resultados dos testes estatísticos de Pettitt, Mann-Kendall e de Análise de Regressão Linear efetuados para 207 estações pluviométricas da ANA.

O capítulo discorrerá sobre o estudo das precipitações na Amazônia Meridional e partes do Bioma Cerrado identificando rupturas e tendências a partir das séries históricas pluviométricas no período de 1970-2010. A análise dar-se-á a partir da aplicação de três testes estatísticos: Pettitt, Mann-Kendall e a Análise de Regressão Linear. A partir dos resultados encontrados ilustrou-se por meio da cartografia a distribuição das rupturas e tendências das chuvas no clima regional. No caso da Regressão Linear, metodologias geoestatísticas espaciais foram utilizadas na análise histórica dos dados pluviométricos (Krigagem Ordinária Exponencial). O resultado proporcionou o entendimento do comportamento das médias de acréscimo ou decréscimo pluviométrico no período referente aos últimos 40 anos entre 1970-2010.

Com a intenção de analisar os resultados dos testes fez-se necessário compreender *a priori* o sistema climático Amazônico Meridional/Sul Amazônico e seu ciclo hidrológico (em parte dependente da floresta). Para tanto, os capítulos iniciais da Parte I analisaram questões que servem de embasamento teórico para o estudo descrito a seguir.

3.1 OS TESTES ESTATÍSTICOS – PETTITT, MANN-KENDALL E A ANÁLISE DE REGRESSÃO LINEAR

3.1.1 Área de Estudo de Caso e os Métodos Empregados

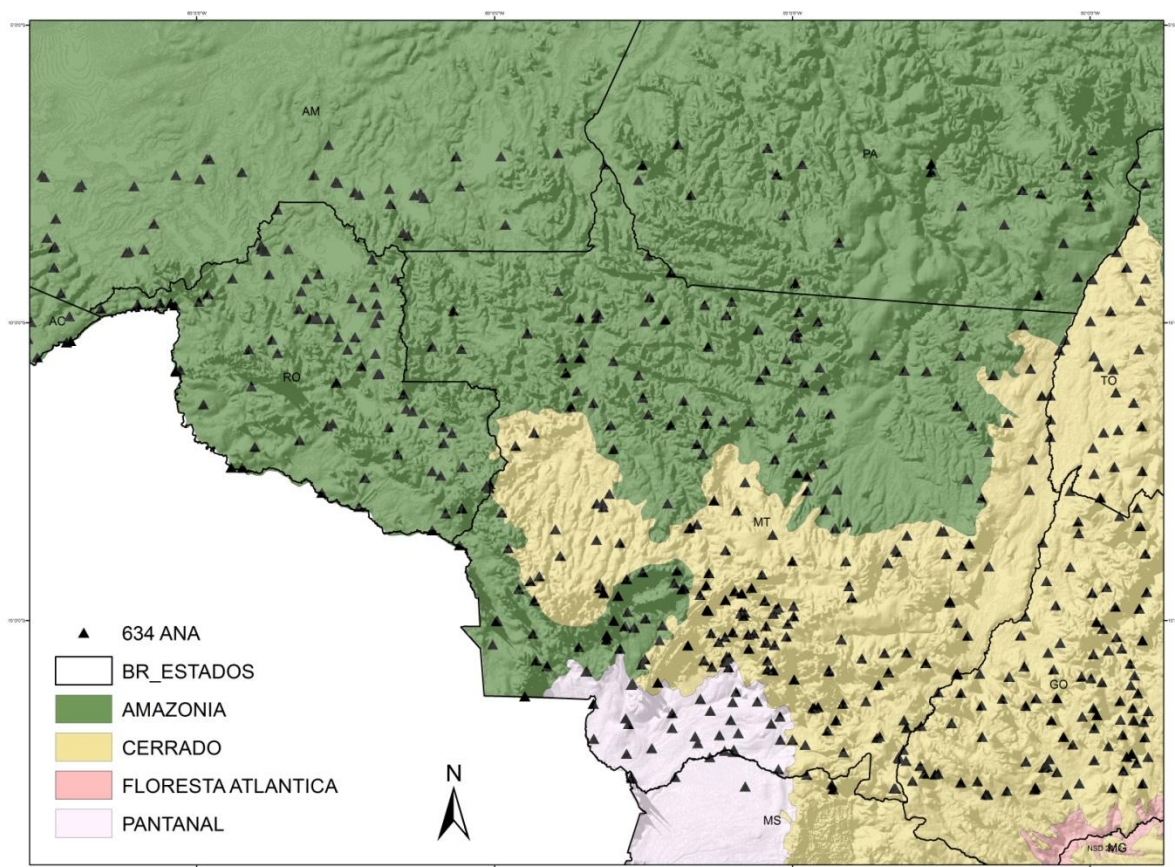
A escolha de conjuntos de dados pluviométricos têm um impacto nos resultados do balanço hídrico, e as incertezas nesses resultados podem advir da sensibilidade das estimativas de precipitação, da densidade da rede de captos pluviométricos, das técnicas de interpolação numérica ou o uso de dados de satélite para preencher lacunas no tempo e no espaço. Redes de captos automáticos e estações hidrológicas em áreas remotas da BAM devem ser instaladas para resolver o problema do vazio de dados, entretanto, tais instrumentos necessitam de calibração e são caros. Os custos operacionais destas estações automáticas são altos, e nem todos os países Amazônicos têm adotado o mesmo sistema operacional pois problemas nas comparações de calibração dos dados são relatados (MARENGO *et al.* 2006).

A partir das implicações dos modelos atmosférico-terrestres atuais e com o intuito de melhor compreender o impacto das mudanças da terra local e regional, este estudo

CAPÍTULO 3 - OS TESTES ESTATÍSTICOS NA AMAZÔNIA MERIDIONAL

estatístico buscou analisar tendências e rupturas em séries históricas pluviométricas na região mais meridional da Amazônia Brasileira, que inclui áreas de Floresta Ombrófila Densa, Floresta Mesófila e Cerrado, impactadas pelo desmatamento nas últimas décadas. Historicamente essas regiões são responsáveis pelos maiores índices de desmatamento detectados pelo INPE por meio dos programas PRODES (anual) e DETER (mensal) de monitoramento via satélite do desmatamento. São também regiões vulneráveis do Bioma Amazônico (zona de amortecimento) sendo altamente suscetível ao avanço do uso da terra nas áreas de fronteira agrícola (DUBREUIL *et al.*, 2002).

De forma a obter um panorama mais amplo do regime pluviométrico regional optamos por estender a análise aos estados de Rondônia e Mato Grosso. Entretanto, houve um grande cuidado devido aos aspectos regionais do clima os quais não respeitam fronteiras administrativas. Nesse sentido (devido à vazios regionais de estações) incluímos estações em áreas fronteiriças dos estados do Amazonas, Pará, Tocantins, Goiás e Mato Grosso do Sul, abrangendo o maior número de Estações Pluviométricas detentoras de séries cronológicas extensas.



Mapa 2 Estações Pluviométricas da ANA anteriores a varredura e validação de dados. Ao total 634 estações foram selecionadas. Fonte: Autor, 2012.

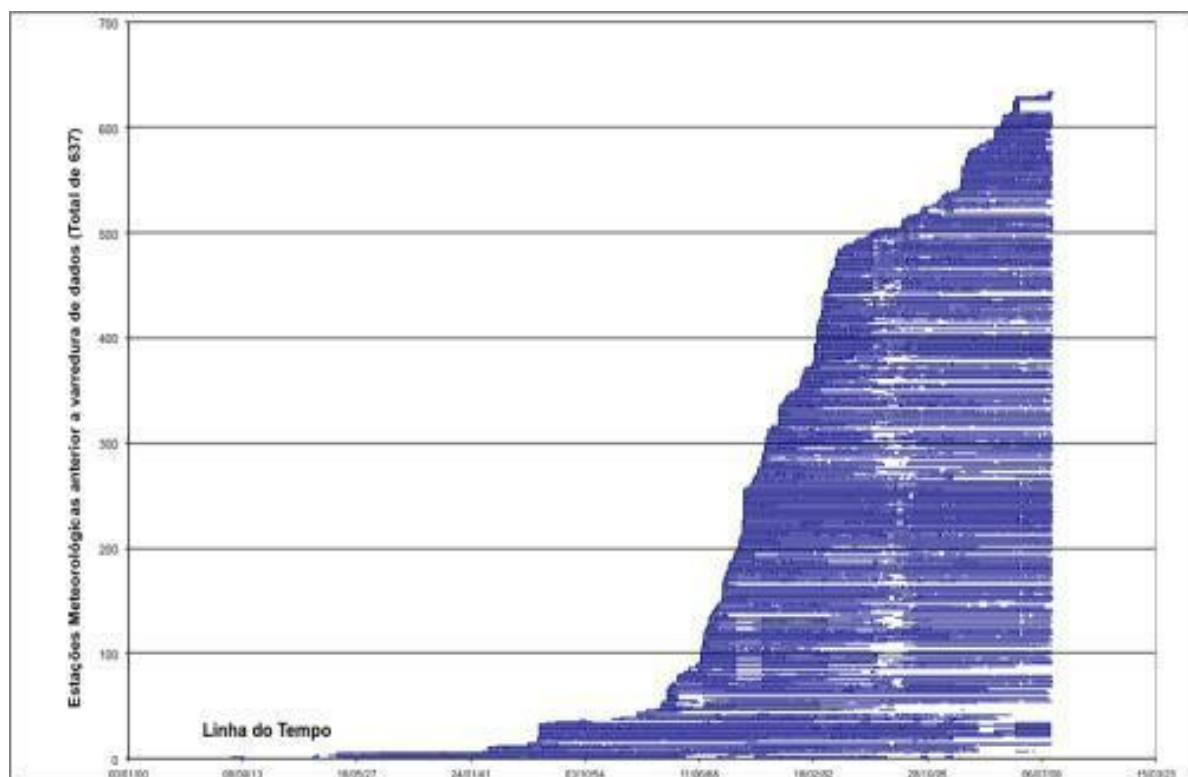


Gráfico 2 Linha do tempo com suas falhas temporais para 634 estações pluviométricas pré-selecionadas na fase primária de análise. Os espaços em branco representam lacunas nos dados. Fonte: Autor, 2012.

Por meio de uma plataforma computacional, os dados pluviométricos das estações foram coletados e carregados da ferramenta online gratuita Hidroweb (www.hidroweb.com) da Agência Nacional de Águas Brasileira (ANA). E posteriormente foram tratados por programas computacionais. Ao total foram coletados dados de 634 estações pluviométricas (ver gráfico 2 e mapa 2). Após os devidos cortes de varredura chegamos a um número final de 207 estações com séries históricas viáveis de análise. Das 634 estações testadas totalizaram-se 4,907,645 registros diários pluviométricos. Destes, 1,618 foram considerados inconsistentes e 4,906,027 consistentes.

Os dados pluviométricos foram organizados em um banco de dados utilizando a tecnologia MySQL, uma versão livre do SQL (Linguagem de Consulta Estruturada, do inglês Structured Query Language) sobre um computador-servidor com plataforma Windows 7 e tecnologia de web-server Apache 2.2. O desenvolvimento dos modelos operacionais constituiu numa pesquisa minuciosa dos métodos selecionados visando a obtenção de soluções algébricas (fórmulas) e a sua implementação no meio computacional por meio do desenvolvimento de *scripts* em linguagem PHP no programa Adobe Dreamweaver.

Ao total foram desenvolvidos algumas dezenas de *scripts* com objetivos específicos e orientados ao objetivo geral descrito anteriormente. O desenvolvimento de *scripts* auxiliou

na agilização da identificação e a correção das falhas e inconsistências no banco de dados e do processamento das análises. A escolha da linguagem PHP tem por base a versatilidade de acesso remoto para a execução de *scripts* e sua integração com MySQL. Contudo, alguns erros indetectáveis pela programação foram identificados pelo pesquisador após minuciosa verificação de consistência de dados, efetuada estação por estação.

3.2 O TRATAMENTO DOS DADOS

Ao total 207 estações pluviométricas foram selecionadas com 2,497,297 dias medidos de precipitações e 270,755 dias com falha de registro, ou seja 10% do total de dados apresentou falhas que foram tratadas de acordo com a metodologia a seguir:

3.2.1 Dados Diários

Os dados coletados da ANA são brutos, na tabela de análise dos dados diários um campo (ou variável) foi elencado como “consistente” na plataforma que contem os *scripts*. O campo “consistente” vale 1, para dados confiáveis, e 0, para não confiáveis. Foram considerados dados CONSISTENTES pluviosidades diárias ≤ 100 mm.

Apos analise minuciosa dos dados de todas estações e verificando-se as medias gerais diarias por meio de comparação estatística, foram consideradas INCONSISTENTES pluviosidades > 350 mm, pois tais episodios foram raros e incomuns na maior parte das estações podendo portanto mascarar as series cronologicas. Os valores entre 100 e 350 mm foram submetidos ao seguinte critério: considere uma estação "X", se a média de pluviosidade nas 10 estações vizinhas mais próximas à estação "X" for superior a 10% do valor da pluviosidade da estação "X", o dado da estação "X" é considerado CONSISTENTE, caso contrário, é considerado INCONSISTENTE (FETTER *et al.* 2012).

3.2.2 Dados Mensais

O conjunto de dados mensais e os totais mensais para cada estação foram analisados de forma a verificar valores inconsistentes de chuva como por exemplo chuvas muito acima ou muito abaixo das médias normais do mês. Foram extraídas as médias mensais para todos os meses e para todas as estações. Quanto as falhas, os dados foram tratados da seguinte forma: se durante um ano "X" apenas dois meses apresentassem lacunas de dados, estes dois poderiam ser substituídos por suas médias históricas respectivas. Caso houvessem mais de 2 meses de lacunas durante determinado ano "X", este, não seria considerado na análise. Após o preenchimento correto de lacunas mensais e efetuado o cálculo das médias mensais, foi possível realizar o cálculo das médias dos totais anuais de precipitação para o conjunto das 207 estações com dados consistentes.

3.2.3 Dados Anuais

Com o conjunto de dados mensais devidamente calculados parte-se para análise dos dados anuais. Nesta etapa *caso uma estação "X" apresentasse mais de 5 anos consecutivos sem dados, esta seria automaticamente rejeitada*. Nas análises estatísticas foram contempladas apenas estações que contivessem no máximo lacunas consecutivas de 5 anos nas séries de dados, e que fossem pluviometricamente homogêneas. Todas as séries contêm um período de dados que abrange no mínimo o início da década de 1970 até 2010, e o início da década de 1980 até 2010.

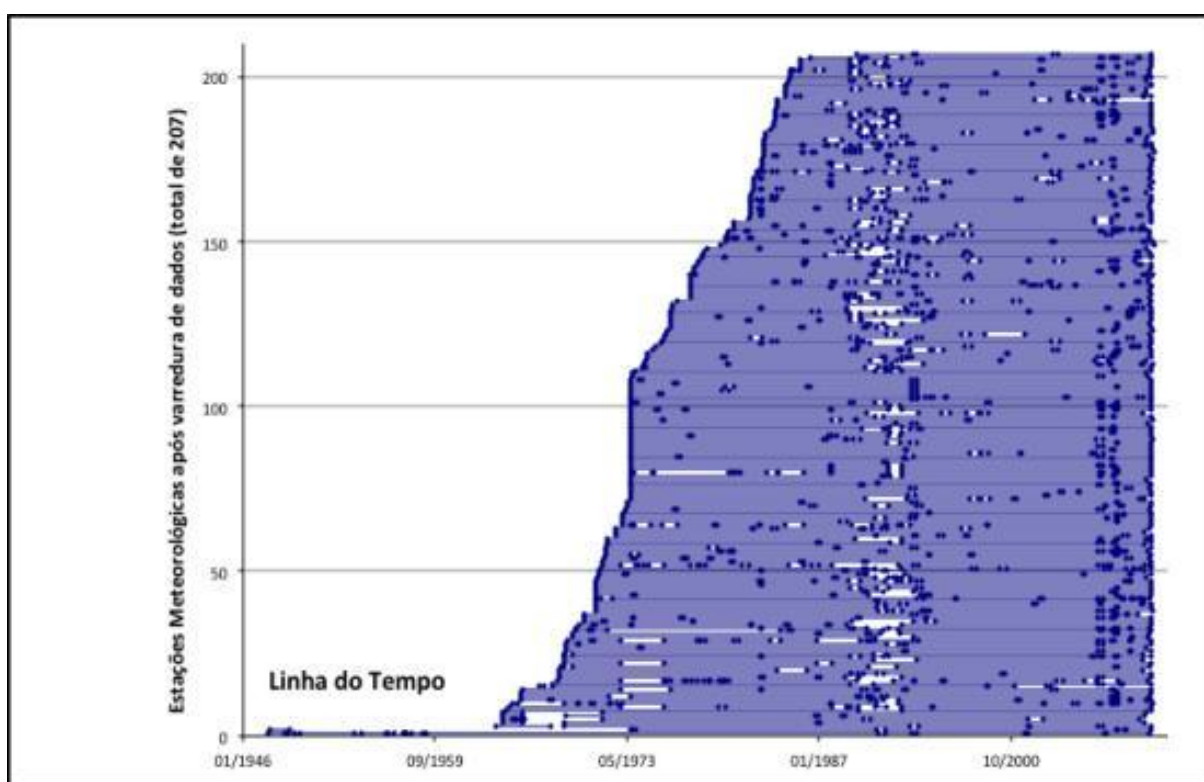
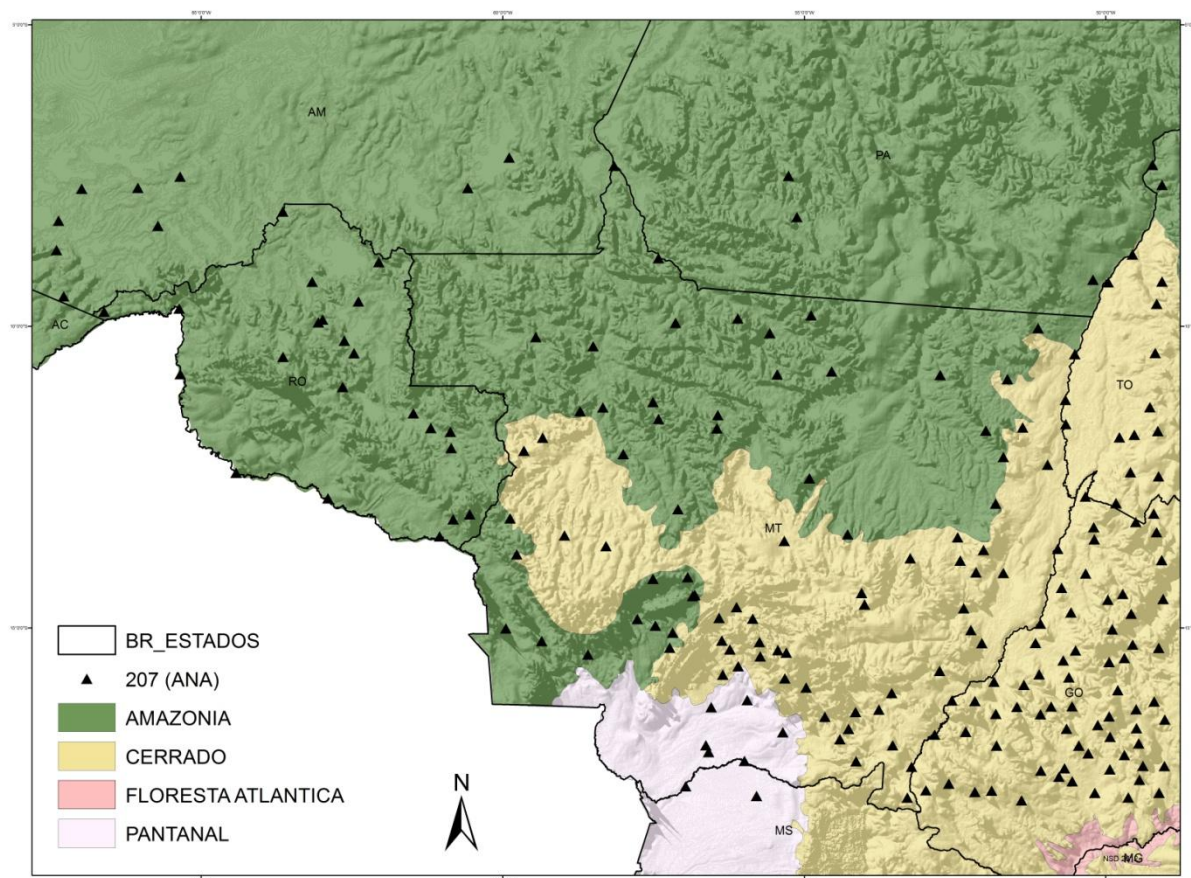


Gráfico 3 Estações pós varredura de consistência de dados (total de 207 estações). Fonte: Autor, 2012.

Como recorte final pretendeu-se inicialmente eliminar qualquer estação que não apresentasse um período de no mínimo 30 anos conforme recomendado pela OMM (Organização Meteorológica Mundial). Contudo, devido ao contexto histórico da região colonizada há menos de 35-40 anos, e as dificuldades em termos de base de dados decidiu-se por abrandar a exigência. Portanto *incluímos estações com no mínimo 20 anos de dados*, período de maior importância para as dinâmicas do uso da terra na região (PASSOS, 2002; DUBREUIL, 2010; 2002). Ver mapa 3 e gráfico 3.



Mapa 3 Estações Pluviométricas posteriores a varredura de consistência de dados. Fonte: Autor, 2012.

3.3 OS TESTES ESTATÍSTICOS

Dois testes estatísticos e uma análise estatística foram aplicados para as estações: o teste de Pettitt, o teste de Mann-Kendall e a análise de Regressão Linear. O primeiro foi aplicado com o intuito de identificar rupturas nas séries pluviométricas de forma a detectar mudanças bruscas nos valores médios pluviométricos de cada estação meteorológica. Já o segundo teste identifica tendências em longo prazo nas séries históricas. Quer dizer, se existem tendências de acréscimo ou decréscimo na quantidade de precipitação para cada estação anualmente ou sazonalmente. E a terceira análise identifica mudanças mais sutis nos totais pluviométricos anuais em longo prazo. Os testes foram efetuados por meio do software XLStat 2011 Addinsoft, versão 2011.4.03 (32 bits) para Windows 7.

3.3.1 O Teste de Pettitt

O Teste de Pettitt (homogeneização dos dados) identifica se as séries históricas pluviométricas são homogêneas ou não por meio de cálculos estatísticos. Ele é um teste não-paramétrico que não requer hipótese sobre a distribuição de dados. O teste de Pettitt é

uma adaptação do teste de Mann-Whitney com base em fileiras para identificar o momento de uma mudança em uma série de dados. Na realidade ele não detecta uma mudança na distribuição caso essa não for acompanhada por uma mudança de posição. Por exemplo se antes do tempo t as variáveis são normalmente distribuídas $N(0, 1)$ e a partir do tempo t uma distribuição $N(0,3)$, então o teste de Pettitt não detectará uma alteração; da mesma forma que um teste de Mann-Whitney não detectará uma mudança na posição (PETITT, 1979). Pettitt considera uma seqüência de variáveis aleatórias independentes X_1, X_2, \dots, X_n . Na seqüência é muito provável que haja um ponto de ruptura a τ se os X_t por $t = 1, \dots, \tau$ tem uma distribuição comum $F_1(X)$, e por X_t para $t = \tau + 1, \dots, N$ tem uma distribuição comum $F_2(X)$, diferente de $F_1(X)$. A hipótese nula de “não ruptura”, $H_0: \tau = N$ contra a hipótese alternativa de “ruptura”, $H_1: 1 \leq \tau < N$ é então testada no momento de um teste estatístico não paramétrico. Nenhuma condição particular é requerida pelas fórmulas funcionais de F_1 e F_2 exceto a continuidade (NIEL *et al.*, 1998).

Pettitt mostra como uma formulação apropriada do teste de Mann-Whitney pode ser utilizada para testar H_0 contra H_1 . Se $D_{ij} = \text{sgn}(X_i - X_j)$ onde $\text{sgn}(X) = 1$ se $X > 0$; 0 se $X = 0$ e -1 se $X < 0$, então, a variável

$$U_{t,N} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^N D_{ij}$$

é equivalente a estatística de Mann-Whitney para testar o compartilhamento de dois conjuntos, X_1, \dots, X_t e X_{t+1}, \dots, X_N à mesma população. A estatística $U_{t,N}$ é considerada pelos valores de t que compreendem entre 1 e N . Para testar H_0 contra H_1 , Pettitt propoem utilizar a variável:

$$K_N = \max |U_{t,N}|$$

E utilizando a teoria das amplitudes, Pettitt proporciona a probabilidade de deslocamento aproximado de um valor k por:

$$\text{Prob}(K_N > k) \sim 2 \exp(-6k^2/(N^3 + N^2))$$

Por um risco α de primeira espécie de dados, H_0 é rejeitado se esta probabilidade é inferior a α . Neste caso a série apresenta uma ruptura no tempo $t = \tau$ definindo K_N . Logo, o teste é particularmente sensível a mudança da média (NIEL *et al.*, 1998).

No gráfico a seguir vemos um exemplo de estação pluviométrica com ruptura na série histórica:

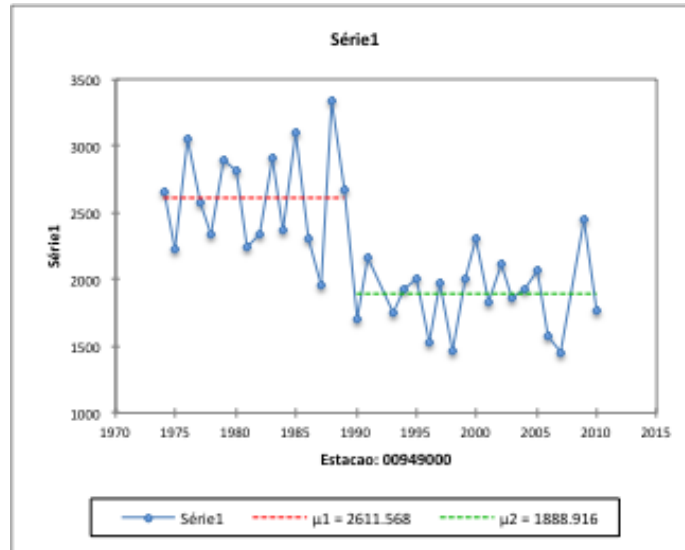


Gráfico 4 Neste gráfico do município de Alta Floresta (MT) vemos uma ruptura na série histórica entre os anos de 1990 e 1991. O gráfico mostra um decréscimo substancial de 2,611 mm para 1,888 mm das médias anuais das chuvas na região.

E na figura a seguir o aspecto da análise gerada no programa excel:

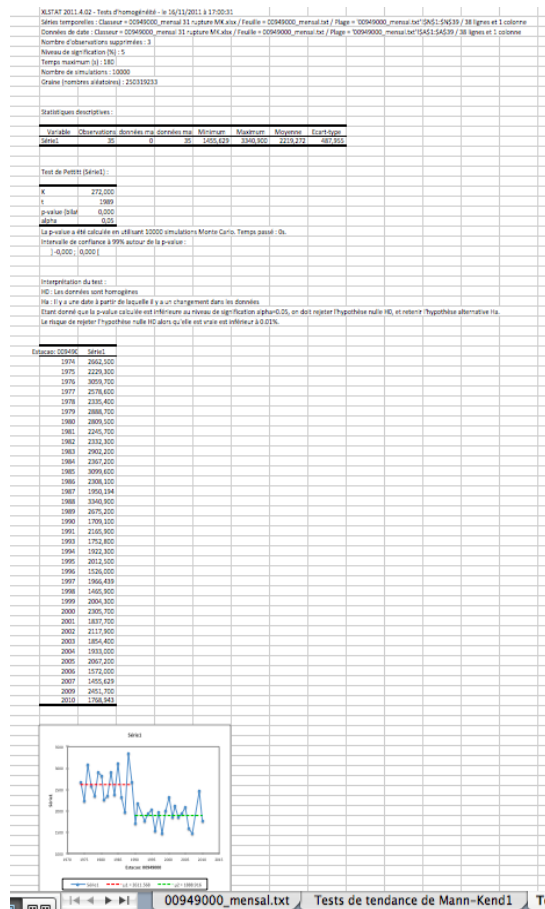


Figura 41 Na parte superior da figura a identificação da estação e os parametros escolhidos para o teste e a ruptura saliente do período histórico é identificada pelo gráfico das médias.

Os parâmetros utilizados nestes testes foram: Hipótese alternativa $\neq 0$; Nível de Significação de 5%; Número de simulações 10.0000; T máximo de simulações 180 (s). Os dados que continham lacunas foram ignorados. Para um exemplo do teste aplicado ver o Apêndice 3. O teste foi efetuado em todas estações com mais de 20 anos de dados. Do total das 207 estações 39 (16%) apresentaram ruptura nas séries históricas. Dentre essas, 34 (85%) apresentaram rupturas negativas com decréscimo das chuvas após a data de ruptura, e 6 (15%) apresentaram rupturas positivas com aumento das chuvas após a data de ruptura.

Todas as estações selecionadas continham séries de dados homogêneos. Ver gráfico a seguir:

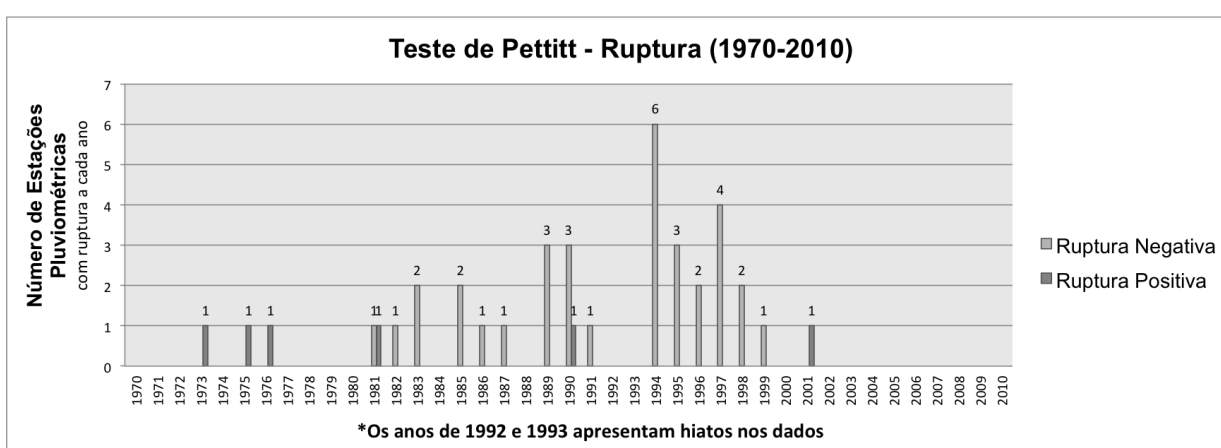
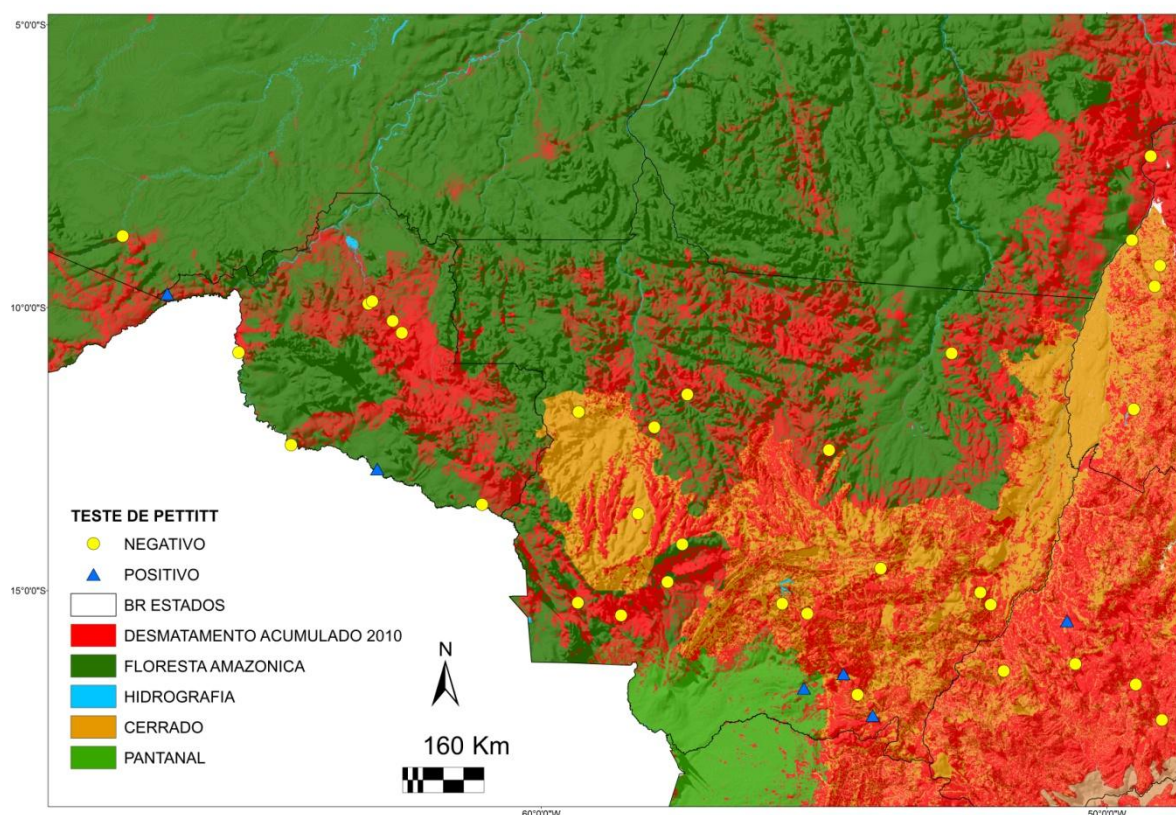


Gráfico 5 Em cinza claro o número de estações com ruptura negativa e em cinza escuro positiva. No eixo x os anos cuja ruptura foi identificada e no eixo y o número de estações com ruptura em cada período. Os anos de 1992 e 1993 apresentam lacunas nas séries de dados. Fonte: Autor, 2012.

No gráfico acima podemos observar que a partir do final da década de 1980 houve um acréscimo no número de estações com ruptura e esse período estendeu-se até o final da década de 1990. O ano de 1994 é o mais significativo. Vale salientar dois anos em particular, os anos de 1992 e 1993, cuja ausência de dados é explicada por lacunas sistemáticas no conjunto das séries históricas do banco de dados da ANA. Essa ausência de dados, se deu durante o governo do ex-presidente Fernando Collor de Mello, o qual determinou o fechamento de um número importante de Estações Pluviométricas. Contudo, é interessante notar que o período de ruptura encontrado nas séries históricas pluviométricas é paralelo ao período de maior atividade madeireira e de avanço da fronteira agrícola em estados do MT e RO no ano de 1994 (FEARNSIDE, 2005; PRODES, 2003; LE-TOURNEAU, 2004). Nesta época o desmatamento na Amazônia atingiu os maiores índices da história com mais de 29.000 km² devastados no período. Abaixo no mapa a espacialização das estações com rupturas negativas e positivas:



Mapa 4 Em amarelo as estações com ruptura negativas e em azul rupturas positivas no teste de Pettitt. Fonte : Autor, 2012.

Os resultados acima são concomitantes as análises de Called *et al.* (2004;2008) que identificou a partir da análise de estações pluviométricas uma redução drástica nas precipitações durante o período de 1940-2003, especialmente para os anos de 1993 e 1994. Espinoza-Villar (2009) e Lean *et al.* (1996) também identificaram redução nas precipitações a partir de análises de estações pluviométricas na BAM, especialmente a partir do ano de 1983 (-32% de precipitações), com reduções nas precipitações durante a estação seca de 780 mm para 580 mm (-18%), e nos índices anuais, com decréscimos entre 1790 mm e 1660 mm (-10%) mensais. Portanto, identifica-se o ano de 1983 como um ano de incremento das rupturas negativas pluviométricas no sul da BAM.

É importante salientar que as rupturas dos dados pluviométricos das estações podem estar ligadas a fenômenos naturais ou por questões de diferenças instrumentais das medições. Para Brou (1997) a ausência de ruptura em uma série pluviométrica não significa que não existe variação nas precipitações durante o tempo, mas que essa variação, se existe, é pouco significativa. Quanto aos fenômenos naturais observa-se que durante o início da década de 90 um episódio de El Niño de média a forte intensidade perdurou até 1995 (figura 41), este, poderia impactar de forma indireta os totais pluviométricos durante o

período. O impacto aqui é considerado indireto, pois os sinais do El Niño e La Niña não são claros na região sul Amazônica, e portanto, não se pode atribuir a este fenômeno uma causa direta no decréscimo dos índices pluviométricos, diferentemente das regiões do norte Amazônico cujo impacto do ENOS é mais facilmente observado. Logo, variáveis em larga e meso escala parecem ter um papel coadjuvante e importante nas rupturas observadas (um fenômeno de larga-escala não anula outro).

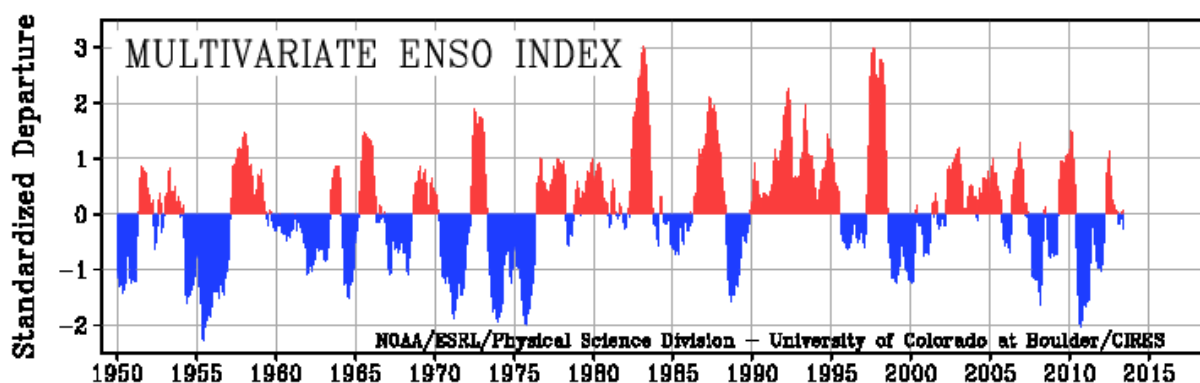


Figura 42 Índice multivariado de episódios de El Niño e La Niña durante as últimas décadas. Ver a década de 90. Fonte: NOAA, 2012.

Infelizmente os dados coletados em grande parte das estações do mundo possuem muitas falhas seja devido às mudanças ambientais no local de coleta, seja devido aos diferentes métodos empregados nas tecnologias de coleta. Inúmeros fatores podem reduzir a estabilidade das séries históricas, como por exemplo: mover um instrumento de uma área abrigada para uma área aberta; ou movê-lo do sentido sul de uma colina para o sentido norte; árvores podem reduzir a velocidade do vento; influências de ambientes industriais, automóveis, calefação e a pavimentação do solo criam efeitos chamados de ilhas urbanas ou rurais. Estes fatores afetam consideravelmente a leitura dos dados de uma série histórica, e podem ocasionar falsas leituras ou rupturas de tendências em séries climáticas.

Ainda, as mudanças nas estações em todo globo provaram ser extremamente comuns com um percentual de 80% de bias nos registros. Fatores mais simples como a calibração errônea de instrumentos para uma metodologia estandarte também é outra fonte de erro. No caso da precipitação por exemplo, a introdução de captores cobertos geralmente produz leituras maiores de chuva no mundo inteiro (EDWARDS, 2010).

3.3.1.1 As médias pluviométricas nas estações com ruptura no teste de Pettitt

As estações pluviométricas com ruptura no teste de Pettitt apresentaram decréscimos e acréscimos significativos em termos de precipitação média. Em termos de decréscimo a média das estações com rupturas negativas (34 ao total) chegou a -451 mm anuais (ou seja -23% de precipitações) já nas estações com rupturas positivas (5 ao total) a média de ganho foi de +493 mm anuais (35% a mais de precipitação), entretanto, as estações com resultados positivos são menos numerosas e mal distribuídas espacialmente.

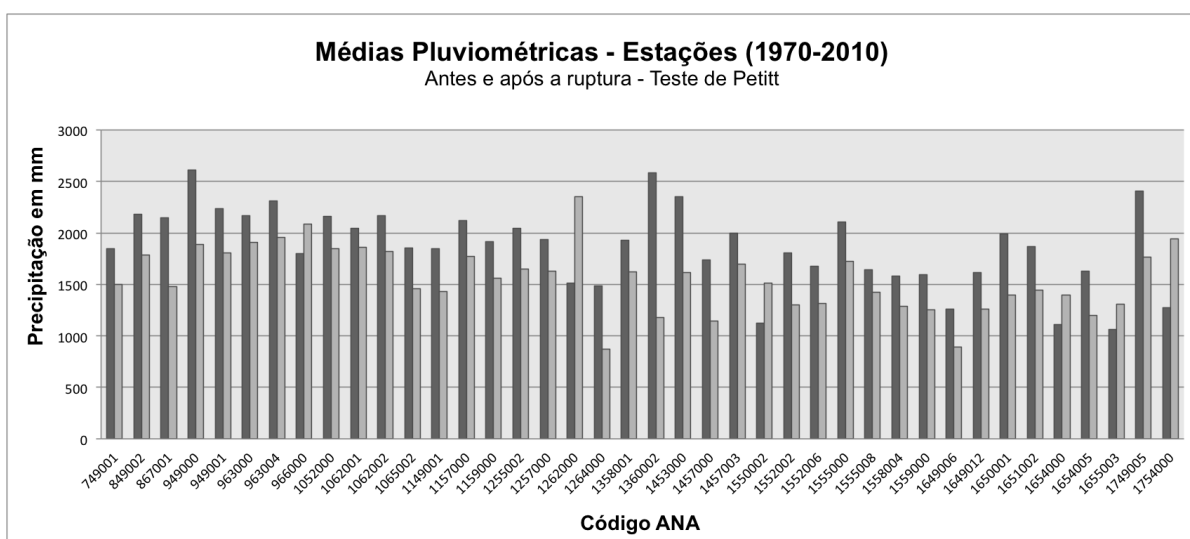


Gráfico 6 Médias em mm das estações com rupturas positivas e negativas no teste de Pettitt. Em cinza escuro as médias anteriores à ruptura e em cinza claro as médias posteriores à ruptura. Fonte: Autor, 2012.

É muito provável que as estações que apresentaram ganho nas precipitações possuam algum erro instrumental. Concomitante aos nossos resultados, os modelos de Shukla *et al.* (1990) com simulações do uso da terra acopladas às simulações climáticas previram uma redução de -200mm a -600 mm de chuva na Amazônia. Nobre *et al.* (1991) aperfeiçoou este modelo de Shukla, e previu redução de - 25% de precipitações com valores variando entre -400 mm a -800 mm (- 40 a - 50%) de precipitações com desmatamento, e entre -20% a -30% de precipitações sem desmatamento. Para Nobre *et al.*, (1991) o limite de influência da floresta no clima regional chegaria no máximo entre 20-30%. Werth e Avissar (2002) também por meio de simulações de desmatamento previram uma redução de -220 mm a -640 mm, com taxa média de -296 mm. Esses autores não mencionaram ganhos de precipitação para a região. A seguir o gráfico das médias anteriores e posteriores à ruptura para cada estação:

A partir desses resultados calculou-se as porcentagens (%) para cada estação de forma a verificar o total de ganho ou perda de precipitação após a ruptura. O resultado é bastante surpreendente com perdas significativas nos totais de precipitação. Como vemos abaixo a média geral de ganho ou perda está inserida nas zonas de - 55% até + 56% de mm de chuva. No gráfico 7 a seguir é possível visualizar em melhor detalhe os valores encontrados para cada estação.

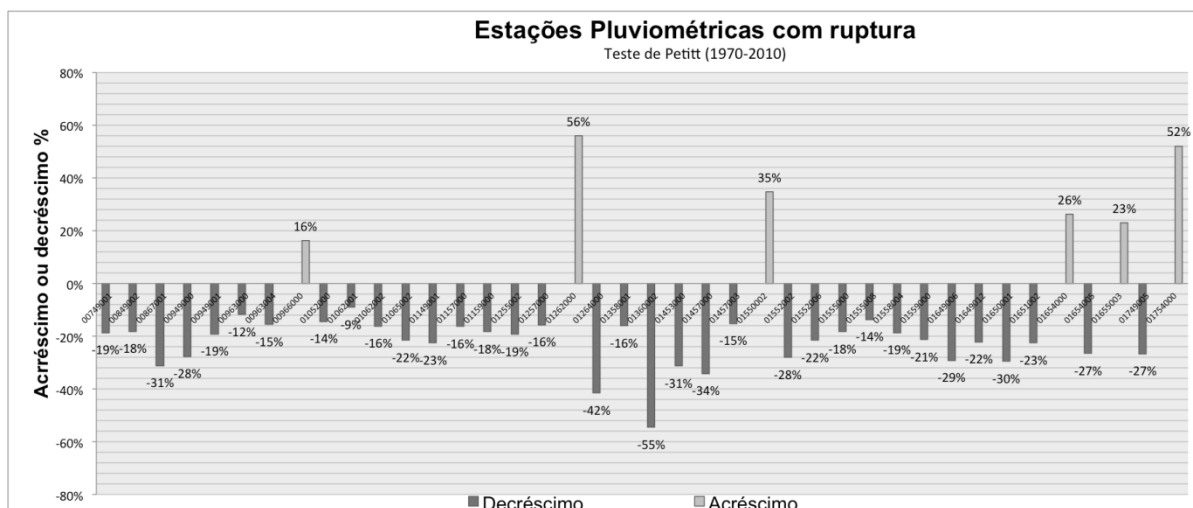


Gráfico 7 Teste de ruptura de Pettitt. Em cinza escuro as perdas e em cinza claro os ganhos, ou seja o decréscimo ou acréscimo dos totais pluviométricos em porcentagem. Fonte: Autor, 2012.

3.3.2 O Teste de Mann-Kendall

O teste de Mann-Kendall é normalmente utilizado paralelamente a um teste não paramétrico para determinar se uma tendência é identificável em uma série temporal, incluindo possivelmente uma componente sazonal. Este teste de tendência não paramétrico é o resultado de um teste aprimorado inicialmente estudado por Mann (1945) e depois repetido por Kendall (1975) e finalmente otimizado por Hirsch (1982, 1984) considerando componente sazonais. A hipótese nula H_0 desses testes é de que não há tendência na série. Já as três hipóteses alternativas que podem ser escolhidas são a de evolução negativa, não zero ou positiva. Os testes de Mann-Kendall são baseadas no cálculo da medida de Kendall e da taxa de associação entre duas amostras fundamentadas em fileiras (MANN, 1945). O teste de Mann-Kendall baseado na estatística de correlação de amplitude t de Kendall é utilizado para mostrar o grau de significação da tendência e determinar as rupturas estacionárias nas séries cronológicas. Os valores de precipitação anuais são classificados por ordem crescente e os anos no eixo Y_i de uma estação. Então calcula-se para cada elemento Y_i o número de elementos Y_j tal que ($i \neq j$) e $Y_i > Y_j$. O teste t é formulado pela relação seguinte:

$$t = \sum_{i=j}^n n_i$$

Esse valor é então normalizado a partir das médias [E (t)] e as variâncias [Var (t)] seguintes:

$$E = \frac{n(n-1)}{4} \quad \text{e} \quad Var = \frac{n(n-1)(2n+5)}{72} \quad \text{ou} \quad u = \frac{(t - E)}{\sqrt{var}}$$

O teste de Mann-Kendall foi calculado nas estações de duas formas: (a) *primeiramente nas séries históricas dos totais pluviométricos anuais, para todas as 207 estações, e (b) posteriormente mensalmente para o período de 12 meses (sazonal) para todas as estações.* As estações com análises nas séries históricas (1970-2010) foram discriminadas entre: (1) estações que apresentaram tendências ou rupturas positivas e negativas no teste de Mann-Kendall e teste de Pettitt; e (2) estações que não apresentaram tendências ou rupturas.

A tabela 2 coloca em evidência que 35 (17%) das 207 estações apresentam tendências negativas no teste de Mann-Kendall anual, e 10 (5%) tendências positivas. Entretanto, 162 estações (78%) não apresentam tendências no teste de Mann-Kendall anual. Contudo, 19 (9%) das estações apresentaram rupturas ou tendências negativas no teste de Pettitt concomitante ao teste de Mann-Kendall, e 4 (2%) obtiveram tendências e rupturas positivas em ambos testes. Algumas estações com rupturas positivas parecem estar atreladas a defeitos de calibragem de captores de chuva, ou mesmo eventos extremos localizados.

Testes Estatísticos	Rupturas/Tendências Positivas (+)	Rupturas/Tendências Negativas (-)	Sem Tendências/ Rupturas
Teste de Pettitt	6	34	168
Teste de Mann-Kendall Anual	10	35	162
Teste de Mann-Kendall Mensal	27	94	86
Teste de Pettitt + Teste de Mann-Kendall Anual	4	19	184

Tabela 2 Divisão das 207 estações conforme teste de tendência de Mann-Kendall e correlação com o teste de ruptura de Pettitt. Fonte: Autor, 2012.

No teste de Mann-Kendall mensal (sazonal) as tendências foram mais significativas. Padrões ambíguos também foram encontrados para 9 estações, cuja análise mensal

apresentou tendências positivas e negativas em determinados meses do ano, sendo as tendências positivas mais comuns nos meses de verão, e as negativas nos meses de transição e inverno. Padrões ambíguos similares foram identificados com o uso de Rede Temporais Neurais e técnicas de Redes Neurais Artificiais¹¹, as quais permitem uma nova abordagem no *downscaling* e métodos de *rescaling* para as precipitações.

A partir desses métodos, simulações foram efetuadas para mensurar a pluviometria na Amazônia as quais detectaram uma redução nas precipitações em cenários de prognósticos de chuva entre 2070 e 2099 (MENDES e MARENGO, 2010). As reduções foram de um terço do total das médias diárias de precipitação, principalmente entre os meses de Maio e Setembro (período seco e de transição) e um acréscimo das precipitações entre Janeiro e Março (período chuvoso). Estes resultados são concomitantes aos encontrados em nossos estudos (MENDES e MARENGO, 2010).

No gráfico 8 observa-se que durante os meses do ano as mudanças de maior significância identificadas pelo teste de Mann-Kendall situam-se nos meses do outono e primavera austrais ou seja nas estações de transição.

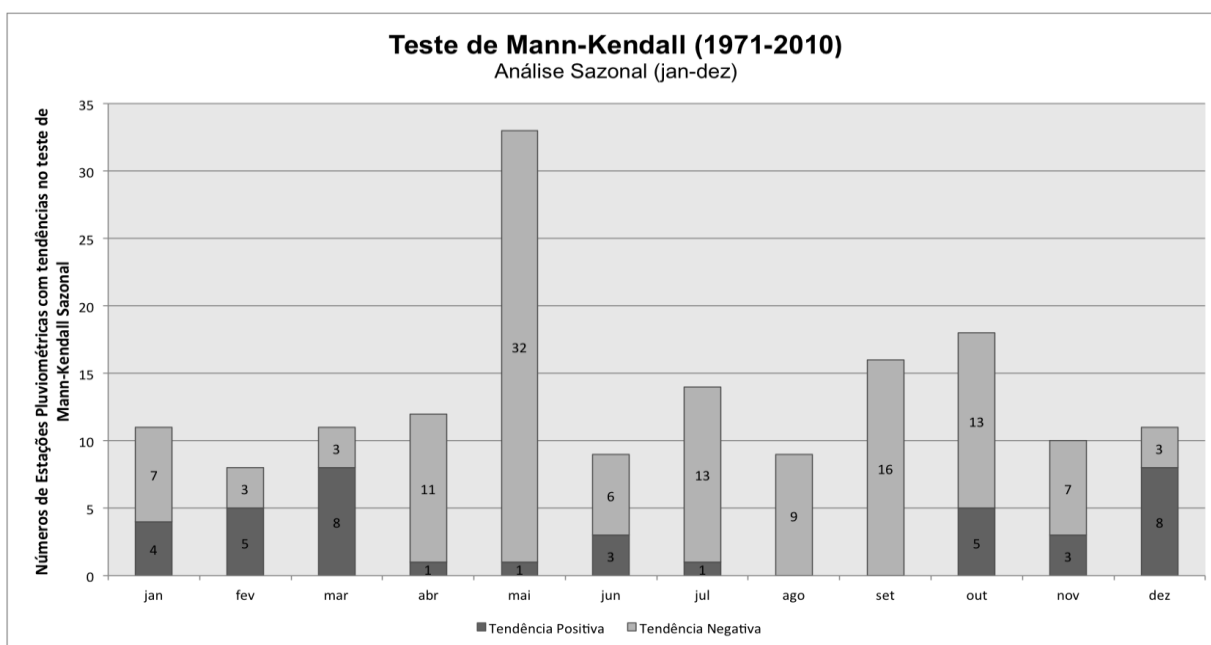
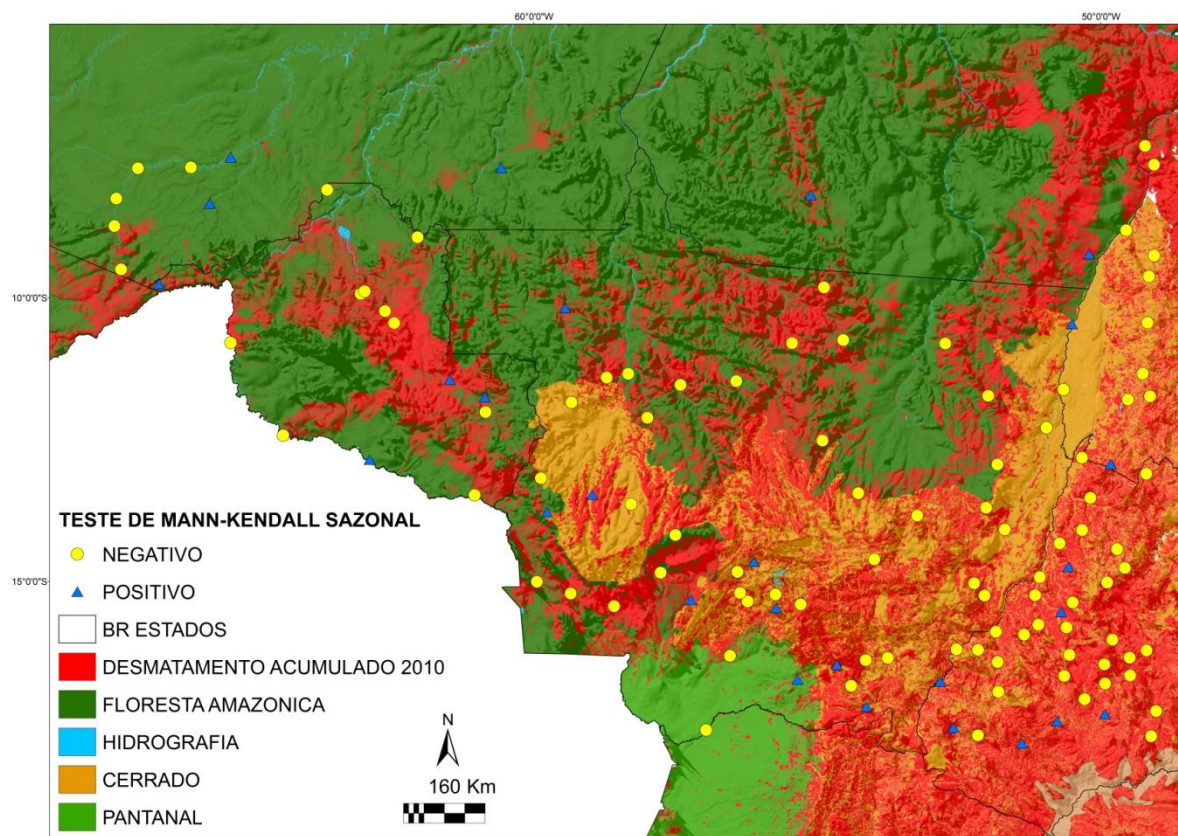


Gráfico 8 Teste de tendência de Mann-Kendall sazonal ilustrando de forma sobreposta em cinza escuro o número de estações com ruptura no teste de Pettitt. No eixo x os meses do ano e no eixo y e no centro das colunas o número de estações para cada período do ano. Fonte: Autor, 2012.

No total das 207 estações utilizadas no teste de Mann-Kendall Mensal (Sazonal) 97 (42%) não apresentaram qualquer tendência, 85 (45%) apresentaram tendências negativas

¹¹ Conforme Mendes e Marengo (2010) as técnicas de *downscaling* espacial podem ser divididas em métodos empíricos-estatísticos e estatísticos-dinâmicos. O primeiro desenvolve relações quantitativas entre variáveis atmosféricas em larga-escala por meio de *predictors*, e por meio de variáveis da superfície local os *predictants*, já o segundo extrai informação em escala local por meio do desenvolvimento de modelos climáticos regionais RCM's e modelos climáticos em larga-escala GCM's.

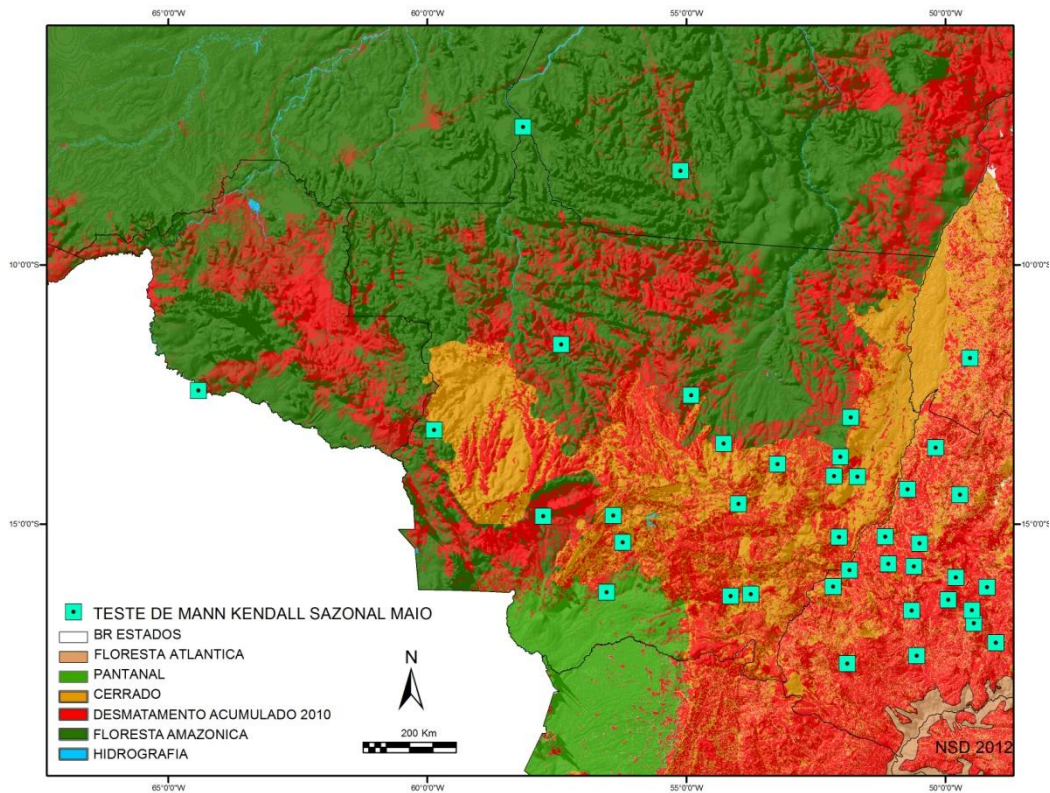
e 25 (13%) apresentaram tendência positiva. As estações com tendência ambíguas foram consideradas como sem tendência.



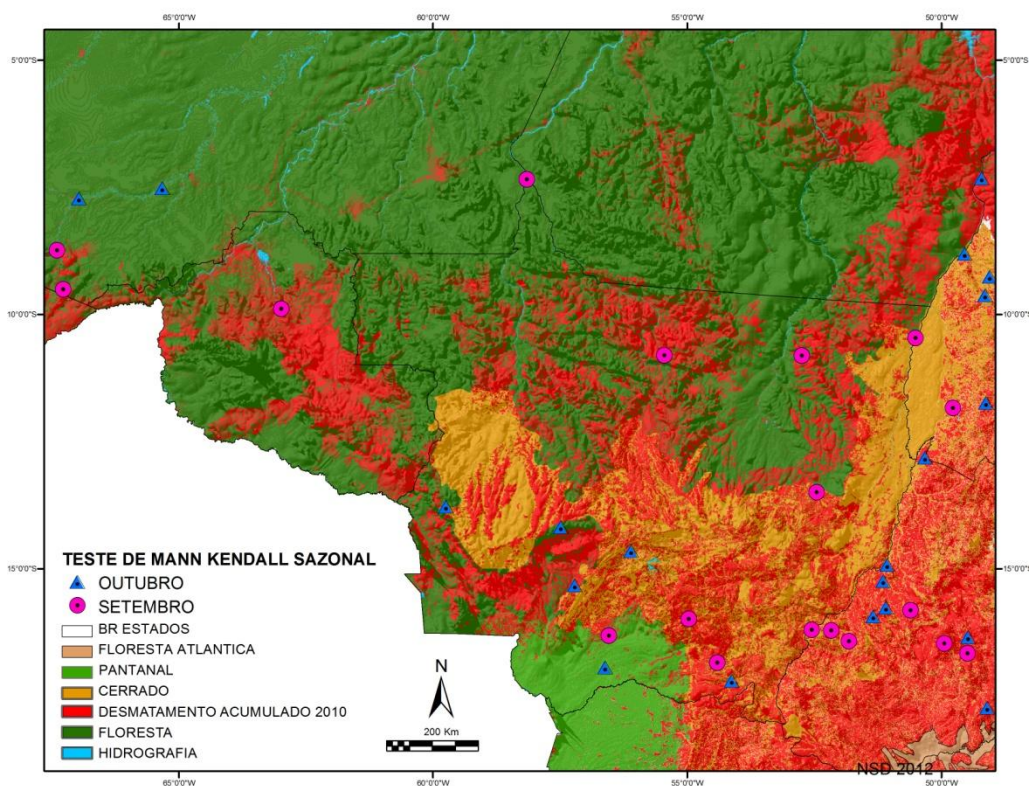
Mapa 5 Tendências pluviométricas para o teste de Mann-Kendall. Em amarelo tendências negativas, em azul tendências positivas. Fonte: Autor, 2012

No mapa acima a distribuição espacial do teste de Mann-Kendall para 12 meses (*período de Jan-Dez-análise sazonal*) notamos que apesar dos meses de abril e maio apresentarem maior concentração de tendências na região sudeste da área analisada, ainda assim é difícil estabelecer um padrão regional para as estações pluviométricas. Ao contrário de maio, nos meses de setembro e outubro as tendências mais significativas estão localizadas na região ao norte e noroeste da área de estudo (ver mapas 6 e 7). Lembramos que Lean *et al.* (1996) e Rosolem (2005) também identificaram um decréscimo das precipitações durante o período de transição nas áreas desmatadas do Arco do Desmatamento. Portanto, mesmo que 70% das chuvas precipitem sobre o estado do MT e Rondônia de novembro a março, o decréscimo das precipitações durante os meses de transição entre o verão e o inverno austral poderão enfraquecer consideravelmente o balanço hídrico anual. A seguir a espacialização do teste de Mann-Kendall sazonal para os meses de maio, setembro e outubro:

CAPÍTULO 3 - OS TESTES ESTATÍSTICOS NA AMAZÔNIA MERIDIONAL



Mapa 6 Tendência teste de Mann-Kendall para o mês de Maio. Em quadrados azul claro estações com tendência para o mês.



Mapa 7 Tendências no teste de Mann-Kendall para os meses de Setembro e Outubro. Em triângulos azuis as estações com tendência para o mês de Outubro, e círculos em rosa tendências para o mês de setembro.

Tomando como referência os resultados encontrados nos testes de Mann-Kendall vemos que Li *et al.* (2008) também identificaram a partir de 17 modelos estatísticos com base nos testes SPI e Mann-Kendall (incluindo forçantes internas e externas climática) um incremento de $\pm 10\%$ no período de secas e uma redução no período chuvoso entre -0.32, -0.38 e -0.49. Essas reduções estiveram vinculadas às forçantes antropogênicas de acordo com o autor. Fu e Li (2004) também identificaram um aumento da sazonalidade no período seco.

Nos experimentos com modelagem de Costa e Pires (2010) o Arco do Desmatamento quando comparado com a Floresta Amazônica apresenta resultados de decréscimo de precipitação pouco relevantes durante a estação seca (quando há pouca precipitação). Entretanto, a região apresenta decréscimos significativos durante os meses de transição e durante a estação chuvosa, indicando que cenários de gestão das florestas do tipo GOV (governança) ou BAU (business as usual) tendem ambos a incrementar a extensão da estação seca na região do Arco do Desmatamento. O desmatamento do Cerrado também apresentou resultados de decréscimo do total de precipitações em 15 dos 48 meses testados (2 vezes a mais que na região da Floresta Amazônica).

Mais importante do que os meses com redução significativa, é de que a maior parte dos períodos com redução nas precipitações acontece durante os meses de transição entre a estação seca e a estação chuvosa. (Abril, Setembro, Outubro e Novembro). Isso causa o aumento da extensão da estação seca em 1 mês. A redução das chuvas após o desmatamento é consequência de mudanças dos balanços de umidade e energia na região que afeta as fontes de umidade e dos sistemas de convecção (Costa e Pires, 2010).

Para Polcher (1995) há grande influência da vegetação na ciclagem das chuvas nos períodos de Ago-Set, Nov-Dez e Abr-Mai. Costa *et al.* (2008) também identificaram um incremento de +28% de precipitações nas áreas de floresta em comparação às áreas de pastagens. De forma geral os autores indicam que as estações de transição são importantes na definição dos períodos da estação seca e chuvosa (LIEBMMAN e MARENGO, 2001). Fu e Li (2004) também relatam que precipitações locais são vetores de erupção da estação chuvosa no Sul da Amazônia. Nesse sentido Rocha *et al.* (2004) preveem uma redução de 5% a 20% das precipitações na estação chuvosa por questões antrópicas. Para Nobre *et al.* (1991) a região Centro-Oeste do Brasil deverá ser extremamente afetada em termos de precipitações devido às mudanças de uso da terra.

3.3.3 Análise de Regressão Linear das séries pluviométricas históricas (1970 - 2010)

As séries históricas das 207 estações pluviométricas durante o período de 1970-2010 foram testadas por meio de regressões lineares ($y = ax+b$) para verificar quais estações obtiveram decréscimos ou acréscimos de precipitação na área escolhida. Como os testes de Mann-Kendall e Pettitt não capturam tendências mais sutis e finais fez-se importante efetuar essas análises. As tendências são colocadas em evidência por meio de uma fórmula que é obtida a partir do cálculo da “pentea”, um coeficiente diretor calculado a partir da fórmula abaixo:

Se $a > 0$, há uma tendência ao acréscimo;

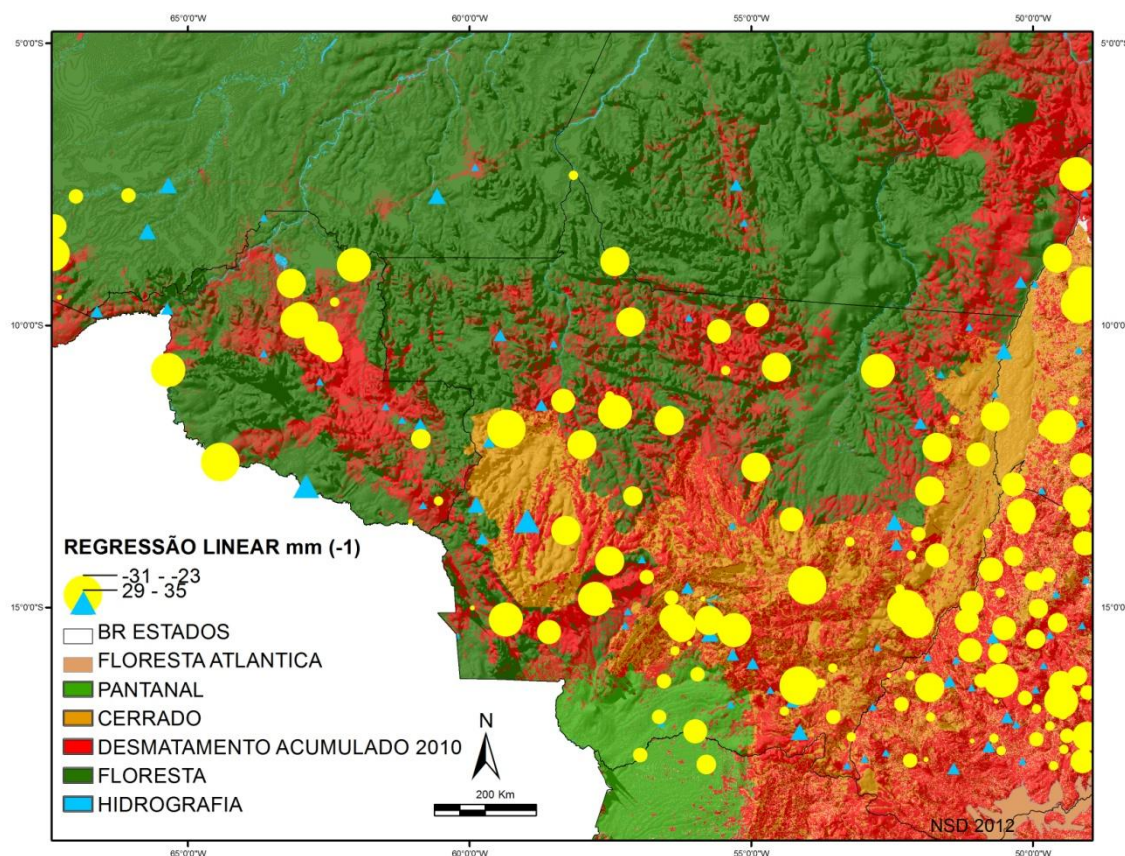
Se $a < 0$, há uma tendência de decréscimo;

$$a = \frac{\sum_{i=1}^n (q - \bar{q})(k - \bar{k})}{\sum_{i=1}^n (k - \bar{k})}$$

De acordo com os dados encontrados nos testes das regressões lineares 136 (63%) das estações obtiveram tendências negativas e 76 (37%) tendências positivas. Dentre essas, 68 (33%) obtiveram tendências negativas entre -0 mm e -5 mm; 49 (24%) entre -6 mm e -15 mm; e 14 (7%) entre -16 mm e -40 mm. Já 46 (22%) obtiveram tendências positivas entre +0 mm e +5 mm; 24 (12%) entre +6 mm e +15 mm e 6 (3%) entre +16 mm e +40 mm. No mapa 8 podemos verificar a espacialização das estações conforme os resultados estatísticos (mapa 8).

Lean *et al.* (1996) identificou sinais similares a esses resultados com -7% de precipitação especificamente para o mês de agosto com redução de -2,2 mm para -1,5 mm de precipitação entre áreas com floresta e áreas desmatadas ou de pasto. Rosolem (2005) também identificou por meio de simulações numéricas no período de transição de estações, uma redução de -7% nas precipitações em áreas desmatadas da BR-163 no Arco do Desmatamento. Rosolem (2005) salienta que os efeitos do desmatamento vão além das áreas desmatadas, com sinais de redução em setores com cota superiores a 500m de altitude em áreas preservadas.

Portanto identificamos que as regiões sul e sudoeste do Mato Grosso bem como o Sul do Amazonas apresentam o maior número de tendências positivas, e as regiões ao noroeste de Rondônia, o norte e o sudeste do Mato Grosso e o norte do Tocantins e Goiás tendências negativas.



Mapa 8 Análise de regressão linear das 207 estações $y=(ax+b)$. A escala da legenda separa os valores entre os limiares de -38 mm até 38 mm de ganho e perda de precipitação nos dados diários. Em azul tendências positivas e em amarelo tendências negativas. Fonte: Autor, 2012

De acordo com a SEPLAN-MT (2002) em torno de 70% da chuva precipitada no estado do MT ocorre de Novembro a Março, sendo o trimestre de Jan-Mar o mais chuvoso precipitando em média de 45% a 55% do total de chuva anual. Entretanto como sabemos, as épocas de transição entre o verão austral e o inverno dependem muito da configuração das chuvas durante as estações de transição, assim, impactos pluviométricos negativos nessas épocas poderiam diminuir consideravelmente o aporte hídrico.

3.3.3.1 Krigagem Ordinária Exponencial a partir da regressão linear das estações pluviométricas (1970-2010)

O método da Krigagem Ordinária Exponencial demonstrou ser o mais adequado para o tratamento geoestatístico dos dados. A krigagem foi efetuada para as 207 estações pluviométricas avaliadas, com a utilização do software ARCMAP versão 10. Os parâmetros foram testados, calculados e visualizados por meio de semi-variogramas que possibilitam a compreensão da distribuição e coerência espacial dos pontos na área de estudo.

Os parâmetros utilizados no primeiro teste da krigeagem foram os seguintes: Nugget: 7.85; Range: 23.55 km (variabilidade inicial de distância entre os pontos); PhilSill: 28. O resultado desses parâmetros pode ser visualizado no semi-variograma e no mapa a seguir:

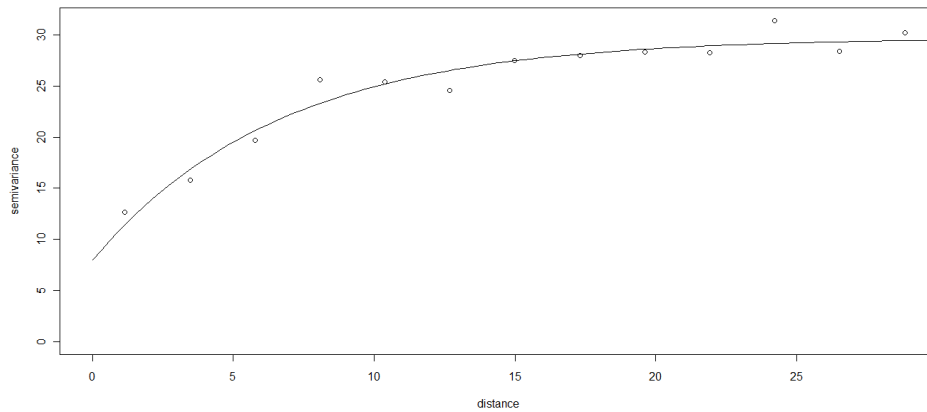
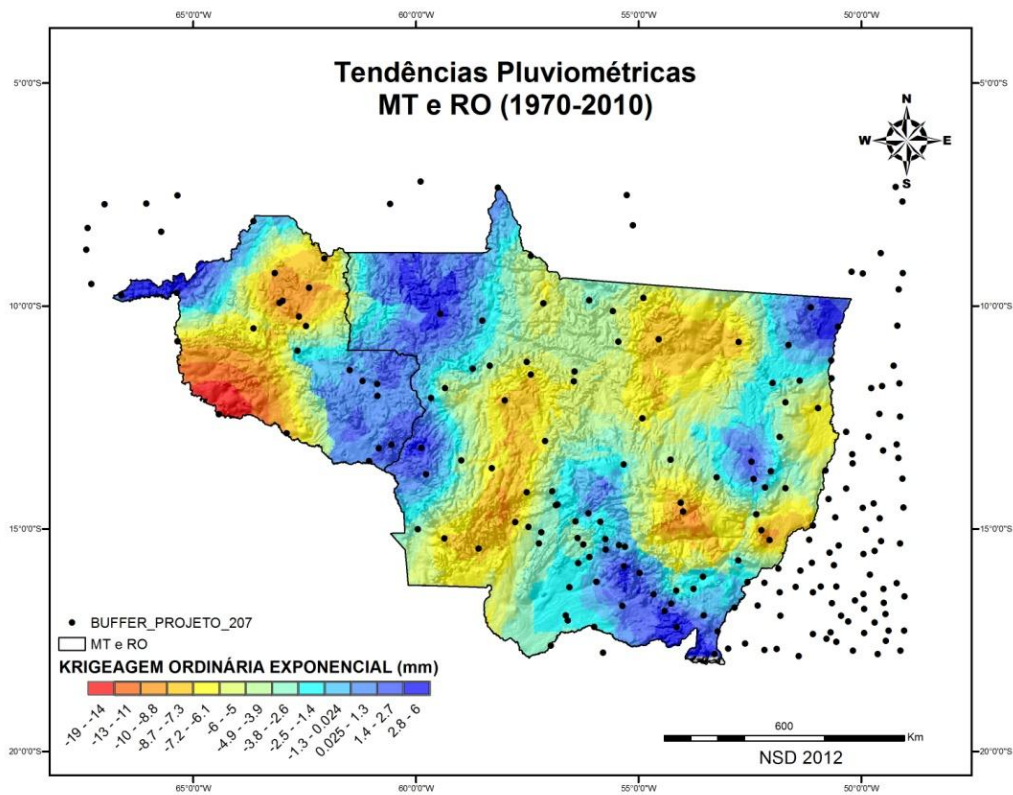


Gráfico 9 Semivariograma inicial da Krigeagem Ordinária Exponencial. Parâmetros: Nugget: 7.85 Range: 23.55 km (variabilidade inicial de distância entre os pontos) PhilSill: 28. Fonte: Autor, 2012.



Mapa 9 Krigeagem Ordinária Exponencial inicial especializada para os estados de MT e RO. Nota-se um efeito pepita pronunciado na região de RO devido a estações pluviométricas com dados divergentes em relação à região. Fonte: Autor, 2012.

CAPÍTULO 3 - OS TESTES ESTATÍSTICOS NA AMAZÔNIA MERIDIONAL

De acordo com os resultados expostos no mapa 9 verificamos que o semi-variograma apresenta um bom resultado de distribuição espacial dos dados mas com um efeito pepita indesejável no oeste de Rondônia, devido a alguns pontos incoerentes no sul deste mesmo estado.

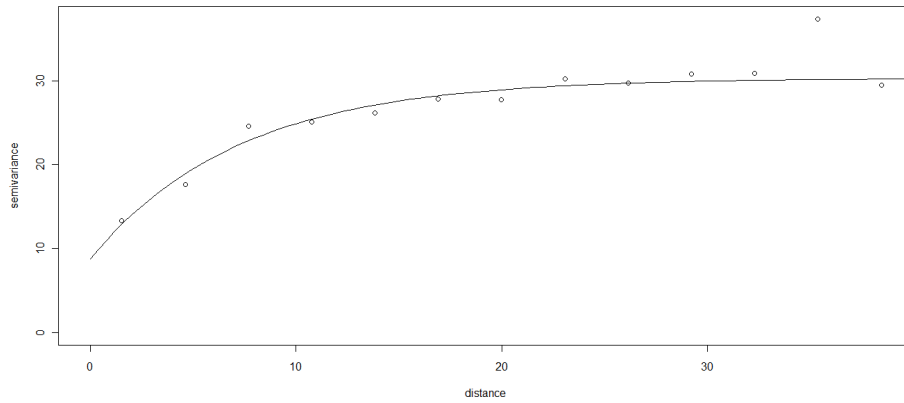
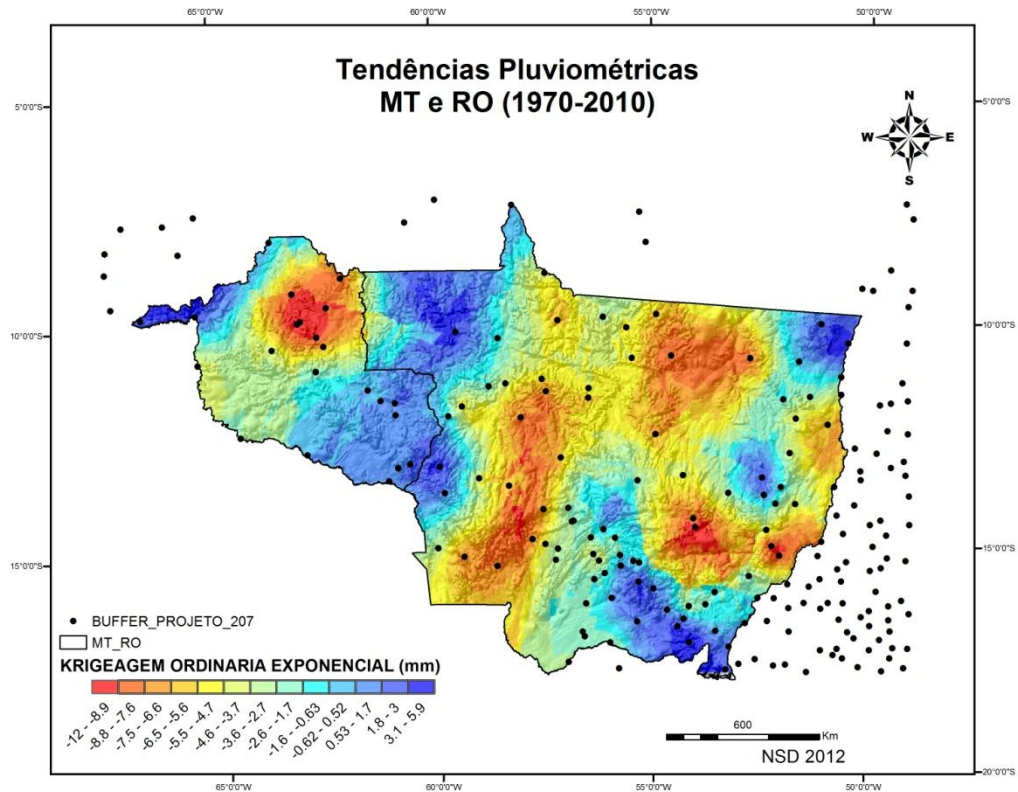


Gráfico 10 Semivariograma final da Krigeagem Ordinária Exponencial. Parâmetros Nugget: 9.64 Range: 18.90 km (variabilidade inicial de distância entre os pontos) PhilSill: 28. Fonte: Autor, 2012.



Mapa 10 Krigeagem Ordinária Exponencial final espacializada para os estados de MT e RO. Após a eliminação do efeito pepita é possível identificar corretamente os dados pluviométricos por meio da geoestatística. Fonte: Autor, 2012.

CAPÍTULO 3 - OS TESTES ESTATÍSTICOS NA AMAZÔNIA MERIDIONAL

Nesse sentido, de forma a corrigir o efeito pepita, e permitir a visualização mais homogênea dos dados, efetuamos um segundo teste, no qual foram eliminados os pontos que ocasionavam o efeito indesejado na região sul e sudeste de Rondônia. As estações pluviométricas eliminadas foram as seguintes: 001262000; 001264000 e 001358002. Os parâmetros utilizados no segundo teste da krigagem foram os seguintes: Nugget: 9.64 Range: 18.90 km (variabilidade inicial de distância entre os pontos); PhilSill: 28. Portanto no semi-variograma seguinte verificamos uma suavização dos dados a partir da retirada do efeito das três estações que eram por demais heterogêneas entre si (ver mapa 10).

A análise estatística dos dados pluviométricos cronológicos demonstrou que há uma tendência de redução das chuvas no Brasil Central e nas áreas ao Sul da Amazônia. Os resultados de decréscimo dos percentuais pluviométricos aproximam-se aos resultados encontrados por diversos autores que efetuaram simulações por meio de modelos que acoplam a atmosfera as características da superfície Amazônica (ver mapa total da área abaixo).

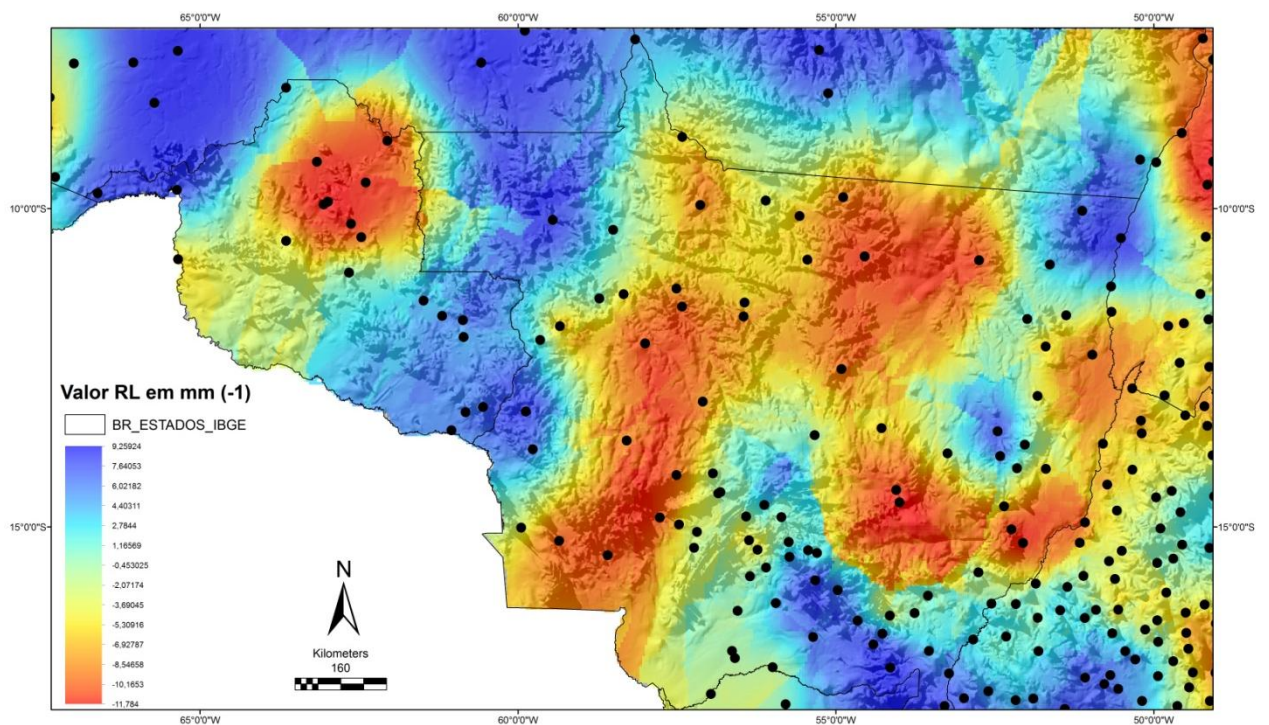


Figura 43 Krigagem Ordinária Exponencial dos resultados oriundos da análise de regressão linear para toda a área de estudo. Período de 1970-2010. Os pontos indicam as estações utilizadas. Fonte: Autor, 2012.

Os principais resultados do trabalho demonstraram que de uma análise inicial de 634 estações pluviométricas para a BAM, 207 continham séries cronológicas com no mínimo 20 anos de dados contínuos e consistentes. No total dessas 207 foram contabilizados

2,497,297 dias medidos e 270,755 dias com falhas de registros, ou seja 10% do total. Três testes estatísticos foram aplicados para análise dos dados: o teste de Pettitt, o teste de Mann-Kendall e um teste de Regressão Linear. Com os resultados dos testes de Regressão Linear aplicou-se o método geoestatístico da Krigeagem Ordinária no formato Exponencial o qual possibilitou o reconhecimento das áreas com perdas e ganhos de chuva nas áreas estudadas.

De acordo com os testes estatísticos cerca de 2/3 das estações apresentaram um decréscimo médio nas precipitações anuais. Esta tendência é significativa para 94 (45%) das estações segundo o teste de Mann-Kendall mensal (sazonal). Somente 76 estações (seja 37%) não apresentaram nenhuma tendência no teste de Mann-Kendall anual, nem rupturas no teste de Pettitt. Os meses do ano cujas mudanças mais significativas ocorreram de acordo com o teste de Mann-Kendall são os meses do outono e primavera. No mês de maio e abril 43 (35%) das estações apresentaram tendências negativas estatisticamente significativas durante o período, e 29 (24%) entre nos meses de setembro e outubro. O decréscimo da pluviometria parece se concentrar no início e no fim da estação de chuvas, afetando apenas modestamente a pluviometria total. Esses resultados corroboram com inúmeros estudos efetuados apenas por meio da modelagem derivada de estudos sistemáticos sobre as séries pluviométricas.

Ainda assim, as estações pluviométricas com ruptura no teste de Pettitt apresentaram decréscimos e acréscimos significativos em termos de precipitação média. Em termos de decréscimo a média das estações com rupturas negativas (34 ao total) chegou a -451 mm anuais (ou seja -23% a menos de precipitações) já nas estações com rupturas positivas (5 ao total) a média de ganho foi de +493 mm anuais (ou seja +35% a mais de precipitação), entretanto, essas últimas menos numerosas. A partir desse resultado calculou-se as porcentagens para cada estação de forma a verificar o total de ganho ou perda de precipitação após a ruptura. O resultado é bastante surpreendente com perdas significativas nos totais de precipitação. De forma geral a média de ganho ou perda está inserida nas zonas entre 12-55% de chuva. Em seguida, o teste de correlação linear $y = (ax+b)$ foi aplicado, e de acordo com os dados encontrados, 136 (63%) das estações obtiveram resultados negativos, e 76 (37%) resultados positivos, detectando tendências mais sutis dos totais pluviométricos.

A partir desses resultados o autor explora no quarto capítulo uma metodologia singular de análise de dados diários de precipitação, com a confirmação da redução do período chuvoso e a identificação do mesmo entre 1970-2010.

CAPÍTULO 4 - ANÁLISE DO INÍCIO E FIM DO PERÍODO CHUVOSO (IPC E FPC) NA AMAZÔNIA MERIDIONAL

Este capítulo tratará da identificação do início e do fim do período chuvoso bem como sua extensão entre os anos de 1970-2010 na área do estudo de caso na Amazônia Meridional.

As zonas de transição climática na parte Sul do Bioma Amazônico, compostas de áreas de floresta ombrófila, floresta mesófila e vegetação de cerrado consolidaram-se nas últimas três décadas como uma das principais regiões do Brasil no que tange a produção de *commodities* para exportação. Poucos estudos foram conduzidos no intuito de melhor compreender a estação de chuvas com perspectiva nos registros históricos pluviométricos, questão importante do ponto de vista econômico, ambiental e social na região. Verificou-se nesta etapa do trabalho de tese como se dão as datas do IPC (início do período chuvoso) e FPC (fim do período chuvoso) e sua duração, a partir da aplicação de um método focado nos biomas em detrimento do calendário agrícola.

O estudo teve como base 89 estações pluviométricas da ANA previamente validadas no capítulo 3. Os resultados indicam que o IPC e o FPC apresentam forte contraste entre o Bioma Amazônico e o Cerrado. A análise temporal dos registros históricos das estações sinaliza no período de 1970-2010 um IPC mais tardio e um FPC mais precoce.

Na análise de identificação do início e fim do período chuvoso será dissertada e desenvolvida metodologia singular e adaptada de identificação do período chuvoso, com a utilização dos dados diários de precipitação de 89 estações pluviométricas da ANA. A partir destes dados diários serão identificados os meses e dias do início e fim do período chuvoso. Levará-se em conta parâmetros de localização latitudinal e longitudinal, e a distribuição espacial dos dados nos biomas analisados.

4.1.1 O Período Chuvoso na Amazônia Meridional

A Amazônia Meridional abrange uma vasta área de transição entre o bioma Amazônico e o Cerrado. Essa porção do território brasileiro consolidou-se nas últimas três décadas como celeiro nacional devido a produção de grãos (cultura da soja) e a produção de carne bovina com foco no mercado internacional de *commodities* (THÉRY e MAURANCE, 1997; LE TOURNEAU, 2010; FEARNSSIDE, 2008; FOLEY, 2007 e ARVOR, 2010). A região apesar de sua pujança econômica, e a acelerada melhora nos índices sociais, ainda apresenta fraquezas na implementação de políticas públicas eficazes, na gestão dos recursos ambientais, e de conflitos e litígios fundiários, engendrados por uma frente

CAPÍTULO 4 - ANÁLISE DO INÍCIO E FIM DO PERÍODO CHUVOSO (IPC E FPC) NA AMAZÔNIA MERIDIONAL

pioneira em plena expansão. Por outro lado, o parque agrícola de acelerado desenvolvimento é extremamente dependente do regime hídrico sazonal, portanto, vulnerável às mudanças climáticas (especialmente à seca), pois diferentemente de outras regiões da Amazônia é regido por forte sazonalidade entre o período chuvoso e seco (DUBREUIL, 2002).



Mapa 11 Localização das estações pluviométricas da ANA (89) com dados diários entre 1970-2010. Fonte: Autor, 2012.

Tratando-se de área de transição de biomas é fato que a intensa modificação do uso da terra (ocorrida nos últimos 40 anos) provocou profundos impactos ambientais e sociais. Devido ao alto grau de comprometimento da paisagem nativa não descarta-se que tenham ocorrido alterações no ciclo hidrológico local e regional. Neste caso até um deslocamento ou redução da extensão do período chuvoso seria possível. Este impacto conduziria à redução da disponibilidade hídrica e portanto comprometendo as atividades primárias no meio rural. Nesse sentido buscamos identificar a partir de perspectiva temporal (1970-2010), com base em uma distribuição espacial, o início (IPC) e o fim do período chuvoso (FPC). A análise efetuada a partir dos dados diários de 89 estações pluviométricas da ANA (Agência Nacional de Águas), possibilitou a identificação de tendências nas séries históricas durante a estação chuvosa, bem como as datas de início e fim da estação, e sua distribuição espacial entre os biomas.

A área de estudo é delimitada entre os biomas: Amazônia, Cerrado e Pantanal. Engloba os estados do MT e RO, e parcialmente as áreas adjacentes dos estados do PA, AM, GO, TO e MS. Esta seleção se deu por 4 motivos principais: (1) área de transição de biomas; (2) área de transição climática; (3) região de frente pioneira consolidada da Amazônia brasileira, cuja área sofreu alteração significativa da cobertura florestal nos últimos 40 anos com impactos na paisagem e nos recursos hídricos; (4) área de conflitos agrários, altamente visada para o desenvolvimento de atividades agropecuárias com vista no mercado de exportação de *commodities*.

4.1.2 Metodologias de Identificação do Início e Fim do Período Chuvoso em Áreas Tropicais

Existem diversas metodologias estatísticas e probabilísticas que incorporam dados de temperatura, umidade relativa do ar e pluviometria para identificar o início e o fim do período chuvoso. Entretanto neste estudo serão utilizadas somente metodologias que incorporam a identificação do período chuvoso a partir dos dados pluviométricos, selecionando-se análises que sejam específicas, no intuito de preencher as exigências de estudos dessa natureza em áreas tropicais. A seguir citaremos diversos métodos de identificação do período chuvoso, contudo, esta tese utilizará apenas a metodologia do item 4, que é compatível com os objetivos propostos de identificação do período chuvoso com perspectiva na floresta, ao contrário da maior parte citada. Estes métodos tendem a identificar os períodos pluviométricos de início e fim do período chuvoso atrelados ao crescimento das plantas do ponto de vista agrícola:

Método (1) De acordo com o método da pentade (períodos de 5 dias consecutivos) abordado por Marengo (2001) o início ou fim da estação chuvosa se dá a partir do acúmulo médio superior ou inferior a 4 mm de chuva por dia, com seis das oito pentades seguintes ou precedentes tendo um cúmulo diário médio superior ou inferior a 4,5 mm de chuva, e seis ou oito das pentades precedentes ou seguintes, tendo um acúmulo diário médio ou inferior a 3,5 mm. Conforme Odekunle (2003) que utilizou critérios pré-definidos por Ilesanni (1972), o início da estação chuvosa se dá quando as precipitações acumulam-se sobre um período de 5 dias chegando entre 7 a 8% do total anual, e o fim da estação se dá quando atinge-se o 90% do total esperado no período. Logo, a extensão da estação das chuvas é calculada por meio da diferença entre o seu início e fim.

Vale recordar que o início precoce ou tardio influi sobre a extensão da estação chuvosa, portanto, é importante efetuar as correlações entre os parâmetros calculados afim de determinar a coerência espacial das datas do início e fim da estação, e as correlações entre as datas e suas respectivas latitudes e longitudes. Para Odekunle (2003) o método

das probabilidades cotidianas/diárias é o mais pertinente em comparação ao método das porcentagens acumuladas, porque neste último, as diferentes datas estão adiantadas normalmente em 1 mês, por consequência, apresentam riscos de erupções falsas na detecção do início da estação chuvosa;

Método (2) Liebmann (2006) e Liebmann (2007) utiliza a metodologia de detecção do início e fim da estação chuvosa por meio da Acumulação Anômala ou simplesmente (AA). Esta se dá a partir do cálculo da diferença entre a acumulação de precipitação diária e uma acumulação teórica média, durante a qual, precipitará diariamente uma taxa de chuva média. A vantagem dessa análise é que ela permite identificar os inícios falsos da estação chuvosa e também definir datas do início e fim:

$$AA(t) = \sum_{n=1}^t R(n) - \bar{R} \times t$$

AA(t) representa a acumulação anômala no dia t, R é a média da precipitação diária (calculada por Liebmann como a razão de precipitação acumulada no ano e o número de dias de precipitação no ano) e R (n) n dias de precipitação. O início (fim) da estação chuvosa é então determinado pela data em que o valor de AA é mínima (máximo).

Neste estudo o método de Liebmann é escolhido porque ele tem duas vantagens: i) elimina falsos começos da estação chuvosa e ii) pode definir o início e o fim da estação chuvosa. Esta parece ser a metodologia mais adequada para análise do início e fim do período chuvoso na Amazônia Meridional, pois tratando-se de uma região com marcada sazonalidade, sua estação de chuvas é facilmente identificada por meio das análises dos níveis dos cúmulos máximos e mínimos dos totais diários de chuva. O método de aplicação dessa metodologia será explanado na seção seguinte de análise dos dados;

Método (3) Um terceiro método também conhecido como ACP (Análise de Componentes Principais) é composto pela análise de dados descritiva que tem como objetivo a reorganização de grandes tabelas de dados, a partir da hierarquização da informação. Pode dar-se de quatro formas: ACP sem rotação; ACP com efeito de massa; ACP sazonal, e ACP de variabilidade interanual. Esses métodos podem ser calculados por definição relativa em relação ao cúmulo anual, e por definição absoluta, a qual é fundada sobre um valor único, definido de maneira empírica (WALTER, 1967). Nesse sentido o autor descreve o início da estação chuvosa por meio da fórmula seguinte:

$$OD = \frac{D(50,8 - F)}{R}$$

D é o número de dias do primeiro mês (mês com chuvas eficientes – MCE) no qual se registra um total acumulado $\geq 50,8$ mm; F é a chuva acumulada do mês precedente de MCE; R é o acúmulo pluviométrico do MCE. Esse modelo não pode ser aceito se o mês seguinte apresentar um acúmulo superior a 50,8 mm de chuvas (OLANIRAN, 1983).

Método (4) De acordo com Camberlin e Okoola (2003) as datas do início e fim da estação de chuvas são medidas a partir das anomalias de pontuação das componentes principais, adquiridas por meio da diferença das médias dos acúmulos de precipitações diárias. Para cada ano, a data do início da estação de chuvas corresponde ao ponto mínimo do ciclo anual de pontos acumulados, tanto que os valores mais elevados da curva marquem o fim da estação chuvosa.

Método (5) Para Garbutt *et al.* (1981) a probabilidade de existir um dia chuvoso em uma data dada pode ser determinada pela proporção de dias de chuva nesta data. Esses valores podem ser escalonados entre 0 e 1. O valor 0,5 representa o ponto de inflexão entre os eventos prováveis e pouco prováveis. Um dia será úmido com um grau de confiança elevado quando este dia apresente um valor de probabilidade de ser úmido superior ou igual a 0,5. O início da estação é definido a partir do primeiro dia do ano que apresente uma probabilidade de ser chuvoso de pelo menos 50% (0,5), e o fim da estação é representado pelo último dia do ano com uma probabilidade de ser chuvoso superior ou igual a 0,5. A extensão da estação é determinada efetuando-se a diferença entre o último e o primeiro dia da estação de chuvas anteriormente calculados. Com esse objetivo calcula-se para cada região e para cada dia do ano a probabilidade de serem chuvosos ($P \geq 1$ mm). Por exemplo, para um dia J do ano conta-se o número de vezes “n” que ele foi chuvoso ($P \geq 1$ mm) em “N” anos de observação. Logo o quociente n/N permite determinar a probabilidade deste dia ser úmido.

Método (6) Sivakumar *et al.* (1984, 1993), Samba *et al.* (1999) e Adewi *et al.* (2010) identificaram o início e fim do período chuvoso a partir de dados pluviométricos em áreas tropicais como o Mali, a Nigéria e o Togo. Para Samba *et al.* (1999) o início da estação de chuvas pode ser medido a partir de uma sucessão significativa de dias de chuvas que oferece uma disponibilidade de água para a agricultura, com as mesmas condições atmosféricas cujos efeitos fazem prosperar o ciclo vegetativo das plantas, o qual é perceptível ao nível da vegetação.

Nesta abordagem semelhante a de Sivakumar *et al.* (1984, 1993), Lauch (1991) e Tchiadeu *et al.* (1999) explanam que 2 dias consecutivos com acúmulo de precipitação de 20 mm ou mais não seguidos de uma sequência de 7 dias sem chuvas durante 20 dias, são suficientes para iniciar o processo de crescimento vegetativo e herbáceo, assegurando a germinação em zonas agrícolas. Já o fim do período chuvoso se dá a partir de 2 dias

consecutivos recebendo um total pluviométrico de menos de um milímetro, e seguidos de um período de pelo menos 6 dias sem chuva, ou quando o seu total é inferior a 10 mm.

No método (7) Adewi *et al.* (2010) identificou o início da estação chuvosa considerando um total de 20 mm acumulados sobre 2 dias consecutivos não seguidos durante os próximos 20 dias de uma sequência de dias secos de mais de 7 dias. Pois a partir do sétimo dia a planta cultivada começa a acusar perda de água e estresse. Portanto, o período de 20 dias neste caso permite validar o início efetivo da estação de chuvas, evitando as falsas erupções da estação chuvosa. E o fim da estação chuvosa pode ser identificado a partir de menos de 1 mm de chuva acumulados em 2 dias consecutivos, seguidos de um período de ao menos 6 dias sem chuvas, ou quando seu total for inferior a 10 mm. A seguir a divisão dos quantis de chuva para identificar o início e o fim do período chuvoso:

$$Q1 \leq \text{precoce} / Q2 \text{ entre o normal} / Q3 \geq \text{tardia}$$

4.1.3 A escolha das estações e o método de identificação do IPC e FPC na Amazônia Meridional

Das 207 estações previamente selecionadas na primeira parte da tese, 50 delas detinham no mínimo 30 anos de dados sem lacunas ou falhas. Entretanto, essas 50 estavam localizadas na parte mais ao sul, sudeste e leste do estudo de caso, o que é lógico, pois essas áreas foram colonizadas em um período anterior a década de 1970. Para haver um distribuição espacial coerente com as áreas propostas para análise, agregamos também estações com no mínimo 27 anos de dados permitindo aumentar o número de estações, portanto, adicionou-se as 50 iniciais um acréscimo de 39 estações. Logo, um total de 89 estações foram utilizadas, satisfazendo as exigências de abrangência geográfica da área, incluindo estações em áreas de Floresta Amazônica e Cerrado.

Os dados: Por meio dos dados diários de 89 estações pluviométricas da ANA adquiridos a partir da ferramenta online *Hidroweb*, identificaram-se os meses e dias do IPC e FPC considerando-se parâmetros de localização latitudinal e longitudinal, e de distribuição espacial dos dados nos diferentes biomas. Entretanto, a maior parte destas está localizada na parte sul, sudeste e leste da área, em regiões colonizadas em período anterior a década de 1970 (séries históricas mais longas), em oposição as estações com posicionamento setentrional. Portanto, afim de haver um distribuição espacial coerente com as área proposta para análise, agregamos estações com no mínimo 27 anos de dados (face ao contexto recente de ocupação do território), permitindo acrescentar 39 estações às 50 iniciais (89), sanando o quesito abrangência geográfica.

CAPÍTULO 4 - ANÁLISE DO INÍCIO E FIM DO PERÍODO CHUVOSO (IPC E FPC) NA AMAZÔNIA MERIDIONAL

O método: Diversas metodologias estatísticas já foram desenvolvidas para a identificação do IPC e FPC em áreas tropicais a exemplo de Marengo, (2001); Odekunle, (2003); Ilesanmi, (1972 a,b); Liebmann, (2007) e também probabilísticas como o estudo de Garbutt *et al.* (1981). Em suma essas metodologias incorporam dados pluviométricas diários em suas análises e em alguns casos, agregam variáveis como temperatura e umidade relativa do ar. Entretanto, neste estudo serão adotadas como referência metodologias com base apenas nos dados pluviométricos diários, capazes de determinar os menores e maiores acúmulos de chuva no IPC e FPC. O olhar da análise foi direcionado sobretudo aos biomas (vegetação nativa) em detrimento da identificação de datas a partir do calendário agrícola.

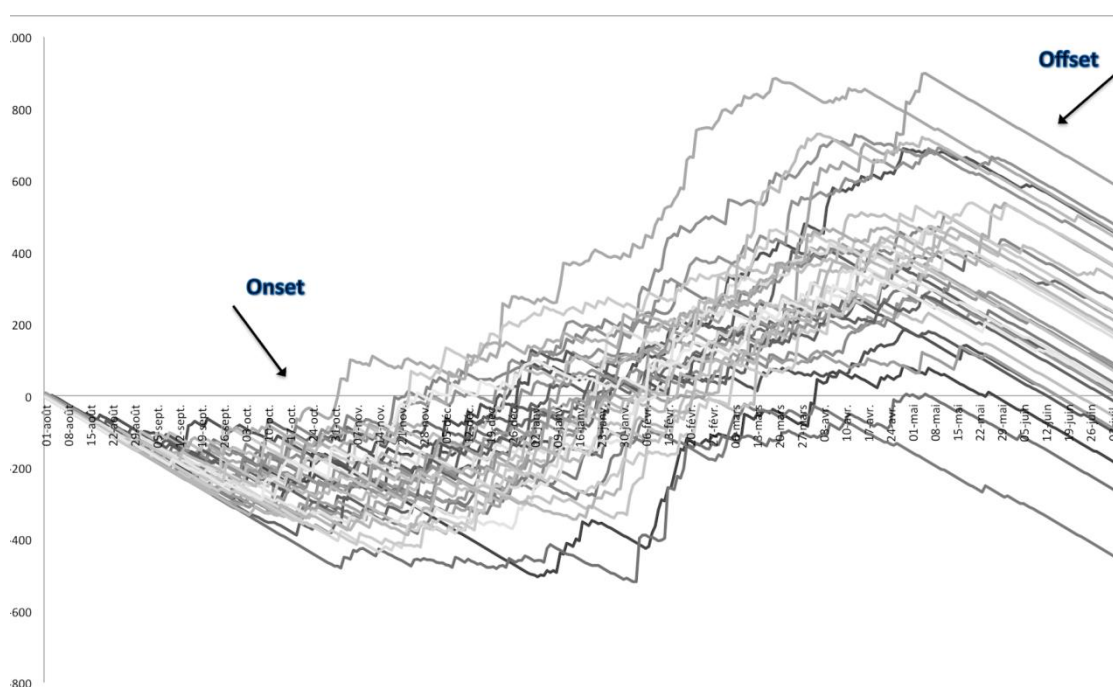


Gráfico 11 Exemplo de aplicação da metodologia para a estação de código 0074900 (ANA). No eixo x os meses do ano começando em 1 de Agosto e terminando em 31 de Julho. Cada linha representa um dos 40 anos analisados. No eixo y os valores de pontuação acumulada mínima e máxima representados pelas linhas. Onset significa o IPC e o Offset significa o FPC. Fonte: Autor, 2012.

Após análises do período chuvoso em áreas tropicais com base em estudos de Sivakumar *et al.* (1984 e 1996); Samba *et al.* (1999); Adewi *et al.* (2010); Lahuec (1991); Tchiadeu *et al.* (1999) e Camberlin e Okoola (2003), e a verificação da aplicabilidade desses métodos de identificação em áreas do Sul da Amazônia Brasileira, optamos pela utilização do método de Liebmann (2006) e Liebmann (2007). Este método tem como base a

detectadas calculando-se a diferença da média do ponto mínimo acumulado, da curva de precipitação, a partir da data do dia 1 de Agosto para o IPC. Já o FPC, foi calculado por meio da diferença da média do ponto máximo acumulado da curva de precipitação durante o ano, até a data do dia 31 de Julho. Na ausência de dados diários durante um ano, optamos pela seguinte regra: Se o ano “X” apresentar mais de 2 meses sem dados (62 dias), este é automaticamente rejeitado. Lembrando que todas estações devem conter no mínimo 27 anos de dados diários disponíveis. Na figura (44) o aspecto do resultado do *script* nas tabelas de excel.

4.1.4 Os Resultados do Método Empregado

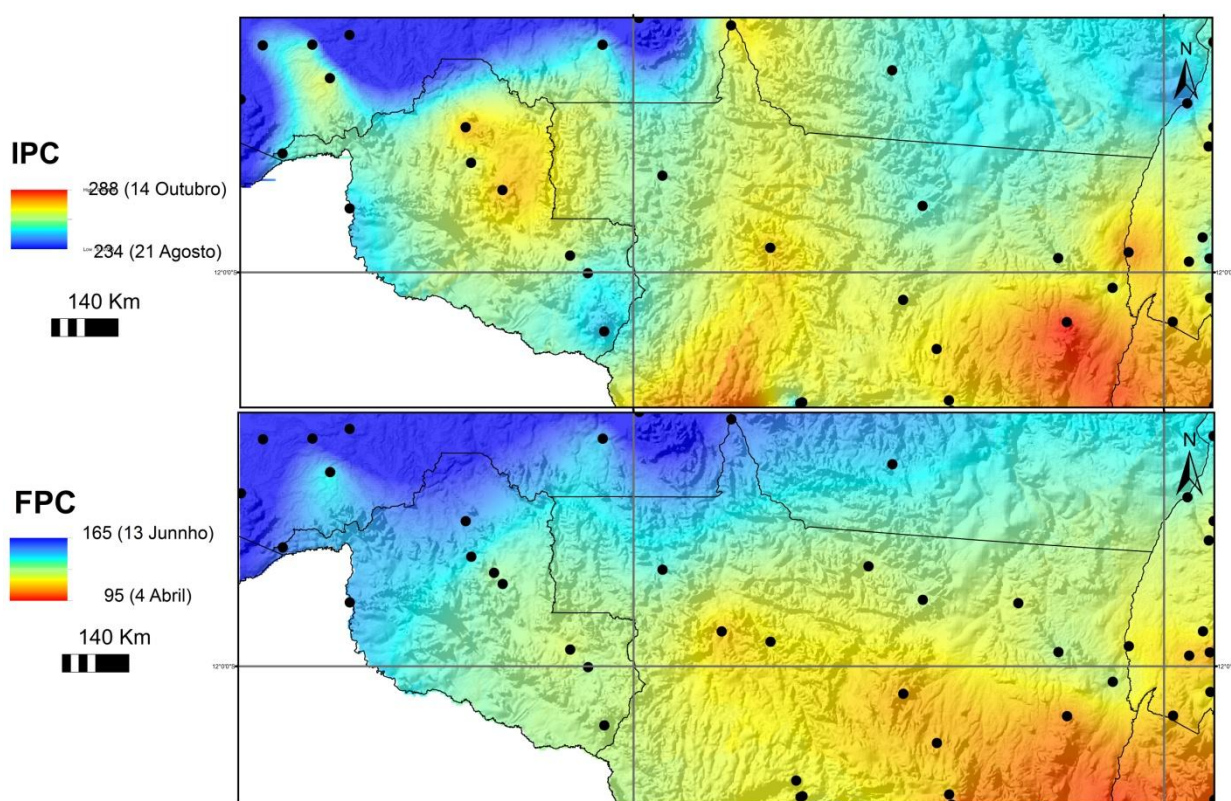
De acordo com as análises efetuadas para as 89 estações pluviométricas a partir da adaptação do método de Liebmann (2006) e Liebmann (2007) para Amazônia Meridional, os resultados sugerem que o IPC é menos uniforme e tem distribuição espacial heterogênea quando comparado ao FPC, que detém uma distribuição espacial de gradiente latitudinal no sentido norte-sul, e longitudinal no sentido leste-oeste (Mapa 13). Além disso é notório o forte contraste do gradiente latitudinal-longitudinal entre o Bioma Amazônico e as áreas de transição com o bioma Cerrado.

Na área ao Norte da Amazônia Meridional observamos uma estação chuvosa mais longa contrariamente a do bioma Cerrado. Nas demais áreas nota-se um padrão de transição entre os extremos anteriores. No Mapa 13 também estão identificadas as médias das 89 estações pluviométricas para o IPC. Este IPC ocorre na primeira quinzena do mês de agosto para as regiões ao norte da Amazônia Meridional, e na última quinzena do mês de setembro nas regiões do Cerrado, e no sudoeste da Amazônia Meridional. Na análise de dados diários para o IPC a média indica a data máxima para o dia 234 (± 21 de Agosto) nas regiões Amazônicas e em torno do dia 288 (± 14 de Outubro) para as regiões do Cerrado. Quanto ao FPC, observa-se um gradiente latitudinal e longitudinal bem definido em toda região. O FPC ocorre entre a primeira quinzena do mês de junho para as regiões ao norte da Amazônia Meridional, e no fim da primeira quinzena de março para as regiões do Cerrado. Quanto aos dias do FPC, nota-se que ocorrem próximos a data do dia 165 (± 13 de Junho) para a parte o Norte no Bioma Amazônico, e em torno do dia 95 (± 4 de Abril) para o bioma Cerrado.

É importante ressaltar que o IPC na região nordeste de Rondônia apresenta marcada diferença em comparação aos índices pluviométricos do noroeste e nordeste do Estado do Mato Grosso (Parque do Xingú), apesar de estarem localizadas na mesma latitude. Durante a estação seca as regiões cobertas por florestas parecem ter capacidade

CAPÍTULO 4 - ANÁLISE DO INÍCIO E FIM DO PERÍODO CHUVOSO (IPC E FPC) NA AMAZÔNIA MERIDIONAL

suficiente de manter a energia na forma de calor latente na atmosfera-biosfera, o que não ocorre nas regiões com vegetação típica de cerrados ou que sofreram desmatamento. O nordeste de Rondônia atualmente encontra-se amplamente antropizado ao contrário do noroeste e nordeste (Parque do Xingú) do estado do Mato Grosso e Sul do Pará. Uma hipótese para essa marcada diferença nas datas do IPC na mesma latitude, poderia estar associada ao desmatamento, já que o IPC naturalmente tende a iniciar-se a partir do gradiente noroeste (considerando-se também as suas características sinóticas), o que não ocorre conforme as médias dos últimos anos.



Mapa 12 Krigeagem ordinária exponencial do IPC (ONSET) e FPC (OFFSET) de acordo com as médias dos meses e médias diárias. Fonte: Autor, 2012.

É muito provável que devido às mudanças da cobertura da superfície do solo (floresta para áreas de pastagens, cidades e lavoura) ocorra uma modificação na quantidade de energia disponível em forma de calor latente e albedo, por conseguinte conduzindo a uma estabilização da CINE ao contrário de sua redução (RONG FU *et al.*, 1999 e DUBREUIL *et al.* 2012) engendrando um IPC mais tardio nas áreas desmatadas.

De acordo com Fu e Li (2004) o fluxo de calor latente da superfície do solo é a fonte mais importante de umidade atmosférica durante o período seco e nos estágios iniciais das

CAPÍTULO 4 - ANÁLISE DO INÍCIO E FIM DO PERÍODO CHUVOSO (IPC E FPC) NA AMAZÔNIA MERIDIONAL

estações de transição, contrariamente a umidade trazida por sistemas atmosféricos de larga-escala. Os sistemas atmosféricos de larga-escala se mostram mais importantes quando a erupção da estação chuvosa se aproxima. Para os autores o aumento das precipitações locais pode facilmente forçar o IPC, influenciando sistemas de circulação de larga-escala; representando o papel da cobertura florestal na estação seca e de transição, ao contrário do aumento gradiente das temperaturas da superfície continental e oceânica.

Normalmente condições de alta umidade sob a superfície do solo (floresta) suportam maiores fluxos de calor latente, propiciando um maior e mais rápido aumento de convecção, em contrapartida, condições inferiores de fluxo de calor latente de superfície, e uma troposfera mais seca durante a estação seca (áreas desmatadas), prorrogam a chegada da estação chuvosa, mesmo com o fluxo reverso normal transequatorial.

As condições de transição da estação seca para estação chuvosa na Amazônia Meridional são iniciadas pelo aumento de fluxos de calor latente sobre a superfície do solo, e a precipitação local influenciada pela vegetação. As variações da evaporação na superfície terrestre podem afetar o total de energia de superfície na camada limite planetária CLP, e da energia potencial convectiva da coluna atmosférica, e finalmente o *feedback* com a precipitação (BETTS *et al.* 2008). No contexto de uma Amazônia Meridional mais seca a persistência de anomalias de umidade do solo podem levar a variações prolongadas na intensidade regional do ciclo da água, como por exemplo secas ou inundações (SCHUBERT *et al.* 2004 a,b).

Para melhor compreender as divisões entre o IPC e o FPC nas áreas de transição, e nos diferentes biomas, optamos por separar as 89 estações por latitude, e pelo limite territorial dos biomas sugerido pelo IBAMA. Na tabela 1 a seguir, vemos a classificação das estações por bioma, posição latitudinal e datas mensais e diárias do IPC e FPC.

Estações Pluviométricas (ANA)								
Médias do IPC e FPC								
Bioma	IPC				FPC			
	Amazônia -7°S/-12°S	Cerrado -13°S/-18°S	Amazônia IBAMA	Cerrado IBAMA	Amazônia -7°S/-12°S	Cerrado -13°S/-18°S	Amazônia IBAMA	Cerrado IBAMA
Nº de Estações	37	52	38	51	37	52	38	51
Valor Dia	274	280	275	279	121	108	121	108
Período Dia	30/09	6/10	1/10	5/10	30/04	17/04	30/4	17/4

Tabela 3 Dados extraídos da diferença das médias dos acumulados dos dados diários. Médias mensais e diárias do início e FPC na Amazônia, Cerrado e entre -7°S e -12°S, e -13°S e -18°S de latitude sul. Fonte: Autor, 2012.

A divisão das estações a partir dos biomas ou por latitude demonstra que não há uma diferença significativa nas datas das médias mensais ou diárias no mesmo bioma ou latitude. Contudo, como identificado paralelamente na análise da krigeagem ordinária exponencial, percebe-se um forte contraste quando atribuída a divisão entre o bioma Amazônico e o Cerrado, considerando-se as datas mensais e diárias do IPC e FPC. Se considerarmos as normais climatológicas para a região podemos concluir que o método empregado captura de forma satisfatória as médias mensais típicas ou normalmente observadas para o IPC e FPC.

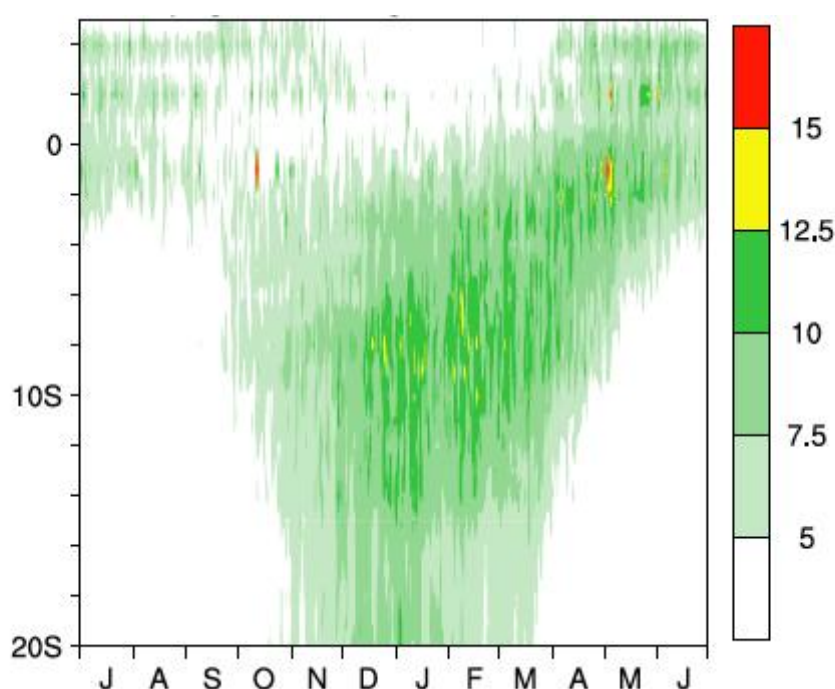


Figura 45 Precipitação diária observada com média zonal de latitudes entre o equador até 20S de latitude. No eixo X os meses do ano e no eixo Y as latitudes. Os dados de chuva são indicados na coluna a direita com os totais de precipitação diária. Fonte: Adaptado de Liebmann e Mechoso (2011).

Os resultados da análise do IPC e FPC são semelhantes aos encontrados por Liebmann e Mechoso (2011) (figura 45). De acordo com Marengo et al. (2001) e Liebmann e Marengo (2001) uma fração substancial da variabilidade interanual da precipitação sazonal em partes da Amazônia é relacionada às variações tanto no início ou término da estação chuvosa, e que estas variações são muitas vezes relacionadas com as temperaturas da superfície do mar (TSM) anomalias no Atlântico Tropical ou Pacífico. Os seus resultados são consistentes com a hipótese de Fu et al. (1999), que argumentou que a influência da TSM no IPC deve ser maior perto da linha do Equador (onde os contrastes de temperatura terra-mar são pequenos), de fora da linha do Equador (onde o IPC é controlado principalmente

pelo aquecimento da superfície). Nos estágios iniciais de desenvolvimento das monções alterações de umidade no solo podem modular o desenvolvimento de precipitação (Collini *et al.* 2008).

Espinoza-Villar (2009) testemunhou em seus estudos forte tendência de decréscimo das chuvas no Sul da Amazônia a partir da década de 1980, apesar dos sinais sub-regionais se invertermem desde a década de 90. Essa mudança nas chuvas poderia ser ocasionada por mudanças pluri-decenais ao contrário da origem antrópica. Este tipo de situação climática é resultante do estímulo da Oscilação Decadal do Pacífico (PDO) a qual amplifica os fenômenos paralelamente às variações de longo termo das TSM do Atlântico Tropical. As TSMs por sua vez são atreladas a evolução das precipitações no Sul da BAM (MARENGO, 2009; DREAPEAU e RONCHAIL, 2010).

4.1.5 Análise Temporal das Séries Históricas (1970-2010)

Quanto a temporalidade das séries históricas constata-se que a partir dos testes efetuados entre 1970-2010 a partir das médias dos acumulados do IPC e FPC, houve uma redução significativa do período chuvoso. Essa redução foi confirmada por meio do teste de Mann-Kendall e da Análise de Regressão Linear para ambos IPC e FPC. No gráfico 12 vemos o exemplo mais comum na análise das 89 estações. Um período chuvoso que vem diminuindo durante as últimas décadas.

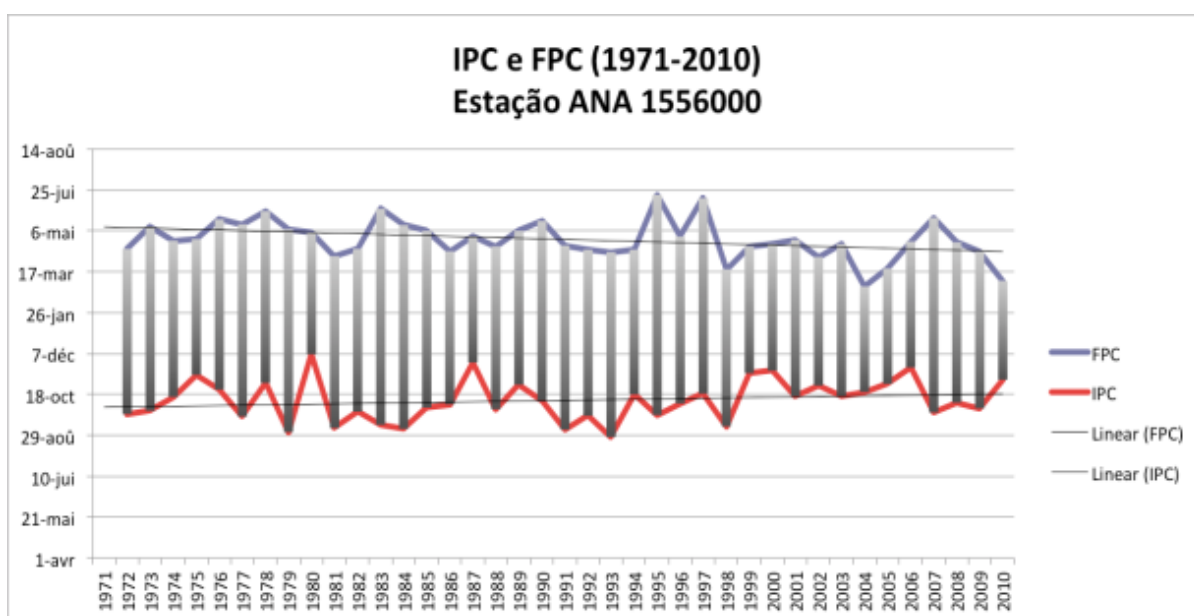
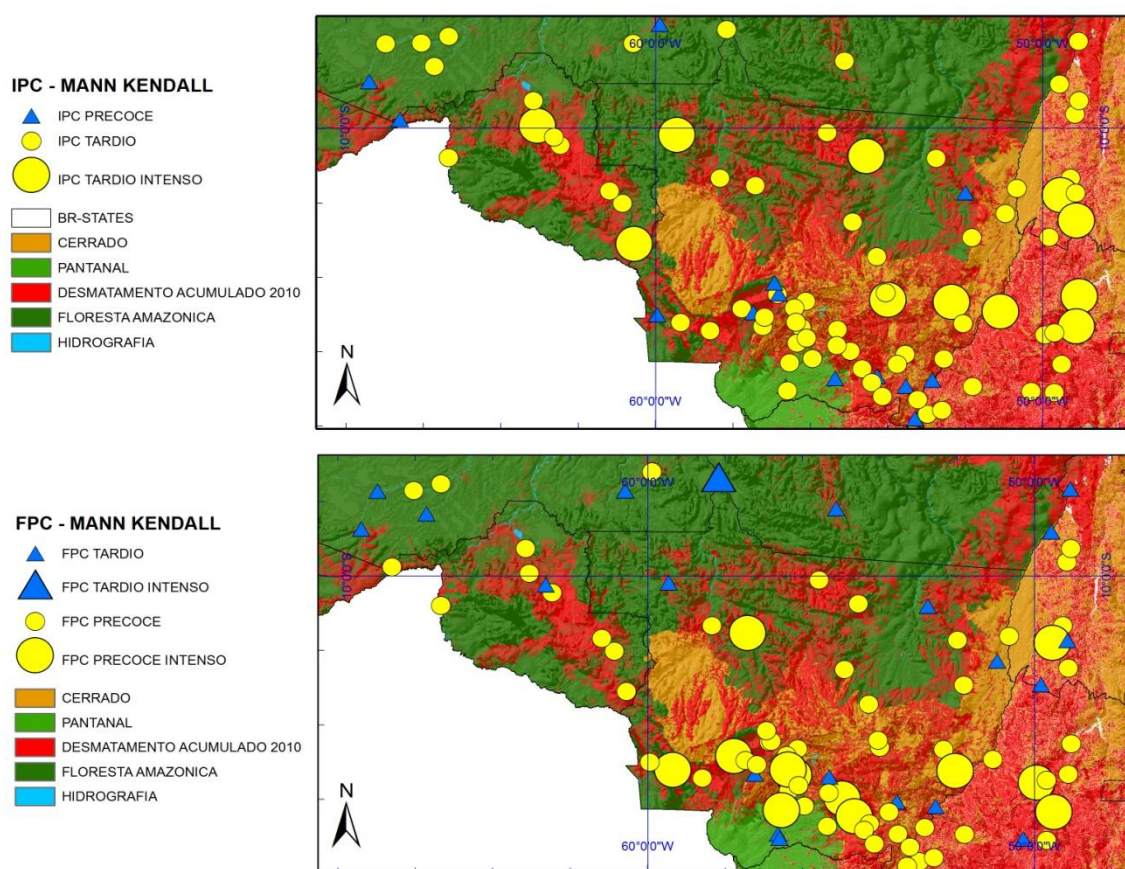


Gráfico 12 Redução do período chuvoso. Observa-se que em ambos IPC e FPC há uma aproximação das datas do início e fim do período de acordo com os registros da série histórica. Fonte: Autor, 2012.

CAPÍTULO 4 - ANÁLISE DO INÍCIO E FIM DO PERÍODO CHUVOSO (IPC E FPC) NA AMAZÔNIA MERIDIONAL

Considerando a temporalidade das séries cronológicas analisadas no teste de Mann-Kendall (MK) e na Análise de Regressão Linear (ARL) verificamos uma redução no período chuvoso entre 1970-2010. Os impactos foram observados no FPC com 75% (ARL) e 76% (MK) das estações pluviométricas com um FPC precoce. No IPC 61% das estações na ARL, e 84% das estações no teste de MK apresentam um IPC tardio em relação as médias históricas. Já 39% na ARL e 16% na análise de MK apresentaram um IPC mais precoce, enquanto que respectivamente 24% e 25% das estações apresentaram um FPC tardio.

O valor de “S” no teste de MK indicou fortes tendências negativas para 6% das estações no FPC. Os valores de “S” no teste de MK para o IPC indicaram 7% de estações pluviométricas com forte tendência de redução no IPC, e também 7% de forte tendência de acréscimo no período.

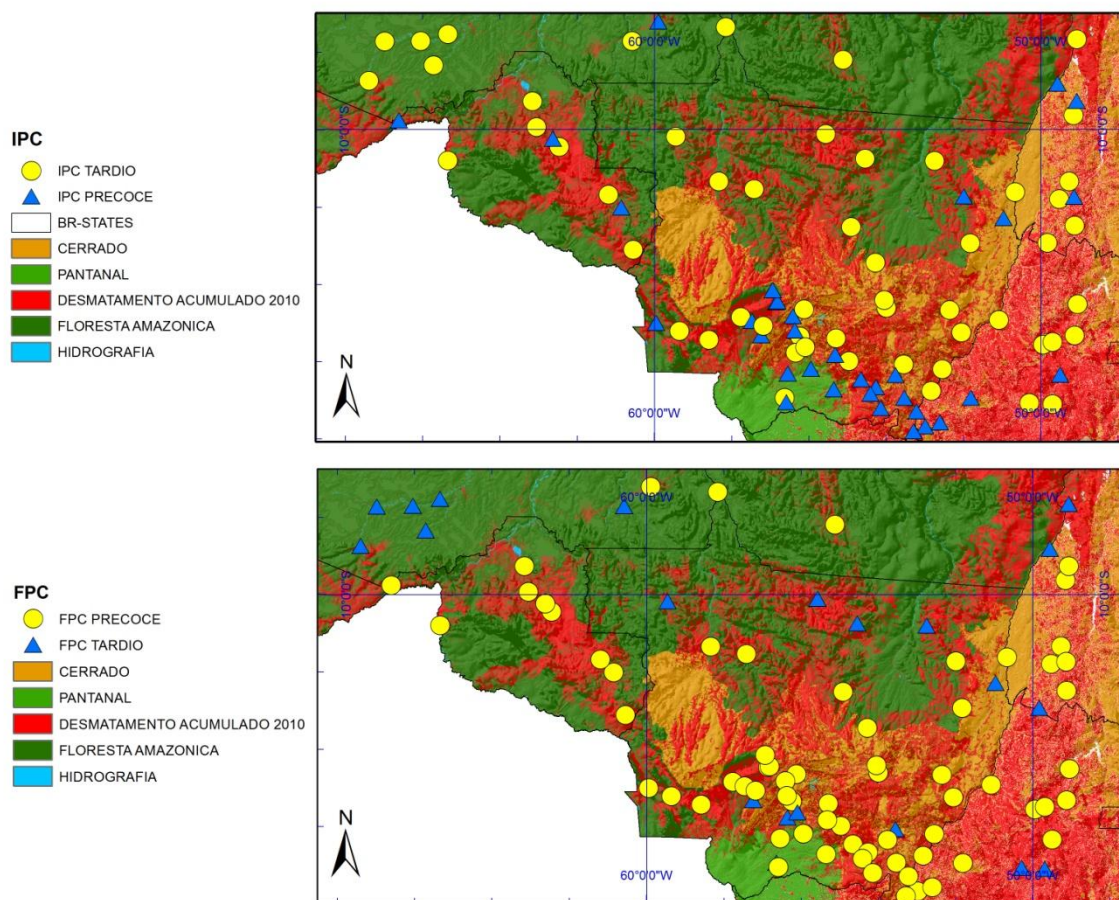


Mapa 13 Teste de Mann-Kendall para o IPC e FPC no período de (1970-2010). Na mapa superior o IPC e no inferior o FPC. Círculos em amarelo representam tendências negativas e estrelas amarelas tendências negativas fortes. Triângulos azuis representam tendências positivas e estrelas azuis tendências positivas fortes. Fonte: Autor, 2012.

CAPÍTULO 4 - ANÁLISE DO INÍCIO E FIM DO PERÍODO CHUVOSO (IPC E FPC) NA AMAZÔNIA MERIDIONAL

Para melhor identificar esta conjuntura de dados optamos por ilustrá-los a partir da cartografia como disposto no mapa 14. Conforme observa-se em escala regional não existe um padrão espacial definido em relação à análise temporal do IPC e FPC chuvoso no período entre 1970-2010.

No mapa 14 os resultados para o teste de MK indicam as tendências para o IPC e FPC. Nota-se no IPC valores positivos em áreas florestadas no Norte da área de estudo de caso, e em algumas áreas do Sul, na região do Cerrado próximo ao Pantanal. Também verifica-se forte tendência negativa para áreas desmatadas dos estados de Goiás, Tocantins, Rondônia e Mato Grosso. Para o FPC vemos mais áreas com forte tendência positiva nas áreas florestadas, e forte tendência negativa para as áreas ao Sul, mais desmatadas.

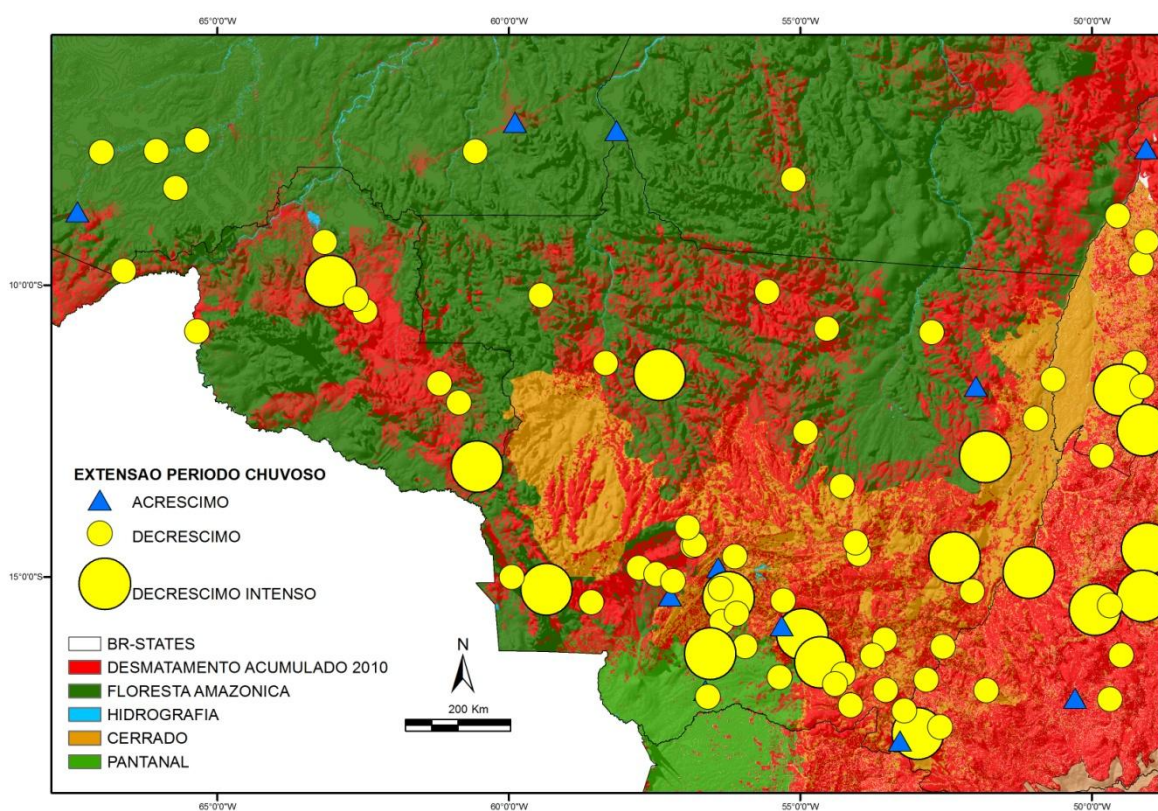


Mapa 14 Mapa ilustrando as estações pluviométricas conforme a Análise de Regressão Linear (ARL) para o IPC e FPC no período de (1970-2010). Na mapa superior o IPC e no inferior o FPC. Círculos em amarelo representam tendências negativas. Triângulos azuis representam tendências positivas. Fonte: Autor, 2012.

CAPÍTULO 4 - ANÁLISE DO INÍCIO E FIM DO PERÍODO CHUVOSO (IPC E FPC) NA AMAZÔNIA MERIDIONAL

A análise da Regressão Linear (ARL) não foi muito distinta dos resultados do teste de MK. Observam-se agrupamentos de estações que iniciam o período chuvoso tardiamente na região noroeste do estudo de caso (área de floresta). Nas demais regiões a distribuição é heterogênea, prevalecendo uma maior porcentagem de estações com IPC tardio em detrimento de um IPC precoce. Entretanto, diferentemente do teste de MK, na ARL há um número maior de estações apresentando um início do período chuvoso precoce nas áreas ao sul do Estado do Mato Grosso, próximas ao Pantanal.

Para as demais estações a distribuição é mais homogênea, e predominante em praticamente todo o estado do MT e em Rondônia. Prevalece um maior número de estações com o FPC ocorrendo precocemente em detrimento de um FPC tardio. Em suma, tanto no IPC como no FPC os dados indicam uma redução do período chuvoso no período de entre 1970-2010.



Mapa 15 Círculos amarelos pequenos representam um decréscimo pequeno da estação chuvosa nas últimas décadas. Estações com círculos amarelos grandes indicam forte tendência de redução da estação chuvosa. As estações com triângulos azuis representam um acréscimo na extensão do período chuvoso.

No intuito de fazer uma segunda verificação nos dados e confirmar a redução tanto no IPC e FPC optamos por efetuar os testes de MK e ARL uma segunda vez. Nesta,

entretanto, verificamos a média do número de dias da estação chuvosa para cada ano e estação pluviométrica durante o período. Após os cálculos confirmamos a redução da estação chuvosa. O teste de MK indicou que 88% das 89 estações pluviométricas apresentaram um decréscimo na estação chuvosa nas últimas décadas e 12% de tendências positivas. Dessas negativas, 19% apresentaram tendências negativas fortes. Já na Análise de Regressão Linear 79% das estações apresentaram um período chuvoso menos extenso, e 21% delas um período chuvoso mais longo.

Quando consideramos a distribuição das estações por bioma na Análise de Regressão Linear, percebe-se um decréscimo no período chuvoso para 34% das estações na Amazônia, e 44% das estações no Cerrado. Foi verificado também um acréscimo do período chuvoso em 9% das estações na Amazônia, e 13% no Cerrado. No teste de MK 36% das estações na Amazônia apresentaram decréscimo, e 51% no Cerrado, enquanto que 8% das estações apresentarem acréscimo no período chuvoso na Amazônia, e 5% no Cerrado.

4.1.6 Resultados e Discussão

Os testes utilizados a partir da metodologia proposta responderam de maneira satisfatória à identificação do IPC e FPC (figura 46). Os autores detectaram que há forte contraste entre o IPC e o FPC no que concerne as áreas do Biomas Amazônico mais ao Norte, as áreas de transição, e o Bioma Cerrado ao Sul. Grande parte da Amazônia Meridional apresenta-se amplamente desmatada, observa-se também tendência de redução na duração do período chuvoso em mais de 88% das estações pluviométricas analisadas no período de 1970-2010 (IPC tardio e FPC precoce).

O IPC é bastante heterogêneo (tardio no noroeste de RO e precoce no nordeste do MT e áreas do Parque do Xingú) o que indicaria uma possível influência do desmatamento e das áreas florestadas nas precipitações à escala regional.

Na estação seca com o excesso de partículas no ar oriundas da queima de biomassa pela agricultura e o desmate haveria uma redução no total de radiação solar recebida pelas superfícies terrestres. Essa redução por sua parte engendra alterações na taxa fotossintética da vegetação, impactando o balanço do carbono regional e a formação de nuvens propícias às chuvas provocando uma redução da intensidade do ciclo hidrológico (Figura 47).

Atualmente inúmeros estudos indicam que partículas provenientes da queima da biomassa são eficientes condensadores de núcleo de nuvens (CCN) auxiliando na absorção da radiação solar por meio das partículas de fumaça de maneira a reduzir a umidade disponível no ar e aumentar a temperatura na camada de superfície atmosférica, coibindo a

CAPÍTULO 4 - ANÁLISE DO INÍCIO E FIM DO PERÍODO CHUVOSO (IPC E FPC) NA AMAZÔNIA MERIDIONAL

formação de nebulosidade (AHLM *et al.* 2009). Por outro lado, partículas biogênicas produzidas pela vegetação (floresta) servem como reatores bioquímicos de núcleos na formação de nuvens e precipitações na Amazônia Meridional auxiliando a erupção da estação chuvosa (PÖSCH *et al.* 2010).

188	187	183	184	189	187	186	189	89	183	171	179	148	175	184	NAN	172	171	179	200	
172	188	180	178	184	204	186	180	183	182	209	219	220	179	201	189	183	216	177	218	
NAN	149	NAN	185	177	181	147	179	138	211	172	NAN	NAN	176	205	NAN	NAN	NAN	205	NAN	
214	180	208	188	180	182	NAN	147	191	202	176	187	201	131	188	NAN	179	176	203	182	
184	180	168	179	171	188	148	173	171	208	180	174	180	186	180	187	181	188	188	188	
214	NAN	187	171	185	181	177	219	165	188	189	173	185	213	219	171	NAN	202	229	189	
209	284	281	285	273	283	283	239	220	275	283	280	284	288	248	288	287	284	284	242	
187	181	184	184	186	182	184	185	180	188.5	185.5	200	183	180	184	187.5	188.5	205	191	181	
-5.3%	#VALUE!	#VALUE!	#VALUE!	-8.8%	#VALUE!	17.01%	12.43%	#VALUE!	21.86%	40.76%	-28.00%	37.18%	#VALUE!	#VALUE!	-28.83%	#VALUE!	3.85%	0.49%	7.33%	
-5.9%	#VALUE!	#VALUE!	-8.52%	20.2%	-2.92%	0.03%	#VALUE!	18.82%	-8.28%	-4.03%	-4.53%	4.37%	#VALUE!	#VALUE!	-28.83%	8.44%	-4.93%	-4.37%	7.03%	
-1.07%	#VALUE!	#VALUE!	-11.98%	8.84%	#VALUE!	7.22%	12.37%	#VALUE!	44.98%	8.38%	-12.00%	31.19%	-10.56%	-4.12%	#VALUE!	17.33%	24.79%	0.88%	15.18%	
10.58%	8.88%	#VALUE!	-2.22%	4.12%	#VALUE!	11.42%	7.88%	#VALUE!	12.11%	-0.82%	18.88%	#VALUE!	3.79%	8.88%	22.47%	8.88%	5.88%	0.03%	3.88%	
-37.52%	-4.62%	#VALUE!	7.54%	0.03%	#VALUE!	2.02%	7.03%	#VALUE!	-5.02%	-11.73%	-3.02%	8.88%	0.03%	-8.82%	-11.61%	-1.51%	5.03%	15.28%	8.14%	
-13.33%	15.42%	#VALUE!	-3.37%	8.88%	#VALUE!	-10.88%	22.88%	#VALUE!	17.22%	23.02%	16.87%	-32.81%	0.03%	-10.22%	18.12%	12.83%	-15.18%	8.88%	4.11%	
-18.11%	8.41%	10.88%	11.54%	20.33%	8.84%	24.51%	12.55%	#VALUE!	27.45%	4.12%	28.57%	#VALUE!	18.49%	12.22%	14.88%	12.88%	8.88%	3.37%	20.28%	
-2.19%	17.22%	-40.75%	-48.38%	1.59%	-0.52%	-11.87%	-20.37%	8.08%	-0.25%	11.24%	17.38%	-33.88%	-38.57%	-10.88%	-7.78%	14.41%	8.74%	-5.87%	-55.28%	
4.12%	-0.28%	10.24%	-5.14%	3.83%	20.33%	20.82%	-14.28%	-4.02%	-16.87%	-30.82%	14.53%	2.88%	-12.52%	-19.75%	-4.53%	8.87%	-0.72%	-15.82%	15.11%	
21.78%	22.32%	#VALUE!	22.38%	20.91%	17.88%	13.03%	18.88%	-33.38%	-26.47%	-4.46%	6.54%	-29.18%	-1.89%	-7.18%	14.88%	8.82%	10.28%	7.04%	12.88%	
-4.28%	-20.87%	-105.08%	-4.58%	-25.88%	-17.75%	3.88%	8.31%	15.08%	20.73%	-8.29%	10.28%	3.88%	-2.48%	7.78%	-14.58%	-0.88%	-21.08%	21.08%	21.08%	
2.88%	10.42%	5.84%	-21.02%	-8.14%	-4.02%	2.31%	-17.88%	#VALUE!	0.75%	-7.22%	3.52%	8.84%	8.18%	12.81%	8.88%	-1.02%	-7.72%	15.88%	20.73%	
17.88%	31.44%	28.38%	13.71%	16.88%	8.88%	-4.11%	15.88%	23.88%	28.47%	#VALUE!	0.03%	18.49%	4.88%	-29.28%	0.88%	8.18%	14.88%	-46.82%	-46.82%	
18.14%	-23.87%	3.18%	-8.88%	2.11%	-13.81%	7.82%	28.94%	3.22%	9.32%	18.82%	1.48%	-24.49%	4.78%	-0.52%	4.82%	-29.17%	7.33%	8.88%	-7.33%	
1.88%	2.21%	-4.38%	5.11%	-0.28%	13.88%	20.88%	-48.18%	#VALUE!	21.15%	0.27%	-4.28%	20.42%	-11.11%	9.71%	17.22%	15.48%	0.84%	-15.82%	8.11%	
-30.77%	-5.88%	-15.72%	15.82%	4.82%	-29.87%	-14.78%	-6.47%	#VALUE!	17.80%	2.88%	6.88%	0.03%	-1.89%	15.82%	#VALUE!	-30.31%	5.53%	-10.48%	-17.98%	
10.10%	-20.87%	4.88%	-10.18%	-0.08%	-1.02%	-23.07%	-34.08%	-18.88%	28.88%	1.32%	#VALUE!	18.30%	-23.22%	-12.14%	-11.81%	#VALUE!	-12.10%	-12.84%	-17.18%	
8.10%	-2.84%	-24.49%	#VALUE!	-28.93%	-4.08%	0.03%	-4.52%	7.88%	-12.38%	-11.33%	-18.00%	-5.17%	18.88%	14.84%	20.88%	#VALUE!	8.88%	5.03%	4.02%	
11.37%	-7.10%	0.84%	21.10%	-10.71%	-30.81%	8.73%	0.03%	3.74%	-20.81%	7.22%	#VALUE!	-15.82%	-2.27%	20.82%	-0.65%	-1.81%	-24.88%	-14.53%	#VALUE!	
7.88%	8.73%	4.17%	7.87%	-18.22%	18.73%	26.24%	-32.13%	#VALUE!	#VALUE!	#VALUE!	#VALUE!	14.28%	-25.87%	-8.88%	5.78%	7.88%	5.22%	0.03%	#VALUE!	
-48.41%	#VALUE!	-5.88%	#VALUE!	#VALUE!	#VALUE!	#VALUE!	#VALUE!	#VALUE!	#VALUE!	#VALUE!	#VALUE!	37.73%	#VALUE!	#VALUE!	#VALUE!	#VALUE!	11.33%	15.84%	#VALUE!	
-11.31%	#VALUE!	#VALUE!	#VALUE!	#VALUE!	#VALUE!	#VALUE!	#VALUE!	4.78%	-10.22%	#VALUE!	#VALUE!	8.88%	#VALUE!	#VALUE!	#VALUE!	#VALUE!	-14.12%	0.71%	1.44%	17.32%
-3.88%	#VALUE!	#VALUE!	#VALUE!	-12.55%	#VALUE!	8.82%	#VALUE!	12.14%	#VALUE!	#VALUE!	14.88%	15.82%	#VALUE!	#VALUE!	#VALUE!	8.87%	3.02%	8.22%	10.73%	
-32.82%	-45.81%	2.13%	-32.37%	7.48%	7.22%	-13.28%	-53.88%	-52.28%	-0.27%	8.84%	-115.22%	18.18%	11.01%	-48.48%	-4.52%	#VALUE!	-3.54%	-45.81%	-45.81%	
0.02%	-0.28%	-18.49%	0.02%	18.84%	2.84%	1.52%	21.81%	12.82%	18.82%	7.71%	10.71%	11.58%	8.18%	-3.74%	5.33%	0.02%	5.22%	-1.89%	8.81%	
3.81%	16.28%	4.88%	12.88%	1.98%	0.03%	-11.48%	11.88%	8.88%	1.24%	8.17%	-1.07%	-18.88%	3.74%	-17.08%	10.71%	-4.88%	1.98%	3.78%	-46.82%	
21.78%	22.88%	34.52%	27.84%	23.77%	24.11%	18.74%	21.84%	8.74%	34.48%	-12.38%	-8.46%	-1.12%	21.77%	34.44%	28.82%	21.02%	30.27%	6.37%	6.37%	
-33.00%	#VALUE!	-17.22%	-5.14%	-2.84%	-38.21%	-7.78%	-2.84%	-13.21%	-7.84%	18.44%	5.21%	-2.27%	24.37%	11.01%	-13.64%	-7.48%	-4.77%	8.82%	2.08%	
-3.88%	#VALUE!	-7.88%	-7.88%	-5.88%	-1.02%	-3.74%	8.42%	0.03%	4.08%	8.17%	-8.78%	-4.85%	-2.88%	-2.88%	1.88%	2.21%	5.03%	-30.38%	-30.38%	
12.82%	0.02%	-3.37%	15.82%	12.88%	2.44%	-2.88%	3.14%	-31.38%	-20.18%	-29.72%	-10.50%	-10.50%	-20.81%	-18.29%	18.88%	0.88%	3.82%	-11.41%	0.03%	
-14.02%	-13.10%	-32.37%	-1.10%	29.87%	-18.38%	-5.52%	1.87%	11.78%	-81.88%	-23.88%	-30.70%	-12.27%	-18.10%	-38.87%	-4.17%	7.44%	2.71%	5.03%	-12.38%	
-4.28%	1.82%	3.18%	11.88%	0.83%	0.03%	8.42%	18.18%	-38.71%	18.38%	18.87%	8.87%	1.88%	-15.48%	-40.28%	-5.21%	4.38%	10.82%	0.82%	0.82%	
-2.19%	0.02%	-11.52%	-5.75%	1.59%	8.02%	-10.88%	4.19%	-10.43%	-8.88%	-20.48%	-11.73%	-6.42%	-0.28%	#VALUE!	0.27%	-52.21%	-18.48%	-1.48%	-7.38%	
3.82%	8.73%	-0.28%	8.88%	-42.48%	-1.02%	-12.78%	5.18%	-2.88%	-28.27%	-7.22%	-8.88%	7.28%	3.28%	15.82%	-28.88%	-11.58%	-27.88%	3.08%	3.08%	
-8.72%	3.72%	-3.18%	-4.58%	-1.09%	3.88%	0.02%	-10.43%	-8.82%	11.24%	8.88%	10.73%	-2.58%	3.48%	11.81%	-10.88%	3.47%	-15.82%	12.38%	12.38%	
#VALUE!	-21.48%	#VALUE!	0.84%	-0.88%	-13.85%	-0.38%	-10.38%	5.45%	-7.88%	#VALUE!	-2.27%	5.37%	#VALUE!	#VALUE!	#VALUE!	0.03%	#VALUE!	#VALUE!	#VALUE!	
12.82%	4.74%	28.88%	2.13%	-24.00%	0.02%	#VALUE!	-28.88%	5.78%	1.24%	-5.42%	-4.88%	20.78%	-37.42%	-18.87%	#VALUE!	-13.48%	-18.47%	-0.88%	-28.88%	
-38.88%	7.18%	-31.49%	-2.79%	-8.71%	3.02%	-31.08%	-6.94%	-5.02%	22.87%	-19.84%	-14.84%	6.18%	8.18%	-0.27%	-11.88%	-10.32%	-8.14%	3.84%	3.84%	

Figura 46 – Resultado do script contendo os dados diários com os acúmulos máximos e mínimos de chuva durante os 40 anos de análise. Neste script estão os resultados aplicados no teste de MK e ARL.

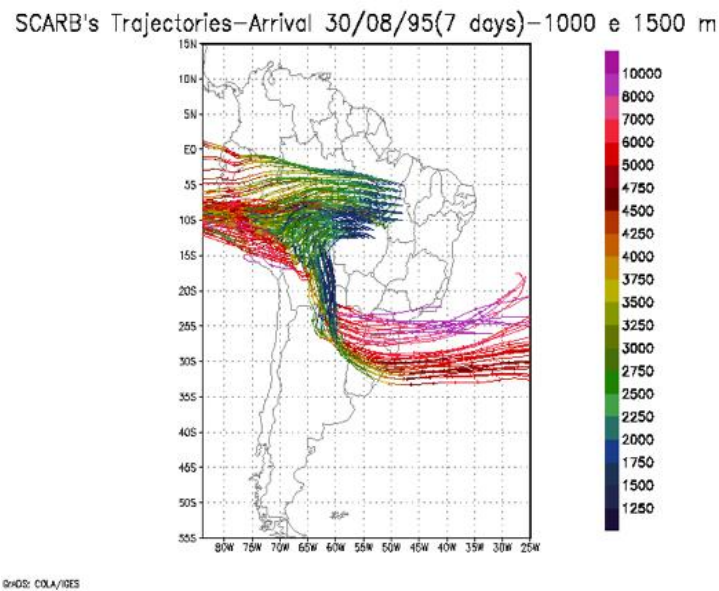


Figura 47 Trajetória de partículas de fumaça (cinzas) na atmosfera no ano de 1995 durante o período de 7 dias. As partículas do leste amazônico são transportadas para o pacífico vencendo os Andes e também para as áreas subtropicais da América do Sul por meio da circulação do Jato de Baixos Níveis. Fonte: NASA Rhett A. Butler, mongabay.com June 30, (2009). NASA images show huge drop in Amazon fires in 2008. (http://news.mongabay.com/2009/0630-amazon_fires.html).

PARTE III

PARTE III

Na terceira etapa da tese é efetuada uma revisão da literatura enfatizando os impactos do uso da terra nas condições atmosféricas em escala macro e mesoclimática. Posteriormente são efetuadas análises de correlação do uso da terra com as precipitações por meio de técnicas geoestatísticas e sensoriamento remoto com o uso de 207 estações pluviométricas para o período de 1970-2010.

A correlação dar-se-á por meio de três etapas: (1) o estudo de verificação do coeficiente de correlação linear de duas variáveis (o desmatamento e a chuva); e (2) o cálculo de correlação linear pluviométrica dos milímetros (mm) por ano em relação as áreas desmatadas para o Bioma Amazônico e o Cerrado. Esta última etapa se dá para cada estação pluviométrica do Bioma Amazônico por meio da verificação do desmatamento acumulado nos anos anteriores à 1997, entre 1997 a 2010, e de forma acumulada para 2010. No Bioma Cerrado são analisados os anos de desmatamento acumulados anteriores a 2002, entre 2002 e 2009, e de forma acumulada para 2009. Na terceira etapa (3) as áreas desmatadas são classificadas entre áreas de floresta, não floresta, e corpos d'água. Estas classificações são efetuadas por meio do cálculo de buffers com raios de distância entre 1/5/10/20/30/40 e 50 km para cada estação pluviométrica. Também é verificado o ritmo do desmatamento entre as datas escolhidas, de forma a perceber sinergias entre o comportamento pluviométrico em relação ao total das áreas de floresta.

Para melhor compreender as relações atmosfera-superfície nas zonas de transição entre o Bioma Amazônico e o Bioma Cerrado abordou-se e comparou-se os dados estatisticamente e transversalmente ao oposto dos modelos climáticos de diversas dimensões. O trabalho descrito a seguir isolou as variáveis pluviometria e o uso da terra/desmatamento em uma análise de correlação de dados.

No capítulo 6 apresentaremos a metodologia dos *buffers* e seus resultados em analogia aos capítulos precedentes. A correlação em diversas escalas dos dados pluviométricos de cada estação com o uso do terra por meio de uma metodologia de *buffer zones* poderá agregar uma melhor compreensão das relações diretas dos registros históricos pluviométricos com a dinâmica histórica do desmatamento na Amazônia.

Incertezas quanto ao ganho ou perda nas precipitações serão melhor equacionadas somente com o aprimoramento dos modelos climáticos a partir de análises do clima regional e local e suas interações com a superfície terrestre. Logo, são necessárias pesquisas contemplando análises climáticas em escala fina e média para a região Amazônica como as desenvolvidas neste estudo.

CAPÍTULO 5 - A FLORESTA AMAZÔNICA E SUAS INTER-RELAÇÕES COM USO DA TERRA E A ATMOSFERA

5.1.1 A Floresta Amazônica e suas Inter-Relações com Uso da Terra e a Atmosfera: Efeitos Antrópicos

Inúmeros sistemas em mesoescala e variáveis (aumento das TSM no Atlântico e Pacífico ENSO) são em parte responsáveis pela intensificação das secas na Floresta Amazônica porém em partes distintas. O fenômeno El Niño afeta as áreas ao Leste e Norte da BAM e as anomalias positivas do Atlântico, as partes Sul e Oeste, diminuindo o aporte de umidade do oceano para o continente caracterizando uma forte subsidência na região (MARENGO *et al.* 2008; LYON, 2004).

O modelo HadCM3 acoplado aos modelos de ciclo de carbono e da dinâmica da vegetação tem contribuído na compreensão das múltiplas retroações de elementos que contribuem para as mudanças climáticas. Entretanto, os resultados dos modelos geralmente mostram-se insuficientes no que tange a robustez das conclusões. Muitos dos modelos atuais são inconsistentes quando tentam simular o clima Amazônico, mas parecem ser fiéis à ideia de que as precipitações da BAM vêm apresentando decréscimo sobre o efeito do aquecimento global. No modelo inglês o decréscimo das chuvas é ocasionado devido ao aquecimento das águas do Oceano Pacífico Equatorial, e do Oceano Atlântico Tropical Norte.

Nesses modelos as precipitações primeiramente são afetadas pelo ciclo biofísico reforçado pela baixa da evapotranspiração e reciclagem ocasionadas pelo recuo da floresta quando submetida a um estresse hídrico (HIROTA *et al.* 2010). Florestas menos densas se caracterizam por um maior albedo e uma menor capacidade de manter a umidade do solo, reduzindo as precipitações de 20 a 30%. No segundo ciclo bioquímico, o recuo da floresta densa transforma “sumidouros” florestais em fontes de carbono. Por conseguinte o aquecimento global se amplifica em média 5% (BETTS *et al.* 2004).

Além das retroações naturais a influência do desmatamento é sinérgica com as mudanças climáticas (NEPSTAD, 2008) contribuindo de três formas:

- A supressão da cobertura vegetal diminui os poços de carbono, participando diretamente no aquecimento global;
- As modificações das condições das superfícies locais resultam em mudanças climáticas em escala regional, como o ciclo biofísico;
- O aumento da exposição e vulnerabilidade ao fogo está diretamente atrelado ao decréscimo das chuvas na estação seca, bem como a redução da umidade no solo, o

que favorece o desenvolvimento de secas contribuindo para a inflamabilidade da cobertura vegetal (SAMPAIO DE OLIVEIRA *et al.* 2007; MALHI *et al.* 2009).

Sheil e Murdiyarso (2009) explicam que o desmatamento pode aumentar a sazonalidade climática local e diminuir a formação de nuvens de chuva. Correntes de ar próximas à superfície da terra fluem para onde a pressão é mais baixa detendo as maiores taxas de evaporação. Turbulências climáticas associadas às nuvens de convecção são frequentes em fragmentos de remanescentes de mata em áreas antropizadas, ao contrário de áreas de cultivos e pasto (BONAN, 2008).

Estima-se que a vegetação desempenhe um papel importante na regulação dos períodos de transição entre a época chuvosa e o período seco.

Ferreira *et al.* (2005) por exemplo indica que a evapotranspiração pela floresta é estimada em até 67,9%, para Nova *et al.* (1976) 61,8%, enquanto que Bosilovich e Cherne (2005) estimam a taxa do que é evapotranspirado e retorna como precipitação entorno de 54% a 86%. Já Lloyd *et al.* (1985) e Franken *et al.* (1982) estimam o papel da rugosidade do dossel no balanço hídrico em torno de 10% a 22% e Rocha *et al.* (2004) de 15 a 30%, e como taxa de reciclagem por meio da evapotranspiração um total de 20% a 35% (ELTAHIR e BRAS, 1994; BRUBAKER *et al.* 1993; COSTA E FOLEY, 1999).

Ao que tudo indica o desmatamento tem forte impacto regional e local nas chuvas sendo suficiente para alterar o ciclo hidrológico e a convecção a partir de 100,000 km² e 1,000.000 km², ou seja, entre 10% a 40% de áreas desmatadas (PIELKE *et al.* 1998; DURIEUX, 2002; MALHI *et al.* 2008; SALATI e VOSE, 1984).

Tais transformações na superfície do solo tem o poder de modificar o funcionamento da Floresta Amazônica para um novo equilíbrio dinâmico. O desaparecimento da floresta poderá ocorrer não de forma gradual, mas sim abrupta. Essa hipótese tem como base a teoria de equilíbrio de clima e da vegetação. Neste equilíbrio o ponto de bascula é bimodal quer dizer, o sistema poderá bifurcar para um novo equilíbrio de Floresta Ombrófila para Savana/Cerrado mais dominante ao Leste e Sul da BAM, entretanto, conservando as características de Floresta Ombrófila nas partes resilientes ao Ocidente e Norte (NOBRE e BORMA, 2009; HIROTA *et al.* 2010; DREAPEAU e RONCHAIL, 2010) .

5.1.2 O Impacto do Desmatamento no Solo e Subsolo

Relatos da diminuição no fluxo hidrológico das fontes de água durante a estação seca em áreas tropicais são inúmeros. Esse período seco é amenizado em grande parte pela existência das florestas que conservam a umidade em seu interior e em suas áreas adjacentes; garantindo a manutenção da rede de aquíferos, que permite valores elevados de umidade relativa do ar, evitando o ressecamento das árvores ao diminuir a

vulnerabilidade à combustão ao contrário de áreas desmatadas ou fragmentadas. Evidências de que a remoção florestal acarreta totais anuais superiores nos fluxos e na umidade dos solos parecem estar equivocados.

Influências antrópicas não sustentáveis como a exposição contínua do solo nu após o desmatamento, a compactação do solo por maquinário pesado, a desaparecimento da fauna nas camadas superiores do solo, a pecuária intensiva, e o aumento de áreas ocupadas por superfícies pavimentadas e assentamentos, contribuem gradualmente para reduzir as oportunidades de infiltração das precipitações no solo em áreas desmatadas (BRUIJNZEEL, 1990; 2004).

A resposta de um reservatório de água às precipitações usualmente está correlacionada a uma mistura de contribuições, as quais estão atreladas à saturação d'água presente nos fluxos da camada superior do solo, no fundo de vales úmidos, depressões e fluxos de sub-superfície, macro poros, e sucção em relevos acidentados. A magnitude desses componentes pode variar nos reservatórios devido a diferenças na topografia dos solos, possivelmente em razão do clima, precipitações e mudanças de umidade (BRUIJNZEEL, 1990, 2004).

Já a resposta das fontes de água às precipitações é pronunciada, logo, o acréscimo do escoamento superficial após tempestades no período chuvoso se torna tão grande e sério que impossibilita a recarga nos aquíferos que mantêm nascentes e fluxos hidrológicos sob a superfície. Se as características originais do solo são suficientemente mantidas de forma a manter a contínua infiltração das precipitações, então, a redução da evapotranspiração associada à retirada da área florestal terá como consequência um aumento do fluxo hidrológico seco, beneficiando o armazenamento de água no solo (BRUIJNZEEL, 1990; 2004).

Na Floresta Amazônica Meridional padrões sazonais nas precipitações como por exemplo um período de fluxo hidrológico seco contribui para a distribuição dos fluxos das fontes de água. Esses fluxos das fontes têm maior relevância em volume de água em comparação ao total de precipitação anual. Como exemplo da dimensão do potencial hídrico Amazônico as descargas observadas na boca do Rio Amazonas quando combinadas as descargas do Rio Amazonas, Rio Xingú e do Rio Tocantins foram estimadas em 2.9 mm/dia^{-1} ($210,000 \text{ m}^3/\text{sec}$) (MARENGO, 2005).

A Floresta Amazônica tem papel importante nas interações solo-atmosfera pois é responsável pela dinâmica da ciclagem e interação física na biosfera. A floresta intercepta a neblina e as nuvens baixas retendo umidade e filtrando partículas de poluentes impondo barreiras naturais às gotas de chuva. Tais características permitem que somente parte das precipitações atinjam o solo. A precipitação interceptada pelo dossel umedece o estômato

CAPÍTULO 5 - A FLORESTA AMAZÔNICA E SUAS INTER-RELAÇÕES COM USO DA TERRA E A ATMOSFERA

das folhas e retorna a atmosfera em forma de vapor d'água complementada pelo bombeamento hídrico a partir das raízes no lençol freático, o qual acelera a circulação de água na biosfera. As raízes das árvores, a camada de serapilheira e o solo são como esponjas que liberam a água lentamente durante a estação seca, favorecendo níveis de água adequados para a perpetuação do bioma. A superfície florestal não perturbada têm grande capacidade de conter precipitações intensas, portanto é importante manter quando possível regiões densamente florestadas.

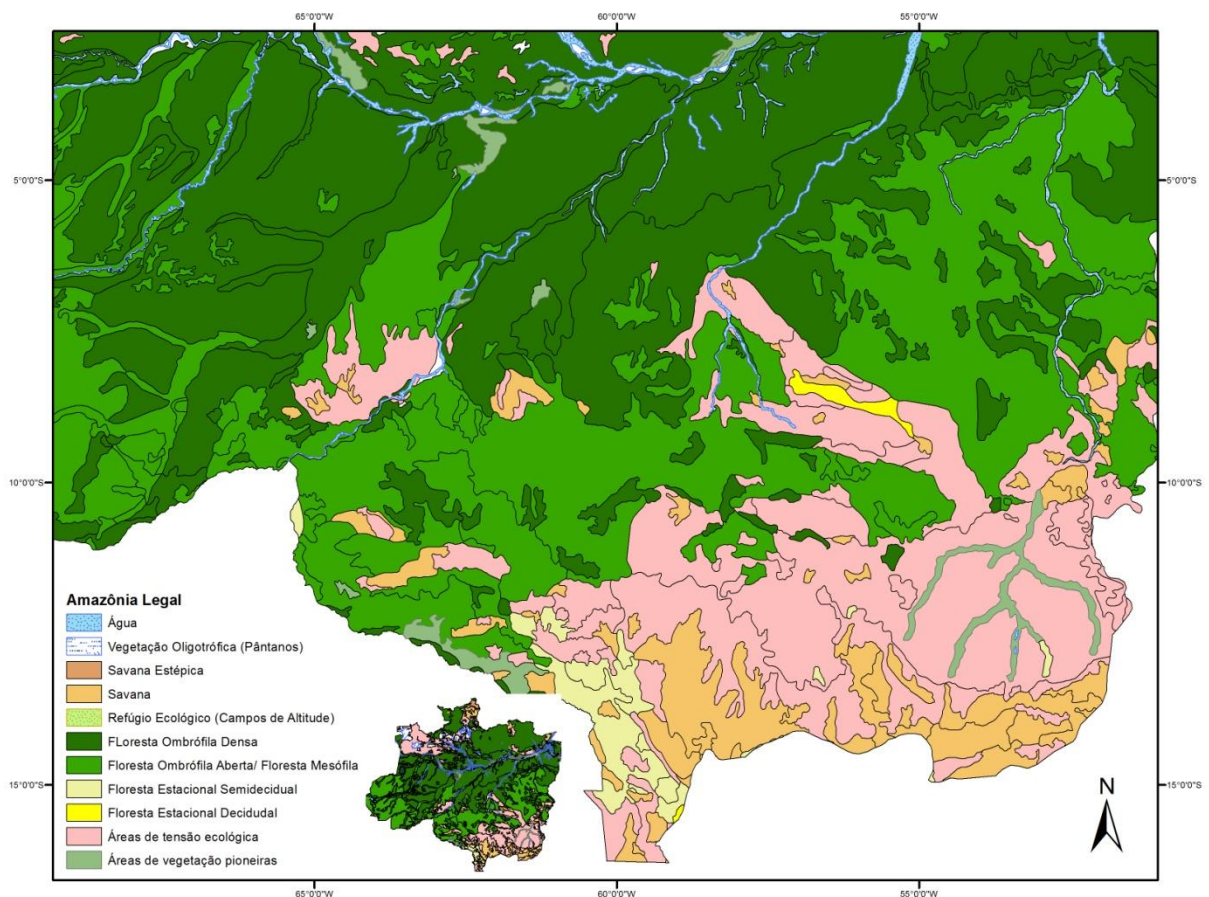


Figura 48 Fitosionomias do Bioma amazônico. Vemos que a área de estudo abrange extensa faixa de transição entre áreas de savana, áreas de tensão ecológica, floresta ombrófila densa e floresta mesófila. Fonte: Adaptado IBAMA, Autor, 2012.

Além dos benefícios já citados a Floresta também evita a erosão, a lixiviação e o escoamento na camada superficial. A floresta transforma grande parte da radiação incidente na forma de calor latente nas superfícies foliares. Esta energia é absorvida pela floresta que a utiliza nas mudanças de temperatura que ocorrem nas superfícies ativas das folhas, permitindo a ciclagem d'água das chuvas (LARCHER, 2000). O desmatamento generalizado

seguido de práticas de cultivo intenso e degradação do solo têm efeito cumulativo nos ecossistemas. Por outro lado o reflorestamento pode ser prejudicial se não for planejado, pois resseca as fontes de água e nascentes próximas. A sazonalidade da umidade dos solos é um fator crítico e determinante entre as fronteiras de savanas (Cerrado) e as Florestas Tropicais Amazônicas (figura 49).

O maior número de áreas desmatadas na Amazônia diminuirá consideravelmente o aporte de umidade proveniente da floresta induzindo-a a uma possível savanização. A savanização do bioma extinguiria espécies de flora e fauna e modificaria significativamente o balanço de energia e a troca dos fluxos ecossistêmicos entre os biomas, que dependem da floresta; bem como atividades agrícolas e as populações que necessitam da água (NEPSTAD *et al.* 2008). Portanto modelos e simulações que integram o maior número de variáveis são de extrema importância para o avanço científico da ciência do clima em áreas tropicais brasileiras. O ciclo hidrológico na Amazônia não pode ser separado da floresta, pois é parte determinante do sistema climático local, criando condições necessárias para a ocorrência de precipitações, o que neste caso, torna inseparável o seu papel em diversas escalas do ciclo hidrológico (SALATI *et al.* 1978).

5.1.3 O impacto do Desmatamento na Evapotranspiração (ET)

Bosilovich e Chern (2005) descrevem que na BAM a evapotranspiração (ET) apresenta pequenas variações interanuais e que a variação interanual da precipitação e reciclagem estão relacionadas com o transporte de umidade atmosférica tropical do Atlântico Norte-Sul. A compilação de resultados observacionais durante os últimos 30 anos de estudos de equilíbrio hídrico da Amazônia indicam que a evapotranspiração remove 3,3-5,2 mm/dia⁻¹ e a fração de precipitação continental vinda de evapotranspiração (ET/P) varia de 54% para 86%, dos 6,0 mm de precipitação diária média. Já o escoamento complementar contribui evacuando 14% a 46% do que é precipitado.

A reciclagem da evapotranspiração (ET) local e da precipitação nas florestas é responsável pelo total de água disponível. Áreas da BAM que dependem de uma alta taxa de reciclagem são mais sensíveis ao desmatamento. A relação do potencial de ET com a precipitação é um fator determinante da vegetação nos trópicos. Ferreira *et al.* (2005) conduziu experimentos na Amazônia Brasileira ao norte de Manaus com intuito de verificar impactos locais de mudanças na evapotranspiração em florestas que sofreram corte seletivo. Conforme os resultados a evapotranspiração na cobertura florestal foi estimada em 67,9%, indicando a forte influência da interceptação das chuvas pelo dossel.

No modelo de Hutyra *et al.* (2005) no qual foram aplicados métodos como o “*eddy flux*” que consiste nas medidas *de evapotranspiração + evaporação da água de superfície e da*

umidade do solo + transpiração da vegetação, demonstra que as regiões ao sul e leste da BAM detêm maiores frequências de secas associadas com padrões de precipitação regionais mínimos e alta variabilidade de temperatura. A taxa de reciclagem têm sido estimada em 20 a 35% (ELTAHIR e BRAS, 1994; BRUBAKER *et al.* 1993; COSTA e FOLEY, 1999).

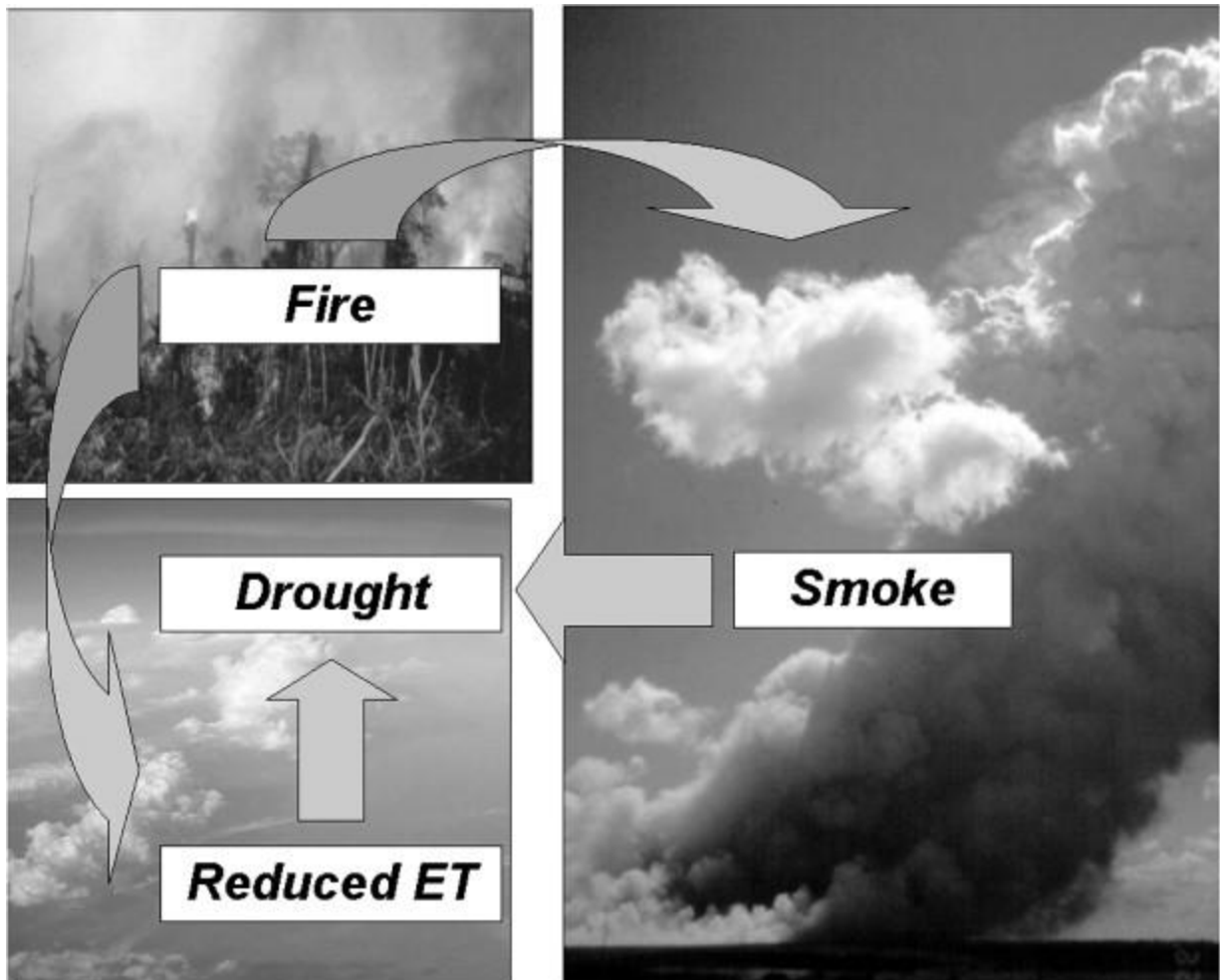


Figura 49 O ciclo de feedback positivo entre a mudança de uso da terra, emissões de fumaça e inibição de chuva. A fumaça liberada por incêndios florestais inibe a chuva. A transformação das florestas em pastagens pode também inibir a precipitação, reduzindo a evapotranspiração e a absorção da radiação solar pela vegetação. Episódios de El Niño provocam secas na Amazônia e podem aumentar em número no futuro através do aquecimento global. Fotos: D. Nepstad (fogo), P. Meir (nuvens) e M. Mattos (fumaça). Fonte: Nepstad *et al.* (2001).

O estudo sugere que $P > ET$. Durante o fenômeno La Niña foi identificado também que $P > ET$. Durante o El Niño 1982-1983 e 1997-1998 foi detectado igualmente que a $P > E$, mesmo que a diferença seja menor do que na média dos anos de La Niña (figura 49). Em

complementariedade Nova *et al.* (1976) explica que a transpiração das plantas é responsável por 61,8% do balanço hídrico local já outros estudos como o de Lloyd *et al.* (1985) e Franken *et al.* (1982) sugerem que o papel de interceptação do dossel da floresta no balanço hidrológico da evapotranspiração chega a valores significativos de 10% a 22%.

Para Salati (1984) 10 a 20% de desmatamento é suficiente para causar dano ao ecossistema Amazônico. Se o grau de desmatamento expandir substancialmente para grandes áreas há confiança que a redução da evapotranspiração conduzirá a uma menor precipitação durante períodos secos na Amazônia, e há grande probabilidade de que a precipitação média seja reduzida no Centro-Oeste, Centro-Sul e Sul do Brasil (LEAN *et al.* 1996).

Ainda que a precipitação total anual na Amazônia diminua em apenas 7% a partir de conversão da floresta para pastagens, simulações com o modelo Hadley Centre indicam que em áreas de floresta preservadas no mês agosto (estação seca) a média cairia de 2,2 mm dia⁻¹ para 1,5 mm dia⁻¹, uma redução de 32%. Tal decréscimo poderá assitir a um incremento exponencial caso todas as áreas se convertessem em pastagens (Lean *et al.* 1996).

O desmatamento já reduziu fluxos de vapor de umidade em quase 5% sobre a floresta, sem previsões que o número cesse de aumentar. Já existem estudos que demonstram reduções de 20 a 30% das precipitações. Contudo, não consideram perfeitamente o papel da vegetação no clima. Há incertezas quanto a essas ligações (área foliar reduzida, profundidade das raízes, rugosidade do dossel e extensão, influência nos fluxos de ar, alto albedo, etc.) (BONAN, 2008).

5.1.4 O Impacto do Desmatamento na Física-Atmosférica da Cobertura do Solo

De acordo com alguns estudos biofísicos o ressecamento das florestas devido ao fogo e atividades antrópicas (como o corte seletivo e o desmatamento) além de afetarem o potencial hídrico de uma determinada região podem diminuir a captura de CO₂ nos estômatos das folhas, do mesmo modo, emissões tóxicas das queimadas prejudicam inúmeras etapas de trocas gasosas durante o ciclo hidrológico (ARTAXO, 2003; PÖSCHL, 2010). Alterações na cobertura florestal apresentam um desafio para conservação do ciclo hidrológico local e regional (WANG *et al.* 2009; SPRACKLEN *et al.* 2012).

Curtis e Hastenrath (1999) e Hastenrath (2001) usando os modelo NCEP 1950-1999 e a reanálise do modelo NCAR encontraram tendências positivas no transporte de umidade dentro e fora da Amazônia. Para esses autores a medida que aumenta o transporte de umidade a partir dos oceanos a reciclagem nas precipitações oriundas da floresta Amazônica diminui. De acordo com Sheil e Murdiyarso (2009) o desmatamento pode dessa

forma aumentar a sazonalidade climática local, diminuindo a formação de nuvens de chuva. Correntes de ar próximas a superfície da terra fluem para onde a pressão é mais baixa em regiões com maiores taxas de evaporação mas com maior dificuldade de formação de *cumulus* de convecção profunda.

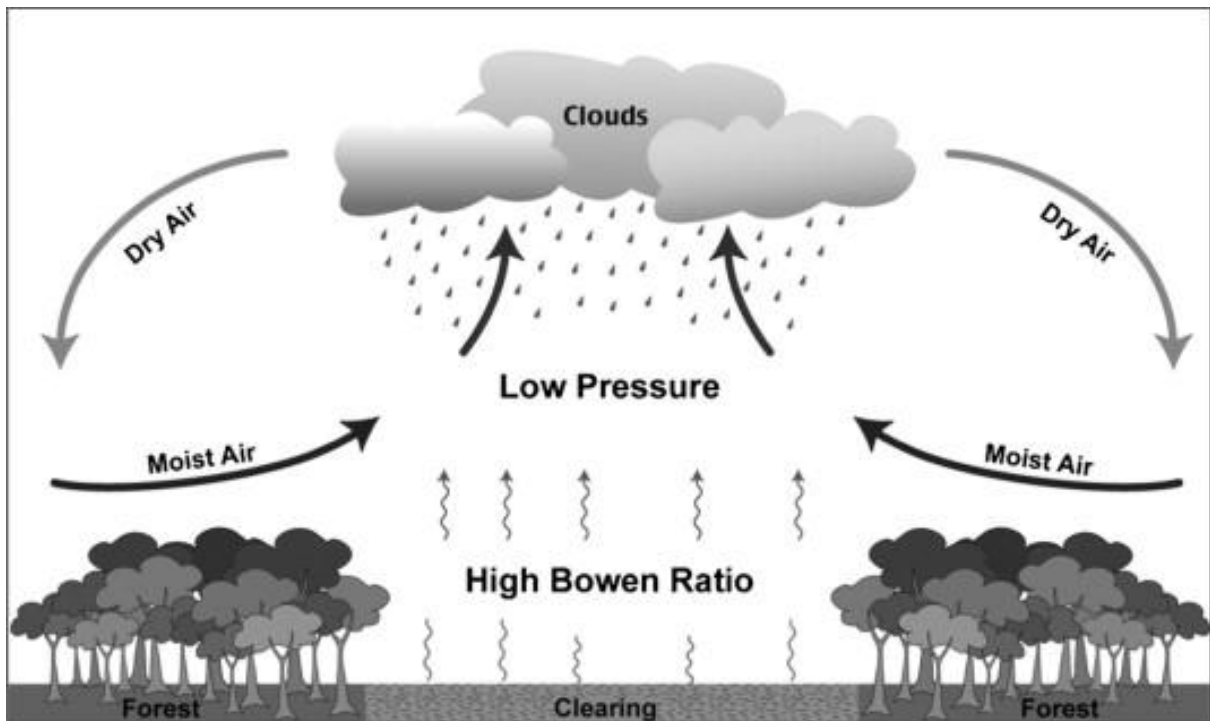


Figura 50 Em paisagens tropicais fragmentadas clareiras pode criar circulações atmosféricas localizadas que roubam a umidade de florestas próximas. Fonte: Laurence e Peres (2006).

Pesquisas em áreas fragmentadas por atividades antrópicas na Floresta Amazônica demonstram que reservas naturais para serem efetivas do ponto de vista ecossistêmico devem ser extensas pois dessa forma mantêm a população saudável de espécies raras e espécies *samples* (espécies que propiciam o fluxo genético entre diversas áreas).

Conforme Laurance *et al.* (2011) os *efeitos de borda oriundos da fragmentação florestal provocam alterações nos regimes hidrológicos ao contrário de áreas de floresta intacta*. Nas áreas que sofrem efeito de borda, condições de dissecação da floresta podem alcançar de 100-200 m nos fragmentos (figura 50). Portanto, o corte raso de alguns hectares pode prejudicar o aporte de umidade para áreas de florestas próximas. Em contrapartida, a turbulência climática associada às nuvens de convecção são frequentes em fragmentos de remanescentes de mata de áreas antropizadas ao contrário de áreas de cultivos e pasto (BONAN, 2008).

O fogo é um fator crítico de transformação das florestas em savanas. Modelos prognosticam que o retorno do fogo em frequência com intervalos de menos de 90 anos na Floresta Amazônica muito provavelmente acarretará na extinção de espécies nativas. E caso a ocorrência de fogo persista em intervalos de 20 anos poderia eliminar as árvores de grande porte da floresta (JACKSON, 1968). No Leste da Amazônia o potencial de dissecação alcança de 1-2.7 km.

Para garantir a sustentabilidade da Floresta as reservas naturais na Amazônia devem ser numerosas e de extensão entre 1.000 e + de 10.000 km². Essa extensão torna possível a manutenção dos aspectos biofísicos e biogeoquímicos necessários para a biodiversidade (LAURANCE *et al.* 2011). É prioritário que as reservas sejam estratificadas entre grandes rios ponderando gradientes climáticos e edáficos de forma a auxiliar áreas endêmicas, que devem estar idealmente afastadas de estradas. Essas medidas se consideradas na gestão de parques, reservas naturais, unidades de conservação e corredores ecológicos, permitirão que paisagens fragmentadas se recuperem em apenas uma ou duas décadas.



Figura 51 Processo da evapotranspiração e a participação do efeito albedo em diversas coberturas da superfícies do solo. Fonte: Autor, 2012.

Na figura 51 no primeiro caso a esquerda o efeito albedo é mais fraco pois a floresta absorve grande parte da energia em forma de calor latente que posteriormente é evapotranspirada. Já nas áreas desmatadas o efeito albedo é forte pois a cobertura rugosa de menor densidade permite que os raios solares atinjam o solo e passem a ser refletidos de volta a atmosfera praticamente sem absorção, tornando o ambiente mais seco. No caso dos rios existe o efeito de albedo porém mais fraco. A água absorve o calor dos raios solares mais lentamente que a floresta, portanto, no momento que esta é evapotranspirada, é direcionada ou sugada pelas áreas florestais do entorno, não permitindo a formação de nuvens sob o leito dos rios na mesma intensidade que nas áreas florestadas.

A Amazônia há décadas é vítima do fogo gerado por atividades antrópicas tendo sua situação de seca agravada pelo clima da bacia, o qual está mais seco nos últimos 30 anos. Por ação retroativa positiva o fogo pode de certa forma ser responsável por uma intensificação das secas e da impossibilidade de regeneração da floresta sempre verde, em áreas ao Sul e ao Leste da BAM (BEVAN *et al.* 2009). Nas últimas décadas a tolerância de estresse hídrico da floresta está sendo superada especialmente quando apresenta um maior número de áreas fragmentadas, inibindo a fixação de carbono e ciclagem de água, colocando em cheque as relações de interação entre o solo e a atmosfera (KOLTUNOV *et al.* 2009).

5.1.5 Modelagem do Clima e do Uso da Terra na Climatologia da Amazônia

O sistema climático em mesoescala é de difícil entendimento, os modelos climáticos modernos ainda são incapazes de contemplar uma infinidade de variáveis que são condições *sine qua non* para a projeção dos cenários de mudanças climáticas. Dentre essas variáveis não internalizadas nas modelagens podemos citar: o uso da terra, o papel da vegetação na formação de bioclimas locais e microclimas, e partículas provenientes da combustão de incêndios florestais. A conversão de florestas para agricultura, solo exposto, e a queima de vegetação modificam de forma significativa o balanço de energia proveniente dos raios solares que atingem a terra (efeito albedo), assim como a umidade presente no ar e a ciclagem de diversas partículas e elementos bioquímicos e biogeofísicos que compõem o ciclo hidrológico.

O albedo modifica-se com o uso da terra. Nos últimos 8.000 anos, 11% da área imersa da terra foi transformada em terra arável, e ao redor de 31% das florestas não se encontram mais em seu estado natural. Essas alterações representam implicações para os balanços hídricos e energéticos do planeta e para a circulação geral da atmosfera, que são controladoras do clima. Estes processos provocam um decréscimo e acréscimo do albedo

de forma errática e inesperada, provocando efeitos ambíguos na física do clima (AYOADE, 2012).

Para melhor avaliar a vulnerabilidade da vegetação Amazônica às mudanças climáticas os modelos devem capturar: *a variabilidade das mudanças climáticas, o sistema comportamental não-linear de resposta da vegetação ao aumento da frequência de secas, o efeito sinérgico da fragmentação de florestas, e o desenvolvimento da ocorrência de mudanças nas paisagens devido ao fogo.*

Tipicamente os impactos climáticos do desmatamento no clima têm sido avaliados com a utilização de modelos globais associados a modelos biofísicos da superfície do solo, que representam as características das mudanças da cobertura vegetal (mudanças na altura do dossel, densidade da folhagem e a profundidade das raízes). Sugere-se que o desmatamento de extensas áreas causará impactos na circulação atmosférica tropical em larga-escala, a qual consiste de dois componentes: a resposta da circulação tropical às mudanças negativas na precipitação (aquecimento); e a resposta da circulação à mudanças positivas nas temperaturas da superfície do mar (MARENGO *et al.* 2006).

Experimentos com o modelo CPTec/COLA AGCM como o de Rocha (2004), identificaram consequências a partir do desmatamento como por exemplo o aumento na temperatura do ar de 1 a 2.5 °C, diminuição na evaporação em até 15 a 30%, e decréscimo do período da estação chuvosa de 5% a 20%, com acréscimo na duração da estação seca.

De acordo com pesquisas realizadas com base em novas tecnologias e modelos o desmatamento já reduziu fluxos de vapor de umidade em quase 5% sobre a Floresta Amazônica. Nos resultados dos modelos de 4 dimensões a chuva poderá diminuir em até 95% no interior dos continentes, especialmente na América do Sul e na África (em caso de supressão total das florestas). Contudo, os modelos de análise em mesoescala preveem redução de 20 a 30% apenas, pois não consideram perfeitamente o papel da vegetação no clima (BONAN, 2008).

Apesar das recentes pesquisas climáticas realizadas em áreas de floresta densa e a maior varredura por meio de ferramentas de previsão e análises sinóticas complexas, ainda há grande carência de estudos locais no que tange a modelagem de aspectos do uso da terra em relação à dinâmica climática nas regiões de fronteira agrícola e de desmatamento (FRIEND *et al.* 1997). Portanto, pesquisas direcionadas para este fim possibilitarão a maior capacidade de reprodução e captura da realidade local modelada por modelos atmosféricos. Estudos locais e regionais são relevantes para a calibragem de aspectos que passam despercebidos pela degradação espacial causada por grandes modelos climáticos.

Durieux (2003) por exemplo detectou em partes da Amazônia um decréscimo da nebulosidade alta para os anos de 1970-1990 durante a época seca e chuvosa. O

decréscimo é mais visível quando 20% das áreas de floresta estavam desmatadas. Cutrim *et al.* (1995) detectaram um aumento da nebulosidade baixa (normalmente não causam chuvas) durante a estação seca devido ao desmatamento. Fu e Li (2004) perceberam um aumento da sazonalidade durante o período seco, e um incremento nas precipitações violentas em curto espaço de tempo durante os anos de 1979 a 1993. Já Chu *et al.* (1994) detectaram uma diminuição de chuvas na BAM durante 15 anos, atribuindo esse decréscimo a fenômenos climáticos em mesoescala. Marengo (2004) percebeu um decréscimo de chuvas em toda BAM no período de 1950- 1998, atribuindo o decréscimo a fenômenos climáticos em mesoescala.

Segundo os experimentos de Costa e Pires (2010), no Arco do Desmatamento os distúrbios no início do período chuvoso são os principais fatores do significativo aumento da extensão da estação seca. As reduções de chuvas ocorrem normalmente do lado oeste e mais ocidental das áreas que foram desmatadas.

Na figura 52 apresenta-se os resultados para cenários de uso da terra projetados para 2050 por Costa e Pires (2010) para a região do Arco do Desmatamento. Segundo os autores tanto em cenários de desmatamento com forte governança por parte do estado, quanto em cenários de *business as usual* haverá um prolongamento da estação seca devido ao decréscimo pluviométrico das chuvas durante o início da estação chuvosa (fases de transição) e durante a estação chuvosa como um todo devido às mudanças no uso da terra.

De acordo com esses autores este padrão é consequência do transporte de umidade à jusante ocasionado pelos ventos de oeste resultantes de propriedades atmosféricas oriundas das mudanças na cobertura do solo. Durante a transição da estação seca para estação chuvosa a umidade de convergência é pequena no Arco do Desmatamento e a maior parte da umidade provida para atmosfera é devido à evapotranspiração local (floresta).

O desmatamento não diminui significativamente a umidade de convergência no Arco do Desmatamento mas causa reduções importantes na evapotranspiração. A redução na evapotranspiração após o desmatamento aumenta o albedo, reduz a porcentagem de folhas, e reduz o enraizamento profundo e a turbulência das áreas de pasto sobre a Floresta/Cerrado.

Análises do balanço de umidade atmosférica sugerem que uma queda na evapotranspiração por conta de mudanças na cobertura do solo é a maior causa da redução a fonte de umidade para a atmosfera no início do período chuvoso. O total de radiação disponível na superfície além da energia disponível para a evapotranspiração também provê energia para a convecção. Segundo Elthair (1996) a redução da radiação de superfície depois do desmatamento esfria a atmosfera alta sobre as áreas desmatadas, induzindo a uma circulação termo dirigida que resulta em subsidência.

CAPÍTULO 6 - ANÁLISE DE CORRELAÇÃO DO USO DA TERRA COM AS PRECIPITAÇÕES NA AMAZÔNIA MERIDIONAL EM UMA PERSPECTIVA TEMPORAL (1970-2010)

Resumidamente os modelos indicam cenários de decréscimo das precipitações. Estes cenários rodados por modelos mais antigos e atuais parecem ter capturado as mudanças esperadas para os totais pluviométricos, pois muitos acusam resultados semelhantes aos encontrados entre 1970-2010 nos testes estatísticos de rupturas e tendências descritos nos capítulos 3 e 4.

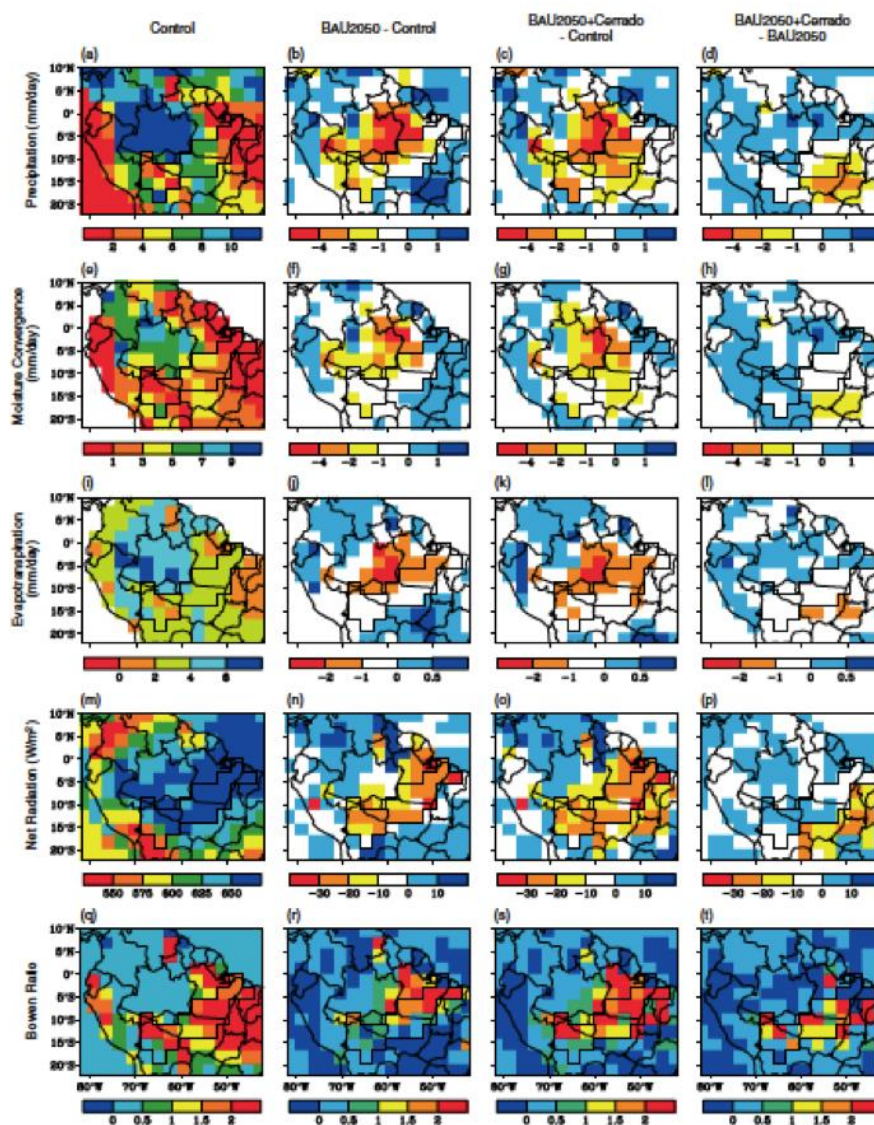


Figura 52 Padrões regionais de componentes de umidade (precipitação, convergência de umidade e evapotranspiração em mm / dia) e componentes do balanço de energia (evapotranspiração / fluxo de calor latente, saldo de radiação em relação W/m² e Bowen - adimensional) para o trimestre Setembro-outubro-novembro. Os resultados da simulação de controle são apresentados nas figuras (a), (e), (i), (m) e (q). Os efeitos do cenário BAU2050 são apresentados nas figuras (b), (f), (j), (n) e (r). O efeito do cenário + desmatamento BAU2050 cerrado com respeito ao controle são apresentadas nas figuras (c), (g), (k), (S) e (S), enquanto que os efeitos da BAU2050 + cenário de desmatamento cerrado com respeito ao cenário BAU2050 são apresentadas nas figuras (d), (h), (L), (p) e (t).

CAPÍTULO 6 - ANÁLISE DE CORRELAÇÃO DO USO DA TERRA COM AS PRECIPITAÇÕES NA AMAZÔNIA MERIDIONAL EM UMA PERSPECTIVA TEMPORAL (1970-2010)

6.1 Reflexões sobre o uso da terra e as mudanças climáticas na Amazônia

A Floresta Amazônica é a maior floresta tropical úmida do mundo e contém mais de 10% da biodiversidade da Terra. Apesar de sua relevância como fonte de material genético desconhecido, também tem papel importante no armazenamento de CO₂ e na regulação climática. Inúmeros cientistas desdobram-se sobre evidências de que os processos de evapotranspiração realizados pelo dossel maciço da Amazônia são fundamentais para o transporte de umidade na América do Sul. Tais processos contribuem para aumento da umidade em regiões distantes alimentando o ciclo hidrológico em latitudes tropicais e médias, além de manter a disponibilidade e qualidade da água do solo a longo prazo (SALATI e VOSE, 1984; SHEIL e MURDYIARSO, 2009; MAKARIEVA *et al.* 2009). No entanto, este papel da Floresta tem sido ameaçado pelo desmatamento e o uso da terra.

Análises de fragmentação florestal regional e local desenvolvidas perto de Manaus (32 anos de investigação) têm sugerido que fragmentos de floresta menores que 100 km induzem o ecossistema a condições mais propensas ao fogo, devido a zonas de amortecimento mais secas nas fronteiras da floresta com campos e pastagens (LAURANCE *et al.* 2011).

Sabe-se que as massas de ar que atravessam grandes florestas tropicais produzem pelo menos duas vezes mais chuvas que áreas menos densamente vegetadas. Em certos casos as florestas contribuem para o aumento de precipitação milhares de quilômetros de distância. Por conseguinte quanto maior a área de vegetação (onde o ar viaja) maior é a umidade e a quantidade de chuva produzida.

De acordo com estudos recentes considerando as estimativas de desmatamento futuro, a destruição da floresta pode reduzir a chuva em pelo menos 21% na região Amazônica durante a estação seca. Análises de modelagem climática indicam que as massas de ar na passagem pelos Trópicos Amazônicos são enfraquecidas quando a fragmentação florestal é muito extensa. Este impacto tornar-se mais forte quando os fragmentos de floresta são menores que 100 km (SPRACKLEN *et al.* 2012).

Áreas continentais e afastadas do mar como o Sul Amazônico representado por forte sazonalidade (estação seca) e detentor das maiores taxas de desmatamento no país, terá sem dúvida maior impacto sobre os índices pluviométricos. Nessa região está incluso o cinturão de produção de grãos em áreas do MT, RO, e TO, o que torna mais vulneráveis

estes estados do ponto de vista socioeconômico. Já a parte Norte do Bioma altamente influenciado pela umidade do mar é ameaçada por fenômenos naturais como os eventos ENOS.

O Brasil, hoje, é responsável por uma das maiores produções de soja, milho, açúcar e carne em todo o mundo. O país exporta matéria prima para vários países BRICS¹² que produzem bens industrializados. No entanto, no Brasil, os ciclos de exportação de matéria prima e energia são dependentes das chuvas abundantes sobre o seu território. Tal sistema dependente das condições atmosféricas já demonstra sinais de vulnerabilidade durante os apagões épicos (falhas de energia) ocasionados por eventos de seca severa durante a última década (2001, 2002, 2005, 2007, 2009, 2011, 2012).

O desmatamento parece alterar o balanço de energia entre a superfície do solo (albedo) e da atmosfera no Arco do Desmatamento. Este impacto do uso da terra e das práticas de fogo têm perturbado e enfraquecido processos físicos que são cruciais para as interações superfície-atmosfera causando: (i) menor absorção de calor pela superfície, conseqüentemente (ii) produzindo um decréscimo na propagação de calor latente, e portanto, (iii) incidindo na redução da quantidade de partículas biogênicas responsáveis pela formação de nuvens e propagação de chuvas; e (iv) devido à ausência de árvores e o incremento de elementos particulados na atmosfera. Tais efeitos quando concatenados com fenômenos naturais como ENOS podem induzir a floresta a condições extremamente secas.

Paradoxalmente regiões desmatadas são hoje responsáveis por grande parte dos grãos produzidos e a carne no Brasil (dependente do abastecimento de água). Neste sentido é imperativo entender em que ponto a fragmentação da floresta enfraquece o ciclo hidrológico comprometendo a capacidade adaptativa das populações em lidar com a mudança climática. Essas condições se agravadas, poderão levar a floresta a uma savanização e o abandono de práticas agrícolas e o cultivo de espécies tradicionais. E por consequência, engendrar a decadência das atividades de subsistência locais e tradições extrativistas, pesqueiras e indígenas.

Como fazer frente a essa ameaça? Podemos pensar em inúmeras respostas como a irrigação, a energia eólica, o uso de termelétricas e energia nuclear. Mas se considermos como objetivo primordial o desenvolvimento sustentável e as fontes de alimento, apenas algumas alternativas mostram-se viáveis em longo prazo.

Estudos recentes abordando o ciclo hidrológico na BAM confirmaram um decréscimo da precipitação no Sul Amazônico (SPRACKLEN *et al.* 2012;. DEBORTOLI *et al.* 2012;. DUBREUIL *et al.* 2012; DAVIDSON *et al.* 2012;. MAKARIEVA *et al.* 2012.; ARAGÃO 2012).

¹² Em economia, BRIC é uma sigla que se refere a Brasil, Rússia, Índia, China, que se destacam no cenário mundial como países em desenvolvimento.

CAPÍTULO 6 - ANÁLISE DE CORRELAÇÃO DO USO DA TERRA COM AS PRECIPITAÇÕES NA AMAZÔNIA MERIDIONAL EM UMA PERSPECTIVA TEMPORAL (1970-2010)

Inúmeras hipóteses durante os últimos 40 anos têm apoiado e sugerido um alto grau de correlação entre a Floresta Amazônica e o regime regional e continental da precipitação (DURIEUX 2003; ESPINOZA-VILLAR 2009; Fu e Li 2004; RAMOS DA SILVA *et al.* 2011; CALLEDE *et al.* 2008; COSTA 2004; SALATI *et al.* 1979).

O desmatamento em larga e média escala poderia impactar as interações entre o dossel da floresta (evapotranspiração) e a superfície do solo (albedo), comprometendo uma série de reações químicas e físicas na atmosfera, propícias para a produção das chuvas. Partículas de poeira e cinzas geradas pela queima da biomassa também poderiam alterar drasticamente a composição da atmosfera inibindo a formação de nuvens de chuva (COX *et al.* 2008; BETTS *et al.* 2008; POSCHL *et al.* 2010).

De acordo com o INPE em 2012 mais de 396.857 km² já foram desmatados em toda Amazônia legal no período entre 1988 e 2012 (Gráfico 13). Os estados que mais desmataram foram Mato Grosso, Pará e Rondônia. Felizmente devido a implementação de políticas ambientais contra o desmatamento desde 2006, temos visto um decréscimo das taxas de desmatamento na maior parte dos Estados da Amazônia Legal.

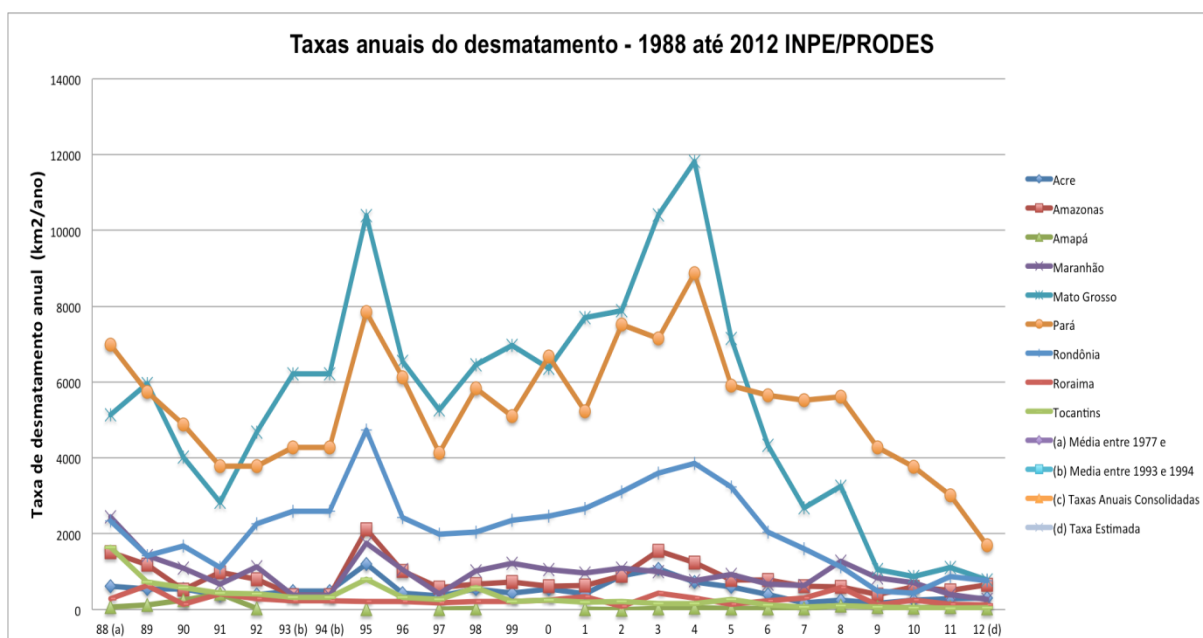


Gráfico 13 Taxas de Desmatamento para todos os estados da Amazônia legal. Período entre 1988-2012. Fonte: Adaptado pelo autor - PRODES/INPE (2012).

O objetivo do estudo desenvolvido a seguir, é o de compreender os impactos das áreas desmatadas no ciclo hidrológico. Essa avaliação se deu por meio de uma perspectiva

cronológica de 207 estações pluviométricas da ANA, correlacionadas aos dados históricos do uso da terra (desmatamento) durante o período de 1970-2010. O estudo deu-se por meio da análise de zonas tampões (*buffers*) em uma distância de raio de 1-50km a partir da localização latitudinal e longitudinal de cada estação pluviométrica.

6.1.1 Metodologia das Áreas de Buffers (Sensoriamento Remoto)

De acordo com os resultados estatísticos oriundos da Análise de Regressão Linear efetuada no capítulo 3, identificou-se que mais de 60% das estações pluviométricas indicam tendências de redução da precipitação durante os últimos 40 anos. Com o objetivo de compreender se existe correlação das tendências de redução das precipitações com o desmatamento desenvolveu-se uma metodologia geoestatística singular para o estudo de caso.

A metodologia consiste em uma análise cronológica do desmatamento por meio de técnicas de sensoriamento remoto (zonas tampão) das áreas circundantes de cada estação pluviométrica em escalas diversas (1-50km). Posteriormente os dados do desmatamento são correlacionados com os dados das estações pluviométricas com suas respectivas tendências históricas de precipitação. Ver o fluxograma abaixo:

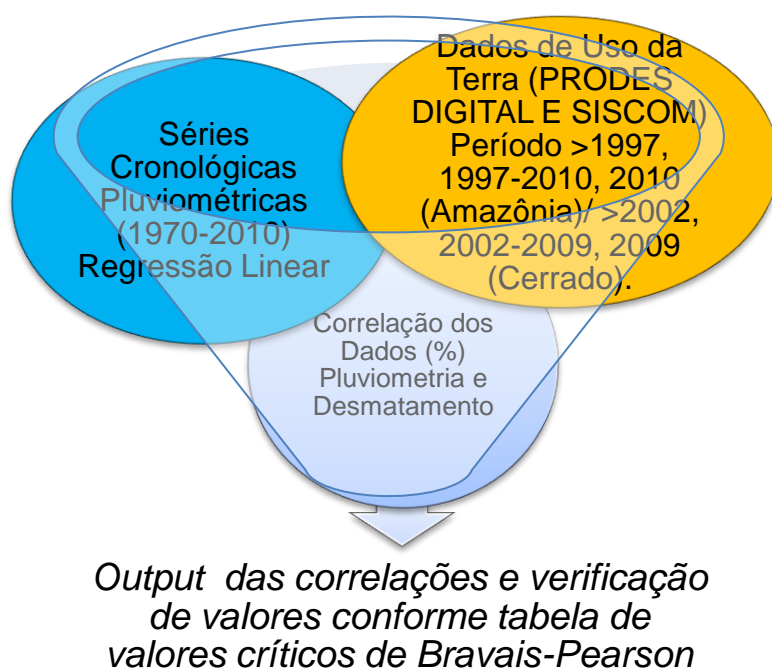


Figura 53 – O Fluxograma representa as etapas de análise propostas. Dados pluviométricos e do uso da terra (desmatamento) são correlacionados, posteriormente é avaliada a pertinência de suas correlações.

A metodologia de zonas tampão consistiu na criação de uma série de tampões para cada estação pluviométrica entre 1-50km, avaliando a evolução cronológica do desmatamento nessas áreas. As zonas tampões foram delimitadas e sobrepostas por meio do software ArcGIS 10 em escala local e regional. As zonas tampões ainda que superpostas foram consideradas individualmente em relação a cada estação, sem prejuízo ou contagem múltipla na análise de classificação das distintas tipologias de uso da terra. O ponto de origem dos buffers foram delimitados pela posição das estações e suas áreas circundantes atingindo limites de 1 km, 5 km, 10 km, 20 km, 30 km, 40 km e 50 km para cada buffer em cada estação (fig. 53).

Para classificar e correlacionar os tipos de uso da terra do entorno das áreas, foram utilizados os dados oriundos do satélite LANDSAT 5, já tratados e classificados pelo INPE, com polígonos de áreas desmatadas, preservadas, hidrografia, nuvens e resíduos.

Dados de satélite. Foram utilizados dados do satélite LANDSAT 5 adquiridos a partir de duas fontes: O programa PRODES DIGITAL do INPE e a classificação de áreas de desmatamento do departamento CSR/SISCOM de sensoriamento remoto do IBAMA.

As Imagens: Para a fase de agrupamento dos mosaicos das diversas imagens foi estabelecido um limiar de 100m no programa ArcGIS 10. O limiar de cerca de 100 m * 100 m (ou 1 ha) é ajustado para ser o mais fino possível (produzido com dados classificados do INPE e IBAMA). As imagens são do satélite LANDSAT 5 com 30m de resolução espacial. Para identificar corretamente uma mudança no uso da terra a análise considerou como distância mínima 9 pixels ou 90 m * 90 m, aproximadamente 1 ha a partir do ângulo de visão do satélite.

Quanto a área a classificação dos polígonos de uso da terra desenvolvida pelo INPE abrange todas as áreas desmatadas da Amazônia Legal, e a classificação do IBAMA cobre a vegetação desmatada do Cerrado e do Pantanal. Para capturar todas as áreas desmatadas uma série de camadas (*layers*) de classificação foram exploradas a partir dessas fontes. Do INPE foram considerados os *layers* de classificação acumulados de desmatamento até 2010 nos estados do Amazonas, Pará, Rondônia, Acre, Mato Grosso, Goiás e Tocantins¹³. Esses *layers* representam a quantidade de floresta ainda intacta, e a quantidade de desmatamento nos anos anteriores a 2010 e os polígonos de hidrografia.

Para o Cerrado e o Pantanal, foram considerados os *layers* do Cerrado e do Pantanal oriundos do Centro de Sensoriamento Remoto do IBAMA. Os *layers* tiveram de ser fundidos pois a classificação de seus polígonos é efetuada separadamente pelo IBAMA. Portanto, foi necessário efetuar a fusão da camada de uso da terra (antrópica), a camada de

¹³ O Estado do Tocantins apresentou uma série de problemas nos polígonos de desmatamento, embora contornáveis após ajustes de erros geoestatísticos no *layer*.

CAPÍTULO 6 - ANÁLISE DE CORRELAÇÃO DO USO DA TERRA COM AS PRECIPITAÇÕES NA AMAZÔNIA MERIDIONAL EM UMA PERSPECTIVA TEMPORAL (1970-2010)

vegetação nativa (savana ou vegetação do Pantanal) e a hidrográfica. A série cronológica de desmatamento do uso da terra disponível na classificação do IBAMA, difere um pouco das datas dos dados da Amazônia. Enquanto a primeira dispõem de dados de desmatamento acumulado até 2010, a segunda tem dados apenas até 2008 para o Pantanal, e 2009 para o Bioma Cerrado.

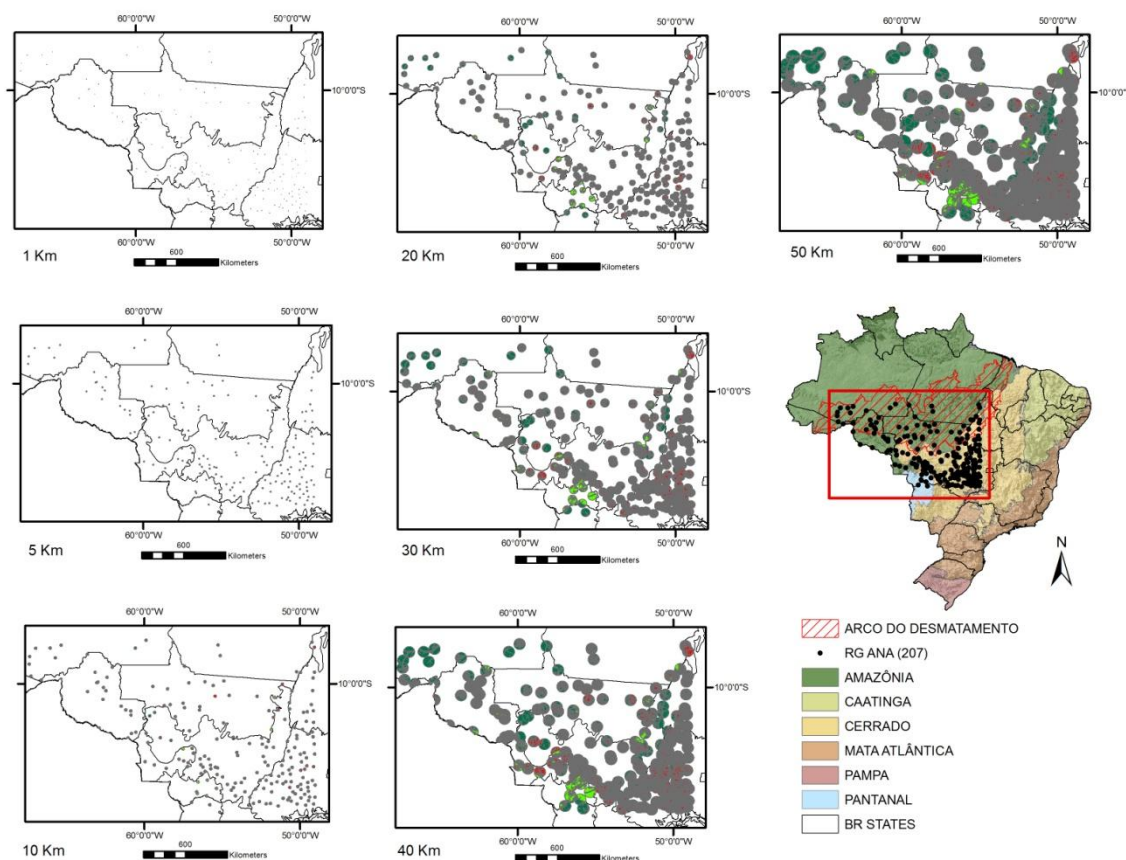


Figura 54 As zonas de tampão (buffers) para as 207 estações pluviométricas na Amazônia Meridional. Nos mapas da região do estudo de caso estão ilustrados os buffers em suas diferentes escalas. Fonte: Autor 2012. Layers do IBAMA e IBGE.

De acordo com as diferentes perspectivas cronológicas decidimos por delimitar a classificação do uso da terra da seguinte forma:

- ❖ **Nos dados do PRODES DIGITAL - Para Floresta Amazônica utilizamos a quantidade total de floresta acumulado até 1997, entre 1997-2010, e a quantidade de floresta acumulada restante em 2010 (anos disponíveis para Bioma Amazônico);**

- ❖ *Nos dados do IBAMA – Para o Cerrado utilizamos os dados vegetação nativa acumulado até 2002, entre 2002-2009, e vegetação nativa acumulada restante até 2009 (anos disponíveis para Bioma Cerrado);*
- ❖ *Para o Pantanal utilizamos os dados de vegetação nativa acumulado até 2002, entre 2002-2008, e de vegetação nativa acumulado restante até 2008 (anos disponíveis para Bioma Pantanal);*
- ❖ *Para melhor homogeneizar os dados condensamos os dados do Cerrado e Pantanal para as datas do PRODES DIGITAL.*

Ressaltamos que os *layers* oriundos do IBAMA revelaram uma série de erros sistemáticos nos polígonos que tiveram de ser corrigidos no sentido de efetuar uma análise adequada das tipologias de uso da terra. Felizmente os erros foram facilmente contornáveis e os polígonos com erros de classificação devidamente ajustados. A figura abaixo mostra buffers de 50km classificados por total de floresta acumulado até 1997, entre 1997 e 2010, e o total de floresta acumulado em 2010.

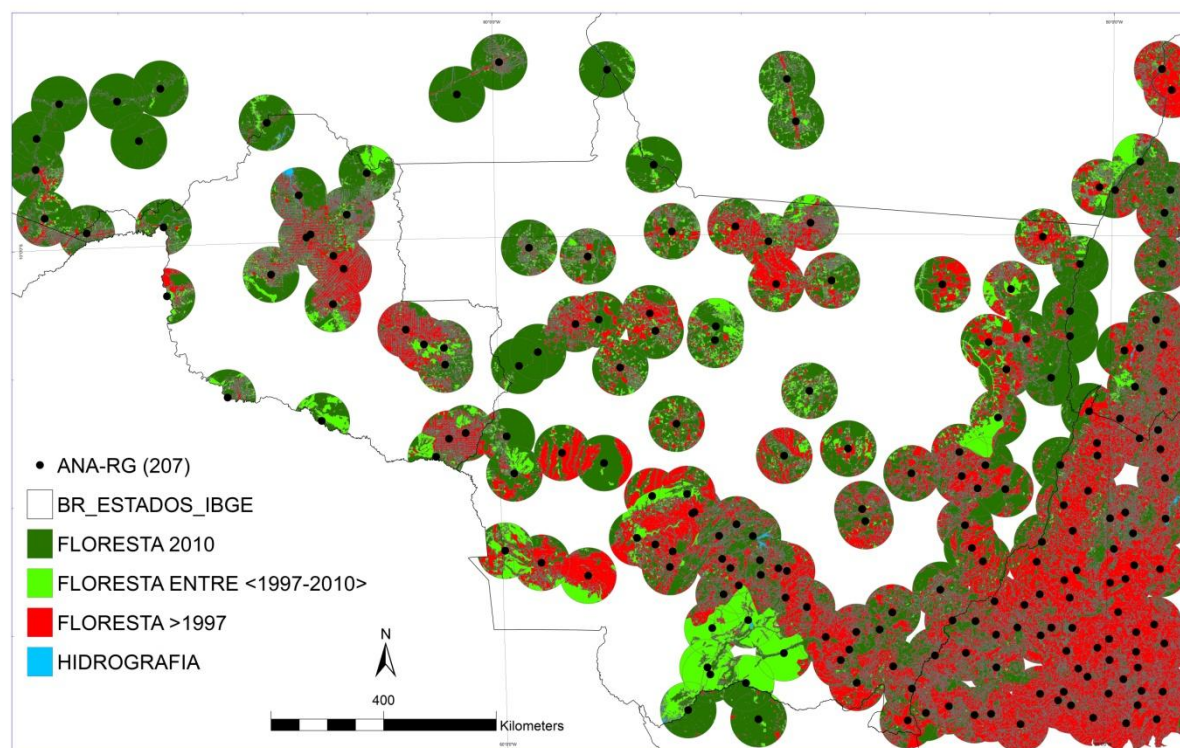


Figura 55 Zonas tampão de 50km ao redor de cada estação pluviométrica. Floresta 2010 representa as áreas de floresta ainda intactas, Floresta <1997-2010> representas áreas de floresta desmatadas entre 1997 e 2010, e Floresta >1997 representa áreas de floresta desmatadas anteriores ao ano de 1997. Fonte: Autor, 2012.

CAPÍTULO 6 - ANÁLISE DE CORRELAÇÃO DO USO DA TERRA COM AS PRECIPITAÇÕES NA AMAZÔNIA MERIDIONAL EM UMA PERSPECTIVA TEMPORAL (1970-2010)

Posterior à correção efetuada em todas as camadas (layers) classificou-se as informações da seguinte forma:

Na tabela abaixo estão ilustradas as diversas camadas (layers) de acordo com os biomas e as diferentes classificações do INPE e do IBAMA. Os dados originalmente estavam em ha ou Km². Posteriormente foram transformados em Km². Na primeira linha à esquerda da tabela temos o *layer* para o Bioma Amazônico incluindo as áreas intactas, desmatadas e hidrográfica. Na segunda linha, o *layer* antrópico para o Cerrado e o Pantanal, posteriormente o *layer* de vegetação nativa para o Cerrado e o Pantanal, e finalmente o *layer* de Hidrografia comum a todos os biomas. Classificação para as 4 camadas:

Tabela 4 . (a) Layer Amazônico (i) Floresta Anterior a 1997 (ii) Floresta entre 1997 e 2010 (iii) Floresta em 2010 (iv) água. Classificação para o (b) Cerrado e (c) Pantanal respectivamente: (b) Cerrado (i) Vegetação Nativa anterior a 2002 (ii) Vegetação Nativa entre 2002 e 2009 (iii) Vegetação Nativa para 2009 (iv) água; (c) Pantanal (i) Vegetação Nativa anterior a 2002 (ii) Vegetação Nativa entre 2002 e 2008 (iii) Vegetação Nativa para 2008 (iv) água.

LAYERS (CAMADAS)	1 FLORESTA	2 FLORESTA DESMATADA ENTRE (<1997-2010>)	3 FLORESTA DESMATADA ANTERIOR A <1997	4 HIDROGRAFIA
AMAZÔNIA LAYER	"main_class" = '10FLORESTA' (1)	"main_class" <> '97DESFLORSTAMENTO' AND "class fin" IS NULL (2)	class_fin" IS NULL (3)	"class_name" = 'HIDROGRAFIA' (4)
CERRADO/PANTANAL ANTRÓPICO LAYER		"ANO_DES" = '<=2008' considerado desmatado antes de 2008 e muito provavelmente depois de 2002, então = floresta em 1997 (2) "ANO_DES" = '2002-2008' considerado desmatado entre 2002 e 2008, então = floresta em 1997 (2) "ANO_DES" = '2008-2009' considerado desmatado entre 2008 e 2009, então = floresta em 1997 (2) "ANO_DES" = 'N' muito abundante durante o período 2009-2010, então considerado arbitrariamente distribuído na classe majoritária em contato (2)	"ANO_DES" = '<=2002' considerado desmatado em 1997...? (3)	
CERRADO/PANTANAL VEGETAÇÃO NATIVA LAYER		Floresta (2)		
CERRADO/PANTANAL HIDROGRAFIA LAYER				Hidrografia (4)

CAPÍTULO 6 - ANÁLISE DE CORRELAÇÃO DO USO DA TERRA COM AS PRECIPITAÇÕES NA AMAZÔNIA MERIDIONAL EM UMA PERSPECTIVA TEMPORAL (1970-2010)

Na figura 55 temos o resultado após a utilização do método dos buffers empregado na classificação. O método satisfatoriamente classificou os polígonos em áreas com floresta anteriores à 1997, áreas com floresta entre 1997 e 2010 e áreas de floresta para 2010 e a hidrografia. Na figura 55 também estão ilustrados alguns exemplos de buffers já classificados para as estações. Os buffers estão em ordem crescente da esquerda para a direita sendo que o primeiro da esquerda tem 1 km e o último mais abaixo a esquerda tem 50km. Os restantes em escala crescente são de 5 km , 10 km , 20 km , 30 km e 40 km.

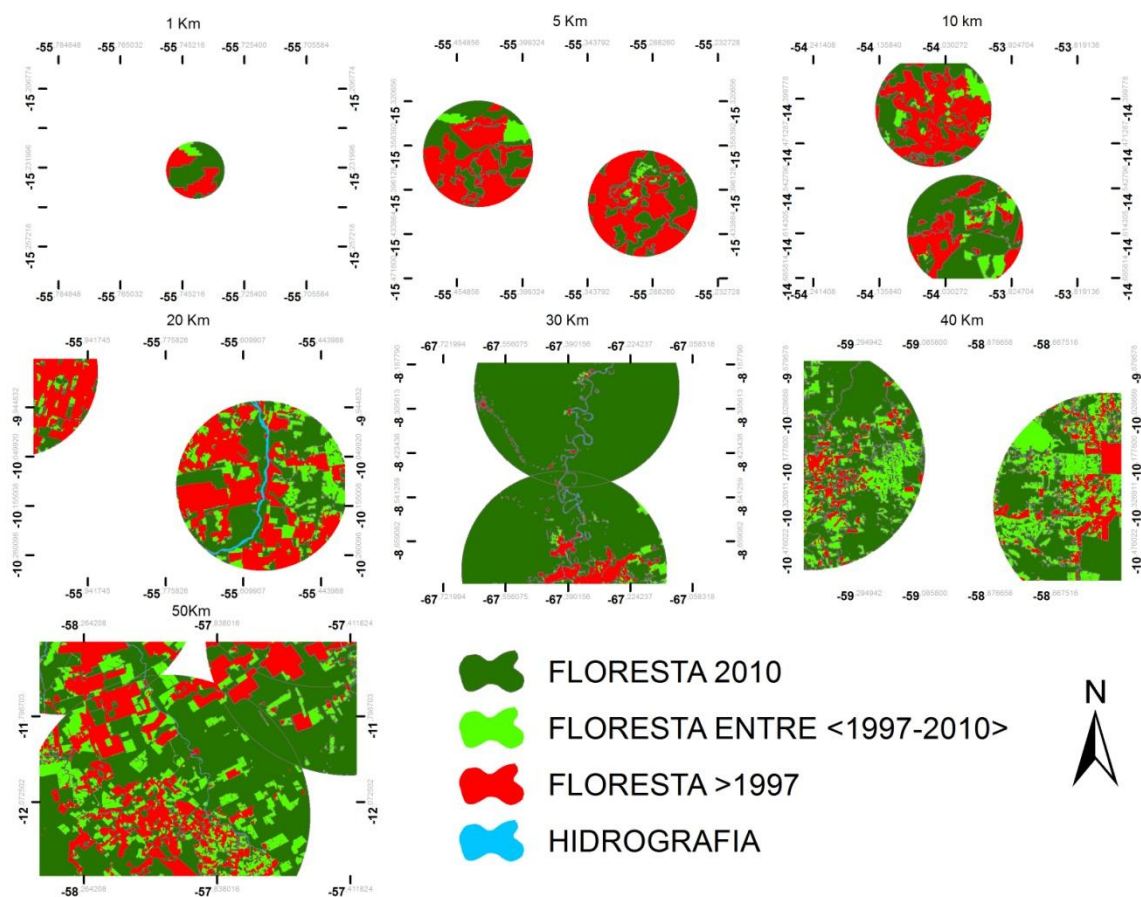


Figura 56 Zonas tampão 1-50km com a classificação do uso da terra para a Amazônia, o Cerrado e o Pantanal. Fontes: Amazônia (PRODES DIGITAL-2010) Cerrado e Pantanal (IBAMA, 2009, 2008).

Os resultados do uso da terra durante a classificação indicam que as áreas ao Norte (como esperado) estão mais preservadas que as áreas de Cerrado ao Sudeste do estudo de caso. Na figura 54 observamos que os núcleos de desmatamento recentes estão localizados nas regiões fronteiriças do parque do Xingú e em áreas do Norte do Bioma Pantanal na fronteira com o Bioma Cerrado. Já os buffers mais preservados estão localizados em áreas de Floresta dos estados do Pará e Amazonas.

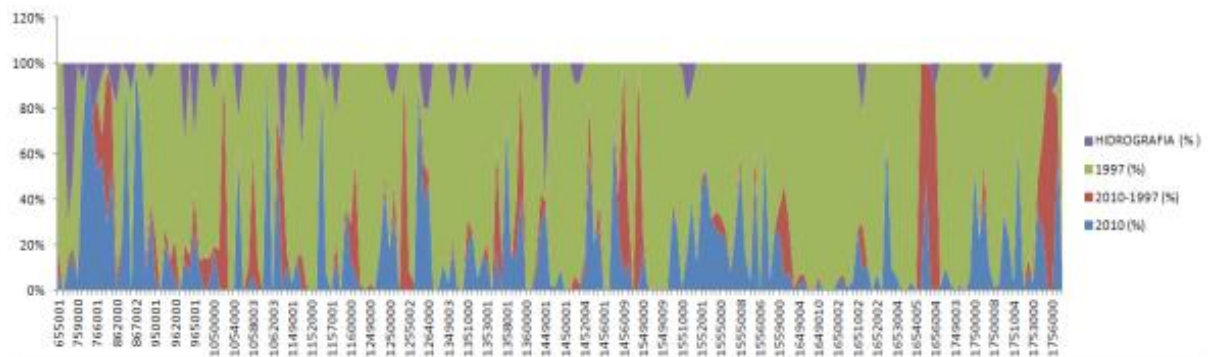
CAPÍTULO 6 - ANÁLISE DE CORRELAÇÃO DO USO DA TERRA COM AS PRECIPITAÇÕES NA AMAZÔNIA MERIDIONAL EM UMA PERSPECTIVA TEMPORAL (1970-2010)

Para facilitar o entendimento das áreas classificadas decidimos por transformar o total de áreas de km² para % (porcentagem). Na série de gráficos a seguir estão ilustrados os dados de uso da terra em % em todas as estações pluviométricas analisadas. A classificação como indicado está dividida em áreas de Floresta anteriores a 1997 (verde), áreas de floresta entre 1997-2010 (vermelho) e área de floresta restante acumulado para 2010 (azul). A primeira série de gráficos de 1 a 50 km, representam todas as estações sem divisão por bioma. Na segunda série de gráficos as estações estão divididas conforme seus respectivos biomas. A classificação por biomas proporcionou resultados mais finos nas correlações dos dados de precipitação com o uso da terra (seção seguinte).

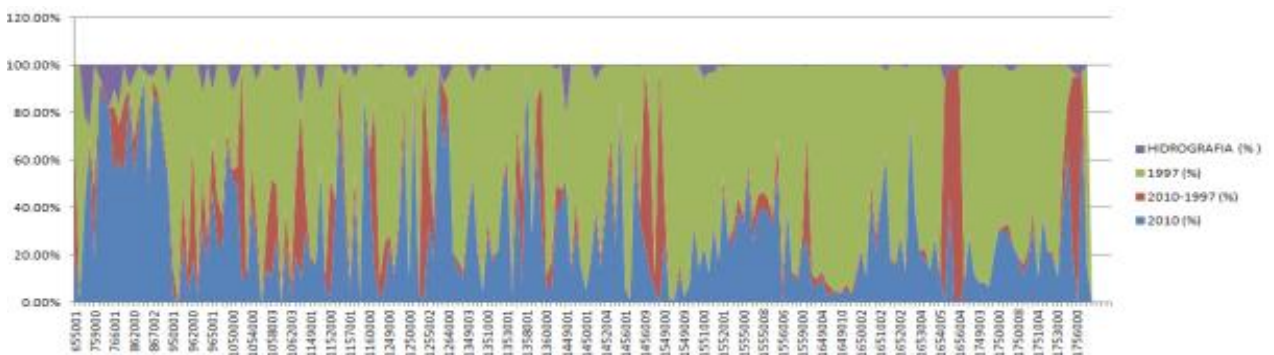
A esquerda do gráfico está o total da área em porcentagem. No eixo x as estações com latitude crescente da esquerda (norte), para direita (sul), e na legenda a classificação das áreas ilustradas nos gráficos:

Na Série 1 os gráficos sem divisão por biomas para todas as 207 estações.

1 km

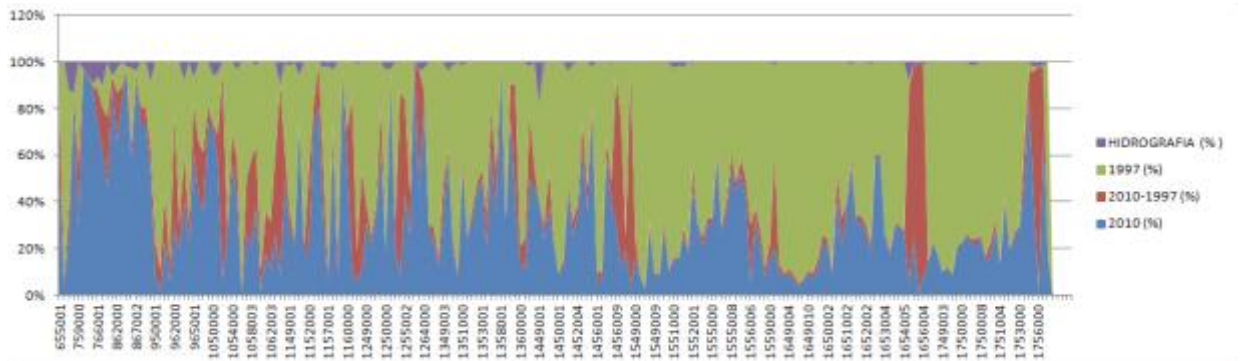


5 km

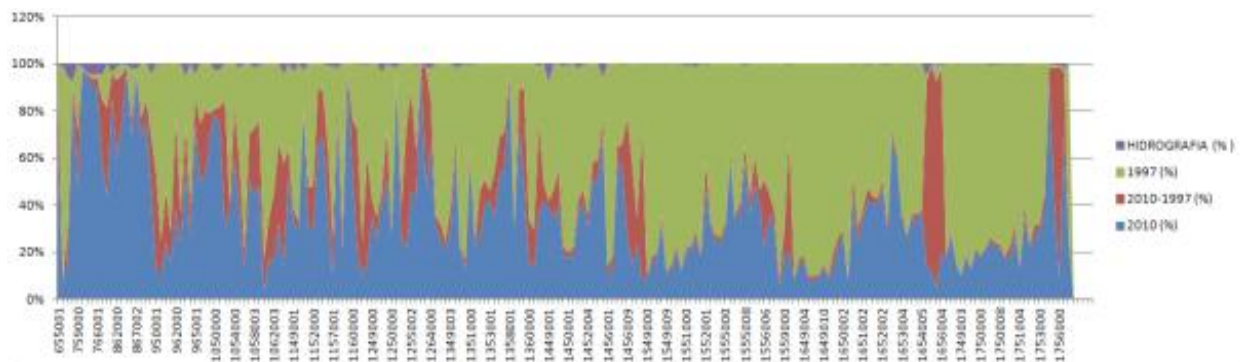


CAPÍTULO 6 - ANÁLISE DE CORRELAÇÃO DO USO DA TERRA COM AS PRECIPITAÇÕES NA AMAZÔNIA MERIDIONAL EM UMA PERSPECTIVA TEMPORAL (1970-2010)

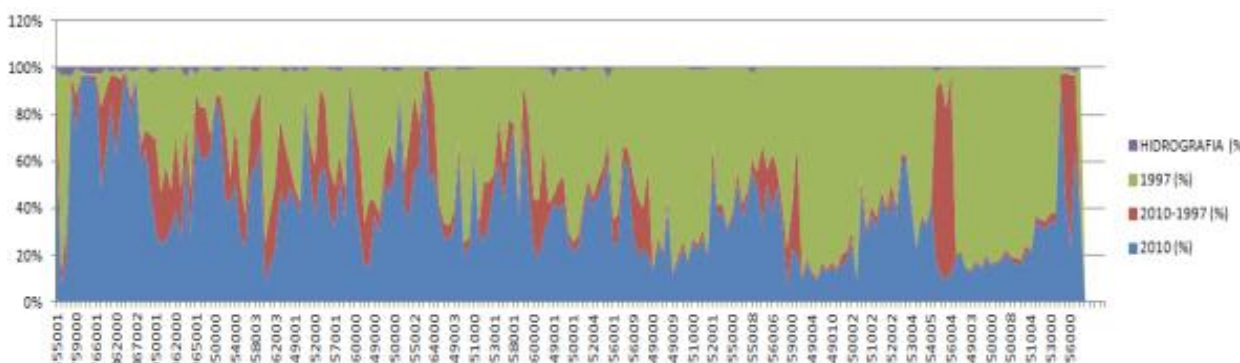
10km



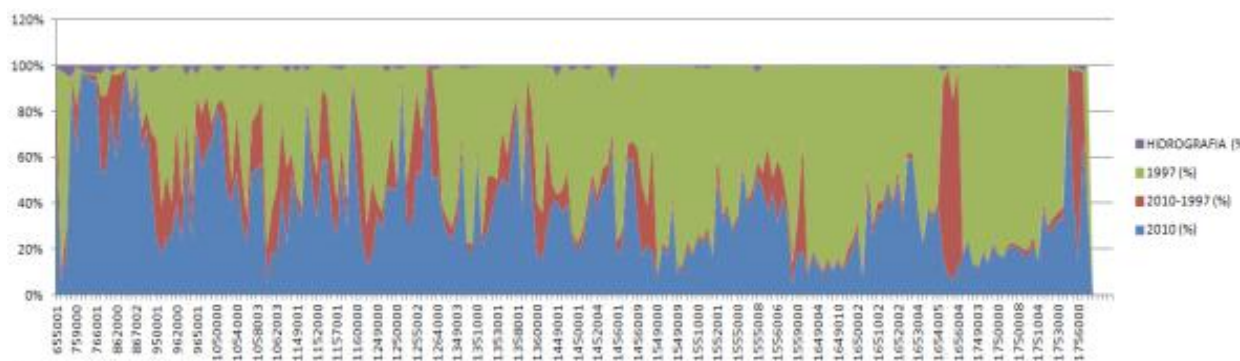
20km



30km



40km



CAPÍTULO 6 - ANÁLISE DE CORRELAÇÃO DO USO DA TERRA COM AS PRECIPITAÇÕES NA AMAZÔNIA MERIDIONAL EM UMA PERSPECTIVA TEMPORAL (1970-2010)

50km

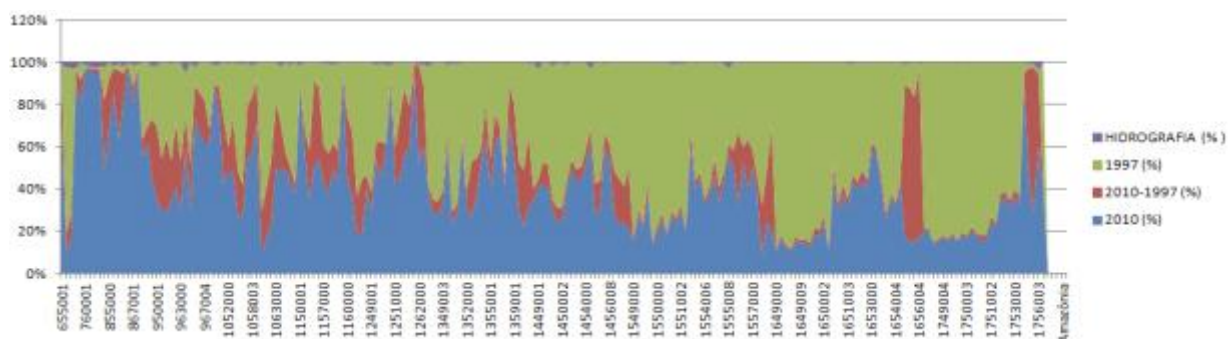


Gráfico 14 Série de Gráficos 1, porcentagem do total das áreas e sua classificação sem divisão por Bioma. A esquerda do gráfico o total da área em porcentagem. No eixo x as estações com latitude crescente da esquerda para direita. E na legenda a classificação das áreas ilustradas nos gráficos.

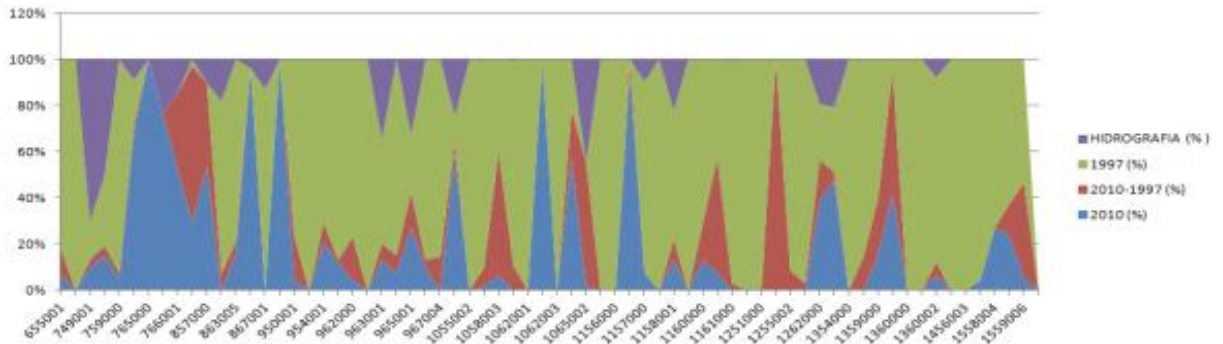
Na série de gráficos 1 que corresponde ao total de estações pluviométricas, é notável que as áreas ainda preservadas estão concentradas no Norte do estudo de caso (área Amazônica) e conforme nos aproximamos da região Sul da área (Cerrado) há um decréscimo de áreas preservadas. Em perspectiva local entre 1 a 5 km do raio das zonas tampões das estações, percebe-se que as áreas estão fortemente desmatadas mesmo ao Norte das áreas analisadas, contudo, quando olhamos as mesmas zonas a partir de uma perspectiva de zonas tampões maiores (40-50km) percebe-se que a partir de 12 graus de latitude em direção ao Norte, as áreas estão mais preservadas. Um dos padrões chama a atenção nesses gráficos, são as áreas recentemente desmatadas entre 1997-2010 no Cerrado (em torno de 16 e 17 graus de latitude). Como por exemplo a estação pluviométrica de número 1654004 e outras próximas.

Em toda região percebemos que apesar do desmatamento mais intenso haver ocorrido anteriormente a 1997 (cor verde), há uma proporção importante de áreas desmatadas recentemente (cor vermelha) em todas as localidades. Para melhor compreender os gradientes de desmatamento e identificar as áreas cujo desmatamento tem sido mais recente nos últimos anos decidimos por separar as estações por Bioma conforme a classificação de áreas estipulada pelo IBAMA. A seguir na série de gráficos 2 a divisão das estações por Bioma.

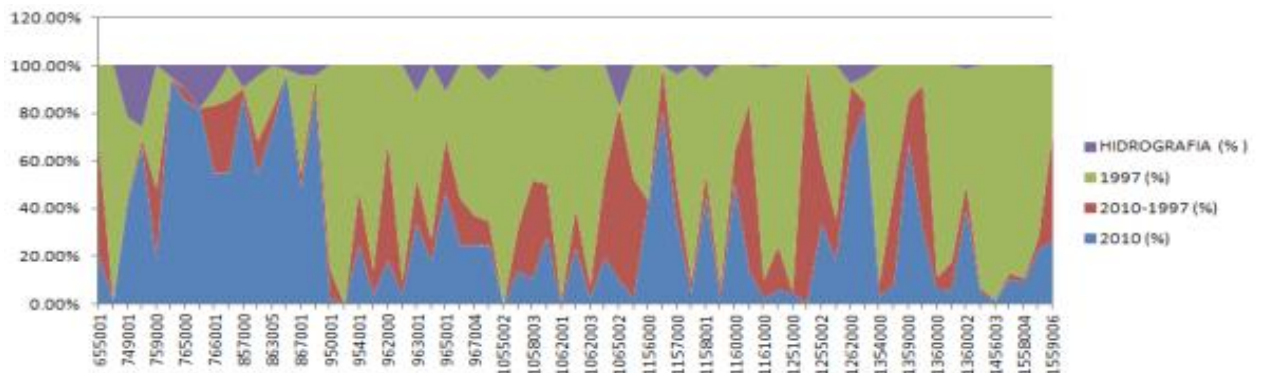
CAPÍTULO 6 - ANÁLISE DE CORRELAÇÃO DO USO DA TERRA COM AS PRECIPITAÇÕES NA AMAZÔNIA MERIDIONAL EM UMA PERSPECTIVA TEMPORAL (1970-2010)

Série 2 dos gráficos com divisão por biomas – Amazônia:

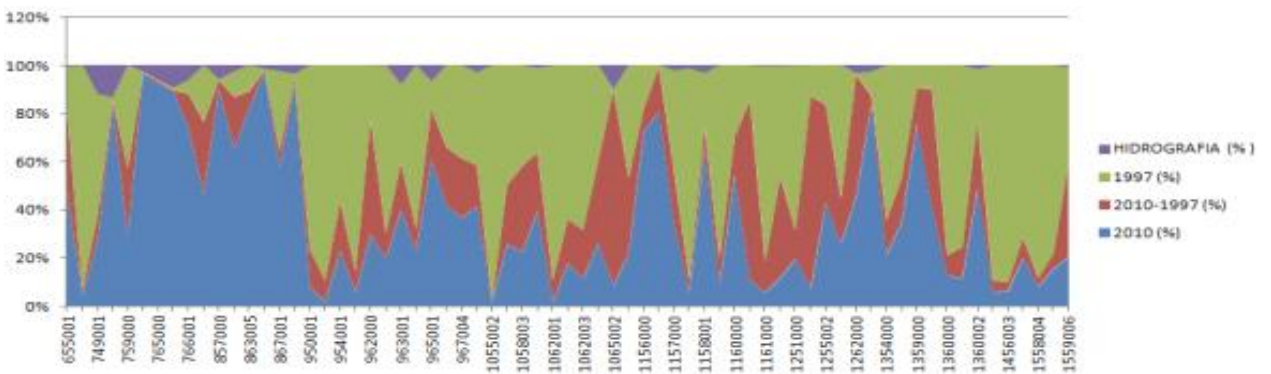
Amazônia 1km



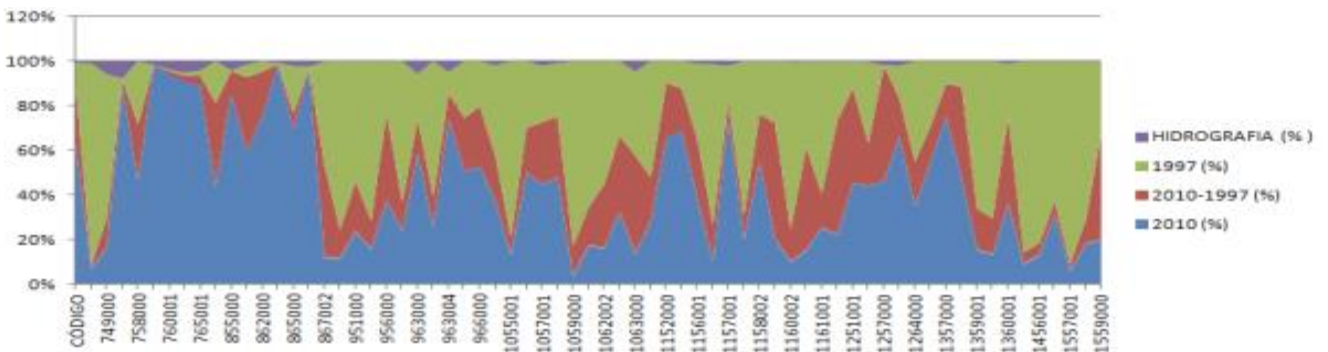
Amazônia 5km



Amazônia 10km

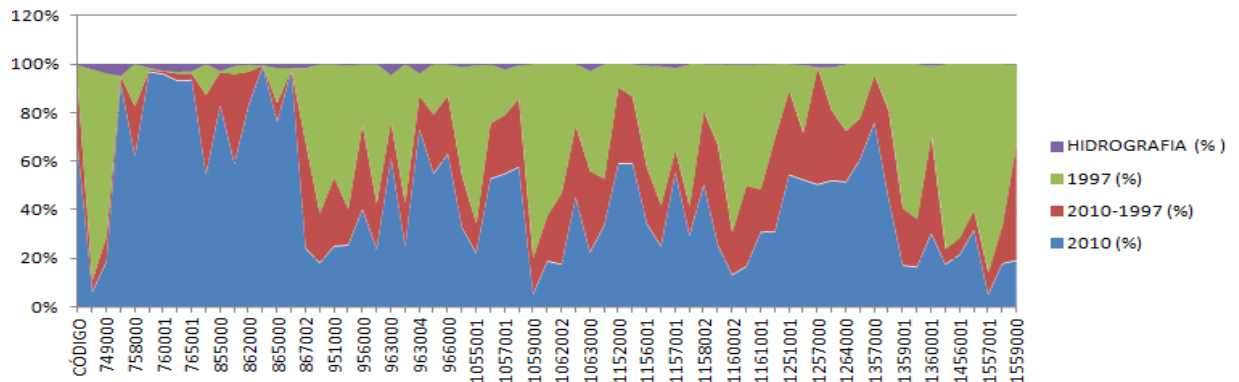


Amazônia 20km

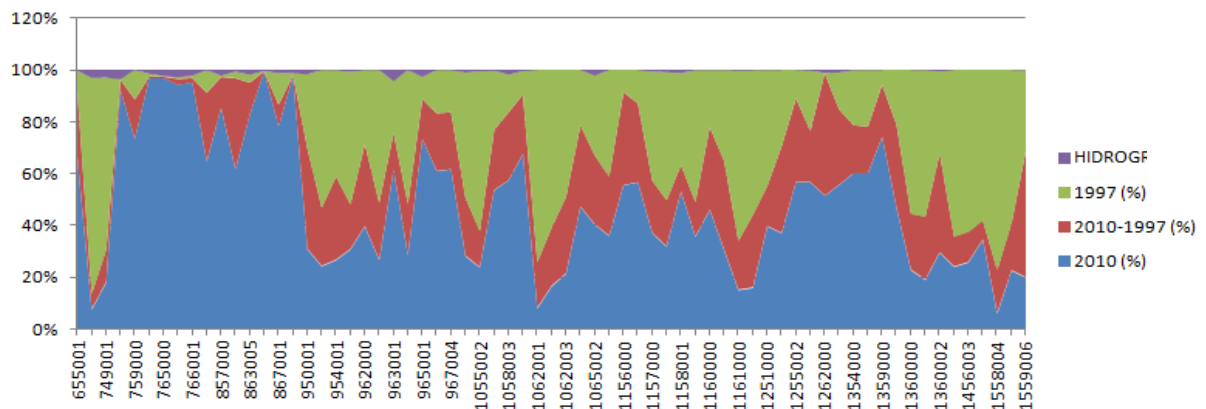


CAPÍTULO 6 - ANÁLISE DE CORRELAÇÃO DO USO DA TERRA COM AS PRECIPITAÇÕES NA AMAZÔNIA MERIDIONAL EM UMA PERSPECTIVA TEMPORAL (1970-2010)

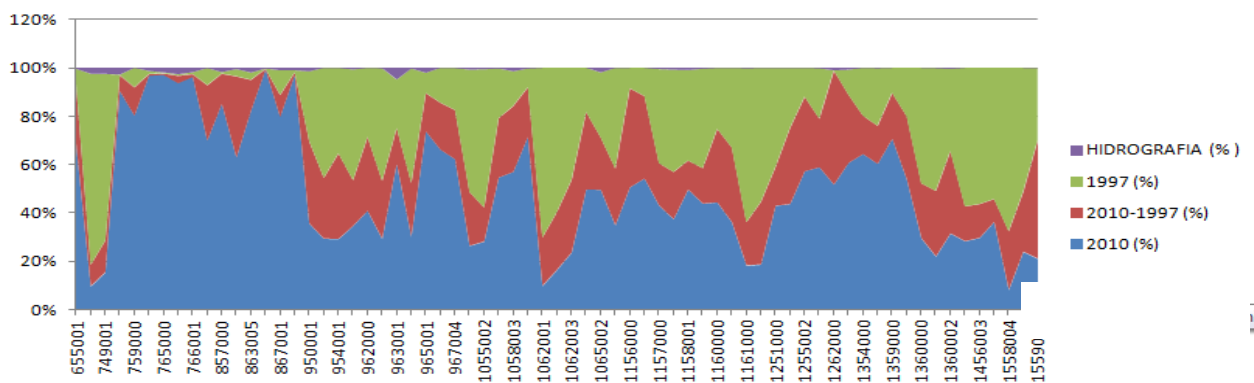
Amazônia 30km



Amazônia 40km



Amazônia 50km

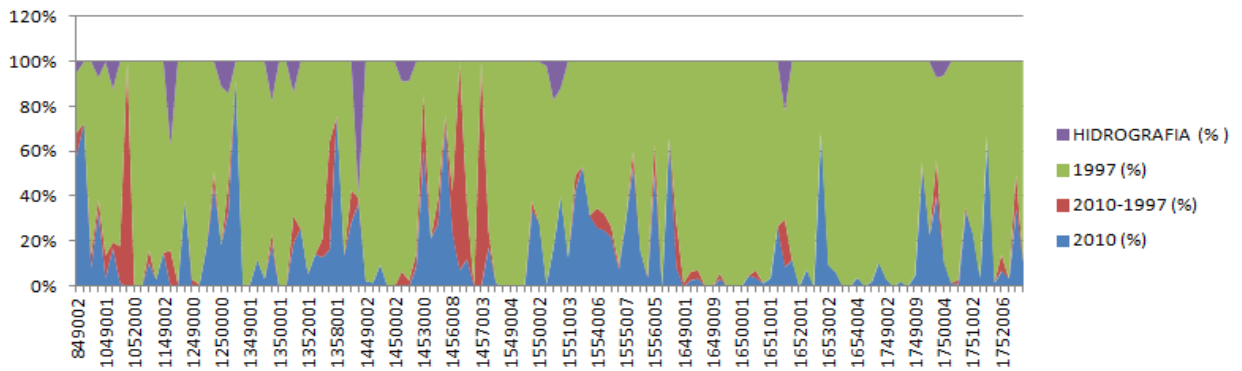


Na série 2 dos gráficos divididos por biomas percebe-se que no Bioma Amazônico as áreas estão proporcionalmente mais conservadas em comparação ao Bioma Cerrado e o Bioma Pantanal. Contudo, é notável o desmatamento substancial ocorrido durante o período de 1997-2010 na Amazônia Meridional. Este é mais expressivo entre 13 e 10 graus de latitude Sul.

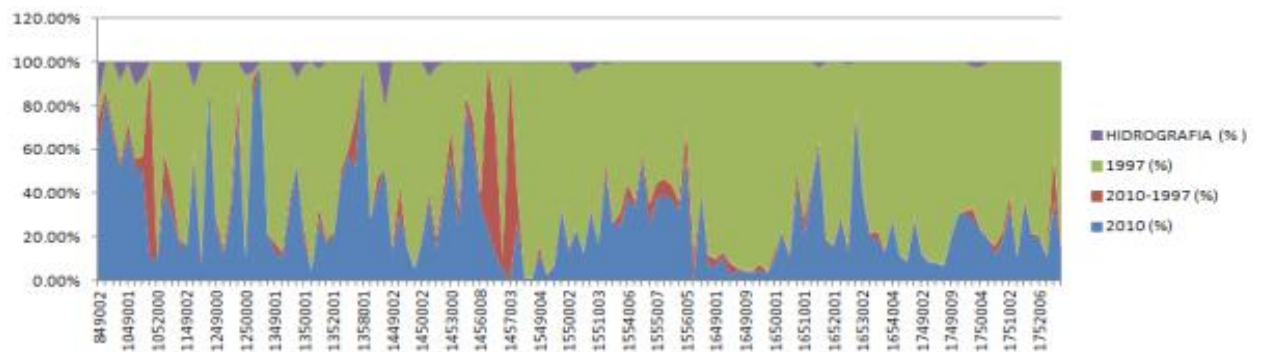
CAPÍTULO 6 - ANÁLISE DE CORRELAÇÃO DO USO DA TERRA COM AS PRECIPITAÇÕES NA AMAZÔNIA MERIDIONAL EM UMA PERSPECTIVA TEMPORAL (1970-2010)

Série 2 dos gráficos com divisão por biomas – Cerrado:

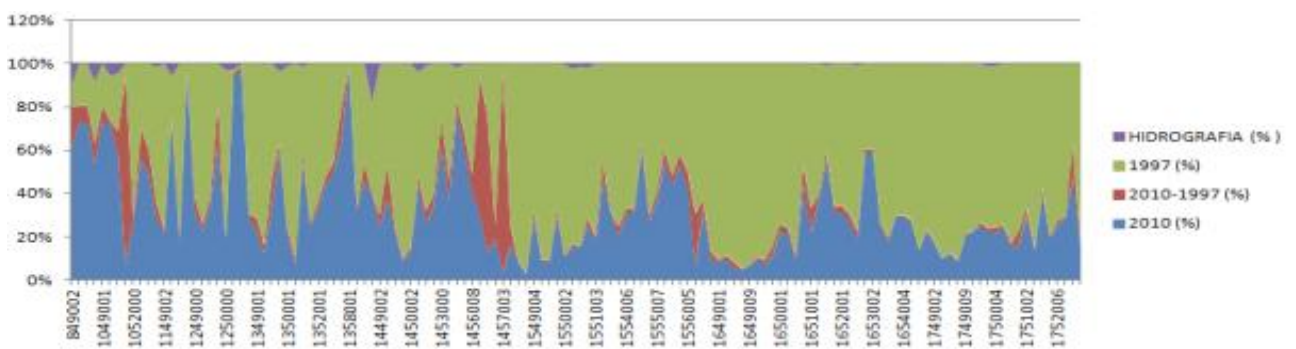
Cerrado 1km



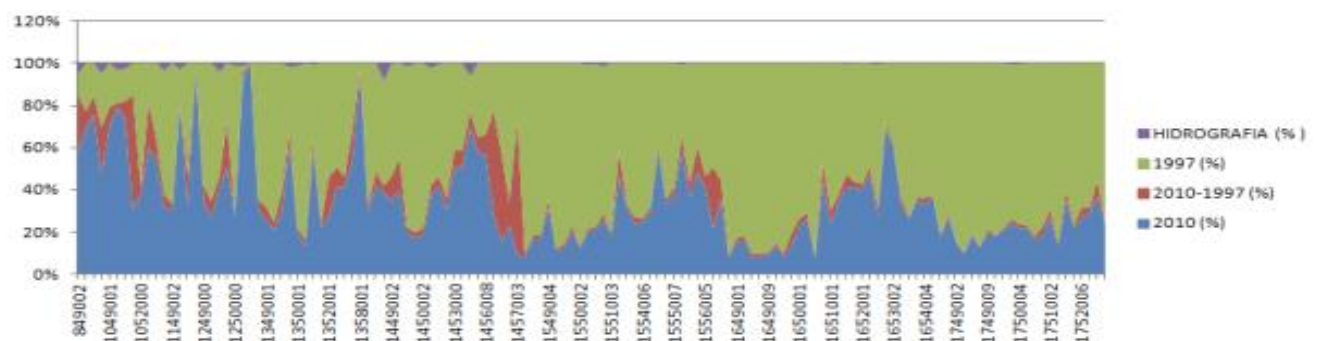
Cerrado 5km



Cerrado 10km

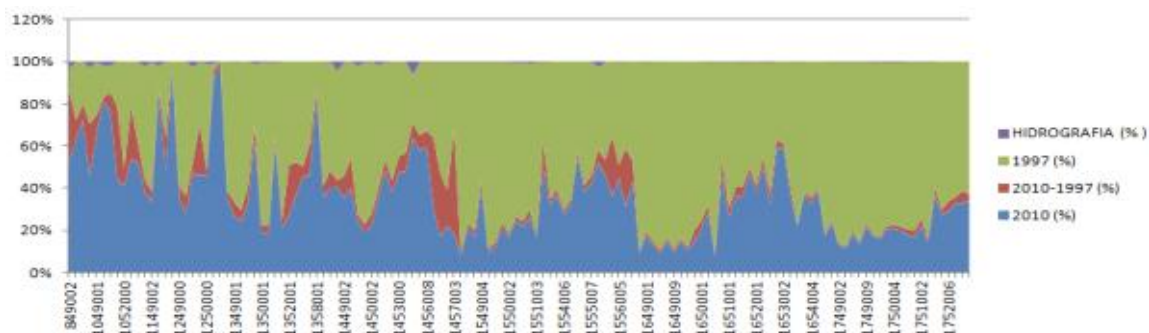


Cerrado 20km

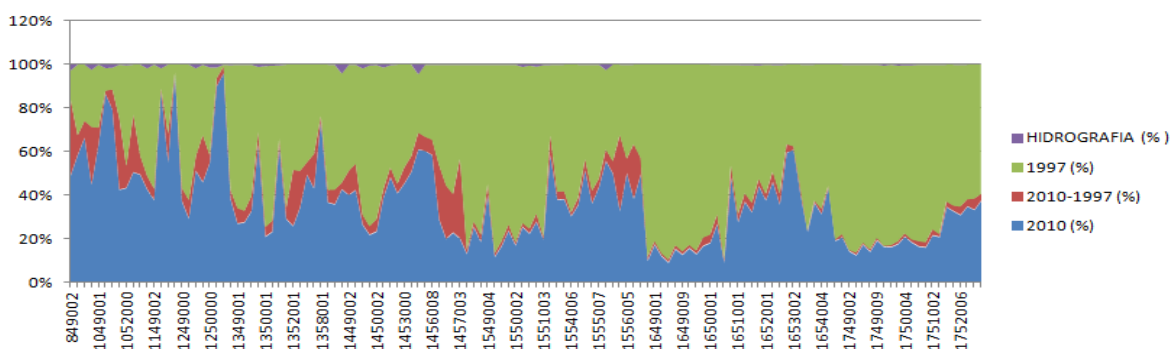


CAPÍTULO 6 - ANÁLISE DE CORRELAÇÃO DO USO DA TERRA COM AS PRECIPITAÇÕES NA AMAZÔNIA MERIDIONAL EM UMA PERSPECTIVA TEMPORAL (1970-2010)

Cerrado 30km



Cerrado 40km



Cerrado 50km

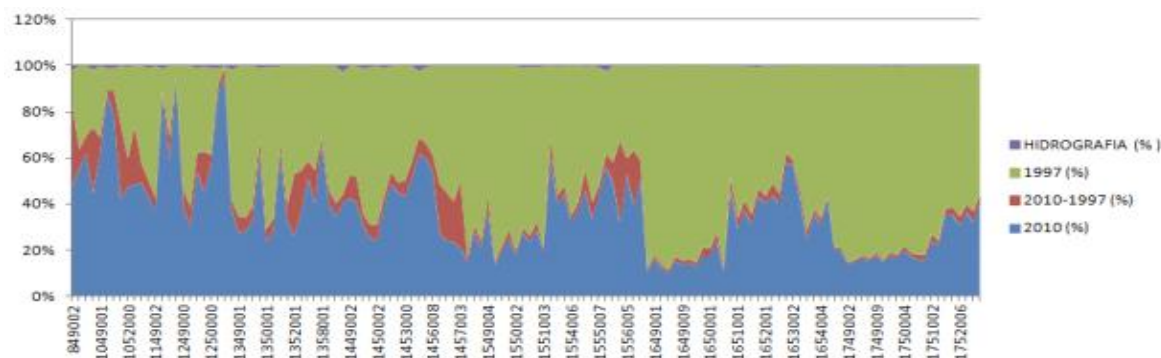


Gráfico 15 Série de Gráficos 2 - porcentagem do total das áreas e sua classificação com divisão por Biomas. A esquerda do gráfico o total da área em porcentagem. No eixo x as estações com latitude crescente da esquerda para direita. E na legenda a classificação das áreas ilustradas nos gráficos.

No Bioma Cerrado a maior parte das áreas em torno das estações pluviométricas foram desmatadas anteriormente a 1997. No Norte da região encontram-se os bolsões de vegetação nativa de Cerrado mais preservados. Verifica-se também na escala local, conforme as estações dispostas nos gráficos da zona tampão entre 1 e 5 km que houve desmatamento entre 1997-2010 em torno de 14 graus de latitude Sul no Bioma Cerrado.

Já no Pantanal o número de estações é bastante reduzido e é apenas representativo das áreas ao Norte do Bioma. No entanto, é justamente neste bioma onde encontramos as taxas de desmatamento mais elevadas proporcionalmente no período de 1997-2010. O desmatamento parece ser sido mais intenso neste período nas estações localizadas a 16 graus de latitude Sul.

Os resultados das análises de uso da terra agora servirão de base para a correlação com os dados cronológicos pluviométricos explanados a seguir.

6.1.2 Metodologia dos Dados Pluviométricos (Análise de Regressão Linear)

As estações pluviométricas utilizadas para o estudo da correlação entre o desmatamento e as chuvas estão localizadas na região Sul Amazônica, compreendendo os estados e biomas mencionados anteriormente. Há um total de 207 estações pluviométricas da ANA já consistidas e analisadas a partir das análises de Regressão Linear efetuadas no capítulo 3. Essas estações foram submetidos a testes de ruptura e tendências a partir de métodos estatísticos como Pettitt e Mann-Kendall. Os três métodos indicaram rupturas fortes e tendências negativas de redução da precipitação durante as estações de transições entre abril-maio e setembro-outubro no período de 1970-2010.

A Análise de Regressão Linear foi utilizada nesta abordagem pois consegue capturar mudanças expressivas e sutis do regime de chuvas dos últimos 40 anos. De acordo com os resultados obtidos a partir da análise de $y = (ax + b)$, mais de 63% das estações pluviométricas indicam tendências negativas que variam de $-31,24$ a $35,30 \text{ mm}^{-1}$. No gráfico a seguir observa-se a tendência para cada estação meteorológica (gráfico 16).

CAPÍTULO 6 - ANÁLISE DE CORRELAÇÃO DO USO DA TERRA COM AS PRECIPITAÇÕES NA AMAZÔNIA MERIDIONAL EM UMA PERSPECTIVA TEMPORAL (1970-2010)

Gráfico com resultados da análise de regressão linear para as 207 estações pluviométricas:

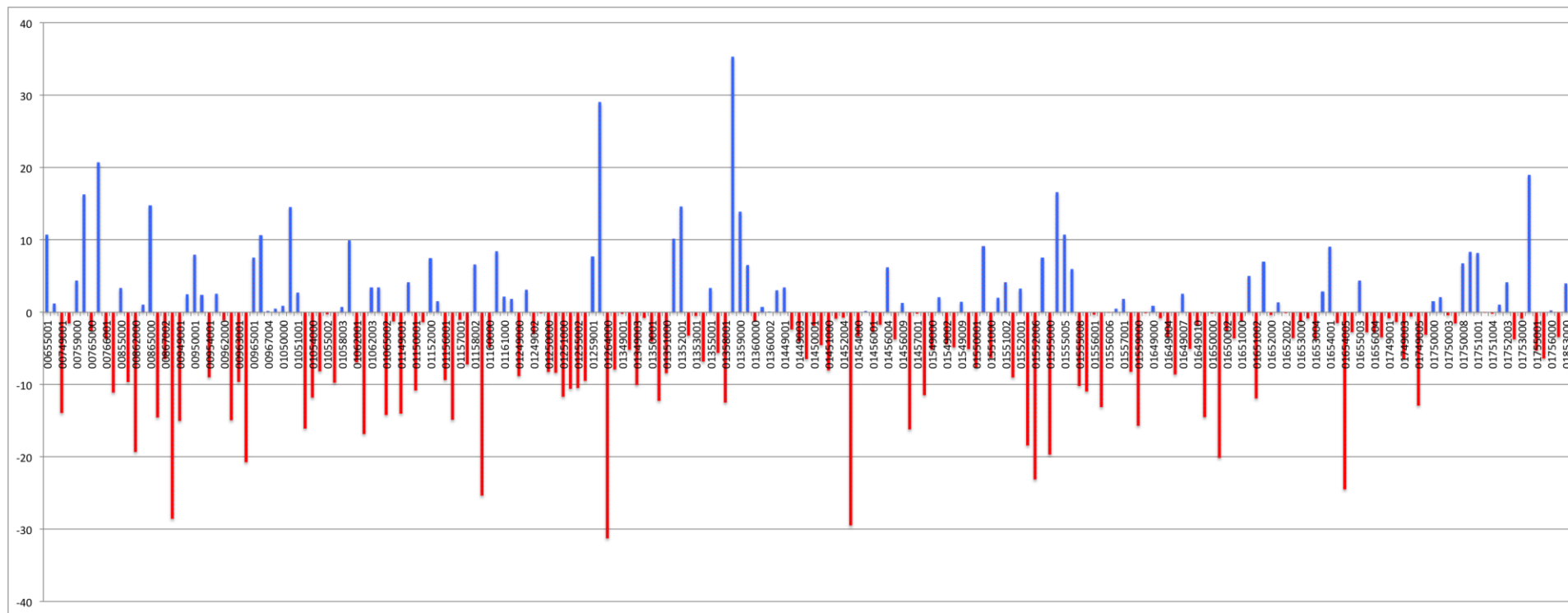


Gráfico 16 O gráfico representa a Análise de Regressão Linear para as 207 Estações pluviométricas. Em azul as estações pluviométricas com tendências positivas no período (1970-2010) e em vermelho as estações pluviométricas com tendência de precipitação negativa (1970-2010).

CAPÍTULO 6 - ANÁLISE DE CORRELAÇÃO DO USO DA TERRA COM AS PRECIPITAÇÕES NA AMAZÔNIA MERIDIONAL EM UMA PERSPECTIVA TEMPORAL (1970-2010)

6.1.3 Correlação do Uso da Terra com os Dados Pluviométricos (1970-2010)

A partir de ambos resultados (precipitações e uso da terra) foi possível efetuar a correlação.

A correlação do uso da terra com os dados pluviométricos se deu com base nas tabelas dos polígonos de área gerados por meio do software ARCGIS 10, contemplando os diferentes usos da terra de cada buffer (zonas tampão). Os dados originalmente em km² como mostra a figura abaixo foram transformados em porcentagem (%) no momento da correlação (ver os resultados das correlações na tabela 5).

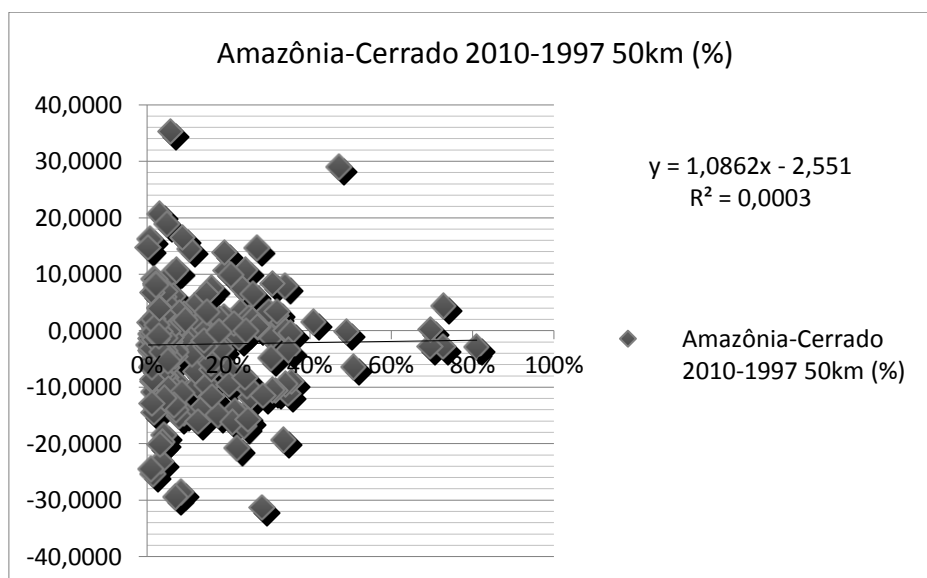
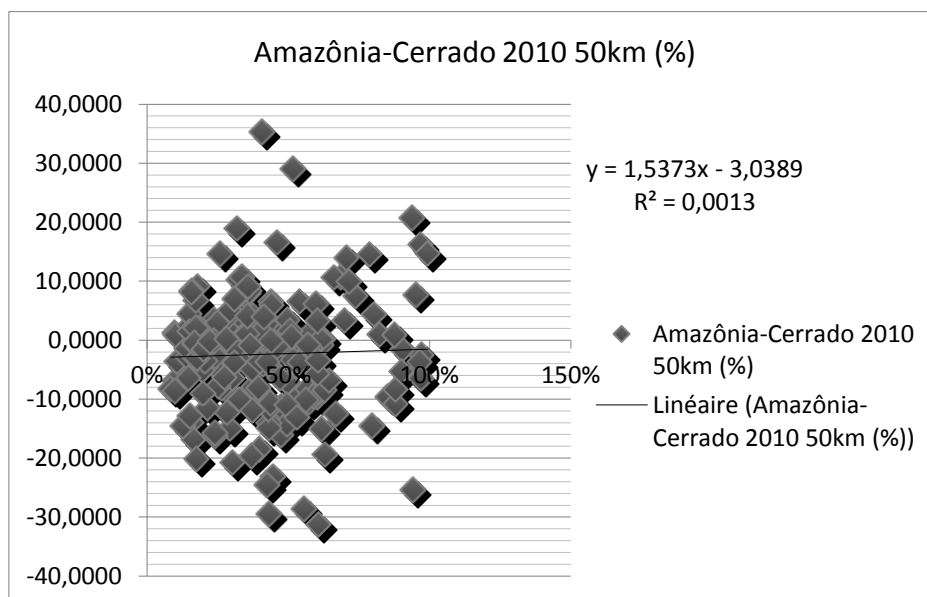
A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L
CÓDIGO	RLCHUVA	2010	2010-1997	1997	HIDROGRAFIA	Total général		2010 (%)	2010-1997 (%)	1997 (%)	DROGRAFIA (%)
655001	10,7220	5397,0945	1902,3170	518,0453	33,9586	7851,4154		69%	24%	7%	0%
749000	1,2117	764,0809	688,2225	6201,9425	194,0736	7848,3195		10%	9%	79%	2%
749001	-13,9190	1214,9613	1028,6868	5405,6675	200,4332	7849,7488		15%	13%	69%	3%
758000	-1,5610	7100,2766	514,5060	10,7700	221,5637	7847,1163		90%	7%	0%	3%
759000	4,3699	6303,5553	918,6559	628,1360		7850,3473		80%	12%	8%	0%
760001	16,2730	7600,6736	51,7263	92,2411	102,8054	7847,4404		97%	1%	1%	1%
765000	-2,5365	7632,9014	43,3900	26,5578	148,9634	7851,8127		97%	1%	0%	2%
765001	20,7060	7362,1113	236,2863	40,2516	211,0219	7849,6710		94%	3%	1%	3%
766001	-3,7106	7566,3530	89,9196	52,4700	142,4508	7851,1934		96%	1%	1%	2%
849002	-11,1050	3755,2641	2720,1015	1217,5788	159,9306	7852,8750		48%	35%	16%	2%
855000	3,3317	5486,6706	1798,9157	551,7293	6,6921	7844,0077		70%	23%	7%	0%
857000	-9,6407	6686,1617	976,7488	41,9402	140,8679	7845,7187		85%	12%	1%	2%
862000	-19,3150	4940,9802	2638,2044	228,3150	41,8673	7849,3669		63%	34%	3%	1%
863005	1,0340	6461,5537	1005,0768	225,3285	156,8990	7848,8579		82%	13%	3%	2%
865000	14,7500	7796,9178	23,7953	7,1580	20,9992	7848,8703		99%	0%	0%	0%
867001	-14,5350	6263,8180	712,2906	793,5421	82,1174	7851,7681		80%	9%	10%	1%
867002	-6,4930	7619,4099	90,9322	62,2553	79,0534	7851,6507		97%	1%	1%	1%
949000	-28,5420	4356,0523	656,2104	2841,6979		7853,9606		55%	8%	36%	0%
949001	-15,0230	4858,8986	613,7894	2380,9044		7853,5923		62%	8%	30%	0%
950000	2,4431	3494,6864	2265,2457	1947,4958	146,3597	7853,7876		44%	29%	25%	2%
950001	7,9701	2801,7180	2668,3789	2266,0481	115,4943	7851,6393		36%	34%	29%	1%
951000	2,3693	2310,4713	1966,6320	3568,4652		7845,5684		29%	25%	45%	0%
954001	-8,9940	2296,4144	2780,0369	2769,3348	0,1300	7845,9161		29%	35%	35%	0%
956000	2,5416	2722,3783	1482,0288	3588,4720	54,9995	7847,8786		35%	19%	46%	1%
962000	-1,1108	3214,6041	2395,0643	2242,4278		7852,0962		41%	31%	29%	0%
963000	-14,9310	2305,5560	1880,4918	3653,8991	13,4089	7853,3558		29%	24%	47%	0%
963001	-9,6226	4740,0446	1160,8785	1563,4628	386,0835	7850,4694		60%	15%	20%	5%
963004	-20,7230	2377,6496	1740,1301	3713,9122	21,8688	7853,5607		30%	22%	47%	0%
965001	7,5399	4450,5135	957,0022	501,5009	126,0010	6035,0176		74%	16%	8%	2%
966000	10,6560	3899,3076	1143,4968	845,0568		5887,8612		66%	19%	14%	0%
967004	0,1921	4884,6543	1594,7027	1357,3315	5,4622	7842,1506		62%	20%	17%	0%
1049001	0,5233	4806,9169	603,8214	2443,2198		7853,9581		61%	8%	31%	0%
1050000	0,9246	6890,5971	113,0582	749,0378	101,2458	7853,9389		88%	1%	10%	1%
1050002	14,5580	6180,7187	819,0926	764,0302	88,7907	7852,6322		79%	10%	10%	1%
1051001	2,7264	3328,7305	2492,4310	2027,8379		7848,9994		42%	32%	26%	0%
1052000	-16,0750	3712,3894	983,0691	3094,9706	53,3985	7843,8276		47%	13%	39%	1%
1054000	-11,8010	3795,2220	1992,6858	2060,8172		7848,7250		48%	25%	26%	0%
1055001	-8,1637	2077,1347	1744,1413	3972,7587	58,1174	7852,1520		26%	22%	51%	1%
1055002	-0,3009	2215,0392	1104,0957	4485,1254	47,1365	7851,3968		28%	14%	57%	1%
1057001	-9,7426	4292,3515	1932,0402	1602,0090	21,2598	7847,6605		55%	25%	20%	0%
1058003	0,6980	4475,6271	2141,0353	1117,2813	114,6320	7848,5757		57%	27%	14%	1%
1059000	9,9488	5607,0855	1613,7412	600,7645	23,6812	7845,2724		71%	21%	8%	0%
1062001	-6,9262	776,7109	1562,8806	5512,3222		7851,9137		10%	20%	70%	0%
1062002	-16,8280	1297,9792	1876,5640	4679,0533		7853,5965		17%	24%	60%	0%
1062003	3,4244	1860,1907	2356,1934	3634,7254		7851,1095		24%	30%	46%	0%
1063000	3,4434	3904,8003	2515,2272	1430,5729	0,0700	7850,6704		50%	32%	18%	0%

Figura 57 Do lado esquerdo para o direito temos o código das estações, os valores da regressão linear, os dados de floresta para 2010, entre 1997 e 2010, anteriores a 1997, hidrografia, e o total da área dos buffers de 50km em km². Nas colunas em verde claro a direita estão os dados do uso da terra transformados em %.

CAPÍTULO 6 - ANÁLISE DE CORRELAÇÃO DO USO DA TERRA COM AS PRECIPITAÇÕES NA AMAZÔNIA MERIDIONAL EM UMA PERSPECTIVA TEMPORAL (1970-2010)

Como exemplo ilustrativo a estação de código 655001 (figura 56 em vermelho), em 2010 detinha uma área total de floresta de 5,937,0645 km² para o buffer de 50km. Em termos percentuais conforme a transformação para % isto representa 69% da área do buffer com Floresta Amazônica.

Para melhor ilustrar as correlações do uso da terra com os dados da regressão linear foram plotados nos gráficos seguintes (série de gráficos 17) algumas das correlações presentes na tabela 5 para os buffers de 50 km sem divisão por biomas e contemplando as áreas da Amazônia, Cerrado e o Pantanal. A série de gráficos 17 mostra que há fraca correlação entre os dados.



CAPÍTULO 6 - ANÁLISE DE CORRELAÇÃO DO USO DA TERRA COM AS PRECIPITAÇÕES NA AMAZÔNIA MERIDIONAL EM UMA PERSPECTIVA TEMPORAL (1970-2010)

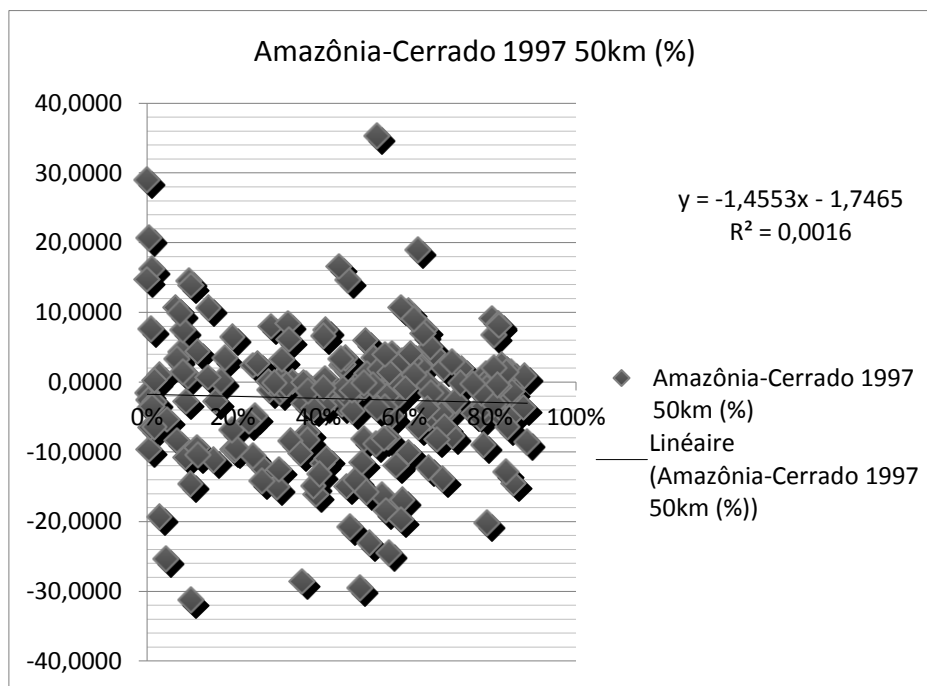
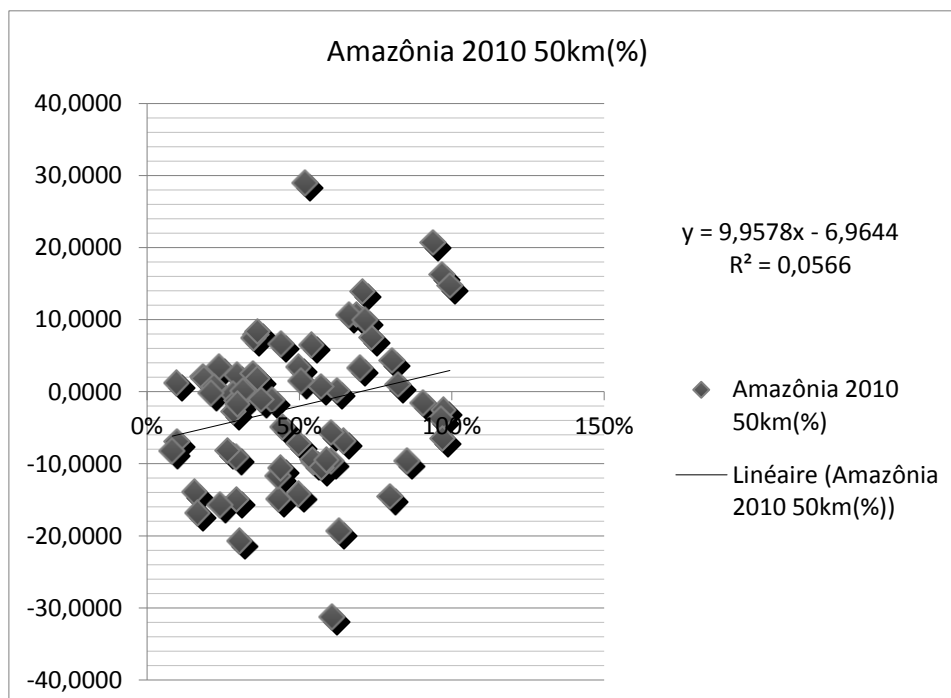


Gráfico 17 Série de gráficos representando as correlações entre pluviometria e desmatamento para o conjunto das 207 estações no buffer de 50km. No eixo y a pluviometria (mm) de acordo com a Análise de Regressão Linear (valores negativos representam estações com decréscimo nos dados pluviométricos), e no eixo x a % do total de floresta no período para o buffer.

. Posteriormente na segunda série de gráficos (série de gráficos 18) são ilustrados os buffers com 50km com divisão por biomas (como exemplo mostraremos os gráficos para o Bioma Amazônico):



CAPÍTULO 6 - ANÁLISE DE CORRELAÇÃO DO USO DA TERRA COM AS PRECIPITAÇÕES NA AMAZÔNIA MERIDIONAL EM UMA PERSPECTIVA TEMPORAL (1970-2010)

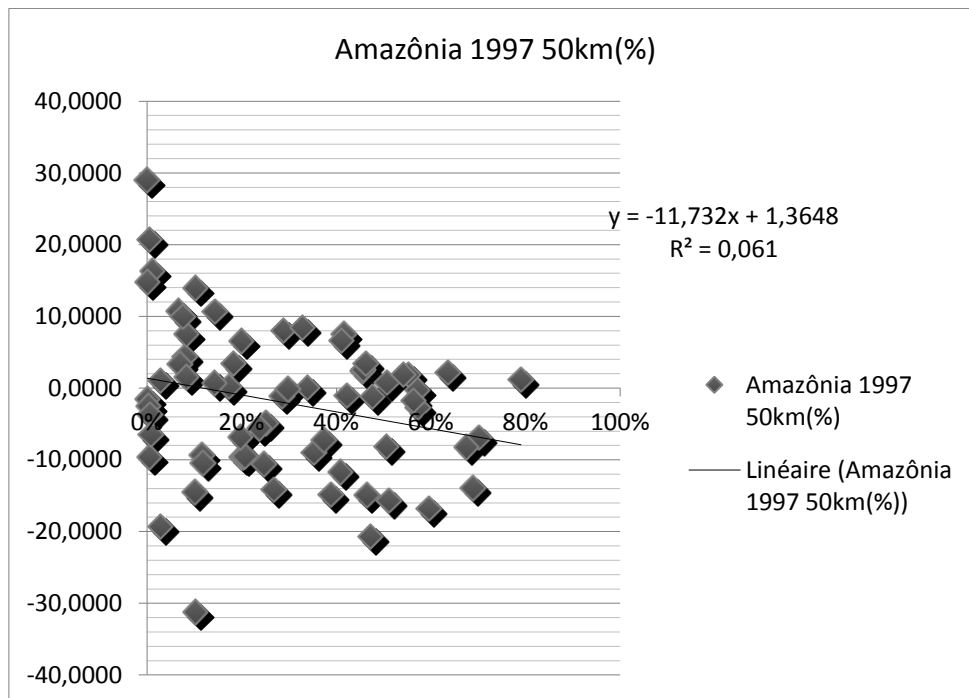
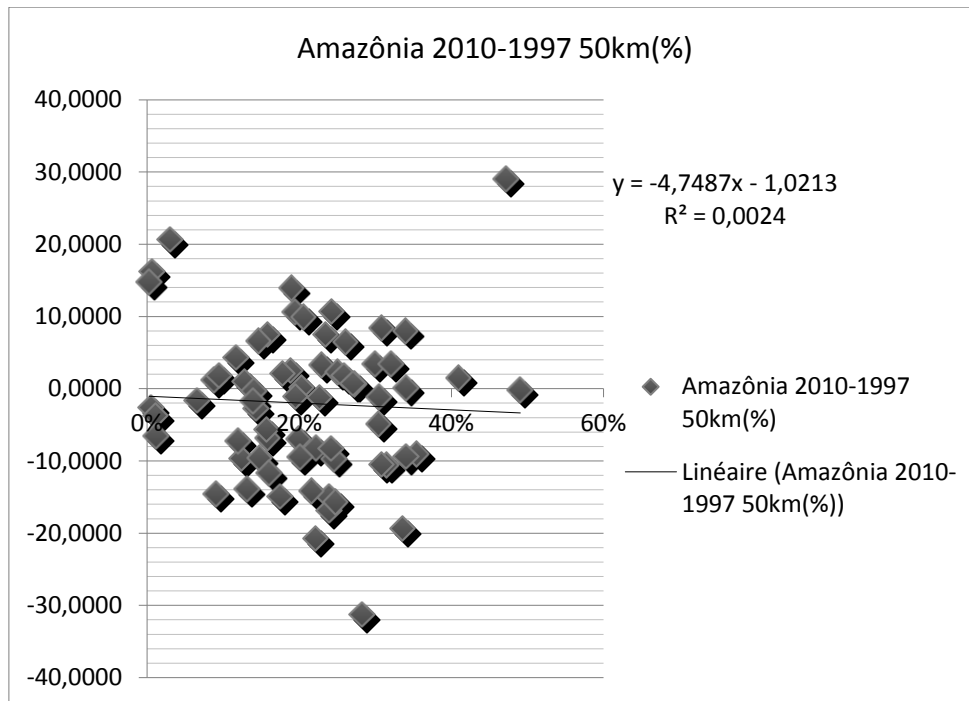


Gráfico 18 Série de gráficos representando as correlações entre pluviosidade e desmatamento para o conjunto das estações do Bioma Amazônico no buffer de 50km. No eixo y a pluviosidade (mm) de acordo com a Análise de Regressão Linear (valores negativos representam estações com decréscimo nos dados pluviométricos), e no eixo x a % do total de floresta no período para o buffer.

Na tabela 5 estão dispostas todas correlações efetuadas nos diferentes buffers. Essas correlações foram posteriormente comparadas com os graus de correlação de Probabilidades Bilaterais de valores críticos de R de Bravais-Pearson (Tabela do Apêndice 5).

Conforme vemos nos dados ilustrados nas séries de gráficos e na tabela, as correlações indicam um menor grau de relação quando considera-se o conjunto das estações sem divisão por biomas, contudo, quando estas são comparadas isoladamente (por biomas) seus resultados são ligeiramente mais significativos:

- Verificamos em grande parte dos casos que as correlações são ligeiramente mais expressivas quando o tamanho da zona tampão (buffer) é maior. As correlações são ligeiramente significativas entre 30 e 50km;
- No primeiro período de análise do desmatamento anterior a <1997 as correlações a partir de 5km são mais significativas para o Bioma Amazônico em comparação aos demais biomas;
- No período entre 1997-2010 e também para 2010 as correlações são ligeiramente mais significativas para o Bioma Amazônico e o Bioma Pantanal. Esse padrão se repete para todos os buffers de forma crescente de 1km a 50km quando comparados isoladamente;
- Na análise do ano de 2010 que considera o acumulado total dos desmatamento desde 1970, as correlações a partir de 5km são mais importantes para o Bioma Pantanal, seguidas de forma menos significativa do Bioma Amazônico. O Bioma Cerrado mantém um grau de distanciamento maior nas correlações quando comparado aos demais biomas.
- As correlações para o Bioma Pantanal são mais expressivas talvez pelo número reduzidos de estações.

As análises e os resultados acima não apresentarem ou indicam um grau de correlação em escala local e regional da chuva com o uso da terra, opondo-se às pesquisas desenvolvidas por meio da modelagem climática em larga-escala. As análises do uso da terra correlacionada aos dados pluviométricos demonstram que as áreas dos *buffers* não são estatisticamente correlacionadas, salvo de forma ligeiramente expressiva como nas

estações pluviométricas do Pantanal e da Amazônia entre 30-50km. Para o Bioma Cerrado as correlações se mostraram fracas e pouca significativas. Um detalhe interessante indentificado pela análise é de que apesar das correlações serem pouco significativas, na maioria dos casos, elas indicam que quanto maior a área do *buffer*, maiores são os graus de correlação. Possivelmente áreas superiores a 100km² no raio dos buffers poderiam ter maior pertinência de correlação da relação superfície-atmosfera.

Spracklen *et al.* (2012) e Aragão (2012) diagnosticaram através de modelagem climática para o período entre 2001 e 2007 que as massas de ar que cruzam a Floresta Amazônica produzem no mínimo duas vezes mais precipitação que áreas de vegetação reduzida, pastagens ou campos. Por meio dessas relações empíricas das massas de ar e as taxas atuais de desmatamento, os autores estimaram reduções nas precipitações de até 12% no período chuvoso e 21% no período seco para o ano de 2050, devido a deficiência causada pela falta de reciclagem d'água nas áreas desmatadas.

Esses autores também afirmam que tais mudanças nos padrões pluviométricos operam em escalas de tempo de dias sobre distâncias de 100-1,000km, portanto, grandes mudanças de uso da terra também alterariam a precipitação local, por meio de mudanças nos perfis termodinâmicos, e no desenvolvimento de circulações em meso-escala induzidas pela superfície (SPRACKLEN *et al.* 2012).

Levando em conta os dados da tabela 5 percebemos que as correlações atingem valores maiores a partir 50km mas não de forma significativa, contrapondo em parte os estudos acima. O estudo desenvolvido a partir dos *buffers* demonstra que as correlações das chuvas com o desmatamento não são verdadeiras para escalas inferiores a 50km, diferentemente dos estudos mencionados anteriormente, que cogitam mas não afirmam um impacto local do desmatamento nas precipitações. Portanto, os resultados deste estudo em escala local vão em contra de pesquisas que contemplam o impacto do uso da terra na pluviometria por meio da fragmentação florestal localizada. Segundo LAURANCE *et al.* (2011) há impacto no ciclo hidrológico local e regional a partir de 100km² de área desmatada.

Nesta análise com os buffers, a proporção em km² das áreas dos buffers maiores (50km) ultrapassam facilmente os 100km², portanto, os resultados deste estudo não indicam um impacto do desmatamento na pluviometria em escala local e regional na Amazônia Meridional (parte mais ao sul do Arco do Desmatamento).

CAPÍTULO 6 - ANÁLISE DE CORRELAÇÃO DO USO DA TERRA COM AS PRECIPITAÇÕES NA AMAZÔNIA MERIDIONAL EM UMA PERSPECTIVA TEMPORAL (1970-2010)

Tabela 5 Correlação dos dados das estações pluviométricas com o uso da terra. Primeira linha da esquerda para a direita (segunda coluna) o número das estações por análise, e na terceira linha e terceira coluna em diante os buffers (zonas tampões) e o grau de correlação para cada uma das opções dispostas na primeira coluna.

CORRELAÇÃO DAS PRECIPITAÇÃO COM O USO DA TERRA NOS BIOMAS												
Bioma (R² Total de Floresta % x Pluviometria – análise de regressão linear)												
Buffer Distância (Raio)	AMAZÔNIA- CERRADO- PANTANAL 2010	AMAZÔNIA 2010	CERRADO 2010	PANTANAL 2010	AMAZÔNIA- CERRADO- PANTANAL 2010-1997	AMAZÔNIA 2010-1997	CERRADO 2010-1997	PANTANAL 2010-1997	AMAZÔNIA- CERRADO- PANTANAL 1997	AMAZÔNIA 1997	CERRADO 1997	PANTANAL 1997
Número de Estações	207	66	131	8	207	66	131	8	207	66	131	8
1km	5,80E-06	0,00563	0,00618	0,10702	0,00015	0,00144	1,10E-05	2,58E-02	0,00011	0,00037	0,00284	0,15114
5km	5,50E-07	0,00934	0,0052	0,00696	0,0004	0,00731	0,00212	0,00746	0,00015	0,01571	0,00696	0,02018
10km	2,20E-05	0,0111	0,00685	0,17346	0,00049	0,0097	0,00431	0,19287	0,00012	0,02236	0,01062	0,42298
20km	0,00012	0,02629	0,00929	0,3303	0,0016	0,01066	0,00187	0,36688	0,00111	0,044	0,01031	0,04553
30km	0,00139	0,05363	0,01016	0,34185	0,00077	0,0136	0,009	0,39524	0,0023	0,06511	0,00989	0,00608
40km	0,00122	0,05439	0,01195	0,32647	0,00005	1,10E-05	0,00017	0,34762	0,00183	0,06377	0,01038	0,01498
50km	0,00127	0,05661	0,01316	0,32158	0,00029	0,00237	0,00015	0,2815	0,00158	0,06101	0,00968	0,14672

6.1.4 Discussão dos resultados finais

Ao analisar-se os resultados verifica-se a partir dos estudos dos capítulos 3 e 4 um decréscimo da pluviometria nas áreas da Amazônia Meridional. Esse decréscimo ilustrado por meio de testes estatísticos confirma: (1) rupturas das médias históricas para valores pluviométricos inferiores às médias anuais, (2) uma indicação de tendências de decréscimo sazonal das chuvas nas estações de transição (primavera e outono), e (3) um encurtamento significativo do período chuvoso em toda a região. Notamos também que as áreas mais desmatadas do noroeste do estudo de caso apresentam tendências negativas mais acentuadas nos índices de precipitação. Entretanto, essas áreas quando correlacionadas com os dados do desmatamento durante o período não confirmam as relações encontradas nas cartas climáticas dos testes geoestatísticos.

Visto que as análises de uso da terra das áreas de zonas tampão não correlacionaram-se diretamente com a pluviometria, levantou-se algumas hipóteses:

- Quanto a escala local e regional, o *time lag da precipitação em relação uso da terra* não seria possível já que o período da janela climática parece ser suficientemente longo (mais de 30 anos) para demonstrar uma mudança mesmo que sutil das chuvas;
- Outras variáveis não incorporadas nas análises poderiam ser fortes indicadores a serem correlacionados isoladamente com o desmatamento como: as taxas de evaporação ou a umidade absoluta, que é expressa em gramas por m³ de ar, sendo a massa total de água num dado volume de ar e o relevo;
- As 207 estações apesar de numerosas nas partes mais ao leste e sul do estudo de caso poderiam mascarar os dados das estações inseridas em áreas de floresta ombrófila e mesófila (menos numerosas) devido ao contexto recente de colonização da área. Uma rede mais extensa de estações seria pertinente;
- O processo complexo da reciclagem da água na troposfera e nas camadas mais baixas da atmosfera pode não ser mensurado adequadamente com as técnicas e indicadores pluviométricos conhecidos;
- As correlações podem denotar que áreas de transição do Bioma Amazônico para Bioma Cerrado (Floresta Mesófila/Transição) sejam mais difíceis de serem analisadas em relação às áreas de Floresta Ombrófila Densa no norte do Bioma.

- De outra forma, as áreas mais ao Sul do estudo de caso são mais influenciadas por índices pluviométricos de massas polares, estas com papel pouco relevante na evapotranspiração durante a estação seca (inverno);
- De outro modo talvez seja pertinente correlacionar as precipitações isoladamente com o uso da terra, comparando-se estações seca, chuvosa e estações de transição.

Apesar das precipitações não indicarem correlação com as zonas tampões analisadas, o autor acredita que extensas áreas florestais são importantes na dinâmica de flutuação e cisalhamento dos ventos, turbulência do ar, e na manutenção do potencial gerador de precipitações devido aos mecanismos térmicos envolvidos na transformação de calor sensível para calor latente por meio da vegetação e o dossel da floresta.

Corroborando com os estudos e resultados obtidos na análise climática desta tese, Costa e Pires (2010) concordam que a convergência de umidade diminui durante o fim da estação chuvosa (março) mudando para um ligeiro aumento na estação seca (maio a setembro) e em seguida diminuindo novamente para um pico negativo em novembro.

Esta diminuição da convergência de umidade nos meses de março a maio, e de setembro a novembro, é um importante condutor de uma redução na precipitação do meses de transição, e, portanto, na extensão da estação seca. No início da estação chuvosa, quando a umidade de advecção do oceano ainda é baixa, a menor evapotranspiração resseca a atmosfera causando menos advecção de vapor de água para a região do Arco do Desmatamento, atrasando o início da estação chuvosa e prorrogando a extensão da estação seca.

Poucos estudos tem se dedicado a analisar profundamente o impacto do uso da terra no clima da região do Arco do Desmatamento. Esta região é particularmente importante por pelo menos três razões: primeiro, ela detém a mais longa estação seca na Amazônia, em segundo lugar, apresenta as maiores taxas de desmatamento da Amazônia, e, em terceiro lugar, a sua vegetação é particularmente sensível a alterações na duração do período seco.

A análise de Costa e Pires (2010) demonstra que os efeitos do desmatamento no clima variam consideravelmente dependendo se considera-se a Floresta Amazônica como um todo, ou apenas o Arco do Desflorestamento, pois na região do Arco as reduções na precipitação dependem tanto do desmatamento da floresta tropical quanto do cerrado adjacente. Os resultados desses autores indicam que cenários de proteção de florestas tanto do tipo GOV (governança) quanto BAU (business as usual) tendem a diminuir a precipitação em todos os meses (fora da estação seca) (figura 58).

CAPÍTULO 6 - ANÁLISE DE CORRELAÇÃO DO USO DA TERRA COM AS PRECIPITAÇÕES NA AMAZÔNIA MERIDIONAL EM UMA PERSPECTIVA TEMPORAL (1970-2010)

Embora esta redução não faça a estação seca ficar mais seca, traria consequências desastrosas para o ecossistema em termos anuais. Os efeitos combinados do desmatamento da Floresta Amazônica e do Cerrado nos cenários de Costa e Pires (independente do cenário escolhido) acarretam no acréscimo do período da estação seca no Arco do Desmatamento em pelo menos 1 mês.

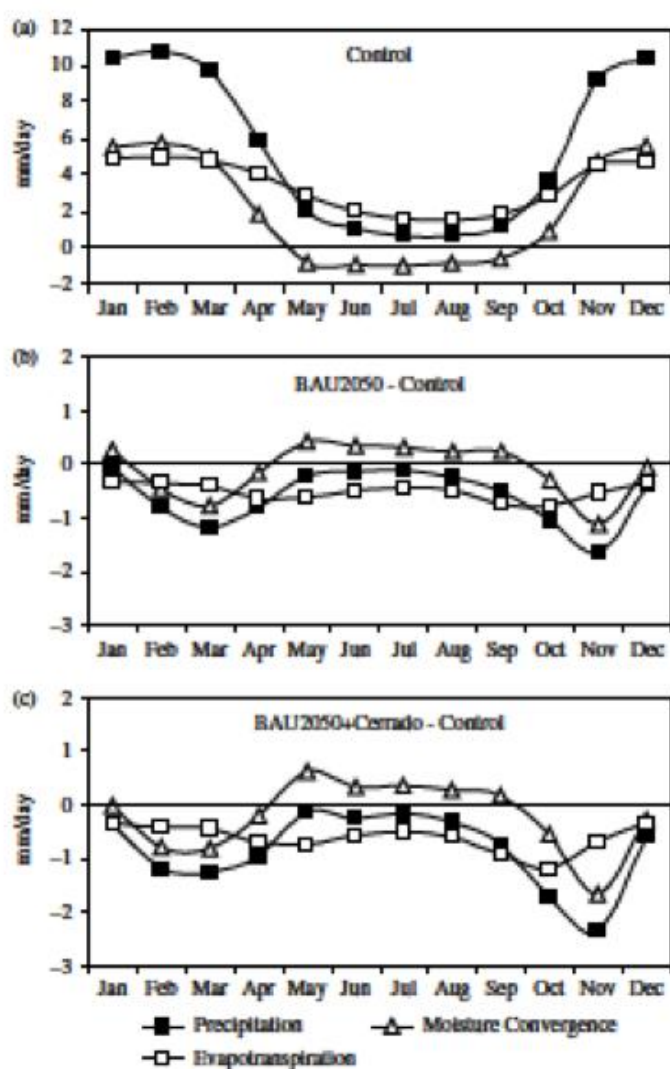


Figura 58 Variabilidade sazonal dos componentes da atmosfera. Balanço de umidade (precipitação, convergência de umidade e evapotranspiração) para o arco-de-desmatamento em simulação controle (a) e a anomalia das quatro cenários BAU2050 (b), e quatro BAU2050 + cerrado (C). Fonte: Costa e Pires (2010).

Afora as questões de precipitação, as extensas áreas florestais controlam a incidência da radiação que atinge o solo, corroborando para a manutenção de temperaturas

menos extremas no ambiente florestal incrementando os índices de umidade relativa do ar. Portanto, florestas são cruciais na manutenção de serviços ambientais e na conservação dos fluxos ecossistêmicos necessários para a sociedade e o equilíbrio climático tal como conhecemos.

6.1.5 Recomendações

Estudos recentes demonstram que a perda de florestas tropicais prejudica a vida à milhares de quilômetros de distância da origem do desmate (Makarieva *et al.*, 2012), além de causar redução das chuvas em regiões tropicais, com graves consequências para a sociedade. Essas reduções podem ocorrer não apenas localmente, mas também em áreas distantes devido às teleconexões atmosféricas em larga-escala.

De acordo com as últimas pesquisas desenvolvidas por Spracklen *et al.* (2012) e comentadas por Aragão (2012), as mudanças no clima regional devido ao desflorestamento incrementariam a mortalidade das árvores associando-se à essa os eventos de seca, o que, em termos, reduziria os depósitos de carbono (biomassa) nos solos contribuindo na proliferação de incêndios florestais. A escassez de água representaria uma ameaça direta ao setor hidroelétrico que fornece mais de 65% das necessidades de eletricidade mundiais, e na agricultura, que gera mais de 15 bilhões de dólares em receitas, ambas intrinsecamente dependentes do fator chuva (IBGE, 2012).

O desmatamento maciço parece desempenhar um impacto maior do que o esperado nas chuvas. Atividades como a agricultura de pequena escala (responsável por 70% da produção de alimentos do Brasil), se inesperadamente ameaçada pela falta de chuva, poderá colocar em xeque a capacidade do país em enfrentar uma crise alimentar. O gigante Sul-Americano, um dos grandes produtores mundiais de alimentos, já demonstra sinais de condições climáticas mais secas, e no futuro, poderá observar as consequências das mazelas atreladas ao seu desmatamento perpassarem fronteiras geográficas.

O Brasil apesar pouca responsabilidade nas emissões de GEEs no passado é protagonista potencial de possível escassez de água continental, ao produzir por meio do desmatamento a emergência de “conflitos hídricos” com países vizinhos, em escala Sul-Americana. O uso da terra portanto tem implicações importantes para os tomadores de decisão uma vez que seus efeitos sobre as chuvas podem ser percebidos não só localmente mas também em escala continental. A escassez de água pode provocar a alta dos preços dos alimentos e um impacto na exportação de *commodities* em todo o mundo.

Tomando a premissa que o governo não pode “produzir chuvas”, o Brasil pode ver sua capacidade de adaptação tornar-se apenas paliativa contra a seca e as mudanças climáticas (codição recorrente no semiárido Nordeste por exemplo). Torna-se então

necessário e pertinente entender quais impactos a Amazônia e sua biodiversidade sofrerão em relação às mudanças climáticas e o uso da terra, e qual será a melhor forma de adaptação das sociedades aos extremos climáticos, seja por meio da mitigação dos problemas atuais ou da adaptação dos cenários porvir.

Em contramão deste cenário indesejado inúmeras ações são implementadas com o intuito de proteger florestas nativas, mas por vezes, deslizes de gestores de má fé permitem que atividades ilegais ressurgam constantemente. Esses atores em parte são influenciados por um forte *lobby* anti-ambiental, que infelizmente, perpetua a ideia de que a proteção dos recursos naturais não condiz efetivamente com o lucro a curto e longo prazo. Ademais, a falta de controle efetivo por parte da esfera federal, e a morosa legitimidade nas ações do poder público no sentido de providenciar estudos de impacto ambiental adequados, é por vezes amplificada por conta conflitos de posse de terra, que raramente auxiliam os diálogos na arena pública entre grupos rivais. Além disso, a alta demanda por energia e *commodities* no mundo intensifica a corrida da frente pioneira na colonização de novos espaços na Amazônia brasileira.

O Brasil para manter um desenvolvimento saudável de sua agricultura deve reconhecer a importância das florestas na propagação das chuvas, e na sustentação de outros serviços ambientais necessários, como por exemplo, o fornecimento de água para agricultura e eletricidade. O governo brasileiro tem assumido responsabilidades na mitigação das mudanças climáticas e fomentado o discurso do economicamente sustentável e das práticas ambientais, contudo, a inclusão da variável água é pouco mencionada no discurso político Brasileiro, deixando a ideia de uma nação com fonte inesgotável do recurso ou de exacerbado descaso.

A questão da água tem sido um grande dilema a ser equacionado e tema recorrente nas reuniões das mundiais sobre as mudanças climáticas provocando forte influxo de opiniões sobre questões de proteção das florestas e da biodiversidade. Políticas contemporâneas e diversos cientistas vêm incentivado as práticas de mitigação e opções de PSAs¹⁴ como o REDD+. Este debate incorre em possibilidades de se manter a floresta em pé garantido o cumprimento das Políticas Ambientais e de Mudanças Climáticas Brasileiras. (como o Código Florestal de 2012 e o Plano Nacional de Mudanças Climáticas de 2010). Ainda que a sociedade esteja ciente das consequências do desmatamento: emissões de GEEs, perda da qualidade do solo, perda da biodiversidade, e o incremento de desastres naturais - milhões ainda não reconhecem o papel que desempenham as florestas no ciclo hidrológico.

¹⁴ Pagamento por Serviços Ambientais.

REFERÊNCIAS

ADEWI E., BADAMELI K. e DUBREUIL V. Évolution de saisons de pluies potentiellement utiles au Togo de 1950 à 2000. **Revue de L'Association International de Climatologie**. Vol. 7. 89-107, 2010.

AHLM, L. *et al.* A comparison of dry and wet season aerosol number fluxes over the amazon rain forest. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, v. 9, n. 6, p. 26881-26924, 2009.

AMBRIZZI T.; HOSKINS, B. J. H. e HUANG-HSIUNG. Rossby Wave Propagation and Teleconnection Patterns in the Austral Winter. **Journal of the Atmospheric Sciences** 52 (21): 3661-3672. 1995.

ARTAXO, P. e DIAS, M. A. O Mecanismo da floresta para fazer chover. **Scientific american**, n. 11. Abril, 2003.

ARTAXO, P., H-C HANSSON, Size distribution of biogenic aerosol particles from the Amazon basin. **Atmospheric Environment**, Vol. 29, No. 3, pp. 393-402, 1995.

ARTAXO, P.; ANDREAE, M. O.; DIAS, M. A. F. S.; GATTI, L. V.; MARTINS, J. V.; GUYON, P.; ROBERTS, G.; RIZZO, L. V.; PROCÓPIO, A. S.; PAULIQUEVIS, T. M. Links between the terrestrial biosphere and the atmosphere: a case example in Amazonia. **Eighth European Symposium on the Physico-Chemical Behaviour of Atmospheric Pollutants**. Torino-Italy: Institute for Environment and Sustainability, JRC EC - Biodiversity and Global Change Unit, DG Research, EC 2001.

ARVOR, D. e DUBREUIL, V. **Etude par télédétection de la dynamique du soja et de l'impact des précipitations sur les productions au Mato Grosso (Brésil)**. 2010. Lille, Atelier national de reproduction des thèses.

AVISSAR, R. e LIU, Y. Three-dimensional numerical study of shallow convective clouds and precipitation induced by land surface forcings. **J. Geophys. Res.** v.101, p. 7499-7518, 1996.

AYOADE, J. O. **Introdução a climatologia para os trópicos**. Rio de Janeiro (RJ), Bertrand Brasil. 2010.

BETTS, A. e SILVA DIAS, M. Progress in understanding land-surface-atmosphere coupling from LBA research. J. Adv. Model. Earth Syst. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems** 2, 2012.

BETTS, R.; COX, P.; COLLINS, M. *et al.* The role of ecosystem-atmosphere interactions in simulated amazonian precipitation decrease and forest dieback under global change warming. **Theoretical and Applied Climatology**, v.78, p. 157-175, 2004.

BEVAN, S.L, NORTH, P.R.J., GREY, W.M.F. *et al.* (2009) Impact of atmospheric aerosol from biomass burning on amazon dry-season drought. **Proceedings of the Second MERIS/(A)ATSR User Workshop**, Frascati, Italy, 22-26 september 2008. Pp. 1-8. ESA SPP-666.

BONAN, G.B. Forests and climate change: Forcing feedbacks and the climate benefits of forests. **Ecology**, n. 81, p. 425-432, 2008.

BOSILOVICH, M. e CHERN, J.D. Simulation of Water Sources and Precipitation Recycling for the MacKenzie, Mississippi and amazon River Basins. **J. Hydromet**, 2005.

REFERÊNCIAS

- BOTTA, A; RAMANKUTTYM, N. e FOLEY, J. A. Long-term variations of climate and carbon fluxes over the amazon Basin. **Geophysical Research Letters**, v. 29, p.13-25, 2003.
- BRANDO, P. M., CHRISTMAN M. C. *et al.* Seasonal and interannual variability of climate and vegetation indices across the amazon. Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of america** 107(33): 14685-14690, 2010.
- BROUT T. Y. **Analyse et dynamique de la pluviométrie en milieu forestier ivoirien: recherches de corrélations entre les variables climatiques et les variables liées aux activités anthropiques.** These de Doctorat, Université de Cocody-Abidjan, 210 pages. 1997.
- BRUBAKER, K.L.; ENTEKHABI, D. e EAGLESON, P.S. Estimation of continental precipitation recycling, **J. Climate**, v.6, p. 1077-1089, 1993.
- BRUIJNZEEL,L.A. **Agriculture, Ecosystems and Environment.** 104 185–228, 2004.
- CALLEDE, J., GUYOT, J. L., RONCHAIL, J. *et al.* Evolution du debit de l'amazone a Obidos de 1902 a 1999. **Hydrological Sciences Journal**, n. 49, p. 85–97, 2004.
- CALLEDE, J., J. RONCHAIL, *et al.* Deboisement amazonien: Son influence sur le debit de l'amazone à Óbidos (Bresil). **Revue des Sciences de l'Eau** 21(1): 59-72, 2008.
- CAMBERLIN P. e OKOOLA E. The Onset and Cessation of the 'Long Rains' in Eastern Africa and their Interannual Variability. **Theoretical and Applied Climatology.** 75: 43-54, 2003.
- CAMPBELL, B. M. Beyond Copenhagen: REDD+, agriculture, adaptation strategies and poverty. **Global Environmental Change.** 19, 397-399, 2009.
- CARVALHO, L. e CHARLES JONES M. V. A satellite method to identify structural properties of mesoscale convective systems based on the maximum spatial correlation tracking technique (mascotte). **J. Appl. Meteor.**, 40, 1683–1701. 2001
- CASTRO, C. L.; SR., R. A. P.; LEONCINI, G. Dynamical downscaling: Assessment of value retained and added using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). **JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH**, v. 110, n. D05108, p. 1-21, 2005.
- CAVALCANTI, I. F. A. Teleconexões no Hemisfério Sul e suas influências na circulação da América do Sul. In: **Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 7., 1992, São Paulo. Anais... São Paulo:SBMet, 1992. P. 3-7.
- CAVALCANTI, I.; FERREIRA, N.; DIAS, M. *et al.* **Tempo e Clima no Brasil.** Oficina de Textos. 2009. São Paulo.
- CHEN, F. e AVISSAR, R. Impact of land-surface moisture variability on local shallow convective cumulus and precipitation in large-scale models. **J. Appl. Met.** v. 33, p.1382-1401, 1994.
- CHOU, S. C. Análise de distúrbios ondulatórios de leste sobre o Oceano Atlântico Equatorial Sul. São José dos Campos, **INPE.** 1990.
- CHU, P. S., YU, Z. P. e HASTENRATH, S. Detecting climate change concurrent with deforestation in the amazon basin: Which way has it gone? **Bulletin of the american Meteorological Society**, n. 75, p. 579–583, 1994.

REFERÊNCIAS

- COCHRANE, M.A. e SCHULZE, M.D. Fire as a recurrent event in tropical forests of the eastern amazon: effects on forest structure, biomass, and species. **Biotropica**, 3, 221–227. 1999
- COCHRANE, M.A., ALENCAR, A., SCHULZE, M.D. *et al.* Positive feedbacks in the fire dynamic of closed canopy tropical forests. **Science**, 284, 1832–1835. 1999
- COE, M.; COSTA M. H. ; BOTTA, A. *et al.* Long term simulations of discharge and floods in the amazon river. **J. Geophys Res.** v.107, p.11-1/11-17, 2002.
- COHEN, J., SILVA DIAS, M. e NOBRE, C. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazonia. 34-40. **INPE**. 1989.
- COLLINI, E. A., E. H. BERBERY, V. R. BARROS, e M. E. PYLE. How does soil moisture influence the early stages of the South American monsoon? **J. Climate**, 21, 195-213. 2008.
- COSTA, M. H. e. PIRES, G. F. Effects of amazon and Central Brazil deforestation scenarios on the duration of the dry season in the arc of deforestation. **International Journal of Climatology** 30(13): 1970-1979, 2010.
- COSTA, M.H. e FOLEY, J.A. Combined effects of deforestation and double atmospheric CO₂ concentrations on the climate of amazonia. **J. Clim.** 12, 18–35, 2000.
- COSTA, M.H. Large-scale hydrologic impacts of tropical forest conversion. In: Bonell, M., Buijnzeel, L.A. (Eds.), **Forests–Water–People in the Humid Tropics**. Cambridge University Press, Cambridge (in press), 2004.
- CURTIS, S. e HASTENRATH S. Trends of upper-air circulation and water vapor over equatorial South america and adjacent oceans. **Int J Climatol.** v. 19, p. 863-876, 1999.
- CUTRIM, E., MARTIN, D.W. e RABIN, R. Enhancement of cumulus clouds over deforested lands in amazonia. **Bulletin of the american Meteorological Society**, n. 10, v. 76, p. 1801-1805, 1995.
- DEBORTOLI, N. *et al.* Tendances et ruptures des séries pluviométriques dans la région méridionale de l'amazone Brésilienne. In: AIC 2012: 25ème colloque de l'Association Internationale de Climatologie, 2012, Grenoble. **Publications de L'Association Internationale de Climatologie** - Colloque de Grenoble 5-8 septembre, 2012.
- DJOUFACK V. **Étude multi-échelles des précipitations et du couvert végétal au Cameroun: Analyses spatiales, tendances temporelles, facteurs climatiques et anthropiques de variabilité du NDVI**. 2011. Université de Bourgne.
- DRAPEAU G. & RONCHAIL J. "Sécheresse et changement climatique en amazonie", **Actes des Journées de Climatologie**, Poitiers, France, 11-12 mars 2010. Commission "Climat et Société" du CNFG. 2010
- DROULERS, M. e TOURNEAU M. Le. **L'amazone Brésilienne et Le Développement Durable**. Paris: Belin, Print, 2010.
- DUBREUIL V. **Environnement et télédétection au Brésil**. Rennes : Presses universitaires de Rennes ; 200, 2002.

REFERÊNCIAS

- DUBREUIL, V. *et al.* Impact of land-cover change in the Southern amazonia climate: a case study for the region of Alta Floresta, Mato Grosso, Brazil. **Environmental Monitoring and Assessment**. v. 184, n. 2, p. 877-891, ISSN 0167-6369, 2012.
- DUBREUIL, V., ARVOR, D., FUNATSU, B. *et al.* Climat et occupation du sol par teledetection au Mato Grosso (amazonie Bresilienne), **Actes des Journées de Climatologie**, Poitiers, France, 11-12 mars 2010. Commission "Climat et Société" du CNFG, 2010.
- DUBREUIL, V., ARVOR, D., FUNATSU, B. *et al.* "Climat et occupation du sol par teledetection au Mato Grosso (amazonie Bresilienne)", **Actes des Journées de Climatologie**, Poitiers, France, 11-12 mars 2010. Commission "Climat et Société" du CNFG. 2010.
- DURIEUX, L. **Étude des relations entre les caractéristiques géographiques de la surface et les nuages convectifs dans la région de l'arc de déforestation en amazonie**. 2002. Thèse de Doctorat). Université d'Aix-Marseille I. Marseille – France.
- EDWARDS, P. N. **A Vast Machine.; Computer Models, Climate Data, and the Politics of Global Warming**. MIT Press, 2010.
- ELTAHIR, E.A.B. e BRAS, R.L. Precipitation recycling in the amazon basin. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* 120, 861–880, 1994.
- ELTAHIR, E.A.B. Role of vegetation in sustaining large-scale atmospheric circulations in the tropics. **Journal of Geophysical Research** 101: 4255–4268. 1996.
- ESPINOZA-VILLAR, J. **Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie du bassin amazonien**. (Thèse de Doctorat). Université Paris 6, Écoledoctorale "Sciences de L'Environnement d'Ile –de-France". Paris-France: avril. 2009.
- FEARNSIDE, P. Mudanças Climáticas globais e a floresta amazônica. In: (ED.), M. S. B. (Ed.). In: **Biologia e Mudanças Climáticas no Brasil**. São Paulo, Brasil: RiMa Editora. p.295, 2008.
- FEARNSIDE, P. A. Ocupação Humana de Rondônia: Impactos, Limites e Planejamento. **CNPq Relatórios de Pesquisa No. 5, Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq)**, Brasilia, Brasil, 76 pp. (in Portuguese). 1989.
- FEARNSIDE, P.M. Monitoring needs to transform amazonian forest maintenance into a global warming mitigation option. **Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change**, 2(2–3), 285–302. 1997.
- FEARNSIDE, PHILIP M., Desmatamento na amazônia brasileira: história, índices e conseqüências. **Megadiversidade**, v.1, n.1, jul., p. 113-123, 2005.
- FEDDEMA, J. J., OLESON, K. W. *et al.* The Importance Of Land-Cover Change In Simulating Future Climates. **Science** (New York, N.Y.) 310(5754): 1674-1678, 2005.
- FERREIRA DA COSTA, R.; FEITOSA, J.R.P.; FISCH, G. F. *et al.* Variabilidade diária da precipitação em regiões de floresta e pastagem na amazônia. **Acta amazônica**, 28: 395-408, 1998.
- FETTER, R., OLIVEIRA HENKE, C., SAITO, C.H. A identificação de áreas homogêneas para caracterização das chuvas no semiárido brasileiro. **Revista Geonorte**, edição especial 2, v.1, n.5, p.27 1 – 282, 2012.

REFERÊNCIAS

- FOLEY, J. *et al.* Amazonia revealed: forest degradation and loss of ecosystem goods and services in the amazon Basin. **Frontiers in Ecology and the Environment**. v. 5, n. 1, p. 25-32, ISSN 1540-9295. 2007.
- FRANKEN, W; LEOPOLDO, P.R., MATSUI, E. *et al.* Interceptação das precipitações em floresta amazônica de terra firme. **Acta amazonica**, 12 (suplemento): 15-22, 1982a
- FRIEND, A.D., A.K. STEVENS, R.G. KNOX *et al.* A process-based, terrestrial biosphere model of ecosystem dynamics (hybrid v. 3.0). **Ecological Modelling**, 95, 249–287. 1997.
- FU, R. e LI, W. The influence of the land surface on the transition from dry to wet season in amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**. 78, 97, 2004.
- FU, R., ZHU, B. e DICKINSON, R. E. How Do Atmosphere and Land Surface Influence Seasonal Changes of Convection in the Tropical amazon? **Journal of Climate**. 12, 1306, 1999.
- GAN, M.A., KOUSKY, V. E., e ROPELEWSKI, C. F. The South America monsoon circulation and its relationship to rainfall over west-central Brazil. 47-66. <http://urlib.net/cptec.inpe.br/walmeida/2004/04.22.11.10>. 2004.
- GARBUTT, J., STERN, D., DENNET, D. e ELSTON J. A comparison of the rainfall climate of eleven places in West Africa using a two-part model for daily rainfall. **Archives for Meteorology, Geophysics and Bioclimatology**. Serie B, 29: 137-155, 1981.
- GERMER, S., C. NEILL *et al.* Influence of land-use change on near-surface hydrological processes: Undisturbed forest to pasture. **Journal of hydrology**. 42(3): 473, 2010.
- GRIMM, A. M. How do La Nina events disturb the summer monsoon system in Brazil? **Climate Dynamics**. 22, 123-138. 2004.
- GRIMM, A. M. The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: Regional processes versus remote Influences. **J. Climate**, 16, 263-280. 2003.
- HASTENRATH, S. Interannual and longer-term variability of upper air circulation in the northeast Brazil-tropical Atlantic sector. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 105, n. D6, p. 7327-7335, ISSN 2156-2202. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/1999JD901104>>. 2000.
- HECHT, S.B. The logic of livestock and deforestation in amazonia. **BioScience**, 43(10), 687–695. 1993.
- HECHT, S.B., NORGAARD R.B, e POSSIO C. The economics of cattle ranching in eastern amazonia. **Interciencia**, 13(5), 233–240. 1988.
- HENDERSON-SELLERS, A., DICKINSON, R.E., DURBIDGE, T.B. *et al.* Tropical deforestation: modelling local to regional-scale climatic change. **J. Geophys.Res.** 98, 7289–7315, 1993.
- HIROTA, M., NOBRE, C.A., OYAMA, M.D *et al.* The Climatic sensitivity of the forest, savanna and forest-savanna transition in tropical South america. **New Phytologist**, 187, 707-719. 2010.

REFERÊNCIAS

HOFFMANN, W. A.; JACKSON, R. B. Vegetation Climate Feedbacks in the Conversion of Tropical Savanna to Grassland. **American Meteorological Society**, v. 13, n. 9, p. 1593-1602, 2000. ISSN 0894-8755.

ILESANMI O. An empirical formulation of the onset, advance and retreat of rainfall in Nigeria, **Journal of Tropical Geography**, 34: 17-24, 1972a.

ILESANMI O. Aspect of the precipitation climatology of the July-August rainfall minimum of Southern Nigeria. **Journal of Tropical Geography**, 35: 51-59. 1972b.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. Climate change 2001 IPCC third assessment report. **Intergovernmental Panel on Climate Change** Geneva, IPCC Secretariat. 2001.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. IPCC fourth assessment report climate change 2007. Geneva, **Intergovernmental Panel on Climate Change**. 2007.

IPCC - FORSTER, P., V. RAMASWAMY, P. ARTAXO, T. BERNTSEN, R. BETTS, D.W. FAHEY, J. HAYWOOD, J. LEAN, D.C. LOWE, G. MYHRE, J. NGANGA, R. PRINN, G. RAGA, M. SCHULZ AND R. VAN DORLAND. Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. **Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change** [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2007.

JASECHKO, S.; SHARP, Z. D.; GIBSON, J. J.; BIRKS, S. J.; YI, Y.; FAWCETT, P. J. Terrestrial water fluxes dominated by transpiration. **Nature**, v. 496, n. 7445, p. 347-350, 2013. ISSN 0028-0836. Disponível em: < <http://dx.doi.org/10.1038/nature11983> >.

JOLY, D. e VUIDEL, G. Hierarchie des facteurs relatifs a l'occupation du sol qui commandent la variation spatiale des temperatures. **Actes des Journées de Climatologie**, Poitiers, France, 11-12 mars 2010. Commission "Climat et Société" du CNFG. 2010.

JUNG, M. The role of forestry projects in the clean development mechanism. **Environmental Science & Policy**, n° 8, p. 87-104. 2005.

KAYANO, M. T., e KOUSKY, V. E. Intraseasonal (30-60 day) variability in the global tropics: principal modes and their evolution. 373-386. 1999.

KAYANO, M. T., e ANDREOLI, R. V. Relations of South American summer rainfall interannual variations with the Pacific decadal oscillation. 531-540. <http://urlib.net/cptec.inpe.br/walmeida/2004/11.23.15.19>. 2007.

KOLTUNOV, A., USTIN, S.L., ASNER, G.P *et al.* Selective logging changes forest forest phenology in the Brazilian amazon: Evidence from MODIS image times series analysis. **Remote Sensing of Environment**, 113, 2431-2440. 2009.

LAHSEN, M. e NOBRE, C.. Challenges of connecting international science and local level sustainability efforts: the case of the Large-Scale Biosphere Atmosphere Experiment in amazonia. **Environmental Science & Policy**. 10(1): 62-74. 2007.

LAHUEC, J. Convergence intertropicale: intensité de la convection de mars à mai 1991. **Veille Climatologique Satellitaire**. 37, 26-43. 1991.

REFERÊNCIAS

- LARCHER, W. **Ecofisiologia Vegetal**. São Carlos-SP: RIMA.. ISBN: 85-86553-03-8. 2000.
- LAURANCE , W. F., S.G. LAURANCE, e DELAMONICA P.. Tropical forest fragmentation and greenhouse gas emissions. **Forest Ecology and Management**, 110(1–3), 173–180. 1998.
- LAURANCE, W.F., PERES, C.A. (Eds.), **Emerging Threats to Tropical Forests**. University of Chicago Press, Chicago. 2006.
- LAURANCE, W. F., CAMARGO J. L. C. *et al.* The fate of amazonian forest fragments: A 32-year investigation. **Biological Conservation** 144(1): 56-67, 2011.
- LAURANCE, W.F. A crisis in the making: responses of amazonian forests to land-use and climate change. **Trends in Ecology and Evolution**, 13, 411–415. 1998.
- LAWLER, J. J. *et al.* Predicting climate-induced range shifts: model differences and model reliability. **Global Change Biology** 12(8):1568-1584. 2006.
- LE TOURNEAU, F.-M. Jusqu'au bout de la forêt? Causes et mécanismes de la déforestation en amazonie brésilienne. **Mappemonde**, n°75, 12p. (<http://mappemonde.mgm.fr/num3/articles/art04307.html>). 2004.
- LEAN, J., BUNTON, C.B., NOBRE, C.A. *et al.* The simulated impact of amazonian deforestation on climate using measured ABRACOS vegetation characteristics. In: Gash, J.H.C., Nobre, C.A., Roberts, J.M., Victoria, R.L. (Eds.), **Amazonian Deforestation and Climate**. Wiley, Chichester, pp. 549–576, 1996.
- LEVIN, K., MCDERMOTT, C. e CASHORE, B. The climate regime as global forest governance: can reduced emissions from Deforestation and Forest Degradation (REDD) initiatives pass a 'dual effectiveness' test? **International Forestry Review** 10, 538–549, 2008.
- LIEBMANN B. e MARENGO JA. Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian amazon Basin. **J. Climate**. 14: 4308–4318, 2001.
- LIEBMANN, B. A definition for onset and end of the rainy season. Disponível em: www.eol.ucar.edu/projects/cppa/meetings/200608/posters/brant.pdf. 2006.
- LIEBMANN, B. *et al.* Onset and end of the rainy season in South america in observations and the ECHam 4.5 atmospheric general circulation model. **Journal of Climate**. 20(10), 2037-2050. 2007.
- LIEBMANN, B. e MECHOSO, C.R. The South America Monsoon System. In: C.-P. Chang, Y. Ding, G. N.- C. Lau, R. H. John- son, B. Wang, and T. Yasunari, editors, **The Global Monsoon System: Research and Forecast**, pages 421–454. World Scientific Publishing Co., Singapore, 2nd edition. 2011.
- LLOYD, C.R. e MARQUES FILHO, A.O. Spatial variability of throughfall and stemflow measurements in amazonian forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, 42: 63-73.1988.
- LOESCHER, H. W., GHOLZ, H. L., JACOBS, J. M. e OBERBAUER, S. F. Energy dynamics and modeled evapotranspiration from a wet tropical forest in Costa Rica. **Journal of Hydrology**, n. 315, p. 274–294. 2005.

REFERÊNCIAS

- LYON, B. The strength of El Niño and the spatial extent of tropical drought. **Geophysical Research Letters**, 31, L21204. 2004.
- MACHADO, L. A. T. e H. LAURENT *et al.* Seasonal and diurnal variability of convection over the amazonia: A comparison of different vegetation types and large scale forcing. **Theoretical And Applied Climatology** 78(1): 61-77, 2004.
- MACHADO, L.A.T.; GUEDES, R.L. e ALVES, M.A.S. Características Estruturais de Sistemas Convectivos e Forçantes na América do Sul Observados por Satélites. **Climanálise 10 anos, CPTEC/INPE**, 110-122, S.P. 1996.
- MAKARIEVA A.M. e GORSHKOV V.G. Biotic pump of atmospheric moisture as driver of the hydrological cycle on land. **Hydrology and Earth System Sciences** 11: 1013–1033. 2007.
- MAKARIEVA, A. M., V. G. GORSHKOV *et al.* Precipitation On Land Versus Distance From The Ocean: Evidence For A Forest Pump Of Atmospheric Moisture. **Ecol. Complex.** 6(3): 302-307. 2009.
- MAKARIEVA, A.; GORSHKOV, V.; LI, B. L. Revisiting forest impact on atmospheric water vapor transport and precipitation. **THEORETICAL AND APPLIED CLIMATOLOGY**, 2012. ISSN 0177-798X. Disponível em: < <http://dx.doi.org/10.1007/s00704-012-0643-9> >
- MALHI, Y., ARAGÃO, L.E.O.C, GALBRAITH, D. *et al.* Exploring the likelihood and mechanism of a climate-change-induced dieback of the amazon rainforest. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of america**, 106, 20610-20615. 2009.
- MALHI, Y., J. T. ROBERTS *et al.* Climate change, deforestation, and the fate of the amazon. **Science** 319(5860): 169-172, 2008.
- MANN H.B. Non parametric test against trend. **Econometrika**, 13: 245-259. 1945.
- MARENGO, J. A. On the hydrological cycle of the amazon Basin: A historical review and current state-of-the-art. **Revista Brasileira de Meteorologia** 21(3): 1-19. 2006.
- MARENGO, J. A., FISCH, G., MORALES, C. *et al.* Diurnal variability of rainfall in southwest amazonia during the LBA-TRMM field campaign of the austral summer of 1999. **Acta amazonica**. 34, 593-603, 2004.
- MARENGO, J. A., J. TOMASELLA, *et al.* The drought of 2010 in the context of historical droughts in the amazon region. **Geophys. Res. Lett. Geophysical Research Letters** 38(12), 2011.
- MARENGO, J.A. *et al.* Onset and end of the rainy season in the Brazilian amazon Basin. **Journal of Climate**. 14(5), 833-852. 2001.
- MARENGO, J.A., NOBRE, C.A. e SAMPAIO, G. On the associations between hydrometeorological conditions in amazonia and the extremes of the Southern Oscillation. In extended abstracts of Memorias Tecnicas, In: **Seminario internacional Consecuencias climaticas e hidrológicas del evento El Niño a Escala Regional y Local**. 26-29 Noviembre 1997, Quito, Ecuador. pp. 257-266. 1997.
- MARENGO, J.A. Long term trends and cycles in the hydrometeorology of the amazon basin since the late 1920s. **Hydrological Processes**, 23, 3236-3244, 2009.

REFERÊNCIAS

- MARENGO, J.A., NOBRE, C.A., TOMASELLA, J., OYAMA, M.D. *et al.* The drought of amazonia in 2005. **Journal of Climate**. 21, 3236-3244, 2008.
- MARENGO, J.A.; OLIVEIRA, G.S. Impactos do fenômeno La Niña no tempo e clima do Brasil: desenvolvimento e intensificação do La Niña 1998/1999. In: **Congresso Brasileiro De Meteorologia**, 10., 1999. Brasília, DF. Anais Brasília: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1999.CD-ROM, 1999.
- MARENGO, J.A., SOARES, R. W., CELESTE S. *et al.* Climatology of low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses temporal and spatial variability. **American Meteorological Society**. 2003.
- MCGUFFIE, K., HENDERSON-SELLERS, A., ZHANG, H. *et al.* Global climate sensitivity to tropical deforestation. **Glob. Planet. Change** 10, 97–128. 1995.
- MCWILLIAM., L.C. ROBERTS, J.M. CABRAL, O.M.R. *et al.* Leaf-area index and above-ground biomass of terra firme rain forest and adjacent clearings in amazonia. **Functional Ecology**, 7(3), 310–317. 1993.
- MELO, A.B.C. *et al.* A Zona de Convergência Intertropical sobre o Oceano Atlântico: Climatologia. In: **Congresso Brasileiro de Meteorologia, 12, 2002, Foz do Iguaçu-PR. Anais doXII Congresso Brasileiro de Meteorologia**. Rio de Janeiro: SBMET, 2002.
- MENDES, D. e J. A. MARENGO. Temporal downscaling: a comparison between artificial neural network and autocorrelation techniques over the amazon Basin in present and future climate change scenarios. **Theoretical And Applied Climatology** 100(3-4): 413-421, 2010.
- MERAL P. Le concept de service écosystémique en économie : origine et tendances récentes. **Natures Sciences Sociétés**, vol. 20, p. 3-15. 2012.
- MOUTINHO, P. Biodiversidade e mudança climática sob um enfoque amazônico. In: ROCHA, C. *et. al.* **Biologia da conservação: essências**. São Carlos: RIMA, 2006.
- NAKICENOVIC, N., J. ALCAMO, G. DAVIS, B. DE VRIES, J. FENHANN, S. GAFFIN, K. GREGORY, A. GRUBLER, T.Y. JUNG, T. KRAM, E.L. LA ROVERE, L. MICHAELIS, S. MORI, T. MORITA, W. PEPPER, H. PITCHER, L. PRICE, K. RAIHI, A. ROEHL, H.-H. ROGNER, A. SANKOVSKI, M. SCHLESINGER, P. SHUKLA, S. SMITH, R. SWART, S. VAN ROOIJEN, N. VICTOR, AND Z. DADI. An overview of the scenario literature. In: Emissions Scenarios. **A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. 2000.
- NEGRI, A.; ANAGNOSTOU, E. e ADLER, R. A 10-yr climatology of amazonian rainfall derived from Passive Microwave Satellite Observations. **J. Applied. Met.**, 39: 42-56, 2000.
- NEPSTAD, D. C. e C. M. STICKLER, *et al.* Interactions among amazon land use, forests and climate: prospects for a near-term forest tipping point. **Philosophical transactions of the Royal Society of London**. Series B, Biological sciences 363(1498): 1737-1746, 2008.
- NEPSTAD, D., C.R. DE CARVALHO, E. DAVIDSON, P. *et al.* The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of amazonian forests and pastures. **Nature**, 372, 666–669. 1994.
- NEPSTAD, D.C., A.A. ALENCAR, e MOREIRA, A.G. Flames in the Rain Forest: Origins, Impacts and Alternatives to amazonian Fires . **World Bank**, Brasília, Brazil. 1999.

REFERÊNCIAS

- NEPSTAD, D.; CARVALHO, G.; CRISTINA BARROS, A.; ALENCAR, A.; PAULO CAPOBIANCO, J.; BISHOP, J.; MOUTINHO, P.; LEFEBVRE, P.; LOPES SILVA JR., U.; PRINS, E. Road paving, fire regime feedbacks, and the future of Amazon forests. **Forest Ecology and Management**, v. 154, n. 3, p. 395, 2001.
- NIEL, H. L. e MASSON J. M. *et al.* Variabilite climatique et statistiques. Étude par simulation de la puissance et de la robustesse de quelques tests utilisés pour vérifier l'homogénéité de chroniques. **Revue des Sciences de L'eau**, 3: 383-408, 1998.
- NOBRE, C., SELLERS, P. J., e SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change. 957-988. <http://urlib.net/cptec.inpe.br/walmeida/2004/04.02.16.24> . Acessado em: 20/04/2012. 1991.
- NOBRE, C.A. e BORMA, L.D.S. "Tipping Points" for the amazon forest. **Current Opinion in Environmental Sustainability**, 1, 28-36. 2009.
- NOBRE, C.A. Mudanças climáticas globais: Possíveis impactos nos ecossistemas do País. **Parcerias Estratégicas** 12: 239-258, 2001.
- ODEKUNLE O. Rainfall and the length of the growing season in Nigeria. **International Journal of Climatology**. 24(4): 467-479, 2003.
- OYAMA, M. e NOBRE, C. A new climate-vegetation equilibrium state for Tropical South america. Disponível em: <http://urlib.net/cptec.inpe.br/walmeida/2003/12.22.10.35> . 2003. Acessado em: 20/04/2012.
- PASSOS, M. **BR-163: de estrada dos colonos a corredor de exportação** / Maringá : Editora Massoni, 2007.
- PERZ, S., S. BRILHANTE *et al.* Road Building, Land Use And Climate Change: Prospects For Environmental Governance In The amazon. **Philosophical Transactions Of The Royal Society Of London**. Series B, Biological Sciences 363(1498): 1889-1895, 2008.
- PETTITT A.N. A non-parametric approach to the change-point problem. **Applied Statistics**, 28:126-135, 1979.
- PEZZI, L. P. *et al.* Ocean-atmosphere in situ observations at the Brazil-Malvinas Confluence region. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 22, p. L22603, ISSN 1944-8007. Disponível em: < <http://dx.doi.org/10.1029/2005GL023866> >.2005.
- PIELKE, R.A., AVISSAR, R., RAUPACH, M. *et al.* Interactions between the atmosphere and terrestrial ecosystems: influence on weather and climate. **Glob. Change Biol.** 4, 461–475, 1998.
- PINTO, E.P.P., P. MOUTINHO, L. RODRIGUES, *et al.* **Perguntas e respostas sobre mudanças climáticas**. Brasília: IPAM. 65p. Cartilha, 2009.
- POLCHER J. Sensitivity of tropical convection to land surface processes. **J. Atmos Sci** 52: 3143–3161, 1995.
- POSCHL, U. *et al.* Rainforest aerosols as biogenic nuclei of clouds and precipitation in the amazon. **Science**, v. 329, n. 5998, p. 1513-1516, ISSN 0036-8075, 2010.
- PRODES, Monitoramento da floresta brasileira por satélite. Disponível em: <http://www.obt.inpe.br/prodes.html>. Acessado em 30/05/2012.

REFERÊNCIAS

- RÄISÄNEN, J. How reliable are climate models? **Tellus A.** 59, 2-29, 2007.
- RAMOS DA SILVA, R., A. GANDU, *et al.* Cloud streets and landwater interactions in the amazon. **Biogeochemistry** 105(1-3): 201-211, 2011.
- REBOITA, M.; GAN, M.; ROCHA, R. e AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. *Rev. bras. meteorol.* [online]. 2010, vol.25, n.2, pp. 185-204. ISSN 0102-7786.
- REIS, E.J. e S. MARGULIS. Perspectivas Econômicas do Desflorestamento da amazônia. **Textos para Discussão No. 215, Instituto de Pesquisa Econômica Aplicada (IPEA)**, Brasília, Brazil, 47 pp. (in Portuguese). 1991.
- ROCHA, E. J. P. Balanço de umidade e influência de condições de contorno superficiais sobre a precipitação da amazônia. São José dos Campos: **INPE**, 2001. p.210 – (INPE-10243-TDI/904) 2004.
- ROSOLEM, R. **O impacto do desmatamento no ciclo hidrológico: um estudo de caso para a rodovia Cuiabá-Santarém**. Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz. Piracicaba, Universidade de São Paulo. Mestre em Ecologia de Agroecossistemas: 82. 2005.
- ROUCOU, P. **Impact Des Températures De Surface Océanique D'échelle Globalesur Les Précipitations Tropicales En amérique Du Sud À L'est Des Andes: Diagnostic Et Simulations Numériques**. Lille: Atelier national de Reproduction des Thèses, Print. 1998.
- SALATI E.; VOSE P. Amazon Basin: A system in equilibrium. *Science*, v. 225, n. 4658, July 1984.
- SALATI, E., MARQUES, J. e MOLION, C. Origem e distribuição das chuvas na Amazônia. **Interciência**, v. 3, n. 4, 1978.
- SAMBA G., MALOBA D. e MBAYI R. Les saisons de pluies potentiellement utiles (SPPU) sur les plateaux Batéké et sur le plateau des Cataractes en République du Congo. **Publications de l'Association International de Climatologie**. 12, 191-197, 1999.
- SAMPAIO DE OLIVEIRA, G., NOBRE, C.A., COSTA, M.H. *et al.* Regional climate change over eastern amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion. *Geophysical Research Letters*, 34, L17709. 2007.
- SCHUBERT, S. D.; SUAREZ, M. J.; PEGION, P. J. *et al.* On the cause of the 1930s Dust Bowl. **Science**, v. 303, p. 1855-1859, 2004 b.
- SCHUBERT, S. D.; SUAREZ, M. J.; PEGION, P. J. *et al.*: Causes of long-term drought in the United States Great Plains. **J. Climate**. v. 17, p. 485- 503, 2004 a.
- SECRETARIA DE PLANEJAMENTO E COORDENAÇÃO GERAL DO ESTADO DO MATO GROSSO – SEPLAN-MT. **Anuário Estatístico do Mato Grosso**. Cuiabá-MT: Carlini & Caniato, 2008.
- SERVIÇO FLORESTAL BRASILEIRO. **Experiências brasileiras em REDD**, 36 p. 2010.
- SHEIL, D. e MURDIYARSO, D. How Forests Attract Rain: An Examination of a New Hypothesis. **BioScience**, n. 4, v. 59, p. 341-347, 2009.

REFERÊNCIAS

- SHUKLA, J., C. NOBRE, e P. SELLERS. Amazon deforestation and climate change. *Science*, 247, 1322–1325. 1990.
- SIVAKUMAR K. e AWESSO, T. L'analyse pluviométrique du Togo pour une planification à long terme. **Centre sahélien de l'ICRISAT**, 158 pages. 1996.
- SIVAKUMAR K., KONARE, M. e VIRMANI S. Agroclimatologie de L'Afrique de L'Ouest : le Niger. **Bulletin d'Information de l'ICRISAT**. n19, Patacheru (Inde), 294 pages, 1984.
- SOUZA, D. et al. Precipitação sazonal sobre a amazônia oriental no período chuvoso: observações e simulações regionais com o RegCM3. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 24, p. 111-124, ISSN 0102-7786, 2009.
- SPRACKLEN, D. V.; ARNOLD, S. R.; TAYLOR, C. M. Observations of increased tropical rainfall preceded by air passage over forests. **Nature**, v. 489, p. 282-286, 2012.
- STERN, N. Key Elements of a Global Deal on Climate Change. **London School of Economics and Political Science**. London. 2008.
- STERN, N. Stern Review: The Economics of Climate Change. Cambridge, UK: **Cambridge University Press**. 2006.
- STICKLER, C. M.; COE, M. T.; COSTA, M. H.; NEPSTAD, D. C.; MACGRATH, D. G.; DIAS, L. C. P.; RODRIGUES, H. O.; SOARES-FILHO, B. S. Dependence of hydropower energy generation on forests in the Amazon Basin at local and regional scale. **PNAS**, n. PNAS Early Edition, p. 2-6, 2013.
- TCHIADEU, G., TSALEFAC, M. e MBAYR, R. Délimitation de la saison de pluies dans le Nord-Cameroun (6-11 Nord). **Publications de l'Association Internationale de Climatologie**. 12, 151-158, 1999.
- THÉRY, H. e MAURENCE, P. **Environnement et Développement en amazonie Brésilienne**. Paris: Belin, Print, 1997.
- UHL, C. e R. BUSCHBACHER. A disturbing synergism between cattle-ranch burning practices and selective tree harvesting in the eastern amazon. **Biotropica**, 17(4), 265–268. 1985.
- VILLA NOVA, N.; SALATI E. e MATSUI, E.: Estimativa da evapotranspiração na BA. **Acta amazônica**, v. 6, p.215-228, 1976.
- WALKER, G.K., Y.C. SUD, e R. ATLAS. Impact of the ongoing amazonian deforestation on local precipitation: a GCM study. **Bulletin of the American Meteorological Society**, 26(3), 346–361. 154. 1995:
- WALTER M. Length of the rainy season in Nigeria, **Nigerian Geographical Journal**, 10: 123-8, 1967.
- WANG, J. *et al.* **Impact of Deforestation in the amazon basin on cloud climatology**. Cambridge-USA: Massachussets Institute of Technology. 2009.
- WERTH, D., e AVISSAR R. The local and global effects of amazon deforestation. **Journal of Geophysical Research**. 107, 2002.

XU, L., A. SAMANTA *et al.* Widespread decline in greenness of amazonian vegetation due to the 2010 drought. **Geophys. Res. Lett. Geophysical Research Letters** 38(7), 2011.

YANG, F., KUMAR, A., SCHLESINGER, M. E. *et al.*, Intensity of Hydrological Cycles in Warmer Climates. **Journal of Climate**. 16, 2419-2423, 2003.

ZHANG, H.; HENDERSON-SELLERS, A. e MCGUFFIE, K.: The compounding effects of tropical deforestation and greenhouse warming on Climate. **Climatic Change**. v. 49, p. 309–338, 2001.

ZUIDEMA, G., G.J. VAN DEN BORN, J. ALCAMO *et al.* Simulating changes in global land cover as affected by economic and climatic factors. **Water, Air, and Soil Pollution**, 76(1–2), 163–198.

SITES CONSULTADOS

Agência Nacional de Águas – ANA <http://www2.ana.gov.br/Paginas/default.aspx>
Acessado em 2 de Janeiro de 2012.

Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - CPETEC <http://www.cptec.inpe.br/>
Acessado em 10 de fevereiro de 2012.

Hidroweb – ANA <http://hidroweb.ana.gov.br/> Acessado em 13 de Janeiro de 2012.

Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis – IBAMA.
<http://www.ibama.gov.br> Acessado em 13 de Janeiro de 2012.

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE. <http://www.inpe.br> Acessado em 13 de Janeiro de 2012.

Rios Voadores (2012). <http://www.riosvoadores.com.br/mapas-meteorologicos/rios-voadores>
Acessado em 17 de Janeiro de 2012.

Sistema Compartilhada de Informações Ambientais – SISCOP. <http://siscom.ibama.gov.br>
Acessado em 17 de Janeiro de 2012.

Sistema de Monitoramento do Desmatamento na Amazônia Legal - PRODES DIGITAL.
<http://www.dpi.inpe.br/prodesdigital/prodes.php> Acessado em 13 de Janeiro de 2012.

The National Oceanic and Atmospheric Administration – NOAA. www.noaa.gov/. Acessado em 20 de Janeiro de 2013.

The National Aeronautics and Space Administration – NASA. www.nasa.gov/. Acessado em 20 de Janeiro de 2013.

World Meteorological Organization – WMO http://www.wmo.int/pages/index_fr.html Acessado em 5 de Janeiro de 2012.

APÊNDICES

Apêndice 1 Estações Pluviométricas Seleccionadas para os Testes de Pettitt, Mann-Kendall, Regressão Linear e o Cálculo dos Buffers. Ao total (207) ANA.

CÓDIGO	MUNICÍPIO	ESTADOS	OPERADORA	LATITUDE	LONGITUDE	ALTITUDE
00655001	ITAITUBA	PA	ELETRONORTE	-7,50667	-55,2614	0
00749000	ARAPOEMA	TO	CPRM	-7,65528	-49,065	215
00749001	ARAGOMINAS	TO	CPRM	-7,32306	-49,2242	100
00758000	BORBA	am	ELETRONORTE	-7,33889	-58,155	0
00759000	NOVO ARIPUANÃ	am	COHIDRO	-7,20083	-59,8922	147
00760001	NOVO ARIPUANÃ	am	COHIDRO	-7,70528	-60,5783	60
00765000	LÁBREA	am	COHIDRO	-7,7025	-66,0514	0
00765001	LÁBREA	am	COHIDRO	-7,51889	-65,35	0
00766001	PAUINI	am	COHIDRO	-7,71722	-66,9847	0
00849002	ARAGUACEMA	TO	CPRM	-8,81028	-49,5561	203
00855000	ITAITUBA	PA	ELETRONORTE	-8,18722	-55,1194	0
00857000	ALTA FLORESTA	MT	ELETRONORTE	-8,87028	-57,4164	212
00862000	MACHADINHO D'OESTE		CPRM	-8,933	-62,0538	96
00863005	HUMAITÃ	RO	COHIDRO	-8,09778	-63,6475	0
00865000	LÁBREA	am	COHIDRO	-8,33444	-65,7194	0
00867001	BOCA DO ACRE	am	COHIDRO	-8,73556	-67,4003	143
00867002	BOCA DO ACRE	am	COHIDRO	-8,25	-67,3667	0
00949000	ABREULÂNDIA	TO	CPRM	-9,62444	-49,1553	240
00949001	DOIS IRMÃOS DO TOCANTINS	TO	CPRM	-9,25722	-49,0642	264
00950000	CASEARA	TO	CPRM	-9,27	-49,9589	190
00950001	SANTANA DO ARAGUAIA	PA	CPRM	-9,2275	-50,2108	195
00951000	VILA RICA	MT	CPRM	-10,0306	-51,1219	222
00954001	GUARANTA DO NORTE	MT	CPRM	-9,81722	-54,8858	431
00956000	ALTA FLORESTA	MT	CPRM	-9,87028	-56,1022	400
00962000	MACHADINHO D'OESTE		CPRM	-9,58638	-62,3938	
00963000	ARIQUEMES	RO	CPRM	-9,93167	-63,0569	168
00963001	PORTO VELHO	RO	CPRM	-9,26056	-63,1619	96
00963004	ARIQUEMES	RO	CPRM	-9,88722	-62,9878	137
00965001	PORTO VELHO	RO	CPRM	-9,70306	-65,3647	0
00966000	PORTO VELHO	RO	COHIDRO	-9,75556	-66,6117	153
00967004	LÁBREA	am	COHIDRO	-9,50083	-67,2822	0
01049001	FORTALEZA DO TABOCÃO	TO	CPRM	-10,4411	-49,1792	280
01050000	LUCIARA	MT	CPRM	-11,2183	-50,6678	182
01050002	FORTALEZA DO TABOCÃO	MT	CPRM	-10,4611	-50,5125	207
01051001	PORTO ALEGRE DO NORTE	MT	CPRM	-10,8747	-51,6306	213
01052000	SÃO JOSÉ DO XINGU	MT	ELETRONORTE	-10,8072	-52,7461	337
01054000	ITAUBA	MT	CPRM	-10,7461	-54,5461	424
01055001	CARLINDA	MT	CPRM	-10,1125	-55,57	254
01055002	COLIDER	MT	CPRM	-10,7986	-55,4486	313
01057001	NOVA MONTE VERDE	MT	CPRM	-9,94167	-57,1331	262
01058003	JURUENA	MT	CPRM	-10,3292	-58,5017	219
01059000	ARIPUANÃ	MT	CPRM	-10,1753	-59,4517	242
01062001	JARU	RO	CPRM	-10,4458	-62,4656	146
01062002	JARU	RO	CPRM	-10,2364	-62,6272	217
01062003	MIRANTE DA SERRA	RO	CPRM	-11,0036	-62,6561	0
01063000	ARIQUEMES	RO	CPRM	-10,505	-63,6461	151
01065002	GUAJARÁ-MIRIM	RO	CPRM	-10,7925	-65,3478	0
01149000	DUERÃO	TO	CPRM	-11,3389	-49,2653	234
01149001	FORMOSO DO ARAGUAIA	TO	CPRM	-11,7972	-49,525	247

APÊNDICES

01149002	GURUPI	TO	CPRM	-11,7372	-49,1361	353
01150001	SÃO FÉLIX DO ARAGUAIA	MT	CPRM	-11,6197	-50,6625	195
01151000	SÃO FÉLIX DO ARAGUAIA	MT	CPRM	-11,6747	-51,3764	235
01152000	SÃO FÉLIX DO ARAGUAIA	MT	ELETRONORTE	-11,73	-51,9889	366
01156000	TABAPORÃ	MT	CPRM	-11,4714	-56,4333	346
01156001	SINOP	MT	CPRM	-11,6914	-56,4486	358
01157000	PORTO DOS GAÚCHOS	MT	CPRM	-11,5358	-57,4172	260
01157001	JUARA	MT	CPRM	-11,2531	-57,5067	288
01158001	JUÍNA	MT	CPRM	-11,3417	-58,3383	250
01158002	JUÍNA	MT	CPRM	-11,4081	-58,7186	356
01159000	JUÍNA	MT	CPRM	-11,845	-59,3394	420
01160000	PIMENTA BUENO	RO	CPRM	-12,0153	-60,855	0
01160002	PIMENTA BUENO	RO	CPRM	-11,7489	-60,8678	185
01161000	CACOAL	RO	CPRM	-11,4408	-61,4839	0
01161001	PIMENTA BUENO	RO	CPRM	-11,6836	-61,1922	0
01249000	ALVORADA	TO	CPRM	-12,4836	-49,1244	293
01249001	ARAGUARÃO	TO	CPRM	-12,9311	-49,8294	295
01249002	FORMOSO DO ARAGUAIA	TO	CPRM	-11,8394	-49,7717	196
01249004	SANDOLÂNDIA	TO	CPRM	-12,4181	-49,59	205
01250000	SÃO MIGUEL DO ARAGUAIA	GO	CPRM	-12,8206	-50,3361	254
01250001	NOVO SANTO ANTÔNIO	MT	CPRM	-12,2917	-50,9631	205
01251000	BOM JESUS DO ARAGUAIA	MT	ELETRONORTE	-12,1642	-51,6969	339
01251001	RIBEIRÃO CASCALHEIRA	MT	ELETRONORTE	-12,9397	-51,8264	391
01255002	FELIZ NATAL	MT	ELETRONORTE	-12,5178	-54,9125	353
01257000	BRASNORTE	MT	CPRM	-12,1164	-58,0003	321
01259001	JUÍNA	MT	DESATIVADA	-12,0603	-59,6503	437
01262000	COSTA MARQUES	RO	CPRM	-12,8514	-62,8992	152
01264000	COSTA MARQUES	RO	CPRM	-12,4269	-64,4225	0
01349000	ESTRELA DO NORTE	GO	CPRM	-13,8725	-49,0714	467
01349001	NOVO PLANALTO	GO	CPRM	-13,2447	-49,5017	286
01349002	PORANGATU	GO	CPRM	-13,4097	-49,1564	363
01349003	PORANGATU	GO	CPRM	-13,1028	-49,2014	345
01350000	NOVA CRIXÃS	GO	CPRM	-13,6894	-50,7961	276
01350001	SÃO MIGUEL DO ARAGUAIA	GO	CPRM	-13,5286	-50,1881	200
01350002	SÃO MIGUEL DO ARAGUAIA	GO	CPRM	-13,3286	-50,1994	378
01351000	BARRA DO GARÇAS	MT	CPRM	-14,0867	-51,6964	232
01352000	ÁGUA BOA	MT	ELETRONORTE	-13,8836	-52,4128	323
01352001	CANARANA	MT	ELETRONORTE	-13,4956	-52,4544	351
01352002	CANARANA	MT	ELETRONORTE	-13,7053	-52,0267	443
01353001	BARRA DO GARÇAS	MT	ELETRONORTE	-13,8419	-53,2417	352
01354000	PARANATINGA	MT	ELETRONORTE	-13,4467	-54,2806	430
01355001	SORRISO	MT	CPRM	-13,5564	-55,3317	352
01357000	NOVA MARINGÃ	MT	CPRM	-13,0292	-57,0925	316
01358001	CamPO NOVO DO PARECIS	MT	CPRM	-13,6414	-58,2892	547
01358002	SAPEZAL	MT	CPRM	-13,4667	-58,975	547
01359000	COMODORO	MT	CPRM	-13,1831	-59,8769	600
01359001	COMODORO	MT	CPRM	-13,7781	-59,7675	548
01360000	COLORADO DO OESTE	RO	CPRM	-13,1142	-60,5483	0
01360001	CEREJEIRAS	RO	CPRM	-13,1967	-60,8233	0
01360002	PIMENTEIRAS DO OESTE	RO	CPRM	-13,4797	-61,0464	0
01449000	PILAR DE GOIÃS	GO	FURNAS	-14,7644	-49,5789	850
01449001	URUA	GO	FURNAS	-14,5192	-49,0489	547
01449002	SANTA TEREZINHA DE GOIÃS	GO	CPRM	-14,4336	-49,7167	400
01449003	CRIXÃS	GO	CPRM	-14,5325	-49,9628	378
01450000	NOVA CRIXÃS	GO	CPRM	-14,3328	-50,7303	200
01450001	MOZARLÂNDIA	GO	CPRM	-14,7414	-50,5772	400
01450002	NOVA CRIXÃS	GO	CPRM	-14,0972	-50,3328	309

APÊNDICES

01451000	ARUANÁ	GO	CPRM	-14,9272	-51,0806	200
01452000	BARRA DO GARÇAS	MT	CPRM	-14,6722	-52,3547	263
01452004	ÁGUA BOA	MT	ELETRONORTE	-14,0764	-52,1503	430
01453000	PRIMAVERA DO LESTE	MT	ELETRONORTE	-14,6119	-53,9986	549
01454000	PARANATINGA	MT	CPRM	-14,4178	-54,0494	484
01455008	ROSÁRIO D'OESTE	MT	CPRM	-14,8439	-55,855	203
01456001	ARENÁPOLIS	MT	CPRM	-14,4694	-56,85	268
01456003	ARENÁPOLIS	MT	CPRM	-14,4511	-56,8139	217
01456004	NOBRES	MT	FURNAS	-14,6525	-56,1239	215
01456008	ROSÁRIO D'OESTE	MT	FURNAS	-14,8342	-56,4117	193
01456009	DiamANTINO	MT	CPRM	-14,1564	-56,9331	506
01457000	TANGARÁ DA SERRA	MT	CPRM	-14,8506	-57,7678	212
01457001	TANGARÁ DA SERRA	MT	CPRM	-14,96	-57,4686	392
01457003	DiamANTINO	MT	CPRM	-14,1833	-57,5069	620
01549000	CERES	GO	FURNAS	-15,2756	-49,5517	608
01549001	GOIÂNIA	GO	FURNAS	-15,3289	-49,1206	0
01549002	ITAPURANGA	GO	FURNAS	-15,5642	-49,9436	646
01549004	NOVA amÉRICA	GO	CPRM	-15,0206	-49,8917	800
01549009	URUANA	GO	FURNAS	-15,4961	-49,6908	560
01550000	ITAPIRAPUÁ	GO	CPRM	-15,8158	-50,6086	343
01550001	FAINA	GO	CPRM	-15,3731	-50,5	400
01550002	MATRINCHÃ	GO	CPRM	-15,5356	-50,7028	450
01551000	BRITÂNIA	GO	CPRM	-15,2461	-51,1633	297
01551001	MONTES CLAROS DE GOIÁS	GO	CPRM	-15,9408	-51,3572	400
01551002	ARAGARÇAS	GO	CPRM	-15,89	-51,8536	299
01551003	SANTA FÉLIX DE GOIÁS	GO	CPRM	-15,7672	-51,1044	400
01552001	GENERAL CARNEIRO	MT	DESATIVADA	-15,7111	-52,7544	366
01552002	BARRA DO GARÇAS	MT	CPRM	-15,2503	-52,0547	438
01552006	BARRA DO GARÇAS	MT	CPRM	-15,0356	-52,2375	291
01554006	JACIARA	MT	CPRM	-15,9889	-54,9683	252
01555000	CUIABÁ•	MT	DESATIVADA	-15,4078	-55,2967	610
01555001	CHAPADA DOS GUIMARÃES	MT	FURNAS	-15,4689	-55,7289	529
01555005	CamPO VERDE	MT	CPRM	-15,8364	-55,3219	797
01555007	CHAPADA DOS GUIMARÃES	MT	FURNAS	-15,3656	-55,4369	487
01555008	CHAPADA DOS GUIMARÃES	MT	CPRM	-15,2328	-55,7411	442
01556000	CUIABÁ•	MT	CPRM	-15,355	-56,2317	240
01556001	NOSSA SENHORA DO LIVRamENTO	MT	CPRM	-15,7739	-56,3497	225
01556005	ACORIZAL	MT	FURNAS	-15,2067	-56,3656	173
01556006	NOSSA SENHORA DO LIVRamENTO	MT	CPRM	-15,6353	-56,0958	156
01557000	BARRA DO BUGRES	MT	DESATIVADA	-15,3258	-57,2311	128
01557001	BARRA DO BUGRES	MT	CPRM	-15,0767	-57,1825	156
01558004	INDIAVÃ•	MT	CPRM	-15,44	-58,5878	235
01559000	PONTES E LACERDA	MT	CPRM	-15,2156	-59,3536	236
01559006	VILA BELA DA SANTÍSSIMA TRINDADE	MT	CPRM	-15,0081	-59,9492	209
01649000	ANICUNS	GO	CPRM	-16,4653	-49,9428	605
01649001	ARAGOIÂNIA	GO	CPRM	-16,9119	-49,4522	800
01649004	GOIANÓPOLIS	GO	CPRM	-16,5164	-49,0203	900
01649006	INHUMAS	GO	CPRM	-16,3467	-49,495	747
01649007	ITABERÁ•	GO	FURNAS	-16,0303	-49,8003	680
01649009	OURO VERDE DE GOIÁS	GO	CPRM	-16,2186	-49,1978	1078
01649010	PALMEIRAS DE GOIÁS	GO	CPRM	-16,8031	-49,9286	500
01649012	TRINDADE	GO	CPRM	-16,6611	-49,4878	777
01650000	CACHOEIRA DE GOIÁS	GO	CPRM	-16,6694	-50,6492	766
01650001	CÓRREGO DO OURO	GO	CPRM	-16,2983	-50,5567	569
01650002	ISRAELÂNDIA	GO	CPRM	-16,3	-50,9061	406
01650003	TURVÂNIA	GO	CPRM	-16,6094	-50,1328	700
01651000	CAIAPÂNIA	GO	CPRM	-16,9494	-51,8106	713

APÊNDICES

01651001	IPIRÁ	GO	CPRM	-16,4281	-51,0828	602
01651002	PIRANHAS	GO	CPRM	-16,4233	-51,8228	356
01651003	ARENÓPOLIS	GO	CPRM	-16,3058	-51,4706	361
01652000	BOM JARDIM DE GOIÁS	GO	CPRM	-16,2092	-52,1686	402
01652001	PONTE BRANCA	MT	CPRM	-16,7664	-52,8372	380
01652002	TORIXORÃ	MT	CPRM	-16,2014	-52,55	307
01652003	DOVERLÂNDIA	GO	CPRM	-16,7217	-52,3211	500
01653000	TESOURO	MT	CPRM	-16,0778	-53,5494	389
01653002	GUIRATINGA	MT	CPRM	-16,3528	-53,7608	485
01653004	ALTO GARÇAS	MT	CPRM	-16,9442	-53,5336	564
01654000	RONDONÓPOLIS	MT	CPRM	-16,4714	-54,6567	220
01654001	PEDRA PRETA	MT	CPRM	-16,6739	-54,2661	305
01654004	PEDRA PRETA	MT	CPRM	-16,8431	-54,4081	287
01654005	RONDONÓPOLIS	MT	CPRM	-16,3911	-54,1494	377
01655002	BARÃO DE MELGÃO	MT	CPRM	-16,1936	-55,9453	158
01655003	SANTO ANTÔNIO DO LEVERGER	MT	CPRM	-16,7275	-55,3553	165
01656002	POCONÉ	MT	CPRM	-16,3147	-56,5436	124
01656004	POCONÉ	MT	CPRM	-16,9442	-56,6319	116
01749000	EDÁ	GO	CPRM	-17,3414	-49,9303	500
01749001	VARJÃO	GO	CPRM	-17,1056	-49,6908	558
01749002	JOVIÂNIA	GO	CPRM	-17,8094	-49,6264	500
01749003	MORRINHOS	GO	CPRM	-17,7328	-49,1153	792
01749004	PONTALINA	GO	CPRM	-17,5169	-49,4417	500
01749005	PIRACANJUBA	GO	CPRM	-17,2894	-49,0272	776
01749009	CROMÂNIA	GO	CPRM	-17,2847	-49,3828	691
01750000	EDÁ	GO	CPRM	-17,7322	-50,1808	461
01750001	PARANÁ	GO	CPRM	-17,0792	-50,2894	509
01750003	ACREUNA	GO	CPRM	-17,5414	-50,5561	500
01750004	PARANÁ	GO	CPRM	-17,3253	-50,6819	554
01750008	RIO VERDE	GO	CPRM	-17,4658	-50,7742	680
01750013	PARARANÁ	GO	CPRM	-16,9489	-50,4469	675
01751001	JATAÍ	GO	CPRM	-17,8564	-51,3967	755
01751002	JATAÍ	GO	CPRM	-17,695	-51,8922	732
01751004	MONTIVÍDIU	GO	CPRM	-17,3647	-51,0767	744
01752002	MINEIROS	GO	CPRM	-17,6889	-52,9833	750
01752003	MINEIROS	GO	CPRM	-17,5794	-52,6014	690
01752006	JATAÍ	GO	CPRM	-17,7181	-52,17	705
01753000	ALTO ARAGUAIA	MT	CPRM	-17,3	-53,2194	659
01754000	ITIQUEIRA	MT	CPRM	-17,2078	-54,14	526
01755001	CORUMBÁ	MS	CPRM	-17,7847	-55,7894	134
01755003	BARÃO DE MELGAÇO	MT	CPRM	-17,2017	-55,9919	112
01756000	BARÃO DE MELGAÇO	MT	CPRM	-17,0572	-56,5856	113
01756003	CORUMBÁ	MS	CPRM	-17,6233	-56,965	101
01853000	ALTO TAQUARI	MT	CPRM	-17,8114	-53,2889	845

Apêndice 2 Estação Pluviométricas selecionadas a partir das 207 iniciais, para o cálculo do IPC e FPC no período de 1970-2010. Total de 89 estações.

CÓDIGO	LATITUDE	LONGITUDE
749000	-7,6553	-49,0650
758000	-7,3389	-58,1550
759000	-7,2008	-59,8922

APÊNDICES

760001	-7,7053	-60,5783
765000	-7,7025	-66,0514
765001	-7,5189	-65,3500
766001	-7,7172	-66,9847
849002	-8,8103	-49,5561
855000	-8,1872	-55,1194
865000	-8,3344	-65,7194
867001	-8,7356	-67,4003
949000	-9,6244	-49,1553
949001	-9,2572	-49,0642
963000	-9,9317	-63,0569
963001	-9,2606	-63,1619
966000	-9,7556	-66,6117
1052000	-10,8072	-52,7461
1054000	-10,7461	-54,5461
1059000	-10,1753	-59,4517
1055001	-10,1125	-55,5700
1062001	-10,4458	-62,4656
1062002	-10,2364	-62,6272
1065002	-10,7925	-65,3478
1149000	-11,3389	-49,2653
1149001	-11,7972	-49,5250
1149002	-11,7372	-49,1361
1150001	-11,6197	-50,6625
1152000	-11,7300	-51,9889
1157000	-11,5358	-57,4172
1158001	-11,3417	-58,3383
1160000	-12,0153	-60,8550
1161001	-11,6836	-61,1922
1249000	-12,4836	-49,1244
1249001	-12,9311	-49,8294
1250001	-12,2917	-50,9631
1251001	-12,9397	-51,8264
1255002	-12,5178	-54,9125
1354000	-13,4467	-54,2806
1360000	-13,1142	-60,5483
1449001	-14,5192	-49,0489
1451000	-14,9272	-51,0806
1452000	-14,6722	-52,3547
1453000	-14,6119	-53,9986
1454000	-14,4178	-54,0494
1456001	-14,4694	-56,8500
1456003	-14,4511	-56,8139
1456004	-14,6525	-56,1239
1456008	-14,8342	-56,4117
1456009	-14,1564	-56,9331

APÊNDICES

1457000	-14,8506	-57,7678
1457001	-14,9600	-57,4686
1549001	-15,3289	-49,1206
1549002	-15,5642	-49,9436
1549009	-15,4961	-49,6908
1552002	-15,2503	-52,0547
1554006	-15,9889	-54,9683
1555000	-15,4078	-55,2967
1555005	-15,8364	-55,3219
1556000	-15,3550	-56,2317
1556001	-15,7739	-56,3497
1556005	-15,2067	-56,3656
1556006	-15,6353	-56,0958
1557000	-15,3258	-57,2311
1557001	-15,0767	-57,1825
1558004	-15,4400	-58,5878
1559000	-15,2156	-59,3536
1559006	-15,0081	-59,9492
1649006	-16,3467	-49,4950
1651000	-16,9494	-51,8106
1652001	-16,7664	-52,8372
1652002	-16,2014	-52,5500
1653000	-16,0778	-53,5494
1653002	-16,3528	-53,7608
1653004	-16,9442	-53,5336
1654000	-16,4714	-54,6567
1654001	-16,6739	-54,2661
1654004	-16,8431	-54,4081
1655002	-16,1936	-55,9453
1655003	-16,7275	-55,3553
1656002	-16,3147	-56,5436
1656004	-16,9442	-56,6319
1749001	-17,1056	-49,6908
1750001	-17,0792	-50,2894
1752002	-17,6889	-52,9833
1752003	-17,5794	-52,6014
1753000	-17,3000	-53,2194
1754000	-17,2078	-54,1400
1756000	-17,0572	-56,5856
1853000	-17,8114	-53,2889

Apêndice 3 Exemplo de Cálculo de Pettitt para Estação 0094900 no software XLSTAT.

APÉNDICES

'00949000_mensual.txt'!\$N\$1:\$N\$39 / 38 lignes et 1 colonne

Données de date : Classeur = 00949000_mensual 31 rupture MK.xlsx / Feuille = 00949000_mensual.txt / Plage = '00949000_mensual.txt'!\$A\$1:\$A\$39 / 38 lignes et 1 colonne

Nombre d'observations supprimées : 3
Niveau de signification (%) : 5
Temps maximum (s) : 180
Nombre de simulations : 10000
Graine (nombres aléatoires) : 250319233

Statistiques descriptives :

Variable	Observations	Obs. avec données manquantes	Obs. sans données manquantes				
Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type				
Série1	35	0	35	1455.629	3340.900	2219.272	487.955

Test de Pettitt (Série1) :

K 272.000
t 1989
p-value (bilatérale) 0.000
alpha 0.05

La p-value a été calculée en utilisant 10000 simulations Monte Carlo. Temps passé : 0s.

Intervalle de confiance à 99% autour de la p-value :] -0.000 ; 0.000 [

Interprétation du test :

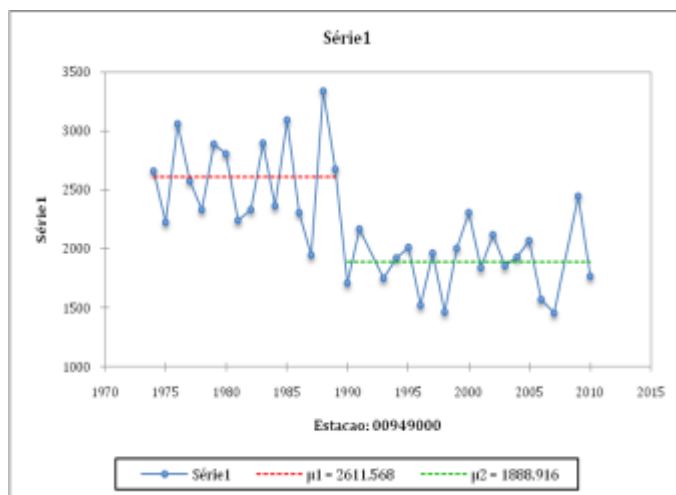
H0 : Les données sont homogènes

Ha : Il y a une date à partir de laquelle il y a un changement dans les données Etant donné que la p-value calculée est inférieure au niveau de signification $\alpha=0.05$, on doit rejeter l'hypothèse nulle H0, et retenir l'hypothèse alternative Ha. Le risque de rejeter l'hypothèse nulle H0 alors qu'elle est vraie est inférieur à 0.01%.

Estacao: 00949000	Série1
1974	2662.500
1975	2229.300
1976	3059.700
1977	2578.600
1978	2335.400
1979	2888.700
1980	2809.500
1981	2245.700
1982	2332.300
1983	2902.200
1984	2367.200
1985	3099.600
1986	2308.100
1987	1950.194
1988	3340.900
1989	2675.200
1990	1709.100
1991	2165.900
1993	1752.800
1994	1922.300
1995	2012.500
1996	1526.000
1997	1966.439
1998	1465.900
1999	2004.300
2000	2305.700
2001	1837.700
2002	2117.900
2003	1854.400
2004	1933.000
2005	2067.200

APÊNDICES

2006	1572.000
2007	1455.629
2009	2451.700
2010	1768.943



Apêndice 4 Teste de Mann-Kendall Sazonal e Anual respectivamente, efetuados a partir do Software XLSTAT. Exemplo a partir da estação 00949000

(A) TESTE DE MANN-KENDALL ANUAL

XLSTAT 2011.4.02 - Tests de tendance de Mann-Kendall - le 16/11/2011 à 17:00:57

Séries temporelles : Classeur = 00949000_mensal 31 rupture MK.xlsx / Feuille = Tests d'homogénéité / Plage = 'Tests d'homogénéité'!\$C\$36:\$C\$70 / 35 lignes et 1 colonne

Niveau de signification (%) : 5

Statistiques descriptives

:

Variable	Observations	Obs. avec données manquantes	Obs. sans données manquantes	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
Série1	35	0	35	1455,629	3340,900	2219,272	487,955

Test de tendance de Mann-Kendall / Test bilatéral (Série1) :

Tau de Kendall S	-0,442
p-value (bilatérale)	0,000
alpha	0,05

La p-value est calculée suivant une méthode exacte.

Interprétation du test :

APÉNDICES

H0 : Il n'y a pas de tendance dans la série

Ha : Il existe une tendance dans la série

Etant donné que la p-value calculée est inférieure au niveau de signification $\alpha=0.05$, on doit rejeter l'hypothèse nulle H0, et retenir l'hypothèse alternative Ha.

Le risque de rejeter l'hypothèse nulle H0 alors qu'elle est vraie est inférieur à 0.01%.

La correction de continuité a été appliquée.

(B) TESTE DE MANN-KENDALL SAZONAL (MENSAL)

XLSTAT 2011.4.03 - Tests de tendance de Mann-Kendall - le 24/11/2011 à 10:06:00

Séries temporelles : Classeur = 00949000_mensal 31 rupture MK.xlsx / Feuille = 00949000_mensal.txt / Plage = '00949000_mensal.txt'!\$B\$2:\$M\$39 / 38 lignes et 12 colonnes

Niveau de signification (%) : 5

Statistiques descriptives

:

Variable	Observations	Obs. avec données manquantes	Obs. sans données manquantes	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
Série1	38	2	36	120,800	693,900	366,614	135,088
Série2	38	2	36	102,300	816,900	324,244	138,642
Série3	38	3	35	89,500	796,000	337,426	151,906
Série4	38	3	35	53,200	518,400	213,739	117,976
Série5	38	2	36	0,000	339,100	71,769	69,640
Série6	38	2	36	0,000	47,700	5,436	12,248
Série7	38	2	36	0,000	42,600	2,911	8,006
Série8	38	2	36	0,000	77,300	12,581	20,959
Série9	38	1	37	2,400	266,300	70,949	64,437
Série10	38	1	37	64,400	579,400	208,884	107,856
Série11	38	1	37	96,900	494,200	259,729	97,144
Série12	38	0	38	123,000	963,400	338,894	161,900

Test de tendance de Mann-Kendall / Test bilatéral (Série1) :

Tau de Kendall S	-0,291
p-value (bilatérale) alpha	-163,000
	0,016
	0,05

La p-value est calculée suivant une méthode exacte.

Interprétation du test :

H0 : Il n'y a pas de tendance dans la série

Ha : Il existe une tendance dans la

APÉNDICES

série

Etant donné que la p-value calculée est inférieure au niveau de signification $\alpha=0.05$, on doit rejeter l'hypothèse nulle H_0 , et retenir l'hypothèse alternative H_a .

Le risque de rejeter l'hypothèse nulle H_0 alors qu'elle est vraie est inférieur à 1.56%.

La correction de continuité a été appliquée.

Test de Mann-Kendall avec saisonnalité / Période = 12 / Dépendance sérielle / Test bilatéral (Série1) :

Tau de Kendall	0,333
S'	4,000
p-value (bilatérale)	0,898
alpha	0,05

La p-value est calculée suivant une méthode exacte.

Interprétation du test :

H_0 : Il n'y a pas de tendance dans la série

H_a : Il existe une tendance dans la série

Etant donné que la p-value calculée est supérieure au niveau de signification seuil $\alpha=0.05$, on ne peut pas rejeter l'hypothèse nulle H_0 .

Le risque de rejeter l'hypothèse nulle H_0 alors qu'elle est vraie est de 89.78%.

Test de tendance de Mann-Kendall / Test bilatéral (Série2) :

Tau de Kendall	-0,276
S	-155,000
p-value (bilatérale)	0,022
alpha	0,05

La p-value est calculée suivant une méthode exacte.

Interprétation du test :

H_0 : Il n'y a pas de tendance dans la série

H_a : Il existe une tendance dans la série

Etant donné que la p-value calculée est inférieure au niveau de signification $\alpha=0.05$, on doit rejeter l'hypothèse nulle H_0 , et retenir l'hypothèse alternative H_a .

Le risque de rejeter l'hypothèse nulle H_0 alors qu'elle est vraie est inférieur à 2.17%.

La correction de continuité a été appliquée.

APÉNDICES

Test de Mann-Kendall avec saisonnalité / Période = 12 / Dépendance sérielle / Test bilatéral (Série2) :

Tau de Kendall S'	0,000
p-value (bilatérale)	1,000
alpha	0,05

La p-value est calculée suivant une méthode exacte.

Interprétation du test :

H0 : Il n'y a pas de tendance dans la série

Ha : Il existe une tendance dans la série

Etant donné que la p-value calculée est supérieure au niveau de signification seuil $\alpha=0.05$, on ne peut pas rejeter l'hypothèse nulle H0.

Le risque de rejeter l'hypothèse nulle H0 alors qu'elle est vraie est de 100.00%.

Test de tendance de Mann-Kendall / Test bilatéral (Série3) :

Tau de Kendall S	-0,284
p-value (bilatérale)	0,020
alpha	0,05

La p-value est calculée suivant une méthode exacte.

Interprétation du test :

H0 : Il n'y a pas de tendance dans la série

Ha : Il existe une tendance dans la série

Etant donné que la p-value calculée est inférieure au niveau de signification $\alpha=0.05$, on doit rejeter l'hypothèse nulle H0, et retenir l'hypothèse alternative Ha.

Le risque de rejeter l'hypothèse nulle H0 alors qu'elle est vraie est inférieur à 2.02%.

La correction de continuité a été appliquée.

Test de Mann-Kendall avec saisonnalité / Période = 12 / Dépendance sérielle / Test bilatéral (Série3) :

Certaines séquences étant constantes, le test ne peut pas être calculé.

Test de tendance de Mann-Kendall / Test bilatéral (Série4) :

APÉNDICES

Tau de Kendall S	-0,015
p-value (bilatérale)	0,914
alpha	0,05

La p-value est calculée suivant une méthode exacte.

Interprétation du test :

H0 : Il n'y a pas de tendance dans la série

Ha : Il existe une tendance dans la série

Etant donné que la p-value calculée est supérieure au niveau de signification seuil $\alpha=0.05$, on ne peut pas rejeter l'hypothèse nulle H0.

Le risque de rejeter l'hypothèse nulle H0 alors qu'elle est vraie est de 91.44%.

La correction de continuité a été appliquée.

Test de Mann-Kendall avec saisonnalité / Période = 12 / Dépendance sérielle / Test bilatéral (Série4) :

Certaines séquences étant constantes, le test ne peut pas être calculé.

Test de tendance de Mann-Kendall / Test bilatéral (Série5) :

Tau de Kendall S	0,128
p-value (bilatérale)	72,000
alpha	0,293
	0,05

La p-value exacte n'a pas pu être calculée. Une approximation a été utilisée pour calculer la p-value.

Interprétation du test :

H0 : Il n'y a pas de tendance dans la série

Ha : Il existe une tendance dans la série

Etant donné que la p-value calculée est supérieure au niveau de signification seuil $\alpha=0.05$, on ne peut pas rejeter l'hypothèse nulle H0.

Le risque de rejeter l'hypothèse nulle H0 alors qu'elle est vraie est de 29.25%.

La correction de continuité a été appliquée.

Des ex-aequo ont été détectés et les corrections appropriées ont été appliquées.

Test de Mann-Kendall avec saisonnalité / Période = 12 / Dépendance sérielle / Test bilatéral (Série5) :

APÉNDICES

Tau de Kendall	0,167
S'	2,000
p-value (bilatérale)	0,966
alpha	0,05

La p-value est calculée suivant une méthode exacte.

Interprétation du test :

H0 : Il n'y a pas de tendance dans la série

Ha : Il existe une tendance dans la série

Etant donné que la p-value calculée est supérieure au niveau de signification seuil $\alpha=0.05$, on ne peut pas rejeter l'hypothèse nulle H0.

Le risque de rejeter l'hypothèse nulle H0 alors qu'elle est vraie est de 96.65%.

Test de tendance de Mann-Kendall / Test bilatéral (Série6) :

Tau de Kendall	-0,198
S	-79,000
p-value (bilatérale)	0,149
alpha	0,05

La p-value exacte n'a pas pu être calculée. Une approximation a été utilisée pour calculer la p-value.

Interprétation du test :

H0 : Il n'y a pas de tendance dans la série

Ha : Il existe une tendance dans la série

Etant donné que la p-value calculée est supérieure au niveau de signification seuil $\alpha=0.05$, on ne peut pas rejeter l'hypothèse nulle H0.

Le risque de rejeter l'hypothèse nulle H0 alors qu'elle est vraie est de 14.92%.

La correction de continuité a été appliquée.

Des ex-aequo ont été détectés et les corrections appropriées ont été appliquées.

Test de Mann-Kendall avec saisonnalité / Période = 12 / Dépendance sérielle / Test bilatéral (Série6) :

Certaines séquences étant constantes, le test ne peut pas être calculé.

Test de tendance de Mann-Kendall / Test bilatéral (Série7) :

APÉNDICES

Tau de Kendall	-0,209
S	-76,000
p-value (bilatérale)	0,133
alpha	0,05

La p-value exacte n'a pas pu être calculée. Une approximation a été utilisée pour calculer la p-value.

Interprétation du test :

H0 : Il n'y a pas de tendance dans la série

Ha : Il existe une tendance dans la série

Etant donné que la p-value calculée est supérieure au niveau de signification seuil $\alpha=0.05$, on ne peut pas rejeter l'hypothèse nulle H0.

Le risque de rejeter l'hypothèse nulle H0 alors qu'elle est vraie est de 13.30%.

La correction de continuité a été appliquée.

Des ex-aequo ont été détectés et les corrections appropriées ont été appliquées.

Test de Mann-Kendall avec saisonnalité / Période = 12 / Dépendance sérielle / Test bilatéral (Série7) :

Certaines séquences étant constantes, le test ne peut pas être calculé.

Test de tendance de Mann-Kendall / Test bilatéral (Série8) :

Tau de Kendall	-0,174
S	-85,000
p-value (bilatérale)	0,182
alpha	0,05

La p-value exacte n'a pas pu être calculée. Une approximation a été utilisée pour calculer la p-value.

Interprétation du test :

H0 : Il n'y a pas de tendance dans la série

Ha : Il existe une tendance dans la série

Etant donné que la p-value calculée est supérieure au niveau de signification seuil $\alpha=0.05$, on ne peut pas rejeter l'hypothèse nulle H0.

Le risque de rejeter l'hypothèse nulle H0 alors qu'elle est vraie est de 18.20%.

La correction de continuité a été appliquée.

Des ex-aequo ont été détectés et les corrections appropriées ont été appliquées.

Test de Mann-Kendall avec saisonnalité / Période = 12 / Dépendance sérielle / Test bilatéral (Série8) :

Certaines séquences étant constantes, le test ne peut pas être calculé.

Test de tendance de Mann-Kendall / Test bilatéral (Série9) :

Tau de Kendall S	-0,265
p-value (bilatérale)	0,024
alpha	0,05

La p-value exacte n'a pas pu être calculée. Une approximation a été utilisée pour calculer la p-value.

Interprétation du test :

H0 : Il n'y a pas de tendance dans la série

Ha : Il existe une tendance dans la série

Etant donné que la p-value calculée est inférieure au niveau de signification $\alpha=0.05$, on doit rejeter l'hypothèse nulle H0, et retenir l'hypothèse alternative Ha.

Le risque de rejeter l'hypothèse nulle H0 alors qu'elle est vraie est inférieur à 2.37%.

La correction de continuité a été appliquée.

Des ex-aequo ont été détectés et les corrections appropriées ont été appliquées.

Test de Mann-Kendall avec saisonnalité / Période = 12 / Dépendance sérielle / Test bilatéral (Série9) :

Tau de Kendall S'	-0,278
p-value (bilatérale)	0,229
alpha	0,05

La p-value est calculée suivant une méthode exacte.

Interprétation du test :

H0 : Il n'y a pas de tendance dans la série

Ha : Il existe une tendance dans la série

Etant donné que la p-value calculée est supérieure au niveau de signification seuil $\alpha=0.05$, on ne peut pas rejeter l'hypothèse nulle H0.

Le risque de rejeter l'hypothèse nulle H0 alors qu'elle est vraie est de 22.91%.

APÉNDICES

Test de tendance de Mann-Kendall / Test bilatéral (Série10) :

Tau de Kendall S	-0,238
p-value (bilatérale)	0,042
alpha	0,05

La p-value est calculée suivant une méthode exacte.

Interprétation du test :

H0 : Il n'y a pas de tendance dans la série

Ha : Il existe une tendance dans la série

Etant donné que la p-value calculée est inférieure au niveau de signification $\alpha=0.05$, on doit rejeter l'hypothèse nulle H0, et retenir l'hypothèse alternative Ha.

Le risque de rejeter l'hypothèse nulle H0 alors qu'elle est vraie est inférieur à 4.19%.

La correction de continuité a été appliquée.

Test de Mann-Kendall avec saisonnalité / Période = 12 / Dépendance sérielle / Test bilatéral (Série10) :

Tau de Kendall S'	-0,278
p-value (bilatérale)	0,181
alpha	0,05

La p-value est calculée suivant une méthode exacte.

Interprétation du test :

H0 : Il n'y a pas de tendance dans la série

Ha : Il existe une tendance dans la série

Etant donné que la p-value calculée est supérieure au niveau de signification seuil $\alpha=0.05$, on ne peut pas rejeter l'hypothèse nulle H0.

Le risque de rejeter l'hypothèse nulle H0 alors qu'elle est vraie est de 18.13%.

Test de tendance de Mann-Kendall / Test bilatéral (Série11) :

Tau de Kendall S	-0,056
p-value (bilatérale)	0,643
alpha	0,05

La p-value exacte n'a pas pu être calculée. Une approximation a été utilisée pour calculer la p-

APÉNDICES

value.

Interprétation du test :

H0 : Il n'y a pas de tendance dans la série

Ha : Il existe une tendance dans la série

Etant donné que la p-value calculée est supérieure au niveau de signification seuil $\alpha=0.05$, on ne peut pas rejeter l'hypothèse nulle H0.

Le risque de rejeter l'hypothèse nulle H0 alors qu'elle est vraie est de 64.33%.

La correction de continuité a été appliquée.

Des ex-aequo ont été détectés et les corrections appropriées ont été appliquées.

Test de Mann-Kendall avec saisonnalité / Période = 12 / Dépendance sérielle / Test bilatéral (Série11) :

Tau de Kendall	-0,111
S'	-4,000
p-value (bilatérale)	0,584
alpha	0,05

La p-value est calculée suivant une méthode exacte.

Interprétation du test :

H0 : Il n'y a pas de tendance dans la série

Ha : Il existe une tendance dans la série

Etant donné que la p-value calculée est supérieure au niveau de signification seuil $\alpha=0.05$, on ne peut pas rejeter l'hypothèse nulle H0.

Le risque de rejeter l'hypothèse nulle H0 alors qu'elle est vraie est de 58.39%.

Test de tendance de Mann-Kendall / Test bilatéral (Série12) :

Tau de Kendall	-0,214
S	-150,000
p-value (bilatérale)	0,061
alpha	0,05

La p-value exacte n'a pas pu être calculée. Une approximation a été utilisée pour calculer la p-value.

Interprétation du test :

H0 : Il n'y a pas de tendance dans la série

Ha : Il existe une tendance dans la série

Etant donné que la p-value calculée est supérieure au niveau de signification seuil $\alpha=0.05$, on ne peut pas

APÉNDICES

rejeter l'hypothèse nulle H_0 .

Le risque de rejeter l'hypothèse nulle H_0 alors qu'elle est vraie est de 6.10%.

La correction de continuité a été appliquée.

Des ex-aequo ont été détectés et les corrections appropriées ont été appliquées.

Test de Mann-Kendall avec saisonnalité / Période = 12 / Dépendance sérielle / Test bilatéral (Série12) :

Tau de Kendall	-0,500
S'	-18,000
p-value (bilatérale)	0,062
alpha	0,05

La p-value est calculée suivant une méthode exacte.

Interprétation du test :

H_0 : Il n'y a pas de tendance dans la série

H_a : Il existe une tendance dans la série

Etant donné que la p-value calculée est supérieure au niveau de signification seuil $\alpha=0.05$, on ne peut pas rejeter l'hypothèse nulle H_0 .

Le risque de rejeter l'hypothèse nulle H_0 alors qu'elle est vraie est de 6.15%.

Apêndice 5 Tabela dos valores críticos do R de Bravais-Pearson (Probabilidades Bilaterais). Na primeira coluna o número de variáveis em análise e nas seguintes os graus de correlação.

**Table des valeurs critiques du r de Bravais-Pearson
(Probabilités bilatérales)**

ddl	0,2	0,1	0,05	0,02	0,01	0,001	0,0001	0,00001
1	0,9512	0,9678	0,9971	0,9997	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000
2	0,8002	0,9002	0,9502	0,9802	0,9902	0,9992	1,0000	1,0000
3	0,6872	0,8055	0,8785	0,9345	0,9589	0,9913	0,9982	0,9997
4	0,6085	0,7294	0,8116	0,8823	0,9173	0,9742	0,9920	0,9976
5	0,5510	0,6696	0,7546	0,8330	0,8747	0,9510	0,9807	0,9924
6	0,5069	0,6216	0,7069	0,7889	0,8345	0,9251	0,9657	0,9842
7	0,4717	0,5824	0,6665	0,7499	0,7978	0,8984	0,9482	0,9734
8	0,4429	0,5495	0,6320	0,7156	0,7647	0,8723	0,9295	0,9608
9	0,4188	0,5216	0,6022	0,6852	0,7349	0,8472	0,9104	0,9470
10	0,3982	0,4974	0,5761	0,6582	0,7080	0,8235	0,8913	0,9324
11	0,3804	0,4763	0,5531	0,6340	0,6837	0,8011	0,8726	0,9176
12	0,3647	0,4577	0,5326	0,6122	0,6615	0,7801	0,8545	0,9027
13	0,3508	0,4410	0,5141	0,5924	0,6413	0,7605	0,8370	0,8879
14	0,3384	0,4261	0,4975	0,5744	0,6227	0,7421	0,8203	0,8734
15	0,3273	0,4125	0,4823	0,5579	0,6057	0,7248	0,8043	0,8593
16	0,3171	0,4002	0,4684	0,5427	0,5899	0,7086	0,7890	0,8455
17	0,3079	0,3889	0,4557	0,5287	0,5752	0,6933	0,7744	0,8322
18	0,2994	0,3785	0,4439	0,5157	0,5616	0,6789	0,7604	0,8193
19	0,2915	0,3689	0,4330	0,5035	0,5489	0,6654	0,7471	0,8068
20	0,2843	0,3600	0,4229	0,4922	0,5369	0,6525	0,7344	0,7948
21	0,2776	0,3517	0,4134	0,4817	0,5258	0,6404	0,7223	0,7832
22	0,2713	0,3439	0,4045	0,4717	0,5153	0,6289	0,7107	0,7720
23	0,2654	0,3367	0,3962	0,4624	0,5053	0,6179	0,6996	0,7612
24	0,2599	0,3299	0,3884	0,4536	0,4960	0,6075	0,6889	0,7508
25	0,2547	0,3234	0,3810	0,4452	0,4871	0,5976	0,6787	0,7408
26	0,2499	0,3174	0,3740	0,4373	0,4787	0,5881	0,6689	0,7311
27	0,2453	0,3116	0,3674	0,4298	0,4707	0,5791	0,6596	0,7217
28	0,2409	0,3062	0,3612	0,4227	0,4630	0,5705	0,6505	0,7127
29	0,2368	0,3010	0,3552	0,4159	0,4558	0,5622	0,6418	0,7040
30	0,2328	0,2961	0,3495	0,4095	0,4488	0,5543	0,6335	0,6955
31	0,2291	0,2915	0,3441	0,4033	0,4422	0,5467	0,6254	0,6874
32	0,2255	0,2870	0,3389	0,3974	0,4359	0,5394	0,6177	0,6795
33	0,2221	0,2827	0,3340	0,3917	0,4298	0,5323	0,6102	0,6718
34	0,2189	0,2787	0,3293	0,3863	0,4240	0,5256	0,6029	0,6644
35	0,2157	0,2748	0,3247	0,3811	0,4184	0,5190	0,5960	0,6572
36	0,2128	0,2710	0,3204	0,3761	0,4130	0,5128	0,5892	0,6502
37	0,2099	0,2674	0,3162	0,3713	0,4078	0,5067	0,5827	0,6435
38	0,2071	0,2640	0,3122	0,3667	0,4028	0,5009	0,5763	0,6369
39	0,2045	0,2606	0,3083	0,3622	0,3980	0,4952	0,5702	0,6306
40	0,2019	0,2574	0,3045	0,3579	0,3933	0,4897	0,5642	0,6244
50	0,1808	0,2308	0,2734	0,3219	0,3543	0,4434	0,5134	0,5708
60	0,1651	0,2110	0,2502	0,2950	0,3250	0,4080	0,4740	0,5289
70	0,1530	0,1955	0,2320	0,2738	0,3019	0,3799	0,4425	0,4949
80	0,1431	0,1831	0,2173	0,2567	0,2831	0,3570	0,4165	0,4666
90	0,1350	0,1727	0,2051	0,2424	0,2674	0,3377	0,3946	0,4427
100	0,1281	0,1639	0,1948	0,2302	0,2541	0,3212	0,3758	0,4221
200	0,0907	0,1162	0,1382	0,1637	0,1810	0,2300	0,2705	0,3054
300	0,0741	0,0950	0,1130	0,1340	0,1482	0,1886	0,2222	0,2513
400	0,0642	0,0823	0,0980	0,1161	0,1285	0,1637	0,1930	0,2185
500	0,0574	0,0736	0,0877	0,1040	0,1150	0,1466	0,1729	0,1959
1000	0,0407	0,0521	0,0621	0,0736	0,0815	0,1040	0,1227	0,1392

Fonte: (<http://didel.script.univ-paris-diderot.fr/claroline/backends/download.php?url=L1RENV8tX0NvcnLpbGF0aW9uX0TpYml0c19TdXJmYWwNlc19kZV9iYXNzaW5zXy1fU0lyb3UvdGFibGVfQnJhdmFpc19QZWYyc29uLnBkZg%3D%3D&cidReset=true&cidReq=GQ2514>).