

THÈSE/UNIVERSITÉ RENNES 2 HAUTE-BRETAGNE
sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne

pour obtenir le titre de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ EUROPÉENNE DE BRETAGNE
Mention : Géographie
École doctorale Sciences Humaines et Sociales

These réalisée en cotutelle avec le Centre de Développement Durable (CDS) à l'Université de Brasília (UnB) Brésil

présentée par
Nathan Dos Santos Debortoli
Préparée à l'Unité Mixte de recherche 6554
Université Rennes 2 Haute-Bretagne
COSTEL LETG UMR 6554 CNRS FR/IFR CAREN

Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale

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

Thèse soutenue le 5 Juillet 2013
devant le jury composé de :

Jose A. MARENGO ORSINI
Chercheur à l'INPE/*président et rapporteur*

Sylvain BIGOT
Professeur à l'Université Joseph Fourrier de Grenoble/*rapporteur*

Laurent DURIEUX
Chercheur à l'IRD Montpellier/*examinateur*

Carlos HIROO SAITO
Professeur à l'Université de Brasília/*examinateur*

Vincent DUBREUIL
Directeur de thèse et Professeur à l'Université Rennes 2

Saulo RODRIGUES FILHO
Co-directeur de thèse et Professeur à l'Université de Brasília

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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, Julho de 2013

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

Debortoli, Nathan dos Santos
O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento. Nathan Dos Santos Debortoli.
Brasília, 2013.
200 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 (a) autor (a) reserva outros direitos de publicação e nenhuma parte desta tese de doutorado pode ser reproduzida sem a autorização por escrito do(a) autor(a).

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*

_____

Donald Sawyer, Doutor (CDS – Centro de Desenvolvimento Sustentável – CDS/UnB) *Examinador Interno*

BRASÍLIA-DF, Julho de 2013.

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

AGRADECIMENTOS

Inúmero 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 Européia) 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 pequisador do IRD Laurent Durieux por influenciar e alimentar minha curisodidade 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*, esta produção é extremamente dependente de acessibilidade à água, e, portanto, um impacto na disponibilidade do recurso pode expor a floresta e seus habitantes a um maior grau de estresse e vulnerabilidade. Apesar da importância da região para a agricultura no Brasil, poucos estudos têm explorado e analisado em profundidade os padrões de precipitação em uma perspectiva cronológica (1970-2010). Neste estudo, foram analisados 207 estações pluviométricas da ANA no Sul da Amazônia e no Cerrado usando os testes não-paramétricos de Pettitt e Mann-Kendall, e um teste de Regressão Linear. O teste de Pettitt indicou um total de 16% de rupturas nas séries cronológicas de chuva enquanto que o teste 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 o teste de Regressão Linear indicou que 63% dos dados apresentam tendências negativas. Ademais, foram identificadas as datas do início e fim da estação chuvosa e os resultados sugerem fortes contrastes entre o Sul Amazônico e o Cerrado. A análise cronológica da estação de chuvas indicou que durante o período (1971-2010) houve atraso significativo no início da estação chuvosa para 48% das estações, e um fim prematuro em 60% delas. Outra análise em áreas desmatadas também revelou que existem grandes chances de que o desmatamento seja coadjuvante no enfraquecimento da estação chuvosa, especialmente em áreas desmatadas do Mato Grosso e do norte de Rondônia. Numerosos estudos de modelagem climática tem detectado um decréscimo da precipitação no Sul Amazônico durante as últimas décadas, e os cenários modelados indicam uma Amazônia mais seca no futuro. No entanto, apenas um número limitado de análises tem correlacionado dados de uso da terra com séries cronológicas de chuvas nas zonas de transições entre a Floresta Amazônica e o Cerrado. Neste trabalho foi desenvolvida a correlação de 207 estações pluviométricas com dados de uso da terra adquiridos de imagens de satélite LANDSAT 5 a partir de uma perspectiva temporal entre 1970-2010. O cruzamento dos dados delimitados por zonas tampão de 1-50km indicou que os padrões de precipitação local e regional não são bem correlacionados com a cobertura florestal, contrariamente a descobertas recentes, com foco nos modelos de circulação em grande escala, que incluem a cobertura florestal como variável. No entanto, a metodologia de zonas tampão também sugere que quanto maiores as áreas de floresta, maiores são as probabilidades destas influenciarem as precipitações, ao contrário de pequenos fragmentos florestais.

ABSTRACT

The transitions zones of the Brazilian Southern Amazon are major producers of commodities, this production is extremely dependent on water accessibility, and thus an impact in water availability will enforce the forest and its inhabitants to a higher degree of stress. Despite the region's importance for Brazil's agriculture only few studies have explored and analyzed in depth the rainfall patterns in a temporal perspective (1970-2010). For this, we analyzed 207 ANA Rain Gauges (RG) in the Southern Amazon and the Cerrado using Pettitt's and Mann-Kendall's non-parametrical tests, and a linear regression test. Pettitt's test indicated 16% of ruptures in the chronological rainfall series while Mann-Kendall's monthly test put in evidence that 41% of the RG had negative trends mainly in the transition seasons (onset and offset of the dry season). Finally a linear regression test showed that 63% of data presented negative trends. In addition, to address such patterns we identified the dates of onset and offset of the rainy season and the results suggests that there are strong contrasts between the Southern Amazon and the Cerrado. The chronological analysis also indicated that during the period (1971-2010) there has been a delay on the onset of the rainy season for 48% of the RG and a premature offset for 60%. An analysis of RG in deforested areas also revealed that there are major chances that deforestation is an adjuvant in the weakening of the rainy season, especially in highly deforested areas of Mato Grosso and the northern areas of Rondônia. Numerous climate-modeling studies have detected a decrease in precipitation in Southern Amazonia during the last decades and modeled scenarios have indicated a drier Amazon for the future. Nonetheless, only a limited number of analyses using cross-related land use data and rainfall series considered the transitions zones between the Amazon Forest and the Cerrado vegetation. In this work we experimented to correlate chronological rainfall series from 207 rain gauges and the land use data acquired from LANDSAT 5 satellite images from a time perspective between 1970-2010. The cross-related buffer zones analysis (1-50km) indicated that at local and regional level precipitation patterns are not well correlated to forest cover opposing to recent findings at large-scale circulation models that include forest cover as a variable. 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.

RESUMÉ

Les zones de transitions du Sud de l'Amazonie brésilienne et du Cerrado sont les principaux producteurs brésilien de *commodities*, cette production est extrêmement dépendante de l'accessibilité à l'eau, et donc un impact sur la disponibilité du ressource fera augmenter le degré de stress sur la forêt et ses habitants. Malgré l'importance de la région pour l'agriculture dans le Brésil, peu d'études ont exploré et analysé en profondeur les précipitations régionales dans une perspective chronologique (1970-2010). Pour ce fait nous avons analysé 207 postes pluviométriques d'ANA dans le sud de l'Amazonie et du Cerrado, en utilisant des tests non-paramétriques de Pettitt et Mann-Kendall, et un test de régression linéaire. Le test de Pettitt a indiqué 16% des ruptures dans les séries chronologiques des précipitations, et le test mensuel 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 test de régression linéaire a montré que 63% des données ont présentées des tendances négatives. Et en fine échelle les données temporelles nous avons identifié 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. L'analyse chronologique a également indiqué que durant la période (1971-2010) il y a eu un retard dans le début de la saison des pluies pour 48% de les postes pluviométriques, et pour la fin un décalage prématuré de 60%. Outre analyse des postes pluviométriques dans les zones déboisées ont également révélé que il y a des chances importantes que la déforestation est un adjuvant à l'affaiblissement de la saison des pluies, en particulier dans les zones fortement déboisées du Mato Grosso et les régions au nord du Rondônia. De nombreuses études de modélisation climatique ont détecté une diminution des précipitations dans le sud de l'Amazonie au cours des dernières décennies, et les scénarios modélisés ont indiqué une sécheresse assez large pour le futur de l'Amazonie. Néanmoins, un nombre limité d'analyses a corrélé des données d'occupation du sol a des séries de précipitations dans les zones de transitions entre la forêt amazonienne et la végétation du Cerrado. Dans ce travail, nous avons corrélé les séries chronologiques des précipitations de 207 postes pluviomètres et des données d'occupation du sol acquises par des images satellites Landsat 5, à partir d'une perspective temporelle entre 1970-2010. Le corrélation liés à l'analyse des zones tampons (1-50km) a indiqué que sur le plan local et régional, au niveau des précipitations, ceci ne sont pas bien corrélée à la couverture forestière s'opposant à des conclusions récentes de modèles de circulation à grande échelle, qui incluent la couverture forestière en tant que variable. Pourtant, la méthodologie des zones tampons a suggéré que dans les grandes zones forestières a une plus grande probabilités que précipitations soient corrélé à la forêt, au contraire des zones de petits fragments.

RESÚMEN

Las zonas de transición del Sur Amazónico y del Cerrado son las principales productoras de *commodities*, esta producción depende en gran medida del acceso al agua, y por lo tanto un impacto en la disponibilidad del agua hará aumentar la vulnerabilidad de sus habitantes y al mismo tiempo su grado de estrés. Pese a la importancia de la región para la agricultura de Brasil solamente unos pocos estudios han explorado y analizado en profundidad los patrones de precipitación en una perspectiva temporal (1970-2010). Para ello, se analizaron 207 puestos pluviómetros de la ANA en la Amazonia y el Cerrado, utilizándose de testes no-paramétricos de Pettitt, Mann- Kendall y una regresión lineal. El test de Pettitt indicó 16% de rupturas en las series de precipitación cronológicas, mientras que el test de Mann-Kendall mensual 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, un análisis de regresión lineal mostró que el 63% de los datos presentan tendencias negativas en la lluvias. Además, fueran identificadas las fechas de inicio y fin del periodo lluvioso; los resultados sugieren que existen fuertes contrastes entre el sur Amazónico y el Cerrado. El análisis cronológico también indicó que durante el período (1971-2010) se ha producido un retraso en el inicio de la temporada de lluvias en 48% de los puestos pluviométricos, y un fin prematuro en 60%. El análisis de los puestos pluviométricos en áreas deforestadas también reveló que existen grades 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. Numerosos estudios de modelos climáticos también han detectado una disminución de las precipitaciones en el sur de la Amazonía en las últimas décadas, y los modelos utilizados indican un futuro más seco para la floresta. Sin embargo, sólo un número limitado de análisis en las zonas de transición correlacionaron datos de uso de la tierra y de series de precipitación entre la selva amazónica y la vegetación del Cerrado. En este trabajo correlacionamos series pluviométricas cronológicas de 207 puestos pluviómetros y datos de uso de la tierra adquiridos de imágenes del satélite LANDSAT 5 desde una perspectiva de tiempo entre 1970-2010. La análisis de correlación de los datos con las zonas tampón (1-50km) indicó que las precipitaciones a nivel local y regional no se correlacionan bien con la cobertura forestal, oponiéndose a los hallazgos recientes derivados de modelos de circulación en gran escala, que incluyen la cobertura forestal como una variable. 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 la de pequeños fragmentos forestales en escala local.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 O novo Código Florestal aprovado pela Presidente Dilma Roussef em 2012. Disposições gerais na figura. Arte Gráfica e Fonte: http://i0.ig.com/infograficos/2012/brasil/novo-codigo-florestal/novo-codigo-florestal1.jpg**25**

Figura 2 O Novo Código Floresta aprovado pela Presidenta Dilma Roussef em 2012. Na figura as exigências das áreas de recomposição das margens dos rios, multa aos desmatadors e o acesso ao crédito. Arte Gráfica e Fonte: http://i0.ig.com/infograficos/2012/brasil/novo-codigo-florestal/novo-codigo-florestal1.jp**. 25**

Figura 3 Mapa da área de estudo de caso na Amazônia Meridional. No canto superior esquerdo as estações previamente selecionadas para o tratamento estatístico. No canto inferior esquerdo as estações após a validação e consistência de dados. Na figura maior as estações utilizadas para este estudo e sua distribuição nos diferentes biomas. Em contorno vermelho a área do Arco do Desmatamento. Fonte: Autor, 2012. **..... 27**

Figura 4 Indica os diferentes níveis de análise no projeto de tese, sua organização e desenvolvimento. **..... 28**

Figura 5 A figura mostra o desenvolvimento dos modelos climáticos a partir da década de 1970. Fonte: IPCC (2012) e WMO (2012). **..... 36**

Figura 6 Programa Brasileiro PROBIO de downscaling do clima futuro com previsões até 2100. Na figura o Esquema operacional dos modelos globais e de regionalização "downscaling", usando os modelos do IPCC e os modelos regionais Eta, RegCM3 e HadRM3 e suas implicações nas políticas públicas de vulnerabilidade, adaptação e mitigação às mudanças climáticas. Fonte: Marengo *et al.* (2007). **..... 43**

Figura 7 Trajetória média da Zona de Convergência Intertropical o mês de Dezembro do ano de 2000. Fonte: CPTEC, INPE, 2012**. 54**

Figura 8 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 cara sinótica. Fonte: CPETEC, INPE. 2012. **..... 55**

Figura 9 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: CPETEC, INPE. 2012. **. 56**

Figura 10 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. **..... 57**

Figura 11 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: CPETEC, INPE, 2012. **..... 58**

Figura 12 Nebulosidade associada às ondas de Leste no Nordeste do litoral Brasileiro. Satélite MeteoSat 5 21:00. Fonte: FUNCEME, 2012. **..... 60**

Figura 13 Linhas de Instabildade com origem nos ventos alíseos na região do Nordeste Brasileiro. Fonte: FUNCEME, 2012. **..... 62**

Figura 14 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. Ao sul observa-se um sistema frotal em descolamento no Atlântico Sul. 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. ..... **62**

Figura 15 Bloqueio Atmosférico na região Central do Brasil corroborado pela subsidência formada pela Alta da Bolívia. Imagem do Satélite GOES 12 (colorida) no inverno. Nota-se na região ao sul do Brasil a passagem de poderoso sistema frontal com descolamento para o Oceano Atlântico. Fonte: Climatempo, 2012. ..... **64**

Figura 16 Representação dos principais fenômenos climáticos e de circulação atmosférica no verão austral da América do Sul. Fonte: Autor, 2012. ..... **67**

Figura 17 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. Composição estimada do dia 16/01/2011 - 12:00:00 GMT elaborada por meio da aquisição de dados pluviométricos de satélites a partir do Hidroestimador do INPE, totais pluviométricos em mm. Fonte: Imagem do Hidroestimador do INPE, Adaptado pelo autor, 2012. Disponível em: http://sigma.cptec.inpe.br/prec_sat/index.jsp?i=br# **69**

Figura 18 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: CPETEC, INPE, 2012. ..... **70**

Figura 19 Imagem do leste amazônico na qual é possível observar a olho nu no topo da imagem as nuvens brancas espessas de convecção no Pará, mesclando-se na parte inferior da imagem aos incêndios (pontos vermelhos) nuvens de fumaça de coloração cinzenta no Mato Grosso. Imagem do satélite MODIS da NASA. **71**

Figura 20 Modelo de saída de dados do software XLStat. Na parte superior da figura a identificação da estação e os parametros escolhidos para o teste. Posteriormente a análise estatística dos dados pluviométricos e os anos de análise**.** A ruptura saliente do período histórico é identificado pelo gráfico das médias. **96**

Figura 21 – Script contendo os dados diários com os acúmulos máximos e mínimos de chuva durante os 40 anos de análise. A contagem dos dias está no formato do calendário gregoriano. O símbolo NaN representa ausência de dados. **120**

Figura 22 - *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. **125**

Figura 23 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 mesófica. Fonte: Adaptado IBAMA, Autor, 2012. ..... **18**

Figura 24 O papel das árvores no Ciclo Hidrológico. Fonte: O GLOBO/Rios Voadores, 2012. http://revistagalileu.globo.com/Revista/Common/0,,EMI296187-17933,00RIOS+INVISIVEIS+ABASTECEM+AS+LAVOURAS+E+HIDRELETRICAS+DO+BRASIL.html **136**

Figura 25 O papel das árvores no fornecimento de água para atmosfera e solos. Fonte: O GLOBO/Rios Voadores, 2012. http://revistagalileu.globo.com/Revista/Common/0,,EMI296187-17933,00-RIOS+INVISIVEIS+ABASTECEM+AS+LAVOURAS+E+HIDRELETRICAS+DO+BRASIL.html **137**

Figura 26 A figura acima ilustra de forma simplificada o processo da evapotranspiração e a participação do efeito albedo em diversas coberturas da superfícies do solo. Da esquerda para direita áreas preservadas, áreas desmatadas incluíndo o pasto, áreas abandonadas e o fogo, e a direita os rios e áreas alagadas. No primeiro caso 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 este é evapotranspirado, ele é direcionado ou sugado pelas áreas florestais do entorno, não permitindo a formação de nuvens sob o leito dos rios na mesma intensidade que nas áreas florestadas. Fonte: Autor, 2012. ..... **139**

Figura 27 Esquema dos Rios Voadores, a interação com a Floresta Amazônica e o escoamento das chuvas para o Sul e Sudeste do Brasil. Fonte: O GLOBO/Rios Voadores, 2012. http://revistagalileu.globo.com/Revista/Common/0,,EMI296187-17933,00-RIOS+INVISIVEIS+ABASTECEM+AS+LAVOURAS+E+HIDRELETRICAS+DO+BRASIL.html **143**

Figura 28 – O Fluoxograma representa as etapas de análise propostas para o capítulo 6. Dados pluviométricos e do uso da terra (desmatamento) são correlacionados e posteriormente é avaliada a pertinência de suas correlações. Estas são verificadas de acordo com tabela de valores críticos de Bravais-Pearson. **147**

Figura 29 As zonas de tampão (buffers) para as 207 estações pluviométricas na Amazônia Meridional. No mapa colorido do Brasil estão localizados as 207 estações. Nos mapas da região do estudo de caso à esqueda e acima estão ilustrados os buffers em suas diferentes escalas. Começando em 1 km no topo esquerdo da imagem, alcançando até os 50km no topo à direita da imagem. Fonte: Autor 2012. Layers do IBAMA e IBGE. . **149**

Figura 30 A figura ilustra as 207 estações pluviométricas juntamente com os buffers de 50km em seu entorno. As cores dentro dos buffers estão de acordo com o ano do desmatamento e vegetação nativa intacta. Na legenda: Floresta 2010 representa as áreas de floresta ainda intactas. Floresta <1997-2010> representas áreas de floresta que foram desmatadas entre 1997 e 2010, e >1997 representa as áreas de floresta desmatadas anteriores ao ano de 1997. No fundo está o *layer* do Bioma Amazônico em verde escuro, o Bioma Cerrado em amarelo, e o Bioma Pantanal em branco. Fonte: Autor, 2012. ..... **150**

Figura 31 As zonas tampão (buffers) em diferentes escalas e a classificação do uso da terra para a Amazônia, o Cerrado e o Pantanal. O verde escuro indica floresta intacta em 2010, o verde mais claro indica desmatamento entre 1997-2010 e em vermelho o

desmatamento anterior a 1997. Fontes: Amazônia (PRODES DIGITAL-2010) Cerrado e Pantanal (IBAMA, 2009, 2008). **152**

Figura 32 Nesta figura em formato de tabela estão ilustrados os dados dos polígonos gerados pela classificação de áreas de floresta ao longo dos anos e da hidrografia. 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 km^2. Nas colunas em verde claro a direita estão os dados do uso da terra (área originalmente em km^2) transformados para porcentagem % de cada área. **162**

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Redes de Conferências Globais sobre o clima, seu período de atuação e objetivos específicos:..... **33**

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. ..... **101**

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. ..... **123**

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..... 151

Tabela 5 Na tabela a correlação dos dados das estações pluviométricas com o uso da terra em sua totalidade e também dividido por biomas. Na 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 com o uso da terra para cada uma das opções dispostas na primeira coluna. **167**

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. **47**

Mapa 2 Território Brasileiro com seus respectivos Biomas e os limites da Amazônia Legal e do Arco do Desflorestamento. Fonte: IBAMA (2012), adaptado pelo autor. **88**

Mapa 3 Estações Pluviométricas da ANA anteriores a varredura e validação de dados. Ao total 634 estações foram selecionadas. Na legenda os biomas e os pontos representado a localização das estações. Fonte: Autor, 2012. ..... **89**

Mapa 4 Estações Pluviométricas posteriores a varredura de consistência de dados. Fonte: Autor, 2012. ..... **93**

Mapa 5 Em amarelo as estações com ruptura negativas e em azul rupturas positivas no teste de Pettitt. Fonte : Autor, 2012. ..... **97**

Mapa 6 Tendências pluviométricas para o teste de Mann-Kendall. Em amarelo tendências negativas, em azul tendências positivas. Fonte: Autor, 2012 ..... **104**

Mapa 7 Tendência teste de Mann-Kendall para o mês de Maio. Em quadrados azul claro estações com tendência para o mês. **105**

Mapa 8 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. **105**

Mapa 9 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. Em azul tendências positivas e em amarelo tendências negativas de precipitação. Fonte: Autor, 2012 ..... **107**

Mapa 10 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. ..... **108**

Mapa 11 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. ..... **109**

Mapa 12 Localização das estações pluviométricas da ANA (89) com dados diários entre 1970-2010. Fonte: Autor, 2012. ..... **113**

Mapa 13 Krigeagem Ordinária exponencial do IPC e FPC na am (1971-2010) a partir dos resultados da metodologia. Nos mapas podemos observar os biomas e o IPC (ONSET)

e FPC (OFFSET) de acordo com as médias dos meses, e médias diárias para as 89 estações pluviométricas da ANA (entre o 4 de Abril e 13 de Junho no FPC e 21 de Agosto e 14 de outubro no IPC). Fonte: Autor, 2012..... **121**

Mapa 14 Mapa ilustrando as estações pluviométricas conforme o teste de Mann-Kendall para o IPC e FPC no período de (1971-2010). 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 tendêndencias positivas e estrelas azuis tendências positivas fortes..... **125**

Mapa 15 Mapa ilustrando as estações pluviométricas conforme a Análise de Regressão Linear (ARL) para o IPC e FPC no período de (1971-2010). Na mapa superior o IPC e no inferior o FPC. Círculos em amarelo representam tendências negativas. Triângulos azuis representam tendêndencias positivas. **126**

Mapa 16 Análise temporal (1971-2010) do IPC e FPC. No mapa as estações com 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. Fonte: Autor, 2012..... **127**

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 1 – Os Gráficos acima ilustram 4 médias históricas de estações pluviométricas da ANA selecionadas aleatoriamente na região da Amazônia Meridional. Nota-se que com o aumento da latitude há um decréscimo dos índices pluviométricos. Situação comum em regiões de transição da América do Sul entre o clima equatorial e o clima tropical úmido-seco. Fonte: Autor, 2013. ..... **74**

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. ..... **90**

Gráfico 3 Estações pós varredura de consistência de dados (total de 207 estações). Fonte: Autor, 2012. ..... **92**

Gráfico 4 Aqui é ilustrado um exemplo de gráfico gerado por meio da utilização da análise estatística do Teste de Pettitt. 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. **95**

Gráfico 5 Estações pluviométricas da ANA que apresentaram ruptura nas séries históricas após aplicação do teste estatístico de Pettitt. 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..... **97**

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. ..... **99**

Gráfico 7 Teste de ruptura de Pettitt. Cálculo do total de perda ou ganho de precipitação em % após a ruptura na série histórica para cada estação da ANA. Em cinza escuro as perdas e em cinza claro os ganhos, ou seja o decréscimo ou acréscimo dos totais pluviométricos. Fonte: Autor, 2012. ..... **100**

Gráfico 8 Teste de tendência de Mann-Kendall sazonal aplicado para as 207 estações, ilustrando de forma sobreposta em cinza escuro também 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. ..... **103**

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. ..... **108**

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. ..... **109**

Gráfico 11 Exemplo de aplicação da metodologia para a estação de código 0074900 (ANA). No eixo x os meses do ano com as linhas respectivas para cada um dos 40 anos de dados. No eixo y os valores de pontuação acumulada mínima e máxima. Fonte: Autor, 2012. ..... **118**

Gráfico 12 No gráfico acima um exemplo de estação da ANA 1556000 ilustrando o caso mais recorrente das estações (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. ..... **124**

Gráfico 13 Taxas de Desmatamento para todos os estados da Amazônia legal conforme o acumulado gerado nos dados do Projeto PRODES de monitoramento do desmatamento na Amazônia. Período entre 1988-2012. Fonte: Adaptado pelo autor - PRODES/INPE (2012). **146**

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. **155**

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. **159**

Gráfico 16 O gráfico representa a Análise de Regressão Linear para as 207 Estações pluviométricas. As estações estão organizadas em latitude a partir da menor à esquerda para as mais altas a direita. Em azul as estações pluviométricas com tendências positivas no período (1971-2010) e em vermelho as estações pluviométricas com tendência de precipitação negativa (1971-2010). **161**

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. **164**

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. **166**

LISTA DE ABREVIATURAS/SIGLAS

A2 (Cenário do IPCC)	18
ABRACOS (Experimento Anglo-Brasileiro de Observações do Clima amazônico)	89
ACP (Análise de Componentes Principais)	118
ANA (Agência Nacional de Águas)	33
AOGCM (Modelo de acoplagem de circulação geral entre oceano-atmosfera)	40
APP's (Área de Preservação Permanente)	28
ARCMAP versão 10 (Software de Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento)	110
ATN (Atlântico Tropical Norte)	71
BAM (Bacia Amazônica)	72
BR-163 (Rodovia Federal Brasileira)	87
CAPE (Convective available potential energy)	73
CINE (Inibição de energia convectiva)	78
CPETEC (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos)	89
CPTEC/COLA AGCM (Modelo de Circulação Global Brasileiro)	52
DETER (Detecção do Desmatamento na Amazônia Legal em Tempo Real)	92
ENSO (El Niño e La Niña)	133
ESM's (Earth System Models)	42
ET (Evapotranspiração)	88
EVI (Enhanced Vegetation Index)	81
FCUS (Frequência de perfis de instabilidade baixa de convecção profunda)	28
FPC (Fim do período chuvoso)	115
GARP (Global Atmospheric Research Program)	42
GCM (Modelo de Circulação Global)	44
GEE's (Gases de Efeito Estufa)	68
GISS (Goddard Insituto de Estudos Espaciais	78
HadCM3LC (Modelo de Circulação Geral do Hadley Center)	65
IBAMA (Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis)	119

IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia)	25
INMET (Instituto Nacional de Meteorologia)	45
INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais)	146
IPC (Início do período chuvoso)	28
IPCC (Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas)	18
LBA (Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in amazonia)	63
LBA (Programa de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia)	40
Linguagem PHP (Hypertext Preprocessor)	68
MCE (Mês com chuvas eficientes)	93
Modelo 20CMIP3 (output from coupled ocean-atmosphere model simulations of 20th - 22nd century climate)	56
Modelo CCM3-IBIS (Climate Model coupled to the Integrated Biosphere)	61
Modelo EBMS (Energy Balance Models)	31
Modelo ETA (State-of-the-art atmospheric model)	26
Modelo HadCM3 (Hadley Centre Coupled Model, version 3)	107
OMM (Organização Meteorológica Mundial)	70
Ondas de Rossby (Meandros gigantes nas correntes de fluidos de proporção planetária)	49
PAR (Photosynthetic Active Radiation)	56
PDO (Oscilação Decadal do Pacífico)	106
PRODES (Projeto de monitoramento da Floresta Amazônica Brasileira por satélite)	66
QBO (Oscilações Quasi-Bienais)	46
RC (Modelo convectivo de radiação)	31
SALLJ (Jato Sul americano a Leste dos Andes)	46
SEPLAN-MT(Secretaria de Estado de Planejamento e Coordenação Geral)	84
SFB (Serviço Florestal Brasileiro)	19
SIG (Sistema de Informação Geográfica)	20
SPI (Standarized Precipitation Index)	56
SQL (Linguagem de Consulta Estruturada, do inglês Structured Query Language)	68
SST (Temperatura da superfícies dos oceanos)	34
TSM (Temperatura da superfície do mar)	45
TST (Temperatura da superfície terrestre)	34
VPB (Vapor Pressure Deficit)	56
XLStat (Software de Estatística)	71

ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul)	45
ZCIT (Zona de Convergência Intertropical)	45

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 20
C) Uma breve análise do código florestal e o uso da terra no Brasil 22
D) O Plano da Tese 26

PARTE I 29

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO À MODELAGEM CLIMÁTICA EM ESTUDOS INTERDISCIPLINARES 30
1.1.1 A História dos Modelos Climáticos 31
1.1.2 A Modelagem Climática 34
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 45

2. A AMAZÔNIA E O CLIMA SUL AMERICANO 45

2.1 A VARIABILIDADE CLIMÁTICA EM LARGA-ESCALA E AS INTERAÇÕES OCEANO-ATMOSFERA 48
2.1.1 A Variabilidade intrassazonal na América do Sul 48
2.1.2 Variabilidade Interanual na América do Sul 48
2.1.3 Variabilidade Decenal e Multidecenal na América do Sul – variabilidade climática de baixa frequência 49
2.1.4 Teleconexões na América do Sul 51
2.1.5 Interação Oceano Atmosfera na América do Sul 52

2.2 FENÔMENOS CLIMÁTICOS E METEOROLÓGICOS SINÓTICOS NA AMÉRICA DO SUL 53
2.2.1 Zona de Convergência Intertropical ZCIT 53
2.2.2 Zona de Convergência do Atlântico Sul ZCAS 54
2.2.3 Correntes em Jato (*Jet Streams*) 55
2.2.4 Jatos em Baixos Níveis ao longo dos Andes (JBN) 56
2.2.5 Os sistemas frontais 57
2.2.6 Monção da América do Sul 58
2.2.7 As ondas atmosféricas ou frentes 59
2.2.8 Linhas de instabilidade atmosférica 60
2.2.9 Complexos convectivos de Mesoescala 62

2.2.10 Bloqueios Atmosféricos 63
2.2.11 Vorticidade potencial 64

2.3 A INTERAÇÃO ENTRE OS DIVERSOS SISTEMAS DE VARIABILIDADE CLIMÁTICA E DE CIRCULAÇÃO EM ESCALA SINÓTICA NO CLIMA AMAZÔNICO 66
2.3.1 Características do Clima Sul Amazônico 72
2.3.2 - Padrões Pluviométricos da Amazônia Meridional/Sul Amazônico e as Séries Cronológicas de Precipitações 76
2.3.3 Previsões e Diagnósticos dos Modelos Climáticos para Amazônia 78
2.3.4 Considerações Sobre a Revisão Teórica 83

PARTE II 86

CAPÍTULO 3 - OS TESTES ESTATÍSTICOS NA AMAZÔNIA MERIDIONAL 86

3.1 OS TESTES ESTATÍSTICOS – PETTITT, MANN-KENDALL E A ANÁLISE DE REGRESSÃO LINEAR 87
3.1.1 Área de Estudo de Caso e os Métodos Empregados 87

3.2 O TRATAMENTO DOS DADOS 90
3.2.1 Dados Diários 91
3.2.2 Dados Mensais 91
3.2.3 Dados Anuais 91

3.3 OS TESTES ESTATÍSTICOS 93
3.3.1 O Teste de Pettitt 93
3.3.1.1 As médias pluviométricas nas estações com ruptura no teste de Pettitt 98
3.3.2 O Teste de Mann-Kendall 100
3.3.3 Análise de Regressão Linear das séries pluviométricas históricas (1970 - 2010) .. 106
3.3.3.1 Krigeagem Ordinária Exponencial a partir da regressão linear das estações pluviométricas (1970-2010) 107
3.4 Discussões e Conclusões 110

CAPÍTULO 4 - ANÁLISE DO INÍCIO E FIM DO PERÍODO CHUVOSO (IPC E FPC) NA AMAZÔNIA MERIDIONAL 112
4.1.1 O Período Chuvoso na Amazônia Meridional 112
4.1.2 Metodologias de Identificação do Início e Fim do Período Chuvoso em Áreas Tropicais 114
4.1.3 A escolha das estações e o método de identificação do IPC e FPC na Amazônia Meridional 117
4.1.4 Os Resultados do Método Empregado 120
4.1.5 Análise Temporal das Séries Históricas (1971-2010) 123
4.1.6 Discussão e Conclusões 128

PARTE III 130

CAPÍTULO 5 - A FLORESTA AMAZÔNICA E SUAS INTER-RELAÇÕES COM USO DA TERRA E A ATMOSFERA 130
5.1.1 A Floresta Amazônica e suas Inter-Relações com Uso da Terra e a Atmosfera: Efeitos Antrópicos 131
5.1.2 O Impacto do Desmatamento no Solo e Subsolo 133

5.1.3 O impacto do Desmatamento na Evapotranspiração (ET) 136
5.1.4 O Impacto do Desmatamento na Física-Atmosférica da Cobertura do Solo 138
5.1.5 Modelagem do Clima e do Uso da Terra na Climatologia da Amazônia 140

CAPÍTULO 6 - ANÁLISE DE CORRELAÇÃO DO USO DA TERRA COM AS PRECIPITAÇÕES NA AMAZÔNIA MERIDIONAL EM UMA PERSPECTIVA TEMPORAL (1971-2010) 143
6.1 Reflexões sobre o uso da terra e as mudanças climáticas na Amazônia 144
6.1.1 Metododologia das Áreas de Buffers (Sensoriamento Remoto) 147
6.1.2 Metodologia dos Dados Pluviométricos (Análise de Regressão Linear) 159
6.1.3 Correlação do Uso da Terra com os Dados Pluviométricos (1971-2010) 162
6.1.4 Discussão dos resultados finais 169

CONCLUSÕES E DISCUSSÃO 172
A) Perspectivas nos estudos futuros e cenários alternativos de desenvolvimento para Amazônia Meridional. O mecanismo de REDD+ e suas possibilidades de aplicação no Sul Amazônico (chuvas e condições transfronteiriças) 172
B) A evolução do conceito do REDD+ e os projetos na Amazônia 174
C) Perspectivas em Estudos que Contemplem o Desenvolvimento Sustentável do Uso da Terra, e a Preservação das Florestas como Alternativa de Mitigação e Conservação do Ciclo Hidrológico 178

REFERÊNCIAS 181

SITES CONSULTADOS 194

APÊNDICES 195
Apêndice 1 Estações Pluviométricas Selecionadas para os Testes de Pettitt, Mann-Kendall, Regressão Linear e o Cálculo dos Buffers. Ao total (207) ANA. 195
Apêndice 2 Estação Pluviométricas selecionadas a partir das 207 inicias, para o cáculo do IPC e FPC no período de 1970-2010. Total de 89 estações. 199
Apêndice 3 Exemplo de Cálculo de Pettitt para Estação 0094900 no software XLSTAT. 201
Apêndice 4 Teste de Mann-Kendall Sazonal e Anual respectivamente, efetuados a patir do Software XLSTAT. Exemplo a partir da estação 00949000 202
Apêndice 5 Tabela dos valores críticos do R de Bravais-Pearson (Probabilidades Bilaterais). Na primeira coluna o número de variáveis em análise e nas seguinte os graus de correlação. 214

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. Tais 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 diversas projeções dos modelos climáticos do IPCC prognosticam cenários futuros de escassez hídrica como por exemplo para a região Amazônica (IPCC, 2001; 2007). Para Nobre (2001) o Brasil e a Amazônia já enfrentam mudanças de origem climática 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. Nesse sentido 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 do efeito estufa (GEE's) 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, o decréscimo nas precipitações devido ao desmatamento poderia ser contrabalanceado face a fertilização atmosférica mundial proveniente das emissões de GEE's; contudo existem incertezas relacionadas as hipóteses de fertilização da floresta pelo excesso de CO_2 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) prognosticam no

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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 decréscimos nas precipitações caso todas áreas se convertessem em pastagens (LEAN *et al.* 1996). Como agravante, a maior emissão de CO_2 e temperaturas acima de 35°C significariam uma menor abertura dos estômatos das plantas diminuindo a fertilização das florestas por meio de CO_2.

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 Hadley Centre 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 consequentemente na produção de chuvas têm auxiliado o fortalecimento da ideia de que existem interações entre a floresta e a atmosfera.

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, consequentemente 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 desta (SHUKLA *et al*. 1990; MCWILLIAM *et al.* 1993). 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.

Para Wang *et al.* (2009) florestas tropicais como a Amazônia funcionam como um "Oceano Verde", quanto maior a floresta maior o acúmulo de evaporação. Estas 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,

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

1984; LARCHER, 2000). Interações desse tipo permitem a manutenção de Serviços Ambientais essenciais para a sociedade a longo prazo (DRAPEAU e RONCHAIL, 2010).

Desse ponto de vista 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 o qual inibe o processo de percolação, que por sua vez agrava o assoreamento e a perda de minerais essenciais para o desenvolvimento da agricultura e das pastagens. 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.

Afora os impactos citados acima 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 controlem e monitorem o uso da terra nos trópicos, especialmente em países em desenvolvimento cujas populações são mais vuneráveis às intempéries climáticas.

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 a invasão de áreas de riscos 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 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-o 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 consequencia a redução da disponibilidade d'água devido ao uso irracional do recurso que depende da qualidade do solo e sua cobertura. Já a negligência de sua conservação determinarão o aumento escalar dos preços dos alimentos, ao mesmo tempo em que a expansão de projetos fundiários e de energia (hidrelétricas) aumentarão 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 grande exportador primário e um dos principais produtores mundias 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 GEE's (Gases de Efeito Estufa) e na produção de energia limpa, influenciando decisões globais sobre preservação de florestas e no combate ao aquecimento global (PNMC, 2010). Contudo apesar de seu empenho na política internacional, o mesmo vem dando passos para trás em decisões políticas internas relacionadas ao uso da terra, como por exemplo as recentes alterações do Código Florestal de 1965.

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

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

A perversa dicotomia entre a conservação dos recursos naturais e o 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 80 vive ciclos de ação e retroação em suas políticas ambientais, não sendo capaz de equacionar interesses ambíguos em face às expectativas internas e externas de preservação das florestas e do aumento das taxas de crescimento econômico (REIS e MARGULIS 1991; HECHET *et al*. 1993 e 1988).

A racionalização deste contexto brasileiro tão complexo engendra questionamentos quanto a possibilidade da resolução de conflitos entre o desenvolvimento socioeconomico a preservação dos recursos naturais. Voltando nossos olhares para a preservação das florestas seria pertinente a busca de respostas para questões de cunho prático como por exemplo saber *"Quanto desmatamento é prejudicial para uma determinada comunidade ou*

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

atividade agrícola?" Ou "Qual área florestal é necessário para sustentar a qualidade ambiental, os processos físicos e ecossistêmicos e as necessidades e desejos da sociedade em longo prazo?"

C) Uma breve análise do código florestal e o uso da terra no Brasil

De acordo com o *lobby* ruralista a revisão do Código Florestal de 1965 era necessidade antiga e esperada por parte da agricultura familiar brasileira. Os movimentos sociais geradores de revisão do Código tiveram seu início no Sul do Brasil inspirados nas paisagens montanhosas que tornavam a produção local economicamente insustentável, face às pequenas parcelas de terras e a legislação restritiva com base na topografia acidentada. O interesse incial dos ruralistas nestas regiões montanhosas era o de suprimir em totalidade parcelas de APP's em margens de rios e em topos de morros e reduzir o tamanho das reservas legais. Essas necessidades seriam justificadas pelo fato de que alguns estados do Sul e Sudeste detêm regiões de altitude superior a 1200 metros às quais impõem restrições de uso e ocupação da terra.

No entanto, o interesse pelo desmate floresceu entre grandes proprietários e tomou força com adesão nacional do agronegócio e produtores de menor escala. Com o tempo os *lobbies* ruralistas tornaram-se fortes e intensa batalha entre partes clássicas da disputa ambiental teve início. De um lado a direita ruralista e do outro a esquerda ambiental.

Os ruralistas mais numerosos na tribuna tentaram deflagrar artigos considerados indiscutíveis de acordo com o *lobby* ambiental que sustentava as diretrizes estabelecidas no código anterior. De forma a mediar o conflito entre as partes a presidente Dilma Roussef com assistência técnica da Ministra do Meio Ambiente (Izabella Teixeira) e da comunidade científica intervieram e decidiram por vetar artigos dúbios, que haviam sido reescritos por aliados ruralistas no congresso o que por sua vez fortaleceu a bancada de esquerda menos numerosa. O veto deu-se principalmente devido às modificações sugeridas pelo *lobby* ruralista que engendrariam sérios riscos à integridade do Código Florestal antigo, pois beneficiavam apenas as propriedades rurais em detrimento da preservação das florestas e dos recursos hídricos.

Apesar dos vetos e a intervenção da Presidenta, ambientalistas consideraram o novo código uma derrota e um retrocesso se comparado à legislação antiga. Já na visão da presidente e do governo, a intervenção mediadora foi uma resposta assertiva no sentido de apaziguar os ânimos entre as partes. Para os ruralistas e grandes produtores o veto significou resposta parcial às suas prerrogativas pois a realidade no campo no Brasil ainda demonstra que nas propriedades rurais a posse da terra e a conservação das florestas enfrentam diálogo "hostil''.

A aprovação recente do novo Código Florestal[1] em pouco alterou as características gerais da lei que determina a preservação das florestas em 80% (áreas de Reservas Legal) no Bioma Amazônico, 35% no Bioma Cerrado e 20% no Bioma Mata Atlântica[2]. Em contrapartida a versão revista alterou artigos mais restritivos no sentido de beneficiar os pequenos agricultores e permitir a expansão da produção agrícola em áreas antes restritas [3]. Em revanche, conseqüências mais severas são endereçadas para novos transgressores, principalmente grandes produtores que normalmente se utilizam de seu poder político para manipular agentes federais corruptos em órgãos como a FUNAI e o INCRA (SFB, 2010; 2012).

Do ponto de vista prático, o novo código exige que os agricultores registrem suas propriedades por meio do SIG - Sistemas de Informação Geográfica[4] e enviem as informações relativas à delimitação das propriedades rurais para o setor de cadastramento fundiário do governo federal. Já nas questões legais, as multas registradas pelo desmatamento foram mantidas para àqueles que desmataram até 22 de julho de 2008. Estes agricultores que desmataram deverão pagar pelo desmate entretanto a legislação vigente permite que as multas sejam revertidas em áreas de recomposição de vegetação, desde que a área recomposta esteja na mesma localidade onde ocorreu o desmate.

Quanto aos aspectos econômicos de acesso ao crédito rural, conforme o novo código as instituições financeiras só poderão conceder o crédito para proprietários que desmataram até 22 de julho de 2008, e recompuseram seus déficits de vegetação nativa após 5 anos da aprovação da nova lei (ver Fig. 1 e 2).

[1] Novo Código Florestal Brasileiro Aprovado em 25 de Novembro de 2012. http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/_Ato2011-2014/2012/Lei/L12651.htm

[2]Existem exceções como as seguintes: apenas 50% da área deve ser protegida se o estado tem 65% de áreas protegidas e terras indígenas, e 50% se o município tem 50% de áreas protegidas ou terras indígenas. O código também estabelece que as áreas de APPs (área de preservação permanente) devem ser preservadas. Neste caso montanhas superiores a 100 m com uma inclinação média de mais de 25 º e encostas íngremes que cheguem a declividade superior a 45 º. Para pântanos algumas exceções se aplicam (10% de áreas produtoras de camarão podem ser exploradas na Amazônia, e 35% das áreas de extração de sal podem ser exploradas em outras regiões). Solo nú ou descansando: o código diz que 25% da parte produtiva da propriedade descansa durante um período de 5 anos. Para àqueles que desmataram até 22 de Julho de 2008 (onde legalizado quando APPs) aplica-se as seguintes regras: em rios com mais de 10 m de largura: 30 a 100 m de vegetação natural tem de ser recomposta e assim por diante. Para rios com 10 m ou menos de largura 30 m de vegetação nativa tem que ser recomposta e assim por diante.

[3]Módulos Fiscais: esta medida varia de 5 a 110 hectares na maioria dos municípios brasileiros o que corresponde a 20 hectares. Neste caso as pequenas propriedades têm os benefícios. Propriedades alcançando perto de 2 módulos fiscais não deve exceder 10% da floresta recomposta em área de propriedade. Em 2 ou 4 módulos fiscais a área floresta recompostal não deve exceder 20% do imóvel. Para aqueles que não desmataram devem preservar um mínimo de 30 m de mata ciliar dependendo da largura dos rios.

[4] Um dos maiores desafios do governo brasileiro.

Agora, distanciando-se um pouco da questão fundiária e aproximando-se das necessidades socioeconomicas, alguns temas de interesse por vezes subestimados pela lógica mercantil emergem na discussão do uso da terra. Um deles é a água ou a disponibilidade do recurso hídrico.

Ainda que a sociedade esteja ciente das conseqüências do desmatamento - emissões de GEE's, 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 para sua sobrevivência

Estudos recentes demonstram que a perda de florestas tropicais prejudica a vida a milhares de quilômetros de distância da origem do desmate. O desmatamento causa redução das chuvas em regiões tropicais com graves conseqüências para a sociedade. Essas reduções podem ocorrer não apenas localmente mas também em áreas distantes devido às teleconexões atmosféricas em larga-escala.



Figura 1 O novo Código Florestal aprovado pela Presidente Dilma Roussef em 2012. Disposições gerais na figura. Arte Gráfica e Fonte: http://i0.ig.com/infograficos/2012/brasil/novo-codigo-florestal/novo-codigo-florestal1.jpg

De acordo com 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 a esta os eventos de seca, o que, em termos, reduziria os depósitos de carbonos (biomassa) nos solos contribuindo na proliferação de incêndios florestais. A disponibilidade de água também representaria uma ameaça direta na indústria hidroelétrica que fornece mais de 65% das necessidades de eletricidade mundial, e na agricultura que gera mais de 15 bilhões de dólares em receitas, ambas intrinsicamente dependendentes das águas pluviais (IBGE, 2012).

Nesse sentido torna-se necessário entender quais impactos a Amazônia e sua biodiversidade sofrerão em relação as mudanças climáticas e do 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.



Figura 2 O Novo Código Floresta aprovado pela Presidenta Dilma Roussef em 2012. Na figura as exigências das áreas de recomposição das margens dos rios, multa aos desmatadors e o acesso ao crédito. Arte Gráfica e Fonte: http://i0.ig.com/infograficos/2012/brasil/novo-codigo-florestal/novo-codigo-florestal1.jp

Portanto de forma a endereçar estudos climáticos com focos nas interações superfície-atmosfera e que sejam pertinentes às questões de 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 da terra e da vegetação.

A primeira se refere (i) aos registros das médias históricas de precipitação concomitante à informações sobre as mudanças do uso da terra no período, e a segunda (ii) contempla simulações computacionais dos climas regionais. Ambas abordagens são pertinentes no que tange padrões climatológicos em mesoescala, entretanto, resta em débito o maior aprofundamento nas escalas mais finas regionais e locais. Neste trabalho descrito a seguir utilizamos a proposta (i) com uma abordagem diferenciada para o uso da terra.

D) O Plano da Tese

Contemplando o núcleo de idéias dos itens *a*, *b* e *c* julgou-se pertinente compreender e avaliar de forma transversal o real impacto do uso da terra no clima em áreas de intenso desmatamento. Para realizar tal tarefa e verificar a veracidade de algumas das hipóteses mencionadas anteriormente, decidiu-se escolher região relativamente extensa que servisse de estudo de caso e satisfazesse a demanda de escala climática a nível local e regional. A área deveria conter diversos graus de intensidade e historicidade do uso da terra.

Para tais critérios chegamos a conclusão de que a região Sul Amazônica (Amazônia Meridional) seria a mais indicada por apresentar estágios de fronteira de expansão fundiária e agrícola no contexto da Amazônia Brasileira, e por disponibilizar séries de dados climáticos relativamente extensas e passíveis de avaliação em testes cronológicos (ver área do estudo de caso abaixo).

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

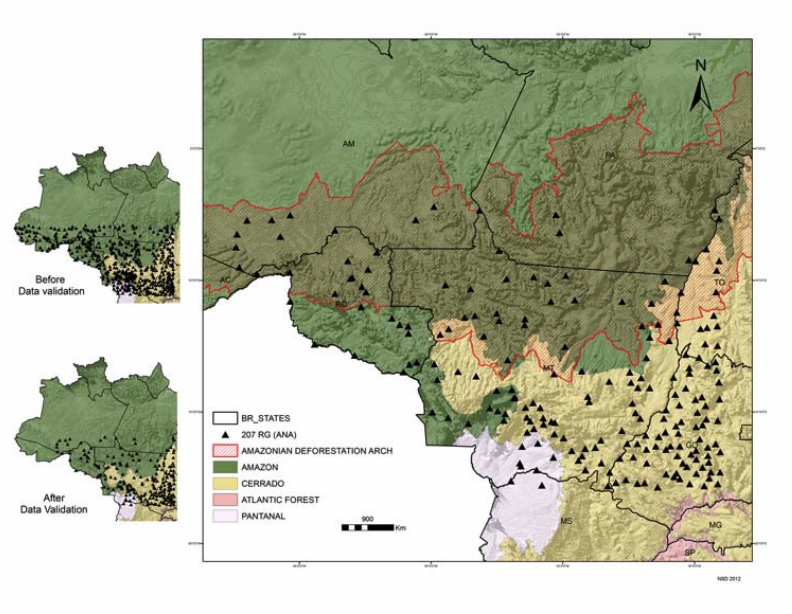


Figura 3 Mapa da área de estudo de caso na Amazônia Meridional. No canto superior esquerdo as estações previamente selecionadas para o tratamento estatístico. No canto inferior esquerdo as estações após a validação e consistência de dados. Na figura maior as estações utilizadas para este estudo e sua distribuição nos diferentes biomas. Em contorno vermelho a área do Arco do Desmatamento. Fonte: Autor, 2012.

Outro fator importante nesta decisão relacionou-se à transição de biomas no Sul Amazônico (paisagem de Floresta Densa) para a vegetação de Savana/Cerrado, e pelo fato de que na literatura atual, não existirem estudos que abordem em profundidade as características climáticas de regiões de transição climática na Amazônia. As aproximações desenvolvidas por meio de *downscaling*, de modelos como o ETA, todavia apresentam problemas metodológicos escalares e de variáveis.

A pesquisa 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). A partir dos resultados dos dados pluviométricos analisou-se a existência de correlações positivas ou negativas das precipitações com o uso da terra no período de 1971-2010. Lembramos que a região proposta, é a de maior desmatamento histórico conforme os dados fornecidos pelo programa PRODES DIGITAL do INPE (INPE, 2010).

No fluxograma a seguir apresentar-se-á 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:

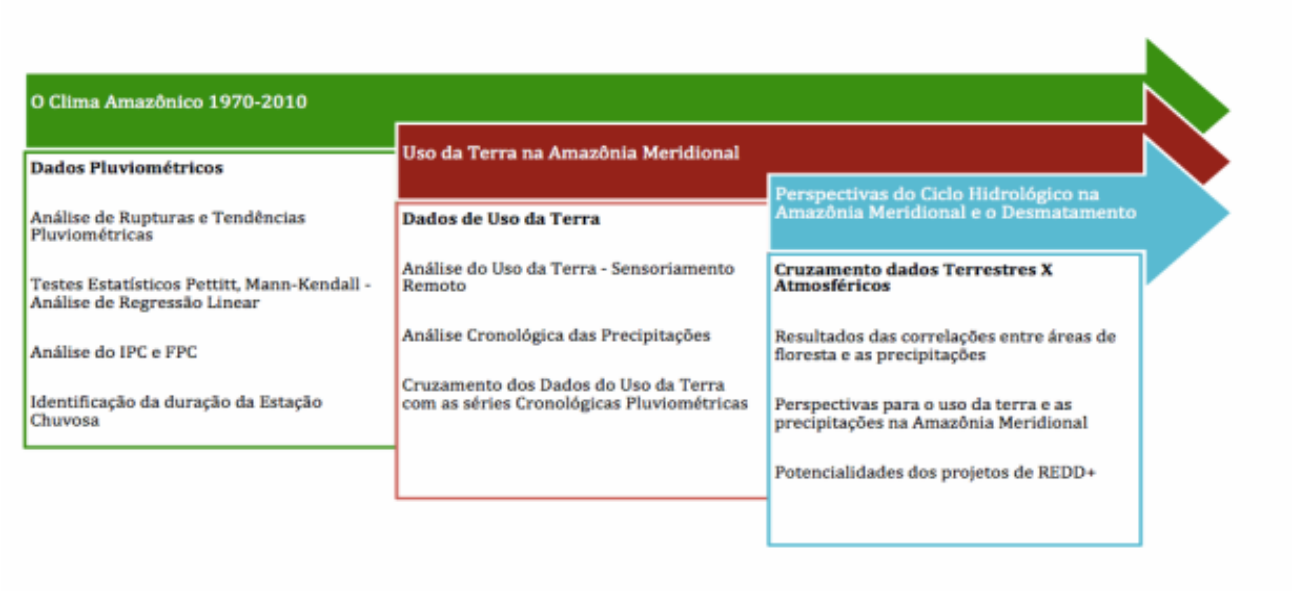


Figura 4 Indica os diferentes níveis de análise no projeto de tese, sua organização e desenvolvimento.

A organização da tese seguiu os seguintes critérios:

I. Levantamento qualitativo do estado da arte dos modelos climáticos mundias e do Brasil, bem como os diversos aspectos envolvidos na modelagem climática em áreas tropicais e seus cenários e prognósticos;

II. A revisão minuciosa da literatura contemplando os diversos aspectos da climatologia Amazônica e mais regionalmente 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 do 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 dados de modelos climáticos com prognósticos pluviométricos na parte Meridional da Amazônia, de forma a corroborar teoricamente com as 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 softwares amplamente utilizados nas técnicas de sensoriamento remoto como o ArcGIS 10;

VII. Discutiu-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.

VIII. Verificou-se também as potencialidades dos projetos de Pagamentos por Serviços Ambientais PSAs especificamente o REDD+, em algumas regiões Amazônicas com foco na preservação das florestas e do ciclo hidrológico.

PARTE I

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO À MODELAGEM CLIMÁTICA EM ESTUDOS INTERDISCIPLINARES

Achamos pertinente inciar os estudos por meio da compreensão da complexidade envolvida na ciência da modelagem climática, pois modelos e cenários são importatíssimos 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 ferramentas poderosas nas mãos de cientistas e de tomadores de decisão.

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 preparmos, no sentido de criar estratégias de adaptação socioambiental frente às mudanças climáticas atuais e futuras.

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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 longos dos últimos dois séculos devido à acontecimentos inesperados. Por um lado a criação da fotografia e seu aperfeiçoamento revolucionaram os meios da comunicação visuais, e de outro, os constantes avanços tecnológicos 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 cuja 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 forma rápida 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 corroborou 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.

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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 intercambio 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 70, quando os modelos obtiveram maior aceitação devido ao reconhecimento e consenso nas previsões de aquecimento global causado por gases de efeito estufa (GEE's). 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, essas, 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

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

técnicas e na posterior construção de equipamento de análise, devido ao patrocínio proporcionado pela segunda guerra mundial.

Os conflitos armados foram responsáveis pela transformação da meteorologia. A nomenclatura da guerra está presente todavia nos mapas sinóticos e análises meteorológicas. 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; que devido ao avanço das tecnologias produziram informações compostas por metodologias distintas, as quais não poderiam ser cruzados ou aglutinados automaticamente. Hoje, graças aos esforços de 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 embasados em décadas de aprimoramento científico na arte da modelagem computacional espacial (EDWARDS, 2010).

Os modelos climáticos atuais utilizados pelo IPCC (Painel Intergovernamental para as Mudanças Climáticas - 1988) 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 mundial.

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

*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).

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, foi conceituada primeiramente por Svante Arrhenius. 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.

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

Posteriormente, Norman Phillips, oficial das forças áreas 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 modelos utilizados pelo IPCC, são modelos de 3 dimensões, e suas simulações são integradas no tempo. Esses modelos incluem listas extensas de variáveis. Abaixo listamos apenas algumas:

- Movimento planetário e circulatório da atmosfera;
- Correntes em jatos – *jet streams e Headly 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 as escalas de movimento das equações primitivas de movimento fluído, e o outro, refere-se aos processos que ocorrem na

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

atmosfera e sua fricção entre a terra, os oceanos, e a formação de nuvens. Os modelos 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 ao término do seu período teste; posteriormente a essa fase, entram em estado de equilíbrio. Apenas quando o modelo entra em equilíbrio é que a modelagem tem início, a partir desse momento o modelo já é capaz de rodar por muitos anos (RAISANEN, 2007).

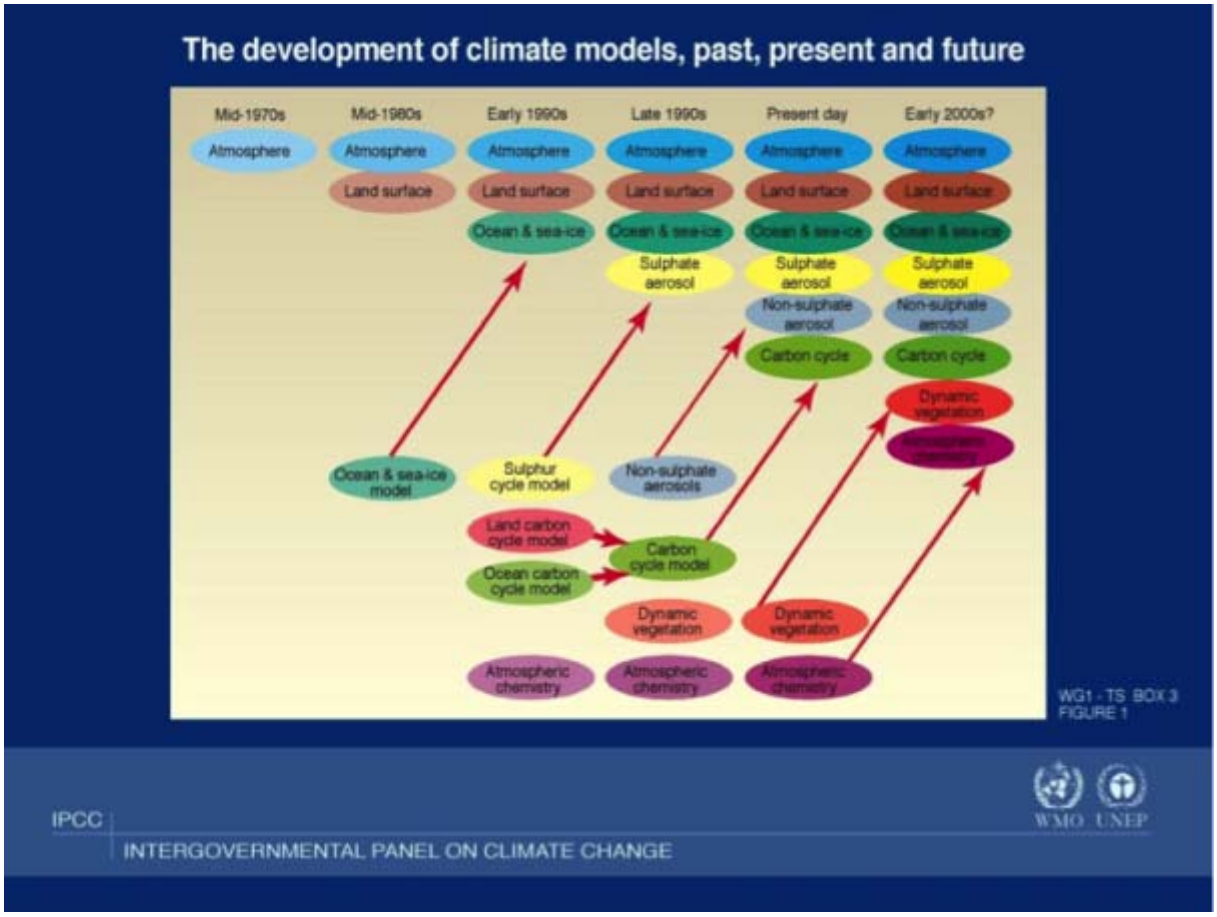


Figura 5 A figura mostra o desenvolvimento dos modelos climáticos a partir da década de 1970. Fonte: IPCC (2012) e WMO (2012).

Em 1980 e 90 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's (*Earth System Models*). Atualmente os ESM's 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

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

modeladores incorporaram dados de origem antrópica na modelagem climática. O primeiro dado antrópico a ser modelado foram as 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. 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 GEE's 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 de previsão do tempo globais. 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). Deste modo produziu-se a rede de dados globais estandardizados entre redes mundiais interconexas, construindo imagens complexas do tempo e dos padrões de circulação do planeta, por meio da qual foram criados bancos de dados consistentes derivados de fontes de dados inconsistentes, heterogêneas e incompletas.

Na metade da década de 70 os modelos climáticos maturaram e os especialistas 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 superfícies 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 a 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 intercambio de calor, resistência da superfície, e o vento, precipitação, e a evaporação entre a atmosfera e

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

o oceano. Esses fluxos de energia e matéria entre o oceano e 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 mantêm 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 dificulta 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. 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 angulo de visada dos seus instrumentos como o radiômetro. Atualmente a reanálises de modelos de 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 de 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. Os *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. Para criar dados globais deve-se inverter a infraestrutura, recuperar dados perdidos e utilizar-se de algoritmos para misturar e suavizar dados heterogêneos e mal distribuídos no espaço e no tempo.

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

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

outros medem temperatura e pressão, e derivam dados de altitude. As correções estatísticas e empíricas podem transformar a acurácia da reanálises, mas problemas subjacentes não são totalmente resolvidos.

Os modelos GCM's simulam seus próprios climas, logo são comparados com dados globais que foram reconstruídos como explicado anteriormente. Quer dizer, os modelos não ingerem 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 GCM's depende de variáveis importantes como as transferências de radiação. Os modelos GCM's devem estimar a radiação absorvida na atmosfera em pontos das grades de modelagem, e 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, entretanto, caem 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 certeiros. 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 é a não linearidade. 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. 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

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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, ela 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 as 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).

Inúmeros fatores podem reduzir a estabilidade das séries históricas. Mover um instrumento de uma área abrigada para uma área aberta, ou move-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. 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 captores 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 80 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 fricção[5] de dados, diversos métodos de *reanálises* tornaram-se

[5] 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

ferramenta importante na assimilação de dados inconsistentes. Apesar dos modelos evoluíram 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 ambos coisas ao mesmo tempo. A reanálises provê dados fisicamente consistentes para todas as variáveis climáticas, e simula sua interdependência, permitindo em larga escala a correção por meio do cruzamento 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. 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 coletas 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 80 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 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

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).

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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, já 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 efetuados 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

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.

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

No modelo acima 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. Tais

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

previsões auxiliam tomadores de decisão e a implementação de poíticas públicas em diversos países preparando-os para possíveis mudanças a longo prazo. Essas formas de alerta possiblitam uma adaptação mais eficaz às mudanças climáticas, reduzindo a vulnerabilidade das sociedades e possivelmente de sistemas agrícolas e ecossistemas naturais.

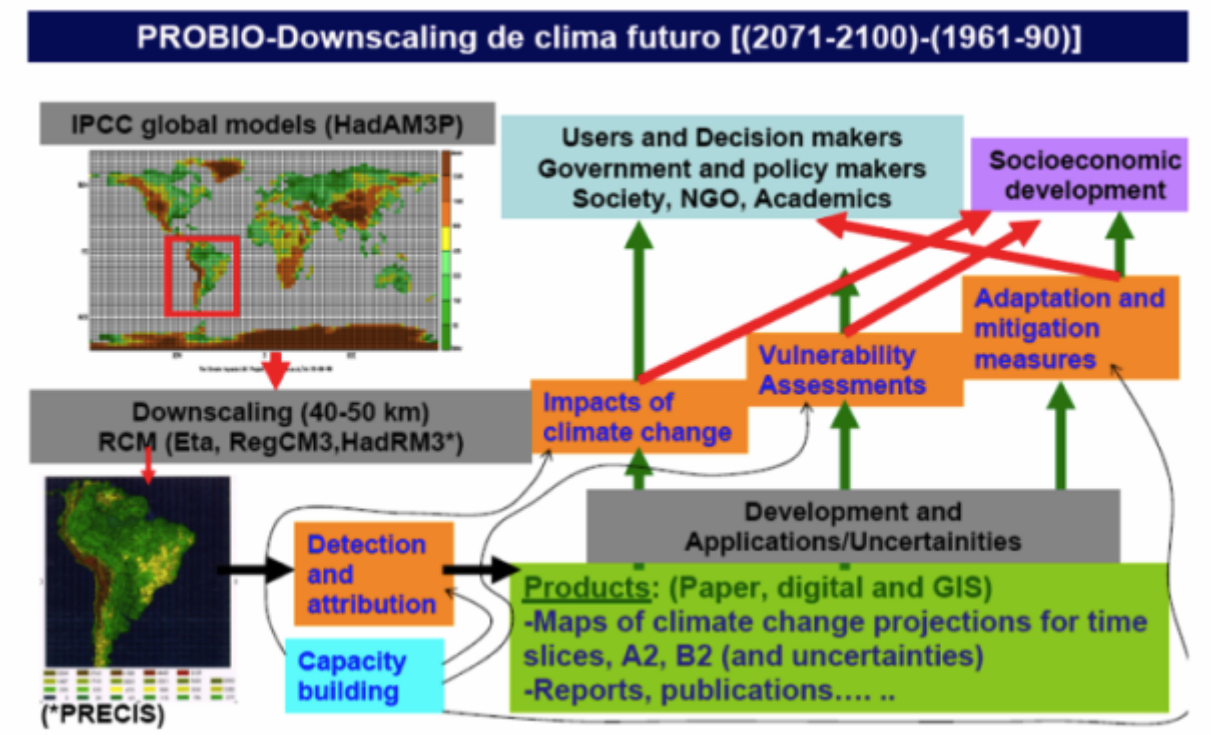


Figura 6 Programa Brasileiro PROBIO de downscaling do clima futuro com previsões até 2100. Na figura o Esquema operacional dos modelos globais e de regionalização "downscaling", usando os modelos do IPCC e os modelos regionais Eta, RegCM3 e HadRM3 e suas implicações nas políticas públicas de vulnerabilidade, adaptação e mitigação às mudanças climáticas. Fonte: Marengo *et al.* (2007).

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.

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 esses dados e pesquisas

remetem à regiões próximas a cursos d'água, cujo acesso era 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).

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 do 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 dependem da utilização da computação avançada e de equipamentos apurados de sistematização e análises de dados. Essas técnicas em contínuo aperfeiçoamente 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.

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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 consequentemente 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 de *escalar* para o clima Sul Amazônico. Também serão analisados os resultados gerados por diversos 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 elecandas 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 forçantes 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) um retorno ao seu estado original quando a perturbação é de escala pequena 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

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

e de circulação de massas em larga e mesoescala. De acordo com 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 a 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 BAM especialmente durante o verão austral para o Sul do Brasil, Norte da Argentina e a região da Bacia do Prata.

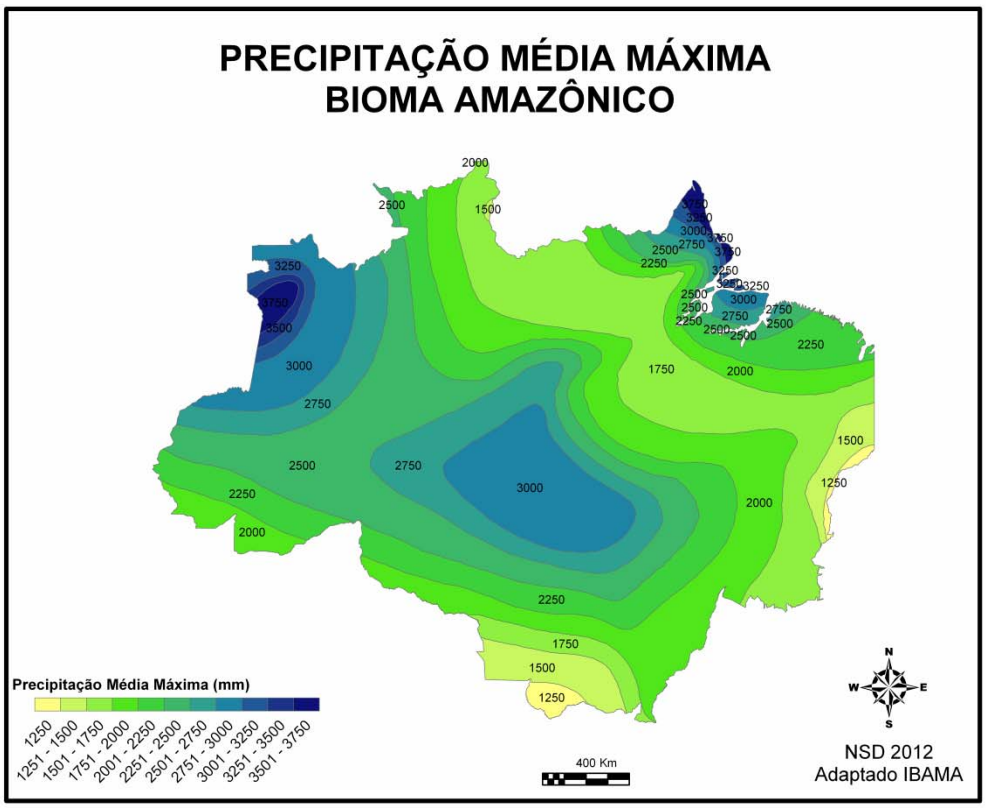
De acordo com o projeto Rios Voadores (2012) o vapor de água disponível para as precipitações no Brasil central durante o verão austral vem diretamente da Amazônia. A chuva primariamente ocorre por meio de sistemas convectivos organizados e impulsionados por instabilidade atmosférica, circulação de massas de ar e conexões com a superfície terrestre, cuja variância de sazonalidade determina os totais pluviométricos precipitados e a erupção da estação chuvosa. 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*" (RAMOS DA SILVA *et al.* 2011).

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) e 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 Bacia Amazônica (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

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

período de seca bem definido. Outras características marcantes no sistema atmosférico-terrestre da Amazônia são: o baixo albedo, altas taxas de reciclagem de nutrientes, forte fluxos de superfície devido a rugosidade e um alto potencial de armazenamento de água nos solos.



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.

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, todavia existem lacunas importantes no entendimento do clima local ou regional e suas relações com a superfície terrestre. 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 impõem certas restrições nas variáveis que servem de *input* na acoplagem de modelos climáticos atmosféricos-terrestres em áreas tropicais.

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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

2.1.1 A Variabilidade intrassazonal na América do Sul

Uma dos componentes da variabilidade intrassazonal na América do Sul é a *Oscilação Madden-Julian.* 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 de 50 dias. Esta variabilidade é o modo equatorial mais importante na escala intrassazonal com impactos nas distribuições anômalas de precipitação nos trópicos e subtrópicos. A OMJ desempenha um papel importante na variabilidade do clima em escala subsazonal por exemplo modulando a ZCAS. A OMJ também influência fenômenos de baixa frequência como o ENOS que tem forte acoplamento com a convecção acelerando a a propagação da variabilidade. A OMJ predomina no verão austral mas também conta com ramos de propagação no inverno austral em direção ao norte.

Dois mecanismos auxiliam na propagação para leste da conveção associada com a OMJ, um é de caráter local e o outro de escala global. No mecanismo local as anomalias convectivas no oeste da América do Sul tem como resposta uma onda equatorial de *rossby* que cria a leste novas anomalias com sinal oposto, enquanto as anomalias a oeste se reduzem, permitindo que novas anomalias se expandem para o leste por meio da onda equatorial de *kelvin*[6]. 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 Himalaia retardam a OMJ a oeste, já a região leste da América do Sul mostra forte 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

[6] 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.

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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. 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.

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 trens 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 extratrópicos 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 certeiras, já a variabilidade interna reduz sua previsibilidade e a variabilidade interna da média sazonal é resultante da variabilidade intrassazonal. 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

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

A Variabilidade Decenal e Multidicenal ocorrem no Pacífico e no Atlântico superpostas aos modos interanuais como o ENOS e 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 Pacifico Norte Extratropical visto que sozinho este fenômeno não é capaz de gerar anomailas 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). 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.

A variabilidade decenal e multidecenal do Pacífico pode ter dois modos coexistentes, um restrito as médias latitudes do Pacífico Norte com período de oscilação de 50 anos, e outro com sinais comparáveis aos trópicos e extratrópicos com período de oscilação de 20-30 anos. Na fase fria da ODP os eventos tem 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 manisfesta-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 Ocenao 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 as 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

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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 ditribuições 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 basadas 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. Também podem ser descritas como modos preferencias de variabilidade de baixa frequência persistindo por várias semanas ou meses 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 teleconeões: a Oscilação do Atlântico Norte, A Oscilação do Pacíficio Norte, e a Oscilação Sul com centros de ação nos trópicos do Hemisfério Sul. 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 coriolis[7] (1) gera um trem de ondas[8] 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) as quais se propagam para os extratrópicos na configuração das teleconexões estabelecendo a interação trópicos-extratrópicos.

No estágio de desevolvimento do El Niño ocorrem anomalias de circulação anticiclônica na alta troposfera nos subtrópicos associadas a convecção equatorial anômala. No verão austral no estágio maduro do evento El Niño há um fortalecimento do par de anticiclones equatorias anômalos. O aumento do aquecimento tropical durante o El Niño

[7] 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.
[8] 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.

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

afeta a circulação média zonal nos trópicos e subtrópicos. Com isto verifica-se um aumento da temperatura média zonal na média e alta troposfera tropical associada a 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.

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

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 a energética da atmosfera fornecendo água para os oceanos em forma de chuva e energia, por consequencia afetando a termoalina 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.

América do Sul e no mundo a Confluência das Malvinas é umas 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 CLA [9] por meio da retroalimentação entre os oceanos e atmosfera. As instabilidades causadas pela interação entre as águas quentes da CB e as águas frias da CM produzem feições de mesoescala que são somadas as 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.

Processos turbulentos que ocorrem em pequenas escalas temporais e espaciais

[9] 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.

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

podem induzir variações na evolução do processo de grande escala. Já 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 oceânica que caracteriza a CBM modula a CLA. 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 analisar-se-á em tópicos as 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 sua correlações com os demais fenômenos discutidas 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. 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^{o} 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 feveiro e início de março, e nos anos chuvosos somente inicia sua migração em fins de abril, e início de maio. Quando o América

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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).

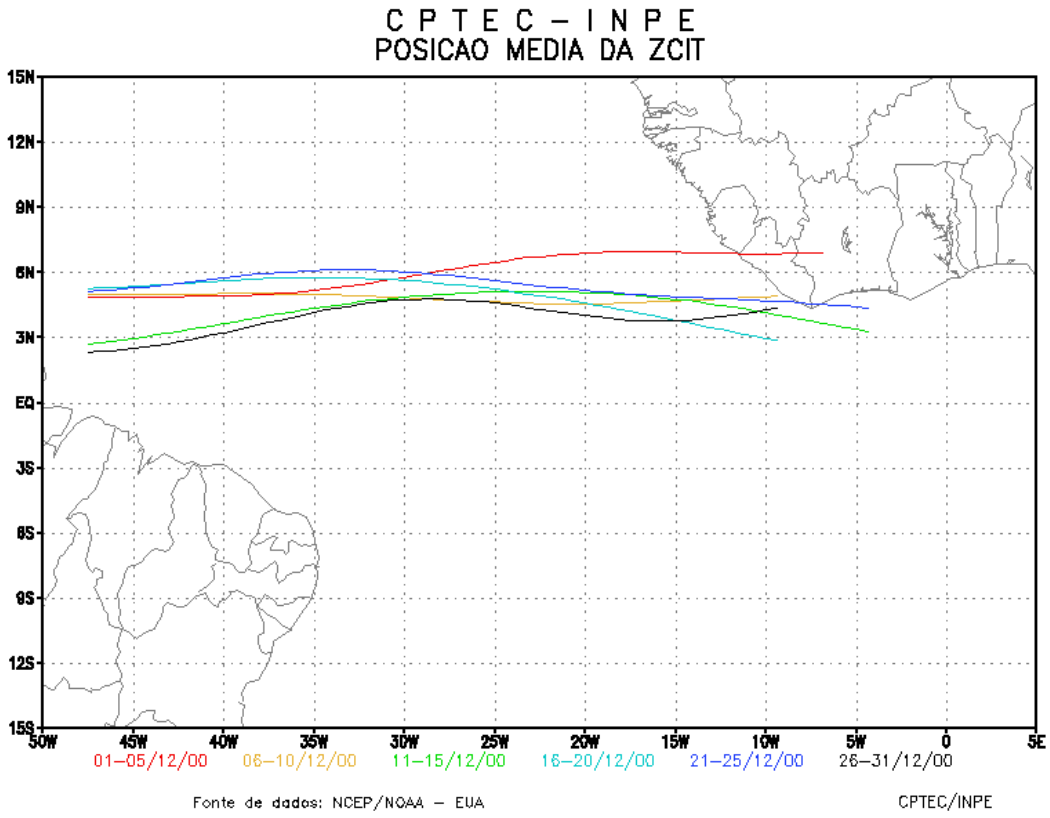


Figura 7 Trajetória média da Zona de Convergência Intertropical o mês de Dezembro do ano de 2000. Fonte: CPTEC, INPE, 2012.

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. 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.

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 diminuiçãoo na precipitação (efeito gangorra). Logo, o transporte de umidade dos trópicos para os extratrópicos 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).

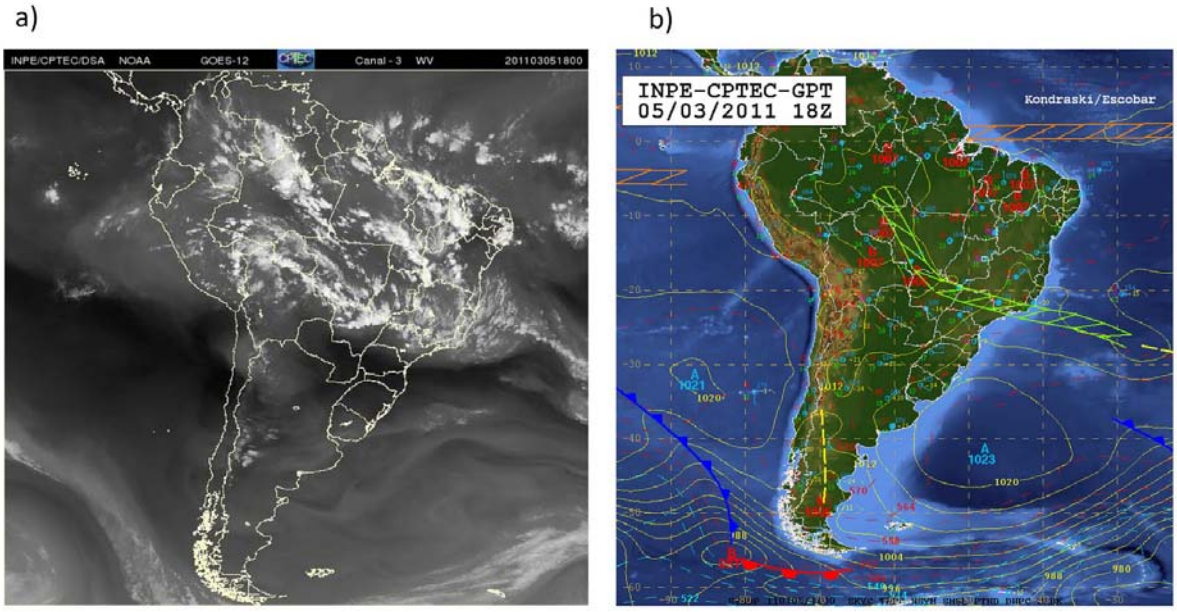


Figura 8 Na figura (a) a imagem da Zona de Convergência do Atlântico Sul no canal 3 do satélite GOES no dia 5 de Março de 2011, às 18 horas. Na figura (b) a cara sinótica. Fonte: CPETEC, INPE. 2012.

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. 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. 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.

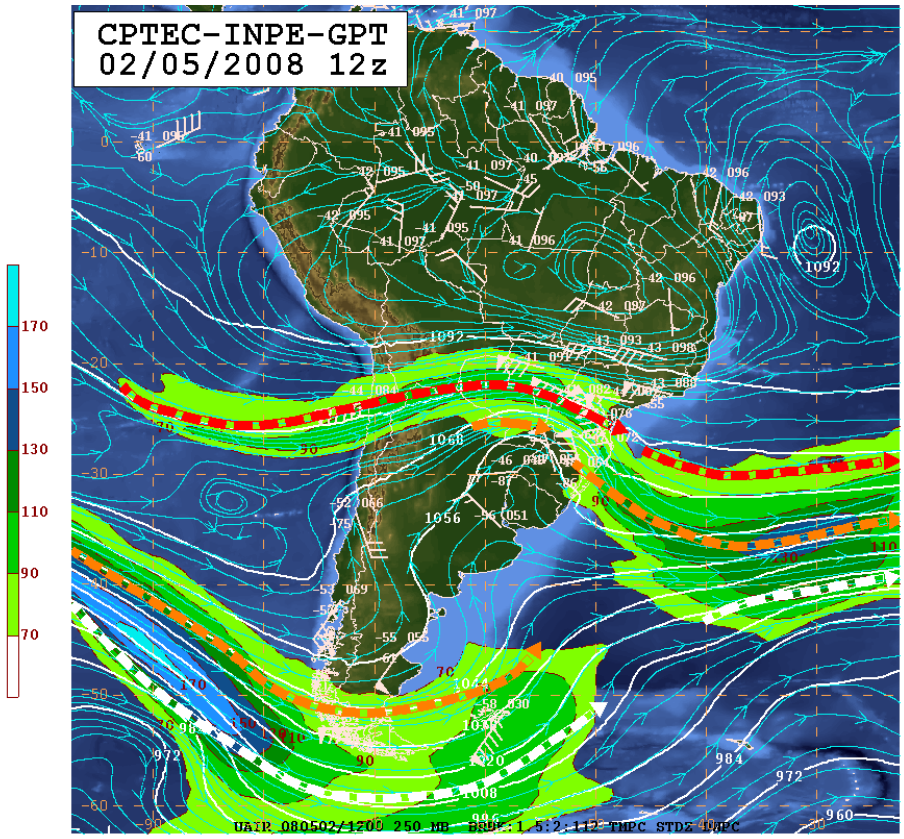


Figura 9 Na carta sinótica do dia 2 de Maio de 2008 a posição do jato subtropical na região sul do Brasil e do jato polar na região sul da Argentina. Fonte: CPETEC, INPE. 2012.

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 bloqueam a circulaçãoo em baixos níveis no sentino 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. Atua como esteira de transporte de umidade das regiões tropicais para subtropicais. No verão os fluxos de umidade e alíseos 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. 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).

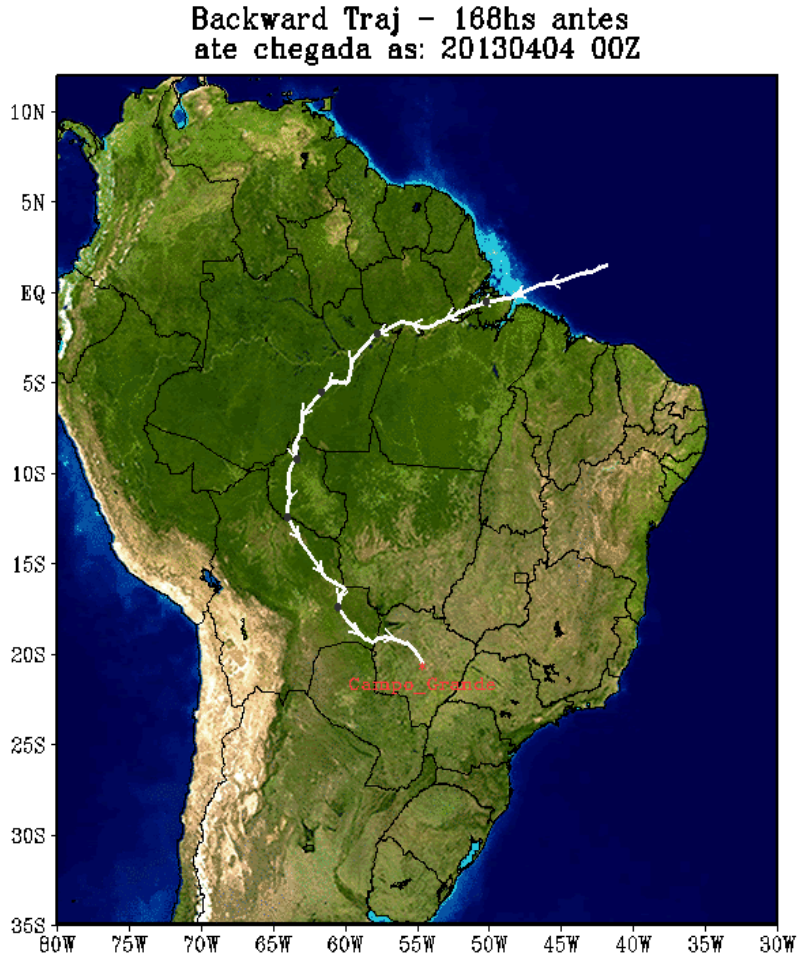


Figura 10 Trajetória do JBN no dia 4 de Abril de 2013 para a cidade de Campo Grande no Estado de Mato Grosso do Sul. Fonte: Projeto Rios Voadores, 2013.

2.2.5 Os sistemas frontais

Forma-se com mais frequência na latitude 60^0, no cinturão de baixas pressões chamado de ciclones extratropicais. A frequência das frentes diminui em latitudes inferiores a 20^0. A interação com a convecção tropical é máxima nos meses de outubro e novembro entre 20^0 e 35^0 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 adevecção 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. 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.

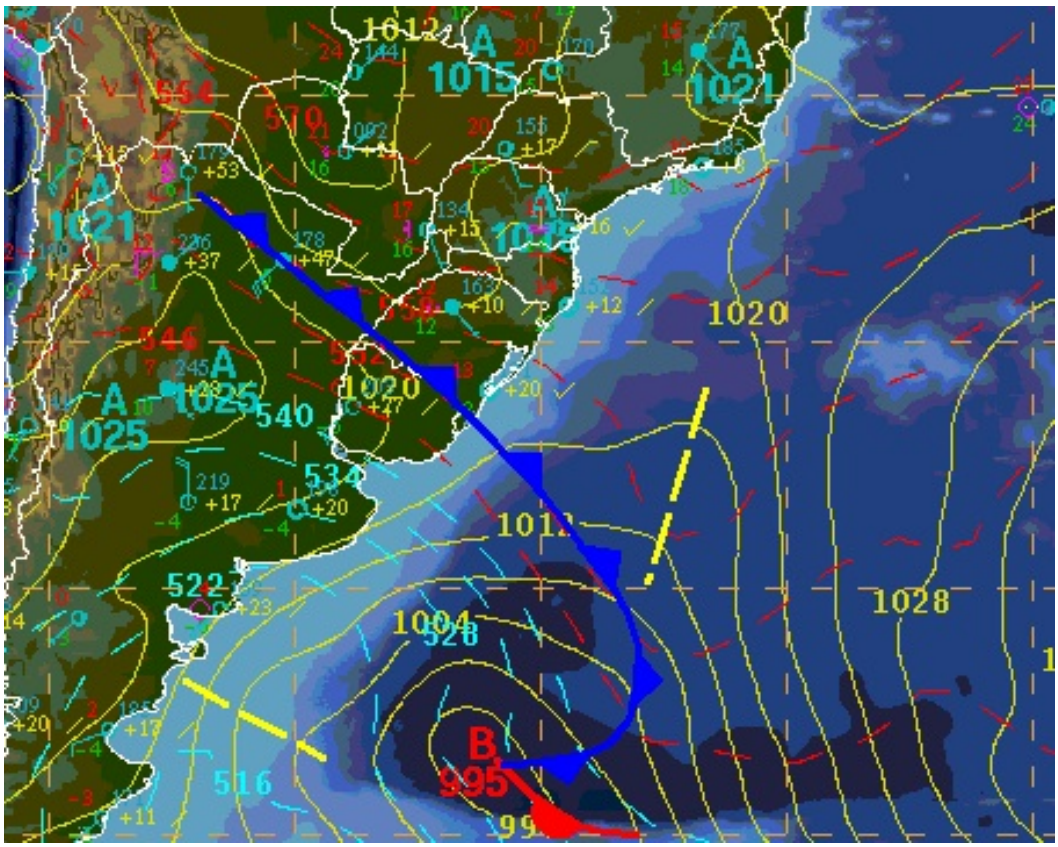


Figura 11 Na análise sinótica das 00Z do dia 01/07/2011 observa-se um sistema frontal com ramo frio que se estende do Noroeste da Argentina ao extremo sul do RS e Atlântico. Fonte: CPETEC, INPE, 2012.

2.2.6 Monção da América do Sul

A monção é uma região sob circulação de reversões sazonais na direção do vento

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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 48^0W em dezembro. No Centro-Oeste brasileiro há mudança na direço do fluxo de umidade integrado verticalmente. Na estação seca ele é perpendicular à cordilhera ao norte de 10^0S, e em torno de 2 pentadas antes do incio da estacao chuvosa ele gira pra sudoeste favorencedo 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 apos o incío 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 pra 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 pra 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 dimiuição 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 cocorre durante o regime de ventos de leste (GAN *et al.,* 2004).

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. As Ondas de Leste - modulam a convecção e precipitação no oeste da África ao atravessar o Oceano

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

Atlântico, podem evoluir para tempestades tropicais ou furacões. Normalmente poussem 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 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 5^0 N ou 5^0 S (MACHADO *et al.,* 1997).

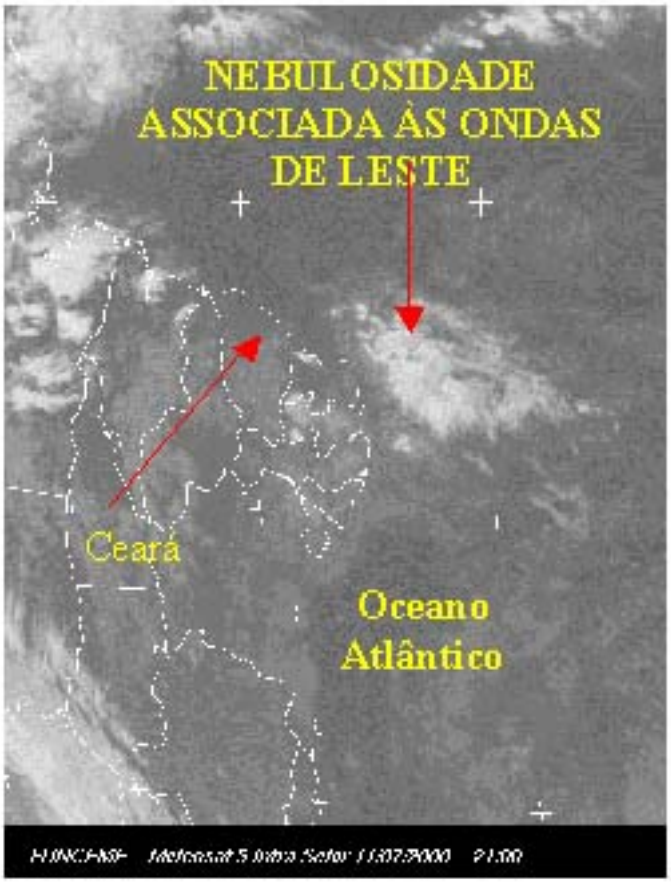
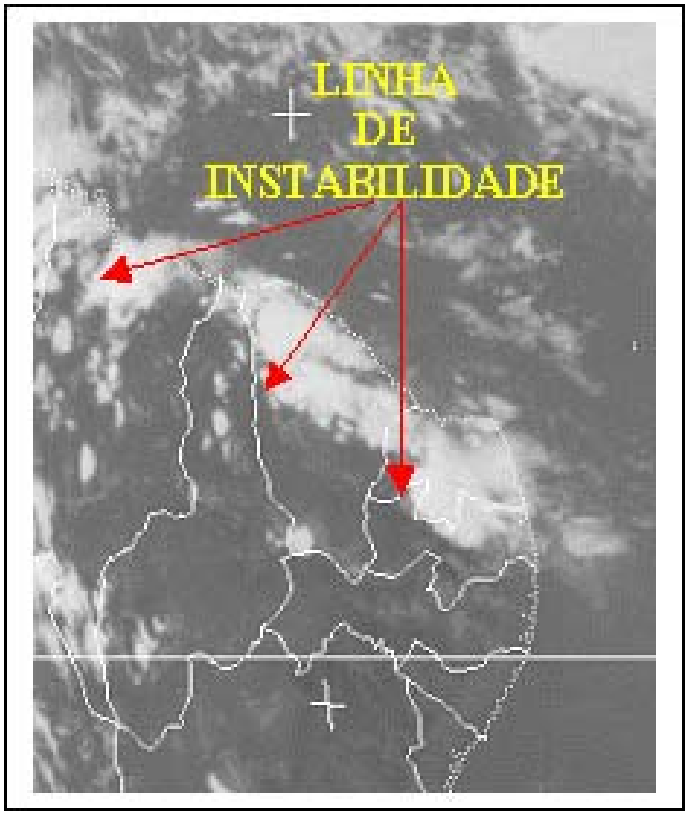


Figura 12 Nebulosidade associada às ondas de Leste no Nordeste do litoral Brasileiro. Satélite MeteoSat 5 21:00. Fonte: FUNCEME, 2012.

2.2.8 Linhas de instabilidade atmosférica

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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. 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 propagaçãoo 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 propagaçãoo 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).



Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

Figura 13 Linhas de Instabildade com origem nos ventos alíseos na região do Nordeste Brasileiro. Fonte: FUNCEME, 2012.

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^{0}C, e com área de 100.000km. Já a região mais interna da nuvem deve ter temperaturas menores que -52^{0}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. 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.

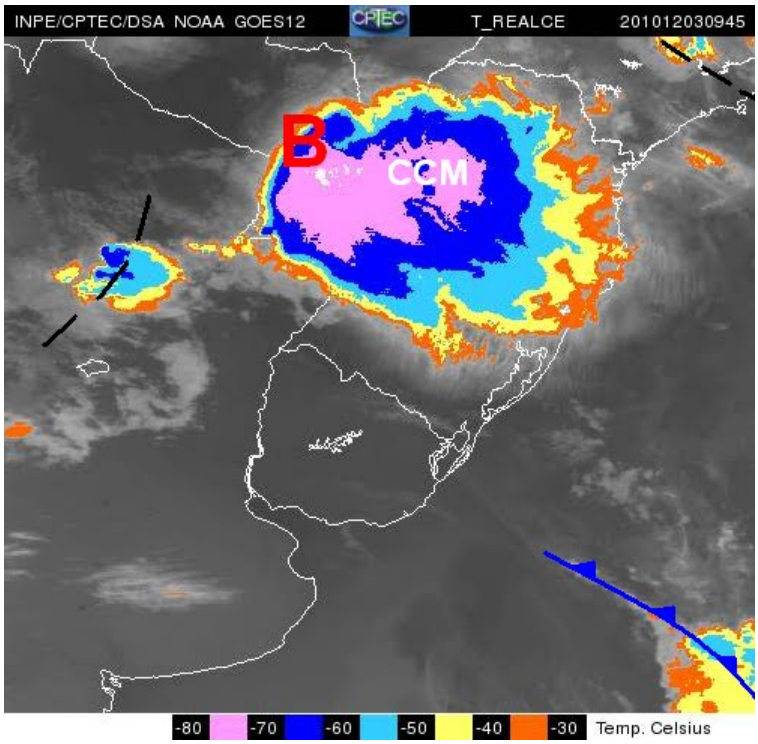


Figura 14 Complexo Convectivo de Mesoescala na região sul do Brasil atrelado a uma área de Baixa Pressão e um Cavado com origem na região do Chaco Argentino. Ao sul observa-se um sistema frotal em descolamento no

Atlântico Sul. 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.

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 subtrópicos.

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 45^0S 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. 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.

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

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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 onda 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).



Figura 15 Bloqueio Atmosférico na região Central do Brasil corroborado pela subsidência formada pela Alta da Bolívia. Imagem do Satélite GOES 12 (colorida) no inverno. Nota-se na região ao sul do Brasil a passagem de poderoso sistema frontal com descolamento para o Oceano Atlântico. Fonte: Climatempo, 2012.

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 extrapropicais, e o segundo nos trópicos. Ambos atuam com mais frequência entre dezembro e fevereiro. Com tempo de vida de 4 a 11 dias.

Esses sitemas 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 intensificaçãoo 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).

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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 (Mapa 2). 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 trans-equatorial 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

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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 Altântico 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 Pacifico 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 as áreas da bacia 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 ciruclação de massas de ar em larga escala (células de Headley) movimenta-se nos gradientes norte a sul durante as estações do ano

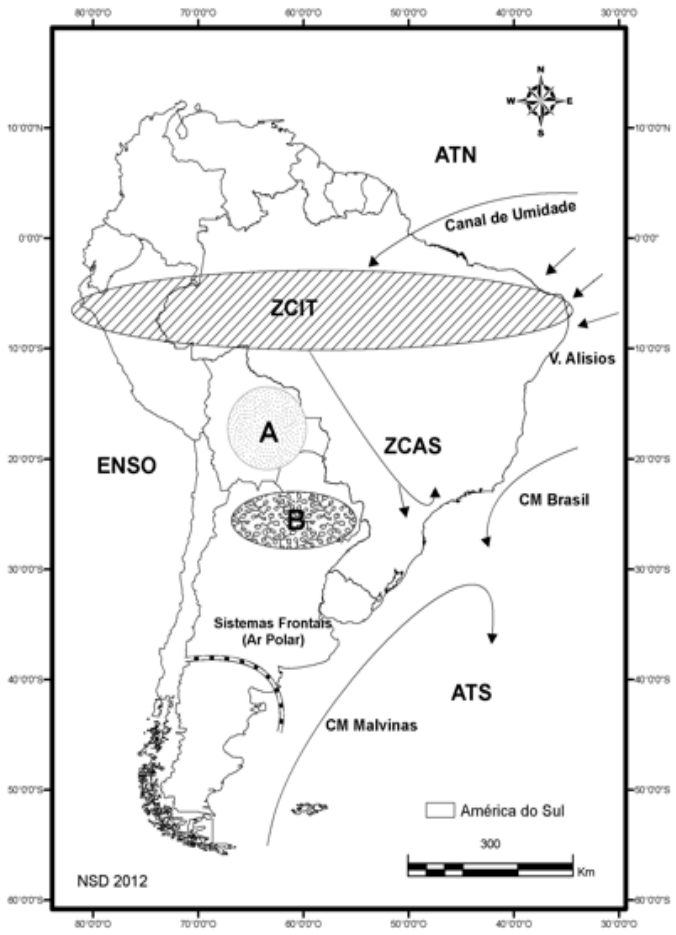
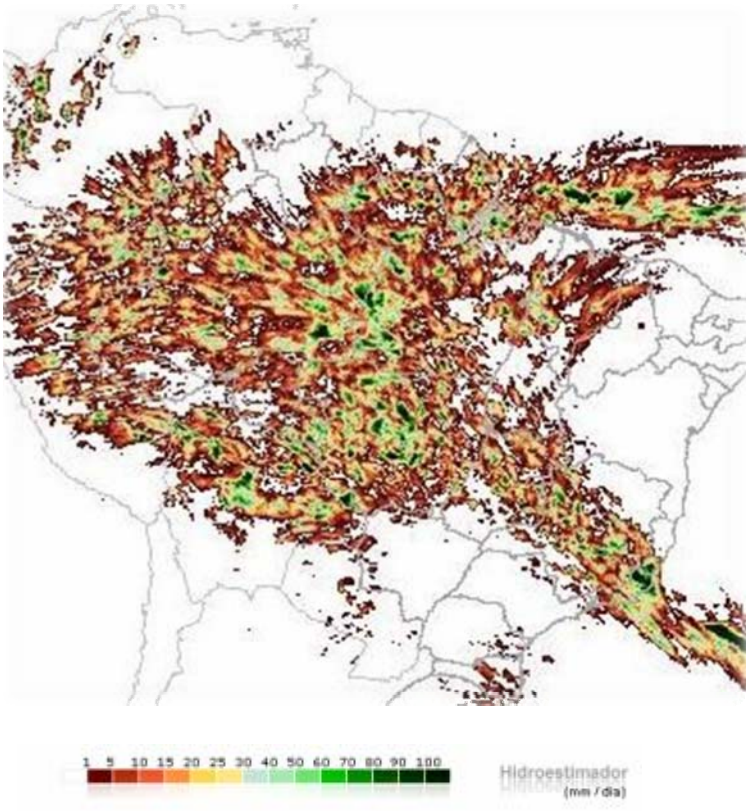


Figura 16 Representação dos principais fenômenos climáticos e de circulação atmosférica no verão austral da América do Sul. Fonte: Autor, 2012.

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. 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 chuvosa (MACHADO *et al.,* 2004).



Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

Figura 17 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. Composição estimada do dia 16/01/2011 - 12:00:00 GMT elaborada por meio da aquisição de dados pluviométricos de satélites a partir do Hidroestimador do INPE, totais pluviométricos em mm. Fonte: Imagem do Hidroestimador do INPE, Adaptado pelo autor, 2012. Disponível em: 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. Portanto, *quanto maior a área de floresta maior é a circulação das células de Headley, 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* [10] . 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 Headley) 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 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

[10] 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

na Amazônia mas parece improvável que o faça por período prolongado (COX *et al.,* 2008). 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. 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.

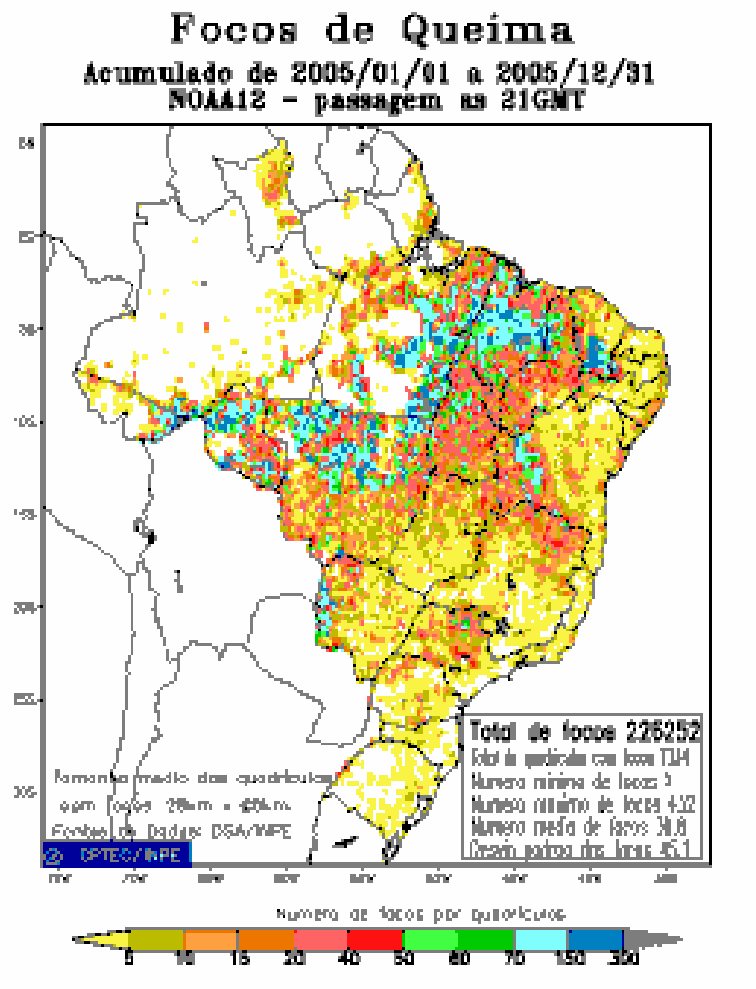


Figura 18 Focos de Queima no Brasil no ano de 2005. O ano de 2005 juntamente com os anos de 2004 e 2010 estão entre os mais importantes em relação as queimadas. Fonte: CPETEC, INPE, 2012.

Fearnside (2008) explana que o fogo na Amazônia 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 liteira inflamável oriunda de secas frequentes, que serve de combustível para incêndios florestais. Hoje, a eliminação completa das emissões antropogênicas de GEE's não seria suficiente para evitar o efeito estufa fugitivo de CO_2 acumulado no solo da floresta, face ao desmatamento. 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 19 Imagem do leste amazônico na qual é possível observar a olho nu no topo da imagem as nuvens brancas espessas de convecção no Pará, mesclando-se na parte inferior da imagem aos incêndios (pontos vermelhos) nuvens de fumaça de coloração cinzenta no Mato Grosso. Imagem do satélite MODIS da NASA.

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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 diversidade de tipos climáticos associados às latitudes equatoriais continentais, e tropicais, na porção central do continente Sul Americano. A despeito 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 característica 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).

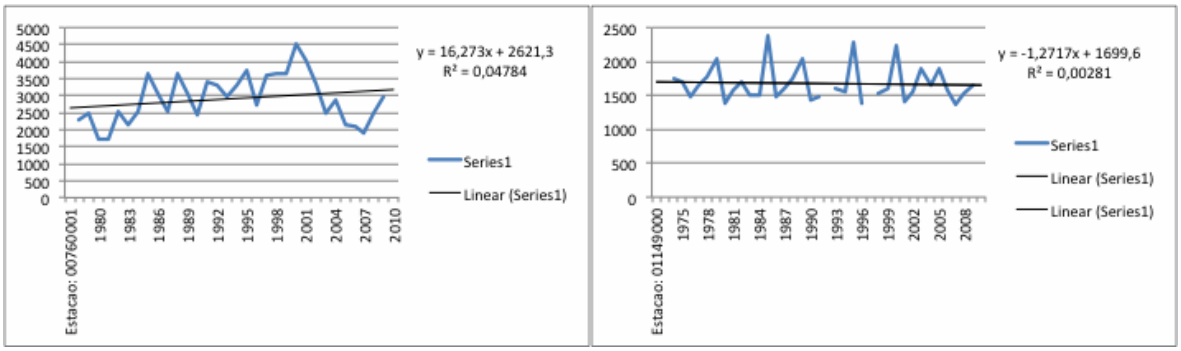
A porção Meridional da Amazônia apresenta uma estação seca mais ou menos definida durante os meses de junho-setembro, trata-se de um "período seco moderado" existente em quase todas as sub-regiões Sul Amazônicas, diferentemente dos tipo climáticos do Norte do bioma. Mais de 70% do total de chuvas acumuladas 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).

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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, podem causar déficits de chuva na períodos que abrangem os meses de DJF e MAM.

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. Abaixo, como ilustração (ver explicação gráfico 1), alguns gráficos dos últimos 40 anos pluviométricos da Amazônia Meridional utilizados neste estudo de caso:

(A) 00760001 (B) 01149000



(C) 01349001 (D) 01749000

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

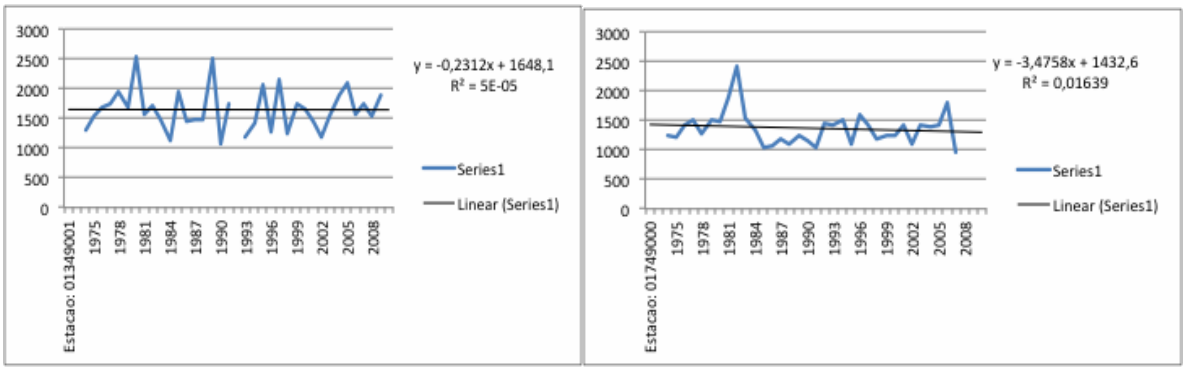


Gráfico 1 – Os Gráficos acima ilustram 4 médias históricas de estações pluviométricas da ANA selecionadas aleatoriamente na região da Amazônia Meridional. Nota-se que com o aumento da latitude há um decréscimo dos índices pluviométricos. Situação comum em regiões de transição da América do Sul entre o clima equatorial e o clima tropical úmido-seco. Fonte: Autor, 2013.

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 sensível, 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 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 inicias 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 e Amazônia dependem das estações do ano.

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). 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).

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).

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

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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 (Standarized

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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 SPI extrapolam o grau de variabilidade natural do clima no período.* De acordo com os resultados dos modelos já 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 è 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) notaram uma redução de - 32% nas chuvas devido a conversão de florestas para pastagens conforme estimativas do modelo do Headly Center da Inglaterra. 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

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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. *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.

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

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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. Fisa-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

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

os modelos podem se confundir devido às teleconexões oceânicas associadas aos efeitos do desmatamento. A área do modelo está situada totalmente abaixo de 3º 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. Outro 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.

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 CO_2 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 (CHEN e AVISSAR, 1994, AVISSAR e LIU, 1996, DURIEUX, 2002, SPRACKLEN *et al*. 2012).

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 CO_2 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 CO_2 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 CO_2, e uma de condensação devido às mudanças nas TSM. No primeiro teste os autores perceberam que (i) ao aumentarem os níveis na quantidade de CO_2 implicaria em redução da precipitação e (ii) ao aumentar um

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

grau nas TSM haveria acréscimo de precipitações. A curto prazo a redução de precipitação se dá devido ao efeito do CO_2, 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.

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 acoplando a variante vegetação para diversas partes do mundo. 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. 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

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

(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 km^2 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.

Para o Cerrado que originalmente cobria uma área de 2.000.000 de km^2 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. 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 *Bowen*[11] nas áreas desmatadas.

E por fim, Rosolem (2005), por meio de um experimento numérico de simulação atmosférica com resolução espacial de 16 km x 16 km, em um cenário sem governança de

[11] A razão de Bowen é determinada pela equação β=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.

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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 desmatas, 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 extremamente 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 da bases de dados estatísticos e atingem diversas metodologias da modelagem do clima em

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

áreas tropicais. Apesar dos contrastes entre os estudos e seus resultados, podemos afirmar que existem premissas e afirmações comuns como veremos a seguir.

De acordo com 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 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 engendrarem todas varáveis 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, prognosticam a morte da floresta a longo prazo (*forest dieback*). 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.

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 CPETEC, entre muitos outros (CPETEC, 2012). Entretanto, análises regionais pluviométricas estatísticas ainda são

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

escassas, e devem ser implementadas para melhor compreender os aspectos regionais e locais do clima Sul Amazônico (LAHSEN e NOBRE, 2007).

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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 1971-2010. 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 (Krigeagem Ordinária Exponencial). O resultado proporcionou o entendimento do comportamento das médias de acréscimo ou decréscimo pluviométrico no período referente

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

aos últimos 40 anos entre 1971-2010.

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 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 captores pluviométricos, das técnicas de interpolação numérica ou o uso de dados de satélite para preencher lacunas no tempo e no espaço. Redes de captores 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 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).

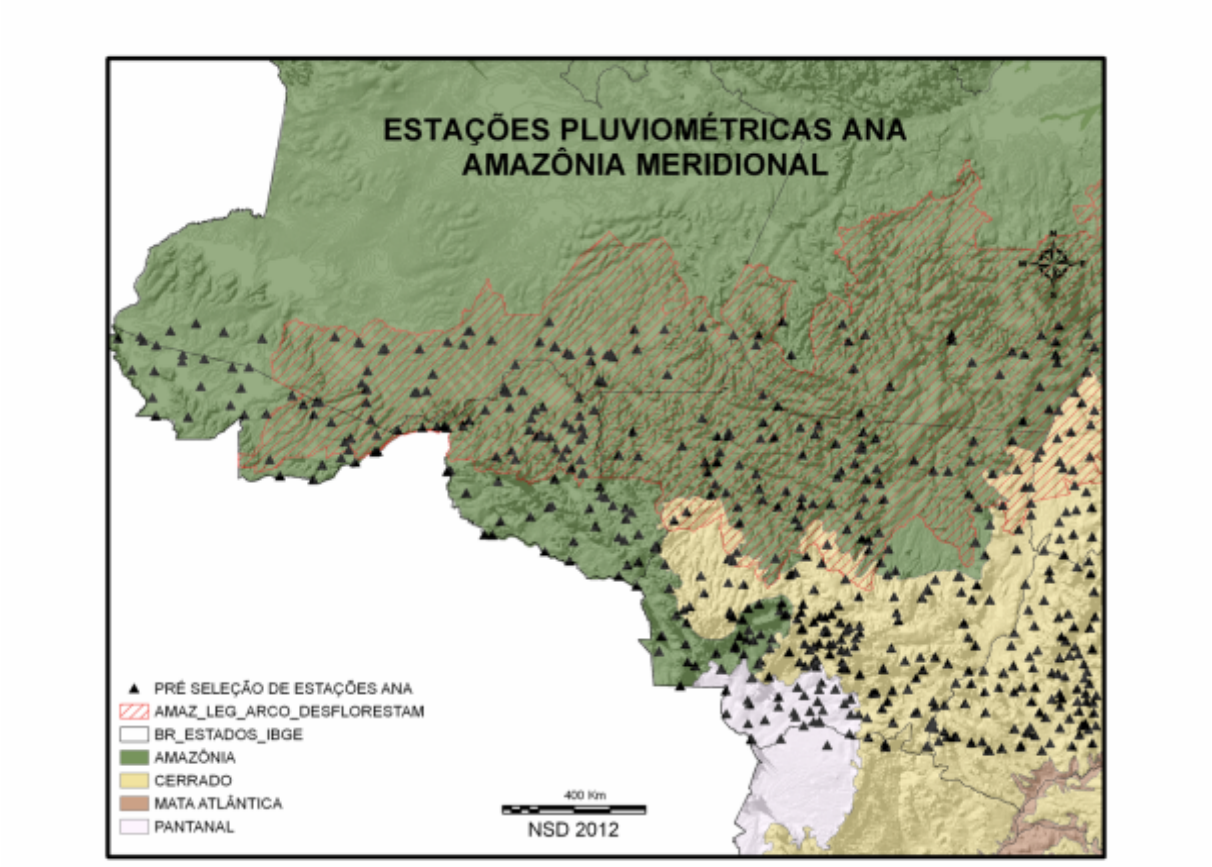
Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013



Mapa 2 Território Brasileiro com seus respectivos Biomas e os limites da Amazônia Legal e do Arco do Desflorestamento. Fonte: IBAMA (2012), adaptado pelo autor.

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. O trabalho estatístico de análise de cada estação/posto meteorológico teve como base a escolha de um recorte retangular da área a ser analisada

como no mapa 3 (-73.6522^0 W e -49.0203^0 W longitude; -7^0 S e -18^0 S latitude). Houve preocupação no sentido de abranger limites que fossem pluviometricamente homogêneos, apesar de diferenças regionais no que tange a extensão do período de secas e outras particularidades locais do clima. No mapa 3 e no gráfico 1 a seguir, vemos o recorte da área selecionada e as estações selecionadas anteriores à varredura de consistência de dados:



Mapa 3 Estações Pluviométricas da ANA anteriores a varredura e validação de dados. Ao total 634 estações foram selecionadas. Na legenda os biomas e os pontos representado a localização das estações. Fonte: Autor, 2012.

G

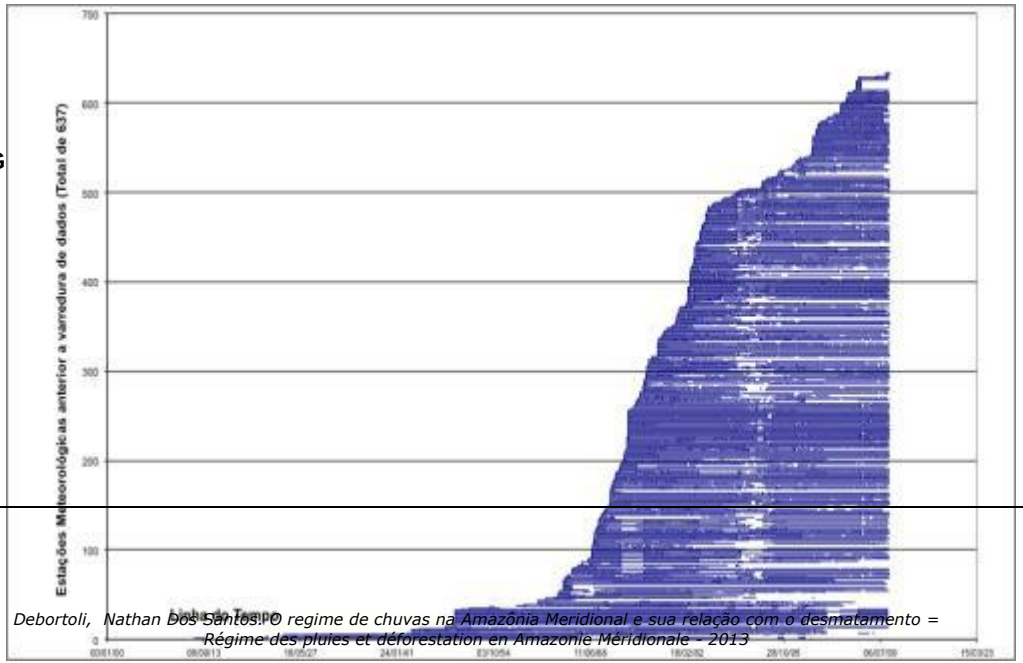


Gráfico 2 Linha do tempo com suas falhas temporais para 634 estações pluviométricas pré-selecionadas na fase primária de análise. Os espaços em branco representam lacunas nos dados. Fonte: Autor, 2012.

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 1). 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

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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. Foram consideradas INCONSISTENTES pluviosidades > 350 mm. 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.

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.

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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 2 e gráfico 2 a seguir:

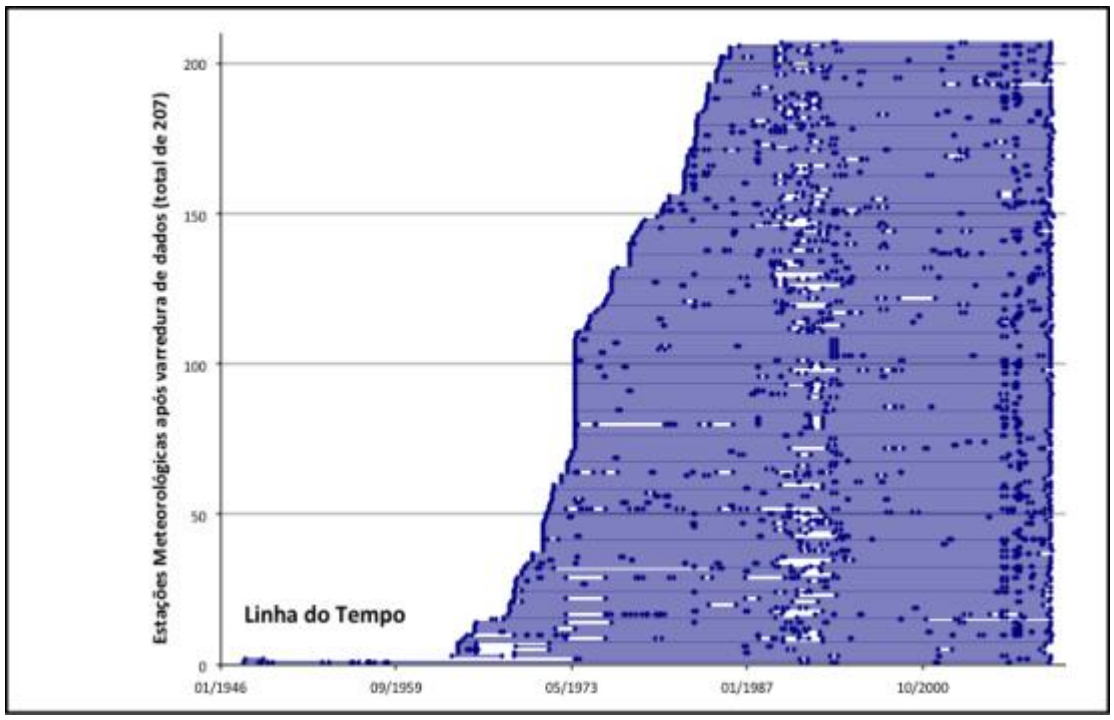
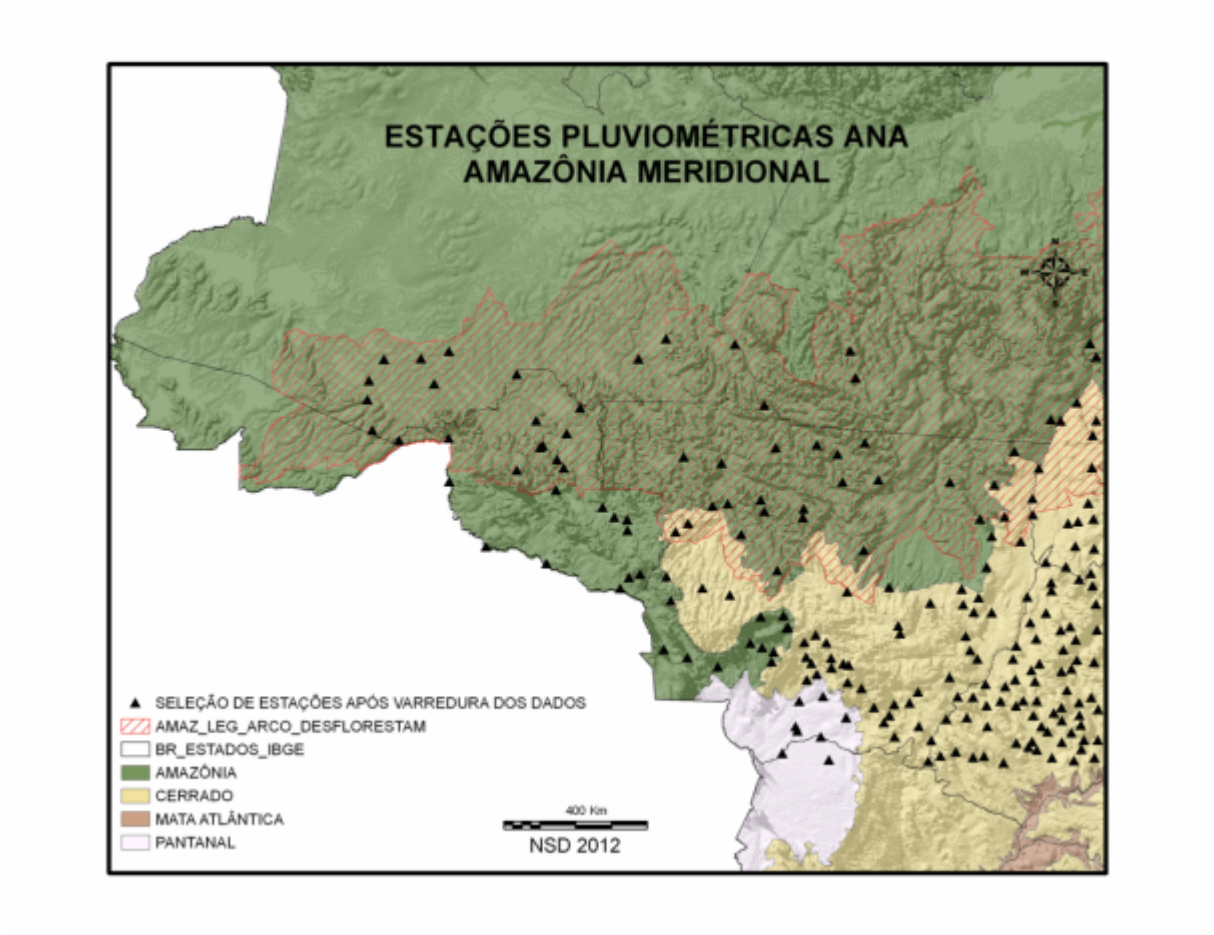


Gráfico 3 Estações pós varredura de consistência de dados (total de 207 estações). Fonte: Autor, 2012.



Mapa 4 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 sequêndia de variáveis aleatórias independentes X_1, X_2, ..., X_n. Na sequência é muito provável que haja um ponto de ruptura a τ se os X_t por t = 1, ..., τ tem uma distribuição comum F_1 (X), e por X_t, para t= τ + 1, ..., N tem uma distribuição comum F_2 (X), diferente de F_1 (X). A hipótese nula de "não ruptura", H_0: τ = 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} = sgn (X_i – X_j) onde sgn (X) = 1 se X > 0; 0 se X = 0 e – 1 se X < 0, então, a variável

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

é equivalente a estatística de Mann-Whitney para testar o compartilhamento de dois conjuntos, X_1, ..., X_t e X_{t+1}, ..., 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 utilisar a variável:

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

E utilisando 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 = τ 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:

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

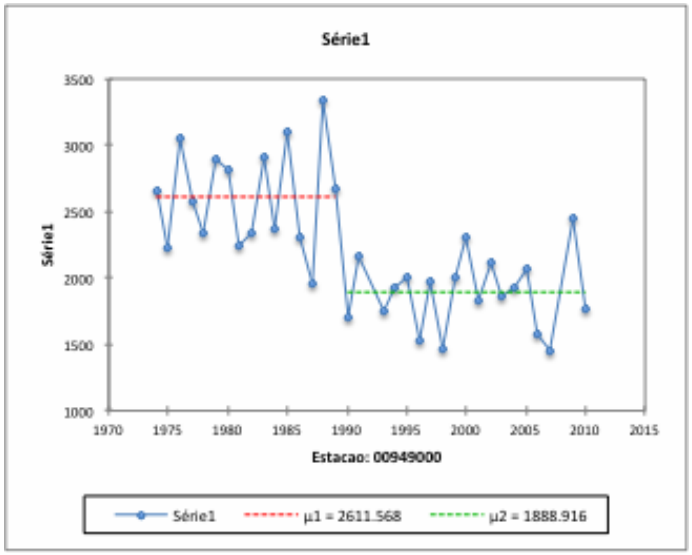


Gráfico 4 Aqui é ilustrado um exemplo de gráfico gerado por meio da utilização da análise estatística do Teste de Pettitt. Neste gráfico do município de Alta Floresta (MT) vemos uma ruptura na série histórica entre os anos de 1990 e 1991. O gráfico mostra um decréscimo substancial de 2,611 mm para 1,888 mm das médias anuais das chuvas na região.

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

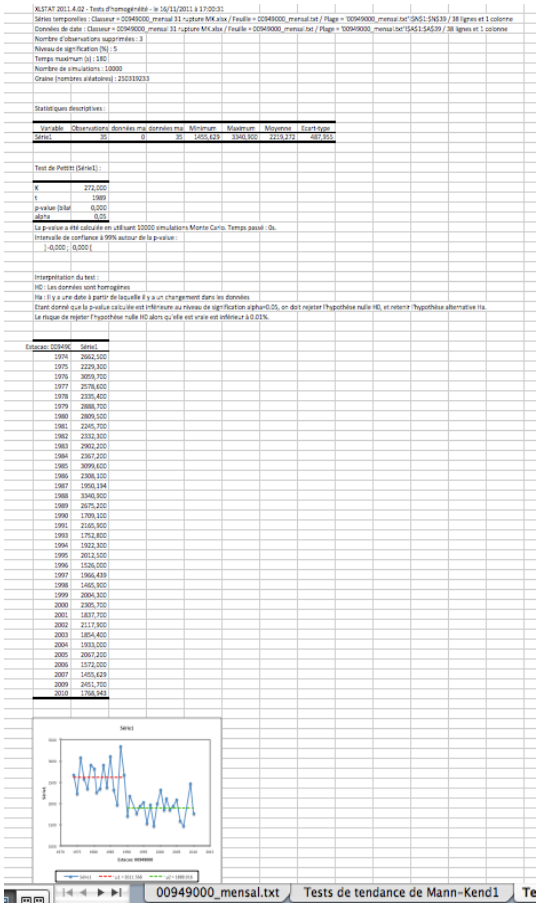


Figura 20 Modelo de saída de dados do software XLStat. Na parte superior da figura a identificação da estação e os parametros escolhidos para o teste. Posteriormente a análise estatística dos dados pluviométricos e os anos de análise**.** A ruptura saliente do período histórico é identificado pelo gráfico das médias.

Os parâmetros utilizados nestes testes foram: Hipótese alternativa ≠ 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:

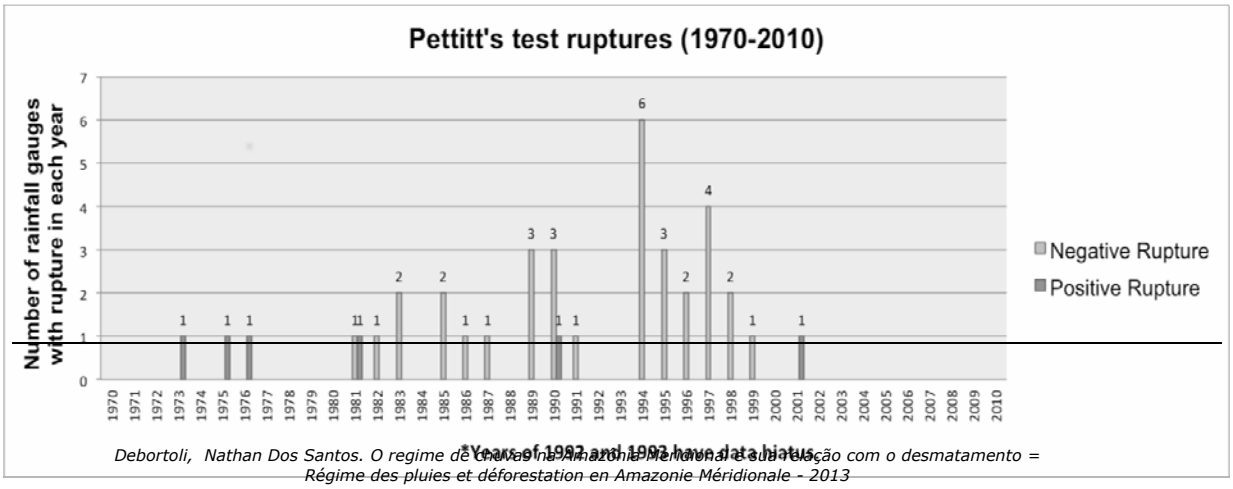
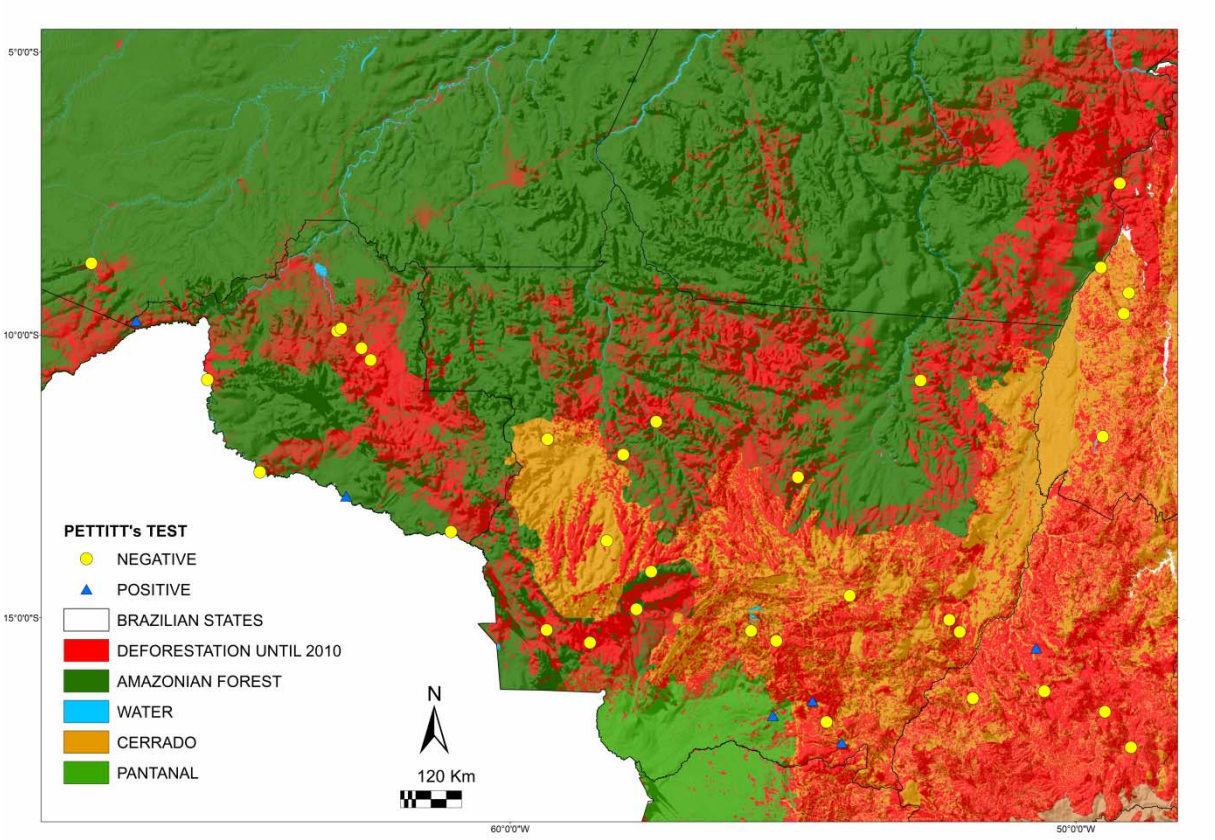


Gráfico 5 Estações pluviométricas da ANA que apresentaram ruptura nas séries históricas após aplicação do teste estatístico de Pettitt. Em cinza claro o número de estações com ruptura negativa e em cinza escuro positiva. No eixo x os anos cuja ruptura foi identificada e no eixo y o número de estações 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, que são visíveis também no gráfico 1 e 2. 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 km^2 devastados no período. Abaixo a espacialização das estações com rupturas negativas e positivas:



Mapa 5 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 drásticas nas precipitações durante o período de 1940-2003 e de 1945-1983, 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.

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.

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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 - 200 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:

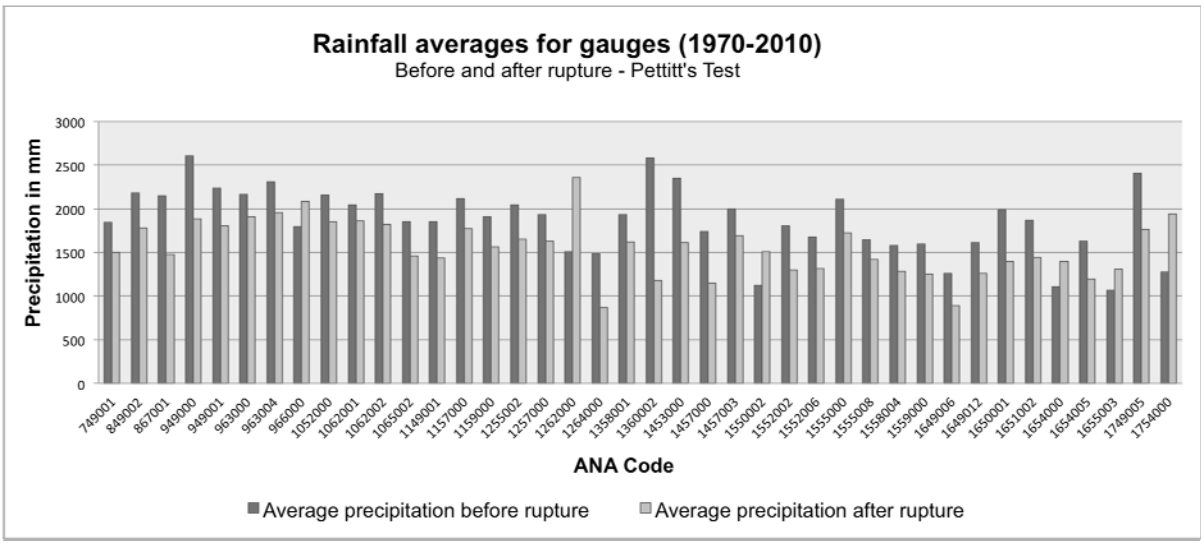


Gráfico 6 Médias em mm das estações com rupturas positivas e negativas no teste de Pettitt. Em cinza escuro as médias anteriores à ruptura e em cinza claro as médias posteriores à ruptura. Fonte: Autor, 2012.

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.

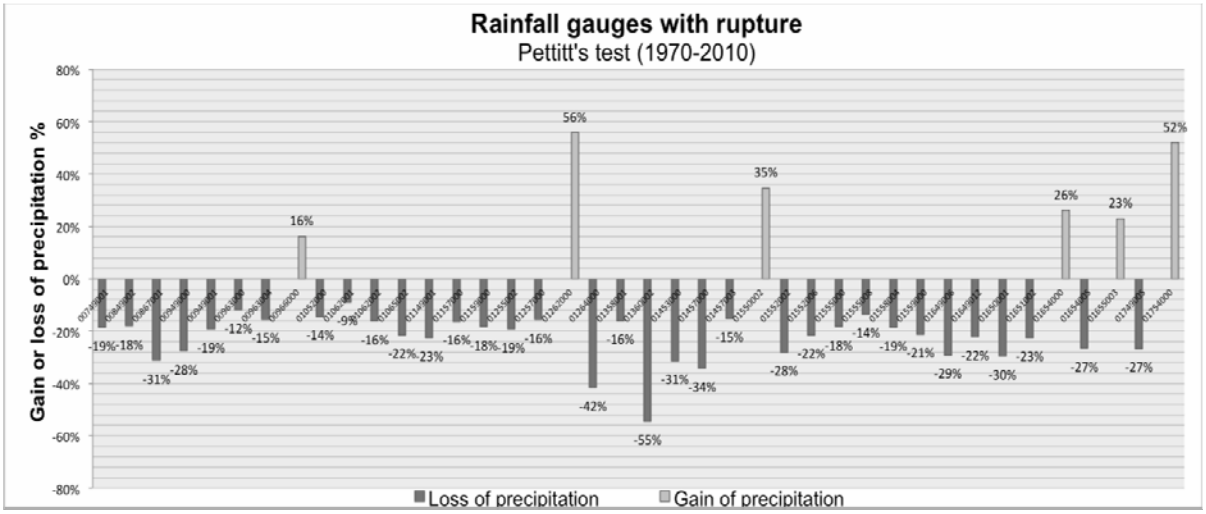


Gráfico 7 Teste de ruptura de Pettitt. Cálculo do total de perda ou ganho de precipitação em % após a ruptura na série histórica para cada estação da ANA. Em cinza escuro as perdas e em cinza claro os ganhos, ou seja o decréscimo ou acréscimo dos totais pluviométricos. Fonte: Autor, 2012.

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_i tal que (i=j) e $Y_i > Y_j$. O teste *t* é formulado pela relação seguinte:

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

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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

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

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. No tabela a seguir a divisão das estações:

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.

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.

Por outro lado, 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 Artificiais[12], 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).

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 ± 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.

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.

[12] 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.

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.

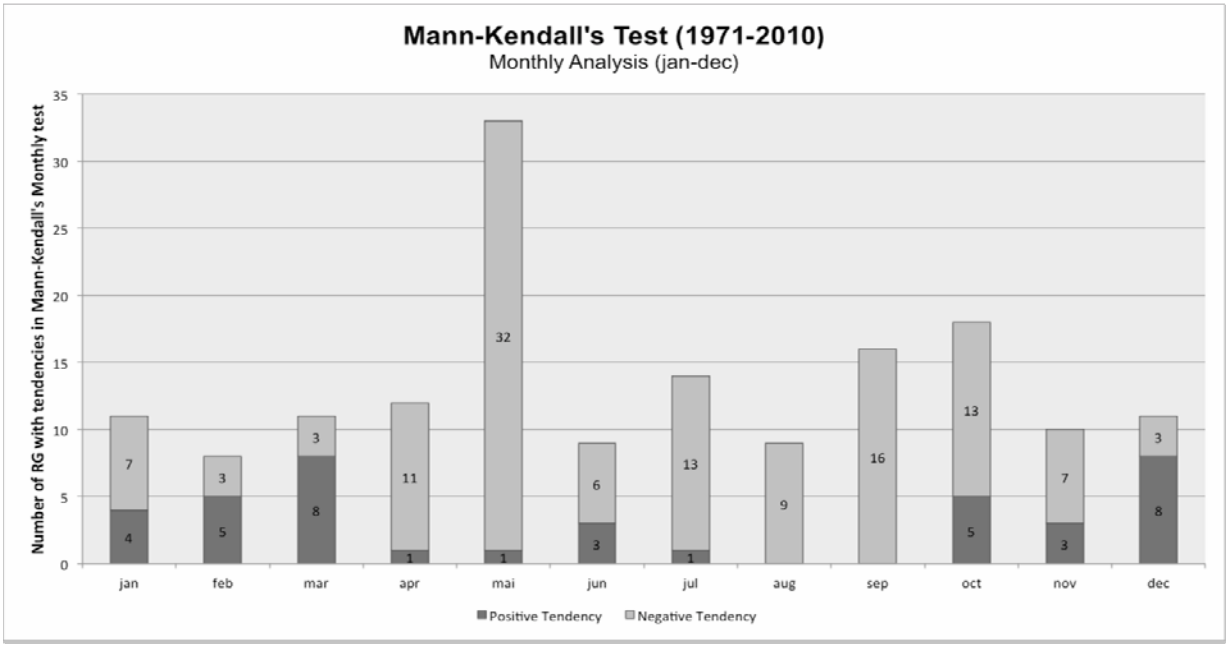
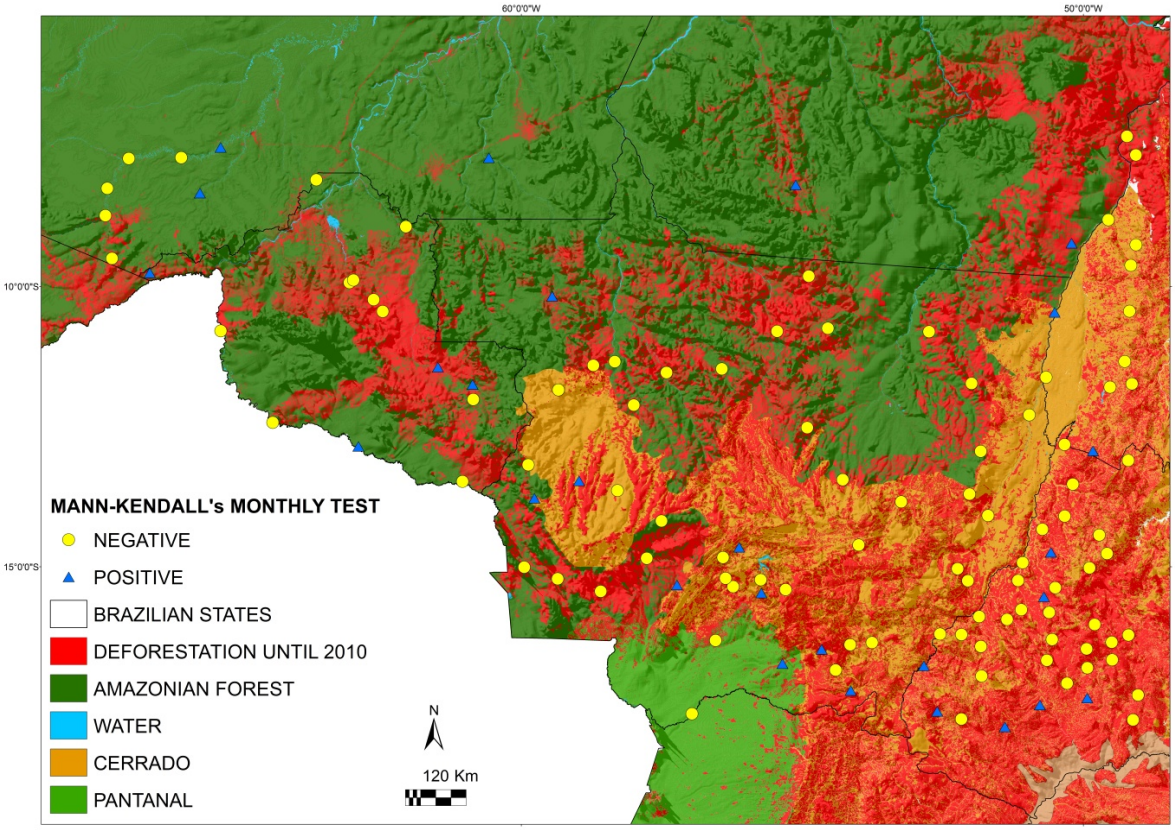


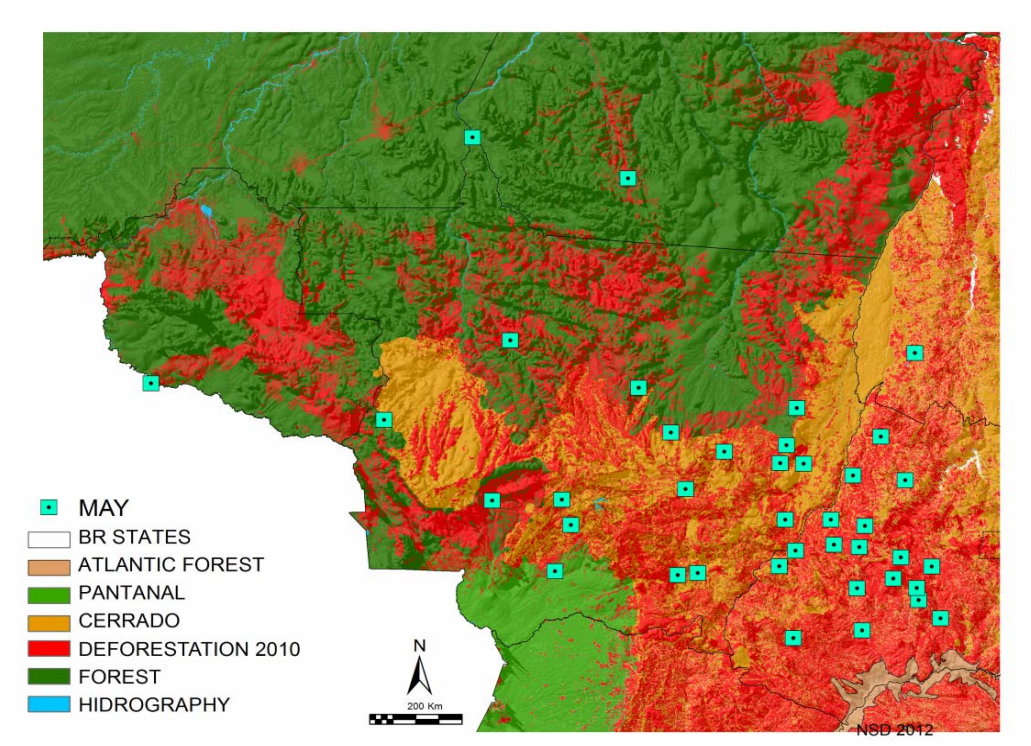
Gráfico 8 Teste de tendência de Mann-Kendall sazonal aplicado para as 207 estações, ilustrando de forma sobreposta em cinza escuro também o número de estações com ruptura no teste de Pettitt. No eixo x os meses do ano, e no eixo y e no centro das colunas o número de estações para cada período do ano. 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 e 25 (13%) apresentaram tendência positiva. As estações com tendência ambíguas foram consideradas como sem tendência.

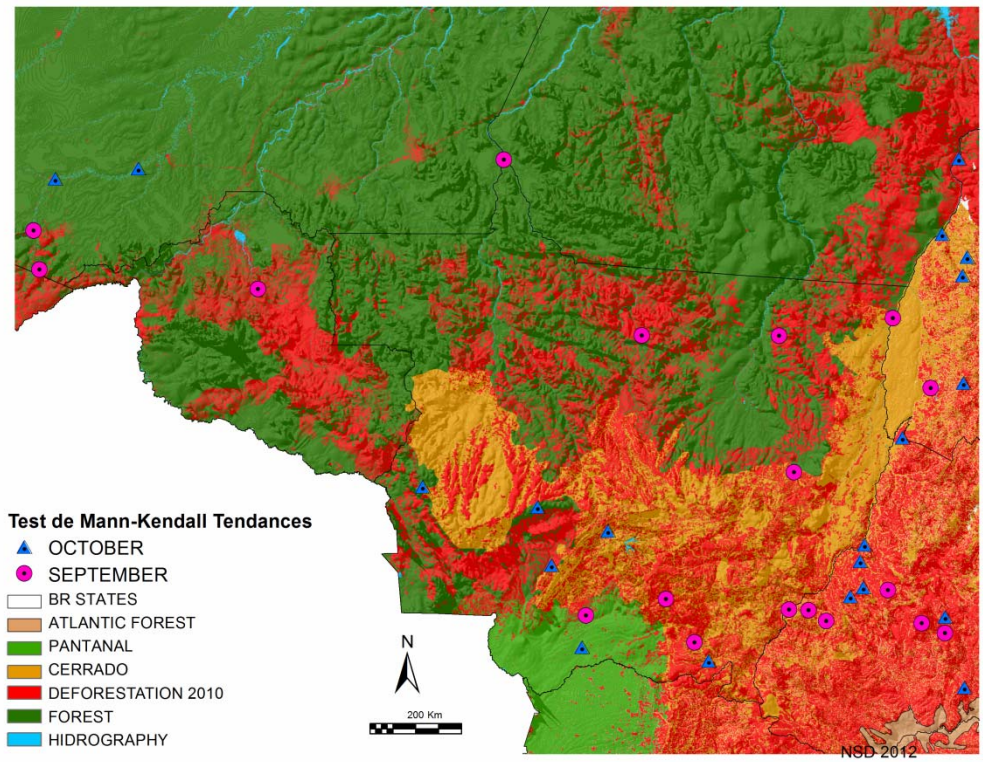


Mapa 6 Tendências pluviométricas para o teste de Mann-Kendall. Em amarelo tendências negativas, em azul tendências positivas. Fonte: Autor, 2012

Na 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 7 e 8). 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:



Mapa 7 Tendência teste de Mann-Kendall para o mês de Maio. Em quadrados azul claro estações com tendência para o mês.



Mapa 8 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.

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 cáculo 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;

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

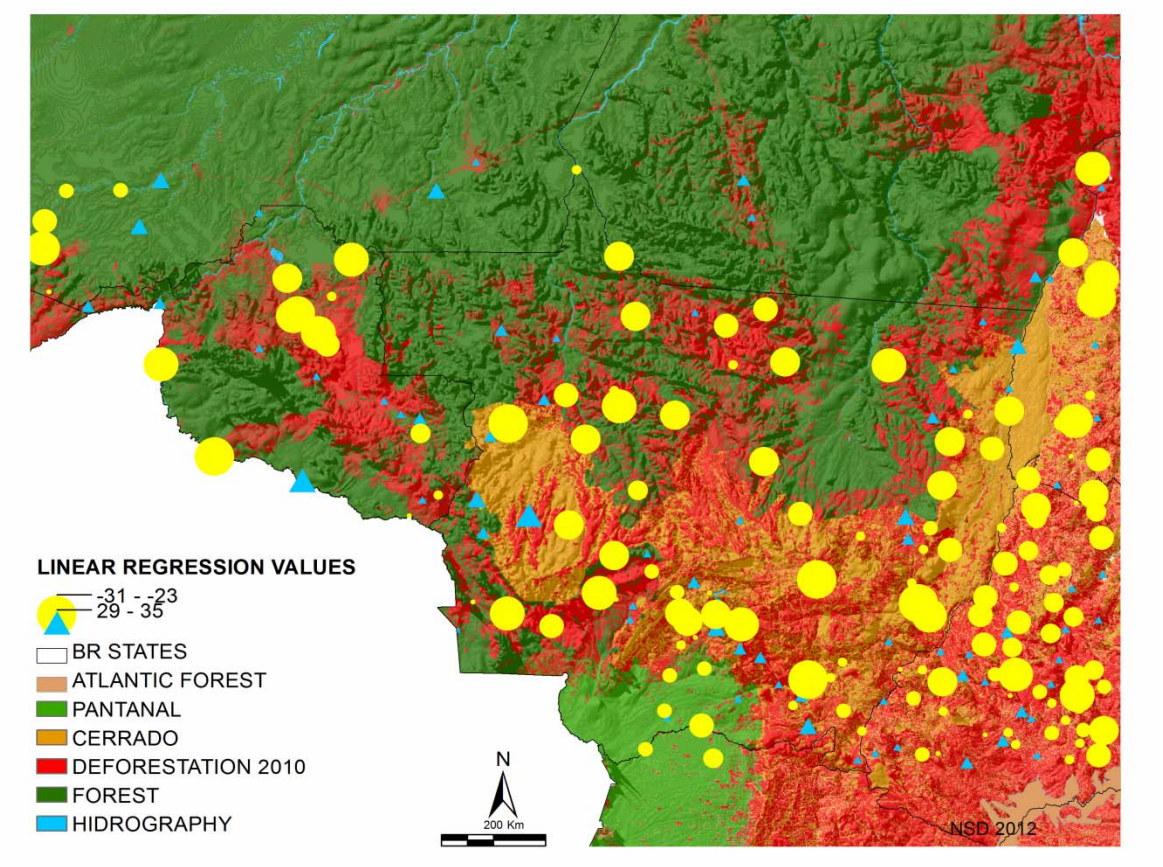
De acordo com os dados encontrados nos testes das regressões lineares 136 (63%) das estações obtiveram tendências negativas e 76 (37%) tendências positivas. Dentre essas, 68 (33%) obtiveram tendências negativas entre -0 mm e -5 mm; 49 (24%) entre -6 mm e -15 mm; e 14 (7%) entre -16 mm e -40 mm. Já 46 (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.

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. 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

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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 durantes as estações de transição, assim, impactos pluviométricos negativos nessas épocas poderiam diminuir consideravelmente o aporte hídrico.



Mapa 9 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. Em azul tendências positivas e em amarelo tendências negativas de precipitação. Fonte: Autor, 2012

.

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

O método da Krigeagem Ordinária Exponencial demonstrou ser o mais adequado para o tratamento geoestatístico dos dados. A krigeagem foi efetuada para as 207 estações pluviométricas avaaliadas, 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 a seguir:

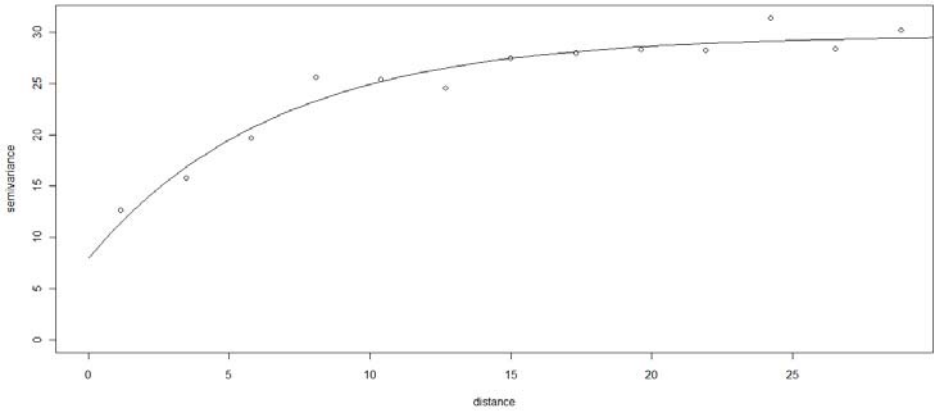
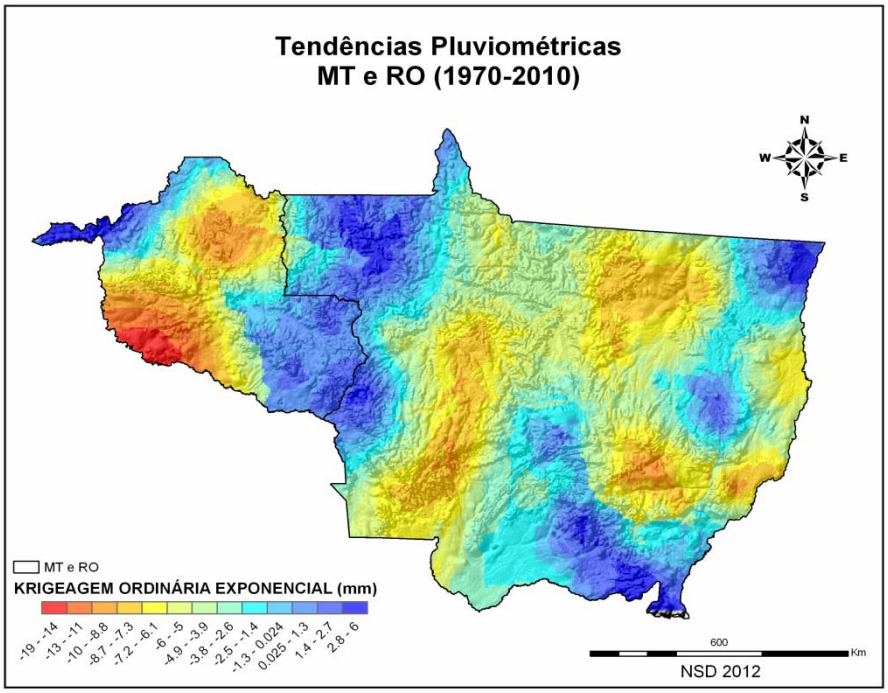


Gráfico 9 Semivariograma inicial da Krigeagem Ordinária Exponencial. Parâmetros: Nugget: 7.85 Range: 23.55 km (variabilidade inicial de distância entre os pontos) PhilSill: 28. Fonte: Autor, 2012.



Mapa 10 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.

De acordo com os resultados expostos no mapa 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. 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 krigeagem 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 11).

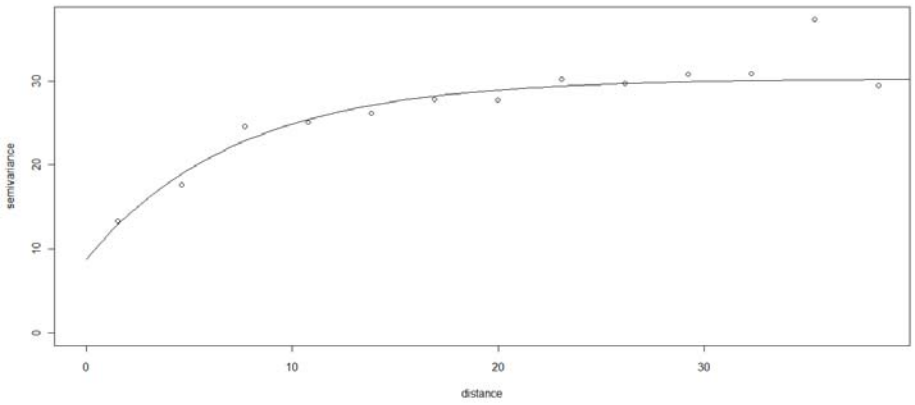
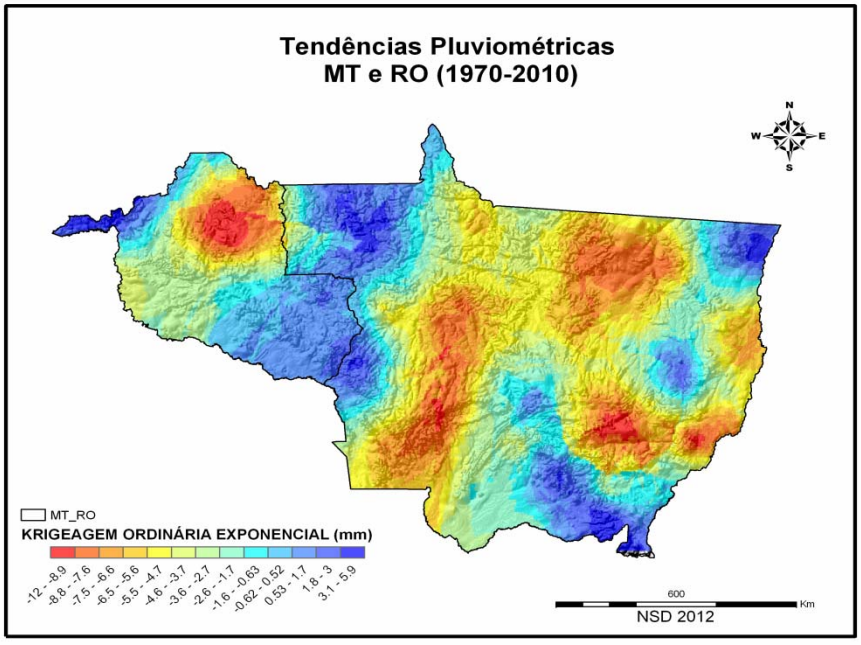


Gráfico 10 Semivariograma final da Krigeagem Ordinária Exponencial. Parâmetros Nugget: 9.64 Range: 18.90 km (variabilidade inicial de distância entre os pontos) PhilSill: 28. Fonte: Autor, 2012.



Mapa 11 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.

Estima-se que a vegetação desempenhe um papel importante na regulação dos períodos de transição entre a época chuvosa e o período seco. Ferreita *et al.* (2005) por exemplo indica que a evapotranspiração pela floresta é estimada em até 67,9% e para Nova *et al.* (1976) 61,8%, enquanto que Bosilcovich 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 km^2 e 1,000.000 km^2, ou seja, entre 10% a 40% de áreas desmatadas (PIELKE *et al.* 1998; DURIEUX, 2002; Malhi *et al.* 2008; SALATI e VOSE, 1984).

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. São necessárias pesquisas contemplando análises climáticas em escala fina e média para a região Amazônica como as desenvolvidas neste estudo. A correlação em diversas escalas dos dados pluviométricos de cada estação com o uso do terra por meio de uma metodologia de *buffer zones,* desenvolvida pelo autor, poderá agregar uma melhor compreensão das relações diretas dos registros históricos pluviométricos, com a dinâmica histórica do desmatamento na Amazônia.

3.4 Discussões e Conclusões

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.

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 possibiltou o reconhecimento das áreas com perdas e ganhos de chuva nas áreas estudadas.

De acordo com os testes estatisticos 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 1971-2010.

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 1971-2010 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 1971-2010 um IPC mais tardio e um FPC mais precoce. As análises das estações pluviométricas em áreas desmatadas demonstram que há grande probabilidade do desmatamento ser coadjuvante do enfraquecimento do período chuvoso entre o IPC e FPC, especialmente em partes da região nordeste do estado de Rondônia. Uma última análise também verificou que a maior parte estações apresentam uma estação chuvosa com tendência a redução ao longos das últimas décadas.

Na análise de identificação do início e fim do período chuvoso será dissertada e desenvolvida metodologia singular de identificação do período, 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, para a zona de estudo. 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

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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; FEARNSIDE, 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 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).

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. Por exemplo, o deslocamento ou redução da extensão do período chuvoso, o qual conduziria à redução da disponibilidade hídrica, portanto, comprometendo as atividades primárias no meio rural. Nesse sentido, buscamos identificar a partir de perspectiva temporal (1971-2010), 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.



Mapa 12 Localização das estações pluviométricas da ANA (89) com dados diários entre 1970-2010. Fonte: Autor, 2012.

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. Os quais tendem a identificar os períodos pluviométricos de início e fim do período chuvoso atrelados ao crescimento das plantas, e 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.

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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 da estação;

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:

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

D é o número de dias do primeiro mês (mês com chuvas eficientes – MCE) no qual se registra um total acumulado >= 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. Esta metodologia parece ser a 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 (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>=1 mm). Por exemplo, para um dia J do ano conta-se o número de vezes "n" que ele foi chuvoso (P>=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,

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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=< precoce / Q2 entre o normal / Q3 >= 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. Portanto, para haver um distribuição espacial coerente com as áreas propostas para análise, agregamos também estações com no mínimo 27 anos de dados, isso nos permitiu 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. Das 207 estações previamente selecionadas 50 detinham no mínimo 30 anos de dados sem lacunas ou falhas como recomendado pela Organização Meteorológica Mundial (OMM). 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.

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.

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 Camberlin e Okoola (2003). Este método tem como base a identificação da diferença entre as médias dos acúmulos mínimos e máximos de precipitação do IPC e FPC. Para cada ano a data do IPC corresponde ao ponto mínimo do ciclo anual de pontos acumulados, tanto que os valores mais elevados da curva marquem o FPC. Essa metodologia parece ser a mais adequada para análise do IPC e FPC na Amazônia Meridional, pois trata-se de região de forte sazonalidade. O acúmulo de pontuação permite identificar facilmente as datas mensais e diárias, e os períodos temporais anuais das chuvas, a partir dos níveis dos cúmulos máximos e mínimos dos totais diários de precipitação, como ilustrado no gráfico 1.

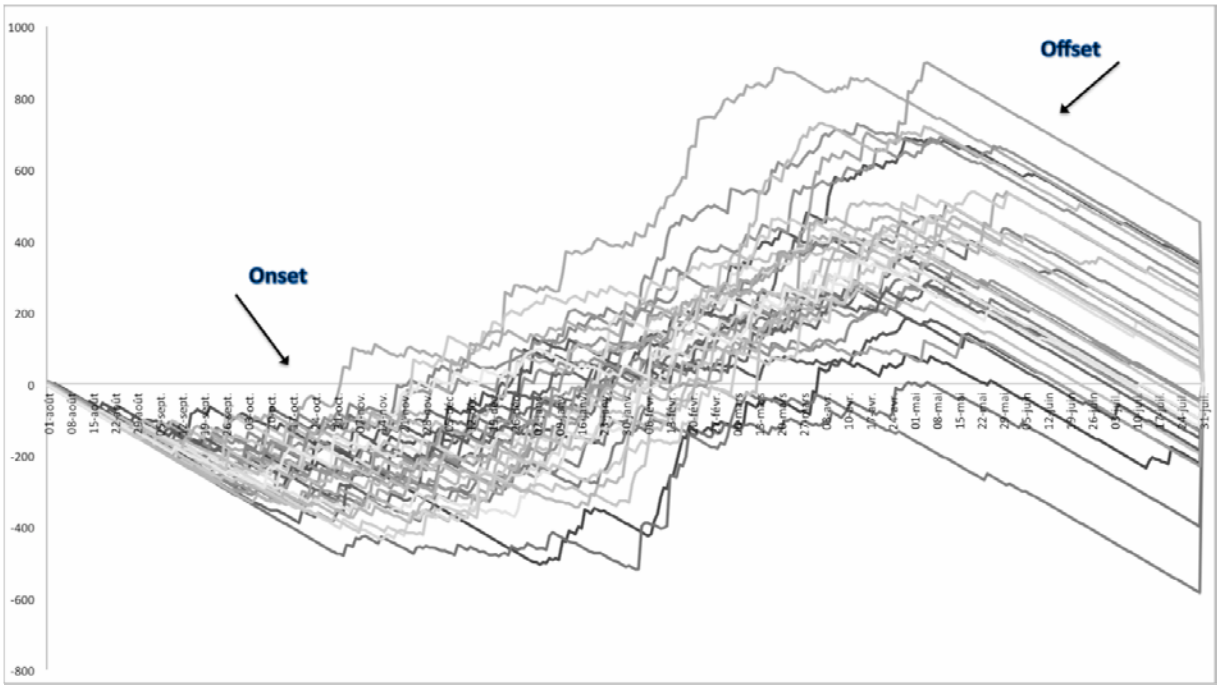


Gráfico 11 Exemplo de aplicação da metodologia para a estação de código 0074900 (ANA). No eixo x os meses do ano com as linhas respectivas para cada um dos 40 anos de dados. No eixo y os valores de pontuação acumulada mínima e máxima. Fonte: Autor, 2012.

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

Os dados foram calculados a partir da escolha da data do dia 1 de Agosto, época de pouca influência do período chuvoso, e cujas precipitações ocorrem apenas com a passagem de sistemas frontais. Assim, a fórmula utilizada para o cáculo da diferença das médias foi a seguinte:

$$V_j = \sum_{01/08}^{j} (P_j - \overline{P}_m)$$

Fórmula 1. $\sum_{01/08}^{j}$ = dia primeiro de Agosto representado a diferença entre as médias dos acumulados mínimos e a data do início do ano; P_j = o dia anterior, representando a diferença entre as médias dos acumulados máximos; $\overline{P}_m$ = média diária das precipitações em todo o período (1971-2010).

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

O resultado do cálculo de identificação da diferença das médias para o IPC e o FPC nas 89 estações pluviométricas foi elaborado a partir de um *script*. As datas foram 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 abaixo o aspecto do *script* nas tabelas de excel:

A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T
dia_min	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN
	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN
	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	256.0000	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN
	283.0000	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	267.0000	NaN	NaN	271.0000	275.0000	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN
	320.0000	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	270.0000	NaN	NaN	307.0000	244.0000	264.0000	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN
	277.0000	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	308.0000	278.0000	NaN	NaN	236.0000	281.0000	269.0000	274.0000	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN
	274.0000	280.0000	NaN	NaN	NaN	NaN	271.0000	268.0000	NaN	NaN	287.0000	266.0000	276.0000	271.0000	NaN	NaN	263.0000	252.0000	NaN
	3.0000	308.0000	NaN	NaN	NaN	NaN	253.0000	278.0000	NaN	NaN	226.0000	264.0000	268.0000	239.0000	NaN	NaN	264.0000	262.0000	NaN
	287.0000	289.0000	NaN	253.0000	265.0000	NaN	256.0000	281.0000	253.0000	NaN	252.0000	287.0000	335.0000	252.0000	252.0000	246.0000	263.0000	295.0000	279.0000
	283.0000	263.0000	NaN	230.0000	226.0000	NaN	219.0000	245.0000	240.0000	NaN	274.0000	291.0000	233.0000	265.0000	319.0000	322.0000	304.0000	230.0000	246.0000
	301.0000	274.0000	NaN	344.0000	249.0000	NaN	259.0000	284.0000	270.0000	NaN	265.0000	309.0000	309.0000	271.0000	264.0000	258.0000	234.0000	263.0000	275.0000
	292.0000	268.0000	NaN	316.0000	273.0000	NaN	272.0000	274.0000	279.0000	NaN	227.0000	281.0000	286.0000	254.0000	272.0000	256.0000	272.0000	271.0000	280.0000
	262.0000	352.0000	247.0000	252.0000	245.0000	256.0000	243.0000	252.0000	273.0000	245.0000	304.0000	262.0000	253.0000	245.0000	244.0000	238.0000	253.0000	252.0000	252.0000
	276.0000	NaN	272.0000	286.0000	339.0000	294.0000	279.0000	273.0000	273.0000	308.0000	305.0000	270.0000	289.0000	285.0000	347.0000	300.0000	250.0000	259.0000	213.0000
	254.0000	264.0000	322.0000	251.0000	250.0000	246.0000	275.0000	259.0000	291.0000	280.0000	287.0000	259.0000	258.0000	266.0000	309.0000	286.0000	258.0000	248.0000	288.0000
	278.0000	300.0000	274.0000	253.0000	227.0000	337.0000	255.0000	265.0000	279.0000	276.0000	289.0000	266.0000	276.0000	277.0000	257.0000	281.0000	267.0000	286.0000	43.0000
	275.0000	260.0000	287.0000	256.0000	247.0000	243.0000	283.0000	268.0000	268.0000	268.0000	273.0000	274.0000	278.0000	256.0000	320.0000	255.0000	258.0000	276.0000	258.0000
	NaN	302.0000	304.0000	263.0000	254.0000	3.0000	264.0000	301.0000	267.0000	NaN	213.0000	284.0000	310.0000	261.0000	297.0000	282.0000	263.0000	285.0000	269.0000
	272.0000	258.0000	275.0000	269.0000	282.0000	174.0000	276.0000	271.0000	255.0000	278.0000	276.0000	279.0000	274.0000	276.0000	270.0000	276.0000	NaN	NaN	277.0000
	288.0000	NaN	269.0000	275.0000	267.0000	161.0000	NaN	293.0000	271.0000	270.0000	280.0000	283.0000	287.0000	338.0000	333.0000	213.0000	NaN	NaN	298.0000
	263.0000	NaN	357.0000	251.0000	276.0000	240.0000	273.0000	285.0000	264.0000	235.0000	59.0000	261.0000	285.0000	273.0000	262.0000	342.0000	261.0000	NaN	NaN
	NaN	NaN	213.0000	250.0000	298.0000	289.0000	307.0000	NaN	268.0000	325.0000	270.0000	NaN	NaN	260.0000	292.0000	258.0000	299.0000	NaN	284.0000
	NaN	NaN	213.0000	234.0000	249.0000	239.0000	NaN	NaN	214.0000	262.0000	299.0000	NaN	NaN	248.0000	304.0000	298.0000	254.0000	NaN	NaN
	242.0000	283.0000	168.0000	231.0000	272.0000	NaN	NaN	262.0000	269.0000	232.0000	4.0000	245.0000	240.0000	311.0000	254.0000	304.0000	263.0000	273.0000	278.0000
	270.0000	292.0000	355.0000	240.0000	252.0000	214.0000	NaN	279.0000	287.0000	NaN	295.0000	291.0000	308.0000	258.0000	273.0000	NaN	NaN	295.0000	319.0000
	292.0000	326.0000	213.0000	258.0000	281.0000	213.0000	NaN	300.0000	304.0000	NaN	NaN	291.0000	292.0000	286.0000	257.0000	281.0000	270.0000	262.0000	255.0000
	274.0000	315.0000	213.0000	280.0000	274.0000	213.0000	213.0000	297.0000	271.0000	272.0000	259.0000	296.0000	275.0000	265.0000	265.0000	275.0000	290.0000	295.0000	279.0000
	285.0000	322.0000	315.0000	292.0000	336.0000	44.0000	323.0000	315.0000	318.0000	305.0000	213.0000	292.0000	253.0000	NaN	NaN	305.0000	260.0000	281.0000	318.0000
	282.0000	273.0000	274.0000	282.0000	281.0000	280.0000	275.0000	284.0000	266.0000	280.0000	213.0000	321.0000	282.0000	281.0000	286.0000	246.0000	250.0000	275.0000	274.0000
	265.0000	335.0000	244.0000	252.0000	297.0000	262.0000	267.0000	291.0000	338.0000	291.0000	339.0000	294.0000	267.0000	308.0000	297.0000	258.0000	294.0000	315.0000	295.0000
	248.0000	254.0000	244.0000	215.0000	277.0000	286.0000	278.0000	254.0000	220.0000	276.0000	213.0000	250.0000	250.0000	257.0000	296.0000	255.0000	247.0000	295.0000	258.0000
	285.0000	322.0000	235.0000	246.0000	334.0000	284.0000	267.0000	273.0000	285.0000	325.0000	364.0000	279.0000	270.0000	245.0000	284.0000	319.0000	281.0000	256.0000	285.0000
	293.0000	300.0000	238.0000	266.0000	267.0000	214.0000	272.0000	267.0000	NaN	267.0000	335.0000	266.0000	341.0000	327.0000	269.0000	242.0000	274.0000	290.0000	301.0000
	308.0000	NaN	226.0000	318.0000	NaN	NaN	NaN	273.0000	NaN	NaN	213.0000	295.0000	269.0000	293.0000	272.0000	235.0000	262.0000	271.0000	313.0000
	279.0000	300.0000	257.0000	303.0000	269.0000	233.0000	234.0000	324.0000	299.0000	274.0000	213.0000	279.0000	282.0000	281.0000	300.0000	269.0000	260.0000	300.0000	274.0000
	318.0000	305.0000	269.0000	318.0000	277.0000	277.0000	323.0000	326.0000	316.0000	316.0000	NaN	326.0000	312.0000	279.0000	299.0000	275.0000	268.0000	318.0000	303.0000
	264.0000	48.0000	264.0000	285.0000	253.0000	265.0000	272.0000	NaN	283.0000	321.0000	262.0000	262.0000	213.0000	265.0000	266.0000	271.0000	265.0000	280.0000	264.0000
	277.0000	287.0000	236.0000	316.0000	263.0000	263.0000	NaN	32.0000	253.0000	248.0000	259.0000	NaN	NaN	280.0000	316.0000	257.0000	296.0000	277.0000	281.0000
	311.0000	294.0000	243.0000	328.0000	286.0000	259.0000	320.0000	291.0000	NaN	252.0000	NaN	301.0000	301.0000	NaN	307.0000	303.0000	293.0000	291.0000	316.0000
	281.0000	302.0000	270.0000	272.0000	263.0000	287.0000	259.0000	287.0000	335.0000	264.0000	286.0000	250.0000	259.0000	337.0000	301.0000	NaN	233.0000	213.0000	365.0000
dia max	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN
	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN
	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	125.0000	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN
	134.0000	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	135.0000	NaN	NaN	116.0000	127.0000	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN
	131.0000	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	123.0000	NaN	NaN	137.0000	124.0000	123.0000	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN
	126.0000	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	155.0000	126.0000	NaN	NaN	123.0000	126.0000	126.0000	119.0000	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN
	138.0000	160.0000	NaN	NaN	NaN	NaN	124.0000	139.0000	NaN	NaN	164.0000	125.0000	137.0000	164.0000	NaN	NaN	138.0000	130.0000	NaN
	127.0000	115.0000	NaN	NaN	NaN	NaN	153.0000	69.0000	NaN	NaN	152.0000	72.0000	132.0000	152.0000	NaN	NaN	119.0000	106.0000	NaN
	128.0000	129.0000	NaN	129.0000	115.0000	NaN	122.0000	118.0000	100.0000	NaN	94.0000	119.0000	116.0000	115.0000	152.0000	152.0000	120.0000	92.0000	93.0000
	106.0000	70.0000	NaN	98.0000	135.0000	NaN	137.0000	70.0000	106.0000	NaN	77.0000	78.0000	103.0000	107.0000	131.0000	155.0000	71.0000	94.0000	102.0000
	111.0000	113.0000	NaN	125.0000	160.0000	NaN	160.0000	96.0000	112.0000	NaN	142.0000	90.0000	95.0000	131.0000	121.0000	140.0000	97.0000	125.0000	107.0000
	118.0000	127.0000	NaN	108.0000	146.0000	NaN	145.0000	119.0000	163.0000	NaN	117.0000	118.0000	114.0000	146.0000	146.0000	132.0000	110.0000	91.0000	122.0000
	91.0000	124.0000	130.0000	101.0000	121.0000	25.0000	115.0000	93.0000	130.0000	123.0000	130.0000	99.0000	89.0000	112.0000	86.0000	116.0000	99.0000	89.0000	73.0000

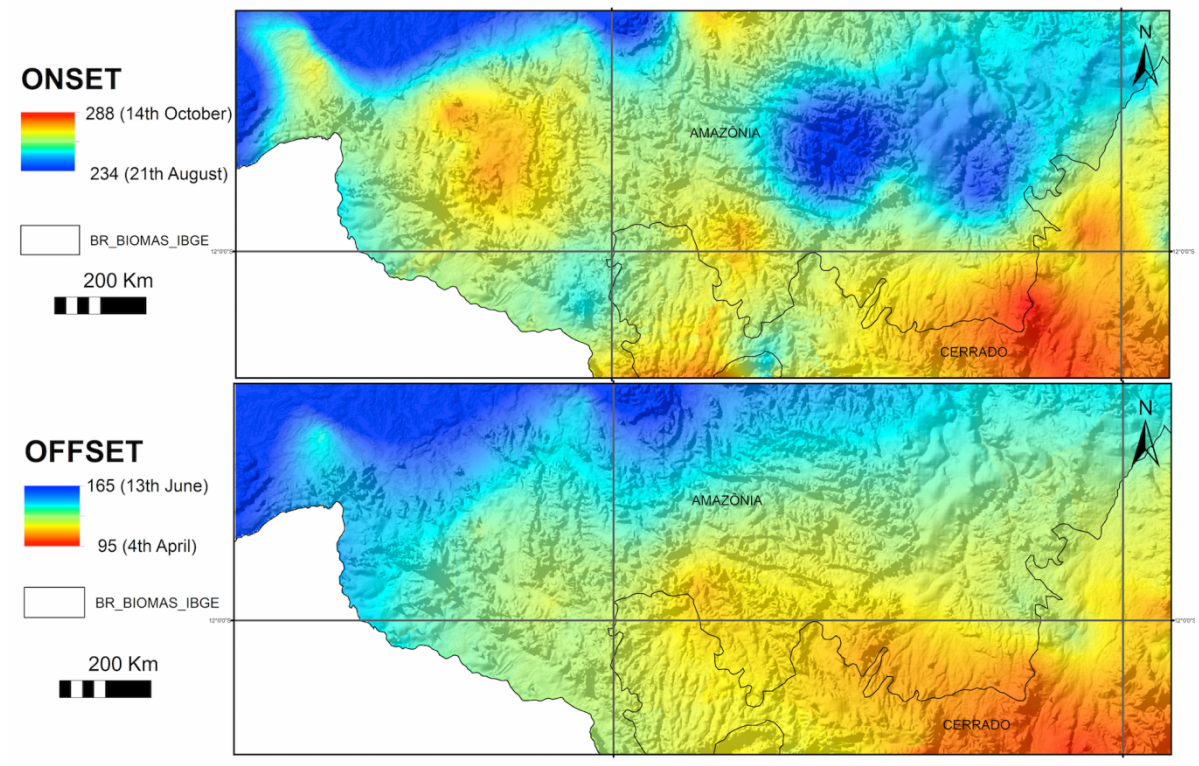
Figura 21 – Script contendo os dados diários com os acúmulos máximos e mínimos de chuva durante os 40 anos de análise. A contagem dos dias está no formato do calendário gregoriano. O símbolo NaN representa ausência de dados.

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 Camberlin e Okoola (2003) 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 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.



Mapa 13 Krigeagem Ordinária exponencial do IPC e FPC na am (1971-2010) a partir dos resultados da metodologia. Nos mapas podemos observar os biomas e o IPC (ONSET) e FPC (OFFSET) de acordo com as médias dos meses, e médias diárias para as 89 estações pluviométricas da ANA (entre o 4 de Abril e 13 de Junho no FPC e 21 de Agosto e 14 de outubro no IPC). Fonte: Autor, 2012.

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 tanto na região nordeste de Rondônia quanto no noroeste e nordeste do Estado do Mato Grosso há marcada diferença no IPC apesar de estarem localizados na mesma latitude. Durante a estação seca as regiões cobertas por florestas parecem ter capacidade 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 poderia estar associada ao desmatamento, já que o IPC tende a iniciar-se a partir do gradiente noroeste (considerando-se também as suas características sinóticas).

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.

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 inicias das 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^{0}S/-12^{0}S	**Cerrado -13^{0}S/-18^{0}S**	**Amazônia IBAMA**	**Cerrado IBAMA**	**Amazônia -7^{0}S/-12^{0}S**	**Cerrado -13^{0}S/-18^{0}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^{0}S e -18^{0}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.

4.1.5 Análise Temporal das Séries Históricas (1971-2010)

Quanto a temporalidade das séries históricas constata-se que a partir dos testes efetuados entre 1971-2010 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.

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

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

chuvoso entre 1971-2010. Os maiores impactos foram observados no FPC com 75% (ARL) e 76% (MK) das estações pluviométricas com um FPC precoce. Enquanto que 24% e 25% das estações respectivamente apresentaram um FPC tardio.

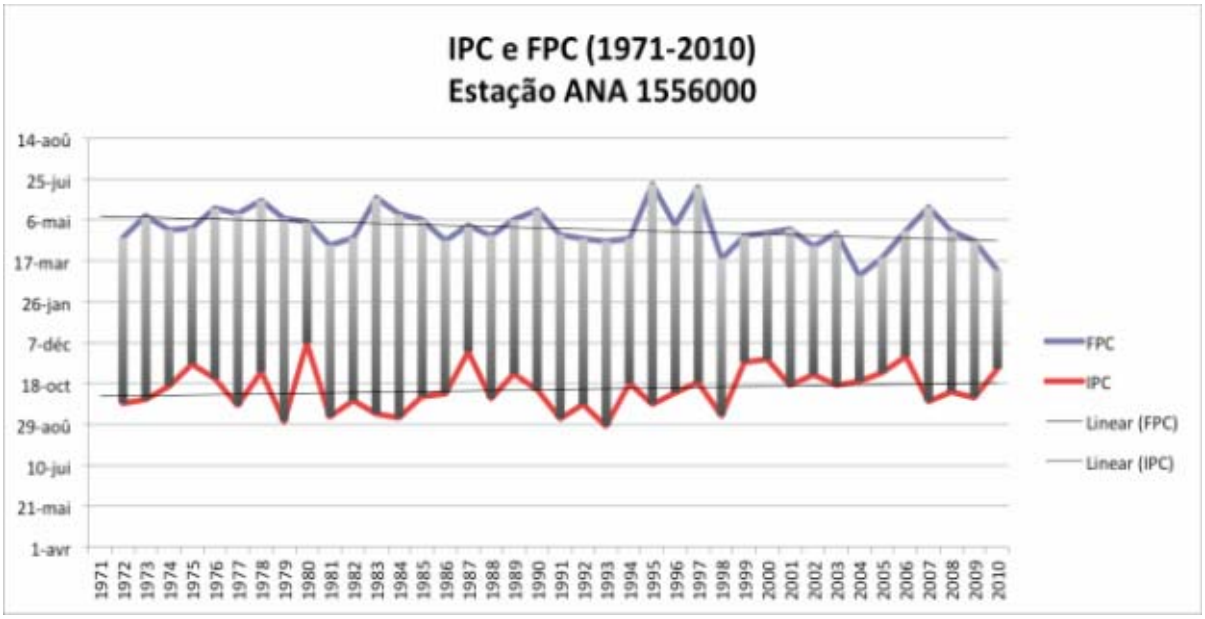


Gráfico 12 No gráfico acima um exemplo de estação da ANA 1556000 ilustrando o caso mais recorrente das estações (redução do período chuvoso). Observa-se que em ambos IPC e FPC há uma aproximação das datas do início e fim do período de acordo com os registros da série histórica. Fonte: Autor, 2012.

O valor de “S” no teste de MK indicou fortes tendências negativas para 6% das estações no FPC. No IPC 61% das estações na ARL, e 84% das estações no teste de MK, apresentaram um IPC mais tardio. E 39% na ARL, e 16% na análise de MK, aparesentaram um IPC mais precoce. 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.

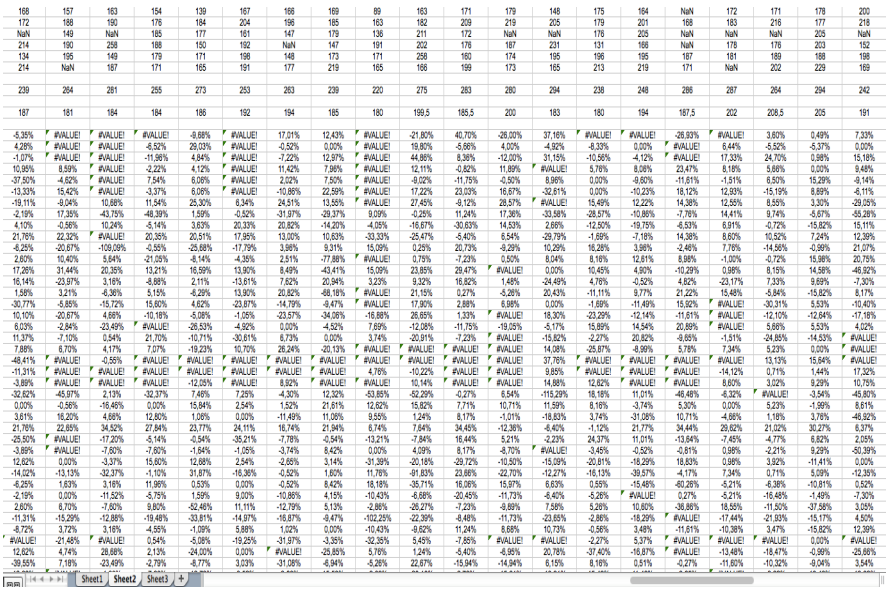
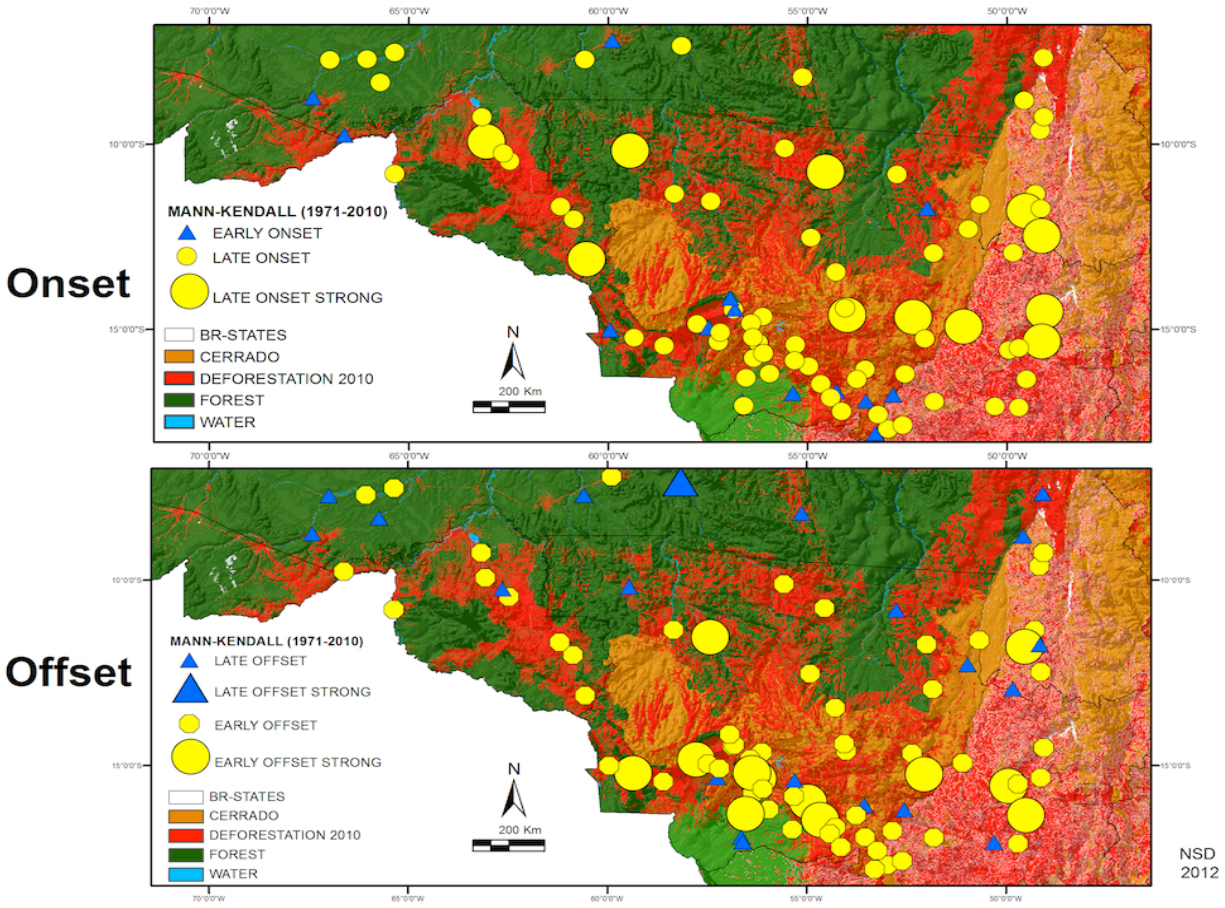


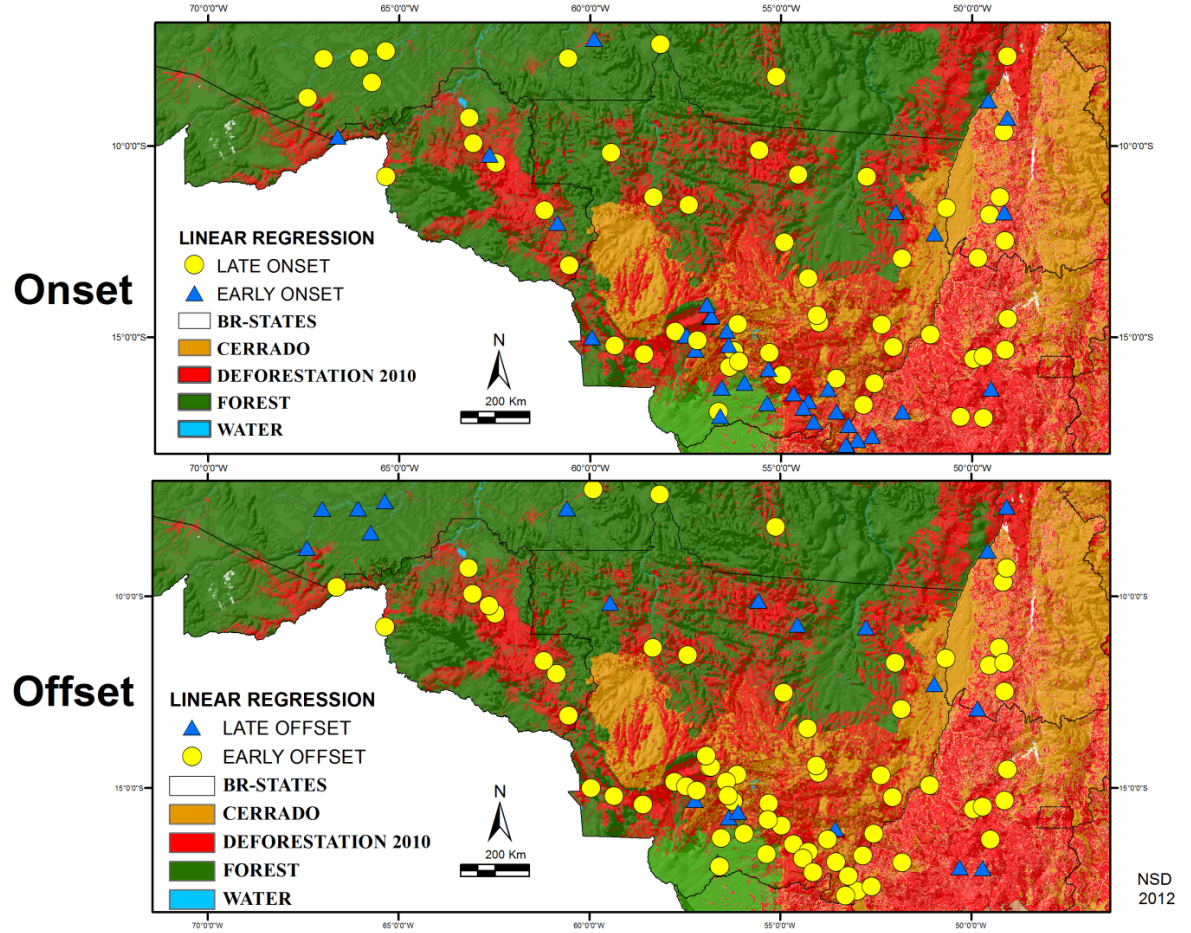
Figura 22 - *Script* contendo os dados diários com os acúmulos máximos e mínimos de chuva durante os 40 anos de análise. Neste script estão os resultados aplicados no teste de MK e ARL.



Mapa 14 Mapa ilustrando as estações pluviométricas conforme o teste de Mann-Kendall para o IPC e FPC no período de (1971-2010). 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 tendêndencias positivas e estrelas azuis tendências positivas fortes.

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 1971-2010.

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.

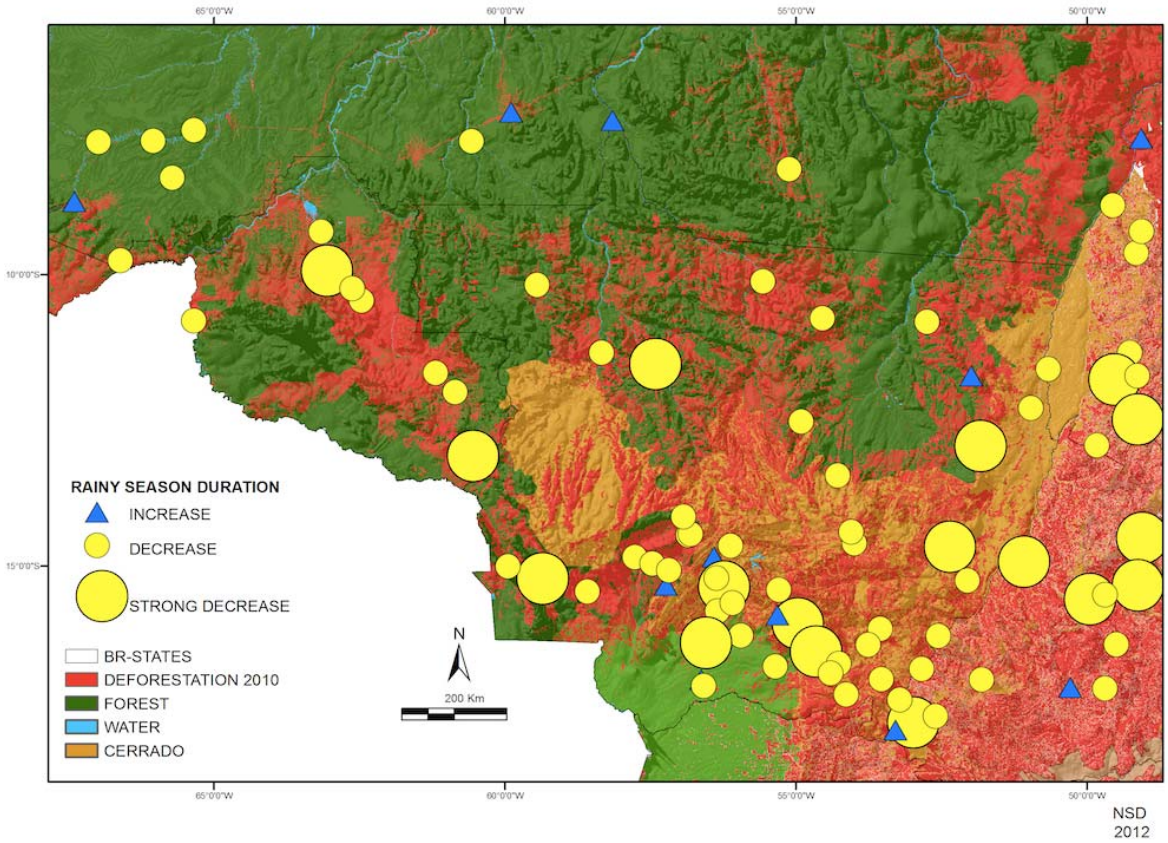


Mapa 15 Mapa ilustrando as estações pluviométricas conforme a Análise de Regressão Linear (ARL) para o IPC e FPC no período de (1971-2010). Na mapa superior o IPC e no inferior o FPC. Círculos em amarelo representam tendências negativas. Triângulos azuis representam tendêndencias positivas.

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.

No FPC as estações na área de floresta ao noroeste, acusarem um FPC tardio, sendo possivelmente auxiliadas pela participação da floresta em parte do ciclo hidrológico. 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 1971-2010.



Mapa 16 Análise temporal (1971-2010) do IPC e FPC. No mapa as estações com 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. Fonte: Autor, 2012.

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 pluviométrico durante o período. Após os cáculos 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 Discussão e Conclusões

Os testes utilizados a partir da metodologia proposta responderam de maneira satisfatória à identificação do IPC e FPC. 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 1971-2010 (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.

Atualmente inúmeros estudos indicam que por um lado, 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 formação de nebulosidade (AHLM *et al.* 2009). Mas por outro, partículas biogênicas produzidas pela vegetação (floresta) servem como reatores bioquímicos de

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

núcleos na formação de nuvens e precipitações na Amazônia Meridional, auxiliando a erupção da estação chuvosa (PÖSCH *et al.* 2010).

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

PARTE III

CAPÍTULO 5 - A FLORESTA AMAZÔNICA E SUAS INTER-

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

RELAÇÕES COM USO DA TERRA E A ATMOSFERA

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 meso do clima. 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 1971-2010.

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 dará 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 serão 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 serão classificadas entre áreas de floresta, não floresta, e corpos d'água, classificadas 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 será verificado o ritmo do desmatamento entre as datas escolhidas, de forma a perceber sinergias entre o comportamento pluviométrico em relação ao total das áreas desmatadas e áreas de floresta.

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 (MARENGO *et al.* 2008; LYON, 2004). 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 inverterem 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 a longo termo

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

das TSM do Atlântico Tropical. Essas por sua vez, são atreladas a evolução das precipitações no Sul da BAM (MARENGO, 2009; DREAPEAU e RONCHAIL, 2010).

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 apresentam 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.

Nestes 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 identificado anteriormente;
- 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).

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

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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 báscula 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 diminuindo 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 continua do solo nu após o desmatamento, a compactação do solo por maquinário pesado, a desaparição 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 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. Por outro lado, se as características originais do solo são suficientemente mantidas de forma a manter a continua 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 combinandas as

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

descargas do Rio Amazonas, Rio Xingú e do Rio Tocantins foram estimadas em 2.9 mm/dia^{-1} (210,000 m^3/sec) (MARENGO, 2005).

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, e a partir de 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).

A Floresta Amazônica tem papel importante nas interações solo-atmosfera pois é responsável pela dinâmica da ciclagem e interação física na biosfera. A floresta intecepta 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 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.

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 é absorvida pela floresta que a utilizada 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. Mas também 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.

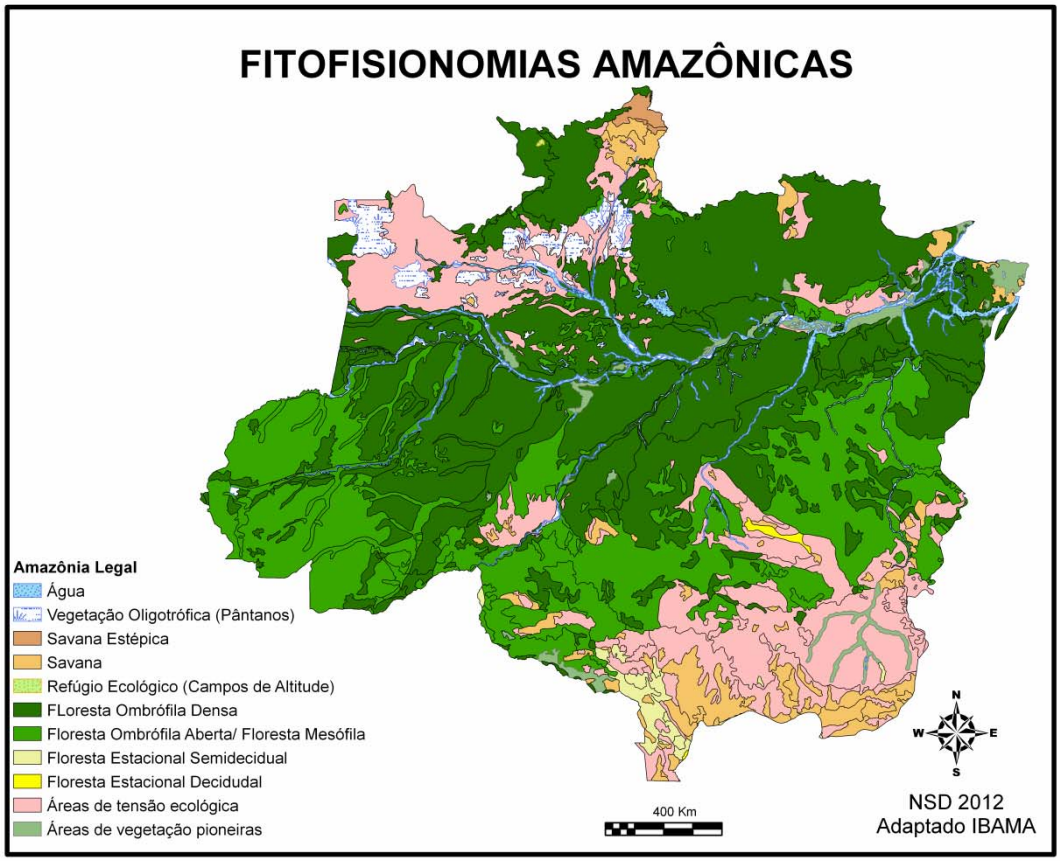


Figura 23 Fitosionomias do Bioma amazônico. Vemos que a área de estudo abrange extensa faixa de transição entre áreas de savana,áreas de tensão ecológica, floresta ombrófila densa e floresta mesófica. Fonte: Adaptado IBAMA, Autor, 2012.

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 aniquilaria 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. 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 ela 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.

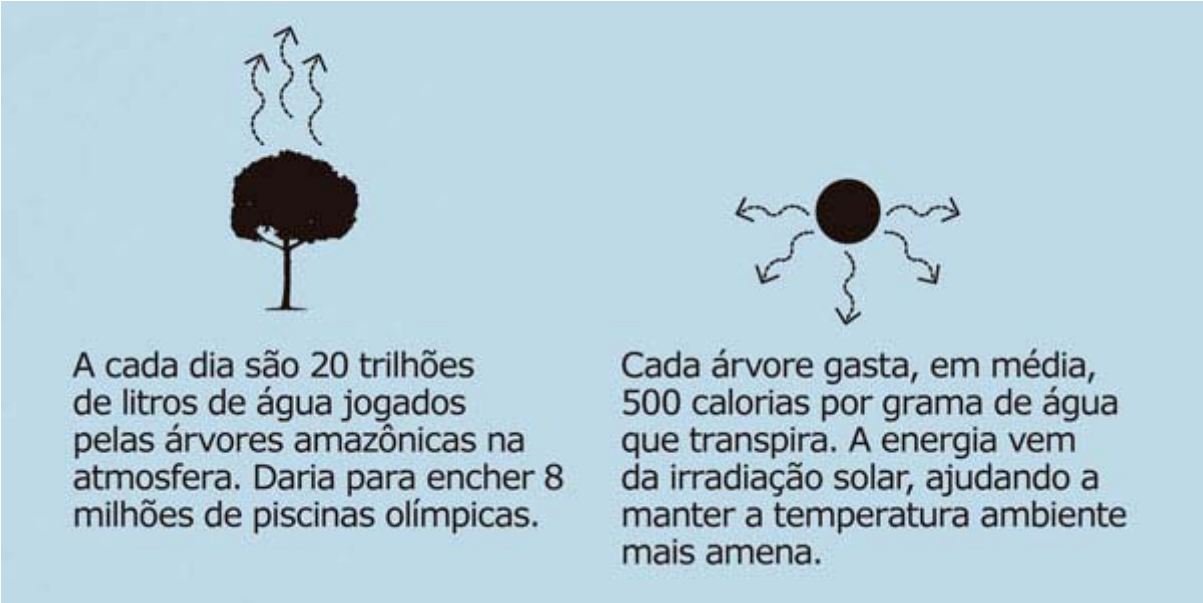


Figura 24 O papel das árvores no Ciclo Hidrológico. Fonte: O GLOBO/Rios Voadores, 2012. http://revistagalileu.globo.com/Revista/Common/0,,EMI296187-17933,00RIOS+INVISIVEIS+ABASTECEM+AS+LAVOURAS+E+HIDRELETRICAS+DO+BRASIL.html

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.



Figura 25 O papel das árvores no fornecimento de água para atmosfera e solos. Fonte: O GLOBO/Rios Voadores, 2012. http://revistagalileu.globo.com/Revista/Common/0,,EMI296187-17933,00-RIOS+INVISIVEIS+ABASTECEM+AS+LAVOURAS+E+HIDRELETRICAS+DO+BRASIL.html

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*, demonstram 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). O estudo sugere que P> ET e 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. 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 de Lloyd *et al*.

(1985) e Franken *et al*. (1982) sugerem que o papel de intercepção 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. O ciclo hidrológico na Amazônia depende da floresta que é parte determinante do sistema climático local, criando as condições necessárias para a ocorrência de precipitações (SALATI *et al.* 1978). 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 por 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).

Para Salati e Vose (1984) 10 a 20% de desmatamento já seria suficiente para causar dano ao ecossistema Amazônico. 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 CO_2 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). Portanto 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

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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.

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. Ainda assim, o corte raso de alguns hectares pode inclusive 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).

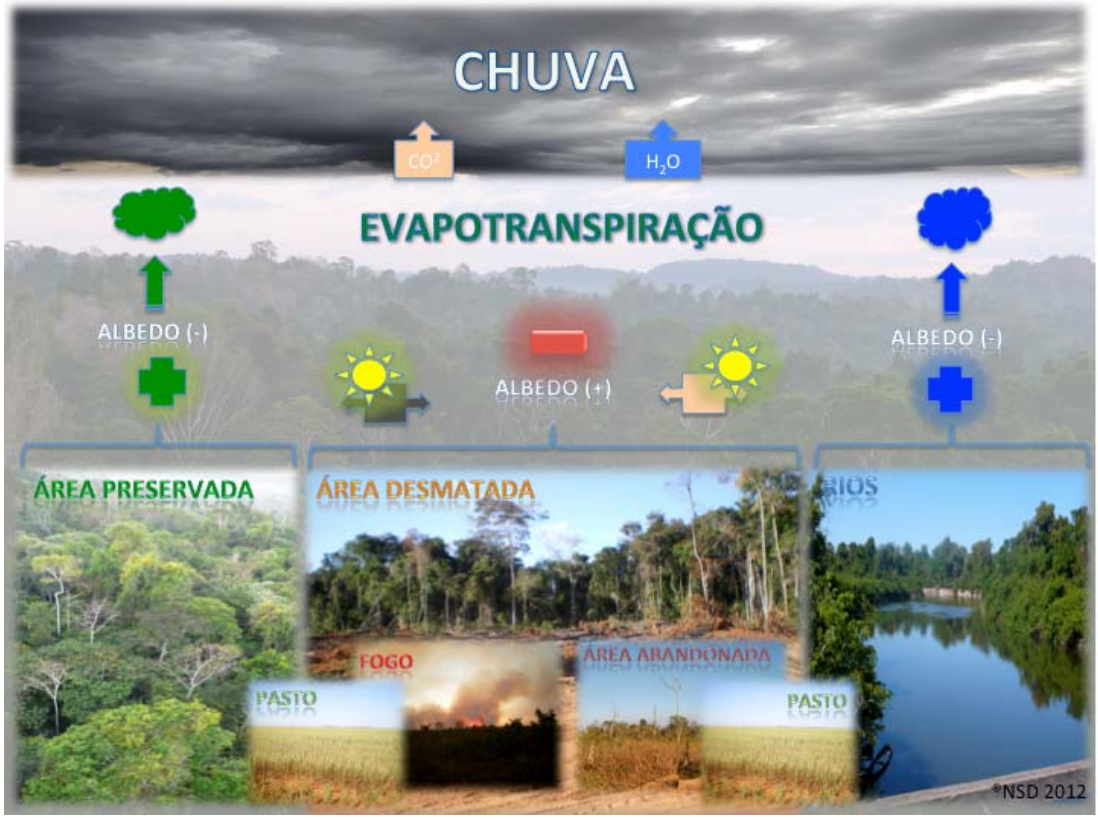


Figura 26 A figura acima ilustra de forma simplificada o processo da evapotranspiração e a participação do efeito albedo em diversas coberturas da superfícies do solo. Da esquerda para direita áreas preservadas, áreas desmatadas incluíndo o pasto, áreas abandonadas e o fogo, e a direita os rios e áreas alagadas. No primeiro

caso 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 este é evapotranspirado, ele é direcionado ou sugado pelas áreas florestais do entorno, não permitindo a formação de nuvens sob o leito dos rios na mesma intensidade que nas áreas florestadas. Fonte: Autor, 2012.

O fogo é um fator crítico de transformação das florestas em savanas. Modelos prognosticam que o retorno de fogo em períodos 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 Amazônica as reservas naturais na Amazônia devem ser numerosas e de extensão entre 1.000 e + de 10.000 km^2. Essa extensão torna possível a manutenção dos aspectos biofísicos e biogeoquímicos necessários para a biodiversidade. Portanto 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.

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

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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 histeria 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, modelos de análise 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.

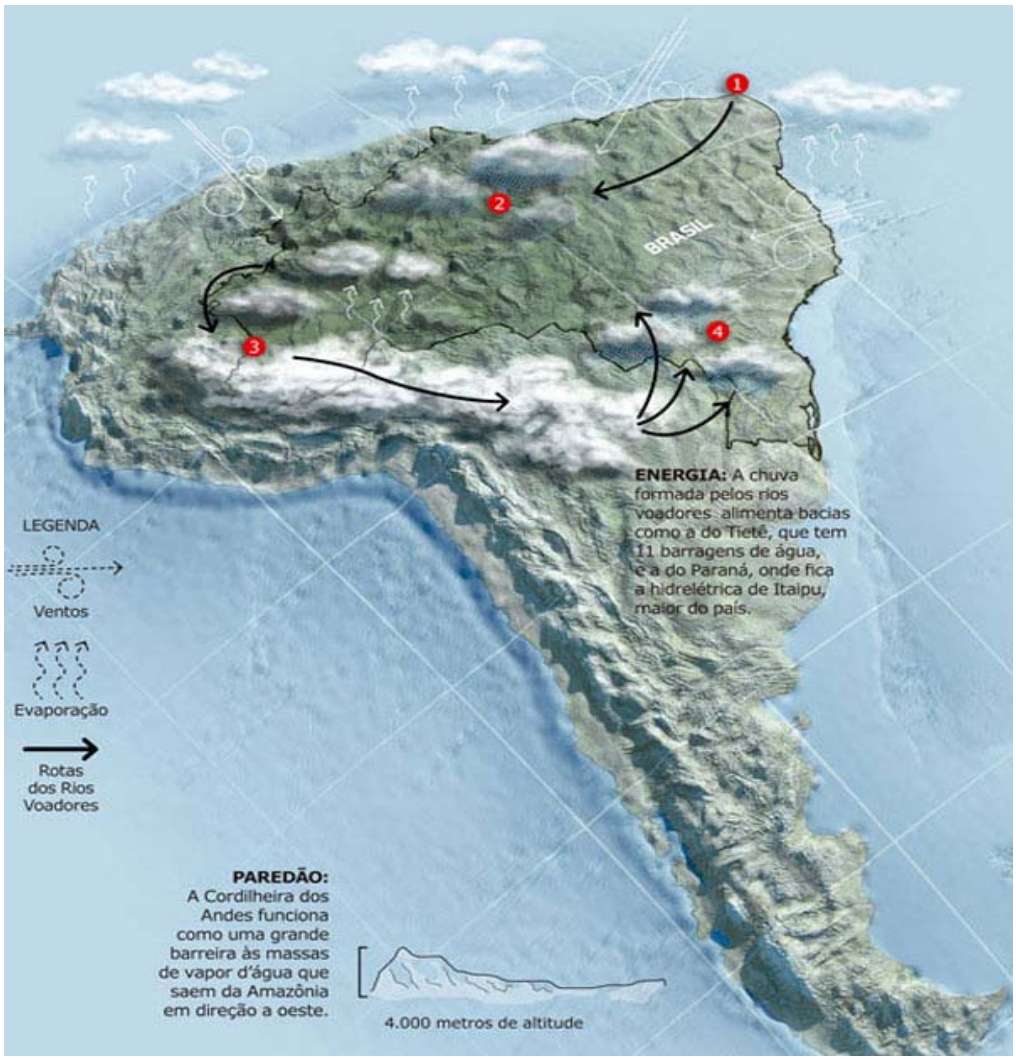
Também Called *et al.* (2004) apontaram uma diminuição das chuvas em uma análise de 43 estações pluviométricas durante os anos de 1945-1998 na Amazônia Brasileira. Lean *et al.* (1996) e Espinoza-Villar (2009) notaram uma redução de 32% nas chuvas, devido a conversão de florestas para pastagens, conforme estimativas do modelo do Headly Center da Inglaterra. Espinoza-Villar (2009) detectou decréscimo das precipitações de 780 para 580mm (-18%) a partir do ano de 1983 (estação seca), e queda geral das precipitações de 1790 para 1660mm (-10%). Vale lembrar que a partir de 1983 houve intenso desmatamento na Amazônia Meridional.

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

Por conseguinte, para melhor compreender as relações atmosfera-superfície nas zonas de transição entre o Bioma Amazônico e o Bioma Cerrado, decidimos por abordar e comparar 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

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

apresentaremos a metologia dos *buffers* e seus resultados em analogia aos capítulos precedentes.



1) Perto da linha do Equador, a água do Oceano Atlântico se evapora intensamente. Os ventos alísios (que sopram de leste a oeste) se carregam de umidade e a transportam em direção ao continente.

2) Ao seguir terra adentro, parte da umidade se transfoma em chuva que cai sobre a Floresta Amazônica. As árvores absorvem a água. Quando transpiram, a devolvem em forma de vapor.

3) As massas de ar seguem na direção oeste e encontram a Cordilheira dos Andes. Parte da umidade se precipita na encosta das montanhas, formando as cabeceiras dos rios amazônicos.

4) Outra parte dos ventos úmidos faz a curva para o Centro-Oeste, Sudeste e Sul do Brasil. Essa umidade transforma-se na chuva que irriga as lavouras, enche os rios e alimenta as represas de hidrelétricas.

Figura 27 Esquema dos Rios Voadores, a interação com a Floresta Amazônica e o escoamento das chuvas para o Sul e Sudeste do Brasil. Fonte: O GLOBO/Rios Voadores, 2012. http://revistagalileu.globo.com/Revista/Common/0,,EMI296187-17933,00-RIOS+INVISIVEIS+ABASTECEM+AS+LAVOURAS+E+HIDRELETRICAS+DO+BRASIL.html

CAPÍTULO 6 - ANÁLISE DE CORRELAÇÃO DO USO DA

TERRA COM AS PRECIPITAÇÕES NA AMAZÔNIA MERIDIONAL EM UMA PERSPECTIVA TEMPORAL (1971-2010)

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 CO_2 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 humidade e a quantidade de chuva produzida por ele.

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 os tona mais vulneráveis

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

do ponto de vista socioeconomico. 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 BRICS[13] que produzem bens industrializados. No entanto no Brasil os ciclos de exportação de matéria primária e energia são dependes 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, consequentemente (ii) acarretando em um decréscimo na propagação de calor latente, e portanto, (iii) incidindo na redução da quantidade de partículas biogenéticos responsáveis pela formação de nuvens e propagação de chuvas; (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 como visto durante os anos de 2005 e 2010.

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 engrendrar 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 alternativais 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).

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

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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 quimícias 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 km^2 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.

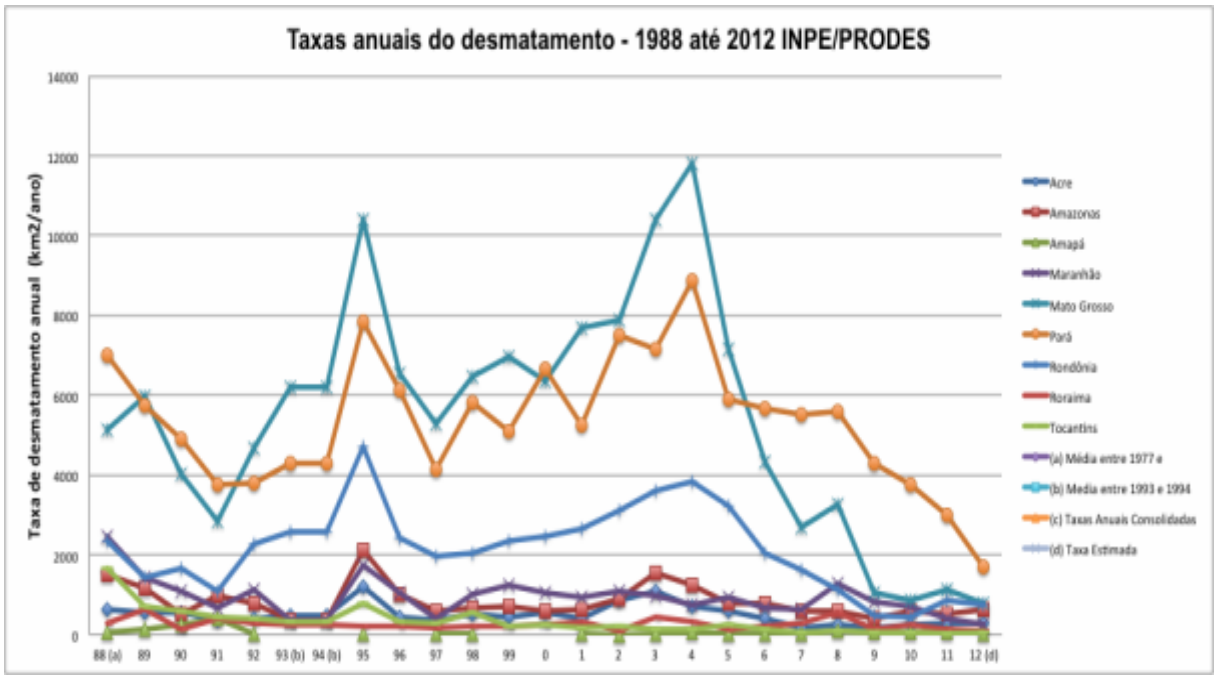


Gráfico 13 Taxas de Desmatamento para todos os estados da Amazônia legal conforme o acumulado gerado nos dados do Projeto PRODES de monitoramento do desmatamento na Amazônia. Período entre 1988-2012. Fonte: Adaptado pelo autor - PRODES/INPE (2012).

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 1971-2010. O estudo se deu 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 Metododologia das Áreas de Buffers (Sensoriamento Remoto)

De acordo com os resultados estatísticos oriundos da Ánalise de Regressão Linear efetuada no capítulo 3, os autores identificaram 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 fluoxograma abaixo:

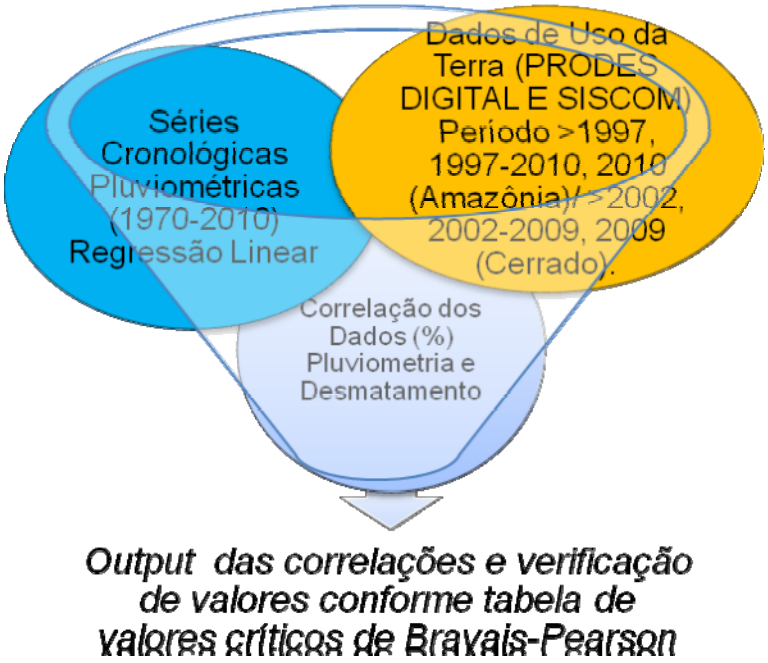


Figura 28 – O Fluoxograma representa as etapas de análise propostas para o capítulo 6. Dados pluviométricos e do uso da terra (desmatamento) são correlacionados e posteriormente é avaliada a pertinência de suas correlações. Estas são verificadas de acordo com tabela de valores críticos de Bravais-Pearson.

A metodologia de zona tampão consistiu na criação de uma série de tampões para cada estação pluviométrica de 1-50km, avaliando a evolução cronológica do desmatamento nessas áreas. As zonas tampões foram delimitadas e cruzadas 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. 16).

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 moisacos das diversas imagens foi estabelecido um limiar de 100 m 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 30 m 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 Tocantins[14]. 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 vegetação nativa (savana ou vegetação do Pantanal) a hidrográfica. No entanto, 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 dispoem de dados até 2010, a segunda tem dados apenas até 2008 para o Pantanal, e 2009 para o Bioma Cerrrado.

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

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

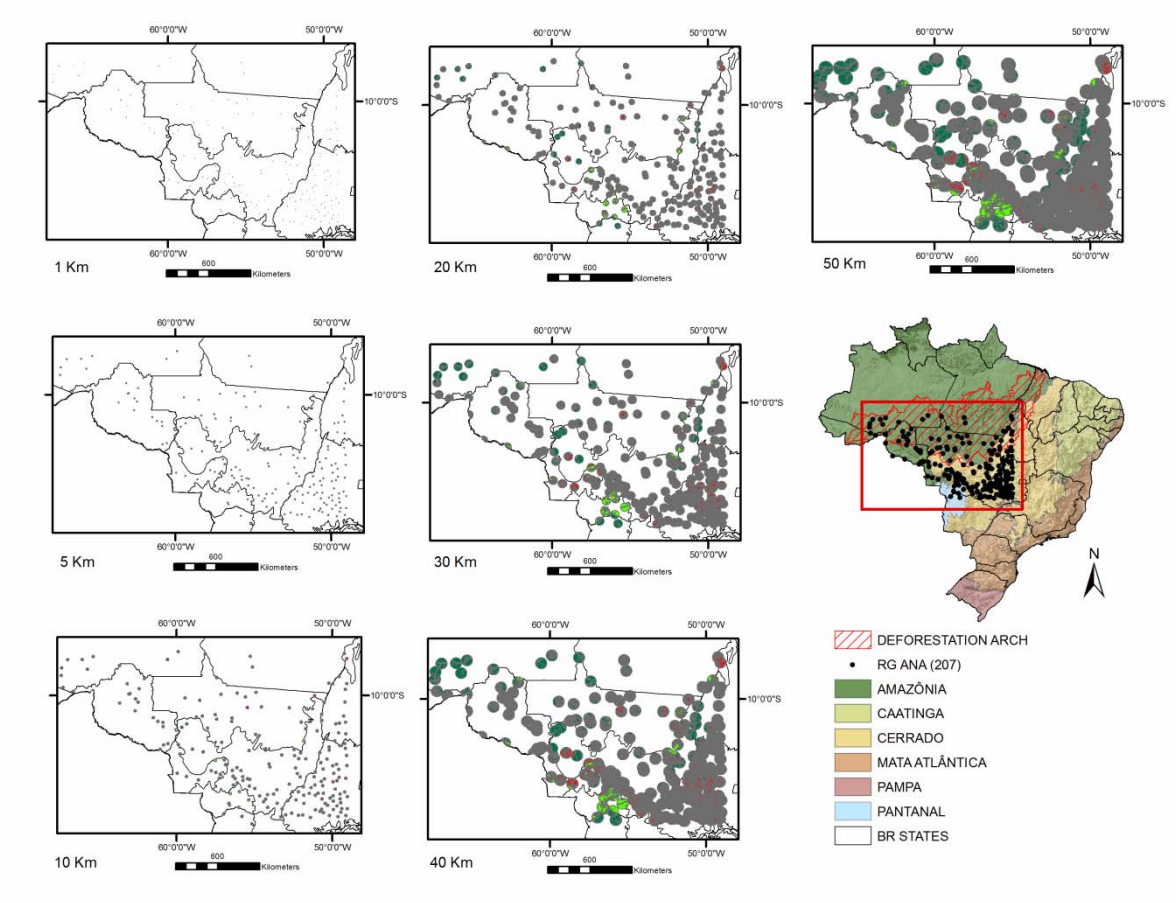


Figura 29 As zonas de tampão (buffers) para as 207 estações pluviométricas na Amazônia Meridional. No mapa colorido do Brasil estão localizados as 207 estações. Nos mapas da região do estudo de caso à esqueda e acima estão ilustrados os buffers em suas diferentes escalas. Começando em 1 km no topo esquerdo da imagem, alcançando até os 50km no topo à direita da imagem. Fonte: Autor 2012. Layers do IBAMA e IBGE.

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

- ***Nos dados do PRODES DIGITAL - Para Floresta Amazônica utilizamos a quantidade total de floresta até 1997, entre 1997-2010, e a quantidade de floresta restante em 2010;***
- ***Nos dados do IBAMA – Para o Cerrado utilizamos os dados vegetação nativa até 2002, entre 2002-2009, e vegetação nativa restante até 2009;***
- ***Para o Pantanal utilizamos os dados de vegetação nativa até 2002, entre 2002-2008, e de vegetação nativa restante até 2008;***
- ***Para melhor homogeinizar 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 contornavéis, e os polígonos com erros de classificação devidamente ajustados.

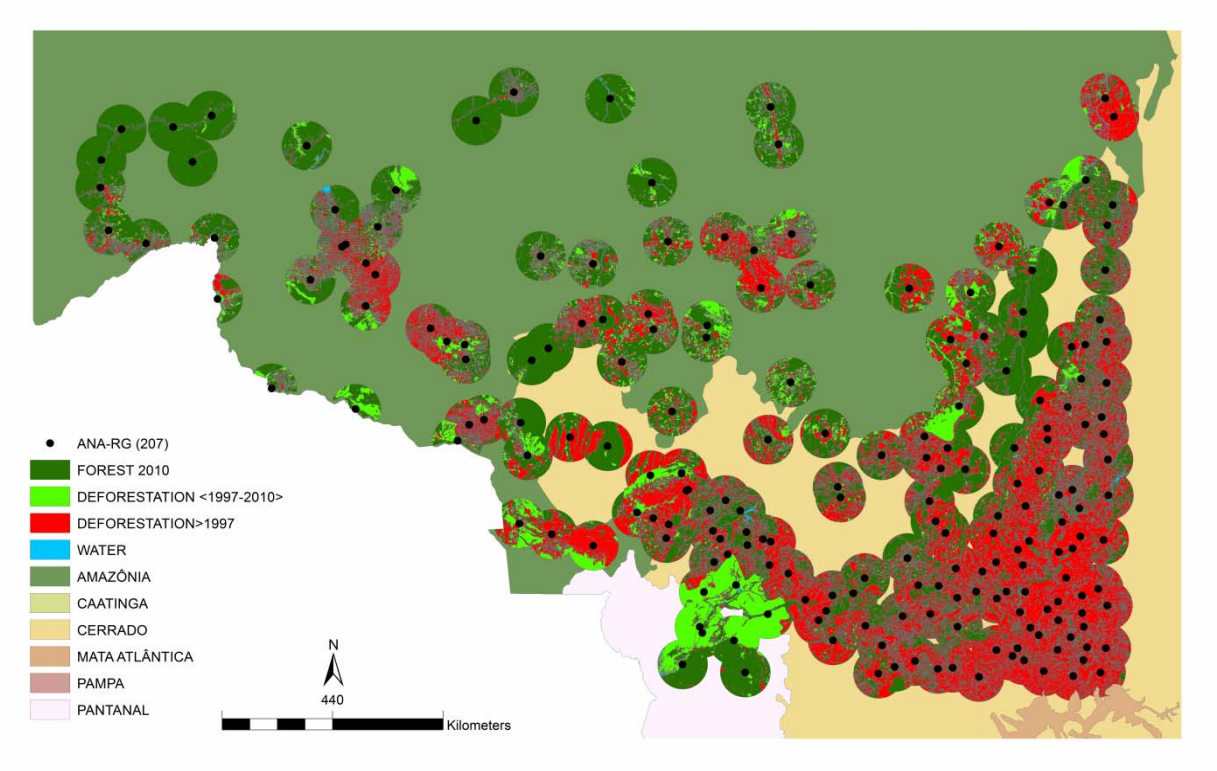


Figura 30 A figura ilustra as 207 estações pluviométricas juntamente com os buffers de 50km em seu entorno. As cores dentro dos buffers estão de acordo com o ano do desmatamento e vegetação nativa intacta. Na legenda: Floresta 2010 representa as áreas de floresta ainda intactas. Floresta <1997-2010> representas áreas de floresta que foram desmatadas entre 1997 e 2010, e >1997 representa as áreas de floresta desmatadas anteriores ao ano de 1997. No fundo está o *layer* do Bioma Amazônico em verde escuro, o Bioma Cerrado em amarelo, e o Bioma Pantanal em branco. Fonte: Autor, 2012.

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 Km^2. Posteriormente foram transformados em Km^2. 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.

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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 DESMATATADA ENTRE (<1997-2010>)	3 FLORESTA DESMATADA ANTERIOR A <1997	4 HIDROGRAFIA
AMAZÔNIA LAYER	"main_class" = '10FLORESTA' (1)	"main_class" <> '97DESFLORESTAMENTO' AND "class fin" IS NULL (2)	class_fin" IS NULL (3)	"class_name" = 'HIDROGRAFIA' (4)
CERRADO/PANTANAL ANTRÓPICO LAYER		"ANO_DES" = '<=2008' considered deforested before 2008 and likely after 2002, so = forest in 1997 (2) "ANO_DES" = '2002-2008' considered deforested between 2002 and 2008, so = forest in 1997 (2) "ANO_DES" ='2008-2009' considered deforested between 2008 and 2009, so = forest in 1997 (2) "ANO_DES" ='N' very abundant during the period 2009-2010, therefore arbitrarily attributed to the majority class in contact (2)	"ANO_DES" ='<=2002' considered deforested in 1997...? (3)	
CERRADO/PANTANAL VEGETAÇÃO NATIVA LAYER		Forest (2)		
CERRADO/PANTANAL HIDROGRAFIA LAYER				Hidrography (4)

Classificação para as 4 camadas:

Na figura 18 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, áreas de floresta para 2010 e a hidrografia. Na figura 18 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.

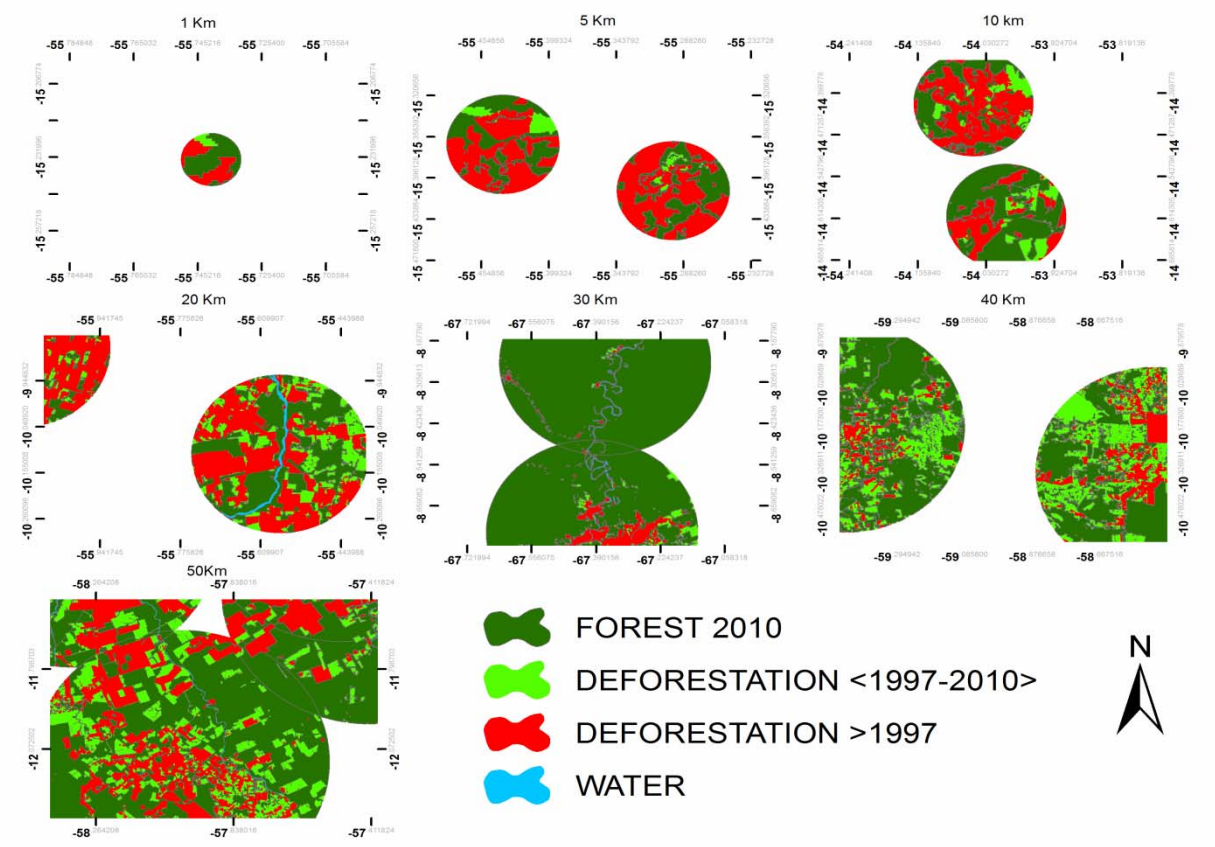


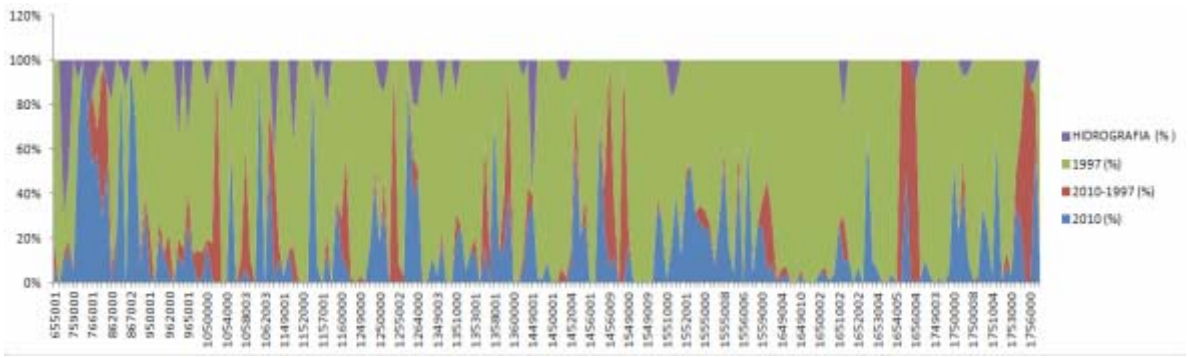
Figura 31 As zonas tampão (buffers) em diferentes escalas e a classificação do uso da terra para a Amazônia, o Cerrado e o Pantanal. O verde escuro indica floresta intacta em 2010, o verde mais claro indica desmatamento entre 1997-2010 e em vermelho o desmatamento anterior a 1997. Fontes: Amazônia (PRODES 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 17 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.

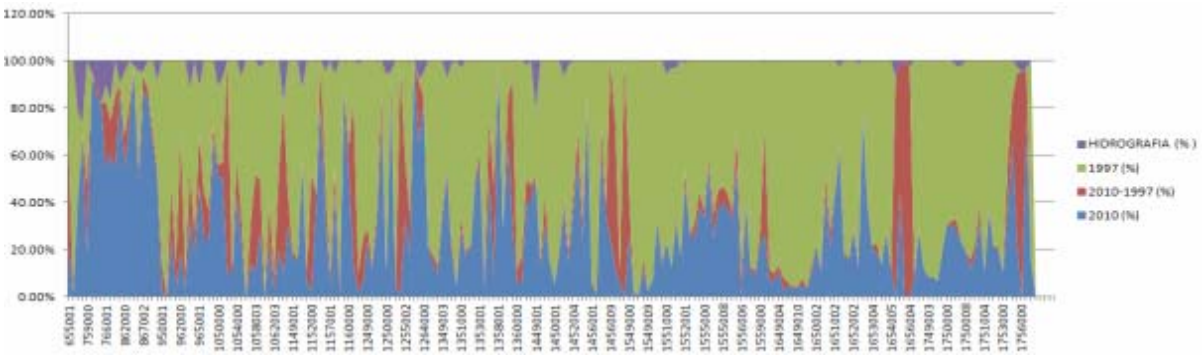
Para facilitar o entendimento das áreas classificadas decidimos por transformar o total de áreas de km^2 para % (porcentagem). Na série de gráficos a seguir estão ilustrados os dados de uso da terra em % em todas as estações pluviométricas analisadas. A classificação como indicado está dividida em áreas de Floresta anteriores a 1997, áreas de floresta entre 1997-2010 e área de floresta para 2010. 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). Abaixo a 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 1 os gráficos sem divisão por biomas para todas as 207 estações.

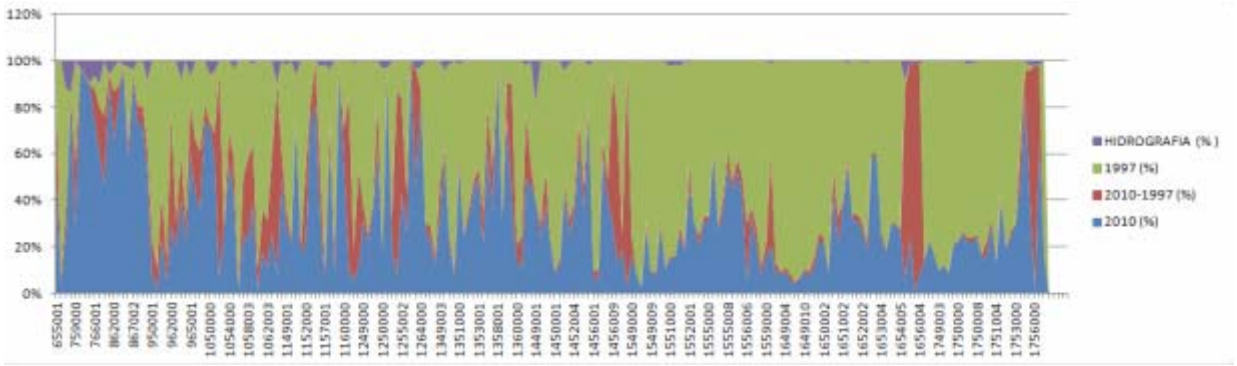
1 km



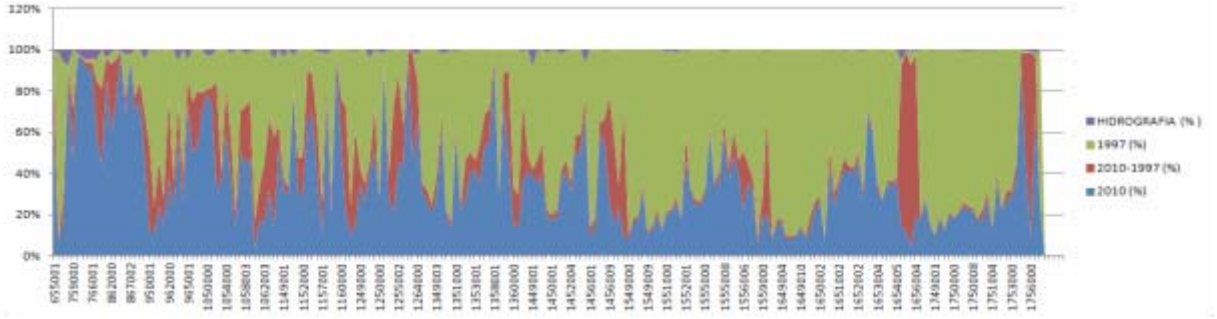
5 km



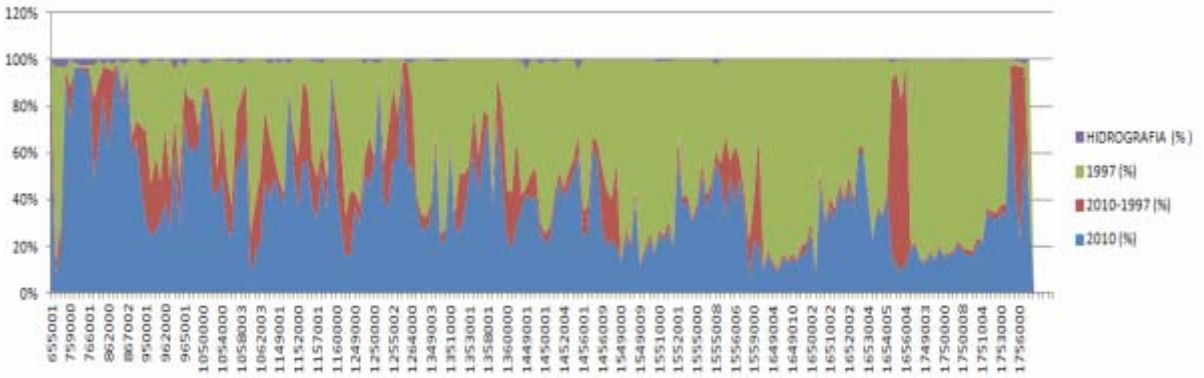
10km



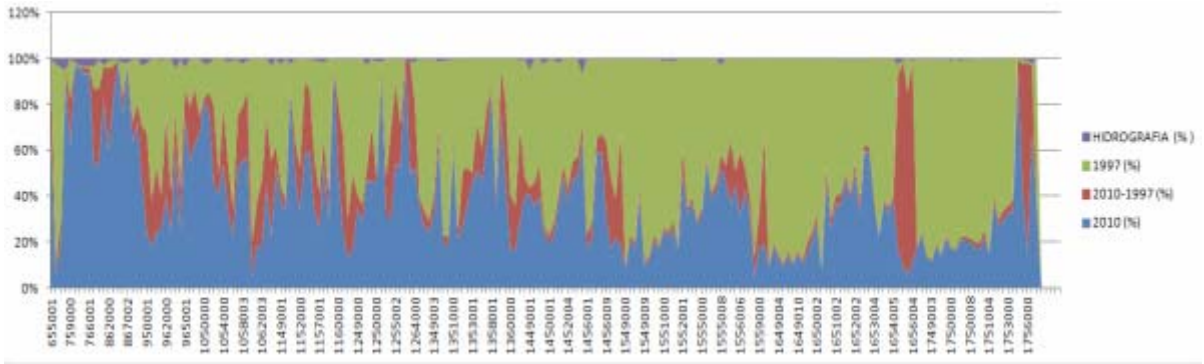
20km



30km



40km



50km

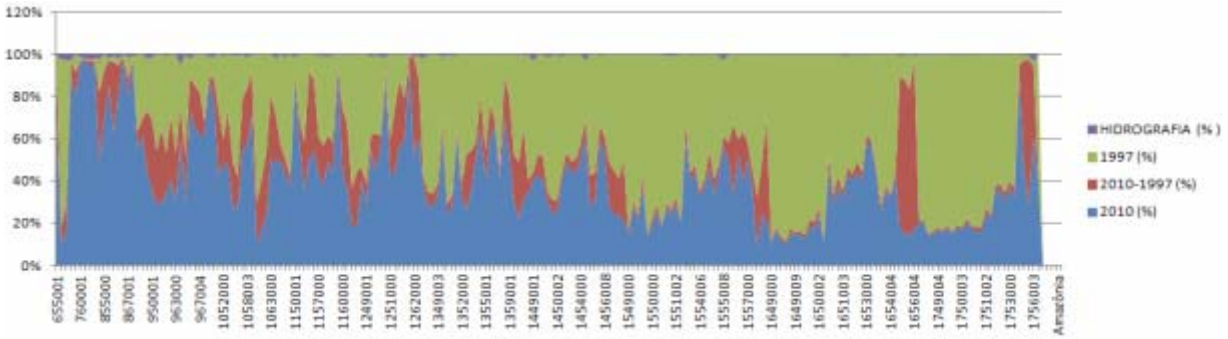


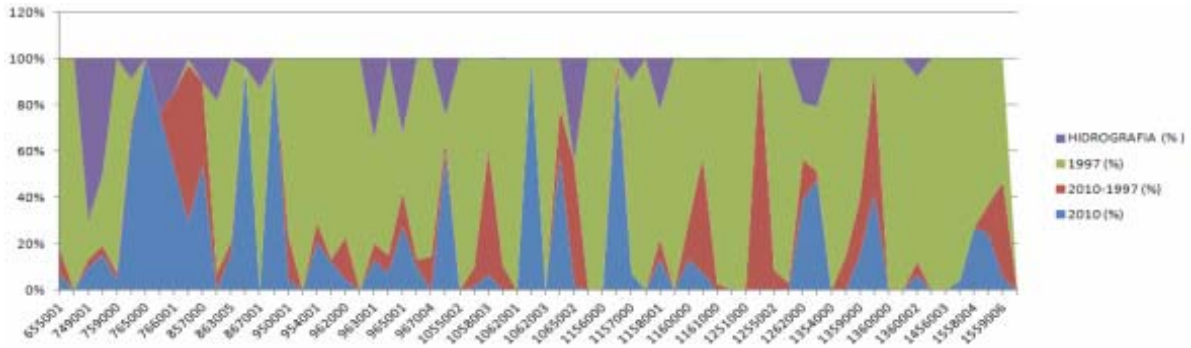
Gráfico 14 Série de Gráficos 1, porcentagem do total das áreas e sua classificação sem divisão por Bioma. A esquerda do gráfico o total da área em porcentagem. No eixo x as estações com latitude crescente da esquerda para direita. E na legenda a classificação das áreas ilustradas nos gráficos.

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 demais próximas.

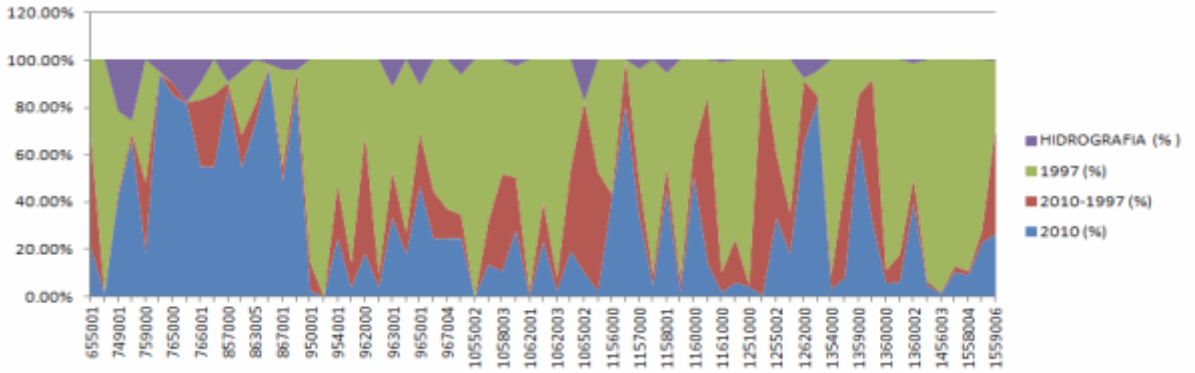
Em toda região percebemos que apesar do desmatamento mais intenso haver ocorrido anteriormente a 1997, há uma proporção importante de áreas desmatadas recentemente em todas as localidades. Para melhor compreender os gradientes de desmatamento e identificar as áreas cujo desmatamento tem sido mais recente 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.

Série 2 dos gráficos com divisão por biomas:

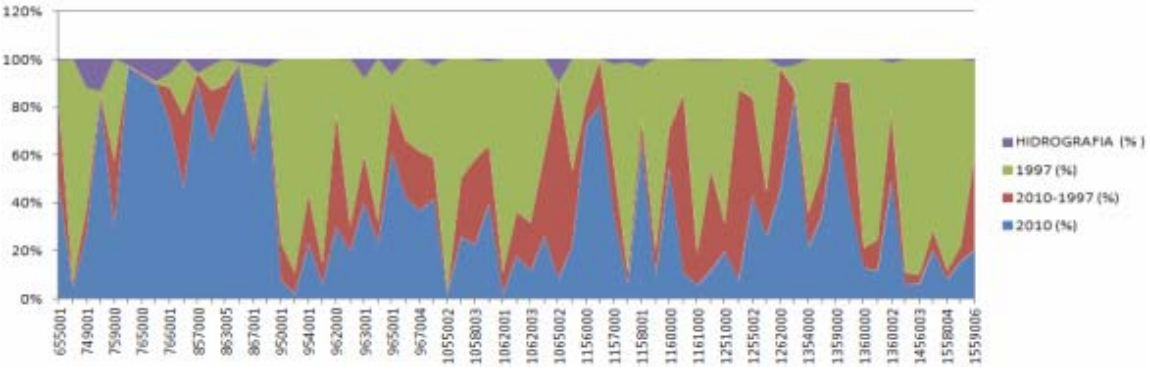
Amazônia 1km



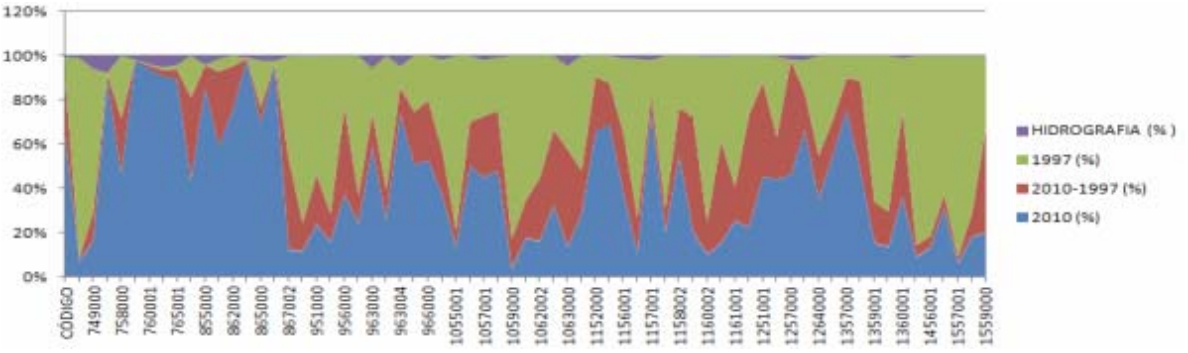
Amazônia 5km



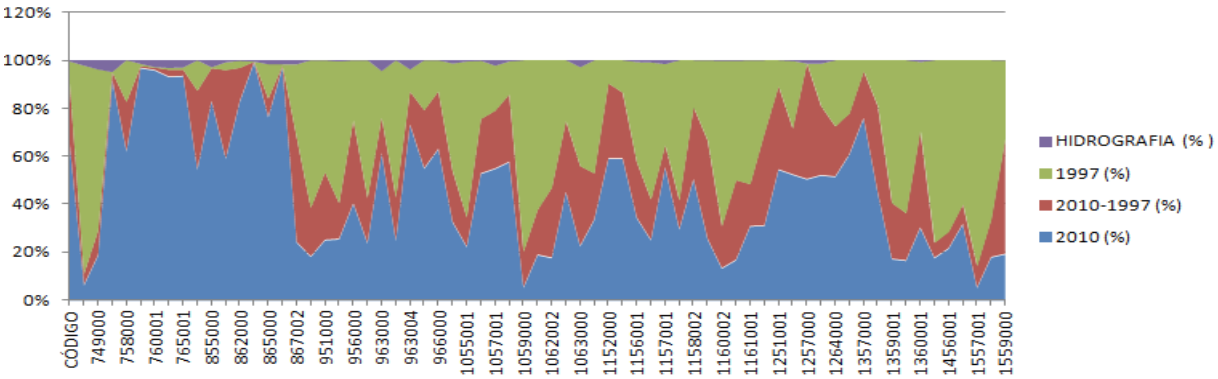
Amazônia 10km



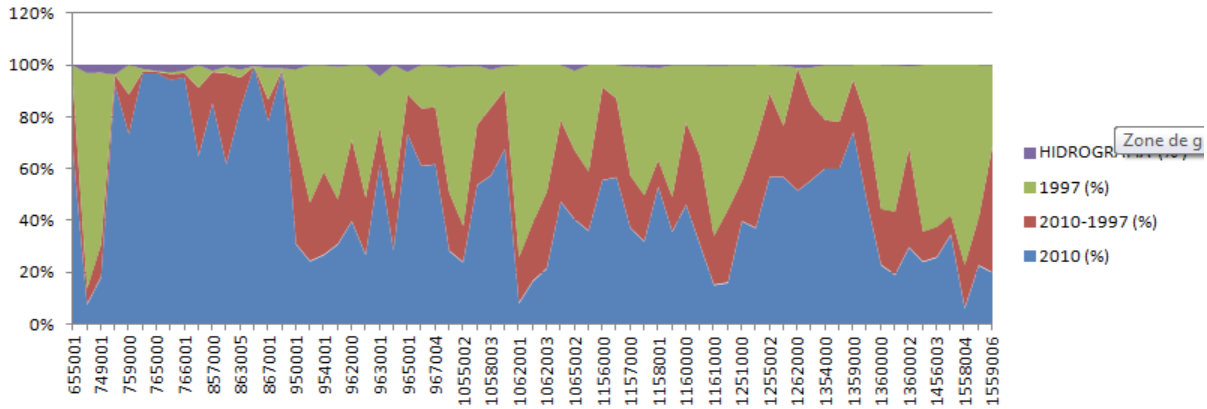
Amazônia 20km



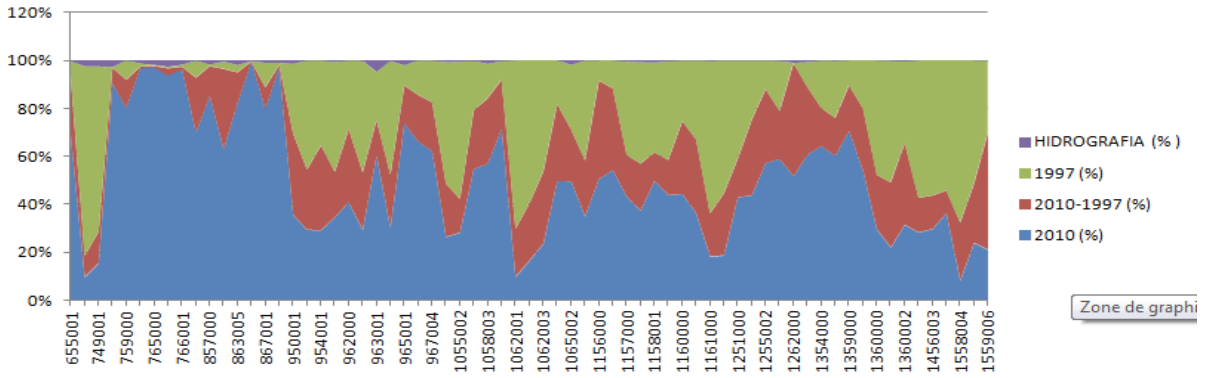
Amazônia 30km



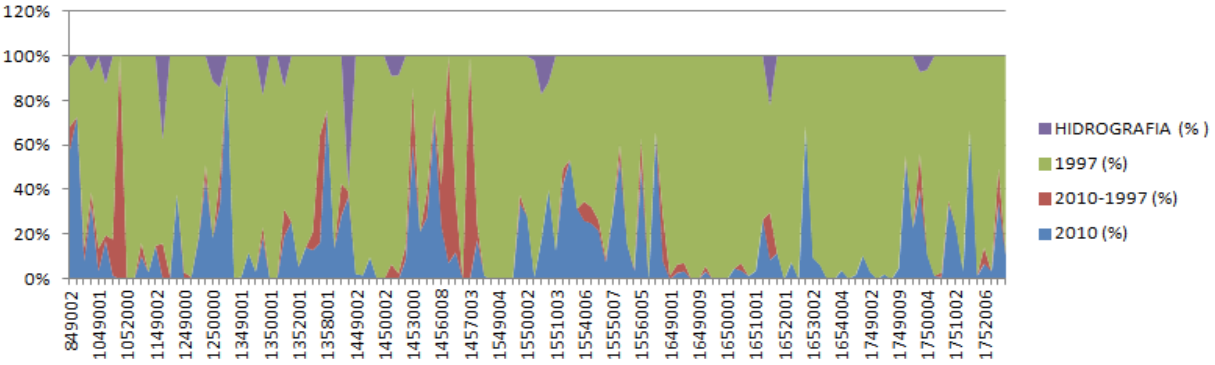
Amazônia 40km



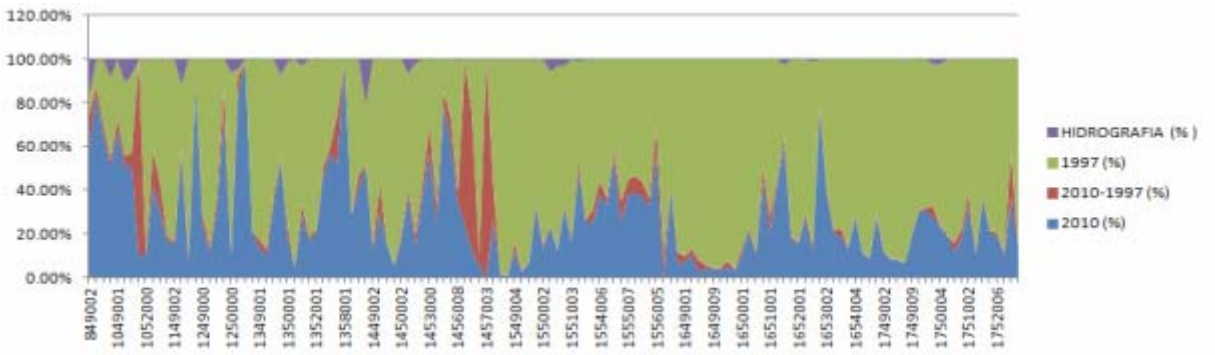
Amazônia 50km



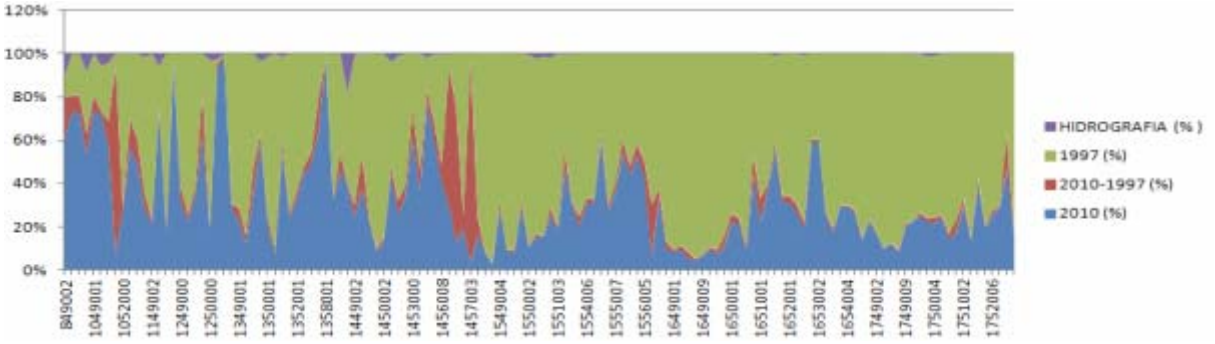
Cerrado 1km



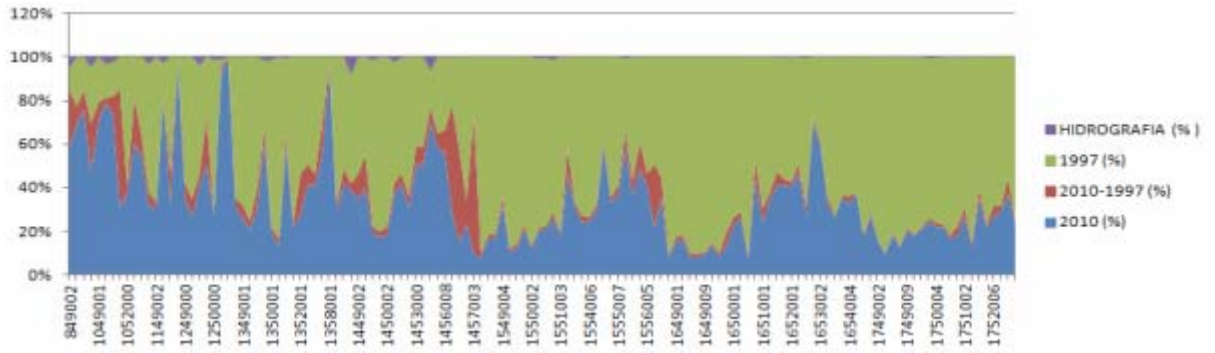
Cerrado 5km



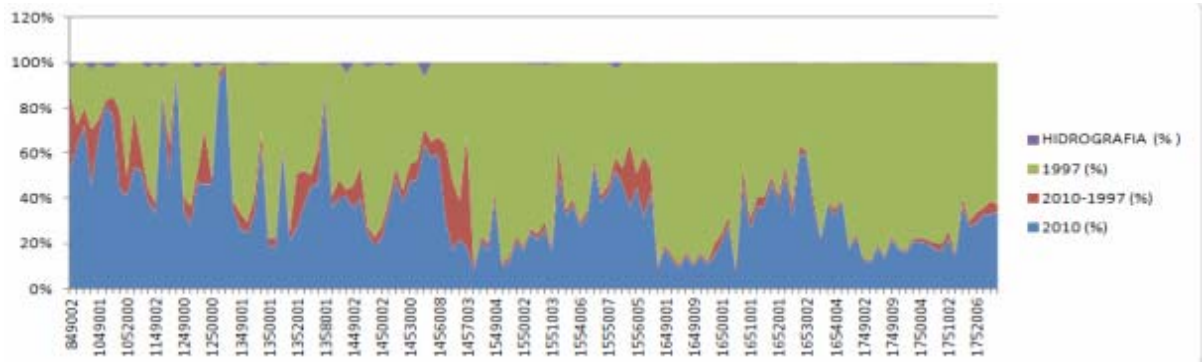
Cerrado 10km



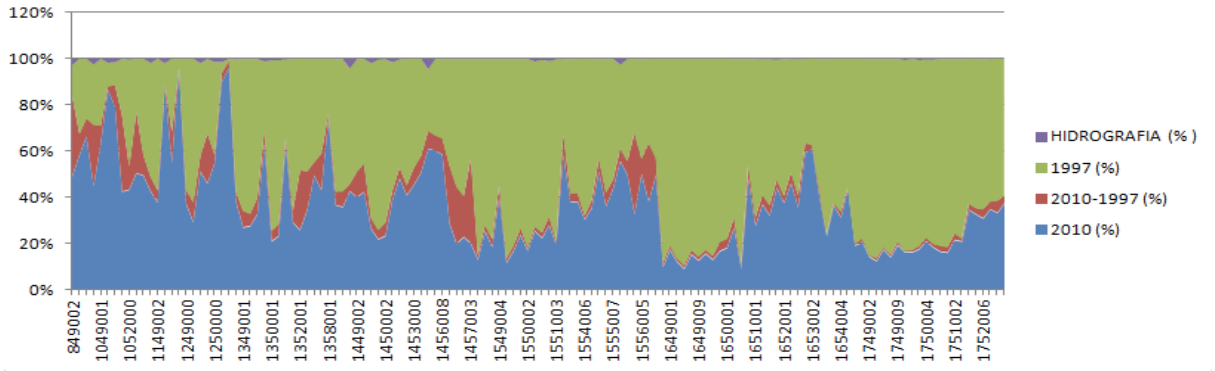
Cerrado 20km



Cerrado 30km



Cerrado 40km



Cerrado 50km

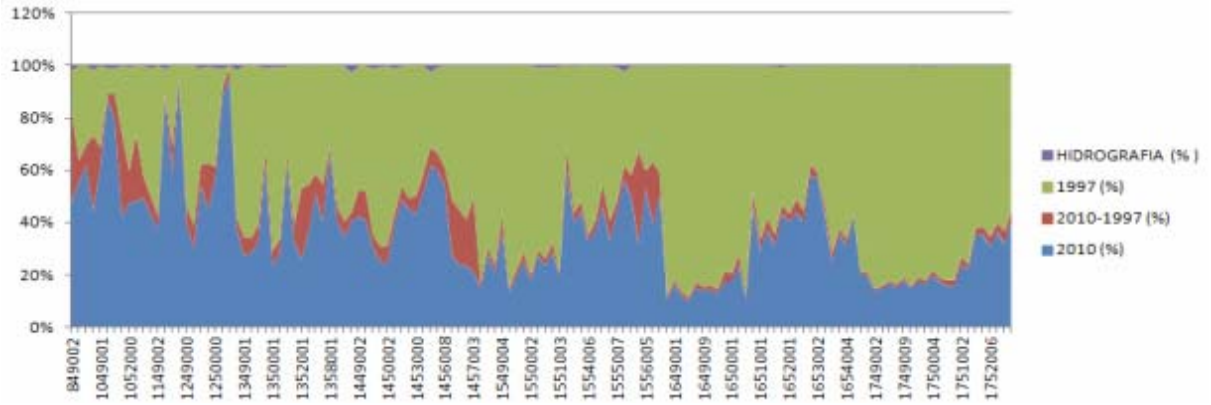


Gráfico 15 Série de Gráficos 2 - porcentagem do total das áreas e sua classificação com divisão por Biomas. A esquerda do gráfico o total da área em porcentagem. No eixo x as estações com latitude crescente da esquerda para direita. E na legenda a classificação das áreas ilustradas nos gráficos.

Na série 2 dos gráficos divididos por biomas percebe-se que no Bioma Amazônico as áreas estão propocionalmente 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.

No Bioma Cerrado a maior parte das áreas em torno das estações pluviométricas foram desmatamdas 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 proporcionamente 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 mm^{-1}. No gráfico a seguir observa-se a tendência para cada estação meteorológica:

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

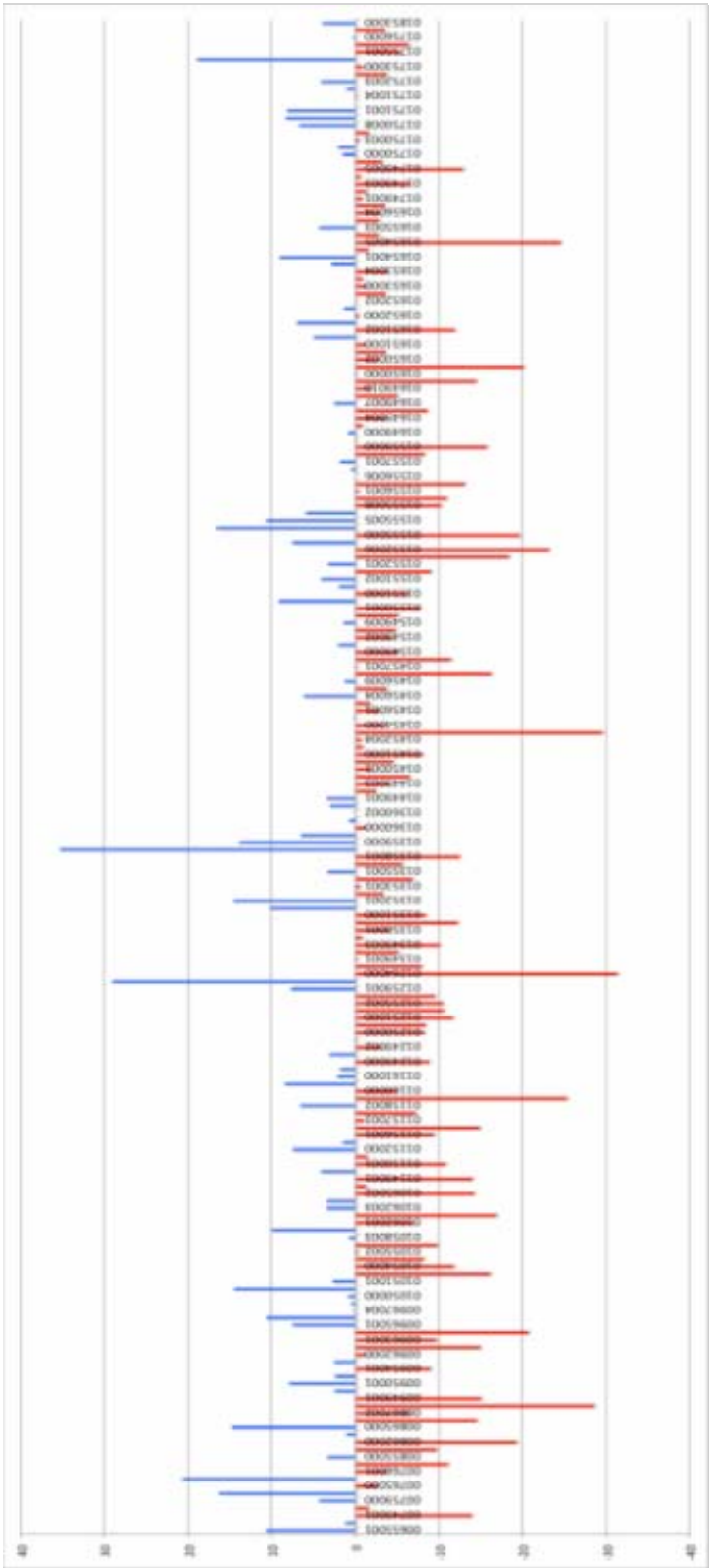


Gráfico 16 O gráfico representa a Análise de Regressão Linear para as 207 Estações pluviométricas. As estações estão organizadas em latitude a partir da menor à esquerda para as mais altas a direita. Em azul as estações pluviométricas com tendências positivas no período (1971-2010) e em vermelho as estaçòes pluviométricas com tendência de precipitação negativa (1971-2010).

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

A partir de ambos resultados (precipitações e uso da terra) foi possível efetuar a correlação das chuvas com o uso da terra como veremos a seguir.

6.1.3 Correlação do Uso da Terra com os Dados Pluviométricos (1971-2010)

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 km^2 como mostra a figura abaixo, foram transformados em porcentagem (%) no momento do cruzamento (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 (%)	OROGRAFIA (%)
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	7847,4464		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%

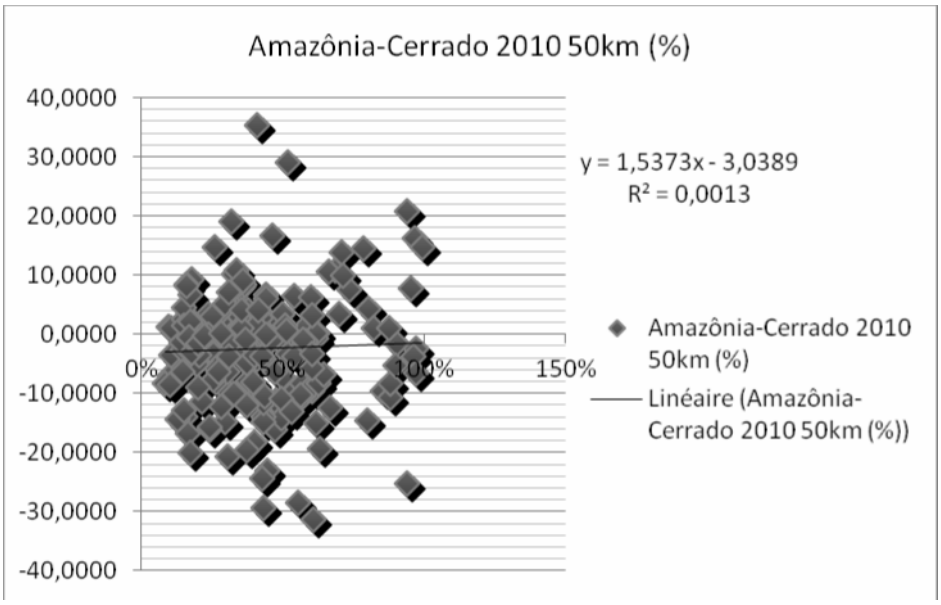
1km | 5km | 10km | 20km | 30km | 40km | 50km | ACP1km | ACP5km | ACP10km | ACP20km | ACP30km | ACP40km

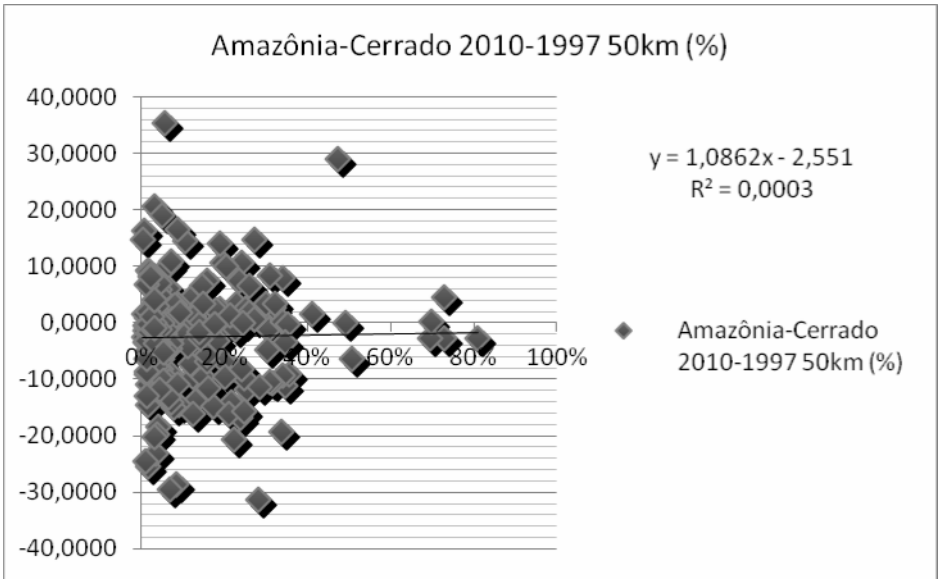
Figura 32 Nesta figura em formato de tabela estão ilustrados os dados dos polígonos gerados pela classificação de áreas de floresta ao longo dos anos e da hidrografia. Do lado esquerdo para o direito temos o código das estações, os valores da regressão linear, os dados de floresta para 2010, entre 1997 e 2010, anteriores a 1997, hidrografia, e o total da área dos buffers de 50km em km^2. Nas colunas em verde claro a direita estão os dados do uso da terra (área originalmente em km^2) transformados para porcentagem % de cada área.

Como exemplo ilustrativo, a estação de cógido 655001 (figura 19), em 2010 detinha uma área total de floresta de 5,937,0645 km^2 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, inserimos 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.

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):





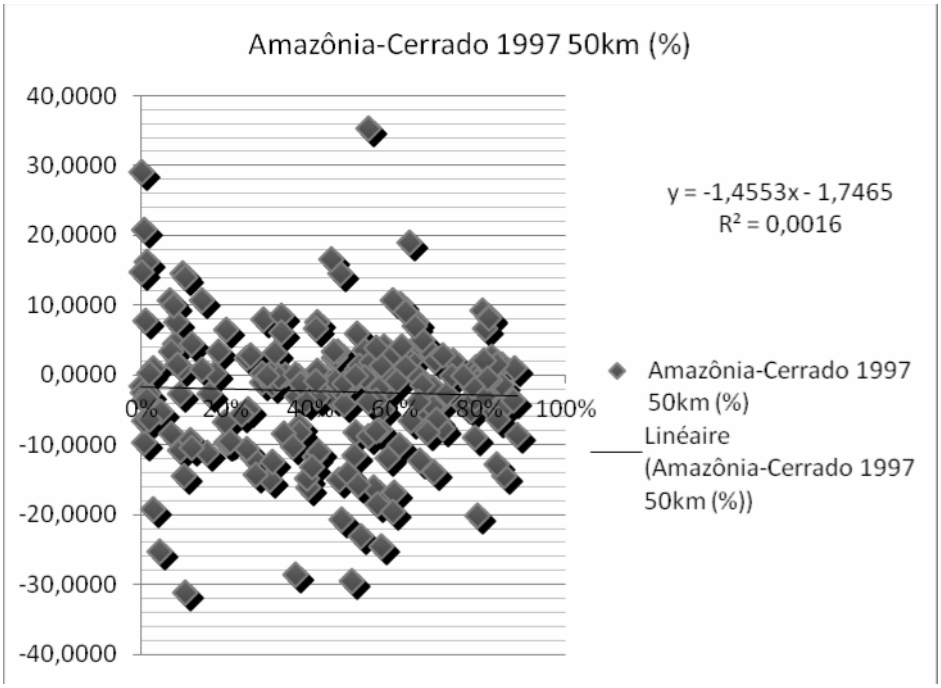
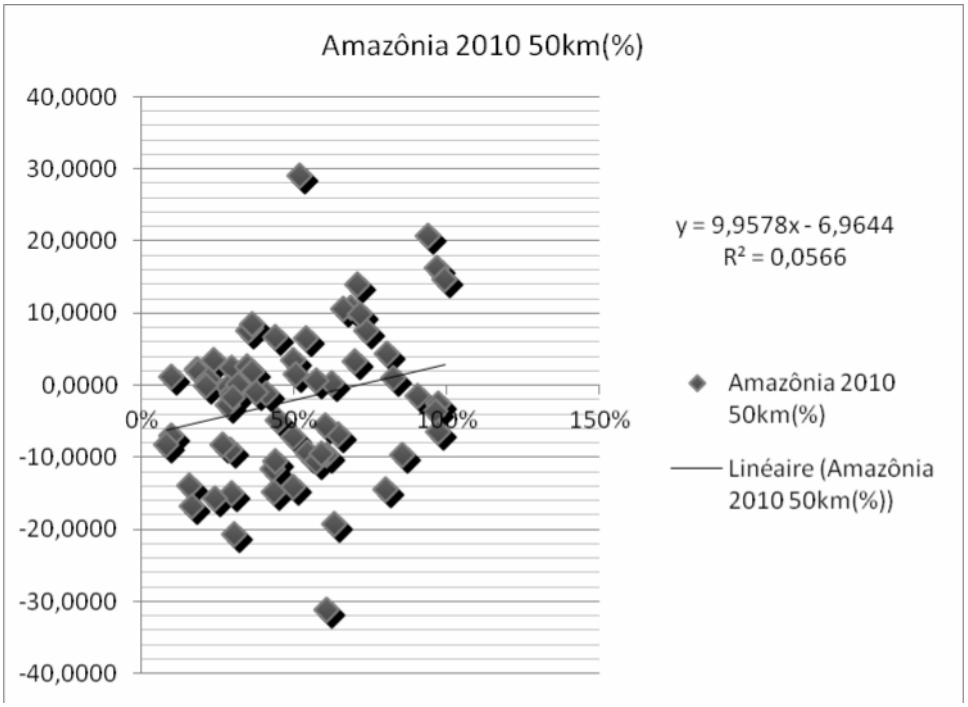
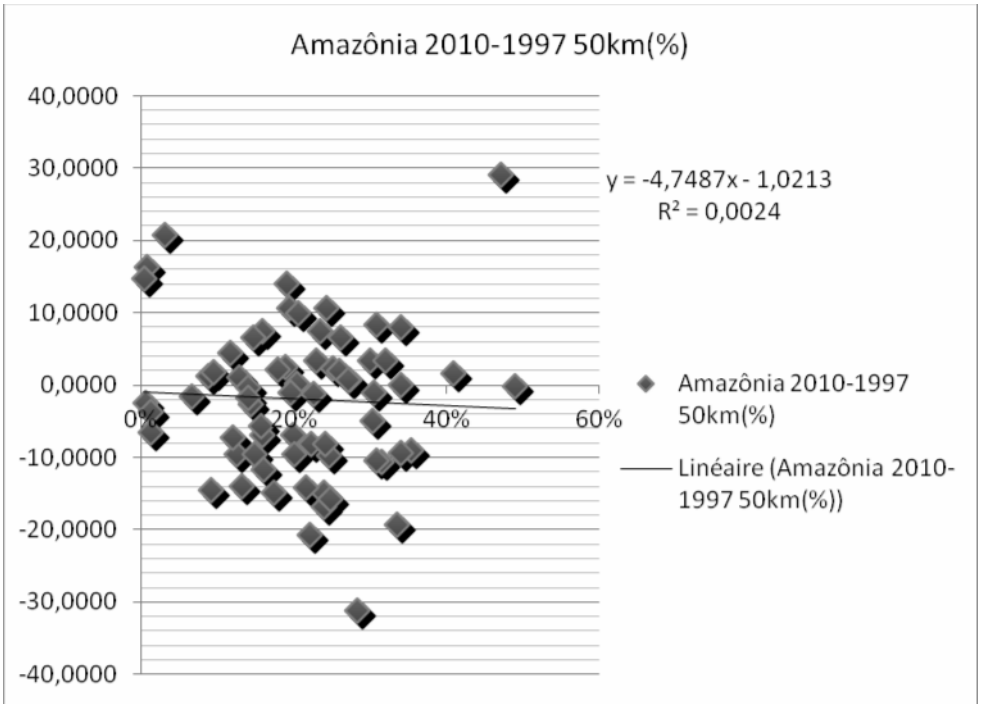


Gráfico 17 Série de gráficos representando as correlações entre pluviometria e desmatamento para o conjunto das 207 estações no buffer de 50km. No eixo y a pluviometria (mm) de acordo com a Análise de Regressão Linear, e no eixo x a % do total de floresta no período para o buffer.

A série de gráficos 17 mostra que há fraca correlação entre os dados. Na segunda série de gráficos (série de gráficos 18) a seguir estão representas as correlações efetuadas para o bioma Amazônico. Os exemplos abaixo mostram os dados dos buffers com 50km:


Amazônia 2010 50km(%)
40,0000
30,0000
20,0000
10,0000
0,0000
-10,0000
-20,0000
-30,0000
-40,0000
0%
50%
100%
150%
y = 9,9578x - 6,9644
R² = 0,0566
Amazônia 2010 50km(%)
Linéaire (Amazônia 2010 50km(%))


Amazônia 2010-1997 50km(%)
40,0000
30,0000
20,0000
10,0000
0,0000
-10,0000
-20,0000
-30,0000
-40,0000
0%
20%
40%
60%
y = -4,7487x - 1,0213
R² = 0,0024
Amazônia 2010-1997 50km(%)
Linéaire (Amazônia 2010-1997 50km(%))

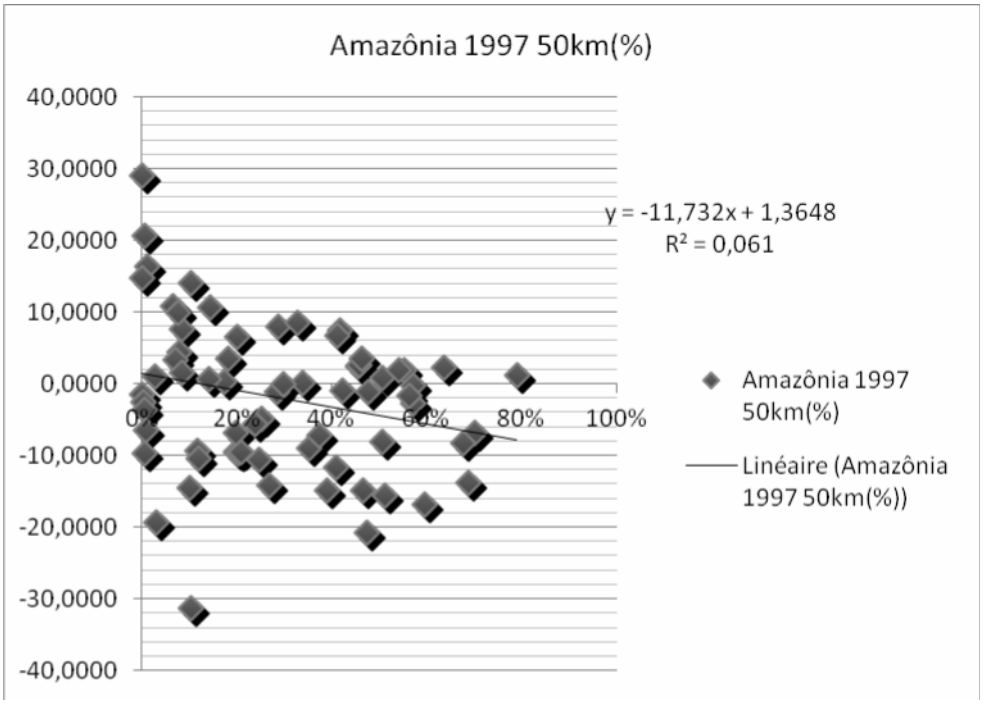


Gráfico 18 Série de gráficos representando as correlações entre pluviometria e desmatamento para o conjunto das estações do Bioma Amazônico no buffer de 50km. No eixo y a pluviometria (mm) de acordo com a Análise de Regressão Linear, e no eixo x a % do total de floresta no período para o buffer.

Os dados acima mostram correlações para o Bioma Amazônico isolado. Na tabela 5 estão dispostas todas correlações efetuadas nos diferentes buffers. Essas posteriormente foram 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 mais 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 (número de estações reduzido, portanto menos significativo). Esse padrão se repete para todos os buffers de forma crescente, de 1km a 50km, quando comparados isoladamente*;*

- Na análise do ano de 2010 as correlações a partir de 5km são mais importantes para o Bioma Pantanal seguidas de perto do Bioma Amazônico. O Bioma Cerrado mantem um grau de distânciamento maior nas correlações quando comparado aos demais biomas.

- As correlações para o Bioma Pantanal são mais expressivas talvez pelo número reduzidos de estações.

Apesar das análises acima não apresentarem um grau de correlação forte, podemos inferir algumas características importantes que se opõem às pesquisas desenvolvidas na Amazônia por meio da modelagem climática em larga-escala.

De acordo com as recentes pesquisas de Spracklen *et al.* (2012) e Aragão (2012) para o período entre 2001 e 2007, foi prognosticado através de modelagem 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 impíricas 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 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 perfils 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 uma grau maior a partir 50km. Nesse sentido, este estudo demonstra que as correlações das chuvas com o desmatamento não são verdadeiras para escalas inferiores a 50km, diferentemente dos estudos mencionados que cogitam, mas não afiramm um impacto local. Os resultados destes estudos também vão em contra de pesquisas que contemplam a

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

fragmentação florestal, ao considerarem um maior impacto no ecossistema da floresta e no clima local e regional a partir de 100km de área desmatada (LAURANCE *et al.* 2011).

Tabela 5 Na tabela a correlação dos dados das estações pluviométricas com o uso da terra em sua totalidade e também dividido por biomas. Na 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 com o uso da terra para cada uma das opções dispostas na primeira coluna.

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

50km	0,14672	0,00968	0,06101	0,00158	0,2815	0,00015	0,00237	0,00029	0,32158	0,01316	0,05661	0,00127

Nesta análise a proporção em km^2 das áreas dos buffers maiores (50km) ultrapassam facilmente os 100km, portanto nossos resultados não podem afirmar que há um impacto do desmatamento na pluviometria em escala local e regional na Amazônia Meridional.

As análises do uso da terra correlacionadas 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 na 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 seram 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 100km poderiam ter maior pertinência de correlação da relação superfície-atmosfera.

Estudos efetuados por grupos de pesquisa via modelagem climática e estudos de fragmentação florestal já identificaram correlações de superfície com a pluviometria a partir de 100km em simulações. Mas esse estudo, a partir de dados pluviométricos não simulados, demonstrou que essas correlações não são pertinentes em escalas de 1-50km. Portanto, os resultados descritos por meio do método dos buffers vem a preencher lacunas em estudos locais e regionais.

6.1.4 Discussão dos resultados finais

Ao analisarmos a tese verificamos nos capítulos 3 e 4 um decréscimo substancial da pluviometria nas áreas da Amazônia Meridional. Esse decréscimo foi ilustrado por meio de testes estatísticos que confirmaram: (1) a rupturas das médias históricas para índices pluviométricos inferiores, (2) uma indicação de tendências de decréscimo sazonal de 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 apresentaram tendências negativas mais acentuadas nos índices de precipitação. Entretanto, essas áreas quando correlacionadas com os dados do desmatamento durante o período, não confirmaram as relações que encontramos visualmente, e nas cartas dos testes geoestatísticos.

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

Visto que as análises de uso da terra das áreas de zonas tampão não correlacionaram-se satisfatoriamente, e contrapõem-se aos resultados dos dados pluviométricos, levantamos algumas hipóteses:

- Quanto a escala local e regional, o *time lag de precipitação* 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 poderiam ser correlacionadas isoladamente com o desmatamento, como as taxas de evaporação ou a umidade absoluta, que é expressa em gramas por m^3 de ar, e é a massa total de água num dado volume de ar;
- As 207 estações apesar de numerosos nas partes mais ao leste e sul do estudo de caso, poderiam mascarar os dados das estações de florestas, visto que essas são 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 difícies 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 bastante influencidas por índices pluviométricos de massas polares, com papel pouco relevante na evapotranspiração durante a estação seca (inverno);
- O sistema de circulação de ventos nas áreas centrais do Brasil e no Sul da Amazônia são bastante erráticos, e fracamente influenciados por eventos relacionados às temperaturas nos oceanos. Os rios voadores também parecem dispersar de forma aleatória a umidade na região (no inverno). Já no verão vê-se na maior parte dos casos precipitações do tipo convectivo, geradas por ar ascendente, fortemente influenciado pelo aquecimento diurno durante a estação chuvosa. Há também uma forte subsidência influenciada pela Alta Boliviana durante o inverno austral;
- Nestes casos talvez seja pertinente correlacionar as precipitações isoladamente com o uso da terra, comparando-se estações seca, chuvosa e de transição.

Apesar das precipitações não indicaram 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 mecanimos térmicos envolvidos e a tranformação de calor sensível para calor latente. 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, e 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.

. Visando o bem estar em longo prazo das populações Sul Amazônicas, a abordagem final da tese trará em seu bojo dicussões e possibilidades previstas na implementação de projetos de REDD+, não apenas por emissões evitadas, mas pela manutenção do serviços ambientais. Notadamente relacionados ao ciclo hidrológico Amazônico e suas teleconexões com o Clima Sul Americano. As conclusões e discussões descritas a seguir buscam o enfoque socionatural e têm como intuito abordar a temática da valoração florestal, fomentando a importância dos mecanismos e políticas públicas ambientais e climáticas na mitigação dos efeitos da mudança do uso da terra e queima de combustíveis fósseis em áreas de florestas tropicais.

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

CONCLUSÕES E DISCUSSÃO

A) Perspectivas nos estudos futuros e cenários alternativos de desenvolvimento para Amazônia Meridional. O mecanismo de REDD+ e suas possibilidades de aplicação no Sul Amazônico (chuvas e condições transfronteiriças)

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”.[15]

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

[15] Fonte: Noticia D24AM. (http://www.d24am.com/amazonia/meio-ambiente/chuvas-na-area-do-rio-amazonas-podem-cair-21-por-desmatamento/68169).

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."[16]

Levando em consideração as afirmações e hipótess sugeridas pelos dois especialistas, algumas respostas surgem no intuito de equacionar as problemáticas do desmatamento, do desenvolvimento econômico, da mitigação das mudanças climáticas e da preservação dos serviços ambientais.

Uma dessas respostas é o mecanismo de REDD+[17] que funciona por meio da transferência de fundos (como o Fundo Amazônia) para àqueles que possuem terras, e estão interessados em manter o ecossistema florestal intacto preservando hábitos locais e cosmologias das populações tradicionais. O objetivo principal do REDD+ na Amazônia é deter o desmatamento e dispersar a energia para a recuperação de áreas degradadas, por meio da implementação de práticas de agricultura e pecuária racionais, juntamente com o aumento da produtividade através de novas tecnologias. O REDD+ concentra-se indiretamente na construção da capacidade dos atores, uma vez que tem por objetivo transformar hectares de terra degradadas em áreas altamente produtivas. Alternativas como o REDD+ podem manter a floresta segura, permitindo condições sustentáveis para seus habitantes e a preservação do material genético e dos lucros econômicos em longo prazo.

O Brasil tem reduzido consideravelmente as suas taxas de desmatamento por meio de programas de REDD+ em estados como o Acre e o Amazonas, mas esse progresso precisa ser perpetuado e disseminado em outros estados. As observações empíricas e os dados científicos, têm demonstrado que para compreender a relação das chuvas com a floresta, deve-se em primeira mão considerar as massas de ar do continente Sul Americano ao interagir com a vegetação durante a sua jornada no ciclo hidrológico.

O desmatamento 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. No entanto, o Brasil ainda luta para proteger seus reservas florestas nativas, e por muitas vezes, gestores públicos são forçados a negociar e permitir certo grau de desmatamento devido ao forte *lobby* ruralista presente na sociedade brasileira. Essa falta de controle efetivo, e de legitimidade nas ações do poder público, é por vezes amplificada por conflitos de posse de terra, que raramente auxiliam os diálogos na arena pública entre partidos políticos. Além disso, há alta demanda por energia e *commodities* em todo o mundo, intensificando a corrida da frente pioneira na colonização de novos espaços na Amazônia.

[16] Fonte: BBC. Declarações à BBC - Brasileira (British Broadcasting Corporation)
[17] Sistema de redução de emissões por desmatamento e degradação, conservação, manejo florestal sustentável, manutenção e aumento dos estoques de carbono florestal + a preservação da biodiversidade e populações tradicionais (extrativistas, indígenas etc.)

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

O país tem potencial para superar desafios mas também necessita reconhecer a importância da floresta na propagação das chuvas, e na sustentação de outros serviços ambientais necessários, como 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. Como se a nação fosse uma fonte inesgotável do recurso.

A questão da água tem sido um grande dilema a ser equacionado, e tema recorrente nas reuniões das COPs nos últimos anos, 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 PSAs[18] 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 por exemplo o novo Código Florestal de 2012 e o Plano Nacional de Mudanças Climáticas de 2010.

Avaliar a adaptação de projetos de REDD+ na agricultura de pequena escala - principal fornecedor de alimentos no Brasil - parece pertinente pois supriria lacunas importantes na mitigação de políticas de adaptação às mudanças climáticas. A agricultura de pequena escala é responsável por 70% da produção de alimentos do Brasil. Caso esse setor social (comunidades rurais) sejam inesperadamente ameaçadas pela falta de chuva, o país pode enfrentar grave crise alimentar, provocando a alta dos preços dos alimentos e um impacto na exportação de *commodities* em todo o mundo.

O Desmatamento maciço parece desempenhar papel maior do que o esperado nas chuvas do que *lobbies* ruralistas imaginam (se é que estão cientes dessas questões). O governo não pode "produzir chuva", e sua capacidade de adaptação é apenas paliativa contra a seca (codição recorrente no semiárido Nordestino).

Caso um dos grandes produtores mundiais de alimentos apresente condições secas no futuro (Brasil), as conseqüências perpassarão suas fronteiras. O Brasil pode não ser responsável por emissões de GEEs no passado, no entanto, é potencial protagonista de uma escassez de água continental, engendrada pelo desmatamento, ao produzir a emergência de "conflitos hídricos" com países vizinhos em escala continental.

B) A evolução do conceito do REDD+ e os projetos na Amazônia

Em 2001, em Marrackech, as florestas tropicais foram inclusas nas propostas de MDL (Mecanismos de Desenvolvimento Limpo), mas a rodada de negociações provou que a

[18] Pagamento por Serviços Ambientais.

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

implementação dos MDLs em florestas é particularmente difícil e controversa. Estas dificuldades se dão principalmente devido às falhas técnicas e os temores de riscos engendrados na não-permanência das plantações florestais, bem como na complexidade da questão do desmatamento em países em desenvolvimento. Esses fatores não levam à uma redução real e efetiva dos GEEs, e logo, apenas projetos de silvicultura (reflorestamento de terra não florestada anteriormente, e reflorestamento ou replantio de terras anteriormente florestadas) são eligíveis para pagamentos por serviços ambientais (JUNG, 2005; PALMA *et al.* 2009).

As plantações florestais são destinadas a aumentar a absorção de GEEs (as árvores são consideradas sumidouros de carbono) contudo, se as plantações são destruídas as árvores tornam-se 'fontes' de emissão, portanto a premissa fundamentada no plantio de árvores não significa obrigatoriamente uma redução de GEEs.

Um projeto de MDL para obter sucesso deve receber financiamento inicial significativo e um planejamento e implementação orientada por estruturas com conhecimento técnico. A fraqueza dos resultados obtidos em projetos de florestas no MDL demonstra que a implementação de novos mecanismos como o MDL e REDD+, não é fácil, dada a multiplicidade de atores envolvidos, e as dificuldades inerentes à governança em múltipla escala ou governança complexa (COMPAGNON, 2012).

No contexto das negociações internacionais de luta contra as mudanças climáticas o princípio da responsabilidade comun mas diferenciada tornou-se uma espécie do princípio da responsabilidade histórica dos países desenvolvidos (STOFT, 2011).

Dada a "responsabilidade histórica" dos países desenvolvidos o Protocolo de Quioto não prescreve a redução de GEEs em países em desenvolvimento, incluindo os chamados mercados emergentes (China, Índia, Brasil, etc) reconhecendo a pedido destes países que sua prioridade é o desenvolvimento, mesmo ao gerar GEEs. Este fato leva a um novo bipolarismo no mundo, de um lado o Norte (países desenvolvidos conhecidos como Anexo 1) e os países do Sul (países em desenvolvimento ou não-Anexo 1) (TSAYEM, 2009).

Para enfrentar o risco de uma "abordagem aninhada" mista, Pedroni *et al.* 2009 (citado por KARSENTY, 2012) propõem que mecanismos de pagamentos por serviços ambientais combinem uma abordagem nacional e local, no pagamento do Estado por seu comportamento (se este comportamento leva ao desmatamento reduzido a nível nacional). Mas também, por meio do pagamento de atores locais, que demonstrem comportamento e práticas de redução no desmatamento.

Desde a sua proposta inicial o conceito de REDD+ está evoluindo assim como seus desafios. A chamada "Coalizão de Nações Tropicais" liderados por Papua Nova Guiné e Costa Rica, apresentou uma proposta aos detentores de florestas tropicais com o objetivo

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

de desenvolver incentivos econômicos para a redução do desmatamento em países em desenvolvimento (PINTO *et al.* 2009). Durante a COP-11 no Canadá em 2005 os principais desafios enfrentados por REDD+ permaneceram sobre custos e financiamentos. Hoje, além destes, os desafios também incluem arranjos institucionais e a transformação de recursos para beneficiar as populações locais além de questões metodológicas.

Os principais parâmetros técnicos para as práticas de REDD+ (como os métodos para definir as linhas de base e estoques de carbono) devem ser fixados a nível nacional ou estadual e não a nível do projeto. O REDD+ da forma como é concebido garante a redução do desmatamento em nível local, mas não necessariamente garante uma redução de desmatamento a nível regional ou nacional.

Enquanto áreas específicas de alguns países são beneficiadas por meio dos investimentos de projetos de REDD+ (cerca de 15 milhões de hectares na América Latina), outras permanecem sem incentivos para mudar a lógica predatória do desmatamento (CENAMO *et al*. 2009). Apesar dos projetos de REDD+ assegurarem a erradicação do desmatamento, ainda são propensos a vazamentos com migração da atividade madeireira para outras áreas. McKinsey (2009) estima que para reduzir o desmatamento da Amazônia para perto de zero seria necessário investir cerca de U$S 7,75 bilhões até 2030, mas somente se projetos de REDD+ sigam critérios de eficácia, eficiência e equidade definidos a seguir:

1. O critério de "Eficácia" é alcançado quando o projeto comprova que o carbono do desmatamento evitado não foi liberado para a atmosfera. Deve-se para isso comparar o cenário atual "*business as usual*" e o que acontecerá com a implementação do mecanismo de REDD+;

2. A "Eficiência" é alcançado quando há redução de emissão máxima com o menor custo possível;

3. Ambos os critérios técnicos devem levar em conta o terceiro "E". Este critério (Equidade) trata da distribuição justa dos recursos entre os países e mais especificamente no interior do país, respeitando os direitos dos povos indígenas e comunidades tradicionais, tanto na distribuição de recursos e na formulação de projetos (STERN, 2008; ANGELSEN, 2009) .

O REDD+ no entanto, não deve ser visto apenas como um mecanismo de pagamento para os mantenedores de florestas, mas como uma fonte de investimentos para reverter a lógica social e econômica que causa o desmatamento (STELLA *et al*, 2009). O pagamento por serviços ambientais não garante a melhoria total da qualidade de vida das populações beneficiárias, e especialmente, não pode trazer qualquer benefício a longo prazo para o desenvolvimento local. Na verdade para assegurar a eficácia das políticas de

REDD+, é necessário criar uma estrutura capaz de garantir a redução do desmatamento em escala maior opondo-se aos projetos individuais.

Um dos maiores desafios para os países são os arranjos de projetos político-institucionais que identificam, e integram ações locais (públicas e privadas), estratégias sub-nacionais (Planos Estaduais) e Planos Nacionais de Mudanças Climáticas. Outra questão fundamental é encontrar um modelo para a distribuição de benefícios, que permita aos Estados com diferentes níveis de desmatamento, beneficiarem-se dos recursos gerados pelo REDD+.

***O caso do Brasil*.** Com a maior extensão global de florestas tropicais o Brasil é líder no beneficiamento de fundos bilaterais e multilaterais para a preparação de REDD+. O Fundo Amazônia abastecido principalmente pela Noruega e Alemanha permitem ao Brasil o financiamento de projetos-pilotos. O desmatamento na Amazônia brasileira tem sido uma preocupação dos meios de comunicação e ONGs, principalmente por conta das consequências em termos de perda de biodiversidade, e das desregulação climáticas e ecológicas causadas por ele.

Durante os anos 1980 e 1990 as pressões externas têm sido exercidas sobre o governo brasileiro para combater de forma eficaz o desmatamento (PASQUIS, 1999). De acordo com Neef (2008) o financiamento de carbono gerados por REDD+ pode ajudar a colocar um fim à lógica econômica que leva à conversão da Floresta Amazônica em áreas pastorais (pecuária).

No Brasil, o Fundo Amazônia criado em 2008 é consistente com a posição do país em relação aos projetos de REDD+. O Fundo Amazônia destina-se a cobrir a remuneração de redução do desmatamento na Amazônia. Este fundo é gerido pelo BNDES (Banco Nacional de Desenvolvimento Econômico e Social). Ações "remuneráveis" ou "recompensáveis" são inúmeras, como exemplo podemos citar: a *gestão de florestas públicas e áreas protegidas; o monitoramento, acompanhamento e controle ambiental; a gestão florestal sustentável; atividades econômicas relacionadas com o uso sustentável das florestas; o zoneamento ecológico e econômico; o uso da terra e posse da terra; a conservação e o uso sustentável da biodiversidade e a recuperação de áreas desmatadas.*

Porém outra política também foi estabelecida pelo governo em 2008, o “Plano Nacional sobre Mudanças do Clima”. O plano inclui ações para a redução do desmatamento em todos os ecossistemas, como por exemplo: *a inibição do desmatamento ilegal; o aumento de áreas de unidades de conservação e áreas reflorestadas ou florestais; a redução da vulnerabilidade das populações expostas aos efeitos das mudanças climáticas; e o desenvolvimento de pesquisa científica afim de reduzir os custos de adaptação às mudanças do clima.*

No intuito de realizar um inventário dos projetos-piloto de REDD+ no Brasil, o Serviço Florestal Brasileiro organizou um seminário identificando 16 projetos de REDD+ no país (SERVIÇO FLORESTAL BRASILEIRO, 2009). A área identificada como Arco do Desmatamento é relativamente marginalizada com poucos projetos nos estados de Mato Grosso e Tocantins. Também foram identificados por meio desse levantamento o envolvimento da sociedade civil. Este, é particularmente ativo nos projetos-pilotos, agregando pessoas locais na abordagem da gestão da terra, no planejamento espacial, e na repartição de benefícios e questões de desenvolvimento rural.

Já o observatório de REDD+ criado em 2010 reúne organizações da sociedade civil e representantes das populações locais para fomentar discussões relacionadas à implementação de iniciativas de REDD+ (TSAYEM, 2012).

O caso da Amazônia. Na Amazônia Cattaneo (2008) gerou um modelo para a distribuição de benefícios no Bioma. O modelo representa uma combinação de critérios para a repartição de benefícios financeiros de forma equitativa entre os Estados: (1) o estoque de carbono contido nas florestas restantes em cada estado, (2) a redução das emissões de GEEs representada pela redução do desmatamento, e (3) a compensação aos Estados que demonstraram ter alcançado seus objetivos na redução do desmatamento. A racionalidade por trás da escolha desses três critérios é assegurar uma compensação justa para os Estados com altas taxas históricas de desmatamento como o Mato Grosso, e Estados com baixas taxas de desmatamento, mas que fazem esforços significativos para conservar as florestas (como o Amazonas). Entetanto, as questões de adaptação às mudanças climáticas e os serviçõe ecossistêmicos são pouco abordadas nesse modelo de PSA.

C) Perspectivas em Estudos que Contemplem o Desenvolvimento Sustentável do Uso da Terra, e a Preservação das Florestas como Alternativa de Mitigação e Conservação do Ciclo Hidrológico

Os PSAs estão baseados na ideia de que dado os serviços ambientais produzidos pelas florestas tropicais (especialmente os climáticos) o mundo deveria recompensar àqueles que fazem um esforço para mantê-las (MERAL, 2012; RANDRIANARISON, 2011; TSAYEM, 2012). Os PSAs também auxiliam projetos de REDD+ que não estão associados à benefícios ambientais, de modo que esses possam trazer em sua essência a proteção à biodiversidade e lucros socioambientais para as comunidades locais.

Dada a importância da Floresta Amazônica como um dos maiores sumidouros de carbono, mas também como fonte substancial das emissões de CO_2, devido ao desmatamento; não é de se estranhar que o Brasil seja o primeiro receptor de fundos de

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

REDD+ geridos pelo Banco Mundial, em particular o Programa de Investimentos para as Florestas.

Já do lado prático das políticas em esfera governamental consideram-se aqui o PNUMA e a ONU como exemplos. No PNUMA os PSAs incentivam o desenvolvimento de estratégias e fontes de investimento para incluir o REDD+ na "economia verde", estimulando modelos alternativos para contornar os *drivers* do desmatamento e da degradação florestal. Na ONU os projetos de REDD+ têm pouca ênfase em aspectos relacionados à contabilidade do carbono e compensação por desmatamento evitado.

Em contrapartida o programa da ONU centra-se na preparação dos países em desenvolvimento sobre os aspectos institucionais e ambientais, que vão além do componente arbóreo das florestas tropicais e dos estoques de carbono associados. O programa da ONU prevê "benefícios ambientais associados" e a interação com outras convenções ambientais internacionais como: a Convenção sobre Diversidade Biológica e a Convenção sobre a Seca e Desertificação além do desmatamento provocado por atividades de subsistência de populações tradicionais.

O objetivo dos programas multilaterias relacionados ao REDD+ é o de assegurar que pessoas possam ter rendimentos como alternativa adicional, de modo a reduzir a pressão sobre as florestas. A FAO por exemplo, objetiva o desenvolvimento de sistemas, ferramentas e técnicas de monitoramento, bem como a verificação e avaliação da evolução do desmatamento e GEEs associadas. Já o PNUD promove o engajamento dos países na governança e participação das partes interessadas, auxiliando no melhoramento do funcionamento das instituições, e das reformas necessárias para a implementação do REDD+. Tais ações visam garantir que o REDD+ seja transparente e eficiente incluindo os povos indígenas e a sociedade civil. Também vislumbra a remuneração e as recompensas concedidas às partes contra a redução do desmatamento e sua transparência na preservação do meio ambiente (TSAYEM, 2012).

No Brasil o governo federal e os estados são atores estratégicos dado o seu seu papel pioneiro na direção e implantação de projetos de REDD+. De alguma forma os entes federais e estatais definem as regras, e em última instância decidem e supervisionam o processo. Parte da sociedade civil como ONGs e empresas, assim como os financiadores nacionais ou internacionais são considerados atores relevantes, porque apesar de "críticos" são de fato essenciais por meio de suas contribuições científicas. Assim, as intervenções técnicas e financeiras estão sob a liderança do governo federal e ou estados.

Já as comunidades locais, receptoras dos programas de REDD+ e/ou beneficiárias, ainda são consideradas atores secundários, porque não dispõem do arcabouço institucional e político para fazer valer o seu ponto de vista e, potencialmente, influenciar o processo.

Muitas vezes esses grupos não estão cientes dos prós e contras, e são considerados apenas como "recebedores". Além disso, questões pouco abordadas pelo REDD+ mas de caratér urgente, como a percepção e a adaptação às mudanças climáticas por esses grupos se mostram inexistentes, principalmente na fase de implementação de grande parte dos projetos pilotos.

Esta questão não tem merecido a devida atenção nos debates e negociações internacionais, de modo que algumas medidas e políticas a favor da adaptação às alterações climáticas têm sido omitida das discussões de REDD+ (TUBIANA *et al.* 2010). Por outro lado, dadas as dificuldades em reduzir GEEs para conter ou mitigar o aquecimento global a adaptação torna-se uma opção política e científica que não deve ser menosprezada nestes programas.

O mecanismo de REDD+ além de evitar a emissão de GEE's e manter a biodiversidade e o bem estar das populações tradicionais, também poderia incluir em suas metas a preservação de ciclos atmosféricos dependentes da Floresta Amazônica, como por exemplo, o Ciclo Hidrológico. Certamente haverá limites para a aplicação do REDD+ pois suas potencialidades ainda necessitam ser melhor avaliadas. Contudo, mesmo que o REDD+ não resolva a demanda atual de preservação dos recursos hídricos, estudos que visem tal dialética poderão emergir com soluções inovadoras a favor da lógica dos PSA's.

Entretanto, antes de conceber tais oportunidades é crucial compreender profundamente as restrições impostas pela natureza, e como a imprevisibilidade climática e as necessidades e percepções da agricultura familiar, em relação as mudanças no ambiente, serão impostas por novos desafios. *Na opinião do autor, a valorização dos recursos hídricos poderia servir como fonte de pagamentos para a manutenção das florestas*.

No entanto, lacunas no conhecimento evidenciam que todavia é necessário compreender se os mecanismos de REDD+ são capazes de beneficiar-se das ciências naturais e de dados físicos para a preservação do ciclo hidrológico, como por exemplo apropriar-se dos cálculos de balanço hídrico desenvolvido pelo projeto Rios Voadores. As informações derivadas deste sistema poderiam delimitar áreas para projetos pilotos de REDD+ em comunidades na Amazônia que visem a preservação dos recursos hídricos. Estes projetos deverão considerar a mitigação das alterações climáticas a partir de iniciativas de preservação das florestas, ao mesmo tempo que devem eclodir iniciativas sociais e econômicas relacionadas aos aspectos de vulnerabilidade engendrados pelo meio físico e socionatural.

Os PSAs poderão encontrar formas de gerir racionalmente os valores econômicos e o diálogo entre as necessidades humanas e do meio ambiente. Se o desmatamento é uma

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

ameaça à chuva em longo prazo, então projetos de REDD+ que valorizam à agua em princípio, deveriam funcionar como uma solução para a manutenção dos serviços forestais e fluxos ecossistêmicos. Porquanto, haverão limites para o REDD+ e sua aplicação que por sua vez ainda são desconhecidos e precisam ser melhor avaliados. Mesmo que o REDD+ não possa resolver essas demandas outras soluções deverão emergir. Mas ao conceber novas oportunidades, é crucial compreender em profundidade as restrições da natureza (imprevisibilidade do clima), e as necessidades do agricultor de pequena escala atreladas às mudanças climáticas, e sua capacidade adaptativa em um mundo em constantes mudanças e incertezas.

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

ANGELSEN, Arild. (org.). Moving Ahead with REDD: Issues, Options and Implications. **CIFOR**. Poznan, Polônia. 2008.

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

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.; 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., LOS, S.O. E PLUMMER, S.E. (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.; CHERN, J.D. Simulation of Water Sources and Precipitation Recycling for the MacKenzie, Mississippi and amazon River Basins. **J. Hydromet**, 2005.

BOTTA, A; RamANKUTTYM, N. & 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., M. C. CHRISTMAN, *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 ivorien: 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, LEILA M. V., CHARLES JONES. 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

CATTANEO, A. A stock□**flow mechanism to reduce emissions from deforestation. Submission to the UNFCCC regarding Workshop on policy approaches and positive incentives on issues relating to reducing emissions from deforestation and forest degradation in developing countries**. 2008. Available at: http://unfccc.int/resource/docs/2008/smsn/ngo/

CAVALCANTI, I. F. A. Teleconexões no Hemisfério Sul e suas influências na circulação da América do Sul. **In: Congresso Brasieiro de Meteorologia**, 7., 1992, São Paulo. Anais... São Paulo:SBMet, 1992. P. 3-7.

CAVALCANTI, I.; FERREIRA, N.; DIAS, M.; JUSTI DA SILVA, M. **Tempo e Clima no Brasil**. Oficina de Textos. 2009. São Paulo.

CENAMO, M.; PAVAN, M.; CAMPOS, M. T.; BARROS, A. C.; CARVALHO, F. Casebook of REDD Projects in Latin America. **Manaus,** AM. 2009.

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., & 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.

COCHRANE, M.A. AND M.D. SCHULZE, 1999: Fire as a recurrent event in tropical forests of the eastern amazon: effects on forest structure, biomass, and species**. Biotropica**, 3, 221–227.

COCHRANE, M.A., A. ALENCAR, M.D. SCHULZE, C.M. SOUZA, D.C. NEPSTAD, P. LEFEBVRE,AND E.A. DAVIDSON, 1999: Positive feedbacks in the fire dynamic of closed canopy tropical forests. **Science**, 284, 1832–1835.

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, JULIA CLARINDA PAIVA, SILVA DIAS, MARIA ASSUNCAO FAUS DA, & NOBRE, CARLOS AFONSO. Aspectos climatologicos das linhas de instabilidade na Amazonia. 34-40. **INPE**. 1989.

COMPAGON, D. Pour une analyse post-internationaliste des politiques globales de l'environnement. **Communication, séminaire Changement Climatique et Biosphère: Expertises, Futurs et Politiques, centre A Koyré**, Paris, février 2012. 2012.

COSTA, M. H. e G. F. PIRES. 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., 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., Bruijnzeel, L.A. (Eds.), **Forests–Water–People in the Humid Tropics**. Cambridge University Press, Cambridge (in press), 2004.

CURTIS, S.; 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., 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.

D. M. Le protocole de Kyoto, le clivage Nord-Sud et le défi du développement durable. **L'Espace Géographique**, n° 2, 2009, p. 139-156. 2009.

DEBORTOLI, N. et al. Tendances et ruptures des séries pluviométriques dans la région méridionale de l'amazonie 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 Bourgogne.

DRAPEAU G. & RONCHAIL J. (2010) "Sécheresse et changement climatique en amazonie", **Actes des Journées de Climatologie**, Poitiers, France, 11-12 mars 2010. Commission "Climat et Société" du CNFG.

DROULERS, M. e TOURNEAU M. Le. **L'amazonie Brésilienne et Le Développement Durable**. Paris: Belin, Print, 2010.

DUBREUIL V., **Environnement et télédétection au Brésil.** Rennes : Presses universitaires de Rennes ; 200, 2002.

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 occupationdu 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., DELAHAYE, F., DEBORTOLI, N. (2010) "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

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., BRAS, R.L., Precipitation recycling in the amazon basin. Quart. J. R. **Meteorol. Soc**. 120, 861–880, 1994.

ESPINOZA-VILLAR, J. **Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie du basin amazonien**. 2009 (Thèse de Doctorat). Université Paris 6, Écoledoctorale "Sciences de L'Environnement d'Ile –de-France". Paris-France: avril.

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.M., 1989: 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).

FEARNSIDE, P.M., 1997: 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.

FEARNSIDE, PHILIP M., Desmatamento na amazônia brasileira: história, índices e conseqüências. **Megadiversidade**, v.1, n.1, jul., p. 113-123, 2005.

FEDDEMA, J. J., K. W. OLESON, *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.,* Variabilida diária da precipitação em regiões de floresta e pastagem na amazônia. **Acta amazônica**, 28: 395-408, 1998.

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, 1982 a

FRIEND, A.D., A.K. STEVENS, R.G. KNOX, AND M.G.R. CANNELL, 1997: Aprocessbased, terrestrial biosphere model of ecosystem dynamics (hybrid v. 3.0). **Ecological Modelling**, 95, 249–287.

FU, R., & 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., & 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, MANOEL ALONSO, KOUSKY, V. 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.

HASTENRATH, S. Interannual and longer-term variability of upper air circulation in the

HECHT, S.B., 1993: The logic of livestock and deforestation in amazonia. **BioScience,** 43(10), 687–695.

HECHT, S.B., R.B. NORGAARD, AND C. POSSIO, 1988: The economics of cattle ranching in eastern amazonia. **Interciencia,** 13(5), 233–240.

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 E BUSTamANTE, M.M.C (2010) The Climatic sensivity of the forest, savanna and forest-savanna transition in tropical South america. **New Phytologist**, 187, 707-719.

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. **Intergovernamental Panel on Climate Change** Geneva, IPCC Secretariat, 2001.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. IPCC fourth assessment report climate change 2007. Geneva, **Intergovernamental 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.

JOLY, D., E VUIDEL, G. (2010) “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.

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

KARSENTY A., Forêts: des instruments économiques décevants. **Économie appliquée, Questions pour Rio+20**, Tome LXV, n° 2, juin 2012.

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

KAYANO, MARY TOSHIE, & ANDREOLI, RITA VALÉRIA. 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 DE E FUNG, I. (2009) Selective logging changes forest forest phenology in the Brazilian amazon: Evidence from MODIS image times series analysis**. Remote Sensing of Environment**, 113, 2431-2440.

LAHSEN, M. e C. NOBRE. 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 Climatique Satellitaire**. 37, 26-43, 1991.

LARCHER, W. **Ecofisiologia Vegetal**. São Carlos-SP: RIMa, 2000. ISBN: 85-86553-03-8.

LAURANCE , W. F., S.G. LAURANCE, AND P. DELamONICA, 1998: Tropical forest fragmentation and greenhouse gas emissions. **Forest Ecology and Management**, 110(1–3), 173–180.

LAURANCE, W. F., J. L. C. CamARGO, *et al*. The fate of amazonian forest fragments: A 32-year investigation. **Biological Conservation** 144(1): 56-67, 2011.

LAURANCE, W.F., 1998: A crisis in the making: responses of amazonian forests to land-use and climate change. **Trends in Ecology and Evolution**, 13, 411–415.

LAWLER, JOSHUA 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., ROWNTREE, P.R., 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., 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., MARENGO JA. Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian amazon Basin. **J. Climate.** 14: 4308–4318, 2001.

LIEBMANN, B. (2006), A definition for onset and end of the rainy season. Disponível em: www.eol.ucar.edu/projects/cppa/meetings/200608/posters/brant.pdf

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.

LLOYD, C.R.; 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., 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.

LYON, B. (2004) The strength of El Niño and the spatial extent of tropical drought. **Geophysical Research Letters**, 31, L21204.

MACHADO, L. A. T., 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.; 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 am, GORSHKOV VG. 2007. Biotic pump of atmospheric moisture as driver of the hydrological cycle on land. **Hydrology and Earth System Sciences** 11: 1013–1033.

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.

MALHI, Y., ARAGÃO, L.E.O.C, GALBRAITH, D. HUNTINGFORD, C., FISHER, R.A., ZELAZOWSKI, P., SITCH, S., MCSWEENEY, C. E MEIR, P. (2009) 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.

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. et al. Onset and end of the rainy season in the Brazilian amazon Basin. **Journal of Climate**. 14(5), 833-852, 2001.

MARENGO, J., NOBRE, C.A., SAMPAIO, G., On the associations betwen 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.

MARENGO, J.A., NOBRE, C.A., TOMASELLA, J., OYamA, M.D., SamPAIO DE OLIVEIRA, G., DE OLIVEIRA, R., CamARGO, H., ALVES, L.M. E BROWN, I.F. 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, JOSÉ ANTONIO, SOARES, WAGNER RODRIGUES, SAULO, CELESTE, & NICOLINI, MATILDE. 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,A., L.C. ROBERTS, J.M. CABRAL, O.M.R. LEITÃO, M.V.B.R. DE COSTA, A.C.L. MAITELLI, AND C.A.G.P. ZamPARONI, 1993: Leaf-area index and above-ground biomass of terra firme rain forest and adjacent clearings in amazonia. **Functional Ecology**, 7(3), 310–317.

MELO 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. ROEHRL, H.-H. ROGNER, A. SANKOVSKI, M. SCHLESINGER, P. SHUKLA, S. SMITH, R. SWART, S. VAN ROOIJEN, N. VICTOR, AND Z. DADI, 2000: An overview of the scenario literature. In: Emissions Scenarios**. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change.**

NEFF. Deforestation, biomass and carbon finance in Amazonia. **Climate Policy,** n° 8, p. 7-22. 2008.

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., 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. JIPP, P. LEFEBVRE, G.H. NEGREIROS,E.D. DA SILVA, T. STONE, S. TRUMBORE, AND S. VIEIRA, 1994: The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of amazonian forests and pastures. **Nature**, 372, 666–669.

NEPSTAD, D.C., A.A. ALENCAR, AND A.G. MOREIRA, 1999: Flames in the Rain Forest: Origins, Impacts and Alternatives to amazonian Fires . **World Bank**, Brasília, Brazil.

NIEL, H. L. e J. M. MASSON, *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 1991. Acessado em: 20/04/2012.

NOBRE, C.A. E BORMA, L.D.S. (2009) "Tipping Points" for the amazon forest. **Current Opinion in Environmental Sustainability**, 1, 28-36.

NOBRE, C.A. Mudanças climáticas globais: Possíveis impactos nos ecossistemas do País. **Parcerias Estratégicas** 12: 239-258, 2001.

Northeast Brazil-Tropical Asector. **J Geophys Res**. v**.**105, p. 7327-7335, 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.

PALM M., OSTWALD M., BERNDES G., RAVINDRANATH, N.H. Application of Clean Development Mechanism to forest plantation projects and rural development in India. **Applied Geography,** n° 29, p.2-11. 2009.

PASQUIS, R. La déforestation en Amazonie brésilienne et son impact sur l'environnement. **Bois et Forêts des Tropiques**, n° 260, p.53-64. 1999.

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, 2005. ISSN 1944-8007. Disponível em: < http://dx.doi.org/10.1029/2005GL023866 >.

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, F. G.O. FRANÇA, P. F. MOREIRA; L. DIETZSCH.. 4ed. **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.

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.

RANDRIANARISON M., La protection de la biodiversité à Madagascar. **Les paiements pour services environnementaux (PSE)**. L'Harmattan, 469 p. 2011.

REIS, E.J. AND S. MARGULIS, 1991: Perspectivas Econômicas do Desflorestamento da amazônia.**Textos para Discussão No. 215, Instituto de Pesquisa Econômica Aplicada (IPEA**), Brasília, Brazil, 47 pp. (in Portuguese).

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**. 2005. Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz. Piracicaba, Universidade de São Paulo. Mestre em Ecologia de Agroecossistemas: 82.

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. 1**998. Lille: Atelier national de Reproduction des Thèses, Print.

SALATI E.; VOSE P. amazon Basin: A system in equilibrium. Science, v. 225, n. 4658, July 1984.

SALATI, E., MARQUES, J., 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 potentiallement 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., SATYamURTY, P., SOARES-FILHO, B.S. E CARDOSO, M.F. (2007) Regional climate change over eastern amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion. Geophysical Research Letters, 34, L17709.

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. 2009.

SHEIL, D., MURDIYARSO, D. How Forests Attract Rain: An Examination of a New Hypothesis. **BioScience**, n. 4, v. 59, p. 341-347, 2009.

SHUKLA, J., C. NOBRE, AND P. SELLERS, 1990: amazon deforestation and climate change. Science, 247, 1322–1325.

SIVAKUMAR K. e AWESSO, T. L'analyse pluviométrique du Togo pour une planification à long terme. 1996. **Centre sahélien de l'ICRISAT**, 158 pages.

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.

STELLA, O. M.; ALENCAR, A.; STICKLER, C.; MOUTINHO, P.; RETTMANN, R.; PINTO, E.; CASTRO, I. Pavimentando o caminho do REDD na Amazônia Brasileira: Duas iniciativas concretas de projetos de REDD na Amazônia brasileira. **Instituto de Pesquisa Ambiental da Amazônia.** 2009. Disponível em: http://www.ipam.org.br/uploads/livros/7fa540873f8d51d1bc479835e408729b98c5747b.pdf

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.

STOFT S.E. Dépasser Copenhague, apprendre à coopérer. **Proposition de politique mondiale post-Kyoto**. Paris, l'Harmattan, 157 p. 2010.

STRASSBURG, B., TURNER, R.K., FISHER, B., SCHAEFFER, R., LOVETT, A., Reducing emissions from deforestation—the ''combined incentives'' mechanism and empirical simulations. **Global Environmental Change** 19, 265–278, 2009.

TCHIADEU G., TSALEFAC M. e MBAYR R. Délimitation de la saison de pluies dans le Nord-Cameroun (6-11 Nord). **Publications de l'Association International de Climatologie**. 12, 151-158, 1999.

THÉRY, H. e MAURENCE, P**. Environnement et Développement en amazonie Brésilienne**. Paris: Belin, Print, 1997.

TSAYEM D. M. **Du développement propre à la déforestation évitée Géoscopie des relations Nord-Sud pour atténuer le changement climatique**. HDR. Soutenu le 11 décembre 2012 à l'université du Maine au Mans. 2012.

TUBIANA L., GEMENNE F., MAGNAN A. Anticiper pour s'adapter. **Le nouvel enjeu du changement climatique.** Pearson Éducation France, 206 p. 2010.

UHL , C. AND R. BUSCHBACHER, 1985: A disturbing synergism between cattle-ranch burning practices and selective tree harvesting in the eastern amazon. **Biotropica,** 17(4), 265–268.

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, AND R. ATLAS, 1995: Impact of the ongoing amazonian deforestation on local precipitation: a GCM study. **Bulletin of the american Meteorological Society**, 26(3), 346–361. 154

WALTER M. Length of the rainy season in Nigeria, **Nigerian Geographical Journal**, 10: 123-8, 1967.

WANG, *et al.,.* **Impact of Deforestation in the amazon basin on cloud climatology**. 2009, Cambridge-USA: Massachussets Institute of Technology,.

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, AND G.J.J. KREILEMAN, 1994: 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 Climaticos - 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.

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.

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

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

World MeteorologicalOrganization – WMO http://www.wmo.int/pages/index_fr.html Acessado em 5 de Janeiro de 2012.

APÊNDICES

Apêndice 1 Estações Pluviométricas Selecionadas 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

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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
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 GOIÁS	GO	CPRM	-14,4336	-49,7167	400
01449003	CRIXÁS	GO	CPRM	-14,5325	-49,9628	378
01450000	NOVA CRIXÁS	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
01451000	ARUANÃ	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	ARENÂPOLIS	MT	CPRM	-14,4694	-56,85	268
01456003	ARENÂPOLIS	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	TANGARÃ DA SERRA	MT	CPRM	-14,8506	-57,7678	212
01457001	TANGARÃ 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 GOIÃS	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
01651001	IPORÃ	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 MELGAÃ‡O	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	EDÃ‰IA	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	CROMÃNIA	GO	CPRM	-17,2847	-49,3828	691
01750000	EDÃ‰IA	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	JATAÃ	GO	CPRM	-17,8564	-51,3967	755
01751002	JATAÃ	GO	CPRM	-17,695	-51,8922	732
01751004	MONTIVIDIU	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	JATAÃ	GO	CPRM	-17,7181	-52,17	705

01753000	ALTO ARAGUAIA	MT	CPRM	-17,3	-53,2194	659
01754000	ITIQUIRA	MT	CPRM	-17,2078	-54,14	526
01755001	CORUMBÃ□	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	CORUMBÃ□	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 inicias, para o cáculo 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
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
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

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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.

XLSTAT 2011.4.02 - Tests d'homogénéité - le 16/11/2011 à 17:00:31 Séries temporelles : Classeur = 00949000_mensal 31 rupture MK.xlsx / Feuille = 00949000_mensal.txt / Plage = '00949000_mensal.txt'!$N$1:$N$39 / 38 lignes et 1 colonne

Données de date : Classeur = 00949000_mensal 31 rupture MK.xlsx / Feuille = 00949000_mensal.txt / Plage = '00949000_mensal.txt'!$A$1:$A$39 / 38 lignes et 1 colonne

Nombre d'observationssupprimées : 3
Niveau de signification (%) : 5
Tempsmaximum (s) : 180
Nombre de simulations : 10000
Graine (nombresaléatoires) : 250319233

Statistiquesdescriptives :

Variable	Observations	Obs. avecdonnéesmanquantes	Obs. sansdonnéesmanquantes	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

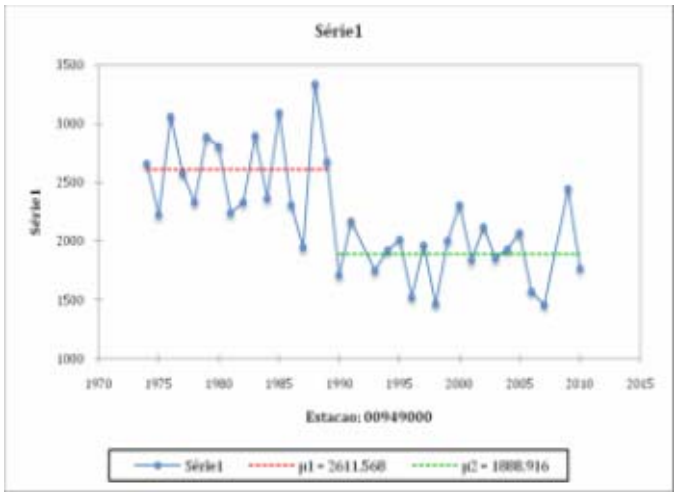
La p-value a étécalculéeenutilisant 10000 simulations Monte Carlo. Tempspassé : 0s.

Intervalle de confiance à 99% autour de la p-value :] -0.000 ; 0.000 [

Interprétationdutest :
H0 : Lesdonnéessonthomogènes
Ha : Il y a une date à partir de laquelleil y a unchangementdanslesdonnées Etantdonné que la p-valuecalculée est inférieureauniveau de signification alpha=0.05, ondoitrejeterl'hypothèsenulleH0, et retenir l'hypothèsealternative Ha. Le risque de rejeterl'hypothèsenulleH0alorsqu'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
2006	1572.000
2007	1455.629
2009	2451.700
2010	1768.943



Apêndice 4 Teste de Mann-Kendall Sazonal e Anual respectivamente, efetuados a patir 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 :

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

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	-0,442
S	-263,000
p-value (bilatérale)	0,000
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 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	-0,291
S	-163,000
p-value (bilatérale)	0,016
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 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 :

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 89.78%.

Test de tendance de Mann-Kendall / Test bilatéral (Série2) :

Tau de Kendall	-0,276

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

S	-155,000
p-value (bilatérale)	0,022
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 2.17%.

La correction de continuité a été appliquée.

Test de Mann-Kendall avec saisonnalité / Période = 12 / Dépendance sérielle / Test bilatéral (Série2) :

Tau de Kendall	0,000
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	-0,284
S	-150,000
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) :

Tau de Kendall	-0,015
S	-8,000
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	0,128
S	72,000
p-value (bilatérale)	0,293

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 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) :

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) :

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	-0,265
S	-167,000
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	-0,278
S'	-10,000
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%.

Test de tendance de Mann-Kendall / Test bilatéral (Série10) :

Tau de Kendall	-0,238
S	-150,000
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	-0,278
S'	-10,000
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	-0,056
S	-35,000
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-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 rejeter l'hypothèse nulle H0.
Le risque de rejeter l'hypothèse nulle H0 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 :

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
6.15%.

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

Apêndice 5 Tabela dos valores críticos do R de Bravais-Pearson (Probabilidades Bilaterais). Na primeira coluna o número de variáveis em análise e nas seguinte 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	0,9878	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=L1RENV8tX0NvcnLpbGF0aW9uX0TpYml0c19TdXJmYWNlc19kZV9iYXNzaW5zXy1fUOlyb3UvdGFibGVfQnJhdmFpc19QZWFyc29uLnBkZg%3D%3D&cidReset=true&cidReq=GO2514).

Debortoli, Nathan Dos Santos. O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento = Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale - 2013

RÉGIME DES PLUIES ET DÉFORESTATION EN AMAZONIE MÉRIDIONALE

RÉSUMÉ DE LA THÈSE

INTRODUCTION 3
A) Changements climatiques, forêts et occupation du sol : une brève présentation du contexte brésilien 3
B) Plan de la thèse 6

CHAPITRE 2 : LE CLIMAT DE LA FORÊT AMAZONIENNE 9
2.1.1 Le climat de l'Amazonie 9
2.1.2 Les caractéristiques du climat en Amazonie méridionale 16
2.1.3 Évolution de la pluviométrie en Amazonie méridionale : une étude des séries chronologiques de précipitations 20
2.1.4 Diagnostics et prévisions des modèles climatiques pour l'Amazonie 23
2.1.5 Conclusions sur la bibliographie théorique 29

CHAPITRE 3 – LES OUTILS STATISTIQUES APPLIQUÉS à L'AMAZONIE MERIDIONALE : PRéSENTATION ET RéSULTATS 32
3.1 TESTS STATISTIQUES DE PETTITT ET MANN-KENDALL, ET ANALYSE DE RÉGRESSION LINÉAIRE 32
3.1.1 Terrain d'étude et méthodologie 33
3.2 LE TRAITEMENT DES DONNÉES 35
3.2.1 Les relevés journaliers 35
3.2.2 Les données mensuelles 35
3.2.3 Les données annuelles 36
3.3 LES TESTS STATISTIQUES 36
3.3.1 Le test de Pettitt 37
3.3.1.1 Analyse de la pluviométrie moyenne des stations à rupture identifiée par le test de Pettitt 40
3.3.2 Le test de Mann-Kendall 41
3.3.3 Analyse de régression linéaire des séries pluviométriques longues (1970-2010) 45
3.3.3.1 Krigeage ordinaire avec noyau exponentiel calculé à partir de la régression linéaire sur les séries pluviométriques longues (1970-2010) 46
3.4 DISCUSSION DES RÉSULTATS ET CONCLUSION 48

CHAPITRE 4 – IDENTIFICATION DU DÉMARRAGE ET DE L'ARRÊT DE SAISON DES PLUIES EN AMAZONIE MÉRIDIONALE 49
4.1.1 La saison des pluies en Amazonie méridionale 50
4.1.2 Méthodes d'identification du démarrage et de l'arrêt de saison des pluies dans les régions tropicales 53
4.1.3 Choix des stations et méthode d'identification des dates de démarrage et d'arrêt de saison des pluies en Amazonie méridionale 57
4.1.4 Résultats obtenus 59
4.1.5 Analyse diachronique des séries pluviométriques (1971-2010) 62
4.1.6 Discussion des résultats et conclusion du chapitre 64

CHAPITRE 5 – ÉTUDE DES DYNAMIQUES RÉCIPROQUES ENTRE FORÊT AMAZONIENNE, OCCUPATION DU SOL ET ATMOSPHÈRE 65
5.1.1 Les dynamiques réciproques entre forêt amazonienne, occupation du sol et atmosphère : la question des effets de l'anthropisation 66
5.1.2 Les conséquences de la déforestation sur le sol et le sous-sol 68
5.1.3 Les conséquences de la déforestation sur l'évapotranspiration (ET) 71

5.1.4 Conséquences de la déforestation sur la physique de l'interface sol-atmosphère..... 73
5.1.5 Modélisation climat-occupation du sol dans le contexte climatologique de l'Amazonie 75

CHAPITRE 6 – DYNAMIQUES TEMPORELLES DE LA CORRÉLATION ENTRE OCCUPATION DU SOL ET PRÉCIPITATIONS EN AMAZONIE MÉRIDIONALE 78
6.1 RÉFLEXIONS SUR LES RAPPORTS ENTRE OCCUPATION DU SOL ET CHANGEMENTS CLIMATIQUES EN AMAZONIE..... 78
6.1.1 Méthodologie d'analyse de zones tampons par télédétection..... 81
6.1.2 Méthode d'analyse des données pluviométriques par régression linéaire 86
6.1.3 Corrélation occupation du sol – données pluviométriques (1971-2010) 86
6.1.4 Discussion finale des résultats 89

RÉSUMÉ

La zone de transition entre le sud de l'Amazonie et le Cerrado est la principale région brésilienne productrice de matières premières agricoles destinées aux marchés internationaux. Ces productions sont extrêmement dépendantes de l'accès à la ressource en eau, et donc tout ce qui amoindrit la disponibilité de cette ressource essentielle accroît le stress de la forêt et menace la population. Malgré le poids prépondérant de la région dans l'agriculture et l'économie brésiliennes, rares sont les études qui, comme celle que nous proposons, se sont intéressées à l'évolution des précipitations régionales sur une longue période (1970-2010).

Pour ce faire, nous avons analysé, au moyen d'outils statistiques et de télédétection, les données relevées par 207 stations pluviométriques de l'ANA dans le sud de l'Amazonie et dans le Cerrado, en les soumettant aux tests non-paramétriques de Pettitt et Mann-Kendall, et à un test de régression linéaire. Le test de Pettitt a révélé que 16% des séries chronologiques présentaient des ruptures, tandis que le test saisonnier de Mann-Kendall a mis en évidence que 41% des stations avaient enregistré des tendances à la baisse des précipitations, principalement pendant les inter-saisons (avant le démarrage et après l'arrêt de saison des pluies). Le test de régression linéaire, enfin, a montré que dans 63% des séries, les données révélaient une tendance à la baisse des précipitations.

Une seconde étape de notre travail a consisté à identifier, à une échelle temporelle fine, les dates de démarrage et d'arrêt de saison des pluies (jour, mois). Les résultats révèlent des situations très contrastées entre l'Amazonie et le Cerrado. L'analyse diachronique montre également que 48% des stations pluviométriques ont enregistré que la saison des pluies démarrait plus tard à la fin de la période (1971-2010), et s'arrêtait plus tôt dans 60% des cas. Une autre analyse spécifique des stations situées dans les zones déboisées a révélé que la déforestation était très probablement un facteur aggravant de l'affaiblissement de la saison des pluies, en particulier dans les régions fortement déboisées du Mato Grosso et au nord du Rondônia.

De nombreuses modélisations climatiques ont mis en évidence une diminution des précipitations dans le sud de l'Amazonie au cours des dernières décennies, et les scénarios issus des projections prévoient tous une Amazonie plus sèche dans le futur. Néanmoins, seul un nombre limité d'analyses ont corrélé les données d'occupation du sol à des séries de précipitations dans les zones de transition entre forêt amazonienne et végétation du Cerrado. Le présent travail propose, pour toute la période 1970-2010, une corrélation des séries chronologiques de précipitations relevées par 207 stations pluviométriques avec les données d'occupation du sol issues du traitement d'images satellitales Landsat 5. Le croisement des données au sein de zones tampons d'un rayon de 1 à 50 km a révélé que les régimes pluviométriques locaux et régionaux ne sont que faiblement corrélés à l'état du couvert forestier, contrairement à ce qu'indiquent les études les plus récentes focalisées sur la modélisation des circulations à large échelle et qui incluent le couvert forestier parmi leurs variables. Les résultats de l'analyse par zones tampons tendent également à montrer toutefois que plus la forêt s'étend sur de vastes parcelles, plus la probabilité est élevée qu'elle agisse sur le régime des précipitations, contrairement à la forêt fragmentée en petites parcelles.

INTRODUCTION

A) Changements climatiques, forêts et occupation du sol : une brève présentation du contexte brésilien

Les chercheurs du GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat) ont grandement contribué à approfondir la connaissance du système complexe terre-atmosphère-océan et ses relations et implications directes avec le changement climatique planétaire. Ces études, basées pour la plupart sur la modélisation climatique, ont amélioré la compréhension des altérations chimiques et physiques atmosphériques engendrées par les modifications d'origine naturelle et anthropique du climat, qui sont autant de facteurs de risque à long terme pour les sociétés et les écosystèmes (NAKICENOVIC *et al*., 2000; IPCC, 2007; NEPSTAD *et al*., 1999, 1994).

D'après les relevés historiques, les précipitations au Brésil sont régies par des cycles naturels d'échelle annuelle et décennale. Plusieurs projections de modèles climatiques du GIEC prévoient pourtant des pénuries d'eau, par exemple pour la région amazonienne (IPCC, 2001, 2007). Pour Nobre (2001), le Brésil et l'Amazonie sont d'ores et déjà confrontés à des changements d'origine climatique, comme par exemple une augmentation des températures, des modifications de saison des pluies, une augmentation de la fréquence des épisodes de grand vent, de grêle et d'inondation, des risques inattendus de gelée, une plus grande intensité des fronts froids, des sécheresses et des tempêtes sévères. La question des risques socio-environnementaux s'est donc récemment imposée, aux côtés des discours sur le changement climatique et des pressions de l'agriculture et de l'urbanisation, comme autant de menaces sur les paysages brésiliens et planétaires. Sur le plan scientifique, les recherches pluridisciplinaires en sciences de la Terre montrent que la suppression de la végétation, que ce soit par les incendies ou par les coupes à blanc, contribue à augmenter les émissions de gaz à effet de serre (GES), car elle provoque, par ses conséquences sur les caractéristiques physico-chimiques du cycle de l'eau,

une diminution de l'humidité de l'air (ZUIDEMA *et al*., 1994; WALKER *et al*., 1995).

D'un côté, le manque d'eau peut s'avérer bénéfique pour certaines régions de l'Amazonie, dans lesquelles les sols gorgés d'humidité sont impropres à l'agriculture. De l'autre, la baisse des précipitations provoquée par la déforestation pourrait être compensée par la fertilisation atmosphérique causée par les émissions de gaz à effet de serre à l'échelle du globe. L'hypothèse d'une fertilisation de la forêt par le CO_2 contenu dans l'atmosphère reste quoi qu'il en soit sujette à caution. D'après la révision du scénario A2 du GIEC effectuée par Feddema *et al.* (2005), l'expansion des superficies agricoles en Amérique du sud provoquera une élévation significative des températures au-dessus de l'Amazonie, ce qui aura des conséquences y compris pour les régions extra-tropicales, du fait des interconnexions au sein du système climatique. Les modèles du GIEC (IPCC, 2007) prévoient par exemple dans le scénario A2 pour 2100 que la température moyenne minimale en Amazonie augmentera de 2°C. Avec la déforestation, on s'attend à une élévation de 1° à 2°C dans les zones qui y sont soumises, comme cela a déjà été observé dans le sud de l'Amazonie par Dubreuil *et al*. (2012).

En soi, la disparition des forêts modifie l'intensité des vents et perturbe le bilan radiatif local (effet d'albédo) : le sol nu reçoit un rayonnement plus important d'ondes courtes, ce qui déséquilibre le bilan des émissions dans les ondes longues, qui sont aussi celles qui favorisent le plus l'augmentation des températures atmosphériques car elles sont captées dans les basses couches de l'atmosphère (SHUKLA *et al*., 1990; MCWILLIAM *et al*., 1993).

Les changements d'occupation du sol ont donc clairement le pouvoir de modifier certains paramètres biophysiques et biogéochimiques et les flux de chaleur latente et sensible de l'atmosphère, intrinsèquement liés à l'hydrologie et à la transpiration de la végétation. La modification de tous ces paramètres perturbe les climats régionaux, et elle est susceptible d'interférer avec les températures et les caractéristiques des échanges physiques du système terre-atmosphère.

Même si, selon les prévisions, les précipitations annuelles totales en Amazonie ne devaient baisser que de 7% du fait de la conversion de la forêt en pâturages, certaines simulations comme celles du modèle du Hadley Centre montrent que les précipitations mensuelles moyennes au mois d'août passeraient de 2,2 $mm.jour^{-1}$ à 1,5 $mm.jour^{-1}$, et baisseraient de 32% pendant la saison

sèche là où la forêt serait préservée. Ces effets spécifiques à la saison sèche accentueraient la baisse des précipitations totales si toutes les superficies étaient transformées en pâturages (LEAN *et al*., 1996). Facteur aggravant, l'augmentation des émissions de CO_2 et des températures supérieures à 35°C seraient synonyme d'une moindre ouverture des stomates des plantes, ce qui freinerait la fertilisation de la forêt par le CO_2. Si la déforestation se généralisait sur de vastes superficies, on assisterait certainement à une réduction de l'évapotranspiration durant la saison sèche en Amazonie, avec des effets sur les précipitations moyennes dans le centre-ouest, le centre-sud et le sud du Brésil (LEAN *et al*., 1996).

Pour Wang *et al*. (2009), l'Amazonie fonctionne comme un « océan vert » : plus la forêt est étendue, plus l'évaporation cumulée est importante. Les forêts tropicales humides transpirent environ 1500-2000 millimètres par an, avec des taux d'évaporation supérieurs à ceux des océans. Dans la forêt amazonienne par exemple, environ 50% de l'eau précipitée est rendue à l'atmosphère par l'évapotranspiration, et de ces 50%, autour de 48% retournent à la Terre sous forme de précipitations (LOESCHER *et al*., 2005; SPRACKLEN *et al*., 2012; SALATI et VOSE, 1984; SALATI, 1984; LARCHER, 2000).

Le débat persiste néanmoins sur la nature et l'ampleur exactes des modifications dues au changement d'occupation du sol, sur leur mode d'action sur les systèmes physiques et chimiques de la troposphère qui interviennent dans la définition des cycles climatiques à plusieurs échelles (LAURANCE *et al*., 1998a et 1998b). Des preuves récentes, dans des régions continentales éloignées du littoral, du rôle des forêts dans la production d'énergie (chaleur latente) et par conséquent dans la production des précipitations, ont contribué à renforcer l'argument de l'existence d'interactions entre la forêt et l'atmosphère. Ce sont ces interactions qui permettent le maintien de services environnementaux essentiels pour la population (DRAPEAU et RONCHAIL, 2010).

Des modifications radicales de la structure forestière aurait ainsi des conséquences négatives sur la physique et la chimie des écosystèmes, comme une augmentation de l'écoulement pluvial superficiel, qui freine le processus de percolation et accélère les processus de sédimentation et de lessivage des sols, causant alors des pertes en minéraux essentiels pour l'agriculture et les pâturages. Lorsqu'elles ne sont pas percolées, les particules de matière

organique sont rapidement emportées par les cours d'eau dont elles modifient la turbidité et le pH, polluant les bassins aval et menaçant la qualité de l'eau d'une grande partie du bassin versant.

L'occupation du sol et ses mutations peut, outre les conséquences déjà citées, provoquer une élévation des températures et une diminution des taux d'humidité des climats locaux (microclimats) et régionaux (mésoclimats). Lorsque l'on prend ainsi en compte l'ensemble des conséquences négatives de la suppression de la végétation, on perçoit la nécessité d'établir des bornes et des normes de contrôle et de gestion de l'occupation du sol sous les tropiques, en particulier dans les pays en développement dont les populations sont plus vulnérables aux intempéries.

B) Plan de la thèse

L'objectif de notre travail est de contribuer, par une étude transversale, à une meilleure compréhension de l'impact réel de l'occupation du sol sur le climat dans les régions soumises à une intense déforestation. Dans ce but, et afin de vérifier certains hypothèses mentionnées ci-dessus, nous avons choisi de délimiter une région d'étude suffisamment étendue, afin de répondre à la demande d'études climatiques aux échelles régionales et locales. La région choisie devait présenter des degrés différenciés d'intensité et de profondeur historique des mutations de l'occupation du sol.

La région sud amazonienne (Amazonie méridionale) nous a semblé le mieux répondre à ces critères, par la diversité des étapes du front pionnier d'expansion agricole et foncière qu'elle présente au sein de l'Amazonie brésilienne, et parce que les données climatiques disponibles sur cet espace ont une profondeur historique relativement importante et sont susceptibles d'être soumises à des tests chronologiques.

Un autre aspect important a guidé notre choix. L'Amazonie méridionale est en effet une région de transition entre les biomes amazonien (paysages de forêt dense) et la végétation de savane du Cerrado, et la bibliographie actuelle ne présente aucune étude approfondie des caractéristiques climatiques de ce type de région de transition. Les approximations induites par

l'application à des échelles plus grandes (*downscaling)* de modèles comme le modèle eta posent toutes une série de problèmes méthodologiques liés au rapport des échelles et des variables utilisées.

Notre recherche a donc eu pour objectif d'identifier les dynamiques temporelles de la pluviométrie à l'échelle régionale et locale, à partir des séries de stations pluviométriques de l'ANA (Agence nationale de l'eau au Brésil), dans la partie méridionale de l'Amazonie brésilienne et du Cerrado (Arc de déforestation). À partir des données pluviométriques, nous avons recherché l'existence de corrélations positives ou négatives des précipitations et de l'occupation du sol entre 1971 et 2010. Il nous paraît important de souligner que la région choisie est celle qui a historiquement connu la déforestation la plus intense, si l'on se réfère aux données du programme PRODES DIGITAL de l'INPE (INPE, 2010).

La recherche a été organisée selon les sept étapes résumées ci-dessous :

I. élaboration d'un état des lieux qualitatif des modèles climatiques aux échelles mondiale et brésilienne, ainsi que des implications spécifiques de la modélisation, des scénarios et prévisions climatiques, dans les régions tropicales;

II. recension bibliographique détaillée des caractéristiques du climat en Amazonie et, dans une perspective régionale, en Amazonie méridionale;

III. choix d'une méthode d'analyse quantitave éprouvée et adaptée au traitement de données pluviométriques, à même de fournir l'outil technique approprié au traitement des données pluviométriques fournies par les 207 stations de l'ANA, dans les États du Mato Grosso et du Rondônia, et des régions limitrophes des États du Goiás, de l'Amazonas, de l'Acre, du Pará, du Mato Grosso do Sul et du Tocantins;

IV. réalisation d'analyses statistiques de ruptures et de tendances dans les séries pluviométriques, et d'analyses statistiques d'identification des dates de démarrage et de fin de saison des pluies, ainsi que de sa durée;

V. analyse des données fournies par les modèles climatiques proposant des projections de la pluviométrie pour l'Amazonie méridionale, afin de fonder sur le plan théorique les résultats des analyses de corrélation des données pluviométriques chronologiques (saisonnières) avec les

données historiques d'évolution de l'occupation du sol (analyse des zones tampons/*buffers* par télédétection), durant la période 1970-2010.

VI. analyse de corrélations, menée à l'aide de données satellitales et d'un traitement de données secondaires produites par l'INPE, au moyen du logiciel de télédétection ArcGIS 10;

VII. discussion sur les dynamiques réciproques entre occupation du sol et conséquences sur le climat local et régional en Amazonie méridionale, à partir des résultats produits par les analyses. Nous discutons également de la possibilité de développer des projets éligibles au titre du programme REDD+1 dans certaines régions amazoniennes pour assurer la préservation des forêts et du cycle de l'eau.

1 Mécanisme de réduction des émissions liées à la déforestation et à la dégradation des forêts avec inclusion de la gestion durable des forêts, de la conservation de la biodiversité et de l'accroissement des stocks de carbone forestier (NdT).

CHAPITRE 2 : LE CLIMAT DE LA FORÊT AMAZONIENNE

Ce chapitre a pour but de présenter tout d'abord les caractéristiques du climat amazonien, puis, par un changement d'échelle, d'en analyser les variations pluviométriques régionales, ce qui nous mènera à l'analyse du climat de l'Amazonie méridionale. Nous analyserons également les résultats de divers travaux de modélisation climatique et statistique portant sur l'Amazonie brésilienne et sur les zones de transition vers le Cerrado.

2.1.1 Le climat de l'Amazonie

La couverture forestière amazonienne a connu durant l'Holocène une période d'extension, suivie d'une régression durant les périodes sèches sous l'effet d'un forçage externe du climat et du temps (facteur de déséquilibre des écosystèmes). Des systèmes naturels fermés comme les forêts tropicales sont des systèmes très complexes, et lorsqu'ils sont soumis à des perturbations d'origine externe (anthropiques par exemple), ils fournissent deux types de réponse :

a) soit un retour à l'état initial lorsque la perturbation intervient sur une échelle réduite,

b) soit ils font face à une perturbation d'importance, et le système passe alors à un état différent de l'état initial et y demeure.

Depuis maintenant trois décennies, les scientifiques accumulent par centaines les recherches afin de comprendre plus en détail le climat des forêts tropicales et ses relations avec les déséquilibres anthropiques et naturels. Malgré de grandes avancées concernant la circulation atmosphérique à l'échelle du globe, d'importantes lacunes subsistent concernant les climats régionaux et locaux et leurs interactions avec les caractéristiques de la surface continentale. Les mécanismes thermodynamiques et les conditions de surface nécessaires à la formation de zones d'instabilité, les impacts de l'occupation du sol dans ces régions, sont en effet encore relativement

peu connus, ce qui restreint le choix des variables d'entrée lors de l'élaboration de modèles climatiques couplés terre-atmosphère pour les zones tropicales.

Wang *et al.* (2009) expliquent que l'Amazonie fonctionne comme un océan vert : plus la forêt est étendue, plus la forêt est étendue, plus l'évaporation cumulée est importante. Dans la forêt amazonienne, l'évapotranspiration peut atteindre 2 m d'eau par an (LOESCHER *et al.,* 2005). Selon l'Institut national de météorologie du Brésil (INMET, 2012), les précipitations en Amazonie varient de 1 500 à 3 000 mm par an, soit 2 000 mm en moyenne (carte 1). D'après Salati et Vose (1984), l'évapotranspiration renvoie près de 50% du volume de ces précipitations dans l'atmosphère sous forme de vapeur d'eau. De ces 50%, 48% retournent à la Terre sous forme de pluies dans un délai moyen de recyclage de 5 jours et demi. Dans l'ouest du bassin amazonien (BAM), les précipitations sont réparties tout au long de l'année, tandis que dans les régions centrales, à l'est et au sud (États du Mato Grosso et du Rondônia) on peut identifier une période sèche bien définie. Un faible albédo, des taux élevés de recyclage des nutriments, des flux de surface importants du fait de la rugosité du terrain, ainsi qu'un potentiel élevé de stockage des eaux dans les sols caractérisent en outre le système surface continentale-atmosphère de l'Amazonie.

D'après les données du projet « Rios Voadores[2]» (2012), l'eau précipitée dans le centre du Brésil durant l'été austral y est directement transportée d'Amazonie sous forme de vapeur d'eau. La pluie est produite avant tout par des systèmes convectifs organisés et provoqués par l'instabilité de l'atmosphère, par la circulation des masses d'air et par les rétroactions surface continentale-atmosphère, et c'est la variabilité saisonnière de ces facteurs qui détermine la pluviométrie totale et l'arrivée de la saison des pluies. Les grands cours d'eau comme ceux du nord du bassin amazonien ancrent le long de leur tracé les « rues de nuages » produites par les systèmes atmosphériques horizontaux quasi stationnaires de la zone de convergence inter-tropicale. Des simulations de formation de nuages à haute résolution, dans la région de Caxiuanã au Pará, ont révélé par exemple que l'hétérogénéité de la surface continentale, produite en Amazonie par l'enchevêtrement de forêts et de cours d'eau, joue un rôle fondamental dans la mise en place et l'évolution de la convection et des rues de nuages dans le nord du bassin amazonien (RAMOS

2 « Rivières volantes » (NdT)

DA SILVA *et al.,* 2011).

Au-delà de la prémisse admise qui veut que le climat amazonien soit fortement influencé par les caractéristiques végétation-atmosphère, Marengo (2004) propose de définir ce dernier par un certain nombre de caractéristiques physiques et par la circulation des masses d'air à meso-échelle. D'après lui, bien que le cycle annuel des pluies soit contrôlé par l'angle d'inclinaison du soleil, une grande partie des précipitations est influencée par toute une série d'autres mécanismes, parmi lesquels on retiendra : la convection profonde en période diurne provoquée par le réchauffement dans le centre de l'Amazonie, la zone de convergence inter-tropicale (ZCIT), la zone de convergence de l'Atlantique sud (ZCAS), la température de surface de la mer (TSM), les lignes d'instabilité créées à l'embouchure de l'Amazone et qui, poussées par les alizés, s'étendent vers l'intérieur du continent sud-américain jusqu'aux Andes, l'activité convective de moyenne échelle provoquée par la pénétration des systèmes frontaux venus du sud du Brésil, et enfin le corridor d'humidité du courant-jet sud-américain de basses couches à l'est des Andes (SALLJ[3]), qui transporte l'air humide du bassin amazonien vers le sud du Brésil, le nord de l'Argentine et la région du bassin de la Plata, en particulier pendant l'été austral.

Le climat du bassin amazonien agit comme un puits d'humidité, captée aux sources de la forêt tropicale (grâce à l'intense recyclage de l'eau par la végétation) et de l'Atlantique tropical, par le biais du transport d'humidité et des flux de surface provoqués par les vents alizés venus de l'est. L'impact de la déforestation et des mutations de l'occupation du sol sur le cycle hydrologique peut être à l'origine de variations du transport d'humidité, au même titre que la variabilité naturelle du climat qui est aussi influencée par le réchauffement planétaire.

L'augmentation de la température de surface de l'Atlantique tropical nord durant les cinquante dernières années a eu pour corollaire une augmentation du transport d'humidité de l'océan vers le bassin amazonien dans son ensemble (HASTENRATH 2001; CURTIS et HASTENRATH, 1999). Malgré tout, c'est le continent sud-américain qui apporte la plus grande partie de l'humidité contribuant aux pluies, à hauteur de 46% du total, alors que l'Atlantique tropical n'y contribue qu'à hauteur de 37%, ce qui renforce plutôt l'argument de l'interaction avec la

3 *South American Low Level Jet*

végétation. On connaît pourtant d'autres mécanismes générateurs de pluies dans les régions tropicales, qui dépassent l'interaction forêt-atmosphère : les effets de la topographie, les oscillations quasi-biennales (OQB) (période de 2,0 à 2,5 ans), les oscillations australes-El Niño et La Niña (3-8 ans), les anomalies pluviales liées aux cycles des taches solaires (10, 21 et 32 ans), ainsi que le transport trans-équatorial de chaleur par les courants de surface de l'océan. Ces variables ne sauraient être écartées des analyses de modèles couplés surface terrestre-atmosphère (BRUJNZEEL, 2004).

Les phénomènes d'oscillation australe-El Niño et La Niña influencent également le climat amazonien. D'après Marengo (1999), le phénomène La Niña est d'intensité très variable. Durant la phase négative du phénomène, les pluies sont abondantes dans le nord et l'est de l'Amazonie, tandis que le sud amazonien ne paraît pas être clairement touché par les extrêmes de l'Oscillation australe (MARENGO *et al.,* 1997). Les sécheresses en Amazonie sont quant à elles plutôt corrélées aux effets des anomalies de la TSM, un réchauffement de la surface de l'Atlantique tropical nord (ATN) et une diminution du transport d'humidité océanique provoquent des tendances à la baisse des précipitations. D'après les simulations du modèle HadCM3LC (Hadley Centre), la zone de convergence intertropicale se déplace vers le nord de l'équateur lorsque les températures de surface augmentent dans l'Atlantique tropical nord. Par conséquent, les températures de surface de l'océan sont un facteur déterminant des pluies, et peuvent retarder l'arrivée des précipitations estivales (été austral) dans le sud de l'Amazonie.

Les sécheresses de 2005 et 2010 sont un exemple des gradients nord/sud des anomalies de la température de surface de la mer (MARENGO e TOMASELLA *et al.,* 2011). En 2010 par exemple, la sécheresse a été provoquée par un épisode El Niño lié à une anomalie de température dans l'ATN, et elle a été considérée comme la pire sécheresse enregistrée en Amazonie depuis le début de l'ère instrumentale. Cette année-là, l'Amazone a atteint son plus bas niveau historique, aux alentours de 13m (XU SAMANTA *et al.,* 2011). Tout indique que le sud de l'Amazonie connaît actuellement une augmentation des épisodes et des records de sécheresse. En ce qui concerne les incendies en forêt amazonienne, ils sont normalement liés aux activités humaines et aux effets de l'Oscillation australe-El Niño et La Niña. Par le passé, le nord de la

région amazonienne a connu des sécheresses causées par la survenue d'épisodes El Niño (MARENGO *et al.,* 2008). En 2005 toutefois, la sécheresse n'était pas liée à ce phénomène, mais bien à l'augmentation de la température de surface de l'océan Atlantique tropical nord. Cette sécheresse était alors la plus importante depuis 40 ans, et elle n'a été dépassée que par celle de 2010. L'ouest, le sud-ouest, mais aussi le centre et l'est du bassin amazonien ont été touchés. Elle s'expliquerait entre autres par la réduction des flux atmosphériques d'est (alizés) et par l'affaiblissement de la circulation dans les hautes couches de l'atmosphère (réduction du développement convectif des nuages). Lorsque la saison sèche se prolonge au-delà de la normale, on peut considérer que l'année a été sèche sur le plan écologique, du fait du dessèchement de la biomasse morte qui en résulte.

En Amazonie, les saisons de transition entre saison sèche et saison des pluies et le début de la saison des pluies sont généralement les périodes où l'activité convective est à son apogée. La convection tropicale se déclenche en journée, et varie en fonction des saisons et de la couverture nuageuse. Pendant la saison des pluies, le minimum de nébulosité est atteint quelques heures à peine avant la nébulosité maximale (en début d'après-midi et pendant la nuit). Sans pour autant provoquer de convection, les saisons intermédiaires sont caractérisées par une convection plus active que celle de saisons de pluies. Cela est dû à une énergie potentielle de convection disponible (EPDC[4]*)* plus importante durant les inter-saisons entre saison sèche et saison des pluies (MACHADO *et al.,* 2004).

Pour Betts *et al.* (2008), la réduction des superficies forestières provoquera une réduction de l'évapotranspiration et de l'énergie disponible à la surface de la Terre, qui s'élèvera dans l'atmosphère déjà sous forme de chaleur sensible. D'après les modèles ItadCM3LC et Hadam3, les complexes rétroactions biogéophysiques du dépérissement de la forêt augmenteraient d'environ 26% les possibilités d'assèchement local du bassin amazonien, sous l'effet de la circulation à moyenne échelle. En d'autres termes, une couverture forestière réduite à l'est, en provoquant une baisse de l'évapotranspiration, augmenterait la sécheresse à l'ouest du bassin amazonien. Ainsi, *plus la forêt est étendue, plus la circulation des cellules de Hadley est*

4 Ou CAPE, *Convective Available Potential Energy.*

importante, et plus la forêt est réduite, plus la circulation s'en trouve freinée. Dans cette dernière configuration d'une moindre circulation des cellules et par conséquent de moindres mouvements des masses d'air, la circulation tropicale est déviée, par la propagation des ondes *Rossby*[5], vers les régions de moyenne latitude. La déforestation est donc bien vecteur de changements climatiques à l'échelle globale.

La diminution de la quantité de chaleur latente rejetée dans l'atmosphère provoquée par les changements d'occupation du sol en Amazonie peut influencer le volume des précipitations selon deux processus principaux :

(1) tout d'abord en augmentant l'évapotranspiration, ce qui a pour effet d'accroître l'humidité de l'atmosphère et a une influence directe sur les précipitations, et

(2) en augmentant les précipitations, elle favorise la circulation des cellules de Hadley, ce qui provoque des variations de l'humidité de convergence de sources distantes.

Dans Marengo *et al.* (2006), les composantes du cycle hydrologique dans le bassin amazonien ont été estimées par dérivation à partir de données d'humidité et de circulation à grande échelle, issues de la réanalyse de résultats à l'échelle globale menée par des centres météorologiques aux États-Unis et en Europe. Ces réanalyses ne garantissent cependant pas un résultat forcément plus fiable que celui obtenu par les analyses objectives et les observations des radiosondes (à l'échelle continentale notamment), du fait des marges d'erreur inhérentes à cette méthodologie. Toute estimation des composantes du total hydrique devrait prendre en compte une mesure ou une estimation de ces dernières.

En ce qui concerne les influences d'origine anthropique, on sait d'ores et déjà que les aérosols et les fumées de combustion de biomasse (incendies) durant la saison sèche en Amazonie ont un impact sur le démarrage de la saison des pluies dans le sud du bassin (AHLM *et*

5 Les ondes de Rossby (ou ondes planétaires) sont de gigantesques méandres dans la circulation des flux à l'échelle planétaire (atmosphère, océan). Dans l'atmosphère, les ondes de Rossby se forment sous l'effet des variations de la force de Coriolis en fonction de la latitude. Source : Dickinson, R. E., Ann. Rev. Fluid Mech., *Rossby waves - long-period oscillations of oceans and atmospheres*, 10-195.

al., 2009). La concentration en hausse de gaz à effet de serre (GES) et d'aérosols compromet l'équilibre énergétique du climat amazonien. Depuis plusieurs décennies, la pollution par les aérosols venus d'Amérique du Nord a retardé la baisse des précipitations en Amazonie, mais il est peu probable que ce phénomène se prolonge (COX *et al.*, 2008). Dans des conditions de faible concentration d'aérosols et de forte concentration de gaz à effet de serre, les épisodes de sécheresse en Amazonie comme ceux de 2005 et 2010 deviendront récurrents. Les zones déforestées seront émettrices de poussières, affectant à long terme la couche d'ozone. Pour Fearnside (2009), la présence d'aérosols diminue à la fois grâce à la baisse de la pollution dans l'hémisphère nord et grâce à la réduction des poussières en provenance d'Afrique. Or, on a estimé que cette dernière avait été responsable à 69% de la tendance à la hausse des températures au-dessus de l'océan Atlantique entre 1985 et 2005. En conclusion, il est donc nécessaire, au nom du principe de précaution, que les gouvernants du Brésil et des pays amazoniens prennent et fassent respecter des mesures de bonnes pratiques et de bon usage du feu en forêt, faute de quoi la biomasse amazonienne sera confrontée à une accentuation, voire un prolongement, des périodes sèches critiques, durant lesquelles le manque d'eau lui fait courir un risque accru de dépérissement.

Fearnside (2008) explique également que les incendies en Amazonie entrent dans des processus variés : destruction des zones périphériques de la forêt voisines des pâturages et des terres cultivées, ouvertures dans la canopée provoquées par les activités de la filière bois, aérosols libérés par les coupes sélectives, fragmentation de la forêt due à l'agriculture sur brûlis et aux défrichements de zones destinées ensuite aux pâturages. Ces activités participent à l'assèchement du climat au cœur de la forêt : la mortalité accrue des arbres vient en effet épaissir la litière inflammable qui recouvre le sol après de fréquentes sécheresses, et qui sert de combustible alimentant le feu lors des incendies de forêt. À l'heure actuelle, l'élimination totale des émissions d'origine anthropique de gaz à effet de serre ne suffirait pas à éviter l'emballement de l'effet de serre[6] provoqué par le CO_2 accumulé dans le sol de la forêt et libéré par la déforestation. Pour Fearnside (2008), tout défrichement évité est une émission de carbone évitée, et non le maintien d'un puits de carbone comme on le proclame dans la sphère publique. *Le principe retenu,*

6 *Runaway Greenhouse Effect*.

qui veut qu'éviter la déforestation des forêts tropicales n'est pas éligible aux crédits de carbone parce que les forêts seront de toute manière détruites par les changements climatiques, relève d'une démarche divinatoire et est moralement contestable (FEARNSIDE, 2008). Maintenir la forêt sur pied reste, quel que soit l'horizon temporel, la meilleure solution.

Les pressions exercées actuellement sur la forêt amazonienne sont nombreuses : de la production de biodiesel à partir d'huile de palme et autres biocarburants, à l'agriculture céréalière, en passant par l'expansion de la surface agricole utilisée, l'élevage extensif et l'élevage porcin notamment, toutes relèvent de filières d'activité liées d'une manière ou d'une autre aux marchés commerciaux mondiaux. Des solutions existent cependant, selon Nepstad *et al.* (2008), pour éviter la destruction de la forêt, qui passent par la mise en œuvre effective de la sauvegarde des parcs et réserves (unités de conservation de la nature), par des investissements dans la protection contre les incendies, par la mise en place de filières de production de biens de consommation à haute efficacité environnementale, par les marchés du carbone, et par des politiques incitatives destinées à encourager les céréaliers et les éleveurs à adopter de bonnes pratiques d'aménagement et d'occupation du sol.

Des modèles de gouvernance innovants sont en outre nécessaires pour atténuer les conséquences économiques, sociales et écologiques des grands projets d'infrastructures en Amazonie. La construction de routes, de centrales hydroélectriques, les effets des émissions résultant de la combustion de biomasse, ainsi que les effets des changements climatiques, menacent les forêts et les populations du sud de l'Amazonie, région d'une exceptionnelle diversité biologique (PERZ *et al.*, 2008). Une meilleure compréhension des conséquences de l'activité humaine sur ce milieu permettra le développement de stratégies d'atténuation et d'adaptation aux changements climatiques locaux et régionaux.

2.1.2 Les caractéristiques du climat en Amazonie méridionale

L'Amazonie du sud combine une grande diversité de types de climats associés aux latitudes équatoriales continentales et à la transition vers les latitudes tropicales de la portion centrale du continent sud-américain. Malgré un réchauffement important des températures à cette latitude, les

précipitations sur le territoire sud-amazonien sont relativement élevées, présentant un excédent hydrique supérieur à 1000 mm. Le climat sud-amazonien est très hétérogène, mais toutes ses variantes présentent deux caractéristiques communes : une longue saison sèche, et une transition de biomes (savane du Cerrado => forêt mésophile => forêt ombrophile). Bien que l'on soit en présence de climats continentaux de type équatorial, chauds et humides, on note la présence d'une saison sèche relativement bien définie, et un gradient de transition vers des climats tropicaux continentaux à saisons alternées (SEPLAN-MT, 2002).

La partie méridionale de l'Amazonie connaît une saison sèche plus ou moins bien définie entre les mois de juin et septembre. Il s'agit d'une saison « modérément sèche » que l'on retrouve dans presque toutes les sous-régions d'Amazonie du sud, et sur un mode différent de celui des types de climat du nord du biome amazonien. Environ 70% du total annuel cumulé des précipitations tombe entre novembre et mars. Le trimestre de janvier à mars étant en général le plus arrosé, ce sont entre 45% et 55% du total annuel des pluies qui tombent à cette période de l'année. L'hiver, par contre, est extrêmement sec. Le rythme saisonnier, très régulier, avec un déficit hydrique à son maximum de mai à septembre, est un des facteurs qui viennent renforcer le potentiel hydrique de la région (SEPLAN, 2002).

Souza *et al.* (2009) expliquent que les anomalies de la température de surface de l'Atlantique tropical et les oscillations de l'océan Pacifique sud (Oscillation australe) ont des répercussions sur la ZCIT et la ZCAS, qui en s'affaiblissant peuvent causer des déficits pluviométriques pendant les trimestres de décembre-janvier-février et mars-avril-mai.

Pour Rong Fu *et al.* (1999), l'humidité commence à s'accumuler à la limite des couches inférieures de l'atmosphère (750 hPa) au-dessus des régions méridionales de l'Amazonie à partir de septembre. Pendant la saison des pluies, la température au-dessous de 700 hPa diminue tandis que l'humidité augmente petit à petit, ce qui tend à suggérer que l'évaporation des nuages bas et les précipitations sont provoquées par la forte humidité de l'air à cette époque. Cette augmentation de l'humidité dépend de la réduction de l'EIC (énergie d'inhibition de la convection) et de l'augmentation de la *fcus* (fréquence des profils d'instabilité dans les basses couches et de convection profonde). L'humidité augmente donc d'abord dans la troposphère moyenne et basse,

avant le début de la saison humide, permettant ainsi les changements de température et de circulation à large échelle nécessaires à l'arrivée de la saison des pluies. Negri *et al.*(2000) explique qu'en Amazonie du sud, la distribution diurne des pluies dépend à la fois de la circulation locale et des caractéristiques de la topographie et de la géographie régionales. Pendant la saison des pluies, les précipitations ont lieu pendant la journée, et sont liées à une forte activité convective et aux effets convectifs à large échelle de la ZCAS.

L'atmosphère au-dessus de l'Amazonie méridionale est plutôt stable durant la saison sèche, une forte augmentation de l'humidité et de la température de surface du sol sont donc nécessaires pour atteindre un niveau d'instabilité convective suffisant pour initier la saison des pluies. On peut isoler deux grands types de formations nuageuses dans cette région :

(1) des nuages de type cumulus bas, qui semblent émerger de la forêt, et qui sont dus à la chaleur latente et à la chaleur sensible,

(2) les nuages troposphériques hauts du continent sud-américain, dont la circulation est spécifique à la région. Les nuages hauts sont plus propices à la formation de précipitations, et ils se forment au-dessus des zones boisées, contrairement aux nuages bas qui se forment au-dessus des zones défrichées, alimentés par les vents qui se créent au-dessus des sols exposés.

D'après Fu et Li (2004), c'est le flux de chaleur latente à la surface continentale, et non l'humidité apportée par les systèmes atmosphériques à large échelle, qui est la principale source d'humidité dans l'atmosphère durant la saison sèche et au début de l'inter-saison. Les systèmes atmosphériques à large échelle prennent une importance plus grande à l'approche de la saison des pluies. Selon ces auteurs, l'augmentation des précipitations à l'échelle locale peut facilement forcer un début de saison des pluies et avoir ainsi un impact sur les systèmes de circulation à large échelle, contrairement à l'augmentation des températures de surface du continent et des océans, qui est progressive. Elle jouerait ainsi le rôle joué par la couverture forestière pendant les saisons sèches et de transition.

Des conditions d'humidité élevée permettent des flux plus importants de chaleur latente à la surface du sol, favorisant ainsi une élévation plus rapide de la convection, tandis que des flux plus faibles de chaleur latente en surface et une troposphère plus sèche pendant la saison sèche

retardent l'arrivée de la saison des pluies, malgré l'inversion normale du flux trans-équatorial Ainsi, les conditions du passage de la saison sèche à la saison des pluies sont créées par l'augmentation des flux de chaleur latente à la surface du sol, et les précipitations sont générées localement par la végétation.

Les variations de l'évaporation à la surface du continent peuvent affecter l'énergie totale de surface de la couche limite planétaire ainsi que l'énergie potentielle de convection de la colonne atmosphérique, c'est-à-dire en fin de compte la rétroaction sur les précipitations (BETTS *et al.*, 2004). Dans l'hypothèse d'une Amazonie méridionale plus sèche, la persistance de l'anomalie d'humidité du sol peut conduire à la prolongation des variations d'intensité régionales du cycle de l'eau (par exemple, des sécheresses ou des inondations) (SCHUBERT *et al.*, 2004 a, b). La quantité de particules d'aérosols disponibles au-dessus de l'Amazonie dépend donc des saisons.

Pendant la saison sèche par exemple, avec les particules présentes en excès dans l'air en raison de la combustion de biomasse, on assiste à une diminution du rayonnement solaire total reçu en surface, ce qui altère l'activité photosynthétique de la végétation et, par conséquent, le bilan carbone régional. Les particules issue de la combustion de biomasse sont de très efficaces noyaux de condensation de nuages. De fait, l'absorption du rayonnement solaire par les particules de fumée réduisent l'humidité disponible de l'air et augmentent la température dans les couches supérieures de l'atmosphère, ce qui réduit la formation de nuages (AHLM NILSSON *et al.*, 2009). À l'inverse, les particules biogéniques produites par la végétation servent de réacteur biochimique des noyaux dans les processus de formation de nuages et de précipitations en Amazonie méridionale (PÖSCH *et al.*, 2010).

D'autres mécanismes atmosphériques et physiques de macro et méso-échelle interviennent dans l'apport de précipitations aux régions du sud de l'Amazonie. On peut citer entre autres : les anomalies de températures de surface de la mer dans l'Atlantique tropical (SOUZA *et al.*, 2009), les cycles d'oscillation de l'océan Pacifique sud (Oscillation australe-El Niño), qui à leur tour agissent sur la zone de convergence intertropicale (ZCIT) et la zone de convergence de l'Atlantique sud (ZCAS). La ZCIT et la ZCAS, lorsque leur activité faiblit, peuvent être corrélées à des déficits pluviométriques occasionnels durant les périodes de décembre-février et mars-mai

(été austral). En Amazonie méridionale, la circulation locale, associée à la topographie de la région, est un important facteur de la distribution des pluies diurnes. Ces dernières sont quant à elles, au-delà des effets de la convection à moyenne échelle due à la ZCAS, liées à une forte activité convective à l'échelle locale (NEGRI *et al.*, 2000).

À partir de mesures réalisées par radiosondes, par satellite ou par stations pluviométriques durant 25 ans, Machado *et al*. (2004) comparent la variabilité diurne causée par la thermodynamique de l'atmosphère et la variabilité saisonnière induite par les types de couverture végétale. D'après ces auteurs, le sud-est de l'Amazonie est caractérisé par une forte amplitude de la nébulosité saisonnière et un pic pluviométrique bien défini autour du mois de février. La variabilité saisonnière augmente suivant un gradient sud ouest-sud est :

(1) *la période qui s'étend entre le démarrage de la saison des pluies et le pic de précipitations est plus courte que celle qui s'étend de la fin de la saison des pluies au plus bas niveau de précipitations.*

(2) Pour ce qui est de la végétation, la saison sèche est celle qui présente les plus forts contrastes entre NDVI (indice de végétation par différence normalisée), précipitation et couverture nuageuse.

Le stress hydrique de la végétation est au plus haut à la fin de la saison sèche et au début de la saison des pluies, tandis que l'activité chlorophyllienne est maximale quand les précipitations totales commencent à décroître, entre la fin de la saison des pluies et le début de la saison sèche. *Au cours de la saison sèche, les régions couvertes de forêts semblent en mesure de maintenir le niveau d'énergie de chaleur latente dans l'atmosphère-biosphère, ce qui n'est pas la cas des régions couvertes par la savane typique des cerrados ou qui ont été défrichées.*

2.1.3 Évolution de la pluviométrie en Amazonie méridionale : une étude des séries chronologiques de précipitations

D'après Called *et al.* (2008), la déforestation en Amazonie a débuté en 1964 et atteint son apogée en 1975-1976, sachant qu'elle ne peut être détectée qu'à partir d'un seuil de 0,34% de la superficie totale. Dès 1985, 3,16% de la superficie totale du bassin amazonien avaient été

défrichés. Les tests statistiques sur la pluviométrie effectués par Called *et al.* (2004) à partir des relevés de 43 stations pluviométriques entre 1945 et 1998 ont révélé une baisse des précipitations dans l'ensemble du bassin amazonien. Plus tard, les mêmes auteurs (CALLED *et al*., 2008) ont étendu leurs analyses entre 1940 et 2003, et les résultats obtenus ont à nouveau confirmé une baisse brutale des précipitations dans tout le bassin, mais cette fois-ci principalement pendant les années 1993 et 1994. La seconde analyse a montré une tendance à la stabilité de la pluviométrie dans le bassin amazonien, en dépit d'un léger allongement de la saison sèche au cours de la période considérée.

Li *et al.* (2008) ont analysé 17 modèles climatiques statistiques du bassin amazonien intégrant les agents de forçage internes et externes du climat liés à la pluviométrie entre 1970 et 1999. Les auteurs soulignent l'importance des simulations obtenues à partir des modèles, qu'il convient de mettre en évidence et de hiérarchiser au cours de l'analyse afin de distinguer les plus réalistes et les mieux à même de quantifier l'influence anthropique. Les 17 modèles utilisés ont tous indiqué une fréquence accrue de ± 10% des épisodes de sécheresse pendant la période considérée. Les simulations et les tests effectués sur les données des relevés historiques par les modèles statistiques ont révélé une influence considérable des agents de forçage externes d'origine anthropique sur ces résultats.

Les simulations du modèle 20CMIP3 permettent par exemple de simuler de manière très réaliste les valeurs négatives obtenues par les tests statistiques de calcul de l'indice de précipitations standardisé (SPI) et des tests de Mann-Kendall. Ces analyses montrent une réduction de ces deux indices de -0,32 point par décennie, tandis que d'autres modèles concluent à des déficits de précipitations compris entre -0,38 et -0,49 point. *Le calcul du SPI et les tendances qui s'en dégagent permettent d'extrapoler le degré de variabilité naturelle du climat pendant la période*. Les résultats obtenus par les modèles mettent en évidence un certain nombre d'indices montrant que le forçage anthropogénique du climat est responsable d'une accentuation de la sévérité des épisodes de sécheresse extrême en Amazonie.

Brando *et al*. (2010) ont également mis en évidence, entre 1996 et 2005, une diminution des précipitations dans les régions d'Amazonie où la canopée de la forêt est plus éparse. Les auteurs ont utilisé pour leurs analyses les données de précipitations annuelles moyennes tombées

pendant les saisons sèches, fournies par 207 stations pluviométriques, ainsi que plusieurs indices de végétation calculés à partir d'images satellitales et incluant dans leurs variables l'EVI (indice de végétation amélioré), le RPA (rayonnement photosynthétiquement actif) et le VPD (déficit de pression de vapeur d'eau de l'atmosphère). Les résultats obtenus montrent que lorsque le pourcentage de forêt dense et intacte est plus élevé, la vulnérabilité des arbres à la sécheresse est plus faible, grâce à la profondeur de leur réseau racinaire dans le sol.

Durieux (2003) montre pour sa part, à partir de l'analyse de données satellitales concernant les zones déforestées, une diminution de la nébulosité durant les saisons sèches et pluvieuses (et tout particulièrement de la nébulosité haute) au-dessus de l'ensemble du bassin amazonien. Les données utilisées portent sur la période 1970-1990. Cette diminution apparaît de manière plus évidente encore lorsque la déforestation atteint ou dépasse 20% de la zone considérée. Cutrim *et al.* (1995) avaient déjà mis en évidence une augmentation de la nébulosité basse pendant la saison sèche provoquée par la déforestation. Fu et Li (2004) pour leur part ont perçu une augmentation de la variabilité saisonnière de la période sèche entre 1979 et 1993, ainsi que des pluies plus violentes et plus concentrées dans le temps.

Chu *et al*. (1994) ont également mis en évidence une diminution des précipitations en Amazonie méridionale durant une quinzaine d'années, qu'ils ont attribuée à des phénomènes climatiques de méso-échelle, tout comme Marengo (2004), qui a attribué la baisse des précipitations observée pour tout le bassin amazonien entre 1950 et 1998 à des phénomènes climatiques de méso-échelle.

Lean *et al*. (1996) et Espinoza-Villar (2009) ont d'ores et déjà chiffré à -32% la diminution des pluies causée par la conversion de forêts en pâturages, conformément aux estimations du modèle du Hadley Centre au Royaume-Uni. Espinoza-Villar (2009) note que les précipitations, à partir de 1983, sont passées de 780 à 580 mm de pluies pendant la saison sèche, soit une baisse de 18%, et que la pluviométrie annuelle totale est passée de 1790 à 1660 mm, soit une baisse moyenne de 10%. Il est important de souligner que 1983 marque le début des grands défrichements en Amazonie méridionale.

Pour le calcul des indices et l'utilisation des relevés historiques, de nombreux auteurs se

sont servis de tests statistiques et de simulations par le biais de gradients ou d'interpolations de stations voisines ou proches, afin de pallier l'absence de données concernant les régions tropicales. D'autres proposent des simulations de précipitations pour les dernières décennies à partir des relevés historiques disponibles.

Les gradients de précipitation et les données issues de réanalyses sont de puissants auxiliaires lorsqu'il s'agit de faire face à la faiblesse de la mesure instrumentale à l'échelle régionale. L'hétérogénéité des ensembles de données génère cependant de plus grandes incertitudes sur la fiabilité des résultats (EDWARDS, 2010; MARENGO *et al*., 2006).

L'extension du réseau de stations pluviométriques et un approfondissement des incitations à la recherche transversale par la formation d'équipes pluridisciplinaires pourront permettre d'attribuer leur juste place aux conséquences de l'interaction et de l'intervention des activités humaines sur le reste des variables d'ordre climatique, biologique et physique.

2.1.4 Diagnostics et prévisions des modèles climatiques pour l'Amazonie

Les 23 modèles étudiés par le GIEC indiquent que la probabilité d'une intensification de la saison sèche dans les régions du sud-est amazonien est de 80%. *Selon Mahli* et al. *(2008), le changement du régime des précipitations durant la saison sèche sera probablement le facteur critique déterminant de l'évolution du climat amazonien.* Les tendances pluri-décennales des précipitations en Amazonie méridionale identifiées à ce jour manquent encore de cohérence, mais toutes les études reconnaissent cependant l'importance fondamentale de la fonction écologique remplie par la transpiration de la forêt dans l'équilibre du cycle des précipitations. De fait, une déforestation localisée peut augmenter la convection au-dessus des zones boisées, cependant que de grandes étendues déforestées auront pour effet de faire baisser le volume total des précipitations produites par le cycle local de l'eau. Un taux de déforestation de 30 à 40% provoquera un climat plus sec dans les régions de forêt. On saisit alors à quel point des pluies de saison sèche déterminent le type de végétation locale et définissent les zones de transition entre deux biomes en Amazonie. Seul un taux de déforestation maintenu entre 30 et 40% de la

superficie totale de la forêt pourrait permettre d'atténuer les effets de la prévision.

En Amazonie tout particulièrement, le facteur végétation détermine largement le régime local et régional des pluies. C'est ce que montrent les modèles tropicaux terre-atmosphère comme celui de Shukla *et al.* (1990) perfectionné par Nobre *et al.* (1991). Le modèle mis au point en 1990 substitue, à partir de simulations climatiques et terrestres, des zones de forêt amazonienne par des pâturages. Les analyses ont ainsi permis d'identifier de manière hypothétique ce qui se passerait en cas d'altération du couvert forestier : par exemple, une augmentation de l'évapotranspiration, une baisse des précipitations, l'allongement de la saison sèche, et une difficile reconquête par la végétation des zones soumises au déboisement.

Bien que certains aspects comme la topographie ou les températures de surface de la mer soient intégrés de manière satisfaisante aux simulations, les processus thermodynamiques et atmosphériques sont toutefois, comme nous l'avons mentionné plus haut, difficiles à quantifier et donc à modéliser. Avec le modèle primitif de 1990, les auteurs ont évalué une augmentation de l'évapotranspiration située entre 200 et 400 mm et une réduction de 200 à 600 mm de pluie dans l'hypothèse d'une conversion de la forêt en pâturage. Ces derniers ont alors déduit de ces résultats une réduction de l'écoulement superficiel du fait d'une diminution des précipitations et d'une augmentation de l'évapotranspiration. Il convient donc ici de souligner que les résultats les plus pertinents du modèle concernent plutôt la baisse des précipitations et l'association qui est faite entre déforestation et allongement de la saison sèche.

Nobre *et al*. (1991), perfectionnant le modèle de 1990, lui ont intégré d'autres variables et produit des simulations plus précises, grâce à quoi ils ont pu calculer une diminution de 25% des précipitations pour toute l'Amazonie, pour l'essentiel pendant la saison sèche. On doit se souvenir cependant que de nombreux phénomènes de circulation générale à méso-échelles interviennent pour déterminer le climat amazonien et les pics de précipitation dans certaines régions, comme par exemple la barrière de la Cordillère des Andes, qui bloque une grande partie de l'humidité venue de l'Atlantique; la zone de convergence de l'Atlantique sud (ZCAS), très active durant l'été austral; les contrastes thermiques terre-océan; et, à plus grande échelle, la topographie et le recyclage de la vapeur d'eau par la végétation au niveau régional et local.

Les simulations fournies par le modèle de 1991 ont montré que la réduction des précipitations pendant la saison sèche dans le sud de l'Amazonie s'élevait entre 400 et 800 mm (soit entre -40% et -50%) en présence de déboisement, contre des valeurs comprises entre -20% et -30% dans les conditions annuelles moyennes de circulation en l'absence de déforestation. Il est nécessaire toutefois de tenir compte des limites de l'influence de la forêt sur le climat à méso-échelle. Un autre résultat intéressant montre qu'en contrepartie, les cours d'eau d'Amazonie reçoivent moins de précipitations (en volume) que les zones boisées. Les auteurs concluent à un recul de la forêt amazonienne de 500 à 1 000 km vers le nord, les territoires situés au sud étant remplacés par une végétation de savane (type *Cerrado* brésilien), si le rythme de la déforestation des années précédent la recherche étaient maintenu (NOBRE *et al*., 1991).

Werth et Avissar (2002) relèvent que la plupart des modèles de simulation des précipitations s'accordent pour dire que la déforestation engendre une réduction des précipitations locales comprises entre -220 et -640 mm par an. L'institut Goddard d'études spatiales (GISS) a, au moyen de modèles climatiques globaux (GCM), mené des tests de déforestation sur six études de cas de défrichement et six études de cas de contrôle. De fausses simulations ont également été mises en place pour garantir la véracité des cas-tests, car les effets conjugués des téléconnexions océaniques et de la déforestation peuvent mener les modèles à produire des erreurs. La région modélisée est entièrement située au-delà de 3° de latitude sud, soit dans la partie méridionale de l'Amazonie (c'est aussi celle qui fait l'objet de la présente étude).

Les résultats font état d'une diminution de la durée de saison des pluies, et d'une absence totale de changement durant la saison sèche, considérant que l'été austral connaît une baisse de l'humidité de convergence et que l'hiver austral connaît quant à lui une réduction du flux de convergence. D'autres résultats montrent que la plus forte diminution des précipitations a lieu autour du mois d'octobre, c'est-à-dire à la charnière entre la fin de la saison sèche et le début de la saison des pluies, avec une réduction drastique de la nébulosité totale au mois d'octobre. Le modèle a en outre mis en évidence des connexions lointaines de la déforestation en Amazonie, avec des baisses de précipitations au Mexique, en Amérique centrale et dans le Pacifique ouest.

Les simulations de Werth et Alissar (2002) avec déforestation montrent une forte réduction

de la pluviométrie pendant la saison des pluies, de l'ordre de -296 mm par an. Les changements climatiques en Amazonie peuvent dans ce contexte provoquer des mutations à méso-échelle touchant des régions éloignées qui dépendent des systèmes de circulation atmosphérique présents au-dessus de la forêt amazonienne.

Zhang *et al*. (2001) ont ainsi prévu que l'élévation moyenne des températures causée par les changements climatiques en Amazonie atteindrait 4°C, tandis que celle causée par la déforestation serait de 3°C seulement. Costa et Foley (2000) évaluent à 1,4°C l'élévation des températures liée à la déforestation en Amazonie, tandis que l'augmentation de CO_2 due à cette dernière entraînerait un réchauffement de 2°C. Ces prévisions ne coïncident cependant pas avec les résultats obtenus par les modèles à méso-échelles, qui prévoient l'établissement de processus de convection au-dessus des fragments déboisés. On peut toutefois en conclure que les effets de la déforestation sur le climat paraissent dépendre de l'étendue de la zone déboisée (CHEN et AVISSAR, 1994; AVISSAR et LIU, 1996; DURIEUX, 2002; SPRACKLEN *et al.*, 2012).

En ce qui concerne la question de l'effet fertilisant du CO_2, Yang *et al*. (2003) ont mené une étude dont l'objectif était de mieux comprendre les possibles effets positifs des gaz à effet de serre et leur impact sur les cycles hydrologiques. Ils ont ainsi mis en évidence dans divers modèles climatiques du GIEC un certain nombre d'incertitudes liées d'une part à l'augmentation de la concentration de CO_2 qui accompagnerait une élévation des températures et d'autre part à l'augmentation/la baisse des précipitations. Leurs analyses montre que les effets de l'augmentation du taux de CO_2 dans les modèles climatiques globaux et l'intensité de la pluviométrie dépendent de l'ampleur du réchauffement de la surface continentale et maritime. Les auteurs ont identifié deux types de perturbation pouvant générer des incertitudes dans les modélisations climatiques : une perturbation de la radioactivité due aux changements des niveaux de CO_2, et une perturbation de la condensation due aux changements des températures de surface de la mer. Le premier test effectué par les chercheurs a montré que :

(1) d'une part l'augmentation de la quantité de CO_2 produirait une baisse des précipitations, et

(2) d'autre part l'augmentation d'un degré de la température de surface de la mer produirait

une augmentation des précipitations.

Ainsi, on assisterait à court terme à une baisse des précipitations due aux effets du CO_2, tandis que l'élévation de la TSM provoquerait une augmentation des précipitations à long terme, l'eau étant plus lente à se réchauffer que l'atmosphère.

Les modèles climatiques continentaux développés par Henderson-Seller *et al.* (1993), McGuffie *et al.* (1995), Lean *et al.* (1996) et Costa *et al.* (2004) parviennent tous à la conclusion que la déforestation entraînera une élévation des températures, ainsi qu'une réduction de l'évapotranspiration et des précipitations dans les zones où la forêt amazonienne sera préservée. Afin de compléter ces analyses, Oyama et Nobre (2003) ont élaboré un modèle AGCM[7] couplé à la variable végétation dans diverses régions du monde. Le modèle inclut des profils horizontaux à haute résolution afin de mieux représenter la finesse des contrastes entre forêt et savane dans les régions de transition. Le modèle présente deux états d'équilibre : celui de la végétation naturelle d'origine, et le second dans lequel la végétation naturelle a été remplacée par des graminées et des cultures. Les résultats pour le Brésil montrent que la disparition de la *caatinga* dans le Nordeste aura pour conséquence une extension des régions de climat semi-désertique, tandis que la disparition de la forêt amazonienne provoquera une savanisation des territoires situés au nord, à l'est et au sud du biome actuel. Les changements d'occupation du sol pourraient ainsi mener ces régions aux limites du système de contrôle bioclimatique.

L'étude de Polcher (1995), qui remplace une zone boisée par des pâturages, montre que l'influence de la végétation est plus importante aux inter-saisons, c'est-à-dire en août-septembre, novembre-décembre et avril-mai. Le début et la fin de la saison des pluies (inter-saison) contribuent plus aux variations interannuelles de la pluviométrie que l'intensité des précipitations pendant la saison des pluies (LIEBMANN et MARENGO, *2001*). Pour Fu et Li (2004), une réduction des totaux pluviométriques durant les inter-saisons et la saison sèche à cause de changements d'occupation du sol conduirait à un retard du démarrage de saison des pluies et à un prolongement de la saison sèche. La modélisation de Ferreira da Costa *et al*. (1998) a conclu à une augmentation de la pluviométrie (+28%) dans les zones boisées au contraire des zones

7 Atmospheric Global Circulation Model

déforestées.

Pendant les saisons de transition, les précipitations dépendent de la sécheresse de l'air à la surface continentale et des phénomènes d'inversion dans la couche supérieure de l'atmosphère, tandis que pendant la saison des pluies l'irruption des précipitations est facilitée par les systèmes atmosphériques de circulation à large échelle. L'état de la surface continentale semble donc être un facteur déterminant pour l'inter-saison située avant la saison des pluies. Dans les territoires dont le paysage est fragmenté, le volume précipité par les flux de tempête est supérieur au-dessus des pâturages que des forêts (GERMER NEIL *et al*., 2010). Bien que l'augmentation de l'albédo ne soit que de 0,03 à 0,04 point, et non de 0,08 comme le prévoient les modèles de conversion de la forêt en pâturages (du fait de la croissance de la végétation secondaire), on peut trouver une explication alternative à la baisse de formation de nuages au-dessus des régions déforestées dans la moindre concentration d'aérosols biogéniques qui résulte de la déforestation, sachant que ces derniers jouent un rôle important dans la formation de noyaux de condensation de nuages au-dessus de la forêt (PÖSCHL, 2010).

Pour Pielke *et al*. (1998), le taux d'humidité de convergence et la turbulence plus importants au-dessus de la forêt par rapport aux zones de pâturage, affectent à large échelle la formation de nuages et la production de précipitations. Dès lors, des mutations de l'occupation du sol supérieures à 100 000 km² et à 1 000 000 km² affecteront les cycles de précipitations au-dessus du bassin amazonien (BRUIJNZEEL, 2004). D'après Botta *et al*. (2003) et Coe (2002), plusieurs modèles de précipitations présentent des erreurs de simulation concernant l'évaporation, la conversion d'humidité et les observations. Les erreurs portant sur l'humidité de convergence sont de même ampleur que celles portant sur l'évaporation, la réserve est donc de mise dans l'utilisation de ces résultats.

Les recherches de Costa et Pires (2010) ont d'ores et déjà mis en évidence un prolongement de la saison sèche pouvant aller jusqu'à un mois calendaire dans la région de l'Arc de déforestation (*Arco do Desmatamento*). Celle-ci dure normalement entre 5 et 6 mois dans les régions de *Cerrado* et de forêt amazonienne. Les précipitations dans ces régions dépendent du type de couvert végétal de la surface continentale, la disparition des forêts au profit de pâturages

ou de cultures de soja (qui sont les types d'occupation du sol les plus préjudiciables aux précipitations) affecte le régime pluviométrique régional et local.

Pour les régions du Cerrado, qui s'étendait à l'origine sur 2 millions de km^2 et ne couvre aujourd'hui que 50% de sa superficie d'origine (conséquence des activités anthropiques), les simulations du modèle couplé atmosphère-végétation CCM3-IBIS montrent que l'évolution des précipitations de saison sèche est relativement négligeable, mais que par contre la pluviométrie des inter-saisons a baissé de façon significative. Les saisons sèches durent jusqu'à un mois supplémentaire. Les mois qui connaissent selon ce modèle les plus fortes mutations sont les mois d'avril, septembre, octobre et novembre, avec des baisses de pluviométrie plus importantes dans le Cerrado qu'en forêt amazonienne. Les défrichements dans la région de l'Arc de déforestation sont la cause d'une importante diminution de l'évapotranspiration, du fait de la réduction de la profondeur des réseaux racinaires dont dépend le pompage de l'eau par l'atmosphère, ainsi que d'une augmentation du rapport de Bowen dans les zones déboisées.

Rosolem (2005) enfin, par le biais d'une modélisation numérique de simulation atmosphérique d'une résolution spatiale de 16 km sur 16 km, prenant pour hypothèse de départ une absence totale de gouvernance de la déforestation, a conclu à une réduction de 7% des précipitations moyennes pour les zones déforestées situées le long de la route BR-163 (Cuiabá-Santarem) d'ici à l'an 2026. Dans ce modèle, l'hétérogénéité de l'usage du sol provoque la formation d'une cellule thermique au-dessus de la zone déforestée, qui est à son tour cause d'une forte variabilité spatiale des précipitations. Cette expérience conclue également que les effets de la déforestation s'étendent au-delà des seules zones de défrichement, avec de légers signaux de diminution des précipitations dans les secteurs situés au-dessus de 500 m d'altitude.

2.1.5 Conclusions sur la bibliographie théorique

La collation bibliographique met en évidence un plus grand déséquilibre des données issues des modèles climatiques pour le sud de l'Amazonie (où la variabilité interannuelle est importante), que pour le nord. Les caractéristiques et la variabilité du bilan hydrologique sont très différentes entre les régions septentrionales et méridionales du bassin amazonien. Le taux

d'évapotranspiration est plus élevé pendant la saison sèche que pendant la saison des pluies, et cette affirmation se vérifie parfaitement dans le cas de l'Amazonie méridionale. L'évaporation et l'évapotranspiration jouent un rôle relatif plus important dans le cycle de l'eau de saison sèche que dans celui de saison des pluies. Pour l'ensemble du bassin amazonien, les tendances mises en évidence par les modèles sont négatives (elles sont légèrement négatives pour le nord et franchement positives pour le sud). Les analyses spectrales montrent une variabilité très forte des précipitations aux échelles décennales. De nombreux doutes subsistent pourtant concernant la variabilité des précipitations en Amazonie méridionale, que seules de nouvelles recherches pourront permettre de mieux appréhender.

Nous avons noté tout au long de ce chapitre et de ses développements successifs que d'immenses lacunes subsistent dans les études régionales du climat en Amazonie, et en particulier concernant l'Amazonie méridionale. Les lacunes et divergences des résultats vont au-delà des seules données pluviométriques, qui alimentent en partie les bases de données statistiques, et se retrouvent ainsi dans diverses méthodologies de modélisation du climat des régions tropicales. Malgré la diversité des études et de leurs résultats, nous pouvons identifier un certain nombre de prémisses et de conclusions communes qui seront exposées ci-dessous.

Tous les auteurs mettent ainsi en évidence des indices chronologiques d'une diminution des précipitations en Amazonie durant les saisons de transition et pendant la saison sèche. De tels résultats sont obtenus tant par les modélisations climatiques couplées terre-atmosphère que par les tests statistiques sur des séries chronologiques de mesure de la pluviométrie. La baisse des précipitations annuelles moyennes apparaît plus prononcée dans la partie nord de l'Amazonie, elle est plus difficilement décelable pour la partie méridionale du bassin, pour laquelle on a mis en évidence une diminution des précipitations pendant la saison sèche et les saisons de transition. La variabilité interannuelle complexe de l'Amazonie méridionale pose de nombreuses difficultés de modélisation, et les modèles, même après plus d'une décennie d'intenses recherches, ne sont pas capables de générer toutes les variables du climat et de la circulation atmosphérique des régions tropicales. La fiabilité des résultats s'en trouve ainsi affectée. La faible densité du réseau de stations pluviométriques est par ailleurs un facteur limitant pour les analyses statistiques des séries pluviométriques.

Jusqu'à la date de réalisation de la présente synthèse bibliographique, nous n'avons pu identifier d'analyses de la pluviométrie régionale de l'Amazonie méridionale basées sur des tests statistiques comme les tests de Pettitt et Mann-Kendall proposés dans notre étude (du fait probablement de l'insuffisance de longues séries de données pluviométriques). À l'exception des travaux de Rosolem (2005) sur la BR-163, nous n'avons pas identifié non plus d'analyses mettant en relation les indices pluviométriques et l'occupation du sol, ce qui montre l'existence d'un vaste champ de recherche inexploré. L'étude de la bibliographie montre aussi que de nombreuses analyses font état d'un risque accru d'incendie dans l'est et le sud de l'Amazonie du fait de l'activité anthropique et d'épisodes récurrents de sécheresse induits par des changements de la température de surface des océans, qui provoquent une fréquence et une intensité plus élevées des phénomènes d'oscillation australe – El Niño. Ces processus, qui interviennent dans les rétroactions complexes entre biomasse, feu et cycle hydrologique, ont fait conclure à la disparition à long terme de la forêt (*forest dieback*). Des études menées à fine échelle pourront permettre de mieux comprendre le cycle hydrologique de ces régions et ainsi de mieux évaluer la pertinence des résultats de toutes ces études concernant la pluviométrie en Amazonie méridionale.

Il n'en demeure pas moins cependant qu'un immense effort de recherche a été fourni ces trente dernières années pour perfectionner les modèles et comprendre les innombrables aspects biophysiques du climat du bassin amazonien : nous pouvons citer en exemple parmi de nombreux autres les avancées des programmes LBA (*Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia*) et ABRACOS (*Expérience anglo-brésilienne d'observation du climat amazonien*[8]), du projet Rios Voadores[9] (Recherche portant sur les masses d'air transportant l'humidité de l'Amazonie vers d'autres régions du Brésil), et du projet CHUVA[10] du CPETEC[11] (CPETEC, 2012). Les analyses statistiques régionalisées de la pluviométrie, indispensables pour une compréhension fine des aspects régionaux et locaux du climat en Amazonie du sud, demeurent cependant rares (LAHSEN et NOBRE, 2007).

8 *Experimento Anglo-Brasileiro de Observações do Clima Amazônico.*

9 « Rivières volantes ».

10 *Cloud Processes of tHe main Precipitation Systems in Brazil: a ContribUtion to Cloud ResolVing Modeling and to the GlobAl Precipitation Measurement.* L'acronyme CHUVA signifie « pluie » en portugais (NdT).

11 *Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos* - Centre de prévision météorologique et d'étude du climat, équivalent de Météo-France au Brésil, placé sous la tutelle de l'Agence nationale de recherches spatiales (INPE) (NdT).

CHAPITRE 3 – LES OUTILS STATISTIQUES APPLIQUÉS À L'AMAZONIE MERIDIONALE : PRÉSENTATION ET RÉSULTATS

Le chapitre 3 décrit, applique et présente les résultats de trois outils statistiques utilisés sur les données de 207 stations pluviométriques de l'ANA[12] : les tests de Pettitt et Mann-Kendall et une analyse de régression linéaire. L'utilisation de ces outils a pour but d'identifier les tendances et les ruptures dans les séries pluviométriques récoltées entre 1971 et 2010, afin d'appréhender de manière plus fine l'étude des précipitations à l'échelle de l'Amazonie méridionale et d'une partie du Cerrado. Les résultats obtenus ont servi à cartographier la distribution des tendances et des ruptures du régime des précipitations à l'échelle régionale. Pour la régression linéaire, qui avait pour objet l'analyse historique des données pluviométriques, nous avons utilisé le krigeage, outil géostatistique d'interpolation spatialisée (krigeage ordinaire avec noyau exponentiel). Les résultats obtenus permettent de comprendre l'évolution des augmentations et diminutions moyennes de la pluviométrie pendant les quarante années de la période de référence 1971-2010.

L'analyse des résultats des tests statistiques nécessite de connaître *a priori* le système climatique du sud de l'Amazonie et son cycle hydrologique, qui dépend en partie de la forêt : les chapitres de la première partie ont analysé dans ce but la base théorique sur laquelle repose l'étude qui va suivre.

3.1 TESTS STATISTIQUES DE PETTITT ET MANN-KENDALL, ET ANALYSE DE RÉGRESSION LINÉAIRE

12 L'Agence nationale de l'eau.

3.1.1 Terrain d'étude et méthodologie

Le tri et l'établissement de la base de données pluviométriques a des conséquences sur les résultats du bilan hydrique, et la fiabilité des résultats dépend de multiples facteurs comme la finesse relative des estimations de précipitations, la densité du réseau de capteurs pluviométriques, les techniques numériques d'interpolation, l'utilisation de données obtenues par satellite pour combler les lacunes spatiales et temporelles. Le problème de l'absence de données concerne de nombreuses régions éloignées du bassin amazonien, ce qui pourrait être résolu par l'installation de réseaux de capteurs automatiques et de stations hydrologiques. De tels instruments coûtent cependant cher, et doivent être calibrés régulièrement. Le coût opérationnel des équipements automatiques est élevé, et tous les pays du bassin amazonien n'ont pas adopté le même, l'hétérogénéité du calibrage des données posant de sérieux problèmes de comparaison (MARENGO *et al*., 2006).

Partant des conclusions des modèles terre-atmosphère actuels et afin d'aboutir à une meilleure compréhension de l'impact des mutations locales et régionales de l'occupation du sol, l'analyse statistique que nous présentons propose d'analyser les tendances et les ruptures des séries temporelles de données pluviométriques dans la région la plus méridionale de l'Amazonie brésilienne. Cette région regroupe divers types de végétation, de la forêt ombrophile dense au *cerrado*, en passant par la forêt mésophile, qui ont tous été touchés par la déforestation au cours des dernières décennies. Cette région est aussi celle qui présente le taux de déforestation le plus élevé détecté par l'INPE au cours des programmes PRODES (périodicité annuelle) et DETER (périodicité mensuelle) de suivi par satellite de la déforestation. Il s'agit aussi d'une région particulièrement vulnérable du biome amazonien (zone d'amortissement) face à la mise en place hautement probable des mutations de l'occupation du sol qui accompagnent le front pionnier agricole (DUBREUIL *et al*., 2012).

Nous avons choisi, afin de dresser un ample panorama du régime pluviométrique de la région, de porter nos analyses sur les États du Rondônia et du Mato Grosso. Le climat n'étant toutefois pas calqué sur les frontières administratives, et afin de pallier l'absence de stations dans certaines zones, nous avons pris soin d'inclure dans notre base des stations frontalières des États

d'Amazonas, du Pará, du Tocantins, du Goiás et du Mato Grosso do Sul, afin d'inclure le plus grand nombre possible de stations pluviométriques présentant des séries chronologiques étendues. La carte 3 présente l'extension de l'aire d'étude sélectionnée, un rectangle dont les limites s'étendent entre -73,6522° et -49,0203° de longitude et entre -7,0000° et -18,0000° de latitude. Nous avons cherché à délimiter un rectangle homogène sur le plan pluviométrique, malgré des différences régionales concernant la durée de la saison sèche et autres particularités régionales et locales du climat. La carte 3 et le graphique 2 présentent l'aire d'étude ainsi que toutes les stations pluviométriques avant apuration des données.

Les données pluviométriques de toutes ces stations ont été téléchargées sur une plateforme informatique, depuis l'outil gratuit Hidroweb (www.hidroweb.com) mis en ligne par l'Agence nationale de l'eau au Brésil (ANA), avant d'être traitées par des programmes informatisés. Nous avons au total collecté les données de 634 stations pluviométriques (*cf*. graphique 2), pour parvenir après apuration de la base à un nombre final de 207 stations présentant des séries temporelles susceptibles d'être analysées. Les 634 stations initiales présentes sur l'aire d'étude représentaient 4 907 645 relevés pluviométriques quotidiens. Nous en avons rejeté 1 618 et en avons retenu 4 906 027 pour nos analyses.

Une base de données a ensuite été réalisée à partir des relevés pluviométriques. Nous avons pour cela utiliser la technologie MySQL, version libre du SQL (Langage de requête structuré, de l'anglais *Structured Query Language*), sur un serveur informatique équipé d'une plateforme Windows 7 et d'un serveur web Apache 2.2. Nous avons ensuite développé les modèles opérationnels, à partir d'une sélection minutieuse des outils permettant d'établir les solutions algébriques adéquates (formules), que nous avons ensuite implantées dans un programme informatique par le biais de scripts écrits en langage PHP sous Adobe Dreamweaver.

Nous avons au total développé plusieurs dizaines de scripts répondant à des problèmes ou des nécessités spécifiques dans le cadre des objectifs globaux de notre recherche. Le développement des scripts a permis d'automatiser l'identification et la correction des erreurs et des incohérences dans la base de données, ainsi que les étapes de l'analyse statistique. Le choix du langage PHP se justifie par la versatilité de l'exécution à distance des scripts et par son intégration au langage MySQL. Certaines erreurs sont demeurées malgré tout indétectables pour les

programmes informatiques, et ont été identifiées par le chercheur au cours d'une minutieuse entreprise de vérification et de validation manuelle des données, station par station.

3.2 LE TRAITEMENT DES DONNÉES

L'échantillon final se compose des données de 207 stations pluviométriques, ce qui représente 2 497 297 jours de précipitations relevées et 270 755 jours sans relevé enregistré, soit 10% du total des données. Nous présentons ci-dessous la méthodologie utilisées pour traiter l'absence ponctuelle de données dans la base.

3.2.1 Les relevés journaliers

Les données de l'ANA sont des données brutes, nous avons donc intégré à la matrice analytique des relevés journaliers une catégorie (ou variable) « validation » dans la plateforme qui contient les scripts. Dans cette catégorie, la valeur 1 est attribuée aux données « validées », c'est-à-dire fiables, et la valeur 0 aux données non fiables. Nous avons VALIDÉ les relevés journaliers ≤ 100 mm, et REJETÉ les relevés de pluviosité > 350 mm. Les valeurs situées entre 100 et 350 mm ont été traitées selon la méthode suivante : considérant la station « X », si la pluviosité moyenne des 10 stations voisines les plus proches de « X » est supérieure à 10% de la valeur de pluviosité de la station « X », le relevé de la station « X » est VALIDÉ. Dans le cas contraire, la donnée est considérée comme non fiable et REJETÉE.

3.2.2 Les données mensuelles

L'ensemble des données mensuelles et les totaux mensuels de chaque station ont été soumis à une vérification de fiabilité des volumes pluviométriques : par exemple, nous avons vérifié que les totaux n'étaient pas exagérément supérieurs ou inférieurs aux moyennes mensuelles normales. Nous avons extrait les moyennes mensuelles de tous les mois de la période concernée pour toutes les stations retenues. En cas de lacune dans les séries, nous avons

procédé comme suit : si une année donnée « X » présente *seulement deux mois* lacunaires, les données manquantes seront *substituées par leur moyenne historique respective*. *Si les lacunes portent sur plus de deux mois de l'année « X », celle-ci ne sera pas prise en compte* dans l'analyse. Après avoir ainsi comblé les lacunes et calculé les moyennes mensuelles, nous avons pu procéder au calcul des totaux annuels moyens de précipitation pour l'ensemble des 207 stations retenues pour l'analyse.

3.2.3 Les données annuelles

À partir de l'analyse des séries mensuelles, nous avons procédé au calcul des données annuelles. À ce stade, *en l'absence de données sur une période supérieure à 5 années consécutives pour une station « X », cette dernière est automatiquement rejetée*. Nous n'avons ainsi pris en compte dans nos analyses statistiques *uniquement les stations qui présentaient des lacunes dans les séries d'au maximum 5 années consécutives* et dont la pluviométrie mesurée est homogène. Toutes les séries retenues s'étendent *a minima* du début de la décennie 1970 ou du début de la décennie 1980, jusqu'en 2010.

Notre intention initiale était de ne retenir que les stations qui présenteraient une série de 30 années au moins, conformément aux recommandations de l'Organisation météorologique mondiale (OMM). Le contexte historique spécifique de la région, qui n'est colonisée que depuis moins de 35 à 40 ans, ainsi que les difficultés rencontrées lors de l'établissement de la base de données nous ont mené à réduire ce seuil, et *à prendre en compte les stations présentant une série d'au moins 20 années* à partir du début des années 1980, qui marque pour la région le point de départ des mutations les plus importantes dans les dynamiques d'occupation du sol.

3.3 LES TESTS STATISTIQUES

Nous avons soumis les relevés des stations pluviométriques à deux tests et une analyse statistiques : le test de Pettitt, le test de Mann-Kendall, et une analyse de régression linéaire. Le premier a été effectué dans le but d'identifier les ruptures dans les séries statistiques afin de

déceler de brusques changements des valeurs pluviométriques moyennes de chaque station météorologique. Le second test quant à lui permet d'identifier des tendances à long terme dans les séries temporelles, c'est-à-dire de déceler pour chaque station d'éventuelles tendances à l'augmentation ou à la diminution du volume des précipitations, annuelles ou saisonnières. L'analyse de régression linéaire enfin permet de mettre en évidence des dynamiques plus subtiles des totaux pluviométriques annuels sur le long terme. Toutes les analyses statistiques ont été réalisées au moyen du logiciel XLStat 2011 Addinsoft, dans sa version 2011.4.03 (32 bits) pour Windows 7.

3.3.1 Le test de Pettitt

Le test d'homogénéisation des données de Pettitt permet de déterminer par des calculs statistiques si les séries chronologiques de données pluviométriques sont homogènes ou non. Il s'agit d'un test non paramétrique qui ne fait aucune hypothèse sur la distribution sous-jacente des données. Le test de Pettitt est dérivé du test de Mann-Whitney basé sur la théorie des rangs pour identifier un moment de rupture dans une série de données. En réalité, il ne peut déceler une rupture dans la distribution si celle-ci ne s'accompagne pas d'une rupture dans la position. Par exemple, si avant le moment *t* les variables sont distribuées normalement N(0,1), et qu'à partir du moment *t* on a une distribution N(0,3), alors le test de Pettitt ne décèlera aucune anomalie, de même qu'un test de Mann-Whitney ne décèlerait pas de changement de position (Pettitt, 1979). Pettitt considère une séquence de variables aléatoires indépendantes X_1, X_2,..., X_n. La séquence est censée contenir un point de rupture au temps τ si les X_t pour t = 1,...,τ ont une distribution commune $F_1(X)$. et les X_t, pour t= τ + 1,...,N ont une distribution commune $F_2(X)$, différente de $F_t(X)$. L'hypothèse nulle de « non-rupture », H_0: τ = N contre l'hypothèse alternative de « rupture », H_1 : $1 \leq \tau < N$, est testée au moyen d'un test statistique non paramétrique. Aucune condition particulière n'est requise pour les formes fonctionnelles de F_1 et F_2, exceptée la continuité.

Pettitt montre comment une formulation appropriée du test de Mann-Whitney peut être utilisée pour tester H_0 contre H_1. Si $D_{ij} = sgn(X_i-X_j)$ où sgn(X) = 1 si X > 0 ; 0 si X = 0 et -1 si X < 0, alors la variable

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

est équivalente à la statistique de Mann-Whitney pour tester l'appartenance des échantillons, X_1, …, X_t et X_{t+1}, …, X_N à la même population. La statistique $U_{t, N}$ est considérée pour les valeurs de t comprises entre 1 et N. Pour tester H_0 contre H_1, Pettitt propose d'utiliser la variable

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

En utilisant la théorie des rangs, Pettitt définit la probabilité de dépassement approximative d'une valeur k par :

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

Pour un risque □ de première espèce donné, H_0 est rejetée si cette probabilité est inférieure à □. Dans ce cas, la série présente une rupture au temps t = *r* définissant K_N. Le test est donc tout particulièrement sensible à un changement de moyenne (NIEL *et al*., 1998).

Le graphique 4 montre un exemple de rupture dans la série chronologique d'une station pluviométrique. On peut voir sur la figure 10 l'analyse générée par le programme Excel.

Nous avons utilisé le paramétrage suivant pour réaliser ces tests : hypothèse alternative ≠ 0; seuil du niveau significatif fixé à 5%; nombre de simulations : 10 000; maximum de simulations T 180 (s). Les relevés annuels lacunaires ont été ignorés. Pour un exemple d'application du test, on se reportera à l'annexe n°1. Le test a été réalisé sur toutes les stations présentant des séries d'au moins 20 ans. Les résultats obtenus ont été les suivants : sur les séries chronologiques des 207 stations testées, 39 (soit 16%) ont présenté des ruptures. Parmi celles-ci, 34 (soit 85% de ce groupe) ont présenté des ruptures négatives, avec une diminution des pluies après la date de rupture identifiée, et 6 (soit 15%) ont présenté des ruptures positives, soit une augmentation de la pluviométrie après la date de rupture. Toutes les séries de données soumises au test étaient homogènes (*cf*. graphique 5).

Sur le graphique 5, nous pouvons observer qu'à partir de la fin des années 1980 les ruptures dans les séries pluviométriques se multiplient, affectant un nombre croissant de stations, et ce jusqu'à la fin des années 1990. L'année 1994 est particulièrement significative à cet égard. On

remarquera l'absence de données pour les deux années 1992 et 1993, qui s'explique par des lacunes systématiques dans les séries de la banque de données de l'ANA, visibles également sur les graphiques 1 et 2. Cette absence de données a eu lieu sous la présidence de Fernando Collor de Mello, qui a décidé à l'époque de fermer de nombreuses stations pluviométriques. Il n'en demeure pas moins intéressant de noter que la période de rupture identifiée par les tests dans les séries chronologiques de données pluviométriques correspond à une période d'intensification de l'exploitation forestière (filière bois) et de forte avancée du front pionnier agricole qui s'est déroulée dans les États du Mato Grosso et du Rondônia au cours de l'année 1994 (FEARNSIDE, 2005; PRODES, 2003; LE TOURNEAU, 2004). La déforestation en Amazonie avait alors atteint un record historique, touchant plus de 29 000 km^2 pour cette seule année. La carte 5 montre la distribution spatiale des stations pour lesquelles ont été identifiées des ruptures positives ou négatives.

Les résultats obtenus rejoignent les analyses de Called *et al*. (2004, 2008), qui avaient identifié, à partir d'analyses de relevés de stations pluviométriques une très forte réduction des précipitations entre 1940 et 2003 et entre 1945 et 1983, et tout particulièrement pendant les deux années 1993 et 1994. Espinoza-Villar (2009) et Lean *et al*. (1996) ont eux aussi mis en évidence une diminution des précipitations à partir de l'analyse des relevés pluviométriques dans le bassin amazonien, et surtout à partir de 1983 (-32% de pluies) avec des diminutions de précipitations durant la saison sèche passant de 780 mm à 580 mm (soit une diminution de 18%); pour les résultats annuels, les précipitations mensuelles moyennes passaient de 1790 à 1660 mm, soit une baisse de -10%. L'année 1983 a donc été une année de forte augmentation des ruptures négatives de la pluviométrie dans le sud du bassin amazonien.

Il convient de souligner que les ruptures dans les données pluviométriques enregistrées par les stations peuvent être provoquées par des phénomènes naturels ou par des facteurs liés aux instruments de mesure. D'après Brou (1997), l'absence de rupture dans une série pluviométrique ne signifie pas qu'il n'y a pas eu de variation des précipitations dans le temps, mais que cette variation, si elle existe, est peu significative.

Les données relevées par les stations pluviométriques sont malheureusement, quelle que soit la région du monde, souvent incomplètes ou erronées, soit à cause de changements dans

l'environnement du lieu de collecte, soit à cause de changements de méthode et de technique de collecte. Les facteurs susceptibles d'altérer la stabilité des séries chronologiques sont innombrables, comme par exemple le fait de déplacer un instrument de mesure d'un local abrité à un local ouvert; de le faire passer du versant sud au versant nord d'une colline; les arbres peuvent réduire la vitesse du vent; les zones industrielles, les véhicules, le chauffage des bâtiments ou l'imperméabilisation des sols créent un effet d'îlot urbain ou rural. Ce type de facteurs affecte fortement les mesures enregistrées par les instruments, pouvant ainsi faire apparaître des ruptures de tendance dans les séries climatiques et occasionner de fausses interprétations au moment de la lecture des données.

Les changements, de lieu, de technologie ou de méthode, sont en outre très fréquents dans les stations du monde entier, occasionnant 80% de relevés biaisés. Des facteurs élémentaires comme des erreurs de calibration des instruments lors de l'introduction d'une méthodologie standardisée sont une source d'erreurs supplémentaires. Dans le cas des précipitations par exemple, l'introduction de capteurs abrités a provoqué dans le monde entier une augmentation dans les mesures des précipitations (EDWARDS, 2010).

3.3.1.1 Analyse de la pluviométrie moyenne des stations à rupture identifiée par le test de Pettitt

Les ruptures identifiées par le test de Pettitt sont relativement importantes en termes de baisse ou d'augmentation des précipitations moyennes relevées par l'ensemble des stations concernées. Ainsi, la baisse moyenne, pour toutes les stations présentant une rupture négative (soit 34 au total) est de 451 mm / an (soit 23% de précipitations en moins), tandis que pour les 5 stations présentant une rupture positive, le gain de précipitations annuel moyen s'élève à +493 mm / an (soit 35% de précipitations en plus). On notera que les stations présentant une rupture positive sont moins nombreuses et mal distribuées.

Il est fort probable que ces augmentations de précipitations soient en réalité dues à des erreurs de mesure instrumentale. En effet, les modèles de Shukla *et al*. (1990) couplant des simulations d'usage du sol à des simulations climatiques prévoyaient, pour la même période que

celle de notre étude, une baisse moyenne des précipitations en Amazonie comprise entre -200 et -600 mm. Nobre *et al*. (1991), qui ont proposé un perfectionnement du modèle de Shukla *et al*., ont quant à eux prévu une réduction de -25% des précipitations, soit un volume annuel moyen de -400 à -800 mm de pluies en moins (soit -40 à -50%) en cas de déforestation et entre -20 à -30% de précipitations en moins en cas de préservation de la forêt. Werth et Avissar (2002), simulant eux aussi la déforestation, ont également prévu une baisse des précipitations comprise entre -220 et -640 mm / an, soit une baisse en moyenne de -296 mm. Aucun de ces auteurs n'a mentionné d'augmentation des précipitations dans la région. Le graphique 6 présente pour chaque station la pluviométrie moyenne avant et après la date de rupture.

Nous avons à partir de ces résultats calculé pour chaque station les valeurs relatives (en %) des variations positives ou négatives du total des précipitations après la date de rupture. Les résultats sont assez surprenants, avec des baisses significatives des précipitations totales. La variation moyenne des précipitations se situe dans un éventail allant de -55% à +56% du volume de précipitations. Le graphique 7 donne le détail des valeurs calculées pour chaque station.

3.3.2 Le test de Mann-Kendall

Le test de Mann-Kendall est normalement utilisé en parallèle à un autre test non paramétrique, afin de détecter des tendances linéaires à la baisse ou à la hausse dans une série chronologique. C'est un test capable de tenir compte des variations saisonnières. Ce test de tendance, non paramétrique, est le résultat d'une triple recherche : d'abord mis au point par Mann (1945), il a été repris par Kendall (1975) et enfin optimisé par Hirsch (1982, 1984) pour tenir compte des variations saisonnières. L'hypothèse nulle testée H_0 est « il n'y a pas de tendance » dans la série. Les trois hypothèses alternatives sont donc que la tendance peut être négative, non nulle, ou positive. Le test de Mann-Kendall est basé sur le calcul du tau (τ) de Kendall mesurant l'association entre deux échantillons, et basé lui-même sur les rangs à l'intérieur des échantillons (Mann, 1945). Le test, basé sur le coefficient de corrélation de Kendall d'amplitude *t*, est également utilisé pour évaluer si les tendances sont statistiquement significatives, et pour détecter les tendances saisonnières dans les séries temporelles longues. Pour chaque station, on crée une

matrice des valeurs annuelles de précipitations classées par ordre croissant, et sur l'axe des ordonnées Y_i on reporte les années. On calcule alors pour chaque élément Y_i le nombre d'éléments Y_i tels que (i=j) et tels que $Y_i > Y_j$. Le test *t* est formulé par la relation suivante :

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

Cette valeur est ensuite normalisée à partir des moyennes [E(t)] et des variances [Var(t)] suivantes :

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

Nous avons procédé à deux séries de calculs du test de Mann-Kendall : la première a porté sur les séries chronologiques des totaux pluviométriques annuels pour les 207 stations de l'échantillon; puis nous avons testé pour chacun des 12 mois de l'année les totaux mensuels entre eux, pour toutes les stations (tests saisonniers des mois de janvier, puis de février, *etc*.). Les stations soumises à analyse ont été séparées en deux groupes : dans le premier groupe, les stations présentant des ruptures ou des tendances négatives d'un côté ou positives de l'autre, aux tests de Pettitt et de Mann-Kendall; dans le second groupe, les stations qui n'ont présenté ni tendance ni rupture. Le tableau 2 présente les stations ainsi réparties.

Le tableau 2 montre ainsi que, sur 207 stations testées, 35 (soit 17% du total) présentent une tendance à la baisse des précipitations au test de Mann-Kendall annuel, et 10 (soit 5%), des tendances à la hausse. Ce sont donc 162 stations, soit 78% d'entre elles, qui ne présentent aucune tendance à la hausse ou à la baisse au test de Mann-Kendall annuel. 19 stations (soit 9%) ont révélé des ruptures négatives au test de Pettitt corrélées à des tendances à la baisse au test de Mann-Kendall, tandis que 4 stations (soit 2%) ont présenté une corrélation positive à la hausse dans les deux tests (tendance et rupture). Il semblerait que les ruptures positives enregistrées par certaines stations soient liées à une erreur de calibrage des capteurs pluviométriques, voire à des événements climatiques extrêmes très localisés.

Le test mensuel (ou saisonnier) de Mann-Kendall a par contre mis en évidence des

tendances plus significatives. Des évolutions ambiguës ont été repérées pour 9 stations, pour lesquelles les analyses mensuelles ont montré des tendances soit positives soit négatives selon le mois considéré, sachant qu'en général les tendances à la hausse ont été détectées plutôt pour les mois de la saison estivale et les tendances à la baisse durant les mois d'inter-saison et en hiver. Des ambiguités similaires ont été détectées par Mendes et Marengo (2010) dans leur analyse de réseaux neuraux temporels et de réseaux neuraux artificiels, outils méthodologiques innovants de *downscaling* et de *rescaling* (variations de l 'échelle d'analyse) mises au point pour la modélisation exploratoire des précipitations[13].

Les auteurs, à l'aide de ces deux outils méthodologiques, ont mis au point des simulations de mesure de la pluviométrie en Amazonie, grâce auxquelles ils ont mis en évidence une baisse des précipitations dans leurs scénarios de prévisions pour la période 2070-2099 (MENDES et MARENGO, 2010). Les diminutions calculées s'élevaient à un tiers du total des précipitations journalières moyennes, essentiellement entre les mois de mai et de septembre (saison sèche et inter-saison), tandis qu'une augmentation des précipitations avait lieu pour le premier trimestre (de janvier à mars, soit la saison des pluies). Ces résultats rejoignent les nôtres (MENDES et MARENGO, 2010).

Les résultats des tests de Mann-Kendall que nous avons obtenus confirment les études antérieures de Li *et al*. (2008) qui, à partir de 17 modèles statistiques incluant les agents de forçage internes et externes du climat et basés sur le SPI et le test de Mann-Kendall, avaient calculé que la fréquence des sécheresses augmenterait de ± 10% et que la baisse de l'indice des précipitations pendant la saison des pluies serait comprise entre -0,32, -0,38 et -0,49. D'après les auteurs, ces diminutions des précipitations étaient liées aux agents de forçage anthropiques du climat. Fu et Li (2004) avaient pour leur part également mis en évidence une augmentation des variations saisonnières pendant la saison sèche.

Pour Polcher (1995), la végétation joue un grand rôle dans le cycle des précipitations en

13 Pour Mendes et Marengo (2010), les techniques de *downscaling spatialisé* (agrandissement d'échelle) se divisent en deux catégories : les méthodes empiriques-statistiques et les méthodes statistiques-dynamiques. Les premières établissent des corrélations quantifiées entre les *prédicteurs* (*predictors*), variables atmosphériques à petite échelle, et les *prédictants* (*predictants*), variables locales de surface. La seconde catégorie explore l'échelle locale par le biais de la modélisation climatique régionale (RCM, à grande échelle) et globale (GCM, à petite échelle).

août-septembre, novembre-décembre et avril-mai. Pour Costa *et al*. (2008), la hausse des précipitations serait de +28% dans les zones boisées, par opposition aux zones de pâturages. De manière générale, les auteurs s'accordent pour dire que les caractéristiques des inter-saisons jouent un rôle déterminant pour la définition des saisons sèche et pluvieuse (LIEBMANN et MARENGO, 2001). Fu et Li (2004) précisent également que ce sont les précipitations locales qui déterminent l'arrivée de la saison des pluies dans le sud de l'Amazonie. Dans ce contexte, Rocha *et al*. (2004) prévoient une baisse de 5 à 20% des précipitations pendant la saison des pluies, attribuable à des facteurs d'origine anthropique. Pour Nobre *et al*. (1991), les mutations de l'occupation du sol provoqueront une baisse extrêmement forte des précipitations dans la région Centre-Ouest du Brésil.

Le graphique 8 montre que les variations saisonnières les plus significatives identifiées par le test de Mann-Kendall ont eu lieu pendant les mois de l'automne et du printemps australs, c'est-à-dire aux inter-saisons.

Sur les 207 stations soumises au test saisonnier/mensuel de Mann-Kendall, 97 (soit 45% du total) n'ont présenté aucune tendance significative, 85 (42%) ont révélé une tendance à la baisse et 25 (13%) une tendance à la hausse. Les tendances ambiguës ont été considérées comme une absence de tendance significative.

Lorsque l'on observe la distribution spatiale des tests de Mann-Kendall pour les 12 mois de l'année (janvier à décembre/analyse saisonnière), on s'aperçoit, malgré une plus forte concentration d'évolutions dans le sud-est de la région d'étude aux mois d'avril et mai, que les tendances à la hausse ou à la baisse n'obéissent pas à une logique spatiale claire à l'échelle régionale. Contrairement à ce qui se passe pour le mois de mai, les évolutions les plus significatives en septembre et octobre ont eu lieu dans le nord et le nord-est de la région d'étude (cartes 7 et 8). On se souvient que Lean *et al*. (1996) et Rosolem (2005) avaient également mis en évidence une diminution des précipitations d'inter-saison dans les zones défrichées de l'Arc de déforestation. Bien que 70% des pluies tombant au-dessus des États du Mato Grosso et du Rondônia soient précipitées entre novembre et mars, une baisse des précipitations durant les mois d'inter-saison entre l'été et l'hiver austral affaiblirait considérablement le bilan hydrique annuel. Les

cartes 7 et 8 présentent une spatialisation des tests de Mann-Kendall saisonniers pour les mois de mai, septembre et octobre.

3.3.3 Analyse de régression linéaire des séries pluviométriques longues (1970-2010)

Les séries temporelles des 207 stations pluviométriques entre 1970 et 2010 ont été soumises à un test de régression linéaire y=ax+b afin d'identifier les stations qui avaient enregistré une baisse ou une hausse des précipitations dans notre zone d'étude. Ces analyses ont permis de compléter les tests de Pettitt et de Mann-Kendall, qui ne détectent pas les évolutions les plus fines. Les tendances à la baisse ou à la hausse sont mises en évidence au moyen du calcul de la pente a, coefficient directeur de la fonction linéaire calculé selon la formule ci-dessous :

Si a > 0, la tendance est à la hausse,

Si a < 0, la tendance est à la baisse,

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

D'après les résultats obtenus par les régressions linéaires, 136 stations (soit 63%) ont enregistré des tendances à la baisse des précipitations, tandis que 76 d'entre elles (37%) ont enregistré des tendances à la hausse. Parmi les premières, 68 (soit 33%) ont enregistré une faible tendance à la baisse, comprise entre 0 et -5 mm de pluie, 46 (soit 22%) ont enregistré une tendance moyenne à la baisse, comprise entre -6 et -15 mm, et enfin 14 stations (7%) ont enregistré une tendance à la baisse bien marquée, comprise entre -16 et -40 mm. Dans le second groupe, 46 stations (22%) ont enregistré une faible tendance à la hausse, comprise entre 0 et +5 mm de pluie, 24 (12%) une tendance moyenne, entre +6 et +15 mm, et enfin 6 stations (3%) ont enregistré une tendance marquée à la hausse, entre +16 et +40 mm. La carte 9 propose une spatialisation des résultats de ces calculs.

Lean *et al.* (1996) ont mis en évidence des processus allant dans le sens de nos résultats, avec une baisse des précipitations de -7% pendant le mois d'août, soit -2,2 à -1,5 mm de pluies

selon qu'ils prenaient en compte les régions boisées ou les zones défrichées et les terrains de pâture. Rosolem (2005) avait aussi, par la simulation numérique des inter-saisons, prévu une diminution de -7% des précipitations dans les zones déforestées de la BR-163 traversant l'Arc de déforestation. Ce dernier auteur souligne en outre que les effets de la déforestation ne sont pas cantonnés aux zones défrichées, et il avait repéré des signaux de réduction de la pluviométrie dans des secteurs situés au-delà de 500 m d'altitude dans des zones protégées boisées.

Nous remarquons toutefois que les régions situées au sud et sud-est du Mato Grosso et au sud de l'État d'Amazonas sont celles qui regroupent le plus grand nombre d'enregistrement à la hausse des précipitations, tandis que les enregistrements à la baisse se regroupent plutôt au nord-est du Rondônia, au nord et au sud-est du Mato Grosso, ainsi que dans le nord des États du Tocantins et du Goiás. Le SEPLAN-MT (2002) estime qu'environ 70% des pluies annuelles sur le Mato Grosso sont précipitées entre novembre et mars, le premier trimestre (janvier à mars) étant le plus arrosé, représentant en moyenne 45 à 55% de la pluviosité annuelle totale. Comme nous le savons par ailleurs, la pluviosité de l'été et de l'hiver australs dépendent fortement de la pluviométrie d'inter-saisons. Nous pouvons donc en conclure qu'une baisse de la pluviosité durant les saisons de transition pourrait diminuer considérablement l'apport hydrique annuel total.

3.3.3.1 Krigeage ordinaire avec noyau exponentiel calculé à partir de la régression linéaire sur les séries pluviométriques longues (1970-2010)

Le krigeage ordinaire avec noyau exponentiel nous a paru l'outil le plus adapté au traitement géostatistique des données. Nous avons réalisé le krigeage à l'aide du logiciel ARCMAP version 10. Nous avons d'abord procédé à l'ajustage des paramètres, qui ont été testés, calculés et visualisés à l'aide de semi-variogrammes empiriques de distribution et de corrélation spatiale des points (stations) du terrain d'étude. Lors du premier krigeage, nous avons retenu les paramètres suivants : valeur de la pépite (*nugget)* : 7,85; Valeur de la portée (*range)* : 23,55 km (limite de variabilité de la distance entre les points); seuil partiel (*philSill*) : 28. Le semi-variogramme obtenu est reproduit dans le graphique 9.

Nous pouvons observer sur la carte que la distribution spatiale des données obtenues avec

le semi-variogramme empirique est bonne, à l'exception d'un effet pépite indésirable à l'ouest du Rondônia, très certainement dû à des incohérences de points dans le sud de cet État. Afin de corriger cet effet et permettre ainsi une visualisation plus homogène des données, nous avons procédé à un second test en éliminant les points à l'origine de l'effet pépite dans le sud et le sud-est du Rondônia. Nous avons ainsi éliminé de l'échantillon 3 stations pluviométriques, portant les numéros 001262000, 001264000, et 001358002. Les paramètres de ce second krigeage étaient les suivants : pépite (*nugget)* : 9,64; portée (*range)* : 18,90 km (limite de variabilité de la distance entre les points); seuil partiel (*philSill)* : 28.

La végétation joue semble-t-il un rôle important dans la régulation des inter-saisons entre saison des pluies et saison sèche. Ferreita *et al*. (2005) estiment que l'évapotranspiration de la forêt peut atteindre 67,9%, 61,8% selon Nova *et al*. (1976), tandis que Bosilcovich et Cherne (2005) évaluent le taux d'humidité évapotranspirée et précipitée à nouveau entre 54% et 86%. Pour leur part, Lloyd *et al*. (1985) et Franken *et al.* (1982) estiment que la rugosité de la canopée participe au bilan hydrique à hauteur de 10% à 22%, fourchette qui s'élève entre 15 et 30% pour Rocha *et al.* (2004), le taux de renouvellement global par évapotranspiration étant évalué entre 20 et 35% (ELTAHIR et BRAS, 1994; BRUBAKER *et al.*, 1993; COSTA et FOLEY, 1999).Tout semble donc indiquer que la déforestation a de très fortes conséquences sur les précipitations régionales et locales, et ce changement de la végétation commence à affecter le cycle hydrologique et la convection à partir d'un seuil situé entre 100 000 km^2 et 1 000 000 km^2, ou pour le dire autrement, à partir d'un taux de 10 à 40% du territoire touché par la déforestation (PIELKE *et al.,* 1998; DURIEUX, 2002; Malhi *et al.,* 2008; SALATI et VOSE, 1984).

Les incertitudes qui pèsent sur d'éventuelles baisses ou hausses des précipitations ne trouveront un début de réponse que grâce au perfectionnement des modèles climatiques, à partir de l'analyse des dynamiques locales et régionales du climat et de ses interactions avec la surface continentale. Pour cela, d'autres études sur le climat aux échelles fine et moyenne en Amazonie, comme celle que nous proposons, sont nécessaires. La recherche de corrélation à plusieurs échelles entre les relevés pluviométriques de chaque station et l'occupation du sol, comme l'auteur de cette étude le propose grâce à la définition de zones tampons (*buffers*), permettra de mieux comprendre les dynamiques historiques réciproques de la pluviométrie et de la déforestation en

Amazonie.

3.4 DISCUSSION DES RÉSULTATS ET CONCLUSION

L'analyse statistique des données pluviométriques a montré une tendance à la baisse des précipitations dans le centre du Brésil et dans les régions situées au sud de l'Amazonie. Les résultats chiffrés de la baisse relative de la pluviométrie, exprimée en pourcentage, se rapprochent des résultats obtenus par plusieurs auteurs à partir de modèles de simulation climatique couplant atmosphère et caractéristiques de la surface continentale en Amazonie.

Partant au début de notre analyse d'un échantillon de 634 stations pluviométriques du bassin amazonien, nous n'en avons retenu que les 207 qui proposaient des séries chronologiques d'au moins 20 ans de données continues et cohérentes. Notre échantillon d'analyse portait donc sur 2 497 297 jours de mesure et 270 755 jours présentant des défauts d'enregistrement, soit 10% du total. Nous avons soumis ces données à trois tests statistiques : le test de Pettitt, le test de Mann-Kendall, et l'analyse de régression linéaire. Nous avons utilisé les résultats de cette dernière pour procéder à une analyse géostatistique de krigeage ordinaire avec noyau exponentiel, ce qui nous a permis de repérer les zones ayant subi des hausses et des baisses de précipitations dans notre région d'étude.

Les tests statistiques ont montré que près des 2/3 des stations ont enregistré des précipitations annuelles moyennes en baisse. Cette tendance s'est révélée significative pour 94 stations (soit 45% des cas) à l'issue du test saisonnier (mensuel) de Mann-Kendall. Seules les séries de 76 stations (soit 37%) n'ont révélé aucune tendance au test de Mann-Kendall et aucune rupture au test de Pettitt. Les mois qui ont présenté les évolutions les plus significatives selon le test de Mann-Kendall sont les mois d'automne et de printemps. En avril et mai, 43 stations (35%) ont enregistré une tendance à la baisse significative pendant la période étudiée, contre 29 stations (24%) pour les mois de septembre et octobre. La baisse des précipitations semble être surtout concentrée au début et à la fin de la saison des pluies, et n'affecte que modestement la pluviométrie totale. Ces résultats corroborent ceux d'innombrables études basées uniquement sur une modélisation dérivée de l'analyse systématique de séries pluviométriques.

Malgré tout, les stations pluviométriques présentant une rupture au test de Pettitt révèlent des baisses et des hausses significatives de la pluviosité moyenne. En termes de baisse, la moyenne enregistrée par les 34 stations présentant une rupture négative atteint -451 mm de pluies en moins par an (soit 23% de précipitations en moins). Les 5 stations présentant une rupture positive ont quant à elles enregistré une hausse moyenne annuelle de +493 mm, soit 35% de pluies supplémentaires. On notera le faible nombre de stations appartenant à ce dernier groupe. À partir de ces résultats, nous avons calculé la hausse ou la baisse relative totale post-rupture pour chaque station, avec des résultats surprenants, puisque les précipitations totales ont connu des baisses significatives. La hausse ou la baisse moyenne relative atteint en général des valeurs situées entre 12 et 55%. Le test de corrélation linéaire y=ax+b a ensuite révélé que 136 stations (soit 63%) ont enregistré des tendances à la baisse, 76 d'entre elles (37%) des tendances à la hausse des précipitations, détectant des évolutions et des tendances plus subtiles dans les totaux pluviométriques que le test précédent.

Dans le chapitre 4, l'auteur explore à partir de ces résultats un outil méthodologique spécifique d'analyse des données journalières de pluviosité, confirmant la réduction de la saison des pluies et sa définition tout au long de la période 1971-2010.

CHAPITRE 4 – IDENTIFICATION DU DÉMARRAGE ET DE L'ARRÊT DE SAISON DES PLUIES EN AMAZONIE MÉRIDIONALE

Ce chapitre propose de délimiter la saison des pluies en identifiant ses dates de démarrage et d'arrêt ainsi que sa durée, et d'en étudier l'évolution entre 1971 et 2010 en Amazonie méridionale.

Les zones de transition climatique de la partie sud du biome amazonien, couvertes par la

forêt ombrophile, la forêt mésophile et la végétation de *cerrado*, sont devenues ces trente dernières années au Brésil l'une des régions majeures de production destinée à l'exportation sur le marché mondial. Peu d'études ont pris pour objet la saison des pluies dans une perspective historique, à travers l'analyse temporelle des relevés pluviométriques, alors qu'il s'agit d'une question importante d'un triple point de vue économique, environnemental et social dans la région. C'est pourquoi nous nous intéressons dans ce chapitre au comportement dans le temps des dates de démarrage et d'arrêt de la saison des pluies, ainsi que de sa durée totale, à partir d'une méthodologie centrée non pas sur le calendrier agricole, mais sur les biomes régionaux.

Nous avons pris comme échantillon de notre étude 89 stations pluviométriques de l'ANA préalablement validées par les analyses décrites dans le chapitre 3. L'analyse temporelle des relevés de ces 89 stations entre 1971 et 2010 révèle un démarrage plus tardif de la saison des pluies et un arrêt plus précoce. Les analyses des stations pluviométriques situées dans les zones déforestées montrent que la déforestation est très probablement un facteur adjuvant de l'affaiblissement de la saison des pluies entre ses dates identifiées de début et de fin, en particulier dans certaines zones du nord-est du Rondônia. Une dernière analyse confirme également que la majorité des stations montre une tendance à la réduction de la durée totale de la saison des pluies au cours des dernières décennies.

Notre analyse d'identification du démarrage et de l'arrêt de saison des pluies débute par une brève description de la saison des pluies en Amazonie méridionale. Nous présentons ensuite la méthodologie spécifique mise au point à partir de ces références théoriques, dont le but est d'identifier le démarrage et l'arrêt de la saison des pluies à partir des données journalières de précipitation relevées par 89 stations pluviométriques de l'ANA. Ces relevés nous ont servi à identifier les mois et journées respectifs de début et de fin de saison des pluies pour notre région d'étude, en prenant en compte la localisation (latitude et longitude) et la distribution spatiale des données à l'intérieur des différents biomes pris en compte dans notre analyse.

4.1.1 La saison des pluies en Amazonie méridionale

L'Amazonie méridionale s'étend sur une vaste zone de transition entre les biomes de

l'Amazonie et du Cerrado. Cette région du territoire brésilien est devenue ces trente dernières années le principal grenier du Brésil, du fait de l'essor sans précédent de la production céréalière (culture du soja) et de la production de viande bovine destinées à l'exportation sur les marchés internationaux (THÉRY et MAURANCE, 1997; LE TOURNEAU, 2010; FEARNSIDE, 2008; FOLEY, 2007, et ARVOR, 2010). La région, malgré sa prospérité économique et l'amélioration rapide des indices sociaux de développement, présente encore de grandes faiblesses dans l'implantation de politiques publiques efficaces de gestion des ressources naturelles et des conflits et litiges fonciers engendrés par un front pionnier en plein développement. En même temps, les productions agricoles en forte expansion dépendent profondément du régime hydrique saisonnier, et sont donc très vulnérables aux changements climatiques (notamment aux sécheresses) car, à la différence des autres régions amazoniennes, le climat de cette région est régi par de forts contrastes saisonniers entre les saisons de pluies et d'étiage (DUBREUIL, 2002).

De fait, les rapides et intenses mutations de l'occupation du sol survenues ces 40 dernières années ont provoqué de profonds changements environnementaux et sociaux dans les zones de transition entre biomes. Les paysages d'origine ont été profondément atteints, on ne peut donc exclure l'hypothèse d'une altération des cycles hydrologiques locaux et régionaux, par exemple un déplacement dans le temps ou une réduction de la durée de la saison des pluies, ce qui conduirait à la baisse des ressources hydriques disponibles, et pourrait compromettre par conséquent les activités du secteur primaire en milieu rural. Nous avons donc cherché à identifier les dates de démarrage et d'arrêt de la saison des pluies, dans une double perspective historique (1971-2010) et géographique : nous avons utilisé à cet effet les relevés journaliers de 89 stations pluviométriques de l'ANA (Agence nationale de l'eau), ce qui nous a permis d'identifier les tendances à la baisse ou à la hausse enregistrées par les séries temporelles au cours de la saison des pluies, ainsi que les dates de début et de fin de la saison et leur distribution spatiale entre les différents biomes.

La région d'étude est répartie entre trois biomes : l'Amazonie, le Cerrado et le Pantanal. Elle s'étend sur la totalité des États du Mato Grosso et du Rondônia et déborde sur les zones limitrophes des États du Pará, d'Amazonas, du Goiás, du Tocantins et du Mato Grosso do Sul. Nous avons choisi de délimiter ainsi notre région d'étude pour 4 motifs principaux :

(1) il s'agit d'une région de transition entre biomes,

(2) il s'agit d'une région de transition climatique,

(3) le front pionnier amazonien y est désormais bien installé, et y a provoqué ces 40 dernières années une atteinte significative au couvert forestier, affectant les paysages et les ressources hydriques;

(4) il s'agit d'une région de conflits agraires virulents, très convoitée pour le développement des activités agro-pastorales orientées vers l'exportation sur les marchés internationaux.

Le climat de l'Amazonie méridionale est caractérisé par une saison sèche, plus ou moins définie entre les mois de juin et de septembre. Il s'agit d'une période de sécheresse modérée, que l'on retrouve à quelques exceptions près dans toutes les sous-régions méridionales, à l'inverse des climats typiques du nord de l'Amazonie. Plus de 70% de la pluviosité annuelle cumulée est précipitée entre novembre et mars, le trimestre de janvier à mars étant généralement le plus arrosé. Ces trois mois représentent en moyenne entre 45 et 55% des précipitations annuelles totales, mais l'hiver par contre est extrêmement sec (ROUCOU, 1998 et DURIEUX, 2003). Le régime pluviométrique de l'Amazonie méridionale est donc défini par un rythme saisonnier extrêmement régulier, avec un déficit pluviométrique à son maximum entre mai et septembre. En Amazonie méridionale, l'atmosphère est plutôt stable durant la saison sèche, elle a donc besoin d'une forte augmentation de la température de surface et du taux d'humidité pour atteindre des niveaux d'instabilité convective.

L'accumulation d'humidité à la limite des basses couches de l'atmosphère (750 hPa) au-dessus de l'Amazonie méridionale commence en septembre, et pendant toute la saison des pluies la température au-dessous de 700 hPa diminue progressivement à mesure que l'humidité augmente, ce qui laisse à penser que l'évaporation des nuages bas et les précipitations sont dues à un taux élevé d'humidité de l'air pendant cette période. Cette augmentation de l'humidité est liée à la réduction de l'EIC (énergie d'inhibition de la convection) ou freinage convectif, et à l'augmentation de la fréquence des profils d'instabilité dans les basses couches et de convection profonde dans les hautes couches (*fcus*) (RONG FU *et al.,* 1999). L'humidité s'accumule ainsi dans les couches basses et moyennes de la troposphère avant l'irruption de la saison des pluies,

dont le début dépend par conséquent nécessairement de changements dans la circulation atmosphérique à large échelle et dans les températures.

Le rôle de la végétation dans les mouvements atmosphériques a été précisé par Machado *et al*. (2004) à l'issue de tests réalisés sur des mesures effectuées par radiosondes, par satellites et par des stations pluviométriques durant 25 ans, et qui montrent que la variabilité diurne dépend de la thermodynamique de l'atmosphère, tandis que la variabilité saisonnière est déterminée par les types de végétation. D'après les auteurs, les contrastes saisonniers s'accentuent suivant un gradient sud-ouest – sud-est, ce qui fait que le sud-est de l'Amazonie connaît un double pic de la nébulosité saisonnière et de la pluviométrie bien défini dans le temps, et qui se situe à l'approche du mois de février. Il se passe donc moins de temps entre le démarrage de la saison des pluies et le maximum des précipitations qu'entre l'arrêt de la saison des pluies et le minimum de précipitations.

4.1.2 Méthodes d'identification du démarrage et de l'arrêt de saison des pluies dans les régions tropicales

Diverses méthodes statistiques et probabilistes d'identification du démarrage et de l'arrêt de la saison des pluies ont été mises au point, que ce soit à partir de données de températures, d'humidité relative de l'air ou de pluviométrie. Nous n'utiliserons dans cette étude que des méthodes de délimitation de la saison des pluies à partir des données pluviométriques, privilégiant les analyses spécifiques à ce type d'étude dans les régions tropicales. Nous présentons ci-dessous plusieurs méthodologies d'identification de la saison des pluies, sachant que dans notre étude nous nous sommes limité à la méthode n°4, qui est compatible avec les objectifs que nous nous sommes fixés d'identifier la saison des pluies en fonction de la forêt, au contraire des autres méthodes présentées qui tendent à n'identifier les dates de démarrage et d'arrêt de saison des pluies qu'en fonction du calendrier agricole de croissance des plantes cultivées.

Méthode 1 : il s'agit de la méthode des pentades (périodes de 5 jours consécutifs), utilisée par Marengo (2001), selon laquelle le démarrage ou l'arrêt de la saison des pluies est déterminé à

partir d'un seuil minimal ou maximal de 4 mm de précipitations moyennes cumulées par jour, à la condition que six des huit pentades suivantes ou précédentes présentent un cumul quotidien moyen supérieur ou inférieur à 4,5 mm de pluies, et six des huit pentades précédant ou suivant ces dernières connaissent un cumul quotidien moyen supérieur ou inférieur à 3,5 mm. Pour Odekunle (2003), qui utilise des critères définis auparavant par Ilesanni (1972), le démarrage de la saison des pluies a lieu quand les précipitations cumulées durant une période de 5 jours consécutifs (pentade) atteignent 7 à 8% du total annuel, et l'arrêt de la saison des pluies a lieu quand le seuil de 90% du total attendu pour toute la période est atteint. La durée de la saison des pluies est alors calculée à partir de la différence entre ses dates d'arrêt et de démarrage.

Il convient de rappeler à ce stade qu'un démarrage précoce ou tardif influe sur la durée totale de la saison des pluies. Il est donc important de corréler entre elle les variables des calculs afin de pouvoir évaluer la cohérence spatiale des dates de démarrage et d'arrêt, ainsi que la corrélation des dates entre elles et leur longitude et latitude respectives. Pour Odekunle (2003), la méthode des probabilités quotidiennes/journalières est plus pertinente que celle des pourcentages cumulés, car dans cette dernière, les différentes dates sont en général retardées d'un mois, et font par conséquent courir le risque de détecter de faux démarrages de saison des pluies.

Méthode n°2 : Liebmann (2006, 2007) utilise la méthode par accumulation anomale, ou plus simplement AA, d'identification du démarrage et de l'arrêt de saison des pluies, qui consiste à calculer la différence entre les précipitations journalières cumulées et un cumul théorique moyen, correspondant à un taux de pluviosité journalier moyen. L'avantage de cette méthode est qu'elle permet de détecter les faux démarrages de saison des pluies, ainsi que d'en déterminer les dates de début et de fin.

Méthode n°3 : cette méthode, connue aussi sous le nom d'ACP, ou analyse en composantes principales, consiste en une réorganisation de grandes matrices de données descriptives par la hiérarchisation des informations à des fins analytiques, et revêt quatre formes différentes : ACP sans rotation, ACP avec effet de masse, ACP saisonnière et ACP de variabilité interannuelle. Elles peuvent être calculées de manière relative, par rapport au cumul annuel des précipitations, ou bien

de manière absolue, par rapport à une valeur unique définie de manière empirique (WALTER, 1967). C'est selon ce dernier mode de calcul que cet auteur propose la formule suivante d'identification du démarrage de la saison des pluies :

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

où D est le nombre de jours du premier mois durant lequel on enregistre un total cumulé ≥ 50,8 mm (suivant la définition de mois de pluies efficaces – MPE); F désigne les précipitations cumulées du mois précédent le premier MPE, R désigne le cumul des précipitations du premier MPE. Ce modèle n'est pas valable si le mois suivant totalise un cumul supérieur à 50,8 mm de pluies (OLANIRAN, 1983).

Méthode n°4 : dans la méthode proposée par Camberlin et Okoola (2003), les dates de démarrage et d'arrêt de saison des pluies correspondent aux point d'inflexion de la courbe des scores cumulés, année après année, de la première composante principale des précipitations journalières. Pour chaque année calculée, la date de démarrage de la saison des pluies correspond à la valeur minimale de la chronique temporelle normalisée (scores cumulés), le point d'inflexion supérieur de la courbe, soit la valeur la plus élevée, correspondant à l'arrêt de la saison. Cette méthode nous semble la plus adaptée au cas de l'Amazonie méridionale, où la saisonnalité est très marquée, ce qui permet d'identifier facilement la saison des pluies en utilisant la méthode d'analyse des valeurs minimales et maximales des scores cumulés des précipitations journalières totales. L'application que nous avons faite de cette méthode sera développée dans la section suivante consacrée à l'analyse des données.

Méthode n°5 : Pour Garbutt *et al*. (1981), on peut déterminer la probabilité qu'un jour donné soit pluvieux à partir de la proportion de jours de pluie à cette date. Ces valeurs peuvent ensuite être échelonnées sur une échelle de 0 à 1, la valeur 0,5 représentant le point d'inflexion séparant les événements probables des peu probables. Un jour donné sera pluvieux, avec un indice de confiance élevé, quand ce jour présente une probabilité d'être humide supérieure ou égale à 0,5. Le démarrage de la saison des pluies est défini à partir du premier jour de l'année présentant au moins 50% de chance (soit un indice de 0,5) d'être pluvieux, l'arrêt de la saison des pluies étant

marqué par le dernier jour de l'année présentant une probabilité d'être pluvieux égale ou supérieure à 0,5. La durée de la saison des pluies est déterminée en calculant la différence entre les dates d'arrêt et de début de la saison des pluies préalablement calculées. On calcule donc à cette fin, pour toutes les régions et tous les jours de l'année, la probabilité qu'ils soient pluvieux (P ≥ 1 mm). Par exemple, pour un jour J de l'année, on compte le nombre de fois n où il a été pluvieux (P ≥ 1 mm) pendant les N années de la période considérée. Dès lors, le quotient n/N permet de déterminer la probabilité que J soit un jour pluvieux.

Méthode n°6 : Sivukamar *et al*. (1984, 1993), Samba *et al*. (1999) et Adewi *et al*. (2010) ont identifié le démarrage et l'arrêt de la saison des pluies à partir de données pluviométriques, dans des régions tropicales comme le Mali, le Nigéria et le Togo. Pour Samba *et al*. (1999), le début de la saison des pluies peut être déterminé à partir d'une succession significative de jours de pluies offrant une eau disponible en quantité suffisante pour l'agriculture dans des conditions atmosphériques favorables au cycle végétatif des plantes, et qui est perceptible au niveau de la végétation.

Cette approche, similaire à celles de Sivakumar *et al*. (1984, 1993), Lauch (1991) et Tchiadeu *et al*. (1999), considère que 2 jours consécutifs cumulant 20 mm au moins de précipitations et non suivis d'une période de 7 jours consécutifs sans pluie pendant les 20 jours suivants sont suffisants pour initier le processus de croissance végétative et herbacée, permettant ainsi d'enclencher le processus de germination des plantes cultivées. La fin de la saison des pluies a lieu quand deux jours consécutifs reçoivent moins de 1 mm de pluie et sont suivis d'une période d'au moins 6 jours sans pluie ou dont le total cumulé est inférieur à 10 mm.

Méthode n°7 : suivant ces procédés, Adewi *et al*. (2010) considèrent que la saison des pluies commence lorsque 20 mm de pluies sont accumulés sur 2 jours consécutifs non suivis pendant les 20 jours suivants de plus de 7 jours secs consécutifs. Au septième jour de sécheresse la plante cultivée commence à souffrir du manque d'eau et du stress hydrique. Le délai de 20 jours permet dans ce cas de valider le début effectif de la saison des pluies en évitant les faux démarrages de saison pluvieuse. La fin de la saison des pluies est déterminée en-dessous du seuil de 1 mm de

pluie cumulées sur 2 jours suivis d'au moins 6 jours consécutifs sans pluie, ou dont le total cumulé des précipitations est inférieur à 10 mm. Ci-dessous la division par quantiles utilisée pour caractériser les dates de démarrage et d'arrêt de la saison des pluies :

Q1 ≤ précoce / Q2 normale / Q3 ≥ tardive

4.1.3 Choix des stations et méthode d'identification des dates de démarrage et d'arrêt de saison des pluies en Amazonie méridionale

Parmi les 207 stations pré-sélectionnées dans la première partie, 50 présentaient des séries de données d'au moins 30 ans sans faille ou lacune. Ces 50 stations sont toutes situées dans la partie la plus méridionale, au sud-est et à l'est de notre région d'étude, qui sont aussi les zones colonisées avant la décennie 1970. Afin de couvrir l'ensemble de notre région d'analyse, nous avons ajouté à notre échantillon les stations dont les séries s'étendent sur au moins 27 ans, ce qui nous a permis d'ajouter 39 stations aux 50 stations initiales, portant ainsi notre échantillon à 89 stations couvrant la totalité de notre région d'étude, et comprenant des stations situées tant dans la forêt amazonienne que dans le Cerrado.

Données : à partir des relevés journaliers des 89 stations pluviométriques de l'ANA acquis par le biais de l'application *Hidroweb* disponible en ligne, nous avons identifié les mois et jours de démarrage et de fin de saison des pluies, en prenant en compte la localisation (latitude et longitude) et la distribution spatiale des données entre les différents biomes. Parmi les 207 stations préalablement sélectionnées, 50 présentaient des séries s'étendant sur au moins 30 ans sans lacune ni faille, comme le recommande l'Organisation météorologique mondiale (OMM). La majeure partie de ces stations est toutefois concentrée dans la partie sud, sud-est et est de notre région d'étude, dans des zones colonisées avant la décennies 1970 (séries temporelles plus longues), contrairement aux stations plus septentrionales. Ainsi, afin que la distribution spatiale de notre échantillon coïncide avec notre région d'analyse, nous lui avons ajouté les stations dont les séries de données s'étendent sur au moins 27 ans (prenant en compte le caractère récent de l'occupation du territoire), ce qui a ajouté 39 stations aux 50 stations initiales (89 au total), résolvant ainsi la question de l'étendue géographique de l'échantillon.

Méthode : des méthodes statistiques variées ont été mises au point pour identifier les bornes de saison des pluies dans les régions tropicales, comme celles de Marengo *et al*. (2001), Odekunle (2003), Ilesanmi (1972a, b), Liebmann (2007), de même qu'une méthode probabiliste proposée par Garbutt *et al*. (1981). Pour résumer, ces méthodes utilisent les données pluviométriques journalières, et dans certains cas incluent d'autres variables comme la température ou l'humidité relative de l'air. La méthode prise pour référence dans cette étude est cependant basée sur les seules données pluviométriques journalières, utilisées pour calculer les scores minimum et maximum de cumuls de pluies de démarrage et d'arrêt de la saison des pluies. L'analyse prend pour référence avant tout la végétation d'origine des biomes locaux, et non le calendrier agricole, dans l'identification des bornes de la saison des pluies.

Après une revue des analyses de saison des pluies dans les régions tropicales menées par Sivakumar *et al.* (1984 e 1996), Samba *et al.* (1999), Adewi *et al.* (2010), Lahuec (1991), Tchiadeu *et al.* (1999) et Camberlin et Okoola (2003), et après vérification de l'applicabilité de ces méthodes d'identification au cas de l'Amazonie brésilienne, nous choix s'est porté sur la méthode proposée par Camberlin et Okoola (2003). Cette méthode identifie la saison des pluies comme la période séparant le minimum du maximum des scores cumulés de précipitations qui indiquent les dates de démarrage et d'arrêt de la saison des pluies. Ainsi, pour chaque années étudiée, la date de démarrage de la saison des pluies correspond au score minimal de la chronique temporelle normalisée de la première composante principale, la valeur maximale indiquant la date de fin de la saison des pluies. Cette méthode nous a semblé la plus adaptée à l'identification de la saison des pluies en Amazonie méridionale, en raison de la saisonnalité marquée de notre région d'étude. La méthode des scores cumulés permet d'identifier facilement les mois, les jours, et la durée des épisodes pluvieux annuels par la simple lecture des points d'inflexion (valeurs minimales et maximales) de la courbe des scores cumulés des précipitations journalières, comme on peut le voir sur le graphique 11.

Les calculs ont été effectués en prenant comme date de référence le 1er août, période de l'année où la saison des pluies n'est que de peu d'influence et où les précipitations ne sont dues qu'au passage des systèmes frontaux. Nous avons donc utilisé la formule suivante pour le calcul

de la différence des moyennes :

$$V_j = \sum_{01}^{08} j \quad (P_j - \overline{P}_m)$$

avec $\sum_{01}^{08} j$ = 1er août, représentant la différence entre la moyenne minimale des scores cumulés et le début de l'année; P_j = la date du jour précédent, représentant la différence entre les moyennes maximales des scores cumulés; $\overline{P}_m$ = moyenne journalière des précipitations sur toute la période (1971-2010).

Les résultats des calculs d'identification de la différence des moyennes obtenues pour la date de démarrage et la date de fin de la saison des pluies pour les 89 stations pluviométriques ont été obtenus au moyen d'un script. Les dates ont été identifiées par le calcul de la différence entre le point moyen des valeurs minimales des scores cumulés de précipitations et le 1er août pour la date de démarrage de la saison des pluies. La date de fin de saison des pluies a été calculée par la différence entre le point moyen des valeurs maximales de la courbe des scores cumulés de précipitations et le 31 juillet. En l'absence de données journalières pour une année donnée, nous avons énoncé la règle suivante : si une année « X » présente plus de deux mois (62 jours) d'absence de données, alors elle est automatiquement écartée de l'échantillon. Toutes les stations de l'échantillon, rappelons-le, doivent présenter des séries de données journalières s'étendant sur 27 années au minimum. La figure 11 reproduit le script des matrices Excel.

4.1.4 Résultats obtenus

Les résultats des analyses effectuées sur les données des 89 stations de notre échantillon et adaptées de la méthode de Camberlin et Okoola (2003) pour l'Amazonie méridionale, montrent un démarrage de la saison des pluies moins uniforme et distribué dans l'espace de manière plus hétérogène que la fin de la saison des pluies, dont la distribution spatiale présente un double gradient latitudinal nord-sud et longitudinal est-ouest (carte 13). On remarque aussi un fort contraste du double gradient latitudinal et longitudinal entre le biome amazonien et les zones de

transition avec le biome *cerrado*.

Dans la partie située au nord de l'Amazonie méridionale, nous pouvons observer que la saison des pluies est plus longue que dans le Cerrado. Le reste de notre région d'étude présente une situation de transition entre ces deux extrêmes. La carte 13 présente une spatialisation de la date moyenne de début de saison des pluies des 89 stations pluviométriques. Celle-ci survient dans la première quinzaine du mois d'août dans le nord de l'Amazonie méridionale, et dans la dernière quinzaine de septembre dans le Cerrado et le sud-ouest de l'Amazonie méridionale. L'analyse des données journalières indique que la date moyenne la plus tardive de démarrage de la saison des pluies survient au 234ème jour de l'année (± 21 août) pour les régions amazoniennes et autour du 288ème jour (± 14 octobre) pour les régions de c*errado*.

La date de fin de saison des pluies présente un gradient nord-ouest - sud-est nettement marqué dans toute la région. La fin de la saison des pluies survient entre la fin de la première quinzaine de mars dans le Cerrado*,* et la première quinzaine de juin dans les régions du nord de l'Amazonie méridionale. Exprimé en jour moyen, la fin de la saison des pluies a lieu autour du 95ème jour (± 4 avril) dans le Cerrado et aux alentours du 165ème jour (± 13 juin) pour la partie nord du biome amazonien.

On remarque toutefois que le nord-est du Rondônia d'une part et les nord-ouest et nord-est du Mato Grosso d'autre part présentent une différence marquée de démarrage de la saison des pluies alors même qu'ils sont situés à la même latitude. Il semblerait que durant la saison sèche les régions boisées soient capables de conserver l'énergie sous forme de chaleur latente dans l'atmosphère-biosphère, ce que la végétation de type *cerrado* ou les zones déforestées ne peuvent pas. Le nord-est du Rondônia est aujourd'hui très fortement anthropisé, au contraire du nord-ouest et du nord-est (Parc du Xingú) du Mato Grosso et du sud du Pará. On peut avancer comme hypothèse que ce décalage marqué du démarrage de la saison des pluies est lié à la déforestation, dans la mesure où le démarrage de la saison des pluies suit un gradient à partir du nord-ouest (et si l'on considère aussi ses caractéristiques synoptiques).

Il est en effet fort probable que les mutations de la couverture végétale (de la forêt aux pâturages, aux villes ou aux labours) aient pour conséquence une modification de la quantité d'énergie disponible sous forme de chaleur latente et d'albédo, ce qui conduit à une stabilisation

de l'EIC au lieu de sa réduction (RONG FU *et al.,* 1999 et DUBREUIL *et al.,* 2012), retardant ainsi le démarrage de la saison des pluies.

D'après Fu et Li (2004), le flux de chaleur latente à la surface continentale est la plus importante source d'humidité atmosphérique pendant la saison sèche et au début des inter-saisons, loin devant l'humidité transportée par les systèmes atmosphériques à large échelle. Ces derniers ne prennent le pas sur la première et deviennent les premiers pourvoyeurs d'humidité qu'à l'approche de la saison des pluies. Pour les auteurs, une augmentation des précipitations locales peut facilement forcer le démarrage de la saison des pluies en influençant les systèmes de circulation à large échelle, jouant ainsi le rôle dévolu dans les régions boisées au couvert forestier pendant la saison sèche et à l'inter-saison. Au contraire de l'augmentation progressive des températures de surface continentale et océanique, qui inverse le processus.

Un taux d'humidité élevé à la surface du continent supporte, dans des conditions normales (forêt), des flux de chaleur latente plus importants, favorisant ainsi une élévation plus rapide et plus forte de la convection, tandis que des flux plus faibles de chaleur latente en surface et une troposphère plus sèche pendant la saison sèche (zones déboisées) retardent le démarrage de la saison des pluies, malgré l'inversion normale du flux trans-équatorial

Les conditions du passage de la saison sèche à la saison des pluies en Amazonie méridionale sont créées par l'augmentation des flux de chaleur latente à la surface du continent, et les précipitations locales sont liées à la végétation. Les variations de l'évaporation à la surface continent peuvent affecter l'énergie totale de surface de la couche limite planétaire ainsi que l'énergie potentielle de convection de la colonne atmosphérique, c'est-à-dire en fin de compte la rétroaction sur les précipitations (BETTS *et al.*, 2008). Dans l'hypothèse d'une Amazonie méridionale plus sèche, la persistance d''anomalies du taux d'humidité du sol peut conduire à la prolongation des variations régionales d'intensité du cycle de l'eau, comme par exemple des sécheresses ou des inondations (SCHUBERT *et al.*, 2004 a, b).

Afin de mieux saisir les dynamiques respectives des bornes de saison des pluies dans les zones de transition et dans les différents biomes, nous avons réparti les 89 stations de notre

échantillon par latitude et par biome, en utilisant pour ces derniers les limites géographiques suggérées par l'IBAMA. Le tableau 3 synthétise la classification des stations par biome, latitude, mois et jour de démarrage et d'arrêt de saison des pluies.

La répartition des stations par biome et latitude montre qu'il n'y a pas de différence significative de date mensuelle ou journalière moyenne au sein d'un même biome ou à la même latitude. Comme nous l'avions déjà vu lors de l'analyse par krigeage ordinaire avec noyau exponentiel, c'est lorsque l'on compare les biomes amazonien et *cerrado* qu'un fort contraste apparaît entre les dates mensuelles et journalières de début et de fin de saison des pluies. Comparés aux normales climatiques pour la région, les résultats obtenus par notre méthode rendent compte de manière satisfaisante des moyennes mensuelles typiques ou normalement observées pour le démarrage et la fin de saison des pluies.

4.1.5 Analyse diachronique des séries pluviométriques (1971-2010)

Si l'on considère maintenant les dynamiques d'évolution révélées par les tests réalisés sur les scores moyens des bornes de saison des pluies, on constate une réduction significative de la durée de la saison des pluies entre 1971 et 2010. Cette réduction est confirmée par le test de Mann-Kendall et l'analyse de régression linéaire réalisés sur les dates tant de démarrage que d'arrêt de la saison des pluies (figure 12). Le graphique 12 montre quant à lui le cas le plus souvent rencontré dans l'analyse des 89 stations : une saison des pluies qui va raccourcissant au fil des dernières décennies.

Les dynamiques temporelles des séries révélées par le test de Mann-Kendall (MK) et l'analyse de régression linéaire (ARL) montrent une réduction de la saison des pluies entre 1971 et 2010. L'évolution la plus marquante concerne la fin de saison des pluies, avec 75% (ARL) et 76% (MK) des stations pluviométriques enregistrant une date d'arrêt plus précoce, contre 24% et 25% respectivement présentant une date plus tardive.

La valeur « S » du test de MK montre de fortes tendances à la précocité de la date d'arrêt de saison des pluies pour 6% des stations. Pour le démarrage de saison des pluies, 61% des stations dans l'ARL et 84% des stations au test de MK montrent un démarrage plus tardif, 39%

dans l'ARL et 16% dans l'analyse de MK montrent un démarrage plus précoce. Les valeurs de « S » au test de MK pour le démarrage de saison des pluies indiquent que 7% des stations pluviométriques révèlent une forte tendance au retard et 7% une forte tendance à la précocité du démarrage pendant la période.

Pour une meilleure compréhension des données, nous avons choisi de les illustrer par la cartographie, comme en témoignent les cartes proposées. Comme nous l'avions déjà observé à l'échelle régionale, aucune logique spatiale claire ne se dégage de l'analyse diachronique des bornes de saison des pluies entre 1971 et 2010.

La carte 14 présente les résultats du test de MK des tendances d'évolution des bornes de saison des pluies. Le démarrage de la saison des pluies montre une tendance à la précocité dans les zones boisées du nord de la région d'étude, ainsi que dans certaines zones du sud du Cerrado proches du Pantanal. La tendance au retard est forte par contre dans les zones déforestées des États du Goiás, Tocantins, Rondônia et Mato Grosso. La fin de la saison des pluies quant à elle montre une forte tendance au retard dans les zones boisées et une forte tendance à la précocité dans les zones méridionales, où la déforestation est plus poussée.

L'analyse de régression linéaire produit des résultats assez semblables à ceux du test de MK. On observe au nord-ouest de la région d'étude un regroupement de stations pour lesquelles le démarrage de saison des pluies est tardif (zones de forêts). Dans le reste de la région, l'évolution est hétérogène, avec une plus forte proportion de stations enregistrant un démarrage tardif plutôt que précoce. Pour autant, à la différence du test de MK, on observe un plus grand nombre de stations au démarrage de saison des pluies précoce dans les zones méridionales du Mato Grosso proches du Pantanal.

En ce qui concerne l'arrêt de la saison des pluies, les stations du nord-ouest situées en forêt ont enregistré une fin plus tardive, possiblement aidée en cela par la participation active de la forêt au cycle hydrologique. Pour le reste de la région, l'évolution des dates est plus homogène, et dans pratiquement tout l'État du Mato Grosso et en Rondônia, les stations enregistrant un arrêt de saison des pluies plus précoce dominent largement celles enregistrant une fin plus tardive. En somme, les tendances qui ressortent des données pour chacune des bornes plaident toutes pour

une réduction de la durée de la saison des pluies entre 1971 et 2010.

Afin de vérifier une seconde fois les résultats, et confirmer la réduction de la saison des pluies tant par le retard de son démarrage que par son arrêt précoce, nous avons effectué une deuxième fois les tests de Mann-Kendall et de régression linéaire. Nous les avons effectués cette fois-ci pour vérifier le nombre moyen de jours de saison des pluies, année par année et station par station tout au long de la période. Ces seconds calculs viennent confirmer la réduction de la durée de la saison des pluies. Le test de Mann-Kendall montre pour 88% des 89 stations pluviométriques une tendance à la réduction de la saison des pluies au cours des dernières décennies, contre 12% de tendance au prolongement de la saison des pluies. Parmi les stations présentant une tendance au raccourcissement, la tendance est forte dans 19% des cas. L'analyse de régression linéaire montre quant à elle que 79% des stations ont enregistré une tendance au raccourcissement de la saison des pluies et 21% une tendance à l'allongement. Si l'on considère la distribution des stations par biome, l'analyse de régression linéaire révèle que 34% des stations situées en Amazonie et 44% des stations du Cerrado présentent un raccourcissement de la saison des pluies, contre respectivement 9% et 13% des stations de chaque biome présentant un allongement de saison des pluies. À l'issue du test de Mann-Kendall, 36% des stations amazoniennes et 51% des stations du Cerrado ont enregistré une réduction, contre respectivement 8% et 5% ayant enregistré un allongement de la saison des pluies.

4.1.6 Discussion des résultats et conclusion du chapitre

Les tests utilisés à partir de la méthode que nous avons proposée ont permis d'identifier de manière satisfaisante les dates de démarrage et d'arrêt de saison des pluies. Les auteurs ont mis en évidence un fort contraste des bornes de saison des pluies entre d'une part les régions du biome amazonien, situé plus au nord, et les zones de transition et le biome *cerrado,* situés plus au sud, d'autre part. Une grande partie de l'Amazonie méridionale est très largement déforestée, on y observe également une tendance au raccourcissement de la saison des pluies dans plus de 88% des stations pluviométriques étudiées, entre 1971 et 2010 (démarrage tardif et arrêt précoce).

Le démarrage de la saison des pluies est assez hétérogène (tardif dans le nord-ouest du Rondônia et précoce dans le nord-est du Mato Grosso et le Parc du Xingú), ce qui pourrait venir appuyer l'hypothèse d'une influence de la déforestation et des zones déboisées sur les précipitations à une échelle régionale. Ainsi, avec les particules envoyées en excès dans l'atmosphère par les feux de biomasse allumés pour l'agriculture et la déforestation, on assisterait durant la saison sèche à une réduction du rayonnement solaire reçu par la surface continentale. Celle-ci provoquerait à son tour une baisse du taux de photosynthèse de la végétation, déséquilibrant ainsi le bilan carbone régional et le processus de formation de nuages propices à la pluie, conduisant à une baisse d'intensité du cycle hydrologique.

De nombreuses études récentes montrent que d'un côté les particules générées par la combustion de biomasse sont d'efficaces noyaux de condensation de nuages (CNN), aidant à l'absorpsion du rayonnement solaire par les particules de fumée, réduisant l'humidité disponible de l'air et augmentant la température de la couche limite atmosphérique, ce qui freine le processus de formation nébuleuse (AHLM *et al*., 2009). D'un autre côté, les particules d'origine biologique produites par la végétation (forêt) servent de réacteurs biochimiques pour les noyaux lors de la formation des nuages et des précipitations en Amazonie méridionale, favorisant le démarrage de la saison des pluies (PÖSCH *et al*., 2010).

CHAPITRE 5 – ÉTUDE DES DYNAMIQUES RÉCIPROQUES ENTRE FORÊT AMAZONIENNE, OCCUPATION DU SOL ET ATMOSPHÈRE

La troisième partie de la thèse propose tout d'abord une analyse bibliographique consacrée aux conséquences de l'occupation du sol sur les conditions atmosphériques aux échelles macro et méso du climat, qui fera l'objet du présent chapitre. Dans un second temps (chapitre 6), elle présente les analyses de corrélation de l'occupation du sol avec les précipitations que nous avons effectuées au moyen d'outils géostatistiques et de télédétection, à partir de l'échantillon déjà testé

de 207 stations pluviométriques, pour la période 1971-2010 sur l'ensemble de la région de notre étude de cas.

Ces analyses suivent trois étapes :

(1) un test de vérification du coefficient de corrélation linéaire de deux variables (la déforestation et les précipitations);

(2) le calcul de corrélation linéaire pluviométrique des millimètres (mm) précipités par an en fonction de l'ampleur de la déforestation, pour chacun des biomes amazonien et *cerrado*. Pour les stations du biome amazonien, nous avons retenu trois étapes d'avancée de la déforestation, pour lesquelles les superficies sont calculées sous forme cumulée : antérieure à 1997, entre 1997 et 2010, et la situation en 2010. Pour le biome *cerrado*, nous avons retenu les étapes suivantes : avant 2002, entre 2002 et 2009, et situation en 2009.

(3) *Les zones étudiées sont ensuite réparties en trois groupes : forêt, non-forêt, et étendues d'eau, à partir de la délimitation de zones tampons concentriques d'un rayon de 1, 5, 10, 20, 30, 40 et 50 km autour de chaque station pluviométrique. S'ensuit une reconstitution du rythme de la déforestation entre les dates retenues, afin de mettre en évidence d'éventuelles synergies entre le comportement de la pluviométrie et l'ampleur des superficies déforestées et boisées.*

5.1.1 Les dynamiques réciproques entre forêt amazonienne, occupation du sol et atmosphère : la question des effets de l'anthropisation

De nombreux systèmes et variables climatiques à méso-échelle (augmentation de la température de surface de la mer dans l'Atlantique et oscillation australe dans le Pacifique – El Niño) sont en partie responsables de l'intensification des sécheresses dans la forêt amazonienne, à des titres bien distincts toutefois. Le phénomène El Niño affecte surtout l'est et le nord du bassin amazonien, tandis que les anomalies positives de température de l'Atlantique font surtout ressentir leurs effets dans le sud et l'ouest, diminuant l'apport d'humidité océanique au continent, ce qui accroît fortement la subsidence de l'air (MARENGO *et* al., 2008; LYON, 2004). Les recherches d'Espinoza-Villar (2009) ont montré une forte tendance à la hausse des précipitations dans le sud

de l'Amazonie à partir de la décennie 1980, même si les signaux sub-régionaux tendent à s'inverser à partir des années 1990. Ce changement du régime pluviométrique pourrait être dû, plutôt qu'à des effets d'origine anthropique, à des dynamiques pluri-décennales provoquées par une réactivation de l'oscillation décennale du Pacifique (ODP), qui a un effet amplificateur des phénomènes, parallèlement aux variations à long terme de la température de surface de l'Atlantique tropical, directement liées aux dynamiques des précipitations dans le sud du bassin amazonien (MARENGO, 2009; DREAPEAU et RONCHAIL, 2010).

Le modèle HadCM3 couplé à des modèles du cycle du carbone et de dynamique de la végétation a contribué à une meilleure compréhension des multiples rétroactions intervenant dans les processus de changement climatique. Les conclusions tirées des résultats des modélisations pêchent généralement par manque de robustesse. Beaucoup de modèles actuels ne parviennent pas à proposer de simulation satisfaisante du climat amazonien, et pourtant, tous sont fidèles à l'idée que la baisse des précipitations dans le bassin amazonien est provoquée par le réchauffement climatique. Dans le modèle des équipes britanniques mentionné ci-dessus, la baisse des précipitations est attribuée au réchauffement des eaux du Pacifique équatorial et de l'Atlantique tropical nord.

Les précipitations sont tout d'abord affectées par un cycle biophysique, au cours duquel le recul de la forêt provoque, dans des conditions de stress hydrique, une baisse de l'évapotranspiration et un faible taux de renouvellement, qui vont à leur tour renforcer la baisse des précipitations (HIROTA *et al*., 2010). Des couverts forestiers moins denses sont en effet caractérisés par un albédo plus fort et une capacité plus faible de maintien de l'humidité du sol, réduisant les précipitations de 20 à 30%. Un second cycle, biochimique, s'enclenche ensuite, au cours duquel le recul de la forêt dense transforme les « puits de carbone » forestiers en sources émettrices de carbone. L'amplification du réchauffement climatique qui en résulte est évalué en moyenne à 5% (BETTS *et al.,*2004).

À toutes ces rétroactions naturelles vient s'ajouter l'influence de la déforestation, qui agit en synergie avec les changements climatiques (NEPSTAD, 2008). La déforestation y contribue ainsi sous trois formes :

- la suppression de la couverture végétale fait disparaître les puits de carbone, ce qui

renforce directement le réchauffement global;

- les modifications des conditions locales de surface provoquent des changements du climat à l'échelle régionale, par la mise en place du cycle biophysique décrit plus haut;
- une exposition plus fréquente et une plus grande vulnérabilité aux incendies, qui sont des conséquences directes de la baisse des précipitations durant la saison sèche et de la baisse de l'humidité du sol, favorisent les sécheresses et augmentent l'inflammabilité du couvert végétal (SAMPAIO DE OLIVEIRA *et al*., 2007; MALHI *et al*., 2009).

Sheil et Murdiyarso (2009) expliquent que la déforestation peut augmenter la variabilité saisonnière locale et diminuer la formation de nuages de pluie. Des courants d'air proches de la surface continentale se déplacent vers les pressions les plus basses. Ces zones de basse pression sont aussi celles où les taux d'évaporation sont les plus élevés. On observe ainsi de fréquentes turbulences climatiques associées à des nuages de convection au-dessus des fragments préservés de forêt dans les territoires anthropisés, contrairement à ce qui se passe au-dessus des cultures et des pâturages (BONAN, 2008).

Des changements de cette ampleur à la surface du continent sont assez puissants pour modifier radicalement le système de la forêt amazonienne, de substituer un nouvel équilibre dynamique à l'actuel. La disparition de la forêt amazonienne pourrait bien de ne pas être progressif, mais au contraire très brutal. Cette hypothèse repose sur la théorie de l'équilibre entre climat et végétation. Le point de bascule de cet équilibre est bimodal, c'est-à-dire que le système pourrait basculer brutalement vers un nouvel équilibre. La forêt ombrophile laisserait alors la place à la savane/au *cerrado* dominant à l'est et au sud du bassin amazonien, mais serait préservée à l'ouest et au nord du bassin par une résilience plus forte du système actuel dans ces régions (NOBRE et BORMA, 2009; HIROTA *et al*., 2010; DREAPEAU et RONCHAIL, 2010).

5.1.2 Les conséquences de la déforestation sur le sol et le sous-sol

L'étiage de saison sèche des cours d'eau et des sources aquifères en région tropicale est un fait particulièrement bien documenté. Les effets de la saison sèche sont en grande partie atténués par la présence des forêts, qui conservent l'humidité sous leur couvert et aux alentours,

maintenant ainsi l'alimentation du réseau aquifère et donc des taux élevés d'humidité relative de l'air, ce qui empêche le dessèchement des arbres et diminue par conséquent la vulnérabilité de la végétation face aux incendies, à l'inverse de ce qui se produit dans les zones où la forêt a été défrichée ou fragmentée. À l'inverse, l'hypothèse qui veut que la déforestation provoque une augmentation globale des débits et de l'humidité des sols semble pour l'heure reposer sur des preuves contestables. Dans les zones déforestées, les conséquences non soutenables de l'activité anthropique, telles que la mise à nu et l'exposition continue des sols, leur compactage par les lourds engins forestiers ou agricoles, la disparition de la faune spécifique des couches supérieures de la couverture pédologique, le pâturage intensif, l'artificialisation croissante des sols et les établissements urbains et ruraux diminuent progressivement les possibilités d'infiltration des eaux de pluie dans le sol là où la forêt a été défrichée.

La réponse des sources aux précipitations est forte, et de fait, l'écoulement superficiel qui suit les tempêtes de saison des pluies s'est tellement amplifié et aggravé qu'il est devenu un obstacle à la recharge normale des aquifères qui alimentent les sources et cours d'eau de surface. Par contre, si les caractéristiques d'origine des sols étaient maintenues de manière à permettre une infiltration continue des précipitations, alors la réduction de l'évapotranspiration associée au défrichement de la forêt aurait effectivement pour conséquence une augmentation des débits d'étiage, permettant ainsi un stockage plus important de l'eau dans le sol (BRUIJNZEEL, 1990, 2004).

Dans la forêt amazonienne méridionale, certaines variations saisonnières des précipitations, comme l'existence d'une période d'étiage, contribuent à la redistribution des flux entrants et sortants entre les différentes réservoirs d'eau. Pour donner une idée de l'ampleur du potentiel hydrique de l'Amazonie, le débit combiné moyen à l'embouchure de l'Amazone et des rivières Xingú et Tocantins a été estimé à 2,9 mm.jour^{-1} (210 000 m^3/sec) (MARENGO, 2005).

La réponse d'un réservoir d'eau aux précipitations est généralement corrélée à une combinaison de facteurs liés à la saturation en eau des couches supérieures du sol et du fond des vallées humides et des dépressions, aux flux sub-superficiels, à la macroporosité et à la tension de succion des reliefs accidentés. L'importance respective de ces composantes varie selon les réservoirs, en fonction des variations de la topographie, dans lesquelles le climat, les précipitations

et les changements d'humidité jouent possiblement un rôle (BRUIJNZEEL, 1990, 2004).

La forêt amazonienne joue un rôle fondamental dans les interactions sol-atmosphère, puisque c'est elle qui détermine la dynamique du cycle physique et des interactions au sein de la biosphère. La forêt intercepte en effet les brouillards et nuages bas. Elle en retient l'humidité et filtre les particules de pollution, érigeant une barrière naturelle aux gouttes de pluies. C'est ainsi que seule une partie des précipitations atteint le sol. Les précipitations retenues par la canopée humidifient les stomates des feuilles et sont renvoyées à l'atmosphère sous forme de vapeur d'eau, tandis que l'eau des racines est pompée vers la nappe phréatique et accélère ainsi la circulation d'eau dans la biosphère. Les racines des grands arbres, la couche formée au sol par la litière et le sol agissent comme des éponges qui libèrent au cours de la saison sèche l'eau qu'ils ont retenue pendant le reste de l'année, permettant ainsi le maintien du niveau d'eau nécessaire à la perpétuation du biome. Les forêts non dégradées ont une très grande capacité de rétention des fortes pluies, il est donc important de préserver le plus possible les régions de forêt dense.

En plus de tous ces bénéfices, il est bon de rappeler que la forêt évite l'érosion, le lessivage et l'écoulement de surface. La forêt transforme également une grande part du rayonnement incident sur la surface foliaire en chaleur latente : l'énergie solaire est absorbée et utilisée par la forêt lors des changements de température à la surface foliaire active, ce qui rend possible le recyclage des eaux de pluies (LARCHER, 2000). La déforestation généralisée suivie de pratiques culturales intensives et d'une dégradation des sols ont des effets cumulatifs sur les écosystèmes, mais le reboisement peut aussi être préjudiciable s'il n'est pas planifié, car il assèche les sources et cours d'eau environnants. Les variations saisonnières du taux d'humidité des sols est un facteur critique déterminant de la limite savane (*cerrado*) – forêt tropicale amazonienne.

L'augmentation des superficies déforestées diminuera considérablement la quantité d'humidité apportée par la forêt, ce qui pourrait conduire à une possible savanisation de l'Amazonie. La savanisation du biome amazonien mènerait à l'extinction d'une partie de la faune et de la flore, modifierait de manière significative le bilan énergétique et les échanges de flux écosystémiques entre les biomes qui dépendent de la forêt, comme les activités agricoles ou les populations qui ont besoin de la ressource en eau. C'est pour ces raisons qu'il est de toute

première importance pour l'avancée de la recherche en sciences du climat dans les régions tropicales que les modèles et simulations parviennent à intégrer le plus de variables possibles. On ne peut séparer cycle hydrologique et forêt en Amazonie, car celle-ci est partie intégrante du système climatique local, créant les conditions nécessaires à la formation des précipitations, ce qui, dans le cas qui nous préoccupe, rend la participation de la forêt indispensable au cycle hydrologique à plusieurs échelles (SALATI *et al.*, 1978).

5.1.3 Les conséquences de la déforestation sur l'évapotranspiration (ET)

Bosilovich et Chern (2005) exposent que dans le bassin amazonien, l'évapotranspiration (ET) présente une légère variabilité interannuelle, et que la variabilité interannuelle des précipitations et le recyclage sont liés au transfert atmosphérique tropical d'humidité depuis l'Atlantique nord et sud. La compilation des résultats d'observations des équilibres hydriques menées au cours des trente dernières années en Amazonie permet d'évaluer le volume évapotranspiré entre 3,3 et 5,2 $mm.jour^{-1}$, tandis que la fraction des précipitations continentales dues à l'évapotranspiration (ET/P) varie entre 54% et 86% des 6,0 mm d'eau précipitée par jour en moyenne. L'écoulement complémentaire évacue entre 14% et 46% de ce qui est précipité.

Le recyclage de l'évapotranspiration (ET) locale et des précipitations par les forêts détermine le volume total d'eau disponible. Les régions du bassin amazonien qui dépendent d'un taux de recyclage élevé sont par définition plus sensibles à la déforestation. Le ratio de l'évapotranspiration potentielle et des précipitations est un facteur déterminant de la végétation sous les tropiques. Ferreira *et al*. (2005) ont réalisé des expériences *in situ* au cœur de l'Amazonie brésilienne, au nord de Manaus, dans le but de vérifier les impacts locaux de variations de l'évapotranspiration au sein de forêts qui avaient subi des coupes sélectives. Leurs résultats estimaient l'évapotranspiration du couvert forestier à 67,9%, ce qui montre la forte influence de l'interception des eaux de pluies par la canopée.

Le modèle de Hutyra *et al*. (2005), qui utilise notamment la technique de mesure des covariances des turbulences (*eddy flux*), qui consiste à mesurer *évapotranspiration + évaporation des eaux superficielles et de l'humidité du sol + transpiration de la végétation*, montre que les

régions méridionales et orientales du bassin amazonien connaissent des sécheresses plus fréquentes, associées à des précipitations plus faibles et une variabilité élevée des températures dans la région. Le taux de recyclage des précipitations a été estimé entre 20% et 35% (ELTAHIR et BRAS, 1994; BRUBAKER *et al.,* 1993; COSTA et FOLEY, 1999). Les recherches menées concluent que P > ET, de même que pendant les épisodes La Niña. Au cours des épisodes El Niño de 1982-1983 et 1997-1998, P > ET également, avec une différence moins marquée toutefois qu'au cours des années La Niña en moyenne. Pour compléter le sujet, Nova *et al*. (1976) expliquent que la transpiration des plantes représente 61,8% du bilan hydrique local, et d'autres études comme celle de Lloyd *et al*. (1985) et Franken *et al*. (1982) estiment que l'interception des précipitations par la canopée participe de manière significative au bilan hydrique de l'évapotranspiration, dans des proportions qui atteignent 10% à 22% du total.

Pour Salati (1984), il suffirait de défricher 10 à 20% de la forêt pour perturber l'écosystème amazonien de manière dommageable. Le cycle de l'eau en Amazonie dépend de la forêt, qui joue un rôle déterminant dans les systèmes climatiques locaux, car elle crée les conditions nécessaires aux précipitations (SALATI *et al*., 1978). Si la déforestation était étendue et généralisée sur de vastes superficies, la réduction de l'évapotranspiration provoquerait de manière certaine une baisse des précipitations pendant la saison sèche en Amazonie, et provoquerait très probablement une baisse des précipitations moyennes dans les régions Centre-Ouest, Centre-Sud et Sud du Brésil (LEAN *et al*., 1996).

Même si les précipitations annuelles totales ne baissent que de 7% en Amazonie lorsque la forêt est convertie en pâturages, des simulations comme celles du modèle du Hadley Centre montrent que, dans les zones où la forêt est préservée, les précipitations moyennes au mois d'août (saison sèche) passeraient de 2,2 $mm.j^{-1}$ à 1,5 $mm.j^{-1}$, soit une diminution de 32%. La baisse des précipitations suivrait une courbe de progression exponentielle dans l'hypothèse où la forêt serait totalement convertie en pâturages (LEAN *et al*., 1996).

Pour Salati et Vose (1984), il suffirait de défricher 10% à 20% de la forêt pour perturber l'écosystème amazonien de manière dommageable. Les défrichements ont déjà réduit les flux de vapeur d'humidité au-dessus de la forêt de pratiquement 5%, sans que rien n'indique que cette proportion ne cessera d'augmenter. Certaines études estiment entre 20% et 30% la baisse des

précipitations. Elles ne prennent toutefois pas parfaitement en compte le rôle de la végétation dans le climat. Des incertitudes demeurent quant à la nature et l'importance de ces liens (surface foliaire réduite, profondeur des racines, rugosité et extension de la canopée, influence des flux d'air, albédo élevé, etc.) (BONAN, 2008).

5.1.4 Conséquences de la déforestation sur la physique de l'interface sol-atmosphère

Un certain nombre d'études biophysiques signalent que l'assèchement des forêts par le feu ou les activités anthropiques (comme les coupes sélectives ou la déforestation), en plus d'affecter le potentiel hydrique d'une région donnée, peut entraver la capture du CO_2 par les stomates des feuilles, tandis que l'émission de particules toxiques lors des incendies porte atteinte à de nombreuses étapes d'échanges gazeux au cours du cycle hydrologique (ARTAXO, 2003; PÖSCHL, 2010).

Curtis et Hastenrath (1999) et Hastenrath (2001), utilisant le modèle NCEP 1950-1999 et une actualisation de l'analyse du modèle NCAR, ont mis en évidence des tendances à la hausse du transport d'humidité dans et hors de l'Amazonie. Selon eux, le recyclage des précipitations par la forêt amazonienne diminue à mesure que le transport d'humidité à partir des océans augmente. Pour Sheil et Murdiyarso (2009), la déforestation est susceptible d'augmenter la variabilité saisonnière des climats locaux et de freiner la formation des nuages de pluie : les flux d'air proches de la surface continentale se dirigent vers les régions où la pression atmosphérique est la plus basse, régions où le taux d'évaporation est le plus élevé mais où les conditions locales sont aussi les moins favorables à la formation de cumulus de convection profonde.

Les recherches menées sur des zones de forêt fragmentée par les activités anthropiques en Amazonie ont démontré que seules des réserves naturelles étendues ont une efficacité écosystémique réelle, car elles seules sont à même de maintenir en bonne santé une population d'espèces rares et d'espèces favorisant le flux génique inter-zones (espèces *sample*). Pour Laurance *et al*. (2011), *les effets de bordure créés par la fragmentation de la forêt altèrent les régimes hydrologiques si on les compare aux zones de forêt laissée intacte*. Dans les zones où les effets de bordure se font sentir, la dissécation de la forêt peut s'étendre jusqu'à 100-200 m à

l'intérieur des fragments boisés. Même si les coupes rases ne portent que sur quelques hectares, les perturbations du transport d'humidité qui en résultent peuvent s'étendre aussi aux zones de forêt situées à proximité. À l'inverse, les turbulences climatiques associées aux nuages de convection sont fréquentes dans les fragments préservés de forêt des régions anthropisées, contrairement aux zones de culture et de pâturages (BONAN, 2008).

Le feu est un facteur critique du processus de savanisation des forêts. Si moins de 90 ans séparent deux incendies dans la forêt amazonienne, les modèles prévoient une extinction très probable des espèces indigènes, tandis qu'un retour régulier des feux à 20 ans d'intervalle serait suffisant pour éliminer totalement les grands arbres (JACKSON, 1968). En Amazonie orientale, la zone de dissécation potentielle atteint de 1 à 2,7 km. Pour toutes ces raisons, les réserves naturelles en Amazonie doivent être nombreuses et s'étendre sur au minimum 1 000 à plus de 10 000 km². Il s'agit du seuil critique assurant les conditions biophysiques et biogéochimiques nécessaires au maintien de la diversité biologique. Le zonage des réserves est également une priorité, des zones de grands fleuves permettant de pondérer les gradients climatiques et édaphiques, et fournissant ainsi un appui à la préservation des zones endémiques, qui sont dans l'idéal éloignées du réseau routier. Si la gestion des parcs, réserves naturelles, unités de conservation et corridors écologiques respectaient ces mesures, la restauration des paysages fragmentés ne prendrait pas plus d'une ou deux décennies.

L'Amazonie est depuis des décennies victime des incendies allumés par les activités anthropiques, dans un contexte d'aggravation des sécheresses due à un climat plus sec dans l'ensemble du bassin amazonien ces trente dernières années. Par un effet de rétroaction positive, le feu peut, dans une certaine mesure, être un facteur d'intensification des sécheresses et rendre impossible la régénération de la forêt sempervirente dans certaines régions du sud et de l'est du bassin (BEVAN *et al*., 2009). Le seuil de tolérance au stress hydrique de la forêt est dépassé, en particulier là où la forêt est plus fragmentée, car cela empêche la fixation du carbone et freine le cycle de l'eau, ce qui pose la question des interactions sol-atmosphère (KOLTUNOV *et al*., 2009).

5.1.5 Modélisation climat-occupation du sol dans le contexte climatologique de l'Amazonie

Le système climatique à méso-échelle est complexe, difficile à appréhender, et les modèles climatiques sont encore incapables d'intégrer une infinité de variables pourtant indispensables à la projection de scénarios de changements climatiques. Parmi les variables que la modélisation ne prend pas en compte, on peut citer l'occupation du sol, le rôle de la végétation dans la formation de bioclimats et microclimats locaux, et les particules libérées par la combustion lors des incendies de forêt. La conversion des forêts en terres agricoles, la mise à nu des sols et la combustion de la végétation modifient significativement le bilan énergétique du rayonnement solaire qui parvient à la surface continentale (effet d'albédo), l'humidité de l'air, et le recyclage de particules et d'éléments biochimiques et biogéophysiques qui participent au cycle de l'eau.

Dans le cas de l'albédo, on sait par définition qu'il qu'il est très sensible aux modifications de l'occupation du sol. Au cours des 8 derniers millénaires, 11% des superficies émergées de la planète ont été transformés en terres arables, et environ 31% des forêts actuelles ne sont plus dans leur état naturel. Toutes ces transformations ont des conséquences sur les bilans hydriques et énergétiques de la planète et sur la circulation atmosphérique générale, qui sont des agents de contrôle du climat. Ces processus provoquent des baisses et des hausses intermittentes et inattendues de l'albédo, ce qui a des effets ambigus sur la physique du climat (AYOADE, 2012).

Afin de mieux évaluer la vulnérabilité de la végétation amazonienne aux changements climatiques, les modèles doivent ainsi prendre en compte les variables suivantes : la variabilité des changements climatiques, le système non-linéaire de comportement hystérique de la végétation en réponse à l'augmentation de la fréquence des sécheresses, l'effet synergique de la fragmentation des forêts, et les changements paysagers croissants et toujours plus répandus causés par les incendies.

De manière générale, les impacts climatiques de la déforestation sont évalués à l'aide de modèles globaux associés à des modèles biophysiques de la surface du continent qui représentent les caractéristiques des changements du couvert végétal (hauteur de la canopée, densité du feuillage et profondeur du réseau racinaire). De tels modèles indiquent que la

déforestation de superficies étendues aura des conséquences sur la circulation atmosphérique tropicale à large échelle, que l'on peut classer en deux composantes : la réponse de la circulation tropicale à la baisse des précipitations (réchauffement), et la réponse de la circulation à l'élévation des températures de surface de la mer (MARENGO *et al.*, 2006). Des expérimentations sur le modèle CPTEC/COLA AGCM, comme celles de Rocha (2004) ont permis d'évaluer certaines conséquences de la déforestation, comme par exemple une augmentation de 1°C à 2,5 °C de la température de l'air, une diminution de l'évaporation qui peut atteindre 15% à 30%, ainsi qu'une diminution de la durée de saison des pluies de 5% à 20% accompagnée d'un allongement de la saison sèche.

Des recherches réalisées à partir de technologies et de modèles nouveaux ont quant à elles conclu que la déforestation avait d'ores et déjà réduit de presque 5% les flux de vapeur d'eau au-dessus de la forêt amazonienne. Les résultats obtenus par les modèles à 4 dimensions indiquent que la diminution des précipitations pourra atteindre 95% dans l'intérieur des continents, et particulièrement en Amérique du sud et en Afrique (dans l'hypothèse d'une disparition totale des forêts). Les modèles de méso-échelle ne prévoient une réduction qui ne serait que de 20% à 30%, mais ils ne prennent pas parfaitement en compte le rôle de la végétation dans le climat (BONAN, 2008).

Même si de nombreuses recherches climatiques récentes sont consacrées aux régions de forêt dense, même si les outils de prévision permettent un balayage plus important des situations et des analyses synoptiques complexes, les besoins sont importants, notamment d'études à l'échelle locale proposant une modélisation des caractéristiques de l'occupation du sol couplée aux dynamiques du climat, dans les régions de front pionnier agricole et de déforestation (FRIEND *et al*., 1997). Ce type de recherches permettrait des simulations plus fines des réalités locales par les modèles atmosphériques. Les études aux échelles locales et régionales permettent de rendre toutes leurs proportions aux phénomènes qui sont rendus imperceptibles par le lissage spatial inhérent à la construction à petite échelle des grands modèles climatiques.

Durieux (2003) a mis en évidence pour certaines parties de l'Amazonie une diminution de la nébulosité haute entre 1970 et 1990 pendant la saison sèche et la saison des pluies. La diminution est encore plus prononcée lorsque les défrichements atteignent ou dépassent 20% de

la superficie considérée. Cutrim *et al*. (1995) ont eux montré que la nébulosité basse (qui normalement ne provoque pas de pluies) augmente pendant la saison sèche à cause de la déforestation. Fu et Li (2004) ont détecté une accentuation de la variabilité saisonnière de saison sèche et une augmentation de la fréquence des épisodes pluvieux courts et violents, entre 1979 et 1993. Chu *et al*. (1994) ont mis en évidence une baisse des précipitations en Amazonie méridionale durant 15 années, et attribuent cette baisse à des phénomènes climatiques de méso-échelle. Marengo (2004) a quant à lui montré que la baisse des précipitations avait concerné l'ensemble du bassin amazonien entre 1950 et 1998, et attribue cette baisse à des phénomènes climatiques de méso-échelle.

Called *et al*. (2004) ont mis en évidence une baisse des pluies au cours d'une analyse portant sur les séries de 43 stations pluviométriques d'Amazonie brésilienne entre 1945 et 1998. Lean *et al*. (1996) et Villar (2009) ont noté une baisse de 32% des précipitations imputable à la conversion de forêts en pâturages, d'après les estimations établies par le modèle du Hadley Centre au Royaume-Uni. Espinoza-Villar (2009) a calculé que les précipitations passent de 780 à 580 mm (-18%) à partir de 1983 (saison sèche), ainsi qu'une baisse générale des précipitations qui passent de 1790 à 1660 mm (-10%). Il est important de souligner que l'année 1983 marque le début d'une intense déforestation en Amazonie méridionale.

En résumé, les modèles aboutissent tous à des scénarios de baisse des précipitations, les scénarios élaborés par les modèles les plus anciens semblent avoir réussi à saisir les mutations à venir de la pluviométrie annuelle totale, car nombre d'entre eux avaient produit des résultats proches de ceux des tests statistiques de ruptures et tendances entre 1970 et 2010, décrits aux chapitres 3 et 4. Afin de mieux appréhender les relations terre-atmosphère dans les zones de transition entre les biomes amazonien et *cerrado*, nous avons par conséquent choisi de proposer une comparaison à la fois statistique et transversale des données. Au contraire des modèles climatiques à plusieurs dimensions, nous avons considéré isolément les variables pluviométrie et occupation du sol / déforestation que nous avons confrontées dans une analyse de corrélation de données, que nous présentons dans la suite de ce travail. Le chapitre 6 est consacré à la présentation de la méthode des zones tamponss (*buffers*) et de ses résultats, en parallèle à ceux des précédents chapitres.

CHAPITRE 6 – DYNAMIQUES TEMPORELLES DE LA CORRÉLATION ENTRE OCCUPATION DU SOL ET PRÉCIPITATIONS EN AMAZONIE MÉRIDIONALE – 1971-2010

6.1 RÉFLEXIONS SUR LES RAPPORTS ENTRE OCCUPATION DU SOL ET CHANGEMENTS CLIMATIQUES EN AMAZONIE

La forêt amazonienne est la forêt tropicale humide la plus étendue de la planète, et renferme 10% de la diversité biologique sur Terre. Au-delà de son intérêt en tant que réservoir de matériel génétique encore à explorer, elle joue un rôle considérable pour le stockage de CO_2 et la régulation du climat. Nombreux sont les scientifiques qui s'accordent pour présenter les preuves que les processus d'évapotranspiration engendrés par la dense canopée de l'Amazonie sont fondamentaux pour le transport d'humidité dans l'ensemble de l'Amérique du sud. Ils contribuent à l'augmentation de l'humidité dans des régions éloignées, alimentant le cycle hydrologique aux latitudes moyennes et tropicales, en plus de permettre le maintien à long terme de la quantité et de la qualité de l'eau dans le sol (SALATI et VOSE, 1984; SHEIL et MURDYIARSO, 2009; MAKARIEVA *et al*. 2009). Tous ces rôles de la forêt sont pourtant menacés par la déforestation et autres changements d'occupation du sol.

Des analyses de forêts fragmentées aux échelles régionales et locales menées près de Manaus (recherches étalées sur 32 ans) ont évoqué le fait que des fragments de forêt de moins de 100 km exposent l'écosystème à des conditions plus favorables à la propagation des incendies, du fait de la présence de zones tampons plus sèches à la limite entre la forêt d'un côté et les champs et pâturages de l'autre.

On sait que les masses d'air qui traversent les grandes forêts tropicales produisent au moins deux fois plus de pluie que celles qui ne traversent que des régions où la végétation est

moins dense. Dans certains cas, les forêts contribuent à une augmentation des précipitations à des milliers de kilomètres de distance. On peut donc conclure que plus l'étendue de végétation traversée (par les masses d'air) est vaste, plus l'humidité et la quantité de pluies produites sont élevées.

D'après de récentes études d'estimation de la déforestation future, la destruction de la forêt est à même de réduire d'au moins 21% les précipitations de saison sèche en Amazonie. Les modélisations climatiques montrent que les masses d'air transitant par les tropiques amazoniens sont affaiblies quand la fragmentation de la forêt est très étendue. Les effets sont accentués lorsque les fragments de forêts sont inférieurs à 100 km (SPRACKLEN *et al.*, 2012).

Une sous-région continentale et éloignée de l'océan comme l'Amazonie méridionale, caractérisée par une saisonnalité marquée (saison sèche) et qui présente les taux de défrichement les plus élevés du pays, aura certainement un impact beaucoup plus marqué sur les taux pluviométriques. Cette région est aussi celle de la vaste ceinture de production de soja qui s'étend sur une partie du Mato Grosso, du Rondônia et du Tocantins, et vulnérable aux aléas de type socio-économique. Le nord du biome est quant à lui fortement soumis aux influences de l'humidité marine et aux phénomènes naturels extrêmes comme les événements de type El Niño.

Le Brésil est actuellement l'un des principaux producteurs mondiaux de soja, maïs, sucre et viande bovine. Il exporte ses matières premières, notamment vers les BRICS producteurs de produits manufacturés. Les cycles d'exportation de matières premières et d'énergie au Brésil dépendent donc de pluies abondantes. Ce système, dépendant à l'extrême des conditions atmosphériques, a déjà montré des signes de vulnérabilité lors des épisodes de sécheresse sévère qui ont rythmé la dernière décennie, et qui avaient provoqué de gigantesques et épiques pannes d'électricité (rupture de courant) en 2001, 2002, 2005, 2007, 2009, 2011, et 2012. La déforestation dans l'Arc éponyme semble déséquilibrer le bilan énergétique entre la surface continentale (albédo) et l'atmosphère. Les mutations de l'occupation du sol et les incendies qui les accompagnent ont perturbé et affaiblit bon nombre de processus physiques cruciaux des interactions terre-atmosphère, et sont ainsi la cause : 1) d'une plus faible absorption de chaleur à la surface, et par conséquent 2) d'une diminution de la chaleur latente, qui à son tour provoque 3) une diminution de la quantité de particules biogéniques responsables de la formation de nuages et

de la propagation des précipitations, 4) du fait de l'absence d'arbres et de l'augmentation de la concentration de particules dans l'atmosphère.

Tous ces effets, lorsqu'ils sont combinés à des phénomènes naturels de type El Niño par exemple, peuvent soumettre la forêt à des sécheresses extrêmes comme celles survenues en 2005 et 2010.

L'ironie veut que ces régions déforestées soient aujourd'hui parmi les premières productrices de céréales et de viande bovine au Brésil (productions extrêmement dépendantes de l'alimentation en eau). Il devient impératif de comprendre à quel point exactement la fragmentation de la forêt affaiblit le cycle hydrologique et compromet la capacité d'adaptation des populations face aux changements climatiques. Si les conditions actuelles s'aggravaient, la forêt pourrait disparaître au profit de la savane, et mener à l'abandon de pratiques agricoles et de cultures d'espèces traditionnelles, à la dégradation des conditions de pratiques locales de subsistance, des traditions extractivistes des populations indigènes et de pêcheurs.

Comment faire face à la menace ? On peut penser à l'irrigation, à l'énergie éolienne, aux centrales électriques thermiques et à l'énergie nucléaire. Si l'on considère que le développement durable et la préservation des ressources alimentaires sont prioritaires, seules quelques-unes de ces solutions seraient viables à long terme.

De récentes études sur le cycle de l'eau dans le bassin amazonien ont confirmé une baisse des précipitations dans le sud de l'Amazonie (SPRACKLEN *et al.,* 2012;. DEBORTOLI *et al.,* 2012;. DUBREUIL *et al.,* 2012; DAVIDSON *et al.,* 2012;. MAKARIEVA *et al.,* 2012.; ARAGÃO 2012). De nombreuses hypothèses formulées depuis 40 ans sont venues suggérer et alimenter l'idée d'une corrélation forte entre la forêt amazonienne et le régime régional et continental des précipitations (DURIEUX, 2003; ESPINOZA-VILLAR, 2009; FU et LI, 2004; RAMOS DA SILVA, 2011; CALLEDE *et al*., 2008; COSTA, 2004; SALATI *et al.,* 1979).

La déforestation à large et moyenne échelle pourrait affecter les interactions entre la canopée (évapotranspiration) et la surface continentale (albédo), compromettant par conséquent toute une série de réactions chimiques et physiques de l'atmosphère à l'origine de la formation des pluies. Les particules de poussière et les cendres produites par les incendies de biomasse

pourraient également altérer profondément la composition atmosphérique, freinant la formation de nuages de pluie (COX *et al.,* 2008;. BETTS *et al.,* 2008; POSCHL *et al.,* 2010).

Selon l'INPE (2012), la déforestation dans l'ensemble de l'Amazonie légale entre 1988 et 2012 s'est étendue sur plus de 396 857 km² (graphique 13). Le Mato Grosso, le Pará et le Rondônia sont les États les plus touchés. Heureusement, grâce à la mise en place de politiques de protection de l'environnement contre la déforestation, on assiste depuis 2006 à une baisse du rythme de la déforestation dans la plupart des États de l'Amazonie légale.

Les analyses qui suivent ont pour objectif de comprendre les impacts de la déforestation sur le cycle hydrologique. Nous proposons ainsi une analyse diachronique des séries de 207 stations pluviométriques corrélées à des données d'occupation du sol (avancée de la déforestation) entre 1971 et 2010. Nous avons procédé par délimitation et analyse de zones tampons (*buffers*) d'un rayon de 1 à 50 km autour de chaque station.

6.1.1 Méthodologie d'analyse de zones tampons par télédétection

Les résultats des analyses de régression linéaire présentées au chapitre 3 montrent que 60% des stations pluviométriques indiquent une tendance à la baisse des précipitations au cours des 40 dernières années. Afin de démontrer d'éventuelles corrélations entre les tendances à la baisse des précipitations et la déforestation, nous avons mis au point et utilisé une méthode géostatistique originale pour notre étude de cas.

La méthode consiste en une analyse chronologique de la déforestation à l'aide d'outils de télédétection, à savoir la délimitation de plusieurs zones tampons (de 1 à 50 km) autour de chaque station pluviométrique. Les données de la déforestation sont ensuite corrélées aux tendances respectives suivies par les précipitations durant la période, station par station.

La méthode des zones tampons consiste à créer une série de zones concentriques situées dans un rayon de 1 à 50 km dans notre cas autour de chaque station pluviométrique, et de reconstituer la chronologie de l'avancée de la déforestation dans toutes les zones ainsi délimitées. La délimitation et le croisement des données de chaque zone tampon aux échelles régionales et

locales ont été réalisés avec le logiciel ArcGIS 10. Les zones tampons, même en cas de superposition, ont été considérées individuellement et rattachées à leur station pluviométrique de référence, afin de minimiser les possibilités d'erreurs ou de contages multiples lors de l'établissement de la typologie de l'occupation du sol. Le point d'origine des *buffers* a été placé sur la position des stations pluviométriques, et les zones tampons correspondantes délimitées par des cercles concentriques d'un rayon de 1 km, 5 km, 10 km, 20 km, 30 km, 40 km et 50 km autour de chaque station.

Les types d'occupation du sol dans chaque zone ont été déterminés à partir des données du satellite LANDSAT 5, et nous avons utilisé la classification de l'INPE qui différencie cinq catégories de polygones : zones déforestées, forêt préservée, réseau hydrographique, nuages, résidus.

Données satellitales : nous avons utilisé les données du satellite LANDSAT 5 acquises auprès de deux sources, le programme PRODES DIGITAL de l'INPE et la classification des zones déforestées réalisées par le département SISCOM de télédétection de l'IBAMA.

Images : nous avons défini pour la phase de groupement des mosaïques un seuil de 100 m, sous ArcGIS 10. Ce seuil, d'environ 100 m*100 m (soit 1ha de superficie), a été ajusté pour être le plus fin possible (et produit à partir des données classées de l'INPE et de l'IBAMA). Les images, d'une résolution spatiale de 30 m, ont été produite par le satellite LANDSAT. Afin de permettre une identification correcte des changements d'occupation du sol, nous n'avons pris en compte dans notre analyse que des polygones d'au moins 9 pixels² (3x3), soit des superficies de 90 m*90 m, ou 1 ha environ en tenant compte de l'angle de prise de vue du satellite.

La classification des polygones par types d'occupation du sol mise au point par l'INPE a été utilisée pour toutes les zones déforestées de l'Amazonie légale, tandis que la classification de l'IBAMA concerne les zones déforestées du Cerrado et du Pantanal. À partir de ces classifications, nous avons mis en commun les couches d'informations (*layers*) concernant les zones déforestées pour l'ensemble de notre région d'étude. De la classification INPE, nous avons gardé les couches de déforestation jusqu'en 2010 pour les États d'Amazonas, du Pará, du Rondônia, du Mato

Grosso, du Goiás et du Tocantins[14]. Les couches retenues représentent l'étendue de forêt restée intacte, l'étendue de la déforestation avant 2010, et les polygones du réseau hydrographique.

Pour le Cerrado et le Pantanal, nous avons utilisé les couches correspondantes produites par le Centre de télédétection de l'IBAMA. Les couches ont dû être reconstituées à partir de la classification séparée des polygones effectuée par l'IBAMA. Nous avons ainsi au préalable dû fusionner les couches occupation (anthropique) du sol, végétation d'origine (savane ou végétation du Pantanal) et hydrographie. La série chronologique de déforestation et occupation du sol mise à disposition par l'IBAMA ne se superpose pas complètement aux données disponibles pour l'Amazonie : pour cette dernière, les données s'étendent jusqu'en 2010, tandis que la première ne contient des données que jusqu'en 2008 pour le Pantanal et 2009 pour le Cerrado.

Afin de tenir compte des différences dans les séries, nous avons choisi de délimiter les étapes chronologiques suivantes pour la classification de l'occupation du sol : ***Pour les données du PRODES DIGITAL – Pour la forêt amazonienne, nous avons utilisé l'étendue de la forêt avant 1997, entre 1997 et 2010, ainsi que l'étendue de forêt restante en 2010. Pour les données de l'IBAMA – Pour le Cerrado, nous avons considéré la végétation d'origine jusqu'en 2002, entre 2002 et 2009, et la végétation d'origine restant en 2009. Pour le Pantanal, nous avons utilisé les données de végétation d'origine avant 2002, entre 2002 et 2008, et la végétation d'origine restant en 2008. Afin d'homogénéiser les catégories, nous avons transposé les données pour le Pantanal et le Cerrado aux dates retenues pour les données du PRODES DIGITAL.***

Nous signalons ici que les couches d'information de l'IBAMA contenaient une série d'erreurs systématiques sur les polygones, que nous avons corrigées à l'aide d'une analyse systématique des types d'occupation du sol. Fort heureusement les erreurs ont pu être surmontées et nous avons pu reclasser correctement les polygones qui étaient classés dans la mauvaise catégorie.

Après correction de toutes les couches (*layers*), nous avons procédé à la classification des informations de la manière suivante : le tableau 4 recense les diverses couches d'information

14 Pour l'État du Tocantins, les polygones de la déforestation présentaient toute une série de problèmes que nous avons réussi à contourner, après correction des erreurs géostatistiques de la couche d'informations.

réparties par biomes et catégories utilisées par l'INPE et l'IBAMA. Les données d'origine étaient exprimées en ha ou en km² : nous avons choisi de les harmoniser en les convertissant toutes en km². La première ligne du tableau recense le contenu de la couche pour le biome amazonien, distribuée entre les catégories « forêt intacte », « zones déforestées » et « réseau hydrographique ». La deuxième ligne est celle de la couche « zones anthropisées » du Cerrado et du Pantanal; viennent ensuite en troisième et quatrième lignes les couches « végétation d'origine » et « réseau hydrographique » du Cerrado et du Pantanal.

La figure 18 présente le résultat de la classification par zones tampons. Les polygones ont été classés en trois catégories : forêt avant 1997, forêt entre 1997 et 2010, forêt en 2010, et réseau hydrographique. Quelques exemples de zones tampons de différentes tailles après classification sont montrés dans la figure 18 : elles sont rangées par ordre croissant de gauche à droite, la première à gauche a un rayon de 1 km autour de la station pluviométrique, la dernière en bas à gauche un rayon de 50 km. Les zones tampons intermédiaires par ordre croissant ont un rayon de 5, 10, 20, 30, et 40 km.

Les résultats de la classification de l'occupation du sol dans le temps montrent, comme on s'y attendait, que les zones septentrionales de la région de notre étude de cas sont mieux préservées que les zones du Cerrado au sud-est. La figure 17 permet d'observer que les noyaux récents de déforestation se trouvent dans les zones limitrophes du Parc du Xingú, au nord du Pantanal, à la frontière entre Amazonie et *cerrado*. Les couches de forêt préservées se retrouvent dans les zones boisées des États du Pará et d'Amazonas.

Afin de faciliter l'interprétation de la classification, nous avons converti les superficies totales de chaque classe (en km²) en valeurs relatives (pourcentages) rapportée à la superficie totale de la zone tampon. Deux séries de graphiques (graphiques 14 et 15) présentent les valeurs relatives de chaque type d'occupation du sol, station par station. Les classes représentées sont au nombre de 3 concernant la forêt : forêt avant 1997, entre 1997 et 2010, et situation en 2010. La première série de graphiques (graphique 14) représente ces trois classes, pour chaque taille de zones tampons et station par station, sans les distinguer par biomes. La distinction par biomes (graphique 15) a permis une plus grande finesse de résultats lors de la corrélation des données

d'occupation du sol avec les précipitations (*cf.* section suivante).

Dans la première série (graphique 14), sans distinction de biomes, on note que la forêt préservée est concentrée au nord de l'étude de cas (Amazonie), et que son importance diminue à mesure que l'on se dirige vers le sud de la région (Cerrado). Localement autour des stations, dans un rayon de 1 à 5 km, on perçoit une forte déforestation, y compris dans le nord de la région d'étude, alors que lorsqu'on observe les zones tampons les plus étendues autour des mêmes stations (40-50 km), on voit qu'à partir de 12° de latitude sud en direction du nord les zones préservées dominent. Un autre point remarquable de ce graphique concerne la très forte déforestation récente, entre 1997 et 2010, dans le Cerrado (aux alentours de 16° et 17° de latitude). Par exemple, autour de la station pluviométrique n° 1654004 et de ses voisines.

On s'aperçoit que, bien que les défrichements les plus importants aient eu lieu avant 1997, la déforestation récente concerne une part importante des superficies, et cela dans toutes les localités de la zone d'étude. Afin de mettre en évidence d'éventuels gradients de déforestation et d'identifier les zones les plus récemment défrichées, nous avons séparé les stations par biomes, grâce à la classification des superficies mise à disposition par l'IBAMA. La seconde série de graphiques (graphique 15) reprend les résultats précédents, mais en faisant la distinction des stations par biomes.

Dans cette seconde série de graphiques, on peut voir que la forêt est proportionnellement plus préservée dans le biome amazonien que dans les biomes du Cerrado et du Pantanal. On notera notamment la déforestation importante qui a eu lieu en Amazonie méridionale entre 1997 et 2010. Ce phénomène est particulièrement manifeste entre 10° et 13° de latitude sud.

Dans le biome *cerrado*, la majorité des superficies autour des stations pluviométriques ont été défrichées avant 1997. C'est dans le nord du biome que l'on retrouve les dernières poches préservées de la végétation d'origine du Cerrado. À l'échelle locale, dans un rayon de 1 à 5 km autour des stations, on voit qu'autour de 14° de latitude sud la déforestation dans le Cerrado a été un peu plus tardive, entre 1997 et 2010.

Dans le Pantanal en revanche, le nombre de stations est assez réduit, et ne permet d'analyser que la partie nord du biome. C'est pourtant dans ce biome que l'on retrouve les plus forts taux de déforestation de la période 1997-2010. La déforestation semble avoir été

particulièrement intense à cette période autour des stations localisées à 16° de latitude sud.

Les résultats obtenus pour l'analyse de l'occupation du sol serviront de point de départ de l'analyse de corrélation avec les données chronologiques de la pluviométrie que nous allons présenter dans la section suivante.

6.1.2 Méthode d'analyse des données pluviométriques par régression linéaire

Les stations pluviométriques utilisées au cours de l'analyse de corrélation entre déforestation et précipitations sont toutes localisées en Amazonie méridionale, et réparties sur les trois biomes mentionnés précédemment. L'échantillon est composé de 207 stations pluviométriques de l'ANA, il a déjà été analysé et calibré lors des analyses de régression linéaire présentées au chapitre 3. Nous avons soumis les séries de ces stations à des tests de rupture et de tendances à partir des tests statistiques de Pettitt et Mann-Kendall. Ces trois méthodes ont mis en évidence, entre 1970 et 2010, des ruptures brutales et des tendances à la baisse des précipitations au cours des inter-saisons entre avril-mai et septembre-octobre.

Nous avons procédé à une analyse de régression linéaire portant sur les 40 dernières années, car c'est un outil qui réussit à repérer un large spectre de mutations des régimes pluviométriques, des plus significatives aux plus subtiles. Les résultats de l'équation y=ax+b montrent que plus de 63% des stations pluviométriques ont enregistré une tendance à la baisse des précipitations de -31,24 à -35,30 $mm.an^{-1}$. Le graphique 16 regroupe les tendances calculées station par station.

À partir des résultats obtenus (précipitations et occupation du sol), nous avons pu mener une analyse de corrélation entre pluies et occupation du sol, que nous présentons ci-dessous.

6.1.3 Corrélation occupation du sol – données pluviométriques (1971-2010)

La corrélation des types d'occupation du sol avec les données pluviométriques a été calculée à partir de la matrice des polygones générée par le logiciel ArcGIS 10, prenant en compte

les divers types d'occupation du sol pour chaque zone tampon (*buffer*). Les données, initialement exprimées en km² comme en témoigne la figure 19, ont été transformées en données relatives exprimées en pourcentages au moment du croisement des données (*cf*. les résultats des corrélations reproduits dans le tableau 5).

La première ligne du tableau de la figure 19 se lit comme suit : la zone tampon de 50 km de la station n°655001 (figure 19) comportait en 2010 une superficie de forêt de 5 937,0645 km². Exprimée en valeur relative, la superficie de forêt représente ainsi 69% de la superficie totale du *buffer*.

Nous proposons une illustration des corrélations de l'occupation du sol avec les données de régression linéaire par une série de graphiques (graphique 17) reprenant certaines corrélations présentées dans le tableau 5 pour les zones tampons de 50 km, compactées et sans distinction de biomes pour l'ensemble de la région (Amazonie, Cerrado et Pantanal).

Une seconde série de graphiques (graphique 18) présente les résultats en distinguant les zones tampons par biomes.

La série de graphiques 17 montre une faible corrélation entre les données.

La seconde série de graphiques présente les résultats discriminés pour le biome amazonien. Il s'agit de résultats concernant les zones tampons de 50 km.

Nous avons ensuite testé la significativité des résultats en les comparant à la table des valeurs critiques du r (probabilités bilatérales) de Bravais-Pearson (tableau de annexe 5).

Comme nous l'avons vu dans le tableau et dans les séries de graphiques illustrant les données, les corrélations sont moins fortes quand on envisage la totalité des stations pluviométriques sans distinction de biome. Lorsque les biomes sont considérés séparément, les résultats sont légèrement plus significatifs. Dans la plupart des cas, *les corrélations sont légèrement plus fortes quand la taille de la zone tampon (buffer) est plus importante. Les corrélations sont légèrement plus significatives dans les zones entre 30 et 50 km de rayon*. Lors de *la première étape d'analyse de la déforestation, avant 1997, les corrélations à partir de 5 km de rayon sont plus significatives pour le biome amazonien que pour les autres.* Pour la période 1997-2010 ainsi que pour la situation en 2010, les corrélations sont légèrement plus significatives pour

les biomes Amazonie et Pantanal (pour lequel le nombre de stations est peu élevé, les valeurs sont donc moins pertinentes). Ce schéma se répète pour toutes les zones tampons lorsqu'on considère isolément chaque catégorie de taille de 1 à 50 km. *L'analyse de la situation en 2010 révèle pour les zones à partir de 5 km de rayon des corrélations plus fortes pour le biome Pantanal d'abord, suivi de près par le biome amazonien.* Le biome *cerrado* présente constamment des coefficients de corrélation faibles par rapport aux autres biomes. Peut-être le faible nombre de stations du Pantanal explique-t-il les corrélations plus significatives trouvées pour ce biome.

Bien que les analyses ci-dessous ne présentent que de faibles coefficients de corrélation, nous pouvons en déduire certains caractères essentiels qui contredisent les résultats des modélisations climatiques à large échelle appliquées à l'Amazonie.

Les modélisations récentes de Spracklen *et al*. (2012) et Aragão (2012) portant sur la période 2001-2007 prévoient que les masses d'air qui passent au-dessus de la forêt amazonienne produisent au moins deux fois plus de précipitations que lorsqu'elles survolent des zones de végétation basse, de pâturages ou de cultures. À partir de ces rapports empiriques entre les masses d'air et les taux actuels de déforestation, les auteurs ont estimé que la baisse des précipitations en 2050 pourrait atteindre 12% pendant la saison des pluies et 21% en saison sèche, à cause du recyclage déficitaire de l'eau dans les zones déforestées.

Les mêmes auteurs affirment qu'il s'agit de changements des régimes pluviométriques qui opèrent sur un laps de temps de quelques jours, sur des distances de l'ordre de 100-1000 km. Des changements de grande ampleur de l'occupation du sol modifieraient donc également le régime local des précipitations, par l'intermédiaire des changements induits par la surface continentale sur les profils thermodynamiques et le développement de flux de circulation de méso-échelle (SPRACKLEN *et al*., 2012).

Si l'on se réfère aux données du tableau 5, on peut voir que les coefficients de corrélation sont plus importants à partir de la classe 50 km. La présente thèse démontre donc que les pluies ne peuvent être corrélées à la déforestation à une échelle inférieure à 50 km, ce qui contredit les études mentionnées plus haut, qui envisagent un impact à l'échelle locale; elle contredit également les études consacrées à la fragmentation de la forêt, qui envisagent un impact plus prononcé sur l'écosystème forestier et le climat local et régional au-delà de 100 km (LAURANCE *et al*., 2011). Si

l'on tient compte du fait que, dans notre étude, la superficie des zones tampons les plus étendues dépasse largement les 100 km², on ne peut affirmer que la déforestation a des conséquences sur la pluviométrie à une échelle locale.

Les analyses de données d'occupation du sol corrélées aux données pluviométriques montrent que les superficies des zones tampons ne sont pas corrélées statistiquement, si ce n'est de manière légèrement significative comme dans les cas autour des stations pluviométriques du Pantanal et de l'Amazonie dans un rayon de 30 à 50 km. Dans le Cerrado, les corrélations sont faibles et peu significatives. L'analyse a cependant permis d'isoler un détail intéressant : bien que les corrélations soient peu significatives, dans la majorité des cas elles révèlent que plus la zone tampon est étendue plus les coefficients de corrélation sont élevés. Des zones tampons d'un rayon supérieur à 100 km montreraient peut-être des corrélations surface-atmosphère plus pertinentes.

Des études de modélisation climatique menées par des groupes de recherche et d'autres consacrées à la fragmentation forestière ont d'ores et déjà mis en évidence par simulation des corrélation de la surface continentale avec la pluviométrie à partir de 100 km. Notre étude, menée à partir de données pluviométriques non simulées, montre que ces corrélations ne sont pas pertinentes aux échelles 1-50 km. Nos résultats viennent ainsi corroborer et combler certaines lacunes des études locales et régionales.

6.1.4 Discussion finale des résultats

En reprenant le cheminement de nos analyses, nous soulignerons que les chapitres 3 et 4 ont démontré une baisse substantielle de la pluviométrie en Amazonie méridionale. Cette diminution est mise en lumière par les tests statistiques qui ont confirmé : des ruptures à la baisse dans les moyennes historiques, une tendance à la baisse des précipitations saisonnières aux inter-saisons (printemps et automne), ainsi qu'un raccourcissement significatif de la saison des pluies dans toute la région. On notera également que les zones les plus défrichées du nord-ouest de l'étude de cas présentent des tendances à la baisse plus prononcées des indices de précipitation. La corrélation de ces zones avec les données de déforestation au cours de la période n'a pas confirmé les liens graphiques établis précédemment par la cartographie des tests statistiques.

L'absence de corrélation d'un niveau satisfaisant entre les analyses d'occupation du sol dans les zones tampons et les données pluviométriques soulève un certain nombre de questionnements et d'hypothèses : si l'on considère les échelles locales et régionales, on ne peut émettre l'hypothèse d'un décalage temporel, dans la mesure où la fenêtre climatique temporelle nous paraît suffisamment longue (plus de 30 ans) pour démontrer des changements de la pluviométrie, aussi subtils soient-ils; d'autres variables pourraient être corrélées à la déforestation, comme le taux d'évaporation ou l'humidité absolue de l'air qui désigne, exprimée en grammes par mètre cube d'air, la masse totale de l'eau contenue dans un volume d'air donné; le nombre de stations pluviométriques de l'échantillon (207) qui, bien qu'élevé dans les zones est et sud de la région d'étude, pourrait fausser les données des stations situées en forêt, moins nombreuses du fait de la colonisation très récente de la zone : un réseau plus dense et plus étendu de stations serait très certainement pertinent; peut-être les techniques et indicateurs actuels de la pluviométrie ne parviennent-ils pas à mesurer les processus complexes du cycle de l'eau dans la troposphère et les couches basses de l'atmosphère; l'étude des corrélations démontre aussi que dans les zones de transition entre les biomes de l'Amazonie et du Cerrado (forêt mésophile/transition), les corrélations sont difficilement identifiables, au contraire de ce qui se passe plus au nord. Les régions les plus méridionales sont relativement soumises à des indices pluviométriques de masses polaires, qui n'ont rien à voir avec l'évapotranspiration de la végétation; le système de circulation des vents dans les régions centrales du Brésil et dans le sud de l'Amazonie sont assez erratiques et ne sont que faiblement influencés par des événements liés à la température des océans. Les « rivières volantes » semblent également distribuées au hasard dans la région : dans la plupart des cas, les précipitations sont de type convectif, dues à l'ascension de l'air provoquée directement par le réchauffement diurne pendant la saison des pluies; sans oublier la forte subsidence provoquée par l'anticyclone saisonnier de l'Alta da Bolivia pendant l'hiver austral; de nouveaux tests pourront être réalisés pour mettre en évidence une éventuelle corrélation plus prononcée entre les précipitations de saison sèche, de saison des pluies et d'inter-saison considérées séparément.

Même si les précipitations n'ont pas révélé de forte corrélation avec les zones tampons

soumises aux analyses, l'auteur de ces lignes reste convaincu de l'importance de vastes étendues de forêt dans la dynamique des flux de vents et de turbulence de l'air, ainsi que dans leurs possibilités de générer des précipitations du fait des mécanismes thermiques induits, comme la transformation de chaleur sensible en chaleur latente. Outre la question des précipitations, de vastes étendues de forêts contrôlent l'incidence du rayonnement qui parvient au sol, ce qui contribue au maintien de températures plus modérées au cœur de la forêt. Elles augmentent aussi le taux d'humidité relative de l'air, entretiennent les flux écosystémiques qui jouent un rôle essentiels pour la société tout entière, et on peut affirmer qu'à ce titre, elles rendent des services environnementaux cruciaux.

Nous conclurons notre exposé sur le thème de la valorisation de la forêt, et pour cela nous soulèverons la question de l'importance des mécanismes et des politiques publiques de protection de l'environnement et du climat dans l'atténuation des effets des changements d'occupation du sol et de la consommation de combustibles fossiles sur l'amplification de l'effet de serre naturel. Peut-être une des voies réside-t-elle dans le développement de projet REDD liés à la valorisation monétaire de la forêt non seulement pour les émissions évitées, mais aussi pour le maintien de services environnementaux essentiels, et notamment le maintien du cycle hydrologique en Amazonie et de ses relations avec le climat de toute l'Amérique du sud.

RÉSUMÉ

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/saisonnière 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 Pettit, 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. **Mots-clés:** Pluviométrie, Amazonie Méridionale, Déforestation, Saison des Pluies, Zones Tampons.

RESUMO

Este estudo analisou 207 estações pluviométricas da Agência Nacional das Águas (ANA) no Sul da Amazônia e no Cerrado no período de 1970-2010, utiizando-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 análise 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 Pettit, 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. **Palavras-Chave:** Pluviometria, Amazônia Meridional, Desmatamento, Estação Chuvosa, Zonas Tampão.

ABSTRACT

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