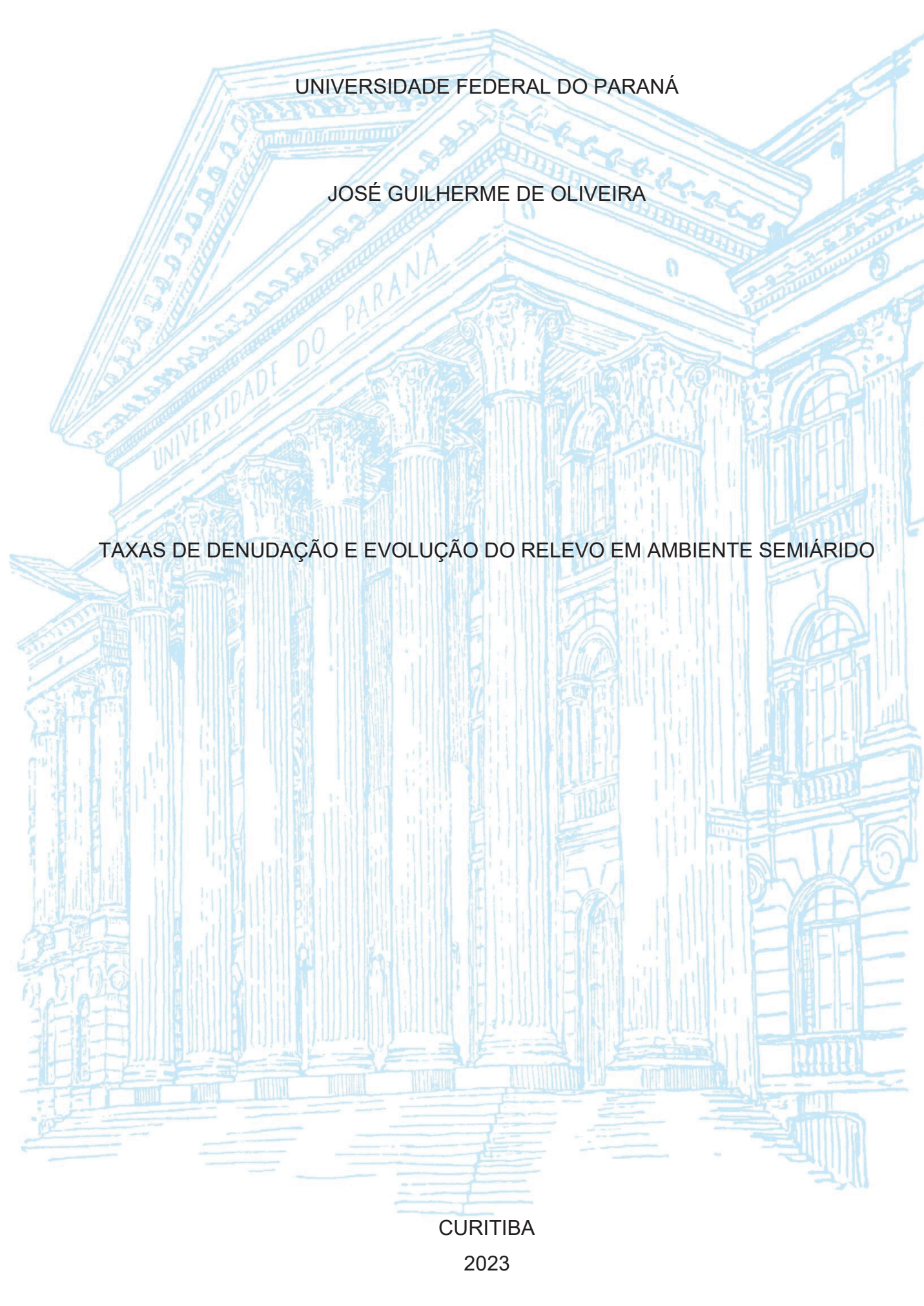


A detailed blue line drawing of the main facade of the University of Paraná building. The drawing shows a grand neoclassical structure with a prominent portico supported by tall, fluted columns. The pediment above the columns is inscribed with 'UNIVERSIDADE DO PARANÁ'. To the right of the portico, there are several arched windows and doorways. The foreground shows a set of steps leading up to the entrance.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

JOSÉ GUILHERME DE OLIVEIRA

TAXAS DE DENUDAÇÃO E EVOLUÇÃO DO RELEVO EM AMBIENTE SEMIÁRIDO

CURITIBA

2023

JOSÉ GUILHERME DE OLIVEIRA

TAXAS DE DENUDAÇÃO E EVOLUÇÃO DO RELEVO EM AMBIENTE SEMIÁRIDO

Tese apresentada ao curso de Pós-Graduação em Geografia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Leonardo José Cordeiro Santos

Coorientador: Prof. Dr. Lionel Siame

CURITIBA

2023

DADOS INTERNACIONAIS DE CATALOGAÇÃO NA PUBLICAÇÃO (CIP)
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SISTEMA DE BIBLIOTECAS – BIBLIOTECA DE CIÊNCIA E TECNOLOGIA

Oliveira, José Guilherme de
Taxas de denudação e evolução do relevo em ambiente semiárido / José
Guilherme de Oliveira. – Curitiba, 2023.
1 recurso on-line : PDF.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências
da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geografia.

Orientador: Leonardo José Cordeiro Santos
Coorientador: Lionel Siame

1. Araripe, Chapada do. 2. Relevo (Geografia). 3. Solos – Erosão. 4.
Tectônica de placas. I. Universidade Federal do Paraná. II. Programa de Pós-
Graduação em Geografia. III. Santos, Leonardo José Cordeiro. IV. Siame,
Lionel. V. Título.

Bibliotecário: Elias Barbosa da Silva CRB-9/1894



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOGRAFIA -
40001016035P1

ATA Nº640

ATA DE SESSÃO PÚBLICA DE DEFESA DE DOUTORADO PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM GEOGRAFIA

No dia vinte e um de agosto de dois mil e vinte e três às 14:00 horas, na sala 109, Edifício João José Bigarella, 1º andar - Jardim das Américas - Centro Politécnico, foram instaladas as atividades pertinentes ao rito de defesa de tese do doutorando **JOSE GUILHERME DE OLIVEIRA**, intitulada: **TAXAS DE DENUDAÇÃO E EVOLUÇÃO DO RELEVO EM AMBIENTE SEMIÁRIDO.**, sob orientação do Prof. Dr. **LEONARDO JOSÉ CORDEIRO SANTOS**. A Banca Examinadora, designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação GEOGRAFIA da Universidade Federal do Paraná, foi constituída pelos seguintes Membros: **LEONARDO JOSÉ CORDEIRO SANTOS** (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ), **KLEYTHON DE ARAÚJO MONTEIRO** (UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS), **LUIS FELIPE SOARES CHEREM** (UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS - UFMG), **FREDERICO DE HOLANDA BASTOS** (UNIVERSIDADE ESTADUAL DO CEARÁ), **ANTONIO CARLOS DE BARROS CORRÊA** (UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO). A presidência iniciou os ritos definidos pelo Colegiado do Programa e, após exarados os pareceres dos membros do comitê examinador e da respectiva contra argumentação, ocorreu a leitura do parecer final da banca examinadora, que decidiu pela **APROVAÇÃO**. Este resultado deverá ser homologado pelo Colegiado do programa, mediante o atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca dentro dos prazos regimentais definidos pelo programa. A outorga de título de doutor está condicionada ao atendimento de todos os requisitos e prazos determinados no regimento do Programa de Pós-Graduação. Nada mais havendo a tratar a presidência deu por encerrada a sessão, da qual eu, **LEONARDO JOSÉ CORDEIRO SANTOS**, lavrei a presente ata, que vai assinada por mim e pelos demais membros da Comissão Examinadora.

CURITIBA, 21 de Agosto de 2023.

Assinatura Eletrônica

13/09/2023 15:50:51.0

LEONARDO JOSÉ CORDEIRO SANTOS

Presidente da Banca Examinadora

Assinatura Eletrônica

05/09/2023 12:06:21.0

KLEYTHON DE ARAÚJO MONTEIRO

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS)

Assinatura Eletrônica

07/12/2023 15:13:00.0

LUIS FELIPE SOARES CHEREM

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS -
UFMG)

Assinatura Eletrônica

05/09/2023 11:11:15.0

FREDERICO DE HOLANDA BASTOS

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE ESTADUAL DO CEARÁ)

Assinatura Eletrônica

31/08/2023 15:02:04.0

ANTONIO CARLOS DE BARROS CORRÊA

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO)



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOGRAFIA -
40001016035P1

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação GEOGRAFIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da tese de Doutorado de **JOSE GUILHERME DE OLIVEIRA** intitulada: **TAXAS DE DENUDAÇÃO E EVOLUÇÃO DO RELEVO EM AMBIENTE SEMIÁRIDO.**, sob orientação do Prof. Dr. **LEONARDO JOSÉ CORDEIRO SANTOS**, que após terem inquirido o aluno e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua **APROVAÇÃO** no rito de defesa.

A outorga do título de doutor está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 21 de Agosto de 2023.

Assinatura Eletrônica

13/09/2023 15:50:51.0

LEONARDO JOSÉ CORDEIRO SANTOS
Presidente da Banca Examinadora

Assinatura Eletrônica

05/09/2023 12:06:21.0

KLEYTHON DE ARAÚJO MONTEIRO
Avaliador Externo (UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS)

Assinatura Eletrônica

07/12/2023 15:13:00.0

LUIS FELIPE SOARES CHEREM
Avaliador Externo (UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS - UFMG)

Assinatura Eletrônica

05/09/2023 11:11:15.0

FREDERICO DE HOLANDA BASTOS
Avaliador Externo (UNIVERSIDADE ESTADUAL DO CEARÁ)

Assinatura Eletrônica

31/08/2023 15:02:04.0

ANTONIO CARLOS DE BARROS CORRÊA
Avaliador Externo (UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO)

Av. Cel. Francisco H dos Santos, 100 - Ed. João José Bigarella - 1º andar - sala 108 - CURITIBA - Paraná - Brasil

CEP 81531-980 - Tel: (41) 3361-3450 - E-mail: posgeografia@ufpr.br

Documento assinado eletronicamente de acordo com o disposto na legislação federal Decreto 8539 de 08 de outubro de 2015.

Gerado e autenticado pelo SIGA-UFPR, com a seguinte identificação única: 310986

Para autenticar este documento/assinatura, acesse <https://siga.ufpr.br/siga/visitante/autenticacaoassinaturas.jsp> e insira o código 310986

A minha mãe Maria dedico esta tese.

AGRADECIMENTOS

Agradeço, primeiramente, aos meus pais, Maria Geralda de Oliveira e Venceslau Batista de Oliveira (*in memoriam*), por serem os pilares da minha vida, terem moldado meus valores e proporcionado todo o suporte para que eu perseguisse meus objetivos.

Expresso minha profunda gratidão ao meu orientador que hoje já considero um grande amigo, Leonardo Santos, cuja confiança em meu trabalho remonta ao primeiro ano da graduação. Ao longo dos 10 anos de orientação, sempre esteve presente, oferecendo apoio e auxílio em todas as situações possíveis.

Ao meu coorientador, Lionel Siame, manifesto minha sincera gratidão. Desde 2019, sua contribuição à pesquisa foi inestimável. Especialmente durante o período em Aix-en-Provence, não apenas acompanhou de perto o desenvolvimento do projeto, mas também ofereceu assistência e valiosos questionamentos que enriqueceram a pesquisa.

Agradeço aos professores: Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa (UFPE), Prof. Dr. Frederico de Holanda Bastos (UECE), Prof. Dr. Kleython de Araújo Monteiro (UFAL) e Prof. Dr. Luis Felipe Soares Cherem (UFMG), por aceitarem o convite e comporem a banca de defesa, enriquecendo o trabalho com suas valiosas contribuições. Também expresso minha gratidão ao Prof. Dr. Rafael Albuquerque Xavier (UEPB) pelas significativas contribuições realizadas durante o exame de qualificação.

À equipe do Laboratório de Biogeografia e Solo (LABS), agradeço pela convivência enriquecedora e pela amizade cultivada. Em especial, agradeço aos amigos Alexei Nowatzki, Caroline Manguiera, Adriano Goulart, Marianne Oliveira, Johana Guatura, Inocêncio Borges e Rodrigo Marcos, fundamentais ao longo desta jornada. Agradeço a todos por compartilharem seus conhecimentos e experiências, tornando esta trajetória acadêmica ainda mais significativa.

Agradeço imensamente aos técnicos do CEREGE, Isabelle Giffard, Karim Keddadouche, Fawzi Zaidi, e, em especial, a Laëtitia Leanni, Regis Braucher e Georges Aumaitre, pela paciência e auxílio na crucial etapa de preparação das amostras.

A Mariana Basilio Emiliano expresso meus agradecimentos por estar ao meu lado, me ouvir e auxiliar em diversos momentos difíceis da construção do trabalho.

À Phyo Wai Thant, expresso minha gratidão pelos almoços, conversas e agradável companhia ao longo dos momentos compartilhados na França.

A Frederico de Holanda Bastos pelo tempo compartilhado preparando amostras e também pela convivência no período de França.

As professoras da Universidade Regional do Cariri (URCA) Juliana Silva, Daniely Guerra, Lourdes Carvalho por toda ajuda nos trabalhos de campo.

Agradeço imensamente à Profa. Dra. Simone Ribeiro (URCA) que ajudou de todas as formas possíveis ao longo do desenvolvimento da tese, inclusive emprestando seu carro para o trabalho de campo, e nos deixando fazer do seu quintal laboratório temporário para a secagem e preparação das amostras, muito obrigado!

Aos colegas de pós graduação Daniel Lange, Willian Bortolini, e em especial a querida amiga Gabriela Goudard pelas conversas sobre os rumos da vida e pelas muitas histórias da viagem na França.

À minha professora de francês e amiga Shaiane Neves que me auxiliou no preparo para o DELF.

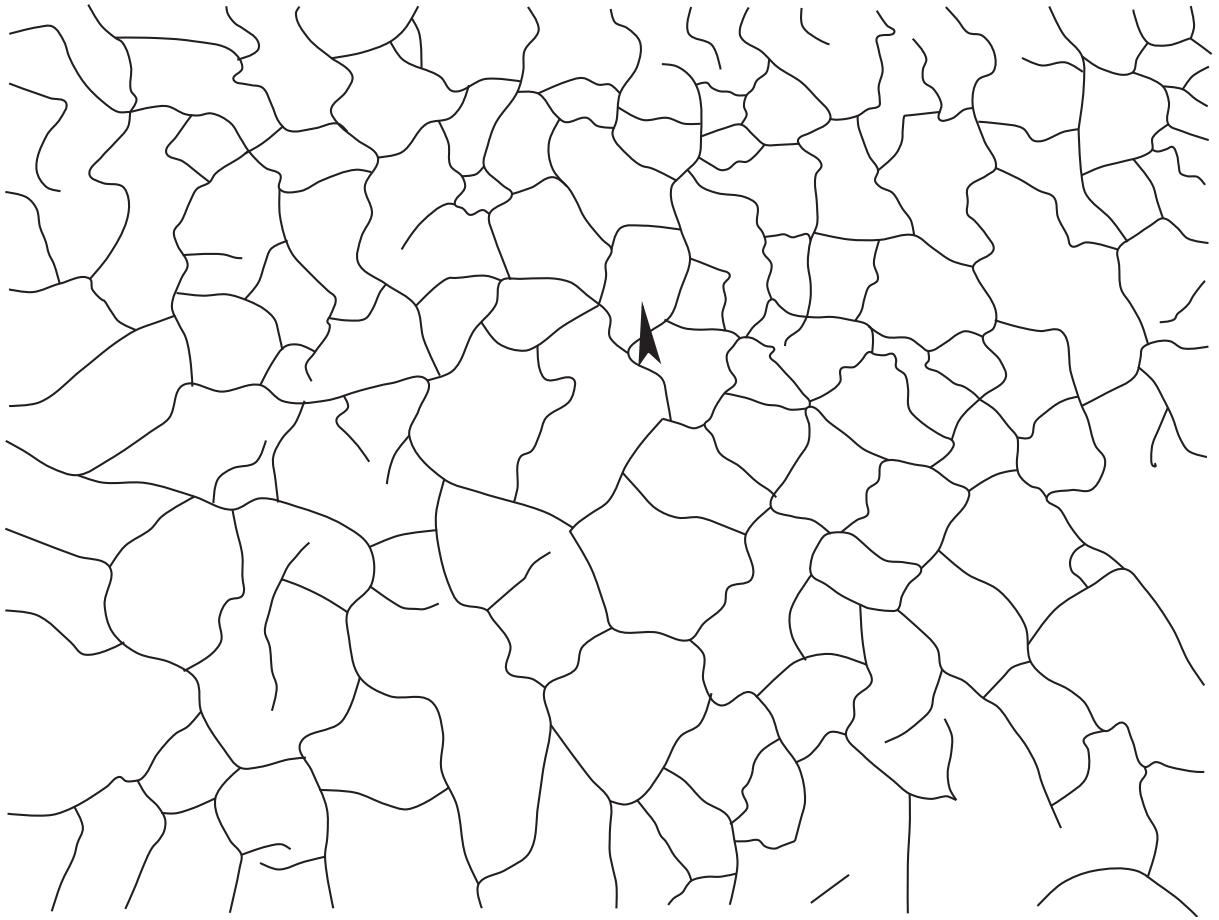
Aos servidores da Universidade Federal do Paraná que de alguma forma me ajudaram ao longo do meu percurso, em especial Alexandra Gama, secretária do Programa de Pós-Graduação em Geografia, Adriana do setor de ciências da terra e Daniel Paredes técnico do laboratório de sedimentologia.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGGEO/ UFPR), a todos os seus professores e servidores.

À Universidade Federal do Paraná pela formação desde a graduação, sendo exemplo de instituição pública, gratuita e de qualidade.

Ao governo do Brasil e a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo apoio financeiro desta pesquisa, na forma de bolsa de doutorado e da bolsa de doutorado sanduiche.

Agradeço também aos que não foram citados, mas que de alguma forma contribuíram para a realização dessa tese.



*“Ah, menino, se esse riacho falasse
quanta coisa que ele tinha pra
contar”*

Trecho da canção 'Rio Brígida' de Luiz Gonzaga

RESUMO

A Chapada do Araripe (CA) marca parte do divisor sul da porção setentrional do nordeste brasileiro, com as bacias hidrográficas (BH) dos rios Jaguaribe (norte), São Francisco (sul) e Parnaíba (oeste) ao seu redor, e se mostra como peça-chave para estudos geológicos, sedimentológicos e de evolução de relevo na região Nordeste. O objetivo do presente trabalho é discutir a evolução do relevo ao redor da CA. Foram elaborados diversos atributos topográficos para e foram coletadas amostras de sedimentos em BHs e rochas *in situ* das quais foram mensuradas as concentrações dos isótopos cosmogênicos ^{10}Be e ^{26}Al . a BH do rio Jaguaribe apresenta relevo mais movimentado, com maiores valores de declividade e maior incidência de *knickpoints*, a BH do rio Parnaíba apresenta os maiores valores de K_{sn} e a BH do rio São Francisco os menores valores em geral dos atributos. O divisor hidrográfico se apresenta em presente equilíbrio, porém quando analisados os valores de Chi a tendência é de avanço das BHs dos rios Parnaíba e Jaguaribe frente a BH do rio São Francisco. As taxas de denudação mensuradas por meio do ^{10}Be ($n = 26$) variam de $1,7 \pm 0,1$ m/Ma até $29,2 \pm 4,6$ m/Ma com média de 13,7 m/Ma. As sub-bacias do rio Jaguaribe ($n = 10$) possuem taxa de denudação média de $15 \pm 1,8$ m/Ma. Na bacia do Parnaíba ($n=7$) é visualizada a maior média das taxas de denudação com $18,5 \pm 2,2$ m/Ma e na bacia do São Francisco ($n = 9$) a média é a menor com $9,1 \pm 1,1$ m/Ma. A área foi dividida em três superfícies de *low relief*, cada uma representativa a um período de erosão regional. A superfície pós-Cenomaniana (S1) representa o topo da chapada do Araripe e porções da Ibiapaba, tem sua formação pós cretáceo superior e possui a elevação de 850 metros. A superfície dois (S2) é representada pelas lateritas presentes na área de estudo, de idade Paleogênica e elevação média é de 650 metros. A superfície sertaneja (S3) é a mais jovem que corresponderia ao Pleistoceno. A altitude estimada dessa superfície é de 410 metros. As características hidrogeológicas da bacia do Araripe mostram relação aparente com as taxas de denudação. O *sapping* das nascentes contribui para a retração das plataformas de arenito que cercam as amplas escavações e pequenas alcovas na face da escarpa. Esse processo por vezes se soma aos movimentos de massa na borda da escarpa e ajuda a compor o complexo mosaico erosivo da chapada. O modelo de evolução do relevo destaca a utilização de marcadores na paisagem para a discussão da evolução da área ao longo do tempo como as superfícies de *low relief*, recobrimentos lateríticos e *knickpoints* foram importantes na elaboração e representação dos estágios de evolução ao longo do tempo. Os novos dados levantados por meio dos isótopos contribuem para a discussão dos processos de evolução do relevo na região nordeste do Brasil.

Palavras Chave: Chapada; Taxas de denudação; Evolução do relevo.

ABSTRACT

The Chapada do Araripe (CA) is part of the southern divide of the northern portion of northeastern Brazil. The CA is bounded by the hydrographic basins (HB) of the rivers Jaguaribe (north), São Francisco (south) and Parnaíba (west) and is a key for geological, sedimentological and relief evolution studies in the Northeast region. The objective of the present work is to discuss the relief evolution around the CA. Various topographic attributes were extracted and sediment samples were collected in HBs and in situ rocks to measure the concentrations of the cosmogenic isotopes ^{10}Be and ^{26}Al . The HB of the Jaguaribe river has a steep relief with higher slope and incidence of knickpoints. The HB of the Parnaíba river has the highest K_{sn} and the HB of the São Francisco river has the lowest values in general of the attributes. The divide is in present equilibrium, however, when analyzing the Chi values, the tendency is for the HBs of the Parnaíba and Jaguaribe rivers to advance in front of the HB of the São Francisco river. Denudation rates measured using ^{10}Be ($n = 26$) range from 1.7 ± 0.1 m/Myr to 29.2 ± 4.6 m/Myr with an average of 13.7 m/Myr. The Jaguaribe River sub-basins ($n = 10$) have an average denudation rate of 15 ± 1.8 m/Myr. In the Parnaíba basin ($n=7$) the highest average of denudation rates is seen with 18.5 ± 2.2 m/Myr. In São Francisco basin ($n = 9$) the average is the lowest with 9.1 ± 1.1 m/Myr. The area was divided into three low relief surfaces, each representative of a period of regional erosion. The post-Cenomanian surface (S1) represents the top of the Araripe plateau and portions of Ibiapaba, has its post-Upper Cretaceous formation and has an elevation of 850 meters. Surface two (S2) is represented by laterites present in the study area, of Paleogene age and average elevation is 650 meters. The backcountry surface (S3) is the youngest that would correspond to the Pleistocene. The estimated altitude of this surface is 410 meters. The hydrogeological characteristics of the Araripe basin show an apparent relationship with denudation rates. The sapping of the springs contributes to the retreat of the sandstone plateau that surrounds the large excavations and small alcoves on the face of the escarpment. This process sometimes adds to the mass movements at the edge of the scarp and helps to compose the complex erosion mosaic of the plateau. The relief evolution model highlights the use of markers in the landscape to discuss the evolution of the area over time, as low relief surfaces, laterite coverings and knickpoints were important in the elaboration and representation of the stages of evolution over time. The new data collected through isotopes contribute to the discussion of the relief evolution processes in the northeast region of Brazil.

Keywords: Tablelands; Denudation rates; Landscape evolution.

RESUME

La Chapada do Araripe (CA) fait partie de la division sud de la partie nord du nord-est du Brésil. Le CA est entouré des bassins versants (BV) des rivières Jaguaribe (au nord), São Francisco (sud) et Parnaíba (ouest) et constitue une clé pour les études géologiques, sédimentologiques et d'évolution du relief dans la région Nord-Est. L'objectif du présent travail est discuter l'évolution du relief autour de la CA. Divers attributs topographiques ont été créés et des échantillons de sédiments ont été collectés dans les BV et les roches in situ à partir desquels les concentrations des isotopes cosmogéniques ^{10}Be et ^{26}Al ont été mesurées. Le BV du Jaguaribe a un relief plus prononcé, avec des valeurs de pente et des knickpoints plus élevées. Le BV de la rivière Parnaíba a les valeurs Ksn les plus élevées et le BV du São Francisco a les valeurs les plus basses en général des attributs. Le diviseur est en présente à l'équilibre, cependant, lors de l'analyse des valeurs Chi, la tendance est que les BV des Parnaíba et Jaguaribe avancent devant les BV du São Francisco. Les taux de dénudation mesurés avec ^{10}Be ($n = 26$) vont de $1,7 \pm 0,1$ m/Ma à $29,2 \pm 4,6$ m/Ma avec une moyenne de $13,7$ m/Ma. Les sous-bassins du Jaguaribe ($n = 10$) ont un taux de dénudation moyen de $15 \pm 1,8$ m/Ma. Dans le bassin du Parnaíba ($n = 7$), la moyenne des taux de dénudation la plus élevée est observée avec $18,5 \pm 2,2$ m/Ma et dans le bassin du São Francisco ($n = 9$), la moyenne est la plus basse avec $9,1 \pm 1,1$ m/Ma. La zone était divisée en trois surfaces *low relief*, chacune représentative d'une période d'érosion régionale. La surface post-Cénomaniennne (S1) représente le sommet du plateau d'Araripe et des parties d'Ibiapaba, a sa formation post-Crétacé supérieur et a une altitude de 850 mètres. La surface deux (S2) est représentée par des latérites présentes dans la zone d'étude, d'âge paléogène et d'altitude moyenne de 650 mètres. La surface de l'arrière-pays (S3) est la plus jeune qui correspondrait au Pléistocène. L'altitude estimée de cette surface est de 410 mètres. Les caractéristiques hydrogéologiques du bassin d'Araripe montrent une relation apparente avec les taux de dénudation. L'épuisement des sources contribue au retrait des plates-formes de grès qui entourent les grandes excavations et les petites alcôves de la face de l'escarpement. Ce processus s'ajoute parfois aux mouvements de masse en bordure de l'escarpement et contribue à composer la mosaïque complexe d'érosion du plateau. Le modèle d'évolution du relief met en évidence l'utilisation de marqueurs dans le paysage pour discuter de l'évolution de la zone au fil du temps, car les surfaces *low relief*, les latérites et les *knickpoints* ont joué un rôle important dans l'élaboration et la représentation des étapes d'évolution au fil du temps. Les nouvelles données élaborées avec des isotopes contribuent à la discussion sur les processus d'évolution du relief dans la région nord-est du Brésil.

Mots-Clés: Plateau; Taux de denudation; Evolution du relief.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	27
FIGURA 2 - CONFIGURAÇÃO ESTRUTURAL DA PROVÍNCIA BORBOREMA.....	29
FIGURA 3 - MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO	30
FIGURA 4 - MAPA ESTRUTURAL DA BACIA DO ARARIPE	31
FIGURA 5 - MAPA LITOLÓGICO DA BACIA DO ARARIPE.....	34
FIGURA 6 - CARTA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO ARARIPE	35
FIGURA 7 – CLIMOGRAMAS DA ÁREA DE ESTUDO. A) FACE NORTE, CRATO – CE. B) FACE SUL, OURICURI – PE.....	36
FIGURA 8 - PRECIPITAÇÃO MÉDIA ANUAL	37
FIGURA 9 - TEMPERATURA MÉDIA ANUAL.....	38
FIGURA 10 – EXEMPLOS DE PAISAGENS DA ÁREA DE ESTUDO. A) VALE DOS BURITIS (SANTANA DO CARIRI-CE). B) SUPERFÍCIE BAIXA EM AMBIENTE GRANÍTICO (GRANITO-PE)	40
FIGURA 11 - SOLOS DA ÁREA DE ESTUDO	41
FIGURA 12 – CICLOS DAS SUPERFÍCIES DO NE BRASILEIRO	43
FIGURA 13 – MODELO DE EVOLUÇÃO DE RELEVO PARA A CHAPADA	46
FIGURA 14 - DADOS DE TRAÇO DE FISSÃO DISPONÍVEIS PARA O NE. A) IDADES OBTIDAS PELAS AMOSTRAS; B) REFERÊNCIAS	49
FIGURA 15 - MODELO DE EVOLUÇÃO DO RELEVO PARA A CHAPADA DO ARARIPE.....	51
FIGURA 16 - CICLOS DE ENTERRAMENTO E DENUDAÇÃO PARA A REGIÃO DA CHAPADA DIAMANTINA - BA	52
FIGURA 17 - MODELO DE ENTERRAMENTO, SOERGUIMENTO E EXUMAÇÃO	54
FIGURA 18 - SÍNTESE DOS TRABALHOS COM TERMOCRONOLOGIA PARA A REGIÃO.....	56
FIGURA 19 - PLOT CONCENTRAÇÃO X DURAÇÃO DE EXPOSIÇÃO (NUCLIDEO UNICO).....	60
FIGURA 20 - DIVERSAS APLICAÇÕES DOS ISÓTOPOS COSMOGÊNICOS.....	61
FIGURA 21 - CONCENTRAÇÃO X DURAÇÃO DE EXPOSIÇÃO (DIFERENTES NUCLIDEOS)	62
FIGURA 22 - BANANA PLOT USADO PARA ILUSTRAR A RELAÇÃO ENTRE CONCENTRAÇÃO DE DOIS NUCLIDEOS EM UMA AMOSTRA, APLICADO COMUMENTE PARA $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ E $^{10}\text{Be}/^{21}\text{Ne}$	63
FIGURA 23 - MAPA COM A DISTRIBUIÇÃO DAS AMOSTRAS DE ^{10}Be E ^{26}Al EM BACIAS HIDROGRÁFICAS	64
FIGURA 24 - LOCALIZAÇÃO DOS ESTUDOS UTILIZANDO Be^{10} NO BRASIL	65
FIGURA 25 - FUNCIONAMENTO DA FERRAMENTA <i>FILL</i>	69
FIGURA 26 – BACIAS HIDROGRÁFICAS E PERFIS EM EQUILÍBRIO E DESEQUILÍBRIO. (A) UM ESTADO DE DESEQUILÍBRIO. (B) ESTADO ESTACIONÁRIO. (C) GRÁFICO DE ELEVÇÃO E X MOSTRANDO OS CANAIS AGRESSORES, EM ESTADO DE EQUILÍBRIO E VITIMAS. (D) ESQUEMA DA ORGANIZAÇÃO DOS CANAIS E MOVIMENTAÇÃO DOS DIVISORES	72
FIGURA 27 – FUNÇÃO OPTIMIZADA PARA O MELHOR VALOR	74

FIGURA 28 – A) ESQUEMA DA “LEI DAS DECLIVIDADES DESIGUAIS” GILBERT 1877. B) ÁREA DE DRENAGEM DE REFERÊNCIA USADA EM TODAS AS MÉTRICAS PARA CALCULAR AS DIFERENÇAS ENTRE DIVISÕES. C) FORMA IDEALIZADA DE MAPAS DAS QUATRO DIFERENTES MÉTRICAS DE DIVISÃO DISCUTIDAS, CASO SEJAM TODAS CONSISTENTES E TODAS INDICATIVAS DE MOVIMENTO DE DIVISÃO PARA A ESQUERDA. D) PARCELAS ORRESPONDENTES DAS DISTRIBUIÇÕES DE VALORES EM ÁREAS DE DRENAGEM DE REFERÊNCIA MÍNIMA.....	76
FIGURA 29 – DIVISORES ANALISADOS. A) PARNAÍBA-JAGUARIBE. B) JAGUARIBE-SÃO FRANCISCO.C) PARNAIBA-SÃO FRANCISCO.....	77
FIGURA 30 – FUNCIONAMENTO DO FATOR DE ASSIMETRIA DE BACIA DE DRENAGEM (FA).....	80
FIGURA 31 - CAMADAS UTILIZADAS PARA A ELABORAÇÃO DO MAPA DE SUPERFÍCIES DE LOW RELIEF: A) LOW RELIEF SURFACES; B) VALES; C) DECLIVIDADE; D) HIPSOMETRIA.	82
FIGURA 32 – HISTOGRAMA DE DISTRIBUIÇÃO DOS PIXELS CLASSIFICADO POR QUEBRAS NATURAIS	82
FIGURA 33 – MAPA COM AS BACIAS COLETADAS.....	84
FIGURA 34 - FOTOS DO TRABALHO DE CAMPO PARA COLETA DOS SEDIMENTOS.....	85
FIGURA 35 - SINTESE DAS ETAPAS DE PREPARAÇÃO PARA A MENSURAÇÃO DOS ISOTOPOS EM AMOSTRAS DE QUARTZO.....	90
FIGURA 36 – GRÁFICO COM OS VALORES DE ALTIMETRIA POR BACIA HIDROGRÁFICA	94
FIGURA 37 – MAPA HIPSOMÉTRICO.....	95
FIGURA 38 – MAPA DE DECLIVIDADE	96
FIGURA 39 – GRÁFICO COM OS VALORES DE DECLIVIDADE POR BACIA HIDROGRÁFICA	97
FIGURA 40 – MAPA DE FATOR DE ASSIMETRIA DE BACIA DE DRENAGEM (FA)	98
FIGURA 41 – GRÁFICO COM OS VALORES DE ASSIMETRIA DE BACIA DRENAGEM (FA).....	98
FIGURA 42 – MAPA DE INTEGRAL HIPSOMETRICA (HI).....	99
FIGURA 43 – GRÁFICO COM OS VALORES DE INTEGRAL HIPSOMETRICA (HI)	100
FIGURA 44 – GRÁFICO COM OS VALORES MÉDIOS DE CHI	100
FIGURA 45 – MAPA DE CHI. A) VISÃO GERAL; B) PARNAÍBA – JAGUARIBE; C) PARNAIBA – SF; D) JAGUARIBE - SF	101
FIGURA 46 – METRICAS DE GILBERT PARA O DIVISOR JAGUARIBE- SÃO FRANCISCO.....	102
FIGURA 47 – METRICAS DE GILBERT PARA AS BACIAS DO JAGUARIBE E PARNAÍBA.....	103
FIGURA 48 – METRICAS DE GILBERT PARA AS BACIAS DO PARNAÍBA E SÃO FRANCISCO.....	104

FIGURA 49 – METRICAS DE GILBERT	105
FIGURA 50 – METRICAS ELEVAÇÃO DO CANAL	106
FIGURA 51 – METRICAS AMPLITUDE ALTIMÉTRICA DO CANAL	107
FIGURA 52 – METRICA DECLIVIDADE DO CANAL.....	108
FIGURA 53 – PERFIS LONGITUDINAIS DOS AFLUENTES DO RIO JAGUARIBE NA ÁREA DE ESTUDO.....	109
FIGURA 54 – PERFIL LONGITUDINAL DO RIO SALGADO.....	110
FIGURA 55 – PERFIS LONGITUDINAL DO RIO CARIÚS	111
FIGURA 56 – PERFIL LONGITUDINAL DO RIO DOS BASTIÕES.....	111
FIGURA 57 – PERFIS LONGITUDINAIS DOS AFLUENTES DO RIO SÃO FRANCISCO NA ÁREA DE ESTUDO	112
FIGURA 58 – PERFIL LONGITUDINAL DO RIO BRÍGIDA	112
FIGURA 59 – PERFIS LONGITUDINAIS DOS AFLUENTES DO RIO PARNAÍBA NA ÁREA DE ESTUDO.....	113
FIGURA 60 – PERFIL LONGITUDINAL DO RIO GUARIBAS	114
FIGURA 61 – PERFIL LONGITUDINAL DO RIO ITAIM	114
FIGURA 62 – MAPA DE ANOMALIAS DE DRENAGEM DA ÁREA DE ESTUDO...	115
FIGURA 63 – DIAGRAMAS DE CAIXA- VIOLIN PLOT - DOS KNICKPOINTS DISTRIBUIDOS POR TIPO	116
FIGURA 64 – DIAGRAMA DE CAIXA DO KSN POR BACIA.....	116
FIGURA 65 – MAPA DE KSN.....	117
FIGURA 66 – MAPA DE SUPERFÍCIES DE LOW RELIEF	120
FIGURA 67 – PERFIL COM A CHAPADA DO ARARIPE REPRESENTANDO A SUPERFÍCIE CENOMIANA NA REGIÃO NORDESTE SETENTRIONAL	121
FIGURA 68 – PERFIL COM O GLINT DA IBIAPABA REPRESENTANDO A SUPERFÍCIE PÓS-RIFT NA REGIÃO NORDESTE SETENTRIONAL.....	121
FIGURA 69 – PERFIL TOPOGRÁFICO DAS SUPERFÍCIES LATERITICAS NO SOPÉ DA CHAPADA.....	122
FIGURA 70 – PERFIL TOPOGRÁFICO QUE APRESENTA O TRECHO COM A SUPERFÍCIE SERTANEJA	123
FIGURA 71 – MAPA SIMPLIFICADO DAS SUPERFÍCIES DE LOW RELIEF	123
FIGURA 72 – GRÁFICO DE FREQUENCIA DA CONCENTRAÇÃO DOS ISOTOPOS. a) ^{10}Be ; b) ^{26}Al	126
FIGURA 73 – BANANA PLOT DAS AMOSTRAS	126
FIGURA 74 – DIAGRAMA DE CAIXA DAS TAXAS DE DENUDAÇÃO. A) PARNAÍBA. B) JAGUARIBE. C) SÃO FRANCISCO. D) GERAL.	128
FIGURA 75 - TAXAS DE DENUDAÇÃO	130
FIGURA 76 – CARTA TOPOGRÁFICA DA ÁREA DAS AMOSTRAS JBD21-2 E JBD21-3.....	131
FIGURA 77 – CARTA TOPOGRÁFICA DA ÁREA DAS AMOSTRA JBD21-7, JBD21- 8 E JBD21-9	132
FIGURA 78 – A) RELEVO PROXIMO A JBD21-2– PE; B) RELEVO RESIDUAL (JBD21-8 E JBD21-9)	133
FIGURA 79 - TAXAS DE DENUDAÇÃO E ATRIBUTOS MÉDIOS DAS SUB-BACIAS	134

FIGURA 80 - TAXAS DE DENUDAÇÃO POR PREDOMINÂNCIA LITOLÓGICA....	135
FIGURA 81 – PERFIL SWATH A (SE-NO). A) TAXAS DE DENUDAÇÃO; B) PERFIL SWATH; C) AMOSTRAS DE AFT; D) KSN; E) MÉDIA DE CHUVA ANUAL.	136
FIGURA 82 – PERFIL SWATH B (L-O)	138
FIGURA 83 – PERFIS SWATH SERIADOS C, D, E, F, G (SUL-NORTE)	140
FIGURA 84 – SUPERFÍCIES EXISTENTES. A) CHAPADA DO ARARIPE (S1); B) TOPO PLANO SUSTENTADO POR LATERITAS NA SERRA DO QUINCUNCÁ (S2); C) SUPERFÍCIE SERTANEJA (S3)	143
FIGURA 85 – MODELO DE EVOLUÇÃO DO RELEVO PÓS PALEOGENO. A) ESTÁGIO 1. B) ESTÁGIO 2. C) ESTÁGIO 3. D) ESTÁGIO 4. E) TAXAS DE DENUDAÇÃO AO LONGO DO TEMPO. F) TIPOLOGIAS DO ESCARPAMENTO.	146
FIGURA 86 – TAXAS DE DENUDAÇÃO, FONTES DE ÁGUA E DESLIZAMENTOS	147
FIGURA 87 – CICATRIZES DE MOVIMENTOS DE MASSA NA BORDA DA CHAPADA.....	148
FIGURA 88 – LINEAMENTOS E SUPERFÍCIES DE LOW RELIEF	149
FIGURA 89 – GRÁFICO RAZÃO $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ E DISTÂNCIA DO CANAL PRINCIPAL	150

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 - NUCLÍDEOS COSMOGÊNICOS PRODUZIDOS NA ATMOSFERA DA TERRA E SUAS MEIAS-VIDAS	59
TABELA 2 - PARÂMETROS NECESSÁRIOS E TAXAS DE PRODUÇÃO DO ^{10}Be	88
TABELA 3 - ESTATÍSTICAS BÁSICAS DOS ATRIBUTOS MENSURADOS	91
TABELA 4 - MÉDIA DOS ATRIBUTOS POR BACIA HIDROGRÁFICA	92
TABELA 5 - MATRIZ DE CORRELAÇÃO DOS ATRIBUTOS	93
TABELA 6 - RESUMO DOS ATRIBUTOS POR BACIA HIDROGRÁFICA.....	117
TABELA 7 - CONCENTRAÇÃO DOS ISÓTOPOS ^{10}Be E ^{26}Al NAS AMOSTRAS	125
TABELA 8 - TEMPO DE INTEGRAÇÃO DOS ISÓTOPOS.....	127

LISTA DE QUADROS

QUADRO 1 - EVENTOS TECTONICOS IMPORTANTES NA FORMAÇÃO DO NE SETENTRIONAL	45
QUADRO 2 - INFORMAÇÕES GERAIS DAS BACIAS COLETADAS	83
QUADRO 3 - INFORMAÇÕES GERAIS DAS AMOSTRAS DE ROCHA COLETADAS	84
QUADRO 4 - SUPERFÍCIES DE LOW RELIEF	124
QUADRO 5 - ¹⁰ BE TAXAS DE DENUDAÇÃO	128

SUMÁRIO

RESUMO	10
1 INTRODUÇÃO	21
1.1 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	26
1.1.1 Geologia	27
1.1.2 Clima e vegetação.....	35
1.1.3 Solos.....	40
1.1.4 Relevo.....	42
2. MÉTODOS DE QUANTIFICAÇÃO DOS PROCESSOS DO RELEVO	48
2.1 TERMOCRONOLOGIA.....	48
2.1.1 Trabalhos utilizando termocronologia na região nordeste do brasil	49
2.2 ISÓTOPOS COSMOGÊNICOS E DENUDAÇÃO DO RELEVO	58
2.2.1 Aplicação dos isótopos cosmogênicos no brasil	64
3. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	69
3.1 APLICAÇÃO DAS MÉTRICAS DE RELEVO.....	69
3.1.1 Extração da rede de drenagem e os Índices chi e de inclinação normalizado do canal (K_{sn})	70
3.1.2 Métricas de Gilbert.....	75
3.1.3 Extração dos <i>knickpoints</i> e análise dos perfis longitudinais	78
3.1.4 Integral Hipsométrica (H_i).....	79
3.1.5 Fator de assimetria de drenagem (FA)	79
3.1.6 Mapeamento das superfícies de <i>low relief</i>	80
3.2 MENSURAÇÃO DOS ISÓTOPOS COSMOGÊNICOS	83
3.2.1 Preparação das amostras para a mensuração do ^{10}Be e do ^{26}Al	86
3.2.2 Aplicação dos cálculos para taxas de denudação por meio das concentrações de ^{26}Al e ^{10}Be	88
4. RESULTADOS	91
4.1 CARACTERIZAÇÃO MORFOMÉTRICA.....	91
4.2 AS SUPERFÍCIES DE <i>LOW RELIEF</i>	119
4.3 ISOTOPOS COSMOGÊNICOS.....	124
4.3.1. Concentrações de ^{10}Be e de ^{26}Al nas amostras	124
4.3.2 ^{10}Be taxas de denudação	127

5. DISCUSSÕES	136
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS	151
REFERENCIAS	154
APÊNDICES.....	178
APÊNDICE I – ROCHAS COLETADAS.....	178
APÊNDICE 2 – MAPA LITOLÓGICO COMPLETO DA ÁREA DE ESTUDO	182
APÊNDICE 3 – FORMAÇÕES LITOLÓGICAS DA ÁREA DE ESTUDO	183
APÊNDICE 4 – VARIAÇÃO MENSAL DA CHUVA PARA A ÁREA DE ESTUDO....	186
APÊNDICE 5 – VARIAÇÃO MENSAL DA TEMPERATURA PARA A ÁREA DE ESTUDO	187
APÊNDICE 6 – FONTES DE ÁGUA NA CHAPADA DO ARARIPE.....	188

1 INTRODUÇÃO

Desde o surgimento da geomorfologia no século XVIII os pesquisadores buscam entender os ciclos da paisagem e associar sua evolução a características morfológicas e climáticas distintas. Uma mesma área pode sofrer oscilações ao longo do tempo geológico e passar pela atuação de vários distintos sistemas nesses períodos (DAVIS, 1889, CHRISTOFOLETTI, 1980).

Willian Morris Davis com a publicação do “*The Geographical Cycle*” em 1899 trouxe à geomorfologia uma forma de interpretar a paisagem doravante muito utilizada. Nessa publicação, Davis descreveu que certas paisagens passavam por transformações cíclicas, associada à de 3 pilares: estrutura, processos e tempo. O modelo de Davis foi amplamente utilizado e até hoje suas auxiliam os geocientistas na realização dos seus trabalhos.

Outros autores vieram posteriormente a Davis como Walter Penck, que em 1953 publicou seu “*Morphologische Analyse*” (PENCK, 1953). Nesse trabalho o autor apresentou oposição as ideias de Davis, e postulou que as formas de relevo resultam da relação entre a taxa de soerguimento crustal e a taxa de degradação causada pelos processos exógenos, acrescentando que o modelado continua evoluindo mesmo durante o soerguimento.

Outra diferença entre esses modelos é que para Davis a evolução do relevo é cíclica, por sua vez Penck descreve os processos de maneira contínua, e mesmo existindo uma superfície inicial (chamada de *Primärumpf* pelo autor), esta não é a mesma representada do modelo Davisiano, e sim qualquer superfície submetida as forças endógenas. As ideias de Penck, sobretudo o recuo paralelo das escarpas (*backwearing*), que leva a formação de um relevo escalonado, vão contra a planura do rebaixamento completo da superfície (*downwearing*), e, tiveram uma relevância significativa nos modelos seguintes como o proposto por King (PEIFER; AUGUSTIN, 2023).

A pediplanação, proposta por King (1956, 1962), segue a lógica do *backwearing* proposto por Penck, neste modelo, as vertentes evoluem através de uma regressão paralela das encostas sem rebaixamento considerável dos divisores e uma consequente formação de pediplanos. O surgimento de convexidades na encosta estaria relacionado à renovação do ciclo por soerguimento epirogenético e retomada da erosão (OLDROYD, 2013; CORRÊA; MONTEIRO, 2021). No modelo de King,

superfícies antigas sobreviveriam como cristas, e evoluem de maneira lenta comparada aos outros elementos das vertentes (PEIFER; AUGUSTIN, 2023). Tanto no modelo de Penck, quanto de King é importante ressaltar que o escalonamento final da paisagem resulta do controle dos níveis de base local sobre o *backwearing* e que os *knickpoints* presentes na rede de drenagem poderiam ter origens diversas, inclusive tectônicas, embora nos contextos plataformais prevaleçam os controles da litologia e das estruturas herdadas.

A interpretação de topos como superfícies antigas é muito importante na reconstrução de paleo-superfícies e na interpretação dos processos de evolução do relevo ao longo do tempo (CORRÊA; MONTEIRO, 2021).

Neste trabalho, as paleo-superfícies foram utilizadas para as discussões. Foi empregado um conceito baseado nas características morfológicas e morfométricas do relevo. As superfícies de *low relief* segundo Whipple et al. (2017) são áreas que se encontram em posições elevadas na paisagem e possuem topos planos. Ao longo da história da geomorfologia são associadas com remanescentes preservados de uma paisagem pré-existente.

A identificação de marcos topográficos na paisagem e sua relação com a evolução do relevo reforça a necessidade de se conhecer e discutir detalhadamente a topografia terrestre. Este conhecimento é uma etapa essencial para o estudo das correlações existentes entre o relevo, a denudação (erosão mecânica e alteração química) (KIRBY; WHIPPLE, 2012), os solos, o clima e os diferentes mecanismos que afetam a crosta terrestre (CHAMPAGNAC et al., 2014). Para estudar essas complexas interdependências é necessário analisar os processos envolvidos em um amplo espectro temporal - de cem a um milhão de anos - e em contextos geomorfológicos contrastantes.

Desta forma, cada vez se faz mais necessário medir a variação nas paisagens ao longo do tempo, e a partir desses valores buscar identificar quais são os processos de superfície dominantes, de modo que se possam aplicar modelos e interpretar o comportamento ao longo do tempo. Uma das formas que ganha cada vez mais espaço nas geociências é por meio da mensuração de isótopos cosmogênicos em minerais e rochas.

No processo de evolução do relevo duas forças antagônicas se fazem presentes, ou seja, soerguimento e denudação. Soerguimento (*uplift*) é o deslocamento na direção oposta ao vetor da gravidade, esse movimento pode ser da

superfície em relação ao geoide (*surface uplift*), das rochas com relação ao geoide (*uplift of rocks*) ou o deslocamento das rochas com relação a superfície (*exumation*) (ENGLAND; MOLNAR, 1990). Denudação (*denudation*) engloba todos os processos (físicos e químicos) que removem o relevo da terra (GOUDIE, 2004).

Um dos métodos que possibilita a quantificação dos processos que ocorrem nas superfícies são os nuclídeos cosmogênicos. As técnicas envolvendo nuclídeos cosmogênicos possibilitam a extração de informações diretas e quantitativas sobre os processos de superfícies (SCHAEFER et al. 2022). Com a aplicação e a combinação dessas ferramentas pode ser buscada a resolução para diversas questões a respeito da evolução geomorfológica das paisagens.

Em locais com baixa atividade tectônica recente, como é o caso do Brasil (ALMEIDA 1967; ALMEIDA et al. 1977, 2000; ALKMIM, 2015), muitas vezes a litologia é o principal fator de correlação com as formas de relevo. A relação entre paisagens e litologias específicas é comum em geomorfologia.

Por exemplo, ambientes com a presença de rochas carbonáticas são comumente associadas com relevos carsticos (JENNINGS, 1985; FORD; WILLIAMS, 2007; TRAVASSOS, 2019; DE WAELE; GUTIERREZ, 2022). Com litologia granítica a associação é feita com relevos do tipo inselberg (domos, *bornhardts*) (TWIDALE, 1982; TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005; MIGON, 2006, 2021a, MAIA et al. 2018).

Por sua vez, os arenitos, que recobrem cerca de 26,2% dos continentes (AMIOTTE SUCHET et al. 2003) também possuem relevos característicos. Em domínios dessas rochas sedimentares clásticas é comum a existência de relevos tabulares (MIGON, DUSZYNSKI, 2022). Entretanto, a geomorfologia dos arenitos (*sandstone geomorphology*) é um campo ainda com muito a ser explorado e diversos questionamentos a serem respondidos (MIGON, 2021b).

Em ambientes com a cobertura de arenitos a variação nas fácies ao longo da sucessão sedimentar pode resultar em mudanças abruptas de cenário, dando origem a paisagens geomorfológicas distintas, localizadas por vezes próximas umas das outras (MIGON; DUSZYNSKI, 2022).

Dentre os relevos típicos dessas paisagens, é notável a existência relevos tabulares (*tablelands*), normalmente associadas a ambientes sedimentares e áridos, mas podendo ser encontradas também em outros contextos geológicos e climáticos. Essas paisagens tabulares recebem diversos nomes, como platôs, mesas, mesetas,

butte (DUZLINSKI; MIGÓN; STRZELECKI, 2019) nas paisagens brasileiras, a denominação mais comum desses ambientes é a de ‘chapada’ (ARAI, 2000).

No caso dos relevos tabulares, na literatura sua origem é associada sobretudo a erosão diferencial de substratos litológicos distintos, com as suas superfícies elevadas sustentadas por rochas mais resistentes em relação àquelas situadas no seu entorno. Em algumas paisagens, a acumulação supérgena do ferro (ferricretes) pode sustentar relevos tabulares residuais com essas mesmas características. Uma vez instaladas, as superfícies tabulares passam a exercer controle sobre a rede de drenagem e os divisores hidrográficos.

No âmbito nacional, o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) classifica 8 formas de relevo como chapadas, são elas: Chapada do Alto Rio Itapecuru; Chapadas e Planos do Rio Farinha; Chapadas do Alto Parnaíba; Chapadas do Rio São Francisco; Chapadas do Rio Jequitinhonha; Chapadas de Irecê e Utinga; Chapada do Araripe e Chapada dos Pareci (IBGE, 2006; MARTINS et al. 2015).

Essas possuem algumas características semelhantes como o topo plano e a existência de escarpas em suas bordas, se distinguem umas das outras em diversos aspectos, como clima, vegetação, embasamento litológico, altitude, extensão e gênese (MARTINS et al. 2015).

Dentre essas unidades, a Chapada do Araripe, localizada próxima a divisa dos estados do Ceará, Piauí e Pernambuco integra diversas características geoambientais particulares, tornando-a com enorme potencial para o desenvolvimento de pesquisas em diversos âmbitos da ciência, sobretudo em estudos paleo-ambientais, paleontológicos, geomorfológicos e de geoconservação. A área engloba o primeiro Geoparque criado das Américas e o único do Brasil, com reconhecimento da UNESCO e inserido na rede mundial de GEOParks. O Geoparque Araripe, cobre os municípios de Barbalha, Crato, Juazeiro do Norte, Missão Velha, Nova Olinda e Santana do Cariri, todos no estado do Ceará (BETARD et al. 2017). Arai (2014) identifica a bacia do Araripe como o meio da rota do *seaway* de orientação NW-SE que foi o ambiente de sedimentação de diversas bacias interiores Mesozóicas.

A chapada se localiza na porção sul do setentrional do nordeste brasileiro. Essa região possui um relevo que se dispõe na forma de um vasto anfiteatro de denudação inclinado para o atlântico, com a depressão do Jaguaribe no centro e morfologia herdada de processos morfoestruturais (PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2003). O relevo é marcado por uma diversidade de paisagens e sua evolução

geomorfológica é relacionada principalmente a modelos morfotêctônicos e de pediplanação, porém o principal problema na avaliação desses modelos

(...)constata-se que um dos maiores problemas na avaliação de modelos morfotectônicos sugeridos para o Nordeste, vem da ausência de dados geocronológicos que permitam uma melhor correlação entre os ciclos de erosão propostos com a sedimentação correlativa. (MAIA *et al.*, 2010, pág. 11)

Pelo posicionamento cronológico, pela diversidade de ambientes de formação e pelas paisagens hoje existentes, a bacia do Araripe é uma área bastante relevante para entender a evolução geológica-geomorfológica do nordeste do Brasil desde os momentos pré-rifte Gondwana.

Somado ao fato da grande complexidade do relevo na região nordeste do Brasil, dos estudos envolvendo isótopos cosmogênicos já realizados no Brasil a maior parte se concentra nas regiões sul e sudeste, deixando assim uma lacuna nos estudos das outras regiões.

Para a região Nordeste do Brasil, taxas de denudação obtidas por meio de isótopos como o ^{10}Be ainda são escassas, existindo apenas os dados publicados por Moraes Neto et al. (2010a e 2010b). Os autores mensuraram taxas de denudação por meio do ^{10}Be em amostras de rochas na província Borborema, os resultados encontrados variam de 3 a 13 m/Ma. Cabe salientar que os trabalhos acima citados são resumos expandidos e, desta forma carecem informações mais detalhadas dos pontos de coleta e dos resultados.

Das discussões levantadas pelos autores cabe destaque a ênfase dada ao controle litológico sobre as taxas de denudação, com domos de quartzito com a menor denudação (<3 m/Ma), os xistos apresentam taxas de baixas a moderadas (3-7 m/Ma), enquanto os pegmatitos apresentam taxas de denudação moderadas a altas (8-13 m/Ma).

Desta forma, a proposta da presente tese é discutir o relevo regional ao redor da chapada do Araripe, utilizando a base bibliográfica existente somada com novos dados gerados por meio de ferramentas geomorfométricas e geocronológicas.

Levando em consideração os temas acima retratados, tem-se como **hipótese** do presente trabalho que, a dinâmica evolutiva ao redor da chapada do Araripe ocorre relacionada sobretudo a variação litológica, tendo nas diferentes coberturas litológicas o principal fator controlador das taxas de denudação.

Para tanto o **objetivo geral** é: compreender e elaborar um modelo de evolução do relevo ao redor da chapada do Araripe e as relações existentes entre taxa de denudação, litologia e a correlação entre as superfícies de *low relief*, as taxas de denudação e a mobilidade dos divisores na área.

Os objetivos específicos são:

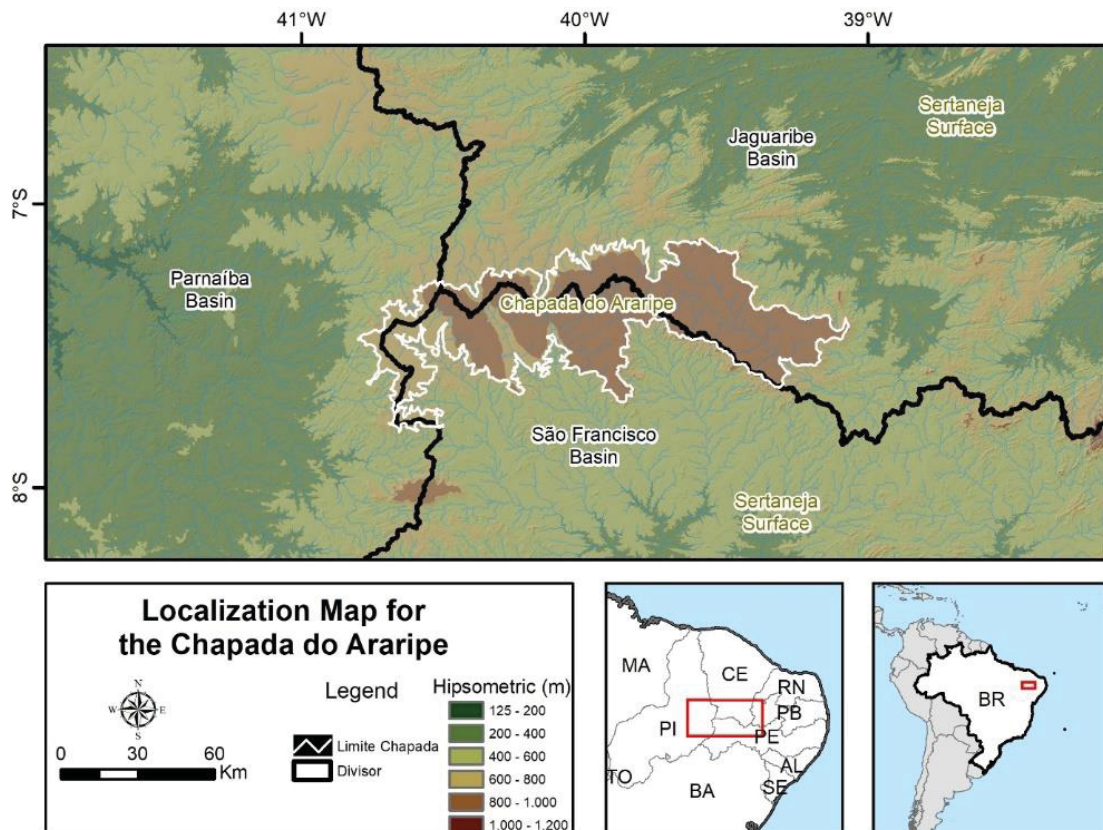
- Descrever a configuração regional do relevo a partir da aplicação de índices morfométricos para;
- Identificar e caracterizar as superfícies de *low relief* ao redor da Chapada do Araripe;
- Analisar a evolução do relevo no Quaternário com base nas taxas de denudação das bacias hidrográficas.

1.1 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo representa uma porção de aproximadamente 400 km oeste-leste por 300 km norte-sul, situada na região nordeste do Brasil, entre os estados do Ceará, Pernambuco e Piauí.

É marcada pela presença da chapada do Araripe, divide três importantes bacias hidrográficas brasileiras, ao norte a bacia do Jaguaribe, ao sul do São Francisco e a oeste do Parnaíba (FIGURA 1).

FIGURA 1 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO



1.1.1 Geologia

Á maior parte da área de estudo está inserida na província estrutural Borborema (ALMEIDA et al. 1977), com exceção de parte a oeste, localizada a localizada na província Parnaíba.

A Província Borborema é formada por um “conjunto de maciços e sistemas de dobramentos estruturados durante a orogênese Brasileira, no final do Neoproterozóico” (OLIVEIRA, 2008. p.43). A área é marcada por uma colagem de terrenos Pré Cambrianos, recobertas por bacias sedimentares Mesozóicas (ASSINE, 1999).

A província é dividida em cinco domínios separados entre eles pelas principais zonas de cisalhamento (NEVES, 2003): I) Domínio Médio Coreaú; II) Domínio Ceará; III) Domínio Rio Grande do Norte; IV) Domínio da Zona Transversal ou Central; e V) Domínio Sul ou Externo.

A composição litológica é dominada por grandes áreas de Gnaisses/Rochas migmatíticas (que representam o embasamento), cinturões semicontínuos de rochas

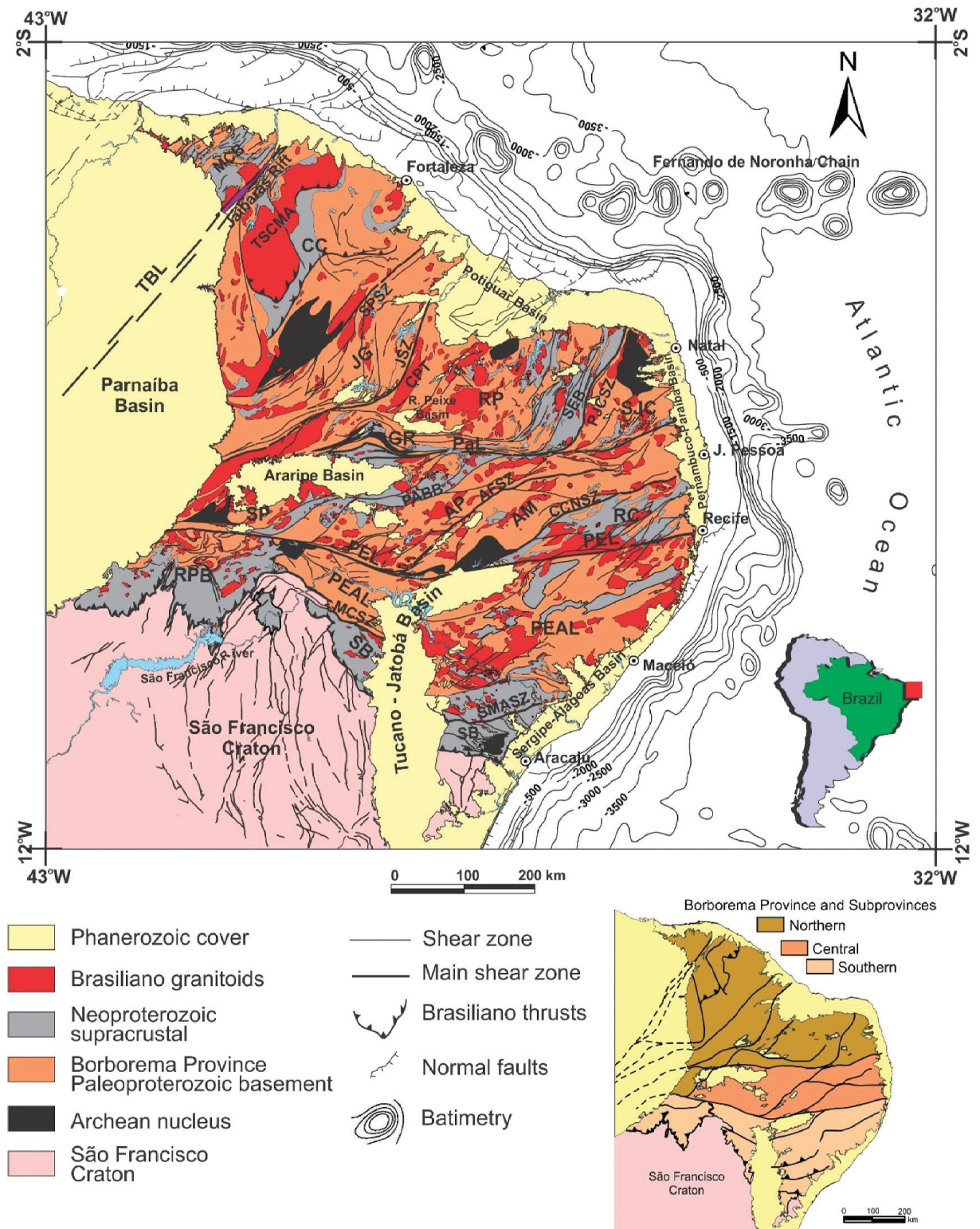
supracrustais e intrusões brasileiras, que são cortadas por zonas de cisalhamento transcorrentes (NEVES, 2003) (FIGURA 2).

Ao longo da província o embasamento se encontra intensamente deformado e marcado por zonas de cisalhamento de idades Neoproterozóicas. No Eocretáceo a reativação dessas zonas durante o rifteamento intracontinental Mesozóico possibilitou a estruturação interna das bacias sedimentares intracratônicas (CASTRO; CASTELO BRANCO, 1999).

Entre as bacias sedimentares (Barro, Betânia, Cedro, Fátima, Padre Marcos, São José do Belmonte, Socorro) da região denominada rift do Vale Cariri (entre as zonas de cisalhamento de Patos e Pernambuco) a bacia do Araripe apresenta maior extensão espacial com cerca de 8.000 Km² (PONTE; PONTE FILHO, 1996) (FIGURA 3).

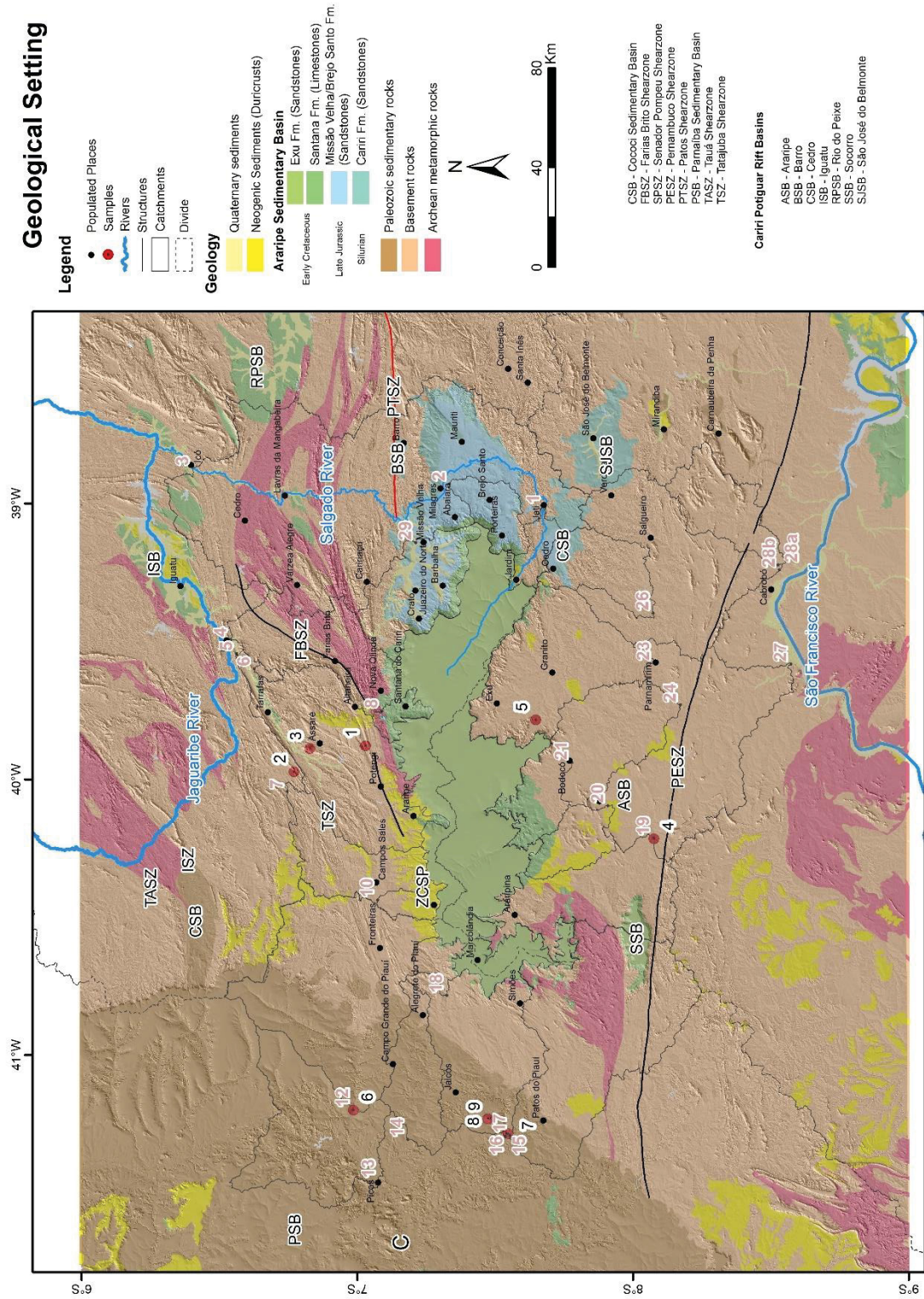
Segundo Castro e Castelo Branco (1999 p.132), este agrupamento de bacias sedimentares indica a existência de "resquícios de uma bacia mesozóica pretérita de dimensões regionais, que sofreu uma intensa ação erosiva".

FIGURA 2 - CONFIGURAÇÃO ESTRUTURAL DA PROVÍNCIA BORBOREMA



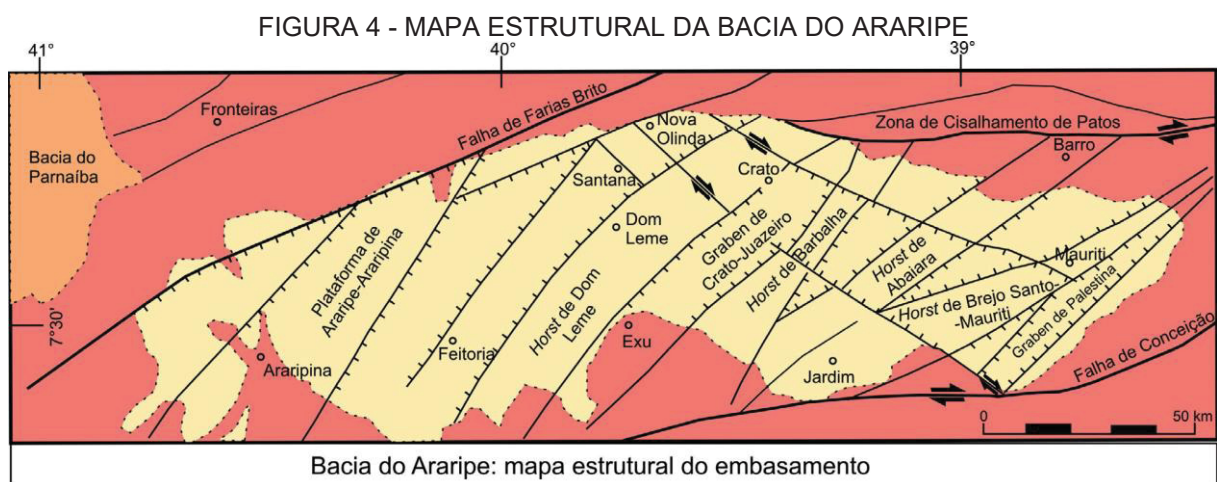
FONTE: Oliveira et al. (2023)

FIGURA 3 - MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO



FONTE: CPRM (2003); Valença; Neumann; Mabesoone (2003); Peuvast; Betard (2015); adaptado pelo autor.

A forma da bacia do Araripe (E-W) é atribuída a reativação de zonas de fraqueza associadas ao lineamento de Patos. As estruturas de direção preferencial NE-SW encontradas ao longo da bacia são concordantes ao eixo de deformação distensional e subsidência tectônica responsável pela implantação das bacias do Trend Cariri-Potiguar e estão associadas as zonas de fraquezas Proterozóicas (MATOS, 1987; CASTRO; MEDEIROS 1997, CASTRO; CASTELO BRANCO, 1999). O alto estrutural (Horst Dom Leme) separa as sub-bacias de Feitoria (Oeste) e Cariri (Leste) (FIGURA 4).



FONTE: Fambrini et al. (2019).

A bacia do Araripe é a mais extensa das bacias interiores do Nordeste e possui uma sequência de formações que englobam os diferentes estágios do rifteamento que separou os continentes americano e africano, ocorrido durante o Cretáceo. A sequência estratigráfica é composta de formações oriundas de sistemas deposicionais fluviais, lacustres e costeiros (ASSINE, 1992, ASSINE, 2007).

A descrição das unidades da bacia do Araripe, que é feita a seguir é baseada nos trabalhos de referência publicados por Assine (2007) e Fambrini (2020).

Sequência Paleozóica

A formação Cariri (Ordoviciano superior/Devoniano inferior) (BEURLIN 1962; ASSINE, 2007) ou Mauriti (GASPARY; ANJOS 1964; PONTE; APPI 1990) aflora na porção leste da bacia, nos contornos do vale do Cariri (depressão do Cariri), é formada por "arenitos de granulação média a muito grossa, com grãos angulares a

subangulares, interpretados como fácies de sistemas fluviais entrelaçados” (ASSINE, 2007, p. 374), a essa formação é atribuída idade Paleozóica (Ordoviciano superior/Devoniano inferior), e é correlata ao grupo serra grande na Bacia do Parnaíba e a formação Tacaratu da bacia do Jatobá. Com as correlações feitas com o grupo Serra Grande, Ghignone (1972) inferiu que essa formação deveria fazer parte da bacia do Parnaíba durante seu momento de deposição, que durante o Siluriano deveria possuir extensão territorial muito maior que seu atual limite leste.

Supersequência pré-rift

Grupo vale do Cariri (ASSINE, 2007) ou Juazeiro do Norte (FAMBRINI *et al.* 2020)

As formações depositadas no estágio pré-rift são as formações Brejo Santo e a Missão Velha e são atribuídas ao período relativo ao Jurássico Superior. A formação Brejo Santo é composta por folhelhos e lamitos vermelhos e a sua deposição aconteceu por meio de “sedimentação lacustre em ambientes propícios à formação de red beds” (ASSINE, 2007 p.374).

Por sua vez, a formação Missão Velha (Jurássico Superior) é constituída por arenitos quartzosos e a associação é feita com sistemas de planícies fluviais entrelaçados com canais rasos e de alta energia (ASSINE, 2007).

Segundo Assine (2007) “As formações Brejo Santo e Missão Velha constituem unidades lito e cronocorrelatas às formações Aliança e Sergi da Bacia do Recôncavo-Tucano e às formações Bananeiras e Serraria da Bacia de Sergipe-Alagoas.” (ASSINE, 2007, p.374). Com base nos dados de paleocorrentes a deposição aconteceu em ambiente que integrava uma paleo-rede hidrográfica que fluía em direção à Bacia do Recôncavo-Tucano (ASSINE, 1994).

Supersequência rift

Grupo Vale do Cariri (ASSINE, 2007) ou Juazeiro do Norte (FAMBRINI *et al.* 2020)

O estágio *rift* teve início para a bacia do Araripe durante o Neocomiano. A formação Abaiara marca o início dessa sequência e é constituída por Folhelhos siltíticos e siltitos vermelhos, com intercalações com camadas de arenitos finos. Esta formação é associada a um “cenário onde lagos rasos são paulatinamente, porém,

com frequente recorrência ambiental, substituídos por planícies fluviais de canais entrelaçados.” (ASSINE 2007, p.376). Neste contexto a interpretação feita é que a bacia do Araripe fazia parte de uma paleobacia hidrográfica com drenagens que corriam em direção à Bacia do Recôncavo-Tucano (ASSINE, 1994).

Supersequência Pós-rift

Fase 1 (Sequência K40 – K60)

Grupo Araripe (ASSINE, 2007) ou Santana (FAMBRINI et al. 2020)

No pós-rift a região passou por um período de subsidência flexural térmica e a sequência Neoaptiana-Eoalbian, formações Barbalha e Santana, foi depositada durante esse período.

A formação Barbalha é constituída por Arenitos com intercalações de Folhelhos de coloração avermelhadas e níveis conglomeráticos. O seu perfil é composto por dois distintos ciclos fluviais com a presença de intervalos pelítico-carbonáticos lacustres.

A formação Santana (ASSINE, 2007) ou Grupo Santana (FAMBRINI et al. 2020) é composta:

- Membro Crato (ASSINE, 2007) / Formação Crato (FAMBRINI et al. 2020) - calcários micríticos laminados, que é rico em registros fósseis (insetos, ostracodes, crustáceos, quelônios, lagartos e pterossauros, aracnídeos, pequenos peixes) pela ausência de formas marinhas nos fósseis, o ambiente se caracteriza por sedimentação lacustre (NEWMANN,1999).
- Membro Ipubi (ASSINE, 2007) / Formação Ipubi (FAMBRINI et al. 2020) - evaporitos originados em ambiente costeiro sujeito a variações relativas de nível do mar, em ambiente de clima árido a semiárido.
- Membro Romualdo (ASSINE, 2007) / Formação Romualdo (FAMBRINI et al. 2020) - Arenitos, Conglomerados Fluviais e Paraconglomerados. Esse membro foi formado em ambiente marinho, mas que cuja área fonte gera debate na

literatura, segundo Assine (2007) três são as hipóteses: "ingressão marinha a partir da Bacia de Sergipe-Alagoas, a partir da Bacia Potiguar e a partir da Bacia do Parnaíba." (ASSINE, 2007, p.380). mas segundo o mesmo autor a ingressão marinha seria de sentido SSW "caminho mais natural para a ingressão é justamente no sentido oposto ao da paleodrenagem continental, ou seja, de SSE para NNW." (ASSINE 2007 p.380).

Fase 2 (Sequência K70-K80)

Grupo Araripe (ASSINE, 2007) ou Chapada (FAMBRINI et al. 2020)

O segundo estágio pós-rift da bacia do Araripe é composto pelas formações Araripina e Exu. A formação Araripina é descrita por ritmitos compostos por arenitos finos e lamitos, de colorações avermelhadas, arroxeadas e amareladas, com corpos lenticulares de arenitos médios a grossos intercalados cuja sedimentação ocorreu em ambiente de planícies de leques aluviais.

Por fim se encontra a formação Exu, a formação possui características distintas nas porções leste e oeste. A configuração completa da bacia do Araripe pode ser vista nas FIGURAS 5 e 6.

FIGURA 5 - MAPA LITOLÓGICO DA BACIA DO ARARIPE

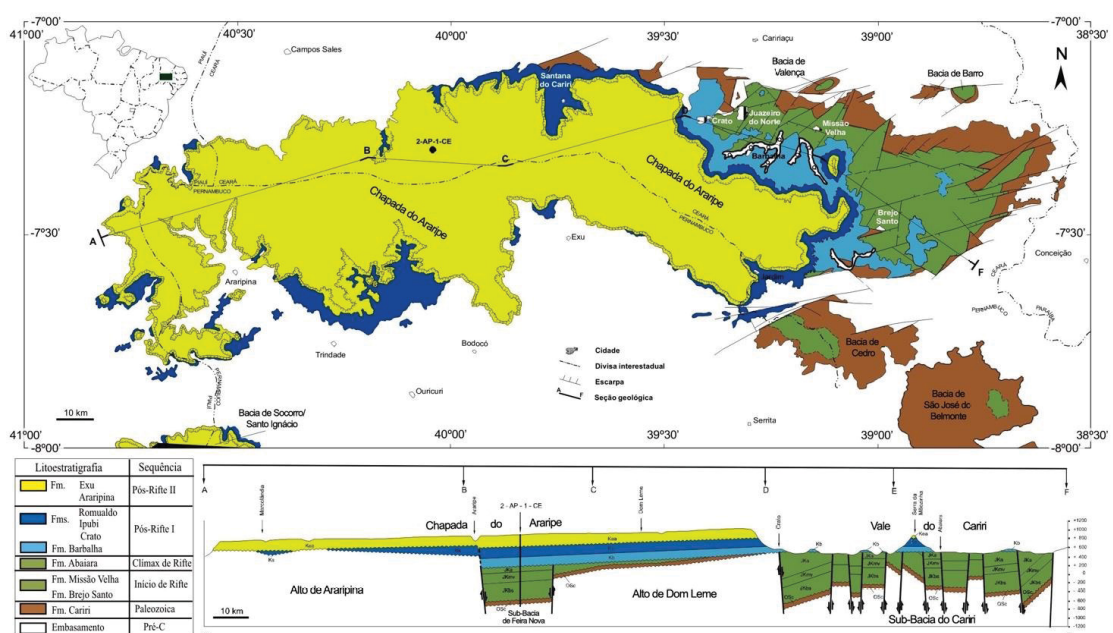
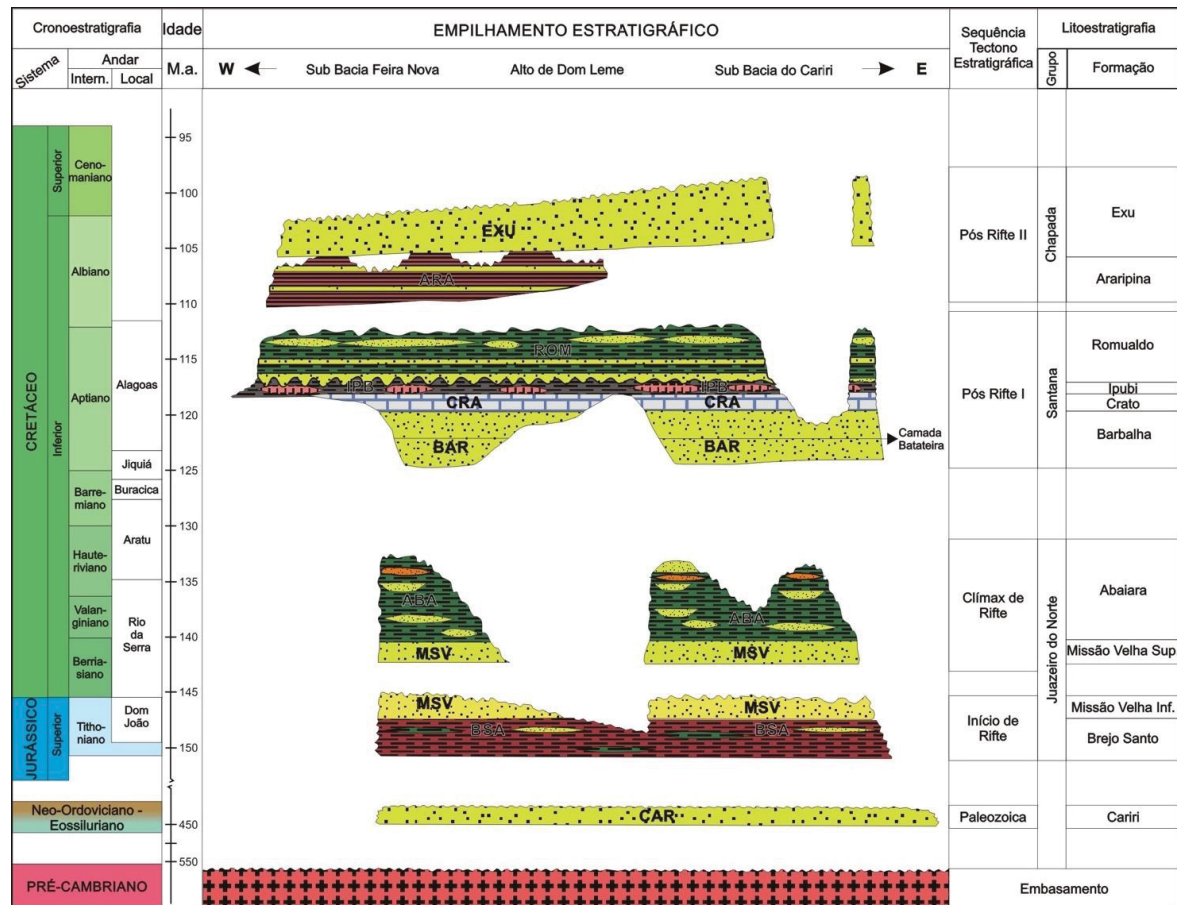


FIGURA 6 - CARTA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO ARARIPE



FONTE: Fambrini et al. (2020)

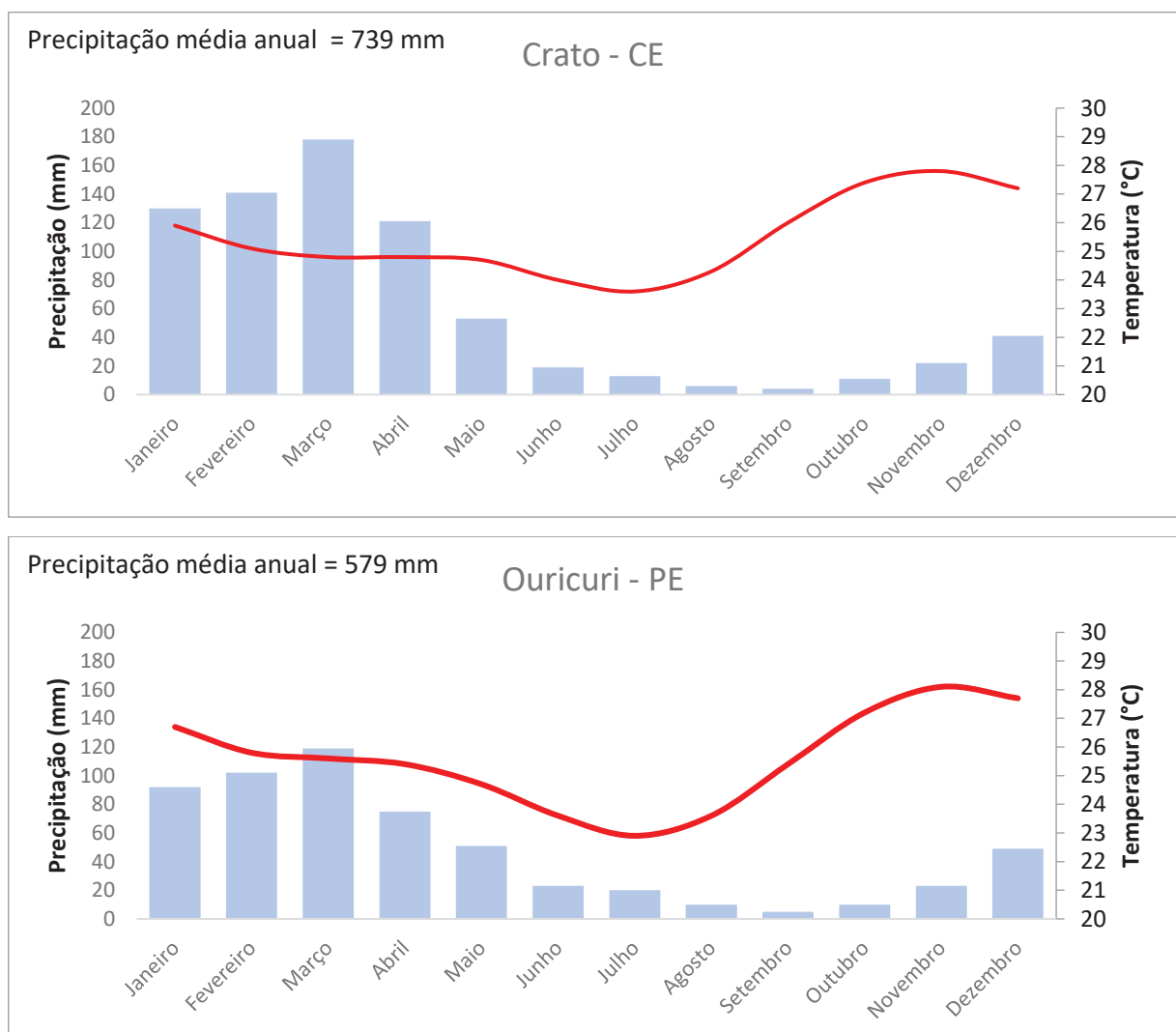
1.1.2 Clima e vegetação

O clima na Região Nordeste, embora predominantemente árido possui variações significativas. De modo geral, caracteriza-se pela ocorrência de dois períodos definidos, um mais longo, seco, intercalado por um pluvial curto e irregular, que pode não acontecer (RIBEIRO, 2012).

Na região englobada pelo domínio das caatingas o tipo climático predominante segundo a classificação de Koppen é BSh, semiárido muito quente, com predomínio de medias de precipitação pluviométricas anuais entre 400 e 650 mm (JACOMINE; CAVALCANTE, 1989), chuvas irregulares e normalmente concentradas em períodos de 2 a 3 meses durante o ano, com muitas vezes ocorrendo em episódios de precipitação intensa (120 mm a 130 mm) em períodos de 24 horas.

Na área de estudo, as temperaturas na região variam entre 23 °C e 27 °C, com desvio padrão médio mensal de 5 °C e variações médias diárias entre 5 °C e 10 °C. A região é marcada por umidade relativa de aproximadamente 50% e período de insolação próximo a 2.800 h/ano. O exemplo da variação local do clima é ilustrado na Figura 7 com os climogramas dos municípios de Crato, localizado a norte da chapada e Ouricuri, a sul (SUDENE, 1985, MENEZES; SAMPAIO, 2000; SALCEDO; SAMPAIO, 2008) (FIGURAS 7 e 8).

FIGURA 7 – CLIMOGRAMAS DA ÁREA DE ESTUDO. A) FACE NORTE, CRATO – CE. B) FACE SUL, OURICURI – PE.

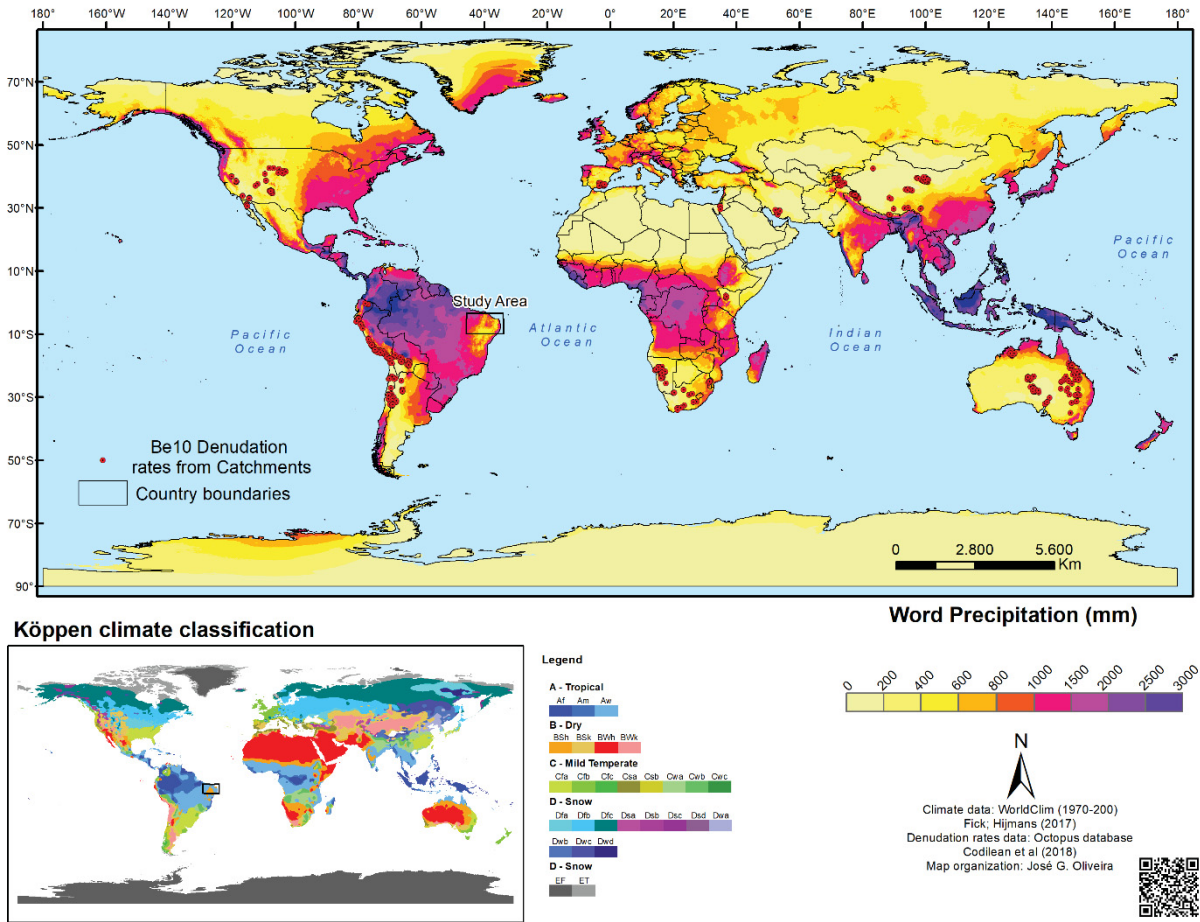


Fonte dos dados: <https://pt.climate-data.org/> (2023)

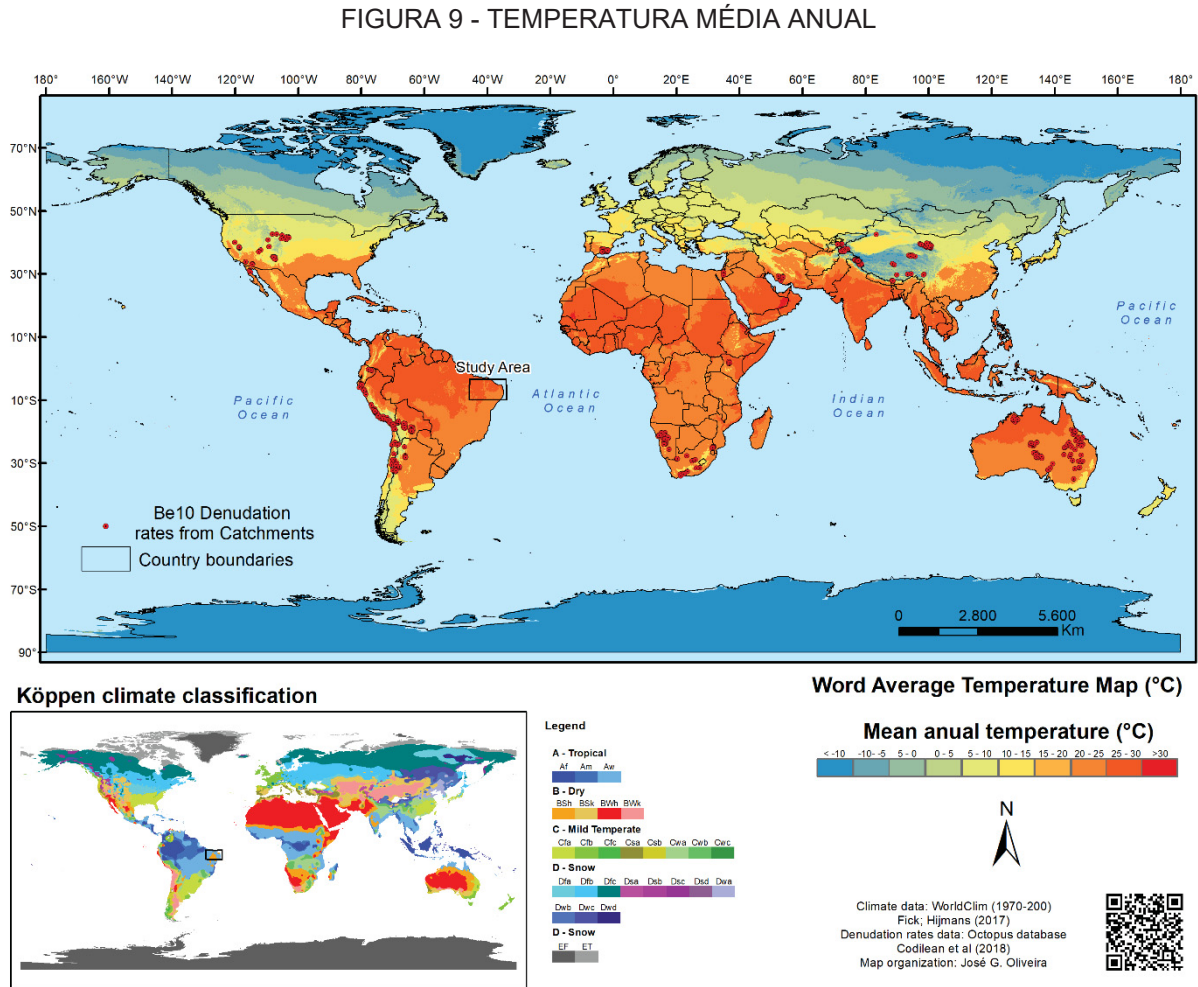
No intervalo de 6 a 8 meses a região presencia um período seco, que pode atingir por vezes 11 meses em áreas de aridez extrema (JACOMINE, 1996). Em algumas partes da região existem os tipos climáticos Aw e As, segundo Köppen,

podendo também ocorrer precipitações mais elevadas, com médias anuais entre 650 mm e 800 mm ou mais (FIGURAS 8 e 9).

FIGURA 8 - PRECIPITAÇÃO MÉDIA ANUAL



FONTE: Worclim <https://www.worldclim.org>



FONTE: Worclim <https://www.worldclim.org>

Do ponto de vista da vegetação o bioma da caatinga ocupa uma área de 734.478 Km² sendo o único bioma exclusivamente brasileiro (SILVA et al, 2004). Na classificação do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística o tipo vegetacional é de Savana Estépica (IBGE, 2004) porém outros autores utilizam também diferentes termos como Florestas tropicais sazonalmente secas para descrever a área, segundo Pennington et al (2000) florestas secas são essencialmente ecossistemas dominados por arvores enquanto as savanas abertas possuem uma camada de gramíneas xeromórficas tolerantes ao fogo e normalmente crescem em solos distróficos e ácidos (SOUZA et al., 2015).

Entretanto, em meio ao semiárido brasileiro ocorrem ambientes de exceção (LINS, 1989) que são caracterizados por paisagens distintas do recorrente, como os encraves úmidos e sub-úmidos.

Os encraves úmidos Nordestinos são

encraves da Mata Atlântica, formando ilhas de floresta úmida em plena região semiárida cercadas por vegetação de caatinga, tendo uma condição climática bastante atípica com relação à umidade, temperatura e vegetação e com pouco conhecimento sobre sua vegetação e ecologia. (REIS, 1988)

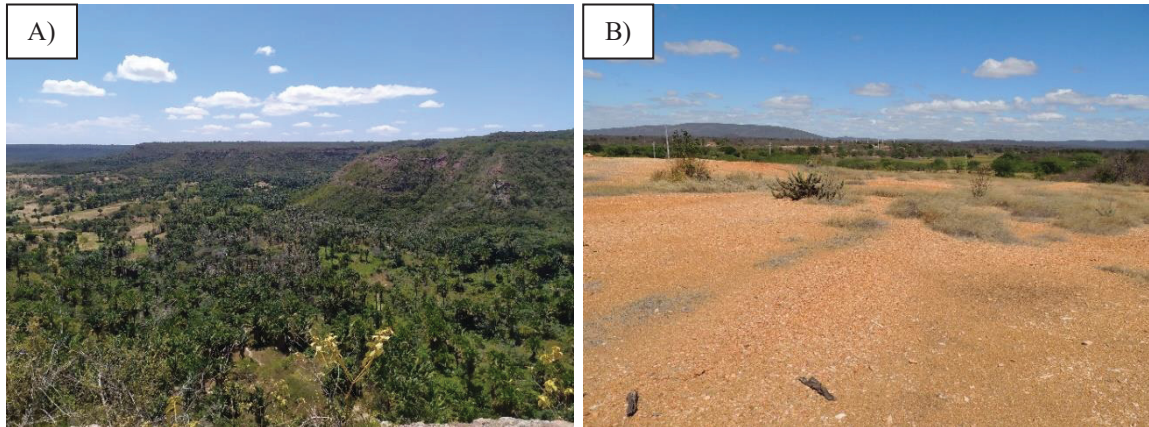
Essas áreas, também chamadas de serras úmidas, matas e brejos de altitude (REIS, 1988) possuem um balanço hídrico duplamente beneficiado. Tanto do ponto de vista do regime térmico, que é modificado pela altitude quanto pela própria condensação do vapor d'água presente no ar, levando essas áreas a um aumento da nebulosidade e consequente redução da temperatura. Além da temperatura, a chuva também é mais intensa e mais bem distribuída ao longo do ano nos enclaves (SOUZA; OLIVEIRA, 2006).

Quanto a origem dessas áreas, a hipótese está associada “às variações climáticas ocorridas durante o Pleistoceno (últimos 2 milhões - 10.000 anos), as quais permitiram que a floresta Atlântica penetrasse nos domínios da caatinga” (TABARELLI; SANTOS, p.18, 2004).

A Chapada do Araripe marca duas faces com climas bastante distintos, a norte, há o clima ‘As – Tropical com verões secos’, enquanto a sul, o clima ‘BSh – Semiárido com baixas altitudes e latitudes’ (ALVARES et al. 2013). A variação pluviométrica anual nas bacias adjacentes a chapada chega próxima a 600 mm, desta forma, a porção nordeste da área recebe um aporte hidrológico muito maior que as demais. Nessa área é marcante a diferença climática e vegetacional nas duas faces, sobretudo no setor leste (FIGURA 10a).

O tipo climático de Koppen do vale do Cariri e da encosta setentrional do Araripe é Aw/Aw', tropical com chuvas de verão, com máximos de janeiro a março, e quadra chuvosa chegando a abril sob a ação da ZCIT. Ao Sul o clima é BShw, ou seja, as chuvas escassas ocorrem na mesma época só que em menor volume, aproximadamente a metade dos valores

FIGURA 10 – EXEMPLOS DE PAISAGENS DA ÁREA DE ESTUDO. A) VALE DOS BURITIS (SANTANA DO CARIRI-CE). B) SUPERFÍCIE BAIXA EM AMBIENTE GRANÍTICO (GRANITO-PE)



1.1.3 Solos

Os solos da área são bastante heterogêneos e existe uma relação entre relevo-litologia e classe de solo como ilustrado pela FIGURA 11 onde os limites da chapada do Araripe também marcam transições pedológicas entre os Latossolos do topo e os solos das encostas.

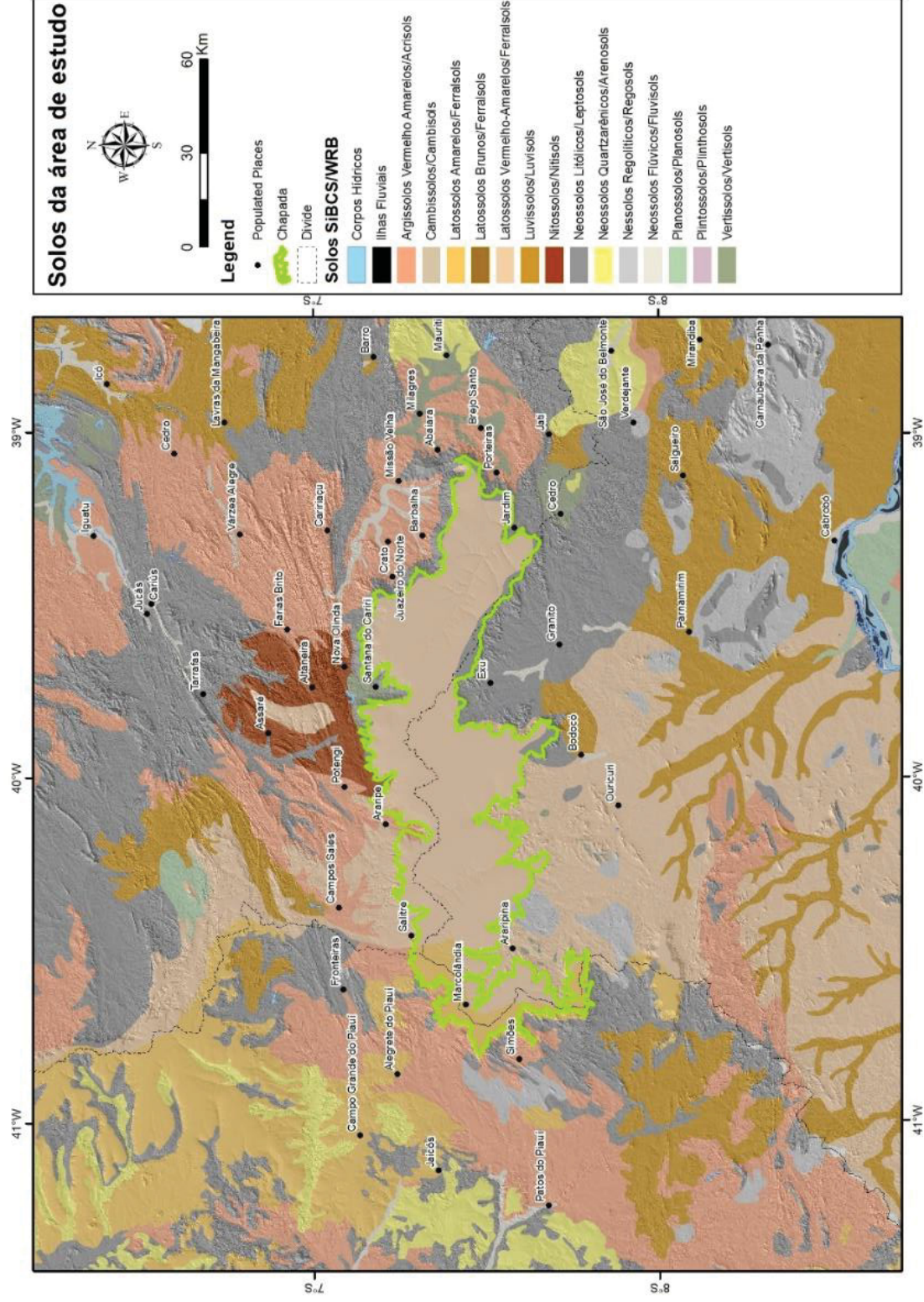
Ribeiro (2012) ressalta que nas áreas planas da bacia sedimentar do Araripe os solos são mais desenvolvidos, enquanto nos terremos cristalinos e nas áreas escarpadas dos relevos sedimentares apresentam menor profundidade. A autora ressalta ainda que de modo geral a textura dos solos se associa com a rocha de origem ocorrendo solos com textura arenosa onde rochas cristalinas predominam em subsuperfície, diminuindo de acordo com a resistência da rocha ao intemperismo.

Ao longo do topo da chapada são encontrados Latossolos Vermelho-Amarelos, que são profundos ou muito profundos, apresentam fertilidade natural baixa e são revestidos por cerrados e cerradões.

Nas encostas da chapada onde existe uma declividade acentuada são encontrados Neossolos Litólicos.

Nas médias encostas ocorrem os Argissolos Vermelho-amarelos e em direção aos vales onde existe um recobrimento de sedimentos holocênicos existem os Neossolos Quartzarenicos em áreas secas e os Neossolos Flúvicos em ambientes com maior influência da atual rede de drenagem. (SOUZA; OLIVEIRA, 2006).

FIGURA 11 - SOLOS DA ÁREA DE ESTUDO



FONTE: BRASIL (1971); BRASIL (1972); Jacomine et al. (1972); BRASIL (1973); EMBRAPA (1979); Jacomine et al. (1986). organizado pelo autor

1.1.4 Relevo

Segundo Ab'Saber (1974) a região semiárida brasileira possui características que a fazem distinta de outras zonas áridas no planeta. Por estar inserida em um ambiente de latitudes baixas seus limites estão em contato abrupto com transições complexas para áreas subsumidas que margeiam os domínios tropicais (RIBEIRO, 2012).

Nesta região “o elemento mais claramente visível dentro das formas do relevo é a vasta extensão das áreas planas ou quase planas” (MABESOONE, 1978, p. 5).

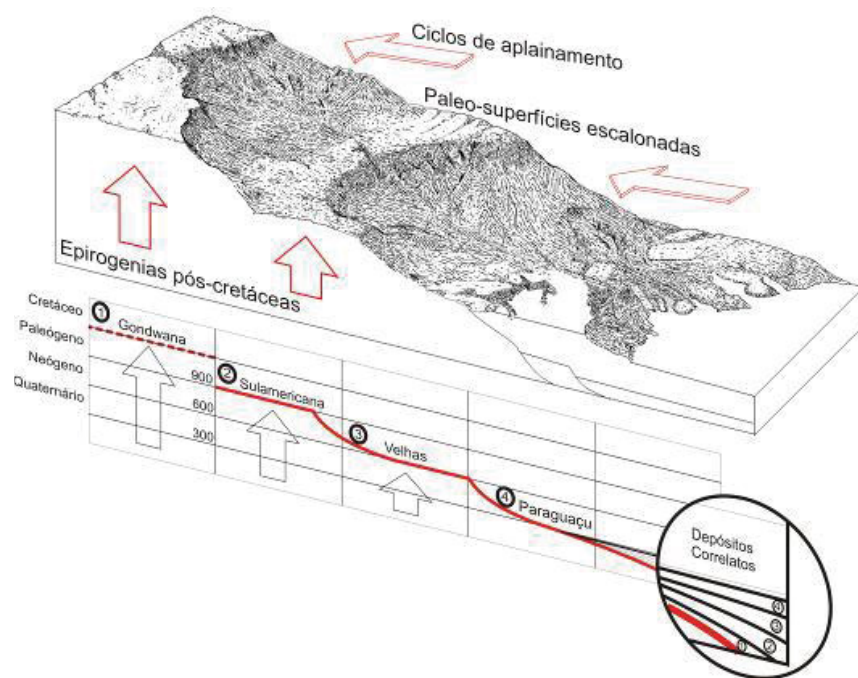
Segundo Ribeiro (2012 p.109)

estas áreas planas se estendem da costa para o interior, com elevação de cotas altimétricas, passando de áreas sedimentares (“superfícies dos tabuleiros”) gradativamente para o cristalino, onde se apresenta mais dissecada, com topos predominantemente arredondados (“superfície sertaneja”). Sobre esta superfície plana do cristalino, são encontrados relevos positivos (montanhas isoladas, serras e chapadas), geralmente originadas em rochas mais resistentes ou de resíduos de um relevo anterior. (RIBEIRO, 2012 p.109)

Mabessone (1978) cita também as “depressões periféricas” que são áreas marginais aos relevos elevados, em cotas pouco menores, normalmente em sopé de escarpas altas.

Segundo diversos autores, o relevo da região nordeste se organiza em diferentes níveis escalonados de superfícies de aplainamento, que são resultantes de sucessivos soerguimentos acompanhados por fases de erosão generalizada, em condições de climas secos ou de alternâncias climáticas (MAIA et al. 2010) (FIGURA 12).

FIGURA 12 – CICLOS DAS SUPERFÍCIES DO NE BRASILEIRO



FONTE: Maia; Bezerra, 2009

Baseado na obra de King (1956), Mabessone; Castro (1975) distinguem 4 fases de aplainamento da região (RIBEIRO, 2012).

- I. A primeira fase seria de um aplainamento geral da região teria ocorrido no Jurássico inferior, antes da reativação Wealdeniana, considerável como discordância regional, e como resultado a Superfície Gondwana;
- II. A segunda fase teria ocorrido entre o Albiano e Oligoceno, durante um soerguimento epirogênico lento, chamado de Superfície Sulamericana, em dois níveis: Cariris Velhos e Borborema, com abaulamento e deposição de sedimentos correlativos;
- III. A terceira fase estaria relacionada a dissecação da Superfície Sulamericana e consequente elaboração da superfície geral da região, exumando grandes áreas da superfície Gondwana, e ocorreu no Pleistoceno Inferior, chamada de Superfície Sertaneja no interior e Superfície dos Tabuleiros na costa;
- IV. A quarta fase teria acontecido um novo ciclo, polifásico, chamado de Ciclo Paraguaçu, nesta superfície mais jovem, com duas fases de pedimentos e terraços.

Esses ciclos de aplainamento, segundo Demangeot (1983, p.56) levam a uma situação em que “A originalidade do relevo advém do embutimento notável de aplainamento cíclicos, da justaposição de sistemas de erosão diferentes, mas,

também, de influências estruturais ainda mal conhecidas”. Como ressaltado pelo autor, Maia, Bezerra e Sales (2010, p.11) acrescentam que

O princípio de relevo escalonado com superfícies cada vez mais antigas a medida que se desloca em direção ao topo, não é aplicável extensamente no Nordeste Brasileiro, onde paleosuperfícies agradacionais de gêneses e idades semelhantes, estão dispostas em cotas distintas, como é o caso da superfície Albiana-Cenomaniana identificada por Peulvast e Claudino Sales (2003) da seção pós-rifte da Bacia Potiguar – RN e Bacia do Araripe – CE, a primeira não passando da cota 180m e a segunda chegando a cota 900m. (MAIA; BEZERRA; SALES, 2010, p.11)

Existem indícios do controle estrutural no relevo na região Nordeste ressaltados por autores como Maia; Bezerra (2014). Para os autores o relevo do Nordeste do Brasil é controlado por zonas de cisalhamento dúcteis e suas reativações, destacando-se dois aspectos principais: o controle exercido pela erosão diferencial, sendo as zonas de cisalhamento, geralmente, marcada por corpos graníticos, que são mais resistentes à erosão, de forma a originar sobressaltos topográficos; e a reativação frágil das zonas de cisalhamento, gerando abatimentos e soerguimentos, segundo os planos de deformação brasileira, condicionando a geração de um relevo marcado por *trends* de lineamentos estruturais.

A evolução do relevo da região foi marcada por diversos eventos tectônicos importantes, como a orogênese Brasileira (BRITO NEVES 1975, ALMEIDA et al. 1976), a fragmentação do Gondwana (MATOS, 2000) e as reativações tectônicas ocorridas durante o Cenozóico (BEZERRA; VITA FINZI, 2000). Cada evento desses possui relação com a paisagem atual. A orogênese brasileira foi seguida de intenso plutonismo (ANGELIN et al., 2006; HASUI, 2012) a fragmentação do Gondwana gerou linhas de subsidência que posteriormente se transformaram em bacias sedimentares (CASTRO; CASTELO-BRANCO, 1999) e as reativações cenozoicas atuaram através das alterações dos níveis de base, induzindo a dissecação e agradação (MAIA et al. 2010).

O QUADRO 1 expõe de maneira simplificada os eventos geológicos relevantes para a formação do relevo na região nordeste setentrional.

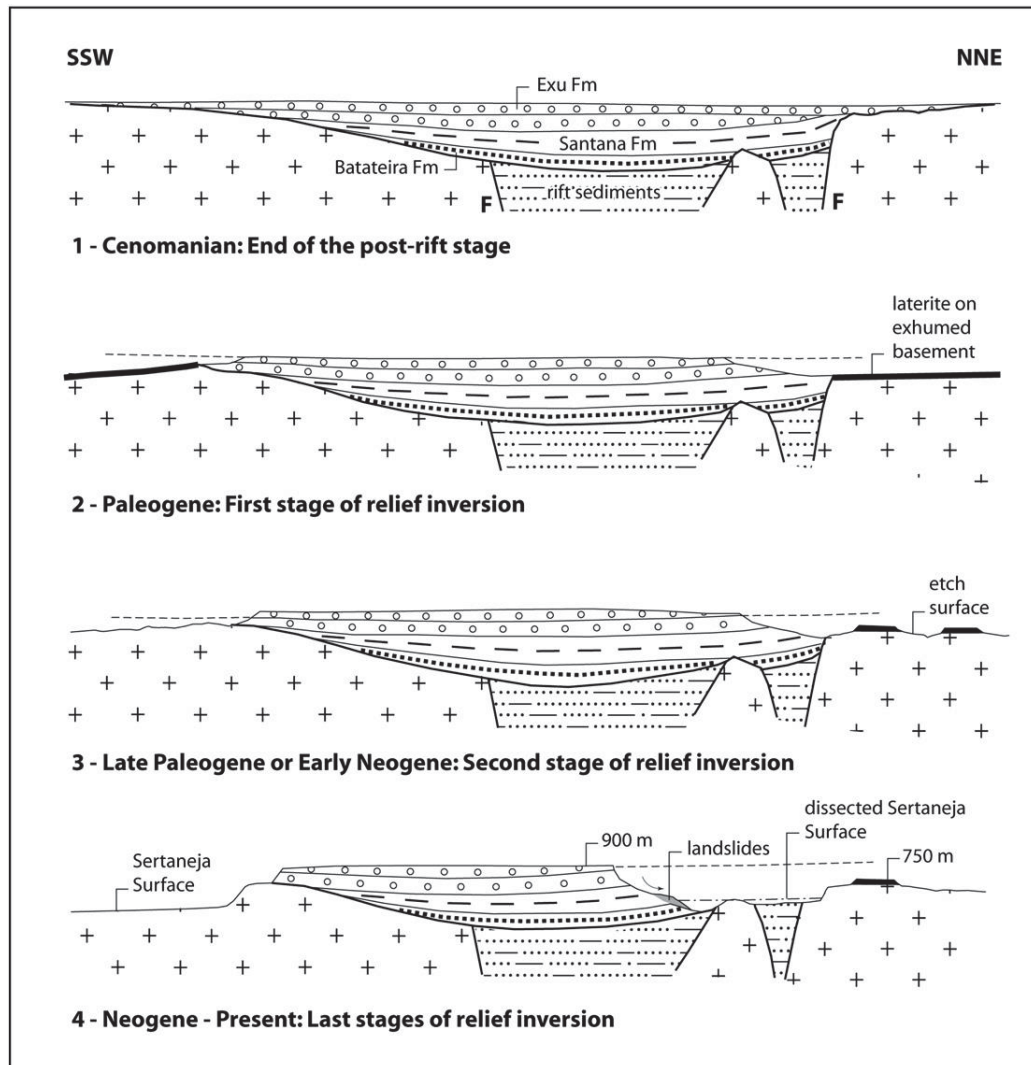
QUADRO 1 - EVENTOS TECTONICOS IMPORTANTES NA FORMAÇÃO DO NE SETENTRIONAL

1. Cretáceo Inferior
1.1 Extensão intracontinental difusa (<i>rifiting</i>), com formação de riftes no eixo estrutural Cariri-Potiguar, de orientação SE-NW e de idade neocomiana (145-130 Ma);
1.2 Abortamento dos riftes no Barremiano (130-125ma), com formação das Bacias sedimentares do Araripe e Apodi nas fossas abortadas;
1.3 Abertura de fossas transformantes através de esforços transtensionais e transpressivos de orientação SE-NW e E-W no Aptiano-Albiano (entre 125 e 100 Ma), “rasgando” a bacia do Apodi e criando as zonas de fraturas que deram origem ao Oceano Atlântico no Nordeste equatorial brasileiro, por volta de 100Ma;
2. Cretáceo Superior
2.1 Subsidência térmica das bacias sedimentares, propiciando a deposição das coberturas do topo entre o Cenomaniano e o Campaniano (99-85 Ma), representadas pelas Formações Açú e Jandaíra na Bacia Potiguar. Esses depósitos ultrapassaram largamente os limites da Bacia recobrimdo parcela de áreas aplainadas adjacentes, que teriam, portanto, sido aplainadas em períodos pré-cenomanianos;
2.2 Soerguimento flexural do interior do continente com subsidência da zona costeira, em curso até o presente.
3. Terciário (Paleógeno-Neógeno)
3.1 Vulcanismo na fachada marítima (Macau, Ceará-Mirim) (Neógeno, entre 30 e 10 Ma)
3.2 Variações climáticas e eustáticas, com deposição da Formação Barreiras entre o Mioceno e o Pleistoceno (30 Ma – 2 Ma), formada por sedimentos continentais (e provavelmente também transicionais) responsáveis pela modelagem dos Tabuleiros costeiros; modelagem de formas litorâneas típicas (praias, barreiras, dunas, estuários, lagoas, planícies litorâneas) e Vales Fluviais.
4. Quaternário
4.1 Variações climáticas e do nível do mar com a ocorrência de uma transgressão e regressão holocênica que modelaram as formas litorâneas e os Vales Fluviais.

FONTE: Peuvaust; Claudino Sales (2006) ADAPTADO POR Maia et al. (2010)

Para a região da chapada do Araripe um dos principais modelos que retratam a evolução do relevo ao longo do tempo foi o publicado por Peuvast e Betard (2015). Os autores descrevem como os processos de inversão do relevo levaram a paisagem que se apresenta hoje na área de estudo (FIGURA 13).

FIGURA 13 – MODELO DE EVOLUÇÃO DE RELEVO PARA A CHAPADA



Fonte: Peulvast; Betard (2015).

O primeiro marco temporal para os autores é a deposição da formação Exu, a formação foi depositada em series pós-rift e suas características sugerem um ambiente de progradação para oeste de um vasto delta interior, um sistema de canais sinuosos ou entrelaçados entre colinas baixas ou cumes, sob um regime de inundações repentinas e/ou sazonais típicas de um clima árido (MARTILL, 1993; ASSINE, 1994; PEULVAST; BETARD, 2015). Embora existam algumas áreas com a Formação Exu presente além da chapada do Araripe, os autores indicam que os limites iniciais dessa cobertura, embora mais extensos que os atuais não deveriam se prolongar dos lineamentos de Patos e Pernambuco, que seriam também o limite da área de subsidência no pos-rifte.

A partir do final do cretáceo teriam se iniciado os processos de soerguimento regional que segundo Bezerra et al. (2023) resultaram de estresses compressivos horizontais provenientes do empuxo da dorsal mesoatlântica a leste e do empuxo andino a oeste. Segundo os autores supracitados a inversão tectônica na Bacia do Araripe ocorreu devido à compressão da placa de toda a região, que se concentrou preferencialmente ao longo de zonas de cisalhamento pré-existentes em uma litosfera adelgada e as reativou para formar as principais falhas de inversão da bacia.

Logo após o final do estágio 1 começaram os processos de exumação das superfícies ao redor da chapada, Peulvast e Betard (2015) citam que possivelmente já no pré-neogeno, dada a existência de lateritas com essas idades na porção NO da chapada.

A interpretação das idades das lateritas abrange um intervalo grande de tempo, os dados de datação absoluta existentes no nordeste do Brasil foram publicados por Lima (2008), a autora por meio de datação U-Th/He de grãos detríticos de goethita em lateritas alóctones nas áreas costeiras encontrou idades que variam de $43,2 \pm 4,3$ a $21,6 \pm 2,2$ milhões de anos.

Segundo Peulvast e Betard (2015)

“o evento de lateritização responsável pela presença de extensas lateritas nas rochas do embasamento NW da Chapada implica uma rápida exumação das paleoformas do embasamento logo abaixo do platô de arenito, provavelmente durante o final do Cretáceo ou início do Cenozóico”. (PEULVAST; BETARD, 2015. p. 35)

Esse seria então o primeiro estágio de inversão de relevo e que resultou em parte das formas que são encontradas na área de estudo. O segundo estágio ocorreu a partir do Oligoceno e partiu sobretudo da incisão fluvial e degradação das escarpas da chapada estaria relacionada com início de climas mais secos registrados no nordeste do Brasil desde o Mioceno Médio (GUNNELL, 1998; HARRIS E MIX, 2002).

A dissecação posterior da superfície baixa, provavelmente sincronizada com a da Superfície Sertaneja (PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2004) e acompanhada de retração de escarpas e crescimento vertical, parece coincidir com um estágio tardio e pós-Mioceno de incisão fluvial que ocorreu em toda a província do Ceará (PEULVAST et al., 2008).

2. MÉTODOS DE QUANTIFICAÇÃO DOS PROCESSOS DO RELEVO

Se torna cada vez mais evidente que a evolução geomorfológica da região nordeste ocorreu de maneira mais complexa que apenas o modelo clássico de pediplanação. Para contribuir com as discussões que vem sendo feitas ao longo do tempo, a adição de novos dados oriundos de diferentes técnicas de datação se faz necessária. Dentre as técnicas utilizadas cabe destaque aos trabalhos utilizando termocronologia e isótopos cosmogênicos.

Neste capítulo serão discutidas as técnicas de extração de dados por meio de termocronologia e da mensuração das concentrações de isótopos cosmogênicos. Para as técnicas de termocronologia serão levantados apenas os dados já existentes na literatura visto que serão trabalhados unicamente dados secundários, por sua vez isótopos cosmogênicos foram mensurados em amostras para a área de estudo.

2.1 TERMOCRONOLOGIA

As técnicas utilizando termocronologia vem sendo cada vez mais empregadas nas geociências. Dentre essas técnicas de termocronologia (datação por traços de fissão, termoluminescência e datação por difusão de isótopos), a datação por traço de fissão (FTD) começou a ser desenvolvida a partir da década de 1960 após observações de que a fissão nuclear do urânio dentro de minerais cria traços de dano, que foram chamados de traços de fissão (FT) e que, esses traços poderiam ser gravados e observados com um microscópio (PRICE; WALKER, 1962, 1963; FLEISCHER; PRICE, 1964; ENKELMANN; JONCKHEERE, 2019).

A termocronologia é frequentemente utilizada em estudos geológicos e geotectônicos para compreender a evolução de bacias sedimentares, cadeias de montanhas, crátons e outros aspectos da dinâmica da crosta terrestre. Ela fornece informações valiosas para a reconstrução de eventos passados e a compreensão dos processos que moldaram a Terra ao longo de milhões e bilhões de anos.

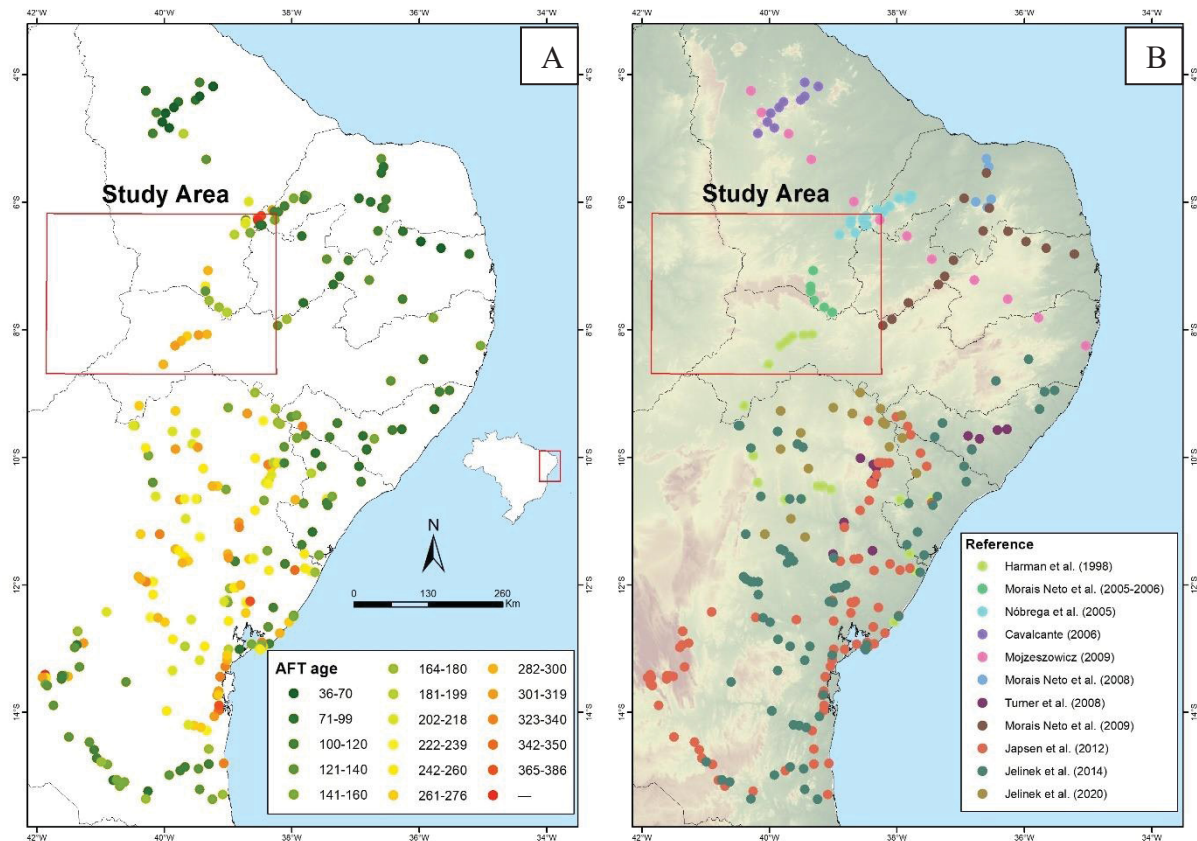
Os trabalhos se baseiam no pressuposto que a conversão de histórias térmicas em histórias de desnudação ou exumação é uma questão de dividir a história térmica (diferença entre a temperatura da amostra e a temperatura de superfície apropriada) pelo valor apropriado de gradiente térmico ao longo da história. Essa técnica permite aferir a variação ao longo do tempo da profundidade da amostra em relação à

superfície. Em um cenário de resfriamento contínuo, isso é conhecido como histórico de desnudação ou exumação (GREEN et al., 2013).

2.1.1 Trabalhos utilizando termocronologia na região nordeste do Brasil

Para a região Nordeste foram identificados 11 trabalhos, que são ilustrados na FIGURA 14. Esses trabalhos possuem recortes distintos, desta forma, seus resultados serão apresentados de modo a buscar uma relação geral entre eles.

FIGURA 14 - DADOS DE TRAÇO DE FISSÃO DISPONÍVEIS PARA O NE. A) IDADES OBTIDAS PELAS AMOSTRAS; B) REFERÊNCIAS



O trabalho precursor utilizando técnicas de termocronologia foi publicado por Harman et al. (1998). Os autores identificaram dois estágios de resfriamento para o norte do cráton do São Francisco. O primeiro estágio iniciado a 130 Ma relacionado ao início do rompimento Brasil-África, com significativa denudação no pos-rift. De início na margem continental foram estimados 6-7Km de denudação, com taxa média de 50 m/Ma, após o rompimento a denudação diminuiu para 3-4 Km, com taxa média de 25-30 m/Ma. No segundo evento a 60-80 Ma, houve entre 2-5 Km de denudação

ocorrendo desde 130 Ma, com média de 20-40 m/Ma, com a maior parte da denudação ocorrendo a partir de 60-80 Ma.

Morais Neto e Moraes Neto *et al.* (2006 e 2009) descreveram que a topografia da Chapada do Araripe é atribuída a um período de soerguimento relacionado (ou imediatamente posterior) ao evento de resfriamento do Neocretáceo, iniciado por volta de 100 - 90 Ma e que a configuração do relevo atual é atribuída a processos de denudação e erosão diferencial cujos efeitos poderiam estar registrados pelo evento de resfriamento do Cenozóico, entre 40 - 0 Ma. Segundo esses trabalhos no mínimo 1.5 km de seção sedimentar teria sido removida por efeito de denudação nos últimos 40 Ma.

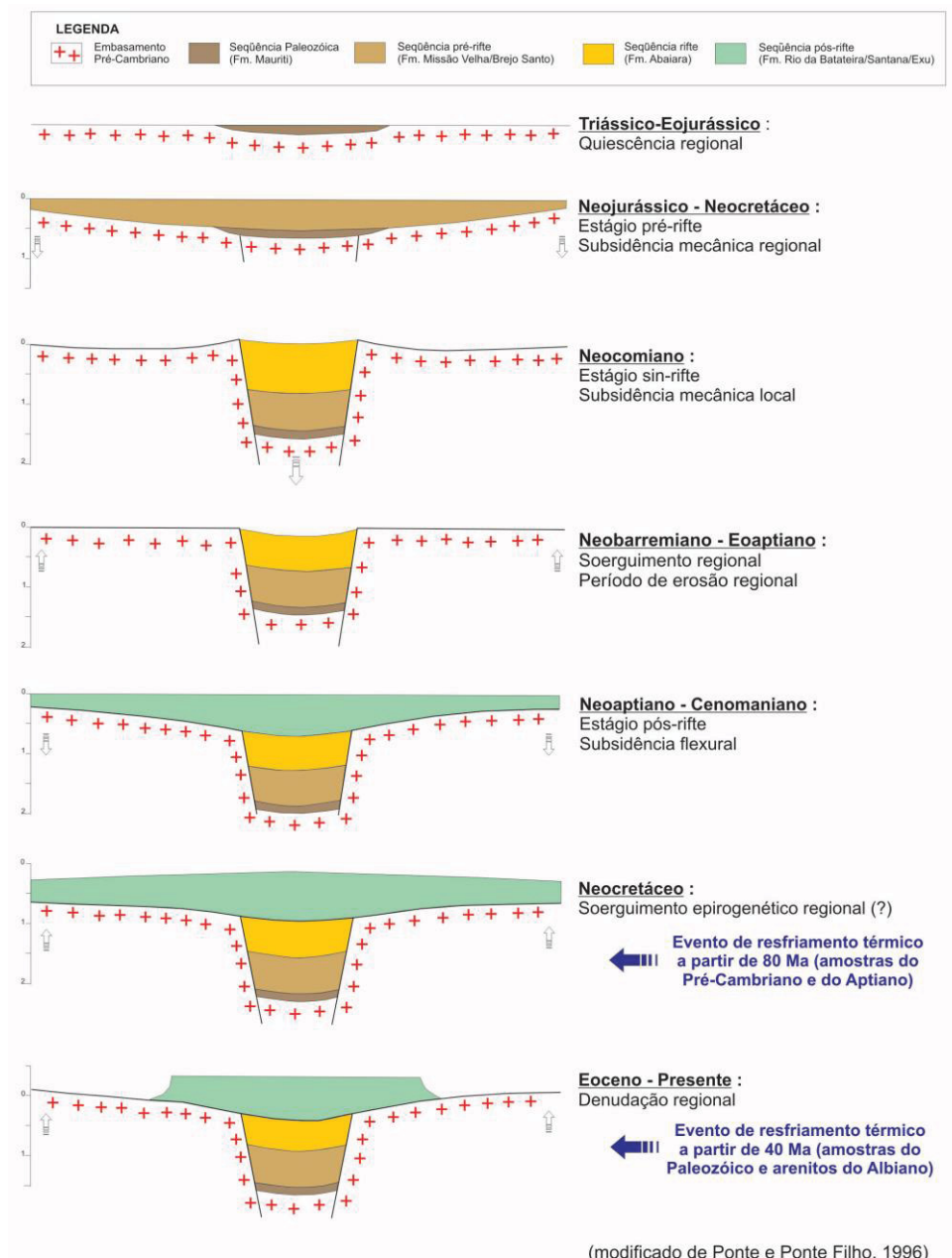
Segundo esses autores as causas do primeiro evento estão relacionadas a processos litosféricos pós-extensionais, possivelmente aumentado por *underplating* crustal magmático relacionado à atividade de uma pluma. Esses processos levaram a geração da topografia, que foi subsequentemente submetida a erosão, dados registrados por FT que tiveram início em algum momento entre 100 e 90 Ma.

Interpretações anteriores ligavam o segundo evento de resfriamento (20–0 Ma) com eventos térmicos relacionados ao período magmático cenozóico do Nordeste do Brasil. Estes autores sugerem que este evento está possível ligado as mudanças climáticas associadas a produção do manto de gelo da Antártica no Oligoceno, que foi um período em que houve modificação no clima, regiões que antes eram áridas passaram a ter climas propícios à produção de sedimentos clásticos. Os autores supõem que um aumento significativo nas chuvas no norte e leste do Brasil levou a erosão, que renovou e rejuvenesceu a topografia pré-existente (o restante da topografia gerada e apoiado por *underplating* magmático (Aptiano-Albiano) em todo o toda a região, incluindo a província da Borborema.

Morais Neto *et al.* (2009) ressaltam que a presença de calcários do Albiano inferior e Médio (Formação Santana) hoje em elevações de 700-800 m na Bacia do Araripe é evidência de incursões marinhas no interior do nordeste do Brasil nesta época, e que ainda considerando que a eustasia era mais elevada em comparação com o presente em cerca de 200 m no início do Cretáceo (p.exemp, BOND; KOMINZ, 1988), houve um soerguimento de 500-600 m da região da Província da Borborema algum tempo após o Albiano.

O modelo de evolução, proposto por Moraes Neto (2006), do relevo para a chapada do Araripe é ilustrado pela FIGURA 15.

FIGURA 15 - MODELO DE EVOLUÇÃO DO RELEVO PARA A CHAPADA DO ARARIPE



FONTE: Morais Neto (2006)

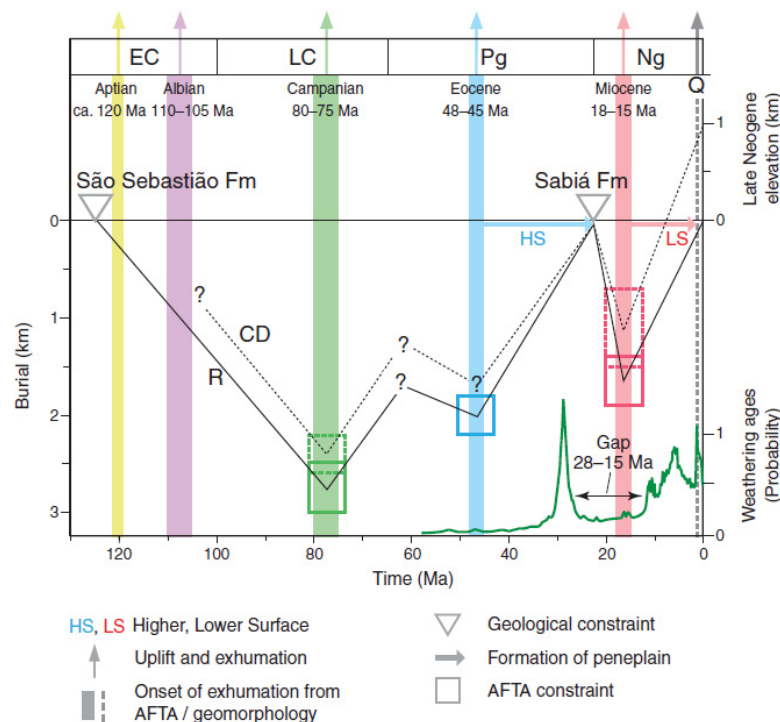
Bonow et al. (2009) sugerem que cerca de 2 Km de material foram removidos sobre a bacia do recôncavo. Para a região, os autores identificam duas superfícies de *low relief* principais, a primeira, chamada de *Lower surface* (LS) teria sido formada durante o neógeno e se apresenta em cotas próximas a 500m, e a segunda, chamada de *Higher Surface* (HS) teria sido formada durante o cenozóico /paleógeno e se apresenta em cotas próximas a 1200 m.

Japsen et al. (2012) citam que na literatura existem evidências de uma subsidência termal do Nordeste no pós-rifte (MCKENZIE, 1978; WHITE; MCKENZIE,

1988) e acrescentam que dados de AFT na chapada diamantina indicam que a superfície esfriou pelo menos 50° C desde o campaniano, sugerindo ao menos 1 km de material sedimentar que foi removido pós-cretáceo. Os autores citam 4 episódios de resfriamento iniciados a partir de 120 M.a. O primeiro entre 110-105 M.a (Cenomiano), segundo entre 80-75 M.a (Campaniano), terceiro entre 48 e 45 M.a (Eoceno) e o último entre 18 e 15 M.a (Mioceno).

Segundo os autores desde o primeiro evento, a região presenciou eventos de subsidência e exumação, a partir do campaniano dados da bacia do Jatobá indicam um soterramento na ordem de 2 km, que seria relacionado a um período no de profundo soerguimento e erosão, seguido de subsidência e enterramento. Durante o mioceno essa cobertura adicional estimada seria de cerca de 1,5 Km, representando a fase final do soerguimento e erosão então iniciado no campaniano (FIGURA 16).

FIGURA 16 - CICLOS DE ENTERRAMENTO E DENUDAÇÃO PARA A REGIÃO DA CHAPADA DIAMANTINA - BA



FONTE: Japsen et al. (2012)

Legenda¹: História de enterramento e exumação de rochas agora expostas nas superfícies superiores e inferiores dentro da área de estudo. CD - Embasamento na superfície superior (HS) na Chapada

¹Texto original em inglês: Burial and exhumation history of rocks now exposed on the higher and lower surfaces within the study area. CD—basement at the higher surface (HS) in Chapada Diamantina, shown by dashed line and boxes (cf. Figs. 1D and 1E). R—rift sediment close to the lower surface (LS)

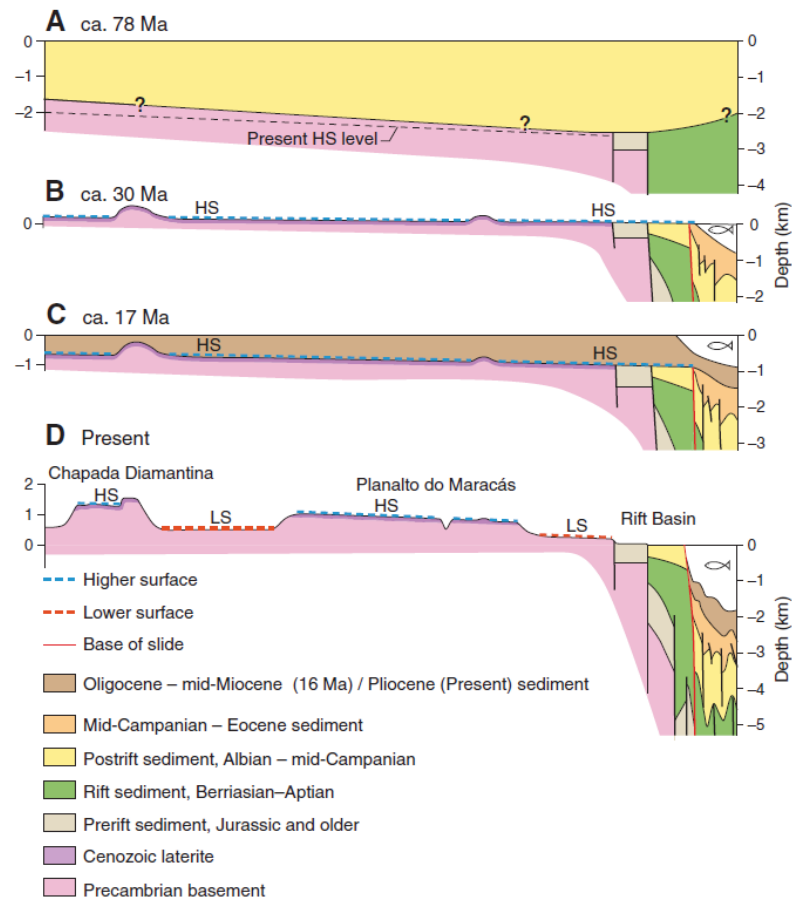
Diamantina, mostrado por linha tracejada e caixas. R - rift sedimento próximo à superfície inferior (LS) na Bacia do Recôncavo, mostrado por linha cheia e caixas. Curva verde - probabilidade relativa de idades de intemperismo no Planalto da Borborema (LIMA, 2008). As faixas coloridas mostram os tempos de início do resfriamento eventos definidos a partir da análise de trilha de fissão de apatita (AFTA) que são inferidos como devidos a episódios de soerguimento e exumação, e sua largura indica a incerteza no início do resfriamento. Momento do evento quaternário em ca. 2 Ma está de acordo com Bigarella (1975). O evento albian só é reconhecido em amostras a leste da fenda. CE — Cretáceo Inferior; LC— Cretáceo Superior; Pg - Paleógeno; Ng — Neogene; Q — Quaternário.

A bacia do Recôncavo estava, portanto, na superfície durante a transgressão do Mioceno no início, mas os dados de AFTA mostram que toda a sequência mais tarde foi enterrada abaixo de uma cobertura de ~ 1,5 Km de espessura, antes de Exumação miocena. Os autores então sugerem que a presente paisagem é resultado de múltiplos eventos de enterramento, soerguimento e exumação e propõem um modelo com 4 estágios (FIGURA 17):

- A. Após o rompimento no Cretáceo Inferior, a margem sofreu um enterramento em escala de quilômetros sob uma cobertura sedimentar, com máximo enterramento da sequência *sinrift* no campaniano (FIGURA 15A);
- B. fases de soerguimento do campaniano e eoceno que levou à remoção quase completa desses depósitos por erosão fluvial para o nível de base e para a formação de uma peneplanície (HS – superfície sul-americana) com uma superfície profundamente intemperizada (FIGURA 15B);
- C. subsidência Oligoceno-Mioceno do interior e da zona costeira levou ao enterro da HS (FIGURA 15C);
- D. A elevação e a erosão do Mioceno produziram um novo peneplano (a superfície inferior) pelo rio in sucessão abaixo do elevado e reexposto superior superfície. Uma pequena elevação no Quaternário levou a cisão abaixo da LS e para a formação da planície costeira (FIGURA 15D).

in the Recôncavo Basin, shown by full line and boxes (well B, Fig. 6C). Green curve—relative probability of weathering ages on the Borborema Plateau (Lima, 2008) (location on Fig. 1A). The colored bands show the times of onset of cooling events defined from apatite fission-track analysis (AFTA) that are inferred to be due to episodes of uplift and exhumation, and their width indicates the uncertainty in the onset of cooling. Timing of the Quaternary event at ca. 2 Ma is according to Bigarella (1975). The Albian event is only recognized in samples east of the rift. EC—Early Cretaceous; LC— Late Cretaceous; Pg—Paleogene; Ng—Neogene; Q—Quaternary.

FIGURA 17 - MODELO DE ENTERRAMENTO, SOERGIMENTO E EXUMAÇÃO



Fonte: JAPSEN et al. (2012)

Legenda²: História de enterramento e exumação ao longo de um perfil ao longo da Chapada Diamantina e da bacia rifte. (A) Ca. 78 Ma: sepultamento máximo durante o campaniano da sequência sinrift do cretáceo Inferior abaixo de uma cobertura do Cretáceo que muito provavelmente se estendeu sobre as terras altas do interior e para a bacia Sanfranciscana. (B) Ca. 30 Ma: Formação final da higher surface (HS) por erosão ao nível da base como uma peneplanície com perfis de intemperismo profundos e lateritas após as fases Campaniana e Eocena de soerguimento e erosão. O grande deslizamento offshore ocorreu após os eventos de elevação da Campânia e do Eoceno (Cobbold et al., 2010). (C) Ca. 17 Ma: sepultamento Oligoceno-Mioceno das terras altas do interior e da zona costeira. (D) Presente: reexposição da higher surface e formação da lower surface (LS) por incisão fluvial após soerguimento do Mioceno. A pequena elevação no Quaternário levou à incisão abaixo da lower surface e à formação da planície costeira.

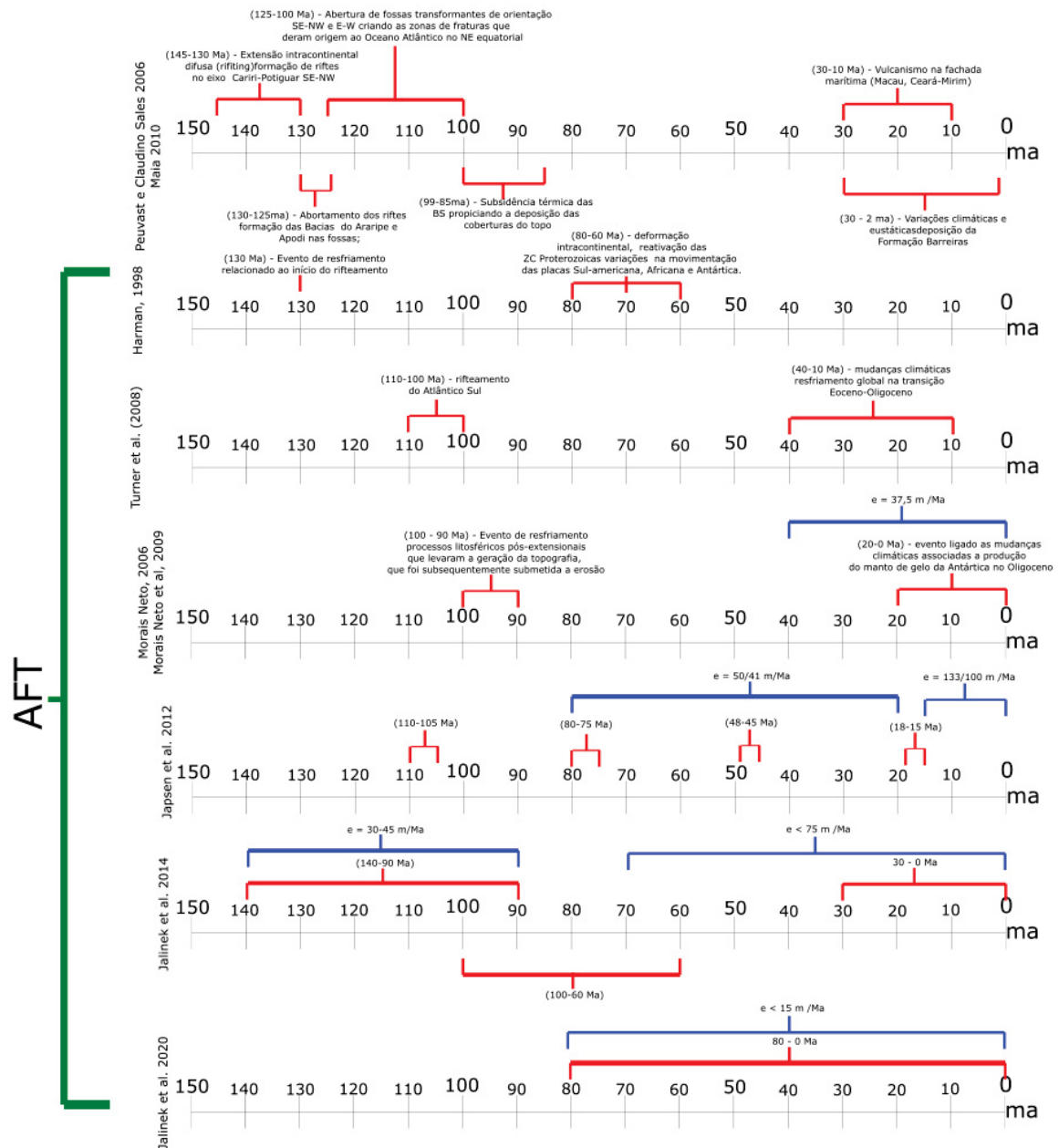
² Texto original em inglês: Burial and exhumation history along a profile across Chapada Diamantina and the rift basin, based on the topographic profile shown in Figure 1B and a geological cross section offshore (MENEZES; MILHOMEN, 2008). (A) Ca. 78 Ma: Campanian maximum burial of the Lower Cretaceous synrift sequence below a Cretaceous cover that most likely extended over the interior highlands and into the Sanfranciscana basin (see Fig. 1A). (B) Ca. 30 Ma: Final formation of the higher surface (HS) by erosion to base level as a peneplain with deep weathering profiles and laterites after Campanian and Eocene phases of uplift and erosion. Major sliding offshore took place after the Campanian and Eocene uplift events (Cobbold et al., 2010). (C) Ca. 17 Ma: Oligocene–Miocene burial of the interior highlands and of the coastal zone. (D) Present: re-exposure of the higher surface and formation of the lower surface (LS) by river incision after Miocene uplift. Minor uplift in the Quaternary led to incision below the lower surface and to formation of the coastal plain.

Jelinek et al. (2014) identificaram quatro fases regionalmente significativas de aceleração do resfriamento e denudação, que afetaram de forma variável diferentes partes da margem, sugerindo que a margem nordeste do Brasil tem sido repetidamente coberta por uma espessa sucessão sedimentar desde o seu rifteamento. A sedimentação paleogênica e subsequente erosão e soerguimento levaram ao estabelecimento de uma "superfície de aplainamento" de idade oligocênica inferida, representada pela Chapada Diamantina, Planaltos Conquista e Borborema.

O ciclo final de sedimentação e erosão, ocorreu, segundo esses autores durante o Neógeno e teria gerado a *Lower Surface*, supostamente miocena, representada pela superfície sertaneja, que teria sido elevada recentemente à sua presente elevação de algumas centenas de metros. Diferente de Japsen et al. 2012, os autores aqui inferem que a maior parte do material erodido da margem consistia em rochas do embasamento, em vez de uma hipotética cobertura sedimentar generalizada proveniente dos Planaltos Diamantina, Conquista e Borborema, que são considerados para formar a HS uma vez contínua, mas que registram claramente diferentes histórias de exumação.

Um breve resumo dos períodos de resfriamento encontrados nos trabalhos com AFT, bem como as taxas de erosão/denudação estimadas se encontra na FIGURA 18:

FIGURA 18 - SÍNTESE DOS TRABALHOS COM TERMOCRONOLOGIA PARA A REGIÃO



Os trabalhos supracitados acrescentam diversos dados a discussão sobre a evolução regional do relevo, porém, deixam algumas questões ainda responder, as principais dúvidas, sobretudo com relação ao modelo presente em Japsen et al. (2012), foram apontadas por Peulvast; Betard (2021) e são elas:

- (I) Qual deve ser a natureza e a origem da sobrecarga adicional inferida da análise AFT?

- (II) Como ~1000 m de sedimentos adicionais teriam sido fornecidos em uma paisagem que vários autores mostraram (MARTILL, 1993) ter permanecido cercada por colinas baixas?
- (III) A erosão do Planalto da Borborema, a leste (a área de origem segundo Assine, 1994), pode ter alimentado tal massa sedimentar em quantidades muito maiores do que os arenitos da formação Exu, em um período relativamente curto, entre o Cenomiano e o Campaniano (menos de 10 Ma), que é um período de sedimentação moderadamente alta na maioria das bacias do Brasil (MACGREGOR, 2013)?
- (IV) Como tais sedimentos, de natureza desconhecida (clástica ou marinha?), foram espalhados sobre a encosta posterior de uma margem passiva continental erguida, em vez de do que em seu lado oceânico (onde nenhum registro sedimentar foi detectado no mar)?
- (V) Quais poderiam ter sido os limites topográficos da bacia?
- (VI) Para onde iriam os resíduos gerados por pós-deposição decapagem da massa de sedimentos foram transportados durante as últimas Cenozóico?
- (VII) Como seria explicado a persistência do divisor da bacia hidrográfica próxima ao lineamento de Patos e a Chapada do Araripe entre o Jaguaribe e São Bacia do Francisco através de uma história tão complexa de sepultamento e exumação, o que teria criado uma organização do relevo e da drenagem?

Salienta-se que o presente trabalho não visa responder de maneira direta as questões acima citadas, mas, acrescentar novos dados, sejam eles oriundos de ferramentas geomorfométricas ou de mensuração de isótopos cosmogênicos *in situ* que possam contribuir nas discussões sobre esse complexo mosaico de processos que ao longo do tempo geológico atuaram na formação da paisagem local.

2.2 ISÓTOPOS COSMOGÊNICOS E DENUDAÇÃO DO RELEVO

A radiação cosmogênica foi descoberta em 1912 pelo físico austríaco Victor Hess, e desde então vem sendo objeto de diversos estudos principalmente em física de partículas. Em 1949 foi descoberto que as concentrações do isótopo ^{14}C poderiam ser mensuráveis através da relação entre a radiação cósmica e da atmosfera, a partir disso as possibilidades de aplicações nas ciências da terra começaram a ser exploradas.

Desde então, a aplicação de isótopos cosmogênicos em ciências da terra passou a se expandir. A base desses estudos é a produção *in situ* desses nuclídeos nos sólidos, a partir da radiação cósmica. (GOSSE; PHILLIPS, 2001; LAL, 1991).

Minerais expostos na superfície terrestre podem absorver radiação solar por meio de isótopos, e a medição nas suas quantidades permite determinar quanto tempo uma rocha ou sedimento foi exposto na superfície ou próximo dela e a que velocidade a erosão está agindo sobre este material.

Os estudos envolvendo mensuração das taxas de denudação no longo prazo por meio de isótopos cosmogênicos auxiliam na discussão de teorias de evolução do relevo. A partir de fins da década de 1980 e mais intensamente dos anos 2000, os progressos tecnológicos, sobretudo o desenvolvimento do acelerador de massa por espectrometria (*accelerator mass spectrometry* - AMS), possibilitaram um maior avanço nos estudos sobre a dinâmica natural de produção dos isótopos cosmogênicos, permitindo um rápido crescimento da aplicação dessa técnica nas Geociências.

Para que sejam aplicáveis em ciências da terra, Dunai (2010) cita que os nuclídeos devem responder a algumas condições específicas:

- i) Serem raros no material geológico e idealmente ocorrer em rochas apenas sendo produzido por radiação cosmogênica;
- ii) Radioativamente estável ou com longa meia-vida, a meia-vida deve ser de mesma ordem ou maior que a duração do processo investigado;
- iii) Interferências naturais podem ser removidas analiticamente;
- iv) Entendimento razoável dos mecanismos de produção do nuclídeo;
- v) Esforço analítico viável;
- vi) Nuclídeo deve ser produzido e retido em minerais razoavelmente comuns.

Desta forma, a lista de nuclídeos “uteis” se restringe a alguns gases nobres (^3He , ^{21}Ne , ^{22}Ne , ^{36}Ar , ^{38}Ar), Kr e Xe-isótopos e os radionuclídeos ^{10}Be , ^{14}C , ^{26}Al , ^{36}Cl , ^{41}Ca e ^{53}Mn . Desses nuclídeos, ^3He , ^{21}Ne , ^{22}Ne , ^{10}Be , ^{26}Al , e ^{36}Cl são rotineiramente usados em aplicações nas ciências da terra (DUNAI, 2010) (TABELA 1).

TABELA 1 - NUCLÍDEOS COSMOGÊNICOS PRODUZIDOS NA ATMOSFERA DA TERRA E SUAS MEIAS-VIDAS

Nuclídeos	Meia Vida (Anos)	Principais Alvos
^3H	12.3	O, Mg, Si, Fe (N, O)
^3He , ^4He	Stable	O, Mg, Si, Fe (N, O)
^{10}Be	1.4×10^6	O, Mg, Si, Fe (N, O)
^{14}C	5.7×10^3	O, Mg, Si, Fe (N)
^{20}Ne , ^{21}Ne , ^{22}Ne	Stable	Mg, Si, Fe
^{22}Na	2.6	Mg, Si, Fe (Ar)
^{26}Al	7.1×10^5	Si, Al, Fe (Ar)
^{32}Si	159	(Ar)
^{36}Cl	3.0×10^5	Ca, Fe, K, Cl (Ar)
^{39}Ar	269	Ca, Fe, K (Ar)
^{41}Ca	1.0×10^5	Ca, Fe (Kr)
^{53}Mn	3.7×10^6	Fe (Kr)
^{59}Ni	7.6×10^4	Ni, Fe (Kr)
^{60}Fe	1.5×10^6	Ni (Kr)
^{81}Kr	2.3×10^5	Rb, Sr, Zr (Kr)
^{129}I	1.6×10^7	Te, Ba, La, Ce (Xe)

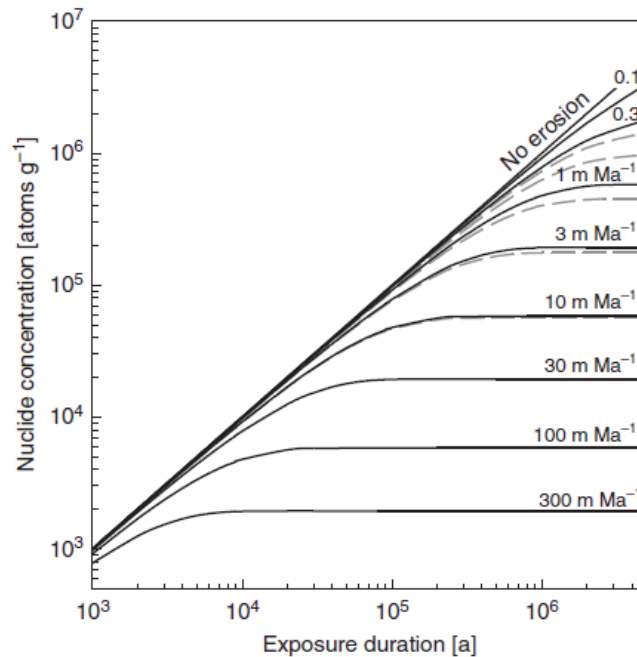
FONTE: Schaefer et al. (2022)

Existem três formas de medir a taxa de produção de um nuclídeo: a partir de princípios físicos, por experimentos de irradiação e por calibração geológica (DUNAI, 2010). A forma mais usada é a partir da calibração geológica, onde a taxa de produção cosmogênica dos nuclídeos é calculada a partir das concentrações medidas em uma amostra, dividida pela idade determinada de maneira independente da superfície. Essa taxa de produção é comumente normalizada pelo nível do mar em altas latitudes (*Sea-level high latitude SLHL*) (DUNAI, 2000).

Os fatores de escala (altitude e latitude) são a forma de traduzir as taxas de produção local derivadas de calibração geológica para qualquer outro ponto onde os nuclídeos cosmogênicos sejam aplicados para abordar questões geológicas (DUNAI, 2010).

A produção dos isótopos cosmogênicos é função de duas independentes variáveis, tempo de exposição e taxa de denudação. Em situações em que a taxa de erosão é conhecida e pode ser interpretada como constante ao longo do tempo, a duração de exposição de uma amostra pode ser calculada, do contrário, apenas uma idade de exposição mínima pode ser determinada (LAL, 1991, DUNAI, 2010) (FIGURA 19).

FIGURA 19 - PLOT CONCENTRAÇÃO X DURAÇÃO DE EXPOSIÇÃO (NUCLÍDEO ÚNICO)



FONTE: Dunai (2010)

A disponibilidade de diversos nuclídeos (³He, ¹⁰Be, ¹⁴C, ²¹Ne, ²⁶Al e ³⁶Cl) (Tabela 1) e as suas diferenciações como meia vida e minerais nos quais estão presentes, possibilita uma grande ferramenta para estudos geomorfológicos (FIGURA 20) (IVY-OCHS; KOBER, 2008).

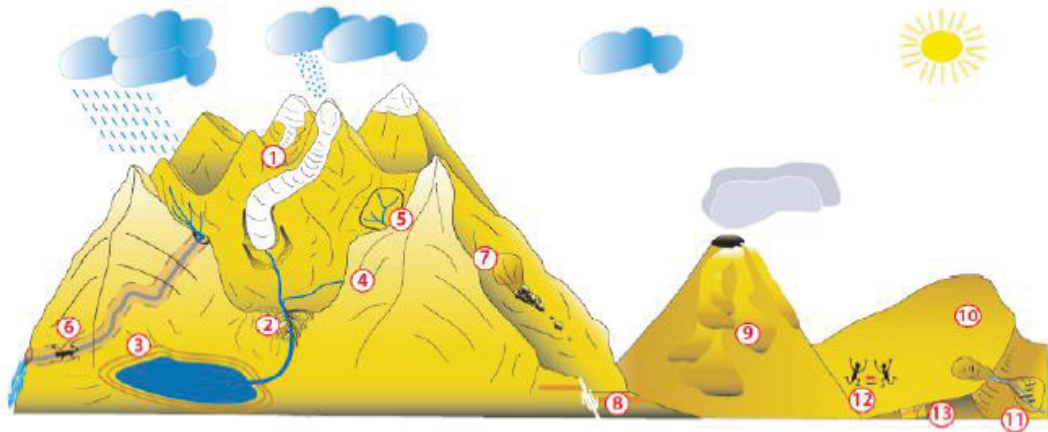
Desta forma, essas técnicas surgem como uma forma de encontrar soluções geocronológicas antes não possíveis, tanto em termos de períodos abordados como em termos de variedade de minerais possíveis de serem usados (COCKBURN; SUMMERFIELD, 2004).

Os trabalhos utilizando isótopos cosmogênicos e que mensuram taxas de denudação do relevo são empregados a fim de comparar a evolução do relevo em diferentes situações, e buscam, verificar situações em que distintas variáveis como declividade, litologia, movimentos de massa, poder erosivo dos canais interferem nas taxas de denudação do relevo.

Em geomorfologia, a utilização de isótopos cosmogênicos surgiu como uma técnica de enorme valor (FIGURA 19), podendo ser empregada na obtenção de informações sobre idades de eventos geomorfológicos. As taxas de denudação podem remeter a acontecimentos específicos que variam entre milhares e milhões de anos, tendo como uma de suas principais vantagens, oferecer informações ao longo

de intervalos, possibilitando associar as taxas a variações climáticas ou eventos geológicos de alta intensidade. (COCKBURN; SUMMERFIELD, 2004).

FIGURA 20 - DIVERSAS APLICAÇÕES DOS ISÓTOPOS COSMOGÊNICOS



FONTE: Ivy-Ochs; Kober, (2008) adaptado por Gomes (2016)

Legenda: (1) cronologia glacial; (2) cronologia fluvial; (3) cronologia de linhas de costa; (4) taxas de erosão de encosta; (5) taxa de denudação média em bacias hidrográficas; (6) cronologia de soterramento; (7) cronologia de escorregamentos; (8) cronologia de escarpas de fala; (9) cronologia de erupções vulcânicas; (10) cronologia de desertos; (11) cronologia de leques aluviais; (12) arqueologia e (13) cronologia pedológica.

Diversos nuclídeos cosmogênicos são empregados em geociências como: ^3He , ^{10}Be , ^{14}C , ^{21}Ne , ^{26}Al e ^{36}Cl , as diferentes escolhas se dão principalmente pela meia-vida dos isótopos (FIGURA 20), os minerais nos quais são encontrados e a forma de mensuração (SIAME et al, 2001; COCKBURN e SUMMERFIELD, 2004).

Dentre os nuclídeos, um dos mais utilizados é o ^{10}Be é produzido principalmente nos primeiros metros da superfície e sua concentração é consequência da exposição do mineral aos raios cósmicos, a mensuração das suas taxas é feita para estimar a taxa erosiva do local, tendo esse isótopo um tempo de vida de até 1,387 milhão de anos (KORSCHINEK et al. 2010). (LAL, 1991; SIAME et al., 2000).

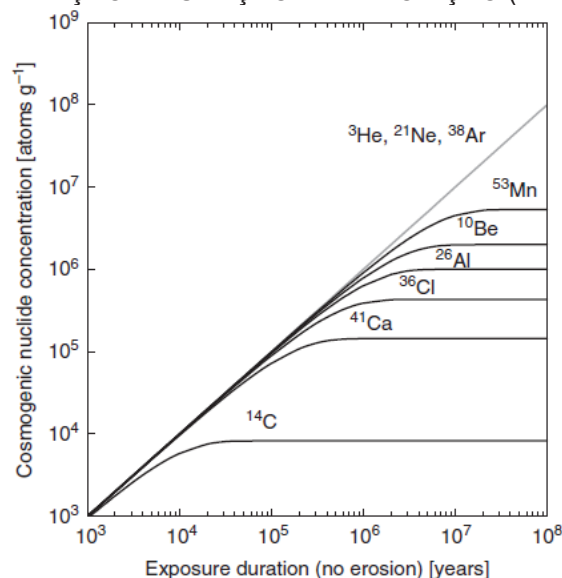
O ^{10}Be é amplamente utilizado por apresentar uma meia vida compatível com diversos acontecimentos geológicos/geomorfológicos e estar presente em um mineral que é abundante na superfície terrestre.

Na escala da bacia hidrográfica, a comparação entre duas variedades do isótopo cosmogênico ^{10}Be (*in situ* e atmosférico) de origens diferentes, permite a mensuração dos processos de alteração (intemperismo) e de erosão mecânica (VON

BLANCKENBURG et al., 2012), e a relação existente entre a intensidade de formação das erosões e dos solos.

A superfície terrestre apresenta concentrações de ^{10}Be produzidos in situ desde a primeira exposição aos raios cósmicos, que evoluem em função do tempo de exposição (t) e profundidade (x). A equação da evolução da concentração apresenta três variáveis desconhecidas: (i) a concentração inicial de ^{10}Be (C_0) na superfície, (ii) a taxa de denudação (ϵ em $\text{g.cm}^{-2}.\text{ano}^{-1}$) e o tempo de exposição (t). A concentração do ^{10}Be aumenta com o tempo até alcançar um estado estacionário (FIGURA 21) com equilíbrio entre produção e a perda por erosão (LAL, 1991; SIAME; BRAUCHER; BOURLÈS, 2000).

FIGURA 21 - CONCENTRAÇÃO X DURAÇÃO DE EXPOSIÇÃO (DIFERENTES NUCLÍDEOS)



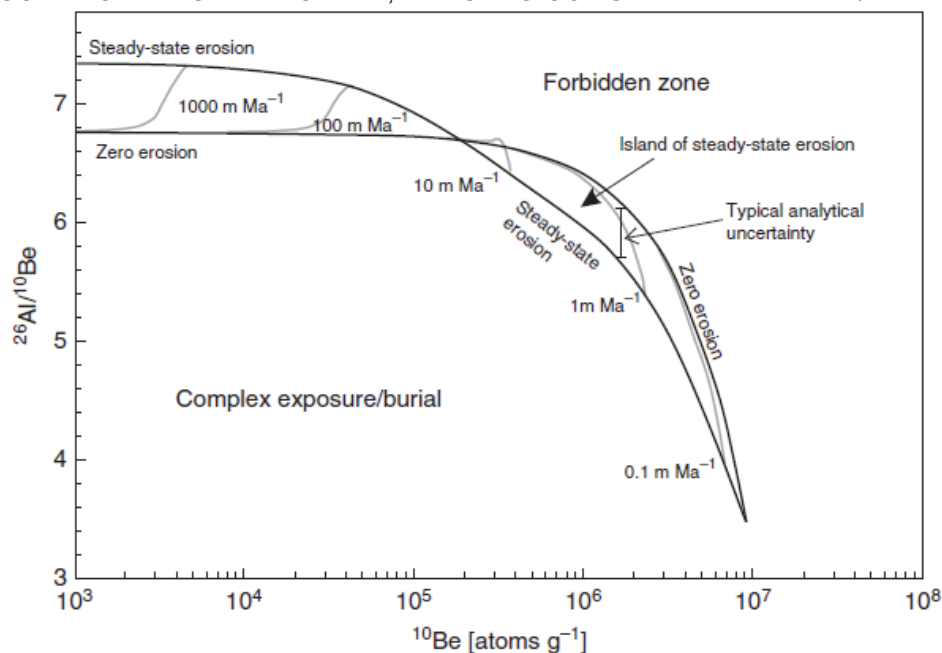
FONTE: Dunai (2010)

Von Blanckenburg (2005) afirma que a técnica permite a mensuração da denudação total, que significa a remoção física e química do solo ou de rochas da superfície. Os isótopos cosmogênicos já foram aplicados com sucesso desde pequenas ($0,2 \text{ km}^2$) até grandes bacias hidrográficas (35.000 km^2) (KIRCHNER et al., 2001).

O uso de mais de um nuclídeo na mesma amostra pode ser uma importante ferramenta na resposta de problemas geomorfológicos complexos (histórias de enterramento e exumação onde a amostra passou períodos recoberta, sistemas carsticos, por exemplo), além de trazer uma maior robustez (possibilidade de

comparação de dados, utilização de um isótopo para datação e outro para mensuração de taxa de denudação, por exemplo) para as conclusões obtidas por meio da mensuração das concentrações dos isótopos. Dentre os isótopos que são comumente usados em par estão o $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$, $^{36}\text{Cl}/^{10}\text{Be}$, $^{14}\text{C}/^{10}\text{Be}$, $^{10}\text{Be}/^{21}\text{Ne}$ (FIGURA 22).

FIGURA 22 - BANANA PLOT USADO PARA ILUSTRAR A RELAÇÃO ENTRE CONCENTRAÇÃO DE DOIS NUCLÍDEOS EM UMA AMOSTRA, APLICADO COMUMENTE PARA $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ E $^{10}\text{Be}/^{21}\text{Ne}$

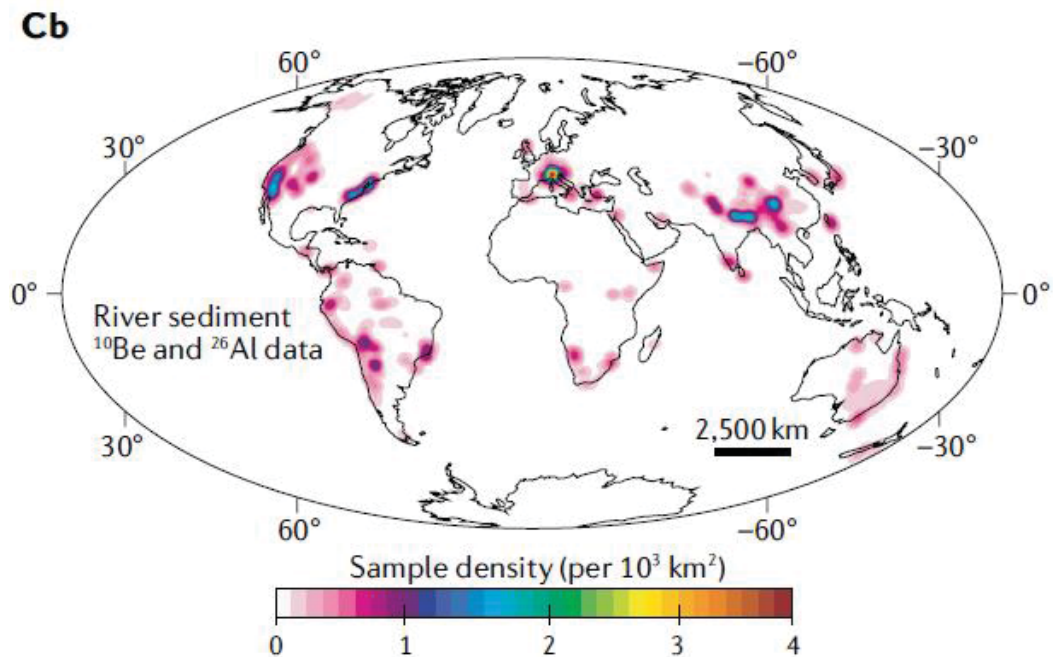


FONTE: Dunai (2010)

As taxas de denudação mensuradas sobretudo através do isótopo ^{10}Be ao redor do mundo (FIGURA 22) mostram uma grande variação, de 0,1 m/Ma até 10.000 m/Ma, também mostram uma forte diferença entre ambientes tectonicamente ativos e passivos (KREEMER et al, 2014). Por sua vez enquanto a média global de taxa de erosão é de 12,4 m/Ma ($n = 1025$) em ambientes passivos e de 136 m/Ma ($n = 2263$) em ambientes tectonicamente ativos (CODILEAN et al. 2021).

Apesar de mostrar uma relativa cobertura ao longo de todos os continentes, os dados da figura 23 destacam que a maioria dos estudos se concentrou em terrenos montanhosos do hemisfério norte, com grandes partes de continentes como África e Ásia sem dados, além da porção nordeste do continente sul americano (SCHAEFER et al. 2022).

FIGURA 23 - MAPA COM A DISTRIBUIÇÃO DAS AMOSTRAS DE ^{10}Be E ^{26}Al EM BACIAS HIDROGRÁFICAS

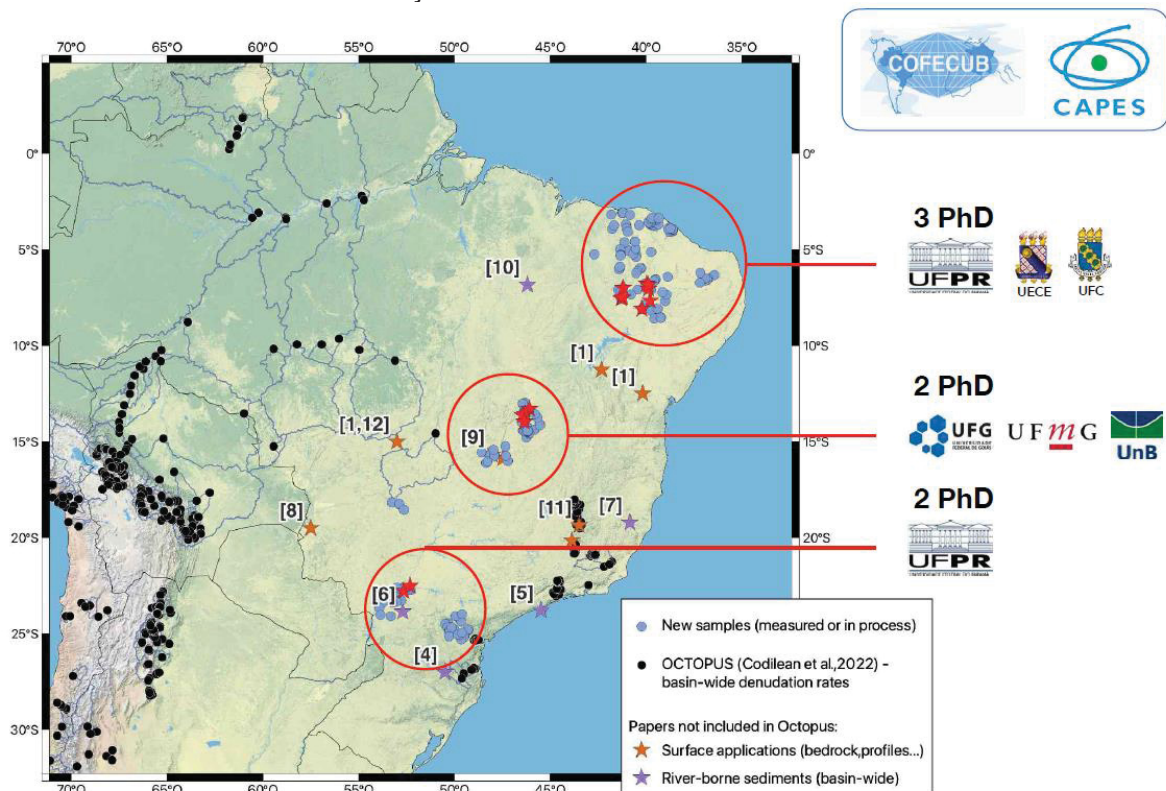


FONTE: Schaefer et al. (2022)

2.2.1 Aplicação dos isótopos cosmogênicos no Brasil

No contexto dos estudos sobre transformação da paisagem o Brasil apresenta as ótimas condições, no que se refere a ação de processos naturais e/ou antrópicos. Localizado em uma porção antiga e relativamente estável da placa sul-americana, o Brasil apresenta uma variedade de unidades morfoestruturais (tectônicas) que registram a sua longa permanência nos supercontinentes Pangea e Gondwana e o seu posterior deslocamento a partir do início do Cretáceo. As unidades geológicas formadas durante todo este período, deixaram expressões distintas na paisagem na forma de crátons, bacias sedimentares e sistemas orogênicos, sobrepostas as fases tectônicas mais recentes.

Os estudos envolvendo a mensuração de taxas de denudação no Brasil ganharam força na passagem do século, porém, há uma grande concentração dos trabalhos principalmente nas regiões sul e sudeste, ainda, deixando diversas regiões com paisagens heterogeneas em que esses estudos podem ser aplicados (FIGURA 24).

FIGURA 24 - LOCALIZAÇÃO DOS ESTUDOS UTILIZANDO BE¹⁰ NO BRASIL

Elaboração: Siame (2023).

Braucher et al. (1998) foram os primeiros a aplicar as técnicas de mensuração de isótopos no Brasil, os autores mediram as concentrações de ¹⁰Be em veios de quartzo em Gentio do Ouro e Itaberaba (BA) e em Cuiabá (MT) e obtiveram taxas de erosão médias entre 2,5 m/Ma (Gentio do Ouro) e 9,0 m/Ma (Itaberaba) e ainda, sugeriram que as linhas de pedra (*Stone-lines*) identificadas em Cuiabá estariam associadas a eventos rápidos ocorridos a 500 mil anos. Braucher et al. (2004) estudaram a formação das linhas de pedra no Distrito Federal por meio da concentração *in-situ* de ¹⁰Be.

Salgado et al. (2006; 2007) mensuraram taxas de denudação na região do quadrilátero ferrífero, Salgado et al. (2007) trabalharam em distintos substratos (xistos-filitos e granito-gnaisses) indicaram que a erosão tende a ser mais agressiva próximo as cabeceiras, enquanto Salgado et al. (2006; 2008) indicaram uma relação entre o substrato e as taxas de denudação, com taxas mais elevadas em mármore, medianas em filitos, granitos, gnaisses e migmatitos e baixas em quartzitos e itabiritos. Também na região do quadrilátero ferrífero Varajão et al (2009) mensuraram a concentração de ¹⁰Be em veios de quartzo e estimaram 7 m/Ma de taxa de erosão.

Wittmann et al. (2011) mensuraram as concentrações dos isótopos ^{26}Al e ^{10}Be em sedimentos detríticos em rios amazônicos que drenam as bacias Andina, da Guiana e o escudo brasileiro. Através da razão $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ os autores concluíram que a incorporação de sedimentos antigos, que já passaram por processos de enterramento, com sedimentos recentes derivados dos andes significam que a Amazônia passa recorrentemente por processos de avulsão, que fazem com que sedimentos antigos aflorem e se misturem aos sedimentos mais recentes.

Cherem et al. (2012) estudaram a evolução de dois escarpamentos que separam as bacias do rio Doce, Parnaíba e São Francisco. Segundo os autores as taxas de denudação medidas variam entre $8,77 \pm 2,78$ m/Ma e $21,22 \pm 4,24$ m/Ma e apresentam controle positivo nos atributos relevo e declividade. Por meio dos resultados obtidos os autores indicaram que a bacia do Rio São Francisco está perdendo área para a bacia do Rio Doce, que, por sua vez, está perdendo área para a bacia do Rio Parnaíba do Sul.

Barreto et al., (2013) investigaram as taxas de denudação em vertentes da bacia do rio Doce e da bacia do rio São Francisco na serra do espinhaço em Minas Gerais. Os autores estimaram taxas de denudação entre $3,65 \pm 0,91$ m/Ma e $4,91 \pm 1,01$ m/Ma, não foram encontradas correlações com os parâmetros geomórficos como área, elevação máxima, relevo e declividade e ainda, segundo os autores os valores indicam que a paisagem regional evolui lentamente e é fortemente controlada por litologia resistente, com taxas erosivas semelhantes nas três bacias estudadas.

Rezende et al. (2013) e Salgado *et al.* (2016) mensuraram as taxas de denudação por meio do ^{10}Be em bacias hidrográficas localizadas na serra da Mantiqueira e na serra do mar, no sudeste do país. Os autores encontraram taxas médias de 17,39 m/Ma e 12,24 m/Ma na serra da Mantiqueira (REZENDE *et al.* 2013) e de 37,1 m/Ma na serra do Mar (SALGADO *et al.* 2016). Segundo os autores existe uma correlação entre amplitude de relevo e declividade e as taxas. O fator litológico também se mostrou importante, tendo nos granitos (mais resistentes) as menores taxas mensuradas.

Pupim et al. (2015) mensuraram taxas de denudação por meio do ^{10}Be em bacias hidrográficas em região de baixas altitudes e pouca variação de relevo na bacia do alto Paraguai no centro-oeste do Brasil, os autores encontraram uma taxa média de 10 m/Ma. Os autores identificaram taxas extremamente baixas ao redor do

recobrimento laterítico e indicam que o recobrimento resistente do material é fator chave na manutenção das superfícies de *lowrelief* locais.

Gonzales et al. (2016) trabalharam em bacias hidrográficas nos estados de Santa Catarina e Rio de Janeiro. Os autores identificaram taxa de denudação média de 32 m/Ma e encontraram relação positiva entre declividade média, precipitação média anual e as taxas de denudação.

Varajão et al. (2018) mediram a concentração de ^{10}Be em sedimentos fluviais no maciço de pancas (ES) e identificaram taxas de erosão médias entre $6,13 \pm 0,46$ m/Ma e $6,86 \pm 0,48$ m/Ma e atribuíram as baixas taxas de denudação a resistência dos sienogranitos locais, ricos em quartzo.

Couto et al. (2018) verificaram a relação entre as mudanças no nível de base nas taxas de denudação na área de confluência entre as bacias do Ivaí e Paraná (PR). Os autores identificaram taxas médias de $10,9 \pm 2,7$ m/Ma e $6,4 \pm 1,3$ m/Ma e concluíram que as mudanças no nível de base levaram a aprofundamento dos vales e consequente rejuvenescimento dos tributários a partir de erosão regressiva.

Sordi et al. (2018) estudaram a evolução da margem passiva no tríplice divisor (Iguaçu, Uruguai e Itajaí-Açu) em Santa Catarina com o objetivo de compreender a evolução quaternária da área da Serra Geral. Os autores identificaram taxas médias de $3,1 \pm 0,2$ m/Ma e $6,5 \pm 0,4$ m/Ma para a área do planalto contra $46,8 \pm 3,6$ m/Ma para o escarpamento. Segundo os autores as taxas são explicadas pelo controle exercido pelo nível de base, características de relevo e contexto geológico e indicam um avanço do divisor da área do escarpamento em direção ao planalto.

Souza et al. (2019) mediram as concentrações de ^{10}Be em sedimentos de bacias em diferentes contextos (escarpa, baixo relevo e grande altitude e topografia mista) na serra da Mantiqueira e na serra do mar. Os autores encontraram médias de 18-54 m/Ma na serra do mar e 7 – 24 m/Ma na serra da Mantiqueira. Os autores encontraram relação com as taxas de denudação e a temperatura/precipitação e com o Ksn, indicando que a dinâmica fluvial e os processos de erosão de encosta se combinam para manter o alto relevo.

Peifer et al. (2021) indicaram correlação positiva entre as taxas de denudação medidas e a erodibilidade das rochas no quadrilátero ferrífero. Os autores ainda indicaram que para a área de estudo as taxas médias de denudação da bacia estão negativamente correlacionadas com os valores médios de relevo, Ksn e média anual de precipitação.

Barreto et al. (2022) apresentaram um cenário alternativo para a evolução de *tablelands* na porção leste da Amazônia a partir de processos cársticos. Os autores mensuraram as concentrações de ^{26}Al e ^{10}Be em sedimentos fluviais.

Gomes et al. (2022) indicaram que os processos de fluxo de detritos (*debris flow*) são os principais mecanismos de erosão na região do escarpamento da serra do mar. As taxas de denudação medidas pelos autores variaram entre $10,9 \pm 1,7$ a $35,2 \pm 1,4$ m/Ma, com média de 25 m/Ma.

Analisando por províncias estruturais (ALMEIDA *et al.* 1977) as taxas de denudação descritas nesse trabalho são menores em média que as medidas para as províncias Mantiqueira (SALGADO et al, 2014; MARENT et al., 2018; VARAJÃO et al., 2018; SOUZA et al; 2019; GOMES et al., 2022), Tocantins (BRAUCHER et al., 1998; REZENDE et al., 2013; PUPIM et al., 2015; SALGADO et al., 2016; SOUZA et al., 2019) e Paraná (COUTO et al., 2018; SORDI et al., 2018) e maiores somente que as medidas na província São Francisco (BRAUCHER et al., 1998; BRAUCHER et al., 2004; SALGADO et al., 2006; SALGADO et al., 2007; SALGADO et al., 2008; VARAJÃO et al., 2009 ; BARRETO et al., 2013).

Este trabalho é um dos primeiros com taxas de denudação por ^{10}Be na província Borborema, no âmbito do projeto CAPES-COFECUB outros trabalhos vêm sendo realizados para outras paisagens na área como os ambientes graníticos e o planalto da Ibiapaba.

3. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Neste capítulo serão apresentados os procedimentos metodológicos divididos dois subgrupos: o primeiro aborda as técnicas aplicadas para a extração das métricas de relevo em ambiente SIG, *Python* e *R* e o segundo, os mecanismos utilizados na quantificação dos isótopos cosmogênicos em sedimentos fluviais e rochas *in situ*.

3.1 APLICAÇÃO DAS MÉTRICAS DE RELEVO

Inicialmente, foi realizada a aquisição do Modelo Digital do Terreno (MDT) disponibilizado a partir do projeto FABDEM (floresta e edifícios removidos do *Copernicus* DEM). O modelo foi elaborado tomando por base o MDT global *Copernicus*, com 30 metros de resolução espacial. Os dados estão disponíveis com grade de 1 segundo de arco (aproximadamente 30m no equador) para o globo (HAWKER et al. 2022).

O MDT foi submetido a um filtro para corrigir possíveis ruídos existentes. Foi aplicado o algoritmo *fill* no software *ArcMap* 10.3, a ferramenta remove variações ao longo dos pixels que podem influenciar em extrações posteriores feitas sobre o MDT. Essa remoção é importante sobretudo para uma maior consistência nas etapas de extração da rede de drenagem, em testes, em MDT sem a aplicação dos filtros, a rede de drenagem apresentava uma quantidade de ruídos elevada, que acarretava problemas na extração das bacias de drenagem (FIGURA 25).

FIGURA 25 - FUNCIONAMENTO DA FERRAMENTA *FILL*



Fonte: <https://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/how-fill-works.htm>
 Legenda: A esquerda remoção de picos e a direita de buracos no MDT.

Após a aquisição e filtragem do MDT foi extraída a rede de drenagem, para essa etapa foram utilizadas as ferramentas disponibilizadas no site <https://topotoolbox.wordpress.com/> (SCHWANGHART, W., KUHN, N. J., 2010; SCHWANGHART, W., SCHERLER, D., 2014).

Foram realizados diversos testes buscando aumentar a precisão das drenagens extraídas (quantidade de segmentos que eram passíveis de serem verificados seja por imagens de satélite seja por bases já existentes). Nos testes foram utilizados três valores para a área de contribuição, 1.000, 5.000 e 10.000 pixels. Houve uma variação significativa tanto na quantidade de drenagens extraídas quanto no comprimento total dos segmentos para cada ordem de drenagem.

Durante os testes foi constatado que utilizando áreas de contribuição de 1.000 e 5.000 pixels a quantidade de segmentos de drenagem projetados sobre o topo da chapada do Araripe não condizia com os segmentos verificados nas imagens de satélite e durante os trabalhos de campo.

Desta forma, entendeu-se que com áreas de contribuição menores que 10.000 pixels a quantidade de canais inexistentes era demasiadamente alta, e, levando em consideração que a área de estudo está inserida em um ambiente semiárido foi utilizado o valor de 10.000 pixels

3.1.1 Extração da rede de drenagem e os Índices chi e de inclinação normalizado do canal (K_{sn})

O perfil longitudinal de um rio é um gráfico contendo os valores de altura e de distância entre a nascente e a foz de determinado canal. Segundo Steveaux e Latrubesse (2017, p.162) "O perfil longitudinal reflete o estado de equilíbrio ou de desequilíbrio do canal com suas variáveis determinantes".

A importância da rede de drenagem na evolução das paisagens é marcante, desta forma, distintos modelos são utilizados para explicar e descrever essa relação. Dentre eles, o modelo *stream power* de incisão fluvial vem sendo amplamente empregado e descreve que a variação em elevação ao longo do tempo em um canal é uma função da taxa de soerguimento subtraída pelo coeficiente de erodibilidade (PERRON, ROYDEN, 2012) (Equação 1):

$$\frac{\delta z}{\delta t} = U(x, t) - K(x, t)A(x, t)^m \left| \frac{\delta z}{\delta x} \right|^n$$

(1)

Onde z é a elevação, t é o tempo, x é a distância horizontal a montante, U é a taxa de soerguimento de rocha em relação a uma elevação de referência, K é o coeficiente de erodibilidade, A é a área de drenagem, e m e n são constantes.

Se a equação do modelo *stream power* (Equação 1) for usada para descrever a evolução do perfil de um rio, é comum assumir um estado estacionário onde ($\delta z/\delta t = 0$) e U e K são uniformes, desta forma resolvendo a equação 1 (Equação 2):

$$\left| \frac{\delta z}{\delta t} \right| = \left(\frac{U}{K} \right)^{\frac{1}{n}} A(x)^{-\frac{m}{n}}$$

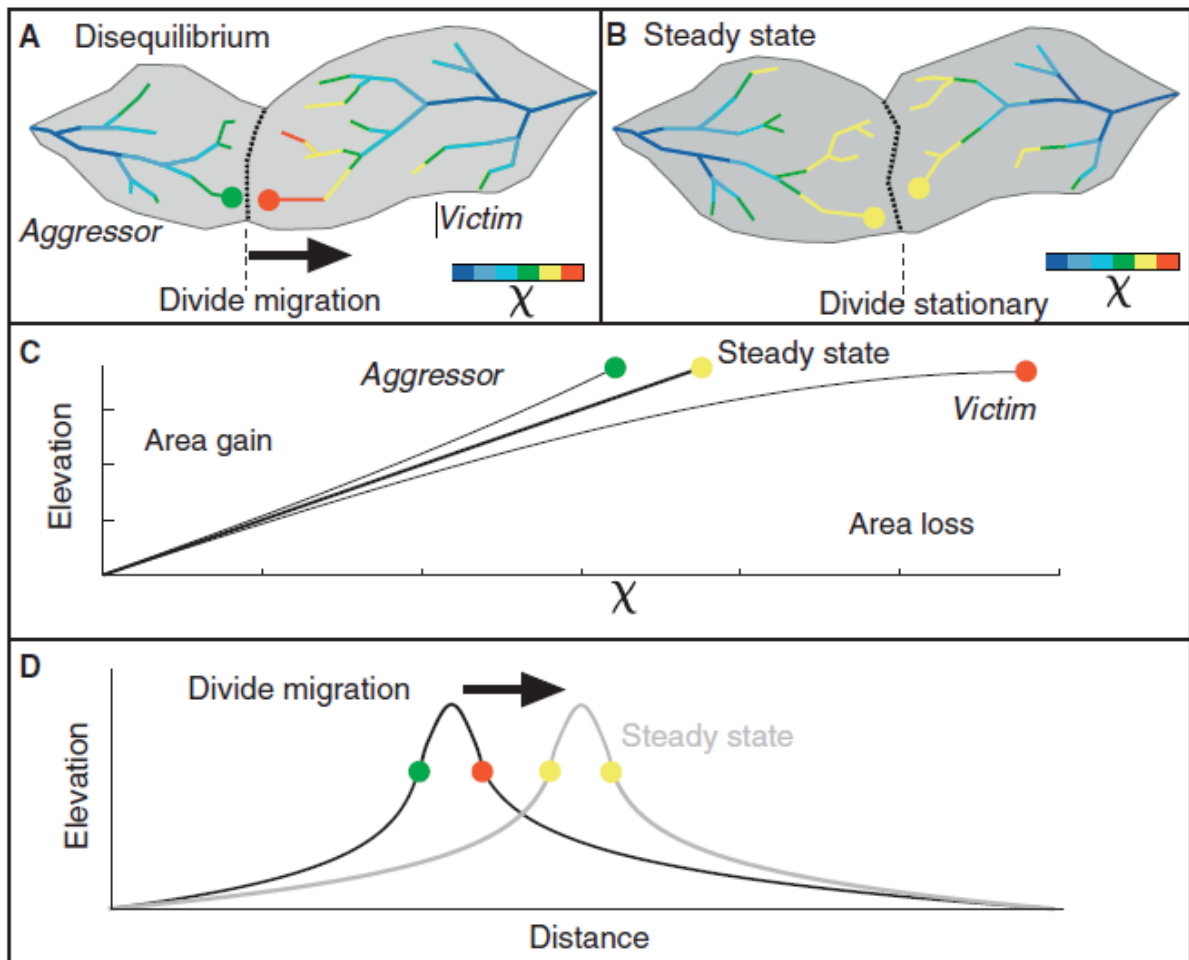
(2)

A equação 2 prevê uma relação da lei do *stream power* entre declive e área de drenagem (PERRON, ROYDEN, 2012). Desvios de uma relação declividade-área da lei de potência podem ser evidências de evolução transitória do perfil do rio, variações na erodibilidade do leito rochoso ou transições para outros mecanismos dominantes de erosão e transporte (WHIPPLE; TUCKER, 1999; WHIPPLE; TUCKER, 2002; STOCK et al., 2005; PERRON; ROYDEN, 2012).

Nas medidas de chi, se todos os exutórios tiverem a mesma elevação os valores de *chi* devem ser aproximadamente os mesmos em ambos os lados dos divisores de drenagem caso seja uma situação de estado estacionário.

Caso existam indicativos de reorganização da rede de drenagem, os valores mensurados do índice chi serão diferentes para os lados do divisor. Deve-se esperar que os divisores migrem das bacias com valores de *chi* mais baixos (agressores) para aquelas com valores de *chi* mais altos (vítimas) (FIGURA 26).

FIGURA 26 – BACIAS HIDROGRÁFICAS E PERFIS EM EQUILÍBRIO E DESEQUILÍBRIO. (A) UM ESTADO DE DESEQUILÍBRIO. (B) ESTADO ESTACIONÁRIO. (C) GRÁFICO DE ELEVAÇÃO E χ MOSTRANDO OS CANAIS AGRESSORES, EM ESTADO DE EQUILÍBRIO E VITIMAS. (D) ESQUEMA DA ORGANIZAÇÃO DOS CANAIS E MOVIMENTAÇÃO DOS DIVISORES



FONTE: Wilett et al (2014)

Para a execução do índice chi foram utilizadas as ferramentas contidas no pacote *topotoolbox*. Como citado anteriormente, o índice se baseia na lei *stream power*. Uma forma simplificada de ilustrar a equação 1:

$$\frac{\delta z}{\delta t} = U - kA^m S^n$$

(3)

Qualquer alteração no valor de elevação (z) ao longo do tempo (t) seria então causada por um desequilíbrio entre soerguimento e incisão. Se ambos os processos estiverem equilibrados, não há mudança na elevação. Então se tem um estado de equilíbrio dinâmico ou estado estacionário:

$$U - kA^m S^n = 0$$

(4)

Desta forma, é possível reorganizar a Equação 4 e resolver para $S=dz/dx$ onde x é a distância do fluxo medida a partir do exutório. Neste momento, a área de contribuição é uma função de x (U e k são considerados espacialmente uniformes).

$$\frac{\delta z}{\delta x} = \left(\frac{U}{kA(x)^m} \right)^{\frac{1}{n}}$$

(5)

Assim é possível obter a integral de (dz/dx) em relação a x a partir de um nível de base $z(x_0)$ (exutório). Para que todas as unidades estejam na mesma ordem também é inserida uma área de referência A_0 .

$$\int \frac{\delta z}{\delta x} \delta x = z(x_0) + \left(\frac{U}{kA_0^m} \right)^{\frac{1}{n}} \int \frac{A_0^{\frac{m}{n}}}{A(x)^{\frac{m}{n}}} \delta x$$

(6)

Substituindo a integral da esquerda por z e a integral da direita por:

$$x = \int \frac{A_0^{\frac{m}{n}}}{A(x)^{\frac{m}{n}}} \delta x$$

(7)

Por fim é possível reescrever esta equação como uma função de uma reta:

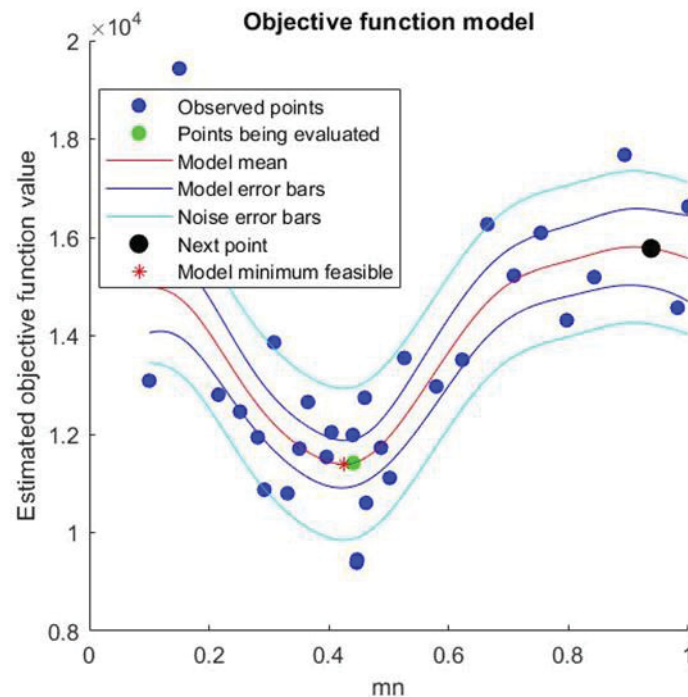
$$z = z(x_0) + \left(\frac{U}{kA_n^m} \right)^{\frac{1}{n}} x$$

(8)

Para que então a equação 8 corresponda a uma linha reta é necessário que seja selecionado o valor correto de m/n . Para este trabalho foram feitos os cálculos

da razão m/n utilizando a função *mnoptim*, que utiliza de otimização bayesiana para encontrar uma razão m/n ideal, minimizando uma perda de validação cruzada. O valor calculado foi de 0,45 (FIGURA 27).

FIGURA 27 – FUNÇÃO OPTIMIZADA PARA O MELHOR VALOR



Para a extração do índice chi dois parâmetros são de suma importância, a definição do nível de base e do coeficiente de concavidade θ . Para o coeficiente de concavidade θ o valor utilizado foi o mesmo do K_{sn} (0,45), que foi calculado por meio da função *mnoptim* do pacote *topotoolbox* (SCHWANGHART, W., KUHN, N. J., 2010; SCHWANGHART, W., SCHERLER, D, 2014).

Para a definição do nível de base todas as bacias deveriam responder ao mesmo valor de elevação, e levando em consideração que as bacias possuem diferentes formas e distancias até o seu nível de base global, foi definido o nível de base 350 m para todas as bacias, que é o nível de base mais alto da área (bacia do São Francisco).

Para a análise do perfil longitudinal foi utilizado também o índice de inclinação normalizado do canal (K_{sn}) (KIRBY; WHIPPLE, 2012). O método vem sendo amplamente empregado na análise de perfis longitudinais, se destacando em relação ao índice SL (HACK, 1973), que costumava ser a principal métrica de análise de perfis longitudinais (PEIFER; CREMON; ALVEZ, 2020). O método também deriva do modelo

stream power e se baseia no pressuposto que em condições de equilíbrio ($dz/dt = 0$) a equação do *stream power* pode ser reescrita de modo que a inclinação do canal é uma função da inclinação local e da área de contribuição.

$$S = k_s A^\theta$$

(9)

Com

$$k_s = \left(\frac{U}{K}\right)^{\frac{1}{n}}$$

(10)

e

$$\theta = \frac{m}{n}$$

(11)

Desta forma o índice normalizado de declividade do canal utilizado neste trabalho pode ser reescrito por meio da equação:

$$K_{sn} = \frac{S}{A^{0,45}}$$

(12)

3.1.2 Métricas de Gilbert

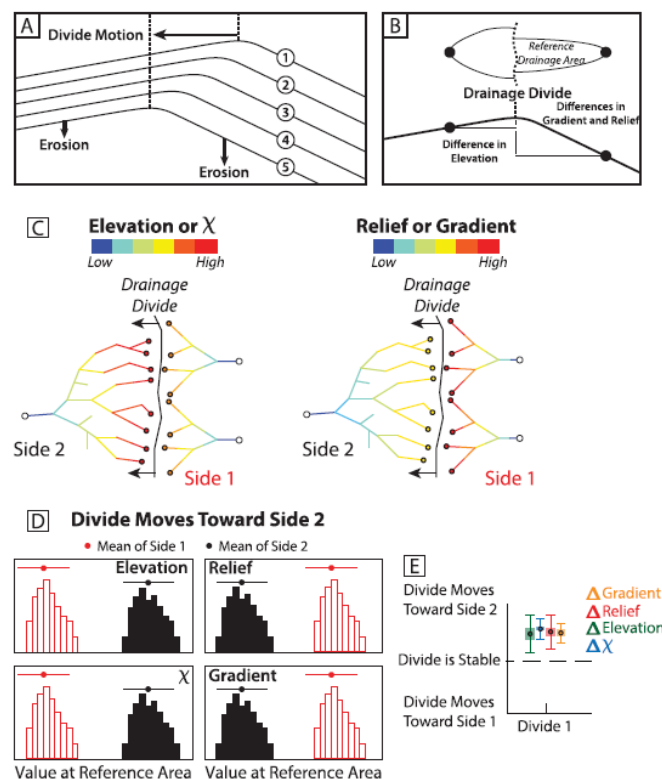
Além do índice chi, para a avaliação da estabilidade dos divisores foram aplicadas também as métricas de Gilbert (GILBERT, 1877). Esses índices partem do pressuposto que encostas com diferentes características apresentaram diferença na intensidade em que os processos erosivos as atingiram.

Forte e Whipple em artigo de 2018 desenvolveram as técnicas para o cálculo desses valores em ambiente *python*. O conjunto de ferramentas foi desenvolvido para ser utilizado em conjunto com as ferramentas do *topotoolbox*.

Enquanto chi é aplicado sobretudo para a avaliação da possibilidade futura de movimentação do divisor por meio de capturas das bacias agressoras sobre as bacias vítimas, as métricas de Gilbert são empregadas sobretudo para avaliar o atual estado da rede de drenagem.

As métricas de Gilbert consistem em elevação, amplitude altimétrica e declividade (*elevation, gradient e relief*). A sua aplicação é baseada na ideia de que a divisão se moverá quando as taxas de erosão não forem iguais em ambos os lados da divisão e que essa diferença na taxa de erosão provavelmente será impulsionada por diferenças na topografia gradiente em ambos os lados da divisão (FIGURA 28).

FIGURA 28 – A) ESQUEMA DA “LEI DAS DECLIVIDADES DESIGUAIS” GILBERT 1877. B) ÁREA DE DRENAGEM DE REFERÊNCIA USADA EM TODAS AS MÉTRICAS PARA CALCULAR AS DIFERENÇAS ENTRE DIVISÕES. C) FORMA IDEALIZADA DE MAPAS DAS QUATRO DIFERENTES MÉTRICAS DE DIVISÃO DISCUTIDAS, CASO SEJAM TODAS CONSISTENTES E TODAS INDICATIVAS DE MOVIMENTO DE DIVISÃO PARA A ESQUERDA. D) PARCELAS ORRESPONDENTES DAS DISTRIBUIÇÕES DE VALORES EM ÁREAS DE DRENAGEM DE REFERÊNCIA MÍNIMA.³

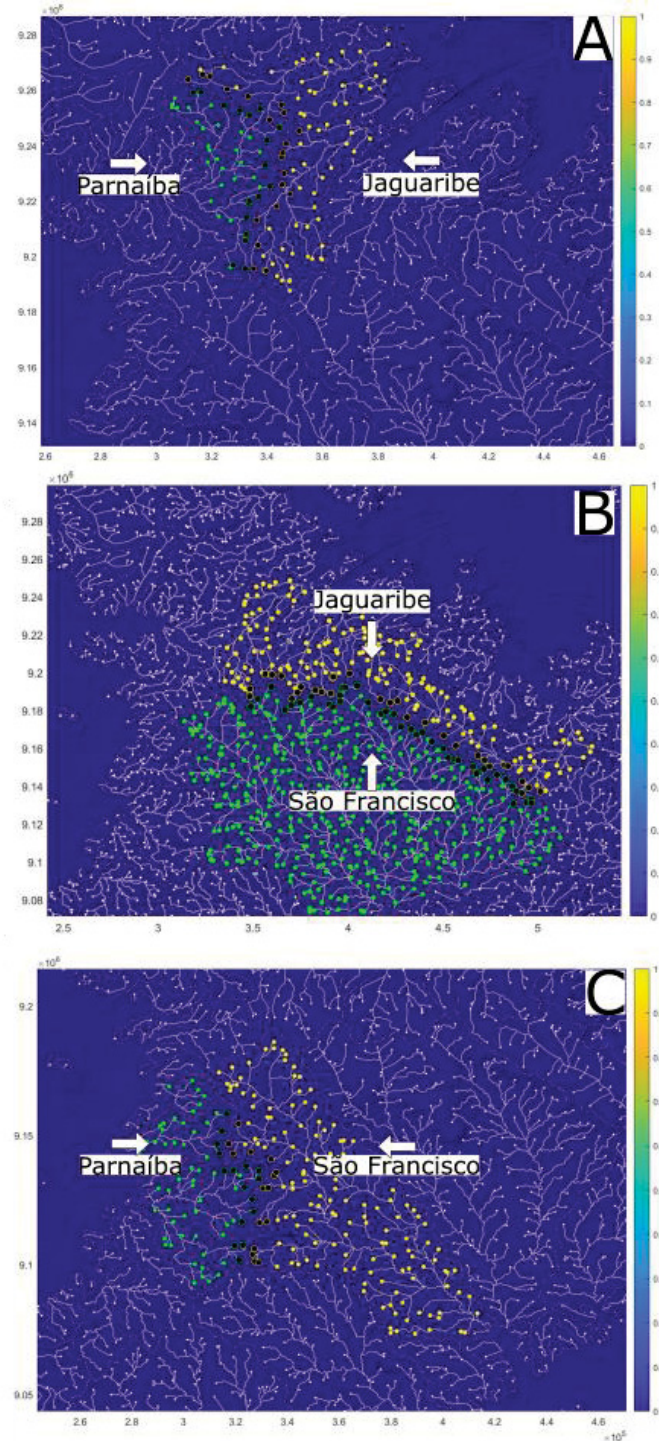


Fonte: FORTE; WHIPPLE (2018)

³ Texto original em inglês: A) Schematic of Gilbert's (1877) 'Law of Unequal Declivities', predicated on the idea that divides will move when erosion rates are not equal on either side of the divide and that this difference in erosion rate will likely be driven by differences in topographic gradient on either side of the divide. B) Reference drainage area used in all metrics for calculating across divide differences. C) Idealized form of maps of the four different divide metrics discussed in the main text in the case that they are all consistent and all indicative of divide motion to the left (Side 2). D) Corresponding plots of the distributions of values at minimum reference drainage areas. (FORTE; WHIPPLE, 2018)

Para a avaliação dos divisores foram analisados a relação entre os divisores de cada bacia da área de estudo, Jaguaribe-Parnaíba (FIGURA 29A), Jaguaribe-São Francisco (FIGURA 29B) e Parnaíba-São Francisco (FIGURA 29C).

FIGURA 29 – DIVISORES ANALISADOS. A) PARNAÍBA-JAGUARIBE. B) JAGUARIBE-SÃO FRANCISCO. C) PARNAÍBA-SÃO FRANCISCO.



3.1.3 Extração dos *knickpoints* e análise dos perfis longitudinais

As convexidades ao longo de um perfil (*knickpoints*) podem indicar perturbações no equilíbrio do canal, desta forma, a sua análise pode representar uma ferramenta importante na compreensão da evolução do perfil e da bacia hidrográfica. Tais convexidades podem ser classificadas em 3 grandes grupos. Os "*vertical step knickpoints*" representam trechos onde a inclinação do canal é idêntica a montante e a jusante de uma convexidade. Os *slope break knickpoints* são pontos onde a inclinação do canal apresenta um aumento sustentado a jusante de uma convexidade. E por fim, se vários *knickpoints* estão espaçados próximos ou um *knickpoint* se difunde durante a migração à montante, a área pode ser chamada de "*knickzone*", e a partir desse trecho a inclinação do canal aumenta progressivamente em direção a foz de um riacho ou a próxima confluência a jusante com um canal maior (LAGUE, 2014; NEELY; BOOKHAGEN; BURBANK, 2017)

Os fatores que controlam a convexidade e de que forma ela será:

"são complexos e provavelmente refletem a perturbação que originalmente gerou a convexidade, bem como as interações entre processos erosivos dentro da convexidade, litologia e se o riacho é transporte ou destacamento limitado (TUCKER E WHIPPLE, 2002; DIBIASE et al., 2015)" (NEELY; BOOKHAGEN; BURBANK, 2017 p.4)⁴

Os *knickpoints* foram extraídos usando a função *knickpoint finder*, presente no pacote *topotoolbox* (STOLLE et al. 2018). Esta função extrai seções convexas agudas no perfil do rio. Isso é realizado por um algoritmo que ajusta o perfil ascendente estritamente côncavo para um perfil real no MDE (ou lista de atributos de nó z). O algoritmo suaviza o perfil de concavidade e identifica os nós que têm das maiores diferenças entre o perfil côncavo e o perfil real. Os *knickpoints* foram classificados entre:

- Litológicos: próximos a mudanças de unidades litológicas verificadas por meio de análise com o mapa geológico CPRM (2003);

⁴ Texto original em inglês Factors controlling whether a convexity will be a vertical-step knickpoint, slope-break knickpoint, or knickzone are complex and likely reflect the perturbation that originally generated the convexity as well as interactions between erosional processes within the convexity, bedrock lithology, and whether the stream is transport or detachment limited.

- Estruturais: próximo a lineamentos estruturais extraídos utilizando a ferramenta *LINE (Lineament extraction)* no software *CATALYST professional*.
- Normais: que não se encaixam nas classes anteriores.

3.1.4 Integral Hipsométrica (Hi)

A integral hipsométrica é calculada através da razão entre a Hmédia-Hmin e a Hmax-Hmin e representa razão entre a área do gráfico sobre a curva hipsométrica e a área total do gráfico (STRAHLER, 1952). Este índice é associado ao grau de evolução de uma bacia, valores próximos a 1 indicam bacias jovens, enquanto valores menores que 0,4 indicam bacia maduras.

$$Hi = \frac{H(média) - H(mínimo)}{H(máximo) - H(mínimo)}$$

(13)

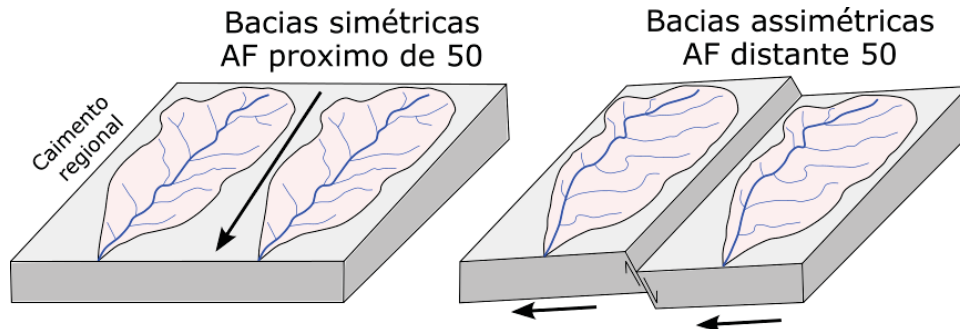
3.1.5 Fator de assimetria de drenagem (FA)

O fator de assimetria de bacia de drenagem (FA) (HARE; GARDNER, 1985; KELLER; PINTER, 1996, 2002) é um índice comumente utilizado em estudos de assimetria de bacias hidrográficas. Por meio deles é possível visualizar mudanças na inclinação perpendicular de um canal (FIGURA 30).

O fator FA mede a proporção entre a área de uma bacia hidrográfica para cada lado da margem de um canal. Bacias simétricas tendem a apresentar valores próximos a 50, e quanto mais distante maior a diferença entre as áreas de cada margem da bacia hidrográfica.

Para a discussão do fator de simetria as bacias foram divididas em dois grandes grupos, bacias com drenagens principais norte-sul e bacias com as drenagens principais leste-oeste.

FIGURA 30 – FUNCIONAMENTO DO FATOR DE ASSIMETRIA DE BACIA DE DRENAGEM (FA)



FONTE: adaptado de Mahmood e Gloaguen (2011) e SANTOS et al (2019).

$$AF = \left(\frac{Ar}{At} \right) 100$$

(14)

Onde Ar = área do lado direito da bacia (visada para jusante); At = Área total da bacia.

3.1.6 Mapeamento das superfícies de *low relief*

São diversos os trabalhos que identificam superfícies de “low relief” como marco na evolução das paisagens (WIDDOWSON, 1997; CLARK; ROYDEN, 2000; WHIPPLE, 2001; BABAUULT et al. 2005; CLARK et al. 2006; CLIFT et al; 2006; LIU et al. 2019; MANTOVANI; BUENO, 2022). A dinâmica da rede de drenagem associada com respostas a migração de divisores, mudanças em área de rede de drenagem e taxas de incisão do canal pode levar ao desenvolvimento de superfícies de *low relief in situ*. (WHIPPLE et al. 2017).

Para o mapeamento foram definidas como alvo áreas que correspondem as seguintes características: topos; relevo plano e, unidades de dimensão espacial representativas do ponto de vista regional.

Do ponto de vista prático, a delimitação das superfícies partiu da extração da declividade em porcentagem, a qual foi reclassificada em duas classes: 0 – 10 % e > que 10 %. A partir da declividade reclassificada foi gerado um novo arquivo matricial contendo esses valores.

Após essa etapa foi realizada uma álgebra matricial entre o arquivo de declividade e o de altimetria. Os resultados então englobavam as classes de altimetria

com intervalos de 100 metros e divididas entre declividades menores e maiores que 10%.

Desse arquivo foram suprimidas todas as classes com valores de declividade alta, restando assim apenas as classes de baixa declividade divididas em intervalos de 100 metros. Esse arquivo matricial foi convertido para vetores.

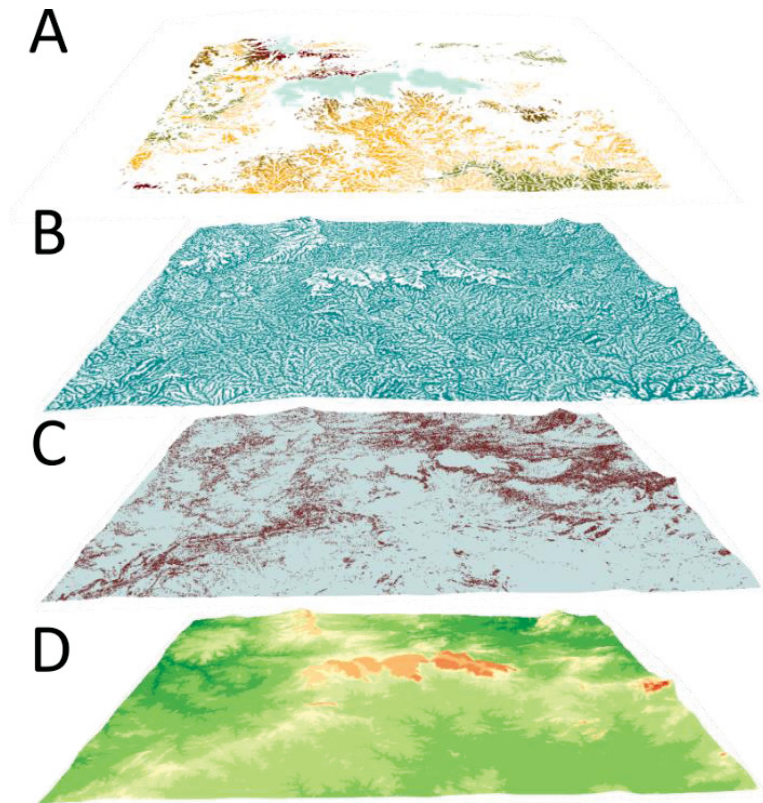
Para diferenciar os topos dos vales, foi extraído o atributo índice de posição topográfica (IPT) (WEISS, 2001). O IPT possibilita segmentar as vertentes em porções, comparado cada *pixel* com a altimetria média obtida no seu entorno. O raio definido foi de 2 Quilômetros. Foram selecionados todos os pixels com valores menores que a média da área a seu entorno. Esse arquivo matricial foi convertido em polígonos e representa todas as superfícies que não são topos (vertentes e vales).

A etapa seguinte consistiu na supressão do arquivo **vales** sobre o arquivo com as superfícies com menos de 10% de declividade. O produto da supressão consiste então em um arquivo contendo as superfícies topograficamente no topo e com declividade menor de 10%, dividido em classes altimétricas de 100 metros.

Para diminuir a quantidade de polígonos de tamanho pequeno ($< 20000 \text{ m}^2$) foi utilizada a ferramenta *eliminate polygon part* no *Arcmap*. A ferramenta cria uma nova classe contendo os recursos dos polígonos de entrada removendo buracos e polígonos de um tamanho especificado.

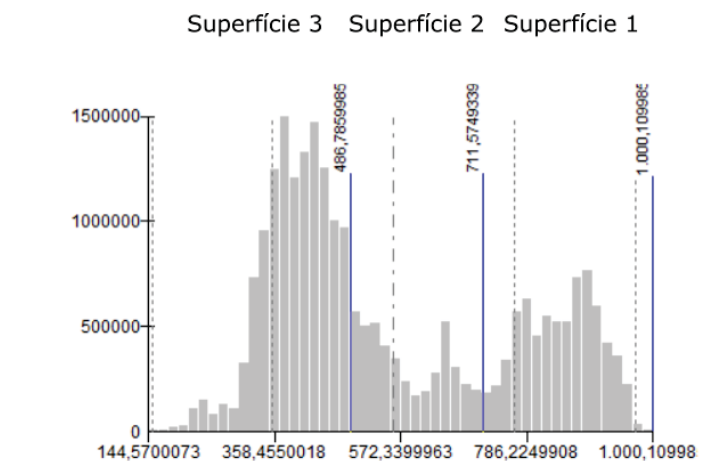
Um esquema com as camadas necessárias para a extração das superfícies é ilustrado na FIGURA 31.

FIGURA 31 - CAMADAS UTILIZADAS PARA A ELABORAÇÃO DO MAPA DE SUPERFÍCIES DE LOW RELIEF: A) LOW RELIEF SURFACES; B) VALES; C) DECLIVIDADE; D) HIPSOMETRIA.



Após a delimitação dos polígonos foi feita a análise do histograma de distribuição dos pixels delimitados como *low relief*. A partir da análise do histograma foram definidas 3 superfícies principais que foram delimitadas seguindo o método das quebras naturais de *jenks* (FIGURA 32).

FIGURA 32 – HISTOGRAMA DE DISTRIBUIÇÃO DOS PIXELS CLASSIFICADO POR QUEBRAS NATURAIS



3.2 MENSURAÇÃO DOS ISÓTOPOS COSMOGÊNICOS

Para a aplicação das técnicas de mensuração de isótopos de início foram selecionadas 30 bacias hidrográficas ao redor da chapada do Araripe. A seleção foi realizada levando em consideração a variação litológica e a área de drenagem de cada bacia. Foram selecionadas para coleta de sedimentos, sub-bacias hidrográficas inseridas nas três grandes bacias da região: Jaguaribe, São Francisco e Parnaíba.

Das bacias selecionadas, 4 foram descartadas durante o trabalho de campo de coleta, seja pela existência de barramentos de água, barragens e /ou elevada influência antrópica nos canais.

Desta forma foram coletados sedimentos fluviais em 26 bacias hidrográficas. Para as coletas foram percorridos aproximadamente 3000 Km de rodovias e estradas secundárias em aproximadamente 15 dias, foram visitados mais de 20 municípios nos estados do Ceará, Piauí e Pernambuco. As amostras coletadas estão dispostas no QUADRO 2 e na FIGURA 33:

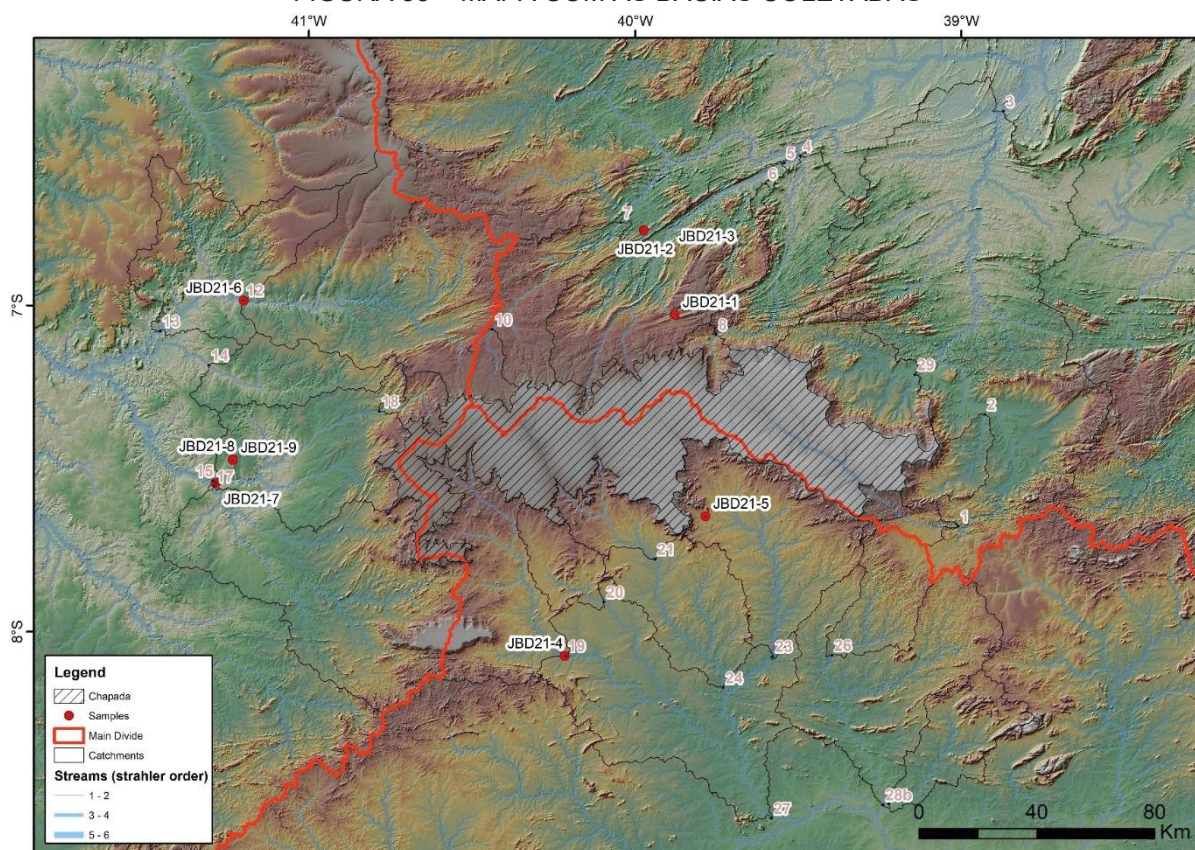
QUADRO 2 - INFORMAÇÕES GERAIS DAS BACIAS COLETADAS

Ponto	Rio	Area (Km ²)	Ordem Bacia	Grande Bacia	Município de Coleta	Long	Long	ALT* (m)
JBV21-1	riacho Baião	1.598,03	4	Jaguaribe	Jati	-39,01	-7,69	444
JBV21-2	riacho Jenipapeiro	568,91	3	Jaguaribe	Milagres	-38,93	-7,34	341
JBV21-3	rio Salgado	12.371,90	5	Jaguaribe	Icó	-38,87	-6,41	153
JBV21-4	riachão Cariús	2.428,14	4	Jaguaribe	Cariús	-39,49	-6,55	237
JBV21-5	rio dos Bastiões	3.540,87	5	Jaguaribe	Cariús	-39,54	-6,57	248
JBV21-6	riacho do Xixá	43,91	1	Jaguaribe	Cariús	-39,60	-6,63	291
JBV21-7	rio Conceição	1.694,73	4	Jaguaribe	Antonina do Norte	-40,05	-6,75	338
JBV21-8	riacho Cariús	694,20	3	Jaguaribe	Nova Olinda	-39,75	-7,10	452
JBV21-10	riacho Comboeiro	419,87	3	Jaguaribe	Campos Sales	-40,44	-7,08	569
JBV21-29	rio Salgado	1.656,48	4	Jaguaribe	Missão Velha	x	-7,22	339
JBV21-12	rio Riachão	4.064,01	5	Parnaíba	Santo Antônio dos Milagres	-41,20	-6,99	239
JBV21-13	rio Guaribas	6.412,46	5	Parnaíba	Picos	-41,46	-7,08	202
JBV21-14	riacho São João	1.025,39	4	Parnaíba	Geminiano	-41,31	-7,19	242
JBV21-15	rio Itaim	7.185,68	5	Parnaíba	Patos do Piauí	-41,30	-7,54	211
JBV21-16	riacho Simões	2.796,95	5	Parnaíba	Jaicós	-41,29	-7,55	213
JBV21-17	rio das Mamonas	4.382,98	4	Parnaíba	Jaicós	-41,30	-7,56	214
JBV21-18	riacho Curimatá	390,84	3	Parnaíba	Francisco Macedo	-40,79	-7,33	395
JBV21-19	riacho São Pedro	2.877,17	5	São Francisco	Santa Cruz	-40,22	-8,08	416
JBV21-20	riacho do Capim Grosso	672,47	3	São Francisco	Ouricuri	-40,10	-7,92	431
JBV21-21	riacho Santo Antônio	2.079,76	4	São Francisco	Bodocó	-39,94	-7,79	434

JBV21-23	riacho da Brígida	3.048,78	5	São Francisco	Parnamirim	-39,58	-8,09	385
JBV21-24	riacho Gravatá	3.617,38	4	São Francisco	Parnamirim	-39,73	-8,18	370
JBV21-26	riacho Açanã	993,51	4	São Francisco	Parnamirim	-39,40	-8,08	381
JBV21-27	rio Brígida	13.657,70	6	São Francisco	Cabrobó	-39,59	-8,58	337
JBV21-28A	riacho Ipueira	1.050,21	4	São Francisco	Belém do São Francisco	-39,22	-8,54	323
JBV21-28B	riacho Terra Nova	4.882,66	5	São Francisco	Cabrobó	-39,24	-8,54	321

*Altitude do ponto de coleta extraída do DEM.

FIGURA 33 – MAPA COM AS BACIAS COLETADAS



Além das amostras coletadas em leitos de drenagem, foram coletadas 9 amostras em rochas in situ (QUADRO 3).

QUADRO 3 - INFORMAÇÕES GERAIS DAS AMOSTRAS DE ROCHA COLETADAS

Ponto	Unidade	Litologia*	Long	Lat	ALT** (m)
JBD21-1	NP3_gamma_2it19 - Corpo Plúton Campos Sales-Açaré	Diorito, Granito, Granodiorito, Monzonito.	-39,88	-7,04	556
JBD21-2	PP2j - Complexo Jaguaretama	Ortognaisse, Paragnaisse	-39,97	-6,78	368
JBD21-3	NP3_gamma_2it19 - Corpo Plúton Campos Sales-Açaré	Diorito, Granito, Granodiorito, Monzonito	-39,89	-6,83	568
JBD21-4	NP3st - Formação Santana dos Garrotes	Rocha metavulcânica	-40,22	-8,08	429

Ponto	Unidade	Litologia*	Long	Lat	ALT** (m)
JBD21-5	C_cortado_2_gamma_4b - Corpo Granitóide Bodocó	Tonalito, Granodiorito	-39,79	-7,66	500
JBD21-6	Ssg - Grupo Serra Grande	Arenito, Folhelho, Siltito arenoso, Conglomerado suportado por matriz	-41,20	-6,99	249
JBD21-7	Ssg - Grupo Serra Grande	Arenito, Folhelho, Siltito arenoso, Conglomerado suportado por matriz	41,29	7,55	213
JBD21-8	Ssg - Grupo Serra Grande	Arenito, Folhelho, Siltito arenoso, Conglomerado suportado por matriz	-41,24	-7,48	520
JBVD1-9	Ssg - Grupo Serra Grande	Arenito, Folhelho, Siltito arenoso, Conglomerado suportado por matriz	-41,24	-7,48	514

*litologia retirada da base geológica disponível. ** Altitude do ponto de coleta extraída do DEM.

As amostras foram coletadas em trabalho de campo realizado em julho de 2021. Como o trabalho foi realizado durante o período seco da região o trabalho, os pontos de amostragem, em sua grande maioria, eram compostos de drenagens intermitentes ou temporárias. Após a coleta as amostras foram peneiradas entre as peneiras 0.250 e 1 mm (FIGURA 34).

FIGURA 34 - FOTOS DO TRABALHO DE CAMPO PARA COLETA DOS SEDIMENTOS



3.2.1 Preparação das amostras para a mensuração do ^{10}Be e do ^{26}Al

Nuclídeos cosmogênicos são produzidos quando o material está exposto em superfície ou em proximidade, quando este se encontra enterrado a produção é interrompida e o decaimento radioativo predomina, sendo este decaimento relativo as respectivas meia-vidas dos nuclídeos, para o ^{26}Al : $0,705 \pm 0,024$ Ma (NORRIS et al., 1983; NISHIZUMI, 2004), e para o ^{10}Be : $1,387 \pm 0,012$ Ma (KORSCHINEK et al., 2010; CHMELEFF et al., 2010).

A preparação das amostras seguiu o protocolo adaptado por Braucher et al. (2011) de Brown et al. (1991) e Merchel; Herpers (1999) no *Laboratoire National des Nucléides Cosmogéniques* (LN2C, CEREGE, Aix-en-Provence).

Inicialmente, as amostras foram separadas por peneiras granulométricas com malha entre 0,25 mm e 1 mm. Em seguida foram realizados os ataques ácidos com proposito de eliminar os minerais existentes na amostra com exceção ao quartzo. Para os ataques, foram pesadas e identificadas garrafas Nalgene® de 250 ml, em seguida adicionado cerca de 100 g de amostra por garrafa, na sequência o peso foi novamente medido.

Os primeiros ataques ácidos foram realizados com uma solução de 1/3 ácido clorídrico (HCl) à 37 % e 2/3 de ácido hexafluorossilícico (H_2SiF_6) a 34%. As garrafas contendo a amostra e a solução foram colocadas em agitação por 48 h a 240 rpm. Após o primeiro ataque ácido as amostras foram lavadas com água, foi adicionada uma nova solução de HCl + H_2SiF_6 e colocadas em agitação por mais 24 h a 240 rpm, esse procedimento foi repetido 3 vezes.

Ao fim dos ataques com HCl + H_2SiF_6 as amostras foram lavadas com água até o pH atingir 7 e as garrafas foram colocadas em estufa a 90 °C e após estarem completamente secas foram novamente pesadas.

A etapa seguinte consistiu na eliminação de ^{10}Be atmosférico. As amostras foram submetidas a três dissoluções sequenciais com ácido fluorídrico (HF) a 48% (utilizando 3,6 mL de 48% de HF por grama de quartzo a ser dissolvido nas amostras). As garrafas foram colocadas novamente em agitação entre cada dissolução sequencial com HF.

Após a eliminação do ^{10}Be atmosférico do material restante, já seco, foram separados cerca de 20 g de quartzo puro, o material restante foi guardado para eventuais contratempos.

Após os 3 ataques iniciais com HF foi adicionada a solução de treinamento de ^9Be , a solução permite manipular uma quantidade ponderada e fixar a razão $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ que será medida no espectrômetro de massa por aceleração. A solução de treinamento usada foi a “*Phénakite*, $[^9\text{Be}] = 3025 \pm 9 \mu\text{g/g}$ ”. Com o auxílio de uma pipeta foram adicionados 150 μl da solução por amostra.

Em sequência foi iniciada a etapa de dissolução total do quartzo. Foram adicionados 3,6 ml de HF a 48% para cada grama de amostra mais um excesso de aproximadamente 30 ml. As garrafas foram então colocadas novamente em agitação por 48 h a 240 rpm.

Depois da dissolução total, a solução foi colocada para evaporação em *beckers* de teflon sobre placas aquecedoras a 200° . Após toda a solução ter sido evaporada, as amostras foram recuperadas utilizando 12 ml d’HCl à 7 mol. L^{-1} e transferidas para tubos a centrifuga.

Se o número de átomos de ^{27}Al na solução for menor que $4,10^{19}$ átomos, uma solução comercial de ^{27}Al (pico Al) é adicionada para compensar a sua falta. Para esta etapa foram preparadas alíquotas das amostras, que posteriormente foram diluídas em uma solução de ácido nítrico (HNO_3) a 2% e submetidas a análise por ICP-OES. Nas amostras constatadas carência de Al foi adicionado à quantidade restante da solução de “*Merck Certipur* $984 \pm 4 \mu\text{g/g}$ ” (MERCHEL *et al.*, 2008).

Posteriormente foi iniciada a etapa de precipitação. Esta etapa permite a eliminação de alguns elementos dissolvidos, visando o isolamento do Be e do Al. Com o auxílio de uma pipeta *pasteur* (3 ml) o processo foi realizado a partir da adição de amônia (NH_3) gota a gota nos tubos até que a solução atingisse um pH de 8. Após atingir pH 8, as amostras foram centrifugadas e a solução sobrenadante descartada. Depois de mais uma lavagem com água mq houve o descarte da solução, o material precipitado foi dissolvido em 1,5 mL de HCl à 10,2 mol. L^{-1} .

Logo após foram iniciadas as colunas cromatográficas. A primeira foi a de troca aniônica que tem por objetivo eliminar o Fe e o Mn das amostras. Foi utilizada uma resina (DOWEX 1X8), após condicionada com HCl à 10,2 mol. L^{-1} permitiu que os como o Fe e o Mn ficassem retidos e a solução eluída nos *beckers* já fosse mais próxima da ideal, contendo apenas os elementos alvo. Após a primeira coluna, as amostras nos *beckers* foram evaporadas, recuperadas e novamente precipitadas, até ficarem prontas a segunda coluna (DOWEX 50X8), na segunda coluna é feita a separação dos elementos B (eluído no Becker descartado), Be e Al.

Após a segunda coluna, já com o Be e o Al separados, as amostras foram novamente evaporadas, recuperadas, centrifugadas e lavadas, tendo a solução final sido inserida em cadinhos (Quartzo para Be e porcelana para Al) que foram secados em placas aquecedores e posteriormente oxidados em forno à 700 °C.

Por fim foi inserido Nióbio nas amostras de Berílio e Prata nas amostras de alumínio. O pó resultante foi introduzido em catodos que foram submetidos a leitura no acelerador de partículas.

O acelerador ASTER mede as razões isotópicas $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ e $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$, que são calibrados com o *in-house STD-11 standard* (BRAUCHER et al., 2015), este *standard* é comparável com NIST SRM4325 standard com um valor de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de $(2.79 \pm 0.03) \cdot 10^{-11}$ (NISHIZUMI et al., 2007). O *standard* do alumínio foi o SM-Al-11 (ARNAULD et al., 2010).

As estatísticas de contagem AMS, o erro interno AMS (0,5%) para ^{10}Be e a medição química do branco são as fontes das incertezas analíticas (reportadas como 1σ). Medições de longo prazo de brancos processados quimicamente rendem proporções da ordem de $(3,0 \pm 1,5) \cdot 10^{-15}$ para ^{10}Be (ARNOLD et al., 2010).

3.2.2 Aplicação dos cálculos para taxas de denudação por meio das concentrações de ^{26}Al e ^{10}Be .

Para a aplicação do cálculo de estimativa das taxas de denudação, foram computados os parâmetros de escala de acordo com Stone (2000) por meio de scripts *Matlab* disponibilizados por Balco et al. (2008), para cada pixel de 30 metros de resolução. O atributo *Shielding* foi calculado para cada pixel utilizando o mesmo MDT usando 15° de azimute seguindo pressupostos de Dunne et al. (1999) (TABELA 2).

TABELA 2 - PARÂMETROS NECESSÁRIOS E TAXAS DE PRODUÇÃO DO ^{10}Be

	Elevação (m)	Fator de Stone	Escudo	Pn moy ¹	Pms moy ²	Pmf moy ³
				(at/g/an)		
JBV21-1	585	0,93	0,99	3,74	0,015	0,045
JBV21-2	493	0,87	0,99	3,50	0,015	0,044
JBV21-3	386	0,80	0,99	3,22	0,014	0,043
JBV21-4	406	0,81	0,99	3,27	0,014	0,044
JBV21-5	514	0,88	0,99	3,55	0,015	0,045
JBV21-6	393	0,80	0,99	3,23	0,014	0,043
JBV21-7	576	0,92	0,99	3,71	0,015	0,045
JBV21-8*	577	0,92	0,99	3,72	0,015	0,045
JBV21-10	648	0,97	0,99	3,92	0,016	0,046

JBV21-29	488	0,87	0,99	3,49	0,015	0,044
JBV21-12	772	1,07	0,99	4,31	0,017	0,047
JBV21-13	481	0,86	0,99	3,46	0,015	0,044
JBV21-14	382	0,80	1,00	3,20	0,014	0,043
JBV21-15	241	0,72	0,99	2,88	0,013	0,042
JBV21-16	383	0,80	0,99	3,21	0,014	0,043
JBV21-17	439	0,84	0,99	3,36	0,014	0,044
JBV21-18	582	0,93	0,99	3,73	0,015	0,045
JBV21-19	669	0,99	0,99	3,98	0,016	0,046
JBV21-20	535	0,89	0,99	3,57	0,015	0,045
JBV21-21	546	0,90	0,99	3,64	0,015	0,045
JBV21-23	520	0,89	0,99	3,57	0,015	0,045
JBV21-24	479	0,86	0,99	3,46	0,015	0,044
JBV21-26	557	0,92	1,00	3,68	0,015	0,045
JBV21-27	489	0,87	0,99	3,48	0,015	0,044
JBV21-28A	603	0,90	0,99	3,60	0,015	0,046
JBV21-28B	456	0,85	0,99	3,40	0,014	0,044
JBD21-1	556	0,90	0,99	3,63	0,015	0,045
JBD21-2	368	0,89	1,00	3,16	0,014	0,043
JBD21-3	568	0,82	0,99	3,59	0,015	0,045
JBD21-4	429	0,87	0,99	3,31	0,014	0,044
JBD21-5B	500	0,72	0,99	3,48	0,015	0,045
JBD21-6A	249	0,72	0,99	3,48	0,015	0,045
JBD21-6B	249	0,70	0,99	2,89	0,013	0,042
JBD21-7	213	0,84	0,99	2,89	0,013	0,042
JBD21-8	520	0,86	1,00	2,82	0,013	0,042
JBD21-9	514	0,90	0,99	3,40	0,015	0,045

Legenda: ¹ Produção de neutrons; ² Produção de múons rápidos; ³ Produção de Múons lentos.

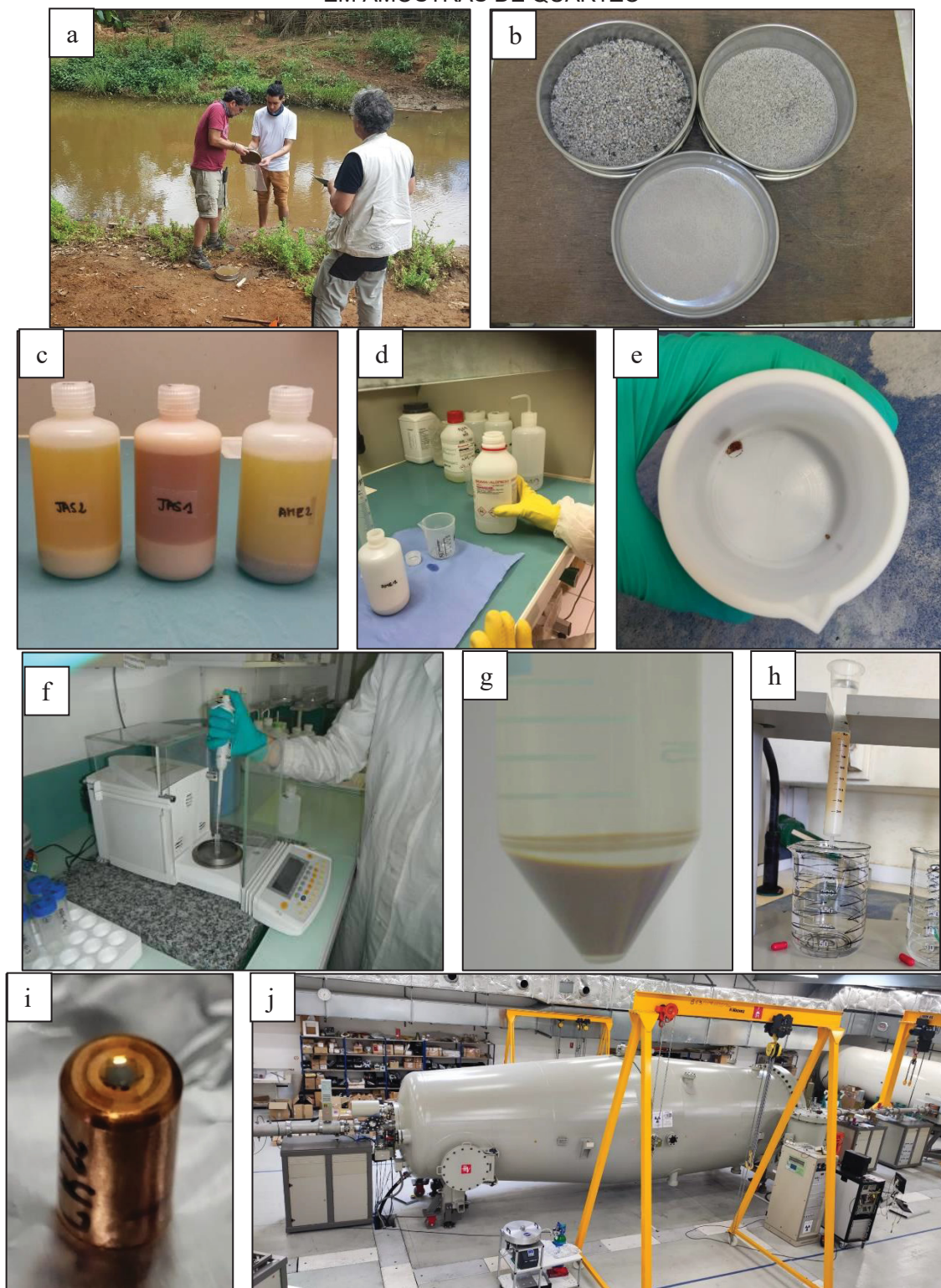
As taxas de erosão foram calculadas considerando as três categorias de partículas que contribuem para a produção dos isótopos (Equação 15) in situ ¹⁰Be e ²⁶Al (nêutrons, múons rápidos e múons lentos) (BRAUCHER et al., 2011).

$$C(x, t) = \frac{P_n}{\lambda + \frac{\rho \cdot \varepsilon}{\Lambda_n}} \cdot e^{\frac{\rho \cdot x}{\Lambda_n}} \cdot \left(1 - e^{-\left(\lambda + \frac{\rho \cdot \varepsilon}{\Lambda_n}\right)t}\right) + \frac{P_{\mu s}}{\lambda + \frac{\rho \cdot \varepsilon}{\Lambda_{\mu s}}} \cdot e^{\frac{\rho \cdot x}{\Lambda_{\mu s}}} \cdot \left(1 - e^{-\left(\lambda + \frac{\rho \cdot \varepsilon}{\Lambda_{\mu s}}\right)t}\right) + \frac{P_{\mu f}}{\lambda + \frac{\rho \cdot \varepsilon}{\Lambda_{\mu f}}} \cdot e^{\frac{\rho \cdot x}{\Lambda_{\mu f}}} \cdot \left(1 - e^{-\left(\lambda + \frac{\rho \cdot \varepsilon}{\Lambda_{\mu f}}\right)t}\right) \quad (15)$$

Onde $C(x, t)$ é a concentração do nuclídeo em função da profundidade x (g/cm²), ε (g/cm²/yr) é a taxa de denudação e t (yr) o tempo de exposição. P_n , $P_{\mu s}$, $P_{\mu f}$ and L_m , $L_{\mu s}$, $L_{\mu f}$ são as taxas de produção e efetiva largura de atenuação de nêutrons, múons lentos e múons rápidos, respectivamente. Valores de L_n , $L_{\mu s}$, and $L_{\mu f}$ usados nessa pesquisa são de 160, 1500 and 4320 g/cm², respectivamente (BRAUCHER et al., 2011). λ é o decaimento radioativo constante do ¹⁰Be and ρ é a densidade do regolito considerada.

Um resumo ilustrado das etapas de preparação para os isótopos é apresentado na FIGURA 35:

FIGURA 35 - SÍNTESE DAS ETAPAS DE PREPARAÇÃO PARA A MENSURAÇÃO DOS ISÓTOPOS EM AMOSTRAS DE QUARTZO



Legenda: a) Coleta das amostras em leitos de rio e de rochas in situ; b) Após a secagem a amostra é peneirada, separando a fração entre 0,250 e 1 mm; c) Banho de ácidos para eliminar outros minerais da amostra; d) Eliminação do Be atmosférico através de sucessivos ataques com HF; e) Dissolução total da amostra; f) Adição das soluções conhecidas (*spike*) de ^9Be e ^{27}Al ; g) Precipitação; h) Resinas de extração catiônica e aniônica; i) Inserção da amostra nos cátodos; j) Mensuração no ASTER.

4. RESULTADOS

4.1 CARACTERIZAÇÃO MORFOMÉTRICA

Neste tópico serão discutidos os atributos hipsometria, declividade, amplitude altimétrica, integral hipsométrica, Chi, métricas de Gilbert, K_{sn} , fator de assimetria de bacia de drenagem, densidade de lineamentos estruturais e anomalias de drenagem.

As bacias amostradas possuem características diferentes, bacias menores são localizadas mais próximas ao escarpamento da chapada do Araripe. As maiores bacias englobam as bacias menores e estão mais próximas aos níveis de base regionais.

Entre as propriedades analisadas, aquelas que apresentam maior amplitude de valores foram a área (entre 44 e 10.909 Km²), a declividade média (entre 2 e 14 %) e a elevação média (entre 379 e 644) (TABELA 3).

Os atributos também são apresentados por bacia hidrográfica na TABELA 4. As médias das 3 grandes bacias analisadas diferem em todos os aspectos. A área e o K_{sn} são maiores nas bacias do Parnaíba, enquanto a declividade, a integral hipsométrica e a amplitude altimétrica são maiores nas bacias do Jaguaribe e a altimetria na bacia do São Francisco.

Das 136 correlações analisadas 43 são negativas e 93 positivas. Foram encontradas 16 correlações altas, 18 moderadas e 12 fracas entre as variáveis analisadas (TABELA 5).

As maiores correlações encontradas foram entre Declividade média e Amplitude Altimétrica (0,898), Densidade de Lineamentos e Declividade média (0,852) e Densidade de Lineamentos e Amplitude Altimétrica (0,682).

TABELA 3 - ESTATÍSTICAS BÁSICAS DOS ATRIBUTOS MENSURADOS

	Mínimo	Máximo	Média	Desvio Padrão
Área (Km²)	44,02	10909,98	2747,88	3031,39
Elevação (m)	379,18	644,18	485,68	73,21
Amplitude altimétrica (m)	67,82	234,80	132,13	44,79
Declividade (%)	2,34	14,70	8,02	3,12
FA	25,60	78,02	49,45	16,25
K_{sn}	31,59	180,94	70,51	37,64
Hi	0,14	0,74	0,38	0,15

TABELA 4 - MÉDIA DOS ATRIBUTOS POR BACIA HIDROGRÁFICA

BV	Area (Km ²)	Elevação (m)	AA*	Declividade	FA**	Ksn	Hi***
JBV21-1	323.5	585	85.96	4.05	49.06	9.33	0.73
JBV21-2	558.5	493	171.69	9.40	48.34	13.75	0.24
JBV21-3	10823.6	386	147.82	10.19	41.19	10.71	0.36
JBV21-4	1883.6	406	169.02	11.55	64.16	13.05	0.40
JBV21-5	2970.4	514	158.89	10.20	66.48	14.35	0.48
JBV21-6	43.9	393	244.42	13.10	52.38	11.26	0.29
JBV21-7	1509.2	576	102.67	7.13	53.87	10.60	0.52
JBV21-8*	221.5	577	43.33	1.66	57.19	17.87	0.65
JBV21-10	271.9	648	77.25	4.07	34.53	6.10	0.46
JBV21-29	1393.5	488	221.91	6.49	77.21	15.86	0.33
Média	1999,6	506	142,2	7,7	54,4	12,2	0,44
JBV21-12	4043.1	772	107.73	6.79	42.10	15.03	0.44
JBV21-13	6391.6	481	135.16	8.74	58.45	15.82	0.43
JBV21-14	1025.3	382	85.29	5.89	62.42	11.52	0.35
JBV21-15	6855.5	241	115.04	7.08	78.02	11.11	0.36
JBV21-16	2576.5	383	81.35	3.57	38.68	11.25	0.34
JBV21-17	4273.2	439	88.49	2.62	64.02	11.02	0.37
JBV21-18	273.4	582	133.96	7.46	62.43	15.29	0.54
Média	3634,0	468	106,7	6,0	58,0	13,0	0,40
JBV21-19	2025.7	669	108.34	6.18	73.93	10.89	0.49
JBV21-20	645.8	535	113.26	6.18	28.25	7.07	0.26
JBV21-21	697.0	546	95.39	4.77	26.40	8.89	0.62
JBV21-23	2568.3	520	120.03	7.05	35.56	10.30	0.33
JBV21-24	2233.7	479	69.95	4.66	29.36	6.84	0.44
JBV21-26	993.5	557	91.01	8.47	49.52	7.38	0.24
JBV21-27	10915.6	489	78.96	4.57	25.60	8.15	0.34
JBV21-28A	1050.2	603	168.92	9.19	39.04	9.46	0.24
JBV21-28B	4882.6	456	110.89	7.01	27.63	7.56	0.23
Média	2890,2	539	106,3	6,4	37,2	8,5	0,35

Legenda: *Amplitude altimétrica. **Fator de Assimetria. ***Integral hipsométrica

TABELA 5 - MATRIZ DE CORRELAÇÃO DOS ATRIBUTOS

	Area (Km ²)	D m	D DP	A min	A max	A Rg	A m	A DP	Hi	AA m	AA DP	MAP m	MAP DP	ksn m	ksn DP	DL m	DL DP
Area (Km ²)	—																
D m	-0.188	—															
D DP	-0.084	0.834	—														
A min	-0.580	0.179	-0.082	—													
A max	0.025	0.287	0.514	0.226	—												
A Rg	0.454	0.380	0.501	-0.553	0.686	—											
A m	-0.518	0.022	0.073	0.798	0.340	-0.305	—										
A DP	0.223	0.575	0.604	-0.580	0.354	0.736	-0.156	—									
Hi	-0.020	0.043	-0.209	-0.343	-0.550	-0.214	0.093	0.260	—								
AA m	-0.258	0.898	0.808	-0.075	0.242	0.263	0.034	0.528	0.031	—							
AA DP	0.004	0.552	0.812	0.032	0.717	0.589	0.019	0.493	0.519	0.641	—						
MAP m	-0.162	0.748	0.596	-0.100	0.244	0.284	-0.057	0.464	0.093	0.728	0.507	—					
MAP DP	0.481	0.258	0.478	-0.306	0.626	0.763	-0.136	0.537	0.294	0.111	0.541	0.146	—				
ksn m	-0.281	0.297	0.308	0.362	0.214	-0.088	0.495	0.052	0.072	0.361	0.134	0.345	-0.136	—			
ksn DP	-0.053	0.126	0.254	0.299	0.375	0.098	0.334	0.015	0.196	0.126	0.226	0.232	0.101	0.873	—		
DL m	-0.150	0.852	0.533	-0.361	-0.090	0.193	-0.174	0.486	0.269	0.682	0.179	0.577	0.058	0.088	-0.121	—	
DL DP	0.284	0.160	0.145	-0.462	0.087	0.419	-0.085	0.428	0.418	0.037	0.069	-0.144	0.428	-0.205	-0.208	0.347	—

Legenda: Correlação alta p < .001 Cinza escuro Correlação média p < .01 e correlação fraca p < .05. texto em vermelho significa correlações negativas. D = Declividade; A = Altimetria; Hi = Integral Hipsométrica; AA = Amplitude Altimétrica; MAP = média anual de precipitação; DL = Densidade de Lineamentos; m = média; min = mínimo; max = máximo; DP = Desvio padrão.

A altitude na área de estudo varia de 147 até 1000 m (FIGURAS 36 e 37). O ponto mais baixo se encontra próximo a foz do rio Salgado, na bacia do rio Jaguaribe. O ponto mais alto se encontra na porção leste da chapada do Araripe. Na cimeira da chapada a altitude é decrescente de oeste para leste, com a maior parte da área entre 750 e 950 metros.

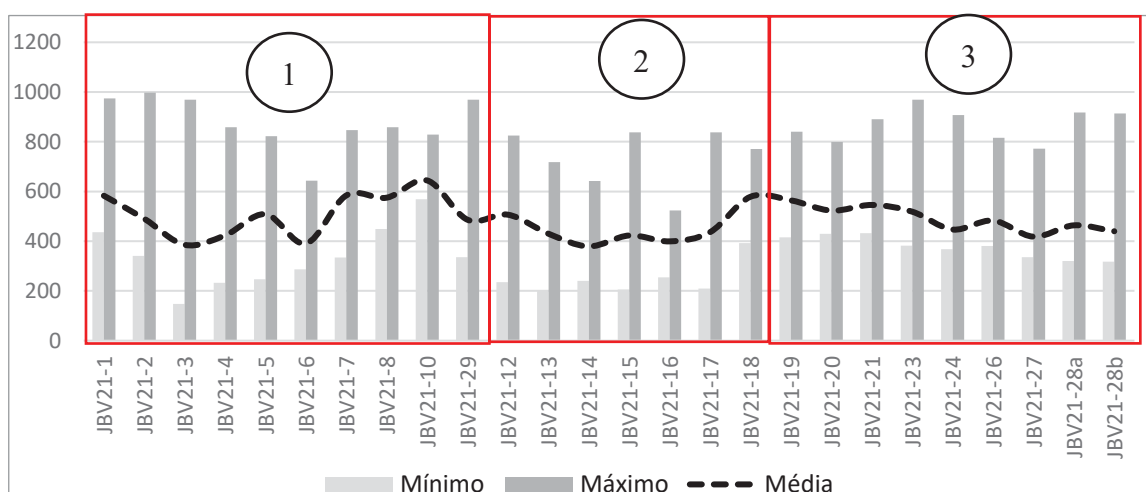
Na bacia do rio São Francisco a maior representatividade está na faixa de 300 e 500 m, enquanto na bacia do Jaguaribe a variação é maior, com diversos trechos entre 500 e 600 m, sobretudo na porção no sudoeste do Ceará.

Na porção oeste, nas planícies dos rios Itaim e Guaribas a altitude é baixa, entre 150 e 300 m, enquanto nas bordas da Ibiapaba e da chapada os valores são próximos a 800m.

Os resultados ilustrados pelo FIGURA 36 indicam um baixo contraste nos valores de máxima encontrados nas bacias sobretudo nas faces norte e sul que possuem suas cabeceiras localizadas na chapada do Araripe, a maioria das bacias possui valores máximos próximos, superiores a 800 m (exceção as bacias 6 e 27). Quanto as bacias localizadas no Parnaíba, as máximas em geral são menores com a bacia 16 apresentando o menor valor geral.

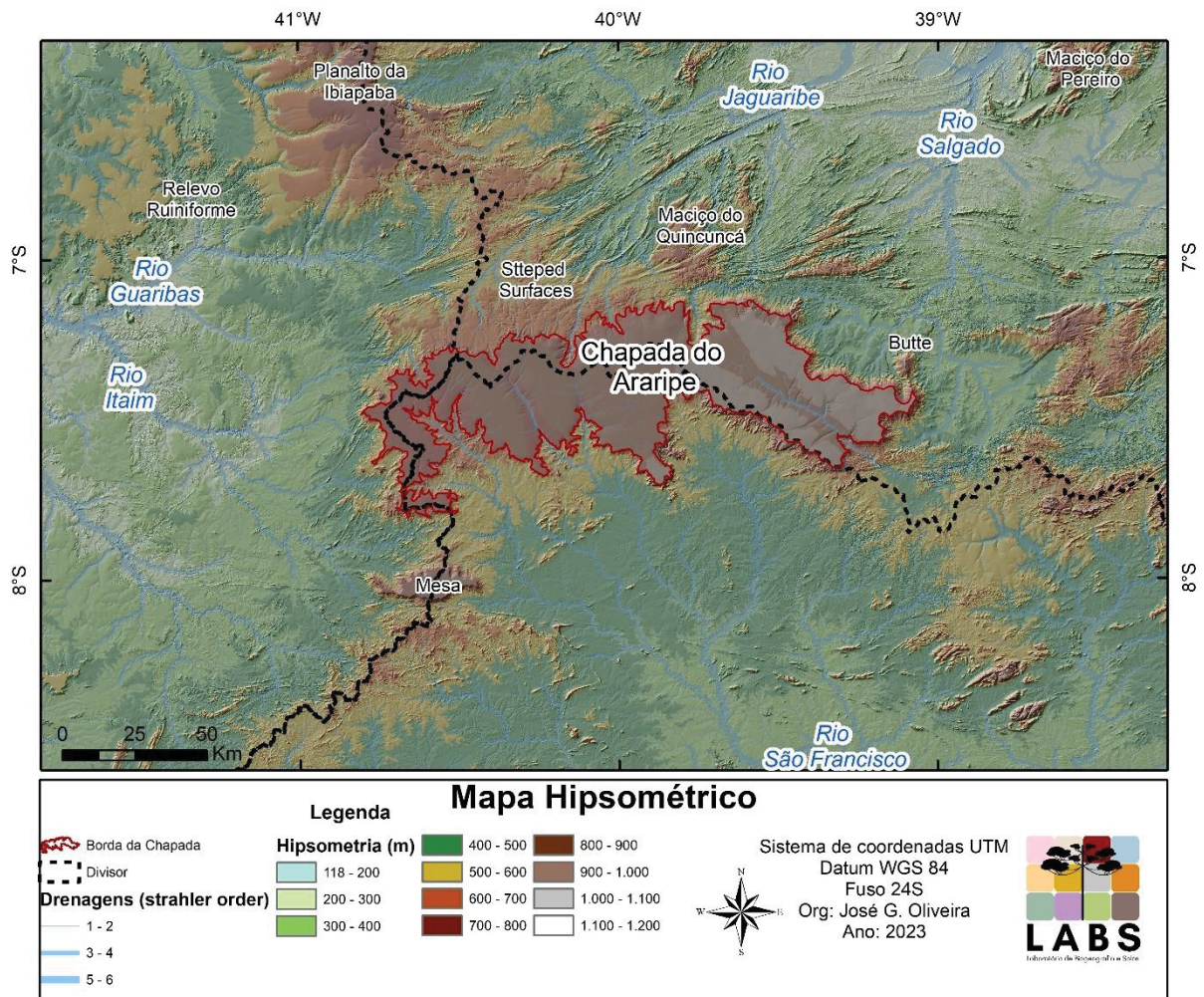
Ainda, os diferentes níveis de base locais se apresentam contrastantes na FIGURA 36, enquanto o rio Salgado (JBV21-3), que é um dos principais afluentes do rio Jaguaribe apresenta o seu ponto mínimo em altitude 147 m. O rio Brígida (JBV21-27) apresenta o maior nível de base das bacias de maior tamanho.

FIGURA 36 – GRÁFICO COM OS VALORES DE ALTIMETRIA POR BACIA HIDROGRÁFICA



Legenda: 1:Jaguaribe; 2: Parnaíba; 3: São Francisco

FIGURA 37 – MAPA HIPSOMÉTRICO



No mapa de declividade (FIGURA 38) predominam declividades muito baixas (entre 0-5%), os valores que fogem dessa regra ficam concentrados nas bordas da chapada, sobretudo nas porções NE e S, onde se encontram as escarpas mais íngremes. A porção NE foi classificada por Peulvast e Betard (2015) como escarpamento do tipo *Cuesta* com vales bem marcados (*Cuesta-like scarp overlooking strike valleys*) enquanto a porção S foi classificada como escapamento do tipo *Glint* com vales amplos ou superfícies do embasamento exumadas (*glint overlooking wide strike valleys or exhumed basement surfaces*).

Além desses trechos, cabe destaque aos valores encontrados nas bordas de relevos residuais, como a serra do Quincuncá e os granitoides que se localizam no eixo das principais estruturas locais (zona de cisalhamento Farias Brito, zona de cisalhamento Tarrafas, lineamento Patos, lineamento Pernambuco).

As bacias hidrográficas apresentam um elevado desvio padrão, fato relacionado a diversidade de tamanhos e posições das bacias, com escarpas íngremes nas bordas da chapada e dos relevos elevados e áreas mais planas nas cimeiras do Araripe e em relevos em formato de patamares e vales (FIGURA 39).

FIGURA 38 – MAPA DE DECLIVIDADE

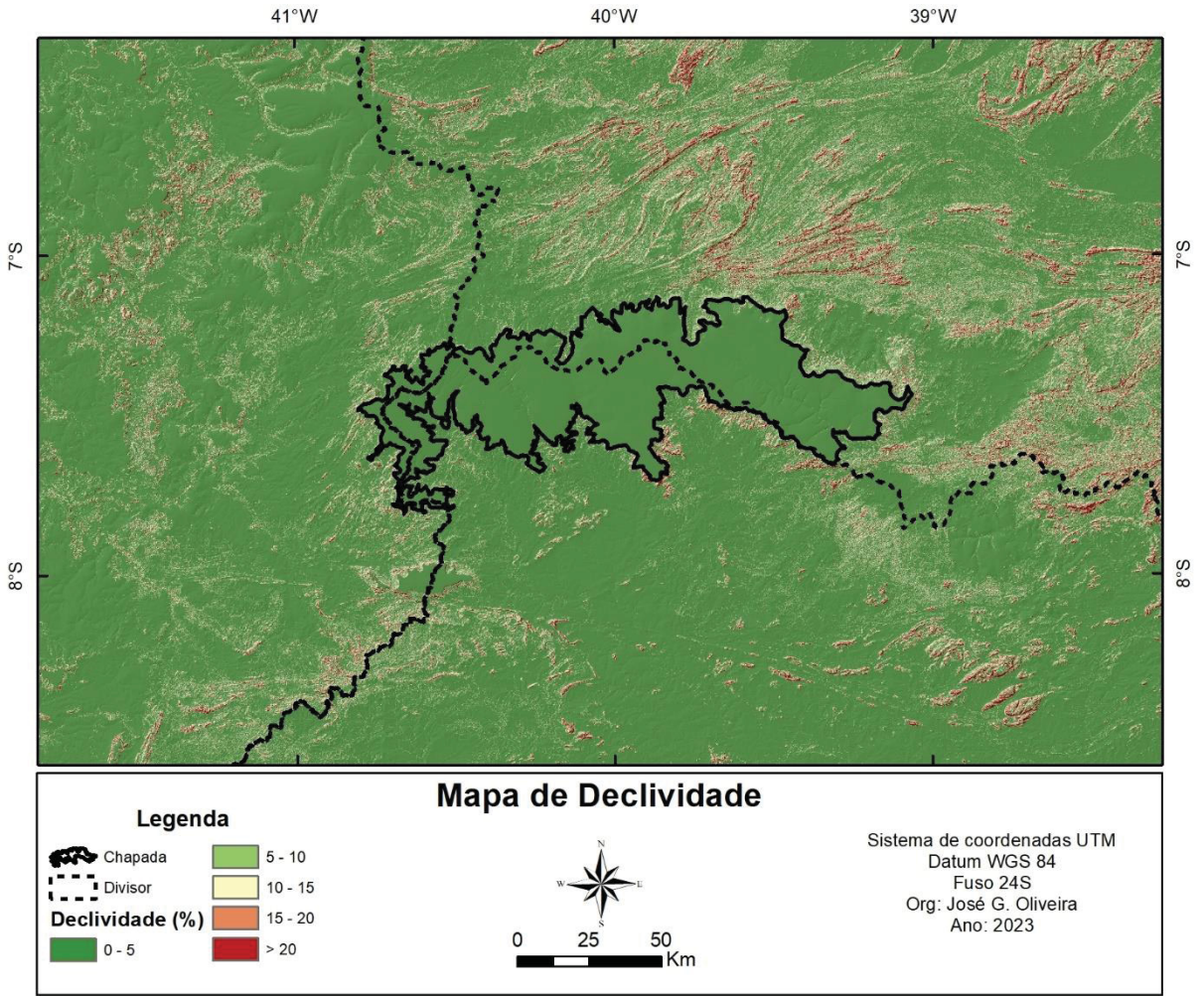
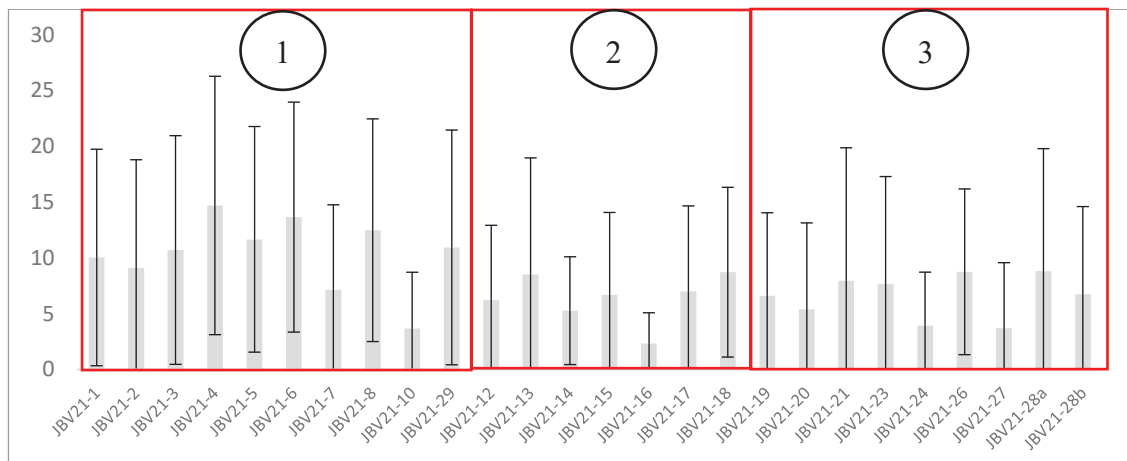


FIGURA 39 – GRÁFICO COM OS VALORES DE DECLIVIDADE POR BACIA HIDROGRÁFICA



Legenda: 1:Jaguaribe; 2: Parnaíba; 3: São Francisco

Os valores do fator de assimetria das bacias de drenagem (FA) (FIGURAS 40 e 41), variam de 26,4 a 77,2. Nas bacias de drenagem com orientação principal Norte-Sul (nascem nas faces sul e norte da chapada) os valores em sua maioria indicam drenagens principais na porção oeste das bacias. A exceção ocorre nas bacias que estão nos extremos como a bacia do rio Salgado (3), riacho São Pedro (19) e riacho Comboeiro (10) que apresentam drenagens principais na porção leste

Diversas drenagens aparentam um forte controle estrutural. Das sub-bacias do rio Jaguaribe, os rios Cariús (4) e Bastiões (5) possuem grande parte dos seus cursos correndo sobre lineamentos estruturais SE-NW, o rio Cariús coincide com a ZC Tatajuba e o Rio dos Bastiões com a ZC Farias Brito. Na bacia do rio Cariús, Oliveira et al. (2022) identificaram controles estruturais ao longo de porções da bacia hidrográfica, inclusive com trechos com elevada sinuosidade (cotovelos) e padrões de drenagem em treliça.

Quanto as bacias que apresentam drenagens principais O-E, não existe um padrão único definido quanto aos valores de FA.

FIGURA 40 – MAPA DE FATOR DE ASSIMETRIA DE BACIA DE DRENAGEM (FA)

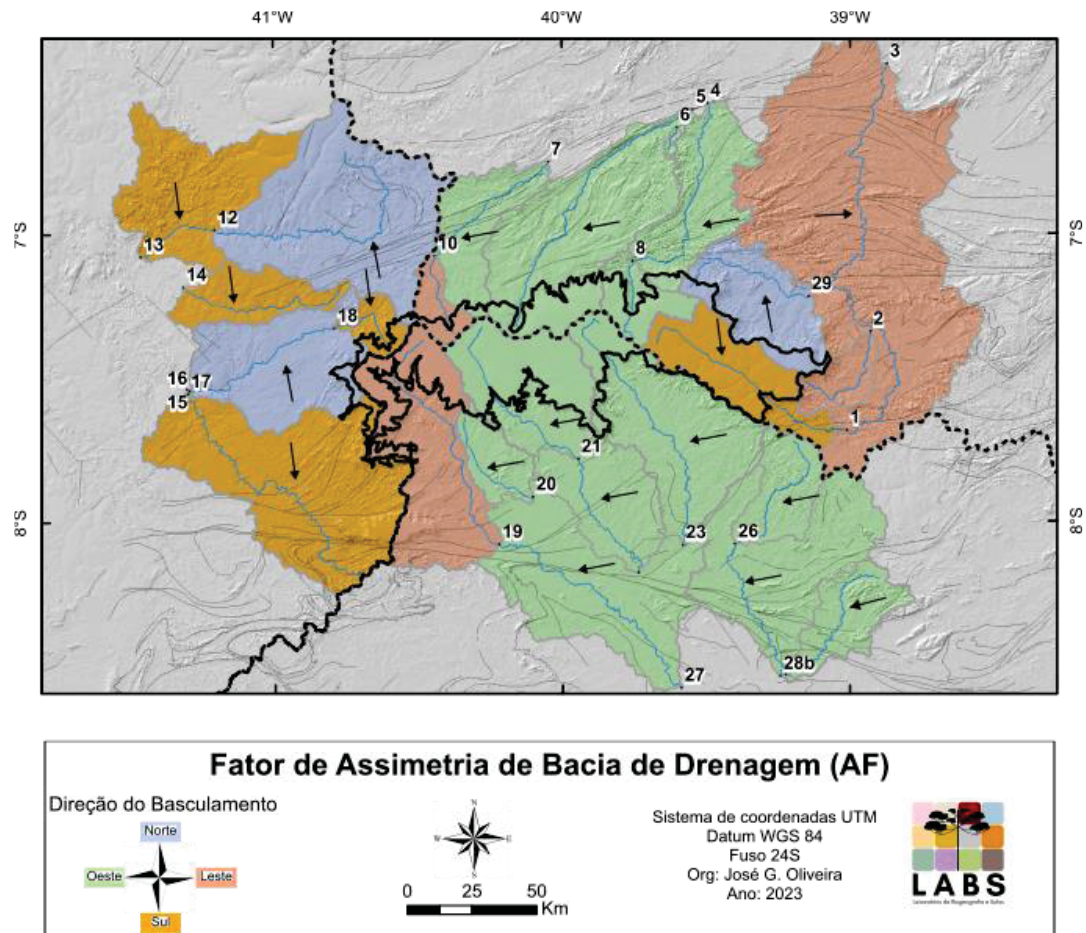
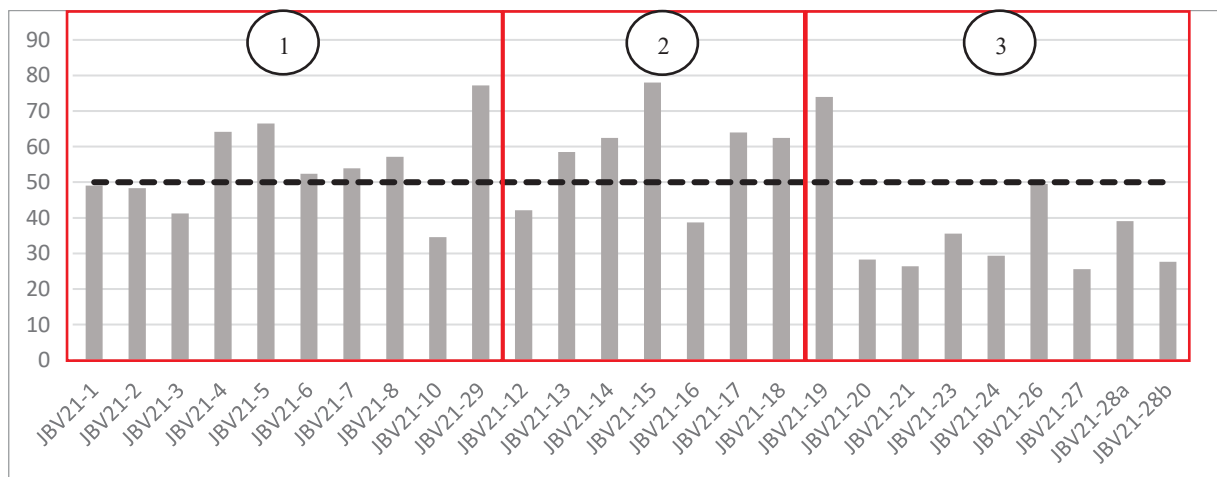


FIGURA 41 – GRÁFICO COM OS VALORES DE ASSIMETRIA DE BACIA DRENAGEM (FA)



Legenda: 1:Jaguaribe; 2: Parnaíba; 3: São Francisco. Linha preta tracejada representa o valor de bacias perfeitamente simétricas.

Para a integral hipsométrica (H_i) os valores variam de 0,23 (28b) a 0,73 (1). Seguindo os preceitos desse índice, quão maior os valores calculados, maior será a área da bacia passível de ser erodida. As 3 bacias com maiores valores de H_i se

encontram na borda da chapada (1, 8 e 21). Por terem sua área entre as porções de cimeira e de vale, a amplitude altimétrica dessas bacias é elevada contribuindo para esse alto valor de H_i . Por se tratarem de bacias de menor ordem, os processos erosivos tendem a ser mais intensos (FIGURAS 42 e 43).

Das sub-bacias do rio São Francisco a maior parte possui valores baixos de H_i , caracterizando-as como bacias antigas. A área da bacia do São Francisco é a que melhor se enquadra nas descrições da superfície sertaneja, com largas planuras e baixas variações de declividade.

FIGURA 42 – MAPA DE INTEGRAL HIPSOMETRICA (H_i)

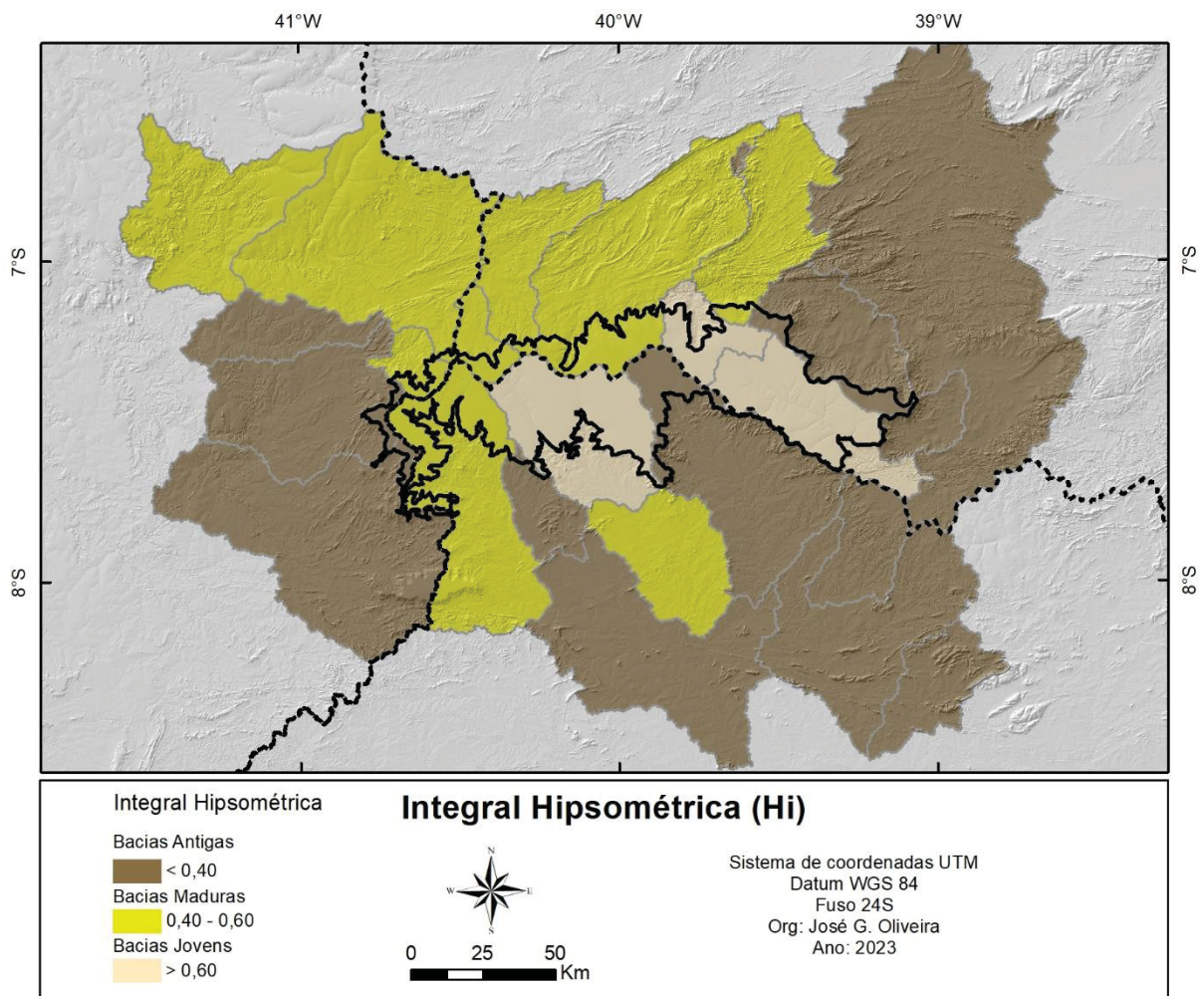
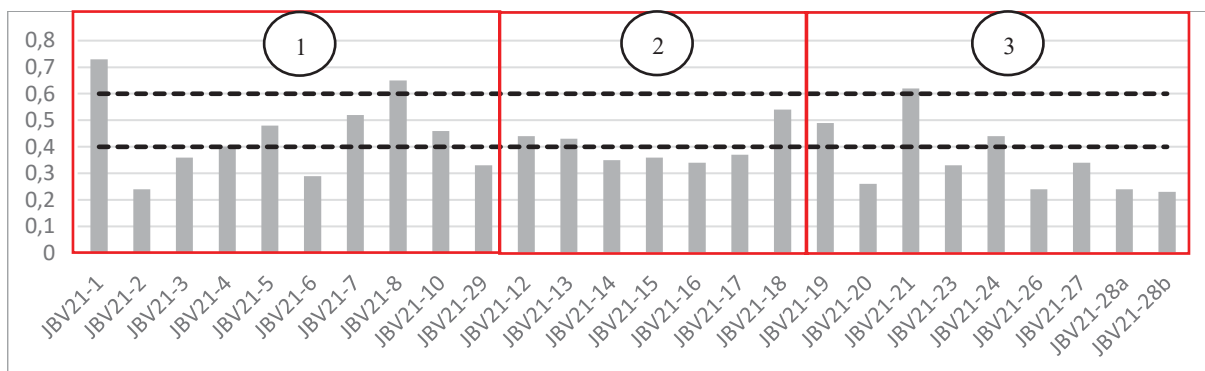


FIGURA 43 – GRÁFICO COM OS VALORES DE INTEGRAL HIPSONOMÉTRICA (HI)

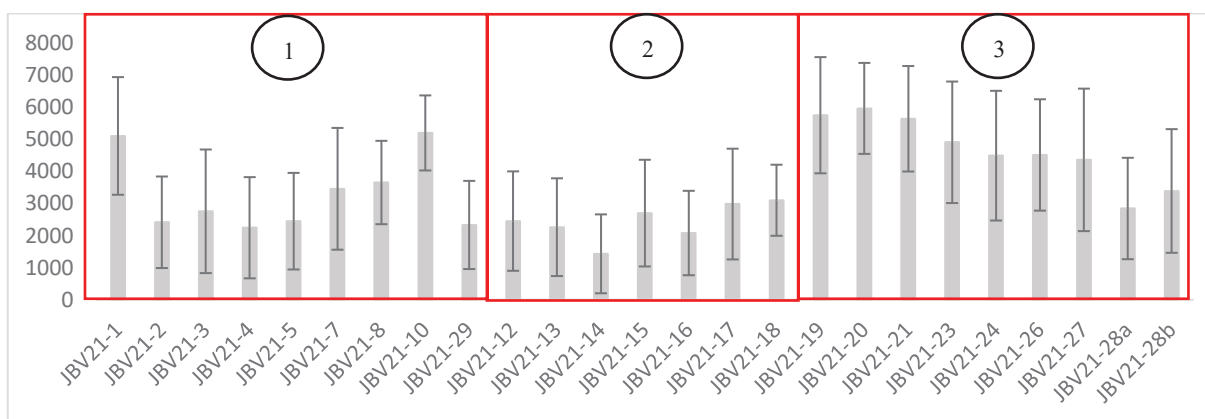


Legenda: 1:Jaguaribe; 2: Parnaíba; 3: São Francisco. Linhas pretas tracejadas representam os limites entre bacias jovens, maduras e antigas.

Segundo a análise do mapa de Chi, as bacias com maiores valores (passíveis de perda de área) se encontram na bacia do São Francisco, por sua vez os menores valores (passível de ganho de área) se encontram na bacia do Parnaíba (FIGURA 44 45A).

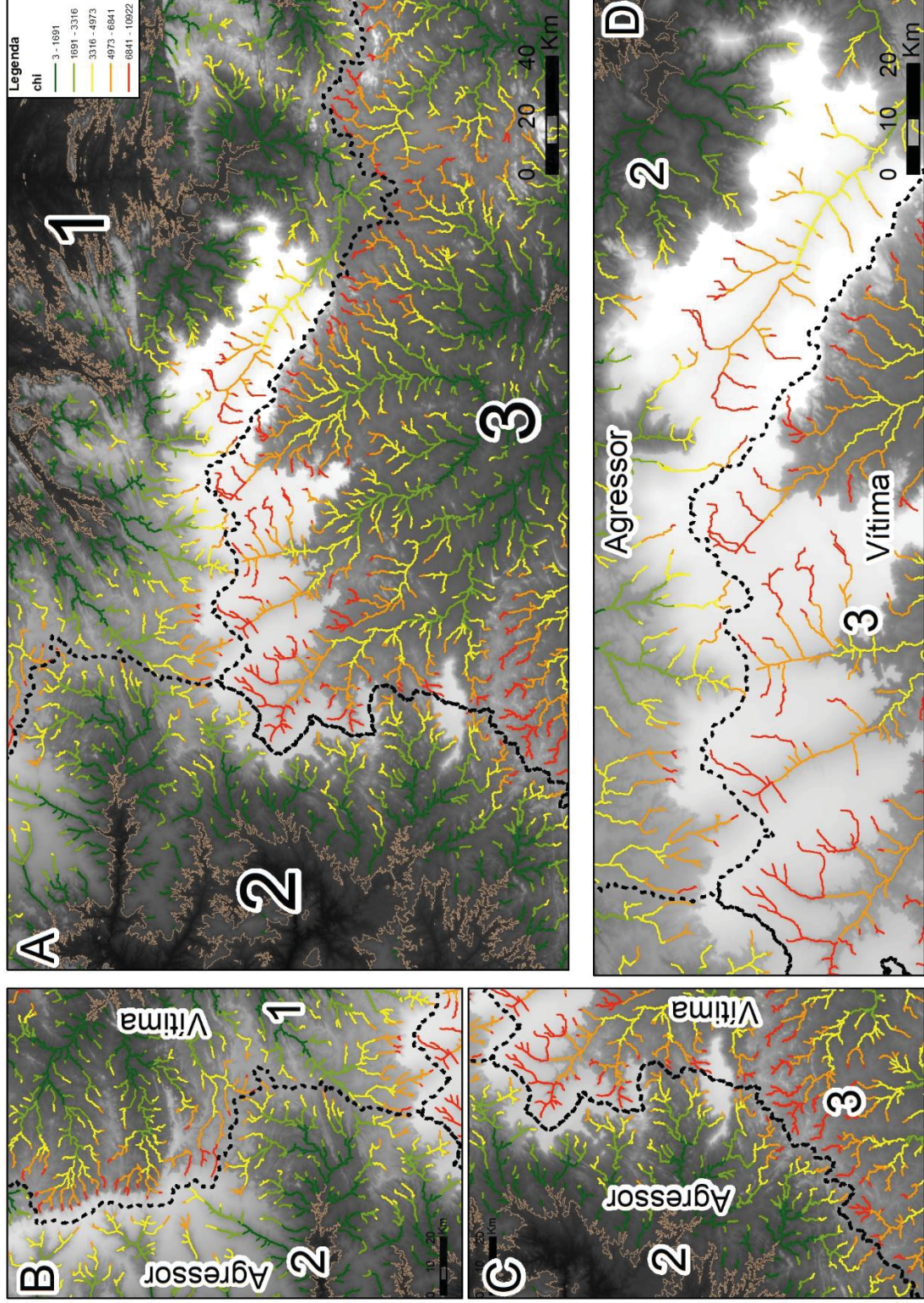
O divisor Jaguaribe-Parnaíba (FIGURA 45B) indica um potencial agressivo maior na face da bacia hidrográfica do Parnaíba, enquanto o lado do Jaguaribe estaria passível de perda de área. O divisor Parnaíba-São Francisco (FIGURA 45C) tem valores mais altos na bacia do São Francisco, podendo ser classificada como passível de perda de área. Por fim no divisor Jaguaribe-São Francisco (FIGURA 45D) a bacia com maior potencial de ganho de área é a do Jaguaribe. A partir da análise dos 3, pode se afirmar que a bacia do Parnaíba é a mais agressiva e a do São Francisco com maior probabilidade de perda de área.

FIGURA 44 – GRÁFICO COM OS VALORES MÉDIOS DE CHI



Legenda: 1:Jaguaribe; 2: Parnaíba; 3: São Francisco. Linha preta tracejada representa o valor de bacias simétricas.

FIGURA 45 – MAPA DE CHI. A) VISÃO GERAL; B) PARNAÍBA – JAGUARIBE – SF; C) PARNAÍBA – SF; D) JAGUARIBE – SF



Legenda: 1:Jaguaribe; 2: Parnaíba; 3: São Francisco. Linha preta tracejada representa o divisor.

O padrão observado para o atributo chi não se repete para as métricas de Gilbert, que por sua vez indicam divisores estáveis em todas as situações analisadas.

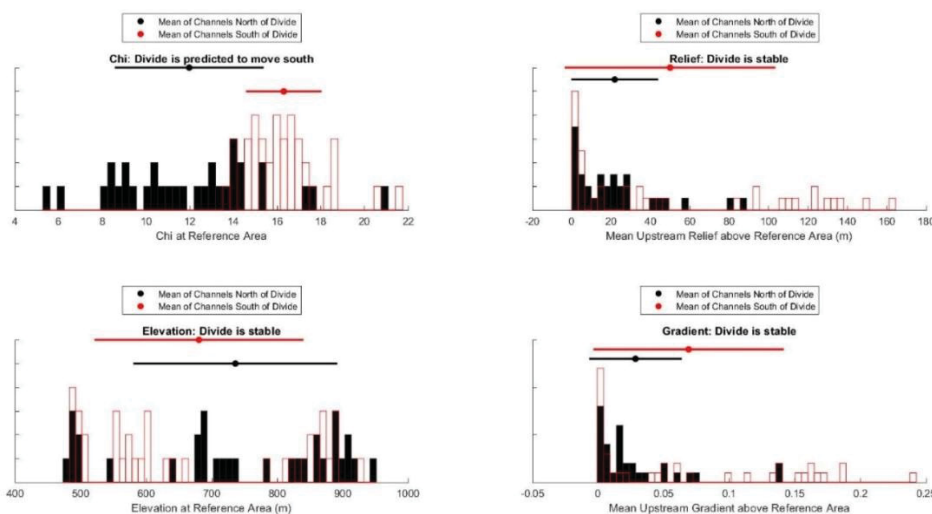
O divisor Jaguaribe-São Francisco é marcado por estar em sua maior parte na área de estudo sobre a chapada do Araripe. Esta característica proporciona ao divisor características particulares nas métricas (FIGURA 46).

A métrica elevação apresenta diferenças significativas na distribuição dos valores no divisor Jaguaribe-São Francisco, os maiores valores estão em maior parte na porção da bacia do Jaguaribe, que drena a maior parte da porção leste da chapada, caracterizada por possuir as maiores elevações da cimeira. Por sua vez na porção oeste do divisor os maiores valores se encontram na bacia do São Francisco. Desta forma, na métrica existe um elevado desvio padrão, que leva as duas médias a estarem dentro do intervalo que indica tendência de estabilidade.

Para a métrica declividade os maiores valores se encontram na bacia do São Francisco, esse fato se dá, pois, a maior parte dos canais mapeados se encontra sobre a cimeira e assim a análise a partir do raio sempre acabe englobando os valores do escarpamento nas medidas, ainda, parte dos canais mapeados estão na escarpa, em regiões de maior declividade. Mesmo com essa variação geral dos valores o desvio padrão sobrepõe as médias, indicando estabilidade na métrica.

Quanto a amplitude altimétrica, os valores apresentam distribuição parecida a visualizada na declividade, com maiores valores no Sul, porém, com desvio padrão sobrepondo as métricas, indicando também estabilidade.

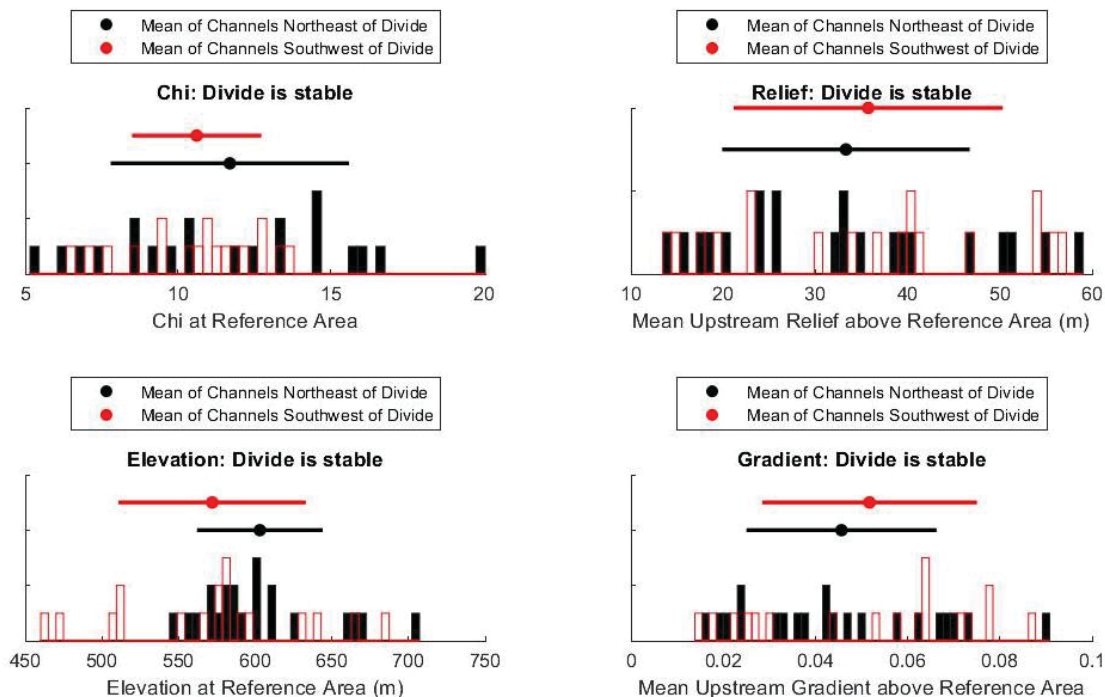
FIGURA 46 – METRICAS DE GILBERT PARA O DIVISOR JAGUARIBE- SÃO FRANCISCO



Legenda: Colunas, Vermelhas: São Francisco; Pretas: Jaguaribe; Ponto: Média; linha: desvio padrão.

O divisor Jaguaribe-Parnaíba difere dos outros, visto que em todas as métricas é indicado estabilidade, mesmo no Chi. Os valores de amplitude altimétrica e declividade são muito próximos tanto na média quanto na sua distribuição. Por sua vez a elevação apresenta maior variação nos dados, com a média dos valores do Parnaíba um pouco maior que dos canais do Jaguaribe (FIGURA 47).

FIGURA 47 – METRICAS DE GILBERT PARA AS BACIAS DO JAGUARIBE E PARNAÍBA



Legenda: Vermelho: Parnaíba; Preto: Jaguaribe

O divisor Parnaíba-São Francisco é o que apresenta maior indicativo de instabilidade pelo Chi com a área da bacia do São Francisco passível a perda de área frente ao Parnaíba.

Na declividade e na amplitude altimétrica os maiores valores estão na bacia do Parnaíba, mas existe significativa variação dos dados, indicando estabilidade. Quanto a elevação a variação é maior na bacia do São Francisco porem a indicativo também de estabilidade (FIGURA 48).

FIGURA 48 – METRICAS DE GILBERT PARA AS BACIAS DO PARNAÍBA E SÃO FRANCISCO

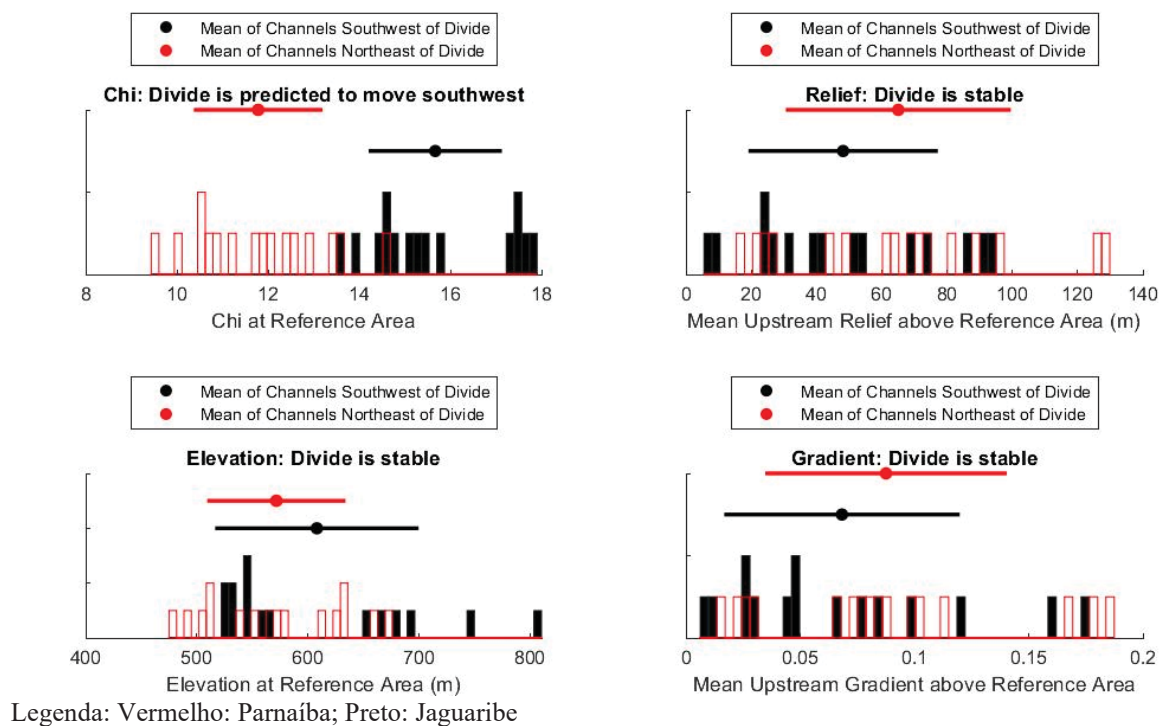


FIGURA 49 – METRICAS DE GILBERT

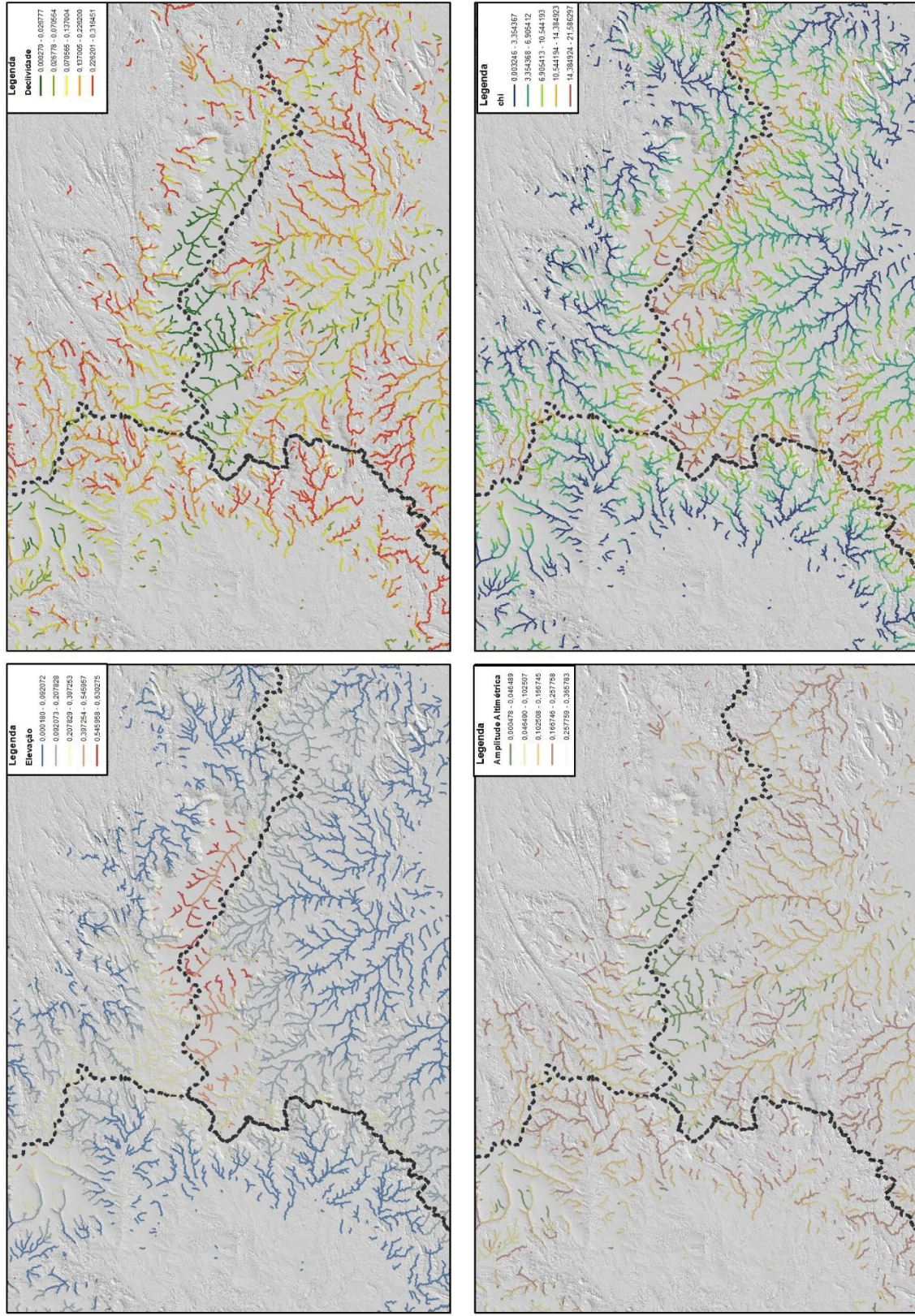


FIGURA 50 – METRICAS ELEVACÃO DO CANAL

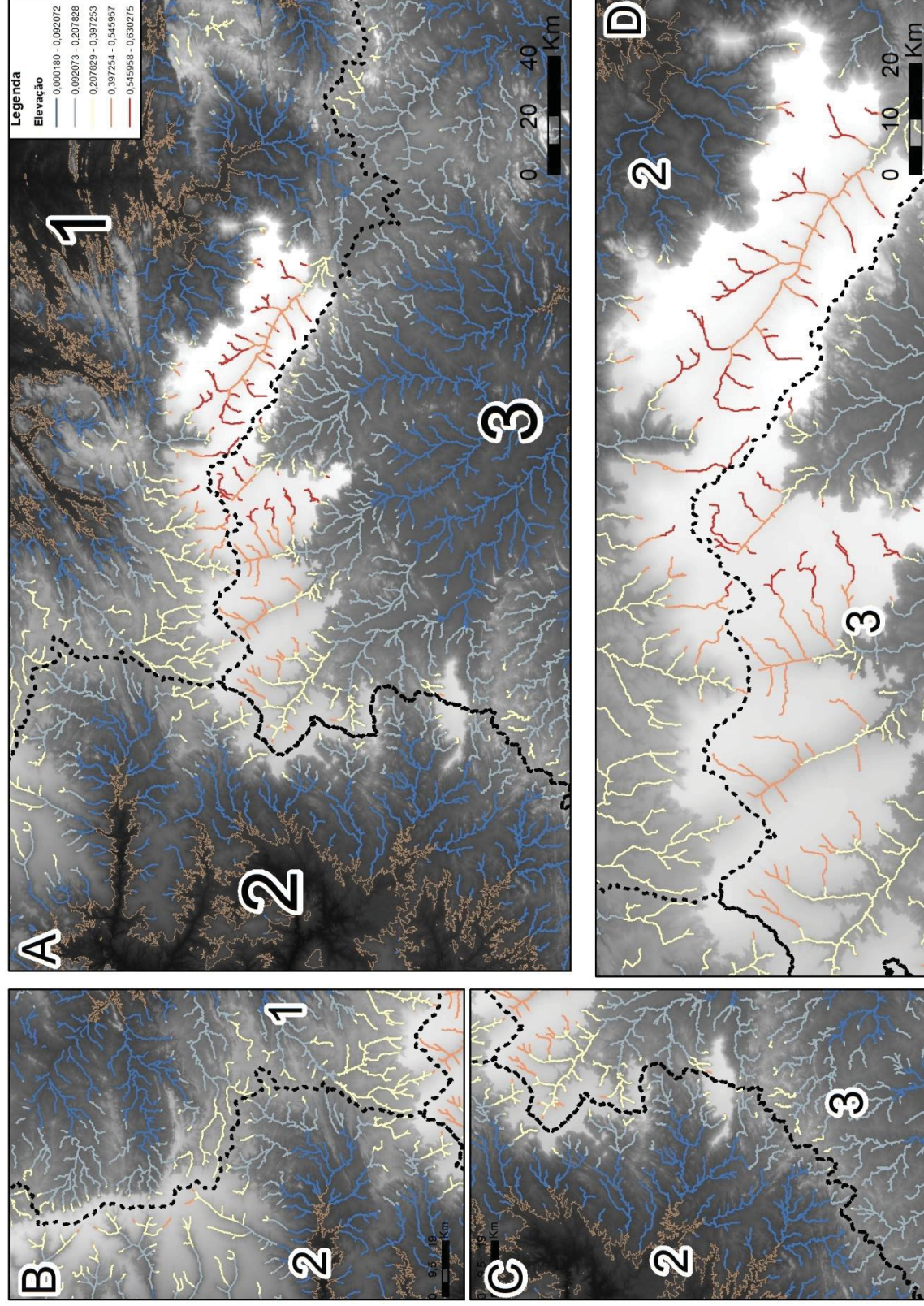


FIGURA 51 – METRICAS AMPLITUDE ALTIMÉTRICA DO CANAL

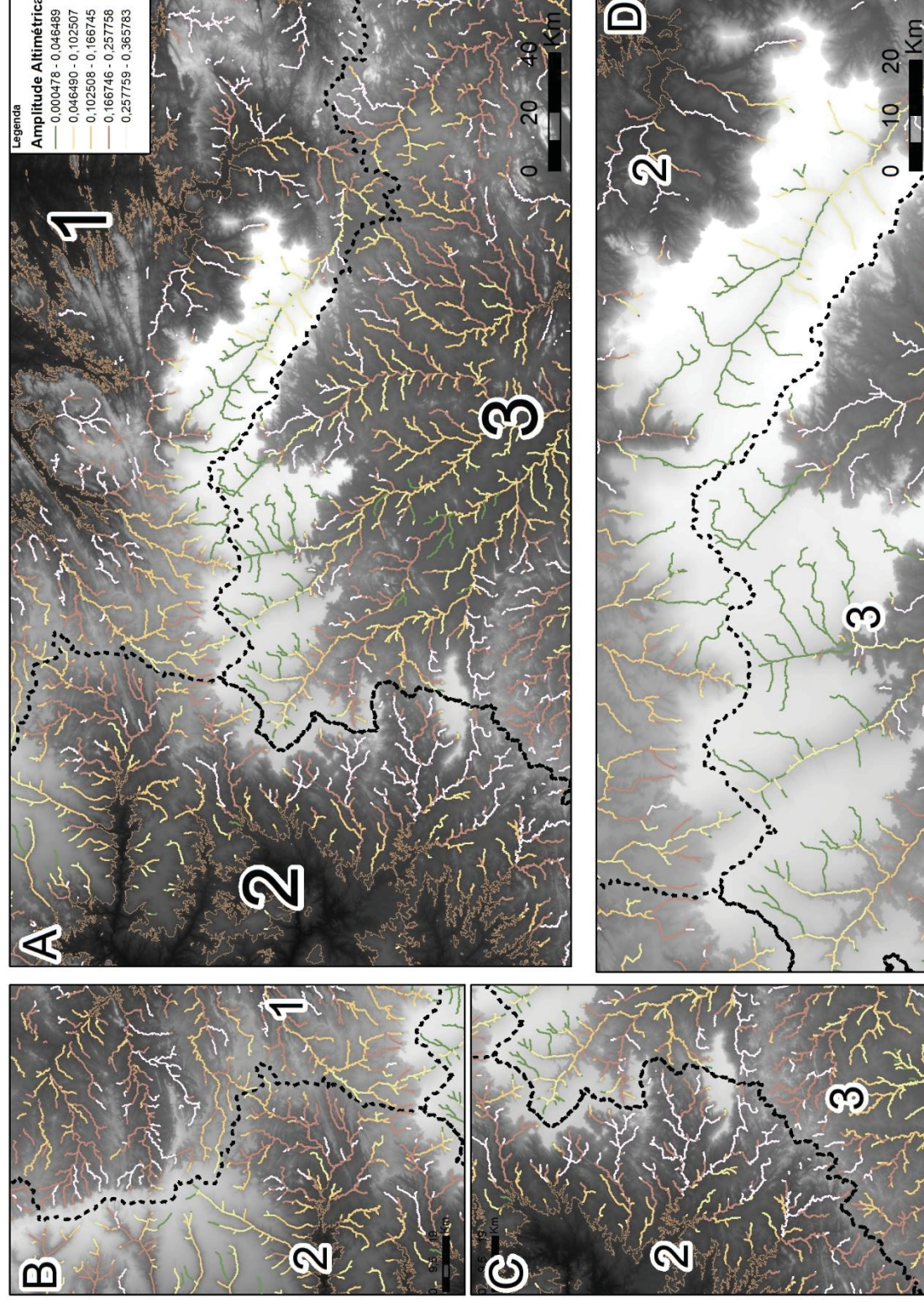
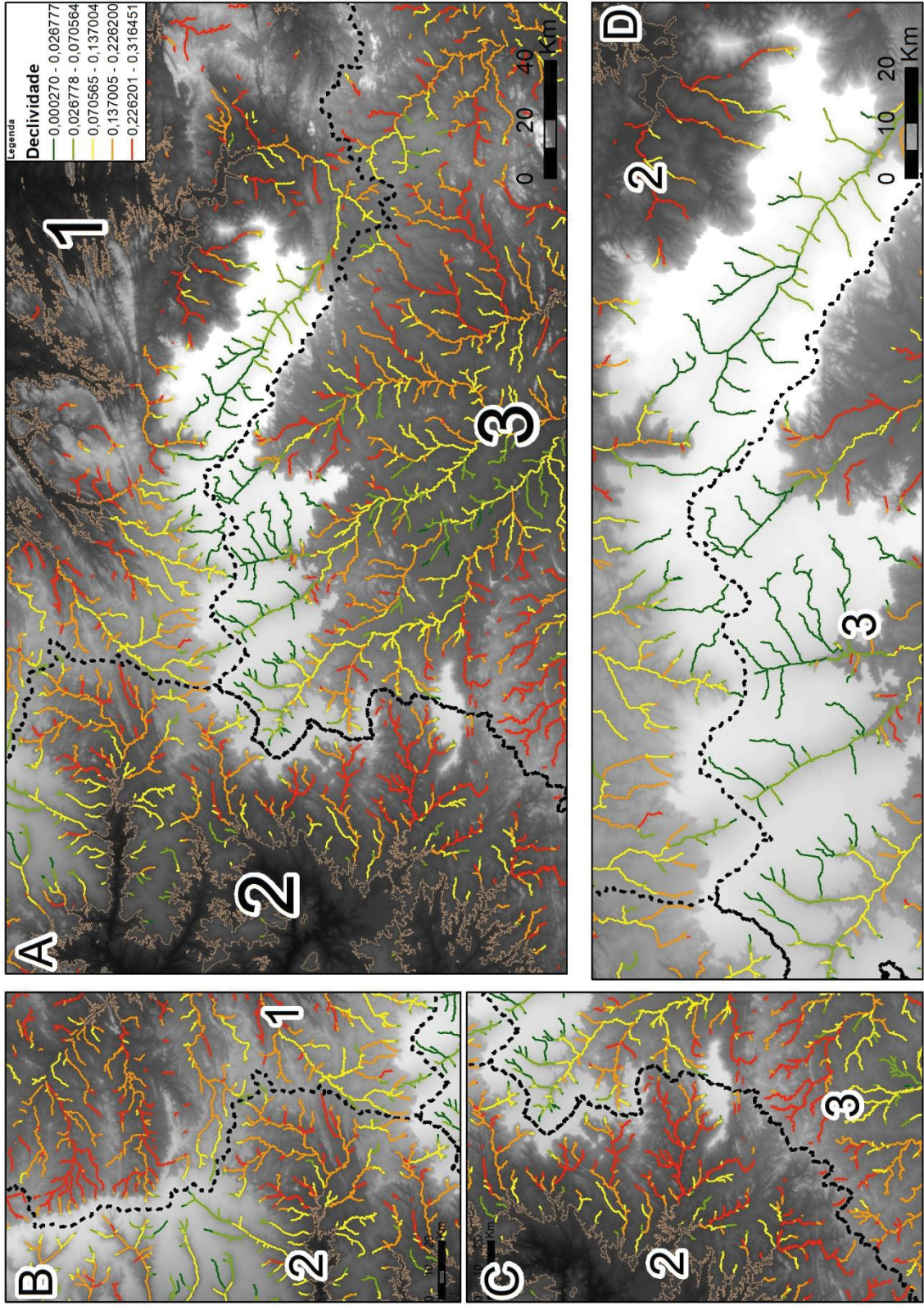


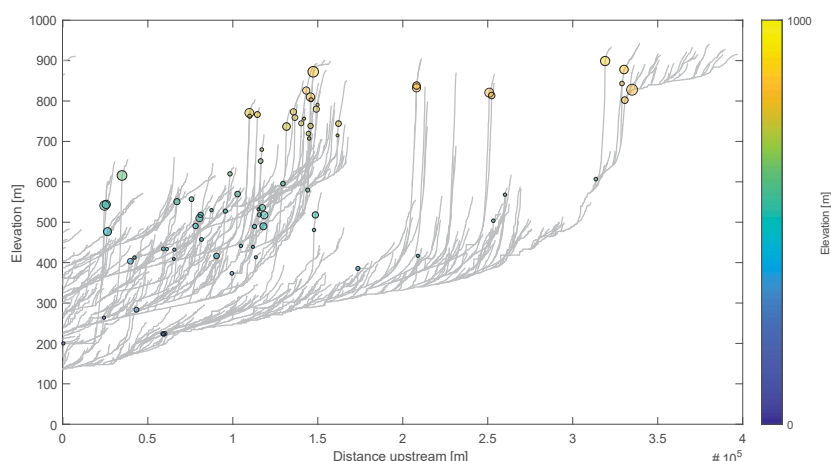
FIGURA 52 – METRICA DECLIVIDADE DO CANAL



Analisando a rede de drenagem, os perfis longitudinais indicam contrastes marcantes. A face cearense, com os afluentes da margem esquerda do rio Jaguaribe apresenta dois principais pontos de concentração dos *knickpoints*, o primeiro acima dos 700 metros, com a transição litológica das escarpas da chapada do Araripe e o segundo, entre 600-400 metros em ambiente de forte controle estrutural (FIGURA 53).

A face cearense é também o que apresenta maiores valores de K_{sn} médio, uma maior incidência de áreas com relevo acentuado, maior densidade de drenagem média, declividade média e densidade de lineamentos média também. A altura do nível de base é a menor das três bacias estudadas com 131 metros.

FIGURA 53 – PERFIS LONGITUDINAIS DOS AFLUENTES DO RIO JAGUARIBE NA ÁREA DE ESTUDO



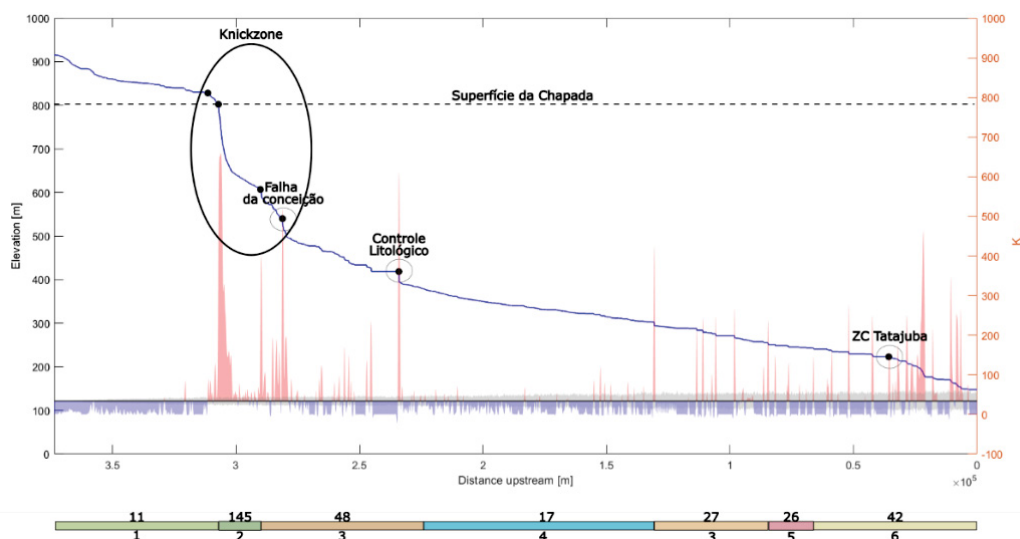
Nos principais tributários do rio Jaguaribe o controle litológico e estrutural é marcante nos perfis longitudinais. O K_{sn} é fortemente ligado a variação litológica como representado nas figuras 52,53 e 54.

A sub-bacia do Rio Salgado (JBV21-3) é uma das que mais apresenta anomalias de drenagens. Ao longo do perfil longitudinal do rio principal, é possível visualizar o forte controle litológico e estrutural, com o *knickzone* da chapada do Araripe bem marcado com *knickpoints* e elevado K_{sn} médio sobretudo no trecho da formação Santana (K_{sn} médio 145).

O trecho do vale do Cariri é caracterizado pela presença das formações Missão Velha e Brejo Santo, representantes da fase pré-rift da bacia do Araripe. Neste trecho a drenagem apresenta um K_{sn} baixo (K_{sn} médio 17). Na sequência as formações metamórficas do embasamento cristalino sustentam um trecho com diversos

cotovelos de drenagem marcados pelas estruturas E-O do lineamento de Patos (FIGURA 54).

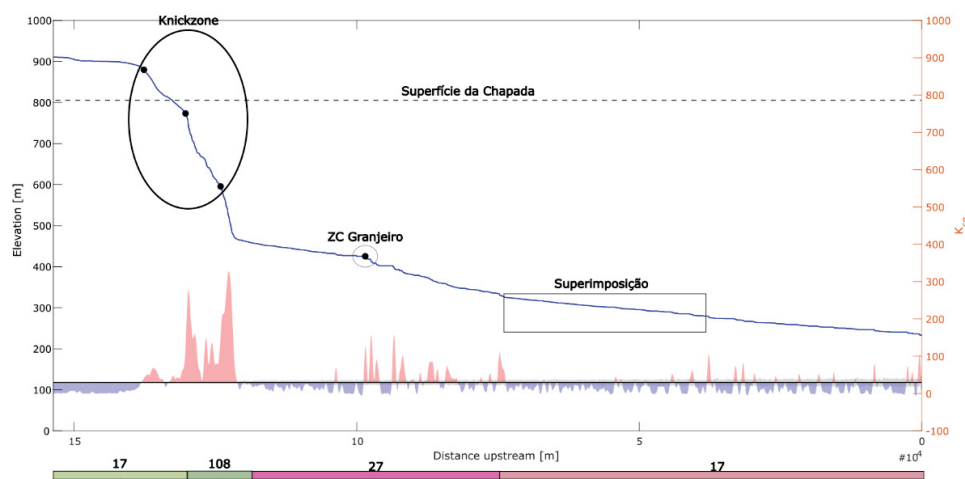
FIGURA 54 – PERFIL LONGITUDINAL DO RIO SALGADO



Legenda: 1: Formação Exu (K2e); 2: Formação Santana (K1s); 3 Formação Santana dos Garrotes (NP3st); 4 Formações Brejo Santo, Missão Velha e Mauriti; 5: Suítes intrusivas Várzea Alegre (PP2_gamma_v) e Granjeiro (A4_gamma_g); 6: Depósitos Aluvionares quaternários (Q2a). Pontos pretos são os knickpoints.

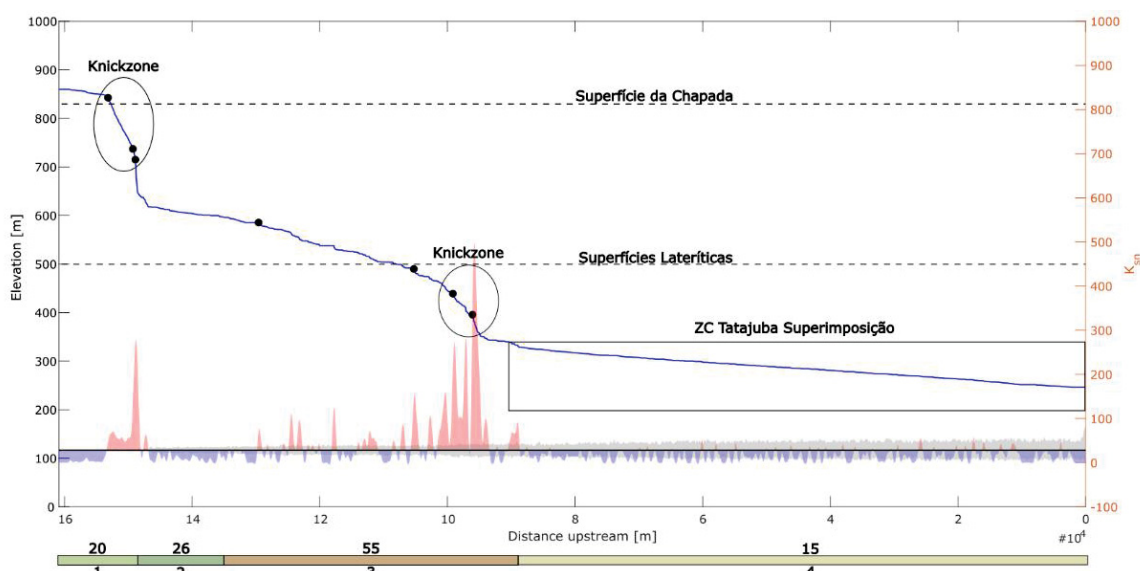
As sub-bacias dos outros tributários do rio Jaguaribe como os rios Cariús (JBV21-4) e Bastiões (JBV21-5) mostram também uma forte influência litológica e estrutural. Ambos os rios principais possuem trechos de superimposição na direção SO-NE e o *knickzone* da chapada bem marcado, porém, enquanto o rio Cariús apresenta apenas trechos com maior K_{sn} como na ZC Granjeiro, o rio Bastiões apresenta um segundo *knickzone*, que separa um trecho onde existe um recobrimento laterítico do trecho relativo ao embasamento cristalino (FIGURAS 55 e 56).

FIGURA 55 – PERFIS LONGITUDINAL DO RIO CARIÚS



Legenda: 1: Formação Exu (K2e); 2: Formação Santana (K1s); Suítes intrusivas Granjeiro (A4_gamma_g); 4: (Q2a). Pontos pretos são os knickpoints.

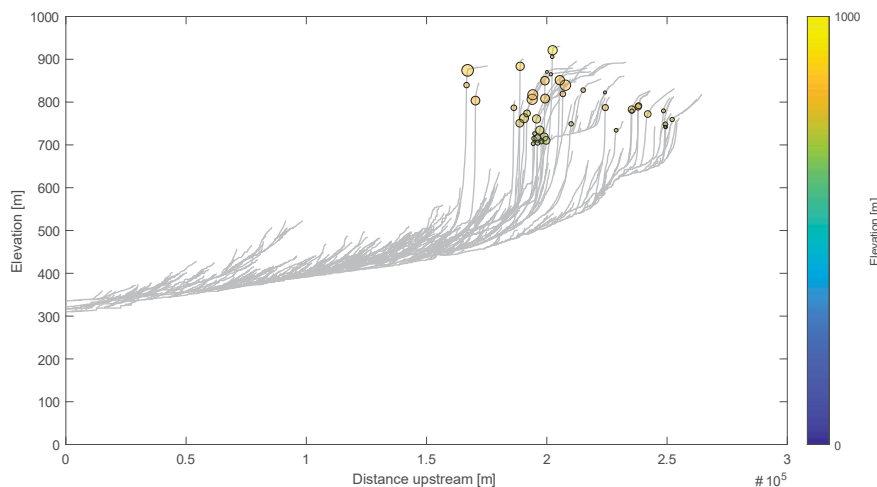
FIGURA 56 – PERFIL LONGITUDINAL DO RIO DOS BASTIÕES



Legenda: 1: Formação Exu (K2e); 2: Formação Santana (K1s); Suítes intrusivas Granjeiro (A4_gamma_g); 4: Depósitos Coluvionares (Q2a). Pontos pretos são os knickpoints.

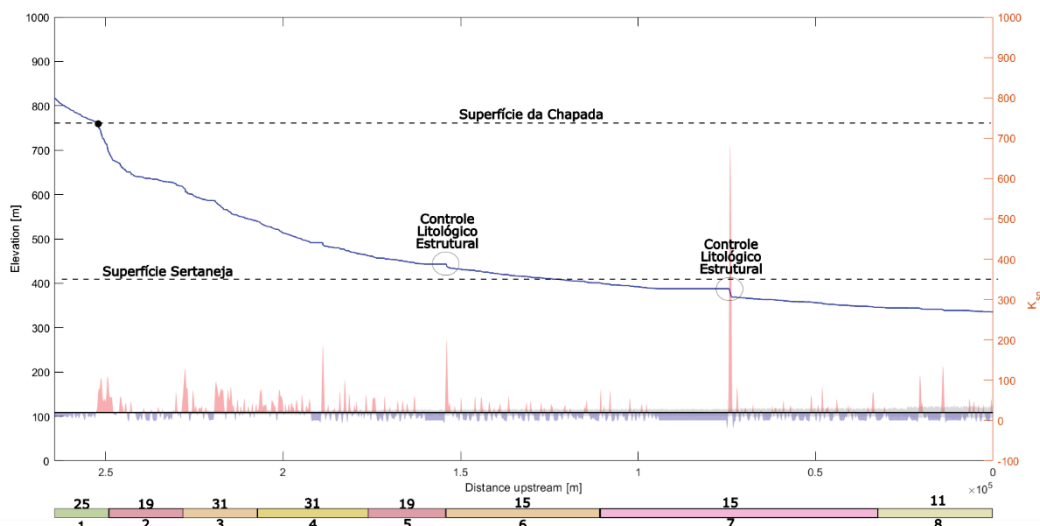
A bacia do São Francisco (face pernambucana) em geral apresenta apenas um conjunto de *knickpoints*, a escarpa da chapada (FIGURA 57). A densidade de drenagem é menor que a representada para a face norte, e os perfis se aproximam de curvas concavas, que são comumente associadas a drenagens em equilíbrio. Todos os atributos indicam uma região que foi largamente submetida a processos de erosão, possivelmente em climas áridos, onde os relevos residuais presentes na paisagem são fruto de uma maior resistência das rochas que os sustentam.

FIGURA 57 – PERFIS LONGITUDINAIS DOS AFLUENTES DO RIO SÃO FRANCISCO NA ÁREA DE ESTUDO



O perfil longitudinal do rio Brígida (JBV21-27), principal tributário do rio São Francisco, ilustra o comportamento dos tributários do rio São Francisco na área de estudo. Apresenta o canal principal com perfil próximo ao concavo, ao longo de todo o canal o K_{sn} se mantém constante e relativamente baixo, com picos apenas em lineamentos estruturais E-O que também marcam transições litológicas (FIGURA 58).

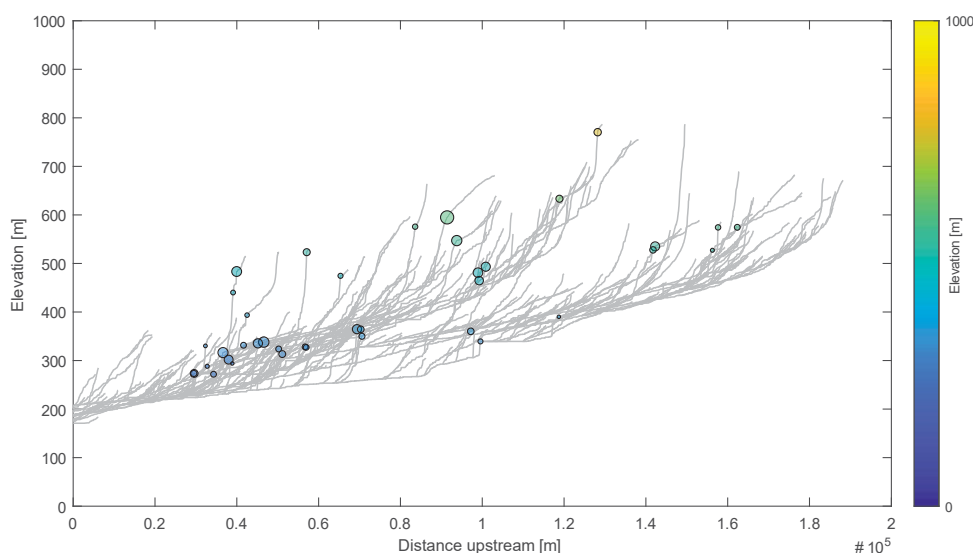
FIGURA 58 – PERFIL LONGITUDINAL DO RIO BRÍGIDA



Legenda: 1: Formação Exu (K2e); 2: Formação Santana (K1s) e Suíte intrusiva Granjeiro(A4_gamma_g); 3: Plúton Araripina (NP3_gamma_2it21); 4: Depósitos Colúvio-eluviais (NQc); 5:Complexo Itaizinho (PP2i); 6: Formação Santana dos Garrotes (NP3st); 7: Suíte Granodiorítica Içara (PP3_gamma_igd) Complexo Lagoa das Contendas (MP3lc) Complexo Belem do São Francisco (PP2bf) unidade Cabrobó 2 (MP3ca2); 8: Depósitos Coluvionares (Q2a). Pontos pretos são os knickpoints.

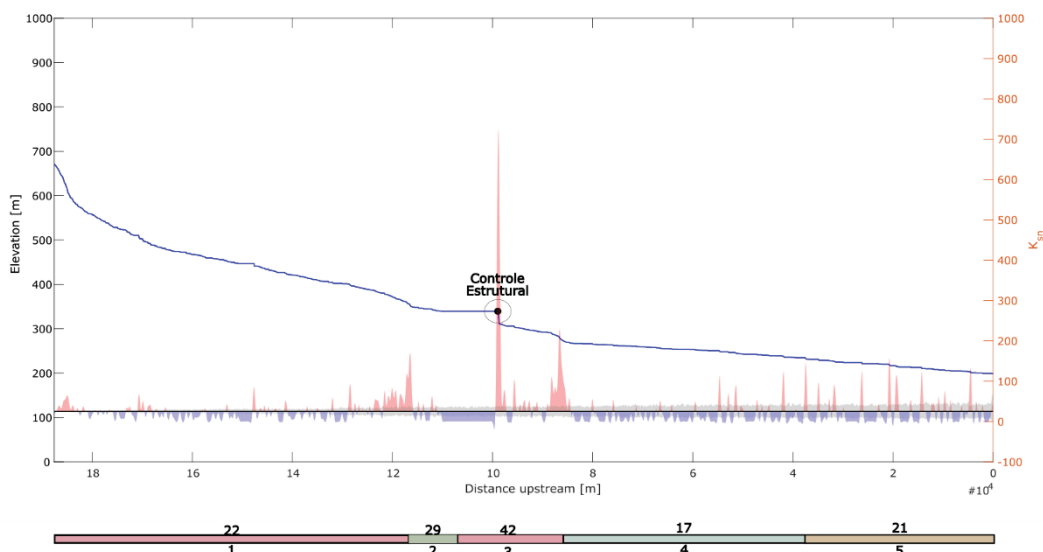
Quanto a bacia do Parnaíba, a área apresenta características que a diferem das outras duas. Primeiro, os perfis não possuem os *knickpoints* da chapada, pois nessa região o contato entre a chapada e o embasamento é majoritariamente suave. Contudo, grande parte dos *knickpoints* encontrados na face piauiense não estão ligados diretamente a mudanças litológicas ou controles estruturais. Desta forma, podem indicar o grau de evolução da rede de drenagem sobre a bacia paleozoica do Parnaíba (FIGURA 59).

FIGURA 59 – PERFIS LONGITUDINAIS DOS AFLUENTES DO RIO PARNAÍBA NA ÁREA DE ESTUDO



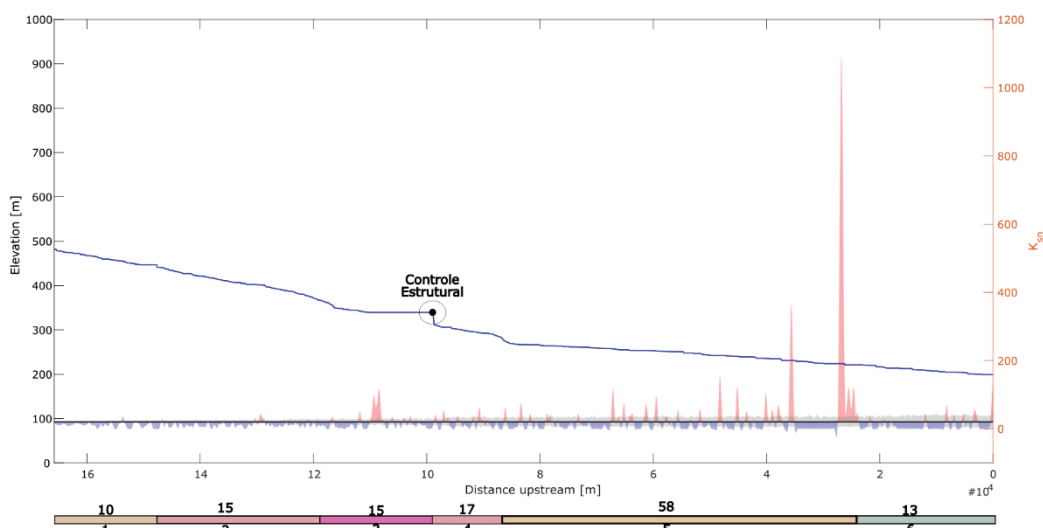
Os perfis dos rios Guaribas (JBV21-13) e Itaim (JBV21-15) exemplificam os principais tributários da bacia do Parnaíba na área de estudo (FIGURAS 60 e 61). Os valores de K_{sn} são em geral mais baixos e os perfis apresentam curvas concavas com poucas variações.

FIGURA 60 – PERFIL LONGITUDINAL DO RIO GUARIBAS



Legenda: 1: Complexo Jaguaretama (PP2j); 2: Formação Angico Torto (C_cortado_Oat); 3: Complexo Jaguaretama (PP2j) e Formação Melancia (C_cortado_Om); 4: Grupo Serra Grande (Ssg); 5: Formação Pimenteiras, Grupo Canindé (D2p). Pontos pretos são os knickpoints.

FIGURA 61 – PERFIL LONGITUDINAL DO RIO ITAIM



Legenda: 1: Complexo Santa Filomena (MP3sf); 2: Complexos Itaizinho (PP2i) e Morro do Estreito (PPem) e granitoides (NP3_gamma_3i); 3: Complexo Granjeiro (A4g); 4: Grupo Ipueirinha (PPi); 5: Pluton Campos Sales Assaré (NP3_gamma_2it19); 6: Grupo Serra Grande (Ssg). Pontos pretos são os knickpoints.

Para as anomalias de drenagem encontradas na área de estudo (*Knickpoints* e cotovelos de drenagem) a maior parte ilustra o controle da rede de drenagem pela diferença litológica e pelas estruturas antigas presentes. Os *knickpoints* analisados se encontram majoritariamente nas bacias do Jaguaribe e Parnaíba como é visível na FIGURA 62.

Somente 15% dos 290 knickpoints identificados, estão situados na bacia do São Francisco. Este fato pode demonstrar a proximidade os perfis longitudinais de um perfil de equilíbrio, onde as mudanças são pouco existentes

Na área de estudo, 65% dos knickpoints estão relacionados com alterações litológicas ou falhas antigas, atestando a importância do controle estrutural na paisagem (FIGURA 63). Os 35% restantes estão concentrados na bacia do Parnaíba.

FIGURA 62 – MAPA DE ANOMALIAS DE DRENAGEM DA ÁREA DE ESTUDO

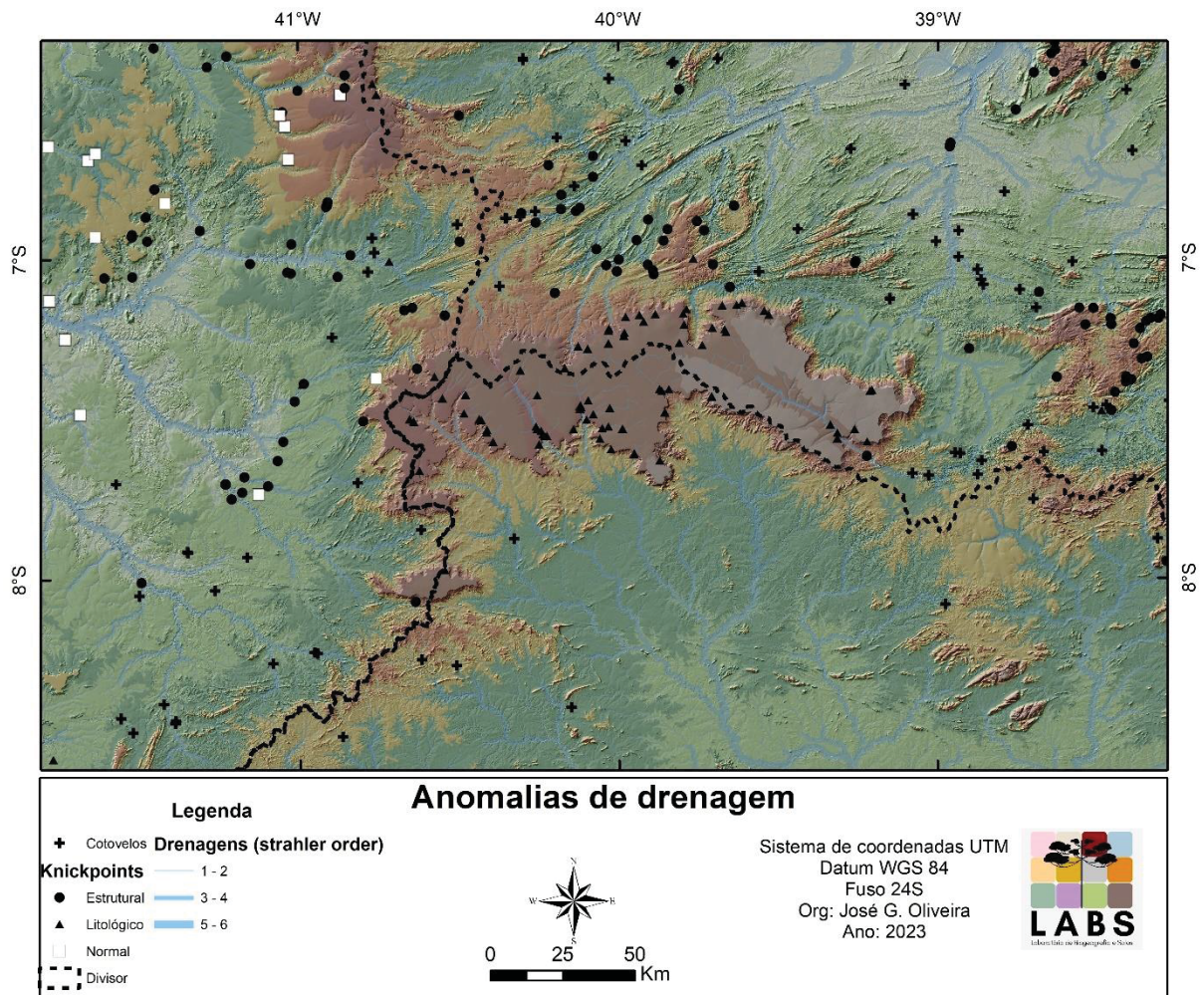
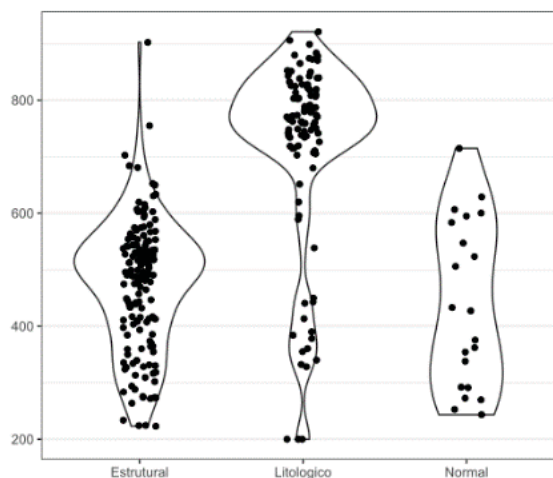


FIGURA 63 – DIAGRAMAS DE CAIXA- VIOLIN PLOT - DOS KNICKPOINTS DISTRIBUIDOS POR TIPO



O índice normalizado de declividade do canal (K_{sn}) indica que a maior parte da rede de drenagem na área apresenta baixa declividade. Os valores maiores estão concentrados nos escarpamentos da chapada do Araripe, sobretudo na fachada nordeste (anfiteatro de Crato - Barbalha) e em mudanças litológicas existentes, ressaltando o aparente controle exercido pela litologia na morfologia da rede de drenagem. Existe uma diferença significativa nos valores para as três bacias da área, os maiores valores são encontrados na bacia do Parnaíba, assim como a maior amplitude. A bacia do São Francisco apresenta valores baixos e menor desvio padrão (FIGURAS 64 e 65).

FIGURA 64 – DIAGRAMA DE CAIXA DO KSN POR BACIA

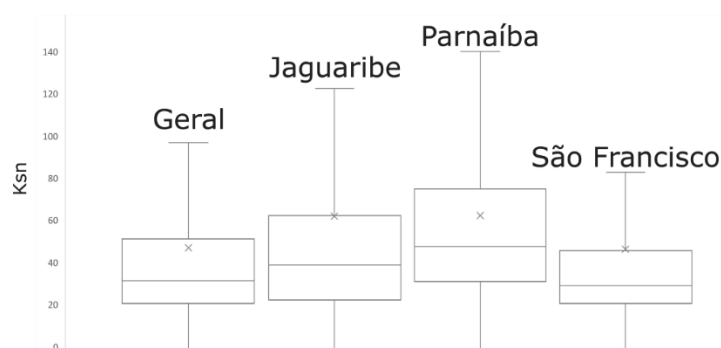
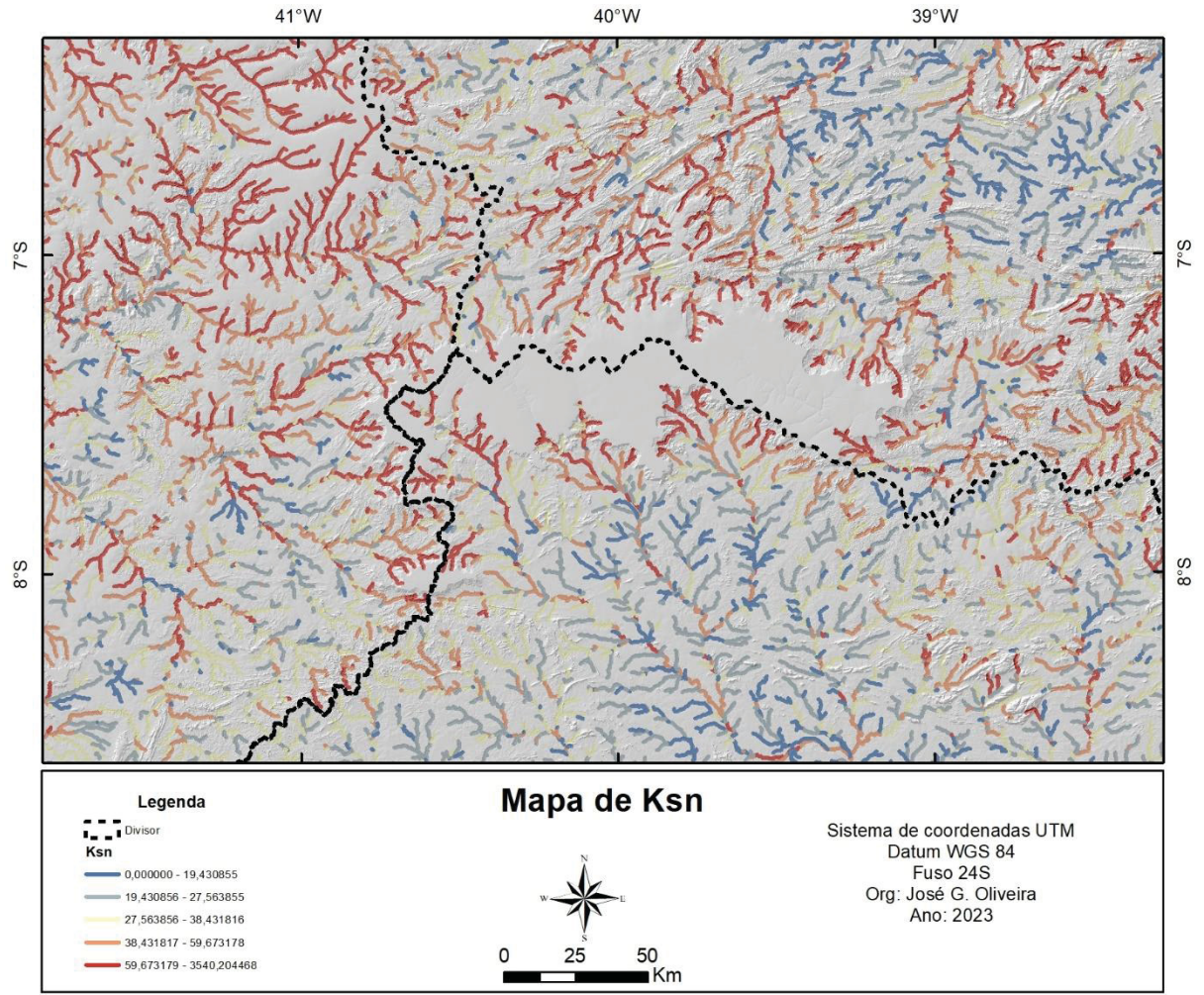


FIGURA 65 – MAPA DE KSN



Um resumo da caracterização morfométrica das bacias é apresentado na Tabela 6.

TABELA 6 - RESUMO DOS ATRIBUTOS POR BACIA HIDROGRÁFICA

BV		Area (Km²)	Elevação	AA	Declividade	FA	K _{sn}	Hi	Controle Estrutural
JBV21-1	Jaguaribe	Pequena	Alta	Baixa	Baixa	Simétrica	Baixo	Jovem	Forte
JBV21-2		Pequena	Média	Alta	Alta	Simétrica	Alto	Antiga	Médio
JBV21-3		Grande	Baixa	Alta	Alta	Simétrica	Médio	Antiga	Médio
JBV21-4		Média	Baixa	Alta	Alta	Assimétrica	Alto	Antiga	Forte
JBV21-5		Média	Alta	Alta	Alta	Assimétrica	Alto	Madura	Forte
JBV21-6		Pequena	Baixa	Alta	Alta	Simétrica	Médio	Antiga	Forte
JBV21-7		Média	Alta	Média	Média	Simétrica	Médio	Madura	Médio
JBV21-8*		Pequena	Alta	Baixa	Baixa	Simétrica	Alto	Madura	Forte
JBV21-10		Pequena	Alta	Baixa	Baixa	Assimétrica	Baixo	Madura	Fraco
JBV21-29		Média	Média	Alta	Baixa	Simétrica	Alto	Antiga	Médio
JBV21-12	Parnaíba	Média	Alta	Média	Média	Simétrica	Alto	Madura	Médio
JBV21-13		Grande	Média	Média	Média	Simétrica	Alto	Madura	Médio

BV		Area (Km ²)	Elevação	AA	Declividade	FA	K _{sn}	Hi	Controle Estrutural
JBV21-14		Média	Baixa	Baixa	Baixa	Assimétrica	Médio	Antiga	Fraco
JBV21-15		Grande	Baixa	Média	Média	Assimétrica	Médio	Antiga	Médio
JBV21-16		Média	Baixa	Baixa	Baixa	Assimétrica	Médio	Antiga	Fraco
JBV21-17		Grande	Média	Média	Baixa	Assimétrica	Médio	Antiga	Médio
JBV21-18		Média	Média	Média	Média	Assimétrica	Alto	Madura	Forte
JBV21-19	São Francisco	Média	Alta	Média	Baixa	Assimétrica	Médio	Madura	Fraco
JBV21-20		Pequena	Média	Média	Baixa	Assimétrica	Baixo	Antiga	Fraco
JBV21-21		Pequena	Média	Média	Baixa	Assimétrica	Baixo	Madura	Fraco
JBV21-23		Média	Média	Média	Baixa	Assimétrica	Médio	Antiga	Fraco
JBV21-24		Média	Média	Baixa	Baixa	Assimétrica	Baixo	Madura	Fraco
JBV21-26		Pequena	Alta	Baixa	Média	Simétrica	Baixo	Antiga	Forte
JBV21-27		Grande	Média	Baixa	Baixa	Assimétrica	Baixo	Antiga	Fraco
JBV21-28A		Pequena	Alta	Alta	Média	Assimétrica	Baixo	Antiga	Médio
JBV21-28B		Grande	Média	Média	Baixa	Assimétrica	Baixo	Antiga	Fraco

4.2 AS SUPERFÍCIES DE *LOW RELIEF*

A evolução da região nordeste do Brasil já foi objeto de estudo de diversos autores. Os processos de soerguimento seguidos de erosão generalizada ao longo do tempo geraram uma paisagem com distintos níveis escalonados de superfícies de aplainamento (MAIA et al. 2010).

As sequências sedimentares do Mesozoico e do Cenozoico seriam o resultado de erosão decorrente do soerguimento e, conseqüentemente, do rebaixamento do nível de base regional (MAIA et al. 2010).

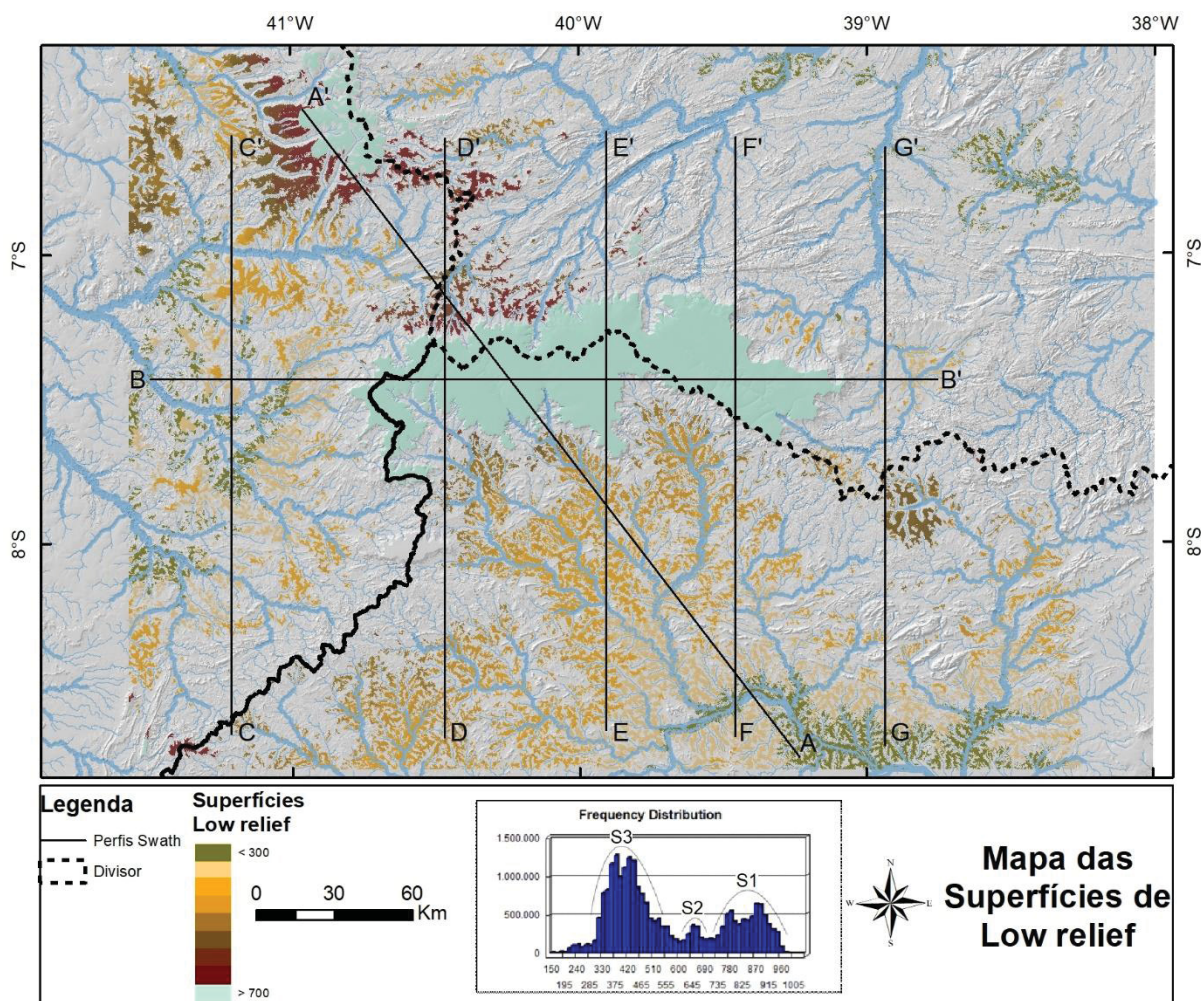
O número e a origem dessas superfícies não é consenso na literatura existente. Dresch (1957) cita a existência de três paleosuperfícies de aplainamento, Demangeot (1960) quatro e Ab'Sáber (1960,1969) por sua vez sugeriu a existência de cinco paleosuperfícies para o Nordeste.

O mapa contendo as superfícies de *low relief* é apresentado na FIGURA 66. O mapa apresenta as superfícies organizadas em faixas de 50 metros. É possível visualizar as três principais superfícies identificadas na área de estudo:

- Superfície pós-cenomaniana (S1) com elevação acima de 710 metros;
- Superfície laterítica (S2) com elevação entre 485 e 710 metros;
- Superfície sertaneja (S3) abaixo de 485 metros.

O gráfico de frequência dos pixels apresenta 3 picos interpretados como as principais superfícies de aplainamento existentes na área, o primeiro, entre 300 e 500 m, da superfície sertaneja, o segundo, entre 600 e 700 m chamado aqui de superfície laterítica e o terceiro pico, > 750 m de superfície cenomiana.

FIGURA 66 – MAPA DE SUPERFÍCIES DE LOW RELIEF



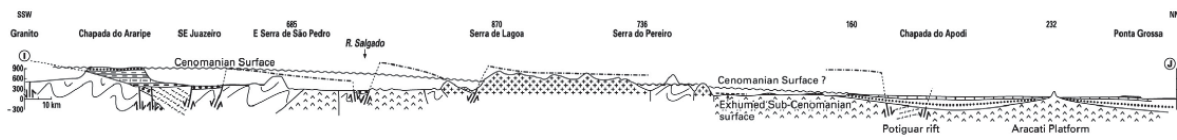
A superfície 1, mais elevada representa o topo da chapada do Araripe e porções do *glint* da Ibiapaba. O trecho referente a chapada do Araripe é chamado de superfície cenomiana por Peulvast e Betard (2015) e representa a superfície mais elevada preservada na área de estudo. Essa superfície coincidente com a unidade de topo da bacia do Araripe, é remanescente de um processo de inversão topográfica pós Cretáceo da bacia sedimentar (FIGURA 67).

A extensão inicial da S1 seria muito maior que a atual, com relevos residuais sustentados por unidades semelhantes a formação exu, são encontrados ao sul na bacia do Socorro e a Leste na bacia do Jatobá.

Segundo Bezerra et al. (2023) o soerguimento que levou a inversão tectônica na Bacia do Araripe resultou de estresses compressivos horizontais provenientes do empuxo da dorsal mesoatlântica a leste e do empuxo andino a oeste. Este processo ocorreu devido à compressão da placa de toda a região, que se concentrou

preferencialmente ao longo de zonas de cisalhamento pré-existent em uma litosfera adelgada e as reativou para formar as principais falhas de inversão da bacia.

FIGURA 67 – PERFIL COM A CHAPADA DO ARARIPE REPRESENTANDO A SUPERFÍCIE CENOMIANA NA REGIÃO NORDESTE SETENTRIONAL



Fonte: Peulvast et al. (2008)

Na S1, é encontrado também um trecho referente ao *glint* da Ibiapaba, esse relevo diz respeito a uma superfície com morfologia de *cuesta* localizado entre os estados do Ceará e do Piauí. A Ibiapaba é um relevo contínuo e se dispõe por cerca de 380 Km entre os dois estados (MOURA FÉ, 2012). Essa área é embasada pelo Grupo Serra Grande, formação basal da bacia do Parnaíba, de idade Paleozoica (FIGURA 68).

Segundo CLAUDINO-SALES e PEULVAST (2007) e SZATIMARI et al. (1987) o soerguimento da extremidade NE da bacia do Parnaíba, trecho que corresponde hoje ao *glint* da Ibiapaba ocorreu a partir do Coniaciano (89,9-86,3 Ma) onde pulsos de compressão ao longo da margem equatorial e sua continuação oriental, a Fossa do Benuê, reativaram o movimento transcorrente ao longo da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II.

Esse trecho embora esteja em cotas altimétricas até menores que a chapada do Araripe, representaria segundo Peulvast et al. (2008) manchas exumadas da superfície de erosão sub-Paleozóica (pós-Brasiliana), superfície até mais antiga que a própria chapada.

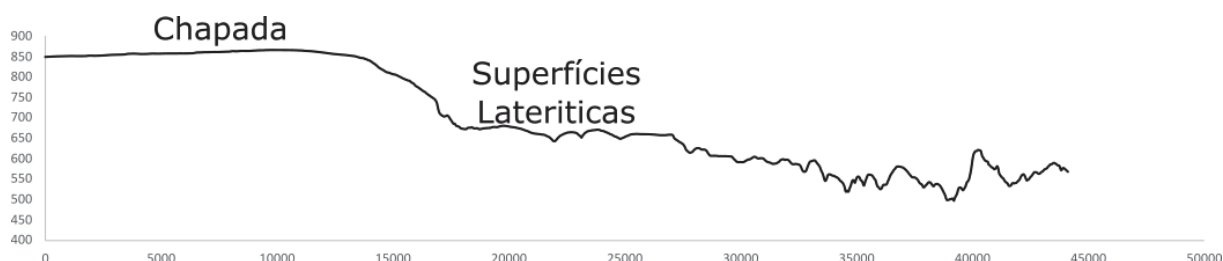
FIGURA 68 – PERFIL COM O GLINT DA IBIAPABA REPRESENTANDO A SUPERFÍCIE PÓS-RIFT NA REGIÃO NORDESTE SETENTRIONAL



Fonte: Peulvast et al. (2008)

A superfície 2, corresponde sobretudo aos patamares de superfícies lateríticas encontrados na porção sudoeste do Ceará, entre 600 e 700 m. Segundo Cordeiro et al. (2018) essas feições residuais seriam remanescentes de um antigo capeamento laterítico contínuo, que foi parcialmente dissecado, pelo atual sistema de drenagem, restando apenas alguns testemunhos desconectados (FIGURA 69).

FIGURA 69 – PERFIL TOPOGRÁFICO DAS SUPERFÍCIES LATERÍTICAS NO SOPÉ DA CHAPADA



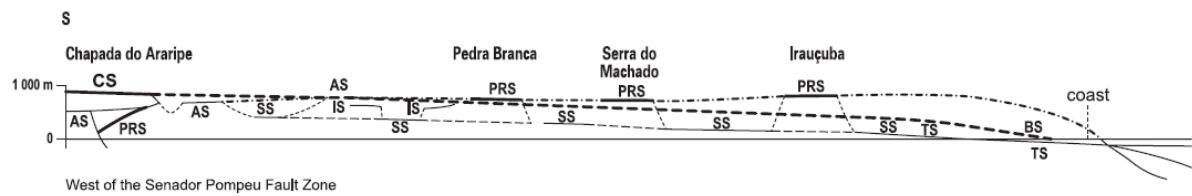
A superfície sertaneja foi mapeada como superfície 3, serve de pedestal para a maior parte dos grandes relevos do Ceará, comportando numerosos relevos residuais, inselbergs e inselgebirges (CLAUDINO-SALES, 2016).

Identificada entre 300 e 500 m é a mais ampla das mapeadas na área de estudo e corresponde ao pediplano sertanejo que se estende por grande parte da região nordeste, citada por diversos autores desde Ab'Saber (1964) (FIGURA 70).

Esta superfície não se apresenta continua, é visível principalmente na face sul da chapada do Araripe. A face norte apresenta um relevo com maior dissecção e sem grande expressão da S3. Peuvast e Betard (2015) destacam que a topografia assimétrica entre os lados norte e sul da Chapada reflete nos piedmonts e nas altitudes da cimeira.

Ao sul da Chapada, a superfície é conectada ao rio São Francisco, se encontra suavemente inclinada e embasada sobre as rochas cristalinas, especialmente as rochas metamórficas que abriga a intrusão de granito Exu-Bodocó, e também as bacias sedimentares de Cedro e São José do Belmonte (crono correlatas a bacia do Araripe).

FIGURA 70 – PERFIL TOPOGRÁFICO QUE APRESENTA O TRECHO COM A SUPERFÍCIE SERTANEJA

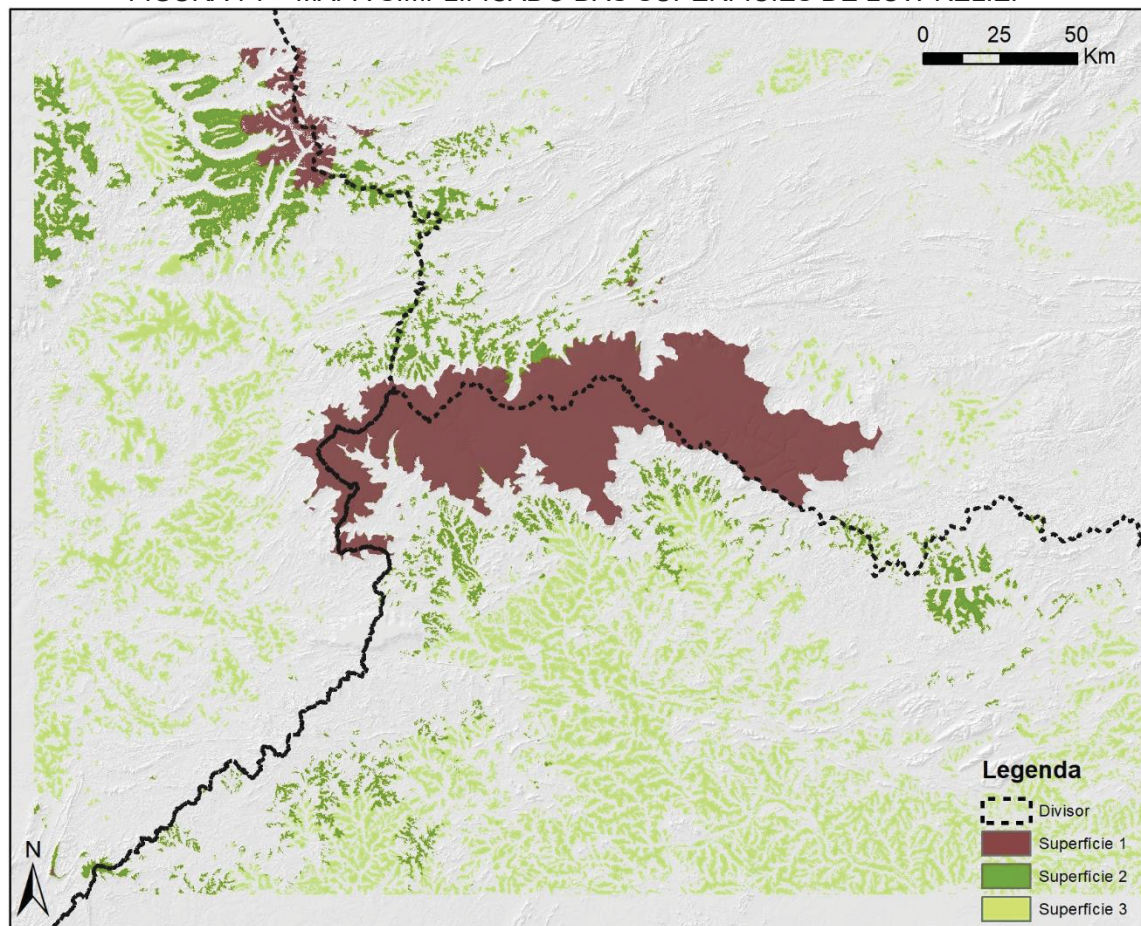


Fonte: Peulvast; Sales. (2004)

Legenda: SS representa a superfície sertaneja.

O mapa contendo as superfícies divididas nos três grupos é apresentado na FIGURA 71 e a distribuição das áreas frente o total das bacias no Quadro 4.

FIGURA 71 – MAPA SIMPLIFICADO DAS SUPERFÍCIES DE LOW RELIEF



QUADRO 4 - SUPERFÍCIES DE LOW RELIEF

Bacia do São Francisco		
Area Total (km ²)		Area Low relief (km ²)
18527		6865 (37%)
Superfície 1	Superfície 2	Superfície 3
3020 (44%)	755 (11%)	3090 (44%)
Bacia do Jaguaribe		
Area Total (km ²)		Area Low relief (km ²)
20042		3679 (19%)
Superfície 1	Superfície 2	Superfície 3
2816 (76%)	571 (15%)	292 (7%)
Bacia do Parnaíba		
Area Total (km ²)		Area Low relief (km ²)
14631		4015 (27%)
Superfície 1	Superfície 2	Superfície 3
2208 (55%)	1164 (29%)	602 (15%)

4.3 ISOTOPOS COSMOGÊNICOS

4.3.1. Concentrações de ¹⁰Be e de ²⁶Al nas amostras

As concentrações medidas do ¹⁰Be variam de $1.05 \cdot 10^5$ até $1.19 \cdot 10^6$ at/g com média de $3.55 \cdot 10^5$ at/g, enquanto para o ²⁶Al os valores são de $1.04 \cdot 10^4$ até $7.08 \cdot 10^6$ at/g com média de $1.44 \cdot 10^6$ at/g (TABELA 7 e FIGURA 70).

A taxa de produção do ²⁶Al nas amostras mensuradas é em média 6,8 vezes maior que a do ¹⁰Be, logo, amostras em equilíbrio secular deverão apresentar valores próximos a essa medida.

No caso de amostras com razão ²⁶Al/¹⁰Be muito baixas (< 2) entende-se que podem ter ocorrido problemas analíticos na preparação das amostras e parte do alumínio presente naturalmente pode ter sido perdido, como é o caso das JBV21-1, JBV21-3, JBV21-5, JBV21-21, JBV21-23, JBV21-27, JBD21-3, JBD21-4, JBD21-5b e JBD21-6a.

Amostras com razão muito elevada (>8) podem indicar que a concentração inicial de alumínio natural não cosmogênico das amostras era elevada e houve uma contaminação, que é o caso das amostras JBV21-29 e JBV21-26.

O gráfico de banana ilustra essa história complexa, as amostras citadas anteriormente se enquadram na porção inferior dos gráficos (FIGURAS 73).

TABELA 7 - CONCENTRAÇÃO DOS ISOTOPOS ^{10}Be E ^{26}Al NAS AMOSTRAS

Amostra	^{10}Be Concentração	^{26}Al Concentração	$^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$
	Atm/g ($\cdot 10^3$)		
JBV21-1	169.0 $\pm$ 9.2	996.8 $\pm$ 73.4	1.97 $\pm$ 0.15
JBV21-2	154.4 $\pm$ 5.1	975.4 $\pm$ 58.6	6.32 $\pm$ 0.43
JBV21-3	203.9 $\pm$ 14.8	327.4 $\pm$ 40.0	1.61 $\pm$ 0.23
JBV21-4	196.1 $\pm$ 37.6	703.4 $\pm$ 41.3	3.59 $\pm$ 0.72
JBV21-5	227.5 $\pm$ 12.3	449.0 $\pm$ 49.2	0.86 $\pm$ 0.08
JBV21-6	278.7 $\pm$ 14.7	1338.8 $\pm$ 81.5	4.80 $\pm$ 0.39
JBV21-7	213.1 $\pm$ 9.8	837.4 $\pm$ 54.7	3.93 $\pm$ 0.31
JBV21-8*	122.3 $\pm$ 9.7	631.1 $\pm$ 41.0	5.16 $\pm$ 0.53/
	149.7 $\pm$ 12.2	580.3 $\pm$ 64.1	3.87 $\pm$ 0.53
JBV21-10	883.6 $\pm$ 27.9	4274.7 $\pm$ 136.8	4.84 $\pm$ 0.22
JBV21-29	168.6 $\pm$ 5.3	2000.2 $\pm$ 363.2	11.86 $\pm$ 2.19
JBV21-12	142.4 $\pm$ 7.7	430.2 $\pm$ 39.8	3.02 $\pm$ 0.32
JBV21-13	140.8 $\pm$ 14.0	791.1 $\pm$ 53.6	5.62 $\pm$ 0.68
JBV21-14	120.3 $\pm$ 4.2	541.8 $\pm$ 47.9	4.50 $\pm$ 0.43
JBV21-15	169.4 $\pm$ 5.7	963.4 $\pm$ 57.1	5.69 $\pm$ 0.39
JBV21-16	147.4 $\pm$ 8.2	775.0 $\pm$ 49.2	3.43 $\pm$ 0.27
JBV21-17	134.3 $\pm$ 7.9	461.9 $\pm$ 30.8	3.44 $\pm$ 0.31
JBV21-18	371.6 $\pm$ 24.5	962.1 $\pm$ 65.2	2.59 $\pm$ 0.25
JBV21-19	402.5 $\pm$ 14.1	2049.3 $\pm$ 88.7	5.09 $\pm$ 0.28
JBV21-20	836.9 $\pm$ 26.3	2322.9 $\pm$ 82.1	2.78 $\pm$ 0.13
JBV21-21	449.0 $\pm$ 14.5	800.2 $\pm$ 38.7	1.79 $\pm$ 0.09
JBV21-23	337.6 $\pm$ 14.7	373.2 $\pm$ 39.9	1.11 $\pm$ 0.13
JBV21-24	366.8 $\pm$ 17.8	1558.4 $\pm$ 83.3	4.25 $\pm$ 0.31
JBV21-26	410.0 $\pm$ 21.7	5897.1 $\pm$ 421.9	14.38 $\pm$ 1.28
JBV21-27	406.3 $\pm$ 20.6	570.7 $\pm$ 44.6	1.40 $\pm$ 0.13
JBV21-28A	105.6 $\pm$ 12.1	236.3 $\pm$ 72.8	2.24 $\pm$ 0.74
JBV21-28B	302.0 $\pm$ 13.2	1996.6 $\pm$ 117.5	6.61 $\pm$ 0.48
JBD21-1	1190.0 $\pm$ 42.8	7079.1 $\pm$ 454.7	5.95 $\pm$ 0.44
JBD21-2	*	372.5 $\pm$ 58.5	*
JBD21-3	356.6 $\pm$ 42.9	74.8 $\pm$ 15.1	0.21 $\pm$ 0.05
JBD21-4	114.7 $\pm$ 4.7	136.6 $\pm$ 22.6	1.19 $\pm$ 0.20
JBD21-5B	813.6 $\pm$ 48.3	410.2 $\pm$ 39.2	0.50 $\pm$ 0.06
JBD21-6A	572.0 $\pm$ 17.9	371.8 $\pm$ 22.1	0.65 $\pm$ 0.04
JBD21-6B	127.1 $\pm$ 6.5	763.6 $\pm$ 55.9	6.00 $\pm$ 0.54
JBD21-7	166.4 $\pm$ 11.8	*	*
JBD21-8	1120.5 $\pm$ 38.2	6328.9 $\pm$ 263.1	5.65 $\pm$ 0.30
JBD21-9	711.5 $\pm$ 24.9	2594.6 $\pm$ 132.0	3.65 $\pm$ 0.23

* Não medidos

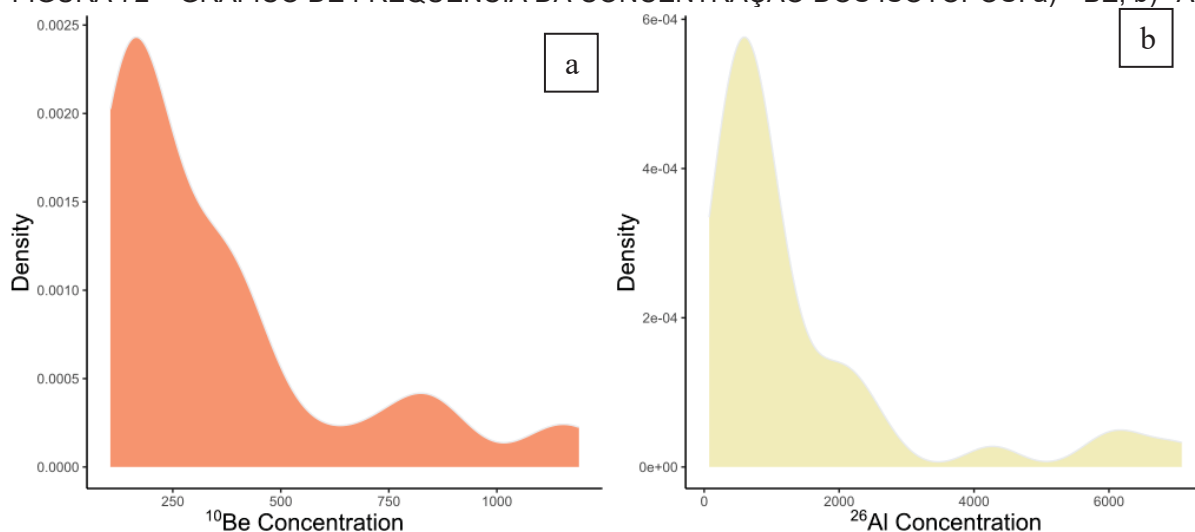
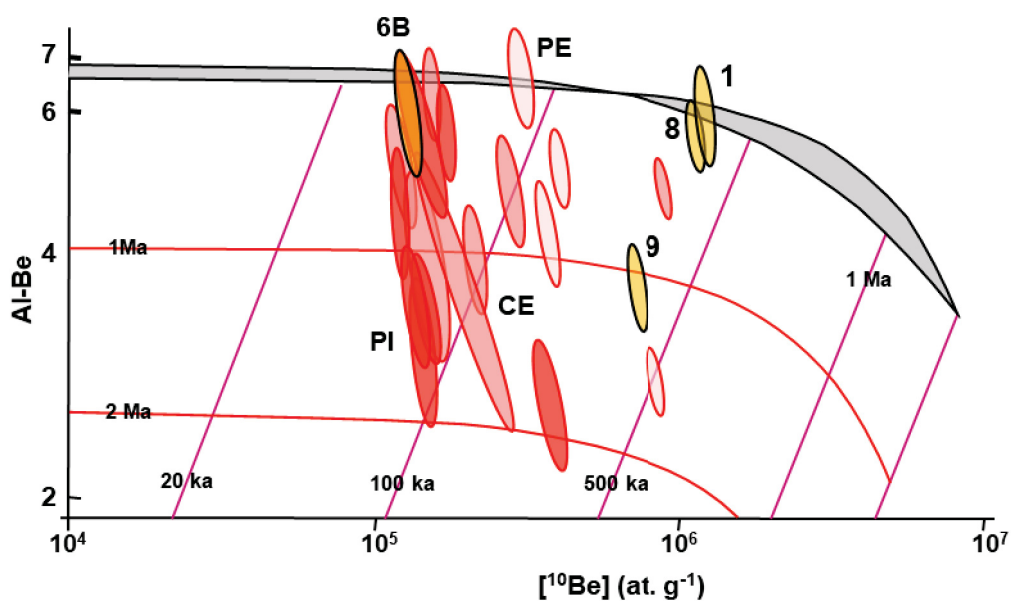
FIGURA 72 – GRÁFICO DE FREQUENCIA DA CONCENTRAÇÃO DOS ISOTOPOS. a) ^{10}Be ; b) ^{26}Al 

FIGURA 73 – BANANA PLOT DAS AMOSTRAS



O tempo de integração do ^{10}Be varia de 22.579 ± 3.559 (JBV21-28a) anos até 328.782 ± 25.586 anos (JBD21-8). Já para o ^{26}Al a variação é de 2.997 ± 897 (JBD21-3) anos até 292.346 ± 28.182 (JBD21-1). O tempo de integração das amostras é apresentado na tabela 8.

TABELA 8 - TEMPO DE INTEGRAÇÃO DOS ISOTOPOS

	¹⁰ Be Integration time	Incertitude	²⁶ Al Integration time	Incertitude
JBV21-1	35.935	4.184	9.164	1.071
JBV21-2	34.753	3.749	30.118	3.584
JBV21-3	50.473	6.351	10.277	1.641
JBV21-4	47.763	10.408	22.605	2.675
JBV21-5	51.905	6.085	5.584	714
JBV21-6	70.603	8.154	45.649	5.450
JBV21-7	46.381	5.226	24.208	2.947
JBV21-8*	25.694	3.012	17.944	2.181
	31.815	4.171	16.432	2.480
JBV21-10	203.743	21.889	136.035	14.632
JBV21-29	38.307	4.119	66.002	13.771
JBV21-12	26.360	3.066	10.551	1.459
JBV21-13	31.774	4.543	24.298	2.990
JBV21-14	28.827	3.134	17.465	2.367
JBV21-15	45.853	4.959	35.611	4.226
JBV21-16	35.721	4.187	16.213	1.880
JBV21-17	31.064	3.680	14.169	1.736
JBV21-18	83.978	10.256	27.922	3.462
JBV21-19	85.988	9.333	59.460	6.632
JBV21-20	210.733	22.631	75.839	8.237
JBV21-21	105.768	11.395	23.695	2.584
JBV21-23	79.117	8.843	10.767	1.596
JBV21-24	89.295	10.144	50.582	5.856
JBV21-26	94.668	10.943	206.993	25.906
JBV21-27	98.974	11.335	17.118	2.210
JBV21-28A	22.579	3.559	6.616	2.018
JBV21-28B	73.507	8.204	67.530	7.994
JBD21-1	322.722	25.763	292.346	28.182
JBD21-2	*	*	153.776	21.018
JBD21-3	90.026	12.596	2.997	897
JBD21-4	28.839	2.372	5.936	1.078
JBD21-5A	*	*	6.404	2.799
JBD21-5B	225.231	20.891	17.106	2.167
JBD21-6A	185.690	14.462	18.600	1.730
JBD21-6B	36.293	3.189	38.605	3.956
JBD21-7	49.614	5.000	*	*
JBD21-8	323.782	25.586	279.534	23.069
JBD21-9	197.578	15.696	112.290	9.842

4.3.2 ¹⁰Be taxas de denudação

As taxas de denudação mensuradas por meio do ¹⁰Be (n =37) variam de 1,7 ± 0,1 m/Ma até 29,2 ± 4,6 - m/Ma com média de 13,7 m/Ma e desvio padrão de 6,8 (FIGURAS 74 e 75 e QUADRO 5).

As sub-bacias do rio Jaguaribe (n = 10) possuem taxas de denudação que variam de $2,9 \pm 0,3$ m/Ma (JBV21-10) até $25,6 \pm 3$ m/Ma (JBV21-8), com média de $15 \pm 1,8$ m/Ma. Os valores de denudação apresentam elevada amplitude (FIGURA 74B).

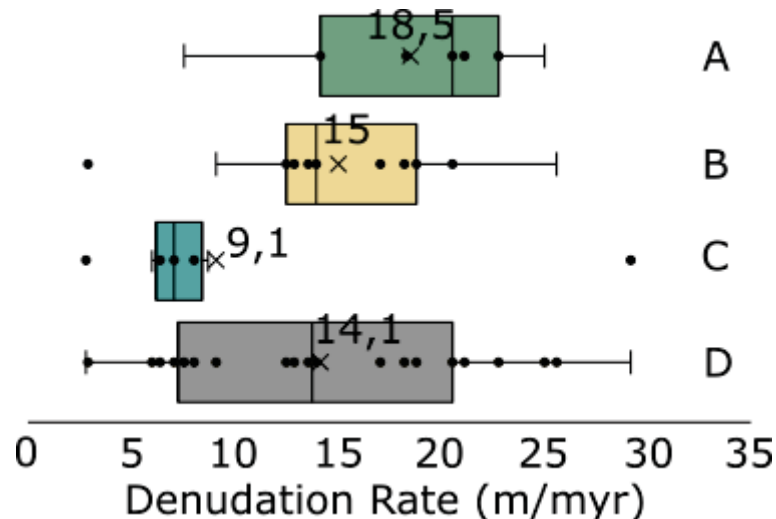
Quanto a bacia do Parnaíba, as sub-bacias (n = 7) apresentam a maior média de taxa de denudação da área de estudo ($18,5 \pm 2,2$ m/Ma). As taxas variam entre $25 \pm 2,9$ m/Ma (JBV21-12) e $7,6 \pm 0,9$ m/Ma (JBV21-18) (FIGURA 74A).

Na área do rio São Francisco as sub-bacias (n = 9) possuem a menor média de taxa de denudação com $9,1 \pm 1,1$ m/Ma. A baixa variação nas taxas de denudação é também reforçada com 8 das 9 sub-bacias apresentando taxas de denudação menores que 10 m/Ma, com exceção da bacia 28A (FIGURA 74C).

QUADRO 5 - ^{10}Be TAXAS DE DENUDAÇÃO

	Amostra	^{10}Be DR		Amostra	^{10}Be DR		Amostra	^{10}Be DR		Amostra	^{10}Be DR
Jaguaribe	JBV21-1	$18,2 \pm 2,1$	Parnaíba	JBV21-12	$25,0 \pm 2,9$	São Francisco	JBV21-19	$7,4 \pm 0,8$	Bedrock	JBD21-1	$1,7 \pm 0,1$
	JBV21-2	$18,8 \pm 2$		JBV21-13	$20,6 \pm 3,0$		JBV21-20	$2,8 \pm 0,3$		JBD21-3	$7,1 \pm 1,0$
	JBV21-3	$12,9 \pm 1,6$		JBV21-14	$22,8 \pm 2,5$		JBV21-21	$6 \pm 0,6$		JBD21-4	$22,8 \pm 1,9$
	JBV21-4	$13,6 \pm 2,9$		JBV21-15	$14,2 \pm 1,5$		JBV21-23	$8,1 \pm 0,9$		JBD21-5B	$2,6 \pm 0,2$
	JBV21-5	$12,5 \pm 1,4$		JBV21-16	$18,3 \pm 2,1$		JBV21-24	$7,1 \pm 0,8$		JBD21-6A	$3,3 \pm 0,3$
	JBV21-6	$9,1 \pm 1$		JBV21-17	$21,1 \pm 2,5$		JBV21-26	$6,7 \pm 0,8$		JBD21-6B	$18,0 \pm 1,6$
	JBV21-7	$14,0 \pm 1,5$		JBV21-18	$7,6 \pm 0,9$		JBV21-27	$6,4 \pm 0,7$		JBD21-7	$13,1 \pm 1,3$
	JBV21-8*	$25,6 \pm 3$		Média	$18,5 \pm 2,2$		JBV21-28A	$29,2 \pm 4,6$		JBD21-8	$1,7 \pm 0,1$
		$20,6 \pm 2,7$					JBV21-28B	$8,7 \pm 1$		JBD21-9	$3,0 \pm 0,2$
	JBV21-10	$2,9 \pm 0,3$					Média	$9,1 \pm 1,1$		Média	$8,1 \pm 0,7$
	JBV21-29	$17,1 \pm 1,8$									
	Média	$15 \pm 1,8$									

FIGURA 74 – DIAGRAMA DE CAIXA DAS TAXAS DE DENUDAÇÃO. A) PARNAÍBA. B) JAGUARIBE. C) SÃO FRANCISCO. D) GERAL.



As taxas de denudação nas amostras de rochas ($n = 10$) mostram coerência com o contexto geral e as sub-bacias amostradas. Os relevos residuais (mais resistentes) apresentam taxas de denudação mais baixas, e as superfícies mais baixas maiores taxas de denudação.

A amostra JBD21-1 está localizada no trecho referente a unidade NP3_gamma_2it19 - Corpo Plúton Campos Sales-Açaré do mapeamento geológico da CPRM. Esta unidade é compreendida por Dioritos, Granitos, Granodioritos e Monzonito do neoproterozóico e a amostra coletada a uma altitude de 556 metros apresentou taxa de denudação de $1,7 \pm 0,1$ m/Ma. A amostra se encontra em trecho de cristas orientadas SW-NE relacionado ao lineamento estrutural de Farias Brito (FIGURA 76).

A amostra JBD21-3 foi coletada na unidade PP2j - Complexo Jaguaretama que apresenta Ortognaisses e Paragnaisses segundo o mapeamento geológico disponível. A amostra foi coletada em uma altitude de 568 m e a sua taxa de denudação mensurada foi de $7,1 \pm 1,0$ m/Ma. A amostra também como a citada anteriormente também se encontra em trecho de cristas orientadas SW-NE e é relacionada ao lineamento de Tarrafas. A amostra foi coletada em trecho da encosta recoberta por vegetação.

A amostra JBD21-5b se encontra na unidade C_cortado_2_gamma_4b - Corpo Granitóide Bodocó e foi coletada numa altitude de 500 metros no município de Granito – PE. A taxa de erosão mensurada foi de com $2,6 \pm 0,2$ m/Ma.

As amostras JBD21-6a e JBD21-6b, JBD21-7, JBD21-8 e JBD21-9 foram todas coletadas na mesma unidade do mapeamento geológico o Grupo Serra Grande da Bacia do Parnaíba, o grupo é constituído de Arenito, Folhelho, Siltito arenoso, Conglomerado suportado por matriz porem as amostras apresentam diferenças entre si.

A amostra JBD21-7 se encontra em um vale com elevação de 213 m, a amostra apresenta taxa de denudação de $13,1 \pm 1,3$ m/Ma. As Amostras JBD21-8 e JBD21-9 (FIGURAS 77) são relevos residuais sustentados por arenitos lateritizados e se encontram em cotas 520 e 514 metros. As taxas de denudação respectivas são de $1,7 \pm 0,1$ m/Ma e $3,0 \pm 0,2$ m/Ma.

FIGURA 75 - TAXAS DE DENUDAÇÃO

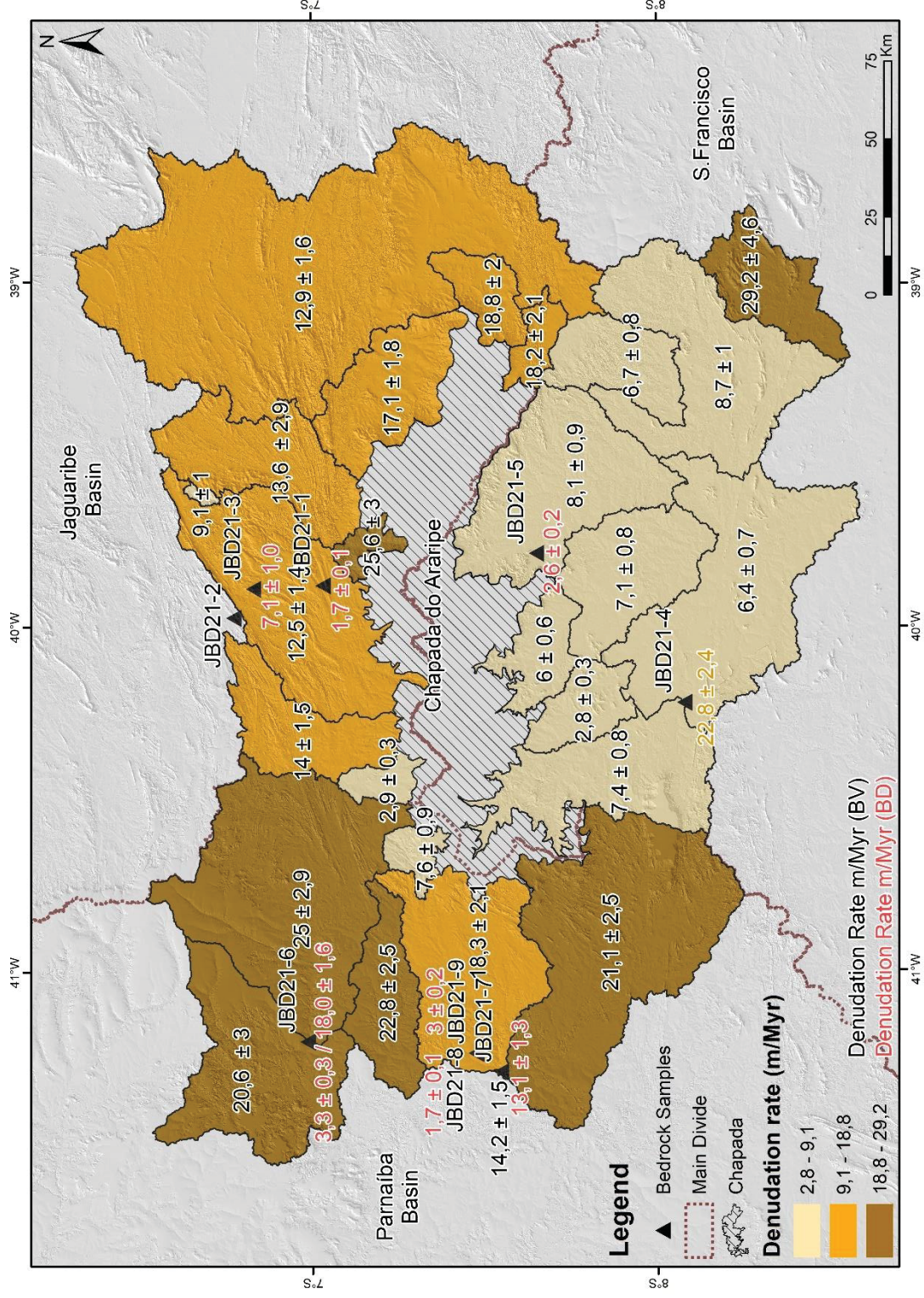


FIGURA 76 – CARTA TOPOGRÁFICA DA ÁREA DAS AMOSTRAS JBD21-2 E JBD21-3

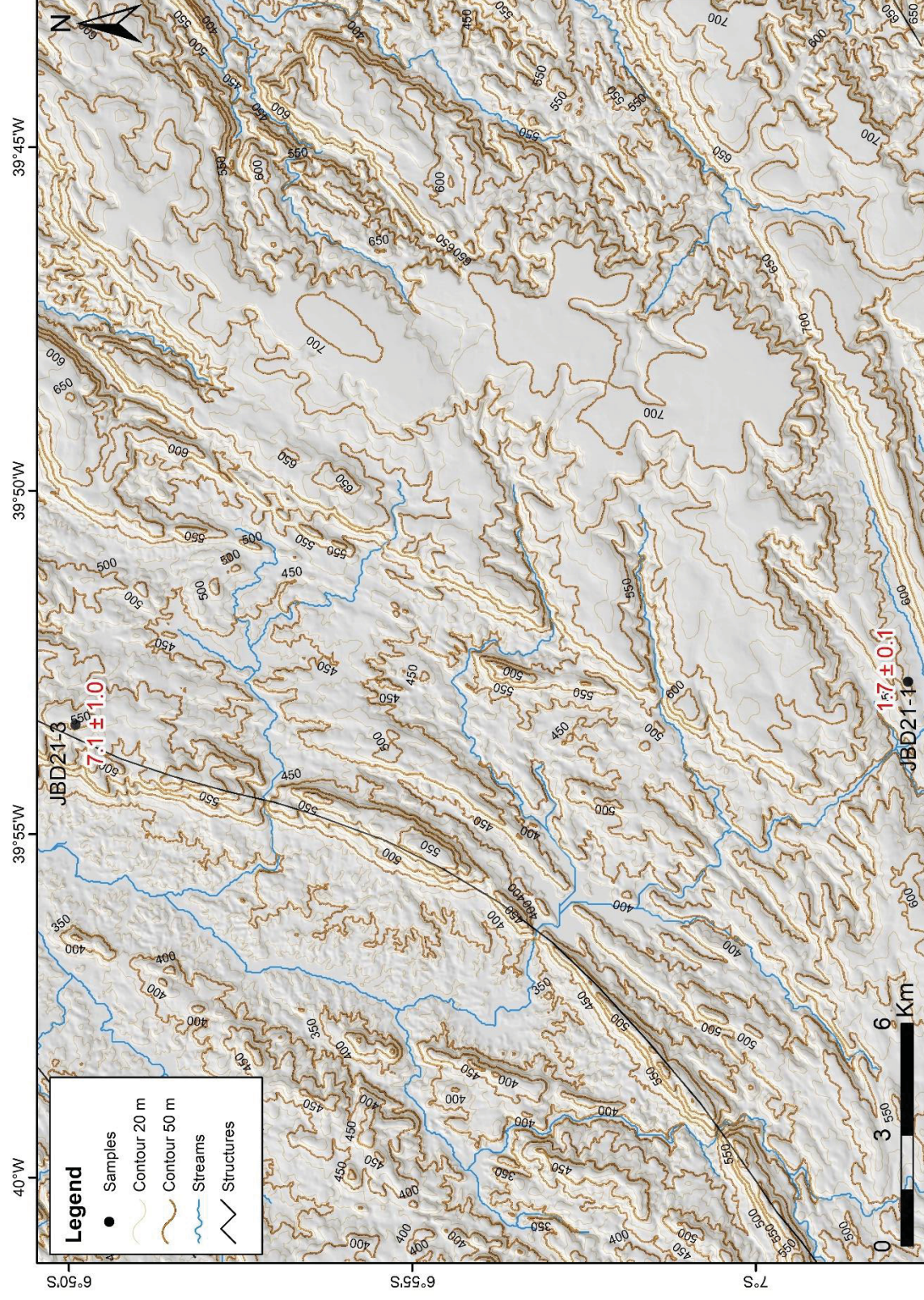


FIGURA 77 – CARTA TOPOGRÁFICA DA ÁREA DAS AMOSTRA JBD21-7, JBD21-8 E JBD21-9

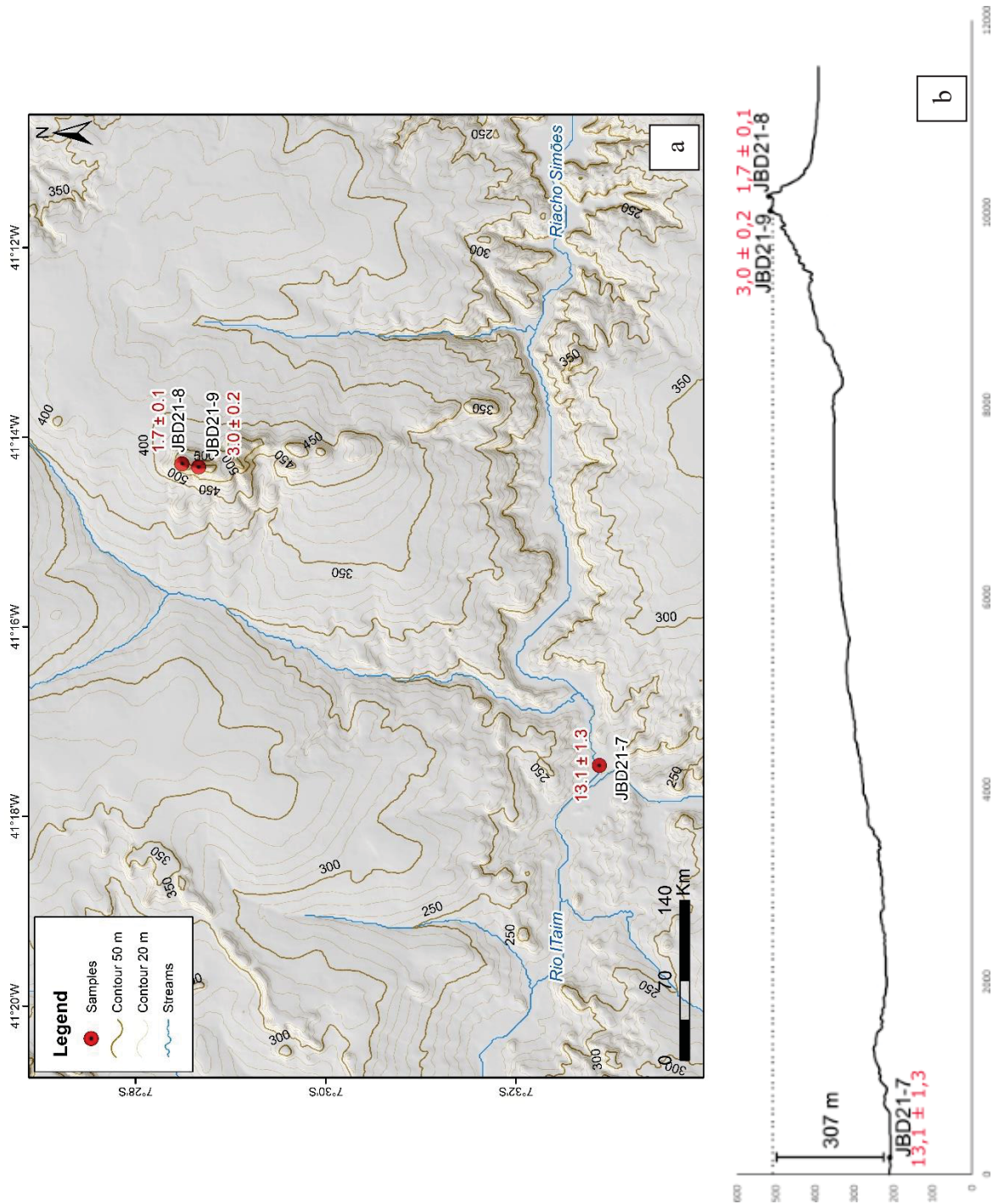
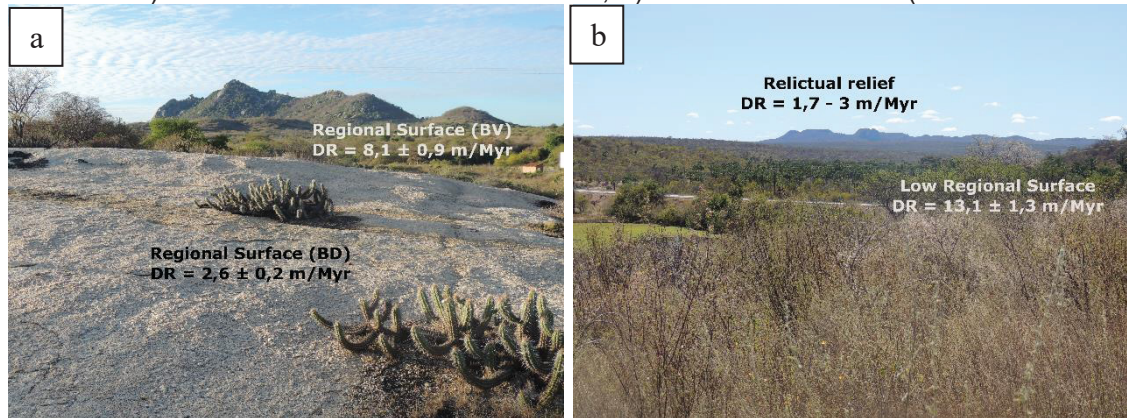
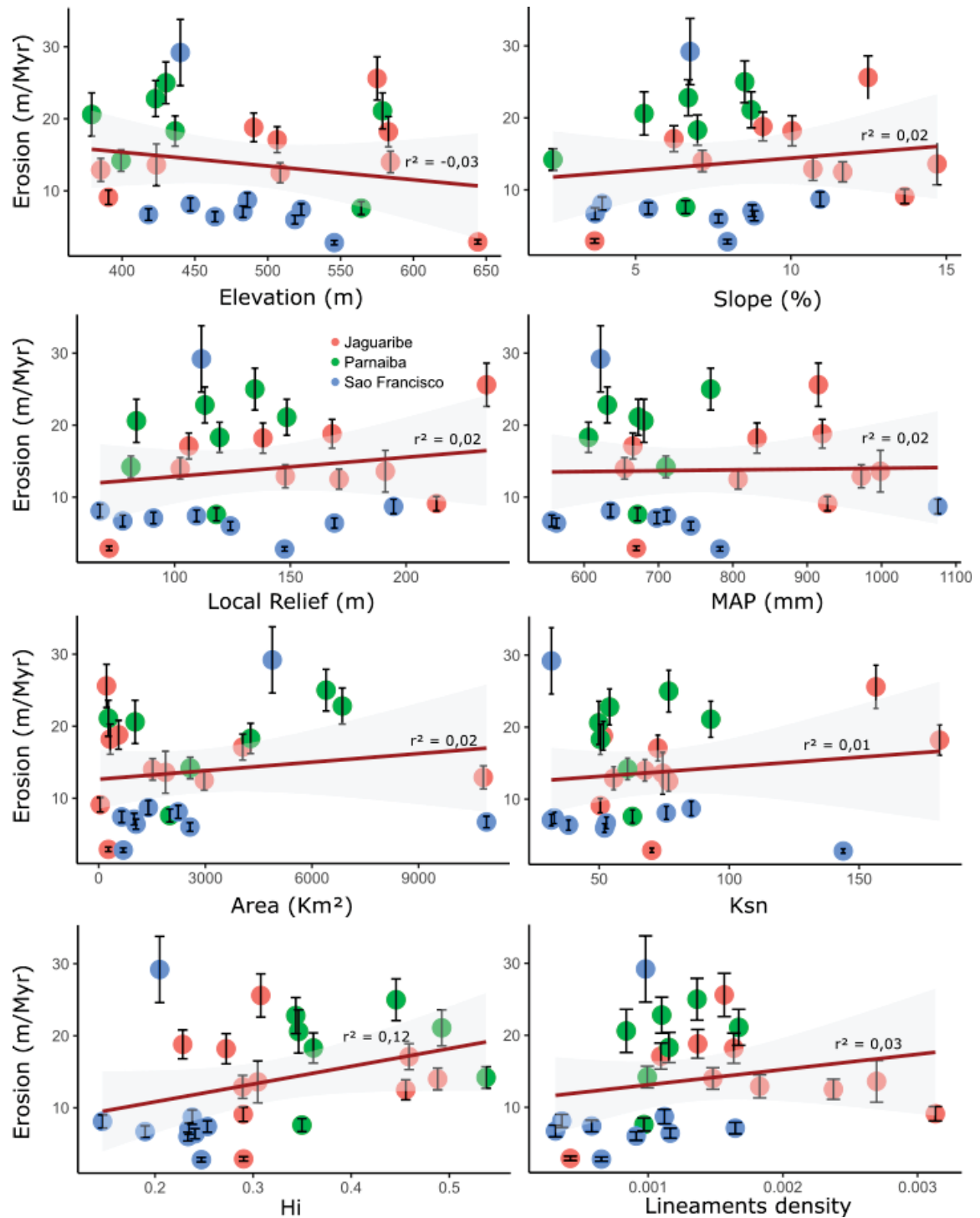


FIGURA 78 – A) RELEVO PROXIMO A JBD21-2– PE; B) RELEVO RESIDUAL (JBD21-8 E JBD21-9)



As taxas de denudação não apresentaram correlação significativa com os atributos médios das bacias hidrográficas. Das correlações apresentadas na Figura 82, declividade, área, precipitação média anual, K_{sn} , integral hipsométrica, amplitude altimétrica e densidade de lineamentos apresentaram *trends* positivos, porem com baixo r^2 . Por sua vez a elevação média apresentou *trend* negativo e baixo r^2 (FIGURA 79).

FIGURA 79 - TAXAS DE DENUDAÇÃO E ATRIBUTOS MÉDIOS DAS SUB-BACIAS



Quanto a análise por predominância litológica nas bacias (FIGURA 80). As bacias JBV21-2, JBV21-12, JBV21-13, JBV21-14 e JBV21-29 possuem predomínio de arenitos e conglomerados e possuem a média de taxa de denudação mais alta da área de estudo (20,9 m/Ma).

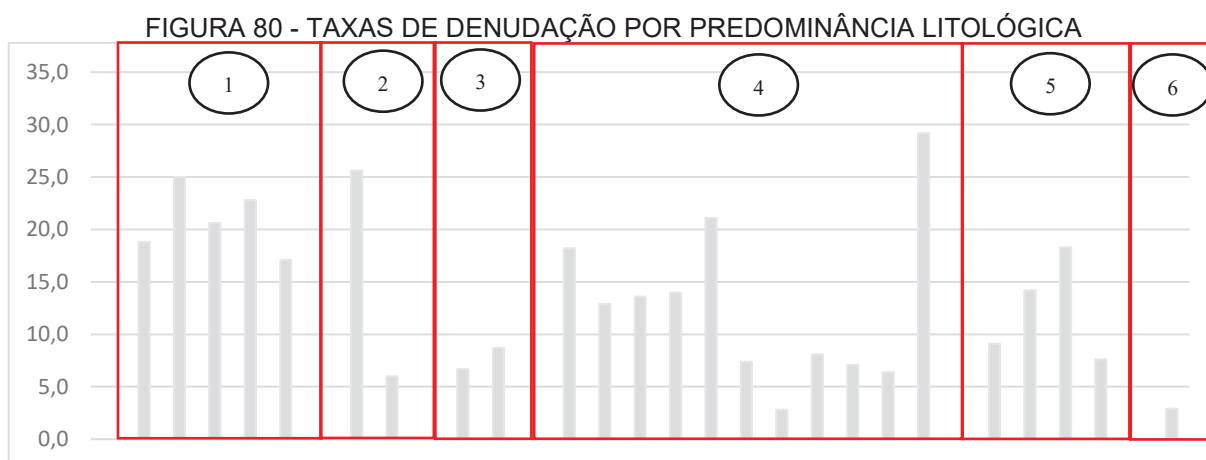
As bacias que possuem predominância de calcários e mármore são apenas duas e as taxas são contrastantes: $25,6 \pm 3,0$ m/Ma para a bacia JBV21-8 e $6 \pm 0,6$ para a bacia JBV21-21.

Quanto a predominância de Xisto e Filitos as bacias JBV21-26 e JBV21-28b são as únicas. As bacias possuem taxas de $6,7 \pm 0,8$ e $8,7 \pm 1$ m/Ma.

O grupo com maior quantidade de bacias são as com predominância de Gnaiss/Migmatito/Ortognaisse/Quartzito (n=11) esse grupo apresenta uma elevada variação nos valores de denudação com média de 12,8 m/Ma.

Quatro bacias possuem predominância de dioritos, JBV21-6, JBV21-15, JBV21-16 e JBV21-18. As taxas nesse grupo são de $9,1 \pm 1$ m/Ma, $14,2 \pm 1,5$ m/Ma, $18,3 \pm 2,1$ e $7,6 \pm 0,9$ m/Ma.

Por fim, uma única bacia possui predominância de lateritas em sua composição litológica, a bacia JBV21-10 que é a bacia com menor taxa de denudação da área de estudo $2,9 \pm 0,3$ m/Ma.



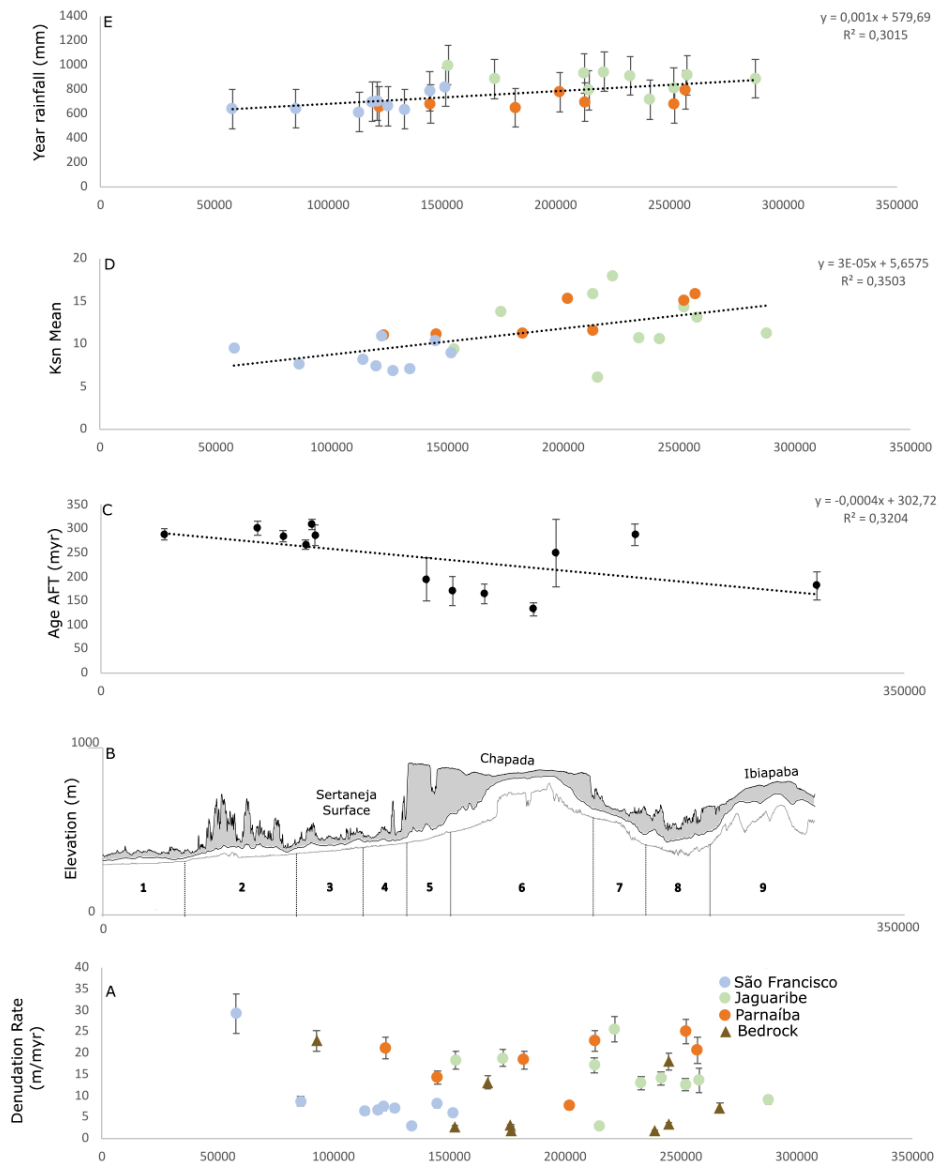
Legenda: predominância de 1: Arenito/Conglomerado; 2: Calcário/Mármore; 3: Filito/Xisto; 4: Gnaiss/Migmatito/Ortognaisse/Quartzito; 5: Diorito; 6: Lateritas

5. DISCUSSÕES

O objetivo deste tópico é discutir os resultados da presente pesquisa e fazer acréscimos ao modelo de evolução do relevo para a chapada publicado por Peulvast e Betard (2015, 2021).

Inicialmente são apresentados os perfis *swath* com a descrição do relevo ao longo da área de estudo. A figura 81 apresenta o perfil que abrange a maior parte da área de estudo, acompanha o perfil topográfico, são representados também os valores de chuva anual, K_{sn} , idade das amostras de AFT e taxas de denudação.

FIGURA 81 – PERFIL SWATH A (SE-NO). A) TAXAS DE DENUDAÇÃO; B) PERFIL SWATH; C) AMOSTRAS DE AFT; D) K_{sn} ; E) MÉDIA DE CHUVA ANUAL.

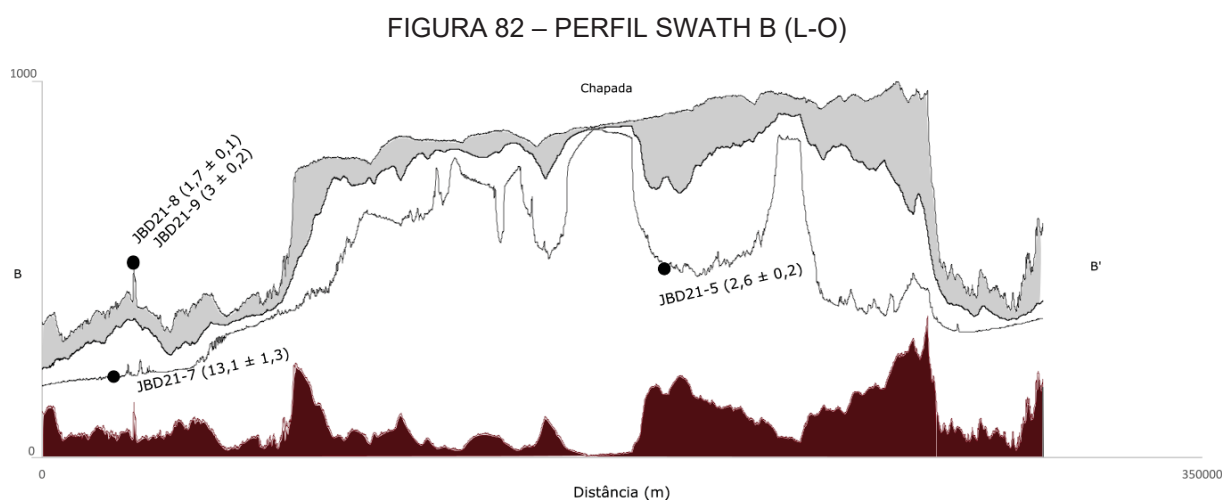


O perfil permitiu uma síntese das características da área e foi dividido em 9 unidades distintas de relevo:

1. Partes mais baixas representam o rio São Francisco, com os depósitos aluvionares quaternários (Q2a). Ao redor existem rochas metamórficas que vão do Arqueano (micaxistos, ortognaisses) (A3rc), Paleoproterozóico (Ortognaisse, migmatitos) (PP2bf) até o Mesoproterozóico (MP3ca1, MP3ca2). Nessa região a amplitude altimétrica é baixa.
2. Cristas residuais ligadas aos granitóides Neoproterozóicos (NP3_gamma) e aos metagranitos Mesoproterozóicos (MP_gamma_i). As porções mais baixas são compostas de rochas metamórficas Mesoproterozóicas (MP3ca2) e Paleoproterozóicas (PP2bf).
3. Superfície sertaneja embasada sobretudo em rochas metamórficas Paleoproterozóicas (PP2b) com alguns granitoides Neoproterozóicos (NP3_gamma) sustentando relevos elevados.
4. Formações do Neoproterozóico com rochas metamórficas e granitóides do Paleozóico.
5. Parte do front sul da chapada, com dois distintos tipos de contato, contato da formação Exu do topo da chapada com o corpo granitóide Bodocó (*glint*) e com a formação Santana (calcário).
6. Cimeira da chapada sustentada pelos arenitos Mesozóicos da formação Exu (K2e) com baixas variações de relevo.
7. Transição da chapada com a face norte. Partes marcadas pela formação Santana, pelos corpos lateríticos miocênicos (NQc) em região caracterizada por relevo em patamares (*stepped surfaces*).

8. Rochas metamórficas do Paleoproterozóico com algumas unidades sedimentares do Paleozóico (bacia do Cococi) (CAVALCANTI et al. 2017) e lateritas que sustentam superfícies elevadas e de topo plano (Nd).
9. Ibiapaba, grupo serra grande, bacia do Parnaíba, formações sedimentares do Paleozóico.

De oeste para leste, o perfil *swath* indica que o nível de base parte de próximo de 200 metros, com alguns picos acima de 500 metros como o indicado pelas amostras JBD21-8 E JBD21-9, chegando até a chapada do Araripe com altitudes crescentes inicialmente com 800 metros até atingir picos próximos a 1000 metros na fachada leste (FIGURA 82).



Os perfis seriados (FIGURA 83) ilustram a variação de relevo ao longo de toda a área de estudo, cada perfil engloba uma faixa de direção sul-norte com 10 Km de largura.

O perfil C-C' recobre a faixa oeste, inteiramente na bacia do Parnaíba. Na área a incisão das duas principais drenagens é bem marcada na paisagem, rios Itaim e Guaribas. Nos vales dos respectivos rios a taxa de denudação medida nas rochas é de $13,1 \pm 1,3$ (JBD21-7) e $18 \pm 1,6$ m/Ma (JBD21-6) respectivamente. Ainda, nesse primeiro perfil os relevos residuais presentes aparecem bem marcados na faixa entre 500-600 m, estes relevos estão representados pelas amostras JBD21-8 e JBD21-9

com taxas de denudação de $1,7 \pm 0,1$ e $3 \pm 0,2$ m/Ma respectivamente. Esse perfil representa a porção a oeste, sem contato direto com a chapada do Araripe.

O perfil D-D' representa o trecho que corta a porção oeste da chapada do Araripe. O perfil, parte de rochas metamórficas do Meso e Neoproterozóico com altimetrias abaixo de 500m, na sequência existem uma suíte intrusiva Paleoproterozóica e a bacia Mesozóica de Socorro, a bacia possui a sequência das formações Santana e Exu e é cronologicamente correlata a bacia do Araripe, os topos dessa bacia são alinhados aos topos da chapada do Araripe indicando uma possível continuidade em algum momento do passado. A bacia sustenta um relevo do tipo *butte* que é regionalmente conhecido como serra do Inácio. No limite norte da bacia do Araripe as superfícies lateríticas são bem marcadas com topos concordantes e planos. Na sequência o relevo é sustentado por rochas ígneas do Neoproterozóico e por fim metamórficas do Paleoproterozóico. Após a chapada existem diversos topos com altimetrias semelhantes e sustentados com coberturas lateríticas, indicando um possível maior recobrimento dessa área em algum momento do passado.

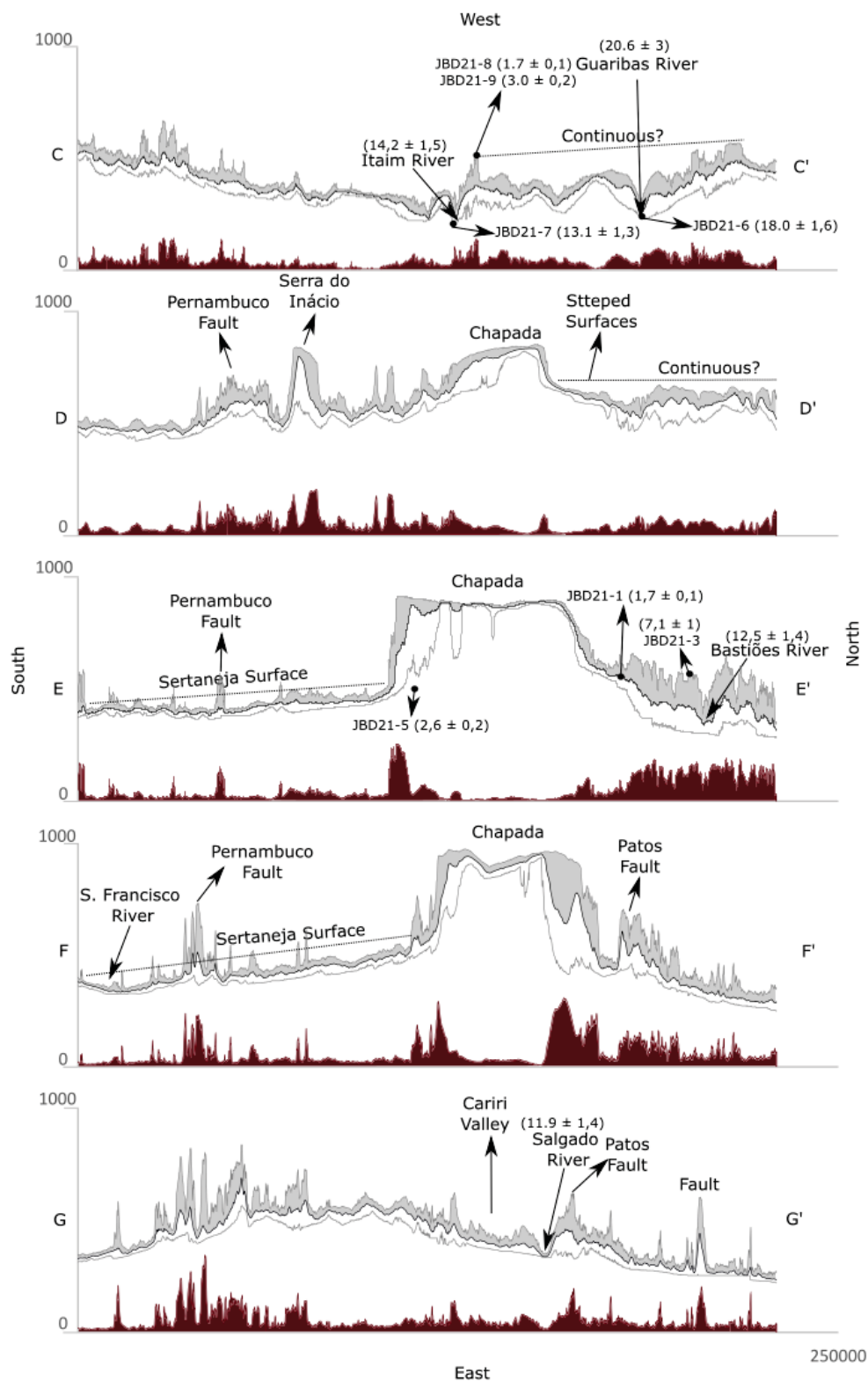
O perfil E-E' parte da superfície sertaneja bem preservada no lado pernambucano, com a chapada apresentando a maior extensão N-S dos perfis elaborados. Na face norte, as amostras JBD21-1 e JBD21-3, correspondentes a relevos residuais locais, apresentam taxas de denudação de $1,7 \pm 0,1$ e $7,1 \pm 1$ m/Ma respectivamente. O Riacho dos Bastiões, drenagem com grande trecho SO-NE e corre sobre a zona de cisalhamento Tatajuba, a taxa de denudação na bacia é de $12,5 \pm 1,4$ m/Ma.

O perfil F-F' começa na planície do rio São Francisco no estado de Pernambuco. No perfil a superfície sertaneja também se apresenta bem preservada como no perfil E-E'. Depois da chapada existe uma região mais baixa que entre a encosta do escarpamento e o relevo elevado do lineamento de Patos. Após o lineamento a altimetria decresce de maneira constante até o final do perfil próximo ao exutório do rio Cariús no rio Jaguaribe.

O perfil G-G' marca o limite leste da área de estudo. O perfil não corta a chapada porém drena porções da bacia do Araripe englobadas nas bacias hidrográficas que tiveram sedimentos coletados. No início existem alguns plútons graníticos Neoproterozóicos sustentando relevos elevados na sequência o perfil corta um trecho na bacia Paleozóica de São José do Belmonte. O divisor entre as bacias do São Francisco e Atlântica é baixo nessa área (entre 500 e 600 m) e logo após o

divisor se encontra o vale do cariri, com as formações sedimentares do início da deposição da bacia do Araripe. Na sequência o perfil corta duas falhas O-E significativas do ponto de vista regional, ambas relacionadas ao lineamento de Patos.

FIGURA 83 – PERFIS SWATH SERIADOS C, D, E, F, G (SUL-NORTE)



As taxas de denudação mostram um padrão distinto para as bacias estudadas. A bacia do Parnaíba possui as maiores taxas, a bacia do São Francisco taxas mais baixas e a bacia do Jaguaribe as taxas médias.

A falta de correlação direta das taxas de denudação com os atributos mensurados para as bacias indica que a sua variação está ligada a mais de um fator local. Além da variação dos valores de denudação mensurador por meio do ^{10}Be (que representa um intervalo de tempo equivalente a 3 - 4 meia vidas do isótopo, aproximadamente 5 Ma), sua variação em intervalos de tempo mais longos também não aparenta ser constante.

Assumindo idades que são discutidas na literatura para as superfícies identificadas na área de estudo foi possível fazer uma aproximação para a extração de paleo-taxas de denudação na área.

Levantando a hipótese que cada superfície diz respeito a um período significativo de aplainamento geral, algumas suposições podem ser feitas, para tanto, os seguintes pressupostos precisam ser colocados:

- A altura média dos topos da superfície encontrada atualmente diz respeito ao nível muito próximo do inicial da superfície;
- A diferença na altura entre cada superfície corresponde a quantidade de incisão que se deu entre as superfícies no período relativo ao intervalo entre os respectivos períodos de aplainamento;
- A incisão média é calculada pela divisão da altura média pelas diferenças de idades médias das superfícies;
- A taxa de denudação no topo dessas superfícies é muito baixa em comparação as outras porções do relevo (este se trata de uma afirmação baseado nas taxas de denudação medidas em rochas);
- A incisão (δZ) é assumida como a denudação.

Desta forma, partimos então de uma paisagem com 3 superfícies em diferentes posições altimétricas e associadas a ciclos de aplainamento geral distintos. A primeira, chamada de superfície pós-cenomaniana (S1) (PEULVAST; BETARD, 2015), corresponde a um período de deposição no cretáceo superior, entre 100,5 e 93,9 milhões de anos, a elevação média dessa superfície é de 850 metros (FIGURA 84A),

desta forma, a idade dessa superfície é pos-cenomaniano, após o período final de deposição, e após o período que essa superfície foi alçada os processos denudacionais a individualizaram, possivelmente em algum momento do cenozóico.

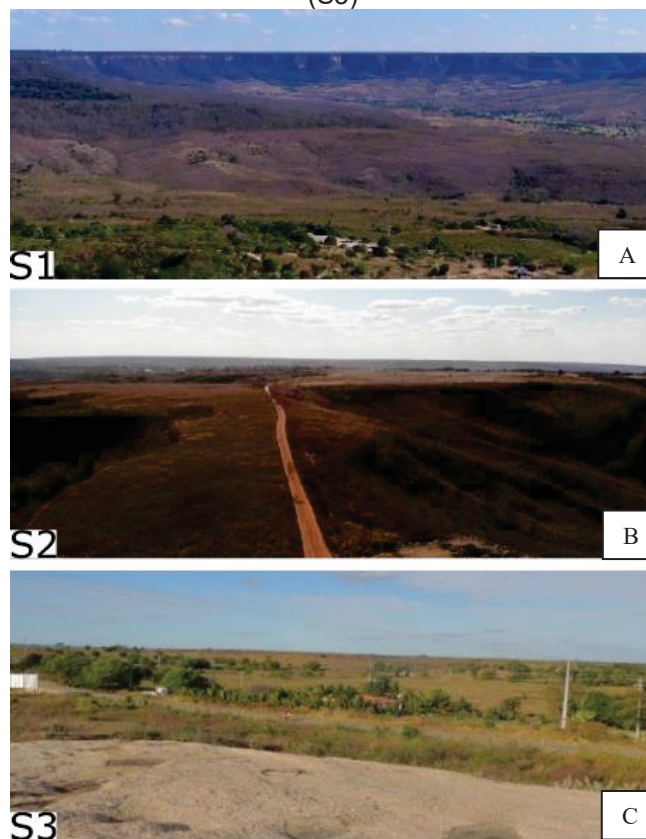
A superfície 2 (FIGURA 84B) é de posicionamento temporal mais complexo. Segundo Cordeiro et al. (2018) as condições favoráveis à formação de lateritas no Nordeste do Brasil teriam ocorrido durante o Paleógeno (Eoceno) porém a mudança marcada pela aridificação do clima, iniciada no Mioceno (~13 Ma) (HARRIS; MIX, 2002; BÉTARD; PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2005; BÉTARD, 2012), favoreceu fragmentação das formações lateríticas.

Seriam então as lateritas representantes da superfície Paleogênica na área de estudo. Segundo Peulvast e Sales (2004) essa superfície se mantém preservada pela sua localização, próxima ao divisor das bacias do Jaguaribe e Parnaíba e distante, assim, do nível de base.

Desta forma, a essa superfície será atribuída a idade Paleogênica, entre 66 e 23,03 milhões de anos e a elevação média é de 650 metros.

A superfície 3 diz respeito a superfície sertaneja, e seria então a superfície mais jovem que segundo Peuvast e Sales (2004) corresponderia ao Pleistoceno (entre 5,33 e 3,6 milhões de anos). A altitude estimada dessa superfície é de 410 metros (FIGURA 84C).

FIGURA 84 – SUPERFÍCIES EXISTENTES. A) CHAPADA DO ARARIPE (S1); B) TOPO PLANO SUSTENTADO POR LATERITAS NA SERRA DO QUINCUNÁ (S2); C) SUPERFÍCIE SERTANEJA (S3)



Além das três superfícies, o nível de base do rio Salgado se mostra como um atual nível local de dissecação, um representante da superfície sertaneja dissecada da face norte da chapada. Essa ‘superfície atual’ possui elevação média de 375 metros.

Entre cada superfície foi tomado de base a variação na altimetria e a variação da idade de formação. Entre a S1 e a S2 a variação de elevação é de aproximadamente 200 metros em um intervalo de tempo de 53 ± 23 milhões de anos. Essa diferença levaria a uma paleotaxa de denudação de $4.8 \pm 2.1 \text{ m Myr}^{-1}$. Essa taxa, ocorrida entre o Cenomiano e o Paleogeno, seria espacialmente homogênea em ambas as faces da chapada do Araripe.

Entre a S1 e a S3 existe uma diferença de elevação de aproximadamente 440 metros que se formou em um espaço de tempo de 94 ± 5 milhões de anos. Essa variação conduziria a uma taxa de $4.7 \pm 0.2 \text{ m/Myr}^{-1}$ entre o cenomiano e o mioceno/plioceno.

Entre a S1 e o nível de base atual (BL), são 475 metros de incisão no intervalo de 98 ± 4 milhões de anos, levando a uma taxa de denudação de $4.9 \pm 0.2 \text{ m/Myr}^{-1}$.

Essas três medidas, entre a S1 e S2, S3 e BL, representam os valores de denudação em grandes intervalos de tempo.

As medidas no curto espaço de tempo, no pós-Neogeno (entre S2 e S3) mostram um significativo aumento, assumindo uma variação de elevação de aproximadamente 240 metros levando a taxas de entre 11 e 20 m Myr⁻¹.

No pós-Plioceno (entre S3 e BL) são aproximadamente 35 metros de denudação entre 2 e 3 milhões de anos. As taxas então ficariam entre 12 e 18 m/M.a que são equivalentes aos valores mensurados por meio do ¹⁰Be para as bacias do Jaguaribe e do Parnaíba.

Esses dados levantam algumas questões sobre a diferença nos valores de denudação. Os valores para a bacia do São Francisco são significativamente mais baixos que para as outras áreas e se aproximam mais das paleo-taxas de denudação de longo termo que das taxas de curto termo. Desta forma, desde quando as taxas de denudação nas outras bacias além do São Francisco passaram a ser maiores que as do São Francisco.

Além disso, a avaliação da mobilidade do divisor por meio do Chi, indica que a bacia do São Francisco é vítima em ambas as frentes, tendendo a perder áreas tanto para a bacia do Jaguaribe quanto para a do Parnaíba, condizendo com as taxas de denudação mensuradas por meio do ¹⁰Be.

A falta de indicativos de capturas fluviais pretéritas pode sugerir: a) que a maior agressividade das bacias do Jaguaribe e Parnaíba é recente e a rede de drenagem ainda está se adaptando a essa dinâmica e as respostas por meio das capturas serão futuras; b) que o divisor que está sobre um platô muito bem drenado e sem canais superficiais funciona como uma “barreira” quanto aos processos de captura fluvial, e a dinâmica acontece sobretudo por meio da regressão da escarpa que responde majoritariamente as características hidrogeológicas da bacia sedimentar do Araripe.

Desta forma foi desenvolvido um modelo de evolução da área que é apresentado por meio da FIGURA 85.

O modelo divide a evolução da área em 4 estágios que partem do Paleógeno até o relevo atual. No primeiro estágio, que compreende todo o Paleógeno (entre 66 e 23 Ma) os processos denudacionais do relevo atuavam de maneira igual em ambos os fronts da chapada, aproximadamente a uma taxa de denudação de 5 m/Ma. Neste momento os recobrimentos lateríticos já estariam presentes na paisagem do front norte da chapada. Inicialmente contínuos, esses recobrimentos serviriam de ‘proteção’

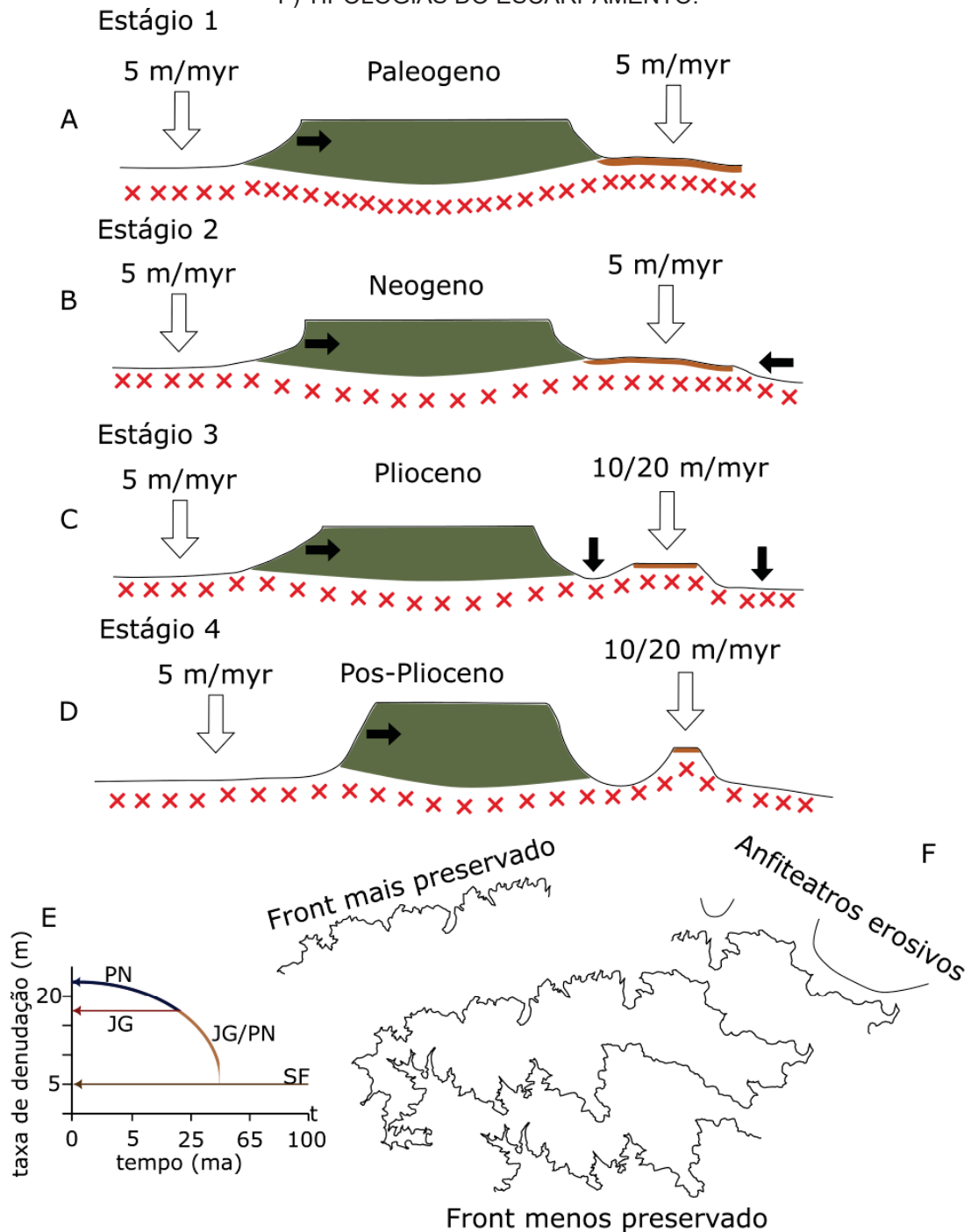
para o front nordeste, fazendo com que o escarpamento se mantivesse com uma menor sinuosidade. Por sua vez, os fronts Nordeste e sul que não possuíam essa mesma configuração litológica passaram desde esse período a apresentar uma morfologia menos uniforme.

No estágio 2, a partir do Neógeno, o recobrimento laterítico começa a ser fragmentado e a incisão predominante é em suas bordas. Nesse momento as taxas de denudação se mantem ainda semelhantes em ambas os fronts, a diferença se dá nas porções 'ativas' das áreas, enquanto por sua vez na face sul o escarpamento da chapada do Araripe concentra o front erosivo, na face norte esse front acontece nas bordas dos recobrimentos lateríticos, que mantem o escarpamento com menor sinuosidade.

No estágio 3, a partir do Plioceno as taxas de denudação começam a acelerar no front norte. A superfície sertaneja que segundo os autores supracitados tem sua origem nesse período quase não aparece no mapeamento da bacia do Jaguaribe (apenas 1% da área total da bacia do Jaguaribe corresponde a superfície 3). Este fato destaca que neste período, a denudação mais lenta na bacia do São Francisco possibilitou o aumento desta superfície enquanto na face norte a incisão predominava e as taxas de denudação maiores propiciaram um relevo mais movimentado.

O estágio 4 representa o atual modelado do relevo onde a bacia do São Francisco se encontra em estágio próximo a senilidade e com a larga presença de superfícies de *low relief*.

FIGURA 85 – MODELO DE EVOLUÇÃO DO RELEVO PÓS PALEOGENO. A) ESTÁGIO 1. B) ESTÁGIO 2. C) ESTÁGIO 3. D) ESTÁGIO 4. E) TAXAS DE DENUDAÇÃO AO LONGO DO TEMPO. F) TIPOLOGIAS DO ESCARPAMENTO.



As características hidrogeológicas da bacia do Araripe indicam relação da quantidade de fontes de água e das taxas de denudação nas bacias próximas ao escarpamento (FIGURA 86).

Segundo Peulvast e Betard (2015), esse processo ocorre principalmente nos segmentos nordeste (anfiteatros de Crato e Barbalha) norte (Vale dos buritis) e sul (próximo a Ipubi) onde o armazenamento de água nos arenitos se sobrepõe ao

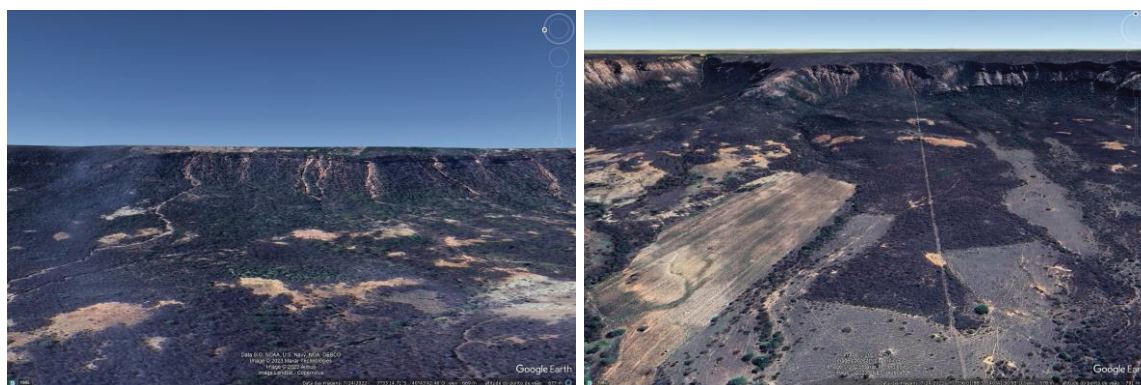
fontes, responsáveis pela maior permanência dos cursos d'água que drenam o pé de serra úmido, na região nordeste da chapada do Araripe.

Levando em consideração que a evolução do escarpamento se dá sobretudo pelos processos de *sapping* e que existindo uma maior quantidade de fontes a tendência é de se haver maior intensidade dos processos no escarpamento, a correlação entre a maior existência das fontes e a maior taxa de denudação nas bacias próximas pode reforçar que a evolução do escarpamento pela ação da água nessas fontes é significativa e contribui diretamente no aumento das taxas de denudação.

Além das fontes naturais, outro processo que aparentemente tem relação com as taxas de denudação, são os movimentos de massa. Os movimentos de massa são registrados ao redor da chapada sobretudo na face NE (PEULVAST et al. 2011; PEULVAST; BETARD, 2015) e representam um processo significativo de retração do escarpamento.

As cicatrizes de processos erosivos são visualizadas sobretudo nas porções nordeste e oeste, regiões que também englobam as maiores taxas de denudação (FIGURA 87).

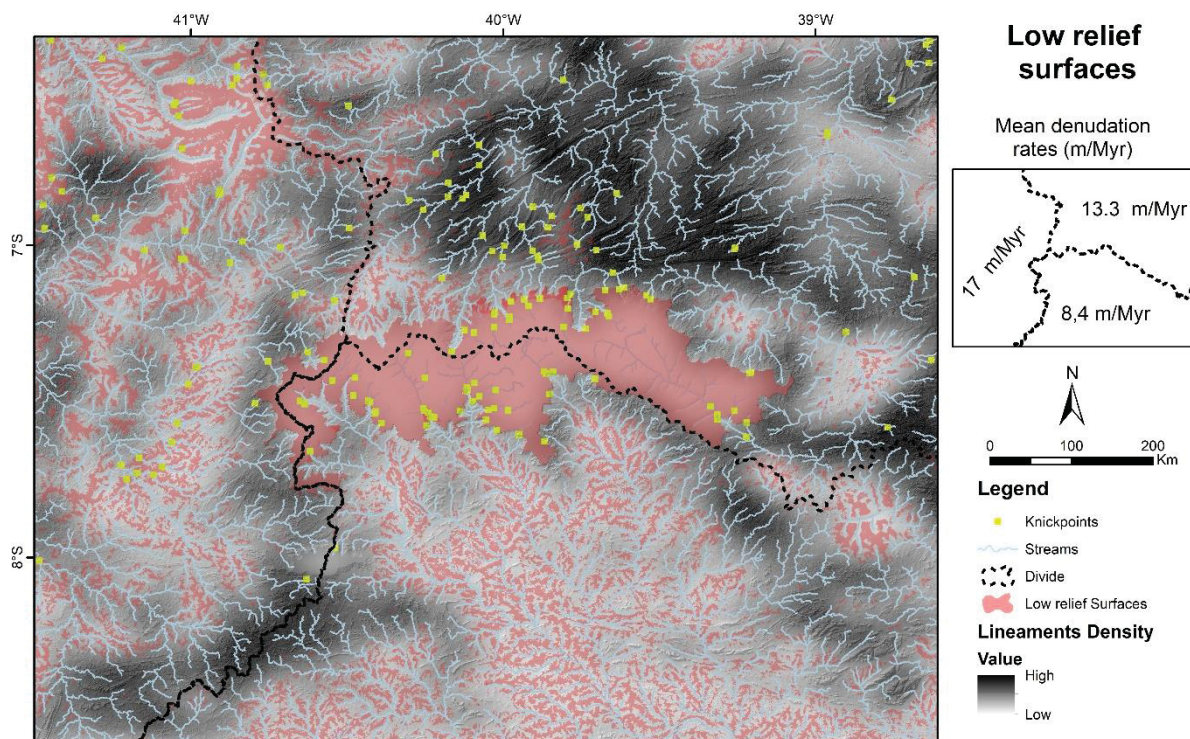
FIGURA 87 – CICATRIZES DE MOVIMENTOS DE MASSA NA BORDA DA CHAPADA



Fonte: acervo *google Earth*.

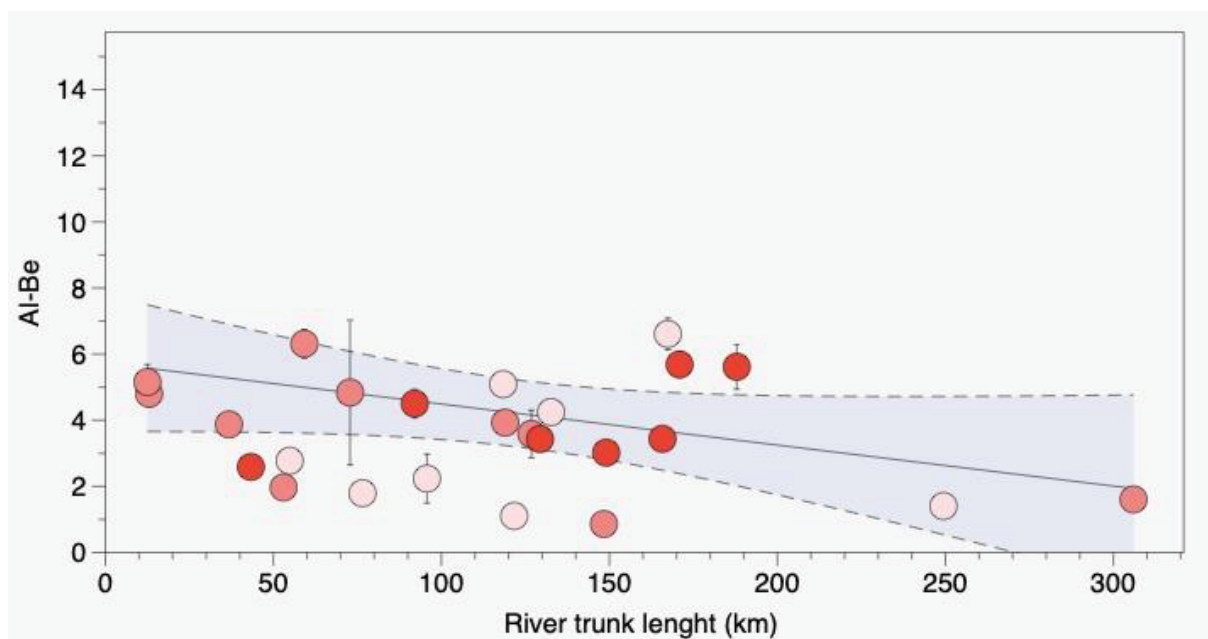
A configuração espacial das superfícies mapeadas apresenta uma distribuição inversa aos lineamentos estruturais mapeados, onde se encontra uma maior dissecação de relevo e uma maior incidência de lineamentos estruturais, as superfícies são pouco preservadas (FIGURA 88) essa relação indica que onde as linhas estruturais condicionam uma dissecação mais acentuada do relevo, as superfícies conseqüentemente são consumidas pelo próprio processo de evolução.

FIGURA 88 – LINEAMENTOS E SUPERFÍCIES DE LOW RELIEF



A razão isotópica Al/Be indica algumas possibilidades para a área. As amostras JBV21-2, JBV21-8, JBV21-13, JBV21-15, JBV21-19, JBD21-1, JBD21-6B E JBD21-8 apresentam valores mais próximos ao esperado em amostras em equilíbrio secular.

Uma das explicações possíveis para a variação nos valores da razão $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ é a diferença nos sistemas de drenagem das bacias hidrográficas. Quando comparada a área do canal principal e a razão $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$, o gráfico indica um *trend* negativo com um r^2 de aproximadamente 0,15 (FIGURA 89).

FIGURA 89 – GRÁFICO RAZÃO $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ E DISTÂNCIA DO CANAL PRINCIPAL

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A caracterização morfométrica realizada mostrou que a área é marcada por bacias hidrográficas com características distintas, sobretudo ligadas as diferentes litologias existentes na área.

Os perfis longitudinais reforçam a ideia de distinção das bacias hidrográficas na face norte ou sul da chapada. A rede de drenagem apresenta trechos com controle estrutural, com superposições e cotovelos de drenagem. Os *knickpoints* existentes estão em sua maioria associados a mudanças litológicas e se concentram na borda do escarpamento da Chapada, transição da formação Exu com as outras formações da bacia do Araripe e do embasamento cristalino.

A avaliação da mobilidade do divisor por meio do índice Chi e das métricas de Gilbert indicou que apesar da aparente estabilidade atual do divisor estudado, as perspectivas futuras são de instabilidade, com a bacia do São Francisco sendo passível de capturas fluviais em ambas as frentes contra as bacias do Jaguaribe e Parnaíba.

As superfícies de aplainamento, largamente discutidas para a região nordeste do Brasil, se mostram presentes e relevantes na discussão da evolução do relevo ao redor da chapada do Araripe. A própria chapada, sendo uma das superfícies preservadas mais antigas do nordeste do Brasil, sustenta parte de um divisor hidrográfico com características singulares e que aparentemente tem dinâmicas associadas principalmente as características hidrogeológicas da bacia sedimentar do Araripe.

As lateritas, presentes na área de estudo sobretudo no sudoeste do estado do Ceará, são de significativa importância tanto como marcador dos processos pretéritos de evolução do relevo quanto como controladoras da incisão fluvial, estando presente apenas em trecho onde o próprio escarpamento da chapada do Araripe se mostra melhor preservado.

A superfície sertaneja, pouco presente na bacia do Jaguaribe pode ser mais um indicativo da importância das lateritas na evolução do relevo. Mais resistentes aos processos de intemperismo e incisão, as lateritas funcionariam como um barramento na frente de erosão, aumentando os processos a partir do seu limite, levando a uma maior dissecação da superfície sertaneja na área.

As taxas de denudação indicam três lados contrastantes do ponto de vista da intensidade dos processos erosivos. A média geral das taxas de 12 m/Ma é condizente com o modelo de evolução proposto por Peulvast e Betard (2015). Porém, a variação dos valores indica que:

- a) Os valores são maiores nas bordas do escarpamento, indicando uma maior atividade erosiva relacionada a retração da Chapada;
- b) Processos locais podem ter forte influência nos valores, como a bacia JBV21-10 com maior recobrimento de lateritas e também com a menor taxa de denudação ($2,9 \pm 0,3$ m/Ma) e a bacia JBV21-8 que se localiza em um vale úmido e possui uma taxa de denudação elevada para a área ($25,6 \pm 3,0$ m/Ma)
- c) As taxas na bacia do São Francisco são significativamente menores em relação as outras bacias medidas, o que pode indicar, do ponto de vista geomorfológico, que a área já se encontra próxima da estabilidade.

A correlação da avaliação da mobilidade dos divisores por meio das métricas de Gilbert e do Chi com os valores mensurados de taxa de denudação, indica tendência de evolução da área, com a bacia do Parnaíba, com menores valores de Chi e maiores taxas de denudação, capturando áreas do Jaguaribe e São Francisco. Por sua vez, a bacia do São Francisco, com as menores taxas de denudação e também os maiores valores de Chi, não perderia somente área para a bacia do Parnaíba, mas também seria vítima frente a bacia do Jaguaribe.

O modelo de evolução do relevo realizado no presente trabalho destaca a utilização de marcadores na paisagem para a discussão da evolução da área ao longo do tempo. Indicadores como superfícies de *low relief*, recobrimentos lateríticos, *knickpoints* foram importantes na elaboração e representação dos estágios de evolução ao longo do tempo.

Os novos dados levantados por meio dos isótopos contribuem para a discussão dos processos de evolução do relevo na região nordeste do Brasil. Salienta-se que as discussões iniciadas nesta tese serão continuadas em trabalhos futuros, com a adição de mais dados e que abrangem um maior intervalo de tempo como as medições de ^{21}Ne em curso para amostras que já possuem ^{10}Be e ^{26}Al mensurados, assim, possibilitando avançar ainda mais na investigação da história de denudação local.

Por fim, ressalta-se a importância de convênios como as realizadas por meio do projeto CAPES-COFECUB. A parceria de universidades brasileiras com o *Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement* (CEREGE) possibilitou até o presente momento o levantamento de importantes dados, que a partir de uma abordagem multiproxy contribuem para discussão da evolução de diversas paisagens no território brasileiro.

REFERENCIAS

A

- AB´SABER, A.N. **O domínio morfoclimático semiárido das caatingas brasileiras**. Geomorfologia. n. 43, 1974.
- ALKMIM, F.F. Geological background: a tectonic panorama of Brazil. In: **Landscapes and landforms of Brazil**. Springer, Dordrecht, 2015. p. 9-17. 10.1007/978-94-017-8023-0_2.
- ALMEIDA, F.F.M. (1967) Origem e evolução da Plataforma Brasileira. **DNPM-DGM Boletim** 241:36
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI Y., BRITO NEVES B.B. 1976. The upper precambrian of South America. **Boletim IG/USP**, 7:45-80. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-8978.v7i0p45-80>
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI Y., BRITO NEVES B.B. & FUCK H.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SBG-Núcleo Nordeste, **Simpósio de Geologia do Nordeste**, 8o, Campina Grande, Atas, Boletim 6, p. 363-391.
- ALMEIDA, C. N., BEURLIN H., GUIMARÃES I. P. & SAMPAIO A. 1997. High pressure metamorphosed Fe-Ti ore hosting island arc tholeiites at Itatuba - PB, as indication of a Proterozoic suture in the Pajeu-Paraíba Foldbelt in the Borborema Province, Northeastern Brazil. **International Geology Reviews**, 39(7):589-608. <https://doi.org/10.1080/00206819709465290>
- ALMEIDA, F.F.M., BRITO NEVES, B.B., CARNEIRO, C.D.R. (2000) Origin and evolution of the South American platform. *Earth Sci Rev* 50:77–111
- ALVARES, C.A., STAPE, J.L., SENTELHAS, P.C., GONÇALVES, J.L.M.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711-728, 2013.
- AMIOTTE SUCHET, P., PROBST, J.-C., LUDWIG, W., 2003. Worldwide distribution of continental rock lithology: Implications for the atmospheric/soil CO₂ uptake by continental weathering and alkalinity river transport to the oceans. **Global Biogeochemical Cycles** 17 (2), 1038. <https://doi.org/10.1029/2002GB001891>
- ANGELIM L.A.A. (org.) 2006. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte. Escala 1:500.000. Recife, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 119 p.
- ARAI, M. Chapadas: relict of mid-cretaceous interior seas in Brazil (1). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 3, p. 436-438, 2000.
- ARAI, M. (2014). Aptian/Albian (Early Cretaceous) paleogeography of the South Atlantic: a paleontological perspective. **Brazilian Journal of Geology**, 44, 339-350. <https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400020012>

ARNOLD, M., MERCHEL, S., BOURLÉS, D.L., BRAUCHER, R., BENEDETTI, L., FINKEL, R.C., AUMAÏTRE, G., GOTTDANG, A., KLEIN, M., 2010. The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: improved performance and developments. **Nucl. Instrum. Methods B.** 268 (11–12), 1954–1959. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2012.01.049>.

ASSINE, M. L. Análise estratigráfica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v 22, n. 3, p. 289-300. 1992.

ASSINE, M.L., 1994. Paleocorrentes e paleogeografia na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Rev. Bras. Geociências** 24 (4), 223–232.

ASSINE, M. L. Bacia do Araripe. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 15, p. 371-389. 2007.

ASSINE, M. L., QUAGLIO, F., WARREN, L. V., & SIMÕES, M. G. (2016). Comments on paper by M. Arai " Aptian/Albian (Early Cretaceous) paleogeography of the South Atlantic: a paleontological perspective". **Brazilian Journal of Geology**, 46, 03-07. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150046A>

B

BABAULT, J., VAN DEN DRIESSCHE, J., BONNET, S., CASTELLTORT, S., & Crave, A. (2005). Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain. **Tectonics**, 24(2). <https://doi.org/10.1029/2004TC001697>

BALCO, G., STONE, J. O., LIFTON, N. A., DUNAI, T. J., 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ¹⁰Be and ²⁶Al measurements. **Quat. Geochronol.** 3(3), 174-195. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2007.12.001>

BARRETO, H. N., VARAJÃO, C. A., BRAUCHER, R., BOURLÈS, D. L., SALGADO, A. A., & VARAJÃO, A. F. (2013). Denudation rates of the Southern Espinhaço Range, Minas Gerais, Brazil, determined by in situ-produced cosmogenic beryllium-10. **Geomorphology**, 191, 1-13. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.01.021>

BARRETO, H. N., BRAUCHER, R., SALGADO, A. A. R., SIAME, L., LÉANNI, L., AULER, A., ... & BOURLÈS, D. L. (2022). A karstic model of the generation of tablelands landscapes in sandstones in Eastern Amazonia. **Journal of South American Earth Sciences**, 114, 103709. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103709>

BRASIL. Ministerio da Agricultura. Divisao de Pesquisa Pedologica. Levantamento exploratório-reconhecimento de solos do Estado do Rio Grande do Norte. Rio de Janeiro, 1971. 531p. (Brasil. Ministerio da Agricultura-DPP-DNPEA. Boletim Tecnico, 21; DRN-SUDENE. Pedologia, 9).

BRASIL. Ministerio da Agricultura. Equipe de Pedologia e Fertilidade do Solo. I. Levantamento exploratorio - reconhecimento de solos do Estado da Paraiba. II. Interpretacao para uso agricola dos solos do Estado da Paraiba. Rio de Janeiro, 1972.

670p. (Brasil. Ministerio da Agricultura-EPE-EPFS. Boletim Tecnico, 15; Brasil-SUDENE-DRN. Pedologia, 8). Acompanha mapa color. escala 1:500.000; mapa Sistema de Manejo Primitivo e Sistema de Manejo Desenvolvido (sem irrigacao), escala 1:1.000.000.

BRASIL. Ministerio da Agricultura. Divisao de Pesquisa Pedologica. Levantamento exploratorio - reconhecimento de solos do Estado do Ceara. [Rio de Janeiro]: MA-DNPEA; Recife: SUDENE-DRN, 1973. 2 v. (Brasil. Ministerio da Agricultura-DNPEA-DPP. Boletim Tecnico, 28; SUDENE-DRN. Pedologia, 16). Acompanha mapa color., escala 1:600.000 / Autores: Paulo Klingner Tito Jacomine, Jeronimo Cunha Almeida, Luiz A. Regueira Medeiros

BERNARD, T., SINCLAIR, H.D., GAILLETON, B., MUDD, S.M., FORD, M., 2019. Lithological control on the post-orogenic topography and erosion history of the Pyrenees. **Earth Planet.Sci. Lett.** 518, 53–66. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.04.034>

BORCHERS, B., MARRERO, S., BALCO, G., CAFFEE, M., GOEHRING, B., LIFTON, N., NISHIZUMI, K., PHILLIPS, F., SCHAEFER, J., STONE, J., 2016. Geological calibration of spallation production rates in the CRONUS-Earth project. **Quat. Geochronol.** 31, 188–198. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.01.009>.

BÉTARD, F., PEULVAST, J.P., CLAUDINO SALES, V., 2005. Laterite preservation and soil distribution in the Araripe-Campos Sales area, Northeastern Brazil: consequences of uplift, erosion and climatic change. **6th International Conference on Geomorphology**, Zaragoza, September 7–11 2005, Abstracts Volume, p. 69.

BÉTARD, F., PEULVAST, JP., MAGALHÃES, A. NETA, M.L.C. FREITAS, F.I. Araripe Basin: A Major Geodiversity Hotspot in Brazil. **Geoheritage** 10, 543–558 (2017). <https://doi.org/10.1007/s12371-017-0232-5>

BEURLIN, K. A geologia da Chapada do Araripe. Anais Academia Brasileira de Ciências, v. 34, n. 3, p. 365-370, 1962.

BEZERRA F.H.R. & VITA-FINZI C. 2000. How active is a passive margin? Paleoseismicity in northeastern Brazil. **Geology**, 28(7):591-594. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<591:HAIPM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<591:HAIPM>2.0.CO;2)

BEZERRA, F. H., MARQUES, F. O., VASCONCELOS, D. L., ROSSETTI, D. F., TAVARES, A. C., MAIA, R. P., MEDEIROS, W. E. (2023). Review of tectonic inversion of sedimentary basins in NE and N Brazil: analysis of mechanisms, timing and effects on structures and relief. **Journal of South American Earth Sciences**, 104356. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104356>

BIERMAN, P.R., CAFFEE, M.W., 2001. Slow rates of rock surface erosion and sediment production across the Namib Desert and escarpment, Southern Africa. **Am. J. Sci.** 301 (4–5):326–358. <https://doi.org/10.2475/ajs.301.4-5.326>.

BIERMAN, P. R., REUTER, J. M., PAVICH, M., GELLIS, A. C., CAFFEE, M. W., & LARSEN, J. (2005). Using cosmogenic nuclides to contrast rates of erosion and

sediment yield in a semi-arid, arroyo-dominated landscape, Rio Puerco Basin, New Mexico. **Earth Surface Processes and Landforms**: The Journal of the British Geomorphological Research Group, 30(8), 935-953. <https://doi.org/10.1002/esp.1255>

BIERMAN, P. R. MONTGOMERY D. R., 2013, **Key Concepts in Geomorphology**. WH Freeman, San Francisco, CA

BIGARELLA, J.J., 1975, The Barreiras Group in northeast Brazil: **Anais da Academia Brasileira de Ciencias**, v. 47, p. 365–393.

BISHOP, P. (2007). Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes. **Earth Surface Processes and Landforms**: the Journal of the British Geomorphological Research Group, 32(3), 329-365. <https://doi.org/10.1002/esp.1493>

BOND, G.C., KOMINZ, M.A., 1988. Evolution of thought on passive continental margins from the origin of geosynclinal theory (approximately 1860) to the present. **Geological Society of America Bulletin** 100 (12), 1909–1933.

BONOW, J.M., JAPSEN, P., GREEN, P.F., COBBOLD, P.R., PEDREIRA, A.J., LILLETVEIT, R., CHIOSSI, D., 2009. Post-rift landscape development of north-east Brazil. **Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin** 17, 81–84.

BOYD, K.F.; SCHUMM, S.A. (1995) Geomorphic evidence of deformation in the Northern part of the New Madrid seismic zone. In SHEDLOCK, K.M.; JOHNSTON, A.C. (Eds.) **Investigations of the New Madrid seismic zone**. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 1538-R: 35p.

BRAUCHER, R., BOURLES, D. L., COLIN, F., BROWN, E. T., & BOULANGE, B. (1998). Brazilian laterite dynamics using in situ-produced ^{10}Be . **Earth and Planetary Science Letters**, 163(1-4), 197-205. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00187-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00187-3)

BRAUCHER, R., LIMA, C. V., BOURLÈS, D. L., GASPAR, J. C., & ASSAD, M. L. L. (2004). Stone-line formation processes documented by in situ-produced ^{10}Be distribution, Jardim River basin, DF, Brazil. **Earth and Planetary Science Letters**, 222(2), 645-651. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.02.033>

BRAUCHER, R., MERCHEL, S., BORGOMANO, J., BOURLES, D.L., 2011. Production of cosmogenic radionuclides at greath depth: a multi element approach. **Earth Planet Sci. Lett.** 309,1–9. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.06.036>.

BRAUCHER, R., GUILLOU, V., BOURLÈS, D.L., ARNOLD, M., AUMAÎTRE, G., KEDDADOUCHE, K., NOTTOLI, E., 2015. Preparation of ASTER in-house $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ standard solutions. **Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. B** 361, 335–340. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2015.06.012>. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.06.036>

BRITO NEVES B.B. 1975. **Regionalização Geotectônica do Pré-Cambriano Nordestino**. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 198 p.

BROWN, E.T., EDMOND, J.M., RAISBECK, G.M., YIOU, F., KURZ, M.D., BROOK, E.J., 1991. Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al . **Geochem. Cosmochim. Acta** 55, 2269–2283. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90103-C](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90103-C)

BURBANK, D.W; ANDERSON, R.S. (2001) **Tectonic Geomorphology**, Blackwell Publishing, Oxford.

C

CASTRO, D. L.; BRANCO R. M. G.C. "Caracterização da arquitetura interna das bacias do Vale do Cariri (NE do Brasil) com base em modelagem gravimétrica 3-D." **Revista Brasileira de Geofísica** 17.2-3 (1999): 130-144. <https://doi.org/10.1590/S0102-261X1999000200003>

CAZES, G., FINK, D., CODILEAN, A.T., FÜLÖP, R.-H., FUJIOKA, T., WILCKEN, K.M., 2020. $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratios reveal the source of river sediments in the Kimberley, NW Australia. **Earth Surf. Process. Landf.** 45, 424–439. <https://doi.org/10.1002/esp.4744>

CHAMPAGNAC, J. D., VALLA, P. G., HERMAN, F., 2014. Late-Cenozoic relief evolution under evolving climate: A review. **Tectonophysics**, 614, 44-65. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.11.037>

CHENG, Y.; HE, C.; RAO, G.; YAN, B.; LIN, A.; HU, J.; YU, Y.; YAO, Q. Geomorphological and structural characterization of the southern Weihe Graben, central China: Implications for fault segmentation. **Tectonophysics**, v. 722, p. 11-24, 2018. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.10.024>

CHEREM, L. F. S., VARAJÃO, C. A. C., BRAUCHER, R., BOURLÉS, D., SALGADO, A. A. R., & VARAJÃO, A. C. (2012). Long-term evolution of denudational escarpments in southeastern Brazil. **Geomorphology**, 173, 118-127. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.06.002>

CHMELEFF, J., VON BLANCKENBURG, F., KOSSERT, K., JACKOB, D., 2010. Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. **Nucl. Instrum. Methods B** 268 (2), 192–199. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2009.09.012>

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2.ed. São Paulo: Edgard Blücher, 1980. 188p.

CLARK, M. K., & ROYDEN, L. H. (2000). Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. **Geology**, 28(8), 703-706. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<703:TOBTEM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<703:TOBTEM>2.0.CO;2)

CLARK, M. K., L. H. ROYDEN, K. X. WHIPPLE, B. C. BURCHFIEL, X. ZHANG, AND W. TANG (2006), Use of a regional, relict landscape to measure vertical deformation of the eastern Tibetan Plateau, **J. Geophys. Res.**, 111, F03002, doi:10.1029/2005JF000294

CLAUDINO-SALES, V. (2016). **Megageomorfologia do Estado do Ceara.**

CLIFT, P. D., BLUSZTAJN, J., & NGUYEN, A. D. (2006). Large-scale drainage capture and surface uplift in eastern Tibet–SW China before 24 Ma inferred from sediments of the Hanoi Basin, Vietnam. **Geophysical Research Letters**, 33(19). <https://doi.org/10.1029/2006GL027772>

COBBOLD, P.R., GILCHRIST, G., SCOTCHMAN, I.C., CHIOSSI, D., FONSECA CHAVES, F., GOMES DE SOUZA, F., AND LILLETVEIT, R., 2010, Large submarine slides on a steep continental margin (Camamu Basin, NE Brazil): **Journal of the Geological Society of London**, v. 167, p. 583–592, doi:10.1144/0016-76492009-033.

COCKBURN, H.A.P; SUMMERFIELD, M.A. Geomorphological applications of cosmogenic isotope analysis. **Progress in Physical Geography**, v. 28, n. 1, p. 1-42, 2004. <https://doi.org/10.1191/0309133304pp395oa>

CODILEAN, A. T., FÜLÖP, R. H., MUNACK, H., WILCKEN, K. M., COHEN, T. J., ROOD, D. H., ... & Fifield, L. K. (2021). Controls on denudation along the East Australian continental margin. **Earth-Science Reviews**, 214, 103543. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103543>

CORDEIRO, A.B.N; BASTOS, F.H; MAIA, R.P. Formações Concrecionárias e Aspectos Genéticos e Evolutivos do Maciço do Quincuncá, Província Borborema, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 2, 2018. <https://doi.org/10.20502/rbg.v19i2.1330>

CORREA, A.C.B., & MONTEIRO, K.A. (2021). Revisitando as superfícies de aplainamento: novos enfoques e implicações para a geomorfologia geográfica. **Humboldt-Revista de Geografia Física e Meio Ambiente**, 1(2).

COSTA, L. R. F., MAIA, R. P., BARRETO, L. L., & DE CLAUDINO SALES, V. C. (2020). Geomorfologia do nordeste setentrional brasileiro: uma proposta de classificação. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 21(1). <https://doi.org/10.20502/rbg.v21i1.1447>

COUTO, E. V. **Evolução denudacional de longo prazo e a relação solo-relevo no Noroeste do Paraná.** Tese (Doutorado) - UFPR, Curitiba, p.113, 2015.

COUTO, E. V. D., SANTOS, L.J.C., SORDI, M.V, BOURLÈS, D., BRAUCHER, R., SALGADO, A.A.R., ... & ASTER TEAM. (2018). Changes of the base levels in the Ivaí and Paraná Rivers confluence zone (Southern Brazil): Denudational reflexes in the evolution of the upstream drainage network. **Zeitschrift für Geomorphologie**, 62(1), 23-40. 10.1127/zfg/2018/0545

CUONG, N.Q.; ZUCHIEWICKZ, W.A. Morphotectonic properties of the Lo River Fault near Tam Dao in North Vietnam. **Nat. Hazards Earth Syst. Sci.**, 1, p. 15–22, 2001. <https://doi.org/10.5194/nhess-1-15-2001>

COX, R.T. Analysis of drainage and basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. **Geol. Soc. Am. Bull.**, v. 106, p. 571-581, 1994. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1994\)106<0571:AODBSA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1994)106<0571:AODBSA>2.3.CO;2)

D

DAVIS, W.M., 1899. The geographical cycle. **Geographical Journal** 14, 481e504.

DE WAELE, J., GUTIERREZ, F., 2022. **Karst Hydrogeology, Geomorphology and Caves**. Wiley- Blackwell, Chichester, p. (896 pp.).

DEMANGEOT, J. **Geomorfologia regional brasileira – ensaio sobre o relevo do Nordeste brasileiro**. ROSADO, V. (sel. e org.). Sétimo livro das secas. Mossoró/RN: Escola Superior de Agricultura de Mossoró/Fundação Guimarães Duque, 1983. p. 37-52. (Coleção Mossoroense, v. 210)

DIBIASE, R. A., K. X. WHIPPLE, M. P. LAMB, AND A. M. HEIMSATH (2015), The role of waterfalls and knickzones in controlling the style and pace of landscape adjustment in the western San Gabriel Mountains, California, **Geol. Soc. Am. Bull.**, 127(3–4), 539–559, doi:10.1130/B31113.1.

DNPM. **Projeto de avaliação hidrogeológica da bacia sedimentar do Araripe**. Recife: DNPM, 1996. 103 p.

DUNAI, T. J. (2010). **Cosmogenic nuclides: principles, concepts and applications in the earth surface sciences**. Cambridge University Press.

DUNNE, J., ELMORE, D., MUZIKAR, P., 1999. Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. **Geomorphology**. 27(1-2), 3-11. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(98\)00086-5](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(98)00086-5)

DUSZYŃSKI, F.; MIGOŃ, P.; STRZELECKI, M.C. Escarpment retreat in sedimentary tablelands and cuesta landscapes—Landforms, mechanisms and patterns. **Earth-Science Reviews**, p. 102890, 2019. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102890>

E

EL HAMDOUNI, R.; IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T.; CHACÓN, T.; KELLER, E.A. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). **Geomorphology**, 96, 150–173, 2008. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.08.004>

EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos (Rio de Janeiro, RJ). Levantamento exploratório - reconhecimento de solos da margem direita do Rio São Francisco: Estado da Bahia. Recife, 1977-1979. 2v. (EMBRAPA-SNLCS. Boletim Técnico, 52; SUDENE. Departamento de Recursos Naturais. Divisão de Recursos Renováveis, 10). A obra contém 1 mapa. Colaboração: Antonio Cabral

Cavalcanti; Fernando B. Rodrigues e Silva; Jose Onaldo Montenegro; Nivaldo Burgos; Heraclio Fernandes R. de Melo Filho.

ENKELMANN, E., JONCKHEERE, R. Fission track dating D. Alderton, S. Elias (Eds.), **Encyclopedia of Geology (second ed.)**, Academic Press (2021), pp. 116-130

ETCHEBEHERE, M.L.C.; SAAD, A.R.; CASADO, F.C. Análise morfoestrutural aplicada no Vale do Rio do Peixe (SP): uma contribuição ao estudo da neotectônica e da morfogênese do Planalto Ocidental Paulista. **Geociências**, Guarulhos, v.10, n. 6, p. 45-62, 2004,

F

FAMBRINI, G. L., SILVA-FILHO, W. F., DE LEMOS, D. R., DA CUNHA SILVESTRE, D., DE ARAÚJO, J. T., DE MENEZES-FILHO, J. A. B., ... & NEUMANN, V. H. D. M. L. (2019). Análise tectonossedimentar das fases início de rifte e clímax de rifte da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Geologia USP. Série Científica**, 19(3), 205-236. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v19-150526>

FAMBRINI, G. L., DA CUNHA SILVESTRE, D., JUNIOR, A. M. B., & DA SILVA-FILHO, W. F. (2020). Estratigrafia da Bacia do Araripe: estado da arte, revisão crítica e resultados novos. **Geologia USP. Série Científica**, 20(4), 169-212. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v20-163467>

FLEISCHER, R. PRICE, P. (1964) Techniques for geological dating of minerals by chemical etching of fission fragment tracks. **Geochimica et Cosmochimica Acta** 28: 1705–1714.

FORD, D.C., WILLIAMS, P.W., 2007. **Karst Hydrogeology and Geomorphology**, (2nd ed.). Wiley, Chichester, p. (576 pp.).

FORTE, A. M.; WHIPPLE, K. X. (2018). Criteria and tools for determining drainage divide stability. **Earth and Planetary Science Letters**, 493, 102-117. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.04.026>

FUNCEME. Redimensionamento da região semiárida do Nordeste do Brasil. Fortaleza. 1993.

G

GALLEN, S. F.; WEGMANN, K. W. River profile response to normal fault growth and linkage: An example from the Hellenic forearc of south-central Crete, Greece. **Earth Surface Dynamics**, v. 5, n. 1, p. 161-186, 2017. <https://doi.org/10.5194/esurf-5-161-2017>

GASPARY, J.; ANJOS, N. F. R. Estudo hidrogeológico de Juazeiro do Norte: Ceará. Recife: SUDENE, 1964. p. 25. (Hidrogeologia, 3).

GHIGNONE, J. I. Ensaio de paleogeografia do Nordeste e as seqüências sedimentares. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 26., 1972, Belém. Anais. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1972. v. 3, p. 21-28.

GILBERT, G.K., 1877. Geology of the Henry Mountains. **USGS Report**, Government Printing Office, Washington, D.C.

GODARD, V., DOSSETO, A., FLEURY, J., BELLIER, O., SIAME, L., & ASTER Team. (2019). Transient landscape dynamics across the Southeastern Australian Escarpment. **Earth and Planetary Science Letters**, 506, 397-406. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.11.017>

GOSSE, J.C.; PHILLIPS, F.M. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. **Quaternary Science Reviews**, v. 20, n. 14, p. 1475-1560, 2001. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00171-2](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00171-2)

GOMES, M.C.V. **Corridas de detritos e as taxas de denudação a longo-termo da Serra do Mar/SP**. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. 2016.

GOMES, M. C. V., VIEIRA, B. C., SALGADO, A. A. R., & BRAUCHER, R. (2022). Debris flow and long-term denudation rates in a tropical passive margin escarpment in South America. **Geomorphology**, 413, 108333. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108333>

GONZALEZ, V. S., BIERMAN, P. R., FERNANDES, N. F., & ROOD, D. H. (2016). Long-term background denudation rates of southern and southeastern Brazilian watersheds estimated with cosmogenic ¹⁰Be. **Geomorphology**, 268, 54-63. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.05.024>

GOUDIE, A.S. (1985). Duricrusts and landforms. In Geomorphology and Soils, ed. K.S. Richards, R.R. Arnett and S. Ellis. London: Allen and Unwin, pp. 37–57.

GOUDIE, A.S., 1987. Change and instability in the desert environment. In: Clark, M.J., Gregory, K.J., Gurnell, A.M. Eds., Horizons in **Physical Geography**. Macmillan Education, London, pp. 250–267

GOULART, A.A. **Taxas de denudação e ferramentas morfométricas aplicadas na análise da evolução de longo termo do relevo do sul da bacia sedimentar Bauru**. 2020. 120 f. Tese (Doutorado) - Curso de Geografia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2020.

GRAF, W L.; LECCE, Scott A. **Fluvial processes in dryland rivers**. New York: Springer-Verlag, 1988.

GRANGER, D.E., MUZIKAR, P.F., 2001. Dating sediment burial with in situ-produced cosmogenic nuclides: theory, techniques, and limitations. **Earth Planet Sci. Lett.** 188, 269–281. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00309-0](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00309-0)

GREEN, P. F., LIDMAR-BERGSTRÖM, K., JAPSEN, P., BONOW, J. M., & CHALMERS, J. A. (2013). Stratigraphic landscape analysis, thermochronology and the

episodic development of elevated, passive continental margins. **GEUS Bulletin**, 30, 1. <https://doi.org/10.34194/geusb.v30.4673>

GREEN, P. F., JAPSEN, P., CHALMERS, J. A., BONOW, J. M., & DUDDY, I. R. (2018). Post-breakup burial and exhumation of passive continental margins: Seven propositions to inform geodynamic models. **Gondwana Research**, 53, 58-81. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.03.007>

GUZMÁN, J., FAMBRINI, G. L., OLIVEIRA, E., & USMA-CUERVO, C. (2015). Estratigrafia da Bacia de Jatobá: estado da arte. **Estudos Geológicos**, 25(1), 53-76. 10.18190/1980-8208/estudosgeologicos.v25n1p53-76

H

HACK, J.T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. U.S. **Geol. Survey Jour. Research**, 1(4): 421-29, 1973.

HARRIS, S. E., MIX, A. C. (2002). Climate and tectonic influences on continental erosion of tropical South America, 0–13 Ma. **Geology**, 30(5), 447-450. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0447:CATIOC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0447:CATIOC>2.0.CO;2)

HARE, P.W.; GARDNER, T.W. (1985). Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. In MORISAWA, M.; HACK, J.T. (Eds.) **Tectonic Geomorphology**. Allen and Unwin, Boston: p. 75–104.

HARMAN R, GALLAGHER K, BROWN R, RAZA A (1998) Accelerated denudation and tectonic/geomorphic reactivation of the cratons of northeastern Brazil during the Late Cretaceous. **J Geophys Res** 103:27091–27105. <https://doi.org/10.1029/98JB02524>

HASUI, Y., CARNEIRO, C. D. R., DE ALMEIDA, F. F. M., & BARTORELLI, A. (Eds.). (2012). *Geologia do Brasil* (p. 900). São Paulo, Brazil: Beca.

HAWKER, L., UHE, P., PAULO, L., SOSA, J., SAVAGE, J., SAMPSON, C., & NEAL, J. (2022). A 30 m global map of elevation with forests and buildings removed. **Environmental Research Letters**, 17(2), 024016. 10.1088/1748-9326/ac4d4f

HETTNER, A. 1903. Die Feldsbildungen der sächsischen **Schweiz**. **Geogr. Z.** 9:608–626

HUANG, J., YU, H., DAI, A., WEI, Y., & KANG, L. (2017). Drylands face potential threat under 2 C global warming target. **Nature Climate Change**, 7(6), 417-422. 10.1038/NCLIMATE3275

I

IBGE. Mapa de Unidades do Relevo do Brasil. Escala 1: 5.000.000, 2006. Disponível em: <ftp://geofp.ibge.gov.br/mapas_tematicos/mapas_murais/relevo_2006.pdf>.

IVY-OCHS,S; KOBER, F. Surface exposure dating with cosmogenic nuclides. **Quaternary Science Journal**, v. 57, n. 1-2, p. 179-209, 2008. <https://doi.org/10.3285/eg.57.1-2.7>

J

JACOMINE, P. K. T.; CAVALCANTI, A. C.; BURGOS, N.; PESSOA, S. C. P.; SILVEIRA, C. O. da. Levantamento exploratório - reconhecimento de solos do Estado de Pernambuco. Recife: MA-DPP: SUDENE-DRN, 1972-1973. 2 v. (Brasil. Ministério da Agricultura-DNPEA-DPP. Boletim técnico, 26; SUDENE-DRN. Série Pedologia, 14).

JACOMINE, P. K. T. (Coord.). Levantamento exploratório - reconhecimento de solos do Estado do Piauí. Rio de Janeiro: EMBRAPA-SNLCS/SUDENE-DRN, 1986. 2 v. (EMBRAPA-SNLCS. Boletim de pesquisa, 36; SUDENE-DRN. Recursos de solos, 18). Acompanha 1 mapa color. escala 1:1.000.000.

JACOMINE, P. K. T.; CAVALCANTE, A. C. Guia de Excursão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 22., 1989, Recife. [Anais...]. Rio de Janeiro: EMBRAPA-SNLCS: SBCS, 1989. p. 1-72

JACOMINE, P. K. T. Solos sob Caatinga: características e uso agrícola. In: ALVAREZ, V. H.; FONTES, L. E. F.; FONTES, M. P. F. O solo nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e o desenvolvimento sustentado. Viçosa, MG: SBCS, 1996. p. 95-133.

JAGERCIKOVA, M., 2014. **Kinetic quantification of vertical solid matter transfer in soils by a multi-isotopic approach**. PhD Thesis, Aix-Marseille Université, 245 pp.

JAPSEN P., BONOW J.M., GREEN P.F., COBBOLD P.R., CHIOSSI D., LILLETVEIT R., MAGNAVITA L.P., PEDREIRA A. (2012) Episodic burial and exhumation in NE Brazil after opening of the South Atlantic. **Geological Society of America Bulletin** 124:800–816.

<https://doi.org/10.1130/B30515.1>

JARDIM DE SÁ E.F., FUCK R.A., MACEDO M.H.F. & KAWASHITA K. 1992. Terrenos Proterozóicos na Província Borborema e a margem Norte do Cráton São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, 22(4):472-480.

JARDIM DE SÁ E.F. 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 804 p.

JELINEK AR, CEMALE JR F, VAN DER BEEK PA, GUADAGNIN F, CUPERTINO JA, VIANA A (2014) Denudation history and landscape evolution of the northern East-Brazilian continental margin from apatite fission-track thermochronology. **Journal of South American Earth Sciences** 54:158–181. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.06.001>

JENNINGS, J., 1985. **Karst Geomorphology**, 2nd ed. Blackwell, Oxford. 293 pp.

K

KELLER, E.A.; PINTER, N. (Eds.). Active Tectonics. Earthquakes, Uplift, and Landscape. New Jersey: Prentice- Hall, 1996. 338p.

KING, L. A geomorfologia do Brasil oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, v.18, n. 2, SãoPaulo: 1956, p. 147-265.

KING, L. C. The Morphology of the Earth. Edinburgh: Ollier & Boyd, 1962.

KIRBY, E., WHIPPLE, K. X., 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. **Journal of Structural Geology**, 44, 54-75. <https://doi.org/10.1016/j.jsq.2012.07.009>

KIRCHNER, J. W., FINKEL, R. C., RIEBE, C. S., GRANGER, D. E., CLAYTON, J. L., KING, J. G., & MEGAHAN, W. F. (2001). Mountain erosion over 10 yr, 10 ky, and 10 my time scales. *Geology*, 29(7), 591-594. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0591:MEOYKY>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0591:MEOYKY>2.0.CO;2)

KORSCHINEK, G., BERGMAIER, A., FAESTERMANN, T., GERSTMANN, U.C., KNIE, K., RUGEL, G., WALLNER, A., DILLMANN, I., DOLLINGER, G., LIERSE VON GOSSTOMSKI, CH, KOSSERT, K., MAITI, M., POUTIVTSEV, M., REMMERT, A., 2010. A new value for the ¹⁰Be half-life by Heavy-Ion Elastic Recoil detection and liquid scintillation counting. **Nucl. Instrum. Methods B** 268 (2), 187–191. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2009.09.020>.

KREEMER, C., BLEWITT, G., & KLEIN, E. C. (2014). A geodetic plate motion and Global Strain Rate Model. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, 15(10), 3849-3889. <https://doi.org/10.1002/2014GC005407>

L

LAGUE, D. (2014), The stream power river incision model: Evidence, theory and beyond, **Earth Surf. Processes Landforms**, 39(1), 38–61. <https://doi.org/10.1002/esp.3462>

LAL, D. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 104, n. 2-4, p. 424-439, 1991. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90220-C](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90220-C)

LI, Y., 2013. Determining topographic shielding from digital elevation models for cosmogenic nuclide analysis: a GIS approach and field validation. **J. Mt. Sci.** 10 (3), 355–362. <https://doi.org/10.1007/s11629-013-2564-1>

LIMA, M. R. 1978. Microfósseis da Formação Exu, Cretáceo do Nordeste do Brasil. In: CONGR. BRAS.GEOL., 33, Recife, 1978. Anais... Recife, SBG, v. 2, p. 965-969.

LIMA, M.D., 2008, **A História do Intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: Implicações Paleoclimáticas e Tectônicas** [Ph.D. thesis]:Natal, Brazil, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 251 p.

LINS, R.C. 1989. As áreas de exceção do agreste de Pernambuco. Sudene, Recife.

LIU, F., GAO, H., PAN, B., LI, Z., & SU, H. (2019). Quantitative analysis of planation surfaces of the upper Yangtze River in the Sichuan-Yunnan Region, Southwest China. **Frontiers of Earth Science**, 13, 55-74. <https://doi.org/10.1007/s11707-018-0707-y>

M

MABESSONE, J. M.; CASTRO, C. **Desenvolvimento geomorfológico do Nordeste brasileiro**. Bol. do Núcleo Nordeste da Soc. Bras. de Geol. Recife: SBG, 1975. p. 5-35.

MABESSONE, J. M. **Panorama geomorfológico do Nordeste brasileiro**. Geomorfologia, n. 56, 1978. p.1-16.

MACGREGOR, D.S., 2013. Late Cretaceous-Cenozoic sediment and turbidite reservoir supply to South Atlantic margins. **Geological Society London Special Publications** 369 (1), 109–128. <https://doi.org/10.1144/SP369.7>

MAIA, R. P., BEZERRA, F. H. R., & SALES, V. C. (2010). Geomorfologia do Nordeste: concepções clássicas e atuais acerca das superfícies de aplainamento nordestinas. **Revista de Geografia (Recife)**, 27(1. Esp), 6-19.

MAIA, R. P., & BEZERRA, F. H. R. (2011). Neotectônica, geomorfologia e sistemas fluviais: Uma análise preliminar do contexto nordestino. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 12(3), 37-46. <https://doi.org/10.20502/rbg.v12i0.257>

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H.R. Condicionamento estrutural do relevo no Nordeste setentrional brasileiro. **Mercator-Revista de Geografia da UFC**, v. 13, n. 1, p. 127-141, 2014. <https://doi.org/10.4215/RM2014.1301.0010>

MAIA R.P., BASTOS F.H., NASCIMENTO M.A., LIMA D.L.S., CORDEIRO A.M.N. (2018) **Paisagens Graníticas do Nordeste Brasileiro**. UFC, Fortaleza.

MANTOVANI, J. R.; BUENO, G. T. (2022). A methodological proposal for planation surfaces mapping. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 23(2), 1456-1480. <https://doi.org/10.20502/rbg.v23i2.2094>

MARQUES, F. O., NOGUEIRA, F. C. C., BEZERRA, F. H. R., & DE CASTRO, D. L. (2014). The Araripe Basin in NE Brazil: An intracontinental graben inverted to a high-standing horst. **Tectonophysics**, 630, 251-264. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.05.029>

MARTILL, D.M., 1993. Fossils of the Santana and Crato formations, Brazil. In: Jarzembowski, E.A. (Ed.), **Palaeontol. Ass. Field Guides to Fossils** 5, pp. 9–50.

MARTINS, F. P., SALGADO, A. A. R., DO CARMO, F. F., & MAFFRA, M. A. (2015). As chapadas brasileiras e a legislação ambiental: conflito de conceitos. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 16(3). <https://doi.org/10.20502/rbg.v16i3.678>

MATMON, A., ENZEL, Y., VAINER, S., GRODEK, T., MUSHKIN, A., & ASTER TEAM. (2018). The near steady state landscape of western Namibia. **Geomorphology**, 313, 72-87. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.04.008>

MATOS R.M.D. 1987. Sistema de riftes Cretáceos do Nordeste Brasileiro. Proceedings of Tectos. PETROBRÁS-DEPEX, Rio de Janeiro, 126-159.

MATOS R.M.D. 1992. The Northeast Brazilian Rift System. **Tectonics**, 11(4):766-791. <https://doi.org/10.1029/91TC03092>

MATOS R.M.D. 2000. Tectonic evolution of the Equatorial South Atlantic. In: Mohriak W.U., Talwani M. (eds.). Atlantic Rifts and Continental Margins. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, 115:331-354.

MCKENZIE, D.P., 1978, Some remarks on the development of sedimentary basins: **Earth and Planetary Science Letters**, v. 40, p. 25–32, doi:10.1016/0012-821X(78)90071-7.

MENEZES, R. S. C.; SAMPAIO, E. V. de S. B. Agricultura sustentável no Semiárido nordestino. In: OLIVEIRA, T. S. de.; ASSIS JÚNIOR, R. N.; ROMERO, R. E. (Ed.). Agricultura, sustentabilidade e o Semi-Árido brasileiro. Fortaleza: SBCS; UFC, 2000. p. 20-46.

MENEZES, P.E.L., MILHOMEN, P.S., 2008, Tectônica de sal nas bacias de Cumuruxatiba, do Almada e de Camamu, in Mohriak, W., Szatmari, P., and CoutoAnjos, S.M., eds., Geologia e Tectônica. Exemplos nas Bacias Brasileiras: Rio de Janeiro, Edições Beca Ltd.,p. 251–270.

MERCHEL, S., HERPERS, U., 1999. An update on radiochemical separation techniques for the determination of long-lived radionuclides via accelerator mass spectrometry. **Radiochim. Acta** 84, 215–219. <https://doi.org/10.1524/ract.1999.84.4.215>

MERCHEL, S., ARNOLD, M., AUMAÏTRE, G., BENEDETTI, L., BOURLÉS, D.L., BRAUCHER, R., ALFIMOV, V., FREEMAN, S.P.H.T., STEIER, P. & WALLNER, A. (2008): Towards more precise ^{10}Be and ^{36}Cl data from measurements at the 10–14 level: Influence of sample preparation. – **Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B** 266: 4921–4926. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2008.07.031>.

MIDDLETON, N.J., THOMAS, D.S.G., 1997. **World Atlas of Desertification**. 2nd edn. UNEP/Edward Arnold, London.

MIGÓN, P., 2004. Mesa. In: Goudie, A.S. (Ed.), **Encyclopedia of Geomorphology**. Routledge, London, pp. 668.

MIGÓN, P., 2006. **Granite Landscapes of the World**. Oxford University Press, Oxford (384 pp.).

MIGÓN, P., 2021a. **Granite landscapes, geodiversity and geoheritage** – Global context. *Heritage* 4, 198–219. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107484>

MIGÓN, P. (2021b). Sandstone geomorphology—recent advances. **Geomorphology**, 373, 107484.

MIGÓN, P., & DUSZYŃSKI, F. (2022). Landscapes and landforms in coarse clastic sedimentary tablelands—Is there a unifying theme?. **CATENA**, 218, 106545. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106545>

MORAIS NETO JM, HEGARTY K, KARNER GD (2006) Abordagem preliminar sobre paleotemperatura e evolução do relevo da bacia do Araripe, Nordeste do Brasil, a partir da análise de traços de fissão em apatita. **Bol Geoci Petrobras** 14:113–119

MORAIS NETO JM, HEGARTY KA, KARNER GD, ALKMIM FF (2009) Timing and mechanisms for the generation and modification of the anomalous topography of the Borborema Province, northeastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology** 26:1070–1086. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.07.002>

N

NEELY, A. B., B.; BOOKHAGEN; D. W. BURBANK (2017), An automated knickzone selection algorithm (KZ-Picker) to analyze transient landscapes: Calibration and validation, **J. Geophys. Res. Earth Surf.**, 122, doi:10.1002/2017JF004250.

NEVES S.P. 2003. Proterozoic history of the Borborema Province (NE Brazil): correlation with neighboring cratons and Pan-African belts, and implications for the evolution of western Gondwana, **Tectonics**, 22:1031, doi:10.1029/20001TC001352.

NEUMANN, V. H. M. L. Estratigrafia, Sedimentologia, Geoquímica y Diagénesis de los Sistemas Lacustres Aptienses-Albienses de la Cuenca de Araripe (Nordeste do Brasil). 1999. Tese (Doutorado) – Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, Barcelona, 1999.

NICHOLS, K. K., BIERMAN, P. R., & ROOD, D. H. (2014). ¹⁰Be constrains the sediment sources and sediment yields to the Great Barrier Reef from the tropical Barron River catchment, Queensland, Australia. **Geomorphology**, 224, 102-110. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.07.019>

NIEMI, N. A., OSKIN, M., BURBANK, D. W., HEIMSATH, A. M., & GABET, E. J. (2005). Effects of bedrock landslides on cosmogenically determined erosion rates. **Earth and Planetary Science Letters**, 237(3-4), 480-498. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.07.009>

NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 1989.

NISHIZUMI, K., IMAMURA, M., CAFFEE, M.W., SOUTON, J.R., FINKEL, R.C., MCANINCH, J., 2007. Absolute calibration of ¹⁰Be AM standards. **Nucl. Instrum.**

Methods **Phys.** **Res.**, Sect. B 258, 403–413.
<https://doi.org/10.1016/j.nimb.2007.01.297>.

NÓBREGA, M. A., SÁ, J. M., BEZERRA, F. H. R., NETO, J. H., IUNES, P. J., GUEDES, S., ... & LIMA-FILHO, F. P. (2005). The use of apatite fission track thermochronology to constrain fault movements and sedimentary basin evolution in northeastern Brazil. *Radiation measurements*, 39(6), 627-633.
<https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2004.12.006>

O

OHMORI, H. (1993). Changes in the hypsometric curve through mountain building resulting from concurrent tectonics and denudation. **Geomorphology**, 8(4), 263-277.
[https://doi.org/10.1016/0169-555X\(93\)90023-U](https://doi.org/10.1016/0169-555X(93)90023-U)

OLDROYD, D. R. *Geomorphology in the First Half of the Twentieth Century*, Editor(s): John F. Shroder, Treatise on Geomorphology, Academic Press, 2013. p. 64-85.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00005-1>.

OLIVEIRA R.G. 2008. Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozoico da Província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil). PhD thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal ,411 p

OLIVEIRA, J. G., SANTOS, L. J. C., & SIAME, L. (2022). Caracterização de relevo por meio de indicadores morfométricos nas faces norte e sul da Chapada do Araripe–nordeste do Brasil. **Revista do Departamento de Geografia**, 42, e190706-e190706.
<https://doi.org/10.11606/eISSN.2236-2878.rdg.2022.190706>

OUCHI, S. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. **Geological Society of America Bulletin**, v. 96, p.504-515, 1985. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1985\)96<504:ROARTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1985)96<504:ROARTS>2.0.CO;2)

P

PASSOS, H. (2009). **Caracterização Petrográfica da formação Exu, Bacia do Araripe**. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Trabalho de conclusão de curso, 62 p.

PEIFER, D. CREMON, E.H. ALVES, F.C. ferramentas modernas para a extração de métricas de gradientes fluviais a partir de MDEs: uma revisão. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 1, 2020. <https://doi.org/10.20502/rbg.v21i1.1732>

PEIFER, D., PERSANO, C., HURST, M. D., BISHOP, P., & FABEL, D. (2021). Growing topography due to contrasting rock types in a tectonically dead landscape. **Earth Surface Dynamics**, 9(2), 167-181. <https://doi.org/10.5194/esurf-9-167-2021>

PENNINGTON, R. T.; PRADO, D. A.; PENDRY, C. Neotropical seasonally dry forests and Pleistocene vegetation changes. *J. Biogeogr.*, v. 27, p. 261-273, 2000.
<https://doi.org/10.1046/j.1365-2699.2000.00397.x>

PÉREZ-PEÑA, J. V., AL-AWABDEH, M., AZAÑÓN, J. M., GALVE, J. P., BOOTH-REA, G., Notti, D. (2017). SwathProfiler and NProfiler: Two new ArcGIS Add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles. **Computers & Geosciences**, 104, 135-150. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.08.008>.

PERRON, J. T., & ROYDEN, L. (2013). An integral approach to bedrock river profile analysis. *Earth surface processes and landforms*, 38(6), 570-576. <https://doi.org/10.1002/esp.3302>.

PETRI, S. 1983. Brazilian Cretaceous Paleoclimatic Evidence from Clay Mineral, Sedimentary Structures and Palynomorphs. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 13, n. 4, p. 215-222. 10.25249/0375-7536.1983134215222

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO-SALES, V. (2000) Dispositivos Morfo-Estruturais e Evolução Morfotectônica da Margem Passiva Transformante do Nordeste brasileiro. III Simpósio Nacional de Geomorfologia, Campinas, SP.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO-SALES, V. (2003) Stepped surfaces and Paleolandforms in the Northern Brazilian <<Nordeste>>: Constraints on models of morfotectonic evolution. **Geomorphology**. v. 3: 89-122. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.02.006>

PEULVAST, J.P., CLAUDINO-SALES, V., 2004. Stepped surfaces and palaeolandforms in the northern Brazilian “Nordeste”: constraints on models of morphotectonic evolution. **Geomorphology** 62, 89–122. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.02.006>

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO-SALES, V. (2005) Surfaces d'aplanissement et geodynamique. **Géomorphologie** (Paris) JCR, Paris, v. 4, p. 249-274, 2005. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.605>

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO-SALES, V. ; BEZERRA, F. H. R. ; BETARD, F. (2006). Landforms and neotectonics in the Equatorial passive margin of Brazil. **Geodinamica Acta**. v. 19: 51-71. <https://doi.org/10.3166/ga.19.51-71>

PEULVAST, J. P., CLAUDINO-SALES, V., BÉTARD, F., & GUNNELL, Y. (2008). Low post-Cenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast: implications for long-term landscape evolution at a transform continental margin. **Global and Planetary Change**, 62(1-2), 39-60. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.11.005>

PEULVAST, J. P., & BETARD, F. (2015). 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**, 233, 20-40. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.10.009>

PEULVAST, J. P., BETARD, F. (2021). Morphostratigraphic constraints and low temperature thermochronology: Lessons from a review of recent geological and geomorphological studies in northeast Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 111, 103464. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103464>

PONTE, F. C.; APPI, C. J. Proposta de revisão da coluna litoestratigráfica da Bacia do Araripe. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. Anais. Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990, v. 1, p. 211-226.

PONTE, F. C. 1991. **Sistemas Depositionais na Bacia do Araripe**. Rio de Janeiro, PETROBRÁS – CENPES – DIVEX – SEBIPE. Relatório Interno, p. 1 – 22.

PONTE, F. C.; PONTE FILHO, F. C. Estrutura geológica e evolução tectônica da Bacia do Araripe. Recife: DNPM, 1996, 68p.

PORTENGA, E.W.,BIERMAN, P.R., 2011. Understanding Earth's eroding surface with 10Be. **GSA Today** 21, 4–10. 10.1130/G111A.1

PÔRTO, K. C.; CABRAL, J.P; TABARELLI, M. **Brejos de altitude em Pernambuco e Paraíba. História natural, ecologia e conservação**. Ministério do Meio Ambiente, Brasília, 2004.

PRĀVĀLIE, R. Dryland's extent and environmental issues. A global approach. **Earth-Science Reviews**, v. 161, p. 259-278, 2016. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.08.003>

PRICE, P., WALKER, R. (1962) Chemical etching of charged-particle tracks in solids. **Journal of Applied Physics**. 33: 3407–3412. <https://doi.org/10.1063/1.1702421>

PRICE, P., WALKER, R. (1963) Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals. **Journal of Geophysical Research**. 68: 4847–4862. <https://doi.org/10.1029/JZ068i016p04847>

PUPIM, F.N., BIERMAN, P. R., ASSINE, M. L., ROOD, D. H., SILVA, A., & MERINO, E. R. (2015). Erosion rates and landscape evolution of the lowlands of the Upper Paraguay river basin (Brazil) from cosmogenic 10Be. **Geomorphology**, 234, 151-160. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.01.016>

Q

QUEIROZ, G.L.; SALAMUNI, E.; NASCIMENTO, E.R.. Knickpoint finder: A software tool that improves neotectonic analysis. **Computers & Geosciences**, v. 76, p. 80-87, 2014. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2014.11.004>

R

RAMÍREZ-HERRERA, M.T. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt. **Earth Surf. Proc. Land.**, v. 23, p. 317–332, 1998. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1096-9837\(199804\)23:4<317::AID-ESP845>3.0.CO;2-V](https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199804)23:4<317::AID-ESP845>3.0.CO;2-V)

RENDELL, H. Tectonic frameworks. **Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands**, p. 17-25, 2011.

REZENDE, É. A., SALGADO, A. A. R., DA SILVA, J. R., BOURLÈS, D., BRAUCHER, R., & LÉANNI, L. (2013). Fatores Controladores da Evolução do Relevo no Flanco NNW do Rift Continental do Sudeste do Brasil: Uma Análise Baseada na Mensuração dos Processos Denudacionais de Longo-termo. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 14(2). <https://doi.org/10.20502/rbg.v14i2.416>

RIBEIRO, S.C. MARÇAL, M.S. CORREA, A.C.B. Geomorfologia de áreas semi-áridas: uma contribuição ao estudo dos sertões nordestinos. **Revista de Geografia (Recife)**, v. 27, n. 1, p. 120-137, 2010.

RIBEIRO, S.C. **Etnogeomorfologia sertaneja: proposta metodológica para a classificação das paisagens da sub-bacia do rio Salgado/CE**. 2012. 282 f. Tese (Doutorado) - Curso de Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012.

RUFINO, R.L.; BISCAIA, R. C. M. & MERTEN, G. H. Determinação do potencial erosivo da chuva do estado do Paraná através da pluviometria: terceira aproximação. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.17, p.439-444, 1993.

S

SALCEDO, I. H.; SAMPAIO, E. V. S. B. Matéria Orgânica do Solo no Bioma Caatinga. In: SANTOS, G. de A.; CAMARGO, F. Fundamentos da matéria orgânica do solo: ecossistemas tropicais e subtropicais. 2. ed. Porto Alegre: Metrópole, 2008. p. 419-441.

SALGADO, A. A. R., BRAUCHER, R., COLIN, F., NALINI JR, H. A., VARAJÃO, A. F. D. C., & VARAJÃO, C. A. C. (2006). Denudation rates of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil): Preliminary results from measurements of solute fluxes in rivers and in situ-produced cosmogenic ^{10}Be . **Journal of Geochemical Exploration**, 88(1-3), 313-317. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2005.08.064>

SALGADO, A., VARAJÃO, C., COLIN, F., BRAUCHER, R., VARAJÃO, A., & NALINI Jr, H. (2007). Study of the erosion rates in the upper Maracujá Basin (Quadrilátero Ferrífero/MG, Brazil) by the in situ produced cosmogenic ^{10}Be method. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 32(6), 905-911. <https://doi.org/10.1002/esp.1448>

SALGADO, A. A. R., BRAUCHER, R., VARAJAO, A. C., COLIN, F., VARAJAO, A. F. D. C., & NALINI Jr, H. A. (2008). Relief evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil) by means of (^{10}Be) cosmogenic nuclei. **Zeitschrift fur Geomorphologie**, 52(3), 317. <https://dx.doi.org/10.1127/0372-8854/2008/0052-0317>

SALGADO, A. A. R., REZENDE, E.A., BOURLES, D., BRAUCHER, R., SILVA, J. R., & GARCIA, R. A. (2016). Relief evolution of the Continental Rift of Southeast Brazil revealed by in situ-produced ^{10}Be concentrations in river-borne sediments. **Journal of South American Earth Sciences**, 67, 89-99. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.02.002>

SANTOS E.J. 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. *In*: SBG, **Congresso Brasileiro de Geologia**, 39o, Salvador, *Anais*, 6:47-50.

SANTOS E.J., BRITO NEVES B.B., VAN SCHMUS W.R., OLIVEIRA R.G. & MEDEIROS V.C. 2000. An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE Brazil. *In*: **International Geological Congress**, 31th, Rio de Janeiro, Brazil, General Symposia, Tectonic Evolution of South American Platform, 9-5, 1 cd-rom..

SANTOS, M.; LADEIRA, F. S. B.; BATEZELLI, A. Indicadores geomórficos aplicados à investigação de deformação tectônica: uma revisão. **Revista brasileira de geomorfologia**, v. 20, p. 287-316, 2019. <https://doi.org/10.20502/rbg.v20i2.1564>

SCHAEFER, J. M., CODILEAN, A. T., WILLENBRING, J. K., LU, Z. T., KEISLING, B., FÜLÖP, R. H., & VAL, P. (2022). Cosmogenic nuclide techniques. **Nature Reviews Methods Primers**, 2(1), 1-22. <https://doi.org/10.1038/s43586-022-00096-9>

SCHARF, T.E., CODILEAN, A.T., DE WIT, M., JANSEN, J.D., KUBIK, P.W., 2013. Strong rocks sustain ancient postorogenic topography in southern Africa. **Geology** 41, 331–334. <https://doi.org/10.1130/G33806.1>

SCHUMM, S.A. Sinuosity of alluvial rivers on the great plains. **Geological Society of America Bulletin**. v. 74, n. 9, p. 1089-1100, 1963. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1963\)74\[1089:SOAROT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1963)74[1089:SOAROT]2.0.CO;2)

SCHWANGHART, W; KUHN, N.J., 2010, TopoToolbox: A set of Matlab functions for topographic analysis: **Environmental Modelling & Software**, v. 25, p. 770–781, <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2009.12.002>

SCHWANGHART, W., AND SCHERLER, D., 2014, TopoToolbox 2–MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in **Earth surface sciences: Earth Surface Dynamics**, v. 2, p. 1–7, <https://doi.org/10.5194/esurf-2-1-2014>.

SIAME, L.; BRAUCHER, R; BOURLES, D. L. Les nucléides cosmogéniques produits in-situ; de nouveaux outils en géomorphologie quantitative. **Bulletin de la Société géologique de France**, v. 171, n. 4, p. 383-396, 2000.

SILVA, J. M. C.; TABARELLI, M.; FONSECA, M. T.; LINS, L. V. (org). Biodiversidade da Caatinga: áreas e ações prioritárias para a conservação. Brasília (DF): MMA/UFPE/Conservation International – Biodiversitas – Embrapa Semi-árido, 2004. 382p.

SORDI, M.V: **Rearranjo fluvial como mecanismo de evolução do relevo em escarpas de margem passiva: Serra Geral Catarinense, Sul do Brasil**. Belo Horizonte: Universidade Federal de Minas Gerais, 3/4/2018, Doctoral thesis in Geografia (Salgado A.A.R. et Paisani J.C.).

SOUZA, M.J.N; DE OLIVEIRA, V.P.V. Os enclaves úmidos e sub-úmidos do semi-árido do nordeste brasileiro. **Mercator-Revista de Geografia da UFC**, v. 5, n. 9, p. 85-102, 2006. DOI 10.4215/RM0000.0000.0000

SOUZA, B. I. D., ARTIGAS, R. C., & LIMA, E. R. V. D. (2015). Caatinga e desertificação. **Mercator (Fortaleza)**, 14, 131-150. <https://doi.org/10.4215/RM2015.1401.0009>

SOUZA, D. H., STUART, F. M., RODES, Á., PUPIM, F. N., & HACKSPACHER, P. C. (2019). Controls on the erosion of the continental margin of southeast Brazil from cosmogenic ¹⁰Be in river sediments. **Geomorphology**, 330, 163-176. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.01.020>

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

STOCK J.D., MONTGOMERY D.R., COLLINS B.D., DIETRICH W.E., SKLAR L. 2005. Field measurements of incision rates following bedrock exposure: implications for process controls on the long profiles of valleys cut by rivers and debris flows. **Geological Society of America Bulletin** 117: 174–194. 10.1130/B25560.1.

STOLLE, A., SCHWANGHART, W., ANDERMANN, C., BERNHARDT, A., FORT, M., JANSEN, J. D., ... & KORUP, O. (2019). Protracted river response to medieval earthquakes. **Earth Surface Processes and Landforms**, 44(1), 331-341. <https://doi.org/10.1002/esp.4517>

STONE, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. **J. Geophys. Res.** 105 (B10), 23753–23759. <https://doi.org/10.1029/2000JB900181>.

STRAHLER, A.N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. **Geological Society America Bulletin**, v. 63: 1117-1142, 1952. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1952\)63\[1117:HAAOET\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1952)63[1117:HAAOET]2.0.CO;2)

STRAHLER, A.N. (1964). Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In CHOW, V.T. (Ed.) *Handbook of Applied Hydrology*. McGraw Hill Book

SUDENE. Recursos naturais do Nordeste: investigação e potencial (sumário das atividades). Recife, 1985. 183 p.

SUMMERFIELD, M. A. **Global geomorphology**. Routledge, 2014.

T

TABARELLI, M.; SANTOS, A.M.M. Uma breve descrição sobre a história natural dos brejos nordestinos. Brejos de Altitude em Pernambuco e Paraíba, **História Natural, Ecologia e Conservação**, v. 9, p. 17-24, 2004.

TELES, M. S. L. 1995. **Estudos dos Argilominerais das Bacias do Araripe, Rio do Peixe, Barro e Padre Marcos no Nordeste do Brasil e Geoquímica Orgânica das Formações Santana e Rio da Batateira na Bacia do Araripe**. Programa de Pós-

Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 76 p.

THOMAS, David S.G. (Ed.). **Arid zone geomorphology: process, form and change in drylands**. John Wiley & Sons, 2011.

THORNES, J.B., 1994. Catchment and channel hydrology. In: Abrahams, A.D., Parsons, A.J. Eds., **Geomorphology of Desert Environments**. Chapman & Hall, London, pp. 257–287.

TOOTH, S. Process, form and change in dryland rivers: a review of recent research. **Earth-Science Reviews**, v. 51, n. 1-4, p. 67-107, 2000. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(00\)00014-3](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(00)00014-3)

TRAVASSOS, L.E.P. (2019) **Princípios de carstologia e geomorfologia cárstica**. ICMBio/IABS, Brasília.

TUCKER, G. E.; K. X. WHIPPLE (2002), Topographic outcomes predicted by stream erosion models: Sensitivity analysis and intermodal comparison. **J. Geophys. Res.**, 107(B9), 2179, doi:10.1029/2001JB000162.

TWIDALE, C.R., 1982. **Granite Landforms**. Elsevier, Amsterdam (372, pp.).

TWIDALE, C.R. 1985: Old land surfaces and their implications for models of landscape evolution. **Revue Geomorphologie Dynamique** 34,131–147.

TWIDALE, C.R., VIDAL ROMANÍ, J.R., 2005. **Landforms and Geology of Granite Terrains**. Balkema, Rotterdam (351, pp.).

U

UNEP, 1992. **World Atlas of Desertification**. Edward Arnold, Sevenoaks, UK.

V

VALENÇA, L. M. M., NEUMANN, V. H., & MABESOONE, J. M. (2003). An overview on Callovian-Cenomanian intracratonic basins of Northeast Brazil: Onshore stratigraphic record of the opening of the southern Atlantic. **Geologica Acta**, 1(3), 261-276. <https://doi.org/10.1344/105.000001614>

VARAJÃO, C. A. C., SALGADO, A. A. R., VARAJÃO, A. F. D. C., BRAUCHER, R., COLIN, F., & NALINI JR, H. Á. (2009). Estudo da evolução da paisagem do Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brasil) por meio da mensuração das taxas de erosão (10Be) e da pedogênese. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 33, 1409-1425. <http://dx.doi.org/10.1590/S0100-06832009000500032>

VARAJÃO, C. A. C., DE ALKMIM, F. F., BRAUCHER, R., ENDO, I., CHEREM, L. F. S., SALGADO, A. A. R., & VARAJÃO, A. F. D. C. (2018). Denudation rates in the Pancas Bornhardt Province (SE Brazil), inferred from in situ produced cosmogenic 10Be. **Zeitschrift für Geomorphologie**, 62(1), 13-22. 10.1127/zfg/2018/0496

VILES, H.A. GOUDIE, A.S. (2004) Biofilms and case hardening on sandstones from Al-Quwayra, Jordan. **Earth Surface Processes and Landforms**, 29, 1473–1485. <https://doi.org/10.1002/esp.1134>

VILES, H.A. Weathering systems. **Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands**, p. 17-25, 2011.

VON BLANCKENBURG, F. (2005). The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. **Earth and Planetary Science Letters**, 242(3-4), 224-239. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.030>

VON BLANCKENBURG, F., BOUCHEZ, J., WITTMANN, H., 2012. Earth surface erosion and weathering from the ^{10}Be (meteoric)/ ^9Be ratio. **Earth and Planetary Science Letters**, 351, 295-305. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.07.022>

W

WALK, C. J., KARLSTROM, K. E., CROW, R. S., & HEIZLER, M. T. (2019). Birth and evolution of the Virgin River fluvial system: ~ 1 km of post–5 Ma uplift of the western Colorado Plateau. **Geosphere**, 15(3), 759-782. <https://doi.org/10.1130/GES02019.1>

WEISS, A. Topographic position and landforms analysis. In: Poster presentation, ESRI user conference, San Diego, CA. 2001.

WHIPPLE, K. X. (2001). Fluvial landscape response time: How plausible is steady-state denudation?. **American Journal of Science**, 301(4-5), 313-325. <https://doi.org/10.2475/ajs.301.4-5.313>

WHIPPLE K.X., TUCKER G.E. 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. **Journal of Geophysical Research** 104(B8): 17661–17674. <https://doi.org/10.1029/1999JB900120>.

WHIPPLE K.X., TUCKER G.E. 2002. Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution. **Journal of Geophysical Research** 107(B2): 2039. <https://doi.org/10.1029/2000JB000044>.

WHIPPLE, K. X., DIBIASE, R. A., OUIMET, W. B., & FORTE, A. M. (2017). Preservation or piracy: Diagnosing low-relief, high-elevation surface formation mechanisms. **Geology**, 45(1), 91-94. <https://doi.org/10.1130/G38490.1>

WHITE, N.; MCKENZIE, D., 1988, Formation of the steers head geometry of sedimentary basins by differential stretching of the crust and mantle: **Geology**, v. 16, p. 250–253. 10.1130/0091-7613(1988)016<0250:FOTSSH>2.3.CO;2

WILLETT, S. D., MCCOY, S. W., PERRON, J. T., GOREN, L., & CHEN, C. Y. (2014). Dynamic reorganization of river basins. **Science**, 343(6175), 1248765. 10.1126/science.1248765

WIDDOWSON, M. (1997), The geomorphological and geological importance of palaeosurfaces, in Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation, Spec. **Publ. Geol. Soc.**, 120, 1– 12. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1997.120.01.01>

WITTMANN, H., VON BLANCKENBURG, F., MAURICE, L., GUYOT, J. L., & KUBIK, P. W. (2011). Recycling of Amazon floodplain sediment quantified by cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be . **Geology**, 39(5), 467-470. <https://doi.org/10.1130/G31829.1>

WOBUS, C., WHIPPLE, K.X., KIRBY, E., SNYDER, N., JOHNSON, J., SPYROPOLOU, K., CROSBY, B., SHEEHAN, D., 2006. Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls. In: Willett, S.D., Hovius, N., Brandon, M.T., Fisher, D.M. (Eds.), Tectonics, Climate, and Landscape Evolution. **Geological Society of America Special Paper**, vol. 398, pp. 55e74.

Y

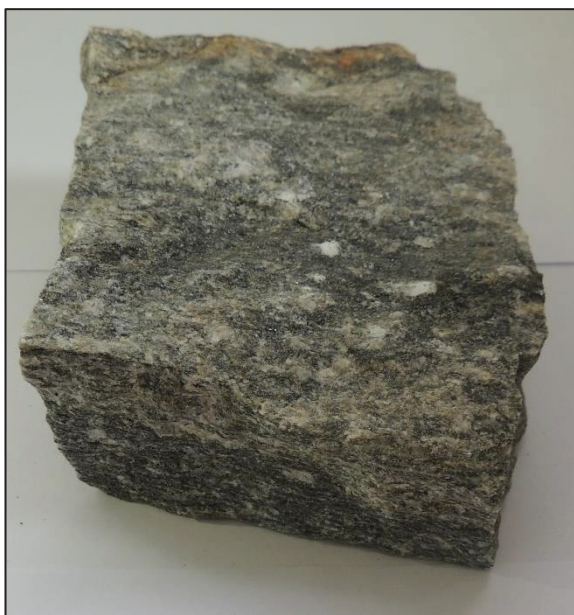
YOUNG, R. W., & WRAY, R. A. L. (2000). Contribution to the theory of scarpland development from observations in central Queensland, Australia. **The Journal of Geology**, 108(6), 705-719. <https://doi.org/10.1086/317949>

APÊNDICES

APENDICE I – ROCHAS COLETADAS

JBD21-1

Unidade NP3_gamma_2it19 - Corpo Plúton Campos Sales-Açaré-
Litologia: Diorito, Granito, Granodiorito, Monzonito.
Lat: -39,88 Long: -7,04 Alt: 556 m



JBD21-2

Unidade PP2j - Complexo Jaguaretama
Litologia: Ortognaisse, Paragnaisse
Lat: -39,97 Long: -6,78 Alt: 368 m



JBD21-3

Unidade NP3_gamma_2it19 - Corpo Plúton Campos Sales-Açaré

Litologia: Diorito, Granito, Granodiorito, Monzonito

Lat: -39,89 Long: -6,83 Alt: 568 m

**JBD21-4**

Unidade NP3st - Formação Santana dos Garrotes

Litologia: Rocha metavulcânica máfica, Rocha metavulcânica félsica, Metaconglomerado, Metagrauvaca, Metapiroclástica, Metarenito lítico, Metarritmito

Lat: -40,22 Long: -8,08 Alt: 429 m

**JBD21-5 - A**

Unidade C_cortado_2_gamma_4b - Corpo Granitóide Bodocó

Litologia: Tonalito, Granodiorito

Lat: -39,79 Long: -7,66 Alt: 500 m



JBD21-5 - B

Unidade C_cortado_2_gamma_4b - Corpo Granitóide Bodocó

Litologia: Tonalito, Granodiorito

Lat: -39,79 Long: -7,66 Alt: 500 m

**JBD21-6 - A**

Unidade Ssg - Grupo Serra Grande

Litologia: Arenito, Folhelho, Siltito arenoso, Conglomerado suportado por matriz

Lat: -41,20 Long: -6,99 Alt: 249 m

**JBD21-6 - B**

Unidade Ssg - Grupo Serra Grande

Litologia: Arenito, Folhelho, Siltito arenoso, Conglomerado suportado por matriz

Lat: -41,20 Long: -6,99 Alt: 249 m



JBD21-7

Unidade Ssg - Grupo Serra Grande

Litologia: Arenito, Folhelho, Siltito arenoso, Conglomerado suportado por matriz

Lat: -41,29 Long: -7,55 Alt: 213 m

**JBD21-8**

Unidade Ssg - Grupo Serra Grande

Litologia: Arenito, Folhelho, Siltito arenoso, Conglomerado suportado por matriz

Lat: -41,24 Long: -7,48 Alt: 520 m

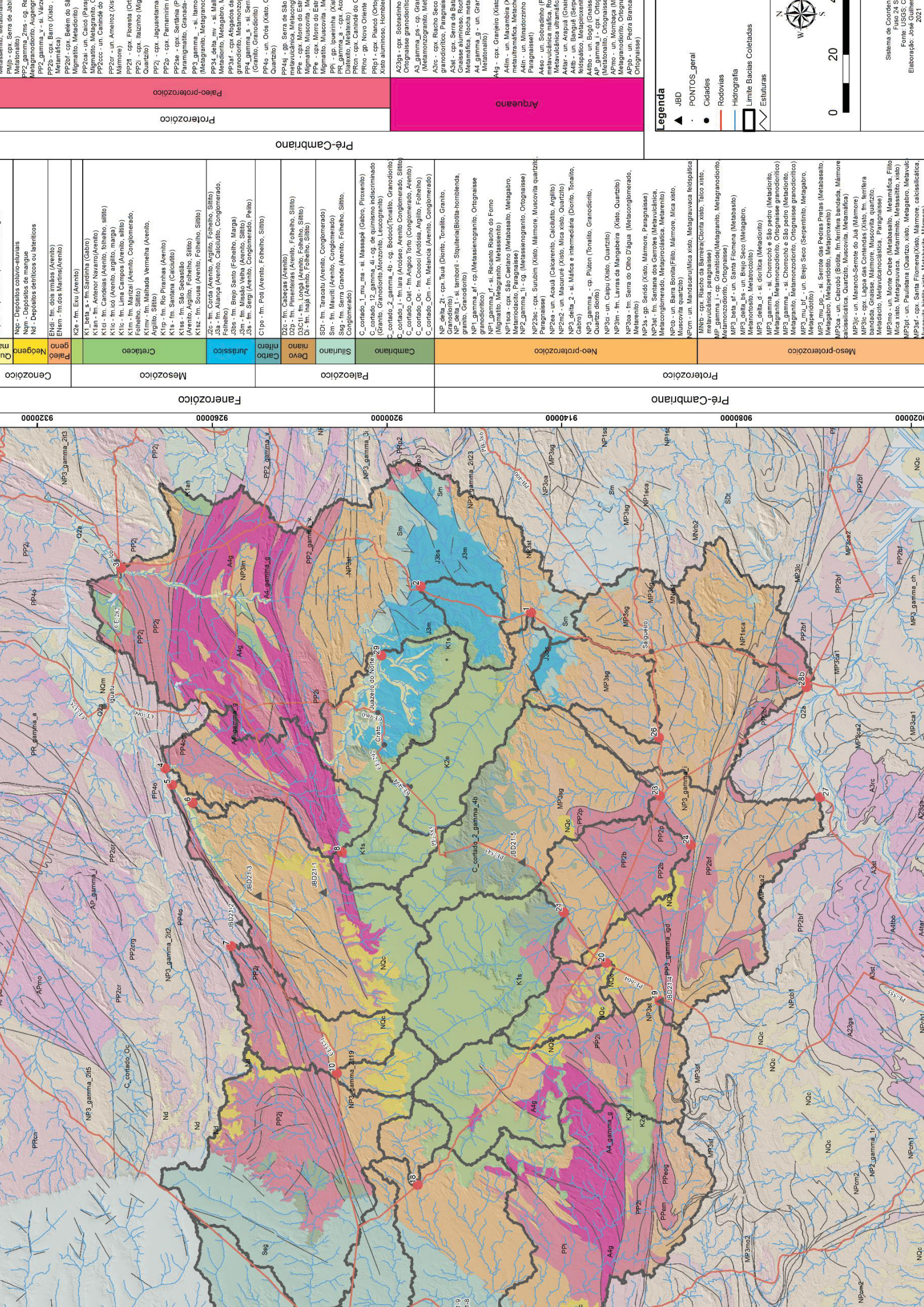
**JBD21-9**

Unidade Ssg - Grupo Serra Grande

Litologia: Arenito, Folhelho, Siltito arenoso, Conglomerado suportado por matriz

Lat: -41,24 Long: -7,48 Alt: 514 m



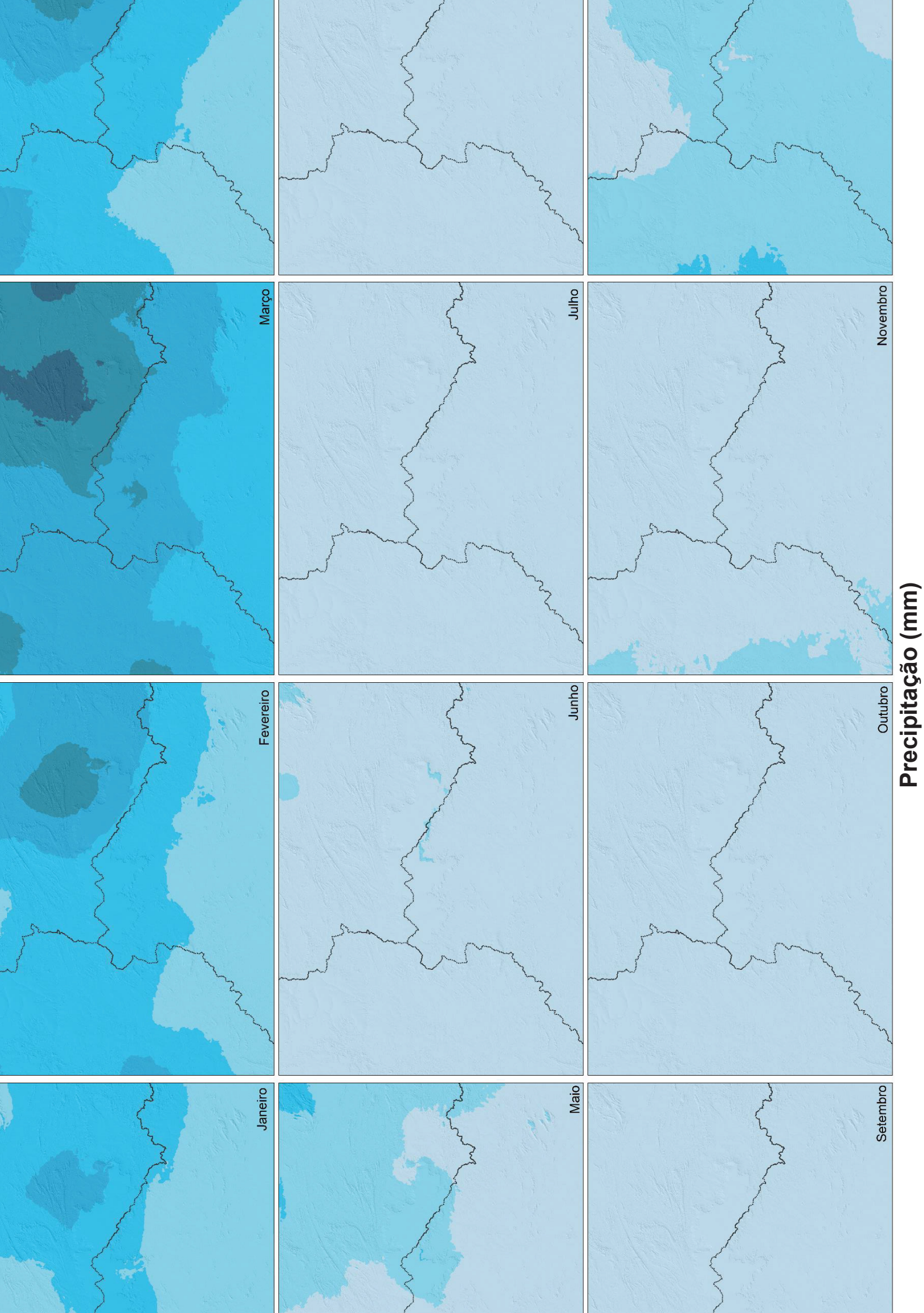


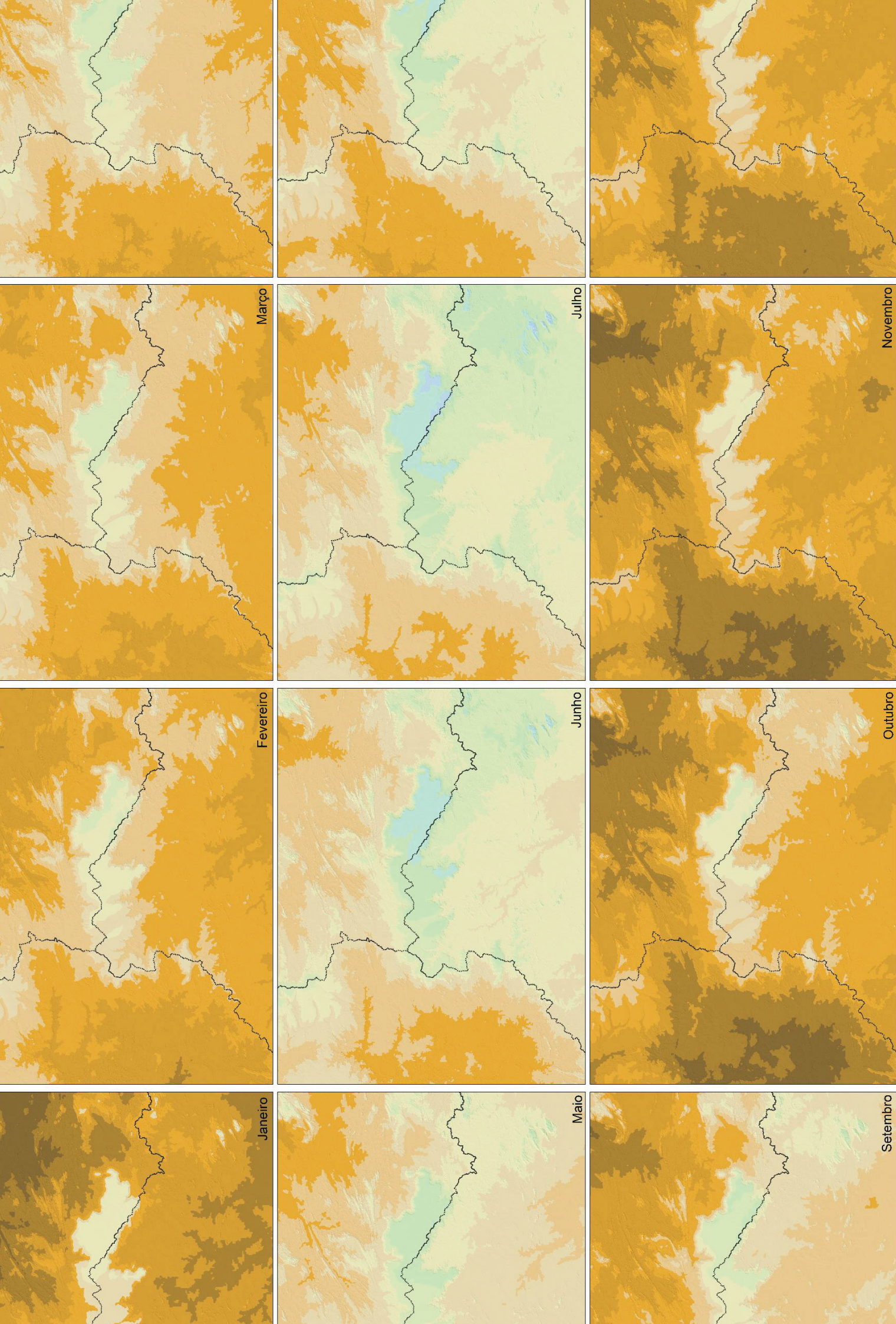
APÊNDICE 3 – FORMAÇÕES LITOLÓGICAS DA ÁREA DE ESTUDO

Sigla	Hierarquia	Nome	Rocha principal	Area (%)	Total Litologia
C_cortado_i	Formação	Iara	Arcóseo	0,02%	0,02%
K2e	Formação	Exu	X'	11,50%	28,33%
Ssg	Grupo	Serra Grande	Arenito	9,36%	
J3m	Formação	Missão Velha	Arenito	2,02%	
Sm	Formação	Mauriti	Arenito	1,97%	
D2p	Formação	Pimenteiras, Grupo Canindé	Arenito	1,47%	
D2c	Formação	Cabeças, Grupo Canindé	Arenito	1,23%	
K1ic	Formação	Icó	Arenito	0,27%	
C_cortado_Om	Formação	Melancia	Arenito	0,15%	
K1an	Formação	Antenor Navarro	Arenito	0,13%	
K1mv	Formação	Malhada Vermelha	Arenito	0,11%	
K1lc	Formação	Lima Campos	Arenito	0,08%	
SDt	Formação	Tacaratu	Arenito	0,02%	
ENdi	Formação	Dois Irmãos	Arenito	0,02%	
K1s	Formação	Santana	Calcário	2,85%	2,85%
C_cortado_Oat	Formação	Angico Torto	Conglomerado	0,26%	0,26%
NP3_gamma_2it19	Corpo	Púton Campos Sales-Açaré	Diorito	8,75%	11,11%
NP3_gamma_2it45	Corpo	Púton Sem Denominação	Diorito	1,10%	
NP3_gamma_2it20	Corpo	Púton Simões	Diorito	0,24%	
NP3_delta_2	Suíte intrusiva	Suíte máfica a intermediária	Diorito	0,22%	
NP3_gamma_2it3	Corpo	Púton Pereiro	Diorito	0,21%	
NP3_gamma_2it21	Corpo	Púton Araripina	Diorito	0,18%	
NP3_gamma_3tn2	Corpo	Púton Salgueiro Leste	Diorito	0,15%	
NP3_gamma_2it36	Corpo	Púton Conceição das Creoulas	Diorito	0,14%	
NP3_gamma_2it23	Corpo	Púton Serra da Lagoinha	Diorito	0,12%	
NPcb1	Unidade	Barra Bonita - Unidade 1	Filito	0,20%	0,20%
J3bs	Formação	Brejo Santo	Folhelho	1,69%	1,69%
MP3ca2	Unidade	Cabrobó 2	Gnaiss	2,17%	4,92%
PP4og	Unidade	Orós, Unidade Gnáissica	Gnaiss	1,75%	
PP2p	Complexo	Parnamirim	Gnaiss	0,85%	
MP3ca1	Unidade	Cabrobó 1	Gnaiss	0,15%	
NP3_gamma_3i	Corpo	Granitóides de quimismo indiscriminado	Granito	1,60%	4,88%
PP2_gamma_v	Suíte intrusiva	Suíte Várzea Alegre	Granito	1,46%	
PP4_gamma_s	Suíte intrusiva	Serra do Deserto	Granito	0,66%	
NP3_gamma_i	Corpo	Granitóides indiscriminados	Granito	0,51%	
C_cortado_12_gamma_4i	Corpo	Granitóides de quimismo indiscriminado	Granito	0,24%	
NP3_gamma_2s3	Corpo	Púton Salgueiro Oeste	Granito	0,22%	
NP3_gamma_2s1	Corpo	Púton Serrita	Granito	0,13%	
NP3_gamma_2s2	Corpo	Púton Serrita Sul	Granito	0,06%	

Sigla	Hierarquia	Nome	Rocha principal	Area (%)	Total Litologia
Nd	Não definida	Depósitos detríticos e/ou lateríticos	Laterita	0,38%	0,38%
PPem	Complexo	Morro do Estreito - migmatito	Mármore	0,17%	0,21%
MP3sfc	Litofácies	Santa Filomena, calcário	Mármore	0,02%	
MP3lcc	Litofácies	Lagoa das Contendas, calcário	Mármore	0,01%	
NPcb1c	Litofácies	Barra Bonita, calcário	Mármore	0,01%	
A4_gamma_g	Unidade	Granjeiro, suíte TTG	Matagranodiorito	5,88%	5,88%
NP1sca	Complexo	São Caetano	Metabasalto	0,88%	0,90%
MP3mo1	Unidade	Complexo Monte Orebe - Unidade 1	Metabasalto	0,01%	
MP3_beta_sf	Litofácies	Santa Filomena, rochas metabásicas	Metabasito	0,00%	
PP4occ	Litofácies	Orós, calcário	Metacalcário	0,05%	0,05%
MP_gamma_i	Corpo	Granitóides indiscriminados	Metagranito	0,35%	0,48%
PP3_gamma_ig	Suíte intrusiva	Suíte granítica do Fragmento Icaçara	Metagranito	0,12%	
PP3_gamma_igd	Suíte intrusiva	Suíte granodiorítica do Fragmento Icaçara	Metagranodiorito	1,63%	1,67%
NP2_gamma_1r	Suíte intrusiva	Rajada	Metagranodiorito	0,04%	
NP2_gamma_1i	Corpo	Granitóides indiscriminados	Metassienogranito	0,12%	0,19%
NP1_gamma_af1	Corpo	Púton Afeição	Metassienogranito	0,07%	
NP3st	Formação	Santana dos Garrotes	Metavulcânica	8,94%	8,94%
NPcm1	Unidade	Mandacaru - Unidade 1	Micaxisto	0,19%	0,19%
PP2i	Complexo	Itaizinho	Migmatito	3,02%	3,19%
NP1_gamma_rf	Suíte intrusiva	Recanto - Riacho do Forno	Migmatito	0,17%	
PP2j	Complexo	Jaguaretama	Ortognaisse	5,01%	6,65%
PP2bf	Complexo	Belém do São Francisco	Ortognaisse	1,47%	
PPeog	Complexo	Morro do Estreito - ortognaisse	Ortognaisse	0,16%	
NP1_gamma_af3	Corpo	Púton sem denominação	Ortognaisse	0,00%	
PP2fl	Complexo	Floresta	Ortognaisse	0,00%	
NP3_gamma_3tn1	Corpo	Púton Terra Nova	Quartzito	0,28%	0,73%
MP3lcq	Litofácies	Lagoa das Contendas, quartzito	Quartzito	0,10%	
A4gq	Litofácies	Granjeiro - quartzitos	Quartzito	0,08%	
NPcb1q	Litofácies	Barra Bonita, quartzito	Quartzito	0,07%	
NP3ciq	Fácies	Unidade Caipu - quartzitos	Quartzito	0,05%	
NP3lmq	Litofácies	Quartzitos	Quartzito	0,05%	
PPiq	Litofácies	Ipueirinha, quartzito	Quartzito	0,04%	
MP3sfq	Litofácies	Santa Filomena, quartzito	Quartzito	0,04%	
PP2iq	Litofácies	Itaizinho, quartzito	Quartzito	0,02%	
NQc	Não definida	Depósitos coúvio-eluviais	Sedimento	2,76%	3,80%
Q2a	Não definida	Depósitos aluvionares	Sedimento	1,04%	
NP3_gamma_3tf3	Corpo	Púton Serra do Man	Sienito	0,18%	1,35%
NP3_gamma_3tf2	Corpo	Púton Serrote Duas Irmãs	Sienito	0,07%	
NP3_gamma_3tf1	Corpo	Púton Serra do Livramento	Sienito	0,06%	

Sigla	Hierarquia	Nome	Rocha principal	Area (%)	Total Litologia
C_cortado_2_gamma_4b	Corpo	Granitóide Bodocó	Tonalito	1,79%	1,89%
NP3_gamma_2c5	Corpo	Púton sem denominação	Tonalito	0,11%	
MP3sg	Complexo	Salgueiro - Riacho Gravatái	Xisto	3,61%	10,27%
A4g	Complexo	Granjeiro	Xisto	1,86%	
PPi	Grupo	Ipueirinha	Xisto	1,01%	
MP3sf	Complexo	Santa Filomena	Xisto	0,92%	
MP3lc	Complexo	Lagoa das Contendas	Xisto	0,74%	
NP3lm	Formação	Lavras da Mangabeira	Xisto	0,54%	
PP2b	Complexo	Barro	Xisto	0,49%	
MNrb2	Complexo	Riacho da Barreira - Unidade 2	Xisto	0,33%	
MNrb1	Complexo	Riacho da Barreira - Unidade 1	Xisto	0,33%	
NP3ci	Unidade	Caipu	Xisto	0,19%	
PP4o	Grupo	Orós	Xisto	0,10%	
PRp3	Complexo	Piancó - Unidade 3	Xisto	0,08%	
PRp2	Complexo	Piancó - Unidade 2	Xisto	0,04%	
MP3mo3	Unidade	Complexo Monte Orebe - Unidade 3	Xisto	0,02%	





Temperatura média Mensal

17 - 18 21 - 22 25 - 26 29 - 30

APÊNDICE 6 – FONTES DE ÁGUA NA CHAPADA DO ARARIPE

Estado	Município	N de fontes	Vazão total (m³/h)
Ceará	Crato	79	1428,26
	Barbalha	33	1455,94
	Missão Velha	52	857,13
	Brejo Santo	13(2)	10,32
	Porteiras	39(12)	295,26
	Jardim	41(11)	307,04
	Santana do Cariri	30(7)	296,78
	Nova Olinda	10	45,40
Total do Ceará		297	4690,86
Pernambuco	Exu	19	45,73
	Bodocó	11	9,08
	Moreilândia	8	27,35
	Serrita	2	2,24
	Araripina	2	0,45
	Ipubi	1	0,90
Total de Pernambuco		43	85,75
Piauí	Simões	3	0,39
	Marcolândia	2	0,10
	Caldeirão Grande	3	0,30
Total do Piauí		8	0,79

Fonte: DNPM, 1996