PKS

PUBLIC
KNOWLEDGE
PROJECT

REVISTA DE GEOGRAFIA
(RECIFE)

<http://www.revista.ufpe.br/revistageografia>

OJS

OPEN
JOURNAL
SYSTEMS

MEGAGEOMORFOLOGIA DO NORDESTE SETENTRIONAL BRASILEIRO

Vanda de Claudino-Sales¹

¹ Mestrado Acadêmico em Geografia – Universidade Estadual Vale do Acaraú (UVA) - Email: vcs@ufc.br

Artigo recebido em 15/06/2018 e aceito em 16/07/2018

RESUMO

O presente trabalho apresenta uma reconstituição da história da paisagem geomorfológica em grande escala, do ponto de vista espacial e temporal, relativa ao Nordeste setentrional brasileiro. A reconstituição se dá a partir dos recortes estruturais comandados por três episódios da tectônica de placas (orogênese do Atlântida, Orogênese Brasileira e divisão do Pangea). Isso implica na ocorrência de geoformas diversificadas, como platôs sedimentares, maciços cristalinos e superfícies aplainadas com amplo controle estrutural, as quais resultam da erosão diferencial que atacou a malha estrutural existente. Salienta-se que a morfologia regional não data do Terciário classicamente admitido, sendo bem mais antiga.

Palavras-chave: geomorfologia estrutural, tectônica de placas, megageomorfologia, geomorfologia do Nordeste brasileiro.

MEGAGEOMORPHOLOGY OF NORTHEAST NORTHEAST BRAZIL

ABSTRACT

The paper presents a reconstruction of the history of the geomorphological landscape on a large scale, from the spatial and temporal point of view, relative to the northern Northeast of Brazil. The reconstruction takes place from the structural controllers commanded by three episodes of plate tectonics (Atlantida orogenesis, Orogenesis “Brasileana” and Pangea division). This implies the occurrence of diversified geoforms, such as sedimentary plateaus, crystalline massifs and planation surfaces with broad control, which result from the differential erosion that attacked the existing structural network. We consider that the regional morphology does not date from the Tertiary classically admitted, being much older.

Key-words: Structural geomorphology, plate tectonics, megageomorphology, geomorphology of the Brazilian Northeast.

INTRODUÇÃO

No Brasil, as estruturas geológicas apresentam marcas dos quatro episódios de aglutinação e dispersão continental que a história geológica registra (Brito Neves et al.; 2014; Brito Neves, 1999). Três desses episódios influenciam a evolução da paisagem geomorfológica do segmento setentrional do Nordeste brasileiro, particularmente no que

diz respeito ao Estado do Ceará e às áreas imediatamente adjacentes do Piauí, Rio Grande do Norte e Paraíba. Aqui, fazemos uma reconstituição da história da paisagem geomorfológica em grande escala, do ponto de vista espacial e temporal, a partir desses recortes estruturais.

ETAPAS DA TECTÔNICA DE PLACAS NO NORDESTE SETENTRIONAL

A primeira aglutinação continental, associada ao Megacontinente Columbia, deu-se por volta de 1,8 Ga, e resultou de colisão dos continentes Ur, Ártica e Atlântida, provavelmente os primeiros que a história geológica registra (Shobbenhaus e Brito Neves, 2003). No Atlântida (Teixeira *et al.*, 2007) se situava parte dos terrenos que hoje compõem a “Província Borborema”. - Por Província Borborema entende-se a região Nordeste do Brasil do ponto de vista das estruturas geológicas e controles estruturais, que datam do Neoproterozoico (e.g. Brito Neves *et al.*, 1995).

O Atlântida, por sua vez, resultou da colisão de várias massas continentais de idade arqueana (entre 3,6 e 2,5 Ga). Essa colisão ocorreu por volta de 2,2 e 2,0 Ga (Teixeira *et al.*, 2007). No seio do embasamento sul-americano, cerca de 35% dos terrenos são arqueanos - portanto, de idade pré-aglutinação do Atlântida -, enquanto 54% foram acrescentados ao continente durante essa aglutinação (Sato e Siga Jr, 2000), através das novas rochas ígneas produzidas durante o choque.

Durante a colagem do Columbia, o Atlântida já passava por divisão. Com efeito (Brito Neves *et al.*, 2014; Brito Neves, 1999), por volta de 1,8 e 1,6 Ga (Paleoproterozóico), processos de fissão dividiram o Atlântida em vários blocos continentais individuais. No seio da Província Borborema, rifts intra-continentais foram formados, mas não evoluíram (Nogueira Neto *et al.*, 1997; Brito Neves, 1999), gerando estruturas que perduram na malha geológica regional - como o Domínio Orós-Jaguaribe, no Estado do Ceará.

Por volta de 1,45 e 0,97 Ga (Paleo e Meso- Proterozoico) (Brito Neves *et al.*, 2014; Brito Neves, 1999), os segmentos continentais isolados com a divisão do Columbia voltaram a se unir em torno de um novo megacontinente. Essa aglutinação ocorreu ao longo de suturas desenvolvidas sobre uma extensão total da ordem de 20.000 km, representadas em todos os continentes atuais, e seu resultado foi a formação do Megacontinente Rodínia (Murphy e Nance, 1995).

A posição da Província Borborema no seio desse megacontinente não está bem definida, mas, ao que tudo indica, o Nordeste setentrional não parece ter sofrido as consequências desse episódio de aglutinação continental. Tal fato não é verdadeiro para o Nordeste meridional que, ao contrário, teria passado pela denominada “Orogênese Cariris Velhos” (Brito Neves et al., 1995).

Entre 1,0 Ga e 750 Ma (Neoproterozoico), um novo Ciclo de Wilson dispersou as massas continentais que se apresentavam aglutinadas no Rodínia (Brito Neves et al., 2014; Brito Neves, 1999). A divisão do Rodínia foi feita em grandes blocos continentais denominados de Gondwana Leste, Gondwana Oeste e Laurásia. No Nordeste setentrional brasileiro, dados geocronológicos (Fetter *et al.*, 1997) indicam que por volta de 800 milhões de anos, terrenos que hoje compõem o noroeste do Ceará e o Ceará central dividiram-se das massas continentais adjacentes – o denominado cratón Oeste Africano/São Luís, que representa um bloco continental herdado da divisão do Rodínia (Shobbenhaus e Brito Neves, 2003) -, produzindo uma pequena bacia oceânica entre eles (Fetter *et al.*, 1997).

Um terceiro episódio de aglutinação continental ocorreu ao final do Proterozóico e limiar do Paleozóico, (aproximadamente 550 Ma), dando origem ao Megacontinente Panótia, formado pelas massas continentais Laurásia, Báltica e Sibéria e pelo Gondwana (representado pelos terrenos que hoje compõem a América do Sul, a África, a Oceania, a Índia e a Antártida) (Teixeira *et al.* 2007).

A aglutinação do Gondwana no seio do Panótia, por sua vez, ocorreu entre 650 e 540 Ma, no Neoproterozóico (Brito Neves et al., 2014; Brito Neves, 1999; Shobbenhaus e Brito Neves, 2003), correspondendo à aglutinação do Gondwana Leste com o Gondwana Oeste. No Brasil, essa colagem recebeu a denominação de “Orogênese Brasileira”. Essa orogênese estruturou a “Província Borborema.

A Orogênese Brasileira resultou na formação de uma cadeia de montanhas do tipo himalaiana no seio da Província Borborema, incluindo os terrenos associados ao que hoje representam o Nordeste setentrional (Caby et al., 1995). Foi responsável também pelo surgimento de zonas de cisalhamento de direção SW-NE e E-W que controlam a evolução posterior do relevo e da rede de drenagem (e.g. Maia, 2012).

A cadeia de montanhas foi na sequência destruída, por erosão e por colapso tectônico. Durante as etapas de colapso tectônico, houve geração de granitos “tardios” - os granitos tardi- brasileiros, cuja ocorrência em superfície, resultante de processos

tectônicos posteriores, bem como da erosão, é hoje bastante representativa no Nordeste setentrional brasileiro (CPRM, 2003).

Após o colapso tectônico da Cadeia Brasileira, os terrenos apresentaram novo desequilíbrio térmico, no sentido do arrefecimento das temperaturas. Isso produziu adensamento da crosta, resultando em afundamento crustal (e.g. Boillot, 1996). Tal processo gerou acentuada depressão intra-cratônica, a qual foi preenchida por sedimentos, propiciando a formação de uma ampla bacia sedimentar – a Bacia do Parnaíba, que na atualidade se estende da divisa entre o Ceará e o Piauí até o Estado do Maranhão, recobrando ainda partes do Pará, Bahia, Tocantins e Goiás (Góes e Feijó, 1994). Na evolução da Bacia do Parnaíba teve importância também a ocorrência de rifts, que não evoluíram, associados com a divisão do Megacontinente Panotia (Castro et al., 2014).

A Bacia do Parnaíba, de idade paleozóica, tem camadas sedimentares que datam do Siluriano (Paleozoico Médio: 435 Ma) até o Cenozoico (Terciário: 30 Ma a menos) (e.g. RADAMBRASIL, 1981). Ela foi atulhada a partir de incursão marinha oriunda de penetração das águas do Pacífico a partir de oeste (Oliveira e Mohriak, 2003.), na fase inicial, e provavelmente com sedimentos oriundos da erosão dos vestígios da Cadeia Brasileira.

O megacontinente Panótia teria permanecido amalgamado por curto intervalo de tempo, talvez em torno de 30 Ma. Ele teria sido dividido por volta de 515 Ma (Paleozoico) com a Laurásia migrando para o norte (Brito Neves et al., 2014; Brito Neves, 1999). No entanto, essa divisão não foi acompanhada pela divisão do Gondwana, que ficou individualizado como um super-continente à parte (Brito Neves, 1999), o qual perdurou unido por ainda cerca de 400 Ma. Assim, a Província Borborema, situada em contexto continental central no seio do Gondwana, permaneceu amalgamada por todo esse intervalo, o que propiciou a formação de ampla superfície de aplainamento.

Ao final do Paleozoico e início do Mesozoico (por volta de 240 Ma), houve a fusão do megacontinente Pangea. O Pangea contou com massas continentais situadas tanto no hemisfério norte quanto no hemisfério sul, e foi circundado por um único oceano, o Pantalassa. A Província Borborema, situada em posição continental central no seio do Gondwana, não sofreu orogênese ao longo do processo de aglutinação do Pangea, ocorrido nas áreas marginais.

O Megacontinente Pangea manteve-se amalgamado por cerca de 50 Ma. Sua divisão deu-se em etapas a partir do Jurássico (por volta de 180 Ma), o que individualizou a América do Sul como um continente à parte, ao mesmo tempo em que definiu a criação do Nordeste (Brito Neves, 1999).

Essa fragmentação, responsável pela abertura do Atlântico Sul, foi realizada em etapas (Chang *et al.*, 1988; Popoff, 1988). Em um primeiro momento, houve a formação do Oceano Atlântico Equatorial, com a separação entre América do Norte e América do Sul (Marinho e Mascle, 1987). Essa divisão ocorreu inicialmente somente até o limite do Escudo das Guianas (Szatmari *et al.*, 1987), e foi interrompida.

Enquanto isso, a fragmentação teve início ao sul, por volta de 145 Ma, através de processos de rifteamento (Conceição *et al.*, 1988). Na sequência, entre 145 e 124 milhões de anos, a abertura se propagou axialmente em direção a norte (Conceição *et al.*, 1988), de forma tal que por volta de 120 Ma, uma série de rifts intra-continetais foram abertos nesse segmento territorial, formando um eixo estrutural - o Eixo Cariri-Potiguar - de orientação predominante SE-NE (Chang *et al.*, 1988; Matos, 2000). As reativações das zonas de cisalhamento brasileiras ou mais antigas durante esses esforços iniciais de divisão do Pangea provavelmente colocaram em condições de afloramento parcelas dos granitos brasileiros. Durante esse episódio, os terrenos a oeste (o Estado do Ceará) e a leste (a Borborema, nos segmentos do Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco) foram soerguidos na forma de ombros dos rifts (Peulvast e Claudino-Sales, 2004).

Na sequência do processo de separação, houve reorientação dos esforços de divisão continental, do que resultou o abortamento dos rifts, gerando bacias sedimentares cretáceas – as bacias do Araripe e Apodi, (Matos, 2000), as quais sofreram invasão de águas oceânicas, do Atlântico recém-formado e do Mar de Tetis (Carvalho, I.S., comunicação oral, 2018) -. além de outras menores (Matos, 2000). Com o abortamento dos rifts intra-continetais e mudança de orientação dos esforços distensivos, a América do Sul passou a sofrer uma rotação em direção a oeste, iniciando o processo de deriva continental. Por volta de 100 Ma, a separação foi concluída através de falhas transformantes (Matos, 2000) Verifica-se, portanto, que a divisão final no Gondwana no Nordeste brasileiro não se deu através de rifts, fato que explica – em ausência de ombros de rifts - a inexistência de relevos do tipo “Serra do Mar” na zona costeira desse segmento territorial

Na continuidade, coloca-se que as bacias sedimentares do Araripe e Apodi foram soerguidas (Bacia do Apodi ao final do Cretáceo, por volta de 70 milhões de anos: Cremonini, 1995; Bacia do Araripe no Terciário: Peulvast *et al.* 2008). A área passou ainda a sofrer o processo de flexura marginal, com rebaixamento da zona costeira e soerguimento dos terrenos ao sul. Esse processo, acompanhado de erosão diferencial, foi responsável pela remoção de sedimentos dos segmentos continentais interiores e pela deposição do material ao longo da zona costeira, formando, a partir do Terciário (a partir de por volta de 30 Ma: Arai *et al.*, 1988), a denominada Formação Barreiras.

Em síntese, coloca-se que os principais condicionantes morfoestruturais da paisagem regional são (1) a orogênese do Atlântida (2,2 Ga), representada pela maioria das rochas do embasamento cristalino; (2) a orogênese Brasileira, que definiu as linhas de cisalhamento de direção SW-NW e E-W que controlam a rede de drenagem e a instalação dos granitos brasileiros que sustentam parcela dos relevos, e (3) a divisão cretácea do Pangea.

A organização morfoestrutural atual do Nordeste setentrional parece ter mudado pouco desde os episódios cretáceos de divisão do Gonwana, do qual ela é uma herança direta. No entanto, os dispositivos morfoestruturais foram remanejados, com frequência de forma localizada, por episódios magmáticos (vulcanismo terciário), tectônicos (flexura marginal), erosivos (associados com as mudanças climáticas e as variações do nível do mar; a erosão diferencial, comandada por climas seco, representa fator importante, pois explorou os elementos da malha estrutural pré-existente) e sedimentológicos (acumulação de sedimentos sobre a superfície sertaneja, em particular na zona costeira)..

Tais etapas evolutivas criaram na Província Borborema o “Anfiteatro Borborema” (Cordeiro *et al.*, 2017, adaptado de Peulvast e Claudino-Sales, 2004), emoldurado por terras altas que encerram superfícies aplainadas interiores abertos em direção à zona costeira, com relevos estruturais e residuais quebrando a monotonia da paisagem. É a síntese dessas considerações que é apresentada nos parágrafos seguintes.

A PAISAGEM GEOMORFOLÓGICA DO NORDESTE SETENTRIONAL

Os platôs sedimentares

Os platôs sedimentares correspondem ao topo de três grandes bacias sedimentares: a Bacia do Parnaíba, de idade paleozóica, e as bacias do Araripe e Apodi, de idade mesozóica.

Com relevos superiores a 700m, a escarpa da Bacia do Parnaíba, situada nas proximidades da fronteira dos estados do Piauí e Ceará, a oeste, se sobressai com um glint espetacular em relação às baixas superfícies interiores do Ceará. Apresenta front extremamente dissecado, mantido pelas rochas da formação sedimentar Serra Grande, e vertentes em parte mantidas por rochas do embasamento cristalino.

No reverso do glint, que apresenta declividade suave em direção ao Piauí, desdobram-se relevos cuestiformes. Em direção ao sul do estado, as altimetrias vão diminuindo, dando lugar a escarpas mais rebaixadas. O glint é dissecado no setor central na forma de canyon pelo Rio Poti, que se superimpondo à estrutura, drena em direção à bacia do rio Parnaíba. Em alguns setores do topo, ocorre feições de relevo com colinas convexas, gerando morfologias semelhantes a mares de morro.

Nas demais bacias, superfícies estruturais caracterizam os relevos, formando a Cuesta do Apodi (em torno de 180m de altitude) e o Planalto do Araripe (em torno de 900m de altitude). Na Cuesta do Apodi, na fronteira com o estado do Rio Grande do Norte, a leste, as camadas sedimentares encontram-se ligeiramente inclinadas em direção a NE, do que resulta a formação de um relevo de cuesta pouco demarcado, cujo reverso é horizontalizado e pouco dissecado.

O Planalto do Araripe, situado ao sul do Ceará, compreende uma superfície tabular onde a inexistência de drenagem superficial, em função da permeabilidade dos terrenos e da ausência de declives, explica a baixa dissecação do relevo. Trata-se de uma área de soerguimento epirogenético terciário, com inversão de relevo produzida não por atividades tectônicas, mas por erosão diferencial (Peulvast e Bétard, 2014).

Na literatura clássica, a morfologia do Cariri tem sido definida como “Chapada do Araripe”. No entanto, ocorrem também cuestras e glints (Peulvast e Bétard, 2015) e depressão periférica modelada em mares-de-morro com colúvios dissecados no Quaternário Superior (Barros Côrrea, comunicação pessoal, 2018), de forma tal que a terminologia “chapada” fica restritiva e não representa a riqueza da morfologia regional – daí o termo Planalto do Araripe.

Os maciços cristalinos

Os maciços cristalinos foram modelados em granitóides brasileiros e tardi-brasileiros, contando ainda com complexos metamórficos, onde gnaisses e quartzitos aparecem como volumes rochosos resistentes. Eles se colocam como vestígios, provavelmente re-soerguidos em períodos mais recentes, dos ombros dos rifts intracontinentais que precederam à abertura transformante do Oceano Atlântico no Cretáceo Superior (Matos, 1992; Claudino Sales, 2002; Peulvast e Claudino Sales, 2002). Em geral, encontram-se nos limites das zonas de cisalhamento brasileiras (Maia, 2012).

Os maciços cristalinos apresentam-se bastante dissecados, expondo em geral cristas agudas. Em alguns casos, no entanto, ocorrem também vertentes convexas do tipo mares de morro, como nos setores mais elevados das serras de Baturité (Bétard, 2007) e Pipocas (Claudino Sales, 2002). Em função do relevo elevado, os rios, em vias de atingirem o nível de base de erosão representado pelas superfícies aplainadas, dissecam as vertentes de maneira incisiva, criando vales em V (Souza, 1997).

As superfícies de aplainamento com relevos residuais

Superfícies de aplainamento de altitudes variadas truncam as rochas cristalinas do embasamento ao longo de todo o território do Estado do Ceará.

Identifica-se a ***Superfície Jaguaribe*** no setor oriental do Estado. Ela é identificada ao ar livre, com 10 a 30 km de largura, na periferia da Bacia Potiguar entre 40 m e 200 m de altitude, contendo inselbergs exumados de idade cretácea (Peulvast e Claudino Sales, 2001, 2004). Ela evidencia que as idéias clássicas sobre a elaboração de superfícies embutidas – as mais antigas situadas nos topos dos relevos e as mais recentes em níveis altimétricos mais rebaixados – tem que ser relativizada, pois trata-se de uma superfície antiga, situada em níveis altimétricos modestos.

A Superfície Jaguaribe é testemunha da rapidez com que os processos de pediplanação podem ocorrer: ela foi modelada entre o período do rifteamento intracontinental e a deposição da cobertura pós-rift, representada pelas formações Açu e Jandaíra, cujo término (Souza, 1987), ocorreu por volta de 98 Ma.

A superfície Jaguaribe se prolonga sem solução de continuidade, no mesmo plano, para além dos limites da depressão periférica do Jaguaribe, pela ***Superfície Sertaneja***, que serve de pedestal para a maior parte dos grandes relevos do Nordeste, comportando numerosos relevos residuais, do tipo inselbergs e inselgebirge. Correspondendo a mais ampla das superfícies aplainadas do Nordeste setentrional, com elaboração remontando ao Terciário, o pediplano sertanejo apresenta suave inclinação em direção à zona litorânea, onde se encontra mascarado pelos depósitos Barreiras. A sudeste, ela recorta várias pequenas bacias de idade neocomiana (as bacias de Icó, Malhada Nova, Iguatu, Souza), que igualmente representam pequenos rifts intracontinentais que foram abortados durante a abertura do Oceano Atlântico.

Para além da superfície Sertaneja, ocorrem vestígios de antigas superfícies aplainadas no topo de alguns maciços cristalinos, além de segmentos de superfícies do tipo “etch” (Cordeiro et al., 2017; Peulvast et al., 2015).

A existência de amplas superfícies aplainadas com inselbergs no território nordestino fornecem evidências de uma evolução morfoclimática cretáceo-terciária comandada sobretudo por morfogênese mecânica, associada a climas secos. Essa situação perdura até a atualidade, de forma tal que as superfícies aplainadas encontram-se dissecadas por rios de caráter intermitente, sendo colonizada por vegetação de caatinga, que se adapta a solos litólicos e aos baixos índices de precipitação pluviométrica que caracterizam o segundo semestre do ano no Nordeste setentrional.

A Fachada Atlântica

A fachada atlântica da margem continental do Nordeste setentrional se caracteriza pela ausência de um verdadeiro maço marginal (*great scarpement*), se distinguindo assim de numerosas outras margens continentais passivas nas quais tais relevos estão presentes - à exemplo do SE brasileiro, onde ocorre a Serra do Mar. No entanto, vários elementos morfoestruturais resultantes da divisão cretácea representam dispositivos que orientaram o curso da evolução geomorfológica regional (Claudino-Sales, 2015).

Apresenta geoformas que sintetizam a ação de processos de ordem climática, oceanográfica, tectônica (flexura marginal e neotectônica) e sedimentar. É caracterizada pela ocorrência de um litoral zetaforme, com pontas sustentadas por rochas do embasamento cristalino, sedimentares cretáceas e terciárias, além de altos do embasamento, *beach-rocks* e

recifes de corais. As feições mais características são praias arenosas quartzosas, promontórios, enseadas, dunas móveis, dunas fixas, paleodunas, ilhas-barreira, planícies flúviomarinhas, terraços marinhos, lagoas, lagoas interdunares.

CONCLUSÕES

As análises apresentadas nos parágrafos anteriores envelhecem consideravelmente a organização morfoestrutural do Nordeste brasileiro - do Terciário classicamente admitido, para o Cretáceo. Em adição, demonstra a necessidade de investigação das etapas da tectônica de placas, para a completa apreensão da evolução da paisagem regional ao longo da história geológica. Finalmente, indicam a existência de uma rica diversidade de formas de relevo na região, as quais necessitam ainda de ampla investigação para produzir uma geomorfologia de detalhe, a altura das necessidades sociambientais da região.

REFERÊNCIAS

Arai, M. (2005). Histórico da Palinoestratigrafia Marinha no Brasil com ênfase em dinoflagelados cretáceos. **Arquivos do Museu Nacional** 63, p. 371-384

Bétard, F. (2007). Montagnes humides au cœur du Nordeste brésilien semi-aride : le cas du massif de Baturité (Ceará). Apports d'une approche morphopédologique pour la connaissance et la gestion des milieux. Thèse de Doctorat, Université Paris-Sorbonne, France

Boillot, G. (1996). *Dynamique de la lithosphère. Une introduction à la Géologie*. Paris : Masson, 1996

Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Pimentel, M. M. (2014). The Brasiliano Collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, vol. 44, n.3., p. 1-34

Brito Neves, B.B. (1999). América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrecionário andino. *Revista Brasileira de Geociências* 29, p. 379-392

Brito Neves, B.B.; Van Schums, W.R.; Santos, E.S.; Campos Neto, M.C; Kozuch, M. (1995). O evento Cariris Velhos na província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências* 25, p. 279-296

Caby, R.; Arthaud, M.H.; Archânjo, C.J. (1995). Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano Belt of Northeast Brazil: geodynamics implications. IN: Silva Filho, A.F.; Lima, E.S. (eds.). *Geology of The Borborema Province. Journal of South America Earth Science* 9, p. 235-246

Castro, D.L., Fuck, R.A., Phillips, J.D., Vidotti, R.M., Bezerra, F.H.R., Dantas, E.L. (2014). Crustal Structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. *Tectonophysics*, vol. 614. p. 128-145

Chang, H.K.; Kowsmann, R.O.; Figueiredo, A.M.F. (1988). New concepts on the on the development of East Brazilian marginal basins. *Episodes* 2, p. 194-202

Claudino-Sales, V., Wang, P., Carvalho, A.M. (2018). Interactions between various headlands, beaches, and dunes along the coast of Ceara State, Northeast Brazil. *Journal of Coastal Research*, vol. 34, n. 2, p. 413-428

Claudino-Sales, V. (2016). *Megageomorfologia do Estado do Ceará*. São Paulo: Nova Edições Acadêmicas

Claudino-Sales, V. (2002). *Les littoraux du Ceará – Evolution géomorphologique de la zone côtière de l'Etat du Ceará, Nord-est du Brésil*. Thèse de Doctorat, Université Paris-Sorbonne.

Conceição, J.C.J.; Zalán, P.V.; Wolff, S. (1988). Mecanismo de evolução e cronologia do rift sul-atlântico. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS* 2, p. 255-265

Cordani, U.G., Brito Neves, B.B., D'Agrella Filho, M.S.D. (2003). From Rodinia to Gondwana: a review of the available evidence from South America. *Gondwana Research* 6, p. 265–273

Cordeiro, A.M.N., Bastos, F.H., Maia, R.P. (2017). Caracterização geoambiental e compartimentação geomorfológica da Serra de Quincuncá e entorno, Nordeste do Brasil. *Revista do Departamento de Geografia*, v. 34, 106-121

CPRM (2003) Mapa geológico do Estado do Ceará, escala 1:500.000. Fortaleza

Cremonini, O.A. (1995). A reativação tectônica da Bacia Potiguar no Cretáceo Superior. *V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, Gramado

Fetter, A.; Van Schmus, W. R.; Santos, T.J.S.; Arthaud, M., Nogueira Neto, J. A. (1997). Geocronologia e estruturação do Estado do Ceará: NW da Província da Borborema, NE Brasil. *XVII Simpósio de Geologia do Nordeste*, Fortaleza

Goés, A.M.O; Feijó, F.J. (1994). Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS* 8, p. 57-67

Maia, R.P. (2012). *Geomorfologia e Neotectônica na Bacia Hidrográfica do Rio Apodi- Mossoró RN*. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia, UFRN

Marinho, M.; Mascle, J. (1987). Evolução estrutural do platô marginal da Guiné e sua relação com a formação do Oceano Atlântico Centro-Equatorial. *Revista Brasileira de Geociências* 17, p. 111-117

Matos, R.M.D. (2000). Tectonic evolution of the Equatorial South Atlantic. *American Geophysical Union, Geophysical Monograph* 115, p 331-354

Murphy, J.B.; Nance, R.D. (1995). Montagnes et super-continentes. *Pour la Science*, Dossier hors-série, Paris. p. 46-53

Nogueira Neto, J.A.; Santos, T.J.S.; Arthaud, M.H.; Parente, C.V. (1999). Condições PT e soerguimento de granulitos (Kingizitos) adjacentes à zona de cisalhamento de Orós-Sistema Orós-Jaguaribe (NE do Brasil). *VAuais do VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, Bahia

Oliveira, D.C., Mohriak, W.U. (2003). Jaibaras Trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Marine Petroleum Geology*, vol. 20, p. 351-383

Peulvast, J.P.; Bétard, F (2015). *Landforms and Landscape evolution of the equatorial margin of Northeast Brazil: an overview*. Springer, Switzerland

Peulvast, J.P.; Bétard, F (2014). 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, p. 20-40

Peulvast, J.P.; Claudino-Sales, V. (2004). Stepped surfaces and palaeolandforms in the northern Brazilian Nordeste: constraints on models of morphotectonic evolution. *Geomorphology* 62, p. 89-122

Peulvast, J.P.; Claudino-Sales, V.; Bétard, F ; Gunnel, 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, p. 39-60

Popoff, M. (1988). Du Gondwana à l'Atlantique sud: les connexions du fossé de la Bénoué avec les bassins du Nord-est brésilien jusqu'à l'ouverture du Golfe de Guiné au Crétacé Inférieur. *Journal Africain of Earth Sciences*, Special Publication 7(2), p. 409-431

RADAMBRASIL. (1981). *Folha Fortaleza*. Ministério das Minas e Energia, Brasília

Sato, K., Siga Jr., O. (2000) Evidence of the superproduction of the continental crust during Paleoproterozoic in South American Platform: Implications regarding the interpretative value of the Sm-Nd model ages. *Revista Brasileira de Geociências* 30, p. 126-129

Shobbenhaus, C.; Brito Neves, B.B. (2003). *A Geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-americana*. IN: Bizzi, L.A.; Shobbenhaus, C.; Vidotti, R.M.; Gonçalves, J.H. (eds). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais no Brasil*. CPRM, Brasília

Souza, M.J.N. (1997). *Geomorfologia*. In: Atlas do Ceará, IPLANCE, Fortaleza, p. 14- 15

Szatmari, P.; Françolin, J.B.L.; Zanotto, O.; Wolf, S. (1987). Evolução Tectônica da margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociências* 17(2), p. 180-188

Teixeira, J.B.G.; Misi, A.; Silva, M.G. (2007). Supercontinent Evolution and the Proterozoic Metallogeny of South America. *Gondwana Research* 11, p. 346-361