

EVOLUÇÃO MORFOESTRUTURAL DO RELEVO DA MARGEM CONTINENTAL DO ESTADO DO CEARÁ, NORDESTE DO BRASIL

Vanda de Claudino-Sales

Depto Geografia, Universidade Federal do Ceará
vcs@ufc.br

Jean-Pierre Peulvast

UFR de Géographie, Université Paris-Sorbonne
jean.pierre.peulvast@wanadoo.fr

RESUMO

A formação da margem continental do Ceará iniciou no final do Jurássico. Entre o Jurássico e o Barremiano, ocorreram esforços distensivos que preparavam a ruptura entre a América do Sul e a África, criando a série de rifts do sistema Cariri/Potiguar. Ao final do Neocomiano as deformações associadas à abertura oceânica saltaram do segmento leste do Atlântico Sul em direção ao Atlântico Equatorial, e os rifts abortaram. Mas a deformação se prolongou ao curso do Aptiano e Albiano a norte e nordeste, tendo sido responsáveis pela gênese da margem continental transformante do Nordeste. Entre o Aptiano e Campaniano, a região foi marcada por episódios de subsidência térmica que afetaram os rifts abortados. A partir do Eocampaniano, a evolução da margem foi marcada por soerguimentos do embasamento e das bacias sedimentares. O relevo dessa região representa um vasto anfiteatro aberto em direção ao mar, comportando um conjunto complexo de formas estruturais trabalhadas. Tal disposição morfoestrutural foi diretamente herdada do Cretáceo. Tal contexto demonstra que a diferenciação dos grandes volumes de relevo da margem continental do Ceará e do Nordeste, bem como a modelagem das baixas superfícies, são bem mais antigas do que o que vem sendo normalmente admitido pela Geomorfologia clássica.

Palavras chave: margens continentais, Geomorfologia Estrutural, Megageomorfologia do Ceará, relevo do Nordeste brasileiro

EVOLUTION MORFOESTRUTURAL OF THE RELIEF OF THE CONTINENTAL EDGE OF THE CEARÁ STATE, NORTHEAST OF BRAZIL

ABSTRACT

The formation of the continental margin of Ceará State initiated in the end of the Jurassic. Between the Jurassic and the Barremian, extensional forces prepared the rupture between South America and Africa, creating the rifts of the Cariri/Potiguar system. In the end of the Neocomian, deformations associated with the oceanic opening moved from the segment east of the South Atlantic toward the Equatorial Atlantic, and the rifts had aborted. But the deformation continued in the course of the Aptian and Albian, being responsible for the genesis of the northeast transforming continental margin. Between the Aptian and the Campanian, the region was marked by thermal subsidence. From the Campanian until the end of the Cretaceous, the evolution of the continental margin was marked by uplifting of the basement and of the sedimentary basins. The relief of this area represents a vast amphitheater opened toward the sea, holding a complex set of structural forms. Such morphostructural disposition was directly inherited from the Cretaceous. Such context demonstrates that the differentiation of the larger volumes of relief in the area, as well as the modeling of pediplains, are older than it is normally thought for classic Geomorphology.

Recebido em 25/10/2006
Aprovado para publicação em 11/01/2007

Key words: continental margins, Structural Geomorphology, Megageomorphology of Ceará State, Brazilian north-east relief

As margens continentais representam áreas de transição entre crostas oceânicas e crostas continentais. Elas representam as partes emersas das bordas continentais, incluindo zonas costeiras e áreas continentais adjacentes, que se acham conectadas aos fundos oceânicos (HEEZEN e MENARD, 1966).

É nesse sentido amplo que utilizamos o termo no presente trabalho, o qual resulta da realização de pesquisa bibliográfica, análise de mapas temáticos em escalas e idades diferenciadas, interpretação de imagens de satélite e radar e trabalhos de campo na zona costeira e no interior do Estado do Ceará e áreas adjacentes da Paraíba e Rio Grande do Norte, perfazendo distâncias de mais de 1200 km (cf. Figura. 1), na perspectiva de reconstituir a histórica da organização morfotectônica e morfoestrutural do relevo da margem continental do Estado do Ceará.

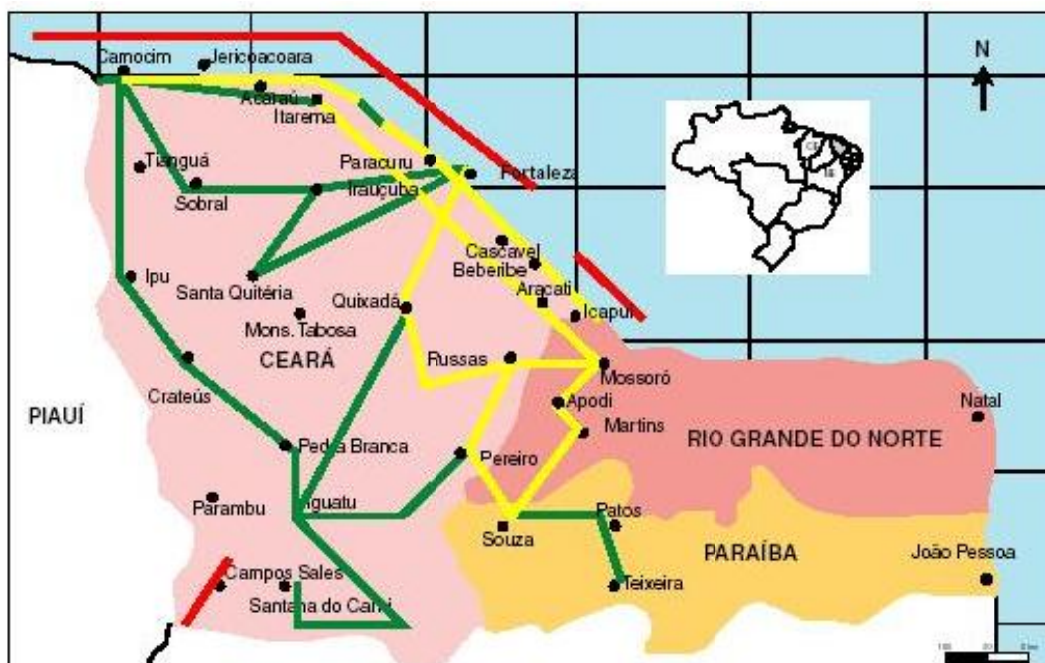


Figura 1 - Localização da área de pesquisa com indicação dos sítios visitados. Em vermelho, áreas sobrevoadas. Amarelo - áreas visitadas diversas vezes. Verde, áreas visitadas pelo menos uma vez.

No Brasil, o conjunto da margem continental é do tipo passiva, a passagem da litosfera continental à litosfera oceânica se fazendo no seio da placa sul-americana, entidade tectônica cuja individualização remonta ao Cretáceo (Almeida, 1967; Almeida *et al.*, 2000). A estrutura geológica e os registros estruturais da plataforma sul-americana apresentam as marcas dos quatro episódios de aglutinação e dispersão continentais que tiveram lugar entre o Pré-cambriano e o Paleozóico (e.g. Almeida *et al.*, 2000), ao curso dos quais as margens de antigos crâtons se chocaram, desapareceram ou se reconstituíram durante eventos de abertura e/ou fechamento oceânico.

A primeira aglutinação continental foi marcada por um processo de colisão de várias massas continentais individuais cujo resultado foi a formação, entre 2,2 Ga e 1,8 Ga, do super-continente Atlântida (BRITO NEVES, 1999). Por volta de 1,8-1,6 Ga (BRITO NEVES *et al.*, 1995), processos de fissão dividiram o supercontinente Atlântida em vários fragmentos individuais. O segundo

processo de aglutinação continental parece ter se produzido no período compreendido entre 1,45 e 0,97 Ga (Paleo e Meso-Proterozóico: BRITO NEVES, 1999; ALMEIDA *et al.*, 2000). 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 super-contidente Rodínia (MURPHY e NANCE, 1995). Entre *ca* 1,0 Ga e 750 Ma, um novo ciclo de Wilson dispersou essa massa continental (e.g. BRITO NEVES, 1999).

Um terceiro episódio de aglutinação continental ocorreu no Neoproterozóico, entre 880 e 550 Ma, dando origem ao supercontinente Panotia, formado pela Laurásia e Gondwana (e.g. Murphy e NANCE, 1995; BRITO NEVES, 1999). Na América do Sul, esse processo de colagem recebeu o nome de “Orogênese Brasileira” (e.g. SCHOBENHAUS *et al.*, 1984).

A Orogênese Brasileira representa o mais importante de todos os eventos tectônicos na evolução geológica do Brasil (SCHOBENHAUS *et al.*, 1984). De amplitude continental, ela amalgamou o bloco continental Gondwana, formado pelas massas continentais que hoje representam a África, a América do Sul, a Austrália, a Índia e a Antártica (TROMPETTE, 1994). Ao curso dessa orogênese, esses crátons se afrontaram em uma colisão oblíqua do tipo himalaiana (CABY *et al.*, 1995), produzindo nos limites da colagem, dentre outros, um largo sistema de deformação e de dobramentos conhecido pelo nome de “Província Borborema” (ALMEIDA, 1967; ALMEIDA *et al.*, 2000), a qual pertencem os estados do Nordeste brasileiro.

A fronteira leste da zona de colisão brasileira é bem demarcada no embasamento brasileiro, correspondente a uma larga zona de cisalhamento de direção SW-NE, conhecida sob o nome de “lineamento transbrasiliano” (BRITO NEVES *et al.*, 1995). O lineamento transbrasiliano corta o território do Brasil do Centro-oeste ao Nordeste, passando pelo noroeste do Estado do Ceará, onde ele recebe a denominação de falha “Sobral-Pedro II”.

No Estado do Ceará, os últimos atos da Orogênese Brasileira tiveram lugar em torno de 532 Ma (e.g. VAUCHEZ *et al.*, 1995). Esses episódios estavam ainda em curso, quando processos de fissão vieram a fragmentar o super-contidente Panotia. No seio da Província Borborema, os processos de extensão associados a esses últimos estágios (SCHOBENHAUS *et al.*, 1984) e à fissão do Panotia (LIMA e FONTES, 1999; SOUSA, 1999) foram responsáveis pela formação de bacias intracratônicas e pela ocorrência de uma atividade vulcânica e plutônica intensa, em razão do que se formaram rochas extrusivas e corpos graníticos diversos.

Em relação ao Ceará, rifts intracontinentais (SCHOBENHAUS *et al.*, 1984) foram abertos na parte noroeste em torno do Paleozóico inferior. Além disso, as forças associadas à dispersão do Panotia (Dantas *et al.*, 1999) produziram na área situada entre o território do Ceará e o cratón de São Luís grabens sobre os quais foi posteriormente desenvolvida uma larga sinéclise orientada norte-sul, denominada “Bacia do Parnaíba” (fig. 2). A sinéclise do Parnaíba evoluiu como uma bacia intracratônica na sequência, tendo sido atulhada de sedimentos marinhos e clásticos do Ordoviciano ao Devoniano (ALMEIDA *et al.*, 2000).

Por volta de 230 Ma, ao final do Paleozóico, aconteceu a quarta e última aglutinação continental, com a orogênese que deu origem ao super-contidente Pangea (WINDLEY, 1995). Essa colagem parece não teve expressão no território do Ceará e no Nordeste brasileiro (DNPM, 1983), em razão do fato de que o Gondwana não se fragmentou ao curso da dispersão pós-brasiliana.

Assim, após a orogênese Brasileira, a Província Borborema parece ter sido submetida a um período de calma tectônica (ALMEIDA, 1967), o qual durou até o Mesozóico, quando iniciaram os processos responsáveis pela dispersão do Pangea, assim como pela formação do Oceano Atlântico, pela individualização da América do Sul como um continente a parte e pela formação da margem continental do Ceará e do Nordeste brasileiro em geral.

A partir do Triássico superior (*ca* 230 Ma)¹, um novo ciclo oceânico começou a fragilizar o Pangea (WINDLEY, 1995; BRITO NEVES, 1999). Em relação ao Gondwana Ocidental, essa fragmentação, responsável pela abertura do Atlântico Sul, foi realizada em etapas (CHANG *et al.*, 1988; POPOFF, 1988).

A individualização América do Sul/África em relação à América do Norte (Triássico Superior) deu surgimento ao segmento ocidental do oceano Atlântico Equatorial (MARINHO e MASCLE, 1987, essa abertura permaneceu inicialmente apenas até o limite do Escudo das Guianas (SZATMARI *et al.*, 1987). Ao sul, a fragmentação do Gondwana é mais tardia (Conceição *et al.*, 1988), correspondendo a um movimento divergente de direção leste-oeste, caracterizado por uma rotação horária da América do Sul em relação à África. Esse processo de fissão teve fim no início do Neocomiano (145 Ma), com vulcanismo e sedimentação na bacia do Paraná (STZAMARI *et al.*, 1987).

Na seqüência, ao curso do Neocomiano (145 Ma-124 Ma; cf. Figura. 2), a abertura se propagou axialmente em direção a norte. Apesar da ocorrência de um episódio magmático dessa idade no Nordeste (ALMEIDA *et al.*, 1987), a abertura estacionou em um primeiro tempo ao nível das zonas de falha W-E de Pernambuco e de Patos, que delimitam a Província Borborema ao sul (POPOFF, 1988; Matos, 1987, 1992). Mas ela ainda assim permitiu a transferência de uma parte da deformação ao segmento setentrional (POPOFF, 1988), de forma tal que entre o Neocomiano e o Barremiano – isto é, uma dezena de milhões de anos mais tarde –, uma série de rifts intracontinentais foram abertos na Província Borborema (e.g. CHANG *et al.*, 1988; MATOS, 1992).

Ao mesmo tempo em que o segmento equatorial oriental (o Nordeste) do Atlântico Sul se fragmentava, os processos de fissão retomaram seu curso no segmento equatorial e, a partir do Aptiano (114 Ma), ambos se desenvolveram simultaneamente (MATOS, 1992). O encontro entre os dois segmentos foi feito ao curso do Albiano (108 Ma; MATOS, 1992, 2000).

Assim, a formação da margem continental do Nordeste brasileiro resulta de um conjunto complexo de fenômenos de deformação que tiveram lugar principalmente entre o Triássico superior e o Cretáceo superior (230-90 Ma). Os principais elementos desse processo são expostos a seguir.

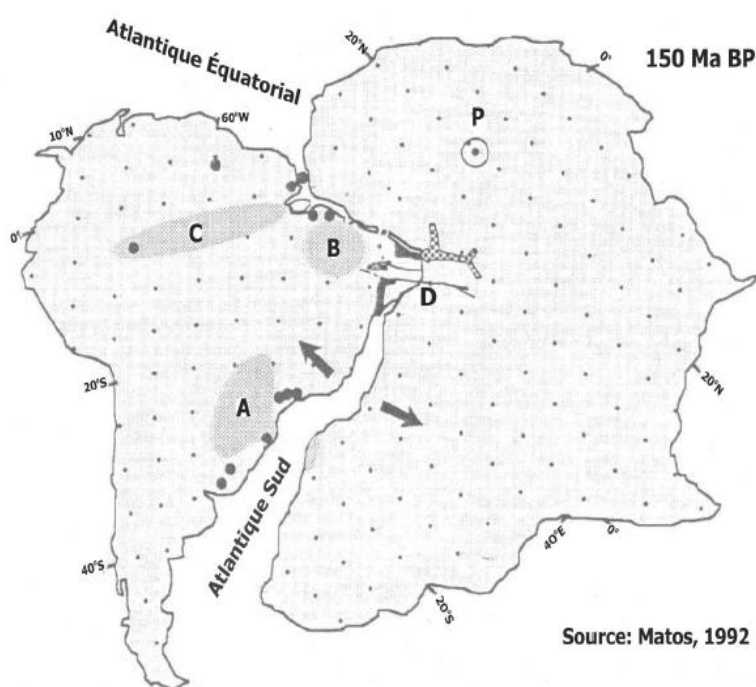


Figura 2 – Esboço da divisão da América do Sul. **P** - Eixo de rotação. **A, B, C** - Atividade magmática entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior. **D** - Sítio detalhado na figura 4. **Pontos negros** - Sítios de atividade tectônica intracontinental desde o Triássico Superior. **Cinza escuro** – Bacias intracratônicas das fases rifts. A América do Sul acha-se representada na sua posição atual (Fonte: Matos, 1992)

A GÊNESE DA MARGEM CONTINENTAL CEARENSE

Fases tectônicas iniciais

À medida em que a abertura do Atlântico Sul se propagava para o norte, essa região sofreu esforços distensivos de direção SE-NW (MATOS, 1992). Nesse contexto, uma larga depressão tectônica se desenvolveu entre as regiões oeste e nordeste dos futuros continentes africano e sulamericano, tendo como fronteira sul a falha de Patos (POPOFF, 1988; MATOS, 1992; cf. Figura 2).

Esse período de deformação corresponde à fase inicial de fragilização da crosta entre esses dois continentes, durante a qual foram formados os eixos estruturais que, na sequência, guiaram a ruptura no setor setentrional (CHANG et al., 1988) - trata-se dos eixos Recôncavo-Tucano-Jatobá/Sergipe-Alagoas e Cariri/Potiguar, respectivamente situados ao sul e ao norte dessa falha (cf. Figura. 3). Essas áreas apresentam sedimentos de idade jurássica nas suas partes basais (e.g. MATOS, 1992), testemunhos desse início de fissão da crosta do Gondwana.

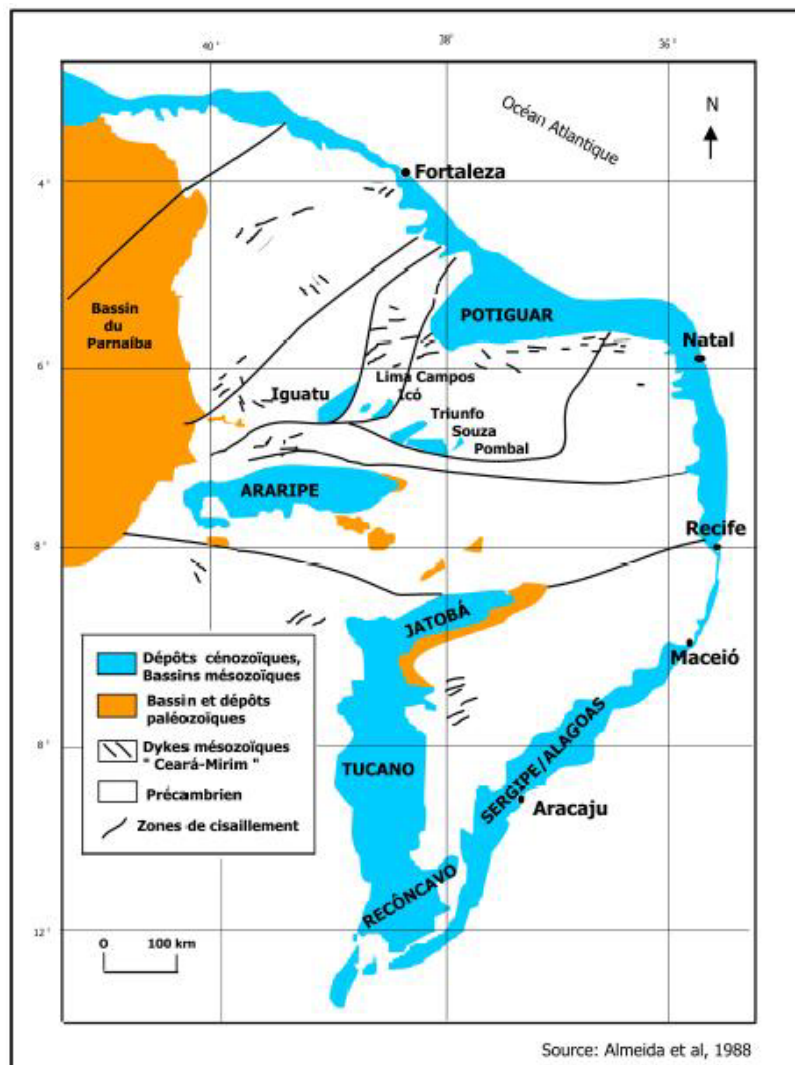


Figura 3 - Bacias sedimentares do Nordeste setentrional
Fonte:(adaptado de ALMEIDA *et al*, 1988).

O eixo Cariri/Potiguar representa (POPOFF, 1988; MATOS, 1987) um conjunto de rifts de pequenas dimensões - Rio do Peixe, Icó, Malhada Vermelha, Iguatu, Lima Campos, Nazaré, Pau dos Ferros – dispostos entre os rifts Potiguar, a nordeste, e o rift Cariri, ao sul, ambos de maiores dimensões (cf. Figura. 3). À exceção do rift do Rio do Peixe, assim como aqueles do segmento meridional, os demais se situam parcial ou totalmente incrustados no atual território do Estado do Ceará (fig. 3).

No final do Barremiano, uma mudança maior na trajetória da separação continental teve lugar: os esforços de deformação, até então determinados pela ação de forças distensivas de direção SE-NW, passaram a atuar segundo a direção E-W, em razão de um movimento a partir de então anti-horário da América do Sul em relação à África (MATOS, 1992, 2000).

Em razão dessa mudança, o conjunto dos rifts neocomianos foi abortado. Em compensação, o setor *offshore* iniciou seu período evolutivo mais ativo. Ao mesmo tempo, o segmento equatorial do Atlântico se propagava em direção ao Nordeste. Dessa maneira, o período compreendido entre o final do Barremiano e o Albiano impôs um novo sistema de deformação, estando na origem da formação de uma margem do tipo transformante nessa área (BOILLOT, 1996; DEBELMAS e MASCLE, 1994; MATOS, 1999, 2000).

As fases finais

No final do Barremiano (ca 124 ma), ao mesmo tempo em que movimentos transformantes começaram a formar a margem do Nordeste brasileiro, o rifting iniciava no prolongamento da Bacia Potiguar no lado africano, na área da fossa de Benoué (e.g. POPOFF, 1988; MATOS, 2000; ver cf. Figura. 2). A deformação se propagou pela África central, concentrando-se na região que hoje corresponde ao Golfo da Guiné e ao delta do Rio Niger (MASCLE e BLAREZ, 1987; POPOFF, 1988).

Ao final do Aptiano, a crosta na região do Golfo da Guiné sofreu um estiramento máximo (SZATMARI et al., 1987). Esse estiramento (POPOFF, 1988) produziu a disjunção entre os dois continentes e a completa abertura do Atlântico equatorial, até então segmentado em dois setores – o setor ocidental, correspondendo à margem brasileira Norte, e o setor oriental, correspondendo à margem do Nordeste.

A última conexão entre a África e a América do Sul (ASMUS e PORTO, 1975; STZAMARI et al., 1987; MATOS, 1987, 1992, 2000), conhecida sob o nome de “zona transversal”, estaria situada a sudeste da Bacia Potiguar e o Golfo da Guiné (fig.4). A separação definitiva ocorreu no Albiano, em torno de 108 Ma (MATOS, 1992). A partir de então, teve início a fase de deriva entre os continentes.

O período compreendido entre o final do Cretáceo Inferior e o Cenomaniano (105-80 Ma) foi marcado por uma subsidência térmica dos rifts abortados Cariri e Potiguar. Em função dessa subsidência, os rifts e suas áreas adjacentes, então topograficamente deprimidas, foram submetidas à uma sedimentação progressiva, em meio lacustre, de transição continente/oceano, depois francamente continental no caso do rift abordado Cariri, e em meio continental e depois marinho no caso do rift Potiguar *onshore* (SOUZA, 1982). O caráter marginal da bacia Potiguar nos leva a considerar sua cobertura pós-rift.

Na porção emersa da Bacia Potiguar, a cobertura sedimentar pós-rift recobriu completamente e ultrapassou largamente os limites dos depósitos sin-rift. De natureza transgressiva, essa cobertura é representada (SOUZA, 1982) pelo arenito fluvial Açú na parte basal; no topo e recobrimo o embasamento no segmento oeste se encontra o calcário Jandaíra, acumulado em ambiente lagunar ou de mar aberto (SOUZA, 1982).

mediatamente após a deposição da Formação Jandaíra no Mesocampaniano (ca 80 Ma), a Bacia Potiguar passou por reativações tectônicas, responsáveis por uma série de dobramentos e falhamento de grandes dimensões (CREMONINI, 1995; CREMONINI e KENDER, 1995). Esse período de deformação atingiu tanto o segmento imerso quanto o emerso.

Nesse evento, ocorreu um soerguimento dos terrenos ao sul e, em consequência, uma inversão tectônica e topográfica da Bacia Potiguar (FRANÇOLIN e STZAMARI, 1987; CREMONINI, 1995). Esse soerguimento do relevo induziu uma intensa fase de degradação, cuja testemunha é uma discordância erosiva bastante extensa, a discordância pré-Ubarana (e.g. CREMONINI, 1995), presente no topo da Formação Jandaíra no seu prolongamento *offshore* (CREMONINI, 1995, 1997).

Além da Bacia Potiguar, a bacia cretácea do Araripe e a bacia paleozóica do Parnaíba (BEURLEN, 1976; STZAMARI *et al.*, 1987) também foram soerguidas durante o Cretáceo superior. As reativações tectônicas foram também assinaladas nas fossas transformantes offshore da margem continental do Ceará (SZATMARI *et al.*, 1987).

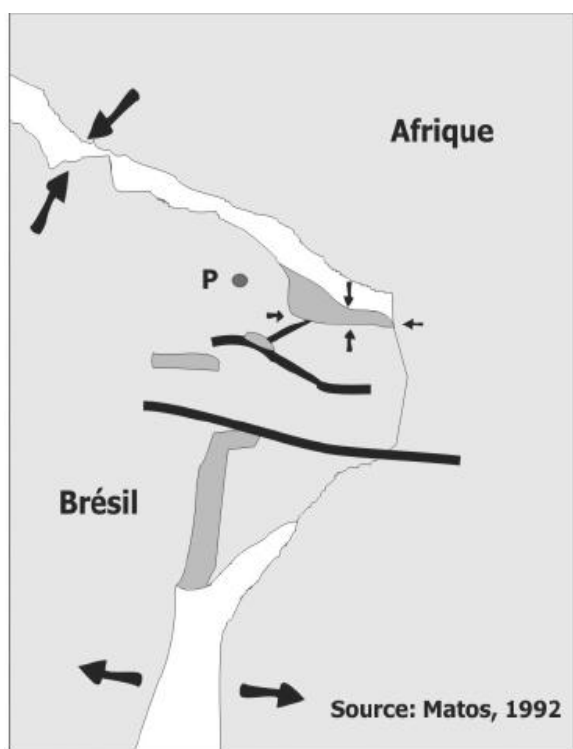


Figura 4 - A última conexão. **P** - posição do eixo de rotação. As grandes setas indicam a direção do movimento das placas. As pequenas, a orientação do stress. O quadro considera uma rotação horária da América do Sul em relação à África durante o Cretáceo Inferior (fases pré-aptianas da divisão continental). O movimento teria sido responsável por uma compressão E-O e uma distensão N-S. Na sequência (Aptiano, Albiano), houve uma alteração na orientação do stress, resultando em uma extensão E-O deste então. Do norte para o sul, as linhas escuras indicam as falhas de Portalegre, Pernambuco e Patos. O cinza escuro, de norte a sul, indica os rifts Potiguar, Souza, Araripe, Tucano/Jatobá.

Soerguimentos em outros setores continentais foram igualmente detectados, ao sul da área estudada, a partir de resultados de estudos de traços de fissão em apatitas (HARMAN *et al.*, 1998), o que sugere que as reativações do Cretáceo Superior aparentemente tiveram um caráter regional. Elas seriam o resultado (SZATMARI *et al.*, 1987) da ação de fases de compressão de direção N-S, resultante do movimento divergente ao longo das zonas transformantes equatoriais de Chain, Romanche e São Paul.

A esse conjunto de deformações responsáveis pela estruturação da margem continental do Nordeste setentrional brasileiro corresponde uma fase fundamental da evolução geomorfológica regional, que deu origem às grandes linhas do relevo atual (PEULVAST e CLAUDINO SALES, 2002, 2004, 2006), a saber.

A EXPRESSÃO GEOMORFOLÓGICA DA ABERTURA OCEÂNICA CRETÁCEA

A partir do Cretáceo Superior, o território do Estado do Ceará se insere no contexto de uma margem passiva transformante, cuja contrapartida é a costa norte do Golfo da Guiné, da Nigéria

Na realidade, a organização da morfologia regional se caracteriza pela disposição de relevos em um vasto anfiteatro de altas terras cristalinas e sedimentares enquadrando superfícies aplainadas com relevos residuais, suavemente inclinadas ao norte em direção ao Atlântico (PEULVAST e CLAUDINO SALES, 2000, 2004, 2006; PEULVAST *et al*, 2006; cf. Figura 6). Essa organização é em grande parte herdada do Cretáceo - os episódios tectônicos e erosivos do Terciário, de pequena intensidade, não foram suficientes para alterar essa herança (síntese em CLAUDINO SALES, 2002; PEULVAST e claudino sales, 2006; PEULVAST *et al*, 2006).

As heranças do Cretáceo Médio

No Ceará, a instalação inicial dos elementos morfoestruturais associados ao rifting cretáceo criou uma depressão tectônica no sítio da evolução ulterior da Bacia do Araripe. Essa área parece ter permanecido em posição deprimida desde o Paleozóico Médio, já que sedimentos dessa idade – a Formação Serra Grande – formam a parte basal do pacote sedimentar ali presente. Tal situação sugere que no início da deformação mesozóica, a parte meridional do Ceará era deprimida, enquanto a parte setentrional encontrava-se em relevo positivo.

Entre o Jurássico e o Barremiano, a região deprimida do Araripe subsidiou mais ainda, em resposta aos esforços distensivos que preparavam a ruptura entre a América do Sul e a África, dando origem ao rift intracontinental que se desenvolveu no local. No mesmo período iniciou a fase de subsidência ao norte, criando a série de rifts do sistema Cariri/Potiguar (MATOS, 1992). Assim, no Neocomiano, o relevo do Nordeste era caracterizado pela presença de fossas tectônicas ativas ao sul e ao norte, bordejadas pelas topografias elevadas dos ombros dos rifts - o Maciço da Borborema a leste e sudeste e os maciços centrais do Ceará a oeste (cf. Figura. 6). Dessa forma, a origem dos maciços do Ceará central, bem como a colocação em relevo dos granitos brasileiros de Quixadá, que sustentam hoje os mais espetaculares relevos de inselberg da região (cf. Figura 7), pode ser relacionada ao soerguimento que teve lugar durante essa etapa de rifting.

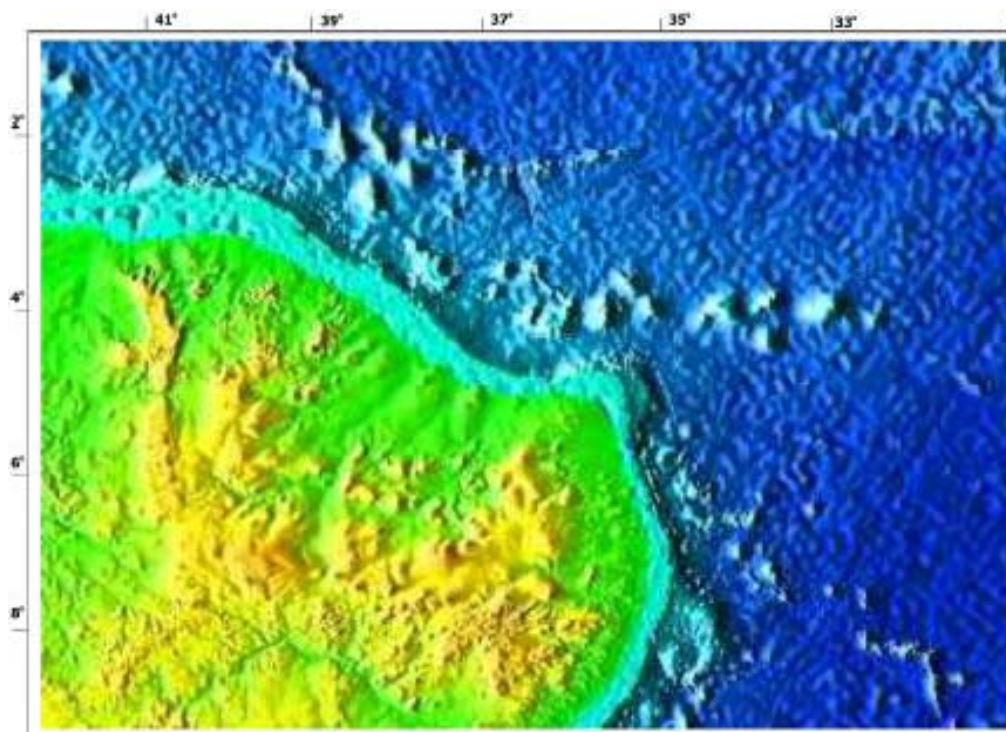


Figura 6 - Disposição em anfiteatro da morfologia do Nordeste setentrional brasileiro
Fonte: sítio internet da NASA: http://visibleearth.nasa.gov/view_rec.php?id=3446



Figura 7 - Inselbergs de Quixadá, região centro-norte cearense, modelados em granites de idade brasileira, provavelmente expostos em afloramentos rochosos durante as fases de rifting do Cretáceo Médio (foto: Jean-Pierre.Peulvast)

Ao final do Neocomiano, com o abortamento dos rifts neocominaos, os relevos elevados que caracterizam suas bordas ficaram então submetidos apenas à ação da erosão e da subsidência pós-rift, de tal forma que a sedimentação nas fossas tectônicas se prolongou por longo período de tempo, até o Aptiano/Albiano. O período de erosão das estruturas desses rifts teve importantes implicações geomorfológicas, pois o embasamento adjacente foi submetido à condições de pediplanação, de tal sorte que uma larga superfície de aplainamento – denominada “Superfície Jaguaribe” (PEULVAST e CLAUDINO SALES, 2000; CLAUDINO SALES, 2002), bem definida ao sul e sudoeste do rift Potiguar e estendendo-se até a borda norte das bacias Iguatu/Icó, e ainda parcialmente inumada por rochas cenomanianas -, foi elaborada (cf. Figura 8). A existência da Superfície Jaguaribe, demonstrada pela exumação de inselbergs na periferia da Chapada do Apodi, em seguida ao recuo da estrutura cuestasiforme modelada no Calcário Jandaíra, parece colocar em causa a universalidade (PEULVAST e CLAUDINO SALES, 2000, 2006) dos esquemas clássicos de King (1956) e BIGARELLA e AB’SABER (1964) relativos à evolução do relevo do Brasil, os quais preconizam o escalonamento de superfícies de aplainamento em função de idades essencialmente pós-cretáceas. Nesses esquemas, e de acordo com a Geomorfologia cíclica tradicional, as superfícies mais antigas estariam em situação culminante, enquanto as mais jovens se encontrariam embutidas em posição topográfica inferior.

Quando os rifts intracontinentais do eixo Cariri/Potiguar cessaram de ser ativos, a deformação se prolongou ao curso do Aptiano e Albiano, tendo sido responsável pela formação da margem continental transformante do Nordeste. Entre o Aptiano e Albiano (Araripe) e o Cenomaniano (Potiguar), e no último caso até o Turoniano/Campaniano (90-80 Ma), a sequência da evolução geodinâmica da região foi marcada pelos episódios de subsidência térmica (MELLO, 1989; MATOS, 1992) que afetaram os rifts cretáceos abortados. Esse contexto permitiu a deposição da cobertura sedimentar pós-rift que recobriu a superfície de aplainamento Jaguaribe. Esses episódios de sedimentação detrítica pós-rift demonstram que existiam na época importantes volumes de relevo na região, correspondendo aos elementos dos ombros dos rifts incompletamente erodidos, bem como provavelmente a relevos hoje não mais existentes.

A partir de Eocampaniano, a evolução da margem continental do Ceará foi marcada por episódios

tectônicos, sedimentológicos e erosivos, dos quais os soerguimentos do embasamento e das bacias sedimentares são os elementos principais. As considerações relativas aos episódios de soerguimento, de bombeamento ou de intumescência terciária da margem continental do Nordeste brasileiro são clássicas na literatura geomorfológica regional. Elas fazem sempre referência a esses eventos para tentar explicar a origem da disposição “em domo”, pouco conforme aos dados topográficos, que mostram sobretudo a existência de uma disposição em anfiteatro (PEULVAST e CLAUDINO SALES, 2000; ver fig. 8), e os escalonamentos da morfologia regional. Mas a análise da morfologia regional indica que ela guarda ainda, e de maneira bastante forte, as características das paleoformas de idade cretácea, talvez até mais antigas (PEULVAST e CLAUDINO SALES, 2000; PEULVAST *et al*, 2006), fato que demanda uma antiguidade maior das morfoestruturas do Nordeste equatorial brasileiro, bem maior do que a que é comumente aceita:

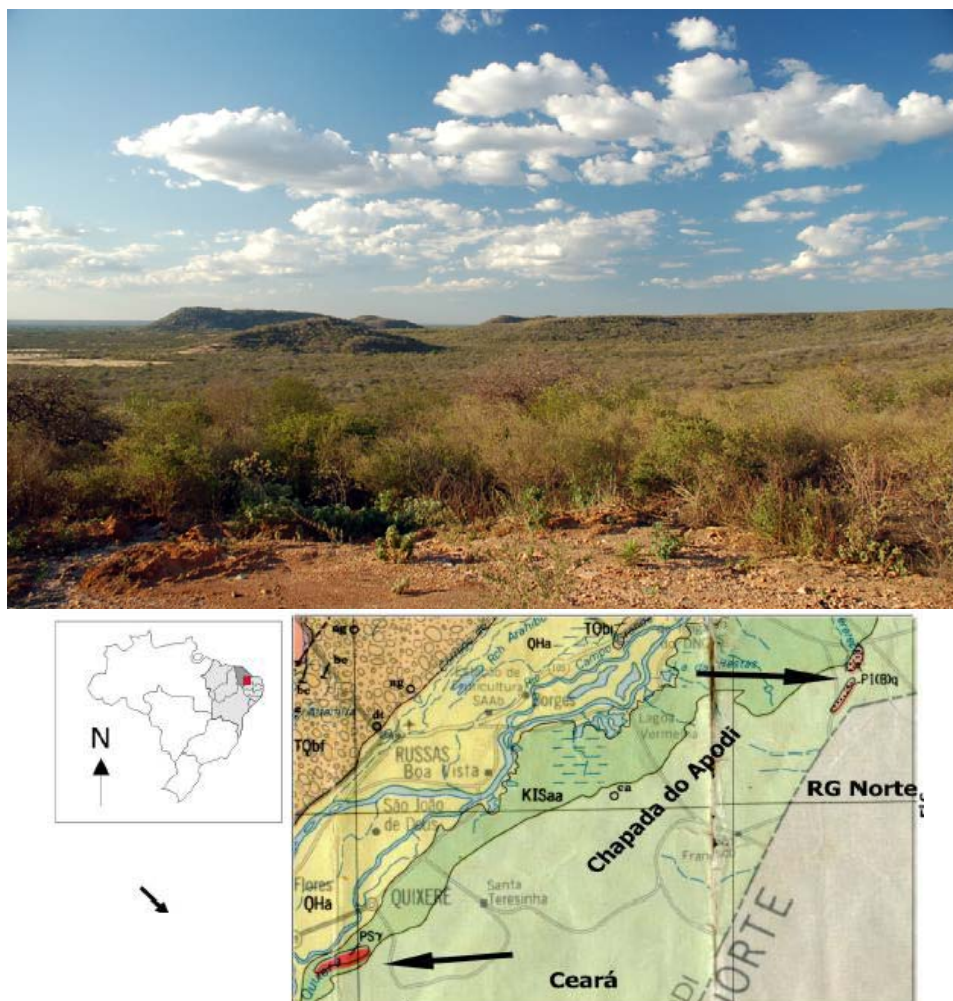


Figura 8 - Exumação da Superfície Sertaneja, no segmento leste cearense. Verde claro: Calcáreo Jandaíra; Verde escuro: Arenito Açú. Amarelo: Rio Jaguaribe; Laranja claro: Paleoterraço fluvial. Laranja escuro: embasamento pré-cambriano. Setas: inselbergs cenomanianos em curso de exumação. Acima: Inselbergs de Quixeré (Foto Jean-Pierre Peulvast). Abaixo da foto segmento do mapa geológico do Estado do Ceará, DNPM, 1982, escala 1:500.000)

A área da Bacia Potiguar e o embasamento adjacente

A Bacia Potiguar foi soerguida no Mesocampaniano (CREMONINI, 1995). A amplitude desse soerguimento não é precisamente conhecida, mas ela pode ser estimada tomando-se em conta a altitude atual, que não ultrapassa 200m, em relação ao nível do mar cretáceo, que era cerca de 200m mais elevado do que o nível atual (HAQ *et al.*, 1987). Esses fatos sugerem que, mesmo em considerando a erosão que o Calcáreo Jandaíra sofreu entre o Mesocampaniano e o Presente, o soerguimento da Bacia Potiguar não foi muito acentuado.

Tal avaliação é reforçada pela posição topográfica da superfície de aplainamento cretácea Jaguaribe, situada ao pé da cuesta que delimita atualmente a bacia (cf. Figura. 8). Essa superfície, ainda em curso de exumação, se encontra a apenas 60 m acima do nível atual do mar, o que demonstra a estabilidade dos terrenos depois da sua elaboração e inumação ulterior, ao menos na sua parte setentrional. Mas se a reativação mesocretácea não parece ter produzido um forte soerguimento na bacia propriamente dita, ela parece ter sido mais acentuada no interior do continente, produzindo assim um soerguimento do embasamento ao sul (CREMONINI, 1995). Com efeito ao sul da Bacia Potiguar se encontram vários maciços situados a altitudes de 700m em média (Pereiro, no Estado do Ceará, fig. 9; Serra de Portalegre e Serra do Martins, no Rio Grande do Norte). Correspondendo aos ombros do Rift Potiguar e de certos rifts do eixo Cariri/Potiguar (PEULVAST e CLAUDINO SALES, 2000, 2006), eles teriam sido soerguidos inicialmente ao curso da abertura neocominana das fossas tectônicas e mantidos no estado de relevos residuais coroados por arenitos mais resistentes, mas o episódio mesocampaniano teria aumentado suas altitudes, assim como a da região da Borborema, mais ao sul.

A Bacia do Araripe e o embasamento adjacente

A Chapada do Araripe se situa a altitudes médias de 800m (cf. Figura. 10), o que sugere que a bacia associada sofreu um soerguimento considerável, responsável por uma inversão topográfica na área, até então subsidente. Tomando-se em consideração o nível de 200m do mar cretáceo (HAQ *et al.*, 1987), uma tal disposição topográfica indicaria a ocorrência de um soerguimento da ordem de 600m em relação às condições iniciais de sedimentação na bacia, que parece comportar um episódio marinho no Albiano (MARTILL, 1993; NEWMANN, 1999).

A idade do soerguimento do Araripe foi considerado por alguns autores como terciária (e.g. MAGNAVITA *et al.*, 1994). O argumento principal para tal cronologia, na falta de outros elementos evidentes, repousaria nos episódios magmáticos aos quais a Borborema e as regiões vizinhas foram submetidas no Paleogeno - no entanto, os autores também consideraram que a intensidade desse magmatismo não parece ter sido suficiente para ter produzido um soerguimento regional durável da ordem de 600 m.

Do ponto de vista cronológico, esse soerguimento e a erosão consecutiva seriam melhor colocados no Cretáceo Superior, como sugerem o aumento da sedimentação detrítica até o Terciário (Paleogeno) na margem continental (e.g. ZEMBRUSCKI *et al.*, 1975; SOUZA, 1982; MELLO, 1989), bem como os resultados de estudos de traços de fissão em apatitas efetuados um pouco mais ao sul, no Estado de Pernambuco (HARMAN *et al.*, 1998). O Terciário não teria assim conhecido que o prolongamento dos fenômenos de flexura marginal, de erosão diferencial e de erosão regressiva (*backwearing*) do embasamento e das formações sedimentares, de maneira a reforçar a inversão topográfica que a bacia provavelmente sofreu ao fim do Cretáceo.

A bacia paleozóica do Parnaíba e o noroeste do Ceará

A bacia paleozóica do Parnaíba, que resulta de forças associadas à dispersão do megacontinente Panotia (DANTAS *et al.*, 1999), situa-se nos confins ocidentais do Ceará (cf. Figura. 7). Apresenta cotas altimétricas de 700 a 900m, fato que sugere que ela sofreu também processos de inversão topográfica, até próximo da costa.

Com o objetivo de explicar deformações nessa bacia e no embasamento adjacente, alguns autores (SZATMARI *et al.*, 1987; SZATMARI e FRANÇOLIN, 1987; DESTRO *et al.*, 1994;

BELTRAMI et al, 1994) indicaram a ocorrência de reativações mesocretáceas (pós-albianas) das zonas de cisalhamento brasileiras em função da atividade de falhas oceânicas cujo prolongamento na zona costeira é mais ou menos conhecido - e.g. o lineamento Sobral-Pedro II no noroeste do Ceará e as zonas transformantes de Romanche e Chain (cf. Figura 11).

No entanto, a reativação da Falha Sobral-Pedro II, orientada SW-NE, parece poder ser associada somente ao soerguimento da parte setentrional da bacia, pois o escarpamento que caracteriza sua borda, modelada em glint, se estende do norte ao sul por mais de 500 km. Parece provável então que no sul do Ceará a Bacia do Parnaíba tenha sido soerguida solidariamente com a bacia cretácea do Araripe e os maciços centrais do Ceará.

A reativação da Falha Sobral-Pedro II também produziu deformações no noroeste do estado, no prolongamento dos grabens paleozóicos de Jaibaras e Ubajara (SZATMARI *et al.*, 1987; DESTRO *et al.*, 1994). Essa deformação é registrada pela presença da formação paleozóica Serra Grande (que representa a camada basal da Bacia do Parnaíba) no graben de Ubajara. A reativação cretácea do graben de Jaibaras parece ter sido acompanhada e seguido pelo rebaixamento em relação aos relevos vizinhos de um largo corredor no entorno do qual foi desenvolvida uma superfície de aplainamento com inselbergs, a “Superfície Infrapaleozóica” (CLAUDINO SALES, 2002; PEULVAST e CLAUDINO SALES, 2000), da mesma forma que aquela que se desenvolveu no entorno da Bacia Potiguar.

A reativação da Falha Sobral-Pedro II também produziu deformações no noroeste do estado, no prolongamento dos grabens paleozóicos de Jaibaras e Ubajara (SZATMARI *et al.*, 1987; DESTRO *et al.*, 1994). Essa deformação é registrada pela presença da formação paleozóica Serra Grande (que representa a camada basal da Bacia do Parnaíba) no graben de Ubajara. A reativação cretácea do graben de Jaibaras parece ter sido acompanhada e seguido pelo rebaixamento em relação aos relevos vizinhos de um largo corredor no entorno do qual foi desenvolvida uma superfície de aplainamento com inselbergs, a “Superfície Infrapaleozóica” (CLAUDINO SALES, 2002; PEULVAST e CLAUDINO SALES, 2000), da mesma forma que aquela que se desenvolveu no entorno da Bacia Potiguar.

A altitude da Superfície Infrapaleozóica, exumada e destruída ao curso da inversão de relevo da borda da Bacia do Parnaíba para dar lugar à Superfície Sertaneja – menos de 100m no graben de Morrinhos e da ordem de 700m a oeste e ao sul de Sobral – indica que essa região sofreu não apenas os movimentos diferenciais associados aos rejeitos, mas também a ação da flexuração marginal a nordeste.

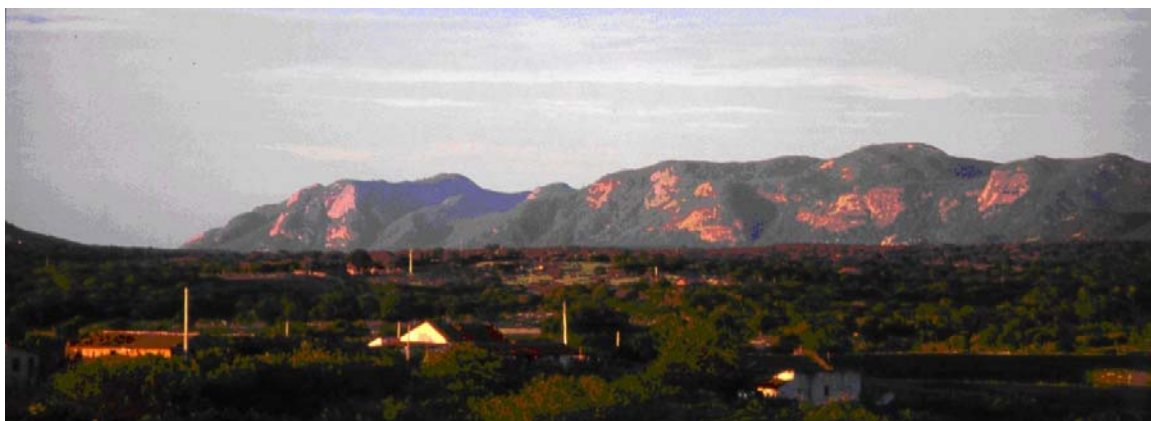


Figura 9 - Maciço do Pereiro, situado no SE do Ceará, representa um relevo herdado de escarpa de falha, correspondendo ao ombro de diversos rifts do sistema Cariri/Potiguar (Foto Jean-Pierre Peulvast)



Figura 10 - Mesa no entorno da Chapada do Apodi, atestando o soerguimento da Bacia do Araripe e a erosão consecutiva, com recuo das camadas sedimentares (Foto Jean-Pierre Peulvast)

A situação, semelhante a do oeste da bacia Potiguar, onde a superfície de aplainamento Jaguaribe se encontra em curso de exumação, é, no entanto menos clara, na medida que nenhum vestígio de sedimentos cretáceos discordantes confirma tal acentuada antiguidade de pediplanação. De todo modo, a semelhança morfoestrutural é considerável, podendo colocar em causa, mais uma vez, a universalidade dos esquemas clássicos que preconizam o embutimento de superfícies de aplainamento em função da idade e o caráter recente (Plioceno ou Quaternário) das baixas superfícies (KING, 1956; BIGARELLA e ANDRADE, 1964). Ela sugere aí também a antiguidade dos dispositivos morfoestruturais que caracterizam o relevo atual, em relação a qual o lugar de eventuais soerguimentos terciários não parece claro.

Finalmente, é sem dúvida às reativações cretáceas das falhas brasileiras e à erosão consecutiva que se pode atribuir a colocação em relevo dos granitos brasileiros de Chaval e da Meruoca, presentes ao longo da falha Sobral/Pedro II. Nos granitos de Chaval foram modelados inselbergs (cf. Figura. 14); o batólito da Meruoca apresenta-se hoje como um largo maciço cristalino cuja altitude máxima é da ordem de 900m.

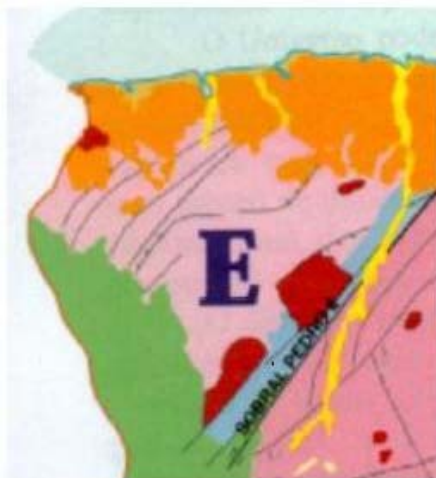


Figura 11 - Exumação da Superfície Intrapaleozóica. E - Domínio estrutural do Noroeste do Ceará. Tons rosa: embasamento pré-cambriano. Vermelho: granitos brasileiros. Azul escuro: grabens paleozóicos. Verde: Bacia do Parnaíba. Laranja escuro: formação terciária Barreiras. Amarelo: planície fluvial. Preto: lineamentos estruturais. Azul claro: Oceano Atlântico. Fonte: Mapa geológico simplificado, escala 1:1.000.000,

Fonte: Departamento de Geologia, Universidade Federal do Ceará, 2000

Os maciços de Baturité e Irauçuba

Os maciços de Baturité e Irauçuba apresentam altitudes da ordem de 700m a pouco mais de 1.000m. Eles se alongam até a borda oceânica da margem continental do Ceará, com abrutpos situados até menos de 20 km do litoral (cf. Figura. 13; ver também Figura. 5). Apesar dessa disposição geográfica, suas dimensões modestas lhes diferenciam dos verdadeiros grandes escapamentos contínuos que caracterizam uma parte das margens passivas.

Os maciços apresentam-se dissociados em vários volumes de relevos isolados (e.g. os maciços de Uruburetama, Irauçuba, Baturité, Maranguape, Pacatuba, Aratanha, Conceição), mais em ausência de falhas transversais susceptíveis de sugerir uma divisão tectônica, suas discontinuidades espaciais atuais resultam provavelmente unicamente da erosão consecutiva ao soerguimento de conjunto.

A região do Maciço de Baturité teria sido soerguida já no Neocomiano, ao curso da organização do Rift Potiguar, do qual ele seria o ombro ocidental (Peulvast e Claudino Sales, 2000). Nos períodos cretáceos pós-neocomianos, parece possível que ele tenha sofrido novos soerguimentos, sobretudo em resposta à ação de falhas transformantes de Chain e Romanche, no prolongamento do qual elas se situam (ZEMBRUSCKI et al., 1975; BELTRAMI et al., 1994).

No entanto, o vigor dos relevos que os constituem parece sugerir a contribuição de um soerguimento mais recente, talvez em relação com o vulcanismo terciário que atingiu esse setor da margem continental e criou o guyot do Ceará, na margem continental imersa (Almeida et al, 1987), ainda assim, esse possível soerguimento terciário não teria tido expressão regional.

O Maciço da Borborema

O Maciço da Borborema, que se estende no interior da margem continental transformante do Nordeste até o Estado do Ceará (Maciço do Pereiro; cf. figura 11), apresenta altitudes superiores a 1.000m. Ele representa um bloco estrutural que provavelmente funcionou como um sistema de ombros de rifts no Cretáceo (rifts POTIGUAR, SOUZA, POMBAL; PEULVAST e CLAUDINO SALES, 2000) – nesse caso, ele teria sido soerguido no momento da abertura dessas fossas, no Neocomiano. Na sequência, levando-se em conta o soerguimento meso-cretáceo ou fini-cretáceo que sofreram as fossas do Nordeste, parece lógico supor que esse largo maciço foi solidariamente soerguido com essas bacias.

Os maciços de Baturité e Irauçuba

Os maciços de Baturité e Irauçuba apresentam altitudes da ordem de 700m a pouco mais de 1.000m. Eles se alongam até a borda oceânica da margem continental do Ceará, com abrutpos situados até menos de 20 km do litoral (cf. Figura 13; ver também Figura 5). Apesar dessa disposição geográfica, suas dimensões modestas lhes diferenciam dos verdadeiros grandes escapamentos contínuos que caracterizam uma parte das margens passivas.

Os maciços apresentam-se dissociados em vários volumes de relevos isolados (e.g. os maciços de Uruburetama, Irauçuba, Baturité, Maranguape, Pacatuba, Aratanha, Conceição), mais em ausência de falhas transversais susceptíveis de sugerir uma divisão tectônica, suas discontinuidades espaciais atuais resultam provavelmente unicamente da erosão consecutiva ao soerguimento de conjunto.

A região do Maciço de Baturité teria sido soerguida já no Neocomiano, ao curso da organização do Rift Potiguar, do qual ele seria o ombro ocidental (Peulvast e Claudino Sales, 2000). Nos períodos cretáceos pós-neocomianos, parece possível que ele tenha sofrido novos soerguimentos, sobretudo em resposta à ação de falhas transformantes de Chain e Romanche, no prolongamento do qual elas se situam (ZEMBRUSCKI et al., 1975; BELTRAMI et al., 1994).

No entanto, o vigor dos relevos que os constituem parece sugerir a contribuição de um soerguimento mais recente, talvez em relação com o vulcanismo terciário que atingiu esse setor da margem continental e criou o guyot do Ceará, na margem continental imersa (ALMEIDA et al,

1987), ainda assim, esse possível soerguimento terciário não teria tido expressão regional.

O Maciço da Borborema

O Maciço da Borborema, que se estende no interior da margem continental transformante do Nordeste até o Estado do Ceará (Maciço do Pereiro; cf. figura 11), apresenta altitudes superiores a 1.000m. Ele representa um bloco estrutural que provavelmente funcionou como um sistema de ombros de rifts no Cretáceo (rifts Potiguar, Souza, Pombal; Peulvast e Claudino Sales, 2000) – nesse caso, ele teria sido soerguido no momento da abertura dessas fossas, no Neocomiano.

Na sequência, levando-se em conta o soerguimento meso-cretáceo ou fini-cretáceo que sofreram as fossas do Nordeste, parece lógico supor que esse largo maciço foi solidariamente soerguido com essas bacias.



Figura 12 - Inselbergs de Chaval, Modelados em granitos brasileiros, provavelmente expostos em afloramento durante reativações cretáceas de falhas pré-cambrianas e posteriores movimentos flexurais da margem. Os inselbergs acham-se em diversos pontos em contato direto com estuário colonizado por manguezal (Foto Jean-Pierre Peulvast)

periféricos da Borborema, tendo altitudes da ordem de 700m. No entanto, o contexto não comprova de maneira indiscutível a ocorrência desse soerguimento terciário, pois a idade da Formação Serra do Martins acha-se longe de ser confirmada.

Segundo a lógica que guia a presente explanação, esses sedimentos se encontrariam no topo de altos relevos em função dos episódios cretáceos de soerguimento da morfologia regional, e sua posição em inversão de relevo responderia aos processos de erosão regressiva (*backwearing*) e de erosão diferencial em detrimento dos compartimentos soerguidos durante o rifting – as parcelas de cobertura arenítica teriam assegurado a proteção de alguns segmentos dos antigos ombros de rift.

A repartição desses vestígios sedimentares resistente, em parte associada aos dos rifts cretáceos, em conjunto com a flexura marginal, contribuíram para explicar a manutenção de alguns volumes de relevo na parte interna da margem continental do Nordeste. Esses fatos seriam também responsáveis pela disposição regional do relevo em anfiteatro.



Figura 13 – Vertente leste do Maciço de Baturité. Esse relevo funcionou como ombro oeste do Rift Potiguar, mas o vigor de suas encostas sugere novo soerguimento em tempos pós-cretáceos (Foto Jean-Pierre Peulvast).

CONCLUSÕES

O relevo da região situada entre a Bacia do Parnaíba e o Maciço da Borborema representa um vasto anfiteatro de 450 km aberto em direção ao mar. Ele comporta um conjunto complexo de formas estruturais soerguidas em direção ao sul e amplamente trabalhadas pela erosão (a zona de rifting Cariri/Potiguar), comportando platôs tabulares, bacias de afundamento e corredores de erosão diferencial bordejadas por relevos herdados de falhas.

Apesar da ausência de um grande escarpamento, vários outros elementos morfoestruturais - em particular a morfologia regional em anfiteatro, com escarpamentos elevados enquadrando regiões deprimidas – permitem distinguir diferentes compartimentos morfoestruturais resultantes da abertura oceânica cretácea.

Aberta ao norte através da baixa plataforma calcárea da Bacia Potiguar, essa zona é enquadrada por largas bandas de terras altas: ombro NO do rift intracontinental Cariri/Potiguar (os maciços descontínuos do Ceará central) e o ombro SE (o Maciço da Borborema), fortemente atacados pela erosão. Recortando esse conjunto, a fachada oceânica aparece composta, comportando a leste e ao centro a vasta área da Bacia Potiguar, e a oeste, o ombro sul da abertura transformante atlântica, sob a forma de um alinhamento de maciços (os maciços de Baturité, Irauçuba e

Meruoca) que se soerguem a partir do sopé de um largo pediplano modelado no embasamento pré-cambriano, ulteriormente recoberto ao norte por sedimentos neogênicos (a Formação Barreiras).

Uma tal disposição morfoestrutural foi herdada da extensão intracontinental do Neocomiano-Barremiano e da deformação transformante equatorial do Barremiano-Albiano, que resultaram na abertura oceânica no Cretáceo Superior, seguidas por inversões de relevo ao final do Cretáceo. Esses dispositivos morfoestruturais apresentam topografias antigas, pré-cenomanianas, em posição topográfica deprimida, meio exumadas meio inumadas, comportando grandes aplainamentos com inselbergs no plano da Superfície Sertaneja, no entorno de vestígios de ombros (horsts) de rifts do eixo Cariri/Potiguar.

Essas superfícies mostram que a diferenciação dos grandes volumes de relevo da margem continental em questão, bem como a modelagem das baixas superfícies, foram adquiridas ou preparadas desde o Cretáceo. Na seqüência, a ação erosiva, a flexura marginal e talvez também o vulcanismo terciário, apenas reorganizaram, e de maneira bastante modesta e/ou localizada, esses dispositivos morfoestruturais.

Nota

A tabela geocronológica utilizada como referência é a publicada pela Sociedade de Geologia de Paris - CCM/Paris

Agradecimentos

O presente trabalho contou com o apoio do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPQ e do grupo DEPAM (Dynamique des Paysages Atlantiques e Mediterrenne) da Universidade Paris-Sorbonne, França.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F.F.M. Origem e evolução da Plataforma brasileira. *Boletim do DNPM* 241, Rio de Janeiro, 1967. 36p.
- ALMEIDA, F. F. M., CARNEIRO, C. D. R.; MACHADO, Jr, D.L.; DEHIRA, L.K. Magmatismo pos-paleozóico no Nordeste Oriental do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 18(4):451-462, 1987.
- ALMEIDA, F. F. M.; BRITO NEVES, B.B; CARNEIRO, C. D. R. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth Science Reviews* 50:77-111, 2000.
- ARAÍ, M.; HASHIMOTO, A. T.; UESUGUI, N. Significado cronoestratigráfico da associação microflorística do Crétáceo inferior do Brasil. Rio de Janeiro. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, 3:87-103, 1989.
- ASMUS, H.E.; PORTO, R. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. Brasília. *Projeto Remac* 1: 51-74, 1975.
- BELTRAMI, C. V.; ALVES, L. E. M.; FEIJÓ, F. J. Bacia do Ceará. Rio de Janeiro. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, 8 (1):117-125, 1994.
- BEURLIN, K. A estrutura geológica do Nordeste Brasileiro. *XXI Congresso Brasileiro de Geologia*, Curitiba. 151-158, 1976.
- BIGARELLA, J.J.; AB'SABER, A. N. Palaogeographische und palaoklimatische Aspektedes Kanozoikums in Sudbrasilien. *Zeit.f.Geomorpho.* 8:286-312, 1964.
- BIGARELLA, J.J; ANDRADE, G.O. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). Recife. *Arquivo do Instituto de Ciências da Terra* 2:2-14, 1964.
- BOILLOT, G., *Dynamique de la lithosphère. Une introduction à la Géologie.*, Paris. Masson. 1996, 129 p

- BOILLOT, G.; COULON, C. *La déchirure continentale et l'ouverture océanique*. Paris. Gordon and Breach Science Publishers, Bonatti, 1998, 208p.
- BRITO NEVES, B.B. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrecionário andino. Bahia. *VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, SBG, 11-13, 1999.
- BRITO NEVES, B.B.; VAN SCHUMS, W.R.; SANTOS, E.S.; CAMPOS NETO, M.C; KOZUCH, M. O evento Cariris Velhos na província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências* 25(4):279-296, 1995.
- CABY, R.; ARTHAUD, M.H.; ARCHANJO, C.J. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustals 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* 235-246, 1995.
- CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O.; FIGUEIREDO, A.M.F. New concepts on the on the developpment of East Brazilian marginal basins. *Episodes* 2:194-202, 1988.
- CLAUDINO SALES, V. Les littoraux du Ceará – Evolution géomorphologique de la zona côtière de l'Etat du Ceará, Nord-est du Brésil. Thèse de Doctorat, Université Paris-Sorbonne, 2002, 534p.
- CONCEIÇÃO, J.C.J.; ZALÁN, P.V.; WOLFF, S. Mecanismo de evolução e cronologia do rift sul-atlântico. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS* 2:255-265, 1988.
- CREMONINI, O.A. Evolução tectônica da área de Ubarana, porção submersa da Bacia Potiguar. Rio de Janeiro. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS* 10(1/4): 81-97, 1997.
- CREMONINI, O.A A reativação tectônica da Bacia Potiguar no Cretáceo Superior. *V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, Gramado. p. 277-280, 1995.
- CREMONINI, O.A; KENDER, G.D. Reativação mesozóica da Bacia Potiguar. *VI Simpósio de Geologia do Nordeste*, Natal. 181-184, 1995.
- DANTAS, E.L.; VAN SCHUMS, W.R.; HACKSPACHER, P.C; FETTER. A. Identification of multiple orogenic/metamorphic events in polycyclic terranes: possibilities and limitations. Insights from the Borborema Province, NE Brazil. Bahia, *International Symposium on Tectonics*, p. 15-17, 1999.
- DEBELMAS, J.; MASCLE, G. (1994). *Les Grandes Structures Géologiques*. Paris. Ed. Masson, 1994, 299 p.
- DESTRO, N.; SZATMARI, P.; LADEIRA, E. Post-Devonian transpressional reactivation of a Proterozoic ductile shear zone in Ceará, NE Brazil. *Journal of Structural Geology* 16 (1): 35-45, 1994
- DNPM (Departamento Nacional da Produção Mineral) *Mapa geológico do Ceará*. Echelle 1:500.000, Ceará. DNPM, 1983.
- FETTER, A.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, T .J .S.; ARTHAUD, M. ; NOGUEIRA NETO, J. A. Geocronologia e estruturação do Estado do Ceará: NW da Província da Borborema, NE Brasil. *XVII Simpósio de Geologia do Nordeste*, Fortaleza, 15:32-33, 1997.
- GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C; MANTOVANI, M. The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from fission track data. 99:18.117-18.145, 1995.
- HAQ , B.U.; HARDEBBOL. J.; VAIL, P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the triassic. *Science* 235:51115-1166, 1987.
- HARMAN, R.; GALLAGHER, K.; BROWN, R.; RAZA, A.; BIZZI, L. Accelerated denudation and tectonic/geomorphic reactivation of the cratons of northeastern Brazil during the Late Cretaceous. *Journal of Geophysical Research* 103(B11):27.091-27.105, 1998.
- HEEZEN, B.C.; MENARD, H.W. Topography of the deep sea floor. IN: HILL, M.N. (ed). *The Sea. Interscience Publication* 3:233-280, 1966.

JARDIM DE SÁ, E.; MATOS, R. M.D; MORAIS NETO, J.M.M.; SAADI, A.; PESSOA NETO, O.C. Epirogenia cenozóica na Província Borborema: síntese e discussão sobre os modelos de deformação associados. *VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, Bahia. 58-61, 1999.

LIMA, J.P.R.; FONTES, S. L. Caracterização geotectônica das principais feições tectono-estruturais da parte sudeste da Bacia do Parnaíba. *VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, Bahia, 84-87, 1999.

KING, L. Geomorfologia do Nordeste Oriental. *Revista Brasileira Geografia*. RJ, 18 (2):147-266, 1956

MAGNAVITA, L.P.; DAVISON, I.; KUSNIR, N. J. Rifting, erosion and uplift history of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, northeast Brazil. *Tectonics* 13(2):367-388, 1994.

MARINHO, M.; MASCLE, J. Evolução estrutural do platô marginal da Guiné e sua relação com a formação do Oceano Atlântico Centro-Equatorial. *Revista Brasileira de Geociências* 17(2):111-117, 1987

MARTILL, D. Fossils of the Santana and Crato Formations, Brazil. London. *Palaeontological Association Field guides to fossils* 5:10-62, 1993.

MASCLE, J.; BLAREZ, E. Evidence for transform margin evolution from the Ivory –Coast-Ghana continental margin, *Nature*, 326:378-381, 1987.

MATOS, R.M.D. Sistema de rifts cretáceos do Nordeste Brasileiro. Rio de Janeiro. *Textos/PETROBRÁS/Depex*, 126-159, 1987.

MATOS, R.M.D. The Northeast Brazilian Rift System. *Tectonics* 11(4):766-791, 1992.

MATOS, R.M.D. Abertura do Atlântico Sul: rifts na margem continental? Bahia. *VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 64-66, 1999.

MATOS, R.M.D. Tectonic evolution of the Equatorial South Atlantic. *American Geophysical Union, Geophysical Monograph* 115:331-354, 2000.

MAURIN, J.C.; GUIRARD, R. Basement control in the development of the Early Cretaceous West and Central African Rift System. *Tectonophysics* 228:81-95, 1993.

MELLO, U.T. Controles tectônicos na estratigrafia da bacia Potiguar: uma integração de modelos geodinâmicos. Rio Janeiro. *Boletim Geociências da PETROBRÁS* 3(4):347-364, 1989.

MURPHY, J.B.; NANCE, R.D. Montagnes et super-continentes. *Pour la Science*, Dossier hors-série, Paris. pp. 46-53, 1995.

NASA (NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATOR). Earth views. <http://visibleearth.nasa.gov/view_rec.php?id=3446> (consulta em junho de 2004)

NEWMANN, V. H. M. L. Estratigrafia, Sedimentologia, Geoquímica y Diagénesis de los Sistemas Lacustres Aptienses-Albienses de la Cuenca de Araripe (Nordeste de Brasil). Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, 1999, 233p.

OLLIER, C.D. Morphotectonics of passive continental margins. Introduction. *Zeitschrift für Geomorphologie* N.F. Supplementband 54:1-9, 1985.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V. Dispositivos morfo-estruturais e evolução morfotectônica da margem passiva transformante do Nordeste brasileiro. Campinas. *III Simp. Nacional de Geomorfologia*, 2000, 3 p.

PEULVAST, J.P.; CLAUDINO SALES, V. Morphostructural Patterns and evolution of a Sheared Passive Margin and Aborted Rift Zone : the Northern Brazilian “ Nordeste ”. Tokyo. *Vth. Int. Conf. Geomorph.*, abstracts, 2001, 1 p.

PEULVAST, J.P.; CLAUDINO SALES, V. Megageomorfologia e evolução morfo-estrutural da margem continental do Nordeste do Brasil. Porto Alegre. *VIII Simpósio Nacional da ABEQUA*, 323-

326, 2002.

PEULVAST, J.P.; CLAUDINO SALES, V. Aplainamentos e Geodinâmica: revisitando conceitos clássicos em Geomorfologia. Fortaleza. *Rev. Mercator* 1:62-92, 2004.

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, v. 1, p. 47-99, 2006.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V.; BEZERRA, F.H.; BETARD, F. Landforms and neotectonics in the Equatorial passive margin of Brazil. Paris. *Geodinamica Acta*, v. 19, p. 51-71, 2006.

POPPOFF, M. 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):409-431, 1988.

SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. *Gnomos Revista de Geociências* (1): 1-15, 1993.

SAADI, A.; TORQUATO, J.R. Contribuição à Neotectônica do Estado do Ceará. *Revista Geologia UFC*, 5:1-38, 1992.

SHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E. *Geologia do Brasil*. Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área Oceânica Adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:2.500.000. DNPM, Brasília, 1984, 501p.

SOUSA, M.A. Estruturas grabeniformes sob a Bacia do Parnaíba. Bahia. *VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 75-76, 1999.

SOUZA, S. M. Análise da litoestratigrafia da Bacia Potiguar. Salvador. *Anais do XXXII Congresso Brasileiro de Geologia*, 5:2.392-2.406. 1982.

SZATMARI, P.; FRANÇOLIN, J.B.L.; ZANOTTO, O.; WOLF, S. Evolução Tectônica da margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociências* 17(2):180-188, 1987.

TROMPETTE, R. (1994). *Geology of Western Gondwana, Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa*. A.A. Balkema, Brookfield, 350p. Rotterdam

VANNEY, J.R. (1982). Les bourrelets des boucliers anciens et leurs marges continentales. *Bulletin Association Géographes Français* 489:231-238, Paris

VAUCHEZ, A.; NEVES, S.; CABY, R.; CORSINI, M.; EDYDIO-SILVA, M.; ARTHAUD, M.; AMARO, V. (1995). The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Science* 8(3/4):247-266

WINDLEY, B. Proterozoic collisional and accretionary orogens. IN: CONDIE, K.C (Ed.). *Proterozoic crustal evolution*. Elsevier, Amsterdam, 419-445, 1995.

ZEMBRUSKI, S. G.; BARRETO, H. T.; PALMA, J. J. C.; MILLIMAN, J. D. Estudo Preliminar das províncias geomorfológicas da margem continental brasileira. Rio de Janeiro. *PETROBRÁS. Projeto Remac* 1: 169-191, 1975.