ANÁLISE DE ÁREAS DEGRADADAS POR PROCESSOS EROSIVOS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO TIBIRI NO MUNICÍPIO DE SÃO LUÍS – MA

Gilberlene Serra Lisboa
Universidade Federal do Rio de Janeiro
Av. Athos da Silveira Ramos, Nº 274, Cidade Universitária - Ilha do Fundão
Rio de Janeiro/RJ – CEP 21941-916
E-mail: gilberlene_serra@yahoo.com.br
José Fernando Rodrigues Bezerra
Universidade Estadual do Maranhão
Av. Lourenço Vieira da Silva, Nº 1000, Bairro: Jardim São Cristovão
São Luís/MA – CEP 65055-310
E-mail: fernangeo@yahoo.com.br

Resumo

O trabalho em questão visa analisar as erosão com voçorocamento na bacia hidrográfica do rio Tibiri. Em relação aos procedimentos metodológicos foram executadas as etapas: pesquisa bibliográfica , coleta das amostras indeformadas, sendo analisadas no Laboratório de Geociências, visando à obtenção da ,densidade do solo, densidade de partículas, porosidade total ,nos processos erosivos acelerados (EMBRAPA,2017). Os resultados obtidos demonstraram que as voçorocas Vila Santana e Matadouro demostram variação nos dados de densidade do solo, densidade de partículas e porosidade total. A maior densidade do solo encontrada foi de 1,68 g/cm3, enquanto a menor densidade na área do foi de 1,38 g/cm3. No tocante à densidade de partículas, o maior valor encontrado foi 2,89g/cm3 e o menor de 2,32 g/cm3. A porosidade teve seus valores entre 38% e 56,95%, indicando em ambas as voçorocas solos susceptíveis à compactação, pois apresentam taxas que se aproximam dos 30%, relatando que o local estudado está caminhando para possuir uma textura grosseira, portanto solos com perfis mais arenosos. Contudo, é de se ressaltar que a ocorrência desses fatores se dá principalmente nas áreas de confluência entre características físicas frágeis e de ocupação desordenada.

Palavras-chave: Erosão, Áreas degradadas, Bacia hidrográfica do Tibiri.

Introdução

Os processos de urbanização e industrialização têm tido um papel fundamental nos danos ambientais ocorridos nas cidades. O rápido crescimento causa uma pressão significativa sobre o meio físico urbano, tendo as consequências mais variadas, tais como: poluição atmosférica, do solo e das águas, deslizamentos, enchentes etc. (GUERRA e MARÇAL,2006).

Entre as principais características do solo, a análise de sua textura se constitui no principal fator de suscetibilidade à erosão, pois segundo Streck *et al.* (2002) a textura afeta muitas propriedades químicas e físicas do solo, como a *capacidade de troca catiônica* (CTC), retenção de água, erodibilidade do solo, infiltração de água, drenagem, entre outras. Ainda, segundo Streck *et al.* (2002) em perfis de solos com textura homogênea a taxa de infiltração de água é geralmente maior nos arenosos em comparação com os argilosos. Em solos com mudança textural abrupta, as chamadas superficiais arenosas são rapidamente saturadas com água da chuva, gerando duas possíveis situações: a) escorrimento superficial da água excedente, promovendo acentuada erosão hídrica; b) formação de ambientes anaeróbicos (ausência de oxigênio) temporários, prejudicando o desenvolvimento do sistema radicular das culturas.

A erodibilidade dos solos representa a suscetibilidade do solo em resistir aos processos erosivos (MORGAN, 1995). De acordo com esse autor (1981), os fatores que afetam a erodibilidade são: textura, densidade aparente, porosidade, teor de matéria orgânica, teor e estabilidade dos agregados e pH do solo. A erodibilidade não é uma propriedade estática ao longo do tempo. As práticas agrícolas, por exemplo, produzem modificações importantes nas características dos solos, alterando a sua erodibilidade.

Este trabalho tem como objetivo analisar ás áreas degradadas com voçorocamento na bacia hidrográfica do rio Tibiri.

Caracterização Da Área De Estudo

A bacia do rio Tibiri, está localizada na Microrregião da Aglomeração Urbana de São Luís, no Município de São Luís - MA, situada na parte sudeste da ilha do Maranhão. Na área citada, têm ocorrido alterações significativas quanto ao uso e cobertura da terra com crescente degradação ambiental. (SILVA, 2001).

A bacia hidrográfica do Tibiri, localiza-se no município de São Luís - MA, situada na parte sudeste da ilha do Maranhão, entre as coordenadas de 02º35’ e 02º43’ de latitude sul e 44º10’ e 44º18’ de longitude oeste de Greenwich. Limita-se a leste com a bacia do rio Tijupá e a bacia do rio Jeniparana, a oeste com o Distrito Industrial de São Luís, ao norte com o aeroporto Marechal Cunha Machado e o Parque de Exposição Agropecuária, e ao sul com a baía de São José. Por sua vez, a bacia hidrográfica em questão possui limite ainda com o Parque Estadual do Bacanga ao oeste, e ao leste com bacia dos Cachorros (SILVA, 2001).

As principais feições geomorfológicas identificadas na área de estudo foram: colinas esparsas, planície de maré, tabuleiros com topos planos, terraços e vertentes (SILVA, 2012). Segundo Silva (2012) a geologia da bacia do Rio Tibiri é composta por Depósitos Aluvionares e Coluvionares, Depósitos de Mangues, Depósitos de Mangues Aluvionares e Coluvionares, Depósitos Marinhos Litorâneos e Grupo Barreiras. Quanto aos aspectos pedológicos encontram-se na área de estudo os seguintes solos adaptados para a atual classificação da EMBRAPA (2013), IBGE (2015): Gleissolos Tiomórfico órtico e Latossolo vermelho distrófico.

A bacia hidrográfica do Tibiri encontra-se no conjunto de bacias de drenagem do golfão Maranhense, e corresponde a uma área drenada por água através de vários canais (afluentes e subafluentes) que contribuem para a formação do canal principal, recebendo sedimentos e materiais dissolvidos. Suas nascentes encontram-se na parte central da ilha com altitudes máximas próximas de 70 metros; deságua na baía de São José ao sudeste da ilha do Maranhão e está totalmente inserida no município de São Luís. Os principais contribuintes da bacia são os riachos de Santa Bárbara e Tibiri, este último recebendo os igarapés Meio e Saúde, os quais formam o canal aberto que deságua na baía supracitada, recebendo durante o percurso, afluentes como os igarapés Sabino e Maracujá na margem direita e Tajaçuaba, Andiroba e dois outros igarapés (com nomes desconhecidos) pela margem esquerda. Os seus divisores são pequenas elevações existentes ao longo do tabuleiro litorâneo, as quais delimitam a bacia hidrográfica do Tibiri com as demais bacias da ilha (SILVA, 2001).

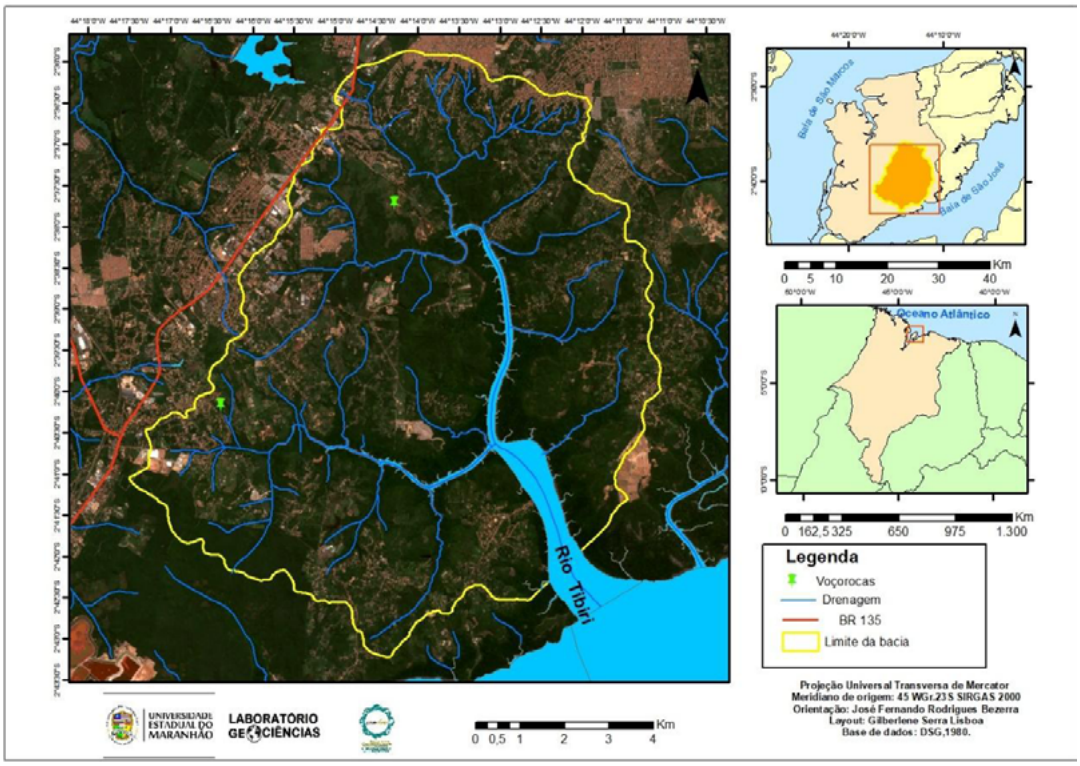


Figura 1 – Localização da bacia hidrográfica do Rio Tibiri. Fonte: LISBOA, 2021.

Procedimentos Metodológicos

As análises de campo e de laboratório foram fundamentadas nos estudos Blake; Hartge (1986), Bowes (1986), Guerra (2011) .Constaram de observações e mensurações de dados de campo relacionados com as voçorocas na bacia do rio Tibiri. Essas bibliografias fundamentaram na análise dos atributos físicos (densidade aparente do solo, densidade de partículas e porosidade total).

Os trabalhos de campo foram realizados na bacia do rio Tibiri, tendo como objetivo identificar e caracterizar as voçorocas, bem como coletar as amostras de solos deformadas para análise no laboratório (granulometria) e indeformadas para , observação *in loco* da influência da ação antrópica sobre as unidades da paisagem, e registro fotográfico.

Levando-se em consideração a grande quantidade de processos erosivos encontrados na bacia hidrográfica em questão, selecionou-se aquelas mais expressivas para análise dos solos.

As atividades de campo visando os resultados foram realizadas nos seguintes períodos: segundo semestre de 2018, no bairro Vila Santana, onde encontra-se o processo erosivo acelerados denominado **1. Voçoroca Vila Santana**, localizada no bairro de mesmo nome nas proximidades da BR- 135 e Voçoroca **2- Matadouro**, situada nas proximidades do Matadouro dentro do limite da bacia do Tibiri.

Após a identificação da feição erosiva foi realizada a coleta das amostras para análise laboratorial, as quais serão destacadas ao longo do texto - Voçoroca Vila Santana e Voçoroca Matadouro sendo estas, amostras do tipo deformadas (não preservam a estrutura do solo retiradas da voçoroca estudada). A coleta foi realizada com a utilização do martelo geológico, sendo as amostras transferidas para sacos plásticos identificados de acordo com os pontos da coleta.

Na pesquisa *in loco* selecionou-se o ponto de coleta, em seguida realizou-se a medição do talude da voçoroca, logo depois se dividiu a medida pela quantidade de amostras, finalizando em 7 (sete) amostras na Voçoroca Vila Santana, sendo elas intercaladas em 20 cm. Na Voçoroca Matadouro, levando-se em consideração o tamanho do talude, que foi de 5 metros, intercalou-se a coleta a cada 0,50 cm, ou seja, a cada 0,5 metros, totalizando 11 amostras coletadas.

As análises de laboratório seguiram como descrito abaixo A densidade aparente do solo pode ser definida como sendo a relação existente entre a massa de uma amostra de solo seca a 105°C e a soma dos volumes ocupados pelas partículas e pelos poros. A densidade do solo geralmente aumenta com a profundidade do perfil, pois, as pressões exercidas pelas camadas superiores pelas camadas superiores sobre as subjacentes, provocam o fenômeno da compactação, reduzindo a porosidade. (KIEHL, 1979).

Sendo Da, a densidade do solo, M a massa em gramas e V o volume de centímetros cúbicos, por definição, temos que :

$$Da = M/V \ g/cm^3$$

Os métodos empregados na determinação da densidade do solo fundamentam-se na obtenção de dois dados principais: a massa e o volume da amostra do solo. A massa é facilmente determinada pesando-se a amostra depois de seca em estufa a 105° C. o volume do anel volumétrico de 100 cm^3. O método do anel volumétrico (MAV) é considerado como método padrão de amostragem para a avaliação da densidade do solo, o qual consiste na amostragem do solo com estrutura indeformada num anel (cilindro metálico) de volume conhecido, Utiliza-se álcool etílico, em função da maior facilidade de penetração do álcool pelas interfaces dos constituintes da amostra, por apresentar baixa tensão superficial quando comparado à água (KIEHL, 1979; EMBRAPA, 2011).

Aferiu-se o volume do balão volumétrico, pesou-se 20 g de TSFE e transferiu-se para balão volumétrico de 50 ml, colocado na bureta aferida com o balão, álcool etílico até a marca do zero, colocou-se no balão com TFSE mais ou menos 25 ml de álcool, agitou-se o balão durante 1 minuto, para facilitar a penetração do álcool nos capilares do solo, deixou-se repousar por 15 minutos e completar o volume do balão com álcool etílico, fazer a leitura do nível de álcool na bureta (L), determinar o volume de TSFE usando a expressão: V=50-L e calcular a densidade de partículas usando a expressão: Dp= 20/V (BLAKE, 1986; BOWES, 1986).

A escolha do método para a determinação da Dp leva em consideração aspectos como quantidade do material a ser analisado, disponibilidade de equipamentos e exatidão requerida na determinação (FLINT; FLINT, 2002), bem como praticidade e tempo de processamento. Os métodos mais usuais para determinação da Dp baseiam-se no deslocamento de um volume de líquido ou ar por uma amostra de solo de massa conhecida (FLINT ; FLINT, 2002).

A porosidade de um solo pode ser definida como sendo o volume de vazios ou os espaços dos solos não ocupados, os resultados das determinações são expressos em porcentagens. Calcula-se pela fórmula a seguir:

PT= (a-b/a) x 100

PT = Porosidade Total

Resultados e Discussões

A área de ocorrência de processos erosivos está situada na zona periurbana do município de São Luís, fazendo parte de uma região nova no que tange ao processo de ocupação do município. Dessa forma, nota-se que a urbanização desenfreada é o principal fator para ocorrência de processos erosivos, uma vez que o uso do solo é feito sem práticas sustentáveis acarretando degradações ambientais irreversíveis.

Ao longo da pesquisa, almejando-se os resultados finais, identificou-se duas feições erosivas denominadas: Voçoroca **1- Vila Santana (Figura 2)** na área limite da bacia hidrográfica do rio Tibiri, por sua vez, a feição erosiva situa-se no bairro de mesmo nome, nas proximidades da BR- 135 de São Luís na porção Noroeste da bacia em questão, fazendo parte do alto curso e Voçoroca **2- Matadouro (Figura 3)**, situada nas proximidades do Matadouro dentro do limite da bacia do Tibiri. A Voçoroca **1**, por sua vez, possui 13 m de largura, e aproximadamente 170 m de comprimento e 15 m de profundidade média. A declividade média do entorno está em volta de aproximadamente 15º. Já a Voçoroca **2**, possui aproximadamente 15 metros de largura e 25 metros de comprimento e 10 metros de profundidade com declividade de aproximadamente 10º.

Figura 2- voçoroca Vila Santana. Fonte : Própria pesquisa, 2018.

Figura 3- voçoroca Matadouro Fonte : Própria pesquisa, 2018.

A densidade do solo encontrada na voçoroca Vila Santana variou entre 1,38 cm3 a 1,68 cm3 (Quadro 1). Esses valores indicam um solo com alta compactação e maior desagregação de sua estrutura. De acordo com Kiehl (1979) maiores os valores encontrados de densidade do solo mais compactado o solo estará.

Quadro (1): Resultados de densidade do solo, de partículas e porosidade total Voçoroca Vila Santana .

Local (voçoroca)	Profundidade (cm)	Amostra	Densidade do solo (g/cm3)	Densidade de partículas (g/cm3)	Porosidade total (%)
Vila Santana	Superficial	1	1, 38	2,53	45.4
Vila Santana	Superficial	2	1, 50	2,81	46.6
Vila Santana	Superficial	3	1, 56	2,81	44,48
Vila Santana	Superficial	4	1, 40	2,63	46,76
Vila Santana	Superficial	5	1, 68	2,32	38.0

Fonte: própria pesquisa, 2018.

A densidade do solo encontrada na voçoroca Matadouro variou entre 1,40 cm3 a 1,63 cm3 (Quadro 2). Esses valores indicam um solo que esta chegando a um estado elevado de compactação.

Quadro 2: Resultados de densidade do solo, de partículas e porosidade total Voçoroca Matadouro.

Local (voçoroca)	Profundidade	Amostra	Densidade do solo (g/cm3)	Densidade de partículas (g/cm3)	Porosidade total (%)
Matadouro	Superficial	1	1, 50	2,63	42,92
Matadouro	Superficial	2	1, 40	2,89	56,95
Matadouro	Superficial	3	1,53	2,56	40,23
Matadouro	Superficial	4	1, 50	2,53	40,71
Matadouro	Superficial	5	1, 52	2,81	45,90

Fonte: própria pesquisa, 2018.

Ao interpretar os resultados obtidos é possível perceber variação nos índices de densidade do solo, também notado nos de porosidade total, pois estes fatores se interligam. No que se refere aos padrões e médias encontrados, não foi localizado na voçoroca nas voçorocas solos com textura grosseira e com porosidade total inferior a 30% (mínimo de 38%), mas foram localizados solos ricos em mátria orgânica (máximo de 87,8%), que segundo Kiehl (1979) estes solos apresentam porosidade entre 60 e 80% (KIEHL, 1979). Entretanto, mostra grandes índices de densidade do solo com uma porosidade mais baixa, indicando um solo susceptível à compactação, pois apresenta taxas que se aproximam dos 30%, relatando que a área está caminhando para possuir uma textura grosseira, por tanto solos com perfis mais arenosos.

Já a voçoroca matadouro apresentou resultados mais representativos com partículas do solo leves (abaixo de 2,65), que são facilmente levadas pela ação das chuvas. Possuindo uma porosidade que varia entre 56,95 e 40,23% , sendo assim solos que se encaminham para um elevado estado de compactação.

Considerações Finais

No estado do Maranhão, os processos erosivos apresentam-se cada vez mais intensos, tendo como uma das principais causas, o desmatamento frequente em áreas de rápido crescimento urbano. Esse fenômeno está sendo registrado com maior intensidade nas áreas de expansão demográfica recente, onde são identificadas zonas de risco ambiental potencial implicando perdas de patrimônio e risco de vida.

Foram identificados duas feições erosivas ao longo da bacia do Rio Tibiri com características de baixa fertilidade natural e com presença de atributos físicos , morfológicos e químicos favoráveis à ampliação destas feições. Os impactos provocados pelas feições erosivas estão associados ao assoreamento dos cursos d'água, a imposição de risco como e prejuízo às comunidades que vivem ao entorno dando das feições erosivas como próxima á linha de transmissão de alta tensão e utilizam esses recursos. Todos esses fatores estão relacionados à ausência de um manejo conservacionista e à falta de planejamento das atividades urbanas.

A compactação resultante de solos arenosos e facilmente levados pela ação pluviométrica, resulta em baixos valores de porosidade, indicando a falta dos espaços vazios de solo, que servem para a infiltração da água. Logo em solos compactados notamos o escoamento superficial, que combinado com o grau de declividade encontrado acarreta o transporte de sedimentos.

O método de análise aplicado segue as recomendações de Teixeira *et al* (2017) em que as análises realizadas levam a identificação do nível de compactação do solo nos locais estudados. Sendo assim, a partir do uso do método indireto, que calcula os valores de densidade do solo e densidade de partículas, podemos encontrar os valores de porosidade total, que são solos com porosidades baixas indicam um elevado estado de compactação.

Agradecimentos

À Universidade Estadual do Maranhão (UEMA), pela concessão da Bolsa de Apoio Técnico Institucional.

Referências

BOWES, J.A. **Engineering properties of soils and their measurements.** Third edition. McGraw-Hill Book Company, NY,1986.

BLAKE, G. R.; HARTGE, K. H. Bulk density. In: KLUTE, A. (Ed.). **Methods of soil analysis**: physical and mineralogical methods. Part 1. American Society of Agronomy, 1986. p. 363-375

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos.** Rio de Janeiro, 2013. p. 286

FLINT, A.L.; FLINT, L.E. Particle density. In: DANE, J.H ; TOPP, G.C. (Ed). **Methods of soil analysis: part 4 – physical methods**. Madison: American Society of America, 2002.p.229-240.

GUERRA, A. J. T. e MARÇAL, M. S. **Geomorfologia Ambiental**. Rio de Janeiro. Bertrand Brasil, 2006.

IBGE**.** Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística**. Manual Técnico de Pedologia**. 3ª Edição, Rio de Janeiro, 2015.

KIEHL, E.J. Manual de edafologia: Relações solo-planta. São Paulo: Ceres, 1979. 262p.

MORGAN, R.P.C. Soil erosion and conservation. Ed. Longman, England, 1995.

SILVA, Q. D. Proposta de zoneamento geoambiental da bacia hidrográfica do rio Tibiri, São Luís – MA.(Dissertação de Mestrado). Fortaleza, CE (2001).

SILVA, Quésia Duarte da. Mapeamento Geomorfológico da Ilha do Maranhão. Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Faculdade de Ciências e Tecnologia - Presidente Prudente: [s.n], 2012.

STRECK, E. V.; KÄMPF, N.; DALMOLIN, R. S. D.; KLAMT, E.; NASCIMENTO, P. C.;SCHNEIDER, P. Solos do Rio Grande do Sul. Porto Alegre: EMATER/RS; UFRGS,2002.

TEIXEIRA, Paulo César *et al.* Manual de métodos de análise de solo. 3. ed. Brasília, DF: Embrapa, 2017

ANÁLISE DO PAPEL DA CHUVA NA FORMAÇÃO DOS PROCESSOS EROSIVOS LINEARES EM SÃO PEDRO (SP)

Camilla Pereira Capella
Universidade de São Paulo, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas
Avenida Professor Lineu Prestes, Butantã, São Paulo (SP) - 05508000
E-mail: camillacapella@usp.br
Bianca Carvalho Vieira
Universidade de São Paulo, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas
Avenida Professor Lineu Prestes, Butantã, São Paulo (SP) - 05508000
E-mail: biancacv@usp.br
Evandro Daniel
Universidade de São Paulo, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas
Avenida Professor Lineu Prestes, Butantã, São Paulo (SP) - 05508000
E-mail: evandrogeo@usp.br

Resumo

A erosão linear é uma das principais causas que levam ao desgaste da paisagem em locais de ambiente tropical, como é o caso do estado de São Paulo. Tal estado na década de 1980 tinha cerca de 80% das áreas cultiváveis afetadas por pelo fenômeno erosivo, devido a erosividade e erodibilidade. Neste sentido, esta pesquisa teve como objetivo, analisar a relação entre as feições erosivas lineares e as chuvas, na bacia do córrego Espraiado em São Pedro (SP). Para atingir o objetivo, foram analisados mapas dos anos de 1962, 1972, 2000 e 2006, e foi feita a caracterização e a identificação de anos-padrão da série histórica de 1953 a 2000. Os resultados indicaram que por conta dos altos volumes pluviométricos considerados como normais, a chuva influência na deflagração das feições erosivas.

Palavras-chave: Feições Erosivas; Chuva; Mapeamento; Boxplot

1. Introdução

A erosão é um processo natural, responsável pela modelagem e evolução do relevo a partir de fatores controladores como a erosividade (capacidade de um agente geomórfico erodir, como a chuva) e a erodibilidade (capacidade de um material em sofrer erosão de acordo com a propriedades do solo e as características das encostas e da cobertura vegetal), que fazem com que esse fenômeno tenha um comportamento variado e específico para cada local (GUERRA, 1994). O processo de erosão, contudo, pode se tornar acelerado a partir de práticas inadequadas de uso e manejo do solo, podendo acarretar grandes prejuízos tanto ao meio ambiente, como as atividades ligadas ao setor econômico (HERNANI et al., 2002; MORGAN, 2005; BERTONI; LOMBARDI NETO, 2008).

O fenômeno erosivo ocorre em escala mundial, porém, é mais intenso em países com um regime de chuvas tropicais, onde a ação da água e do calor são os principais responsáveis pelo processo de desgaste da paisagem, exemplificado pelos inúmeros casos em todo o território brasileiro. A bacia do córrego Espraiado, localizada na cidade de São Pedro (SP), é um exemplo representativo das diversas regiões do país, que são amplamente afetadas pela ocorrência de fenômenos erosivos, e nela encontram-se grandes feições erosivas como as ravinas e as voçorocas, que constituem a erosão linear (ZUQUETTE; CARVALHO; YAMANOUTH, 2007; TORRES; MARQUES NETO; MENEZES, 2012). Destas grandes feições, as ravinas são as primeiras feições a serem formadas, são em muitos casos temporárias, não tem conexão com a rede de drenagem, e podem evoluir para um estágio mais avançado de erosão na forma das voçorocas. Estas por sua vez, são grandes e permanentes feições erosivas, que possuem paredes íngremes, e atingem o lençol freático, gerando uma instabilidade na paisagem (GUERRA, 1994).

Segundo o DAEE (1990), por volta da década de 1980, existiam cerca de 3.000 voçorocas no estado de São Paulo, e um custo de 20% do orçamento estadual daquela época para a estabilização dessas feições. Além disso, também foi estimado que cerca de 80% das terras agrícolas do estado, estavam naquele momento, sendo atingidas por processos erosivos em diferentes estágios, e muitos destes, além da capacidade de regeneração do solo.

Essas grandes feições erosivas trazem diversos problemas ambientais que vão além da perda de grandes quantidades de solos agricultáveis, visto que, também podem causar o assoreamento de rios e reservatórios, acentuar inundações, e levar ao desaparecimento de mananciais, situações que justificam a importância deste estudo para o entendimento destes processos (GUERRA, 1994; HERNANI et al., 2002).

Neste contexto, este trabalho se propôs a estudar o fenômeno da erosão linear no município de São Pedro, tendo como principal objetivo estabelecer uma relação entre a deflagração dessas feições e a relação com as chuvas dessa região.

2. Área de Estudo

A bacia do córrego Espraiado, localiza-se a nordeste do município de São Pedro (SP), estendendo-se por uma área de aproximadamente 12km^2. O córrego Espraiado, por sua vez, apresenta uma extensão de 8 km^2, que corre no sentido NW-SE desde sua nascente ao norte da cidade, até o ponto em que deságua no Ribeirão Araquá, afluente do vale do rio Piracicaba (ZUQUETTE; CARVALHO; YAMANOUTH, 2007; DANIEL; VIEIRA, 2015).

A litologia de São Pedro é caracterizada por um substrato rochoso que corresponde a Formação Pirambóia, do grupo São Bento, com idades referentes ao Triássico-Jurássico, cuja formação geológica é predominantemente constituída por rochas areníticas de grãos médios a finos, com cores que variam entre o vermelho, branco e amarelo. Além disso, essa região também é concebida por numerosas estruturas com estratificação cruzada e plano-paralelas, que são características típicas do arenito Pirambóia (ZUQUETTE; CARVALHO; YAMANOUTH, 2007).

Do ponto de vista geomorfológico, a bacia do córrego Espraiado, encontra-se na Depressão Periférica, e mais especificamente na Zona do Médio Tietê. Essa área é sensivelmente rebaixada, e localiza-se entre as altas terras do Planalto Atlântico e das Cuestas Basálticas (ALMEIDA 1964)de autoria do Prof. Fernando Flávio Marques de Almeida, originalmente publicada no Boletim do Instituto Geográfico e Geológico, no 41, 1964, dedicado à Geologia do Estado de São Paulo. Trata-se de uma nova editoração eletrônica do texto – incluindo modificações de termos em Português e de nomes de locais, conforme o Novo Acordo Ortográfico – e das ilustrações originais. Algumas destas ilustrações foram obtidas do acervo de fotografias do Prof. Fernando F.M. Almeida, elaborado durante a publicação do livro Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, gentilmente cedidas pela equipe editorial do livro e pela família do Professor Almeida, apresentando um relevo suave, com colinas no formato convexo e côncavo-convexo, e altitudes que variam entre 400 e 710 metros (SANTORO, 1991).

Quanto as características pedológicas, por sua vez, a bacia do córrego Espraiado, segundo Furquim (2002), é composta em uma pequena área por solos do tipo Latossolo Vermelho, e por uma associação entre Neossolo Litólico e Gleissolo. Além disso, na área onde são encontradas as feições erosivas, existem materiais inconsolidados, que constituem os solos do tipo Neossolo Quartzarênico.

A cobertura vegetal dessa região é diversificada com áreas de floresta tropical, reflorestamento de eucalipto, áreas agrícolas com o predomínio do cultivo de cultura de cana-de-açúcar e culturas anuais, pasto, e áreas urbanas que atualmente constituem um tipo de uso recente. Tal situação foi identificada por Daniel (2012), que realizou uma pesquisa na área através de trabalhos de campo e de mapeamento, como forma de identificar e analisar a origem e distribuição das feições erosivas a partir dos aspectos morfológicos e dos diferentes tipos de uso e cobertura do solo.

Por fim, as características climáticas se encaixam na combinação Cwa, da classificação de Koppen (1948), constituindo dessa forma, um clima mesotérmico, com verão quente e úmido, e um inverno seco (CAPELLARI, 1995). As temperaturas médias dessa região são inferiores a 18°C nos meses frios (abril a setembro) e variam entre 22 a 27°C nos meses quentes (outubro a março), e as chuvas, por sua vez, apresentam uma média anual entre 1200mm a 1370mm (DANIEL, 2012).

3. Metodologia

Para a avaliação das feições erosivas foram utilizados os mapas extraídos do trabalho de Daniel (2012), para os anos de 1962, 1972, 2000 e 2006 (com atualizações feitas até o ano de 2012). O autor utilizou fotografias aéreas na escala de 1:25.000 (1962 e 1972) e 1:30.000 (2000 e 2006), que foram submetidas ao processo de ortorretificação, com o intuito de corrigir possíveis distorções geométricas. O mesmo autor identificou as feições erosivas em todos os cenários utilizando alguns parâmetros como: o sombreamento e entalhamento do relevo, solo exposto, fissuras no solo e a declividade acentuada, como forma de delimitar as feições erosivas em polígonos e realizar o cálculo de suas áreas.

Para caracterizar as chuvas da região, foi feito o levantamento e a organização dos dados pluviométricos por meio da aplicação de cálculos de estatística descritiva, da construção de gráficos e da utilização do método Box plot proposto por Galvani e Luchiari (2004) e adaptado por Schneider e Silva (2014).

Esta etapa se iniciou pela coleta de dados pluviométricos em plataformas como o DAEE, (Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo), a Hidroweb gerenciada pela Agência Nacional de Águas (ANA), e o CIIAGRO (Centro Integrado de Informações Agrometeorológicas). Depois de observar o panorama geral dos dados levantados, foi feita uma averiguação, com o objetivo de selecionar os que apresentassem a maior série temporal, com um menor número de falhas e interrupções, e que abrangessem os cenários dos mapas das feições erosivas. Por esse motivo, os dados do DAEE (pluviômetro D4-060) foram escolhidos. Apesar deste pluviômetro ter uma série histórica de 57 anos (1942 a 2000), apenas os dados de 1953 a 2000 foram considerados, por conta de diversas lacunas entre os anos de 1942 a 1952 que poderiam comprometer a análise.

A partir dos dados brutos da série histórica escolhida, foram aplicados cálculos de estatística descritiva com o intuito de encontrar a média, o desvio padrão e os valores mínimos e máximos para os meses e anos. Em seguida, com os valores obtidos, foram gerados alguns gráficos pelo pacote ggplot2 do software R Studio 1.3.1093 (RStudio, Inc), dos quais o histograma e o boxplot merecem destaque. O primeiro deles foi feito com objetivo de averiguar as frequências dos volumes de chuva, durante os meses da série histórica, enquanto o segundo deles por sua vez, foi feito com o propósito de analisar algumas características da distribuição das chuvas mensais, tais como a posição, assimetria e presença de valores discordantes.

Por último, foi aplicado o método Box plot, baseado no trabalho de Galvani e Luchiari (2004) e Schneider e Silva (2014), buscando identificar e classificar os limites numéricos dos meses que apresentaram regimes pluviométricos considerados como normal, seco e chuvoso. Assim, os anos com o regime de chuvas classificado como normal, apresentou uma distribuição de precipitação anual semelhante às precipitações médias obtidas através de vários anos. Em relação aos anos que foram classificados como secos ou chuvosos, obtiveram uma distribuição anual da chuva com grandes desvios em relação à média, onde no decorrer do ano houve chuva em excesso (anos chuvosos) ou uma intensa ausência dessas chuvas (anos secos) (GALVANI; LUCHIARI, 2004). Vale destacar que essa classificação anual dos regimes de chuva, foi resultado de uma classificação escala mensal, considerando as particularidades de cada mês e as variações sazonais (GALVANI; LUCHIARI, 2004; SCHNEIDER; SILVA, 2014).

As classificações mensais e anuais foram elaboradas a partir dos valores obtidos pelos elementos do boxplot, tais como os valores mínimos e máximos, os dados dos quartis e os valores extremos estabelecidos a partir de um range de 5 a 95%, que possibilitou a definição de 5 classes de regimes pluviométricos mensais (super seco, seco, normal, úmido e super úmido). Dessa forma, os valores da série histórica foram ordenados em forma crescente e os 5% maiores valores para cada mês foram classificados como super úmidos, enquanto os 5% menores valores foram classificados como super secos. Esses valores foram considerados como outliers ou valores extremos e ficaram à margem pois poderiam comprometer a análise dos dados (SCHNEIDER; SILVA, 2014). Os valores dos totais mensais concentrados entre o valor mínimo e entre o 1°quartil foram classificados como secos, já os valores entre o 1° e o 3° quartil foram denominados como meses normais e, por fim, os valores concentrados entre o 3° quartil e o valor máximo, se enquadraram na classificação de meses úmidos.

Essa classificação mensal entre essas 5 categorias, foi então sintetizada para uma anual mais específica, dividida entre as classes seca (como resultado da junção das categorias seco e super seco), a classe normal (resultado da categoria normal) e a classe chuvosa (resultado da categoria úmida e super úmida). Dessa forma foi possível estabelecer uma classificação anual onde notou-se a quantidade e a porcentagem de cada classe, e a possibilidade da caracterização dos anos-padrão.

Por último, foi feita a correlação entre os mapas das feições erosivas e a caracterização das chuvas, para tentar obter uma correlação, realizada a partir da avaliação dos períodos de chuva de acordo com os cenários dos mapas e considerando o fato de que o processo de formação dessas grandes feições é lento e gradual.

4. Resultados e Discussões (15.000caracteres)

Os mapas das feições erosivas permitiram identificar a distribuição dessas feições, assim como a concentração, quantidade e evolução pelo decorrer dos quatro cenários: (1962, 1972, 2000 e 2006) (Figura 1).

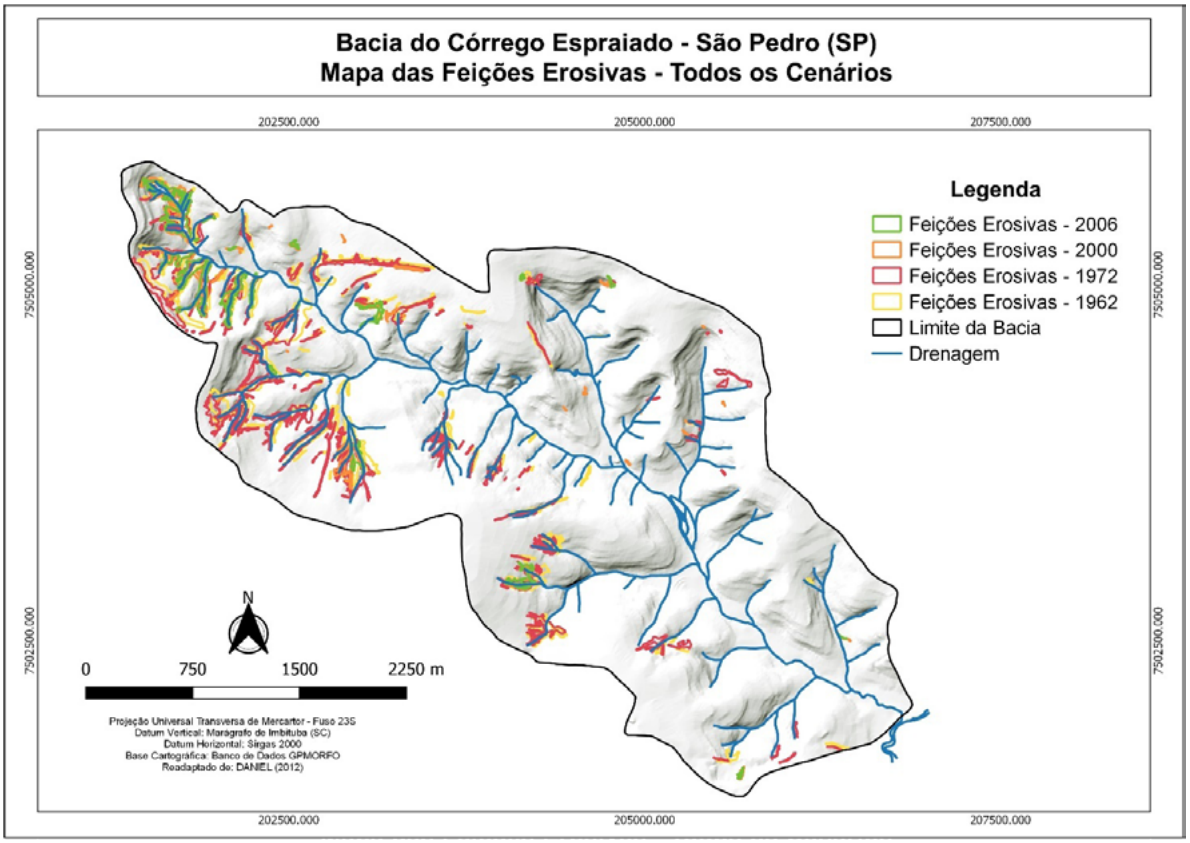


FIGURA 1: Mapa com a indicação das feições erosivas em todos os cenários. Fonte: Daniel (2012).

No cenário 1962 indicou que cerca de 3,75% da área da bacia estava ocupada por um total de 86 polígonos dos quais o menor deles apresentou uma área de 65m² e o maior deles, uma área de 49.163m².O cenário de 1972 por sua vez, registrou um total de 89 polígonos, constituindo uma área de 3,37%, onde o menor dos polígonos apresentou uma extensão de 59m², e o maior deles, 46.480 m².

A comparação entre os dois cenários indicou que as feições se concentraram na alta e média bacia, e nas proximidades de canais tributários, sendo que o cenário de 1972 embora tenha apresentado uma maior quantidade de feições erosivas em relação ao de 1962, houve uma diminuição na área coberta por tal fenômeno.

O cenário de 2000 registrou um total de 36 polígonos cobrindo um total de 1,67% da bacia, onde o menor deles concentrou uma extensão de 240m², e o maior deles 328.31m². Já o cenário de 2006 apresentou cerca de 1,25% da bacia coberta por um total de 20 feições erosivas. A comparação entre esses dois mapas indicou que as feições se concentraram na alta bacia e nas proximidades dos canais tributários. Além disso, também foi possível observar que houve uma significativa diminuição das feições de 2000 para o de 2006. Este último por sua vez, concentrou as maiores feições, onde a menor delas apresentou uma área de 328,31 m² e o maior delas 48.598,93m².

A partir da comparação de todos os cenários (Tabela 1), foi possível perceber que o de 1962 apresentou a maior porcentagem de área total da bacia ocupada por processos erosivos. Já o cenário posterior (1972), apresentou a maior quantidade dessas feições, embora com uma área total da bacia menor do que no mapeamento de 1962. Os cenários de 2000 e 2006 por sua vez, apresentaram uma grande redução na quantidade de feições erosivas, porém, tendo os polígonos mínimos, com áreas maiores que as dos anos de 1962 e 1972. Além disso, também vale destacar que, nos dois primeiros cenários a maior parte das feições estavam na alta e média bacia, e nas proximidades dos canais tributários, o que se mantém em partes nos últimos cenários, uma vez que uma quantidade significativa das feições desapareceu da média bacia, concentrando-se apenas na alta bacia.

TABELA 1
Cenários de 1962, 1972, 2000 e 2006.

Cenário	Total de Polígonos	Total da Área (%)	Maior Polígono (m²)	Menor Polígono (m²)
1962	86	3,75%	49.163	65
1972	89	3,37%	46.480	59
2000	36	1,67%	44.664	240
2006	20	1,25%	48.599	328.31

Fonte: Daniel (2012).

Outros autores como Zuquette, Carvalho e Yamanouth (2007) também estudaram a deflagração de fenômenos erosivos na Bacia do Córrego Espraiado por meio do mapeamento de sulcos, ravinas e voçorocas para os anos de 1972, 1978, 1995 e 2002. Eles identificaram que houve uma concentração desses fenômenos nas cabeceiras e na margem direita da bacia. Ademais, os autores também verificaram que houve um aumento tanto da quantidade como da área dessas feições, em especial as menos desenvolvidas registradas entre o cenário de 1972 e 1978. Nos cenários de 1995 a 2002, os autores constataram que a quantidade de feições diminuiu, contudo, houve um aumento das voçorocas.

A caracterização das chuvas da região por meio da aplicação de cálculos de estatística descritiva indicou que os totais pluviométricos anuais apresentaram uma média de 1393,91mm, com desvio padrão de 295,22 mm tanto para valores acima da média, como para valores abaixo dela. Esse valor médio para as chuvas também se assemelha a conclusão de outros autores que estudaram esse fenômeno no município de São Pedro, como Conti (1971) cujo resultado foi de 1368,4 mm, e Capellari (1995) que chegou a 1443,6 mm ao estudar os cenários de 1983 e 1993.

A aplicação dos cálculos de estatística descritiva para os dados mensais dessa série histórica indicou que os maiores volumes de chuvas ocorreram entre os meses de outubro a março, uma vez que estes apresentaram as maiores médias, enquanto os menores volumes ocorrem nos meses de junho a agosto, visto que estes apresentaram as menores médias. Além disso, foi possível perceber que os valores mínimos de chuva para alguns meses, encontram-se como valores máximos para outros meses, o que demonstra a sazonalidade do clima da região, com verões chuvosos e invernos secos.

Com relação a frequência dos volumes mensais, exibida através do histograma (Figura 2) é possível perceber que os volumes mais frequentes se encontram entre 0 e 150 mm, aparecendo mais de 100 vezes na série histórica. Valores entre 200 e 250 mm são menos recorrentes, aparecendo entre 50 e 60 vezes na série, e os índices acima de 300mm são menos recorrentes, em uma frequência inferior a 20 vezes na série.

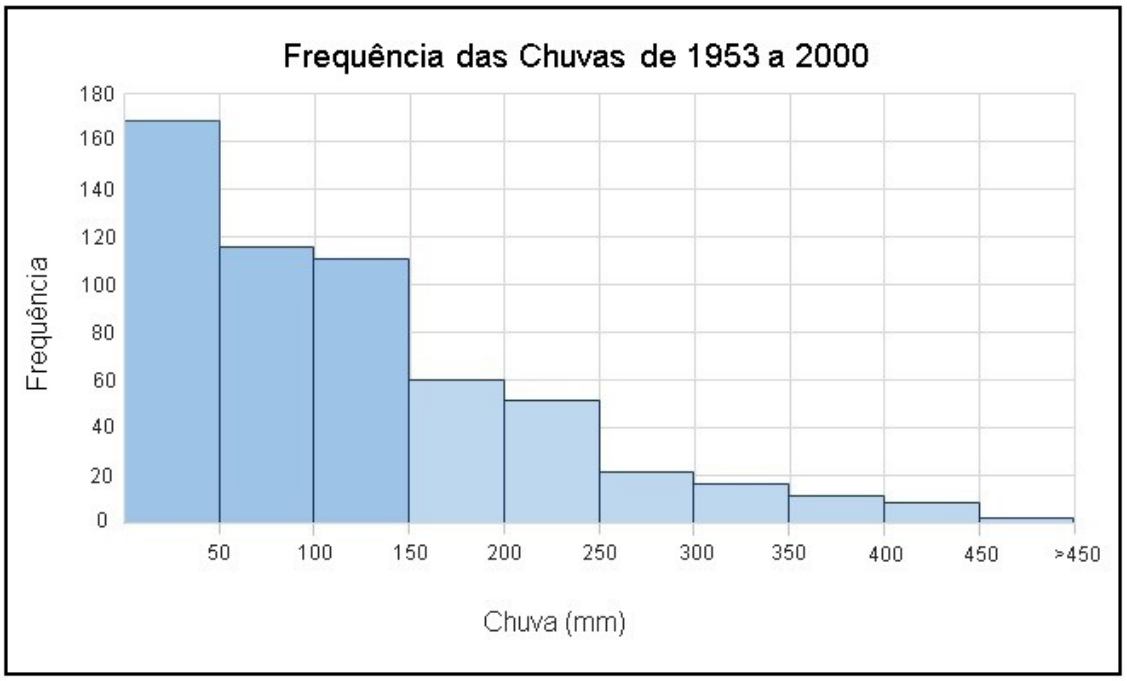


Figura 2: Histograma indicando a frequência dos volumes de chuva para os anos de 1953 a 2000.

Os volumes mais frequentes isto é (entre 0 e 150mm), aparecem muitas vezes por ocorreram tanto nos meses de inverno no verão. Já os volumes entre 200 e 250mm são mais recorrentes nos meses mais chuvosos, podendo também aparecer nos meses menos chuvosos na forma de eventos extremos. Os volumes de até 300mm também podem ocorrer com mais frequência nos meses de verão, porém, apresentam desvios em relação às médias. Por outro lado, volumes acima de 350mm aparecem poucas vezes, podendo ocorrer na forma de valores máximos ou eventos extremos, exemplificando de forma mais detalhada pelo gráfico Box plot (Figura 3).

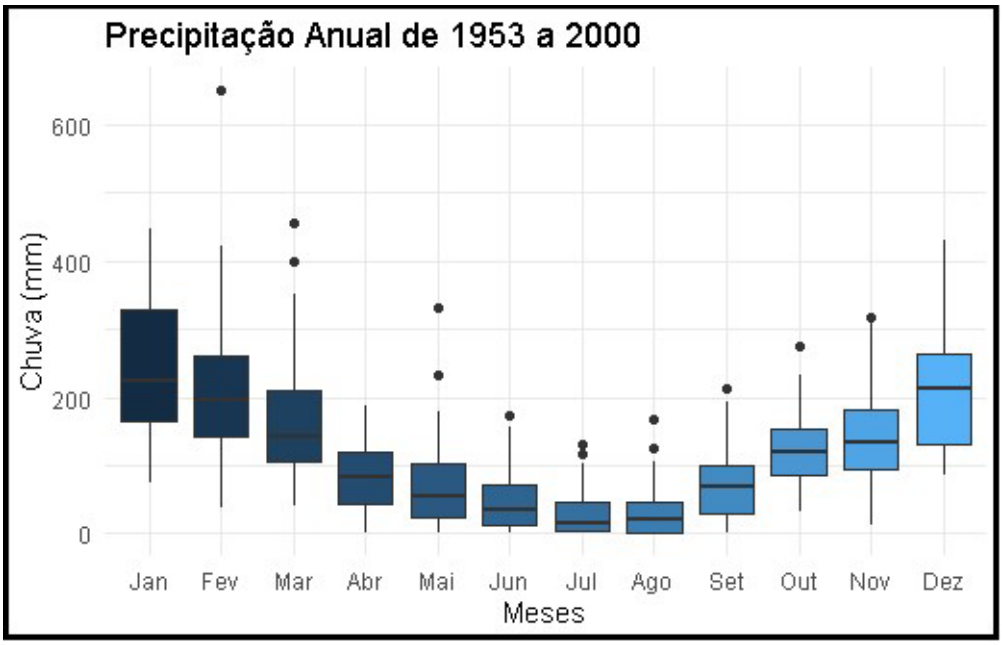


Figura 3: Box plot para os dados de precipitação mensal dos anos de 1953 a 2000.

Este gráfico também indica que os meses com os maiores volumes de chuva (outubro a março) apresentam uma maior dispersão dos valores, visto que exibem os maiores intervalos interquartis. Com exceção de janeiro e dezembro, nota-se a existência de outliers, cujos valores são superiores a 250mm, sendo o maior deles o de fevereiro, com mais de 600mm. Esses valores extremos, contudo, foram registrados apenas uma vez em praticamente todos os meses com exceção de março, que teve dois eventos extremos.

Em relação aos meses que concentram os menores volumes de chuva, isto é, de abril a setembro, houve uma menor distribuição das chuvas, visto que o intervalo interquartil para esse grupo é menor. Ademais, com exceção de abril, todos os outros meses apresentaram outliers, cujo menor valor foi valor foi de 100mm e o maior de 300mm, registrado no mês de maio. Esses valores extremos foram registrados duas vezes em maio, julho e agosto, e apenas uma vez em junho e setembro.

Por fim, a aplicação do método do Box Plot sob um total de 565 valores mensais avaliados, indicou sob uma classificação mais específica que 37 (6,5%) desses valores se caracterizaram como super secos, 105 deles (18,6%) se caracterizaram como secos, 279 (49,4%) se caracterizaram como normais, 125 deles (22,1%) se caracterizaram como úmidos e 19 (3,4%) desses meses se enquadraram como super úmidos. A tabela 2 indica esses dados de forma resumida.

TABELA 2
Síntese dos resultados obtidos após a aplicação do método Box Plot para os meses da série histórica

Classificação	Meses em cada classe	Total (%)
Super Secos	37	6,5%
Secos	105	18,6%
Normal	279	49,4%
Úmido	125	22,1%
Super Úmidos	19	3,4%
Totais	565	100,0%

A síntese da classificação de meses super secos, secos, normais, úmidos e super úmidos, deu origem a classificação mensal com as classes de meses secos, normais e chuvosos. Essa classe indicou que 142 (25,1%) dos meses avaliados se enquadraram como secos, 279 (49,4%) se enquadraram como normais e 144 (25,5%) se enquadraram como meses chuvosos.

Dos 48 anos na série histórica, 6 deles (12,5%) apresentaram um regime de chuvas abaixo do eventual, sendo então considerado como seco. A maioria dos anos da série histórica, isto é, 37 (77,1%) deles, apresentou um regime de chuvas dentro do esperado, sendo então considerados como anos normais. Dos anos avaliados, 5 deles (10,4) apresentou um regime de chuvas maior que o esperado, sendo então considerados como chuvosos.

Por fim, a correlação entre os mapas das feições erosivas e a caracterização de chuva, feitas para os cenários de 1962 e 1972, a partir da avaliação dos anos de 1953 a 1971, constatou que a maior parte das chuvas apresentou um regime normal, seguido por um regime de chuvas predominantemente seco (nos anos de 1963 e 1968), e por um regime chuvoso (nos anos de1958).

A avaliação dos mapas de 2000 e 2006, indicou que houve uma significativa diminuição na quantidade de feições erosivas e um aumento das áreas das feições existentes. Para este cenário, os regimes pluviométricos dos anos de 1972 a 2000 foram avaliados, e indicaram que, houve uma maior predominância para os regimes da classe normal, seguido pela classe chuvosa (nos anos de 1972, 1976, 1983 e 2000) e pela classe seca (nos anos de 1974, 1989 e 1999).

5. Considerações Finais

Com relação ao mapeamento das feições erosivas, foi notável que estas situaram-se na alta e média bacia e nas adjacências de canais tributários. Além disso, também vale destacar que houve uma redução na quantidade das feições erosivas e um aumento na área das feições remanescentes.

Quanto à caracterização da chuva anual e mensal, foi possível observar que não houve aumento ou diminuição durante esse período, sendo que sua distribuição apresentou oscilações, mas que se mantiveram próximas ao valor médio, com exceção dos *outliers*. Além disso, identificou-se que os maiores volumes de chuva se concentram nos meses de março a outubro, enquanto os menores valores entre os meses de abril a setembro. Também se observou que os volumes mais frequentes se encontram entre 0 a 150mm, e que os volumes nos intervalos entre 100 e 150mm aparecem tanto nos meses que chove mais, como nos meses que chove menos, porém, se manifestam nestes últimos ou como valores máximos ou como valores extremos.

Ademais também foi possível observar que nos cenários com a maior quantidade de feições erosivas (1962 e 1972), houve uma menor incidência de anos chuvosos, havendo um maior predomínio de anos normais, seguidos de anos secos. Já no cenário com o menor número de feições erosivas (2000 e 2006), houve um maior predomínio de anos com um regime de chuva normal, seguido pelo regime chuvoso, e depois pelo regime seco.

Estes fatores trouxeram o entendimento de que a chuva influencia na ocorrência de erosão por conta do alto volume considerado como normal, contudo, a deflagração de feições erosivas nessa área deve levar em consideração outros fatores condicionantes como o tipo de solo, o uso e ocupação do solo e as características geomorfológicas.

Agradecimentos

Gostaria de agradecer ao CNPq e a Universidade de São Paulo, que me proporcionaram a oportunidade de realizar esta pesquisa com bolsa, por meio do PIBIC. Também agradeço a professora Bianca Vieira e ao Evandro Daniel pela orientação e suporte durante este período.

Referências

ALMEIDA, F. F. M. Fundamentos geológicos do relevo paulista. **Revista do Instituto Geológico**, v. 39, n. 3, 30 abr. 1964.

BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. **Conservação do solo**. São Paulo: Ícone São Paulo, 2008.

CAPELLARI, B. **Estudo das áreas de risco à erosão em São Pedro, SP**. 1995. Trabalho de Graduação Individual. Departamento de Geografia, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, 1995.

CIIAGRO. **CIIAGRO Online**. Disponível em: <http://www.ciiagro.sp.gov.br/ciiagroonline/>. Acesso em: 31 mar. 2020.

CONTI, J. B. **Condicoes climaticas da regiao das aguas de Sao Pedro (SP)**. Caderno de ciências da Terra, n° 11, Instituto de Geografia, USP. São Paulo, p. 15, 1971.

DAEE. **Banco de dados Hidrológicos**. Disponível em: <http://www.hidrologia.daee.sp.gov.br/>. Acesso em: 4 mar. 2020.

DAEE. **Controle de Erosão: bases conceituais e técnicas: diretrizes para o planejamento urbano e regional - orientações para o controle de boçorocas urbanas.** São Paulo: DAEE/ IPT, 1990.

DANIEL, E. **Análise do papel da morfologia e do uso do solo na gênese e na distribuição das feições erosivas na bacia do córrego Espraiado, São Pedro (SP)**. 2012. Dissertação (Mestrado em Geografia Física). Departamento de Geografia, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo., São Paulo, 2012.

DANIEL, E.; VIEIRA, B. C. **A evolução das feições erosivas da bacia do córrego Espraiado, São Pedro (SP).** Boletim Goiano de Geografia, v. 35, n. 2, 29 ago. 2015.

FURQUIM, S. A. C. **"Interações entre modelado e solo no transecto Espraiado, São Pedro, SP"**. 2002. Dissertação (Mestrado em Geografia Física). Departamento de Geografia, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo., São Paulo, 2002.

GALVANI, E.; LUCHIARI, **A. Critérios para classificação de anos com regime pluviométrico normal, seco e úmido**. VI Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica, p. 20–29, 2004.

GUERRA, A. J. T. **Processos erosivos nas encostas**. In: Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p. 149–209, 1994.

HERNANI, L. C. *et al.* **A erosão e seu impacto.** In: O uso agrícola dos solos brasileiros. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, p. 47 - 60, 2002.

HIDROWEB. **Hidroweb - Séries Históricas**. Disponível em: <http://www.snirh.gov.br/hidroweb/serieshistoricas>. Acesso em: 9 mar. 2020.

MORGAN, R. P. C. **Soil erosion and conservation**. 3. ed. Malden Blackwell Publishing On Line, 2005.

SANTORO, J. **Fenômenos erosivos acelerados na região de São Pedro–SP Estudo da fenomenologia com ênfase geotécnica**. 1991. Dissertação. (Mestrado em Geociências e Análise Ambiental) - Instituto de Geociências e Clências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 1991.

SCHNEIDER, H.; SILVA, C. A. da. O uso do modelo Box Plot na identificação de anos-padrão secos, chuvosos e habituais na microrregião de Dourados, Mato Grosso do Sul. Revista do Departamento de Geografia - USP, v. 27, p. 131–146, 2014.

TORRES, F. T. P.; MARQUES NETO, R.; MENEZES, S. de O. **Introdução à geomorfologia**. São Paulo: Cengage Learning, 2012.

ZUQUETTE, L. V.; CARVALHO, J. A. R.; YAMANOUTH, G. R. **Feições erosivas na bacia do córrego do Espraiado, São Pedro (SP), seus tipos e evolução entre 1972-2002**. Revista Brasileira de Geociências, v. 37, n. 2, p. 414–425, 2007.

ANÁLISE ESPAÇO-TEMPORAL DE BOÇOROCA PERIURBANA EM MARTINÓPOLIS-SP ENTRE 2002 E 2019

Alyson Bueno Francisco
Universidade Estadual Paulista
E-mail: alysonbueno@gmail.com

Resumo

O desenvolvimento de boçorocas em áreas periurbanas é um dos principais problemas ambientais de cidades de pequeno porte na região de Presidente Prudente. O caso da boçoroca do Ribeirão Alegrete em Martinópolis foi analisado através de imagens orbitais de 2002, 2010, 2013 e 2017 com vetorizações no Sistema de Informação Geográfica QGIS. A área da boçoroca em 2010 era de aproximadamente 25.000 m², sendo uma área da cabeceira aterrada com obras de controle da erosão urbana em 2012. Entre 2013 e 2017 ocorreu uma ampliação de aproximadamente 3.000 m² na área da boçoroca. Em 2019, a boçoroca do Ribeirão Alegrete possuía 29.250 m², sendo algumas seções transversais com largura de até 90 m. A inexistência de cobertura vegetal e de práticas conservacionistas na margem esquerda da boçoroca favorece o desenvolvimento de ravinamentos laterais, situação semelhante investigada na boçoroca do Córrego do Grito em Rancharia.

Palavras-chave: erosão; boçoroca; SIG

Abstract

The development of gullies in periurban areas is one of the main environmental problems of small cities in the region of Presidente Prudente. The case of the gully of Alegrete Stream in Martinopolis was analyzed through orbital images from 2002, 2010, 2013 and 2017 with vectorizations in the QGIS Geographic Information System. The gully's area in 2010 was approximately 25,000 m^2, being a grounded bedside area with urban erosion control works in 2012. Between 2013 and 2017 there was an expansion of approximately 3,000 m^2 in the area. In 2019, the gully of Alegrete Stream had 29,250 m^2, some of which were cross sections with a width of up to 90 m. The lack of vegetation cover and conservation practices on the left bank of the gully favors the development of lateral ravines, a similar situation investigated in the gully of the Grito Stream in Rancharia.

Keywords: erosion; gully; GIS

Introdução

A origem etimológica da palavra boçoroca é proveniente das expressões *yby* (terra) e *çoroc* (rasgão), ambas da língua tupi-guarani (VIEIRA, 1978). A feição geomorfológica denominada boçoroca, recebe inúmeras denominações em vários países, como: *cárcava* nos países hispânicos, barroca em países lusófonos, *donga* na África do Sul; *gully* nos Estados Unidos da América e *lavaka* em Madagascar (VIEIRA, 1978; DÍAZ, 2001).

No campo científico, os artigos apresentados por Ab'Sáber (1968) e Furlani (1969), respectivamente sobre as áreas degradadas em Franca e Casa Branca-SP, mencionam o conceito de boçoroca, sendo ambos pesquisadores reconhecidos no campo das Geociências. Ab'Sáber (1968), sendo geógrafo, considera a boçoroca como "forma de lesões grotescas da paisagem". Estas lesões presentes na paisagem são consideradas por Ab'Sáber (1968) como resultado de um processo inicialmente provocado pela dinâmica da percolação linear as águas subsuperficiais. A "morfologia dos buracões" observada na paisagem é considerada por Ab'Sáber (1968) como o resultado de um processo que remonta décadas da dinâmica da fisiologia da paisagem.

A partir de meados da década de 1990, alguns pesquisadores passaram a utilizar o conceito de voçoroca, e estes autores não apresentaram argumento científico para esta mudança conceitual. O conceito de "voçoroca" passou a ser amplamente utilizado no campo das Geociências nas últimas décadas. Isto está relacionado à filosofia da linguagem.

A filosofia da linguagem apresenta discussões a respeito da força do hábito. Os filósofos empiristas Francis Bacon (1561-1626) e David Hume (1711-1776) apresentaram suas críticas aos vícios de linguagem e à causalidade. Hume (2009) considerava que para ocorrer o avanço de descobertas na ciência é necessário o ceticismo metodológico pelo emprego de métodos empíricos para buscar a compreensão dos fenômenos e evitar confiar apenas na causalidade e nas sucessões habituais. Bacon (1979) apresenta a teoria dos ídolos, sendo estes as formas que impedem o cientista de produzir novos conhecimentos, cujo "ídolo do foro", em analogia ao Foro Romano como local de comércio na Roma Antiga, é representado pelo costume e hábito da linguagem do cientista em depender de conceitos de sua época ou conceitos utilizados na retórica dos pesquisadores.

Em relação à gênese das boçorocas, Rossato et al. (2008, p. 245) afirmam que:

[...] as voçorocas podem ser originadas pelo aprofundamento e alargamento de ravinas, ou erosão causada por escoamento subsuperficial, o qual dá origem a dutos (pipes). São relativamente permanentes nas encostas. Têm paredes laterais íngremes, em geral fundo chato, ocorrendo fluxo de água no seu interior durante os períodos chuvosos. Ao aprofundarem seus canais, as boçorocas atingem o lençol freático.

A respeito das análises espaço-temporais de boçorocas com o uso de geotecnologias, Vandekerckhove et al. (2001) apresentam uma metodologia de estimativa de perdas de solo em boçorocas a partir de informações de fotos aéreas, através de dados de área e talvegue da microbacia hidrográfica, das áreas e comprimentos das boçorocas e de vazão dos cursos d'água.

Casalí-Sarasíbar et al. (2015) propõem a obtenção de volumes das boçorocas a partir de dados topográficos em seções transversais da boçoroca, considerando as irregularidades no fundo e nas paredes da boçoroca.

Através da geração de banco de dados em Sistema de Informação Geográfica é possível uma análise espacial com variáveis de topográficas, geológicas, hidrológicas, pedológicas e geomorfológicas para elaboração de mapeamento de suscetibilidade em grandes escalas cartográficas das áreas de risco de desenvolvimento das boçorocas (ARABAREMI et al., 2019).

No monitoramento de boçorocas em grandes escalas, inclusive para análise do fenômeno da perda de solo por erosão linear em microbacias hidrográficas de áreas periurbanas, existe a necessidade de integração do georreferenciamento de imagens, sistemas de informação geográfica e topografia. A topografia e o trabalho de campo são importantes, pois a existência de árvores e edificações nas áreas periurbanas impede a aquisição de dados apenas pela aerofotointerpretação ou interpretação de imagens de sensores orbitais.

Área de estudo

A boçoroca do Ribeirão Alegrete pertence à sub-bacia do Rio Laranja Doce e integrante da Unidade de Gerenciamento dos Recursos Hídricos do Pontal do Paranapanema (UGRHI 22). A área geográfica do Pontal do Paranapanema apresenta aspectos relevantes em relação à fragilidade das terras. Os afluentes da sub-bacia possuem no total 179,4 km de comprimento e uma densidade de drenagem de aproximadamente 0,152 km/km^2.

A vulnerabilidade dos processos erosivos na bacia de contribuição da represa Laranja Doce foi identificada em 31,6% da área no mapeamento elaborado por Rodrigues et al. (2018), cujo mapeamento identifica a vulnerabilidade com dados das classes de cobertura da terra e declividades com resolução de 90 m, não sendo possível identificar as formas erosivas lineares na escala cartográfica apresentada.

A microbacia do Ribeirão Alegrete possui uma área de aproximadamente 4.800 ha, cujas cotas altimétricas variam entre 500 m e 420 m.

Sobre as formações geológicas presentes na microbacia do Ribeirão Alegrete, a porção a montante correspondente às cotas altimétricas entre 500 m e 460 m, é mantida com rochas areníticas da Formação Presidente Prudente, sendo aproximadamente 52,5% da área. As rochas areníticas da Formação Vale do Rio do Peixe estão presentes entre as cotas altimétricas de 460 m e 420 m, correspondentes a 2.280 ha da área da microbacia hidrográfica.

A respeito da urbanização desta microbacia hidrográfica, em 2010 a área urbanizada correspondia a aproximadamente 330 ha. O Ribeirão Alegrete possui aproximadamente 9,5 km de extensão, cuja densidade de drenagem da microbacia hidrográfica é de apenas 0,12 km/km^2, o que representa uma forte tendência de escoamento superficial em curto tempo.

Ao apresentar uma caracterização geral da forma erosiva neste item, a boçoroca do Ribeirão Alegrete está localizada na porção sul da área urbana de Martinópolis, sendo em 2017 identificada uma área de aproximadamente 36.000 m^2 e comprimento de aproximadamente 700 m, sendo alguns trechos com largura de até 90 m.

A figura 1 apresenta a distribuição das formações geológicas areníticas na microbacia do Ribeirão Alegrete no município de Martinópolis-SP.

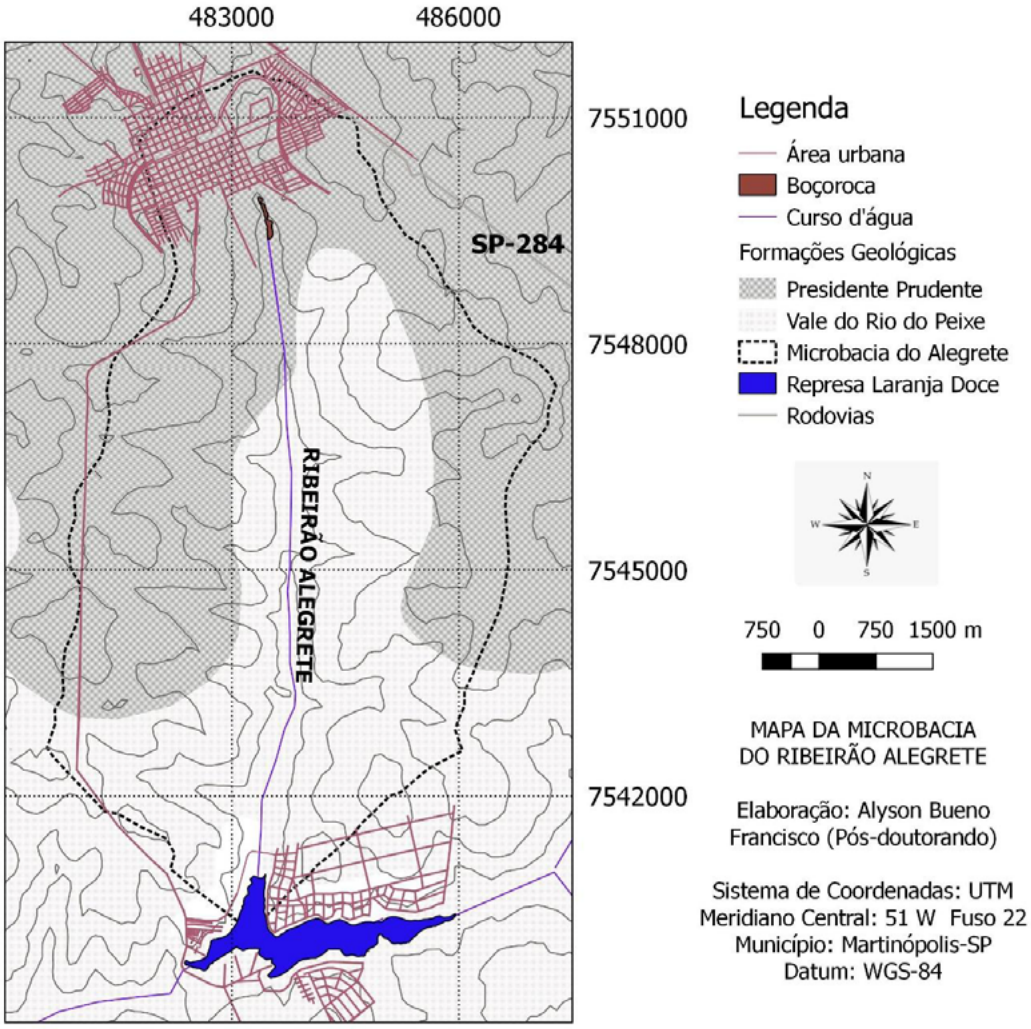


Figura 1 - Mapa da microbacia do Ribeirão Alegrete e malha urbana de Martinópolis-SP

Material e métodos

Para a edição dos documentos cartográficos da evolução da boçoroca do Ribeirão Alegrete foi elaborado um banco de dados no SIG QGIS versão 2.18, com as imagens orbitais de 2002, 2010, 2013 e 2017 importadas do aplicativo Google Earth Pro versão 7.3.

Os dados vetoriais da malha urbana de Martinópolis foram importados da página eletrônica do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística na área Geociências.

Para o georreferenciamento das imagens orbitais no SIG QGIS foram utilizados os pontos de controle do levantamento geodésico explicitado no item anterior. A partir das imagens georreferenciadas foram vetorizadas as rupturas de declive da boçoroca do Ribeirão Alegrete e o canal fluvial da boçoroca das três datas (2010, 2013 e 2017).

O banco de dados elaborado no SIG QGIS fornece a extração das informações dos dados vetoriais pelas áreas e perímetros das feições identificadas nas imagens, cujas imagens com resolução espacial de 1 m garante a delimi-

tação realizada pelo pesquisador. O SIG QGIS possui ferramentas de edição dos documentos cartográficos para a geração das legendas, coordenadas e escala gráfica, cuja escala numérica dos documentos varia em torno de 1:2.500.

A partir das cotas altimétricas, dos pontos de controle do levantamento geodésico, foram geradas as curvas de nível no aplicativo Topograph versão 98. As curvas de nível em dados vetoriais foram importadas no banco de dados do SIG QGIS, onde juntamente com os vetores dos perímetros da boçoroca do Ribeirão Alegrete, foram geradas as cartas topográficas. A sobreposição das camadas dos polígonos das áreas da boçoroca permitiu a geração da carta de evolução da boçoroca.

Resultados e discussão

A boçoroca do Ribeirão Alegrete possui um desenvolvimento a partir de 2000, cuja análise considera sua evolução a partir de 2002. Em 2002, a boçoroca localizada na cabeceira do Ribeirão do Alegrete possuía profundidade média que não ultrapassava 3 metros e uma área de 2.215 m^2.

O desenvolvimento da erosão remontante na cabeceira da boçoroca de Martinópolis apenas se agravou a partir de 2010.

A área da boçoroca do Ribeirão Alegrete em 2010 era de 29.960 m^2. Em comparação com a área apresentada em 2002, a boçoroca ampliou 27.745 m^2 em apenas 8 anos, sendo uma média de aproximadamente 3.470 m^2 de aumento de área por ano. Esse aumento significativo da dimensão da boçoroca pode estar relacionado à urbanização da microbacia do Ribeirão Alegrete e ao direcionamento das águas pluviais pelo sistema de drenagem urbana.

A carta da figura 2 apresenta as áreas e os canais da boçoroca do Ribeirão Alegrete em 2010 e 2013.

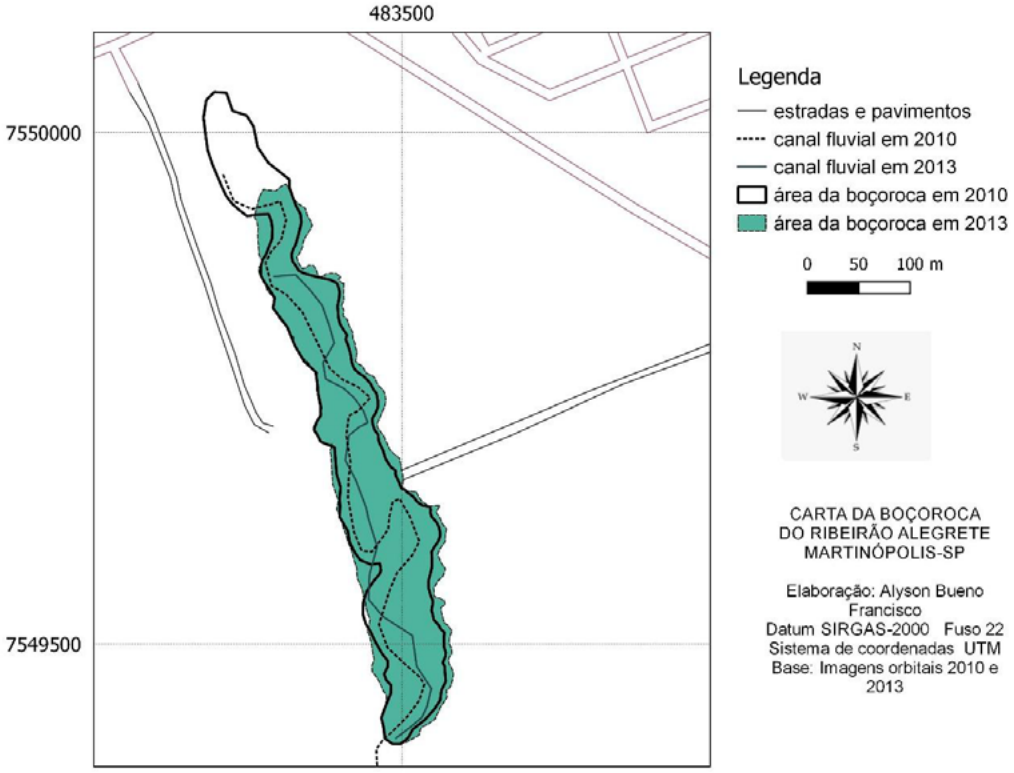


Figura 2 – Dimensões e canais da boçoroca do Ribeirão Alegrete em 2010 e 2013

Em 2012 foram executadas obras de controle da erosão urbana na cabeceira da boçoroca com a implantação de uma calha de macrodrenagem e aterro de parte da cabeceira da grande forma erosiva.

A área da boçoroca em 2013 era de 25.590 m² tendo um acréscimo de 650 m² subtraindo a área do aterro feito em 2012. O aterro realizado na cabeceira da boçoroca nas obras de controle da erosão urbana possui uma área de 5.000 m².

A análise da imagem orbital de 2017 da boçoroca constata a existência de banhados na margem esquerda da boçoroca e na parte a jusante, sendo um indício da vazão produzida pelo escoamento subsuperficial. A ausência de prática conservacionista do solo e de cobertura vegetal arbórea na margem esquerda da boçoroca, conjuntamente com o surgimento de águas subsuperficiais intensificaram a erosão lateral.

A existência de cobertura vegetal arbórea com regenerações na margem direita da boçoroca (setor oeste) favoreceu a estabilidade do solo, em situação oposta ao ocorrido na margem esquerda.

A carta da figura 3 apresenta as áreas da boçoroca em 2013 e 2017 e as localizações dos fragmentos regenerados de vegetação arbórea.

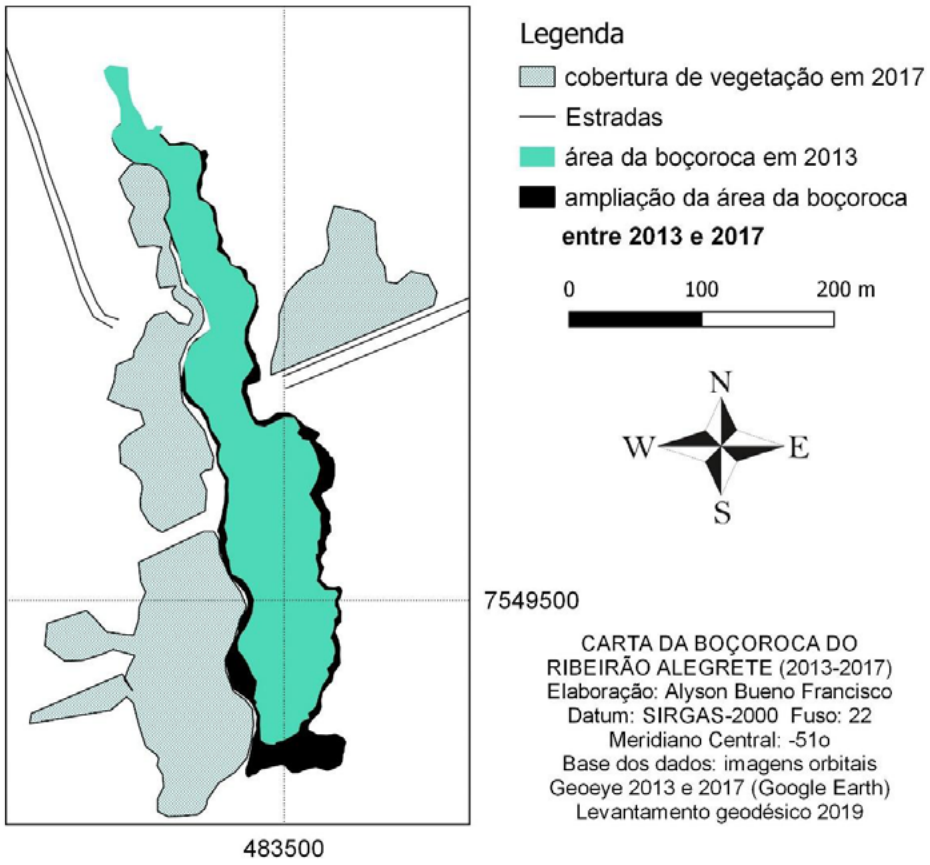


Figura 3 – Carta de desenvolvimento da boçoroca do Ribeirão Alegrete entre 2013 e 2017

Em 2017 a boçoroca do Ribeirão Alegrete apresentava uma área de 28.750 m², tendo uma ampliação de 3.160 m² de área em relação a 2013.

O gráfico da figura 4 apresenta a evolução das áreas da boçoroca entre 2002 e 2019.

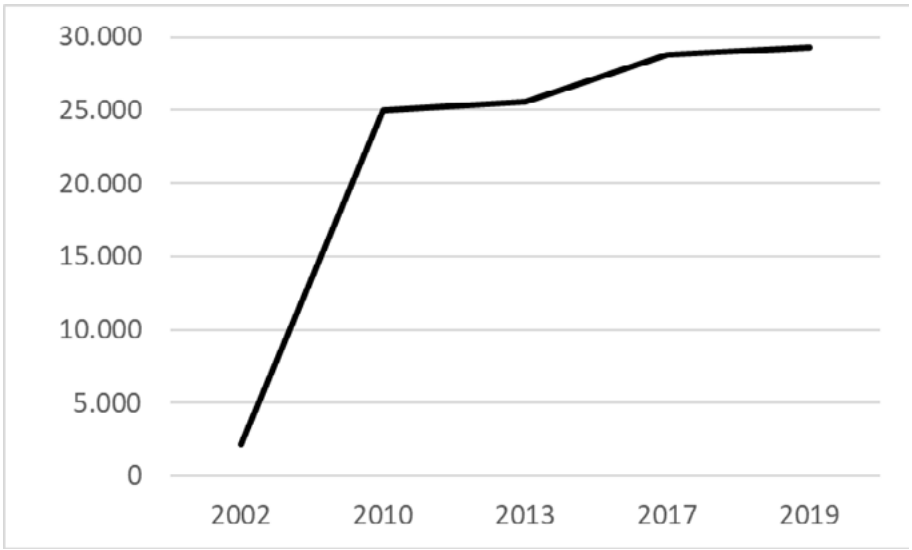


Figura 4 – Áreas da boçoroca do Ribeirão Alegrete entre 2002 e 2019
Elaboração: Francisco (2021)

Nota-se pelas constatações de campo e análises das imagens orbitais a regeneração da vegetação arbustiva e arbórea em setores da área degradada e consequente estabilização do processo erosivo nesses setores.

Considerações finais

A partir da análise espacial e temporal das imagens orbitais georreferenciadas em ambiente do Sistema de Informação Geográfica, sendo importante para a escala local da área degradada, foi possível a constatação da necessidade de parcelas experimentais de monitoramento nas áreas de risco de desenvolvimento de ravinas laterais.

O caso apresentado em Martinópolis se assemelha a boçoroca do Córrego do Grito em Rancharia investigada por Francisco (2017). Em ambas as boçorocas, a partir da análise das duas últimas décadas, foi notado o desenvolvimento de erosão lateral e no setor jusante da boçoroca.

As condições de uso da terra e práticas conservacionistas são também semelhantes em ambos os casos. Não existe a aplicação adequada das práticas mecânicas de terraceamento em curvas de nível para a conservação do solo. No caso de Martinópolis, apenas da regeneração de parte da vegetação arbórea no setor oeste da área de risco da boçoroca, no setor leste (margem esquerda) não possui aplicação das práticas mecânicas de conservação do solo.

Além disso, a pesquisa para o próximo período buscará a análise das condições pedológicas do setor de desenvolvimento da boçoroca (margem esquerda) e levantamento detalhado de campo da topografia para análise das declividades e localizações dos canais de concentração dos escoamentos superficiais e pluviais.

Através das análises espaciais em ambiente SIG foi possível o mapeamento das áreas da boçoroca do Ribeirão Alegrete e a próxima etapa visa o monitoramento da erosão lateral no setor jusante pelos procedimentos topográficos. A variável dimensional dos recuos de borda da boçoroca será comparada com os índices de precipitação em 2020.

A análise espaço-temporal de boçoroca em área periurbana concilia com as discussões geográficas sobre escala local e a aplicação do método indutivo e experimental na Geomorfologia visando a integração do conhecimento empírico com os fundamentos teóricos.

Referências

ARABAMERI, A.; PRADHAN, B.; REZAEL, K.; CONOSCENTI, C. Gully erosion susceptibility mapping using GIS based multi--criteria decision analysis techniques. **Catena**, n. 180, p. 282-297, 2019.

CASALÍ-SARASIBAR, J.; GIMÉNEZ-DIAZ, R.; CAMPO-BESCOS, M. A.; JAMES, M. R. Gully geometry: what are we measuring? **Soil**, n. 01, p. 509-513, 2015.

DÍAZ, J. S. **Control de erosión en zonas tropicales**. Bucaramanga, Colombia: Universidad Industrial del Santander, 2001.

BACON, F. **Novum Organum**: ou verdadeiras indicações acerca da interpretação da natureza. São Paulo, Abril Cultural, 1979, tradução de José Aluysio Reis de Andrade.

FRANCISCO, A. B. **A erosão periurbana em Rancharia-SP**: a análise espaço-temporal e as propostas de recuperação da boçoroca do Córrego do Grito. Tese (Doutorado em Geografia), Faculdade de Ciências e Tecnologia de Presidente Prudente, 2017, 201f.

FURLANI, G. M. As boçorocas de Casa Branca e seu significado geomorfológico. **Geomorfologia**, Instituto de Geografia da Universidade de São Paulo, p. 12-15, 1969.

HUME, D. **Tratado da natureza humana**: uma tentativa de introduzir o método experimental de raciocínio nos assuntos morais. 2.ed. São Paulo, Editora da UNESP, 2009, tradução de Débora Danowski.

RODRIGUES, T.; TOMMASELLI, J. T. G.; ARROIO JUNIOR, P. P. Mapeamento da vulnerabilidade aos processos erosivos a partir de métodos multicriteriais: um estudo sobre as condições ambientais da Bacia da Represa Laranja Doce em Martinópolis-SP. **Formação**, v. 25, n. 45, p. 67-91, 2018.

ROSSATO, M. S.; BELLANCA, E. T.; FACHINELLO, A.; CÂNDIDO, L. A.; SUERTEGARAY, D. M. A. (org.) **Terra**: feições ilustradas. 3.ed. Porto Alegre: Editora da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2008.

VANDEKERCKHOVE, L.; POESEN, J.; WIJDENES, D. O.; GYSSELS, G. Short-term bank gully retreat rates in Mediterranean environments. **Catena**, n.44, p.133-161, 2001.

VIEIRA, N. M. **Estudo geomorfológico das boçorocas de Franca, SP**. Franca: Instituto de História e Serviço Social, Universidade Estadual Paulista, 1978.

APLICAÇÃO DO MODELO SIMWE NA SUB-BACIA DO ALTO ESPRAIADO - SÃO PEDRO (SP) PARA ANÁLISE DOS PROCESSOS EROSIVOS E DEPOSICIONAIS

Evandro Daniel
Universidade de São Paulo, Faculdade de Filosofia Letras e Ciências Humanas.
Avenida Professor Lineu Prestes – Butantã - CEP: 05508000 - São Paulo, SP - Brasil
evandrogeo@usp.br
Bianca Carvalho Vieira
Universidade de São Paulo, Faculdade de Filosofia Letras e Ciências Humanas.
Avenida Professor Lineu Prestes – Butantã - CEP: 05508000 - São Paulo, SP - Brasil
biancacv@usp.br
Tiago D. Martins
Universidade Federal de São Paulo, Instituto das Cidades.
Av. Jacú-Pêssego, 2630– Itaquera - CEP: 08260001 - São Paulo, SP – Brasil
td.martins@unifesp.br

Resumo

O SIWME (*Simulated Water of Erosion*) é um modelo que simula a erosão, o transporte e a deposição e para sua aplicação selecionou-se a sub-bacia do alto Espraiado – São Pedro (SP), com o objetivo de analisar a dinâmica dos processos erosivos e deposicionais. Os parâmetros considerados para a simulação foram a taxa de excesso de precipitação no valor de 87mm/h, a taxa de infiltração no valor de 8 mm/h e permeabilidade 0.00015 cm/s, o valor de 18.000pa de tensão de cisalhamento, 0.079n para o coeficiente de Manning, 0,7 s/m para o coeficiente de capacidade de desprendimento e 0,6 kg/m.s para o coeficiente de capacidade de transporte de sedimentos. O produto final Balanço da Erosão de Deposição concluiu que grande parte da área foi classificada como deposição (valores negativos) e a erosão (valores positivos) nas margens das drenagens e curvaturas côncavas justamente onde estão situadas as feições erosivas.

Palavras-chave: Erosão, Modelagem Matemática, SIMWE, Chuva e Solo.

1. Introdução

Diferentes métodos são empregados nos estudos dos processos erosivos, desde mensurações realizadas em campo (CASADO *et al.,* 2002; BORGES, 2004; CORREA e FILHO 2009; SOBRINHO *et al.,* 2016) até as abordagens a partir de modelos matemáticos, que tem o seu início com o trabalho de Chorley e Hagget (1967) e, posteriormente no Brasil com Christofoletti (1999).

Os modelos evoluíram em função da entrada de dados mais precisos e de maior detalhe, vital para a construção e implementação de um modelo mais dinâmico que refletem os processos geomorfológicos (GROHMANN *et al.,* 2011; DYMOND e VALE, 2018). O modelo de previsão da erosão do solo mais notório e estudado refere-se à Equação Universal de Perda de Solo (USLE) que posteriormente surgiram atualizações tais como a RUSLE (*Revised Universal Soil Loss Equation*) e a MUSLE (*Modification Universal Soil Loss Equation*) (WISCHMEIER e SMITH, 1978; LEITE 2009, ABDO e SALLOUM, 2017), além de base para uma série de modelos tais como o CREAMS (*Chemicals, Runoffand Erosion from Agricultural Managements Systems*) de Kinisel *et al.*, (1980), o GLEAMS (*Ground water Loading Effects of Agricultural Management Systems*) de Leonard *et al*., (1987), o ANSWERS (*Area Nonpoint Source Watershed Environmental Response Simulation*) de Beasley *et al.,* (1980), entre outros.

O SIMWE (*Simulated of Water Erosion*), é um modelo dinâmico de base física projetado por Mitas e Mitasova (1998), que tem a capacidade de simular a erosão, o transporte e a deposição por fluxo superficial, sendo seus parâmetros de entrada baseados no modelo de erosão de encostas WEPP e muito aplicado em ambiente de clima temperado (MITAS e MITASOVA, 1998; KOCO, 2011). Neste sentido este estudo teve como objetivo analisar a dinâmica dos processos erosivos e deposicionais em uma bacia hidrográfica no município de São Pedro (SP), tal bacia bastante representativa em relação aos processos erosivos, produção e deposição de sedimentos e importante área piloto para implementação de modelos matemáticos de previsão com a simulação de taxas erosivas e deposicionais.

2. Área de estudo

A sub-bacia do alto Espraiado (Figura 1) situada ao norte do município de São Pedro (SP), direção NW-SE e desague no Ribeirão Araquá afluente do rio Piracicaba, foi a selecionada para o emprego do modelo SIMWE e análise das feições erosivas e deposicionais. Tal área com 1,88km2 possui densidade e representatitividade em relação à ocorrência de processos erosivos lineares em estágios iniciais (sulcos e ravinas) conforme conhecimento *in loco*.

A geologia é marcada pela formação Pirambóia do Grupo São Bento (DIAS FERREIRA, 1997), o solo é caracterizado pelo Neossolo Quartzarênico, Neossolo Litólico e Gleissolo, Neossolo Flúvico mais Gleissolo e do Latossolo Vermelho (SANCHEZ, 1971; FURQUIM, 2002). A Depressão Periférica Paulista é a unidade geomorfológica da área de estudo (SANCHEZ, 1969), cursos d'água com vales alongados, destaque para o Vale do Rio Piracicaba (OKA FIORI, 1980), clima mesotérmico com pluviosidade média anual entre 1200 mm a 1370 mm (CONTI, 1971) e o uso predomina a práticas de pastagens, cana de açucar, culturas anuais, o plantio de eucaliptos e a urbanização (YAMANOUTH, 2003; ZUQUETTE *et al.,* 2007).

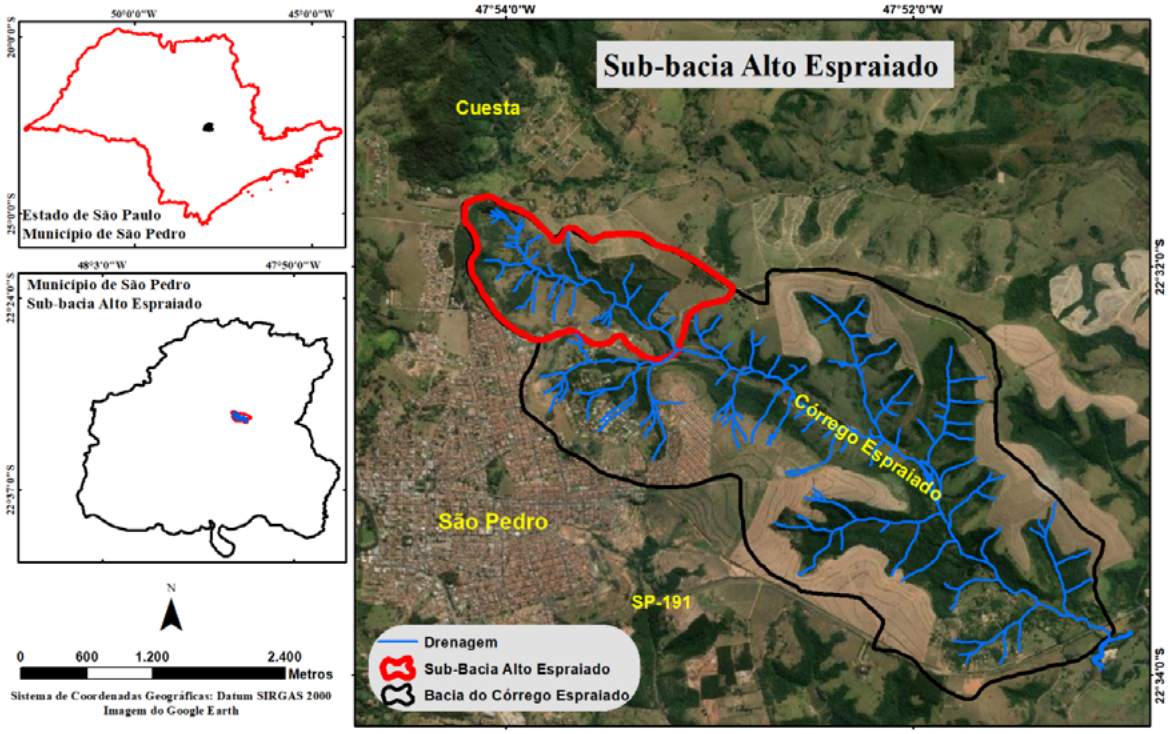


Figura 1: Localização da área de estudo

3. Metodologia

O SIMWE está estruturado em dois módulos: fluxos hidrológicos superficiais (r.sim.water) que simula o escoamento superficial e os fluxos de sedimentos (r.sim.sediment) que calcula a erosão do solo, o transporte e a deposição de sedimentos originados pelo fluxo de água (NETELER; MITASOVA, 2008). Sua operação é realizada por meio do GRASS (*Geographic Resources Analysis Support System*) (GRASS, 2017) com base em um Modelo Digital de Elevação (MDE) que possibilita a simulação dos fluxos de água e sedimentos (CARVALHO, 2019; MITAS; MITASOVA, 1998).

Para alcançar o objetivo principal realizou-se as seguintes etapas: 3.1 Modelo Digital de Elevação, 3.2 Parâmetros de entrada e 3.3 Simulação de cenário de erosão**.**

3.1 Modelo Digital de Elevação (MDE)

A partir do MDE são extraídos aspectos morfométricos do relevo (declividade, aspecto e as derivadas parciais (dx e dy) do campo de elevação), que são utilizados para geração dos mapas finais, incluindo aqui o cálculo do escoamento superficial, a direção e a magnitude do fluxo de água. O MDE foi elaborado a partir da carta topográfica São Pedro I (SF-23-Y-A-IV-1-NO-B) da Terra Foto (Secretaria de Economia e Planejamento do Estado de São Paulo, 1979) de escala 1:10.000. Esses dados foram empregados na ferramenta topo to raster a partir da proposição de Hutchinson (1988), assim como utilizado pelos trabalhos de Carmo *et al* (2015) e Faria *et al* (2017). Também foi aplicado a ferramenta Sinks e posteriormente o Fill para o preenchimento dos vazios e correções (MARK, 1988; TARBOTON, 1991). A partir da proposta de Hengl (2006), método conhecido como complexidade do relevo, definiu-se a resolução espacial do raster de 10m.

3.2 Parâmetros de Entrada e Simulação do Cenário

Foram considerados os seguintes valores para o cenário avaliado: a taxa de excesso de precipitação no valor de 87mm/h (acumulado de 7 dias), a taxa de infiltração no valor de 8 mm/h e permeabilidade 0.00015 cm/s, como forma de considerar um ambiente com bastante intensidade do fluxo superficial e poder erosivo, além do valor de 18.000pa de tensão de cisalhamento, 0.079n para o coeficiente de Manning, 0,7 s/m para o coeficiente de capacidade de desprendimento e 0,6 kg/m.s para o coeficiente de capacidade de transporte de sedimentos (Figura 2).

MÓDULO	r.sim.water (Fluxo de Água)				r.sim.sediment (Fluxo de Sedimentos)		
PARÂMETRO	Taxa de Excesso de Precipitação (mm/h)	Coeficiente de Manning (n)	Taxa de Infiltração (mm/h)	Controle de Fluxo (Permeabilidade)	Coeficiente da capacidade de desagregação (s/m)	Capacidade de transporte de sedimentos (kg/ms)	Tensão de Cisalhamento (Pa)
DADOS	87	0,079 (pastagem)	8	0.0015	0,7	0,6	18.000

Figura 2: Parâmetros e dados de entrada da simulação. Fonte: RODRIGUES (1982); SILVA (1999); GOMES (2002); FERREIRA (2004); MINGOTI (2012) e CIIAGRO (2021).

Para contribuir para a análise e verificação do papel das diferentes "características" da chuva no desenvolvimento das feições erosivas-posicionais foram considerados os trabalhos de Daniel (2012) e Daniel e Vieira (2015) que mapearam as feições erosivas de tal área além das informações obtidas *in loco* (Figura 3).

Figura 3: Registro de feições erosivas na sub-bacia do alto Espraiado. (A) Processo erosivo em estágio avançado (Voçoroca), ramificada e de grande dimensão. (B) Processo erosivo em estágio intermediário (Ravina), retilínea e de pequena dimensão. Fonte: Autores do trabalho.

4. Resultados e discussões

O produto final do modelo SIMWE (Figura 4), apresenta grande parte da área com o registro de deposição (valores negativos), ou seja, na alta, média e baixa encosta, em ambas as margens, sendo que a erosão (valores positivos) está restrita nas margens dos afluentes e também do canal principal, setores de curvaturas côncavas e cabeceiras dos canais. Ressalta-se que os valores da área de estudo são muito baixos, exceto ao longo das linhas de água (drenagem) onde há variações maiores. De acordo com os mapeamentos realizados por Daniel (2012) e Daniel e Vieira (2015) nota-se que parte das feições estão localizadas em setores com valores positivos (erosão) e parte estão registradas em áreas de deposição, mas que a partir de informações *in loco*, observou-se a presença de canais intermitentes e curvaturas côncavas.

Fernandes *et al.* (2017) realizaram um trabalho por meio de imagens de alta resolução (1 metro) e o auxílio do modelo SIMWE, como forma de identificar e avaliar a suscetibilidade de uma área de terraços. Os autores concluíram que as erosões estão relacionadas ao fluxo linear (concentrado) e grande área de deposição de sedimentos principalmente nos setores de ausência de vegetação e nos terraços mais recente onde o material é menos coeso o que permite o fluxo subsuperficial.

Figura 4: Distribuição espacial do balanço da erosão e deposição.

Em relação à distribuição da área da sub-bacia pelas classes do balanço da erosão e deposição concluiu-se que cerca de 7,85% pertence a classe A 0,01% a classe B 85,15% a classe C, 0,005% a classe D e 6,98% a classe E. Tais dados demonstram que grande parte da sub-bacia (93,01%) caracteriza-se pelo processo de deposição (áreas de canais intermitentes e o uso atribuído a prática de pastagem e solo exposto) e 6,99% ao processo de erosão. Neste sentido a área total dos polígonos das feições erosivas (Figura 5) está distribuída espacialmente em grande parte nas classes de deposição com 80,05% e 19,95% estão localizadas na classe E, que são os setores de cabeceiras e áreas próximas das drenagens, de concentração e fluxo de sedimentos e água. Kirkby e Chorley (1967) explicam que as áreas de cabeceiras, possuem concentração de fluxos e detritos que aliado a fragilidade litológica, geram alta susceptibilidade, uma vez que as curvaturas côncavas em perfil e plantas potencializam e concentram fluxos, fatores associados à formação dos processos erosivos.

Classes	Feições Erosivas (Área - m2)	Feições (%)
A	29.333,75	23,68
B	138, 196	0,12
C	69.657,08	56,25
D	-	-
E	24.705,59	19,95
Total	123.834,62	100

Figura 5: Distribuição da área dos polígonos das feições erosivas x classes do balanço erosão e deposição.

5. Considerações finais

A aplicação do modelo SIMWE na sub-bacia do alto Espraiado demonstrou viabilidade de seu emprego para ambiente tropical, pois parte das feições erosivas mapeadas está justamente nos setores que o modelo classificou como processo erosivo, o que demonstra a sensibilidade do mesmo a áreas mais susceptíveis, que está relacionada à vertente côncava, presença do fluxo superficial e concentração de sedimentos. Também é importante destacar que grande parte da área foi classificada como deposição onde também há registro de feições erosivas, portanto, mais um exemplo da eficiência do SIMWE.

Trabalhos futuros poderão desenvolver mais simulações para analisar as condições naturais da área de estudo e a sensibilidade e precisão do modelo.

Agradecimentos

Os autores agradecem o apoio financeiro do CNPq (Bolsa de Estudo) por meio do Projeto nº.870227/1997-1 de Cotas do Programa de Pós-Graduação: Processo 167550/2017-9, além dos materiais adquiridos junto a Prefeitura do Município de São Pedro (SP).

Referencias

ABDO, H.; SALLOUM, J. Mapping the soil loss in Marqya basin: Syria using RUSLE model in GIS and RS techniques. Environ Earth Sciences. v.76, n.114, p.10, 2017.

BEASLEY, D. B., HUGGINGS, L. F. & MONKE, E. J. ANSWERS: A Model for Watershed Planning. *Transactions of the American Society of Agriculture Engineer*, 23(4): p.938–944, 1980.

BORGES, C.Z. Erosão marginal no rio Paraná após a conclusão do reservatório da UHE Sérgio Motta (Porto Primavera) a jusante da barragem Maringá. Dissertação. Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 50p, 2004.

CARMO, E. J., RODRIGUES, D. D., SANTOS, G. R. Avaliaçâo dos interpoladores krigagem e topo to raster para geraçâo de modelos digitais de elevação a partir de um "as built." *Boletim de Ciencias Geodesicas*, v.21, n.4, p.674-690, 2015.

CARVALHO, J.P.D.S. Dissertação. Modelação de ravinas pelo SIMWE e validação com recurso a MDE de elevação resolução. Região Demarcada do Douro, Quinta do Bonfim, Portugal, 2019.

CASADO, A.P.B.; HOLANDA, F.S.R.; ARAÚJO FILHO, F.A.G.; YAGUIU, P. Evolução do processo erosivo na margem direita do rio são Francisco (perímetro irrigado Cotinguiba/Pindoba/SE). Revista Brasileira de Ciências do Solo, n.26, p.231-239, 2002.

CHORLEY, R. J.; HAGGETT, P. (Eds.) *Models In Geography*. Londres: Methuen, 816p, 1967.

CHRISTOFOLLETI, A. Modelagem de Sistemas Ambientais. São Paulo: Edgard Blucher, 236p, 1999.

CIIAGRO. Centro Integrado de Informações Agrometeorológicas. Balanço Hídrico Semanal do Município de São Pedro (SP). Período de 08/07/2002 a 31/10/2019. Disponível em: http://www.ciiagro.sp.gov.br/ciiagroonline/Listagens/BH/LBalancoHidricoLocal.asp. Acesso em 14 de Janeiro de 2021.

CONTI, J.B. Condições Climáticas da Região de Águas de São Pedro (SP). Caderno de Ciências da Terra. Instituto de Geografia, Universidade de São Paulo, São Paulo, n.11, 15 p, 1971.

CORREA, G.T.; FILHO, E.E.S. Avaliação dos processos de erosão marginal no arquipélago floresta japonesa (alto rio Paraná). Geografia. Londrina, v.18, n.2, 2009.

DANIEL, E. Análise do papel da morfogologia e do uso do solo na gênese e na distribuição das feições erosivas na bacia do córrego Espraiado, São Pedro (SP). Dissertação, Departamento de Geografia, Faculdade de Filosofia, Letras, Ciencias Humanas, Universidade de São Paulo, 2012.

DANIEL, E.; VIEIRA, B.C. A evolução das feições erosivas na bacia do córrego Espraiado, São Pedro (SP). Boletim Goiano de Geografia (on line), v.35, n.2. p.339-359, 2015.

DIAS FERREIRA, R. P. Solos e Morfogênese em São Pedro (SP). Tese. Faculdade de Filosofia Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 157p, 1997.

DYMOND, J.R.; VALE, S.S. An event-based model of soil erosion and sediment transport at the catchment scale. Geomorphology. v.318, p. 240–249, 2018.

FARIA, S.H.; RODRIGUES, D.D.; MEDEIROS, N.G.; ARANHA, P.R.A. Evaluation of the GPR in the bathymetry estimate ofa decanting water treatment plant using the free software GPR bathymetry" in the radargrams analysis. Boletim de Ciências Geodésicas, v. 23, n.1, p.39-54, 2017.

FERNANDES, J., BATEIRA, C., SOARES, L., FARIA, A., OLIVEIRA, A., HERMENEGILDO, C., MOURA, R., GONÇALVES, J. SIMWE model application on susceptibility analysis to bank gully erosion in Alto Douro Wine Region agricultural terraces. *Catena*, *153*, 39–49, 2017.

FERREIRA, M.D. Análise da evolução dos processos erosivos acelerados em áreas urbanas e das técnicas de controle e recuperação, córrego do Tucum - São Pedro (SP). Dissertação. Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 191p, 2004.

FURQUIM, S. A.C. Interações entre modelo e solo no transecto do Espraiado - São Pedro/SP. Dissertação. Departamento de Geografia. Faculdade de Filosofia Letras, Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 183 p, 2002.

GOMES, D.M. Mapeamento Geotécnico para análise das feições erosivas concentradas na bacia do ribeirão do Meio, São Pedro (SP), na escala 1:20.000. Dissertação. Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 268p, 2002.

GRASS, Geographic Resources Analysis Support System. Software, Version 7.2. *Open Source Geospatial Foundation*, 2017.

GROHMANN, C. H.; SMITH, M.J; RICCOMINI, C. Multi-scale Analysis of Topographic Surface Roughness in the Midland Valley, Scotland. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. v. 49, p. 1200-1213, 2011.

HENGL, T. Finding the right pixel size. Computers e Geosciences. n.32, p.1283-1298, 2006.

HUTCHINSON, M.F. Calculation of hydrologically sound digital elevation models. Paper presented at Third International Symposium on Spatial Data Handling at Sydney, Australia, 1988.

KIRKBY, M. J.; CHORLEY, R. J. Throughflow, Overland Flow and Erosion. Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology. v. 12, n. 3, p. 5-21, 1967.

KNISEL, W. G. *CREAMS, a Field Scale Model for Chemicals, Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems.* Washington: USDA Conservation (Research, 26), 1980.

KOCO, S. Simulation of gully erosion using the SIMWE model and GIS. Landform Analysis, v.17, p. 81–86, 2011.

LEITE, A.P.P. Aplicação De Metodologias Para o cálculo de erosão (USLE E WEPP) em uma sub-bacia hidrográfica do rio cobres. Dissertação. Faculdade de Engenharia, Departamento de Engenharia Civil e Arquitetura, Universidade da Beira Interior, Covilhã, 2009.

LEONARD, R. A.; KNISEL, W. G. & STILL, D. A. GLEAMS: Groundwater Loading Effects of Agricultural Management Systems. Transaction of the American Society of Agriculture Engineer, 30: 1403 – 1418, 1987.

MARK, D. M. "Network Models in Geomorphology." Modelling Geomorphological Systems, ed. M. G. Anderson. New York: John Wiley. 73–97, 1988.

MINGOTI, R. Efeitos da espacialização da cobertura florestal e da profundidade dos solos na produção de água de uma bacia hidrográfica. Tese. Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 171p. 2012.

MITAS, L.; MITASOVA, H. Distributed soil erosion simulation for effective erosion prevention. Water resources research, v. 34, n. 3, p. 505-516, 1998.

NETELER, M.; MITASOVA, H. Open Source Gis a Grass Gis Approach. Third Edition. The International Series in Engineering and Computer Science: v. 773, 406p, Springer, New York, 2008.

OKA FIORI, C. Contribuição ao estudo das formações superficiais das quadrículas de Piracicaba e São Pedro. Dissertação (Mestrado em Geografia e Planejamento). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 121 p, 1980.

RODRIGUES, J.E. Estudos dos fenômenos erosivos acelerados, boçorocas. Tese. Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 162p, 1982.

SANCHEZ, M. C. Os municípios de São Pedro e Charqueada: aspectos de sua geografia agrária. Tese. Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, Rio Claro, 135 p, 1969.

SANCHEZ, M. C. Contribuição ao conhecimento das bases naturais dos municípios de São Pedro e Charqueada (S.P). Notícia geomorfológica. Campinas, v.11, n. 21-22, p.47-60, 1971.

SILVA, A.M. Aplicações de técnicas de geoprocessamento no estudo das relações entre os processos erosivos e sedimento-lógicos de bacia hidrográfica. Tese. Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 269p, 1999.

SOBRINHO, V.R.A.S.; HOLANDA, F.S.R.; FONTES, C.A.; NASCIMENTO, I.M.A.; LINO, J.B.; MARANDUBA, A.I.A. Uso de estacas para monitoramento da erosão na região do Baixo São Francisco na margem direita do Rio São Francisco. III Reunião Nordestina de Ciência do Solo, Aracaju, 2016.

TARBOTON, D. G., R. L. Bras, and I. Rodriguez–Iturbe. "On the Extraction of Channel Networks from Digital Elevation Data." Hydrological Processes 5: 81–100, 1991.

WISCHMEIER, W. H.; SMITH, D. D. Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning. Washington, DC: USDA, (Agriculture handbook, 537), 1978.

YAMANOUTH, G.R. de B. Avaliação dos processos erosivos e das técnicas de controle e reabilitação - bacia do córrego do Espraiado - São Pedro (SP). Dissertação (Mestrado em Geotecnia). Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 177 p, 2003.

ZUQUETTE, L.V.; CARVALHO, J.A.R.; YAMANOUTH, G.R.B. Feições erosivas na bacia do córrego do Espraiado, São Pedro/SP seus tipos e evolução entre 1972- 2002. Revista Brasileira de Geociências. v.2, n.37, p.414-425, 2007.

ÁREAS ÚMIDAS NO DOMÍNIO DOS MARES DE MORRO: HIDROGEOMORFOLOGIA E MORFOESTRUTURA

Isabel Patrícia Martins Baêta Guimarães
Universidade Federal de Juiz de Fora
Rua José Lourenço Kelmer, s/n - São Pedro, Juiz de Fora - MG, 36036-900
E-mail: isabel.martins@ich.ufjf.br
Miguel Fernandes Felippe
Universidade Federal de Juiz de Fora
Rua José Lourenço Kelmer, s/n - São Pedro, Juiz de Fora - MG, 36036-900
E-mail: miguel.felippe@ich.ufjf.br

1. Apresentação/Problemática

As áreas úmidas (AUs) são sistemas hidrogeomorfológicos originários do acúmulo de água em uma superfície topográfica por longos períodos de tempo, seja de forma sazonal ou permanente (GOMES, 2017). Possuem diversas funções e definições, sendo dotadas de grande complexidade (GOMES; MAGALHÃES JÚNIOR, 2017): atuam como habitat para variadas espécies animais e vegetais (como plantas hidrófitas e higrófilas) encontrados em ambientes encharcados (CUNHA; PIEDADE; JUNK, 2014).

Devido aos seus papéis ambientais, atraem o interesse para pesquisas e estudos sobre suas origens, funcionalidades e suas trocas com sistemas fluviais, sendo consideradas elementos de grande relevância (MITSCH; GOSSELINK, 2000).

Todavia, a maioria dos estudos nacionais focam em grandes AUs, evidenciando a carência de pesquisas sobre aquelas de pequeno porte — relativamente frequentes em paisagens de relevo ondulado (GUIMARÃES; FELIPPE, 2021), como no domínio dos Mares de Morro (AB'SABER, 2003) (Figura 1).

FIGURA 1: Área úmida no contexto dos Mares de Morro. Fonte: próprios autores, 2019.

2. Objetivos

Dada a pouca atenção às AUs de menor dimensão, a pesquisa tem por objetivo geral elucidar os fatores do ambiente que resultam na gênese das AUs existentes no contexto do domínio dos Mares de Morro. Assim, o estudo basear-se-á em uma amostra de AUs na Zona da Mata mineira, no âmbito da bacia hidrográfica do córrego Igrejinha, em Juiz de Fora-MG, envolvendo a espacialização das AUs, suas características hidrogeomorfológicas e os fatores morfotectônicos e morfoestruturais de suas ocorrências.

3. Referencial teórico

Entendendo que o estudo das AUs se entrelaça com o funcionamento da paisagem em que surgem e se mantém, nota-se que são diversas as variáveis a serem consideradas como contribuintes para a formação e gênese destes hidrossistemas. Agentes morfogenéticos e morfodinâmicos se envolvem em trocas

de matéria e energia (MORIN, 1992; CHRISTOFOLETTI, 1999), de forma que os sistemas naturais tenham interdependências em processos e transformações em um mesmo espaço. Os aspectos hidrogeomorfológicos (GOMES, 2017), em especial, desempenham papéis imprescindíveis na manutenção de um ambiente propício para o advento de AUs, no que diz respeito à alimentação e manutenção por água e sedimentos (PHILLIPS, 1989), dadas através de tais trocas. A variabilidade dos fatores controladores desses hidrossistemas promove a necessidade de sua classificação (BRINSON et al, 1995), crucial para compreender o contexto local das AUs.

Hidrossistemas (tanto as próprias AUs quanto sistemas fluviais) e formas de relevo podem representar indicadores de atividades de ordem tectônica (ETCHEBEHERE et al, 2004); neste contexto, esta indicação pode ser dada por manifestações morfológicas — como cotovelos de drenagem ou pela ocorrência de vales retilíneos e cristas alinhadas (COELHO NETTO, 2003; MARQUES NETO; SILVA; MOREIRA, 2019), feições comumente associadas à presença de falhas próximas. Soma-se à possibilidade de intervenção humana, já frequente como influência direta na formação do relevo (PELOGGIA, 2018)

Assim, procura-se unir perspectivas sobre condicionantes do funcionamento das AUs tradicionalmente trabalhados (hidrogeomorfológicos) com os inusuais (tectono-estruturais e tecnogênicos). A presente pesquisa tem seu embasamento majoritário em um aporte teórico que compreenda a integração de processos e elementos concomitantes, partindo da Teoria Geral dos Sistemas (BERTALANFFY, 1950; 1951; 1972) e, por conseguinte, do método sistêmico.

4. Proposta de metodologia

Com a diversidade de condições ambientais contempladas pelos objetivos, houve a necessidade de agregar técnicas que cooperassem no levantamento de evidências das possíveis origens — e que, portanto, pudessem corroborar para o estudo das influências ambientais sobre as AUs e seus surgimentos.

A espacialização de AUs baseou-se sobretudo em etapas de detecção através de técnicas de fotointerpretação e sensoriamento remoto em imagens do software Google Earth Pro, observando características relacionadas à existência de áreas úmidas — com base em Panizza e Fonseca (2011). Em seguida, foram selecionadas bases cartográficas para a produção de mapeamentos e elaboração de mapas (no *software* ArcMap 10.3.1). Levantadas as características fisiológicas e fisiográficas das AUs, foi aplicada a metodologia classificatória de Brinson et al. (1995), em função de seu viés hidrogeomorfológico.

Visando a consideração de fatores tectono-estruturais na origem de AUs, também foi realizada a extração de lineamentos estruturais, assim como a construção de perfis topográficos interfluviais, aplicação de índices morfométricos e relação declividade-extensão (HACK, 1973).

De maneira geral, tais procedimentos também contribuem para a compreensão das relações ambientais nas quais as AUs se inserem, aliando-os à verificação de densidade de AUs por área (por meio de aplicação da densidade de Kernel) e à sobreposição destes dados a modelos topográficos. Deste modo, considera-se que se fez possível a contemplação das propostas do estudo.

5. Desafios/Dificuldades

Os desafios para a realização do projeto de pesquisa proposto são tangentes principalmente à dificuldade de realização de expedições de campo, considerando a necessidade de medidas sanitárias e de proteção para a ida aos

locais. Soma-se isto aos obstáculos para o acesso de determinadas áreas úmidas, por vezes localizadas no interior de propriedades particulares ou em contextos morfológicos de maior risco de insalubridade.

Tais adversidades são parcialmente amenizadas por haver uma amostra de AUs que foram previamente visitadas em campo. Havendo uma melhora significativa no cenário atual para a exploração presencial, pretende-se visitar uma quantidade maior de AUs para averiguação e compreensão de seus ambientes.

6. Resultados esperados

Almeja-se, na tentativa de contribuir com estudos sobre AUs de menor dimensão, elucidar a gênese das AUs da região estudada sob o entendimento das condições dos ambientes em que estas se situam, sobretudo, sob a ótica da Hidrogeomorfologia. Ademais, busca-se compreender ideias incomuns acerca de aspectos ambientais — influências tectono-estruturais e ações de ordem antrópica (GUIMARÃES; FELIPPE, 2021) — para a gênese de AUs no domínio dos Mares de Morro e em contextos similares.

Agradecimentos

Agradece-se à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo auxílio financeiro (bolsa de Mestrado) sob o qual a presente pesquisa está sendo desenvolvida.

Referências bibliográficas

AB'SABER, A. N. Os domínios de natureza no Brasil: potencialidades paisagísticas. Vol. 1. **Cotia: Ateliê Editorial**, 2003.

BERTALANFFY, L.V. Problems of general system theory. **Human biology**, v. 23, n. 4, p. 302, 1951.

BERTALANFFY, L. V. The history and status of general systems theory. **Academy of management journal**, v. 15, n. 4, p. 407-426, 1972.

BERTALANFFY, L. V. The theory of open systems in physics and biology. **Science**, v. 111, n. 2872, p. 23-29, 1950.

BRINSON, M. M., HAUER, F. R., LEE, L. C., NUTTER, W. L., RHEINHARDT, R. D., SMITH, R. D., & WHIGHAM, D. F. **A guidebook for application of hydrogeomorphic assessments to riverine wetlands**. Washington: U. S. Army Engineer Waterways Experiment Station, 1995. (Wetlands Research Program Technical Report)

CUNHA, C. N.; PIEDADE, M. T. F.; JUNK, W. J. **Classificação e Delineamento das Áreas Úmidas Brasileiras e de seus Macrohabitats.** Cuiabá: EdUFMT, 2014.

CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de sistemas ambientais** . São Paulo: Editora Blucher, 1999.

COELHO NETTO, A. L. Evolução de cabeceiras de drenagem no médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ): a Formação e o crescimento da Rede de Canais sob Controle Estrutural. **Revista Brasileira de Geomorfologia** , v. 2, n. 4, p. 69-100, 2003.

ETCHEBEHERE, M. L; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J.; PERINOTTO, J. A. J. Aplicação do Índice" Relação Declividade-Extensão-RDE" na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Geologia USP**. Série Científica, v. 4, n. 2, p. 43-56, 2004.

GOMES, C. S. **Bases teórico-conceituais e subsídios para a classificação hidrogeomorfológica das áreas úmidas em Minas Gerais.** 2017. 212 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Programa de Pós-graduação em Geografia, IGC, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2017.

GOMES, C. S.; MAGALHÃES JUNIOR, A. P. Aparato conceitual sobre áreas úmidas (*wetlands*) no brasil: Desafios e opiniões de especialistas. **Boletim Goiano de Geografia**, v. 37, n. 3, p. 484-508, 2017.

GUIMARÃES, I. P. M. B.; FELIPPE, M. F. ABORDAGEM HIDROGEOGRÁFICA DA OCORRÊNCIA E FORMAÇÃO DE ÁREAS ÚMIDAS NO DOMÍNIO DOS 'MARES DE MORRO'. **Revista Espaço e Geografia (UnB)**, v. 24, p. 109-131, 2021.

HACK, John T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **Journal of Research of the US Geological Survey**, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.

MARQUES NETO, R.; SILVA, F. P.; MOREIRA, J. A. Aspectos morfoestruturais e morfotectônicos na evolução do relevo da bacia do Rio Paraibuna (MG). **Principia: Caminhos da Iniciação Científica** , v. 19, n. 1, p. 12-12, 2019.

MITSCH, W. J.; GOSSELINK, J. G. The value of wetlands: importance of scale and landscape setting. **Ecological economics**, v. 35, n. 1, p. 25-33, 2000.

MORIN, E. From the concept of system to the paradigm of complexity. **Journal of social and evolutionary systems**, v. 15, n. 4, p. 371-385, 1992.

PANIZZA, Andrea de Castro; FONSECA, Fernanda Padovesi. Técnicas de interpretação visual de imagens. **GEOUSP Espaço e Tempo (Online)**, n. 30, p. 30-43, 2011.

PELOGGIA, A. U. G. Geological classification and mapping of technogenic (artificial) ground: a comparative analysis. **Revista do Instituto Geológico**, v. 39, n. 2, 2018.

PHILLIPS, Jonathan D. FLUVIAL SEDIMENT STORAGE IN WETLANDS. **JAWRA Journal of the American Water Resources Association**, v. 25, n. 4, p. 867-873, 1989.

ASPECTOS GEOLÓGICOS E HIDROGEOMORFOLÓGICOS DAS NASCENTES D´ÁGUA DO MUNICÍPIO DE CRATO, REGIÃO METROPOLITANA DO CARIRI, CEARÁ

João Victor Mariano da Silva
Pós-Graduação em Desenvolvimento Regional Sustentável da Universidade Federal do Cariri (PRODER – UFCA)
Rua Icaro de Sousa Moreira, 126, Bairro: Muriti, Crato/CE, Brasil, CEP 63130-025
E-mail: joaovictormarianods@gmail.com
Raquel Landim Nascimento
Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual do Vale do Acaraú (MAG – UVA)
Av. Padre Francisco Sadoc de Araújo, 850 - Alto da Brasília, Sobral/CE, Brasil, CEP 62010-295
E-mail: raquellandimnaasc123@gmail.com
Marcelo Martins de Moura Fé
Universidade Regional do Cariri (URCA)
Rua Cel. Antônio Luís, 1161, bairro Pimenta – Crato/CE, Brasil. CEP: 63105-000
E-mail: marcelo.mourafe@urca.br

Resumo

As nascentes, como importantes mananciais hídricos dos sistemas fluviais e hidrológicos, são ambientes que mantêm correlações sistêmicas com os aspectos geológicos, geomorfológicos e ecossistêmicos. O município de Crato – Ceará, se notabiliza pela ocorrência de 93 nascentes em seu território, no entanto, a falta de estudos científicos sobre estas, acaba limitando a realização de uma caracterização aprofundada. Com isso, o objetivo desse trabalho é realizar uma caracterização e contextualização das nascentes do município de Crato. Metodologicamente, foi realizado um levantamento bibliográfico, seguido do mapeamento das nascentes e suas áreas de ocorrência; geologia e altimetria com uso de dados vetoriais da CPRM (2020), com sobreposição de dados da COGERH (2020) e imagens de satélite do INPE e do *site* TOPODATA. Com isso, obteve-se um mapeamento junto a uma caracterização geral de onde as nascentes estão localizadas e de quais fatores hidrogeomorfológicos podem condicionar a sua origem.

Palavras-chave: Hidrogeologia. Hidrogeomorfologia. Bacia sedimentar do Araripe. Fontes d'água. Região Metropolitana do Cariri

1. Introdução

O município de Crato está localizado no extremo sul do estado do Ceará, inserido na Região Metropolitana do Cariri (RMCariri), com uma área territorial de 1.138,15 km2 e uma estimativa populacional de aproximadamente 133.031 habitantes (IBGE, 2020). Parte dos municípios do Cariri cearense, onde o mesmo se insere, juntamente com Barbalha, Brejo Santo, Abaiara, Jardim, Juazeiro do Norte, Missão Velha, Porteiras e Santana do Cariri, é caracterizada como um enclave, ambiente de exceção dentro do seu contexto regional semiárido (SOUZA; OLIVEIRA 2006).

Esse contexto de exceção, que implica na existência de uma heterogeneidade singular regional do Cariri cearense, coloca o município de Crato como um território que se destaca por ter "uma paisagem distinta do que estava à sua volta, seja por um sertão semiárido naturalmente diferente das características naturais encontradas nas proximidades da chapada do Araripe ou pela pretensa diferença social em relação ao restante do Sertão" (SILVA, 2019, p. 34).

A chapada do Araripe é uma das unidades morfoestruturais do Ceará, inserida no domínio de uma das bacias sedimentares neo-mesozóicas do Nordeste brasileiro, além de ser uma feição geomorfológica de âmbito regional, que compõe o quadro de geodiversidade de importância global. Uma das suas principais características, que se destaca como um verdadeiro potencial natural em âmbito regional são as suas nascentes, que surgem em sua escarpa, oriundas da estruturação e das características litoestratigráficas da geologia associada (MEIRELES, 2005; ASSINE, 2007; BETARD *et al*., 2017).

Essas características naturais do Cariri cearense durante muitas décadas foram um dos principais aspectos que impulsionaram o processo de ocupação histórica das primeiras vilas que surgiram. Segundo Silva (2015), às condições geoambientais diferenciadas nesse território (bem como em outras localidades do semiárido brasileiro), distinguia o ambiente como um espaço fortemente caracterizado pela abundância hídrica subterrânea e pelos seus exutórios naturais que influenciava uma vegetação mais densa e um clima ameno, se justificando assim (historicamente e ainda na atualidade), como um fator de atração e povoamento dos colonizadores.

Dessa forma, é possível apontar que as águas que brotam na encosta da chapada, no município de Crato, se destacam como um importante patrimônio natural. As nascentes, por sua vez, tendo influência de um sistema hidrogeológico oriundo da bacia sedimentar do Araripe, foi e é um sistema hídrico que proporciona a interligação entre o ambiente subterrâneo e a rede hidrográfica regional, que ao longo do tempo esculpiu as encostas da chapada do Araripe em direção às planícies do vale do Cariri.

No Crato, segundo dados da Companhia de Gestão dos Recursos Hídricos (COGERH, 2020), tem-se a existência de 93 nascentes de água que afloram nas encostas da chapada do Araripe. No entanto, ainda são escassos os estudos científicos que correlacionem esses mananciais hídricos aos aspectos geológicos e geomorfológicos da chapada, o que limita uma caracterização aprofundada desses ambientes e, até mesmo, um zoneamento ambiental mais detalhado.

Desta forma, o objetivo desse trabalho é apresentar uma caracterização das nascentes do município de Crato – Ceará, com base nos seus aspectos geológicos e geomorfológicos locais/regionais, com apoio de técnicas de geoprocessamento.

2. Materiais e Métodos

Os resultados oriundos deste trabalho foram obtidos através de três etapas: I - levantamento bibliográfico sobre os aspectos geológicos e geomorfológicos da área de estudo; II – levantamento cartográfico e mapeamento, e III – comparação e análise dos dados. O trabalho contou ainda com suporte documental com dados das nascentes obtidos através da COGERH (2020), elaborado no modelo de planilha Excel, com as coordenadas das nascentes da bacia do Araripe e sua respectiva classificação nas camadas geológicas. No entanto, nesta pesquisa, se utilizou apenas as informações do município de Crato, que foram convertidas para camadas vetoriais.

Após a realização do levantamento bibliográfico houve a idealização da etapa II, com a elaboração de um mapeamento geológico do Crato, com dados geológicos do Ceará, disponíveis no *web site* do Serviço Geológico Brasileiro (CPRM, 2020); do mapeamento de altimetria, obtida a partir de imagem *raster* de altitude, código "07S405ZN", disponível no site do TOPODATA e um mapa de localização das nascentes na encosta da chapada do Araripe, nos limites do município Crato a partir da imagem de satélite Landsat 8 (2021), retirado do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), com tratamento a partir das bandas espectrais multicoloridas *Red; Green e Blue* (RGB).

Realizados esses mapeamentos, com a sobreposição das nascentes às camadas litológicas e aos dados altimétricos obteve-se a localização mais qualificada das nascentes de Crato. Com isso, foi feita a comparação e análise dos dados de localização, altimetria, geologia e geomorfologia das nascentes de Crato, confrontado os dados visualizados nos mapas com as discussões sobre a bacia sedimentar do Araripe de Ponti e Appi (1990); Camacho (2016); CPRM (2020) e COGERH (2020).

A partir disso, obteve-se uma breve contextualização hidrogeomorfológica de onde as nascentes estão localizadas, suas relações ambientais no município e quais fatores contribuem para seu afloramento.

3. Resultados e discussões

3.1 Nascentes D'água e suas dinâmicas

As nascentes, possuem uma diversidade de nomenclaturas que as fazem ser conhecidas também como fonte, mina d'água, fio d'água, dentre outras (SAMPAIO, 2016). Em termos conceituais, elas podem ser citadas como sistemas ambientais hidrogeológicos onde o afloramento da água subterrânea pode acontecer de modo temporário ou perene, integrando uma rede de drenagem superficial. Além disso, são elementos geomorfológicos e hidrológicos que apresentam uma complexidade observada na diversidade de processos e contextos que envolvem sua formação, sendo esses morfológicos, pedológicos, geológicos e hidrológicos (FELIPPE, 2009; FELIPPE, MAGALHÃES JR., 2013).

No âmbito legal, as nascentes d'água podem ser conceituadas de acordo com o Código Florestal Brasileiro, onde na Lei nº 12.651, Art. 3, XVII, como um determinado "afloramento natural do lençol freático que apresenta perenidade e dá início a um curso d'água". Já olhos d'água, como: "afloramento natural do lençol freático, mesmo que intermitente" (BRASIL, 2012, Art. 3, XVII; XVIII).

No que tange às suas características hidrogeomorfológicas, que estão interligadas aos aspectos hidrogeológicos, as nascentes podem ser classificadas como subsistemas ambientais do sistema fluvial (FELIPPE, 2009). Essa característica é atribuída devido às relações sistêmicas mantidas por esses mananciais

hídricos, tanto quanto à sua interação no ciclo hidrológico, quanto ao processo de saída da água para a superfície, que é realizado a partir das influências litológicas locais e regionais e da estrutura de relevo onde a água irá aflorar.

No "Ciclo Hidrológico", este se tratando do fluxo da água entre o ambiente subterrâneo, à superfície e a atmosfera caracterizando-se pelas mudanças de estados sólido, líquido e gasoso (COELHO NETTO, 2018), as nascentes exercem a interligação entre o ambiente hidrográfico superficial e o meio subterrâneo. A partir dela, é possível observar como as águas que infiltram na superfície estão armazenadas no subsolo e quais fatores estruturais puderam proporcionar o seu afloramento na superfície (PEREIRA, 2012). É importante ressaltar que no processo de infiltração também há influência do relevo, da declividade, da porosidade das rochas e dos solos e da cobertura vegetal (OLIVEIRA; SILVA; MELLO 2020).

Após a infiltração e o armazenamento no subsolo, as águas que brotam das nascentes podem ser oriundas de lençóis freáticos ou artesianos. Onde os lençóis freáticos, são ambientes subterrâneos onde águas se localizam entre uma camada de rocha permeável (geralmente sedimentar) e uma camada litológica impermeável; enquanto nos lençóis artesianos as águas se distribuem verticalmente entre duas camadas impermeáveis (VALENTE; GOMES, 2005).

Neste mesmo viés relacionado a sua dinâmica natural, uma nascente vem a surgir ou aflorar num dado espaço, "quando há contato entre camadas impermeáveis com a superfície, por afloramento dos lençóis em áreas de baixada, por falhamentos geológicos, fraturamentos ou canais cársticos" (MANZIZONE, 2015, p. 164). Esses aspectos, além de serem importantes características quanto a origem das nascentes no meio natural, apontam para um entendimento das formas pelas quais elas podem vir a existir.

Baseado nisso, Valente e Gomes (2005) apresentam uma classificação, destacando que a existência das nascentes no relevo pode se dar nas encostas, podendo essas serem intituladas como pontuais ou de contato. Estas tendem a surgir no sopé dos morros e encostas, associadas à declividade, ao contato de camadas estratigráficas, falhamentos ou por canais de galerias provenientes de rochas cársticas. Além destas, há as nascentes difusas, que surgem em vazamentos superficiais em uma área onde a camada impermeável está muito próxima a superfície, formando assim áreas pantanosas ou "olhos d'água" (VALENTE; GOMES, 2005).

Observa-se assim que o surgimento de uma nascente não se dá no espaço de forma isolada, mas sempre associado aos fatores físicos e biológicos presentes. Características geológicas e geomorfológicas são importantes na formação dos aquíferos subterrâneos, também possuem influência e relações com os aspectos ecossistêmicos.

3.2 Características hidrogeomorfológicas locais e regionais

O contexto geomorfológico e fitogeográfico regional onde se enquadra o município de Crato, mesmo situada no Nordeste brasileiro, predominantemente caracterizado por um clima semiárido, é um território inserido em um ambiente reduzido e pontualmente marcado por um contexto de exceção que desafia as condições climáticas dos sertões "quase-secos", devido a sua proximidade à chapada do Araripe, sendo esta, um dos enclaves úmidos, serras úmidas ou ambiente de exceção do estado cearense (BASTOS, 2018).

A chapada do Araripe se apresenta como uma estrutura de relevo alongada, que se estende por 190 km de leste para oeste, ao longo da fronteira dos estados do Ceará e Pernambuco, com média altimétrica de cimeira por volta dos 900 m,

mas que atinge 1002 m nas suas porções orientais (Figura 1) (PEULVAST; BÉTARD, 2015). Está inserida ainda dentro da maior bacia interior do Nordeste Brasileiro, a bacia sedimentar do Araripe que se estende ao leste além dos limites da chapada, ocupando as áreas do vale do Cariri, também chamado de depressão periférica (ASSINE, 2007; CAVALCANTI; CAVALCANTE, 2014).

Figura 1: A chapada do Araripe no município de Crato – Ceará.
Fonte: João Victor M. da Silva (2021).

A estrutura da chapada do Araripe é embasada na geologia da bacia homônima. Esta por sua vez, segundo Guerra (2020) possui uma arquitetura sequenciada de origem sedimentar que teve sua origem no início do Paleozóico, estando disposta em discordância com o material rochoso do embasamento cristalino e se constituindo com uma complexa sequência de estruturas, espessuras e idades distintas.

Ainda segundo Guerra (2020, p. 46),

As camadas inferiores compõem as sequências mais antigas da bacia, enquanto as superiores são as camadas de sedimentação recente, dispostas numa sequência de deposição fluvial/lacustre, marinha e fluvial novamente, submetida às condições de subsidência e soerguimentos regionais, dando origem a uma sequência de horsts e grabens entulhados pelos sedimentos da bacia do Araripe.

O topo de cimeira da chapada do Araripe caracteriza-se pela existência do grupo Araripe onde situa-se a formação Exu, constituída de conglomerados e arenitos conglomerados na sua base, situando-se sobre essas, arenitos de texturas médias a grossas. Sobrepostas a essa há o grupo Santana, com uma intercalação de gipsitas, folhelhos betuminosos, arenitos e calcários estando acima da formação Batateiras com arenitos de texturas média e fina (CPRM, 2020).

A combinação dos fatores litológicos, faciológicos e estruturais, em conjunto aos aspectos morfoestruturais e à atuação dos processos geomorfológicos dão origem nas escarpas da chapada do Araripe às nascentes que existem no Crato e em outros municípios. Segundo Mendonça *et al*. (2000) são as camadas areníticas situadas no topo da chapada que, por ter uma porosidade maior proporcionam uma maior permeabilidade das águas para as porções sedimentares mais abaixo, resultando no impedimento de acúmulo de águas superficiais e originando um aquífero subterrâneo.

Esse sistema de aquíferos, na classificação de Camacho (2016), que embora não seja utilizada na caracterização das nascentes deste trabalho, está apresentando de forma sintética a compartimentação hidrogeológica do Araripe (Quadro 1).

Quadro 1:
Composição hidrogeológica da Bacia do Araripe

CLASSIFICAÇÃO	LITOLOGIA
Aquífero superior	Formação Exu Formação Araripina
Aquitardo	Formação Santana
Aquífero Médio	Formação Barbalha Formação Abaiara Formação Missão Velha
Aquitardo	Formação Brejo Santo
Aquífero Inferior	Formação Cariri
Embasamento	Rochas Cristalinas

Fonte: Camacho (2016). **Adaptado por:** Autores (2021)

A porosidade da formação Exu em conjunto com a impermeabilidade do grupo Santana e as formações que o compõe (MENDONÇA, 2000; CPRM, 2020), dão origem a um processo de infiltração, alimentação ecossistêmica e saída de água sobre o relevo que caracterizam as correlações de interdependência entre o ciclo hidrológico e o sistema fluvial de microbacias hidrográficas em Crato.

Com base nas colocações de Coelho Neto (2021), ao ser infiltrada no solo a água permite a origem de um processo em que as relações vão além de somente a "entrada de água no solo". Em sua visão, essas águas também se direcionam para locais de estocagem e armazenamento nas zonas saturadas, assim como direcionam para umidade do solo e alimentação da biomassa (COELHO NETO, 2018).

Assim, é com base nessas condições hidrogeológicas que há o aflora-mento das águas na escarpa da chapada do Araripe, originando um sistema de nascentes do aquífero superior. Segundo Guerra (2020), a origem destas também é condicionada pelas influências do *graben* mais expressivo da bacia sedimentar que está situado na depressão periférica do Cariri que fluem as águas superficiais das microbacias hidrográficas que marcam a hidrografia da região do Cariri.

3.3 Geologia e Geomorfologia das nascentes

Na planilha de dados sobre as nascentes que afloram na bacia do Araripe, o município de Crato se destaca por possui a maior quantidade de nascentes da/na região, com um total de 93 exutórios d'água, seguido de Missão Velha, com 55, e Barbalha com 40 nascentes (COGERH, 2020). Essa classificação pode ser melhor observada no quadro 2 abaixo.

Quadro 2:
Quantidade de nascentes por município

MUNICÍPIO	NÚMERO DE NASCENTES
Crato	93 nascentes
Missão Velha	55 nascentes
Barbalha	40 nascentes
Porteiras	39 nascentes
Jardim	36 nascentes
Santana do Cariri	33 nascentes
Nova Olinda	10 nascentes
Araripe	2 nascentes

Fonte: COGERH (2020). **Adaptado por:** autores (2021).

Obviamente, essa quantidade pode aumentar ou reduzir de acordo com nível do aquífero a qual exfiltrar suas águas, bem como, podem haver outros municípios no Cariri cearense com nascentes ainda não identificadas pelos órgãos competentes e pesquisadores da região, mas que futuramente podem vir a completar esses dados.

Observando os mapas de geologia e hipsometria compilados na Figura 1, identifica-se, *a priori*, que a localização onde as nascentes estão situadas se dá na condição litológica em que se encontram a camada superior da formação Exu e as rochas existentes do grupo Santana (CPRM, 2020). No entanto, esta não é uma informação generalizada, pois segundo a COGERH (2020), as nascentes apresentam-se localizadas em uma formação litoestratigráfica intitulada como Arajara, sobreposta pela formação Exu.

Pode-se dizer que as classificações são parte importante e fundamental nos estudos sobre as litologias da bacia do Araripe, dessa forma não é de se estranhar essa diversidade de termos e conceitos. A formação Arajara por sua vez, apresenta-se na proposta litoestratigráfica de Ponti e Appi (1990), onde é nela que o autor aponta que tal formação caracteriza-se como uma estrutura rochosa sequenciada de silítos, argilitos e arenitos finos e argilosos e coloração com variação entre tons avermelhados e amarelados, sobreposta pela formação Exu (PONTI; APPI, 1990).

Embora não seja foco deste trabalho fazer uma comparação histórica das classificações litoestratigráficas da bacia sedimentar do Araripe, a sua caracterização, mesmo que de forma breve, aponta para um tipo de litologia na camada superior da chapada do Araripe composta sobretudo por uma estratificação de arenitos, o tipo de rocha ideal para o acúmulo de água subterrânea. Aponta-se isso, pois em rochas onde há uma maior porosidade (características de rochas areníticas) há, além da maior capacidade de armazenamento de água, uma zona superior livre cheia de ar, o que caracteriza a presença de um lençol freático (VALENTE; GOMES, 2005), o que no Cariri poderia chegar a ser o aquífero superior, como também é possível de se indicar a partir dos locais onde as nascentes se situam na geologia e altitude destacados a seguir (Figura 2).

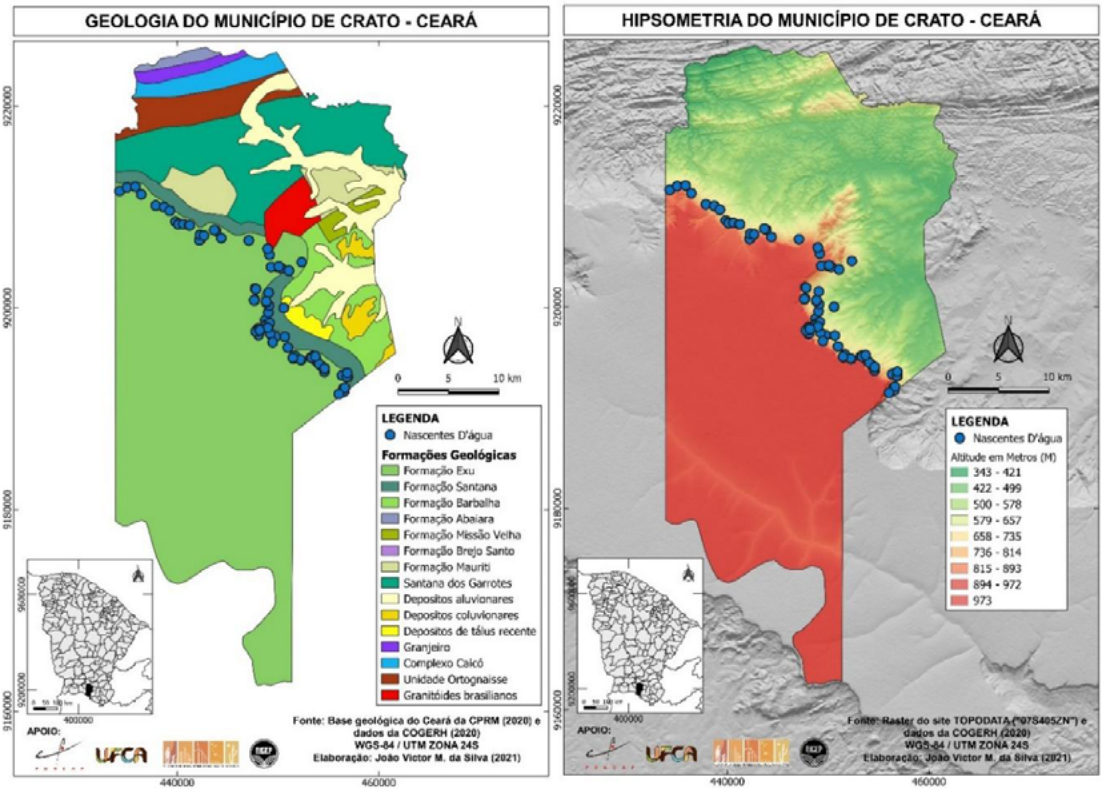


Figura 2: Localização das nascentes de Crato - CE e suas condições geológicas e altimétricas
Organização: Autores (2021).

Além dessas considerações, fazer essa distinção entre as duas classificações (CPRM, 2020 e COGERH, 2020 - Quadro 2), apresenta-se como um dado importante, uma vez que permite levantar duas hipóteses que podem ser estudadas detalhadamente em outros trabalhos:

1 - A classificação da COGERH de 2020, embora não utilize os dados atuais da CPRM (2020), é atribuída na proposta de Ponti e Appi (1990) possível de se vê no quadro 3, que por sua vez, pode ter sido utilizada como base de referência para o atual estudo das nascentes da gestão da Sub-Bacia do Salgado

2 – Mesmo havendo variação nas propostas de litoestratigrafia da bacia, observa-se com base no mapa e na bibliografia estudada, que o afloramento da maior parte das nascentes de Crato se dá, em ambos os estudos, nas formações superiores, aflorando no contexto geomorfológico das porções mais elevadas das encostas da chapada do Araripe.

Quadro 3:
Classificação das formações estratigráficas da Bacia do Araripe

PONTI E APPI (1990)	CPRM (2020)
I - Formação Exu	**Grupo Araripe** I - Formação Exu
II - Formação Arajara	**Grupo Santana:** II - Gipsitas, Folhelhos Betuminosos, Calcários e Arenitos; II - Formação Barbalha
III - Formação Santana	
IV - Formação Rio da Batateira	
V – Formação Abaiara	**Grupo Vale do Cariri** III – Formação Abaiara IV – Formação Missão Velha V – Formação Brejo Santo
VI - Formação Missão Velha	Formação Mauriti
VII – Formação Brejo Santo	
VIII – Formação Mauriti	

Elaboração: autores (2021).

Um outro aspecto possível de se identificar a partir da altitude das 93 nascentes (vide figura 2), é a existência de uma dinâmica geomorfológica proporcionada pelas nascentes, que permite entender a integração entre os diversos aspectos físicos. Pode-se citar o contexto geomorfológico fluvial de Crato.

Segundo Lima (2015), nesta porção do território, as cotas altimétricas variam entre 500 e 400 m, sendo uma área modelada e esculpida em pediplanos conservados e dissecados, além da cobertura coluvial e de planícies fluviais que mais o caracteriza, sobretudo por estar num contexto comandando pela ação das drenagens dos rios que nascem na escarpa da chapada do Araripe. Estes recebem fluxo de água direto das nascentes que ali afloram, bem como da umidade influenciada pela topografia regional (LIMA, 2015).

Estes rios que drenam no Crato, tendo uma incisão considerável nos seus canais, possuem um volume de água e vales que, mesmo com a perda de água no período de estiagem, conseguem conservar por muito mais tempo a umidade do solo. Essa retenção de umidade deve-se, sobretudo, à conexão das águas superficiais e de subsuperfície" (LIMA, 2015, p. 40) sendo assim, uma rede de drenagem superficial oriunda diretamente das nascentes cratenses (LIMA; CESTARO; ARAÚJO, 2010). Percebe-se ainda, de acordo com os dados obtidos pelo mapeamento, que uma quantidade considerável de nascentes se encontra em um espaço recuado do relevo nas escarpas da chapada do Araripe, indicando morfologicamente como um anfiteatro (Figura 3).

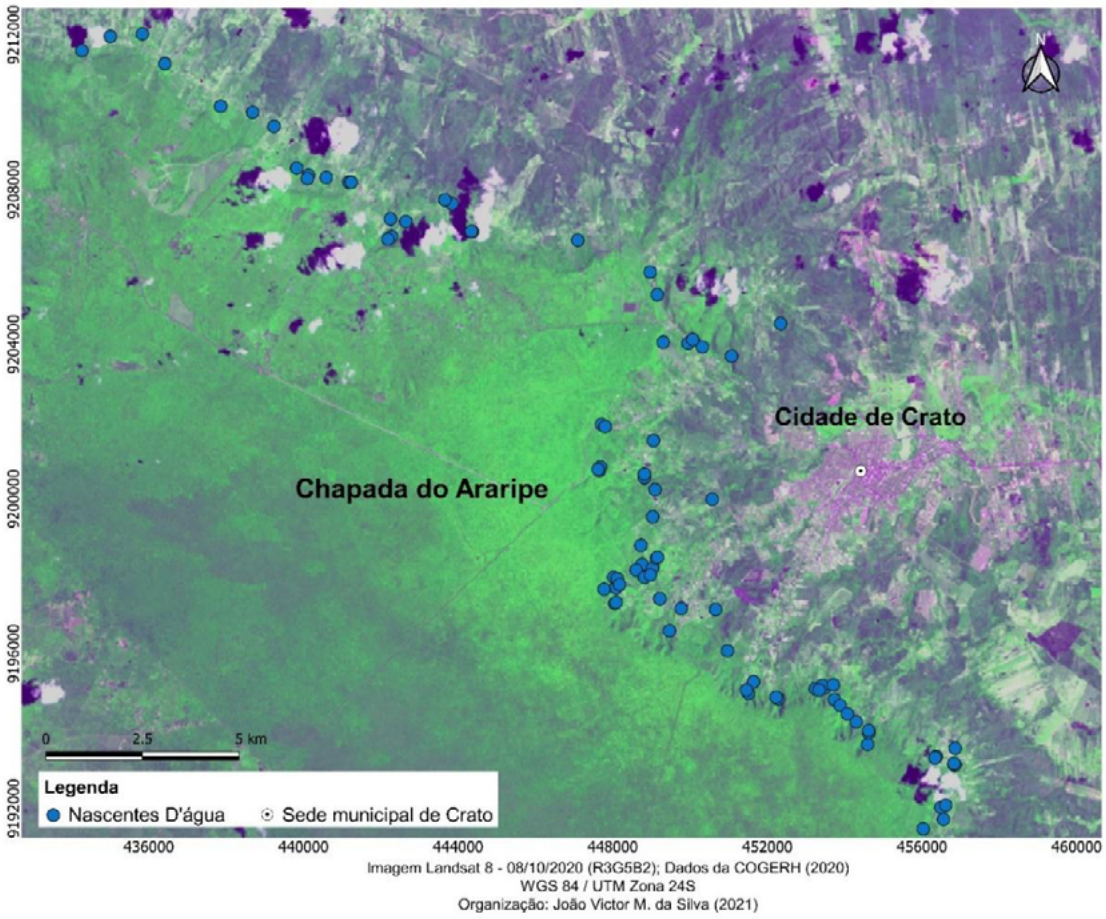


Figura 3: Localização das nascentes de Crato nas encostas da chapada do Araripe
Fonte: COGERH (2020). **Elaboração:** João Victor M. da Silva (2021).

Os anfiteatros são relevos típicos de montanhas, chapadões e planaltos, de estrutura semi circular ou oval, além de se caracterizar como pequenos vales que abrigam cabeceiras de drenagem (GUERRA; GUERRA, 2008). Este, por estar próximo da cidade de Crato, pode ser observado como um local onde situam-se as principais nascentes que dão origem às microbacias do município, a saber: rio Batateiras, rio Grangeiro e rio Saco Lobo. Além destas, muitos córregos e riachos compõem essa rede de drenagem. Para Lima, Cestaro e Araujo (2010), essa área é classificada como Encosta Oriental e ao norte do município há a Encosta Ocidental – Norte.

Além disso, outro ponto referente aos sistemas geomorfológicos é a presença da vegetação no Crato. Está, além de estar interligada ao contexto hidroclimático e a disponibilidade de água, segundo Lima (2015) está diretamente associada à interação do clima, da geomorfologia, da geologia local e regional, criando assim uma fisionomia vegetal heterogênea de plantas típicas de Cerrado, Cerradão, Carrasco, Mata Seca, Caatinga e, em sua maior parte, Mata úmida (LIMA, 2015) que corresponde em linhas gerais a um importante mosaico edafo-botânico num contexto de exceção semiárida (GUERRA, 2020), originando a Floresta Nacional do Araripe (FLONA), primeira floresta nacional do Brasil criada em 1946 (GOMES, 2019).

3. Considerações Finais

Embora seja evidente a gama de estudos sobre a geologia, a geomorfo-

logia e a correlação de ambas no surgimento dos aquíferos da região onde se insere o Crato, há ainda poucos estudos que correlacionem essas características as nascentes que brotam nas escarpas da chapada do Araripe, o que enfatiza ainda mais a importância e necessidade desses estudos.

É possível se observar que os apontamentos geológicos e geomorfológicos sobre as nascentes, no decorrer de sua caracterização direcionam para a identificação de outros fatores físicos naturais em Crato, o que confirma assim a sua relação sistêmica, assim como, a sua classificação como subsistemas dos sistemas hidrológicos e fluviais

A caracterização das nascentes, sobretudo destacando sua correlação com seus aspectos físicos regionais, surge como uma forma de subsidiar o detalhamento de informações sobre a geodiversidade e o patrimônio natural hídrico do município. Além disso, a identificação destes mananciais enfatiza também que, embora haja uma quantidade considerável de nascentes em Crato, a sua conservação deve se ampliar ainda mais, tanto pelo seu uso nas atividades sociais, como também pela sua importância na dinâmica sistêmica biótica e abiótica local e regional.

Além desses aspectos é importante considerar a caracterização feita a partir de dados vetoriais, até então, nunca realizada e que, embora contenha apenas uma breve contextualização das informações que podem ser observadas nas nascentes de Crato – CE, já se apresentam diante dos resultados obtidos nesta pesquisa, como uma forma metodológica que, realizada de forma detalhada pode subsidiar com dados da própria COGERH, propostas de zoneamento ambiental, assim como, propostas estratégicas de conservação e sustentabilidade no município.

Agradecimentos

Os autores agradecem à Fundação Cearense de Apoio ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico (FUNCAP) pela concessão da bolsa de mestrado e a Companhia de Gestão dos Recursos Hídricos (COGERH), Gerência da Bacia do Rio Salgado de Crato – Ceará.

Referências

ASSINE, M. L. **Bacia do Araripe**. Boletim de Geociências da Petrobrás (Rio de Janeiro/RJ), v. 15, n. 2, p. 371-389, 2007.

BASTOS, F. H. **Evidências morfológicas de condições paleoclimáticas úmidas no semiárido brasileiro**. Recife/Pernambuco: Revista de Geografia (Edição especial VII SINAGEO), v. 35, n. 4, p. 324 – 343, 2018.

BARROS, F. C. **Sobre a sistemática da Série do Araripe**. Revista Engenharia Minas Metal, v. 52, 218,1963.

BÉTARD, F.; PEULVAST, J. P.; MAGALHÃES, A. O.; CARVALHO NETA, M. L.; FREITAS, F. I. **Araripe Basin:** A major Geodiversity hotspot in Brazil. **Geoheritage,** DOI 10.1007/s12371-017-0232-5, 2017.

BRASIL, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE**). Catálogo de Imagens – Landsat 8**. 08.10.2020. Disponível em: http://www.inpe.br/. Acesso em: 24 jun. 2021.

BRASIL, República Federativa. **Lei nº 12.651 de 25 de maio de 2012**. Dispõe sobre a proteção da vegetação nativa. Institui o novo Código Florestal Brasileiro. Brasília/DF: Diário Oficial da União, 28 de maio de 2012.

BRASIL, Serviço Geológico do Brasil. **Mapa geológico e de recursos naturais do estado do Ceará**, 2020. Disponível em: http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/20418. Acesso em: 20 de set. 2021.

CAMACHO, C. R. **A influência da estruturação geológica sobre o fluxo das águas subterrâneas no Vale do Cariri – Bacia**

Sedimentar do Araripe - Ceará – Brasil. Fortaleza: Universidade Federal do Ceará (Dissertação de mestrado), 2016, p. 19 – 33.

CEARÁ, Companhia de Gestão dos Recursos Hídricos. **Planilha de informações gerais e específicas das fontes da Bacia do Araripe**, 2020.

CAVALCANTI, J. A. D.; CAVALCANTE, J. C. **Evolução Geológica**. In: BRANDÃO, R. L.; FREITAS, L. C. B. (Org.). Geodiversidade do estado do Ceará. Fortaleza: CPRM, 2014. 214 p. p. 20-34.

COELHO NETTO, A N. Hidrologia de encosta na interface com a Geomorfologia. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B**. Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos.** Rio de Janeiro: Bertrand. 14 Ed. 2018, p. 93 – 149.

FAMBRINI, G. L.; SILVESTRE, D. S.; BARRETO-JUNIRO, A. M.; SILVA-FILHO, W. F. **Estratigrafia da Bacia do Araripe:** estado da arte, revisão crítica e resultados novos. São Paulo: Revista do Instituto de Geociências – USP, 2020, p. 169 – 212.

FELIPPE, M. F. **Caracterização e tipologia de nascentes em unidades de conservação de Belo Horizonte - MG com base nas variáveis geológicas, hidrológicas e ambientais** (dissertação). Minas Gerais: Universidade Federal de Minas Gerais, 2009.

FELIPPE, M. F.; MAGALHÃES JR., A. **Conflitos conceituais sobre nascentes de cursos d'agua e propostas de especialistas.** Belo Horizonte: Geografias, v. 9, n. 1, 2013, p. 70 – 81.

GOMES, V. F. S. **Distribuição geográfica e análise da representatividade ambiental das unidades de conservação da natureza no Ceará**. 2019. 89 f. TCC -Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Ciências Ambientais) - Instituto de Ciências do Mar, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2019

GUERRA, M. D. F. **Veredas da chapada do Araripe:** contexto ecogeográfico de subespaços de exceção no Semiárido do estado do Ceará, Brasil (Tese de doutorado em Geografia) Universidade Estadual do Ceará, 2020, p. 46 – 101.

GUERRA, A. T.; GUERRA, J. A. T. **Novo dicionário Geológico-Geomorfológico**. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, 6ª Ed., 2008.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística /Cidades. **Estimativa População**. Rio de Janeiro. IBGE, 2020. Disponível em: <https://cidades.ibge.gov.br/>

Acesso em 28 jun. 2021.

LIMA, F. J. **Evolução geomorfológica e reconstrução paleoambiental do setor subúmido do Planalto Sedimentar do Araripe:** um estudo a partir dos depósitos coluviais localizados nos municípios de Crato e Barbalha – Ceará (Tese de doutorado em Geografia: Universidade Federal de Pernambuco, 2015, p. 17 – 45.

LIMA, F. J.; CESTARO, L. A.; ARAUJO, P. C. **Sistemas geoambientais do município de Crato/CE**. Fortaleza: Mercator, V. 9, n. 19, 2010, p. 129 – 142.

MEIRELES, A. J. A. As Unidades morfoestruturais do estado do Ceará. In: SILVA, J. B. *et al* (Org.). **Ceará: um novo olhar geográfico**. Fortaleza: Edições Demócrito Rocha, 2005. p. 141-168.

MENDONÇA, L. A. R.; FRISHKORN, H.; SANTIAGO, M. M. F.; FILHO, J. M. **Qualidade de água na chapada do Araripe e sua vulnerabilidade**. Fortaleza: *1st Joint World Congress on Groundwater*, 2000, p. 1-16.

OLIVEIRA, A. S. D.; SILVA, A. M.; MELLO, C. R. **Dinâmica da água em áreas de recarga de nascentes em dois ambientes na Região Alto Rio Grande, Minas Gerais**. Engenharia sanitária e ambiental (ONLINE), v. 25, p. 59-67, 2020.

PEREIRA, L. C. **Uso e conservação de nascentes em assentamentos rurais** (Dissertação de mestrado). Recife: Universidade Federal de Pernambuco – UFPE, p. 22-45, 2012.

PEULVAST, J-P.; BÉTARD, F. **A History of basin inversion, scarp retreat and shallow denudation: the Araripe basin as a**

keystone for understanding long-term landscape evolution in NE Brazil. Geomorphology, n. 233, p. 20-40, 2015.

PONTI, F. C.; APPI, C. J. **Proposta de revisão da coluna litoestratigráfica da Bacia do Araripe.** Congresso Brasileiro de Geologia (anais), Natal/RN. 1990.

SAMPAIO, J. R. **Proteção de nascentes**. Em S. d. Educação, os desafios da escola pública paranaense, na perspectiva do professor PDE: produções didáticas pedagógicas. (Vol. II). Londrina, Paraná, Brasil, 2016.

SILVA, L. M. **Oásis do sertão:** a paisagem do Cariri cearense (sec. XIX – XX) (Tese de doutorado). Florianópolis: Universidade Federal de Santa Catarina, p. 34 – 60, 2019.

SILVA, J. F. A Formação histórico-econômico-territorial do Cariri no contexto ocupacional do semiárido. In: SEEMANN, J. *et al* (Org.). **Geografias do Cariri Cearense**. Fortaleza: Expressão Gráfica, 2015.

SOUZA, M. J. N.; OLIVEIRA, V. P. V. N. Os enclaves úmidos e sub-úmidos do semi-árido do nordeste brasileiro. Fortaleza/CE: **Revista Mercator**, v. 5, n. 9, p. 85-102, 2006.

VALENTE, O. F.; GOMES, M. A. **Conservação de nascentes -** hidrologia e manejo de bacias hidrográficas de cabeceiras. Viçosa – MG: Aprenda Fácil, 2005.

ATRIBUTOS FÍSICOS E QUÍMICOS DAS COBERTURAS SUPERFICIAIS EM AMBIENTES DE VEREDAS: UMA REVISÃO

Raquel Araújo Alves
Universidade Federal de Minas Gerais
Av. Antônio Carlos 6627, Pampulha
CEP:31270-901 Belo Horizonte – MG
E-mail: raquel.ar@yahoo.com
Cristiane Valéria de Oliveira
Universidade Federal de Minas Gerais
Av. Antônio Carlos 6627, Pampulha
CEP:31270-901 Belo Horizonte – MG
E-mail: crisval_oliveira@yahoo.com.br

Resumo

No Brasil, as veredas ocorrem no bioma Cerrado e em alguns enclaves de savana na Amazônia. Os solos encontrados nesses ambientes ocorrem sob condições de hidromorfismo, no entanto, o padrões de comportamento desses solos ainda é pouco discutido. Para esta revisão foram selecionados 10 perfis de solos de veredas descritos e publicados em teses, dissertações e artigos. Os resultados evidenciaram a natureza arenosa do material para maioria dos horizontes. Estes solos são ácidos, com valor médio de pH em H2O de 4,64 com uma correlação positiva entre CTC e matéria orgânica que apresentou média de 121,21 gkg-1. Em relação à distrofia, os solos apresentam alta saturação por alumínio, influenciado pela pobreza de nutrientes do material de origem, estes afetados por processos intensos de lixiviação. A pobreza de nutrientes reflete também na vegetação que se apresenta adaptada às condições de saturação hídrica e à acidez desses ambientes.

Palavras-chave: Intemperismo, Hidromorfismo, Gleissolos.

1. Introdução

As veredas são comunidades hidrófilas formadas por dois estratos: um herbáceo-graminoso contínuo de espécies das famílias Cyperaceae, Eriocaulaceae e Poaceae, que ocupa a maior parte da área, e outro arbóreo-arbustivo de Melastomataceae, Rubiaceae e Arecaceae, com predominância de indivíduos da palmeira Mauritia flexuosa L. f., popularmente conhecida como buriti (RIBEIRO e WALTER, 2008), sendo que geralmente esse monodomínio é circundado por campos limpos com vegetação característica.

Os subsistemas de veredas são típicos de áreas savanizadas, que ocorrem em diferentes níveis altimétricos, com estações climáticas bem definidas. No Brasil, elas estão associadas ao bioma Cerrado, este por sua vez, é um bioma bastante antigo cuja origem remonta ao Cretáceo (COLE, 1960).

As regiões brasileiras que destacam a ocorrência das veredas são: o Triângulo Mineiro e as regiões norte e nordeste do estado de Minas Gerais, o Centro-leste de Roraima, os cerrados do Brasil Central e os enclaves de savana no estado do Amapá. Sua distribuição regional se dá em relevos planos ou abaciados e devido à posição que ocupam na vertente encontram-se frequentemente com níveis de saturação hídrica, consequentemente seus solos são fortemente influenciados por processos de hidromorfismo (CAMPOS, 1999).

A presença do sistema de veredas na paisagem contribui para o equilíbrio geoecológico, pela capacidade de conservação do carbono no solo, por abrigar nascentes, as quais garantem a perenidade de cursos d'água durante o período seco do ano, além de desempenhar o papel de corredor ecológico que fornece água, alimento e abrigo para fauna e flora (BOAVENTURA, 1978; CARVALHO, 1991; LIMA e QUEIROZ NETO, 1996; NEVES et al, 2015; PEREIRA e FIGUEIREDO, 2018; DUARTE, 2018).

Diante da importância atribuída às veredas, nos últimos anos, tem crescido o número de estudos sistemáticos envolvendo esses ambientes. Apesar desses trabalhos terem contribuído para o avanço do conhecimento dos solos, da topografia e evolução da paisagem de veredas, comparativamente os dados sobre seus padrões pedológicos são incipientes, tendo em vista as pesquisas se concentrarem apenas em algumas regiões.

Alguns paramentos físicos e químicos são essenciais para interpretar a evolução dessas geocoberturas. Do ponto de vista químico, Perez Filho, et.al (1980) inferem que os valores de V%, a relação silte/argila e a capacidade de troca catiônica de argilas (CTC) decaem de acordo com a profundidade das camadas, à medida que aumenta a idade da cobertura superficial, o que sugere que quanto mais jovem o ambiente mais anisotrópico é, e o retrabalhamento de seus materiais depende de condições que são próprias de cada ambiente. Vale ressaltar que para interpretações mais efetivas é necessário a aplicação de métodos e técnicas complementares.

Considerando esses parâmetros e o crescente interesse em compreender a dinâmica das coberturas superficiais nos ambientes de veredas, esta revisão objetivou comparar dados de perfis de solos de veredas, coletados em distintas regiões do Brasil, como forma de analisar as similaridades nas propriedades físicas e químicas entre elas, num esforço de compreender os principais processos pedológicos atuantes nessas geocoberturas.

2. Materiais e Métodos

Na metanálise foram selecionados 10 perfis de solos de veredas, descritos em teses, dissertações e artigos publicados em periódicos. Os perfis selecionados estão localizados na Bahia, Distrito Federal, Minas Gerais, Mato Grosso do Sul, Roraima e Tocantins (Figura 1).

Para comparação e análise dos solos das veredas, as informações extraídas do conjunto amostral foram relacionadas à seção de controle do perfil (horizontes B, H ou C), onde foram individualizados horizontes com profundidades que variaram de 0 a 140+cm conforme a limitação imposta pelo nível do lençol freático durante a coleta do material em campo. Os resultados foram submetidos a tratamento estatístico na plataforma do Excel 2010 e representados na forma de tabelas.

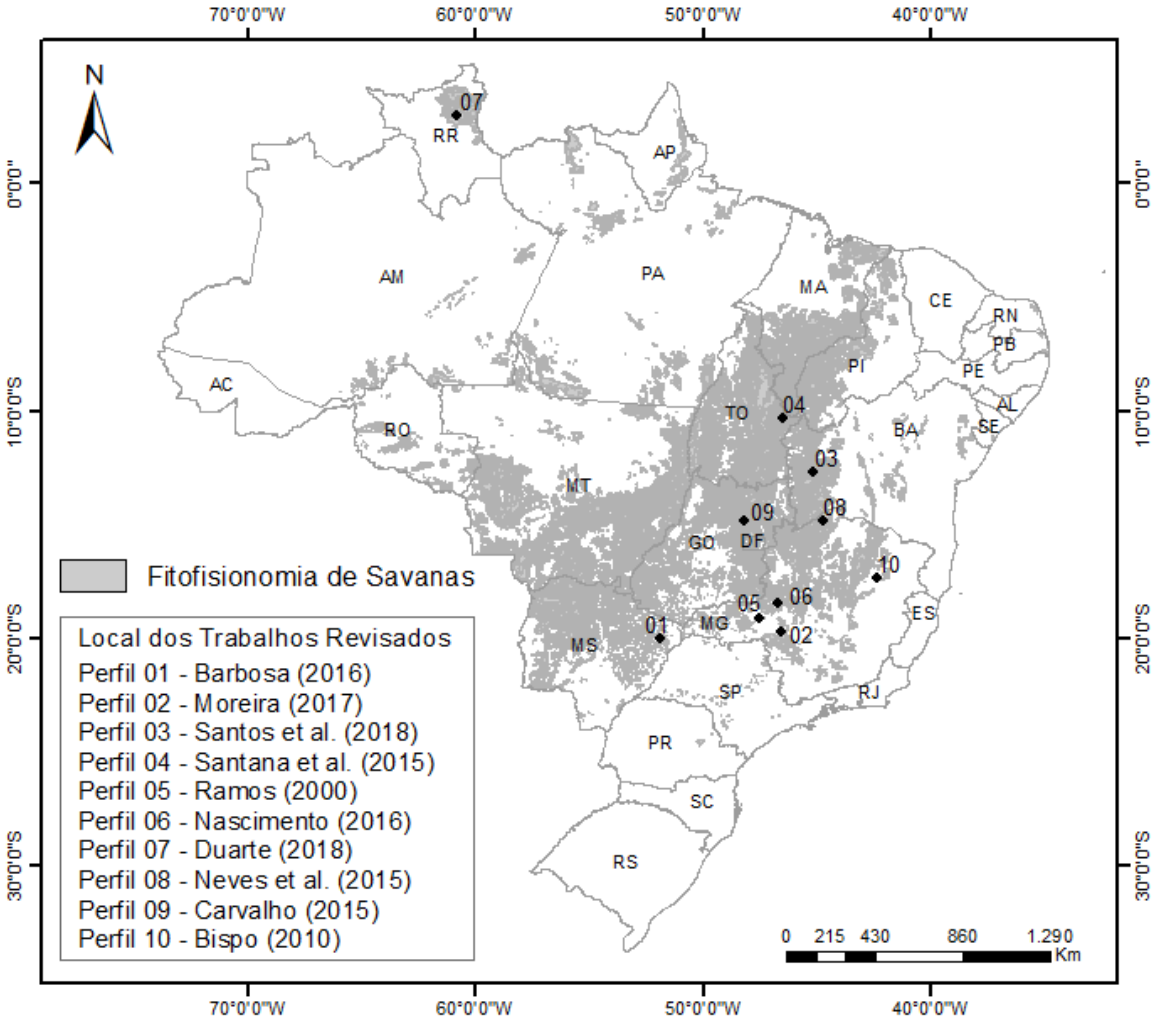


Figura 1: Localização dos perfis de solos selecionados para o estudo.
Fonte: os autores (2021)

3. Resultados e Discussões

3.1 Atributos físicos e químicos em horizontes de solos de veredas no Brasil

Os atributos dos solos das veredas são fortemente influenciados pelas condições de má drenagem ocasionadas pela presença do lençol freático próximo à superfície. Nestas condições, há uma tendência para a formação de solos com características típicas de processos de oxirredução. Geralmente apresentam um

horizonte superficial bem escuro e rico em matéria orgânica sobre uma camada subsuperficial acinzentada, com possível presença de mosqueados, denominada de horizonte glei (g). Conforme o SiBCS (Sistema Brasileiro de Classificação de Solos) (EMBRAPA, 2018), a presença do horizonte glei dentro dos primeiros 50 cm subjacentes ao horizonte superficial orgânico (de espessura menor que 40 cm) ou mineral configura os Gleissolos, que são os solos mais comuns encontrados no ambiente de veredas.

Além dos Gleissolos, a cobertura pedológica nas veredas é representada por solos denominados, segundo o SiBCS, como Espodossolos, Neossolos Quartzarênicos ou Flúvicos, Organossolos e Plintossolos. Sua variação taxinômica é influenciada pelos ciclos sazonais em gradientes, associados à diferentes níveis de hidromorfismo, a exemplo, em áreas onde os solos com natureza argilosa, rico em ferro, sofrem constantes oscilações do lençol freático favorecem a formação de plintita, com consequente gênese dos Plintossolos. Por outro lado, nas áreas com sedimentos aluviais com horizonte A assente sobre camada ou horizonte C e que apresentam ausência de gleização expressiva dentro de 50 cm da superfície do solo favorecem a formação dos Neossolos Flúvicos (EMBRAPA, 2018).

Os resultados dos trabalhos revisados apontam para um certo controle litológico na formação das classes de solos das veredas, onde a mineralogia é herdada do material de origem, que em sua maioria se caracteriza por rochas siliciclásticas (Tabela 1). A partir da determinação da composição química e mineralógica de solos de veredas em Roraima, Meneses e Costa (2012) concluíram que esses solos são ricos em SiO2 e constituídos essencialmente por quartzo e caulinita, o que confirma natureza arenítica dos solos das veredas.

TABELA 1
Principais aspectos geomorfológicos dos perfis revisados

Perfil	Localização	Altitude (m)	Material de Origem	Declividade
01	Aparecida do Taboado – MS	350	Arenito+ basalto	3%
02	Chapada Uberlândia-Uberaba – MG	950	Arenito	3%
03	Chapadão do Urucuia – BA	650	Arenito + argilitos	3%
04	Parque Estadual Jalapão – TO	400	Arenito+ pelito	5%
05	Uberlândia – MG	945	Arenito	0%
06	Uberlândia-MG	845	Arenito	3%
07	Boa Vista-RR	80	Arenito	2%
08	Parque Estadual Veredas do Peruaçu-MG	658	Arenito	3%
09	Reserva Ecológica IBGE-DF	1030	Metarritimito Arenoso	2%
10	Minas Novas-MG	800	Depósitos aluvionares	5%

Fonte: os autores (2021)

As variações estacionais repercutem, sobretudo, na umidade desses solos, posto que o contato com a água em períodos longos é capaz de alterar o estado de valência do Fe3 que é reduzido a Fe2 consequentemente, passa a ser solúvel. A principal característica desse processo é a coloração cada vez mais próxima do

cinza, dominante no solo, indicativa de ambiente redutor. Neste sentido, a coloração dos solos das veredas variou de 10YR a 2,5Y que estão relacionadas ao predomínio de regime hídrico áquico que reflete a saturação total de seus poros por água, durante a maior parte do ano (CENTURION e ANDRIOLI, 2000; BISPO, 2010).

Outra característica observada é a perda acentuada de argila nas camadas mais profundas (Tabela 2), o que, para Roselen e Herpin (2008), pode ocorrer por transporte na forma particulada ou por hidrólise, conforme aumenta o hidromorfismo do solo.

Os resultados da composição granulométrica dos perfis estudados mostram uma tendência de predomínio da fração arenosa, sendo o conteúdo de areia na maioria dos horizontes superiores a 60%. O predomínio de argila em detrimento da areia e silte ocorreu em Perfil 5 e Perfil 10 indicando aumento no conteúdo da fração argilosa em sequências onde a profundidade do horizonte diagnóstico é maior (Tabela 2). A relação S/A demostrou valores abaixo de 0,7 nos perfis, esse é um preditor do estágio de intemperismo desses solos (EMBRAPA, 2018).

TABELA: 2
Síntese dos atributos físicos dos solos de Veredas

Perfil	Hz	Prof (cm)	Cor	Composição Granulométrica			
				Areia	Silte	Argila	S/A
				g kg^{-1}			
P1	Cg	24-40	Gley 1 5/N	674	75	252	0,29
P2	Cg	40-60	-	550	190	260	0,73
P3	Cg	20-26	10 YR 4/1	653	5	342	0,01
P4	Cg	0-10	-	795	110	95	0,60
P5	H	20-40+	2,5Y 2/0	20	270	710	0,38
P6	Cg	20-40	5YR 2,5/1	511	266	223	1,19
P7	H	10-20+	-	-	-	-	-
P8	C3	72-80+	10 YR 4/1	870	30	10	0,30
P9	Cg_3	80-100	Gley 2 5/10	480	350	170	2,05
P10	Bt_{g2}	77-140+	Gley 2 6/5PB	380	110	510	0,22

Legenda: Hz= Horizonte; S= Silte; A= Argila.

No perfil 5 (Tabela 2) o acúmulo de matéria orgânica no horizonte, pode ser relacionado às temperaturas amenas associadas ao clima Cwa da região onde o perfil está localizado. Em contrapartida no perfil 7, o relevo plano e a proximidade com o nível de base local, onde a água tem maior dificuldade para escoar atuam no acúmulo de MOS no horizonte, desencadeado principalmente por condições de saturação de água. Nesses perfis, prevaleceu a formação do horizonte hístico (H) cuja formação está associada às condições de pior aeração do solo, o que torna mais lenta a decomposição biológica dos resíduos orgânicos e resulta consequentemente, na formação de um horizonte orgânico mais espesso.

Os teores de Mg e Ca são considerados baixos em todos os perfis analisados (Tabela 3). A concentração de P também se apresentou baixa como no Perfil 4, cuja concentração foi elevada nos primeiros 10 cm. No Perfil 5, o K apresentou-se como o principal contribuinte na soma de bases trocáveis (SB).

A saturação por base (V%) constitui a riqueza do solo em bases trocáveis e está estreitamente relacionada com o pH, sendo um referencial técnico para distinção de solos de alta e baixa fertilidade (Reatto et al., 1998). De modo geral, nas veredas estudadas observa-se baixo V%, a exceção do Perfil 5 (horizonte H) e o Perfil 10 (horizonte Btg2). Os baixos valores de V%, na maioria dos perfis, revelam o oligotrofismo típico dos ambientes de veredas, onde geralmente, a vegetação apresenta-se com porte reduzido em razão da pobreza de nutrientes.

Em relação aos níveis de alumínio, os solos tiveram de baixa a média concentração, a exceção do Perfil 9 que apresentou níveis elevados de 9,8 cmolc dm-3. Nesse perfil, Carvalho (2015) associou a concentração desse elemento à presença de estratos herbáceos-subarbustivo considerados acumuladores de Al, dentre eles, representantes das famílias: Rubiaceae, Cyperaceae e Asteraceae que comumente estão presentes nas veredas.

A alta a muito alta saturação por alumínio, com amplitude de valores entre 17,4 a 96,2% é um fator marcante nas sequências, que traduz a condição de baixa fertilidade natural nessas áreas, influenciada principalmente pelo material de origem arenítico e a mineralogia essencialmente quartzosa desses solos.

Os maiores valores de (m), estão no P9, cujo percentual ocorre em profundidade acima dos 80 cm (Tabela 3). A toxidade do Al é um fator que implica na redução da disponibilidade de absorção de P e na inibição competitiva da absorção de cátions como Ca, Mg, K e micronutrientes pelas plantas Goodland (1971).

Os resultados para capacidade de troca catiônica (CTC) mostram tendências similares aos teores altos a muito altos de matéria orgânica no solo (MOS) com valores altos apesar de alguns horizontes tratar-se de camadas de subsuperfície. A CTC altamente dependente da MOS pode ser observada no Perfil 8 (Tabela 3), cujos valores apresentam também correlação significativa com baixo teor de argila do horizonte, evidenciando que em ambientes úmidos, quando o teor de carbono for muito baixo, a capacidade de retenção de cátions também é desfavorecida, corroborando com estudos de Campos (2012).

O pH (H2O) é comumente mais ácido apresentando pouca variabilidade dos valores nas diferentes profundidades, observou-se similaridade também com os valores de pH em KCl. A diferença entre o pH em KCl e o pH em água (ΔpH) com valor médio de -0,7, indica carga líquida negativa, ou seja, são solos que possuem a capacidade de reter cátions na superfície coloidal prontamente disponível à assimilação pelas plantas, no entanto, em solos muito arenosos como os citados nessa revisão, esses valores devem ser observados de forma cuidadosa. Os valores se aproximam dos encontrados por Nascimento et al. (2015), em veredas do entorno de Uberlândia-MG. No Parque Estadual Veredas do Peruaçu, a oeste de Minas Gerais, resultados semelhantes foram verificados por Neves et al. (2015). Nessa área a cobertura pedológica apresentou-se ácida e distrófica, tanto lateralmente quanto verticalmente. Sequências com horizontes similares também foram estudadas em outros países como na Índia e os resultados foram considerados por Majji, et al. (2012) como consistentes a solos fortemente intemperizados e pobres em nutrientes típicos das regiões tropicais

TABELA: 3
Síntese dos atributos químicos dos solos de Veredas

	Prof	P	K	Ca	Mg	Al	H+AL	MO	pH			S	t	V	m	COT
	(cm)	------mg dm-3 ------- ------- cmolc dm-3---------- gkg-1							H2O	KCl	Δph	cmolc dm-3		%		g Kg-1
P1	24-40	3	0,2	2,0	1,0	1,9	80,0	19	3,7	4,8	1,1	0,2	2,1	4,0	86,0	14,6
P2	40-60	-	0,01	0,1	0,1	1	4,7	20	4,4	4,0	0	0,21	1,21	4,3	-	-
P3	20-26	-	-	-	-	-	-	11	4,5	3,9	-0,5	-	-	-	-	-
P4	0-10	4,3	0,1	0,1	0,3	1,77	12,98	113	5,2	-	-	0,64	2,41	4,9	72,85	195,0
P5	20-40+	4	22	0,7	0,2	0,4	4	434	4,6	4,3	-0,3	1	1,4	19,3	29,5	-
P6	20-40	6,1	0,2	0,4	0,2	1,5	15,5	206,5	4,1	4,2	-0,1	0,7	2,2	4,6	67,8	119,8
P7	10-20+	1,76	0,06	0,15	0,1	1,45	26,92	139,7	4,6	4,7	-0,7	0,39	1,84	1,0	63,0	158,1
P8	72-80	3,1	1,0	0,08	0,03	0,29	5,2	0,38	5,2	-	-	0,11	0,04	2,1	72,5	7,2
P9	80-100	1,8	0,07	0,2	0,2	9,8	10,5	267	4,7	-	-	0,39	10,19	4,0	96,2	155
P10	77-140+	1,5	0,01	0,9	0,4	3,3	4,6	2,0	4,8	3,7	-1,1	1,7	5,0	22	72,0	-

Legenda: Prof=Profundidade; P=fósforo; K=potássio; Ca=cálcio; Mg=magnésio; Al=alumínio; H+Al=acidez potencial; MO=matéria orgânica; pH=pH; S=soma de bases; t=CTC efetiva; V=saturação por bases; m=saturação de alumínio; COT=carbono orgânico total.

Os resultados dos atributos físico-químicos permitem predizer que os padrões das coberturas pedológicas analisadas são típicos do ambiente de veredas, que em grande parte, são ditados pelo material de origem e o gradiente climático, que atuam conjuntamente com os demais fatores de formação. Nesses ambientes, se destacam a influência marcante do regime hidrológico, expressa nas classes e propriedades dos solos, estes geralmente associados a saturação por água, condicionada principalmente pela topografia e pelo nível do lençol freático.

Outro aspecto comum, diz respeito à ocorrência dos solos hidromórficos nos quais o principal horizonte encontrado é o glei, sob um horizonte A ou hístico (H), sendo que este último tende a se formar em áreas com mais acúmulo de água. Os solos são compostos em sua maioria por fração areia, geralmente distróficos com acidez moderada e alto grau de saturação por alumínio. Esses resultados já eram esperados, pois a natureza do material nas áreas estudadas é de rochas areníticas cuja composição está associada a mineral siliciclástico.

Salienta-se que são necessários estudos posteriores com maior grau de aprofundamento, visto que algumas questões sobre os mecanismos dos processos no ambiente de veredas e o papel da pedogênese no suporte dessas feições, poderão subsidiar um comparativo sobre as inter-relações e adaptações dessas geocoberturas em resposta a atuação do intemperismo nas regiões intertropicais.

Agradecimentos

Os autores agradecem a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Capes) pelo apoio financeiro.

Referências

BARBOSA, G. S. **Uso de atributos do solo na identificação de limites para preservação de Veredas no Mato Grosso do Sul**. Dissertação (Mestrado em Agronomia), Universidade Estadual Paulis, Ilha Solteira-SP, 2016.

BISPO, F. H. A. **Gênese e classificação de Solos em Topossequência de Veredas das Chapadas do Alto Vale do Jequitinhonha – MG**. Dissertação (Mestrado em Ciências Agrárias), Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, Diamantina- MG, 2010.

BOAVENTURA, R. S. **Contribuição aos estudos sobre a evolução das veredas. In: 2º Plano de Desenvolvimento Integrado no Noroeste Mineiro**. CETEC, Informe Técnico, v. 1, n. 1, Belo Horizonte, 1978.

CAMPOS, C. E. B. **Indicadores de campo para solos hidromórficos do planalto de Viçosa**. Viçosa-MG: UFV, 1999. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) - Universidade Federal de Viçosa. 1999.

CARVALHO, A. C. A. **Análise ambiental de um subsistema de vereda em Unidades de Conservação:** Reserva Ecológica do IBGE - RECOR e Estação Ecológica de Águas Emendadas - ESECAE/DF. Dissertação (Mestrado em Geografia) Universidade de Brasília, 2015.

CARVALHO, P.G.S. **As veredas e sua importância no domínio dos cerrados**. Informe Agropecuário, Belo Horizonte, v.15n.168, p. 54- 56,1991.

CENTURION, J.F.; ANDRIOLI, I. **Regime hídrico de alguns solos de Jaboticabal**. Revista Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa - MG, v.24, n.4, p.701-709, 2000.

COLE, M. M. **Cerrado, Caatinga and Pantanal**: the distribution and origin of the Savanna vegetation of Brazil. The Geographical Journal, London, v. 126, n. 168-179, 1960

COUTO, E.G.; KLAMT, E.; STEIN, A. **Estimativa do teor de argila e do potássio trocável em solos esparsamente amostrados no sul do estado de Mato Grosso**. R. Bras. Ci. Solo, v.24, p.29-140, 2000.

DUARTE, E. **Caracterização química e da matéria Orgânica de solos em ambiente de veredas e lagos nas savanas do norte amazônico**. Tese (Doutorado em Biodiversidade e Conservação) Programa BIONORTE/Universidade Federal de Roraima-UFRR, 2018.

EMBRAPA. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 2 ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2018.

GOODLAND, R. **Oligotrofismo e alumínio no Cerrado**. In: III Simpósio sobre o Cerrado. São Paulo: USP, p.44-60.

LIMA, S. C; QUEIROZ NETO, J. P. **As veredas e a evolução do relevo**. Sociedade e Natureza, Uberlândia, v.8,n.15, p.481-488, jan-dez. 1996.

MAJJI, A.K.; REDDY, G.P.O.; SARKAR, D. **Acid Soils of India:** Their Extent and Spatial Variability. National Bureau of Soil Survey and Land Use Planning (NBSS and LUP), Nagpur, 2012.

MELO, D. R de. **As veredas nos planaltos do Noroeste Mineiro; caracterizações pedológicas e os aspectos morfológicos e evolutivos**. Dissertação (Mestrado em Geografia) Universidade Estadual Paulista-UNESP, Rio Claro, 218p. 1992.

MENESES, M. E. N.S.; COSTA, M. L. **Caracterização mineralógica e química dos regolitos de uma área de transição savana-floresta em Roraima**: uma análise da evolução da paisagem. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 42, dez. 2012

MOREIRA, V. B., **Geocronologia em ambientes de veredas e campos de murundus na chapada Uberlândia-Uberaba**: subsídios à evolução da paisagem. Dissertação (Mestrado em Geografia) Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP, Campinas, 2017.

NASCIMENTO, D. C. **Elementos-traço em solos de veredas do Triângulo Mineiro, região de Uberlândia, MG**. Dissertação

(Mestrado em Meio Ambiente e Qualidade Ambiental) Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia, 90p. 2016.

NASCIMENTO, D. C; BERBERT, C. P; RIBEIRO, B. T. **Variação do pH do solo em seis segmentos de veredas, região de Uberlândia, MG**. *Anais*... XXXV Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, Natal-RN, 2015.

NEVES, W. V; MENEZES, E. P.; OLIVEIRA, F. S.; AUGUSTIN, C. H. R. R.; ARANHA, P. R. A. **Estudos das coberturas superficiais na interface Cerrado-vereda no norte de Minas Gerais**. Revista Brasileira de Geomorfologia, 16(3):351-367, 2015.

PEREIRA, T.T.C; FIGUEIREDO, L. P. S. **Veredas do Triângulo Mineiro:** estudos de Solos e Significância Sócioambiental. Revista Geografia Academica, v.12 n.2, 2018.

PEREZ FILHO, A.; DONZELLI, J.L; LEPSCH, I.F. **Relação Solos Geomorfologia em Várzea do Rio Moji-Guaçu (SP)**. Revista Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa. 4: 181-187, 1980.

RAMOS, M. V. V. **Veredas do Triângulo Mineiro: solos, água e uso**. Dissertação (Mestrado em Agronomia), Universidade Federal de Lavras, Lavras- MG, 127p. 2000

REATTO, A.; CORREIA, J.R.; SPERA, S.T. **Solos do bioma Cerrado:** aspectos pedológicos. In: SANO, S.M.; ALMEIDA, S.P. (Ed.). Cerrado: ambiente e flora. Planaltina: EMBRAPA-CPAC, 1998. p.47-86.

RIBEIRO, J. F; WALTER, B. M. T. **As principais fitofisionomias do Bioma Cerrado**. In.: SANO, S. M; ALMEIDA, S. P; RIBEIRO, J. F. Ecologia e flora. Brasília: EMBRAPA, 2008. v. 1, p. 152-212.

ROSOLEN, V.; HERPIN, U. 2008. **Expansão dos solos hidromórficos e mudanças na paisagem**: um estudo de caso na região Sudeste da Amazônia Brasileira. Acta Amazonica, 38: 483-490.

SANTANA, H. M. P.; SANO, E. E.; OLIVEIRA JÚNIOR, M. P.; LACERDA, M. P. C.; MALAQUIAS, J. V.; **Relação entre atributos Físicos e Químicos dos solos e a Produtividade de capim dourado na Região do Jalapão, TO**. Revista Brasileira de Ciências do Solo. v. 39, 2015.

SANTOS, B.G.; OLIVEIRA, C. H. P.; CRUZ, D. S.; PINTO JÚNIOR, L. L.; SILVA, T. S. **Gleissolo em ambiente de Vereda no Chapadão do Urucuia, Oeste da Bahia**. Revista Geographia Meridionalis, v.04 n.01, p. 44-56, 2018.

AVALIAÇÃO DO CONDICIONANTE LITOLÓGICO NA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DE RAVINAS E VOÇOROCAS NA BACIA DE DRENAGEM DO CÓRREGO DA CARQUEJA (ITALVA, CAMBUCÍ E SÃO FIDÉLIS – RJ)

Rafael Strozi
Universidade Estadual de Campinas - UNICAMP
R. Nicolau Carneiro Leão, 455. Vila Cerqueira. Américo Brasiliense - SP; 14820-472
E-mail: rafaelstrozi@id.uff.br
Thiago Pinto da Silva
Departamento de Geografia de Campos. Universidade Federal Fluminense
Rua José do Patrocínio, 71, Centro, Campos dos Goytacazes, RJ. CEP: 28010-385
E-mail: thiagopintosilva@id.uff.br

Resumo

A estrutura litológica é um dos fatores que pode atuar no surgimento de incisões erosivas, assim como a erosividade da chuva, a erodibilidade e usos do solo do solo, a cobertura vegetal e a declividade da vertente, que agem na remoção e transporte e deposição de sedimentos. Assim, este trabalho busca caracterizar espacialmente a incidência de incisões de erosão hídrica linear em uma bacia de drenagem, e; avaliar o condicionante litológico na evolução do processo erosivo da área. A bacia Hidrográfica do córrego da Carqueja localiza-se no norte e noroeste fluminense (Italva, Cambuci e São Fidélis – RJ). A metodologia consiste na delimitação da bacia de drenagem e mapeamento de incisões erosivas a partir de imagens do *Google Earth* pro devidamente processadas e georreferenciadas em *software* de Sistema de Informação Geográfica QGis e posterior confronto com a carta litológica. Observou-se grande quantidade de incisões na área da bacia, formada por rochas gnáissicas sob Argissolos, reforçando a intensa atividade erosivo na região. A conjugação do mapeamento erosivo e litológico mostra presença acentuada de feições no setor Complexo Rio Negro, onde predomina Argissolos Vermelho e Vermelho-amarelo distróficos associados com relevo de Morros, onde 83.6% das incisões são voçorocas ativas, mostrando-se ser mais suscetível à erosão que outros setores.

Palavras-chave: Erosão linear acelerada. Condicionante litológico. Bacia de drenagem. Regiões Norte e Noroeste Fluminense.

1. Introdução

O processo erosivo nos solos caracteriza-se pela remoção e transporte de partículas e sedimentos para jusante (LAL, 2001; MORGAN, 2005; FAO, 2019), e sua evolução depende da ação da água da chuva nos fluxos superficiais e subsuperficiais, podendo em alguns casos gerar incisões lineares como ravinas e voçorocas, tema deste trabalho. Além da erosividade da chuva, outros fatores determinam as taxas erosivas e a evolução de ravinas e voçorocas, como: as propriedades físicas e químicas do solo, vegetação, declividade da vertente e uso do solo (GUERRA, 2009; SALOMÃO, 2010).

Estes mecanismos são, portanto, responsáveis por atuarem no trabalho erosivo e na evolução de incisões lineares como ravinas e voçorocas em diferentes escalas, temporais e espaciais (COELHO NETO, 2009). Segundo Mafra (2010), ravinas e voçorocas são incisões que tornam parte das encostas inoperantes à produção bovina ou de qualquer cultura agrícola, e o quadro é dificilmente revertido. Além disso, a situação deve ser vista como preocupante já que outros componentes do sistema são alterados devido às transformações, como mudanças no regime hídrico e interrupções nos fluxos de rios por exemplo, podendo resultar em falta de água, recurso extremamente importante para agricultura e pecuária, sendo o produtor rural da região da bacia de drenagem do córrego da Carqueja o maior prejudicado.

A erosão nos solos tem provocado um intenso quadro de degradação físico-química e na perda de fertilidade das terras (MAFRA, 2010), especialmente em áreas de uso intensivo e mal planejado de culturas e práticas pecuárias. Para o cultivo ou produção de gado de corte ou leiteiro, o produtor retira parte ou por completo a vegetação ainda existente sobre o solo para arar a terra ou torná-la uma área de pastagem, levando a um cenário de mudanças bruscas que obrigam o sistema da bacia a reequilibrar-se (OLIVEIRA, 2010). Entretanto, segundo Mafra (2010), a readaptação às novas condições pode implicar no acarretamento de uma maior vulnerabilidade à erosão, já que a energia da água da chuva atinge o solo diretamente (MORGAN, 2005). Segundo Guerra e Botelho(1998), o processo acelera quando mais terras são desmatadas para a produção agrícola, deixando os solos desprotegidos de cobertura vegetal e, consequentemente, as chuvas incidem diretamente sobre a superfície do solo.

Desta forma, tendo como hipótese que a composição litológica é um importante condicionante para a geração dos processos erosivos na bacia (COELHO NETO, 2009), a caracterização de ravinas e voçorocas localizadas na área e como elas estão espacialmente distribuídas são dispositivos que contribuem para planejamentos futuros que deem maior destaque ao problema da erosão dos solos, além de demonstrar a intensidade do trabalho erosivo. Para tal, foram utilizadas imagens com alta resolução disponíveis no *Google Earth* pro para a região com resolução espacial de até 1 metro, sendo possível identificar a existência de diversas incisões erosivas lineares, além do trabalho de campo que corrobora com o imageamento.

A partir disso, surgem as demandas deste trabalho: qual é a incidência de feições erosivas na bacia de drenagem do córrego da Carqueja (Italva, Cambucí, São Fidélis - RJ), e; se o condicionante litológico exerce algum tipo de influência no surgimento e evolução de ravinas e voçorocas. Para alcançar tais objetivos o trabalho propõe ainda: i) a classificação das feições erosivas em ravinas e voçorocas conectadas ou desconectadas da rede de drenagem (OLIVEIRA, 2010), levando em consideração sua posição na encosta; ii) seu estágio de evolução, ou seja, se ativas ou estabilizadas; iii) a contabilização das feições, e; iv) a indicação de suscetibilidade de cada tipo erosivo.

Por fim, o estudo na região onde a bacia está localizada apresenta fundamental relevância devido aos sérios impactos socioambientais ocasionados naturalmente e/ou pela ação humana na superfície terrestre, especialmente pela estrutura litológica e pelas atividades agropecuárias que resultam em quadros avançados de erosão que dificilmente são revertidos (LAL, 2001; FAO, 2019).

2. Área de estudo

A escolha da área para a caracterização e distribuição de ravinas e voçorocas compreende as regiões Norte e Noroeste fluminense, historicamente utilizada de maneira intensiva na produção pecuária e depois de cana-de-açúcar (SILVA, 2019) e, atualmente, é utilizada predominantemente por pecuária (CEPERJ, 2019). Com o crescimento da produção do setor do petróleo na região de Campos dos Goytacazes-RJ e Macaé-RJ, abandonou a cultura da cana-de-açúcar, embora ainda seja cultivada em poucas áreas, principalmente na região norte fluminense. Na região noroeste fluminense houve um forte impulso migratório em direção a estes dois polos, muito em função da falta de emprego e renda, tornando a região ainda mais carente. Economicamente, a região do noroeste fluminense destaca-se no setor agropecuário (CEPERJ, 2019).

Essas atividades pressupõem o uso intensivo dos recursos naturais para o desenvolvimento das culturas em um ambiente caracterizado por morros e encostas, sobre uma litologia marcada por rochas metamórficas gnáissicas (CPRM, 2001), tornando então a área ainda mais suscetível à erosão. A utilização dos recursos disponíveis na bacia de drenagem de forma não planejada pode ocasionar desequilíbrios no funcionamento do sistema, além de afetar de diversos modos as populações que dependem da produção agrícola e pecuária na região, somado às perdas de espaço produtivo na propriedade do pequeno produtor que habita a região (LAL, 2001). Como resultado da intensa degradação ambiental em conjunto com os condicionantes naturais do sistema, como a litologia, a camada superficial do solo fica desprotegida do contato direto com a água da chuva, gerando fluxos superficiais e subsuperficiais, evoluindo para incisões como ravinas e voçorocas (MORGAN, 2005; COELHO NETTO, 2009; GUERRA, 2010; OLIVEIRA, 2010).

A bacia de drenagem do córrego da Carqueja compreende uma área total de 147 km^2 e localiza-se no sudeste brasileiro, dentro dos limites municipais de Italva, Cambuci e São Fidélis, assim como mostra a Figura 1.

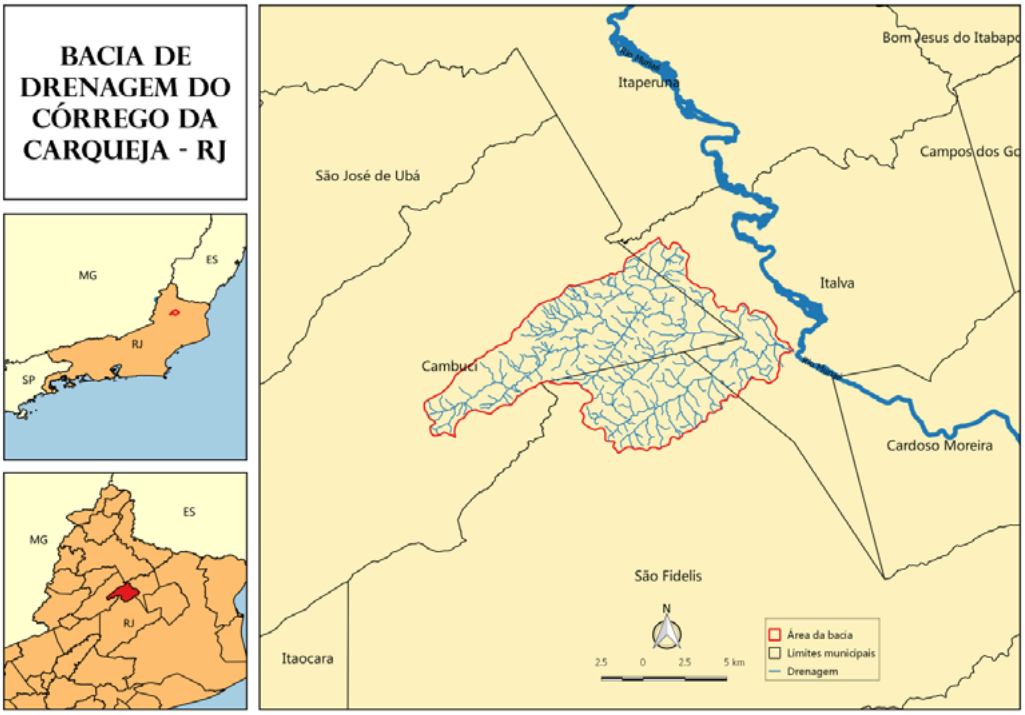


FIGURA 1: Localização da Bacia de drenagem do córrego da Carqueja - RJ.
Fonte: Arquivo dos Autores

A região que compreende a área de estudo localiza-se na extensão do baixo curso da bacia de drenagem do rio Muriaé, região norte/noroeste fluminense. A drenagem flui em direção à margem esquerda do Rio Paraíba do Sul, à montante da cidade de Campos dos Goytacazes - RJ, e é seu importante tributário. Segundo Amorim *et al.,* (2017), a área de escoamento do baixo curso do rio Muriaé corresponde a aproximadamente 1.500 km² (520,28 km² na região noroeste fluminense, e; 979 km² na região norte fluminense).

As sub-bacias do baixo curso do rio Muriaé estão localizadas à noroeste fluminense nos limites dos municípios de Cambuci, Italva e uma porção do município de Itaperuna; na região norte fluminense nos municípios de Cardoso Moreira, uma porção de Campos dos Goytacazes e São Fidélis. Campos dos Goytacazes e Itaperuna representam centros regionais (AMORIM *et al.,* 2017), e os demais municípios como Cambuci, Italva e São Fidélis que fazem parte da bacia de drenagem do córrego da Carqueja, e ainda Cardoso Moreira são pequenos centros urbanos que têm suas economias ligadas majoritariamente à pecuária (AMORIM *et al.,* 2017).

A estrutura geológica da região do baixo curso do rio Muriaé segundo dados do Serviço Geológico do Brasil (CPRM, 2001) e Franco (2017) datam dos períodos Meso/Neoproterozóico, Cambriano, Terciário e Quaternário. Para a mesma autora, as estruturas do período pré-cambriano e terciário foram dissecadas, caracterizando o relevo relacionado a Escarpas, Morros, Colinas e Tabuleiros, sendo a ação fluvial a principal forma de entalhamento. Lima *et al.*, (1981) utilizaram pela primeira vez o termo "Complexo Paraíba do Sul" para designar o conjunto de gnaisses granadíferos e kinzigitos da região costeira, do vale do rio Doce ao Rio de Janeiro. O grupo São Fidélis se apresenta na maior parte da área de ocorrência do Complexo Paraíba do Sul e é constituído por metassedimentos como: granada-biotita, gnaisses quartzo-feldspáticos (CPRM, 2001).

A geomorfologia da região caracteriza-se por um relevo de colinas, morros

e morrotes com vertentes convexo-côncavas de gradiente suave a médio e topos arredondados ou alongados e nivelados (CPRM, 2001). Ab'Saber (1966) classificou a região do médio vale do rio Paraíba do Sul como domínio morfoclimático de "mares de morros". Os alinhamentos serranos, morros e colinas, segundo CPRM (2001) apresentam alta vulnerabilidade à erosão devido às elevadas amplitudes de relevo e vertentes íngremes, somadas à retirada total da cobertura vegetal. Com a ocupação pela cafeicultura, caracterizou-se um estado de visível degradação ambiental. A região é ocupada atualmente por atividades agrícolas de pastagens (AMORIM *et al.,* 2017).

Amorim *et al.* (2017), afirma que na região da área de estudo predominam solos evoluídos sobre rochas do Cinturão Orogênico do Atlântico, constituído de rochas graníticas e gnáissicas diversas, em relevo de serras, morros e colinas, prevalecendo os Argissolos Vermelhos e Vermelho-amarelo, ambos eutróficos em relevo de Serra; os Argissolos Vermelho-amarelo distrófico e eutrófico e Vermelho eutrófico, ambos associados a áreas de Morros, além de Argissolos Vermelho e Vermelho-amarelo eutróficos em relevos de Colinas.

Segundo Martorano, (2003) o município de Itaperuna-RJ apresenta um regime pluviométrico médio anual de 1200 mm por ano. A área que compõe a bacia de drenagem do córrego da Carqueja, segundo este autor, localiza-se dentro deste mesmo limite, entre as isoietas 1100mm e 1200mm. Ainda, considerando os dados do regime térmico de 32 anos para o município de Itaperuna-RJ, o resultado da média anual foi de 23,6ºC, com máximas médias de 33,1ºC e mínimas de 19,0ºC. Fevereiro apresentou médias máximas de 33,1ºC, sendo o mês mais quente.

Amorim *et al.* (2017) mapeou os sistemas antrópicos que compõem o baixo curso do rio Muriaé separando-os nas seguintes classes: Sistemas Florestais, Sistemas Pastoris, Sistemas Agrícolas e Sistemas Urbanos. A análise do mapeamento apresentado pelo autor sugere uma grande área do baixo curso do rio Muriaé destinada a atividades pertencentes aos Sistemas Pastoris e Florestais. Em escala de tamanho predomina a área do Sistema Pastoril (47.7%). Em segundo, o Sistema Florestal (40%), depois o Sistema Agrícola (10,4%), e por fim os Sistemas Urbanos (1%) (AMORIM *et al.,* 2017). A densidade demográfica nas áreas de sistemas pastoris é baixa, ocupando desde planícies fluviais até morros e serras e colinas. Analisando duas cidades que pertencem à área, notou-se que nas cidades de Cardoso Moreira-RJ e Italva-RJ, no ano de 2014, existia um rebanho bovino de aproximadamente 75 mil cabeças de gado (AMORIM *et al.* 2017).

3. Metodologia

A metodologia empregada neste trabalho baseia-se na delimitação da área de estudo, fundamentando-se na noção de bacia de drenagem para ser possível a identificação de feições erosivas como ravinas e voçorocas e sua classificação. Compreende também a sobreposição destas incisões com a carta litológica da área.

As atividades do presente trabalho englobam:

a) Vetorização da drenagem e do limite da bacia do córrego da Carqueja no baixo rio Muriaé através do MDE (Modelo Digital de Elevação) com resolução espacial de 30 metros disponibilizado pelo INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), na sessão do banco de dados geomorfométricos do Brasil (*Topodata*) para a região norte e noroeste do Estado do Rio de Janeiro. Para o tratamento e georreferenciamento do arquivo foi utilizado o *software* QGis (*Quantum Gis*) 3.18 em conjunto com o programa TauDEM (*Terrain Analysis Using Digital Elevation Models*), um conjunto de ferramentas correlacionado ao QGis para a construção de análises a partir do MDE, que resultou no arquivo *Shapefile* (.SHP) da delimitação da bacia e da rede de drenagem da área;

b) Identificação de ravinas e voçorocas na bacia de drenagem do córrego da Carqueja utilizando o programa *Google Earth* pro com imagens orbitais do ano de 2016. Optou-se neste trabalho por utilizar as imagens do ano de 2016, pois se considerou o mesmo imageamento para toda a área da bacia, sem cortes ou impossibilidade de visualização do terreno pela nebulosidade. O *Google Earth* pro trabalha com arquivos *shapefile*, sendo possível o lançamento dos arquivos da delimitação da bacia e da rede de drenagem sobre o imageamento do satélite, facilitando a identificação das incisões presentes no terreno. Com a ferramenta "adicionar caminho" no *Google Earth* pro, foi possível demarcar e mapear todas as feições encontradas no terreno.

c) Classificação, segundo método utilizado por Silva *et al.* (2003), do estado atual de evolução na paisagem das voçorocas onde foi realizado o trabalho visual/interpretativo sobre cada feição erosiva encontrada a partir da imagem de satélite. As ativas são carentes de vegetação e possuem paredes íngremes por vezes sombreadas pelo ângulo da luz solar e, as estabilizadas mostram-se com paredes de inclinação mais suavizadas e com presença de vegetação no seu interior. Também se classificou as voçorocas quanto ao seu posicionamento na encosta (OLIVEIRA, 2010), sendo conectadas ou desconectadas à rede de drenagem;

d) Trabalho de campo para a comparação do mapeamento de feições erosivas na porção que demonstrou ser mais suscetível a estes processos;

e) Utilização do mapeamento litológico para a área que compreende a bacia de drenagem do córrego da Carqueja. As cartas litológicas utilizadas foram as de Itaperuna e São Fidélis, produzidas na escala de 1:100.000 pela Universidade Estadual do Rio de Janeiro (UERJ) e disponíveis para download na plataforma do Serviço Geológico do Brasil (GeoSGB). Consiste na delimitação estrutural do substrato rochoso da região utilizado para conjugar com o mapeamento das feições erosivas lineares.

4. Resultados e discussão

A partir da análise de imagens orbitais no *Google Earth* pro foi possível observar um grande número de incisões erosivas presentes na paisagem da bacia de drenagem do córrego da Carqueja, ressaltando o intenso trabalho erosivo na região, principalmente pela quantidade de feições ativas nas encostas, como mostra a Figura 2.

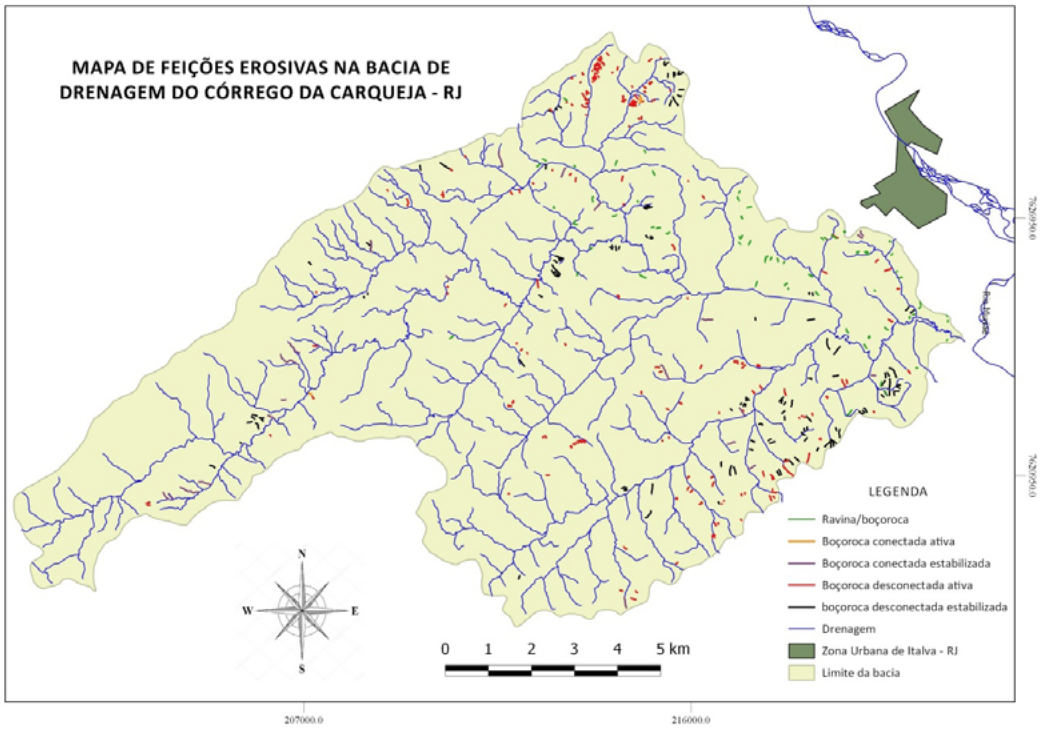


FIGURA 2: Feições erosivas na bacia de drenagem do córrego da Carqueja - RJ.
Fonte: Arquivo dos Autores.

No geral, foram identificadas 465 feições erosivas na área que compreende a bacia hidrográfica do córrego da Carqueja, sendo 77 ravinas/voçorocas (16%), e 388 voçorocas (84%). Quanto ao posicionamento nas cabeceiras de drenagem, foi possível estabelecer a partir da interpretação visual que, deste total, 24 (4.4%) são voçorocas conectadas à rede de drenagem e 441 (95.6%) incisões são ravinas/voçorocas desconectadas. Considerando ainda que ravinas são incisões desconectadas à rede de drenagem não sendo possível a medição de sua dimensão exata, pois a interpretação desta incisão pela imagem de satélite do *Google Earth* pro se torna imprecisa, ou seja, não é possível realizar a análise e medição de feições tão pequenas (largura e profundidade menores que 50cm), sendo portanto consideradas como ravinas/voçorocas (Tabela 1).

TABELA 1
Feições erosivas lineares (total: 465).

Feição	Ravina	Voç. conectada ativa	Voç. conectada estabilizada	Voç. desconectada ativa	Voç. desconectada estabilizada
Frequência absoluta	77	2	22	239	125
Frequência relativa (%)	16	0.4	4	53.6	26

Fonte: Arquivo dos Autores.

Entre as ravinas/voçorocas desconectadas, 316 foram classificadas como ativas (70%), considerando que as ravinas são incisões ativas na encosta e 125 (30%) são atualmente estabilizadas. Das 24 feições identificadas como voçorocas conectadas (4.4%), duas são ativas (4%) e 22 estabilizadas (4%), como mostra a tabela 1 e exemplos na Figura 3.

FIGURA 3: Exemplos de feições erosivas encontradas na Bacia de drenagem do córrego da Carqueja
Fonte: Elaborado pelos autores.
Legenda: A) Voçoroca desconectada ativa, com paredes íngremes e solo exposto; B) Voçoroca desconectada ativa, com paredes íngremes, muito profundas e solo exposto; C) Voçoroca estabilizada com paredes mais suaves e presença de vegetação; D) (1) Voçoroca estabilizada e (2) solo exposto arado no sentido do mergulho da vertente (morro abaixo) com presença de sulcos; E) Voçoroca ativa com presença de duto (*piping*); F) Presença de sulcos na parede lateral da voçoroca e depósito de material proveniente de fluxos superficiais.

Observa-se que o extremo norte da delimitação da bacia de drenagem é o local onde há mais incisões erosivas próximas umas às outras e ativas (Figura 4), demonstrando que a atividade erosiva na região, somado aos usos inadequados do solo contribuem para a degradação ambiental e um intenso trabalho erosivo acelerado.

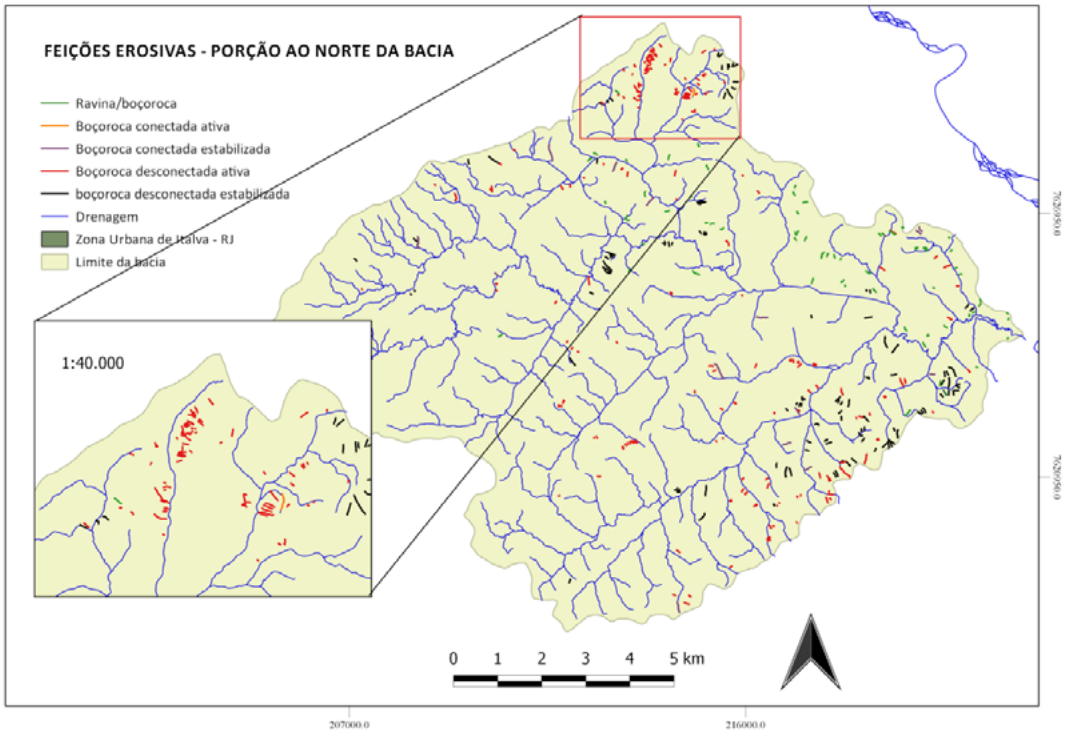


FIGURA 4: Feições erosivas da porção ao norte da bacia.
Fonte: Arquivo dos Autores.

Ainda nesta mesma região foi possível notar na visita de campo que, ao lado de uma voçoroca desconectada estabilizada, a utilização do solo é feita de forma incorreta com os sulcos para a preparação do cultivo do topo descendo a vertente em direção ao leito, facilitando o escoamento canalizado e o desenvolvimento de incisões lineares como ravinas e voçorocas, já que o solo está totalmente desprotegido de vegetação. Nota-se a falta de planejamento para utilização do solo, deixando-o desprotegido e com a preparação para o cultivo realizado do topo em direção ao leito, sendo possível observar pequenos sulcos formados nas vertentes, indicando o desenvolvimento de incisões lineares.

No trabalho de campo também foi possível notar que o desenvolvimento das voçorocas segue à montante nas encostas com a presença de degraus ou terraços dividindo-as em segmentos (OLIVEIRA, 2010).

É possível observar em alguns casos que o interior das voçorocas possui vegetação rasteira como gramínea, entretanto as paredes íngremes das encostas continuam a atuar oferecendo material a ser erodido pela ação da chuva e do escoamento superficial nas paredes, como também do fluxo exterior da voçoroca que transporta sedimentos para seu interior criando nas paredes da voçoroca pequenas ravinas. Neste último exemplo é possível visualizar o material fino erodido do solo no exterior da voçoroca que é transportado para seu interior por meio de ravinas desenvolvidas nas paredes do interior da voçoroca como mostra a Figura 3 (f).

A Figura 5 mostra a estrutura litológica da região que compreende os limites da bacia de drenagem do córrego da Carqueja e seu entorno, sendo possível correlacionar a localização das feições erosivas em maior quantidade na porção do Complexo Rio Negro (NP23y1m), contabilizando um total absoluto de

222 incisões erosivas, ou seja, 47,6% do total das incisões erosivas desta bacia se encontram neste compartimento litológico, como mostra a Tabela 2.

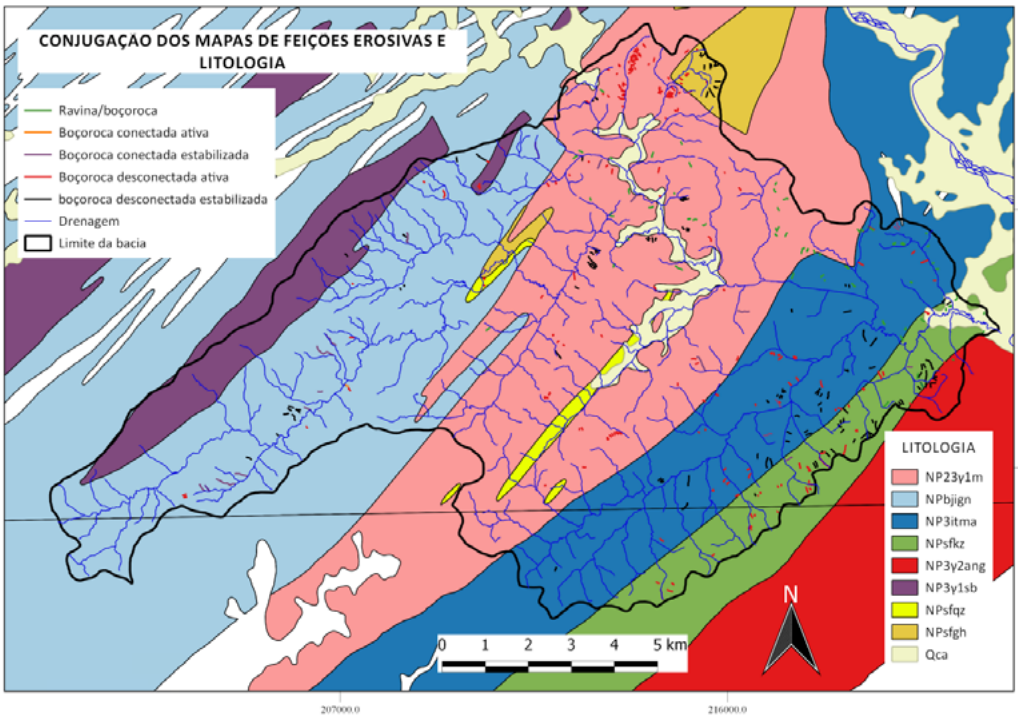


FIGURA 5: Mapa de conjugação do mapeamento erosivo e litologia.
Fonte: Arquivo dos Autores.

Legenda: **NP23y1m** (Complexo Rio Negro) - complexo plutônico de composição variada, gnaissificado, constituído de hornblenda-biotita gnaisses migmatiticos de composição tonalítica a granítica e rochas dioríticas; **NP3y1sb** (Complexo Serra da Bolívia) - complexo plutônico, frequentemente gnaissificado, de composição variada (ortognaisses e/ou ortogranulitosdioríticos, tonalíticos, quartzo-dioríticos, tonalíticos, quartzo-dioríticos e charnockíticos, com intercalações de hornblendagabronoritos); **NPsfkz** e **NPsfqz** (Grupo São Fidélis) - (cordierita)-(grafita)-(sillimanita)-granada-biotita gnaisse kinzigítico com intercalações de quartzito, sillimanita-feldspato-muscovita quartzito (qz), rochas calcissilicáticas e anfibolitos; **NP3itma** (Grupo Italva) - Unidade Macuco: sequência metavulcanos-sedimentar constituída de anfibólio-biotita gnaisse a biotita gnaisse leucocrático (ma), com intercalações de anfibolitos finos (an), localmente com cpx, sillimanita-biotita gnaisse, rochas calcissilicáticas, mármores calcíticos a dolomíticos ricos em grafita e rochas metaultramáficas; **NPsfgh** (Grupo São Fidélis) - (granada)-biotita gnaisses bandados migmatíticos, com bandas e/ou lentes centimétricas a decimétricas de rochas calcissilicáticas e anfibolitos; **NPbjign** (Grupo Bom Jesus do Itabapoana) - sequência metavulcanossedimentar em facies anfibolito alto a granulito, constituída de (ortopiroxênio)-granada-biotita gnaisse com intercalações de sillimanita-granada-biotita gnaisse, biotita gnaisse, anfibólito (an), rocha calcissilicática, gondito (go), rocha metaultramáfica e mármores predominantemente dolomíticos (m); **NP3y2ang** (Suíte Angelim) - granitos a tonalitos com granada, médios a grossos, inequigranulares, em geral gnaissificados, e comumente migmatiticos. Tem enclaves de anfibóllito, biotita-granada gnaisse e rocha calcissilicática; **Qca** - (Depósito Colúvio-Aluvionar) - depósitos aluvionares recentes (areias com intercalações de argila, cascalho e restos de matéria orgânica).
Fonte: Duarte *et al.* (2009).

TABELA 2
Contabilização de feições em litologias

Compartimentação Litológica	NP3y1sb	NPsfkz	NP3itma	NPsfgh	NPbjign	NP23y1m	NPsfqz	QCA
Frequência absoluta	5	65	105	20	36	222	3	9
Frequência relativa (%)	1	13.9	23	4.3	7.7	47.6	0.6	1.9

Fonte: Arquivo dos Autores.
Legenda: **NP3y1sb** (Complexo Serra da Bolívia); **NPsfkz** (Grupo São Fidélis); **NP3itma** (Grupo Italva); **NPsfgh** (Grupo São Fidélis); **NPbjign** (Grupo Bom Jesus do Itabapoana); **NP23y1m** (Complexo Rio Negro); **NPsfqz** (Grupo São Fidélis); **QCA** (Depósito Colúvio-Aluvionar).
Fonte: Duarte *et al.* (2009).

Deste total, 182 (83.6%) são incisões ativas, contabilizando ravinas e voçorocas desconectadas e voçorocas desconectadas ativas (Tabela 3).

TABELA 3
Setor Complexo Rio Negro - NP23y1m (total:218).

Feição	Ravina	Voç. conectada ativa	Voç. conectada estabilizada	Voç. desconectada ativa	Voç. desconectada estabilizada
Frequência absoluta	39	1	5	142	31
Frequência relativa (%)	17.8	0.4	2.2	65.4	14.2

Fonte: Elaborado pelos autores.

No trabalho de campo foi possível verificar a estrutura litológica muito intemperizada no setor Complexo Rio Negro (NP23y1m) no horizonte C do solo, mostrando que a facilidade à erodibilidade do solo na encosta é alta já que a evolução da estrutura matriz daquele local o torna mais suscetível à erosão. Pela inexistência de mapeamentos pedológicos para a área na mesma escala do substrato geológico utilizado no trabalho, não foi possível correlacionar a carta litológica com os tipos de solos predominante neste setor da bacia hidrográfica.

Estruturas gnaissificadas encontradas neste setor, assim como a presença de estratificações, foliações e xistosidade são fatores que influenciam a erosão (FERNANDES, 2011). É o que afirma também Tupinamba *et al.* (2012) sobre a alta susceptibilidade do gnaisse à erosão. Para Silva *et al.* (2003) a litologia gerada por intenso metamorfismo com estrutura granular corresponde aos granitos, ortognaisses e migmatitos, ricas em quartzo, feldspato e mica, são menos resistentes à erosão.

A alta taxa de erosão no setor Complexo Rio Negro (NP23y1m**)** pode estar relacionada com a evolução do solo sobre um relevo acidentado de Morros com o predomínio de Argissolos Vermelho distróficos (AMORIM et al., 2017), junto a características físico-químicas herdadas da rocha matriz naquela área, pode o tornar mais suscetível ao processo erosivo, diferente de outras áreas mais resistentes, além da alta declividade das vertentes da região e diminuição das áreas com vegetação. Ainda para Silva; Moura; Salgado (2003), alguns materiais

apresentam baixa resistência ao intemperismo por sua estrutura granular, o que facilita a atuação do processo erosivo podendo resultar em incisões lineares nas encostas, como é o caso dos Gnaisses.

Por outro lado, o setor Complexo Serra da Bolívia (NP3y1sb), onde destaca-se os Argissolos Vermelho e Vermelho-amarelo, ambos eutróficos em relevo de Serra (AMORIM, et al., 2017), apresenta pouca incidência de incisões (Tabela 2) por se tratar de uma região rochosa com pouco solo nas vertentes, e de área completamente florestada. Além disso, a região da área de estudo é caracterizada por Argissolos que tendem a ser mais suscetíveis aos processos erosivos devido à sua relação textural, afetando as taxas de infiltração dos horizontes superficiais e subsuperficiais (EMBRAPA, 2006).

5. Considerações finais

O mapeamento de caracterização de feições erosivas nesta bacia contribuiu para a verificação da sua incidência espacial e mostrou o elevado grau do quadro erosivo, principalmente em seu extremo norte, na sua maioria voçorocas ativas. O mapeamento e caracterização das incisões possibilitou a conjugação com o mapeamento litológico, mostrando que alguns setores podem ser mais suscetíveis ao processo erosivo linear do que outros devido ao grau de resistência de certos minerais ao processo erosivo. Tais resultados, em especial os de caracterização espacial de incisões lineares poderão ser utilizados para planejamentos futuros da área, por parte dos produtores rurais e suas famílias, como do poder público responsável pelo desenvolvimento socioeconômico da área. O *Google Earth* pro mostrou-se, ainda, ser uma ferramenta que pode contribuir para estudos sobre erosão, já que a resolução das imagens para este tipo de análise espacial requer uma aproximação mais detalhada do terreno.

A litologia da bacia mostrou que a incidência de incisões é maior em algumas áreas do que outras. O setor mais incidente de feições foi o do Complexo Rio Negro (NP23y1m**)**, seguido pelo Grupo Italva (NP3itma). Os setores menos incidentes foram o Complexo Serra da Bolívia (NP3y1sb) e Grupo São Fidélis (NPsfqz**)**. Mesmo tratando-se de áreas compostas por rochas metamórficas gnáissicas, há na bacia diferenciações de materiais mais ou menos resistentes entre as litologias.

Desta forma, este trabalho pode ser útil não apenas para os estudos erosivos da área, mas também como contribuição para o entendimento do quadro erosivo na bacia de drenagem e na região, e como demonstração da importância do conhecimento acerca da ação erosiva no solo e suas consequências. O solo pode ser melhor utilizado já que é um componente extremamente importante para a vida humana. Além disso, o quadro erosivo da bacia do baixo rio Muriaé deve ser amplamente estudado por pesquisadores interessados e preocupados com a degradação ambiental e conservação do solo, oferecendo subsídios para sua proteção.

Referências

AB'SÁBER, A. N. O domínio dos "mares de morros" no Brasil. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 2, p. 1-9, 1966.

AMORIM, R.; REIS, C.; FERREIRA, C. Mapeamento dos Geossistemas e dos Sistemas Antrópicos como Subsídios de Áreas com Riscos a Inundações e Alagamentos no Baixo Curso da Bacia Hidrográfica do rio Muriaé (Rio de Janeiro – Brasil). **Territorium** (Coimbra), 2017.

CEPERJ. **Regiões do Estado do Rio de Janeiro**. Disponível em: <http://www.ceperj.rj.gov.br/Conteudo.asp?ident=81> Acesso em 10 de set. de 2019.

COELHO NETO, Ana L. Hidrologia de encosta na interface com a geomorfologia. In. **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**/ Antônio José Teixeira, *et al.* (Org.). - 9ª ed. - Rio de Janeiro: Bertrand Brasil 2009.

CPRM. Serviço Geológico do Brasil. SILVA, L. C. da; CUNHA, H. C. S. **Geologia do Estado do Rio de Janeiro**: texto explicativo do mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro (org.) – Brasília: CPRM. 2ª edição revista em 2001.

DUARTE, Beatriz Paschoal *et al.* **Mapa geológico CPRM** – Folha Itaperuna SF-24-V-C-I UERJ, 2009.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos (Rio de Janeiro, RJ). **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2. ed. – Rio de Janeiro : EMBRAPA-SPI, 2006.

FAO. **Soil erosion**: the greatest challange to sustainable soil managemente. 100 pp. Rome, 2019.

FERNANDES, Jozélia Assunção. **Estudo da erodibilidade de solos e rochas de uma voçoroca em São Valentim – RS.** Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Santa Maria, Centro de Tecnologia, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, RS. 2011. 127 f.

FRANCO, C. C. M. Mapeamento Geomorfológico na escala 1:50.000 do baixo curso da bacia de drenagem do Rio Muriaé no Estado do Rio de Janeiro. XVII Simpósio de Geografia física aplicada. I congresso nacional de Geografia física. Instituto de Geociências -UNICAMP. ***Anais***... Campinas, 2017. pág 5836-5846.

GUERRA, Antônio José Teixeira. O início do processo erosivo. In. **Erosão e conservação dos solos**: conceitos, temas e aplicações/ Antônio José Teixeira Guerra, *et al.* (Org.). - 6ª ed. - Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2010.

GUERRA, Antônio José Teixeira. Processos erosivos nas encostas. In. **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**/ Antônio José Teixeira, *et al.* (Org.). - 9ª ed. - Rio de Janeiro: Bertrand Brasil 2009.

GUERRA, Antônio José Teixeira. A. J. T., BOTELHO, R.G.M. Erosão dos solos. In: **Geomorfologia do Brasil**. Orgs. S.B. Cunha e A.J.T. Guerra. Ed. Bertrand Brasil. Rio de Janeiro, 1998. 177-233.

LAL, R. Soil degradation by erosion. Mag. **Land degradations & development**. John Wiley & Sons, Ltd, n12. pp. 319-339. 2001.

LIMA, M.I.C.; FONSECA, E. G. da; OLIVEIRA, E. P. de; GHIGNONE, J.I.; ROCHA, J. M. R. R.M. 1981. Geologia. In: **Projeto RADAMBRASIL. Folha SD.24 Salvador. Levantamento de Recursos Naturais, 24.** Rio de Janeiro, 1981, 25-192.

MAFRA, Neusa Maria Costa. Erosão e planificação de uso do solo. In. **Erosão e conservação dos solos**: conceitos, temas e aplicações/ Antônio José Teixeira Guerra, *et al.* (Org.). - 6ª ed. - Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2010.

MARTORANO, L. G. *et al.* **Aspectos climáticos do noroeste fluminense** - RJ. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2003.

MORGAN, R. P. C. Soil erosion and conservation (Royston Philip Charles), 1942- **Soil erosion and conservation** / R. P. C. Morgan. – 3rd ed. Blackwell Publishing Ltd, 2005.

OLIVEIRA, M. A. T. Processos erosivos e prevenção de áreas de risco de erosão por voçorocas. In. **Erosão e conservação dos solos**: conceitos, temas e aplicações/ Antônio José Teixeira Guerra, *et al.* (Org.). - 6ª ed. - Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2010.

SALOMÃO, F. X. de T. Controle e prevenção dos processos erosivos. In. **Erosão e conservação dos solos**: conceitos, temas e aplicações/ Antônio José Teixeira Guerra, *et al.* (Org.). 6a ed. -Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2010.

SILVA, R. P. P. da. **A usina pureza de açúcar e álcool de São Fidélis - RJ: A resistência do passado na era do petróleo**. Trabalho de conclusão de curso (graduação em Geografia) - Universidade Federal Fluminense. Instituto de Ciências da sociedade e desenvolvimento regional, Campos dos Goytacazes, 2019.

SILVA, T. P.; MOURA, J. R. S.; SALGADO, C. M. Estudo da relação entre a orientação de feições erosivas lineares e características geológicas na bacia do Córrego da Cachoeira. Município de Paty do Alferes. 10º Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada. ***Anais***... Rio de Janeiro, RJ. 2003.

TUPINAMBA, Miguel; TEIXEIRA, Nilson; HEILBRON, Monica. Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira entre o Neoproterozóico e o Paleozóico Inferior na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. **Anuário do Instituto de Geociências** – UFRJ. Vol. 35 – 2/ 2012 – p. 140-151.

CÁLCULO DA EROSIVIDADE DAS CHUVAS PARA A BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO LIGEIRO, PR, POR MEIO DO MÉTODO DE THIESSEN

Ricardo Henrique Bueno
Faculdade Unicampo e Colégio Conexão
R. Rosalina Maria Ferreira, nº 927 - Área Urbanizada, Campo Mourão - PR
Av. Irmãos Pereira, 1451 - Centro, Campo Mourão – PR
E-mail: buenogeography@gmail.com
Sidival Antonio Calderan
Universidade Tecnológica Federal do Paraná
R. Rosalina Maria Ferreira, 1233 - Vila Carola, 899 Campo Mourão - PR
E-mail:sidivalcalderan@hotmail.com

Resumo

Os solos são fundamentais, assim como qualquer outro recurso natural não renovável em curto tempo. Portanto, o conhecimento referente à perda de solos se faz necessário em meio científico que contribua tanto para pesquisadores como a comunidade de modo geral. Nesta pesquisa buscou-se estimar a perda de solos por meio do método de Thiessen e avaliar o potencial erosivo na bacia hidrográfica do rio Ligeiro, PR. Foi realizada a setorização da bacia (A, B e C) que possui dois substratos litológicos distintos e suscetibilidade aos processos erosivos. Utilizou-se a expressão para o cálculo de perda de solos e os valores pluviométricos obtidos pelas estações pluviométricas localizadas no interior e proximidades da bacia hidrográfica. Verificou-se que a perda de solos atinge o seguinte valor de 885 t/ha.mm/h localizada no setor C da bacia. Destacou-se que o método de Thiessen é um importante instrumento de mapeamento dos processos erosivos na bacia hidrográfica do rio Ligeiro.

Palavras-chave: Erosão. Solos. Pluviosidade. Monitoramento. Mapeamento.

1. Introdução

Os processos erosivos se constituem um problema em escala mundial. A aceleração do processo de desagregação, transporte e deposição dos solos causa danos, muitas vezes irreparáveis a um determinado local, levando ao empobrecimento do solo ou trazendo prejuízos econômicos e perdas de vidas humanas em eventos catastróficos.

Para Lepsch (2011) a erosão dos solos é uma preocupação para pesquisadores, agricultores e gestores públicos há muito tempo e Brady e Weil (2013) consideram a erosão um fenômeno destrutivo e de empobrecimento dos solos. Segundo os autores supracitados, mais de 85% das terras degradas no mundo ocorreram por meio da ação da erosão.

Destaca-se que no Brasil, a erosão hídrica é a mais representativa e, portanto, a água da chuva tem maior potencial de desagregação e transporte do material sedimentar o que naturalmente é causadora de erosão geológica. Contudo, a erosão acelerada tem sua ação efetivada quando a vegetação natural é suprimida ou substituída por cultura agrícola ou pastoreio, ou ainda, ocorre a impermeabilização do solo pela construção de estradas e edifícios.

Ao longo do tempo, a necessidade de conhecer medidas que contribuíssem para a redução da ação dos processos erosivos levaram elaboração de modelos matemáticos que forneçam informações para o planejamento e controle da perda de solos. Entre os cálculos, destaca-se a equação universal de perda de solos, (WISCHMEIER e SMITH, 1965).

A equação universal de perda de solo é baseada em análises estatísticas que considera uma série de variáveis que afetam a erosão dos solos e tem sido amplamente utilizada como recurso para se conhecer a quantidade de solo que é perdido desde meados dos anos de 1970. A estimativa da perda de solo é fundamental para traçar medidas e estratégias para a mitigação dos processos erosivos e adoção de manejo e conservação do solo adequados.

Entre as variáveis aplicadas pela equação universal dos solos, cita-se o fator erosividade que é causado pela força da pluviosidade que gera o princípio da erosão. Em outras palavras, a erosividade da chuva corresponde à quantidade de solo que se perde pelo processo de desprendimento das partículas sedimentares e o seu consequente transporte (BELTRAME, 1994, p.50).

Dessa maneira, neste estudo buscou-se realizar o cálculo da erosividade do solo para a bacia hidrográfica do rio Ligeiro, PR, e correlacionar com o método de Thiessen (1911) para avaliar qual setor da bacia possui a maior perda de solo para o ano de 2014.

A área de estudo em questão, localiza-se inteiramente na região denominada Terceiro Planalto Paranaense ou também Planalto do Trapp (MACK, 2012). A sua montante está situada no município de Araruna, PR a uma altitude aproximada de 600 metros e compreende uma área de 788,02kmΔ fazendo parte da bacia hidrográfica do rio Ivaí, no qual está localizada a jusante da bacia (Figura 1).

2. Fator Erosividade da Chuva

Como já mencionado no texto anteriormente, o fator erosividade está associado à ação pluviométrica na perda do solo. Bertoni e Lombardi Neto (2017) destacam que a intensidade é o fator pluviométrico mais importante na erosão. Para os referidos autores, quanto maior a intensidade da chuva, maior é a perda de solo pela erosão.

Para calcular a perda de solos pela erosividade da chuva, utilizou-se nesta pesquisa, a equação desenvolvida por Lombardi Neto e Moldenhauer (1980) trabalhada por Bertoni e Lombardi Neto (1985) e Beltrame (1994).

Lombardi Neto e Moldenhauer (1980) utilizaram a expressão E = 6,886 (r^2/P).0,85. Esta fórmula relaciona a média mensal do índice de erosão (E), a precipitação média mensal em mm (r^2) e a precipitação média anual em mm (P), gerando a classificação do índice de erosividade da chuva.

E

Onde:

E – média mensal do índice de erosão (t/ha.mm/h)

r – precipitação média mensal em mm

P – precipitação média anual em mm

Tomando como base os dados pluviométricos obtidos pelo Instituto de Águas Paraná (2015) para as estações de Farol, Igarité, Malu e Copacabana do Norte, localizadas próximas e no interior da bacia do rio Ligeiro, no estado do Paraná, no período de 1994 – 2014, avaliou-se o potencial erosivo da chuva a partir da equação, em que a unidade corresponde a toneladas de solo por hectare por milímetro de chuva por hora. Conforme Lepsch (2011) a duração da chuva também é um importante mecanismo associado a intensidade pluviométrica e que eleva o potencial erosivo,

Tornou-se necessário a obtenção e tratamento dos dados referente aos totais da maior e da menor precipitação para o estado do Paraná no ano de 2014, período final da série histórica analisada, para a realização do parâmetro potencial erosivo. A estação de coleta da chuva que registrou a maior precipitação para o ano de 2014 no estado do Paraná foi a estação de Siqueira Belo, localizada no município de Barracão, região Sudoeste do Paraná. O índice pluviométrico registrado nesta estação foi de 3151,1mm e índice de 1992,7t/ha.mm/h.

O menor índice pluviométrico registrado para o ano de 2014 no estado do Paraná foi o da estação Olaria do Estado, localizada no município de Pinhais, com 1057,6mm e índice de 679,0t/ha.mm/h. Os totais acumulados para as estações localizadas próximas e no interior da bacia hidrográfica do rio Ligeiro estão descritos nos resultados adiante.

Para a determinação do parâmetro erosividade, necessitou-se aplicar o procedimento pela média ponderada por polígonos de Thiessen, como destacam Stevaux e Latrubesse (2017), a distribuição e a densidade das estações são consideradas como parâmetros para estimar a quantidade de chuva em uma bacia hidrográfica.

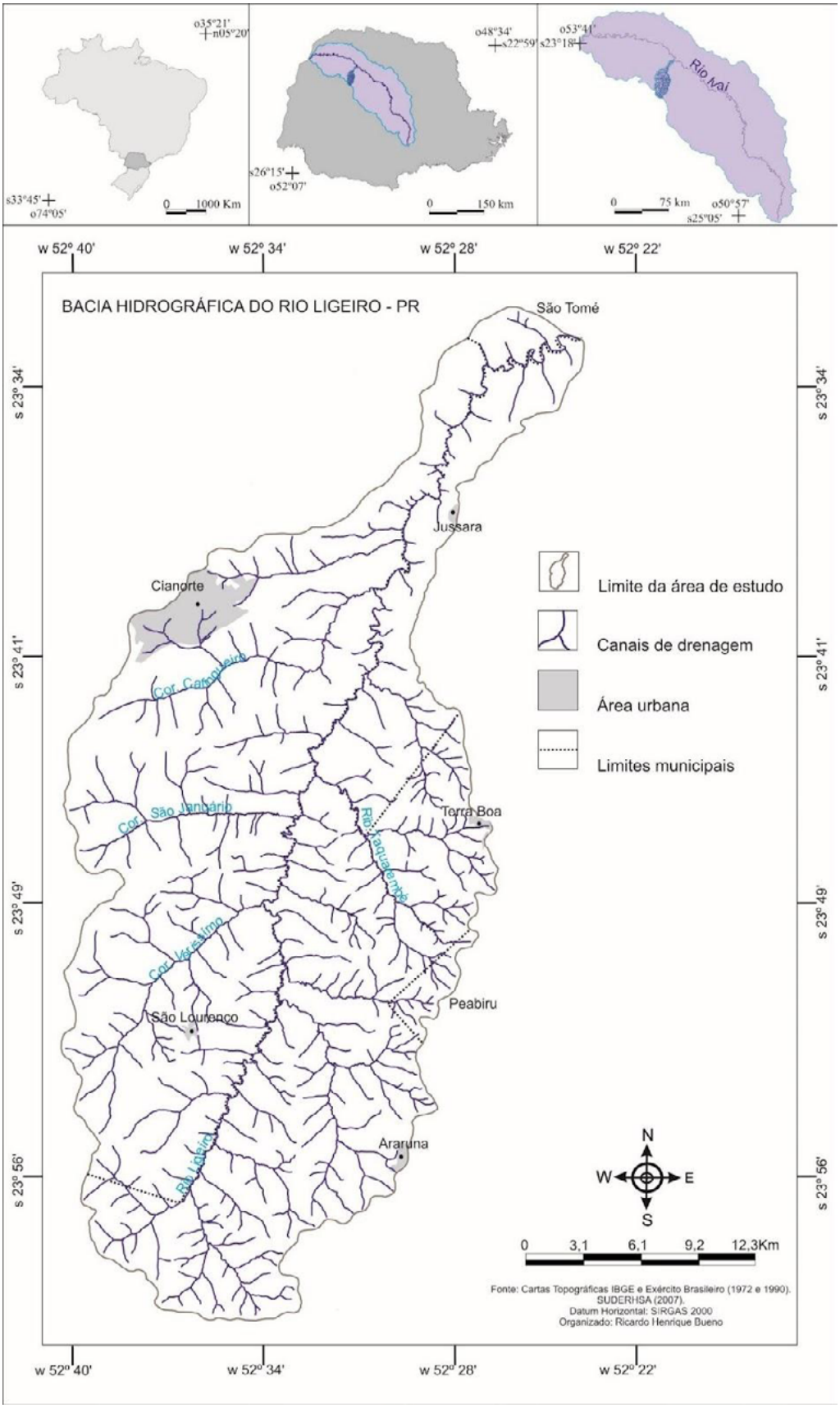


Figura 1. Localização da bacia hidrográfica do rio Ligeiro – PR.

3. Método de Thiessen

O método de Thiessen (1911) é muito usual em trabalhos hidrológicos, quando se deseja obter a área de abrangência de cada estação pluviométrica e a precipitação média da bacia (VILLELA e MATTOS, 1975). Gomig et al (2007) apontam que o método de Thiessen é indicado em casos onde a distribuição das estações pluviométricas no interior da bacia hidrográfica não são uniformes.

O método de Thiessen (1911) é também conhecido como análise do diagrama de Voronoi ou Tesselação de Delaunay (Castro, 2009). Nogueira et al (2018) cita a aplicação destas malhas em diversas áreas da computação científica e uso nos Sistemas de Informações Geográficas são exemplos práticos. Para Villela e Matos (1975), o método de Thiessen é utilizado em trabalhos de hidrologia quando deseja-se obter a área que abrange cada estação pluviométrica e a precipitação média da bacia.

Para tanto, criou-se linhas retas interligando os pontos onde estão localizadas as estações pluviométricas plotadas no mapa base da bacia hidrográfica do rio Ligeiro. Traçou-se as mediatrizes destas linhas até unirem-se formando áreas fechadas e, assim, os limites destes polígonos formaram as áreas de influência de cada estação. A figura 2 apresenta a localização das estações pluviométricas próximas e no interior da bacia hidrográfica do rio Ligeiro.

Conforme Beltrame (1994) ressalta que o método de Thiessen é um dos mais adequados para avaliar a precipitação em bacias hidrográficas, pois determina a área de influência de cada estação.

A setorização da bacia hidrográfica do rio Ligeiro foi realizada com base em Bueno (2016), que dividiu a bacia em três setores considerando os critérios do meio físico, tais como, substrato geológico, tipos de solos e densidade de drenagem.

Com a área devidamente mapeada em ambiente computacional, obteve-se as informações referentes às estações predominantes em cada setor da bacia hidrográfica do rio Ligeiro, PR, sendo que os resultados estão apresentados na tabela 1. Verifica-se que a maior predominância foi da estação Igarité nos setores A e B da bacia e o a estação Copacabana do Norte mostrou-se ser a de maior influência no setor C da área de estudo.

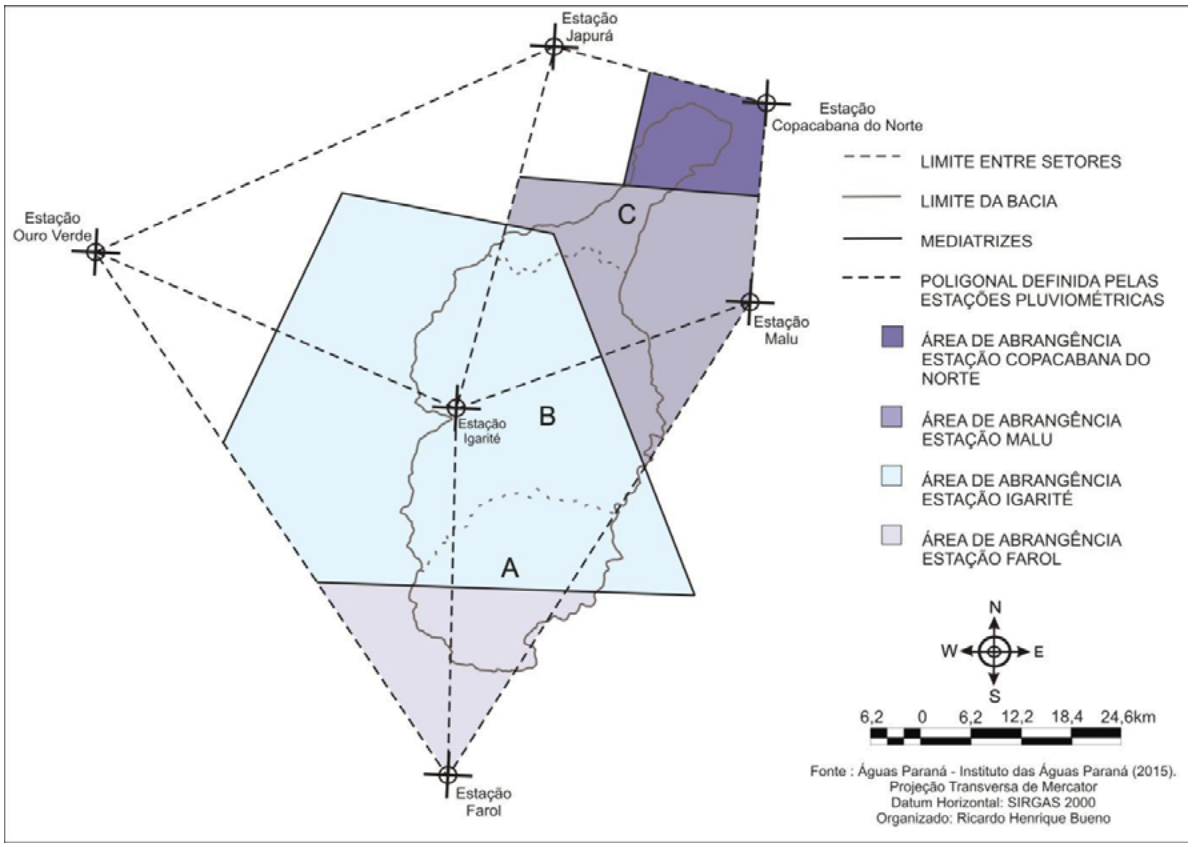


Figura 2. Localização das estações pluviométricas no entorno e interior da bacia hidrográfica do rio Ligeiro - PR

TABELA 1
Estações pluviométricas predominantes em cada setor da bacia e (%) de influência das mesmas

Setor	Estação predominante	% da área no setor total
A	Igarité	58 %
B	Igarité	85%
C	Copacabana do Norte	43%

Para a determinação do parâmetro erosividade da chuva em cada setor da bacia do rio Ligeiro, considerou-se a equação proposta por Lombardi Neto e Moldenhauer (1985), adotada por Beltrame (1994), Carvalho (2004) e Bueno (2016) e descrita no texto anteriormente.

Os dados médios mensais de 1994 até 2014 para as estações de Igarité, Copacabana do Norte, Malu, e Farol estão representados graficamente na figura 3.

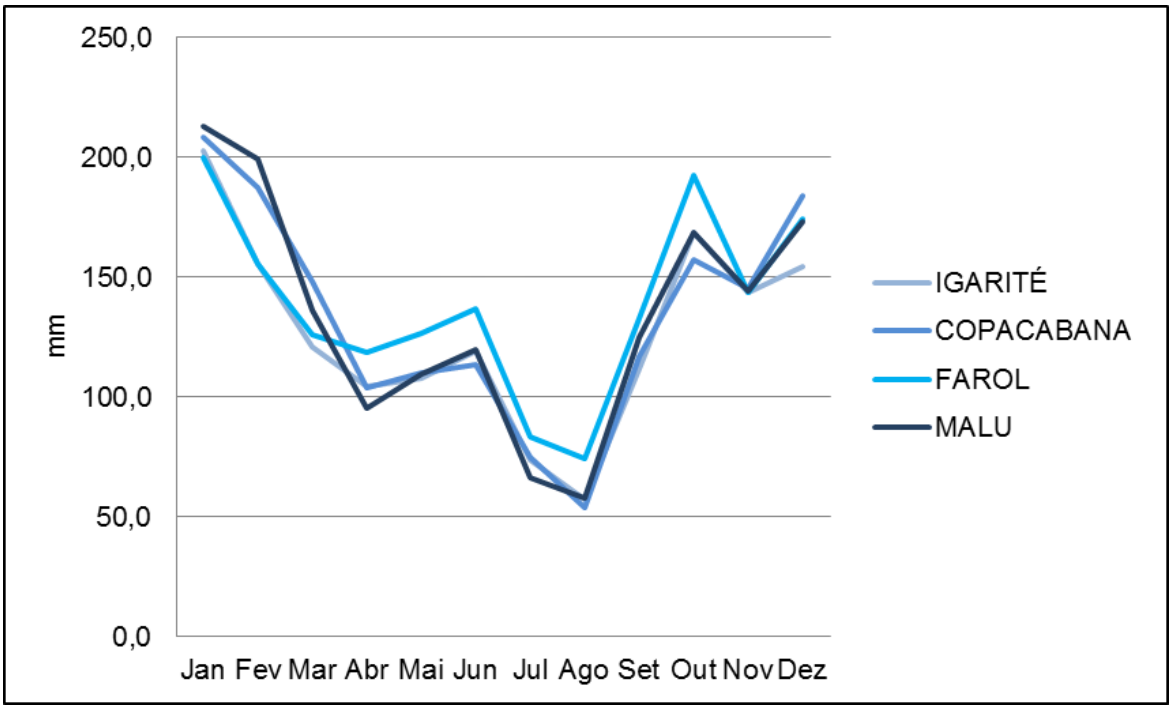


FIGURA 3. Precipitação média das estações de Igarité, Copacabana do Norte, Farol e Malu entre 1994 e 2014

Verificou-se que os meses de janeiro a fevereiro são os meses com os maiores índices pluviométricos (acima de 200 mm/mês), seguidos posteriormente pelo mês de outubro (acima de 150 mm/mês). Os meses de agosto a setembro compreendem os meses com os menores índices pluviométricos para as estações (abaixo de 60 mm/mês).

4. Resultados

A precipitação média para a bacia hidrográfica do rio Ligeiro foi calculada, como descrito nos procedimentos metodológicos, com base nos estudos de Beltrame (1994), Carvalho (2004) e Gomig et al (2007). Calculou-se a precipitação média (ponderada) para cada uma das estações, bem como a área total da bacia A tabela 2 apresenta os resultados da aplicação do método de Thiessen para a bacia em estudo.

TABELA 2
Aplicação do método de Thiessen na bacia estudada

Estação	Coordenadas geográficas	Precipitação (mm) [1994 – 2014]	Área do polígono interno (km²)	Área do polígono interno (%)	Precipitação ponderada (mm)
Farol	S24° 05' 26'' O52° 37' 17''	138,7	89,16	11,3	15,6
Igarité	S23° 47' 34'' O52° 38' 29''	126,6	540,44	68,5	86,7
Malu	S23° 40' 23'' O52° 22' 50''	133,9	112,34	14,2	19,0
Copacabana do Norte	S23° 31' 51'' O52° 22' 51''	133,5	47,82	6,0	8,0

Os valores encontrados para a classificação dos índices de erosividade para o Estado do Paraná permitiram a elaboração da tabela 3, com base na altura de precipitação e o índice de erosividade. Bueno (2016) elaborou um quadro contento o total pluviométrico para o ano de 2014, disponível no Águas Paraná (2015).

TABELA 3
Classificação dos índices de erosividade para o estado do Paraná (1994 – 2014)

Índice (t/ha.mm/h)	Qualificação	Símbolo e Subíndice
<679,0	Erosividade débil	E1
679,0 – 1116,9	Erosividade média	E2
1116,9 – 1554,8	Erosividade forte	E3
1554,8 – 1992,7	Erosividade muito forte	E4
>1992,7	Erosividade excessiva	E5

Os índices de erosividade apresentados na tabela 4 (setores A, B e C da bacia) foram obtidos por meio do cálculo da equação do potencial erosivo da chuva descrito por Lombardi Neto e Moldenhauer (1980) e apresentado anteriormente e pela classificação dos índices de erosividade do Estado do Paraná no período de 1994 a 2014.

TABELA 4
Índices de erosividade para os setores A, B e C e respectivos símbolos e subíndices

Setor	Estação	Índice (t/ha.mm/h)	Qualificação	Símbolo e Subíndices
A	Igarité	832,0	Erosividade média	E2
B	Igarité	832,0	Erosividade média	E2
C	Copacabana do Norte	885,0	Erosividade média	E2

Os índices de erosividade média para os três setores da bacia apresentação qualificação de erosividade média, segundo os cálculos elaborados e adaptados para a área da bacia. No entanto, nota-se que o valor mais elevado encontra-se no setor C, onde a predominância da estação pluviométrica é a de Copacabana do Norte. Nessa estação, encontrou-se o seguinte valor de 885 t/ha.mm/h.

5. Considerações Finais

Os resultados apresentados pelos cálculos do potencial erosivo da chuva demostraram que o setor C é o que possui o maior potencial para a erosividade da chuva, por apresentar ao longo do período analisado a distribuição da precipitação de modo desigual, o que contribuiu para que o resultado fosse um maior potencial erosivo para a área em questão. Os setores A e B predominantemente na área de abrangência da estação Igarité, apresentou uma constância maior no volume de precipitação, pouco mais equitativo, no entanto, com maior pluviosidade para o período analisado.

Verificou-se também que o método de Thiessen é um importante instrumento de mapeamento e para o monitoramento de processos erosivos em uma área limitada, como é o caso da bacia hidrográfica.

Destaca-se a localização da área da bacia e as características do substrato geológico, onde o rio Ligeiro encontra-se sobre duas formações geológicas, sendo a Formação Serra Geral e a Formação Caiuá. Neste sentido, é importante que seja realizada na área da bacia o monitoramento dos processos erosivos com destaque para o setor C, onde foram encontrados maiores índices de perda de solo.

Referências

ÁGUAS PARANÁ. **Altura da precipitação – Estação Copacabana do Norte.** Instituto das águas do Paraná – Secretaria do Meio Ambiente e Recursos Hídricos, 2015.

ÁGUAS PARANÁ. **Altura da precipitação – Estação Farol.** Instituto das águas do Paraná – Secretaria do Meio Ambiente e Recursos Hídricos, 2015.

ÁGUAS PARANÁ. **Altura da precipitação – Estação Igarité.** Instituto das águas do Paraná – Secretaria do Meio Ambiente e Recursos Hídricos, 2015.

ÁGUAS PARANÁ. **Altura da precipitação – Estação Malu.** Instituto das águas do Paraná – Secretaria do Meio Ambiente e Recursos Hídricos, 2015.

ÁGUAS PARANÁ. **Altura da precipitação – Estação Ouro Verde.** Instituto das águas do Paraná – Secretaria do Meio Ambiente e Recursos Hídricos, 2015.

BELTRAME, A. da V. **Diagnóstico do meio físico de bacias hidrográficas:** modelo e aplicação. Florianópolis: UFSC, 1994.

BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. **Conservação do solo.** Piracicaba: Livroceres, 1985.

BRADY, N. C.; WEIL, R. R. **Elementos da natureza e propriedades dos solos.** Porto Alegre: Bookman, 2013.

BUENO, R. H. **Aplicação do Diagnóstico Físico-Conservacionista (DFC) na bacia hidrográfica do rio Ligeiro – Paraná.**2016.107 f. Dissertação (Mestrado em geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá – UEM, Maringá, 2016.

CARVALHO, S. M. **Diagnóstico Físico-Conservacionista – DFC como subsídio à gestão ambiental da bacia hidrográfica do rio Quebra Perna, Ponta Grossa – PR.** 2004. 183 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Faculdade de Ciências e Tecnologia – Universidade Estadual Paulista - UNESP, Presidente Prudente, 2004.

CASTRO, R. F. C. R. **Tesselação de Voronoi em empilhamentos granulares.** 2009. 95 f. Dissertação (Mestrado em Modelagem Matemática e Computacional) Centro Federal de Educação Tecnológica de Minas Gerais – CEFET - MG, Belo Horizonte, 2009.

GOMIG, K.; LINDNER, E. A.; KOBIYAMA, M. Áreas de influência das estações pluviométricas na bacia rio do Peixe – SC pelo método de polígonos de Thiessen utilizando imagem de satélite e SIG. In: XIII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 2007, Florianópolis: **Anais...** Florianópolis: SBSR, 2007. p. 3373-3380.

LEPSCH, I. F. **19 Lições de Pedologia.** São Paulo: Oficina de Textos, 2011.

LOMBARDI NETO, F.; MOLDENHAUER, W. C. Erosividade da chuva: sua distribuição e relação com perdas de solo em Campinas, SP. In: ENCONTRO NACIONAL DE PESQUISA SOBRE CONSERVAÇÃO DO SOLO, **Anais...** Recife: 1980.

MAACK, R. **Geografia física do Paraná.** 4. ed. Ponta Grossa: Editora UEPG, 2012.

NOGUEIRA, J. R.; OLIVEIRA, S. L. G. Uma visão geral sobre técnicas para construção de algoritmos para a geração da Tesselação de Delaunay e do Diagrama de Voronoi. **Revista Cereus,** Gurupi, ano, v. 10, n. 2, p. 299 – 314. 2018.

STEVAUX, J. C.; LATRUBESSE, E. M. **Geomorfologia fluvial.** São Paulo: Oficina de Textos, 2017.

THIESSEN, A. H. Precipitation averages for large areas. **Monthly Weather Review**, v. 39, n.7, p. 1082-1089. 1911.

VILLELA, S. M.; MATTOS, A. **Hidrologia aplicada.** São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, 1975.

WISHMEIER, W. H.; SMITH, D. D. **Predicting rain fall-erosions losses.** Washington, 1965.

CAPACIDADE DE INFILTRAÇÃO DOS SOLOS DA BACIA DO RIO DE ONDAS, BARREIRAS-BA

Arianne de Souza Barbosa
Universidade Federal de Minas Gerais-Instituto de Geociências
Avenida Presidente Antônio Carlos, 6627 - Pampulha, CEP: 31270-901, Belo Horizonte – MG
E-mail: barbosaarianne@gmail.com
Luís Gustavo Henriques do Amaral
Universidade Federal do Oeste da Bahia- Centro de Ciências Exatas e das Tecnologias
Rua Professor José Seabra de Lemos, 316, Recanto dos Pássaros, CEP: 47080-02, Barreiras-BA
E-mail: luis.gha@ufob.edu.br
Gisele Barbosa dos Santos
Universidade Federal de Juiz de Fora-Instituto de Ciências Humanas
Rua José Lourenço Kelmer, São Pedro, CEP:47808-000, Juiz de Fora-MG
E-mail: barbosadossantosgisele@gmail.com

Resumo

A infiltração de água no solo conduz processos importantes para a sua formação e o conhecimento da taxa de infiltração é importante para se definir técnicas de manejo e conservação da água e do solo. O presente trabalho teve como objetivo determinar a capacidade de infiltração dos solos da Bacia do Rio de Ondas pelo método do infiltrômetro de anéis concêntricos. O Latossolo Vermelho-Amarelo apresentou a maior velocidade de infiltração básica-VIB, com 584,15 mm/h, seguido do Gleissolo com 572,2 mm/h, Neossolo Quartzarênico com 553,95 mm/h, Neossolo Litólico com 394,45 mm/h, e o menor valor ficou o Neossolo Flúvico com 17,9 mm/h. Em geral, os solos da Bacia do Rio de Ondas apresentaram elevados valores de infiltração, e a característica que influencia nesses resultados é a textura arenosa, que proporciona um maior volume de macroporos e, consequentemente, uma maior condutividade hidráulica.

Palavras-chave: Região Oeste da Bahia, infiltração da água no solo, taxa de infiltração estável.

1. Introdução

A região do Oeste da Bahia sofreu drásticas alterações no uso e ocupação do solo nas últimas décadas, devido ao desenvolvimento da agricultura mecanizada. Essas alterações influenciaram no uso da água e provocaram a supressão da vegetação natural, afetando a dinâmica das bacias hidrográficas da região. Uma das bacias afetadas é a do rio de Ondas, importante afluente do rio Grande, cuja área se estende pelos municípios de Barreiras e Luís Eduardo Magalhães (Figura 1).

A infiltração é o processo de transferência de água da superfície para o interior do solo, sendo um movimento vertical que tem influência sobre os processos de formação e evolução do solo (BARBOSA Jr., 2007). A taxa de infiltração depende da quantidade de água disponível no solo e influencia o escoamento superficial. Seu estudo é muito importante para a compreensão do armazenamento e da disponibilidade da água, além de auxiliar em políticas de proteção e conservação ambiental.

A capacidade de infiltração do solo é o potencial que o solo tem de absorver a água, influenciada pelas características físicas, químicas e mineralógicas do solo, sendo a textura e a estrutura as principais responsáveis pela maior ou menor capacidade de infiltração, uma vez que estão diretamente relacionadas à quantidade de macroporos do solo (PRUSKI *et al.,* 1997; BRANDÃO, 2003).

Na bacia do rio de Ondas são encontrados vários tipos de solo com características diversas. O conhecimento dessas características é importante tanto para a compreensão dos processos hidrológicos que ocorrem na bacia quanto para a sua gestão. Nesse sentido, Gama *et al.* (2018) descreveram morfologicamente os principais solos da bacia do rio de Ondas a partir de amostras coletadas em campo. Além da descrição morfológica, faz-se importante obter outras características dos solos da bacia, como a capacidade de infiltração, que tem grande influência nos processos de recarga do aquífero e de escoamento superficial.

Tendo em vista a importância do processo de infiltração da água no solo para os processos hidrológicos na bacia do rio de Ondas, propõe-se, no presente trabalho, determinar a capacidade de infiltração dos principais tipos de solo encontrados nessa bacia.

2. Área de Estudo

A bacia do rio de Ondas localiza-se no extremo Oeste da Bahia e possui uma área de aproximadamente 5.465 km^2, apresentando altitude homogênea, variando de 445 m a Leste e 928 m a Oeste (Figura 1), e possuindo, em geral, baixa declividade. Tem como curso d'água principal o rio de Ondas, cujas nascentes se encontram no chapadão da Serra Geral, na divisa dos estados de Goiás e Bahia, sendo afluente do rio Grande, que por sua vez é afluente do Rio São Francisco (FISTAROL *et al.*, 2015; GAMA *et al.*, 2017).

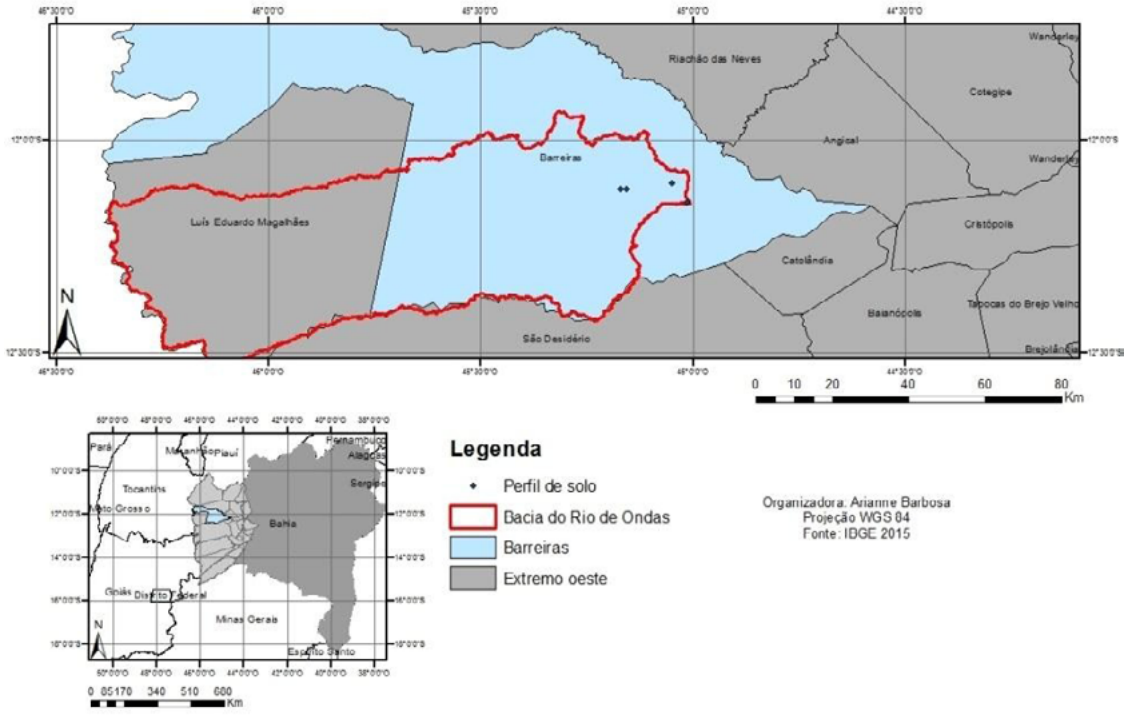


FIGURA 1: Mapa de localização da área de estudo.
Fonte próprios autores, 2018.

A Bacia Hidrográfica do rio de Ondas está situada geologicamente na bacia intracratônica denominada Bacia Sedimentar do São Francisco, a qual é composta basicamente de carbonatos e terrígenos, na região de estudo tem como representantes geológicos os Grupos Bambuí e Urucuia.

O Grupo Bambuí é uma extensa cobertura pelito-carbonática Neoproterozoica (DARDENNE e WALDE, 1979). No oeste da Bahia, Egydio-Silva (1987) identificou três unidades estratigráficas: Formação São Desidério constituída por siltitos, margas e calcários pretos; Formação Serra da Mamona composta por folhelhos verdes, pelitos, siltitos e lentes de calcário; e, Formação Riachão das Neves com siltitos, arcóseos depositados em ambiente aluvial a marinho raso.

O Grupo Urucuia de idade Cretácea, que foi formado em um ambiente flúvio-eólico, possui as Formações Posse e Serra das Araras. A Formação Posse constitui a maior porção desse grupo, compreendido por quartzo-arenitos, bem selecionados, em sua base, tendo como ambiente de sedimentação o eólico de dunas. Já a Formação Serra das Araras possui arenitos silicificados, argilitos e conglomerados, características de um ambiente fluvial (JANONI, 2017).

A bacia do rio de Ondas está inserida no Domínio do Cerrado representado, principalmente, pela fitofisionomia Cerrado Sentido Restrito. Trata-se de um complexo vegetacional em que as estruturas e fisionomias se adequam de acordo com as condições abióticas (MIRANDA, 2012).

Segundo Embrapa (2010), pode-se classificar a bacia do rio de Ondas em duas regiões geomorfológicas: as Chapadas do São Francisco e as Depressões da Margem Esquerda do São Francisco.

Os solos da bacia do rio de Ondas foram descritos morfologicamente por Gama *et al.* (2018) a partir de amostras coletadas em campo. Na bacia foram caracterizados morfologicamente as seguintes classes de solo: Neossolo Litólico, Neossolo Quartzarênico, Gleissolo, Latossolo Vermelho-Amarelo e Neossolo Flúvico.

3. Metodologia

Foram conduzidos ensaios de infiltração da água no solo nos principais tipos de solo encontrados na bacia do rio de Ondas: Neossolo Litólico, Neossolo Quartzarênico, Gleissolo, Latossolo Vermelho-Amarelo e Neossolo Flúvico. Os ensaios foram realizados pelo método do infiltrômetro de anéis concêntricos (Silva, 2019), buscando-se determinar a taxa de infiltração estável (TIE).

As áreas onde se realizaram os ensaios foram escolhidas em função da proximidade da sede municipal de Barreiras no Estado da Bahia, de modo a facilitar o acesso da equipe de campo. Os ensaios foram realizados em locais com presença de vegetação nativa, de modo que as avaliações fossem conduzidas em situações o mais próximas quanto possível das condições naturais. Selecionou-se uma área para cada tipo de solo, e em cada área foram realizados dois testes de infiltração.

Na realização dos ensaios, utilizou-se uma versão automatizada do infiltrômetro de anéis concêntricos. O equipamento consiste em dois anéis metálicos de 25 cm de altura. O anel externo tem 50 cm de diâmetro e o anel interno, 25 cm de diâmetro. O interior de cada anel é mantido com uma lâmina constante de água, com o auxílio de uma válvula de boia, sendo abastecido por meio de um reservatório. O anel externo está conectado ao reservatório maior, de 100 L de capacidade, enquanto o anel interno está conectado a um reservatório de PVC com 25 L de capacidade, cuja parede contém uma régua graduada para monitoramento da lâmina de água infiltrada (Figura 2).

FIGURA 2: (A) Infiltrômetro de anéis concêntricos instalado no campo: reservatórios conectados aos anéis concêntricos; (B) e detalhe das boias fixadas nos anéis.
Fonte próprios autores, 2018.

Para a realização dos testes, os anéis foram cravados até 15 cm de profundidade e, posteriormente, foram instaladas as válvulas de boia que os ligam a seus respectivos reservatórios (Figura 2B). Acompanhou-se a infiltração vertical no anel interno a partir de uma régua graduada presente no reservatório do anel interno. Iniciou-se a análise realizando-se as medidas em intervalos de um minuto, aumentando para dois, cinco e dez minutos de acordo com a necessidade. Os intervalos entre medidas variaram de acordo com o comportamento da taxa de infiltração da água no solo. Assim, nos solos que a taxa de infiltração se estabilizou mais rapidamente ou quando esta se manteve elevada, predominaram intervalos curtos.

As válvulas de boia foram reguladas de modo que a altura da lâmina de água nos anéis ficasse entre 3,5 e 6,5 cm. Durante todos os testes, a altura da lâmina no interior dos anéis foi monitorada para se verificar sua constância no tempo.

4. Resultados e Discussão

A determinação da infiltração acumulada e a taxa de infiltração do solo pelo método infiltrômetro de anel concêntrico foram obtidas em campo, anotando a leitura da régua graduada no campo PVC, e o tempo decorrido, de acordo com a necessidade. A partir dos dados de campo, elaboraram-se gráficos de Infiltração Acumulada e Taxa de Infiltração para todos os solos analisados (Figuras 3 e 4), observa-se que ao longo do teste a infiltração acumulada aumenta com o tempo, enquanto a taxa de infiltração diminui, até o valor se estabilizar.

O Latossolo Vermelho-Amarelo apresentou uma VIB de 584.15 mm/h (Figura 3 A e B), para a Infiltração Acumulada os coeficientes de determinação dos ensaios 1 e 2, foram R2=0,99. Este solo é caracterizado como um solo profundo com textura de Areia Franca em todos os seus horizontes (Gama *et al.*, 2018), com a presença predominante da fração areia, a qual diminui com a profundidade, possuindo aumento gradativo da fração argila no horizonte B.

O Gleissolo apresentou uma VIB de 572,2 mm/, para a Infiltração Acumulada os coeficientes de determinação dos ensaios 1 e 2, foram R2=0,99 h (Figura 3 C e D). Este solo possui como característica principal sua formação por saturação de água. Na bacia do rio de Ondas, este solo apresenta uma maior quantidade da fração areia, em relação ao silte e argila. Segundo Gama *et al. (*2018), foram encontradas no Gleissolo texturas de Areia Franca para os horizontes A1, Glei3, Glei4, Franca para o horizonte Glei1 e Areia para o horizonte Glei2.

O Neossolo Quartzarênico apresentou uma VIB de 553,95 mm/h, para a Infiltração Acumulada os coeficientes de determinação dos ensaios 1 e 2, foram R2=0,99 (Figura 3 E e F). Este solo é essencialmente quartzoso. Na Bacia do Rio de Ondas este solo apresenta a textura Areia Franca no horizonte A, e Areia no horizonte C.

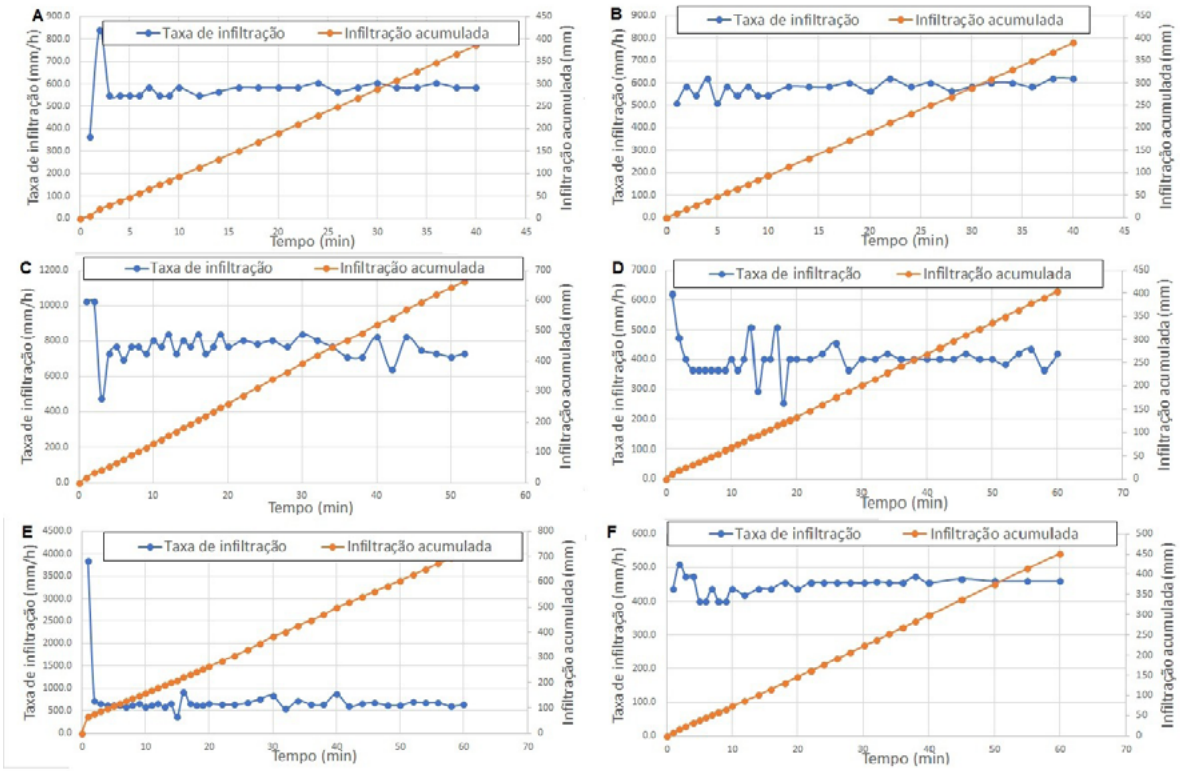


FIGURA 3: Taxa de Infiltração e Infiltração Acumulada obtidas no Latossolo Vermelho-Amarelo – Ensaios 1 (A) e 2 (B); Gleissolo – Ensaios 1 (C) e 2 (D); Neossolo Quartzarênico – Ensaios 1 (E) e 2 (F). Fonte próprios autores, 2018

O Neossolo Flúvico apresentou uma VIB de 17,9 mm/h, para a Infiltração Acumulada os coeficientes de determinação dos ensaios 1 e 2, foram R2=0,98 (Figura 4 A e B). Segundo Gama *et al.* (2018), de todos os solos analisados na bacia do rio de Ondas, este é o que possui uma composição textural mais fina. A formação deste solo está relacionada a uma planície de inundação que recebe material que o rio transporta em suspensão e se deposita. Tem em seus horizontes A e C1 textura Franco-Arenosa, enquanto no perfil mais profundo, C2 apresenta uma textura siltosa.

O Neossolo Litólico apresentou uma VIB de 394,45 mm/h, para a Infiltração Acumulada os coeficientes de determinação dos ensaios 1 e 2, foram R2=0,99 (Figura 4 C e D). Localizado em um colúvio, tem um horizonte A com espessura de 20 cm, o horizonte A do Neossolo Litólico foi dividido em A1 (0-10 cm) e A2 (10-20 cm), sendo a densidade de solo foi de 2,0 g/cm³ tanto em A1 quanto em A2, apresentou em seus horizontes a textura Areia Franca.

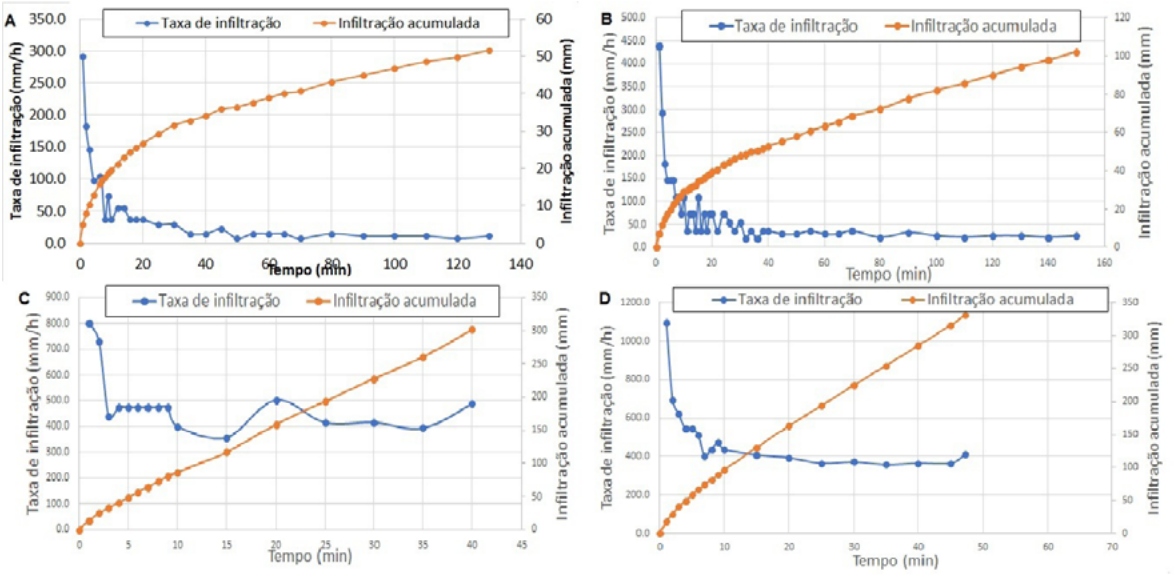


FIGURA 4: Taxa de Infiltração e Infiltração acumulada no Neossolo Flúvico – Ensaios 1 (A) e 2 (B); Neossolo Litólico – Ensaios 1 (B) e 2 (D).
Fonte próprios autores, 2018.

As taxas de infiltração estável (TIE) médias obtidas em cada área avaliada são apresentadas na Figura 5. Os solos: Gleissolo, Latossolo Vermelho-Amarelo, Neossolo Litólico e Neossolo Quartzarênico apresentaram capacidades de infiltração elevadas, enquanto o solo Neossolo Flúvico apresentou capacidade de infiltração muito baixa.

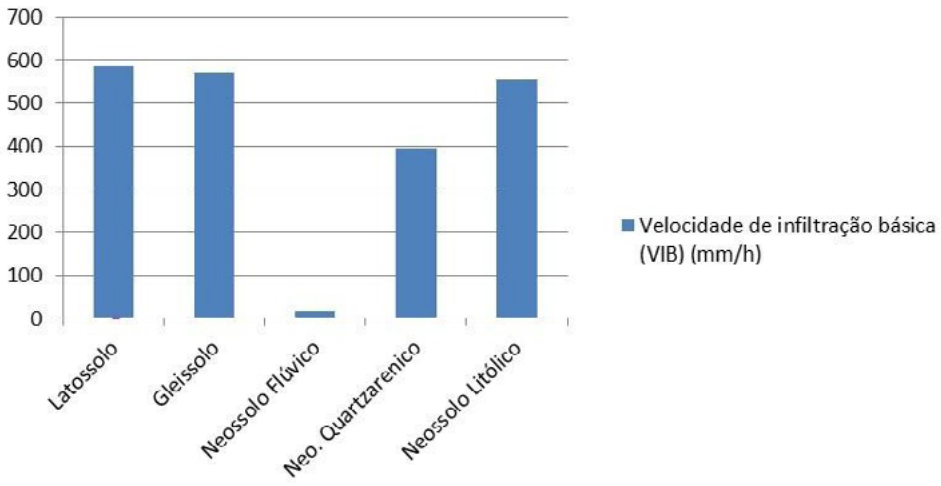


FIGURA 5: Taxas de infiltração estáveis médias obtidas nos solos da bacia do rio de Ondas.
Fonte próprios autores, 2018.

As TIE estão relacionadas às características dos solos avaliados. Segundo Gama *et al.,* (2018), o Gleissolo apresenta em todos os seus horizontes quantidades elevadas da fração areia, o que sugere uma maior permeabilidade do solo. O mesmo ocorre para o Latossolo Vermelho-Amarelo e o Neossolo Quartzarênico, que também apresentam uma alta velocidade de infiltração básica. Já o Neossolo Flúvico apresentou uma velocidade de infiltração básica muito baixa, o que pode ser explicado pela presença de quantidades maiores de frações mais finas. O Neossolo Litólico também apresentou uma alta velocidade de infiltração básica, em análises de laboratório apresentou textura com predominância de areia.

A textura predominante em todos os horizontes dos cinco solos é a areia, tendo como única exceção o Neossolo Flúvico que apresenta no horizonte C textura siltosa e sua formação está relacionada a partículas mais finas depositadas nas margens do rio. A predominância da granulometria areia está relacionada com o grupo de rochas que estes solos têm origem, trata- se do Grupo Urucuia que é representada por rochas quartzo-areníticas e arenitos silicificados, principalmente.

5. Considerações Finais

O Latossolo Vermelho-Amarelo apresenta a maior TIE, da ordem de 584 mm/h, seguido do Gleissolo, com 572 mm/h, do Neossolo Quartzarênico, com 554 mm/h, do Neossolo Litólico, com 394 mm/h, e do Neossolo Flúvico, que apresentou o menor valor, da ordem de 18 mm/h.

Em geral, os solos da Bacia do rio de Ondas possuem elevada capacidade de infiltração. A característica predominante que influencia os solos com maior VIB é a textura arenosa, uma vez que solos com texturas mais grossas tendem a apresentar mais macroporos, proporcionando uma maior condutividade hidráulica.

Neste sentido, é importante salientar que o manejo desses solos deve ser feito com responsabilidade, por se tratar de uma região que possui destaque em seu uso para o agronegócio, principalmente o plantio de soja, milho e algodão. E ao mesmo tempo, é uma importante área de recarga para o Aquífero Urucuia. Portanto, as práticas agrícolas devem se atentar para a conservação das áreas de recargas, para que não ocorram alterações significativas nos aspectos físicos e químicos do solo. Evitando assim, o desequilíbrio dos processos de infiltração natural desta região.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao apoio do Centro de Ciências Exatas e das Tecnologias-UFOB, e a primeira autora agradece ao CNPq pela bolsa de iniciação científica.

Referências

BRANDÃO, V.S. **Infiltração de água em solos sujeitos a encrostamento**. Tese de doutorado. Pós-graduação em Engenharia Agrícola. Universidade Federal de Viçosa. Viçosa, 2003.

BARBOSA JR, A. R. **Elementos de Hidrologia Aplicada**. Ouro Preto-MG, 2007.

DARDENNE, M. A. e WALDE, D.H.G. (1979) A Estratigrafia do Grupo Bambuí e Macaúbas no Brasil Central. In: Simp. Geol., I, Diamantina. **Anais... Diamantina, SBG**, Núcleo de Minas Gerais, 1: 43-53.

GAMA, J.P.A.; BARBOSA, A. S. ; NERY, S.S. ; S. A. B.S. ; SANTOS, G. B. ; DINIZ, P.H.G.D ; CARNEIRO, C.E.A. . Caracterização pedológica na Bacia do Rio de Ondas, Oeste da Bahia. In: XII **Simpósio Nacional de Geomorfológia-SINAGEO**, Crato-CE, 2018.

EGYDIO-SILVA, M. **Sistema de dobramentos Rio Preto e suas relações com o Cráton do São Francisco**. 1987. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

EMBRAPA. Caracterização geomorfológica do município de Barreiras, Oeste Baiano, escala 1:100.000. **Boletim de pesquisa e desenvolvimento 294.** Planaltina, DF, 2010.

FISTAROL, P. H. B.; BRANDOLFF, R. S.; SANTOS, J. Y. G. Análise Fisiográfica da Bacia do Rio de Ondas-BA. **XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**. João Pessoa- PB, 2015.

JANONI, C. R. **O depósito de manganês portador de metais raros (cobalto, tálio e escândio) de alto teor do Vau da Boa Esperança, Região de Barreiras, Oeste da Bahia, Brasil**. Tese de Doutorado, UFBA, 2017.

MIRANDA, S.C. **Variação espacial e temporal da biomassa vegetal em áreas de Cerrado**. 2012. Tese de Doutorado. Universidade de Brasília.

PRUSKI, F. F.; VENDRAME, V.; OLIVEIRA, E. F.; BALBINO, L. C.; FERREIRA, P.A.; WERLANG, L.; CARVALHO, L.T. Infiltração de água num Latossolo roxo. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 32, n.1, p. 77-84, Brasília, 1997.

SILVA, J.A.O.; SATELES, J.P.; TEIXEIRA, A.G.; CUNHA FILHO, I. N.; AMARAL, L.G.H. Automatização do sistema de abastecimento de água de um infiltrômetro de anéis concêntricos para utilização em solos com alta capacidade de infiltração. **Revista Eletrônica de Gestão e Tecnologias Ambientais**. Edição Especial v.7, n 1, 2019.

CARACTERÍSTICAS DE UMA NASCENTE NO CONTATO ENCOSTA CRISTALINA - DEPÓSITO ARENOSO COSTEIRO, FLORIANÓPOLIS-SC

Edna Lindaura Luiz
Departamento de Geografia -Universidade do Estado de Santa Catarina
Av. Madre Benvenuta, 2007, Itacorubi, Florianópolis-SC.
CEP: 88035-901
E-mail: elinluiz@uol.com.br
Rodrigo Pinheiro Ribas
Departamento de Geografia -Universidade do Estado de Santa Catarina
Av. Madre Benvenuta, 2007, Itacorubi, Florianópolis-SC.
CEP: 88035-901
E-mail: rodrigo.ribas@udesc.br
Miguel Fernandes Felippe
Departamento de Geociências – Universidade Federal de Juiz de Fora
Rua José Lourenço Kelmer, s/n, São Pedro, Juiz de Fora-MG.
CEP: 36036-900
E-mail: miguel.felippe@ich.ufjf.br

Resumo

As nascentes se caracterizam como importantes sistemas ambientais de passagem da água subterrânea para a superfície. Neste artigo foi realizada a caracterização de uma nascente situada na base de maciço cristalino com sobreposição de sedimentos eólicos na localidade da Praia Mole, Florianópolis/SC. Foram realizadas saídas de campo para conhecimento das características fisiográficas e hidrogemorfológicas da nascente. Também foi produzida representação cartográfica das feições de relevo e aspectos geológicos da área de estudo em escala de detalhe. Os resultados indicam que o aquífero que alimenta a nascente sofre grande influência do comportamento da precipitação, com o fluxo desaparecendo em meses com pouca chuva. Tal comportamento do fluxo d'água da nascente pode indicar que o aquífero que a alimenta é muito superficial e pouco significativo em termos de volume de armazenamento. O entendimento das características da nascente pode subsidiar estratégias para sua conservação.

Palavras-chave: Nascentes, Sistema hidrogeomorfológico, Área de recarga de nascente.

1. Introdução

Nascentes são identificadas como sistemas em que ocorre o afloramento na superfície das águas subterrâneas, iniciando a drenagem fluvial. Freeze (1974) denominou de exfiltração o afloramento em superfície da água da zona saturada subterrânea ou subsuperficial. A passagem da água subterrânea para a superfície pode ocorrer de duas formas, segundo Higgins (1984), como *seepage erosion*, que é a descarga de água subterrânea de forma menos concentrada, e como *spring sapping*, que é a saída da água subterrânea de forma concentrada.

Contudo, nem toda água que exfiltra na superfície é considerada uma nascente, pois para Guerra (1993), Faria (1997) e Felippe (2009, 2013), a água aflorando deve formar um fluxo superficial canalizado. Felippe (2009 p. 99) considera nascentes como "...um sistema ambiental em que o afloramento de água subterrânea ocorre naturalmente de modo temporário ou perene, integrando à rede de drenagem superficial". Os fluxos gerados de uma nascente são considerados rios (ou canais) de 1ª ordem e recebem esta denominação porque são os primeiros formadores da rede de drenagem (HORTON, 1945, DUNNE, 1980).

A nascente apresenta grande importância devido a entrada de água na superfície, permitindo a estruturação e o funcionamento de ecossistemas e paisagens (ALLEY et al., 1999). Magalhães Júnior (1996) considera que a água é vital para relações solo-plantas, para o funcionamento da atmosfera, para a formação e funcionamento das redes de drenagem, para os processos erosivos e deposicionais, além de influenciar questões econômicas, sociais e geopolíticas da sociedade. Muitas comunidades humanas se organizaram ao redor de nascentes, em função da importância estratégica deste elemento da paisagem.

As nascentes são afloramentos de aquíferos suspensos ou regionais e, por isso, sua localização, forma, regime de vazão são dependentes das características internas dos terrenos e do regime de precipitações. Aquíferos são rochas ou sedimentos ou ainda horizontes de solo que apresentam capacidade de armazenar e transmitir água em quantidades significativas, ou seja apresentam boa permeabilidade (LAITY, 2004; COLERIDGE, 2006). Um aquífero deve estar sobreposto a um aquitardo, sendo este um material geológico que pode conter água, mas que é incapaz de transmiti-la em condições naturais (impermeável) (MANOEL FILHO, 2008), como camadas de argilitos, rochas cristalinas não fraturadas ou solos e/ou sedimentos argilosos. O aquífero freático é aquele que é aberto para atmosfera (LAITY, 2004, MANOEL FILHO, 2008), ou seja, não há material impermeável sobre si e está submetido a pressões atmosféricas em sua superfície freática (limite superior da zona saturada).

Os aquíferos freáticos recebem água das precipitações, do derretimento de gelo e de rios influentes (COLERIDGE, 2006). A zona de recarga de um aquífero desse tipo é a superfície do terreno situado acima e a montante que permite a infiltração da água e sua percolação vertical e/ou lateralmente até o material permeável. A água proveniente do nível freático pode vir a abastecer outro aquífero ou então ressurgir em superfície através de rios efluentes ou de nascentes. Um aquífero pode ser perene, intermitente ou sazonal, dependendo das suas condições de recarga e armazenamento/transmissão (GUNN, 2004). Enquanto, a recarga do aquífero é determinada pelo regime de precipitações e nival, o armazenamento e a transmissão dizem respeito com as condições de litologia, estratigrafia e estrutura geológica (LAITY, 2004).

Dada à variabilidade dos elementos que constituem o quadro fisiográfico e hidrodinâmico das nascentes, são propostas classificações sistemáticas para facilitar a compreensão do seu funcionamento. Uma das primeiras propostas foi feita por Bryan (1919), que delineou uma chave de classificação a partir da energia dos aquíferos que

alimentam as nascentes, dividindo-as em não-gravitacionais (podendo ser termais ou não-termais) e gravitacionais (que se subdividem em nascentes de depressão, de contato, artesianas ou de fratura). Avançando em relação a abordagem meramente hidrogeológica, Springer e Stevens (2009) propõem uma tipologia baseada em aspectos hidro-ecológicos, compondo doze tipos de nascentes: Caverna – exfiltra em cavidades cársticas com condutos suficientemente largos; "G*ushet*" – surge de um fluxo isolado que jorra de um penhasco a partir de aquífero não confinado; Hipocrena – nascente enterrada, onde o fluxo não atinge a superfície, mas fica na matriz do solo (subsuperficial); Exposição – ocorre em cavernas ou fraturas, onde o aquífero não confinado aflora à superfície; Jardim Suspenso – fluxos por gotejamento ao longo de contatos geológicos em penhascos; Limnocrena – exfiltra na forma de poços ou lagos; Chafariz – fontes pressurizadas de aquíferos confinados; Helocrena – áreas úmidas de baixo gradiente com exfiltração de aquíferos rasos; "*Mound-form*" – exfiltra de montículos intemperizados de sistemas magmáticos ou falhados; Gêiser – fluxo explosivo de águas termais de aquíferos confinados; Encosta – exfiltra de encostas declivosas de modo múltiplo ou difuso; Reocrena – nascente que emerge em canais.

Felippe (2009) apresenta uma tipologia de nascentes levando em conta diferentes parâmetros, tais como morfologia, tipo de exfiltração, mobilidade, posição de afloramentos rochosos, profundidade das coberturas superficiais, vazão, razão de vazão, sazonalidade e contatos estratigráficos. O autor utilizou na sua proposta de classificação um algoritmo de máxima verossimilhança e parâmetros qualitativos a partir de estudos empíricos no estado de Minas Gerais e de referenciais bibliográficos. Desta forma, foram estabelecidos seis tipos de nascentes: freática, dinâmica, flutuante, sazonal erosiva, sazonal de encosta e antropogênica (FELIPPE, 2009).

As tipologias de nascentes é um tema complexo, pois há grande variabilidade de contextos ambientais em que elas estão inseridas, tanto em relação as formas de relevo em que aparecem, como também aos materiais aquíferos que as alimentam, aos regimes de chuvas e às dimensões e cobertura das suas zonas de recarga. Estas condições influenciam a dinâmica das nascentes ao longo do ano. São necessários mais estudos empíricos sobre nascentes, como os de Faria (1997), Menezes et al (2009), Felippe (2009, 2013), Silva (2015) entre outros, em diferentes regiões para aprofundar mais o conhecimento de seus elementos estruturantes e de sua dinâmica, permitindo aprimorar as propostas de classificação de tipologias disponíveis e as possibilidades de manejo e conservação deste importante sistema ambiental.

O presente trabalho caracteriza uma nascente situada na base de maciço cristalino com sobreposição de sedimentos eólicos na localidade da Praia Mole, Florianópolis/SC, com destaque para sua zona de recarga, a morfologia local e o comportamento de sua vazão em dois momentos do ano de 2019. Também pretende-se aplicar o protocolo desenvolvido por Felippe (2009) para classificação de tipologia desta nascente.

2. Área de Estudo

A nascente em estudo encontra-se no sopé do maciço cristalino denominado Morro da Galheta, sendo que uma parte dele separa as praias da Galheta e Mole, localizadas no litoral centro-leste da ilha de Santa Catarina, Florianópolis/SC. Esta nascente tem como localização aproximada a coordenada UTM 6.944.613 m N e 753236 m E, Fuso 22 Sul (*Datum* SIRGAS2000).

Ao sul do maciço da Galheta, se estendem terrenos sedimentares costeiros de idade quaternária, compostos predominantemente por areias quartzosas marinhas e eólicas. Estes terrenos constituem um terraço marinho, limitado ao leste com a praia Mole, a oeste com a Lagoa da Conceição e ao sul com o Maciço

da Joaquina (Figura 1). O terraço marinho parece assentado sobre uma possível continuação da estrutura cristalina em profundidade, pois os dois maciços que circundam a praia Mole estão muito próximos entre si.

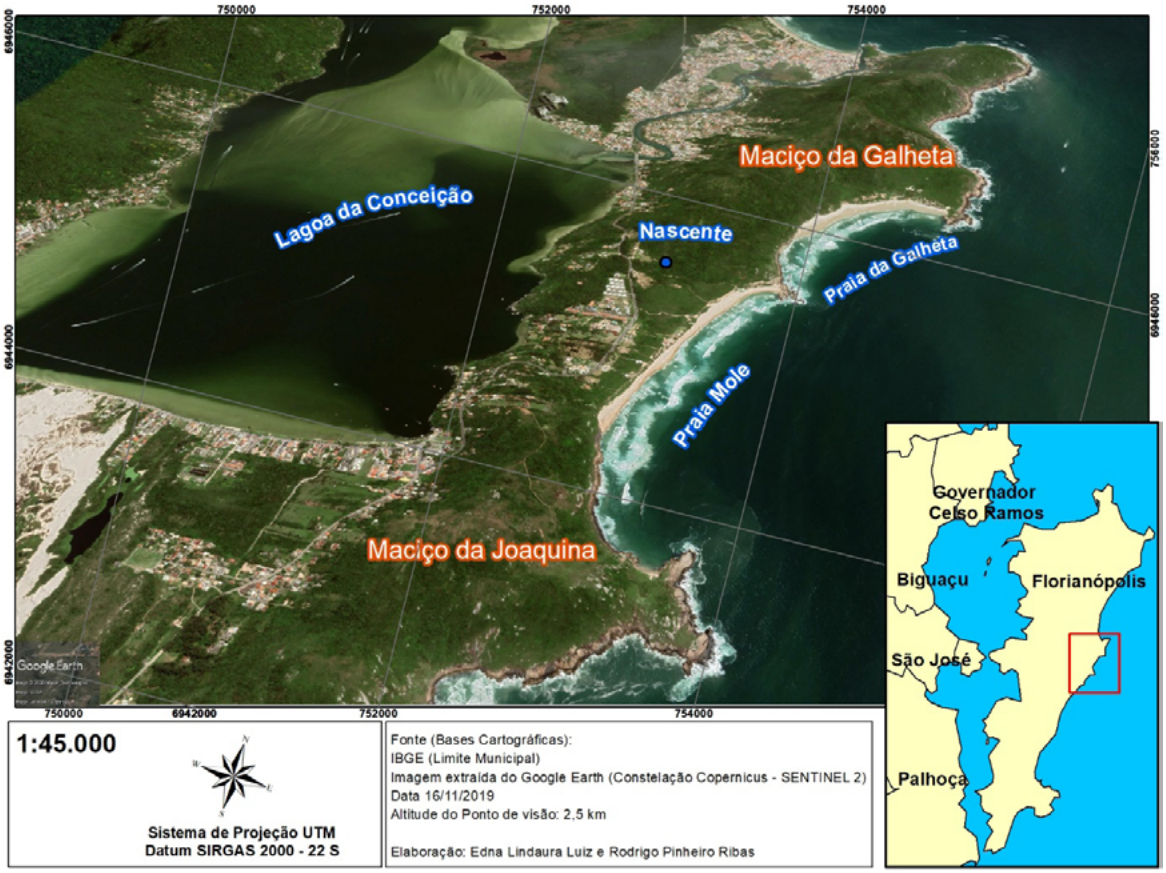


FIGURA 1: Localização da área de estudo.
Fonte: Elaboração dos autores.

O maciço do Morro da Galheta apresenta-se alongado na direção nordeste-sudoeste, sendo que seus topos angulosos pouco marcados estão alinhados nesta direção. Coutinho e Freire (1991) mapearam na escala 1:50.000, uma linha de falha que passa pelos seus topos. Nesta direção, os autores também encontraram um dique de diábasio. Tomazolli e Pellerin (2014) encontraram quatro ocorrências de diques de diabásio seguindo este lineamento nordeste-sudoeste no maciço. As rochas que compõem o maciço são granitos (sienogranitos e monzogranitos) e granodioritos (COUTINHO E FREIRE, 1991; TOMAZOLLI e PELLERIN, 2014) e ainda as rochas básicas de diabásio, na forma de diques.

O terraço marinho apresenta constituição predominantemente arenosa, contudo, Nascimento (1998) e Paisani (2007) explicam que este depósito é composto de várias camadas, indicando diferentes agentes de deposição ao longo do tempo e, inclusive, com formação de paleossolos. Paisani (2007) encontrou que durante o Quaternário foram depositadas sete camadas por ação eólica direta e cinco constituídas por material eólico com contribuição do cristalino (camadas de dissipação), estas últimas mais delgadas. Nascimento (1998) observou ao estudar uma voçoroca desenvolvida sobre o terraço, que o depósito arenoso pode ultrapassar 7,5 metros de profundidade.

As areias eólicas são largamente encontradas nas encostas do maciço da Galheta também, pois este servia de anteparo ao vento. Estas areias na encosta

e em sua base apresentam grande contribuição de finos e grânulos vindos dos processos erosivos pluviais e de movimentos de massa que ocorrem ao longo dos terrenos do maciço cristalino. Esses materiais são excessivamente permeáveis, com alta transmissividade das águas subsuperficiais. Com isso, a formação dos aquíferos granulares freáticos está condicionada ao contato com o material rochoso sotoposto (cristalino).

Os ventos predominantes na área são de direção nordeste e sul, contudo, atualmente eles não promovem grande mobilização de sedimentos na região, possivelmente em função do desenvolvimento de cobertura vegetal de Floresta Ombrófila Densa no maciço cristalino e de vegetação de Restinga no terraço marinho. O clima úmido do presente também é um fator que favorece o desenvolvimento da vegetação, sendo possível que a umidade promova certa coesão aparente aos sedimentos, dificultando a ação eólica.

O clima de Florianópolis é subtropical úmido e o fator maritimidade proporciona maior umidade e temperaturas mais amenas no decorrer do ano. De acordo com dados da estação climatológica de São José, mantida pelo Instituto Nacional de Meteorologia, a precipitação média anual da região é de 1.412mm, sendo que a mínima mensal ocorre em julho, com 82,6mm, e a máxima em janeiro, com 197mm. Em relação às temperaturas médias mensais, elas variam de 16,3°C no mês de julho a 24,6°C no mês de fevereiro. As chuvas são mais abundantes durante o verão, nos meses de janeiro, fevereiro e março, entretanto nos meses de setembro, outubro e novembro também há significativos valores de precipitação. No inverno, a precipitação é normalmente mais baixa. Deve-se ressaltar que é possível ocorrer episódios de chuva abundantes ao longo de qualquer mês do ano.

Alguns dos sistemas responsáveis pelas chuvas no estado de Santa Catarina são: frentes frias, vórtices ciclônicos, *La Niña - El Niño*, Complexos Convectivos de Mesoescala (MONTEIRO, 2001). Junto do litoral, como é o caso da área de estudo, a circulação marítima pode também provocar chuvas quando há a presença de altas pressões sobre o oceano próximo. Desta forma, há sempre água chegando para abastecer a zona de recarga dos aquíferos e, por conseguinte, as nascentes na ilha de Santa Catarina.

3. Procedimentos Metodológicos

A caracterização da nascente foi realizada em diferentes escalas de observação, uma relacionada com as formas de relevo da paisagem onde ela estava inserida e outra que detalha as feições presentes na área de exfiltração e seus arredores. Também foram levantados os materiais constituintes do relevo local e da área da nascente a partir de dados secundários de trabalhos acadêmicos realizados na área e de mapeamentos geológicos com escala 1:50.000 (COUTINHO e FREIRE, 1991; TOMAZOLLI e PELLERIN, 2014), além de observações em campo de afloramentos e depósitos.

As feições de relevo encontradas nas proximidades da nascente e no seu entorno foram identificadas a partir de levantamentos de campo e da análise de fotografias ortorretificadas com resolução espacial de 39 cm por pixel e de um relevo sombreado confeccionado de um Modelo Digital de Terreno (MDT) de 1 metro de resolução espacial por pixel. As fotografias e o MDT são produtos de um aerolevantamento realizado entre os anos de 2010 e 2012 para o estado de Santa Catarina e disponibilizado pela Secretaria de Estado do Desenvolvimento Sustentável de Santa Catarina (SDS).

Para a representação cartográfica das feições de relevo e dos aspectos geológicos da área de estudo, compreendendo o entorno da nascente, foi elaborado um mapa-base. Os produtos do aerolevantamento utilizados para a

identificação das feições de relevo permitiram um mapeamento em grande escala, 1:5.000. Os autores optaram por realizar a restituição por vetorização de feições de relevo, como cabeceiras de drenagem, patamares e drenagens efêmeras, entre outras, em ambiente de Sistema de Informação Geográfica (SIG), com o programa computacional *ArcMap* versão 10.5.1 (ESRI, 2017).

As características fisiográficas e hidrogemorfológicas da nascente e seu posicionamento na rede de drenagem foram obtidas por trabalhos de campo de reconhecimento, com uso do mapa-base anteriormente elaborado. O ponto georreferenciado com a localização da nascente foi coletado em campo com auxílio de equipamento GPS. A área a montante da nascente foi percorrida para análise da sua possível área de recarga.

O comportamento da vazão da nascente foi observado em duas ocasiões distintas, uma no final do verão (março), época de maiores médias mensais de precipitação na região, e outra no final da primavera (dezembro), período em que as chuvas diminuem um pouco em relação ao início da primavera. Para entendimento e correlação da vazão da nascente com os valores de precipitação foram utilizados dados da estação climatológica do INMET (Instituto Nacional de Meteorologia) de São José, Santa Catarina, referentes ao ano de 2019 e às médias mensais desta estação.

Para interpretação da tipologia da nascente foi aplicado um protocolo de caracterização seguindo a metodologia de Felippe (2013), em que foram identificados visualmente a morfologia, o tipo de exfiltração, a posição de afloramentos rochosos, a profundidade das coberturas superficiais e a ocorrência de contatos estratigráficos. Aspectos ambientais relacionados à cobertura vegetal e às pressões antrópicas também foram contemplados.

4. Resultados

A nascente se encontra em uma área de transição entre material muito permeável (sedimentos arenosos, mantos de alteração e colúvios derivados do granito e diabásio) e material impermeável (blocos e lajes de rochas que sustentam a elevação), sob cobertura de Floresta Ombrófila Densa Submontanta em estágio médio de regeneração. O ponto de exfiltração da água ocorre entre blocos rochosos de diabásio que constituem um dique, próximo de seu contato com a rocha encaixante de granito (Figura 2). A montante do ponto de exfiltração da nascente, há uma superfície rampeada sustentada pelos blocos de granito do contato com o dique.

FIGURA 2: Nascente entre blocos de diabásio que constituem um dique erodido, com encaixante de granito. A foto da esquerda detalha o escoamento da água entre os blocos de diabásio.
Fonte: Arquivo dos autores.

Seguindo mais para montante é possível perceber que há outras três destas superfícies rampeadas com bordas sustentadas por rochas (quebras de declive), formando patamares. Em algumas delas, existem bordas com inclinações verticais em rocha granítica (Figura 3). O solo, onde não há afloramentos rochosos, continua coberto por sedimento arenoso eólico misturado com colúvios, indicando boa permeabilidade destes terrenos. Contudo, aventa-se a possibilidade de que a rocha sã possa estar logo abaixo destes materiais, haja vista a presença constante de afloramentos.

FIGURA 3: Paredões rochosos que constituem as bordas de duas superfícies rampeadas a montante da nascente.
Fonte: Arquivo dos autores.

É possível observar que estas superfícies rampeadas criam formas convexas e inclinadas na encosta, mas que entre os blocos rochosos e entre estes e o solo, formam-se locais preferenciais de infiltração de água. A superfície rampeada mais de montante (superfície pouco inclinada) é a mais extensa e apresenta um largo afloramento de rocha na sua borda superior, mas, para o seu interior, a cobertura superficial é formada por depósitos de areias eólicas e colúvios. Ela se encontra a uma altitude de aproximadamente 60 m. Acima desta área, a encosta segue íngreme e sem significativas quebras de declive. Sobre a superfície rampeada mais extensa, há uma propriedade privada e o terreno tem cobertura de grama.

Estas superfícies rampeadas e os afloramentos rochosos nas quebras de declive podem se configurar na zona preferencial de recarga da nascente. A superfície rampeada mais de montante talvez seja a mais efetiva em captar água por ser mais ampla, contudo, a presença de afloramento rochoso na forma de laje na sua borda e de fragmentos rochosos no seu interior mostram que a rocha sã e impermeável pode não estar muito profunda. Esta condição também é possível para as outras superfícies abaixo. A água pode escoar entre a rocha sã e os mantos de alteração e depósitos, mas também entre os blocos rochosos que afloram e ao longo de fraturas na rocha *in situ* em profundidade.

As superfícies rampeadas (patamares) aqui descritas estão alinhadas com a direção da falha que condiciona o alinhamento dos topos no maciço da Galheta observada por Coitinho e Freire (1991) e isto poderia explicar a existência da grande quantidade de afloramentos rochosos a montante da nascente. Falhamentos também indicam a formação de rochas mais fraturadas em seu percurso.

Em relação a nascente mais abaixo, o ponto de exfiltração da água está a aproximadamente 32 m de altitude. Provavelmente, neste local, o granito é mais

resistente por causa de metamorfismo de contato com o diabásio. Os blocos de granito estão *in situ*, contudo há um bloco de granito que tombou lateralmente sobre o dique. A partir do fluxo da nascente forma-se um canal. Este canal foi escavado em sedimentos arenosos e apresenta fundo chato com margens retas de mais ou menos 50 cm. A margem direita mostra-se côncava e com sinais de erosão. Escavações feitas no interior deste canal quando ele estava sem fluxo, mostraram que o depósito arenoso tinha mais de um metro de profundidade.

Logo a jusante do ponto de exfiltração, o canal se alarga mais, justamente onde ele atravessa a estrutura do dique de diábasio, que continua a partir da lateral da nascente (uma vez que o traçado do canal faz uma curva e volta a encontrar esta estrutura mais a jusante). Neste ponto onde o canal o atravessa, o dique se encontra muito erodido. Este deve ser um dos diques mapeamentos por Tomazolli e Pellerin (2014), pois segue a direção indicada no mapeamento realizado por estes autores.

O canal formado a partir da nascente se conecta com um fundo de vale sem fluxo escavado na base do maciço cerca de dois metros mais para jusante. O fundo de vale seco segue contornando a base do maciço até que recebe um curso d'água perene que desce de uma das encostas laterais, formando então um canal perene que vai desaguar na praia Mole. Este fundo de vale tem sua cabeceira próximo da Rodovia SC – 406, situada no alto do terraço marinho, e ele foi em parte esculpido no contato entre o espesso pacote arenoso do terraço e as encostas cristalinas do maciço da Galheta (Figura 4).

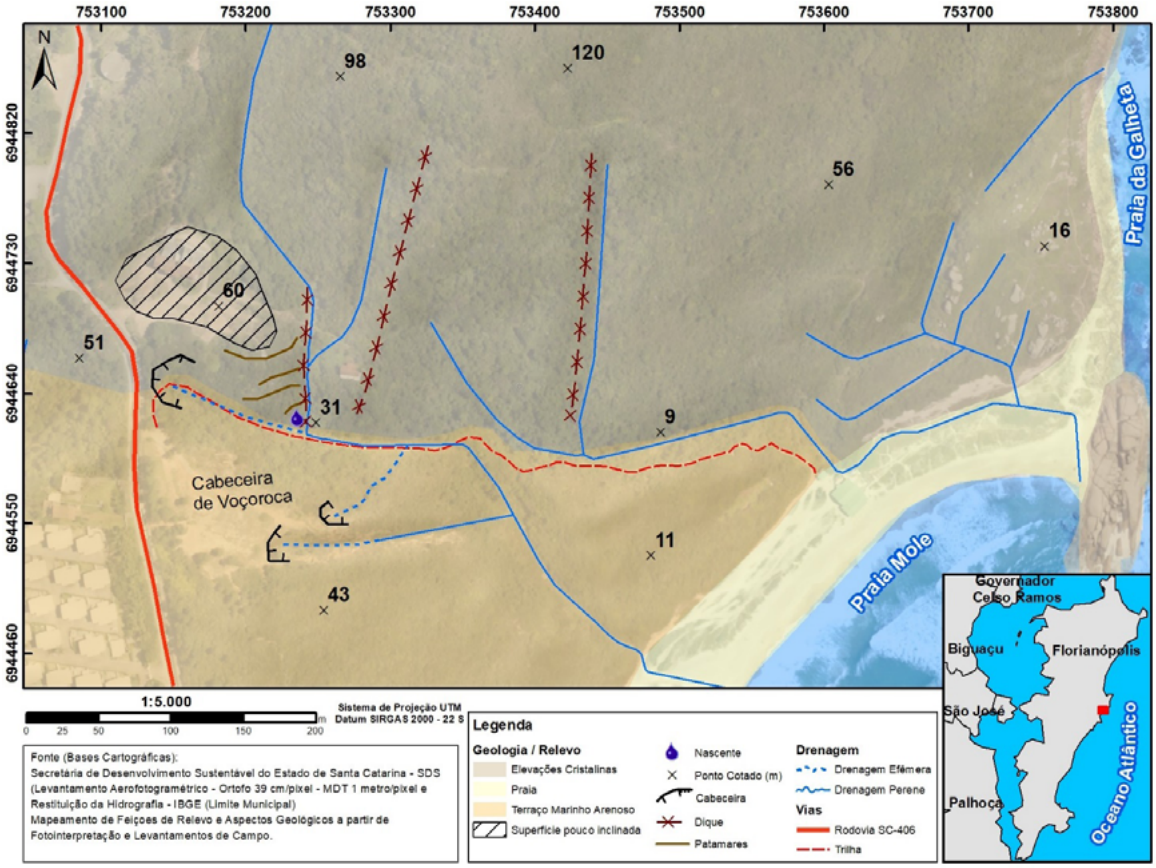


FIGURA 4: Feições de relevo e aspectos geológicos do entorno da nascente.
Fonte: Elaboração dos autores.

Fotografias aéreas antigas (das décadas de 1950, 1960 e 1970) já mostravam este vale ali presente, contudo a partir dos anos 1990, a utilização dele como uma trilha que desce para as praias Mole e da Galheta provocou reativações erosivas na sua cabeceira, no seu fundo e nas suas paredes. Este tipo de uso gera compactação, com consequente formação de escoamento superficial. Atualmente, o local desenvolve vários mecanismos de erosão encontrados no interior de uma voçoroca, como erosão progressiva, deslizamentos das paredes, erosão regressiva nas paredes e cabeceira, e ramificações. Mesmo que em sua volta haja cobertura vegetal de mata em regeneração, o seu declive e os materiais arenosos onde ele é modelado, associado com a ação antrópica, acabaram por provocar a retomada erosiva.

O aprofundamento desta feição pela ação do escoamento superficial fez aflorar no fundo do vale, a jusante da confluência do canal criado pela nascente, o aquífero freático. Este nível freático compõe provavelmente o aquífero regional em função de sua posição já próximo do nível de base geral, o mar. Obras humanas então canalizaram este afloramento e o direcionaram para onde o fundo do vale tem fluxo perene mais para jusante.

4.1 Comportamento do fluxo da nascente em março e dezembro de 2019

No final do mês de março de 2019, a nascente apresentava fluxo exfiltrando entre os blocos de diabásio do dique erodido, gerando vazão para o canal formado a partir dela. O mês de março é o final da estação chuvosa de verão e o aquífero que forma a nascente foi alimentado nos meses anteriores e no próprio mês de março. Evidências erosivas nas margens do canal, indicam que ele recebeu muito fluxo em algum momento antes, sendo esta vazão produto da exfiltração na nascente como também talvez da formação de escoamento superficial nos terrenos próximos em momentos de chuvas mais intensas e/ou continuadas.

Em meados de dezembro de 2019, o ponto de exfiltração da nascente estava seco, sendo que apenas no interior do canal, a uns dois metros a jusante, havia uma zona úmida que poderia ser associada com a exfiltração do aquífero de forma difusa (Figura 5). O ano de 2019, após o verão, foi pouco chuvoso (Tabela 1). O mês de novembro e o início de dezembro apresentaram poucos dias com chuvas e totais diários baixos. Até o dia 13 de dezembro, quando da observação de campo, havia chovido 61 mm.

TABELA 1
Precipitação média mensal e totais mensais do ano de 2019

Mês – 2019	Precipitação mensal média	Precipitação em 2019
Janeiro	197,0 mm	236,3 mm
Fevereiro	186,8 mm	274,8 mm
Março	**171,2 mm**	**82,6 mm**
Abril	129,5 mm	87,2 mm
Maio	107,9 mm	156,6 mm
Junho	85,8 mm	56,2 mm
Julho	82,6 mm	47,0 mm

Agosto	94 mm	18,6 mm
Setembro	115,3 mm	60,0 mm
Outubro	131,6 mm	76,4 mm
Novembro	132,3 mm	88,6 mm
Dezembro	**142,4 mm**	**109,2 mm até o dia 13, choveu 61 mm**

Fonte: Dados da Estação climatológica do INMET (Instituto Nacional de Meteorologia) – São José/SC.

FIGURA 5: Área úmida no interior do canal e leito seco visto para jusante.
Fonte: Arquivo dos autores.

Estas mudanças na exflitração de água na área de estudo, em termos de localização e vazão, mostram que a nascente é móvel ao longo do canal, semelhante ao observado por Faria (1997) e, principalmente, que ela é muito sensível ao regime de chuvas. Tal sensibilidade pode indicar que o aquífero que a mantém apresenta pouco volume de armazenamento e ainda que está muito próximo da superfície.

4.2. Tipologia da nascente estudada

A nascente estudada encontra-se em afloramentos rochosos de um dique de diabásio, em contato com granito. A exfiltração ocorre de modo difuso entre os blocos de diabásio, concentrando um fluxo superficial alguns centímetros a jusante. A existência de afloramentos rochosos e contato lítico possui grande relevância na formação da nascente, controlando e direcionando os fluxos subsuperficiais e condicionando a ocorrência da exfiltração.

A vegetação florestal regional se manifesta na forma de indivíduos lenhosos e sublenhosos de média densidade e dossel semi-aberto no entorno da zona de exfiltração; exceção feita à trilha, que apresenta solo exposto. A produção de matéria orgânica em associação à umidade constante promove a ocorrência de hidromorfismo nas coberturas superficiais, localmente determinadas.

A cobertura superficial ultrapassa 100 cm localmente, configurando um material poroso e permeável para transmissão de água. Associando isso aos constantes afloramentos rochosos (que se estabelecem como uma camada impermeabilizante), produzem fluxos horizontais locais e de curto prazo que alimentam a nascente. A sazonalidade da nascente associada à mobilidade da exfiltração permite afirmar que esses fluxos locais são os mais significativos na sua alimentação. Porém, não se descarta a participação do escoamento de base e da influência do aquífero fissural, formado pelas rochas cristalinas.

Na classificação tradicional de Bryan (1919), fundamentada na hidrogeologia, a nascente é do tipo gravitacional, de contato. Para a classificação hidro-ecológica de Springer e Stevens (2009), é uma nascente do tipo reocrena. Considerando a classificação de Felippe (2009), a nascente possui características de nascentes dinâmicas, mas também de nascentes sazonais erosivas. Com isso, chega-se à classificação hidrogeomorfológica de nascente dinâmico-erosiva. Sua gênese está associada à teoria hortoniana de evolução da drenagem, promovida pelo escoamento superficial concentrado, associado às zonas de fraqueza do material geológico. Assim, encaixa-se no modelo genético de nascentes por erosão linear (em sulco), de acordo com Felippe (2013).

5. Considerações finais

O ponto de exfiltração da nascente ocorre na base do maciço cristalino entre blocos rochosos de diabásio que constituem um dique desgastado. A área a montante do ponto de exfiltração apresenta muitos afloramentos rochosos que parecem estar *in situ* e depósitos permeáveis entre eles. Estes materiais constituem patamares acima da nascente. Esta configuração de montante parece favorecer uma zona de recarga preferencial do aquífero que abastece a nascente.

A localização da nascente e as características dos terrenos a montante dela (afloramentos rochosos e patamares) parecem estar condicionadas pelos lineamentos observados por Coitinho e Freire (1991) e por Tomazolli e Pellerin (2014). Inclusive a presença da estrutura de dique observada em campo segue a direção indicada por estes autores em seus mapeamentos.

O aquífero que alimenta a nascente sofre grande influência do comportamento da precipitação, pois o fluxo da nascente desapareceu após vários meses com pouca chuva em 2019. Também foi possível observar que depois de vários meses com pouca chuva, o que se encontra é apenas uma área úmida no interior do canal formado a partir da nascente. Este comportamento do fluxo d'água da nascente pode indicar que o aquífero que a alimenta é muito superficial e pouco significativo em termos de volume de armazenamento.

De acordo com as classificações de Springer e Stevens (2009) e Felippe (2009), a nascente possui classificação ecológica reocrena e hidrogeomorfológica dinâmico-erosiva respectivamente, tendo os afloramentos rochosos e o contato lítico um papel crucial na sua gênese. A cobertura de mata presente no maciço também deve representar um fator importante na sua manutenção e por isso, a importância de preservação da cobertura vegetal do local.

O conhecimento da nascente estudada pode subsidiar iniciativas para a sua conservação, visando a manutenção das condições de umidade para os

ecossistemas locais e a configuração do sistema hidrológico que ela integra. Seria interessante estudar se há modificações na dinâmica da nascente e do canal de primeira ordem que se origina dela em função da ação antrópica que se desenvolve no fundo do vale que serve como trilha, pois ele é um nível de base local para os processos hidrológicos que ocorrem na encosta onde se encontra a nascente.

Referências

ALLEY, W. M.; REILLY, T. E.; FRANKE, O. L. Sustainability of ground-water resource. **U.S. Geological Survey Circular 1186**. U.S. GOVERNMENT PRINTING OFFICE, 1999.

BRYAN, K. Classification of springs. **The Journal of Geology**, v. 27, n. 7, 1919, p. 522 - 561.

COITINHO, J. B. L.; FREIRE, F. A. Geologia: mapa e memorial descritivo. In: **Mapeamento Temático do município de Florianópolis**. Escala 1:50.000. Florianópolis, IPUF/IBGE, 1991.

DUNNE, T. Formation and controls of channel networks. **Progress in Physical Geography**, 4, 1980, p. 211 - 239.

FARIA, A. P. A dinâmica de nascentes e a influência sobre os fluxos nos canais. **A Água em Revista (CPRM)**, 8, 1997, p. 74 - 80.

FELIPPE, M. F. **Caracterização e tipologia de nascentes em Unidades de Conservação de Belo Horizonte-MG com base em variáveis geomorfológicas, hidrológicas e ambientais**. 2009. 275 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia. Instituto de Geociências - Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte, 2009.

FELIPPE, M. F. **Gênese e dinâmica de nascentes:** contribuições a partir da investigação hidrogeomorfológica em região tropical. 2013. 254 p. Dissertação (Doutorado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia. Instituto de Geociências - Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte, 2013.

FREEZE, R. A. Streamflow generation. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, 12, 1974, p. 627 - 647.

GUERRA, Antônio Teixeira. **Dicionário geológico-geomorfológico**. 8a ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1993.

GUNN, J. Spring, springhead. In: GOUDIE, A. **Encyclopedia of Geomorphology**. London; New York: Routledge: International Association of Geomorphologists, 2004, p. 994 - 995.

HIGGINS, C. G. Piping and sapping: development of landforms by groundwater outflow. In. **Groundwater as a geomorphic agent.** LAFLEUR, R. G. (Ed.). Boston (Massachusetts): Allen and Unwin, 1984, p. 18 - 58.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geological Society of America Bulletin**, v.56, n.3, 1945, p. 275 - 370.

LAITY, J. E. Ground Water. In: GOUDIE, A. **Encyclopedia of Geomorphology**. London; New York: Routledge: International Association of Geomorphologists, 2004, p. 497 - 500.

MAGALHÃES JÚNIOR, A. P. A Geografia e os recursos hídricos. **A água em revista** (CPRM), 7, 1996, p. 22 - 27.

MANOEL FILHO, J. Ocorrência das águas subterrâneas. In: FEITOSA, F. A. C; MANOEL FILHO, J.; FEITOSA, E.C.; DEMETRIO, J. G. A. (Orgs.). **Hidrogeologia**: conceitos e aplicações. 3ª. ed. Ver. e Ampl. Rio de Janeiro: CPRM- Serviço Geológico do Brasil, 2008, p. 53 - 76.

MENEZES, M. D.; JUNQUEIRA-JÚNIOR, J. A.; MELLO, C. R.; SILVA, A. M.; CURI, N.; MARQUES, J. J. Dinâmica hidrológica de duas nascentes, associada ao uso do solo, características pedológicas e atributos físico-hídricos na sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Lavrinha – Serra da Mantiqueira (MG). ***Scientia Florestalis***, Piracicaba, v. 37, n. 82, p. 175 - 184, jun. 2009.

MONTEIRO, M. A. Caracterização climática do estado de Santa Catarina: uma abordagem dos principais sistemas atmosféricos que atuam durante o ano. **Revista Geosul**. vol. 16, no 31.Florianópolis. 2001. p. 69 - 78.

NASCIMENTO, E. E. D. J. **Contribuição ao estudo de processos erosivos acelerados em áreas de sedimentos costeiros poligenéticos:** o caso da Praia Mole - Ilha de Santa Catarina. 1998. 180 f. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Geografia. Universidade Federal de Santa Catarina. Florianópolis, 1998.

PAISANI, J. C. Depósito arenoso estabelecido diante de obstáculo topográfico na Praia Mole - Ilha de Santa Catarina, sul do Brasil: duna de cavalgamento ou rampa arenosa? **Perspectiva Geográfica** (Impresso), v. 3, 2007. p. 131 - 140.

SILVA, E. C. da. **Espacialização e caracterização de nascentes do alto curso do rio Itapicuru, sub-bacia do Itapicuru, Senhor do Bonfim, BA**. 2015. 102 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia. Universidade Federal da Bahia. Salvador, 2015.

SPRINGER, A. E.; STEVENS, L. E. Spheres of discharge of springs. **Hydrogeology Journal**, v. 17, n. 1, 2009, p. 83 - 93.

TOMAZOLLI, E. R.; PELLERIN, J. R. M. **Mapa geológico da ilha de Santa Catarina**. Escala 1:50.000. Projeto Atlas geológico-geomorfológico da Ilha de Santa Catarina. Departamento de Geociências-Universidade Federal de Santa Catarina, 2014.

CARACTERIZAÇÃO DOS SOLOS DESENVOLVIDOS SOBRE OS DEPÓSITOS EÓLICOS PLEISTOCENO E HOLOCENO NA PLANÍCIE COSTEIRA DO PARQUE NATURAL MUNICIPAL DA LAGOINHA DO LESTE

Isabella de Carvalho Souza
Universidade do Estado de Santa Catarina
Av. Me. Benvenuta, 2007 CEP: 88.035-901
E-mail: bellacarvalhos3@gmail.com
Maria Carolina Villaça Gomes
Universidade do Estado de Santa Catarina
Av. Me. Benvenuta, 2007 CEP: 88.035-901
E-mail: mcarolvg@yahoo.com.br

Resumo

A cobertura pedológica na planície costeira apresenta uma grande variedade associada aos distintos depósitos Quaternários decorrentes das variações glacio-eustáticas deste período. A planície costeira da Lagoinha do Leste, à sudeste da Ilha de Santa Catarina (ISC), compreende um mosaico de ambientes geológico-geomorfológicos distintos que podem demonstrar como diferentes desenvolvimentos pedológicos ocorrem nesse contexto. Portanto, o objetivo deste trabalho é caracterizar os solos desenvolvidos sobre os depósitos costeiros na planície costeira da Lagoinha do Leste, ISC. Para tanto, foram adotados os seguintes procedimentos metodológicos: (i) seleção dos perfis de solo com base nos depósitos costeiros; (ii) caracterização morfológica dos solos; (iii) coleta de amostras; (iv) análise granulométrica e; (v) tratamento dos dados. As análises adotadas levaram à seguinte classificação preliminar: no P1, Neossolo Flúvico; no P2, Neossolo Quartzarênico argissólico órtico e; no P3, Neossolo Quartzarênico típico.

Palavras-chave: Planície Costeira, Neossolos quartzarênicos, Neossolos flúvicos

1. Introdução

Resultante dos processos de regressão e transgressão marinha ocorridos durante o período Quaternário (SUGUIO, 2010), as planícies costeiras correspondem a ambientes dispostos ao longo da costa, onde predominam os processos deposicionais, resultando em diversos depósitos sedimentares inconsolidados, dentre os quais destacam-se os depósitos marinhos e eólicos.

Os depósitos marinhos têm como principal agente de sedimentação as ondas, que formam depósitos dispostos na planície em forma de cordões arenosos paralelos à linha de costa (HORN FILHO *et al*., 2014). Estes são compostos por sedimentos que variam entre finos e grossos, cujo grau de seleção é mais baixo em relação aos eólicos, e funcionam como uma espécie de registro geológico do nível médio do mar durante a época Holocênica (TOMAZELLI & VILLWOCK, 2005).

Os depósitos eólicos são formados a partir da ação dos ventos que transportam e depositam os grãos na planície. Para que sejam formados os depósitos de origem eólica, é necessário que, para além dos ventos, haja uma barreira orográfica que cause a acumulação dos sedimentos. Estes depósitos possuem um bom grau de seleção e são compostos em sua maioria por quartzo, variando seu tamanho granulométrico entre fino e médio (SUGUIO, 2010).

Diversos trabalhos de caracterização dos solos que se desenvolvem sobre os depósitos arenosos da planície costeira evidenciam a ocorrência de Espodossolos e Neossolos Quartzarênicos (ROSSI E QUEIROZ NETO, 2001; COELHO *et al*., 2010). De maneira geral, os solos pertencentes a essas duas classificações conservam em suas estruturas muitas características dos seus materiais de origem, como a elevada concentração de areias quartzosas. Além disso, o período de formação desses solos é recente, sendo seus processos pedogenéticos ainda incipientes.

Os Neossolos Quartzarênicos correspondem a solos de textura areia ou franco arenosa e se desenvolvem em áreas mais altas e menos alagadiças da planície, onde o lençol freático não atinge a superfície do solo com tanta frequência. A profundidade do lençol freático proporciona uma melhor drenagem subsuperficial da água (COELHO *et al*., 2010; VIDAL-TORRADO E FERREIRA, 2017; EMBRAPA, 2018).

Os Espodossolos, por sua vez, possuem como característica principal um horizonte B espódico, formado pelo acúmulo iluvial de compostos organometálicos, disposto sob um horizonte A, E, ou um horizonte hístico. Para fins de delimitação, EMBRAPA (2018) especifica que estes horizontes espódicos se localizam há 200 cm a partir da superfície, ou a 400 cm caso haja um horizonte E ou hístico.

Devido à presença de matéria orgânica, esses horizontes espódicos se diferenciam do restante do perfil devido, principalmente, a sua coloração escura e variabilidade textural. Os Espodossolos são geralmente encontrados em áreas mais baixas da planície, com a influência do lençol freático durante a maior parte do ano, dificultando o processo de drenagem e proporcionando a translocação da água de forma transversal (VIDAL-TORRADO E FERREIRA 2017; EMBRAPA, 2018).

Tanto os Espodossolos quanto os Neossolos Quartzarênicos são frequentemente associados ao desenvolvimento e distribuição fitofisionômica de coberturas vegetais de influência marinha, a restinga (COELHO *et al*., 2010; VIDAL-TORRADO E FERREIRA, 2017). Essa comunidade, formada por espécies vegetais de primeira ocupação e de caráter edáfico, é adaptada às condições ecológicas da dinâmica costeira, como a ação de ventos, mudança de temperaturas, salinidade, dentre outros (IBGE, 2012).

No entanto, a diversidade de subambientes das planícies costeiras indica que estes podem apresentar uma variabilidade espacial expressiva. A planície costeira da Lagoinha do Leste, situada a sudeste da ilha de Santa Catarina (ISC), compreende um mosaico de ambientes geológico-geomorfológicos que pode demonstrar como outras ordens e subordens ocorrem nesse contexto geomorfológico. Destacam-se as formas e depósitos com formação ligada às águas superficiais, como os depósitos flúvio-lacustres, planície fluviolacustre, leques aluviais; as formas e depósitos influenciados pela ação das ondas, como os terraços marinhos, planície de restinga; além das formas e depósitos originados e modelado pela ação dos ventos, como os depósitos eólicos (RODRIGUEZ, 2015; SANTOS, 2016).

Desta forma, este trabalho tem como objetivo caracterizar os solos desenvolvidos sobre os depósitos costeiros do período Quaternário na planície costeira do PNMLL, uma vez que se acredita que estes apresentem uma grande variabilidade espacial decorrente dos diversos materiais, ambientes geomorfológicos e formações vegetais que os recobrem.

2. Área de estudo

A praia da Lagoinha do Leste corresponde a uma faixa territorial do Parque Natural Municipal da Lagoinha do Leste (MNMLL), que por sua vez, está localizado a sudeste da Ilha de Santa Catarina (Figura 1). Com uma área de 9,19 km^2, o PNMLL abrange não somente a praia da Lagoinha do Leste, mas também parte dos morros do Matadeiro e Pântano do Sul, todos estes terrenos drenados pela bacia hidrográfica da Lagoinha do Leste (Figura 1).

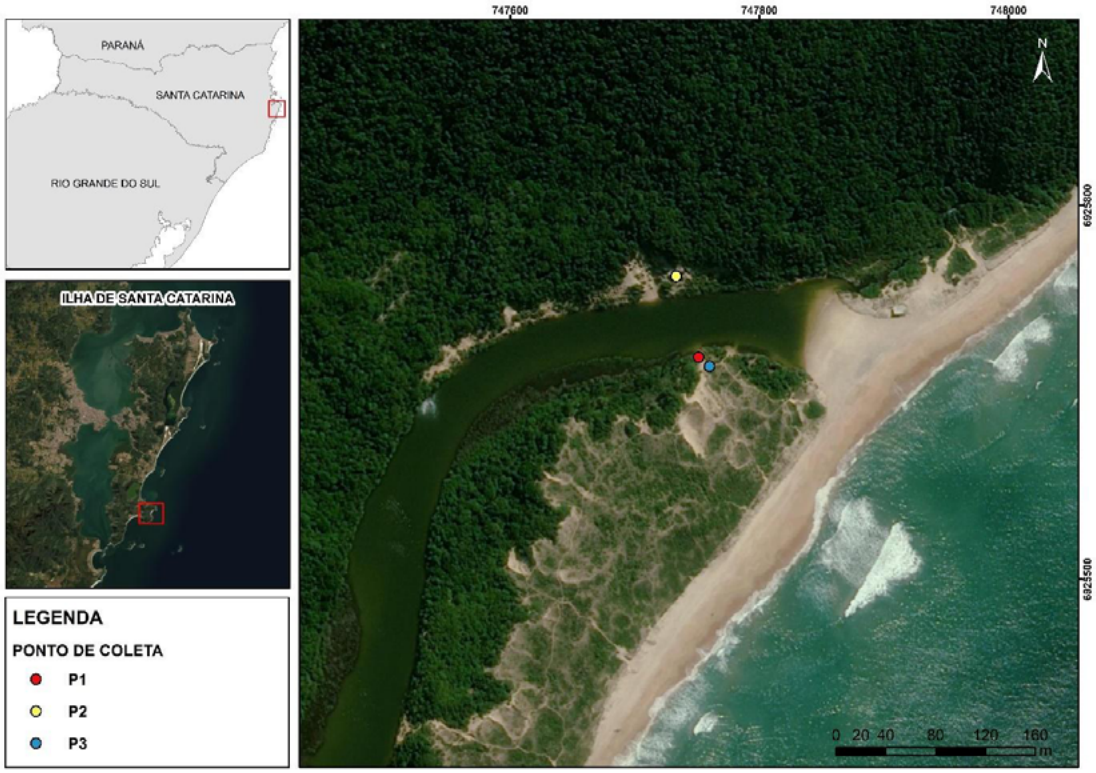


FIGURA 1: Mapa de localização da área de estudo com os pontos amostrais. Fonte: Elaborado pela autora.

A área de estudo é circundada por um maciço rochoso com altura variando de 200 a 300m, constituído de rochas piroclásticas fortemente litificadas, além de uma faixa semi contínua de Granito Itacorubi, composto de quartzos, feldspato e biotita (TOMAZZOLI & PELLERIN, 2001).

O compartimento costeiro que compõe o PNMLL corresponde a áreas modeladas pelo processo de acumulação de sedimentos, composta por depósitos costeiros do tipo fluvial, lagunar, praial litorâneo, eólico, marinho praial, e coluvial (HORN FILHO *et al*., 1999; SANTOS, 2016). Os depósitos coluviais se restringem a áreas próximas ao sopé das encostas, sendo compostos por sedimentos muito mal selecionados. Os depósitos pleistocênicos localizados na porção norte da Lagoinha do Leste correspondem a dunas inativas com altitude média de 12m e sedimentos de tamanho areia variando entre fina e média (HORN FILHO *et al*., 1999).

Os depósitos lagunares e fluviais estão dispostos às margens da Laguna da Lagoinha do Leste (HORN FILHO *et al*., 1999), sendo compostos por sedimentos finos e muito finos, bem selecionados e com textura variando entre argilosa e arenosa. Já as dunas eólicas holocênicas sobrepõem o depósito marinho praial em forma de dunas livres e ancoradas por vegetações pioneiras, possuem bom grau de seleção e textura arenosas, variando entre areia média e fina (HORN FILHO *et al*., 1999).

O clima do litoral catarinense pode ser classificado como Subtropical Mesotérmico Úmido (Cfa) na classificação de Köppen. Com quatro estações bem definidas e pluviosidade bem distribuída, Florianópolis apresenta média anual de chuvas de 1493,12mm (ANDRADE, 1996). Os ventos provenientes do quadrante norte e nordeste estão associados à Massa de Ar Tropical Atlântica (mTA), enquanto a Massa de Ar Polar Atlântica (mPA) é responsável pelos ventos de quadrante sul e sudeste. De acordo com os dados do CLIMERH, observa-se uma predominância de ventos do quadrante Norte (cerca de 37%) em relação à direção dos ventos dos demais quadrantes.

Quanto à vegetação presente no PNMLL, uma caracterização fisionômico-ecológica realizada por Santos (2016), identificou dois tipos de formações vegetais, a Floresta Ombrófila Densa e as Formações Pioneiras (SANTOS, 2016). Estas são representadas pela vegetação de influência marinha (restinga) e de influência fluvial (comunidade aluvial) (SANTOS, 2016). A Floresta Ombrófila Densa, por sua vez, corresponde a duas subformações, a de Terras Baixas e a Submontana, onde a altitude e a faixa latitudinal são seus principais diferenciais de habitação (IBGE, 2012).

De acordo com a geologia e geomorfologia da área de estudo, solos do tipo Neossolos Quartzarênicos Órtico e Hidromórfico podem ser encontrados na região da planície costeira da Lagoinha do Leste, uma vez que esses solos são identificados em demais ambientes costeiros do município de Florianópolis, como cita Sommer e Rosatelli (1991), Luiz (2004) e Heberle (2011).

A região de depósito lagunar na Lagoinha do Leste (HORN FILHO *et al*., 1999) também proporciona o desenvolvimento de Organossolos, os quais são encontrados em regiões alagadas da ISC, como na planície lagunar do Parque Estadual do Rio Vermelho (HEBERLE, 2011). São solos compostos por sedimentos finos os quais dão uma textura argilosa ao solo, além do excesso de matéria orgânica que compõem seus horizontes, dando a esse solo uma coloração escura e muito característica (LUIZ, 2004).

3. Metodologia

Foram selecionados três pontos para coleta e análise de perfil dos solos, definidos com base no mapa geológico da ISC (TOMAZZOLLI, 2014) e no mapa da planície costeira do Lagoinha do Leste (HORN FILHO *et al*.,1999), além de um reconhecimento de campo.

O primeiro ponto (P1) está localizado em uma área de depósito eólico holocênico, situado ao nível do mar e próximo à margem esquerda da laguna; O segundo ponto (P2) se localiza em um depósito mais elevado em relação ao nível do mar do que o P1. A área selecionada corresponde a um depósito eólico pleistocênico, situado em uma região mais interna da faixa costeira em relação aos depósitos holocênicos de sua região; O terceiro ponto (P3) assim como o P1 também está localizado em uma área identificada como depósito eólico holocênico. Os pontos foram georreferenciados utilizando o GPS.

A caracterização morfológica dos solos foi realizada com base no Manual de métodos de análise de solo da EMBRAPA (2011) e pelo Manual Técnico de Pedologia do IBGE (2015), por meio de aberturas de perfis verticais nos pontos P2 e P3, e sondagem no P1. Nos dois pontos em que foi possível a aberturas de perfis, o exame e a coleta dos materiais ocorreu a partir da identificação dos horizontes considerando variações de cor e textura, com base na análise tátil-visual do material.

A sondagem para a caracterização do solo P1 foi feito por meio de tradagem manual (trado holandês) com coletas regulares a partir da mudança da coloração e textura dos grãos observados por meio do manuseio e visualização do material de cada amostra retirada. Ao passo que as amostras eram coletadas, os materiais foram organizados de forma sequencial nos sacos de armazenamentos individuais e os intervalos de profundidade marcados em cada um desses sacos.

Em laboratório, as amostras foram secas em estufa a 60ºC e, posteriormente, quarteadas. Foram separados cinquenta gramas para serem submetidos à separação granulométrica por meio de peneiramento elétrico. Pesou-se os sedimentos retidos em cada peneira, a partir do qual foram obtidos os percentuais dos tamanhos presentes em cada amostra.

Optou-se pelo uso da escala granulométrica de Wentworth (1922) e os dados foram tratados estatisticamente pela plataforma Sysgran. O uso da plataforma se justifica pelo fato de se tratar de solos com pedogênese incipiente, com horizontes que ainda preservam muitas características do seu material de origem. Os gráficos resultantes passaram por uma análise integrada, juntamente com os dados secundários de pesquisas anteriores sobre os solos oriundos dos depósitos eólicos pleistocênicos e dos holocênicos da Lagoinha do Leste e adjacências.

4. Resultados e discussões

De maneira geral, os três perfis apresentaram predomínio de AF, que se manteve superior aos 70%, com tendência de aumento com a profundidade nos três pontos, além de um grau de seleção entre bem a moderadamente selecionado.

No P1, devido à situação topomorfológica - topografia plana e proximidade do canal da Lagoinha do Leste-, a descrição foi realizada a partir de tradagem manual. O solo pôde ser dividido em 4 camadas. A camada superior corresponde a um horizonte A de aproximadamente 40cm, com coloração escura, proporcionado pelo alto teor de matéria orgânica presente. Logo abaixo, identifica-se um horizonte C mais espesso, o qual foi subdividido em C1, C2 e C3 de acordo com o a mudança de cor e textura observada nas amostras (Figura 2).

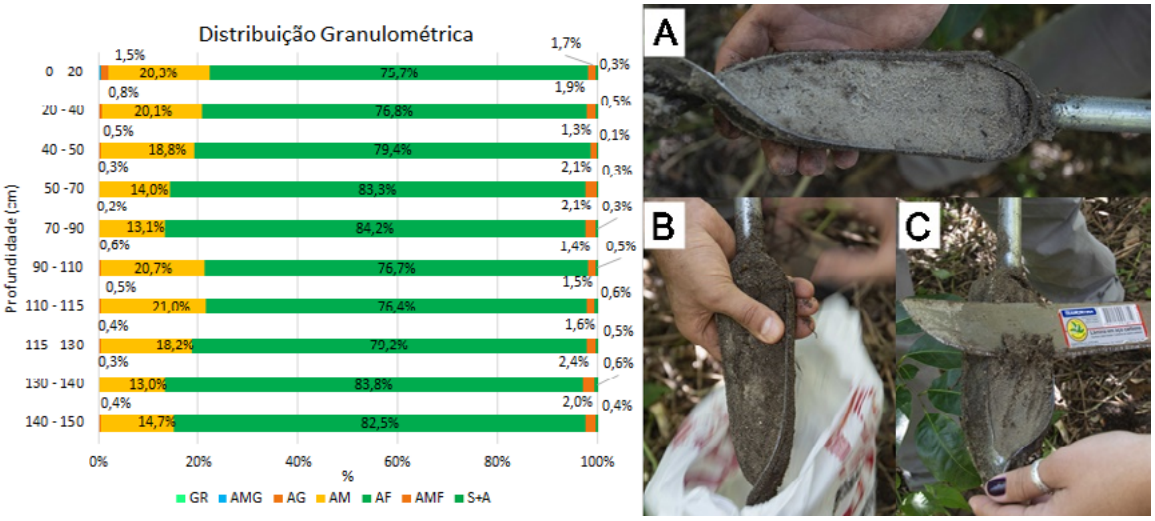


FIGURA 2: Gráfico da distribuição granulométrica (à esquerda) e imagens das amostras coletadas com trado manual no primeiro ponto (P1) (à direita), sendo: A – coleta entre 1,40m – 1,50m apresentando materiais úmidos e endurecidos; B – Coleta a 0,50m com expressivo teor de MO e; C – Coleta em 1,30m de profundidade, voltando a apresentar grandes quantidades de MO. e gráfico da distribuição granulométrica. Fonte: Elaborado pela autora.

Houve o predomínio da fração AF (79,8%) em todas as profundidades amostradas, seguida por AM (17,4%) e AMF em menores quantidades (1,7%), porém, também identificada em todas as amostras. O grau de seleção das camadas variou de bem selecionado a moderadamente selecionado.

Até 40cm se observou uma elevada concentração de matéria orgânica, proporcionando uma coloração escura a amostra (horizonte A). Até a profundidade de 110cm houve um aumento do teor de AF, apresentando cores acinzentadas. Essa coloração mudou de forma abrupta entre 110-115cm, tornando-se marrom escura e a textura mais fina, a qual se atribuiu origem orgânica, considerando o ambiente de baixa energia em que ocorrem.

Abaixo dos 115cm de profundidade, as amostras coletadas voltaram a ser mais arenosas de forma gradual até atingir 150cm, profundidade da última coleta, a partir de onde não foi possível continuar devido à dificuldade de remoção do trado do furo de sondagem.

O perfil P2 está situado em uma duna inativa de aproximadamente 12 metros de altura, estabelecida na margem esquerda do canal. A vegetação que recobre o depósito apresenta porte arbóreo e arbustivo.

O perfil P2 é arenoso, bem selecionado e com o predomínio da fração AF, compondo em média 87% dos horizontes. Com exceção do horizonte A, os horizontes subjacentes apresentaram pequena concentração de matéria orgânica e um aumento gradativo no teor de argila em profundidade e evidenciando faixas lamelares, que se tornam mais espessas com o aumento da profundidade, dando a esses horizontes uma coloração bege-amarelado quanto mais próximo à base do perfil.

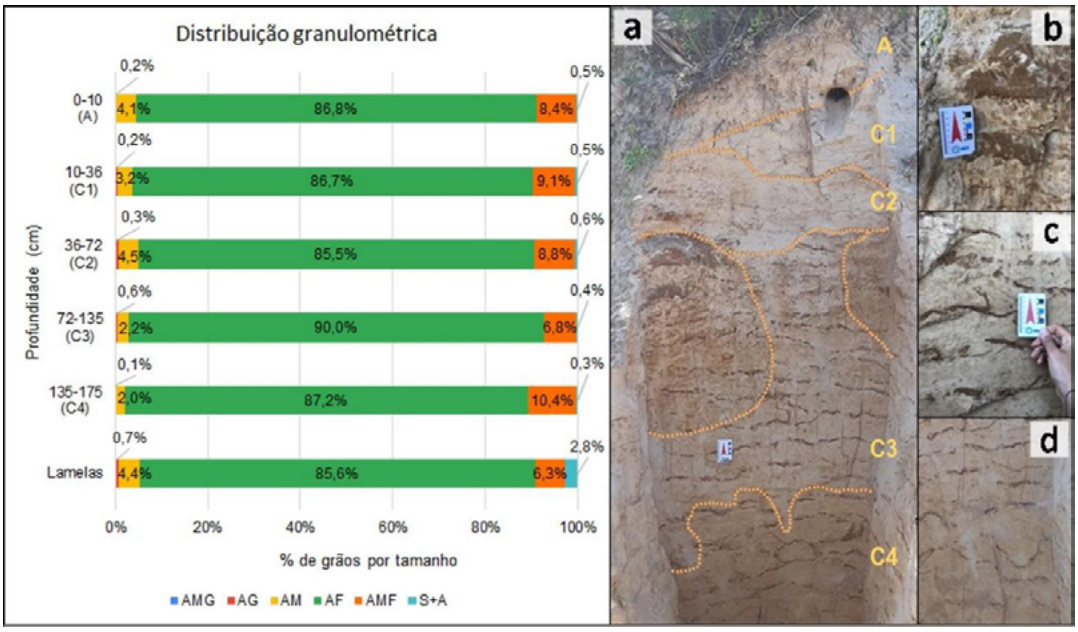


FIGURA 3: Gráfico da distribuição granulométrica à esquerda e, à direita, imagens do perfil pedológico P2, onde: (a) perfil completo e os horizontes identificados; (b) detalhe das lamelas endurecidas no C3; (c) lamelas no C3; (D) detalhe das manchas mais escuras na matriz arenosa no C4. Fonte: Elaborado pelas autoras.

Foi identificado um horizonte A pouco espesso com a presença de raízes delgadas em quantidade abundante justificado pela vegetação que cobre a maior parte do perfil do solo, deixando exposto apenas os solos das regiões mais íngremes do relevo.

A fração granulométrica predominante do perfil foi AF, chegando a corresponder a 95%. A granulometria do horizonte A corresponde a 86,8% de AF, e os demais 13,2% se dividem em AMF (8,4%), S+A (0,5%), AM (4,1%) AG (0,2%). O horizonte C1, por sua vez, apresenta uma coloração mais esbranquiçada em relação aos horizontes subjacentes, composto por AF (86,7%), AMF (9,1%), AM (3,2%), S+A (0,5%), AG (0,2%) e AMG (0,2%).

O horizonte C2 apresenta majoritariamente o tamanho granulométrico AF (85,5%), seguido por AMF (8,8%), S+A (0,6%), AM (4,5%), AG (0,4%) e AMG (0,2%). O horizonte C3 demonstra o maior percentual de AF (90%), seguido por AMF (6,8%), S+A (0,4%), AM (2,2%) e AG (0,6%), com ausência de frações de AG. Já o horizonte C4 apresenta uma porcentagem de AF (87,2%), AMF (10,4%), AM (2%), AG (0,1%) além de S+A (0,31%).

A partir do horizonte C2 se constata a presença de lamelas dispostas horizontalmente com espessura que variam de 2 mm (C2) à 7 cm (C3 e C4). As lamelas possuem coloração marrom, composta majoritariamente AF (85,6%), seguida por AMF (6,3%), AM (4,4%), AG (0,66%), AMG (0,18%) e S+A (2,8%), representando a maior porcentagem de S+A em relação ao demais horizontes do perfil P2.

As faixas lamelares mais extensas se encontram em parte dos horizontes C3 e C4, sendo o C3 o horizonte que exibe a maior concentração dessas lamelas, embora este se apresente de forma descontínua, os quais evidenciam uma alta concentração de argila endurecida em formato de agregados (Figura 3).

Os horizontes foram identificados de acordo com a mudança de coloração e variabilidade textural, tendo sido identificados apenas um horizonte superficial (A) e o horizonte C, subdividido em C1, C2 e C3. Destaca-se que a subdivisão do horizonte C foi realizada sobretudo a partir da identificação de zonas com diferentes densidades de lamelas, em que a faixa arenosa a qual divide as lamelas diminui, ao passo que a espessura das lamelas permanece de forma fina e descontínua.

O perfil P3 possui, de maneira geral, uma textura arenosa, seleção granulométrica moderada e predomínio das frações AF (média de 75%), seguido por AM (média de 22%) em seus horizontes. Observa-se a presença de diversas raízes delgadas na porção superior do perfil e raízes mais grossas perfurando os horizontes adjacentes, justificado pela vegetação instalada sobre o depósito.

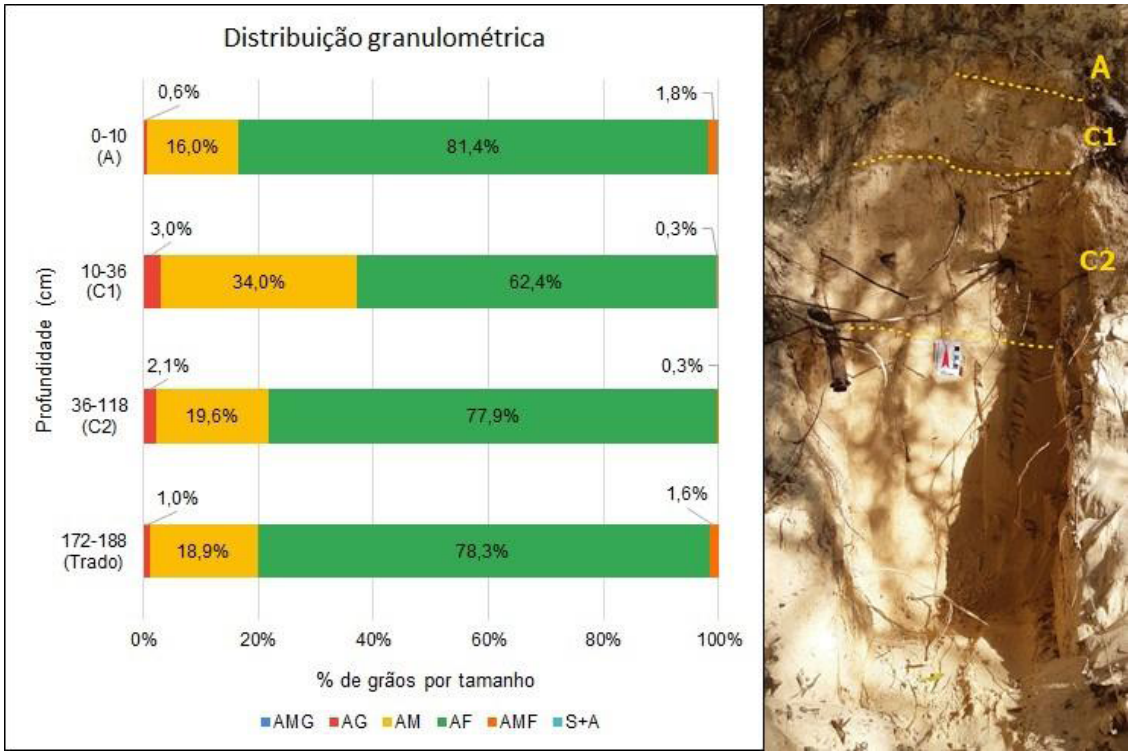


FIGURA 4: Gráfico da distribuição granulométrica (a direita) e fotografia do perfil pedológico P3 (a esquerda) com horizontes de coloração similar e a presença de raízes em profundidade. Fonte: Elaboradora pela autora.

O perfil todo apresentou fraca agregação das partículas. Nos horizontes C1 (10 a 36 cm) e C2 (36 a 118 cm) de profundidade, constatou-se a presença de lentes de granulometria mais grossa em relação à matriz, sem obedecer um padrão sequencial. Ao longo do horizonte C também foi constatada a presença de biodetritos.

Observou-se também que a presença de matéria orgânica é perceptível quase que exclusivamente no horizonte A, apesar da vegetação bem desenvolvida que recobre o depósito e a presença de raízes mais grossas ao longo do perfil.

Entre 0-10 (A) cm a fração AF corresponde ao percentual de 81,4%, sendo o horizonte com a maior quantidade de grãos deste tamanho. Em sequência, destaca-se a fração AM (16%), AMF (1,8%), AG (0,6%) e S+A (0,14%). Apesar dos valores correspondentes às frações S+A serem menores que 1% em todos os horizontes do perfil, ressalta que este primeiro horizonte entre 0-10cm demonstra a maior quantidade de S+A, tendo o seu percentual granulométrico decrescendo de acordo com a profundidade.

O horizonte entre 10-36 cm (C1) apresenta em sua maioria AF (62,4%), seguido por AM (33,9%), representando o maior percentual de desta fração ao longo do perfil. Os demais percentuais estão divididos entre AG (3%), S+A (0,1%) e AMG (0,1%). Os valores de AF voltam a aumentar no material coletado entre 36-118cm (C2), correspondendo a 77,8% da amostra, seguido por AM (19,6%), AG (2,7%), AMF (0,3%) e AMG (0,1%). Nesse horizonte também foi possível a verificação a olho nu de grãos de areia mais grossos, dispostos em lentes.

O trado manual foi utilizado para a coleta das amostras entre 172-188cm de profundidade, composto por AF (78,3%), AM (18,8%), AMF (1,5%), AG (1,4%) e um baixo percentual de S+A (0,12%) que volta a aparecer nas amostras coletadas nesta profundidade.

Os fatores importantes para a formação, bem como a idade dos depósitos costeiros onde se desenvolvem os solos dos pontos P1, P2 e P3 da Lagoinha do Leste são distintos entre si, originando depósitos com geologia e geomorfologia muito particulares umas das outras. Por conta das diferentes condições topográficas, geológicas, tempo de formação e de cobertura vegetal existentes, o desenvolvimento pedológico em cada um deles também apresenta particularidades.

A ausência de um perfil de solo para análise do P1, justificado pela topografia plana do depósito onde ele se desenvolve, limitou o diagnóstico do material pedológico. Entretanto, por meio de sondagem, constatou-se que a mudança de coloração das camadas sequenciais, bem como a variação do grau de seleção dos sedimentos (moderadamente a bem selecionada) e o predomínio de AF, indica o desenvolvimento de um horizonte orgânico (horizonte A) sobre um horizonte C (Neossolo Flúvico). Esse levantamento preliminar evidencia a necessidade de caracterização das propriedades físicas e químicas buscando fornecer mais elementos para a compreensão da pedogênese em depósitos holocênicos que já se apresentam recobertos por espécies vegetais mais exigentes.

A laguna da Lagoinha do Leste tem o seu contato com o mar limitado pelo compartimento praial arenoso durante a maior parte do ano. Porém, nos períodos de alto índice de pluviosidade ou ocorrências de ressacas, a barreira arenosa é rompida e as águas da laguna e do mar estabelecem um contato direto. Essa mudança no padrão de drenagem ao longo do ano resulta em depósitos Flúvio-Lagunares caracterizados pela deposição de sedimentos arenosos e lamosos que posteriormente podem dar origem a Neossolos Flúvicos, como o solo observado no ponto P1.

De acordo com o mapeamento geológico de Horn Filho *et al*. (1999) sobre os depósitos costeiros da Lagoinha do Leste, as áreas de depósitos lagunares holocênicos ocorrem à retaguarda dos depósitos eólicos com a mesma idade de formação. Ainda que o mapa evidencie a presença de depósitos lagunares adjacentes ao canal, destaca-se que esses aparecem apenas nas porções mais internas do canal, no limite entre a planície costeira e a encosta.

As diferentes espessuras das camadas que compõem o Neossolo Flúvico podem indicar que não houve um padrão regular de extravasamento das águas do rio naquela parte do canal para a sobreposição das camadas sedimentares ao longo dos anos.

As amostras também correspondem à caracterização feita por Horn Filho *et al*. (2020) em um ambiente de depósito flúvio-lagunar do extremo sul de Santa Catarina, onde o processo de sedimentação lagunar e fluvial resultaram em sedimentos moderadamente selecionados, com elevado percentual de AF e coloração acinzentada, devido à redução associada à presença do nível freático. Destaca-se também um considerável percentual de sedimentos finos como silte e argila (27%), quantidade muito superior das amostras coletadas no P1, compondo apenas 4,3% do solo analisado em laboratório.

O perfil pedológico analisado no P2 possui características morfológicas muito diferentes do P1. De antemão, as estruturas e materiais de formação dos horizontes, bem como a presença de lamelas que compõem o perfil, levaria a identificação de um Argissolo, devido à presença de faixas centimétricas de sedimentos finos com espaçamento progressivamente menor com a profundidade, apesar de sua espessura se manter constante (em média, 4cm).

Paisani (2004) identificou lamelas similares às do P2 na rampa arenosa da Praia Mole, na costa leste da ISC. De acordo com o autor, tais lamelas situadas na transição dos horizontes E e Bt indica uma evolução regressiva do horizonte Bt, causada pelo aumento no fluxo de água subsuperficial durante o último máximo transgressivo (18-5,1 Ka AP), passando a degradar os horizontes Bt, restando apenas faixas lamelares as quais o autor interpreta como frações residuais de um paleoargissolo degradado (PAISANI, 2004).

Apesar das lamelas dos perfis da Praia Mole serem similares às encontradas na área de estudo, a ausência de um horizonte B textural (Bt) releva a possibilidade de classificá-lo como Neossolo quartzarênico argissólico por degradação de um Argissolo. Dessa forma, é possível que os materiais de origem que formam as lamelas presentes no perfil, sejam originados dos horizontes Bt do Argissolo degradado.

Os mecanismos associados à formação das lamelas ainda são muito discutidos na literatura. As lamelas diagnosticadas em sedimentos arenosos podem ser associadas a estruturas de dissipação, processo não-pedogenético, como abordado por Bigarella (1974), ou através de iluviação, pela concentração de argilominerais em forma de faixas horizontais descontínuas, denominada como Lamelas de Iluviação (DIJKERMAN *et al*., 1967; GIANNINNI, 1993; RAWLING, 2000). Porém, o perfil analisado na praia da Lagoinha do Leste sugere uma maior proximidade com a caracterização pedoestratigráfica feita por Paisani (2004), sugerindo que a formação das lamelas através do processo de pedogênese, após a fase de sedimentação eólica do depósito arenoso.

Diferentemente dos pontos anteriores (P1 e P2) em que as características morfológicas presentes levantam algumas questões a respeito da sua gênese de formação, o terceiro ponto (P3) demonstra de maneira mais explícita o enquadramento do perfil na subordem dos Neossolos Quartzarênicos, que conserva fortes semelhanças com seu material de origem.

5. Considerações finais

A caracterização morfológica em campo e granulométrica em laboratório contribuíram para uma melhor compreensão a respeito dos fatores condicionantes para a formação e desenvolvimento dos solos presentes no Parque Natural Municipal da Lagoinha do Leste, ilha de Santa Catarina.

As amostras de solo coletadas no P1 apresentaram diversas características as quais indicam que a formação desse solo está associada aos períodos de abertura e fechamento do canal da laguna. Durante os períodos em que o compartimento praial encontra-se fechado, a água retida na laguna tende a extravasar, recobrindo suas margens e favorecendo a deposição de materiais mais finos, devido a diminuição do fluxo de água em direção ao mar. Essa mudança no padrão de drenagem da laguna pode explicar a presença de matéria orgânica em profundidade no P1.

Quanto ao desenvolvimento do solo sobre a duna pleistocênica do P2, a gênese de formação pode estar associada aos processos de transgressão e regressão marinha registrados ao longo do Quaternário tardio. As lamelas de

textura franco arenosa sugerem que suas formações tenham ocorrido por meio da degradação de um extinto horizonte Bt.

O P3 apresenta um solo onde a pedogênese é incipiente e o horizonte C preserva muito do seu material de origem, apresentando uma textura arenosa além da presença de biodetritos. Apesar dessas características, destaca-se o desenvolvimento de uma vegetação de porte arbóreo-florestal sobre esse depósito, indicando um longo período de estabilização do depósito eólico.

A ausência de dados complementares, como os parâmetros químicos dos solos, dificultou uma interpretação mais detalhada acerca da pedogênese dos perfis analisados. A continuação dos estudos sobre a distribuição dos solos na Lagoinha do Leste poderá contribuir para uma melhor compreensão dos solos na planície costeira catarinense.

Referências

ANDRADE, Suely Ferraz de. **Estudo de estratégias bioclimáticas no clima de Florianópolis**. 1996. 180 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Agronomia, Engenharia de Produção, UFSC, Florianópolis, 1996.

Bigarella, J. J. (1974) Structures developed by dissipation of dune and beach ridge deposits. **Catena**, 1:107-15

COELHO, Maurício *et al.* Relação solo-relevo-substrato geológico nas restingas da planície costeira do estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, [S.L.], v. 34, n. 3, p. 833-846, jun. 2010. FapUNIFESP (SciELO).

Dijkerman, J.C.; Cline, M.G. & Olson, G.W. (1967) Properties and genesis of textural subsoil lamellae. **Soil Science**, 104:7-16

EMBRAPA. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 5. ed., rev. e ampl. – Brasília: EMBRAPA, 2018. 357 p.

Giannini, P.C. (1993) **Sistemas deposicionais no quaternário costeiro entre Jaguaruna e Imbituba**, SC. v.1, Tese de Doutorado em Geologia Sedimentar, Instituto de Geociências, USP

HORN FILHO, Norberto Olmiro *et al.* **Atlas geológico da Planície Costeira do estado de Santa Catarina em base ao estudo dos depósitos quaternários** (AGPCSC). Florianópolis: Edições do Bosque (UFSC), 2020. 331 p.

HORN FILHO, Norberto Olmiro *et al.* Geologia do Quaternário costeiro do Parque Municipal da Lagoinha do Leste, Ilha de Santa Catarina, SC, Brasil. **VII Congresso da ABEQUA**, Porto Seguro. 03 set. 1999.

IBGE (Ed.). **Manual Técnico da Vegetação Brasileira**. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2012. (Manuais Técnicos em Geociências). Disponível em: <https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/livros/liv63011.pdf>. Acesso em: 27 maio 2019.

PAISANI, Julio César. Gênese de Lamelas ("estruturas de dissipação") Associadas à Evolução de Paleoargissolos em Rampa Arenosa, Praia Mole (Ilha de Santa Catarina) / SC, Brasil: Subsídios para uma interpretação paelogeomorfológica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [S.L.], v. 5, n. 1, p. 29-42, 6 dez. 2004. Revista Brasileira de Geomorfologia

Rawling, J. E. (2000) A review of lamellae. **Geomorphology**, 35: 1-9

RODRIGUEZ, F. G. **Cartografia geomorfológica de detalhe da bacia hidrográfica da Lagoinha do Leste**. Trabalho de Conclusão de Curso (Curso de Graduação em Geografia) – Universidade do Estado de Santa Catarina. Florianópolis, 2015.

ROSSI, M. & QUEIROZ NETO, J.P. Os solos como indicadores das relações entre sedimentos continentais e marinhos na planície costeira: Rio Guaratuba (SP). **R. Bras. Ciênc. Solo**, 25:113-120, 2001

SANTOS, Robson dos *et al.* Vegetação arbustivo-arbórea em uma restinga de Jaguaruna, litoral sul do Estado de Santa Catarina, Brasil. Ambiente e Agua - **An Interdisciplinary Journal Of Applied Science**, Taubaté, v. 12, n. 1, p. 99, 1 jan. 2017. Instituto de Pesquisas Ambientais em Bacias Hidrograficas (IPABHi). http://dx.doi.org/10.4136/ambi-agua.1952.

SANTOS, Yasmim Rizzolli Fontana dos. **GEOMORFOSSÍTIOS**: Valorização da geodiversidade da lagoinha do leste, Floria-

nópolis - sc. 2016. 82 f. TCC (Graduação) - Curso de Geografia, Centro de Ciências Humanas e da Educação, UDESC, Florianópolis, 2016.

SUGUIO, Kenitiro. **Geologia do quaternário e mudanças ambientais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2010. 408 p.

TOMAZELLI, L. J. & VILLWOCK, J. A. 2005. Mapeamento Geológico de Planícies Costeiras: O Exemplo da Costa do Rio Grande do Sul. **Gravel** 3:109-115.

TOMAZZOLI, E. R.; PELLERIN, J. R. G. M. **Mapa geológico da Ilha de Santa Catarina. Universidade Federal de Santa Catarina**, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Departamento de Geociências, 2014. Disponível em: <http://lmo.ufsc.br/files/2014/08/Geolog_Ilha7.pdf>. Acesso em: 15 jun. 2020.

TOMAZZOLI, E.R. & PELLERIN, J.R.G.M. 2001. Aspectos geológicos e geomorfológicos do sul da Ilha de Santa Catarina. In: **ENCONTRO DE GEÓGRAFOS DE AMÉRICA LATINA**.

VIDAL-TORRADO, Pablo; FERREIRA, Tiago Osório. Solos de restingas e áreas úmidas costeiras. In: **Pedologia**: solos dos biomas brasileiros[S.l: s.n.], p. 597 il, 201

CLASSIFICAÇÃO AUTOMÁTICA DE TERRENOS E A RELAÇÃO COM AS ÁREAS DE SUSCETIBILIDADE A ESCORREGAMENTOS GERADAS PELO SHALSTAB, NA BACIA DO RIO PIRAJIBÚ-MIRIM EM SOROCABA - SP

Carrie Peres Melo
Mestre pelo Prog. de Pós-Graduação de Geografia (UFSCar)
Endereço Rod. João Leme dos Santos, km 110 - SP-264.
Bairro do Itinga - Sorocaba CEP: 18052-780
E-mail: carrieperes@gmail.com
Erminio Fernandes
Universidade Federal de São Carlos
Endereço Rod. João Leme dos Santos, km 110 – SP-264.
Bairro do Itinga - Sorocaba CEP: 18052-780
E-mail: erminio.fernandes@ufscar.br

Resumo

A análise das áreas suscetíveis a escorregamentos de grande interesse para mitigar desastres, e tentar da melhor maneira prever estes eventos, que vêm sendo estudados tanto aqui no Brasil, como em vários outros países de maior frequência de escorregamentos. Este trabalho tem como objetivo a análise das classes de terreno e dos pontos de escorregamento apontados pelo modelo matemático SHALSTAB, podendo com isto alcançar classes de escorregamentos. As classes foram formadas através dos atributos morfométricos como a declividade, aspecto, textura e a convexidade, relacionando através do gráfico de dispersão, os dados gerados pelo modelo de suscetibilidade. O resultado mostra que as áreas fornecidas pela defesa civil são classificadas por uma densidade de pontos com classes (2,3,4) com de alta probabilidade da susceptibilidade a escorregamento, mas sem perigo incondicional de instabilidade.

Palavras-chave: SHALSTAB, Landforms, Atributos morfométricos.

1. Introdução

As movimentações de massa como o escorregamento faz parte do processo natural que atua na dinâmica das vertentes, fazendo parte da evolução geomorfológica em regiões serranas, como no sul e sudeste do Brasil (TOMINAGA, 2009). Consonante com Lepsch (2010), a erosão causada pelo escoamento das águas é a mais importante ocorrendo de duas formas, pela degradação do solo pelo impacto da água da chuva e o fluxo que escorre pela superfície que arrasta e desagrega o solo.

Segundo Florence (2018), em Hong Kong mais de 300 ocorrências são geradas, sendo que a maior parte deles se concentram no período de fortes tempestades e em áreas com pouca interferência humana. Entretanto, aqui no Brasil, os desastres ocorridos por conta da urbanização são previsíveis, como mostra Canil (2017).

Para um maior entendimento das áreas da bacia, e entender quais os pontos de maior suscetibilidade ou não, devido as características intrínsecas a topografia, será considerada a classificação topográfica e a de suscetibilidade.

As classificações são a topografia dividida em categorias que pode incluir geologia, solo, vegetação ou hidrologia e assim são as formas de terreno como fala Mitchell (1991). A leitura automática das formas de terreno (Landforms) proposta e aprimorada por Iwahashi e Pike (2007). Começou com Iwahashi (1992,1994), Iwahashi e Kamiya (1995), Hoffman e Pike (1995). E ainda se tem outras classificações como Fenneman e Johnson (1946), Hammond (1964), Wood e Snell (1960), Murphy (1968), Evans (1972), Castleman (1996) e assim sequencialmente. Foi escolhida a classificação de Iwahashi e Pike (2007) pois é de fácil aplicação.

Através desta leitura automática de atributos do terreno, poderemos analisar os tipos de terrenos da área estudada, classificando a bacia em 16 classes. Sendo que na classe 16, estão as áreas de planície, recentes áreas aluvionares, leque aluvial e áreas de inundação. Nas classes 12 e 14 planícies de declividade suave e também áreas de leque aluvial como apresenta na classificação feita no Japão e EUA. As classes 1 e 3 são geralmente locais de alta convexidade, área montanhosa de declive, a classe 1 geralmente fica localizada acima da classe 3 se caracterizando em áreas úmidas e como da série I e III, onde se tem as classes 1, 3, 5, 7, 9, 11, 13 e 15 áreas marcadas por uma topografia erosional. As áreas das séries II e IV são recentes superfícies de sedimentação com classes de planícies como a classe 16, baixa declividade na classe 12 e 14, grandes leques aluviais, leques dissecados, montanhas com falhamentos (block-faulted mountain) e rochas cristalinas distribuídas nas classes 2, 4, 6 e 8 (IWARASHI E PIKE, 2007).

Já o modelo SHALSTAB (Shallow Landsliding Stability Model), foi criado a partir dos trabalhos de Dietrich et al. (1993, 1995), Montgomery e Dietrich (1994) e Dietrich e Montgomery (1998). É um modelo empírico com muitos aspectos a ser analisados como sua a temporalidade e a dificuldade da obtenção dos parâmetros, mas é uma ferramenta satisfatória para analises iniciais ou combinadas com outros modelos e analises. O modelo gera sete classes de suscetibilidade sendo que a hierarquização das áreas susceptíveis à ocorrência de escorregamentos, indica que, quanto maior for valor absoluto da razão hidrológica qt, maior será a instabilidade do local (LISTO, 2012; DIETRICH & MONTGOMERY, 1998; BAUMANN, 2018). Foi integrado como ferramenta no SAGA GIS em 2007, é uma ferramenta de fácil aplicabilidade (TRENTIN e ROBAINA, 2020).

Com isto temos a união das classes de terreno e as classes de suscetibilidade, podendo alcançar uma possível classificação de terreno com maior ou menor suscetibilidade. A análise de regressão linear é simplesmente ver a corre-

lação entre duas ou mais variáveis (NETER et al. 1996). Exposta estas variáveis em uma linha a partir da formula Y=a - b.x, sendo esta formula ajustada calculasse os resíduos somando o quadrado do desvio vertical RΔ de um grupo de n pontos, sendo que quanto maior o valor melhor a definição da reta, isso será notado ao plotar o gráfico de dispersão. Com isto obtendo uma forma de estudo inicial para prever áreas de suscetibilidades e suas características.

2. Área de estudo

A bacia se situa no Município de Sorocaba, na sub bacia do Rio Pirajibú-Mirim, situada no município como mostrado na Figura 1.

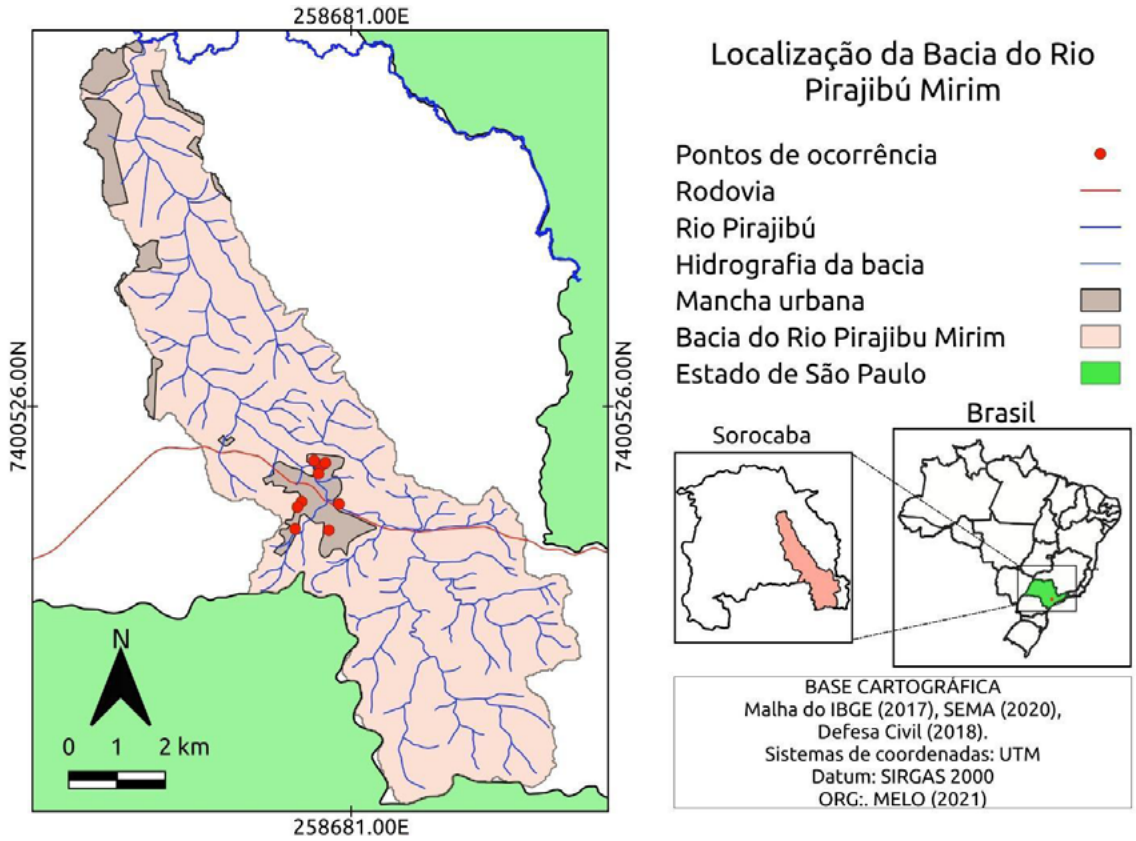


FIGURA 1: Localização da bacia do Rio Pirajibú Mirim.

A área da bacia do rio Pirajibú-Mirim, conforme o Instituto Geológico (2004), situa-se nas zonas sudeste e leste do Município de Sorocaba. E conforme Corrêa, Toledo e Franco (2016) a bacia do Rio Pirajibú-Mirim é uma área de importância pelos seus recursos hídricos, para a distribuição de água em Sorocaba e também por conectar fragmentos florestais.

2. Metodologia

A metodologia divide-se em partes como a criação dos atributos morfométricos e os pontos de escorregamentos, mapeamentos das classificações e então a análise pelo gráfico de dispersão. Para a formulação do MDT foi usado imagens Alos Palsar com resolução de 12,5 metros e SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), tendo esta imagem resolução de 30 metros (1 arco por segundo) datado em 23 de setembro de 2014. Será usado para as analises softwares open source SAGA GIS e o QGIS.

A espacialização das ocorrências de escorregamentos que são dois pontos de ocorrência na Vila Astúrias e no Brigadeiro Tobias de acordo com a Defesa Civil. Como forma de testar a eficiência do modelo SHALSTAB em apontar áreas de susceptibilidade foram comparados os dados calculados com os pontos de escorregamentos cadastrados e possíveis cicatrizes.

A declividade e o aspecto, foi calculada usado o método com polinômio de 2°ordem com 9 parâmetros de Zevenbergen e Thorne (1987). Usando radianos como unidade de medida sendo está a medida compatível com a ferramenta Landforms, que foi aplicada em seguida usando 16 classes, com a textura e convexidade usando a reamostragem de células.

O modelo de suscetibilidade foi usado os atributos de declividade, escoamento da área montante e os dados citados serão usados dados padrão do software.

3. Resultados e Conclusão

As dezesseis classes de terreno geradas na classificação mostram a espacialidades das formas de relevo pontuando os através dos atributos morfométricos como a convexidade, declividade e textura. Apresentando as formas de relevo como mostra a Figura 2.

Distinguindo os tipos de terreno, como os compartimentos geomorfológicos, baseado em Iwahashi e Pike (2007), às montanhas íngremes da classificação nos níveis 1 e 3 são representadas pela Serra de São Francisco, parte fica nos metassedimentos do grupo São Roque, onde se tem às rochas cristalinas. Os relevos suaves e colinos são partes das classes 2, 4, 6, 8, 14 e 16 que prefiguram as rochas da bacia do Paraná.

As classes 1 e 3, que são os pontos de maior altitude e íngremes como a Serra de São Francisco, fazem parte do Planalto Atlântico, onde dominam rochas cristalinas do embasamento, por estar no limite com as áreas baixas da Depressão Periférica.

As sete classes de terreno geradas na classificação mostram espacialidades dos pontos de suscetibilidades na bacia hidrográfica como mostra a Figura 3.

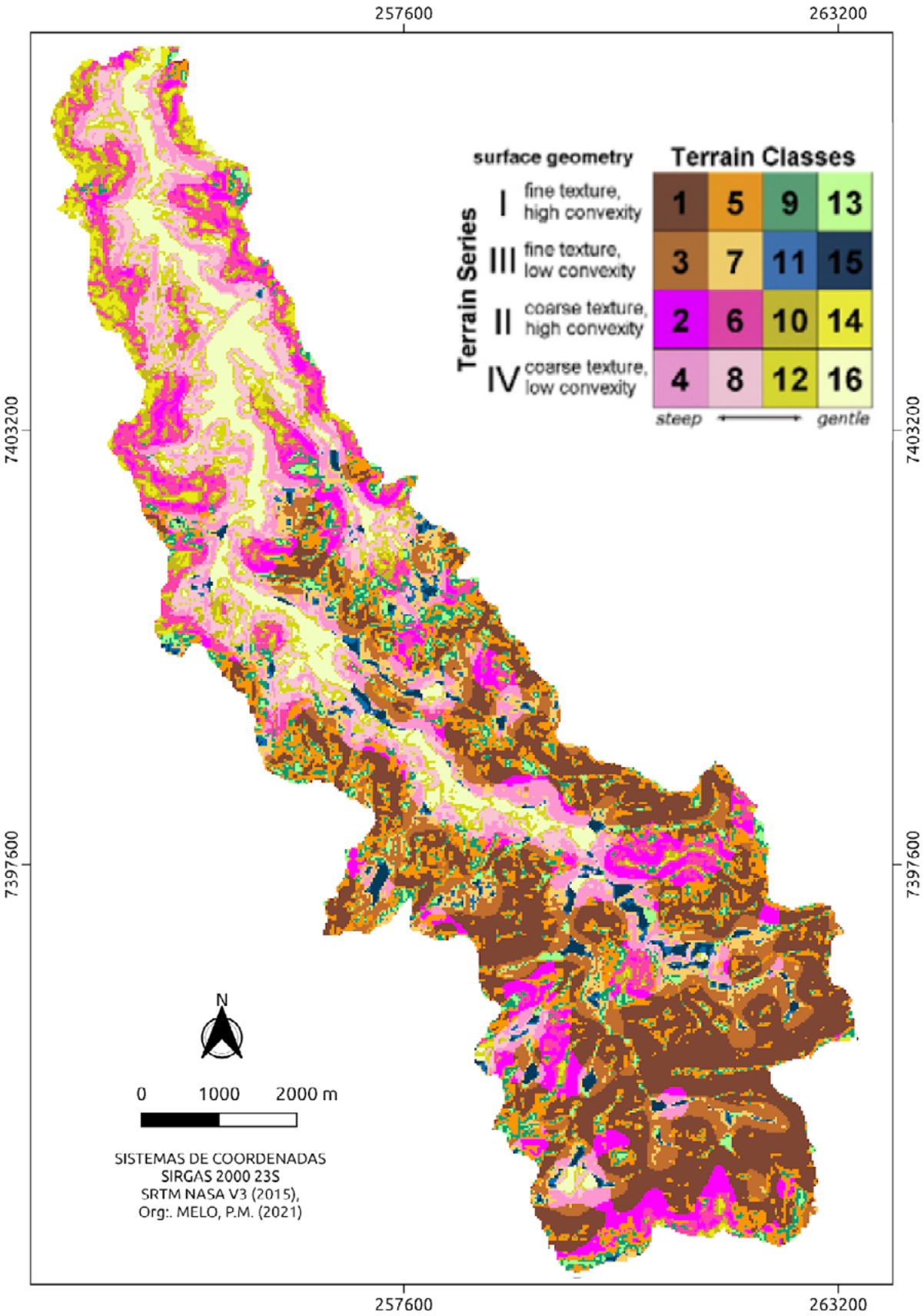


FIGURA 2: Classificação das formas de terreno. Fonte: Arquivo dos autores.

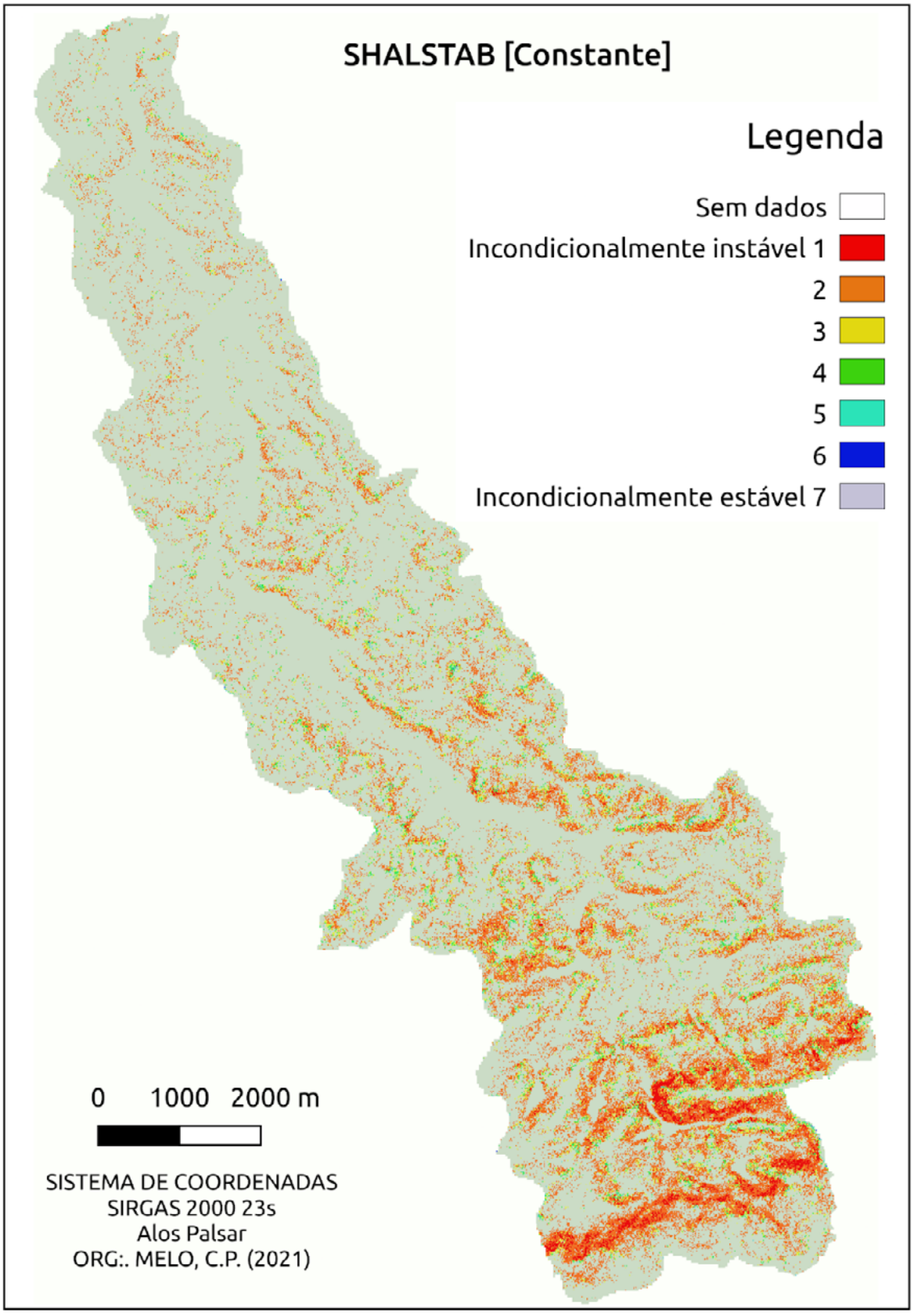


FIGURA 3: Classificação do modelo SHALSTAB Fonte: Arquivo dos autores. Fonte: Arquivo dos autores.

O modelo SHALSTAB mostra que as áreas fornecidas pela defesa civil são classificadas com aglomeração da classe 2, 3 e 4. Sendo estas classes de alta probabilidade da susceptibilidade a escorregamento, mas não instável, entretanto por conta da ação antrópica desestruturada e a falta de infraestrutura se configura como área de risco, já as áreas de classe instável, felizmente ficam em lugares com baixo povoamento e degradação.

Com a união das classes de terreno e as classes de suscetibilidade obteve-se o gráfico de dispersão (Figura 4), como vemos na analise do resíduo R^2 a reta foi bem definida. Com isto temos que como exposto o círculo tido como situação crítica (critic situation) é onde se tem as classes de terreno 3, 7, 11, 15, 14, 13, 8, 4, 9, 5 e 1. Estas são consideradas áreas primordialmente de uma topografia erosional. Nos locais sem dados (*no data*) são onde ficariam os lugares de instabilidade na bacia que são poucos, já as áreas estáveis são amplas e com diz com a situação da bacia.

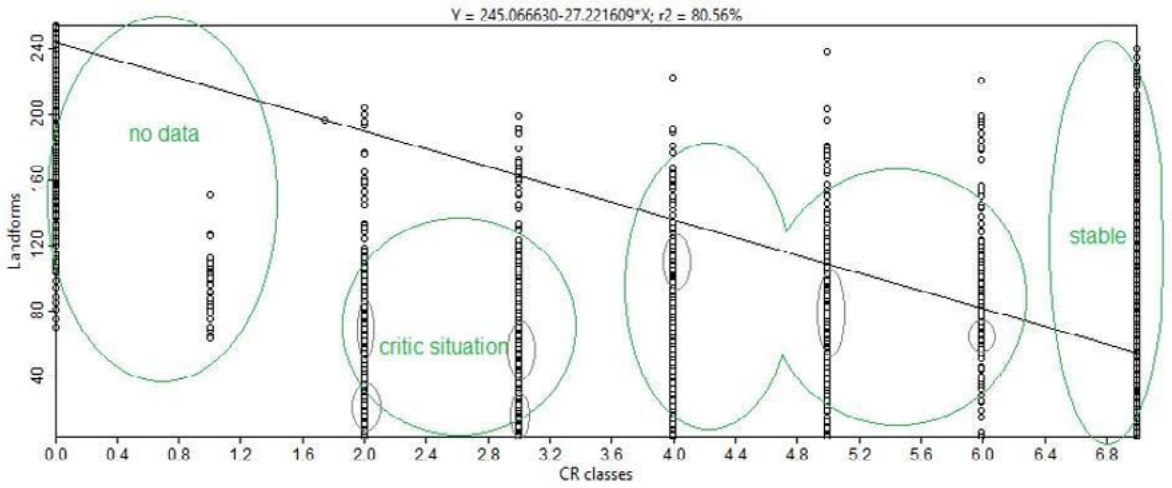


FIGURA 4: Gráfico de dispersão entre as classes do modelo *SHALSTAB (CR classes)* e *Landforms*.
Fonte: Arquivo dos autores.

E locais com taludes, cicatrizes de escorregamentos são pontos onde apresenta textura maior, entretanto ocorrem em classes com menor textura. (IWAHASHI,2007).

Conclui-se com esta pesquisa que a relação mostra os tipos de terreno e a suscetibilidade em cada situação, contribuindo para uma aplicação simples e efetiva das áreas instáveis. Tendo que esta pesquisa prové dados para operação de ações preventivas e mitigatórias, nestas localidades. Notasse que para futuras pesquisas os parâmetros do modelo de suscetibilidade (densidade, coesão, condutividade hidráulica, ângulo de atrito interno e espessura) espacializado trariam melhores resultados.

Agradecimentos

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa nos últimos anos do curso de mestrado. E ao meu orientador e todos que de alguma forma tem me ajudado.

Referências

ABRAMOVAY, R. Agricultura Familiar e Serviço Público: novos desafios para a extensão rural. **Cadernos de Ciência e Tecnologia**, Brasília, v. 15, n. 1, p. 137-157, jan./abr. 1998.

ALTIERI, M. A. **Agroecologia:** bases científicas para una agricultura sustentable. Montevideo: Editorial Nordan-Comunidad, 1999.

BRASIL. Ministério do Desenvolvimento Agrário – MDA. Secretaria de Agricultura Familiar – SAF. Departamento de Assistência Técnica e Extensão Rural – DATER. **Política Nacional de Assistência Técnica e Extensão Rural.** Brasília: MDA/SAF/DATER, 2004.

CAPORAL, F. R. **A extensão rural e os limites à prática dos extensionistas do serviço público.** 1991. 134 f. Dissertação (Mestrado em Extensão Rural) – Programa de Pós-Graduação em Extensão Rural, Universidade de Federal de Santa Maria – UFSM, Santa Maria, 1991.

CAPORAL, F. R.; COSTABEBER, J. A. Agroecologia e Sustentabilidade: base conceitual para uma nova extensão rural. In: WORLD CONGRESS OF RURAL SOCIOLOGY, 10., 2000, Rio de Janeiro. ***Anais...*** Rio de Janeiro: IRSA, 2000. p. 1-19.

FAVARETO, A. da S. **Paradigmas do Desenvolvimento Rural em questão**: do agrário ao territorial. 2006. 220 f. Tese (Doutorado em Ciência Ambiental) – Programa de Pós-Graduação em Ciência Ambiental, Universidade de São Paulo – USP, São Paulo, 2006.

FERNANDES, B. M. Sobre a tipologia de territórios. In: SAQUET, M. A. & SPOSITO, E. S. (Org.). **Território e territorialidades:** teorias, processos e conflitos. São Paulo: Expressão Popular/UNESP/Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2009. p. 197-215.

FREIRE, P. **Extensão ou Comunicação.** 7. ed. Tradução de Rosisca Darcy de Oliveira. Rio de Janeiro: Paz e Terra, 1983[1969]. Título original: *Extención o Comunicación?*

FUNDAÇÃO JOÃO PINHEIRO – FJP. **Vale do Jequitinhonha:** diagnóstico preliminar. Belo Horizonte: FJP, CODEVALE, 1975.

MUSSOI, E. M. **Integración entre Investigación y Extensión Agraria en un contexto de descentralización del Estado y sustentabilización de políticas de desarrollo:** el caso de Santa Catarina, Brasil. 1998. 411 f. Tese (Doutorado em Agronomia) – Programa de Pós-Graduação em Agroecologia, Campesinato e História, Instituto de Sociología y Estudios Campesinos – ISEC, Universidade de Córdoba, Espanha, 1998.

CLASSIFICAÇÃO DE TIPOLOGIAS DE NASCENTES NO ALTO VALE DO RIO TAVARES, FLORIANÓPOLIS/SC

José Roberto Klain Moreira
Departamento de Geografia - Universidade do Estado de Santa Catarina
Av. Madre Benvenuta, 2007, Itacorubi, Florianópolis-SC. CEP 88035-901
E-mail: zekfloripa@hotmail.com
Rodrigo Pinheiro Ribas
Departamento de Geografia - Universidade do Estado de Santa Catarina
Av. Madre Benvenuta, 2007, Itacorubi, Florianópolis-SC. CEP 88035-901
E-mail: rodrigo.ribas@udesc.br
Edna Lindaura Luiz
Departamento de Geografia - Universidade do Estado de Santa Catarina
Av. Madre Benvenuta, 2007, Itacorubi, Florianópolis-SC. CEP 88035-901
E-mail: elinluiz@uol.com.br

Resumo

As nascentes determinam a existência de cursos d'agua, por meio da transferência das águas subterrâneas para a superfície. São assim consideradas importantes sistemas ambientais para a manutenção da vida em geral. O presente estudo identificou e caracterizou algumas das nascentes presentes na região de cabeceira do rio Tavares, localizada no distrito do Campeche do município de Florianópolis, Santa Catarina. Tais nascentes constituem um importante fator socioeconômico para a população local. Foram realizados estudos de campo para identificação das nascentes e suas caraterísticas fisiográficas e hidrogemorfológicas. Nesta investigação foram também utilizados produtos de Sensoriamento Remoto para auxílio no reconhecimento e posterior mapeamento das feições de relevo. Foram identificadas e caraterizadas 4 nascentes. Foi um primeiro procedimento para subsidiar outros estudos e direcionamentos de estratégias de proteção e manutenção das nascentes e área do entorno.

Palavras-chave: água, nascente, exfiltração

1. Introdução

A preservação da qualidade das águas deve ser responsabilidade de cada indivíduo, e isto é respaldado pela Lei nº 9.433/1997 (BRASIL, 1997), que estabelece a Política Nacional de Recursos Hídricos. Entretanto, apesar da existência de legislação protetiva, há previsão de escassez hídrica mundial para os próximos anos e estudos apontam para a ocorrência de um colapso na situação hídrica mundial na próxima metade do século XXI, com probabilidade de conflito entre os povos (VERIATO et al., 2015).

O uso e ocupação da terra, tanto em áreas urbanas como rurais, vem ao longo do tempo impactando a rede de drenagem e a qualidade das águas. As nascentes originam cursos d'água e são os locais de ligação entre a água subterrânea e a rede hidrográfica superficial. Por isso a proteção das áreas de nascente é fundamental e elas são elementos-chave para a gestão das águas.

A proteção da cobertura vegetal em torno de nascentes como Áreas de Preservação Permanente (APP) ocorre desde o Código Florestal de 1965, contudo em 2012, por meio da Lei no 12.651/2012, foi retirada a proteção dos afloramentos d'água intermitentes, o que foi reestabelecido por meio de uma Ação Direta de Inconstitucionalidade – ADI pelo Supremo Tribunal Federal, em 28 de fevereiro de 2018 (SOUZA et al. 2019). Considera-se a medida de extrema importância, visto que os estudos demonstram que mais de 50% das nascentes são móveis (FELIPPE 2013).

Segundo Souza et al. (2019), a proteção efetiva dos recursos hídricos provenientes do afloramento de aquíferos é dificultada pelas divergências em estudos ambientais. Para resolver lacunas técnicas e regulatórias que persistem são necessários estudos e diagnósticos para o entendimento da natureza e dinâmica das nascentes. Felippe (2013) explica que para se determinar o nível de qualidade ou degradação ambiental das nascentes, é necessário, primeiramente, conhecê-las enquanto sistemas complexos.

Felippe e Magalhães Jr. (2009) consideram as nascentes sistemas ambientais que se configuram como subsistemas abertos do geossistema em que estão inseridas. O comportamento das nascentes é condicionado pelo clima, relevo regional, aquíferos e sociedade (variáveis externas). O clima é responsável pelo fornecimento de água através da precipitação e pelo controle do regime das nascentes intermitentes. Já os aquíferos garantem a existência da exfiltração e determinam, em partes, as características das águas. Em uma perspectiva multi-escalar, o relevo, ou as formas que o compõem, é a variável definidora da localização das nascentes, promovendo o contato da superfície com o nível freático. Por fim, mas não menos importante, a sociedade possui relação de uso e ao mesmo tempo de agente transformador das nascentes.

Por outro lado, as nascentes são estruturadas por suas variáveis internas, que são: a água que exfiltra; a morfologia que determina os locais de baixo potencial energético nos quais se localizarão as surgências; o material pelo qual a água exfiltra e que recobre a morfologia da nascente e o ecossistema que se desenvolve em função das condições ambientais locais (FELIPPE, 2009).

Existem propostas de classificação de nascentes baseadas em diversas características que determinam tipologias de nascentes. Segundo Davis e De Wiest (1966 apud PEREIRA et al., 2011), a classificação pode ser baseada em características como: a vazão de descarga, os fatores da carga hidráulica (pressão) que criam a descarga, a estrutura geológica que controla a descarga e a qualidade e temperatura da água. Em outro sistema de classificação que considera apenas a vazão de descarga, as nascentes podem ser classificadas em 9 categorias ou magnitudes (MEINZER, 1927 apud FELIPPE, 2013).

Observando a estrutura geológica, Davis e De Wiest (1966 apud PEREIRA et al. 2011) classificam as nascentes em: pontual ou olho d´água, veredas e de acúmulo inicial. Para as nascentes classificadas como pontuais, denominadas também de olho d´água por Davis e De Wiest (1966 apud PEREIRA et al. 2011), há seis tipos de ocorrência de acordo com o material geológico. Assim, no primeiro tipo apresentado, a nascente ocorre devido a existência de uma depressão que intercepta o nível d´água do lençol freático. No segundo caso, a nascente está condicionada a infiltração da água da chuva em material grosseiro e permeável no sopé de uma escarpa. No terceiro caso, a condição é dada por um aquífero suspenso, ou seja, um arenito permeável sobre um uma camada de argilito impermeável por exemplo. No quarto caso, a nascente ocorre devido uma falha geológica, que coloca camadas impermeáveis ao lado de camadas permeáveis. No quinto caso, a nascente ocorre a partir de aquífero de fratura, em rochas impermeáveis. Por fim, o sexto e último caso, a nascente surge de fraturas de alívio em rochas graníticas, que também são impermeáveis.

Dentre as classificações sistemáticas abrangentes e multivariadas, a proposta de Springer e Stevens (2009) é provavelmente a mais referenciada na literatura internacional segundo Felippe (2013). Apesar da classificação de Springer e Stevens (2009) buscar ser universal e resgatar casos apresentados na literatura, sua amostragem fundamentalmente foi localizada em ambientes áridos, com ocorrência de aquíferos confinados (FELIPPE, 2013). Este último autor encontrou em suas pesquisas sobre nascentes no estado de Minas Gerais (FELIPPE, 2009; FELPPE, 2013) nascentes do tipo helocrena e reocrena da classificação de Springer e Stevens (2009), mas também verificou que havia casos de nascentes que apresentam características de duas tipologias desta classificação.

Assim, para o caso brasileiro, com ambientes tropical úmido e semi-úmido, onde predominam aquíferos não-confinados e coberturas intempéricas espessas, Felippe (2009) estabeleceu alguns critérios estatísticos na elaboração de uma tipologia multivariada para nascentes a partir de nove variáveis: morfologia, tipo de exfiltração, mobilidade, posição de afloramentos rochosos, profundidade das coberturas superficiais, vazão, razão de vazão, sazonalidade e contatos estratigráficos Segundo o autor, estas variáveis foram selecionadas pela sua significância no modelo, tendo sido estabelecidos seis tipos de nascentes: freática, dinâmica, flutuante, sazonal, erosiva, sazonal de encosta e antropogênica.

Desta forma, o presente estudo tem como objetivo realizar uma caracterização preliminar das nascentes que ocorrem no alto vale do rio Tavares em Florianópolis/SC para aplicar as classificações de Felippe (2013), Springer e Stevens (2009), Davis e De Wiest (1966) e Meinzer (1927). Algumas destas nascentes são utilizadas pelos moradores locais como fonte de água potável, apesar da região ser atendida por serviço de abastecimento público, pois eles relatam que esta água apresenta excelente qualidade. Este trabalho se justifica pela necessidade de maior conhecimento acerca das nascentes no alto vale do rio Tavares, buscando subsidiar sua proteção.

2. Área de Estudo

A bacia do rio Tavares está localizada na região centro-leste da ilha de Santa Catarina, município de Florianópolis/SC, sendo que as nascentes estudadas estão situadas no seu alto vale (Figura 1). O alto vale é modelado em elevações cristalinas, rampa e planície colúvio-aluvionar e terraço marinho com retrabalhamento eólico (HERRMANN e ROSA, 1991) (Figura 2).

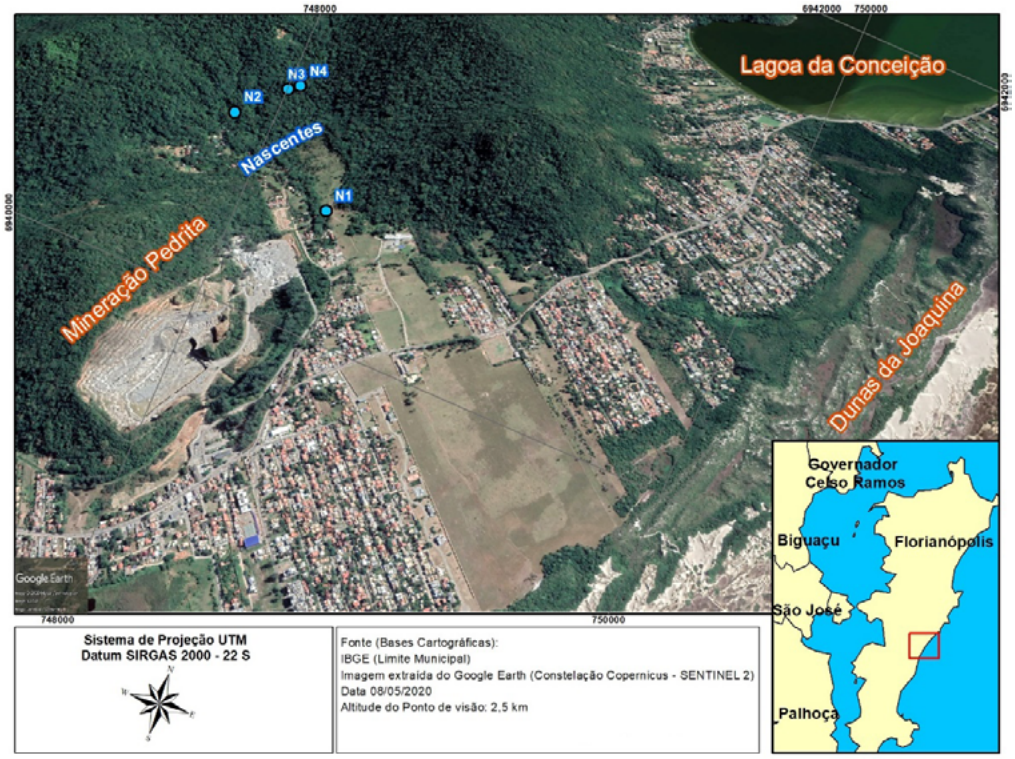


FIGURA 1: Localização da área de estudo.
Fonte: Elaboração dos autores.

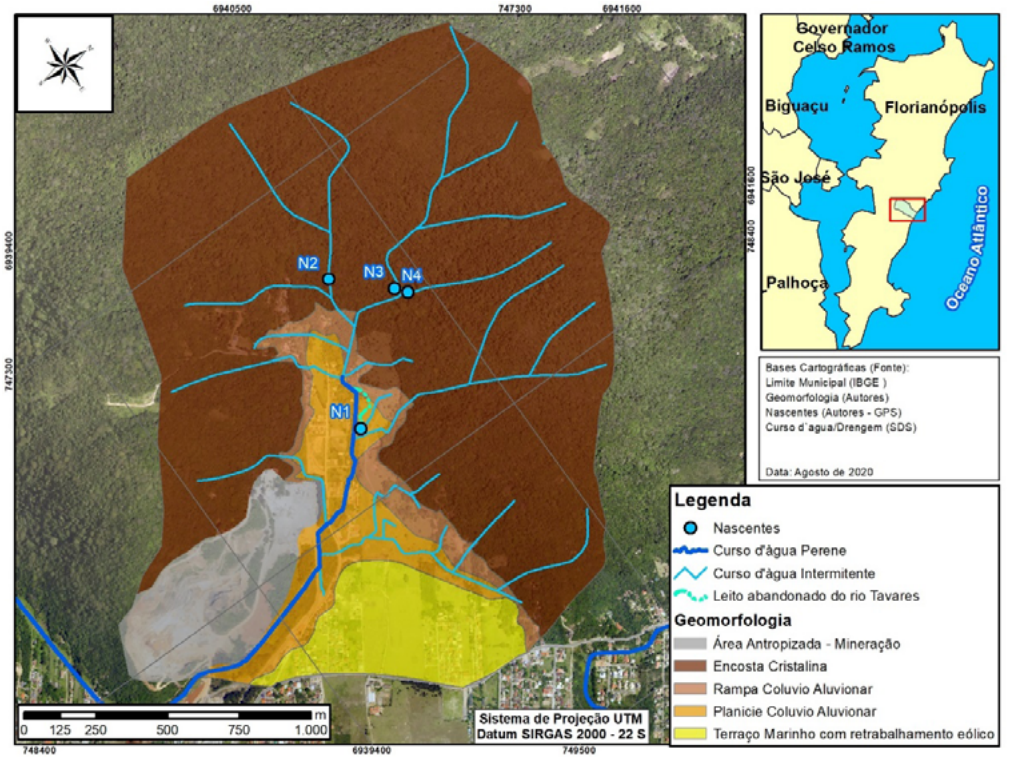


FIGURA 2: Localização das nascentes e contexto geomorfológico da área de estudo
Fonte: Elaboração dos autores.

De acordo com Tomazzoli e Pellerin (2015), a geologia das encostas cristalinas é de granitos das unidades Granito Ilha e Granito São Pedro de Alcântara, enquanto os terrenos sedimentares são de depósitos marinhos praiais e depósitos de encosta (CARUSO JÚNIOR, 1993). Observando o mapeamento de solos produzido por Sommer e Rosatelli (1991), verifica-se que na área de estudo estão presentes solos dos tipos Argissolos e Cambissolos, contudo, em observações de campo, é possível observar Neossolos litólicos e afloramentos rochosos nas encostas.

A região de Florianópolis apresenta clima subtropical mesotérmico úmido, sendo que essa configuração climática está relacionada com verões considerados quentes e invernos amenos. De acordo com Monteiro (2001), observa-se que o Estado de Santa Catarina, por sua localização geográfica, é um dos entes federativos que apresenta melhor distribuição de precipitação pluviométrica durante o ano.

A fisiografia da área de estudo com encostas íngremes e com solos pouco desenvolvidos derivados de granitos propicia maior escoamento superficial e diminui o potencial de infiltração das águas na superfície, isto se reflete na grande variação de vazão dos rios ali presentes em relação aos episódios de precipitações. Dependendo do comportamento das precipitações, alguns trechos de rios se comportam de forma intermitente. No sopé destas elevações, a presença de depósitos sedimentares de encosta e marinhos propiciam maior infiltração das águas.

As encostas cristalinas e as rampas de colúvio na área de estudo apresentam estágios avançados de regeneração da Floresta Ombrófila Densa, mais especificamente das sub-formações de Terras Baixas e Submontana (IBGE, 2012). Nos terrenos de planície colúvio-aluvial e do terraço marinho, a vegetação nativa foi substituída por pastagens plantadas, cultivos agrícolas e edificações residenciais, porém, nas áreas mais úmidas destes terrenos é encontrada ainda vegetação pioneira de influência fluvial.

3. Procedimentos Metodológicos

No início do trabalho foram realizadas investigações na área de estudo em gabinete, a partir de produtos oriundos de Sensoriamento Remoto. Foi utilizado o Modelo Digital de Terreno (MDT) produzido por meio de levantamento aerofotogramétrico, realizado e disponibilizado pela Secretaria de Estado do Desenvolvimento Sustentável de Santa Catarina (SDS). Este MDT possui resolução espacial, *Ground Sample Distance* (GSD) de 1 metro por pixel.

Foram também utilizadas fotografias aéreas ortorretificadas do ano de 2016, cedidas pelo Instituto de Planejamento Urbano (IPUF) de Florianópolis. Tais fotografias possuem resolução espacial - GSD de 12 cm por pixel. Foi também realizado um levantamento aerofotogramétrico utilizado um Veículo Aéreo não Tripulado (VANT), modelo *Mavic Air*, da empresa DJI. Obteve-se imagens com o eixo da câmera na vertical, para permitir a criação de um mosaico ortorretificado. Os parâmetros de voo utilizados foram: Altura de voo 80 metros; Sobreposição Longitudinal de 70 % e GSD de 2 cm por pixel. Foram também obtidas imagens com o eixo da câmera em posição obliqua (20% de inclinação) a uma altura de 80 metros, permitindo assim a construção de imagens panorâmicas da área de estudo.

Estes produtos auxiliaram no reconhecimento da área de estudo, visando o planejamento das atividades de campo e, também, na elucidação das formas de relevo da área de estudo, direcionando locais prováveis de surgimento de nascentes.

Para a sistematização dos dados geográficos e produção dos mapas temáticos neste estudo foi utilizado o Sistema de Informação Geográfica (SIG) QGIS versão 3.10 (QGIS, 2020). O QGIS é um aplicativo profissional Livre e de Código Aberto, licenciado segundo a *General Public License* (GNU), sendo um projeto oficial da *Open Source Geospatial Foundation* (OSGeo).

A partir da identificação de um ponto de interesse, ou seja, uma nascente em potencial, seja por meio de identificação em fotografias aéreas, modelo digital de terreno ou conhecimento de campo de um dos autores, foram efetuadas saídas a campo para localização e identificação das nascentes. Sendo então realizadas diversas investigações em campo, dentre os meses de janeiro e agosto do ano de 2020 para caracterização das nascentes e acompanhamento de sua vazão durante este período.

Para a demarcação das Coordenadas Geográficas das nascentes identificadas em campo e posterior mapeamento temático destas em ambiente SIG, foi utilizado um aparelho *Global Positioning System* (GPS) Garmin Modelo 60CSx. Foram utilizados o Sistema de Projeção Universal Transversa de Mercator (UTM) e o *Datum* do Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas (SIRGAS) 2000 no Fuso 22, Hemisfério Sul.

Após o georreferenciamento das nascentes, a caracterização das nascentes identificadas foi realizada tendo como base metodológica o protocolo desenvolvido por (FELIPPE, 2013). Tal protocolo de caracterização de nascentes em campo apresenta itens para descrição da morfologia de pontos das nascentes, tipo de exfiltração, compartimento da encosta existência de afloramentos rochosos e litologia observada, espessura da cobertura superficial, características da vegetação do entorno, dentre outros. A maioria dos itens utilizados para caracterização das nascentes são produzidos a partir de observação em campo das características geomorfológicas, geológicas, do solo e vegetação da área circundante à nascente.

Para avaliação da dinâmica hidrogeomorfológica foi realizada a medição da vazão da nascente, sendo tais medições realizadas nos meses de abril, maio, junho e julho do ano de 2020, sempre no décimo dia do mês em questão. As medidas de vazão foram determinadas por meio de um método direto, utilizando um recipiente calibrado, sendo a medição do tempo gasto para encher o recipiente realizada pelo sistema de litragem por segundo. Foram realizadas 3 repetições para cada medição. Posteriormente a medição da vazão, foi determinada sua magnitude, conforme apresentado na Tabela 2 de classificação de nascentes pela vazão de descarga proposta por Meinzer (MEINZER, 1927 apud FELIPPE, 2013).

A última etapa metodológica é a avaliação ambiental de nascentes, esta que foi realizada com apoio do protocolo desenvolvido por Felippe (2013). A avaliação ambiental se desenvolve a partir da observação de parâmetros macroscópicos e por meio da avaliação de acessibilidade, usos existentes e proximidade com urbanização.

4. Resultados

O levantamento realizado em escritório e em campo identificou três nascentes no terço inferior das encostas cristalinas (N2, N3, N4) e uma no interior da planície colúvio-aluvionar (N1) (Figura 2 e Figura 3). Estas nascentes foram demarcadas em campo e suas características e do entorno foram descritas. A vazão delas foi acompanhada durante os meses de monitoramento, com exceção da nascente identificada como N4, pois ela foi muito modificada por ação humana a partir da construção de uma pequena represa para captação de água.

FIGURA 3: Pontos de exfiltração das nascentes estudadas no alto vale do rio Tavares.
(a) Nascente 01 **(b)** Nascente 02 **(c)** Nascente 03 **(d)** Nascente 04
Fonte: Arquivo dos autores.

4.1 Comportamento das vazões

O comportamento da vazão das nascentes N1, N2 e N3 se mostrou acompanhando os episódios de precipitação. O aumento da precipitação entre os meses de maio e junho, incidem também no aumento da vazão das nascentes, não importando sua posição nas encostas (N2 e N3) ou na planície (N1). Porém, é marcante que a vazão da Nascente N1 situada na planície colúvio-aluvionar sempre foi menor que das outras situadas nas encostas, provavelmente isto se deve a sua característica de ser difusa no meio da planície e com pouco gradiente hidrológico em relação ao nível de base geral. A nascente N3 foi a que mais rapidamente respondeu ao início das chuvas e que teve maior incremento de descarga. Talvez, isto ocorra porque seu aquífero seja mais superficial e, por isso, mais dependente das chuvas. A vazão da Nascente N2 demorou mais a responder ao aumento das precipitações.

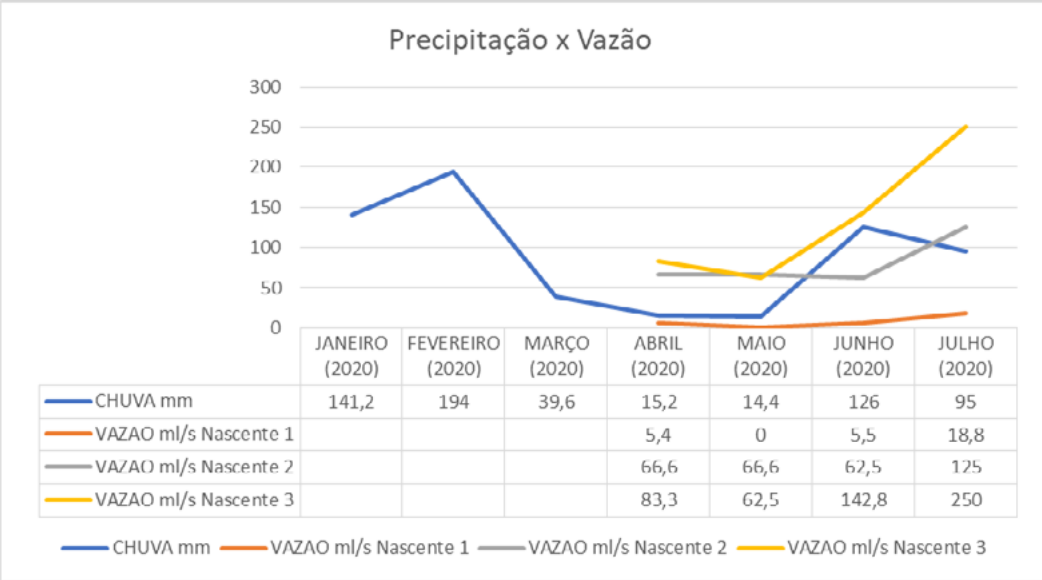


FIGURA 3: Comportamento da vazão das nascentes em relação à precipitação média mensal no período de abril a julho de 2020.
Fonte dos dados de precipitação: Estação climatológica (A806) do INMET

4.2 Caracterização e classificação das nascentes

As nascentes foram descritas de acordo com sua localização nos diferentes compartimentos geomorfológicos apresentados na Figura 2, com a forma como ocorre a exfiltração, com os materiais geológicos onde aflora, com uso e cobertura do seu entorno. Elas também são classificadas de acordo com as propostas de Felippe (2013), Springer e Stevens (2009), Davis e De Wiest (1966) e Meinzer (1927) apresentadas na introdução.

Nascente 1 – N1

A nascente 01 (Figura 3a) está localizada nas coordenadas UTM 748.176 m E e 6.940.084 m N (Fuso 22 S) e a altitude coletada é de aproximadamente 16 metros. Esta nascente está situada na planície colúvio-aluvionar e apresenta no seu entorno pastagem plantada com capim braquiária predominante, limitado por mata ciliar.

Ela possui extensa depressão com pontos de exfiltração difusos e canal à jusante. No terreno onde aflora, há hidromorfismo, material húmico por acúmulo de matéria orgânica e ocorrência de plantas hidrófilas. A partir de análise das ortofotos digitais (do aerolevantamento e do Vant) e de manipulações do MDT (relevo sombreado), percebe-se que ela se encontra em um meandro no antigo leito do rio Tavares, o qual foi retificado por ação antrópica.

Nota-se que esta nascente teve ligeiro aumento de vazão devido às chuvas de junho, porém já retornou ao patamar do mês de maio em poucos dias, devido à sua intermitência (caracterizando seu tipo de nascente). No verão, quando chove mais na região, ela inicia um curso d'água com vazão, pois é notável no terreno um leito seco a sua jusante.

Com relação à avaliação ambiental das nascentes, identificadas de acordo com a metodologia de Felippe (2013), observa-se interferência por pisoteio de gado, o que pode ocasionar a obstrução de pontos de exfiltração. A

nascente possui fácil acesso, o que reproduz uma nota ruim no protocolo, visto a maior possibilidade de interferência antrópica nela, apesar desta não ter nenhum uso identificado.

Observa-se também a existência de equipamentos urbanos a menos de 50 metros da nascente. A cor da água observada é clara e, não se percebe odor exalando dela, lixo ao seu redor e nem materiais flutuantes, espumas, óleos e esgoto. A somatória de pontos da Classificação de Felippe (2013), atingiu 28 pontos, sendo assim, esta nascente se enquadra na classe B, ou seja, apresenta um grau de proteção considerado bom.

A magnitude da nascente é 8 de acordo com a vazão de descarga proposta por Meinzer (1927). A classificação da nascente N1, conforme as diferentes classificações aqui discutidas são:

- Freática – FELIPPE (2013)
- Helocrena – SPRINGER e STEVENS (2009)
- Veredas – (DAVIS e DE WIEST (1966)

Nascente 2 – N2

A nascente 02 (Figura 3b) está localizada nas coordenadas UTM 747.669 m E e 6.940.229 m N (Fuso 22 S) e a altitude coletada é de aproximadamente 39 metros. Esta nascente se encontra no interior de um fundo de vale encaixado. No entorno dela nota-se que grandes blocos de granito compõem um anfiteatro semelhante a um degrau de escarpa dentro do talvegue. Os sedimentos provenientes do manto de alteração que descem as encostas cristalinas preenchem as fendas entre os blocos.

Pela posição desta nascente no sopé da elevação cristalina, em baixa altitude, há predomínio de vegetação em estágio médio de regeneração da Floresta Ombrófila Densa Sub-montana.

A nascente se apresenta como perene e constante, pois ocorreu uma estiagem considerável entre os meses de março a maio e ela manteve sua vazão. Isso indica que esta nascente é alimentada por um aquífero mais profundo e com maior reservatório.

Com relação à avaliação ambiental desta nascente a partir da metodologia de Felippe (2013), observa-se que a nascente possui difícil acesso, o que reproduz uma nota média (valor 2) no protocolo, visto existir, mesmo que remota, a possibilidade de interferência antrópica na nascente. e observa-se a existência de equipamentos urbanos entre 50 e 100 metros de distância. Esta nascente possui uso esporádico distância dela. A cor da água observada é transparente e não se percebe odor exalando da água, lixo ao redor da nascente, materiais flutuantes, espumas, óleos e esgoto no seu entorno. Desta forma, a somatória de pontos da metodologia de Felippe (2013) é de 30 pontos, sendo assim, esta nascente também está na classe B, com grau de proteção considerado bom.

A partir do monitoramento de sua vazão, pode-se classificá-la como de magnitude 6 de acordo com a vazão de descarga proposta por Meinzer (1927). Para as classificações de Felippe (2013), Springer e Stevens (2009) e Davis e De Wiest (1966) têm-se:

- Dinâmica – FELIPPE (2013)
- Encosta – SPRINGER e STEVENS (2009)
- Pontual – DAVIS e DE WIEST, (1966)

Nascente 3 – N3

A nascente 03 (Figura 3c) está localizada nas coordenadas UTM 747.829 m E e 6.940.396 m N (Fuso 22 S) e a altitude coletada é de aproximadamente 53 metros. A nascente N3 situa-se na maior altitude em relação às outras nascentes aqui estudadas.

A exfiltração ocorre no sopé de um segmento escarpado de um leito fluvial com vale encaixado em rochas aparentemente *in situ* de granito. Há a presença de muitos blocos fraturados, pouco material de manto de alteração e/ou de depósitos. O leito formado para jusante tem padrão retilíneo. A cobertura vegetal apresenta mata com dossel alto, indicando floresta ombrófila densa em estágio avançado de regeneração.

Esta nascente sofreu modificações logo após o ponto de exfiltração para a captação de água por moradores locais. Ela foi a nascente com maior vazão daquelas monitoradas nesta pesquisa e que responde de forma rápida a chegada das precipitações.

O volume de vazão praticamente dobrou com as chuvas de junho após o período de estiagem de março a maio de 2020. Talvez, a ocorrência de vários blocos de granito a montante e ao seu redor sejam pontos preferenciais de recarga para ela, contudo, sua vazão perene também indica um aquífero mais profundo e de maior capacidade de armazenamento como colocado anteriormente.

Com relação à aplicação do protocolo de Felippe (2013) sobre a avaliação ambiental desta nascente, deve-se salientar que ela não possui acesso fácil, o que lhe confere uma nota boa (valor 3), pois a inacessibilidade é um fator que reduz a possibilidade de interferência na nascente. Esta nascente possui uso esporádico e observa-se a existência de equipamentos urbanos a mais de 100 metros de distância da nascente. A água da nascente é transparente e não há odor exalando dela. Não se verifica lixo ao redor da nascente, materiais flutuantes, espumas, óleos e esgoto na área da nascente. A somatória atingiu 32 pontos, sendo assim, esta nascente pertence atualmente a classe A, com grau de proteção considerado ótimo.

Na classificação de Meinzer (1927), a nascente N3 apresenta magnitude 6, de acordo com o comportamento de sua vazão. Em relação as suas características, ela pode ser classificada como:

- Dinâmica – FELIPPE (2013)
- Encosta – SPRINGER e STEVENS (2009)
- Pontual – DAVIS e DE WIEST (1966)

Nascente 4 – N4

A nascente N4 (Figura 3d) está localizada nas coordenadas UTM 747.867 m E e 6.940.427 m N e a altitude coletada é de aproximadamente 46 metros. Devido à construção de uma represa de contenção a jusante, o ponto de exfil-

tração atualmente encontra-se submerso, não foi possível realizar a leitura da vazão desta nascente porque sua mangueira de abastecimento é subterrânea. Ela tem seu ponto de exfiltração e seu entorno hidrologicamente modificado por ação antrópica. Antes destas modificações, de acordo com a observação de um dos autores e depoimentos de moradores locais, a água exfiltrava no interior de uma depressão com gradiente de pressão, formando borbulhamentos.

Originalmente, esta nascente era uma nascente de depressão na classificação de Valente e Gomes (2005). Estas nascentes ocorrem como verdadeiros ''olhos d'água'', caracterizados por pontos com acúmulo de água em pequenas depressões do terreno em que há pequenos borbulhamentos desta água. Este borbulhamento significa a água exfiltrando sob pressão, provavelmente em função do desnível entre a área de recarga e este ponto de saída da água mais abaixo (formação de gradiente hidráulico).

O local de saída de água da nascente N4 está situado em um pequeno patamar na encosta. Para jusante do ponto de exfiltração no patamar, o fluxo de água escoa no interior de um dique de diabásio encaixado em blocos de granito, com material coluvial entre eles.

A avaliação ambiental desta nascente em relação ao protocolo criado por Felippe (2013), mostrou que ela possui fácil acesso, o que reproduz uma nota ruim (valor 1), visto a maior possibilidade de interferência antrópica na nascente e no seu entorno. Esta nascente possui uso esporádico e observa-se a existência de equipamentos urbanos a mais de 100 metros de distância da nascente. Houve descaracterização da nascente para o uso para captação de água, com formação de um reservatório que submergiu o local da exfiltração.

Observa-se que a vegetação é alterada no entorno, com retirada de espécies nativas e substituição por plantio de bananeiras. Mesmo assim, a água da nascente tem boa qualidade, sua cor é transparente e não há odores vindos dela. Também não foi observado lixo ao redor da nascente, materiais flutuantes, espumas, óleos e esgoto na área da nascente. A somatória dos itens da metodologia de Felippe (2013) atingiu 29 pontos, o que coloca esta nascente na classe B, ou seja, seu grau de proteção ainda é considerado bom.

A nascente aparentou ser perene e com significativa vazão ao longo do período de monitoramento, mas por não ter sido realizado o monitoramento de sua vazão, não é possível estabelecer sua classificação segundo a metodologia de Meinzer (1927). De acordo com as outras classificações aqui seguidas, esta nascente é:

- Dinâmica – FELIPPE (2013)
- Limnocrena – SPRINGER e STEVENS (2009)
- Acúmulo inicial – DAVIS e DE WIEST (1966)

5. Considerações finais

A utilização da metodologia de classificação de tipologia de nascentes desenvolvida por FELIPPE (2013) mostrou-se satisfatória para o estudo proposto por ela ser adaptada às condições do relevo e clima mais característicos da América do Sul.

Observou-se que as nascentes estudadas têm o seu o aquífero bastante influenciado pelo regime de chuvas, haja vista a variação das vazões seguindo os episódios de precipitação, sendo a nascente N2 um pouco menos sensível.

Mesmo que nestas encostas mais inclinadas e com solos rasos, há tendência de formação de mais escoamento superficial do que infiltração. Assim, entende-se que o potencial de vazão é aumentado pelas constantes chuvas que se acumulam neste maciço cristalino e na região toda, talvez por influência de orografia e de proximidade com o mar, que está a 1,3 km de distância.

Conforme observado no MDT e em campo, as nascentes N2 e N3, localizadas na encosta cristalina, são pontos onde ocorrem diversos afloramentos rochosos, tanto no próprio ponto de exfiltração da nascente como também a montante, aparentando estar condicionadas pelos lineamentos observados por Coitinho e Freire (1991) e por Tomazolli e Pellerin (2015). Observa-se também patamares no relevo, a montante das nascentes, que podem se configurar como zonas de recarga do aquífero local.

A nascente N1, de característica difusa, ocorre em terreno alagadiço localizado no leito do rio Tavares original, antes de ser cortado e abandonado por ação antrópica. Uma característica própria desta tipologia é a não possibilidade de pontuar o local da exfiltração da nascente.

As nascentes estudadas encontram-se em ótimo estado de conservação, conforme avaliação ambiental realizada. A cobertura de mata nativa no entorno das nascentes, com exceção da N1 que tem cobertura de pastagem, e o difícil acesso representam fatores importantes para a manutenção delas. O conhecimento das características das nascentes estudadas pode auxiliar na sua proteção e na gestão de suas águas.

Agradecimento

Agradecemos ao CNPq, pelo apoio concedido por meio de projeto de pesquisa aprovado na Chamada Universal 01/2016, com número de processo 402553/2016-0.

Referências

BRASIL. Ministério do Meio Ambiente dos Recursos Hídricos e da Amazônia Legal. Lei n. 9.433: **Política Nacional de Recursos Hídricos**. Brasília: Secretaria de Recursos Hídricos, 1997.

BRASIL. Lei nº 12.651: **Código Florestal Brasileiro**. Brasília, 2012.

COITINHO, J. B. L.; FREIRE, F.A. **Mapeamento temático do Município de Florianópolis:** síntese temática – geologia. IBGE/IPUF. Florianópolis, 1991.

FELIPPE, M. F. **Caracterização e tipologia de nascentes em unidades de conservação de Belo Horizonte-MG com base em variáveis geomorfológicas, hidrológicas e ambientais**. Dissertação (Mestrado em Geografia), 2009. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.

FELIPPE, M. F; MAGALHÃES Jr, A.P. **Análise da variabilidade da vazão das nascentes no Parque das Mangabeiras (Belo Horizonte-MG) em relação aos seus condicionantes ambientais**. In: XIII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, 2009, Viçosa-MG, Brasil.

FELIPPE, M. F. **Gênese e dinâmica de nascentes: Contribuições a partir da investigação hidrogeomorfológica em região tropical**, 2013. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.

FELIPPE, M. F; MAGALHAES Jr., A.P. Conflitos conceituais sobre nascentes de cursos d'água e propostas de especialistas. **Geografias (UFMG)**. v. 9, p. 70-81, 2013.

HERRMANN, M. L. P.; ROSA, R. O. **Mapeamento temático do Município de Florianópolis:** síntese temática – geomorfologia. IBGE/IPUF. Florianópolis, 1991.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Manual Técnico da Vegetação Brasileira**. 2ed.; Rio de Janeiro, 2012. 91p.

MONTEIRO, M.A. Caracterização climática de Santa Catarina: uma abordagem dos principais sistemas atmosféricos que atuam durante o ano. **Revista Geosul.** Florianópolis, v.16, nº 31, p. 69-78, jan./jun. 2001.

PEREIRA, P.H. V.; PEREIRA, S. Y.; YOSHINAGA, A.; PEREIRA, P. R. B. **Nascente**: análise e discussão dos conceitos existentes. Fórum Ambiental da Alta Paulista, v. 07, n.02, 2011.

QGIS.org (2020). **QGIS Geographic Information System**. Open Source Geospatial Foundation Project. http://qgis.org

SOMMER, S.; ROSATELLI, J. S. **Mapeamento temático do Município de Florianópolis:** síntese temática – Solos. IBGE/IPUF. Florianópolis, 1991.

SPRINGER, A. E.; STEVENS, L. E. Spheres of discharge of springs. **Hydrogeology Journal**, v. 17, n. 1, 2009, p. 83 - 93.

SOUZA, K. I. S. de *et al.* Proteção ambiental de nascentes e afloramentos de água subterrânea no Brasil: histórico e lacunas técnicas atuais. **Águas Subterrâneas, Lepidus Tecnologia**, v. 33, n. 1, p. 76–86, mar. 2019.

TOMAZZOLI, E.E ; PELLERIN, J.M. Unidades do mapa geológico da ilha de Santa Catarina. **Revista Geosul**, Florianópolis, v. 30, n. 60, p 225-247, jul./dez. 2015.

VALENTE, O. F.; GOMES, M. A. **Conservação de nascentes:** hidrologia e manejo de bacias hidrográficas de cabeceira. Viçosa, MG: Aprenda Fácil, 2005. 210p

VERIATO, M. K. L.; BARROS, H. M. M.; SOUZA, L. P.; CHICÓ, L. R.; BAROSI, K. X. L. Água, escassez, crise e perspectivas para 2050. **Revista Verde de Agroecologia e Desenvolvimento Sustentável**. v. 10, n. 5, p. 17-22, Dez. 2015

COMPACTAÇÃO DO SOLO NA ÁREA DO BALNEÁRIO PARQUE DAS ARARAS, PORTO VELHO – RO.

José Rafael Pimentel Barata
Universidade Federal de Rondônia
Rua Abóbora, Porto Velho, Rondônia, CEP: 76807528
E-mail: rafaeltecgeo@hotmail.com
Eliomar Pereira da Silva Filho
Universidade Federal de Rondônia
BR-364, 9 - Cidade Jardim, Porto Velho – Rondônia, CEP. 76801794
E-mail: eliomarfilho@uol.com.br
Laura Nisinga Cabral
Universidade Federal de Rondônia
Rua Abóbora, Porto Velho, Rondônia, CEP 76807528
E-mail: laura.nisinga@gmail.com

Resumo

O objetivo deste trabalho é analisar a fragilidade ambiental através da avaliação da resistência do solo por meio do penetrômetro de impacto, em uma área de expansão urbana na cidade de Porto Velho, conhecido com Parque das Araras. As amostras foram calculadas para as seguintes profundidades (cm) 0-5, 5-10, 10-15, 15-20, 20-25 e de 25- 30. A avaliação resultante demonstrou pontos de compactação ao longo do perfil. O estudo indica que a falta de cobertura vegetal contribuiu para o aumento da densidade do solo resultado em uma maior resistência do solo a penetração.

Palavras-chave: Resistência do Solo a Penetração, Fragilidade Ambiental, Compactação do Solo.

1. Introdução

Com o crescimento urbano e a retirada da vegetação original, o solo é submetido a diversos processos de modificação. Este trabalho visa analisar a fragilidade ambiental em solos antropicamente modificados. A área de estudo fica localizada ao zona rural da cidade de Porto Velho, em uma região rural onde predominam pequenas chácaras, em um balneário conhecido como Parques das Araras localizado na zona rural da cidade de Porto Velho, nas margens do Igarapé Bate-Estaca, conforme Figura 1.

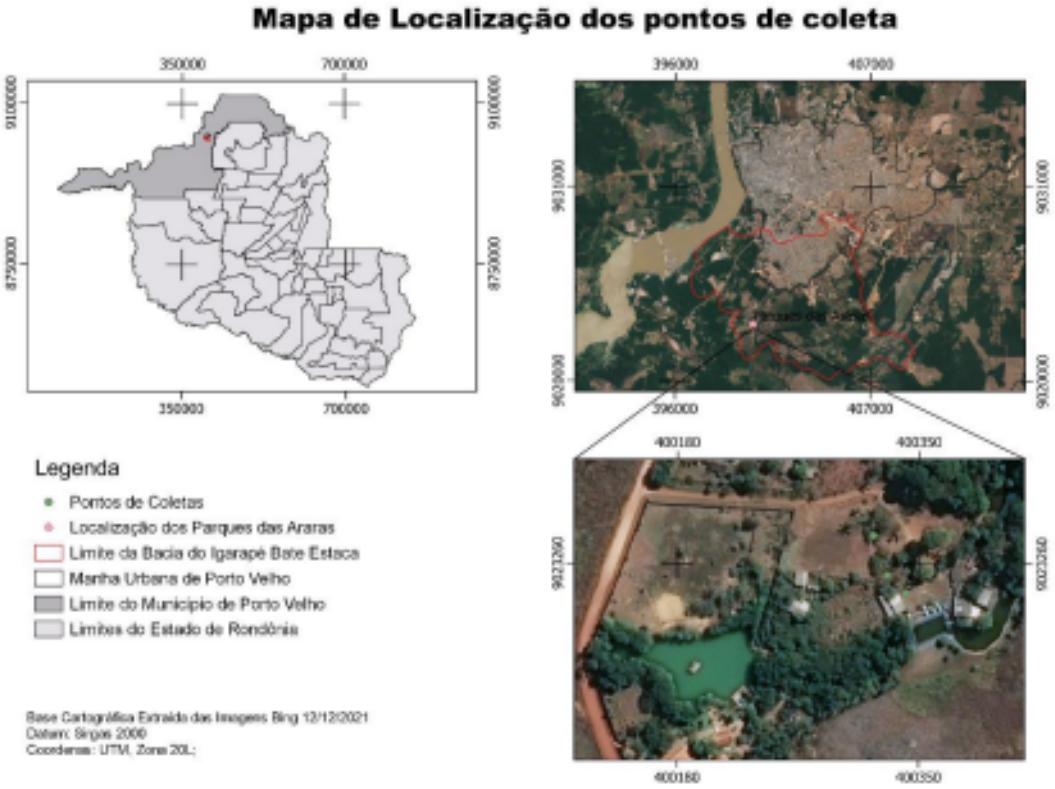


Figura 1 Mapa de Localização.

A área de estudo localiza-se em trecho rural/urbano, havendo áreas de pasto, exploração extrativista e pequenas plantações, em contraste com a implantação de industrias. Rondônia (2002) destaca a aptidão agrícola da cidade de Porto Velho como terras com aptidão regular para lavouras em pelo menos um nível de manejo. A área é uma região rural onde predominam pequenas chácaras, a bacia hidrográfica do Igarapé Bate

Estaca é feita a captação e abastecimento de água da cidade de Porto Velho.

O objetivo deste trabalho foi avaliar a compactação através da utilização do penetrômetro de impacto utilizando a modelo dos Holandeses, correlacionando a densidade aparente e umidade do solo a possíveis erodibilidade do solo.

2. Caracterização Fisiográfica da área de Estudo

A bacia hidrográfica do Igarapé Bate-Estaca se localizada entre três formações geológicas um contato geológico entre as suítes extrusivas de Santo Antônio e da Serra da Providência;

A paisagem local é representada por relevos dissecados a partir do terciário, apresentando morrotes residuais em geral com topos aplainados ou mamelonares, e com solos bem drenados, profundos e intemperizados como é o caso da latossolo presente na área de estudo.

A compactação do solo pode ser um fator de fragilidade ambiental, para uma melhor compreensão destes fenômenos foram realizados alguns testes empíricos analíticos baseados na metodologia adaptada de Ross (1997).

Segundo Rondônia (2002) a área se encontra na formação geológica de coberturas sedimentares indiferenciados formado a partir de sedimentos do tipo alúvio, coluvio e ou elúvio compostos por depósitos de areia, silte, argila ou cascalho podendo apresentar em alguns trechos de material laterítico. A altitude varia de 90 a 100 metros.

A unidade geomorfológica é de superfície de aplainamento com dissecação média e nenhum ou esporádicos *inselberg* e *tors*, e o solo é um Latossolo vermelho-amarelo distrófico, bem drenado e argiloso, (RONDÔNIA, 2002).

3. Metodologia

A metodologia proposta consiste em medir no campo a Resistência a Penetração (RP) do solo, através do aparelho Penetrômetro modelo (modelo IAA/PLANALSUCAR STOLF), segundo método de Stolf e Furlani Neto (1983). Foram realizados 3 furos em uma vertente. Nas seguintes coordenadas Ponto 1 (N9023320, E400377), Ponto 2 (N9023287, E400395) e o Ponto 3 (N9023274, E400408) medidos com GPS navegador.

Segundo Stolf e Furlani Neto (1983) a finalidade do aparelho é medir a resistência do solo a penetração, com valores variáveis conforme a umidade do solo, sendo que o mesmo não serve como parâmetro absolutos para determinar se um solo está ou não compactado, indicando se há ou não a necessidade de tratamento no solo e até eu profundidade de ser preparado este solo para o plantio.

Araújo (2010) analisa que o penetrômetro de impacto tem sido utilizado em campo com o intuito de caracterizar os solos compactados pelo uso e manejo, sendo que conforme se atinge camadas mais compactadas a penetração por impacto diminui.

Para análise física do solo foram coletadas 3 amostras de solo indeformadas, com o uso do anel volumétrico de Kopecky com capacidade volumétrica de 104,01 cm^3, na

camada de superficial do solo. As propriedades físicas do solo analisadas fora a densidade do solo e a umidade do solo.

Segundo Pequeno *et al.* (2002) a densidade é a relação da massa com a unidade de volume, onde os volumes contêm todos os sólidos e poros, sendo que solos soltos e porosos tem o seu peso reduzido por unidade de volume e os mais pesados tem volumes maiores.

Determinação da densidade aparente (Equação 1) adaptado Embrapa (2007).

$$\Delta\Delta\Delta = \Delta\Delta\Delta/\Delta\Delta$$

Sendo:

da= Densidade Aparente

ps= Peso Seco

v= volume do Anel volumétrico de Kopecky.

Para determinação do teor de umidade a metodologia empregada foi a proposta de por Sousa (2002) que utiliza o forno micro-ondas para secagem das amostras. Souza afirma que esse é um método alternativo de secagem de solo e de plantas. O método convencional de secagem em estufa demora de 24 a 48 horas para secar as amostras (EMBRAPA, 2007).

Para secar as amostras foi utilizado o aparelho micro-ondas em sua potência máxima (potência saída de 700 W) com o tempo de 5 minutos para a secagem, Macêdo et al.(2012) Afirma que o forno micro-ondas pode ser utilizado como um forma rápida para determinação da umidade do solo, recomendando não utilizar um tempo menor que 5 minutos para determinar a umidade de solos argilosos, devido o tempo não ser suficiente para a retirada de toda a umidade do solo quando comparado com o método da estufa.

Análise da umidade gravimétrica (Equação 2).

$$h = \frac{\Delta Mh - \Delta MMA}{\Delta MMA} \times 100$$

Sendo:

h= Umidade natural

ph= Peso Úmido

ps= Peso Seco

4. Resultados e Discussão

As amostras coletadas na vertente da área de estudo constituíram na determinação da resistência do solo distribuídas em 6 camadas, os dados foram expressos em impacto/dm, ou seja, impacto /10 cm e convertidos para kgf/cm^3 segundo a formula proposta por Stolf (1990b). Apresentando uma maior resistência a penetração na camada de 0 a 15 cm, e essa resistência diminui nas camadas subsequentes, conforme Tabela 1.

Tabela 1 Resistência a Penetração de cada ponto pela profundidade.

Tabela 1 Resistência a Penetração de cada ponto pela profundidade.

PONTO 1 PROFUNDIDADE RESISTÊNCIA A PENETRAÇÃO (IMPACTO /dm) RESISTENCIA A PENETRACAO (kgf/cm²)

0 5,1 9,80 122,45 5,1 10,4 13,46 168,13 10,1 15,2 13,82 172,56 16,1 20,5 13,66 170,60
20,8 25,1 13,15 164,21 25,1 30,1 12,62 157,68

PONTO 2 PROFUNDIDADE RESISTÊNCIA A PENETRAÇÃO (IMPACTO /dm) RESISTENCIA A PENETRACAO (kgf/cm²)

0 5,5 3,64 45,42 5,5 11 5,45 68,13 11 15,1 6,62 82,72 15,1 20,1 7,96 99,42 20,1 25,8 8,53 106,50 25,8 30,1 10,00 124,90

PONTO 3 PROFUNDIDADE RESISTÊNCIA A PENETRAÇÃO (IMPACTO /dm) RESISTÊNCIA A PENETRAÇÃO (kgf/cm²)

0 5,1 5,88 73,47
5,1 10,1 9,90 123,66
10,1 16,1 9,94 124,12
16,1 20,8 8,65 108,09
20,8 25,1 7,97 99,52
25,1 31,6 7,28 90,91

Os resultados das análises de laboratório mostram que o ponto 1 apresenta a maior densidade e resistência a penetração, podendo ser influenciado pelo fato desta área ser utilizada como estacionamento de veículos. O ponto 2 apresenta menores valores de resistência a penetração e a maior umidade, e o ponto 3 é o de menor umidade sendo o ponto topograficamente mais baixo da vertente e mais próximo ao córrego, conforme Tabelas 1 e 2.

Tabela 2 Densidade e Umidade.

Ponto	Densidade (g/cm³)	Umidade (%)
1	1,534	15,07
2	1,523	15,52
3	1,517	7,52

Outro ponto importante verificado no laboratório foi a variação da textura e da cor das amostras de solo. O ponto 1 apresenta características de mosqueamento, e para a definição da cor foi utilizada a carta de cores de Munsell, conforme Tabela 3.

Tabela 3 Textura e Cor

Ponto	Textura	Cor
1	Argilo/Arenoso	10YR/6/6
2	Silte/Argiloso	10YR/4/2
3	Arenoso	10YR/5/1

Todas as 3 amostras visualmente aparentam similaridades quanto à quantidade de matéria orgânica, assim como a presença de bioturbação provocada por raízes das plantas e insetos (formigas e cupins), podendo influenciar na resistência a penetração. As camadas de 5 a 15 cm apresentam maior resistência a penetração nos pontos 1 e 3, porém o ponto 2 o aumento da resistência se dá em camadas mais baixas.

Outra associação que podemos avaliar foi que os maiores valores de RP se deu em solos de textura mais arenosa (pontos 1 e 3). Rubens e Sayão (2012) justificam que este

fato se dá devido a porosidade total de solos arenosos ser superior a solos argilosos, pois a acomodação das partículas diminui os espaços vazios, os macroporos permitem uma drenagem mais eficiente impossibilitando o armazenamento de água, resultando em uma compactação mais acentuada do solo.

Com relação a umidades constatamos que a mesma tem pouca influência na RP na área de estudo uma vez eu o ponto 2 é o de maior umidade e menor RP, conforme a tabela 4.

Tabela 4 Tabela de classe de Resistência do Solo a Penetração

Classes Resistência a Penetração (Kgf/cm²)

Extremamente Baixa < 0,102

Muito Baixa 0,102 1,02

Baixa 1,02 10,2

Moderada 10,2 20,4

Alta 20,4 40,8

Muito Alta 40,8 81,6

Extremamente Alta >81,6

Adaptada de SOIL SURVEY STAFF (1993)

5. Considerações Finais

Os pontos avaliados apresentam valores muito altos de resistência a penetração, apresentam classes e textura semelhantes nos horizontes de 0 a 30 cm. Proporcionando uma maior resistência a penetração na camada de 0 a 15 cm, e essa resistência diminui nas camadas subsequentes.

A vertente analisada possui as mesmas condições de relevo e cobertura vegetal, sendo uma área impactada pelo desmatamento para ocupação urbana. Esse desmatamento é a causa provável do aumento da densidade do solo e da RP, em condições de umidade e permeabilidade variável.

Referências

ARAÚJO, Adriana Oliveira. Avaliação de Propriedades Físicas dos Solos e da Macrofauna Edáfica em Áreas Submetidas a Manejo Florestal de Vegetação Nativa na Chapada do Araripe. 2010. 76 f.: Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências Agrárias, Departamento de Engenharia Agrícola, Curso de Mestrado em Engenharia Agrícola, Fortaleza - CE, 2010

EMBRAPA-Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Serviço Nacional de levantamento e Conservação de Solos. Manual de métodos de análises de solo. 2. ed. Rio de Janeiro: Embrapa-CNPS, 1997.

HUBER, R; SAYÃO Penna e SOUZA, B. Estudo da fragilidade do relevo solo através da resistência à penetração de estaca em Argissolos e Neossolos. 9º SINAGEO - Simpósio Nacional de Geomorfologia (verifica Laura)

MACÊDO, K. G.; SALES, M. M.; MIRANDA, E. P.; SILVA, G. D.; SILVA, F. F.; FREITAS, J. J. R. Determinação da umidade de solo argiloso pelo método do forno de micro-ondas. In: VII Congresso Norte Nordeste de Pesquisa e Inovação, 2012, Palmas - TO. VII Congresso Norte Nordeste de Pesquisa e Inovação, 2012.

PEQUENO, P. L. L.; LEÔNIDAS, F. C.; MENDES, A. M.; VIEIRA, A. H.; MARTINS, E. P.; VASCONCELOS, L. P. ÁGUA DISPONÍVEL DO SOLO: ALGUMAS CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DO SOLO IMPORTANTES PARA QUANTIFICAÇÃO. DOCUMENTOS, EMBRAPA RO, v. 1, p. 1-13, 2002.

RONDÔNIA, Secretaria de Estado do Planejamento. Plano Agroflorestal e Pecuário de Rondônia – PLANAFLORO (banco de dados geográfico). Porto Velho, 2002.

SOIL SURVEY STAFF. Soil survey manual. Washington, USDASCS. U.S. Gov. Print. Office, 1993. 437p. (Handbook, 18)

STOLF, R., FERNANDES, J., FURLANI NETO, V.L. Recomendação para o uso do penetrômetro de impacto modelo IAA/Planalsucar-Stolf. Piracicaba: IAA/PLANALSUCAR, 1983. 9 p. (Série Penetrômetro de Impacto. Boletim n.1)

STOLF, R., FERNANDES, J., FURLANI NETO, V.L. Na impact penetrometer model to determine the deep tillage in sugarcane areas. In: CONGRESS OF THE ISSCT, 18, 1983, La Habana. Proceedings... v. 1, t.2, p.544-550.

STOLF, R. Comparação dos resultados de resistência do solo obtidos com o penetrômetro de impacto e o convencional. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA, 19, 1990a, Piracicaba. Anais... v.2, p.837-850.

STOLF, R. Fórmulas de transformação dos dados de penetrômetro de impacto em força/unidade de área. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA, 19, 1990b, Piracicaba. Anais... v.2, p.823-836.

COMPARAÇÃO DE MODELOS MATEMÁTICOS PARA PREVISÃO DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DA ESPESSURA DO SOLO EM REGIÃO MONTANHOSA E ALTAMENTE INTEMPERIZADA

Matheus Wanderley de Almeida
Universidade Federal do Rio de Janeiro
Av. Athos da Silveira Ramos, 274, Bloco H, Sala 08, 21941-916
E-mail: matheusalmeida0906@gmail.com
João Paulo de Carvalho Araújo
Universidade Federal do Rio de Janeiro
Av. Athos da Silveira Ramos, 274, Bloco H, Sala 08, 21941-916
E-mail: jpaulo_geo@hotmail.com
Nelson Ferreira Fernandes
Universidade Federal do Rio de Janeiro
Av. Athos da Silveira Ramos, 274, Bloco H, Sala 08, 21941-916
E-mail: nelsonff@acd@ufrj.br

1. Apresentação/Problemática

A espessura do solo é essencial no controle de diversos processos de evolução do relevo, como por exemplo os escoamentos superficiais e subsuperficiais que ocorrem nas encostas (FU et al., 2011). Além disso, outra importante abordagem acerca da espessura do solo é quando se trata de sua influência na susceptibilidade à ocorrência de deslizamentos (SALCIARINI et al., 2006), o que torna essencial seu estudo.

Ainda são poucos os trabalhos que estimam essa variável em paisagens com relevo montanhoso e nem sempre os métodos escolhidos representam de maneira efetiva os processos de produção e transporte do solo, ainda assim, existem diversas formas realizar esse trabalho, uma delas é a modelagem matemática, que abrange a modelagem empírica, estatística e determinística (MICHEL & KOBIYAMA, 2015).

2. Objetivos

O objetivo deste trabalho é comparar diferentes tipos de modelos matemáticos (empíricos, estatísticos e determinísticos) para estimar a variabilidade espacial da espessura do solo em região de topografia complexa, com solos espessos e heterogêneos.

3. Referencial Teórico

Segundo Fernandes (2016), os modelos matemáticos simulam a atuação por de diversos processos envolvidos na evolução da espessura de um solo e geram dados generalizados que podem ser aplicados em escala de bacia. Geralmente os modelos matemáticos são parametrizados e validados a partir de dados obtidos pelos métodos de campo, gerando assim uma previsão mais eficiente sobre a distribuição espacial da espessura do solo.

A modelagem empírica é dada a partir de correlações simples entre parâmetros topográficos e uma variável desejada (KIRKBY, 1975). Elevação e gradiente (SAULNIER et al., 1997) curvatura

(PATTON et al., 2018) e índice topográfico de saturação (LEE & HO, 2009) são parâmetros comumente usados para esse tipo de estudo. Catani et al., (2010) também propõem um modelo empírico com algumas bases físicas, o qual leva em consideração outros parâmetros como a litologia local.

A modelagem estatística parte do princípio de que uma combinação semelhante de fatores em mais de um local diferente irá resultar na mesma

espessura do solo em todos esses locais (MICHEL & KOBIYAMA, 2015). McBratney et al. (2003) apresenta diversos modelos estatísticos baseados em características do solo, clima, atividade biogênica, geomorfologia, litologia, tempo, e posição. Os modelos que consideram esses fatores são modelos *"scorpan",* onde cada letra significa um fator que altera a espessura do solo em um local. Um dos modelos estatísticos mais utilizados hoje em dia é a regressão linear múltipla, como em Scarpone et al. (2016).

A modelagem determinística, segundo Michel e Kobiyama (2015), é aquela que tenta representar de forma numérica o resultado da interação dos diversos processos que atuam em uma encosta, alterando a espessura do solo. Essa expressão numérica é feita pela aplicação do conceito de conservação de massa, calculando o balanço entre as taxas de produção do solo a partir da rocha e perda do solo através de processos difusivos (DIETRICH et al., 1995; FERNANDES, 2016).

4. Proposta de Metodologia

A área de estudo desse trabalho são as bacias do Quitite e Papagaio (5,4 km^2), localizadas na parte oeste do maciço da Tijuca, na cidade do Rio de Janeiro (Figura 1). As bacias estão inseridas em clima tropical e possuem vegetação de mata atlântica, relevo montanhoso e solos espessos. Segundo Fernandes et al. (2004), os solos coluvionares que são apresentados na área de estudo tem origem em movimentos de massa como rastejo e deslizamentos.

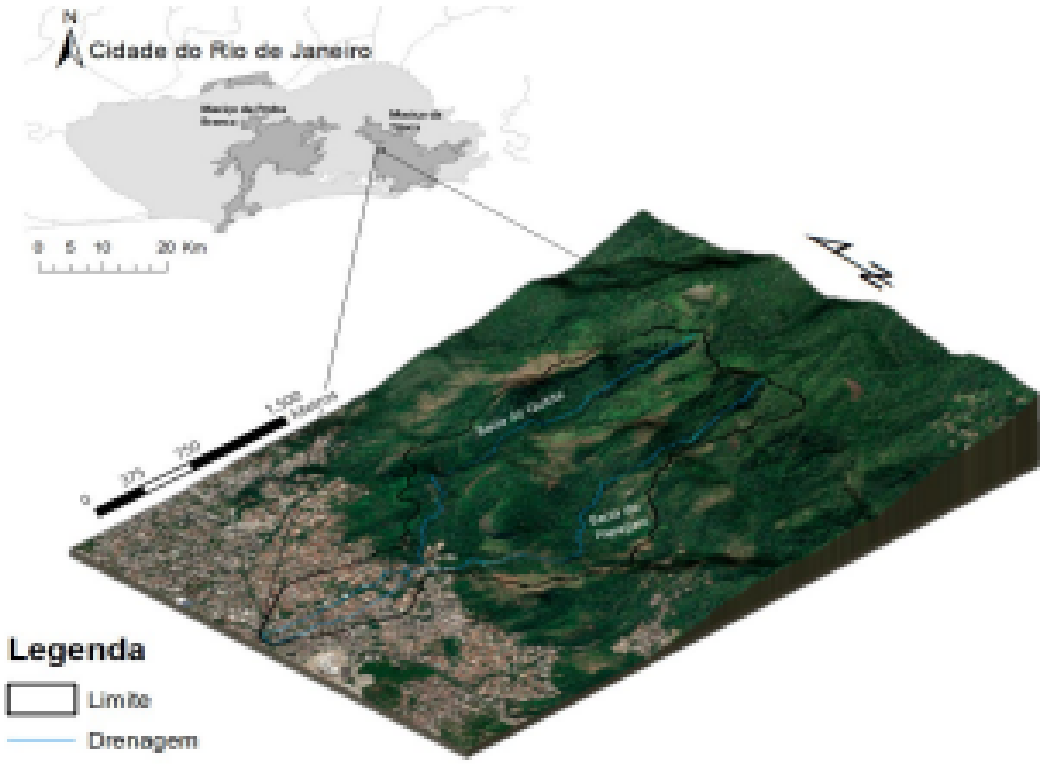


FIGURA 1: Localização da bacia dos rios Quitite e Papagaio, no maciço da Tijuca (RJ).

Os modelos empíricos utilizados serão os propostos por Catani et al. (2010), Lee e Ho (2009) e Saulnier et al. (1997). Para aplicar os modelos empíricos em qualquer área de estudo, é necessária a obtenção de parâmetros topográficos considerados por cada modelo como o controlador da espessura do solo. Esses parâmetros são obtidos através de um modelo digital de terreno e integrados à equação através de uma calculadora raster, como mostram Catani et al., (2010), por exemplo.

No âmbito da modelagem estatística, este trabalho se propõe a aplicar o modelo usado por Mey et al. (2015), que aplicaram o método dos modelos lineares de generalização para estimar a espessura do solo em uma área – assim como a desse trabalho – montanhosa com solos profundos, seus resultados mostram que a espessura do solo em sua área de estudo é majoritariamente influenciada pela elevação e pela rede de drenagem.

Por último, o modelo determinístico utilizado nesse trabalho será o proposto por Dietrich et al. (1995), onde os autores propõem um modelo de espessura da parte móvel do solo (colúvio ou solo pedogenético) que resolve o balanço entre a produção de solo a partir da rocha subjacente e a perda de solo através de processos difusivos.

5. Desafios/Dificuldades

Os desafios são justamente a dificuldade em representar da maneira mais completa possível os processos de produção e transporte do solo que ocorrem na área de estudo. Os modelos empíricos, por exemplo, são modelos de fácil aplicação, porém muitas vezes ignoram algumas relações que são importantes na dinâmica de alteração da espessura do solo, o que acaba resultando em resultados não satisfatórios. Os modelos estatísticos e determinísticos em alguns casos requerem dados que são mais difíceis de obter em campo, principalmente em áreas de relevo montanhoso e com vegetação de mata atlântica.

Além disso, é necessário analisar que diferentes processos de transporte do solo mobilizam diferentes camadas do solo, os deslizamentos translacionais alteram todo o regolito, enquanto o processo de rastejo não altera a camada do saprolito, logo acima da rocha matriz. Dessa forma, é enfatizada a importância dos processos que atuam na área de estudo serem representados pelos modelos matemáticos.

6. Resultados Esperados

Como resultados preliminares, Almeida et al., (2019) utilizaram 3 modelos empíricos de fácil aplicação na mesma área de estudo deste trabalho e seus resultados apresentaram altas generalizações, não sendo satisfatórios. Sendo assim, espera-se uma melhor performance dos modelos estatísticos e determinísticos, por considerarem mais processos e variáveis em seus cálculos para conseguir distribuir espacialmente a espessura do solo na área de estudo.

Agradecimentos

Um agradecimento a todos do LAMPEGE-UFRJ por toda a ajuda durante este trabalho, além de agradecer também ao CNPq pela bolsa PIBIC durante as fases mais iniciais dessa pesquisa, além de agradecer à Universidade Federal do Rio de Janeiro pela estrutura e pelo seu ensino de qualidade.

Referências

CATANI, F.; SEGONI, S.; FALORNI, G. An empirical geomorphology-based approach to the spatial prediction of soil thickness at catchment scale. **Water Resources Research**, v. 46, n. 5, p. 1–15, 2010.

CHAN, H. C. *et al.* Using multinomial logistic regression for prediction of soil depth in an area of complex topography in Taiwan. **CATENA**, v. 176, p. 419–429, 1 maio 2019.

DIETRICH, W. E. *et al.* A process-based model for colluvial soil depht and shallow landsliding using digital elevation data. **Hydrological Processes**, v. 9, p. 383–400, 1995.

FERNANDES, N. F. *et al.* Topographic controls of landslides in Rio de Janeiro: field evidence and modeling. **CATENA**, v. 55, n. 2, p. 163–181, 20 jan. 2004.

FERNANDES, N. F. Modelagem em Geografia Física: Teoria, Potencialidades e Desafios. **Espaço Aberto**, v. 6, n. 1, p. 209–247, 2016.

FU, Z. *et al.* Soil thickness effect on hydrological and erosion characteristics under sloping lands: A hydropedological perspective. **Geoderma**, v. 167–168, p. 41–53, 2011.

KIRKBY, M. J. Hydrograph modeling strategies. In: PEEL, R.; CHISHOLM, M.; HAGGETT, P. (Eds.). . **Process in Physical and Human Geography**. [s.l: s.n.]. p. 69–90.

LEE, K. T.; HO, J. Prediction of landslide occurrence based on slope-instability analysis and hydrological model simulation. **Journal of Hydrology**, v. 375, n. 3–4, p. 489–497, 2009.

MCBRATNEY, A. B.; MENDONÇA SANTOS, M. L.; MINASNY, B. On digital soil mapping. **Geoderma**, v. 117, n. 1–2, p. 3–52, 2003.

MEY, J. *et al.* Estimating the fill thickness and bedrock topography in intermontane valleys using artificial neural networks. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 120, p. 1301–1320, 2015.

MICHEL, G. P.; KOBIYAMA, M. Estimativa da profundidade do solo: parte 2 – métodos matemáticos. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 04, p. 1225–1243, 2015

PATTON, N. R. *et al.* Predicting soil thickness on soil mantled hillslopes. **Nature Communications**, v. 9, n. 1, 2018.

SALCIARINI, D. *et al.* Modeling regional initiation of rainfall-induced shallow landslides in the eastern Umbria Region of central Italy. **Landslides**, v. 3, n. 3, p. 181–194, 2006.

SAULNIER, G. M.; BEVEN, K.; OBLED, C. Including spatially variable effective soil depths in TOPMODEL. **Journal of Hydrology**, v. 202, n. 1–4, p. 158–172, 1997

SCARPONE, C. *et al.* Modelling soil thickness in the critical zone for Southern British Columbia. **Geoderma**, v. 282, p. 59–69, 2016.

COMPARTIMENTAÇÃO MORFOPEDOLÓGICA E INTERPRETAÇÕES GENÉTICAS EM UMA MICROBACIA - PARQUE ESTADUAL DE TERRA RONCA (GO)

Helena Gladis Bozzo Moreira
Instituto de Estudos Socioambientais - IESA - UFG
Av. Esperança, s/n - Samambaia,
Goiânia-GO, CEP: 74001-970
E-mail: helenagbmoreira@gmail.com
Guilherme Taitson Bueno
Instituto de Estudos Socioambientais - IESA - UFG
Av. Esperança, s/n - Samambaia,
Goiânia-GO, CEP: 74001-970
E-mail: gtaitson@ufg.br
Márcio Henrique de Campos Zancopé
Instituto de Estudos Socioambientais - IESA - UFG
Av. Esperança, s/n - Samambaia,
Goiânia-GO, CEP: 74001-970
E-mail: zancope@ufg.br
Francielle Gonçalves Caminhas
Instituto de Estudos Socioambientais - IESA - UFG
Av. Esperança, s/n - Samambaia,
Goiânia-GO, CEP: 74001-970
E-mail: franciellegonsi@gmail.com

Resumo

Em ambientes de áreas úmidas os solos com sua biota específica, apresentam serviços ecossistêmicos e alta vulnerabilidade a processos erosivos na paisagem. Desta forma, identificar e caracterizar essas áreas é importante para conhecer melhor sua dinâmica e funcionamento. A metodologia consistiu em compartimentação da área através de fotointerpretação e análise da cobertura pedológica, complementada pelo estudo das relações estruturais e espaciais entre compartimentos. Foram identificados, na compartimentação, dois ambientes distintos, conforme sua morfologia e composição: (1) um compartimento aplanado em posição cimeira, que se subdivide em dois em função do tipo de solo e vegetação e (2) um compartimento associado ao vale fluvial, que também se subdivide em dois, em função do grau de entalhamento do vale. A legenda do mapa foi organizada de forma a representar estes compartimentos segundo sua cronologia relativa, inferida a partir das relações estruturais e espaciais entre compartimentos.

Palavras-chave: área úmida, análise estrutural, pedogeomorfologia, crono-geomorfologia, gênese da paisagem.

1. Introdução

Estudos que tratam da distribuição dos solos na paisagem e de sua evolução podem ser realizados por meio da identificação e da caracterização de compartimentos morfopedológicos e de interpretações baseadas nas relações estruturais entre os compartimentos. A Análise estrutural da cobertura pedológica (BOULET et al., 1982; BOULET, 1988), conforme Castro e Salomão (2000), recorre à análise bidimensional e tridimensional da cobertura pedológica como forma de abordagem, considerando suas possiblidades de sistematização e representação dos atributos morfopedológicos.

Estes estudos têm como precursor Boulet et al. (1982), e integram, ainda que em escalas de maior detalhe, resultados de síntese e/ou documentos cartográficos que agregam a delimitação de zonas e/ou compartimentos. Contribuem para os estudos de estrutura, funcionamento (fisiologia), gênese e evolução da paisagem de forma integrada e sistêmica, assim como em Ab'Saber (1969); Boulet (1988); Ruellan & Dosso (1993). Pesquisas com foco na compartimentação do relevo e no estudo de suas estruturas superficiais, e que possibilitam interpretações cronogeomorfológicas, se enquadram nos níveis de tratamento 1 e 2 da pesquisa em geomorfologia de acordo com a proposta de Ab'Sáber (1969). Este tipo de pesquisa se baseia na análise das relações espaciais (verticais, laterais, etc.) e estruturais (concordância, discordância, superimposição, etc.) conforme formalizado, por exemplo, por Fritsch et al., (1992).

Nas paisagens naturais é possível identificar unidades mais ou menos homogêneas, resultantes de interações específicas de seus atributos físicos (TRICART e KILLIAN, 1979). A identificação destas unidades ou compartimentos é de fundamental importância para uma interpretação dos processos evolutivos naturais que acontecem ao longo do tempo geológico. Auxilia, também, nos esforços de compreensão dos impactos da ação antrópica e no planejamento ambiental. Castro e Salomão (2000) ressaltam a importância dos fluxos hídricos subsuperficiais verticais e laterais para a elaboração de compartimentos morfopedológicos nas regiões intertropicais úmidas e sub-úmidas.

As áreas úmidas (wetlands) são áreas de grande complexidade e heterogeneidade dos pontos de vista físico e ecossistêmico. São também de grande importância ambiental no bioma Cerrado, pois são responsáveis pela manutenção da qualidade e quantidade dos recursos hídricos, representam ambientes especiais do ponto de vista biológico, além de armazenarem, em seus solos, importantes quantidades de carbono orgânico (OLIVEIRA e ROSOLEN, 2014). As veredas são o exemplo mais comum de áreas úmidas das superfícies aplanadas do bioma Cerrado. Apesar da sua importância, há ainda poucos estudos que abordem as paisagens das veredas analisando de forma integrada e equilibrada seus atributos físicos e suas relações, bem como discutindo sua gênese e evolução. Lima e Queiroz Neto (1996) é exemplo de trabalho com foco genético e evolutivo sobre o ambiente das veredas. Os autores propuseram que as veredas são uma etapa na evolução do relevo, sendo sucedidas, na área daquele estudo (chapada do Triângulo Mineiro), por vales encaixados e sistemas de matas de galeria.

O Parque Estadual de Terra Ronca (PETeR), no Nordeste do Estado de Goiás, apresenta superfícies aplanadas com veredas, que são afluentes dos sistemas de cavernas do relevo cárstico, também existente na área. Em um estudo anterior foi feita a compartimentação morfopedológica de uma microbacia com vereda (Córrego Bezerra), (MOREIRA e BUENO, 2019). Este trabalho surge pela necessidade de avançar no conhecimento da área, tendo como objetivo principal compreender a evolução da microbacia considerando a cronologia de elaboração dos compartimentos da paisagem previamente mapeados.

1.1 Área de estudo

A microbacia do Córrego Bezerra, situada entre as Latitudes Sul 13° 34' 09'' e 13° 35' 37'' e entre as Longitudes Oeste 46° 16' 38'' e 46° 19' 14'' é afluente do rio Angélica, contribuinte do sistema espeleológico da Caverna Angélica e representativa dos sistemas fluviais que alimentam o carste de Terra Ronca - GO. Estes cursos d'água compõem a Bacia Hidrográfica do rio Paranã, tributária da Bacia do alto Tocantins (Figura 1). Está sob uma rampa suave embutida no sopé da cuesta da Serra Geral de Goiás que segundo a CPRM (2000), a mesma é composta por arenitos do Urucuia e as rampas por coberturas detrito-lateríticas. Rocha et al., (2017) indicaram que os solos predominantes no PETeR são Cambissolo, Latossolo, Neossolo Litólico, Gleissolo e Neossolo Quartzarênico. A microbacia está totalmente contida no bioma cerrado, onde a precipitação média anual é 1.300 mm, concentrada nos meses de verão, e com temperatura média superior a 21° C (IBGE, 1995). A bacia apresenta, assim como outras bacias no mesmo contexto geomorfológico, áreas úmidas do tipo vereda nos altos cursos dos canais, sucedidas por vales encaixados no médio e no baixo curso. Isso indica uma tendência regional de incisão da rede hidrográfica.

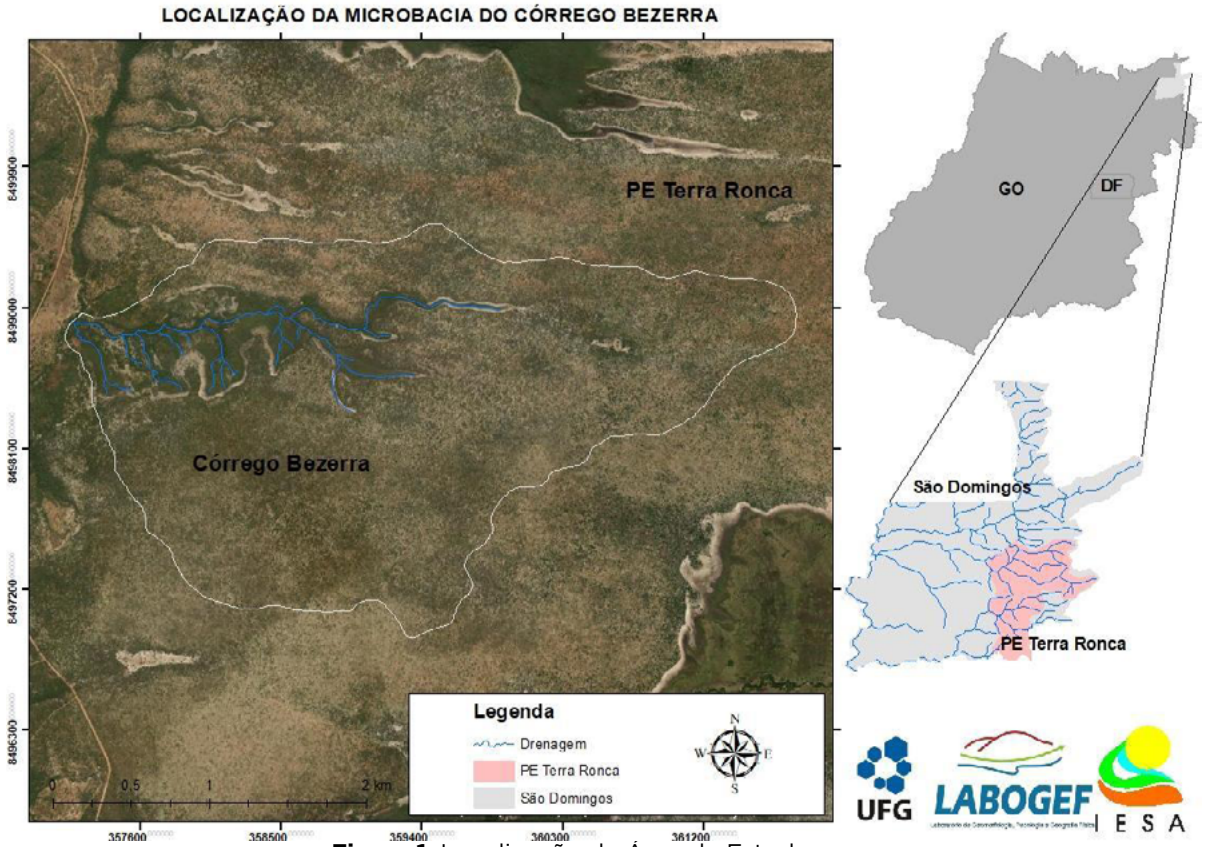


Figura 1. Localização da Área de Estudo

2. Metodologia

A metodologia deste trabalho consiste em três etapas principais:

I) Compartimentação da paisagem e composição do banco de dados cartográficos: Segundo Lima e Queiroz Neto (1996), as microbacias com vereda são um subsistema da paisagem onde ocorre uma complexa dinâmica entre solos e topografia, controlada pelos fluxos hídricos laterais e verticais. Essa dinâmica se reflete nas fitofisionomias vegetais. As mudanças de solos observadas em escala de vertente, segundo Castro e Salomão (2000), diferentes sistemas pedológicos, que se repetem sistematicamente pela paisagem. Deste modo, a partir

dos recursos do sensoriamento remoto e de geoprocessamento, associados à observação dos atributos físicos da paisagem e dos solos em campo, foi possível identificar e delimitar unidades relativamente homogêneas (TRICART e KILIAN, 1979), ou compartimentos da paisagem. No software ArcGis foi realizado manualmente o mapeamento dos compartimentos morfopedológicos em forma de polígonos na escala de 1:10.000 e a interpretação visual da imagem DigitalGlobe (25/10/2008). Os compartimentos de paisagem foram representados cartograficamente e organizados na legenda do mapa segundo sua ordem cronológica de estabelecimento, proposta com base em aspectos geomorfológicos. A área (superfície) de cada compartimento foi calculada por meio do software ArcGis. A partir disso, e considerando-se a disponibilidade de dados de solos obtidos em pesquisa prévia dos autores do presente trabalho, foram escolhidos pontos representativos para se abrirem as trincheiras. Esse procedimento foi realizado com uso de imagem Sentinel (14/07/2017), disponibilizada pelo USGS.

II) Trabalho de campo: Inicialmente em campo foram feitas tradagens exploratórias em pontos da bacia, deste modo foram identificados os compartimentos previamente mapeados e observados seus atributos físicos mais importantes. Foram abertas trincheiras, uma para cada compartimento mapeado, as trincheiras e tradagens foram identificados, descritos e coletados. Deste modo permitiram a checagem do mapeamento realizado por meio das imagens de satélite além de enriquecer os dados com novas informações sobre as características dos compartimentos.

III) Interpretações cronogeomorfológicas: o ponto de partida para esta etapa foram o mapa de compartimentos, perfis topográficos e o reconhecimento da situação de cada perfil de solo em campo, considerado altimetria, relação com os demais perfis de solo e propriedades físicas de seus materiais. As interpretações tiveram como base os seguintes pressupostos: 1) um compartimento que interrompe a continuidade de outro no espaço tende a ser mais recente; 2) um compartimento situado em posição altimétrica mais elevada tende a ser mais antigo que outro situado em posição altimétrica inferior, considerando a tendência geral de denudação da paisagem regional; 3) para áreas de solos residuais sobre um mesmo substrato geológico, compartimentos com solos mais arenosos e/ou mais descoloridos (cromas mais baixos) e/ou mais claros (valores mais baixos) tendem a ser mais jovens que compartimentos com solos mais argilosos e/ou mais coloridos e/ou mais escuros, considerando o pressuposto (ex: LUCAS et al., 1984) de que aqueles (arenosos, descoloridos, mais claros) se formaram a partir da lixiviação ou lessivagem destes (mais argilosos, mais coloridos, mais escuros); 4) domínios espacialmente restritos de um compartimento situados no interior de outro compartimento tendem a ser formas e/ou materiais relictuais, isto é, tendem a ser mais antigos que o compartimento espacialmente dominante.

3. Resultados e discussões

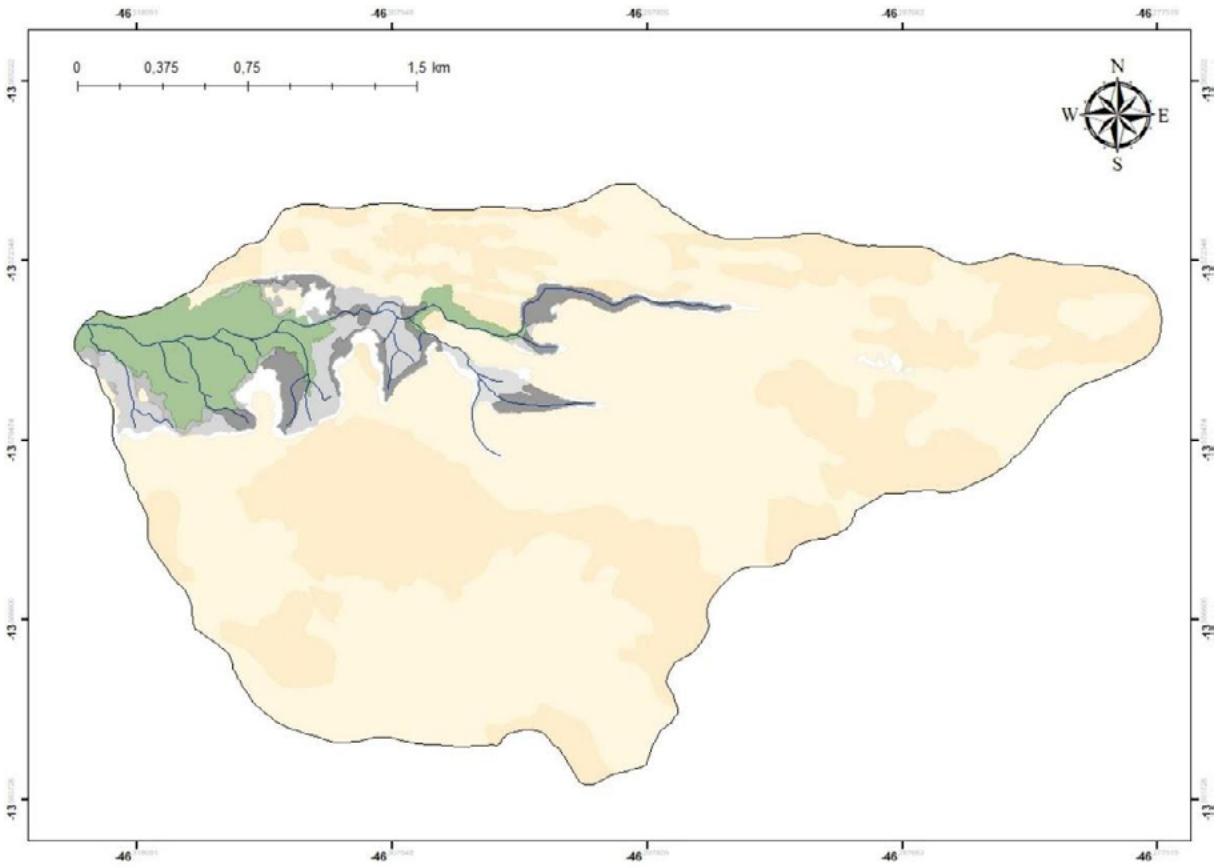
A compartimentação da bacia é representada na Figura 2. A microbacia é dividida em dois compartimentos maiores: a Superfície Aplanada (I) e o Vale (II). O compartimento do Vale (II), por interromper a continuidade do compartimento Superfície Aplanada (I) e se encontrar em menor altimetria, foi interpretado como mais recente. Nestes dois compartimentos foram identificados sete subcompartimentos, apresentados a seguir conforme sua ordem cronológica de estabelecimento, inferida com base nas interpretações cronogeomorfológicas.

Foram identificados, no Compartimento Superfície Aplanada (I), dois subcompartimentos: Ia e Ib (Figuras 2 e 3).

- Ia: Sob relevo plano, com Latossolo Vermelho-Amarelo e cobertura de Cerrado s.s. Este compartimento contempla 2.232.182 m² da microbacia. O perfil

de solo representativo dessa paisagem apresenta transição plana e gradual dos horizontes; o horizonte superficial A1 é bruno (7.5 YR 4/4), com 9 cm de espessura, textura arenosa e estrutura granular. O horizonte A3, amarelo-avermelhado (7.5 YR 6/6), tem 51 cm de espessura, textura arenosa e estrutura granular. O horizonte B1 é bruno forte (7.5 YR 5/8), tem 90 cm de espessura, textura arenosa e a estrutura granular. O horizonte B2 é bruno forte (7.5 YR 5/8), a textura é arenosa e a estrutura granular.

- Ib: É o segundo subcompartimento da Superfície Aplanada (I). Tem também relevo plano e ocupa a mesma superfície que o IA, mas apresenta Espodossolo além do Neossolo Quartzarênico e cobertura vegetal menos densa, de Campo Cerrado. Este compartimento contempla 4.147.884 m² da microbacia, sendo o maior deles. O perfil de Espodossolo encontrado nesse compartimento apresenta transição dos horizontes plana e gradual, exceto para o último horizonte, em que a transição é ondulada. O horizonte superficial A1 é cinza brunado claro (10YR 6/2) com 24 cm de espessura e textura arenosa. O horizonte E é bruno acinzentado (10YR 5/2), tem 36 cm de espessura e apresenta textura arenosa. O horizonte A3 é bruno (10YR 5/3), tem 15 cm de espessura, e apresenta textura arenosa. O horizonte Bh é cinza muito escuro, (10YR 3/1), com 14 cm de espessura e textura arenosa. O horizonte Bhs é cinzento (10YR 5/1), com 45 cm de espessura e apresenta textura arenosa. Este subcompartimento situa-se em posição altimétrica ligeiramente inferior ao subcompartimento Ia. Além disso, é composto por materiais essencialmente arenosos e descoloridos. Este subcompartimento é precursor, sobre a superfície aplanada, do compartimento do Vale, como indica sua distribuição espacial concordante com distribuição espacial dos vales da microbacia (Figura 2).



Superfície Aplanada (I)

Ia - Relevo plano, LatossoloVermelho - Amarelo com Cerrado *S.S.*

Ib - Relevo plano, Neossolo Quartzarênico e Espodossolo com Campo Cerrado.

Vale (II)

IIA - Hidromórfico

IIAa - Declividade baixa (média vertente), Gleissolo e Campo Hidromórfico com Buritis.

IIAb - Declividade baixa (alta vertente), Espodossolo e Neossolo Quartzarênico sem cobertura vegetal.

IIAc - Declividade baixa (média vertente), Espodossolo e Campo Hidromórfico com Buritis.

IIAd - Declividade média (baixa vertente), Espodossolo e Campo Hidromórfico com Buritis.

IIB - Encaixado

IIB - Declividade média a alta (média e baixa vertente), Cambissolo com Campo Cerrado e Mata de Galeria.

Figura 2. Compartimentação Morfopedológica da Área de Estudo

F

igura 3. Sub-compartimentos do Compartimento I – Aplanado.

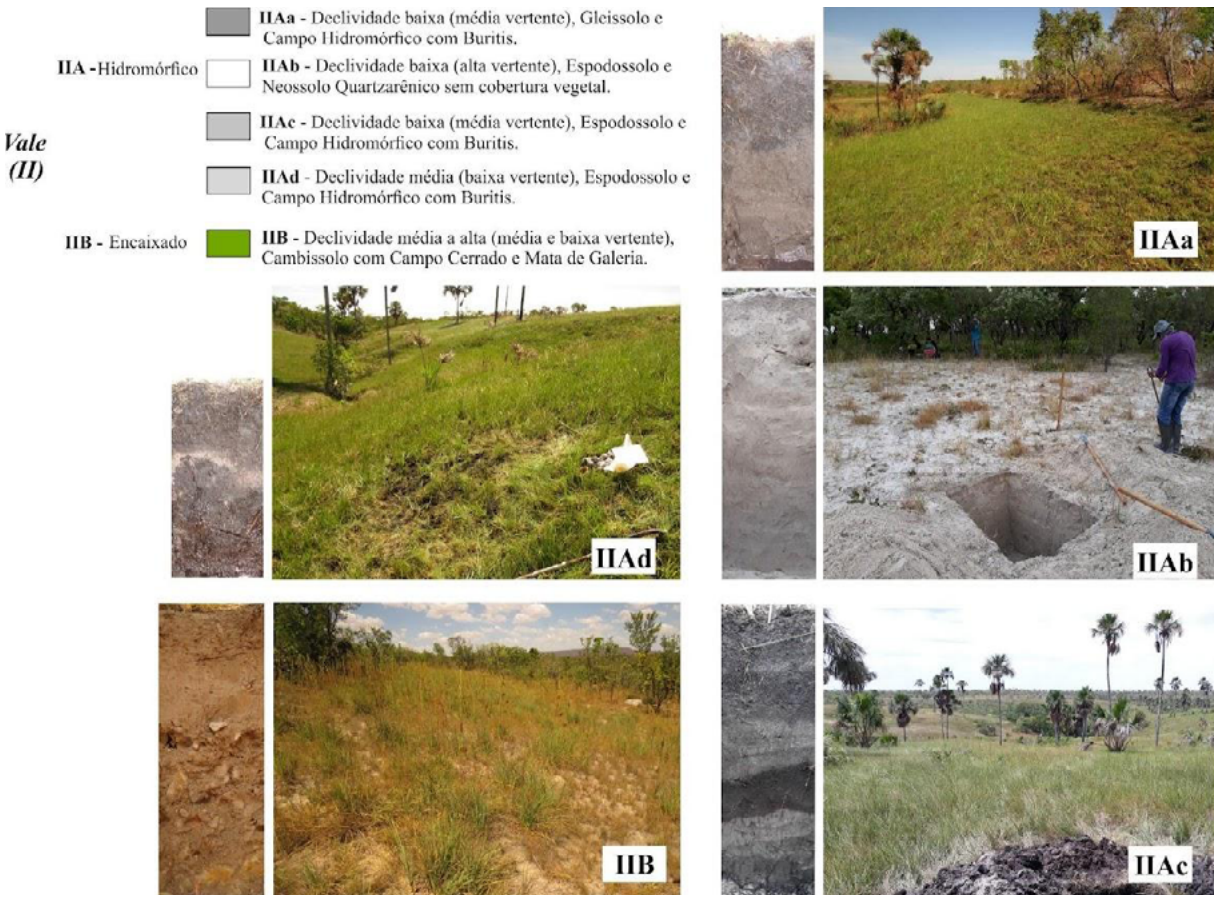


Figura 4. Sub-compartimentos do Compartimento II – Vale: Hidromórfico e Encaixado.

Foram identificados, no compartimento do Vale, dois segmentos: Hidromórfico e Encaixado. O segmento encaixado foi interpretado como mais recente,

por se situar em posição altimétrica inferior e à jusante do Hidromórfico, e por apresentar solos relictuais do ambiente hidromórfico em seu interior. Estes materiais hidromórficos relictuais atestam o processo de incisão fluvial e rejuvenescimento do relevo da bacia, responsável pelo estabelecimento do segmento Encaixado. No segmento Hidromórfico há quatro sub-compartimentos: IIAa, IIAb, IIAc, IIAd, e um sub-compartimento no segmento Encaixado: IIB (Figuras 2 e 4).

- **IIAa**: Encontra-se sob declividade baixa e se localiza na média e na alta vertente, em contato, em alguns pontos, com a vegetação de cerrado *s.s.* do compartimento Aplanado (Figura 3). Seu solo é do tipo Gleissolo, a saturação hídrica atinge o horizonte superficial, a cor do solo indica acumulação de matéria orgânica em todo o perfil e a cobertura é de campo hidromórfico com buritis. Este compartimento contempla 210.618 m² da microbacia. O perfil de solo que representa este compartimento apresenta transição de horizontes ondulada e clara. O horizonte superficial O é preto (Gley 2.5/N) com 30 cm de espessura e com textura arenosa. O horizonte A1 é também preto (Gley 2.5N) com 30 cm de espessura e apresenta textura arenosa. O horizonte Cg é cinza azulado muito escuro (Gley 2.3/10B), com 120 cm de espessura e apresenta textura arenosa. Este subcompartimento foi considerado o mais antigo do compartimento **IIA** por manter condição hidromórfica em todo o perfil do solo e por não apresentar horizonte eluvial, indicativo de exportação de material por lixiviação e lessivagem. Foi interpretado, portanto, como um sub-compartimento relictual mediante a tendência de aumento da eficiência de drenagem que se verifica nesta microbacia.

- **IIAb**: Trata-se do sub-compartimento mais externo do compartimento do Vale (**II**) e que apresenta transição para o compartimento da Superfície Aplanada (**I**). Contempla 156.825 m² da microbacia. Esse sub-compartimento se localiza na alta vertente e apresenta Espodossolos e Neossolo Quartzarênico exposto, sem cobertura vegetal (Figura 4). Não foi observada saturação hídrica em nenhum horizonte do perfil. O perfil de solo observado em campo é de Neossolo Quartzarênico e apresenta transição dos horizontes plana e gradual. O horizonte superficial A1 é cinza bruno claro (10YR 6/2), com 10 cm de espessura e textura arenosa. O horizonte A3 é amarelo claro acinzentado (5Y 8/2), com 20 cm de espessura e textura arenosa. O horizonte C1 é amarelo claro acinzentado (5Y 7/3). Possui 44 cm de espessura e textura arenosa. As cores claras e pálidas indicam exportação quase total do material orgânico do solo, previamente acumulado na fase hidromórfica (**IIAa**). As perdas de seu material orgânico podem ser explicadas pelo rebaixamento do nível freático, mais acentuado nas partes mais elevadas e externas do segmento hidromórfico do vale (**IIA**). O rebaixamento do nível freático reflete as primeiras etapas do processo de rejuvenescimento do relevo da bacia, cujo estágio mais avançado é representado pelo Compartimento Encaixado do Vale (**IIB**).

- **IIAc**: Possui declividade baixa e se localiza na média e na alta vertente. Seu solo é o Espodossolo e a cobertura é o campo hidromórfico com buritis. A saturação hídrica afeta os horizontes inferiores do perfil estudado. Este compartimento contempla 47.629 m² da microbacia. Seu perfil de solo apresenta transição de horizontes descontínuas e abruptas. O horizonte superficial O é preto (Gley1 2.5N), com 13 cm de espessura e apresenta textura arenosa. O horizonte A1 é cinza muito escuro (Gley1 3/N), com 11 cm de espessura e apresenta textura arenosa. O horizonte E1 é cinza (Gley 6/N), com 14 cm de espessura e apresenta textura arenosa. O horizonte Bh é preto esverdeado (Gley1 2.5/10Y), com 8 cm de espessura e apresenta textura arenosa. O horizonte Bhs é preto (Gley1 2.5/N), com 8 cm de espessura e apresenta textura arenosa. O horizonte E2 é cinza esverdeado (Gley1 4/10Y), com 51 cm de espessura e apresenta textura arenosa. O horizonte inferior, Bhs2, tem 45 cm de espessura e apresenta textura arenosa. A cor do solo indica que há ainda teores elevados de matéria orgânica, mas a presença e o desenvolvimento dos horizontes eluviais (Figura 4) sugerem que houve significativa exportação de matéria.

- **IIAd**: Apresenta declividade média e se localiza na baixa vertente (Figura 4). Seu solo é o Espodossolo sob campo hidromórfico com buritis; este compartimento contempla 183.627 m² da microbacia. A saturação hídrica afeta o conjunto do perfil de solo. Os horizontes apresentam transição ondulada e abrupta. O horizonte superficial O é preto (Gley1 2.5/N) com 20 cm de espessura e textura arenosa. O horizonte A1 é cinza (Gley1 6/N), com 40 cm de espessura e textura arenosa. O horizonte E é cinza claro (Gley1 7/N) com 4 cm de espessura e textura arenosa. O horizonte Bh é cinzento esverdeado (Gley1 5/10Y), com 100 cm de espessura e textura arenosa. A presença de horizonte eluvial, ainda que incipiente, reflete aumento da eficiência da drenagem, indicando os primeiros efeitos do processo de rejuvenescimento da paisagem no solo.

- **IIB**: Corresponde ao segmento encaixado do Vale (**II**), que se limita com o segmento hidromórfico por ruptura de declive ao longo do canal (*knick point*). Apresenta declividade média a alta. Possui Cambissolo sob campo cerrado na média vertente e Latossolo sob mata de galeria, na baixa vertente. Este compartimento contempla 368.109 m² da microbacia. O perfil do solo estudado neste sub-compartimento é do tipo Cambissolo, apresenta transição plana e abrupta entre os horizontes (Figura 4). O horizonte superficial A1 é cinzento-claro (10YR 7/1), com 10 cm de espessura. O horizonte Bi é branco (10YR 8/1), com 15 cm de espessura. A camada mais profunda com 35 cm apresenta cascalhos que aumentam a densidade gradualmente em profundidade. Este compartimento representa a parte rejuvenescida da microbacia estudada sendo, portanto, interpretado como o mais recente.

Diante do exposto, foi proposta a seguinte sequência evolutiva para o relevo da microbacia estudada: o ponto de partida da evolução é a superfície aplanada, com Latossolo Vermelho-Amarelo e cobertura de cerrado *s.s.* Em algumas partes desta superfície desenvolvem-se áreas de solos mais lixiviados e lessivados (ex: Espodossolos), cobertos por campo cerrado, cujo padrão espacial parece anunciar uma futura rede hidrográfica (**Ib**, Figura 2). Os vales que se estabelecem sobre esta superfície são hidromórficos, com Gleissolos e campo hidromórfico com buritis. À medida que estes vales se aprofundam por perdas geoquímicas (LIMA e QUEIROZ NETO, 1996), o nível freático sofre rebaixamento. Isto afeta primeiro os solos da borda do vale, que perdem matéria orgânica e partículas finas, depois os solos da média vertente, e depois o fundo do vale. Espodossolos sem cobertura vegetal se desenvolvem nestas áreas. Por fim, com o progressivo aprofundamento do vale, geoquímico e/ou associado ao avanço remontante de *knick points*, os solos da fase hidromórfica são erodidos e dão lugar a Cambissolos e Latossolos, enquanto a vegetação de campo cerrado e mata de galeria se estabelece no segmento rejuvenescido.

4. Considerações finais

A análise geomorfológica e pedológica da distribuição espacial e das relações estruturais entre os compartimentos permitiu inferir sua cronologia relativa, expressa na organização da legenda do mapa, e aprofundar o entendimento da paisagem. Isso permitiu perceber alguns estágios de evolução da topografia e correlacioná-los com as características da cobertura pedológica e da vegetação.

As interpretações possibilitaram demonstrar a heterogeneidade dos solos e propor que o relevo da superfície aplanada com Latossolos da microbacia estudada evoluiu em duas etapas: 1) pelo desenvolvimento de vales hidromórficos, que abrigam Gleissolos e o ambiente das veredas, e que já se anunciam sobre a superfície aplanada por meio do estabelecimento de solos lixiviados e lessivados (ex: Espodossolos); 2) pela incisão fluvial, responsável, inicialmente, pela exportação da matéria orgânica e das argilas dos Gleissolos do ambiente

da vereda e, posteriormente, pela erosão indiscriminada dos materiais remanescentes dos solos da primeira etapa e por uma nova pedogênese nas vertentes.

Estudos mais detalhados da estrutura da cobertura pedológica, dados analíticos dos materiais dos solos e, sobretudo, informações relativas à fisiologia da paisagem (terceiro nível do tratamento geomorfológico de Ab'Sáber, 1969), como, por exemplo, piezometria e química das águas, poderão subsidiar as interpretações cronogeomorfológicas e testar o modelo proposto.

Agradecimentos

Agradecemos ao Programa de Iniciação Científica da UFG, pela bolsa CNPq, ao CNPq pelo apoio ao projeto Compartimentação geomorfológica e caracterização fluviocárstica do Parque Estadual Terra Ronca (processo 461869/2014-4) e à SEMAD-GO e ao CECAV-ICMBio, por autorizar as pesquisas na UC-PETeR.

Referências

AB'SABER, Aziz Nacib. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. **Geomorfologia, São Paulo**, v. 18, p. 1-23, 1969.

BOULET, R. Análise estrutural da cobertura pedológica e a experimentação agronômica. **Congresso Brasileiro de Ciências do Solo**. Campinas. 1988.

BOULET, R.; CHAUVEL, A.; HUMBEL, F. X.; LUCAS, Y. Analyse structurale et pédologie I. Prise em compte do l´organisation bidimenionnelle de la couverture pédologique: lês études de toposéquences et leurs princinale principaux apports à la conaissance dês sols. Cah ORSTOM, ser. **Pédol.,** vol. XIX, n° 4, p. 309-322, 1982.

CASTRO, S. S; SALOMÃO, F. X. R. **Compartimentação morfopedológicas e sua aplicação: Considerações metodológicas.** GEOUSP, Espaço e tempo, n.7, p.27 – 37, 2000.

CPRM; **Mapa geológico do Estado de Goiás e Distrito Federal**. Brasília: CPRM, 2000, 1:500.000.

FRITSCH, E.; PETERSCHMITT, E.; HERBILLON, A. **A structural approach to the regolith: Identification of structures, analysis of structural relationships and interpretations.** Sci. Geól., Bull, 45, 2, p. 77-97, Strasbourg, 1992.

IBGE. Instituto Brasileiro De Geografia E Estatística. **Zoneamento Geoambiental E Agroecológico Do Estado De Goiás Região Nordeste;** Séries Estudos E Pesquisas Em Geociências. Rio De Janeiro, 1995.

LIMA, S. C; NETO, J. P, Q. As veredas do ribeirão panga no triângulo mineiro e a evolução da paisagem. **Tese (Doutorado em Geografia)** – Departamento de Geografia da Universidade de São Paulo, fev. 1996.p.24.

LUCAS, Y.; CHAUVEL, A.; BOULET. R.; RANZANI. G.; ESCATOLINI. F.; **Transição Latossolos-Podzois Sobre a Formação Barreiras na Região de Manaus, Amazônia.** Comissão V – Gênese, Morfologia e Classificação do Solo. R.bras.Ci.Solo 8:325-335, 1984.

MOREIRA, H. G. B.; BUENO, G. T.; **Compartimentação Morfopedológica Em Um Ambiente De Vereda: Microbacia Do Córrego Bezerra Parque Estadual De Terra Ronca (GO).** XVIII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada: Geografia Física e as Mudanças Globais. UFC. Fortaleza – CE. 11 a 15 de junho de 2019.

OLIVEIRA, D.A. e ROSOLEN, V. **Os sistemas úmidos na paisagem de chapada, o uso da terra e os desafios da preservação ambiental.** Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 15, n. 2, p. 221-230, 2014.

ROCHA, P.R.R; NASCIMENTO, C.T.C; BERNARDI, J.V.E. **Correlação entre dados topográficos e pedológicos na região do parque estadual terra ronca goiás.** Anais do 34° Congresso Brasileiro de Espeleologia. Ouro Preto MG, 13-18 de junho de 2017.

ROSS, J. L. S. **O registro cartográfico dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo.** Revista do Departamento de Geografia, São Paulo, n. 6, p. 17-30, 1992.

RUELLAN, A.; DOSSO, M. **Regards sur le sol.** Paris: Les Éditions Foucher, 1993.

SANTOS, M. C; SILVA. M. S. L; ALMEIDA, B. G; KLAMT.E; CAVALCANTE, A. C; Seção V- Gênese, morfologia e classificação do solo; **Caracterização micromorfológica e considerações sobre a gênese de solos de tabuleiro do semiárido do brasil.** R. Bras. Ci. Solo, v. 26, p. 1031-1046, 2002.

TRICART, J.; KILIAN, J. **L'éco-Geografie et l'amenagementdu Milieu Naturel.** Paris: Maspero, 1979. 325p.

COMPARTIMENTAÇÃO PEDOGEOMORFOLÓGICA DE TABULEIROS COSTEIROS DO GRUPO BARREIRAS NO AMAPÁ

João Santiago Reis
Departamento de Geografia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte
Rua Joaquim Gregório S/N, Penedo, 59300-000, Caicó – RN
E-mail: joao.reis@ufrn.br
João Carlos Ker
Departamento de Solos, Universidade Federal de Viçosa
Av. P.H. Rolfs, S/N, Centro, 36570-900, Viçosa - MG
E-mail: jcker@ufv.br
Flávio Rodrigo Lozer de Amorim
Departamento de Geografia, Universidade Federal de Viçosa
Av. P.H. Rolfs, S/N, Centro, 36570-900, Viçosa - MG
E-mail: flavio.amorim@ufv.br
Bruno Nery Fernandes Vasconcelos
Instituto de Ciências Agrárias, Universidade Federal de Uberlândia
Rodovia LMG 746, Km 01, S/N, 38500-000, Monte Carmelo - MG
E-mail brunonery@ufu.br
Davi Feital Gjorup
Departamento de Solos, Universidade Federal de Viçosa
Av. P.H. Rolfs, S/N, Centro, 36570-900, Viçosa - MG
E-mail: davifeitalgjorup@gmail.com

Resumo

Os sedimentos do Grupo Barreiras se estendem por toda costa atlântica desde o norte do Rio de Janeiro até o Amapá, sendo a variabilidade de solos característica intrínseca. O objetivo deste estudo foi caracterizar a dinâmica pedogeomorfológica dos Tabuleiros Costeiros do Grupo Barreiras no Amapá, através da investigação de solos em diferentes compartimentos geomorfológicos. Foram observados e coletados 112 perfis de solos, sendo 9 perfis selecionados como representativos e submetidos a análises de seu complexo sortivo, granulometria, carbono orgânico e mineralogia. De maneira geral, foi observada a ocorrência de classes de solos similares nos compartimentos dos Tabuleiros Dissecados (TD) e dos Tabuleiros. Porém, os resultados mostram clara diferença de granulometria dos solos entre os compartimentos. Os aspectos relacionados à distribuição de carbono orgânico, complexo sortivo, e mineralogia dos solos são similares nos dois ambientes. Descarta-se a hipótese de homogeneidade dos solos nos Tabuleiros Costeiros do Amapá, sendo reconhecidos dois pedoambientes distintos, referentes aos compartimentos geomorfológicos estudados.

Palavras-chave: Tabuleiros Costeiros; Grupo Barreiras; Pedogeomorfologia.

1. Introdução

Na zona equatorial brasileira, entre as planícies costeiras da foz do rio Amazonas e as colinas do Escudo Guianense, numa estreita faixa com orientação norte-sul no estado do Amapá, encontram-se Tabuleiros Costeiros (mais ou menos dissecados) correspondentes ao Grupo Barreiras. Esta unidade da paisagem amapaense tem papel relevante na manutenção de um refúgio do bioma Cerrado em meio ao bioma Amazônia (IEPA, 2008).

O Grupo Barreiras corresponde à uma cobertura sedimentar composta por sedimentos argilosos, argilo-arenosos, e arenosos, que se estende por toda a costa Atlântica brasileira desde o norte do Rio de Janeiro até o estado do Amapá (NUNES et al., 2011; MOURA-FÉ, 2014).

No estado do Amapá situa-se no Planalto rebaixado da Amazônia, que é constituído por sedimentos terciários do Grupo Barreiras, apresentando caimento suave para o Rio Amazonas. É representado por uma superfície de aplainamento que se encontra parcialmente conservada e recoberta por crostas ferruginosas. A densidade elevada da rede de drenagem composta por canais curtos e muito ramificados é responsável pelas formas de dissecação do aplainamento em colinas de topo aplainado e interflúvios tabulares. (BRASIL, 1974).

Os sedimentos do Grupo Barreiras ocorrem, em geral, em cotas de 20 a mais de 200 metros de altitude (JACOMINE, 1996), e sua composição é variada apresentando sequência de sedimentos detríticos, siliciclásticos, de origem fluvial e marinha (ARAI, 2006), pouco ou não consolidados, mal selecionados, de cores variegadas, variando de areias finas a grossas, predominando grãos angulosos, argilas cinza-avermelhadas, com matriz caulinítica e ocorrência escassa de estruturas sedimentares (NUNES, 2011).

Os solos desenvolvidos a partir desse substrato geralmente caracterizam-se por ser profundos, ácidos, álicos, com baixa capacidade de troca catiônica, pouca diferença morfológica entre horizontes e presença frequente de horizontes coesos (NOGUEIRA & NOGUEIRA, 1996; OLIVEIRA, 2000).

Associado ao relevo de Tabuleiros Costeiros, o Grupo Barreiras no Amapá exibe certa heterogeneidade quanto aos seus compartimentos geomorfológicos, mas ainda assim é descrito generalizadamente por Brasil (1974) como associado ao Planalto Rebaixado da Amazônia, enquanto trabalhos recentes mais detalhados subdividem a região de interesse em Tabuleiros e Tabuleiros Dissecados (JORGE & TEIXEIRA, 2016). Estudos sobre os solos dessa região ainda são escassos (SENA, 2016; KER et al., 2017), carecendo de mais informações para melhor entendimento sobre sua gênese e aptidão agrícola.

Os objetivos deste trabalho foram caracterizar e verificar a hipótese de homogeneidade dos solos em Tabuleiros Costeiros sob o Grupo Barreiras no estado do Amapá, visando contribuir com pesquisas relacionadas ao entendimento da compartimentação pedogeomorfológica da região.

2. Material e Métodos

2.1. Área de estudo

A área de estudo está dentro dos limites dos municípios de Porto Grande, Ferreira Gomes, Macapá e Itaubal, no estado do Amapá (Figura 1). Está inserida no divisor hidrográfico da bacia hidrográfica do rio Araguari, à Norte, e das bacias do rio Pedreira e do rio Matapi, à Sudoeste, sendo as duas últimas pertencentes à bacia hidrográfica do rio Amazonas. A distância do oceano Atlântico, que coincide

com a foz do rio Amazonas, ao ponto central da área é de aproximadamente 70 quilômetros. A precipitação pluviométrica na região é entre 2750 a 3500 mm e a temperatura média entre 26 ºC e 27 ºC, atingindo máximas em torno de 40 ºC entre os meses de setembro e novembro (INMET, 2004).

Foram descritos, coletados e observados um conjunto de 112 perfis de solo distribuídos entre os compartimentos geomorfológicos dos Tabuleiros Dissecados (TD - 59 perfis) e dos Tabuleiros (T - 53 perfis).

A região dos Tabuleiros Dissecados ocupa a maior parte da área de estudo e é caracterizado por relevo mais acidentado, com maiores declividades, topos estreitos, maior densidade de drenagem, e cotas altimétricas mais elevadas (entre 100m e 35 m). O compartimento dos Tabuleiros é caracterizado por topos aplainados e encostas mais amplas, vales menos dissecados, e altimetria entre 60 m e 6 m do nível do mar (Figura 2). A separação destes dois compartimentos se dá próximo às margens do rio Pedreira, que apresenta um desvio de seu curso da direção Oeste-Leste para Noroeste-Sudeste próximo à conexão entre os dois ambientes.

A área do trabalho está localizada na plataforma litorânea do Amapá, caracterizada como uma monoclinal com mergulho moderado para sudeste. Sobre esta plataforma ocorre uma cobertura sedimentar Cenozóica de largura variável constituída por sedimentos do Terciário, conhecida como Grupo Barreiras, além de sedimentos fluviais e marinhos do Quaternário, que caracterizam juntos a província geológica denominada Coberturas Cenozóicas da Plataforma do Amapá (BRASIL, 1974).

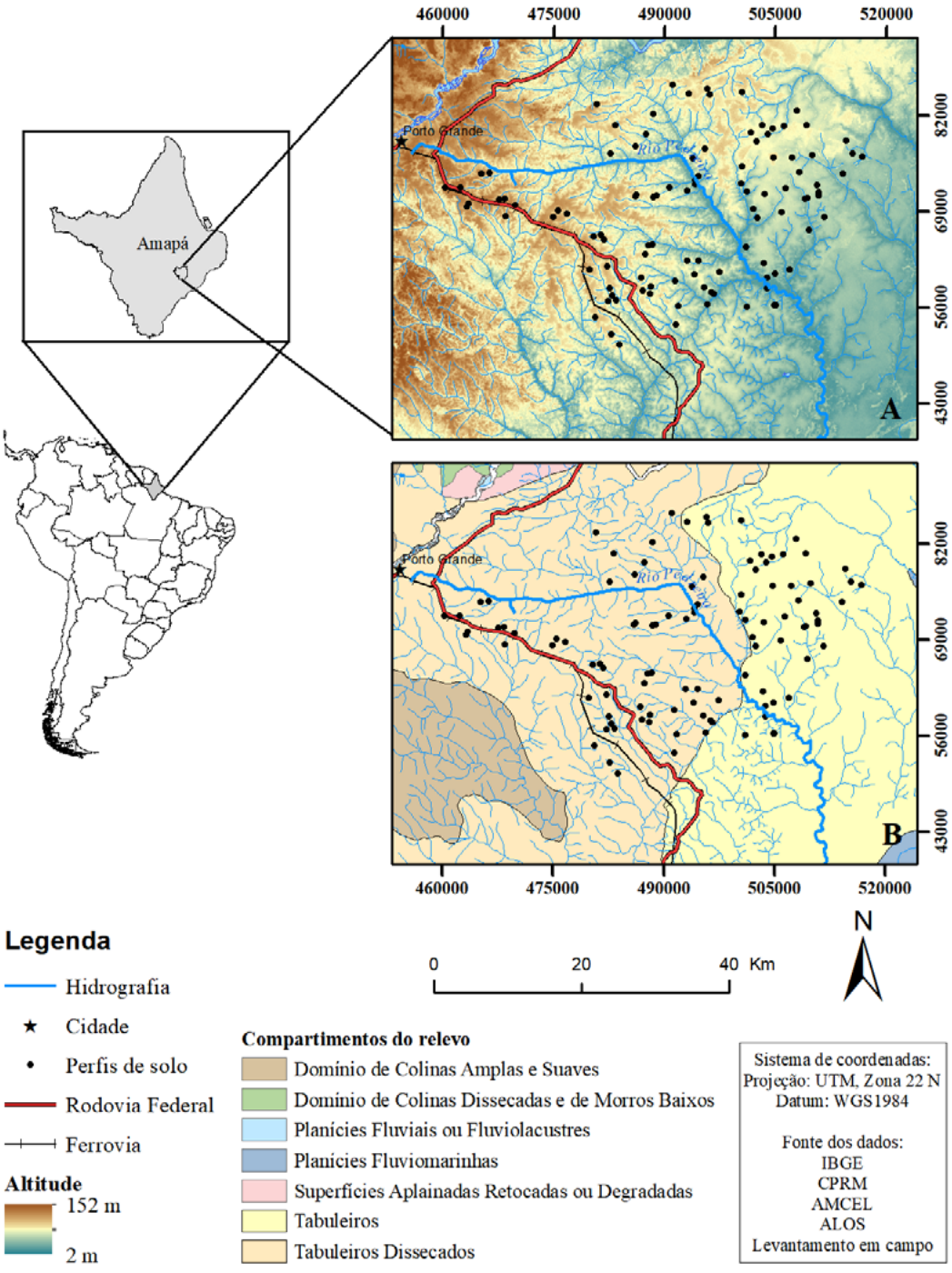


FIGURA 1: Localização da área de estudo, evidenciando os pontos de amostragem nos diferentes compartimentos de relevo.
Fonte: Elaborado pelos autores

A coleção de 112 perfis amostrada, representa a variabilidade de solos presente na região, em sua maioria Latossolos Amarelos Distrocoesos (LAdx) de diferentes classes texturais, e em menores proporções Plintossolos Pétricos Concrecionários (FFc), Argissolos Amarelos Distrocoesos, Argissolos Acinzentados Distrocoesos, Cambissolos Háplicos Tb Distróficos (CXbd), Plintossolos Argilúvicos Distróficos (FTd), e Neossolos Quartzarênicos.

Desta coleção, 9 perfis dos solos representativos foram selecionados compondo uma sequência de solos em cada unidade geomorfológica, objetivando extrair informações químicas e mineralógicas para caracterização de seu respectivo compartimento (Figura 2).

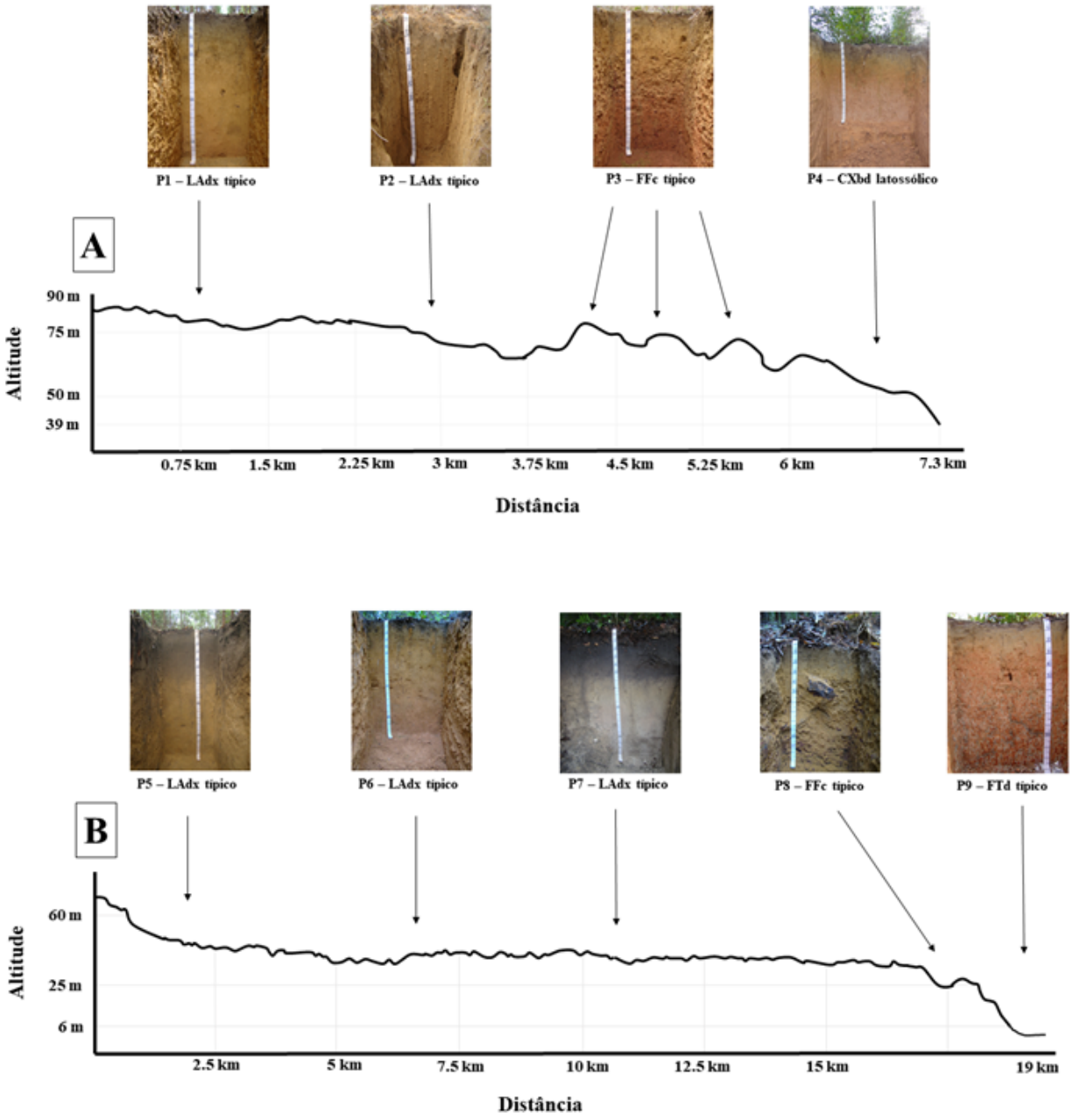


FIGURA 2: Sequência de perfis de solos representativos selecionados no compartimento dos Tabuleiros Dissecados (A) e dos Tabuleiros (B).
Fonte: Elaborado pelos autores.

2.2. Análises de solo

Após secagem à sombra, amostras de horizontes representativos de todos os 112 perfis coletados foram peneiradas em malha de 2 mm, e submetidos a análise granulométrica segundo Teixeira et al., (2017). Após dispersão mecânica e química, em agitador rotativo tipo Wagner com solução de NaOH (0,1 mol.L-1), a fração areia foi obtida por tamisação (malha de 270 mesh), e as frações silte e argila separadas por sedimentação.

A caracterização do complexo sortivo foi realizada segundo Teixeira et al., (2017) apenas nos 9 perfis selecionados como solos representativos dos compartimentos geomorfológicos. Foram quantificados pH em água e em solução de KCl 1 mol.L-1; teores disponíveis de Ca2+, Mg2+ e acidez potencial (Al3+), quantificados por Espectrofotômetro de Absorção Atômica (EAA) e titulação com solução de NaOH 0,05 mol.L-1 (Al3+), após extração com solução de KCl 1 mol.L-1; teores disponíveis de P, K+, e Na+ extraídos por solução ácida Mehlich-1 (HCl 0,05 mol.L-1 + H2SO4 0,0125 mol.L-1), e dosagem com fotômetro de chama; e acidez potencial (H + Al) pelo método do acetato de cálcio (pH 7). O fósforo remanescente (P-rem) foi quantificado agitando-se por o solo com uma solução 0,010 mol.L-1 de CaCl2 contendo 60 mg.L-1 de P. O carbono orgânico total foi obtido através de oxidação por via úmida, com dicromato de potássio (K2Cr2O7 0,167 mol.L-1) em meio ácido (H2SO4, d = 1,84).

De posse desses resultados foram calculados a soma de bases (SB), capacidade de troca catiônica (T), saturação por bases (V) e saturação por alumínio (m).

Os teores de silício (Si), alumínio (Al) e ferro (Fe) presentes em óxidos de Fe, em possíveis argilominerais com baixo grau de cristalinidade, e complexados à matéria orgânica foram extraídos pelo método do oxalato de amônio (0,2 mol.L-1 - pH 3.0) na ausência de luz (McKEAGUE & DAY, 1966). Os teores de Fe e manganês (Mn), presentes em óxidos cristalinos, e pouco cristalinos e complexados à matéria orgânica, foram extraídos através de dissolução pelo método do ditionito citrato bicarbonato (DCB), segundo Mehra & Jackson (1960). Foi calculada a relação Feo/Fed, que corresponde à proporção indicativa de cristalinidade dos óxidos de ferro.

A composição mineralógica das frações argila e areia dos horizontes selecionados foi avaliada por difratometria de raios-X, nas frações areia e argila. A fração areia foi analisada com orientação aleatória em lâmina escavada, enquanto a fração argila além de lâmina escavada, também foi analisada em lâminas orientadas (método do esfregaço), em seu estado natural e após desferrificação com DCB.

A partir dos difratogramas obtidos, com auxílio do software Origin(Pro) (2018), foi obtida a largura à meia altura (LMA) dos picos, e posterior cálculo do diâmetro médio do cristal (DMC) das caulinitas, nas amostras desferrificadas, a partir da equação de Scherrer (PATTERSON, 1939).

3. Resultados e discussões

3.1. Características dos solos nos distintos compartimentos de relevo

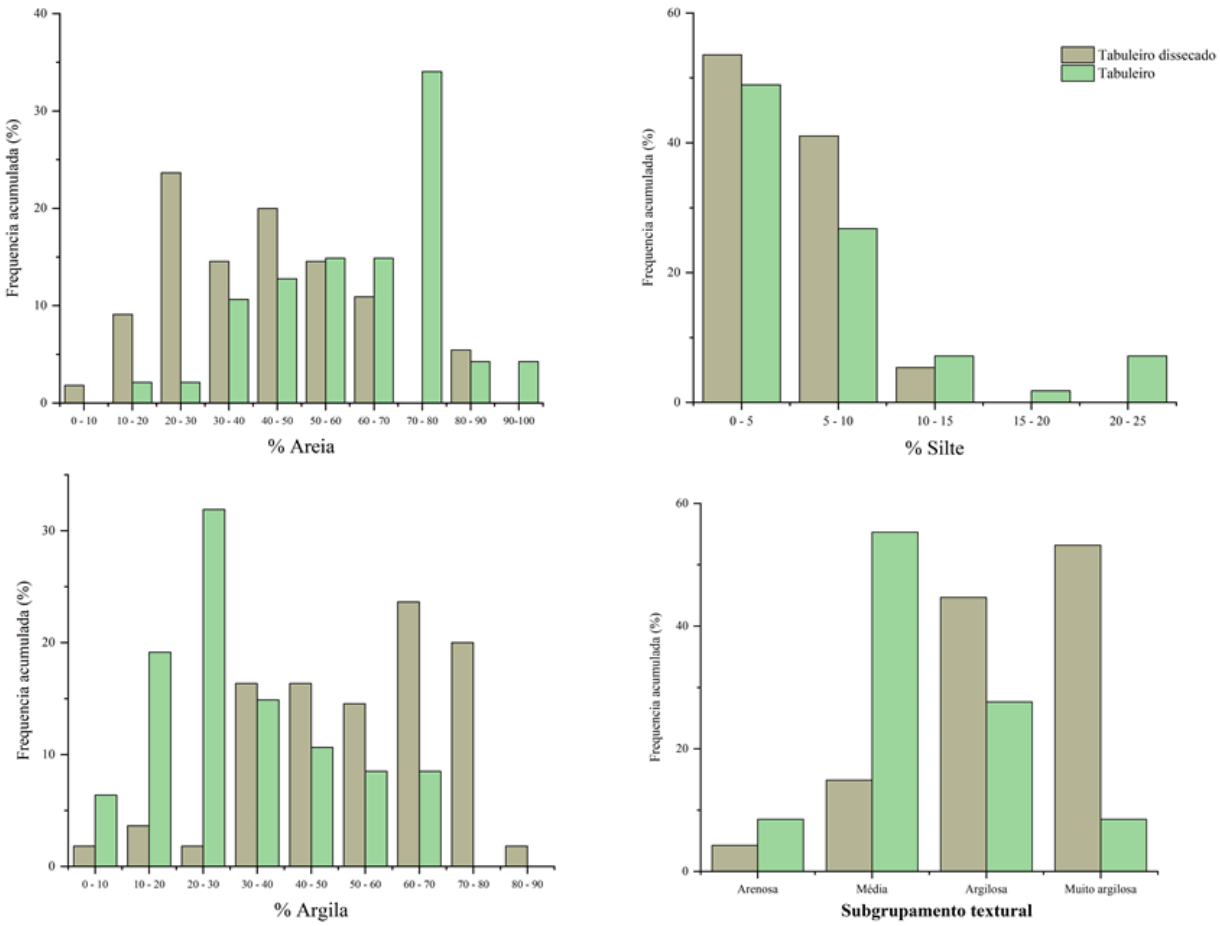
Existe heterogeneidade quanto às características físicas dos solos, sendo observadas diferenças significantes de textura entre os compartimentos de Tabuleiro (T) e Tabuleiro dissecado (TD), representadas pelos valores de média e mediana (Figura 3).

Os solos em geral apresentam baixos teores de silte, característica comum em materiais latossolizados (KER, 1997; SANTOS et al., 2018). Enquanto há predomínio de textura média nos solos de Tabuleiro, predomina a classe muito argilosa nos TD. Sendo a fração silte sempre baixa, areia e argila são inversamente proporcionais, comportamento que pode ser verificado na Figura 3.

Nos dados dos perfis das topossequencias selecionadas (Figura 2), observa-se que no tabuleiro há uma tendência de aumento da fração areia fina (AF) quanto menor a altitude. Quando analisada a relação AG/AF, percebe-se variação significativa de valores entre perfis sugerindo heterogeneidade lateral do material de origem, o que é esperado diante da natureza sedimentar do Grupo Barreiras.

Característica da maioria dos solos da região estudada é o incremento de argila em profundidade, insuficiente para caracterizar relação textural que satisfaça os requisitos para definição de horizonte B textural. Este gradiente de teor de argila em profundidade é mais expressivo nos solos dos Tabuleiros, e ocorrendo caráter argilúvico em P9.

Sena (2016), ao analisar fotomicrografias de perfis de solo na área de estudo, não verificou ocorrência expressiva de processos de argiluviação em perfis de Latossolos Amarelos Distrocoesos típicos e Latossolos Amarelos Distrocoesos argissólicos. Tal fato, somado à cobertura vegetal natural esparsa típica de cerrado *sensu strictu*, sugere a atuação de processos de elutriação (perda seletiva de argila nos horizontes superficiais), através do impacto das chuvas (pluviosidade local elevada) diretamente sobre o solo e carreamento de material fino nas enxurradas. Porém, em áreas de fitofisionima cerradão também ocorre a tendência à gradiente textural, não podendo ser descartadas as hipóteses de variação de material fino no material de origem, mesmo que os teores de areia sejam constantes em todos perfis.



	Areia	Silte	Argila
Tabuleiro dissecado (N = 55)			
Média (dag.kg^{-1})	40.7	4.8	53.7
Mediana (dag.kg^{-1})	41.1	4.4	53.3
Min. (dag.kg^{-1})	12.6	0.5	9.6
Máx. (dag.kg^{-1})	89.2	12.4	83.2
DP (dag.kg^{-1})	18.4	3.1	17.5
Tabuleiro (N = 47)			
Média (dag.kg^{-1})	61.1	6.9	31.8
Mediana (dag.kg^{-1})	68.8	5.3	26.8
Min. (dag.kg^{-1})	16.0	0.6	7.0
Máx. (dag.kg^{-1})	91.0	28.2	70.0
DP (dag.kg^{-1})	17.5	6.2	18.7

FIGURA 3: Histogramas de frequência acumulada e estatística descritiva da análise granulométrica de toda a coleção de perfis de solos amostrados. Mín. – valor mínimo; Máx. – valor máximo; DP – desvio padrão.
Fonte: Elaborado pelos autores

Como já indicado na classificação dos perfis utilizados neste estudo, assim como em demais do Grupo Barreiras em outras porções do território brasileiro os solos locais apresentam caráter coeso desde os horizontes transicionais AB e/ou BA, neste estudo de caso até profundidades maiores do que 1 metro. Existem diferentes hipóteses para explicar a origem dos horizonte coesos, que perpassam

sobre preenchimento de poros por colóides (OLIVEIRA et al,. 1968), baixos teores de óxidos de Fe causando arranjamento estrutural tendendo a maciço (ACHÁ PANOSO, 1976; RESENDE, 1982; BENNEMA & CAMARGO, 1979), grau de cristalinidade das caulinitas e ajuste face a face (MOREAU, 2001), processos geomorfológicos (ANJOS, 1985; RIBEIRO, 1998), elevados valores de argila dispersa e areia fina (SOUZA, 1996), cimentação fraca por materiais silicosos amorfos (CARVALHO E SILVA, 2001), iluviação de argila fina (CÔRREA et al., 2008), dentre outras.

Porém, assim como no presente trabalho (Figura 5), Sena (2016) também não verificou teores significativos de silício extraídos por oxalato de amônio refutando as hipóteses de baixo grau de cristalinidade das caulinitas e cimentação pela presença de compostos amorfos de silício. No mesmo estudo citado anteriormente, não é observada diferença expressiva de valores de densidade do solo nos diferentes horizontes em profundidade, e nem entre perfis, mesmo variando os teores de óxidos de Fe (extraído por ditionito-citrato-bicarbonato) entre os solos, assim como verificado no presente estudo. A mesma autora, avaliando a micromorfologia de solos da área de estudo não observou feições de iluviação em fotomicrografias, mas observa diferenças na microestrutura de perfis com menores graus de coesão (microgranular) em relação aos mais coesos (tendendo a maciça).

Esta constatação sugere que para a realidade estudada, o ajuste face a face das caulinitas, ocasionado por ciclos de umedecimento e secagem, pode ser o responsável pela coesão. As altas temperaturas constantes e alta pluviosidade provavelmente têm potencial de instituir uma intensa dinâmica de reorganização mecânica da argila nos solos locais, por conta dos grandes aportes de água e rápido tempo de secagem (elevada evapotranspiração).

Quanto ao complexo sortivo, os solos apresentam pH ácido, são distróficos, álicos e com baixos teores de nutrientes (Tabela 1). Estas condições talvez expliquem a permanência de fitofisionomias de Cerrado em meio ao bioma Amazônico (IEPA, 2008). Essas características são condizentes com o que foi observado em outras partes do país, sobre solos do Grupo Barreiras (OLIVEIRA et al., 1968; ANJOS, 1985; NOGUEIRA & NOGUEIRA, 1996; MELO et al., 2002; CORRÊA et al., 2008).

Os teores de carbono orgânico são baixos em todos os perfis, e junto com a CTC (T) exibem valores mais elevados no horizonte superficial. Essa correlação explicita a grande contribuição da matéria orgânica do solo nos valores de T de solos tropicais. As altas temperaturas e alta umidade, favorecem não só intensos processos de intemperismo, como também a ciclagem e mineralização mais acelerada da matéria orgânica do solo (KIRSCHBAUM, 2016), mantendo baixos teores de carbono orgânico neste sistema.

TABELA 1.
Caracterização granulométrica e do complexo sortivo dos perfis de solos representativos dos Tabuleiros Dissecados (TD) e dos Tabuleiros (T)

Horiz.	Prof.	Cor	Composição granulométrica						Complexo sortivo						
			AG	AF	Areia	Silte	Argila	AG/AF	pH	SB	Al^{3+}	T	V	m	C-org
	cm		dag.kg^{-1}						H_2O	cmol$_c$.kg^{-1}				%	
TD - P1 - Latossolo Amarelo Distrocoeso típico – 84 m															
A	0 - 16	10YR 4/2	30.8	11.5	42.3	5.2	52.4	2.68	4.25	0.61	1.26	7.01	8.7	67.4	1.44
Bw1	43 - 133	10YR 6/6	23.4	7.9	31.3	2.3	66.4	2.96	4.92	0.1	0	1.7	5.9	0	0.23
Bw2	133 - 170+	7.5YR 6/6	19.4	8.3	27.7	0.9	71.4	2.34	4.75	0.1	0	1.6	6.2	0	0.15
TD - P2 – Latossolo Amarelo Distrocoeso típico – 69 m															
A	0 - 15	10YR 4/3	43.6	20.3	63.9	0	36.1	2.15	4.77	0.21	0.63	3.91	5.4	75	1.06
Bw1	-65	10YR 5/6	35.7	18.8	54.5	0.9	44.6	1.9	4.47	0.11	0.45	2.31	4.8	80.4	0.6
Bw2	- 95+	10YR 5/6	33.4	17.6	51	0.6	48.4	1.9	4.8	0.08	0.27	1.68	4.8	77.1	0.3
TD - P3 - Plintossolo Pétrico Concrecionário típico – 66 m															
A	0 - 13	10YR 4/4	30.5	16.1	46.6	5.2	48.3	1.89	4.94	4.4	0.72	4.57	3.7	80.9	1.68
Bi	13 - 40	7.5YR 6/6	23.8	9.6	33.4	4.2	62.4	2.48	4.79	1.9	0.18	2	5	64.3	0.26
Bc2	90 - 150+	2.5YR 4/4	23	8.9	31.9	11.5	56.6	2.58	4.77	1.3	0.09	1.42	8.5	42.9	0.18
TD - P4 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico latossólico – 63 m															
A	0 - 19	10YR 5/4	38.6	24.3	62.9	0.2	36.9	1.59	5.5	1.43	0	4.03	35.5	0	0.77
Bi	19 - 65	10YR 6/6	34.1	28.4	62.5	3.6	33.9	1.2	4.47	0.26	0.54	2.46	10.6	67.5	0.44
C1	65 - 110	5YR 7/6	27.1	20.1	47.2	2.9	49.8	1.35	4.77	0.19	0.27	1.49	12.8	58.7	0.26
T - P5 -Latossolo Amarelo Distrocoeso típico - 58m															
A1	0 - 15	10YR 3/1	61.2	14.5	75.7	4.4	19.9	4.22	4.22	0.35	1.17	6.15	5.7	77	1.05
Bw	58 - 180	10YR 5/6	61.2	14.9	76.1	1	22.9	4.11	4.94	0.13	0.18	1.13	11.5	58.1	0
T - P6 - Latossolo Amarelo Distrocoeso típico - 53m															
A	0 - 10	10YR 4/3	25	14	39	5	56	1.79	4.73	0.55	0.9	6.05	9.1	62.1	2.1
Bw1	45 - 90	7.5YR 5/8	11.4	7.9	19.3	1.2	79.5	1.44	5.23	0.13	0	1.73	7.5	0	0.38
Bw2	90 - 180+	5YR 5/6	9.4	7	16.4	2.5	81.1	1.34	5.06	0.15	0	1.75	8.6	0	0.23
T - P7 - Latossolo Amarelo Distrocoeso típico - 45 m															
A1	0 -7	10YR 2/1	52.4	10.8	63.2	4.8	32	4.85	3.7	0.36	2.16	11.06	3.3	85.7	2.62
Bw1	56 - 89	10YR 6/3	45.8	9.8	55.6	5	39.4	4.67	4.81	0.23	0.72	2.63	8.7	75.8	0.3
Bw2	89 - 150	10YR 7/4	38.3	10.3	48.6	4.9	46.5	3.72	4.83	0.25	0.99	2.65	9.4	79.8	0.3
T - P8 - Plintossolo Pétrico Concrecionário típico - 31m															
A	0 - 15	10YR 4/4	41.8	30.6	72.4	3.6	24	1.37	4.29	0.38	0.9	5.08	7.5	70.3	0.97
Bi	15 - 40	7.5YR 5/6	38.6	27.2	65.8	5.6	28.6	1.42	4.88	0.26	0.45	2.46	10.6	63.4	0.3
T - P9 - Plintossolo Argilúvico Distrófico típico - 25m															
A	0 - 10	10YR 4/2	25.7	46.5	72.2	8.6	19.2	0.55	5.02	2.06	0.54	7.06	29.2	20.8	1.74
Bf2	25 - 140+	10YR 6/3 (gr. pro. ab. 10R 4/8)	12.8	22.2	35	17.6	47.5	0.58	4.73	0.64	3.95	6.54	9.8	86.1	0.23

Prof. – profundidade; AG – areia grossa; AF – areia fina; SB – soma de bases; Al3+ - acidez trocável; T – capacidade de troca catiônica (CTC); V – saturação por bases; m – saturação por alumínio; C-org – carbono orgânico.
Fonte: Elaborado pelos autores.

Não há diferenças significativas de atributos químicos entre os perfis de Tabuleiro e TD. Isso leva a crer que a possível heterogeneidade do material de origem, indicada pela relação AG/AF esteja mais relacionada à textura do que à composição química em geral, ou que o avançado processo de latossolização em clima úmido imprimiu características químicas homogêneas para os solos locais.

Os difratogramas de raios-X das frações areia e argila corroboram as afirmações anteriores. Não foi observada diferença expressiva de composição mineralógica entre perfis. Na fração areia, em todos os perfis estudados, o único mineral identificado foi quartzo. Quanto à fração argila foram identificados apenas picos de caulinita e goethita (exceto P9).

Os teores de ferro extraído por DCB (Fed) apresentam correlação com teores de argila (Figura 4), e é notável os teores mais elevados nos solos de Tabuleiro (P5 a P9). Neste ambiente, ocorrem solos de textura média com Fed no mesmo patamar do que os solos argilosos de Tabuleiro Dissecado. Ambos em condição de drenagem deficiente pretérita ou atual, P7 conta com os menores valores de Fed, enquanto P10 apresenta teores parecidos com solos de topo (P5) por conta da presença de plintita.

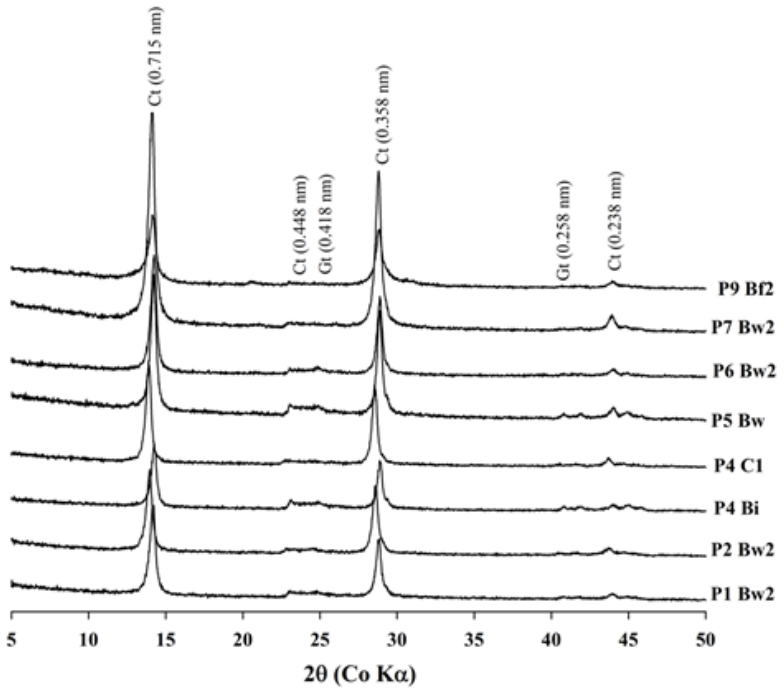
O perfil mais argiloso dentre os solos estudados (P6) exibe os maiores teores de Fed, porém, também conta com um dos teores de Feo mais elevado dentre os horizontes subsuperficiais, ficando abaixo apenas do P10. Ainda assim apresenta relação Feo/Fed indicando predominância de óxidos de Fe bem cristalizados, coerente com sua posição topográfica e semelhante ao restante dos perfis de Latossolos.

Os teores de Sio foram parecidos em todos os perfis e entre horizontes, descartando as hipóteses de presença de Si amorfo e/ou diferentes graus de cristalinidade da caulinita contribuindo para o caráter coeso presente nos solos.

Outra variável que apresenta relação com teores de argila é o Al em argilominerais de baixa cristalinidade (Alo), que dentre os elementos extraídos por oxalato de amônio teve teores mais elevados. Também é verificada correlação negativa entre Alo e fósforo remanescente (P-rem). Considerando que o Alo advém de caulinitas com baixo grau de cristalinidade, é possível que essa correlação esteja indicando adsorção de P em grupos Al-OH da camada octaédrica desses minerais, como sugerido por Singh & Gilkes (1992) que observaram que quanto maior a superfície específica e a desordem estrutural das caulinitas, maior a adsorção de P. Mesmo com os mais baixos teores de Fed, P7 apresenta baixos valores de P-rem, sugerindo adsorção de P por outro mineral além dos óxidos de Fe.

Além de Alo, os teores de argila apresentaram correlação com Fed, Feo/Fed (negativa), e Feo (negativa), sugerindo que quanto maior o teor de argila, maior o teor de óxidos de Fe cristalinos. P-rem tem correlação negativa com teores de Fed, e positiva com Fed/Feo, levando a crer que quanto maior a proporção de óxidos de Fe cristalinos, maior a adsorção de P nos solos.

Os dados de diâmetro médio do cristal (DMC) da caulinita mostram diferenças entre os perfis. O horizonte C analisado apresenta os maiores valores, refletindo menor grau de alteração pedogenética. Os perfis de solos em condições de drenagem livre (Latossolos, Cambissolo e Plintossolo Pétrico) apresentam tendência de aumento do DMC em profundidade, o que é esperado



Horiz.	Si_o	Al_o	Mn_d	Fe_o	Fe_d	Fe_o/Fe_d	DMC	Argila	P-rem
	g.kg^{-1}						nm	dag.kg^{-1}	mg.dm^{-3}
TD - P1 - Latossolo Amarelo Distrocoeso típico - 84m									
Bw1	0.08	0.98	0.01	0.09	9.43	0.01	19.34	66.4	5.5
Bw2	0.1	0.93	0.02	0.09	10.16	0.01	19.45	71.4	6.9
TD - P2 - Latossolo Amarelo Distrocoeso típico - 69m									
Bw1	0.1	0.69	0.02	0.07	7.37	0.01	19.84	44.6	13.9
Bw2	0.14	0.89	0.02	0.07	8.86	0.01	18.89	48.4	8.7
TD - P4 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico latossólico - 63m									
Bi	0.09	0.64	0.03	0.29	5.62	0.05	20.89	33.9	17.5
C1	0.06	0.49	0.02	0.05	4.9	0.01	21.89	49.8	30.1
T - P5 - Latossolo Amarelo Distrocoeso típico - 58m									
A1	0.03	0.48	0.02	0.23	3.75	0.06	20.99	19.9	31.7
Bw	0.06	0.39	0.02	0.07	3.92	0.02	20.08	22.9	23.5
T - P6 - Latossolo Amarelo Distrocoeso típico - 53m									
Bw1	0	1.14	0.03	0.15	24.04	0.01	18.58	79.5	3.1
Bw2	0.14	0.98	0.03	0.13	27.85	0	20.41	81.1	3.9
T - P7 - Latossolo Amarelo Distrocoeso típico - 45 m									
Bw1	0.13	0.59	0.01	0.08	2.39	0.03	18.11	39.4	14
Bw2	0.13	0.76	0.01	0.09	1.07	0.08	17.7	46.5	13.3
Bw3	0.14	0.72	0.02	0.07	0.83	0.09	17.48	50.7	10.6
T - P8 - Plintossolo Pétrico Concrecionário típico - 31m									
A	0	0.57	0.03	0.5	12.44	0.04	19.37	24	17.8
Bi	0.15	0.59	0.03	0.13	14.39	0.01	18.44	28.6	11
T - P9 - Plintossolo Argilúvico Distrófico típico - 25m									
A	0.06	0.49	0.03	0.86	2.02	0.43	16.86	19.2	33.8
Bf1	0.01	0.67	0.02	0.91	3.77	0.24	15.96	27.4	19
Bf2	0.13	0.47	0.02	0.27	4.06	0.07	15.07	47.5	11

FIGURA 4: Difratogramas de raio-X da fração argila, diâmetro médio de cristal (DMC), fósforo remanescente (P-rem) e teores de silício (Si), alumínio (Al), manganês (Mn) e ferro (Fe) extraídos por dissolução seletiva de horizontes selecionados dos perfis de solo representativos. Sio – Si extraído por oxalato de amônio; Alo – Al extraído por oxalato de amônio; Feo – Fe extraído por oxalato de amônio; Mnd – Mn extraído por ditionito-citrato-bicarbonato; Fed – Fe extraído por ditionito-citrato--bicarbonato.
Fonte: Elaborado pelos autores.

levando em conta que os processos de intemperismo atuam com mais intensidade de cima para baixo, no perfil. Já os perfis que estão em condição de drenagem deficiente, pretérita ou atual - representados por P7 e P9 respectivamente, mostram tendência de diminuição do DMC em profundidade, o que é condizente com a menor estabilidade da caulinita em condições de saturação por água sazonal ou permanente (DIXON, 1989).

3.2. Considerações acerca da distribuição da cobertura pedológica

A partir de observação de produtos de sensoriamento e extenso percorrimento de campo é possível identificar diferentes padrões entre os compartimentos dos Tabuleiros Dissecados (TD) e Tabuleiros. A Figura 1 evidencia a diferença da densidade de drenagem e do grau de entalhamento das vertentes entre ambos, que resulta em diferentes extensões de topos. Isso reflete na proporção de área de distribuição dos tipos de solos, sendo maior a área de Latossolos Amarelos Distrocoesos nos Tabuleiros em relação aos TD. Assim como são observados mais Cambissolos Háplicos Tb Distróficos nos TD, onde o horizonte C está mais perto da superfície e aflora relativamente com mais frequência.

Esta distribuição de tipos de solos em decorrência do grau de entalhamento das vertentes é compreensível ao se considerar os diferentes balanços entre morfogênese e pedogênese. Nos Tabuleiros os topos mais amplos de relevo plano favorecem a infiltração de água, e consequente aprofundamento do manto latossólico resultando em horizontes B latossólicos (Bw) mais profundos, e possibilidade de maior desenvolvimento de processo pedogenéticos – também evidenciados pela maior ocorrência de incremento de argila em profundidade nesta região. Enquanto nos TD o maior entalhamento da paisagem, com topos menos amplos e maior densidade de drenagem, favorecem processos erosivos que tendem a trazer o horizonte C e horizontes pedogeneticamente menos desenvolvidos para mais próximo da superfície. Pode-se afirmar, que em determinado grau, há um controle geomorfológico sobre a distribuição dos tipos de solo locais.

É comum e recorrente em algumas partes dos Tabuleiros Costeiros (Grupo Barreiras) em outras regiões do Brasil a ocorrência de Espodossolos, como verificado por Filizola et al., (2001), Ucha et al., (2002), Moreau et al., (2006), Corrêa et al., (2008), e Oliveira et al., (2010). Diferente das regiões onde foram desenvolvidos os trabalhos citados anteriormente, em toda a área deste estudo não foi observada a ocorrência de Espodossolos. Existem manchas de pequena extensão relacionadas a Neossolos Quartzarênicos, ou seja, existem solos arenosos, mas, que não passaram por processo de podzolização para formação de horizonte B espódico. Este fato levanta questionamentos quanto às condições de formação de Espodossolos em Tabuleiros Costeiros. Tanto o regime climático (temperaturas e pluviosidade), quanto o tipo de vegetação natural são diferentes na área de estudo em relação aos artigos citados, suscitando hipóteses relacionadas à influência destes fatores nos processos de podzolização, que merecem estudos dedicados à esta temática.

A Figura 2 mostra os perfis localizados nos dois compartimentos, e ilustra que os solos em posição de topo são majoritariamente LAdx típicos ou LAdx argissólicos. Dentre os LAdx, P7 representa áreas levemente abaciadas com tendência à direção do fluxo de água, e apresenta morfologia condizente com saturação de água pretérita.

À medida que caminhamos na direção da borda dos topos, um horizonte concrecionário fica mais próximo à superfície. Os Plintossolos Pétricos Concrecionários (FFc) ocupam áreas de morros isolados em topografia acidentada de topos abaulados e estreitos, ou em desníveis mais acentuados das encostas nas

bordas de topos aplainados, e estão representados pelos perfis P3 e P8, em seu respectivo compartimento geomorfológico.

A região estudada apresenta como característica marcante um extenso manto latossólico, de coloração amarelada e profundidade variável, que apresenta contato abrupto com horizontes concrecionários ou transição gradual para horizonte mais parecido com seu material de origem - sedimentos inconsolidados areno-argilosos compostos essencialmente por quartzo e caulinita.

Em situações de vertentes declivosas, principalmente dos Tabuleiros Dissecados, ocorrem os Cambissolos Háplicos Tb Distróficos latossólicos (P4), sempre de textura argilosa ou muito argilosa. A erosão do manto latossólico nessa situação de declive faz com que horizonte B tenha todas as características químicas, e algumas morfológicas e físicas, de horizontes Bw mas com profundidade insuficiente para definição como tal, sendo identificados como horizontes B incipiente nestes locais.

Os solos das amplas baixadas dos Tabuleiros estão representados pelo Plintossolo Argilúvico Distrófico típico (P9). Também ocorrem Gleissolos e Organossolos nas proximidades dos canais fluviais, mas como a drenagem da região é muito encaixada são situações pouco representativas em termos de área.

Também é evidente a diferença de altitude relativa (Figura 2) entre os dois compartimentos geomorfológicos. Os dois ambientes parecem estar em diferentes estágios de evolução pedológica, em que é difícil afirmar se o controle sob a dinâmica da gênese dos solos é resultado da heterogeneidade do material de origem, ou se tem mais influência da morfologia da paisagem. Por outro lado, é possível que a própria cobertura pedológica também exerça controle estrutural sobre as formas do relevo, como pode ser observado nas áreas de ocorrência de FFc, que sustentam encostas declivosas nas bordas dos tabuleiros ou morros isolados com topos abaulados.

Quando observados separadamente e comparados os compartimentos geomorfológicos dos Tabuleiros Dissecados (TD) e Tabuleiros, percebe-se que nos solos há diferenças – mais ou menos sutis – entre estes dois ambientes, descartando a hipótese de homogeneidade dos Tabuleiros Costeiros do Grupo Barreiras do estado do Amapá.

4. Conclusões

Diante do exposto, conclui-se que os Tabuleiros Costeiros do Grupo Barreiras no Amapá apresentam características pedológicas heterogêneas em seus compartimentos geomorfológicos de Tabuleiros Dissecados e Tabuleiros. Sendo assim, podemos afirmar que existem dois compartimentos pedogeomorfológicos distintos.

A frequência de classes texturais entre os dois ambientes apresenta-se inversamente proporcional. Os dois compartimentos apresentam clara diferença no predomínio de subgrupamentos texturais, indicados pelas médias e medianas das amostras submetidas a análise granulométricas. Enquanto nos Tabuleiros predomina a textura Média, nos Tabuleiros Dissecados predomina a textura Argilosa e ocorre textura Muito Argilosa com maior frequência.

Os solos dos dois ambientes são homogêneos em termos das características de seus complexos sortivos e mineralogia. A natureza do material de origem e o processo de latossolização em clima úmido tendem a condicionar solos ácidos, distróficos, álicos e com baixa capacidade de troca catiônica. A fração areia conta exclusivamente com presença de quartzo, enquanto a fração argila tem presença predominante de caulinita.

O ambiente de Tabuleiro aparenta maior desenvolvimento de processos pedogenéticos. Considerando seus maiores teores de óxidos de Fe (Fed), menores tamanhos dos cristais de caulinita (DMC) que sugerem processos de ferralitização, e a presença de caráter argilúvico (mais expressivo do que nos Tabuleiros Dissecados), pode-se afirmar que os solos de Tabuleiro experimentaram com mais intensidade processos pedogenéticos. No caso dos Tabuleiros Dissecados, talvez pela maior altimetria, os processos de morfogênese atuam de tal maneira que inibem o mesmo ritmo de pedogênese dos Tabuleiros.

Agradecimentos

Os autores agradecem o apoio financeiro e logístico oferecidos pela Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), e Amapá Florestal e Celulose S.A. (AMCEL).

Referências

ACHÁ PANOSO, L. **Latossolo Vermelho-Amarelo de "Tabuleiro" do Espírito Santo: formação, características e classificação**. 1976. 116 f. Tese (Doutorado em Agronomia) – Programa de Pós-graduação em Agronomia, Universidade Federal Rural de Pernambuco – UFRPE, Recife, 1976.

ANJOS, L. H. C. **Caracterização, gênese, classificação e aptidão agrícola de uma sequência de solos do Terciário na região de Campos-RJ**. 1985. 194 f. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro – UFRRJ, Seropédica, 1985.

BENNEMA, J.; CAMARGO, M. N. Some remarks on Brazilian latosols in relation to the oxisols of soil taxonomy. In: **Internation soil classification workshop, 2**. 1979, Bangkok. Proceedings. Bangkok, Malaysia. SSD - LDD, 1979. p. 233-235.

BIGARELLA, J. J. & ANDRADE, G. O. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozoicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). UR, ICT, v.2, p. 1-14, 1964.

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. **Folha NA/NB 22 Macapá**: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. v.6. Rio de Janeiro. 1974.

CORRÊA, M. M.; KER, J. C.; BARRÓN, V.; TORRENT, J.; FONTES, M. P. F.; CURI, N. Propriedades cristalográficas de caulinitas de solos do ambiente de Tabuleiros Costeiros, Amazônia e Recôncavo Baiano. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 32, n. 5, p. 1857-1872, out. 2008.

DIXON, J. B. Kaolin and serpentine group minerals. In: DIXON, J.B. & WEED, S.B. (Org.) **Minerals in soil environments**. 2ª ed. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p. 467-525.

FILIZOLA, H. F.; LAMOTTE, M.; FRITSCH, E.; BOULET, R.; ARAUJO FILHO, J.C.; SILVA, F.B.R.; LEPRUN, J.C. Os fragipãs e duripãs das depressões dos Tabuleiros Costeiros do nordeste brasileiro: uma proposta de evolução. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 25, n. 4, p. 947-963. dez. 2001.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA – INMET. 2004. Disponível em <www.inmet.gov.br>. Acesso em: 10/11/2020.

INSTITUTO DE PESQUISAS CIENTÍFICAS E TECNOLÓGICAS DO ESTADO DO AMAPÁ – IEPA. **Macrodiagnóstico do estado do Amapá – Primeira Aproximação do ZEE**. 3ª ed., Macapá, 2008.

JORGE, X. S. & TEIXEIRA, S. G. **Geodiversidade do estado do Amapá**. Belém: CPRM, 2016.

KER, J. C. Latossolos do Brasil: uma revisão. **Geonomos**. v. 5, n. 1, p. 17-40, 1997.

KER, J. C.; SCHAEFER, C. E. G. R.; ROMERO, R. E.; CORRÊA, M. M. Solos dos Tabuleiros Costeiros. In: CURI, N.; KER, J.C.; NOVAIS, R.F.; VIDAL-TORRADO, P.; SCHAEFER, C.E.G.R. (Org.) **Pedologia – solos dos biomas brasileiros**. 1ª ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2017. p. 467-492.

KIRSCHBAUM, M. U. F. The temperature dependence of organic-matter decomposition – still a topic of debate. **Soil Biology & Biogeochemistry**. v. 38, n. 9, p. 2510-2518, set. 2006.

McKEAGUE, J. A. & J. H. DAY. Dithionite and oxalate extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. **Canadian Journal of Soil Science**. v. 46, p. 13-32, 1966.

MEHRA, O. P. & JACKSON, M. L. Iron oxides removal from soils and clays by a dithionite-citrate-bicarbonate system buffered with sodium bicarbonate. **Clays and Clay Minerals**, v. 7, p. 317-327, 1960.

MELO, V. F.; SCHAEFER, C. E. G. R.; SINGH, B.; NOVAIS, R. F.; FONTES, M. P. F. Propriedades químicas a cristalográficas da caulinita e dos óxidos de ferro em sedimentos do Grupo Barreiras no município de Aracruz, estado do Espírito Santo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 26, n. 1, p. 53-64. 2002.

MOREAU, A. M. S. S. **Gênese, química e micromorfologia de horizontes coeso, fragipã e duripã em solos do Tabuleiro Costeiro no sul da Bahia**. 2001. 139 f. Tese (Doutorado em Agronomia) – Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, Universidade Federal de Viçosa – UFV, Viçosa, 2001.

MOREAU, A. M. S. S.; KER, J.C.; COSTA, L. M. da; GOMES, F. H. Caracterização de solos de duas topossequências em Tabuleiros Costeiros do sul da Bahia. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 30, n. 6, p. 1007-1009, dez. 2006.

MOURA-FÉ, M. M. Barreiras: série, grupo ou formação? **Revista Brasileira de Geografia Física**. v. 7, n. 6, p. 1055-1061. 2014.

NOGUEIRA, L. R. Q. & NOGUEIRA, L. C. **Reunião técnica sobre solos coesos dos Tabuleiros Costeiros – Pesquisa e desenvolvimento para os tabuleiros costeiros – Anais**. EMBRAPA-CPATC/EMBRAPA-CNPMF/EAUFBA/IGUFBA, Cruz das Almas: 1996.

NUNES, F. C.; SILVA, E. F.; VILAS BOAS, G. S. Grupo Barreiras: Características, Gênese e Evidências de Neotectonismo. **Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento** (Embrapa Solos. Online), v. 194, p. 1-31. 2011.

OLIVEIRA, L. B.; DANTAS, H. S.; CAMPELO, A. B.; GALVÃO, S. J.; GOMES, I. F. Caracterização de adensamento no subsolo de uma área de tabuleiro da Estação Experimental do Curado, Recife. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.3, p. 207-214, 1968.

OLIVEIRA, J. de. **Solos coesos dos Tabuleiros Costeiros: limitações agrícolas e manejo**. Salvador: SEAGRI-SPA, 2000.

OLIVEIRA, A. P. de.; KER, J. C.; SILVA, I. R. da.; FONTES, M. P. F.; OLIVEIRA, A. P. de.; NEVES, A. T. G. Spodosols pedogenesis under Barreiras formation and sandbank environments in the south of Bahia. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 34, n. 3, p. 847-860, jun. 2010.

PATTERSON, A. L. The Scherrer Formula for X-Ray Particle Size Determination. **Physical Review,** v. 56, p. 978-982, 1939.

RESENDE, M. **Pedologia**. Viçosa: Universidade Federal de Viçosa, 1982.

RESENDE, M.; CURI, N.; KER, J. C.; REZENDE, S. B. **Mineralogia de Solos Brasileiros – Interpretações e Aplicações**. 2ª ed. Lavras: Editora UFLA, 2011.

SANTOS, H. G.; JACOMINE, P. K.; ANJOS, L. H. C. *et al.* EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos.** 5ª ed. – Brasília: Embrapa, 2018.

SENA, N. C. **Solos desenvolvidos sobre sedimentos da Formação Barreiras no estado do Amapá**. 2016. 90 f. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, Universidade Federal de Viçosa – UFV, Viçosa. 2016.

SILVA, A. J. N. da. & CARVALHO, F.G. de. Coesão e resistência ao cisalhamento relacionadas a atributos físicos e químicos de um Latossolo Amarelo de Tabuleiro Costeiro. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 31, n. 5, p. 853-862, out. 2007.

SINGH, B. & GILKES, R. J. Properties of soil kaolinites from south-western Australia. **Journal of Soil Science**, v. 43, n. 4, p. 463-472, jul. 1992.

SOUZA, L. S. Uso e manejo dos solos coesos dos Tabuleiros Costeiros. In: REUNIÃO TÉCNICA SOBRE SOLOS COESOS DOS TABULEIROS COSTEIROS, 1996, Cruz das Almas. **Anais**. Aracaju: Embrapa Tabuleiros Costeiros, 1996. p. 36-75.

TEIXEIRA, P. C.; DONAGEMMA, G. K.; FONTANA, A.; TEIXEIRA, W. G. **Manual de métodos de análise de solo**. 3ª ed. – Brasília: EMBRAPA, 2017.

UCHA, J. M.; BOTELHO, M.; VILAS BOAS, G. S.; RIBEIRO, L. P.; SANTANA, P. S. Uso do radar penetrante no solo (GPR) na investigação dos solos dos Tabuleiros Costeiros no litoral norte do estado da Bahia. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 26, n. 2, p. 373-380, jun. 2002

VASQUES, G. M.; GRUNWALD, S.; SICKMAN, J. O. Comparison of multivariate methods for inferential modeling soil carbono using visible/near-infrared spectra. **Geoderma**, v. 146, n. 1-2, p.14-25, jul. 2008.

VIDAL-TORRADO, P.; LEPSCH, I. F.; CASTRO, S. S. Conceitos e aplicações das relações pedologia-geomorfologia em regiões tropicais úmidas. In: VIDAL-TORRADO, P.; ALLEONI, L. R. F.; COOPER, M.; SILVA, A. P.; CARDOSO, E. J.; PROCHNOW, L. I. (Org.). **Tópicos em Ciência do Solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2005, p. 145-192.

CONCREÇÕES FERRUGINOSAS CONSOLIDADAS NO LITORAL NORTE DA BAHIA: REVISÃO DE LITERATURA PARA O ESTUDO DA GÊNESE, EVOLUÇÃO E INFLUÊNCIA PEDOGENÉTICA

Larissa Gomes dos Santos Oliveira
Universidade Federal da Bahia
Rua Barão de Jeremoabo, s/n - IGEO - Sl 311B - 40170-110
E-mail: larissagomes.ufba@gmail.com
Grace Bungenstab Alves
Universidade Federal da Bahia
Rua Barão de Jeremoabo, s/n - IGEO - Sl 311B - 40170-110
E-mail: gbalves@colapso.ggf.br

Resumo

O Grupo Barreiras encontra-se em boa parte da costa Brasileira, composto por camadas de sedimentos predominantemente terrígenos, que compõem a estrutura dos Tabuleiros Costeiros. Neste artigo discutiremos as dinâmicas de origem e evolução das petroplintitas presentes nos Tabuleiros Costeiros do Litoral Norte da Bahia, sua influência e relação com a evolução dos sistemas pedológicos. Para tanto, realizamos levantamento de campo e revisão de literatura. Identificamos que os sistemas pedológicos desenvolvidos no Barreiras normalmente apresentam petroplintita, fragipãs, duripãs, e horizontes espódicos e/ou coesos, em solos que tendem a desenvolver latossolização, seguida por argiluviação e podzolização, transformando Latossolos e Argissolos em Espodossolos. As petroplintitas são encontradas mais profundamente em Latossolos e Argissolos e possuem diversos estágios de alteração, controlando a morfologia dos platôs, assim como a evolução da rede de drenagem e dos solos na área estudada.

Palavras-chave: Petroplintita. Tabuleiros Costeiros. Duripã. Podzolização.

1. Introdução

O Grupo Barreiras é uma unidade litoestratigráfica presente em boa parte da costa brasileira, do Amapá até o Rio de Janeiro. Seus sedimentos, de origem predominantemente terrígena, são provenientes das rochas formadas até o Neógeno, com grande contribuição dos eventos ocorridos após a abertura do Atlântico. A deposição desses sedimentos inicia no Mioceno, chegando ao Plioceno (ARAI, 2006), entretanto suas fácies se originam e evoluem a partir das diversas fases de deposição e sedimentação influenciadas por oscilações do nível do mar, seguidas por um grande evento epirogenético que afetou toda a Plataforma Sulamericana (VILAS BOAS et al, 2001; ARAI, 2006; ROSSETTI, 2006; LIMA et al, 2006; IBGE, 2009). Para classificá-lo geomorfologicamente alguns autores consideram a divisão temporal e genética dos sedimentos como Formação Guararapes (inferior) e Formação Riacho Morno (superior)colocando o Barreiras na categoria de Grupo (FERRAZ e VALADÃO, 2005; BIGARELLA e ANDRADE, 1964). Mabesoone (1991), entretanto, identificou como Formação Barreiras, considerando que as diferenças ao longo da costa seriam apenas as variações faciológicas dos diferentes sistemas associados à deposição dos sedimentos. Atualmente a CPRM - Serviço Geológico do Brasil e o IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística) consideram pelo menos três formações deposicionais ao longo da costa que comporta os sedimentos Barreiras, e por isso adotam a classificação oficial Grupo Barreiras (ENb) - que será utilizada neste trabalho.

Morfologicamente o Grupo Barreiras é a estrutura dos planaltos sedimentares identificados como Tabuleiros Costeiros (IBGE, 2009), e apresenta camadas quase horizontais constituídas de materiais de granulometria diversa (areias, argilas, e até mesmo seixos rolados) com suave inclinação para o Leste devido à ação de atividades tectônicas. A sucessão dessas camadas ocorre ao longo da costa sem que haja qualquer tipo de padrão, apresentando estratificação cruzada em algumas áreas. Em geral as camadas inferiores tendem a apresentar argilas arroxeadas e acinzentadas, enquanto as camadas superiores frequentemente apresentam concreções conhecidas como petroplintita (DOS SANTOS et al, 2018). Alguns topos de Tabuleiros podem apresentar depressões que se formaram no cruzamento de falhas e fraturas, originadas por dissolução química (ANDRADE, 2018). Entre os Tabuleiros e a Planície Costeira geralmente ocorrem variações altimétricas que formam verdadeiros degraus, representados por falésias em diferentes níveis, que são testemunhas das variações do nível do mar no Quaternário (SUGUIO, 2018; FILIZOLA et al, 2001; JACOMINE et al., 1973; KER et al. 2017; LIMA, 2010).

Sobre os Tabuleiros Costeiros os sistemas pedológicos evoluem de maneira complexa, controlados pela influência do microrrelevo, da neotectônica e das diferentes fácies deposicionais do Grupo Barreiras. A cobertura pedológica tende a apresentar estruturas endurecidas como petroplintita, fragipãs, duripãs, e horizontes espódicos e/ou coesos, e os Latossolos nessas áreas tendem a sofrer com os processos de argiluviação e podzolização que, em último caso, transformam Latossolos e Argissolos em Espodossolos (LIMA, 2017). Segundo a autora, as principais classes de solos encontradas nos Tabuleiros Costeiros são Latossolos Amarelos, Argissolos Amarelos, Espodossolos Humilúvicos, Neossolos Quartzarênicos, Argissolos Acinzentados e Plintossolos. Considerando os Tabuleiros Costeiros apenas do Litoral Norte do estado da Bahia - faixa litorânea entre os rios Pojuca e Imbassaí - predominam os Latossolos e Argissolos, seguidos de Espodossolos, Cambissolos e Neossolos Litólicos relacionados a camadas consolidadas de ferro concrecionado (ANDRADE, 2018; UCHA et al 2012; KER et al, 2017).

As concreções ferruginosas consolidadas são compostas por um material endurecido com teores médios de Fe2O3 (em torno de 40 a 65%), podendo atingir dezenas de metros de espessura. Normalmente encontrado em solos tropicais, esse material pode receber diversos nomes como couraça ferruginosa, canga, laterita, crosta laterítica, carapaça ferruginosa etc. Atualmente o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos adota a nomenclatura Petroplintita que, portanto, será utilizada neste

trabalho. Para que ela exista, o material de origem pode conter variadas quantidades de Fe2O3 sob a influência de um clima quente e úmido, com precipitação média anual de aproximadamente 1450 mm, temperatura anual média de 28°C e com a existência de pelo menos uma estação seca de 6 meses de duração (TARDY, 1997).

Diversos trabalhos publicados abordam a degradação desse material ferruginoso no Brasil, entretanto, sua origem e sequência evolutiva ainda são pouco conhecidas no meio científico. O objetivo deste trabalho é discutir as dinâmicas de origem e evolução das petroplintitas presentes nos Tabuleiros Costeiros do Litoral Norte da Bahia, assim como sua influência e relação com a evolução dos sistemas pedológicos nas áreas onde são encontradas. No Grupo Barreiras as petroplintitas parecem apresentar diversos estágios de formação e/ou alteração, influenciando a evolução da paisagem nos platôs do Litoral Norte da Bahia. As linhas de concreções e os horizontes coesos e/ou endurecidos encontrados nos solos dessas áreas são evidências de processos atuais e pretéritos que atuaram e continuam atuando juntamente com o material ferruginoso presente no Barreiras.

2. Área de estudo

No Litoral Norte da Bahia os Tabuleiros Costeiros encontram-se sobre os sedimentos detríticos que compõem o Grupo Barreiras. Nesta área o relevo é fortemente impactado pela ação da rede de drenagem, devido a sua proximidade com o mar, levando à formação de ravinamentos e alargamento dos vales, diminuindo a largura dos topos à medida em que se aproxima da costa. Os solos são, em geral, bem desenvolvidos e apresentam coesão e/ou horizontes endurecidos (“pãs”) limitando a circulação de ar, água e de raízes no perfil. Na porção central dos Tabuleiros há depressões fechadas que comportam solos arenosos e bastante hidromorfizados, que rebaixam a superfície e deixam essas estruturas endurecidas expostas na vertente a um ambiente oxidante. A vegetação caracteriza-se principalmente por dois sistemas fitogeográficos: Floresta Ombrófila e Vegetação pioneira, ou Restinga. O clima nessa região é quente e úmido com pouca variação de temperatura, pluviosidade e pressão durante o ano. As chuvas são regulares e tendem a se concentrar no inverno e no outono, apresentando uma média de precipitação que varia entre 1.600 e 1.800 mm anuais, com temperatura média de 25°C durante o ano. Atualmente o clima do Litoral Norte pode ser caracterizado como úmido megatérmico com pequena ou nenhuma deficiência hídrica (B1rA’a’) de acordo com a classificação de Thornthwaite e Mather, entretanto, registros palinológicos relatam períodos com diferentes condições climáticas, tendo apresentado climas áridos a semiáridos, e climas quentes e úmidos (SEI, 1999; FILIZOLA et al, 2001; RIBEIRO et al, 2005; ANDRADE, 2018; COSTA JUNIOR, 2008; LIMA, 2017; ALMEIDA JUNIOR, 2013; UCHA et al 2012; VILAS BOAS et al, 2001).

3. Metodologia

Foram executadas três linhas de ações para alcançar o objetivo proposto neste trabalho: primeiro foram levantadas e sistematizadas as informações que compuseram a base teórica para o estudo elaborado; em seguida, foi realizada uma visita de campo à área estudada para o reconhecimento das formas e das estruturas na paisagem; por último, a observação em campo foi relacionada com o levantamento teórico/revisão de literatura para compor um modelo descritivo sobre a gênese, a evolução e a influência das petroplintitas na paisagem dos Tabuleiros Costeiros do Litoral Norte da Bahia.

4. Resultados e discussão

Nos Tabuleiros Costeiros do Litoral Norte da Bahia as petroplintitas são encontradas nas bases das vertentes, tendo sido formadas sob condições pretéritas de clima quente e úmido, através da acumulação de precipitação de ferro e de alumínio no nível de oscilação do lençol freático. Neste processo o material

ferruginoso proveniente do Grupo Barreiras tende a precipitar preferencialmente nas descontinuidades faciológicas presentes nos sedimentos, devido a diferença de propagar a circulação de ar. Assim, o ferro que reduziu passa a migrar na vertente, através de géis alumino-ferruginosos (estação úmida), posteriormente este ferro acaba precipitando devido à oxidação na estação seca e/ou topo do lençol, a repetição do processo ao longo do tempo leva a formação de crostas espessas. Com a evolução do entalhamento dos vales e consequente rebaixamento do nível de base, essas camadas de concentração de ferro deixam de sofrer influência do lençol freático. A continuação do entalhamento pode acabar expondo as crostas, que passam a representar um impedimento para os processos de esculpimento das vertentes. A ação dos ácidos orgânicos que circulam no perfil contribuem no processo de degradação das crostas, além da ação física dos agentes biológicos que atuam na fragmentação do material, a continuação do processo levaria a formação dos solos ferralíticos (ALVES et al, 2014; FILIZOLA et al, 2001; MACHADO, 2018) ou, segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos, a formação de Latossolos, Argissolos e Plintossolos.

Os solos formados a partir do desmantelamento da petroplintita normalmente são pobres em minerais, profundos e bem drenados. Possuem coloração avermelhada e podem apresentar relíquias de concreções, formando linhas de material grosso mais ou menos impermeáveis.

Além da petroplintitas, podemos encontrar nos solos dos Tabuleiros o caráter coeso que é uma das principais características observadas nos Latossolos e Argissolos desenvolvidos sobre os sedimentos do Grupo Barreiras, sua origem, entretanto, ainda é discutida (LIMA, 2017). Para alguns autores a coesão dos solos dos Tabuleiros Costeiros seria resultado do preenchimento dos poros por colóides que teriam migrado de horizontes superiores, sendo o grau de coesão inversamente proporcional à quantidade de ferro disponível no horizonte (OLIVEIRA et al, 1968; ACHÁ PANOSO, 1976). Resende (1982) e Souza (1996) acreditam que os horizontes coesos teriam se originado dos processos de umedecimento e secagem do solo que, provocando expansão e contração em função da grande quantidade de argilas, levaria as partículas a se ajustarem e se reorganizarem mais próximas umas das outras. Corrêa et al (2008), entretanto, afirmam que os horizontes coesos teriam origem a partir do acúmulo de argilas iluviais muito finas que, deslocando-se dentro do mesmo horizonte, se agregariam devido à maior superfície de contato e eventos constantes de umedecimento e ressecamento que, para Lamotte et al. (1997), estariam relacionados à condições áridas.

A neotectônica também assume um papel importante para a evolução da paisagem e a transformação dos solos dos Tabuleiros Costeiros. Os movimentos crustais ocorridos durante o Quaternário teriam sido responsáveis pela reativação de antigos falhamentos e fraturas na costa onde se encontra o Barreiras (COSTA JUNIOR, 2008). Através do entrecruzamento dessas falhas, formam-se pontos no relevo para onde convergem os fluxos hídricos e a circulação lateral de água, criando um lençol suspenso sustentado pelas camadas endurecidas (LIMA, 2017). Esse processo já foi evidenciado em outras regiões e indicaria o estágio inicial da rede de drenagem através da dissolução química (ALVES, 2015; FILIZOLA et al, 2001; UAGODA et al, 2009). O processo se iniciaria com o surgimento de pequenas depressões, devido à concentração de fluxos e uma constante condição de hidromorfia que seria capaz de desestabilizar os Latossolos, levando à perda de material em solução por conta de processos de podzolização e argiluviação. No interior das depressões, onde há influência do lençol freático, a nucleação de Espodossolos evoluiria de forma centrífuga, marcando o processo de desferruginização das petroplintitas. Em direção aos topos das vertentes ocorreriam os Argissolos e, por fim, Latossolos (fora da área de influência do lençol). Em profundidade, o ferro liberado em pseudo-solução se concentraria provisoriamente nos horizontes inferiores. Há ainda em profundidade a concentração de sílica

formando fragipãs nas áreas com hidromorfia moderada, e que poderiam evoluir para duripãs em casos de hidromorfia mais acentuada (no centro das depressões). A evolução das depressões, com o aumento de sua área de captação e formação de solos nos interflúvios, levaria à captura pela rede de drenagem e aprofundamento, processos capazes de pôr fim à condição de hidromorfia nas áreas que outrora eram depressões e que agora formam cabeceiras de vales suspensos, levando ao afloramento dos duripãs inativos que, degradados, formariam Latossolos e Argissolos, fechando um ciclo pedogenético (FILIZOLA et al, 2001; UCHA et al, 2010; RIBEIRO et al, 2015).

Percebemos que as condições climáticas atuais parecem levar a desferruginização generalizada com a degradação das petroplintitas no interior dos tabuleiros, podendo fornecer ferro para formação de Plintossolos nos vales ou áreas próximas a eles. A literatura, entretanto, não apresenta indicação de petroplintitas se formando atualmente no Litoral Norte da Bahia, onde a distribuição de chuvas é constante ao longo do ano. Segundo Filizola et al (2001) o processo de podzolização dos horizontes endurecidos teria se iniciado no Nordeste do Brasil há pelo menos 13.730 anos, tendo perdurado até o presente (AP). No Litoral Norte da Bahia as condições favoráveis para a gênese dos Espodossolos teriam ocorrido nos intervalos entre 27.100 anos AP, 12.750 anos AP. e 9.200 anos AP (UCHA, 2000).

5. Conclusões

Identificamos que os sistemas pedológicos desenvolvidos no Barreiras normalmente apresentam petroplintita, fragipãs, duripãs, e horizontes espódicos e/ou coesos, em solos que tendem a desenvolver latossolização, seguida por argiluviação e podzolização, transformando Latossolos e Argissolos em Espodossolos. As petroplintitas seriam as principais responsáveis por controlar a morfologia dos platôs, além de controlar a evolução da rede de drenagem e dos sistemas pedológicos no Litoral Norte da Bahia.

Os processos pedogeomorfológicos relacionados à gênese e à alteração dessas estruturas, apesar de pouco estudados, revelam a fisiologia da paisagem e dão indícios de como estes materiais evoluíram no tempo.

Assim, constatamos que o solo e o relevo são elementos indissociáveis que atuam como chaves para a interpretação da evolução da paisagem ao longo do tempo e do espaço.

Agradecimentos

Ao Programa Permanecer e à Pró-Reitoria de Ações Afirmativas e Assistência Estudantil (PROAE), da UFBA, pela concessão de bolsa de Iniciação Científica e ao CNPq pelo financiamento do projeto 427509/2018-1. Ao Colapso, grupo de pesquisa da relação sociedade e natureza, pelo incentivo e discussões.

Referências

ACHÁ PANOSO, L. **Latossolo Vermelho-Amarelo de "Tabuleiro" do Espírito Santo: formação, características e classificação.** Recife, PE: UFRPE, 1976.

ALMEIDA JUNIOR, Marcus Vinícius Costa. **Mapeamento Geoambiental da zona costeira da região entre a foz do rio Pojuca e a praia de Imbassaí**. Mata de São João – Bahia. Monografia (Bacharelado em Geologia). Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2013.

ALVES, Grace Bungenstab. **Estudo da cobertura pedológica e sua relação com a formação e evolução de depressões no sudoeste de Maracaí (SP)**. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. 2015.

ALVES, G. B.; QUEIROZ NETO, J. P. D.; NAKASHIMA, M. R.; & SILVA, J. D. P. **As couraças e seu papel no estudo da evolução do relevo, em Maracaí/SP**. Revista Geonorte, Edição Especial, v. 4, p. 34-39, 2014.

ANDRADE, Ilo César Menezes de. **Caracterização pedogeomorfológica de um sistema de transformação argissolo-espodossolo nos tabuleiros costeiros da APA Litoral Norte do Estado da Bahia.** 2018. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Bahia, Instituto de Geociências, Salvador, 2018.

ARAI, Mitsuru. **A Grande Elevação Eustática do Mioceno e Sua Influência na Origem do Grupo Barreiras.** Revista do Instituto de Geociências - USP. Geol. USP Sér. Cient.: São Paulo, v. 6, n. 2, p. 1-6, outubro 2006.

BIGARELLA, João José; ANDRADE, Gilberto Osório de. **Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos de Pernambuco (Grupo Barreiras).** Arquivo Inst Cien. Terra, 1964.

CORRÊA, Marcelo Metri; KER, João Carlos; BARRÓN, Vidal; TORRENT, José; CURI, Nilton; TORRES, Thiago C. Pereira. **Caracterização física, química, mineralógica e micromorfológica de horizontes coesos e fragipãs de solos vermelhos e amarelos do ambiente Tabuleiros Costeiros**. Rev. Bras. Ciênc. Solo [online]. 2008, vol.32, n.1, pp.297-313.

COSTA JÚNIOR, M. P. **Interações morfo-pedogenéticas nos sedimentos do Grupo Barreiras e nos leques aluviais pleistocênicos no litoral norte da Bahia – município de Conde**. 247f. 2008. Tese (Doutorado em Geologia Costeira e Sedimentar) – Universidade Federal da Bahia, Salvador. 2008.

DOS SANTOS, H. G.; JACOMINE, P. K. T.; DOS ANJOS, L. H. C.; OLIVEIRA, V. A.; LUMBRERAS, J. F.; COELHO, M. R.; OLIVEIRA, J. B.; CUNHA, T. J. F. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Brasília, DF: Embrapa. 2018.

FERRAZ, Caio Mário Leal; VALADÃO, Roberto Célio. **Barreiras: Formação ou Grupo? (Contribuições da Análise Geomorfológica do Litoral Sul da Bahia e das "Chapadas" do Jequitinhonha)**. X Congresso da ABEQUA: Guarapari, 2005.

FILIZOLA, H. F.; LAMOTTE, M.; FRITSCH, E. BOULET, R.; ARAÚJO FILHO, J. C.; SILVA, F. B. R.; & LEPRUN, J. C. **Os fragipãs e duripãs das depressões dos Tabuleiros Costeiros do Nordeste brasileiro: uma proposta de evolução**. Revista brasileira de ciência do solo, v. 25, n. 4, p. 947-963, 2001.

IBGE- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Manual técnico de Geomorfologia.** IBGE: Rio de Janeiro, 2009**.**

JACOMINE, Paulo Klinger Tito; CAVALCANTI, Antônio Cabral; BURGOS, Nivaldo; PESSOA, Sérgio Costa Pinto; SILVEIRA, Clotário Olivier. **Levantamento exploratório-reconhecimento de solos do Estado de Pernambuco**. Embrapa Solos-Séries anteriores (INFOTECA-E), 1973.

KER, João Carlos; SCHAEFER, Carlos Ernesto; ROMERO, Ricardo Espíndola; CORRÊA, Marcelo Metri. **Solos dos Tabuleiros Costeiros.** In: Pedologa - Solos dos biomas brasileiros. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo; 2017.

LAMOTTE, M.; BRUAND, A.; HUMBEL, F. X.; HERBILLON, A. J.; RIEU, M. **A hard sandy-loam soil from semi-arid Northern Cameroon: I. Fabric of the groundmass**. European Journal of Soil Science, v. 48, n. 2, p. 213-225, 1997.

LIMA, Carlos César Uchôa de. **Evidências da ação tectônica nos sedimentos da Formação Barreiras presentes do litoral de Sergipe e ao norte da Bahia**. Revista de Geografia (Recife), v. 27, n. 1. Esp, p. 140-151, 2010.

LIMA, Carlos César Uchôa de; VILAS BOAS, Geraldo da Silva; BEZERRA, Francisco Hilário Rego. **Faciologia e análise tectônica preliminar da Formação Barreiras no Litoral Sul do Estado da Bahia, Brazil.** Revista do Instituto de Geociências, v. 6, n. 2, p. 71-80, 2006.

LIMA, Jéssica da Mata. **Levantamento pedológico e morfopedologia na Área de Proteção Ambiental Litoral Norte do Estado da Bahia – entre os rios Pojuca e Imbassaí**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Bahia, Instituto de Geociências, Salvador, 2017.

MABESOONE, Jannes Markus. **Revisão geológica da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e parte do Rio Grande do Norte**. Estudos Geológicos, v. 10, 1991.

MACHADO, Henrique Amorim. **Couraças ferruginosas e solos associados em diferentes ambientes do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil.** 2018.

OLIVEIRA, L. B. de; DANTAS, H. S.; CAMPELO A. B.; GALVÃO, S. J.; GOMES, I. F. **Caracterização de adensamento no subsolo de uma área de" Tabuleiro" da Estação Experimental do Curado, Recife**. Pesquisa Agropecuária Brasileira, v. 3, n. 1, p. 207-214, 1968.

RIBEIRO, L. P.; UCHA, José Martin. O**s Solos dos Tabuleiros Costeiros Brasileiros e Sua Fonte de Materiais de Origem**. In: VIII Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, 2005, Aveiro, 2005.

RESENDE, M. **Pedologia**. Viçosa, MG. Universidade Federal de Viçosa, 1982.

ROSSETI, Dilce de Fátima. **Evolução sedimentar miocênica nos estados do Pará e Maranhão**. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE): 2006.

SUGUIO, Kenitiro; MARTIN, Louis; BITTENCOURT, Abílio; DOMINGUEZ, Jolé M. L.; FLEXOR, Jean-Marie; AZEVEDO, Antonio E. G. de. **Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira**. Revista Brasileira de Geociências, v. 15, n. 4, p. 273-286, 2018.

SOUZA, L. S. **Uso e manejo dos solos coesos dos tabuleiros costeiros**. Reunião Técnica Sobre Solos Coesos dos Tabuleiros Costeiros, v. 1, 1996.

TARDY, Y. **Petrology of Laterites and Tropical Soils**. Balkena Publishers, 1997.

UAGODA, Rogério; NETTO, Ana Luiza Coelho; DE SOUZA AVELAR, André. **Morfologia de depressões fechadas em domínio cárstico-quartzítico na bacia do Ribeirão Santana/MG: datações absolutas iniciais**. Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 10, n. 2, 2009.

UCHA, J. M. **Processos de transformação Latossolo-Espodossolo sobre os sedimentos do Grupo Barreiras nos Tabuleiros Costeiros do Litoral Norte do estado da Bahia**. 2000. 196f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador. 2000.

UCHA, José Martin; DA SILVA VILAS-BOAS, Geraldo; HADLICH, Gisele Mara. **A degradação dos horizontes Duripã e Fragipã e o processo de transformação dos solos sobre os tabuleiros costeiros do Litoral Norte baiano**. Cadernos de Geociências, v. 9, n. 1, p. 65-73, 2012.

UCHA, José Martin; BOAS, Geraldo da Silva Vilas; HADLICH, Gisele Mara. **O uso do radar de penetração no solo na investigação dos processos de transformação pedogeomorfológica**. Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 11, n. 1, 2010.

VILAS BOAS, Geraldo S.; SAMPAIO, Flávio J.; PEREIRA, Antônio M. S. **The Barreiras Group in the Notheastern of the state of Bahia, Brazil: depositional mechanisms and process**. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 73, n. 3, p. 417-427, 2001.

VITTE, Antonio Carlos. **Considerações sobre a teoria da etchplanação e sua aplicação nos estudos nas formas de relevo nas regiões tropicais quentes e úmidas**. Terra livre, v. 1, n. 16, p. 11-24, 2015.

CONTRIBUIÇÃO DA ANÁLISE MICROMORFOLÓGICA NO ENTENDIMENTO DA DINÂMICA SOLO X RELEVO NO DOMÍNIO SUAVE COLINOSO DA REGIÃO DAS BAIXADAS LITORÂNEAS – RIO DE JANEIRO – BR

Luciana dos Santos
Universidade do Estado do Rio de Janeiro
R. São Francisco Xavier, 524 - Maracanã, Rio de Janeiro - RJ, 20550-013
E-mail: lucianamssaantos18@gmail.com
Vanessa Saraiva
Universidade do Estado do Rio de Janeiro
R. São Francisco Xavier, 524 - Maracanã, Rio de Janeiro - RJ, 20550-013
E-mail: Vanessaicsaraiva@hotmail.com
Antonio Soares
Universidade do Estado do Rio de Janeiro
R. São Francisco Xavier, 524 - Maracanã, Rio de Janeiro - RJ, 20550-013
E-mail: Asoares.uerj@gmail.com

Resumo

O presente trabalho teve como objetivo analisar a micromorfologia dos solos ao longo de topossequências distribuídas em uma fazenda situada no município de Silva Jardim, buscando-se estabelecer a relação entre o solo e o relevo numa área dominada por colinas suave onduladas. A micromorfologia foi realizada em solos localizados em um transecto ao longo do topo, meio e base de cada vertente, delineando – se quatro topossequências. Observou – se que nas posições de topo tem-se a presença de Argissolos Vermelho – Amarelos, no meio Argissolos Amarelos e na base, solos hidromorficos. A análise micromorfológica mostrou a presença de cutãs na trincheira 2 (meio) e 5 (topo), indicando processos de iluviação, isto é, um deslocamento de argila tanto na vertical quanto na horizontal, já que, nos perfis também há movimentação de argila dos horizontes A para o B. A micromorfologia contribuiu para maior entendimento dos processos de transferência de materiais em escala detalhada ao longo do relevo.

Palavras-chave: solos; topossequência; micromorfologia.

1. Introdução

A pedogeomorfologia é uma subárea do conhecimento que envolve a relação do solo com a encosta, ou mesmo do solo com a paisagem (Salgado, 2005), e, visa compreender a evolução das paisagens, sobretudo nas vertentes. No ambiente acadêmico, os métodos de análises e abordagens para o estudo pedogeomorfológicos diferem de acordo com a vivência, experiência e campo de estudo do pesquisador em questão (Salgado, 2005).

Trabalhos com esse enfoque partem de um método de análise especifico (Birkeland, 1990), podendo envolver: a confecção de uma cronossequência, ou topossequências de solos; métodos que enfoquem a relação entre o desenvolvimento do solo na encosta; a infiltração e escoamento superficial, bem como, desenvolvimento de processos erosivos (Salgado, 2005). Na busca desse entendimento dos solos na paisagem, novas técnicas e campos do conhecimento foram surgindo, dentre eles a micromorfologia.

A micromorfologia corresponde a uma técnica que visa a observação morfológica em escala micrométrica do solo, a partir de coletas de amostras de solos indeformadas, impregnação em resina, para construção de placas similares à petrográficas, e, descrição do solo, sua estrutura e características via microscópio (Cooper *et al*., 2017). Nesse processo, pode-se notar o desenvolvimento de estrutura, movimentação de componentes (como a migração de matéria orgânica e/ ou argila), identificação de estruturas ligadas a fauna e outras respostas que auxiliam no entendimento da relação solo x relevo.

Vienna *et al.* (2019), realizou uma pesquisa através de análises físicas, químicas e micromorfológicas dos solos, relacionando-os com a topografia local e analisando os elementos pedogeomorfológicos, para o entendimento de uma bacia hidrográfica em Uberaba – Minas Gerais. Os atributos vistos na micromorfologia, mostraram uma estrutura em blocos que se desfazia em grânulos, e, tal característica física auxilia no desenvolvimento e sustentação do sistema poroso, importantes para a manutenção e recarga hídrica dos solos em questão (Vienna *et al*., 2019). Já nas pesquisas realizadas por Melo *et al.* (2016), foram identificados os componentes e o grau de seleção dos grãos sedimentados na Lagoa das Pedras, em Água Branca – Alagoas, e, através da micromorfologia, mostrou-se que os sedimentos encontrados no local de estudo são provenientes de circunstancias climáticas diferentes da atual. A micromorfologia também pode ser uma ferramenta para trabalhos relacionados ao Quaternário, uma vez que auxilia no esclarecimento de processos morfogenéticos do relevo e processos de vertentes (Melo *et al.*, 2016).

No estado do Rio de Janeiro se tem trabalhos como o de Martins *et al.* (2007), que buscou apresentar a relação entre a distribuição do solo na paisagem com fatores pedológicos, geomorfológicos e geológicos. O Grupo de Estudo dos Solos Tropicais (GESOLT – UERJ) vem trabalhando em toda a região que engloba as bacias do rio São João, Una e o sistema lagunar costeiro das Baixadas Litorâneas (região hidrográficas Lagos - São João) desde o ano de 2008. Sendo desenvolvidas pesquisas que buscam entender a dinâmica erosiva e pedogeomorfológica destas bacias

Esta região hidrográfica foi alvo de diversas intervenções na paisagem, sendo as principais a abertura de canais de drenagem e retificações dos rios locais. Obras que visavam drenar antigas planícies de inundações (Cunha, 1995; Saraiva, 2014). Outra grande transformação ocorrida na região foi a construção da barragem de Juturnaíba, junto a outras obras de engenharia, ocorridas na bacia do rio São João, especificamente, estudada por Cunha (1995). As principais conclusões apontavam para: sinais de assoreamento de canais fluviais, e, alteração na quantidade de sedimentos presentes nos corpos hídricos (Cunha 1995).

Outro estudo na região hidrográfica Lagos – São João (Saraiva *et al.,* 2014) apontaram a erosão dos solos, como um vetor comum de degradação ambiental, sobretudo no domínio suave colinoso, sendo o município de Silva Jardim, um dos mais afetados. Saraiva *et al.,* (2014) identificaram uma forte relação entre erosão dos solos no domínio suave colinoso da bacia, com a presença de Argissolos Amarelos e Vermelho-Amarelos da região hidrográfica como um todo.

Desta forma, com a intenção de verticalizar o entendimento da dinâmica solos e relevo nesta região hidrográfica, foi selecionada a fazenda Dom Bosco, município de Silva Jardim, apresentando uma paisagem representativa do domínio suave colinoso, seus solos seguem sequências de Argissolos Amarelos e Vermelho-Amarelos nos topos e meia encosta das colinas, transicionando para Planossolos, e, solos hidromórficos na base, onde comumente se estabelece as drenagens da área (Figura 1).

Assim, o presente trabalho tem como objetivo central realizar análises micromorfológicas em perfis de solos, posicionados em um transecto acompanhando o relevo (topo da vertente, meio da vertente e base da vertente). Para isso foram traçadas quatro topossequências contiguas na fazenda Dom Bosco estabelecendo as relações entre os solos e o relevo.

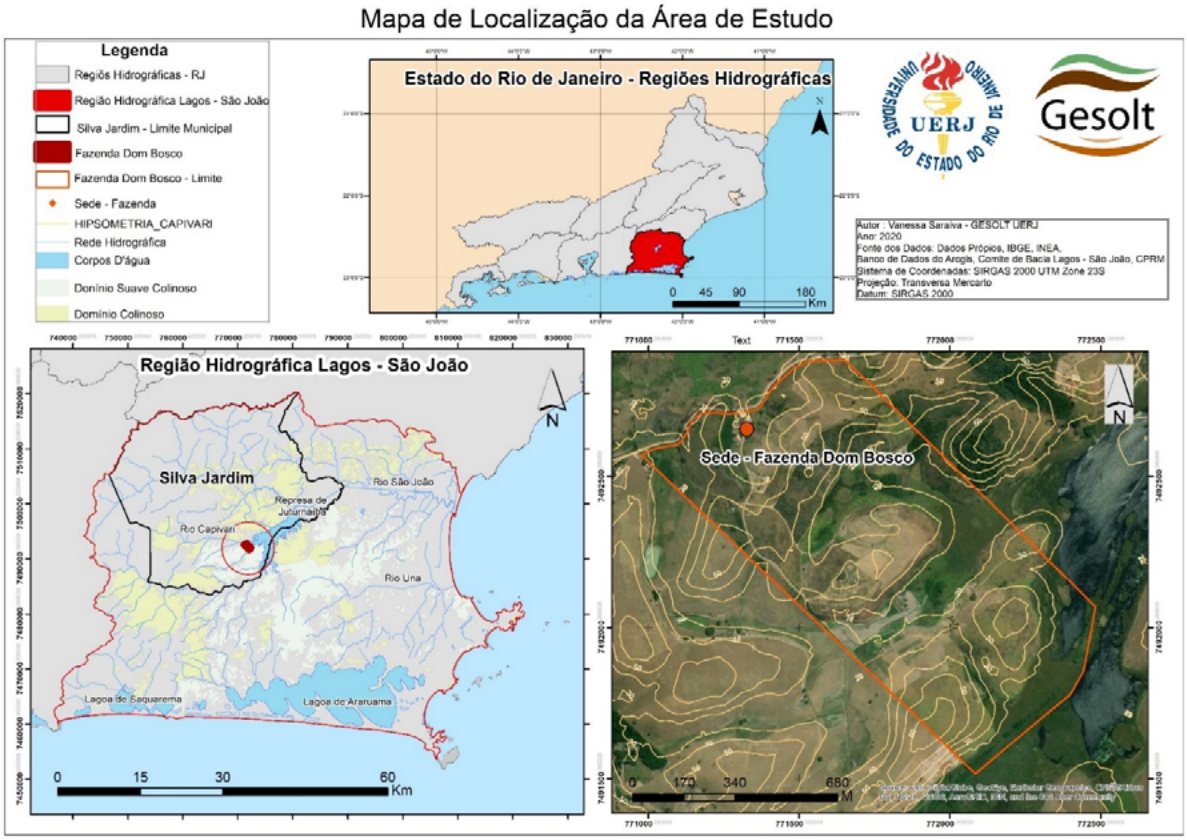


Figura 1: Localização da Fazenda Dom Bosco, em destaque amarelo claro (domínio colinoso) e amarelo pálido (domínios suaves colinoso. Fonte: Saraiva, 2018

2. Área de Estudo

Neste tópico, buscou-se caracterizar brevemente a região hidrográfica Lago - São João, com enfoque maior no domínio suave colinoso (região de colinas baixas na área central da região hidrográfica), sempre apreciando em maior detalhe informações relevantes para a relação solos e o relevo.

2.1 Contexto geológico

A região hidrográfica Lagos - São João está inserida no Domínio Tectônico Cabo Frio (Schmitt *et al*., 2004) e no Terreno Oriental (tupinambá *et al.,* 2000), estando o primeiro assentado no domínio suave colinoso. Estes domínios estão inseridos na Faixa Ribeira (Heilbron *et al*., 2000). Observando especificamente o Terreno Cabo Frio, onde se situa a área de estudo, entende-se que este terreno foi acrescionado ao Terreno Oriental em um evento tectonometamórfico, evidenciado por uma falha de empurrão, datado do cambriano (Heilbron e Machado, 2003). A composição deste terreno se dá basicamente por Ortognaisses cortados por diques de Anfibolitos (Schmitt *et al*., 2004).

Em toda a área da região hidrográfica registra-se também um magmatismo alcalino félsico que se apresenta como complexos plutônicos alcalinos e diques. Este magmatismo faz parte da Província Serra do Mar (Almeida, 1983) e são encontradas inúmeras intrusões. Fazem parte destas intrusões a Ilha de Cabo Frio, Maciço Tanguá, Morro Cabo Frio, Maciço Rio-Bonito e Morro do São João (Almeida, 1983).

Saraiva (2014), ressalta a importância dos litotipos observados no Terreno Cabo Frio, pois, as características geoquímicas são relevantes para o entendimento dos solos que neles se desenvolvem. Solos mais pobres e ácidos costumam estar relacionados à uma geologia de característica parecida.

2.2 Contexto climático

A Bacia Lagos – São João possui variados microclimas desde o litoral, até a porção interiorana. Devido a Serra do Mar, ocorrem chuvas orográficas no interior da região hidrográfica, possuindo a pluviosidade média de 2.400 mm/ano (nas porções serranas); enquanto que, no litoral, a precipitação diminui de forma considerável, chegando a atingir o mínimo de 770 mm/ano (Saraiva, 2014). A diversidade climática se reflete principalmente na flora e nos solos da região, onde as florestas de maior densidade se estabelecem mais ao interior, encontrando-se assim, solos mais desenvolvidos e lixiviados nas porções mais no interior da região.

Sabendo-se que o regime pluviométrico é fundamental para a compreensão dos processos geomorfológicos e pedológicos da área, foram coletados dados de chuva na estação mais próxima a área de estudo. Assim, foi calculado a partir de dados do INMET uma média de pluviosidade na estação do bairro Caju de 1.565 mm/ano, com meses de estiagem (entre junho e agosto).

2.3 Contexto pedogeomorfológico

Devido a tamanha diversidade climática e geológica existe uma grande variedade de solos, quando se observa a região hidrográfica. Na região dominada por zonas serranas se tem a sequência de Cambissolos e Neossolos Litólicos, nas zonas mais declivosas; e, Latossolos na base desse relevo, onde se acumulam zonas de colúvio e chegada constante de materiais. No setor de Morros e Morrotes ocorrem os Latossolos e Argissolos. No setor colinoso, predominam associações de Argissolos Amarelos e Vermelho-Amarelo, com Planossolos na base, além dos Gleissolos que acompanham as áreas próximas às drenagens. Nas regiões de planícies costeiras predominam os Espodossolos, Neossolos Quartzarênicos, dependendo da origem do material da planície.

Neste trabalho, se entende as zonas de relevo colinoso e suave colinoso como pertencentes à Superfície Aplainada das Baixadas Litorâneas (Dantas *et al.*, 2001). Esta fisiografia se revela na forma de uma extensa zona colinosa, com

topografia uniforme, e topos nivelados de baixa amplitude de relevo, variando de 50 a 120 metros de altitude, dependendo do local (figura 2). O processo de origem geomorfológica deste setor, seria, segundo Dantas *et al*. (2001), uma suave dissecação de pediplanos e pedimentos mais recentes, apresentando colinas e ombreiras em cotas mais baixas, principalmente junto à baixada do rio Una e Capivari, mais especificamente no baixo curso deste último.

No compartimento suave colinoso, os solos variam de acordo com a pluviosidade e o afloramento do lençol freático. Nos topos das colinas predominam Argissolos Amarelos distróficos podendo estar associado à Latossolos ou a Argissolos Vermelho-Amarelos, terminando na base das colinas com Planossolos e Gleissolos.

De maneira geral, os solos possuem texturas médias a arenosas em seus horizontes A, e, horizontes B argiloso ou muito argiloso, normalmente ocorrendo argila de baixa atividade, e se apresentando quimicamente como distróficos, de colorações amareladas (Lumbreras *et al*., 2001). Estas características evidenciam a forte relação dos solos da região hidrográfica com o material de origem, mais empobrecido, originário das rochas metamórficas presentes no Domínio Cabo Frio, como explicitado anteriormente.

3. Metodologia

Os materiais e métodos utilizados para a realização desse trabalho foram constituídos inicialmente por uma revisão bibliográfica sobre o conceito da pedogeomorfologia, micromorfologia e trabalhos realizados sobre a correlação entre solo e relevo. Cabe ressaltar, que este trabalho acessa dados de projetos do Grupo GESOLT (UERJ), utilizando-se de dados de levantamento de solos (granulometria e classificação de solos), aerolevantamento e topografia, contidos em trabalhos ainda em andamento.

3.1 Revisão bibliográfica

A revisão bibliográfica foi fundamental para o estabelecimento da metodologia, tendo sempre como centro estabelecer claramente as características pedogeomorfológicas, no qual trabalhos como o de Salgado (2005), Espindola (2008) e Queiroz Neto (2011), auxiliaram a um melhor entendimento sobre o tema. Para dados da descrição da área e entendimento da dinâmica ambiental foram consultados os bancos do IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística), EMBRAPA (Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária) e o CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais). Para a micromorfologia foram utilizados métodos provenientes de diferentes pesquisas, como a de Bullock *et al*. (1985), Curi (1985), Castro (2008) e Silva (2006). Ademais, a partir da revisão bibliográfica foi encontrado os materiais e métodos para o processamento das amostras, através do Manual de Pedologia da EMBRAPA (1997), e uma metodologia sistematizada para a realização de trabalhos com o objetivo de relacionar solo e relevo.

3.2 Levantamento de dados em campo e coleta dos solos

Ao longo de 2016, foram feitos trabalhos de campo para reconhecimento e levantamento inicias de solo, em áreas previamente selecionadas ao longo de toda a região suave colinosa da região hidrográficas Lagos – São João. Assim, foi selecionada a área dos transectos, de acordo com os critérios de campo, como acesso, e, permissão local para sondagem de solos.

Os transectos selecionados presentes na figura 2, percorrem três topos de colina e duas planícies que drenam para a Represa de Juturnaíba. As aberturas das trincheiras foram definidas seguindo a ordem topo de colina (ou o mais

próximo possível), meio da vertente e planície, seguindo a analise estrutural da cobertura do solo, com o objetivo de investigar o comportamento dos solos e sua relação com o relevo, tendo este trabalho focado na análise micromorfológica.

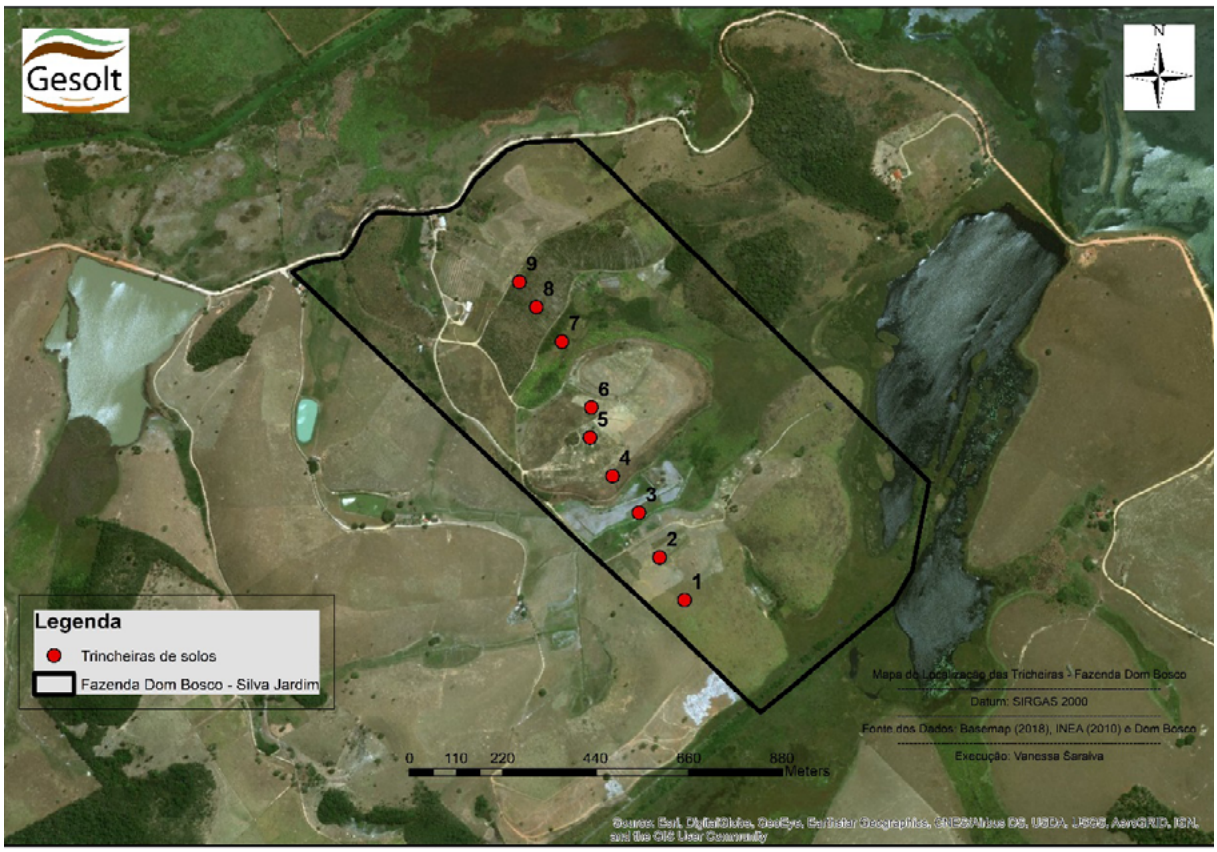


Figura 2: Pontos de Coleta de dados. Fonte: Saraiva, 2018.

A descrição feita em campo dos perfis selecionados foi realizada de acordo com o Manual de Coletas de Solos (Lemos e Santos, 1996) e a definição da cor das amostras seguiu a carta de cores de Munsell (1975). Após a descrição e analise da coloração, os dados produzidos foram tabulados e padronizados em conjunto com as informações da descrição verticalizada dos solos.

Foram coletadas 42 amostras de solos deformadas, correspondentes a cada horizonte, sendo os horizontes superficiais até cerca de 1,50 m de profundidade dependendo das características do perfil. Já paras as amostras volumétricas foi utilizado o anel de Kopeck, contabilizando 24 amostras de horizontes superficiais, horizonte B e horizonte C de cada perfil (excluindo as trincheiras nas planícies).

3.3 Processamento de amostras

Nesta fase foram realizadas as análises físicas e químicas das amostras de solos no Laboratório de Geografia Física – LAGEFIS, situado na Universidade do Estado do Rio de Janeiro, campus Maracanã, onde foram secas ao ar, primeiramente. Para a determinação granulométrica foi utilizado o método da "Pipeta" (EMBRAPA, 1997); as informações sobre a dispersão das argilas foram obtidas através do uso de solução de hexametafosfato de sódio, tamponado com carbono de cálcio. As frações de areia grossa e fina foram separadas por tamizamento, no qual, a partir dos valores de areia total, silte e argila foi possível chegar à textura do solo, utilizando o Triangulo Americano das Classes Texturais, proposto pelo Soil Survey Manual e adaptado pela Sociedade Brasileira de Ciência do Solo (SiBICS).

3.4 Geração de dados topográficos

Para a geração dos dados topográficos utilizou-se os dados de projetos em andamento do GESOLT, sendo gerados a partir de VANT (Veículo Aéreo Não Tripulado) e o GNSS (Global Satellite System) um levantamento de imageamento e topografia em alta escala de detalhamento. Para este levantamento foram necessárias três etapas de campo (voo de reconhecimento, levantamento de imageamento em alta escala, levantamento topográfico com o GNSS), somado as etapas de laboratório que consistiu no processamento dos dados.

O mapeamento de toda a área da fazenda ocorreu através de um plano de voo com o aplicativo Map Pilot, sendo definida uma altura de 100 metros para o voo, a partir do solo. Já o processamento dos dados obtidos foi realizado através de softwares, como o *Magnet Tools* e o *Agisoft Metashape*.

3.5 Micromorfologia

Para a determinação micromorfológica foram utilizadas 26 amostras indeformadas, coletadas em nove trincheiras de solo, onde a estrutura dos solos se encontrava conservada. As mesmas foram coletadas, contendo a direção do topo do perfil do solo, tornando possível identificar a direção do transporte material, depois disso, foram impregnadas, cortadas e polidas. As lâminas foram impregnadas e confeccionadas de acordo com diferentes autores (Bullock *et al*., 1985); Curi, 1985; Castro (2008); Silva (2006). Primeiro os blocos de solos foram secos ao natural e depois colocados em estufa à 45°C, com a porta relativamente aberta para a saída de umidade. Posteriormente, elas foram impregnadas com uma substancia composta por resina de poliéster “CY 248”, endurecedor “HY 956” (ambos da marca Araldite) e acetona, sendo postas em vácuo, possibilitando a ascensão da resina por capilaridade em toda a amostra do solo. Para cada amostra foram realizadas pelo menos três sessões de impregnação, por três dias seguidos, até ser formado um bloco endurecido.

A confecção das lâminas delgadas foi realizada no Laboratório de Geologia, na Universidade do Estado do Rio de Janeiro, no campus Maracanã. O bloco de solo impregnado foi cortado em máquina de disco diamantado, em duas partes, a primeira é colada em lâmina de vidro plano, depois de desbastado e polido manualmente com abrasivo (carborundum). As lâminas devem estar com espessura de aproximadamente 30μ ao final do procedimento.

A descrição e interpretação das lâminas, foi realizada em microscópio petrógrafico com luz polarizada (excetuando a trincheira do ponto 9, avaliada por lupa digital), de acordo com os métodos propostos por Bullock et al. (1985) e Castro (2008). Utilizando objetivas com 5x, 10x, 15x e 50x, sendo selecionados campos representativos dentro das lâminas, gerando croquis e fotos das organizações presentes nos solos.

3.6 Relação solo e relevo

Buscou-se nas lâminas evidencias de troca ou movimentação de partículas, materiais primários para entendimento da rocha matriz dos solos. Sendo avaliados a estrutura geral, o esqueleto, o plasma, a microestrutura, pedalidade e porosidade de cada horizonte, gerando no final uma tabela única de dados, onde foram comparados de acordo com a topografia encontrada.

4. Resultados

Os resultados obtidos serão apresentados a seguir em quatro subseções para auxiliar na melhor compreensão dos mesmos. Primeiro apresentando a figura elaborada para a topossequência, depois a descrição dos solos ao longo do relevo, os resultados da micromorfologia de tais solos, e, por fim, a relação entre o solo e o relevo, com relação à micromorfologia.

4.1 Elaboração da topossequência e distribuição das trincheiras de solos

Foram elaboradas 4 topossequências, divididas em 2 segmentos dos solos da fazenda Dom Bosco, sendo elas de fundamental importância para uma melhor compreensão da dinâmica entre a distribuição dos solos e a relação topo/ meia encosta/ planície. Na Figura 3, pode-se observar a localização, a posição dentro do relevo, e imagens dos solos descritos e coletados em cada trincheira.

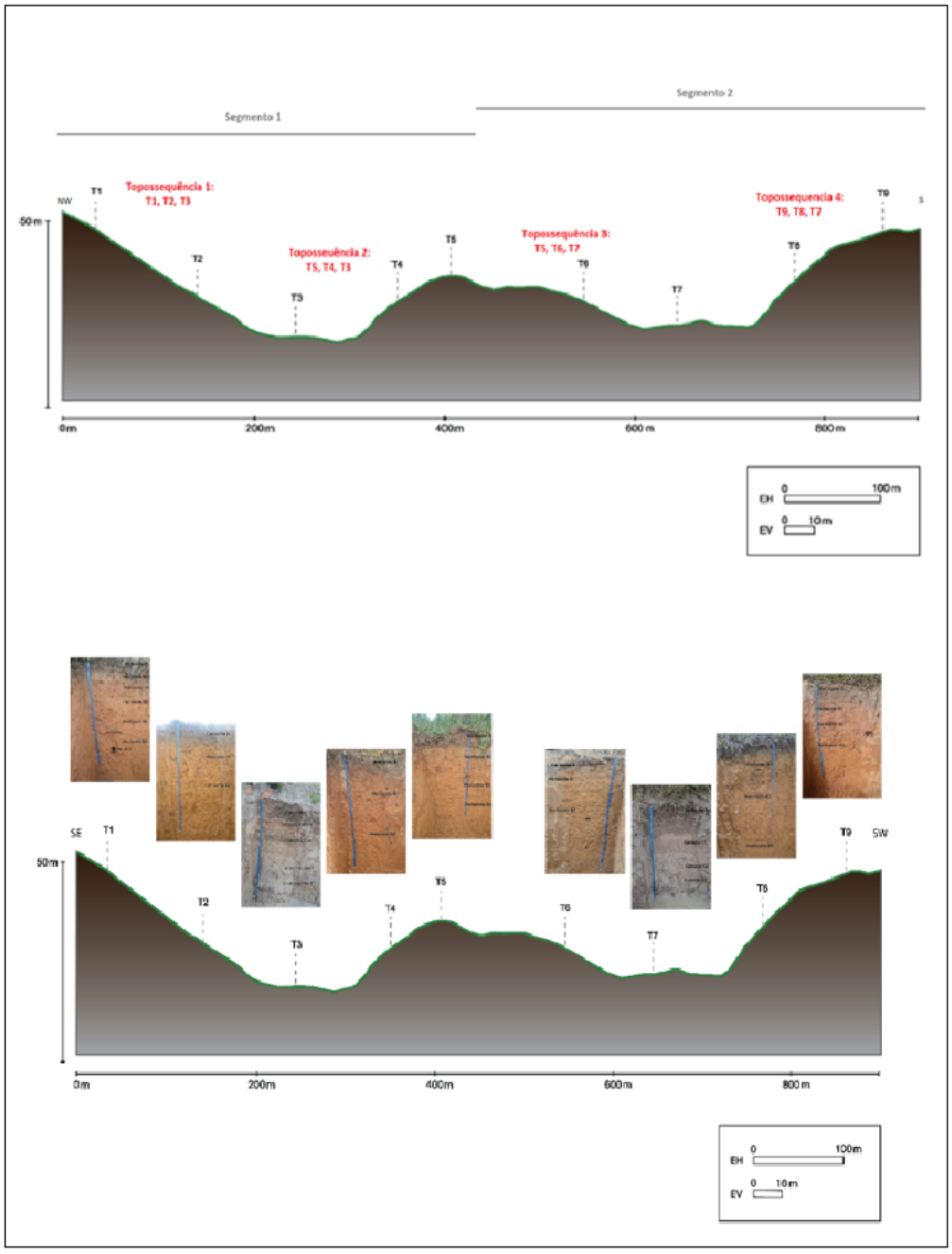


Figura 3: As 4 topossequências, com os 2 segmentos e os 9 pontos, respectivamente. Fonte: Saraiva, 2020.

4.2 Descrição dos solos nas topossequências

A primeira topossequência (NW/SE) corresponde as trincheiras 1, 2 e 3. Na trincheira 1, próximo ao topo da colina 1, do primeiro seguimento, o solo, localizado em uma encosta de características retilíneas, foi classificado como um Argissolo Vermelho – Amarelo Tb Eutrófico típico mesoeutrófico microgranulado. Apresenta o horizonte Ap (de 0 à 13 cm de espessura) de textura franco-argilo-arenoso (586 g/kg de areia; 157 g/kg de silte e 260 g/kg de argila), o Bt1 (de 25 à 42 cm de espessura) argiloso (374 g/kg de areia; 157 g/kg de silte e 469 g/kg de argila) e o horizonte Bt4 (de mais de 101 cm de espessura) muito argiloso (294 g/kg de areia; 82 g/kg de silte e 624 g/kg de argila).

Na trincheira 2, localizada no meio da encosta, da topossequência 1 (NW/SE), do segmento 1, apresenta um Argissolo Amarelo Tb Eutrófico típico mesoeutrófico microgranulado. O horizonte Ap (de 0 à 10 cm de espessura) possui uma textura franco-argilo-arenoso (561 g/kg de areia; 150 g/kg de silte e 289 g/kg de argila), o Bt1 (de 10 à 78 cm de espessura) é muito argiloso (287 g/kg de areia; 61 g/kg de silte e 652 g/kg de argila) e o Bt2 (de 78 à 127 cm de espessura), também possui uma textura bastante argilosa (com 345 g/kg de areia; 101 g/kg de silte e 554 g/kg de argila). Desse modo, percebe – se uma diferença entre os horizontes Bt1 da trincheira 1 e da trincheira 2, uma vez que, o primeiro possui uma espessura menor e é menos argiloso quanto comparado ao da trincheira 2.

A trincheira 3 corresponde a planície localizada na primeira topossequência (NW/SE), no primeiro segmento, possuindo um Gleissolo Háplico Ta Eutrófico típico. Possui o horizonte Ap (de 0 à 24 cm de espessura) argilo-arenoso (501 g/kg de areia; 142 g/kg de silte e 357 g/kg de argila), o Cg1 (de 24 à 40 cm de espessura) detém uma textura de areia franca (964 g/kg de areia; 13 g/kg de silte e 23 g/kg de argila), já o Cg2 (de 40 à 55 cm de espessura) é argilo-arenoso (500 g/kg de areia; 144 g/kg de silte e 356 g/kg de argila), e, por fim, o Cg3 (de 55 à 134 cm de espessura) é franco-argilo-arenoso (669 g/kg de areia; 58 g/kg de silte e 273 g/kg de argila). Vale destacar que a trincheira 3 coincide com a planície para o qual tanto a drenagem da topossequência 1, quanto a 2, se direcionam, assim, ele também corresponde a topossequência 2 (SW/NE).

A trincheira 4 se localiza no meio da vertente da topossequência 2 (SW/NE), segmento 1, e, contém um solo do tipo Argissolo Vermelho-Amarelo Tb Eutrófico latossólico mesoeutrófico. O horizonte A (de 0 à 41 cm de espessura) é argilo-arenoso com 525 g/kg de areia; 90 g/kg de silte e 385 g/kg de argila, o Bt1 (de 41 à 86 cm de espessura) é argiloso com 375 g/kg de areia; 102 g/kg de silte e 523 g/kg de argila, e, o Bt2 (de 86 à 150 cm de espessura) é muito argiloso com 345 g/kg de areia; 49 g/kg de silte e 606 g/kg de argila.

A trincheira 5, localizada no topo da topossequência 2 (SW/NE), no segmento 1, bem como, no topo da topossequência 3 (NW/SE), apresenta um Argissolo Vermelho-Amarelo Tb Eutrófico abrúptico latossólico. O horizonte Ap (de 0 à 15 cm de espessura) possui uma textura argilo-arenosa com 476 g/kg de areia; 117 g/kg de site e 407 g/kg de argila, o Bt1 (de 15 à 57 cm) é argiloso com 408 g/kg de areia; 89 g/kg de silte e 503 g/kg de argila, o Bt2 (de 57 à 107 cm de espessura) também é argiloso com 410 g/kg de areia; 43 g/kg de silte e 547 g/kg de argila. Já o Bt3 (de 107 à 180 cm de espessura) é muito argiloso com 335 g/kg de areia; 59 g/kg de silte e 606 g/kg de argila.

A trincheira 6 refere-se a uma meia encosta, presente na topossequência 3 (NW/SE), no segmento 2, e, dispõe de um Argissolo Amarelo Tb Eutrófico abrúptico mesoeutrófico. O horizonte Ap (de 0 à 18 cm de espessura) é franco-argilo-arenoso com 641 g/kg de areia; 44 g/kg de silte e 315 g/kg argila, o Bt1 (de 5 à 45 de espessura) é argiloso com 413 g/kg de areia; 70 g/kg de silte e 517 g/

kg de argila, e, o Bt2 (com mais de 45 cm de espessura) é, também, argiloso com 381 g/kg de areia; 80 g/kg de silte e 539 g/kg de argila.

A trincheira 7 fica localizado na topossequência 3 (NW/SE) e 4 (SE/NW), no segmento 2, e, corresponde a uma outra planície de inundação, possuindo feições mais retilíneas do que a planície da trincheira 3. O tipo de solo é um Gleissolo Melânico Ta Eutrófico neofluvissólico. O horizonte Ap (de 0 à 39 cm de espessura) é franco-arenoso com 776 g/kg de areia; 74 g/kg de silte e 150 g/kg de argila, o C1 (de 39 à 68 cm de espessura) apresenta uma textura de areia franca com 869 g/kg de areia; 57 g/kg de silte e 74 g/kg de argila, o C2 (de 68 à 80 cm de espessura) é franco-argilo-arenoso com 734 g/kg de areia; 46 g/kg de silte e 220 g/kg de argila. Por fim, o C3 (de 80 à 110 cm de espessura) é franco arenoso com 711 g/kg de areia; 183 g/kg de silte e 106 g/kg de argila.

A trincheira 8 está posicionada na topossequência 4 (SE/NW), no segmento 2, no meio de uma vertente, e, refere – se a um Argissolo Vermelho-Amarelo Tb Eutrófico abrúptico latossólico mesoeutrófico manejado. O horizonte Ap (de 0 à 15 cm de espessura) é argilo-arenoso com 508 g/kg de areia; 118 g/kg de silte e 374 g/kg de argila, o Bt1 (de 15 à 51 cm de espessura) é argiloso com 422 g/kg de areia; 97 g/kg de silte e 481 g/kg de argila, o Bt2 (de 51 à 150 cm de espessura) é, também, argiloso com 365 g/kg de areia; 43 g/kg de silte e 592 g/kg de argila, e, o Bt3 (de 150 à 200 cm de espessura) é muito argiloso com 345 g/kg de areia, 56 g/kg de silte e 600 g/kg de argila.

A trincheira 9 localiza-se na topossequência 4, no topo de uma colina, no segmento 2, com um solo do tipo Argissolo Vermelho-Amarelo Tb Eutrófico latossólico mesoeutrófico manejado. O horizonte Ap (de 0 à 28 cm de espessura) é argilo-arenoso com 485 g/kg de areia; 160 g/kg de silte e 355 g/kg de argila, o Bt1 (de 28 à 48 cm de espessura) é argiloso com 418 g/kg de areia; 129 g/kg de silte e 453 g/kg de argila, o Bt2 (de 48 à 81 cm de espessura) é argiloso com 400 g/kg de areia; 142 g/kg de silte e 458 g/kg de argila. Já o Bt3 (de 81 à 160 cm de espessura) é muito argiloso, com 314 g/kg de areia; 53 g/kg de silte e 633 g/kg de argila.

4.3 Micromorfologia dos solos

A micromorfologia foi realizada a partir das descrições elaboradas em Bullock *et al*. (1985) e Castro (2008), tendo por objetivo apresentar os dados gerais do que foi observado no esqueleto, plasma e na porosidade de cada lâmina. Os formatos pedológicos também foram analisados, contudo, com menos detalhe.

Para a trincheira 1 foram confeccionadas 4 lâminas, correspondentes aos horizontes A, Bt1, Bt2 e Bt3, respectivamente (figura 4). Para essas amostras foi observado um esqueleto constituído, geralmente, por areia média e fina, formado, principalmente, por quartzo (com alguns grãos parcialmente alterados). Foram encontrados grãos de granada, também alterados. O plasma é microcristalino, com coloração brunada nos horizontes A e Bt1, com tonalidades amareladas nos horizontes Bt1 e Bt2, assumindo um tom vermelho-amarelo no horizonte Bt3. Os agregados foram do tipo esferoidais nos horizontes A e B1 e em blocos fracamente desenvolvidos nos demais horizontes. A porosidade foi do tipo bioporos e pedoporos no horizonte A, e, somente de pedoporos nos horizontes seguintes.

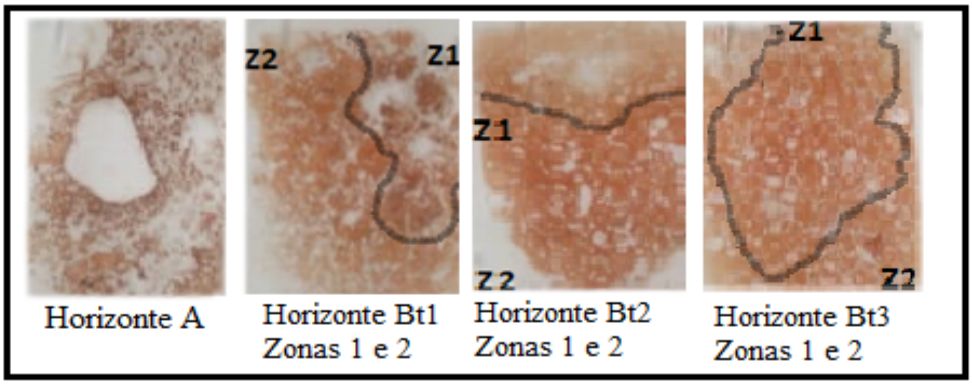


Figura 4: Imagens das lâminas confeccionadas para os horizontes do ponto 1. – Saraiva, 2020

Na trincheira 2 foram analisadas 3 lâminas, do horizonte A, Bt1 e Bt2. Foi identificado no esqueleto grãos de areia média no horizonte A, e média fina nos horizontes Bt1 e Bt2, tendo sido o quartzo o mineral predominante e a granada ferruginizada em menor quantidade. O plasma foi do tipo microcristalino, de coloração brunada, formado principalmente por argila. Os agregados eram esferoidais, bem desenvolvidos e parcialmente acomodados no horizonte A, e, do tipo subangular, bem desenvolvidos e não acomodados no Bt1 e Bt2, com pedoporos do tipo mesoporos e microporos. Foram identificados pedocaracteres nos horizontes Bt1 e Bt2, tendo o primeiro cutãs de poro, no formato de micropan, com textura de argila impura e orientação nítida, os cutãs eram complexos, com subcutãs presentes. Já o Bt2 apresentou cutãs do tipo grãos livres, simples, de capeamento, com textura de argila turba e orientação difusa.

Na trincheira 4 foram observadas 3 lâminas, correspondendo aos horizontes A Bt1 e Bt2. Percebeu-se no esqueleto areia de porte médio e grande, geralmente quartzo e granada ferruginizada, com grau de alteração avançado. O plasma era microcristalino de coloração brunada, tornando-se mais amarelado nos horizontes mais profundos. Os agregados possuíam feições esferoidais, sendo moderadamente desenvolvidos e não acomodados no horizonte A, enquanto que no horizonte Bt1 e Bt2, tinham formato subangulares, moderadamente desenvolvidos e não acomodados. A porosidade do tipo canais e planares nos horizontes A e Bt1, e, do tipo cavitários no BT2, formados a partir de pedoporos.

Na trincheira 5, analisaram-se 4 lâminas, sendo os horizontes A, Bt1, Bt2 e Bt3. Observou-se um padrão heterogêneo com pouca distinção em quase todos os horizontes, excetuando-se o Bt2. O esqueleto era composto principalmente por areia media e fina, com quartzo de alteração mediana. O plasma, microcristalino, possuía coloração amarela brunada, constituído principalmente de argila de orientação referida. Os agregados eram do tipo esferoidais no horizonte A e em blocos subangulares nos horizontes seguintes. Os poros eram, majoritariamente do tipo cavitário, de porte de mesoporos e microporos, feitos através de pedoporos. No horizonte Bt1 foram observados cutãs do tipo grãos englobados, de forma capeada, com textura de argila turva e orientação difusa, sendo compostos por cutãs complexos.

Para a trincheira 6 foram feitas 3 lâminas, com os horizontes A, Bt1 e Bt2. O esqueleto era de areia média, sendo mais fina no horizonte A e maior nos horizontes Bt1 e Bt2, formada por quartzo com grande grau de alteração nos horizontes mais superficiais. O plasma era microcristalino, de coloração brunada, com os agregados esferoidais nos horizontes A e subangulares nos horizontes Bt1 e Bt2. Porosidade do tipo de canais no A e cavitários no Bt1 e Bt2, de porte de mesoporos, feitos por pedoporos. Os horizontes Bt1 e Bt2 apresentaram cutãs

de poros, de argila impura, com orientação nítida, sendo composto por cutãs complexos no Bt1 e cutãs simples no Bt2.

Na trincheira 8, observaram-se 2 lâminas, do horizonte A e Bt1. O esqueleto era de areia média no primeiro horizonte e de areia grossa e média no Bt1, com quartzo em mediano grau de alteração. O plasma era microcristalino, de coloração bruno amarelado, formado por argilas não orientada ou referida. Os agregados eram esferoidais e em blocos subangulares, bem desenvolvidos. A porosidade em canais, com tamanho de microporos e mesoporos, gênese de pedoporos e ortoporos.

Na trincheira 9 confeccionaram 4 lâminas, do horizonte A, Bt1, Bt2 e Bt4. O esqueleto de areia fina, com areia média, contendo quartzo e granada, medianamente alterados. O plasma era microcristalino de coloração brunada, mais escuro no horizonte A, composta por argila e matéria orgânica. Os agregados esferoidais, no horizonte A, e, em blocos subangulares nos demais horizontes. Poros do tipo planares, de porte de mesoporos, constituídos por pedoporos e ortoporos. Há sinais de carvão.

4.4 Relação solo x relevo

Os resultados mostram que, em geral, nas posições de topo das topossequências (trincheiras 1, 5 e 9), tem-se a presença de Argissolos Vermelho – Amarelos, com uma macroestrutura em blocos de grau fraco (friável), e uma microestrutura granular bem desenvolvida em alguns horizontes A, de formato, geralmente, esferoidal, com o grau moderado ou pouco desenvolvida em horizontes mais profundos. Na trincheira 5 (topo), ocorre a presença de cutãs complexos no horizonte B1, sendo esta trincheira o topo de menor altitude e com menor declividade (topo mais plano).

Já no meio da vertente, ocorre um padrão de Argissolos Amarelos, exceto pelo ponto 4 que é classificado como um Argissolo Vermelho-Amarelo, que pode ser explicado pela declividade e posição das vertentes, encostas noroeste e nordeste costumam ser menos úmidas do que as encostas com orientação sudeste, devido a distribuição solar da área. Tal condição pode estar impactando a cor dos solos, que costumam ser mais avermelhados quando mais úmidos. Possuem também uma macroestrutura friável e uma microestrutura granular, nota - se também um ganho de argila com a presença de cutãs que demonstram processos de iluviação, ou seja, ocorre uma movimentação de argila tanto na vertical quanto na horizontal, uma vez que entre os horizontes do perfil também há movimentação de argila dos horizontes A para o B.

Por fim, os solos das bases das encostas são solos hidromórficos. Por estarem presentes em planícies de inundação e sofrerem influência da represa que se localiza bem próxima da fazenda, em épocas chuvosas os mesmos ficam bastante alagados, e devido à grande presença de água, acabam por constituir um Gleissolo. Entretanto, são Gleissolos diferentes entre si, se tratando de um Gleissolo Háplico (trincheira 3) na planície do primeiro segmento e um Gleissolo Melânico (trincheira 7) na planície do segundo segmento.

5. Considerações finais

O entendimento da distribuição dos solos, a partir de topossequências, na fazenda Dom Bosco permitiu uma relação entre o solo e o relevo, na escala de vertente. Através das analises micromorfológicas foi possível comprovar algumas relações, a exemplo da presença de cutãs, que podem indicar processos de iluviação nas trincheiras 2 (meia encostas) e 5 (topo). A continuação deste estudo caminha para uma melhor compreensão desses processos em níveis mais

detalhados, pois ainda está em andamento, precisando de alguns detalhamentos em microscópio a fim de aprofundar a relação solo relevo nos achados micromorfológicos A micromorfologia se mostrou útil no geral como uma ferramenta para melhor compreender os aspectos microscópicos do solo e os processos que neles ocorrem. Espera-se nos estudos futuros que mais detalhes sejam revelados através das lâminas existentes, e, a partir de coletas adicionais nas transições dos solos ao longo das vertentes, fase atual deste estudo.

Referências

AB'SABER, A.N. Redutos de cactáceas, jardins da natureza. **Scientific American Brazil**, v. 19, p. 3–8, 2003.

ALMEIDA, F. F. M. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul – Americana. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, 13 (3): 139 – 158.

BIRKELAND, P. W. Soil-geomorphic research – a selective overview. **Geomorphology**, London, n.3, p. 207-224. 1990.

BOULET, R. Análise Estrutural da Cobertura Pedológica e Experimentação Agronômica. *In*: **Congresso Brasileiro de Ciência do Solo**. Campinas: [s.n.], 1988, p. 16.

BULLOCK, P. *et al.* Handbook for soil thin section description. **Waine Research Publications**, Wolverhampton. 1985.

CASTRO, S. S. **Micromorfologia de solos: Bases para Descrição de Lâmicnas Delgadas (Apostila)**. 2. ed. Campinas: UNICAMP/UFG, 2008.

COOPER, M.; CASTRO, S. S; COELHO, M. Micromorfologia Do Solo. *In*: **Manual de Métodos de Anpalise de Solo**. 3. ed. [s.l.]: Embrapa Solos, 2017, p. 526–564.

CUNHA, J. E.; CASTRO, S. S.; SALOMÃO, F. X. T. Comportamento erosivo de um sistemapedológico de Umuarama, noroeste do estado do Paraná. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.23, n.4, p.943–951, 1999.

CUNHA, S. B. **Impactos das Obras de Engenharia sobre o Ambiente Biofísico da Bacia do Rio São João (Rio de Janeiro – Brasil)**. Editora do Instituto de Geociências da UFRJ: Rio de Janeiro, 1995b. 378 p.

CURI, N. (Coord.). Terminologia de Micromorfologia do Solo. **SBCS**. Bol. Inf. 33, Campinas, 1985.

DANTAS, M. E. *et al.* Diagnóstico geoambiental do estado do Rio de Janeiro. In**: CPRM. Serviço Geológico do Brasil. Rio de Janeiro: geologia, geomorfologia, geoquímica, geofísica, recursos minerais, economia mineral, hidrogeologia, estudos de chuvas intensas, solos, aptidão agrícola, uso e cobertura do solo, inventário de escorregamentos, diagnóstico geoambienta**l. Rio de Janeiro: CPRM: Embrapa Solos; [Niterói]: DRM-RJ, 2001. Cap. 11.; 1 CD-ROM. Contém texto e mapa color., escala 1:500.000

EMBRAPA SOLOS; TEIXEIRA, Paulo César; DONAGEMMA, Guilherme Kangussu; *et al.* **Manual de Métodos de Análise de Solo**. 3. ed. Brasília: EMBRAPA, 2017.

ESPÍNDOLA, C. R. **Retrospectiva crítica sobre a pedologia: um repasse bibliográfico**. Campinas: Editora da Unicamp,2008.

HEILBRON M. *et al.* From collision to extension: the roots of the south-eastern continental margin of Brazil. In: **Talwani & Mohriak (eds) Atlantic Rifts and Continental Margins**. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, 115:1-34, 2000.

HEILBRON M. *et al.* A Palaeoproterozoic orogen reworked within the Neoproterozoic Ribeira belt, SE Brazil. In: **South American Symposioum on Isotope Geology**, 4, Short Papers, p. 186-189, 2003.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (Org.). **Manual técnico da vegetação brasileira**. 2aΔ edição revista e ampliada. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística-IBGE, 2012. (Manuais técnicos em geociências, número 1).

LEMOS, R.C. & SANTOS, R.D. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 3.ed. Campinas, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo/Embrapa - CNPS, 1996. 83p.

LUMBRERAS, J. F. *et al.* Levantamento pedológico, vulnerabilidade e potencialidade ao uso das terras: quadrículas de Silva Jardim e Rio da Ostras, estado do Rio de Janeiro: **Embrapa Solos**, 2001.

MELO, R.F.T.; SILVA, D.G.; CORRÊA, A.C.B. A utilização da micromorfologia de solos para o estudo da evolução geomorfológica na lagoa das pedras, água branca –AL. *In:* **XI Simposio Nacional de Geomorfologia**, 2018.

MUNSELL SOIL COLOR COMPANY, Munsell soil color chats, Munsell color, Macbeth Division of Kollmorgen Corporation, Baltimore, Maryland, USA. 1950, revised 1975.

QUEIROZ NETO, J. P. **Relações entre as Vertente e os Solos: uma Revisão.** p. 17, 2011.

RUBIRA, F.G. *et al.* Sistemas pedogeomorfológicos na interpretação da evolução de paisagens quaternárias em climas tropicais úmidos. I*n:* **Mercator, Fortaleza**, v. 18, e18020, 2019.

SALGADO, C. M. Pedogeomorfologia: uma nova disciplina para a análise ambiental. **Revista Tamoios**, p. 8, 2005.

SARAIVA, V. I.C**. Modelagem da erosão laminar na bacia hidrográfica Lagos - São João no estado do Rio de Janeiro.** Dissertação de mestrado. Programa de Pós-graduação em Geografia. 2014. 176 pg.

SCHMITT R. S. *et al.* Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collision orogeny in the Ribeira belt (SE Brazil). **Precambrian Res**., 133: 29-61

SILVA, C. L.; RUEDA, J. R. J.; HASUI, Y. Aspectos pedogenéticos na evolução de uma bacia tectônica do Quaternário. *In*: **Congresso Brasileiro de Ciência do Solo**. Rio de Janeiro: [s.n.], 1997.

SILVA, D. G. **Reconstrução da Dinâmica Geomorfológica do Semiárido Brasileiro no Quaternário Superior a Partir de Uma Abordagem Multiproxy**. Recife - Tese de Doutorado – Universidade Federal de Pernambuco, 2013.

SILVA, J. B. **Avaliação da perda de solo por fluxo superficial utilizando parcelas experimentais: estudo de caso na bacia hidrográfica do córrego do Glória em Uberlândia – MG.** Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Uberlândia, Programa de Pós Graduação em Geografia. 2006.147p.

VIENNA, N. *et al.* Pedogeomorfologia, micromorfologia e uso dos solos no triângulo mineiro. **Brazilian Geographical Journal: Geosciences and Humanities research medium**, Ituiutaba, v. 10, n. 1, p. 47-66, jan./jun. 2019.

TUPINAMBÁ M. *et al.* Complexo Rio Negro - uma unidade estratigráfica relevante no entendimento da evolução da Faixa Ribeira. In**: SBG, Congr. Bras. Geol**., 39, Anais, vol. 6, p. 104-106, 1996.

CONTRIBUIÇÃO DE SILICOFITÓLITOS NO ESTUDO DA GÊNESE DE LINHAS DE PEDRA EM LATOSSOLO NO MÉDIO VALE DO RIO PARAÍBA DO SUL (RJ)

Amanda Pacheco Seixas
Universidade Federal Fluminense
Av. Gal. Milton Tavares de Souza, s/nº – Campus da Praia Vermelha – Boa Viagem – Niterói – RJ, Brasil. 24210-346
E-mail: amapaseixas@hotmail.com
Heloisa Helena Gomes Coe
Universidade do Estado do Rio de Janeiro
Rua Dr. Francisco Portela, 1470 - Patronato- São Gonçalo – RJ, Brasil. 24435-005
E-mail: heloisacoe@gmail.com
André Luiz Carvalho da Silva
Universidade do Estado do Rio de Janeiro
Rua Dr. Francisco Portela, 1470 - Patronato- São Gonçalo – RJ, Brasil. 24435-005
E-mail: andrelcsilvageouerj@gmail.com
Igo Fernando Lepsch
Universidade de São Paulo
Av. Pádua Dias, 11 - Piracicaba – SP, Brasil. 13418-900
E-mail: igo.lepsch@yahoo.com.br
Mauro Parolin
Universidade Estadual do Paraná

Av. Comendador Norberto Marcondes, 733 – Centro- Campo Mourão – PR, Brasil. 87302-060
E-mail: mauroparolin@gmail.com
Kita Macario
Universidade Federal Fluminense
Rua Passo da Pátria, 156 bloco - São Domingos - Niterói – RJ, Brasil. 24210-240
E-mail: kitamacario@gmail.com

Resumo

As dinâmicas ambientais estão intimamente associadas às relações entre clima, solo e relevo. Nesse sentido, este estudo objetiva reconstituir as condições paleoambientais do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul relacionadas à ocorrência de linhas de pedra. Foram realizadas análises pedológicas, fitolíticas, isotópicas e datações (14C-AMS). Foram identificadas variações na densidade arbórea: no período anterior a 9000 anos cal AP, a vegetação era predominantemente esparsa, em ambiente mais seco que o atual; após este período, o ambiente tornou-se mais úmido e a vegetação mais arbórea; o período entre 9000 e 8200 anos cal AP, quando se dá a formação das linhas de pedra, foi mais seco que o anterior; a partir de cerca de 2900 anos cal AP, o ambiente se torna progressivamente mais úmido e semelhante ao atual. A hipótese de gênese das linhas de pedra é a de coluvionamento de pequena distância atrelado a períodos de chuvas concentradas.

Palavras-chave: paleoambientes, fitólitos, linhas de pedra.

1. Introdução

Para se conhecer a dinâmica de uma determinada paisagem é necessário não apenas entendê-la no presente, mas também que se compreendam as diversas fases e variáveis diretamente responsáveis por sua evolução no tempo geológico para, assim, se projetar o seu comportamento futuro. É preciso que se analisem as dinâmicas ambientais no decorrer do tempo para se recompor a história do planeta e se reconstituir as mudanças ambientais ocorridas ao longo das grandes eras geológicas, analisando, assim, os processos que transformam os ambientes, seja a partir das mudanças que ocorrem naturalmente ou daquelas que envolvem a aceleração de processos por interferência antrópica (SUGUIO, 2010).

O Médio Vale do Rio Paraíba do Sul, localizado entre as duas maiores metrópoles do Brasil (São Paulo e Rio de Janeiro), passou por sucessivos ciclos econômicos a partir do século XIX, quando o cultivo do café representava a principal atividade econômica desta região. Atualmente, o Vale do Paraíba do Sul compreende uma área bastante alterada, onde a composição original de Mata Atlântica é representada apenas por pequenos mosaicos numa paisagem de extensos campos de pastagem (SEIXAS *et al*., 2019).

Nos solos dessa região, são observadas linhas de pedra que, conforme Hiruma (2007), estão relacionadas a horizontes caracterizados pela predominância de materiais quartzosos, angulosos a arredondados, couraças lateríticas e minerais pesados, entre outros. As linhas de pedra podem ser formadas sob condição alóctone ou autóctone (BRAUCHER *et al*., 2004; SANTOS *et al*., 2010). Entretanto, os mecanismos de formação ainda despertam divergências entre pesquisadores. Entre as hipóteses autóctones para a origem das linhas de pedra, destaca-se a da paleopavimentação detrítica (RAYNAL, 1957; LEHMANN, 1957; TRICART, 1958; AB´SÁBER, 1962; DE PLOEY, 1964; BROWN *et al*., 2004); do remanejamento por cupins (COLLINET, 1969; RIQUIER, 1969; SEGALEN, 1969; BIGARELLA *et al*.,1994); da ação eólica (RIOU, 1965); da descida das partículas de maior granulometria no perfil (LAPORTE, 1962; COLLINET, 1969); do coluvionamento (MOUSINHO, BIGARELLA, 1965; PENTEADO, 1969; RIQUIER, 1969; BIGARELLA *et al*., 1994); do estado de equilíbrio com a incorporação do material de origem dos veios de quartzo no solo (NYE, 1955; BERRY, RUXTON, 1959; RIQUIER, 1969; YOUNG, 1972); do desenvolvimento local e decorrente de oscilações climáticas (BOURGEAT, PETIT, 1966) e do intemperismo residual (COLLINET, 1969; PORTO, 2003). Entre as hipóteses de origem alóctone para as linhas de pedra, destacam-se a do transporte de materiais em superfície (RIOU, 1965; VOGT, VINCENT, 1966; BOURGEAT, PETIT, 1966) e a de inversão de materiais a partir da erosão de antigas superfícies aplainadas (SEGALEN, 1969).

Com o objetivo de reconstituir as condições paleoambientais no Holoceno relacionadas à ocorrência de linhas de pedra na área de estudo, foram realizadas uma caracterização pedológica e geocronológica de um latossolo e análises do conteúdo de bioindicadores como silicofitólitos e isótopos de carbono.

Os principais bioindicadores utilizados foram os fitólitos, que são partículas microscópicas (<60-100 μm) de opala biogênica, geralmente encontradas nas frações silte e areia muito fina, resultado da absorção de ácido silícico [Si(OH4)] do solo pelas plantas, que se formam por precipitação de sílica amorfa entre e nas células de diversas plantas vivas (PIPERNO, 2006). As plantas constroem uma estrutura ou molde onde são introduzidos os íons, posteriormente induzidos à precipitação e cristalização (EPSTEIN, 2001). A senescência e a decomposição dos restos vegetais fazem com que os fitólitos sejam incorporados ao solo, sendo estes bastante estáveis, gerando microfósseis e se tornando importantes registros ambientais, já que apresentam configurações típicas da vegetação de origem e se preservam bem sob condições oxidantes, como nos solos. A forma do fitólito reflete o "molde" da célula em que foi formado (COE *et al*., 2014).

Assim, os fitólitos preservam os vestígios da vegetação natural, tornando possível a compreensão da evolução de uma vegetação em relação às condições bioclimáticas. Os índices fitolíticos permitem inferir características da vegetação, como a densidade da cobertura arbórea (índice D/P), a densidade da cobertura por palmeiras (índice Pa/P), o estresse hídrico (índice Bi) e as temperaturas mais baixas (índice Ic) (COE *et al*., 2014). Estes parâmetros já foram largamente utilizados em trabalhos com fitólitos extraídos de solo na África (TWISS, 1992; ALEXANDRE *et al*., 1997; BREMOND *et al*., 2005; 2008; e BARBONI *et al*., 1999; 2007, entre outros) e no Brasil (por exemplo, ALEXANDRE *et al*., 1999; COE, 2009; COE *et al*., 2012a, 2012b, 2013, 2014b, 2015, 2017, 2018; GOMES *et al*., 2014; AUGUSTIN *et al*., 2014; CALEGARI *et al*., 2015; LORENTE *et al*., 2015; BARROS *et al*., 2016; PAROLIN *et al*., 2017; CHUENG *et al*., 2019, 2020; DIAS *et al*., 2019; MACHADO *et al*.,2019, 2021; SALGADO *et al*., 2020; GOMES *et al*., 2020).

Os isótopos estáveis de carbono (12C e 13C) também foram utilizados como *proxy* de processos biológicos em plantas. A discriminação isotópica do carbono durante a fotossíntese fornece informações sobre o metabolismo fotossintético em plantas, bem como suas influências ambientais. Assim, as plantas que utilizam a via fotossintética Calvin-Benson, que tende a preferir o isótopo mais leve, são chamadas de C3 e têm valores de δ13C de −32 a −22‰, e as plantas C4 usam o Ciclo Hatch-Slack e têm valores de δ13C na faixa de −17 a −9‰ (GLEIXNER, 2002; GORDON e GOÑI, 2003; KILLOPS e KILLOPS, 2005). Consequentemente, a relação 13C/12C na matéria orgânica do solo (MOS) deve permanecer próxima àquela da proporção da vegetação original. Os isótopos estáveis de carbono (δ13C) permitem, portanto, a identificação da cobertura vegetal, com o predomínio de plantas C3 (principalmente lenhosas) ou C4 (gramíneas) (PESSENDA *et al*., 2005).

Além desses bioindicadores, foram realizadas análises pedológicas, a fim de se conhecer as características texturais (granulometria, arredondamento e angulosidade), de acidez e de basicidade, e as datações por 14C- AMS da MOS, para a cronologia das mudanças observadas nas camadas e nos horizontes do solo.

2. Área de Estudo

A área de estudo corresponde ao município de Barra do Piraí, que compõe a região do Médio Vale do Paraíba no Estado do Rio de Janeiro. Com uma área de cerca de 580 km^2, o município está localizado nas coordenadas 22º 28' 12" S e 43º 49' 32" O, a uma altitude de 363 metros (Figura 1).

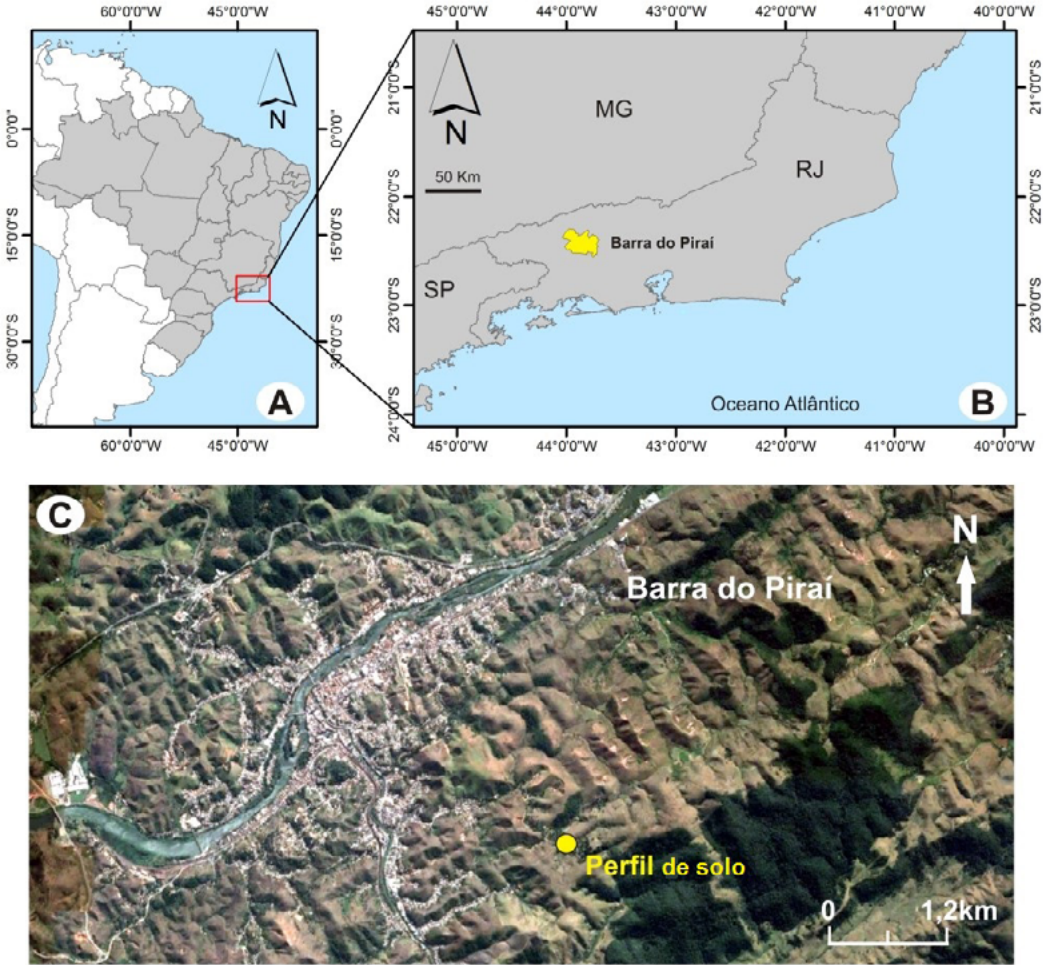


FIGURA 1: Localização da área de estudo e do perfil de solo analisado.
Fonte: Seixas *et al*., 2019.

A bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul possui cerca de 56.000 km², abrangendo áreas dos estados de São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro (SENNA, 2011). O rio pode ser dividido em 4 setores: a) Paraíba Superior: das nascentes do Paraitinga até Guararema, SP; b) Alto Paraíba: de Guararema até Cruzeiro, SP; c) Médio Paraíba: de Cruzeiro até São Fidélis, RJ; d) Paraíba Inferior: de São Fidélis até a foz, com extensão de 94 km (SENNA, 2011).

A compartimentação tectônica onde se encontra o Médio Vale do Paraíba está inserida no Orógeno Ribeira, o qual apresenta orientação estrutural NE-SO e resulta da colisão entre o Craton do São Francisco e outras placas, o arco-de-ilhas situado a sudeste e a porção sudoeste do Craton do Congo (CPRM, 2007). O Médio Vale do Paraíba está localizado sobre o embasamento Pré-cambriano do Gráben do Paraíba do Sul, no sistema de riftes continentais do sudeste do Brasil (RICCOMINI, 2004), encaixado entre as Serras do Mar e da Mantiqueira, com orientação estrutural predominantemente NE-SO. Sua configuração atual resulta de uma evolução morfotectônica gerada a partir do processo de separação do continente Sul-americano, no Mesozoico, onde houve um soerguimento regional. Posteriormente, no Mesozoico-Paleógeno, formou-se um conjunto de falhas e fraturas no sentido NE, as quais foram responsáveis pela individualização das Serras do Mar e da Mantiqueira e pela geração dos grábens terciários. Ocorreu, assim, no Neogeno-Quaternário, a compartimentação da região (CPRM, 2007).

O relevo do médio Vale do Paraíba do Sul é bastante acidentado. Os processos intempéricos são intensificados pela litologia, pelo clima e pelas ações do homem, produzindo erosão, a qual provoca dessecamento das encostas, voçorocas, ravinas e terracetes (RADAMBRASIL, 1983). Entretanto, também fazem parte do relevo as formações montanhosas da Serra do Mar, da Serra da Mantiqueira, Serra dos Órgãos e, em maior presença, os domínios colinosos ou "mar de morros", além da própria depressão do rio Paraíba do Sul e suas planícies fluviais. A Serra do Mar apresenta-se desde o limite com o estado de São Paulo até o município de Campos. Seu relevo é bastante acidentado e seus níveis altimétricos variam desde o nível do mar até cerca de 2000 metros. A Serra da Mantiqueira encontra-se ao norte, limitando os estados de São Paulo e Rio de Janeiro com Minas Gerais. No Rio de Janeiro, suas escarpas ultrapassam os 2.800 metros de altitude e são conhecidas como Maciço de Itatiaia. A Serra dos Órgãos se distribui do município de Itaguaí até o município de Campos com uma área de 12.904 Km2, podendo atingir altitudes maiores que 2.200 m em Teresópolis-RJ e Nova Friburgo-RJ (RADAMBRASIL, 1983). Em termos gerais, a altitude do Médio Vale do Paraíba, onde se encontra o município de Barra do Piraí, varia entre 515 e 200 metros.

O clima no Médio Vale do Paraíba, é classificado por Köppen como Cwa (subtropical úmido com verão úmido e inverno mais seco) (climate-data.org). A temperatura anual é, em média, de 20°C e os totais pluviométricos ficam entre 1000 e 2000 milímetros anuais. Nas regiões mais elevadas, na Serra do Mar e na Serra da Mantiqueira, o tipo climático é classificado por Köppen como Cwb (clima temperado ou quase temperado com inverno seco) (VENTURA, 1964). Como consequência, a vegetação da região era originalmente constituída pela Mata Atlântica, que está incluída no domínio da Floresta Ombrófila Atlântica, a qual apresentava uma diversificada fisionomia, modelada por padrões topográficos, pedológicos e climáticos. Segundo Santos (2009), a vegetação original caracterizava-se como floresta ombrófila mista, floresta ombrófila densa, floresta estacional semidecidual e campestre, além de formações de influência fluvial. Atualmente, devido à ação do homem no meio para favorecer atividades econômicas cafeeiras e pecuárias, como a derrubada das florestas primitivas e as queimadas, a maior parte da vegetação que prevalece, tanto no Estado do Rio de Janeiro em geral como especificamente na região de estudo, é apenas 8,5 % de remanescentes florestais de Mata Atlântica, atualmente substituída em grande parte por campos sujos e pastagens.

3. Metodologia

O perfil de solo estudado se encontra localizado no município fluminense de Barra do Piraí (22°28'53.3"S e 43°48'01.4"O - Figura 1), com altitude de 511 metros e sob vegetação campestre com espécie predominante de *Brachiaria decumbens*. A litologia dessa região é constituída por gnaisse; o solo se apresenta como moderadamente pedregoso e ligeiramente rochoso, classificado como latossolo vermelho-amarelo distrófico, podendo ser caracterizado como bem drenado e com erosão moderada. A vegetação primária sob o perfil de solo era de Mata Atlântica, segundo o SOS Mata Atlântica (2014), e seu uso atual é representado basicamente por pastagens. Exposto em um corte de estrada, no terço superior da encosta, o perfil de solo foi dividido em nove horizontes (Ap, A2, AB, BA, B1, B2, 2BC, 3CB, C) com a presença de duas linhas de pedra, abrangendo cerca de dois metros de profundidade (Figura 2).

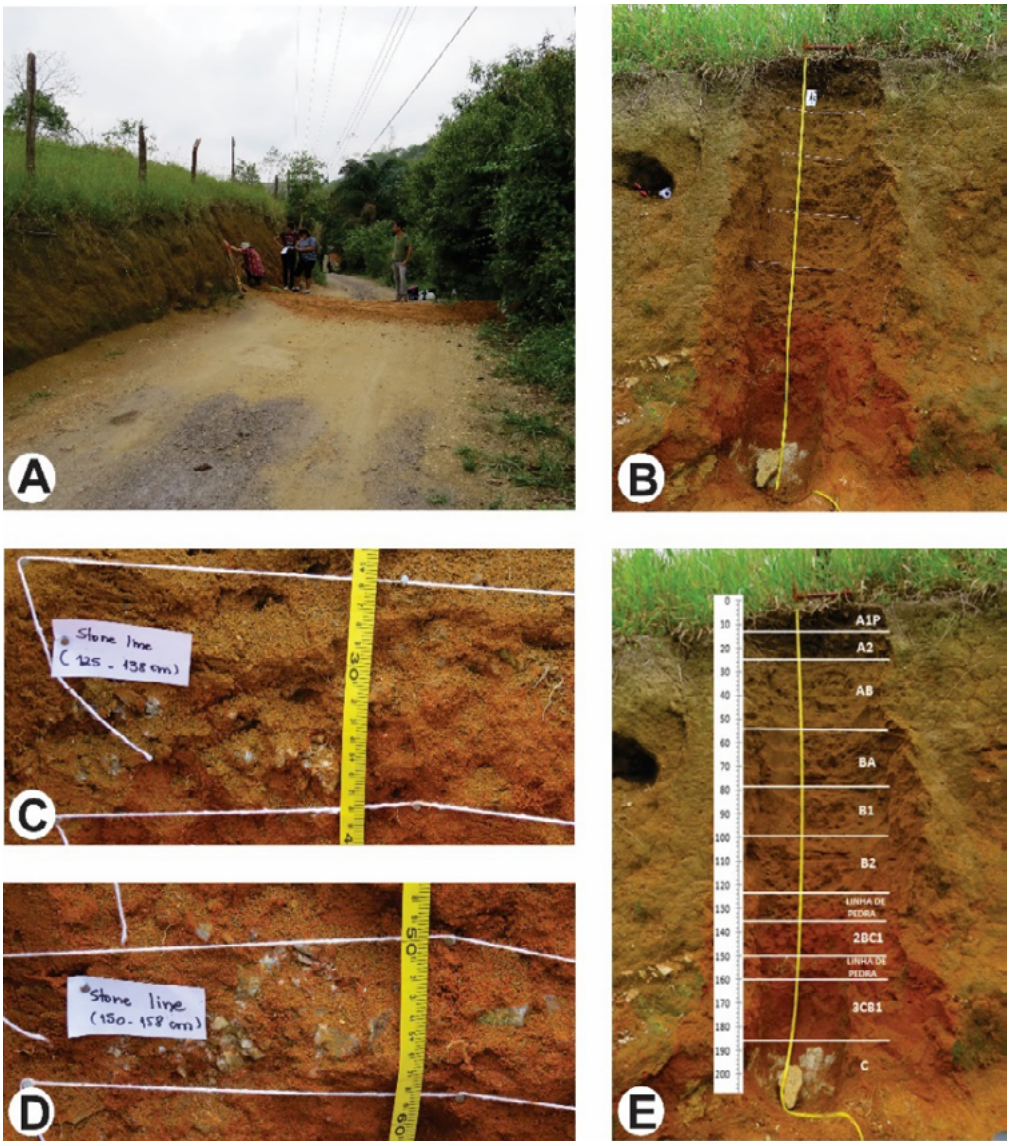


FIGURA 2: Horizontes e linhas de pedra do perfil de solo estudado em Barra do Piraí/RJ: (A) área de coleta; (B) perfil de solo; (C) linha de pedra 125-138 cm; (D) linha de pedra 150-158 cm; (E) horizontes e linhas de pedra demarcados.
Fonte: Seixas *et al*., 2019.

A textura do solo foi realizada a partir da análise granulométrica e observações quanto ao grau de arredondamento dos grãos (na fração cascalho) para posterior classificação, com base em Wentworth (1922). A granulometria foi feita em 15 amostras, no Laboratório de Sedimentologia da UFF Universidade Federal Fluminense (UFF), para se caracterizar o tamanho dos materiais constituintes do solo. As observações relativas ao grau de arredondamento dos grãos foram feitas no Laboratório de Dinâmicas da Natureza (LABDIN) da FFP-UERJ, da Faculdade de Formação de Professores da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (LABDIN/FFP/UERJ), sob lupa binocular, com o auxílio do software ToupView®, para a análise digital destes. O carbono orgânico total (COT) foi analisado utilizando-se um equipamento Perkin-Elmer CHNS/O, modelo 2400, no modo de operação CHN, de propriedade do Laboratório de Sedimentologia da UFF. A medição do pH das amostras de solo foi realizada com base no Manual de Métodos de Análises de Solo, da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA) (1997).

A preparação inicial para a extração dos fitólitos consistiu em secar e peneirar (2mm) 10g de cada amostra de solo para, em seguida, eliminar carbonatos (com HCl), óxidos de ferro (com citrato e diotinito de sódio), a matéria orgânica (com ácido nítrico e H2O2) e a fração argila (por decantação). Finalmente, foi feita a separação densimétrica por meio de uma solução contendo 680g de politungstato de sódio para 300ml de água destilada. Foram confeccionadas lâminas em glicerina (temporárias) e Entellan® (permanentes) com uma alíquota de 25 µl do material (COE *et al.*, 2021). A identificação e a contagem foram realizadas no microscópio óptico polarizador Zeiss Axio Scope.A®, de propriedade do Laboratório de Dinâmicas Ambientais (LABDIN) da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) LABDIN/UERJ, com aumento de 500 a 630x. Esta análise foi feita em um número mínimo de 200 fitólitos classificáveis por amostra a fim de: a) estimar a frequência relativa dos distintos morfotipos, segundo o Código Internacional de Nomenclatura de Fitólitos (ICPN); b) analisar o grau de alteração dos fitólitos; e c) calcular o estoque total de fitólitos em cada amostra. Foram calculados dois índices fitolíticos: (1) a densidade da cobertura arbórea (D/P) e (2) o índice de estresse hídrico (Bi) (COE *et al.*, 2014).

A determinação da concentração de δ13C foi realizada na University of California (UC-DAVIS), Stable Isotope Facility (SIF). Os resultados foram expressos em unidade de δ‰, determinada em relação ao padrão internacional PDB (Pee Dee Belemnite), e se referem à média de duas determinações, com precisão de 0,2‰. Já para as datações por 14C-AMS, foram selecionadas e preparadas três amostras de solo, no Laboratório de Radiocarbono (LAC), do Instituto de Física da Universidade Federal Fluminense (UFF). Devido à baixa concentração de carbono orgânico no solo, não foi possível utilizar a fração humina para datação, sendo realizada, portanto, a análise da concentração de 14C na matéria orgânica total do solo (MOS). Após a remoção de carbonatos com ácido clorídrico 1,0M a 90º C, as amostras passaram por combustão e grafitização, conforme os protocolos usuais do Laboratório do Radiocarbono da UFF (LAC-UFF) (MACARIO *et al.*, 2017). As amostras prensadas em catodos de alumínio foram enviadas para datação, no Center of Applied Isotope Studies (CAIS) da Universidade da Georgia, nos Estados Unidos (CHERKINSKY et al., 2010). As idades foram calibradas por meio do programa OxCal v. 4.2.4® (BRONK RAMSEY, 2009), utilizando-se a curva atmosférica para o Hemisfério Sul SHCal13 (HOGG et al., 2013).

4. Resultados e Discussões

4.1 Caracterização pedológica

Os resultados da granulometria (Tabela 1 e Figura 3) indicam um perfil de solo argilo-arenoso, com o predomínio da fração argila, correspondendo a 50-60%, com ligeira diminuição (38%) na superfície. A areia grossa aparece, em seguida, com 15-22%. O cascalho representa a fração predominante nas profundidades de 1,5 e 1,25 metro (linhas de pedra), com 39 e 59%, respectivamente. A fração silte é pouco representativa, ao longo do perfil do solo, e corresponde a apenas entre 1 e 2,5% do material analisado.

TABELA 1

Resultados das análises granulométricas, teor de matéria orgânica e pH do perfil de solo estudado

Horizonte/ Amostra	Profundidade (cm)	Cascalho (%)	Areia (%)					Finos (%)		Classificação (Wentworth, 1922)	Teor de MO (%)	pH (média)
			MG	G	M	F	MF	Silte	Argila			
Ap	0 - 14	5,21	3,05	22,22	18,38	10,29	2,46	0,86	37,52	Areia argilosa	2,69	4,2
A2	14 – 28	1,46	2,16	20,48	14,16	4,39	2,31	1,65	53,34	Argila arenosa	1,36	4,1
AB	28 – 40	1,87	1,84	21,04	13,55	4,31	2,13	1,90	53,35	Argila arenosa	0,9	4,3
AB	40 – 55	0,79	1,68	20,29	13,29	4,34	2,13	2,13	55,62	Argila arenosa	0,7	4,3
BA (amostra 1)	55 – 70	1,25	2,10	20,03	11,57	3,75	1,88	2,44	58,00	Argila arenosa	0,61	4,5
BA (amostra 2)	70 – 80	1,78	2,26	17,47	11,25	5,82	2,26	2,49	56,86	Argila arenosa	0,59	4,4
B1 (amostra 1)	80 – 90	1,81	1,94	17,22	11,70	4,11	2,91	2,56	57,76	Argila arenosa	0,57	4,3
B1 (amostra 2)	90 – 100	1,48	2,03	16,91	10,83	5,98	2,36	2,59	57,81	Argila arenosa	0,52	4,6
B2 (amostra 1)	100 - 110	2,15	2,55	21,32	12,73	4,11	2,17	2,22	52,74	Argila arenosa	0,49	4,8
B2 (amostra 2)	110 - 125	10,28	2,12	15,41	10,21	5,92	2,46	0,83	54,95	Areia cascalhosa	0,5	5
SL	125 - 138	59,10	1,13	5,98	4,99	2,06	1,07	0,85	24,81	Cascalho	0,48	4,7
2BC	138 - 150	1,91	2,33	15,16	10,44	6,44	2,73	1,13	59,87	Argila arenosa	0,27	4,8
SL	150 – 158	39,33	1,73	10,00	7,64	2,76	1,40	0,79	36,34	Cascalho	0,34	4,6
3CB (amostra 1)	158 – 173	2,14	2,52	17,04	12,54	7,19	3,38	1,00	54,20	Argila arenosa	0,2	4,6
3CB (amostra 2)	173 – 188	2,71	2,21	21,40	14,11	5,44	3,47	0,98	49,69	Argila arenosa	0,28	4,8

Fonte: Seixas *et al.*, 2019.

Os grãos de cascalho das linhas de pedra são compostos, basicamente, de quartzo em ambas as profundidades, variando entre anguloso e subanguloso. Este padrão aponta para um baixo retrabalhamento desses materiais ao longo do tempo. A maioria dos grãos apresenta uma coloração avermelhada na superfície, indicando a presença de óxido de ferro (Figura 3).

O carbono orgânico total segue o padrão normal de redução com a profundidade, diminuindo de 2,69%, na superfície, a 0,2%, em direção à base do perfil. O pH das amostras analisadas ficou entre 4,2 e 5, o que caracteriza o perfil de solo estudado como de acidez média, favorável à preservação dos fitólitos. Segundo Piperno (2006), os fitólitos se preservam bem em solos com pH entre 2 e 9, e ambientes com solos ácidos tendem a ter mais sílica livre, disponível para as plantas. Já solos de pH muito alcalino podem causar a dissolução dos fitólitos, ocasionando a perda de suas ornamentações mais delicadas (CABANES *et al.*, 2011) (Tabela 2).

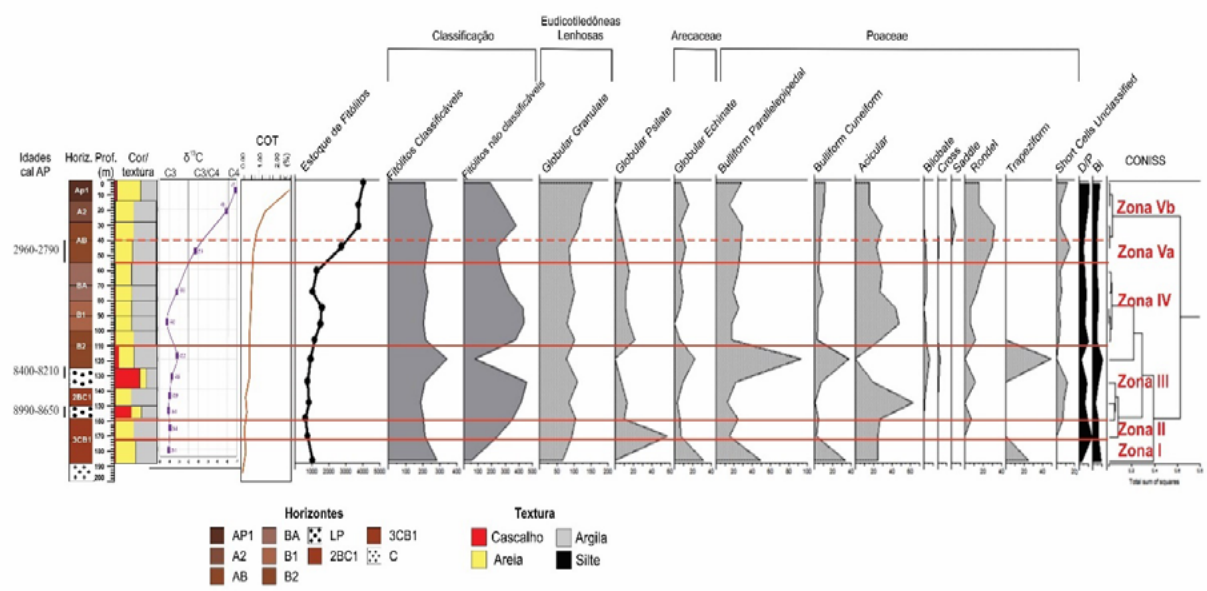


FIGURA 3: Resultados integrados das análises pedológicas, fitolíticas, isotópicas e zonas delimitadas para o perfil de solo estudado.
Fonte: Seixas *et al*., 2019

4.2 Ocorrência, classificação e morfotipos de fitólitos

As maiores concentrações de fitólitos (Figura 3) são encontradas entre a superfície e o horizonte AB (entre 0 e 55 cm); a partir daí disto, decresce rapidamente até atingir valores cerca de quatro vezes menores no horizonte BA (55-80cm). Em seguida, há um pequeno aumento no estoque no horizonte B1 (80-100cm), para, posteriormente, continuar diminuindo com a profundidade até 3CB1 (158-188cm), aumentando novamente na base do perfil (188-210+ cm). Os menores estoques foram encontrados nas amostras coletadas nas duas linhas de pedra, provavelmente porque a granulometria mais grosseira facilita a percolação dos fitólitos para as camadas inferiores. De uma maneira geral, o estoque de fitólitos identificado no solo estudado segue o padrão normal de distribuição, com diminuição exponencial com a profundidade, característica de uma sequência fitolítica em equilíbrio com a vegetação atual (ALEXANDRE *et al*., 1997).

Os fitólitos não classificáveis são aqueles cuja forma é impossível de ser identificada por estarem muito intemperizados (COE *et al*., 2014). O padrão normal da intensidade da alteração dos fitólitos (porcentagem de fitólitos não classificáveis) aumenta com a profundidade, indicando um acréscimo do tempo de residência das partículas no solo e, portanto, um aumento da idade média dos fitólitos com a profundidade (ALEXANDRE *et al*., 1997; 1999). No perfil de solo estudado, os fitólitos não se encontram muito bem preservados, com apenas 53% classificáveis, na amostra mais superficial (53%), variando entre 49 e 31%, nas demais profundidades. Este baixo grau de preservação pode indicar uma grande intensidade dos processos erosivos, como observado, por exemplo, por Augustin *et al*. (2014), Barros *et al*. (2015) e Chueng (2016). Uma exceção a esse padrão foi observada na base do perfil, onde foi verificado o maior grau de preservação (84% de classificáveis) (Figura 3 e Tabela 2).

TABELA 2

Resultados das análises fitolíticas e isotópicas do perfil de solo estudado

Horizontes/ Amostras	Profundidade (cm)	Estoque de fitólitos (unidades)	Tipos de fitólitos (% dos classificáveis)												Classificação dos fitólitos (%		Índices Fitolíticos		^{13}C (‰)
			Bulliform parallelepipedal	Bulliform cuneiform	Globular granulate	Globular psilate	Globular echinate	Elongate	Acicular	Bilobate	Cross	Rondel	Trapeziform	Outros Short cells	Classificáveis	Não classificáveis	D/P	Bi%	
Ap	14 - 0	4041	13,2	5,7	72,2	3,3	3,3	5,7	7,1	0,0	0,0	7,1	0,0	5,7	52,7	47,3	1,87	48,8	-17,11
A2	28 - 14	3752	6,8	5,0	56,8	0,0	6,8	3,6	11,8	1,4	0,0	5,9	0,0	1,8	43,3	57,5	1,74	36,1	-18,08
AB amostra 1	40 - 28	3747	11,4	2,8	46,1	1,6	2,4	8,3	11,4	0,9	0,4	12,6	0,0	3,6	40,6	60,5	1,10	34,0	#
AB amostra 2	55 - 40	2739	11,7	2,6	37,2	4,3	5,2	8,2	10,0	1,3	0,0	13,0	0,0	6,5	49,0	51,0	0,83	31,7	-21,31
BA amostra 1	70 - 55	1269	11,5	2,4	43,3	7,2	2,9	6,3	13,9	1,4	0,0	9,1	0,0	1,9	43,2	56,8	1,07	34,5	#
BA amostra 2	80 - 70	1038	8,3	3,9	44,5	4,8	3,9	13,1	11,8	1,3	0,0	5,7	0,0	2,6	40,2	59,8	1,32	36,4	-23,24
B1 amostra 1	90 - 80	1587	11,8	1,9	42,9	5,2	2,8	10,4	20,8	0,0	0,0	2,8	0,0	1,4	32,9	67,1	1,11	35,4	#
B1 amostra 2	100 - 90	1503	8,4	2,0	39,4	7,4	0,0	13,3	23,6	1,0	0,0	3,0	0,0	2,0	31,9	68,1	0,99	25,9	-24,27
B2 amostra 1	110 - 100	1158	7,9	1,4	47,2	9,7	2,8	11,1	12,5	0,9	0,0	5,1	0,0	1,4	36,5	63,5	1,62	31,7	#
B2 amostra 2	125 - 110	919	27,4	11,2	22,7	0,0	6,5	15,0	0,0	1,8	0,9	0,0	14,5	1,4	43,5	56,5	0,41	70,4	-23,20
SL 2	138 - 125	726	10,4	3,8	51,9	3,3	4,2	4,7	9,0	1,4	0,5	5,2	0,0	5,7	31,7	68,3	1,45	39,5	-23,75
2BC	150 - 138	822	6,9	0,5	45,7	6,9	1,6	0,0	33,5	0,5	0,0	0,0	0,0	4,3	31,1	68,9	1,00	16,3	-23,98
SL 1	158 - 150	603	11,8	2,5	51,2	4,9	3,0	6,4	13,3	0,0	0,0	3,4	0,0	3,4	36,3	63,7	1,49	41,4	-24,11
3CB amostra 1	173 - 158	736	7,1	0,9	44,8	26,9	3,3	5,2	11,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	46,3	53,7	2,26	40,5	-23,96
3CB amostra 2	188 - 173	1027	17,2	11,9	23,9	0,0	10,9	9,1	0,0	7,4	11,2	0,0	8,4	0,0	84,3	15,7	0,53	64,8	-24,07

Fonte: Seixas *et al*., 2019.

O tipo de fitólito (Tabela 2) mais encontrado foi o *globular granulate*, característico das eudicotiledôneas lenhosas (SCURFIELD *et al*., 1978; WELLE, 1976; KONDO *et al*., 1994); em seguida, aparecem os tipos produzidos pelas gramíneas (TWISS, 1969; 1992; MULHOLAND, 1989; KONDO *et al*., 1994; FREDLUND, TIESZEN, 1994), como o *acicular*, *rondel*, *elongate*, *bulliform parallelepipedal* e *cuneiform*, além do *globular echinate*, produzido pelas palmeiras (KONDO *et al*., 1994; RUNGE, 1999; VRYDAGHS, DOUTRELEPONT, 2000; COE *et al*., 2012b). Na maioria das amostras, o índice D/P, que expressa a densidade de cobertura arbórea, variou entre 0,8 e 2,26 (Figura 3 e Tabela 2), indicando uma cobertura relativamente densa, conforme Bremond *et al*. (2005), Gomes (2013) e Coe *et al*. (2017; 2018). Exceções foram observadas, no horizonte B2 e na base, com valores de 0,41 e 0,53, respectivamente, indicando uma vegetação mais aberta, com mistura de árvores e herbáceas, sugerindo um ambiente menos úmido. O índice Bi, indicador de estresse hídrico (Figura 3 e Tabela 2), apresentou, na maioria das amostras, valores baixos a moderados (de 16% em 2BC amostra 1 a 49% no horizonte Ap). Apenas na base do perfil de solo (horizontes 3CB amostra 1 e B2), foram observados valores mais elevados (65 e 70%, respectivamente), indicando um ambiente de maior estresse hídrico, corroborando com os valores correspondentes ao índice D/P, já que essas profundidades foram as que apresentaram a cobertura vegetal mais rarefeita, como observado anteriormente por Coe *et al*. (2015).

4.3 Análises isotópicas (δ13C) e idades do carbono 14

O perfil de solo estudado em Barra do Piraí apresentou tendências ao enriquecimento em 13C e, consequentemente, ambientes menos úmidos em relação ao atual, da base para o topo. Da base do perfil até o horizonte BA, os valores de δ13C (de -24,1 a -23,2‰) apontam para a predominância de plantas C3. O horizonte AB apresenta valores característicos de mistura de plantas C3 e C4 (-21,3‰), sugerindo que este horizonte seja de transição para os dois subjacentes, A2, que apresenta valores ainda de mistura (-18,1‰), e o horizonte Ap, com valores característicos de plantas C4 (-17,1‰) (Tabela 2).

Os resultados das datações por 14C-AMS (Figura 3) devem ser interpretados com cautela, visto que a análise se baseou na concentração de 14C na matéria orgânica total do solo. Esta fração pode conter carbono de idades diferentes, representando uma média das concentrações de 14C de cada componente e,

portanto, um valor mínimo de idade para a deposição do material. As análises da fração MOS das amostras selecionadas indicam idades entre: 9010-8760 anos cal AP, para a profundidade de 150-158 cm, correspondente à linha de pedra 1 (LP); 8410-8340 anos cal AP, entre 125-132 cm de profundidade, relacionado à linha de pedra 2; e 3000-2860 anos cal AP, no intervalo entre 40-55 cm, no horizonte AB.

4.4 Discussão

A integração dos resultados obtidos a partir das análises fitolíticas, granulométricas e isotópicas permitiu identificar cinco zonas com características distintas ao longo do perfil de solo estudado (Figura 3):

1) **Zona I** (188 a 173 cm)

A Zona 1, anterior a cerca de 9000 anos cal AP, caracterizou-se por apresentar um número elevado de fitólitos, provavelmente em função do predomínio dos morfotipos de Poaceae (56%) (Figura 3), considerada uma das famílias que mais produzem fitólitos (PIPERNO, 2006). Os fitólitos estão bem conservados, apresentando as maiores porcentagens de classificáveis do perfil (84%), além de apresentar a maior porcentagem de fitólitos de short-cells (27%), considerados os tipos mais frágeis (PIPERNO, 2006; COE et al., 2014). O índice D/P é baixo (0,53), característico de formações vegetais abertas. O valor obtido pela análise de δ13C (-24‰) indica o predomínio de plantas C3 (BOUTTON, 1996), provavelmente gramíneas, como indicado pelas análises fitolíticas. O índice Bi é elevado (65%) em relação aos valores obtidos para este perfil, indicando estresse hídrico, corroborado pelo D/P baixo, característico de uma vegetação mais esparsa. Outros autores corroboram esses resultados, como os valores de D/P menores que 1, que foram descritos para áreas de campos e cerrado, no Brasil (e.g. COE *et al*., 2013; 2014; 2015; AUGUSTIN *et al*., 2014; CALEGARI *et al*., 2015; BARROS *et al*., 2016). Valores semelhantes de Bi também foram encontrados por esses autores, inclusive, em trabalhos associando análises fitolíticas e isotópicas. Os índices D/P, Bi e a maior porcentagem de fitólitos do tipo trapeziform sugerem um ambiente mais seco e frio que o atual. Barros *et al*. (2000), também no Médio Vale do Paraíba (SP), constataram que, de 31.000 até cerca de 13.000 anos AP, a vegetação era característica de um clima mais frio que o atual, e que, entre 13.000 e 10.000 anos AP, houve uma alternância de estiagem e de alta pluviosidade, com predomínio de savana/campo. Essa zona apresenta características de horizontes superficiais (maior quantidade de fitólitos e menor grau de alteração), sendo, provavelmente, um paleohorizonte A, resultado de uma pedogênese diferente da que gerou os demais horizontes do perfil. Além disso, sua localização, imediatamente acima da rocha alterada, pode ter facilitado a acumulação de fitólitos, por percolação a partir dos horizontes acima.

2) **Zona II** (173 a 158 cm)

A Zona II, anterior a cerca de 9000 anos cal AP, continua a apresentar um número elevado de fitólitos, ainda superior ao encontrado em menores profundidades e apesar de uma redução do estoque de fitólitos em relação à Zona I (Figura 3). O índice D/P é o mais elevado do perfil (2,26), refletindo uma vegetação em mosaico, constituída por elementos arbóreos e herbáceos, sugerindo um ambiente mais úmido que o anterior, no início do Holoceno. O índice Bi é baixo (29%), indicando pouco estresse hídrico e condições ambientais de maior umidade. O aumento da umidade pode ter provocado o aporte de materiais de locais mais elevados de encostas adjacentes por processos de erosão laminar e escoamento superficial. Estes colúvios podem ter enterrado o material identificado na Zona I, favorecendo a preservação dos fitólitos.

3) **Zona III** (158 a 110 cm)

A Zona III, com idades entre ~9000 anos cal AP e ~8200 anos cal AP, inclui a linha de pedra 1, o horizonte 2BC amostra 1, a linha de pedra 2 e o horizonte B2, com características texturais distintas do resto do perfil, com maior quantidade de areia muito grossa e cascalho (Figura 3). Os menores estoques de fitólitos foram encontrados nas amostras coletadas nas linhas de pedra 1 e 2, provavelmente devido à granulometria mais grossa, o que facilita a percolação destes em direção à base (ALEXANDRE *et al*., 1997; COE *et al*., 2015). Além disso, por ser um período mais seco, a cobertura vegetal tende a ser mais rarefeita, dificultando a preservação dos fitólitos. O índice D/P apresenta uma diminuição em relação à Zona II, indicando uma redução da umidade, que atinge o máximo no horizonte B2 (mínimo D/P e maior Bi do perfil). A granulometria, com predomínio de cascalho e formação de duas linhas de pedra, aponta para um clima com chuvas concentradas e condições mais favoráveis à ocorrência de processos erosivos, com competência para transportar materiais mais grossos, incluindo seixos. A hipótese mais provável para a gênese das linhas de pedra, de acordo com as condições paleoambientais inferidas, é a autóctone por coluvionamento (MOUSINHO, BIGARELLA, 1965; PENTEADO, 1969; BIGARELLA *et al*., 1994; RIQUIER, 1969). Esse período mais seco e de dinâmica erosiva mais intensa pode ser observado até o horizonte B2, devido à elevada quantidade de cascalho (10%) e D/P mais baixo. De Ploey (1964) e Ab'Sáber (1962) relacionam a formação das linhas de pedra a períodos mais secos e eventos de chuvas concentradas, o que foi corroborado pelos resultados das análises fitolíticas.

4) **Zona IV** (110 a 55 cm)

A Zona IV, anterior a cerca de 2.900 anos cal AP, inclui os horizontes B2, B1 e BA (Figura 3). Os estoques de fitólitos seguem a tendência normal de aumento em direção à superfície, com uma redução no horizonte BA, possivelmente em resposta a um aumento na fração cascalho, neste horizonte, em relação ao sobrejacente. O índice D/P indicou uma vegetação com mistura de arbóreas e herbáceas, com um máximo de adensamento (1,62) em B2 e um mínimo (0,99) em B1.

5) **Zona V** (55 cm até a superfície)

A Zona V, anterior a cerca de 2900 anos cal AP até o presente, é subdividida em dois níveis distintos: Va – parte do horizonte AB; Vb – horizontes AB, A2 e AP1 (Figura 3). Em toda a Zona V, os estoques de fitólitos aumentam em direção ao topo, seguindo o padrão normal de distribuição com a profundidade. Na Zona Va, o índice D/P diminui em relação à zona anterior, indicando uma vegetação mais aberta, com predomínio de herbáceas. Este resultado é corroborado pelo valor de δ13C (-21‰). Essa subzona sugere um episódio mais seco, ocorrido há cerca de 2900 anos cal AP. Na Zona Vb, o índice D/P aumenta progressivamente em direção à superfície, indicando uma maior umidade, após 2.900 anos cal AP. Resultados semelhantes também foram encontrados na lagoa Salgada (RJ), onde Toledo (1998) detectou uma fase úmida em torno de 3.000 anos AP, contrastando com a fase seca ocorrida por volta de 2.540 anos AP, e seguida de um máximo de umidade, após este período.

5. Considerações Finais

As análises fitolíticas e isotópicas do latossolo estudado não identificaram mudanças no tipo de formação vegetal durante o período observado, apresentando somente variações em sua composição (maior ou menor quantidade de lenhosas ou de herbáceas). Estas variações decorrem de períodos relativamente mais secos (anterior a cerca de 9000, entre 9000 e 8200 anos cal AP) ou mais úmidos (a partir de cerca de 2900 anos cal AP). A hipótese de gênese das linhas de pedra

estudadas é a de coluvionamento de pequena distância atrelado a um período de chuvas concentradas, de acordo com as condições paleoambientais inferidas e devido à falta de evidências para as demais hipóteses, bem como a angulosidade dos grãos, que demonstra um baixo retrabalhamento desses materiais.

Este foi um trabalho pioneiro na utilização integrada de dados pedológicos, de bioindicadores (fitólitos e isótopos estáveis de carbono) e de datações por 14C-AMS para a inferência de condições paleoambientais associadas à ocorrência de linhas de pedra. Os resultados foram muito promissores e incentivam a realização de novos estudos que utilizem a referida metodologia com propósitos tanto de inferências paleoambientais, como de pesquisas pedogeomorfológicas.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao CNPq (307771/2017-2 e INCT-FNA, 464898/2014-5) e à FAPERJ (E-26/110.138/2014 e E26/203.019/2016) pelo apoio financeiro. O presente trabalho foi realizado com o apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES).

Referências

AB'SÁBER, A. N. Revisão dos conhecimentos sobre o horizonte sub-superficial de cascalhos inhumados do Brasil Oriental. **Boletim da Universidade do Paraná, Geografia Física**, v. 2, p. 1-32, Curitiba, 1962.

ALEXANDRE, A.; MEUNIER, J. D.; COLIN, F.; KOUD, J. M. Plant impact on the biogeochemical cycle of silicon and related weathering processes. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 61, n. 3, p. 677-682, 1997.

ALEXANDRE, A.; MEUNIER, J. D., MARIOTTI, A., SOUBIES, F. Late Holocene phytolith and carbon-isotope record from a latosol at salitre, South-Central Brazil. **Quaternary Research**, v. 51, p. 187-194, 1999.

AUGUSTIN, C. H. R. R.; COE, H. H. G.; CHUENG, K. F.; GOMES, J. G. Analysis of geomorphic dynamics in ancient quartzite landscape using phytolith and carbon isotopes, Espinhaço Mountain Range, Minas Gerais, Brazil. **Géomorphologie**, 4: 355-376, 2014.

BARBONI, D.; BONNEFILLE, R.; ALEXANDRE, A.; MEUNIER J. D. Phytoliths as paleoenvironmental indicators, West Side Middle Awash Valley, Ethiopia. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 152: 87-100, 1999.

BARBONI, D., BREMOND, L., BONNEFILLE, R. Comparative study of modern phytolith assemblages from inter-tropical Africa. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 246, 454-470, 2007.

BARROS, M. A.; BARTH, O. M.; MELLO, O. A.; MOURA, J. R. S.; PEIXOTO, M. N. O. História recente da vegetação e o uso da terra no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul, Brasil: uma abordagem palinológica. **Leandra**, Rio de Janeiro, v. 15, p. 47-57, 2000.

BARROS, L. F. P.; COE, H. H. G.; SEIXAS, A. P.; MAGALHÃES, A. P.; MACARIO, K. C. D. Paleobiogeoclimatic scenarios of the Late Quaternary inferred from fluvial deposits of the Quadrilátero Ferrífero (Southeastern Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 67, p. 71-88, 2016.

BERRY, L.; RUXTON, B. P. Notes of weathering zones and soils of granite rocks in two tropical regions. **Journal Soil Sciences**, v. 10, p. 54-63, 1959.

BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. v. 1, Florianópolis: Ed. UFSC, 425p, 1994.

BOURGEAT, F.; PETIT, M. Les "stone-lines" et les terrasses alluviales des hautes terres malgaches. **Cahiers ORSTOM, Série Pédologie**, vol. IV, n. 2, p.3-19, 1966.

BOUTTON, T.W. Stable carbon isotopes ratios of soil organic matter and their use as indicators of vegetation and climate

change. BOUTTON, T. W.; YAMASAKI, S. I. (eds.). **Mass spectrometry of soils**. Marcel Dekkerp, New York, p. 47-82, 1996.

BRAUCHER, R.; LIMA, C. V.; BOURLÈS, D. L.; GASPAR, J. C.; ASSAD, M. L. L. Stone-line formation processes documented by in situ-produced 10Be distribution, Jardim River Basin, DF, Brasil. **Earth and Planetary Science Letters** 222, 645- 651, 2004.

BREMOND, L.; ALEXANDRE, A.; PEYRON, O.; GUIOT, J. Grass water stress estimated from phytoliths in West Africa. **Journal of Biogeography**, v. 32, p. 311-327, 2005.

BREMOND, L.; ALEXANDRE, A.; WOOLLER, M. J.; HÉLY, C.; SCHÄFER, P. A.; MAJULE, A.; GUIOT, J. Phytolith indices as proxies of grass subfamilies on East African tropical mountains. **Global and Planetary Change** 61, p. 209-224, 2008.

BRONK RAMSEY, C. Bayesian analysis of radiocarbon dates. **Radiocarbon** 51.1: 337-360, 2009.

BROWN, D. J.; MCSWEENEY, K.; HELMKE, P. A. Statistical, geochemical and morphological analyses of stone line formation in Uganda. **Geomorphology**, 62: 217-237. 2004.

CABANES, D.; WEINERA, S.; SHAHACK-GROSS, R. Stability of phytoliths in the archaeological record: a dissolution study of modern and fossil phytoliths. **Journal of Archaeological Science**. DOI: 10.1016./j.jas.2011.05.020. September 2011.

CALEGARI, M. R.; MADELLA, M.; BUSO, A. A.; OSTERRIETH, M. L.; LORENTE, F. L.; PESSENDA, L. C. R. Inferências sobre vegetação e clima no Holoceno a partir de fitólitos e pólen da Lagoa do Macuco, litoral norte do Estado do Espírito Santo (Brasil). **Quaternary and Environmental Geosciences**, 06 (1): 41-50, 2015.

CHERKINSKY, A.; CULP, R. A.; DVORACEK, D. K.; NOAKES, J. E. Status of the AMS facility at the University of Georgia. In: **Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms**. Apr 1; 268(7-8): 867-70, 2010.

CHUENG, K. F. **Reconstituição paleoclimática da geodinâmica quaternária na Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, através dos indicadores fitólitos e isótopos de carbono**. Dissertação (Mestrado em Dinâmica da Terra e dos Oceanos). Universidade Federal Fluminense, 2016.

CHUENG, K. F.; COE, H. H. G..; AUGUSTIN, C. H. R. R.; MACARIO, K. D.; RICARDO, S. D. F.; VASCONCELOS, A. M. C. Landscape paleodynamics in siliciclastic domains with the use of phytoliths, sponge spicules and carbon isotopes: The case of southern Espinhaço Mountain Range, Minas Gerais, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.95, p.1 - 20, 2019.

CHUENG, K. F.; COE, H. H. G.; VASCONCELOS, A. M. C.; SANCHEZ, E. A. M.; CAIXETA, A. C. M. Reconstituição Paleobio-geoclimática da Gruta Pau-Ferro, Minas Gerais, Brasil, através da Análise de Fitólitos In: **Paleontologia Contemporânea: Diferentes Técnicas e Análises.1** ed.: Atena Editora, 2020, p. 86-100.

CLIMATE-DATA.ORG. **Clima Barra do Piraí**. Disponível em: <http://pt.climate-data.org/location/4054/>.

COE, H. H. G. **Fitólitos como indicadores de mudanças na vegetação xeromórfica da região de Búzios/Cabo Frio, RJ, durante o Quaternário**. Geologia Marinha. PhD. Thesis, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2009, 300 p.

COE, H. H. G.; ALEXANDRE, A.; CARVALHO, C. N.; SANTOS, G. M.; SILVA, A. S.; SOUSA, L. O. F.; LEPSCH, I. F. Changes in Holocene tree cover density in Cabo Frio (Rio de Janeiro, Brazil): evidence from soil phytolith assemblages. **Quaternary International**, 2: 1-10, 2012a.

COE, H. H. G.; CHUENG, K.; GOMES, J. G. Mudanças possivelmente antrópicas na cobertura vegetal na região de Búzios, Rio de Janeiro, identificadas através de análises de fitólitos. **Revista Tamoios** (online), ano VII, p. 60-76, 2012b.

COE, H. H. G..; AUGUSTIN, C. H. R. R.; CHUENG, K. F. Applications of phytolith studies in a geomorphic sequence in the Espinhaço Mountains Range, Brazil. In: **Synthesis of Some Phytolith Studies in South America (Brazil and Argentina)**. 1 ed., New York: Nova Science Publishers, 2014, v. 1, p. 193-213.

COE, H. H. G.; MACARIO, K.; GOMES, J.; CHUENG, K.; OLIVEIRA, F.; GOMES, P.; CARVALHO, C.; SANTOS, G. Understanding Holocene variations in the vegetation of São João River basin, southeastern coast of Brazil, using phytolith and carbon isotopic analyses. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 415, 59-68, 2014.

COE, H. H. G.; OSTERRIETH, M.; HONAINE, M. F. Phytoliths and their Applications. In: COE, H. H. G.; OSTERRIETH, M. (eds.). **Synthesis of some phytolith studies in South America (Brazil and Argentina)**. 1 ed. New York: Nova Science, 2014.

COE, H. H. G.; RAMOS, Y. B. M.; SANTOS, C. P.; SILVA, A. L. C.; SILVESTRE, C. P.; BORRELLI, N. L.; SOUSA, L. O. F. Dynamics of production and accumulation of phytolith assemblages in the Restinga de Maricá, Rio de Janeiro, Brazil. **Quaternary International**, v. 388-89, p. 1-12, 2015.

COE, H. H. G.; RICARDO, S. D. F.; SOUSA, L. O. F.; DIAS, R. R. Caracterização de fitólitos de plantas e assembleias modernas de solo da caatinga como referência para reconstituições paleoambientais. **Quaternary and Environmental Geosciences**, v. 8, p. 9-21, 2017.

COE, H. H. G.; RAMOS, Y. B. M.; SILVA, A. L. C.; GOMES, E.; SOUSA, L. O. F.; MACARIO, K. D.; DIAS, R. R. Paleovegetação da Ilha Grande (Rio de Janeiro) no Holoceno através do estudo de fitólitos e isótopos do carbono. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 11, p. 456-476, 2018.

COE, H. H. G.; MACHADO, D. O. B. F.; RICARDO, S. D. F.; CHUENG, K. F. Fitólitos de Sedimentos e Plantas - Métodos de Extração e suas Aplicações In: **Ciências exatas e da terra: exploração e qualificação de diferentes tecnologias 3**.1 ed. Ponta Grossa: Atena Editora, 2021, p. 134-149.

COLLINET, J. Contribution a l'étude des "stone-lines" dans la région du Moyen-ogooué (Gabon). **Cahiers ORSTOM, Série Pédologie**, vol. VII, n. 1, p. 3-42, 1969.

CPRM- Cia. de Pesquisa de Recursos Minerais. **Nota Explicativa Integrada das folhas Santa Rita do Jacutinga, Barra do Piraí, Volta Redonda e Angra dos Reis e Mapa Geológico na escala 1:100.000 da Folha Angra dos Reis (SF.23-Z-C-II)**. Rio de Janeiro: UERJ/CPRM, p.173, 2007.

DE PLOEY, J. Nappes de gravats et couvertures argilo-sableuses au Bas-Congo: leur genèse et l'action de térmites. In: ***Études* sur les termites africains**, Ed. de l'Université, Léopoldville, 400-414, 1964.

DIAS, R. R.; COE, H. H. G.; RICARDO, S. D. F.; VASCONCELOS, A. M. C.; SOUSA, L.O.F. Reconstituição paleoambiental de dunas vegetadas na caatinga, em Aracati, Ceará, através de biomineralizações de sílica. **Revista GEOUECE**, v.08, p.193 - 208, 2019.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos (Rio de Janeiro, RJ). **Manual de métodos de análise de solo**. 2ª ed., Rio de Janeiro, p. 212, 1997.

EPSTEIN, E. Silicon in plants: facts vs. concepts. In: DATNOFF, L. E.; SNYDER, G. H.; KORNDÖRFER, G. H. (ed.). **Silicon in Agriculture**. Elsevier, Amsterdan, p. 1-15, 2001.

FREDLUND, G. G.; TIESZEN, L. L. Calibrating grass phytolith assemblages in climatic terms: application to late Pleistocene assemblages from Kansas and Nebraska. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 136, n. 1-4, p. 199-211, 1997.

GLEIXNER, G. Molecular dynamics of organic matter in a cultivated soil. In: **Org. Geochem**. 3, 357-366, 2002.

GOMES, J. G. **Reconstituições paleoambientais do uso do solo e da cobertura vegetal nas bacias dos rios Macacu e Caceribu, RJ, através de biomineralizações de sílica**. Dissertação (Geologia e Geofísica Marinha). Universidade Federal Fluminense, 2013.

GOMES, J. G.; COE, H. H. G.; MACARIO, K. D. Uso do bioindicador fitólitos na compreensão da gênese de solos na Bacia do Rio São João, Rio de Janeiro, Brasil. **Revista Tamoios** (online), 10: 128-150, 2014.

GOMES, J. G.; COE, H. H. G.; FIGUEIREDO Jr, A. G.; MACARIO, K. C. D.; GOMES, E. Análise Paleoambiental da Porção Leste da Baía de Guanabara, RJ, Brasil, através de Biomineralizações de Sílica In: **Ciências Exatas e da Terra: Exploração e Qualificação de Diferentes Tecnologias 2**.1 ed.: Atena Editora, 2020, p. 70-85.

GORDON, E. S.; GOÑI, M.A. Sources and distribution of terrigenous organic matter delivered by the Atchalaya River to sediments in the northern Gulf of Mexico. **Geochim. Cosmochim**. Acta 67, 2003.

KILLOPS, S.; KILLOPS, V. **Introduction to Organic Geochemistry**. Blackwell, Malden, MA, 2005.

KONDO, R.; CHILDS, C.; ATKINSON, I. **Opal Phytoliths of New Zealand**: Manaaki Whenua Press, 85 p., 1994.

HOGG, A. G.; HUA, Q.; BLACKWELL, P. G.; NIU, M.; BUCK, C. E.; GUILDERSON, T.P.; HEATON, T. J.; PALMER, J. G.; REIMER, P. J.; REIMER, R. W.; TURNEY, C. S. SHCal13 Southern Hemisphere calibration, 0–50,000 years cal BP. **Radiocarbon**, 55(4): 1889-903, 2013.

LAPORTE, G. **Reconnaissance pédologique le long de la voie ferrée Comilog**. I. R.S.C. MC. Brazzaville, 149 p., 1962.

LEHMANN, H. Klimamorphologische Beobachtungen in der Serra da Mantiqueira und in Paraiba Tal (Brasilien). Abhandlungen des Geographischen Instituts der Frein Universitaet Berlin, (Sep. do tomo 5 do "Geomorphologische Abhandlungen", p. 67-72). (Tradução em **Notícia Geomorfológica**, 5, abril de 1960, Campinas), 1957.

LORENTE, F. L.; PESSENDA, L. C. R.; CALEGARI, M. R.; COHEN, M. C. L.; ROSSETTI, D.; GIANNINI, P. C. F.; BUSO Jr., A. A.; CASTRO, D. F.; FRANÇA, M. C.; BENDASSOLLI, J. A.; MACARIO, K. Phytoliths as indicators of environmental changes during the Holocene in the northern coast of the Espírito Santo State (Brazil). **Quaternary and Environmental Geosciences**, 06(1): 01-15, 2015.

MACARIO, K. D.; ALVES, E. Q.; MOREIRA, V. N.; OLIVEIRA, F. M.; CHANCA, I. S.; JOU, R. M.; DIAZ, M. Fractionation in the graphitization reaction for 14C-AMS analysis: the role of Zn× the role of TiH2. **International Journal of Mass Spectrometry**. Dec 1; 423: 39-45, 2017.

MACHADO, D. O. B. F.; COE, H. H. G.; CHUENG, K. F.; VASCONCELOS, A. M. C.; FAGUNDES, M.; CHRISTOFARO, A. Reconstituição Paleoambiental da Região de Cabeceira do Rio Preto, Borda Leste da Serra do Espinhaço Meridional (MG), através de fitólitos In: **Geografia Física e as Mudanças Globais**.1 ed. Fortaleza: UFC, p. 317-322, 2019.

MACHADO, D. O. B. F.; CHUENG, K. F.; COE, H. H. G.; SILVA, A. C.; COSTA, C. R. Paleoenvironmental reconstruction of the headwaters of the Preto River, Minas Gerais State, Brazil, through siliceous bioindicators. **Journal of South American Earth Sciences**, v.108, p.103349, 2021.

MOUSINHO, M. R.; BIGARELLA, J. J. Movimentos de massa no transporte dos detritos da meteorização das rochas. **Boletim Paranaense de Geografia**, Universidade do Paraná, Curitiba, 16/17: 43-84, 1965.

NYE, P. H. Some soil forming processes in the umid tropics. Part I: A field study of a catena in the West African forest. **Journal of Soil Science**, 5:7-27, 1954.

PENTEADO, M. M. Novas informações a respeito dos pavimentos detríticos (stone lines). **Notícia Geomorfológica**. Campinas, v. 9, n. 17, p. 15-41, 1969.

PAROLIN, M.; MONTEIRO, M. R.; COE, H. H. G.; COLAVITE, A. P. Considerações paleoambientais do Holoceno médio por meio de fitólitos na Serra do Cadeado, Paraná. **Revista do Departamento de Geografia** (USP), SBGFA: 96-103, 2017.

PESSENDA, L. C. R.; GOUVEIA, S. E. M.; FREITAS, H. A; YBERT, R. S. Isótopos do carbono e suas aplicações em estudos paleoambientais. In: SOUZA, C. R. G. *et al.* (ed.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos Editora, p. 75-93, 2005.

PIPERNO, D. R. **Phytoliths: a comprehensive guide for archaelogists and paleoecologists**. New York: Altamira Press, 2006.

PORTO, C. G. Intemperismo em regiões tropicais. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (orgs.). **Geomorfologia e meio ambiente**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p. 25-58, 2003.

RADAMBRASIL. **Folhas SF 23/24 Rio de Janeiro/Vitória, geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra**. Rio de Janeiro, v.32, p. 780, 1983.

RAYNAL, R. Les formations des versants et l´évolution climatique dans la Serra da Mantiqueira. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Band I: 279-289, 1957.

RICCOMINI, C., SANTANNA, L. G., FERRARI, A. L. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NETO, V., BARTORELLI, A., DAL RÉ CARNEIRO, C., BRITO NEVES, B. B. (orgs.) **Geologia do Continente Sul-Americano – Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Beca, p.383-405, 2004.

RIOU, G. Notes sur les sols complexes des savanes préforestières en Côte-d'Ivoire. **Ann. Univ. Abidjan Lettres Sci. hum**., 1, pp. 17-35, 1965.

RIQUIER, J. Contribution à l'étude des "stone-lines" en régions tropicale et *équatoriale*. **Cahiers ORSTOM, Série Pédologie**, vol. VII, n. 1, p. 71-109, 1969.

RUNGE, F. The opal phytolith inventory of soils in central Africa – quantities, shapes, classification and spectra. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 107, n. 1-2, p. 23-53, 1999.

SALGADO, E. T.; MIZUSAKI, A. M. P.L; CHUENG, K. F.; COE, H. H. G.; EVALDT, A. C.P.; BAUERMANN, S. G. Holocene palaeoenvironmental and palaeoclimatic reconstruction of a native ecosystem on the coastal plain of southern Brazil through multi-proxy analysis. **Journal of South American Earth Sciences**, v.106, p.1 - 16, 2020.

SANTOS, R. A. **História Paleoambiental Neoplestocena-Holocena do vale do Médio Vale do Paraíba do Sul, Estado de São Paulo, com base na análise da palinoflora**. Dissertação de Mestrado – Universidade de Guarulhos, Pós-graduação em análise Geoambiental, 2009.

SANTOS, L. J. C.; SALGADO, A. A. R.; RAKSSA, M. L.; MARRENT, B. R. Gênese das linhas de pedra. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 11, 2, 103-108, 2010.

SCURFIELD, G.; ANDERSON, C. A.; SEGNIT, E. R. Silica in wood stems. **Aust. J. Bot**., v. 22, p. 211-229, 1978.

SEGALEN, P. Le remaniement des sols et la mise en place de la stone-line en Afrique. **Cahiers ORSTOM, Série Pédologie**, vol. VII, n. 1, p. 113-131, 1969.

SEIXAS, A. P.; COE, H. H. G.; SILVA, A. L. C.; LEPSCH, I.F.; PAROLIN, M.; MACARIO, K. D. Reconstituição das Condições Paleoambientais Relacionadas à Ocorrência de Linhas de Pedra em Latossolo no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (RJ). **Revista da ANPEGE**, v.15, p.29 - 53, 2019.

SENNA J. F. O aproveitamento múltiplo do rio Paraíba do Sul. **Revista MEMO**, n. 7, p.34-36, 2011.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. São Paulo: Oficina de Textos, 407p., 2010.

TOLEDO, M. B. Evolução ambiental da Lagoa Salgada, sudeste do Brasil, com base em estudos palinológicos. **Revista Universidade Guarulhos**, Geociências v, p. 156-159, 1998.

TRICART, J. Division morphoclimatique du Brésil atlantique centrale. **Révue de Geom. Dynam**., IX, n. 1 e 2, jan.-fev. 1958.

TWISS, C. Dust deposition and opal phytoliths in the Great Plains. **Transactions of the Nebraska Academy of Sciences**, v. XI, n. special issue, p. 73-82, 1969.

TWISS, C. Predicted world distribution of C3 and C4 grass phytoliths. In: G. RAPP, J.; MULHOLAND, S. C. (eds.). **Phytolith Systematics**. New York: Plenum Press, 1992.

VENTURA, A. Problemas técnicos da silvicultura paulista. **Silvicultura em São Paulo**, v.3, p.61-80, 1964.

VOGT, J.; VINCENT, P. L. A. Le complexe de la stone-line. Mise au point. In: Terrains d´alteration et de recouvrement en zone intertropical. **Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières**, n. 4, p. 3-49, 1966.

VRYDAGHS, L.; DOUTRELEPONT, H. Analyses phytolithariennes: acquis et perspectives. In: (EDITORS), S. S.-V. M. S. (Ed.). **Dynamiques à long terme des *écosystèmes* forestiers intertropicaux**. Paris: UNESCO, 2000.

WELLE, B. J. H. On the occurence of silica grains in the secondary xylem of the Chrysobalanaceae. **Iawa Bull**., v. 2, p. 19-29, 1976.

WENTWORTH, C. K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. **The Journal of Geology**, v. 30, n. 5, p. 377-392, 1922.

YOUNG, A. **Slopes**. London, 288p, 1972.

ESCORREGAMENTO DEFLAGRADO NA BARREIRA DO JOÃO GUARDA, GUARUJÁ (SP): DESASTRE OCORRIDO NO DIA 02 DE MARÇO DE 2020 E SITUAÇÃO PÓS EVENTO.

Jozzefer Vincov de Abreu
Programa de Pós-Graduação em Geociências,
Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo
Rua do Lago, 562, Butantã, 05508080
E-mail: jvincov@usp.br
Carlos Adolfo Silva Fernandez
Proteção e Defesa Civil de Guarujá
Rua Manoel Francisco, 219, 11432480
E-mail: carlosadolfoss64@gmail.com
Marcos Vinicius Bastos Gamberini
Proteção e Defesa Civil de Guarujá
Rua Manoel Francisco, 219, 11432480
E-mail: gamberini.geologia@gmail.com

Resumo

Durante o Plano Preventivo de Defesa Civil 2019/2020 chuvas de forte intensidade incidiram sobre o município de Guarujá, registrando em apenas 12 horas 282 mm e 385,8 mm em 72 horas. A anômala precipitação foi um importante fator condicionante para o desencadeamento das centenas de escorregamentos nos morros de Guarujá, contribuindo para um Desastre o qual levou à decretação de Estado de Calamidade Pública/ECP por meio do Decreto Municipal n° 13.529/2020 (GUARUJÁ, 2020) e homologação por meio da Portaria Federal n° 448/2020 (BRASIL, 2020) no município. Uma associação de fatores, entre os quais se destacam a geologia, geomorfologia, pluviometria e a ocupação desordenada, atuaram para a deflagração de um total de 150 movimentos de massa, acarretando em 34 óbitos e 37 pessoas feridas. Dentre as áreas afetadas, o local de maior destaque foi o morro da Barreira do João Guarda, onde ocorreu a deflagração de 3 movimentos gravitacionais de massa acarretando em 23 mortes, todavia, apenas 1 escorregamento translacional de grande porte vitimou 23 pessoas e acarretou na destruição de dezenas de moradias localizadas ao longo da encosta. Este artigo irá discorrer sobre o Desastre ocorrido no Morro da Barreira do João Guarda em 2020 e apresentar as feições erosivas identificadas durante as vistorias preventivas de campo realizadas pela Defesa Civil de Guarujá após o evento. Além disso, irá ressaltar a importância da realização de medidas mitigadoras a fim de evitar novos acidentes.

Palavras-chave: Desastre; Movimentos Gravitacionais de Massa; Defesa Civil; Barreira do João Guarda.

1. Introdução

Durante o Plano Preventivo de Defesa Civil 2019/2020 chuvas de forte intensidade incidiram sobre o município de Guarujá, registrando em apenas 12 horas acumulados pluviométricos entre 282 mm e 385,8 mm em 72 horas. A anômala precipitação foi um importante fator condicionante para o desencadeamento das centenas de escorregamentos nos morros de Guarujá, contribuindo para um Desastre o qual levou à decretação de Estado de Calamidade Pública/ ECP por meio do Decreto Municipal n° 13.529/2020 (GUARUJÁ, 2020) e homologação por meio da Portaria Federal n° 448/2020 (BRASIL, 2020) no município.

A média pluviométrica dos últimos 25 anos para o mês de março de 2020 era de 286 mm, segundo a Proteção e Defesa Civil de Guarujá, entretanto, este valor foi superado, com um total mensal de 465 mm. Ainda, de acordo com a Defesa Civil municipal, esse acumulado pluviométrico mensal foi considerado como o segundo mês com maior índice de chuva desde 1990.

Uma associação de fatores, entre os quais se destacam a geologia, geomorfologia, pluviometria e a ocupação desordenada, atuaram para a deflagração de um total de 150 movimentos de massa, acarretando em 34 óbitos e 37 pessoas feridas, de acordo com o Formulário de Informação de Desastre – FIDE, protocolo n° SP-F-3518701-13214-20200302. Ademais, incluem na contabilização de danos e prejuízos do evento, 100 mil afetados, 954 pessoas desalojadas, 169 moradias destruídas e 954 casas sofreram danos em decorrência dos movimentos gravitacionais de massa.

Dentre as áreas afetadas, o local de maior destaque foi o morro da Barreira do João Guarda, onde ocorreu a deflagração de 3 movimentos gravitacionais de massa acarretando em 23 mortes, todavia, apenas 1 escorregamento translacional de grande porte vitimou 23 pessoas e acarretou na destruição de dezenas de moradias localizadas ao longo da encosta. Essa região possui uma comunidade com ocupação desordenada, com moradias de baixo padrão construtivo e alterações frequentes nos taludes, gerando processos de instabilização das encostas, disseminando assim a ocorrência de acidentes.

Diante disso, as ações de Resposta da Defesa Civil municipal culminaram na remoção preventiva das moradias que estavam localizadas na encosta e em suas adjacências devido ao alto risco. Após esta fase, iniciou-se a etapa de Recuperação, dando início à limpeza e remoção do material mobilizado em toda área e também um acerto na geometria da encosta. Entretanto, até o momento obras ou medidas mitigadoras não foram adotadas neste local, promovendo assim processos de instabilização do talude.

Este artigo irá discorrer sobre o Desastre ocorrido no Morro da Barreira do João Guarda em 2020 e apresentar as feições erosivas identificadas durante as vistorias preventivas de campo realizadas pela Defesa Civil de Guarujá após o evento. Além disso, irá ressaltar a importância da realização de medidas mitigadoras a fim de evitar novos acidentes.

2. Área de estudo

O município do Guarujá está localizado na Região Metropolitana da Baixada Santista (RMBS), com uma extensão total de 143 km^2. De acordo com o Plano Municipal de Redução de Riscos - PMRR elaborado em 2016 pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas – IPT, o município consta com 17 áreas de risco geológico. O morro da Barreira do João Guarda localiza-se na porção central do município, conforme ilustra a Figura 1. Ademais, as altas taxas pluviométricas concentram-se no período do verão, devido seu clima Cfa, subtropical.

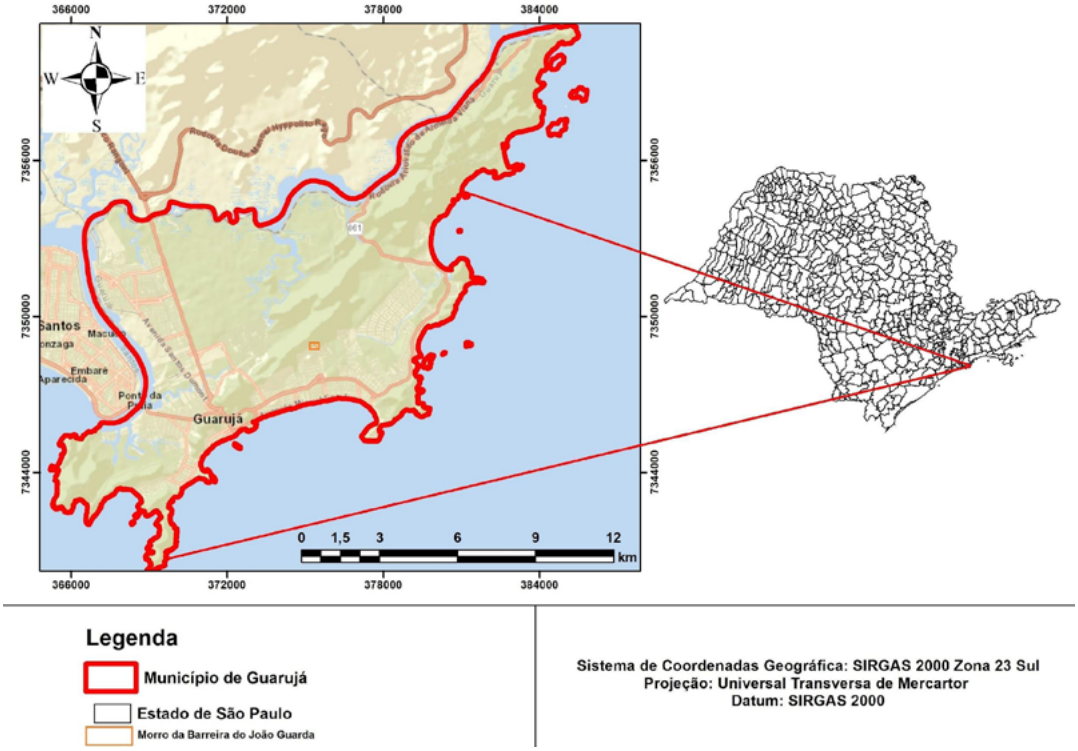


FIGURA 1: Mapa de localização do município de Guarujá, SP com destaque para a região do Morro da Barreira do João Guarda.

3. Vistorias de campo realizadas no morro da Barreira do João Guarda

De acordo com a Defesa Civil de Guarujá, a comunidade da Barreira do João Guarda registra poucas ocorrências de movimentos de massa, contabilizando apenas 11 eventos de um total de 1096 ocorrências entre 1991 a 2019. A Figura 2 ilustra o escorregamento deflagrado na comunidade e a sua extensão, onde é possível observar também sua cicatriz de ruptura, localizada em trecho de mata, sem registros de ocupações pretéritas.

Durante vistorias preventivas diárias com técnicos e agentes da Defesa Civil municipal na área de risco após o evento, diversas feições erosivas foram observadas (Figura 3), como: erosões laminares, sulcos erosivos e ravinas. Além disso, o trecho localizado a jusante do escorregamento concentra todo sedimento transportado de montante, gerando assim um processo de sedimentação, causando transtornos de alagamento para os moradores locais. Ressalta-se que o local encontra-se com centenas de blocos de rocha métricos depositados sobre a face do talude e também imersos na matriz do solo inconsolidado. O escoamento superficial de água não ordenado de montante para jusante passa a remover e erodir todos os materiais inconsolidados no local, tornando assim uma área de alta suscetibilidade, por meio do descalce de blocos de rocha e potenciais novas superfícies de rupturas.

FIGURA 2: Imagem aérea da superfície rompida no morro da Barreira do João Guarda.

FIGURA 3: Feições erosivas ao longo de toda encosta. Notam-se blocos de rocha depositados sobre a face do talude.

Na porção de montante da encosta (Figura 4) é possível notar uma intensa saturação do solo decorrente da infiltração em períodos com precipitação, além de severas feições erosivas como, entalhe e ravinamento na face do talude. Diante deste fato, nota-se uma evolução do processo erosivo local alterando a geometria do talude escorregado e gerando a formação de patamares subverticais, os quais são incompatíveis com a resistência dos solos, podendo vir a causar a mobilização de material por questões pluviométricas e gravitacionais.

Ao longo da cicatriz de escorregamento foi possível identificar algumas condições predisponentes e feições indicativas de alta suscetibilidade a movimentos gravitacionais de massa. Observou-se um intenso processo erosivo concentrado na face e patamares artificiais composto de solo areno-argiloso, ocasionando o assoreamento verificado no entorno das moradias localizadas a jusante da cicatriz, através da remoção, transporte e deposição por efeito da pluviosidade. Foram também identificados diversos blocos de rocha variando entre decimétricos a métricos, pouco a muito alterado, tanto localizados na face dos taludes íntegros como depositados de maneira instável nos patamares artificiais.

Figura 4: Equipe de Defesa Civil vistoriando a montante da encosta. Observa-se intenso processo erosivo, alta taxa de saturação e blocos de rocha soltos na face da encosta.

Os taludes laterais da cicatriz apresentam indícios de ativação de processos de instabilização, tanto de solo como de blocos de rocha, por meio da identificação de cicatrizes recentes e presença de blocos de rocha rolados na superfície (Figura 5).

Figura 5: Equipe de Defesa Civil sobre talude artificial inconsolidado. Talude lateral com indícios de ativação de escorregamentos.

4. Considerações finais

Em função do histórico do local, se faz necessário às intervenções estruturais por meio de estudos geológico-geotécnicos através de projeto elaborado por profissionais habilitados. Esta ação deverá atender às solicitações impostas pelo talude rompido, com atenção para a geometria da encosta, proteção da superfície rompida, captação, condução e deposição adequada das águas superficiais, levando em conta as áreas adjacentes à jusante. Ressalta-se ainda que, estas obras devem ser realizadas durante o período de estiagem, mais precisamente entre maio a setembro, para que sejam mitigadas as possíveis consequências decorrentes de obras de movimentação de terra. O período que concentra os maiores índices pluviométricos inicia-se em dezembro e estende-se até abril do ano subsequente, registrando ocorrência de chuvas fortes e concentradas, associadas a eventos climáticos severos, no município de Guarujá-SP. Tal ação realizada neste período tem potencial para causar agravamento na suscetibilidade do risco no local e ou paralisação dos serviços de recuperação, e até alteração de projeto em função da possível alteração na geometria do local.

A fim de promover recomendações, se fez necessário uma identificação e caracterização da área, onde permitiu um reconhecimento dos agentes, causas e condicionantes atuantes no processo de instabilização já presentes ou que apresentam potencial, bem como, subsidiar na elaboração de um possível projeto de recuperação da superfície rompida.

Agradecimentos

Agradecimento a Defesa Civil de Guarujá pelos dados disponibilizados.

Referências

BRASIL. Ministério do Desenvolvimento Regional/Secretaria Nacional de Proteção e Defesa Civil. Portaria n°448, de 04 de março de 2020. **"Reconhecer, por procedimento sumário o Estado de Calamidade Pública no Município de Guarujá/SP, COBRADE – 1.3.2.1.4, Chuvas intensas, conforme Decreto Municipal n°13.529, de 03 de março de 2020"**, Diário Oficial da União, Brasília, DF, 04 de março de 2020. Edição 44, Seção 1, p.10.

GUARUJÁ. Decreto Municipal n°13.529, de 03 de março de 2020. **"Declara Estado de Calamidade Pública nas áreas do Município de Guarujá afetados pela situação anormal, caracterizada pelo volume imprevisível de chuvas intensas e seus efeitos no território do Município do Guarujá ocorridas nas datas de 02 e 03 de Março de 2020 – COBRADE 1.3.2.1.4/ chuvas - e dá outras providências"**, Diário Oficial de Guarujá, Guarujá, SP, 03 março de 2020. Edição 4.386, p.3.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT, 2016. **Atualização do Plano Municipal de Redução de Risco de Deslizamento para o Município do Guarujá, São Paulo**, Relatório Técnico nº 148222 – 205, 2016.

EVOLUÇÃO DE MORFOLOGIAS EXTERNA E INTERNA DE UMA VOÇOROCA NA ZONA RURAL DO MUNICÍPIO DE TUCANO - SEMIÁRIDO BAIANO

Bismarque Lopes Pinto
Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGEO)
Universidade Federal de Sergipe (UFS)
Av. Marechal Rondon, S/N, Jardim Rosa Elze - 49100000 - São Cristóvão, SE – Brasil
E-mail: Bismarque.lopes93@gmail.com
Hélio Mário de Araújo
Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGEO)
Universidade Federal de Sergipe (UFS)
Av. Marechal Rondon, S/N, Jardim Rosa Elze - 49100000 - São Cristóvão, SE – Brasil
E-mail: heliomarioaraujo@yahoo.com.br

Resumo

Abordar o tema voçoroca e erosão dos solos é de fundamental importância para se compreender como este fenômeno influencia na evolução das paisagens. Para compreender tal fenômeno é necessário entender o ambiente como uma cadeia sistêmica sujeita a mudanças em seu estado de "equilíbrio" a todo o momento. Objetivou-se nesta pesquisa analisar o comportamento de uma voçoroca bem como no desenvolvimento de morfologias internas e posicionamento tipológico sobre a vertente na zona rural do município de Tucano, semiárido baiano. Como resultado, a voçoroca possui quatro canais secundários e uma dimensão espacial 13,377 km², comportando-se em uma forma ramificada em sua externalidade. No segmento interno, a voçoroca possui um estágio intermediário de evolução, preservando feições de marmitas, pedestais, costelas e escamamentos, o que indica que a mesma ainda possui material a ser erodido evoluindo e alargando o seu canal principal.

Palavras-chave: Erosão, Voçoroca, Morfologia.

1. Introdução

A erosão é um dos fenômenos ambientais mais evidentes na paisagem, pois é neste contexto erosivo, que o sistema natural começa a desequilibrar-se, alimentando assim, sucessivas fases de deterioração dos demais elementos ambientais para que por fim, se possa recriar um novo cenário paisagístico. O desenvolvimento de voçorocas no ambiente se constitui como um fenômeno de desequilíbrio da paisagem. Para compreender tal fenômeno é necessário entender o ambiente como uma cadeia sistêmica sujeita a mudanças em seu estado de "equilíbrio" a todo o momento.

O último estágio do processo erosivo, a formação de voçorocas, possui diversas definições e morfologias que explicam com maior clareza seu desenvolvimento na vertente. A *Soil Sience Society of America* (2008) introduz o conceito dizendo que as voçorocas são incisões profundas e estreitas com no mínimo 50 cm de profundidade e máximo 30 metros. De acordo com Bigarella *et. al.* (2007), as formações das voçorocas, também entendido como "boçorocas", são feições provocadas por enxurradas de grande intensidade. Sendo assim, o referido autor ainda classifica que:

> *A voçoroca constitui um canal de drenagem de paredes abruptas, com fluxos efêmeros ou, eventualmente, pequenos. A erosão geralmente é intensa. Termina numa cabeceira extremamente íngreme e escarpada. As voçorocas atuais formaram-se onde as águas se concentram pela ação do homem [...] (BIGARELLA et. al., 2007, p. 929).*

A classificação trazida por Bigarella resulta na fase inicial onde as voçorocas ainda estão em evolução, possuindo vertentes íngremes em forma de "V". A classificação proposta pelo autor não deixa preciso à dimensão da profundidade, podendo variar de acordo com o material pedológico. Para Guerra (2011), a feição da voçoroca possui essa continuidade de aprofundamento em formato de "V" até chegar ao lençol freático.

Vieira (2008, p. 53) salienta que as voçorocas também podem se comportar como uma "[...] incisão erosiva que apresenta queda em bloco das camadas do solo, paredes verticais e fundo plano, formando secção transversal em **U** e profundidade superior a 1,5 m". Essa variabilidade da feição se dá pela evolução erosiva através da retirada dos sedimentos e alargamento das laterais.

A mudança morfológica de formato em "V" para formato em "U" está associado aos mecanismos de evolução das voçorocas, uma vez que no processo de avanço do fluxo superficial concentrado, os materiais pouco coesos localizados na cabeceira das voçorocas são retirados através da formação de alcovas de regressão que vão promovendo aberturas e formação de degraus a montante da feição erosiva (figura 06) (OLIVEIRA, 2009; VIEIRA, 2008).

Além dessa classificação das voçorocas relacionada à sua evolução, os fluxos superficiais concentrados e os fatores ambientais (solo e relevo) também condicionam morfologias diferenciadas. De acordo com Vieira (2008) as morfologias se classificam em linear, bifurcada, ramificada, irregular e retangular.

A forma ramificada se constitui enquanto modelo de maior generalização de canais que retroalimentam o canal principal da voçoroca, proporcionando a mesma, um volume maior de matéria e energia no entalhamento do canal, uma vez que "[...] a ramificada se caracteriza pela ocorrência de vários canais de drenagem superficiais ocorrendo geralmente em solo do tipo Espodossolo ou em outros solos onde a declividade do terreno é relativamente baixa [...] (VIEIRA, 2008, p. 56)".

Em solos onde possuem desequilíbrios em sua estrutura físico-química, há a presença de pináculos no fundo ou nas laterais das feições de voçorocas. A feição de pináculo está associada à formação de "[...] sulcos verticais profundos nas voçorocas. Uma camada de solo resistente, ou cascalhos e pedras, muitas vezes encabeçam a parte superior dos pináculos [...]" (BERTONI e LOMBARDI NETO, 2010, p. 78). Ainda nas paredes das voçorocas, pode-se encontrar a formação de escamamentos que são resultados do "[...] acúmulo de material fino (areia fina ou muito fina) sobre superfície mais resistente [...]" (VIEIRA, 2008, p. 61).

As formações de pedestais (BERTONI e LOMBARDI NETO, 2010) são características de ambientes erosivos, pois sua formação se dá quando há o processo inicial de erosão por salpicamento e todos os materiais das laterais são removidos pelo escoamento laminar, deixando de forma isolada, torrões de solos isolados que resistiram ao efeito inicial do *splash* e do carregamento laminar.

Cada erosão possui suas particularidades em sua formação e desenvolvimento. Desse modo, tal fenômeno deve ser entendido a partir de diversos fatores que influenciam em sua geração. Diante do panorama erosivo evidente na área rural do município de Tucano, estabelecemos os seguintes questionamentos para um melhor entendimento do sistema de voçorocamento: I - De que modo às morfologias (interna e externa) podem trazer respostas para a atual formação e evolução geomorfológica das voçorocas na área? II - Quais processos podem ser atribuídos para a formação tipológica e posicionamento da voçoroca na vertente? Desse modo, buscando uma análise holística do ambiente erosivo, objetivou-se nesta pesquisa analisar o comportamento de uma voçoroca bem como no desenvolvimento de morfologias internas e posicionamento tipológico sobre a vertente na zona rural do município de Tucano, semiárido baiano.

2. Área de estudo

A voçoroca (figura 1) em estudo abrange uma área de 13,377 km² e localiza-se a 10º57'10'' a 11º 01'10'' S e a 38º47'00'' a 38º43'20'' O, no município de Tucano, Bahia. Considerando o tipo climático predominante da área num contexto de transição do clima semiárido para o subúmido a seco, verifica-se que a ocorrência de precipitações médias anuais de 600 a 700 mm.

Na área da voçoroca abrange as formações litológicas Marizal e São Sebastião. Na formação Marizal, tem-se a alternância deposicional do arenito, com a ocorrência de conglomerados, folhelhos e siltitos. Os conglomerados são formados, basicamente, com seixos de arenitos e matacões de quartzo leitoso ou calcário. Os folhelhos e siltitos possuem predomínio da tonalidade rosa, castanho e mosqueado (PEDREIRA *et al*, 2010).

A formação São Sebastião resulta de antigas deposições de planícies fluviais durante o processo de rifteamento no período Cretáceo (NASCIMENTO

e ALVEZ, 2014; PEDREIRA *et. al,* 2010). Sua composição litológica é basicamente constituída de arenitos de alta porosidade, composição granulométrica média a grossa e tonalidade amarelo-claro associado ao plano de sedimentação de camadas de folhelhos e siltitos de tonalidade avermelhada e amarelo-claro (PEDREIRA *et. al*, 2010).

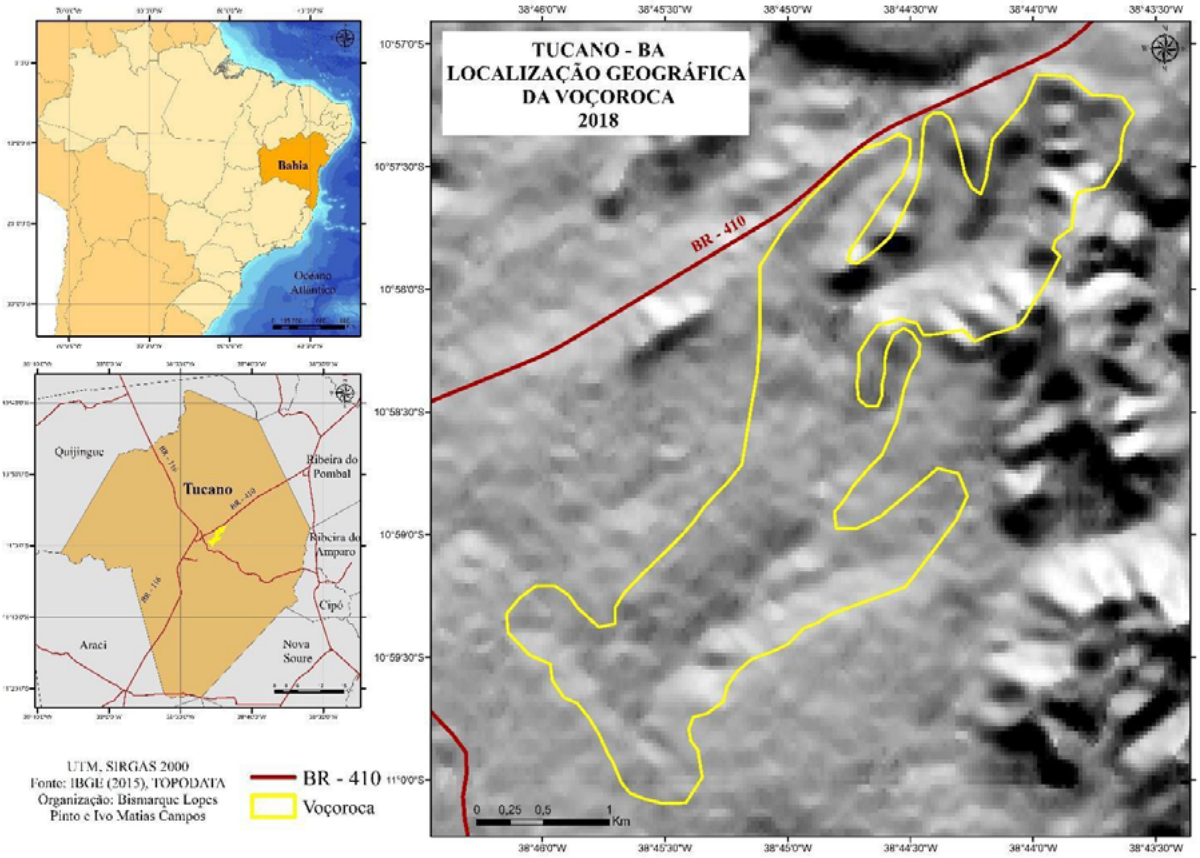


Figura 1: Localização geográfica da voçoroca em estudo.
Elaboração: Os autores.

No perímetro de abrangência da voçoroca, verifica-se a ocorrência de 02 classes de solos, tais como: Latossolos Amarelo distrófico (LAd) e o Planossolos Háplicos Eutróficos (SXe). A classe dos Latossolos Amarelo Distrófico (LAd) possui uma estrutura evoluída em termos de intemperização do material primário, apresentando espessura de 150 a 300 cm. A sua coloração amarelada resulta por conta da presença de ferro na composição química do solo (EMBRAPA, 2006).

A presença do horizonte B latossólico denuncia a ação da lixiviação do mineral de ferro, estágio avançado de intemperização, bem como o acúmulo de argila 2:1 que é a composição química predominante da Sílica (Si) sobre o Alumínio. O caráter distrófico está associado à baixa saturação da base, por conta dos processos de lixiviação e retirada dos componentes básicos nutritivos do solo (EMBRAPA, 2006; LEPSCH, 2002). Na área das voçorocas, essa classe não possui uma abrangência expressiva, limitando-se apenas a uma pequena área de ocorrência no topo (terço superior) da voçoroca 02.

A classe dos Planossolos Háplicos Eutróficos (SXe), caracteriza-se por ser de má drenagem, podendo ocorrer concentração de areia no horizonte A e logo em seguida um acúmulo de argila no horizonte B, causando deficiência no sistema de drenagem do solo. Essa drenagem imperfeita promove a alta saturação nos SXe dando o caráter eutrófico ao solo (EMBRAPA, 2006, OLIVEIRA, 2008).

A presença do horizonte B plântico é um horizonte diagnóstico dos Planossolos tendo em vista a sua composição textural abrupta em relação aos horizontes A-E. Espacializando Planossolos Háplicos Eutróficos nota-se que a sua abrangência ocupa as dimensões areais da voçoroca 1, além do terço médio e inferior da voçoroca 02. Naturalmente as formações planossólicas estão associadas a zonas de aplainamento (LEPSCH, 2002).

Este gradiente textural arenoso da classe SXe (classe de maior predomínio na área, já é trazido por Salomão (2009) e Bertoni e Lombardi Neto (2010) como um fator negativo para o desencadeamento do processo erosivo, pois a ausência de argila no horizonte superior, acaba deixando a cobertura pedológica com maior susceptibilidade ao efeito *splash* e a formação do escoamento superficial concentrado em períodos de chuvas torrenciais na área.

3. Metodologia

3.1. Confecção do mapa de Altimetria e Declividade

Os dados de altimetria e declividade foram extraídos das grades TIN, construídas a partir das imagens 10S39_ZN e 11S39_ZN do projeto TOPODATA da SRTM, refinada pelo método Krigagem, onde a resolução de 90 metros é aumentada para 30 metros. O projeto TOPODATA foi desenvolvido pelo INPE e disponibilizado pela EMBRAPA por monitoramento de satélites. No mapa de altimetria da voçoroca, foi optada a quebra de curva de nível de 50 a 50 metros por cota altimétrica.

3.2. Classificação do modelo de vertente sob a feição erosiva

Para uma melhor compreensão da dinâmica e comportamento da voçoroca analisada, fez-se um reconhecimento prévio do modelo de vertente sob a cicatriz erosiva a partir do modelo de Ruhe (1975). Segundo o autor as vertentes podem ser classificadas em retilínea (r), Convexa (cx) ou Côncava (cc). Na própria classificação, o autor associa que em uma mesma vertente, haverá duas morfologias comportamentais, sendo retilíneo-convexo (r-cx), Convexo-Côncavo (cx-cc), Côncavo-Covexo (cc-cx), entre outros.

3.3 Classificação da morfologia externa e interna da voçoroca

Através do programa ArcGis 10.1, utilizaram-se as imagens 10S39_ZN e 11S39_ZN do projeto TOPODATA da SRTM para a delimitação e classificação prévia da morfologia externa da voçoroca. Como forma de validação, fez-se a atividade de campo para o reconhecimento dos canais secundários e a dimensão total da voçoroca.

As representações morfológicas externas classificadas por Bigarella e Mazuchowski (1985), estão associadas ao padrão de escoamento superficial concentrado. Nas feições lineares, o escoamento forma apenas um fluxo e incisão única, a bifurcada tem-se dois pontos de incisão através do fluxo concentrado, já as feições ramificada e irregular apresentam diversos fluxos concentrados que se convergem em uma única abertura do solo. A feição retangular é a representação evolutiva final das demais feições apresentadas.

Neste mesmo processo de classificação morfológica externa fez-se a setorização das voçorocas em terço superior (setor de erosão) e terço inferior (setor de acumulação). Como critério para a setorização realizou-se a atividade de campo associada à leitura dos dados morfométricos (comprimento, largura e profundidade dos canais) para classificar a área de predominância erosiva, bem como a área de acúmulo de sedimentos.

O reconhecimento e classificação das morfologias internas da voçoroca se deram exclusivamente através da atividade de campo, a partir da leitura prévia das abordagens conceituais existentes sobre a descrição de possíveis morfologias já diagnosticadas em sistemas erosivos. As morfologias internas identificadas em campo foram fotografadas, descritas no diário de bordo e registrada sua localização a partir do aparelho GPS.

4. Resultados e Discussões

4.1 Declividade e variações altimétricas

Cada voçoroca possui um ritmo próprio de evolução morfológica, dada as semelhantes condições geoambientais. Neste sentido, a Voçoroca deste estudo apresenta dimensão de aproximadamente 13,377 km^2 ao longo da vertente. A sua dinâmica erosiva está diretamente associada à forma da encosta, a qual, segundo os parâmetros de Ruhe (1975) exibe um perfil de encosta Convexo-côncavo (cx-cc) apresentando aspecto morfológico de topo convexo com o reajuste por achatamento pela atuação dos processos erosivos pretéritos associados a forte declividade de quebras abruptas de altimetria para a transição ao segmento côncavo.

No terço médio e inferior da vertente, possui uma forma retilínea em formato de rampa, típico de vertente recoberta por camadas de sedimentos erodidas por processos anteriores de desgastes naturais resultantes da evolução dos tabuleiros, formando por consequências, extensos cones de dejeção. O formato de rampa estabelece uma conexão com as superfícies aplainadas que são generalizadas entre as formas tabuliformes.

O modelo convexo-côncavo exibido na vertente influencia no aceleramento do fluxo das águas pluviais, possibilitando a formação de sulcos e ravinas. As cotas altimétricas mais elevadas entre 332 a 430 metros, localizam-se no topo do canal principal da Voçoroca, juntamente com a formação dos canais secundários 01 e 02 (figura 2).

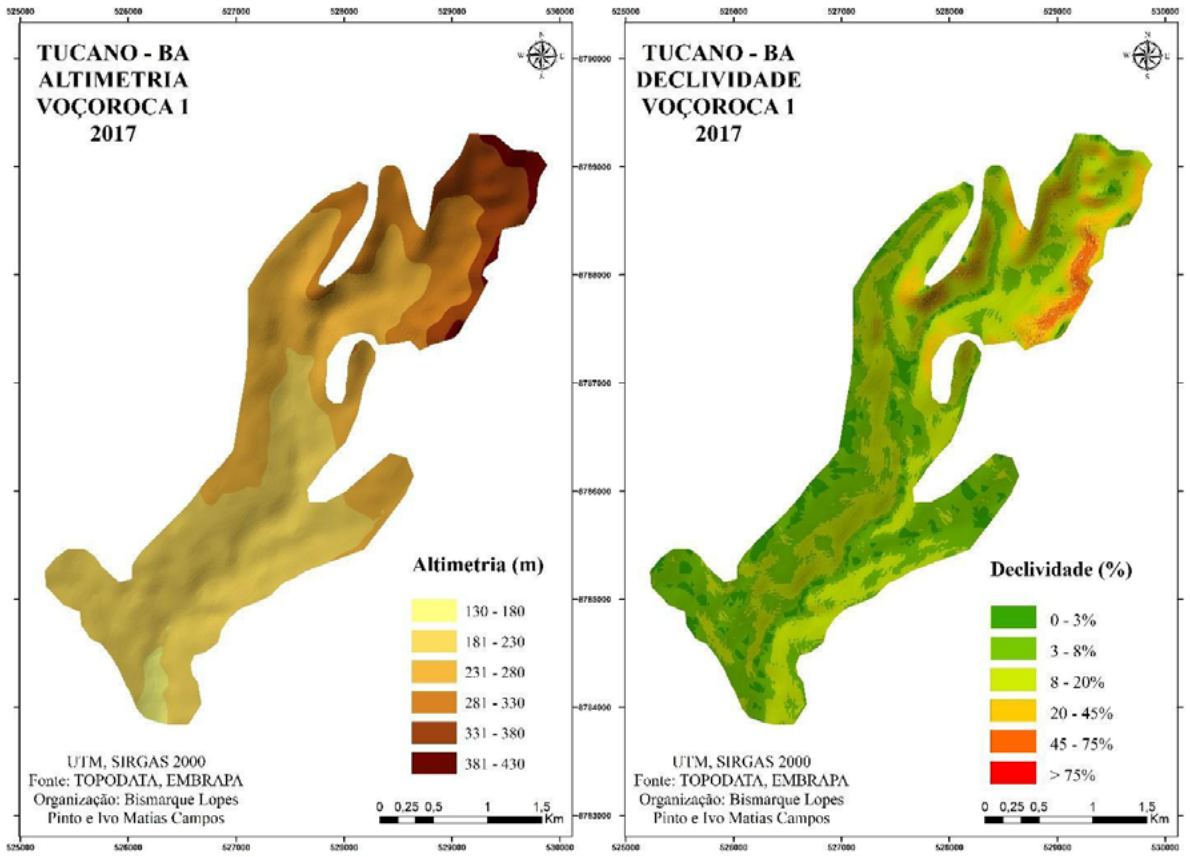


Figura 2: Altimetria e declividade da voçoroca.
Elaboração: Os autores.

Nesses níveis altimétricos, a cabeceira da voçoroca assenta-se sobre o topo do tabuleiro, sendo constantemente retrabalhadas por processos de ravinamentos que se disseminam na porção superior, formando assim, uma estrutura íngreme, com declividades de 20-45% a 45°-75%. Seguindo as proposições de Ross (2010), em tais níveis, predominam feições convexas e com níveis superiores a 30% de declividade, apresentando morfologias aguçadas e com forte entalhamento.

As cotas altimétricas e planos de declividade apontados acima corroboram com a perspectiva de Lepsch (2002) e Bertoni e Lombardi Neto (2010) ao aponta que nesses gradientes de inclinação superiores a 30%, a própria vertente induz naturalmente ao processo erosivo, favorecendo ao escoamento superficial concentrado que ganha maior energia por conta da modelagem da vertente.

Para Braun (1961), encostas com predomínio de formas convexas ou côncavas aumentará significativamente a chances de erosão em lençol e mais rapidamente a erosão por fluxos superficiais concentrados, desenvolvendo assim, sulcos, ravinas e voçorocas. De acordo com Guerra (2011) a atribuição conjunta de planos altimétricos elevados com modelagens íngremes de encosta se constituem enquanto fatores essenciais para o rompimento acelerado da camada superficial do solo por efeito *splash* e posteriormente, este material retirado é induzido ao transporte pela energia cinética da água que ganha força pela descida natural da vertente, fazendo evoluir o fluxo superficial concentrado.

O segundo setor de abrangência altimétrica no interior da voçoroca situa-se entre 231 a 280 metros de altitude. Nesse intervalo de classe, se encontra a área de maior abertura do canal principal, apresentando uma variação em torno de 3% a 20% de inclinação, formando assim, uma área aberta com maior rebaixamento (figura 2).

Nesse segmento, Ross (2010) sugere uma dissecação de pouca intensidade, resultante de diversos processos erosivos anteriores que já retrabalharam a área.

No setor inferior da voçoroca 01, encontra-se uma altimetria suavizada com variação de 130 a 230 metros, intercalados com planos de declividade entre 0º a 3º. Neste intervalo de classe, verifica-se a predominância de parte do material coluvional proveniente dos níveis altimétricos mais elevados da voçoroca, formando cones de dejeção, que segundo Ross (2010) o próprio nível de declividade já indica uma dissecação fraca com superfícies planas.

4.2 Organização morfológica externa e interna

A organização morfológica da voçoroca é uma resposta do processo evolutivo pretérito, associado às feições que ali foram modeladas de acordo com a dinâmica erosiva do sistema de degradação na vertente. Neste sentido, as variações externas e internas das morfologias existentes se constituem parâmetros base para a identificação do grau evolutivo da voçoroca e sua consequente perda de solo.

De acordo com os parâmetros estabelecidos por Bigarella e Mazuchowski (1985), a Voçoroca apresenta uma morfologia ramificada, com diversos fluxos irregulares que levam ao escoamento de um único fluxo principal (figura 3). Essa voçoroca apresenta 04 (quatro) canais secundários e um canal principal. Dois canais secundários localizam-se em seu terço superior, enquanto os outros dois no terço inferior.

De acordo com Vieira (2008), o predomínio da forma ramificada, denuncia uma evolução em média escala do processo erosivo, tendo em vista que já não há apenas um ou dois fluxos superficiais concentrados, mas sim, diversos fluxos que convergem em um único canal de recebimento de toda essa carga de matéria e transportada pelas águas pluviais. A feição ramificada geralmente é encontrada em vertentes onde já se encontra em níveis consideráveis de rebaixamento, possivelmente provocados pela atividade erosiva em suas formas antigas (linear ou ramificada).

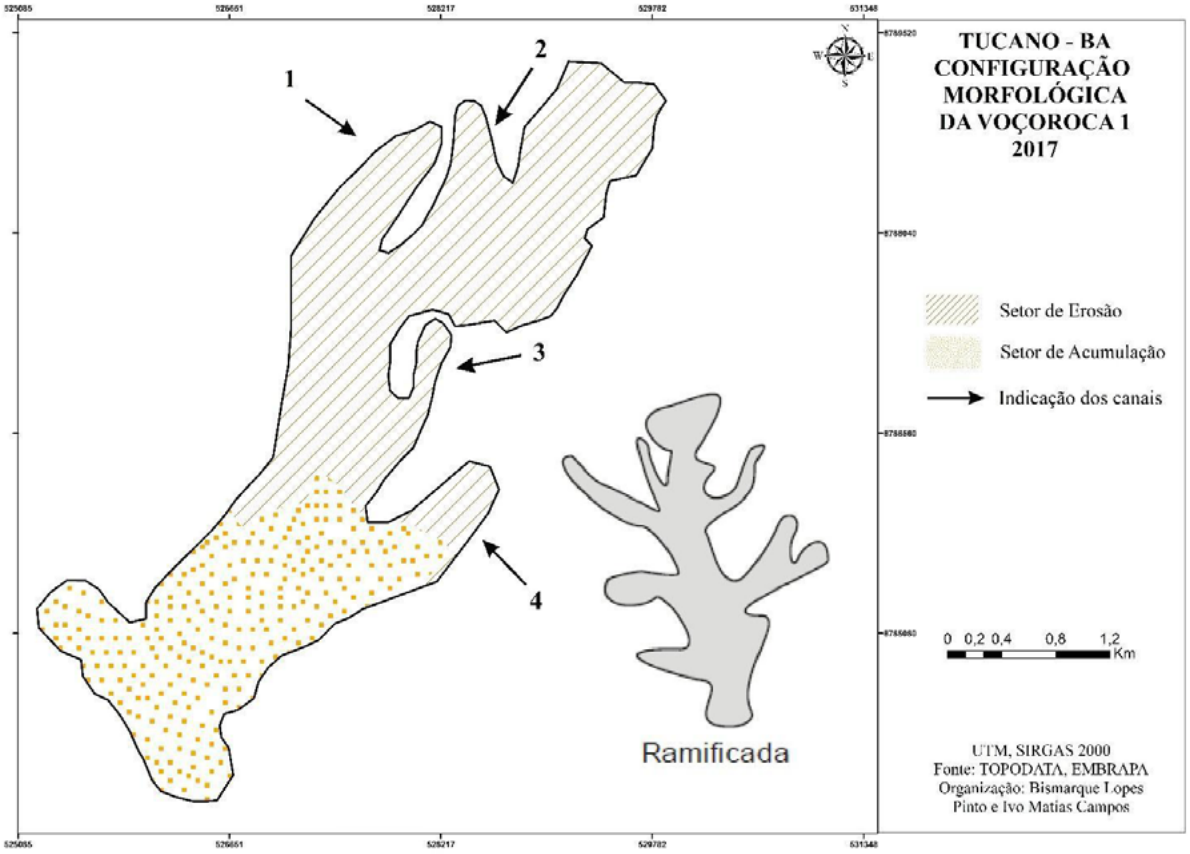


Figura 3: Morfologia externa da voçoroca.
Elaboração: Os autores

Levando-se em consideração os níveis altimétricos do relevo, divide-se a área que envolve a Voçoroca em dois terços. O terço superior corresponde a 9,12 km² da área com predomínio de atuação dos processos erosivos, sem a formação de bancos de sedimentos (figuras 4a), e o terço inferior, que corresponde a 4,24 km² da área, considerada de sedimentação, por não apresentar nenhum canal secundário com forte atuação erosiva, mesmo apresentando sucessivos cones de dejeção, oriundos de transporte do material erodido do terço superior.

Ainda no terço inferior da voçoroca, observa-se que a vertente apresenta uma inclinação suave, com variação entre de 0% a 3% favorecendo o desenvolvimento de cones de dejeção do canal principal da Voçoroca 01, além disso, identifica-se na área, a instalação da comunidade Quilombola "Tucano de Fora", bem como propriedades privadas que se utilizam da área aplainada com considerável quantidade de sedimentos depositados ainda em processo de consolidação (figura 4b).

A estrutura interna da voçoroca apresenta elementos diferenciados em toda extensão da feição erosiva. O primeiro elemento é o desnível altimétrico interno. Em atividade de campo, observou-se que no interior dessa voçoroca, com dimensões areais de 13,37 km², há uma variação considerável dos níveis de entalhamento vertical (subaberturas internas), formando assim, ravinas de 32 cm de profundidade, além de ocorrer incisões de maiores proporções, variando de 06 até 19 metros de profundidade (figura 4c).

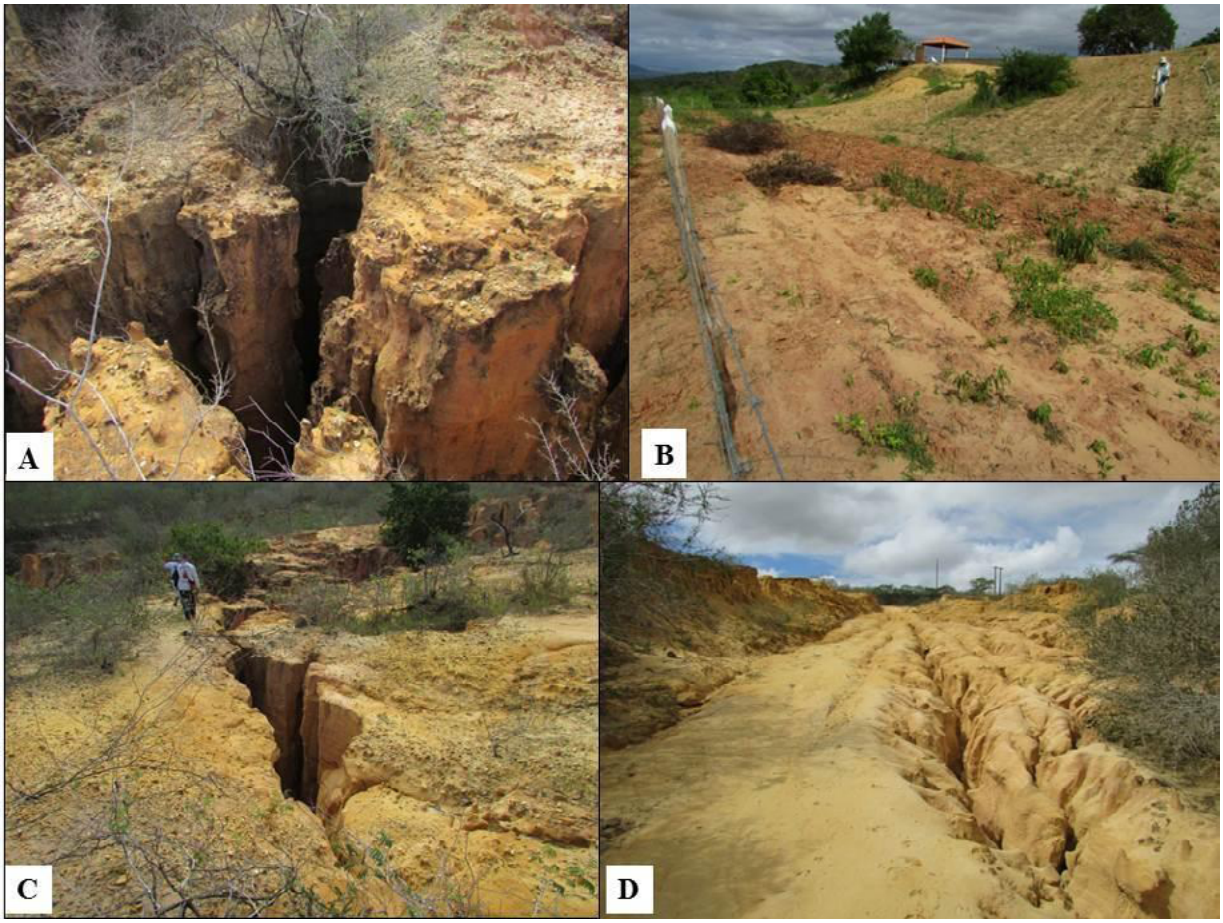


Figura 4: Aberturas erosivas e deposicionais no interior da voçoroca.
Elaboração: Os autores

A justificativa pertinente para a apresentação de feições erosivas diferenciadas no interior da voçoroca, de acordo com Bigarella *et al.* (2007) e Guerra (2011) é a forma irregular do escoamento superficial concentrado devido ao fator chuva que no ambiente de semiaridez, a pluviometria não é distribuída de forma regular durante os meses do ano, fazendo assim, períodos de torrencialidade, induzindo ora abertura de canais profundos, e em períodos de chuva de menor pluviometria, na abertura de pequenos sulcos.

Considerando as proposições de Bertoni e Lombardi Neto (2010), outro fator está na variabilidade do gradiente textural da cobertura pedológica, tendo em vista que apesar das bases apresentarem duas unidades de solos, é perceptível que há uma variação significativa do teor de matéria orgânica, organização dos poros e da distribuição de areia e argila ao longo da vertente e sobre uma mesma classe pedológica. Observando esses dois elementos, associando ocorrência torrenciais com solos de maior susceptibilidade e declividade superior a 30%, terão o início do processo erosivo.

A variação no entalhamento da voçoroca nada mais é do que uma resposta ao grau de coesão do material geológico, que impõe, naturalmente, resistência quando o fluxo de água pluvial percorre essas áreas promovendo a erosão por escoamento superficial concentrado e/ou difuso. Entre as aberturas de maiores proporções, observa-se a resistência do material sedimentar em blocos rochosos, dando às feições, em determinado situações, aspecto de morfologia bifurcada na encosta dos canais secundários 01 e 02. Esses blocos no interior das incisões erosivas permanecem em constante desgaste físico-químico no decorrer do

tempo, tanto pela ação eólica, como pluvial, principalmente, nos períodos de chuvas torrenciais.

O canal principal apresenta uma incisão de maior alargamento, porém, com menor profundidade, tendo em vista que os canais secundários depositaram em seu interior, toda a sedimentação que foi retirada durante a ação das chuvas. É interessante observar que, o canal principal, por conta de seu alargamento, durante décadas serviu de estrada vicinal que ligava as cidades de Tucano à Ribeira do Pombal, fato este, que contribuiu, ainda mais, para a manifestação da erosão e alargamento do canal devido à contínua passagem de automóveis e animais (figura 4d).

Os pedestais existentes nos canais secundários 01 e 02, ocupam de forma generalizada a área da Voçoroca. Pressupondo as características de Bertoni e Lombardi Neto (2010), os pedestais originam-se pelos processos de salpicamento associado à erosão superficial difusa laminar, onde os materiais granulares mais resistentes acabam formando os pedestais residuais (figura 5a).

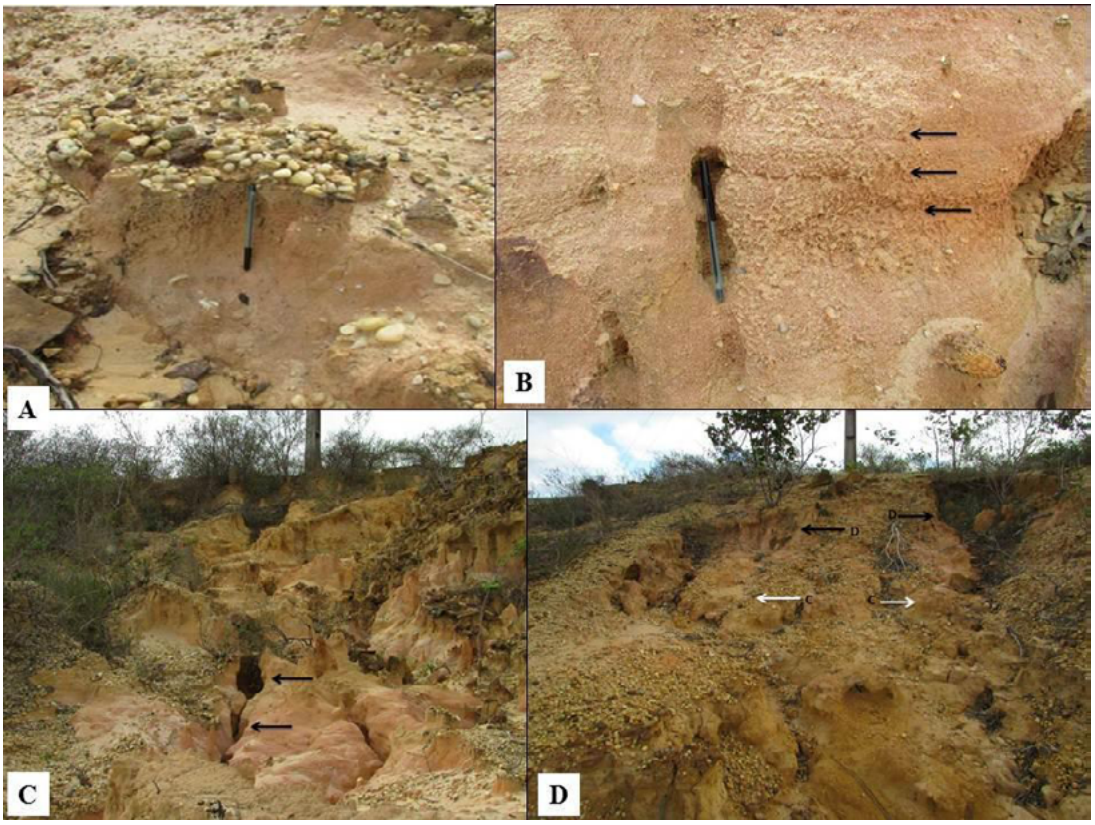


Figura 5: Morfologias internas da voçoroca.
Elaboração: Os autores

Associado as formações de pedestais, identificou-se a feição de escamamentos que, com base em Vieira (2008), é gerado pelo acúmulo do material sedimentar fino, sendo este, recoberto por camadas mais grosseiras de sedimentos em um único perfil (figura 5b). Essa formação dificulta a infiltração vertical das águas pluviais, auxiliando no fechamento dos poros do solo, e com isso, causando o aceleramento do escoamento superficial.

As formações de marmitas residuais estão associadas aos locais de desníveis altimétricos, onde ocorre o fluxo de água por turbilhonamento, afetando tanto as paredes das cicatrizes erosivas, quanto o fundo da voçoroca. As marmitas residuais, geralmente são evidenciadas na área de cabeceira da

voçoroca, associado a processos de ravinamentos conforme visualizadas no canal secundário 02 (figura 5c).

A morfologia de costelas se manifesta nas paredes da cabeceira da voçoroca evidenciando a diferença no grau de resistência do material pedológico ou geológico da área. A costela forma aberturas horizontais por desagregação mecânica do material em oposição com camadas resistentes à erosão que ali permanecem (figura 5d). Num processo de desagregação mecânica mais intensa, a costela poderá evoluir para marmitas residuais ou alcovas de regressão.

5. Considerações Finais

Abordar o tema voçoroca e erosão dos solos é de fundamental importância para se compreender como este fenômeno influencia na evolução das paisagens. A escolha do *lócus* desta pesquisa emergiu a partir da indagação inicial do desconhecido, diante do panorama erosivo bastante expressivo existente no espaço rural do município de Tucano/BA, sem que, até os dias atuais, tivesse merecido dos curiosos na temática uma análise explicativa da evolução da erosão pela tamanha grandeza registrada na paisagem local ao longo do tempo geológico.

Dadas as grandes dimensões da área, afirma-se que o sistema de voçorocamento predominante no espaço rural do município de Tucano tem sua gênese associada à interferência conjunta dos processos naturais na evolução do relevo tabuliforme local, mesmo porque as atividades econômicas desenvolvidas no perímetro de domínio das cicatrizes erosivas, pela sua expressividade no terreno, limita-se na criação de gado, de maneira aleatória, além da agricultura familiar esporádica que não demanda um uso intensivo do solo capaz de repercutir na evolução rápida do relevo local, a não ser de forma muito secundária, com resultados quase imperceptíveis.

O aparecimento de pedestais na voçoroca, como visto, evidencia a atuação de sucessivos processos erosivos influenciados pelo escoamento superficial difuso. Finalmente, os resultados aqui apresentados servem de base para a implementação de uma política de planejamento ambiental, até mesmo pelo pioneirismo da investigação, já que a área sempre foi vista como lugar inútil e de pouco interesse sob o ponto de vista da gestão municipal local. Assim, pelo alto grau de degradação a que chegou a área do perímetro das voçorocas urge uma tomada de medidas que visem à preservação do ambiente.

Agradecimentos

O presente trabalho foi realizado com apoio financeiro da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

Referências

BERTONI, J; LOMBARDI NETO, F. **Conservação do solo.** São Paulo: Editora Ícone, 2010.

BIGARELLA, J. J; BECKER, R. D; SANTOS, G. F. dos. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais.** Vol. 02. Santa Catarina: Editora da UFSC, 2007.

BIGARELLA, J.J.; MAZUCHOWSKI, J.Z. Visão integrada da problemática da erosão. In: III **Simpósio Nacional de Controle de Erosão.** Maringá, 1985.

BRAUN, W. A. G. Contribuição ao estudo da erosão no Brasil e seu controle. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, n. 4, p. 591-642, 1961.

EMBRAPA. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos.** EMBRAPA: Brasília, 2006.

GUERRA, A. J. T. Processos erosivos nas encostas. In: GUERRA, A. J. T; CUNHA, S. B. da (orgs.). **Geomorfologia:** uma atualização de bases e conceitos. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2011.

LEPSCH, I. F. **Formação e conservação do solo.** São Paulo: Oficina de Textos, 2002.

NASCIMENTO, S. A. M; ALVES, J. E. Estudo hidrogeoquímico comparativo entre os aquíferos barreiras, marizal e são sebastião na região do recôncavo norte, estado da Bahia. **Cadernos de Geociência.** Salvador, v. 11, n. 12, p. 72-82, 2014.

OLIVEIRA, J. B. de. **Pedologia Aplicada.** FEALQ: Piracicaba, 2008.

OLIVEIRA, M. A. T. de. Processos erosivos e preservação de áreas de risco de erosão por voçorocas. In: GUERRA, A. J. T; SILVA, A. S; BOTELHO, R. G. M (orgs.). **Erosão e conservação dos solos:** conceitos, temas e aplicações. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2009.

PEDREIRA, A. J; SANTOS, C. C; REIS, C. **Projeto Bacia do Tucano Central.** Folhas Ribeira do Pombal e Cícero Dantas – Estados da Bahia e Sergipe. CPRM. Salvador. 2010.

ROSS, J. L. S. **Geomorfologia:** ambiente e planejamento. São Paulo: Editora Contexto, 2010.

RUHE, R.V. **Geomorphology:** Geomorphic processes and surficial geology. Boston: Houghton Mifflin, 1975.

SALOMÃO, F. X. de T. Controle e prevenção dos processos erosivos. In: GUERRA, A. J. T; SILVA, A. S; BOTELHO, R. G. M (orgs.). **Erosão e conservação dos solos:** conceitos, temas e aplicações. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2009.

SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA. **Glossary of soil science terms.** Madison: Wisconsin-USA, 2008.

VIEIRA, A. F. G. **Desenvolvimento e distribuição de voçorocas em Manaus (AM):** Principais fatores controladores e impactos urbano-ambientais. Florianópolis, 2008. Tese de doutorado (Doutorado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina.

EVOLUÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DE UMA VOÇOROCA PERIURBANA EM FRANCISCO ALVES – NOROESTE DO PARANÁ

Carolina Glaeser Benincá
Universidade Estadual do Oeste do Paraná – Unioeste
R. Pernambuco, 1777 - Centro, Mal. Cândido Rondon - PR, 85960-000
E-mail: carolgbeninca@gmail.com
Márcia Regina Calegari
Universidade Estadual do Oeste do Paraná – Unioeste
R. Pernambuco, 1777 - Centro, Mal. Cândido Rondon - PR, 85960-000
E-mail: marciareg_calegari@hotmail.com

Resumo

A associação entre o processo de ocupação do Noroeste do Paraná e a fragilidade estrutural desta paisagem, derivada das propriedades dos solos, propiciaram o desenvolvimento de feições erosivas de grandes extensões e profundidades na região. Conhecer, monitorar e avaliar a evolução de erosões é fundamental para nortear práticas de correção e prevenção da perda de solos e recursos hídricos, além de subsidiar o uso e a ocupação racional e sustentável dos solos. Este trabalho investigou a evolução de uma voçoroca periurbana instalada em uma bacia de 1ª ordem no município de Francisco Alves (Noroeste do Paraná), no período entre 1980 a 2020 através da fotointerpretação de imagens aéreas. Os resultados indicaram que a evolução da voçoroca está ligada, inicialmente, ao crescimento da malha urbana e ao uso e manejo inadequado dos solos. No período estudado, a voçoroca passou por transformações em sua morfologia e tamanho, refletindo ações de mitigação de erosão implantadas em suas margens.

Palavras-chave: Erosão acelerada; fotointerpretação; uso do solo; arenito Caiuá.

1. Introdução

Sulcos, ravinas e voçorocas são feições erosivas recorrentes na região Noroeste do Paraná. Muitas destas erosões ocorrem em função da fragilidade edáfica natural da paisagem em associação ao processo de ocupação regional que comprometeu o equilíbrio do ambiente e intensificou as dinâmicas erosivas a partir da década de 1940, tornando a região altamente degradada (CUNHA, 1996; CALEGARI, 2000, IPARDES, 2004).

A remoção da cobertura vegetal nativa que viabilizou a instalação dos núcleos urbanos e das vias de circulação e o uso do solo rural foram os principais responsáveis pela exposição dos solos e sua consequente impermeabilização e compactação. Conforme Bigarella e Mazuchowski (1986, p. 13). "os núcleos urbanos cresceram, via de regra, sem planos diretores compatíveis com a realidade regional, e, como não podia deixar de ser, sem infraestrutura adequada, sobre solos extremamente arenosos, facilmente desagregáveis e muito susceptíveis à erosão de origem hídrica". Ao desconsiderar os atributos pedológicos da região, sobretudo a textura arenosa dos solos, surgiram grandes feições erosivas na periferia dos núcleos urbanos após poucas décadas de ocupação (MENDONÇA, 1993).

Os núcleos urbanos foram estabelecidos nos segmentos mais elevadas do relevo, sobre os divisores de águas. Os arruamentos foram alocados ao longo das vertentes, no sentido montante-jusante, contribuindo para o início do processo erosivo a partir da concentração e acúmulo do escoamento nas médias vertentes (NÓBREGA *et al.*, 1992; MENDONÇA, 1993). O traçado inadequado do sistema viário, a compactação do solo e da deficiência do sistema de drenagem das águas pluviais e servidas, condicionaram a formação das voçorocas em zonas periurbanas nas quais o fluxo de água é liberado (IWASA; FENDRICH, 1998; MENDONÇA, 1993).

No meio rural, o uso do solo criou condições para o desenvolvimento de erosões, especialmente em áreas de pastagem nas quais o pisoteio de gado provocou a formação de trilhas e a consequente concentração dos fluxos hídricos superficiais, desencadeando processos erosivos lineares (GASPARETTO, 1999; CALEGARI, 2000). Ademais, a instalação de estradas, por vezes, rompe a continuidade das linhas de drenagem naturais pré-existentes, favorecendo a ocorrência de erosões, como apontado por Andrade *et al*. (2005).

As voçorocas representam o estágio mais avançado do processo erosivo linear. Seu desenvolvimento reflete o rompimento do estado de equilíbrio dos sistemas morfopedológicos. Sua formação é condicionada à pluviosidade, às propriedades dos solos, à presença de cobertura vegetal e as características das vertentes (STIPP, 2007), estes fatores são considerados "agentes predisponentes" (GUIDINI; NIEBLE, 1983). Voçorocas podem estar associadas a processos de erosão acelerada, nos quais o papel de atividades antrópicas ("agentes efetivos") como o desmatamento e a impermeabilização dos solos, potencialmente desencadeia o voçorocamento (IRELAND *et al.,* 1983; GUIDICINI; NIEBLE, 1983; LEPSH, 2002; GUERRA *et al.*, 2005).

Para o controle e a recuperação de áreas atingidas por voçorocas pode-se adotar práticas mecânicas e vegetativas como mitigadoras dos impactos e da ampliação das voçorocas. Algumas destas estratégias são o transporte, alocação ou remoção de materiais e rejeitos da área da voçoroca, a instalação de obras de contenções e de dispositivos de drenagem superficial e a revegetação do local. (ANDRADE *et al*., 2005).

O uso de recursos de sensoriamento remoto (geotecnologia) e de fotointerpretação possibilita o estudo da evolução espaço-temporal destas feições a fim de estabelecer práticas ponderadas de atuação sobre estes locais (MARCHIORO *et al*., 2016; MURATORI, 1984). A obtenção de imagens em diferentes escalas temporais, associada as técnicas de fotointerpretação, possibilitam uma análise quantitativa e qualitativa da evolução dos processos erosivos e do uso e ocupação dos solos na paisagem ao longo tempo. Estudos sobre a evolução espaço-temporal de feições e processos erosivos podem auxiliar no entendimento da dinâmica da paisagem da região Noroeste, uma vez que a ocupação deste espaço é relativamente recente.

Conhecer a distribuição e a dinâmica dos processos erosivos na região Noroeste é imprescindível para a determinação de práticas de uso e manejo dos solos. Assim o monitoramento e a avaliação da evolução de feições erosivas, tais como as observadas na periferia de Francisco Alves, são fundamentais para nortear práticas de correção e de prevenção de perda de solos e dos recursos hídricos, de planejamento urbano e direcionamento das águas pluviais (GUIDICINI; NIEBLE, 1983; GUERRA *et al*., 2005).

Desta forma, o presente trabalho tem como objetivo investigar a evolução espaço-temporal de uma voçoroca periurbana no município de Francisco Alves-PR, no período entre 1980 a 2020, abordando a relação entre evolução da área urbana e da extensão da erosão na bacia de 1ª Ordem. Especificamente, buscou-se definir a evolução espaço-temporal da voçoroca a partir da análise de imagens de sensoriamento remoto (fotografias aéreas, imagens do Google Earth® e de Drone) e dos subprodutos obtidos dessas imagens como o mapeamento do uso e cobertura da terra, a distribuição dos solos na paisagem, a fim de conhecer as (inter) relações entre estes aspectos e a evolução da feição erosiva em estudo.

2. Área de estudo

A área do estudo está situada na sub bacia do Córrego Pé de Moleque, setor periurbano do município de Francisco Alves, mesorregião Noroeste do Paraná (Figura 1). A voçoroca está localizada a sudoeste do núcleo urbano, em um fundo de vale, cuja concavidade favorece a concentração das águas pluviais e das galerias pluviais dos bairros à montante. Essa configuração morfológica favorece ocorrência de processos erosivos, principalmente quando o solo se encontra exposto nesta porção da vertente.

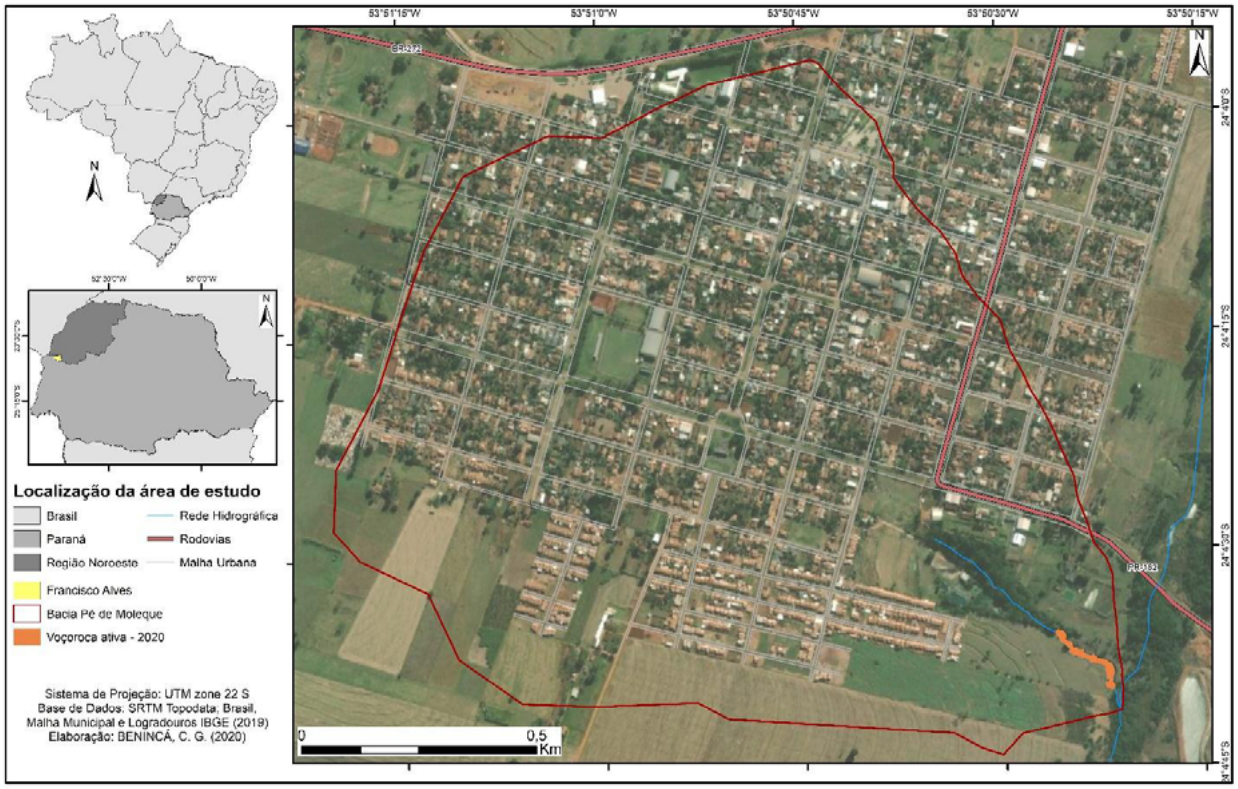


FIGURA 1 – Localização da Bacia do Córrego Pé-de-Moleque em Francisco Alves – PR.

Francisco Alves possui uma área de 319,912 km², está a uma altitude média de 331 metros acima do nível do mar e localizado nas coordenadas geográficas: 24º 03' 57" S de Latitude e 53º 50' 52" W de Longitude, limítrofe aos municípios de Iporã, Terra Roxa e Palotina (IPARDES, 2020). O Município foi estabelecido em 1972, após desmembramento do município de Iporã e atualmente integra a microrregião de Umuarama – PR (IPARDES, 2020).

A litologia do noroeste paranaense, inserido no Terceiro Planalto Paranaense, é caracterizada pela presença dos arenitos do Grupo Caiuá. Estes arenitos ocorrem nos Estados do Paraná, São Paulo e Mato Grosso do Sul, e também em áreas do extremo nordeste do Paraguai. Os arenitos do grupo Caiuá assentam-se sobre basaltos do Grupo Serra Geral e foram depositados durante o Cretáceo Superior, sob condições climáticas semiáridas, diferentes das atuais (MAACK 1981; JABUR; SANTOS, 1984; FERNANDES, 1992; GASPARETTO, 1999).

O relevo regional caracteriza-se pela morfologia suave com topos amplos, vertentes convexas e vales em V pouco sinuosos, modelados sobre os arenitos do Grupo Caiuá (JABUR; SANTOS, 1984; FERNANDES, 1992; MINEROPAR, 2006). Os solos do Noroeste apresentam, em geral, textura média e arenosa, com elevado teor de areia e baixa porcentagem de argila, (GASPARETTO, 1999; NAKASHIMA, 1999; FONSECA; CZUY, 2005). Localmente o relevo é caracterizado por colinas médias e amplas, modeladas pelo entalhe da drenagem dos rios Piquiri e Ivaí, e os solos que predominam no município são ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO e LATOSSOLO VERMELHO de textura argilo-arenosa (SILVEIRA *et al*, 2009).

A precipitação média anual no Noroeste varia entre 1250 a 1500 mm, com concentração de chuvas no verão, sendo as temperaturas nesta estação superiores à 22ºC, já no inverno são inferiores à 18ºC (IAPAR, 2019). O potencial erosivo máximo da região é observado entre os meses de setembro e março (NAKASHIMA, 1999).

A população do município contabilizou 6.418 habitantes no último censo, estando a maioria vivendo no meio urbano (IBGE, 2010). Observa-se um decréscimo no número de habitantes do município no período entre 1980 (14.715 habitantes) e 2020, tendência observada em outros municípios da microrregião de Umuarama (IPARDES, 2006) e, de forma generalizada, em toda a região Noroeste (MORO, 1988; ENDLICH, 2006).

Apesar do decréscimo no número de habitantes a área urbana expandiu no período estudado (1980-2020). Tal fenômeno decorre do êxodo rural no município, forçando a migração da população rural para os núcleos urbanos, em consequência da mecanização agrícola e da expansão do cultivo de monoculturas, fato que se verifica de modo geral na região Noroeste (Moro, 1988).

3. Material e Métodos

3.1 Obtenção e organização dos mapas base e bases cartográficas:

Para o desenvolvimento do estudo foram utilizadas imagens aéreas verticais de três momentos distintos, isto é, 1980, 2005 e 2020. As fotografias aéreas do ano de 1980 (datadas de 22/03/1980, escala 1:25.000), disponibilizadas pelo Instituto de Terras, Cartografia e Geologia do Paraná (ITCG), são os registros mais antigos encontrados da área de estudo. A imagem de 2005 (datada de 26/11/2005), obtida do banco de dados do Google Earth Pro, é a imagem mais antiga que conta nesta base de dados para a área do estudo. E a imagem atual da área da voçoroca, foi obtida em campo realizado em 10/08/2020, por meio de sobrevoo de Veículo Aéreo Não Tripulado (VANT), e para retratar a área urbana em 2020 utilizou-se uma imagem do Google Earth Pro (de 2/5/2020).

Ademais, imagens SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) com resolução de 30 metros disponibilizadas pelo Topodata (www.dsr.inpe.br/topodata) (VALERIANO, 2005) e a carta topográfica (Folha de Francisco Alves), disponibilizada pelo ITCG, na escala 1:50.000 e do ano de 1996, foram empregadas para a delimitação da bacia hidrográfica, obtenção das curvas de nível e hidrografia da área do estudo.

3.2 Interpretação visual das imagens e elaboração da carta de uso e ocupação:

As fotografias de 1980 foram fotointerpretadas utilizando um estereoscópio de espelhos de mesa e um estereoscópio de bolso, disponibilizados pelo Laboratório de Cartografia e Geoprocessamento da Unioeste *campus* Marechal Cândido Rondon. Foram fotoindentificados os elementos, conforme a seguinte chave de fotointerpretação: rede de drenagem (permanente e intermitente), limite das bacias hidrográficas, limites da área urbana de Francisco Alves, e as feições erosivas (ravinas e voçoroca). Os mesmos elementos foram identificados e analisados nas imagens referentes os anos de 2005 e 2020 que, então, foram georreferenciadas, a partir das coordenadas obtidas do Google Earth Pro, por meio do software ArcGIS 10.4 (programa ArcMap).

A elaboração e edição das cartas de uso e ocupação foram realizadas no ArcGIS 10.4. a partir da fotointerpretação das imagens selecionadas para representar cada ano estudado. As classes de uso e ocupação foram delimitadas manualmente por vetorização e as cores da legenda das classes mapeadas foram definidas com base em IBGE (2013). A classificação morfológica da feição erosiva foi baseada em Ireland, Sharpe e Eargle (1939).

Foram definidas as seguintes classes: área urbana, área de empréstimo de areia (exclusivamente para o ano de 1980), cultivo agrícola temporário, edificações, lagoas artificiais, pasto limpo, pasto sujo, solo exposto e vegetação secundária.

Os valores aproximados das dimensões dos polígonos foram obtidos a partir da inclusão do atributo "área" e do emprego da ferramenta *calculate geometry*.

3.3 Elaboração da carta de solos:

O levantamento preliminar dos solos foi realizado em gabinete, sem controle de campo. Os sistemas pedológicos representativos dessa área foram considerados conforme mapa de solos e compartimentação morfopedológica realizada por Nakashima (1999). Os procedimentos seguiram o protocolo descrito em Silva, Hayakawa e Martins (2021).

Para a elaboração da carta de solos utilizou-se um MDE de resolução espacial de 30 metros gerado a partir de imagens SRTM. Através do *software* SAGA GIS 2.3.2 realizou-se a análise do terreno e a obtenção do índice geomorfométrico de posição relativa. O *raster* gerado foi importado e manipulado no ArcGis 10.4., no qual fez-se a discretização das classes e a reclassificação dos valores dos atributos, seguindo os valores de posição relativa propostos por Böhner e Selige (2006).

Em seguida, as unidades de mapeamento das classes de solos foram associadas as classes reclassificadas, a saber: Latossolos Vermelhos (setores de topo), Argissolos Vermelhos-Amarelos (setores médios da vertente), e a associação de Neossolos Flúvicos, Gleissolos Háplicos e Organossolos Háplicos (setores de fundo de vale). As cores do mapeamento foram definidas conforme sugestão de legenda em EMBRAPA (2018).

3.4 Trabalho de campo:

Foram realizados trabalhos de campo para obtenção de imagens da erosão e para a identificação *in loco* das condições de estabilidade e instabilidade da feição por meio do caminhamento dentro e nas margens da voçoroca.

3.4.1 Sobrevoo com VANT para obtenção de imagens:

Para obtenção das imagens aéreas foram empregados dois modelos de Veículos Não Tripulados: *DJI Mavic Pro Platinum* e *DJI Phantom 3 Advanced* disponibilizados pelo Laboratório de Cartografia e Geoprocessamento da Unioeste, *campus* Marechal Cândido Rondon.

O plano de voo foi traçado no programa *Pix4Dcapture*, utilizou-se o VANT *Mavic Pro Platinum* (que obtém imagens georreferenciadas), que sobrevoou a área a 100 metros de altura a partir do solo, recobrindo uma área de 627 x 499 metros e gerando 263 imagens. Em outro voo, a 65 metros de altura, a área recoberta foi de 471 x 400 metros e 103 imagens foram produzidas. Os voos foram realizados sem pontos de controle em solo por não dispor de equipamento com GNSS de precisão.

Após, as imagens foram processadas no *software Agisoft PhotoScan* (versão *trial*), programa *Agisoft*, seguindo a rotina de processamento descrita em Sopchaki *et al*., 2018. Assim, foram elaboradas ortofotos e um MDE representando as altitudes da superfície topográfica junto dos elementos dispostos na superfície.

4. Resultados e discussões

A voçoroca estudada encontra-se instalada no eixo de drenagem da bacia do Córrego Pé de Moleque, no setor sudoeste do núcleo urbano de Francisco Alves. A voçoroca desenvolve-se no fundo do vale onde predomina uma associação de Neossolos regolíticos + Neossolos flúvicos + Organossolos Háplico, conforme mapa preliminar de solos da bacia (Figura 2).

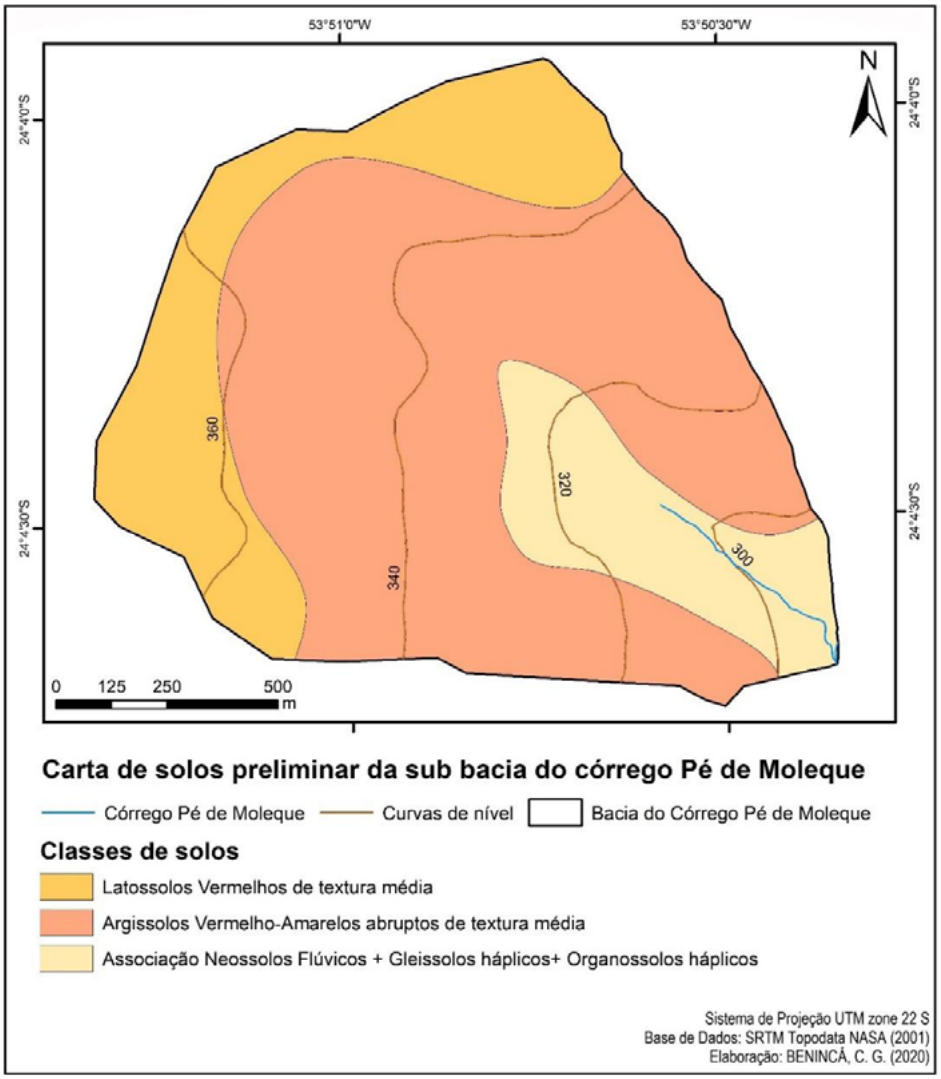


FIGURA 2 – Carta de solos da sub bacia do Córrego Pé de Moleque.

Conforme Nakashima (1999), no sistema pedológico da região de domínio dos arenitos Caiuá são recorrentes quatro classes de solos cuja distribuição está condicionada ao relevo. Verificam-se Latossolos nos topos, interflúvios e patamares extensos, os Argissolos ocorrem nas vertentes de média declividade e em pequenos topos arredondados. Os Neossolos regolíticos estão presentes nas vertentes de declividade mais acentuada e nos fundos de vales onde também ocorrem os Neossolos Quartzarênicos e Neossolos Flúvicos e, em menor proporção, os Organossolos.

A carta de solos corrobora o padrão indicado por Nakashima (1999), e reforça a fragilidade do setor de fundo de vale e das cabeceiras de drenagem indicados pelo autor. No eixo da bacia do Córrego Pé de Moleque predomina um Organossolo Háplico espesso que foi exposto pelo voçorocamento. Atualmente este solo está recoberto por uma camada de colúvio, que de acordo com as imagens estudadas, foi acumulado nas últimas cinco décadas.

A voçoroca estudada é o reflexo das alterações impostas pelo processo de uso e ocupação da terra na bacia do córrego Pé-de-Moleque. A seguir são apresentados os aspectos observados em três momentos da história desta feição.

Em 1980 a voçoroca periurbana já estava instalada e ativa, com presença de uma vegetação esparsa disposta ao longo do trecho superior do canal e nos setores médio e jusante (Figura 3).

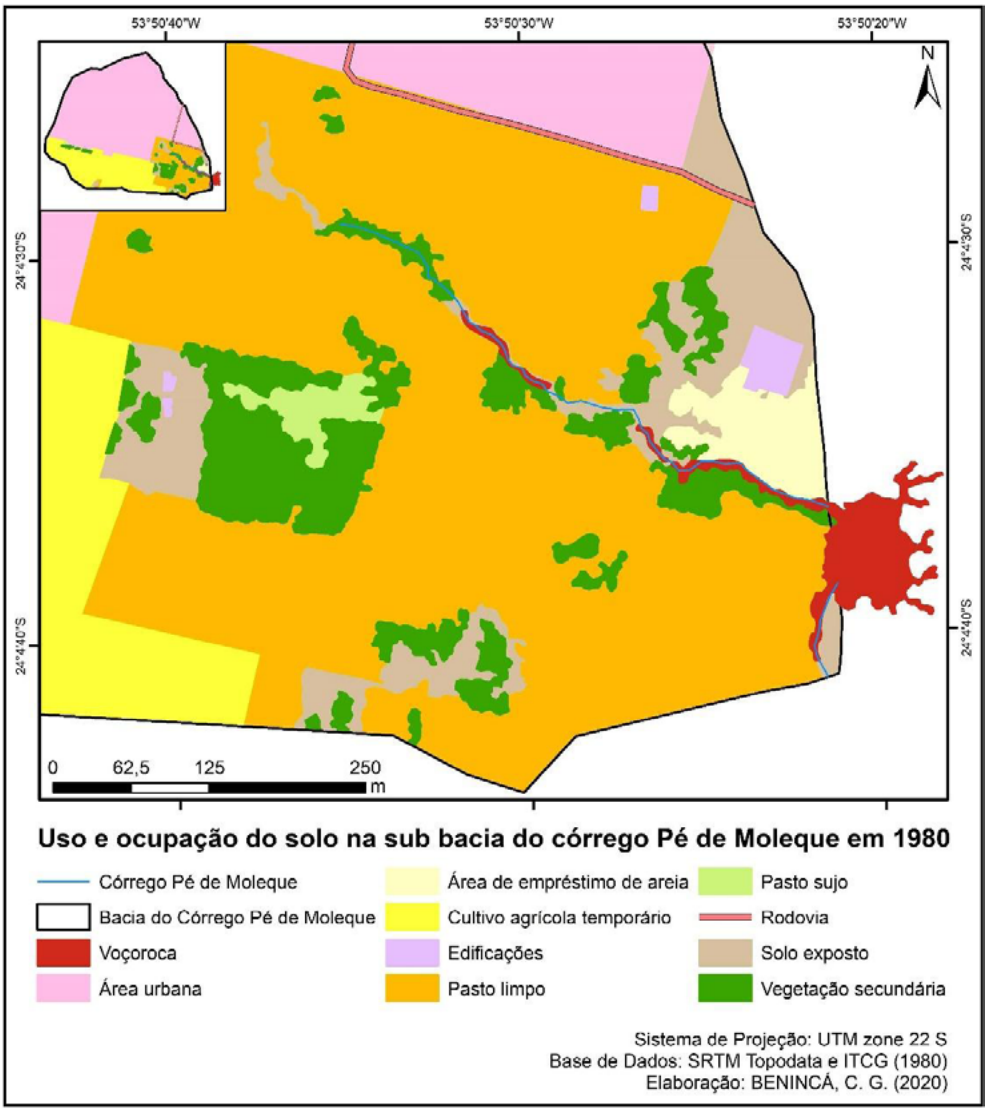


FIGURA 3 – Carta de uso e ocupação do solo da sub bacia do Córrego Pé de Moleque em 1980.

Naquele ano, a área urbana ocupava cerca de 62,5% da bacia do córrego Pé-de-Moleque, nos setores de montante e na margem esquerda. As pastagens ocupavam o fundo de vale (compondo 12,5% da área da bacia), onde são observadas trilhas formadas pelo pisoteio do gado, gerando pequenos canais/vias (sulcos e ravinas de pequeno porte) circundando a feição erosiva. Canais se iniciavam na área urbana e se projetavam à jusante até a voçoroca, indicando a concentração das águas pluviais na área urbana impermeabilizada, e despejadas em galerias dispostas na cabeceira da bacia, onde naturalmente há concentração dos fluxos. Ademais, a pouca vegetação no fundo de vale permite inferir que neste período a voçoroca encontrava-se com suas margens ativas.

O escoamento pluvial na bacia parece ter sido concentrado pela instalação da rodovia no setor de cabeceira e pela expansão da malha urbana em décadas anteriores. Ademais, na margem esquerda do setor a jusante da bacia, atuava uma empresa de extração de areia, que promoveu intensa retirada e movimentação dos solos, alterando a configuração natural do fundo de vale. Tais ações causaram mudanças na hidrologia da bacia, favorecendo a evolução da incisão vertical e longitudinal da voçoroca na década de 1980, quando a feição apresentou sua dimensão máxima (7525 m^2).

Na análise da imagem de 2005 observou-se uma estabilização parcial das margens da feição erosiva e uma pequena diminuição da largura do eixo principal e da área da voçoroca (3,3 m²). No entanto, verifica-se um alongamento da feição erosiva, em sentido remontante e um possível aprofundamento do canal no segmento jusante. Observou-se a redução das ravinas próximas ao canal e aumento de vegetação ciliar no segmento médio da feição, que encobriu parte da feição.

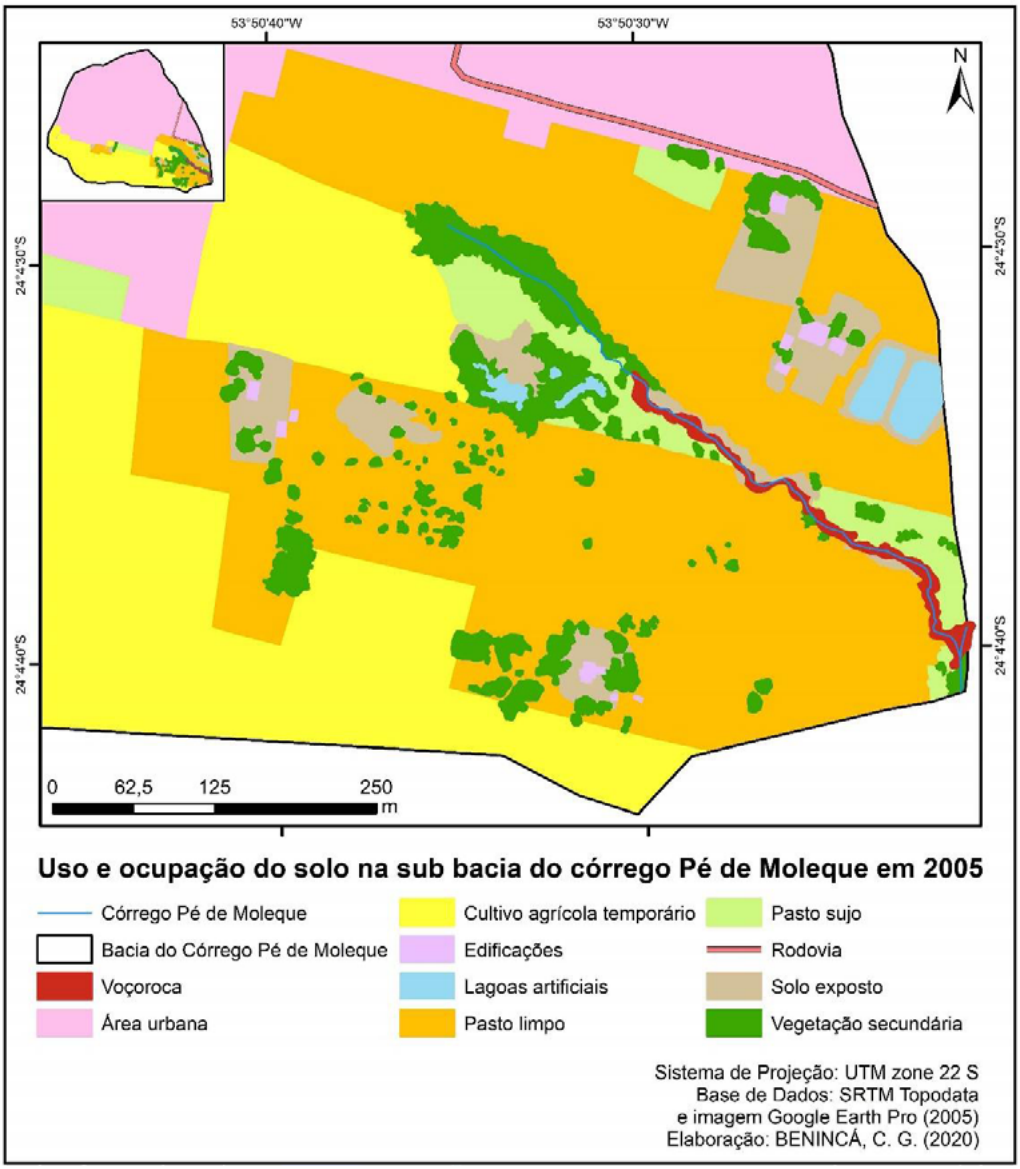


FIGURA 4 – Carta de uso e ocupação do solo da sub bacia do Córrego Pé de Moleque em 2005.

Constata-se um aumento da área dedicada a agricultura (23%) na bacia, em detrimento da área de pastagem (11%) e da vegetação secundária que existia na cabeceira da voçoroca. Estas mudanças se refletem na redução dos sulcos provocados pelo pisoteio do gado e na estabilização das margens. Além disto, a revegetação das margens da feição, a instalação de curvas de nível nas propriedades adjacentes, a construção de redutores/dissipadores de energia das águas pluviais urbanas e a instalação de cercas na margem do córrego favoreceram a estabilização da voçoroca.

O período entre 2005 e 2020 foi marcado pela intensa ocupação e expansão urbana a montante do córrego, conforme indicado na Figura 5. Todo o setor de cabeceira foi ocupado por novos bairros urbanos (a área urbana passou a constituir 75% da área da sub bacia) em detrimento das áreas de cultivos temporários (16,3%) e pastagens (5,4%). Durante este período também ocorreu o aumento da área de vegetação nas margens do córrego, sobretudo com plantação de bambus, e a construção de represas no setor de cabeceira.

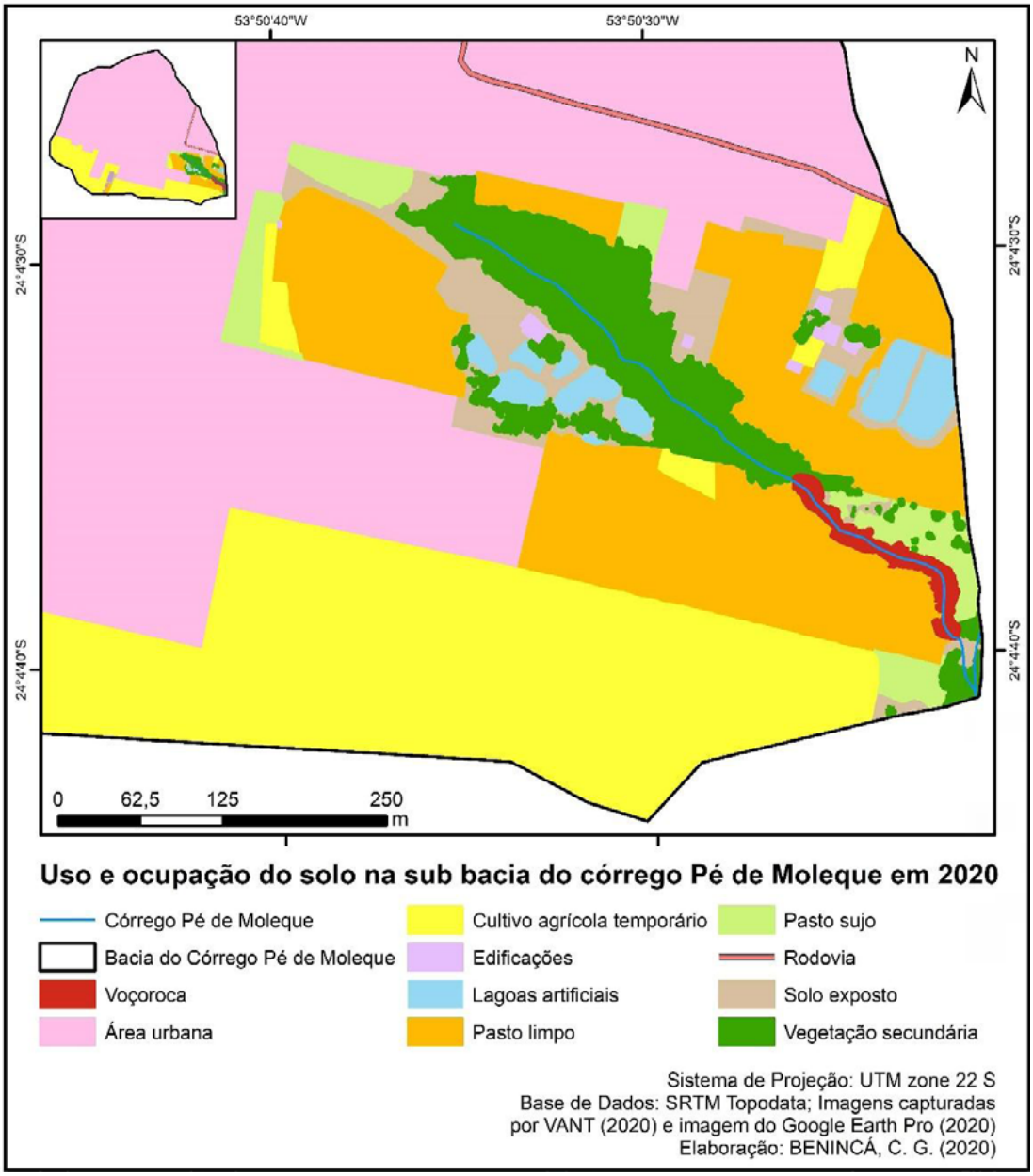


FIGURA 5 – Carta de uso e ocupação do solo da sub bacia do Córrego Pé de Moleque em 2020.

Atualmente o segmento mais instável da voçoroca é o de jusante, no qual há a maior concentração dos fluxos durante os eventos chuvosos. Como destacado por Cunha, Castro e Salomão (1999) a instalação de voçorocas nos fundos de vale desequilibram a dinâmica de toda a vertente, promovendo mudanças em toda sua extensão. Neste sentido, se verifica a desestabilização das margens e a geração de abatimentos que se estendem até o segmento médio do córrego, ocorrendo associada aos Organossolos e aos Neossolos Quartzarênicos, além do aprofundamento do canal que atingiu a rocha subjacente, um arenito do Grupo Caiuá.

De acordo com a Prefeitura Municipal de Francisco Alves (2017, p. 93), em documento sobre segurança alimentar e nutricional, ao tratar de aspectos ambientais, aponta que "(...) aproximadamente 80% de toda água da chuva escoa para o Córrego Pé de Moleque e consequentemente grande quantidade de lixo acaba indo junto com a chuva e contaminando a água" como pôde ser observado na Figura 1.

A deficiência da dissipação e das águas pluviais são determinantes na indução da geração de voçorocas periurbanas (IWASA e FENDRICH, 1998). A ocorrência de feições erosivas nas zonas periurbanas de cidades no Noroeste estão ligadas ao processo histórico de ocupação e colonização, que operou sobre o espaço natural desconsiderando as propriedades físicas dos solos e suas fragilidades. potencializando as dinâmicas de desgaste e transporte de sedimentos, como apontado por Muratori (1984), Mendonça (1994), Cancean, (2013) e Mangueira *et al.* (2015) e corroborado em nosso trabalho.

Em Francisco Alves, como em outros municípios do Noroeste, a ativação de processos erosivos lineares ocorreu a partir da exposição, impermeabilização e compactação dos solos, inviabilizando a infiltração das águas pluviais e concentrando seu escoamento. Nas zonas periurbanas os sistemas naturais buscam se adaptar para dissipar a energia excedente vinda das áreas impermeabilizadas e canalizadas do setor urbano, visando atingir novos estados de equilíbrio, originando feições erosivas.

Ao longo do período estudado a feição manteve um padrão linear com variações, passando de linear/dendrítica, com ramificações tributárias do canal adjacente em 1980, para linear e alongada em 2005, até atingir a forma linear atual que apresenta tendência de alargamento no setor jusante. Ainda que a feição erosiva tenha apresentado redução de suas dimensões ao longo período estudado, constata-se que se encontra ativa, sobretudo no segmento jusante onde são observadas feições como terrasetes, abatimentos e desmoronamento das margens. A expansão da cidade para o setor montante parece ter potencializado a desestabilização da voçoroca.

5. Considerações finais

A voçoroca estudada ainda se encontra ativa no setor jusante. Sua instalação e evolução espaço-temporal refletem as condições de fragilidade estrutural do ambiente, aliado a uma tentativa de adaptar-se e atingir um novo equilíbrio natural, dissipando a energia excedente vinda das áreas impermeabilizadas e canalizadas dos setores urbano e rural da porção superior da bacia para o Córrego Pé de Moleque.

Durante o período analisado foram verificadas variações na morfologia da voçoroca e uma redução de suas dimensões nos segmentos de média bacia e montante entre 1990 e 220. A voçoroca se ajustou a nova configuração hidrológica da área e atingiu um novo nível de base, no qual a rocha impede seu o aprofundamento. A voçoroca passa a ser parcialmente estabilizada após a implementação de técnicas mitigadoras e a adoção de boas práticas de conservação de solo na bacia, mas continua sujeita a eventuais alargamentos. Diante disto, faz-se necessário manter e aprimorar as medidas mitigadoras, como a ampla revegetação do setor jusante, para evitar o alargamento da feição que pode incidir em prejuízos para a área no futuro e manter a área isolada para revegetação natural.

Agradecimentos

Ao Prof. Dr. Ericson H. Hayakawa, ao Me. Bruno Ap. da Silva e à Ma. Patrícia A. de Oliveira pelas contribuições à pesquisa. O presente artigo foi realizado com apoio do CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) /Unioeste por meio de bolsa de Iniciação Científica.

Referências

ANDRADE, A. G. de; CAPECHE, C. L.; PORTOCARRENO, H. Práticas mecânicas e vegetativas para controle de voçorocas. **Comunicado Técnico, 33**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2005.

BIGARELLA, J. J.; MAZUCHOWSKI, J. Z. **Visão Integrada da problemática da erosão**. In: Simpósio Nacional De Controle De Erosão. Maringá: 1985. 322p.

CALEGARI, M. R. **Distribuição da Cobertura Pedológica e o Relevo no Alto Vale do Ribeirão Água do São Francisco – Nova Esperança-PR.** Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geografia Utilização e Conservação de Recursos Naturais. Universidade Federal de Santa Catarina. 2000.

CANCEAN, M. D. J. G. **Estudo da Voçoroca Vila Vitória em área Periurbana no Município de Loanda/PR.** PDE/SEED-PR. 2008. Disponível em: http://www.gestaoescolar.diaadia.pr.gov.br/arquivos/File/producoes_pde/artigo_maria_dolores_jodar_gutierrez.pdf.

CUNHA, J. E. **Caracterização morfológica (macro e micro) e comportamento hídrico de duas topossequências em Umuarama (PR): subsídios para avaliação dos processos erosivos.** Dissertação de Mestrado, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas - Depto. Geografia. Universidade de São Paulo. 1996.

CUNHA, J. E; CASTRO, S. S.; e SALOMÃO F. X. T. **Comportamento erosivo de um sistema pedológico de Umuarama, noroeste do Estado do Paraná.** Revista Brasileira de Ciência do Solo, 23:943–51. 1999.

ENDLICH, M. A. **Pensando os papéis e significados das pequenas cidades do noroeste do Paraná.** 2006. Tese (Doutorado em Geografia) – FCT, Universidade Estadual Paulista, 2006.

FERNANDES, A. L. **Mapa litoestratigráfico da parte oriental da Bacia Bauru (PR, SP, MG), Escala 1:1.000.000.** Boletim Paranaense de Geociências 55:53 66. 2004.

FERNANDES, L. A. e COIMBRA, A. M. **O Grupo Caiuá (Ks):** Revisão Estratigráfica e Contexto Deposicional. Revista Brasileira de Geociências. 24:164–76. 1994.

FERNANDES, L. A.; e COIMBRA, A. M. **Revisão estratigráfica da parte Oriental da Bacia Bauru (Neocretaceo).** Revista Brasileira de Geociências 34:717–28. 2000.

GASPARETTO, N. V. L. **As Formações Superficiais do Noroeste do Paraná e sua Relação com o Arenito Caiuá.** Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica. Universidade de São Paulo. 1999.

GASPARETTO, N. V. L. NÓBREGA, M. T. e CARVALHO, A. **A reorganização da cobertura pedológica no Noroeste do Paraná e as suas relações com o Arenito Caiuá**. Encuentro de Geografos de America Latina, 2001, p. 164-169.

GUERRA, A. J. T.; SILVA, A. S. DA; e BOTELHO, R. G. M. (org). **Erosão e Conservação dos Solos:** Conceitos, Temas e Aplicações 2ª ed. Rio Janeiro: Bertrand Brasil, 2005.

GUIDICINI, G.; NIEBLE, C. M. **Estabilidade de Taludes Naturais e de Escavação.** 2ª edição - São Paulo: Blucher, 1983.

IAPAR - Instituto Agronômico do Paraná. **Atlas climático do estado do Paraná.** Londrina: IAPAR, 2019.

INSTITUTO DE ÁGUAS DO PARANÁ. **Erosão.** Disponível em:http://www.aguasparana.pr.gov.br/arquivos/File/PLERH/Produto1_2-ParteDRevisao_Final_2.pdf. Acesso em: março de 2020

IPARDES - Instituto Paranaense de Desenvolvimento Econômico e Social. **Caderno Estatístico Município de Francisco Alves**. 2020. Disponível em: <http://www.ipardes.gov.br/cadernos/MontaCadPdf1.php?Municipio=87570>. Acesso em agosto de 2020.

IPARDES - Instituto Paranaense de Desenvolvimento Econômico e Social. **Leituras regionais**: Mesorregião Geográfica Noroeste Paranaense/ Instituto Paranaense de Desenvolvimento Econômico e Social. – Curitiba: IPARDES-BRDE, 2004.

IPARDES - Instituto Paranaense de Desenvolvimento Econômico e Social. **Os vários Paranás**: identificação de espacialidades socioeconômico- institucionais como subsídio a políticas de desenvolvimento regional. Curitiba: IPARDES, 2006. http://www.ipardes.pr.gov.br/sites/ipardes/arquivos_restritos/files/ documento /2019-09/varios_paranas_espacialidades_2006.pdf. Acesso em: 30 de janeiro de 2020

IRELAND, H.A.; SHARPE, C.F.S.; EARGLE, D.H. Principles of gully erosion in the Piedmont of South Carolina. **US Department of Agriculture Technical Bulletin**, n. 633, 1939.

IWASA, O. Y; e FENDRICH, R. **Controle da Erosão Urbana.** In: OLIVEIRA, A.M.S; BRITO, S.N.A de (Eds.). Geologia de engenharia. ABGE, Brasil, 1998, p.271-281.

JABUR, I. C.; e SANTOS, M. L. **Revisão Estratigráfica da Formação Caiuá.** Boletim de Geografia UEM 2, 91-106. 1984.

LEPSH, I. F. **Formação e conservação dos solos.** São Paulo: Oficina de textos, 2002.

MAACK, R. **Geografia Física do Estado do Paraná.** 2ªed. Livraria José Olímpio. ED., Curitiba 1981.

MANGUEIRA, C. G.; SANTOS, T. G. P.; SANTOS, L. J. C.; SOUZA, D. C. **Processo de voçorocamento em Loanda:** causas naturais e antrópicas. *In*: 15º Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia e Ambiental. Bento Gonçalves, 2015.

MARCHIORO, E.; ANDRADE, E. E.; OLIVEIRA, J. C. Evolução espaço-temporal de voçorocas no Espírito Santo: estudo de caso nos municípios de Afonso Cláudio e alegre. **Revista Brasileira de Geomorfologia.** São Paulo, v. 17, n. 1, p. 191-204, 2016.

MENDONÇA, F. de A. A Degradação Ambiental do Noroeste do Estado do Paraná: Um Processo de Desertificação Ecológica em Curso. **Pesquisas em Geociências**, v. 21 (1), p.34-39, 1994.

MENDONÇA, F. de A. A erosão urbana de Paranavaí/PR: estudo com base no emprego de fotografias aéreas. **Semina: Ci. Soc./Hum.,** Londrina, v. 14, n. 3, p. 151-154, 1993.

MINEROPAR. **Atlas Geomorfológico do Estado do Paraná.** Minerais do Paraná; Universidade Federal do Paraná. Curitiba, 2006.

MORO, D. A. O êxodo rural e o crescimento populacional da cidade de Maringá no período de 1970 a 1980. **Boletim de Geografia – UEM**, v.6, p. 19-31, 1988.

MURATORI, A. **Erosão no Noroeste do Paraná:** Uma Proposta Metodológica de Estudo Sistemático Através do Uso de Fotografias Aéreas. Dissertação de mestrado, Programa de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas. Universidade Federal do Paraná. 1984.

NAKASHIMA, P. **Sistemas pedológicos da região noroeste do Paraná: distribuição e subsídios para o controle da erosão**. 1999. Tese (Doutorado), Departamento de Geografia da FFLCH, USP, São Paulo, v. 1, 1999.

NÓBREGA, M.T.; GASPARETTO, N.V.L.; e NAKASHIMA, P. **Metodologia para cartografia de Umuarama-PR.** Boletim de Geografia., 10:5-10. 1992.

Prefeitura Municipal de Francisco Alves – Estado do Paraná. Plano Municipal de Segurança Alimentar e Nutricional – Francisco Alves – PLAMSAN 2018/2021. 2017. Disponível em: <http://www.consea.pr.gov.br/arquivos/File/PLANOFRANCISCOALVES.pdf>. Acesso em: setembro de 2020

SERRA, E. **Os primeiros processos de ocupação da terra e a organização pioneira do espaço agrário no Paraná.** Boletim de Geografia UEM 10, 61-93. 1992.

SILVA, B. A; HAYAKAWA, E. H; MARTINS, V. M. **Espacialização das classes de solos a partir de atributos geomorfométricos na Bacia do Paraná 3**. *No prelo.*

SILVEIRA, H.; PAIVA, R. G.; SANTOS, R. M. GONÇALVES JUNIOR, F. A.; NOBREGA, M. T. A Morfopedologia e as Unidades de Paisagem no município de Francisco Alves - PR: Potencialidades e Vulnerabilidades. *In*: **XIII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada.** Viçosa: 2009.

SOPCHAKI, C. H.; PAZ, O. L. S.; GRAÇA, N. L. S. S.; SAMPAIO, T. V. M. Verificação da qualidade de ortomosaicos produzidos a partir de imagens obtidas com aeronave remotamente pilotada sem o uso de pontos de apoio. *In:* **R. Ra'e Ga**, v.43, p. 200-214, 2018

STIPP, M. E. F. **A ocupação do solo e a problemática da arenização e do voçorocamento no município de Paranavaí/PR.** 2007. Tese (Doutorado em Geografia Física), Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, 2007.

FISIOGRAFIA DE NASCENTES EM MINAS GERAIS: COMPARAÇÃO ENTRE DIFERENTES CONTEXTOS GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICOS

Nicolle Rodrigues Grizendi Rocha
Universidade Federal de Juiz de Fora
Rua José Lourenço Kelmer, s/n. Campus Universitário. 36026330. Juiz de Fora - MG
E-mail: nr.nic@hotmail.com
Juliana Aparecida Cantarino Toledo
Universidade Federal de Juiz de Fora
Rua José Lourenço Kelmer, s/n. Campus Universitário. 36026330. Juiz de Fora - MG
E-mail: juliana_cantarino@yahoo.com.br
Miguel Fernandes Felippe
Universidade Federal de Juiz de Fora
Rua José Lourenço Kelmer, s/n. Campus Universitário. 36026330. Juiz de Fora – MG
E-mail: mffelippe@gmail.com

Resumo

Estudos recentes apontam que as nascentes devem ser enxergadas para além de meros locais onde a água exfiltra, visto que ao serem compreendidas enquanto sistemas ambientais, integram processos hidrogeomorfológicos subterrâneos e superficiais. Dessa forma, se manifestam na paisagem de diferentes formas e com distintos comportamentos hidrológicos. A partir da noção de geodiversidade que as envolvem, por emergirem em variados contextos ambientais, o presente trabalho teve como objetivo identificar a heterogeneidade fisiográfica das nascentes a partir da influência interescalar dos elementos do sistema geomorfológico. Para tal fim, foram avaliadas 80 nascentes localizadas em três diferentes compartimentos geológico-geomorfológicos na intenção de verificar de que maneira e com qual constância suas características físicas vão se apresentar nesses distintos locais.

Palavras-chave: hidrogeomorfologia, paisagem, interescalaridade, nascentes.

1. Introdução

A realização de estudos relacionados aos aspectos fisiográficos de determinada paisagem e seus elementos funcionais requer uma interpretação profunda dos seus componentes. De acordo com Morais e Carvalho (2013), a paisagem é dinâmica e passível de constantes alterações, tanto no que se refere aos aspectos sociais, como físicos e biológicos. Sua evolução pode ser compreendida na dialógica entre sua fisiologia (funcionamento) e fisiografia (aparência), no tempo e no espaço perfazendo aspectos materiais e imateriais dos sistemas geomorfológicos em múltiplas escalas (AB'SÁBER, 1969).

Nesse sentido, é importante ressaltar que, nesse trabalho, assim como no plano da geografia física moderna, compreende-se a paisagem como um sistema aberto complexo. Mediante a isso, seu entendimento envolve um todo e não somente a simples adição de elementos disparatados, ou seja, a paisagem natural adicionada às implicações das ações humanas (BERTRAND, 2004).

Deste modo, a paisagem é em uma determinada porção do espaço, "(...) o resultado da combinação dinâmica, portanto instável, de elementos físicos, biológicos e antrópicos que, reagindo dialeticamente uns sobre os outros, fazem da paisagem um conjunto único e indissociável, em perpétua evolução" (BERTRAND, 2004, p. 141). Portanto, a variedade e a diversidade dos elementos que a constituem e as suas inter-relações engendram, segundo o autor, dessemelhanças entre as distintas paisagens do globo.

Com base em tal entendimento, pode-se inferir que os estudos relacionados a hidrogeomorfologia devem ocorrer de maneira integrada ao meio geobiofísico, posto que, a água é considerada um elemento primordial ao desenvolvimento de múltiplos processos naturais, influenciando na dinâmica evolutiva da paisagem, sobretudo, nos ambientes de clima Tropical Úmido (COELHO NETO, 1992). Um dos elementos-chave nessa compreensão são as cabeceiras de drenagem, cuja dinâmica e evolução perfazem o modelado dos interflúvios estabelecendo a rugosidade da morfologia das paisagens (COELHO NETO, 2003). As cabeceiras de drenagem são sistemas hidrogeomorfológicos compostos por diversos sub-sistemas estruturantes de seu funcionamento. Sua relevância (ambiental e social) posta-se na origem dos canais fluviais e da drenagem superficial.

Nessa conjuntura são apresentadas as nascentes. Consideradas elementos fundamentais ao equilíbrio do sistema hidrológico, conforme Felippe (2013), se caracterizam pela passagem da água do meio subterrâneo para o superficial, através do processo de exfiltração, definindo a espacialização da rede hidrográfica, conformando ecossistemas singulares de importância ímpar para a harmonia do sistema ambiental.

Ainda de acordo com autor, esses sistemas ambientais complexos e heterogêneos, constituem-se pelo agrupamento de vários elementos. Sua estrutura é condicionada pela interescalaridade dos fenômenos que conformam as nascentes, coadunando tanto características ambientais regionais, quanto locais, com ênfase no contexto geológico-geomorfológico, aliado às ações antropogênicas (MARQUES E FELIPPE, 2017).

Em vista disso, as nascentes não devem ser compreendidas como meros locais, pontos ou fluxos da água, mas como sistemas ambientais que integram processos hidrogeomorfológicos subterrâneos e superficiais. Essas se materializam na natureza sobre diferentes formas e com distintos comportamentos hidrológicos dada à grande diversidade de elementos naturais e antrópicos da paisagem que com ela se inter-relacionam (FELIPPE, 2009).

A partir da noção de diversidade que envolve esses sistemas, dados os variados contextos ambientais nos quais se inserem, emerge o reconhecimento da importância de identificar a heterogeneidade fisiográfica das nascentes. Destarte, o presente texto tem como alvo a discussão acerca da influência interescalar dos elementos do sistema geomorfológico na fisiografia das nascentes. Para isso foram elencadas nascentes que estão inseridas em três diferentes compartimentos geológico-geomorfológicos. A intenção é verificar de que maneira e com qual constância as características físicas das nascentes estudadas vão se apresentar nesses distintos locais.

De acordo com Felippe e Magalhães Jr. (2009), no que toca à realização de estudos relacionados a fisiografia de nascentes, pode-se elencar duas características básicas para o seu reconhecimento, são elas a morfologia e o tipo de exfiltração. Soma-se a isso, dois aspectos relacionados a sua dinâmica, a mobilidade e a sazonalidade. De posse dessas quatro características consideradas preponderantes, pode-se se aproximar do quadro fisiográfico desses sistemas (Quadro 1).

QUADRO 1
Parâmetros fisiográficos

Mobilidade	Fixa	O ponto de exfiltração não se desloca
	Móvel	O ponto de exfiltração se desloca sazonalmente
Sazonalidade	Perene	Sua exfiltração é relativamente constante durante todo o ano hidrológico
	Intermitente	Deixa de exfiltrar em períodos de déficit hídrico
	Efêmera	Exfiltra apenas em épocas chuvosas
Exfiltração	Pontual	Exfiltração concentrada em um único local
	Difusa	A água aflora promovendo encharcamento do solo
	Múltipla	Um mesmo sistema com dois ou mais pontos de exfiltração
Morfologia	Concavidade	Ocorrem em trechos côncavos da vertente, mormente em rupturas de declive, formando canais apenas a jusante da exfiltração
	Duto horizontal	São caracterizadas pela exfiltração em canais erosivos subterrâneos horizontais que interceptam a superfície em algum ponto da vertente, formando pequenas cavidades com formas circulares
	Afloramentos rochosos	São caracterizadas pela presença de afloramentos rochosos no local da exfiltração, seja em canais ou mesmo na vertente
	Canal	Ocorrem essencialmente em canais erosivos – ravinas ou sulcos – quando interceptam o nível freático
	Cavidade	Ocorrem em cavidades erosivas com formas que se assemelham a marmitas ou panelas, em que a profundidade é maior do que a largura, normalmente após uma ruptura de declive
	Duto vertical	São similares às em duto, porém, neste caso, os canais erosivos subterrâneos são verticais e, por isso, a água aflora verticalmente em áreas planas, constituindo verdadeiros "olhos d'água"

Fonte: Felippe (2009), adaptado pelos autores.

Dentre os parâmetros elencados, a morfologia é considerada o parâmetro mais imediato na caracterização das nascentes, apresentando-se pela forma (em escala local) que abriga a exfiltração. Quando a superfície topográfica "toca" o nível potenciométrico ocorre a exfiltração da água. Esse processo pode ocorrer de modo concentrado ou disperso, perfazendo nascentes de exfiltração pontual ou difusa, respectivamente (FARIA, 1997; FELIPPE 2009). Em alguns casos, um mesmo sistema possui mais de um local de exfiltração (seja ela pontual ou difusa), configurando o que Felippe (2009) reconhece por nascente múltipla.

Já a dinâmica das nascentes apresenta uma complexa relação entre os fluxos subterrâneos e o regime climático (FELIPPE e MAGALHÃES JR., 2009; FELIPPE e MAGALHÃES JR., 2013; MARQUES et al., 2016), por esse motivo, existem nascentes perenes, intermitentes e efêmeras. Por conseguinte, alimentadas por fluxos temporários ou constantes, o nível freático que condiciona a existência das nascentes oscila ao longo do ano hidrológico. Com isso, dependendo da morfologia na qual a nascente se situa, pode ter seu ponto/área de exfiltração alterado (FARIA, 1997).

Em face do exposto, é notória a complexidade que envolve o estudo de nascentes, ao passo que sua caracterização está para além do seu entendimento como um mero ponto onde a água exfiltra, perpassando, dessa forma, por aspectos geomorfológicos que integram sua fisiografia e parâmetros conceituais que envolvem o seu reconhecimento e caracterização, com os quais se procurou dialogar e interpretar.

2. Área de Estudo

De acordo com Felippe (2009), a dinâmica das nascentes está subordinada aos elementos naturais e sociais do meio no qual estão inseridas e também, pela maneira como estes estão dispostos no espaço. Isso possibilita perceber as diferenças existentes entre as características das nascentes encontradas em distintos domínios paisagísticos.

Por esse motivo, é indispensável a descrição dos aspectos geográficos das unidades de estudo, pois permitirão uma interpretação mais rica de suas nascentes. Além disso, conforme Troppmair (2004), investigar as características, a estrutura e a dinâmica da paisagem, auxilia na identificação e entendimento dos sistemas ambientais.

As unidades de estudo selecionadas para o desenvolvimento desse trabalho se localizam em três distintos compartimentos geomorfológicos do estado de Minas Gerais, são eles: a Depressão de Belo Horizonte, as Serras do Quadrilátero Ferrífero e a Serra da Mantiqueira. No primeiro situam-se nascentes estudadas no Parque Municipal Fazenda Lagoa do Nado e Parque Primeiro de Maio (município de Belo Horizonte-MG); no Quadrilátero Ferrífero, foram estudadas nascentes do Parque das Mangabeiras (município de Belo Horizonte-MG); no terceiro compartimento, a Serra da Mantiqueira, as nascentes encontram-se no campus universitário da Universidade federal de Juiz de Fora (município de Juiz de Fora-MG).

A Depressão de Belo Horizonte apresenta uma sequência de colinas de vertentes convexas e topos planos e arqueados, marcados pela dissecação fluvial, conformando vastos vales de fundo chato. No que se refere às coberturas superficiais, são caracterizadas como espessas, compostas por solos, predominantemente, Argissolos vermelho-amarelos distróficos. Quase totalidade da depressão se localiza em altitudes que variam entre 800 a 900 metros, com embasamento geológico caracterizado por rochas gnáissicas e migmatíticas, inseridas no embasamento cristalino arqueano, com manto de intemperismo denso, em sua maior parte, silto-argiloso (FELIPPE, 2009)

As Serras do Quadrilátero Ferrífero revelam, segundo Silva et al (1995), um controle litoestrutural e estratigráfico resultando em sucessivas linhas de serras, quase ortogonais entre si. Ainda segundo o autor, a paisagem é caracterizada por vertentes íngremes, vales encaixados com fundo em "V", elevações atingindo cotas superiores a 1.500 metros e vertentes marcadas por extensas ravinas. Os mantos de intemperismo menos espessos em comparação com a Depressão, apresentando afloramentos rochosos nas médias e altas vertentes (COSTA, 2002). No substrato geológico da área de estudo nesta unidade predominam itabiritos, filitos e dolomitos (FELIPPE, 2009).

A Serra da Mantiqueira, nas imediações de Juiz de Fora, integra os chamados "Mares de Morros" (AB'SÁBER, 2003), sendo caracterizados como uma mamelonização topográfica com vales profundos, encostas de alto declive e altitudes médias em torno dos 800m (AGEVAP, 2007). Sua litologia compreende rochas como o gnaisse, biotita gnaisse, ortogranulitos, calcissilicáticas, metassedimentares, granada quartzitos, entre outros, com predominância de solos tipo latossolos vermelho-amarelos e cambissolos (ROCHA, 2006).

3. Metodologia

Inicialmente o trabalho teve como ponto de partida a seleção das nascentes através do banco de dados sobre nascentes produzido pelo grupo TERRA/UFJF. Esses dados foram obtidos em trabalhos de campo, com observação direta das nascentes, a partir das diversas pesquisas sobre o tema, desenvolvidas ao longo dos últimos 10 anos.

Posteriormente foi realizada a organização e tabulação desses dados, dando origem a gráficos e tabelas que possibilitaram a realização das interpretações que sustentam o presente trabalho. Sequencialmente, foram comparados os resultados entre distintos compartimentos e dentro desses. Tais comparações permitiram a realização da discussão envolvendo os fatores que influenciam e condicionam a fisiografia das nascentes. No total foram utilizadas para o estudo dados de 80 nascentes, das quais, 19 compõem a unidade Depressão de Belo Horizonte, 52 as Serras do Quadrilátero e, 9 a Serra da Mantiqueira.

É ainda importante explicitar que ao longo das interpretações e confecção do texto foi feita uma revisão bibliográfica sobre o tema no intuito de permitir a construção das amarras teóricas necessárias à discussão.

4. Resultados e Discussões

De acordo com Felippe e Magalhães Jr. (2009), a morfologia da nascente vincula-se, diretamente, à feição geomorfológica (na escala local) que abriga a passagem da água subterrânea para o meio superficial. Relaciona-se com o tipo de exfiltração da nascente, que representa o modo como a água aflora, apontando visível relação entre energia dos fluxos subterrâneos e o material geológico no qual a nascente se situa.

Assim, no que se refere aos elementos ligados à fisiografia de uma nascente, a morfologia e o tipo de exfiltração emergem em importância. Porém, essas características não se estabelecem de modo despropositado, mas são consequências da estrutura, dinâmica e funcionalidade do sistema nascente. Desse modo, sistemas muito energéticos tendem a possuir fluxos mais velozes, capazes de exfiltrar de modo concentrado com maior facilidade, promovendo morfologias que respondem a essa dinâmica (normalmente dissecadas). Essa lógica, no entanto, pode ser desconstruída devido à influência dos elementos externos ao sistema, bem como em relação à temporalidade de ajuste destes a perturbações ou transformações.

No universo de nascentes estudado, pode-se observar uma considerável variabilidade de morfologias (Figura 1). Foram verificadas a presença das seis formas aventadas por Felippe (2009), elencadas no Quadro 1, além do tipo "*CANALIZADA*", referindo-se a sistemas em que as alterações antrópicas subjugaram a forma original, promovendo relevos tecnogênicos.

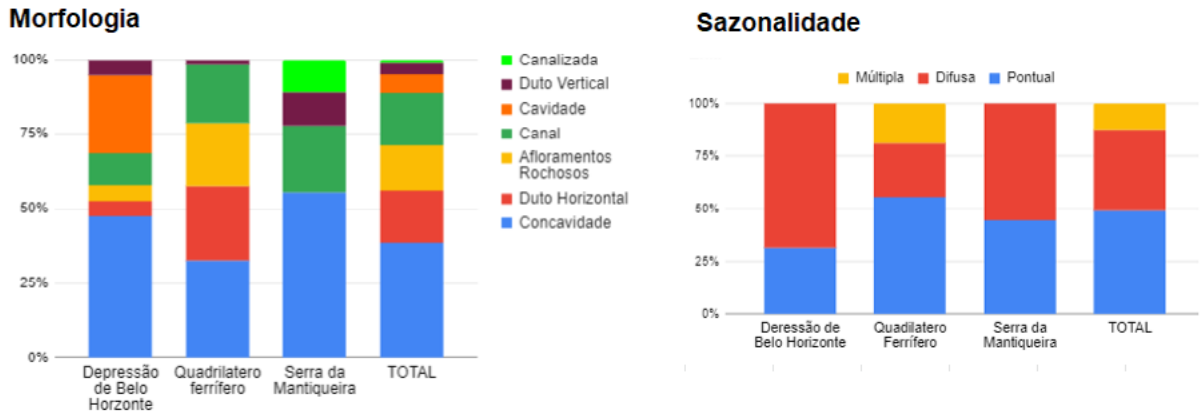


Figura 1: Frequência relativa das morfologias e tipos de exfiltração das nascentes.
Fonte: Elaborado pelos autores.

De modo geral, a morfologia que mais se pronuncia é a *CONCAVIDADE*, manifestando considerável representatividade nos três compartimentos. As formas côncavas são comuns em zonas úmidas, associadas à evolução e desenvolvimento dos mantos de alteração e à mamelonização do relevo. Podem ser gerados por processos erosivos (físicos), associados ou não ao esvaziamento geoquímico das coberturas superficiais (como em formações de "*dales*"). O coluvionamento também pode ter papel nessa gênese, preenchendo feições erosivas.

As nascentes com morfologia de *CANAL* e *DUTO VERTICAL* também são vistas nos três compartimentos. As primeiras estão relacionadas ao processo universal de erosão linear (escoamento superficial concentrado) que, em maior ou menor grau, participa da esculturação da paisagem em todos os ambientes estudados. Os dutos verticais, por sua vez, são estruturas menos comuns, associadas normalmente ao efeito sifão existente em terrenos em que as superfícies topográfica e rochosa não são paralelas. Assim, há um vetor vertical dos fluxos subsuperficiais nos solos ou sedimentos, controlado pelo potencial gravitacional (zonas de recarga de maior potencial) e pela superfície impermeabilizante da rocha matriz.

Em relação às nascentes presentes na Depressão, verifica-se que a maioria apresenta morfologia em *CONCAVIDADE*, aproximadamente 50%, seguidas das em *CAVIDADE*. Tais características podem ser atribuídas ao fato de a área possuir manto de intemperismo profundo, chegando a superar 90 metros em alguns locais (COSTA, 2002), e feições suaves - fatores característicos da ocorrência de nascentes em *CONCAVIDADE* (FELIPPE, 2013). A considerável ocorrência das nascentes em *CAVIDADE* vincula-se, muitas vezes, a processos erosivos antropogênicos. Apesar das nascentes desse compartimento encontrarem-se em parques urbanos, não estão isentas das influências do entorno (área densamente urbanizada), sobretudo no que diz respeito ao controle e dissipação do escoamento superficial pelo sistema de drenagem pluvial.

Ainda no que toca ao manto de intemperismo, sua profundidade na Depressão de Belo Horizonte dificulta a ocorrência de afloramentos rochosos, o que explica a pouca presença desse tipo de morfologia na área. Além disso,

segundo Costa (2002), o tipo de aquífero do local tem pouca eficiência, o que torna a velocidade dos fluxos subterrâneos menor, freando, dessa forma, a formação de nascentes em dutos. A declividade mais suave do relevo, por sua vez, eleva a acreção lateral em detrimento da incisão vertical, dificultando a existência de nascentes em *CANAL* (FELIPPE, 2009).

Como na Depressão, na Serra da Mantiqueira há o predomínio da morfologia *CONCAVIDADE*; tal característica pode, também, ser atribuída ao espesso manto de intemperismo característico da área. Entretanto, devido a ocorrência de vales profundos e encostas de altos declives, os processos de incisão vertical associados à erosão linear também são pujantes, promovendo a ocorrência de nascentes em *CANAL* em proporção significativa. A existência de nascentes *CANALIZADAS* se explica pela forte influência antrópica observada nos arredores.

Por fim, nas Serras do Quadrilátero Ferrífero é verificada uma distribuição mais regular dos tipos de morfologia; exceção ao *DUTO VERTICAL*, de pequena incidência. Tal evidência é atribuída à maior heterogeneidade dos elementos físicos que integram a paisagem local, como a ocorrência de afloramentos nas médias vertentes; litologias extremamente resistentes nas altas, vales que possibilitam a formação de canais etc. (COSTA, 2002). Apesar do forte controle litoestrutural na área, seu interior é marcado por distintas formações geológicas nas quais é possível destacar desde litologias mais resistentes, àquelas mais friáveis, compostas por xistos e filitos, muito intemperizados (SILVA et al. 1995).

Entretanto, apesar da diversidade encontrada, nota-se que nem todas as morfologias estão presentes nos três compartimentos. Não são observadas nascentes em *CAVIDADE* no quadrilátero, provavelmente por esse tipo de forma está associada a processos erosivos e antrópicos (FELIPPE, 2009). As nascentes estudadas nesta unidade encontram-se em boas condições de conservação, com baixa pressão antrópica.

Entre as nascentes da Serra da Mantiqueira, não foram verificadas as de morfologia *DUTO HORIZONTAL*, *AFLORAMENTO* e *CAVIDADE*. Nesse local o intenso processo de mamelonização, associado a mantos de alteração profundos, dificulta a ocorrência de afloramentos; o efeito sifão também não é comum, já que não há camadas de impermeabilização próximo à superfície. Já a inexistência de cavidades é devido a dissipação do escoamento superficial de modo disperso, diminuindo seus efeitos erosivos.

De forma ainda mais direta do que a morfologia das nascentes, o tipo de exfiltração está diretamente relacionado à energia dos fluxos subterrâneos e subsuperficiais. A diferença de potencial gravitacional define a direção e velocidade dos fluxos em aquíferos freáticos. Ademais, a existência de superfícies de menor rugosidade e material mais friável também contribui para que o escoamento seja concentrado. Nesse sentido, é fundamental compreender a espacialidade das zonas de recarga e a hidrodinâmica entre os materiais geológicos que ocorrem em perfil.

No que se refere aos tipos de exfiltração encontrados, observa-se que a maioria das nascentes situadas na Depressão de Belo Horizonte e Serra da Mantiqueira são difusas. De acordo com Felippe (2013), às nascentes em *CONCAVIDADE*, normalmente, possuem exfiltração difusa. Segundo ele, esses locais possuem feições suaves, cujas bases atingem o nível freático, característica que possibilita esse tipo de exfiltração. Assim, nas palavras do autor "a baixa declividade proporcionada pelas concavidades tende a conferir menor gradiente aos fluxos subterrâneos, provendo a exfiltração de modo difuso" (FELIPPE, 2013, P. 105).

O oposto ocorre nas Serras do Quadrilátero Ferrífero, em que a maioria das nascentes é pontual. Além disso, são ainda encontradas nascentes de exfiltração

múltipla, mas em menor quantidade se comparadas às demais. O que explica essa diferença é justamente aquilo que, do ponto de vista hidrogeomorfológico, mais diferencia este compartimento dos demais: a profundidade do manto de alteração.

Os mantos rasos desse compartimento, com a rocha sã a poucos centímetros de profundidade, promovem uma rápida entrada e distribuição da água no meio subsuperficial. Soma-se a isso, as elevadas inclinações das vertentes, associadas ao intenso controle litoestrutural, o que promove um elevado gradiente potenciométrico, já que as zonas de recarga se encontram muito elevadas, porém, horizontalmente próximas às zonas de descarga.

A consequência disso é uma maior velocidade do escoamento subsuperficial, capaz de erodir as partículas que compõem esse raso manto de alteração, promovendo a exfiltração concentrada (pontual) da água. Porém, quando a superfície topográfica intercepta o escoamento subsuperficial (como em margens de canais fluviais ou cicatrizes de movimentos de massa), vários pontos de exfiltração acabam por ocorrer, consistindo em uma nascente múltipla.

Como se vê, parte significativa das explicações para os aspectos hidrogeomorfológicos das nascentes está relacionada às características dos mantos de alteração (local ou zonal). Esse também será um importante elemento para explicar a dinâmica hidrológica das nascentes, uma vez que o escoamento de base parece cumprir uma função menor do que o escoamento subsuperficial na alimentação das nascentes estudadas. Além desses, a sazonalidade e a mobilidade, aspectos relacionados à dinâmica do sistema nascente, são também importantes na medida em que evidenciam características relativas à regularidade dos seus fluxos.

Por conseguinte, as características da dinâmica hidrológica das nascentes avaliadas também aproximam aquelas da Serra da Mantiqueira e da Depressão de Belo Horizonte, diferenciando-as daquelas do Quadrilátero Ferrífero (Figura 2).

. A mobilidade das nascentes é definhada pela mudança (móvel) ou não (fixa) da localização do afloramento de água (pontos ou zonas de exfiltração); ocorre em razão da variação sazonal do aquífero e da oscilação do nível freático (FELIPPE, 2009). A avaliação desse parâmetro ocorre por observação direta em campo, normalmente, acompanhados de testes para comprovação da exfiltração. No entanto é importante salientar que a intermitência de algumas nascentes engendra dificuldades em caracterizar sua mobilidade, uma vez que que não há como localizar o ponto de exfiltração em épocas de seca (FELIPPE, 2009). Desse modo, algumas estão apresentadas como “sem informação”, porque eram intermitentes, portanto, não sendo possível verificar essa movimentação.

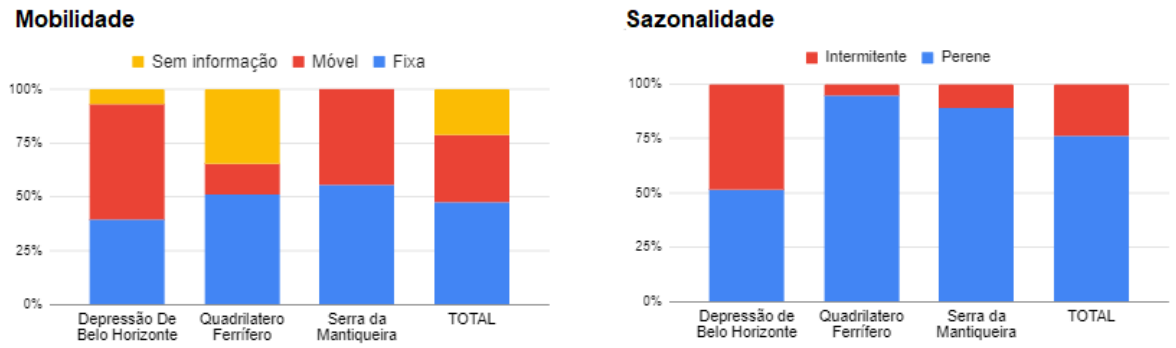


Figura 2: Frequência relativa mobilidade e sazonalidade das nascentes
Fonte: Elaborado pelos autores.

No conjunto dos dados, verifica-se que no Quadrilátero Ferrífero e na Serra da Mantiqueira prevalecem as nascentes fixas, enquanto na Depressão de Belo Horizonte pouco mais da metade é classificada como móvel. Ressalta-se que, excetuando-se as nascentes sem informação, o número de nascentes fixas é expressivamente maior do que o de nascentes móveis, fato que não ocorre em dois outros compartimentos, onde há maior equilíbrio.

A energia dos sistemas hidrogemorfológicos do Quadrilátero Ferrífero responde por esses dados, já que a exfiltração (em sua maior parte, concentrada) é abrigada por morfologias mais bem definidas, como os dutos horizontais. Evidentemente, o elevado percentual de nascentes "sem informação" prejudica interpretações mais profundas. Já na Depressão de Belo Horizonte e na Serra da Mantiqueira, as nascentes serão móveis sobretudo quando se encontrarem em canal, pois essa forma possui vários pontos de afloramento do nível freático longitudinalmente.

Os dados de sazonalidade são explicados pela capacidade de armazenamento e transmissividade dos sistemas aquíferos que alimentam as nascentes, mas também, pelo regime pluviométrico regional, uma vez que o tempo de recessão está ligado ao balanço hídrico (FELIPPE e MAGALHÃES JR., 2009). Os três compartimentos estão localizados na zona climática tropical úmida, caracterizada pela manifestação de excedente hídrico nos meses de dezembro-janeiro, época de verão e altos níveis pluviométricos, promovendo maior exfiltração. De maneira inversa, nos meses de julho e agosto, período de inverno, as precipitações diminuem consideravelmente, suscitando na redução da vazão e, consequentemente, na intermitência das nascentes (FELIPPE, 2009). Por outro lado, há diferenças entre os totais pluviométricos e a extensão do período seco, fazendo a Depressão de Belo Horizonte o compartimento menos favorecido nesse aspecto.

Percebe-se a predominância das nascentes perenes nos três compartimentos geológico-geomorfológicos (Figura 2). No entanto, ao particularizar os dados, vê-se que no Quadrilátero Ferrífero e na Serra da Mantiqueira, respectivamente, 90% e 80% das nascentes são consideradas perenes. Já na Depressão de Belo Horizonte verifica-se um equilíbrio na incidência da sazonalidade.

Isso está relacionado não mais ao escoamento subsuperficial (como nas características anteriormente interpretadas), mas, principalmente, ao escoamento de base. Nesse sentido, é preciso compreender o funcionamento dos sistemas aquíferos de cada compartimento. Na Depressão de Belo Horizonte, apesar do contato entre os aquíferos granular e fissural, a profundidade das coberturas superficiais dificulta sobremaneira que o escoamento de base sustente as nascentes quando os fluxos subterrâneos locais cessam.

Situação oposta ao do Quadrilátero Ferrífero, que possui uma dinâmica mais complexa do sistema aquífero, devido à variabilidade de aquíferos fissurais opostos ao superficial (granular). Na Serra da Mantiqueira, por sua vez, a profundidade do manto é gradualmente menor em direção aos canais fluviais que, muitas vezes, possuem leito rochoso. Dessa maneira, apesar de grande mobilidade, as nascentes permanecem perene, já que os fluxos subterrâneos se acumulam nas partes baixas das vertentes, mantendo a alimentação das nascentes em cotas menores.

5. Considerações Finais

Os atributos físicos (em escala regional) das áreas nas quais se localizam as nascentes influenciam, diretamente, em suas características fisiográficas. Por outro lado, aspectos locais e supra-locais (como a profundidade do manto de alteração e a existência de afloramentos rochosos) também possuem papel relevante na estruturação da nascente.

Desse modo, sob a ótica da Complexidade, percebe-se um condicionamento interescalar da fisiografia das nascentes. Assim, enquanto os processos em escalas menores produzem condicionantes gerais para a formação das nascentes, suas especificidades parecem responder aos processos em escalas maiores (locais), promovendo a geodiversidade das nascentes.

Nesse sentido, dentro de uma mesma unidade de paisagem pode haver uma grande inomogeneidade de formas e tipos de nascentes e, por outro lado, nascentes fisiograficamente semelhantes podem aparecer em distintos cenários. Tais afirmativas podem ser evidenciadas quando os aspectos apreciados na interpretação dos resultados são retomados. Um elemento-chave que emerge para a explicação dessa diversidade é o manto de alteração, sobretudo seus aspectos hidrodinâmicos enquanto meio de armazenamento e transmissão de água.

Ao final, é importante alcançar que o estudo de nascentes envolve uma gama de elementos circundantes e não apenas o ponto onde ela se localiza. A investigação de campo é fundamental, pois só a partir dela é possível verificar especificidades locais essenciais a sua diagnose. Todavia, não se pode negligenciar que os aspectos geomorfológicos regionais da paisagem onde essas se inserem influenciam, diretamente, na conformação das nascentes, perfazendo uma lógica complexa e interescalar de abordagem desses sistemas.

Referências

AB'SABER, Aziz Nacib. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o quaternário. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 18, p. 1-23, 1969.

_____, A. N. **Os domínios de natureza no Brasil: potencialidades paisagísticas**. São Paulo: Ateliê Editorial, 2003.

AGEVAP - Associação Pró-Gestão das Águas da Bacia Hidrográfica do Rio Paraíba do Sul (Rio de Janeiro). **Plano de Recursos Hídricos da Bacia do Rio Paraíba do Sul**. Resende, 2007.

BERTRAND, G. **Paisagem e geografia física global: Esboço metodológico**. Raega-O O espaço geográfico em análise, v.8, 2004.

COELHO NETTO, A. L. O geoecossistema da Floresta da Tijuca. In: Abreu, Maurício de Almeida. org. Natureza e Sociedade no Rio de Janeiro. **Coleção Biblioteca Carioca**. Rio de Janeiro: Secretaria Municipal de Cultura. 1992

_____. Evolução de cabeceiras de drenagem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ): a formação e o crescimento da rede de canais sob controle estrutural. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Ano 4, Nº 2,69-100, 2003.

COSTA, Walter Duarte. **Caracterização das condições de uso e preservação das águas subterrâneas do município de Belo Horizonte** – *MG*. Tese (Doutorado) – Universidade de São Paulo, 2002.

FARIA, A. P. A dinâmica de nascentes e influência sobre os fluxos nos canais. **A água em revista**. Rio de Janeiro, v.8, p.74-80, 1997.

FELIPPE, M. F. **Caracterização e tipologia de nascentes em unidades de conservação de Belo Horizonte com base em variáveis geomorfológicas, hidrológicas e ambientais.** Dissertação (mestrado), Universidade Federal de Minas Gerais, 2009.

_____, M. F. **Gênese e dinâmica de nascentes: contribuições a partir da investigação hidrogeomorfológica em região tropical**. Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Minas Gerais, 2013.

_____, Miguel. F.; MAGALHÃES JR., A. P. Análise da variabilidade da vazão das nascentes no Parque das Mangabeiras (Belo Horizonte-MG) em relação aos seus condicionantes ambientais. **In: Anais do XIII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada**. Viçosa-MG, 2009.

_____, M. F; MAGALHÃES JR, A. P. Conflitos conceituais sobre nascentes de cursos d'água e propostas de especialistas**. Revista de Geografias**, v.9, n.1, p. 70-81, 2013.

MARQUES L. O; FELIPPE, M. F. Diversidade hidrogeomorfológica de nascentes nos domínios dos mares de morros: casos do Jardim Botânico da UFJF (juiz de fora – mg). Campinas. **In: Anais do XVII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada**, p. 3293-3298, 2017.

_____; VIEIRA, A. T; FELIPPE, M. F. Monitoramento da dinâmica hidrológica de nascentes em três escalas temporais. **In: XI Simpósio Nacional de Geomorfologia**, 2016, Maringá-PR. Anais do.... Maringá-PR: UEM, 2016.

MORAIS, R; CARVALHO, T. M. Cobertura da terra de parâmetros da paisagem no município de Caracaraí. Roraima. **Revista Geográfica Acadêmica**, v.7, n.1, p.45-59, 2013.

ROCHA, G. C. **Riscos Ambientais: Análise e Mapeamento em Minas Gerais**. Juiz de Fora: UFJF, 2006.

SILVA, Adelbani Braz da; CARVALHO, Edésio Teixeira de; FANTINEL, Lucia Maria; ROMANO, Antonio Wilson; VIANA, Claudia de Santos. **Estudos geológicos, hidrogeológicos, geotécnicos e geoambientais integrados no município de Belo Horizonte: projeto estudos técnicos para o levantamento da carta geológica do município de Belo Horizonte; relatório final**. Belo Horizonte: FUNDEP/UFMG-IGC, 1995.

TROPPMAIR, H. **Biogeografia e meio ambiente**. 6ª ed. Rio Claro: Divisa, 2004.

INVENTÁRIO DOS MOVIMENTOS DE MASSA EM UMA BACIA DE DRENAGEM URBANA

Jeniffer Oliveira Nepomuceno do Couto
Programa de Pós-Graduação em Geografia – Universidade Federal do Espírito Santo
Universidade Federal do Espírito Santo, Av. Fernando Ferrari, 514, Goiabeiras, CEP: 29075-910
E-mail: jenifferoliveira.couto@gmail.com
Julia Frederica Effgen
Programa de Pós-Graduação em Geografia – Universidade Federal do Espírito Santo
Universidade Federal do Espírito Santo, Av. Fernando Ferrari, 514, Goiabeiras, CEP: 29075-910
E-mail: juliaeffgen@gmail.com
Eberval Marchioro
Departamento de Geografia – Universidade Federal do Espírito Santo
Universidade Federal do Espírito Santo, Av. Fernando Ferrari, 514, Goiabeiras, CEP: 29075-910
E-mail: ebervalm@gmail.com

Resumo

A bacia de drenagem de Fradinhos situa-se na porção insular da cidade de Vitória, na Região Metropolitana da Grande Vitória (ES) e tem sido palco da ocorrência de movimentos de massa. Em função disso, este trabalho inventariou os movimentos de massa na Bacia de Drenagem de Fradinhos, visando analisar a sua distribuição espacial e a sua interrelação com as algumas características geomorfométricas. Foi elaborado um inventário de movimentos de massa a partir de 75 laudos, do período de 1999 à 2015, fornecidos pelo projeto MAPENCO. Também foram elaborados os planos de informações cartográficos para análise geomorfométrica da área de estudo. Os resultados indicam que vinte e cinco dos laudos lidos descreveram a ocorrência de movimento de massa, e o fator deflagrador de maior impacto é a ação antrópica, com 80% das ocorrências apresentando algum tipo de interferência humana, como cortes de taludes íngremes, lixos e entulhos depositados nas encostas.

Palavras-chave: Geomorfologia; Escorregamento; Inventário.

1. Introdução

Os movimentos de massa são importantes processos geomorfológicos que respondem pela morfogênese do relevo e tem sua ocorrência associada às encostas, trazendo prejuízos socioeconômicos e ambientais (HIGHLAND; BOBROWSKY, 2008).

Na região sudeste do Brasil, tal processo possui condições geoambientais favoráveis para sua ocorrência, tais como uma grande quantidade de Maciços Montanhosos e distribuição das chuvas. Outros fatores como as características geológicas, geomorfológicas e pedológicas corroboram para que o sudeste brasileiro seja potencialmente uma região suscetível a estes movimentos de massa no Brasil (AMARAL, 1996; TOMINAGA; SANTORO; AMARAL, 2009).

Nas cidades este processo assume, em geral, proporções catastróficas, uma vez que concentram a maior parte da população e têm sido realizadas diversas modificações nas encostas, como corte de taludes, ocupação de áreas declivosas e/ou em fundos de encostas côncavas, que potencializam este processo geomorfológico (GOMES, 2006).

A população em regiões suscetíveis a movimento de massa vem crescendo anualmente em torno de setenta e oitenta milhões, sendo que mais de 90% dessa população encontra-se nos países em desenvolvimento, tal como o Brasil (TOMINAGA; SANTORO; AMARAL, 2009).

Amaral e Feijó (2004) salientam que existe uma gama de conhecimento produzido no Brasil sobre o tema, inserindo-o entre os dez maiores que produzem conhecimento com esta temática, mas ainda o desafio reside na oportunidade de se inspecionar e diagnosticar na velocidade desejável, a sua ocorrência no espaço geográfico, resultando quase sempre, na ausência de inventários de movimentos de massa em diversas cidades do Brasil.

O inventário de movimentos de massa se configura como uma importante metodologia para estudos desses desastres ambientais e oferece suporte ao planejamento ambiental por parte dos órgãos governamentais (GONÇALVES; GUERRA, 2001).

Por definição um inventário é um acervo histórico, com informações técnicas sobre a extensão e consequências socioeconômicas dos acidentes nas encostas, permitindo revelar a sua distribuição espacial e temporal, bem como os mecanismos deflagradores que contribuem para sua ocorrência (CORNFORTH, 2005).

Considerando a importância do inventário no processo de análise de escorregamentos, torna-se necessário sua expansão e/ou inicialização, pois permite compreender como se processaram, contribuindo, por exemplo, para a gestão e o planejamento ambiental. Ainda, Fernandes e Amaral (2009) salientam que a documentação e investigação dos escorregamentos são etapas fundamentais para a definição do modelo fenomenológico atuantes nas encostas, procurando garantir o registro dos processos ocorridos no passado e no presente para, assim, gerar dados de análise visando a prevenção.

Diante do exposto, o objetivo geral deste trabalho, é analisar a ocorrência espacial de movimentos de massa na Bacia de Drenagem de Fradinhos no município de Vitória (ES), durante o período entre 1999 e 2015, levando em consideração as características geoambientais e antrópicas.

2. Área de estudo

A Bacia de Drenagem de Fradinhos está localizada na parte sudeste da porção insular do município de Vitória, capital do Estado (Figura 1), com 2,27 Km² de área e 7,12 km de perímetro (EFFGEN et al., 2020). Situada em parte do granitoide intrusivo que forma o Maciço Central e alguns morros isolados, têm ponto mais elevado - com 304m na Unidade de Conservação "Parque Estadual da Fonte Grande" criada pela Lei Estadual nº 3.875 de 31 de julho de 1986.

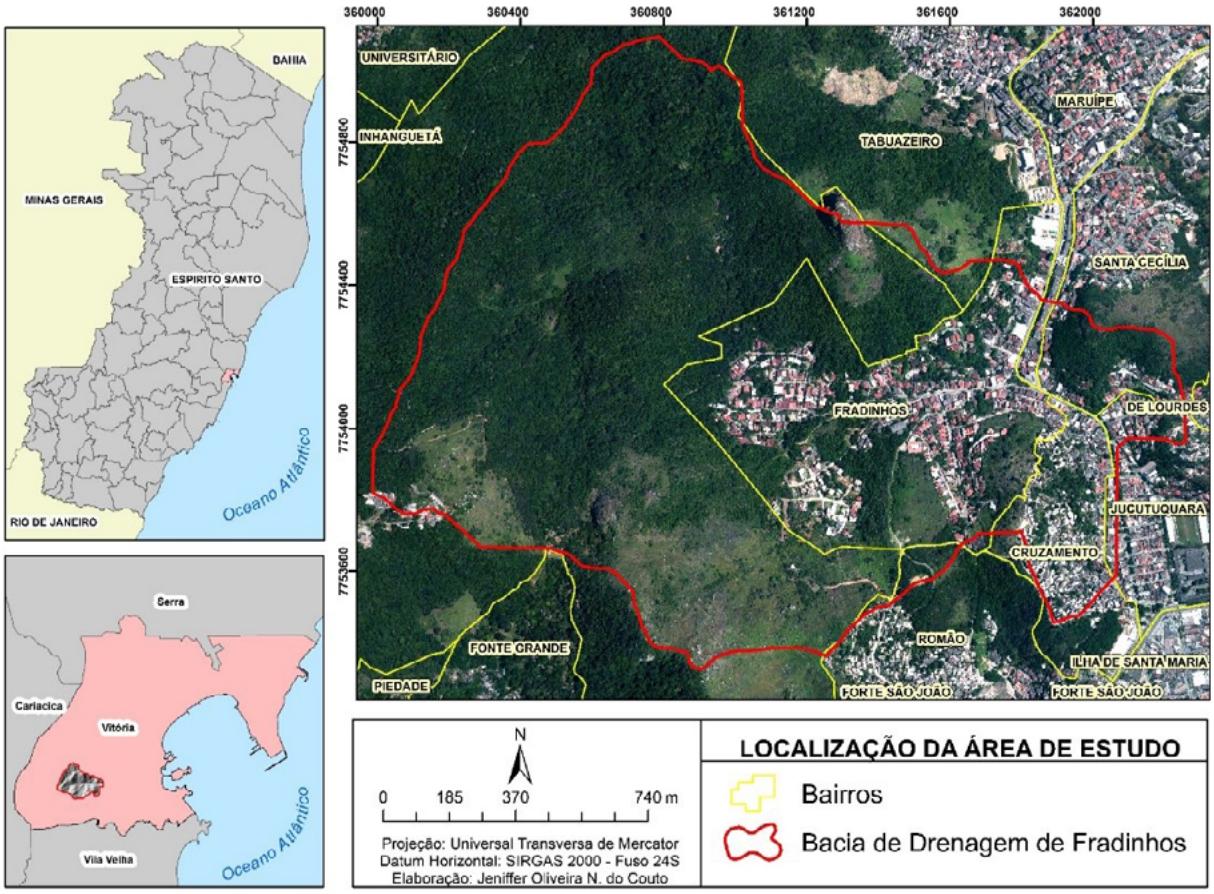


FIGURA 1: Localização geográfica da Bacia de Drenagem de Fradinhos, Vitória (ES).
Fonte: Elaborado pelos autores.

Até as décadas de 1940-1950 somente a parte baixa da ilha de Vitória era ocupada. Em 1960, com o acelerado processo de desenvolvimento instalado no estado do Espírito Santo foi que a imigração se intensificou (VITÓRIA EM DADOS, 2017a). Até 1970 a população do estado é de um milhão de pessoas, saltando em 1990 para três milhões (ESPÍRITO SANTO, 2013; ROCHA, 1998).

Com espaço limitado, as encostas da cidade começaram a ser ocupada pelos trabalhadores que chegavam ao Estado, refletindo-se sobre a criação dos bairros Cruzamento, Jucutuquara, Santa Cecília, Fradinhos, Maruípe, Grande Vitória, que integram a área de estudo. Como exemplo de movimentos de massa que corroboram o desenvolvimento deste trabalho é o ocorrido no bairro Tabuazeiro, no denominado morro do Macaco em 1985 que levou a óbito 36 pessoas e deixou 1.500 pessoas desabrigadas, oriundos de uma queda de blocos com até 150 toneladas (SAITT, 2015; SALAROLI, 2003).

O bairro Fradinhos, diferentemente dos demais, foi ocupado quando os herdeiros de famílias locais, envolvidas com a política estadual e, por vezes, nacional, começaram a lotear o local, com a maior gleba tendo cerca de 100

mil m² (VITÓRIA EM DADOS, 2017b). Atualmente, nessa região da bacia do rio Fradinhos, existem casas de alto padrão aquisitivo que ocupam as encostas e fundos de vales.

Em termos climáticos, Vitória é caracterizado como "Am", segundo a classificação climática de Koppen (ALVARES et al., 2013), com precipitação anual entre 1.200 – 1.300 mm por ano, e período de monções entre fevereiro e maio, onde a precipitação mensal tem cerca de 400mm. Com relação ao total de dias chuvosos, constata-se que outubro, novembro, dezembro e janeiro são os meses com maiores quantidades de dias de chuva com, respectivamente, 14, 15, 14 e 12 dias com chuva (MARCHIORO, 2012).

A temperatura média anual de Vitória é de 25,3ºC. Levando-se em consideração a normal climatológica do município de Vitória para o período entre 1961-2015, a média anual de precipitação em Vitória é de 1303,50mm (EFFGEN; COUTO; MARCHIORO, 2018).

Quanto aos fatores climáticos dinâmicos, os principais fenômenos meteorológicos que influenciam o tempo no município de vitória são cinco: as Linhas de Instabilidade, Sistemas Frontais, Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e os Complexos de Convectivos de Meso-escala (CCM's), Alta Subtropical do Atlântico Sul (Asas) e Brisas (CORREA, 2011; MARCHIORO; SILVA; CORREA, 2016; MATTIUZZI; MARCHIORO, 2012).

O mapa geológico do Estado do Espírito Santo da (CPRM, 2014), na escala 1:100.000, classifica o embasamento geológico da área em estudo, pertencente ao Maciço de Vitória, com granito alcalino de granulação fina a média, por vezes porfirítico. Levando-se em consideração o refinamento do mapeamento geomorfológico do RADAMBRASIL na década de 1980, realizado pelo (IJSN, 2012) para a escala de 1:250.000, a bacia de drenagem de Fradinhos está inserida na unidade Colinas e Maciços Costeiros.

O levantamento pedológico realizado em 1979 e, posterior reclassificação pela Embrapa (2013), foi disponibilizado por GEOBASES (2016), na escala de 1:400.000, identificou a classe Argissolo vermelho-amarelo distrófico para a área de estudo, conhecido por ser um solo arenoso e de baixa fertilidade.

3. Metodologia

3.1 Inventário

Os laudos geológico-geotécnicos para o período entre 1999-2015 foram obtidos junto ao Projeto Mapeamento de Áreas de Risco Geológico-Geotécnicos de Encostas do Município de Vitória – ES (MAPENCO), no formato digital e em PDF, por meio do Laboratório de Monitoramento e Modelagem de Sistemas Ambientais (LAMOSA/UFES).

Em laboratório, os laudos foram organizados e compilados em planilha (MICROSOFT, 2013), com as seguintes informações:

- "laudo": Código de identificação do relatório criado pela MAPENCO;
- "laudos associados": Deflagrações que ocorreram no local, porém em outra época;
- "data da vistoria" e "data do evento": Alguns laudos não fornecem a data do evento, apenas a data da vistoria, outros ocorrem o contrário;

- "X" e "Y": Coordenadas disponibilizadas pela Secretaria Municipal de Obras (SEMOB) através do plano de informação dos laudos;

- "objetivo do laudo": Qual o objetivo do laudo, seja vistoriar alguma obra de contenção, registrar uma ocorrência de movimento de massa, ou registar uma possibilidade de ocorrência.

- "tipologia do movimento - laudo": Alguns laudos não trazem a informação. Portanto, fez-se necessário criar nova coluna a fim de classificar todos os movimentos como especificado a seguir;

- "tipologia do movimento - IPT": Tipologia do movimento de massa seguindo IPT (2014);

- "material movimentado - padronização das informações do laudo": Não há padronização dessa informação no laudo e, portanto, a coluna foi criada;

- "forma da encosta - laudo" e "forma da encosta SIG": Não há padronização dessa informação no laudo, a informação foi extraída do plano de informação criado a partir do Modelo Digital de Elevação (MDE);

- "classes de declividade Embrapa", "classe de altimetria", "orientação de encostas": Não há informações precisas nos laudos, portanto estas foram extraídas do MDE. As classes de declividade foram reclassificadas de acordo com EMBRAPA (2013);

- "tipo de moradia do entorno";

- "risco": classes de risco R1, R2, R3 ou R4. As classes foram anotadas, mas não são consistentes. No sítio eletrônico do projeto MAPENCO são citadas três classes de risco: Classe de risco I (Áreas que apresentam sinais inexpressivos de erosão, com reduzida possibilidade de acidentes ou destruição de moradias); Classe de risco II (Áreas com moderada a alta possibilidade de acidentes envolvendo blocos, em terrenos de ocupação reduzida) e Classe de risco III (Taludes intensamente erodidos, área desmatada, blocos instáveis com alta possibilidade de causar acidentes). Não ficam claras suas correspondências, pois nos laudos existem quatro classes de risco.

- "interferência humana": Tipo de influência antrópica que potencializou a deflagração, quando houver;

- "prejuízos": Tipo de prejuízo (material e/ou humano);

- "OBS": Coluna reservada para informações específicas que não se encaixam em nenhum dos aspectos já citados, mas de relevância.

Com os dados tabulados, foram elaborados os gráficos e quadro presentes neste trabalho, sendo possível analisar a distribuição espacial na área de estudo. Este trabalho optou pela identificação pontual dos deslizamentos devido à dificuldade no mapeamento das cicatrizes, em especial as mais antigas, pela regeneração ambiental dessas áreas e/ou intervencionismo humano direto como, por exemplo, cortes no talude.

3.2 Geoprocessamento

Para as etapas de geoprocessamento, foi usado o software ArcMap® 10.3, criado pela *Environmental Systems Research Institute* (ESRI, 2015). O MDE, com resolução espacial de 3 metros, foi elaborado a partir de curvas de nível (com equidistância de cinco metros) e pontos cotados de levantamentos realizados pelo Instituto Estadual de Meio Ambiente e Recursos Hídricos (IEMA, 2012). O ortofotomosaico de resolução espacial de 0,25m também foi adquirido deste levantamento do IEMA.

Com o pacote de ferramentas *Spatial Analyst Tools* no ArcMap® (ESRITM, 2015) foram derivados do MDE os planos de informação de declividade, relevo sombreado, orientação e forma das encostas. A unidade de representação usada no mapa de declividades foi a porcentagem (%), com seis categorias, de acordo com a Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA, 2013). As classes são: 0-3% (Plano), 3-8% (Suavemente Ondulado), 8-20% (Ondulado), 20-45% (Fortemente Ondulado), 45-75% (Montanhoso) e acima de 75% (Escarpado).

O mapa de orientação da vertente foi confeccionado por meio do comando *Aspect*. Este recurso gera um novo *raster* classificado no sentido horário em graus de 0 a 360º que começa e termina no Norte, com as direções das inclinações.

Os planos de informação de perfil e em planta foram elaborados pelo algoritmo *Curvature* que, quando próximos de zero são relacionados a formas planas, negativas às formas de convergência e positivas às formas divergentes. Os dois planos de informação foram reclassificados e combinados (através do comando *Combine*), para gerar um *raster* único com as formas de relevo descritas por Valeriano (2008).

4. Resultados e discussões

Dos 75 laudos lidos e analisados, 45 (60%) são de áreas com potencial para ocorrência de movimentação no terreno, cinco são referentes a acompanhamentos de obras (equivalendo a 6,7%) e 25 laudos relataram a ocorrência de movimento de massa (33,3%) (Quadro 1).

QUADRO 1
Tipologia dos registros de movimentos de massa associados a forma da encosta e classificação de risco

Código do Laudo	Tipologia do movimento de massa	Risco	Forma da Encosta
23/2009	Corrida	R3	Côncava Convergente
008/2004	Escorregamento Translacional	Não informado	Côncava Convergente
028/2004	Escorregamento Translacional	Não informado	Côncava Plana
004/2010	Escorregamento Translacional	R3	Côncava Plana
062/2015	Escorregamento Translacional	R2	Côncava Plana
022/1999	Escorregamento Translacional	Não informado	Convexa Divergente
77/2015	Escorregamento Translacional	R3	Convexa Plana
014/1999	Escorregamento Translacional	Não informado	Retilínea Divergente
027/2004	Escorregamento Translacional	Não informado	Retilínea Divergente
041/2004	Escorregamento Translacional	Não informado	Retilínea Divergente

Código do Laudo	Tipologia do movimento de massa	Risco	Forma da Encosta
39/2013	Escorregamento Translacional	R3	Retilínea Divergente
046/2015	Escorregamento Translacional	R4	Retilínea Plana
064/2000	Escorregamento Translacional	R3	Retilínea Plana
062/2011	Escorregamento Translacional	R4	Retilínea Plana
121/2014	Escorregamento Translacional	R3	Retilínea Plana
060/1999	Escorregamento Translacional	Não informado	Retilínea Plana
16/2013	Escorregamento Translacional e Queda de blocos	R4	Côncava Convergente
018/2009	Escorregamento Translacional e Queda de blocos	R4	Côncava Convergente
005/2014	Escorregamento Translacional e Queda de blocos	R3	Convexa Plana
060/2015	Escorregamento Translacional e Queda de blocos	R3	Retilínea Plana
044/2011	Escorregamento Translacional e Queda de blocos	R3	Retilínea Plana
005/2010	Queda de blocos	R2	Convexa Divergente
039/2008	Queda de blocos	R2	Retilínea Convexa
009/2005	Queda de blocos	Não informado	Retilínea Plana
024/2009	Queda de blocos	R3	Retilínea Plana

Fonte: Elaborado pelos autores.

A altimetria da bacia de drenagem de Fradinhos varia de 0 a 304m, sendo que 64% das ocorrências de movimentos de massa (ou seja, 16 laudos) estão situadas entre as cotas de 0-50m. Em seguida, vem a classe de 50-100m, com sete laudos (28%) e as de 100-150 e 150-200 com um laudo cada. Acima dos 200m não há registro de ocorrências (Figura 2). O adensamento urbano, e, portanto, os movimentos de massa, são condicionados pela altitude, sendo que à medida que a altitude aumenta a ocupação da bacia diminui. A porção mais alta da bacia é protegida pela Área de Proteção Ambiental do Maciço Central, com 6.387,300 m² (IEMA, 2005).

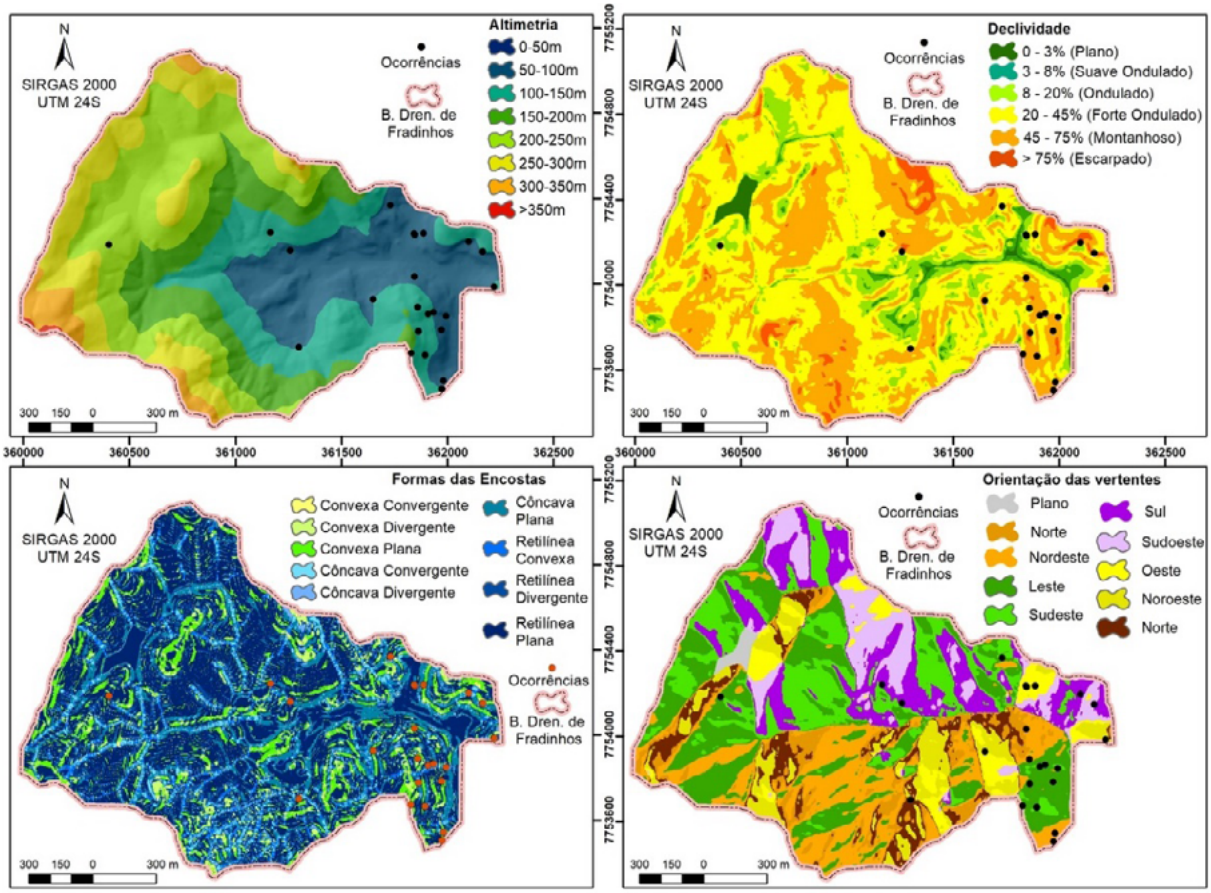


FIGURA 2: Caracterização das encostas.
Fonte: Elaborado pelos autores.

Quanto às classes de declividade na bacia de drenagem de Fradinhos, predominam ocorrências das classes entre 45-75% (classificada como montanhoso), com 14 deflagrações registradas, 56% do total. A segunda classe de declividade com maior percentual de eventos é 20-45% que é classificada com fortemente ondulado, com sete registros de deflagrações, correspondente a 28% dos registros.

O maior número de movimentos de massa não ocorreu necessariamente, nas encostas mais declivosas, pois com a ocupação crescente e desordenada na base das encostas, ocorre os cortes de taludes que alteram as relações hidrológicas, desestabilizando o local e corroborando para a ocorrência dos deslizamentos, conforme verificado também por Fernandes e Amaral (2009), em encostas do Rio de Janeiro.

Para exemplificar esta condição em Vitória, pode-se destacar o laudo 28/2004, que tem um talude de corte de alta declividade para a construção de estrada onde, em decorrência da intensa precipitação do dia 05 de janeiro de 2004, ocorreram escorregamentos conforme mostra a Figura 3. Originalmente esta encosta não possuía declividade elevada, entretanto, com os cortes e aterros na região para implantação de estradas e moradias o local foi modificado.

FIGURA 3: Visita parcialmente obstruída com presença de matacões que estavam semienterrados. Rua parcialmente obstruída e queda de várias árvores a montante.
Fonte: Projeto MAPENCO (2018), com destaques dos autores.

Com relação a forma das encostas, verificou-se uma maior ocorrência de movimentos de massa do tipo escorregamento translacional e algumas quedas de blocos na classe Retilínea Plana, com sete laudos registrando escorregamento translacional raso, seguida pelas classes retilínea divergente (quatro) e côncavas convergente (três).

Portanto, apesar do predomínio das ocorrências de escorregamentos na classe Retilínea Plana, pode-se afirmar que os escorregamentos estão distribuídos pelas demais classes, indicando uma necessidade de monitoramento no tempo e no espaço geográfico, para compreender as relações hidrológicas nas vertentes que corroboram para a ocorrência dos escorregamentos.

A orientação da encosta resulta em atuações diferenciadas de fenômenos climatológicos. No presente estudo as ocorrências estão distribuídas nas seguintes orientações: nove das ocorrências analisadas foram encontradas em encostas orientadas a leste; seis a nordeste; três a oeste; três a sudoeste; outras três a sul; e uma a norte. Existe uma preponderância de eventos em encostas orientadas a leste que corroboram para as entradas de ventos trazendo umidade de nordeste verificadas por Correa e Albuquerque (2012), Mattiuzzi e Marchioro (2012).

Quando se analisa a ocorrência dos movimentos de massa com os riscos estabelecidos pela MAPENCO, pode-se verificar que a maioria dos casos de escorregamentos estão entre os riscos classificados como três e quatro, associados a declividade entre 40-75% classificado como relevo Montanhoso e de 20-45%, classificado como de relevo Fortemente Ondulado, indicando um risco mais elevado associado a essas duas classes de declividades.

4.1 Ação antrópica e deflagração de movimento de massa

As 25 deflagrações de movimento de massa estão distribuídas da seguinte forma: 11 ocorreram no bairro Cruzamento, seis no bairro Fradinhos, quatro no bairro Jucutuquara, duas no bairro Maruípe, uma no bairro Santa Cecília e uma no bairro Grande Vitória. O bairro Cruzamento ficou com quase metade das deflagrações, apesar de se encontrar entre cotas altimétricas baixas (2,46m até 100m).

O número elevado de ocorrências no bairro Cruzamento está associado ao processo de apropriação do espaço geográfico ao longo do tempo histórico. Inicialmente, entre 1940-1950, o bairro tinha somente a parte baixa ocupada, associado à construção de casas pelo governo da época, na esquina da atual Avenida Paulino Muller e Avenida Vitória. Mas na década de 1960, com o crescimento da população, as casas de baixo padrão construtivo (barracos) proliferaram-se, formando atualmente, um grande aglomerado urbano.

Os deslizamentos resultantes de processos evolutivos naturais das encostas representam 20% dos casos, os outros 80% estão associados a ação antrópica. Destes episódios associados a ação antrópica, 40% estiveram associados aos cortes nas encostas, criando taludes íngremes, que alteram as relações hidrológicas do local e outros 30%, estiveram relacionados a construção de residências em áreas inapropriada.

O papel da apropriação do espaço geográfico pelo homem é um fator importante para ocorrência de movimentos de massa em áreas urbanas, necessitando por parte dos diferentes órgãos públicos uma intensificação da fiscalização e campanhas de conscientização quanto ao risco e, por fim, sempre que possível, a remoção das pessoas em risco.

Para exemplificar tais ocorrências, pode-se destacar o caso de um dos eventos registrados no bairro Cruzamento, onde foi registrado um movimento de massa no trecho lateral da encosta de alta declividade em um talvegue, onde estava presente uma igreja (Figura 4). Este evento esteve associado a intensa precipitação do dia 05 de janeiro de 2004, que se estendeu a madrugada do dia 6 do mesmo mês, que deflagrou o movimento de massa. Este compartimento da encosta apresenta-se como um depósito de tálus, com a presença de matacões de diversos tamanho envolvidos por um manto de intemperismo. Em verificação in loco, em 2017, foi possível identificar uma obra de engenharia que teve como intuito estabilizar a encosta e minimizar a suscetibilidade ao risco de escorregamentos.

FIGURA 4: Visita em campo no local de ocorrência do laudo 8/2004. (a) Moradia próxima a área instável do talvegue. (b) Foto atrás da igreja, sistema de captação de água construído.
Fonte: Fotos dos autores de novembro de 2017.

5. Considerações finais

Na bacia de drenagem do rio Fradinhos a ocorrência predominante dos movimentos de massa são do tipo escorregamento translacional e queda de blocos. O aumento da declividade não foi fator decisivo para a ampliação das áreas de ocorrência de movimentos de massa, bem como, o aumento da altitude ou a orientação da encosta.

Os movimentos de massa estão deveras associados a ação antrópica por meio de ocupação do espaço geográfico de formas equivocadas, implementando corte de taludes que alteram o ângulo das encostas, desestabilizando o local. A concentração de eventos na classe altimétrica de 0-50m, onde se concentra a ocupação, confirma este fato e destaca a importância do planejamento urbano na construção das cidades.

Agradecimentos

À Prefeitura Municipal de Vitória (PMV), Pró-Reitoria de Pesquisa e Pós-Graduação da UFES, Fundação de Amparo à Pesquisa e Inovação do Espírito Santo (FAPES), Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), Fulbright Brasil, e ao LAMOSA.

Referências

ALVARES, C. A. *et al.* Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711–728, 2013.

AMARAL, C. P.; FEIJÓ R. Aspectos ambientais dos escorregamentos em áreas urbanas. In: GUERRA, A. J. T.; VITTE, A. C. (Orgs.) **Reflexões sobre a Geografia Física no Brasil**. ed. Bertrand Brasil. 2004. p. 193-224.

AMARAL, C. P. DO. **Escorregamentos no Rio de Janeiro: inventário, condicionantes geológicas e redução do risco**. 1996. 269 f. Tese (Doutorado) - Curso de Engenharia Civil, Departamento de Engenharia Civil, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1996.

BRASIL. Ministério das Cidades / Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT). CARVALHO, C. S.; MACEDO, E. S.; OGURA, A. T. **Mapeamento de riscos em encostas e margens de rios**. Brasília, 2007.

_____. Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral (CPRM). **Mapa Geológico de Vitória: Escala 1:100.000**. Folha SF-24-V-B-I. Vitória. 2014.

CORNFORTH, D. H. Lanslide in pratice: investigation, analysis and remedial/preventative options in soils. **John Wiley & Sons**, 2005.

CORREA, W. S. C. **Comportamento dos elementos climáticos, temperatura e precipitação, no município de Vitória (ES) no período de 1978 a 2007**. Monografia entregue ao Departamento de Geografia, Universidade Federal do Espírito Santo. Espírito Santo, Vitória. 83 p. 2011.

CORREA, W. S. C.; ALBUQUERQUE, T. T. A. A influência da zona de convergência do atlântico sul nas precipitações intensas no mês de novembro de 2008 e suas consequências sobre o município de Vitória/ES. **Revista Geonorte**, v. 1, n. November, p. 796–806, 2012.

EFFGEN, J. F. *et al.* Parametrização geotécnica para modelagem de suscetibilidade a escorregamentos translacionais em Fradinhos, Vitória-ES. **Sociedade & Natureza**, v. 32, p. 711–727, 15 out. 2020.

EFFGEN, J. F.; COUTO, J. O. N. DO; MARCHIORO, E. Análise de áreas suscetíveis a escorregamentos na bacia de drenagem de Fradinhos, Vitória/ES, frente ao Plano Diretor Urbano e uso e cobertura da terra. **Revista Geografias (UFMG)**, v. 16, n. 1, p. 57–72, 2018.

Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA). **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 3 ed. Versão Ampliada. Brasília: Embrapa, 2013. 353 p.

ENVIRONMENTAL SYSTEM RESEARCH INSTITUTE. **ArcMap 10.3**, 2015. Disponível em: <http://www.esri.com>. Acesso em: 08 jun. 2017.

ESPÍRITO SANTO. Governo do Estado. Instituto Estadual de Meio Ambiente e Recursos Hídricos (IEMA). **Mapa de Áreas de Proteção Ambiental de Vitória**. 2005. Disponível em: <https://iema.es.gov.br/geomatica/mapas>. Acesso em: 23 jun. 2021.

_____. Governo do Estado. Instituto Estadual de Meio Ambiente e Recursos Hídricos (IEMA). **Ortofotomosaico - Resolução espacial de 0,25m, Curvas de Nível e Pontos Cotados da Região Administrativa Sede de Vitória – ES**. 2012. Disponível em < https://geobases.es.gov.br/links-para-mapes1215> Acesso em: 23 jun. 2021.

_____. Governo do Estado. **Plano de desenvolvimento do Espírito Santo - 2030**. Disponível em < https://planejamento.es.gov.br/plano-es-2030>. Acesso em: 23 jun. 2021.

_____. Governo do Estado. Instituto Jones dos Santos Neves (IJSN). Mapeamento geomorfológico do estado do Espírito Santo. **Nota Técnica 28**, p. 19, 2012.

FERNANDES, N. F.; AMARAL, C. P. Movimentos de massa: uma abordagem Geológico-Geomorfológica. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Eds.). . **Geomorfologia e Meio Ambiente**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2009. p. 123–194.

GOMES, R. A. T. **Previsão de áreas de risco a movimentos de massa a partir da modelagem matemática de previsão de escorregamentos e corridas de massa**. 2006. (Tese de Doutorado) – Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2006.

GONÇALVES, L. F. H.; GUERRA, A. J. T. Movimentos de Massa na Cidade do Petrópolis - Rio de Janeiro. In: GUERRA, A. J. T. e CUNHA, S. B. D. (Orgs.). **Impactos Ambientais Urbanos no Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2001. p. 189–252.

HIGHLAND, L. M.; BOBROWSKY, P. O manual de deslizamento - um guia para a compreensão de deslizamentos. **US Geological Survey Circular**, v. 1325, p. 156, 2008.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT). **Cartas de suscetibilidade a movimentos gravitacionais de massa e inundações - 1:25.000**, 2014. Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/bitstream/handle/doc/16588/NT-Carta_Suscetibilidade.pdf?sequence=1>

Laboratório de Monitoramento e Modelagem de Sistemas Ambientais (LAMOSA). **Laudos geológico-geotécnicos de 1999-2015 e shape dos pontos de deflagrações do projeto MAPENCO**. 2018. Departamento de Geografia, Universidade Federal do Espírito Santo (UFES). Coordenador: Prof. Dr. Eberval Marchioro.

MARCHIORO, E. A incidência de frentes frias no município de Vitória (ES). **Revista ACTA Geográfica**, v. 1, n. 1, p. 49–60, 2012. Disponível em: <http://revista.ufrr.br/index.php/actageo/article/view/1093>. Acesso em: 20 jun. 2021.

MARCHIORO, E.; SILVA, G. M.; CORREA, W. D. S. C. A zona de Convergência do Atlântico Sul e a Precipitação Pluvial do Município de Vila Velha (ES): Repercussões Sobre as Inundações. **Geography Department University of Sao Paulo**, v. 31, p. 101, 24 jul. 2016.

MATTIUZZI, H.; MARCHIORO, E. O comportamento dos ventos em vitória (ES): a gestão e interpretação dos dados climatológicos. **Revista Geonorte**, v. 2, n. 4, p. 983–993, 2012.

MICROSOFT CORPORATION. **Pacote Office 365**, 2013.

ROCHA, H. C. Formação econômica do Espírito Santo e sua lógica empresarial. In: GUALBERTO, J.; DAVEL, E. (Eds.). . **Inovações organizacionais e relações de trabalho: ensaios sobre o Espírito Santo**. Vitória: ADUFES, 1998. p. 33–75.

SAITT, C. **Morro do Macaco: tragédia que marcou história do ES completa 30 anos**. Disponível em: <https://www.gazetaonline.com.br/especiais/capixapedia/2015/05/morro-do-macaco-tragedia-que-marcou-historia-do-es-completa-30-anos-1013895956.html>. Acesso em: 21 jun. 2021.

SALAROLI, I. S. Movimentos de massa no município de Vitória-ES: inventário, caracterização e indicativos de um modelo comportamental. **Departamento de Engenharia Ambiental**, 2013. 148 f. **Departamento de Engenharia Ambiental**, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória. 2003.

Sistema Integrado de Bases Geoespaciais do Estado do Espírito Santo (GEOBASES). **Shape de classificação geológica do solo escala 1:400.000**. 2016. Disponível em: <https://geobases.es.gov.br/links-para-mapas>

TOMINAGA, L. K. Escorregamentos. In: TOMINAGA, L. K.; SANTORO, J.; AMARAL, R. **Desastres Naturais: conhecer para prevenir**. São Paulo: Instituto Geológico. 2009. 196 p.

VALERIANO, M. M. **Topodata: guia para utilização de dados geomorfológicos locais**. São José dos Campos, INPE, v. 8, p. 73, 2008. Disponível em: <http://mtc-m16c.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/mtc-8@80/2008/07.11.19.24/doc/publicacao.pdf>. Acesso em: 08 nov. 2017.

VITÓRIA EM DADOS. **Dados Geográficos**. Disponível em: <http://legado.vitoria.es.gov.br/regionais/geral/geograficos.asp>. Acesso em: 12 nov. 2017a.

_____. **História dos bairros**. Disponível em: <https://www.vitoria.es.gov.br/cidade/evolucao-urbana>. Acesso em: 12 nov. 2017b.

MAPEAMENTOS GEOMORFOLÓGICO E DE ESPESSURA DE SOLOS PARA AVALIAÇÕES DE PROCESSOS EROSIVOS NA BACIA DO VALÃO DO D'ANTA - CAMBUCI (RJ)

Laís Rosa Guimarães
Universidade Federal do Rio de Janeiro
Av. Athos da Silveira Ramos, 274 - Cidade Universitária da UFRJ, Rio de Janeiro - RJ, CEP: 21941-909
E-mail: laisguimaraes1107@gmail.com
Monara da Silva Santos
Universidade Federal do Rio de Janeiro
Av. Athos da Silveira Ramos, 274 - Cidade Universitária da UFRJ, Rio de Janeiro - RJ, CEP: 21941-909
E-mail: monarasantos09@gmail.com
Paloma Figueredo Lisboa
Universidade Federal do Rio de Janeiro
Av. Athos da Silveira Ramos, 274 - Cidade Universitária da UFRJ, Rio de Janeiro - RJ, CEP: 21941-909
E-mail: palomalisboa94@gmail.com
Lucas Rodrigues Dias
Universidade Federal do Rio de Janeiro
Av. Athos da Silveira Ramos, 274 - Cidade Universitária da UFRJ, Rio de Janeiro - RJ, CEP: 21941-909

E-mail: lucasrd@ufrj.br
Giselle Ferreira Borges
Universidade Federal do Rio de Janeiro
Av. Athos da Silveira Ramos, 274 - Cidade Universitária da UFRJ, Rio de Janeiro - RJ, CEP: 21941-909
E-mail: giborgesgeouff@gmail.com
André de Souza Avelar
Universidade Federal do Rio de Janeiro
Av. Athos da Silveira Ramos, 274 - Cidade Universitária da UFRJ, Rio de Janeiro - RJ, CEP: 21941-909
E-mail: andreavelar@acd.ufrj.br

Resumo

Desastres ambientais associados a movimentos de massa são cada vez mais comuns no Antropoceno e, nesse sentido, é necessário um planejamento ambiental multidisciplinar e integrado para elucidar questões inerentes desse processo. Dessa forma, este estudo objetiva comparar os mapeamentos geomorfológico e geotécnico em busca de compreender e aferir as áreas com maior criticidade a deslizamentos de massa dentro da bacia do Valão do D'Anta, Cambuci (RJ) devido às ações antrópicas pretéritas e atuais. A metodologia aplicada nos mapeamentos de 1:25.000 utilizou de aferições em campo, sobreposição dos mapeamentos de *Topographic Position Index* (TPI), declividade, fotos aéreas, mapa de Relevo Sombreado, imagens orbitais *RapidEye* 2014, interpretação estereoscópica e análises no *Arcgis* 10.2.2 e Excel 2013. O resultado desse trabalho foi uma análise comparativa da geotecnia e a geomorfologia para compreender quais áreas são mais suscetíveis a deslizamentos de massa.

Palavras-chave: Movimentos de massa; mapeamento geomorfológico, mapeamento geotécnico

1. Introdução

Após a Revolução Científica, os conhecimentos sobre a Terra separam-se da Teologia e, a partir disso, foi estabelecido um conhecimento com fundamentação sistemática. Desse modo, a geomorfologia a partir do século XIX, carecia de um corpo próprio e coerente de conteúdo para explicar como surgiram, interagiam e evoluíram, no tempo e no espaço, todos os processos e formas de relevo (MARQUES, 1998) e, dessa maneira, assim como outras ciências, buscou um escopo estruturado para responder suas questões inerentes. Segundo Marques (1998) o Ciclo Geográfico de Davis com a juventude, maturidade e senilidade constituem as primeiras concepções de formação do relevo que, posteriormente, foram refutadas pela Teoria do Equilíbrio Dinâmico de Gilbert, sistematizada por Hack (1960), levando em consideração diferentes fatores para a evolução da paisagem geomorfológica representados em diferentes escalas de espaço e tempo.

Já os mapeamentos geomorfológicos, surgem da necessidade do ser humano, desde os primórdios, de localizar e geoespacializar os conhecimentos, porém, atualmente existe também uma preocupação para prever os acontecimentos futuros e a busca por soluções para manter o estado de equilíbrio (ARGENTO, 1998). Dessa maneira, por meio da cartografia e dos Sistemas de Informação Geográfica (SIG's), os estudos em geomorfologia têm evoluído. A grande incongruência desse tipo de mapeamento é com a diversidade de metodologias empregadas, a falta de padronização de legendas e, ademais, as diferentes escalas utilizadas, estruturação hierárquica e simbologia cartográfica (LIMA et al, 2014). Além disso, também ocorre o fato de que nenhum mapa é neutro e, dessa forma, acaba valorizando aspectos específicos de acordo com o contexto e ideologia de quem está mapeando.

A geomorfologia deve compreender estudos acerca da gênese e origem litológica, formas, altimetrias, declividade e hipsometrias (Tricart 1965, apud Amaral et. al. 2006). Esse estudo hierarquizado é de extrema importância, para Ross (1992), o mapeamento geomorfológico deve seguir tal hierarquização apoiada na fisionomia dos relevos, na qual segue a sequência de 6 táxons como a morfoestrutura; morforescultura; unidades morfológicas; tipos de formas de relevo; tipos de vertentes pertencentes a cada uma das formas individualizadas e formas de processos atuais. Nesse sentido, essa classificação taxonômica não faz alusão somente à fisionomia e diferenciação de tamanhos, mas também é indicadora de aspectos genéticos e de idade, pois, para Ross (1992), quanto maior a dimensão, maior a idade desse relevo. Lima (2014) aponta que esse tipo de construção é muito comum no Brasil como o RADAMBRASIL (escala 1:1.000.000) e o Manual Técnico de Mapeamento Geomorfológico do IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística) (IBGE, 1995, 2009).

Entretanto, mesmo com as diferentes possibilidades metodológicas para a compilação de um mapa geomorfológico, se faz necessário escolher uma metodologia que se adeque melhor ao projeto e que, desse modo, preencha melhor as lacunas gerando um mapeamento de melhor qualidade possível. Uma dessas adequações para o mapeamento geomorfológico é a escala cartográfica que deve estar alinhada ao objetivo do produto gerado podendo ser macro escala, até 1:100.000, mesoescalas, até 1:30.000, e microescalas, a partir de 1:25.000 (ARGENTO, 1998).

Com tudo isso, existem lacunas a seres preenchidas em relação ao mapeamento geomorfológico, pois somente a macro escala do RADAMBRASIL, por exemplo, não é capaz de elucidar problemáticas mais específicas. Em uma escala maior, Dantas (2000) elaborou para o projeto do Programa Informações para Gestão Territorial (GATE), coordenado pelo Departamento de Gestão Territorial (DEGET/CPRM) um mapeamento geomorfológico do estado do Rio de Janeiro em escala 1:250.000, contudo, para uma análise mais detalhada, tal escala ainda

não é adequada. Atrelado ao mapeamento supracitado, posteriormente o CPRM elaborou mapas geomorfológicos em semidetalhe (1:25.000) para os municípios do Rio de Janeiro, entretanto, o município em estudo não foi contemplado.

Para compreender melhor a dinâmica das vertentes, um mapa de caráter geotécnico é relevante para analisar o desencadeamento de movimentos de massa e, dessa maneira, aferir as possíveis áreas críticas a esse tipo de evento. A partir desse tipo de mapeamento podem-se indicar depósitos coluvionais e aluvionais e, consequentemente, suas áreas fonte de sedimentos, além disso, indicam-se também os saprolitos rasos e espessos, esses com referência de maior de 3 metros de profundidade, e também os afloramentos rochosos. Em solos com maior aporte sedimentar ou estrutural, como ocorre nos saprolitos espessos, existe uma maior probabilidade a movimentos de massa em detrimento dos saprolitos rasos ou solos aluviais. Sendo assim, ao superpor o mapeamento geomorfológico e o geotécnico, é possível identificar locais com maior criticidade e probabilidade a deslizamentos de massa.

O mapeamento geomorfológico deste estudo foi embasado de acordo com os parâmetros estabelecidos por Coelho-Netto *et al.* (2007), elaborando um mapeamento geomorfológico funcional, não necessariamente ligado a bibliográfica clássica e a sua descrição do relevo, mas sim levando em consideração a aplicabilidade do material. Para isso, utilizou-se os parâmetros das classes em graus de inclinação da encosta e os tipos de vertente (côncavas e convexas), indicando os tipos de processos ocorridos em cada tipo de relevo – deposição, erosão superficial, rastejo, deslizamento rotacional, afloramento de rocha, quedas de blocos e deslizamentos translacionais.

Tal estudo se valida pelas atividades antrópicas encontradas na região, desde tempos pretéritos, como o cultivo do café, até as atuais atividades pecuárias estabelecidas no município e, dessa forma, há a necessidade de estudos e mapeamentos mais detalhados para identificar áreas de degradação e, assim, viabilizar medidas de planejamento ambiental. Esse tipo de mapeamento é primordial para a qualidade socioambiental, sobretudo na bacia do Valão do D'Anta por concentrar a maior parte da área urbana do município de Cambuci o que, por conseguinte, aumenta a relevância de discutirmos estudos de erosão e movimentos de massa nessa região.

Nesse sentido, este artigo tem como objetivo geral analisar a sobreposição dos mapeamentos geomorfológico e geotécnico, em escala 1:25.000, para aferir a suscetibilidade a movimentos de massa na bacia hidrográfica do rio Valão do D'Anta. Como objetivos específicos temos: 1) a análise do mapeamento geomorfológico da área de estudo em escala 1:25.000; 2) a análise do mapeamento geotécnico da área de estudo em escala 1:25.000; e 3) correlacionar os processos erosivos com a declividade da área de estudo.

2. Área de Estudo

Cambuci é um município do estado do Rio de Janeiro que teve sua ocupação por indígenas Puris e, posteriormente, uma reocupação a partir das sesmarias destinadas ao cultivo do café. Assim como o restante da região noroeste fluminense, a decadência do ciclo do café fez com que Cambuci sofresse uma estagnação econômica que levou o município a estabelecer relações e trocas com as demais sedes municipais, acarretando em uma marginalização do processo de integração municipal. Assim como a região no entorno, Cambuci sofre com problemáticas ambientais desde os plantios de café, como o esgotamento da Mata Atlântica e, mais recentemente, com a atividade pecuária, que leva à exaustão pelo pisoteio bovino e consequente erosão dos solos. Para Soffiati (2015), as problemáticas sociais estão intimamente ligadas às questões ambientais e, desse

modo, o esgotamento ambiental de Cambuci é um ponto crítico a ser analisado.

O município tem uma área de 561,7 km² e densidade demográfica em 2010 de 26,40 hab/km² e conta com uma população é de 14827 habitantes de acordo com os dados do censo de 2010, entretanto, dados mais recentes do IBGE apontam uma estimativa de 15505 pessoas em 2019. A bacia do Valão do D'Anta, objeto deste estudo, tem aproximadamente 70,7 km², sendo de grande importância para o município, pois o núcleo urbano e a maioria da população se localizam entre o baixo curso e a foz que desagua no rio Paraíba do Sul (Figura 1).

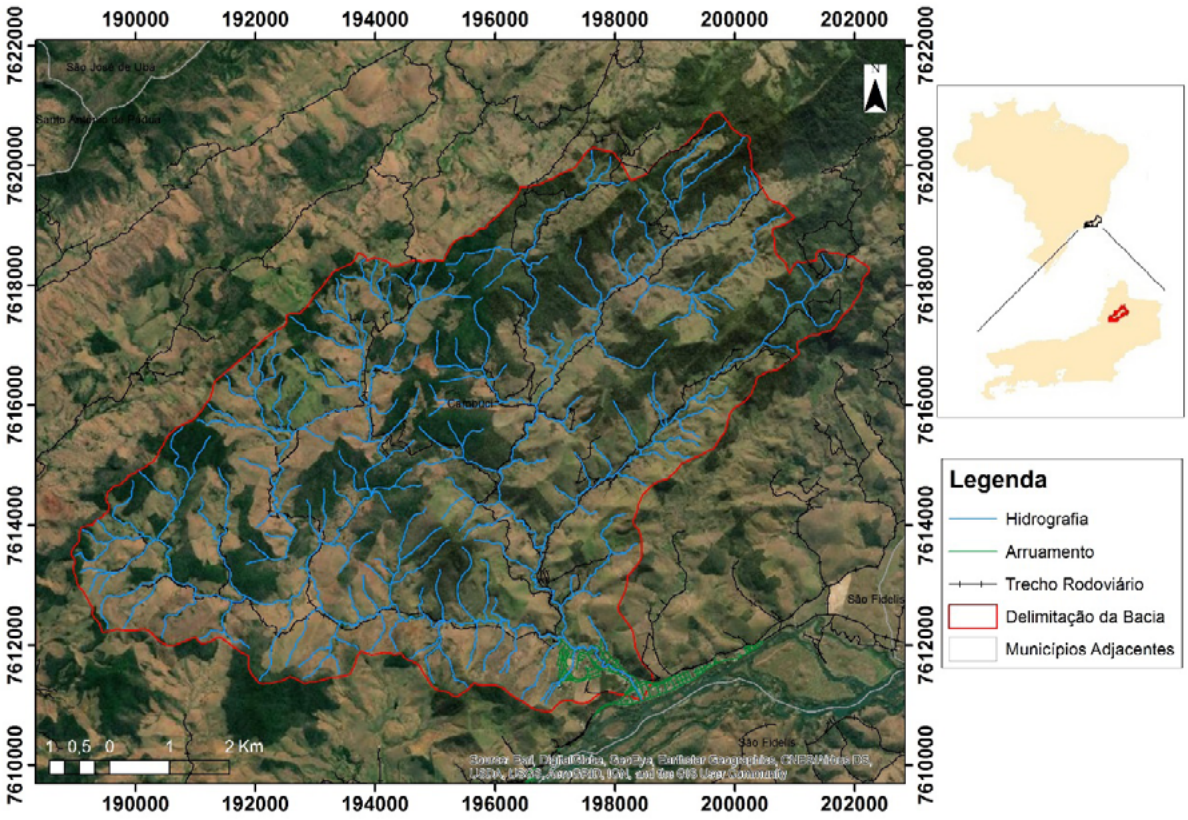


FIGURA 1: Mapa de Localização da Bacia Hidrográfica do Valão do D'Anta.
Fonte: IBGE (RJ 25); autores 2020.

Em linhas gerais, o Norte-Noroeste Fluminense assemelha-se bastante com o Médio Vale do rio Paraíba do Sul, apresentando um extenso relevo colinoso, seccionado por frequentes alinhamentos serranos de direção estrutural WSW-ENE e maciços montanhosos, cujo cenário é marcado por pastagens subaproveitadas. Entretanto, algumas características singulares individualizam esse domínio do Médio Paraíba, em especial, o clima mais seco, com estiagem mais prolongada entre os meses de abril a setembro, com totais anuais entre 900 e 1.400 mm/ano, onde o clima da região é o tropical quente e úmido, com as estações seca no inverno e chuvosa no verão bem definidas (DANTAS et al., 2005).

Sobre as unidades geológicas da região, podemos destacar a Unidade Italva e a Unidade Itaperuna. A primeira é caracterizada principalmente pela presença de mármores, que são um produto industrial importante na região, particularmente nas localidades de Italva, Euclidelândia e Cordeiro-Cantagalo. Encontram-se tectonicamente imbricados com granada-biotita-sillimanita gnaisses quartzo-feldspáticos, a quartzo-anfibólio-clinopiroxênio gnaisses (rochas calcissilicáticas). E a segunda é constituída essencialmente de paragranulitos, rochas

calcissilicáticas (às vezes predominantes), fusões quartzo-feldspáticas e, mais raramente, quartzitos e mármores (SILVA E CUNHA, 2001).

Por sua vez, os solos da região do município de Cambuci variam entre o Podzólico Vermelho-escuro eutrófico e o Podzólico Vermelho-amarelo eutrófico. Ocorrem em áreas bastante expressivas do Noroeste Fluminense. São os solos dominantes nas áreas de relevo montanhoso e forte ondulado dessa região, sendo estes bem drenados e bastante utilizados para pastagem, apesar de sua boa fertilidade e potencial uso agrícola (CARVALHO FILHO et al., 2001).

Estas condicionantes geoambientais da bacia representam características físicas no qual seu conjunto provoca significativas alterações na qualidade e manutenção ecológica. Desta forma, a bacia hidrográfica do Valão do D'Anta desempenha função vital para os moradores e os ecossistemas de Cambuci. Entretanto, está envolta a uma complexa problemática sobre ações humanas deletérias e suas consequências sobre a cobertura vegetal, as encostas, os usos múltiplos das águas, perpassando desde a alteração da sua morfologia fluvial, modificação de sua fitogeografia, até o processo de degradação da qualidade hídrica.

3. Procedimentos Metodológicos

3.1 Mapeamento Geomorfológico

A elaboração do geomorfológico 1:25.000 ocorreu através da sobreposição dos mapeamentos de *Topographic Position Index* (TPI), Declividade, fotos aéreas e análise em conjunto através do mapa de Relevo Sombreado, de imagens orbitais *RapidEye*, ano 2014. Posteriormente as análises foram feitas no sistema de informação geográfica (SIG) *Arcgis* 10.2.2.

O Modelo Digital de Elevação (MDE) utilizado como base deste estudo foi do Projeto RJ 25, este mapeamento forneceu um MDE com tamanho de célula (*cell size*) de 10x10, que foi útil para maior precisão na criação dos mapeamentos. Entretanto, optou-se por reamostrar (*Resample*) as células para 20x20 com convolação cúbica (*cubic convolution*), tendo em vista que, ao usar as células 10x10, os mapeamentos apresentavam grandes polígonos quadriculados, o que foi considerado um erro na geração dos produtos. Todos os mapeamentos subsequentes foram feitos com o MDE reamostrado em 20x20 com convolação cúbica.

O *Topographic Position Index* (TPI) é um algoritmo cada vez mais usado para medir posições de inclinação topográfica e automatizar classificações de relevo (DE REU et al, 2013). A forma de obtenção dos parâmetros foi feita a partir da opção *Annulus*, onde o raio menor (*inner radius*) foi de 10 metros e o raio maior (*outer radius*) foi de 80 metros, sendo estes valores obtidos a partir de testes com diferentes raios e análise das imagens geradas. O TPI gerou então um arquivo onde foram classificados em três diferentes domínios: Fundo de Vale, Vertente e Topo.

O mapa de declividade foi gerado através da ferramenta *Slope* com valores de saída em graus (*degree*). Os parâmetros de classes escolhidos foram 0-10° (somente deposição), 10-20° (erosão superficial e *creep* ou rastejo), 20-35° (aumento da erosão superficial e deslizamento rotacional) e >35° (afloramentos de rocha, queda de blocos e deslizamento translacional). Estes valores foram embasados em trabalho pretérito de Coelho Netto et al (2007).

Após a geração do TPI e Declividade, estes foram reclassificados para que, em seguida, fossem transformados em arquivos do tipo vetor (*Raster to Polygon*). A vetorização possibilitou a sobreposição destes arquivos *shapefile*. A coluna do

TPI com valores de Fundo de Vale, Vertente e Topo foi combinada com a coluna de Declividade com valores de 0-10°, 10-20°, 20-35° e >35°. Isto resultou numa terceira coluna com os parâmetros geomorfológicos e, por fim, numa quarta coluna com valores em A, B, C, D, E e F. O esquema pode ser visualizado abaixo (Quadro 1):

QUADRO 1
Combinação dos valores de TPI e Declividade

Fundo de Vale	0-10°	Fundos de vale com deposição fluvial	A
	10-20°	Sopés de encosta e fundos de vale com deposição coluvionar	B
	20-35°	Média encosta com declividades entre 20 a 35 graus	C
	>35°	Média encosta com declividades acima de 35 graus	D
Vertente	0-10°	Fundos de vale com deposição fluvial	A
	10-20°	Sopés de encosta e fundos de vale com deposição coluvionar	B
	20-35°	Média encosta com declividades entre 20 a 35 graus	C
	>35°	Média encosta com declividades acima de 35 graus	D
Topo	0-10°	Escarpas e alta encosta com declividades acima de 35 graus	E
	10-20°	Escarpas e alta encosta com declividades acima de 35 graus	E
	20-35°	Topos	F
	>35°	Média encosta com declividades acima de 35 graus	D

Fonte: autores, 2020.

Uma vez gerado o Geomorfológico foi realizada a checagem dos dados para aferir se as classes levantadas pela sobreposição condizem com o terreno da bacia do Valão do D'Anta. Para tal, foi elaborado o mapa de Relevo Sombreado e a análise visual em conjunto deste com o mapa Geomorfológico.

O mapeamento de Relevo Sombreado foi obtido através da ferramenta *Hillshade* com Azimuth em 315 e Altitude em 45. Em seguida, sobrepôs-se o Relevo Sombreado em transparência de 50% (*Properties > Display > Transparency*) com o *shapefile* do Mapeamento Geomorfológico. A análise visual possibilitou a aferição da eficácia do mapeamento.

Fez-se ainda um procedimento similar ao sobrepor imagens *RapidEye* da área de estudo e a sobreposição do *shapefile* do Mapeamento Geomorfológico com transparência de 50%. Por fim, mas não menos importante, foram averiguados diversos pontos da estereoscopia das fotografias aéreas com o intuito de confirmar os dados ou achar possíveis erros no mapeamento.

3.2 Metodologia Mapeamento Geotécnico

A elaboração do mapeamento Geotécnico 1:25.000 foi realizada através da análise de fotografias aéreas com o auxílio de um estereoscópio de bolso. Por meio deste, foram interpretadas as espessuras do solo através da morfologia apresentada pelo relevo. As classes encontradas foram Saprolito Raso, Saprolito Espesso, Colúvio, Alúvio e Afloramento Rochoso. Considerou-se Saprolito Raso com menos de 3 metros de espessura, já o Saprolito Espesso acima disso. Deste modo, relevos que apresentavam curvaturas convexas foram classificados como Saprolitos Espessos. Pontualmente foram registrados os Afloramentos Rochosos e processos de Erosão.

A metodologia precisou ser ajustada, tendo em vista que nem toda a superfície da área de estudo foi abrangida pelas fotografias aéreas, o que impossibilitou a estereoscopia. Sendo assim, imagens do *Google Earth* foram utilizadas

para cobrir o restante da bacia e possibilitar a interpretação visual em terceira dimensão, estas áreas compreendem menos de um terço da área da bacia e concentram-se na porção norte e oeste da área de estudo. Após esta interpretação, foi confeccionado sobre um mapa base na escala de 1:25 000 no papel, que posteriormente foi digitalizado e vetorizado manualmente no sistema de informação geográfica (SIG) *Arcgis* 10.2.2.

3.3 Sobreposição Geomorfológico-Geotécnico

A sobreposição dos mapeamentos Geomorfológico e Geotécnico foi elaborada a partir da ferramenta *Union* com o intuito de parear os polígonos de ambos os mapeamentos e extrair informações para a análise. O mesmo procedimento foi feito de forma separada para a classe Erosão com fins didáticos. Correções foram feitas de fragmentos de polígonos com áreas inferiores a 0,25 hectare através da ferramenta *Eliminate*, esta área foi designada levando em consideração o tamanho da célula usada em 20x20m e a escala do mapeamento em 1:25:000. Utilizou-se ainda a ferramenta *Excel 2013* para manejar os dados gerados e confeccionar os gráficos referentes aos dados comparados.

4. Resultados e Discussões

A análise do mapeamento geomorfológico mostrou que as classes Média Encosta (47,0%) e Sopés de Encosta (29,3%) possuem a maior representação especial, uma vez que nos domínios de colinas convexo-côncavos, típico do vale do Paraíba do Sul, são marcados por topos relativamente diminutos e fundos de vale estreitos (Figura 2). Isto fica também evidente através da representação espacial dos Fundos de Vale (9,7%). Somados, os setores de encosta representam 83,4% do relevo da área estudo, enquanto as classes topográficas relacionadas aos cumes e declividade: Topos (5,2%), Escarpas (4,5%) e Altas Encostas (4,3%), compreendem 16,6% do total da área de estudo.

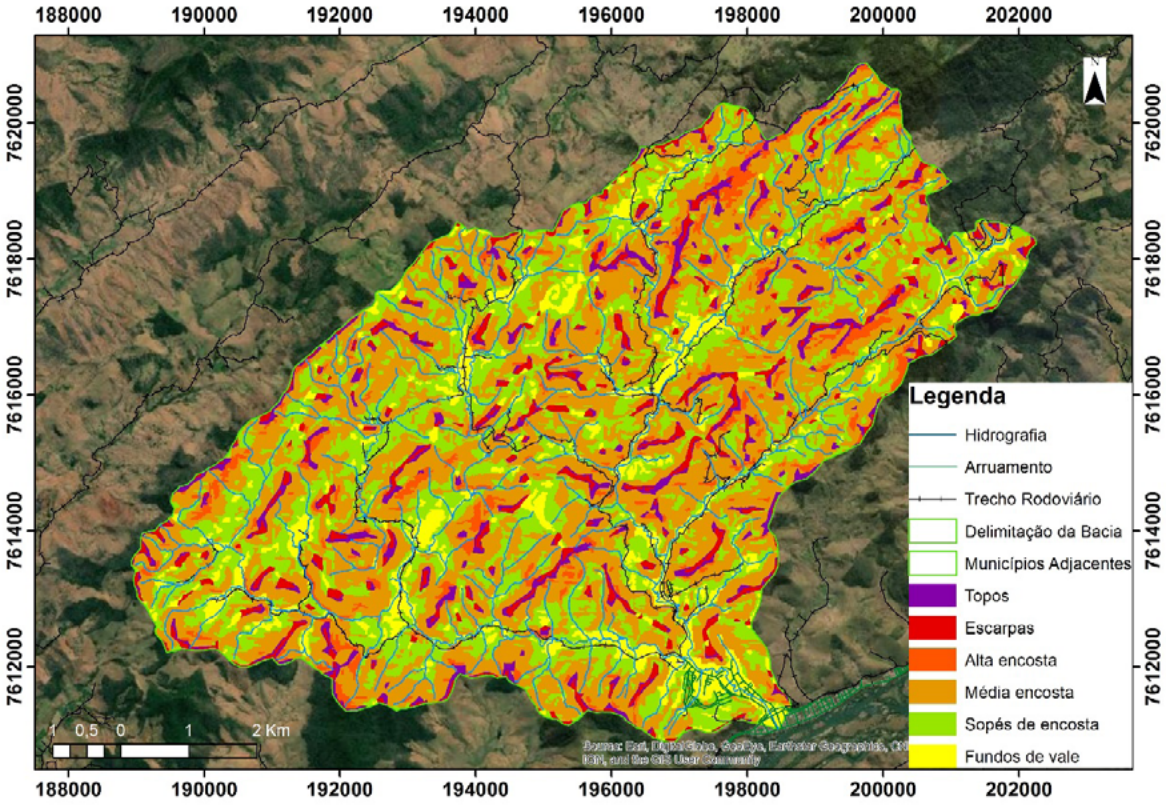


FIGURA 2: Mapa Geomorfológico Funcional da Bacia Hidrográfica do Valão do D'anta
Fonte: IBGE (RJ 25); Autores 2020.

É possível perceber também a existência de um alinhamento dos topos e escarpas marcados por um controle lito-estrutural seguindo o "*trend*" principal NE-SW. Este alinhamento está de acordo com o contexto geotectônico e é coincidente com as foliações regionais associadas às zonas de cisalhamento do baixo vale do rio Paraíba do Sul. Outro fator relevante para aferir o controle lito-estrutural desta bacia de drenagem são os próprios canais em padrão treliça, que possuem também orientação NE-SW até serem capturados para um canal principal e ou ao desaguarem no rio Paraíba do Sul.

Tendo em vista a maior expressividade da classe de encosta, a análise do mapeamento geotécnico permite observar que as unidades predominantes relacionam-se aos Saprolitos Rasos (63,5%) e Saprolitos Espessos (23,1%) (Figura 3). Por outro lado, como os fundos de vale são relativamente estreitos, as classes de Alúvio (8,1%) e Colúvio (4,6%) possuem uma baixa representação espacial. O mesmo se observa para Afloramentos Rochosos (0,4%) e ocorrência de processos de Erosão (0,3%), que também aparecem em reduzida distribuição espacial.

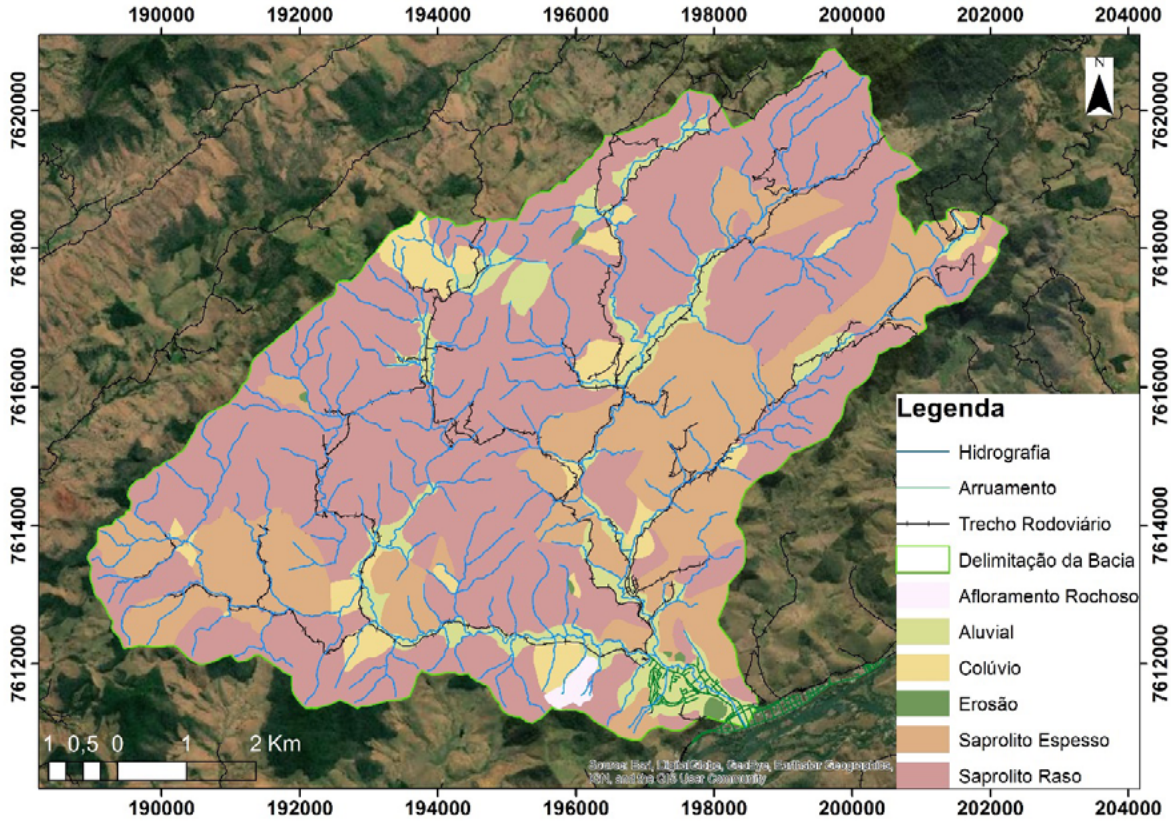


FIGURA 3: Mapa Geotécnico da Bacia Hidrográfica do Valão do D'anta.
Fonte: IBGE (RJ 25); Autores 2020.

Os Saprolitos Rasos são mais facilmente erodidos e estão associados também com movimentos de massa translacionais, resultando consequentemente em vales entulhados. Já os solos relacionados aos Saprolitos Espessos e Colúvios são mais suscetíveis aos movimentos de massa rotacionais.

Comparando os mapas Geomorfológico e Geotécnico é possível observar uma nítida diferença entre os levantamentos das classes Planície Fluvial (8,1%) e Aluvial (9,7%). Isto ocorre devido a utilização de metodologias diferentes para a obtenção dos dados. O primeiro mapa foi obtido através da conjugação dos

levantamentos de TPI e Declividade derivado de um MDT com *grid* 20x20m, enquanto o segundo foi elaborado pelo uso de interpretação estereoscópica. A incongruência entre os valores obtidos através de uma área comum é justificada pela leitura dos algoritmos da classificação semiautomática e pela possível perda de formas ao digitalizar a classificação manual. Ainda assim o resultado foi considerado satisfatório, levando em consideração as potencialidades e limitações de ambas as técnicas.

A realização da sobreposição dos levantamentos de geomorfologia e geotecnia (Figura 4) mostrou que a maior parte das ocorrências de Afloramentos, Colúvio, Saprolito Raso e Espesso se encontram em Média Encosta, enquanto a classe Aluvial consta somente nos Fundos de Vale. Já a classe de Sopé de Encosta se mantém regular em todas as classes comparadas.

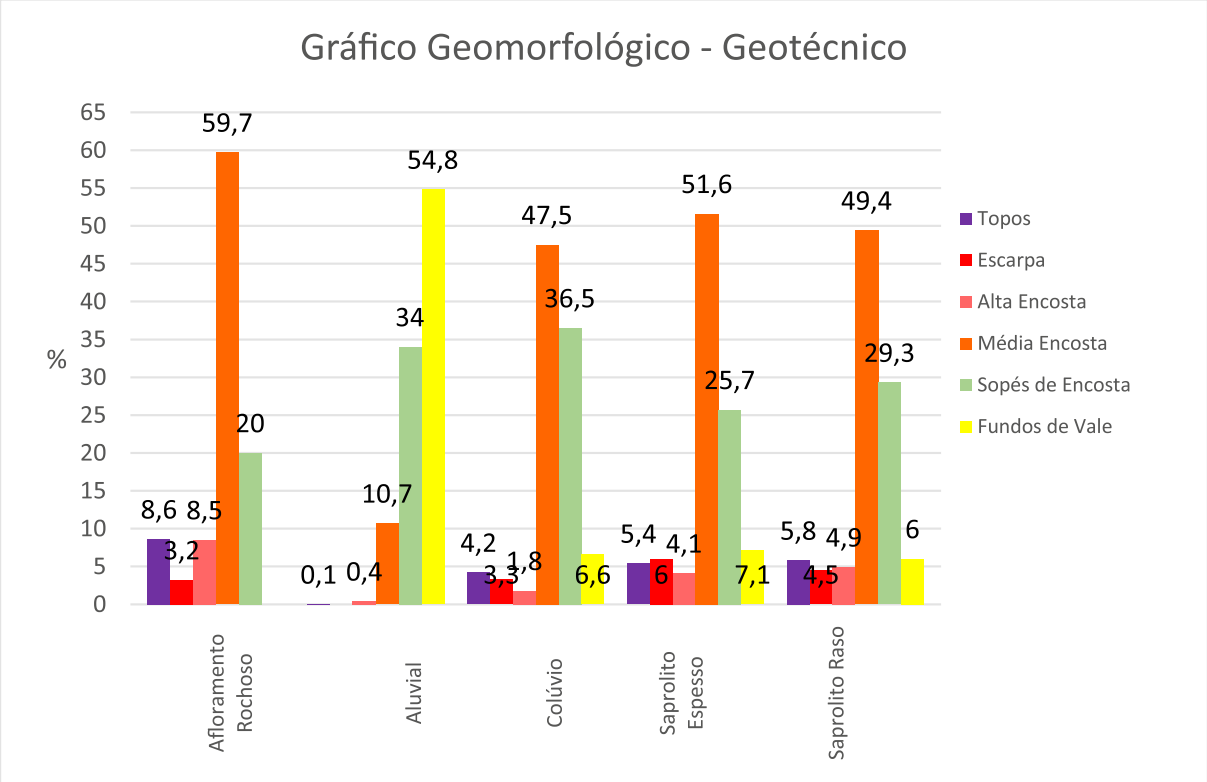


FIGURA 4: Gráfico Geomorfológico – Geotécnico.
Fonte: Autores 2020.

Entretanto, algumas incongruências podem ser observadas, tais como recorrências das classes Aluvial em Topos, Escarpas e Alta Encosta; Saprolito Espesso e Colúvio em Topos e Escarpas; e Saprolito Raso em Fundo de Vale. Isto está relacionado com imprecisões de geomática a serem resolvidas na metodologia empregada. Cabe ressaltar que a ausência de trabalhos de campo para aferir a espessura exata dos saprolitos restringe o trabalho apenas à análise visual das concavidades e convexidades. Enquanto que a utilização do TPI pode gerar distorções, especialmente quanto aos valores dos raios menor (10 metros) e maior (80 metros), pois mais testes poderiam ter sido feitos para a aquisição de uma distância ideal para o padrão de relevo analisado.

A sobreposição da Erosão com as classes do mapeamento geomorfológico (Figura 5) evidenciou grande presença de processos erosivos em Média Encosta (56,4%), o que é, praticamente, o dobro dos Sopés de Encosta (29,1%), que se encontra na segunda posição. Em seguida, é possível notar a observação de erosões em Alta Encosta (5,3%), Escarpas (4,9%), Topos (2,2%) e Fundos de Vale (2,0%).

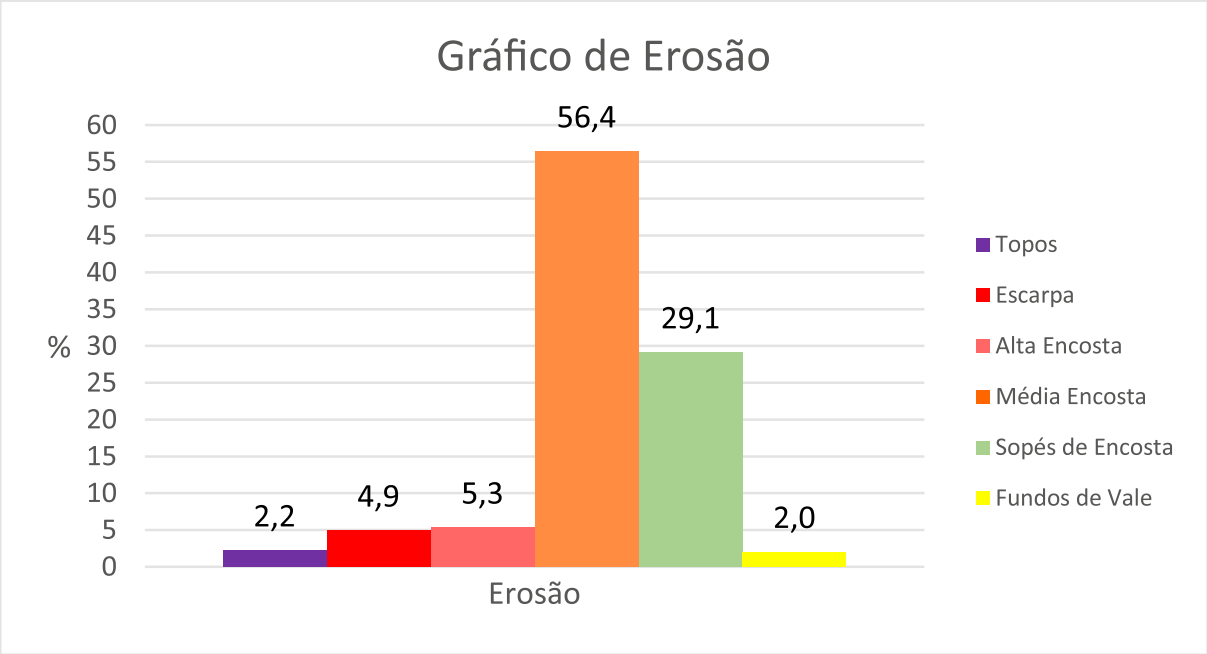


FIGURA 5: Gráfico Erosão.
Fonte: Autores 2020.

A predominância da ocorrência de processos erosivos em Média Encosta e Sopés de Encosta se deve à declividade e à existência de Saprolitos com maior suscetibilidade de escoamento superficial, por vezes, sem cobertura vegetal, existentes em grandes parcelas da área de estudo. Tal condição deve-se ainda ao histórico de ocupação desta bacia hidrográfica pelo café em séculos passados e, atualmente, por pastagens subutilizadas e cobertura vegetal rarefeita. Os valores aproximados a 2% em Topos e Fundos de Vale podem ser desconsiderados, sendo eles provenientes de resquícios dos tratamentos digitais realizados no mapeamento.

A sobreposição do mapeamento Geotécnico com o de Declividade revelou que o Saprolito Raso é majoritário em todas as declividades, sobretudo na classe superior a 35° (Figura 6). Já o Saprolito Espesso e o Colúvio estão presentes em todas as declividades em valor similar, embora ressalte-se que sua presença na classe superior a 35° revela uma incongruência com o que é visto na literatura, isso pode se dever a problemas na metodologia aplicada conforme supracitado. Os solos aluviais aparecerem majoritariamente na classe 0-10° e 10-20°, sua pequena representação nas outras duas classes é fruto de resquícios de tratamentos digitais realizados no mapeamento. A ocorrência de processos erosivos e Afloramentos Rochosos estão condizentes com o esperado, sobretudo os afloramentos em áreas superiores a 35°.

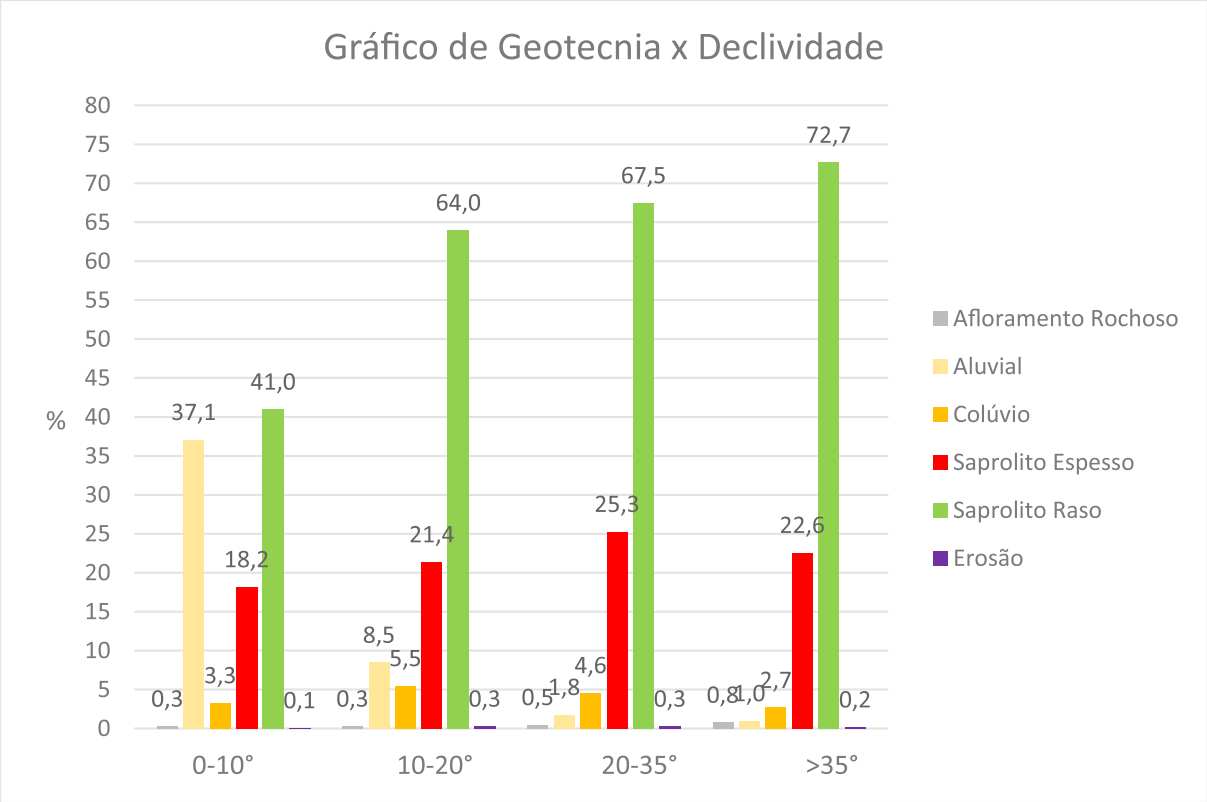


FIGURA 6: Gráfico Geotecnia x Declividade.
Fonte: Autores 2020.

Ao analisar especificamente os processos erosivos, tem-se que estes ocorrem em sua maioria em áreas de 20-35° e 10-20°, respectivamente (Figura 7). Isto está associado diretamente ao uso e cobertura atual da bacia, configurado por fragmentos florestais rarefeitos, pastagens subutilizadas e agricultura de baixa produtividade.

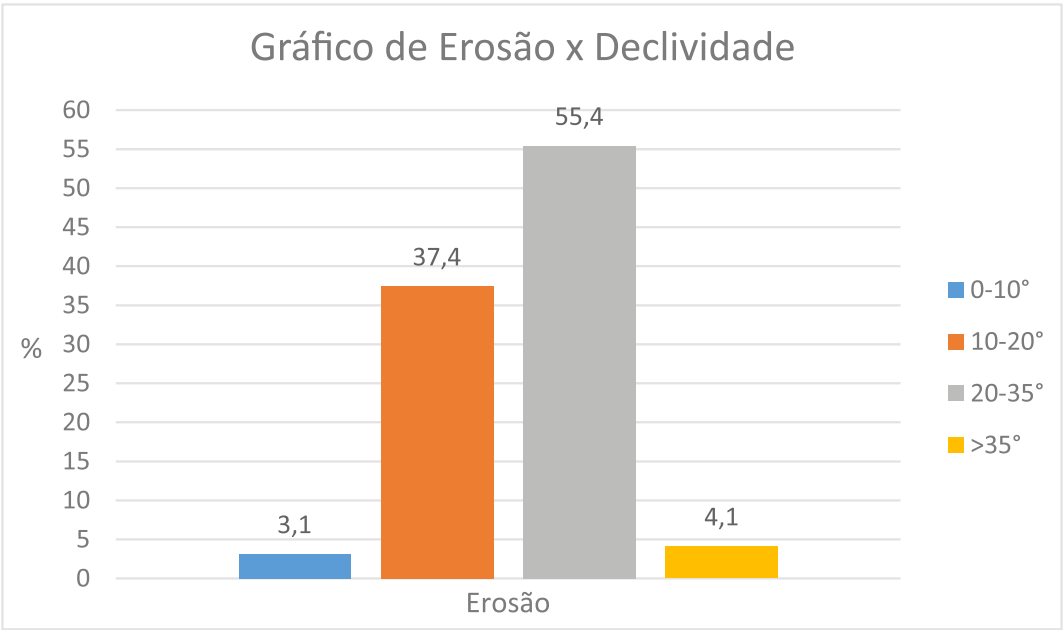


FIGURA 7: Gráfico de Erosão x Declividade.
Fonte: Autores 2020.

5. Conclusões

As mudanças observadas no Antropoceno são atrozes e capazes de influenciar no modelado do relevo, desse modo, são necessárias pesquisas multidisciplinares para um estudo mais integrado do meio ambiente e um planejamento ambiental mais complexo e aplicado. Dessa forma, no trabalho desenvolvido neste estudo, pode-se observar que o uso de ferramentas SIG é de extrema importância para a construção de mapas atualmente, no entanto, não substitui totalmente o trabalho manual de confecção de mapas como o uso da esterioscopia e, tampouco, a necessidade de trabalhos de campo para checar e averiguar o objeto de estudo.

A partir da análise comparativa dos mapeamentos, foi possível identificar e ratificar de acordo com a literatura, as encostas como áreas mais suscetíveis a deslizamentos de massa devido a sua declividade e espessura de solos e, ademais, também estão nas encostas a maior ocorrência de processos erosivos por conta da existência de Saprolitos com maior propensão a escoamento superficial e a falta de cobertura vegetal devido ao uso e ocupação pretérito e atual da bacia de estudo. Entretanto, apesar dos resultados condizentes, ainda se faz necessário rever resultados incongruentes, fato esse que se justifica pela leitura dos algoritmos de classificação semiautomática e pelos possíveis erros e perdas nas classificações manuais dos dados.

Com tudo isso, devido às atividades antrópicas e à falta de dados e estudos em escalas de maior detalhe para a região, este trabalho contribui para os estudos de erosão no estado do Rio de Janeiro em escala de semidetalhe (1:25.000), utilizando como base metodológica mapeamentos geomorfológico e geotécnico funcionais para aferição da suscetibilidade a movimentos de massa na bacia hidrográfica do rio Valão do D'anta em Cambuci, RJ.

Agradecimentos

Agradecemos aos participantes do Laboratório Interdisciplinar de Estudos Geoambientais (LIEG) pelas valiosas discussões afim de aprimorar o presente trabalho. Não menos importante, agradecemos ao Comitê de Bacia Hidrográfica do Baixo Paraíba do Sul pela concessão de auxílio financeiro para a elaboração do projeto.

Referências

ARGENTO, Mauro S. F. Mapeamento Geomorfológico. Capítulo 9, IN: GUERRA, A. J T. e CUNHA, S. B. Geomorfologia Uma Atualização de Bases e Conceitos. 3° Edição. Bertrand editora. Rio de Janeiro, 1998.

CARVALHO FILHO, Amaury de *et al.* Projeto Rio de Janeiro: estudo geoambiental do estado do Rio de Janeiro. Brasília: CPRM, 2001. Escala 1:500.000. Programa de Informações para Gestão Territorial – GATE.

COELHO-NETTO, Ana Luiza *et al.* Landslide susceptibility in a mountainous

geoecosystem, Tijuca Massif, Rio de Janeiro: The role of morphometric subdivision of the terrain. Geomorphology, v. 87, n. 3, p. 120-131, 2007.

DANTAS, M. Geomorfologia do estado do Rio de Janeiro. CPRM, Brasília, 2000.

Dantas, M. E., Shinzato, E., MEDINA, A. I. D. M., SILVA, C. R. D., Pimentel, J., Lumbreras, J. F., ... & CARVALHO FILHO, A. D. (2005). Diagnóstico geoambiental do estado do Rio de Janeiro.

DE REU, Jeroen *et al.* Application of the topographic position index to heterogeneous landscapes. Geomorphology, v. 186, p. 39-49, 2013.

GUERRA, Antonio José Teixeira; MARÇAL, Mônica dos Santos. (ORG.). Geomorfologia Ambiental. 3ª. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2010. 189 p.

IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística). Manual técnico de geomorfologia. Rio de Janeiro: IBGE, 1995. 112 p.

HACK, John Tilton. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. Bobbs-Merrill, 1960.

LIMA, F. J. ; LIMA, G. G. ; CORREA, A. C. B. ; MARÇAL, M. S. . Mapeamento geomorfológico em escala de semi-detalhe e a flexibilização de manuais de mapeamento: breves considerações a partir de um estudo de caso - setor subúmido do planalto sedimentar do Araripe/CE/Brasil. Ensaios de Geografia, v. 3, p. 61-78, 2014.

MARQUES, Jorge S. Ciência Geomorfológica. Capítulo, IN: GUERRA, A. J T. e CUNHA, S. B. Geomorfologia Uma Atualização de Bases e Conceitos. 3° Edição. Bertrand editora. Rio de Janeiro, 1998.

ROSS, Jurandyr Luciano Sanches. O Registro Cartográfico dos Fatos Geomorfológicos e a Questão Taxonômica do Relevo. Revista do Departamento de Geografia – USP. EDUSP Editora. N° 6, Pg: 17 – 30. 1992.

SILVA, Luiz Carlos; CUNHA, Hélio Canejo da Silva. Geologia do estado do Rio de Janeiro. Organizadores. CDROM. CPRM. Serviço Geológico do Brasil, 2001.

SOFFIATI, Arthur. "Florestas, pererecas e peixinhos", Revista Visão Socioambiental [on-line]. Disponível em: <http://www.visaosocioambiental.com.br/site/index.php?option=com_frontpage&Itemid=1>. Acesso em: 15 dez. 2019.

MOVIMENTOS DE MASSA NO MUNICÍPIO DE SÃO GONÇALO: A INFLUÊNCIA DOS EVENTOS DE CHUVA NOS FENÔMENOS QUE OCORRERAM NO BAIRRO DO PARAÍSO, COVANCA, PORTO VELHO E PORTO DA MADAMA

Emanuele Carvalho da Silva
Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro
Rua Marquês de São Vicente, 225, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
CEP: 22451-900. Brasil
E-mail: emanuelecert@gmail.com
Rodrigo Wagner Paixão
Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro
Rua Marquês de São Vicente, 225, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
CEP: 22451-900. Brasil
E-mail: rodrigowpp1@gmail.com
Marcelo Motta de Freitas
Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro
Rua Marquês de São Vicente, 225, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
CEP: 22451-900. Brasil
E-mail: marcelomotta@puc-rio.br

Resumo

A ocorrência de movimentos gravitacionais de massa tornam-se frequentes e amplos, em que no Brasil, esses movimentos ocorrem com maior intensidade nas estações mais úmidas, possuindo como característica um elevado índice pluviométrico (superior a 100 mm/mês) entre os meses de novembro a abril. Soma-se a isso fatores como as propriedades físicas do relevo, composições litológicas, influência da cobertura vegetal e as ações antrópicas que podem contribuir para esses fenômenos, gerando diversos prejuízos para a população. A fim de compreender essa dinâmica no município de São Gonçalo, o presente trabalho realizou estudos de campo e catalogação de dados nos bairros da Covanca, Paraíso, Porto Velho e Porto da Madama fundamentado nos eventos de movimentos de massa que ocorreram nessas localidades em dezembro de 2020. A análise teve como resultado a associação de altos índices pluviométricos com o expressivo adensamento urbano nas encostas, sendo uma das principais causas desses fenômenos.

Palavras-chave: encosta, movimentos de massa, eventos de chuva, São Gonçalo

1. Introdução

A dinâmica presente na ocorrência de movimentos de massa e as alterações que, consequentemente, são geradas nas áreas impactadas por esse fenômeno, tornaram-se um importante objeto de estudo da geomorfologia, uma vez que, essa ciência caracteriza-se por analisar o relevo da superfície terrestre, evidenciando sua evolução natural ou modificada. Fundamentado nessa premissa, é possível compreender que o movimento gravitacional é determinado, assim como o intemperismo e a erosão, como um processo natural contínuo de dinâmica externa, com alto poder de modelar a paisagem (FERNANDES e AMARAL, 2009).

Entretanto, é necessário ressaltar que diversos fatores podem afetar a estabilidade das encostas, logo esse fenômeno é capaz de interconectar os fatores naturais aos elementos e processos sociais, apresentando assim influência de variáveis geológicas, climáticas, pedológicas, geotécnicas, geomorfológicas e antrópicas, as quais atuam interativamente entre si (SESTINI,1999).

Dentre as influências supracitadas, é necessário evidenciar o fator climático como agente preponderante na formação dos solos, agindo de maneira direta, através da modificação do substrato ou indiretamente por meio da vegetação. Além disso, também é necessário ressaltar que as precipitações influenciam no desenvolvimento pedogenético, ressaltando o importante papel da água para além das alterações mineralógicas, mas também no processo de lixiviação do solo (SALOMÃO & ANTUNES, 1998). Também é importante ressaltar que, dentre os diversos coeficientes ligados à erosão, o poder erosivo das chuvas é um dos mais significantes, uma vez que, a precipitação total somada a intensidade da chuva são as particularidades físicas das chuvas relacionadas ao processo erosivo. Segundo Brady (1989), uma precipitação anual de grande magnitude, porém bem distribuída em chuvas amenas, acarreta em uma erosão pequena, à medida que, uma precipitação anual menor vinculada a alta intensidade, constituem chuvas torrenciais que podem gerar grandes prejuízos, associados à ocorrência de movimentos de massa.

Nesse contexto, a precipitação figura como um elemento climático de grande importância e influência nos processos de deslizamentos, o que pode gerar grandes prejuízos a população, associados ainda aos processos de enchentes. Em países da faixa Intertropical, e especificamente no Brasil, esse efeito se intensifica nas estações com maior grau de umidade, configurando-se entre os meses de novembro a abril, com altos índices pluviométricos e concomitantemente expressivo poder erosivo nas encostas, onde terão influência a geomorfologia e estrutura geológica do relevo (Coelho Netto et al. 2011). Quanto aos aspectos geológicos associados a esses fenômenos vão contar as estruturas do substrato rochoso, como falhas, fraturas, zonas de cisalhamento ou diques intrusivos, pois estas anomalias atuam como caminhos preferenciais para o intemperismo, conduzindo a frente de alteração para o interior da rocha. Soma-se a isso elementos morfológicos como a geometria das encostas e a declividade que se apresentam como fatores preponderantes na ocorrência de processos erosivos nas vertentes (Dantas et al. 2015)

Assim como os fatores naturais supracitados também contribuem para a ocorrência dos movimentos de massa, as ações antrópicas relativas às intervenções nas encostas, como corte de taludes, obstrução e redirecionamentos dos escoamentos nas encostas. Dada as condições de desigualdades sociais e crise habitacional nos grandes centros urbanos, o intenso adensamento populacional influencia diretamente nesses fenômenos de encostas. Dentre muitos fatores a serem identificados, os acelerados processos de ocupação nas encostas se ressaltam como uma das principais causas de deslizamento, pois este estaria intimamente ligado ao crescimento das cidades.

Fundamentado nessas complexas influências que condicionam os processos de movimentos de massa, entendemos o papel da morfologia do relevo, das propriedades do solo e das rochas, do regime pluviométrico, além dos processos sociais. Sendo assim, o presente trabalho demonstra um caráter inicial, tendo como objetivo principal identificar e avaliar os movimentos de massa que ocorreram no município de São Gonçalo - RJ, nos dias 10/12/2020 e 25/12/2020, especificamente, nos bairros do Paraíso, Covanca e Porto Velho com a finalidade de compreender os agentes e as causas desse fenômeno.

2. Área de estudo

A área de estudo (Figura 1) situa-se no município de São Gonçalo - RJ, localizado na porção leste da Baía de Guanabara, Região Metropolitana do estado do Rio de Janeiro, entre as coordenadas 22° 49' 37"S e 43° 03' 14"W. Apresenta em suas especificidades um contingente populacional que ultrapassa a marca de um milhão de habitantes, distribuídos em uma área total de 249 kmΔ

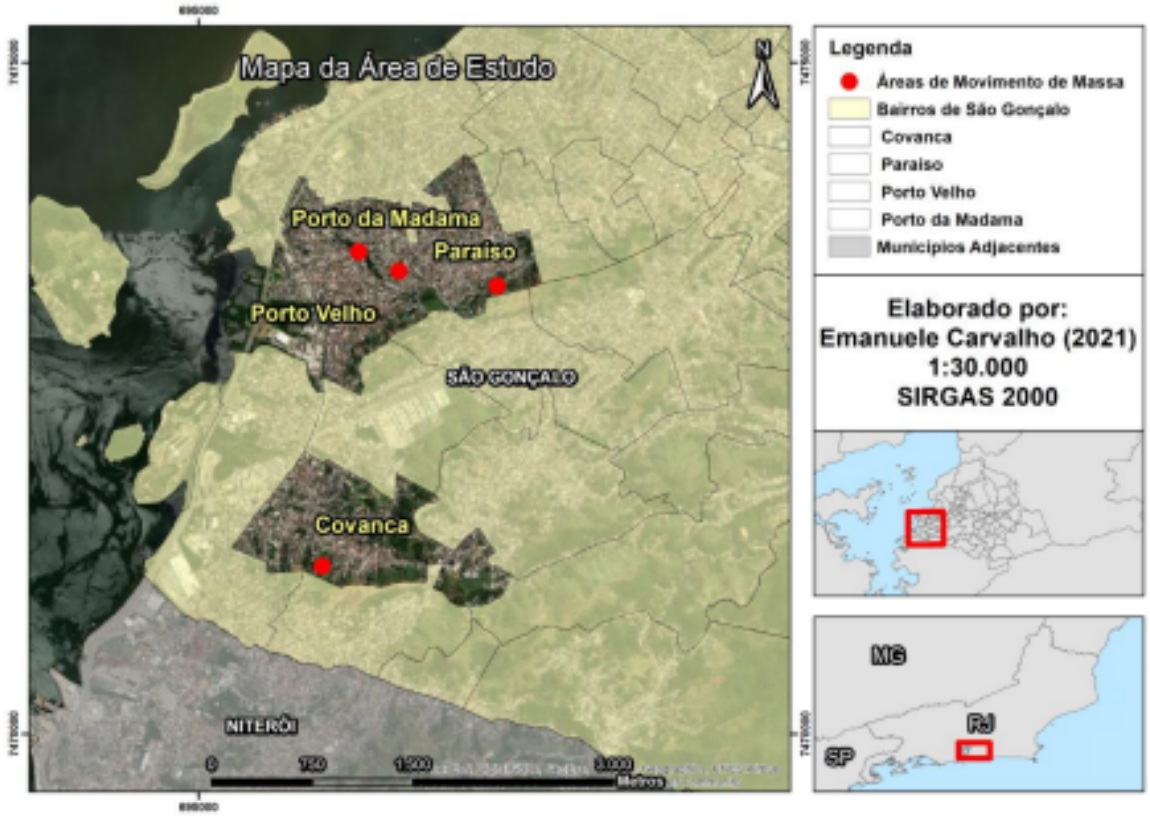


FIGURA 1: Mapa da área de estudo ressaltando os pontos de deslizamento nos recortes abordados.

Os domínios geológicos mais significantes da região, são formações do Pré-Cambriano, sendo possível destacar as duas principais unidades: a) pEIIgf – Unidade Gnaisse Facoidal – compreende (granada) biotita–plagioclásio–K feldspatos, gnaisses homogêneos, com características estruturais semi oftálmicas e b) pEIIcs – Unidade Cassorotiba – compreende (granada) biotita-plagioclásio– K feldspato gnaisses homogêneos (FERRARI, 2001). Também expõe foliação incipiente a bem desenvolvida, com a presença local de fácies migmatíticas heterogêneas da Unidade Santo Eduardo, além de evidenciar contatos transicionais para as Unidades Santo Eduardo, São Fidélis e Gnaisse Facoidal. O município também ressalta suas características pedológicas, que podem ser denominadas como PVA14 - ARGISSOLO Vermelho

Amarelo Distrófico + LATOSSOLO Amarelo Distrófico + LATOSSOLO Vermelho Amarelo Distrófico (IBGE, 2001).

De acordo com Dantas et al. (2017), os compartimentos geomorfológicos (Figura 2) podem ser divididos em 5 categorias, sendo majoritariamente composto pelo Domínio Suave Colinoso, seguido pelas Planícies Flúvio Lagunares, os Maciços Costeiros e Interiores, os Tabuleiros e os Maciços Intrusivos Alcalinos. Essas características se exibem de tal forma que, o município tem 35% de sua área total completamente dominada por esse relevo colinoso, além de apresentar declividades de encostas superiores a 30%, o que para Cunha (1991) necessita de minuciosos critérios para a ocupação.

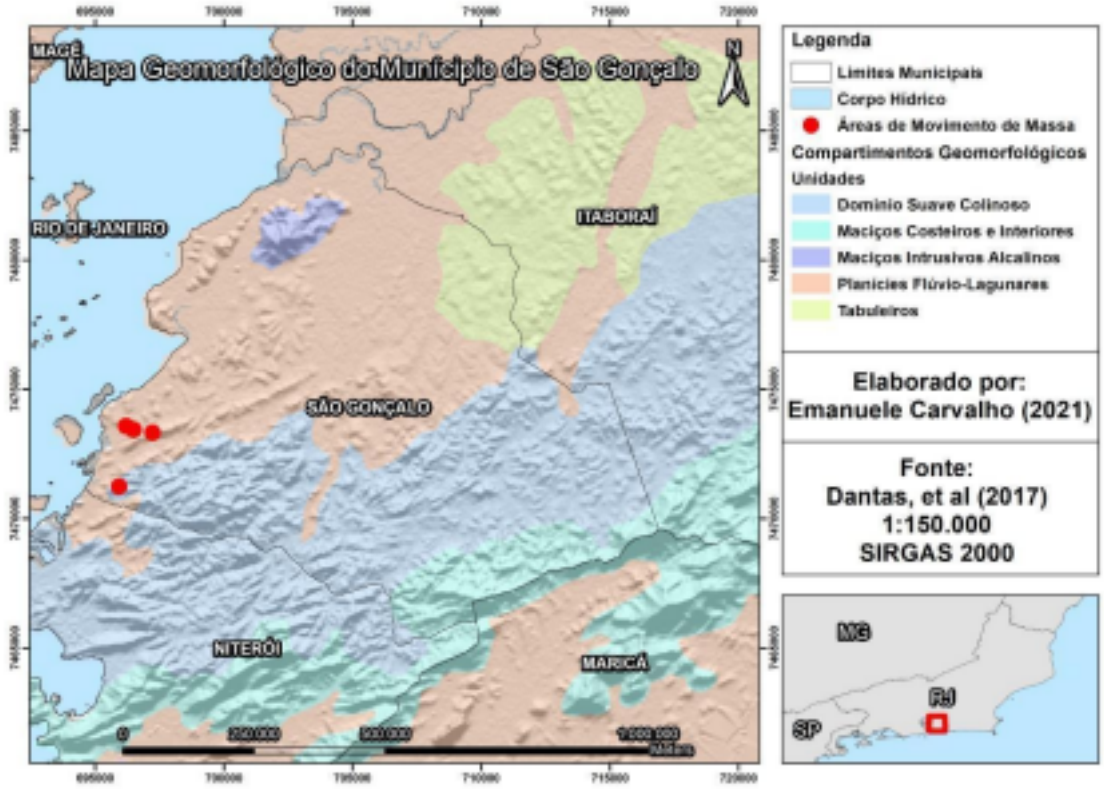


FIGURA 2: Mapa Geomorfológico do Município de São Gonçalo

O clima predominante da região é o do tipo AW segundo a classificação de Köppen, tendo os seus períodos mais secos entre os meses de maio a outubro, com índices pluviométricos abaixo de 100 mm, e em contra partida, a estação mais chuvosa se adequa entre os meses de novembro a abril com um total de chuva superior a 170 mm, em sua maioria, concentrado no mês de janeiro. De maneira geral, o município se caracteriza com temperaturas quentes e altos índices de umidade relativa do ar, com médias de 74,0% ao ano (BERTOLINO *et al.*, 2007). Os mesmos autores afirmam um padrão de precipitação atrelado a movimentos de massas, com chuvas de pequenas magnitudes e de baixa intensidade com longas durações, esse fator se intensifica e apresenta mais riscos após dias de eventos de chuva, devido a grande quantidade de água nos sistemas de encosta (BERTOLINO *et al.*, 2014). É válido ressaltar que esse estudo caracteriza todo município através dos eventos de chuva e movimentos de massa, que ocorreram entre os anos de 1995 a 2010. Fundamentado nessas elaborações, o presente trabalho buscou compreender o tipo de movimento de massa associada a cada localidade, além de tentar evidenciar a influência da precipitação na ocorrência desses fenômenos, ressaltando a influência da população.

3. Procedimentos metodológicos

A metodologia aplicada se desenvolveu a partir de trabalhos de campo realizados nas áreas atingidas, a fim de, identificar - através da observação - as características que o fenômeno apresentou em cada localidade, investigando os possíveis agentes ou forças motoras que contribuíram para o cenário local. O processo de georreferenciamento dos fenômenos investigados foi realizado a partir da utilização do *ArcGis* 10.5 com a catalogação dos dados cartográficos.

Os dados dos registros pluviométricos foram obtidos no Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais - CEMADEN - no qual foram eleitos os postos pluviométricos localizados nos bairros do Pita e Mutuaguaçu. De acordo com a Plataforma de Coleta de Dados do CEMADEN, as chuvas podem ser classificadas em quatro categorias de acordo com os níveis de precipitação em mm/24h, sendo eles: <10 = verde (chuva fraca); 10<30 = amarelo (chuva moderada); 30<70 = laranja (chuva forte) e; >70 = vermelho (chuva muito forte).

4. Resultados e Discussões

O município de São Gonçalo se caracteriza por um acelerado processo de ocupação das encostas, o que acarreta uma constante associação dos movimentos de massa com o intenso adensamento urbano devido a diversos fatores como a ocupação de locais de risco, aterros, depósitos de lixo, modificação na drenagem, desmatamento e entre outros fatores que podem ser diretamente associados aos processos espaciais estabelecidos no município. O bairro do Paraíso, Covanca, Porto Velho e Porto da Madama são definidos por esse intenso adensamento urbano e historicamente são acometidos por fenômenos de movimentos de massa, em sua maioria, associados a uma interconexão entre os eventos de chuva e as intervenções nas encostas .

Em primeira análise, pode-se ressaltar o bairro do Paraíso (-43.079519°/-22.835098°) que está geomorfologicamente inserido no campo das Planícies Flúvio - Lagunares (Figura 2), e é resultado da interface de processos de sedimentação de ambientes fluviais e lagunares com grandes depósitos argilosos ou argiloarenosos, sendo assim frequentemente inundáveis, assim como foi supracitado na caracterização da região. Também é válido evidenciar a presença de remanescentes de colinas e morros na região, que associados a eventos pluviométricos podem deflagrar deslizamentos nas encostas. Essa localidade, de acordo com o último censo, possui um total de 7.114 habitantes e grande parte desta população, habita as encostas presentes nas delimitações desse bairro. Na madrugada do dia 10/12/2020 durante um forte evento de chuva, um movimento de massa ocorreu, no Morro do Feijão, que possui um valor altimétrico de 70 m e foi palco para um fenômeno de, aproximadamente 1000 m² de extensão, atingindo 9 casas, deixando diversos feridos e uma criança de 1 ano e 8 meses veio a falecer soterrada pela enxurrada.

Esse cenário, infelizmente, se perpetuou pelas outras três localidades abordadas, que na madrugada do dia 25/12/2020 - também sob a ação de um evento de chuva, foram acometidas por movimentos de massa. Na região do Porto Velho (-22.833415°/-43.087489°) e do Porto da Madama (-22.834686°/-43.085091°), que configuram-se nas mesmas delimitações geomorfológicas do ambiente anterior, duas áreas foram significativamente degradadas e ambas estavam associadas ao adensamento populacional. É válido ressaltar que, respectivamente, os bairros se encontram em amplitudes de 60 e 40 metros, e possuem como características áreas de 500 m² atingidas pelo deslizamento.

Por fim, o bairro da Covanca (-22.854141/-43.090026°), que se situa em um ambiente de superfície colinosa, com amplitudes de relevo entre 40 a 80 metros,

sofreu mutuamente os prejuízos desse fenômeno, que impactou um contingente de 600 m² e atingiu uma casa, deixando um ferido.

A análise realizada teve como resultado através dos trabalhos de campo e dados georreferenciados a classificação dos movimentos de massa, de acordo com as condições do relevo, a saber: deslizamento de encosta - associado ao bairro do Paraíso (Figura 3), do Porto Velho (Figura 4) e do Porto da Madama, e deslizamento de blocos, vinculado ao bairro da Covanca (Figura 5).

FIGURA 3: Casas interditadas devido ao deslizamento de terra associado a presença do lixão, sendo possível observar, nas paredes das casas, os caminhos que a drenagem percorreu. Paraíso/SG - 10/12/2020

Em ambas as datas, os eventos de chuvas torrenciais influenciaram de maneira significativa na ocorrência de eventos de deslizamentos e enchentes. As estações analisadas apresentam dados pluviométricos classificados como moderadas, fortes e muito fortes, respectivamente, nos dias 10/12/2020 e 25/12/2020 variando de 26,59 a 74,03 (Quadro 1). Os processos de ocupação das áreas de estudo são marcados pelo avanço sobre encostas

íngremes e próximas à ocorrência de grandes blocos rochosos, contendo muitas fraturas como no bairro da Covanca. Pode-se observar uma forte vinculação da utilização dessas encostas para depósito de lixo, fato este que colaborou para o deslizamento no bairro Paraíso. No caso do Porto Velho e do Porto da Madama, esses eventos se assemelham, uma vez que, ambos os pontos estão vinculados à ocupação de aterros.

FIGURA 4: Casa atingida pelo bloco rochoso no bairro da Covanca/SG - 25/12/2020

FIGURA 5: Aterro no Bairro do Porto Velho/SG que sofreu com as chuvas torrenciais - 25/12/2020

	Estação Meteorológica CEMADEN - Pita	Estação Meteorológica CEMADEN- Mutuaguaçu
Dados Pluviométricos (10/12/2020)	34,22 mm/h	26,59 mm/h
Dados Pluviométricos (25/12/2020)	74,03 mm/h	74,03 mm/h

Quadro 1: Quadro de análise dos dados pluviométricos

5. Considerações Finais

A partir da análise supracitadas e dos resultados obtidos no presente trabalho, foi possível perceber a forte influência dos eventos de chuva nos movimentos de massa associadas ao município de São Gonçalo e especificamente, aos eventos que ocorreram no dia 10/12/2020 no bairro do Paraíso e no dia 25/12/2020 nos bairros da Covanca, Porto Velho e Porto da Madama. Sendo essencial evidenciar os índices de chuva, característicos dessas regiões durante as estações mais úmidas, associados a essas ocorrências. Ademais, pode-se perceber como a população gonçalense é afetada pela falta de saneamento, políticas públicas de habitação e principalmente de mitigação dos impactos decorrentes das chuvas. Se faz urgente uma política de habitação planejada no município, bem como a implementação dos sistemas de gestão e prevenção de risco, elementos básicos que possibilitem a melhora da qualidade de vida dos seus habitantes.

Referências

BERTOLINO, A. V. F. A. BERTOLINO, L. C., MERAT, G.LEMES, M. W. **As Repercussões Pluviais e os Movimentos De Massa na Porção Leste Da Baía de Guanabara: Estudo de Caso de São Gonçalo.** 2014.

BERTOLINO, L. C BERTOLINO, A. V. F. A, LEMES, M. W., & MERAT, G. dos S. **Análise dos deslizamentos em São Gonçalo – Rio de Janeiro: uma abordagem multi-escalar.** *Revista Geografias*, 53–65. 2015.

BERTOLINO, A. V. F. A. COSTA, A. R. C., BERTOLINO, L.C.,FIALHO, E.S. **Análise da Dinâmica Climatológica no Município de São Gonçalo/RJ**: triênio 2004– 2007. Revista Tamoios, v. 3, nº 2, p. 1-13. 2007

BERTOLINO, A. V. F. A.; FERNANDES, N. F.; MIRANDA, J. P. L.; SOUZA, A. P.; LOPES, M. R. S.; PALMIERI, F. **Effects of plough pan development on surface hydrology and on soil physical properties in Southeastern Brazilian plateau.** Journal of Hydrology (Amsterdam), V. 393, P. 94-104 , 2010

BERTOLINO, A. V. F. A.; SOUZA, A. PAULA DE FERNANDES, N. FERREIRA **Monitoramento dos fluxos de água sob diferentes técnicas de manejo e uso: importância na análise dos processos erosivos - Campus Experimental de Avelar, RJ.** Geo UERJ, V. I , P. 1- , 2003

BRADY, N. C. (1989) **Natureza e propriedades dos solos / The nature and properties of soils.**. Tradução de Antônio B. Figueiredo Filho. 7. ed. Rio de Janeiro: F. Bastos, 898 p.

Coelho Netto A.L., Sato A.M., Avelar A.S., Vianna L.G.G., Araújo I.S., Ferreira D.L.C., Lima P.H.; Silva A.P.A., Silva R.P. January 2011: **The extreme landslide disaster in Brazil. In: Proceedings of the Second World Landslide** Forum - Abstract Book, Roma – Italy. 2011.

CUNHA, M.A.; FARAH, F. CERRI, L. E. S. **Ocupação de encostas**: manual. São Paulo; IPT; 1991. 216 p.

Dantas M.E., Brandão R.L., Ambrósio M., Santana M.S ... **Condicionantes litoestruturais e morfopedológicos na determinação de suscetibilidades a movimentos de massa, transecto Barra do Piraí – Ipiabas, médio vale do rio Paraíba do Sul/RJ.** 2015 In: ABGE, Congr. Brasil. Geol. Eng. e Ambiental, 15, Bento Gonçalves/RS. Anais, (CdRom): 10p.

FERNANDES, N. F.; AMARAL. C. P. **Movimentos de massa: uma abordagem geológica e geomorfológica**. In: Guerra, A.J.T.; Cunha, S.B ... Geomorfologia e Meio Ambiente. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. p. 123-194, 2009.

FERRARI, A. L**. Evolução do Graben da Guanabara.** São Paulo. Tese (Doutorado em Geologia). IGC/Universidade de São Paulo. 412p, 2001.

FIALHO, E. S. COSTA, A. R. C; BERTOLINO, A. V. F. A. BERTOLINO, L. C**. Os impactos pluviais em São Gonçalo.** In: XI SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, São Paulo. Anais ... São Paulo: USP, 2005. CD-ROM.

GUERRA, A. J. T. CUNHAS, S. B. (org.). **Processos erosivos nas encostas. Geomorfologia uma atualização de bases e conceitos. - 7ª ed.** - Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2007. 472 p.

HALLÉ. F**. Un mundo sin invierno: Los Trópicos, naturaleza y sociedades.** Traducido por Sanchéz, D. L. Ortega, P.C. Ciudad de México: Fondo de Cultura Económica, 1999, 306p.

LELES, C. M. D. **Propriedades Físicas do Solo e Sua Relação Com a Erosão – Estação Experimental do Departamento de Geografia da UERJ/FFP.** (Monografia em Geografia). Departamento de Geografia, UERJ/FFP, São Gonçalo – RJ. 82 p. 2005.

MERAT, G. S. **Avaliação físico-química, mineralógica e hidráulica em Latossolo Vermelho no bairro Porto da Madama - São Gonçalo/RJ**. Monografia (Graduação em Geografia). Departamento de Geografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro – FFP. São Gonçalo, 75p, 2011.

SALOMÃO, F. X. T. & ANTUNES, F. S. **Solos**. In: Geologia de Engenharia. 1º ed. São Paulo – SP. ABGE, 1998.

SESTINI, M. F.. **Variáveis geomorfológicas no estudo de deslizamentos em Caraguatatuba-SP, utilizando imagens TM-LANDSAT e SIG**. Disponível em:<www.obt.inpe.br>. Acesso em: 06 junho. 2021.

SILVA, J. A., **Fatores Físicos, Ocupação Urbana e Seu Inter-Relacionamento no Estabelecimento de Áreas de Risco à Deslizamentos**/Jociana Alves da Silva. São Gonçalo – UERJ/FFP - DGEO, 2005.

SOUZA, A. P. JARDIM, H. L.; SOUZA, F.; LOPES, A. S.; GOMES, R. A. T.; MIRANDA, J. P. L. BERTOLINO, A. V. F. A. FERNANDES, N. F. **Monitoramento do potencial matricial, das perdas de solo e da água para diferentes técnicas de manejo do solo, durante o evento pluviométrico.** Geo UERJ , V. I , P. 1- , 2003

O SOLO COMO INDICADOR AMBIENTAL EM ÁREA DE NASCENTES NO CHAPADÃO DO URUCUIA, OESTE DA BAHIA

Micaele Vieira Gomes Alvino
Universidade Federal do Oeste da Bahia
Rua Professor José Seabra de Lemos, 316, Recanto dos Pássaros, Barreiras, BA, Brasil, 47808-021.
E-mail: micavgomes@hotmail.com
Gisele Barbosa dos Santos
Universidade Federal de Juiz de Fora
Campus Universitário, Rua José Lourenço Kelmer, s/n - São Pedro, Juiz de Fora, MG, Brasil, 36036-900
E-mail: barbosadossantosgisele@gmail.com

Resumo

A questão ambiental demanda procedimentos que devem ser incorporados em mecanismos, padrões, normas, legislações e regulamentos, enfim, em exigências ou requisitos ambientais orientadores de práticas cujo propósito único culminasse na melhoria da qualidade do meio ambiente. Mediante à comparação de atributos físicos e químicos do solo, em uma área de vereda e outra de pastagem, testou-se a hipótese de que tais atributos podem revelar características do ambiente de formação dos dois locais, para se ajustar a área antropizada à legislação ambiental. Para tanto, foram feitas observações em campo, análise textural, quantificação de matéria orgânica, pH e análise temporal do uso e ocupação do solo por imagens de satélite. Os resultados revelaram que os atributos que melhor atestaram a semelhança no ambiente de formação das duas áreas foram coloração, características texturais e topográficas observadas em campo. O teor de M.O., pH e análise temporal das imagens de satélites atestaram a alteração das características devido ao uso para atividades diferenciadas. Isso indica que, com o uso de um canal fluvial intermitente, o solo e a vegetação foram seriamente alterados.

Palavras-chave: Vereda; Análise temporal; Propriedades físicas e químicas do solo; Área de Preservação Permanente.

1. Introdução

As transformações ambientais demandam o desenvolvimento de procedimentos que passam a serem incorporados em mecanismos, padrões, normas, legislações e regulamentos, o que exige requisitos ambientais orientadores de práticas cujo propósito único culmine na melhoria da qualidade do meio ambiente. Dentre estes, insere-se a recuperação e enriquecimento de áreas antropizadas decorrentes da execução ou operação da agricultura. Dentro deste cenário, a visão geossistêmica da Geografia Física se destaca, por entender as interações entre as diferentes esferas ambientais e as atividades humanas, e busca compreender os desequilíbrios da dinâmica natural para se implementar a gestão ambiental.

No Brasil, os estudos ambientais e trabalhos de recuperação e enriquecimento de áreas antropizadas são assuntos de amplo estudo e ainda em fase de desenvolvimento. Ao longo dos últimos anos estão sendo realizados diversos trabalhos e pesquisas sobre o tema ambiental e implementados diversos planos de recuperação em áreas antropizadas por atividades impactantes, demonstrando-se a efetiva preocupação com o tema.

Dentro deste contexto de manutenção da qualidade ambiental, intervenções que ocasionam alterações no ambiente e modificam os regimes de equilíbrio dinâmico dos ecossistemas, a exemplo de áreas antropizadas, devem ser objetos de estudos ambientais e as áreas, objetos de intervenções, preparadas para o retorno específico de recomposição. Um exemplo comum de intervenções de caráter físico está relacionado, às atividades de agricultura e pecuária que necessitam de supressão vegetal, condicionando uma mudança na interação dos fluxos de energia no geossistema.

Nesta pesquisa, optou-se por estudar o solo, encarando-o como um corpo natural dinâmico capaz de refletir alterações e processos que atuam sobre um material de origem (rocha ou sedimentos), aliado a uma função de combinação dos fatores do clima, relevo, organismos e do tempo. Diante disso, no presente trabalho procurou-se recuperar a história fisiográfica de uma área classificada como área de preservação permanente, por se tratar de um canal fluvial intermitente tributário do rio de Balsas, e que atualmente, devido ao uso, não apresenta características nítidas de área alagada com lâmina de água sazonalmente demarcada. Portanto busca-se verificar por meio das características morfológicas do solo, entender melhor os fatores negativos causados por ações antrópicas e apontar as melhores condições de gestão e uso a partir das evidências encontradas. Comprovando a importância dos trabalhos de campo para a confirmação e atualização de informações pautadas em estudos que se utilizam de informações remotas para a classificação de alvos na superfície.

Dentro deste contexto, a hipótese norteadora desta pesquisa é a que o estudo do solo seja uma ferramenta importante para o entendimento, planejamento e gestão de áreas agrícolas no Chapadão do Oeste da Bahia, já que esta atividade é a mais difundida da região.

A pesquisa se justifica por representar mais uma iniciativa que possa contribuir para a garantia da preservação e recuperação de um ecossistema natural singular, por se tratar de uma área de divisão hidrográfica regional (bacia dos rios São Francisco, Tocantins e Parnaíba); como área de nascentes dos principais rios tributários da bacia do rio Grande, o mais importante do oeste baiano e principal afluente regional do Rio São Francisco; por possuir rios menores com extensas veredas; por ser importante zona de recarga do Aquífero Urucuia; e por fim, devido à ampliação das áreas agrícolas, esta região conta com ampla captação de água, tanto dos canais fluviais, quanto explotação do aquífero para sistemas de irrigação. Esta combinação de fatores justificam os esforços de

realização de pesquisas das áreas das Geociências, para que se promova uma gestão ambiental que integre estudos científicos, bem estar da população e responsabilidade ambiental.

Para tanto, buscou-se o embasamento bibliográfico sobre caracterização dos aspectos naturais regionais, dando ênfase aos aspectos teóricos e metodológicos da Pedologia, já que o solo é o elemento norteador e objeto de estudo desta pesquisa. Algumas ferramentas das Geotecnologias complementaram as análises da pesquisa, pois permitiu a reconstituição temporal, em um período de 30 anos, o que possibilitou uma análise em escala regional do uso e ocupação do solo, que engloba a área investigada. Bem como um levantamento da legislação ambiental vigente em áreas de preservação permanente.

O principal objetivo do trabalho foi correlacionar um vale indicado como APP relacionado a canais intermitentes no SIG WEB GEOBAHIA com dados obtidos por meio de análise pedológica em campo e laboratório com o intuito de confirmar ou refutar o caráter intermitente do canal.

O GEOBAHIA é sistema de banco de dados geográficos que tem por escopo sistematizar, integrar e possibilitar a análise de informações ambientais e socioeconômicas georreferenciadas para suporte à gestão ambiental e a tomada de decisão para o planejamento e implementação de ações de fiscalização ambiental no Estado da Bahia.

2. Área de Estudo

Á área de estudo está localizada no município de Luís Eduardo Magalhães (LEM) que se encontra na mesorregião do Extremo Oeste Baiano com extensão territorial aproximadamente de 4 018,778 kmΔ este município dista 947 km da capital do estado, possui limites norte e leste o município de Barreiras, a sul o município de São Desidério e a oeste o estado do Tocantins. O principal acesso ao município é feito pela rodovia BR242, sentido Salvador e rodovia BR020 sentido Brasília (Figura 1).

Em meados da década de 1970, (Prefeitura de Luís Eduardo Magalhães) a região Oeste se tornou alvo de produtores sulistas, dando início ao processo de povoamento acelerado na região. Em pouco tempo, terras antes inexploradas começaram a ser desmatadas para produção em alta escala, referentes às atividades do Agronegócio.

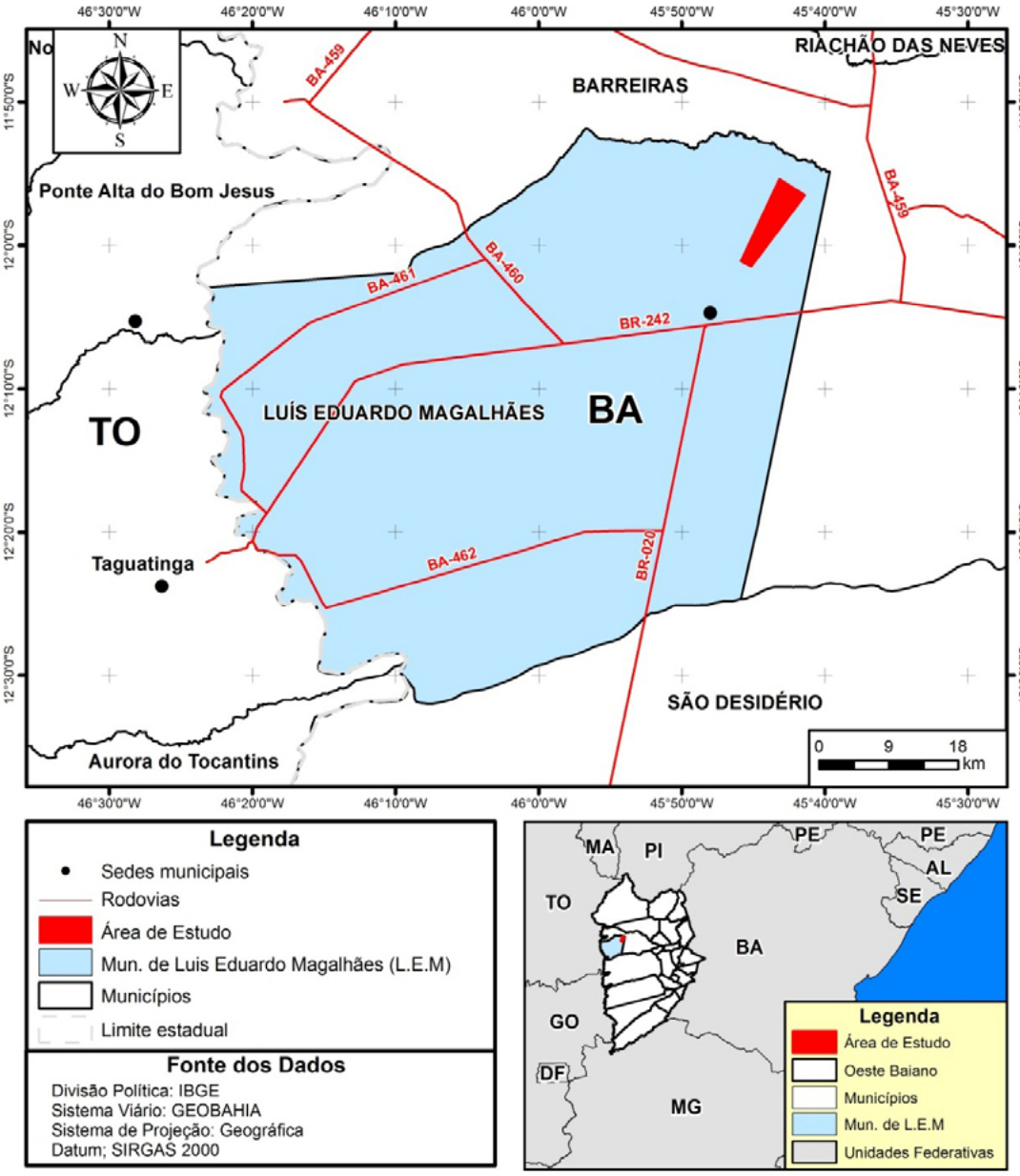


FIGURA 1: Localização da Área de Estudo em Luís Eduardo Magalhães – BA
Fonte: elaborado pelos autores, 2021.

Para alguns autores, como Santos Filho (1989) a emancipação do distrito Mimoso do Oeste que em 2001 passou a ser Luís Eduardo Magalhães, foi o resultado de uma iniciativa privada. De acordo com Oliveira et al. (2011) o aumento acelerado da população, que contava 18 mil habitantes em 2001, quando ocorreu sua emancipação, praticamente triplicou em menos de uma década, de acordo com os dados do censo de 2010, em que, segundo o IBGE o município contava com uma população de 60.179 habitantes.

Ainda de acordo com a autora, um aumento acelerado refletiu diretamente nos fluxos gerados pelo município. Em seu trabalho, ela ressalta o grande impacto causado na vegetação natural devido ao agronegócio, o que tem causado modificações significativas no solo.

Essas modificações acarretam um sério problema ambiental, como a preservação inadequada do bioma Cerrado (vegetação predominante na região). De acordo com levantamento feito entre os anos de 1984 e 2006 a quantidade de áreas de cerrado suprimidas totalizam 218.667, correspondendo mais da metade do da extensão territorial do município equivalente a 54,46% (SANTOS et al., 2009).

Segundo dados do IBGE (2008) em 2008 o município produzia em lavouras temporárias em grãos trigo, sorgo, soja, milho e feijão, arroz (em casca), melancia, mandioca, cebola e algodão (em caroço), ocupando uma área plantada de aproximadamente 189.346 hectares. Já em 2019 também com base em dados do IBGE (2019) as lavouras temporárias, ocupavam em média 238.871 hectares divididos entre plantação de algodão herbáceo (em caroço), arroz (em casca), cana-de-açúcar, feijão (em grão), mandioca, milho (em grão) e soja (em grão).

Dentre as produções citadas, a soja tornou-se a principal cultura ser produzida. Com o avanço tecnológico da agricultura de ponta e a inserção da mecanização, o Oeste Baiano se tornou referência em Agronegócio em todo o país.

A área de estudo está inserida na Bacia Sanfranciscana (SGARBI, 1991), é denominada também depressão onde se acumulam as coberturas fanerozoicas sobre o Cráton do São Francisco. Sua extensão vai ao norte, alcançando as regiões do médio Rio São Francisco e ao sul do Estado do Piauí totalizando uma área de cerca de 150.000km2 Gaspar (2006). As rochas que afloram na área de estudos são do Grupo Urucuia que se dividem em Formação Posse e Formação Serra das Araras. E também afloram Deposito Aluvionares (SPIGOLON, 2002). A formação Serra das Araras se constitui por arenitos, argilitos, e conglomerados com coloração avermelhada, intercalados em bancos plano-paralelos com espessuras variando de 50 cm a 2 metros (CAMPOS; DARDENNE, 1997).

Ainda com base em Campos et al. (1997) A unidade basal denominada de Formação Posse e comporta uma subdivisão interna nas Fácies I e 2. A fáceis 1 é constituída por arenitos variando de muito finos, finos e médio com boa maturidade mineralógica e textural que geralmente apresenta bom selecionamento.

O município onde a área de estudo está localizada apresentam 3 (três) tipos de solos com base na classificação de solos: Latossolo Amarelos Distróficos, Gleissolos Háplicos Tb Distróficos e Neossolos Litólicos Distróficos (CASTRO *et. al*., 2010). Porém, tal levantamento é insuficiente para demonstrar os solos existentes no município e em especial na área de estudo por possuir uma escala de pouco detalhe, deixando de identificar com maior precisão de detalhes os solos da região. O que revela a carência de mapeamentos pedológicos de precisão no oeste da Bahia.

3. Metodologia

Sabido que uma das problemáticas mais abrangentes e discutidas em período pós-contemporâneo é a conservação dos recursos naturais e sobre esse pensamento foi construído um interesse em estudar as Áreas de Preservação Permanente. O levantamento bibliográfico se deu em todas as etapas de formulação desta pesquisa, onde foi realizada a busca de um referencial teórico sobre o estado da arte de temas pertinentes a esta investigação, como levantamento de dados regionais do meio físico e social, sobre legislação ambiental em diferentes esferas (órgãos reguladores e fiscalizadores), bem como pesquisa sobre métodos e técnicas de pesquisa em Pedologia, foram consultados livros, artigos e sites que dessem arcabouço ao estudo. Após os procedimentos que estão elencados nos próximos subcapítulos, os dados foram tratados e tabulados nos seguintes *softwares*: Excel (2007), *AutoCAD* (2007), *ArcGis 9.3* e o *Dplot*.

Após o levantamento bibliográfico foi realizada uma primeira visita em campo no mês de setembro de 2013 em um imóvel rural situado no município de Luís Eduardo Magalhães onde se identificou a necessidade de estudar um canal hidrográfico antropizado. Após traçadas as metodologias a serem utilizadas para identificar as APPs (Áreas de Preservação Permanentes) um segundo campo foi realizado para a coleta de amostras de solo e informações sobre o comportamento da vegetação e características do relevo. E o solo como um importante identificador das áreas de preservação permanente no que diz respeito a canais hidrográficos.

Para a coleta de amostras, foram escolhidos 6 (seis) pontos, sendo 3 (três) ao longo da área antropizada que é foco de dúvida a respeito de se tratar de uma área de preservação permanente e mais 3 (três) pontos em uma área de vereda a fim de comparar as características da matéria orgânica, de acidez e textural do solo (Figura 2). Em cada ponto, com o auxílio de um trado, foram coletados amostras do perfil de 0-20 cm de profundidade, após, a coleta as amostras foram acondicionadas em sacos plásticos.

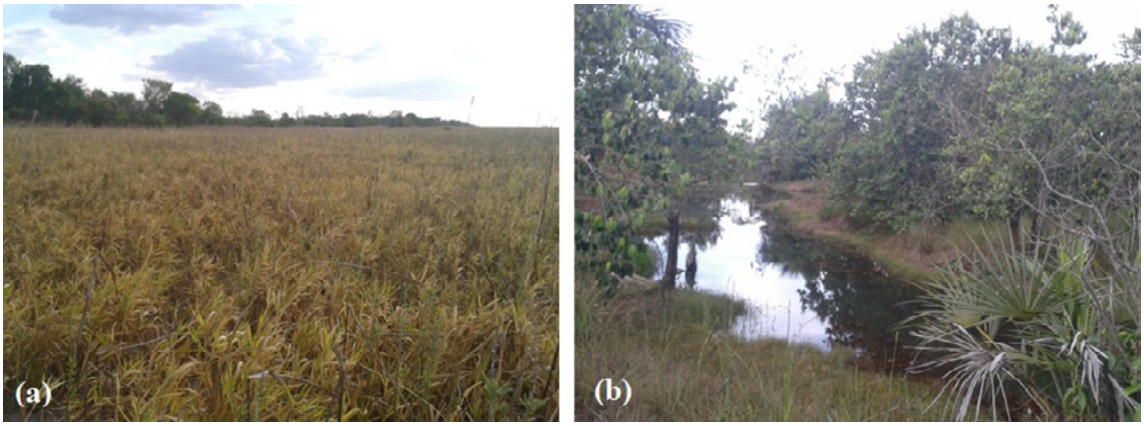


FIGURA 2: (a) Área de estudo, coleta em ambiente antropizado; (b) Área de estudo, coleta em ambiente vereda.
Fonte: próprio autor, 2021.

Após coletadas, todas as amostras foram levadas ao Laboratório de Solos da UFOB/ Barreiras, onde foram realizadas as seguintes análises: *Análise Granulométrica* (Dispersão Total) seguindo Manual de métodos de análise de solos da EMBRAPA (Donagema et al., 2011); *Quantificação da Matéria Orgânica por Calcinação* baseada na metodologia de SILVA et al. (1999); Cálculo da Acidez Ativa e Potencial do solo seguindo Manual de métodos de análise de solos da EMBRAPA (Donagema et al., 2011).

Já no Laboratório de Geoprocessamento, com o intuito de identificar o grau de antropização e as respectivas mudanças superficiais, por meio do uso e ocupação do solo, no entorno da área investigada, foram adquiridas imagens de satélite e posteriormente realizadas análises visuais a partir de onze imagens em um recorte temporal de 30 anos. Para as imagens TM/Landsat-5, Órbita-Ponto 068-220 foram analisadas imagens 24/09/1984;10/10/1987; 23/07/1990; 03/10/1993; 19/12/1996; 23/11/2000; 19/09/2003; 20/08/2006; 25/06/2009 e 03/09/2011. E para as imagens OLI/Landsat-8**, Órbita-Ponto** 068-220 foi analisada uma imagem de 20/06/2014.

Foram utilizadas dez imagens do sensor *Thematic Mapper* (TM) Landsat 5 e uma imagem do sensor Landsat 8 Operacional Terra Imager (OLI), ambas com resolução espacial de 30 m. A aquisição das imagens foram feitas junto à Divisão de Processamento de Imagens do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

(INPE) e U.S. *Geological Survey* (USGS). Foi feita uma composição colorida RGB543 (Falsa Cor) em todas as imagens, e a partir daí foram realizadas análises visuais e digitalizações manuais de elementos naturais e de uso e ocupação da área investigada, por meio do *software AutoCAD* (2007).

4. Resultados e Discussões

Em campo foi possível observar nas áreas de pastagem o desenho morfológico do relevo formando a calha da drenagem antropizada, porém na data da visita (setembro/2013: estiagem) nenhuma lâmina de água foi observada, e o solo também não se encontrava encharcado. A vegetação que ainda existe no local é rasteira e foi possível notar a presença de campos de murundus conforme Figura 3, imagem b.

Ainda com base na Figura 3, imagens A e B, no ambiente de pastagem foram encontrados murundus que são comuns em ambientes com ressurgências sazonais do lençol freático, como em vales do tipo vereda, em planícies aluviais e lagoas intermitentes, como revelam os estudos realizados por Resende et al. (1997) na região do Planalto Central brasileiro.

De acordo com Resende et al. (1997) no cerrado as áreas que apresentam esse microrrelevo tem oscilações do lençol freático que são geralmente amplas, e devem ser destinadas a conservação, por se enquadrarem em Áreas de Preservação Permanente (APP).

FIGURA 3: (a) e (b) Área de Pastagem com presença de murundus; (c) Área de Vereda – Coleta de solos para comparação de ambientes.
Fonte próprio autor, 2021.

As observações feitas na área de vereda, apresentada na Figura 3 (imagem c) serviram para comparação entre os dois ambientes com finalidade de usar o solo como indicador ambiental das Áreas de Preservação Permanente. A área de vereda escolhida apresenta características comuns de áreas heteromórficas, solos mal drenados, fato que retarda a decomposição da mátria orgânica acumulando húmus. A vegetação predominante é herbácea e o estrato arbustivo e subarbustivo onde se encontra a palmeira buriti (*Mauritia flexuosa*), tais espécies têm sido comumente, denominadas "plantas indicadoras ou bioindicadoras" (BISPO, 2010).

Uma observação importante feita em campo foi que a coloração do solo, tanto na área seca de pastagem, quanto na área alagada de vereda variam da cor preta, acinzentada à verde escura de acordo de acordo com a leitura feita na Carta Munsell. Este é um dado interessante, pois as cores escuras do solo são explicadas principalmente pelo alto teor de matéria orgânica, e os tons acinzentados são resultantes de ambientes redutores, ocorrem solos mal drenados, onde o Fe em sua forma reduzida se torna móvel, sendo então retirado do perfil. Resende et al. (1997) observam que a cor cinzenta pode ser dada pela ausência de ferro oxidado, podendo haver, ou não, a presença de ferro reduzido. A redução é comum em ambientes hidromórficos, onde a massa de solo encharcado é acinzentada (gleização), podendo ser branca quando seca. A coloração branca pode ser observada nos murundus, onde o solo estava bem ressecado e endurecido.

Na análise dos atributos físicos e químicos do solo apresentados na Tabela 1, constataram-se diferenças significativas entre os dois ambientes investigados, principalmente na composição granulométrica e no teor de matéria orgânica. Enquanto que, os valores de acidez, balanço de cargas elétricas (ΔpH) e coloração mostraram-se similares em ambos.

TABELA 1
Disposição dos dados obtidos a partir de analises (físico-química) do solo em laboratório.

Amostra	Profundidade (cm)	Cor Munsell	pH em KCl	pH em H2O	Δ pH	MO (%)	Argila (%)	Silte (%)	Areia (%)
Vereda1	0 - 20	10 YR 5/2	4,20	5,47	- 1,27	0,8	0,3	13,4	86,3
Vereda2	0 - 20	Gley1 6/10	4,11	5,27	- 1,16	0,4	0,2	5,1	94,7
Vereda3	0 - 20	10 YR 6/2	4,07	5,36	- 1,29	0,7	0,2	8,1	91,7
Pasto1	0 - 20	Gley 1 2.5	3,99	5,30	- 1,31	6,3	8,7	62,7	28,6
Pasto2	0 - 20	Gley 1 2.5	3,84	5,24	- 1,40	5,5	1,3	53,2	45,5
Pasto3	0 - 20	10 YR 5/1	3,78	5,32	- 0,96	2,6	1,0	37,7	61,3

Fonte: elaborado pelos autores.

As três amostras de solo no ambiente de vereda apresentaram textura Arenosa, esta característica se justifica primeiramente pelo material de origem, já que este solo se formou sobre depósitos aluvionares. Já as amostras coletas em área de pastagem apresentaram textura Franco siltosa e Franco arenosa, os teores de areia foram bastante inferiores em relação ao ambiente natural. Devido à proximidade do ambiente de vereda, esperava-se um teor de areia mais significativo, pois caso se leve em consideração, que este ambiente não se trata de uma área alagada, seu material de origem seriam os arenitos do Grupo Urucuia, e não os depósitos aluvionares, o que também daria origem a um solo com maiores teores de areia.

Pode-se inferir então que, devido ao longo período de alteração antrópica, e supressão da vegetação natural, o material arenoso por ser mais friável foi carreado dos horizontes superficiais devido à concentração do fluxo de água e sedimentado em áreas mais depressivas do relevo, o que mudaria as proporções granulométricas. Já que partículas menores de silte são menores e estariam mais compactadas pelo uso da área para pastagem.

Os teores de matéria orgânica dos solos em ambiente de vereda foram muito inferiores ao ambiente de pastagem. Tais resultados são explicados devido ao grau de encharcamento do solo, nos solos mais aerados ocorre uma decomposição mais rápida da MO, pela presença do oxigênio, e é mais rapidamente incorporada no perfil, já nos solos úmidos, por apresentarem menos oxigênio, a decomposição da MO é dificultada, e a alteração é mais lenta, consequentemente a incorporação no solo também é mais lento. Como a metodologia utilizada para quantificação da MO utiliza o material após a passagem pela peneira de 2 mm, a MO fibrosa contida nas amostras de ambiente de vereda não foi quantificada, o que pode ter subestimado os valores totais de MO. Além disso, o material mais grosseiro do ambiente de vereda não favorece a formação de coloides do solo (argila + húmus). Outro fator que poderia explicar o maior teor de MO na área de pastagem, seria a incorporação do húmus advindo de origem animal.

A análise de acidez ativa (pH em H2O = quantidade de H+ na solução do solo) revelou que os solos dos dois ambientes investigados apresentaram valores muito próximos, na área de vereda a média do valor de pH das amostras foi de 5,36 e da área de pastagem 5,28, estes valores são considerados como pH de solos ácidos. Este resultado corrobora o que afirmou Lopes (1991) *"Os solos podem ser naturalmente ácidos em função da própria pobreza em bases do material de origem ou devido a processos de formação que favorecem a remoção de elementos básicos como K, Ca, Mg, Na"* (LOPES, 1991 apud ANTUNES, 2009, p. 4). Ou seja, tanto o material de origem, quanto o relevo plano favorecem as condições citadas acima.

Já a acidez potencial (pH em KCl = H + e Al3+ adsorvidos nos coloides do solo) revelou que no ambiente de vereda os solos apresentaram valores de pH mais elevado, com média de 4,12 e nos solos da área de pastagem o pH foi de 3,87. Estes resultados podem ser explicados devido à área de vereda ser encharcada e mais plana, que a área de pastagem, que possui um formato de calha, portanto a lixiviação dos cátions básicos é um pouco maior neste último ambiente.

A partir de uma análise temporal realizada com imagens de satélite seguindo uma cronologia lógica dos anos de 1984 até 2014, Figura 4 (ilustrativa para o primeiro e último ano de análise) a fim de se fazer um resgate da paisagem de 30 anos atrás, foi possível observar as mudanças da paisagem pela ação antrópica. Fatores como a supressão vegetal, focos de incêndio, agricultura mecanizada e atividade de pastagem modificaram nesse estágio curto de tempo às características vegetativas e as propriedades físico-químicas do solo, porém, ainda assim o solo foi utilizado como um indicador ambiental importante na identificação de Áreas de Preservação Permanentes por ainda manter seus atributos próprios de ambientes úmidos.

FIGURA 4: (a) Imagem de Satélite de 1984 e (b) Imagem de Satélite de 2014 (Área de Estudo). Fonte próprio autor, 2021.

A partir de uma análise temporal realizada com imagens de satélite seguindo uma cronologia lógica dos anos de 1984 até 2014 a fim de se fazer um resgate da paisagem de 30 anos atrás, foi possível observar as mudanças da paisagem pela ação antrópica. Fatores como a supressão vegetal, focos de

incêndio, agricultura mecanizada e atividade de pastagem modificaram nesse estágio curto de tempo às características vegetativas e as propriedades físico-químicas do solo, porém, ainda assim o solo foi utilizado como um indicador ambiental importante na identificação de Áreas de Preservação Permanentes por ainda manter seus atributos próprios de ambientes úmidos.

5. Considerações Finais

As análises e discussões feitas em dois ambientes, um em área natural representado por uma vereda, e outro que gera dúvidas sobre sua essência, já que possui alguns indícios de canal fluvial (intermitente ou efêmero) e que atualmente é usado como área de pastagem e encontra-se descaracterizado revelou que evidências encontradas no solo podem sem usadas como subsídios para sanar esta dúvida e contribuir para a melhor gestão ambiental, no que tange ao cumprimento de leis ambientais e recomendações para uso e recuperação de áreas degradadas.

As características texturais do solo na área de pastagem atestam que seu horizonte mais superficial arenoso foi removido por ação do fluxo de água, devido a supressão da vegetação natural, expondo um horizonte mais siltoso e argiloso, que favoreceu o escoamento em detrimento da infiltração, este fato faz com que a água que se acumulava para formar um canal intermitente não consegue se acumular, tornando este canal efêmero.

Na comparação entre os dois ambientes levando-se em consideração o atributo cor, os solos se mostraram bem similares, as cores escuras e acinzentadas em ambos, corrobora a hipótese dos dois solos terem sua formação em ambientes encharcados.

A análise de pH e Matéria Orgânica revelaram informações sobre o uso atual dos dois ambientes, portanto, não foram atributos relevantes para se buscar informações sobre as condições de origem do solo dos dois ambientes. Recomenda-se ainda, buscar outras metodologias para a quantificação de MO e carbono orgânico, para que este atributo possa permitir uma interpretação mais segura.

As evidências observadas em campo comprovaram a importância destes trabalhos para a validação de mapeamentos realizados via ferramentas de geotecnologias, já que a coloração, presença de murundus e formas de relevo, nem sempre são perceptíveis nas escalas trabalhadas em imageamentos realizados por satélites ou radares. Na perspectiva da topografia local, grau de compactação e comportamento hídrico do solo, recomenda-se futuros trabalhos de topografia de precisão e caracterização mais precisa do comportamento físico da água no solo.

A análise temporal utilizando imagens de satélite foram importantes para a comprovação de que os diferentes usos do solo ao longo de trinta anos, proporcionaram mudanças nas características do perfil de solo, e consequentemente para o ambiente de seu entorno, relevando um novo ajustamento dos fluxos de matéria e energia.

Com base nas discussões traçadas o que é proposto para essa área em que se encontra sobre atividade de pastagem e obedecendo a Lei nº 12.651/12 que por sua vez considera os canais intermitentes como Área de Preservação Permanente deve ser aplicado um Plano de Recuperação ou Enriquecimento de Vegetação (PREV). Dessa maneira o ambiente deixa de ser passível de multa e recupera sua vegetação e retoma sua função ambiental que é de preservar o solo, as águas subterrâneas e as drenagens.

Referências

BISPO, F. H. A. **Gênese e classificação de solos em topossequência de veredas das chapadas do Alto Vale do Jequitinhonha, MG**. 2010. 98 f. Tese (Mestrado em Ciências Agrárias). Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, Diamantina, 2010.

CAMPOS. J. E. G.; DARDENNE, M. A. Estratigrafia e Sedimentação da Bacia Sanfranciscana: Uma Revisão. **Rev. Brasileira de Geociências,** 27(3): 269-282, 1997.

CASTRO, K. B. *et. al*. **Caracterização geomorfológica do município de Luís Eduardo Magalhães, oeste baiano, escala 1:100.000**. Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento. Embrapa Cerrados, 2010.

Donagema, G. K.; Campos, D. V. B.; Calderano, S. B.; Teixeira, W. G.; Viana, J. H. M. **Manual de métodos de análise de solos**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2011. 230 p.

IBGE. Portal IBGE. Disponível em:< https://cidades.ibge.gov.br>. Acesso em 17 Jun. 2021.

OLIVEIRA, P. de O.; BRASIL, J.; MEIRA, S. **A. Análise Geoambiental do Município de Luís Eduardo Magalhães – BA.** Universidade Federal da Bahia, Barreiras, 2011.

RESENDE, M; CURI, N; RESENDE, S. B; CORRÊA, G.F. **Pedologia**: base para distinção de ambientes. 2ª Ed. Viçosa: NEPUT, 304p. 1997.

SANTOS FILHO, M. **O processo de urbanização no Oeste Baiano**. Recife: SUDENE, 1989.

SANTOS, S. P; EPIPHANIO, N. C. J. **Avaliação histórica da expansão agrícola sobre o Cerrado no município de Luís Eduardo Magalhães, Bahia.** XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, p. 6181-6188, 2009.

SGARBI, G. N.C. Arenitos Eólicos da Formação Areado (Bacia Cretácea Do São Francisco): Caracterização, Diagênese e Aspectos Químicos. **Rev. Brasileira de Geociências,** 21(4): 342-354, 1991.

SILVA, A.C.; TORRADO, P.V; ABREU JUNIOR, J. S. **Métodos de quantificação da matéria orgânica do solo**. Revista Unifenas Alfenas, 5:21-26, 1999.

SPIGOLON, A. L. D. & ALVARENGA, C. J. S. de. **Fácies e Elementos Arquiteturais Resultantes de Mudanças Climáticas em um Ambiente Desértico: Grupo Urucuia (Neocretáceo), Bacia Sanfranciscana**. Rev. Brasileira de Geociências, v.32, n. 4, p.579-586, dez. 2002.

GASPAR, M. T. P. **Sistema Aquífero Urucuia**: **Caracterização Regional e Proposta de Gestão**. 2006. 204 f. Tese (Doutorado em Gestão Ambiental). Universidade de Brasília Instituto de Geociências, Brasília, 2006.

PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS DE BACIAS HIDROGRÁFICAS COMO SUBSÍDIO À AVALIAÇÃO DE GERAÇÃO A PROCESSOS DE CORRIDAS DE DETRITOS: O CASO DA BACIA SANTO ANTÔNIO (CARAGUATATUBA, SP)

Claudia Vanessa dos Santos Corrêa
Departamento de Geologia, Universidade Estadual Paulista
Avenida 24-A, 1515, Bela Vista, Rio Claro/SP, CEP 13506-900
E-mail: claudia.correa@unesp.br
Fábio Augusto Gomes Vieira Reis
Departamento de Geologia, Universidade Estadual Paulista
Avenida 24-A, 1515, Bela Vista, Rio Claro/SP, CEP 13506-900
E-mail: fabio.reis@unesp.br
Lucília do Carmo Giordano
Departamento de Geologia, Universidade Estadual Paulista
Avenida 24-A, 1515, Bela Vista, Rio Claro/SP, CEP 13506-900
E-mail: lcg@ecogeologia.com.br
Vinícius Queiroz Veloso
Departamento de Geologia, Universidade Estadual Paulista
Avenida 24-A, 1515, Bela Vista, Rio Claro/SP, CEP 13506-900
E-mail: vinicius.veloso@unesp.br
Victor Carvalho Cabral
Departamento de Geologia, Universidade Estadual Paulista
Avenida 24-A, 1515, Bela Vista, Rio Claro/SP, CEP 13506-900

E-mail: victor.carvalho@unesp.br
Beatriz Guzzo Duz
Departamento de Geologia, Universidade Estadual Paulista
Avenida 24-A, 1515, Bela Vista, Rio Claro/SP, CEP 13506-900
E-mail: b.duz@unesp.br
Beatriz Marques Gabelini
Departamento de Geologia, Universidade Estadual Paulista
Avenida 24-A, 1515, Bela Vista, Rio Claro/SP, CEP 13506-900
E-mail: beatriz.gabelini@unesp.br

Resumo

O objetivo deste trabalho é de avaliar a potencialidade à geração de corridas de detritos da bacia hidrográfica Santo Antônio, situada na região de Serra do Mar do litoral do Estado de São Paulo, Brasil, a partir de parâmetros morfométricos. A região da Serra do Mar é conhecida por ser uma área muito propensa à ocorrência de escorregamentos e corridas de detritos, devido ao clima quente e úmido local e suas encostas íngremes. As sub-bacias da Bacia Santo Antônio situadas em porções escarpadas do relevo, com altas declividades, vales e canais encaixados, elevadas densidades de drenagem apresentam maiores valores nos parâmetros morfométricos, o que indica uma maior potencialidade à geração desse processo. A análise dos parâmetros morfométricos possui extrema relevância na identificação de bacias hidrográficas com potencial à geração corridas de detritos, por integrar e correlacionar aspectos do meio físico considerados deflagradores na ocorrência desses processos.

Palavras-chave: Corridas de detritos, Serra do Mar, Parâmetros morfométricos.

1. Introdução

As corridas de detritos são processos hidrogeomorfológicos que se desenvolvem ao longo de redes de drenagem e envolvem fluidos densos, compostos por materiais de diferentes granulometrias e composições, bem como quantidades variáveis de água, identificados como processos naturais da dinâmica e da modelagem da paisagem (TAKAHASHI, 2014). Devido a essas características, somadas ao seu alto raio de alcance, mesmo em áreas planas, altas velocidades e altas vazões de pico, as corridas possuem elevada capacidade de erosão e força de impacto, o que lhe conferem um grande poder destrutivo, e, portanto, são enquadrados como processos de alto fator de risco, que podem causar perda de vidas e consideráveis danos físicos à infraestrutura e ao meio ambiente (GRAMANI, 2001; WILFORD et al., 2004; NETTLETON et al., 2005; DOWNLING; KANG; LEE, 2018).

A ocorrência e deflagração das corridas é favorecida por um conjunto de condicionantes fisiográficas que permitem a sua formação e o seu desenvolvimento, resumidos de maneira geral a uma abundante fonte de partículas e detritos de solos e/ou rocha inconsolidados, à presença de encostas ou talvegues íngremes (acima de 250), à fonte abundante de água e à vegetação esparsa (GRAMANI, 2001; NETTLETON et al., 2005).

Como as corridas de detritos possuem caráter hidrodinâmico, as características morfométricas das bacias hidrográficas também se configuram como importantes fatores na magnitude, potencialidade e deflagração desses processos (AUGUSTO FILHO, 1993; JAKOB, 1996; DE SCALLY et al., 2001; WILFORD et al., 2004).

Acerca da classificação quanto à origem do processo, as corridas de detritos são definidas como primárias quando originam-se através da transformação de escorregamentos (translacionais, rotacionais ou compostos) iniciados nas encostas das bacias do canal de drenagem, e secundárias quando são formadas no próprio canal de drenagem, a partir da ruptura de barragens naturais ou pela instabilização dos materiais depositados frente à passagem de uma quantidade crítica de água sobre os sedimentos (GRAMANI , 2001; KANJI et al. 2003; NETTLETON et al., 2005; TAKAHASHI, 2014).

Devido a essas características, o fenômeno ocorre de maneira natural nas regiões serranas e montanhosas, geralmente associadas a índices pluviométricos elevados e, em cerca de 50 países são muito frequentemente observados (GRAMANI, 2001; TAKAHASHI, 2014). Collins e Znidarcic (1997) salientam que em áreas tropicais e costeiras são comuns os movimentos de massa na forma de rápidas corridas de detritos, causando enorme destruição na sua trajetória, envolvendo diversos tipos de solos e ambientes geológicos.

No Brasil, as áreas mais susceptíveis a sua ocorrência são aquelas situadas no sopé da Serra do Mar, da Serra da Mantiqueira e da Serra Geral, estendendo-se desde a região Sul até a região Norte. No município de Caraguatatuba, no litoral norte do Estado de São Paulo, em 18 de março de 1967 ocorreu um dos mais expressivos movimentos de massa registrados no Estado e no Brasil, ocasionado por fortes chuvas que assolaram a região, associado ao relevo escarpado da Serra do Mar, ocasionando danos sociais, econômicos e ambientais vultosos, com muitas perdas de vidas humanas (CRUZ, 1974; IPT, 1987; GRAMANI, 2001; NERY, 2016). Um acumulado pluviométrico de 586 mm de 3 dias deflagrou vários escorregamentos nas encostas dos morros e da Serra do Mar, cujos materiais alcançaram inúmeras drenagens e produziram processos de corridas de detritos na área urbana de Caraguatatuba (CRUZ, 1974; IPT, 1988; CRUZ, 2000; GRAMANI, 2001; NERY, 2016). Devido à ocupação desordenada e ao quadro atual de mudanças climáticas, a ocorrência das corridas tem aumentado no Brasil nos últimos anos, sobretudo nas áreas serranas, o que demanda um maior conhecimento sobre os fatores que desencadeiam esses processos e os locais com potencialidade a sua geração (LARS, 2004; DI et al., 2008, KOBIYAMA et al., 2010; GRAMANI, 2015; NERY, 2016).

Liu e Lei (2003) destacam que a avaliação de uma área em relação ao seu potencial à geração de corridas de detritos é o método mais efetivo no âmbito da conscientização, uma vez que precede os desastres reais e faz o diagnóstico do local em seus aspectos físicos e socioeconômicos frente aos fatores que deflagram esses processos. Nesse sentido, a análise de parâmetros morfométricos de uma bacia hidrográfica possibilita avaliar quais fatores controlam processos de corridas, permitindo identificar quais locais possuem maior potencialidade a sua ocorrência (AUGUSTO FILHO, 1992; ZUO-SHU, 1992; AUGUSTO FILHO, 1993; DE SCALLY et al., 2001; GRAMANI, 2001; WILFORD et al., 2004; CERRI et al., 2018). Tais parâmetros podem ser compreendidos como parte do sistema morfogenético, revelando características particulares de cada bacia hidrográfica (CHORLEY, 1971). Fatores como Índice de Circularidade (IC) (MÜLLER, 1953), Densidade de Drenagem (Dd) (HORTON, 1945; LANGBEIN, 1947; JAKOB, 1996), o Índice de Rugosidade (Ir) (JAKOB, 1996), a Relação de relevo (Rr) (SCHUMM, 1956), o Índice de Melton (M) (MELTON, 1957) e o Índice de Sinuosidade (Is) (SCHUMM, 1956) fornecem informações a respeito da altimetria, formato e capacidade de escoamento de uma bacia hidrográfica, revelando suas características específicas e como os processos ocorrem em seu interior (HORTON, 1945; SCHUMM, 1956; MELTON, 1957).

A partir dessas premissas, o objetivo deste trabalho é de avaliar a potencialidade à geração de corridas de detritos da bacia hidrográfica Santo Antônio, situada na região de Serra do Mar do litoral do Estado de São Paulo, Brasil, a partir de parâmetros morfométricos, de modo a identificar os locais que se configuram como áreas de risco à ocupação humana e à instalação de empreendimentos. A região destaca-se no cenário brasileiro por ser uma área onde existem importantes rodovias que ligam o planalto ao litoral, portos marítimos, estradas de ferro, dutovias e indústrias, além de estar atualmente em processo de expansão urbana e de atrair um grande fluxo anual de turistas.

2. Área de estudo

A Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio está inserida em um trecho da Serra do Mar e deságua suas drenagens em uma grande planície aluvial e costeira, localizada no município de Caraguatatuba (SP) (Figura 1). O Rio Santo Antônio, seu principal curso d'água, nasce na porção serrana e deságua no Oceano Atlântico, percorrendo a zona urbana do município por cerca de 6 km e possui vários afluentes, como o Ribeirão do Ouro, o Mantegueira e o Córrego Quinhentos Réis. O trecho mais a montante da bacia é caracterizado por encostas particularmente íngremes da Serra do Mar, enquanto a porção a jusante tem como principais feições uma área muito plana e urbanizada, em crescente processo de expansão (SAKAI et al., 2013). A região da Serra do Mar é conhecida por ser uma área muito propensa à ocorrência de escorregamentos e corridas de detritos, devido ao clima quente e úmido local e suas encostas íngremes (CRUZ, 1974; IPT, 1988; LACERDA; SILVEIRA, 1992; CRUZ, 2000; CERRI et al., 2018).

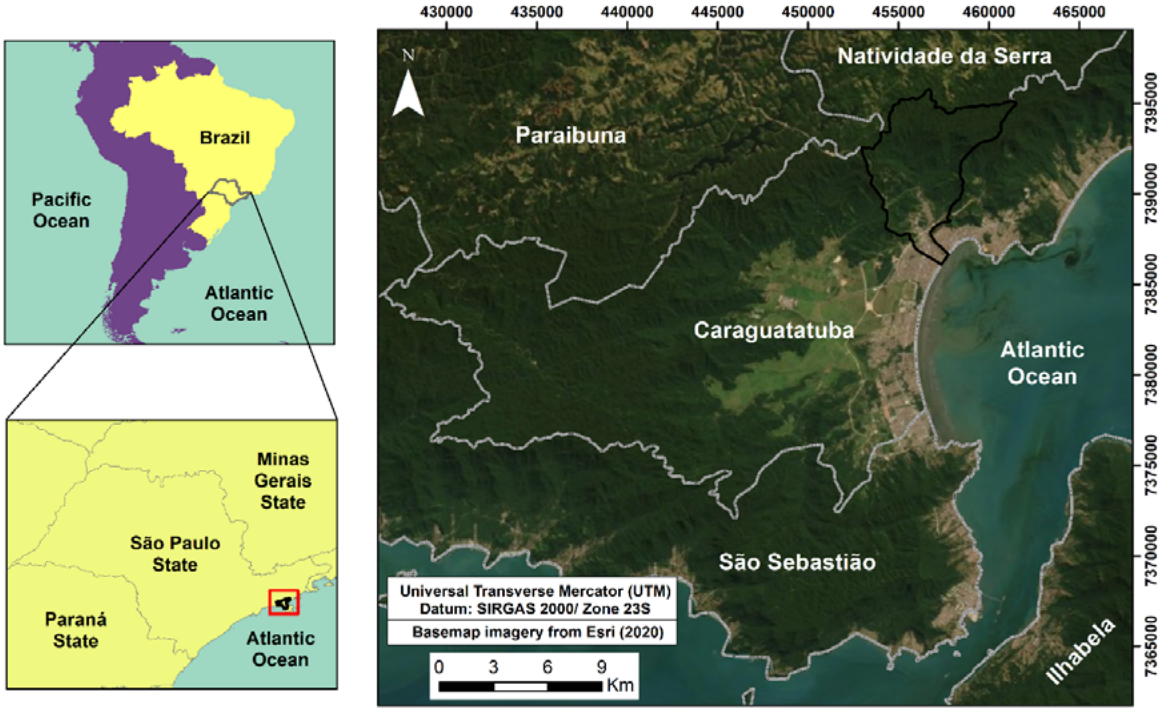


FIGURA 1: Localização da área de estudo.
Fonte: Elaborado pelos autores.

A geologia da Bacia de Santo Antônio compreende rochas neoproterozóicas, como gnaisses, migmatitos, gnaisses migmatíticos, granitos, xistos e quartzitos, com orientação estrutural predominante NE-SW (ALMEIDA, 1964; CHIEREGATI et al., 1982; CERRI et al., 2018). A porção inferior é composta por sedimentos não consolidados como areias, siltes, argilas e cascalhos fluviais, além de sedimentos coluviais e areias de deposição praiana, marinha e fluviomarinha (CHIEREGATI et al., 1982).

Sob a ótica geomorfológica, as feições de relevo variam de morros a serras sob as rochas cristalinas, com modelado bastante dissecado, encostas íngremes e alta densidade de drenagem associadas com as falhas, fraturas e contatos litológicos na unidade morfoescultural classificada como Planalto Atlântico (CRUZ, 1974; 1975; ROSS; MOROZ, 1997; VIEIRA; GRAMANI, 2015). O front da Serra do Mar, classificado como Serrania Costeira, possui altitudes de até 1200 metros e apresenta feições como escarpas festonadas, espigões, serras alongadas, morros paralelos e morros isolados. A porção costeira insere-se na unidade Zona da Baixada Litorânea, representada por relevos baixos com altitudes inferiores a 70 metros sob os sedimentos inconsolidados, com a presença de elevações que separam pequenas planícies e enseadas na forma de morros isolados em corpos insulares granítico-gnáissicos e rampas de colúvio e tálus no sopé das encostas (CRUZ, 1974; 1990; CHIEREGATI et al., 1982).

A região da Serra do Mar é uma das regiões mais úmidas do Brasil, com precipitação anual de 1784 a 2000 mm e temperatura média anual de 27°C (CRUZ, 1974), cujo bioma associado a essas condições climáticas é a Mata Atlântica, caracterizada por uma floresta tropical densa e heterogênea.

3. Materiais e métodos

A avaliação da potencialidade à geração a corridas de detritos da área de estudo baseou-se na premissa de que sua deflagração está relacionada com parâmetros morfométricos (AUGUSTO FILHO, 1993; JAKOB, 1996; DE SCALLY et al., 2001; GRAMANI, 2001; WILFORD et al., 2004; CERRI et al. 2018).

Para calcular os parâmetros morfométricos foi utilizada a carta topográfica da Folha Caraguatatuba (SF-23-Y-D-VI-1) (IBGE, 1974) em escala 1:50.000 e com equidistância de 20 metros entre as curvas de nível, elaboradas e vetorizadas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). De modo a complementar e auxiliar as análises que abarcam os parâmetros morfométricos, foram utilizados dados oriundos Sensoriamento Remoto, compreendidos por ortofotos da Emplasa (2011) em escala 1:10.000 e fotografias aéreas de 1973 em escala 1:25.000, cuja resolução espacial é 1 m2 e 1,5 m2, respectivamente. Ademais, imagens de alta resolução da plataforma *Google Earth Pro* foram utilizadas no trabalho de modo complementar.

Em ambiente *GIS* (*Geographic Information System*) (ArcGIS 10.2.2), as respectivas curvas e drenagens da carta foram georreferenciadas e incorporadas ao banco de dados digital. A partir das curvas de nível e da aplicação em cadeia das ferramentas de geoprocessamento "*Create TIN*", "*Tin to Raster*" e "*Slope*", foram elaborados o Modelo Digital do Terreno (MDT) e o mapa de declividade, que auxiliaram no cálculo dos parâmetros morfométricos. Em seguida, a Bacia do Rio Santo Antônio foi dividida em sub-bacias com o apoio da base cartográfica e em ambiente GIS cada uma foi mensurada em área (km2).

De modo a auxiliar as análises envolvendo os parâmetros morfométricos, também foi elaborado o mapa de isópacas da Bacia Santo Antônio, que corresponde às áreas com registro de depósitos de corridas de detritos do evento de 1967. Tal mapeamento fundamentou-se na aplicação de técnicas fotointerpretativas nas fotografias aéreas de 1973, cujo reconhecimento dos depósitos baseou-se em sua morfologia, tonalidade e localização (VANDINE, 1985; VAN STEIJN, 1996; NERY, 2016).

Destaca-se que de modo a padronizar e permitir correlações entre os dados produzidos, o *datum* SIRGAS2000/ zona 23S foi estabelecido para todos os materiais cartográficos.

Conforme supracitado, a ocorrência de corrida de detritos está intimamente relacionada aos condicionantes morfométricos de uma bacia hidrográfica (JAKOB, 1996; WILFORD et al., 2004; CERRI et al., 2018). Nesse contexto, tais parâmetros buscam caracterizar as bacias hidrográficas quanto suas características morfométricas, que se relacionam diretamente aos aspectos do meio físico (CERRI et al., 2018).

Assim, neste trabalho os parâmetros morfométricos empregados para avaliar a potencialidade de uma bacia hidrográfica à geração de corridas de detritos foram:

1. Índice de Circularidade (Ic) (MÜLLER, 1953);

2. Densidade de Drenagem (Dd) (HORTON, 1945; LANGBEIN, 1947; JAKOB, 1996);

3. Índice de Rugosidade (Ir) (JAKOB, 1996);

4. Relação de relevo (Rr) (SCHUMM, 1956);

5. Índice de Melton (M) (MELTON, 1957);

6. Índice de Sinuosidade (Is) (SCHUMM, 1956).

O Quadro 1 descreve os respectivos parâmetros morfométricos e suas aplicações na avaliação da potencialidade de corridas de detritos em bacias hidrográficas.

O cálculo dos respectivos parâmetros foi subsidiado pelo MDT (Modelo Digital do Terreno), pelo mapa de declividade e pela hidrografia de cada sub-bacia hidrográfica.

Adicionalmente, foram mapeados os depósitos de corridas de detritos do evento ocorrido em 1967 na região, de modo a identificar quais sub-bacias foram mais afetadas por esses processos.

QUADRO 1

Parâmetros morfométricos empregados e suas aplicações na avaliação de geração a corridas de detritos em bacias hidrográficas. Adaptado de Cerri et al. (2018).

Parâmetro morfométrico	Fórmula	Unidade	Descrição	Relação com corridas de detritos
Índice de Circularidade (Ic)	Ic = A/Ac	adimensional	A: área de bacia Ac: área do círculo correspondente ao mesmo perímetro da bacia	Índice é capaz de caracterizar as bacias hidrográficas como mais alongadas (Ic < 0,5) e mais arredondadas (Ic > 0,5)
Densidade de drenagem (Dd)	Dd = Ct/A	km/km^{-2}	Ct: comprimento dos canais A: área da bacia	Quanto maior o índice Dd menor é a capacidade de infiltração de água dentro da bacia hidrográfica. Quanto maior a Dd mais rapidamente a água chega às drenagens, intensificando cheias e, consequentemente, contribuindo com o aumento da potencialidade e intensidade de eventos de corridas
Índice de rugosidade (Ir)	Ir = H x Dd	adimensional	H: amplitude altimétrica Dd: Densidade de drenagem	Bacias mais rugosa tendem a ter uma maior taxa de produção de sedimentos e, consequentemente, maior disponibilidade de sedimentos para transporte durante eventos de corridas
Relação do relevo (Rr)	Rr = Hm/C	m/km	Hm: amplitude altimétrica C: comprimento da bacia hidrográfica	Quanto maior a Rr maior será a distância percorrida pela corrida, ganhando maior velocidade de fluxo
Índice de Melton (M)	M = Hm/√A	adimensional	Hm: amplitude altimétrica A: área da bacia	Este parâmetro define áreas suscetíveis a processos de corridas de detritos, incluindo corridas gerais (corridas, corridas de lama ou corridas de terra)
Índice de Sinuosidade (Is)	Is = C/Vd	adimensional	Ct = Comprimento do canal Vd = Vetor de distância	Quando maior o valor de Is, menor será a velocidade do fluxo

4. Resultados e discussões

Os parâmetros morfométricos empregados para avaliar a potencialidade da bacia Santo Antônio a processos de corridas de detritos foram Índice de Circularidade (MÜLLER, 1953), Densidade de Drenagem (HORTON, 1945, LANGBEIN, 1947, JAKOB, 1996), Índice de Rugosidade (JAKOB, 1996), Relação de Relevo (SCHUMM, 1956), Índice de Melton (MELTON, 1957) e Índice de Sinuosidade (SCHUMM, 1956), cujos resultados são apresentados nas Tabelas 1 e 2.

Em relação ao Índice de Circularidade, de maneira geral, os valores apresentaram-se elevados, que indicam um formato mais arredondado das bacias. Valores de IC menores que 0,50 são vinculados a bacias com formato alongado, que, segundo Crozier (1986), indicam maior susceptibilidade à ocorrência de corridas de detritos. Entretanto, para Augusto Filho (1993), as bacias com formato arredondado, que possuem IC maiores que 0,50, são as que possuem maior possibilidade à ocorrência desses processos. Destaca-se que neste trabalho os maiores valores de IC foram encontrados em sub-bacias que apresentaram ausência de depósito de corridas de detritos, relativo ao evento ocorrido no local em 18/03/1967 (Figura 2). Por outro lado, a sub-bacia 8, que apresenta o menor valor de IC em toda a área, possui depósitos de processos de corridas, com grande extensão (Tabela 2, Figura 2). Cerri et al. (2018) salientou que este índice é muito discutível e Nery (2017a) destacou que sub-bacias com valores próximos a 1 apresentam baixo tempo de concentração e, portanto, indicam uma maior probabilidade de cheia do canal, que pode contribuir na ocorrência das corridas de detritos secundárias, cuja deflagração não está relacionada diretamente aos escorregamentos (NERY, 2017a).

TABELA 1

Valores primários das sub-bacias da Bacia hidrográfica Santo Antônio

Sub-bacias	(A)	(P)	(Ct)	(Am)	(Amax)	(C)	(Cc)	(Vd)
1	12,892919	18,507852	31,186235	0,8	0,84	5,210935	5,29075	4,117956
2	10,881055	17,0609282	26,596071	0,8	0,94	6,788934	5,429246	4,881978
3	3,982724	9,261358769	9,863123	0,8	0,81	2,307197	2,714435	2,261573
4	2,061413	6,857375245	4,267537	0,4	0,42	2,147418	2,30639	1,931635
5	1,715021	5,782317768	4,992245	0,6	0,66	2,152331	2,478596	2,025456
6	2,287138	6,949599035	3,712728	0,5	0,52	2,6325	2,579474	2,389891
7	0,610137	4,587354529	1,189277	0,3	0,32	1,103827	1,189277	0,899221
8	3,648824	15,33027567	6,185209	0,3	0,32	4,239229	6,185209	4,239229

(A) = área de bacia (km2); (P) = perímetro da bacia (km); (Ct) = comprimento do canal (km); (Am) amplitude (km); (Amax) amplitude máxima (km); (C) comprimento da bacia (km); (Cc) = comprimento do canal principal (km); (Vd) = distância vetorial dos canais (km)

TABELA 2
Parâmetros morfométricos das sub-bacias da Bacia hidrográfica Santo Antônio

Sub-bacias	(Ic)	(Dd)	(Ir)	(Rr)	(M)	(Is)
1	0,479235892	2,418865348	1935,092278	161,1994776	0,222799576	1,284800032
2	0,475965872	2,444254808	1955,403846	138,4606184	0,242523867	1,112099645
3	0,591208832	2,476476653	1981,181322	351,0753525	0,400866608	1,200242044
4	0,558160756	2,070199907	828,0799626	195,5837196	0,278597674	1,19400922
5	0,653093936	2,910894386	1746,536631	306,6442847	0,458159324	1,223722461
6	0,60295235	1,623307382	811,6536912	197,5308642	0,330615964	1,079327049
7	0,369158498	1,949196656	584,7589967	289,9005007	0,384067513	1,322563641
8	0,19768017	1,695123963	508,537189	75,48542435	0,157052479	1,459041019

(Ic)= Índice de Circularidade; (Dd) = Densidade de drenagem (km/km2); (Ir) = Índice de rugosidade; (Rr) Relação de relevo; (M) Índice de Melton; (Is) = Índice de Sinuosidade

É esperado que altos valores de Densidade de Drenagem (Dd) representem processos de corridas de detritos mais intensos e com maiores magnitudes e intensidade (GARTNER et al. 2008; CERRI et al. 2018). Neste trabalho, a sub-bacia 5 exibiu o maior valor de Dd, ao passo que a sub-bacia 8 apresentou o menor valor para o mesmo índice (Tabela 2). Entretanto, salienta-se que na sub-bacia 5, conforme supracitado, não foram encontradas evidências de depósitos de corridas de detritos relacionadas ao evento de 1967, diferentemente da sub-bacia 8, que apresentou a maior extensão em área de depósitos (Figura 2). Importante ressaltar que vários autores retrataram a ocorrência sequente de processos de corridas de detritos, corridas de lama e inundações na sub-bacia, na qual situa-se a drenagem principal da bacia (Rio Santo Antônio) (IPT, 1988; CRUZ, 1974; GRAMANI, 2001).

O Índice de Rugosidade (Ir) é considerado um parâmetro proporcional à Densidade de Drenagem (CERRI et al., 2018). Neste trabalho, as sub-bacias 1, 2, 3 e 5 exibiram os maiores valores para este índice, sendo que foram encontradas evidências da ocorrência de corridas de detritos nas bacias 1, 2 e 3 (Tabela 2, Figura 2). Entretanto, a sub-bacia 5 não exibe depósitos do processo de corrida de detritos de 1967, embora também apresente altos valores de Densidade de Drenagem. Não obstante, as sub-bacias 1, 2 e 3 também possuem altos valores de Dd (Tabela 2).

A Relação de Relevo (Rr) expressa a capacidade da bacia em transportar e armazenar sedimentos (CERRI et al., 2018). Logo, quanto maior for este índice, maior será a potencialidade a processos de corridas de detritos. Os maiores valores de Rr foram encontrados nas sub-bacias 3, 5 e 7 (Tabela 2). Ressalta-se novamente que não foram encontradas evidências de processos de corridas de detritos na sub-bacia 5; entretanto, foram mapeados depósitos nas outras bacias (3 e 7) (Figura 2).

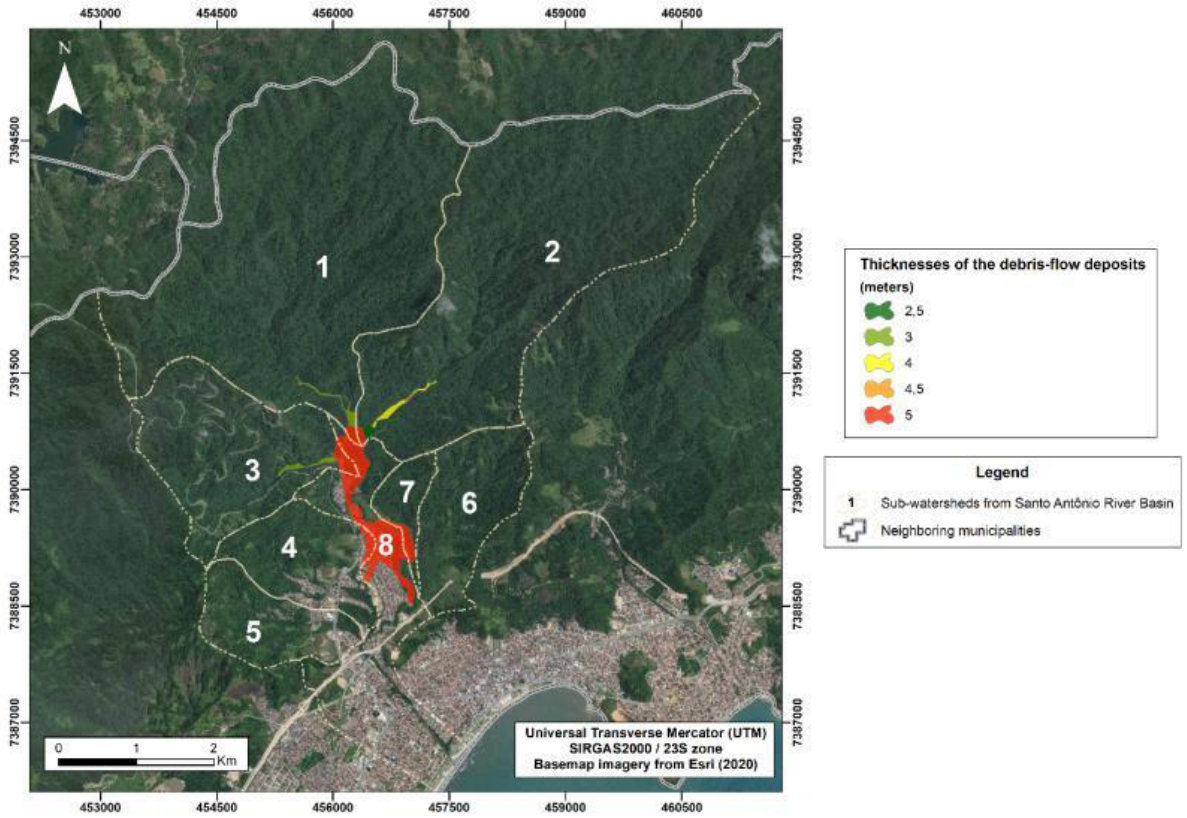


FIGURA 2: Mapa de espessuras (isópacas) dos depósitos de corridas de detritos do evento que ocorreu em 1967 na Bacia Santo Sntônio (Caraguatatuba, SP).
Fonte: Elaborado pelos autores.

Os maiores valores para o Índice de Melton (M) são encontrados nas sub-bacias 3 e 5 (Tabela 2). A partir deste parâmetro pode-se definir áreas suscetíveis a processos que envolvem fluxos, como corridas de detritos (CERRI et al., 2018). Valores de M maiores que 0,3 indicam bacias com maior suscetibilidade à ocorrência desses processos (MELTON, 1957). Assim, seguindo esta premissa, as sub-bacias 3, 5, 6 e 7 são as mais suscetíveis à ocorrência de corridas, embora não tenha sido encontrados depósitos desses processos nas bacias 5 e 6 (Figura 2).

O Índice de Sinuosidade (Is) está relacionado à velocidade do escoamento do fluxo, e, consequentemente, ao tipo de material a ser transportado (LANA et al., 2001; ALVES; CASTRO 2003). Os valores encontrados de Is neste trabalho são intermediários, e os canais são enquadrados como sinuosos (Tabela 2). Caso haja ocorrência de corridas de detritos, possivelmente os materiais de diâmetros variados serão transportados no fluxo, por longas distâncias (NERY, 2017b). Trabalhos de campo realizados no local revelaram esta dinâmica, especialmente nas porções de relevo mais plano e suave da bacia.

5. Considerações finais

O emprego dos parâmetros morfométricos viabilizou a avaliação dos componentes do meio físico em relação à potencialidade da Bacia Santo Antônio à geração de processos de corridas de detritos, de modo que é evidente a contribuição das variáveis morfológicas ora das bacias hidrográficas, ora dos canais de drenagem.

As sub-bacias situadas em porções escarpadas do relevo, com altas declividades, vales e canais encaixados, elevadas densidades de drenagem apresentam maiores valores nos parâmetros morfométricos, o que indica uma maior potencialidade à deflagração e ocorrência desse processo.

Em síntese, a análise das feições geomorfológicas, como a declividade, a amplitude, as formas do vale e da encosta e os parâmetros morfométricos possui extrema relevância na identificação de bacias hidrográficas suscetíveis à geração de corridas de detritos, por integrar e correlacionar aspectos do meio físico considerados deflagradores na ocorrência desses processos.

Agradecimentos

Os autores agradecem a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo apoio financeiro e o Laboratório de Geologia de Engenharia e Meio Ambiente (GEMA/ UNESP) pelo suporte técnico e científico.

Referências

ALMEIDA, F.F.M. Fundamentos Geológicos do Relevo Paulista. **Boletim do Instituto de Geografia e Geologia**, 41: 169-263. 1964.

ALVES, J.M.P.; CASTRO, P.T.A. Influência de feições geológicas na morfologia da bacia do rio do Tanque (MG) baseada no estudo de parâmetros morfométricos e análise de padrões de lineamentos. **Revista Brasileira de Geociências**, 33(2): 117-124. 2003.

AUGUSTO FILHO, O. O estudo das corridas de massa em regiões serranas tropicais: um exemplo de aplicação no município de Ubatuba, SP. In: Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia e Ambiental, 7., Poços de Caldas. **Anais...,** Poços de Caldas: ABGE, v. 2, p. 63-72. 1993.

CERRI, R.I.; REIS, F.A.G.V.; GRAMANI, M.; GABELINI, B.M.; ZAINE, J.E.; SISTO, F.P.; GIORDANO, L.C. Análise da influência de atributos fisiográficos e morfométricos na definição da suscetibilidade de bacias hidrográficas à ocorrência de corridas de massa. **Geologia USP (Série Científica)**, 18: 35-50, 2018.

CHIEREGATI, L.A.; THEODOROVICZ, A.M.G.; THEODOROVICZ, A.; MENEZES, R.G.; CHIODI FILHO, C.; RAMALHO, R. **Projeto folhas Natividade da Serra e Caraguatatuba: Relatório Final**. São Paulo. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Diretoria da Área de Pesquisas. Superintendência Regional de São Paulo. 1982.

CHORLEY, R.J. A geomorfologia e a teoria dos sistemas gerais. **Notícia Geomorfológica**, 11 (21): p. 3-22, 1971.

COLLINS, B.; ZNIDARCIC, D. **Triggering Mechanisms of Rainfall Induced Debris Flows**. In: 2nd Panam. Symp. Landslides, 2o COBRAE. Rio de Janeiro, 1997. p. 277-286.

CROZIER, M.J. **Landslides: causes, consequences & environment**. London: Taylor & Francis. 1986.

CRUZ, O. **A Serra do Mar e o litoral na área de Caraguatatuba-SP – contribuição à geomorfologia litorânea tropical**. PhD. Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil, 181 p. 1974.

CRUZ O. Evolução de vertentes nas escarpas da Serra do Mar em Caraguatatuba - SP. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 47(Supl): 474–480. 1975.

CRUZ, O. Studies on the geomorphic processes of overland flow and mass movements in the Brazilian geomorphology. **Revista Brasileira de Geociências**, 30: 504–507. 2000.

DE SCALLY, F.; SLAYMAKER, O.; OWENS, I. Morphometric Controls and Basin Response in the Cascade Mountains. **Geografiska Annaler**, 83A: 117-130. 2001.

EMPLASA - EMPRESA PAULISTA DE PLANEJAMENTO METROPOLITANO S/A. **Projeto Mapeia São Paulo – Vale do Paraíba e Litoral Norte**. Ortofotos 2011. Escala 1:10.000. São Paulo: EMPLASA. 2011.

GARTNER, J.E.; CANNON, S.H.; SANTI, P.M.; DEWOLFE, V.G. Empirical models to predict the volumes of debris flows generated by recently burned in the western U.S. **Geomorphology**, 96: 339-354. 2008.

GRAMANI MF. **Caracterização geológica-geotécnica das corridas de detritos ("Debris Flows") no Brasil e comparação com alguns casos internacionais**. Dissertação (Mestrado), Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil, 2001. 372 p.

HORTON, R.E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geological Society of America Bulletin**, 56(3): 275-370. 1945.

IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Folha Caraguatatuba**. SF-23-Y-D-VI-1. São Paulo: IBGE, 1974. Escala 1:50.000. 1974.

IPT – INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS. **Estudos das instabilizações da Serra do Mar na Região de Cubatão, objetivando a caracterização do fenômeno "corrida de lama" e a prevenção de seus efeitos**. Relatório IPT, 25065. 1987.

IPT – INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS. **Estudos da instabilização de encostas da Serra do Mar na Região de Cubatão, objetivando a caracterização do fenômeno "corrida de lama" e a prevenção de seus efeitos**. Relatório IPT, 26258. 1988.

JAKOB, M. **Morphometric and geotechnical controls of debris flow frequency and magnitude in southwestern British Columbia**. PhD. Thesis, University of British Columbia, Vancouver, 232 p. 1996.

KANG, S.; LEE, S.R. Debris flow susceptibility assessment based on an empirical approach in the central region of South Korea. **Geomorphology**, v. 308, p.1-12, 2018.

KANJI, M.A.; MASSAD, F.; CRUZ, P.T. Debris Flows in Areas of Residual Soils: Occurrence and Characteristics. In: International Workshop on Occurrence and Mechanism of Flows in Natural Slopes and Earthfills, 2003, Sorrento. **Anais...** International Workshop on Occurrence and Mechanism of Flows in Natural Slopes and Earthfills. Napoles: Associacione Geotecnica Italiana, 2003. v. 2. p. 1-9.

KOBIYAMA, M.; GOERL, R.F.; CORREA, G.P.; MICHEL, G.P. Debris flow occurrences in Rio dos Cedros, Southern Brazil: meteorological and geomorphic aspects. In: WRACHIEN D AND BREBBIA CA (Eds.), **Monitoring, Simulation, Prevention and Remediation of Dense and Debris Flows III**. Southampton: WIT Press, p. 77–88. 2010.

LACERDA, W.A.; SILVEIRA, G.C. Características de resistência ao cisalhamento e de compressibilidade dos solos residuais e coluvionares da encosta do Soberbo, RJ. In: COBRAE - Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas, 1., Rio de Janeiro. **Anais...**, Rio de Janeiro: ABMS/ABGE, p 445–461. 1992.

LANA, C.E.; ALVES, J.M.P.; CASTRO, P.T. Análise morfométrica da bacia do rio do Tanque, MG – Brasil. **Revista Escola de Minas**, 54(2): 1-7. 2001.

LANGBEIN, W.B. Topographic characteristics of drainage basins. **Geological Survey water-supply**, 968(C): 125-157. 1947.

LIU, X.; LEI, J. A method for assessing regional debris flow risk: an application in Zhaotong of Yunnan province (SW China). **Geomorphology**, 52: 181-191. 2003.

MELTON, M.A. **An analysis of the relations among elements of climate, surface properties and geomorphology**. PhD. Thesis, Columbia University, New York. 1957.

MÜLLER, C.V. **A quantitative geomorphic study of drainage basins characteristic in the Clinch Mountain area**. Technical Report, Department of Geology, Columbia University, 1983 p. 1953.

NERY, T.D. Dinâmica das corridas de detritos no Litoral Norte de São Paulo. PhD. Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil, 164 p. 2016.

NERY, T.D. O uso de parâmetros morfométricos como potencial indicador de ocorrência de fluxos de detritos no litoral norte de São Paulo. **Geosul**, 32(63): 179-200. 2017a.

NERY, T.D. O uso de parâmetros morfométricos na avaliação do potencial a geração de corridas de detritos na Bacia do Rio Santo Ântonio. **Revista Brasileira de Cartografia**, 68(9): 1819-1935. 2017b.

NETTLETON, M.I.; MARTIN, S.; HENCHER, S.; MOORE, R. Debris flow types and mechanisms. In: Winter, M. G.; Macgregor, F.; Shackman (Eds). Press. **Scottish road network Landslides study summary report,** Scottish, p. 1-19, 2005.

ROSS, J.L.S.; MOROZ, I.C. **Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo**. USP/IPT/FAPESP. Escala 1:500.000. 1997.

SAKAI, R.O.; CARTACHO, D.L.; ARASAKI, E.; ALFREDINI, P.; PEZZOLI, A.; SOUSA JÚNIOR, W.C.; ROSSO, M.; MAGNI, L. Extreme Events Assessment Methodology Coupling Debris Flow, Flooding and Tidal Levels in the Coastal Floodplain of the São Paulo North Coast (Brazil). **International Journal of Geosciences**, v. 4, nº 5B, p. 30-38, 2013.

SCHUMM, S.A. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. **Geological Society of America Bulletin**, 67(5): 597-646. 1956.

TAKAHASHI T. **Debris flow: mechanics, prediction and Countermeasures**. London: Taylor & Francis Group, 2014. 572 p.

VAN STEIJN, H. Debris-flow magnitude-frequency relationships for mountainous regions of Central and Northwest Europe. **Geomorphology**, 15(3-4): 259-273. 1996.

VANDINE DF. Debris flows and debris torrents in the Southern Canadian Codillera. **Canadian Geotechnical Journal**, 22(1): 44-68. 1985.

VIEIRA, B.C.; GRAMANI, M.F. **Serra do Mar: The most "tormented" relief in Brazil, In: VIEIRA CB et al. (Eds.), Landscapes and landforms of Brazil**, Berlin: Springer, p. 285–297. 2015.

WILFORD, D.J.; SAKALS, M.E.; INNES, J.L.; SIDLE, R.C.; BERGERUD, W.A. Recognition of debris flow, debris flood and flood hazard through watershed morphometrics. **Landslides**, 1: 61-66, 2004.

PERDA DE SOLO E ESCOAMENTO SUPERFICIAL COM DIFERENTES COBERTURAS DO SOLO, EM ÁREA CÁRSTICA, NO BIOMA CERRADO

Maria Rita Souza Fonseca
Universidade de Brasília
Departamento de Geografia, Campus Darcy Ribeiro, Brasília-DF 70910-900
mritasfonseca@gmail.com
Rogério Elias Soares Uagoda
Universidade de Brasília
Departamento de Geografia, Campus Darcy Ribeiro, Brasília-DF 70910-900
rogeriouagoda@unb.br
Henrique Marinho Leite Chaves
Universidade de Brasília
Departamento Engenharia Florestal, Campus Darcy Ribeiro, Brasília-DF 70910-900
hchaves@unb.br

Resumo

Diferentes fatores afetam a erosão do solo pela água - clima, solo, topografia, cobertura do solo e práticas de conservação. Para verificar se os níveis de perda de solo após a restauração ecológica (RE) alcançam níveis semelhantes a taxa de erosão de uma cobertura com vegetação nativa, parcelas de enxurrada com coberturas diferenciadas, solo exposto; Cerrado; e com semeadura direta, foram instaladas em uma área cárstica. Foram realizadas 55 coletas entre 2018 e 2021. A média do coeficiente de escoamento superficial nas parcelas RE com juta foi 24,5% e sem juta 30,4% e solo exposto 47,0%. A média de perda de solo foram 0,07; 0,04; e 0,43 t ano-1 MJ-1 mm-1 h, respectivamente. Nessas condições, a tolerância *on* e *off site* foi excedida. As parcelas com as coberturas RE apresentaram perdas de solo, a partir do terceiro ano, abaixo do limite de erosão geológica global, como a parcela com Cerrado, indicando que a cobertura vegetal também é fundamental para a manutenção de paisagens.

Palavras-chave: perda de solo, parcelas de enxurrada, restauração, tolerância.

1. Introdução

A erosão do solo pela água é uma das principais causas da degradação do solo (Lal, 2001). O aumento da erosão do solo com o tempo está ligado à intensificação de uso da terra para fins agrícolas em todo o mundo (Vanwalleghem et al., 2017).

A erosão do solo é um processo que ocorre em três etapas: i) o destacamento de partículas do solo, ii) o transporte de sedimentos, e iii) a deposição (Lal, 2001; Mutchler et al., 1988). Os tipos de erosão são a laminar, que consiste na remoção de uma camada uniforme de solo, causada principalmente pelo impacto da gota da chuva, enquanto o fluxo laminar é o principal agente transportador (Chaplot & Le Bissonnais, 2003); a erosão em sulcos, que ocorre com a formação de pequenos canais nas partes mais baixas das vertentes, sendo o fluxo concentrado a principal causa da erosão (Cerdan et al., 2006; Govers et al., 2007).

A erosão hídrica depende de fatores, incluindo clima (erosividade), solo (erodibilidade), topografia (comprimento da encosta e declividade), cobertura do solo e práticas de conservação (Alewell et al., 2019; Wischmeier & Smith, 1978).

A erosividade da chuva, por sua vez, é influenciada pelo volume e intensidade de chuva da localidade, representada pelo produto da energia cinética da chuva e de sua intensidade máxima em 30 minutos (Wischmeier & Smith, 1978).

A erodibilidade do solo depende de fatores intrínsecos, como sua textura e estrutura, e do conteúdo de matéria orgânica do solo (Lal, 1998). A vegetação protege o solo contra a erosão, tanto em ambientes agrícolas (Laflen et al., 1978) como naturais (Zuazo & Pleguezuelo, 2008).

A cobertura do solo é um elemento de proteção contra as forças erosivas da chuva e da enxurrada, através da interceptação da chuva pelas copas e da proteção de folhas mortas e raízes contra a enxurrada, as quais melhoram a estrutura e infiltração do solo (Stocking, 1994).

Considerando os aspectos agronômicos e ambientais, tanto nos ambientes internos ou externos às propriedades, as taxas de erosão podem ser toleráveis ou não. Assim, a tolerância à erosão é definida como o valor máximo de perda de solo aceitável em uma determinada área, sem que haja redução permanente da sua produtividade (Wischmeier, 1976).

Para Verheijen et al.(2009), a tolerância do solo à erosão (T) dentro da propriedade (on-site) ocorre quando a taxa de formação do solo supera a taxa de perda (A), ou seja, A < T. Geralmente, a tolerância no local é considerada de 5-12 Mg ha-1 ano-1 (Schertz, 1983).

Para verificar se os níveis de perda de solo após a restauração ecológica alcançam níveis semelhantes a taxa de erosão de uma cobertura com vegetação nativa, parcelas de enxurrada com coberturas de solo classificadas como solo exposto, cerrado sensu stricto, e com semeadura direta foram instaladas em uma área cárstica.

2. Área de Estudo

O estudo localiza-se na Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho (APA - NRV), em Mambaí, NE do Estado de Goiás, Brasil (latitude 14º 24'47''S, longitude 46º10'21''W, altitude 739m). A APA — NRV é uma unidade de conservação de uso sustentável criada em 2001. Situa-se na bacia hidrográfica do Rio Corrente, inserido no bioma Cerrado.

O bioma Cerrado é dominado pela massa tropical atlântica e massa equatorial tropical (F. A. M. Silva et al., 2008). O clima na região é tropical úmido (Aw- Koppen), com subtipo clima de savana, com inverno seco e precipitação máxima no verão (F. A. M. Silva et al., 2008), com precipitação média anual 1.200 mm e temperatura 25°C.

Quanto a geomorfologia a região da APA-NRV está em um contexto de sopé de cuesta, com relevo escalonado, de leste a oeste, sendo dissecado por erosão regressiva, impulsionada pela inserção de dois grandes afluentes do Rio Corrente na bacia do Rio Tocantins: o Rio Vermelho, ao sul, e o Rio Buritis, ao norte da área (Cherem & Varajão, 2014). A porção superior (Chapadão Central) é um remanescente da superfície Sulamericana, (representada pelos arenitos do Grupo Urucuia) e a porção inferior (Vão do Paranã) remanescente da superfície Velhas, representada por rochas do Grupo Bambuí (Cherem & Varajão, 2014).

Para a geologia, Nunes (2019), confirma a presença de algumas litologias do Grupo Urucuia, como a Formação Posse, apresentando arenitos de matriz basicamente quartzosa, cor esbranquiçada e grandes estratificações cruzadas informando um ambiente de deposição eólico, e sobreposta a esta encontra-se a Formação Serra das Araras apresentando arenitos avermelhados com morros testemunhos suportados por camadas espessas de carapaças lateríticas, a composição avermelhada indicando a presença de argilas e os clastos arredondados indicam o transporte fluvial. Com a erosão da Formação Capacete, os arenitos do Grupo Areado, e uma grande porção de pelitos e carbonatos da Formação Lagoa do Jacaré pertencentes ao Grupo Bambuí ficaram expostos na superfície (Campos & Dardenne, 1997).

A área do experimento situa-se no Distrito de Vila Nova, aproximadamente 14 km ao sul de Mambaí. Nesta área, a Gruna da Tarimba (dolina cárstica) desenvolve seus 14 km de extensão em carbonatos da Formação Lagoa do Jacaré, sendo uma das mais importantes cavernas do Brasil (Relatório APA Nascentes do Rio Vermelho, 2017).

Da base para o topo da sequência estratigráfica encontram-se carbonatos e calcários calcíticos sobrepostos por pelitos da Formação Lagoa do Jacaré os quais formam Chernossolos e Neossolos Litólicos; e, no topo há detritos arenosos advindos do Grupo Ucuruia que formam Neossolos Quartzarênicos. As bordas da dolina que dá acesso à caverna Gruna da Tarimba são bastante alteradas pelo desmatamento e pela atividade pecuária extensiva, comuns na região da APA-NRV.

Na área predomina o Cerrado stricto sensu típico a denso, com a existência pretérita de vereda ou campo úmido, em área mais úmida, e na porção inferior uma floresta estacional, associado ao calcário.

3. Metodologia

O estudo foi conduzido entre outubro de 2018 e setembro de 2021 em uma microbacia que drena para um sumidouro cárstico, que a jusante se conecta com a caverna Gruna da Tarimba. Foram instaladas seis parcelas de enxurrada, na vertente desta microbacia, com diferentes tipos de cobertura.

3.1 Parcelas de enxurrada

As parcelas de enxurrada têm dimensões de 22,1m x 1,80m, e inclinação de 11%. São limitadas por chapas de aço galvanizadas com altura de 50 cm, sendo 25 cm enterrados. Uma calha redutora metálica no fim de cada parcela conduz o escoamento superficial da água e os sedimentos erodidos para um tanque de

estocagem (Youlton et al., 2016). Todas as parcelas foram instaladas em setembro de 2018 (Figura 1).

Os tipos de coberturas das parcelas são: sem cobertura (P0); com semeadura direta de sementes nativas e sem manta de juta (P1 e P3); com semeadura direta de sementes nativas e com manta de juta (P2 e P4); e com vegetação nativa (P5). Somente as parcelas com cobertura de juta e sem cobertura de juta tiveram uma replicação.

A parcela sem cobertura (P0) foi mantida exposta com o uso de herbicida. As parcelas P1 à P4 receberam o seguinte tratamento: micorcoveamento (Couto et al., 2010), 30 covas/m^2; Adubação verde; e semeadura direta com sete espécies arbóreas e quatro arbustivas, ambas nativas e uma espécie de gramínea. A P5 foi mantida por um Cerrado stricto sensu.

Ainda nas parcelas P1 à P4 a adubação verde incluiu estilosantes (Stylosanthes sp.), forrageira e feijão guandu (Cajanus cajan), arbustiva, ambas leguminosas ricas em proteínas e executam a função de transformar o nitrogênio encontrado na atmosfera e fixá-lo biologicamente no solo (Farias et al., 2013).

E as sete espécies arbóreas nativas foram: Pau Santo (Kielmeyera speciosa), Ipê Caraíba Amarelo (Tabebuia aurea), Jacarandá Bico de Paragaio (Machaerium acutifolium), Guatambu do Cerrado (Aspidosperma macrocarpum), Tinguí (Magonia pubecens), Aroeira Preta (Myracrodruon urundeuva), Amburana (Amburana cearenses); e quatro espécies arbustivas nativas: Assa Peixe (Vernonanthura sp.), Fedegozinho (Senna sp.), Copaibinha (Copaifera sp.) Amargoso (Lepdaploa aurea); e um tipo de gramínea Andropogon (Andropogon fastigiatus).

A arbustiva amargoso (Lepdaploa aurea) e a gramínea estilosantes (Stylosanthes sp) são as espécies dominantes nas parcelas P1 à P4. Segundo o CNCFlora, (2012), o Amargoso compõe a lista das espécies em risco de extinção.

Na P5 a fisionomia é classificada como cerrado sensu stricto denso que também é conhecida como mata de Cerrado e possui uma característica arbórea com cobertura de 50% a 70% e alturas de árvore de 5 a 8 m (Furley, 1999).

As parcelas foram instaladas sobre solos distintos, P0 à P4 (sítio a) sobre Neossolo Litólico e a P5 (sítio b) sobre Neossolo Quartizarênico.

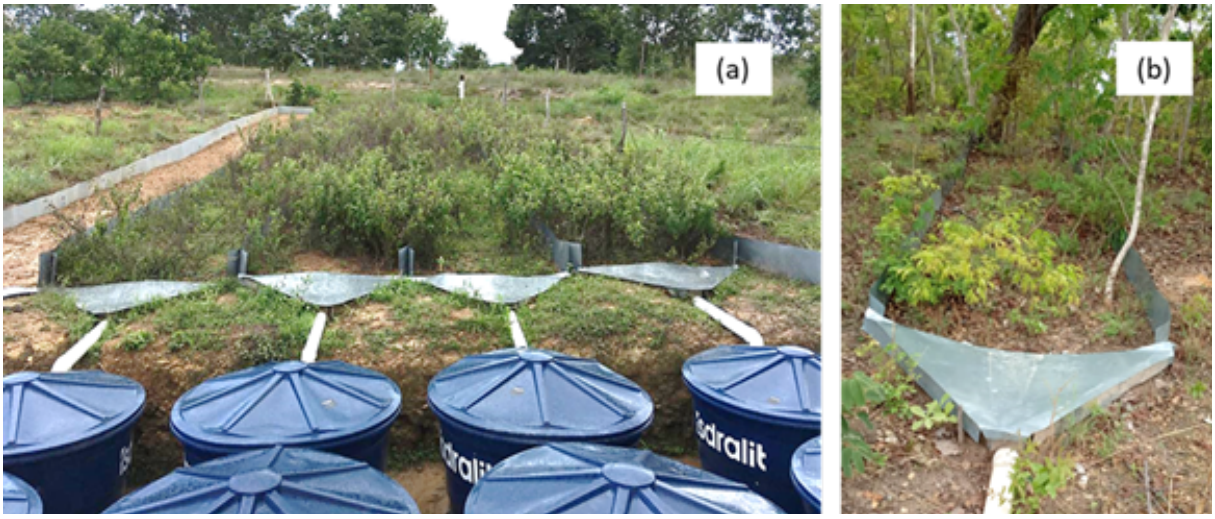


FIGURA 1: Parcelas de enxurrada. (a) Sítio a - P0, P1, P2, P3, P4 e (b) Sítio b - P5. Dezembro, 2019.
Fonte: Arquivo dos autores.

3.2 Medições de Escoamento Superficial e Perda de Solo

As amostras para a medição do escoamento superficial e perda de solo foram coletadas quinzenalmente para todas as parcelas. Para os volumes de escoamento mediu-se o nível-volume de água dos tanques de armazenamento. A água escoada e o sedimento (amostras bem agitadas) foram coletadas dos tanques de armazenamento.

O escoamento superficial medido em cada parcela foi obtido por:

$$Q=Vt/39{,}78 \quad (1)$$

onde: Q – escoamento superficial (mm); Vt — volume total (l); 39,78 (área de cada parcela em m^2).

E para a quantificação da perda de solo a amostra foi seca por evaporação à 105° C por 24 h em seguida, pesado para calcular a quantidade total de sedimentos. A perda de solo para cada evento foi calculada como o sedimento total dividido pela área da parcela (Anache et al., 2018; Oliveira et al., 2015):

$$PS=Se.10^{(-6)}/39{,}79 \quad (2)$$

onde: PS — perda de solo (ton/ha); Se — concentração do sedimento erodido (g/L); 39,78 (área de cada parcela em m^2).

3.3 Análise dos Dados das Parcelas

Para a análise do escoamento superficial e perda de solo, os dados foram normalizados pela precipitação e erosividade, respectivamente. O escoamento superficial de cada parcela foi normalizado pela precipitação anual com a equação:

$$Qn= 100\times Q/P \quad (3)$$

onde: Qn - escoamento superficial normalizado (%), Q — escoamento superficial (mm/ano), P — precipitação anual (mm).

E a perda de solo de cada parcela normalizado pela erosividade da chuva:

$$An=100\times A/R \quad (4)$$

onde: An - perda de solo normalizada (t ano-1 MJ-1 mm-1 h), A – perda de solo (ton/ha/ano), R - erosividade da chuva (MJ mm/ha h).

A erosividade da chuva de cada ano foi obtida usando uma equação do tipo Fournier para o bioma Cerrado, com base na precipitação mensal e anual de longo prazo (Da Silva, 2004):

$$R = 12.592 \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{M_i^2}{P}\right)^{0.603} \quad (5)$$

onde: R - Erosividade da chuva anual (MJ mm ha-1hr-1), Mi - precipitação mensal (mm), P – precipitação anual (mm).

Os efeitos do tipo de cobertura da terra no escoamento e perda de solo normalizados foram avaliados usando o teste de intervalo múltiplo de Tukey (α = 0,05) onde as comparações entre os totais do fator tipo de cobertura são feitas após os dados terem sido analisados (Tabela 1). O teste é recomendado nos casos

em que os intervalos de confiança são desejados e os tamanhos das amostras são desiguais (Dunnett, 2012).

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Escoamento superficial e perda de solo das parcelas de enxurrada

A Tabela 1 apresenta os dados de escoamento superficial e perda de solo normalizados dos três anos hidrológicos do estudo, por parcelas. Estes dados são resultado de 55 amostras coletadas.

TABELA 1
Escoamento Superficial e Perda de Solo das parcelas de enxurrada.

Parcela	Escoamento Superficial (mm/ano)			Parcela	Perda de Solo (ton/ha)		
	18/19	19/20	20/21		18/19	19/20	20/21
Precipitação	1223,6	1295,1	1478,9	Erosividade	7440,0	7746,0	8506,6
P0	481,8	618,2	538,0	P0	38,6	32,5	31,7
P1	458,5	523,6	284,5	P1	10,0	4,8	0,4
P2	293,8	457,5	292,3	P2	9,0	4,9	0,8
P3	320,0	550,6	248,1	P3	14,4	3,4	0,6
P4	199,4	459,3	238,1	P4	5,9	3,7	0,7
P5	19,0	11,6	16,5	P5	1,6	1,1	0,6

Fonte: Autores.

O 1° ano apresenta valores elevados de perda de solo em todas as parcelas, devido a não existência da cobertura vegetal nos meses iniciais do experimento. A vegetação causa efeito a partir do segundo ano hidrológico, o que também é observado no terceiro ano, quando os valores de perda de solo também são reduzidos (Figura 2). Esses resultados foram consistentes com aqueles apresentados por Bruijnzeel, (2004), que encontrou perda anual de solo para várias florestas tropicais naturais variando de 0,03 a 6,2 ton/ha/ano, com média de 0,3 ton/ha/ano.

O escoamento superficial apresenta um aumento contínuo entre os anos 1, 2 e 3, na P0. Nas parcelas P1 à P4 há aumento entre os dois primeiros anos e decréscimo em relação ao terceiro, quando a cobertura vegetal está mais densa. Na P5 o escoamento superficial diminuiu. Em parcelas de enxurrada no bioma Cerrado Anache et al. (2018) e Oliveira et al. (2015) encontraram média de 2,75mm e 2,57mm em um Neossolo Quartzarênico. Os mesmos estudos apontam perdas de solo semelhantes ao estudo em tela.

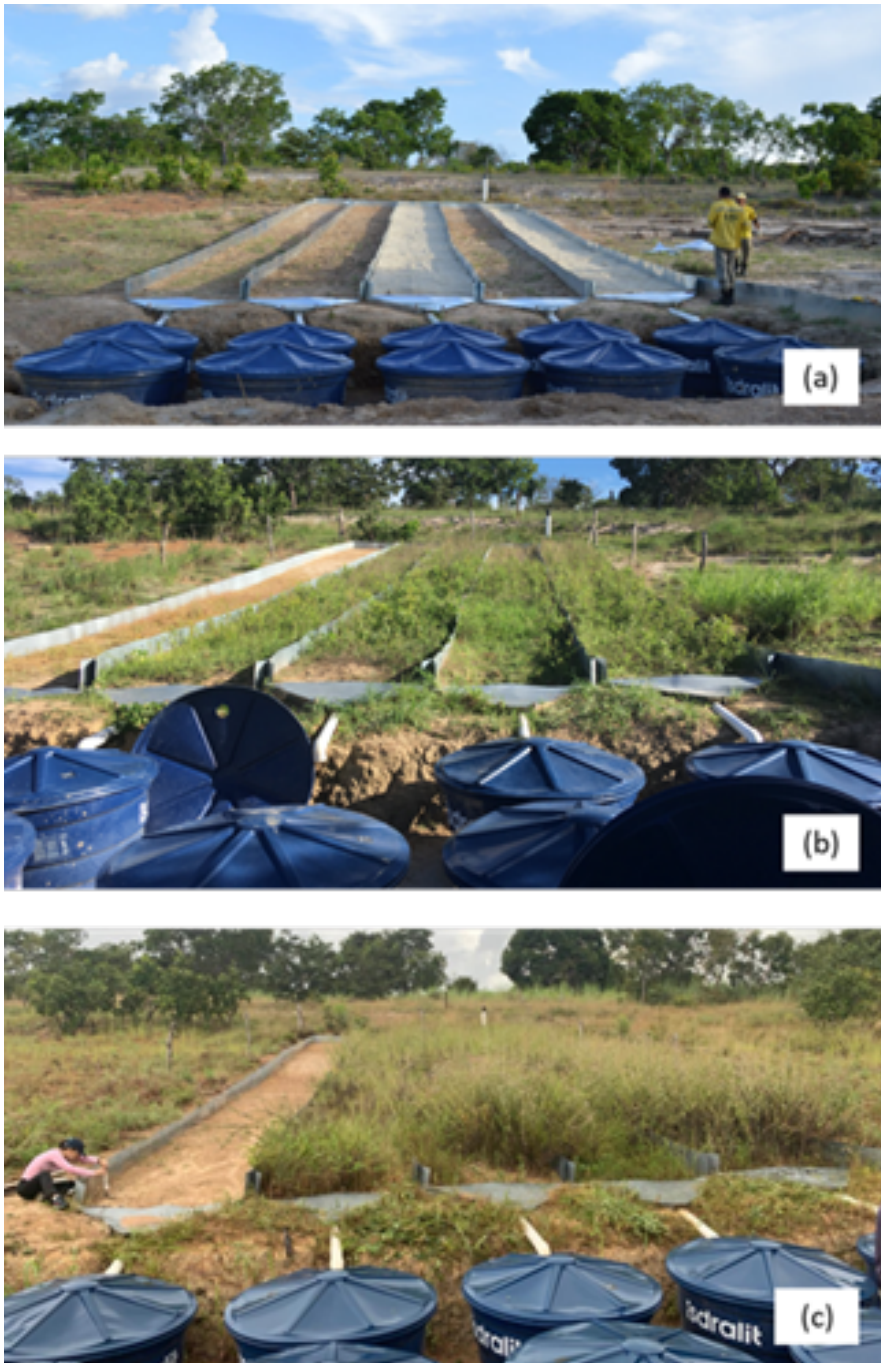


FIGURA 2: (a) Parcelas de enxurrada em 30/10/2018, (b) em 20/12/2019, e (c) em 04/04/2021.
Fonte: Arquivo dos autores.

No 1° ano não havia cobertura vegetal. O que se observa é a cobertura de juta nas parcelas P2 e P4, diferenciando-as das parcelas P1 e P3 (Figura 2a). No 2° ano a P0 foi mantida com o solo exposto, as parcelas P1 e P3 apresentam cobertura em estágio inicial menos densa quando comparada com as parcelas P2 e P4. Esta diferença de deve-se ao efeito da cobertura de juta (Figura 2b). E no 3° ano as parcelas P1 à P4 a cobertura é mais homogêneo com o predomínio do arbusto Amargoso (Lepdaploa aurea) (Figura 2c). As folhas e galhos dos arbustos têm pouco efeito na quantidade e velocidade de escoamento de chuvas prolongadas, mas reduzem a energia efetiva da chuva ao interceptar as gotas de chuva (Wischmeier & Smith, 1978). A P5 permanece com a mesma cobertura (Figura 1b).

4.2 Escoamento Superficial e Perda de Solo Normalizados

Os dados normalizados do escoamento superficial (Q/P) e perda de solo (A/R) apresentam o efeito da cobertura do solo ao longo dos três anos entre as parcelas.

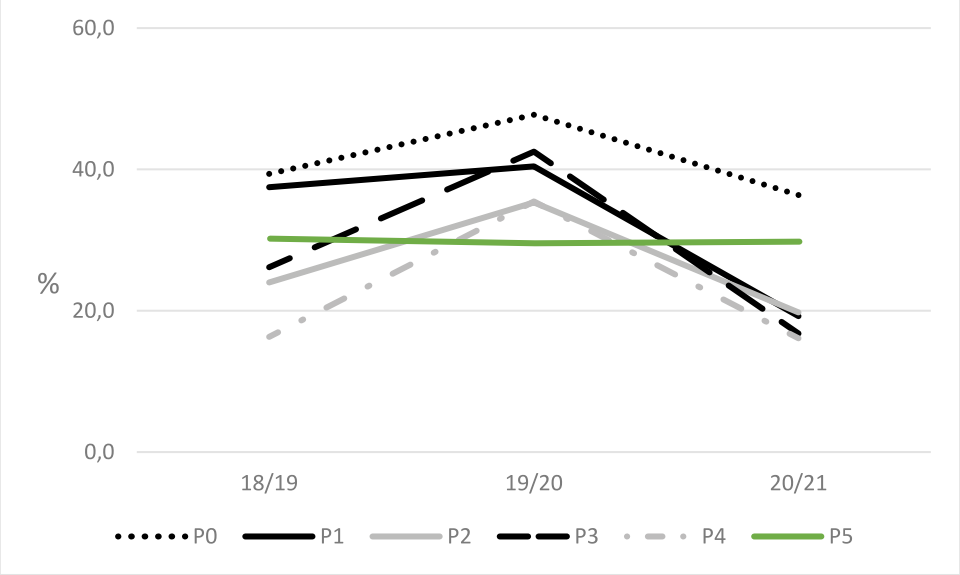


FIGURA 3: Escoamento superficial normalizado.

No caso da parcela P0, houve um aumento contínuo de Q/P ao longo dos 3 anos, indicando um possível efeito de selamento superficial e 'armouring', reduzindo a infiltrabilidade do solo e aumentando a enxurrada (Figura 3).

No caso das parcelas P1-P4, houve um aumento entre o 1° e o 2° ano, e uma posterior queda no 3° ano, quebrando a tendência mostrada na P0. Essa redução de Q/P no 3° ano deve ter decorrido da estruturação do solo pelas raízes e pela cobertura da vegetação. A proteção proporcionada pelas parcelas com juta (P2 e P4) ocorreu principalmente no 1° ano, a qual foi reduzida posteriormente, quando a juta apodreceu.

Na parcela P5, com o Cerrado o coeficiente de escoamento manteve a média de 1%. Oliveira et al. (2015) encontrou um coeficiente de escoamento variando entre 0,1 a 3,0% em uma parcela com as mesmas condições.

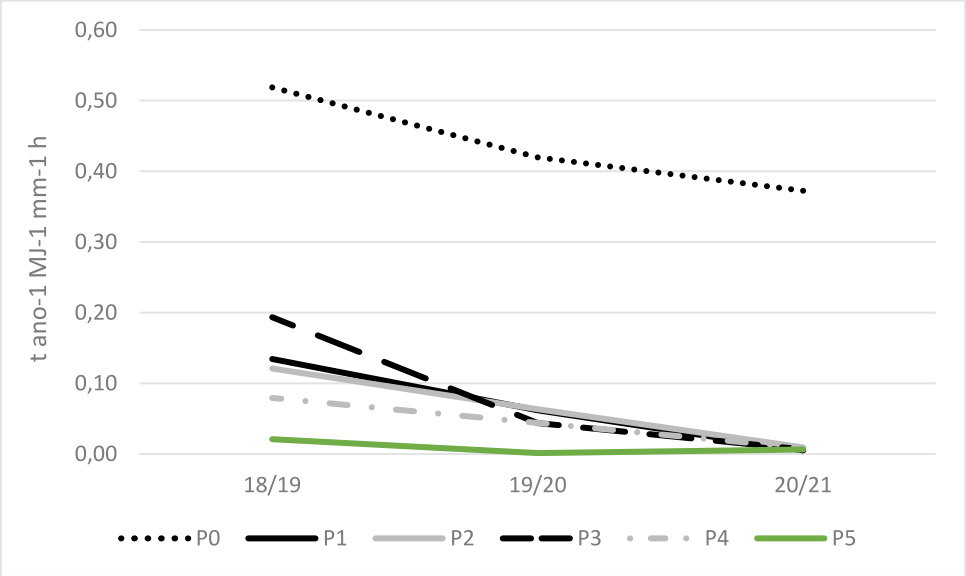


FIGURA 4: Perda de solo normalizado.

A figura 4 mostra que, entre o 1° e o 3° ano houve uma redução de 28% na perda de solo normalizada na parcela P0, provavelmente consequência do processo de proteção 'armouring', proporcionado pelas pedras na superfície daquela parcela, protegendo o solo granular abaixo (evidências da erosão em pedestal foram observadas no 2° e 3° anos) (Figura 5).

FIGURA 5: Erosão em pedestal, em 2020/05/23.
Fonte: Arquivo dos autores.

Por outro lado, a redução de A/R nas parcelas P1-P4 no mesmo período foi muito maior (80-90%), indicando que um processo adicional (cobertura de copas e do solo, raízes) contribuiu para a diminuição. Apesar de poder ter havido um processo semelhante de 'armouring' nas parcelas cobertas, a redução de A/R seria no máximo de 30% (como na P0). Os outros 50% de redução viriam, teoricamente, da cobertura vegetal.

Apesar de o efeito de proteção da juta (P2 e P4) ser bem evidenciado no 1° ano, no 3° ano, quando a juta já estava desfeita, os valores de A/P das parcelas P1-P4 praticamente se igualaram, indicando que o efeito da vegetação passou a ser dominante no processo de redução da erosão.

No caso da Parcela P5 (Cerrado), tanto a perda de água quanto a perda de solo praticamente se mantiveram constantes ao longo dos 3 anos, com valores de Q/P e A/R variando entre 2 e 4%.

No caso da perda de água normalizada (Q/P) no 3° ano, os valores das parcelas P1-P4 foram 10-20 vezes maiores que aqueles de P0, em função da menor infiltrabilidade do Neossolo Litólico relativamente ao Neossolo Quartzarênico.

No caso da perda de solo normalizada (A/R), os valores de P1-P4 no 3° ano foram equivalentes aos do Cerrado (P5), indicando que a restauração com vegetação arbustiva pode ser eficaz no controle de erosão.

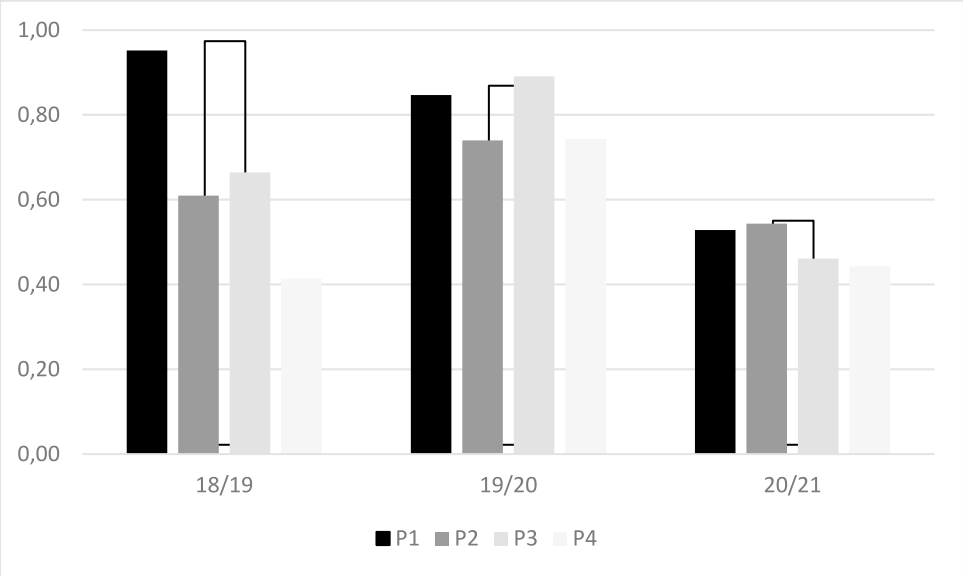


FIGURA 6: Escoamento superficial normalizado das parcelas P1 a P4 em relação a P0 em cada ano.
Fonte: Arquivo dos autores.

A redução da enxurrada normalizada em relação aos dados de P0 se deu apenas no 3° ano, provavelmente em função do maior enraizamento do grau de cobertura vegetal, aumentando a evapotranspiração e reduzindo a enxurrada (Figura 6).

No 3° ano, se vê que o efeito protetivo da juta (P2 e P4) não ficou evidente no processo de perda de água, indicando que a mesma poderia ser dispensável no processo de restauração.

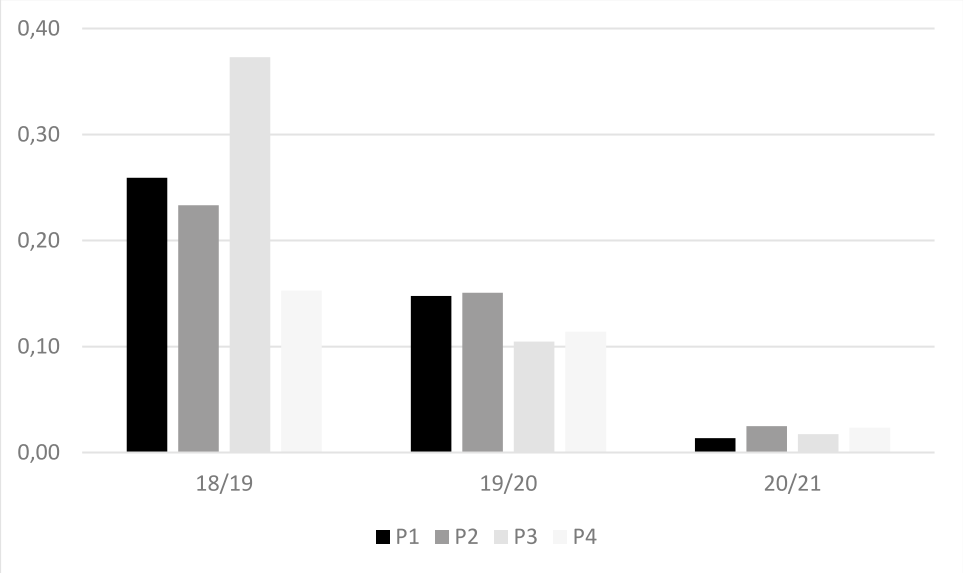


FIGURA 7: Perda de solo normalizado das parcelas P1 a P4 em relação a P0 em cada ano.

A perda de solo normalizada (em relação a R e a P0) caiu significativamente já no 2° ano, e continuando a reduzir no 3o. ano (Figura 7).

No 3° ano, se vê que o efeito protetivo da juta (P2 e P4) deixou de existir após seu apodrecimento, indicando que a mesma pode ser dispensável no processo de restauração vegetal de áreas degradadas da APA.

4.3 Perda e Tolerância dos Solos

Na Figura 8 observa-se que a perda de solo da parcela P0 excedeu a tolerância on site e off site nos três anos. As parcelas P1 — P3 excederam a tolerância on site apenas no 1° ano, e excedeu a tolerância off site no 1° e 2° anos. As parcelas P2 — P4 excedem somente a tolerância off site no 1° ano, e no 2° e 3° anos os valores de perda de solo apresentam valores toleráveis. A perda de solo na P5 ultrapassa a tolerância off site no 1° ano. A cobertura vegetal permanente (restauração e Cerrado) não excede as tolerâncias on e off site, como observado previamente por Li et al. (2009).

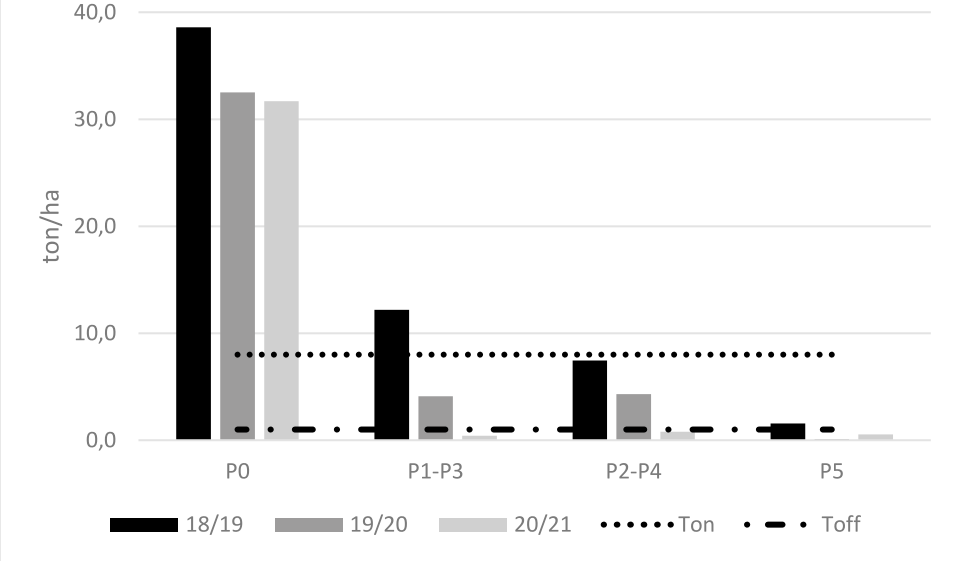


FIGURA 8: Perda de solo normalizada e tolerância on site e off site.

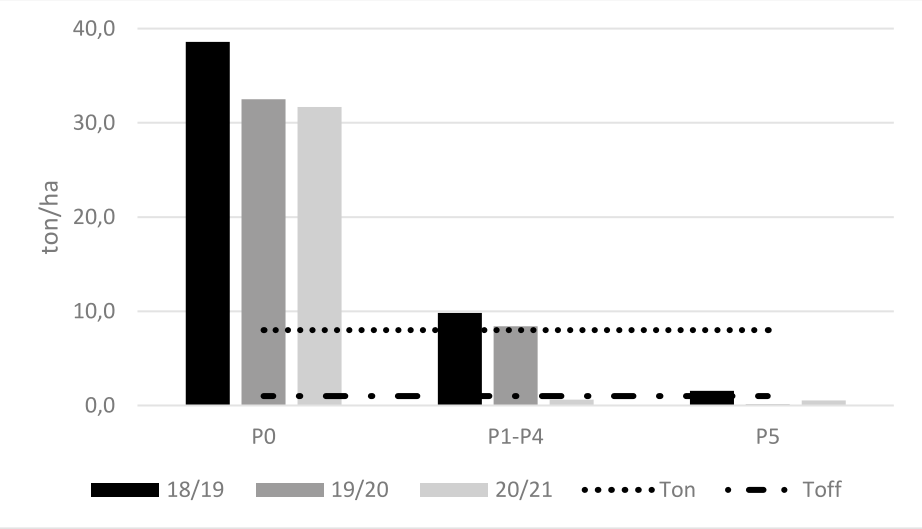


FIGURA 9: Média da perda de solo normalizada e tolerância on site e off site.

Na média a parcela descoberta (P0) excede ambas tolerâncias, uma vez que as parcelas cobertas excedem a tolerância on site apenas no ano 1°. Considerando a tolerância off site a perda de solo nas parcelas P1 - P4 excedem nos 1° e 2° anos, mas no 3° ano já apresenta valor tolerável. Na P5 a perda de solo se mantém tolerável para os dois limites, nos 3 anos observados (Figura 9).

Essa conclusão tem implicações políticas importantes para o bioma Cerrado, ou seja, que todos os usos da terra devem manter uma cobertura permanente ao longo do ano, se a busca for a sustentabilidade dentro e fora do local.

As perdas de solo na maioria das parcelas permanentemente cobertas também ficaram abaixo da média global de erosão geológica (2,0 Mg ha-1 ano-1) (Montgomery, 2007), reforçando a importância da cobertura vegetal na manutenção de paisagens geomorfologicamente estáveis (Dykes et al., 2015).

5. CONCLUSÕES

Neste artigo, empreendeu-se uma primeira abordagem para quantificar o escoamento e erosão do solo em parcelas experimentais sob precipitação natural com três tipos de cobertura do solo, uma floresta tropical intacta classificada como 'cerrado sensu stricto denso', restauração com espécies nativas e solo exposto.

Foram medidos o coeficiente de escoamento superficial e taxas erosão do solo sob os três tipos de cobertura do solo para ajudar a avaliar os prováveis efeitos do uso da terra.

Os dados foram extraídos de 55 coletas ao longo de três anos de experimento sucedidos entre 2018 e 2021. Este estudo é um primeiro passo para compreender que a restauração ecológica, com espécies nativas, é capaz de alcançar taxas de perda de solo semelhantes aquelas encontradas em coberturas naturais.

A média do coeficiente de escoamento superficial nas parcelas restauradas com cobertura de juta foi 24,5% e sem cobertura de juta 30,4% e sem cobertura 41,2%. A média de perda de solo foram 0,07 t ano-1 MJ-1 mm-1 h, 0,05 t ano-1 MJ-1 mm-1 h e 0,44 t ano-1 MJ-1 mm-1 h, respectivamente. As parcelas com a restauração ecológica alcançando taxas de perda de solo semelhantes a parcela com a cobertura de Cerrado, 0,01 t ano-1 MJ-1 mm-1 h.

Altos valores de escoamento superficial e perda de solo foram observados na parcela sem cobertura. Nessas condições, a tolerância on e off site foi excedida, reforçando a importância da manutenção de uma cobertura permanente do solo no bioma Cerrado. Além disso, as parcelas com as coberturas restauração ecológica apresentaram perdas de solo, a partir do terceiro ano, abaixo do limite de erosão geológica global, como a parcela com a cobertura de Cerrado, indicando que a cobertura vegetal também é fundamental para a manutenção de paisagens.

Referências

Alewell, C., Borrelli, P., Meusburger, K., & Panagos, P. (2019). Using the USLE: Chances, challenges and limitations of soil erosion modelling. *International Soil and Water Conservation Research*, *7*(3), 203–225. https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2019.05.004

Anache, J. A. A., Flanagan, D. C., Srivastava, A., & Wendland, E. C. (2018). Land use and climate change impacts on runoff and soil erosion at the hillslope scale in the Brazilian Cerrado. *Science of the Total Environment*, *622–623*, 140–151. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.11.257

Bruijnzeel, L. A. (2004). Hydrological functions of tropical forests: Not seeing the soil for the trees? In *Agriculture, Ecosystems and Environment* (Vol. 104, Issue 1). https://doi.org/10.1016/j.agee.2004.01.015

Campos, J. E. G., & Dardenne, M. A. (1997). Estratigrafia e Sedimentação da Bacia Sanfranciscana: Uma Revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, *27*(3), 269–282. https://doi.org/10.25249/0375-7536.1997269282

Cerdan, O., Poesen, J., Govers, G., Saby, N., Le Bissonnais, Y., Gobin, A., Vacca, A., Quinton, J., Auerswald, K., Klik, A., Kwaad, F. F. P. M., & Roxo, M. J. (2006). Sheet and Rill Erosion. *Soil Erosion in Europe*, *October*, 501–513. https://doi.org/10.1002/0470859202.ch38

Chaplot, V. A. M., & Le Bissonnais, Y. (2003). Runoff Features for Interrill Erosion at Different Rainfall Intensities, Slope Lengths, and Gradients in an Agricultural Loessial Hillslope. *Soil Science Society of America Journal*, *67*(3), 844. https://doi.org/10.2136/sssaj2003.0844

Cherem, L. S., & Varajão, C. A. C. (2014). O papel da lito-estrutura do carste na morfodinâmica cenozóica da Serra Geral de Goiás (GO/TO/BA): aproximações iniciais. *Geonorte*, *10*, 180–184.

CNCFlora. (2012). *Centro Nacional de Conservação da Flora*. Livro Vermelho. http://cncflora.jbrj.gov.br

Couto, L., Gonçalves, W., Coelho, A., Paula, C., Garcia, R., Azevedo, R., Locatelli, M., Advincula, T., Brunetta, J., Costa, C., Gomide, L., & Motta, P. (2010). *Técnicas de bioengenharia para revegetação de taludes no Brasil.*

Da Silva, A. M. (2004). Rainfall erosivity map for Brazil. *Catena*, *57*(3), 251–259. https://doi.org/10.1016/j.catena.2003.11.006

Dunnett, C. W. (2012). Pairwise Multiple Comparisons in the Homogeneous Variance , Unequal Sample Size Case Pairwise Multiple Comparisons in the Homogeneous Variance , Unequal Sample Size Case. *Journal of the American Statistical Association*, *December 2013*, 37–41.

Farias, L. do N., Bonfim-Silva, E. M., Pietro-Souza, W., Vilarinho, M. K. C., da Silva, T. J. A., & Guimarães, S. L. (2013). Morphological and productive characteristics of the dwarf pigeonpea cultivated in compacted soil. *Revista Brasileira de Engenharia Agricola e Ambiental*, *17*(5), 497–503. https://doi.org/10.1590/S1415-43662013000500005

Furley, P. A. (1999). The nature and diversity of neotropical savanna vegetation with particular reference to the Brazilian cerrados. *Global Ecology and Biogeography*, *8*(3–4), 223–241. https://doi.org/10.1046/j.1365-2699.1999.00142.x

Govers, G., Giménez, R., & Van Oost, K. (2007). Rill erosion: Exploring the relationship between experiments, modelling and field observations. *Earth-Science Reviews*, *84*(3–4), 87–102. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.06.001

Laflen, J. M., Baker, J. L., Hartwig, R. O., Buchele, W. F., & Johnson, H. P. (1978). Soil and Water Loss From Conservation Tillage Systems. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, *21*(5), 881–885. https://doi.org/10.13031/2013.35407

Lal, R. (1998). Soil Erosion Impact on Agronomic Productivity and Environment Quality. *Critical Reviews in Plant Sciences*, *17*(4), 319–464. https://doi.org/10.1080/07352689891304249

Lal, R. (2001a). Soil degradation by erosion. *Land Degradation and Development*, *12*(6), 519–539. https://doi.org/10.1002/ldr.472

Lal, R. (2001b). Soil degradation by erosion. *Land Degradation and Development*, *12*(6), 519–539. https://doi.org/10.1002/ldr.472

Li, L., Du, S., Wu, L., & Liu, G. (2009). An overview of soil loss tolerance. *Catena*, *78*(2), 93–99. https://doi.org/10.1016/j.catena.2009.03.007

Montgomery, D. R. (2007). Soil erosion and agricultural sustainability. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, *104*(33), 13268–13272. https://doi.org/10.1073/pnas.0611508104

Mutchler, C. K., Murphree, C. E., & McGregor, K. C. (1988). Laboratory and fields plots for erosion studies. In *Soil Erosion*

Research Methods (p. 28). Soil and Water Coservation Society.

Nunes, J. G. (2019). *Mapeamento de solos através de técnicas diretas e indiretas na Apa Nascentes Do Rio Vermelho, Mambaí - Goiás. – Estudo de caso.* Universidade de Brasília.

Oliveira, P. T. S., Wendland, E., Nearing, M. A., Scott, R. L., Rosolem, R., & Da Rocha, H. R. (2015). The water balance components of undisturbed tropical woodlands in the Brazilian cerrado. *Hydrology and Earth System Sciences*, *19*(6), 2899–2910. https://doi.org/10.5194/hess-19-2899-2015

Schertz, D. L. (1983). The basis for soil loss tolerances. *Journal of Soil and Water Conservation*, *38*, 10–14.

Silva, F. A. M., Assad, E. D., Steinke, E. T., & Müller, A. G. (2008). Clima do Bioma Cerrado. In *Agricultura Tropical: Quatro décadas de inovações tecnológicas, institucionais e políticas.* (pp. 93–148). Embrapa.

Stocking, M. A. (1994). Assessing vegetative cover and management effects. In Rattan Lal (Ed.), *Soil Erosion Research Methods* (pp. 162–185). Soil and Water Coservation Society.

Vanwalleghem, T., Gómez, J. A., Infante Amate, J., González de Molina, M., Vanderlinden, K., Guzmán, G., Laguna, A., & Giráldez, J. V. (2017). Impact of historical land use and soil management change on soil erosion and agricultural sustainability during the Anthropocene. *Anthropocene*, *17*, 13–29. https://doi.org/10.1016/j.ancene.2017.01.002

Verheijen, F. G. A., Jones, R. J. A., Rickson, R. J., & Smith, C. J. (2009). Tolerable versus actual soil erosion rates in Europe. *Earth Science Reviews*, *94*(1–4), 23–38. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.02.003

Wischmeier, W. H. (1976). Use and misuse of the universal soil loss equation. *Journal of Soil and Water Conservation*, *31*, 5–9.

Wischmeier, W. H., & Smith, D. D. (1978). Predicting rainfall erosion losses. A guide to conservation planning. In *Agriculture handbook no. 537* (Issue 537). U.S. Department of Agriculture. https://doi.org/10.1029/TR039i002p00285

Youlton, C., Bragion, A. P., & Wendland, E. (2016). Experimental Evaluation of Sediment Yield in the First Year After Replacement of Pastures By Sugarcane. *Ciencia e Investigación Agraria*, *43*(3), 4–4. https://doi.org/10.4067/s0718-16202016000300004

Zuazo, V. H. D., & Pleguezuelo, C. R. R. (2008). Soil-erosion and runoff prevention by plant covers. A review. *Agronomy for Sustainable Development*, *28*(1), 65–86. https://doi.org/10.1051/agro:2007062

PERFIS DE INTEMPERISMO EM ÁREAS DE RISCO A MOVIMENTO DE MASSA NA EXTENSÃO URBANA DE JUIZ DE FORA, MG[1]

Rafaela Teixeira Paula
Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro (PUC-Rio) - Departamento de Geografia
Rua Marquês de São Vicente, 225, Gávea, Rio de Janeiro, 22541-041
E-mail: rafaelatpaula@gmail.com
Geraldo Cesar Rocha
Universidade Federal de Juiz de Fora (UFJF) – Departamento de Geociências
Campus Universitário, Rua José Lourenço Kelmer, s/n - São Pedro, Juiz de Fora - MG, 36036-900
E-mail: geraldo.rocha@ufjf.edu.br

1 O trabalho é parte constituinte de dissertação de Mestrado da primeira autora.

Resumo

O risco a movimento de massa é uma probabilidade física de cunho geológico-geomorfológico. O estudo do manto intempérico pode auxiliar na interpretação da paisagem, das condições ambientais e na previsão de comportamentos dos materiais. Selecionou-se 9 bairros da área urbana de Juiz de Fora com o objetivo de identificar correlação de perfis de intemperismo com o risco a movimento de massa na cidade. Três etapas foram seguidas: análise estrutural dos perfis de intemperismo em campo; correlação das características estruturais dos perfis no mapa de risco a escorregamento; produção de mapa de uso do solo. Verificou-se correspondência direta das áreas de maior risco a escorregamento e presença de perfis de intemperismo com planos estruturais. Foram registradas 3 cicatrizes de movimento de massa em área urbanizada que exemplificam essa situação. As análises de risco a movimento de massa devem considerar todos os possíveis fatores, incluindo as diferentes propriedades estruturais.

Palavras-chave: Instabilidade geológica; Planos Estruturais; Ocupação.

1. Introdução

A sociedade vive constantemente sob riscos, dos mais variados tipos. Risco é a possibilidade de um evento indesejável acontecer, associada a consequências advindas do mesmo. Em países como o Brasil ainda não existe uma cultura de segurança e, por este motivo, estamos em maior risco, propensos e vulneráveis a acidentes de cunho natural, tecnológico e social (ROCHA, 2005).

Para diminuir os riscos pode-se recorrer a padrões de análise, avaliação e gerenciamento, que se baseiam, principalmente na prevenção e preparação para os riscos. Dessa forma, os riscos podem ser identificados, avaliados e quantificados (OLIVEIRA, 2004).

O risco a movimento de massa é uma probabilidade física de cunho geológico-geomorfológico. Em alguns casos, a presença de estruturas geológicas nos mantos de intemperismo é favorável a movimentação em massa, pois podem funcionar como planos de deslizamento.

O estudo do manto intempérico pode auxiliar na interpretação da paisagem, das condições ambientais subatuais ou do passado geológico mais recente e na previsão de comportamentos dos materiais e como podem afetar a sociedade (BIGARELLA, 1994).

O perfil de intemperismo é o conjunto de camadas horizontais situadas em uma seção que vai da superfície até o material original, tendo, um limite inferior definido como a zona de encontro entre o solo e a rocha (BARROS, 1991). Para a Pedologia, cada uma dessas camadas correspondem aos horizontes pedológicos, de modo que "os horizontes são zonas do solo, aproximadamente paralelas, que possuem propriedades resultante dos efeitos combinados dos processos genéticos" (VIEIRA, 1975 apud BARROS, 1991, p.14).

Muitas vezes os eventos causados por fenômenos naturais estão ligados a posição no globo e ao quadro físico que apresentam. Esses eventos podem ser de ordem geológica, geomorfológica, hidrológica e climatológica (CERRI & AMARAL, 1998). Juiz de Fora está localizada em ambiente tropical úmido, o que possibilita o desenvolvimento de mantos de intemperismo bastante espessos. A cidade é afetada por eventos de ordem climatológica relacionados a alta precipitação na época chuvosa que, associada a outras características físicas, traz transtornos a população, como a ocorrência de movimento de massa.

Para se estabelecer uma avaliação de risco geológico, como é o caso dos movimentos de massa, deve-se fazer a identificação e caracterização fenomenológica do tipo de processo geológico a ser avaliado. Ainda nas etapas de identificação e avaliação de riscos, são localizadas as áreas onde poderão ocorrer movimentos de massa (áreas de risco), tratando-se de estabelecer as condições e circunstâncias para a ocorrência dos processos. Assim sendo, a avaliação de risco possibilita localizar, diagnosticar, hierarquizar e mapear as situações de risco (OLIVEIRA, 2004).

Objetiva-se identificar se há correlação de perfis de intemperismo e suas características com o risco a movimento de massa na cidade de Juiz de Fora, MG. Espera-se fornecer informações sobre características estruturais de perfis de intemperismo na área urbana de Juiz de Fora e apresentar as possíveis causas de movimentos de massa envolvendo esse material; esses dados poderão alimentar modelos de previsão de movimentos de massa, instrumento para prevenção de riscos.

2. Área de estudo

A área de estudo do presente trabalho contempla alguns bairros da região urbana do município de Juiz de Fora, uma cidade mineira, localizada na Zona da Mata, distante a cerca de 280 km da capital, Belo Horizonte (IBGE, 2019). As áreas pesquisadas estão concentradas nas regiões sudoeste, centro-sul e nordeste da cidade, contemplando os bairros Borboleta, Dom Bosco, Filgueiras, Grama, Linhares, Manoel Honório, Mirante, Santa Cecília e Teixeiras. A distribuição dos pontos de estudos selecionados, estudados e amostrados na área urbana são apresentados na figura 1.

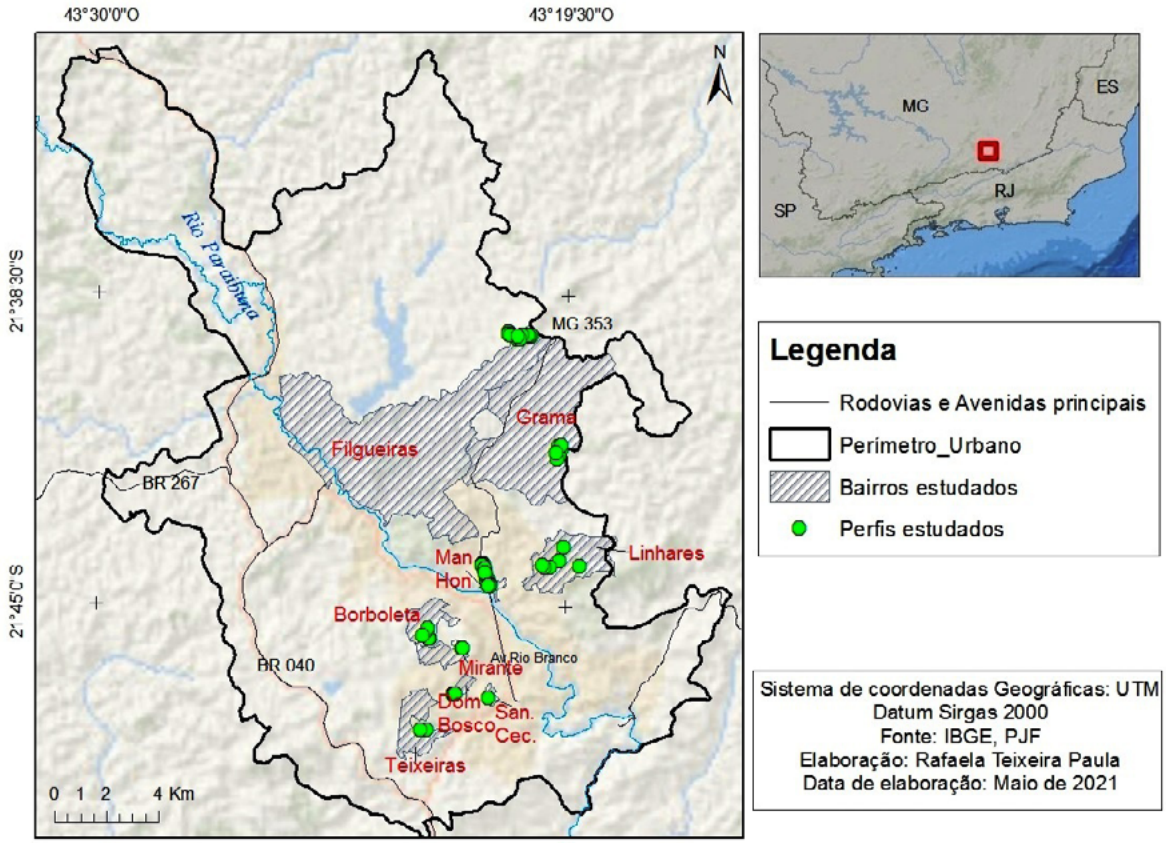


FIGURA 1: Perfis estudados na área urbana de Juiz de Fora e sua localização em Minas Gerais. Fonte: Arquivo dos autores.

Juiz de Fora apresenta clima tropical sazonal (AGEVAP, 2007), com duas estações bem definidas, uma quente e chuvosa e outra fria e seca (ASSIS et. al., 2011). A região apresenta altitudes que variam de 1170 m nos pontos mais elevados, a 465m no fundo do vale do rio Paraibuna (EDUARDO, 2018). Segundo Ab'Saber (1956), a Planície do Rio Paraibuna se trata do único compartimento de relevo relativamente plano encontrado, nas imediações de Minas Gerais com o Estado do Rio de Janeiro, passível de asilar uma aglomeração urbana da importância de Juiz de Fora.

Nessa paisagem estão incluídos os tipos de relevo de escarpas adaptadas a falhas, sulcos estruturais, linhas de cumeadas e cristas simétricas alinhadas, com substrato rochoso de granulitos, charnoquitos e migmatitos (EDUARDO, 2018).

O município de Juiz de Fora possui intervalos de declividades elevadas, constituindo em setores de encostas do relevo como áreas suscetíveis a escorre-

gamentos. Isso confere aos processos de ocupação urbana uma pauta relevante no âmbito do planejamento, uma vez que a energia gravitacional do relevo associa-se a essa informação (EDUARDO, 2018). Esta característica, associada a índices pluviométricos elevados no período chuvoso, provocam situações intensas da dinâmica superficial e subsuperficial, que favorece, entre outras coisas, a ocorrência de movimentos de massa.

Além disso, de acordo com Duarte (1998) geologicamente a região de Juiz de Fora é caracterizado por falhas de empurrão com imbricamento de contatos entre rochas metassedimentares, gnaisses, biotita gnaisse, quartzitos, rochas calcissilicáticas e granada quartzito e ortogranulitos. Este sistema de falhas tem escamas de formas arredondadas e se estendem na direção NE-SW. No centro e nos arredores da cidade de Juiz de Fora há evidências de zonas de deformação tardia, destacando-se falhas e zonas de cisalhamento de direção N-S ou NW-SE. Esse quadro geológico, principalmente o sistema de falhas, juntamente com as fraturas, resultou numa considerável fragilidade geológica para a região que conta também com a presença de alguns tipos de rochas metamórficas foliadas que, quando mergulhadas para fora do perfil, podem favorecer a movimentação em massa.

3. Metodologia

Para cumprir os objetivos do projeto, além de uma revisão bibliocartográfica, pela qual fez-se uma revisão sobre os conceitos principais e a distribuição espacial dos elementos físicos na cidade de Juiz de Fora, três etapas foram seguidas: análise estrutural dos perfis de intemperismo em campo; correlação das características estruturais dos perfis de intemperismo com mapa de risco a escorregamento; e produção de mapa de uso do solo.

A seleção dos pontos de estudo para a realização dos trabalhos de campo dos saprolitos foram baseados em mapas já existentes de alguns fatores de intemperismo, como o material de origem e relevo, preferencialmente em pontos que apresentam características diferentes, para, assim, contemplar maior variação e tipos de saprolitos. Além disso, a região contemplada registra movimentos de massa pretéritos. Partindo desse princípio, os pontos foram selecionados pela sua facilidade de acesso através de sua exposição. As áreas pesquisadas estão concentradas nas regiões sudoeste, centro-sul e nordeste da cidade. Ao todo, 92 perfis foram selecionados, dos quais 78 apresentaram planos estruturais.

Os perfis analisados foram agrupados em **perfis com planos estruturais**, havendo também o subgrupo de perfis com planos estruturais e com cicatriz de movimento de massa e **perfis sem planos estruturais**. Nas cicatrizes de movimento de massa foram analisadas o mergulho dos planos estruturais, ou seja, se elas mergulham para o interior ou para fora da vertente. Através dessa análise foi possível compreender se as características estruturais influenciaram na ocorrência de movimento de massa no local.

Procurou-se entender como as análises e resultados sobre esse material podem ser aplicados a sociedade. Nesse sentido, uma das análises realizadas foi a correlação da localização dos perfis de intemperismo com o Mapa de Risco a Escorregamento (TORRES & ROCHA, 2005) pré-existente. Nesta etapa, procurou-se compreender se há correspondência das zonas de maior risco a escorregamento com a presença de planos estruturais nos perfis.

Para complementar o presente estudo, um mapa de uso do solo foi produzido, no intuito de compreender como se dá a ocupação da população em relação as áreas de maior risco a escorregamento e aos maciços intempéricos.

4. Resultados e discussão

Em seis dos nove bairros estudados, os perfis de intemperismo apresentam planos estruturais pós genéticos (planos de falha e de fratura herdados da rocha de origem). Os bairros que apresentam perfis com planos estruturais em pelo menos um perfil são: Grama, Filgueiras, Dom Bosco, Santa Cecília, Borboleta e Manoel Honório. A figura 2 traz o Mapa de Risco a Escorregamento na área urbana de Juiz de Fora. Nesse mapa, foram inseridas a localização dos pontos de estudo, diferenciados em "Perfis com planos estruturais" (que admite o grupo de cicatriz de movimento de massa) e "Perfis sem planos estruturais".

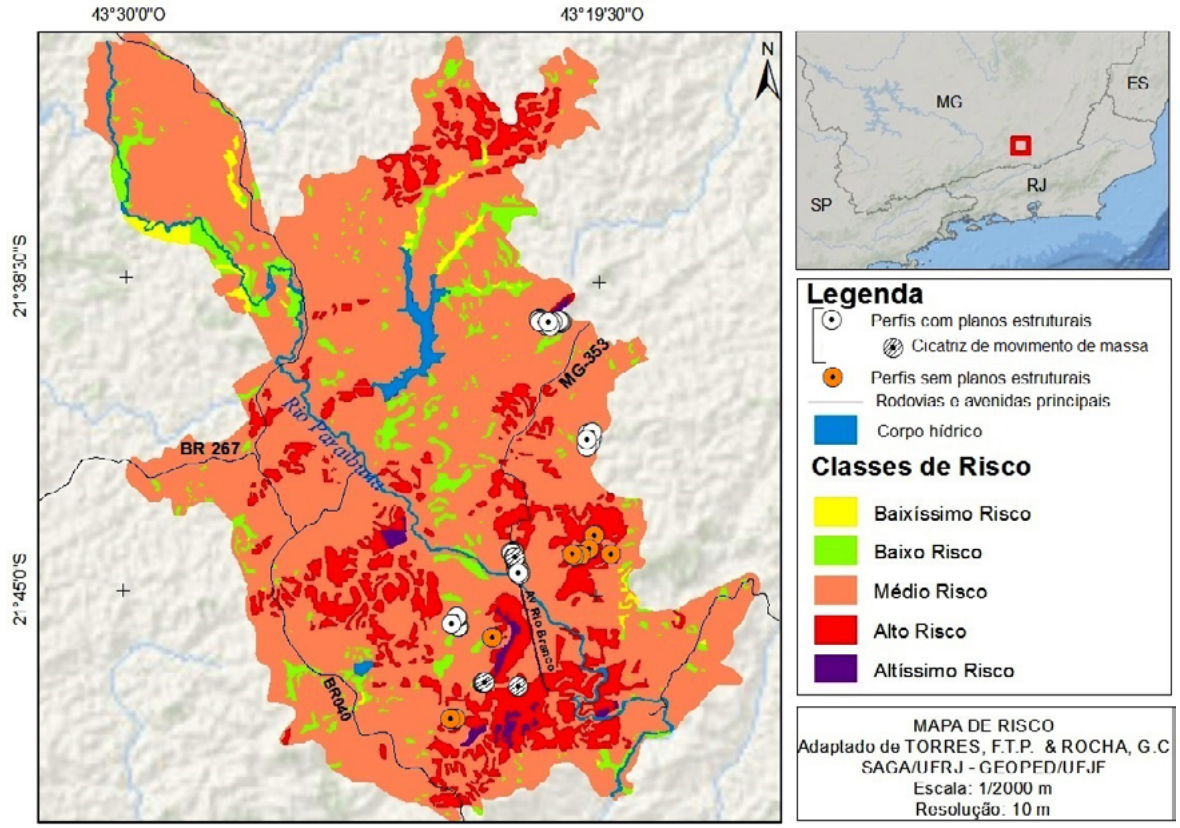


FIGURA 2: Correlação dos perfis de intemperismo estudados com o Mapa de Risco a Escorregamento.
Fonte: adaptado de Torres e Rocha, 2005.

É possível observar no mapa, que os perfis de intemperismo estudados estão localizados majoritariamente em locais de médio e alto risco a escorregamento, destacando-se também perfis em áreas de altíssimo risco. Essa classificação ocorre tanto em perfis com presença de planos estruturais, quanto nos que não há planos.

Os planos estruturais apresentam duas direções preferenciais, N-S e NE-SW, coincidentes com as direções das grandes estruturas geológicas da região. No que se refere a análise de risco, a presença de planos estruturais se mostra importante pela sua orientação na vertente, de forma que quando mergulham para o exterior da encosta podem funcionar como planos de deslizamento, conferindo instabilidade ao maciço. Nos casos em que mergulham para o interior, há estabilidade.

No mapa da figura 2, observa-se a presença de 3 cicatrizes de movimento de massa, em que o material movimentado envolveu o saprolito com presença

de planos estruturais. A figura 3 mostra fotos das cicatrizes. Os bairros em que houve registro de movimentação em massa foram o Dom Bosco (a), o Manoel Honório (b) e o Santa Cecília (c). Em todos esses casos, os planos estruturais mergulham para fora da vertente, indicadas pelas setas nas fotos. Isso mostra que essa é uma das variáveis que devem ser consideradas quando se trata de estudos de risco a movimento de massa.

FIGURA 3: Fotos das cicatrizes de movimento de massa. (a) Bairro Dom Bosco; (b) Bairro Manoel Honório; (c) Bairro Santa Cecília. (Obs: as setas indicam o mergulho dos planos estruturais nos perfis).
Fonte: Arquivo dos autores.

Para compreender como essa situação pode afetar a população local, um mapa de uso do solo foi produzido (figura 4).

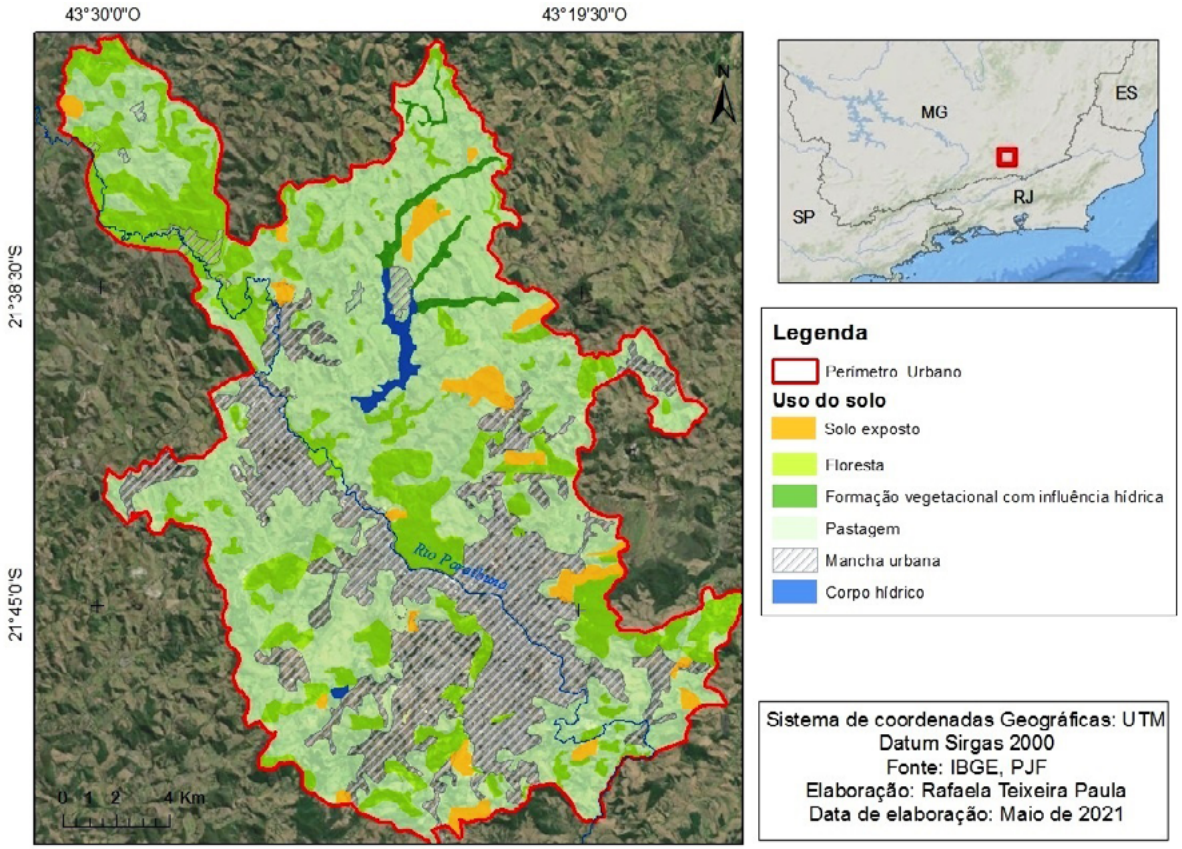


FIGURA 4: Mapa de uso do solo.
Fonte: Arquivo dos autores.

Nota-se que a classe de "Mancha Urbana" ocupa grande parte do mapa, concentrada principalmente na região central, na porção sudeste e norte da cidade. Ao correlacionar esse mapa com o de risco a escorregamento, nota-se que grande parte da área urbanizada está situada em área de médio a alto risco a deslizamento. Nota-se também que as três cicatrizes de movimento de massa estão situadas na Mancha Urbana e na classe de Alto Risco a escorregamento. Isso leva a concluir que a população está exposta ao risco a movimento de massa e um dos fatores que causam esse risco é a presença de planos estruturais em perfis de intemperismo, que mergulham para fora do maciço.

5. Considerações finais

Os movimentos de massa podem ser condicionados por diversos fenômenos da natureza de ordem geológica, geomorfológica e climatológica, mas podem ser causados ou agravados por ações antrópicas. No caso da análise realizada, as estruturas geológicas favoráveis a movimentação em massa aparecem como potencial causa desse evento. Dependendo do grau de alteração, há muitas propriedades herdadas das rochas no manto de intemperismo, muito encontradas no saprólito.

O material estudado desempenha papel importante no contexto geral da paisagem, funcionando como material de origem para os solos, base de grande parte da superfície por onde se instalam edificações. Deve ser bem conhecido para ser bem utilizado, sem oferecer riscos à população, como pode acontecer

em alguns casos onde favorece a ocorrência de movimento de massa ou a erosão.

Os diferentes produtos do intemperismo possuem distintos usos e causam diferentes riscos para a sociedade. No caso dos perfis estudados no presente trabalho, algumas características herdadas dos materiais originários gnáissicos foram primordiais para a ocorrência do movimento de massa em três perfis.

Como foi visto, no âmbito dos estudos de risco ambientais, a incorporação de dados mais precisos sobre o material intempérico pode auxiliar na previsão de ocorrência de eventos naturais envolvendo esse material. Isso pode ocorrer na alimentação de modelos de previsão de movimentos de massa, acompanhamento de processos de erosão e outros eventos que ocorrem envolvendo esse material.

Apesar do movimento de massa poder ser um evento natural, é um evento indesejável e traz malefícios econômicos e sociais à população. As análises de risco a movimento de massa devem considerar todos os possíveis fatores que podem causar ou influenciar esse evento. Neste contexto, é importante considerar as diferentes propriedades estruturais do material e suas implicações na movimentação em massa, considerando sua potencialidade para provocar o evento.

Agradecimentos

Agradeço ao Programa de Pós Graduação em Geografia da Universidade Federal de Juiz de Fora pela oportunidade de cursar o Mestrado, ao meu orientador Geraldo pelos conhecimentos passados, à CAPES, pelo fornecimento da bolsa de pós graduação

Referências

AB'SÁBER, A. N. **Geomorfologia do sítio urbano de São Paulo**. Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da USP, São Paulo, n. 219, 1957. (Geografia, 12). Tese (Doutorado) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1956.

AGEVAP - Associação Pró-Gestão das Águas da Bacia Hidrográfica do Rio Paraíba do Sul (Rio de Janeiro). **Plano de Recursos Hídricos da Bacia do Rio Paraíba do Sul.** Resende, 2007. 147 p.

ASSIS, D. C.; OLIVEIRA, D. E. ; FERREIRA, C. C. M. . Levantamento das Áreas Vegetadas para a Análise da Temperatura do ar: Um Estudo de Caso dos Bairros Benfica e Centro, Juiz de Fora, MG. In: **XIV Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada: Dinâmicas SocioAmbientais, das inter-relações às interdependências**, v. 01. p. 01-14. Dourados - MS: IFG-UFGD, 2011

BARROS, O. N. F. **Pequena história pedológica.** Londrina: Geografia, v. 6, n. 1, 1991. p. 108 - 124.

BIGARELLA, J; BECKER, R D; SANTOS, G F; PASSOS, E; SUGUIO, Kenitiro. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Volume 1. Florianópolis: editora da UFSC, 1994. 425 p.

CERRI, L.E.S.; AMARAL, C.P. Riscos Geológicos. In: OLIVEIRA, A. M. S.; BRITO, S. N. A. **Geologia de Engenharia.** São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1998. 586 p.

DUARTE, B. P. **Evolução tectônica dos Ortognaisses dos complexos Juiz de Fora e Mantiqueira na região de Juiz de Fora, MG: Geologia, Petrologia e Geoquímica**. Tese de Doutorado (em Geoquímica e Geotectônica). Universidade de São Paulo. São Paulo, 1998

EDUARDO, C. C. **Cartografia geomorfológica comparada: aplicações no município de Juiz de Fora (MG) como subsídio ao planejamento**. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Federal de Juiz de Fora, Juiz de Fora, 2018.

IBGE, INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Cidades.** Brasil, Minas Gerais, Juiz de Fora. Disponível em <https://cidades.ibge.gov.br/brasil/mg/juiz-de-fora/panorama>. Acesso em maio de 2019.

LEMOS, R. C. de; SANTOS, R. D. dos; SANTOS, H.G.; KER, J.C.; ANJOS, L.H.C. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. 5° edição, Viçosa. 2005

OLIVEIRA, L. C. D. de. **Análise quantitativa de risco de movimentos de massa com emprego de estatística Bayesiana.** 2004. 540f. Tese (Doutorado em Ciências em Engenharia Civil) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2004.

ROCHA, G. C. **Riscos Ambientais: Análise e Mapeamento em Minas Gerais. Juiz de Fora**: UFJF, 2005. 127 p.

TORRES, F.T.P.; ROCHA, G. C. Mapa de Risco a Escorregamento. In ROCHA, G. C. **Riscos Ambientais: Análise e Mapeamento em Minas Gerais. Juiz de Fora**: UFJF, 2005. 127 p.

POSICIONAMENTO TOPOGRÁFICO E MORFOMÉTRICO DO SISTEMA DE VOÇOROCAMENTO SOBRE A MORFOESCULTURA TABULIFORME EM TUCANO/BA

Bismarque Lopes Pinto
Universidade Federal de Sergipe (UFS)
Av. Marechal Rondon, S/N, Jardim Rosa Elze, São Cristóvão, Sergipe, Brasil. CEP: 49100-000
E-mail: Bismarque.lopes93@gmail.com
Hélio Mário de Araújo
Universidade Federal de Sergipe (UFS),
Av. Marechal Rondon, S/N, Jardim Rosa Elze, São Cristóvão, Sergipe, Brasil. CEP: 49100-000
E-mail: heliomarioaraujo@yahoo.com.br

Resumo

Os processos erosivos (voçorocamento) são fundamentais na esculturação inicial da vertente na sua ação remove os detritos que desencadeiam o processo de modelagem da vertente fazendo com que o intemperismo atue de modo vertical na rocha adjacente. No processo de transporte do material pedológico/geológico, a energia cinética aumenta seu potencial promovendo o surgimento do fluxo concentrado superficial e dando início aos sulcos que se tornarão as ravinas e voçorocas. Objetivou-se nesta pesquisa analisar o comportamento evolutivo de uma voçoroca, localizada na sub-bacia de Tucano Central/BA, bem como compreender sua dinâmica morfométrica disposição do volume médio erodido. A voçoroca investigada necessita de um tempo geológico maior para evoluir, dadas às condições climáticas predominantes, ainda se limita ao terço superior e médio da vertente sem expansões para o terço inferior, de modo que está desconectada com rede de drenagem.

Palavras-chave: Erosão, Voçorocamento, Morfometria.

1. Introdução

A paisagem é construída a partir do resultado geocronológico da relação dos sistemas ambientais. Geologicamente, tais sistemas possuem momentos de equilíbrio e desequilíbrio que, juntos no mesmo contexto espacial, esculpem e fazem evoluir a estrutura geomorfológica da área. Entende-se que cada unidade natural possui processos particulares que influenciam diretamente na evolução ou regressão do relevo, formulando assim, relações de equilíbrio e desequilíbrio que trazem respostas diretas na paisagem.

As oscilações climáticas e atividades tectônicas estabeleceram na paisagem, processos de reestruturação geomorfológica, que vêm sendo retrabalhados até os dias atuais através dos sistemas de voçorocamento que esculpem a modelagem terrestre provocando modificações no padrão de vertente, rebaixamento do relevo, bem como formação de extensos depósitos coluvionais (MELLO, 1997).

Segundo Moura (1994) a atuação dos processos erosivos no Quaternário serviu de base para a organização sistêmica da paisagem tendo em vista que associado a essas atuações erosivas tem-se o reajustamento significativo da topografia sobre diversos domínios morfoclimáticos no Brasil. Ross (1992) em sua pesquisa taxonômica de classificação do relevo ressalta as feições erosivas destacando-se as voçorocas, como o 6o táxons de classe do relevo, correspondendo às feições geradas pelos processos morfodinâmicos atuais, influenciado tanto pelos condicionantes ambientais como pelas intervenções antropogênicas no ambiente. Neste sentido, os estudos de voçorocas enquadram-se na proposta de Ross (1992) quando busca-se analisar os processos morfogenéticos que envolve a evolução do relevo local associados às modificações realizadas ao longo da vertente.

A dinâmica pluviométrica local pode ser entendida como o *input* inicial do sistema de voçorocamento, uma vez que, corroborando com Bertalanffy (1977), as chuvas torrenciais concentradas em alguns meses do ano, funciona como a energia cinética inicial que impulsiona ao aparecimento do efeito *splash* sobre a camada pedológica bem como dando início ao escoamento superficial concentrado, permitindo a entrada de um volume de energia significativa no sistema e movimentando a matéria pedológica até a zona de dejeção (*output*) do sistema de voçoroca.

No processo de transporte do material pedológico, a energia cinética aumenta seu potencial a partir do aumento gradativo do grau de inclinação do terreno, promovendo o surgimento do fluxo concentrado superficial e dando início aos sulcos que se tornarão as ravinas e voçorocas. Os processos erosivos (voçorocamento) são fundamentais na esculturação inicial da vertente tendo em vista que sua ação remove os detritos que desencadeiam o processo de modelagem da vertente fazendo com que o intemperismo atue de modo vertical na rocha adjacente. Esses detritos retirados pela desnudação formam os bolsões aluviais na base da vertente. O carreamento lento dos detritos para base da vertente acaba provocando incisões erosivas na vertente, auxiliando na esculturação da mesma (PENTEADO, 1980).

Os dois princípios básicos para o seu entendimento erosivo no relevo se dão a partir do conceito de balanço morfogenético e a dinâmica de vertentes. Nesse sentido, tem-se o de balanço morfogenético a partir da quantificação e identificação dos processos de meteorização e consolidação da pedogênese em forma de regolito sobre a vertente. Outro aspecto analisado são os movimentos gravitacionais de massa (remoção do regolito), escoamento hídrico e atuação eólica na retirada ou deposição dos detritos transportados (CHRISTOFOLETTI, 1980).

A partir da compreensão da vertente como um sistema aberto fica concretizada a ideia de dinamicidade apresentada como elemento sistêmico receptor de matéria e energia dos outros sistemas ambientais. Essa dinamicidade de matéria e energia tanto no *input* como no *output* do sistema vertente, contribuem para a sua modelagem proporcionando fases diferenciadas de evolução do relevo (CHRISTOFOLETTI, 1980).

O sistema vertente comporta-se de diversas formas na paisagem, variando sua configuração de acordo com uma série de interferências externas e internas. As modificações no relevo proporcionam alterações e sequências evolutivas no sistema solo, provocando modificações e alterações de classe ao longo do próprio relevo, uma vez que:

Os solos variam com as condições ambientais (clima, organismos, material de origem e tempo), numa escala continental ou local. É comum a diferença entre os solos de elevações e os de baixadas (terraços e leitos menores). Neste contexto, o relevo se inclui como parte do solo (RESENDE *et. al.*, 2007, p. 27).

As condições fisiográficas locais do relevo podem influenciar para além das alterações de classe de solo em um curto espaço físico como também proporcionar diferentes condições de drenagem na medida em que o relevo influencia na dispersão da granulometria ao longo dos perfis bem como as condições de microclima, favorecendo assim, as suas condições térmicas bem como o remodelamento vegetal que irá surgir sobre o seu sistema (PALMIERI e LARACH, 2004).

A vertente se constitui como elemento crucial para a identificação de paleoambientes associado a dinâmica evolutiva do relevo a partir da atuação dos fenômenos de regulação e esculturação da vertente, a erosão e sedimentação. Outro fator está relacionado à dinâmica bio-resistásica no panorama do equilíbrio dinâmico do ambiente que aborda questões relevantes da atuação dos condicionantes ambientais para a estabilização (biostasia) ou desestabilização (resistasia) da vertente (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Neste processo, os elementos declividade bem como o comprimento da rampa e a morfologia da encosta influenciam diretamente no processo erosivo. Desse modo, a "[...] encosta de forma plana ou levemente convexa tenderá, de modo geral, a se processar erosão em lençol [...]" (BRAUN, 1961, p. 10). Tendo em vista que modelagens planas ou levemente convexas tendem a não desenvolverem fluxos concentrados, as encostas côncavas já induzem outras formas de processos erosivos, como o fluxo concentrado superficial que leva a geração dos sulcos, ravinas e voçorocas (BRAUN, 1961).

Com base nesta leitura correlativa entre processos erosivos e evolução de vertentes, questiona-se que: Qual a atual dinâmica morfométrica do sistema de voçorocamento posicionado na morfoestrutura tabuliforme da bacia central de tucano? Como se deu o processo evolutivo da voçoroca sobre a vertente? Qual o volume médio erodido de solo e seus consequentes impactos no terço inferior da vertente? Objetivou-se nesta pesquisa analisar o comportamento evolutivo de uma voçoroca sobre a vertente convexo-côncavo na morfoescultura tabuliforme, bem como compreender sua dinâmica morfométrica disposição do volume médio erodido.

2. Área de estudo

A voçoroca objeto deste estudo possui uma dimensão areal de 13,37 km^2, localização na área rural do município de Tucano, semiárido baiano (figura 1). A mesma apresenta-se em sua maioria sobre a morfoestrutura do relevo tabuliforme, formação típica da área devido ao seu processo de consolidação geológi-

co-sedimentar da sub-bacia de Tucano central.

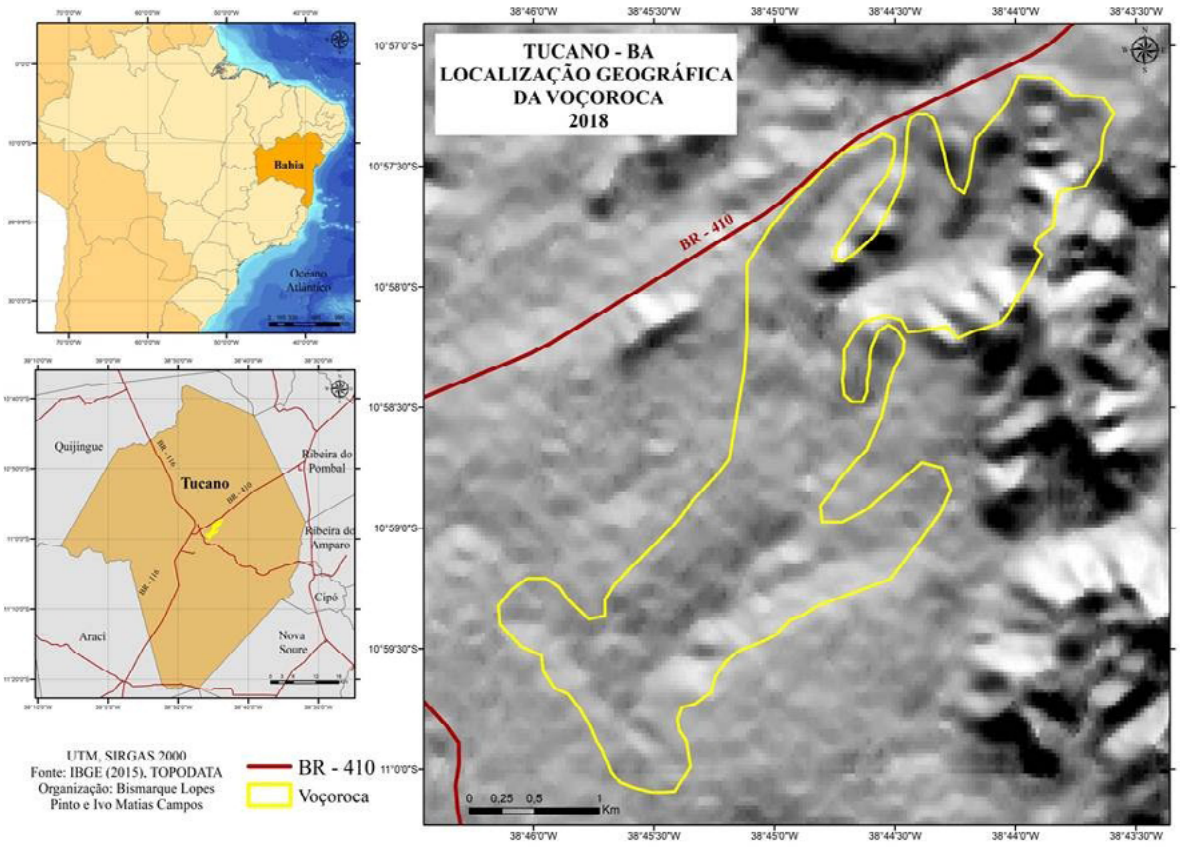


FIGURA 1: Mapa de localização da voçoroca no município de Tucano, Bahia.
Fonte: Produção dos autores.

A dinâmica geomorfológica no interior da Sub-Bacia de Tucano Central, a qual localiza-se a voçoroca, é o subsistema de maior relevância para este trabalho, tendo em vista que sua morfodinâmica induz diretamente no surgimento de processos erosivos. A evolução do relevo no interior de bacias sedimentares está condicionada ao processo complexo de sedimentação geológica do material carreado pelos elementos responsáveis pelo *input* do sistema-bacia.

O perímetro da voçoroca insere-se entre as unidades geomorfológicas de Tabuleiros e Pediplano. A gênese evolutiva das unidades de relevo apresentados no interior da bacia está condicionada a mudança da espessura crustal que se dá a partir do afinamento da camada litosférica que pode acontecer através da atuação de diversos agentes erosivos, como, por exemplo, a "erosão superficial [...] assim como estiramento litosférico, deve-se também considerar que, num regime compressivo, um *thrust* (empurrão) pode espessar muito a crosta e, portanto, constituir-se igualmente em importante processo de desequilíbrio" (CHANG *et. al*, 1990, p. 50-52).

Os desequilíbrios representam os fatores iniciais de atuação endógena e exógena que auxiliam na elaboração do sistema-relevo, uma vez que as movimentações internas nos reajustes das camadas auxiliam no aparecimento dos diaclases na rocha promovendo a erosão natural que associado aos processos erosivos, condiciona a formação de tabuleiros associado à pediplanos de sedimentação no interior das bacias.

A Unidade de Tabuleiro são Superfícies elevadas com altimetria máxima encontrada de 480 metros. Apresenta-se uma predominância de vertente no formato Convexo-Côncavo (cx-cc) obtendo um topo achatado ocasionado pela ação erosiva pretérita, assim como quebras altimétricas abruptas evidenciando feição de escarpa de erosão, formando assim, a concavidade no terço-médio ao inferior da vertente.

Associado ao padrão de vertente tem-se o alinhamento horizontal dos sedimentos já consolidados sendo desgastados por processos erosivos atuais que levam detritos na formação do tálus que estabelece ligação do tabuleiro com os plainos de acumulação (pediplanos intermontanos). Sua morfodinâmica atual apresenta-se em constante estado de resistasia devido aos processos de desequilíbrios ocasionados pelos processos erosivos que levam a sucessivas retiradas de material sedimentar, promovendo reajustes laterais do tabuleiro.

Os processos de evolução do tabuleiro, na perspectiva de Christofoletti (1980) e Penteado (1980), são dinamizados a partir da entrada de energia pela ação dos elementos exógenos, que promovem a retirada da matéria (detritos) do terço superior e médio do sistema-vertente, e logo mais, tal material é depositado na área de do tálus, sendo esta, zona do *output* do sistema-vertente.

A Unidade de Pediplano Intermontano se constitui enquanto plainos de acumulação com altimetria local de 230-130 metros. Forma-se a partir do entulhamento de antigos níveis de base do relevo local já evidenciado por Bigarella *et. al.* (2007), a qual é constituído o material detrítico retirado dos tabuleiros principalmente por processos erosivos, condicionamentos climáticos pretéritos e reajustes tectônicos. O material depositado consolida-se em extensos pediplanos que são suavemente retrabalhados pela drenagem intermitente local do rio Itapicuru, sendo este a única drenagem intermitente da área.

3. Metodologia

3.1 Classificação Tipológica da voçoroca e evolução sobre a vertente

Através do programa ArcGis 10.1 e com base nas imagens 10S39_ZN e 11S39_ZN do projeto TOPODATA/SRTM, foi feita a delimitação das cotas de altimetria, para que assim, fosse traçado os perfis longitudinais e latitudinais para observar previamente a situação da voçoroca sobre vertente, para com isso, analisar seu posicionamento topográfico sobre a vertente.

Desse modo, para a classificação da tipologia externa, utilizou-se os parâmetros metodológicos nos estudos de Oliveira (2009) visando determinar a tipologia de uma voçoroca nos formatos conectado, desconectado e integrado. Segundo a autora, a classificação da voçoroca em ambas as modalidades será efetivada a partir da localização da mesma sobre a vertente, uma vez que, caso a voçoroca esteja ligada à rede de drenagem e apenas no terço inferior, ela é entendida como conectada. Caso a voçoroca esteja formada no topo da vertente ela é desconectada. Tendo em vista que a voçoroca já tome toda a vertente fazendo a ligação entre o topo até a base (e ligação com a rede de drenagem), neste sentido, a voçoroca se constitui na tipologia integrada.

Para a validação da classificação feita pré-campo, realizou-se atividade de campo na área das voçorocas onde foram feitos registros fotográficos, diário de bordo e marcação de ponto através do aparelho GPS de modo a validar o posicionamento longitudinal da voçoroca sobre a vertente e determinar sua tipologia.

3.2. Quantificação dos dados morfométricos e perda de solo (m^3)

Para a obtenção dos dados morfométricos houve a construção de perfis topográficos (transversais e longitudinais), tomando por base no processamento de imagens do projeto TOPODATA/SRTM feitos na etapa anterior, de todos os canais secundários e no canal principal da voçoroca. Esta etapa foi acompanhada ao trabalho de campo, a fim de se obter os dados métricos (profundidade, comprimento e largura) da voçoroca com a utilização de trena e correção dos dados obtidos nos perfis em ambiente SIG. Para a interpretação das dimensões das voçorocas, os dados de comprimento e largura determinam a área aproximada (comprimento X largura = m^2).

A partir dos dados métricos obtidos nos perfis, na medição no programa tendo como base o mapa altimétrico e na atividade de campo, foram feitos os cálculos para obter o volume de solo erodido por m^3. Para a determinação do volume médio erodido, o valor da área foi multiplicado pela profundidade (área X profundidade = m^3). Através da identificação do volume médio erodido do solo, buscou-se classificar a dimensão do tamanho da voçoroca estudada através dos parâmetros já estabelecidos por Vieira e Albuquerque (2004).

4. Resultados e discussões

A morfometria possui relevância significativa porque avalia o grau quantitativo de aprofundamento da feição erosiva na vertente e o volume de solo que foi retirado e transportado para o terço inferior no desenvolvimento da voçoroca. Analisando a posição topográfica da erosão na vertente, observa-se que nos dias atuais, esta feição erosiva não possui ligação direta com a rede de drenagem do rio Itapicuru, a qual localiza-se ao sul do relevo local (figura 2). Por conta desse distanciamento da drenagem, afirma-se que a voçoroca é desconectada do sistema hidrográfico quando se posiciona entre os terços superior e médio da vertente.

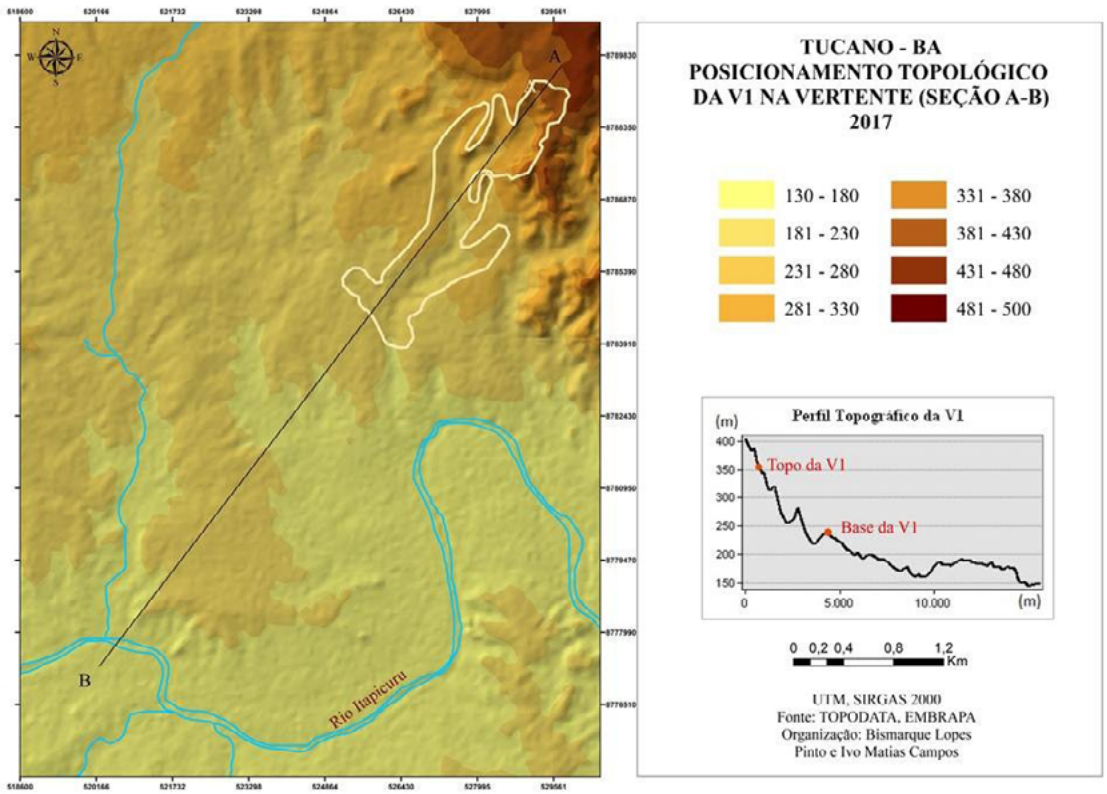


FIGURA 2: Posicionamento topológico da voçoroca na vertente.
Fonte: Produção dos autores.

De acordo com a classificação de Oliveira (2009), as voçorocas desconectadas são consideradas iniciais e por conta de sua pequena extensão na vertente que ainda não estabelecem ligação com a rede de drenagem local. Contudo, vale destacar que possivelmente em condições climáticas pretéritas, onde a configuração atmosférica evidenciava um clima úmido, a voçoroca estabelecia uma condição de integrada com o Rio Itapicuru, mas que, dada as condições de semiaridez e com as mudanças do nível de base da drenagem do Itapicuru, a voçoroca desligou-se da drenagem, deixando na paisagem, extensos plainos de acumulação que formam os pediplanos intermontano.

Observa-se no perfil topográfico que o processo de incisão na vertente começa na queda abrupta da altimetria, evidenciada no topo da voçoroca. A variação altimétrica dessa voçoroca na vertente é de 150 metros, do topo até a base, com desenvolvimento de banco de sedimentos. Para obtenção de maior detalhamento morfométrico da feição erosiva, elaborou-se perfis topográficos e fez-se levantamento de dados quantitativos relativos aos 04 canais secundários e principal da voçoroca. Neste aspecto, a tabela 01 mostra a variação quantitativa de aprofundamento vertical e horizontal dos canais e o volume médio erodido de cada canal secundário e do canal principal da voçoroca.

A análise dos perfis do canal principal mostra diferenças significativas no nível de entalhamento verificado no canal, principalmente, nos terços superior e inferior (tabela 1). Os perfis transversais e longitudinais do terço superior (setor de erosão) da Voçoroca evidencia que neste setor, a voçoroca aprofunda um entalhamento maior que 200 metros, sendo escavada por diversos processos difusos associados ao desenvolvimento de sulcos e ravinas sob o efeito do escoamento superficial das águas. Com os desníveis altimétricos constatou-se perda de 1,58 m^3 de solo, cuja retirada contribuiu para a ocorrência de incisões verticais profundas.

TABELA 1

Dados morfométricos e do volume médio erodido da Voçoroca.

Dimensões	**Valores**	**Dimensão em km²**	**Perda média de solo em m³**	**Parâmetro correlativo entre volume médio erodido com o estabelecimento do tamanho da voçoroca.**
Canal Principal da Voçoroca:				
Comprimento	6,030 km	11,888 km^2	2,423 m^3	
Largura	1,970 km			Pequena
Profundidade	204 m			
Terço Superior (Setor de Erosão)	837 m^2		1,58 m^3	
Terço Inferior (Setor de acumulação)				
Canal Secundário 01				

Comprimento	1,62 m	740 m²	18 m³	Muito Pequena
Largura	456 m			
Profundidade	25 m			

Canal Secundário 02

Comprimento:	752 m	226 m²	9 m³	Muito Pequena
Largura:	300 m			
Profundidade:	40 m			

Canal Secundário 03

Comprimento:	688 m	142 m²	1,7 m³	Muito Pequena
Largura:	206 m			
Profundidade:	12 m			

Canal Secundário 04

Comprimento:	900 m	381 m²	2 m³	Muito Pequena
Largura:	423 m			
Profundidade:	6 m			

Total:		**13,377 km²**	**2,453 m³**	**Pequena**

Fonte: Produção dos Autores, 2017.

O terço inferior (setor de acumulação) apresenta em seus perfis, áreas pontuais de entalhamento, associados a bancos de sedimentos. O volume médio erodido registrado neste setor foi de 837m³, sendo inferior a perda de material do terço superior, justificado por ser uma área de acumulação dos sedimentos e com menor intensidade erosiva. O comprimento total do Canal principal abrange mais de 6 km, com uma largura de mais de 1,97 km.

O canal secundário 01, com 1,62 km de comprimento, apresenta dimensão de 740 m² e perda de solo de 18 m³. Suas características morfométricas associadas aos perfis apresentam um canal fortemente erodido com entalhamentos verticais superiores a 10 metros, apresentando profundidade máxima de 25 metros (figuras 3).

No segmento do perfil longitudinal, não há registro de bancos de sedimentos, muito embora a 250 metros de altitude se constate a presença de blocos rochosos que se localizam no interior dos entalhamentos verticais. O canal secundário 01, considerando o volume médio erodido de 18 m³, apresenta um parâmetro muito pequeno em relação aos valores pré-estabelecidos.

De acordo com Vieira e Albuquerque (2004), as voçorocas podem sem analisadas quantitativamente a partir dos seus dados morfométricos e perda de solo. Considerando os valores de cumprimento, largura e profundidade, uma perda de solo de até 999m³ a voçoroca é muito pequena, dimensões de 1.000 até 9.999m³ é pequena, 10.000 até 19,999m³ é média, 20.000 a 40.000m³ é grande e valores superiores a 40.000m³ é considerada uma abertura muito grande.

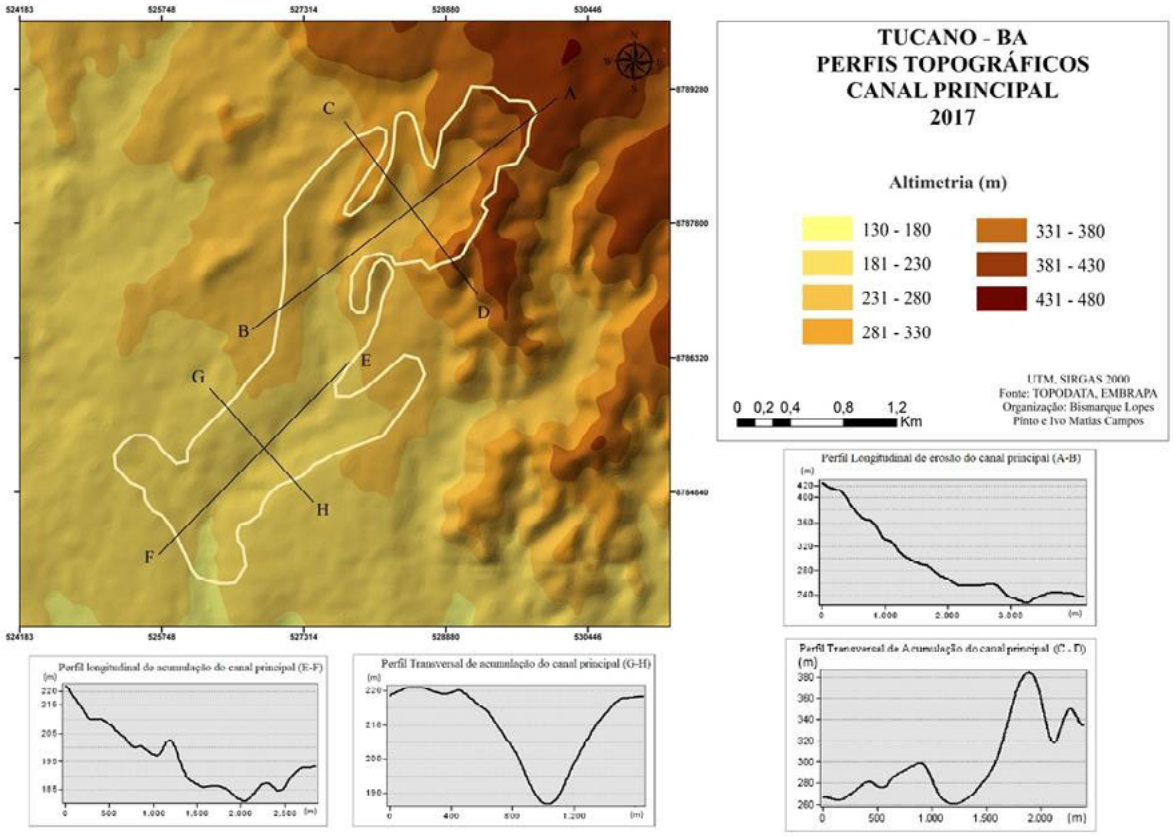


FIGURA 3: Perfis topográficos do canal principal da voçoroca.
Fonte: Produção dos autores.

O canal secundário 02 (figura 4) apresenta uma formação estrutural linear com 752 metros de comprimento e 300 metros de largura, atingindo a uma profundidade máxima de 40 metros. Diferencia-se do canal 01, que mesmo sendo metricamente menor, apresenta um maior entalhamento vertical. Sua dimensão é de 226 m², com abrangência areal de 9m³ de solo erodido. Os perfis do canal 02 exibem uma abertura significativa do canal erosivo, sem oscilações altimétricas, representando um entalhamento profundo do canal.

No setor de acumulação, o canal secundário 03 apresenta um comprimento de 688 metros e 206 metros de largura, resultando numa dimensão de 142 m², com registro de perda de solo de 1,7 m³. Essa perda menor de solo em relação aos canais secundários 01 e 02 se dá pela sua localização geográfica no terço inferior da Voçoroca, que coincide com a área de recepção dos sedimentos erodidos oriundos do terço superior. A sua profundidade atinge apenas 12 metros, até mesmo pela ocorrência de bancos de sedimentos. A análise dos perfis ainda mostra que, o traçado morfológico apresenta aspectos de vertente convexo-retilínea devido à formação de bancos de sedimentos em toda extensão do canal.

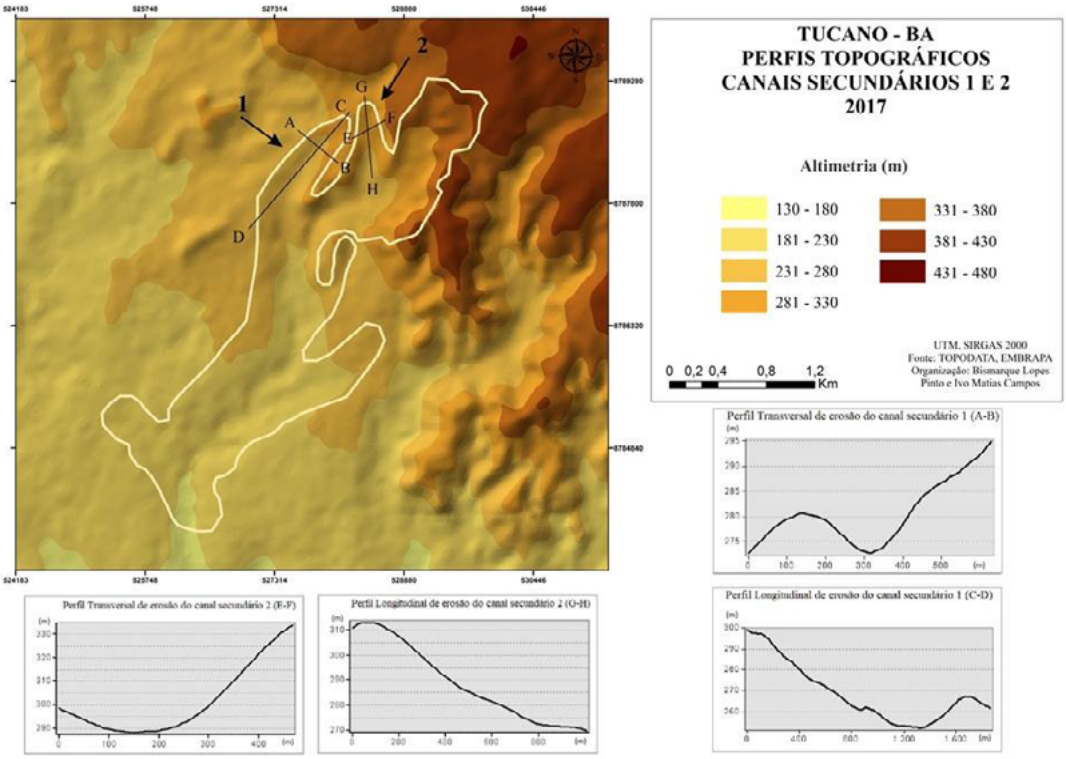


FIGURA 4: Perfis topográficos dos canais secundários 01 e 02.
Fonte: Produção dos autores.

O canal secundário 04, também localizado no setor de acumulação de sedimentos da voçoroca, possui comprimento de 900 metros e uma largura de 423 metros. Sua profundidade máxima é reduzida a 6 metros, apresentando dimensões areais de 381 m² com um volume erodido de solo de 02 m³.

A representação morfológica dos perfis traçados no canal 04 reafirma o diagnóstico de um canal onde predomina os processos de acumulação de sedimentos. Em contrapartida as ações erosivas são fracas e sem entalhamentos verticais expressivos, formando inclusive, um canal com vertente convexo-retilínea, sobretudo, pelo acumulo do material arenoso retirado do terço superior da Voçoroca.

5. Considerações finais

Os questionamentos iniciais norteadores da pesquisa foram respondidos com os resultados empíricos a partir da constatação *in loco* dos processos evolutivos das voçorocas engendrados pela ação do escoamento superficial das águas das chuvas torrenciais impulsionando energeticamente o fluxo de matéria das voçorocas, refletido na formação de quatro canais secundários com diferentes dimensões de profundidade, além da disseminação de sulcos e ravinas que entalham, cada vez mais, a vertente retirando sedimentos e, com isso, aumentando a perda de solo.

Neste sentido, os parâmetros aqui pré-estabelecidos, elencados na metodologia, prezou pelo cuidado na classificação das morfologias externas e internas, com o rigor científico de comprovar os fenômenos reconhecidos em campo e pelo ambiente SIG nas imagens captadas e georreferenciadas da área. Assim, o parâmetro adotado para a perda de solo, apesar de classificar as feições erosivas de menores dimensões, verificou-se que elas acabam ganhando

destaque na paisagem morfológica, pelo fato de apresentarem significativas crateras erosivas com os mais variáveis níveis de profundidade e alargamentos no perímetro delimitado para esse estudo.

Interessante é observar que, a voçoroca investigada ainda necessita de um tempo geológico maior para evoluírem, dadas as condições climáticas predominantes no ambiente, uma vez que, ainda se limita ao terço superior e médio das vertentes sem expansões atuais para o terço inferior, de modo que seja desconectada com rede de drenagem existente na área por conta do distanciamento.

Agradecimentos

O presente trabalho foi realizado com apoio financeiro da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

Referências

BERTALANFFY, L. V. **Teoria Geral dos Sistemas.** Petrópolis: Editora Vozes, 1977.

BIGARELLA, J. J; BECKER, R. D; SANTOS, G. F. dos. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais.** Vol. 02. Santa Catarina: Editora da UFSC, 2007.

BRAUN, W. A. G. Contribuição ao estudo da erosão no Brasil e seu controle. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 23, n. 4, p. 591-642,1961.

CHANG, H. K; KOWSMANN, R. O; BENDER, A. A; MELLO, U. T. Origem e evolução termomecânica de bacias sedimentares. In: GABAGLIA, G. P. R; MILANI, E. J. (orgs.). **Origem e evolução de bacias sedimentares.** Rio de Janeiro: Editora Gávea, 1990.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia.** São Paulo: Editora Edgard Blucher, 1980.

MELLO, C. L. **Sedimentação e tectônica cenozoica no médio vale do rio doce (MG, sudeste do Brasil) e sua implicação na evolução de um sistema de lagos.** São Paulo, 1997. Tese (Doutorado em Geografia) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências humanas, Universidade de São Paulo.

MOURA, J. R. da S. Geomorfologia do Quaternário. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (orgs.). **Geomorfologia:** Uma atualização de bases e conceitos. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994.

OLIVEIRA, M. A. T. de. Processos erosivos e preservação de áreas de risco de erosão por voçorocas. In: GUERRA, A. J. T; SILVA, A. S.; BOTELHO, R. G. M. (orgs.). **Erosão e conservação dos solos:** conceitos, temas e aplicações. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2009.

PALMIERI, F; LARACH, J. O. I. Pedologia e Geomorfologia. In: GUERRA, A. J. T; CUNHA, S. B. da (orgs.). **Geomorfologia e meio ambiente.** Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2004.

PENTEADO, M. M. **Fundamentos de Geomorfologia.** Rio de Janeiro: IBGE, 1980.

RESENDE, M; CURI, N; REZENDE, S. B. de; CORRÊA, G, F; KER, J. C. **Pedologia:** base para distinção de ambientes. Lavras: Editora da UFLA, 2007.

ROSS, J. L. S. O registro cartográfico dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo. **Revista do Departamento de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 20, n. 06, p. 17-30, 1992.

VIEIRA, A.F.G.; ALBUQUERQUE, A.R. da C. Cadastramento de voçorocas e análise de risco erosivo em estradas: BR-174 (Trecho Manaus – Presidente Figueiredo). In: V Simpósio Nacional de Geomorfologia e I Encontro Sul-Americano de Geomorfologia. **Anais...** Santa Maria, 2004.

PROCESSOS EROSIVOS SUPERFICIAIS EM ZONA SEMIÁRIDA

Inocencio de Oliveira Borges Neto
Mestrando em Geografia pela Universidade Federal da Paraíba, Campus I, João Pessoa.
Centro de Ciências Exatas e da Natureza, Cidade Universitária, João Pessoa, CEP: 58051-900
E-mail: iobngpb@gmail.com
Rafael Albuquerque Xavier
Professor do Programa de Pós-Graduação em Desenvolvimento Regional da Universidade Estadual da Paraíba.
Centro de Integração Acadêmica, sala 311, Rua Baraúnas, 351, Bairro Universitário, Campina Grande, CEP 58429-500
E-mail: xavier@ceduc.uepb.edu.br
Bartolomeu Israel de Souza
Professor do Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal da Paraíba, Campus I, João Pessoa.
Centro de Ciências Exatas e da Natureza, Cidade Universitária, João Pessoa, CEP: 58051-900
E-mail: bartolomeuisrael@gmail.com
José João Lelis Leal de Souza
Departamento de Solos – Universidade Federal de Viçosa
Av. Prof. Peter Henry Rolphs, s/n, Campus – Vicoça, MG, CEP: 36570-900
E-mail: jjlelis@ufv.br

Resumo

A erosão dos solos é um dos principais problemas ambientais que afeta o país e o mundo. As regiões semiáridas apresentam alto potencial erosivo pois o regime de chuvas concentradas associadas a pouca cobertura vegetal e manejo inadequado das terras, tornam o ambiente susceptível a este fenômeno. O presente trabalho tem como objetivo geral avaliar a produção de escoamento superficial e a consequente erosão em duas classes de solos (Neossolo Regolítico e Luvissolo Crômico) sob uso de palma e pousio. A pesquisa se desenvolveu no Sítio Pascácio, zona rural do município de Gurjão, semiárido paraibano. Foi instalado um pluviômetro digital e quatro parcelas hidro-erosivas. Os resultados mostraram que o Luvissolo produz taxa de escoamento superficial 57,7% maior que o Neossolo, porém tem menores taxas erosivas. Concluiu-se que o Neossolo possui maior susceptibilidade a erosão que o Luvissolo, isso se deve a sua textura arenosa e baixos teores de argila e de matéria orgânica, tão importantes para aumentar a estabilidade dos agregados.

Palavras-chave: Escoamento Superficial; Erosão dos Solos; Neossolo Regolítico; Luvissolo Crômico; Cultura da Palma; Pousio.

1. Introdução

O fenômeno da erosão é de origem natural, que pode ser influenciado/alterado pelas atividades antrópicas. Xavier et al. (2016) expõem que os processos erosivos são fenômenos naturais que ocorrem na superfície terrestre conduzidos por uma combinação complexa de fatores onde o ser humano, por meio de suas atividades, tem colaborado significativamente para alterar a intensidade e a dispersão da sua ocorrência.

Esse fenômeno vem sendo amplamente abordado na literatura, tanto nacional como internacional, onde praticamente todos os trabalhos conferem à dinâmica erosiva, como o principal processo de degradação dos solos, e alguns vão mais longe atribuindo à erosão do solo acelerada como sendo o principal problema ambiental (BERTONI; LOMBARDI NETO, 2005; BLAIKIE, 1985; BRADY; WEIL, 2013; FAO, 2019; GOUDIE, 1990; GUERRA, 1994; KERR, 1998; MAFRA, 1999; MARTÍNEZ-MENA et al., 2020; MORGAN, 2005; POESEN, 2018; ZACHAR, 1982).

Conforme Bertoni e Lombardi Neto (2005) e Guerra (1994), a erosão dos solos é um processo que ocorre em duas fases, onde a primeira está relacionada com a remoção de partículas, e a segunda, se refere ao transporte deste material. Em geral, os trabalhos sobre a temática da erosão dos solos consideram como fatores controladores desse fenômeno a **erosividade da chuva**, as **propriedades dos solos** (textura, densidade aparente, porosidade, teor de matéria orgânica, teor e estabilidade de agregados e pH do solo, esses elementos controlam sua erodibilidade), **cobertura vegetal**, **características das encostas** e seu **histórico de uso e ocupação** (FAO, 2019; GUERRA, 1994; MORGAN, 2005).

Durante a segunda metade do século XX, a utilização das terras pelo ser humano, paralelamente a outras atividades, degradou cerca de 5 bilhões de hectares (que corresponde a cerca de 43%) de terras do globo (BRADY; WEIL, 2013). Essas áreas degradadas podem sofrer as consequências da destruição de comunidades de vegetação nativa, da diminuição da produtividade agrícola, da diminuição da produção animal e da redução do nível de diversidade do ecossistema natural, com ou sem degradação do solo e de seus atributos (MONTGOMERY, 2007; VANWALLEGHEM, 2017).

Kerr (1998), estima que 22% dos solos do mundo tenham sido degradados, desde a Segunda Guerra Mundial, e que uma degradação mais acelerada tem atingido de 5 a 10 milhões de hectares de terra por ano. De acordo com Xavier et al. (2016), no Brasil ainda não existem estimativas precisas e totais de erosão dos solos, mas observa-se um grande número de trabalhos onde explicitam que existe um aumento dos processos erosivos em virtude do desmatamento de grandes extensões de terra para agricultura, pecuária entre outras atividades (COELHO NETO, 1994; GOUDIE, 1990; GUERRA, 1994; MORGAN, 2005).

Seguindo nessa perspectiva, tem-se que em regiões semiáridas tropicais (nesse caso em especial a brasileira) a erosão provocada pela água nessas regiões tende a ter maior intensidade, onde a pluviosidade é suficiente para afetar, mas não o bastante para subsidiar a existência das vegetações densas e protetoras (BRADY; WEIL, 2013; MARTÍNEZ-MENA et al., 2020; WANG et al., 2016).

Nas regiões semiáridas, a degradação dos solos pela erosão hídrica é um sério problema e por isso vem sendo estudada nas últimas décadas por órgãos e pesquisadores que se preocupam com os aspectos e as relações socioeconômicas e físicas da região (SANTOS; SILVA; SRINIVASAN, 2007). Souza et al. (2004), alertam para os riscos da desertificação, em virtude do uso indiscriminado dos recursos naturais, principalmente na zona semiárida, - tida como ambiente ecologicamente instável e de forte ação antrópica, - fatores que contribuem para que esta área seja considerada extremamente vulnerável.

O município de Gurjão, com uma área de cerca 343,2 km2, está situado em uma região considerada das mais secas do Brasil, regionalmente conhecida como Cariri Paraibano, dentro dos domínio da Bacia hidrográfica do Rio Taperoá, apresentando pluviosidade média anual entre 400 e 600 mm. Devido à escassez hídrica e a existência de solos incipientes, o município apresenta baixa densidade populacional – não chega a 10 habitantes por km2 – tendo a agricultura de subsistência e a pecuária extensiva, como as principais atividades econômicas do município.

Nas últimas décadas, observa-se rápido desmatamento da Caatinga em função da expansão de atividades econômicas agropecuárias. Seabra et al. (2015) estimam que entre os anos de 1990 a 2009, a bacia do Rio Taperoá perdeu cerca de 1.300 km2 da cobertura da caatinga, e Seabra et al. (2014) afirmam que a área onde encontra-se o município de Gurjão, contêm apenas 43,95 km2 de cobertura com caatinga, isso corresponde a 12,83% da extensão territorial do município e correlacionam esses índices com o número de cabeças existentes na região (bovino, caprino e ovino), sendo que o município de Gurjão conta com cerca de 57 cabeças/km2, seguindo a lógica desses autores é evidente que enquanto mais se tem animais, mais existe a perda de cobertura da caatinga, isso por conta das áreas desmatadas para pastoreio.

Tomando como base os dados anteriormente mencionados e sabendo de sua influência na atividade erosiva, o presente estudo propõe avaliar a dinâmica dos processos erosivos superficiais com diferentes tipos de uso e cobertura (**cultura da palma** e **pousio**), com o auxílio de parcelas hidro-erosivas, conforme Guerra (2005) para mensurar as taxas de escoamento superficial e a quantidade de solo erodido em cada parcela.

2. Metodologia e Técnicas

2.1 Área de Estudo

O município de Gurjão está inserido no Estado da Paraíba (Figura 1), em uma região que é conhecida histórica e popularmente como Cariri. Região essa que se encontra em um dos ambientes considerados mais secos do país, o Semiárido do Nordeste Brasileiro.

A área do município está inserida no compartimento da "Depressão Intraplanáltica Paraibana", definida por Corrêa et al. (2010), caracterizado por uma extensa depressão no interior do Planalto da Borborema. Segundo os autores, a ausência de uma reativação tectônica mais intensa, proporcionou o desenvolvimento de feições geradas pelos processos denudacionais. Localmente, se apresenta como um relevo de amplas colinas suaves separadas por extensos vales aplainados.

Em ambientes elevados ocorrem solos Neossolos Litólicos, rasos, de textura argilosa e fertilidade natural média. Nas superfícies levemente onduladas a onduladas, ocorrem Luvissolos Crômicos, que são mais profundos e de fertilidade natural média a alta. E nos vales de rios e riachos, ocorrem os Planossolos, medianamente profundos, imperfeitamente drenados, textura média/argilosa, moderadamente ácidos, fertilidade natural alta e problemas de sais, com ocorrências de afloramentos rochosos (CPRM, 2005). No município de Gurjão, os Luvissolos crômicos representam 74% da área territorial, os Neossolos litólicos ocupam 20%, os Neossolos flúvicos 5% e os Planossolos apenas 0,2% (BRASIL, 1972).

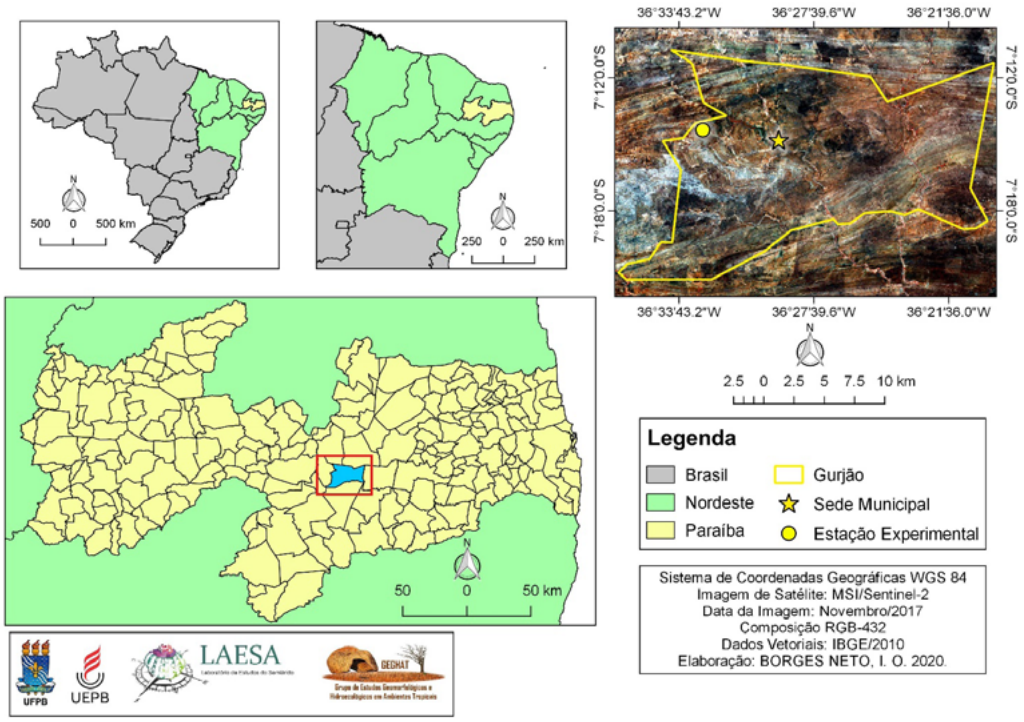


FIGURA 1: Localização da área de estudo.
Fonte: IBGE (2010) e Sentinel-2 (2017). Elaborado por BORGES NETO, I. O. 2020.

Segundo a classificação climática de Köppen (1928) o clima é tropical quente e seco do tipo semiárido (Bsh), com temperaturas médias anuais de 26°C. A vegetação está representada pela Caatinga hiperxerófila (SILVA; LEAL; TABARELLI, 2017), exibindo ambientes onde a vegetação mostra-se esparsa com árvores arbustivas de pequeno a médio porte, vegetação rasteira de troncos retorcidos, e ao mesmo tempo é perceptível áreas com predomínio de árvores de médio a grande porte chegando a 20 metros de altura, ambas com a presença corriqueira das cactáceas.

2.2 Procedimentos Metodológicos

Para a mensuração da erosão e do escoamento foram instaladas parcelas de escoamento superficial ou parcelas hidro-erosivas, conforme exposto por Guerra (2005). Essas parcelas possuem uma área, geralmente de 10 m2, onde toda água da chuva que cair dentro das parcelas escoará para uma calha/reservatório no final da parcela (Figura 2).

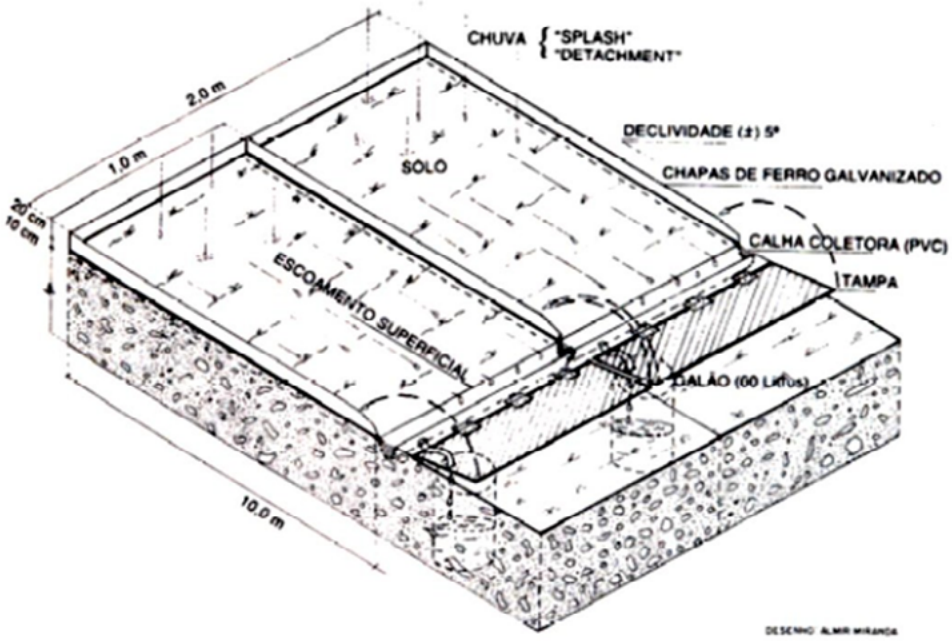


FIGURA 2: Modelo esquemático representando as parcelas hidro-erosivas.
Fonte: Guerra (2005).

Essas parcelas hidro-erosivas foram instaladas na zona rural do município de Gurjão, mais precisamente no Sítio Pascácio, que fica situado no Cariri/semiárido paraibano. No total estão posicionadas 4 parcelas, sendo divididas em dois locais que apresentam os solos mais comuns na região (**Neossolos** e **Luvissolos**), onde foram abertas duas trincheiras para classificação dos solos das parcelas (sendo que esses resultados compõem outra etapa da pesquisa) e com os seguintes usos: **cultura da palma** (**P1A** - **P2A**) e **pousio** (**P1B** - **P2B**), como expostos no Quadro 1, esses tipos de uso e cobertura foram escolhidos por entender que são de grande relevância e representação para a região pesquisada. A declividade de ambos os terrenos são de 5º, logo porque o objetivo é avaliar a influência dos diferentes tipos de uso e cobertura do solo na produção do escoamento superficial e a erosão.

QUADRO 1
Características gerais das parcelas hidro-erosivas

Parcelas	Solos	Uso e Cobertura
P1A	NEOSSOLO REGOLÍTICO Eutrófico leptíco	Cultura da Palma
P1B	NEOSSOLO REGOLÍTICO Eutrófico leptíco	Pousio
P2A	LUVISSOLO CRÔMICO **Órtico** típico	Cultura da Palma
P2B	LUVISSOLO CRÔMICO **Órtico** típico	Pousio

O plantio da palma foi feito transversalmente a direção da inclinação da encosta buscando representar um cultivo feito em curva de nível, com o intuito de aumentar as rugosidades do terreno, já as parcelas em pousio estão sem nenhum tipo de intervenção (Figura 3). O manejo e a manutenção das parcelas foram feitos diariamente, valendo ressaltar que foi feita a chamada "**limpa**" (limpeza da vegetação rasteira) após alguns dias em que ocorreu as precipitações nas

parcelas que contêm a cultura da palma, pretendendo aqui eliminar a interferência de outros elementos que não seja o cultivo da palma e também a tentativa de simular a realidade que é o manejo desse tipo de cultura por parte dos agricultores da região em destaque.

FIGURA 3: Parcelas hidro-erosivas. Imagem à esquerda – **P1A**) Parcela com cultivo de palma no Neossolo Regolítico; **P1B**) Parcela em pousio no Neossolo Regolítico. Imagem à direita - **P2A**) Parcela com cultivo de palma no Luvissolo Crômico; **P2B**) Parcela em pousio no Luvissolo Crômico.
Fonte: Acervo Tiago Borges, 2019.

O período de coleta de dados deste trabalho é referente ao ano de 2019, mais precisamente do dia 24 de março até o dia 31 de dezembro, sendo necessário ressaltar que o período anterior ao início da pesquisa está relacionado ao processo de instalação (do pluviômetro digital, das parcelas hidro-erosivas e plantio da palma) e de ajustes de todos os equipamentos aqui utilizados. As coletas de água e sedimentos nos reservatórios foram feitas no dia seguinte após os eventos chuvosos.

Também foi instalado um pluviômetro digital, modelo P-300 da Irriplus, para mensurar as entradas de chuva nas parcelas hidro-erosivas. E dessa forma, foram calculadas, a porcentagem de produção de escoamento superficial, e a produção de sedimentos em gramas por litro.

3. Resultados e Discussões

As precipitações mensuradas no período de 01 de março a 31 de dezembro de 2019 contou com um total mensurado de 257,3 mm. Este valor representa 69% das chuvas esperadas para o período, conforme exposto na série de dados históricos para o município. Os meses de março, abril, maio, junho e julho choveram abaixo da média, sendo apenas o mês de agosto que superou a média histórica, e os meses de setembro, outubro, novembro e dezembro não registraram precipitações (Figura 4). Ressalta-se a ausência de dias consecutivos de chuva acima da capacidade de infiltração de água no solo; a ocorrência das chuvas em que forneceram dados de escoamento e erosão, foram: 6,3 mm no dia 24 de março; 8,6 mm no dia 26 de março; 34 mm no dia 30 de março; 17,6 mm no dia 29 de abril e 18,3 mm no dia 14 de maio, totalizando 84,8 mm acumulados nos reservatórios das parcelas.

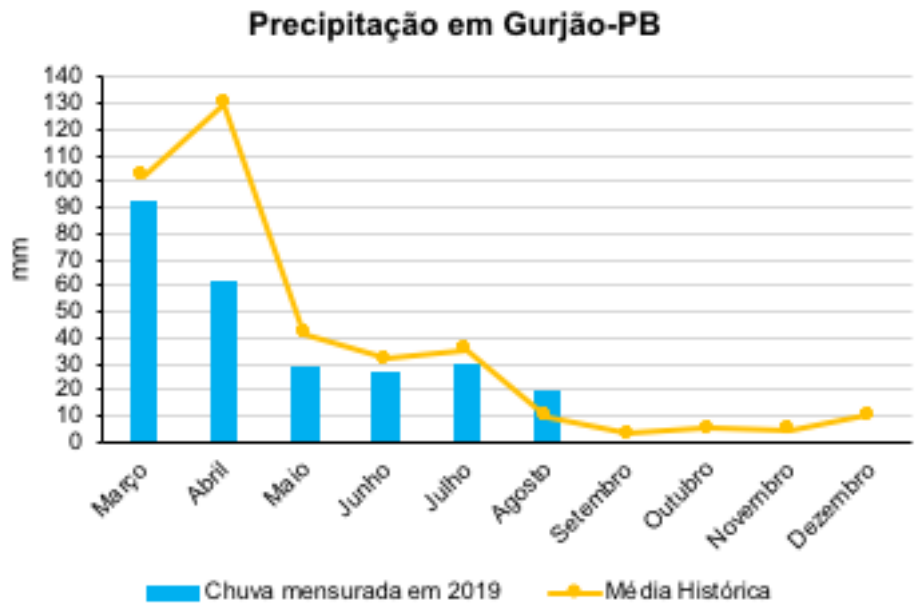


FIGURA 4: Gráfico das chuvas mensuradas em Gurjão-PB, de março a dezembro de 2019. A média histórica foi obtida através do Departamento de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Campina Grande.

A chuva acumulada total referente ao período amostrado foi de 84,8 mm (33%). Destaca-se que nem todos os eventos de precipitação geraram escoamento superficial suficiente para resultar em acúmulo no reservatório. O volume total escoado foi de 14,1 mm na P1A, 6,0 mm na P1B, 13,8 mm na P2A e 17,9 mm na P2B (Tabela 1). Esses resultados traduzidos em percentual, estão dispostos da seguinte forma, a maior quantidade de escoamento em relação a chuva foi na P2B (21,1%), depois na P1A (16,6%), seguidos pela P2A (16,3%) e por último na P1B (7,0%). Chama-se atenção que o único evento chuvoso que proporcionou escoamento e erosão, em todas as parcelas, foi a do dia 30 de março, com 34 mm. E a única parcela que obteve escoamento em todas as precipitações em destaque, foi a P2B (pousio no Luvissolo Crômico).

Conforme os dados alcançados (Tabela 1), é possível destacar que o escoamento mesurado nas parcelas do Luvissolo Crômico, apresentam uma certa similaridade, mesmo com tipos de uso e cobertura distintos, já nas parcelas posicionadas no Neossolo Regolítico, observa-se uma maior disparidade em relação aos dados de escoamento, evidenciando assim que, o Neossolo Regolítico é mais sensível à antropização do que o Luvissolo Crômico.

Esses valores são inferiores aos encontrados por Xavier et al. (2016), que ao estudarem os processos erosivos superficiais em Juazeirinho-PB, encontraram taxas de escoamento entre 14,8 e 28,7% em relação a chuva. Santos, Silva e Srinivasan (2007), trabalharam com processos erosivos em São João do Cariri-PB, e obtiveram valores superiores de taxa de escoamento em relação a chuva, ficando entre 20 e 38%. É importante explicitar que em ambos os estudos a quantidade de chuvas foram superiores ao dessa pesquisa, e isso interfere diretamente na intensidade de atuação dos processos erosivos, uma vez que, enquanto mais se tem precipitação, aumenta-se a umidade do solo, preenchendo seus poros, diminuindo a capacidade de infiltração, e, consequentemente, favorece o aumento do escoamento superficial.

TABELA 1
Escoamento das parcelas hidro-erosivas

Data	Chuva acumulada (mm)	Neossolo Regolítico				Luvissolo Crômico			
		P1A (palma)		P1B (pousio)		P2A (palma)		P2B (pousio)	
		mm	% da chuva	mm	% da chuva	mm	% da chuva	mm	% da chuva
24/03/2019	6,3	-	-	-	-	-	-	0,18	2,9
26/03/2019	8,6	-	-	-	-	-	-	0,1	1,1
30/03/2019	34,0	12,6	37,0	6,0	17,6	11,7	34,4	15,6	45,8
29/04/2019	17,6	1,1	3,2	-	-	0,5	2,8	1,4	7,9
14/05/2019	18,3	0,4	2,2	-	-	1,5	8,1	0,7	3,8
Total	**84,8**	**14,1**	**16,6**	**6,0**	**7,0**	**13,8**	**16,3**	**17,9**	**21,1**

Em relação as taxas de erosão, tem-se que, o maior valor foi de 0,723 t/ha na P1A, seguido respectivamente pela P2B, com 0,396 t/ha, P2A com 0,237 t/ha e P1B com 0,041 t/ha (Tabela 2). Os maiores valores encontrados na P1A, podem ser entendidos por seu uso e cobertura (cultivo de palma), associados com seu manejo, além da influência da classe de solo onde se encontra posicionada a parcela, no caso, sobre o Neossolo Regolítico, por outro lado a parcela que teve o menor valor de erosão foi justamente a P1B, que está posicionada sobre o mesmo solo que a P1A, isso pode ser creditado ao crescimento de muita vegetação rasteira, favorecendo assim a diminuição do impacto direto das gotas da chuva no solo (**splash**) e do escoamento superficial, como também possibilita uma maior taxa de infiltração.

TABELA 2
Erosão das parcelas hidro-erosivas

Data	Chuva acumulada (mm)	Erosão (toneladas/hectare)			
		Neossolo Regolítico Luvissolo Crômico			
		P1A (palma)	P1B (pousio)	P2A (palma)	P2B (pousio)
24/03/2019	6,3	-	-	-	0,0016
26/03/2019	8,6	-	-	-	0,0013
30/03/2019	34	0,713	0,041	0,214	0,369
29/04/2019	17,6	0,0055	-	0,01	0,0188
14/05/2019	18,3	0,005	-	0,013	0,0056
Total	**84,8**	**0,723**	**0,041**	**0,237**	**0,396**

Os dados obtidos de erosão (Tabela 2), proporcionam uma interpretação semelhante aos de escoamento (Tabela 1), onde as taxas erosivas nas parcelas sobre o Luvissolo Crômico são similares estatisticamente falando, já nas parcelas colocadas sobre o Neossolo Regolítico, nota-se uma disparidade considerável, explicitando novamente que o Neossolo Regolítico é mais susceptível as intervenções humanas que o Luvissolo Crômico.

Nas parcelas posicionadas sobre o Luvissolo Crômico, a erosão somada foi de 0,663 t/ha, onde a P2B obteve 0,396 t/ha e a P2A obteve 0,237 t/ha, resultados inferiores aos valores encontrados nas parcelas posicionadas sobre o Neossolo Regolítico, mas contou com taxas de escoamento superiores aos do Neossolo Regolítico.

É oportuno evidenciar esse fato, porque expõe caraterísticas importantes, onde mesmo as parcelas tendo usos e coberturas semelhantes, o Luvissolo Crômico contou com as maiores taxas de escoamento superficial, se mostrando mais resistente a erosão que o Neossolo Regolítico. Isso pode ser explicado pelas propriedades físicas do solo, onde o Luvissolo Crômico por ser mais argiloso, mais denso e melhor estruturado (maior estabilidade dos agregados), oferece maior resistência a erosão do que o Neossolo Regolítico, que por sua vez é mais arenoso, menos denso e menos estruturado (menor estabilidade dos agregados).

Os dados coletados nessa pesquisa são inferiores quando comparados aos dados médios encontrados por Albuquerque, Lombardi Neto e Srinivasan (2001), Santos, Silva e Srinivasan (2007) e Xavier et al. (2016), todavia, lembra-se que os valores de pluviosidade desses estudos são bem superiores ao desse trabalho, e dessa maneira vêm a interferir nos resultados obtidos, tanto para as taxas de escoamento superficial, como para as taxas de erosão.

4. Considerações Finais

De acordo com os valores obtidos, é possível inferir que mesmo as parcelas sobre o Luvissolo Crômico, contando com as maiores taxas de escoamento, mostrou-se mais resistente a dinâmica erosiva, do que as parcelas sobre o Neossolo Regolítico. As parcelas sobre o Neossolo Regolítico apresentaram taxas de escoamento inferiores, porém evidenciou sua maior susceptibilidade a erosão em relação ao Luvissolo Crômico, mesmo com uso, cobertura vegetal e manejo semelhantes.

Sendo assim, os resultados alcançados nessa pesquisa são de grande relevância para a compreensão do universo dos processos erosivos e de seus agentes controladores, em ambientes semiáridos, mesmo em um relevo suave as taxas de erosão foram significativas em apenas 10 meses de mensuração, e em um ano com pluviosidade abaixo da média histórica.

Entender essa dinâmica *é* essencial, não só para a gestão pública, como também para a sociedade, principalmente aos indivíduos que retiram da terra seu sustento. Os estudos sobre erosão e conservação dos solos proporcionam um melhor entendimento dos impactos que são gerados ao solo, por sua utilização e manejo, buscando meios, técnicas e práticas de minimizar os impactos de sua degradação, além de propor uma utilização sustentável desse elemento fundamental a vida.

Agradecimentos

Os autores agradecem a CAPES pela bolsa de mestrado do primeiro autor, a Universidade Federal da Paraíba – UFPB juntamente com o LAESA (Laboratório de Estudos do Semiárido), a Universidade Estadual da Paraíba – UEPB juntamente com o GEGHAT (Grupo de Estudos Geomorfológicos e Hidrológicos em Ambientes Tropicais) e a Universidade Federal de Viçosa – UFV, por apoiarem o desenvolvimento dessa pesquisa.

Referências

ALBUQUERQUE, A. W.; LOMBARDI NETO, F. e SRINIVASAN, V. S. Efeitos do desmatamento da caatinga sobre as perdas de solo e água de um luvissolo em Sumé (PB). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 25. 2001, p. 121-128.

BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. **Conservação do Solo**. 5ª ed. São Paulo; Ícone, 2005. 355 p.

BLAIKIE, P. **The political economy of soil erosion in developing countries**. Longman Group Limited, Nova York, 1985, 188 p.

BRADY, Nyle C. WEIL, Ray R. **Elementos da natureza e propriedades dos solos**. Tradução técnica; Igo Fernando Lepsch. 3ª ed. Porto Alegre: Bookman, 2013. 686 p.

BRASIL. **Levantamento Exploratório/Reconhecimento de Solos do Estado da Paraíba.** Rio de Janeiro: SUDENE, 1972.

COELHO NETTO, A. L. Hidrologia de encosta na interface com a geomorfologia. In: **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. (Orgs.) GUERRA A. J. T. e CUNHA S. B., Editora. Bertrand Brasil, 1994, p. 93-148.

CORRÊA, A. C. B.; TAVARES, B. A. C.; MONTEIRO, K. A.; CAVALCANTI, L. C. S.; LIRA, D. R. Megageomorfologia e morfoestrutura do planalto da Borborema. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, 31 (1/2), 2010, p. 35-52.

CPRM. – Serviço Geológico do Brasil. **Projeto cadastro de fontes de abastecimentos por água subterrânea. Diagnóstico do município de Gurjão, Estado da Paraíba**. (Org.) MASCARENHAS, J.C.; BELTRÃO, B.A.; SOUZA JUNIOR, L.C.; MORAIS, F.; MENDES, V.A.; MIRANDA, J.L.F. Recife: CPRM/PRODEEM, 2005, 10 p. e anexos.

DCA – Departamento de Ciências Atmosféricas. **Precipitação Mensal do Estado da Paraíba: 1911/1990**. Universidade Federal de Campina Grande - http://www.dca.ufcg.edu.br/clima/chuvapb.htm: Acessado em novembro de 2020.

FAO. **Soil erosion: the greatest challenge to sustainable soil management**. Rome, 2019, 100 p.

GOUDIE, A. S. The global geomorphological future**. Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbände** 79: 1990, p. 51-62.

GUERRA, A. J. T. Experimentos e monitoramentos em erosão dos solos. **Revista do Departamento de Geografia**, 16, 2005, p. 32-37.

GUERRA, A. J. T. Processos erosivos nas encostas. In: **Geomorfologia uma atualização de bases e conceitos**, GUERRA e CUNHA (Orgs.). Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, 1994, p. 149-209.

KERR, J. The economics of soil degradation: from national policy to farmer's field. In: Penning de Vries, F., F., Agus and J. Kerr (eds.) **soil erosion at multiple scales: principles and methods for assessing causes and impacts**. Bangkok: IBSRAM, 1998.

MAFRA, N. M. C. Erosão e planificação de uso do solo. In: **Erosão e conservação dos solos**. GUERRA *et al.* (orgs.) Rio de Janeiro, 1999, p. 301-322

MARTÍNEZ-MENA, M.; CARRILLO-LÓPEZA, E.; BOIX-FAYOS, C.; ALMAGRO, M.; GRACÍA FRANCO, N.; DÍAZ-PEREIRA, E.; MONTOYA, I.; VENTEA, J. Long-term effectiveness of sustainable land management practices to control runoff, soil erosion, and nutrient loss and the role of rainfall intensity in Mediterranean rainfed agroecosystems. **Catena**, v. 187, Stoten: 104352, 2020, p. 13.

MONTGOMERY, D. R. **Dirt: The Erosion of Civilizations**. Berkeley, CA: University of California Press, 2007, 296 p.

MORGAN, R. P. C. **Soil erosion and conservation**. Blackwell Publishing Ltd, Ed. 3ª. 2005, p. 304

POESEN, J. Soil erosion in the Anthropocene: Research needs. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 43, 2018, p. 64-84.

SANTOS, C. A. G., SILVA, R. M.; SRINIVASAN, V. S. Análise das perdas de água e solo em diferentes coberturas superficiais

no semiárido da Paraíba. **OKARA**: Geografia em debate, v.1, n.1, 2007, p. 16-32.

SEABRA, V. S., XAVIER, R. A.; DAMASCENO, J.; DORNELLAS, P. C. Análise das mudanças de uso e cobertura da terra na bacia do rio Taperoá-PB entre os anos de 1990 e 2009. **Anais XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, João Pessoa-PB, INPE, Brasil, 2015.

SEABRA, V. S., XAVIER, R. A.; DAMASCENO, J.; DORNELLAS, P. C. Mapeamento do Uso e Cobertura do Solo da Bacia do Rio Taperoá: Região Semiárida do Estado da Paraíba. **Revista Caminhos de Geografia**, Uberlândia. V.15, n.50, ISSN 1678-6343. 2014, p. 127-137.

SILVA, J. M. C.; LEAL, I. R.; TABARELLI, M. **Caatinga: The Largest Tropical Dry Forest Region in South America**. Springer International Publishing AG, 2017, 482 p.

SOUZA, B. I.; SILANS, A. M. B. P.; SANTOS, J. B. Contribuição ao estudo da desertificação na Bacia do Taperoá. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.8, n.2-3, 2004.

XAVIER, R. A.; SANTOS, I. M.; DAMASCENO, J.; DORNELLAS, P. C.; BORGES NETO, I. O. Processos erosivos superficiais no município de Juazeirinho, Região Semiárida da Paraíba. **Revista do REGNE**, Volume 2, Número Especial: III Simpósio de Geografia Física do Nordeste – Caicó-RN, 2016, p. 113-122.

VANWALLEGHEM, T. **Soil Erosion and Conservation**. John Wiley & Sons, 2017, p. 1-10.

WANG, X.; ZHAO, X.; ZHANG, Z.; YI, L.; ZUO, L.; WEN, Q.; LIU, F.; XU, J.; HU, S. e LIU, B. Assessment of soil erosion change and its relationships with land use/cover change in China from the end of the 1980s to 2010. **Catena**, Amsterdam, v. 137, n. 3, 2016, p. 256-268.

ZACHAR, D. **Soil Erosion**. Developments in soil Science 10. Amsterdam: Elsevier. 1982, 548 p.

REARRANJOS DE DRENAGEM NO ALTO RIO DAS VELHAS - O CASO DO RIO MARACUJÁ E DOS RIBEIRÕES DO MANGO E DO FUNIL

Daniel Machado Facury
Universidade Federal de Minas Gerais
Av. Pres. Antônio Carlos, 6627 - Pampulha, Belo Horizonte - MG, 31270-901
E-mail: danielfacury@gmail.com
Catharina de Oliveira Maia
Universidade Federal de Minas Gerais
Av. Pres. Antônio Carlos, 6627 - Pampulha, Belo Horizonte - MG, 31270-901
E-mail: catharinaolm@gmail.com
Gabriel Lucas Vieira Lázaro
Universidade Federal de Minas Gerais
Av. Pres. Antônio Carlos, 6627 - Pampulha, Belo Horizonte - MG, 31270-901
E-mail: vilazaro@ufmg.br
Ana Carolina Mayrinck Braga de Moura
Universidade Federal de Minas Gerais
Av. Pres. Antônio Carlos, 6627 - Pampulha, Belo Horizonte - MG, 31270-901
E-mail: carolmayrinck@gmail.com
Luiz Fernando de Paula Barros
Universidade Federal de Minas Gerais
Av. Pres. Antônio Carlos, 6627 - Pampulha, Belo Horizonte - MG, 31270-901
E-mail: luizbarros@ufmg.br
Antônio Pereira Magalhães Júnior
Universidade Federal de Minas Gerais
Av. Pres. Antônio Carlos, 6627 - Pampulha, Belo Horizonte - MG, 31270-901
E-mail: antonio.magalhaes.ufmg@gmail.com

Resumo

Os reordenamentos de drenagem são importantes processos de evolução do modelado terrestre, sendo que diversas formas podem ser indicadoras da sua ocorrência. Este trabalho tem como objetivo levantar e discutir as evidências de um possível rearranjo de drenagem na área de interflúvio das bacias do rio Maracujá e dos ribeirões do Mango e do Funil, no Quadrilátero Ferrífero. Para isso, foram utilizados perfis topográficos-geológicos, análises de lineamentos estruturais e anomalias de drenagem, além da pesquisa e levantamento em campo. Foi possível indicar que as cabeceiras de drenagem das bacias do ribeirão do Mango e do Funil estão avançando sobre a bacia do rio Maracujá, capturando e decapitando áreas desta bacia. Esse processo de reordenamento está relacionado principalmente com níveis de base locais condicionados pela complexa litologia da área, que fazem com que cada bacia responda de forma diversa aos inputs de energia na área, implicando em anomalias na atual rede de drenagem da área.

Palavras-chave: Captura Fluvial; Quadrilátero Ferrífero; Geomorfologia Fluvial.

1. Introdução

As cabeceiras de drenagem podem evoluir por meio de diferentes processos de rearranjo de drenagem (capturas, desvios e decapitação) associados a diversas condicionantes climáticas, geológicas e geomorfológicas – como alterações de nível de base, controle estrutural e atividade (neo)tectônica. As transformações das zonas de cabeceiras por rearranjos de drenagem podem gerar importantes modificações na morfodinâmica do relevo, envolvendo alterações no fornecimento de sedimentos, nas vazões das nascentes e cursos d´água e na intensidade dos processos erosivos e sedimentares. O estudo das conexões entre rearranjos da rede de drenagem e evolução das cabeceiras pode trazer, portanto, importantes contribuições para o entendimento da evolução do modelado.

As evidências de rearranjos da rede de drenagem usualmente estão associadas a aspectos morfológicos como a geometria dos cursos d´água, a presença de cotovelos (mudanças abruptas de direção), bem como registros sedimentares associados a paleodrenagens, como terraços fluviais em vales cegos (BISHOP, 1995; TWIDALE, 2004).

No Brasil, evidências de capturas fluviais vêm sendo identificadas com certa frequência na literatura, com destaque para as que ocorrem nos degraus topográficos entre as grandes bacias do Sudeste brasileiro: rios Paraíba do Sul, Doce, Grande, Paraná e São Francisco (AB'SABER, 1957; OLIVEIRA, 2012; CHEREM *et al*., 2013; REZENDE *et al*., 2013; MARENT; VALADÃO, 2019; PAIXÃO *et al*., 2020). Nesses casos, as cabeceiras do degrau topograficamente inferior têm, geralmente, mais energia erosiva que as do degrau superior, capturando a drenagem deste último.

O Quadrilátero Ferrífero é um compartimento geológico complexo, com rica diversidade litoestrutural e reconhecida dinâmica tectônica quaternária (MAGALHÃES JÚNIOR; SAADI, 1994; BARROS, 2020) que se refletem na evolução da rede de drenagem (SALGADO, 2006). Nesse sentido, Lavarini *et al*. (2016) apresentam evidências de capturas fluviais controladas por causas neotectônicas e litoestruturais no Sinclinal Moeda, ao analisar as bacias do rio do Peixe e do ribeirão Mata Porcos, enquanto Magalhães Júnior *et al*. (2010) levantam a hipótese de ocorrência de uma captura fluvial envolvendo as bacias do rio Maracujá e do ribeirão do Mango. Visando ampliar e aprofundar esse estudo deste caso, este trabalho busca levantar e discutir as evidências de um possível rearranjo de drenagem na área de interflúvio das bacias do rio Maracujá e dos ribeirões do Mango e do Funil, no Quadrilátero Ferrífero, envolvendo as características das cabeceiras de drenagem.

2. Área de Estudos

As bacias dos ribeirões do Mango e do Funil se encontram no segmento sul do Quadrilátero Ferrífero, no município de Ouro Preto. A bacia do rio Maracujá se encontra entre as duas mencionadas e possui uma pequena porção no município de Itabirito. Todas se inserem na margem esquerda da bacia do Alto rio das Velhas (Figura 1).

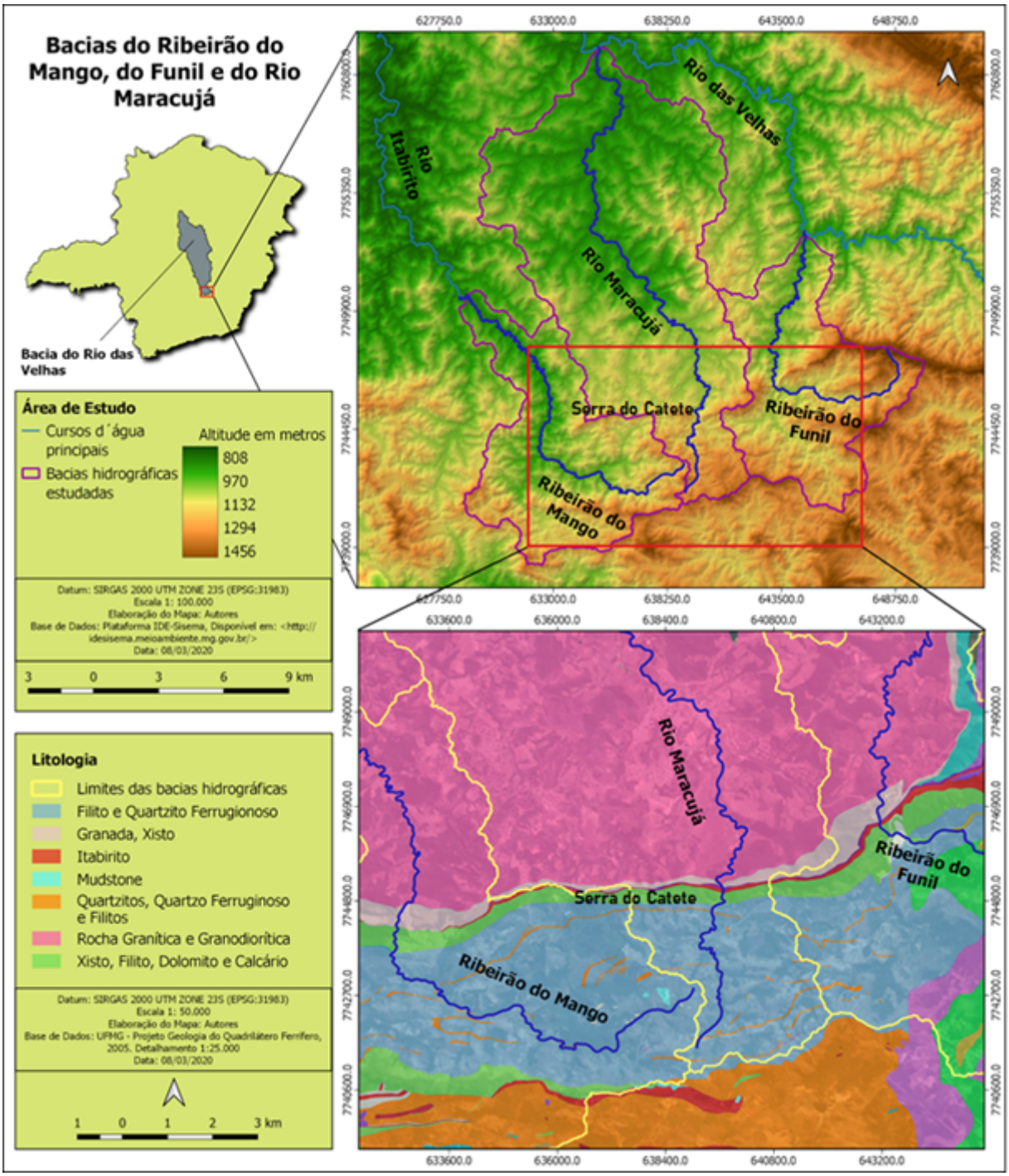


Figura 1: Área de Estudo.
Fonte: Os autores.

Na porção topograficamente superior das bacias predominam rochas dos supergrupos Rio das Velhas e Minas que circundam o Complexo Bação (granitos, gnaisses e migmatitos do embasamento). O Supergrupo Rio das Velhas, que data do Arqueano, é composto por uma sequência vulcano-sedimentar do tipo Greenstone Belt (com destaque para xistos e filitos); o Supergrupo Minas, que data do Paleoproterozóico, é mais restrito e apresenta maior variedade litológica, com ocorrência predominante de rochas metassedimentares como quartzitos e itabiritos (ALKMIM; MARSHAK, 1998).

Como destacam Lana e Castro (2010), no contorno sul dessas bacias se encontra o Sinclinal Dom Bosco (de eixo E-W) e há um complexo de falhas de empurrão que limita o Complexo Bação a E e SE, com vergência para W e NW. Assim, o rio Maracujá e os ribeirões do Mango e do Funil, que de maneira geral, drenam para N, cortam o sinclinal perpendicularmente e precisam vencer a resistência dos diferentes litotipos encontrados no seu flanco N, representado pela Serra do Catete.

As rochas cristalinas friáveis do Complexo Bação condicionam a formação de um relevo de colinas suaves nas porções médias e baixas das três bacias, as quais são marcadas por um espesso manto de alteração (CARVALHO; SOBREIRA, 2016). Nesse sentido, Salgado (2006) destaca que o relevo configurado nessa porção do Quadrilátero se apresenta em evoluído estado de dissecação devido à baixa resistência litológica aos processos de intemperismo e erosão.

Como apontam Barros et al. (2008), a rede de drenagem nas bacias do ribeirão do Mango (direção preferencial SE-NW) e do rio Maracujá (direção preferencial S-N) se instalam ao longo das principais descontinuidades tectônicas do embasamento cristalino. O mesmo ocorre com o ribeirão do Funil (direção preferencial S-N). Como consequência, o relevo sofre expressivo condicionamento litológico e estrutural.

3. Procedimentos Metodológicos

O trabalho partiu da identificação de evidências de rearranjo da rede de drenagem no interflúvio entre as bacias do rio Maracujá e dos ribeirões do Mango e do Funil. Dessa forma, houve a coleta de dados secundários sobre a área de estudo, utilizando um modelo digital de elevação (MDE), disponibilizados pelo United States Geological Survey (USGS), folha SRTM S21 W44 com resolução igual a 1 ARC (USGS, 2019). A partir desse modelo foram desenvolvidos perfis longitudinais para os principais cursos d'água e a extração de lineamentos, baseada na demarcação visual das linhas de drenagem e das cristas serranas sob diferentes sombreamentos do MDE. O software Inkscape foi utilizado para a vetorização dos perfis longitudinais-geológicos. A base de dados para elaboração do mapa litológico da área de estudo e dos perfis longitudinais-geológicos foram retiradas do banco de dados Portal de Geologia, da Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais, folhas Ouro Preto e Casa de Pedra, de detalhamento igual a 1:25.000 (CODEMIG, 2005).

Foi utilizada a base de dados disponível pela plataforma IDE-SISEMA (MINAS GERAIS, 2019) para elaboração do mapa de localização e do mapa de anomalias de drenagem. O modelo e o mapa de lineamentos estruturais foram desenvolvidos no aplicativo de sistema de informações geográficas (SIG) ArcMap na versão 10.5.1; e os perfis e demais mapas foram desenvolvidos no software de SIG QGIS na versão 3.10, o qual também disponibilizou as imagens de satélite viabilizadas pelo OpenStreetMap.

Dessa forma, em um segundo momento, houve o cruzamento de dados dos perfis desenvolvidos com os mapas elaborados a fim de identificar potenciais evidências de rearranjo da rede de drenagem no interflúvio das bacias. O mapa da rede drenagem possibilitou a identificação de diferentes anomalias fluviais, como cotovelos ou cursos d'água rigorosamente retilíneos. Por sua vez, o mapa de lineamentos possibilitou a identificação de estruturas que condicionam a organização da rede de drenagem, resultando na elaboração do mapa de densidade de lineamentos estruturais nas bacias estudadas, viabilizada pela utilização da ferramenta kernel density disponível no aplicativo de SIG ArcMap na versão 10.5.1.

Por fim, o cruzamento dessas informações permitiu a identificação de locais de interesse para visita de campo, a qual foi realizada em 05/10/2019. Em um último momento, buscou-se dialogar com a literatura científica sobre os resultados obtidos, utilizando-se o Portal de Periódicos da Capes e da ferramenta de busca do Google Acadêmico.

4. Resultados e Discussões

A bacia do rio Maracujá apresenta uma geometria anômala: é mais larga nas áreas mais baixas e médias, enquanto apresenta um estreitamento nítido na área mais alta, a montante da Serra do Catete. Esse formato anômalo sugere que as áreas altas (a montante da Serra do Catete) das bacias dos ribeirões do Funil e do Mango avançaram e ainda estão avançando sobre as áreas altas das bacia do rio Maracujá sendo esse avanço limitado a norte pela Serra do Catete que intercepta as três bacias no sentido leste-oeste (Fig. 1). Discutiremos, ao longo do texto, algumas evidências para esse reordenamento da rede de drenagem entre as bacias em estudo.

A comparação entre os perfis longitudinais dos cursos d'água (Figura 2) demonstra a grande diferença dos gradientes altimétricos entre os cursos d'água e o nível de base regional, o rio das Velhas: cerca de 600 m para o ribeirão do Funil, cerca de 400 m para o rio Maracujá e cerca de 500 m para o ribeirão do Mango. Esse último é afluente do rio Itabirito, que por sua vez deságua no rio das Velhas a jusante de um importante knickpoint. Por isso, é notável que o rio Itabirito flui, no trecho entre 3 e 23 km antes da confluência com o Rio das Velhas, em cotas de altitudes mais baixas se comparadas às cotas de altitude no mesmo trecho de seu coletor, fato que evidencia as suas altas taxas de incisão (Fig. 2A).

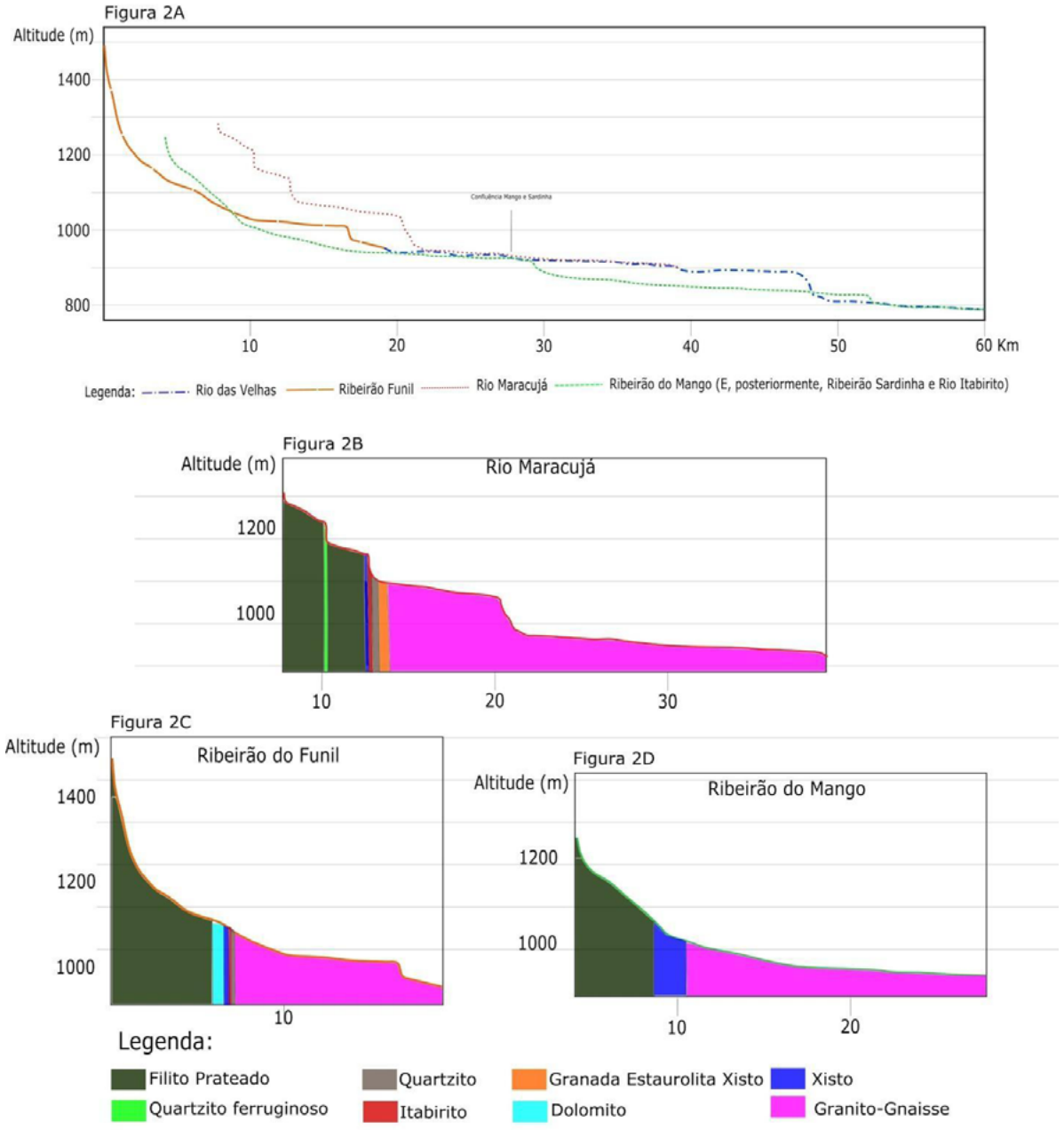


Figura 2: A) Figura comparativa dos perfis longitudinais dos ribeirões do Mango e do Funil, e do Rio Maracujá; B); C); D) Perfís Longitudinais-Geológicos do rio Maracujá, do ribeirão do Funil e do ribeirão do Mango, respectivamente.
Fonte: Os autores.

Uma das possíveis condicionantes da dinâmica da rede de drenagem dessas bacias é a litologia (Fig. 1 e 2). As três bacias são compostas por diversos tipos de rocha e, por isso, são configuradas pela erosão diferencial ao longo de sua extensão. Mango e Funil são duas bacias com contextos litológicos bastante parecidos: a porção superior apresenta predomínio de filitos e xistos das formações Sabará, Barreiro e Cercadinho (Grupo Piracicaba), do Supergrupo Minas. Um trecho de grande declividade se apresenta no local em que esses cursos d'água atravessam a borda do Sinclinal Dom Bosco, em locais que rochas mais tenras, como dolomitos e xistos afloram, apesar da presença de pequenos afloramentos de rochas resistentes como quartzitos e itabiritos. Logo a jusante da borda da Sinclinal, essas duas bacias apresentam substrato de rochas do Complexo Bação, mais tenras.

Quanto à bacia do rio Maracujá, a composição litológica é bastante semelhante à das demais, mas tendo, contudo, elementos que podem justificar a dinâmica mais lenta de seu encaixamento: soleiras geomorfológicas em lentes quartzíticas (Fig. 2B) que formam níveis de base locais que "freiam" a dissecação, modelando, portanto, um relevo de menor gradiente. Outro fator ainda mais importante é que, ao atravessar a borda da Sinclinal Dom Bosco, o rio Maracujá passa por litologias mais resistentes (itabiritos e quartzitos), formando um knickpoint mais expressivo no perfil longitudinal em relação aos demais na sua passagem pela transição do Supergrupo Rio das Velhas para o Complexo Bação (Fig. 2B). Além dela, um expressivo knickpoint formado no interior do Complexo do Bação também representa um importante controle estrutural, limitando a propagação de possíveis inputs de energia para as áreas mais a montante dessa bacia.

Em escala de maior detalhe, os ribeirões do Mango e do Funil apresentam, ao atravessarem a borda do Sinclinal Dom Bosco, substrato de rochas mais tenras, como dolomitos e xistos (com taxas denudacionais de 6,84 +- 0,85 m Ma-Δ), que sofrem maiores taxas de erosão que os itabiritos e quartzitos (2,85 +- 0,26 m Ma-Δ) que afloram no vale do rio Maracujá (VARAJÃO et al., 2009). Logo, as drenagens daquelas bacias apresentam maior incisão vertical, contribuindo também de forma mais efetiva para a erosão regressiva em direção às cabeceiras.

As figuras 3A e B apresentam os lineamentos litoestruturais e a densidade dessas estruturas nas bacias estudadas. Verifica-se uma grande concentração de estruturas na porção superior das bacias, o que deve estar associado aos esforços compressivos que tais compartimentos foram submetidos em ciclos tectônicos antigos e que, inclusive, formaram o Sinclinal Dom Bosco (a sua borda norte está exposta nesta área). Além disso, percebe-se que a direção preferencial dos lineamentos (leste-oeste) coincide comumente com a direção da rede de drenagem.

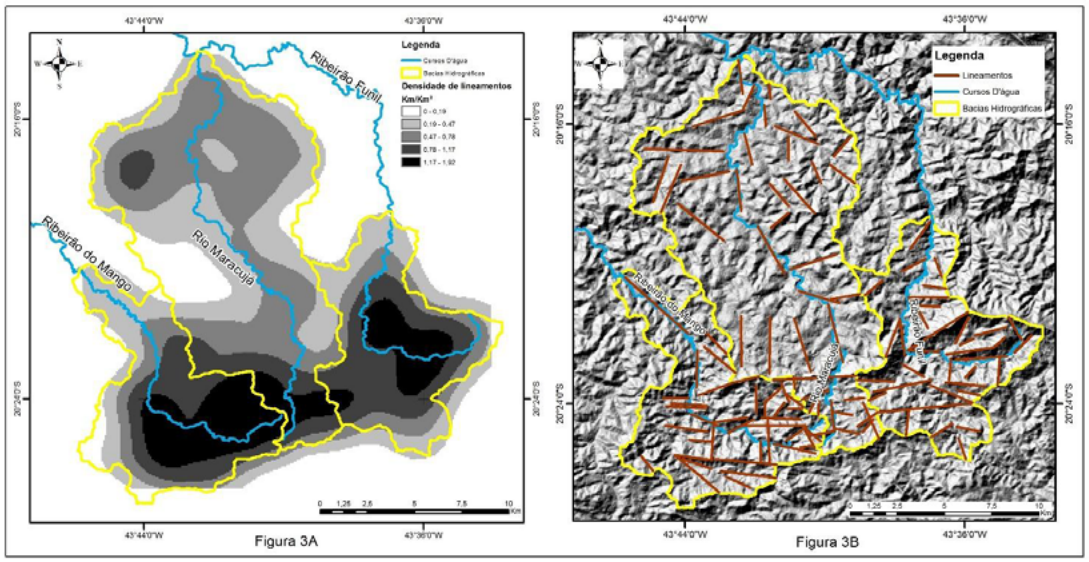


Figura 3: A) Lineamentos estruturais nas bacias estudadas. B) Densidade Kernel para os Lineamentos Estruturais nas bacias estudadas.
Fonte: Os autores.

Cotovelos de drenagem se constituem em importantes evidências visuais de possíveis rearranjos de drenagem. A Figura 4 mostra algumas anomalias da rede de drenagem na área. Verifica-se que os ribeirões do Mango e do Funil alteram abruptamente o seu curso de leste-oeste e oeste-leste para sul-norte, indicando que as cabeceiras evoluíram em direção à bacia do rio Maracujá. Não foram encontradas evidências sedimentares ou morfológicas, mas o comum direciona-

mento de vários cursos d'água denunciam pretéritos rearranjos de drenagem na área, com uma tendência aparente da bacia do rio Maracujá estar perdendo área para as bacias contíguas, apontada também pela anômala geometria da bacia do rio Maracujá, apontada acima.

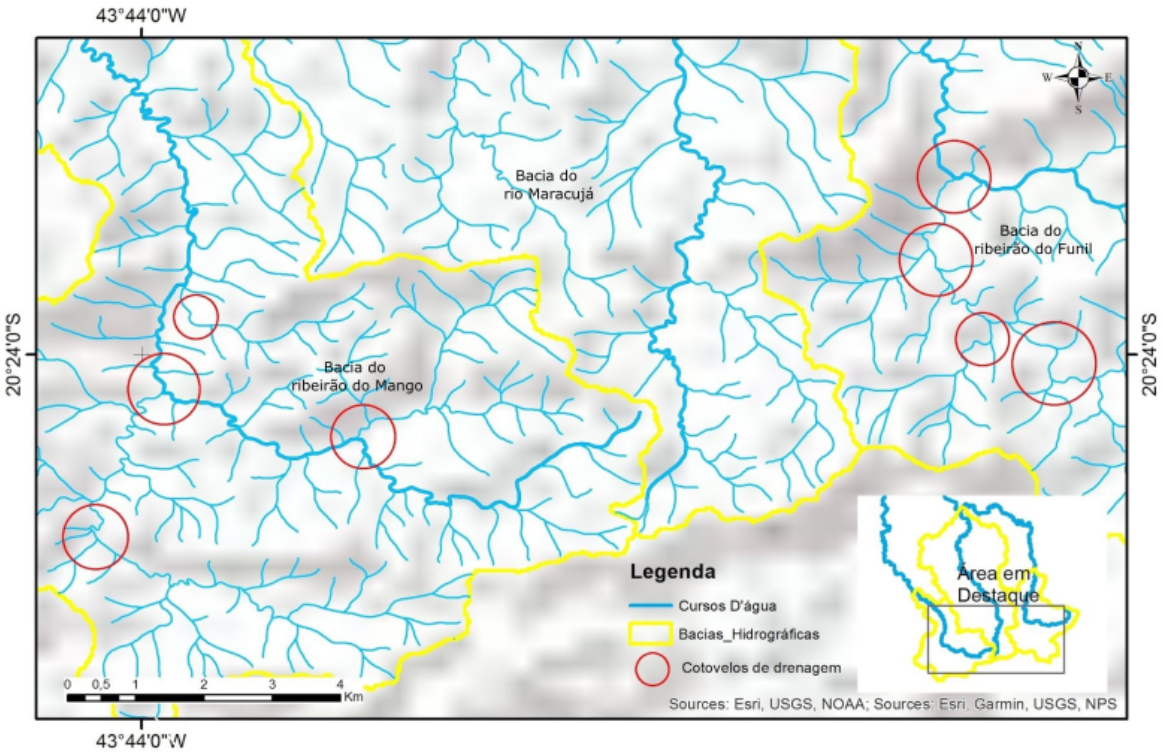


Figura 4: Anomalias de drenagem nas bacias estudadas.
Fonte: Os autores.

Magalhães Jr. et al. (2010) apontaram a possibilidade de ocorrência em curso de captura fluvial na zona dos atuais divisores hidrográficos da bacia do ribeirão do Mango, curso capturador, e do rio Maracujá, curso capturado, sendo que algumas vertentes que anteriormente pertenciam a essa última, agora vertem para a bacia do Mango. No entanto, as linhas de talvegue do Mango não atingiram a rede de drenagem do Maracujá, caracterizando a situação de uma decapitação, em que as linhas de drenagem não são preservadas (BISHOP, 1995).

A Figura 5 demonstra duas hipóteses do processo de reordenamento da rede de drenagem na área. A Figura 5B representa um momento pré-reordenamento. A Figura 5C sugere que uma drenagem do ribeirão do Mango chegou a interceptar a antiga drenagem do rio Maracujá, capturando sua área a montante e deixando um vale cego, formado pela paleodrenagem do rio em questão. No entanto, as pressões antrópicas sobre a área fizeram com que ocorresse uma reconstrução do divisor hidrográfico antigo entre as bacias do rio Maracujá e do ribeirão do Mango, levando a reativação da drenagem do rio Maracujá no momento atual, representado na Figura 5D. A intervenção antrópica teria como interesse o direcionamento de fluxos de água para a bacia do rio Maracujá, localizada em drenagens de declividade muito menor, o que facilitaria a a lavra de minerais, especialmente Topázio, por garimpeiros na área. A reconstituição do divisor hidrográfico entre as bacias pode ser sugerida pela abrupta diferença de granulometria e cor dos materiais de cada margem da drenagem da bacia do ribeirão do Mango, apresentada na Figura 5E, o que pode indicar a remobilização deste material, que veio a ser erodido atualmente por esta drenagem natural.

A outra hipótese possível é de uma decapitação da bacia do rio Maracujá pela bacia do ribeirão do Mango. Nesse caso, não ocorreria a captura da rede de drenagem do rio Maracujá pelo Mango (Figura 5C), sendo que o estado atual, representado na Figura 5D, seria resultado do avanço da linha de drenagem do Mango sobre a bacia do Maracujá, sem a interceptação na rede de drenagem. A presente hipótese não considera possível a restituição atual do divisor hidrográfico entre as bacias (Figura 5B).

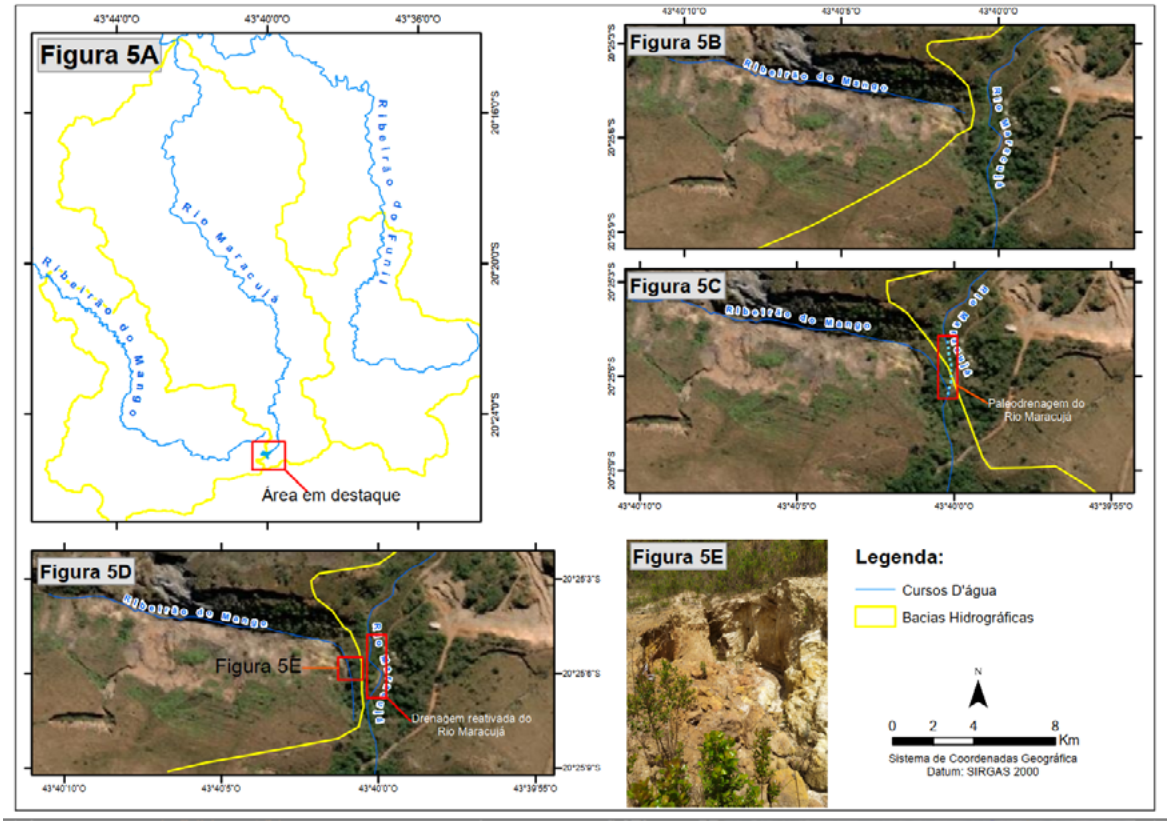


Figura 5. A) Representação das bacias na área em destaque. B) Disposição das linhas de drenagem e do divisor hidrográfico no momento pré-reordenamento pela drenagem da Bacia do Mango. C) Disposição das linhas de drenagem e do divisor hidrográfico no momento pós-captura pela drenagem da Bacia do Mango. D) Disposição das linhas de drenagem e do divisor hidrográfico atualmente. E) Diferença de materiais nas duas margens da linha de drenagem da Bacia do Mango. Fonte: Os autores.

De toda forma, atualmente se encontra um divisor hidrográfico entre as linhas de talvegue do ribeirão do Mango e do rio Maracujá que apresenta menos de 10 metros de extensão e 2 metros de altura, sendo um divisor muito rebaixado. Em campo, foi possível perceber a grande alteração antrópica da área, causada principalmente pela exploração de topázio, a qual necessita do revolvimento de mantos de intemperismo (Fig. 5D). Esses processos levam ao aumento da carga de sedimentos nos cursos d'água e situações de assoreamento.

Magalhães Jr. et al. (2012) também sugerem a possibilidade de diminuição da competência do rio Maracujá ao longo do Quaternário refletida na diminuição da granulometria de seixos encontrados em níveis deposicionais. Isso, aliado à presença de planícies embutidas, pode indicar a diminuição da vazão do rio Maracujá por processos de rearranjos da rede de drenagem na área. Por outro lado, a variável antrópica (utilização das águas fluviais e intensificação dos processos erosivos) deve ser considerada na possibilidade da redução das vazões e da energia dos fluxos.

O Quadrilátero Ferrífero é reconhecidamente um compartimento sujeito a reativações tectônicas ao longo do Quaternário (BACELLAR, 2000; MAGALHÃES JÚNIOR; SAADI, 1994). O soerguimento epirogenético generalizado da área é acompanhado por movimentos diferenciais de blocos, o que gera inputs de energia para os cursos d'água e favorece a incisão vertical da rede de drenagem. No caso dos cursos d´água investigados, esses inputs de energia foram controlados por níveis de base locais materializados em litologias mais resistentes. Esses níveis de base diferenciam a incisão vertical na área e favorecem um constante rearranjo de drenagem, ocasionando a geometria anômala das bacias em estudo. Procurou-se, ao longo deste trabalho, demonstrar algumas evidências da ocorrência desses rearranjos de drenagem.

Todos os três cursos d'água principais atravessam a borda norte do Sinclinal Dom Bosco, porém, em diferentes substratos litológicos. Os ribeirões do Mango e do Funil atravessam litologias mais tenras – xistos e dolomitos; enquanto o rio Maracujá atravessa litologias mais resistentes – quartzitos e itabiritos. Dessa forma, importantes knickpoints se formam ao longo do curso do rio Maracujá, atuando como níveis de base locais que controlam os processos erosivos a montante da borda norte da Sinclinal (Fig. 2B). Isso é comprovado pela diferença de altitude em que o rio Maracujá atravessa essa elevação, além da diferença no grau de abertura da garganta epigenética ali formada em relação aos outros cursos d'água.

Sendo assim, os ribeirões do Mango e do Funil tiveram importantes inputs de energia ao longo do Quaternário, que se refletiram no entalhamento dos vales fluviais e na retração das cabeceiras de drenagem. O rio Maracujá, por sua vez, não consegue converter os inputs de energia em entalhamento, apresentando menor competência que suas bacias vizinhas, o que é causado provavelmente pelas grandes rupturas de declive pelas quais o rio atravessa. As redes de drenagem dos ribeirões do Mango e do Funil aproveitam diversos lineamentos estruturais de sentido E-W, avançando sobre as áreas mais altas da bacia do rio Maracujá, sendo possível identificar evidências de rearranjos de drenagem a partir da geometria da rede de drenagem e do formato das próprias bacias. Em função da diferença de potencial erosivo, o ribeirão do Mango parece estar avançando sobre a bacia do rio Maracujá, decapitando (ou capturando, como demonstrado) parte do mesmo.

5. Considerações Finais

Não foram encontradas evidências morfológicas de reordenamento da drenagem, como vales-cegos ou vales de tamanho desproporcional em relação ao curso d'água. No entanto, o cruzamento de informações de anomalias da drenagem, a possível decapitação em andamento, facilmente inferida em campo, as características de níveis deposicionais recentes (embutidos em depósitos pretéritos e com seixos de menor tamanho se comparados à depósitos mais antigos) e as evidências de atividade neotectônica indicam o potencial de ocorrência de reordenamentos da rede de drenagem na evolução do modelado da área.

No caso do possível processo de reordenamento em curso, é possível que o ribeirão do Mango tenha efetivamente capturado duas cabeceiras de drenagem de afluentes do rio Maracujá, mas, por interesses da atividade minerária no local, o curso capturante pode ter sido desviado novamente para a bacia do rio Maracujá, conferindo, assim, uma restituição do canal ao seu antigo trecho. Por outro lado, o processo pode estar restrito à uma decapitação em curso, sem a interceptação na rede de drenagem.

O trabalho traz informações auxiliares para o estudo de possíveis processos de reordenamento da rede de drenagem no Quadrilátero Ferrífero e futuras pesquisas darão continuidade às investigações para o aprofundamento do levantamento de evidências.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao CNPq pela bolsa de pesquisa e ao grupo de pesquisa RIVUS – Geomorfologia e Recursos Hídricos.

Referências

AB'SABER, A. O problema das conexões antigas e da separação da drenagem do Paraíba e do Tiete. **Boletim Paulista de Geografia,** São Paulo, v. 26, p. 38-49, 1957.

ALKMIM, F.F. & MARSHAK, S. 1998. Transamazonian orogeny in the southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. **Precambrian Research,** [S.l.]**,** v. 90, p. 29-58, 1998.

BARROS, L. F. P. ; MAGALHÃES JR., A. P. Late quaternary landscape evolution in the Atlantic Plateau (Brazilian highlands): Tectonic and climatic implications of fluvial archives. **EARTH-SCIENCE REVIEWS** , v. 207, p. 103228, 2020.

BARROS, L. F. P.; RAPOSO, A. A.; RAPOSO, A. A.; OLIVEIRA, L. A. F.; CHEREM, L. F. S.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P. Análise comparativa entre os eventos deposicionais fluviais cenozóicos nos vales do Rio Maracujá e Ribeirão do Mango - Quadrilátero Ferrífero/MG**.** In: Simpósio Nacional de Geomorfologia, 7., 2008, Belo Horizonte. **Anais [...]**. Belo Horizonte: UFMG, 2008.

BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography**, [S.l.], v. 19, n. 4, p. 449-473, 1995.

CARVALHO, T. R. R.; SOBREIRA, F. G. Suscetibilidade a processos geodinâmicos e aptidão à urbanização na bacia do Rio Maracujá, Ouro Preto, MG. **Revista Brasileira de Cartografia**, Rio de Janeiro, v. 68, n. 2, p. 373-389, 2016.

CHEREM, L. F. P. ; VARAJÃO, C. A. C.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; VARAJÃO, A. F. D. C.; SALGADO, A. A. R.; OLIVEIRA, L. A. F.; BERTOLINI, W. Z. O papel das capturas fluviais na morfodinâmica das bordas interplanálticas do sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [S.l.], v.14, n.4, p.299-308, (Out-Dez) 2013.

CODEMIG - COMPANHIA DE DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO DE MINAS GERAIS. **Portal da Geologia** - Projeto Quadrilátero Ferrífero. 2005. Disponível em: http://www.portalgeologia.com.br/index.php/mapa/ Acesso em: 10/01/2021.

IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Manual Técnico de Geomorfologia**. 2a ed. Rio de Janeiro, 2009. Disponível em: <https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/livros/liv66620.pdf>. Acesso em 20/10/2020.

LANA, C. E.; CASTRO, P. T. M. Variabilidade morfológica em níveis de base do Rio Maracujá (Quadrilátero Ferrífero - MG): Influências litológicas, estruturais e de reativações cenozóicas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [S.l.], v. 11, n. 1, p. 21-30, 2010.

LAVARINI, C.; MAGALHAES JÚNIOR, A. P.; OLIVEIRA, F. S.; CARVALHO, A. Neotectônica, capturas fluviais e evolução do relevo nas terras altas do SE do Brasil. **Mercator (Fortaleza)**, Fortaleza, v. 15, n.4, p. 95-119, 2016.

MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; SAADI, A. Ritmos da Dinâmica Fluvial Neo-Cenozóica Controlados por Soerguimento Regional e Falhamento: O Vale do Rio das Velhas na Região de Belo Horizonte, Minas Gerais, Brasil. **Geonomos**, Belo Horizonte-MG, v. 2, n. 1, p. 42-54, 1994.

MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. P.; RAPOSO, A. A.; CHEREM, L. F. S. Eventos deposicionais fluviais quaternários e dinâmica recente do vale do Rio Maracujá – Quadrilátero Ferrífero/MG. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 3, p. 78-86, 2010.

MAGALHÃES JÚNIOR, A. P. ; BARROS, L. F. P. ; RAPOSO, A. A.; CHEREM, L. F. S. Dinâmica Fluvial Quaternária do Rio Maracujá, Quadrilátero Ferrífero (MG). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [S.l], v. 13, n. 1, p. 3-14, 2012.

MARENT, B. R.; VALADÃO, R. C. Contribuição aos estudos da evolução da escarpa entre as bacias hidrográficas dos rios Doce e Paraíba do Sul, na Serra da Mantiqueira-MG--Brasil. **Geousp – Espaço e Tempo (Online)**, v. 23, n. 2, p. 417-434, 2019.

MINAS GERAIS - SISEMA. **Infraestrutura de Dados Espaciais do Sistema Estadual de Meio Ambiente e Recursos Hídricos**. Belo Horizonte: IDE-Sisema, 2019. Disponível em: idesisema.meioambiente.mg.gov.br. Acesso em: 20/11/2020.

OLIVEIRA, L.A.F. **A dinâmica fluvial quaternária e a configuração do modelado do relevo no contato entre a Depressão do Rio Pomba e o Planalto de Campos das Vertentes – Zona da Mata de Minas Gerais**. 2012. 226 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, UFMG, Belo Horizonte, 2012.

PAIXÃO, R. W.; SALGADO, A. A. R.; FREITAS, M. M.; ALMEIDA, J. C. H. Possibilidade de endorreísmo e capturas fluviais na morfogênese da bacia do rio Paraíba do Sul. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 21, n. 4, p. 821-834, 2020.

SALGADO, A.A.R. **Estudo da Evolução do Quadrilátero Ferrífero, MG-Brasil, através da quantificação de processos erosivos desnudacionais.** 2006. 125 f. Tese (Doutorado em Evolução Crustal e Recursos Naturais) – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais, 2006.,

TWIDALE, C. R. River patterns and their meaning. **Earth-Science Reviews**, v. 67, p. 159–218, 2004.

USGS - United States Geological Services. **Earth Explorer**. Disponível em https://earthexplorer.usgs.gov/ Acesso em out. 2019.

VARAJÃO, C.A.C. ; SALGADO, A. A. R.; VARAJÃO, A. F. D. C.; BRAUCHER, R.; COLIN, F.; NALINI JR., H. A. Estudo da evolução da paisagem do quadrilátero ferrífero (Minas Gerais, Brasil) por meio da mensuração das taxas de erosão (10be) e da pedogênese**. Rev. Bras. Ciênc. Solo** [online], v. 33, n. 5, p. 1409-1425, 2009.

RECONHECIMENTO E CLASSIFICAÇÃO DE ÁREAS ÚMIDAS NA BACIA DO CÓRREGO IGREJINHA, JUIZ DE FORA – MG

Isabel Patrícia Martins Baêta Guimarães
Universidade Federal de Juiz de Fora
Rua José Lourenço Kelmer, s/n - São Pedro, Juiz de Fora - MG, 36036-900
E-mail: isabel.martins@ich.ufjf.br
Rogério Rodrigues de Barros
Universidade Federal de Juiz de Fora
Rua José Lourenço Kelmer, s/n - São Pedro, Juiz de Fora - MG, 36036-900
E-mail: rbarros14@outlook.com
Miguel Fernandes Felippe
Universidade Federal de Juiz de Fora
Rua José Lourenço Kelmer, s/n - São Pedro, Juiz de Fora - MG, 36036-900
E-mail: miguel.felippe@ich.ufjf.br

Resumo

As áreas úmidas são sistemas hidrogeomorfológicos de grande importância para a sociedade e para o meio ambiente. Destarte, o presente trabalho objetiva entender a distribuição espacial e a conformação de pequenas áreas úmidas no contexto das paisagens tropicais úmidas do sudeste de Minas Gerais, sendo a bacia do córrego Igrejinha (Juiz de Fora, MG) o espaço amostral. O estudo baseia-se em técnicas de fotointerpretação, validação em campo e classificação, utilizando as metodologias classificatórias de Brinson (1993) e Gomes (2017), adaptadas para as condições locais. O resultado obtido ao aplicar tais métodos ao recorte espacial escolhido foi satisfatório, sendo possível observar correspondências entre eles. No entanto, a metodologia de Gomes (2017) – por assimilar elementos bióticos em sua abordagem – mostrou-se mais adequada para a classificação das áreas úmidas detectadas no ambiente estudado, situado no contexto dos "Mares de Morro" florestados e representativo das típicas paisagens deste domínio e das serras e planaltos do tropical Atlântico sudeste.

Palavras-chave: *Wetlands*, hidrogeomorfologia, classificação, ambientes helocrenos.

1. Introdução

As áreas úmidas (AUs) são sistemas hidrogeomorfológicos saturados por água, encharcados ou alagados de forma permanente ou sazonal. Podem ser consideradas como recursos hídricos que prestam importantes serviços ecossistêmicos por suas variadas funções e utilidades, como a possibilidade da captação de água, recarga de aquíferos e estocagem de água em períodos de enchentes (CUNHA; PIEDADE; JUNK, 2014), servindo também de habitat para diversas espécies de seres vivos, como plantas higrófilas e hidrófitas. Logo, há uma crescente mobilização de pesquisas nessa temática, despertando interesse sobre esses sistemas enquanto objetos de estudo.

A formação das AUs está intrinsecamente ligada às condições geomorfológicas, hidrológicas e climáticas locais, que condicionam processos de acumulação de água, a existência e desenvolvimento de solos hidromórficos e de vegetação adaptada a meios saturados. Além disso, fatores como a litologia, estrutura geológica, tectônica e atividades antrópicas auxiliam a compreender a hidrodinâmica e a sedimentação local. Assim, há elementos, processos e fatores inerentes aos ambientes e das paisagens que se tornam cruciais para o advento de AUs.

Um dos fatores fundamentais para a alimentação e funcionamento das áreas úmidas são os pulsos de inundação, formados através da interação lateral entre os cursos d'água e suas respectivas bacias de drenagem e planícies de inundação, assim como com as águas pluviais (JUNK et al. 1989, apud GOMES, 2017). Os pulsos de inundação são responsáveis pelas oscilações dos níveis de água em áreas úmidas sazonais, sendo um fator condicionante de diversos processos ecológicos.

As águas subsuperficiais também são essenciais para a formação de áreas úmidas, dadas as possíveis ascensões periódicas do nível freático, com o contato hidráulico entre escoamento superficial e o escoamento subsuperficiais, resultando na exfiltração e surgência de água e saturação do solo.

Devido a processos de formação distintos, assim como diversificadas áreas de ocorrência e dinâmicas distintas de entrada/saída de água e energia, as áreas úmidas podem ser classificadas segundo critérios ou metodologias diferentes, baseadas em de atributos biológicos, ecológicos, físicos, químicos, hidrológicos e/ou geomorfológicos, podendo ser divididas em estrutura, função ou utilidade (GOMES, 2017).

Neste trabalho, serão utilizadas as classificações hidrogeormorfológicas de BRINSON (1993) e GOMES (2017), possibilitando a compreensão de formação das áreas úmidas, assim como sua interação com a paisagem. Enquanto a primeira é provavelmente a mais utilizada nos estudos internacionais, a segunda foi delineada a partir de casos reais brasileiros, perfazendo uma realidade mais próxima à área de estudo deste trabalho. Tais classificações – utilizadas à luz de uma perspectiva geográfica – se baseiam sobretudo no contexto geomorfológico, nas fontes de entrada de água e na hidrodinâmica local (BRINSON, 1993).

Sendo assim, a presente pesquisa tem como objetivo geral discutir a ocorrência de áreas úmidas na bacia hidrográfica do Córrego Igrejinha, afluente do Rio Paraibuna (um dos principais afluentes mineiros da bacia do Rio Paraíba do Sul). Tal recorte foi escolhido por apresentar um grande número e diversidade de áreas úmidas, notáveis tanto em campo, quanto em sensores remotos de média resolução espacial.

Os objetivos específicos se tratam de: (a) identificar e classificar as áreas úmidas, de modo a averiguar a adequação das metodologias classificatórias utilizadas; (b) discorrer sobre o processo de formação das mesmas e suas interações para os sistemas fluviais adjacentes.

Desta forma, busca-se contribuir para os estudos e pesquisa de áreas úmidas na região dos planaltos do centro-sul mineiro, colaborando na investigação de suas características morfológicas e morfodinâmicas, e no estabelecimento de reflexões sobre os critérios hidrogeomorfológicos de caracterização e classificação das áreas úmidas de pequeno porte.

2. Metodologia

Foi realizado um processo de revisão bibliográfica, revisitando as diferentes conceituações, definições e classificações de áreas úmidas segundo diversos autores da temática, com ênfase em Brinson (1993), Cunha, Piedade e Junk (2014) e Gomes (2017). As áreas foram delimitadas após mapeamento prévio realizado através de imagens de satélite provenientes do *software* Google Earth Pro, sendo escolhida como área de estudo a bacia hidrográfica do Córrego Igrejinha, localizada no município de Juiz de Fora/MG.

Foram elaborados mapas de localização, geologia – utilizando dados do IDE-Sisema (2019) – e um mapeamento de declividade feito a partir do modelo digital de terreno gerado pelo sensor LiDAR (curvas de nível com intervalo de 5m), em levantamento realizado pela empresa Esteio S.A, no ano de 2007, a serviço da Prefeitura de Juiz de Fora.

Em seguida, foi realizada a validação de campo dos mapeamentos remotos, sendo definido um conjunto de áreas úmidas a ser visitado, considerando questões de logística, proximidade entre as mesmas e facilidade de acesso. Para efeitos de reconhecimento, a expedição contou com o uso de checklist para apreciação de indicativos da ocorrência de áreas úmidas, contendo as seguintes questões: (a) Contexto geomorfológico – onde se situa a AU em questão? (b) Presença de vegetação higrófila/hidrófita? Qual? (c) Ocorrência visível de solos hidromórficos (incluindo cupinzeiros cinzas e esbranquiçados)? (d) Exfiltração de água? Afloramento de água?

Por observação direta, foi realizado o preenchimento do checklist com a descrição das características gerais das áreas úmidas visitadas e fotografias do contexto ambiental supra-local. Além disso, foram aplicadas as técnicas de Brinson (1993) e de Gomes (2017) adaptadas para a classificação das áreas úmidas locais.

A partir da delimitação realizada, da validação de campo e dos mapeamentos elaborados, foi possível identificar em gabinete características dos contextos ambientais das áreas úmidas validadas em campo, como elevação (em metros), unidade geológica em que se situam (IDE-SISEMA, 2019), influência de estrutura, uso e cobertura da terra, ordem dos cursos d'água (embasada em Strahler (1957)) e a direção de fluxo.

3. Área de estudo

Situada na conjuntura do domínio morfoclimático dos "Mares de Morro" florestados (AB'SABER, 1967), a bacia hidrográfica do Córrego Igrejinha apresenta manifestações florísticas pontuais típicas da classe de Floresta Estacional Semidecidual (IBGE, 1992). Abrange uma pequena fração da área urbana do município, sendo um recorte espacial predominantemente rural, com uso da terra frequentemente correspondente à classe de pastagens, intercaladas a capoeiras em diversos níveis de sucessão (Figura 1).

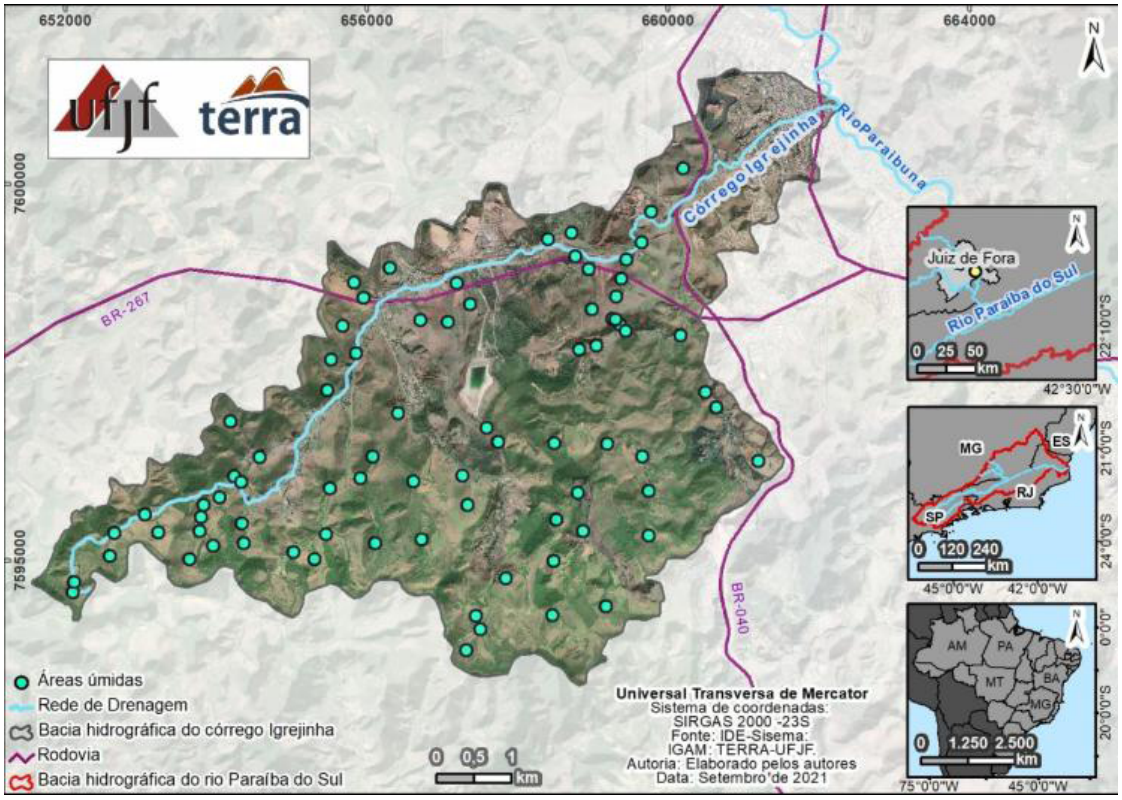


FIGURA 1: Mapa de localização da bacia hidrográfica do córrego Igrejinha.
Fonte: Elaborado pelos autores.

A unidade de mapeamento de solo mais expressiva no âmbito da bacia corresponde à de LATOSSOLO VERMELHO AMARELO distrófico (LVAd); porém, cita-se a presença de CAMBISSOLO HÁPLICO Tb distrófico (CXbd) na porção Sul da bacia (UFV - CETEC - UFLA – FEAM, 2010). Nos fundos de vale, solos flúvicos agradacionais são corriqueiros, associados às constantes planícies aluviais. Nesses sistemas, também podem ser visualizados em campo solos hidromórficos indiscriminados.

No que é pertinente aos aspectos geológicos (Figura 2), na área de estudo há ocorrências de rochas cristalinas paleoproterozoicas referentes ao Complexo Piedade (PP2pd) e ao Complexo Juiz de Fora (PP2jfe), intercaladas pela presença de xistos e paragnaisses datados do Neoproterozoico (NPax), relacionados à Megassequência Andrelândia (IDE-SISEMA, 2019). Na porção centro-norte da bacia, no contato entre Complexo Piedade e a Megassequência Andrelância, há um indicativo de falha ou zona de cisalhamento nas proximidades, que pode estar relacionada à formação de cabeceiras de drenagem ao norte (no interflúvio) e no lado oposto do vale do córrego Igrejinha, de caráter retilíneo – anômalo para um contexto de relevo ondulado. No fundo deste mesmo vale, ocorrem algumas das AUs validadas em campo.

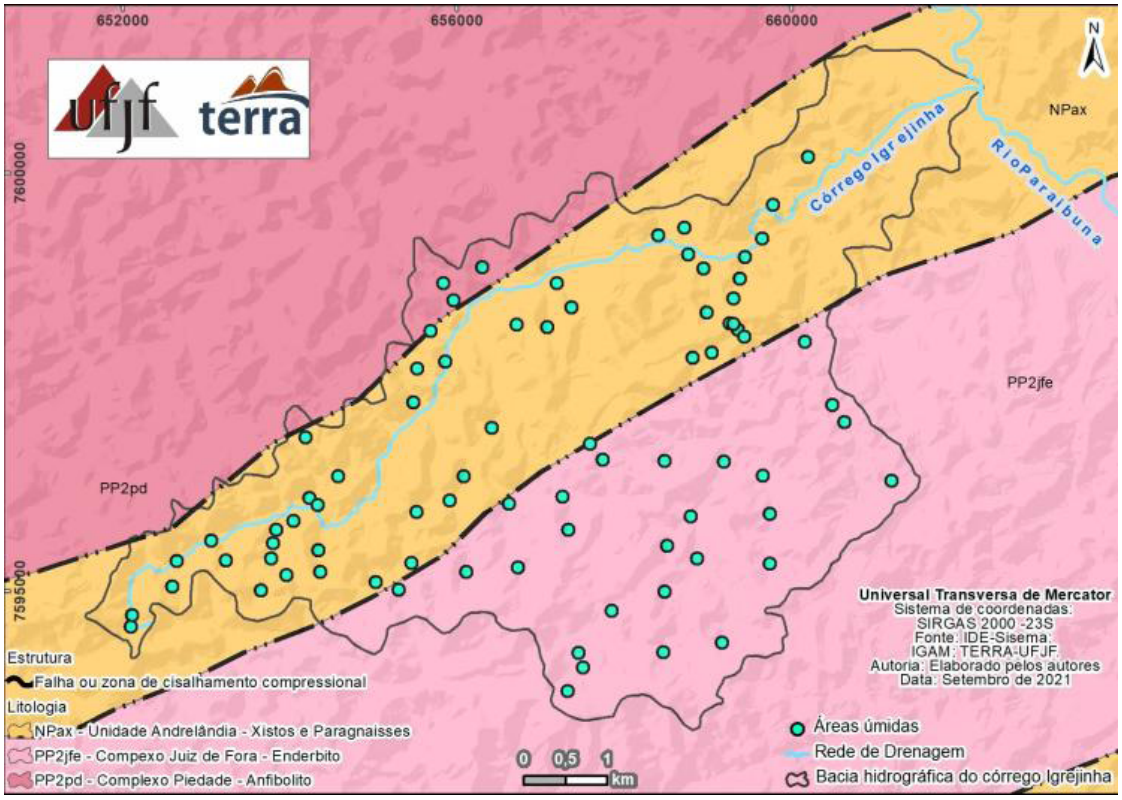


FIGURA 2: Mapa geológico da bacia hidrográfica do córrego Igrejinha.
Fonte: Elaborado pelos autores.

Na porção sudoeste da bacia, nota-se a formação de lineamentos, notáveis pelo alinhamento de cristas, configurando um vale retilíneo nas proximidades de nascente do córrego Igrejinha. Em toda a extensão da bacia, nota-se a existência de vales encaixados e confinados, delimitadas por interflúvios alinhados, sobretudo nas adjacências de falhas e/ou zonas de cisalhamento compressional. No geral, as estruturas presentes no âmbito da bacia seguem um padrão regional de direção de falhas, numa direção nordeste-sudoeste; vários dos vales existentes se mostram relativamente retilíneos, podendo denotar anomalias – sobretudo em função das falhas nas imediações de tais formas. Assim, um certo grau de paralelismo se faz perceptível nestas mesmas direções (tanto no interior da bacia quanto em bacias adjacentes).

Na porção noroeste da bacia, é possível observar o advento de diversas cabeceiras rebaixadas (provavelmente paleocabeceiras), atreladas à atividade estruturais. Desta forma, pode-se inferir a ocorrência de capturas fluviais, evidenciadas pelas cabeceiras e canais de ordem zero (FELIPPE; MAGALHÃES JUNIOR, 2014) em forma de "V". Destarte, é possível sugerir o exercício de controle estrutural em diversos pontos da área de estudo.

4. Resultados

Por meio das técnicas de fotointerpretação geográfica, foram identificadas 75 áreas úmidas na bacia hidrográfica do Córrego Igrejinha, seguindo critérios relativos à cor, textura e circunstâncias tangentes às formas de relevo locais. Majoritariamente, faz-se possível assumir que as áreas úmidas podem ser detectadas pela visualização de aglutinações (em pixels) de textura homogênea, fina, oolítica ou granulosa, forma poligonal (porém, sem formato geométrico definido) e coloração esverdeada-acinzentada (PANIZZA; FONSECA, 2011) – frequentemente afiliadas a formas de relevo que favoreçam

dinâmicas de agradação. Tais características podem sugerir associação com a presença de vegetação higrófila ou hidrófita, diferenciando as ocorrências dos sistemas úmidos das demais manifestações florísticas. A notação de meandros abandonados (formas necessariamente agradacionais) também foi considerada durante os processos de identificação.

Após a identificação remota, foram selecionadas 8 áreas úmidas (Figura 3) para estudos em campo, considerando a possibilidade de acesso como principal critério para a seleção. Assim, a expedição propiciou melhor compreensão a respeito do comportamento das áreas úmidas per se, de suas alimentações (tanto por fluxos superficiais quanto subsuperficiais de água), de suas funções sociais (na dessedentação de animais, por exemplo) e da interferência humana em suas variações de extensão e forma (como na construção de açudes).

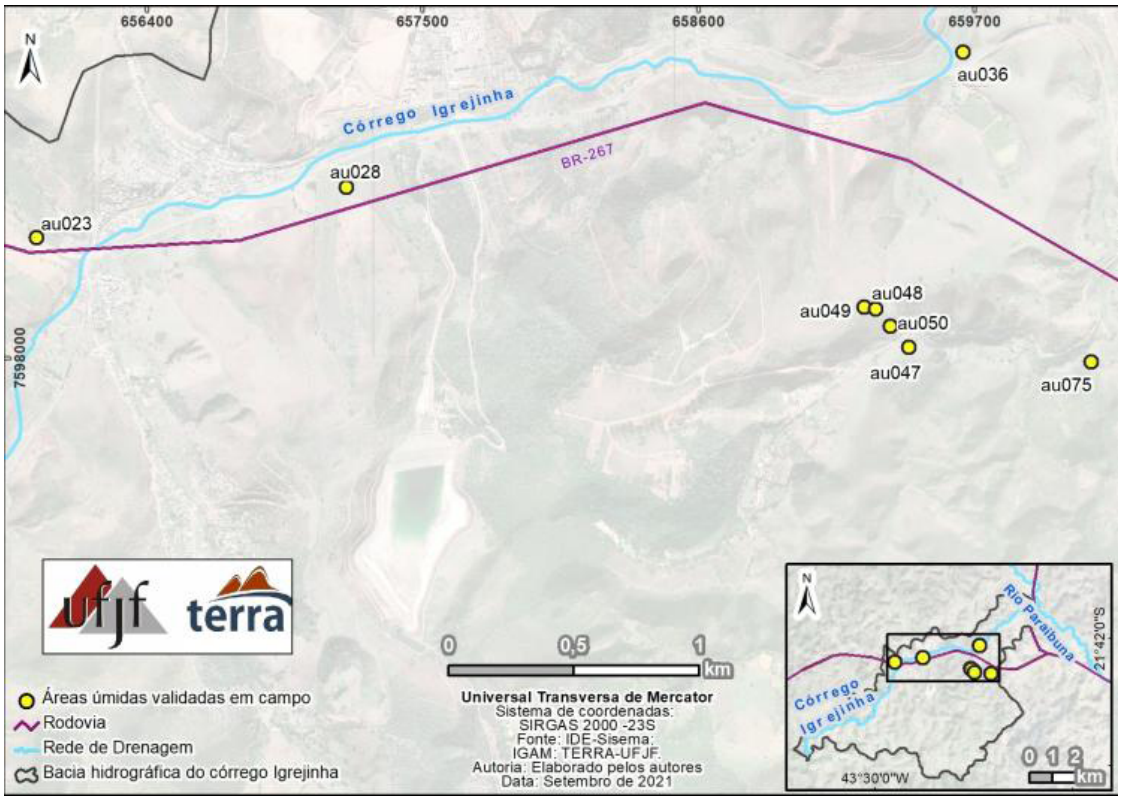


FIGURA 3: Localização das áreas úmidas da Bacia Hidrográfica do Córrego Igrejinha validadas em campo.
Fonte: Elaborado pelos autores.

Três das áreas úmidas verificadas em campo (AU036, AU028, AU023) se localizam às margens da BR-267, possuindo vegetação higrófila, com a presença predominante de gramíneas e taboas, com exfiltração da água subsuperficial e sem detecção visual de solos hidromórficos, com exceção da AU036 – cuja apresenta pequenas áreas com solos acinzentados nas porções mais baixas de sua extensão total; aliadas à exfiltração de águas próximas, sugerem a existência de zonas pontuais de hidromorfismo. Todas se situam no mesmo vale (do córrego Igrejinha), de caráter aproximadamente retilíneo e ladeado por sequências de cabeceiras de drenagem possivelmente formadas pela ação de falha ou zona de cisalhamento próxima. Embora nenhuma destas áreas úmidas esteja situada no interior das cabeceiras, todas recebem a contribuição das águas e sedimentos aglutinados por tais formas e depositados nas áreas subsequentes de menor declividade. Pela influência da estrutura presente nas proximidades (Figura 4), pode-se inferir alguma incidência de controle estrutural na formação das áreas úmidas supracitadas.

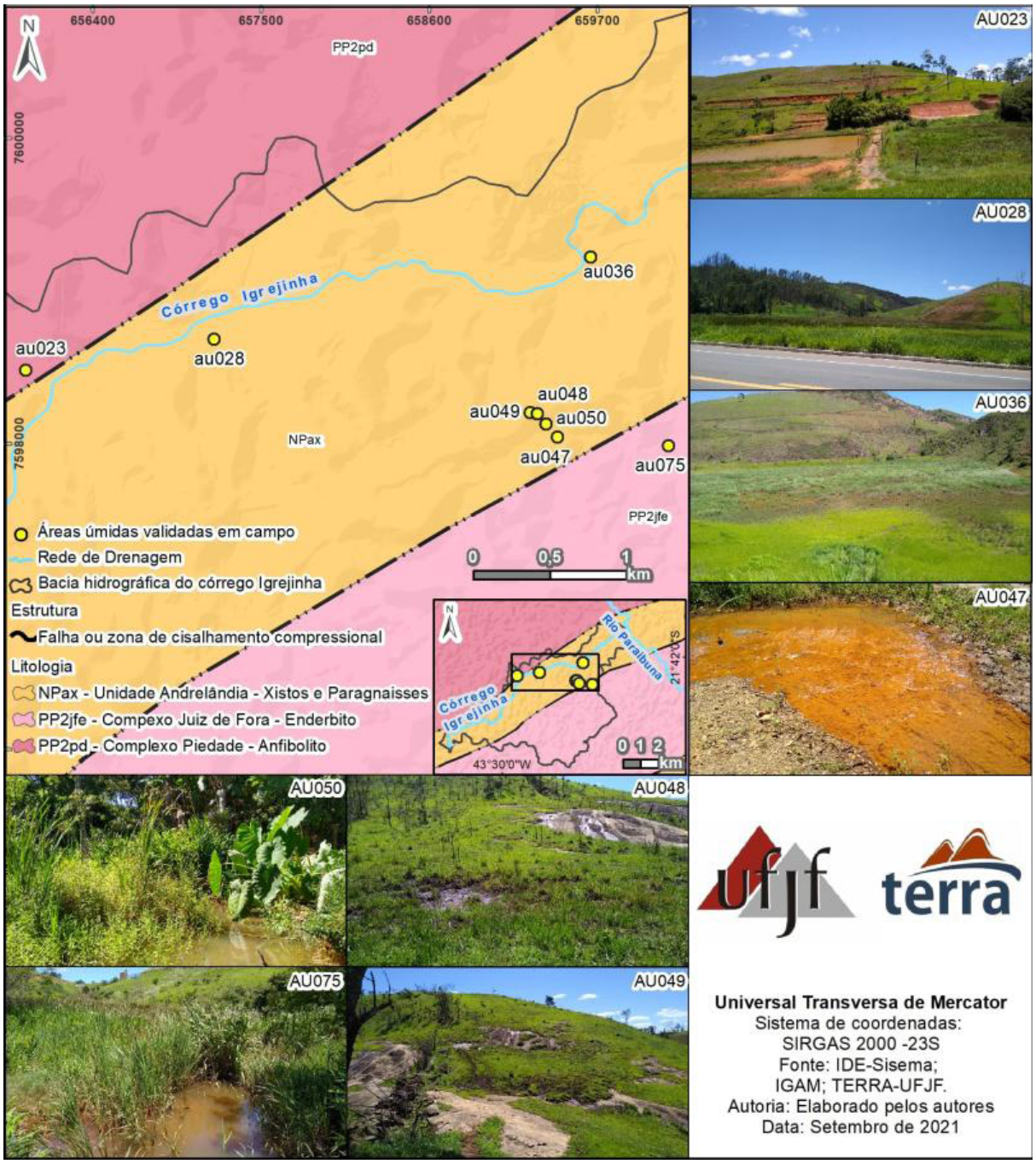


FIGURA 4: Mapa geológico das áreas úmidas da Bacia Hidrográfica do Córrego Igrejinha validadas em campo.
Fonte: Elaborado pelos autores.

Estas áreas úmidas se enquadram em um contexto geomorfológico majoritariamente associado à classe "baixada/fundo de vale", com apenas uma exceção de "planície inundável" (AU28), conforme a classificação utilizada por Gomes (2017). Na classificação de Brinson (1993) todas se enquadram como "Riverine Wetlands", consideradas fluviais. Desta forma, é possível destacar a presença de elementos fluviais e distintos cursos d'água presentes nesta área, como afluentes do córrego Igrejinha (AU036); de meandros abandonados, considerados vestígios de migração de canais e paleodrenagem (AU028); manilhas e açudes resultantes de atividades antropogênicas (AU023), assim como a construção de estradas próximas aos cursos d'água (AU075).

As outras quatro áreas úmidas (047, 048, 049, 050) se localizam em uma única propriedade residencial, com exfiltração de água visível e presença de vegetação higrófila, sendo possível observar a ocorrência de gramíneas, taboas e lírios-do-brejo. Não possuem, porém, ocorrências visíveis de solos hidromórficos.

O contexto geomorfológico dessas áreas úmidas, no entanto, é bem diverso, com ocorrência em ruptura de declive (AU050), em nascente difusa no âmbito de um topo de morro com interflúvio rebaixado (AU049), ou em afloramento rochoso (AU048). Todas essas áreas foram classificadas como "Depressional Wetlands" (BRINSON, 1993), sendo motivada pela topografia local e ocorrência em encostas, ou "AU deprimida" (GOMES, 2017), devido ao relevo ondulado, à formação resultante da exfiltração de nascentes difusas e à presença de concavidades para o acúmulo de água (Quadro 1).

QUADRO 1
Características ambientais das áreas úmidas da Bacia Hidrográfica do Córrego Igrejinha validadas em campo.

AU	Elevação (m)	Unidade geológica	Uso da terra	Hierarquia Fluvial (STRAHLER, 1957)	Direção de fluxo	Influência de estrutura	Classe (BRINSON, 1993)	Classe (GOMES, 2017)
023	727	Complexo Piedade (PP2pd)	Pastagem	1	SE	Provável	*Riverine*	AU de fundo de vale
028	709	Xistos e Paragnaisses (NPax)	Pastagem	2	NO	Provável	*Riverine*	AU de planícies inundáveis
036	720	Xistos e Paragnaisses (NPax)	Pastagem	4	NE	Provável	*Riverine*	AU de fundo de vale
047	753	Xistos e Paragnaisses (NPax)	Pastagem	1	L	Provável	*Depressional*	AU deprimida
048	763	Xistos e Paragnaisses (NPax)	Pastagem	1	L	Provável	*Depressional*	AU deprimida
049	779	Xistos e Paragnaisses (NPax)	Pastagem	1	L	Provável	*Depressional*	AU deprimida
050	745	Xistos e Paragnaisses (NPax)	Pastagem	1	L	Provável	*Depressional*	AU deprimida
075	737	Complexo Juiz de Fora (PP2jfe)	Pastagem	4	SO	Provável	*Riverine*	AU de fundo de vale

Fonte: Elaborado pelos autores.

Em tais áreas úmidas (presentes na propriedade particular) se fez possível perceber –mesmo diante do contexto adverso apresentado – que as características geomorfológicas locais determinam os fatores condicionantes que embasam as duas classificações, existindo assim uma correspondência entre elas. Diante da ausência de cursos d'água próximos, a acumulação de água é resultante da topografia local, sendo as fontes de água principais a exfiltração de águas superficiais e a precipitação.

Nas áreas úmidas visivelmente alteradas por ação antrópica, pôde-se notar maior acúmulo de umidade nas partes adjacentes a estradas, aterros e manilhas, sendo que as duas primeiras intervenções se comportam como diques – retendo, assim, os fluxos de água, escoamento proveniente das junções com as barreiras e eventuais precipitações (água pluvial), ocasionando a expansão da superfície saturada – e a última, como um fator de alteração na alimentação, podendo acarretar tanto na expansão quanto na redução da área úmida, a depender da vazão e da situação interna da manilha (existência de obstáculos, acúmulo de sedimentos, etc). Quando há a presença de açudes (como na AU023), é possível inferir que o abastecimento dos mesmos possa ser feito a partir da escavação ou perfuração em variados pontos da área úmida, de modo que a água subsuperficial (em fluxos ou o próprio nível freático) aflore e preencha a estrutura do reservatório; também podem demonstrar ação semelhante a de diques no que tange à expansão da superfície úmida, pois há possibilidade de umectar as áreas circunvizinhas previamente secas (ou insuficientemente saturadas para detecção visual e tátil).

Portanto, é possível observar que as fontes de águas dominantes destas áreas úmidas não são exclusivamente provenientes de inundações laterais, mas também de conexões hidrológicas de águas subsuperficiais, com exfiltração de água e escoamento superficial das encostas próximas (GOMES, 2017).

Nesse aspecto – especialmente no que é tocante às áreas úmidas localizadas próximas à BR-267 e nas margens de uma estrada vicinal (como a AU075) – é possível observar que as classificações empregadas diferem quanto aos aspectos prioritariamente utilizados, sendo a abordagem de Brinson (1993) responsável por destacar a presença dos cursos d'água locais, enquanto na abordagem de Gomes (2017) a configuração da morfologia local é o que condiciona a ocorrência dessas áreas úmidas, com contribuições de inundações e águas percoladas de encostas próximas.

A AU075 se situa na confluência entre um canal de primeira ordem e outro de quarta, denominado como córrego Barriga Lisa. Destacam-se duas contribuições importantes para a ocorrência do sistema úmido no local: o já citado efeito "dique" da estrada de terra (cuja promove a retenção de sedimentos e a estagnação da água) e a ação da própria confluência de cursos d'água, que denota o lançamento de uma grande carga de sedimentos no âmbito da AU (considerando o volume provavelmente significativo de água oriundo do canal de maior ordem).

5. Considerações finais

Pode-se inferir que foi possível compreender de forma sistêmica a ocorrência das áreas úmidas estudadas. O levantamento de características do ambiente, a visualização das configurações de relevo e dos processos morfodinâmicos e a interpretação sobre a influência de elementos da paisagem imediata se mostraram benéficos para o aprofundamento da temática na região, ainda pouco explorada em estudos de áreas úmidas.

Diferentemente do que é aventado em estudos de grandes áreas úmidas brasileiras no Pantanal e na Amazônia, os sistemas verificados nos Mares de Morro configuram-se como pequenas zonas encharcadas (da ordem de centenas a centenas de milhares de metros quadrados), profundamente associadas à morfologia local. Na área de estudo, os principais fatores controladores da ocorrência das áreas úmidas foram a presença de cursos fluviais (contato hidráulico superficial e subsuperficial canal-planície) e a ocorrência de segmentos côncavos nas vertentes ou em linhas de drenagem na forma de "canais embrejados". O acúmulo da água ocorre, então, por ineficiência da drenança superficial após exfiltração, ou por concentração das linhas de escoamento superficial.

Por esse motivo, os sistemas estudados se classificam em *riverine* ou *depressional* na classificação de Brinson (1993) e como áreas úmidas de fundo de vale, planície de inundação ou deprimidas na classificação de Gomes (2017). Nota-se que houve uma correspondência perfeita entre as classes depressional e deprimidas entre ambas as classificações, e um maior detalhamento da classe riverine nas classes fundo de vale e planície de inundação.

Ambas as metodologias classificatórias aplicadas se mostraram satisfatórias para o intuito do presente trabalho. Todavia, dada a perspectiva multifatorial de observação dos condicionantes de ocorrência das áreas úmidas validadas em campo, a proposta de Gomes (2017) se mostrou mais completa; a percepção da vegetação habitante das áreas úmidas e de suas adjacências foi crucial para a detecção dos sistemas úmidos realizada em campo e para a assimilação do papel destes elementos vivos nos processos de abastecimento das áreas úmidas (em associação com os atributos geomorfológicos locais).

Dada a grande variedade de formas de relevo, meios de alimentação de áreas úmidas e a possibilidade de influências morfoestruturais na formação destes hidrossistemas no recorte espacial, entende-se que o local se mostra como passível de representar realidades maiores e mais amplas, não restringindo a compreensão da existência das áreas úmidas somente à área estudada. A possibilidade de observar características climáticas, morfodinâmicas e tectono-estruturais comuns às das paisagens dos Mares de Morro e cenários similares sinaliza como possível a compreensão da amostra pesquisada como exemplo válido para entendimento de ambientes helocrenos estabelecidos a nível regional, assimilando os métodos e resultados para associação com a realidade de planaltos e serras do Tropical Atlântico sudeste, além de boa parte dos domínios de relevo ondulado submetidos às condições tropicais úmidas e tropicais de altitude.

Referências

AB'SABER, Aziz Nacib. Domínios morfoclimáticos e províncias fitogeográficas do Brasil. **Orientação**, v. 3, n. 1, 1967.

BRINSON, Mark M. (Ed.). **A Hydrogeomorphic Classification for Wetlands.** Washington: U.s. Army Engineer Waterways Experiment Station, 1993. (Wetlands Research Program Technical Report)

CUNHA, Catia Nunes da; PIEDADE, Maria Teresa Fernandez; JUNK, Wolfgang J. **Classificação e Delineamento das Áreas Úmidas Brasileiras e de seus Macrohabitats.** Cuiabá: EdUFMT, 2014.

FELIPPE, Miguel Fernandes; JUNIOR, Antônio Pereira Magalhães. Desenvolvimento de uma tipologia hidrogeomorfológica de nascentes baseada em estatística nebulosa multivariada. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 3, 2014.

GOMES, Cecília Siman. **Bases teórico-conceituais e subsídios para a classificação hidrogeomorfológica das áreas úmidas em Minas Gerais.** 2017. 212 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Programa de Pós-graduação em Geografia, IGC, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2017.

IDE-SISEMA. Estado de Minas Gerais (Org.). **WebGis.** 2019. Disponível em: <http://idesisema.meioambiente.mg.gov.br>. Acesso em: 15 jan 2020.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (Org.). **Manual técnico de pedologia**. Rio de Janeiro: IBGE, 2007.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (Org.). **Manual técnico da vegetação brasileira**. Rio de Janeiro: IBGE, 1992.

STRAHLER, Arthur N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. **Eos, Transactions American Geophysical Union**, v. 38, n. 6, p. 913-920, 1957

UFV - CETEC - UFLA - FEAM. **Mapa de solos do Estado de Minas Gerais**. Belo Horizonte, Fundação Estadual do Meio Ambiente, 2010. 49p. Disponível em: <http://www.feam.br/noticias/1/949-mapas-de-solo-do-estado-de-minas-gerais> Acesso em: 27 de mai. de 2019.

RELAÇÃO ENTRE PRECIPITAÇÃO E VAZÃO DE NASCENTES: RESPOSTAS HIDROGEOMORFOLÓGICAS EM SISTEMAS DE CABECEIRAS NA SERRA DA MANTIQUEIRA E DEPRESSÃO DO PARAÍBA DO SUL

José Oliveira de Almeida Neto
Universidade de São Paulo
Rua da Reitoria, 374 – Cidade Universitária, Butantã,
São Paulo – SP, 05508-220
E-mail: almeida.jose@usp.br
Lidia Aparecida dos Reis
Universidade Federal de Juiz de Fora - Campus Universitário,
Rua José Lourenço Kelmer, s/n - São Pedro, Juiz de Fora - MG, 36036-900
E-mail: lidreis95@gmail.com
Luiz Otavio Marques
Universidade Federal de Juiz de Fora - Campus Universitário,
Rua José Lourenço Kelmer, s/n - São Pedro, Juiz de Fora - MG, 36036-900
E-mail: lotams@live.com
Diogo Parreira Lapa
Universidade Federal de Juiz de Fora - Campus Universitário,
Rua José Lourenço Kelmer, s/n - São Pedro, Juiz de Fora - MG, 36036-900
E-mail: diogo.parreira@ich.ufjf.br
Miguel Fernandes Felippe
Universidade Federal de Juiz de Fora - Campus Universitário,
Rua José Lourenço Kelmer, s/n - São Pedro, Juiz de Fora - MG, 36036-900
E-mail: miguel.felippe@ich.ufjf.br

Resumo

No presente estudo busca-se compreender o regime hidrológico de nascentes em diferentes unidades geomorfológicas: Serra da Mantiqueira e Depressão do Rio Paraíba do Sul, ambas situadas no estado de Minas Gerais, Brasil. Foram elencadas 18 nascentes, distribuídas ao longo de três áreas de estudo, nas quais foram acompanhados os valores de vazão com periodicidade trimestral. Em gabinete foi delimitada a bacia de contribuição de cada surgência para o cálculo de vazão específica e, posterior, análise estatística dos dados. Os resultados não mostram diferenças expressivas nos condicionantes do regime das nascentes entre as áreas de estudo. A correlação linear dos dados de precipitação e vazão mostrou relação significativa para nascentes perenes, mas foram inconclusivos para as intermitentes. Tais estudos evidenciam, de sobremaneira, a grande heterogeneidade em que se constitui cada uma das nascentes abordadas; o que denota a relevância de maiores esforços de investigação sobre os condicionantes locais que influem sobre estes complexos sistemas ambientais.

Palavras-chave: nascentes, precipitação, hidrogeomorfologia.

1. Introdução

O conceito de bacia hidrográfica é adotado largamente nos estudos ambientais como uma unidade básica de estudo, permitindo o reconhecimento, a caracterização e a avaliação dos recursos hídricos a serem geridos. Porém, em muitos casos, a ausência de dados em escala adequada inibe a compreensão dos processos ambientais de maneira mais ampla e integrada, sobretudo em áreas de cabeceiras de drenagem (ALVARENGA; PAULA, 2000; ALVES *et al.*, 2008).

O termo cabeceira de drenagem é utilizado para designar a porção côncava da vertente no qual todos os seus segmentos convergem para canal (que não necessariamente é perene). São sistemas hidrogeomorfológicos que congregam em uma pequena área processos fluviais, subsuperficiais e de encosta, sendo as nascentes feições importantes e representativas desses sistemas (HACK, 1960; COELHO NETTO, 2003; ALMEIDA NETO *et al.,* 2017a).

As nascentes podem ser entendidas como um "sistema ambiental em que o afloramento da água subterrânea ocorre naturalmente de modo temporário ou perene, e cujos fluxos hidrológicos na fase superficial são integrados à rede de drenagem" (FELIPPE; MAGALHÃES JR., 2013, p. 79). Assim, segundo Felippe e Magalhães Jr. (2009), o afloramento da água subterrânea cria ambientes típicos de zona de descarga, onde o nível freático encontra-se com o nível topográfico local, culminando em sua exfiltração. Apesar dos conhecidos mecanismos de funcionamento sistêmico da nascente, compreender seu regime hidrológico ainda é uma tarefa árdua, devido às diferentes espacialidades e temporalidades dos fluxos (superficiais e subterrâneos) que alimentam esses hidrossistemas.

A dinâmica hidrológica de nascentes apresenta grande relação com o clima, haja visto que o balanço entre as variáveis precipitação, infiltração/percolação e a evapotranspiração é responsável pela recarga e armazenamento dos aquíferos de água e seu posterior escoamento para a superfície (FELIPPE; MAGALHÃES JR., 2009; 2013). Todavia, Felippe e Magalhães Jr. (2013) apontam que nascentes submetidas ao mesmo regime pluviométrico podem apresentar variações momentâneas e/ou sazonais em sua dinâmica hidrológica. Tais variações são decorrentes das interações de fatores geoecológicos diversos (características do aquífero, condutividade hidráulica dos solos, inclinação das vertentes, feições geomorfológicas de concentração/dispersão da água superficial, tipo de nascente, presença e tipo de vegetação, entre outro) em múltiplas escalas espaço-temporais de abordagem (do local ao regional, do instantâneo ao sazonal, minimamente).

Diante dessa complexidade, o presente artigo busca traçar generalidades e especificidades na relação entre a vazão de nascentes e os acumulados de precipitação considerando os aspectos geoecológicos de dois compartimentos geomorfológicos regionais, no estado de Minas Gerais.

2. Área de Estudo

O estudo foi desenvolvido na região sudeste do Estado de Minas Gerais em duas unidades geomorfológicas: a Serra da Mantiqueira e Depressão do Paraíba do Sul. Foram selecionadas 18 nascentes distribuídas em 3 áreas de estudo: Área I) 5 nascentes localizadas no *Campus* da Universidade Federal de Juiz de Fora (UFJF); Área II) 9 nascentes localizadas na Reserva Biológica Poço D'Anta – ambas inseridas no domínio da Serra da Mantiqueira Meridional; e área III) 4 nascentes localizadas no Condomínio Rural Fazendinhas de Simão Pereira, em município homônimo, na Depressão do Paraíba do Sul (**Figura 1).**

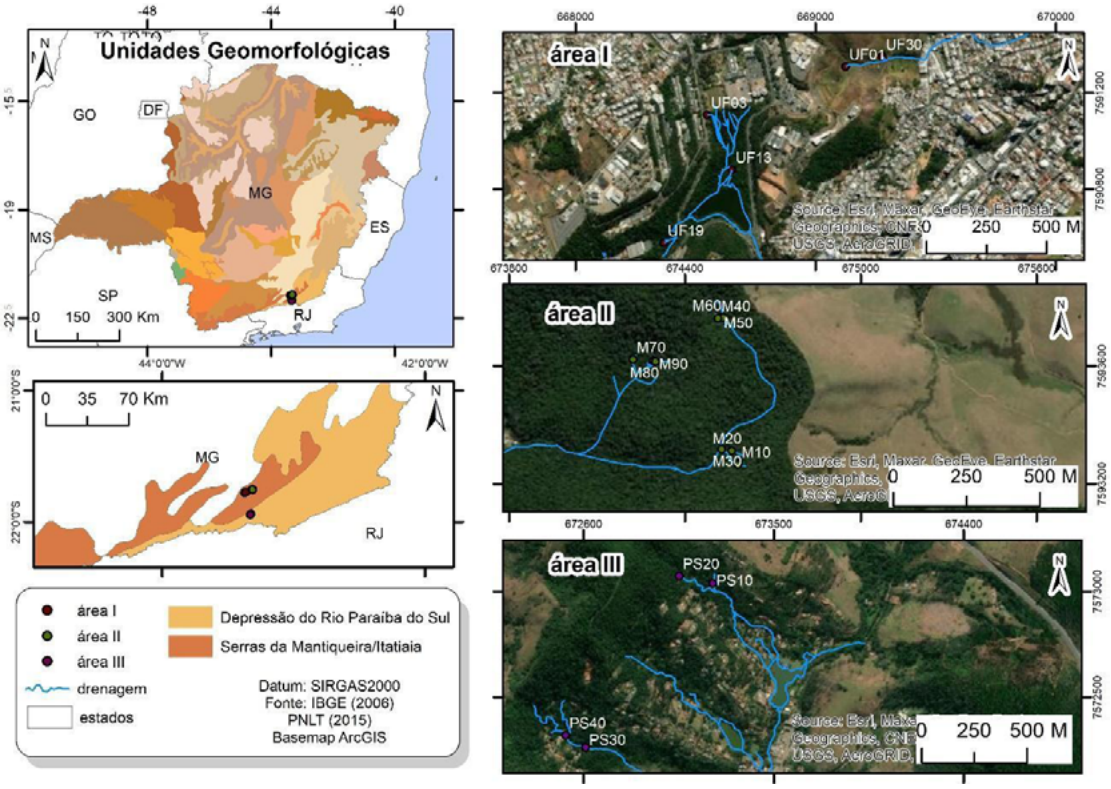


FIGURA 1: Localização das áreas de estudo

As áreas de estudo estão inseridas na bacia hidrográfica do Rio Paraibuna que possui uma área total de 8.597 Km² e se apresenta como um importante afluente da margem esquerda do Rio Paraíba do Sul. A sazonalidade dos elementos climáticos é diferenciada em duas estações bem demarcadas; sendo uma mais chuvosa, quente e irradiada - entre os meses de outubro a março - e; outra mais seca, fria e menos irradiada - entre os meses de abril a setembro. Por conta disto, a precipitação média anual varia entre os 1.200 a 1.600 mm (CONTI, 1989; OLIVEIRA, 2016; INMET, 2020).

Inseridas no Domínio Morfoestrutural das Faixas de Dobramentos Remobilizados (RadamBrasil, 1983), as áreas de estudos são distribuídas em dois subdomínios, a Serra da Mantiqueira Meridional (áreas I e II); e o Médio Vale do Paraíba do Sul (área III). O embasamento litológico das áreas I e II é caracterizado pelo Complexo Juiz de Fora, variando de unidade tonalítica (PP2jft) na área I, a unidade enderbítica (PP2jfe) na área II; A área III está inscrita no Complexo Paraíba do Sul (NPps) com a predominância de xisto e charnockito (COMIG, 2002, IDE-SISEMA, 2020).

Todas as três áreas de estudo estão inseridas no bioma Mata Atlântica com fitofisionomia original predominante de Floresta Estacional Semidecidual Montana a Submontana (IBGE, 2012). A área I compreende as áreas vegetadas do interior do *Campus* da UFJF, situado em uma zona de interflúvio rebaixado com predominância de vegetação herbáceo-graminosa e matas em regeneração (ALMEIDA NETO *et al.*, 2017b); a área II possui elevado grau de conservação por estar inserida em área de proteção ambiental municipal (Rebio Poço D'Antas), com vegetação em estágio avançado de regeneração e alguns trechos de Floresta Paludosa (ALMEIDA NETO *et al.*, 2017a). A área III apresenta fragmento florestal com presença de vegetação secundária e espécies exóticas as margens de áreas úmidas, que competem com espécies nativas (GERHEIM *et al.*, 2018).

3. METODOLOGIA

Parte dos dados discutidos neste artigo foi obtida através dos resultados alcançados em três distintos projetos de iniciação científica (IC) desenvolvidos pelos autores, realizados no período entre os anos de 2014 e 2019. Apesar das especificidades do escopo de cada um dos projetos todos compartilham dos mesmos pressupostos e etapas metodológicas, facilitando assim, a discussão dos resultados nas diferentes unidades geomorfológicas.

Para a seleção das áreas de estudo houve a necessidade de priorizar cabeceiras com significativo grau de conservação ambiental, uma vez que as atividades e construções humanas refletem drasticamente em sistemas ambientais tão sensíveis a perturbações, como no caso das nascentes (TOLEDO *et al.*, 2019). Um segundo critério foi o logístico onde foram analisadas as vias de acesso e meios de transporte necessários para a execução da pesquisa. Outros fatores, como burocracia e prazos para a concessão da permissão de entrada e pesquisa, foram levados em conta nas tomadas de decisão.

A etapa seguinte consistiu na restituição da rede de drenagem, que foi baseada nos pressupostos e recomendações de Felippe e Magalhães Jr. (2013). A partir de noções prévias dos limites físicos e da conformação da drenagem das bacias hidrográficas de cada área foi realizado o mapeamento da rede de drenagem em campo, da foz em direção à montante, com a coleta de pontos de GPS (latitude, longitude e altitude) das nascentes e das confluências.

Em gabinete, através do software *ArcGIS ERSI*® na versão 10.2, a integração dos pontos de GPS foi feita com sobreposição às imagens de satélites do *ArcGIS ERSI Basemap*®, permitindo então a delimitação do traçado da rede de drenagem superficial de cada área. Tal procedimento metodológico deve ser executado com o máximo de cuidado e rigor necessários, pois a reconstituição cartográfica de toda a rede de drenagem em escala de grande detalhe torna-se extremamente fundamental no desenvolvimento de um trabalho apurado sobre as particularidades intrínsecas aos sistemas nascentes.

A última etapa da fase inicial foi a confecção dos mapas base. A partir de imagens de radar SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) foram gerados os MDT (modelo digital do terreno), curvas de nível (com equidistância de 5 metros), mapas hipsométricos e clinográficos. A delimitação das áreas de contribuição dinâmica de cada nascente, as bacias de zero-ordem (SIDLE; GOMI; TSUKAMOTO, 2018), foram mapeadas com base na fotointerpretação e nos mapas base gerados.

Uma vez finalizada esta etapa pôde-se iniciar o monitoramento hidrológico. As campanhas de campo realizadas foram feitas em anos diferentes devido ao período de realização de cada um dos projetos de pesquisa. As visitas tiveram periodicidade trimestral durante um ano hidrológico para a mensuração da vazão e a caracterização dos atributos fisiográficos. O período de monitoramento em cada área ocorreu nas seguintes datas: Área I - 15/09/2014, 15/12/2014, 16/03/2015 e 12/06/2015; Área II - 05/11/2015, 03/03/2016, 02/06/2015 e 07/09/2016; Área III - 07/06/2018, 18/09/2018, 11/12/2018 e 12/03/2019.

O cálculo da vazão de nascentes foi realizado através de método de mensuração direta, conforme preconizado por Felippe e Magalhães Jr. (2009). Neste método, todo o volume de água exfiltrado pela nascente é coletado com um saco plástico maleável por um tempo cronometrado em cronômetro digital. A coleta deve ser realizada junto ao ponto mais próximo ao local de exfiltração, tomando o cuidado para não coletar refluxo de água. O volume coletado é determinado com a utilização de provetas e seringas plásticas graduadas com precisão de 0,001 L. Este processo é realizado em triplicata e então utiliza-se o valor médio desses resultados, garantindo uma acurácia do cálculo.

A vazão específica (L/s/Km²) foi calculada através da divisão dos dados de vazão média anual (L/s) por suas respectivas áreas de contribuição (Km²). Maciel (2017) aponta a importância desse parâmetro uma vez que ele permite a comparação da produção de água entre diferentes bacias hidrográficas ponderada pela área e por verificar a influência da sazonalidade na vazão dos rios.

A etapa de tratamento estatístico foi iniciada com a obtenção dos dados de precipitação cedidos pelo Laboratório de Climatologia e Análise Ambiental (LabCAA/UFJF) e coletados pela Estação Meteorológica Automática de Juiz de Fora, instalada dentro do *Campus* da Universidade Federal de Juiz de Fora. A escolha por esta fonte de dados se deve pela posição relativamente aproximada de todas as áreas de estudo e pela carência de outras estações pluviométricas mais próximas ou com histórico de dados consistentes. A tabulação e organização dos dados de vazão e precipitação foi realizada no *software Microsoft Excel* 2016 ®. Também foram gerados os acumulados de precipitação de 90 dias (intervalo médio de monitoramento hidrológico) corridos que antecedem a realização de cada campo bem os como gráficos.

Os parâmetros de estatística descritiva básica – média, moda, mediana e desvio-padrão – recomendados por Rogerson (2012), também foram calculados na plataforma supracitada. Os cálculos do coeficiente de correlação linear (R) e do coeficiente de determinação (R^2) foram feitos com base nos pares ordenados de vazão média e acumulado de precipitação. Foram excluídos os pares que não continham dados (vazão não mensurável). Esses parâmetros aplicados possibilitaram respectivamente averiguar as condições de correlação entre as duas variáveis estudadas e medir a eficácia dessa correlação em um modelo estatístico linear dentre os valores observados nas variáveis. Este procedimento permite a estimativa da relação entre uma variável dependente e um conjunto de variáveis explicativas independentes (HOFFMANN; VIEIRA, 1977; ROGERSON, 2012). Com isso, pode-se produzir informações demonstrativas mais apuradas para de fato, obter maiores tentativas de explicações da complexa e nem sempre direta relação entre as variáveis da vazão de nascentes e a precipitação.

4. Resultados e Discussões

Os acumulados de precipitação foram gerados de acordo com o período em que ocorreu cada campanha monitoramento. A área I conta com um acumulado anual total de 1.064 mm; a área II com 1.336,5 mm e a área III com 1.520,2 mm. O acumulado relativamente baixo da área I frente ao volume padrão da Normal Climatológica é devido ao ano de 2014 ser classificado como um ano padrão seco (OLIVEIRA, 2016).

Na **Figura 2** são apresentadas as áreas de contribuição, vazão específica, vazão média e trimestral de cada campanha de campo. Os valores de vazão 'NM' – Não Mensurável – indicam a impossibilidade de cálculo da vazão pelo método utilizado; a inexistência do fluxo superficial de água (nascentes secas) é apresentada na tabela por '0,000 L/s'. O valor médio de vazão das três áreas de estudo é de 0,065 L/s. Mesmo com os acumulados de precipitação inferiores a 30% quando comparado aos demais períodos de monitoramento, a área I apresenta o maior valor médio de vazão (0,170 L/s). seguido pelas áreas III (0,023 L/s) e II (0,020 L/s).

	Nome	A	QEsp	QMed	1ª Camp.	2ª Camp.	3ª Camp.	4ª Camp.
Área I	UF01	0,1059	0,56	0,059	0,039	0,078	0,052	0,068
	UF03	0,1203	1,63	0,196	0,249	0,330	0,206	0,000
	UF13	0,0086	36,90	0,318	0,204	0,433	0,496	0,139
	UF19	0,0820	0,30	0,024	NM	0,044	0,026	0,004
	UF30	0,0360	5,98	0,216	0,246	0,229	0,235	0,152
Área II	M10	0,0104	2,00	0,021	0,007	0,005	0,045	0,026
	M20	0,0125	1,83	0,023	0,000	0,043	0,025	NM
	M30	0,0003	6,49	0,002	NM	0,004	NM	0,000
	M40	0,0141	0,23	0,003	0,000	0,011	0,001	0,000
	M50	0,0005	11,34	0,005	0,000	0,003	0,019	0,000
	M60	0,0086	0,18	0,002	0,000	0,005	NM	0,000
	M70	0,0179	2,27	0,041	NM	0,074	0,039	0,008
	M80	0,0140	1,60	0,022	0,005	0,028	0,023	0,034
	M90	0,0334	1,70	0,057	0,044	0,018	0,118	0,047
Área III	PS10	0,0288	0,69	0,020	0,006	0,004	0,038	0,031
	PS20	0,0364	0,43	0,016	0,014	0,002	0,019	0,027
	PS30	0,0560	0,35	0,020	0,001	0,044	0,014	NM
	PS40	0,0472	0,89	0,042	0,048	0,038	0,040	NM

Onde: A – área (Km²); QEsp – vazão específica (L/s/Km²); QMed – vazão média (L/s); NM – não mensurável; 0,000 (nascente seca). Colunas A, Qesp e QMed formatadas condicionalmente para realçar valores maiores (verde) e menores (vermelho).

FIGURA 2: Apresentação dos valores calculados de área e vazão.

O tamanho das áreas de contribuição das nascentes varia de 120.283 m² (UF03) a 341 m² (M30), sendo o valor médio de todas as áreas de contribuição de 35.166,3 m². Os pontos com maiores áreas de contribuição não coincidem com os pontos com maiores valores de vazão. A relação direta entre o tamanho da área de contribuição e a vazão, existente para rios de médio e grande porte não é observada nessa escala de detalhe.

Os maiores valores de vazão específica e que se destacam dos demais são os pontos UF13 (perene) e M50 (intermitente), com 36,9 e 11,34 L/s/Km², respectivamente. Os menores valores foram registrados nos pontos M60 (0,179 L/s/Km²) e M40 (0,227 L/s/Km²), sendo ambas intermitentes. Os pontos M40, M50 e M60 estão inseridos na mesma cabeceira, possuem vazão média próximas e diferenças significativas tamanho da área de contribuição. Isso pode indicar fluxos subsuperficiais que não correspondem à topografia local, controlados (apesar do aquífero freático) por descontinuidades físicas e rugosidades superficiais das

rochas inumadas. Além disso, ao se utilizar o cálculo de vazão específica para cabeceiras de drenagem de tamanho pequeno deve-se atentar para elementos geoecológicos que possam interferir no acúmulo e a distribuição de água, como zonas côncavas e afloramentos rochosos, que podem acelerar ou retardar a alimentação das nascentes.

Os acumulados de precipitação e a vazão das nascentes ao longo de cada monitoramento são apresentados na **Figura 3**. As nascentes, de modo geral, tendem a apresentar o maior valor de vazão no período chuvoso e o menor valor no período de seca. Fogem a essa dinâmica as nascentes M50, M80 e M90 (área II) e PS30 e PS40 (área III), indicando a existência de diferentes respostas hidrológicas aos eventos de precipitação nas áreas de estudo.

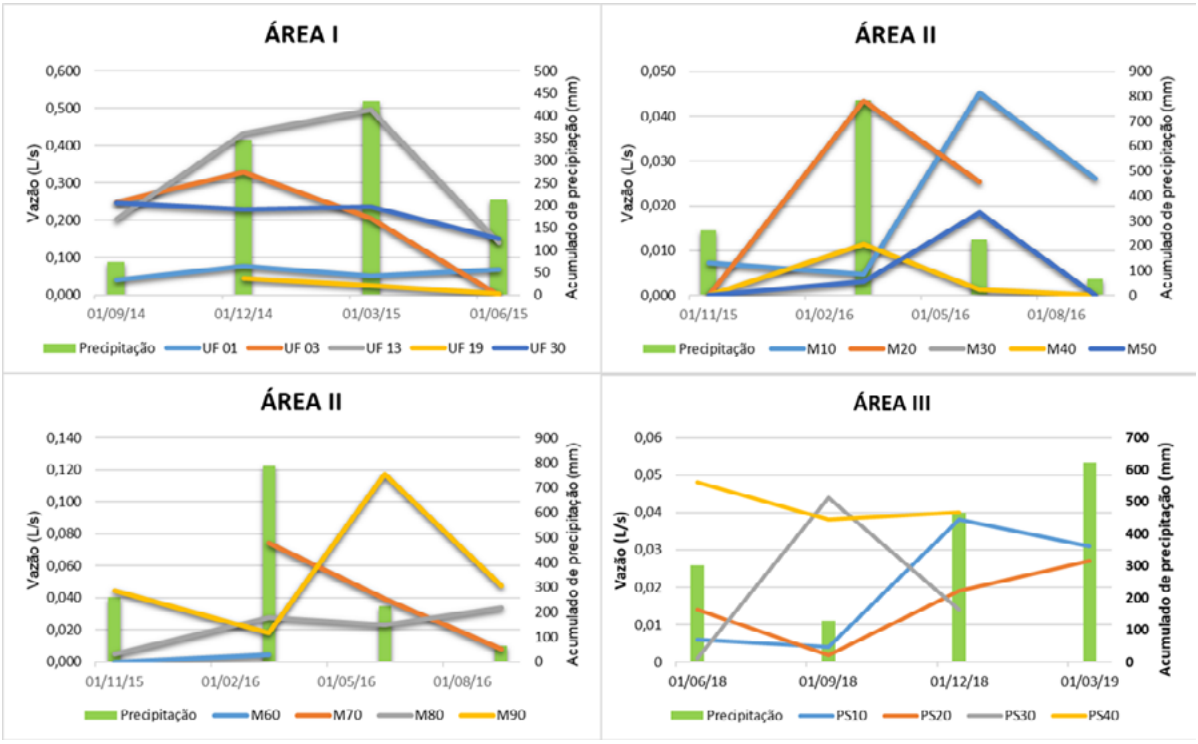
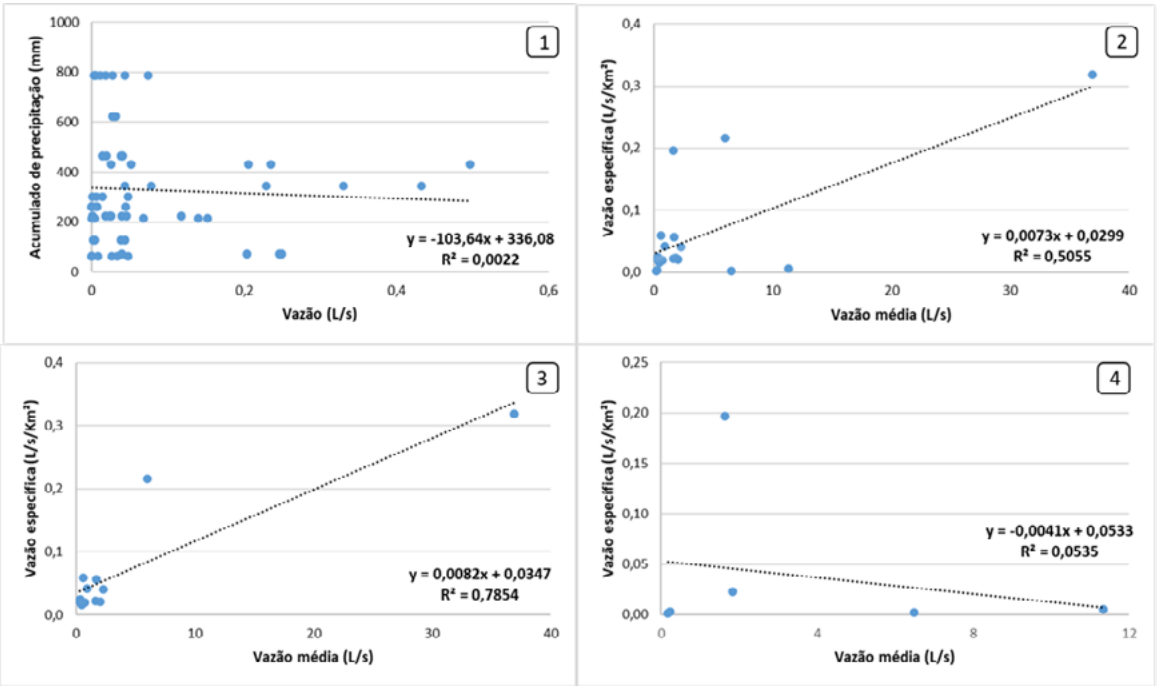


FIGURA 3: Distribuição temporal da vazão das nascentes (L/s) e dos acumulados de precipitação (mm).

As nascentes situadas na Serra da Mantiqueira apresentam uma maior oscilação ao longo do ano no volume de água exfiltrado (desvio-padrão área I - 0,143; área II - 0,026) do que as localizadas na Depressão do Paraíba do Sul (desvio-padrão 0,017). Tal comportamento pode ser explicado pela sazonalidade das nascentes, que possuem uma taxa de perenidade de 67%. Todas as nascentes intermitentes estão inseridas na unidade Serra da Mantiqueira, tendo a área II cinco nascentes intermitentes e a área I apenas uma. As nascentes localizadas na Depressão do Paraíba do Sul são exclusivamente perenes. Nenhuma nascente efêmera fez parte do estudo.

A correlação linear dos acumulados de precipitação com os dados de vazão não apresentou significância estatística relevante. No total foram utilizados 64 pares de dados que culminaram em uma correlação linear de -0,05. O coeficiente de determinação (R^2) foi calculado em 0,002. O diagrama de dispersão dos dados e a equação da fórmula são apresentados na **Figura 4.**



Onde: 1) dispersão da vazão e acumulados de precipitação; 2) dispersão da vazão média e vazão específica de todas as nascentes; 3) dispersão da vazão média e vazão específica de nascentes perenes; 4) dispersão da vazão média e vazão específica de nascentes intermitentes

FIGURA 4: Gráficos de dispersão.

A correlação linear dos dados de vazão específica e vazão média apresentou um R^2 de 0,505. Ao analisar a correlação dessas variáveis face a sazonalidade das nascentes, constata-se a existência de uma forte correlação estatística nos dados das nascentes perenes (0,785), já para as nascentes intermitentes, existe uma fraca correlação (0,053).

Por fim, cabe ressaltar que não há grandes diferenças do ponto de vista dos condicionantes da dinâmica hidrogeomorfológica entra as áreas de estudos, sendo as pequenas variações encontradas decorrentes de aspectos locais.

5. Considerações Finais

Os resultados estatísticos não apontam correlação linear significativa entre os dados de vazão e os acumulados de precipitação no recorte temporal estudado. A dinâmica das nascentes ao longo do ano hidrológico deve ser analisada de maneira mais detalha para a compressão de processos que possam ser percebidos em uma escala mensal.

Deve-se levar em conta que cada nascente possuí seu próprio sistema complexo contendo fluxos subterrâneos e subsuperficiais que possibilitando a origem de um fluxo superficial conectado à rede de drenagem. A sazonalidade das nascentes influenciou a correlação entre as variáveis de vazão média e vazão específica, sendo a maior significância estatística encontrada nas nascentes perenes.

Para as cabeceiras estudadas foi observado que não existe uma relação clara entre o tamanho da área de contribuição dinâmica e o valor da vazão. Outros fatores ambientais, como os fluxos subterrâneos, ganham importância. São necessários esforços adicionais, com um período de monitoramento da vazão mais adequado e frequente para a compreensão da dinâmica hídrica das nascentes nas diferentes unidades geomorfológicas.

Apesar das similaridades geoecológicas em escala regional, os resultados mostram que fatores locais tendem a ter mais relevância no controle do regime hidrológico das nascentes, quando elas são observadas uma a uma. Por outro lado, em conjuntos amostrais, aspectos climáticos e hidrogeológicos serão preponderantes nessa ótica.

Agradecimentos

Os autores prestam seus agradecimentos à Fapemig (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais) pelo financiamento do projeto e fornecimento de bolsas de iniciação científica e a Universidade Federal de Juiz de Fora pela infraestrutura e bolsas de iniciação científica.

Referências

ALMEIDA NETO, J. O.; FELIPPE, M. F.; MAGALHÃES Jr., A. P.; COSTA, F. C. Caracterização Hidrogeoquímica de Cabeceiras de Drenagem na Serra da Mantiqueira. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 17., 2017, Campinas. **Anais...** Campinas: Universidade Estadual de Campinas, 2017a.

_____; MARQUES, L.O; MOURA, M. N; FELIPPE, M. F. Interpretação da dinâmica hidrológica de nascentes no campus da UFJF. In: SEMINÁRIO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA, 5., 2017, Juiz de Fora. **Anais...** Juiz de Fora, Universidade Federal de Juiz de Fora, 2017b.

ALVARENGA; M. I. N.; PAULA, M. B. Planejamento conservacionista em microbacias. **Informe Agropecuário**, v. 21, n. 207, p. 55-64, 2000. ISSN: 0100-3364.

ALVES, M. C.; BOTELHO, S. A.; PINTO, L. V. A.; POZZA, E. A.; OLIVEIRA, M. S.; FERREIRA, E.; ANDRADE, H. Variabilidade espacial de variáveis geobiofísicas nas nascentes da bacia hidrográfica do Ribeirão Santa Cruz. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 12, n. 5, p. 527-535, 2008. ISSN: 1807-1929.

CODEMIG – Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais. Portal da Geologia: Projeto Sul de Minas. **Mapa geológico: Folha Juiz de Fora – Etapa 1**. 2014. Escala 1:100.000. Acesso em: 07 de janeiro de 2020.

COELHO NETTO, A. L. Evolução de Cabeceiras de Drenagem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ): a formação e crescimento da rede de canais sob controle estrutural. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 4, n. 2, p. 69-100, 2003. DOI: 10.20502/rbg.v4i2.25.

CONTI, J. B. O Meio Ambiente Tropical. **Geografia**, v. 14, n. 28, p. 69-79, 1989.

CRUZ, J. S.; SOUZA, C. A. Dinâmica Hidrológica, Morfológica e Sedimentológica dos Córregos Urbanos: Fontes e Olhos d'Água – Mato Grosso. **Equador (UFPI)**, v. 7, n. 1, p. 96-113, 2018. ISSN: 2317-3491.

CUNHA, S. B. Canais fluviais e a questão ambiental. In. CUNHA, B. S.; GUERRA, T. J. A (Org.). **A questão ambiental:** diferentes abordagens. 6. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2010. p. 219-237.

FELIPPE, M. F.; MAGALHÃES JR., A. P. Análise da variabilidade da vazão das nascentes no Parque das Mangabeiras (Belo Horizonte-MG) em relação aos seus condicionantes ambientais. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 13., 2009, Viçosa-MG. **Anais....** Viçosa-MG: Universidade Federal de Viçosa, 2009.

GERHEIM. D. K. M.; OLIVEIRA, G. B.; FELIPPE, M. F. **Mananciais do loteamento Fazendinhas de Simão Pereira:** relatório técnico. Juiz de Fora, 2018.

_____. Relação entre precipitação e vazão de nascentes no município de Lagoa Santa-MG. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 20., 2013, Bento Gonçalves. **Anais...** Bento Gonçalves: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 2013.

HACK, J. T. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. **American Journal of Science.** v. 258-a, p. 80-97, 1960.

HOFFMANN, R.; VIEIRA, S. **Análise de Regressão:** uma introdução à econometria. 2. ed. São Paulo: HUCITEC, 1977.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Manual Técnico da Vegetação Brasileira.** Rio de Janeiro: IBGE, 2012.

INMET - Instituto Nacional de Meteorologia. **Normais climatológicas**. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/normaisClimatologicas>. Acesso em: 07 janeiro de 2020.

MACIEL, S. A. 2017. 213 f. **Análise da Relação Chuva-Vazão na Bacia Hidrográfica do Rio Paranaíba, Brasil.** Dissertação (Mestrado em Geografia): Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia, 2017.

OLIVEIRA, D. E. **Participação dos Sistemas Atmosféricos na Genese e Ritmo das Chuvas na Bacia Hidrográfica do Rio Preto, MG/RJ**. 2016. 145 f. Dissertação (Mestrado em Geografia)- Instituto de Ciências Humanas, Universidade Federal de Juiz de Fora, Juiz de Fora, 2016.

RADAMBRASIL. **Folhas SF23/24 Rio de Janeiro/Vitória**, geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1983.

ROGERSON, P. A. **Métodos estatísticos para geografia: um guia para o estudante**. 3. ed. Porto Alegre: Bookman, 2012.

SIDLE, R. C.; GOMI, T.; TSUKAMOTO, Y. Discovery of Zero-order Basins as Important Link for Progress in Hydrogeomorphology. **Hydrological Prosses**, v. 32, n. 19, p. 3059-3065, 2018. DOI: 10.1002/hyp.13246.

SEMAD – Secretaria do Meio Ambiente e do Desenvolvimento de Minas Gerais. FEAM – Fundação Estadual do Meio Ambiente. IEF – Instituto Estadual de Florestas. IGAM – Instituto Mineiro de Gestão das Águas. Portal IDE-SISEMA – Infraestrutura de Dados Espaciais do Sistema Estadual de Meio Ambiente e Recursos Hídricos. **Mapeamento Geológico de Minas Gerais (CODEMIG/CPRM)**. Escala 1:1.000.000. Acesso em: 07 de janeiro de 2020.

TOLEDO, J. A. C.; MOURA, M. N.; ROCHA, N. R. G.; MOREM, D. B. C.; FELIPPE, M. F. Aplicação de Protocolos Rápidos para a Avaliação Ambiental e Nascentes: Empecilhos e Possibilidades. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 18., 2019, Fortaleza. **Anais...** Fortaleza: Universidade Federal do Ceará, 2019.

SUSCETIBILIDADE AO DESENVOLVIMENTO DE CORRIDAS DE DETRITOS NO TERRITÓRIO DO GEOPARQUE CAMINHOS DOS CÂNIONS DO SUL (RS/SC)

Marina Tamaki de Oliveira Sugiyama
Universidade do Estado de Santa Catarina
Av. Me. Benvenuta, 2007 CEP: 88.035-901
E-mail: maritamaki12@gmail.com
Maria Carolina Villaça Gomes
Universidade do Estado de Santa Catarina
Av. Me. Benvenuta, 2007 CEP: 88.035-901
E-mail: mcarolvlg@gmail.com

Resumo

Diversos estudos têm apontado a forte relação entre os parâmetros morfométricos e a deflagração de processos hidrogeomorfológicos, como as corridas de detritos. Tendo em vista a proposta de criação do Geoparque Caminhos dos Cânions do Sul (RS/SC) em uma área historicamente atingida por estes processos, este trabalho tem como objetivo avaliar a partir da morfometria a suscetibilidade ao desenvolvimento de corridas de detritos no território do Geoparque. Para tanto, foram delimitadas 25 bacias hidrográficas na área de estudo, para as quais foram gerados 12 parâmetros morfométricos. Por fim, foram confrontados o resultado da suscetibilidade, o registro de ocorrências e a localização dos geossítios. Dessa forma, os resultados apontam para uma elevada suscetibilidade a corridas de detritos em bacias com a presença de geossítios, comprovando a necessidade de estudos sobre a suscetibilidade a estes processos para a elaboração de um plano preventivo de redução de riscos e desastres.

Palavras-chave: Corridas de detritos; Morfometria; Suscetibilidade.

1. Introdução

As corridas de detritos são movimentos de massa induzidos pela ação da gravidade, nos quais os materiais se comportam como fluidos altamente viscosos (COSTA, 1984). Este processo é caracterizado pela alta capacidade de erosão e alta velocidade que, comumente, varia de 5 a 20m/s, transportando um grande volume de material por longas distâncias em um curto período (KANJI e GRAMANI, 2001). O material transportado é constituído por uma massa conjugada de sólidos e fluidos, formados por grandes volumes de material fino, blocos de rocha, troncos, quantidades variadas de água e outros materiais presentes nas encostas.

Esta tipologia de movimento de massa é considerada um dos mais destrutivos processos naturais associados à dinâmica externa, sendo responsáveis por expressivas transformações na paisagem (KANJI e GRAMANI, 2001). O poder destrutivo das corridas tende a aumentar conforme a distância percorrida, da sua iniciação até sua deposição, devido à remobilização do material preexistente que é incorporado ao longo de seu trajeto. Este comportamento está ligado às características da rede de drenagem e do terreno, sobretudo a declividade, que contribui para o aumento da velocidade deste processo. No geral, as corridas de detritos no Brasil estão relacionadas a escorregamentos de encostas ocasionados por precipitações anômalas que aumentam o teor de umidade das encostas e resultam na perda de atrito interno do material em repouso (CORREA, 2018). Chuvas de grande intensidade e de curta duração, geralmente a partir de 60-70mm/h, são responsáveis pela deflagração de movimentos de massa, com ocorrência generalizada de deslizamentos e corridas de detritos (KANJI e GRAMANI, 2001).

Além dos condicionantes hidrológicos, como altos índices pluviométricos, a ocorrência de corridas é favorecida por um conjunto de fatores geológicos (presença de detritos ou rochas passiveis de mobilização), geomorfológico (declividade, geralmente superior aos 25°, e curvatura das encostas) (IPT, 2002). Dessa forma, as corridas de detritos são processos fortemente influenciados pelas características morfométricas da bacia, relativas ao padrão de drenagem e à configuração do relevo. Diversos autores têm utilizado os parâmetros morfométricos para o estudo das corridas de detritos (JAKOB, 1996; DE SCALLY *et al.,* 2001; VIEIRA *et al.* 1996; DIAS *et al.,* 2016; GOMES, 2016; KANJI e GRAMANI, 2001; CABRAL *et al*., 2021), demonstrando a importância da morfometria para a deflagração deste processo.

A análise das características morfométricas do padrão de drenagem e do relevo, além de expressar a forte relação com a litologia, estrutura geológica e formação superficial dos elementos que compõem a superfície terrestre, possibilita a obtenção de informações referentes as propriedades do terreno, como a infiltração, fluxo dos canais e escoamento superficial (PISSARA, 2004). O fluxo dos canais depende dos fatores que determinam o excesso de água precipitada e aqueles que influenciam o tempo total que a chuva leva para percorrer toda a bacia (MORISAWA, 1962). Os fatores que controlam o excesso de chuva estão intimamente relacionados ao clima, vegetação, capacidade de infiltração e estoque superficial de água. Já os fatores geomorfológicos, tais como comprimento dos canais, forma da bacia, declividade, bem como a litologia e a estrutura geológica, influenciam no escoamento superficial e na vazão fluvial.

Além disso, a literatura mostra que a maioria das corridas de detritos ocorre em bacias de alta declividade e pequena dimensão (KELLER, 1992; KANJI e GRAMANI, 2001; CASTRO, 2003). A declividade de uma bacia é um dos principais fatores que regulam o tempo de concentração nos cursos d'água e o tempo de duração do escoamento superficial. Além disso, bacias com maior declividade

possuem maior ação da gravidade sobre os processos geomorfológicos e, consequentemente, sobre o transporte e deflagração das corridas de detritos (JAKOB, 1996). Declividades de encostas superiores a 30° são consideradas crítica para a geração de corridas, ainda que seus valores mínimos variem de 20° a 25, enquanto que, nos canais, a declividade para movimentação do material depositado no leito varia de 15 a 20° (KANJI e GRAMANI, 2001).

Conforme exposto, os parâmetros morfométricos guardam estrita relação com os processos geomorfológicos, entretanto, os parâmetros por si só não são capazes de fornecer uma análise conclusiva sobre os processos. Sendo assim, são os significados das correlações dos parâmetros, índices morfométricos e as características hidrológicas que revelam a atuação dos processos hidrogeomorfológicos, como as corridas de detritos (CHEREM *et al.,* 2020).

Em áreas protegidas, as quais abrangem elementos dotados de interesses científicos, educativos, culturais, e turístico, seus efeitos, embora importantes para a dinâmica natural da paisagem, podem levar à descaracterização momentânea deste patrimônio natural, bem como colocar em risco os frequentadores destes espaços. No território do Geoparque Caminho dos Cânions do Sul (GCCS), localizado nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, os geossítios abrangidos são periodicamente palco de eventos hidrogeomorfológicos de grande magnitude, sendo estes locais, por vezes, dotados de valor científico devido à própria ocorrência desses eventos.

Dentre os eventos de grande magnitude ocorridos na região, cabe destaque aos ocorridos em dezembro de 1995, quando os elevados índices pluviométricos, associados à passagem de um sistema frontal e um vórtice ciclônico, ocasionaram processos erosivos generalizados nas escarpas e patamares da Serra Geral (VALDATI, 2000). Entretanto, conforme Pellerin *et al.* (1997), apesar de catastrófico, este evento não pode ser considerado totalmente excepcional, uma vez que em 1974 um evento semelhante, ainda de maior magnitude, foi registrado nas encostas da Serra Geral. Além disso, os depósitos encontrados em fundos de vale demostram que o fenômeno é recorrente na história geológica da região (DUARTE, 1995).

Dessa forma, tendo em vista a existência de geossítios em uma área historicamente atingida por processos de movimentos de massa, com registros de corridas de detritos, este trabalho tem como objetivo avaliar a partir da morfometria de bacias a suscetibilidade ao desenvolvimento de corridas de detritos no território do Geoparque Caminhos dos Cânions do Sul (RS/SC). A identificação de áreas com diferentes graus de suscetibilidade é fundamental para a elaboração de um plano preventivo de redução de riscos e desastres.

2. Área de estudo

Com uma área de 2.829 km² o GCCS engloba sete municípios pertencentes aos estados de Rio Grande do Sul e Santa Catarina, sendo eles: Cambará do Sul (RS), Jacinto Machado (SC), Mampituba (RS), Morro Grande (SC), Praia Grande (SC), Timbé do Sul (SC) e Torres (RS) (Figura 1).

A conformação geológica da área de estudo é resultado da conjunção de inúmeros eventos geotectônicos que remontam à evolução da Bacia do Paraná, que se caracteriza como uma bacia vulcanossedimentar intracratônica que evoluiu sobre a Plataforma Sul-Americana. O arcabouço estratigráfico da Bacia do Paraná é formado por seis Supersequências, sendo que no território do GCCS encontram-se os registros das Supersequeências Gondwana I, com os arenitos eólicos, pelitos lacustres e depósitos fluviais da Formação Rio do Rasto, e Gondwana III, com os sedimentos eólicos da Formação Botucatu e os derrames vulcânicos da Formação Serra Geral.

O soerguimento da borda leste do Planalto, concomitante ao processo de separação do Gondwana, expôs todo o pacote de rochas sedimentares da Bacia do Paraná a intensos fenômenos erosivos, formando desníveis de mais de 1.000m. Assim, na área de estudo encontram-se quatro compartimentos geomorfológicos bem delimitados: o Planalto, a Serra, os Patamares e a Planície (Figura 1).

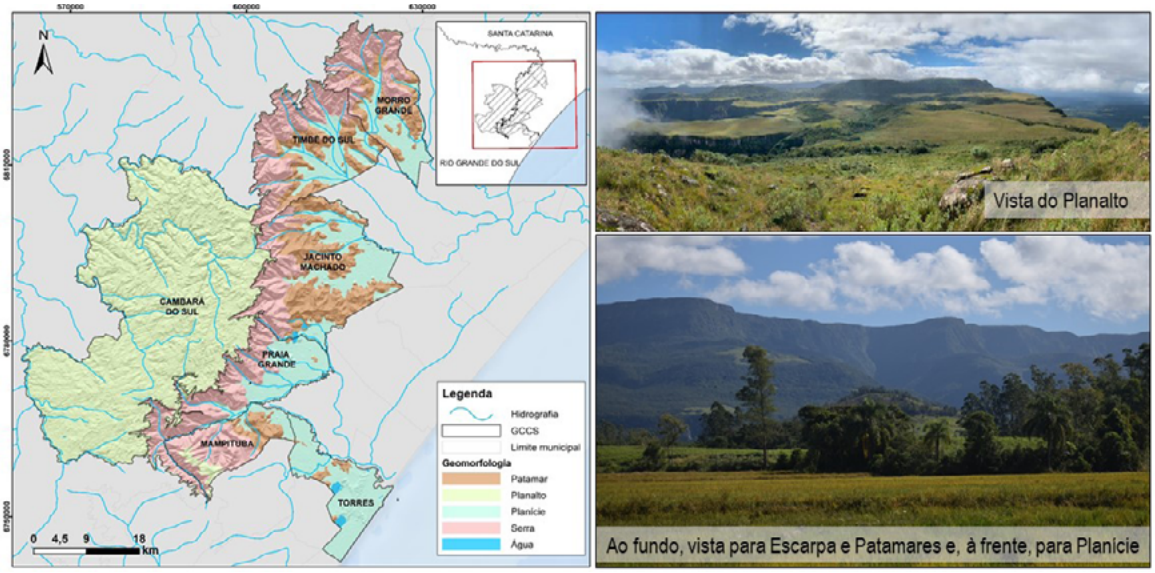


Figura 1: Localização da área de estudo e compartimentação geomorfológica.

O Planalto dos Campos Gerais constitui o Planalto Sul Brasileiro soerguido durante o Cretáceo e que possui uma suave e contínua inclinação da superfície para o oeste, em direção ao interior. Neste compartimento encontram-se as nascentes dos principais rios da região, seguindo um nítido controle estrutural de falhas e diáclases. O relevo é marcado por formas planas e suavemente onduladas, de baixa declividade, em altitudes superiores aos 900m. Já a Serra Geral representa na realidade as escarpas do planalto e é caracterizada pela intensa dissecação do seu *front*, muitas vezes condicionada pelas estruturas geológicas do substrato, apresentando profundos vales em "V", com formas abruptas e escarpadas, localizada em altitudes entre 400 e 900m (FLORES *et al*., 1993). As escarpas da Serra Geral apresentam, ao longo da área de estudo, paredões verticalizados na forma de cânions, devido à incisão fluvial ao longo dos lineamentos tectônicos, sendo comum a ocorrência de quedas de blocos no contato entre os derrames de diferente acidez (SANTOS, 2021).

Em altitudes um pouco mais inferiores (de 200 a 400m) encontram-se os Patamares da Serra Geral, constituindo o relevo intermediário entre as formas escarpadas da Serra Geral e a Planície Costeira. Este compartimento é constituído por relevo moderadamente dissecado, com colinas onduladas e média declividade. Por fim, a Planície Costeira, formada por sistemas deposicionais continentais e costeiros, se situa em cotas inferiores aos 200m.

O território do GCCS está inserido em duas grandes bacias hidrográficas: a Bacia do rio Mampituba e do rio Araranguá. Grande parte das cabeceiras das bacias do rio Araranguá e Mampituba encontra-se nos terrenos íngremes da Formação Serra Geral, apresentando um nítido controle estrutural no padrão de drenagem. Já as cabeceiras situadas nos Patamares da Serra Geral encontram-se encaixadas em rochas sedimentares da Formação Rio do Rasto e Formação Botucatu, apresentando um padrão de drenagem dendrítico. Quando deixam os terrenos íngremes das encostas, os rios atingem os sedimentos quaternários da

Planície Costeira, onde o relevo é muito suave e a drenagem é caracterizada por canais entrelaçados. Somente esparsos fragmentos do Planalto estão inseridos na bacia do rio Araranguá, possivelmente, devido ao recuo mais expressivo do *front* da Serra Geral nesta região - muitas das pequenas cabeceiras de drenagem que antes fluíam para oeste, foram capturadas pelos tributários do rio Araranguá, a partir do recuo erosivo da escarpa.

A nítida diferenciação entre os compartimentos do relevo na área de estudo guarda estreita relação com a ocorrência de processos de grande magnitude. Um fator de extrema contribuição para os altos índices pluviométricos da região é a barreira orográfica representada pela escarpa da Serra Geral. Valdati (2000) registrou uma média de precipitação anual de 2519mm nas encostas da Serra Geral, a 220m de altitude, e 1766mm a 70m de altitude, representando um aumento de 30% na precipitação em apenas 160m. A precipitação média anual da área de estudo varia de 1507mm no município de Torres, a 8,47m de altitude, e 1823mm em Cambará do Sul, a 1015m (INMET, 2020). Assim, as chuvas resultantes da colisão de sistemas frontais, somadas ao efeito orográfico na escarpa, condiciona a grande recorrência de movimentos de massa na área do GCCS, de forma que no período de 1974 a 2017 foram registradas cerca de 16 ocorrências de "deslizamentos", entretanto, não foi possível diferenciar os tipos de movimentos de massa nos registros de ocorrências (PIMENTA *et al.,* 2018).

3. Metodologia

Os procedimentos adotados para este trabalho se dividem em quatro etapas principais: (i) delimitação das bacias hidrográficas; (ii) geração dos parâmetros morfométricos; (iii) avaliação da suscetibilidade das bacias ao desenvolvimento de corridas de detritos e; (iv) análise conjunta da suscetibilidade com os registros de ocorrência de corridas e a localização dos geossítios. Para o processamento e análise dos dados, utilizou-se o *software* ArcGis 10.5 disponibilizado pela empresa ESRI.

O processamento dos dados foi realizado a partir do Modelo Digital de Elevação (MDE) do projeto TOPODATA do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), elaborado com base nos dados SRTM com resolução de 30 m. Para o refinamento da drenagem gerada a partir do MDE, foi utilizada a base hidrográfica do Estado de Santa Catarina da Secretaria de Desenvolvimento Sustentável (SDS), elaborada em escala 1:10.000 e produzida a partir de dados com 1m de resolução.

O recorte espacial teve como critério as bacias hidrográficas do GCCS que atingem o compartimento da planície costeira, excluindo, portanto, as bacias hidrográficas localizadas exclusivamente na escarpa e no planalto. Além disso, foram analisadas somente bacias a partir da 3° ordem hierárquica. Após a delimitação das bacias hidrográficas foram gerados 12 parâmetros morfométricos com base no uso recorrente na literatura e que apresentaram resultados confiáveis, considerando tanto os parâmetros relativos à rede hidrográfica como do relevo da bacia (Figura 2).

Parâmetro (Autor)	Autor	Unidade
Ordem hierárquica (O)	Strahler, 1945; Christofoletti, 1980	Ordinal
Área da Bacia (A)	Keller, 1992; Kanji, 2005; Castro, 2003; Zăvoianu, 1985; Morisawa, 1962, Jakob, 1996	Km²
Área acima de 30° (A_{30})	Kanji e Gramani, 2001; Gramani *et al.*, 2005	%
Perímetro (P)	Souza, 2005; ZĂVOIANU, 1985	Km
Densidade de drenagem (Dd)	Horton, 1945; Morisawa, 1962; Zăvoianu, 1985	Adimensional
Taxa de relevo (Tr)	Horton, 1945; JAKOB, 1996, GOMES, 2016	M/km
Comprimento do canal principal (L)	HORTON, 1945, Zăvoianu, 1985; Souza, 2005.	Km
Declividade média da bacia (S)	Kanji e Gramani, 2001; JAKOB, 1996; Horton, 1945	Graus (°)
Declividade média do canal principal (S_L)	Souza, 2005; Morisawa, 1962.	Graus (°)
Amplitude altimétrica (H)	Jakob, 1996; Gomes, 2016; Dias, 2017	M
Índice de circularidade (Ic)	Kanji e Gramani, 2001; Gramani *et al.*, 2005, Morisawa, 1962.	Adimensional
Comprimento total dos canais (Lc)	Souza, 2005; Horton 1945; Morisawa, 1962	Km

Figura 2: Parâmetros morfométricos utilizados na pesquisa.

Uma vez obtido o resultado dos parâmetros morfométricos para as bacias de drenagem, procedeu-se à geração dos coeficientes de correlação de Pearson, com o intuito de avaliar as relações entre os parâmetros morfométricos (referentes à rede de drenagem e superfície da bacia hidrográfica) e a litologia/ condicionantes estruturais.

Para a avaliação da suscetibilidade a corridas de detritos, utilizou-se a metodologia de Gramani *et al.* (2005), desenvolvida com o intuito de identificar o grau de criticidade das bacias à deflagração de corridas. A criticidade das bacias é obtida a partir da relativização dos valores dos parâmetros para as bacias, de forma que seu resultado aponta para uma maior ou menor criticidade relativa. O método propõe uma análise qualitativa baseada nos resultados dos parâmetros considerados como condicionantes das corridas de detritos, sendo eles: porcentagem da área com *declividade superior a 30°* (A30); inverso da *área da bacia* (); *amplitude da bacia* (H); *declividade do canal principal* (SL) e; inverso *do índice de circularidade* ().

Conforme a metodologia, os valores dos parâmetros foram transformados em índices adimensionais, a partir da divisão de cada parâmetro da bacia pelo menor valor do mesmo parâmetro obtido para as demais bacias, de modo que o menor valor de cada parâmetro seja igual a 1,0. Após esta etapa, os valores foram ponderados a partir de pesos definidos conforme sua importância no processo de geração de corridas, sendo eles: 2,5 para A30; 0,5 para ; 1,0 para H; 0,5 para

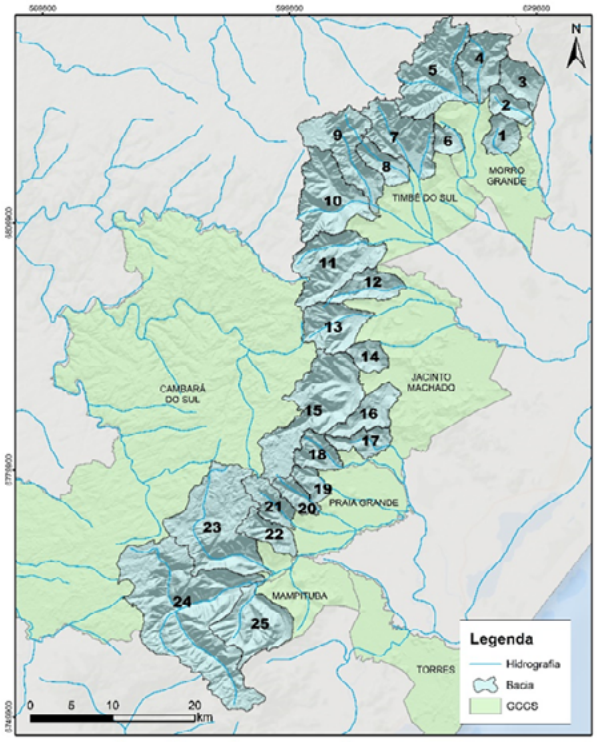
SL e; 0,5 para . Para cada bacia foram somados os valores ponderados de cada parâmetro, os quais foram normalizados novamente, resultando em um índice de criticidade para as bacias.

A partir do índice de criticidade obtido através da metodologia de KANJI e GRAMANI (2001), foram definidos intervalos homogêneos para a categorização das bacias em classes de suscetibilidade ao desenvolvimento de corridas de detrito, sendo elas: BAIXA, MÉDIA, ALTA e MUITO ALTA.

Por fim, o resultado da classificação das bacias em relação à suscetibilidade ao desenvolvimento de corridas de detritos foi confrontado com os registros de ocorrência de eventos extremos no território do GCCS, durante o período de 1974 a 2017 (PIMENTA *et al.,* 2018), e com a localização dos geossítios, com o intuito de averiguar a localização das bacias de maior suscetibilidade em relação aos mesmos.

4. Resultados e discussões

A etapa de delimitação das bacias para a avaliação da suscetibilidade ao desenvolvimento de corridas de detritos resultou na definição de 25 bacias de drenagem no território do GCCS (Figura 3). Os resultados da aplicação dos parâmetros morfométricos demonstram que as bacias da área de estudo possuem configurações distintas, com expressivas diferenças em suas características morfométricas, ainda que inseridas em um mesmo contexto geológico-geomorfológico.



Bacia	Parâmetro											
	O	A	A_{30}	P	D_d	Tr	L	S	S_L	H	I_C	L_C
B1	4	17,1	1,4	19,2	2,5	149,9	4,3	10,8	9,3	652	0,58	42,8
B2	3	15,8	5,7	17,7	2,3	105,4	6,0	10,6	10,4	641	0,63	37,7
B3	4	21,5	16,1	20,3	2,8	151,8	7,5	17,6	9,3	1138	0,66	60,3
B4	4	35,1	35,9	27,9	2,5	123,0	9,0	17,1	13,0	1113	0,57	90,2
B5	6	72,7	48,0	51,9	3,4	104,7	11,2	27,1	14,5	1183	0,34	245,0
B6	4	10,4	7,9	13,5	2,4	136,5	4,7	14,4	9,0	651	0,73	25,7
B7	4	51,2	36,1	41,9	2,8	102,9	11,0	23,0	8,8	1136	0,37	143,4
B8	4	19,1	17,4	21,7	3,3	145,1	7,5	16,0	8,1	1101	0,51	63,5
B9	4	55,8	27,5	46,9	2,2	81,4	14,2	18,9	8,6	1157	0,32	124,1
B10	5	61,8	30,4	43,4	2,0	95,2	12,1	23,3	8,4	1152	0,41	123,6
B11	5	62,0	26,9	42,2	2,7	80,9	13,0	21,2	9,1	1060	0,44	167,4
B12	4	24,4	4,4	25,2	2,8	83,5	9,8	12,5	6,7	823	0,48	70,0
B13	4	37,1	23,8	28,5	2,1	114,1	9,4	20,5	10,2	1074	0,57	78,5
B14	3	14,3	1,7	15,6	1,9	140,2	5,2	12,4	7,3	735	0,74	27,9
B15	5	89,2	20,7	62,4	1,9	63,2	16,0	17,7	15,2	1015	0,29	170,9
B16	3	26,9	1,5	20,5	1,4	88,8	10,0	11,0	9,6	888	0,42	40,0
B17	3	17,9	5,4	23,7	1,5	117,5	7,8	13,5	12,1	917	0,40	27,9
B18	4	19,7	41,4	20,9	1,6	163,5	6,2	25,5	13,9	1020	0,57	32,2
B19	4	12,0	23,6	16,7	2,5	174,4	5,6	18,9	10,3	992	0,54	30,7
B20	3	13,5	31,8	19,5	2,0	148,5	6,8	23,3	11,7	1018	0,45	27,0
B21	3	21,4	26,4	24,3	2,0	136,4	7,5	19,0	10,6	1027	0,46	42,9
B22	3	20,2	18,1	23,1	1,5	129,9	7,7	18,1	7,1	1012	0,48	30,7
B23	4	102,1	9,5	57,7	1,5	71,0	14,6	11,4	8,3	1038	0,38	153,4
B24	4	184,6	19,7	88,8	1,6	54,8	17,9	17,6	8,4	982	0,29	306,5
B25	3	53,2	15,2	37,6	1,1	89,3	10,9	19,3	9,4	977	0,47	58,1
Mínimo	3	10,4	1,4	13,5	1,1	54,8	4,3	10,6	6,7	641	0,29	25,7
Média	3,8	42,4	19,9	32,8	2,2	114,1	9,4	17,6	10,0	980	0,48	88,8
Máximo	6	184,6	48,0	88,8	3,3	174,4	17,9	27,1	15,2	1183	0,74	306,5
Amplitude	3	174,1	46,6	75,4	2,2	119,5	13,5	16,5	8,4	542	0,45	280,7
Desvio Padrão	0,7	39,0	13,1	18,0	0,5	32,8	3,6	4,7	2,2	163	0,13	74,0

Legenda: Mínimo | Média | Máximo

Figura 3: À direita, resultado da delimitação das bacias de drenagem e, à esquerda, resultado dos parâmetros obtidos. Legenda: *ordem hierárquica* (O); área da bacia (A); porcentagem da área acima de 30° (A30); *perímetro* (P); *densidade de drenagem* (Dd); *taxa de relevo* (Tr); *comprimento do canal principal* (L); *declividade média da bacia* (S); *declividade média do canal principal* (SL); *amplitude altimétrica* (H); índice de circularidade (Ic); *comprimento total dos canais* (Lc).

A amplitude dos resultados dos parâmetros foi: área da bacia (A), entre 10,48 e 184,67km^2; *taxa de relevo* (Tr), entre 54,82 e 174,41; perímetro da bacia (P), entre 13,45 e

88,89km.; área acima de 30° (A30), entre 1,4 e 48,8%; *comprimento total dos canais* (Lc), entre 25,7 e 306,5km; d*ensidade de drenagem* (Dd) de 1,1 a 3,4; *comprimento do canal principal* (L) de 4,35 a 17,93km; *declividade média da bacia* (S) de 10,66° a 27,17°; *declividade do canal principal* (SL) de 6,7 a 15,2°; *amplitude altimétrica* (H) de 641 a 1183m; índice circularidade (Ic) de 0,29 a 0,74 e; *ordem hierárquica* (O) de 3° a 6°. No território do GCCS a maior bacia é a B24, de 4° ordem, com uma área de 184,67km², 88,89km de perímetro, 17,93km do canal principal e declividade média de 17,62°. Já a menor bacia (B6, com 10,48km² de área) possui os menores valores de perímetro (13,45km) e de canal principal (4,71km), valores médios de declividade (14,45°) e ordem hierárquica igual a 4° ordem.

Dentre os 66 coeficientes de correlação gerados (Figura 4), foram obtidas apenas 14 correlações significativas: A/P (0,98); A/Tr (-0,75); A/L (0,89); A/Lc (0,91); A30/S (0,93); A30/H (0,75); P/Tr (-0,80); P/L (0,94); P/Ic (-0,78); P/Lc (0,93); Tr/L (-0,88); L/Ic (-0,81); L/Lc (0,84) e; S/H (0,71). Os parâmetros que apresentaram maior relação significativa com os demais foram a *área* (A) e o *perímetro* (P), que também apresentaram forte relação positiva entre si e com os *parâmetros de comprimento do canal principal* (L) e *comprimento total dos canais* (LC), além de uma relação forte e inversamente proporcional com a *taxa de relevo* (Tr). Ainda, o *perímetro* (P) apresentou uma forte relação negativa com o *índice de circularidade* (Ic), que por sua vez, também apresenta forte relação inversamente proporcional com o *comprimento do canal principal* (L).

	O	A	A30	P	Dd	Tr	L	S	SL	H	IC	Lc
O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
A	0,41	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
A30	0,52	0,19	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P	0,47	**0,98**	0,26	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dd	0,54	-0,20	0,26	-0,17	-	-	-	-	-	-	-	-
Tr	-0,3	**-0,75**	0,07	**-0,80**	0,23	-	-	-	-	-	-	-
L	0,44	**0,89**	0,24	**0,94**	-0,18	**-0,88**	-	-	-	-	-	-
S	0,47	0,16	**0,93**	0,22	0,15	0,10	0,20	-	-	-	-	-
SL	0,32	0,02	0,509	0,09	0,02	0,10	0,03	0,411	-	-	-	-
H	0,43	0,321	**0,75**	0,411	0,14	-0,15	0,5	**0,71**	0,22	-	-	-
IC	-0,3	0,321	-0,344	**-0,78**	0,16	0,67	**-0,81**	-0,31	-0,19	-0,54	-	-
LC	0,67	**0,91**	0,396	**0,93**	0,15	-0,7	**0,84**	0,328	0,13	0,44	-0,67	-

Legenda: Fraca Média **Forte**

Figura 4: Resultado dos coeficientes de correlação de Pearson, gerados para os 12 parâmetros morfométricos utilizados. Legenda: *ordem hierárquica* (O); área da bacia (A); porcentagem da área acima de 30°(A30); *perímetro* (P); *densidade de drenagem* (Dd); *taxa de relevo* (Tr); *comprimento do canal principal* (L); *declividade média da bacia* (S); *declividade média do canal principal* (SL); *amplitude altimétrica* (H); índice de circularidade (Ic); *comprimento total dos canais* (Lc).

A *área acima de 30°* (A30) apresentou forte relação positiva com o a *amplitude altimétrica* (H) e com a *declividade média da bacia* (S), entretanto, a relação com a *declividade do canal principal* (SL) foi moderada, demonstrando a importância da utilização destes dois parâmetros (S e SL) de maneira desassociada. Ainda, a *declividade do canal principal* (SL), assim como a *densidade de drenagem* (Dd), não apresentaram nenhuma correlação significativa com os demais parâmetros. Os maiores coeficientes de correlação obtidos foram: A/P (0,98), L/P (0,94), A30/S e Lc/P (0,93).

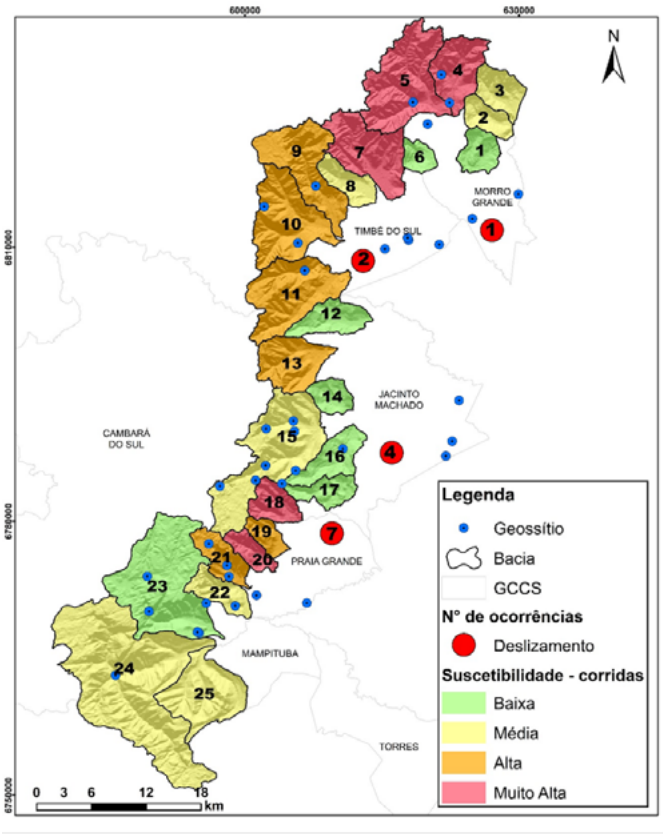
O resultado dos parâmetros morfométricos indicam características típicas de bacias localizadas em áreas escarpadas (com valores elevados de H, A30 e S) e que possuem um nítido controle estrutural, refletido diretamente nos resultados da Dd e Ic. Os valores relativamente baixos/medianos da Dd em uma área com alto índice pluviométrico, solos rasos e pouco permeáveis, demonstram a forte incisão fluvial nas linhas de falhas e fraturas, uma vez que este parâmetro é fortemente condicionado pelas estruturas (MORISAWA, 1962). Da mesma forma, os valores baixos de Ic, inversamente proporcional a P, expõem o forte controle estrutural sobre a drenagem na área de estudo, pois, nas bacias onde o canal principal encontra-se encaixado nos lineamentos, a drenagem tende a seguir um traçado retilíneo em direção a jusante, resultando em um formato mais alongado para as bacias, ao contrário daquelas que apresentam pouco controle estrutural, e apresentam formatos mais circulares. Vale destacar que as bacias com maiores valores de Ic possuem maior área nos Patamares da Serra Geral, onde predominam as litologias sedimentares da Formação Rio do Rasto e Botucatu que, por sua vez, apresentam menor concentração de lineamentos se comparados à Formação da Serra Geral.

Os valores obtidos para o índice de criticidade variam de 1,0 a 8,7, sendo a B18 a de maior suscetibilidade ao desenvolvimento de corridas e a B16 a de menor suscetibilidade (Figura 5). Seguindo a ordem de criticidade, as bacias B16, B1, B14, B12, B17, B2, B23 e B6 foram classificadas como de **Baixa Suscetibilidade**, com índice de criticidade variando de 1,0 a 2,7. No geral, estas bacias apresentam pequena *área acima de 30°* (A30), com os menores valores dentre as bacias, variando de 1,45 a 9,51%, e menor amplitude altimétrica (H), com valores entre 641,2 e 1039m, variando de 641 a 917m para a maioria destas bacias, com exceção dos valores obtidos para a B23. Os demais parâmetros possuem resultados variados, com *inverso da área* (1/A) entre 0,01 e 0,095, sendo o maior obtido para B6, a menor bacia da área de estudo; *declividade média do canal principal* (SL) entre 6,7 e 12°, com o menor valor obtido nesta classe e para as demais bacias do GCCS, para a B12 e; inverso do *índice de circularidade* (1/Ic) entre 1,35 e 2,63.

As bacias com índice de criticidade entre 3,4 e 4,5 (B25, B3, B24, B8, B22 e B15) são as bacias de **Média Suscetibilidade**. Estas bacias possuem características variadas: *área acima de 30°* (A30) entre 15,28 e 20,73%, com valores inferiores à média das bacias, com exceção do resultado obtido para B15 (20,7%); inverso da *área da bacia* (1/A) entre 0,005 e 0,052; *amplitude altimétrica* (H) entre 977,6 e 1139m; *declividade média do canal principa*l (SL) entre 7,1 e 15°, com o maior valor para B15, que também apresentou o maior valor em relação as demais bacias da área de estudo e; inverso do *índice de circularidade* (1/Ic) entre 1,52 e 3,45.

As bacias de **Alta Suscetibilidade** obtiveram índice de criticidade entre 5,1 e 6,3, sendo elas: B13, B11, B19, B9, B21 e B10. Estas bacias possuem valores de *área acima de 30°* (A30) entre 23,61 e 27,58% e *amplitude altimétrica* (H) entre 992,41 e 1157,95m, com ambos os parâmetros para esta classe com valores superiores à média. Os parâmetros de *declividade média do canal principal* (SL), inverso da *área da bacia* (1/A) e inverso do *índice de circularidade* (1/Ic) apresentaram valores variados: SL entre 8,67 e 10,67; 1/A entre 0,016 e 0,047 e; 1/Ic entre 1,75 e 3,13.

Por fim, as bacias classificadas como de **Muito Alta Suscetibilidade** são as bacias B20, B5, B4, B7 e B18 que apresentaram índice de criticidade entre 7,1 e 8,7. No geral, estas bacias apresentam elevada *área acima de 30°* (A30), com os maiores valores dentre as bacias, variando de 31,82 a 48,06%, e elevada amplitude altimétrica (H), com valores entre 1018,72 e 1183,62m. O resultado dos demais parâmetros morfométricos obtidos para esta classe foram: declividade média do canal principal (SL) entre 8,82 e 14,57°; inverso da *área da bacia* (1/A) entre 0,014 e 0,074 e; inverso do *índice de circularidade* (1/Ic) entre 1,75 e 2,94.



Bacia	Índice de criticidade	Suscetibilidade
B18	8,7	Muito Alta
B4	7,4	
B7	7,4	
B5	7,4	
B20	7,1	
B10	6,3	Alta
B21	5,8	
B9	5,8	
B19	5,7	
B11	5,6	
B13	5,1	
B15	4,5	Média
B22	4,3	
B8	4,2	
B24	4,2	
B3	3,9	
B25	3,4	
B6	2,7	Baixa
B23	2,2	
B2	2,0	
B17	1,9	
B12	1,5	
B14	1,3	
B1	1,1	
B16	1,0	

Figura 5: Resultado da classificação da suscetibilidade ao desenvolvimento de corridas de detritos para as bacias de drenagem. À direita, localização das bacias, dos geossítios e número de ocorrência de deslizamentos por municípios. À esquerda, índice de criticidade das bacias e classificação da suscetibilidade.

Os parâmetros que apresentaram maior peso na determinação de bacias de Muito Alta Suscetibilidade são: A30, H e SL. Tendo em vista que as corridas de detritos são processos induzidos pela gravidade (COSTA, 1984), a amplitude altimétrica e a declividade estão intimamente relacionadas com a suscetibilidade ao desenvolvimento de corridas, sendo esperado que as bacias de maior suscetibilidade apresentem valores mais críticos para estes parâmetros. Assim, quanto maior a amplitude da bacia maior poderá ser a distância percorrida pela corrida e, portanto, maior será a quantidade de material remobilizado pelo fluxo, aumentando seu poder destrutivo. Gomes (2016) constatou que as bacias com ocorrência de eventos de maior magnitude possuem valores médios de H superiores aos das bacias com evidência de corridas de menor magnitude.

Os valores de A30 obtidos demonstram características relacionadas à morfologia do relevo, acusando o percentual da área escarpada. Diversos autores atribuíram valores críticos de declividade para a iniciação das corridas (COSTA, 1984; VAN DINE, 1996; KANJI e GRAMANI, 2001), entretanto, conforme a metodologia proposta por Gramani *et al.* (2005), os valores críticos de declividade são aqueles acima de 30°. Para as bacias classificadas como de Muito Alta Suscetibilidade os valores de A30 demonstram que as bacias desta classe possuem aproximadamente 1/3 da área localizada acima de 30°, com quase 50% para a B5.

Quando consideradas as ocorrências de movimentos de massa nos municípios do GCCS, observa-se certa tendência de que as bacias com maior suscetibilidade ao desenvolvimento de corridas estejam localizadas nos

municípios com maior número de ocorrências de deslizamentos. O município de Praia Grande possui registro de sete ocorrências de deslizamentos, com duas bacias classificadas como de Muito Alta Suscetibilidade (B18 e B20) e outras duas de Alta Suscetibilidade. Já no município de Jacinto Machado, onde foram registradas quatro ocorrências de deslizamentos, apenas uma (B13) das seis bacias do município foi classificada como de Alta Suscetibilidade. Em Timbé do Sul, que registrou apenas duas ocorrências, das seis bacias existentes, três foram classificadas como de Alta Suscetibilidade (B11, B10 e B9) e uma de Muito Alta Suscetibilidade ao desenvolvimento de corridas (B7). Por fim, no município de Morro Grande, que apresenta apenas um registro de ocorrência de deslizamento, duas bacias (B4 e B5) foram classificadas como de Muito Alta Suscetibilidade.

Ainda que as bacias de maior suscetibilidade se encontrem em áreas que possuem registro de deslizamentos, a relação entre a classificação das bacias com o registro de ocorrências de movimentos de massa no GCCS possui limitações. O levantamento das ocorrências de eventos extremos nos municípios do GCCS entre 1974 e 2017 (PIMENTA *et al*., 2018), foi realizado a partir da coleta de dados secundários, com intuito de elaborar um histórico da ocorrência destes eventos. Contudo, o inventário não apresenta as coordenadas ou sub-bacias atingidas, com a localidade (por bairros) citada apenas em alguns registros, e as tipologias de processo de movimento de massa não são diferenciadas, sendo referidas genericamente como “deslizamentos”. Além disso, vale destacar que os registros destes eventos são realizados em função do fator humano, ou seja, para que estes eventos sejam registrados é necessário o relato por parte da população, inferindo que os locais com maior adensamento populacional possuam também maior número de registros, enquanto nas áreas protegidas, os registros tendem a ser mais escassos. Ressalta-se que as áreas de alta declividade que, conforme demonstrado, possuem maior suscetibilidade ao desenvolvimento de corridas de detritos, são áreas protegidas ou com fatores limitantes à ocupação humana. Dessa forma, estima-se que o número de ocorrências de movimentos de massa seja muito superior ao inventariado.

Por fim, o resultado da classificação da suscetibilidade das bacias ao desenvolvimento de corridas de detritos foi realizado a partir da ponderação entre os parâmetros, de forma que o resultado da classificação não resulta em uma real suscetibilidade morfométrica à ocorrência de corridas, mas uma hierarquização das bacias de drenagem consideradas. Dessa forma, as bacias de Baixa Suscetibilidade não possuem, necessariamente, uma baixa suscetibilidade a ocorrência deste processo, mas possuem menor suscetibilidade em relação as demais bacias da área, tendo em vista toda a área do GCCS possui evidências de movimentos de massa (DUARTE, 1995).

Em relação ao método utilizado para a avaliação da suscetibilidade ao desenvolvimento de corridas de detritos, a partir do índice de criticidade proposto por Gramani *et al.* (2005), cabe destacar que a metodologia foi elaborada com base na experiência desses autores no compartimento geológico-geomorfológico da Serra do Mar e elaborada para a utilização neste mesmo contexto. Dessa forma, os resultados da suscetibilidade a corridas devem ser utilizados com atenção. Contudo, apesar dos resultados apresentarem uma suscetibilidade relativa entre as bacias, entende-se que as bacias da área de estudo são naturalmente suscetíveis a estes processos, uma vez que são encontradas diversas evidências, a partir de cicatrizes de escorregamentos e depósitos colúvio-aluviais. Além disso, nota-se que muitas das bacias classificadas como de Muito Alta e Alta Suscetibilidade possuem geossítios presentes em sua área de drenagem, demonstrando a importância da identificação da suscetibilidade das bacias inclusive para a visitação segura dos visitantes do GCCS.

5. Considerações finais

A determinação da suscetibilidade ao desenvolvimento de corridas de detritos no GCCS demonstra que grande parte das bacias possui características que apontam para uma elevada suscetibilidade a ocorrência deste processo. Da mesma forma, os registros de ocorrência de eventos extremos no território do GCCS, bem como as evidências existentes, corroboraram com este resultado, demonstrado que não é incomum a ocorrência destes processos na área de estudo, ainda que o inventário apresente limitações.

A morfometria da área de estudo demonstra a importância dos cursos d'água na configuração do relevo, a partir de processos de incisão fluvial e ajuste do nível de base, que por sua vez, condicionam maior ou menor energia dos processos hidrogeomorfológicos. Os parâmetros que apresentaram maior peso na determinação de bacias de Muito Alta Suscetibilidade foram A30, H e SL, sendo esperado que as bacias de maior suscetibilidade apresentem valores mais críticos para estes parâmetros, uma vez que as corridas de detritos são processos induzidos pela gravidade e são intimamente relacionados com a declividade e gradiente altimétrico da bacia.

O método utilizado para a avaliação da suscetibilidade ao desenvolvimento de corridas de detritos possui limitações devido, principalmente, ao fato de terem sido elaboradas para processos diferenciado ou em áreas com características fisiográficas diferenciadas. A realização de trabalhos futuros que envolvam a identificação em campo de evidências da ocorrência de corridas de detritos de diferentes magnitudes poderá contribuir para a validação da suscetibilidade determinada a partir dos parâmetros morfométricos.

Referências

CABRAL, V. C. *et al.* Characterization of a landslide-triggered debris flow at a rainforest-covered mountain region in Brazil. **Natural Hazards**, n. 0123456789, 2021.

CASTRO, A. L. C. **Manual de desastres: desastres naturais**. Ministério da Integração Nacional, Brasília, 2003.

CHEREM, L. F. S. *et al.* **Morfometria das bacias**. In: BARROS, A. P. M. *et al.* Hidrogeomorfologia: Formas, processos e registros sedimentares fluviais. [S. l.]: Editora Bertrand Brasil, 2020.

CORRÊA, C. V. S. **Modelagem morfométrica para avaliação da potencialidade de bacias hidrográficas a corridas de detritos: proposta aplicada em Caraguatatuba (SP) e São Sebastião (SP).** Orientador: Prof. Dr. Fábio Augusto Gomes Vieira Reis. 2018. 278 p. Tese de Doutorado (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) - Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP, 2018.

COSTA, J. E. **Physical geomorphology of debris flows**. In: Costa, J. E., and Fleisher, J. P., eds., Developments and applications of geomorphology, New York: Springer-Verlag. p. 268 – 317, 1984.

DE SCALLY, F.; SLAYMAKER, O.; OWENS, I. Morphometric Controls and Basin Response in the Cascade Mountains. **Geografiska Annaler** n°83, p.117-130, 2001.

DIAS, VIVIAN CRISTINA; *et al.* Morphometric and morphological parameters as indicators of the magnitude of debris flow in Serra do Mar Paulista. **Confins (Paris),** v. 29, p. 1-20, 2016.

DUARTE, Gerusa Maria. **Depósitos Cenozóicos Costerios e a Morfologia do Extremo Sul de Santa Catarina**. Tese de Doutorado. Universidade da São Paulo, 1995.

FLORES, J. A. A.; LISBOA, N. A.; BAPTISTA, P. R. D. Caracterização morfotectônica e morfoestrutural do sudeste de Santa Catarina. **Geociências**, v.2, p. 61-70, 1993.

GOMES, M. C. V. **Corridas de detritos e as taxas de denudação a longo-termo da Serra do Mar/SP.** Tese de Doutorado (Doutora em Geografia) - Universidade de São Paulo, [S. l.], 2016.

GRAMANI, M. F. *et al.* Análise da potencialidade de geração de corridas de massa nos trechos serranos do duto OSBAT. 11º **Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia e Ambiental.** Anais. Florianópolis, 15p, 2005.

INMET - INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa – BDMEP. **Estações convencionais/Série histórica/Dados** Mensais. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/projetos/ rede/pesquisa/inicio.php>. Acesso em: jan, 2020.

IPT - INSTITUTO DE PESQUISA TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. Reconhecimento, caracterização e monitoramento de locais potencialmente sujeitos a instabilizações na Serra do Mar na área de influência dos diversos Sistemas de Captação e Abastecimento de Água e de Tratamento de Esgoto. São Paulo, **Relatório 59**.123, 2002.

JAKOB, M. **Morphometric and Geotechnical Controls on Debris Flow Frequency and Magnitude in Southwestern British Columbia**. Ph.D. Dissertation, University of British Columbia, 1996.

KANJI, M. A.; GRAMANI, M. F. Metodologia para determinação da vulnerabilidade a corridas de detritos em pequenas bacias hidráulicas. **III Conferencia Brasileira de Estabilidade de Encostas** (III COBRAE), Rio de Janeiro, 2001.

KELLER, E. A. **Introduction to environmental geology**. 4. ed. [S. l.: s. n.], 1992.

MORISAWA, M. E. Quantitative Geomorphology of some Watersheds in the Apallachian Plateau. **Geological Society of America Bulletin,** 1962.

NERY, T. D. **Dinâmica das corridas de detritos no Litoral Norte de São Paulo**. 2016. Tese de Doutorado (Doutora em Geografia) - Universidade de São Paulo, [S. l.], 2016.

PELLERIN, J. *et al.* Timbé do Sul – Jacinto Machado: Avaliação preliminar da extensão da catástrofe de 23-24/12/95. **Geosul,** Florianópolis, v.12, n. 13, 1997.

PIMENTA, L. H. F *et al.* **Plano Integrado e Participativo de Gestão de Risco de Desastres no Território do Projeto do Geoparque Caminhos dos Cânions do Sul**, 2018.

PISSARRA, T *et al.* Avaliação de características morfométricas na relação solo-superfície da bacia hidrográfica do córrego rico, jaboticabal (SP). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**: SEÇÃO V - GÊNESE, MORFOLOGIA E CLASSIFICAÇÃO DO SOLO, [s. l.], 2004.

SANTOS, Y. R. F. **Cartografia geomorfológica de detalhe aplicada ao geopatrimônio: geomorfossítios do projeto Geoparque Caminhos dos Cânions do Sul SC/RS**. 2020. Dissertação de Mestrado (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal de Santa Catarina, [S. l.], 2021.

VALDATI, J. **Riscos e desastres naturais: área de risco de inundação na sub-bacia do rio da pedra - Jacinto Machado/SC. 2000**. Dissertação de Mestrado (Mestre em Geografia) - Universidade Federal de Santa Catarina, [S. l.], 2000.

VAN DINE, D. F. **Debris flow control structures for forest enginnering**. Res. Br., B. C. Min. For., Victoria, B. C., Work. Pap. 75p, 1996.

VIEIRA, B.C.; VIEIRA, A.C.F.; FERNANDES, N.F; AMARAL, C.P. Estudo Comparativo dos Movimentos de Massa Ocorridos em Fevereiro de 1996 nas Bacias do Quitite e do Papagaio (RJ): Uma Abordagem Geomorfológica. **2nd. Pan-American Symposion on Landslides**/ 2nd. Brazilian Conference on Slope Stability, pag.165 – 164., 1997.