

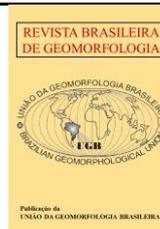


<https://rbgeomorfologia.org.br/>
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 24, n° 3 (2023)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v24i3.2358>



Artigo de Pesquisa

Modelagem dos níveis de base fluviais da bacia do rio Jacuípe, nordeste semiárido do Brasil

Modeling of fluvial base levels in the Jacuípe River basin, Semi-arid Northeastern Brazil

Anais del Jesús González Guillén¹, Marjorie Csekö Nolasco² e Paulo de Tarso Amorim Castro³

¹ Universidade Estadual de Feira de Santana, Departamento de Ciências Exatas, Feira de Santana, Brasil.

anaisgonzalezguillen@gmail.com

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-7678-6199>

² Universidade Estadual de Feira de Santana, Departamento de Ciências Exatas, Feira de Santana, Brasil. mcn@uefs.br

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-6085-1558>

³ Universidade Federal de Ouro Preto, Departamento de Geologia, Ouro Preto, Brasil. ptacastro@gmail.com

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-7667-0161>

Recebido: 17/02/2023; Aceito: 13/07/2023; Publicado: 06/07/2023

Resumo: O presente artigo visou modelar espacialmente os níveis de base do rio Jacuípe e seus afluentes, localizados no estado da Bahia, Brasil. Para isso, implementaram-se produtos de sensoriamento remoto e técnicas de geoprocessamento num ambiente de Sistema de Informações Geográficas, no intuito de reconhecer automaticamente a distribuição das anomalias fluviais; determinar seus condicionantes estruturais, tectônicos, litológicos, hidrológicos e antrópicos, através de mapas temáticos de índices estruturais (Mapa de Lineamentos, Densidade de Lineamentos, Frequência de Lineamentos) e geomorfológicos (Densidade de Drenagem e Frequência de Fluxo), que foram integrados a partir da Lógica Fuzzy e da Análise Hierárquica de Processos (AHP), assim como mapas morfotectônicos (Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem e Fator de Assimetria Topográfica Transversal) e mapas geológicos combinados com imagens orbitais do Google Earth Pro; e estabelecer as possíveis relações entre as variações dos níveis de base com a neotectônica através de dados sísmicos. Entre os principais resultados, identificaram-se 1.634 anomalias de drenagem de 2ª ordem e 101 de 1ª ordem, concentrando-se 90% destas últimas no alto curso. Houve um notável controle estrutural e tectônico na formação das anomalias e não se registraram indícios da ação neotectônica relacionados à reativação de falhas e à formação de *knickpoints*.

Palavras-chave: knickpoints, geomorfologia fluvial, controle estrutural, anomalias fluviais.

Abstract: This article aimed to spatially model the base levels of the Jacuípe River and its tributaries, located in the state of Bahia, Brazil. For this, remote sensing products and geoprocessing techniques were implemented in a Geographic Information System environment, in order to automatically recognize the distribution of fluvial anomalies; determine their structural, tectonic, lithological, hydrological and anthropic controls, through thematic maps of structural indices (Lineament Map, Lineament Density, Lineament Frequency) and geomorphological (Drainage Density and Flow Frequency), which were integrated with Fuzzy Logic and Hierarchical Process Analysis (AHP), as well as morphotectonic maps (Drainage Basin Asymmetry Factor and Transversal Topographic Asymmetry Factor) and geological maps combined with orbital images from Google Earth Pro; and to establish the possible relationships between base level variations and neotectonics through seismic data. The main results obtained were the identification of 1,634 2nd order and 101 1st order drainage anomalies, with 90% of the latter features being concentrated in the upper course. There was notable structural and tectonic control in the formation of anomalies and no indicators of recent tectonic action were observed, related to the reactivation of faults and the formation of knickpoints.

Keywords: knickpoints, fluvial geomorphology, structural control, fluvial anomalies.

1. Introdução

O escalonamento dos canais de drenagem é o principal indicativo da presença de níveis de base locais. A existência desses níveis, continente adentro é capaz de modificar o perfil de equilíbrio dos rios condicionando a evolução da malha hídrica ((POWELL, 1875; DAVIS, 1902; JOHNSON, 1929; SCHUMM, 1993; DE BLIJ, MULLER, WILLIAMS, 2004; ALLABY, 2008; LANA, CASTRO, 2012a; LANA; CASTRO, 2012b). Em paisagens alteradas por estes patamares morfoestruturais, existem feições geomorfológicas indicativas da quebra da declividade do canal, denominadas *knickpoints* (GARDNER, 1983; RHOADS, 2020). A jusante dessas anomalias, diferenciam-se zonas de ajuste ativo que se contrapõem às áreas a montante, que ainda precisam de arranjos na sua configuração geral (RHOADS, 2020; WHIPPLE; DIBIASE; CROSBY, 2013). Quando estas perturbações se apresentam reiteradamente, compõem setores denominados *knickzones*, que ao se instalar em elevações semelhantes, com taxas de erosão e soerguimento homogêneo, podem favorecer a incisão vertical de forma constante (NIEMANN et al., 2001).

O desenvolvimento dos níveis de base fluviais atribui-se à fatores naturais e antrópicos, que, geralmente, atuam em conjunto, destacando-se os de caráter tectônico, litológico e climático (DASH *et al.*, 2020; KIRBY; WHIPPLE, 2012; LANA; CASTRO, 2012a; LIRO, 2017; SCHUMM, 2005; WHITTAKER, 2012); adicionalmente, sua formação está condicionada pela proximidade entre o exutório do rio e o mar, este último considerado “nível de base final” (POWELL, 1875). Em bacias interioranas, a justaposição litológica, os soerguimentos (ou basculamentos) tectônicos ou isostáticos de blocos crustais, e a proximidade das zonas de confluência com grandes rios, podem exercer maior efeito na formação de distintos níveis de erosão (LANA; CASTRO, 2012b).

No contexto brasileiro atual, a identificação de *knickpoints* em bacias localizadas em margens continentais, tectonicamente estáveis, conta com uma escassa divulgação na literatura científica, precisando-se a realização de estudos centrados nos avanços metodológicos alcançados pela comunidade geomorfológica internacional (LANA; CASTRO, 2012b; PEIFER; CREMON; ALVES, 2020). Complementarmente, a variação dos níveis de base fluviais requer especial atenção em rios de leito rochoso (LIMA, 2010), já que as mesmas têm sido abordadas, frequentemente, em materiais não consolidados ou de baixa resistência a processos erosivos (POWELL, 1875; HACK, 1957, 1973; BRUSH; WOLMAN, 1960; HOLLAND; PICKUP, 1976; GARDNER, 1983).

Em face do exposto, o presente estudo visa modelar espacialmente, mediante produtos de sensoriamento remoto, os níveis de base fluviais presentes na bacia endorreica do rio Jacuípe, localizada no semiárido do Brasil, cujas águas percorrem maioritariamente um leito rochoso até sua confluência com o rio Paraguaçu. Seu baixo curso se encontra próximo da bacia sedimentar do Recôncavo, caracterizada por ser uma das regiões sismogênicas mais ativas do Brasil (SANTOS SOBRINHO *et al.*, 2020).

2. Área de Estudo

A Bacia Hidrográfica do Rio Jacuípe (BHRJ), localizada no centro-leste do estado da Bahia, encerra nos seus 12099,9km², o principal tributário do rio Paraguaçu (Figura 1). Em termos geológicos, essa grande área drenada no semiárido brasileiro, abrange parte das porções Central e Oriental da Província São Francisco (ALMEIDA *et al.*, 1977), ocupando, conforme a delimitação de Alkmim *et al.* (1993), um cinturão de ortognaisses meso/neoarqueanos e rochas metassedimentares de alto grau, denominado Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (BISC). Esse cinturão foi gerado pela colisão oblíqua NW-SE de três grandes núcleos arqueanos conhecidos como blocos Gavião, Jequié e Serrinha, que em conjunto compõem o Cinturão Orogênico da Bahia Oriental (BARBOSA; BARBOSA, 2017; BARBOSA; SABATÉ, 2002, 2004). Localmente, são observadas no alto curso da BHRJ concentrações de rochas mesoproterozoicas do Grupo Chapada Diamantina (BRITO NEVES; CORDANI; TORQUATO, 1980; MACEDO; BONHOMME, 1984), composto, de modo geral, por arenitos da Formação Tombador; siltitos e argilitos da Formação Caboclo; e arenitos conglomeráticos da Formação Morro do Chapéu. Por outra parte, no médio e baixo curso da BHRJ distingue-se o predomínio dos terrenos ígneo-metamórficos (SOUZA; MELO; KOSIN, 2003), encontrando-se os gnaisses granulíticos, enderbíticos, charnoenderbíticos e charnockíticos pertencentes ao Complexo Caraíba (FIGUEREIDO, 1982); granitoides sin a tarditectônicos do Riacho da Onça (gnaisses quartzomonzoníticos a graníticos); e litologias relacionadas com a unidade máfico-ultramáfica – Suíte São José do Jacuípe (metanoritos, metagabronorito, metapiroxenitos, metaleucogabros, toleíticos e granulíticos). Além disso, ocorrem grandes extensões de ortognaisses TTG-migmatíticos do Complexo Mairi.

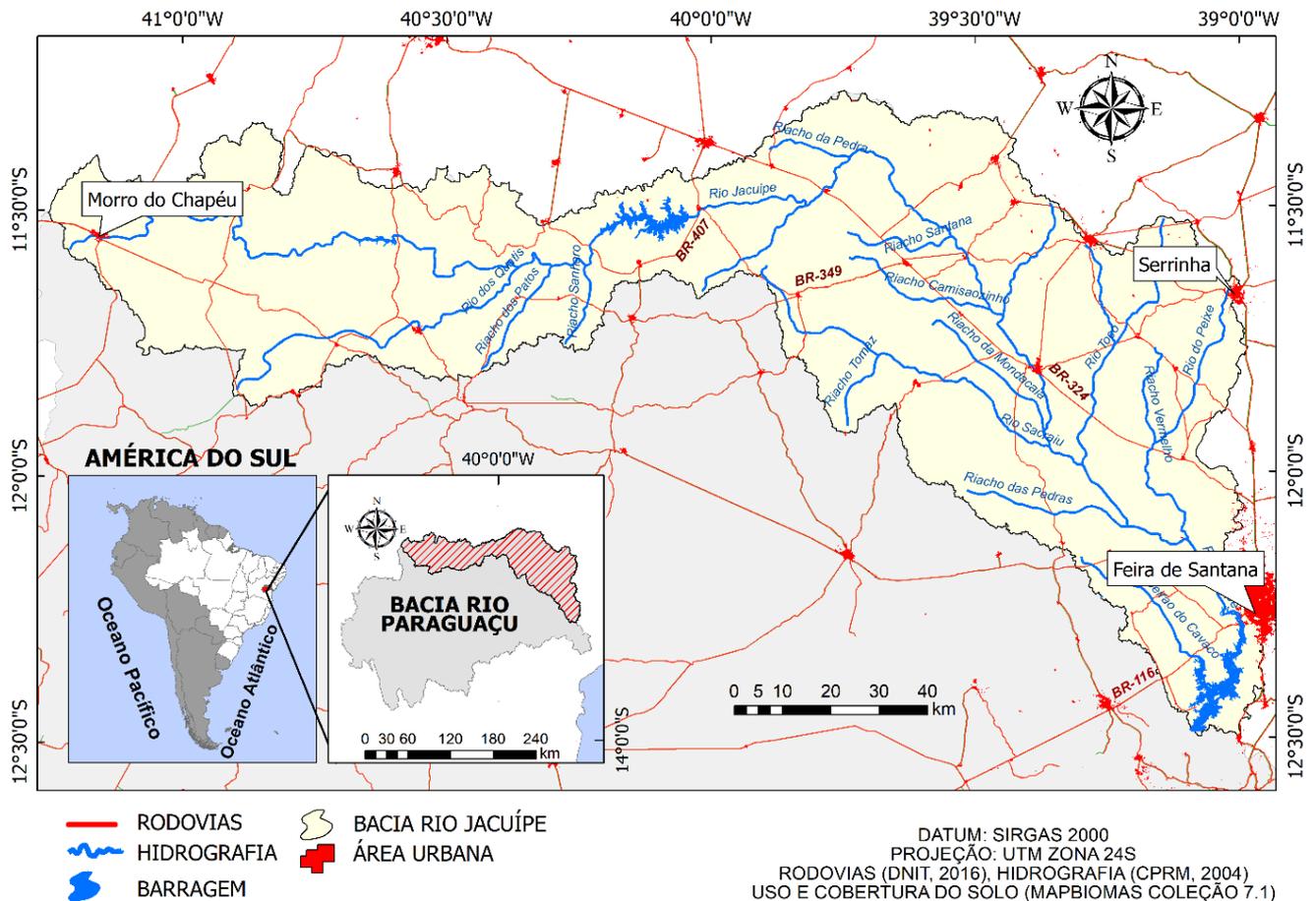


Figura 1. Mapa de localização da bacia hidrográfica do rio Jacuípe.

O relevo da BHRJ, a partir da área de nascentes, na direção do fluxo d’água, está compreendido pelas Chapadas de Morro do Chapéu, cujo limite oriental é representado pela Serra do Tombador; o Patamar do Médio rio Paraguaçu; a Serra de Jacobina e uma porção pouco expressiva dos tabuleiros interioranos estendida até o trecho de direção oeste-leste do médio curso da BHRJ. Nesse setor da bacia também se observam relevos horizontais e sub-horizontais associados a Depressão do Jacuípe, estendendo-se até os limites com o baixo curso, onde se contemplam grupos de inselbergues associados as morrarias do Baixo Jacuípe (IBGE, 2020).

Convém também destacar a área entre o exutório da BHRJ e a Bacia Sedimentar do Recôncavo, formada antes da fragmentação do Supercontinente Gondwana, durante o Eocretáceo. Essa bacia, do tipo rifte caracteriza-se por ser um meio graben de orientação NE-SW (SANTO; BRAGA, 1990), atravessado por um importante sistema de falhamentos de direção N40°W, sendo alguns dos exemplos as falhas de Mata-Catu e Itanagra-Araçás (SANTANA, 2017; PEIXOTO JUNIOR, 2020; SANTO; BRAGA, 1990). Além disso, a Bacia Sedimentar do Recôncavo possui um amplo registro de atividade sísmica, embora os tremores de terra não sejam superiores aos 5 graus de magnitude (SANTOS SOBRINHO *et al.*, 2020).

3. Materiais e Métodos

A modelagem dos níveis de base na BHRJ teve caráter experimental (MAZUCATO, 2018), desenvolvendo-se, principalmente, através de testes computacionais no *software* ArcMap 10.3 da ESRI®. Utilizou-se um modelo digital de elevação SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*), com resolução espacial refinada de 30 metros, proveniente do Banco de Dados Geomorfológicos do Brasil – TOPODATA (VALERIANO, 2008). O processamento e análise dos dados se realizou em três etapas, a primeira delas consistiu na identificação das anomalias fluviais mediante os mapas do Índice de Hack (IH) e de densidade de *knickpoints* (*Kd*); seguidamente determinaram-se os condicionantes dos *knickpoints* a partir de diversos mapas temáticos de índices estruturais e geomorfológicos; culminando com a realização do mapa dos *knickpoints* da BHRJ e sismos registrados no Estado da Bahia, para estabelecer a relação dos níveis de base fluviais com a neotectônica.

3.1. Identificação das anomalias

Essa etapa abrangeu a confecção do mapa do Índice de Hack (HACK, 1957,1973), denominado na literatura nacional como Índice Relação Declividade-Extensão (RDE) (ETCHEBEHERE et al., 2004), e do mapa de Densidade de *Knickpoints* (*Kd*), no intuito de identificar os *knickpoints* e *knickzones*, respectivamente.

O índice RDE é empregado em estudos morfotectônicos, morfoestruturais e neotectônicos (QUEIROZ; SALAMUNI; NASCIMENTO, 2015), considerando-se um indicador sensível às mudanças no perfil de equilíbrio do canal de drenagem. Esse índice é calculado ao multiplicar o gradiente de declividade do segmento fluvial pela distância entre esse trecho e a nascente do rio, determinando assim os *knickpoints*.

De acordo com Seeber e Gornitz (1983), o reconhecimento de setores anômalos na malha hídrica pode ser realizado através da razão entre os índices RDEs (RDE para um trecho fluvial) e RDEt (RDE para o comprimento total do rio), quando o valor obtido for superior a 2. As anomalias são consideradas de 2ª ordem se o valor de RDEs/RDEt se encontrar entre 2 e 10; e de 1ª ordem, quando o valor de RDEs/RDEt estiver acima de 10. As anomalias de 1ª ordem localizam-se em trechos muito declivosos, ao passo que as anomalias de 2ª ordem se encontram em segmentos com declividades levemente superiores às de um perfil inalterado (MONTEIRO; TAVARES; CORREA, 2014).

Para a obtenção dos valores do índice RDE, utilizou-se a ferramenta computacional “KnickpointFinder” (QUEIROZ; SALAMUNI; NASCIMENTO, 2015) instalada no ArcMap. A partir dos resultados gerados pelo programa, elaborou-se o mapa do índice RDE. O mapa de Densidade de *Knickpoints* (*Kd*), foi realizado com os valores de RDEs/RDEt, mediante o comando “Kernel Density”. As anomalias de drenagem também foram correlacionadas com a hierarquia fluvial da BHRJ, segundo a metodologia de Horton (1945) e Strahler (1957).

3.2. Determinação dos condicionantes

Mediante a integração de diversos produtos temáticos, considerou-se a gênese das anomalias, em função dos controles de caráter estrutural, tectônico, litológico e hidrológico, abordando-se estes dois últimos, exclusivamente, nos trechos fluviais com variações significativas da declividade.

3.2.1. Controle estrutural

O seguinte fluxograma resume os procedimentos metodológicos aplicados nesta etapa (Figura 2).

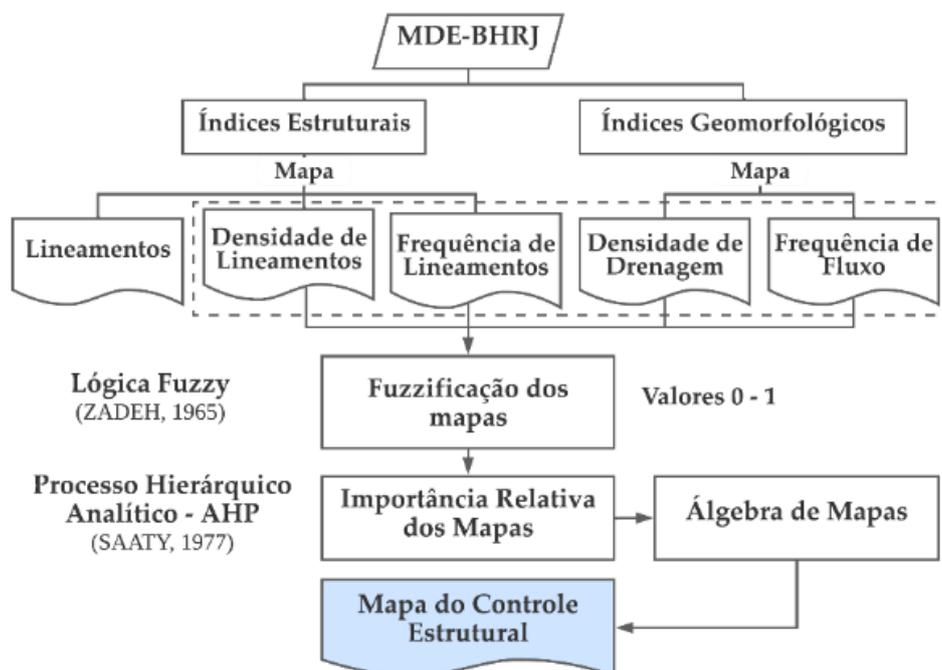


Figura 2. Fluxograma metodológico para a determinação do controle estrutural.

Índices estruturais

O mapa de lineamentos (L), realizou-se mediante a extração manual das feições retilíneas positivas e negativas do terreno (cristas e fundos de vales alinhados) que denotam a presença de fraturas ou zonas de fraturas (falhas, zonas de falha, zonas de cisalhamento e juntas) (LIU, 1984), seguindo os critérios de Rojas González e Lima (2021) e de Lima, Vilas Boas e Bezerra (2006), a partir de um mapa de fusão de relevo sombreado gerado com azimutes de iluminação de 0°, 45°, 90°, 135° num ângulo de 45°. Para obtenção dos dados azimutais dos lineamentos, utilizou-se o *software* "AzimuthFinder" (QUEIROZ; SALAMUNI; NASCIMENTO, 2014), e o Stereo32 para a representação das principais direções em diagramas de roseta de frequência absoluta.

Os mapas de densidade de lineamentos (*Ld*) e frequência de lineamentos (*Lf*), produziram-se com apoio dos comandos *Line Density* e *Kernel Density*, respectivamente, presentes na seção de *Spatial Analyst Tool*. O tamanho da célula foi de 30m e a unidade de área dos mapas representou-se em km/km². Em termos gerais, estes dois índices favorecem a discriminação dos *trends* estruturais da área, quantificando-se para o mapa de *Ld* o comprimento total de lineamentos por km²; e para o mapa de frequência de *Lf* o número total de lineamentos por km².

Índices geomorfológicos

Os índices geomorfológicos utilizados estão presentes na Tabela 1.

Tabela 1. Índices geomorfológicos propostos por Horton (1932).

ÍNDICE	EQUAÇÃO	IMPORTÂNCIA
Densidade de Drenagem (<i>Dd</i>) (HORTON, 1932)	$Dd = \frac{\Sigma L}{A}$ <i>ΣL</i> : soma do comprimento dos canais de drenagem (km) <i>A</i> : área da bacia hidrográfica (km ²)	A <i>Dd</i> possibilita o reconhecimento de encostas íngremes, bem como das áreas de ruptura de declive nas transições entre níveis planálticos, de uma forma local (ARGYRIOU et al., 2017; HIRUMA; PONÇANO, 1994).
Frequência de Fluxo (<i>Fu</i>) (HORTON, 1932)	$Fu = \frac{N}{A}$ <i>N</i> : Número total de canais de drenagem <i>A</i> : área da bacia hidrográfica (km ²)	Valores altos de <i>Fu</i> são indicativos de uma superfície de terreno mais íngreme (RAO, 2009; YADAV et al., 2014).

A *Dd* revela informações sobre os principais *trends* estruturais da bacia, o potencial de escoamento superficial, o grau de dissecação da paisagem, a permeabilidade das rochas e sua resistência à erosão (ARGYRIOU et al., 2017; HIRUMA; PONÇANO, 1994). Esse parâmetro, relaciona-se diretamente com a *Fu* (KOULI et al., 2007; THOMAS; JOSEPH; THRIVIKRAMAJI, 2010; GIRMA; ABRAHAM; MALUNEH; 2020). Adicionalmente, os valores elevados de *Fu* são indicativos da presença de lineamentos, mostrando que o desenvolvimento dos canais de drenagem pode ser atribuído à influência tectônica (KOULI et al., 2007). No ArcMap, aplicaram-se os comandos "*Line Density*" para o cálculo da *Dd*, e "*Kernel Density*" para a *Fu*.

Modelagem do controle estrutural da rede de drenagem

A modelagem do mapa do controle estrutural (*Ce*), combinou a lógica *fuzzy* (LF) (ZADEH, 1965) e o processo hierárquico analítico (AHP) (SAATY, 1977). Inicialmente, normalizaram-se os mapas de *Ld*, *Lf*, *Dd* e *Fu* através da LF (ZADEH, 1965), para representar o grau relativo de ocorrência de cada fator avaliado na bacia hidrográfica, admitindo valores intermédios entre 0 (não ocorrência) até 1 (ocorrência total). Para isso, executou-se a função *Fuzzy Linear*, da extensão *Fuzzy Membership* contida no ArcMap, estabelecendo uma relação linear entre os valores mínimos e máximos de cada mapa (RAINES; SAWATZKY; BONHAM-CARTER, 2010).

Em seguida, determinou-se o controle estrutural por meio de uma análise multicritério baseada no AHP (SAATY, 1977), a fim de ponderar de forma objetiva e consistente a importância relativa dos mapas convertidos, como indicativos do fenômeno em estudo. Nesta etapa, construiu-se uma matriz de comparação recíproca usando a escala fundamental de Saaty (1990), considerando as especificidades do terreno, validando-se através da razão

de consistência (CR) (SAATY, 1977). Convém destacar que uma matriz é considerada consistente se apresentar $CR \leq 0,1$. Finalmente, efetuou-se a álgebra de mapas por meio do comando *Raster Calculator*, conforme a seguinte equação:

$$Ce = [(Ld * 0,17) + (Lf * 0,07) + (Dd * 0,50) + (Fu * 0,27)]$$

3.2.2. Controle tectônico

A migração lateral do rio Jacuípe e principais afluentes foi considerada o principal indicativo das movimentações tectônicas e do condicionamento litoestrutural, representando-se os índices morfotectônicos empregados na Tabela 2.

Tabela 2. Índices indicativos de basculamento tectônico.

ÍNDICE	EQUAÇÃO	CONCEITO	CONDIÇÃO
Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem (FABD) (HARE; GARDNER, 1985)	$FABD = \frac{100 \times (Ar)}{(At)}$ Ar: área da margem direita da bacia At: área total da bacia de drenagem	A assimetria de uma bacia reflete o componente de deslocamento lateral do seu canal principal, ortogonalmente à direção do seu eixo	Pouca ou nenhuma atividade tectônica ($FABD = 50$ ou valores próximos de 50); Basculamento da margem direita da bacia ($FABD > 50$); Basculamento da margem esquerda da bacia ($FABD < 50$);
Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT) (COX, 1994)	$FSTT = \frac{(Da)}{(Dd)}$ Da: distância da linha média do eixo da bacia até a linha média do canal Dd: distância da linha média da bacia até o divisor topográfico.	A migração preferencial do canal caracteriza uma assimetria do perfil topográfico transversal ao seu eixo	Os valores do FSTT variam de 0 a 1, incrementando-se a assimetria à medida que se aproximarem de 1. Baixo grau de anomalia (0 – 0,33); médio grau (0,34 – 0,66); alto grau (0,67 – 1) (CARVALHO; MAGALHÃES JÚNIOR, 2020).

Utilizou-se a delimitação manual das sub-bacias do rio Jacuípe conforme (DELINEATING, 2019), considerando-se aquelas superiores ou próximas aos 20km². Além disso, obtiveram-se os valores de FSTT traçando retas perpendiculares aos cursos d’água com maior quantidade de anomalias, num intervalo de 1,5km medidos no eixo da bacia de drenagem.

3.2.3. Controle litológico e hidrológico

Os controles litológicos (contatos entre rochas de diferente resistência à erosão) e hidrológicos (descarga fluvial e confluência de tributários) da formação de níveis de base fluviais, determinaram-se pelo cruzamento das informações sobre a geologia das folhas SC.24 – Aracaju e SD.24 – Salvador, em escala 1:250.000 (IBGE, 2020); lineamentos estruturais; e imagens orbitais obtidas do *software* Google Earth Pro, como realizado por Henriques e Valadão (2018), possibilitando o reconhecimento de feições tonais associadas às anomalias de 1ª ordem mais proeminentes da BHRJ.

3.3. Relação dos níveis de base fluviais com a neotectônica

No intuito de correlacionar as variações dos níveis de base da BHRJ à tectônica ativa, foram comparadas as anomalias de 1ª ordem, os lineamentos estruturais observados no mapa geológico do Estado da Bahia (SOUZA; MELO; KOSIN, 2003) em escala 1:1.000.000, e os sismos acontecidos na bacia e arredores, a fim de identificar possíveis reativações tectônicas passíveis ao controle da rede de drenagem.

A obtenção do registro sísmico do Estado da Bahia, e especificamente, da área de estudo, se deu a partir dos dados do Catálogo Sísmico Brasileiro, versão 27 de janeiro de 2022, publicado pelo Centro de Sismologia da USP

<<http://moho.iag.usp.br/eq/bulletin>>. Este catálogo de sismos brasileiros foi realizado em colaboração com vários grupos de sismologia do território nacional (USP, UnB, UFRN, ON, IPT, UNESP, UFMS) e inclui informações de eventos telúricos ocorridos entre 1720-2020 de magnitudes $mR \geq 2.5$.

4. Resultados

4.1. Registro das anomalias

A BHRJ encerrou um total de 1735 *knickpoints*, como representado na Tabela 3 e Figura 3.

Tabela 3. – Síntese das anomalias registradas nos setores da BHRJ.

ANOMALIAS	ALTO	MÉDIO	BAIXO	TOTAL
1ª ORDEM	92	4	5	101
2ª ORDEM	1045	299	290	1634

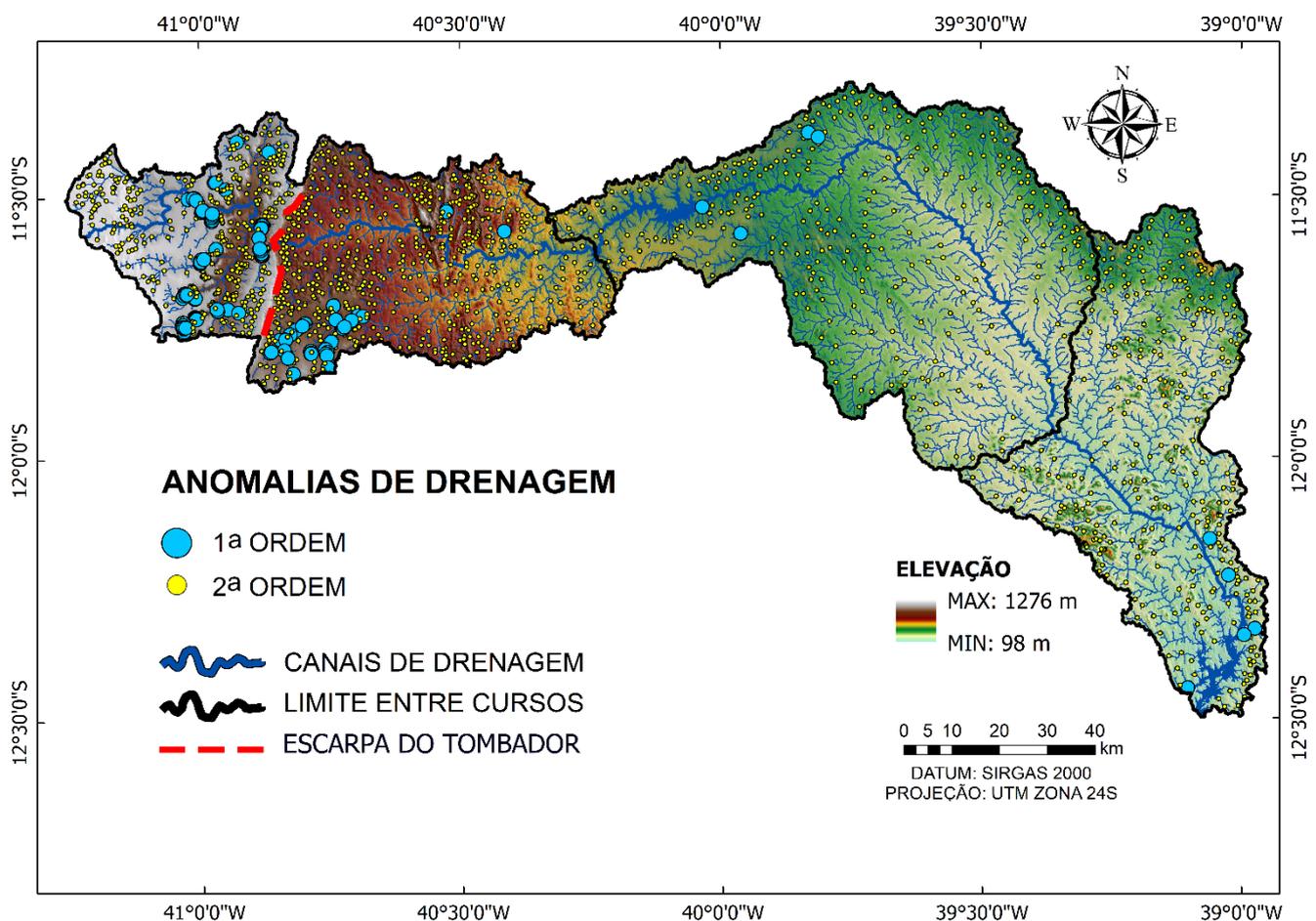


Figura 3. Mapa do Índice de Hack (IH).

As anomalias de 1ª ordem, mostraram-se reiteradamente em canais de 2ª - 4ª ordem fluvial, observando-se com menor frequência em tributários de ordem superior; e aquelas anomalias de 2ª ordem, predominaram em canais de 1ª ordem fluvial, drenados sobre relevos de moderada declividade.

O canal principal do rio Jacuípe (6ª ordem) não registrou variações significativas no seu perfil longitudinal, identificando-se duas anomalias de 1ª ordem no alto curso, aproximadamente a 32 km a jusante da nascente do rio, separando um patamar erosivo indicativo da forte incisão da calha do canal, indicativo do rebaixamento do nível de base fluvial. E outra anomalia, da mesma ordem, no médio curso, relacionada a barragem Gov. João Durval Carneiro (São José), como consequência da elevação do nível de base do rio. Os diferentes níveis de base

observados ao longo do rio Jacuípe, não se relacionam diretamente com a mudança na direção do fluxo d'água, do sentido W-E para NW-SE, no médio curso da bacia para a formação do cotovelo de captura.

No que concerne aos cursos da BHRJ, em seu setor alto, as anomalias de 1ª ordem concentram-se majoritariamente entre as cotas de 600-900 m, destacando-se o *knickpoint* mais proeminente da bacia, entre os 780-900 m, o qual coincidiu com a Cachoeira de Ferro Doido, localizada nas coordenadas 11°37'28.83" S e 40°59'57,53"W (datum de referência WGS84, 24L); além de outros *knickpoints* associados a quebras menos abruptas no Sul da Serra de Jacobina. Para o médio curso da bacia, as anomalias de 1ª ordem apresentaram-se entre as cotas de 330-390m, especificamente no trecho de direção W-E. Esses *knickpoints* encontram-se afastados, a exceção dos registrados na margem esquerda do Jacuípe. Adicionalmente, no baixo curso, as anomalias de 1ª ordem distribuíram-se na margem esquerda da bacia, na região de Feira de Santana próxima da foz do Jacuípe, entre as cotas de 150-180m.

Por outra parte, através dos valores altos e muito altos do mapa de densidade de *Knickpoints* (Kd) (Figura 4) discriminaram-se três *knickzones*, no alto curso.

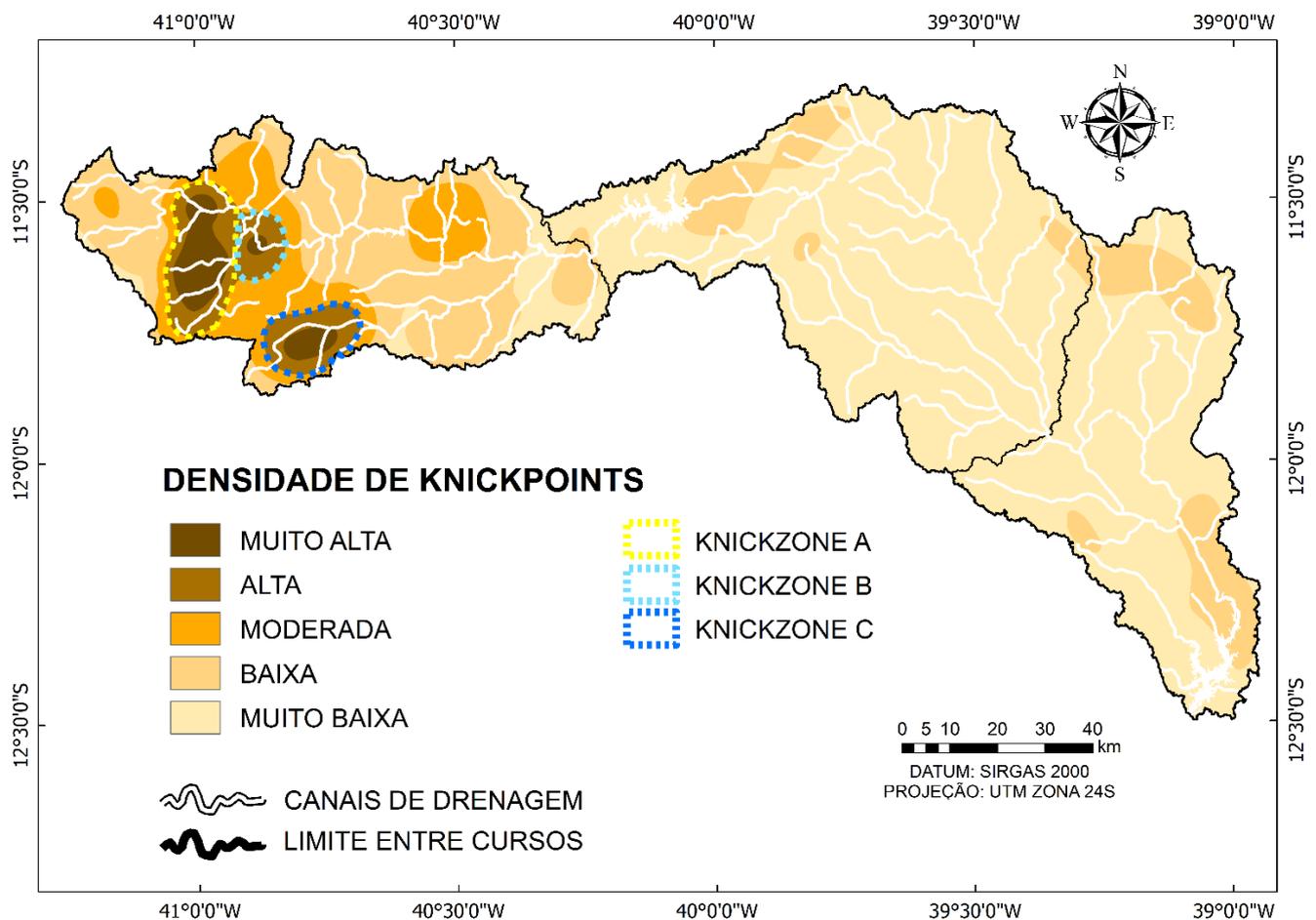


Figura 4. Mapa de Densidade de Knickpoints (Kd).

A primeira delas (*Knickzone A*) situou-se à numa faixa de 387,87 km² com direção N-S, perpendicular ao deslocamento do canal principal do rio para a margem esquerda, composta por 44 *knickpoints*; a segunda (*Knickzone B*) localizou-se ao Leste da *knickzone* antes mencionada, possuindo uma extensão de 120,46km² com 13 anomalias; e a terceira (*Knickzone C*) encontrou-se a jusante da Escarpa do Tombador, na margem direita do rio, especificamente na cabeceira de um tributário de direção NE-SW. Esta última *knickzone* teve uma área de 221,50km² com 29 *knickpoints*.

4.2. Respostas dos condicionantes

4.2.1 Análise dos mapas temáticos

Os mapas realizados foram agrupados em três categorias: (1) controle estrutural, (2) controle tectônico e (3) outros controles.

Controle estrutural

- **Mapa de Lineamentos (L)**

Na BHRJ, foram vetorizados 4016 lineamentos estruturais, sendo $N330,80^\circ$ o vetor médio das orientações (Figura 5).

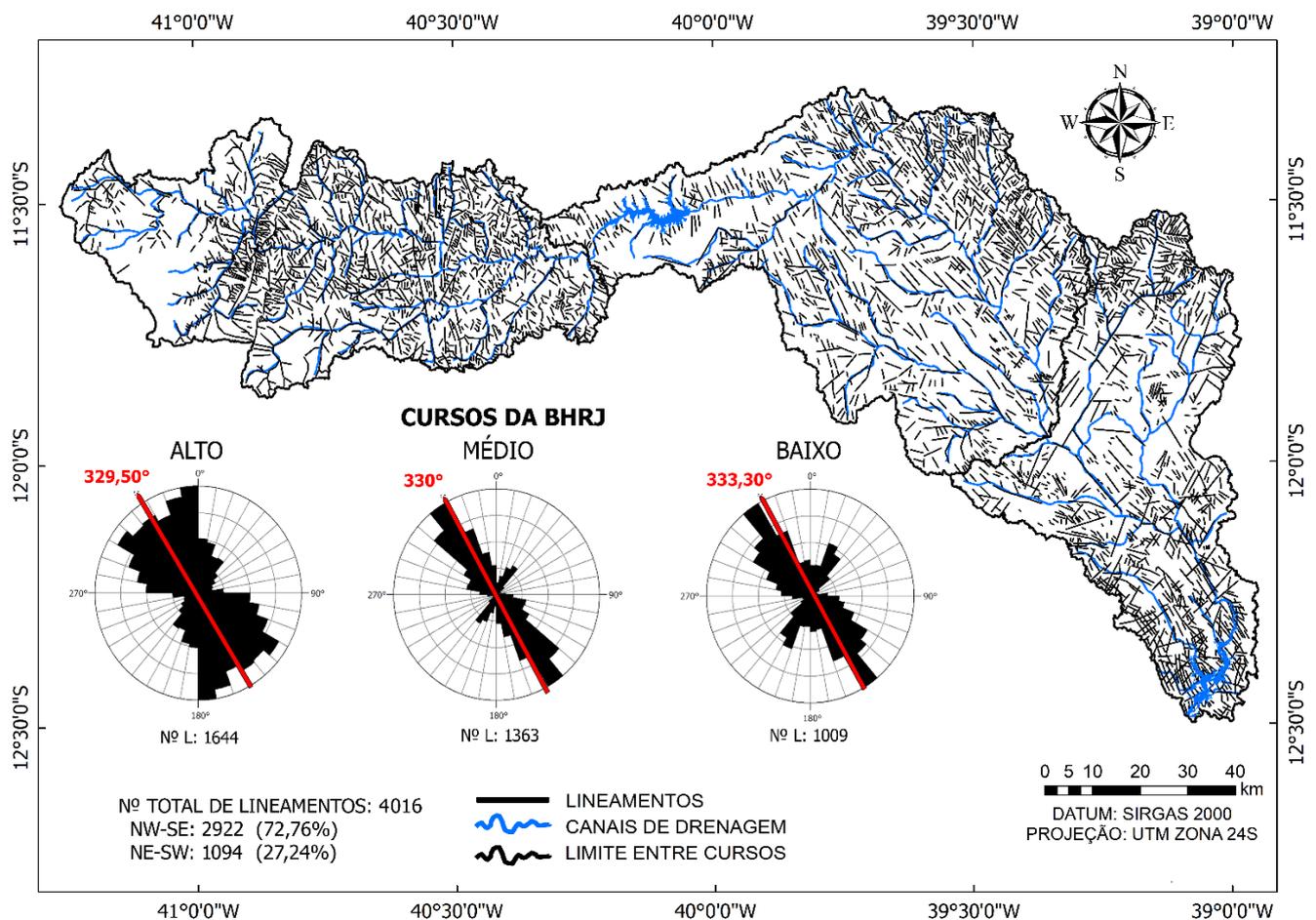


Figura 5. Mapa de Lineamentos (L).

- **Mapas de Densidade de Lineamentos (L_d) e Frequência de Lineamentos (L_f)**

De forma geral, a BHRJ apresentou uma L_d de $0,59 \text{ km/km}^2$ ($7191 \text{ km}/12170,57 \text{ km}^2$) (Figura 6a), acompanhada de uma L_f de $0,33 \text{ km}^{-2}$ ($4016 \text{ lineamentos}/12170,57 \text{ km}^2$) (Figura 6b). Através dos mapas L_d e L_f discriminaram-se três compartimentos com expressivo controle estrutural na BHRJ. Observou-se o primeiro deles, no alto curso da bacia, desde a Escarpa do Tombador até o limite com o médio curso da bacia. O segundo localizou-se na margem esquerda do médio curso, abrangendo parte do setor baixo da bacia, na direção NW-SE, próximo do divisor hidrográfico. E o último compartimento englobou ambas as margens do baixo curso da bacia, em direção NW-SE, atingindo as áreas de *inselbergs*, destacando os altos valores de densidade e frequência de lineamentos nos últimos quilômetros do percurso do rio Jacuípe próximo da área da barragem de Pedra do Cavallo.

- **Mapa de Densidade de Drenagem (*Dd*) e Frequência de Fluxo (*Fu*)**

A BHRJ exibiu *Dd* de 0,76km/km². Localmente, as condições de permeabilidade do leito, foram próprias para *Dd* elevada nas principais direções das estruturas geológicas. Na Figura 6c, observaram-se as classes de *Dd* presentes na BHRJ. De forma geral, o adensamento da drenagem indicou uma estreita correlação com a baixa permeabilidade do substrato, e com o condicionamento estrutural da rede de drenagem, o que favoreceu a atuação dos processos erosivos em diferentes intensidades. No alto curso, os maiores valores de *Dd*, relacionam-se à presença de rochas calcissilicáticas fortemente fraturadas e a setores fortemente encaixados da drenagem. Além disso, a superfície composta pela barragem de França também apresentou valores altos de *Dd*. No médio curso, de forma semelhante ao setor anterior, as classes superiores de *Dd* apreciaram-se na barragem Gov. João Durval Carneiro e na inflexão principal do canal, enquanto no baixo curso, as maiores concentrações visualizaram-se no Lago de Pedra do Cavalo e cercanias, na região de Feira de Santana. Esses dois setores caracterizam-se pelo substrato impermeável composto por ortognaisses e latossolos, além da presença predominante de canais em direção NW-SE.

A BHRJ apresentou um valor de *Fu* de 0,37km², Figura 6d. Apreciaram-se valores de *Fu* muito altos na direção do canal principal, principalmente no médio curso da bacia, onde foram registrados padrões de drenagem paralelos. Já os terrenos com valores inferiores de *Fu*, visualizaram-se no alto curso, em superfícies com alta permeabilidade e baixa densidade de drenagem.

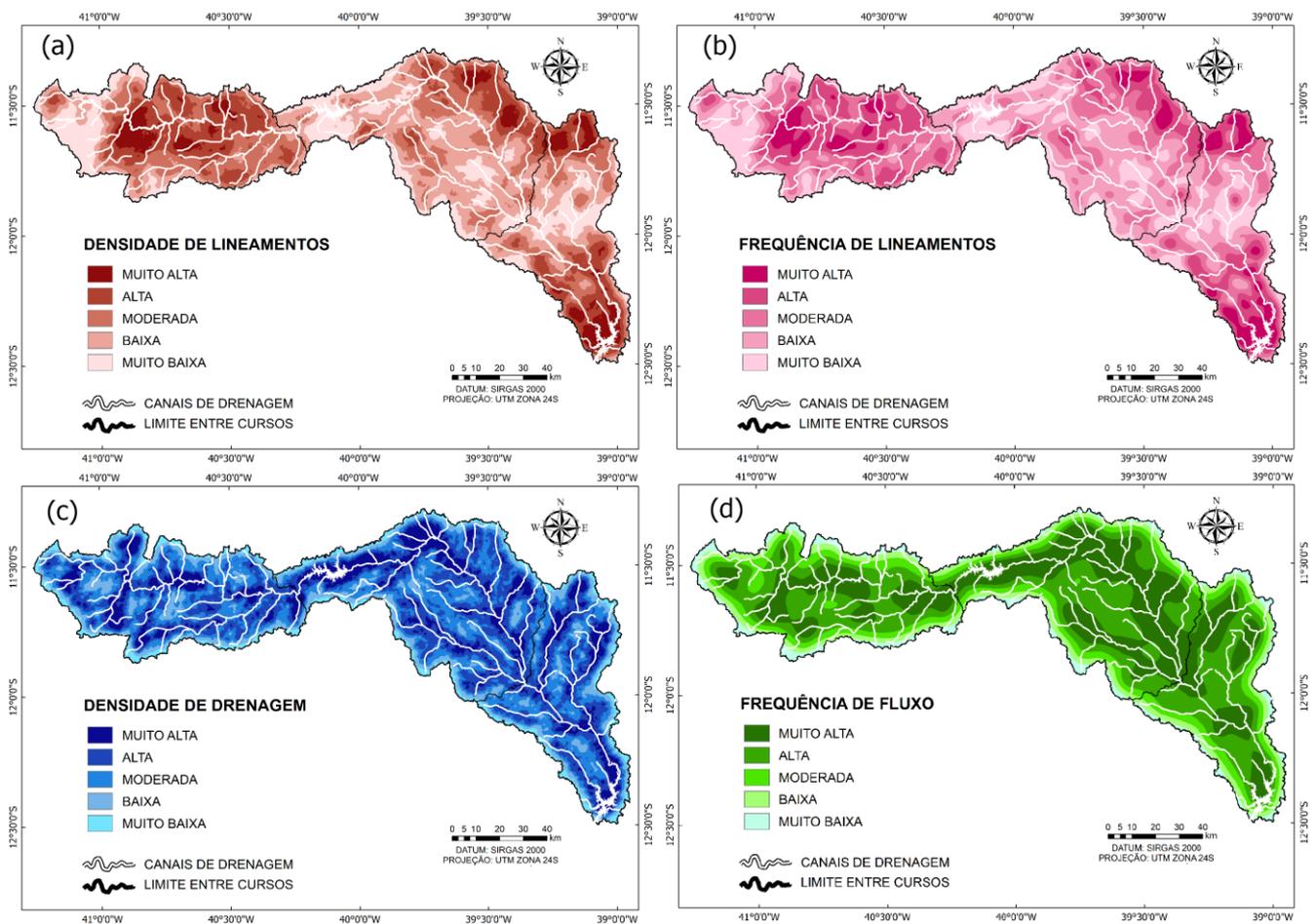


Figura 6. (a) Mapa de densidade de lineamentos (*L*). (b) Mapa de frequência de lineamentos (*Lf*). (c) Mapa de densidade de drenagem (*Dd*). (d) Mapa de frequência de fluxo (*Fu*).

- **Mapa do Controle Estrutural (*Ce*)**

Na Tabela 4, aprecia-se a matriz de comparação recíproca realizada para o cálculo do controle estrutural da BHRJ e na Tabela 5 são visualizados os pesos de importância relativa atribuídos a cada critério considerado.

Tabela 4. Matriz de comparação par-a-par dos critérios avaliados

CRITÉRIO	<i>Ld</i>	<i>Lf</i>	<i>Dd</i>	<i>Fu</i>
<i>Ld</i>	1	1/2	5	3
<i>Lf</i>	2	1	7	5
<i>Dd</i>	1/5	1/7	1	1/2
<i>Fu</i>	1/3	1/5	2	1
SOMA	3,53	1,84	15,00	9,50

Tabela 5. Pesos relativos dos critérios

CRITÉRIOS	PESOS
Densidade de Lineamentos (<i>Ld</i>)	0,30
Frequência de Lineamentos (<i>Lf</i>)	0,53
Densidade de Drenagem (<i>Dd</i>)	0,06
Frequência de Fluxo (<i>Fu</i>)	0,11

Coefficiente de consistência (CR) = 0,0077

O mapa do controle estrutural da BHRJ (*Ce*) (Figura 7), possibilitou a identificação de três setores fortemente atingidos pela presença de falhas e juntas. O primeiro deles, encontrou-se no alto curso, na área compreendida entre as imediações da Escarpa da Serra das Palmeiras até o limite com o médio curso, abrangendo a margem esquerda do rio e parte da margem direita. O seguinte setor, apreciou-se na margem esquerda do médio curso, especialmente nas cabeceiras dos afluentes encontrados depois da inflexão do canal, estendendo-se até o baixo curso. E a última zona distinguida, visualizou-se em ambas as margens do Jacuípe, nas cercanias da foz. As áreas menos controladas estruturalmente, localizaram-se próximas das nascentes do Jacuípe, assim como na margem direita do alto e médio curso, e naquelas sub-bacias associadas aos tributários de maior comprimento da margem esquerda do baixo curso.

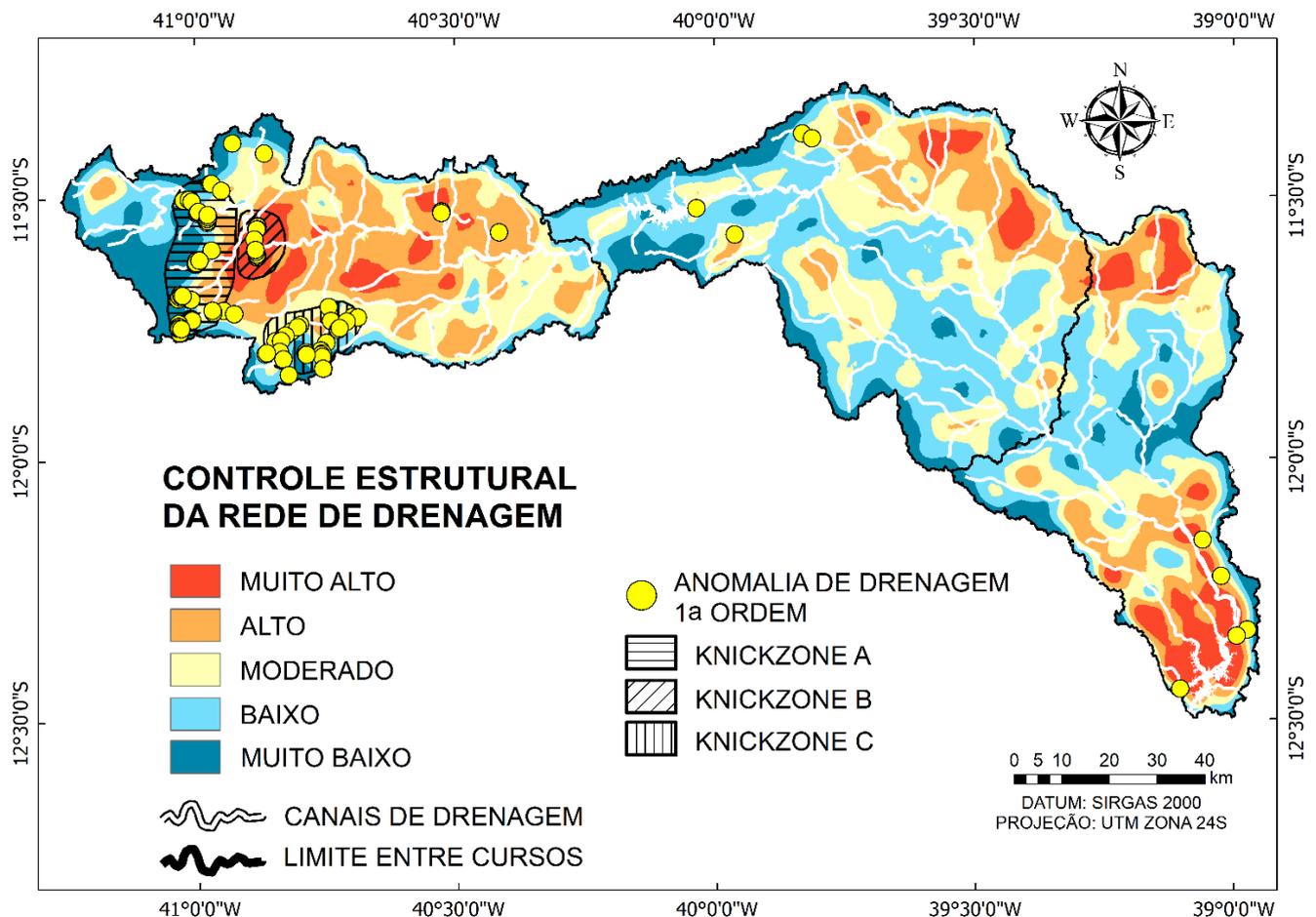


Figura 7. Mapa do controle estrutural (C_e).

Controle tectônico

- Mapa do Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem (FABD) e Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT)

A partir do cálculo do FABD, verificaram-se os possíveis efeitos da tectônica em 58 sub-bacias presentes na BHRJ. Na Figura 8 representam-se três classes relativas do basculamento das margens, a primeira delas, reúne os valores de FABD entre 53,51 – 78,31%, representando um basculamento para a esquerda do canal principal; a segunda classe abarca os valores entre 46,51 – 53,50%, revelando a baixa ou inexistente influência da tectônica, por não sugerir um basculamento significativo das margens; e a terceira classe associa-se aos valores entre 22,97 – 46,50%, indicativos do basculamento para a direita do canal principal.

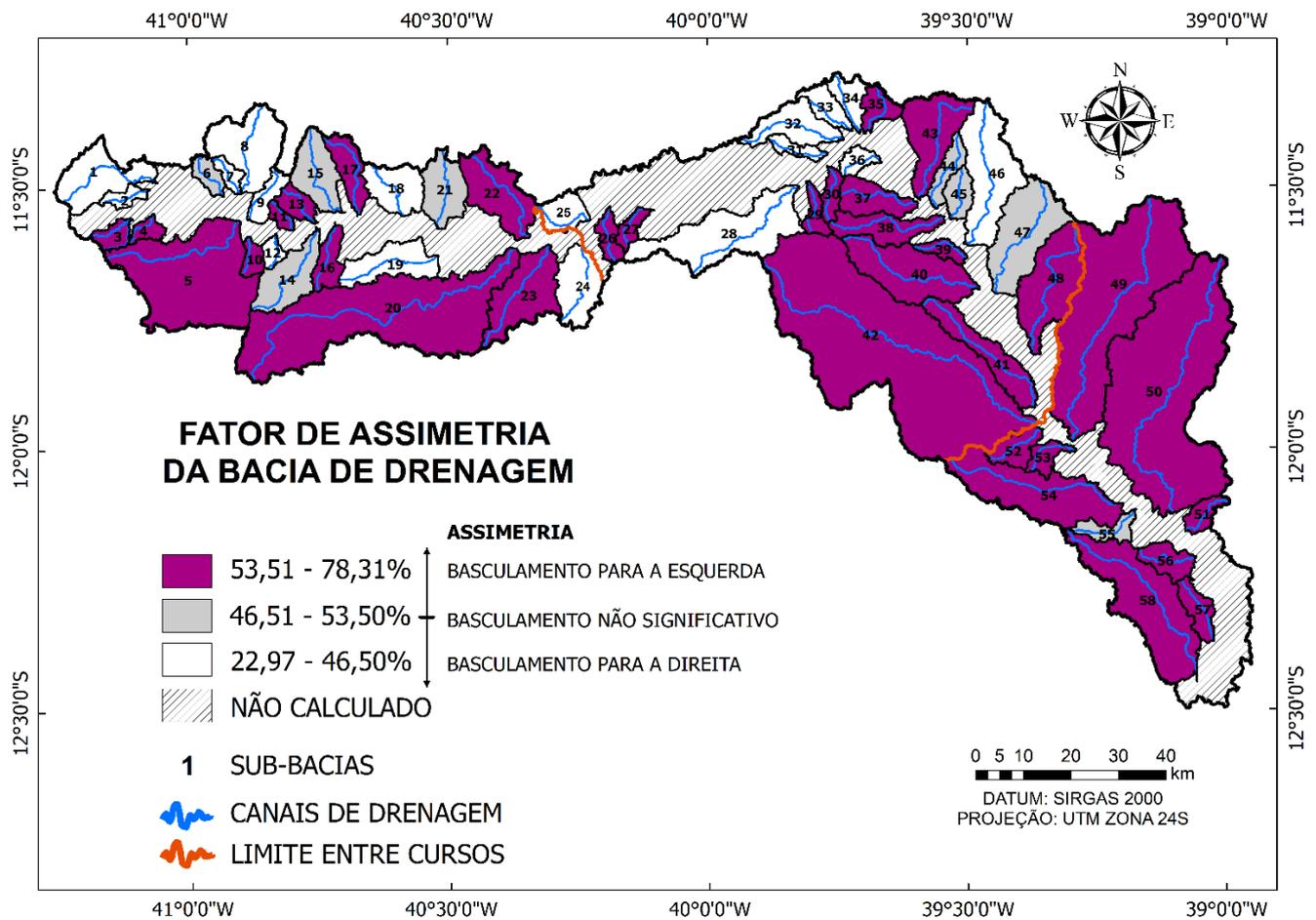


Figura 8. Mapa do fator de assimetria de bacias de drenagem (FABD).

De forma geral, houve uma tendência ao basculamento para a margem esquerda das sub-bacias, observando-se que os afluentes principais da margem direita da BHRJ, deslocam-se, principalmente para o NW, no trecho do rio Jacuípe de direção W-E e para NE, no segmento de direção NW-SE do rio Jacuípe. No caso dos tributários da margem esquerda da BHRJ, apreciou-se maior variabilidade nas classes de FABD, associando-se com a existência de possíveis estruturas geológicas e anomalias fluviais tectonicamente controladas.

O basculamento para o WNW das sub-bacias 5, 8, 9 e 10, associadas a *knickzones* localizadas ao Oeste da Escarpa do Tombador, propiciou a comparação dos valores do FABD com aqueles calculados no mapa do FSTT, verificando-se uma correlação positiva entre eles (Figura 9). Desta forma, os valores do FSTT altos (0,67 – 1) e médios (0,34 – 0,66) observaram-se principalmente nas sub-bacias 9 e 10, onde tem presença significativa de *knickpoints*. Além disso, registrou-se o basculamento para o NW dos afluentes de maior hierarquia das sub-bacias 5 e 20, com valores médios de FSTT nas zonas anômalas, podendo ser a tectônica um fator secundário do condicionamento.

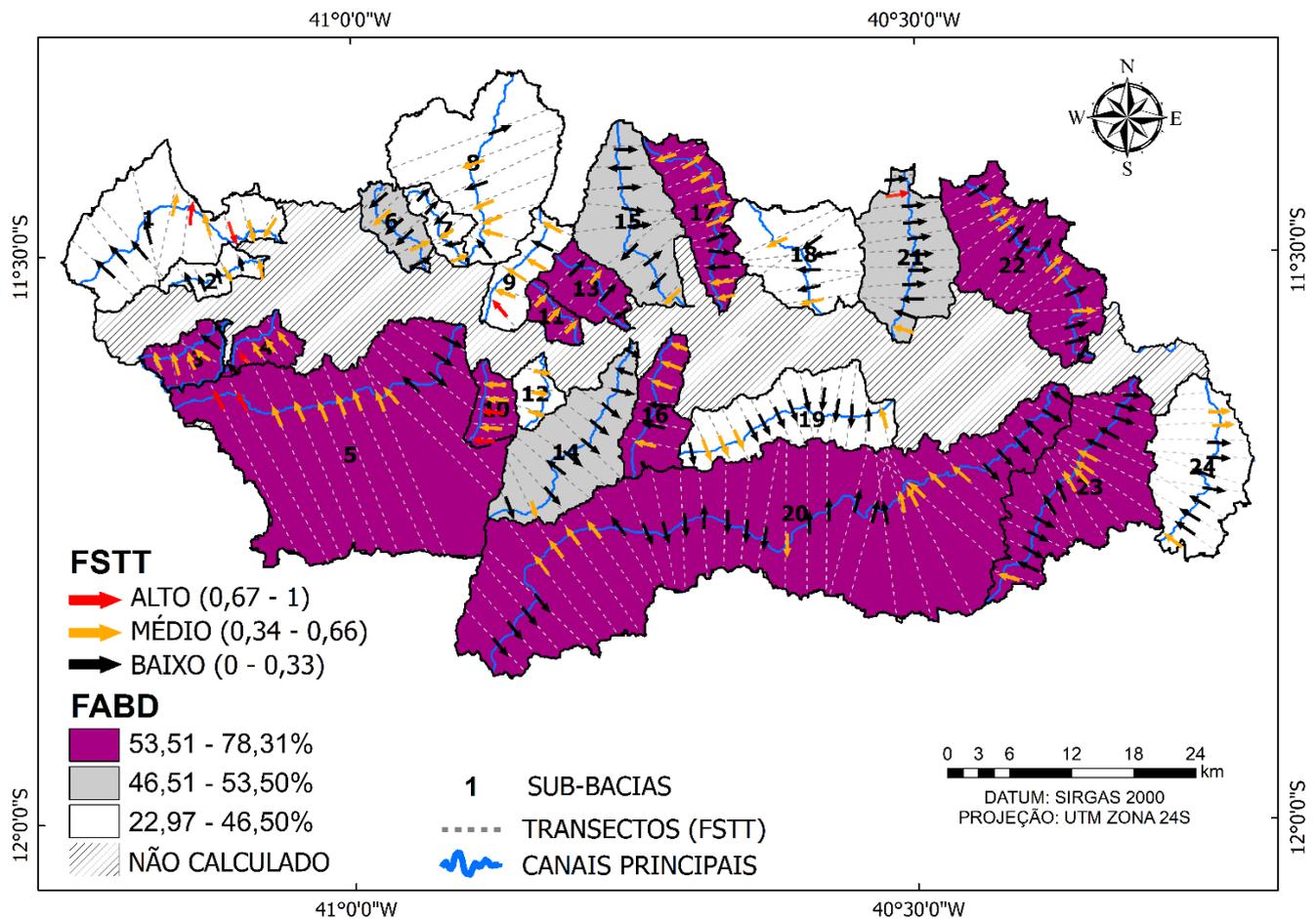


Figura 9. (a) Mapa do fator de assimetria de bacias de drenagem (FABD). (b) Mapa do fator de simetria topográfica transversal (FSTT).

Outros controles

- **Mapas geológicos e imagens orbitais**

Os *knickpoints* mais proeminentes da BHRJ formaram-se no seu alto curso, sobre as unidades litoestratigráficas do Grupo Chapada Diamantina, e em coberturas residuais superpostas no embasamento cristalino. Por outra parte, o desenvolvimento das anomalias fluviais não foi significativo nos terrenos ígneo-metamórficos da bacia.

Na *knickzone* A, as anomalias de 1ª ordem instalaram-se em arenitos da Formação Morro do Chapéu. Como exemplo disso, se encontram a Cachoeira de Ferro Doido (Figura 10a), a Cachoeira do Ventura (Figura 10b), e outras (Figura 10c) portadoras de um grande atrativo geoturístico na região do Morro do Chapéu.

No caso da *knickzone* B, o componente litológico não teve maior influência na formação dos níveis de base, observando-se estas anomalias sobre arenitos conglomeráticos e arenitos da Formação Tombador. Adicionalmente, na *knickzone* C (Figura 10d), o desenvolvimento dos *knickpoints* se deu em terrenos ocupados pelas coberturas detrítico-lateríticas sobrepostas aos ortognaisses migmatíticos do Complexo Mairi, porém, nessa área, a variação abrupta da declividade, se apresentou nos vales suspensos de tributários que confluem em canais de ordem superior, encaixados ao longo das coberturas recentes, como produto das maiores vazões responsáveis pela acentuada erosão vertical.

Convém salientar que as anomalias de 1ª ordem do médio e baixo curso, não se observaram nas imagens orbitais implementadas. Contudo, estes *knickpoints* calculados automaticamente, se mostraram em canais controlados por estruturas lineares traçadas no terreno, as que atingiram terrenos cristalinos formados por gnaisses kinzigíticos (Gnaiss Ipirá) e Gnaisses Enderbíticos (Complexo Caraíba) no médio curso, refletindo-se esta última litologia no baixo curso. No setor baixo também foram observados *knickpoints* nos gnaisses bandados Santa Luz próximos dos arenitos da Formação Barreiras.

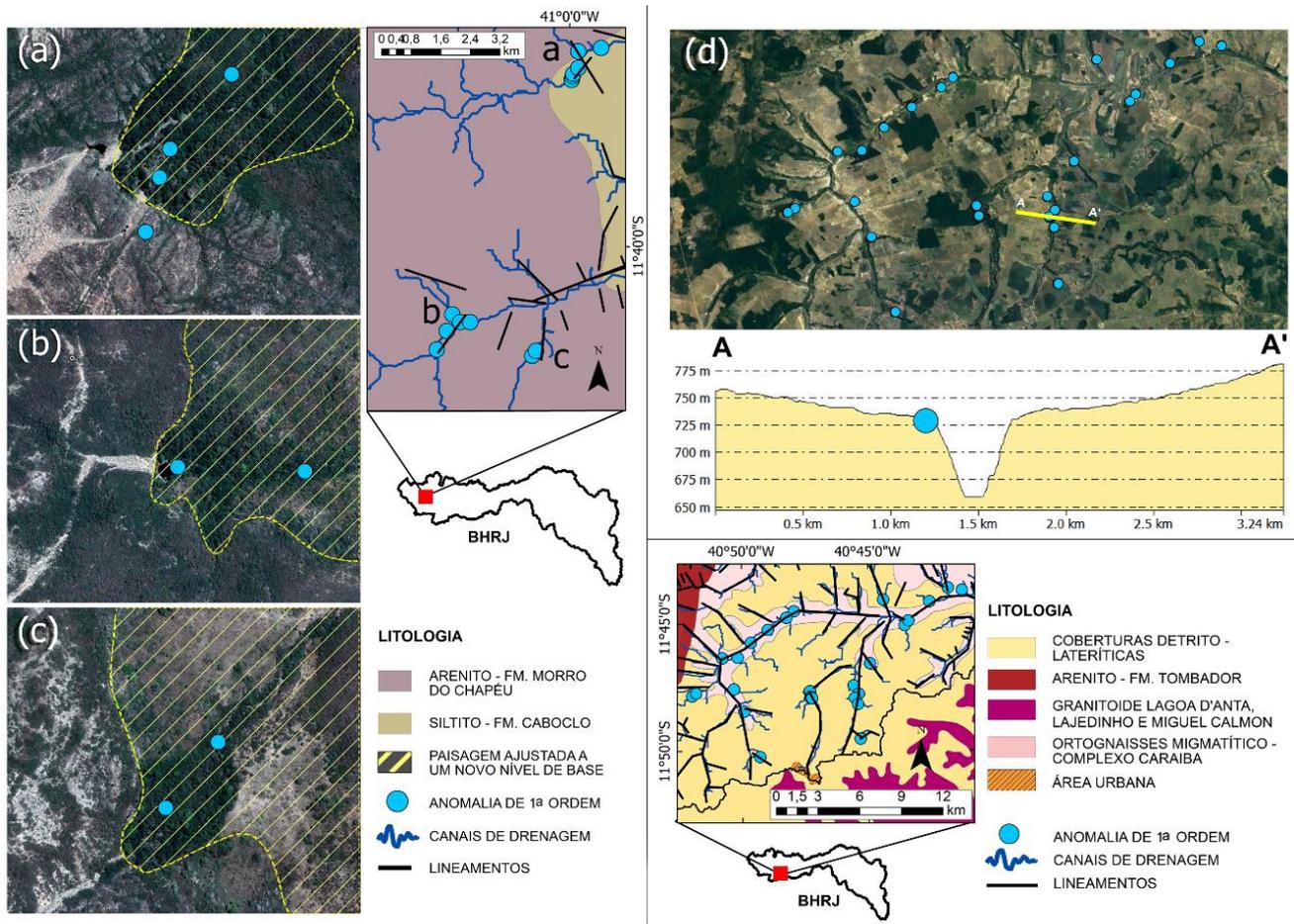


Figura 10. (a, b, c) Anomalias das *knickzone* A. (d) Anomalias da *knickzone* B.

4.3. Relação dos níveis de base fluviais com as reativações neotectônicas

Na área de estudo e imediações, ocorreram tremores de terra de magnitudes inferiores aos 5mR. Na Figura 11, foram representados os epicentros de oito sismos acontecidos dentro do perímetro da bacia hidrográfica do rio Paraguaçu, distinguindo-se os três de maiores magnitudes (3,1 – 3,9 mR) na margem direita, próximos da foz e; os cinco restantes, de magnitudes inferiores (2,5 – 3,1 mR), nos cursos superior e central, dessa área drenada, distantes entre eles.

Conforme o exposto anteriormente, os únicos abalos sísmicos registrados na BHRJ atingiram as magnitudes 2,6 mR e 2,8 mR, sendo reportados ambos os eventos em 1992, no mesmo epicentro localizado ao Norte do município Mundo Novo, nas cercanias de uma Falha NW-SE que atravessou o médio curso da bacia hidrográfica do rio Paraguaçu (BHRP) e o alto curso da BHRJ. Nesse sentido, quando os registros instrumentais e históricos dos sismos foram cruzados com os *knickpoints* identificados na BHRJ, observou-se, entre eles, uma fraca correlação positiva, em pequena escala espacial. No entanto, é essencial a realização de trabalho de campo a fim de fornecer evidências robustas da ação neotectônica.

5. Discussões

5.1 Níveis de base da BHRJ

O alto número de anomalias identificadas na BHRJ pode ser atribuído as limitações do *software* empregado para a localização exata destas feições, e a baixa resolução espacial do modelo digital de elevação (MDE) escolhido (FISHER et al., 2013; PERRON; ROYDEN, 2013; NEELY; BOOKHAGEN; BURBANK, 2017; STEER et al., 2019).

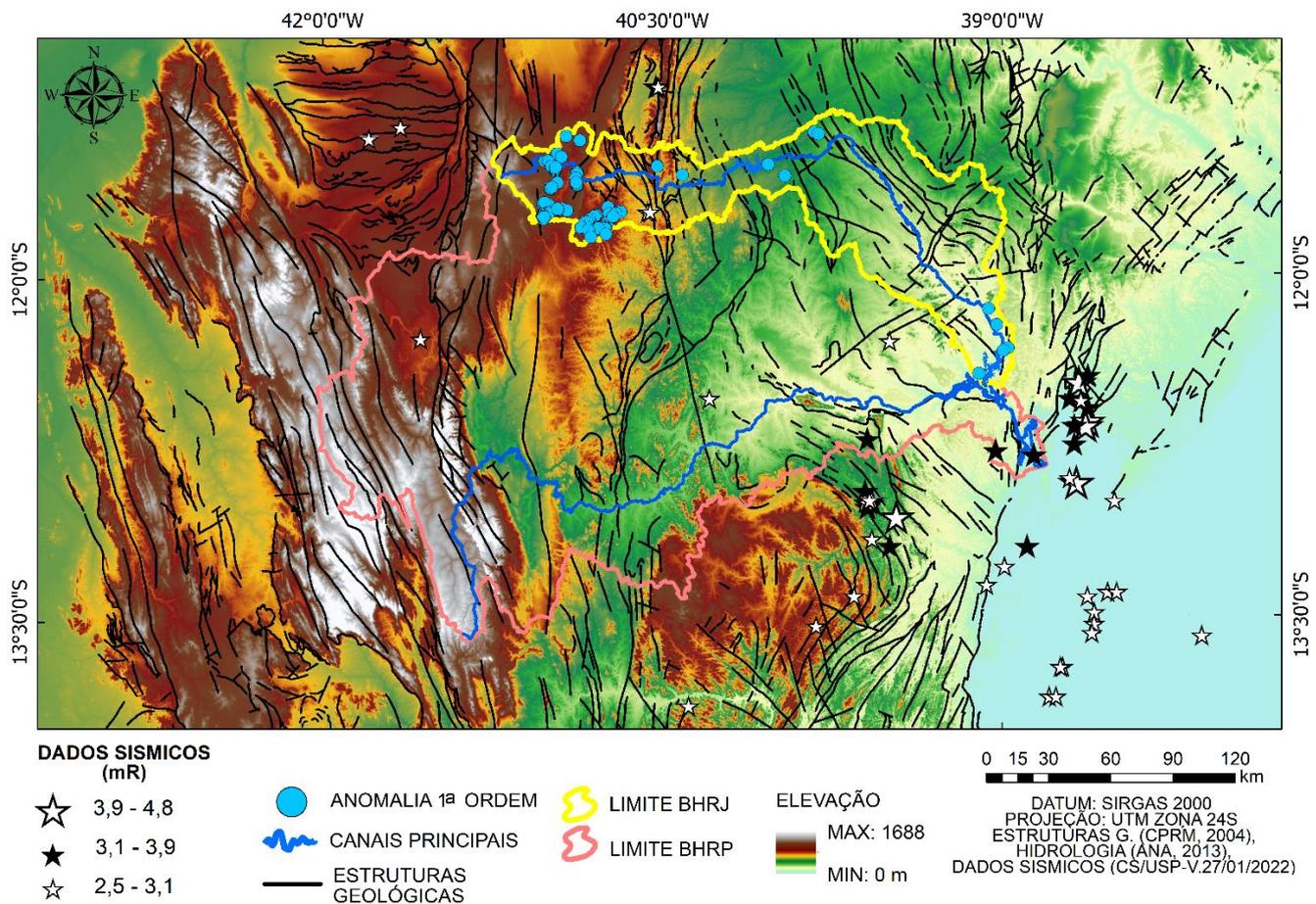


Figura 11. Mapa dos *knickpoints* da BHRJ e sismos registrados no Estado da Bahia.

Conforme Steer et al. (2019), quanto maior a resolução espacial do MDE, é menor o número de *knickpoints* por pixels, além disso, a identificação destas anomalias pode ser condicionada pela rugosidade inerente do leito, a espessura média do depósito aluvial e a distribuição local do tamanho dos sedimentos. Estes resultados apresentaram semelhanças com aqueles alcançados por Foster e Kelsey (2012), que consideraram que a migração dos *knickpoints* a montante, torna-se mais rápida quando são instaurados em tributários de elevada hierarquia, por possuírem uma extensa área de drenagem. Adicionalmente, a elevação constante das *knickzones* sugere uma relação genética, com um progressivo e uniforme avanço vertical (NIEMANN et. al, 2001).

O arranjo espacial dos agentes controladores da gênese e evolução dos *knickpoints*, mostrou-se de forma heterogênea nos diferentes compartimentos da bacia. Nessa perspectiva, no setor alto, percebeu-se mais nitidamente o contraste na influência dos condicionantes abordados, destacando o controle estrutural, com valores de *Ld* y *Lf*, análogos aos esforços compressivos associados ao *trend* estrutural do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá na parte central (BARBOSA; SABATÉ, 2003) e as medidas de paleocorrentes associadas a litofácies de arenitos da Formação Morro do Chapéu, na área de nascentes (BATTILANI; GOMES; GUERRA, 1996). Este controle distinguiu-se também espacialmente pelos índices geomorfológicos *Dd* e *Fu*, que mesmo apresentando baixos valores atribui-se esse resultado ao ambiente semiárido no qual está inserida a área de estudo, como registrado em outras regiões secas do país (DORNELLAS et. al 2020; LIMA; CUNHA; PEREZ FILHO, 2016; LIMA; CUNHA; PEREZ FILHO, 2013; SILVA; MELO; CORRÊA, 2009).

As anomalias da *knickzone* A caracterizaram-se por sua verticalidade sendo denominadas na literatura como “*Vertical-Step Knickpoint*” ou “*Break-in-Elevation Knickpoints*” (HAVIV et al., 2010; RHOADS, 2020). É factível considerar que o controle estrutural moderado a alto, decrescente para o Oeste, e o soerguimento do terreno, acentuaram a taxa da erosão das camadas dos arenitos pertencentes à Formação Morro do Chapéu, próximos do contato basal com siltitos/argilitos da Formação Caboclo (ROCHA; PEDREIRA, 2012), onde foram observados os ajustes na rede de drenagem produto do rebaixamento do nível de base. Esta litofácies, conforme Rocha e Pedreira

(2012) contemplou uma espessura aproximada de 80m na face do *knickpoint* mais significativo da BHRJ. De acordo com Goudie (2020), existe um número elevado de cachoeiras ao redor do mundo formadas em arenitos. Algumas delas se encontram na Venezuela, como o Salto Angel, o Salto Kukenam dentre outros. Acerca da *knickzone* B, pode-se perceber que as feições fluviais anômalas, desenvolveram-se sob forte controle estrutural, com deformações associadas aos episódios tectônicos registrados na parte Norte do Cráton do São Francisco durante Paleoproterozoico e Neoproterozoico (BARBOSA et. al, 2021). Desse modo, os *knickpoints* estabelecidos em arenitos da Formação Tombador, dispuseram-se ao longo de uma falha transcorrente sinistral, de direção aproximada NNE-SSW (ROCHA; PEDREIRA 2012), localizada no sentido do basculamento das sub-bacias que as contém. Mediante essa situação, pode-se explicar a não ocorrência das anomalias de 1ª ordem na Escarpa do Tombador em direção aos terrenos cristalinos mais antigos. No que diz respeito da *knickzone* C, é possível inferir indiretamente como as condições paleoclimáticas úmidas (MARTIN et al., 1980; SIFEDDINE; CHIESSI; CRUZ, 2014) favoreceram o aumento da vazão do fluxo d'água e a conseqüente incisão vertical do canal, no qual confluem os tributários de menor hierarquia, formadores dos *knickpoints* associados a vales suspensos. Nesse setor, a influência do controle estrutural foi pouco significativa, revelando que a migração do canal para o NW, na área de nascentes, não representou o condicionamento principal das anomalias identificadas.

Outras anomalias de 1ª ordem encontradas no alto curso, próximas do limite com o setor médio da bacia, podem ser atribuídas aos controles de cunho estrutural, decorrentes da formação da Serra do Jacobina, porém estas feições não foram identificadas nas imagens orbitais interpretadas visualmente.

Esta limitação fora também evidenciada no médio e baixo curso, à exceção do *knickpoint* de caráter antrópico formado pela barragem Gov. João Durval Carneiro, sendo um resultado possivelmente interligado ao predomínio dos relevos planos e da dificuldade no reconhecimento dos canais intermitentes e efêmeros desses setores. Portanto, as rupturas do gradiente fluvial nessas duas áreas, sugerem uma gênese atrelada ao condicionamento estrutural (em maior medida no baixo curso) e não a diferença na composição litológica do leito do canal.

Comportamentos semelhantes aos apreciados no médio e baixo curso da BHRJ, foram reportados por Gimenez et al. (2022) no estuário da Bahia da Babitonga, na Costa Sudeste do Brasil, tendo como exemplo o rio Quiriri. Os autores sinalizaram a presença de quebras abruptas no gradiente fluvial, em terrenos da mesma unidade geológica (Gnaiss Luís Alves) ao longo de *trends* estruturais associados a reativações tectônicas.

5.2 Ação da neotectônica

No Estado da Bahia, os registros neotectônicos têm acontecido em consonância com as manifestações sísmicas (BARBOSA et. al, 2021; LIMA, 2000). Em razão disso, tornou-se evidente o contraste com os tremores ocorridos ao SE e SW do baixo curso da BHRJ, observando-se, respectivamente, as evidências das manifestações telúricas nos municípios encontrados em torno da Bahia de Todos os Santos, como relatado em estudos prévios (SAMPAIO, 1916; 1919 apud LIMA, 2000), na direção do eixo principal da Bacia Sedimentar do Recôncavo; e na região de Amargosa. Os epicentros dos terremotos dessa última área, alinharam-se na direção NW-SE, conforme as estruturas deformacionais do setor, associadas a presença de anomalias fluviais de 1ª ordem, na bacia do Rio Verde (OLIVEIRA, 2020). De acordo com Sobrinho Santos et al. (2020), este comportamento pode ser explicado pela cercania da zona de sutura entre o Bloco Jequié e o Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (BISC). Entretanto, na BHRJ os limites entre o BISC com os blocos Gavião e Serrinha, representados por zonas de cisalhamento sinistral, não exibiram indícios de sismicidade nem da presença de *knickpoints*.

Por outra parte, em terrenos dominados por afloramentos do Mioceno, Plioceno e Quaternário, sob condições geomorfológicas distintas das apresentadas na BHRJ, Moussi et al. (2018) avaliaram os efeitos da neotectônica no Nordeste da Tunísia, e observaram alta ocorrência de *knickpoints* no canal do rio Oued El Boul, coincidindo com o epicentro de vários sismos de magnitudes inferiores a 3mR, alinhados na direção de uma importante falha tectônica ativa.

É conveniente ressaltar que, embora em algumas partes do mundo os *knickpoints* tenham sido considerados marcadores geomorfológicos robustos da tectônica ativa (PAVANO, PAZZAGLIA; CATALANO, 2016; PERUCCA; ROTHIS; VARGAS, 2014), existe a possibilidade de se encontrar canais perturbados por falhas reativadas, sem revelar essas feições fluviais. Nas observações de Li et al. (2021) em seu estudo realizado nas montanhas de Laohu e Hasi, ao Nordeste do Planalto Tibetano, distinguiram a presença de três *knickpoints* em apenas três tributários do rio Amarelo, formados a um quilômetro à montante da falha transcorrente sinistral Haiyuan, que cortou catorze rios da mesma sub-bacia, apontando ao controle litológico como o responsável dessas

anomalias. Nesse sentido, mesmo em zonas de recorrentes terremotos de grande magnitude, os *knickpoints* podem ser atribuídos a controles diferentes da neotectônica como condicionante principal.

6. Considerações Finais

-As alterações locais nos gradientes fluviais, distribuíram-se heterogeneamente ao longo dos setores delimitados da BHRJ. No alto curso, o relevo associado ao flanco Oriental da Chapada Diamantina, desenvolvido sobre rochas sedimentares, possibilitou a formação dos desníveis topográficos mais acentuados da bacia, assim como das maiores concentrações das anomalias de 1ª ordem, encerrando aproximadamente 90% do total das mesmas acima dos 700m, em três áreas denominadas *knickzone A*, *knickzone B* e *knickzone C*. Por outra parte, os resultados revelaram maior dispersão e menor quantidade de *knickpoints* em terrenos com baixa declividade e substrato predominantemente cristalino, como evidenciado no médio e baixo curso da bacia.

- Em comparação com as anomalias de drenagem de 1ª ordem, o número de anomalias de 2ª ordem na BHRJ foi significativamente superior, inferindo-se a existência majoritária de canais em equilíbrio dinâmico.

- Frequentemente, as variações dos níveis de base fluviais denotaram forte influência dos controles estruturais e tectônicos, por meio de feições lineares de direção principal NW-SE; a exceção da *knickzone C*, cujas anomalias originaram-se na confluência de tributários de baixa ordem hierárquica em canais aprofundados pela maior descarga fluvial, e do *knickpoint* do médio curso, formado pelo barramento antrópico do rio.

- A mudança na direção do fluxo do rio Jacuípe no médio curso, pode ser atribuída a mecanismos geomorfológicos diferentes daqueles abrangidos no escopo do presente trabalho, associando-se aos processos de captura fluvial propiciados pelos controles tectônicos.

- Apesar da sismicidade não ter revelado uma estreita relação com os *knickpoints* registrados na bacia, é necessária a realização de levantamentos sistemáticos de campo em materiais sedimentares recentes (rochas, solos, terraços fluviais), próximos das anomalias fluviais, que envolvam a identificação de juntas e falhas, bem como datações absolutas, por exemplo, por Luminescência Ótica Estimulada (OSL – *Optically Stimulated Luminescence*), para assim asseverar que as perturbações na rede de drenagem não estão associadas a possíveis reativações cenozoicas de falhas.

- Sugere-se a implementação de MDE de maior resolução espacial do que o empregado no presente trabalho (SRTM 30m), para a obtenção das anomalias de 1ª e 2ª ordem, assim como a sua validação em campo. Aconselha-se também a inspeção em escala de detalhe das áreas do médio e baixo curso onde não foi possível a visualização das anomalias de drenagem a partir dos produtos de sensoriamento remoto implementados.

Contribuições dos Autores: Anais del Jesús González Guillén – Concepção; metodologia; uso de software; pesquisa e curadoria de dados; preparação e redação do artigo; revisão e edição do texto. Marjorie Csekö Nolasco - Concepção; metodologia; uso de software; pesquisa e curadoria de dados; preparação e redação do artigo; revisão e edição do texto; supervisão. Paulo de Tarso Amorim Castro - Concepção; metodologia; uso de software; pesquisa e curadoria de dados; preparação e redação do artigo; revisão e edição do texto; supervisão; aquisição de financiamento.

Financiamento: A realização deste trabalho foi possível graças a bolsa de mestrado oferecida pela Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES).

Agradecimentos: Os autores agradecem, imensamente, aos revisores anônimos pelas sugestões, que enriqueceram o manuscrito. Também a CAPES pela bolsa de mestrado da primeira autora. À Organização dos Estados Americanos por proporcionar a vinda da primeira autora, da Venezuela para o Brasil. Ao pessoal docente e administrativo do Programa de Pós-Graduação em Modelagem em Ciências da Terra e do Ambiente (PPGM) e à Assessoria Especial de Relações Institucionais (AERI) da Universidade Estadual de Feira de Santana, pelo auxílio durante a pandemia de COVID-19.

Conflito de Interesse: Os autores declaram não haver conflito de interesse quanto à publicação do artigo “Modelagem dos níveis de base fluviais da bacia do rio Jacuípe, nordeste semiárido do Brasil”.

Referências

1. ALKMIM, F. F.; BRITO NEVES, B. B.; ALVES, J. A. C. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco: uma revisão. In: DOMINGUEZ, J. M. L.; MISI, A. (Ed.). **Cráton do São Francisco: Trabalhos apresentados na reunião [...]**, Salvador: SBG: SGM: CNPq, 1993. p. 45 – 62.
2. ALLABY, M. **Oxford Dictionary of Earth Sciences**. 3ª Ed. Oxford: Oxford University Press. 2008. 654 p.

3. ALMEIDA, F. F. M. et al., Províncias estruturais brasileiras. In: **Atas do VIII Simpósio de Geologia do Nordeste. Boletim do Núcleo Nordeste da Sociedade Brasileira de Geologia**. Campina Grande: SBG, v. 6, 1977. p. 363-391.
4. ALVARES, C. A. et al. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711–728, 2013. DOI: 10.1127/0941-2948/2013/0507
5. ARGYRIOU, A. V et al. Neotectonic control on drainage systems: GIS-based geomorphometric and morphotectonic assessment for Crete, Greece. **Journal of Structural Geology**, v. 104, p. 93 - 111, 2017. DOI: 10.1016/j.jsg.2017.10.002
6. BARBOSA, J, S. F. et al. (org.). **Nota Explicativa do Mapa Tectônico-Geocronológico do Estado da Bahia: implicações metalogenéticas**. Salvador: CPRM: CBPM, 2021. 1 recurso eletrônico: PDF - Série Publicações Especiais, 24. ISBN 978-65-5664-091-4
7. BARBOSA, J. S. F.; BARBOSA, R. G. The Paleoproterozoic Eastern Bahia Orogenic Domain. In: HEILBRON, M.; CORDANI, U. G.; ALKMIM, F. F. **São Francisco Craton, eastern Brazil: tectonic genealogy of a miniature continent. Regional Geology Reviews**, New York: Springer, 2017. p. 57 – 69. ISBN: 978-3-319-01714-3. DOI: 10.1007/978-3-319-01715-0
8. BARBOSA, J. S. F.; SABATÉ, P. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: Geodynamic features. **Precambrian Research**, v. 133, n. 1-2, p. 1–27, 2004. DOI:10.1016/j.precamres.2004.03.001
9. BARBOSA, J. S. F.; SABATÉ, P.; MARINHO, M. M. O Cráton do São Francisco na Bahia: Uma Síntese. In: Barbosa J.S.F.; Correa Gomes L.C. (Ed.) **Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá: artigos selecionados e guias de excursão. Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 1, p. 03–06, 2003.
10. BARBOSA, J. S. F.; SABATÉ, P. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. A synthesis. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 74, n. 2, p. 343–359, 2002.
11. BATTILANI, G. A.; GOMES, N. S.; GUERRA, W. J. Evolução Diagenética dos Arenitos da Formação Morro do Chapéu, Grupo Chapada Diamantina, na Região de Morro do Chapéu, Bahia. **Geonomos**, v. 4, n. 2, p. 81 – 98, 1996. DOI: 10.18285/geonomos.v4i2.203
12. BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. G.; TORQUATO, J. R. F. Evolução Geocronológica do Precambriano no Estado da Bahia. In: INDA, H. A. V; DUARTE, F. B. (org.). **Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia: Textos Básicos**. v. 3. Salvador: SME: CPM, 1980. p. 1–101.
13. BRUSH JR., L. M.; WOLMAN, M. G. Knickpoint behavior in noncohesive material: a laboratory study. **Geological Society of America Bulletin**, v. 71, n. 1, p. 59 –74, 1960. DOI: 10.1130/0016-7606(1960)71[59:KBINMA]2.0.CO;2
14. CARVALHO, A.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P. Bacias Hidrográficas Assimétricas na Serra do Espinhaço Meridional – MG: Controle Litoestrutural e/ou Tectônico? **William Morris Davis – Revista de Geomorfologia**, v. 1, n. 2, p. 119–146, 2020. DOI:10.48025/ISSN2675-6900.v1n2.p119-146.2020
15. COX, R. T. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. **Geological Society of America Bulletin**, v. 106, n. 5, p. 571–581, 1994. DOI: 10.1130/0016-7606(1994)106<0571:AODBSA>2.3.CO;2
16. DASH, C. et al. Fluvial response to late quaternary sea level changes along the mahanadi delta, east coast of India. **Quaternary International**, v. 553, p. 60 – 72, 2020. DOI: 10.1016/j.quaint.2020.07.033
17. DAVIS, W. M. Baselevel, Grade and Peneplain. **The Journal of Geology**, v. 10, n. 1, p. 77–111, 1902.
18. DE BLIJ, H. J.; MULLER, P. O.; WILLIAMS, R. S. J. **Physical Geography: The Global Environment**. 3. ed. Oxford: Oxford University Press, 2004. p. 672.
19. DELINEATING Multiple Watersheds using Spatial Analyst Tool of ArcGIS. [s. l.: s. n.], 2019. 1 vídeo (10:34 min). Publicado pelo canal GeoDelta Labs. Disponível em: <https://bit.ly/3L1bnTp>. Acesso em: 13 nov. 2021.
20. DIAS, J. **O Rio Jacuípe e as múltiplas faces da Bacia Hidrográfica**. Feira de Santana: Secretaria Municipal de Meio Ambiente, 2020.
21. DORNELLAS, P. C. et al. Análise Morfométrica da Bacia do Alto Rio Paraíba, Região Semiárida do Estado da Paraíba. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 3, p. 601 – 614, jul./set. 2020. DOI: 10.20502/rbg.v21i3.1757

22. ETCHEBEHERE, M. L. et al. 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. DOI: 10.5327/S1519-874X2004000200004
23. FIGUEREIDO, M. C. H. Geochemistry of high-grade complexes of Bahia State, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 12, n. 1 – 3, p. 307–312, 1982.
24. FOSTER, M.; KELSEY, H. Knickpoint and knickzone formation and propagation, South Fork Eel River, Northern California. **Geosphere**. v. 8, n. 2, p. 403–416, 2012. DOI: 10.1130/GES00700.1
25. GARDNER, T. W. Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material: Reply. **Geological Society of America Bulletin**, v. 94, n. 5, p. 664 – 672. 1983. DOI: 10.1130/0016-7606(1983)94<664:ESOKAL>2.0.CO;2
26. GIMENEZ, V. B et al. The role of fault reactivation in the geomorphological evolution of coastal landforms on passive continental margins: Evidence from a tectonic estuary in southern Brazil. **Geomorphology**. v. 402, p. 1 – 22, 2022. DOI: 10.1016/j.geomorph.2022.108132
27. GIRMA, R.; ABRAHAM, T.; MULUNEH, A. Quantitative evaluation of watershed attributes for water resources management in the Rift Valley Lakes Basin, Ethiopia: a case from Tikur Wuha river watershed. **Applied Water Science**. v. 10, n. 196 p. 1 - 15 (2020). DOI: 10.1007/s13201-020-01281-5
28. GOUDIE, A. S. Waterfalls: Forms, Distribution, Processes and Rates of Recession. **Quaestiones Geographicae**. v. 39, n. 1, p. 59–77, 2020. DOI:10.2478/quageo-2020-0005.
29. HACK, J. T. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. **USGS Professional Paper**, v. 249. p. 45 – 97, 1957. DOI: 10.3133/pp294B
30. HACK, J. T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **Journal of Research of the U.S. Geological Survey**, v. 1, n. 4, p. 421–429, 1973.
31. HARE, P.W., GARDNER, T. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. **Tectonic Geomorphology: Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium**, Boston: Allen & Unwin, p. 75-104. 1985
32. HAVIV, I. et al. Evolution of vertical knick-points (waterfalls) with resistant caprock: Insights from numerical modeling. **Journal of Geophysical Research, Earth Surface**. v. 115, n. F3, p. 1 – 22, 2010. DOI: 10.1029/2008JF001187.
33. HENRIQUES, R. J.; VALADÃO, R. C. Google Earth Pro, Panoramio e Youtube como auxílio ao reconhecimento de knickpoints em afluentes dos rios das Velhas e Paraopeba, em Minas Gerais. **Caderno de Geografia**, v. 28, n. 52, p. 226, 2018. DOI: 10.5752/p.2318-2962.2018v28n52p226
34. HIRUMA, S. T.; PONÇANO, W. L. Densidade de drenagem e sua relação com fatores geomorfopedológicos na área do alto rio pardo, SP e MG. **Revista do Instituto Geológico**, v. 15, n. 1-2, p. 49–57, 1994.
35. HOLLAND, W. N.; PICKUP, G. Flume study of knickpoint development in stratified sediment. **Geological Society of America Bulletin**, v. 87, n. 1, p. 76–82, 1976. DOI: 10.1130/0016-7606(1976)87<76:FSOKDI>2.0.CO;2
36. HORTON, R. E. Drainage-basin characteristics. **Eos, Transactions, American Geophysical Union**, v. 13, n. 1, p. 350–361, 1932. DOI: 10.1029/TR013i001p00350
37. HORTON, R.E. Erosional development of streams and their drainage basins: a hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geological Society of America Bulletin**, v.56, n.3, p.275-370, 1945. DOI: 10.1130/0016-7606(1945)56[275:EDOSAT]2.0.CO;2
38. IBGE. **Banco de Informações Ambientais**. 2020. Disponível em: <https://bit.ly/34LNHD1>. Acesso em: 7 dez. 2020.
39. JOHNSON, D. Baselevel. **The Journal of Geology**, v. 37, n. 8, p. 775–782, 1929.
40. KIRBY, E.; WHIPPLE, K. X. Expression of active tectonics in erosional landscapes. **Journal of Structural Geology**, v. 44, p. 54–75, 2012. DOI: 10.1016/j.jsg.2012.07.009
41. KOULI, M. et al. GIS-based morphometric analysis of two major watersheds, western Crete. Greece. **Journal of Environmental Hydrology**, v. 15, p. 1–17. 2007.
42. LANA, C. E.; CASTRO, P. D. T. Evolução histórica e filosófica do conceito de nível de base fluvial. **Terrae Didática**, v. 8, n. 1, p. 51 – 57, 2012a.
43. LANA, C. E.; CASTRO, P. D. T. Níveis de base fluviais: síntese dos principais condicionantes e dinâmica de instalação. **Brazilian Geographical Journal: geosciences and humanities research medium**, v. 3, n. 1, p. 102 – 122, jan./jun. 2012b.

44. LI, Z. et al. The impacts of base level and lithology on fluvial geomorphic evolution at the tectonically active Laohu and Hasi Mountains, northeastern Tibetan Plateau. **Science China Earth Sciences**, v. 64, n. 6, p. 1 – 14, 2021. DOI: 10.1007/s11430-020-9743-1
45. LIMA, A. G. Rios de leito rochoso: aspectos geomorfológicos fundamentais. **Ambiência**, v. 6, n. 2, p. 339–354, maio/ago. 2010.
46. LIMA, C. C. U.; VILAS BOAS, G. S.; BEZERRA, F. H. R. Faciologia e análise tectônica Preliminar da formação Barreiras no litoral sul do Estado da Bahia. *Geologia USP. Série Científica*, v. 6, n. 2, p. 71–80, 2006. DOI: 10.5327/S1519-874X2006000300009
47. LIMA, C. C. U. O neotectonismo na costa do Sudeste e do Nordeste brasileiro. **Revista De Ciência & Tecnologia**, v. 15, p. 91 – 102, 2000.
48. LIMA, K. C; CUNHA, C. M. L; PEREZ FILHO, A. Relações Entre Rede de Drenagem e Superfícies de Aplainamento Semiáridas. **Mercator**, v. 15, n. 2, p. 91 – 104, abr./jun. 2016. DOI: 10.4215/RM2016.1502.0006
49. LIMA, K. C.; CUNHA, M. C. L.; PEREZ FILHO, A. Dificuldades e possibilidades da cartografia geomorfológica no semiárido brasileiro. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 6, n. 65, p. 1063-1073, nov./dez. 2013.
50. LIRO, M. Dam-induced base-level rise effects on the gravel-bed channel planform. **Catena**, v. 153, p. 143–156, 2017. DOI: 10.1016/j.catena.2017.02.005
51. LIU C. C. **Análise estrutural de lineamentos em imagens de sensoriamento remoto: aplicação ao Estado do Rio de Janeiro**. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1984. p.157. DOI: 10.11606/T.44.1984.tde-25082015-143959
52. MACEDO, M.; BONHOMME, M. Contribuição à cronoestratigrafia das formações Caboclo, Bebedouro e Salitre na Chapada Diamantina (BA) pelos métodos Rb-Sr e K-Ar. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 14, n. 3, p. 153 – 163, 1984. DOI:10.25249/0375-7536.1984153163
53. MARTIN, L. et al. **Mapa Geológico do Quaternário Costeiro do Estado da Bahia - 1:250.000** - Texto Explicativo. Salvador, Secretaria das Minas e Energia/Coordenação da Produção Mineral. 1980. 60p. Disponível em: <https://bit.ly/350a87y>. Acesso em: 10 dez. 2021.
54. MONTEIRO, K. A.; TAVARES, B. A. C.; CORREA, A. C. B. Aplicação Do Índice De Hack No Rio Ipojuca Para Identificação De Setores Anômalos De Drenagem E Rupturas De Relevô. **Geociências**, v. 33, n. 4, p. 616–628, 2014.
55. MOUSSI, A. et al. GIS-based analysis of the Stream Length-Gradient Index for evaluating effects of active tectonics: a case study of Enfidha (North-East of Tunisia). **Arabian Journal of Geosciences**, v. 11, n. 6, p. 1 – 15, 2018. DOI: 10.1007/s12517-018-3466-x
56. NEELY, A. B.; BOOKHAGEN, B.; BURBANK, D. W. An automated knickzone selection algorithm (KZ-Picker) to analyze transient landscapes: Calibration and validation. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 122, n. 6, p. 1236–1261, 2017. DOI: 10.1002/2017JF004250
57. NIEMANN, J. D. et al. A quantitative evaluation of playfair’s law and its use in testing long-term stream erosion models. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 26, n. 12, p. 1317–1332, 2001. DOI: 10.1002/esp.272
58. OLIVEIRA, J. H. M. **Influências do quadro litoestrutural e dos processos fluviais na configuração do modelado do relevo no Médio Paraguaçu/Jiquiriçá, Região de Milagres/Itatim - BA**. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2020. p. 197.
59. PAVANO, F.; PAZZAGLIA, F. J.; CATALANO, S. Knickpoints as geomorphic markers of active tectonics: A case study from northeastern Sicily (southern Italy). **Lithosphere**, v. 8, p. 6, p. 633 – 648, 2016. DOI: 10.1130/L577.1
60. PEIFER, D.; CREMON, É. H.; ALVES, F. C. Modern tools for quantifying channel steepness from DEMs: A review. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 21, n. 1, p. 117 – 138, jan./mar. 2020. DOI: 10.20502/rbg.v21i1.1732
61. PEIXOTO JUNIOR, A.D. S. Sistema de Falhas de Mata-Catu, Bacia do Recôncavo, Bahia, Brasil. Um estudo estrutural e importância da herança do embasamento na nucleação do sistema. Nova possibilidade. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2020. 42 p. Disponível em: <https://bit.ly/3Jt5JJ2>. Acesso em: 25 nov. 2021.

62. PERUCCA, L. P.; ROTHIS, M.; VARGAS, H. N. Morphotectonic and neotectonic control on river pattern in the Sierra de la Cantera piedmont, central Precordillera, province of San Juan, Argentina. **Geomorphology**, v. 204, p. 673 – 682, 2014. DOI: 10.1016/j.geomorph.2013.09.014
63. POWELL, J. W. **Exploration of the Colorado River of the West and its tributaries: Explored in 1869, 1870, 1871, and 1872, under the direction of the Secretary of the Smithsonian Institution**. Washington: Government Printing Office, 1875, p. 291. DOI: 10.3133/70039238
64. QUEIROZ, G. L.; SALAMUNI, E.; NASCIMENTO, E. R. AzimuthFinder: ferramenta para a extração de dados e apoio na análise estrutural. **Revista do Instituto de Geociências**, v. 14, n. 1, p. 69–80, 2014. DOI: 10.5327/Z1519-874X201400010005
65. QUEIROZ, G. L.; SALAMUNI, E.; NASCIMENTO, E. R. KnickpointFinder: A software tool that improves neotectonic analysis. **Computers and Geosciences**, v. 76, p. 80–87, 2015. DOI: 10.1016/j.cageo.2014.11.004 0098-3004
66. RAINES, G. L.; SAWATZKY, D. L.; BONHAM-CARTER, G. F. **New fuzzy logic tools in ArcGIS 10**. ArcUser, p. 8–13, 2010.
67. RHOADS, B. **River dynamics Geomorphology to support management**. 1. Ed. New York: Cambridge University Press, 2020 p. 526.
68. ROCHA, A. J. D.; PEDREIRA, A. J. Geoparque Morro do Chapéu (BA): proposta. In: SCHOBENHAUS, C.; SILVA, C. R. (Org.). **Geoparques do Brasil: propostas**. Rio de Janeiro: CPRM, 2012. p. 59–110.
69. ROJAS GONZÁLEZ, O. I.; LIMA, C. C. U. Modelagem Espacial da Neotectônica na Costa do Descobrimento, Sul do Estado da Bahia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 22, n. 2, p. 235 – 253. abr./jun. 2021. DOI: 10.20502/rbg.v22i2.1776
70. SAATY, T. L. A scaling method for priorities in hierarchical structures. **Journal of Mathematical Psychology**, v. 15, n. 3, p. 234–281, 1977. DOI: 10.1016/0022-2496(77)90033-5
71. SANTANA, P. R. R. **Exame de Diques Máficos na Porção Centro-Leste do Estado da Bahia. Evidências Geológicas, Aerogeofísicas e Interpretações Preliminares**. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2017. 145 p.
72. SANTO, C. F.; BRAGA, J. A. E. O “estado da arte” da bacia do Recôncavo. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**. Rio de Janeiro, v. 4, n. 1, p. 35–43, 1990.
73. SANTOS, F. P. **Modelamento estrutural da Serra Jacobina e adjacências, Bahia**. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade de Brasília, Brasília, 2018. p. 102 il.
74. SANTOS SOBRINHO, V. R. et al. **Terremoto na Região de Amargosa/BA**. Nota Técnica. Salvador: CPRM: IGEO: UEFS: SBG. 2020. Disponível em: <https://bit.ly/3ibXJAn>. Acesso em: 11. nov. 2021.
75. SCHUMM, S. A. **River Variability and Complexity**. 1. Ed. New York: Cambridge University Press, 2005. p. 236. SCHUMM, S. A. River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy. **The Journal of Geology**, v. 101, n. 2, p. 279–294, 1993.
76. SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, v. 92, n. 4, p. 335 – 337, 1983. DOI: 10.1016/0040-1951(83)90201-9
77. SIFEDDINE, A.; CHIESSI, C. M.; CRUZ, F. W. Informações paleoclimáticas brasileiras. In: Base científica das mudanças climáticas: contribuição do Grupo de Trabalho 1 do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas ao Primeiro Relatório da Avaliação Nacional sobre Mudanças Climáticas [S.l: s.n.], v. 4. p. 126-180, 2014.
78. SILVA, D. G.; MELO, R. F. T.; CORRÊA, A. C. B. A influência da densidade de drenagem na interpretação da evolução geomorfológica do Complexo de Tanques do município de Brejo da Madre de Deus – Pernambuco, Nordeste do Brasil. **Revista de Geografia**, v. 26, n. 3, jun/ago. 2009.
79. SOUZA, J. D.; MELO, R. C.; KOSIN, M. **Mapa geológico do estado da Bahia**. Versão 1.1 Salvador: CPRM, 2003. Escala 1:1.000.000.
80. STEER et al. Statistical modelling of co-seismic knickpoint formation and river response to fault slip. **Earth Surface Dynamics**, v. 7, p. 681–706, 2019. DOI: 10.5194/esurf-7-681-2019
81. STRAHLER, A. N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. **Eos, Transactions, American Geophysical Union**, v. 38, n. 6, p. 913–920, 1957. DOI: 10.1029/TR038i006p00913
82. THOMAS, J.; JOSEPH, S.; THRIVIKRAMAJI, K. P. Morphometric aspects of the small tropical mountain river system, the southern Western Ghats, India. **International Journal of Digital Earth**, v. 3, n. 2, p. 135–156, 2010. DOI: 10.1080/17538940903464370

83. VALADÃO, R. C. Geodinâmica de Superfícies de Aplainamento, Denudação Continental e Tectônica Ativa como condicionantes da Megageomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 10, n. 2, p. 77 – 90. jul./dez. 2009. DOI: 10.20502/rbg.v10i2.132
84. VALERIANO, M. D. M. **TOPODATA: guia para utilização de dados geomorfológicos locais**. São Paulo: INPE, p. 73, 2008. Disponível em: <https://bit.ly/3N4hmZm>. Acesso em: 10 jul. 2020.
85. WHIPPLE, K. X.; DIBIASE, R. A.; CROSBY, B. T. Bedrock Rivers. In: SHRODER, J. F. (ed.). **Treatise on Geomorphology**. 1 ed., [s.l.] Elsevier Ltd. v. 9. p. 550 – 573, 2013. DOI: 10.1016/B978-0-12-374739-6.00254-2
86. WHITTAKER, A. C. How do landscapes record tectonics and climate? *Lithosphere*, v. 4, n. 2, p. 160–164, 2012. DOI: 10.1130/RF.L003.1
87. YADAV, S.K. et al. Morphometric analysis of Upper Tons basin from Northern Foreland of Peninsular India using CARTOSAT satellite and GIS. **Geocarto International**, v. 29, n. 8, p. 895–914, 2014. DOI: 10.1080/10106049.2013.868043
88. ZADEH, L. A. Fuzzy sets. **Information and Control**, v. 8, n. 3, p. 338-353, 1965. DOI: 10.1016/S0019-9958(65)90241-X



Esta obra está licenciada com uma Licença Creative Commons Atribuição 4.0 Internacional (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) – CC BY. Esta licença permite que outros distribuam, remixem, adaptem e criem a partir do seu trabalho, mesmo para fins comerciais, desde que lhe atribuam o devido crédito pela criação original.