



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

**INTEGRAÇÃO DO MAPEAMENTO DIGITAL DO RELEVO E DE SOLOS
NA ECORREGIÃO DO CHAPADÃO DO SÃO FRANCISCO**

Marcus Fábio Ribeiro Farias

Tese de Doutorado

Brasília-DF: Agosto / 2016

PPG-GEA UnB

Integração do mapeamento digital do relevo e de solos na Ecorregião do Chapadão do São Francisco



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
PÓS GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

**INTEGRAÇÃO DO MAPEAMENTO DIGITAL DO RELEVO E DE SOLOS
NA ECORREGIÃO DO CHAPADÃO DO SÃO FRANCISCO**

Marcus Fábio Ribeiro Farias

Orientador: Dr. Éder de Souza Martins

Tese de Doutorado

Brasília-DF: Agosto/ 2016



Universidade de Brasília
Instituto de Ciências Humanas
Departamento de Geografia
Programa de Pós-Graduação em Geografia

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA

INTEGRAÇÃO DO MAPEAMENTO DIGITAL DO RELEVO E DE SOLOS NA ECORREGIÃO DO CHAPADÃO DO SÃO FRANCISCO

Marcus Fabio Ribeiro Farias

Tese de Doutorado submetida ao Departamento de Geografia da Universidade de Brasília, como parte dos requisitos necessários para a obtenção do Grau de Doutor Geografia, área de concentração Gestão Ambiental e Territorial, opção Acadêmica.

Aprovado por:

Dr. Éder de Souza Martins, Doutor (UnB)
(Orientador)

Dr. Osmar Abílio de Carvalho Júnior (Geografia UnB),
(Examinador Interno)

Dr. Roberto Arnaldo Trancoso Gomes (Geografia UnB)
(Examinador Interno)

Dr. José Marques Júnior (UNESP Jaboticabal)
(Examinador Externo)

Dr. Diego Silva Siqueira, Titulação (UNESP Jaboticabal)
(Examinador Externo)

Dr. Rogério Uagoda, (Geografia UnB)
(Suplente)

Brasília-DF, 08 de Agosto de 2016

[ficha catalográfica]

FARIAS, MARCUS FABIO RIBEIRO

Integração do mapeamento digital do relevo e de solos na Ecorregião do Chapadão do São Francisco-, 297 mm, (UnB-PPG-GEA, Doutor, Gestão Ambiental e Territorial, 2016). 104p. Tese de Doutorado – Universidade de Brasília. PÓS GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA.

1. Geomorfologia 2. Solos

3. Pedogeomorfologia 4. Ecorregião do Chapadão do São Francisco

I. UnB-PPG-GEA II. Título (série)

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

Marcus Fabio Ribeiro Farias

DEDICATÓRIA

Dedico esta tese aos meus filhos Ana Luiza e Miguel, pois eles são a esperança de um futuro melhor.

AGRADECIMENTO

Agradeço a Deus, minha fortaleza pelas superações e conquistas durante todo o período do Doutorado. A minha mãe, Maria Gomes, meu pai Mateus Ribeiro, por ter me trilhado. A Ligia, Ana Luiza e Miguel que são minhas fortalezas. Aos meus irmãos, cunhados sobrinhos e familiares.

Ao orientador professor Dr. Éder de Souza Martins pelo grande empenho e sabedoria na transmissão dos conhecimentos adquiridos no desenvolvimento da Tese. Ao professor Dr. Antônio Felipe Couto Júnior por ter grande contribuição com o seu conhecimento

Ao professor Dr. Roberto Arnaldo Trancoso Gomes pelo grande intelecto e por ter contribuído para o desenvolvimento do trabalho.

Aos professores da Pós Graduação em Geografia Osmar Abílio de Carvalho Júnior, Renato Fontes Guimarães, Rogério Uagoda, Valdir Steinke, Ercília Torres Steinke, Dante Flávio da Costa Reis Júnior, Ruth Elias de Paula Laranja, Ignez Barbosa, Marília Peluso, Neio Lúcio Oliveira Campos e os demais que contribuíram para aquisição de novos pontos de vista dentro da geografia.

Aos colegas de doutorado e aos companheiros do departamento de Geografia: A Marcela Alexandre por incentivar e me auxiliar com a sua presteza. Ao grande companheiro Sandro Nunes de Oliveira, que desde 2006 aprendo sempre novidades. A Miriam Rodrigues da Silva, pelo seu empenho; A Gilberto Alves de Oliveira Júnior; Karla Christina de França; Potira, Verônica Ramos, Luiz Requião e outros companheiros contemporâneos da Pós Graduação.

Aos amigos e colegas de trabalho que me auxiliaram na viabilização deste trabalho: Sandra Lisboa, Dalila. Aos meus alunos e ex-alunos que ao ensiná-los, automaticamente adquirei novo conhecimento e solidifico os já aprendidos.

“Descemos a Vereda do Porco-Espim, que não tinha nome verdadeiro anterior, e assim chamamos, porque um bicho daqueles por lá cruzou. Chapadas de ladeira pouca. Depois, uma lomba, com o ceradão. E por fim viemos esbarrar em lugar de algum cômodo, mas feio, como feio não se vê. – Tudo é gerais...”

Guimarães Rosa – Grande Sertão Vereda p. 569-570

RESUMO

O relevo é o resultado da interação da litosfera com o clima. Os agentes internos promovem a variação de aspectos composicionais e estruturais dos materiais geológicos, enquanto que os agentes externos promovem a meteorização destes materiais a partir da ação climática. Os agentes externos são mais atuantes nas zonas intertropicais, onde domina a ação do intemperismo químico. O modelo que explica a evolução do relevo para estas regiões é o de etchplanação, onde a ação do clima sobre as rochas produz um regolito laterítico espesso, que controla a evolução do relevo nas etapas posteriores de dissecação. A relação solo-relevo delimita sequências de evolução, tanto topossequências, como litossequências. O trabalho foi realizado na ecorregião do Chapadão do São Francisco situado na região Nordeste do Brasil. O objetivo desta tese é propor um modelo pedogeomorfogenético da Ecorregião do Chapadão do São Francisco. Para isso, o método utilizado foi mapear o relevo usando os atributos MDE, Declividade e Profundidade de Vale. Em seguida, foi gerado os mapas de solos dentro de cada unidade geomorfológica a partir de amostras de argila e cor para definir as classes de solos. Para isso foi usado o método de interpolação por Krigagem Universal. Também elaborou-se um modelo de evolução pedogeomorfogenético a partir da relação entre relevo, solo e espessura litológica para explicar a evolução da paisagem ao longo do tempo. O resultado do contexto geomorfológico mostra que existem as unidades geomorfológicas de Topos, Chapada Intermediária, Chapada Baixa, Depressão Intraplanáltica, Frente de Recuo Erosivo e Planície Fluvial. As unidades de Topo concentram os Latossolos argilosos e mais avermelhados associados à Formação Chapadão, cronocorrelata com a superfície de aplainamento Sulamericana de King. No modelo de etchplanação corresponde ao ciclo de formação do etchplano, formado no Terciário, entre o Paleoceno e o Mioceno. Esta fase corresponde a uma condição climática muito úmida e muito quente, que permitiu a formação de solos profundos, mais argilosos e intemperizados sobre os arenitos. As outras unidades correspondem a porções de denudação que ocorreram após o Mioceno, onde os solos perderam preferencialmente a fração argila por erosão diferencial. Os solos apresentam aumento da fração areia nas outras unidades em direção às porções mais baixas da paisagem, sobre os arenitos. Dessa forma, pode-se sugerir que o etchplano desenvolvido sobre o Grupo Urucua foi parcialmente denudado, com as unidades mais rebaixadas aflorando saprólitos sobre arenitos. Na porção mais elevada está preservado os perfis mais antigos, formados na época mais úmida pós-cretácica. As unidades que apresentam os solos menos evoluídos são as unidades de Frente de Recuo Erosivo, onde ocorre solos rasos, a Planície Fluvial, com presença de solos hidromórficos e Depressão Intraplanáltica, esta última apresenta influências marcantes do material de origem (arenito).

Palavra Chave

1. Geomorfologia 2. Solos 3. Pedogeomorfologia 4. Ecorregião do Chapadão do São Francisco

ABSTRACT

The relief is the result of the interaction of the lithosphere with the weather. Internal agents promote the variation of compositional and structural aspects of geological materials, while the external weathering agents promote these materials from the climate action. External agents are most active in the intertropical zones, where it dominates the action of chemical weathering. The model that explains the evolution of relief for these regions is the etchplanação where climate action on rocks produces a laterite regolito thick, which controls the evolution of the relief in the later stages of dissection. The soil-relief relationship defines evolution sequences, both toposequences as litosequency. The work was carried out in the ecoregion Chapadão do São Francisco located in the Northeast of Brazil. The objective of this thesis is to propose a model of pedogeomorfogenético Ecoregion of the Chapadão do São Francisco. For this, the method used was to map the relief using the MDE attributes, declivity and depth Valley. Then, the soil was generated maps within each unit geomorphology from clay and color patches to define soil classes. For this, we used the interpolation method Kriging Universal. Also developed a model of pedogeomorfogenético evolution from the relationship between relief, soil and lithological thickness to explain the evolution of the landscape over time. The result of the geomorphological context shows that there are geomorphological units Topos, Intermediate Plateau, Low Plateau, Intra plateau Depression, Front Erosive and Fluvial Plain. The top units concentrate the clayey Oxisols and redder associated with Training Chapadão, chrono correlated with surface planing Sulamericana King. In etchplanação model corresponds to etchplano of the training course, formed in the Tertiary, between the Paleocene and Miocene. This phase corresponds to a very wet weather conditions and very hot, which allowed the formation of deep soils, clayey and weathered on the sandstones. The other units correspond to denudation of portions that occurred after the Miocene, where soils preferably lost the clay fraction by differential erosion. The soils have increased sand fraction in other units toward the lower portions of the landscape on the sandstones. Thus, it can be suggested that the etchplano developed on Urucua Group was partially denuded with the most debased units outcropping sandstones on saprolite. The highest portion is preserved older profiles formed in wetter time post-Cretaceous. The units with the less evolved soils are the Indent front units Erosive where is shallow soils, the River Plain, with the presence of hydromorphic and Depression Intraplanáltica soils, the latter shows remarkable influences of the source material (sandstone).

Keyword

1. Geomorphology 2. Soil 3. Pedogeomorphology 4. Chapadão do São Francisco Ecoregion

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURA 1 DISTRIBUIÇÃO GEOGRÁFICA DAS ZONAS MORFOCLIMÁTICAS DA TERRA CONFORME BÜDEL (1963). A ZONA TROPICAL DE FORMAÇÃO DE SUPERFÍCIES DE APLANAÇÃO É SUJEITA AOS PROCESSOS DE INTEMPERISMO QUÍMICO DEVIDO AO CALOR E UMIDADE, EXCETO NOS DESERTOS.	6
FIGURA 2 MODELO DE EVOLUÇÃO DE ETCHPLANOS, SEGUNDO THOMAS (1994). (A) ETCHPLANO LATERITIZADO (PALEOETCHPLA-NO); B) ETCHPLANO PARCIALMENTE DENUDADO (COM COURAÇA LATERÍTICA; >50% RECOBERTO POR MANTO DE IN-TEMPERISMO); C) ETCHPLANO PARCIALMENTE DISSECADO (<50% RECOBERTO POR MANTO DE INTEMPERISMO); D) ETCHPLANO PREDOMINANTEMENTE DENUDADO OU ETCHSUPERFÍCIE (<10% RECOBERTO POR MANTO DE INTEMPERISMO); E) ETCHSUPERFÍCIE COMPLEXA (AFLORAMENTO DA SUPERFÍCIE BASAL DE INTEMPERISMO).....	7
FIGURA 3 MODELOS DE PEDOFORMA DESENVOLVIDA POR TROEH (1965). A PEDOFORMA É UM IMPORTANTE INDICADOR DO TIPO DE SOLO, POIS REGULA A DISTRIBUIÇÃO DE ÁGUA.	10
FIGURA 4 REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DA FORMAÇÃO DOS SOLOS, CONTEMPLANDO O POLIPEDON, O PEDON E ALGUNS HORIZONTES (ADAPTADO DE SANTOS ET AL, 2005).	15
FIGURA 5 LOCALIZAÇÃO DA ECORREGIÃO DO CHAPADÃO DO SÃO FRANCISCO E OS MUNICÍPIOS DA MESORREGIÃO DO EXTREMO OESTE BAIANO.	21
FIGURA 6 DISTRIBUIÇÕES DA PRECIPITAÇÃO MÉDIA ATUAL (DADOS OBTIDOS A PARTIR DO HIDROWEB E INMET).....	23
FIGURA 7 PRECIPITAÇÃO ACUMULADA MENSAL E ANUAL EM TRÊS ESTAÇÕES CLIMÁTICAS (FONTE INMET).	24
FIGURA 8 TEMPERATURA MÉDIA COMPENSADA EM °C (FONTE: INMET).....	24
FIGURA 9 MAPA DE SOLOS DO LEVANTAMENTO EXPLORATÓRIO - RECONHECIMENTO DE SOLOS DA MARGEM ESQUERDA DO RIO SÃO FRANCISCO ESTADO DA BAHIA. AS CLASSES DE SOLOS SÃO AS DISPONÍVEIS NA ÉPOCA (JACOMINE ET AL., 1976).	30
FIGURA 10 DISTRIBUIÇÃO DA POPULAÇÃO DOS MUNICÍPIOS DA MESORREGIÃO DO EXTREMO OESTE BAIANO PROJETADO PARA O ANO DE 2015 (FONTE IBGE).	32
FIGURA 11 EVOLUÇÃO TEMPORAL DO IDHM DOS MUNICÍPIOS DA MESORREGIÃO DO EXTREMO OESTE BAIANO (FONTE ATLAS DO DESENVOLVIMENTO HUMANO, 2013).....	33
FIGURA 12 MAPA DE DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DO PIB AGROPECUÁRIO E DO PIB PER CAPITA DA MESORREGIÃO DO EXTREMO OESTE BAIANO NO ANO DE 2013. NOTA-SE A CONCENTRAÇÃO DA RIQUEZA NOS MUNICÍPIOS DO CHAPADÃO DO SÃO FRANCISCO (FONTE DOS DADOS IBGE).	36
FIGURA 13 ESQUEMA METODOLÓGICO DA ELABORAÇÃO DO MAPA GEOMORFOLÓGICO.	40
FIGURA 14 ESTRUTURA DA ÁRVORE DE DECISÃO PARA A DELIMITAÇÃO DAS UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS DA ECORREGIÃO DO CHAPADÃO DO SÃO FRANCISCO. OS ATRIBUTOS DO TERRENO UTILIZADOS FORAM O PROFUNDIDADE DE VALE, DECLIVIDADE EM PERCENTAGEM E O MDE.	41
FIGURA 15 DISTRIBUIÇÕES ESPACIAL DAS AMOSTRAS COLETADAS DENTRO DE CADA UNIDADE GEOMORFOLÓGICA.	42
FIGURA 16 ESTRUTURA DA ÁRVORE DE DECISÃO PARA A DELIMITAÇÃO DAS CLASSES DE SOLOS A PARTIR DOS PARÂMETROS DE ARGILA E COR.	45
FIGURA 17 ORGANIZAÇÃO METODOLÓGICA PARA O DESENVOLVIMENTO DO MAPA DE SOLOS.	46
FIGURA 18 MAPAS DOS ATRIBUTOS DE TERRENO DA ECORREGIÃO DO CHAPADÃO DO SÃO FRANCISCO: (A) MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO; (B) DECLIVIDADE EM PERCENTAGEM E (C) PROFUNDIDADE DE VALE.	47
FIGURA 19 DISTRIBUIÇÃO DA FREQUÊNCIA DAS CLASSES DE ALTITUDE, DECLIVIDADE E PROFUNDIDADE DE VALE OBTIDA DO MDE HYDROSHEDS NA ECORREGIÃO DO CHAPADÃO DO SÃO FRANCISCO.	49
FIGURA 20 BLOCO TRIDIMENSIONAL REPRESENTANDO OS ATRIBUTOS DE TERRENO POR MEIO DE REALCE POR COMPOSIÇÃO COLORIDA: (R) MDT; (G) DECLIVIDADE EM % E (B) PROFUNDIDADE DE VALE.	50

FIGURA 21 PERFIS TOPOGRÁFICOS LONGITUDINAIS (LINHAS A E B) E TRANSVERSAIS (C,D E E) DA ECORREGIÃO DO CHAPADÃO DO SÃO FRANCISCO.	52
FIGURA 22 PERFIL LONGITUDINAL DA ESPESSURA DAS ROCHAS DA BACIA SEDIMENTAR DO URUCUIA, ECORREGIÃO DO CHAPADÃO DO SÃO FRANCISCO (FONTE: ADAPTADO DE BONFIM E GOMES, 2004).....	53
FIGURA 23 PERFIL LONGITUDINAL (CHAPADA INTERMEDIÁRIA) E TRANSVERSAL (PARALELO DE CORRENTINA) QUE MOSTRA AS ESPESSURAS DAS ROCHAS DA ECORREGIÃO DO SÃO FRANCISCO (ADAPTADO DE GASPAR ET AL, 2012).	54
FIGURA 24 ORGANIZAÇÃO DA GEOMORFOLOGIA DA ECORREGIÃO DO CHAPADÃO DO SÃO FRANCISCO.	56
FIGURA 25 MAPA DE SOLOS DA ECORREGIÃO DO CHAPADÃO DO SÃO FRANCISCO.	61
FIGURA 26 MATRIZ DE CORRELAÇÃO ENTRE DIVERSOS ATRIBUTOS DO TERRENO E A ARGILA E O FATOR VERMELHO.	62
FIGURA 27 COMPARAÇÃO ENTRE O TEOR DE ARGILA COLETADO EM CAMPO E O OBTIDO A PARTIR DO MAPA. A DIREITA CORRESPONDE AOS DADOS OBTIDOS POR MEIO DA DETERMINAÇÃO PADRÃO DO VARIOGRAMA DO SAGA GIS, A ESQUERDA A MAIOR DETERMINAÇÃO OFERECIDA PELO SOFTWARE.	63
FIGURA 28 COMPARAÇÃO ENTRE O FATOR VERMELHO COLETADO EM CAMPO E O OBTIDO A PARTIR DO MAPA. A DIREITA CORRESPONDE AOS DADOS OBTIDOS POR MEIO DA DETERMINAÇÃO PADRÃO DO VARIOGRAMA DO SAGA GIS, A ESQUERDA A MAIOR DETERMINAÇÃO OFERECIDA PELO SOFTWARE.	64
FIGURA 29 COMPORTAMENTO ESPACIAL DA DISTRIBUIÇÃO DE ARGILA (À ESQUERDA) E FATOR VERMELHO (À DIREITA) DA UNIDADE GEOMORFOLÓGICA DE TOPO.	69
FIGURA 30 COMPORTAMENTO ESPACIAL DA DISTRIBUIÇÃO DE ARGILA (À ESQUERDA) E FATOR VERMELHO (À DIREITA) DA UNIDADE GEOMORFOLÓGICA DE CHAPADA INTERMEDIÁRIA.	71
FIGURA 31 COMPORTAMENTO ESPACIAL DA DISTRIBUIÇÃO DE ARGILA (À ESQUERDA) E FATOR VERMELHO (À DIREITA) DA UNIDADE GEOMORFOLÓGICA DE CHAPADA BAIXA.	72
FIGURA 32 COMPORTAMENTO ESPACIAL DA DISTRIBUIÇÃO DE ARGILA (À ESQUERDA) E FATOR VERMELHO (À DIREITA) DA UNIDADE GEOMORFOLÓGICA DE DEPRESSÃO INTRAPLANÁLTICA.	73
FIGURA 33 RESULTADO DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DOS SOLOS EM CADA UMA DAS UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS DISPONÍVEIS.	75
FIGURA 34 COMPARAÇÃO ENTRE O MAPA DE SOLOS OBTIDO A PARTIR DA INTERPOLAÇÃO DE TODAS AS AMOSTRAS SEM DISTINÇÃO DE UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS (À ESQUERDA) E O MAPA DE SOLOS ELABORADO A PARTIR DA SEPARAÇÃO DAS AMOSTRAS POR UNIDADE DE RELEVO. OBSERVE QUE HOVE UMA VALORIZAÇÃO DAS CLASSES DE LATOSSOLO VERMELHO E VERMELHO-AMARELO.	76
FIGURA 35 ESQUEMA DA RELAÇÃO PEDOGEOLOGIA DA ECORREGIÃO DO CHAPADÃO DO SÃO FRANCISCO (SECÇÕES LONGITUDINAIS).	83
FIGURA 36 ESQUEMA DA RELAÇÃO PEDOGEOLOGIA DA ECORREGIÃO DO CHAPADÃO DO SÃO FRANCISCO (SECÇÕES TRANSVERSAIS).	83
FIGURA 37 PROPOSTA DE EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA ECORREGIÃO DO CHAPADÃO DO SÃO FRANCISCO.	84

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 TABELA 1 ESTATÍSTICA BÁSICA DA ALTITUDE (HYDROSHEDS).....	48
TABELA 2 ESTATÍSTICA BÁSICA DA DECLIVIDADE OBTIDO A PARTIR DO MÉTODO DE ZEVENBERGEN & THORNE (1987).....	48
TABELA 3 ESTATÍSTICA BÁSICA DA PROFUNDIDADE DE VALE.....	49
TABELA 4 PARÂMETROS DOS SEMIVARIOGRAMAS PARA O PROCESSO DE INTERPOLAÇÃO DOS PONTOS AMOSTRAIS DE ARGILA E DO FATOR VERMELHO EM CADA UNIDADE GEOMORFOLÓGICA E DE TODAS AS AMOSTRAS REUNIDAS.	65
TABELA 5 ESTATÍSTICA BÁSICA DO TEOR DE ARGILA E FATOR VERMELHO DAS AMOSTRAS DE SOLOS EM PROFUNDIDADE DE 60 E 80 CENTÍMETROS NOS COMPARTIMENTOS DE RELEVO DE CHAPADA E DEPRESSÃO INTRAPLANÁLTICA, CHAPADA INTEGRADA E TODAS AS AMOSTRAS UNIDAS.	66
TABELA 6 EVENTOS GEOMORFOLÓGICOS APLICADOS AO BRASIL CENTRAL (ADAPTADO DE NOVAES PINTO, 1990).....	85

Sumário

INTEGRAÇÃO DO MAPEAMENTO DIGITAL DO RELEVO E DE SOLOS NA ECORREGIÃO DO CHAPADÃO DO SÃO FRANCISCO	1
MARCUS FÁBIO RIBEIRO FARIAS	1
MARCUS FÁBIO RIBEIRO FARIAS	III
CAPÍTULO 1 - APRESENTAÇÃO GERAL	1
1.1. INTRODUÇÃO	1
1.2 HIPÓTESE	2
1.3. OBJETIVOS	2
1.3.1. OBJETIVO GERAL	2
1.3.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	2
1.4. ETCHPLANAÇÃO: PROCESSO DE FORMAÇÃO DO RELEVO EM CONDIÇÕES TROPICAIS	2
1.5. RELEVO COMO SUPORTE PARA OS ESTUDOS PEDOGOMORFOLÓGICOS	8
1.6. SOLO: UM CORPO TRIDIMENSIONAL SISTÊMICO	12
1.7. INTEGRAÇÃO PEDOGOMORFOGENÉTICA EM REGIÕES TROPICAIS	17
CAPÍTULO 2 – CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	20
2.1. ASPECTOS DA PAISAGEM	21
2.2. CLIMA	22
2.3. HIDROGRAFIA	25
2.4. GEOLOGIA	25
2.5. RELEVO	27
2.6. SOLOS	28
2.7. ASPECTOS HUMANOS E ECONÔMICOS	31
CAPÍTULO 3 – MATERIAIS E MÉTODOS	37
3.1. DADOS DO SENSOR SRTM	37
3.2. MAPAS DERIVADOS	38
3.2.1. DECLIVIDADE	38
3.2.2. PROFUNDIDADE DE VALE	39
3.3. MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO	39
3.4. MAPEAMENTO DIGITAL DE SOLOS	41
CAPÍTULO 4 – RESULTADOS E DISCUSSÃO	47
4.1. RESULTADOS DOS MAPAS DERIVADOS	47
4.2. RESULTADOS DO MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICOS	50
4.3 COMPARTIMENTO DE RELEVO	54
4.3.1 TOPO	57
4.3.2 CHAPADA INTERMEDIÁRIA (CHI)	57
4.3.3 CHAPADA BAIXA (CHB)	58
4.3.4 DEPRESSÃO INTRAPLANÁLTICA (DPI)	58
4.3.5 FRENTE DE RECUO EROSIVO (FRE)	59
4.3.6 PLANÍCIES FLUVIAIS	59
4.4. RESULTADOS DO MAPEAMENTO DIGITAL DE SOLOS	60
4.4.1 MAPA PEDOGOMORFOLÓGICO	66
4.4.2 DELIMITAÇÃO DAS UNIDADES PEDOLÓGICAS	74
4.5. RESULTADOS DA INTEGRAÇÃO DOS DADOS E INTERPRETAÇÃO PEDOGOMORFOLÓGICA	76
CAPÍTULO 5 – CONSIDERAÇÕES FINAIS	86
REFERÊNCIAS	87

CAPÍTULO 1 - APRESENTAÇÃO GERAL

1.1. INTRODUÇÃO

O sistema terrestre pode ser compreendido por limites planetários estabelecidos que funcionam como indicadores das perturbações antrópicas (Steffen *et al.*, 2015). Esses autores apresentaram zonas de segurança para sete limites planetários e evidenciaram forte relação entre cinco deles: mudanças do sistema de uso da terra, mudança climática, a integridade da biosfera, o uso da água e os fluxos biogeoquímicos. Dentre esses, o sistema de uso da terra será responsável por mudanças relativas a biodiversidade em escala global e regional, especialmente na região tropical (Sala *et al.*, 2000).

Na região tropical o Cerrado destaca-se por sua dualidade ambiental, que, por um lado, possui elevada diversidade biológica e paisagística (Silva *et al.*, 2006) e, por outro, intensa ocupação nos últimos 50 anos devido a seu potencial agrícola (Klink e Machado, 2005). Estimativas indicam que metade da cobertura natural deste bioma já tenha sido convertida em outros usos (Sano *et al.*, 2010), principalmente agricultura de larga escala (Brannstrom *et al.*, 2008), especialmente em áreas planas, ambientes com predominância de Latossolos profundos, intensivamente intemperizados e bem drenados (Reatto *et al.*, 2008).

Contudo, a falta de informação pedológica sistemática restringe o conhecimento básico pedogeomorfológico tropical (Hartemink *et al.*, 2008), limitando o entendimento da evolução geomorfológica e do solo simultaneamente (Queiroz Neto, 2000). Para essa compreensão integrada, o relevo deve ser compreendido como propriedade emergente da interação do material de origem e do clima (Huggett, 1995) e o solo, a expressão do relevo e dos elementos bióticos (Juma, 1999) e também o tempo. Jenny (1941) assume que os fatores de formação de solos são clima, organismos, relevo, material de origem e tempo. McBratney *et al* (2003) desenvolveu o modelo SCORPAN, que consiste na integração da localização espacial (X,Y) com a sobreposição de atributos oriundos dos fatores de formação dos solos (eixo Z).

Dessa forma, o relevo apresenta-se como um suporte para a integração pedogeomorfológica, principalmente devido aos avanços dos modelos terrestres obtidos por meio de sensores orbitais, como por exemplo, *Shuttle Radar Topography Mission*

(SRTM), que gerou um Modelo Digital de Elevação com resolução espacial de aproximadamente 90m (Rabus *et al.*, 2003), ou seja, em escala superior aos modelos climáticos e geológicos.

1.2 Hipótese

- ✓ A delimitação de unidades de relevo, aliados à cor do solo e a proporção de argila podem ser utilizados na compartimentalização de unidades pedogeomorfológicas e suas relações com os processos de pedogênese e geomorfogênese.
- ✓ O conhecimento integrado entre o relevo e o solo permite desenvolver um modelo para estudar a organização dos solos na paisagem
- ✓ O grau de dissecação varia de forma inversamente proporcional à espessura do arenito.

1.3. OBJETIVOS

1.3.1. *Objetivo Geral*

O objetivo desta tese é propor um modelo pedogeomorfofogenético da Ecorregião do Chapadão do São Francisco.

1.3.2. *Objetivos Específicos*

- ✓ Realizar o mapeamento das unidades de relevo da ecorregião do Chapadão do São Francisco.
- ✓ Desenvolver a integração de atributos de cor e argila por meio da geoestatística para o mapeamento digital de solos, considerando as unidades geomorfológicas como limites para a espacialização.
- ✓ Integrar as relações entre relevo e solo para a interpretação pedogeomorfofogenética

1.4. ETCHPLANAÇÃO: PROCESSO DE FORMAÇÃO DO RELEVO EM CONDIÇÕES TROPICAIS

A evolução do etchplano depende dos aspectos estruturais da paisagem associados à geologia (material de origem) e a história climática.

A forma de relevo é o resultado de interação entre agentes internos e externos, sendo que os agentes internos promovem movimentos lentos na superfície, resultando no movimento das Placas Tectônicas e os externos provêm da ação da meteorização.

A geomorfologia quando há uma abordagem associada à geologia, o estudo é baseado em uma forma de relevo e a partir daí busca sua explicação no subsolo e correlaciona ao tipo de clima. Haja vista que no tocante à constituição das formas de relevo atual e de cronologias pretéritas têm que estar baseadas no postulado da permanência das leis da natureza. Isto significa que não se pode saber alguma coisa do passado sem se admitir que as leis de evolução atual não sofreram mudanças (Guerra & Guerra, 2011). Cada material de origem com sua composição e organização estrutural estratifica as unidades de relevo. Na Escola Anglo-Americana no final do século XIX, foi desenvolvido um método dedutivo em que explicava os eventos que foi base para muitos trabalhos ao longo da primeira metade do século XX. Trata-se da Teoria dos Ciclos Geográficos (Davis, 1899) elaborado pelo seu maior expoente William Morris Davis, em que propôs um ciclo evolutivo que podia descrever e explicar de modo coerente a gênese e a sequência evolutiva das formas de relevo existentes na superfície terrestre. Era dividido em relevo jovem, maduro e senil, além do rejuvenescimento proposto com um reajustamento crustal. A teoria do ciclo geográfico abordava aspectos geológicos do ponto de vista da resistência das rochas em face da ação hidrológica. Não considerando aspectos pluviais ou climáticos e sim dando as bases da geomorfologia estrutural.

Lester King elaborou um modelo evolutivo que envolveu a regressão paralela das vertentes, influenciado por Penck, aplicando-a em escala continental. King aplicou em estudos geomorfológicos na África do Sul e comparou com o Brasil Oriental (King, 1956) e em seguida nos demais continentes (King, 1967). Surge daí o conceito de “pediplanação” que é o processo de aplainamento em condições de clima seco na região intertropical a partir da regressão paralela das vertentes.

Gilbert formulou em seus trabalhos o entendimento das relações entre processos e as resistências dos materiais à ação do modelado do relevo, onde está associada a noção do equilíbrio dinâmico. Alguns trabalhos de destaque podem ser vistos em Gilbert (1877) em que define as bases para entendimento do Equilíbrio dinâmico, resgatado no século XX.

A teoria do equilíbrio dinâmico, segundo Casseti (2005), tem como princípio básico o relevo como um sistema aberto, mantendo constante troca de energia e matéria com os demais sistemas terrestres, estando vinculado à resistência litológica. Enquanto a proposta de Penck considera o modelado como resultado da competição entre o levantamento e a erosão, Hack o considera como produto de uma competição entre a resistência dos materiais da crosta terrestre e o potencial das forças de denudação. Inicia-se aí uma visão acíclica da evolução das formas de relevo. O equilíbrio dinâmico é influenciado no desenvolvimento da teoria geral dos sistemas desenvolvido por Ludwig von Bertalanffy.

O reconhecimento da existência e implicações das glaciações quaternárias e um melhor entendimento sobre o papel de diferentes climas no modelado do relevo fizeram surgir novas

concepções reforçando a importância de uma geomorfologia climática. O relevo dos países atualmente de clima temperado passou pela ação destas glaciações do Quaternário, enquanto o relevo dos países de clima tropical apresenta uma história de evolução de pelo menos 60 milhões de anos, logo após o término da deposição dos arenitos no final do Cretáceo.

Muitas das informações da evolução da paisagem anteriores às glaciações quaternárias em regiões de elevadas latitudes foram suprimidas devido as condições severas da ação geológica do gelo. Com isso, fica-se restrita as impressões de um pouco mais de uma dezena de milhar de ano. Um exemplo é a grande quantidade de lagos (incluindo os Grandes Lagos) do Canadá e dos fiordes do litoral do norte da Europa e do Sul do Chile.

Na região intertropical, a principal marca climática está relacionada com o período úmido e quente que perdurou entre 60 e 30 milhões de anos, onde foram desenvolvidas superfícies de aplainamento onipresentes na faixa intertropical (Büdel, 1957). Este processo de aplainamento está relacionado com o papel do intemperismo químico na formação de duas superfícies desniveladas, uma relacionada com o contato entre o solo e a atmosfera, e outra nos limites da frente de intemperismo basal.

A ação do intemperismo químico é mais marcante em zonas intertropicais. Os agentes externos são mais atuantes devido as características climáticas já citadas. Isso afeta tanto no contexto geomorfológico a partir da etchplanação, como no pedológico com a pedogênese.

No contexto geomorfológico, destaca-se o processo de etchplanação. O papel do intemperismo na dinâmica morfológica das paisagens passou a receber atenção a partir da Teoria da Etchplanação, desenvolvida inicialmente por Wayland (1933), na qual as peneplanícies de Uganda são formadas por meio de alternância entre a alteração geoquímica das rochas e a erosão superficial, enfatizando que o processo de *Etchplain* é marcado com uma paisagem profundamente alterada, que posteriormente sofreu a ação de um ciclo erosivo com a exposição do saprólito, formando uma planície rochosa. O saprólito apresenta topografia irregular estando sujeito a um novo ciclo de alteração e erosão, de maneira que as suas irregularidades são paulatinamente expostas à superfície, criando inselbergs na paisagem (Ollier, 1975).

Segundo Vitte (2005) a Teoria da *Etchplanação* Dinâmica para as Regiões Tropicais mostra uma necessidade de abordagem analítica do perfil de intemperismo e dos sistemas de transformação da cobertura pedológica nas análises geomorfológicas. O autor também mostra a necessidade de uma abordagem escalar quando se considera a *etchplanação*. Nela, a bacia hidrográfica, que é a unidade natural de trabalho em

geomorfologia, funciona como nível escalar básico, permitindo a compreensão do porquê das variações espaço-temporais dos processos morfogênicos dinamizados pela *etchplanação*. O sistema fluvial em seu funcionamento sistêmico, associado às propriedades geomorfológicas do canal fluvial, às características lito-estruturais e a história paleoclimática, pode dinamizar o aprofundamento do front de alteração e o consequente aplainamento do relevo de uma determinada área de maneira diferencial, resultando em uma variedade de formas associadas a um mesmo processo e sistema de alteração geoquímico.

A Teoria da *Etchplanação* foi revolucionada com os trabalhos de Büdel (1957, 1963, 1982) que, com o conceito de Dupla Superfície de Planação, consolidou o papel do intemperismo na análise geomorfológica (Thomas, 1989a, 1989b). Sua concepção é de que existe uma integração dialética entre a alteração geoquímica das rochas e a erosão superficial (Büdel, 1982). Os processos de lixiviação e lessivagem promovem a disjunção nas ligações ferro-argila instabilizando os horizontes superficiais e preparando-os para o processo erosivo nas encostas. A migração das argilas, oxihidróxidos de ferro e alumínio e ácidos orgânicos em profundidade intensificariam o aprofundamento do intemperismo.

Para Büdel (1957, 1963), a formação dos *etchplains* está associada, particularmente, aos trópicos sazonais e às áreas tectonicamente estáveis. No entanto, Büdel (1982) passou a admitir a existência de *etchplanos* nos trópicos úmidos e em seu processo, além da alteração das rochas participam também as variações climáticas. A distribuição espacial das áreas susceptíveis aos processos de *etchplanação* corresponde a zona tropical de formação de superfícies de aplainação como pode ser vista na figura 1.

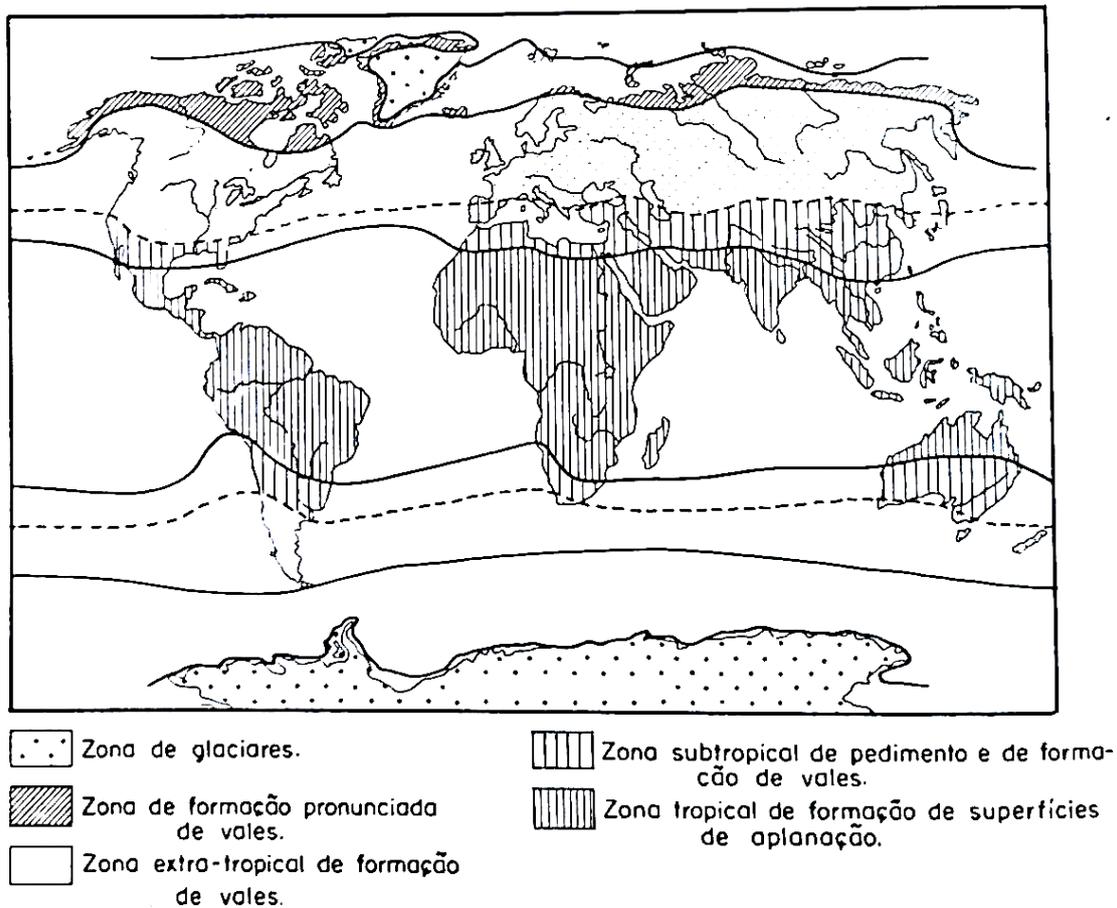


Figura 1 Distribuição geográfica das zonas morfoclimáticas da Terra conforme Büdel (1963). A zona tropical de formação de superfícies de aplanção é sujeita aos processos de intemperismo químico devido ao calor e umidade, exceto nos desertos.

Este autor considera quatro circunstâncias necessárias para a existência da *etchplanação*: a existência de Latossolos; um perfil homogêneo, indicando que o solo possui evolução dinâmica; uma transição delgada entre a rocha e o material alterado, particularmente em rochas fraturadas, onde o intemperismo é intenso e uma zona de decomposição rochosa profunda e generalizada, entre 100 e 150 m de espessura.

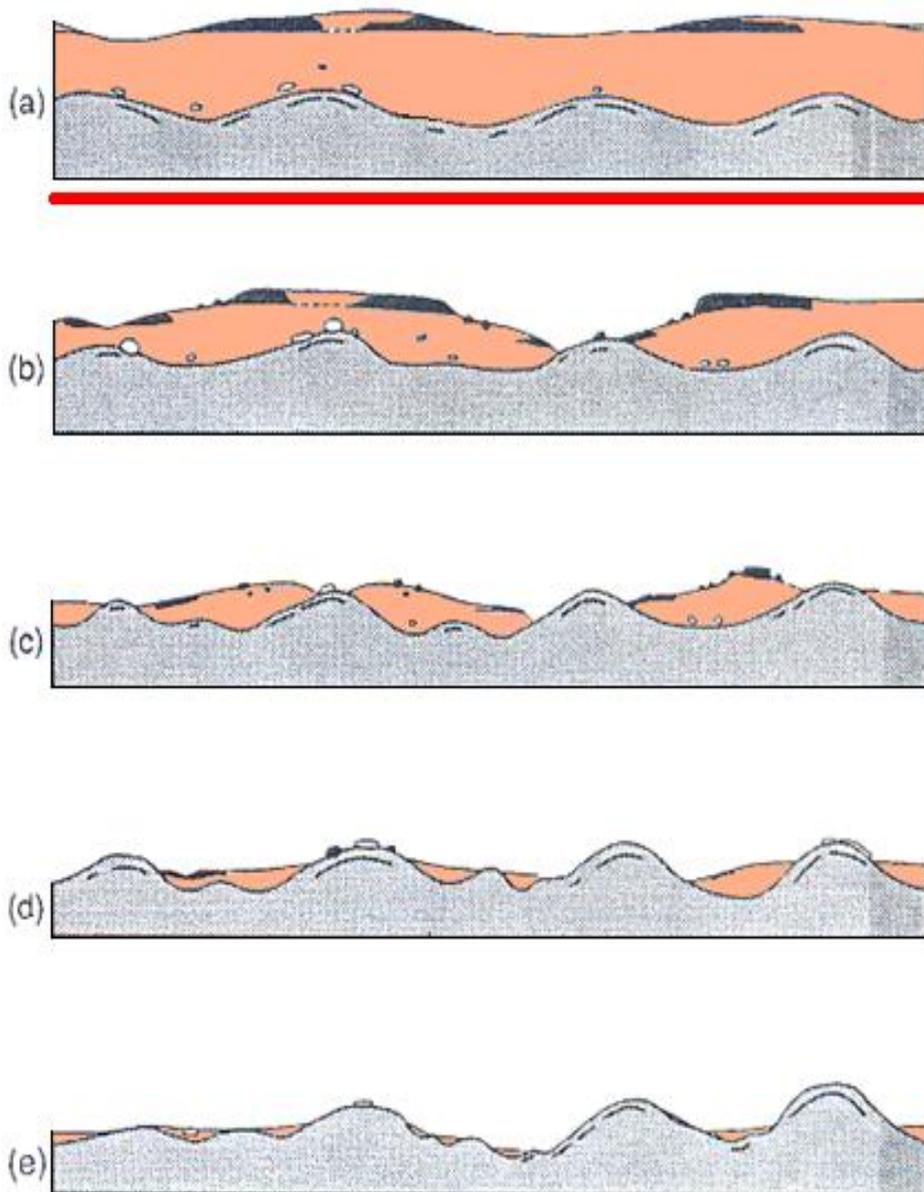


Figura 2 Modelo de evolução de etchplanos, segundo Thomas (1994). (a) Etchplano lateritizado (paleoetchplano); b) Etchplano parcialmente denudado (com couraça laterítica; >50% recoberto por manto de intemperismo); c) Etchplano parcialmente dissecado (<50% recoberto por manto de intemperismo); d) Etchplano predominantemente denudado ou etchsuperfície (<10% recoberto por manto de intemperismo); e) Etchsuperfície complexa (afloramento da superfície basal de intemperismo).

Thomas (1994) desenvolveu um modelo que explica a evolução do manto de intemperismo aplicado para regiões tropicais em que mostra o desenvolvimento do etchplano lateritizado a partir de condições climáticas de umidade e calor, permitindo o desenvolvimento de uma superfície plana e com interferência da meteorização química no interior da rocha. Em seguida, o processo de denudação ocorre com a denudação do relevo com

desenvolvimento de couraça laterítica. O etchplano é parcialmente dissecado permitindo o afloramento parcial da superfície basal e por fim o afloramento completo da superfície basal (Etchsuperfície).

1.5. RELEVO COMO SUPORTE PARA OS ESTUDOS PEDOGEOMORFOLÓGICOS

O relevo é uma variável importante na delimitação das classes de solos. É um dos fatores de formação do solo proposto por Jenny (1941) acompanhado de o clima, material de origem, organismos e o tempo. Em regiões tropicais a ação do intemperismo é bastante intensa afetando na velocidade da desagregação da rocha e conseqüentemente no aprofundamento do solo e o aplainamento de grandes extensões. Por outro lado, a ação do clima sobre o relevo promove além do intemperismo, a denudação. Esta dinâmica propicia na variação da forma da superfície.

O relevo é um fator fácil de ser observado e atua na formação dos solos. É a partir dele onde define o conteúdo de água, a profundidade do solo (aliado ao clima e ao material de origem), a distribuição de sedimentos (solos autóctones ou alóctones).

Os processos endogenéticos e exogenéticos interagem para produzir as formas da superfície terrestre (Christofoletti, 1980). De acordo com Dylik (1968) a vertente é uma forma tridimensional que foi modelada pelos processos de denudação, atuantes no presente ou no passado, e representando a conexão dinâmica entre o interflúvio e fundo do vale. O relevo está apoiado na relação dual entre pedogênese e morfogênese.

Quanto a pedogênese, ela é favorável em ambientes onde há uma interferência menor em relação aos processos erosivos. Desse modo, permite a formação dos solos e a realização de todos os processos pedogenéticos. A pedogênese ocorre em escalas de tempo de centenas a milhares de anos, entretanto, a intervenção antrópica tem influenciado este processo de maneira intensa e acelerada causando mudanças na dinâmica natural do solo (Witte, 1990).

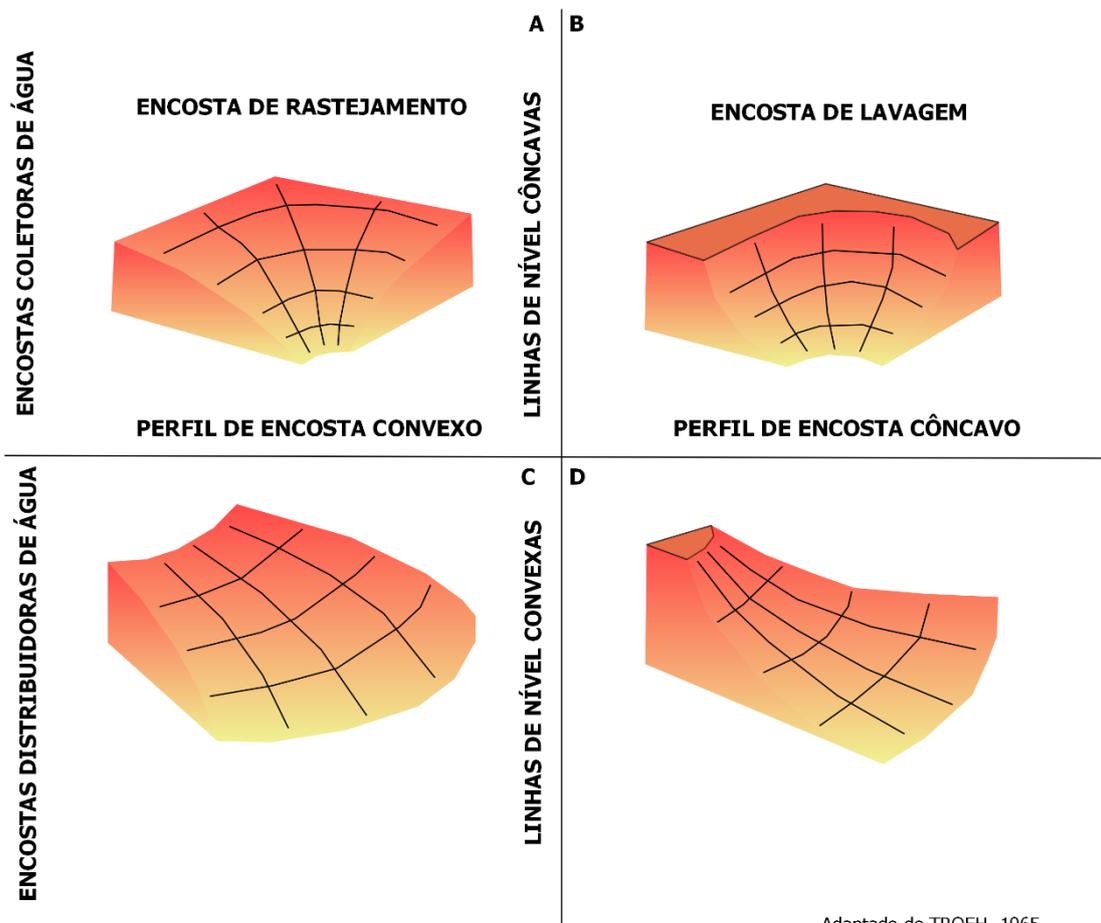
Além da ação antrópica outros processos morfogenéticos podem dificultar a formação dos solos *in situ*. A morfogênese, de acordo com Christofoletti (1980), é responsável pela formação do relevo por meio da ação do intemperismo físico, químico e biológico.

Os solos *in situ*, conhecidos como autóctones são formados sobre o próprio material de origem. Com isso, muitas características da rocha são possíveis de serem notadas no solo, principalmente quando estes são jovens e pouco afetados pelo processo

de intemperismo. Já os solos alóctones são os solos obtidos a partir da contribuição morfogênica de movimentos dos regolitos. Os Neossolos Flúvicos por exemplo são solos onde seus materiais podem vir de regiões distantes da bacia hidrográfica, porém depositada ao longo da várzea.

Dalrymple et al (1968), distinguiram nove unidades hipotéticas no modelo de perfil das vertentes. Para os autores, a vertente é um complexo tridimensional e indica a direção e intensidade relativa do movimento da rocha intemperizada e dos materiais do solo pelos processos geomórficos dominantes. A unidade de cimeira é representada pelo interflúvio com declividades de até 1° , onde ocorre processos pedogenéticos associados com movimentos verticais da água subsuperficial. Adjacente a essa unidade ocorre superfície com declividade entre 2° e 4° , consiste na presença de eluviação mecânica e química pelo movimento lateral da água subsuperficial. A jusante encontra-se a unidade da vertente de declive convexo com reptação, que pode formar terracetes. Em seguida, há uma forte ruptura do terreno com a presença de escarpas, cujo o ângulo é superior a 45° . Nessa unidade ocorrem deslizamentos, desmoronamentos, intemperismo químico e físico. Na base da escarpa, há uma redução brusca de declividade (declive intermediário de transporte), onde forma terracetes. Quanto a ação da água pode ser superficial e subsuperficial e o transporte se dá a partir dos movimentos coletivos do solo. Entre 26° e 35° existe a unidade de sopé coluvial, onde ocorre a reposição de material pelos movimentos coletivos e escoamento superficial. Nessa unidade pode conter cones de dejeção, transporte de material, reptação e ação subsuperficial da água. Quando a vertente se aproxima de um curso de água, nota-se a presença de declives de até 4° coberto por depósito aluvial e os processos têm origem do movimento subterrâneo da água. Nas margens dos rios ocorrem deslizamentos, desmoronamentos e corrasão e por último o leito do curso de água promove o transporte de material para a jusante pela ação da água superficial, gradação periódica e corrasão.

Troeh (1965) desenvolveu modelo de paisagem baseado na curvatura do terreno, afirmando que as feições topográficas poderiam variar entre linear, côncava e convexa, e associou a inclinação do perfil e curvatura da paisagem ao grau de intemperismo e evolução do terreno. Ele considerou os parâmetros de declividade em perfil (declividade radial) e a linha de contorno. Com isso inicialmente existem quatro tipos básicos de vertentes como pode ser visto na figura 3:



Adaptado de TROEH, 1965

Figura 3 Modelos de pedoforma desenvolvida por TROEH (1965). A pedoforma é um importante indicador do tipo de solo, pois regula a distribuição de água.

As vertentes que possuem contornos côncavos permitem a concentração de água. Nesses contextos podem surgir cursos de água, ravinas ou o favorecimento do desenvolvimento de solos hidromórficos. Pode conter encosta de rastejamento (vertente A) quando há um aumento da declividade do topo para a jusante. A encosta de lavagem (vertente B) apresenta montante inclinada favorecendo o desenvolvimento de frente de recuos de erosão e formação de solos muito rasos e a redução da declividade ocorrem solos úmidos devido a concavidade da curvatura em perfil. As imagens das vertentes C e D são encostas distribuidoras de água, ou seja, há uma dispersão da água em direção à jusante. A encosta C possui tanto a linha de contorno convexa quanto a declividade convexa. Essa unidade pode representar divisores de água, linhas de cumeadas e caso o comprimento de rampa for muito largo e pouco declivoso forma solos profundos como os Latossolos. Resende et al (2002) interpreta que o modelo de Troeh (1965) acrescenta nas vertentes a combinação com contornos e radiais lineares combinadas com as demais curvaturas. Desse modo, existe a possibilidade de nove pedoformas possíveis. Segundo

Resende et al (2002 p 75) os Latossolos tendem a pedoforma convexo-convexo. Ainda segundo Resende et al (2002 p78) a pedoforma associada a cor e a vegetação natural auxilia na identificação rápida das classes de solos e das propriedades pertinentes.

Daniels et al, (1971) define uma superfície geomórfica é uma porção de terra definida no tempo e no espaço, com limites geográficos definidos e caráter tempo-dependente. As superfícies geomórficas podem ser ainda, erosionais ou deposicionais e, em uma área pode haver ocorrência de ambas ou apenas de um ambiente geomórfico. De maneira que as superfícies geomórficas mais velhas são mais estáveis e normalmente são encontradas nos topos, estando associadas a ambientes deposicionais, enquanto que as superfícies mais jovens ocorrem em áreas de maior declive, sendo mais variáveis e considerados ambientes erosionais. A deposição pode ser usada para determinar a relativa idade dos sedimentos e superfícies (DANIELS-Daniels *et al.*, 1971).

Com o desenvolvimento da geotecnologia a representação espacial do relevo tornou-se importante para o estudo da geomorfologia, pedologia, geologia e diversas divisões da ciência da terra.

A morfometria contribui na distribuição numérica dos valores dos atributos de terreno. É essencial para a delimitação de elementos da paisagem com ênfase nos compartimentos geomorfológicos.

O uso de atributos de terreno é uma forma de delimitar as unidades individuais de relevo a partir de parâmetros quantitativos. Os modelos numéricos do terreno (elevação) atualmente tornam-se viável a análise regional do relevo devido à presença de representações matriciais oriundas de dados de satélite como o SRTM disponibilizado no ano 2000. Esta imagem fornece dados referentes à superfície em que se baseia em um eixo tridimensional onde se intersecta os dados de longitude (X), Latitude (Y) e o valor da célula (*pixel*) representando a altitude (Z). A partir deste modelo são gerados mapas derivados do MDT/MDE, como a declividade do terreno, o aspecto, o sombreamento, as curvaturas horizontal e vertical, além de atributos hídricos como a profundidade do vale, distância de rio, a direção de fluxo, o fluxo acumulado, a área de contribuição e o índice de umidade.

Os mecanismos principais de atuação do relevo referem-se à distribuição dos processos hidrológicos e erosivos e da temperatura do solo. Assumindo o desenvolvimento de solos como resposta a esses efeitos, Moore *et al.* (1993) relacionaram atributos pedológicos a variáveis topográficas. Verificou-se que a situação topográfica explicou cerca de metade da variação do pH, do conteúdo de fósforo e da espessura do

horizonte A. Briggs & Shishira (1985) mostraram que a variabilidade dos atributos de solo dentro de cada unidade homogênea de relevo apresentou considerável redução e que diferentes intensidades de amostragem devem ser aplicadas ao levantamento de diferentes atributos, bem como em diferentes tipos de terreno. Esses estudos realçam a importância da estratificação topográfica como técnica de pré-amostragem, e também para melhorar a resolução espacial de mapeamentos de solo, visando ao manejo.

Cunha *et al.* (2005) e Campos *et al.* (2006, 2007) identificaram superfícies geomórficas para a identificação e separação de áreas naturais e relativamente homogêneas com a declividade do terreno.

Associada a estes índices adicionou-se a radiação solar incidente para a delimitação das pedoformas, tendo como instrumento de análise a lógica fuzzy e isodata (Irvin *et al.*, 1997).

1.6. SOLO: UM CORPO TRIDIMENSIONAL SISTÊMICO

Os solos são elementos naturais que são alterados pelo Homem para atender às suas necessidades. Desta forma, a importância em diferenciar os solos é mais antiga do que a própria ciência de solo propriamente dita (McNeill & Winiwarter, 2004). A importância do solo iniciou com a organização das primeiras civilizações, cuja agricultura foi o alicerce para a primeira revolução verde (Mazoyer & Roudart, 2006). Atualmente, a extensa e intensa conversão de coberturas naturais para agrícolas constitui uma das consequências de maior impacto nas mudanças globais (Goldewijk & Ramankutty, 2004; Smil, 2008; Steffen *et al.*, 2015).

Uma vez que uma infinidade de áreas do conhecimento estuda o solo, os conceitos são polissêmicos e depende do ponto de vista de cada abordagem (Bockheim *et al.*, 2005). Como exemplo, uma das definições afirma que o solo possui corpos naturais constituídos por porções sólidas, líquidas e gasosas, tridimensional, dinâmicos, formados por material mineral e orgânico que ocupam a maior parte das terras emersas do planeta, contendo matéria viva e podem ser vegetados na natureza onde ocorrem (Santos *et al.*, 2005). Porém é consenso afirmar que o solo é um corpo tridimensional que ocupa uma seção definida na paisagem e apresenta uma distribuição espacial (Schneider *et al.* 2007).

Com o uniformitarismo de Hutton no início do século XIX, desenvolveu as bases modernas para as geociências, onde as ideias medievais que ainda circundavam as

ciências da terra foram substituídas por novos conceitos que instituíram a geologia, a geomorfologia e as ciências do solo moderna. Antes de 1880 os solos eram vistos apenas como um meio para crescimento das plantas (Bockheim *et al.*, 2005). Neste contexto foi desenvolvida a lei do mínimo de Carl Sprengel e Justus Von Liebig, onde o crescimento das plantas é controlado pelo recurso mais escasso e não pela quantidade total de recursos disponíveis (Van Der Ploeg *et al.*, 1999).

As primeiras ideias sobre a geografia dos solos surgiram a partir de 1880, concomitante com o aparecimento de conceitos fundamentais pedogenéticos definidos por Dokuchaev, com a organização de horizontes em uma seção vertical e as observações de fatores de formação (Bockheim *et al.*, 2005).

A tridimensionalidade do solo remete ao conceito de pedosfera que consiste na soma total de todos os solos formada pela interação dinâmica entre a atmosfera, a hidrosfera, a litosfera e a biosfera (Juma, 1999; Mattson, 1941). Milne (1934) definiu pela primeira vez o termo “catena” que corresponde a uma unidade tridimensional de solos que estão agrupados e posicionados espacialmente tendo em vista suas características morfológicas, definidas pelas condições dos fatores de formação nas vertentes. Blume & Schlichting (1965) sugere que a comparação entre a relação solo paisagem pode ser feita para validar as medidas das catenas para diferentes paisagens. Yaalon (1964) considera a declividade como unidade básica de equilíbrio o que permite a catena como unidade básica de solo. Para Hugget (1975) sistemas estão ligados com os próprios solos. O limite do solo consiste em uma unidade tridimensional em que é passível de transporte de fluxo, ou seja, um sistema aberto. Os elementos do sistema solo envolvem uma complexa teia de relações entre si. O transporte de materiais dentro deste sistema é estudado com referência ao princípio da conservação de massa.

A partir da década de 1940 iniciou o desenvolvimento dos primeiros sistemas de classificação, levantamentos e dos processos de formação de solos e aperfeiçoamento conceitual (Bockheim *et al.*, 2005).

Jenny (1941) desenvolveu um modelo que considera o solo como resultado dos fatores de formação dos solos definidos por Clima, Organismos, Relevo, Material de Origem e Tempo. McBratney *et al.* (2003) adaptou este modelo associado à localização e sobrepondo os fatores de modo quantitativo denominado de SCORPAN, onde S é o solo, C o clima, O os organismos, R o relevo, P o material de origem, A a idade, e N a localização espacial.

O sistema K-Ciclo avalia a evolução temporal na formação dos solos na

paisagem. Está apoiada nas técnicas de estratigrafia e pedológica e sua interpretação é baseada nas fases de instabilidade e estabilidade ambiental o que faz associar aos momentos de erosão e deposição de materiais no solo e em outro período a valorização da pedogênese (Butler, 1959).

A partir dos anos 1960, deu início ao refinamento de sistemas de classificação taxonômica de solos, além da identificação conceitual de *pedon* e ainda do desenvolvimento das ideias de padrão de cobertura do solo e a sua relação com a paisagem (Bockheim *et al.*, 2005).

Hugget (1975) desenvolveu o modelo de relação solo-paisagem como um modelo de gênese de solo e constituído por unidades de *pedon* ou *polipedon*.

Boulet *et al.* (1982) abordam a análise estrutural da cobertura pedológica em topossequências. Esta abordagem obriga a descrição contínua dos solos dentro das catenas.

A integração solo-paisagem possui uma ligação entre os elementos da paisagem e mostra uma intersecção com a Geomorfologia. Salgado (2005) diz que a pedogeomorfologia é uma abordagem de integração entre geomorfologia, pedologia e estratigrafia com enfoque principal na dinâmica da evolução da paisagem.

As observações dos pedólogos, tradicionalmente, têm levado diretamente a modificação funcional dos componentes do sistema do solo por experiência de laboratório ou no campo. Esta abordagem empírica para modelagem é particularmente eficaz se a alguns componentes (variáveis) do sistema são estudados ao longo de um curto período de tempo. As alterações observadas podem ser frequentemente descritas pelas equações relativamente simples que podem ser determinísticas ou estocásticas, dependendo de quão bem conhecidos são os processos que promovem as alterações (Kline, 1973).

Os solos apresentam complexidade em delimitar seus limites laterais e em profundidade, a cartografia de solos muitas vezes mostra limites bem definidos, porém a realidade a borda de uma classe de solo se diferencia por meio de modo difuso. Porém teoricamente os solos podem ser identificados tridimensionalmente como *pedon* que é um bloco formado pela superfície (pedoforma) e o perfil com características específicas entre os atributos químicos, físicos e morfológicos do solo (cor, textura, estrutura, cerosidade, consistência, granulometria, nutrientes etc).

A face do *pedon* vai da superfície ao material de origem e essa face vertical onde ocorre a descrição e coleta dos solos por estudiosos é denominado perfil, que é a unidade básica do estudo dos solos (Santos *et al.*, 2005). O **polipedon** engloba o conjunto de

pedon em geral ocupa áreas com características em comum. Áreas com material de origem similar apresentam características similares de pedoformas ao longo das vertentes. A diferenciação entre o polipedon se dá por meio da ação do clima, relevo, organismos e tempo.

O perfil é constituído por seções mais ou menos paralelas à superfície, que são denominadas horizontes ou camadas (Santos *et al.*, 2005). A representação da porção tridimensional do solo pode ser vista na figura 4.

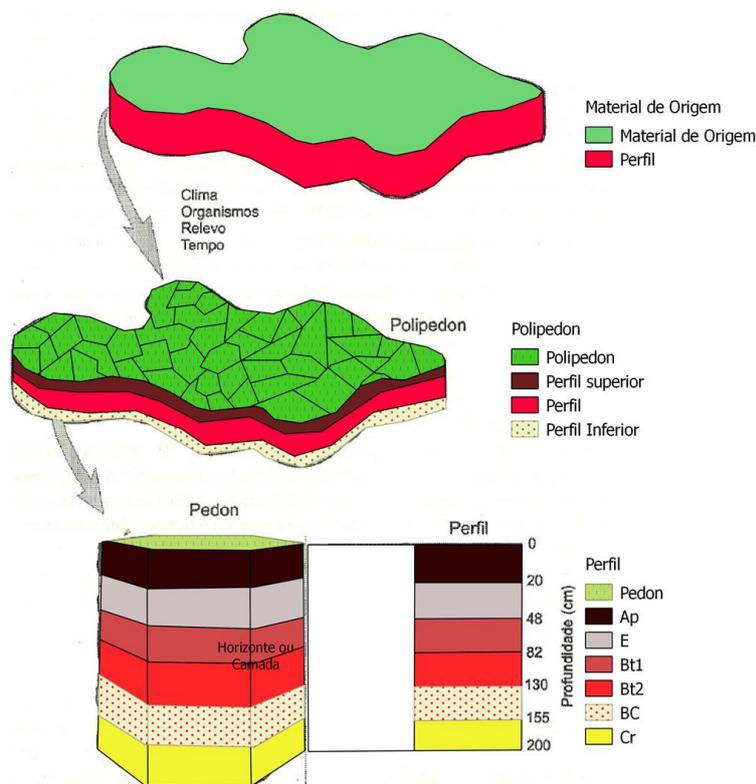


Figura 4 Representação esquemática da formação dos solos, contemplando o polipedon, o pedon e alguns horizontes (adaptado de Santos *et al.*, 2005).

A organização da distribuição dos solos depende dos fatores de formação de solos proposto por Jenny (1941) que são o clima, organismos, relevo, material de origem e tempo, bem como a sua competição com os processos morfogenéticos.

O clima é um agente responsável pela realização do processo de intemperismo das rochas. A predominância climática define o tipo de intemperismo: químico ou físico. Em geral o processo de intemperismo químico aumenta concomitantemente com a temperatura típica e com a umidade. Em linhas gerais, as zonas de baixa latitude e que

contém baixa pressão atmosférica possuem maior ação de meteorização das rochas. Já em regiões onde há déficit hídrico possui o predomínio do intemperismo físico. Peltier (1950) tentou definir uma classificação morfoclimática utilizando como parâmetros a temperatura média anual e a precipitação média anual. Desse modo, seguindo o aumento da temperatura juntamente com a umidade, onde há o aumento do intemperismo químico, podem-se definir uma sequência de regiões: glacial, periglacial, boreal, marítima/temperada e floresta. Por outro lado, quando se aumenta a temperatura, mas não há aumento de precipitação significativas seguem as seguintes regiões: glacial, Periglacial, boreal, savana, semiárido e árido, onde há o predomínio do intemperismo físico.

Ollier (1979) elaborou uma espécie de transecto do polo ao equador mostrando as relações dos perfis de solos zonais desde o deserto polar até os terrenos equatoriais. O deserto polar possui subsolo congelado. Em seguida tem a presença dos podzóis que predominam lixiviação intensa e iluviação. A lixiviação diminui na Terra Castanha. O ambiente de deposição do carbonato surge nas pradarias e a intensidade aumenta (junto com a matéria orgânica) com o Chernozém. Diminuindo a latitude existe o Chestnut (Solos castanhos; brunos) e a matéria orgânica é diminuída em relação ao Chernozém. Em solos de desertos de latitudes médias ocorre a acumulação de gipso e sais. A matéria orgânica aumenta com a ocorrência de Chestnut. Nos ambientes de solos tropicais em regiões limítrofes há a presença de terra preta tropical e nos ambientes onde ocorrem oscilação de regimes de chuvas e estiagem tem a presença de terra vermelha tropical (Latosolos e Argissolos) onde há a predominância da ferralitização e por fim o solo laterítico onde há a formação da ferrirosta.

O intemperismo segundo Chistofolletti (1980) é responsável pela produção de detritos a serem erodidos, constituindo etapa para formação do regolito. Por um lado, o intemperismo sendo um agente externo que degrada a rocha, por outro permite o desenvolvimento pedogenético e a formação de rochas decompostas denominados de saprolito, que em tradução livre significa rocha podre. Os intemperismos químico e bioquímico são responsáveis pela decomposição das rochas e o intemperismo físico pela fragmentação.

O intemperismo químico segundo Bigarella *et al.* (1994 p 112) atua sobre os minerais das rochas a partir de reações químicas, as quais sob condições naturais são bastante complexas, o que envolve muitas variáveis: dissolução, hidratação, hidrólise, carbonatação, oxidação, redução, quelatação, resultantes de atividades inorgânicas e orgânicas.

1.7. INTEGRAÇÃO PEDOGEOMORFOGENÉTICA EM REGIÕES TROPICAIS

O solo é um corpo tridimensional representando a pedosfera com a presença de material mineral obtido a partir do material de origem (material mineral) oriundo da litosfera, de matéria orgânica que é formada a partir dos organismos diversos (restos de vegetais, microrganismos, microrganismos, decompositores), ambos formam a parte sólida do solo. Os poros resultam de elementos externos oriundos do clima como o ar (atmosfera) e a água (hidrosfera). Ao observar verticalmente, os solos possuem perfis com horizontes que são influenciados pelos aspectos ambientais. Quando se observa as variações laterais, a paisagem, representada principalmente pelo relevo tem papel fundamental na delimitação dos solos.

Os processos dos solos são dinâmicos. Para o seu entendimento é necessário classificar os atributos físicos, químicos e morfológicos. O seu funcionamento ocorre em conjunto de todos os processos e reações são dependentes do controle mineralógico. Nos solos tropicais destacam-se os óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio. Os óxidos de ferro definem podem ser observados a partir da observação da cor: os óxidos de ferro não hidratado (hematita) possuem cor vermelha e situa em uma porção elevada da paisagem onde segundo Dalrymple *et al.* (1968) ocorre processos pedogenéticos associados com movimentos verticais da água subsuperficial. Com isso, a água nos poros é pouco frequente. Já em solos com presença de Goethita (óxido de ferro hidratado) a cor tende ao amarelo, pois ocorre em uma porção da paisagem que predomina a oxidação (presença de ar para oxidar o ferro, juntamente com a água higroscópica). Em geral situa em uma porção da paisagem inferior em relação ao ambiente rico em hematita. A distribuição da hematita e goethita pode ser mesclada o que pode variar a tonalidade de vermelho-amarelo na paisagem. Santana (1984) desenvolveu uma fórmula que identifica o Fator Vermelho do solo (FV) que correlaciona perfeitamente com a distribuição da hematita e goethita.

A integração pedogeomorfogenética permite dar suporte para a identificação e o mapeamento de solos, pois permite-se ajustar os atributos do terreno (MDE, Declividade por exemplo) e atributos do solo. Em regiões tropicais o solo zonal principal é o Latossolo. O sistema Brasileiro de Classificação de Solos (Embrapa, 1999; 2006) dá uma grande importância na cor dos solos quando se classifica um Latossolo. Diferencia em vermelho, vermelho-amarelo e amarelo. Na classificação dos solos dos Estados Unidos a

terminologia é *Oxisols*, pois o processo de oxidação do ferro é um atributo importante a ser considerado. Segundo vários autores Schwertmann & Lentze (1966); Davey *et al* (1975); Childs *et al* (1979) e Torrent *et al* (1982) os solos que contém quase que exclusivamente goethita apresenta cor marrom-amarelado com matiz variando de 10 YR até 2,5Y, contudo quando a hematita está presente as cores são avermelhadas. Uma topossequência clássica dos ambientes de aplainamento em clima tropical, onde possui a interação entre o relevo e a distribuição da cor dos solos apresenta como sequência, no topo o Latossolo Vermelho, pois acontece áreas de recarga hídrica com drenagem excessiva dos solos dificultando a fixação de água higroscópica. Desse modo, prevalece a hematita. Ao longo das porções mais a jusante o acúmulo de água é um pouco maior, mas ainda é favorável ao processo de oxidação, desse modo favorece a presença de goethita. A mistura entre hematita e goethita resulta em Latossolo Vermelho-Amarelo e quando há praticamente a goethita ocorre Latossolo Amarelo. No limite entre a transição de ambientes de oxidação e ambiente redutor (solos hidromórficos) há oscilação do lençol freático, que é típico de clima tropical por conter um regime de seca e outro chuvoso. Desse modo, há uma tendência de formar Plintossolos. E em zonas de saturação hídrica nos solos e de imperfeições de drenagem tendem a ocorrer a redução do ferro, pois a presença de ar nos poros é limitada.

Quando se analisa a cronossequência, os solos mais jovens apresentam maiores influências do material de origem, pois o intemperismo ainda não conseguiu modificar a composição mineralógica de forma intensa, por isso é possível encontrar minerais primários. Já os solos mais antigos sofreram alterações vindas da dinâmica externa a partir do intemperismo. No caso do intemperismo químico, o contato entre a água e o ar que contem oxigênio fixa-se e oxida o ferro e o alumínio. Em solos de relevos mais velhos, ocorre o enriquecimento relativo de ferro e alumínio, pois a água contribui para a lixiviação de nutrientes e minerais além de acidificar em seu interior.

O estudo da relação entre a evolução do relevo e da cobertura pedológica é um dos desafios fundamentais para a compreensão das paisagens tropicais (Queiroz Neto, 2002), que obriga a integração de várias áreas de conhecimento, como as geociências e as ciências do solo. Os modelos clássicos estabelecem relações bidimensionais da posição da paisagem, forma de terreno e grau de intemperismo do solo, como os de Ruhe (1956), Troeh (1965), Dalrymple *et al.* (1968), e Daniels *et al.* (1971). Os modelos digitais de elevação (MDE) permitiram mais recentemente uma integração destas abordagens no estudo de catenas tridimensionalmente (Lark, 1999).

Outro conceito importante sobre a relação solo-paisagem é o balanço entre os processos químicos e físicos nas vertentes. Estes conceitos de equilíbrio relacionam o desenvolvimento das superfícies geomórficas com a maturidade dos solos. Superfícies geomórficas mais antigas tendem a ser mais estáveis, mais homogêneas e com coberturas pedológicas mais maduras e menos complexas (Teramoto *et al.*, 2001). A ideia principal é que existem mecanismos sistêmicos que promovem um equilíbrio dinâmico na paisagem, como o conceito de bio-resistência de Erhardt (1956).

Por outro lado, as superfícies mais antigas são mais estáveis e normalmente relacionadas com os divisores de bacias e ambientes de erosão, enquanto que as superfícies mais jovens ocorrem em áreas de acumulação e ambientes deposicionais (Graham *et al.*, 1990).

A cronossequência pode ser definida como um conjunto geneticamente relacionado dos solos, em que a vegetação, topografia e clima são semelhantes (Harden, 1982).

Segundo Sauer *et al* (2015) são sequências de solos de diferentes idades que deveriam ter desenvolvido sob as condições semelhantes no que diz respeito ao clima, vegetação e outros organismos vivos, alívio e material de origem. De acordo com Resende *et al* (2002) a sequência básica de solos é a sequência de idade (cronossequência). Ela explica as diferenças mais gerais entre os solos dos vários continentes. A sequência litológica assume importância capital que imprimem características marcantes nos solos que originam. Para os mesmos autores, o relevo está intimamente ligado ao fator tempo na gênese dos solos, desse modo é de se esperar que na paisagem brasileira, onde os processos de pedogênese são bastante ativos, ele tenha um papel crítico como controlador do tempo de exposição aos agentes bioclimáticos. Solos pouco evoluídos como os Neossolos Litólicos, Neossolo Quartzarênicos, Neossolos Flúvicos são influenciados de forma mais intensa do material de origem, enquanto os Latossolos apresentam grandes influências climáticas por serem mais antigos e conseqüentemente expostos ao intemperismo.

Sommer e Schlichting (1997) desenvolveram o conceito de catenas arquetípicas para explicar melhor essa relação entre solo e relevo, dependentes dos processos de (im)mobilização e os regimes hidrológicos, quais sejam: (i) catenas de transformação (*transformation catenas*), onde não são evidenciados ganhos ou perdas de elementos ou componentes do solo, mas somente processos de transformação, (ii) catenas de lixiviação (*leaching catenas*), com perdas de componentes e sem evidências de ganhos, e (iii) catenas de acumulação (*accumulation catenas*), mostrando ganhos e sem perdas de

materiais em nenhuma porção. As catenas de translocação (*translocation catenas*) são subtipos das de lixiviação ou de acumulação, onde as transferências e acumulações estão em equilíbrio. As catenas relacionadas com superfícies geomórficas de diferentes idades, as catenas temporais (*chrono catenas*), são consideradas como um subgrupo de todas as outras.

CAPÍTULO 2 – CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A ecorregião onde esta tese dá ênfase é a ecorregião do Chapadão do São Francisco (ECSF). Sua superfície está situada nas porções mais elevadas da mesorregião do Extremo Oeste Baiano, onde-se utilizava uma terminologia de Espigão Mestre que é uma extensa faixa de terra que marca o divisor hidrográfico onde vertem as águas para o rio São Francisco e para o Rio Tocantins.

A ECSF é situada na Mesorregião do Extremo Oeste do estado brasileiro da Bahia, entre os paralelos 10°06'S e 16°10' S e os meridianos 44°06' W e 46°37' W. Dos 24 municípios, a porção baiana compreende Baianópolis, Barreiras, Formosa do Rio Preto, Luís Eduardo Magalhães, Riachão das Neves, São Desiderio, Cocos, Correntina e Jaborandi. O mapa de localização pode ser observado na figura 5:

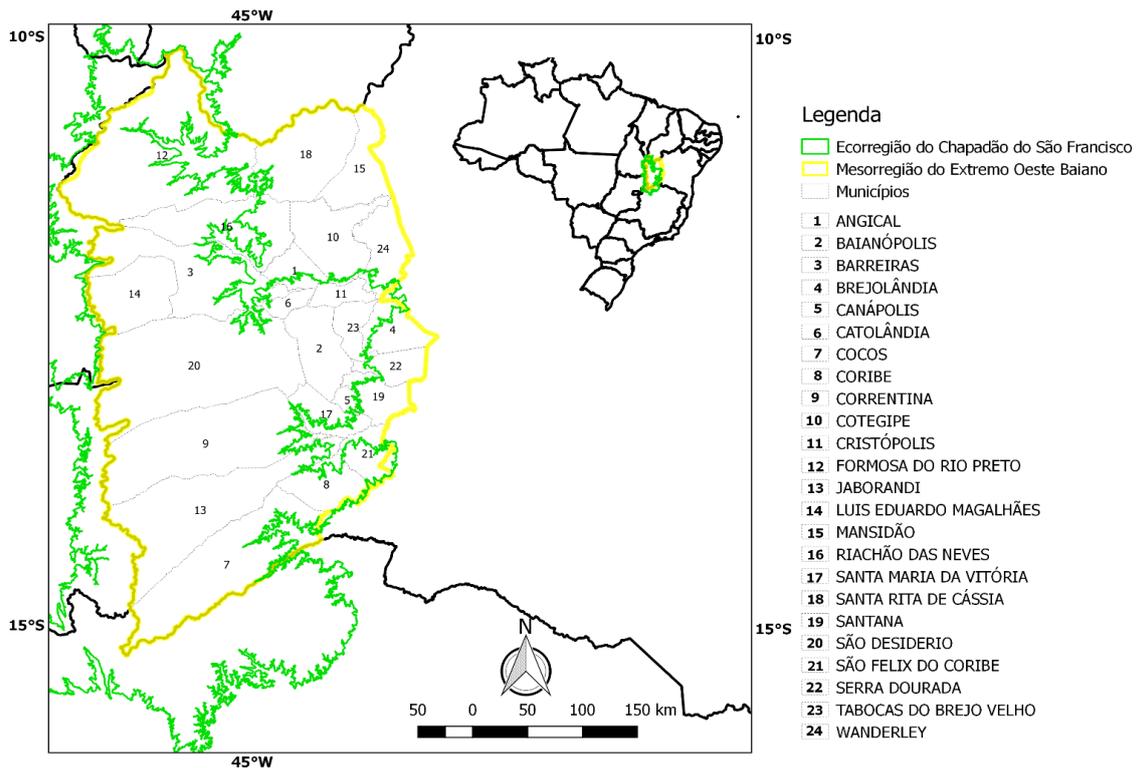


Figura 5 Localização da Ecorregião do Chapadão do São Francisco e os municípios da Mesorregião do Extremo Oeste Baiano.

2.1. ASPECTOS DA PAISAGEM

A ECSF consiste em uma transição entre dois biomas importantes: o Cerrado e a Caatinga.

A Mesorregião do Extremo Oeste Baiano situa uma faixa de transição entre o Bioma Cerrado e conseqüentemente entre duas ecorregiões: a do Chapadão do São Francisco e a Depressão Sertaneja Meridional.

A paisagem apresenta significado polissêmico e o conceito segundo Forman e Godron (1986) a definem como a área superficial heterogênea, composta por um conjunto de ecossistemas interativos, que se repete de forma similar por outras extensões de área. É o resultado, na sua formação, de três mecanismos: geomorfológico, em longo prazo; colonização de organismos e distribuição em escala local dos ecossistemas, em curto prazo. Para Metzger (2001), a paisagem é definida como um mosaico heterogêneo formado por unidades interativas e uma determinada escala de observação. Farias (2014) fez uma avaliação evolutiva da paisagem a partir de uma avaliação dos elementos naturais da paisagem que são os bióticos, abióticos e antrópicos urbanos e rurais.

De acordo com Farias (2014) os elementos naturais abióticos têm como destaque

as formas de relevo. Essas formas possibilitam a individualização ou agrupamentos de solos, padrão de vegetação e organização fluvial. Os elementos bióticos são representados espacialmente pelos elementos fitogeográficos, tais como as fitofisionomias do bioma Cerrado e também culturas voltadas para atividades agro silvo pastoris. Os elementos antrópicos ou culturais são representados pelo uso e ocupação da terra e onde o homem constrói o espaço geográfico. São representados pelas áreas urbanas e áreas rurais (que também está inserida como elementos bióticos).

A Paisagem natural da Região do Extremo Oeste Baiano consiste em uma transição de biomas. Situa a oeste no alto da Chapada do São Francisco inserida no Bioma Cerrado, onde o clima é tropical com regimes hídricos bem definidos: chuvoso nas proximidades do verão e seco no inverno. Enquanto a paisagem localizada a leste da Mesorregião onde ocorre uma região de Depressão em que predomina o bioma Caatinga, cujo clima é o semiárido com precipitações inferiores ao ambiente de chapada. Essa depressão está inserida na Ecorregião da Depressão Sertaneja Meridional.

Segundo Vellozo *et al.* (2002) a Depressão Sertaneja Meridional apresenta a paisagem mais típica do semiárido nordestino: extensas planícies baixas, de relevo predominante suave ondulado, com elevações residuais disseminadas na paisagem. Os solos são profundos, com predomínio de Latossolos. Há presença de afloramentos de calcário Bambuí. O clima da ecorregião da Depressão Sertaneja Meridional é predominantemente quente e semiárido, com dois períodos chuvosos distintos principais de outubro a abril nas áreas de sertão (inclusive regiões cársticas). A precipitação média anual varia de 500 a 800 mm. A Vegetação da Caatinga é arbustiva a arbórea. Nas áreas de afloramentos de calcário Bambuí predomina a caatinga arbórea.

2.2. CLIMA

O clima da ECSF é predominante o Tropical, com alternância de regimes de precipitação: abundante no verão e seca no inverno. A leste da Ecorregião ocorre uma transição para o clima semiárido, sobretudo na Depressão Sertaneja Meridional. Ao avaliar a média de precipitação anual distribuídos ao longo da área de estudo é possível notar índices pluviométricos mais elevados na porção oeste e decrescendo para leste, como pode ser visto no mapa da figura 6:

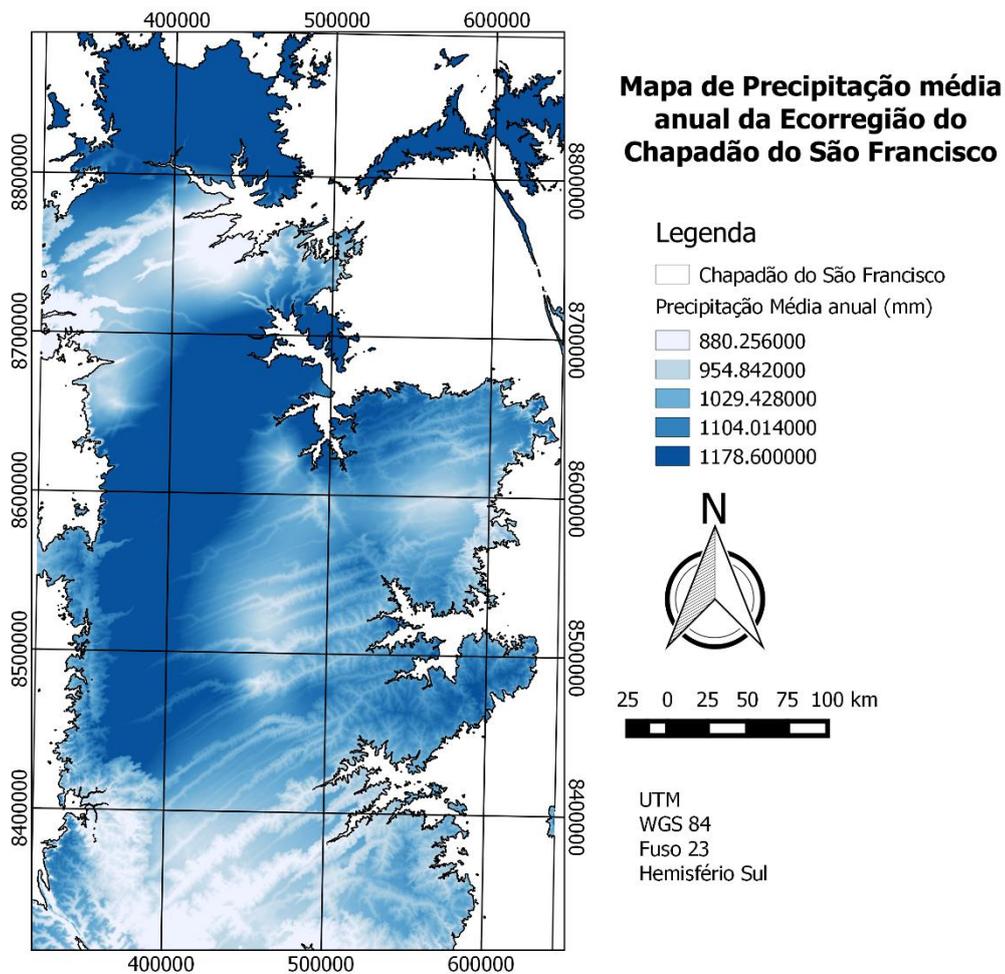


Figura 6 Distribuições da Precipitação Média Anual (Dados obtidos a partir do Hidroweb e INMET).

As precipitações menores foram observadas nas porções próximas aos vales do rio São Francisco e estendido ao longo do vale do Rio Preto entre Santa Rita de Cássia e Formosa do Rio Preto. É possível visualizar a influência do relevo no índice de precipitação. A porção mais ocidental da área de estudo mostra um maior índice pluviométrico e coincide com as áreas de atividades agropecuárias ao longo da rodovia BR – 020 nos municípios de Jaborandi, Correntina, São Desiderio, Luís Eduardo Magalhães e Barreiras.

Ao observar o gráfico das normais climatológicas de precipitação acumulada mensal e anual entre os anos de 1961 e 1990 (Figura 7), a estação Barreiras situada na Chapada tem precipitação anual acumulada média de 1140,1 milímetros. Enquanto que em Ibipetuba situada no município de Santa Rita de Cássia, a precipitação é de 1003

milímetros. Enquanto em Bom Jesus da Lapa situada na Depressão Sertaneja, onde o clima é semiárido é de apenas 890 milímetros. A distribuição mensal é similar em todas as estações respeitando os valores. Os meses de verão são os mais chuvosos, enquanto o inverno é seco.

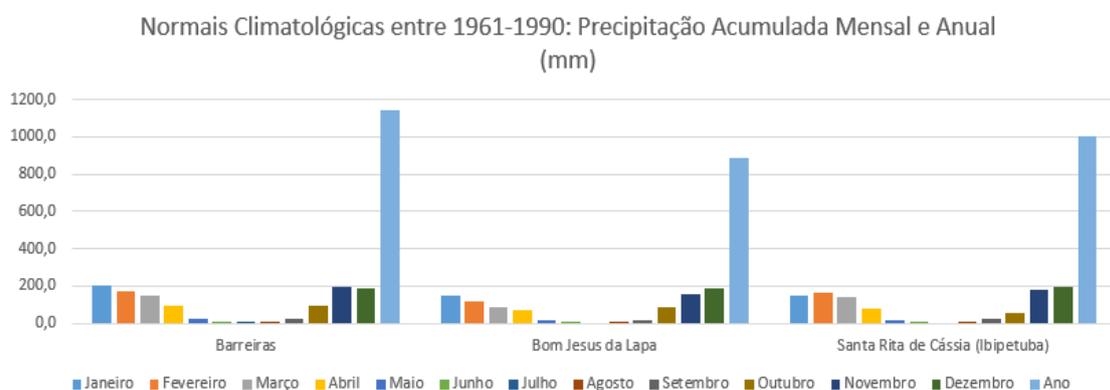


Figura 7 Precipitação acumulada mensal e anual em três estações climáticas (Fonte Inmet).

Quanto a temperatura, as três estações são similares com pouca variação. Em média, o mês mais quente é outubro com temperaturas próximas de 26°C para as três estações, enquanto a temperatura média mais fria situam nos meses de junho e julho. A temperatura em Santa Rita de Cássia e Barreiras apresentam praticamente as mesmas temperaturas com variação na casa decimal, sendo superior a 21°C. A estação de Bom Jesus da Lapa mostra a influência de uma altitude mais baixa para demonstrar temperaturas mais elevadas. Observe a figura 8, o comportamento da temperatura média.

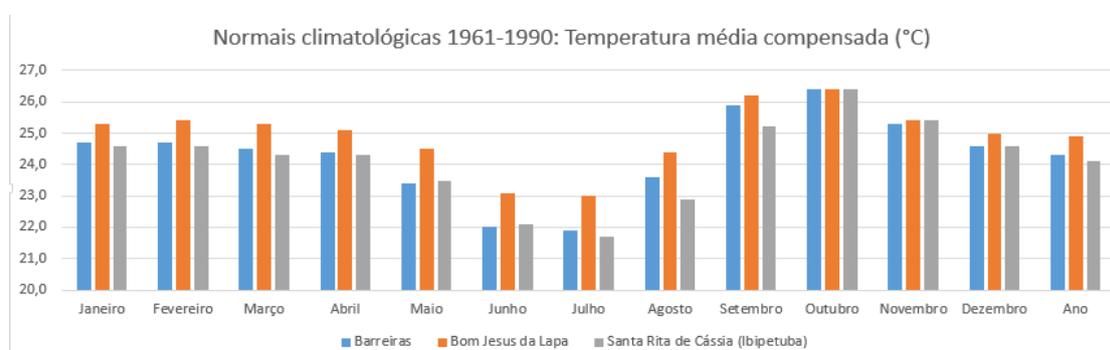


Figura 8 Temperatura média compensada em °C (Fonte: Inmet).

2.3. HIDROGRAFIA

De acordo com Mauro *et al.* (1982) a hidrografia da ESCFé formada por cursos de água limitados eventualmente por margens inclinadas evidenciando um controle estrutural com direção SO-NE apresentando padrões paralelos e subparalelos. Os rios podem apresentar veredas e murunduns, que são pequenos pantanais associados aos afloramentos do lençol freático em contato com litologias de diferentes porosidades e permeabilidades. As planícies fluviais são extensas e no alto curso os vales são de fundo chato, onde as vezes se concentram águas da chuva e do escoamento subsuperficial formando zonas alagadas que dão origem as veredas. Nas zonas dissecadas, os rios aproveitam as áreas de falhas ou fraturas associadas as rochas do grupo Bambuí. Destacam os cursos de água das bacias hidrográficas do rio Grande e Preto a norte, do rio Corrente na porção central, e do rio Carinhanha na porção sul. Esses rios e seus afluentes são fortemente influenciados por imposição estrutural sendo a predominante o padrão paralelo rompendo a ecorregião transversalmente.

2.4. GEOLOGIA

A geologia da ECSF é formada por um embasamento do Pré-Cambriano relacionado com o cráton do São Francisco, sobreposto por rochas plataformais do Grupo Bambuí do Neoproterozoico e rochas sedimentares cretácicas da bacia Sanfranciscana (Alkmin & Martins Neto, 2001).

A bacia sedimentar Sanfranciscana do São Francisco ocupa 500 mil quilômetros quadrados ocupando os estados de Minas Gerais, Bahia e Goiás, tendo como principais unidades litoestratigráficas destacando o supergrupo espinhaço de idade paleo/mesoproterozoica, o grupo Santa Fé de idade permo-carbonífera e os sedimentos cretácicos dos grupos Areado, Mata do Corda e Urucuia (Alkmin & Martins Neto, 2001; Alkmin, 2004). As rochas do cretáceo representam repercussões da dispersão de Gondwana, resultando na formação do Atlântico Sul (Schobbenhaus et al., 1984) iniciando-se com a deposição da base do Grupo Areado em um conjunto de semigrabens formados por reativação de falhas neoproterozoicas (Sawasato, 1995). Registram ainda extraído do evento principal eu guardo no alto Paranaíba número da bacia rápido Oeste em concomitância como organismos atrás da porta

A bacia apresenta preenchimentos sedimentares diferentes conforme a cronologia

geológica. A sua base é iniciada por diques de rochas básicas que cortam os sedimentos da Bacia Espinhaço, mas não cortam os sedimentos sobrepostos. A idade é de 900 milhões de anos (Machado *et al.*, 1989). De acordo com Hasui & Haralyi (1991) e Campos & Dardenne (1997) o processo evolutivo da paleogeografia regional da Bacia Sanfranciscana ocorreu inicialmente com a deposição do Grupo Santa Fé a partir do norte da bacia no Neopaleozoico. Houve depois intensos processos erosivos responsáveis pelo retrabalhamento de grande parte da sucessão Santa Fé no Eomesozoico. No Eocretáceo, houve a deposição do Grupo Areado e desenvolvimento de feições tafrogenéticas na Sub-Bacia Abaeté. Início do soerguimento do Alto Paranaíba. Houve no Neocretáceo uma fase principal do Soerguimento do Alto Paranaíba. A intrusão que se estende na porção sul goiano produziu a província alcalina de Goiás (Danni, 1996; Junqueira-Brod *et al.*, 2002). Essa intrusão gerou um soerguimento de cortes transversais na porção central do Brasil e subdividiu na última sedimentação cretácea em duas distintas áreas: ao sul a bacia sedimentar Bauru e ao norte a bacia sanfranciscana onde há a divisão entre as sub-bacias Abaeté e ao Norte a Subbacia Urucuia (Hasui & Haralyi, 1991).

No Cretáceo iniciou o preenchimento de novos tipos de sedimentos, que deram origem as superfícies que contemplam a Ecorregião do São Francisco. Segundo Spigolon e Alvarenga (2002) as etapas de mudanças do clima afetaram no tipo de sedimentação. No período de grande aridez (cretáceo), havia o domínio de um sistema eólico, em que predominava o transporte de grãos de areia a partir da ação dos ventos, formando assim dunas. Com a formação do Oceano Atlântico, o clima começou a ficar mais úmido e as precipitações começaram a surgir redes fluviais, além do transporte eólico ocasionado pelo substrato arenoso (depósitos de planícies arenosas). Dentro do sistema fluvial de ambiente arenoso também surgiu os depósitos de uades, que são rios temporários ou efêmeros e planícies de inundação. O preenchimento das rochas da Subbacia Urucuia de acordo com Gaspar *et al* (2012) apresenta os limites inferiores variáveis, pois as espessuras das rochas do Grupo Urucuia são menores na parte leste da bacia, de cerca de 50 a 100 metros coincidindo com as unidades de Chapada Baixa e Frente de Recuo Erosivo.

Para Bonfim & Gomes (2002) a espessura do Urucuia, considerada na literatura como não ultrapassando os 400 metros, pode atingir valores superiores aos 1.500 metros. Pois existe uma estruturação em grabens preenchidos de sedimentos e sugere uma hipótese de que nem todos os sedimentos pséfíticos, psamíticos e pelíticos considerados como do Urucuia, sejam realmente pertencentes ao grupo. Podem ser mais antigos, relacionados, por exemplo, a unidades paleozoicas correlacionadas as da Bacia do

Parnaíba. O mesmo autor diz que em uma secção norte sul a porção central da Sub-Bacia do Urucuia apresenta menor profundidade da espessura das rochas do Urucuia e na porção norte e sul da referida área há um preenchimento mais profundo das rochas.

Deposição do Grupo Urucuia e desenvolvimento do magmatismo alcalino na área afetada pelo soerguimento onde situa Minas Gerais. Na era Cenozóica, aconteceu o processo de acumulação da Formação Chapadão, desenvolvimento da atual superfície de relevo e incisão das formas geomorfológicas de mesetas e extensas chapadas (Bomfim & Gomes, 2014). A formação chapadão é cronocorrelata à Formação Cachoeirinha, que ocorre no Mato Grosso e Goiás. Formou-se entre o Paleoceno e o Mioceno, durante o ciclo de aplainamento Sulamericano de King (1956).

2.5. RELEVO

Quanto a gênese do relevo, a bacia Sanfranciscana onde se situa a ECSF tem origem a partir de uma tectônica de rearranjos isostáticos no Paleozóico, onde a tectônica foi pouco pronunciada representando uma região que continha uma calha sedimentar formando uma depressão situada entre a faixa Brasília e Araçuaí/Espinhaço Setentrional. No período eomesozóico corresponde a fase de novo equilíbrio isostático pós-glaciais. O Eocretáceo consiste na fase extensiva associada a abertura do atlântico Sul provocando a geração da sub-bacia Abaeté em Minas Gerais. No Mesocretáceo houve uma inversão tectônica da bacia onde houve uma fase pós rifte responsável pela origem da sub-bacia Urucuia. O Neocretáceo houve influência das falhas oceânicas em zonas de fragilidade continental, responsável pela implantação do magmatismo alcalino como nas regiões situadas na sub-bacia do Abaeté. E uma fase responsável pela geração do sistema paralelo de drenagens na sub-bacia Urucuia, já no Cenozóico (Campos & Dardenne, 1997).

De acordo com Mauro *et al.* (1982) a presente área é denominada de Planalto do Divisor São Francisco-Tocantins, que possui altimetria superior a 500 metros e com cotas que chegam a 1200 metros como na Serra Geral de Goiás. Divide-se em duas unidades: o Chapadão Central e os Patamares do Chapadão. O chapadão Central apresenta um plano regular com inclinação de 5° no sentido oeste leste. De norte a sul, os desníveis estão associados as bordas assimétricas de vereda. Em geral, a altitude na borda oriental situa entre 520 e 600 metros e na parte central pode chegar a 800 e 920 metros fazendo com que os rios que nascem na periferia confluam para o centro do Chapadão Central. Na

borda ocidental as altitudes são superiores a 800 metros, onde ocorrem os topos. Os patamares do chapadão contornam a borda do Chapadão Central com altitudes médias entre 500 e 800 metros. Contém litologias pertencente ao grupo Bambuí, Formação Urucuaia e em algumas áreas restritas a presença de rochas atribuídas ao Pré-Cambriano a Médio (Mauro *et al.*, 1982).

A Embrapa promoveu o mapeamento geomorfológico no contexto municipal de alguns municípios do contexto de Chapada da Ecorregião do Extremo Oeste Baiano. Como o mapeamento Geomorfológico de São Desidério (Passo *et al.*, 2010); Riachão das Neves (Lima *et al.*, 2010); Luís Eduardo Magalhães Castro *et al.*, 2010); Jaborandi (Castro *et al.*, 2010b); Correntina (Lima *et al.*, 2010b); Cocos (Lima *et al.*, 2010c) e Barreiras (Passo *et al.*, 2010b).

2.6. SOLOS

Quanto aos solos de acordo com Jacomine *et al.* (1976) os solos disponíveis com base na classificação brasileira de solos vigente (Embrapa, 2006) compõe-se de Latossolos Vermelho Amarelo, Latossolo Vermelho, Neossolo Quartzarênico, Neossolo Litólico, Solos Hidromórficos, Argissolos.

Nas porções dissecadas do Espigão Mestre, ocorrem solos arenosos como o Neossolo Quartzarênico órtico, além dos solos Hidromórficos. A porção central do Chapadão do São Francisco onde situam os rios Grande, Rio de Janeiro, Rio Balsas, Rio das Pedras, Rio de Ondas, Rio das Fêmeas, Rio Roda Velha apresentam solos hidromórficos em seu alto curso, já o Rio Galheirão apresenta a mesma classe de solo em seu curso intermediário. As características destes solos com base no levantamento de solos de Jacomine *et al.* (1976) podem ocorrer grupamentos indiscriminados de Gleissolo Melânico e Gleissolo Háplico com baixa atividade de argila e a textura que varia de arenosa a média, além de Gleissolos Háplicos cinzentos de textura média, além de menor extensão de Organossolos e Neossolos Quartzarênicos Hidromórficos. Todos os solos citados são distróficos e a cobertura vegetal é formada por campo de Várzea (Campo úmido/Vereda) e floresta perenifólia de várzea com buriti (Mata de Galeria inundável) relevo plano. Estes solos ocorrem ainda em menor quantidade na porção meridional situado no Alto curso do rio Formoso e ao norte da área de estudo nas proximidades das cabeceiras dos rios Formoso (da bacia do Tocantins) juntamente com o rio Sapão e ainda

nos afluentes formadores do rio Preto (Rio do Santo e Cabeceira Nova). Na região onde a montante da inflexão do rio São Desiderio também apresenta solo Hidromórfico, porém com características um pouco diferentes pois a associação é de apenas entre o Gleissolo Háplico de textura arenosa juntamente com Gleissolo Háplico cinzento com textura arenosa e média e atividade de argila baixa, com horizonte A moderado onde a fase de vegetação é formada por um complexo de cerrado, floresta caducifólia e Campo de Várzea com relevo Plano.

A região onde ocorre a dissecação dos rios da Chapada do São Francisco também possuem as áreas de Neossolo Quartzarênico órtico com formato de sua classe de solo influenciada pelas redes fluviais. Este solo mostra a influência dos arenitos do Grupo Urucuia. Destaca-se principalmente a porção meridional da área de estudo onde ocorre no limite entre o Latossolo Vermelho Amarelo e alguns solos Hidromórficos já descritos. A jusante, ocorre limite com Argissolos e Latossolo Vermelho onde marca o limite geológico do Grupo Urucuia e também da Chapada do São Francisco. Acompanha os vales do rio Carinhanha, rio do Meio, rio Itaguari e córrego de Santo Antônio na proximidade de Cocos Bahia. Na bacia do rio Formoso, também apresenta este comportamento juntamente com os afluentes rio Pratudinho e rio Pratudão. Acontece também a presença de Neossolo Quartzarênico nos rios Arrojado, Veredãozinho, Veredão, que são tributários. Também no rio das Éguas ou Correntina, no rio Santo Antônio, Rio do Meio e o rio Guará. Os rios seguem em sua jusante na classe de Argissolos nos meridianos próximos da cidade de Correntina BA. Na porção norte da chapada do São Francisco na área de estudo, a presença de Neossolo Quartzarênico ocorre ao longo do alto curso do Rio Preto e afluentes como o rio Sapão, rio Atrás do Brejo, rio São José, Riachão, Vereda do Ouro. Na bacia do rio Branco, Afluente do rio Grande, possui a classe de Neossolo Quartzarênico. No rio de Janeiro se dá de modo mais discreto na proximidade de cachoeira Redonda. Também se dá no rio Riachão e no Riacho Jatobá. O limite desta porção dos solos em sua jusante se dá com o Neossolo Litólico Eutrófico na borda da escarpa do Chapadão de São Francisco. Este Neossolo Quartzarênico descrito anteriormente com base no levantamento de 1976, a associação de solos se dá com as seguintes características: associação de Neossolo Quartzarênico órtico juntamente com Latossolo Vermelho Amarelo de textura média com horizonte A moderado e a vegetação consiste de Cerrado Subperenifólio e Subcaducifólio. Nas proximidades das redes fluviais ocorrem dentro desta associação a presença de Grupamentos indiscriminados de solos hidromórficos de textura arenosa e média. Com presença também de Gleissolo Háplico

cinzento de textura arenosa e média. Organossolos e Neossolo Quartzarênico Hidromórfico onde todos os solos minerais apresentam argila de atividade baixa e são distróficos e a vegetação dos solos hidromórficos descritos são formados por Campo de Várzea (Campo úmido) e floresta perenifólia de várzea com buriti (mata de galeria inundável e Vereda) sobre relevo plano.

Nas regiões que bordejam o Planalto do Chapadão do São Francisco possui a presença de solos rasos como os Neossolos Litólicos Distrófico entre Formosa do Rio Preto, alcançando a Serra do Boqueirão próximo a Mansidão BA. Ao sul de Formosa do Rio Preto o Neossolo Litólico passa a ser eutrófico na altura de Riachão das Neves, Barreiras e São Desiderio em uma convergência de vários rios formando um entroncamento fluvial onde dá origem ao Neossolo Flúvico do Rio Grande. A leste de São Desiderio há um prolongamento do Planalto Sanfranciscano onde se situa dentre diversas cidades, Baianópolis. A borda oriental desta chapada é formada por Neossolo Litólico eutrófico e Argissolos diversos. Na região de Correntina, Coribe, Santa Maria da Vitória. O Neossolo Litólico perde importância no limite da Chapada dando espaço para o contato entre o Neossolo Quartzarênico das áreas dissecadas do Chapadão Sanfranciscano e os Argissolos das porções inferiores. Grande parte já fora da área de estudo. Próximo da cidade de Cocos é possível visualizar uma mancha de Latossolo Vermelho no baixo curso do Rio Itaguari até o seu encontro com o rio Carinhanha.

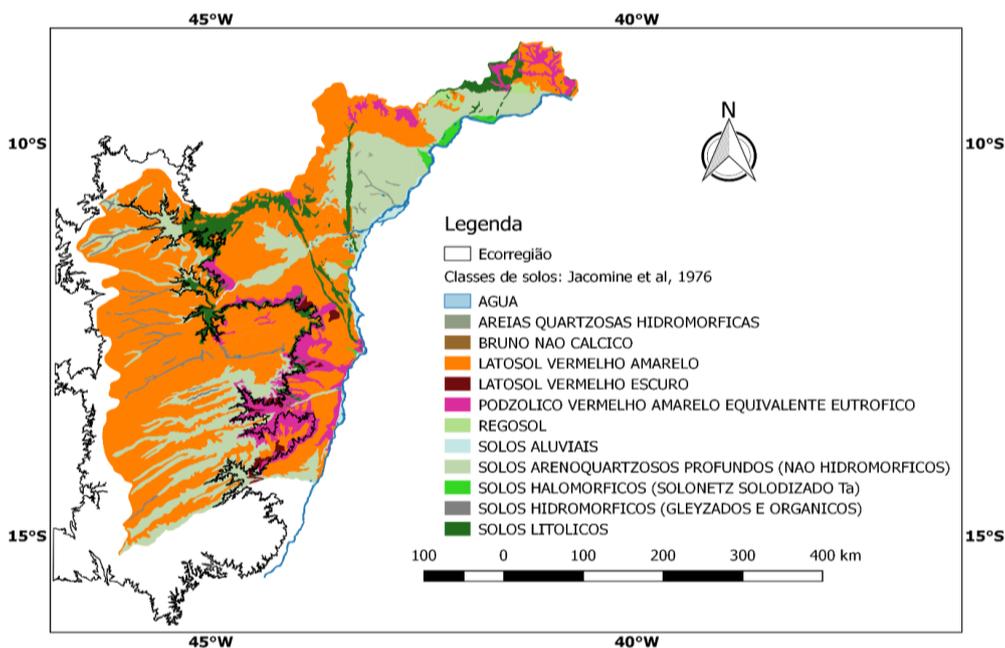


Figura 9 Mapa de solos do Levantamento exploratório - reconhecimento de solos da margem esquerda do rio São Francisco estado da Bahia. As classes de solos são as

disponíveis na época (Jacomine et al., 1976).

2.7. ASPECTOS HUMANOS E ECONÔMICOS

A Mesorregião do Extremo Oeste Baiano apontou nos últimos anos como uma região de grande desenvolvimento econômico sobretudo no setor primário da economia.

A inserção da agricultura moderna na Mesorregião do Extremo Oeste Baiano, promovida por incentivos do Estado em suas três esferas: federal, estadual e municipal, no final da década de 1970, provocou profundas mudanças na dinâmica espacial, e consequentemente na cidade de Barreiras, que na época que se apresentava como o principal centro urbano da região, e acabou por ser o município mais atingido por essas mudanças, tanto no âmbito do espaço municipal quanto no âmbito do espaço urbano (Souza *et al.*, 2015 P. 96).

Nas últimas décadas essa região sofreu mudanças significativas na paisagem substituindo o Cerrado, sobretudo da chapada cedendo lugar as atividades econômicas agro-silvo-pastoris. Com o desenvolvimento tecnológico para a solução de problemas da acidez e da fertilidade dos solos, bem como a facilidade de manejo de máquinas agrícolas foi viável a ocupação da Chapada. Essa produção do espaço geográfico afetou diretamente na população como o crescimento populacional de importantes cidades como Barreiras e Luís Eduardo Magalhães, da melhoria do Índice de Desenvolvimento Humano Municipal (IDHM) e também na obtenção de riquezas (PIB). Este capítulo tem como objetivo descrever os aspectos humanos e econômicos da Mesorregião do Extremo Oeste Baiano.

A mesorregião do Extremo Oeste Baiano tem uma população total de 644.979 habitantes em 2015 de acordo com a projeção a partir do censo do IBGE do ano de 2010 e a distribuição da população pode ser vista no mapa disponível na figura 10:

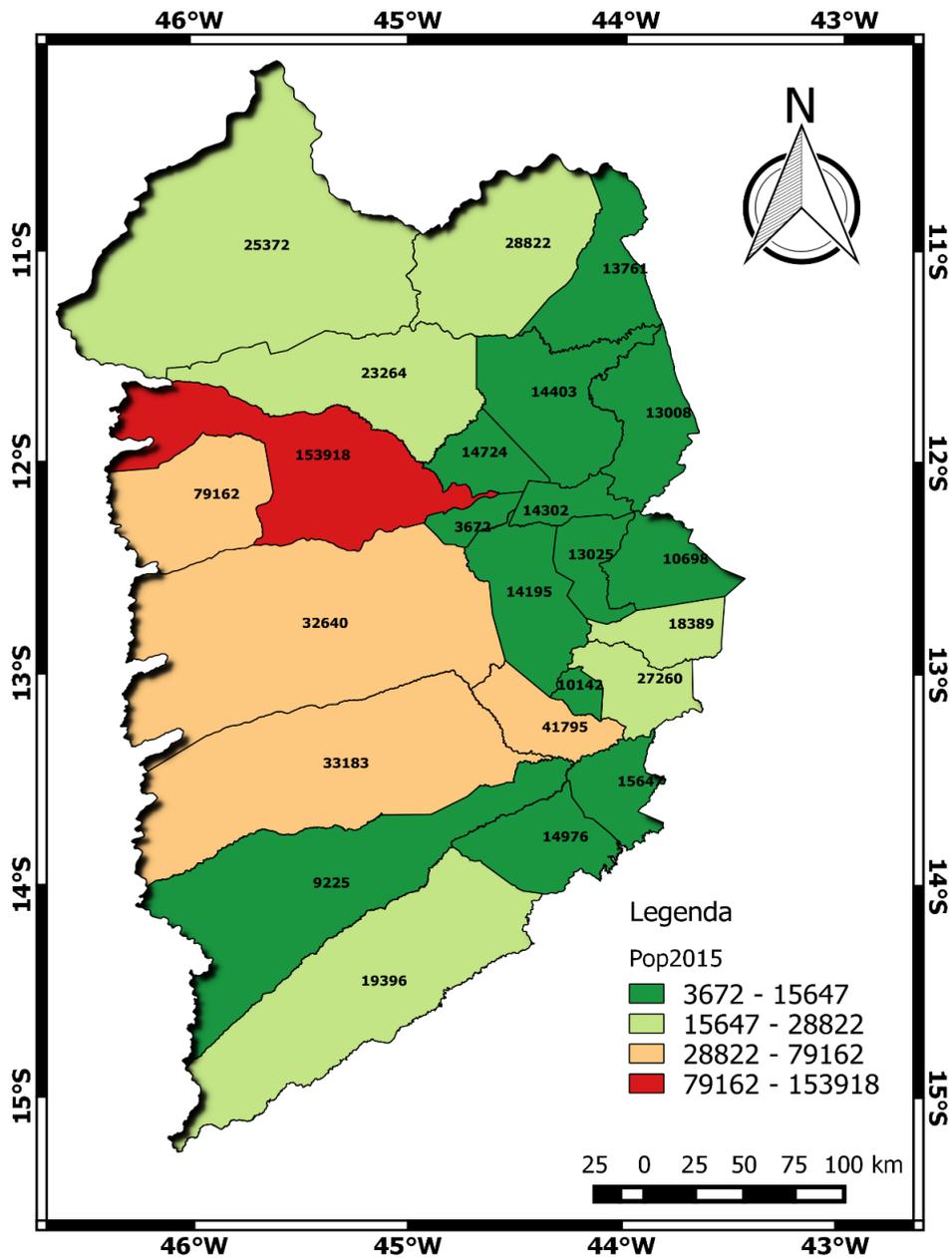


Figura 10 Distribuição da população dos municípios da Mesorregião do Extremo Oeste Baiano projetado para o ano de 2015 (Fonte IBGE).

O mapa mostra a partir do agrupamento de classes por meio de quebras naturais (Jenk) quatro classes e mostra que a população está concentrada principalmente nos municípios do centro ocidental da mesorregião.

De acordo com o IBGE (2016) a projeção de 2015 diz que Barreiras é o município mais populoso da Mesorregião do Extremo Oeste Baiano com 153.918 habitantes. Em seguida, há um segundo grupo onde pode ser de ordem decrescente os municípios de Luís

Eduardo Magalhães (79.162); Santa Maria da Vitória (41.795), Correntina (33.183) e São Desiderio (32.640). Desses municípios, apenas Santa Maria da Vitória está quase todo fora do Chapadão do São Francisco e a sua sede municipal situa-se na margem do rio Corrente e na margem oposta situa-se a sede municipal de São Felix do Coribe.

O grupo seguinte contém seis municípios, que da ordem decrescente tem Santa Rita de Cássia (28.822); Santana (27.260); Formosa do Rio Preto (25.372); Riachão das Neves (23.264); Cocos (19.396) e Serra Dourada (18389). Esse grupo pode ser dividido em três regiões: a norte formada por Formosa do Rio Preto, Santa Rita de Cássia e Riachão das Neves; uma segunda região, que contempla apenas o município de Cocos, situado na porção sul da mesorregião e na parte leste é formada por dois municípios que são Santana e Serra Dourada.

Os grupos dos municípios menos populosos apresentam-se concentrados em duas regiões: leste/nordeste onde situam os municípios da Depressão do São Francisco e na região centro sul formada pelos municípios de Jaborandi, Coribe e São Felix do Coribe. A ordem de população dos municípios são as seguintes: São Felix do Coribe (15.647), Coribe (14.976), Angical (14.724), Cotegipe (14.403), Cristópolis (14.302), Baianópolis (14195), Mansidão (13761), Tabocas do Brejo Velho (13025), Wanderley (13008), Brejolândia (10698), Canápolis (10142), Jaborandi (9225) e Catolândia (3672).

Na mesorregião do Extremo Oeste Baiano em linhas gerais ao avaliar os anos de 1991, 2000 e 2010 aconteceram aumento do IDHM. Pois todos os municípios estavam agrupados dentro dos índices muito baixo (**Figura 11**).

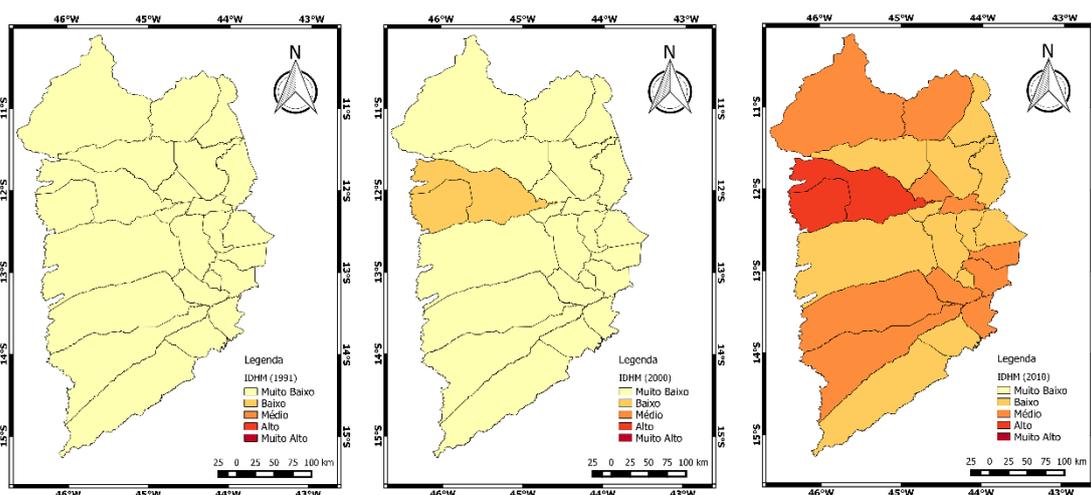


Figura 11 Evolução temporal do IDHM dos municípios da Mesorregião do Extremo Oeste Baiano (Fonte Atlas do Desenvolvimento Humano, 2013).

No ano de 1991, o município de Luís Eduardo Magalhães pertencia ao município de Barreiras e o núcleo urbano era denominado de Mimoso do Oeste. Não havia diferença significativa entre os municípios da Ecorregião do Chapadão do São Francisco e os situados na Depressão Sanfranciscana.

No ano 2000, os municípios de Luís Eduardo Magalhães e Barreiras apresentaram uma mudança de classe de IDHM mudando de muito baixo para baixo.

O ano de 2010 mostra uma mudança significativa do IDHM. Houve crescimento do índice em todos os municípios.

No ano de 2010, na mesorregião não houve municípios com IDHM muito baixo. Os municípios agrupados como de índice de desenvolvimento humano baixo em ordem crescente são Canápolis (0,565), Riachão das Neves (0,578), São Desiderio (0,579), Catolândia (0,582), Tabocas do Brejo Velho (0,584), Baianópolis (0,589), Cotegipe (0,590), Brejolândia (0,592), Cocos (0,596) e Mansidão (0,599). Desses municípios, quatro situam-se no Chapadão do São Francisco: Riachão das Neves, São Desiderio, Baianópolis e Cocos. O município de São Desiderio é um dos mais ricos do Oeste Baiano, porém apresenta um IDH baixo. Isso demonstra que mesmo com uma renda per capita elevada, o município apresenta grande concentração da riqueza no setor primário com 66% da participação do PIB municipal que no ano de 2013 aproximou dos 2 bilhões de reais.

Riachão das Neves apresenta uma participação do PIB intermediária de 397 milhões de reais, contudo há um percentual elevado no setor primário e a população é de aproximadamente 23 mil habitantes.

O município de Baianópolis situa na porção leste do Chapadão e apesar de possuir unidades de relevo e solos similares aos municípios ocidentais há um menor índice pluviométrico que afeta no investimento de agricultura de grandes culturas. Isso afeta o desenvolvimento municipal.

O município de Cocos possui grande extensão de cobertura natural e pouca participação da economia do agronegócio. Isso se dá devido a presença de unidades de conservação presentes em parte do município.

Os demais municípios situam-se na Depressão do São Francisco (Depressão Sertaneja), onde os índices pluviométricos são menores, o que afeta na economia e consequentemente no desenvolvimento humano.

Os municípios que se localizam no grupo de IDH médio são os municípios de Wanderley e Coribe ambos com (0,600); Correntina (0,603); Santa Rita de Cássia (0,605);

Serra Dourada e Santana (0,608); Jaborandi (0,613); Cristópolis e Santa Maria da Vitória (0,614); Formosa do Rio Preto (0,618); Angical (0,625) e São Felix do Coribe 0,639).

No grupo dos municípios com IDHM alto aparecem Luís Eduardo Magalhães (0,716) e Barreiras (0,721). São os dois municípios mais populosos da Mesorregião e Barreiras possui instituição de ensino superior.

O produto interno bruto da Mesorregião Extremo Oeste Baiano é heterogêneo. Produto Interno Bruto da mesorregião Extremo Oeste Baiano centra-se nos municípios situados na ecorregião do Chapadão do São Francisco.

O PIB mais elevado situa-se em Luís Eduardo Magalhães com 3,36 bilhões de reais. Além deste município, Barreiras, São Desiderio, Formosa do Rio Preto e Correntina possuem cifras superiores a 1 bilhão de reais. Para comparação, o município com menor PIB da mesorregião é Catolândia com 50,8 milhões de reais.

O município de Luís Eduardo Magalhães possui participação do PIB em destaque no setor terciário, destacando o setor de serviço e comércio. Mesmo assim no presente município há uma participação considerável no setor primário, agropecuária.

O município de Barreiras possui um PIB de quase 3 bilhões de reais sendo a participação da agropecuária ligeiramente superior a de Luís Eduardo Magalhães.

Quanto a distribuição do PIB agropecuário (Figura 12), o município de São Desiderio apresenta as maiores cifras respondendo por mais de 66% da participação do PIB. O município de Jaborandi também tem esse percentual, porém o PIB total desse município é de 298 milhões de reais.

Dos municípios localizados no Chapadão do São Francisco, Baianópolis é o município com participação pouco efetiva. O Produto Interno Bruto demonstra a importância econômica dos municípios da chapada e o desequilíbrio de riquezas da Mesorregião.

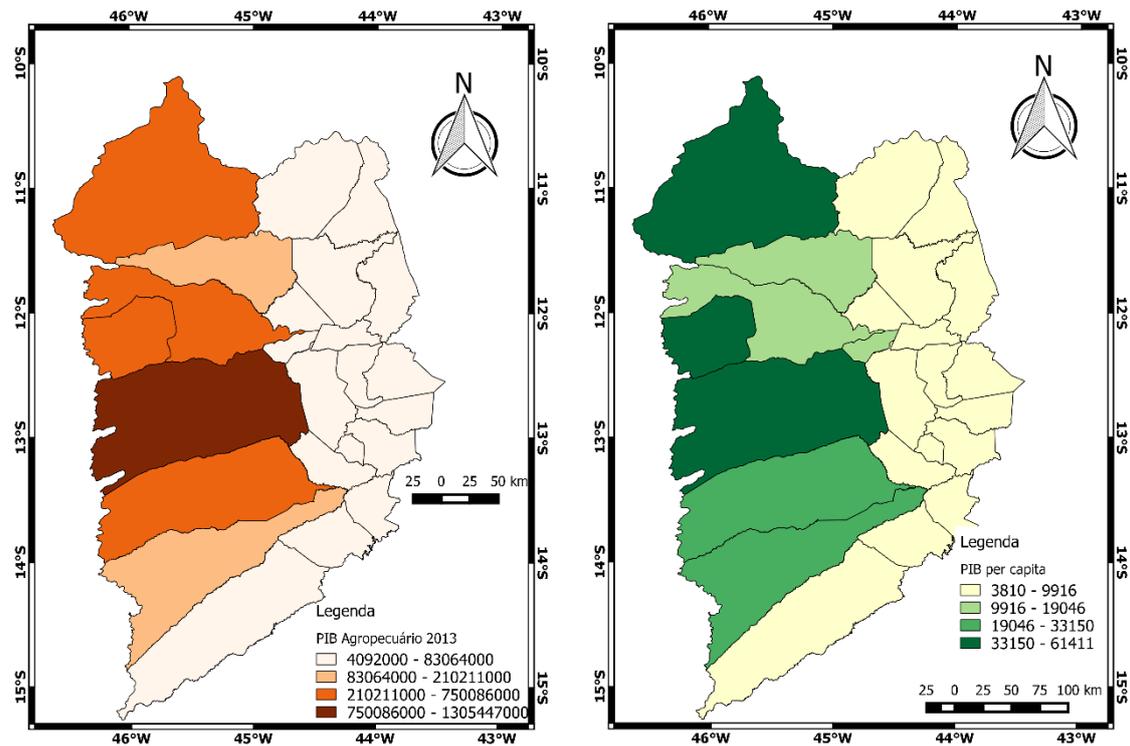


Figura 12 Mapa de distribuição espacial do PIB agropecuário e do PIB per capita da Mesorregião do Extremo Oeste Baiano no ano de 2013. Nota-se a concentração da riqueza nos municípios do Chapadão do São Francisco (Fonte dos dados IBGE).

Quando observa o PIB *per capita* (Figura 11) existem discrepâncias na distribuição dessa riqueza.

O mapa mostra, a partir de intervalos de classes obtidos por meio de quebras naturais (Jenk), uma concentração do PIB *per capita* nos municípios de São Desiderio, Luís Eduardo Magalhães e Formosa do Rio Preto. Luís Eduardo Magalhães é o município de maior PIB (R\$3.365.012.000,00) e mesmo com elevada população municipal (79.162 habitantes) comparada com a maioria das cidades da mesorregião mesmo assim possui um PIB *per capita* de R\$ 46.057,56. São Desiderio possui elevado PIB *per capita* R\$61.410,99, superando Luís Eduardo Magalhães. O caso de Formosa do Rio Preto é que o município possui menos habitantes, o que eleva a distribuição das riquezas pelo número de residentes.

Em um segundo grupo contém os municípios de Correntina e Jaborandi com valores *per capita* respectivamente de R\$33.150,29 e R\$31.702,44.

No terceiro grupo contém os municípios de Barreiras, Riachão das Neves e Catolândia. Barreiras é o município mais populoso e contém um PIB superior a 2,8 bilhões de reais e uma população de 153.918. Riachão das Neves possui 23.264 habitantes

e um PIB de 397 milhões de reais. Representando uma distribuição em reais em relação a população de R\$ 17.095,04. Catolândia entra nesse grupo por conter uma população muito pequena com 3672 habitantes e um PIB de R\$ 50 milhões. A participação da agricultura é de apenas 8%.

O quarto grupo correspondem aos municípios que contêm PIB distribuído por habitante inferior a R\$9.916,00. São eles: Santa Maria da Vitória, Mansidão, Santa Rita de Cássia, Canápolis, Tabocas do Brejo Velho, São Felix do Coribe, Cristópolis, Serra Dourada, Santana, Angical, Coribe, Baianópolis, Cotegipe, Wanderley, Brejolândia e Cocos.

Desses municípios, Cocos e Baianópolis possuem áreas territoriais representativas do Chapadão do São Francisco. O município de Cocos possui uma menor participação devido a presença de unidades de conservação existentes em uma vasta área da Chapada ao longo da Bacia Hidrográfica do rio Carinhanha e afluentes. Com isso, o município possui pouca participação do PIB.

CAPÍTULO 3 – MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. DADOS DO SENSOR SRTM

SRTM foi um projeto conjunto da NASA, as agências espaciais alemã e italiana, e da Agência Nacional de Inteligência Geoespacial. Ele foi gerido pelo Laboratório de Propulsão a Jacto da NASA, Pasadena, Califórnia, para a Ciência Mission Directorate da NASA, Washington, DC O recém-lançado 30 metros de produtos de dados topográficos serão distribuídas publicamente pela US Geological Survey (USGS), juntamente com os dados de 90 metros. Esses dados estão sendo disponibilizados através de uma interface de fácil utilização no site da USGS Earth Explorer. (JET PROPULSION LABORATORY, 2015)

De acordo com o Jet Propulsion Laboratory (2015) em 23 de setembro de 2014 o governo dos Estados Unidos anunciou a disponibilização dos dados de alta resolução de toda a área coberta pelas imagens do SRTM.

Jet Propulsion Laboratory (2015) a baixa resolução dados topográficos SRTM de 3 segundos de arco (aproximadamente 90 metros de pixel) foram liberados publicamente em 2003 para muitas partes do mundo, fornecendo um padrão global para muitas aplicações. Os novos dados aumentam o detalhe para 30 metros de espaçamento pixel, agora revelando a resolução completa das formas de relevo do mundo medida

inicialmente por SRTM.

O SRTM como é um modelo digital de elevação (MDE) obtido a partir da leitura da superfície, há a necessidade de correção de eventuais anomalias, ou a atenuação de interferências da altura das árvores e construções ou ainda o ajusta para modelos hidrológicos consistentes proporcionou no tratamento e na elaboração de modelos numéricos de Elevação obtidos por outros institutos, bem como a elaboração de mapas derivados do terreno: como o Hydrosheds, o Topodata, o Brasil em Relevo e o CGIAC.

O Hydrosheds (Hydrological data and maps based on SHuttle Elevation Derivatives at multiple Scales) é um conjunto de dados de mapeamento que fornece informações hidrográficas consistentes para aplicações regionais em em escala global. É baseado no SRTM e oferece um conjunto de dados geo-referenciados (vetoriais e raster) em várias escalas, incluindo redes fluviais, limites de Bacias Hidrográficas, instruções de drenagem e acumulações de fluxo. HydroSHEDS foi desenvolvido pelo Programa de Ciência da Conservação da World Wildlife Fund (WWF) (USGS, 2015).

3.2. MAPAS DERIVADOS

3.2.1. Declividade

Diversos métodos de construção de mapas clinográficos foram desenvolvidos para a construção de mapas de declividade. Praticamente todos os métodos têm como base uma carta topográfica na qual a representação do relevo expressa por curvas de nível, onde as cotas representam os valores de altitude. A partir dos valores de altitude gera-se mapas derivados como a curvatura, aspecto, sombreamento e dentre tantos outros a declividade. Quanto mais próxima uma curva de nível estiver da outra, mais íngreme será o relevo (Loch, 2006).

As porcentagens em declividade podem ser facilmente deduzidas considerando duas curvas de nível equidistantes ou a declividade total de uma vertente. Neste último caso, considera-se o ponto mais alto e a curva de menor valor de uma vertente. Como a declividade é a inclinação do relevo em relação à linha do horizonte.

Zevenbergen e Thorne (1987) propôs um procedimento para parâmetros de inclinação de saída, ou seja, ângulo de inclinação, ângulo aspecto, curvatura em perfil e curvatura plana através de cálculo de coeficientes de superfície quadrática (polinomial) ajustado aos nove pontos adjacentes.

A superfície terrestre pode apresentar superfícies planas, ou com vários níveis de inclinação do terreno. A declividade do terreno pode estar associada com agentes internos como, por exemplo, os agentes tectônicos, vulcanismo, falhas e dobras e também com

agentes externos como a ação do gelo, eólica e principalmente com a ação da água. Esta última é responsável pela denudação do relevo a partir do entalhamento do talvegue na construção de vales.

A água do talvegue procura o percurso mais simples possível em busca do seu objetivo, que é chegar ao oceano. Ela é responsável pela morfogênese e por meio de ações naturais podem promover a dissecação do terreno e quando há a presença antrópica, pode acelerar esse processo a partir da erosão.

Compreender a declividade é muito importante para diferenciar a profundidade dos solos, pois os ambientes onde se situam os solos rasos e muito rasos estão associados aos terrenos com declividade elevada.

A declividade em porcentagem consiste na razão entre a amplitude de duas superfícies (distância vertical) sobre o plano horizontal multiplicado por cem.

Os mapas clinográficos ou de declividade tem uma grande aplicação no planejamento de uso do solo rural e urbano, como na implantação de grandes obras de engenharia bem como na determinação de áreas de risco ambiental (Loch, 2006). Este mapa contribui enormemente na elaboração de mapas pedológicos, pois o mapa de relevo oriundo da declividade em porcentagem é um dos mapas nos quais contribui para a classificação do solo.

3.2.2. Profundidade de Vale

Para a diferenciação das superfícies planas da chapada em relação a planície aluvial obteve como procedimento a utilização do atributo profundidade do vale, como os rios da região estão situados em áreas estruturalmente encaixadas permitiu-se a utilização deste artifício. A profundidade do vale consiste na medida vertical da amplitude entre o ponto de cumeada e o fundo do vale.

O atributo profundidade de vale mede a diferença de altura entre a porção mais elevada da vertente imediatamente próxima do talvegue. Com isso, a profundidade de vale com valor zero corresponde às células que não contem vales, como os platôs. Esse atributo do terreno evidencia claramente os vales que são organizados com a estrutura geológica. É possível identificar a predominância fluvial entalhando falhas perpendiculares ao eixo da bacia sedimentar. É possível visualizar características específicas do comportamento fluvial, da geomorfologia que pode ser explicada com a geofísica.

3.3. MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO

O mapeamento geomorfológico foi realizado por meio de composição colorida da

elevação dos dados SRTM e dos mapas derivados (declividade e profundidade). O emprego da composição colorida RGB com os respectivos atributos de terreno MDE, Declividade e Profundidade do Vale permitem visualizar a organização geomorfológica da Ecorregião do Chapadão do São Francisco. Este procedimento foi desenvolvido por Hermuche *et al.* (2002), e aplicado em Lima *et al.* (2010) e Sena-Souza *et al.* (2013).

A altitude disponível no MDE permite separar as unidades geomorfológicas com base nos limites hipsométricos. Desse modo, o uso de análise de histograma de frequência é fundamental para delimitação das classes de Topo, Chapada Intermediária, Chapada Baixa, Depressão Intraplanáltica e Depressão Interplanáltica (fora da área de estudo). A declividade separa as unidades de relevo mais plano (as disponíveis na Chapada) e as formas do terreno onde há inclinação como a Frente de Recuo Erosivo. A profundidade de Vale permite individualizar as unidades de Planícies Fluviais associados a declividade Plana.

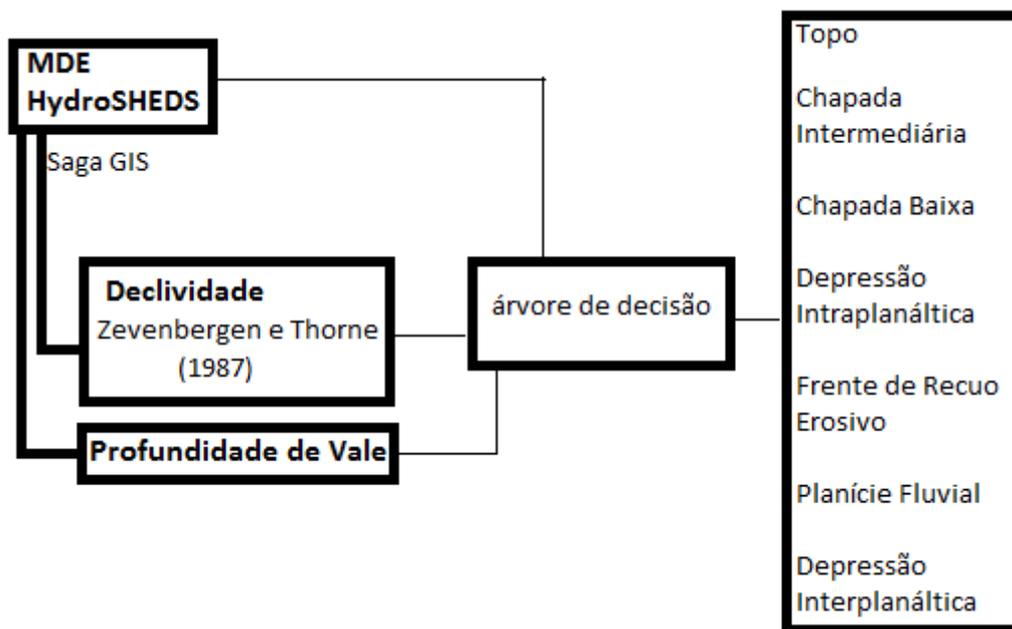


Figura 13 Esquema metodológico da elaboração do Mapa Geomorfológico.

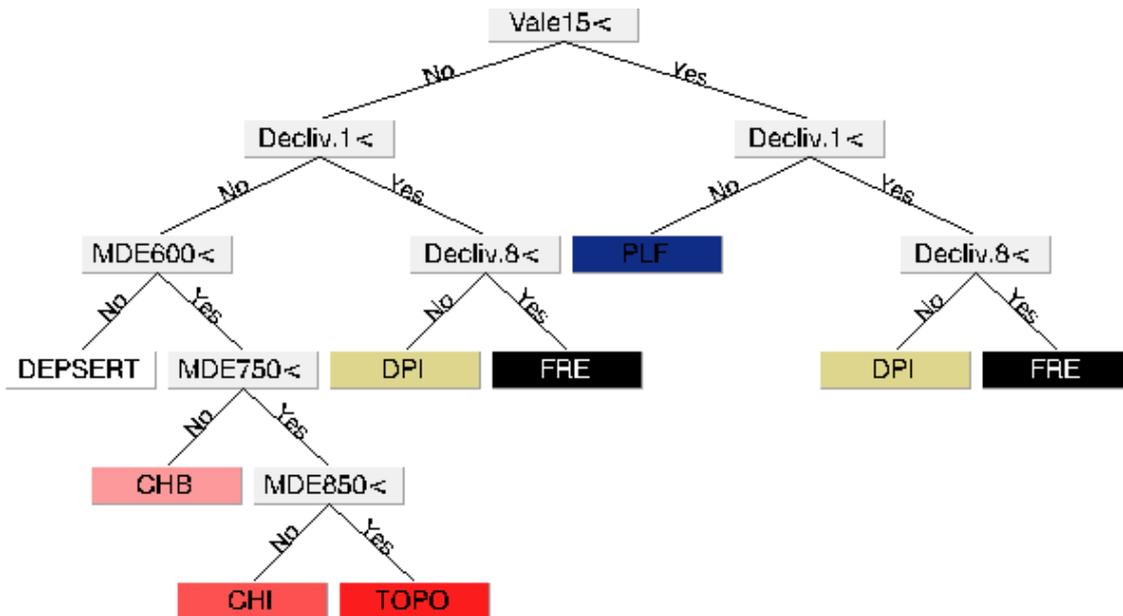


Figura 14 Estrutura da árvore de decisão para a delimitação das unidades geomorfológicas da Ecorregião do Chapadão do São Francisco. Os atributos do terreno utilizados foram o Profundidade de Vale, Declividade em porcentagem e o MDE.

3.4. MAPEAMENTO DIGITAL DE SOLOS

Para a realização do mapa digital de solos foi separado os compartimentos de relevo da área de estudo onde foi dividida em unidades geomorfológicas de Chapada, na qual subdivide-se em Topo, Chapada Intermediária (CHI) e Chapada Baixa (CHB); Depressão Intraplánaltica (DPI); Frente de Recuo Erosivo (FRE) e Planície Fluvial (PLF).

Os compartimentos de FRE apresenta gradiente elevado (acima de 8%) definiu-se como zona de solos pouco evoluídos (Neossolo Litólico e Cambissolo). As planícies fluviais não foram avaliadas para o processo de interpolação por serem muito complexo, desse modo foi prudente denomina-lo de solos hidromórficos (Gleissolos, Neossolos Quartzarênicos hidromórficos, Organossolos). As terminologias são baseadas no sistema Brasileiro de Classificação dos Solos (Embrapa 1999; Embrapa 2006).

Separou-se as amostras de solos em profundidade de 60 e 80 centímetros em áreas de solos não hidromórficos que se situam inseridas das unidades geomorfológica exceto nas unidades FRE e PLF, por situarem em áreas estreitas e dificultar no processo de interpolação. Foi feita uma avaliação dos possíveis solos existentes com base nos levantamentos realizados anteriormente RADAMBRASIL Folhas Brasília (SD-23) e São Francisco (SC-23), além do levantamento exploratório – reconhecimento de solos da margem esquerda do rio São Francisco (JACOMINE ET AL, 1976). A distribuição das amostras foi estratificada por unidades de relevo conforme o mapa da figura 15:



Figura 15 Distribuições espacial das amostras coletadas dentro de cada unidade geomorfológica.

Na etapa seguinte, gerou-se os dados de estatística básica para conhecer o comportamento dos dados de argila e Fator vermelho dos solos para compreender o comportamento dos dados em relação aos compartimentos de relevo.

Os atributos utilizados para a interpolação foram teor de argila e fator vermelho. O teor de argila é obtido a partir da extração dos valores de textura, oriunda a partir da

análise física de solos conforme Embrapa (1997). A textura dos solos define o percentual de argila, Silte e areia em amostras de terra fina seca ao ar (TFSA).

Os solos arenosos como os Neossolos Quartzarênicos são classificados quando as amostras apresentarem teor de argila inferiores a 15%. Os solos de textura média possuem texturas que variam de 15% e 35%. Os argilosos possuem textura entre 35 e 60% e os muito argilosos ocorrem em texturas acima de 60% de argila. Esses critérios são adotados segundo a Embrapa (1997) e Embrapa (1999 e 2006).

Para a obtenção das informações de cor das amostras, foi feita a interpretação a partir da caderneta de Munsell. Em seguida, foi elaborada uma tabela com a distribuição dos pontos de amostras de solos com a distribuição das cores interpretadas.

Na planilha, os parâmetros cartográficos são formados por sistema de coordenadas plana a partir da projeção Universal Transversa de Mercator (UTM), zona 23 Hemisfério Sul e o Datum utilizado é o WGS 84.

Em seguida, é elaborada a conversão da planilha para o formato csv (separado por vírgula) para em depois ser convertido em estrutura vetorial de ponto no formato SHAPEFILE. Com isso, é possível fazer a interpolação dos dados gerando mapas de distribuição do índice de vermelho, da relação entre hematita e goethita do oeste baiano. O método de interpolação utilizado é a *krigagem* Global, disponível no programa SAGA GIS. Utilizou-se a interpretação da distribuição do Fator Vermelho usando como referência a função com o Modelo Digital de Elevação *HidroSheds*. O mesmo procedimento é adotado para a distribuição da argila.

Foram inseridas colunas com matiz, valor, croma e a o índice M para o cálculo do fator vermelho com base no matiz dos solos conforme Santana (1984). Este índice é definido como valor M igual a zero quando o matiz for 10YR, ou 100% de amarelo. O matiz 7.5YR contém 25% de vermelho o que para o índice corresponde ao valor 2,5. O matiz 5YR possui equilíbrio entre vermelho e amarelo, por isso é adotado o valor 5,0 no índice M. As amostras que contêm o valor 7.5YR e 10R correspondem respectivamente a 75% e 100% de vermelho, adotando assim os valores 7,5 e 10. O fator de vermelho é calculado a partir da soma do do Matiz (M) com a divisão entre o croma e o valor. Esta fórmula serve de subsídio para avaliar a distribuição entre a Hematita/Goethita.

Para a área de estudo, o Fator vermelho (FV) diferencia os Latossolos. Quando apresenta valores próximos de zero são considerados Latossolos Amarelos; intervalos entre 2,5 e 7,5 são classificados como Latossolo Vermelho-Amarelo e acima de 7,5 são classificados como Latossolos Vermelhos.

No presente trabalho a classificação dos atributos do terreno é realizada utilizando o método de árvore de decisão que considera uma regra hierárquica e binária de partição das informações. Uma árvore é composta pelas seguintes unidades: (a) um nó raiz formado a partir de todos os dados, (b) um conjunto hierárquico de nós internos denominados partições (“*split*”) responsável pela tomada de decisão, utilizando teste lógico, que define o próximo nó descendente ou filho, e (c) nós terminais chamados de folhas (“*leaves*”) caracterizados por não possuírem nó descendente (BREIMAN *et al.*, 1984, LATORRE *et al.*, 2007). A árvore de decisão binária divide cada nó intermediário em dois nós descendentes: o nó esquerdo (quando os dados satisfazem o teste lógico) e o nó direito (quando não satisfazem) (BREIMAN *ET AL.*, 1984, LATORRE *et al.*, 2007).

A classificação utilizando algoritmos baseados em árvore de decisão vem sendo cada vez mais utilizada para a classificação dos solos. Este método apresenta as seguintes vantagens para a classificação e análise da relação solo-paisagem (GRINAND *et al.*, 2008): (a) o método é não-paramétrico, o que significa que poucas suposições são feitas sobre a distribuição original da variável; (b) não são influenciados pela inclusão de um grande número de variáveis irrelevantes; (c) pode lidar com dados quantitativos e categóricos, tornando-se possível integrar atributos do MDE, com imagens de sensoriamento remoto, juntamente com outras informações categóricas como geologia ou a cobertura da terra. Estudos realizados demonstram a eficiência do uso da árvore de decisão para a predição do mapeamento do solo a partir de informações da paisagem na escala regional e sub-regional (CIALELLA *et al.*, 1997; GIASSON *et al.*, 2011, LAGACHERIE & HOLMES, 1997, MCKENZIE & RYAN, 1999; MORAN & BUI, 2001 SCULL *et al.*, 2003). O método tem sido usado para expandir informações do solo considerando pequenas áreas de referências ou para aprimorar o mapeamento de solos existentes.

No presente trabalho a divisão em cada nó na árvore é definida pelo usuário considerando o conhecimento da área de estudo. A árvore de decisão foi utilizada para definir classes de solos a partir da integração do mapa de argila e do Fator Vermelho como pode ser observado na figura 16.

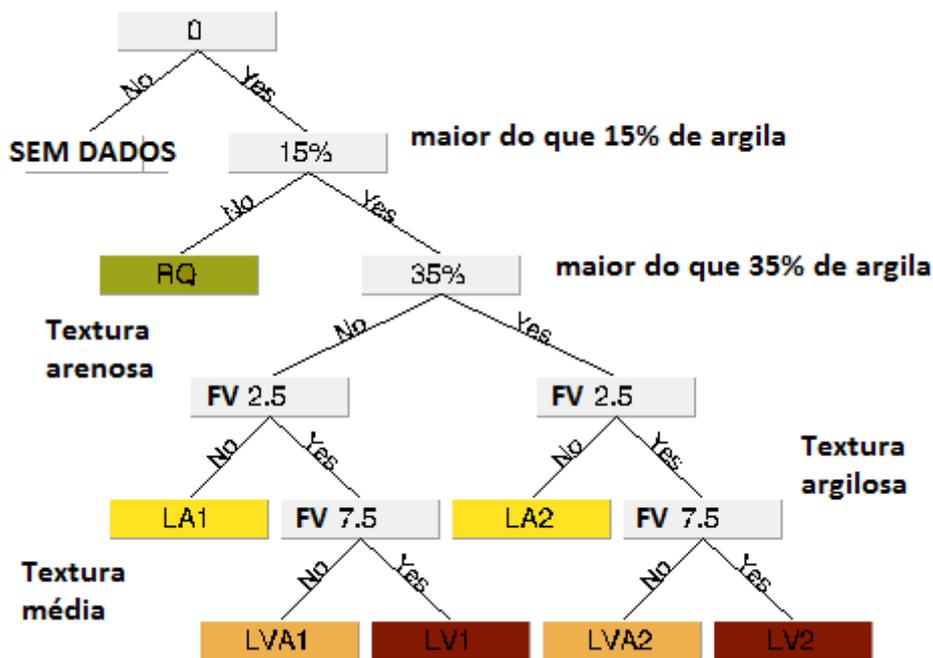


Figura 16 Estrutura da árvore de decisão para a delimitação das classes de solos a partir dos parâmetros de argila e cor.

O mapa de argila possui como intervalos de até 15% a classe dos solos arenosos (Neossolo Quartzarênico), acima de 15% os solos são de textura média (até 35%) e argilosa (acima de 35%). A área de estudo não possui solos muito argilosos (acima de 60% de argila), nem siltosos. Os solos em condições de relevo plano foram classificados como Latossolos, sendo que a integração com os mapas de Fator Vermelho pode diferenciar os Latossolos. Com FV inferior a 2,5; a classe é de Latossolo Amarelo; entre 2,5 e 7,5 são os Latossolos-Vermelho-Amarelo e acima de 7,5 os Latossolos Vermelhos. Foi feito testes sem barreira (com todas as 423) amostras e as amostras de cada compartimento do relevo. Os resultados estão disponíveis em anexo. Contudo para o corpo da tese, escolheu-se os mapas de solos com barreira de Relevo.

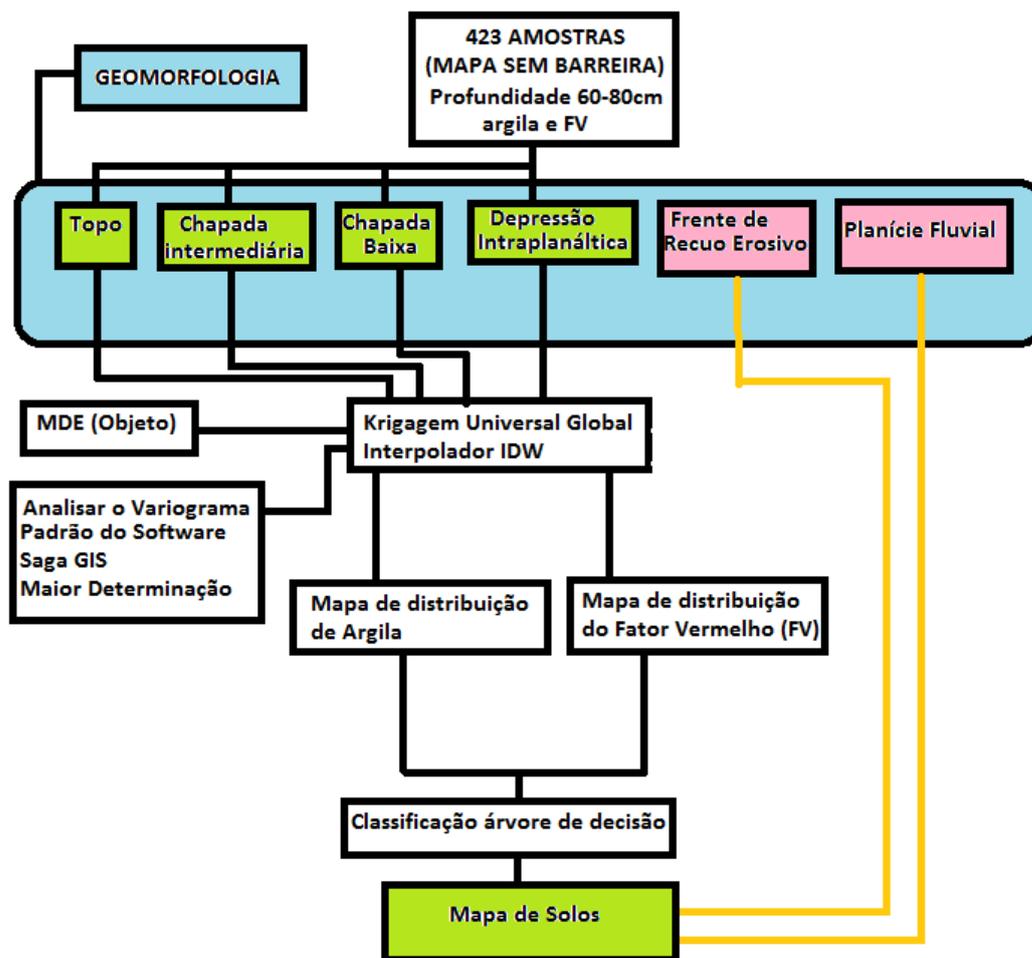


Figura 17 Organização metodológica para o desenvolvimento do mapa de solos.

3.5. INTEGRAÇÃO DOS DADOS E INTERPRETAÇÃO PEDOGEOMORFOLÓGICA

No âmbito da pedogeomorfologia foi empregado o processo de integração das informações obtidas pelo mapeamento pedológico, a distribuição quanto às unidades geomorfológicas e o processo evolutivo atuante. Com isso, foi feito um levantamento bibliográfico a respeito do conhecimento paleoclimático regional desde o cretáceo até o presente. Em seguida, a atuação da geomorfologia climática por meio do intemperismo químico baseada na teoria da etchplanação, a interpretação e elaboração de um esquema que mostra a relação solo, relevo, espessura da rocha e clima. Também elaborou-se uma proposta evolutiva do relevo da Ecorregião do Chapadão do São Francisco.

Para a realização do perfil topográfico elaborou-se a partir do software QGIS versão 2.14.3 Essen por meio do complemento *Terrain Profile*. Com isso, foi elaborado cinco perfis topográficos (dois longitudinais e 3 transversais) acompanhando o

direcionamento da paisagem. O perfil longitudinal (A) foi definido nas porções preservadas de dissecação do relevo (Topo), enquanto o perfil (B) mostrou o relevo que sofreu processos erosivos. Já os perfis transversais C e E representam respectivamente os Blocos Norte e Sul (mais dissecado), enquanto o perfil transversal D representa o Bloco Central (preservado). A direção escolhida para o ponto de partida é do Sul/Sudeste para norte/noroeste nos perfis longitudinais e de oeste/sudoeste para leste/nordeste para os perfis transversais.

A proposta de elaboração das secções esquemáticas da evolução geomorfológica foi baseada na tabela de Eventos Geomorfológicos aplicados ao Brasil Central adaptado de Novaes Pinto (1990), de Martins *et al* (2004). A partir daí fez-se uma organização dos eventos, mostrando o substrato rochoso baseado nos estudos de (Bonfim e Gomes, 2004).

CAPÍTULO 4 – RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. RESULTADOS DOS MAPAS DERIVADOS

Os mapas de atributos do terreno são compostos por Modelo Digital de Elevação (altitude); Declividade em porcentagem e Profundidade de vale como pode ser visto na figura 18.

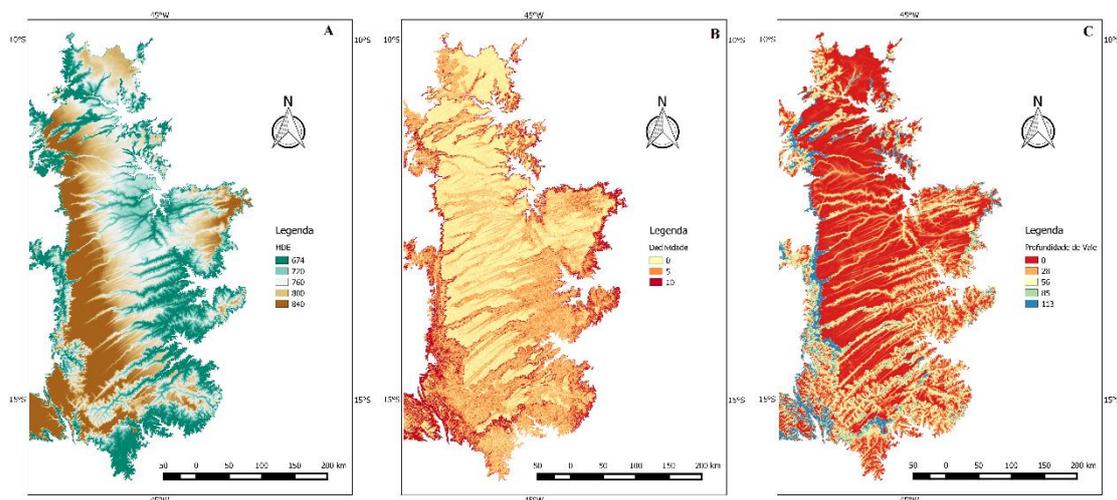


Figura 18 Mapas dos atributos de terreno da Ecorregião do Chapadão do São Francisco: (A) Modelo Digital de Elevação; (B) Declividade em porcentagem e (C) Profundidade de Vale.

A ecorregião do Chapadão do São Francisco situa em altitude mínima de 600 metros acima do nível do mar. A altitude mais elevada situa a 1046 metros com altitude média de 759,18 metros (Tabela 1).

Tabela 1 Tabela 1 Estatística básica da altitude (Hydrosheds).

	Mínimo	Máximo	Média	Desvio padrão	M-DP	M+DP
MDE	600	1046	759,181586	84,393361	674,788225	843,574947

A área total da Ecorregião é de 12.862.030 hectares. As superfícies que correspondem as classes entre 600 e 768 metros possui uma cobertura de 56,8% da área estudada. As superfícies mais elevadas, que correspondem as cotas altimétricas acima de 850 metros recobre 13,47% da área. A distribuição espacial pode ser vista no mapa altimétrico na figura 18 (A).

Na área estudada, a declividade predominante são as situadas próximas de zero por cento em áreas situadas tanto na Chapada, quanto na Planície Fluvial e a declividade máxima é de 116,45% na unidade de Frente de Recuo Erosivo. A média é de apenas 3,88% com um desvio padrão faz da dispersão não ultrapassar 10% de declividade concentrada

Tabela 2 Estatística Basica da Declividade obtido a partir do método de Zevenbergen & Thorne (1987).

	Mínimo	Máximo	Média	Desvio padrão	M-DP	M+DP
Declividade %	0	116,449715	3,881617	5,904236	-2,022619	9,785853

Desse modo, as classes de declividade são assim delimitadas para a confecção da árvore de decisão: de 0 a 1% a classe formada por relevo plano que pode ser tanto situada nas áreas de chapada, sobretudo no topo e também nas planícies fluviais que contém veredas.

No mapa da figura 18b é possível visualizar a distribuição da declividade com na área de estudo, com predomínio de terrenos planos em amarelo, as tonalidades em laranja consistindo em superfícies com declividade intermediária e vermelho as declividades elevadas.

Em média, os vales possuem 28,41 metros de profundidade. Os vales são profundos, pois o entalhamento do talvegue é bastante pronunciado cercado por paredes escarpadas representadas por Frentes de Recuo Erosivo. O desnível é brusco e o vale tende a formar relevos planos formando planícies fluviais. Dentro da dispersão a

profundidade de vale frequente é de até 66,30 metros. A profundidade máxima é de 372,32 metros, contudo esses vales são raros. Esses valores estatísticos podem ser vistos na tabela 3.

Tabela 3 Estatística básica da Profundidade de Vale.

	Mínimo	Máximo	Média	Desvio padrão	M-DP	M+DP
Profundidade de vale	0,000000	372,326782	28,410115	37,887781	-9,477665	66,297895

Cerca de 20% das amostras não possuem nenhuma profundidade de vale. E os vales com profundidade superior a 1 metro até 66 metros possui uma cobertura 68% da área.

Oitenta e oitos por cento das superfícies estão situados dentro da dispersão. Os vales mais pronunciados de até 372,32 metros cobrem 12%.

A explicação dos vales mais pronunciados está associada aos ambientes de frente de recuo erosivo que remontam as porções que bordejam a chapada do São Francisco. A borda mais ampla localiza na porção ocidental. Vide o mapa da figura 18c.

A dispersão das amostras mostra que a maior parte se concentra entre 674,79 e 843,57 metros. Essa concentração pode ser vista no histograma de frequência da figura 19.

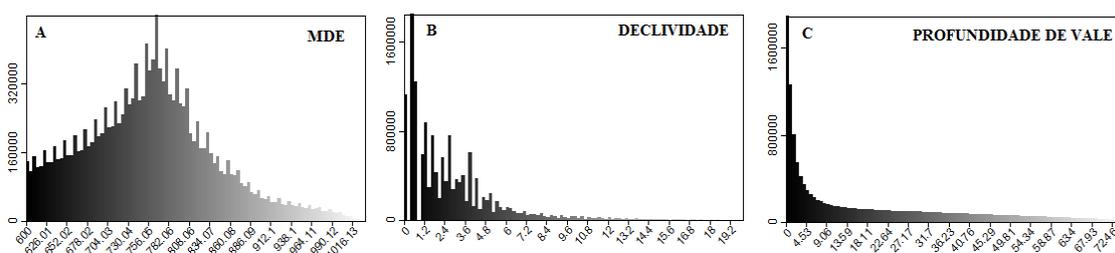


Figura 19 Distribuição da frequência das classes de altitude, Declividade e Profundidade de Vale obtida do MDE HydroSheds na Ecorregião do Chapadão do São Francisco.

O histograma de frequência da altitude (Figura 19 A) mostra um formato triangulo invertido com moda em 768 metros de altitude. Em geral, as altitudes menores do que o pico é mais frequente do que as altitudes mais elevadas do que a moda.

Quanto ao histograma da declividade (Figura 19 B). Nota-se que há um grande pico de frequência nas áreas muito planas. A moda corresponde as superfícies que contém declividade de 0,4567% com a ocorrência de 3.091.138 células o que corresponde a aproximadamente 2.598.299,74 hectares.

A declividade de 0,91% tem uma brusca redução de frequência em relação a classe da moda, com frequência de 1.473.082 (1.238.219,9 hectares).

90% das classes de declividade estão abaixo de 7.76%. Isso sugere que a área predomina solos evoluídos, pois o relevo plano assim o permite.

Quando se observa o histograma de frequência da profundidade de vale (Figura 19 C), há uma concentração de vales pouco pronunciados ou de área sem cobertura hidrográfica definida. A inflexão da frequência ocorre quando os vales possuem até 15 metros de profundidade. Valores mais elevados possuem baixa frequência.

4.2. RESULTADOS DO MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICOS

Ao observar a imagem nota-se que as áreas vermelhas são as áreas mais elevadas e com relevo plano, enquanto que tonalidades verdes e amarelas são superfícies com declividade acentuada (Figura 20). As superfícies em azul são representadas por outras ecorregiões como a do Paranã a oeste e a da Depressão Sertaneja Meridional, ambas depressões interplanálticas.

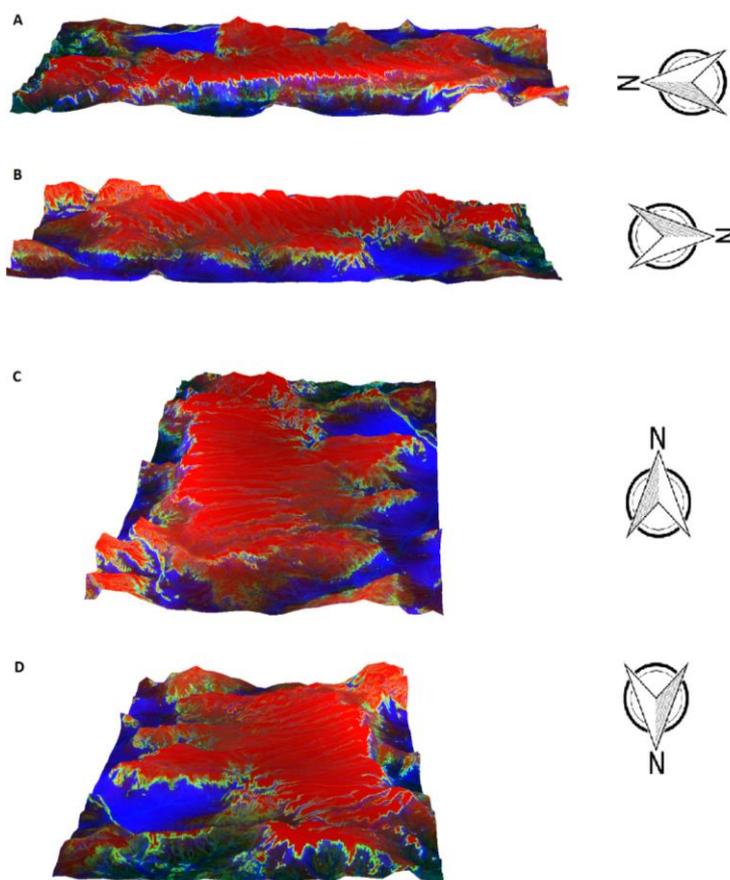


Figura 20 Bloco tridimensional representando os atributos de terreno por meio de Realce por composição colorida: (R) MDT; (G) Declividade em % e (B) profundidade de vale.

A região da ecorregião do Chapadão do São Francisco apresenta diferentes níveis de dissecação e os aspectos subterrâneos explicam isso a partir de aspectos associados a geologia e a espessura dos litotipos. A sedimentação das chapadas ocorreu no cretáceo, onde havia interferência da continentalidade de Gondwana, sendo o clima de outrora predominantemente árido. Segundo Almeida (1967) com a reativação Wealdeneana deu início aos derrames basálticos e conseqüentemente a abertura do Atlântico Sul o que promoveu mudanças climáticas na era no início da era Cenozoica.

A evolução tectônica da bacia sedimentar de acordo com Campos e Dardenne (1997) é dividida em seis estágios que iniciou no Paleozoico, onde houve uma fase de tectônica pouco pronunciada, onde a calha sedimentar era representada por um "baixo relativo" entre as faixas Brasília e Araçuaí/Espinhaço Setentrional. A segunda etapa consiste no Eomesozoico, onde ocorreram reequilíbrios isostáticos pós-glaciais. O Eocretáceo –corresponde à fase extensiva relacionada a abertura sul-atlântica, este estágio foi responsável pela geração da Sub-Bacia Abaeté (porção meridional situada em Minas Gerais). O Mesocretáceo aconteceu a inversão tectônica da bacia, correspondente à fase pós-rifte da margem continental, foi responsável pela geração da Sub-Bacia Urucuia, que corresponde a área que situa a ecorregião do Chapadão do São Francisco. O Neocretáceo foi o período onde possuiu a influência das falhas oceânicas em zonas de fraqueza continentais, responsável pela implantação do magmatismo alcalino da Sub-Bacia Abaeté e por fim o Cenozóico, que é a fase de ocorrência da neotectônica, responsável pela origem do sistema paralelo de drenagem na Sub-Bacia Urucuia.

Bonfim e Gomes (2004) observaram zonas de aprofundamento dos sedimentos considerados como do Urucuia, com várias centenas de metros de espessura, associadas a outras zonas onde eles atingiam poucas dezenas de metros. O presente autor sugere uma provável existência de estruturas tipo rifte na Bacia do Urucuia, o que favorece a espessura de sedimentos superiores a 1.000 metros.

Em um perfil situado a sul da cidade de Barreiras, com cerca de 190 km de extensão, observa-se uma zona onde os prováveis sedimentos Urucuia poderiam atingir cerca de 1.300-1.400 metros de espessura (Bonfim e Gomes, 2004). Nessa porção, a bacia sedimentar está menos dissecada em relação as porções setentrional e meridional. Quando se observa a imagem em 3D (Figura 20) e nos perfis topográficos (Figura 21), é possível ver um grande residual que foi preservado pela ação da denudação do relevo. Essa faixa está contida onde o arenito é espesso e inclusive na porção mais oriental chega a existir unidade geomorfológica de Topo, porém não é totalmente preservada quanto aos topos

da parte oeste. Na porção meridional, a sul da cidade de Correntina, a área é denudada e as unidades de relevo são de depressões. As redes de drenagens principais são paralelas, com presença de muitas drenagens secundárias. Nessa região há exposição de um arenito menos espesso. Na porção setentrional, a área dissecada é vista influenciada pelos rios Grande e Preto. Próximo a São Desiderio, o rio Grande provoca uma inflexão mudando de direção leste oeste para norte e é canalizado estruturalmente de forma pronunciada. A jusante de Barreiras o vale fica mais espesso e dissecado. O Rio Preto possui dissecação que consegue romper a Chapada de forma pronunciada juntamente com alguns afluentes a norte da Bacia Sedimentar.

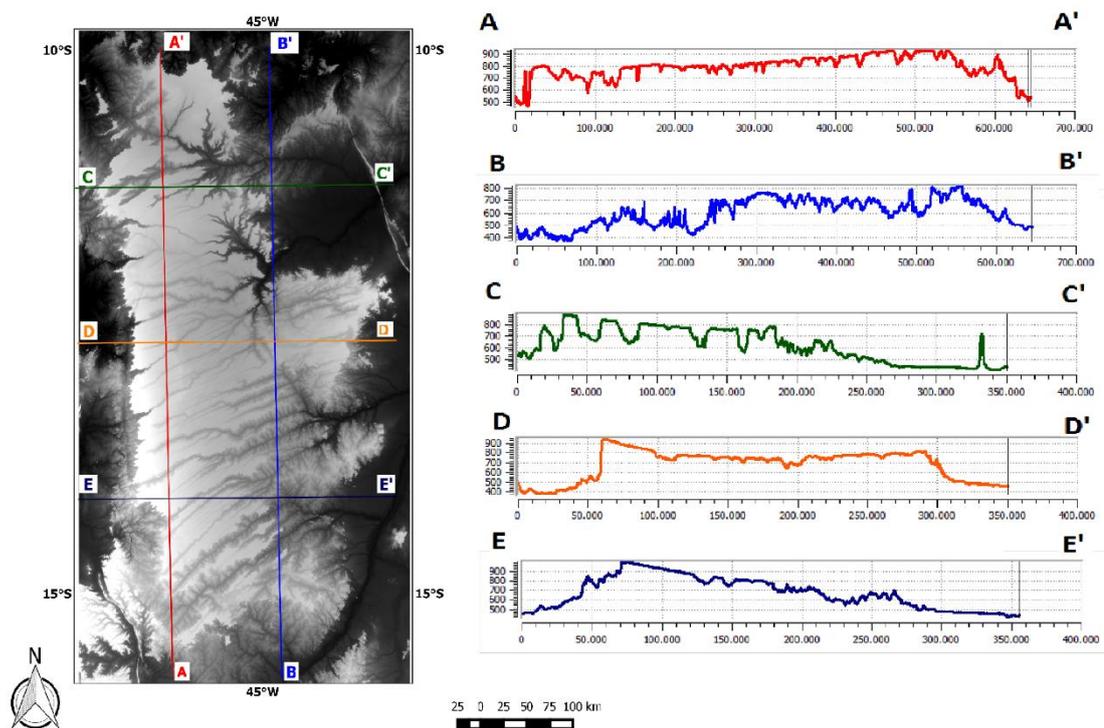


Figura 21 Perfis topográficos longitudinais (linhas A e B) e transversais (C,D e E) da Ecorregião do Chapadão do São Francisco.

O perfil D-D' mostra que o padrão deposicional do Grupo Urucuaia está preservado na porção central da Ecorregião Chapadão do São Francisco. O caimento das camadas nos limites mais ocidentais mergulha para leste, enquanto que ocorre o oposto na porção oriental, onde as camadas mergulham para oeste. Este fato demonstra que toda a borda ocidental do Chapadão do São Francisco constitui um conjunto contínuo de cuevas desenvolvido sobre os arenitos, assim como as bordas da porção centro-oriental. Nesse perfil, possui relevo preservado por apresentar espessuras maiores do arenito que repousa

sobre um graben. O perfil C-C' e E-E' contêm dissecações mais intensas na porção leste dessas secções e nessas áreas o arenito é menos espesso, o que proporciona maiores processos erosivos e em comparação ao bloco central a rocha repousa sobre host.

Bonfim e Gomes (2004) delimitou uma faixa longitudinal a área de ocorrência do Grupo Urucuia, com extensão de 500 km e mostra que no sul da região os sedimentos Urucuia poderiam ultrapassar os 1.500 metros de espessura como pode ser observado na figura 22.

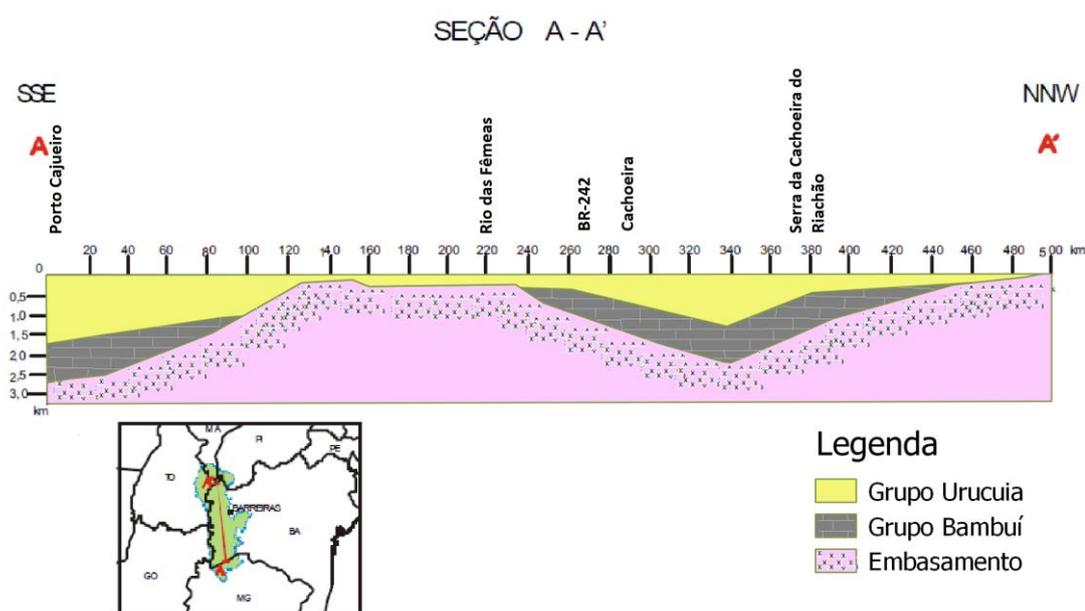
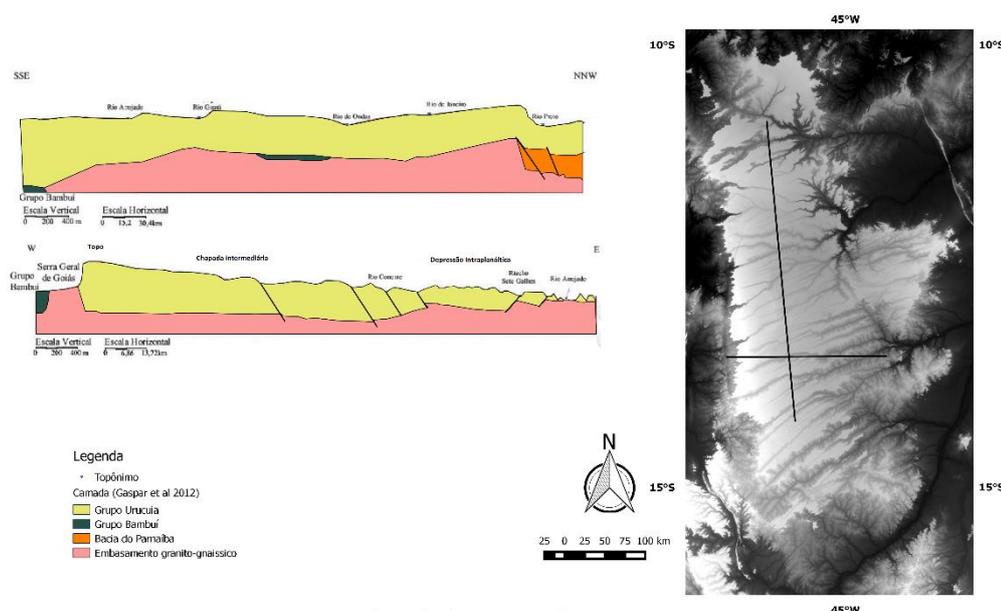


Figura 22 Perfil longitudinal da espessura das rochas da Bacia Sedimentar do Urucuia, Ecorregião do Chapadão do São Francisco (Fonte: Adaptado de Bonfim e Gomes, 2004).

A porção da bacia onde o arenito Urucuia apresenta maiores profundidades, preserva a superfície geomorfológica da denudação mais intensa. Nessa porção, mostra a continuidade da chapada na porção oriental da área estudada e na parte central a unidade de Chapada Baixa, onde ocorre o Graben submerso. Abaixo do Arenito Urucuia nas bacias mais profundas mostra um contato com as rochas do Grupo Bambuí que é frequente nas zonas contíguas da bacia sedimentar Sanfranciscana. Por outro lado, existe uma faixa em que o arenito é pouco espesso e o embasamento se aproxima. É possível identificar rochas cristalinas na porção nordeste e na região de Correntina. Essas áreas em que o arenito é pouco espesso, o processo de denudação é mais intenso, dando origem as depressões intraplanálticas. Há uma exposição maior do material de origem o que faz daquelas porções ricas em solos arenosos. Essas áreas são caracterizadas como Horsts.

Gaspar *et al* (2012) diz que espessura das rochas do Grupo Urucua varia da ordem de 100 a 600 m. é possível identificar uma diminuição progressiva da espessura das rochas de oeste para leste, enquanto na secção longitudinal a disposição das espessuras dos arenitos exibe um depocentro na parte sul da bacia, onde os arenitos atingem cerca de 600 metros, conforme a figura 23. Naquele trabalho é possível identificar uma menor espessura na porção norte-nordeste e sul-sudeste da área estudada, enquanto que as rochas areníticas na porção central da bacia são profundas. Quando se observa no sentido Oeste para Leste é possível ver que as profundidades das rochas são maiores na porção ocidental Gaspar *et al* (2012).

Quanto aos aspectos do clima a porção ocidental é mais chuvosa do que a porção Leste. Com isso a região de topo de Chapada predomina intemperismo químico o que promove o desenvolvimento de aprofundamento dos solos por meio da evolução pedogenética em um *etchplano*. Nos topos ocorrem segundo Jacomini *et al* 1976 e Brasil 1981 a presença de Latossolos Vermelho Amarelo de textura média.



Adaptado de Gaspar et al, 2012

Figura 23 Perfil longitudinal (Chapada Intermediária) e transversal (paralelo de Correntina) que mostra as espessuras das rochas da Ecorregião do São Francisco (Adaptado de Gaspar et al, 2012).

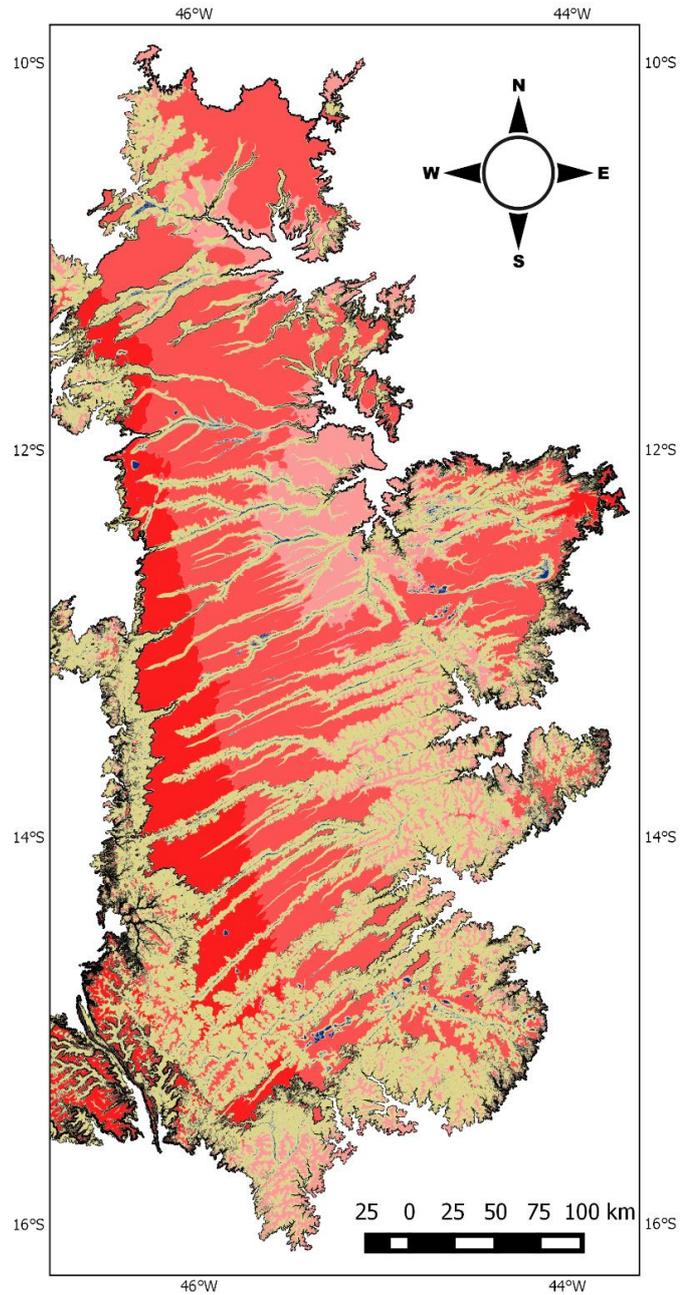
4.3 COMPARTIMENTO DE RELEVO

Os compartimentos de relevo na ecorregião do Chapadão do São Francisco são influenciados por elementos internos vinculados ao posicionamento e ao tipo de rocha presentes em cada porção daquela área e também pelo comportamento climático existente

ao longo de toda superfície. De acordo com Mauro (1981) a geomorfologia situa no domínio dos Planaltos em estruturas sedimentares concordantes (Planalto do Divisor São Francisco-Tocantins). As regiões de Chapada encontram-se no denominado Chapadão Central e as Depressões são denominadas de Patamares do Chapadão.

A região geomorfológica de Chapada recobre em toda sua extensão as rochas do Grupo Urucuia. Com isso, devido ao processo de intemperismo, fez evoluir nessa unidade Latossolos de textura média. As tonalidades tendem tornarem vermelhas onde o intemperismo é mais pronunciado. São áreas estáveis onde a pedogênese predomina sobre os processos morfogenéticos (Martins e Baptista, 1998; Araújo *et al.*, 2003).

O mapa de Geomorfologia possui as seguintes unidades de relevo: Chapada, Frente de Recuo Erosivo, Encosta íngreme e Planície conforme a figura 24.



Legenda

- | | |
|-----------------------|---------------------------|
| Geomorfologia | Chapada Baixa |
| Topo | Depressao intraplanaltica |
| Chapada Intermediaria | Frente de Recuo Erosivo |
| | Planície |

Figura 24 Organização da Geomorfologia da Ecorregião do Chapadão do São Francisco.

A Chapada na área de estudo corresponde aos compartimentos situados acima de 600 metros e com declividade inferior a 1%. Divide-se em três compartimentos: Topo,

Chapada Intermediária e Chapada Baixa. Além da divisão anterior, as mesas também são consideradas, pois constituem em superfícies que por processos de denudação foram desmembradas das Chapadas, porém possuem características pedológicas similares.

4.3.1 Topo

O **Topo** possui superfícies acima de 850 metros de altitude com relevo plano. Quase toda a sua extensão situa-se na porção oeste do Chapadão do São Francisco e uma pequena superfície na proximidade de Baianópolis. Essa superfície de cimeira é antiga do ponto de vista geomorfológico, pois recebeu muita ação do intemperismo químico, o que reflete no teor de argila desses solos e também na tonalidade. De acordo com Gaspar *et al.* (2012) as maiores espessuras das rochas estão na parte oeste coincidindo com a unidade geomorfológica de Topo, cujas profundidades são superiores 450 m. Na parte sul a bacia apresenta um depocentro onde as espessuras atingem mais de 600 m. Existe uma diminuição progressiva da espessura das rochas de oeste para leste. Onde respectivamente situam as unidades de Topo, Chapada Intermediária e Chapada Baixa e também as regiões dissecadas de Frente de Recuo Erosivo. Segundo Mauro *et al.*(1981) faz parte de uma superfície de aplanamento degradada inumada, que consiste em formas aplanadas parcialmente conservadas, tendo perdido a continuidade em consequência de mudança do sistema morfogenético.

4.3.2 Chapada Intermediária (CHI)

A **Chapada Intermediária** situa entre a unidade de Chapada Baixa e o Topo. Compreende as superfícies que variam entre 750 e 850 metros. Está em uma porção intermediária entre a Chapada Baixa e o Topo. No contexto de um planalto cuestiforme a Chapada Intermediária equivale ao reverso tanto na porção ocidental, quanto na porção centro oriental (bloco central). O relevo apresenta gradientes suaves formando um reverso em direção ao centro da bacia sedimentar. Existem cursos de água cataclinal de reverso quando se observa apenas do ponto de vista da unidade de Chapada Intermediária, mas quando se observa em uma dimensão da bacia sedimentar eles são em paralelos. Na porção ocidental, a Chapada Intermediária é alongada de norte a sul e compreende a unidade geomorfológica maior. A oeste da Chapada Baixa essa unidade apresenta concentrada entre os paralelos 12°S e 13°30' S.

De acordo com Mauro *et al.* (1981) o CHI equivale a Superfície de Aplanamento

Retocada Inumada, que consiste em uma superfície de aplanamento elaborada durante fases sucessivas de retomada de erosão, sem, no entanto, perder suas características de aplanamento, cujos processos geram sistemas de planos inclinados às vezes levemente côncavos, podendo apresentar coberturas detrítica e/ou encouraçamentos com mais de um metro de espessura, indicando remanejamentos sucessivos.

4.3.3 Chapada Baixa (CHB)

A **Chapada Baixa** ocorre entre as altitudes de 600 e 750 metros. Essa área remonta sobre uma estrutura de falhas que entalha o rio Grande quando este direciona-se em sua jusante no sentido setentrional, com isso a Chapada Baixa possui uma zona de fraqueza estrutural. Estende-se de forma alongada na direção norte-sul, onde ocorre entalhamentos fluviais mais pronunciados do rio Grande. Sua concavidade marca o limite entre o reverso ocidental e oriental no bloco central. Segundo Campos & Dardenne (1997) existia uma calha sedimentar mais baixa em relação as Faixas Brasília e Araçuaí/Espinhaço. Já de acordo com Bonfim e Gomes (2004) o Bloco Central possui espessura maior comparando com os eixos norte e sul. Essa Característica marca a preservação da Chapada dos processos de dissecação comparando-a com a Depressão Intraplanáltica.

4.3.4 Depressão Intraplanáltica (DPI)

A unidade de **Depressão Intraplanáltica** consiste as áreas denudadas do Arenito Urucuia situadas no Chapadão do São Francisco. Essa unidade situa entre declividades variando de 1 a 8%. As maiores porções de Depressão Intraplanáltica ocorrem ao sul da Chapada Baixa. A dissecação do relevo mostra a presença de mesas o que mostra a condição de testemunha de preenchimento pretérito da Chapada. A exposição do arenito resulta na presença de solos mais arenosos em relação aos solos de Chapada. Segundo Passo *et al.* (2010) essa unidade é denominada de Frente de Recuo Erosivo e são porções de relevo que se encontram encaixadas entre a chapada ou escarpas e bases das vertentes, com processos erosivos ativos. Nessas unidades, os solos são representados por Cambissolos Háplicos e Neossolos Quartzarênicos no município de Barreiras. Para Lima *et al.* (2010b) os solos predominantes são Neossolo Quartzarênicos e Cambissolos de textura média no município de Correntina.

A Depressão Intraplanáltica é mais presente na porção sudeste e nordeste da sub-bacia Urucuia. A faixa central é preenchida por Chapada Baixa em sua porção

equivalente. Há um eixo de entalhamento pronunciado na porção central, onde coincide com processos de denudação do terreno juntamente a Depressão Intraplanáltica e a Chapada Baixa. Esse entalhamento ocorre em um trecho do Rio São Desiderio e Rio Grande entre as cidades de São Desiderio e Barreiras. Seguindo o mesmo eixo na porção meridional ocorre também a continuidade do entalhamento do Rio Guará na proximidade de Correntina. Há também o entalhamento dos rios que provocam a dissecação do terreno contíguos seguindo os padrões lineares de organização hidrográfica. O vale do rio Preto, os rios Sapão e o São José na porção norte apresenta maiores espessuras de entalhamento com diâmetro de aproximadamente 15km. Segundo Mauro *et al* (1981) uma característica da Dissecação é a presença de erosão por escoamento concentrado em canais instáveis e temporários, afluentes dos rios principais.

4.3.5 Frente de Recuo Erosivo (FRE)

A **Frente de Recuo Erosivo** recebe essa terminologia, por compreender terrenos que bordejam o Planalto do Chapadão de São Francisco, as mesas e também os morros situados em áreas dissecadas. A declividade dessa unidade é superior a 8% e independe das cotas altimétricas. De acordo com Passo *et al.* (2010) a terminologia usada é escarpa e o consiste em porções de relevo alcantilado que se estendem retilínea ou sinuosamente por grande extensão na forma de despenhadeiros ou penhascos verticalizados, bordejando as chapadas mais elevadas.

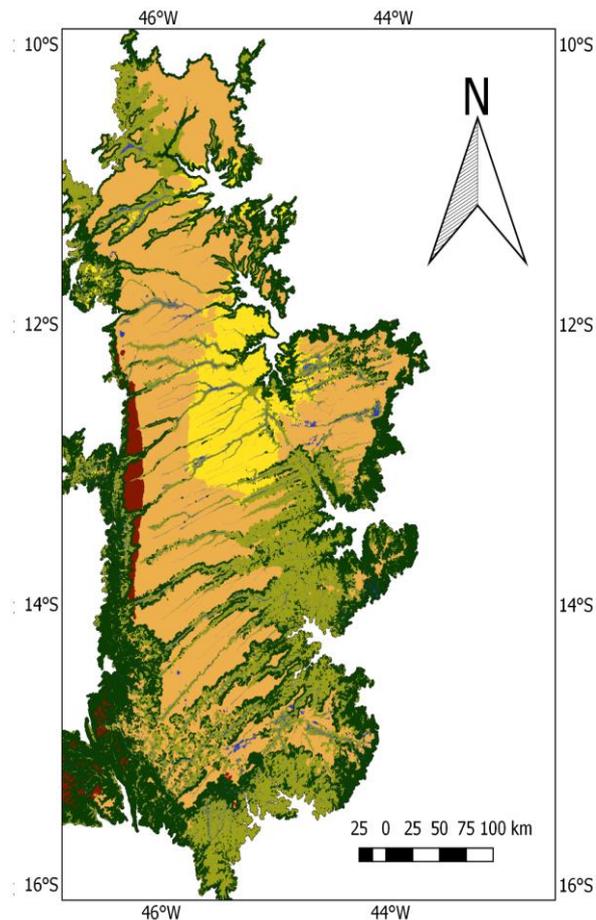
4.3.6 Planícies Fluviais

As **Planícies Fluviais** correspondem as superfícies que acompanham os cursos de água e com relevo plano (declividade de até 1%). Segundo Mauro *et al* (1981) é denominado de modelado de acumulação fluvial com área plana resultante da acumulação fluvial, sujeita a inundações periódicas, correspondente as atuais várzeas. Nesse ambiente repousa coberturas recentes, de material inconsolidado. As planícies podem ocorrer ambiente hidromórfico com presença de fitofisionomia Vereda. São zonas deprimidas de forma ovalada, linear ou digitiforme associadas aos chapadões. As veredas são ambientes de solos hidromórficos representados por Gleissolos Háplicos e os Plintossolos Háplicos. São fitofisionomias típicas de Cerrado, apresentando vegetação bastante caracterizada pela presença de buritis (Passo *et al.*, 2010). Resultam de processos relacionados com o

afloramento do lençol freático. São típicas de sistemas morfoclimáticos de Cerrado e possuem uma vegetação caracterizada por palmeiras de diferentes espécies, particularmente buritis (Lima *et al.*, 2010).

4.4. RESULTADOS DO MAPEAMENTO DIGITAL DE SOLOS

O mapa de solos apresentou as classes Latossolo Vermelho, Latossolo Vermelho-Amarelo, Latossolo Amarelo, Neossolo Quartzarênico por meio da interpolação de argila e FV, enquanto os Hidromórficos, os Cambissolos, os Neossolos Litólicos e os Argissolos foram inseridos com base na presença de levantamentos de solos preexistentes. A distribuição espacial dos solos pode ser vista no mapa da figura 25.



Legenda

- Latossolo Amarelo (LA)
- Latossolo Vermelho (LV)
- Latossolo Vermelho-Amarelo (LVA)
- Neossolo Quartzarênico (RQ)
- Solos Hidromórficos:
 - Gleissolos G
 - Organossolos O
 - Neossolo Quartzarênico hidromórfico RQh
 - Plintossolo F
 - Neossolo Flúvico RU
- Solos pouco evoluídos:
 - Argissolo P
 - Cambissolo C
 - Neossolo Litólico RL
- Ecorregião Chapadão São Francisco

Figura 25 Mapa de Solos da Ecorregião do Chapadão do São Francisco.

Os mapas de argila e de cor foi elaborado a partir da Krigagem Universal disponível no software saga GIS e como plano de fundo escolheu o Modelo Digital de Elevação para o ajuste dos mapas. A escolha deste atributo aconteceu em decorrência da correlação linear de 0,36 com a argila e 0,30 com o Fator Vermelho. Outros atributos de terreno que tiveram alguma relevância de correlação foram o Nível de Base de Rede de Canal (CNBL) apresenta profundidade de 0,35 com a argila e 0,24 com o Fator Vermelho. A Profundidade de Vale (VD) contém correlação negativa com a Argila de (-0,22), a declividade apresenta correlação inversa de -0,20 com a argila. Vários testes com a combinação desses atributos de terrenos foram obtidos para a elaboração dos

mapas de distribuição de argila e cor (FV), a partir da regressão múltipla com a combinação de até quatro atributos de terreno. Os resultados apresentaram baixo R quadrado. Os testes estão disponíveis em anexo.

Correlações	X	Y	Arg(0-1)	FV(0-1)	SLP(0-1)	CI(0-1)	LC(0-1)	CA(0-1)	DEM(0-1)	VDCN(0-1)	HILL(0-1)	VD(0-1)	PFCV(0-1)	CNBL(0-1)	CSC(0-1)
X	1,00														
Y	-0,12	1,00													
Arg(0-1)	-0,36	0,13	1,00												
FV(0-1)	-0,28	-0,15	0,17	1,00											
SLP(0-1)	0,11	-0,01	-0,20	-0,04	1,00										
CI(0-1)	0,05	-0,05	-0,02	0,12	0,05	1,00									
LC(0-1)	0,04	-0,03	-0,04	0,11	0,37	0,24	1,00								
CA(0-1)	0,08	0,02	-0,04	-0,07	-0,03	-0,03	-0,14	1,00							
DEM(0-1)	-0,56	-0,32	0,36	0,30	-0,30	-0,00	-0,03	-0,07	1,00						
VDCN(0-1)	0,08	-0,00	-0,06	0,14	0,28	0,14	0,39	-0,04	-0,07	1,00					
HILL(0-1)	-0,14	-0,02	0,03	0,02	0,09	-0,03	0,06	0,01	0,15	0,02	1,00				
VD(0-1)	0,16	0,11	-0,22	-0,07	0,42	-0,12	-0,13	0,13	-0,52	-0,06	-0,14	1,00			
PFCV(0-1)	0,06	-0,09	0,02	0,16	0,02	0,15	0,64	-0,17	0,08	0,39	-0,13	-0,44	1,00		
CNBL(0-1)	-0,55	-0,29	0,35	0,24	-0,37	-0,05	-0,15	-0,06	0,95	-0,37	0,13	-0,47	-0,05	1,00	
CSC(0-1)	0,09	-0,11	-0,05	0,07	0,13	0,55	0,40	-0,02	-0,11	0,22	-0,20	-0,03	0,27	-0,17	1,00

(X,Y)= Coordenadas; Arg= Argila; FV=Fator Vermelho; SLP= Declividade; CI= Índice de Convergência; LC= Curvatura Longitudinal; CA=Área de Contribuição; DEM= Modelo Digital de Elevação; VDCN=Distância Vertical da Rede Hidrográfica; HILL= Sombreamento do Terreno; VD= Profundidade de Vale; PFCV= Perfil Vertical; CNBL=Nível de Base da Rede Hidrográfica; CSC= Curvatura Seccional Cruzada

Figura 26 Matriz de correlação entre diversos atributos do Terreno e a argila e o Fator Vermelho.

Os mapas interpolados dentro de cada unidade geomorfológica foram feitos a partir das amostras pontuais de argila e FV. O resultado da interpolação foi confrontado com os dados de campo. Com isso houve uma variação do comportamento principalmente nas unidades onde o relevo é mais plano. Há uma dispersão nas unidades de topo, Chapada Intermediária e Depressão Intraplánáltica. Somente na unidade de Chapada Baixa apresentou R quadrado de 98%, o que mostra uma relação entre teor de argila e altitude. Isso mostra particularidades inerentes aos fatores geomorfológicos sobre os aspectos pedológicos. Além disso, é possível fazer uma avaliação do Variograma a fim de definir melhores resultados no processo de interpolação. A visualização dos resultados comparativos dos resultados da interpolação e a comparação entre os dados de campo e os dados calculados em uma mesma coordenada podem ser vistas nos gráficos das figuras 27 e 28.

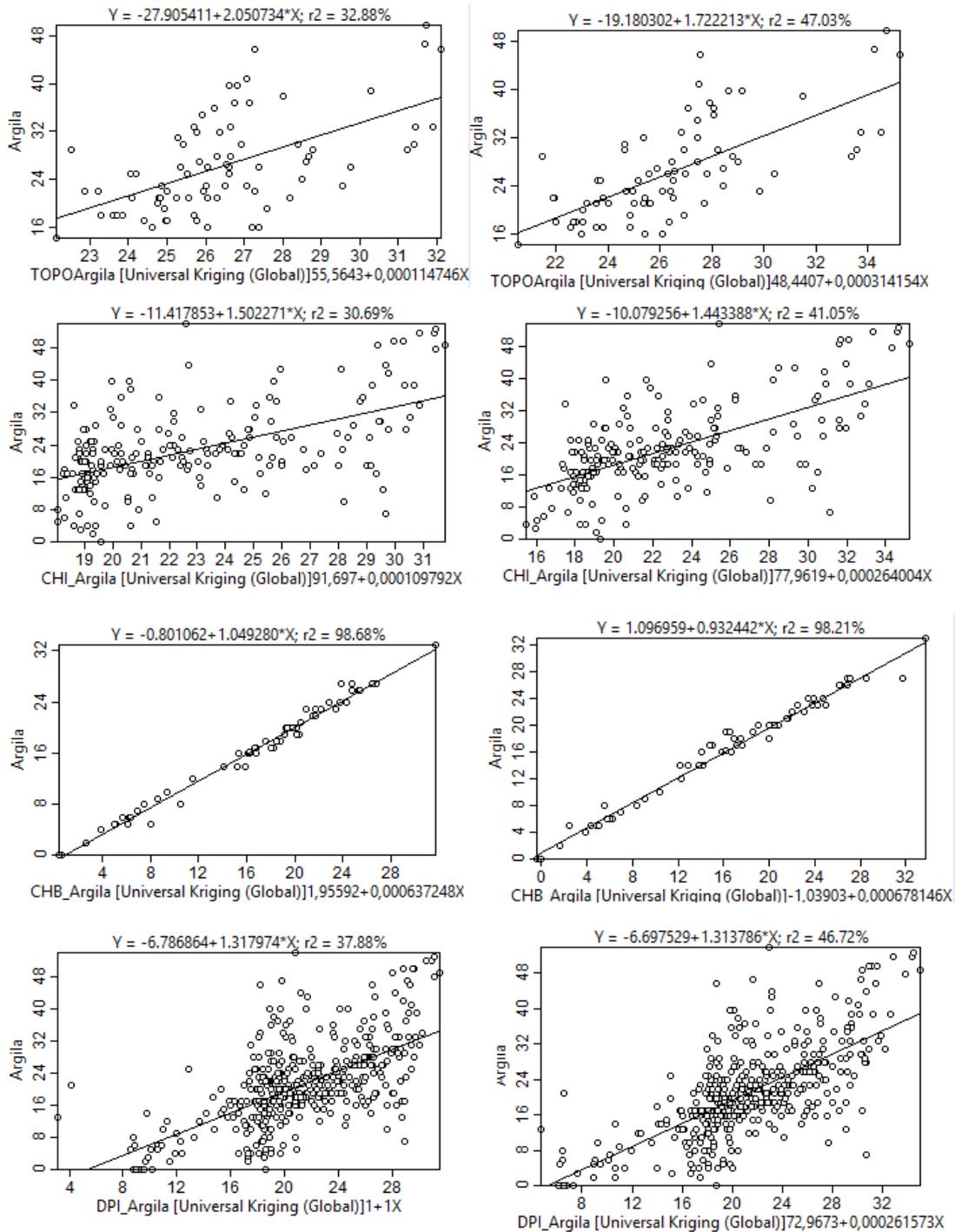


Figura 27 Comparação entre o teor de argila coletado em campo e o obtido a partir do mapa. A direita corresponde aos dados obtidos por meio da determinação padrão do Variograma do SAGA GIS, a esquerda a maior determinação oferecida pelo Software.

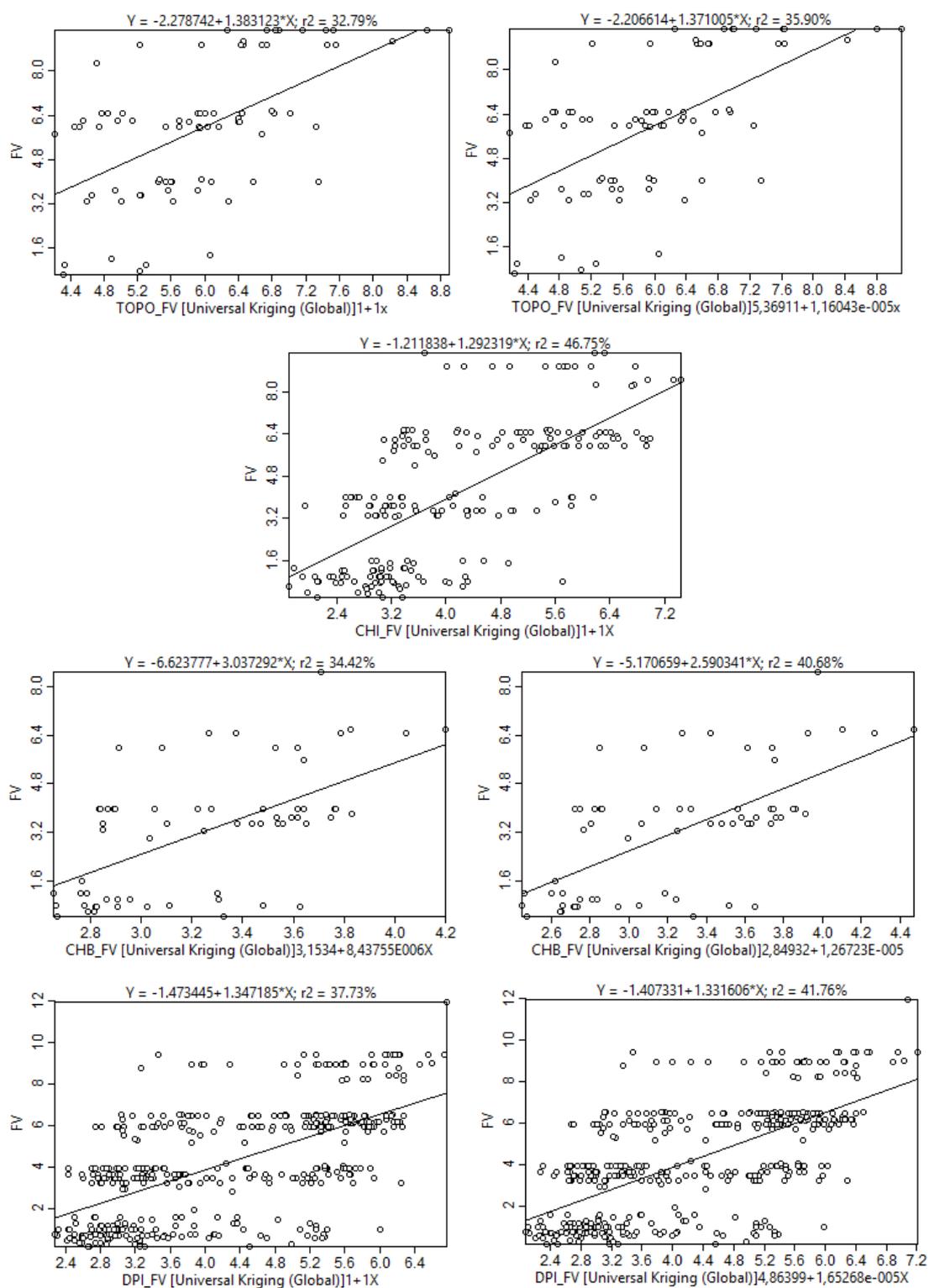


Figura 28 Comparação entre o Fator Vermelho coletado em campo e o obtido a partir do mapa. A direita corresponde aos dados obtidos por meio da determinação padrão do Variograma do SAGA GIS, a esquerda a maior determinação oferecida pelo Software.

Quanto ao comportamento dos semivariogramas (padrão fornecido pelo SAGA e o de Maior Determinação) eles podem ser observados na tabela 4.

Tabela 4 Parâmetros dos semivariogramas para o processo de interpolação dos pontos amostrais de argila e do Fator Vermelho em cada unidade Geomorfológica e de todas as amostras reunidas.

<i>Unidade Geomorfológica</i>	<i>Function Parameters</i>	<i>Argila</i>		<i>Fator Vermelho</i>	
		Padrão	Maior Determinação	Padrão	Maior Determinação
Topo	A	55,5643	48,4407	5.59753	5.36911
	B	0,000114746	0,000314154	8.42826e-006	1.16043e-005
	Determinação	30,23%	61,46%	18.08%	27.30%
	Fitting range	209196.571653	83678.628661	209196.571653	192460.845920
	Samples in range	24	9	24	22
	Lag classes	24	24	24	24
	Lag Distance	9205,01	9205,01	9205,01	9205,01
	Maximum distance	209196,57	209196,57	209196,57	209196,57
CHI	A	91,697	77,9619	4.57815	4.57815
	B	0,000109792	0,000264004	1.6826e-005	1.6826e-005
	Determinação	20,34%	66,76%	82.77%	82.77%
	Fitting range	282585,716849	231720,287816	282585,716849	282585,716849
	Samples in range	31	25	31	31
	Lag classes	31	31	31	31
	Lag Distance	9266,29	9266,29	9266,29	9266,29
	Maximum distance	282585,72	282585,72	282585,72	282585,72
CHB	A	1,95592	-1.03903	3.1534	2.84932
	B	0,000637248	0,000678146	8.43755e-006	1.26723e-005
	Determinação	87,81%	89,29%	36.60%	61.14%
	Fitting range	208705.467598	204531.358246	208705.467598	189921.975514
	Samples in range	19	18	19	17
	Lag classes	19	19	19	19
	Lag Distance	208705,47	11773,65	11773,65	11773,65
	Maximum distance	208705,47	208705,47	208705,47	208705,47
DPI	A	85.3513	72.9673	5.30291	4.86399
	B	0.000126468	0.000261573	1.15235e-005	1.65268e-005
	Determinação	42.80%	94.19%	84.43%	94.99%
	Fitting range	297061.314144	231707.825033	297061.314144	222795.985608
	Samples in range	37	28	37	27
	Lag classes	37	37	37	37
	Lag Distance	8302,90	8302,90	8302,90	8302,90
	Maximum distance	297061,31	297061,31	297061,31	297061,31
SEM BARREIRA	A	85.3513	72.9673	5.30291	4.86399
	B	0.000126468	0.000261573	1.15235e-005	1.65268e-005
	Determinação	42.80%	94.19%	84.43%	94.99%
	Fitting range	297061.314144	228737.211891	297061.314144	219825.372467
	Samples in range	37	28	37	27
	Lag classes	37	37	37	37
	Lag Distance	8302,90	8302,90	8302,90	8302,90
	Maximum distance	297061,31	297061,31	297061,31	297061,31

Interpolação por KRIGAGEM UNIVERSAL (Global)

4.4.1 Mapa Pedogeomorfológico

Quando se delimita as amostras por unidades geomorfológicas, há um decréscimo entre os teores de argila de oeste para leste. As unidades de chapada apresentam baixo índice de dissecação o que favorece a pedogênese e conseqüentemente o intenso processo de intemperismo. A variação da textura dos solos da área de estudo pode ser observada a partir da delimitação das unidades de relevo: Topo, Chapada Intermediária (CHI), Chapada Baixa (CHB), Depressão Intraplânica (DPI), Planície Fluvial (PLF). A unidade de Planície Fluvial (PLF) não foi avaliada por apresentar grande dinamismo no solo por influência dos rios e também da Frente de Recuo Erosivo por ser uma superfície muito inclinada. Essas duas unidades geomorfológicas não favorecem o processo de interpolação proposto nesse método, contudo eles são importantes delimitadores de unidades de seus solos específicos àqueles relevos.

A distribuição dos valores estatísticos da argila e das cores dos solos obtidas *in loco* pode ser observada na Tabela 4:

Tabela 5 Estatística básica do teor de argila e Fator Vermelho das amostras de solos em profundidade de 60 e 80 centímetros nos compartimentos de relevo de Chapada e Depressão Intraplânica, Chapada Integrada e todas as amostras unidas.

ESTATÍSTICA BÁSICA	Topo		CHI		CHB		DPI		Chapada		ECORRE-GIÃO	
	arg	FV	arg	FV	arg	FV	arg	FV	arg	FV	arg	FV
Média	26,47	5,92	22,85	4,13	16,24	3,25	16,16	3,65	22,48	4,37	21,35	4,24
Desvio padrão	8,20	2,46	10,57	2,67	7,99	2,06	9,68	2,61	10,19	2,68	10,39	2,68
Soma	2065	461,62	4729	854,65	1007	201,58	1228	277,31	7801	1517,85	9029	1795,15
Mínimo	14	0,6	0	0,167	0	0,4	0	0,2	0	0,167	0	0,167
Máximo	50	9,5	54	9,5	33	8,5	47	12	54	9,5	54	12

Mediana	Amplitude	Valores únicos	Coeficiente de variação	Número de amostras
25	36	29	0,31	78
6,2	8,90	21	0,42	78
21	54	49	0,46	207
4	9,33	36	0,65	207
18	33	23	0,49	62
3,5	8,10	18	0,63	62
15,5	47	32	0,60	76
3,5	11,80	35	0,72	76
21	54	52	0,45	347
4	9,33	39	0,61	347
20	54	52	0,49	423
4	11,83	47	0,63	423

Ao observar a tabela 5, é possível compreender de modo preliminar a organização dos solos da Ecorregião do Chapadão do São Francisco. Há um controle do relevo, o tipo climático e características lito estruturais. De acordo com Marques Junior & Lepsch (2000) os solos desenvolvidos em superfícies mais elevadas e antigas, mesmo apresentando solos diferentes apresentam atributos mineralógicos e micromorfológicos similares. Ao contrário destes, os solos situados em superfícies mais recentes apresentam maiores variações e atributos que indicam ser produtos de decomposição da rocha subjacente. Essa cronosequência também pode ser observada no Chapadão do São Francisco. A variação do relevo aumenta tanto na variável de argila e também a cor. Na unidade de topo o coeficiente de variação da argila é de 0,31 e na Depressão Intraplânica (porção mais baixa) aumenta para 0,49. Nos topos, como é um remanescente de uma superfície mais antiga, os solos ficaram mais expostos aos elementos climáticos por mais tempo em relação por exemplo da unidade de DPI, em que a influência do material de origem é mais proeminente.

Considerando o tipo de relevo é possível identificar a presença de Latossolos de textura média predominando as unidades de Chapada, pois o gradiente não ultrapassa 1% o que favorece o processo de pedogênese. Desse modo, os solos são muito profundos e bastante influenciado pelo processo de intemperismo. Isso faz com que haja um comportamento na tonalidade dos solos. Quanto ao teor de argila a chapada possui a presença de solos de textura média com teor de argila de 22,48%. A cor predominante da Chapada é a vermelho-amarela (Fator vermelho igual a 4,37).

A integração de todas as amostras mostra uma leve redução tanto da argila, quanto do fator vermelho em relação as amostras da Chapada. A separação das unidades de relevo revela as especificidades dos atributos dos solos.

Topos

A unidade geomorfológica de Topo é a situada na porção mais elevada e em geral na porção mais ocidental da área estudada, onde ocorre maiores índices de precipitação. É uma região de superfície que remonta a Superfície Sul Americana onde os solos sofreram intensos processos de intemperismo resultante da ação climática desde o Cretáceo.

A unidade de topo possui tons mais avermelhados comparado aos demais solos das unidades vizinhas e também apresenta teor de argila mais elevado resultante da influência do processo de intemperismo. Na porção oeste há presença de Latossolos Vermelhos nas porções mais elevadas. Possui uma forma alongada no sentido norte-sul e estreita no sentido oeste a leste. Em áreas adjacentes, os solos passam a ser classificados como Latossolo Vermelho-Amarelo. Quanto a distribuição da argila, ela é maior no topo e vai diminuindo em direção a leste, contudo as unidades de topo dificilmente o teor de argila é superior a 35%. Levando em consideração à dispersão dos dados, em média os teores de argila são de 26,47%, podendo variar entre 18,27% e 34,67%, portanto os solos predominantes são de textura média, apesar de existir amostra com valor mínimo de 14% (arenosa) e 50% (argilosa), contudo é restrita a presença desses solos. Quanto ao Fator Vermelho dos solos da unidade geomorfológica de Topo, são mais vermelhos em relação as demais unidades. Pois em média, as unidades de topo possuem FV igual a 5,92; enquanto a Chapada Intermediária possui 4,13 aproximadamente, a Chapada Baixa e a Depressão Intraplanáltica possuem respectivamente 3,25 e 3,65. Isso demonstra o *dégradé* existente nos solos. Apesar da porção geomorfológica de topos receber mais precipitação, os solos são mais vermelhos em relação as outras unidades por representar um residual ainda não perturbado pelos processos de denudação do relevo. Outro fator a ser considerado é que com a presença maior de precipitação, há uma maior decomposição dos fragmentos dos solos por meio do intemperismo químico, desse modo, o arenito que é o material de origem, passa a sofrer interferência do clima, o que gera uma alteração de sua composição adicionando elementos da atmosfera, como o oxigênio, juntamente com a água da precipitação o que favorece na obtenção de minerais secundários como os óxidos de ferro. A coloração vermelha se dá com a presença marcante do processo de oxidação do ferro. Os solos de cimeira possuem drenagem interna excessiva o que favorece a infiltração da água para porções internas. A distribuição da dispersão entre a média e o desvio padrão mostra que os solos do topo podem compreender entre 3,46 e 8,38 (vermelho amarelo a vermelho).

A unidade de topo de chapada possui solos de textura média em toda a sua extensão, por influência do material de origem. Contudo, há uma variação do teor de

argila ao longo da camada. As maiores concentrações situam na porção centro norte dessa unidade, com latitude aproximada entre 12°30' S e 13°S e entre as longitudes 46°W e 46°20' W.

Na porção setentrional desta unidade, já uma redução considerável do teor de argila, já mais ao sul, próximo aos paralelos 14°S e 14°30' S, há um leve aumento. O comportamento espacial da argila das unidades de topo pode ser visto a seguir no mapa da figura 29.

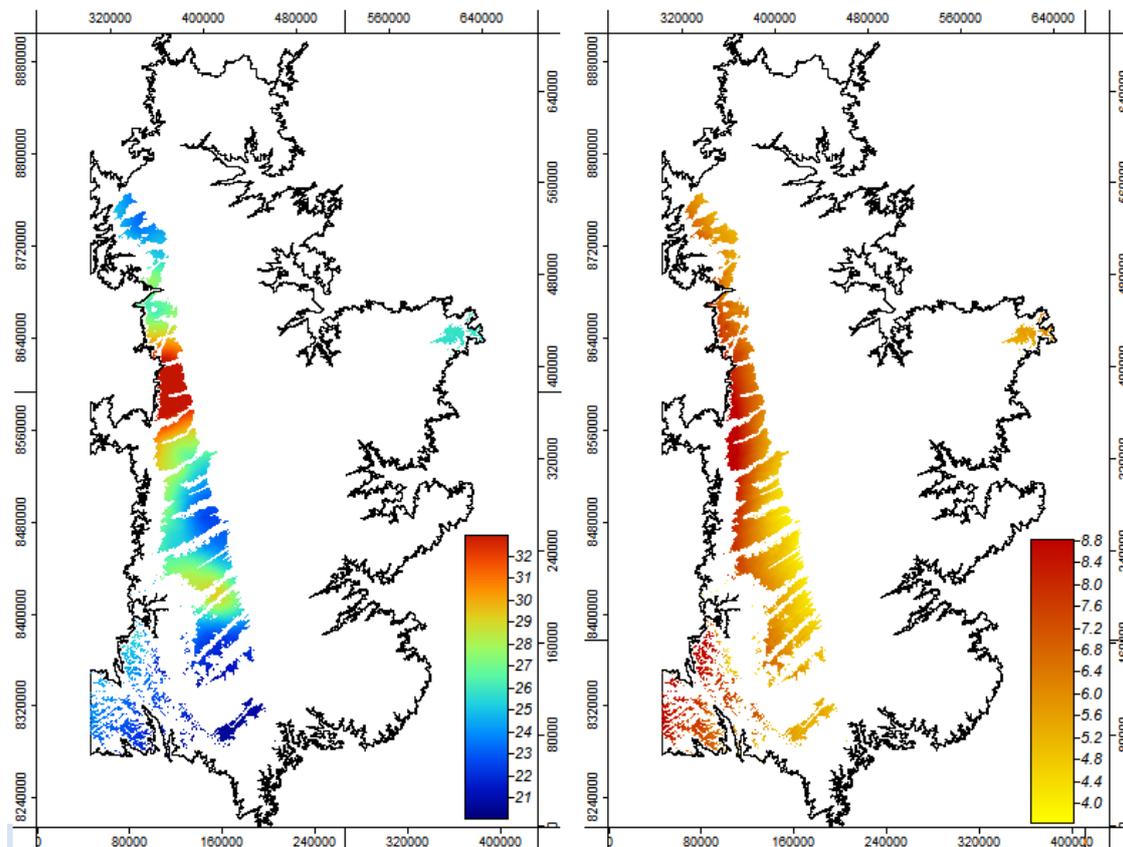


Figura 29 Comportamento espacial da distribuição de Argila (à esquerda) e Fator Vermelho (à direita) da unidade geomorfológica de Topo.

Quanto ao Fator Vermelho (FV), os solos mais vermelhos situam no rebordo da Serra Geral e adjacência dando origem a solos vermelhos. Essa tonalidade mostra a influência do processo de oxidação do ferro em um solo que permite o contato do ar no interior dos poros dos solos. As condições são de drenagem excessiva. A granulometria de textura média permite uma maior percolação da água e no topo em geral o movimento é vertical da drenagem interna dos solos. Com isso, a oxidação do ferro com pouca água dá origem a hematita. Os teores de FV vão reduzindo gradativamente de oeste para leste

e em uma menor proporção também diminui o teor de vermelho de norte a sul, onde há um aumento da precipitação. Assim, na unidade de topo pode ter solos vermelhos e vermelho-amarelo, sendo o segundo uma mistura entre de hematita e goethita, pois existe uma maior movimentação de água no interior dos solos, dentro de um contexto de oxidação e de textura média.

Chapada Intermediária (CHI)

A unidade de Chapada Intermediária situa entre o Topo e a Chapada Baixa. Todas essas unidades possuem relevo plano, porém a altitude é inferior ao topo e maior do que a Chapada Baixa. A precipitação vai diminuindo cada vez que se desloca para leste, pois a ecorregião é uma zona de transição climática e de bioma. A oeste clima tropical com presença de savanas e a oeste clima semiárido no bioma Caatinga. A argila é menos intensa do que no topo e mais frequente do que na Chapada Baixa com média de 22,85% de argila e com dispersão variando entre 12,28% e 33,42%. Nessa unidade as amostras podem ter solos arenosos como os Neossolos Quartzarênicos e Latossolos de textura média.

Quanto a cor na Chapada Intermediária o valor do FV é 4,13 de média, o que indica a presença de solos vermelho-amarelo tendendo aos amarelos, pois o mínimo é 0,167 (amarelo) e o máximo é 9,5 (vermelho). A concentração dos dados mostra que a maior parte dos solos tem cores que variam entre 1,46 e 6,8 (amarelo e vermelho-amarelo). Os teores de argila mais elevados encontram-se em uma faixa da Chapada situada a sul do rio Preto nas proximidades do Rio Branco e Rio de Janeiro.

A porção mais central, encontram-se os solos mais amarelados da unidade de relevo próxima ao contato com a unidade de Chapada Baixa. A porção meridional e setentrional apresenta fator vermelho um pouco mais elevado, contudo não chega a possuir solos de coloração vermelha.

Com isso é possível ter tanto Neossolo Quartzarênico, quanto Latossolos Amarelo e Latossolo Vermelho-Amarelo de textura média. É muito pouco provável a existência de Latossolo Vermelho, pois a mediana é inferior à média o que reduz o número de amostras com cores vermelhas. A distribuição da cor do solo pode ser vista no mapa da figura 30.

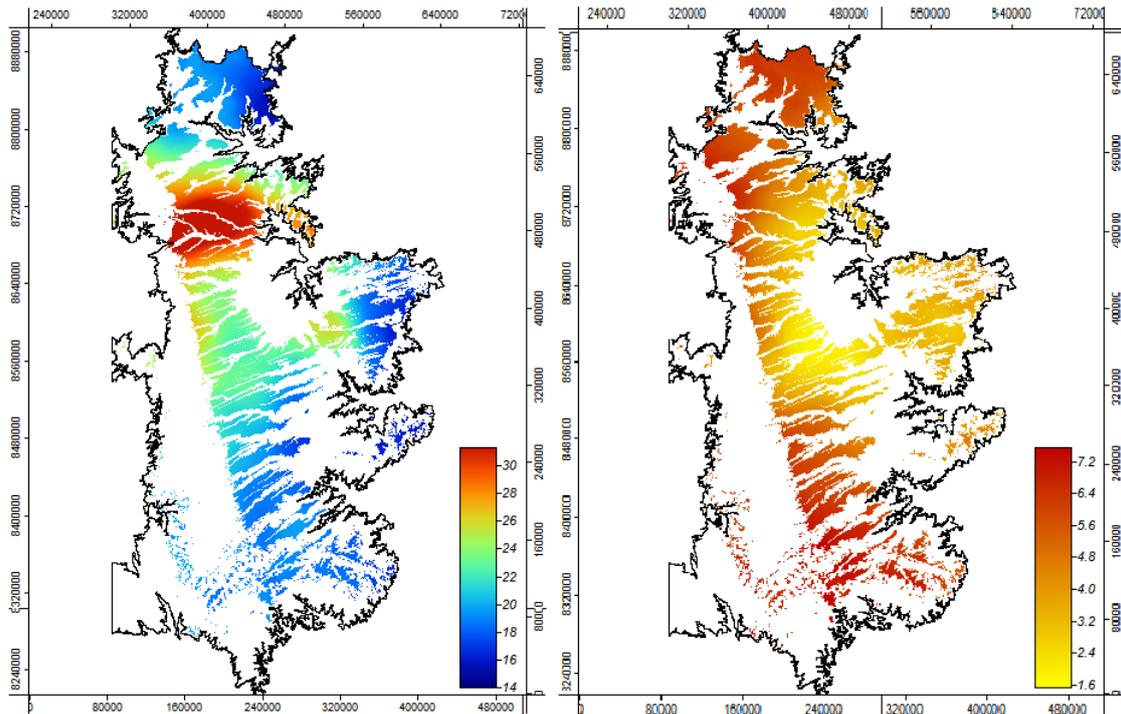


Figura 30 Comportamento espacial da distribuição de Argila (à esquerda) e Fator Vermelho (à direita) da unidade geomorfológica de Chapada Intermediária.

Chapada Baixa (CHB)

A unidade de Chapada Baixa possui como característica a presença de gradientes de até 1%. Também é incorporada a essa unidade geomorfológica as porções de relevo plano contida nas mesas, que são áreas residuais descontínuas presentes nas áreas de Depressão Intraplanáltica. Essa unidade possui uma transição entre a Chapada Intermediária e a Depressão Intraplanáltica. Uma característica marcante é que nessa unidade houve a preservação do relevo em comparação com a depressão Intraplanáltica. A sua maior parte se situa no bloco central onde o relevo é menos dissecado. O que explica isso é que esse bloco central possui grande espessura do arenito, diferentemente das porções norte e sul dessa área. Existe uma calha estrutural no sentido leste oeste em que fora preenchido no Cretáceo como pode ser visto no diagrama da figura XXX.

Por outro lado, a superfície da bacia sedimentar é assimétrica com extensão maior de norte a sul e a chapada baixa segue esse comportamento o que mostra uma concavidade que é cercada por Chapada Intermediária tanto a oeste quanto a leste no bloco central e nas extremidades a unidade de Topo.

Ambas as unidades possuem características similares das amostras. A Chapada Baixa possui valor médio de argila similar à Depressão Intraplanáltica. Em média, a unidade de CHB possui 16,24% de argila, sendo este valor uma transição entre as texturas arenosas e médias. A mediana é superior à média, o que demonstra a tendência de possuir textura média. O máximo de

teor de argila encontrado nas amostras é de 33% (textura média) e a concentração envolvendo a média e o desvio padrão é de 8,25% (textura arenosa) e 24,23% (textura média). Desse modo, pode ser encontrado tanto Neossolos Quartzarênico, quanto Latossolos de textura média.

Quanto as cores, tanto na CHB, quanto na DPI há semelhanças entre as tonalidades dos solos. Onde apresentam FV médio respectivos de 3,25 e 3,65. A mediana do FV das duas unidades é 3,5. A concentração dos dados está entre 1,19 e 5,31 (representando solos nas cores Amarelas e Vermelho-Amarela). Com isso, as amostras mostram a presença provável de Latossolos Amarelos e Latossolos Vermelho-Amarelos ambos de textura média.

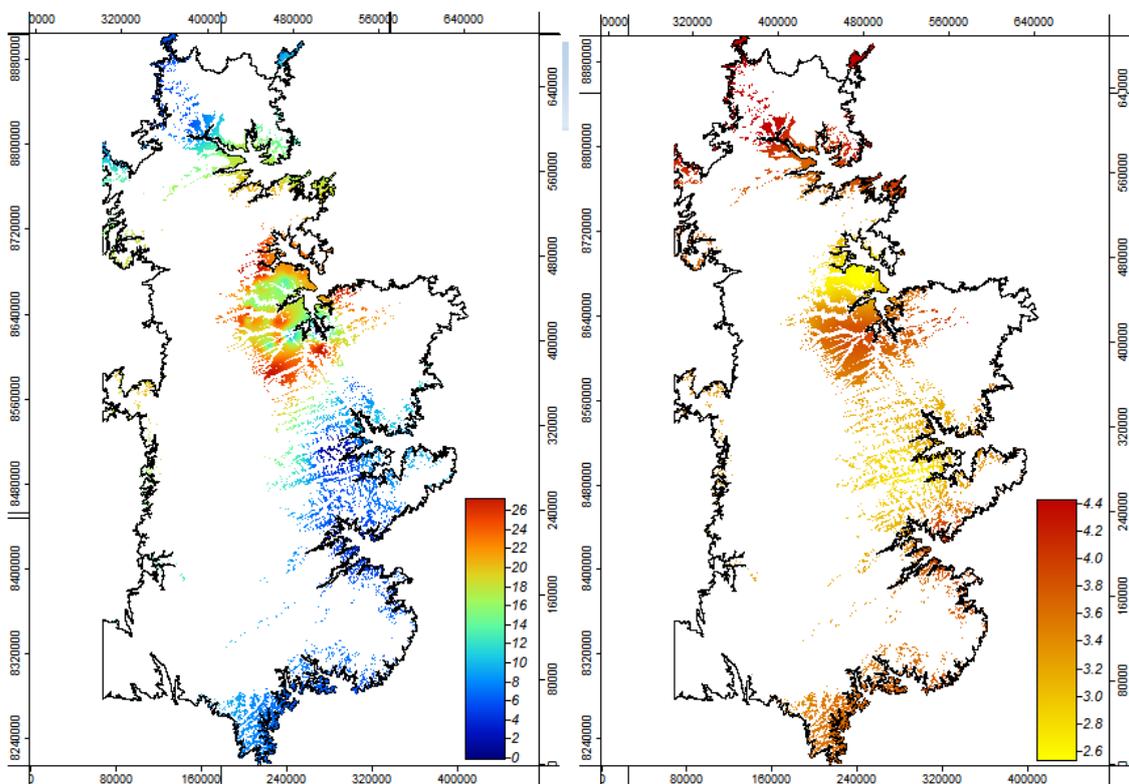


Figura 31 Comportamento espacial da distribuição de Argila (à esquerda) e Fator Vermelho (à direita) da unidade geomorfológica de Chapada Baixa.

Depressão Intraplanáltica (DPI)

A unidade de Depressão Intraplanáltica possui declividade que variam de 1 a 8% e possui característica de dissecação leve do relevo em comparação com as unidades de Chapada. A unidade geomorfológica situa cercada de unidade de Chapada Baixa e Intermediária e está contido em seu interior as unidades de mesa (que faz parte da Chapada Baixa e Intermediária). Quanto à distribuição das amostras, possui em média teores de argila de 16,16% (textura média), o valor máximo é de 47% (solos argilosos), porém é raro a presença de solos argilosos, pois está muito

distante da amplitude entre a média e a soma e subtração com o desvio padrão, que possui intervalo entre 6,48% (textura arenosa) e 25,84% (textura média). Com isso, os solos possíveis quanto a textura podem ser os Neossolos Quartzarênicos e os Latossolos de textura média, porém existe a possibilidade de ter Latossolos de textura argilosa.

Quanto a cor, o índice de FV médio é de 3,65 (vermelho-amarelo) e pode chegar a 12 (vermelho), contudo as amostras variam entre 1,04 (amarelo) e 6,26 (vermelho-amarelo). Os prováveis solos quanto a cor podem ocorrer Latossolo Vermelho-Amarelo e Latossolo Amarelo. O baixo teor de vermelho pode aparecer nos Neossolos Quartzarênicos, mais o fato está associado principalmente pela presença do quartzo oriundo de material de origem arenosos como o arenito, nos ambientes de oxidação próximos aos vales pode conter goethita nos solos de textura média. A depressão mais ao norte os solos contêm valor mais elevados, contudo porém de modo geral o fator vermelho é baixo em quase toda a unidade geomorfológica.

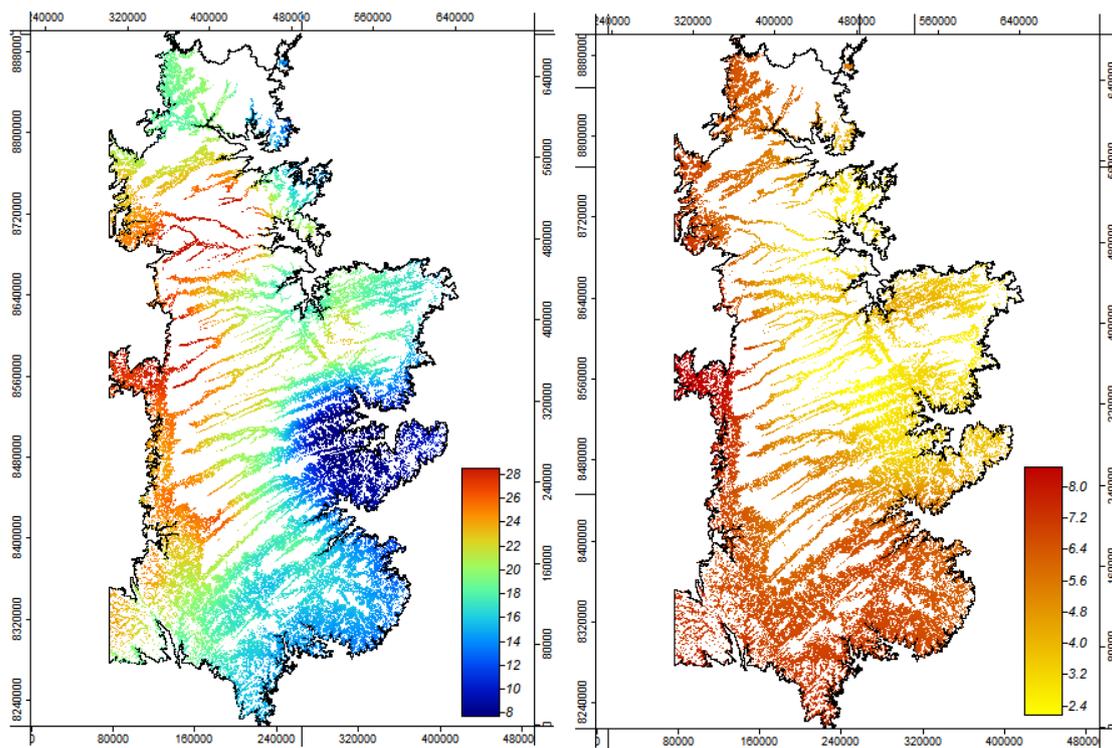


Figura 32 Comportamento espacial da distribuição de Argila (à esquerda) e Fator Vermelho (à direita) da unidade geomorfológica de Depressão Intraplânica.

4.4.2 Delimitação das unidades pedológicas

A delimitação das classes de solos por meio da árvore de decisão permite a delimitação das classes conforme as informações de textura e Fator Vermelho dos solos. A aplicação da classificação foi individualizada conforme cada unidade geomorfológica exceto nas unidades de FRE e PLF e a estrutura pode ser vista na figura 16.

A aplicação da árvore de decisão permitiu a delimitação do mapa de solos da ecorregião do Chapadão do São Francisco. Os solos existentes são o Latossolo Vermelho, Latossolo Vermelho-Amarelo, Latossolo Amarelo, Neossolo Quartzarênico, o Neossolo Litólico, o Cambissolo, o Argissolo e o Solo Hidromórfico (Gleissolo, Neossolo Quartzarênico).

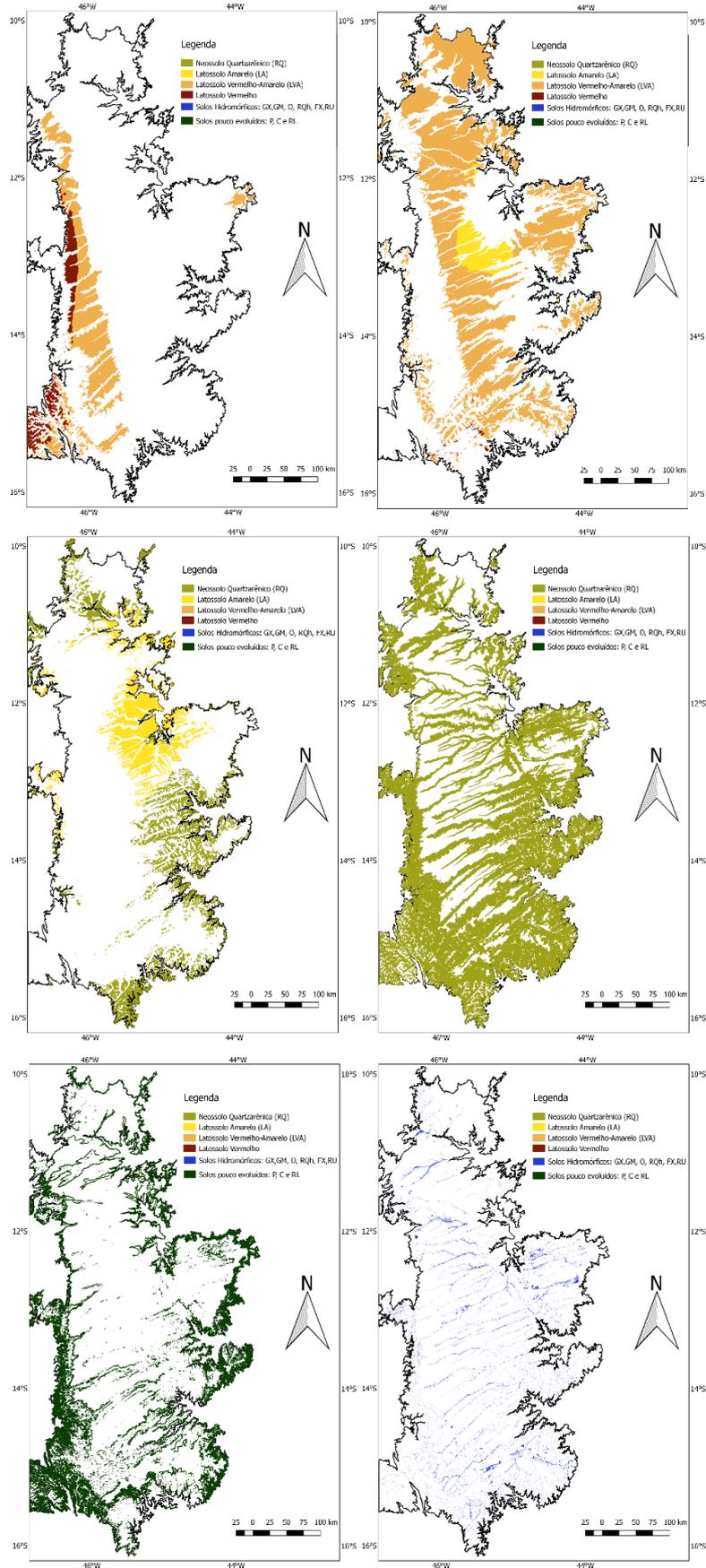


Figura 33 Resultado da distribuição espacial dos solos em cada uma das unidades geomorfológicas disponíveis.

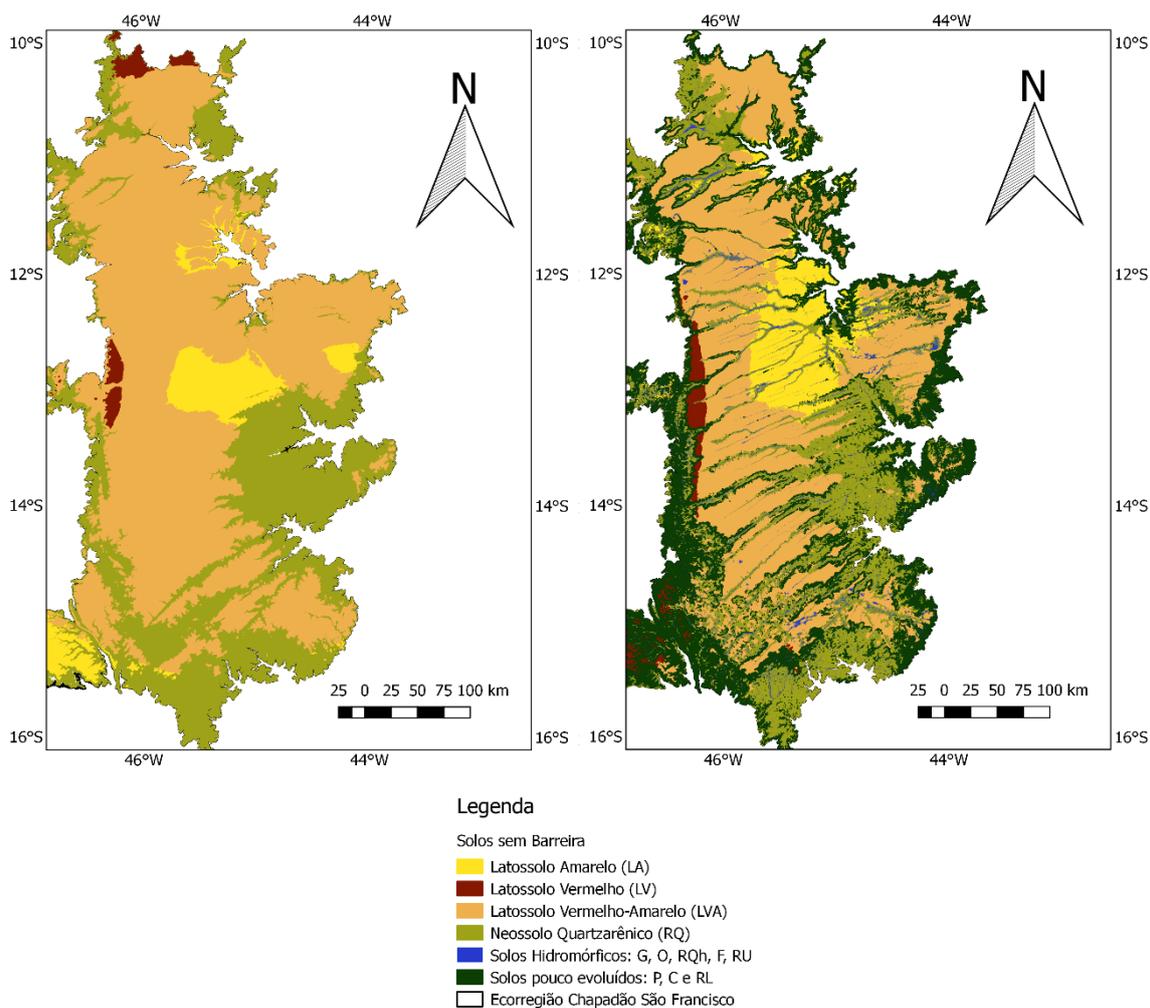


Figura 34 Comparação entre o mapa de solos obtido a partir da interpolação de todas as amostras sem distinção de unidades geomorfológicas (à esquerda) e o mapa de solos elaborado a partir da separação das amostras por unidade de relevo. Observe que houve uma valorização das classes de Latossolo Vermelho e Vermelho-Amarelo.

4.5. RESULTADOS DA INTEGRAÇÃO DOS DADOS E INTERPRETAÇÃO PEDOGEOFOLÓGICA

A região de Chapada possuía como predomínio da paisagem natural vastos Cerrados, enquanto nas áreas a leste em direção ao rio São Francisco há presença de Caatinga. É uma região que marca a transição entre o clima tropical e o Semiárido. As precipitações diminuem de oeste para leste. Quando se observa a paisagem cultural, nota-se a presença de grandes propriedades principalmente nas porções Oeste, onde se tem a rodovia BR-020 o que facilita o escoamento da produção. Além disso, como chove mais, as atividades agropecuárias situam onde chove mais intensamente. A paisagem na chapada mais a leste

ainda possuem vastas superfícies cobertas por Cerrados. Os municípios de São Desiderio, Formosa do Rio Preto, Barreiras, Luís Eduardo Magalhães, Correntina e Riachão das Neves possuem elevado PIB do setor primário, mostrando uma região rica economicamente. A evolução do relevo se deu a partir de eventos tectônicos e principalmente climáticos. Essa sequência pode ser explicada por Martins *et al* (2004) que estudou a evolução geomorfológica do Distrito Federal. O comportamento da evolução do relevo do ponto de vista climático foi semelhante existente na bacia sedimentar Sanfranciscana. Novaes Pinto (1990) elaborou uma tabela mostrando o processo os principais eventos geomorfológicos, paleoclimáticos, tectônico aplicado ao contexto do Cerrado como pode ser visto na tabela 5).

Em Gondwana as evidências de clima seco começaram localmente a aparecer ainda no Permiano, conforme constatado pelas ocorrências de depósitos eólicos interdigtados com outros flúvio-deltaicos mostrados por Faccini (1989), indicando condições de aridez associados a períodos sazonais úmidos (SGARBI & DARDENNE,1996). O clima paleozoico apresentava condições climáticas amenas. Em seguida, na era Mesozóica, o interior das terras emersas de Gondwana assistiram a instalação de um grande Deserto registrado a partir das condições drásticas de aridez no Cretáceo. Desse modo, o clima no cretáceo era quente e seco (BATEZELLI & LADEIRA, 2016). Esse evento favoreceu a deposição de sedimentos continentais. Posteriormente, no Jurássico, ocorreu um expressivo período de exposição continua da plataforma brasileira a severos processos de erosão. No Cretáceo, esforços intraplaca que o precederam o rifteamento que originaria o Atlântico Sul, modificaram o relevo da antiga e estável plataforma jurássica. Criaram-se então as condições morfotectônicas e climáticas necessárias com a deposição e preservação das sequências cretácicas, na Bacia Sanfranciscana (SGARBI & DARDENNE,1996). O deserto permitiu que depósitos eólicos preenchessem o baixo estrutural, onde havia uma topografia irregular revestida de rochas carbonáticas do Grupo Uruçuaia e do Embasamento Cristalino. Essa irregularidade paleogeográfica explica a variação da espessura do Arenito que traz características marcantes no atual relevo. Nesse período, houve a consolidação deserto que deu origem ao arenito vigente. (Figuras 35, 36 e 37). O deserto era resultado do efeito da continentalidade, pois o Oceano Atlântico, provedor de umidade para as Américas sequer existia. O supercontinente não permitia a entrada de grandes massas úmidas, pois não existia o Oceano Atlântico Sul. Gondwana era a reunião de grandes massas de terras Emersas: América do Sul, África, Antártida, Madagascar,

Índia e Austrália. O arenito surgiu a partir dessas condições climáticas e houve o preenchimento de areia em toda a região da Ecorregião do Chapadão do São Francisco. Esse deserto cobriu uma grande área deprimida onde havia o afloramento do embasamento cristalino e também por rochas do Grupo Bambuí.

Com a ruptura dos continentes, deu-se início da formação de um mar estreito, em seguida alargando-se e transformando no Oceano Atlântico o clima mudou o que permitiu o início da chegada de umidade no interior do continente.

Esse evento gerou regolitos lateríticos a partir do intemperismo químico, resultado do clima quente e úmido entre o Paleoceno e o Mioceno Inferior, onde deu origem à superfície Sul Americana, que hoje em dia está restrita a unidade Geomorfológica de Topo. A unidade geomorfológica de Topos situa atualmente nas porções de mais elevadas de um planalto cuestiforme. Há uma assimetria do desenvolvimento desse Planalto, onde a unidade de Topo é bastante preservada em toda a porção Ocidental como pode ser visto no Perfil A-A' (Figura 35), enquanto a existência do topo ocorre no bloco Central no Perfil D-D' (Figura 36). O relevo daquela unidade geomorfológica é muito plano e o clima tropical favoreceu por exemplo a fixação de grandes propriedades de terra para a agropecuária. Os solos originalmente são pobres em nutrientes e ácidos necessitando de insumos. A característica topográfica favorece o uso de máquinas e implementos agrícolas. Os solos por serem excessivamente drenados e muito profundos apresentam uma tonalidade vermelha em comparação aos outros ambientes geomorfológicos influenciados pelo arenito do Grupo Urucuia. O Latossolo Vermelho ocorre nas porções extremo ocidental da área acompanhando paralelamente a unidade geomorfológica de topo. Ocorre uma transição para Latossolo Vermelho-Amarelo quanto mais a leste for se afastando. A região de topo é preservada do processo de denudação, o que ocorre muito pouca presença de cursos de água.

A superfície que outrora era deserto começou a sofrer mudanças com o modelo de etchplanação, que corresponde ao ciclo de formação do etchplano, formado no Terciário, entre o Paleoceno e o Mioceno. Esta fase corresponde a uma condição climática muito úmida e muito quente, que permitiu a formação de solos profundos, mais argilosos e intemperizados sobre os arenitos. Esse evento de chuva em abundância e calor permitiu a atuação do intemperismo químico sobre a rocha dando origem a um espesso manto de intemperismo, que de acordo com Thomas (1994) é o Paleoetchplano. O intemperismo é uma resposta das propriedades físicas, químicas e mineralógicas da rocha às condições

ambientais existentes na superfície (Vitte, 2001). O intemperismo resulta da interação entre a litosfera e a atmosfera, a hidrosfera e a biosfera (Summerfield, 1991; Thomas, 1994; Vitte, 2001).

A ação do intemperismo foi profunda que promoveu a formação de solos de textura média a argilosa em um ambiente onde o material de origem é arenito, ou seja, o clima prevalecendo sobre o material de origem na pedogênese. Essa superfície desenvolveu solos muito antigos, profundos e intemperizados, que correspondem atualmente aos Latossolos Vermelhos e Latossolos Vermelho-Amarelo com textura média e média argilosa, onde se situam os topos (residuais da superfície Sul Americana (KING, 1956; BRAUN, 1970)

A presença de solos arenosos na região onde situa as unidades de Topos aparecem nas dissecações formadas pelo entalhamento fluvial denudando linearmente. Desse modo, o material de origem tem efeito mais intenso do que o clima, pois a superfície denudada é mais jovem do que os residuais antigos. O controle geomorfológico é evidente. Essas encostas fazem parte da unidade geomorfológica de Depressão Intraplanáltica (DPI). Na linha do talvegue ocorre a presença de coberturas do Holoceno onde há depósitos de acumulação fluvial o que favorece o desenvolvimento de solos Hidromórficos sobre Veredas e Matas de Galeria e Ciliares.

Após o evento denominado Superfície Sul Americana, aconteceu um evento em que deu origem a processos de denudação do Etchplano, após o mioceno. De acordo com Martins *et al* (2004) as condições climáticas passaram a ser mais secas e também houve o soerguimento. Com isso, houve o processo de erosão diferencial. Isso mostra a redução do teor de argila quanto mais o relevo é dissecado. Por isso, as outras unidades geomorfológicas são oriundas após o Mioceno. Dessa forma, pode-se sugerir que o etchplano desenvolvido sobre o Grupo Urucuaia foi parcialmente denudado, com as unidades mais rebaixadas aflorando saprólitos de arenito.

Desse modo, iniciou um processo de denudação, onde os solos oriundos dessa exposição apresentavam uma textura mais arenosa e correspondendo mais ao material de origem (arenito) do que os solos que estão expostos há mais tempo (do topo). Desse modo, os topos são superfícies mais antigas, seguidas das Chapadas Intermediárias e Baixas e as superfícies mais recentes são as Depressões Interplanálticas, as frentes de recuo erosivo e as planícies fluviais, onde ocorrem solos mais jovens.

A unidade de Chapada Intermediária é uma transição entre o Topo (Preservado) e a Chapada Baixa/Depressão Intraplanáltica. Corresponde ao Reverso do Planalto Cuestiforme tanto do lado oeste, quanto no lado leste onde ocorre o bloco central (Figura 36 D). É uma superfície parcialmente retocada, mas os solos são em geral profundos. O Latossolo Vermelho-Amarelo de textura média é o solo mais frequente. O relevo é frequentemente interrompido por falhas quase perpendiculares ao formato da bacia sedimentar. Essas falhas resultam na presença de vales aprofundados com presença de Neossolo Quartzarênico e faz parte da unidade de Depressão Intraplanáltica. No fundo do vale é coberto por solos hidromórficos diversos sobre a Planície Fluvial. As planícies fluviais destacam-se a presença de Veredas que é uma fitofisionomia de formação Savânica onde se destaca o Buriti (*Mauritia flexuosa*).

A Chapada Baixa, em linhas gerais é um baixo topográfico. Ocorre no bloco central e o que diferencia da unidade de Depressão Intraplanáltica é que consiste em uma região onde há presença de grande espessura do arenito. Isso mostra uma ligação que vai desde os topos (alto topográfico dos dois lados) e é cercado também nos dois lados por Chapada Intermediária. Os solos presentes na chapada baixa predominantes são o Latossolo Amarelo e o Neossolo Quartzarênico. A Depressão Intraplanáltica é o resultado da transformação decorrente do relevo da Bacia Sanfranciscana. No passado era uma chapada que sofreu processo de denudação diferencial. As porções de transição entre a Chapada Baixa e a Depressão Intraplanáltica existe Neossolo Quartzarênico e a altitude promove um crescimento gradativo do teor de argila. No sentido longitudinal da Chapada Baixa nota-se uma forma côncava marcando uma mudança de eixo de mergulho do reverso ocidental e oriental. Com o tempo, a Chapada Baixa transformar-se-á em Depressão Intraplanáltica.

A Depressão Intraplanáltica ocorre ao longo dos cursos de água, que entalham perpendicularmente à Chapada, nas superfícies Geomorfológicas de Topo e Chapada Intermediária onde está situado nas encostas de vertentes de cursos de água paralelos e também ocorre principalmente nas porções nordeste e sudeste da área estudada. Isso se dá porque o arenito é menos espesso em relação a porção centro oriental. O Neossolo Quartzarênico é o solo predominante da unidade de Depressão Intraplanáltica. Existe na porção nordeste e sudeste a exposição do embasamento revelando a pouca espessura sedimentar dessas áreas. Apesar da homogeneidade geológica da Bacia Sedimentar do Arenito Urucua, a gênese deposicional regula a forma de relevo, além da interação climática.

A porção de relevo denudado, como nas Depressões Intraplanáltica, possui vocação diferente do uso da terra com presença de propriedades policultoras e menores e voltadas para a subsistência. Os perfis topográficos dão noção de como se comporta a denudação do relevo e o comportamento pedológico dessa unidade na figura 36.

A área da Bacia Sedimentar extrapolava os limites atuais da bacia, isso mostra a presença de pontões, morros e mesas de arenito juntamente às coberturas proterozóicas do Grupo Bambuí e do Embasamento Cristalino. Há também mesas no interior da unidade DPI. Os solos das porções planas e elevadas dos topos são formados por Latossolos Vermelho-Amarelo e no contexto da classificação foi englobado como Chapada Intermediária e Chapada Baixa devido as características pedológicas, mesmo que não são contínuas. Nas bordas das mesas, onde o relevo é escarpado, faz parte a unidade de Frente de Recuo Erosivo e os solos são jovens e muito rasos, como os Cambissolos e os Neossolos Litólicos. Nesses ambientes, o processo de denudação é intenso. A presença dessas mesas testemunha que o platô já foi maior do que é atualmente.

As unidades de Planície Fluvial acompanham os rios ao longo da área de estudo. A dinâmica fluvial, bem como a competência e capacidade de transporte de carga faz desse ambiente complexo de ser individualizado. O material de origem é alóctone o que dificulta uma análise mais aprofundada da compreensão dos atributos de solos. Desse modo, foi simplificado os solos para Solos Hidromórficos, pois pode ocorrer a presença de Gleissolo Háptico, Gleissolo Melânico, o segundo com uma presença maior de matéria orgânica em comparação aos primeiros. Porém ambos são solos minerais. Os Organossolos são solos predominantemente vegetais resultante do acúmulo de matéria orgânica em ambiente anaeróbio, desse modo há uma dificuldade de decomposição o que provoca o acúmulo de organismos ao solo. Também se enquadra aos solos hidromórficos, os Neossolos Quartzarênicos hidromórficos que são solos arenosos presentes em ambientes com deficiência de drenagem resultado da saturação de água, mesmo a textura desses solos serem arenosos. Os ambientes presentes na planície fluvial que favorecem esses solos são as Veredas e os marimbus. O segundo é uma terminologia regional onde ocorre a presença de pântanos e a velocidade de fluxo hídrico é lenta. Ocorre também a presença de Plintossolos na transição entre os solos oxidados e os de ambiente reduzido. A variação do nível do lençol freático promove o acúmulo de ferro em porções restritas do solo formando a plintita. Isso é consequência do clima tropical que há uma definição de regimes de chuva e de seca, por isso ocorre a variação do lençol freático. No ambiente

fluvial foi englobado também os Neossolos Flúvicos, apesar de serem solos não hidromórficos. Estão associados aos cursos de água. A dificuldade de individualizar horizontes faz com que esse solo seja classificado como um Neossolo. A distribuição de argila, silte, areia, calhaus, cascalhos e matações depende muito da topografia fluvial o que seleciona o tipo de material. Além disso a competência e a capacidade de carga auxilia nesse processo. Foi incluído também como classe de solo hidromórfico.

A unidade de frente de recuo erosivo conta com a presença de solos pouco evoluídos. Marca a descontinuidade do relevo regular de Chapada. Pode ser formado por escarpas, morros, bordas das mesas. Quanto mais inclinado o relevo, o solo tende a ser mais raso, ou até inexistir, pois a rocha pode estar exposta. Os Neossolos Litólicos, os Cambissolos e os Argissolos são os solos presentes nessas áreas. O Neossolo Litólico é o mais raso. Apresenta uma fina camada sobre a rocha. É o estágio inicial da pedogênese. Apresenta horizonte A sobre a rocha. Muitas vezes está intercalado com afloramentos rochosos e normalmente o relevo é inclinado. Os Cambissolos são solos que apresentam um estágio mais evoluído do que os Neossolos Litólicos e menos evoluído do que os Argissolos. Os Cambissolos possuem um horizonte B incipiente e o relevo em geral é inclinado, contudo menos do que os Neossolos Litólicos. Ocorrem em morros, em encostas íngremes e até sobre rebordos. Os Argissolos possuem como característica a presença de horizonte B textural, ou seja, maior teor de argila no horizonte B em relação à superfície. Sua presença no ambiente ocorre em relevo movimentado, porém com inclinação inferior aos Cambissolos e dos Neossolos Litólicos. Estão associados ao material de origem do Grupo Bambuí por isso bordeja a bacia sedimentar. Essa classe de solo segundo Jacomine *et al* (1976) continua sobre as áreas de Depressão Interplanáltica (Depressão Sertaneja Meridional), que se situa fora da área estudada, principalmente na região de Correntina até próximo de Riachão das Neves.

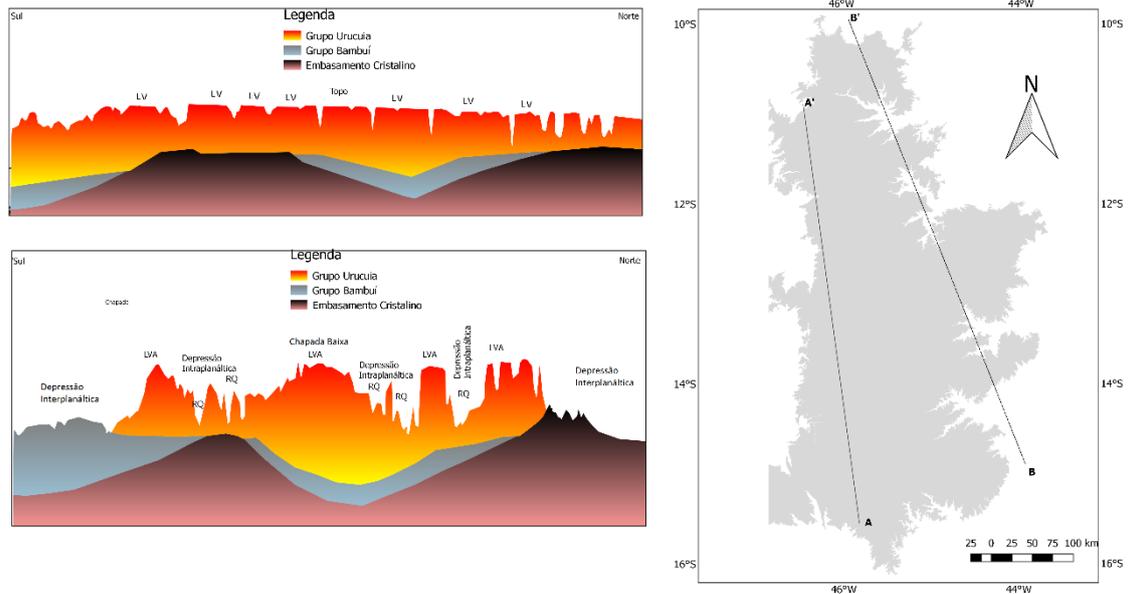


Figura 35 Esquema da relação pedogeomorfológica da Ecorregião do Chapadão do São Francisco (secções Longitudinais).

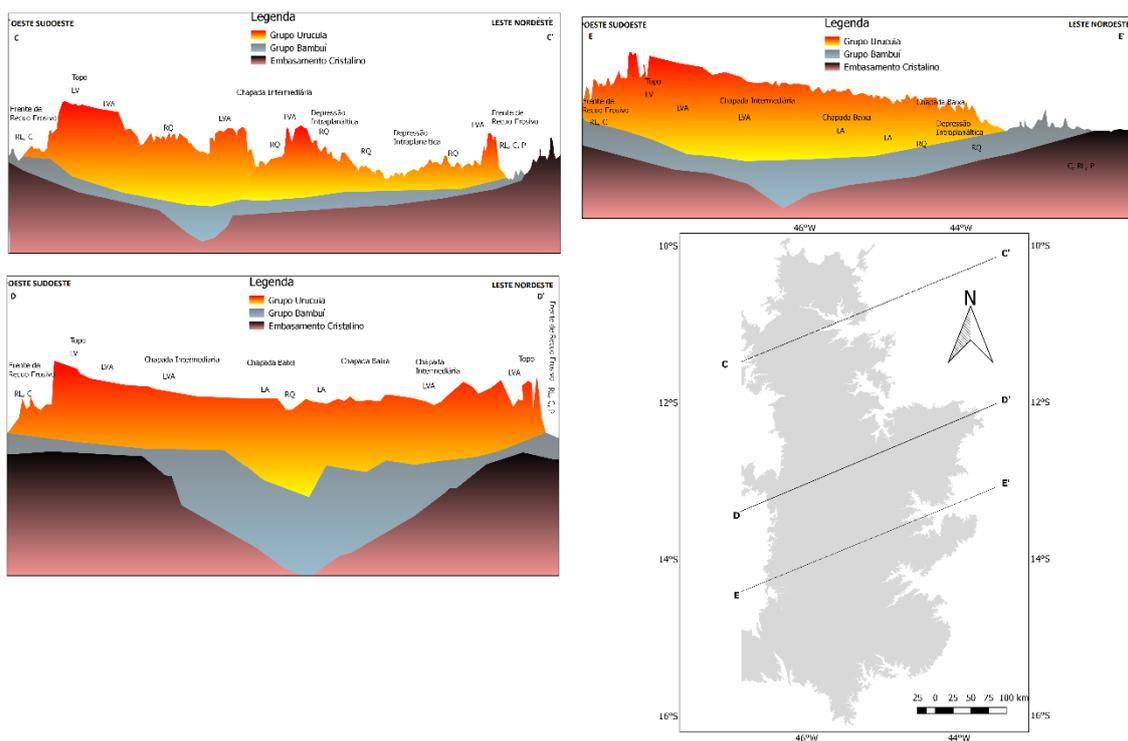
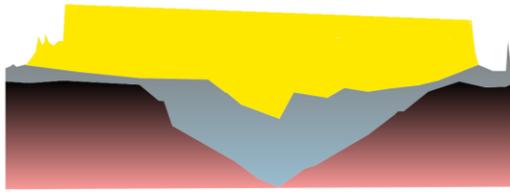
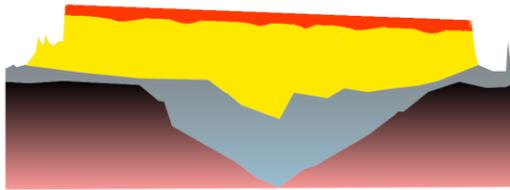


Figura 36 Esquema da relação pedogeomorfológica da Ecorregião do Chapadão do São Francisco (secções transversais).

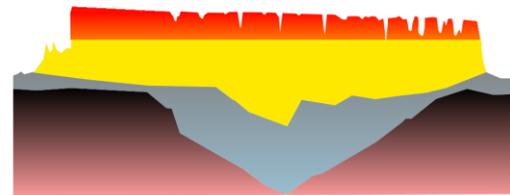


Evolução Geomorfológica

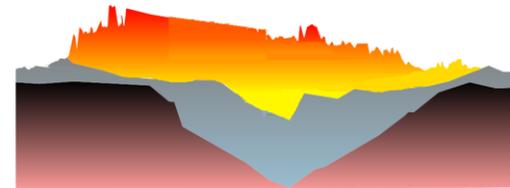
Cretáceo: Formação da Bacia Sedimentar em ambiente desértico.



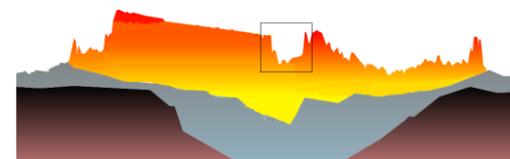
Paleógeno Formação do Etchplano lateritizado (Superfície Sul Americana) Clima quente e úmido



Neógeno: Período de Reativação tectônica e mudança climática para um clima mais seco.
Entalhamento e intemperismo físico



Pleistoceno: alternância climática: entalhamento fluvial nos climas úmidos e alargamento das vertentes a partir de recuo paralelo quando o clima é seco.



Holoceno: desenvolvimento das Planícies Fluviais
Configuração do relevo atual

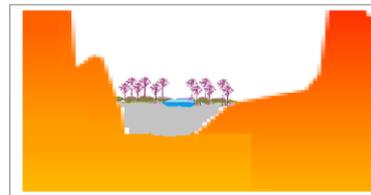


Figura 37 Proposta de evolução Geomorfológica da Ecorregião do Chapadão do São Francisco.

Tabela 6 Eventos Geomorfológicos aplicados ao Brasil Central (Adaptado de Novaes Pinto, 1990).

PERÍODO		CLIMA	PROCESSOS	TECTONISMO	ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS	DURAÇÃO	E
BRASIL CENTRAL	HEMISFERIO NORTE					DATA	
-	-	Semiúmido	Lixiviação, intemperismo, desnudação, sedimentação	-	Várzea atual, erosões	2mil	
Altitermal	-	Árido quente	Movimentos de massa	-		7 a 6 mil	10 mil
Terminal	-	Semiárido quente	Movimentos de massa	-		15 a 9 mil	
Interpluvial	Wisconsin (Würm)	Semiárido frio	Intemperismo físico, desnudação	-	Recuo paralelo da Vertente	20 a 15mil	
Pluvial	Sangamom	Úmido	Dissecação	-	Entalhamento de talvegue	-	70 mil(?)
Interpluvial	Illinoian (Riss)	Semiárido frio	Intemperismo físico, desnudação	-	Recuo paralelo da Vertente	120mil	200 mil(?)
Pluvial	Yarmouth	Úmido	Dissecação	-	Entalhamento de talvegue	-	500 mil(?)
Interpluvial	Kansas (Mindel)	Semiárido frio	Intemperismo físico, desnudação	-	Recuo paralelo da Vertente	600mil	
Pluvial	Aftonian	Úmido	Dissecação	-	Entalhamento de talvegue	-	
Interpluvial	Nebraskan (Günz)	Semiárido frio	Intemperismo físico, desnudação	-	Recuo paralelo da Vertente		1-3(?)
Neógeno	Pliocênico	Transição	Entalhamento, Intemperismo físico, desnudação, sedimentação	Reativação tectônica	Entalhamento do manto de intemperismo.	24 milhões	11(?)
Paleógeno	Miocênico Oligocênico Eocênico	Quente e úmido	Lixiviação, Intemperismo diferencial químico, atividade bioquímica, migração de sesquióxidos, desnudação, reorganização da drenagem.	Redução da atividade epirogenética	Formação do Etchplano lateritizado (Superfície Sul Americana)	35 milhões	5(?) 40(?) 60(?)
	Paleocênico	Transição					
Cretácico	-	Árido	Desnudação	Reativação Wealdeniana	Extenso aplainamento regional (Deserto)	75 milhões	5(?)

CAPÍTULO 5 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

A paisagem da Ecorregião do Chapadão do São Francisco tem origem de um ambiente que outrora era desértico, que passou a ser afetado por um processo de ação do intemperismo químico devido a mudança climática para um clima quente e úmido, gerando assim as unidades que atualmente são conhecidas por Topo, cujos solos são profundos com a textura média e argilosa e com cores vermelho e Vermelho-Amarelo. O processo de denudação do relevo proporcionou no surgimento de superfícies geomorfológicas mais e recentes como as unidades de Chapada Intermediária (denudação intermediária), Chapada Baixa e a Depressão Intraplanáltica (denudação intensa).

O topo faz parte de uma superfície de aplanamento degradada inumada, que consiste em formas aplanadas parcialmente conservadas com presença de solos muito intemperizados, muito profundos com predomínio presença de Latossolo Vermelho e Latossolo Vermelho-Amarelo de textura média e média argilosa. A Chapada Intermediária equivale a um reverso onde o relevo é retocado elaborado durante fases sucessivas de retomada de erosão, sem, no entanto, perder suas características de aplanamento, cujos processos geram sistemas de planos inclinados às vezes levemente côncavos, com presença de Latossolo Vermelho-Amarelo de textura média e quanto mais se aproxima da Chapada Baixa, o solo tende as cores amarelas. A Chapada Baixa corresponde as porções baixas desse Planalto retocado, marcando o limite entre a Chapada Intermediária na porção Centro Oriental e a do Oeste. Situa no Bloco Central, onde possui espessura maior comparando com os eixos norte e sul. Essa Característica marca a preservação da Chapada dos processos de dissecação comparando-a com a Depressão Intraplanáltica e os solos predominantes são os Latossolo Amarelo na porção mais alta e os Neossolos Quartzarênicos na transição com a Depressão Intraplanáltica. A Depressão Intraplanáltica é o futuro da Chapada Baixa, que corresponde a zonas de dissecação com presença de solos influenciados pelo material de origem, daí a presença de Neossolo Quartzarênico. Nessa unidade mostra resíduos de Chapada marcada pelas mesas. A Frente de Recuo Erosivo é o ambiente morfogeneticamente ativo, onde ocorre o recuo da vertente sobre superfícies inclinadas e solos jovens e pouco evoluídos como os Neossolos Litólicos, Cambissolos e Argissolos. A planície fluvial faz parte de um modelado de acumulação fluvial com área plana resultante da acumulação fluvial, sujeita a inundações periódicas. Nesse ambiente repousa coberturas recentes, de material inconsolidado. As planícies podem ocorrer ambiente hidromórfico com presença de fitofisionomia Vereda.

Nessa tese, utilizou-se a interação entre o relevo e os atributos de granulometria e fator vermelho do solo. Esses atributos auxiliaram no mapeamento da distribuição das classes de solos.

Para dar continuidade a esse trabalho sugere-se como recomendações uma análise sobre o grau de intemperismo da rocha em função dos compartimentos geomorfológicos a partir da distribuição dos índices K_i e K_r . O K_i mede o grau de intemperismo do solo a partir da relação molecular entre a sílica e a alumina e o k_r auxilia na diferenciação de solos caulíníticos e oxídicos.

Outra sugestão é estudar a distribuição das cores a partir de análise espectral do horizonte diagnóstico das amostras por meio de leitura de espectrômetros e comparar com o fator vermelho.

É importante analisar a partir desse trabalho um refinamento da cartografia digital de solos acrescentando informações referentes à cobertura natural e o uso da terra, a distribuição de atributos químicos como o pH, CTC, saturação por base, saturação por alumínio, levando em consideração se essa fertilidade é natural ou antrópica.

É possível identificar na Ecorregião do Chapadão do São Francisco uma organização Crono-cromossequência. Pois na Chapada predomina Latossolos, que possui textura média com tendência a argilosa e tonalidades vermelhas. A textura média indica que o arenito sofreu desgaste para a diminuição das partículas e ao mesmo tempo colorir o solo com a oxidação do ferro. Já nas áreas mais jovens como as depressões intraplanálticas os Neossolos Quartzarênicos reinam naquele contexto. A textura arenosa mostra a influência maior do material de origem do Arenito do Grupo Urucuia e as cores tendem a ser amareladas. Para efeito de classificação de solos, os Neossolos Quartzarênicos não são diferenciados pela cor.

REFERÊNCIAS

- ALKMIM, F.F. & MARTINS-NETO, M.A. A Bacia intracratônica do São Francisco: arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: C.P. Pinto & M.A. Martins-Neto (eds.) Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais, SBG/Núcleo MG, pp.: 9-30, 2001.
- ALMEIDA, F. F. M. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro: DNPM-DGM, Boletim, 241, 36p., 1967.
- ARAÚJO, W. T; SANTOS, R. L; ASSUNÇÃO, V. S. As técnicas de análise geomorfológica aplicada à determinação de unidades ambientais em imagens de satélite (Landsat

TM 5): o caso de Itabuna (Bahia). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CARTOGRAFIA, 21, 2003. Belo Horizonte, Anais, 2003. 1 CD-ROM.

ATLAS DE DESENVOLVIMENTO HUMANO DO BRASIL ANO 2013 Disponível em http://www.atlasbrasil.org.br/2013/pt/o_atlas/idhm/ acesso em 20 de março de 2016.

BATEZELLI, A.; LADEIRA, F S B Stratigraphic framework and evolution of the Cretaceous continental sequences of the Bauru, Sanfranciscana, and Parecis basins, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 65 (2016) 1e24.

BIGARELLA, J. J.; BECKER, R.D.; SANTOS, G.F. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. Vs. 1 e 2. Florianópolis: Editora da UFSC, 1994.

BLUME, H.-P. & SCHLICHTING, E. The relationships between historical and experimental pedology. In: HALLSWORTH E.G.; CRAWFORD D.V. (Editors), *Experimental Pedology*. Butterworths, London, 414pp, 1965.

BOCKHEIM, J G; GENNADIYEV, A.N., HAMMERC, R.D; TANDARICH, J.P. Historical development of key concepts in pedology Volume 124, Issues 1–2, January 2005, Pages 23-36

BOMFIM, L.F.C & GOMES, R.A.A.D - março/2002 (Seção esquemática da Formação Urucuia no oeste da Bahia, baseada no Projeto Levantamento Gravimétrico do Estado da Bahia - CPRM,1980).

BOMFIM, L.F.C. & GOMES, R.A.A.D. *Aquífero Urucuia – geometria e espessura: ideias para discussão*. Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 13, Cuiabá, 2004.

BOULET C. H. L. Analyse structurale et cartographie en pédologie Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol., vol. XIX, no 4, 1982: 309-321. 309.

BRANNSTROM, C.; JEPSON, W.; FILIPPI, A. M.; REDO D.; XU S.; GANESH, S. Land change in the Brazilian Savanna (Cerrado), 1986–2002: Comparative analysis and implications for land-use policy. *Land Use Policy*. n. 25, p. 579–595. 2008.

BRASIL, 1982, Projeto RADAMBRASIL, Folha SD 23, Brasília: Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso da Terra. MME, Rio de Janeiro, RJ.

BRAUN, O. P. G. Contribuição à Geomorfologia do Brasil Central. *Revista Brasileira de Geografia*, 32, 3, 3-39. 1970.

BREIMAN, L.; FRIEDMAN, J. H.; OLSHEN, R. A.; STONE, C. J. Classification and regression trees. Belmont, CA: Wadsworth International, 358p. 1984.

BRIGGS, D. J.; SHISHIRA, E. K. Soil variability in geomorphologically defined survey units in the Albudeite area of Murcia Province, Spain. In: Jungerius, P. D. (ed.). *Soils and geomorphology (Catena supplement no 6)*. 1985. cap. 2, p.69-84.

BÜDEL, J. *Climate Geomorphology*. Princenton University Press (Trad. L Fischer & D. Busche).

BÜDEL, J. Die Doppelten Einebnungs flächen in den feuchten Tropen. *Zeit. Für Geomorph.*, Berlin: 1957, v1. P201-228.

BÜDEL, J. Klima-genetische Geomorfologie. *Geogr. Rundschau*. 1963, v. 15, p 269-285.

BUI, E.N.; MORAN, C.J. Disaggregation of polygons of surficial geology and soil maps using spatial modeling and legacy data. *Geoderma*, 103: 79-94, 2001.

- BUTLER, B. E. 1959. Periodic phenomena in landscapes as a basis for soil studies. Austr.CSIRO Soil Publ. 14.
- CAMPOS, J.E.G. & DARDENNE, M.A. Origem e evolução tectônica da bacia Sanfranciscana. Rev. Bras. Geoc. 27(3):283-294, 1997b.
- CAMPOS, J. E. G. E DARDENNE, M. A.,1997, Estratigrafia e sedimentação da bacia Sanfranciscana. Rev. Bras. Geoc. 27(3), 269-282. 1997a.
- CAMPOS, M. C. C.; CARDOZO, N. P.; MARQUES JÚNIOR, J. Modelos de paisagem e sua utilização em levantamentos pedológicos. Revista de Biologia e Ciências da Terra, Campina Grande, v. 6, p. 104-114, 2006.
- CAMPOS, M. C. C.; MARQUES JÚNIOR, J.; PEREIRA, G. T.; MONTANARI, R.; CAMARGO, L. A. Relações solo-paisagem em uma litosequência arenito-basalto na região de Pereira Barreto, SP. Revista Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa, v.31, p.519-529, 2007.
- CASSETI, V. Geomorfologia. [S.l.]: [2005]. Disponível em: <<http://www.funape.org.br/geomorfologia>>. Acesso em: 27/03/2016.
- CHILDS, C. W. GOODMAN, B.A. CHURCHMAN, G. J. Application of Mössbauer spectroscopy to the study of iron oxides in some red and yellow/brown soil samples for New Zealand. In International Clay conference 1978. MORTLAND, M. M., FARMER, V. C. (eds.). Elsevier, Amsterdam, pp. 555-565.
- CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia. São Paulo, EDGARD BLÜCHER, 2 ed, 1980.
- CIALELLA, A.T.; DUBAYAH, R., LAWRENCE, W., LEVINE, E., 1997. Predicting soil drainage class using remotely sensed and digital elevation data. Photogrammetric Eng. Remote Sensing 63, 171–178.
- CUNHA, P. et al. Superfícies geomórficas e atributos de Latossolos em uma seqüência arenítico-basáltica da região de Jaboticabal (SP). Revista Brasileira de Ciência do Solo, v. 29, n. 1, p. 81-90, 2005.
- DALRYMPLE, J. B., BLONG, R. J. CONACHER, A. J., A hypothetical nine unit land surface model. Zeitschrift für Geomorphologie (1968), 12 (1), pp. 60-76.
- DANIELS, R. B.; GAMBLE, E. F.; CADY, J. G. The relation between geomorphology and soil morphology and genesis. Advances in Agronomy, v. 23, p. 51-87, 1971.
- DANNI, J.C.M., 1996. Evolução tectono-magmática da província alcalina do Sul de Goiás. In: 4th Cretaceous Brazilian Symposium Bulletin, Águas de São Pedro (São Paulo), pp. 235e237
- DAVEY, B. G., RUSSELL, J. D., WILSON, M. J. Iron oxide and clay minerals and their relation to colors of red and yellow podzolic soils near Sidney, Australia. Geoderma 14: 125-138 (1975).
- DAVIS, W. M. The Geographical Cycle. *Geographical Journal*, 14, p. 481-504, 1899.
- DYLIK J. Notion du versant en Géomorphologie. Bull. de l'acad. Polonaise des Sciences (1968), 16 (2), pp. 125-132.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Serviço Nacional de Pesquisa de Solos. Sistema brasileiro de classificação de solos. 2.ed Rio de Janeiro, 2006.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Serviço Nacional de Pesquisa de Solos. Sistema brasileiro de classificação de solos. Rio de Janeiro, 1999. 412p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA — EMBRAPA. Manual de métodos de análises de solo. 2.ed. Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura e do Abastecimento, 1997. 212p.

ERHART, H. La theorie bio-rexistesique et les problemews biogeographiques et paleobiologiques. Soc. Biogeogr., France, CNR (288):43-53, 1956.

FACCINI, U. O Permo-Triássico do Rio Grande do Sul. Uma análise sob o ponto de vista das seqüências deposicionais. Dissertação de Mestrado, 2 vol. (mapas), (UFRS), inédita, 133p, 1989.

FARIAS, M. F. R. Análise evolutiva da paisagem: estudo de caso da região oeste do Distrito Federal e Águas Lindas de Goiás. Universitas Humanas Brasília, v. 11, p. 31-36, 2014.

FORMAN, R. T. T.; GODRON, M. *Landscape ecology*. New York: Wiley& Sons, 1986.

GASPAR, M. T. P; CAMPOS, J. E. G. MORAES, R. A. V. Determinação das espessuras do Sistema Aquífero Urucuia a partir de estudo geofísico *Revista Brasileira de Geociências* 42(Supl 1): 154-166, dezembro de 2012.

GIASSON E; SARMENTO E C; WEBER E; FLORES C A; HASENACK H Árvores de decisão para o mapeamento digital de solos em encostas basálticas subtropicais *Sci. Agric. (Piracicaba, Braz.)*, v.68, n.2, p.167-174, March/April 2011

GILBERT, G. K. The Geology of the Henri Mountains. Washington: United States Geographical and Geological Survey. 1877

GOLDEWIJK, K K. & RAMANKUTTY N. Land cover change over the last three centuries due to human activities: the availability of new global data sets, *Geojournal* (2004)61: 335-344, Kluwer Academic Publishers, The Netherlands.

GRAHAM, R C, DANIELS, R B, BUOL, S W (1990). Soil-geomorphic relations on the Blue Ridge Front: I. Regolith types and slope processes. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54: 1362-1367.

GRINAND, C.; ARROUAYS, D.; LAROCHE, B.; MARTIN, M. P. (2008) Extrapolating regional soil landscapes from an existing soil map: Sampling intensity, validation procedures, and integration of spatial context. *Geoderma*, 143: 180–190.

GUERRA, A. T.; GUERRA, A. J. T. Novo dicionário geológico-geomorfológico 9ed. Rio de Janeiro: BERTRAND BRASIL, 2011.

HARDEN, J. W. A quantitative index of soil development from field descriptions: examples from a chronosequence in central California. *Geoderma*, 28: 1-28, 1982.

HARTEMINK, A.E., Soil map density and nation's wealth and income. In: HARTEMINK, A.E., MCBRATNEY, A.B., MENDONÇA-SANTOS, M.L. (Eds.), *Digital Soil Mapping With Limited Data*. Springer, Dordrecht, pp. 53–66.(2008).

HASUI, Y. & HARALYI, N.L.E. 1991. Aspectos lito-estruturais e geofísicos do soerguimento do Alto Paranaíba. *Geociências*, São Paulo, 10:57-77.

HERMUCHE, P.M.; GUIMARÃES, R.F.; CARVALHO, A.P.F. DE; MARTINS, É. DE S.; DRUCK, S.; CARVALHO JÚNIOR, O.A. DE; SANTOS, N.B.F. DOS; REATTO, A. **Morfometria como suporte para elaboração de mapas pedológicos: 1. Bacias Hidrográficas Assimétricas** Planaltina, DF (Brazil). 2002. 25 p. Documentos - EMBRAPA Cerrados (Brazil). no. 68.

HUGGETT, R. J. soil landscape systems: a model of soil genesis. *Geoderma*, 13 (1975): 1-22

HUGGETT, R. J. **Geoecology**: An Evolutionary Approach. Routledge, London: 1995.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA Censo 2010 Disponível em <http://www.cidades.ibge.gov.br/xtras/home.php> Acesso em 20 de março de 2016

IRVIN, B. J., VENTURA, S. J., SLATER, B. K., Fuzzy and isodata classification of landform elements from digital terrain data in Pleasant Valley, Wisconsin, *Geoderma*, v.77, pp.137-154, 1997.

JACOMINE P K T; CAVALCANTI, A. C.; RIBEIRO, M. R.; MONTENEGRO J. O. BURGOS, N., MELO FILHO, H F R.; FORMIGA, R. A. Levantamento exploratório reconhecimento de solos da margem esquerda do rio São Francisco, estado da Bahia. Recife, EMBRAPA, SNLCS, 1976.

JENNY H Factors of soil formation: a system of quantitative pedology. New York : McGraw-Hill, 1941.

JET PROPULSION LABORATORY **Shuttle Radar Topography Mission**: the mission to map the world. Disponível em <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/> acesso em 13 de janeiro de 2016.

JUMA, N. The pedosphere and its dynamics: a systems approach to soil Science. V.1. **Introduction to soil science and soil resources**. Edmonton, Canadá: Salman Productions, 1999. 315p.

JUNQUEIRA-BROD, T.C., ROIG, H.L., GASPAR, J.C., BROD, J.A., MENESES, P.R., 2002. A Província Alcalina de Goiás e a extensão do seu vulcanismo kamafugítico. *Braz. J. Geol.* 32 (4), 559e566.

KING, L.C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. *Rev. Bras. Geogr.*, R. de Janeiro, v. 18, n. 2, p. 147-265, 1956.

KING, L.C. *Morphology of the Earth*. Edinburgh: Oliver, 1967.

KLINE, J.R., 1973. Mathematical simulation of soil--plant relationships and soil genesis. *Soil Sci.*, 115:240—249

KLINK, C.A. & MACHADO, R.B. 2005. Conservation of the brazilian cerrado. **Conservation Biology** 19:707-713.

LAGACHERIE, P.; HOLMES, S. 1997. Addressing geographical data errors in a classification tree soil unit prediction. **International Journal of Geographical Information Science**, 11: 183-198.

- LARK, R. M. 1999. Soil-landform relationships at within-field scales: an investigation using continuous classification. *Geoderma*, 92(3-4):141-165, 1999.
- LATORRE M L, CARVALHO JUNIOR O A, SANTOS J R, SHIMABUKURO Y E. Integração de dados de sensoriamento remoto multiresoluções para a representação da cobertura da terra utilizando campos contínuos de vegetação e classificação por árvores de decisão. *Revista Brasileira de Geofísica*, v.25, p. 63-74. 2007
- LIMA, L A.S.; MARTINS, E. S.; GOMES, M. P. REATTO A; LOPES, C. A.; XAVIER D. R.; PASSO, D. P.; CASTRO K. B.; CARVALHO JUNIOR, O A.; GOMES, R. A. T. Caracterização geomorfológica do Município de Cocos, Oeste Baiano escala 1:50.000. Planaltina DF: Embrapa Cerrados. 2010. 30p.
- LIMA, L A.S.; MARTINS, E. S.; GOMES, M. P. REATTO A; PASSO, D. P; CASTRO K. B.; CARVALHO JUNIOR, O A.; GOMES, R. A. T. Caracterização geomorfológica do Município de Correntina, Oeste Baiano escala 1:100.000 Planaltina DF: Embrapa Cerrados. 2010. 35p.
- LOCH, R. E. N. Cartografia: representação, comunicação e visualização de dados espaciais. Florianópolis: Ed da UFSC, 2006. 313p
- MACHADO, N.; SCHRANK, A.; ABREU, F.R.; KNAUER, L.G. & ALMEIDA-ABREU, P.A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. *Bol. Soc. Bras. Geol., Minas Gerais*, 10: 171-174
- MARQUES JR, J.; LEPSCH, I. F. Depósitos superficiais neocenozóicos, superfícies geomórficas e solos Monte Alto, SP. *Geociências (São Paulo), São Paulo (SP)*, v. 19, p. 90-106, 2001.
- MARTINS, E. S. & BAPTISTA, G. M. M. Compartimentação geomorfológica e sistemas morfodinâmicos do Distrito Federal. In IEMA/SEMATEC/UnB 1998. Inventário Hidrogeológico e dos Recursos Hídricos Superficiais do Distrito Federal. Brasília. IEMA/SEMATEC/UnB. Vol. 1, Parte II. 53p, 1998.
- MARTINS, E. S.; REATTO, A; CARVALHO JÚNIOR, O A ; GUIMARÃES, R F . Evolução Geomorfológica do Distrito Federal. Documentos. Embrapa Cerrados, Planaltina DF, v. 122, p. 1-57, 2004.
- MAURO, C. A.; DANTAS, M. & ROSO, F.A. Geomorfologia. In: Projeto Radambrasil. Folha SD.23. Brasília. Rio de Janeiro. 1982. P. 205-296.
- MAZOYER M, ROUDART L (2006) *History of World Agriculture*. J.M. Membrez, trans. Earthscan, London.
- McBRATNEY, A. B.; SANTOS, M. L. M.; MINASNY, B. On digital soil mapping. *Geoderma*, v.117, p.3-52, 2003.
- McKENZIE, N. J.; RYAN, P. J. Spatial prediction of soil properties using environmental correlation. *Geoderma*, v.89, p.67-94, 1999.
- McNEILL, J. R.; WINIWARTER, V. Breaking the Sod: Humankind, History, and Soil. *Science*, 2004. 324 (5677) pp1627-1629.
- METZGER, J. P. O que é ecologia de paisagem? *Biota Neotropica*, Campinas, v. 1, n. 1/2, p. 1-9, nov. 2001.

- MILNE, G. (1934) Some suggested units of classification and mapping particularly for East African soils. Londres, Soil Research v. 4, n. 2, p.183-98.
- MOORE, I. D. GESSLER, P. E.; NIELSEN, G. A.; PETERSON, G. A. Soil attribute prediction using terrain analysis. **Soil Science Society of America Journal**, v.57, p.443-452, 1993.
- NOVAES PINTO, M. Caracterização geomorfológica do Distrito Federal. In: NOVAES PINTO, M., org. Cerrado: Caracterização, ocupação e perspectivas. Brasília, Universidade de Brasília/SEMATEC, 1990. p.277-308.
- OLLIER, C. *Weathering*. New York: Longman, 304 p., 1979.
- OMERNIK, J. M. (2004). Perspectives on the Nature and Definition of Ecological Regions. Environmental Management[S.l.: s.n.] p. 34 - Supplement 1, pp.27–38.
- PASSO, D P; MARTINS, E. S. GINES, M. P. REATTO, A.; CASTRO, K. B.; LIMA, L. A. S.; CARVALHO JUNIOR, O. A.; GOMES, R. A. T. Caracterização geomorfológica do município de Barreiras, Oeste Baiano, escala 1:100.000 Planaltina DF: Embrapa Cerrados. 2010. 30p (Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento).
- PELTIER, L. C., The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic Geomorphology, Annals Assoc. American Geographers (1950), 40, pp. 214-236.
- PNUD Programa das Nações Unidas para o Desenvolvimento Disponível em <http://www.pnud.org.br/arquivos/ranking-idhm-2010.pdf> Acesso em 19/03/2016.
- QUEIROZ NETO, J.P. Geomorfologia e Pedologia. Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 1, p. 59-67, 2000.
- QUEIROZ NETO, J.P. Análise estrutural da cobertura pedológica: Uma experiência de ensino e pesquisa. R. Depto. Geografia USP, 15:77-90, 2002.
- RABUS, B.; EINEDER, M.; ROTH, A.; BAMLER, R. The shuttle radar topography mission - A new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, v. 57, p. 241- 262, 2003.
- REATTO, A., CORREIA, J.R., SPERA, S.T. & MARTINS, E.S. Solos do Bioma Cerrado: aspectos pedológicos. Pp.109 - 149. In: Sano, S.M., Almeida, S.P. & Ribeiro, J.F. (eds.). Cerrado: ecologia e flora. Embrapa CPAC. Planaltina, DF, 2008.
- RESENDE, M., CURI, N., REZENDE, S. B., CORRÊA, G., B., Pedologia: base para distinção de ambientes. 4.ed, Viçosa: NEPUT, 2002.
- RUHE, R. Geomorphic surfaces and the nature of soils. **Soil Science**, v. 82, n. 6, p. 441-445, 1956.
- SALA, O.E. CHAPIN, I.F.S.; ARMESTO, J.J.; BERLOW, E. BLOOMFIELD, J. DIRZO, R. HUBER SANWALD, E. HUENNEKE, L.F. JACKSON, R.B.; KINZIG, A. LEEMANS, R. LODGE, D.H. MOONEY, H.A.; OESTERHELD, M.; LEROY POFF, N. SYKES, M.T. WALKER, B.H.; WALKER, M.; WALL, D.H. Global biodiversity scenarios for the year 2100. Science, 287 (5459), 1770–1774, 2000.
- SALGADO C M Pedogeomorfologia: uma nova disciplina para a análise ambiental. Revista Tamoios— Julho / Dezembro 2005, Ano II, nº02

- SANO, E.E.; ROSA, R.; BRITO, J.L.S.; FERREIRA JR., L.G. Land cover mapping of the tropical savanna region in Brazil. *Environmental Monitoring and Assessment*, v. 166, p. 113-124, 2010
- SANTANA, D. P. Soil formation in a toposequence of oxisols from Patos de Minas region, Minas Gerais, state, Brazil. West Lafayette: Purdue University, 1984. 129p. Ph D. Thesis.
- SANTOS, R.D. dos; LEMOS, R.C. de; SANTOS, H.G. dos; KER, J.C.; ANJOS, L.H.C. dos. Manual de descrição e coleta de solo no campo. Embrapa. SBCS. Editora Folha de Viçosa Ltda. 5ª edição. Sociedade Brasileira de Ciência de Solo, 2005. 92p.
- SAUER D.,SCHÜLLI-MAURER I., WAGNER S., SCARCIGLIA F., SPERSTAD R., SVENDGÅRD-STOKKE S., SØRENSEN, R., SCHELLMANN, G. Soil development over millennial timescales – a comparison of soil chronosequences of different climates and lithologies. *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science* 25. p. 1-19, 2015.
- SCHNEIDER, P.; KLAMT, E.; GIASSON, E. Morfologia do solo: subsídios para caracterização e interpretação de solos a campo. Guaíba: Agrolivros, 2007.
- SCHWERTMANN, U. & LENTZE W. Bodenfarbe und Eisenoxidform. *Z. Pflanzenernaehr.* (1966) *Bodenkd.* 115:209-204.
- SCULL, P., FRANKLIN, J., CHADWICK, O.A., MCARTHUR, D., Predictive soil mapping: a review. *Progress in Physical Geography*, 27: 171– 197, 2003.
- SENA-SOUZA, J.P; MARTINS, E. S.; COUTO JUNIOR, A. F.; REATTO, A.; VAS-CONCELOS, V. GOMES, M. P.; CARVALHO JUNIOR, O. A.; REIS, A. M. Mapeamento Geomorfológico da Bacia Hidrográfica do Rio São Bartolomeu, escala 1:100.000. Planaltina, DF: Embrapa Cerrados, 2013. 37p. (Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento 314)
- SGARBI, G. N. C.; DARDENNE, M. A. Evolução climática do Gondwana nas regiões centro-sul do Brasil e seus registros geológicos continentais durante o Mesozoico, enfatizando o Arco do Alto Paranaíba, a borda NNE da Bacia do Paraná e a porção meridional da Bacia Sanfranciscana. *Geonomos*, Belo Horizonte, v. 4, n.1, p. 21-49, 1997.
- SILVA, J. F.; FARIÑAS, M. R.; FILFILI, J. M. KLINK, C. A. Spatial heterogeneity, land use and conservation in the cerrado region of Brazil. *Journal of Biogeography (J. Biogeogr.)* (2006) 33, 536–548, 2006.
- SMIL, V. *Energy in Nature and Society: General Energetics of Complex Systems*. MIT Press, Cambridge, MA, xi + 480 pp, 2008.
- SOMMER, M.; SCHLICHTING, E. Archetypes of catenae in respect to matter a concept for structuring and grouping catenae. *Geoderma*, 76, 1-33, 1997.
- SOUZA, U. B. SANTOS, P. S.; BRANDÃO, P. R. B. Agronegócio e mudanças espaciais: um estudo de caso do espaço barreirense Disponível em <http://www.seer.ufu.br/index.php/caminhosdegeografia/article/viewFile/29549/17451> acesso em 20 de março de 2016.
- SPIGOLON, A. L. D. & ALVARENGA, C. J. S. Fácies e elementos arquiteturais resultantes de mudanças climáticas em um ambiente desértico: Grupo Urucua (Neocretáceo), Bacia Sanfranciscana *Revista Brasileira de Geociências*, Volume 32, 2002 p.579-586

STEFFEN, W.; RICHARDSON, K.; ROCKSTRÖM, J.; CORNELL, S. E.; FETZER, I.; BENNETT, E. M.; BIGGS, R.; CARPENTER, S. R.; DE VRIES, W.; DE WIT, C. A.; FOLKE, C.; GERTEN, D.; HEINKE, J.; MACE, G. M.; PERSSON, L. M.; RAMANATHAN, V.; REYERS, B.; SÖRLIN S., Planetary boundaries: Guiding human development on a changing planet. *Science* 15 January 2015 / Page 1 / 10.1126/science.1259855 Disponível em: www.sciencemag.org/content/early/recent acesso em 12/07/2016.

SUMMERFIELD, M. A. *Global Geomorphology*, New York: John Wiley & Sons, 245 p., 1991.

TERAMOTO, E. R.; LEPSCH, I. F.; VIDAL-TORRADO. Relações solo, superfície geomórfica e substrato geológico na microbacia do ribeirão Marins (Piracicaba-SP). *Scientia Agricola*, v. 58, n. 2, p. 361-371, 2001.

THOMAS, M.F. The role of etch processes in landform development: I. Etching concepts and their applications. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 33: 129–142, 1989a.

THOMAS, M.F. The role of etch processes in landform development: II. Etching and the formation of relief. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 33: 257–274, 1989b.

TORRENT, J. SCHWERTMANN, U; FECHTER, H.; ALFEREZ, F. Quantitative relationships between soil Color and hematite content. *Soil Science*, v. 136, n.6, p. 354-358. 1982.

TROEH, F. R. Landform equations fitted to contour maps. *American Journal of Sciences*, (1965), 263, pp. 616-627.

USGS HydroSHEDS Disponível em <http://hydrosheds.cr.usgs.gov/index.php> acesso em 25 de outubro de 2015.

VAN DER PLOEG, R.R, BOHM, W, KIRKHAM, M.B. On the origin of the theory of mineral nutrition of plants and the law of the minimum. *The soil Sciences Society of America Journal*, v. 63, p. 1055-1062, 1999.

VELLOSO A L., SAMPAIO E V. S. B., PAREYN F G. C.(orgs) **Ecorregiões**: Propostas para o Bioma Caatinga, Recife: Associação Plantas do Nordeste; Instituto de Conservação Ambiental The Nature Conservancy do Brasil, 2002. 76 folhas; il., Fig. Mapas.

VITTE, A C. A etchplanação nas regiões tropicais quentes e úmidas. **Terra Livre**, São paulo, v. 16, p. 11-25, 2001.

VITTE, A C. Etchplanação dinâmica e episódica nos trópicos quentes e úmidos. *Revista do Departamento de Geografia (USP)*, São Paulo, v. 16, p. 106-132, 2006.

VITTE, A. C. Etchplanação dinâmica e episódica nos trópicos quentes e úmidos. *Revista do Departamento de Geografia*, n. 16, p. 105-118. 2005.

WAYLAND E.J. Peneplains and some other erosional platforms. *Ann. Rept. Bull. Protectorate of Uganda Geol Surv.*, note 1. p. 77-79, 1933.

WITTE, I. Alterações em características físicas de uma transeção de solos orgânicos da planície costeira do Estado do Rio Grande do Sul por efeito da drenagem. 1990. 119f. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Faculdade de Agronomia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1990.

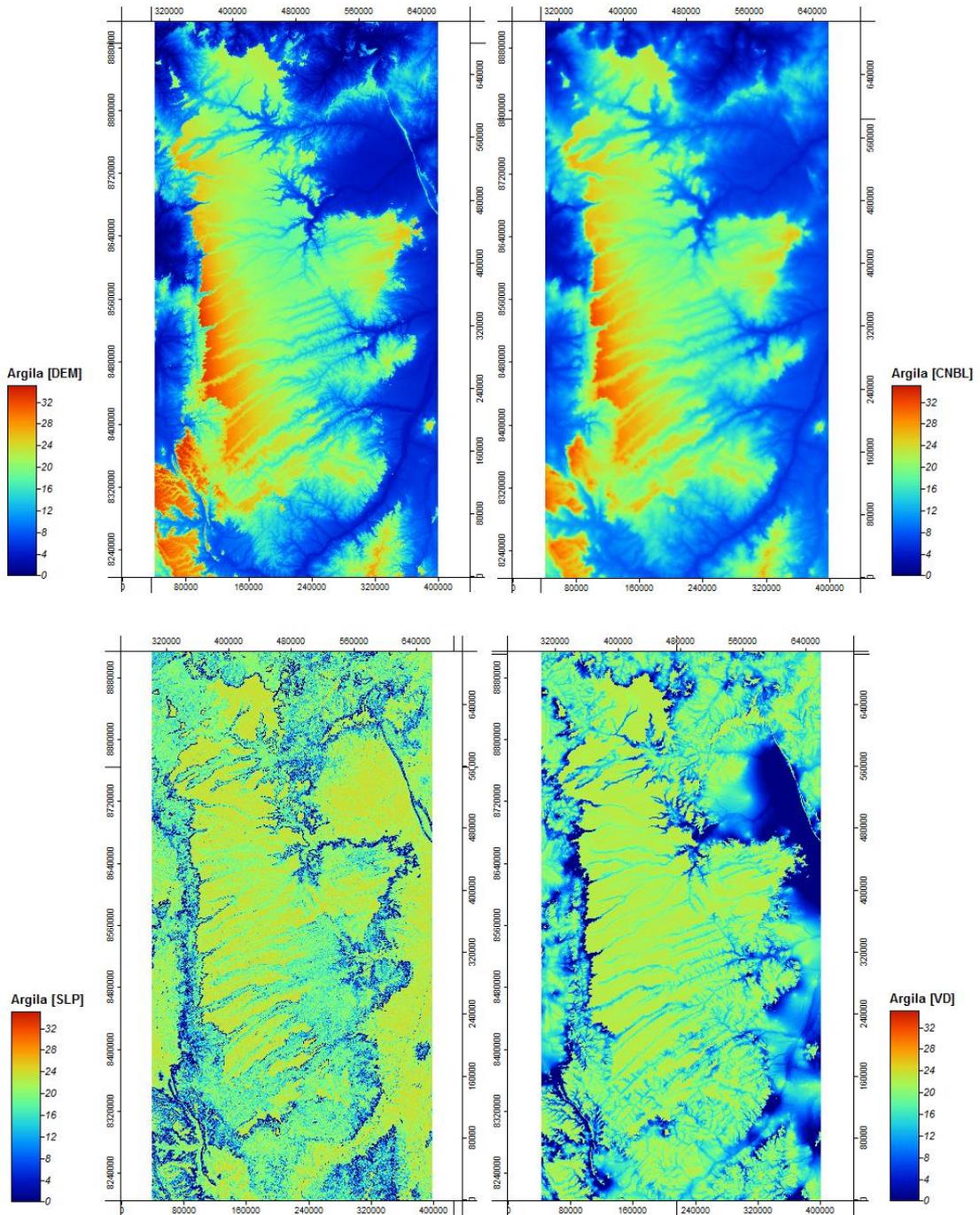
YAALON, D. Downward movement and distribution of anions in soil profiles with limited wetting: In Proc. 11th Easter School in Agricultural Sciences, Nottingham University, pp. 157-164, 1964.

ZEVENBERGEN L. W.; THORNE C. R. Quantitative analysis of land surface topography, *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 12, 47-56, 1987.

ANEXO

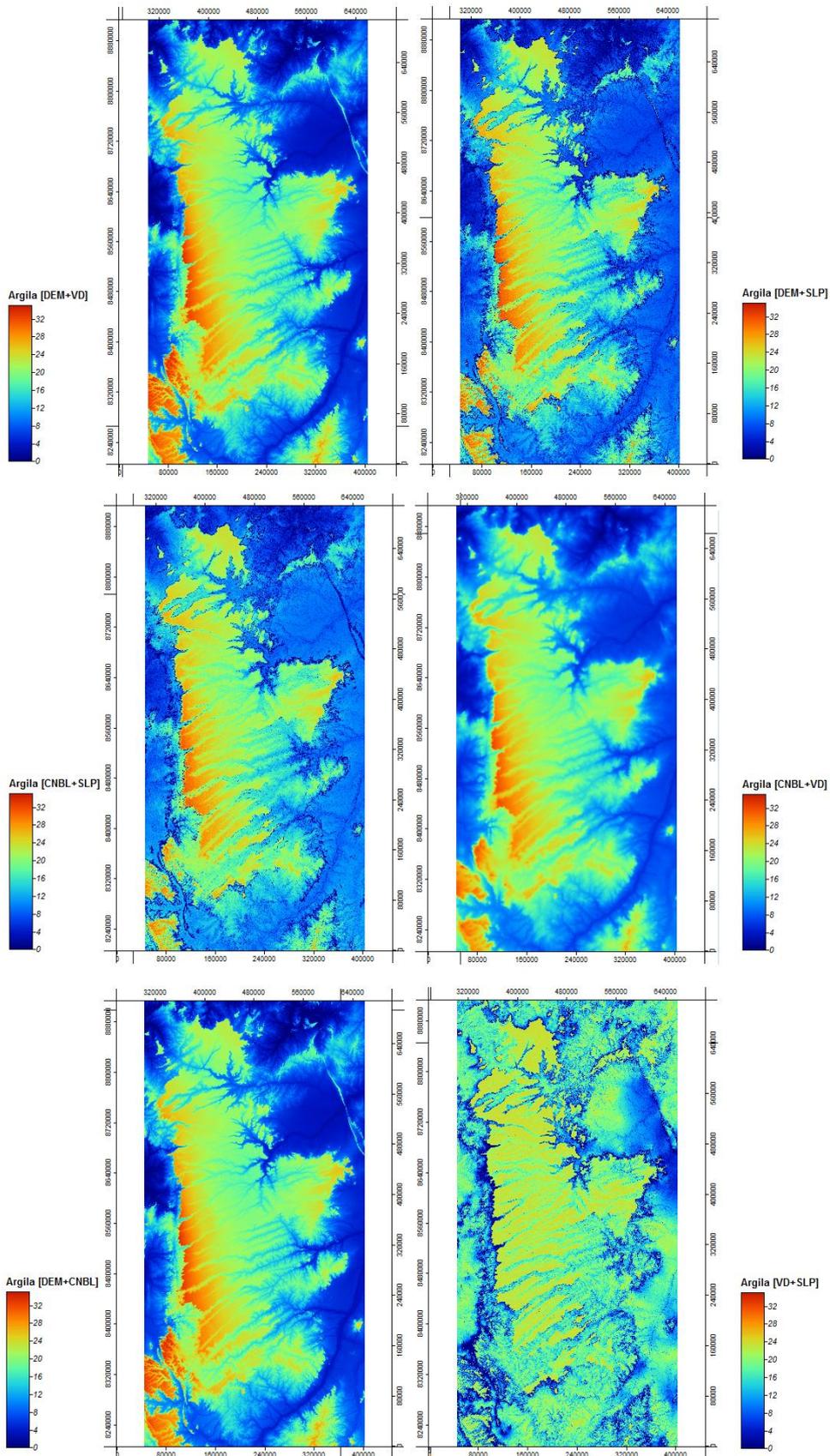
ANEXO 1

Anexo 1 Regressão Linear de Argila a partir de uma variável morfométrica



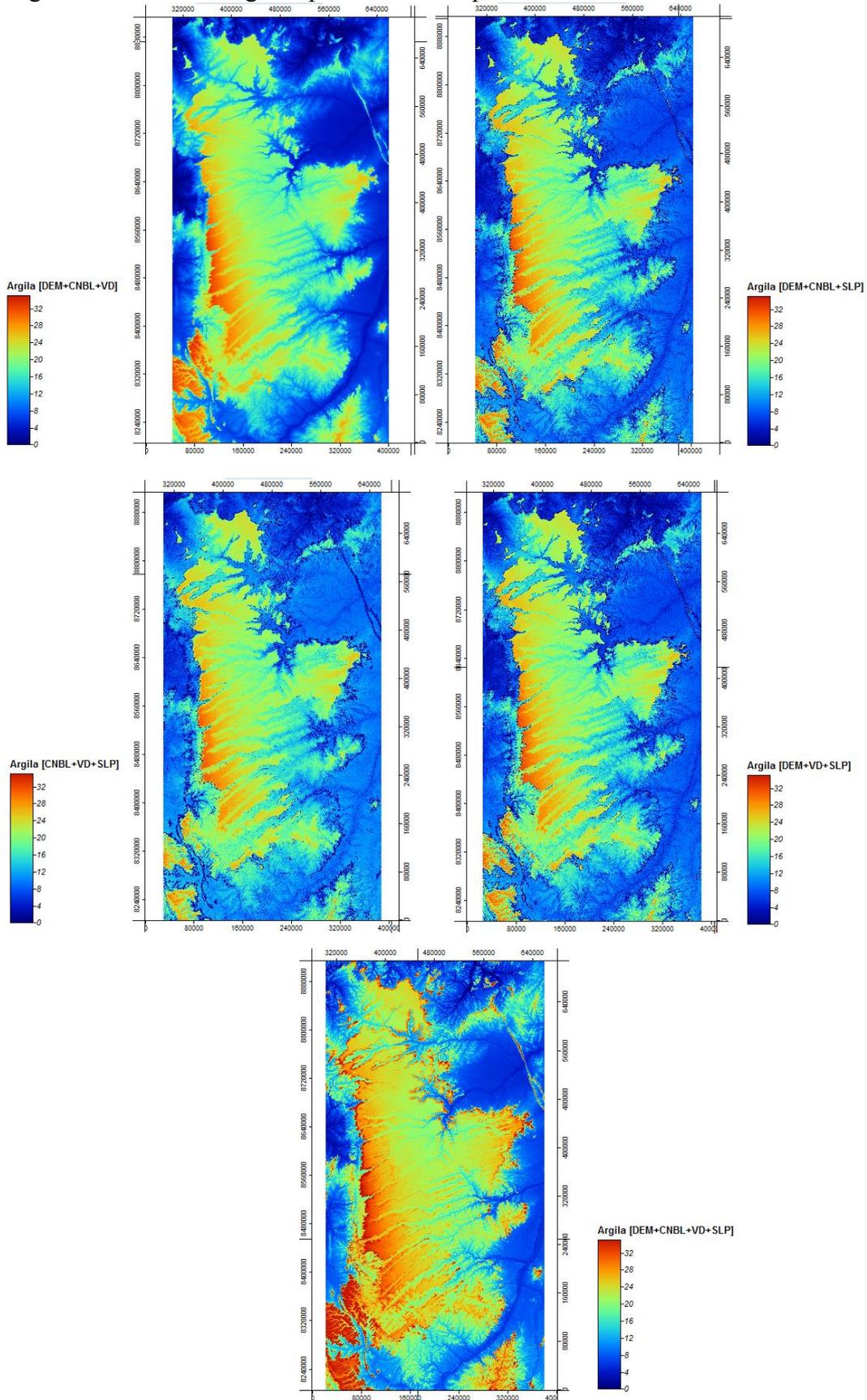
ANEXO 2

Anexo 2 Regressão Linear de Argila a partir de duas variáveis morfométricas



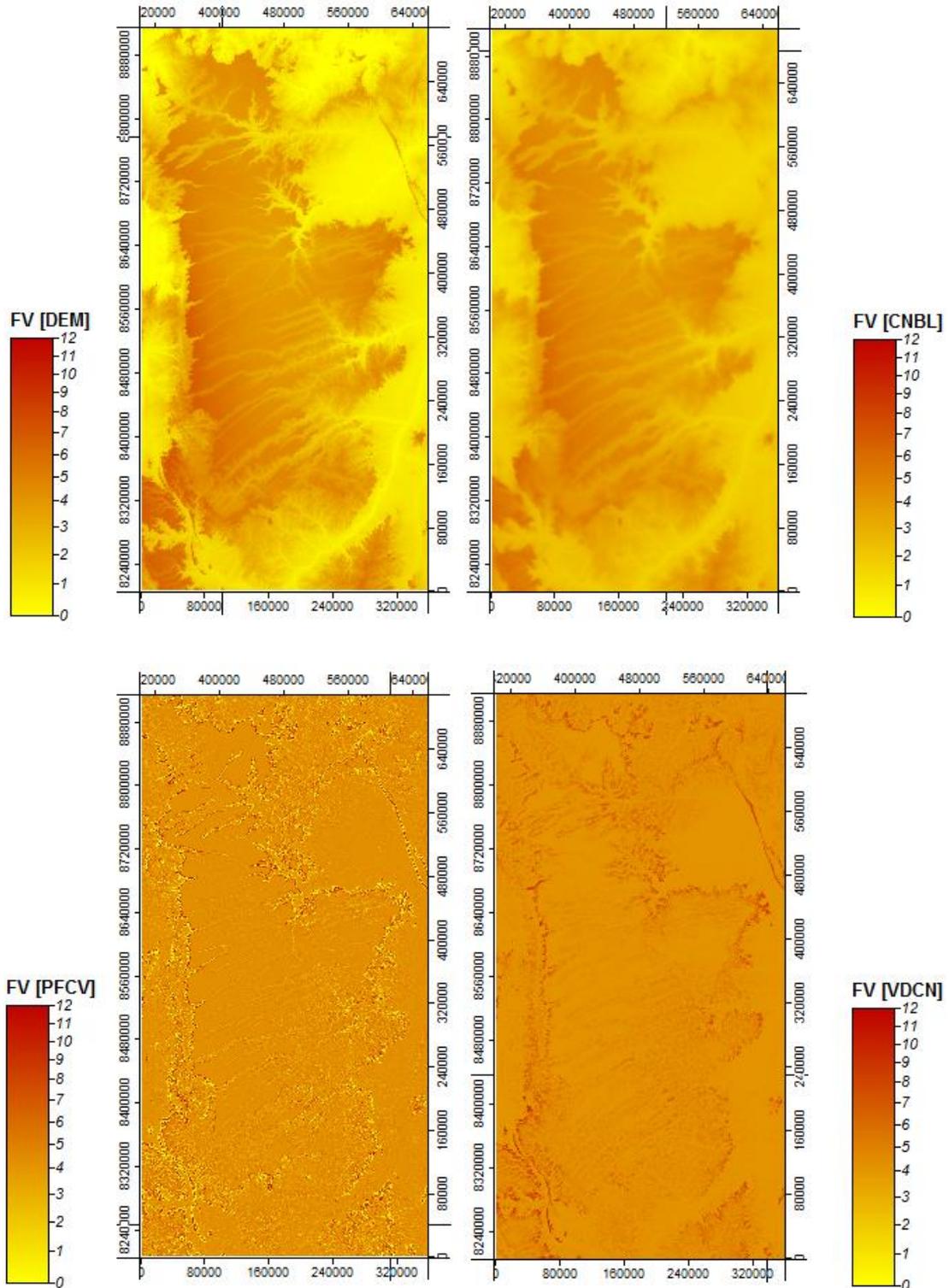
ANEXO 3

Regressão Linear de Argila a partir de três e quatro variáveis morfométricas



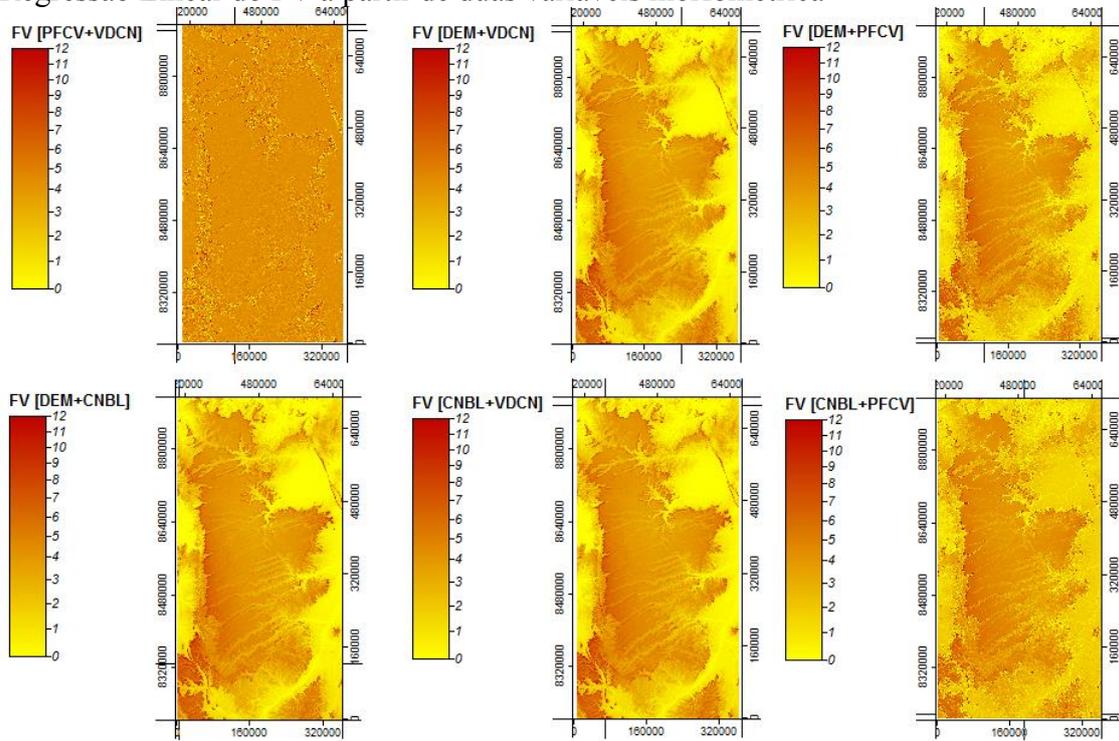
ANEXO 4

Regressão Linear do FV a partir de uma variável morfométrica



ANEXO 5

Regressão Linear do FV a partir de duas variáveis morfométrica



ANEXO 6

Estatística básica de argila a partir das regressões lineares e coletada em campo

MAPA DE ARGILA	MINIMO	MED-DP	MEDIA	MEDIA+DP	MAXIMO	DP	K1	R2
01DEM	0,00	11,64	21,19	30,75	54,00	9,56	0,76	0,87
02CNBL	0,00	11,97	21,63	31,30	54,00	9,66	0,77	0,88
03SLP	0,00	12,06	21,64	31,21	54,00	9,58	0,75	0,85
04VD	0,00	11,14	21,28	31,43	54,00	10,15	0,91	0,95
05DEM+VD	0,00	11,64	21,19	30,75	54,00	9,56	0,76	0,87
06DEM+SLP	0,00	12,06	21,64	31,21	54,00	9,58	0,75	0,85
07CNBL+SLP	0,00	12,27	21,96	31,66	54,00	9,69	0,76	0,86
08CNBL+VD	0,00	12,04	21,77	31,49	54,00	9,73	0,77	0,88
09DEM+CNBL	0,00	11,64	21,19	30,75	54,00	9,56	0,76	0,87
10VD+SLP	0,00	12,71	22,77	32,84	54,00	10,06	0,84	0,92
11DEM+CNBL+VD	0,00	11,64	21,19	30,75	54,00	9,56	0,75	0,87
12DEM+CNBL+SLP	0,00	10,96	21,35	31,73	54,00	10,39	0,76	0,85
13CNBL+VD+SLP	0,00	12,27	21,96	31,66	54,00	9,69	0,76	0,86
14DEM+VD+SLP	0,00	12,06	21,64	31,21	54,00	9,58	0,75	0,85
15DEM+CNBL+VD+SLP	0,00	12,06	21,64	31,21	54,00	9,58	0,75	0,85
ARGILA(CAMPO)	0,00	10,96	21,35	31,73	54,00	10,39		

Estatística básica de FV a partir das regressões lineares e coletada em campo

MAPA DE COR	MINIMO	MED-DP	MEDIA	MEDIA+DP	MAXIMO	DP	K1	R2
01DEM	0,17	1,98	3,98	5,98	12,00	2,00	0,90	0,91
02CNBL	0,17	1,84	4,00	6,16	12,00	2,16	0,87	0,94
03PFCV	0,17	2,04	4,81	7,58	12,00	2,77	0,97	0,97
04VDCN	0,17	1,89	4,49	7,09	12,00	2,60	0,99	0,98
05PFCV+VDCN	0,17	2,04	4,81	7,58	12,00	2,77	0,97	0,97
06DEM+VDCN	0,17	1,87	3,87	5,87	12,00	2,00	0,79	0,88
07DEM+PFCV	0,17	2,04	4,15	6,26	12,00	2,11	0,84	0,89
08DEM+CNBL	0,17	1,87	3,87	5,86	12,00	2,00	0,79	0,88
09CNBL+VDCN	0,17	1,88	3,87	5,87	12,00	2,00	0,79	0,88
10CNBL+PFCV	0,17	1,97	4,24	6,52	12,00	2,28	0,92	0,92
11DEM+PFCV+VDCN	0,17	1,87	3,87	5,87	12,00	2,00	0,79	0,88
12DEM+CNBL+VDCN	0,17	1,87	3,87	5,86	12,00	2,00	0,79	0,88
13XXX+CNBL+PFCV	0,17	3,35	3,87	4,38	12,00	0,52	0,79	0,88
14CNBL+PFCV+VDCN	0,17	1,88	3,87	5,87	12,00	2,00	0,79	0,88
15DEM+CNBL+PFCV+VDCN	0,17	1,87	3,87	5,86	12,00	2,00	0,79	0,88
FV(CAMPO)	0,17	3,61	4,24	4,88	12,00	0,63		

ANEXO 7

Parâmetros da função do variograma para definição de interpolação Krigagem Universal (escolha pela maior determinação) no software SAGA GIS

Interpolação IDW

Unidade Geomorfológica	Function Parameters	Argila		Fator Vermelho	
		Padrão	Maior Determinação	Padrão	Maior Determinação
Topo	A	55,5643	48,4407	5.59753	5.36911
	B	0,000114746	0,000314154	8.42826e-006	1.16043e-005
	Determinação	30,23%	61,46%	18.08%	27.30%
	Fitting range	209196.571653	83678.628661	209196.571653	192460.845920
	Samples in range	24	9	24	22
	Lag classes	24	24	24	24
	Lag Distance	9205,01	9205,01	9205.01	9205.01
	Maximum distance	209196,57	209196,57	209196.57	209196.57
CHI	A	91,697	77,9619	4.57815	4.57815
	B	0,000109792	0,000264004	1.6826e-005	1.6826e-005
	Determinação	20,34%	66,76%	82.77%	82.77%
	Fitting range	282585,716849	231720,287816	282585.716849	282585.716849
	Samples in range	31	25	31	31
	Lag classes	31	31	31	31
	Lag Distance	9266,29	9266,29	9266.29	9266.29
	Maximum distance	282585,72	282585,72	282585.72	282585.72
CHB	A	1,95592	-1.03903	3.1534	2.84932
	B	0,000637248	0,000678146	8.43755e-006	1.26723e-005
	Determinação	87,81%	89.29%	36.60%	61.14%
	Fitting range	208705.467598	204531.358246	208705.467598	189921.975514
	Samples in range	19	18	19	17
	Lag classes	19	19	19	19
	Lag Distance	208705,47	11773.65	11773.65	11773.65
	Maximum distance	208705,47	208705,47	208705.47	208705.47
	A	85.3513	72.9673	5.30291	4.86399

DPI	B	0.000126468	0.000261573	1.15235e-005	1.65268e-005
	Determinação	42.80%	94.19%	84.43%	94.99%
	Fitting range	297061.314144	231707.825033	297061.314144	222795.985608
	Samples in range	37	28	37	27
	Lag classes	37	37	37	37
	Lag Distance	8302.90	8302.90	8302.90	8302.90
	Maximum distance	297061.31	297061.31	297061.31	297061.31
SEM BARREIRA	A	85.3513	72.9673	5.30291	4.86399
	B	0.000126468	0.000261573	1.15235e-005	1.65268e-005
	Determinação	42.80%	94.19%	84.43%	94.99%
	Fitting range	297061.314144	228737.211891	297061.314144	219825.372467
	Samples in range	37	28	37	27
	Lag classes	37	37	37	37
	Lag Distance	8302.90	8302.90	8302.90	8302.90
	Maximum distance	297061.31	297061.31	297061.31	297061.31