

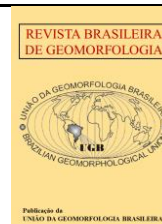


<https://rbgeomorfologia.org.br/>
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 27, nº 1 (2026)

<https://dx.doi.org/10.20502/rbg.v27i1.2748>



Nota técnica

O controle geomorfológico dos quartzitos da Província Borborema: O caso dos relevos do Ceará, Brasil

Geomorphological control of quartzites in the Borborema Province: The case of the reliefs of Ceará, Brazil

Davi Henrick Veras Diógenes ¹, Frederico de Holanda Bastos ² e Luzia Suerlange Araújo dos Santos Mendes ³

¹ Universidade Estadual do Ceará, Programa de Pós-graduação em Geografia, Fortaleza, Brasil. davihenrick@gmail.com
ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-1993-9475>

² Universidade Estadual do Ceará, Pós-graduação em Geografia, Fortaleza, Brasil. fred.holanda@uece.br
ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-4330-7198>

³ Núcleo de Tecnologia e Qualidade Industrial do Ceará, Laboratório de Rochas Ornamentais, Fortaleza, Brasil.
luzia.santos@nutec.ce.gov.br
ORCID: <https://orcid.org/0009-0007-0542-8937>

Recebido: 28/08/2025; Aceito: 18/12/2025; Publicado: 19/01/2026

Resumo: O estado do Ceará apresenta um complexo contexto morfoestrutural em função da diversidade de litotipos e da trama estrutural que compõem seu território. Em um contexto de evolução geomorfológica em margem transformante sob clima semiárido, a resistência diferencial das rochas ao intemperismo desempenha um papel fundamental na modelagem do relevo. Nesse cenário, o presente estudo tem como objetivo analisar quartzitos provenientes de diferentes unidades geológicas aflorantes no território cearense, buscando analisar suas propriedades físico-mecânicas por meio de ensaios laboratoriais, e discutir como essas características influenciam a preservação das formas de relevo. Foram analisadas 24 amostras de quartzito, pertencentes a 13 unidades geológicas distintas, obtendo-se dados de resistência à compressão uniaxial, índices físicos, resistência ao desgaste, velocidade de propagação de ondas e características petrográficas, além de análises do contexto geomorfológico estadual através de MDE. A compreensão de aspectos como a baixa solubilidade, a resistência mecânica, grau de microfraturamento, estrutura e composição mineralógica dos diferentes quartzitos, foram fundamentais para interpretar o seu importante papel na manutenção de cristas e maciços ao longo do território estadual em função da erosão diferencial.

Palavras-chave: Mecânica das Rochas; Erosão Diferencial; Rochas Paraderivadas; Geomorfologia Estrutural.

Abstract: The state of Ceará presents a complex morphostructural context due to the diversity of lithotypes and the structural framework that make up its territory. In a geomorphological evolution context of a transform margin under a semi-arid climate, the differential resistance of rocks to weathering plays a fundamental role in shaping the relief. Within this scenario, the present study aims to analyze quartzites from different geological units outcropping in Ceará, seeking to assess their physical and mechanical properties through laboratory tests, and to discuss how these characteristics influence the preservation of landforms. A total of 24 quartzite samples, belonging to 13 distinct geological units, were analyzed, providing data on uniaxial compressive strength, physical indices, abrasion resistance, wave propagation velocity, and petrographic characteristics, in addition to analyses of the state's geomorphological context using a DEM. Understanding aspects such as low solubility, mechanical strength, degree of microfracturing, structure, and mineralogical composition of the different quartzites was essential for interpreting their important role in the preservation of ridges and massifs throughout the state territory as a result of differential erosion.

Keywords: Rock Mechanics; Differential Erosion; Parametamorphic Rocks; Structural Geomorphology.

1. Introdução

Os relevos terrestres são formados a partir da interação de processos endógenos e exógenos que atuam ao longo do tempo, esculpindo a morfologia superficial (Penck, 1953). A ação denudacional, em qualquer contexto climático, é influenciada pela natureza e disposição das rochas, além da evolução tectônica geral da região (Tricart, 1974). A crosta terrestre apresenta uma resistência diferencial, onde o comportamento das rochas no ambiente depende de sua resistência face à atuação dos agentes intempéricos (Büdel, 1982), que variam de acordo com suas propriedades físicas e químicas sob a ação de diferentes condições climáticas (Pech, 2005).

Alguns contextos litoestruturais possuem grande relevância na manutenção de formas estruturais, que são aquelas desenvolvidas pela erosão sob controle direto da estrutura geológica (Cotton, 1968). Saadi (1991) ressalta que o termo morfoestrutural deve estar relacionado a compartimentos morfológicos, cujas principais características demonstrariam a existência de um nítido controle exercido pelo arcabouço litológico e/ou estrutural.

A evolução de relevos em margens passivas depende sobremaneira da ação dos sistemas morfoclimáticos e das propriedades geomorfológicas no contexto regional, tendo em vista a menor importância da tectônica em termos de soerguimentos regionais (Ott, 2020). Dessa forma, o comportamento físico-mecânico das rochas é um dos fatores primordiais no processo de interpretação geomorfológica do relevo (Goudie, 2016).

A rocha é o principal palco de interação entre os fatores endógenos e exógenos, onde ela é deformada, fraturada, soerguida e abatida, ao mesmo tempo que é intemperizada e erodida. Gerrard (1988) considera que as propriedades físicas que governam o comportamento geomorfológico das rochas podem ser subdivididas em três classes, sendo a primeira delas as propriedades relacionadas à dureza e tenacidade, em seguida as propriedades que comandam a interação entre o material rochoso e a água, e por fim as propriedades relacionadas à resistência mecânica das rochas. O conhecimento das características físico-mecânicas das rochas é indispensável para a pesquisa geomorfológica (Yatsu, 1962). Desse modo, características como a porosidade, permeabilidade, solubilidade, coesão, maciez e heterogeneidade influenciam diretamente no escoamento superficial, na desagregação mecânica e na decomposição química das rochas, constituindo elementos fundamentais na interpretação do relevo (Penteado, 1983; Casseti, 2005). Estudos experimentais recentes reforçam essa perspectiva ao demonstrar que a erodibilidade é fortemente controlada por propriedades internas da rocha, podendo variar em várias ordens de magnitude mesmo dentro de um mesmo litotipo (Turowski et al., 2023; 2024).

A Província Borborema (PB) constitui um domínio geológico com complexo mosaico litoestrutural metamórfico e plutônico de idades Arqueano/Proterozoico (Van Schmus et al., 1998; Brito Neves et al., 2000), compondo uma margem passiva de idade Cretácea (Matos, 2000), cuja morfologia regional está diretamente relacionada a ciclos de aplainamento, que foram responsáveis pela atual compartimentação geomorfológica regional, marcada por vastas superfícies de aplainamento intercaladas de relevos residuais elevados de diferentes dimensões e contextos morfológicos e litoestruturais variados (Peulvast; Claudino Sales, 2004). A erosão diferencial é um elemento de fundamental importância na interpretação geomorfológica da PB, com destaque para litologias como quartzitos, granitos, ortognaisses e arenitos que possuem importante papel na manutenção de sobressaltos topográficos de diferentes formas e dimensões (Bastos; Cordeiro, 2021). Entretanto, o grau de fraturamento pode reduzir significativamente essa resistência, como demonstrado em ambientes tectonicamente ativos do Tibete oriental, onde zonas de falha ampliam em até duas vezes os coeficientes de erosão e controlam a evolução do relevo (Kirkpatrick et al., 2020).

A adoção de metodologias que qualifiquem as rochas, contemplando os seus parâmetros físicos, tem potencial de contribuir para discussões acerca da evolução geomorfológica em diferentes recortes espaciais. Iniciativas nesse sentido foram incentivadas por Yatsu (1966), Whalley (1976), Suzuki (2002) e outros no campo de estudo geomorfológico. Goudie (2016) realizou uma revisão das técnicas disponíveis e comumente utilizadas para a quantificação dos parâmetros físicos das rochas, corroborando com Gerrard (1988), que defende a aplicabilidade de diversos ensaios quantitativos, contanto que eles se mostrem condizentes à simulação do ambiente natural.

A utilização de dados empíricos, além de não descredibilizar interpretações teóricas da evolução do relevo, pode servir de embasamento para argumentações frente a cenários geomorfológicos complexos. Dados extraídos de análises de lâminas petrográficas, tais como direção e intensidade de microfraturamentos, presença de inclusões ou microestruturas, teor de quartzo, etc., podem contribuir numa interpretação geomorfológica regional. Ao relacionar esses dados com interpretações e observações de campo, pode-se compreender o quanto as rochas estudadas apresentam características frágeis ou resistentes, mesmo considerando que tais ensaios não sejam próprios para o estudo geomorfológico, já que são realizados em rocha bruta e são livres de alterações intempéricas.

Os quartzitos constituem rochas silicosas de baixa solubilidade (Wray; Sauro, 2017), com mais de 98% de quartzo na sua composição (Tripathi; Rajamani, 2003), e que se encontram no topo da resistência erosiva em relação às demais litologias comuns da superfície terrestre. Desse modo, o presente estudo buscou determinar o comportamento físico-mecânico, de desgaste e de porosidade de 24 amostras de quartzitos dispersos ao longo do setor setentrional da PB, mais precisamente no âmbito do estado do Ceará (Figura 1). Para tanto, foram realizados ensaios de determinação de índices físicos, resistência à compressão, resistência ao desgaste abrasivo e velocidade de propagação de ondas sísmicas. A obtenção desses dados foi realizada tendo por base normativas da ABNT, e os resultados finais comparados com o comportamento geomorfológico desses litotipos.

2. Área de Estudo

As rochas analisadas estão inseridas no setor setentrional da PB, localizada na porção nordeste da Plataforma Sul-Americana, limitada ao sul pelo Cráton do São Francisco e a oeste pela Bacia do Parnaíba e pelo Cráton São Luís (Almeida et al., 1981). Apesar de apresentar uma ampla diversidade litológica, a Província Borborema é composta predominantemente por blocos de embasamento granítico e metamórfico (Almeida et al., 1977; Van Schmus et al., 1995; Brito Neves et al., 2000), cujas idades variam desde o Arqueano até o Neoproterozoico, separados por extensas faixas móveis que se estruturaram no final do Neoproterozoico (Arthaud et al., 2014). A PB foi formada a partir da convergência dos crátons São Luís-Oeste Africano e São Francisco-Congo, resultando na formação do supercontinente Gondwana Oeste (Brito Neves; Cordani, 1991; Trompette, 1994).

Geologicamente, a PB representa a porção ocidental do cinturão orogênico Brasileiro/Pan-Africano, que se estendia desde a Plataforma Sul-Americana até o continente africano (Almeida et al., 1977). Esta província é subdividida em três subprovíncias principais: Norte, Central e Sul (Schums et al., 1995). Cada uma dessas subprovíncias é composta por diferentes domínios geológicos: a Subprovíncia Norte inclui os domínios Médio Coreaú, Ceará Central, Jaguaribe-Orós e Rio Grande do Norte; a Subprovíncia Central abrange os terrenos de São Pedro, Piancó-Alto Brígida, Alto Pajeú, Alto Moxotó e Rio Capibaribe; e a Subprovíncia Sul é formada pelos domínios Pernambuco-Alagoas, Sergipano, Riacho do Pontal e Rio Preto (Santos, 1996; Brito Neves et al., 2000).

A PB passou por vários episódios de soerguimento antigos ou mesmo recentes (Alves et al., 2022), associados ao rifteamento que levou à abertura do Atlântico, e abatimentos relacionados ao desenvolvimento dos rifts Potiguar e outros rifts locais, seguidos por novos episódios de soerguimento, estes últimos mais localizados e associados a processos vulcânicos (Matos, 2000; Peulvast e Claudino Sales, 2000; Peulvast; Bétard, 2013) e reajustes tectônicos cenozoicos a miocênicos (Bezerra et al., 2020; Oliveira et al., 2023). A partir desses eventos, a evolução geomorfológica regional passou a ser dominada pela resistência diferencial dos litotipos aos processos de denudação.

O estado do Ceará abrange terrenos dos Domínios Médio Coreaú, Ceará Central, Jaguaribe-Orós e um pequeno trecho do Domínio Rio Grande do Norte. O clima semiárido regional, predominante desde o Mioceno (Harris; Mix, 2002) tem sido fundamental na esculturação do relevo atual, através de morfodinâmica preferencialmente relacionada a processos mecânicos, controlando a erosão diferencial das rochas. Nesse cenário, litologias de alta resistência, como arenitos bem consolidados, granitos e quartzitos, desempenham um papel fundamental na resistência aos processos denudacionais, justificando sobressaltos topográficos de diferentes formas e dimensões (Bastos; Cordeiro, 2021). Essa interpretação converge com a proposta de Turowski et al. (2023; 2024), que defendem a aplicabilidade de medições laboratoriais de erodibilidade na escala de paisagem, reforçando a pertinência dos resultados obtidos para os quartzitos cearenses.

Os quartzitos são rochas resultantes do metamorfismo de arenitos, cuja abundância no estado do Ceará está ligada à história de formação da PB, caracterizada por múltiplas faixas de colisão. Em geral, o protólito desses quartzitos foi gerado nas bacias sedimentares situadas entre os blocos que mais tarde se aglutinaram durante a convergência dos crátons (Almeida et al., 1981; Brito Neves et al., 2000; Neves et al., 2008). Devido às intensas deformações associadas a esses processos, os pacotes sedimentares presentes nas bacias foram submetidos a metamorfismo, originando sequências de Quartzito-Pelito-Carbonato (Arthaud et al., 2008; Pinéo, 2020). Como resultado, esses litotipos encontram-se altamente deformados e estão amplamente distribuídos ao longo do território estadual (Figura 1).

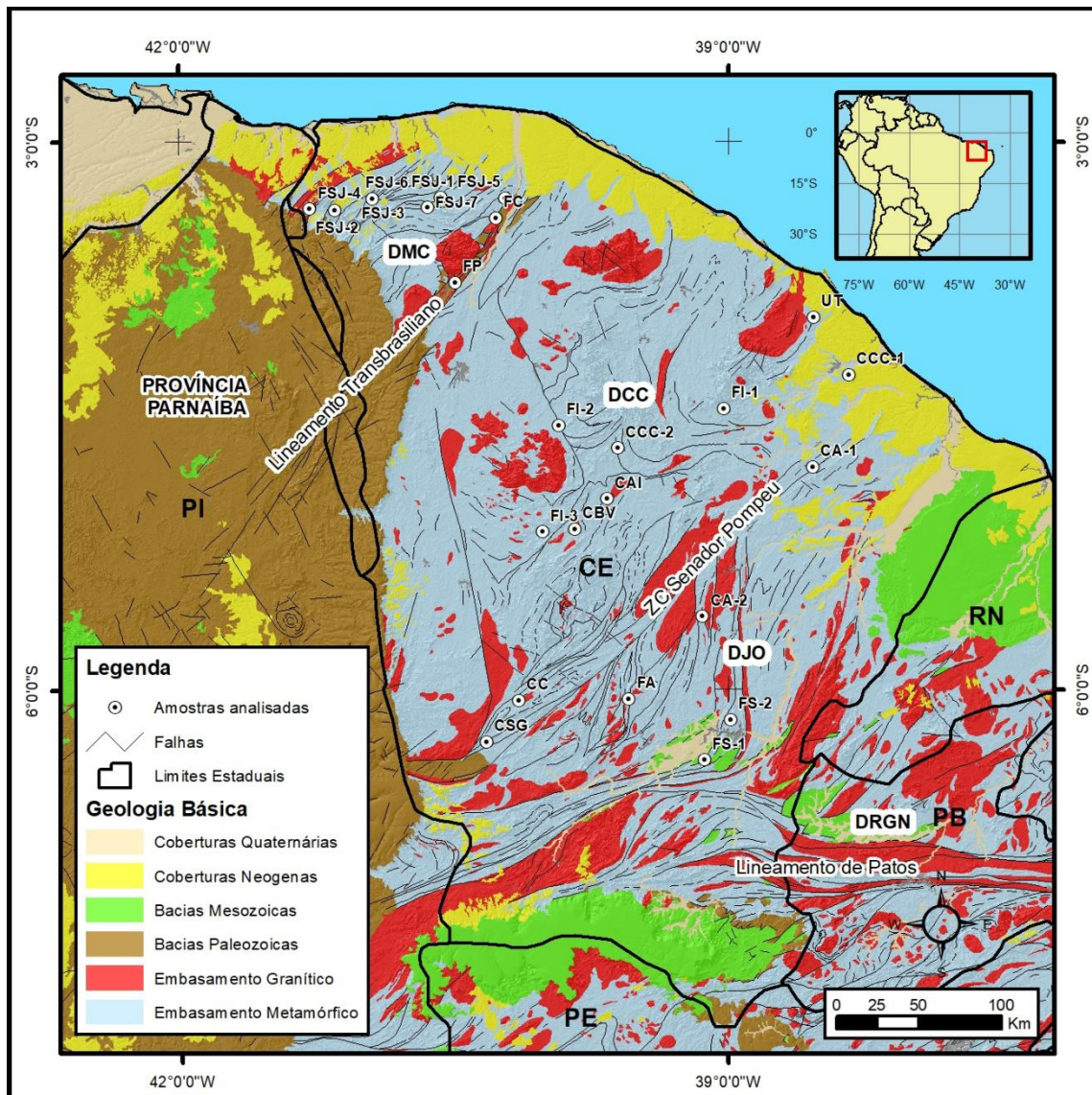


Figura 1. Mapa geológico simplificado do estado do Ceará indicando os pontos amostrados de quartzito. Fonte: CPRM, 2006. Siglas: Domínios - DMC: Domínio Médio Coreaú; DCC: Domínio Ceará Central; DJO: Domínio Jaguaribe-Orós; DRGN: Domínio Rio Grande do Norte; Unidades Geológicas analisadas - FSJ: Formação São Joaquim; FC: Formação Covão; FP: Formação Pacujá; FI: Formação Independência; CCC: Complexo Canindé do Ceará; UT: Unidade Tamboril; CSG: Complexo São Gonçalo; CC: Complexo Cruzeta; FA: Formação Arneiroz; FS: Formação Santarém; CA: Complexo Acopiara; CBV: Complexo Boa Viagem; CAI: Complexo Algodões.

3. Materiais e Métodos

A aquisição dos dados de resistência ao desgaste abrasivo, determinação de índices físicos, resistência à compressão e velocidade propagação de ondas sísmicas se deve principalmente à possibilidade de correlacionar esses valores com a geomorfologia, a partir das subdivisões elaboradas por Gerrard (1988), onde os três primeiros ensaios seguem respectivamente a ordem de classes determinadas pelo autor e o último ensaio serve ao propósito de correlacionar essas características mecânicas.

O desenvolvimento deste trabalho foi estruturado em várias etapas, com o objetivo de fornecer uma análise abrangente da relação geomorfológica de quartzitos e suas características físico-mecânicas. Inicialmente, foi realizada uma ampla revisão bibliográfica, que incluiu a análise de artigos científicos, livros e outras publicações relevantes, com o propósito de compreender as discussões contemporâneas sobre a formação, evolução e resistência de rochas quartzíticas em diferentes contextos geológicos e geomorfológicos.

Com base na revisão bibliográfica, foram analisadas e ensaiadas 24 amostras de quartzitos distribuídas ao longo do território cearense (Figura 1), selecionadas por sua representatividade e importância no contexto

geomorfológico do estado. As amostras possuem uma boa representatividade entre as regiões do Ceará, contemplando os Complexos Cruzeta, Acopiara, São Gonçalo, Algodões e Boa Viagem, além das unidades Tamboril e Canindé do Ceará, e formações Independência, São Joaquim, Santarém, Arneiroz, Pacujá e Covão, as coletas de amostra foram feitas no período de março a dezembro de 2023.

Para assegurar a obtenção de dados precisos e reprodutíveis, foram adotados procedimentos rigorosos de coleta e preparo das amostras, conforme normas técnicas estabelecidas. Na determinação dos índices físicos, dez amostras cúbicas de cada rocha ($5 \times 5 \times 5$ cm) foram submetidas à secagem e saturação em água e posteriormente pesadas, permitindo calcular densidade aparente, porosidade e absorção de água. A resistência à compressão uniaxial foi obtida a partir de dez corpos de prova cúbicos ($7 \times 7 \times 7$ cm) por rocha, comprimidos até a ruptura em prensa hidráulica com capacidade de 200 toneladas, registrando-se o valor máximo de tensão suportada. A resistência ao desgaste abrasivo foi avaliada pelo método Amsler, em que duas amostras de cada rocha foram submetidas à fricção contra um disco de aço contendo areia normatizada, medindo-se o rebaixamento da superfície após o ensaio. Por fim, a velocidade de propagação de ondas sísmicas foi determinada por ultrassom em corpos de prova secos, com três leituras por amostra para reduzir incertezas. Todos os ensaios foram conduzidos de acordo com as normas da Associação Brasileira de Normas Técnicas (ABNT), incluindo a NBR 15845-2 (propriedades físicas de rochas), a NBR 15845-5 (resistência à compressão uniaxial) e a NBR 12042 (desgaste abrasivo em rochas).

No total, foram utilizados 528 corpos de prova, que foram preparados e ensaiados conforme as diretrizes supracitadas. Desses corpos de prova, 48 foram empregados no ensaio de resistência ao desgaste abrasivo, 240 na caracterização dos índices físicos e 240 no ensaio de resistência à compressão. O número de corpos de prova, seguindo todos os números e padrões de qualidade exigidos pelas normas reguladoras, garantiu uma representatividade estatística dos resultados, permitindo a realização de análises detalhadas e robustas sobre o comportamento físico-mecânico dos quartzitos. Além disso, os dados obtidos foram correlacionados com as características morfológicas das formações de origem, permitindo uma análise integrada que considerou tanto os aspectos físicos quanto geomorfológicos das amostras.

Para fins de interpretação técnica, os valores de resistência à compressão uniaxial foram enquadrados segundo a classificação internacional de resistência de materiais rochosos (Barton, 1978). Essa classificação estabelece sete categorias, conforme os intervalos de tensão suportada: extremamente fracas (<1 MPa), muito fracas (1–5 MPa), fracas (5–25 MPa), moderadamente resistentes (25–50 MPa), resistentes (50–100 MPa), muito resistentes (100–250 MPa) e extremamente resistentes (>250 MPa). Em acréscimo aos ensaios físico-mecânicos, foram realizadas análises petrográficas em lâminas delgadas. Para cada rocha foram preparadas duas lâminas, analisadas por microscopia óptica em luz transmitida. A caracterização mineralógica seguiu a metodologia de contagem de pontos, com cerca de 300 pontos por lâmina, permitindo estimar proporções minerais e avaliar o grau de microfraturamento. Esse procedimento forneceu dados quantitativos sobre composição e textura, que foram posteriormente correlacionados com os resultados físico-mecânicos.

Finalmente, os resultados foram discutidos à luz das teorias atuais sobre a evolução geomorfológica e a resistência à denudação de rochas quartzíticas. Essa discussão buscou não apenas compreender melhor os processos de formação e alteração dos quartzitos, mas também contribuir para o avanço do conhecimento na área, oferecendo novas perspectivas sobre a durabilidade e a estabilidade dessas rochas em diferentes ambientes geológicos.

4. Resultados

4.1. Parâmetros Físicos dos Quartzitos

Na tentativa de organizar os resultados referentes aos ensaios petrográficos e físico-mecânicos analisados, optou-se por dividir as amostras pelos seus respectivos domínios estruturais: Domínio Médio Coreaú, Ceará Central e Domínio Jaguaribe-Óros (Figura 1). Como pode ser constatado, com base nos dados obtidos a partir das análises foi possível concluir que os quartzitos cearenses possuem em média uma densidade aparente de 2638,94 kg/m³, porosidade de 0,73%, absorção de água de 0,29%, resistência ao desgaste abrasivo de 0,31 mm e resistência à compressão de 122,62 MPa. As rochas que afloram no DMC apresentam médias respectivas de 2653,56 kg/m³, 0,55%, 0,22%, 0,21 mm e 113,5 MPa. Já as rochas do DCC de 2601,69 kg/m³, 1,03%, 0,41%, 0,29 mm e 135,36 MPa,

por fim as rochas do DJO de 2637,80 kg/m³, 0,36%, 0,13%, 0,49 mm e 81,75 MPa. Já os dados mineralógicos por unidade indicam consideráveis variações nos teores de quartzo e grau de microfraturamento (Tabela 1)

Tabela 1. Características petrográficas e microestruturais dos quartzitos do estado do Ceará.

U. Geológica	Mineralogia (%)							Microfraturamento (Total/mm ²)		Estrutura
	QTZ	MSC	SER	PL	SIL	ZIR	OP	Intergrão	Intragrão	
Unidade Tamboril	81	6	3	7	-	1	2	2,24	1,68	Bandado
Formação Independência	92 - 89	15 - 4	15 - 6	-	-	1 - 0	2 - 1	1,49	1,13	Maciço
Unidade Canindé do Ceará	95 - 70	25 - 0	-	2	-	2 - 0	3	2,79	1,24	Maciço
Complexo Cruzeta	65	26	3	-	4,5	0,5	1	0,88	0,67	Bandado
Complexo São Gonçalo	95	-	4	-	-	-	1	3,62	2,38	Bandado
Complexo Algodões	42	30	-	26	-	-	2	1,36	0,84	Maciço
Formação São Joaquim	94	8 - 0	3	15 - 2	-	-	1	1,84	0,53	Maciço
Formação Pacujá	55	24	3	18	-	-	-	1,27	0,47	Maciço
Formação Covão	79,5	11	2	6,5	-	1	-	4,25	2,13	Maciço
Formação Santarém	92	3	1	2	-	-	2	2,97	1,75	Bandado
Complexo Acopiara	75 - 67	9 - 5	2 - 1	17 - 14	3	0,5	1,5	3,73	1,46	Bandado
Formação Arneiroz	79	9	-	6	4	1	1	1,06	0,38	Maciço

Fonte: Elaborado pelos autores (2025). Legenda: QTZ: Quartzo; MSC: Muscovita; SER: Sericita; PL: Plagioclásio; SIL: Silimanita; ZIR: Zircão; OP: Opacos.

4.1.1. Domínio Médio Coreaú

O DMC se localiza na porção noroeste do estado do Ceará, sendo limitado a leste pela zona de cisalhamento Sobral-Pedro II, a oeste pelas margens do Cráton São Luís, a sudoeste pela Bacia do Parnaíba e a norte pelos depósitos costeiros (Brandão, 2014; Brito Neves et al., 2000). Esse domínio representa um Cinturão Orogênico que engloba uma grande variedade de litotipos de diferentes idades, formados em uma mesma unidade tectônica (Brito Neves, 1975; Torquato, 1996).

Santos (2004) defende que a evolução do DMC se deu em 4 eventos deformacionais, com o primeiro estágio de idade Transamazônica e os três últimos de influência direta da Orogenia Brasileira. O embasamento deste domínio é formado por rochas de alto grau como gnaisses, migmatitos e granulitos de idade Paleoproterozoica, recobertos por sequências supracrustais Paleoproterozoicas a Neoproterozoicas (Nascimento et al., 1979). Seu embasamento é formado por três sequências, sendo elas: (I) ortognaisses de afinidade tonalítica-trondhjemítica-granodiorítica (TTG); (II) sequências de granulitos, kondalitos e kinzigitos; e (III) orto- e para- gnaiss e migmatitos (Santos et al., 2004; 2007).

Segundo Siqueira et al. (2014) e Santos et al. (2007), dois cinturões móveis de idade Toniana podem ser observados no DMC, sendo o primeiro formado pelas rochas metavulcanossedimentares do Grupo Martinópolis e a segunda composto pelas rochas metapelítico-carbonático do Grupo Ubajara. Nesse cenário foram analisadas as características dos quartzitos pertencentes às formações Pacuja, Covão e São Joaquim (Tabela 2).

Tabela 2. Parâmetros físico-mecânicos das rochas quartzíticas do DMC.

Domínio Médio Coreau						
Código	Índices Físicos			Compressão (MPa)	Desgaste (mm)	Velocidade de Ondas (m/s)
	Densidade (kg/m ³)	Porosidade (%)	Absorção de água (%)			
FJS-1	2670,16	0,27	0,1	75,9	0,15	6256,46
FSJ-2	2594,39	0,28	0,11	125,2	0,21	6276,28
FSJ-3	2630,84	1,1	0,42	161,5	0,25	6597,63
FSJ-4	2656,62	0,28	0,11	63,9	0,24	6084,42
FSJ-5	2641,43	0,56	0,21	77,4	0,21	6243,75
FSJ-6	2637,8	0,24	0,14	100,9	0,15	6239,05
FSJ-7	2642,6	0,45	0,26	208,7	0,15	6684,84
FP	2734,11	0,7	0,26	102	0,24	6143,98
FC	2690,7	0,8	0,3	68,4	0,29	5368,53

Fonte: Elaborado pelos autores (2025). Legenda: FSJ: Formação São Joaquim; FP: Formação Pacujá; FC: Formação Covão.

A Formação Pacujá pertence às sequências metassedimentares do Grupo Jaibaras, juntamente com as formações Massapê, Parapuí e Aprazível (Costa et al., 1973), sendo composta por arenitos a meta-arenitos arcoseanos, de cores marrom e bege (Pinéo, 2021). Já as Formações Covão e São Joaquim, pertencem ao grupo Martinópolis (Cavalcante et al., 2003), onde a primeira é formada quartzitos, clorita-quartzo xistos, clorita-talco-xistos, biotita-muscovita xistos, filitos e formações ferríferas e a segunda é constituída essencialmente por quartzitos puros e quartzitos micáceos (Prado et al., 1981; Pinéo, 2021) (Figura 2).

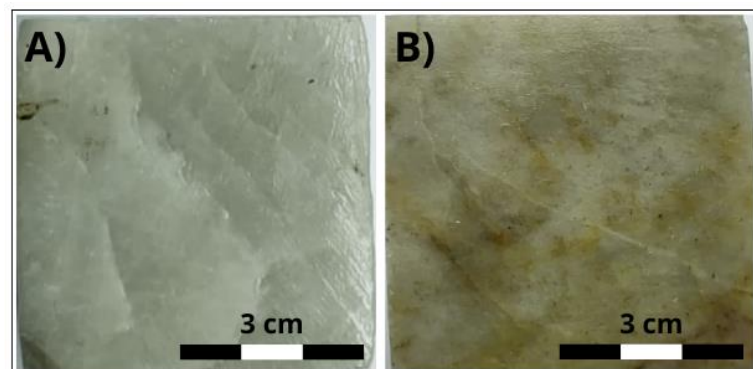


Figura 2. Variações faciológicas dos quartzitos da Formação São Joaquim: A) Quartzito puro e B) Quartzito micáceo. Fonte: Elaborado pelos autores (2025).

4.1.2. Domínio Ceará Central

O DCC é o maior bloco tectônico da PB, sendo limitado a norte pela zona de cisalhamento Sobral/Pedro II (Lineamento Transbrasiliiano) e planície costeira, a oeste pela Bacia Sedimentar do Parnaíba e a leste e sul pela zona de Cisalhamento Senador Pompeu (Arthaud, 2007). Esse domínio ocupa aproximadamente 40% da área territorial do Ceará (Brandão, 2014).

Fetter et al. (2000) subdivide o DCC em quatro unidades litoestruturais: (I) Núcleo arqueano; (II) embasamento gnáissico juvenil paleoproterozoico; (III) sequência supracrustal vulcanossedimentar; e (IV) arco magmático de Santa Quitéria. Nesse domínio se encontram as rochas mais antigas do Ceará, datadas em 2,85 bilhões de anos (Fetter, 1999). Essas rochas mais antigas compõem o núcleo arqueano da província, que é formado por rochas de

composição tonalítica-trondhjemítica-granodiorítica (TTG), complexos ultramáficos e unidades metavulcanossedimentares (Brito Neves et al., 1999; Costa et al., 2012).

Já o embasamento gnáissico juvenil é composto por rochas metamórficas de médio a alto grau do Complexo Cruzeta, unidades Algodões, Acopiara e Choró, além de corpos intrusivos Paleoproterozoicos (Castro, 2004; Arthaud, 2007). Enquanto a sequência supracrustal vulcanossedimentar é formada pelo Complexo Ceará, composto por rochas metapelíticas e metapsamíticas intrudidas por corpos graníticos pós-colisionais neoproterozoicos (Amaral et al., 2012; Santos et al., 2015; Castro et al., 2012). No que representam litotipos orto e para-gnáissicos, migmatitos, mármore, metacalcários, micaxistos, quartzitos, metagabros, metaultramáficas e anfibolitos.

Por fim, o Arco Magmático de Santa Quitéria é formado por rochas plutônicas com assinatura isotópica de arco magmático, representando uma suíte de aproximadamente 40.000 km², denominada Unidade Tamboril Santa Quitéria (Fetter et al., 2003). O domínio é representado por uma tectônica tangencial de baixo ângulo, com a ocorrência de diversas *nappes* e zonas de cisalhamento de transcorrências dúctil (Garcia; Arthaud, 2004; Arthaud et al., 2008).

Nesse cenário, foram analisadas rochas das unidades Canindé do Ceará e Tamboril Santa Quitéria, Formação Independência e complexos Algodões, São Gonçalo, Cruzeta e Boa Viagem, contemplando quase todas as unidades subdivididas por Fetter et al. (2000). A tabela 3 apresenta os parâmetros físico-mecânicos obtidos a partir da análise das rochas do DCC.

Tabela 3. Parâmetros físico-mecânicos das rochas quartzíticas do DCC.

Domínio Ceará Central						
Código	Índices Físicos			Compressão (MPa)	Desgaste (mm)	Velocidade de Ondas (m/s)
	Densidade (kg/m ³)	Porosidade (%)	Absorção de água (%)			
UT	2621,59	0,28	0,11	155,35	0,18	6352,62
FI-1	2646,89	0,64	0,24	194,89	0,16	5527,94
FI-2	2638,62	0,46	0,17	117,4	0,16	5826,16
FI-3	2643,5	0,44	0,16	128	0,11	5737,04
CBV	2580,23	0,73	0,28	42,3	0,23	4798,35
CCC-1	2650,24	0,46	0,17	179,9	0,33	5824,46
CCC-2	2632,34	0,32	0,12	186,56	0,24	5870,33
CC	2392,53	5,69	2,4	86,2	0,48	4967,64
CSG	2581,32	1,02	0,4	128,4	0,54	5824,50
Cal	2629,66	0,34	0,13	134,6	0,47	5698,05

Fonte: Elaborado pelos autores (2025). Legenda: UT: Unidade Tamboril; FI: Formação Independência; CBV: Complexo Boa Viagem; CCC: Complexo Canindé do Ceará; CC: Complexo Cruzeta; CSG: Complexo São Gonçalo; CA: Complexo Algodões.

Rochas paraderivadas como os quartzitos ocorrem raramente no Complexo Cruzeta (Pinéo, 2021), com idade entre 2,85 e 2,68 Ga (Ganade et al., 2017), pois esse complexo é formado principalmente por ortognaisses, parcialmente migmatíticos, de composições quartzo-dioríticas, tonalíticas a granodioríticas, com lentes de anfibolitos e de rochas metaultramáficas (Pinéo, 2021). Já o Complexo Algodões engloba uma maior quantidade de unidades metassedimentares (Palheta, 2017), com quartzitos datados de 2,07 Ga (Costa; Palheta, 2017).

Das unidades mais amostradas, as rochas do Complexo Canindé do Ceará (Araújo; Pinéo, 2011; Cavalcanti, 2011) possuem idade entre 2,14 e 2,04 Ga (Amaral, 2010; Castro, 2004) e os quartzitos se enquadram na unidade paragneisse migmatítica, associadas a xistos, rochas calcissilicáticas, anfibolitos e mármore em uma sequência Quartzito-Pelito-Carbonato metamorfizada a 613 Ma (Amaral, 2010). A Formação Independência faz parte do

Grupo Ceará (Arthaud, 2007), nas subdivisões propostas por Pinéo (2021) (Figura 3). Essa formação é composta principalmente por xistos aluminosos e paragneisses, porém podem apresentar camadas localizadas de quartzitos (Pinéo, 2021).

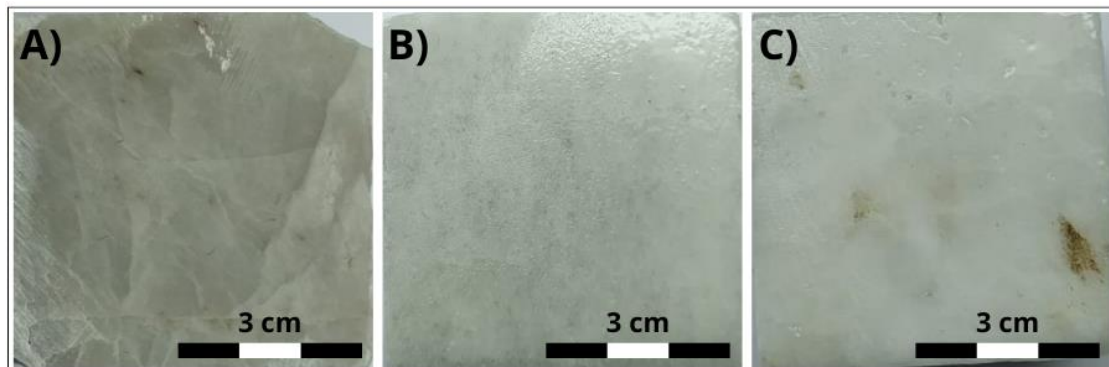


Figura 3. Quartzitos do Domínio Ceará Central: A) Formação independência, B) Unidade Canindé do Ceará e C) Unidade Tamboril-Santa Quitéria. Fonte: Elaborado pelos autores (2025).

4.1.3. Domínio Jaguaribe-Orós (Jaguaribeano)

O DJO corresponde à porção nordeste-sul-sudeste do Ceará, sendo limitado à noroeste pela zona de cisalhamento Senador Pompeu e a sul pelo lineamento Patos (Brandão, 2014; Brito Neves et al., 2000). O domínio também adentra pelo território do estado do Rio Grande do Norte e possui história de formação ligada à convergência e amalgamação de blocos gnáissicos migmatíticos, seqüências supracrustais e terrenos arqueanos durante o Ciclo Brasileiro (Hasui et al. 2012; Nascimento et al. 2015).

O embasamento do DJO é composto predominantemente por um núcleo arqueanos, sendo ele o Complexo Granjeiro. Sendo o Complexo Granjeiro composto principalmente por gnaisses tonalíticos e granodioríticos com idade 2,54 Ga (Silva et al. 1995). Souza et al., (2007) e Hollanda et al., (2011) descrevem as rochas paleoproterozoicas desse domínio como gnaisses e migmatitos metamorfizados na fácies anfíbolito. Para essa região do estado foram analisados quartzitos pertencentes ao Complexos Acopiara, além das Formações Santarém e Arneiroz (Tabela 4).

Tabela 4. Parâmetros físico-mecânicos das rochas quartzíticas do Domínio Jaguaribe-Orós.

Domínio Jaguaribe-Orós						
Código	Índices Físicos			Compressão (MPa)	Desgaste (mm)	Velocidade de Ondas (m/s)
	Densidade (kg/m ³)	Porosidade (%)	Absorção de água (%)			
FS-1	2601,91	0,56	0,22	147,1	0,19	6498,72
FS-2	2591,59	0,61	0,21	138,47	0,14	6537,56
CA-1	2971,85	0,37	0,12	79,6	2,01	5695,27
CA-2	2637,57	0,28	0,1	43,6	0,14	5340,89
FA	2647,4	0,2	0,08	150,0	0,09	6789,24

Fonte: Elaborado pelos autores (2025). Legenda: FS: Formação Santarém; CA: Complexo Acopiara; FA: Formação Arneiroz.

O Complexo Acopiara representa um pacote de rochas paraderivadas, aflorantes entres as Zonas de Cisalhamento Senador Pompeu e Orós (Gomes; Vasconcelos, 2000; Ferreira; Santos, 2000), sendo composto litologicamente por migmatitos, paragneisses, xistos aluminosos, xistos grafitosos, quartzitos, mármore, rochas calcissiláticas, anfíbolitos e ortognaisses (Pinéo, 2021). Embora esse complexo ainda não disponha de datações geocronológicas, sua idade pode ser relacionada a unidades correlatas como o Complexo São Gonçalo, de idade 2,15 Ga (Palheta et al., 2019).

A Formação Arneiroz, assim como a Formação Independência, faz parte do Grupo Ceará (Arthaud, 2007), porém, têm sua composição formada principalmente por quartzitos, com níveis restritos de xistos e mármores (Pinéo, 2021), com datações que variam entre 772 Ma a 620 Ma (Fetter, 1999; Arthaud, 2007) (Figura 4). A Formação Santarém faz parte do Grupo Orós (Palheta et al., 2019), com idade de 1,70 a 1,79 Ga (Costa; Palheta, 2017; Sá, 1991) e formada por filitos e xistos miloníticos, metagrauvascas, com níveis de quartzitos, calcissilicáticas, mármores e anfibolitos (Pinéo, 2021). Ocorrem nas proximidades da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu, com alta taxa de deformação e forma morfológica de cristas seguindo o *trend* deformacional.

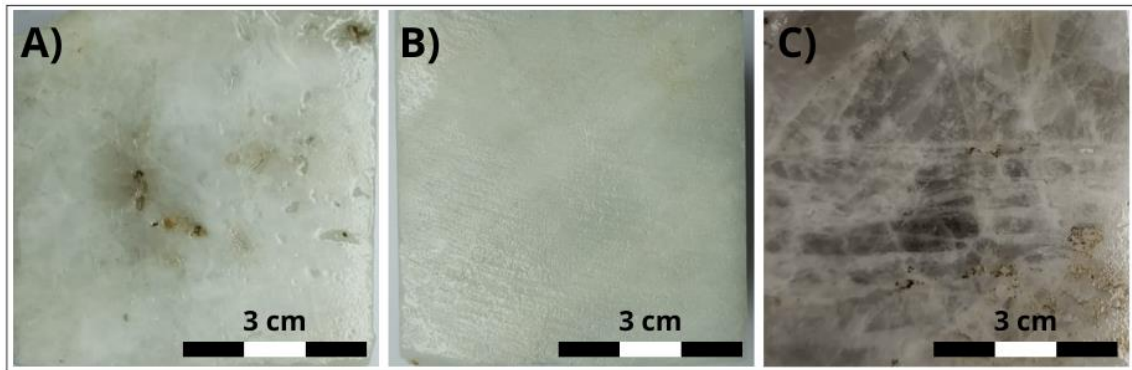


Figura 4. Quartzitos do Domínio Jaguaribe-Orós: A) Formação Santarém, B) Formação Arneiroz e C) Complexo Acopiara. Fonte: Elaborado pelos autores (2025).

4.2. História Deformacional das Litologias Analisadas

A PB ao longo de sua formação passou por diversos eventos deformacionais, com história geológica a registros Paleoarqueanos, como nos terrenos São José do Campestre, datados em 3,4 Ga. Contudo, os registros de quartzitos no Ceará se iniciam a partir do Complexo Cruzeta, de idade Neoarqueana. Bizzi (2003) indica que intensas atividades tectônicas afetaram esses núcleos embrionários durante o Arqueano, promovendo o crescimento ou o retrabalhamento de terrenos. Nesse cenário, as rochas que compõem o Complexo Cruzeta apresentam características de crosta juvenil, envolvidas em colagem Paleoproterozoica.

Para além dos eventos acrescionários arqueanos, a sequência de eventos deformacionais de maior relevância para o Ceará se iniciou durante o Paleoproterozoico. Primeiramente, a partir da Orogênese do ciclo Riaciano (2,25 a 2,05 Ga), onde foram aglutinados em uma única massa continental os blocos que correspondem aos Domínios Jaguaribe-Orós Médio Coreau e Ceará Central (Santos, 1999; Ferreira; Santos, 2000). Esse evento teve grande contribuição no processo de metamorfismo dos litotipos que compunham a Unidade Canindé do Ceará (Fetter, 1999). Já no final do paleoproterozoico, essa massa continental foi fragmentada por intensos processos de rifteamento ligados à Tafrogênese Estateriana (1,8 a 1,7 Ga), dando origem a estruturas como o rifte Jaguaribeano (Brito Neves, 1995a).

Com o início do Mesoproterozoico a PB passou pelo evento denominado de Orogênese Cariris-Velhos (1,08 a 0,95 Ga) (Brito Neves et al., 1995b), responsável pela deformação de diversos segmentos crustais em uma faixa de pelo menos 800 km de extensão e largura variável de 300 a 50 km (Santos, 1996). A partir do Neoproterozoico se iniciou o evento de maior abrangência que atingiu a PB, a Orogênese Brasileira (0,5 a 0,75 Ga), que foi responsável pela estruturação final da província e atuou de forma intensa com a colagem de blocos continentais, formação de bacias em margem de rift e encaixe de plútons graníticos (Brito Neves et al., 2000; 2014; Santos et al., 2001).

Com o fim do Brasileiro, a PB esteve em relativa estabilidade tectônica de seus blocos até o início dos processos de abertura do oceano Atlântico, com a reativação de diversas estruturas, além de soerguimentos causados por processos de flexura (Matos, 2000; Saadi et al., 2005; Peulvast et al., 2006). Por fim, deve ser considerada a ação de atividades neotectônicas, que podem levar à relevantes deformações em escala de menor abrangência espacial. Considerando que atividades deformacionais atuam por sobre todo o pacote de rochas pré-existentes, as rochas quartzíticas possuem intensa história deformacional, muitas vezes composta por mais de um evento (Figura 5).

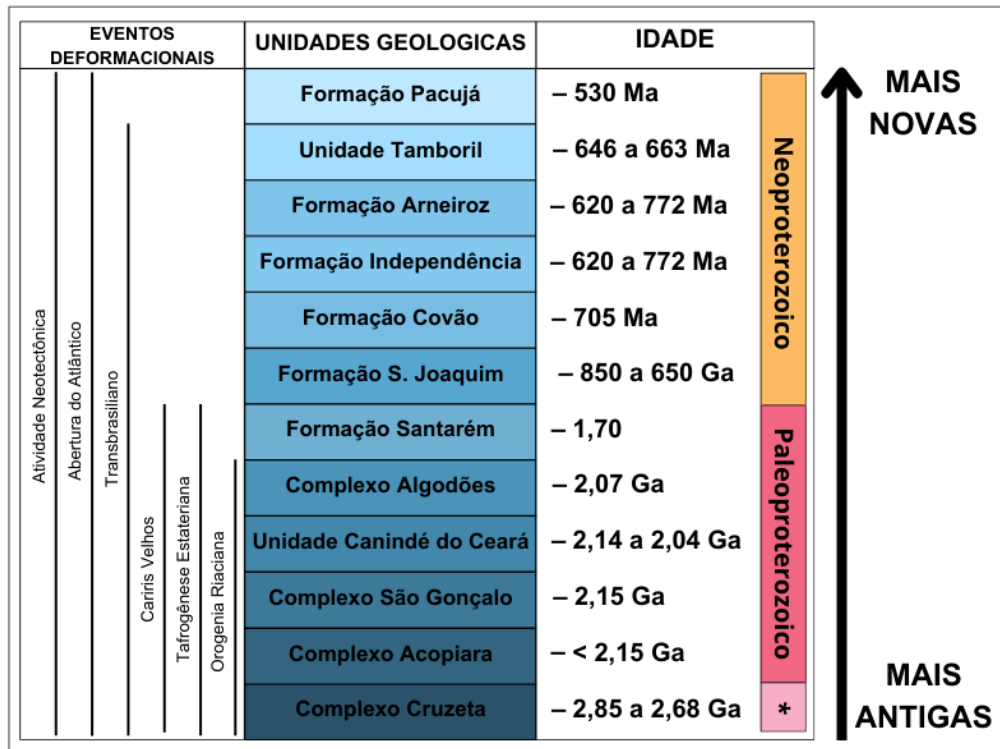


Figura 5. Correlação entre a idade e eventos deformacionais que afetaram unidades geológicas contendo quartzitos. Fonte: Elaborado pelos autores (2025).

5. Discussão

A caracterização geral dos quartzitos forneceu dados relevantes (Tabelas 1, 2, 3 e 4) que demonstram uma grande variação nos parâmetros físicos, com porosidade que vai de 0,2% a 5,62%, absorção de água variando de 0,09% a 2,4% e resistência à compressão de 42,3 MPa a 208,7 MPa. Ao utilizar os limites de resistência propostos pela classificação *Suggested Methods for the Quantitative Description of Discontinuities in Rock Masses* (Barton 1978), é possível constatar que 62,5% das rochas apresentadas se enquadram na categoria de muito resistentes, enquanto 37,5% são classificadas como resistentes (Figura 6).

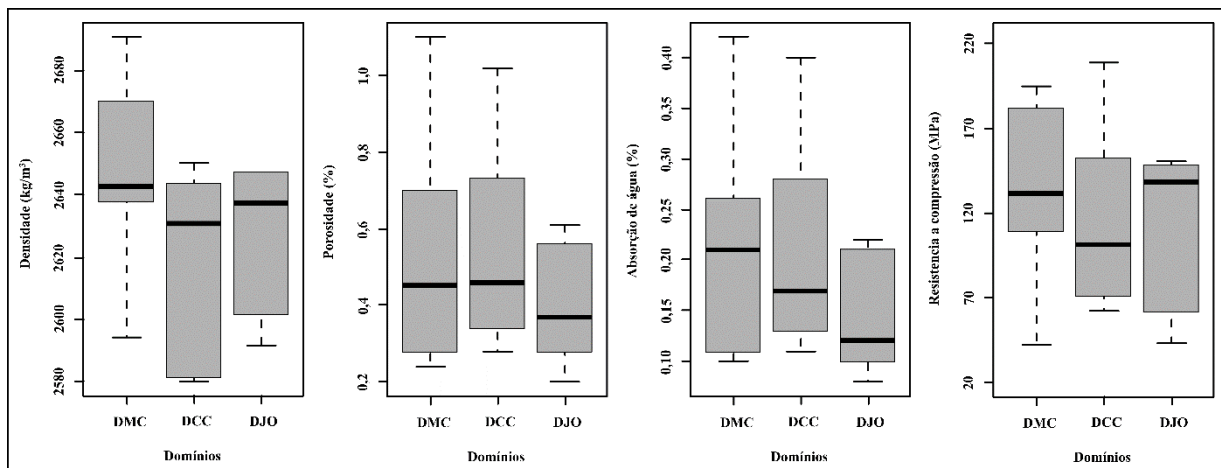


Figura 6. Gráficos em box-plot demonstrando a diferença dos parâmetros mecânicos das rochas por domínio. DMC: Domínio Médio Coreaú, DCC: Domínio Ceará Central e DJO: Domínio Jaguaribe-Orós. Fonte: Elaborado pelos autores (2025).

Caso os resultados de resistência obtidos sejam comparados com o comportamento físico-mecânico médio de diferentes tipos de rochas, como as graníticas, mármore e rochas sedimentares, é possível observar que os quartzitos apresentam um comportamento mecânico superior (Tabela 5). Os quartzitos são as rochas metamórficas

mais resistentes a processos mecânicos e químicos (Gerrad, 1988). Tendo em vista o histórico deformacional aos quais os quartzitos da PB foram submetidos, a maior parte deles encontra-se organizada em estruturas dobradas, o que acaba refletindo num comportamento geomorfológico muito particular, tanto da rede de drenagem com padrões retangulares e treliça, verificados no DMC, como pelas feições residuais aguçadas como cristas e *hogbacks*, destacando-se topograficamente em relação às superfícies aplainadas circunvizinhas.

Tabela 5. Comparação entre os padrões de comportamento físico-mecânico de diferentes rochas. Fonte: Elaborado pelos autores (2025).

Tipo de rocha	Densidade (kg/m ³)	Absorção d'água (%)	Compressão Uniaxial (MPa)	Referência
Mármore Calcítico	>2.595	≤ 0,20	≥52	ASTM C 503 (ASTM, 2022)
Arenito Quartzoso	>2.400	≤ 3,0	≥ 68,9	ASTM C 616 (ASTM, 2024)
Granitos	≥ 2.550	≤ 0,40	≥ 100	NBR 15844 (ABNT, 2015)
Quartzitos (Database ROCK/10/4025)	2.548	-	159,09	Ferentinou & Muzamhindo (2025)
Quartzitos (PB)	2.638	0,29	122,65	Autor

Ao correlacionar a idade das formações geológicas analisadas com parâmetros físicos mecânicos como resistência à compressão uniaxial, é possível observar uma correlação inversa entre os valores de idade e resistência (Figura 7). De modo que, as rochas mais antigas, conseqüentemente mais deformadas, apresentam valores de resistência menores que rochas mais novas e menos deformadas. Do ponto de vista geomorfológico, os quartzitos mais antigos são os que possuem menor correlação com sobressaltos topográficos preservados, com destaque para as rochas deformadas no Riacciano, que, tendem a formar cristas menores que os demais quartzitos. Uma exceção se refere aos quartzitos da Formação Pacujá que se encontram no contexto do Graben Jaibaras, correspondendo a arenitos localmente metamorfizados para quartzitos, associados a uma morfologia relacionada a superfícies de aplainamento.

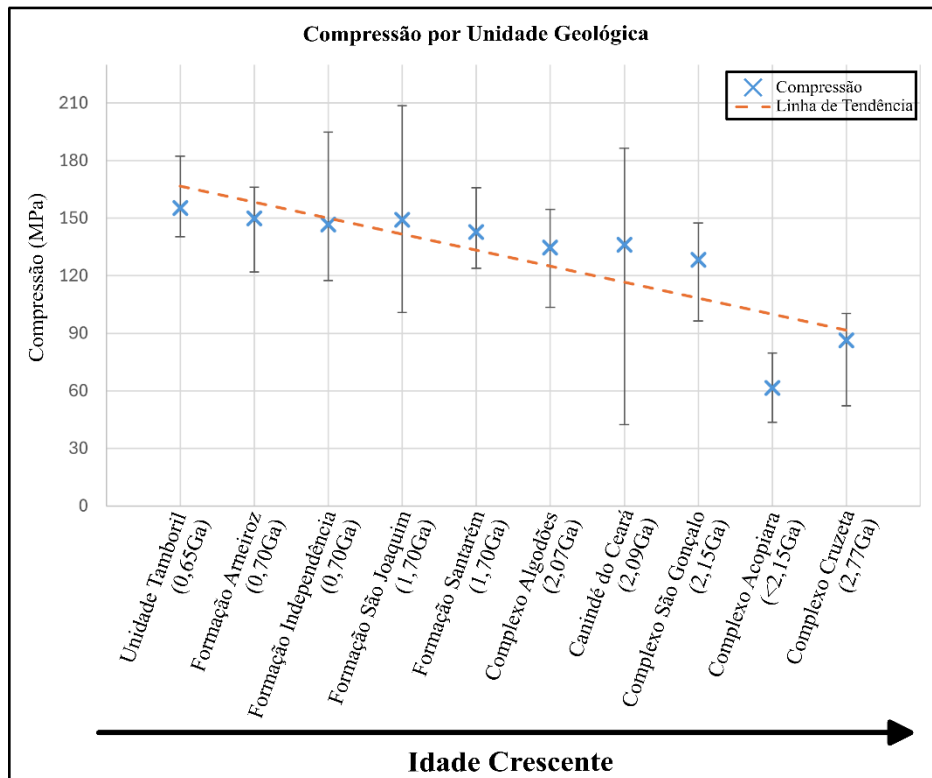


Figura 7. Correlação entre a idade das litologias e os resultados de resistência à compressão uniaxial. Fonte: Elaborado pelos autores (2025).

Assim, os eventos deformacionais apresentam uma dualidade na morfologia dos quartzitos, por um lado, movimentos de empurrão ou transcorrência são de grande relevância pela sua capacidade de metamorfizar os arenitos, além de gerar leves ou acentuados processos de basculamento e/ou dobramento das camadas de rocha. Por outro, a sobrescrição desses eventos deformacionais pode levar à fragilização dos litotipos e sua posterior denudação.

Tendo em vista se tratarem de unidades litológicas de abrangência dispersa ao longo da área analisada, pode-se afirmar que os controles fluviais dos quartzitos possuem escala muito local, com drenagem paralela de primeira ordem nas vertentes de cristas. Contudo, o controle estrutural fica evidente nos setores onde os quartzitos estão associados com zonas de cisalhamento, onde se observam padrões retangulares e superimposições fluviais ao longo de cristas quartzíticas. Em alguns casos, a exumação de estruturas pré-cambrianas dobradas, condicionou a ocorrência de relevos do tipo Apalachiano, com padrões treliça, cujo comportamento morfológico foi posteriormente perdido a partir dos ciclos de aplainamento modernos, com marcas preservadas apenas em gargantas epigênicas que cortam as cristas (Ab’Sáber, 1957) (Figura 8).



Figura 8. Exemplos de superimposições fluviais sobre cristas quartzíticas. A – Boqueirão de Arneiroz formado pelo rio Jaguaribe, sobre crista desenvolvida em quartzitos da Formação Arneiroz (período seco); B - Boqueirão de Lavras da Mangabeira formado pelo rio Salgado, sobre crista desenvolvida em quartzitos da Unidade Lavras da Mangabeira (período chuvoso). Fonte: Acervo dos autores (2024).

Outra característica de grande relevância que pode influenciar no comportamento físico-mecânico dos quartzitos diz respeito ao grau de pureza e fraturamentos. Exemplos claros desse comportamento foram observados nas rochas das Formações São Joaquim e Independência. Torquato e Neto (1996) descreve a formação São Joaquim como subdividida em quartzitos puros a micáceos e, com base na descrição petrográfica das rochas, é possível constatar um acréscimo de 8% na quantidade de minerais micáceos (muscovita e sericita) e 13% de K-feldspato se comparadas as fácies puras e impuras deste quartzito. Essa mudança mineralógica levou a uma mudança de pelo menos 36,36% nos valores de resistência mecânica dos quartzitos (FSJ-3 e FSJ-4) (Figura 9).

Já a Formação Independência apresenta pouca variação mineralógica se comparada à Formação São Joaquim, com uma fácies mais pura de mineralogia composta por quartzo (95%), muscovita (3%), Sericita (1%) e zircão (1%) e outra mais impura composta por quartzo (89%), muscovita (4%), K-feldspato (6%) e Sericita (1%). Contudo, se comparado o grau de microfraturamento, a fácies “impura” apresenta um grau significativamente maior que a fácies pura, e a junção dessas diferenças mineralógicas representou um decréscimo de 34,4% em seus valores de resistência mecânica.

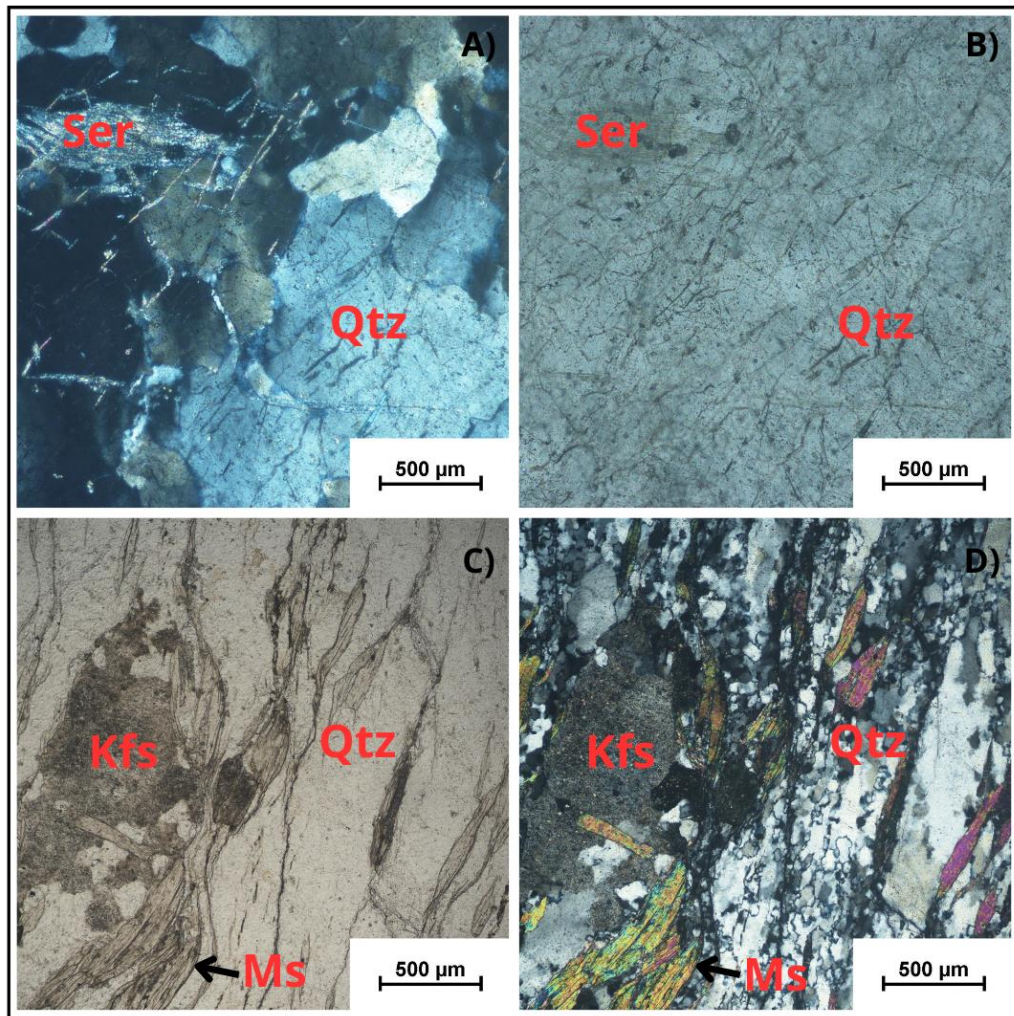


Figura 9. Foto micrográfica de lâmina dos quartzitos da Formação São Joaquim, A) e B) Quartzito puro e C) e D) Quartzito Impuro. Ser: sericita, Qtz: Quartzo, Kfs: K-feldspato e Ms: Muscovita. Fonte: Elaborado pelos autores (2025).

No universo amostral analisado, os quartzitos das formações São Joaquim e Independência são os que apresentam os relevos mais elevados, sendo representados pelas cristas sigmoides das serras de São Joaquim e Ubatuba (500-700m) e pelas cristas alongadas nos setores ocidentais e meridionais do maciço de Baturité (900-1.100m), respectivamente. No âmbito do maciço de Baturité, os quartzitos da Formação Independência são fundamentais na preservação das superfícies elevadas do platô do maciço, tendo em vista o seu papel como um grande “muro de contenção” natural, protegendo os setores elevados do maciço da denudação regressiva circunvizinha (Bétard et al., 2007; Bastos, 2011) e, mantendo o ponto mais elevado desse maciço com 1.115m (Pico Alto – Figura 10). As amostras FI-1 e FI-3, foram coletadas em cristas quartzíticas da Formação Independência, apresentam parâmetros de resistência de 194,89 MPa e porosidade de 0,46% (Tabela 2).

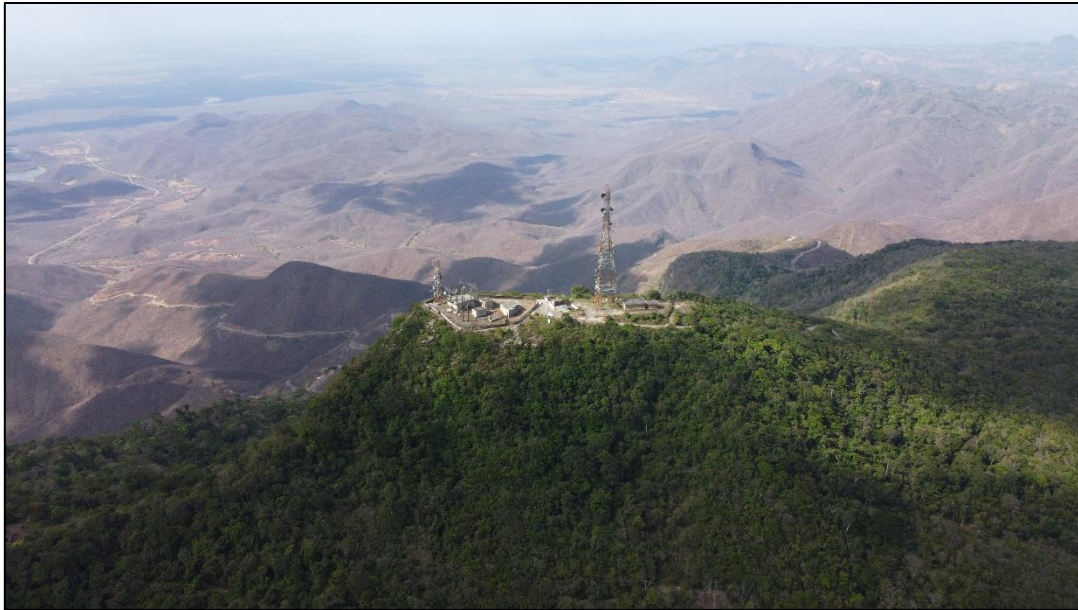


Figura 10. Crista no setor somital do maciço de Baturité (Pico Alto), sustentada por quartzitos da FI. Fonte: Acervo dos autores (2024).

Devido sua singularidade, existem diversos trabalhos e discussões que versam acerca da morfologia dos quartzitos que compõem o DMC. Cordeiro et al. (2021) argumenta que na área do DMC, os processos erosivos, aplainaram os relevos sustentados por litologias mais frágeis, resultando em um sobressalto de morfologias mais resistentes, constituídas por quartzitos. Os quartzitos da Formação São Joaquim no DMC são responsáveis pela manutenção de cristas elevadas (Serras de São Joaquim e Ubatuba), assim como morfologias costeiras rochosas, como no caso de Jericoacoara (Figura 11).

Claudino-Sales (2016) indica que as cristas formadas pelos quartzitos da Formação São Joaquim representam traços de uma superfície pré-silurianas, ou pós-brasilianas fossilizada que vem sendo exposta a partir da remoção dos arenitos do Grupo Serra Grande. A dinâmica de associação entre o recuo da Bacia do Parnaíba e morfologia das cristas quartzíticas exumadas levou a formação de dois *embayments* sobre a superfície erosiva rebaixada, sendo eles os *embayments* de Sobradinho e Quatiguaba, denominados conforme os vales dos rios ao qual estão associados (Moura-Fé, 2017). Nesse cenário, os dados obtidos nos ensaios de caracterização mecânica corroboram com a argumentação de Cordeiro et al. (2021) de que as rochas quartzíticas, em especial as de maior pureza, tiveram a capacidade de resistir à denudação devido suas características físico-mecânicas (Tabela 2).



Figura 11. Formas de relevo relacionadas aos quartzitos da Formação São Joaquim. A – Costa rochosa no litoral de Jericoacoara; B – Serra de São Joaquim. Fonte: Acervo dos autores (2020).

Na região do DCC, os quartzitos ocorrem tanto na forma de cristas como de relevo arrasado. Com relação às cristas pode ser dado um especial destaque às formações Arneiroz e Independência, compondo as cristas da porção sul da serra de Baturité, maciço do Machado e as serras do Baratão, Salgado e Ourego, dentre outras. Já as outras formações formam relevos residuais na forma de cristas de menor altitude ou superfícies arrasadas. As rochas das Formações Arneiroz e Independência afloram sobretudo na porção centro-nordeste do domínio, formando cristas que ultrapassam os 700 metros de altitude, como no caso do setor já mencionado do maciço de Baturité e cristas que ocorrem no município de Independência.

As cristas quartzíticas do Domínio Jaguaribe-Orós são formadas sobretudo pelas rochas do complexo Acopiara e das formações Arneiroz e Santarém. Essas cristas apresentam forte controle estrutural associados às zonas de cisalhamento Senador Pompeu e Orós, com direcionamento preferencial NE-SW e N-S (Figuras 12 e 13), com destaque para a Serra do Félix, localizada no município de Morada Nova. Essas cristas alongadas se configuram como divisores de água das bacias dos rios Banabuiú e Jaguaribe, apresentando algumas superimposições fluviais, que historicamente foram aproveitadas para a construção de dois dos três maiores açudes do estado do Ceará (Orós e Banabuiú).

Se comparadas as três unidades geológicas, as cristas do Complexo Acopiara alcançam a menor altitude, com flancos apresentando declividade menos acentuada. Já as formações Independência e Arneiroz alcançam as maiores altitudes, onde a primeira por vezes ultrapassa os 540 metros de desnível e a segunda ocorre com um desnível preferencial entre 300 e 400 metros. Ambas as unidades geológicas apresentam rochas com parâmetros

físico-mecânicos semelhantes e as diferenças topográficas podem estar ligadas a características mineralógicas, estruturais ou deformacionais.



Figura 12. Cristas de sentido N, sustentadas pelos quartzitos da Formação Santarém, nos arredores da cidade de Orós/CE. Fonte: Acervo dos autores (2024).



Figura 13. Cristas de sentido NE, sustentadas pelos quartzitos da Formação Arneiroz nos arredores da cidade de Arneiroz/CE. Fonte: Acervo dos autores (2024).

Em escala mineralógica e composicional, estudos como os de Robb (1979), Brook (1978), Gibbons (1981) e Pye (1986) destacaram a relevância de minerais potássicos, como ortoclásio e microclínio, na composição de litotipos graníticos relativamente resistentes ao intemperismo. No entanto, ao analisarem rochas quartzíticas, observa-se que esse princípio não se aplica da mesma forma. Isso ocorre porque minerais ricos em álcalis, como feldspatos e plagioclásios, são mais suscetíveis à alteração química do que os cristais de quartzo, principais constituintes dos quartzitos. Assim, a presença de maior quantidade desses minerais indica uma maior proporção de zonas potencialmente vulneráveis ao intemperismo químico. Nas análises mineralógicas realizadas nos quartzitos estudados, observou-se que os minerais com maior grau de alteração são, de fato, os feldspatos e os plagioclásios, os quais apresentam diferentes teores de sericitização. Os dados corroboram os resultados obtidos nas análises de

Zhu (2010) para os arenitos da região de Danxia, na China, onde a maior presença de minerais alcalinos diminui a resistência das rochas ao intemperismo químico.

Além da composição mineralógica, as características microestruturais, especialmente o grau de microfraturamento, também se mostraram determinantes para a avaliação da durabilidade e resistência dessas rochas. Conforme a classificação proposta por Meyer (2003), todas as amostras analisadas apresentam elevado grau de fraturamento. Ao se correlacionar o grau de microfraturamento com a resistência à compressão em quartzitos com teor de quartzo superior a 90%, verificou-se que amostras mais intensamente microfraturadas tendem a exibir comportamento mecânico mais frágil. Por outro lado, quartzitos com teor de quartzo inferior a 90% apresentam, em geral, menor grau de microfraturamento, embora também revelem menor resistência mecânica e menor resistência à alteração. Com base nas discussões levantadas por Carbillet et al. (2025), também pode ser destacada a influência que o grau de microfraturamento pode exercer na permeabilidade da rocha e, conseqüentemente, em sua resistência físico-química.

Os quartzitos analisados neste estudo apresentaram elevados valores de resistência à abrasão, conforme determinado pelo método de Amsler. Sob a perspectiva geomorfológica, Krabbendam (2011), utilizando ensaios geotécnicos alternativos, comparou a resistência à abrasão fluvial e glacial de substratos constituídos por arenitos e quartzitos no norte da Escócia. Seus resultados indicaram que os quartzitos apresentaram resistência à abrasão aproximadamente duas vezes superior à dos arenitos naquela região. Com base nesses dados, o autor concluiu que litotipos altamente resistentes à abrasão, como os quartzitos, tendem a ser erodidos predominantemente por processos de arrancamento. Os resultados obtidos no presente estudo, realizado em ambiente semiárido do Ceará, corroboram essa hipótese de comportamento mecânico-erosivo, indicando que os quartzitos, também nesse contexto, são menos suscetíveis à abrasão direta e mais influenciados por mecanismos de erosão por arrancamento. Considerando que todos os quartzitos apresentaram um decréscimo nos valores de resistência quando avaliados na condição saturada em água, estações e/ou condições climáticas mais úmidas podem intensificar processos de arrancamento.

Desse modo, ao correlacionar as características mineralógicas dos quartzitos cearenses com seu comportamento físico-mecânico, é possível observar que unidades como a Formação São Joaquim, Formação Santarém, Formação Independência e a Unidade Canindé do Ceará possuem alta resistência ao intemperismo (Figura 14). Já unidades como o Complexo Acopiara, Cruzeta e a Formação Covão apresentam maior suscetibilidade à desagregação intempérica. A partir disso, também é possível observar que quartzitos com menores teores de quartzo têm maior tendência à denudação, pois representa a região onde se concentram a maior parte dos quartzitos com baixa resistência ao intemperismo físico e químico (Figura 14).

Relação entre quartzitos e resistencia ao intemperismo						
SiO ₂	Unidade Geologica	R.M	G.M.F	PER	R.I.F	R.I.Q
95%	Complexo S. Gonçalo	↑	↑	↑	↑	—
94%	Formação S. Joaquim	—	—	—	↑	↑
92%	Formação Santarém	↑	↑	↑	↑	—
90,5%	Formação Independência	↑	↓	—	↑	↑
82,5%	Unidade Canindé do Ceará	↑	↑	↑	↑	↓
81%	Unidade Tamboril	↑	—	—	↑	↑
79,5%	Formação Covão	↓	↑	↑	↓	↓
79%	Formação Arneiroz	↑	↓	↓	↑	—
71%	Complexo Acopiara	↓	↑	—	↓	↓
65%	Complexo Cruzeta	↓	↓	↑	↓	↓
55%	Formação Pacujá	—	↓	—	↓	↓
42%	Complexo Algodões	↑	↓	—	↑	↓

Legenda;

↑ Alto
 — Moderado
 ↓ Baixo
 ▨ Quartzito Bandado
 — < 90% de SiO₂

R.M: Resistência Mecânica
 G.M.F: Grau de Microfraturamento
 PER: Permeabilidade
 R.I.Q: Resistência ao Intemperismo Químico
 R.I.F: Resistência ao Intemperismo Físico

Figura 14. Correlação entre características físico-mecânicas e petrográficas dos quartzitos por unidade geológica. Fonte: Elaborado pelos autores (2025).

Estudos como os de Campos et al. (2023) e Marques et al. (2021) demonstram, em diversas localidades de estados brasileiros, uma correlação entre a elevada resistência mecânica dos quartzitos e a preservação do relevo. Apesar de abordarem essa relação de forma predominantemente semiquantitativa, suas conclusões reforçam a importância das propriedades físico-mecânicas na dinâmica geomorfológica. Em contextos internacionais, e com o uso de diferentes litotipos que não os quartzitos, autores como Barlow (2002), Korup (2009), Pellingrino (2007), Moumeni (2024) e Men (2024) aplicam dados físico-mecânicos obtidos em laboratório para investigar processos geomorfológicos em regiões como Niágara (Canadá), Alpes Suíços, Calábria (Itália), Noroeste do Irã e Danxia (China). Quando comparados a esses estudos, os valores de resistência obtidos para os quartzitos cearenses demonstram equivalência aos litotipos mais resistentes analisados por esses autores, corroborando a hipótese de que a resistência mecânica exerce papel central na modelagem e na conservação do relevo.

Com relação à formação de mantos de intemperismo desenvolvidos em quartzitos no recorte espacial analisado, estes se apresentam preferencialmente pouco desenvolvidos tendo em vista a condição climática semiárida e o contexto topográfico fortemente acidentado, configurando-se como dois importantes fatores limitantes da pedogênese, predominando solos rasos e com ausência de horizonte B (Neossolos Litólicos). Esse comportamento pedogenético é muito comum em quartzitos, cujos regolitos apresentam fortes traços de preservação das características originais do material litológico alterado, tais como direcionamentos estruturais (Gerrard, 1988).

6. Conclusões

A presente pesquisa analisou 24 amostras de quartzitos variando em estrutura, textura e localização. Tal robustez amostral tem considerável relevância para a compreensão de um panorama geral da área analisada. O propósito do presente trabalho é promover discussões junto à comunidade acadêmica acerca da manutenção de sobressaltos topográficos com base nas características físicas e mecânicas das rochas. Dessa forma, objetiva-se reforçar estudos baseados em dados empíricos no processo de comparação de rochas para interpretação da gênese do relevo, também contribuindo para a elaboração de modelos de evolução geomorfológicos que levem em conta o comportamento físico-mecânico do material pétreo.

Para além dos resultados físico-mecânicos foi possível constatar a íntima relação entre as cristas quartzíticas e a história deformacional local, de modo que quase em sua totalidade, essas formas do relevo apresentam controle estrutural. Em acréscimo a isso, observa-se que a sobrescrição de eventos deformacionais pode levar à fragilização dos quartzitos e, conseqüentemente, facilitar a sua denudação.

O presente trabalho tem o potencial de contribuir com discussões acerca da evolução geomorfológica dos quartzitos e de regiões de arcabouço formado por rochas metamórficas de variadas resistências. A obtenção dos parâmetros físico-mecânicos das rochas a partir de análises laboratoriais e uma ferramenta de grande utilidade para fundamentar discussões geomorfológicas.

Contribuições dos Autores: Concepção, DIÓGENES, D. H. V., BASTOS, F. H., SANTOS, L. S. A.; metodologia, DIÓGENES, D. H. V., BASTOS, F. H., SANTOS, L. S. A.; software e geoprocessamento, DIÓGENES, D. H. V., BASTOS, F. H.; validação, DIÓGENES, D. H. V., BASTOS, F. H., SANTOS, L. S. A.; trabalhos de campo, DIÓGENES, D. H. V., SANTOS, L. S. A.; pesquisa, DIÓGENES, D. H. V., BASTOS, F. H., SANTOS, L. S. A.; escrita do artigo, DIÓGENES, D. H. V., BASTOS, F. H., SANTOS, L. S. A.; revisão DIÓGENES, D. H. V., BASTOS, F. H., SANTOS, L. S. A.; supervisão, DIÓGENES, D. H. V., BASTOS, F. H., SANTOS, L. S. A. Todos os autores leram e concordaram com a versão publicada do manuscrito.

Financiamento: Esta pesquisa foi financiada pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq – Projetos N° 403944/2023-6 e 303214/2025-2), Fundação Cearense de Apoio ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico (FUNCAP – Projeto N° UNI-0210-00042.01.00/23) e pela Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) a partir da concessão de uma bolsa de mestrado.

Agradecimentos: Os autores agradecem ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual do Ceará (ProGeo/UECE) e ao Núcleo de Tecnologia e Qualidade Industrial do Ceará (NUTEC) pelo apoio logístico, ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), à Fundação Cearense de Apoio ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico (FUNCAP) e a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo apoio financeiro e por fim, aos revisores da RBG pelos comentários e sugestões que contribuíram para a versão final do manuscrito.

Conflito de Interesse: Os autores declaram não haver conflito de interesse

Referências

1. AB'SÁBER, A. N. Significado geomorfológico da rede hidrográfica do nordeste oriental brasileiro. **Anuário da Faculdade de Filosofia "Sedes Sapientiae"**, São Paulo, p. 69-76, 1957.
2. AB'SÁBER, A. N. Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Nordeste brasileiro. **Boletim Geomorfologia**, n. 19, p. 1-38, 1969.
3. ABNT (ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS). **NBR NM 15844**: Rochas para revestimento – Requisitos para granitos. Rio de Janeiro, 2015.
4. ALMEIDA, F. F. M. et al. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977, Campina Grande. **Atas...** Campina Grande: SBG/Núcleo Nordeste, 1977. p. 363-391.
5. ALMEIDA, F. F. M. et al. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-Science Reviews**, v. 17, n. 1-2, p. 1-29, 1981.
6. ALVARES, C. A. et al. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711-728, 2013.
7. ALVES, F. C. et al. Post-rift geomorphological evolution of a passive continental margin (Paraíba region, northeastern Brazil): Insights from river profile and drainage divide analysis. **Geomorphology**, v. 414, p. 108384, 2022.
8. AMARAL, W. S. **Análise geoquímica, geocronológica e termobarométrica das rochas de alto grau metamórfico, adjacentes ao arco magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema**. 2010. 274 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2010.
9. ANGELIM, L. A. A. et al. **Geologia e recursos minerais do Estado do Rio Grande do Norte**. Escala 1:500.000. Recife: CPRM, 2006. (Programa Geologia do Brasil).
10. ARTHAUD, M. H. **Evolução neoproterozóica do Grupo Ceará (domínio Ceará central): da sedimentação à colisão continental brasileira**. 2007. 132 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2007.
11. ARTHAUD, M. H. **Evolução neoproterozóica do Grupo Ceará (domínio Ceará central): da sedimentação à colisão continental brasileira**. 2008. 170 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2008.
12. ASTM (AMERICAN SOCIETY FOR TESTING AND MATERIALS). **ASTM C-616**: Standard Specification for Quartz-Based Dimension Stone. West Conshohocken, 2022.
13. ASTM (AMERICAN SOCIETY FOR TESTING AND MATERIALS). **ASTM C-503**: Standard Specification for Marble Dimension Stone. West Conshohocken, 2024.
14. AULER, A. S.; SMART, P. L. Late Quaternary paleoclimate in semiarid northeastern Brazil from U-series dating of travertine and water-table speleothems. **Quaternary Research**, v. 55, p. 159-167, 2001.
15. BARLOW, J. Rock creep and the development of the Niagara Cuesta. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 27, n. 10, p. 1125-1135, 2002.
16. BARTON, N. Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses: international society for rock mechanics. **International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts**, v. 15, p. 319-368, 1978.
17. BASTOS, F. H. **Guaramiranga**: Caminhos para o Planejamento e Gestão Ambiental. Fortaleza: Expressão Gráfica e Editora, 2011.
18. BASTOS, F. H.; CORDEIRO, A. M. C. Propriedades geomorfológicas das rochas e suas repercussões no relevo do Nordeste Setentrional do Brasil. **William Morris Davis - Revista de Geomorfologia**, v. 2, n. 1, p. 1-33, 2021.
19. BEHLING, H. et al. Late Quaternary vegetational and climate dynamics in northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3104-1. **Quaternary Science Reviews**, v. 19, n. 10, p. 981-994, 2000.
20. BELARMINO, Y; BASTOS, F. H. Análise Morfoestrutural e aplicação do Índice Declividade Extensão (RDE) na bacia hidrográfica do rio Ubatuba, divisa CE/PI, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 22, n. 2, 2021.
21. BETARD, F.; PEULVAST, J. P.; CLAUDINO-SALES, V. Caracterização Morfopedológica de uma Serra Úmida no Semi-Árido do Nordeste Brasileiro: o caso do maciço de Baturité-CE. **Revista Mercator**, v. 6, p. 107-126, 2007.
22. BÉTARD, F.; PEULVAST, J. P. Evolução morfoestrutural e morfopedológica do Maciço de Baturité e de seu piemont: do cretáceo ao presente. In: BASTOS, F. H. (Org.). **Serra de Baturité: uma visão integrada das questões ambientais**. Fortaleza: Expressão Gráfica, 2011. p. 35-59.
23. BEZERRA, F. H. R.; VITA-FINZI, C. How active is a passive margin? Paleoseismicity in Northeastern Brazil. **Geology**, v. 28, p. 591-594, 2000.
24. BEZERRA, F. H. R. et al. Late Pleistocene tectonic geomorphological development within a passive margin—the Cariatá trough, northeastern Brazil. **Geomorphology**, v. 1, p. 555-582, 2008.
25. BEZERRA, F. H. R. et al. Postrift stress field inversion in the Potiguar Basin, Brazil—Implications for petroleum systems and evolution of the equatorial margin of South America. **Marine and Petroleum Geology**, v. 111, p. 88-104, 2020.

26. BIERMAN, P.; STEIG, E. Estimating rates of denudation using cosmogenic isotope abundances in sediment. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 21, p. 125-139, 1996.
27. BIERMAN, P. R.; CAFFEE, M. W. Slow rates of rock surface erosion and sediment production across the Namib Desert and escarpment, Southern Africa. **American Journal of Science**, v. 301, p. 326-358, 2001.
28. BIERMAN, P. R. et al. 10-Be shows that Namibian drainage basins are slowly, steadily and uniformly eroding. **Quaternary International**, v. 33, p. 167-168, 2007.
29. BIGARELLA, J. J.; ANDRADE, G. O. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozoicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). **Arquivos do Instituto de Ciências da Terra**, Recife, n. 2, p. 1-14, 1964.
30. BIZZI, L. A. et al. (Ed.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM, 2003.
31. BRANDÃO, R. L.; FREITAS, L. C. B. (Org.). **Geodiversidade do estado do Ceará**. Fortaleza: CPRM, 2014. 174 p. (Programa Geologia do Brasil).
32. BRITO NEVES, B. B. **Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino**. 1975. Tese (Doutorado em Paleontologia e Estratigrafia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1975.
33. BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. G. Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. **Precambrian Research**, v. 53, n. 1-2, p. 23-40, 1991.
34. BRITO NEVES, B. B. et al. A tafrogênese estateriana nos blocos paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes. **Geonomos**, v. 3, n. 2, p. 1-21, 1995a.
35. BRITO NEVES, B. B. et al. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 4, p. 279-296, 1995b.
36. BRITO NEVES, B. B.; CAMPOS NETO, M.; FUCK, R. A. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan Africano Cycle and orogenic collage. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 155-166, 1999.
37. BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R. Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil. In: CORDANI, G. U. et al. (Ed.). **Tectonic evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. p. 151-182.
38. BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M. The Brasiliano collage in South America: a review. **Brazilian Journal of Geology**, v. 44, n. 3, p. 493-518, 2014.
39. BROOK, G. A. A new approach to the study of inselberg landscapes. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Suppl. 31, p. 138-160, 1978.
40. BRUNSDEN, D. The persistence of landforms. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Suppl. Bd., v. 93, p. 13-28, 1993.
41. BÜDEL, J. K. **Climatic geomorphology**. Princeton: Princeton University Press, 1982. 443 p.
42. CAMPOS, D. S. et al. Impact of tectonic topographic rejuvenation in landscapes with high bedrock/duricrust strength: Insights from geomorphic evidence in a post-rifted region (SE Brazil). **Geomorphology**, v. 435, p. 108749, 2023.
43. CARBILLET, L. et al. The Influence of Micro-and Macrocracks on the Permeability of Granite. **Rock Mechanics and Rock Engineering**, v. 58, n. 2, p. 1361-1378, 2025.
44. CASTRO, D. L.; CASTELO BRANCO, R. M. G. Caracterização da arquitetura interna das bacias do Vale do Cariri (NE do Brasil) com base em modelagem gravimétrica 3-D. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 17, n. 2-3, p. 129-144, 1999.
45. CASTRO, D. L. **Evolução geológica proterozóica da região entre Madalena e Tapera, Domínio Tectônico Ceará Central (Província Borborema)**. 2004. 212 p. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.
46. CASTRO, D. L.; BEZERRA, F. H. R. Fault Evolution in the Potiguar rift termination, equatorial margin of Brazil. **Solid Earth**, v. 6, p. 185-196, 2015.
47. CASTRO, N. A. et al. Ordovician A-type granitoid magmatism on the Ceará central domain, Borborema province, NE-Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 36, p. 18-31, 2012.
48. CAVALCANTE, J. C. **Limites e evolução geodinâmica do Sistema Jaguaribeano, Província Borborema, Nordeste do Brasil**. 1999. 177 p. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 1999.
49. CAVALCANTE, J. C. et al. **Atlas digital de geologia e recursos minerais do Ceará**. Escala 1:500.000. Fortaleza: CPRM, 2003.
50. CEARÁ. **Perfil Básico Municipal**. Fortaleza: Instituto de Pesquisa e Estratégia Econômica do Ceará (IPECE), 2017. Disponível em: <https://www.ipece.ce.gov.br/perfil-municipal-2017/>.
51. CORDEIRO, A. M. N. **Morfoestrutura e morfopedologia da Serra do Quincuncá e entorno, CE – Brasil**. 2017. 252 p. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Estadual do Ceará, Fortaleza, 2017.
52. CORDEIRO, A. M. 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, p. 359-372, 2018.

53. CORREA, A. C. B. et al. Megageomorfologia e Morfoestrutura do Planalto da Borborema. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, 2010.
54. COSTA, F. G. et al. Geochemistry and U–Pb zircon ages of plutonic rocks from the Algodões granite-greenstone terrane, Troia Massif, northern Borborema Province, Brazil: Implications for Paleoproterozoic subduction-accretion processes. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 59, p. 45-68, 2015.
55. COSTA, F. G.; PALHETA, E. S. M. **Geologia e recursos minerais das folhas Quixadá – SB.24-V-B-IV e Itapiúna – SB.24-X-A-IV**: estado do Ceará. Escala 1:100.000. Fortaleza: CPRM, 2017. 135 p.
56. COSTA, M. J. et al. **Projeto Jaibaras**: relatório final. Recife: DNPM/CPRM, 1973.
57. COTTON, C. A. Tectonic landscapes. In: FAIRBRIDGE, R. W. (Ed.). **The encyclopedia of geomorphology**. Pennsylvania: Dowden, Hulchinson and Koss Inc., 1968. p. 1109-1116.
58. DANTAS, E. L. et al. Crustal growth in the 3.4-2.7 Ga São José de Campestre Massif, Borborema Province, NE Brazil. **Precambrian Research**, v. 227, p. 120–156, 2013.
59. DEMANGEOT, J. Essai sur le relief du Nord-est Brésilien. **Annales de Géographie**, v. 69, n. 372, p. 157-176, 1960.
60. DRESCH, J. Les problèmes géomorphologiques du Nord-Est Brésilien. **Bulletin de l'Association de Géographes Français**, v. 34, n. 263-264, p. 48-59, 1957.
61. FERENTINOU, M.; MUZAMHINDO, H. Introduction to ROCK/10/4025 database. **Geodata and AI**, 100028, 2025.
62. FERREIRA, C. A.; SANTOS, E. J. (Org.). **Jaguaribe SE, Folha SB.24-Z**: Estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco. Escala 1:500.000. Rio de Janeiro: CPRM, 2000.
63. FETTER, A. H. **U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará state, NW Borborema province, NE Brazil**: implications for the Assembly of Gondwana. 1999. 164 p. Tese (Doutorado em Geologia) - University of Kansas, Kansas, 1999.
64. FETTER, A. H. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará state, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent "Atlantica". **Brazilian Journal of Geology**, v. 30, n. 1, p. 102-106, 2000.
65. FETTER, A. H. et al. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of west Gondwana. **Gondwana Research**, v. 6, n. 2, p. 265-273, 2003.
66. GANADE, C. E. et al. Contrasting Archaean (2.85–2.68 Ga) TTGs from the Tróia Massif (NE-Brazil) and their geodynamic implications for flat to steep subduction transition. **Precambrian Research**, v. 297, p. 1-18, 2017.
67. GARCIA, M. G. M.; ARTHAUD, M. H. Caracterização de trajetória PT em nappes brasileiras: região de Boa Viagem/Madalena-Ceará Central (NE Brasil). **Revista de Geologia**, v. 17, p. 173-191, 2004.
68. GIBBONS, C. L. M. H. Tors in Swaziland. **The Geographical Journal**, v. 147, p. 72–78, 1981.
69. GOMES, J. R. C.; VASCONCELOS, A. M. **Jaguaribe SW. Folha SB.24-Y**: estados do Ceará, Pernambuco e Piauí. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, 2000. 103 p.
70. GOUDIE, A. S. Quantification of rock control in geomorphology. **Earth-Science Reviews**, v. 159, p. 374-387, 2016.
71. GURGEL, S. P. P. **Evolução morfotectônica do maciço estrutural do Pereiro, Província Borborema**. 2012. 189 p. Tese (Doutorado em Geodinâmica) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2012.
72. GURGEL, S. P. P. et al. Cenozoic uplift and erosion of structural landforms in NE Brazil. **Geomorphology**, v. 186, p. 68-84, 2013.
73. HACK, J. T. River-profile analysis and River-gradient index. **Journal of Research of the U. S. Geological Survey**, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.
74. HARRIS, S. E.; MIX, A. C. Climate and tectonic influences on continental erosion of tropical South America, 0-13 Ma. **Geology**, v. 30, n. 5, p. 447–450, 2002.
75. HASUI, Y. Sistema Orogênico Borborema. In: HASUI, Y. et al. (Ed.). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012. p. 254-288.
76. HAWKER, L. et al. A 30 m global map of elevation with forests and buildings removed. **Environmental Research Letters**, v. 17, 024016, 2022.
77. HOLLANDA, M. H. B. M. et al. Long-lived Paleoproterozoic granitic magmatism in the Seridó-Jaguaribe domain, Borborema Province NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 32, p. 287–300, 2011.
78. HUNTLEY, D. J.; GODFREY-SMITH, D. I.; THEWALT, M. L. W. Optical dating of sediments. **Nature**, v. 313, p. 105–107, 1985.
79. HUNTLEY, D. J.; CLAGUE, J. J. Optical dating of tsunami-laid sands. **Quaternary Research**, v. 46, p. 127–140, 1996.
80. JELINEK, A. R. et al. Denudation history and landscape evolution of the northern East Brazilian continental margin from apatite fission-track thermochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 54, p. 158–181, 2014.
81. JELINEK, A. R.; CORRÊA-GOMES, L. C.; BICCA, M. M. Evolução termotectônica fanerozoica da margem continental na área do Rife Reconcavo-Tucano-Jatobá. **Pesquisas em Geociências**, v. 47, n. 1, e0823, 2020.

82. KIRBY, E.; WHIPPLE, K. X. Expression of active tectonics in erosional landscapes. **Journal of Structural Geology**, v. 44, p. 54-75, 2012.
83. KIRKPATRICK, H. M. et al. Impact of fault damage on eastern Tibet topography. **Geology**, v. 49, p. 30-34, 2020.
84. KORUP, O.; SCHLUNEGGER, F. Rock-type control on erosion-induced uplift, eastern Swiss Alps. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 278, n. 3-4, p. 278-285, 2009.
85. KRABBENDAM, M.; GLASSER, N. F. Glacial erosion and bedrock properties in NW Scotland: abrasion and plucking, hardness and joint spacing. **Geomorphology**, v. 130, n. 3-4, p. 374-383, 2011.
86. LIMA, M. G. **A história do intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: implicações climáticas e tectônicas**. 2008. 255 p. Tese (Doutorado em Geodinâmica) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2008.
87. LIMA, K. C.; PEREZ FILHO, A. Geomorphological evolution of the coastal plains in the Holocene. **Mercator**, v. 19, e19010, 2020.
88. LISTO, D. G. S. et al. Weathering pits as a geochronometer of environmental changes in the State of Pernambuco, Northeastern Brazil. **Quaternary International**, v. 649, p. 58-71, 2023.
89. MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Neotectônica, geomorfologia e sistemas fluviais: Uma análise preliminar do contexto nordestino. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 3, p. 37-46, 2011.
90. MAIA, R. P.; NASCIMENTO, M. A. L. Relevos graníticos do Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 2, p. 373-389, 2018.
91. MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. **Structural Geomorphology in Northeastern Brazil**. [S.l.]: Springer Briefs in Latin American Studies, 2020.
92. MARQUES, K. P. P. et al. Transient and relict landforms in a lithologically heterogeneous post-orogenic landscape in the intertropical belt (Alto Paranaíba region, Brazil). **Geomorphology**, v. 391, p. 107892, 2021.
93. MATOS, R. C. D. The Northeast Brazilian rift system. **Tectonics**, v. 11, n. 4, p. 766-791, 1992.
94. MATOS, R. C. D. Tectonic evolution of the equatorial South Atlantic. In: MOHRIAK, W; TALWANI, M. (Eds.). **Atlantic rift and continental margin**. Washington D. C.: American Geophysical Union, 2000. p. 331-354.
95. MCMURRY, J.; LEON E. L.; ALCIDES N. S. Evolution of a heterogeneous, continentally derived granite: Dona Inês Pluton, Northeastern Brazil. **The Journal of Geology**, v. 95, n. 1, p. 107-117, 2015.
96. MEN, H. et al. Rock mechanical characteristics and landscape evolutionary mechanism of the slit-type Danxia landform on the Chinese Loess Plateau. **Journal of Arid Land**, v. 16, n. 10, p. 1327-1343, 2024.
97. MEYER, A. P. **A influência da petrografia no comportamento tecnológico de rochas ornamentais do Complexo Socorro (SP) e Maciço Pedra Branca (MG)**. 2003. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 2003.
98. MORAIS NETO, J. M.; HEGARTY, K.; KARNER, G. D. 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. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 14, n. 1, p. 113-119, 2005.
99. MOUMENI, M. et al. Interplay between tectonics and surface processes in the evolution of mountain ranges: Insights from landscape dynamics, uplift, and active deformation of Talesh Mountains (NW Iranian Plateau margin). **Geomorphology**, v. 448, p. 109029, 2024.
100. NASCIMENTO, D. A.; GAVA, A. Novas considerações sobre a estratigrafia da Bacia Jaibaras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 9., 1979, Natal. **Anais... Natal: SBG**, 1979. p. 14-29.
101. NASCIMENTO, M. A. L.; MEDEIROS, V. C.; GALINDO, A. C. Ediacaran to Cambrian magmatic suites in the Rio Grande do Norte domain, extreme Northeastern Borborema Province (NE of Brazil): current knowledge. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 58, p. 281-299, 2015.
102. NEVES, S. P. et al. U-Pb ages of plutonic and metaplutonic rocks in southern Borborema Province (NE Brazil): timing of Brasileiro deformation and magmatism. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 25, n. 3, p. 285-297, 2008.
103. NOGUEIRA, F. C.; BEZERRA, F. H. R.; FUCK, R. A. Quaternary fault kinematics and chronology in intraplate Northeastern Brazil. **Journal of Geodynamics**, v. 49, n. 2, p. 79-91, 2010.
104. O'LEARY, D. W.; FRIEDMAN, J. D.; POHN, H. A. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. **Geological Society of America Bulletin**, v. 87, p. 1463-1469, 1976.
105. OLIVEIRA, G. P. et al. The influence of Cenozoic magmatism on drainage rearrangement processes of the northeast sector of the Borborema Highlands, northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 121, 104124, 2023.
106. OTT, R. F. How lithology impacts global topography, vegetation, and animal biodiversity: A global-scale analysis of mountainous regions. **Geophysical Research Letters**, v. 47, e2020GL088649, 2020.
107. PALHETA, E. S. M. **Geologia e recursos minerais da folha Senador Pompeu – SB.24-V-D-VI: estado do Ceará**. Escala 1:100.000. Fortaleza: CPRM, 2017. 150 p.
108. PALHETA, E. S. M. et al. **Mapa Geológico Granjeiro-Cococi**. Estado do Ceará. Escala 1:250.000. Fortaleza: CPRM, 2019.

109. PECH, P. **Géomorphologie structurale**: Synthèse. Paris: Ed. Armand Colin, 2005. 95 p.
110. PELLEGRINO, A.; PRESTININZI, A. Impact of weathering on the geomechanical properties of rocks along thermal-metamorphic contact belts and morpho-evolutionary processes: The deep-seated gravitational slope deformations of Mt. Granieri-Salincriti (Calabria-Italy). **Geomorphology**, v. 87, n. 3, p. 176-195, 2007.
111. PENCK, W. **The morphological analysis of land forms**: a contribution to physical geology. New York: John Wiley and Sons, 1953. 429 p.
112. PETIT, J. R. et al. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. **Nature**, v. 399, p. 429-36, 1999.
113. PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V. Dispositivos morfoestruturais e evolução morfotectônica da margem passiva transformante do Nordeste brasileiro. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 3., 2000, Campinas. **Anais...** Campinas: UGB, 2000.
114. PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V. Stepped surfaces and palaeolandforms in the northern Brazilian <<Nordeste>>: constraints on models of morphotectonic evolution. **Geomorphology**, v. 62, p. 89-122, 2004.
115. PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V. Reconstruindo a evolução morfotectônica da margem passiva do Nordeste brasileiro. In: SILVA, J. B.; LIMA, L. C.; ELIAS, D. (Orgs.). **Panorama da Geografia Brasileira**. 1. ed. São Paulo: AnnaBlume, 2006. p. 47-99.
116. PEULVAST, J. P. et al. Landforms and neotectonics in the equatorial passive margin of Brazil. **Geodinamica Acta**, v. 19, n. 1, p. 51-71, 2006.
117. PEULVAST, J. P.; BETARD, F.; LAGEAT, Y. Long-term landscape evolution and denudation rates in basement and platform areas: the contribution of the morphostratigraphic approach. **Geomorphologie: Relief, Processus, Environnement**, v. 2, p. 95-108, 2009.
118. PEULVAST, J. P.; BETARD, F. Late Cenozoic and present-day hillslope erosion dynamics in a passive margin context: stability or instability? Case studies in Northeast Brazil. **Geografia Física e Dinâmica Quaternária**, v. 36, p. 139-49, 2013.
119. PEULVAST, J. P.; BETARD, F. 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**, v. 111, 2021.
120. PINÉO, T. R. G. et al. **Mapa de Recursos Minerais do Estado do Ceará**. Escala 1:500.000. Fortaleza: CPRM, 2020.
121. PRADO, F. S. et al. **Geologia de região NW do Estado do Ceará**: Projeto Martinópole. Brasília: DNPM, 1981.
122. PYE, K. Mineralogical and textural controls on the weathering of granitoid rocks. **Catena**, v. 13, p. 47-57, 1986.
123. REZENDE, E. A. et al. Factores 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**, v. 14, n. 2, p. 221-234, 2013.
124. ROBB, L. J. **The distribution of granitophile elements in Archaean granites of the eastern Transvaal, and their bearing on geomorphological and geological features of the area**. Johannesburg: Econ. Geol. Res. Unit, Univ. Witwatersrand, Circ. 129, 1979.
125. ROSSETTI, D. F. Paleosurfaces from Northeastern Amazonia as a Key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products. **Sedimentary Geology**, v. 169, n. 3, p. 151-74, 2004.
126. SÁ, J. M. **Evolution géodynamique de la ceinture protérozoïque d'Óros, Nord-Est du Brésil**. 1991. 177 p. Tese (Doutorado) - Faculdade de Ciências, Universidade de Nancy I, Nancy, 1991.
127. SAADI, A. **Ensaio sobre morfotectônica de Minas Gerais**: tensões intraplaca, descontinuidades crustais e morfogênese. 1991. 285 p. Tese (Professor Titular) - Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1991.
128. SAADI, A. et al. Neotectônica da plataforma brasileira. In: SOUZA, C. R. G. (Ed.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos Editora, 2005. p. 211-234.
129. SALLUN, A. E. M. et al. Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, n. 2, p. 402-413, 2007.
130. SALLUN, A. E. M.; SUGUIO, K. Quaternary colluvial episodes (Upper Paraná River Hydrographic Basin, BR). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 82, n. 3, p. 701-715, 2010.
131. SANTOS, E. J. et al. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1996. p. 47-50.
132. SANTOS, E. J.; FERREIRA, C. A.; SILVA JÚNIOR, J. M. F. **Geologia e recursos minerais do Estado da Paraíba**. Escala 1:500.000. Recife: CPRM, 2001.
133. SANTOS, M. V.; OLIVEIRA, T. C. C.; ABREU, F. A. M. Regionalização de dados de cartografia geológica utilizando técnicas de Sensoriamento Remoto: o exemplo da Folha-Sobral-CE. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 13., 2007, Florianópolis. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2007. p. 2155-2161.
134. SANTOS, T. J. S. **Evolução tectônica e geocronológica do extremo Noroeste da Província Borborema**. 1999. Tese (Doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1999.

135. SANTOS, T. J. S. et al. Structural and geochronological studies of the Médio Coreaú Domain, NE Brazil: Constraints on Brasiliano/Pan-African tectonic evolution in the NW part of the Borborema Province. **Journal of the Virtual Explorer**, 2004.
136. SANTOS, T. J. S. et al. U–Pb age of the coesite-bearing eclogite from NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for western Gondwana assembly. **Gondwana Research**, v. 28, n. 3, p. 1183-1196, 2015.
137. SILVA, L. C. et al. U–Pb SHRIMP ages in southern Ceará State, Borborema Province, NE Brazil: Archean TTG accretion and Proterozoic crustal reworking. [S.l.]: CPRM internal report, 1995.
138. SILVERMAN, B. W. **Density Estimation for Statistics and Data Analysis**. [S.l.]: Routledge, 1998.
139. SIQUEIRA, A. C. A. et al. Lateritas do Domínio Médio Coreaú-comportamento geoquímico de mantos lateríticos do Noroeste do Estado do Ceará. **Brazilian Journal of Geology**, v. 44, p. 249-264, 2014.
140. SOUZA, Z. S. et al. Calc-alkaline magmatism at the Archean-Proterozoic transition: the Caicó Complex basement (NE Brazil). **Journal of Petrology**, v. 48, p. 55–84, 2007.
141. TEODORO, V. L. I.; TEIXEIRA, D.; COSTA, D. J. L.; FULLER, B. B. O conceito de bacia hidrográfica e a importância da caracterização morfométrica para o entendimento da dinâmica ambiental local. **Revista Uniara**, n. 20, p. 137-157, 2007.
142. TORQUATO, J. R.; NETO, J. A. N. Historiografia da região de dobramentos do Médio Coreaú. **Brazilian Journal of Geology**, v. 26, n. 4, p. 303-314, 1996.
143. TRICART, J. **Structural geomorphology**. London: Longman, 1974. 305 p.
144. TRIPATHI, J. K.; RAJAMANI, V. Weathering control over geomorphology of supermature Proterozoic Delhi quartzites of India. **Journal of the Geological Society of India**, v. 62, n. 2, p. 215-226, 2003.
145. TROMPETTE, R. **Geology of Western Gondwana (2000±500Ma)**: Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa. [S.l.]: Balkema, 1994. 350 p.
146. TUROWSKI, J. M. et al. Geotechnical controls on erodibility in fluvial impact erosion. **Earth Surface Dynamics**, v. 11, p. 979–994, 2023.
147. TUROWSKI, J. M. et al. Assessing proxy methods for measuring bedrock erodibility in fluvial impact erosion. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 49, p. 5309–5320, 2024.
148. VAN SCHMUS, W. R. et al. UPb and SmNd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, n. 3-4, p. 267-288, 1995.
149. VAN SCHMUS, W. R. et al. The Borborema Província: a collage of polycyclic crustal domains in NE Brazil. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON PRECAMBRIAN AND CRATON TECTONICS, 14., 1998, Ouro Preto. **Extended Abstracts...** Ouro Preto: SBG, 1998. p. 80-83.
150. VENANCIO, I. M. et al. Ocean-atmosphere interactions over the western South Atlantic during Heinrich stadials. **Global and Planetary Change**, v. 195, 103352, 2020.
151. WANG, X. et al. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. **Nature**, v. 432, p. 740-743, 2004.
152. WELLS, S. G.; MCFADDEN, L. D.; DOHRENWEND, J. C. Influence of late quaternary climatic changes on geomorphic and pedogenic processes on a desert piedmont, eastern Mojave Desert, California. **Quaternary Research**, v. 27, p. 130-146, 1987.
153. WRAY, R. A. L.; SAURO, F. An updated global review of solutional weathering processes and forms in quartz sandstones and quartzites. **Earth-Science Reviews**, v. 171, p. 520–557, 2017.
154. ZHANG, Y. et al. Different Precipitation Patterns across Tropical South America during Heinrich and Dansgaard-Oeschger Stadials. **Quaternary Science Reviews**, v. 177, p. 1–9, 2017.
155. ZHU, C. et al. Rock resistance and the development of horizontal grooves on Danxia slopes. **Geomorphology**, v. 123, n. 1-2, p. 84-96, 2010.



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