

II.5.1.3 Geologia e Geomorfologia

II.5.1.3.1 Geologia Regional

A) Localização

A Bacia do Ceará (**Figura II.5.1.3.1**) está localizada na plataforma continental da Margem Equatorial Brasileira, em frente aos estados do Ceará e Piauí. Ocupando porções continentais e marítimas entre os meridianos 37° W e 42° W e os paralelos 0° S e 4° S, esta bacia acompanha a linha de costa brasileira em uma extensão de cerca de 450 km (BELTRAMI, *et al.*1994; CONDÉ *et al.*, 2007; COUTINHO, 2014; MOHRIAK, 2003). Segundo ANP (2014), a área total da Bacia é de 61.155 km², dos quais 49.753 km² marítimo e 11.140 km² continental, atingindo profundidades superiores a 3.000 m.

Esta Bacia pode ser subdividida em quatro sub-Bacias, devido a características tectônicas distintas e feições estruturais proeminentes, como será abordado nos itens subsequentes. Na parte oeste estão as sub-Bacias Piauí-Camocim, Acaraú e Icaraí; e na parte leste está Mundaú (BELTRAMI, *et al.*1994, MOHRIAK, 2003). A Bacia do Ceará possui limite a leste no Alto de Fortaleza, que a separa da Bacia Potiguar, e a oeste no Alto de Tutóia, que a separa da Bacia de Barreirinhas. Ao sul o limite se dá pela faixa de afloramento do embasamento cristalino, junto à linha de costa, enquanto que ao norte limita-se pela Falha Transformante do Ceará, associada à Zona de Fratura Romanche, e pelo *guyot* do Ceará, pertencente à Cadeia de Fernando de Noronha (BELTRAMI, *et al.*1994; CONDÉ *et al.*, 2007; COSTA *et al.*, 1990; MOHRIAK, 2003).

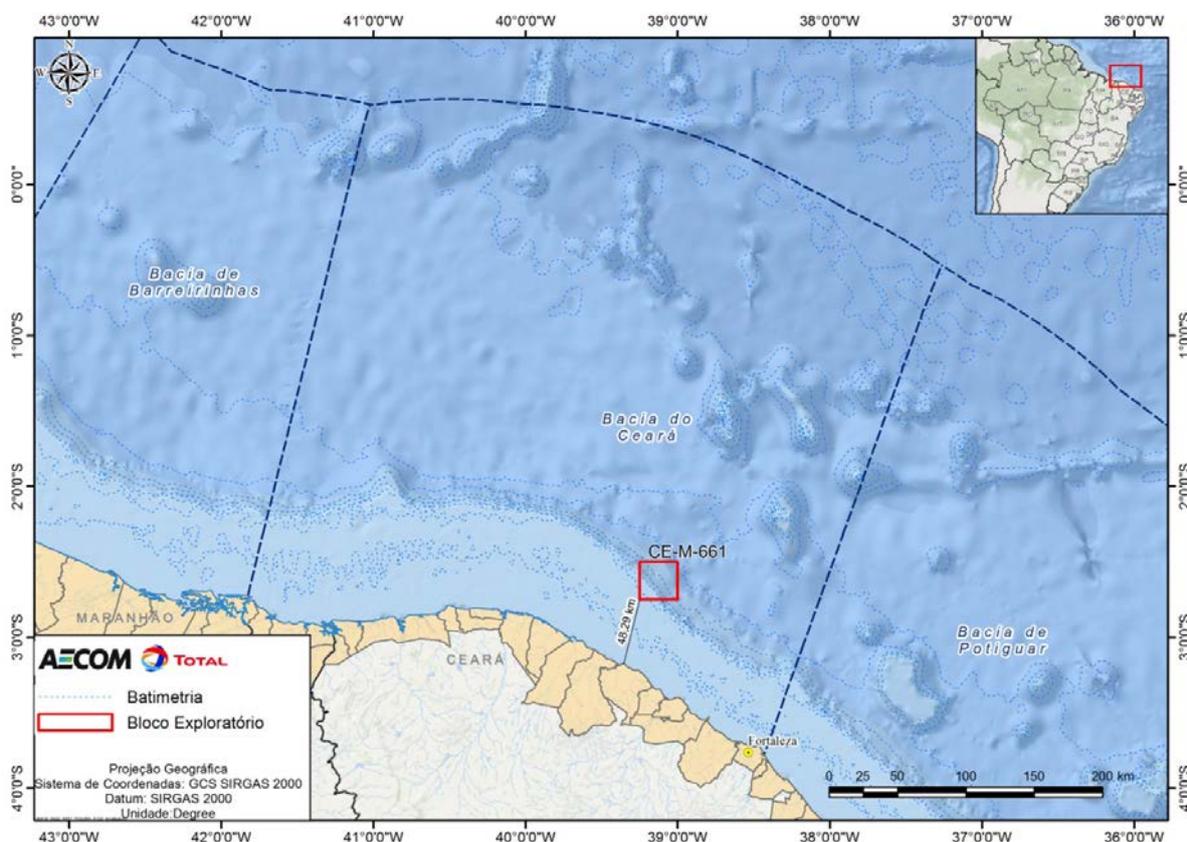


FIGURA II.5.1.3.1 – Mapa de localização da Bacia do Ceará e Bacias marginais adjacentes, indicando o bloco CE-M-661.

Fonte: AECOM.

B) Geologia estrutural

A gênese e atual configuração das Bacias da Margem Continental Brasileira estão relacionadas com a ruptura do megacontinente *Gondwana*, que culminou na abertura do Oceano Atlântico Sul durante o Mesozoico (MOHRIAK, 2003). CONCEIÇÃO *et al.* (1988) realizaram uma extensa revisão bibliográfica sobre o mecanismo, evolução e cronologia do sistema *rifte* que culminou na abertura do Atlântico Sul. Este processo teve início a aproximadamente 225 M.a. a partir de dois ciclos: sendo o primeiro predominantemente dúctil e ocorrendo na litosfera subcrustal, e o segundo apresentando comportamento rúptil, com intenso processo de falhamento da crosta.

Na primeira fase, bacias rasas foram formadas e alongadas, recebendo sedimentação jurássica de baixa energia. Já na segunda fase foram formados falhamentos normais, fruto da liberação de tensões acumuladas na fase anterior. Como resultado, certos segmentos crustais sofreram movimentos rotacionais diferenciados, evidenciando o comportamento não rígido das placas em resposta aos esforços. Em outras palavras, os movimentos tectônicos que deram origem ao deslocamento das placas e posterior ruptura do megacontinente *Gondwana* não ocorreram de forma linear, mas a partir de um movimento rotacional diferencial entre as partes oriental e ocidental, além de movimentos transtensional dextral na América do Sul e sinistral na África (CONCEIÇÃO *et al.*, 1988).

Um esquema do megacontinente *Gondwana*, evidenciando os movimentos diferenciais que originaram a ruptura, é apresentado na **Figura II.5.1.3.2**, abaixo.

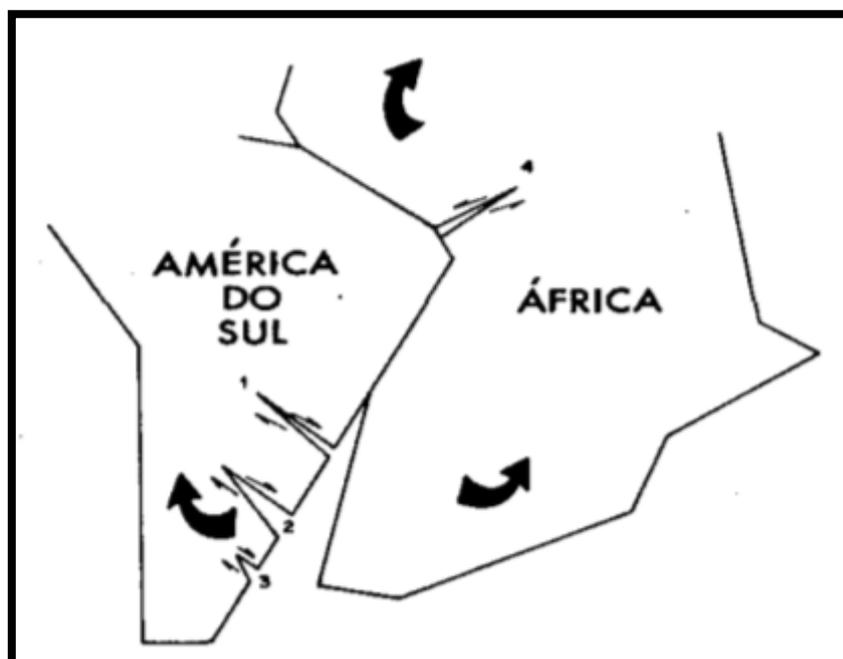


FIGURA II.5.1.3.2 – Esquema do megacontinente *Gondwana*, evidenciando os movimentos diferenciais que originaram a ruptura. Os movimentos transtensionais da América do Sul (1- Zona de falha Curitiba-Maringá; 2- Rifte de Salado; 3-Rifte de Colorado e 4- Rifte de Benue).

Fonte: CONCEIÇÃO (1988).

MOHRIAK (2003) exemplifica a configuração atual das Bacias marginais brasileiras e africanas a partir da reconstituição palinspástica da fase de abertura do Atlântico Sul (**Figura II.5.1.3.3**). Segundo esses autores, as bacias marginais atuais dos dois continentes foram originadas durante o processo de separação dos mesmos, no Mesozóico, como já mencionado.

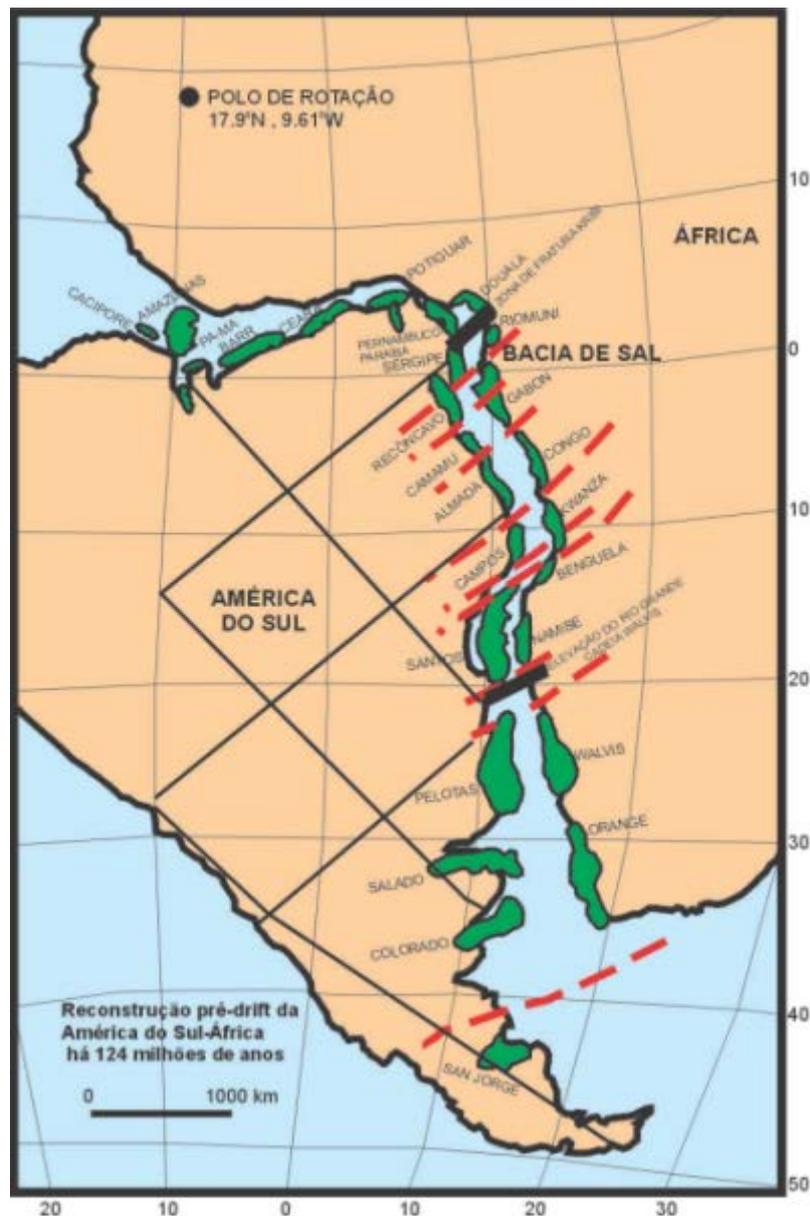


FIGURA II.5.1.3.3 - Configuração das bacias sedimentares na fase pré-drift

Fonte: MOHRIAK (2003).

Neste contexto, este autor sugere que as referidas bacias marginais brasileiras tiveram sua origem estruturada em cinco fases distensionais básicas, como ilustrado na **Figura II.5.1.3.4**. A primeira fase, representada pela letra *a*, foi marcada pelo soerguimento crustal, afinamento litosférico e início do processo de ruptura do megacontinente Gondwana; na segunda fase (letra *b*) houve o aumento no processo de estiramento litosférico

e início de extrusão de lavas basálticas; a terceira fase (letra *c*) deu origem a grandes falhamentos e movimentação de blocos na crosta; a quarta fase (letra *d*) começou a apresentar a formação dos distintos ambientes deposicionais (lacustres, fluviais e marinhos); por fim, a quinta fase (letra *e*) foi marcada por um aumento na sedimentação siliciclástica por conta do soerguimento da Serra do Mar e Serra da Mantiqueira. Contudo, a partir do Albiano Superior a sedimentação passa a ser predominantemente carbonática, sendo caracterizada pela presença de plataformas de águas rasas na região proximal e folhelhos e margas na região distal. A partir do Cenomaniano começa a transgressão atingindo o máximo de inundação no Turoniano, quando ocorre um aumento da profundidade da lâmina de água que resulta na deposição de folhelhos e margas.

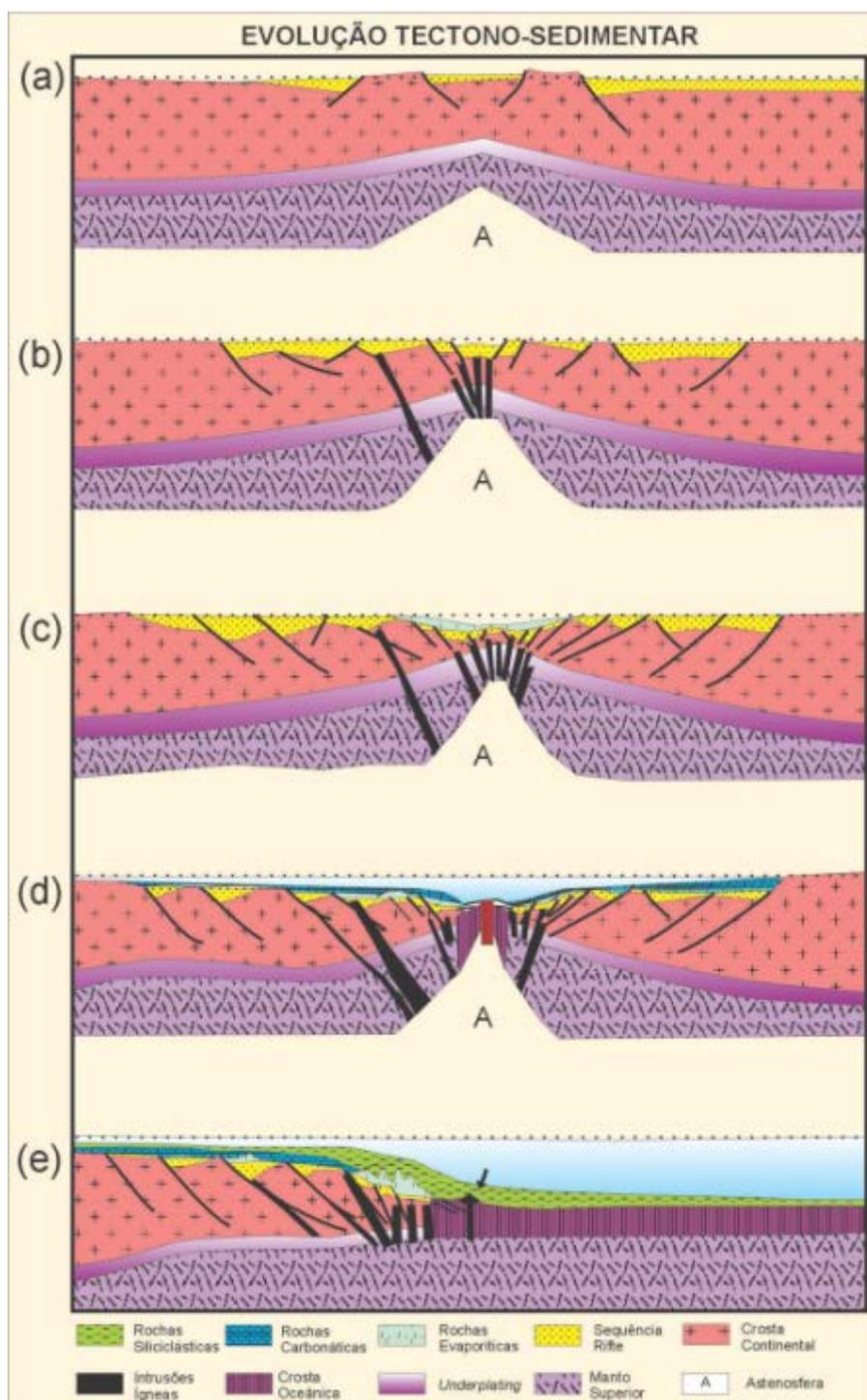


FIGURA II.5.1.3.4 – Evolução tectono-sedimentar da margem continental brasileira segundo Modelo geodinâmico, dividido em cinco fases: (a) início do processo de ruptura; (b) estiramento litosférico; (c) movimentação de blocos; (d) formação de distintos ambientes deposicionais; e (e) sedimentação siliciclástica. Fonte: MOHRIAK (2003).

SOARES JR *et al.* (2008) relacionaram a evolução da Margem Atlântica Equatorial a três fases ocorridas durante o Mesozóico, sendo a primeira relacionada ao evento distensivo (início do Meso-triássico). Durante este evento ocorreu o surgimento de um rifte de mais de 5000 km de extensão sobre a região central do

Pangea. Em seguida, um vasto evento vulcânico ocorreu na região do rifte, dando origem aos mega continentes Godwana e Laurásia (Triássico-Jurássico) e também ao surgimento do centro de espalhamento do oceano e que culminou na formação do Oceano Atlântico central. Ainda de acordo com SOARES JR *et al.* (2008), a região norte da Margem Continental Brasileira (Margem Equatorial) teve um processo de formação um pouco diferente da Margem Leste, no qual os modelos de CONCEIÇÃO *et al.* (1988) e MOHRIAK (2003) são aplicáveis.

Dessa forma, segundo SOARES JR *et al.* (2008), há aproximadamente 200 Ma, o evento de separação do Pangea atingiu a porção norte da Placa Sul-americana no momento magmático mais intenso, formando uma possível fragmentação que culminou na formação da Bacia da Foz do Amazonas. A formação do Gráben de Calçoene, que abriga rochas vulcânicas datadas do Neo-triássico (idade máxima de 201 Ma, entre o Triássico e o Jurássico) representa a principal evidência deste evento, cujo material magmático estaria provavelmente relacionado a um *hotspot* localizado entre a Florida e a África. Além disso, este evento também estaria relacionada a formação do Rifte de Tacutu, na divisa entre o Brasil e a Guiana (EIRAS & KIROSHITA, 1988). Este gráben apresenta falhas normais com direção NNW-SSE e mergulho em direção ENE, correspondendo a uma estrutura distensiva de grande extensão que atingiu o norte do estado do Amapá (SOARES JR *et al.*, 2008).

A **Figura II.5.1.3.5** apresenta uma representação esquemática da configuração dos continentes durante o processo de separação do megacontinente Pangea, evidenciando a abertura do Oceano Atlântico Central.

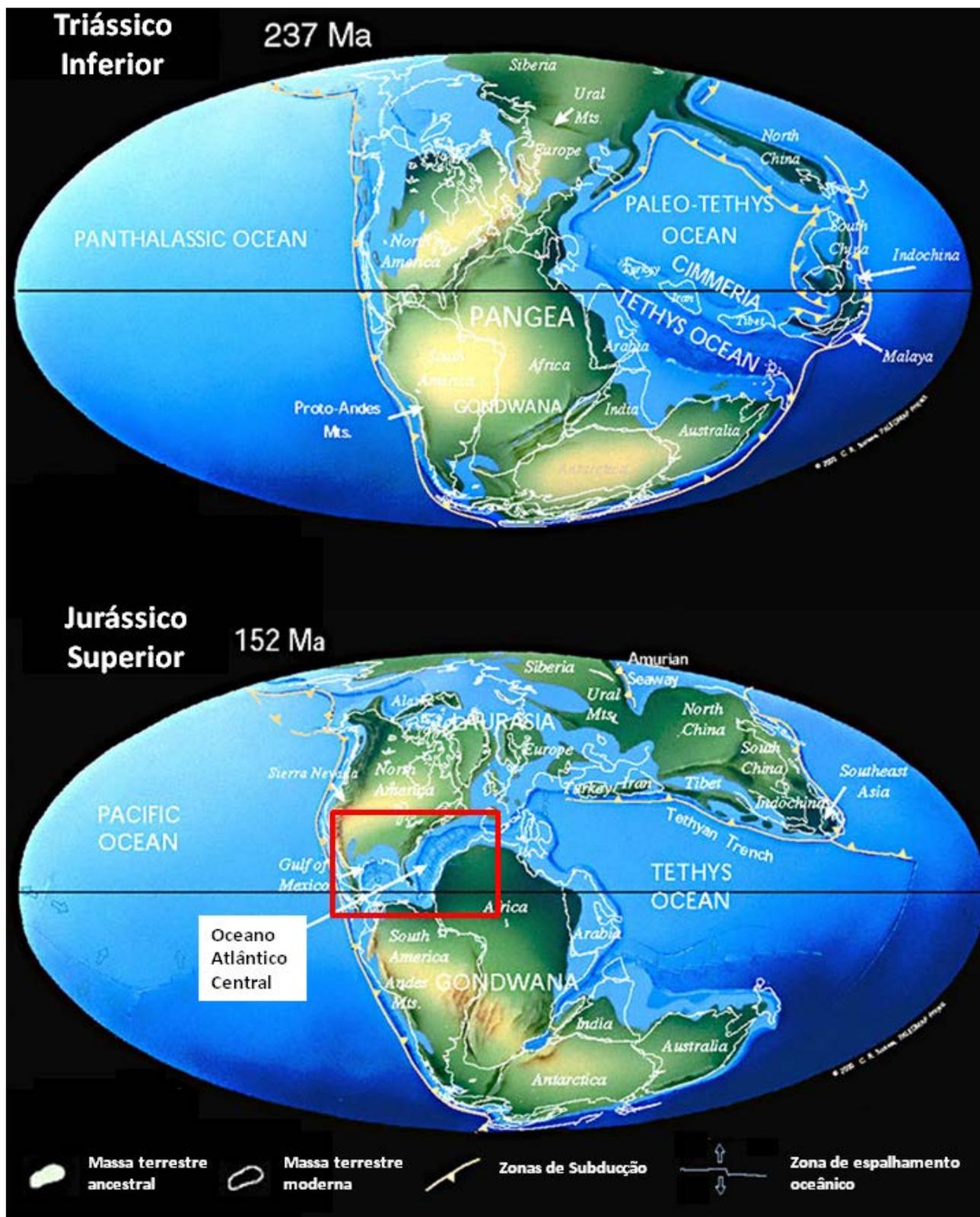


FIGURA II.5.1.3.5 – Processo de separação do megacontinente Pangea, evidenciando a abertura do Oceano Atlântico Central.

Fonte: SCOTese (2014). Disponível em: <http://www.scotese.com>.

O segundo evento distensivo consistiu em um momento estável da região por 60 Ma, após a formação do Gráben de Calçoene, até a ocorrência de novos esforços distensivos que tornaram a ocorrer durante o Eocretáceo (antes do período Barremiano). Este evento de fraco vulcanismo e rifteamento culminou na formação de novas falhas normais na região, que estão direcionadas no sentido N-S, e também na formação do Gráben Cassiporé, localizado na Bacia da Foz do Amazonas. Além disso, outro rifte, (que hoje é a Bacia de Marajó) evoluiu entre as bacias do Amazonas e da Parnaíba, na região Sul deste gráben (SOARES JR *et al*, 2008).

A partir do Barremiano ocorreu a conexão dos falhamentos normais da Bacia da Foz do Amazonas e de Marajó, que se estruturaram até o surgimento das sub-Bacias de Mocajuba e Limoeiro. No Aptiano, enquanto as Bacias da Foz do Amazonas e de Marajó se expandiam com a formação de novas falhas normais, a região entrava na fase Pré-Rifte. A região norte da Bacia do Parnaíba, anteriormente soerguida no Barremiano, sofreu subsidência dando origem a uma extensa Bacia do tipo *sag*, dando oportunidade a deposição de um pacote sedimentar delgado sob uma porção da Bacia e do embasamento Pré-cambriano (SOARES JR *et al*, 2008).

Em seguida ao processo de subsidência ocorreu um novo processo de rifteamento de regime distensivo, dando origem aos sistemas de Grábens do Gurupi, responsáveis, por sua vez, da formação das Bacias de Bragança-Viseu e Ilha Nova. Dessa forma, os sistemas de falhas foram ampliados e formaram a Bacia de São Luis, bem como a ombreira do sistema. Com a formação das bacias do Sistema de Grábens do Gurupi, os sedimentos da Bacia do tipo *sag* que se depositaram na fase pré-rifte foram deslocados centenas de metros até ficarem expostos na região do Arco Ferrer Urbano-Santos e soterrados a norte, na região dos depocentros dos riftes das Bacias de Bragança-Viseu, Ilha Nova e São Luis. As Bacias do sistema de Grábens do Gurupi estão conectadas, por sua vez, a Bacia do Ceará a partir do desenvolvimento de sistemas de falhas normais da Bacia de Ilha Nova, deixando, por sua vez, a invasão do mar no interior da América do Sul nas bacias de São Luís, Ilha Nova e Grajaú (SOARES JR *et al*, 2008).

Durante o terceiro evento distensivo já estava ocorrendo a abertura do Oceano Atlântico Sul (Aptiano), com formação de crosta oceânica de forma plena. O movimento de espalhamento fez com que a propagação alcançasse o limite norte, composto pela Bacia Sergipe-Alagoas e o Sistema de Grábens Recôncavo-Tucano-Jatobá-Araripe. Já o oceano Atlântico Equatorial teve seu desenvolvimento durante o Valanginiano, com a formação da Bacia Potiguar. O rifteamento avançou para oeste, originando a Bacia do Ceará durante o Aptiano. Esse rifteamento rumou para oeste e conectou-se ao sistema de Grábens Gurupi, formando a Bacia de Barreirinhas, Pará-Maranhão e ampliando a Bacia da Foz do Amazonas no Albiano (SOARES JR *et al*, 2008).

No Albiano, a movimentação distensiva foi transferida para norte. A instalação de sistemas de falhas normais de direção E-W e NW-SE e mergulho para N garantiu a formação da Bacia de Barreirinhas no Albiano, e a individualização da Bacia do Pará-Maranhão se deu com a instalação de sistemas de falhas normais: o primeiro, de direção NW-SE e mergulho para NE, e o segundo, de direção E-W e mergulho para N. Falhas sintéticas surgiram a partir da falha principal dando origem a uma bacia assimétrica e com deposição inicial de sistemas fluvio-lacustres. Dessa forma, o rifteamento atingiu a Bacia da Foz do Amazonas dando origem a falhas normais oblíquas as falhas anteriormente formadas durante o Triássico e Eocretáceo. As falhas

Albiana, por sua vez, seccionaram as falhas mais antigas da Bacia, dando origem a um sistema de depocentros complexo na porção norte da Bacia da Foz do Amazonas (SOARES JR *et al*, 2008).

Ao final do Albiano, o evento distensivo estava concentrado nas bacias da Foz do Amazonas, Pará-Maranhão e Barreirinhas, no qual se desenvolveram sistemas marinhos. A conexão com a porção norte da América do Sul ocorria a partir de falhas que controlavam a formação do Oceano Atlântico Central. Posteriormente, no Neocretáceo, a ruptura continental e o início da deriva dos continentes sul-americano e africano fez com que a atuação das falhas transcorrentes de NE-SW fossem acentuadas em todos os riftes da região meio-norte do Brasil, compartimentando os depocentros das bacias (SOARES JR *et al*, 2008).

Em outras palavras, no que tange o ápice da gênese da Bacia do Ceará segundo a descrição de SOARES JR *et al*. (2008), o terceiro e último episódio distensivo está relacionado à evolução do processo de abertura do Oceano Atlântico Equatorial a partir do extremo leste da Placa Sul-Americana, com sentido de movimentação de SE para NW, que formou a referida bacia, além da Potiguar, Barreirinhas e Pará-Maranhão, culminando com a ruptura continental.

Segundo estudos elaborados por COSTA *et al*. (1990) e BELTRAMI *et al*. (1994), a Bacia do Ceará teve a sua evolução tectono-sedimentar antes do Aptiano, possivelmente. Embora os poços perfurados na Bacia e avaliados por esses autores, não terem atingido a seção mais antiga que o Eoaptiano, as informações de sísmica e a avaliação das colunas sedimentares das Bacias de Keta e Ghana (que correspondem a Bacia do Ceará em um período anterior a separação do mega continente) permitem inferir que tal seção seja presente. As rochas sedimentares pré-aptianas, de existência ainda não comprovada, poderiam estar associadas à Bacia do Parnaíba, de caráter intracratônico, ou ao desenvolvimento de uma fase pré-rifte.

No que diz respeito às sub-bacias, as localizadas nas porções mais a oeste (Piauí–Camocim, Acaraú, Icaraí) são caracterizadas por feições originadas por compressão e transcorrência, que por sua vez invertem os depocentros primeiramente formados. Já a Bacia de Mundaú, localizada a leste da Bacia do Ceará, é menos influenciada pelos esforços ligados a movimentação dextral entre as placas africana e sul-americana (MOHRIAK, 2003).

Na parte oeste da Bacia do Ceará (Sub-Bacias de Piauí–Camocim, Acaraú, Icaraí), são reconhecidas três megassequências tectono-sedimentares, a saber: sinrifte, transicional e pós-rifte (marinha). Na megassequência sinrifte estão as rochas de natureza continental, correspondendo a clásticos continentais meso-aptianos da Formação Mundaú; a megassequência transicional marca a mudança do ambiente continental para o marinho restrito e está localizada acima da discordância *break-up*, sendo representada pela Formação Paracuru, que inclui carbonatos e evaporitos localizados de idade neoaptiana/eoalbiana; por fim, a megassequência pós-rifte (marinha) é típica de margem passiva e está associada aos sedimentos siliciclásticos da Formação Ubarana (Cretáceo Superior a Terciário), depositados em ambiente essencialmente marinho, destacando-se que o Terciário Superior é marcado pela deposição dos carbonatos progradantes e rochas siliciclásticas das formações Guimarães e Tibau (MOHRIAK, 2003).

Na sub-Bacia Piauí–Camocim merece destaque um hiato com mais de 50 milhões de anos de duração entre o Cenomaniano e o Eoceno. A transpressão observada em linhas sísmicas é responsável pela inversão estrutural de baixos do rifte, soerguendo os sedimentos anteriormente depositados e resultando em estruturas

anticlinais e falhas de empurrão. Em termos estruturais, a principal feição da bacia corresponde ao Alto Atlântico, uma feição positiva de direção E–W relacionada a grandes falhas transpressionais (*wrench*) envolvendo o embasamento. Uma seção esquemática desta sub-Bacia, representando a porção oeste da Bacia do Ceará, é apresentado na **Figura II.5.1.3.6**, evidenciando inversão de depocentros associado a movimentos transcorrentes e tectônica cisalhante (MOHRIAK, 2003).

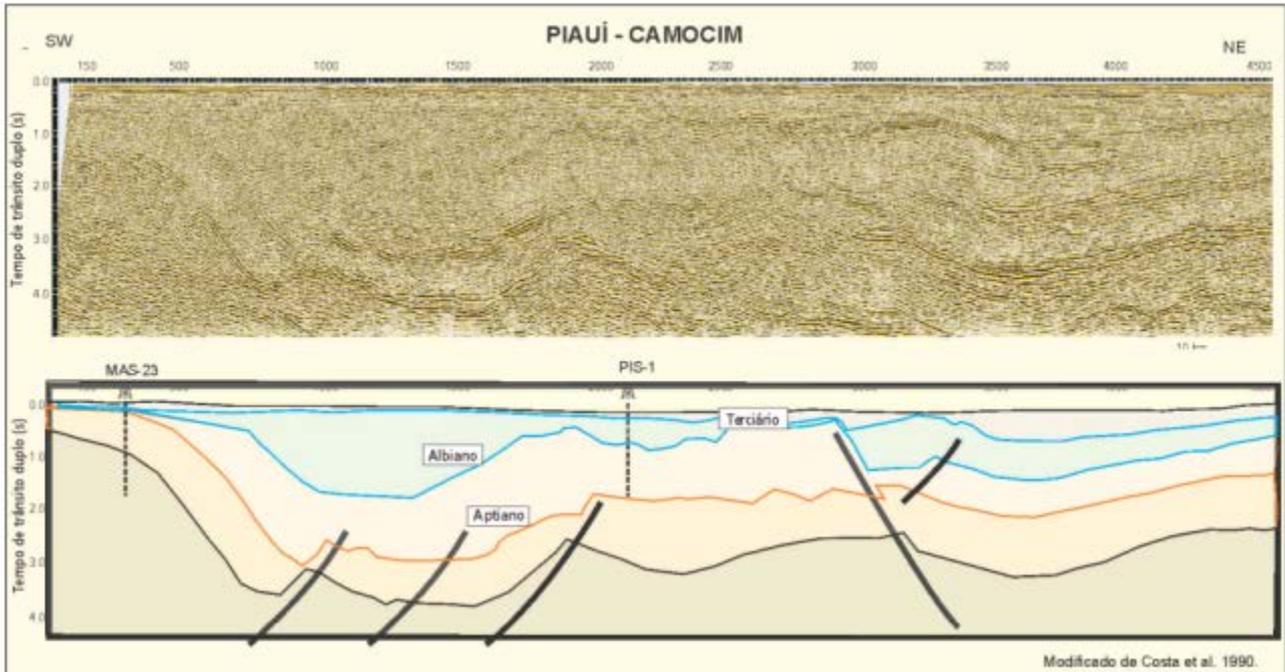


FIGURA II.5.1.3.6 – Seção sísmica e perfil esquemático da sub-Bacia de Piauí-Camocim (Bacia do Ceará), indicando as principais idades de sedimentação.

Fonte: MOHRIAK (2003).

Já a evolução tectônica da sub-Bacia de Mundaú é menos complexa quando comparada com as sub-Bacias adjacentes a oeste, sendo mais apropriadamente considerada uma bacia do tipo rifte, desenvolvida entre segmentos divergentes na margem equatorial. Contudo, as mesmas megassequências estão presentes nesta sub-Bacia (MOHRIAK, 2003).

No que diz respeito as sequência sedimentares três megassequências foram identificadas por esse autor, sendo elas a megassequência sinrifte (Neocomiano–Aptiano), megassequência transicional (Neoptiano ao Albiano Inferior) e megassequência pós-rifte ou marinha (Albiano ao Recente). Dessa forma, a seguir são apresentadas uma breve explicação a respeito das megassequências identificadas. Cabe ressaltar que uma avaliação mais aprofundada da estratigrafia da Bacia do Ceará é apresentada no item “C - Estratigrafia” neste mesmo estudo.

- A **megassequência sinrifte** (Neocomiano–Aptiano) possui espessa seção sedimentar, tendo evoluído a partir de um processo de estiramento e afinamento crustal com clímax no Eoaptiano, a partir de esforços transtensivos. Nesta fase foram desenvolvidas falhas normais de direção NW–SE, formando semi-grábens assimétricos. Como nas sub-Bacias adjacentes a oeste, há o predomínio de sedimentação continental, porém marcada pelos arenitos flúvio-deltaicos e folhelhos lacustres da Formação Mundaú (MOHRIAK, 2003).

- A **megassequência transicional** (Neoptiano ao Albiano Inferior), como nas sub-Bacias adjacentes a oeste, também é representada pela Formação Paracuru que culmina com a discordância *break-up* (seguida por deposição de sedimentos marinhos). É responsável pela deposição de arenitos fluviais, deltaicos e lacustres, além de calcários e evaporitos subordinados (MOHRIAK, 2003).
- A **megassequência pós-rifte ou marinha** (Albiano ao Recente) englobam duas principais sequências estratigráficas depositadas a partir da subsidência termal da Bacia associada à deriva continental. A primeira sequência está relacionada com uma fase de transgressão marinha (Albiano ao Santoniano), com deposição dos carbonatos da Formação Ponta do Mel e folhelhos da Formação Ubarana. A partir do Campaniano teve início a fase marinha regressiva dando origem à segunda sequência estratigráfica, que é caracterizada por folhelhos e arenitos turbidíticos da Formação Ubarana, estando lateralmente associada com os carbonatos de plataforma da Formação Guimarães e os arenitos proximais da Formação Tibau. Os sedimentos continentais clásticos da Formação Barreiras (Mioceno–Recente) finalizam a deposição na sub-Bacia (MOHRIAK, 2003).

O mapa estrutural é apresentado no **ANEXO A** ao final deste item.

C) Estratigrafia

Esta seção é realizada com base nos estudos estratigráficos na Bacia do Ceará elaborados BELTRAMI *et al.* (1994) e CONDÉ *et al.* (2007). A base de dados utilizada por BELTRAMI *et al.* (1994) soma 203 poços e cerca de 63.000 km de seções sísmicas de reflexão, nas sub-Bacias Piauí-Camocim, Acaraú, Icaraí e Mundaú, considerando-se as sub-bacias Acaraú e Icaraí em conjunto. Já CONDÉ *et al.* (2007) estudaram as sequências deposicionais da Bacia do Ceará com base em informações de diversos trabalhos contratados pela PETROBRAS somadas à revisão bibliográfica sobre a Bacia e consiste, portanto, em um trabalho estratigráfico mais atualizado.

Seguindo as definições de BELTRAMI *et al.* (1994), o preenchimento sedimentar da Bacia do Ceará pode ser dividido em três estágios: rifte, transição e margem passiva. As unidades estratigráficas correspondentes distribuem-se de forma distinta para cada sub-bacia, mas mantêm características litológicas que permitem a mesma denominação formal. A seguir são descritas resumidamente as formações geológicas segundo BELTRAMI *et al.* (1994):

- **Formação Mundaú:** é composto principalmente por arenito cinza-médio, fino a grosso, intercalado com folhelho cinza-escuro, laminado, carbonoso. Os arenitos apresentam internamente arranjos com granodescrescência e adelgaçamento ascendentes, mostrando ciclos transgressivos. Ocorrem também arranjos granocrescentes e estratocrescentes, evidenciando ciclos regressivos. Igualmente há conglomerados, siltitos e rastos diabásios e basaltos. A maior espessura já amostrada é de 1.800 m, mas estima-se que possa atingir 4.000 m com base em dados sísmicos, com idade determinada como eo-mesoalagoas. O contato superior é em parte concordante com a Formação Paracuru e o inferior não foi atingido pelas perfurações do trabalho. Os sistemas são leques aluviais, rios entrelaçados e lagos, onde se registra a presença de turbiditos, todos tipicamente continentais;

- **Formação Paracuru:** é constituída por três pacotes litológicos distintos. Na base ocorrem arenitos de granulação variável, com laminação sigmoidal e ondulações cavalgantes, e folhelho cinzento intensamente bioturbado, tanto por animais como por raízes. Na parte média está o Membro Trairi, que possui uma camada carbonática rica em calcilito, ostracodes, dolomito e calcário nodular, com folhelho carbonoso e localmente halita. A porção superior é constituída por folhelho siltico cinzento, com raras intercalações de calcilito creme e arenito fino. O contato inferior com a Formação Mundaú é em parte concordante, enquanto que o contato superior com os sedimentos marinhos transgressivos da Formação Ubarana é marcado por expressiva discordância regional. A idade foi determinada como Neo-Alagoas. A espessura máxima está em torno de 500 m. A unidade retrata a transição de um ambiente continental, deltaico, para *sabkha* marginal e para mar epicontinental;
- **Formação Ubarana:** existem duas Sequências distintas. Uma delas é o Membro Uruburetama que corresponde a um ciclo tipicamente transgressivo marinho profundo. Este é constituído predominantemente de folhelho cinza-esverdeado, calcífero e silito argiloso cinzento, com até 400 m de espessura. Este membro é datado como Albiano a Eocampaniano. A outra sequência é o Membro Itapagé, composto de 1.400 m de silito, folhelho e marga cinzentos, calcilito creme e dezenas de camadas de arenito turbidítico fino a grosso, com espessura de 1 a 10 m. O Membro Itapagé foi depositado do Neocampaniano ao Holoceno. O contato inferior é discordante com a Formação Paracuru, e o superior é interdigitado com as Formações Guamaré e Tibau. Numerosas discordâncias internas marcam períodos de rebaixamento do nível relativo do mar. Os dois membros são oriundos de ambiente marinho, de nerítico a abissal, e as frequentes camadas de arenito imersas nos pelitos derivam de correntes de turbidez.
- **Formações Guamaré e Tibau:** estas unidades foram formalizadas na Bacia Potiguar e estendidas para a Bacia do Ceará devido às semelhantes características litoestratigráficas. Em geral, designam as fácies carbonática e siliciclástica de alta energia, depositadas em ambiente nerítico e litorâneo, simultaneamente aos pelitos terciários da Formação Ubarana. CONDÉ *et al.* (2007) acrescentam que a Formação Guamaré caracteriza-se por calcarenitos depositados em plataforma e talude e a Formação Tibau é representada por arenitos depositados em ambiente de leques costeiros;
- **Formação Macau:** ocorre na sub-Bacia de Mundaú na forma de corpos intrusivos de diabásio e extrusivos de basalto. As datas das rochas ígneas são do Meso-Eoceno a Neo-Oligoceno. Em águas profundas, destaca-se a presença de *guyots*, que ocorrem principalmente no sopé continental. Essas rochas vulcânicas cortam toda a sequência sedimentar, desde o Aoptiano até o Recente. Há apófises de basalto que se intercalam com os sedimentos, além de sequências sedimentares que recobrem as paredes laterais dos *guyots* em *onlap*, indicando que o vulcanismo processou-se em pulsos nesta região de águas profundas.

A estratigrafia de sequências da Bacia do Ceará foi definida por BELTRAMI *et al.* (1994) como sendo divididas em Sequências Rifte e Sequências da Margem Passiva, devido à presença de discordâncias regionais e correlação com as demais bacias costeiras brasileiras, conforme descrição a seguir:

- **Sequências Rifte:** as sequências estão presentes em todas as sub-bacias. Uma das Sequências (K40) corresponde aos clásticos continentais mesoaptianos da Formação Mundaú e reflete a tectônica dos *riftes* que precederam a abertura do Oceano Atlântico. A outra Sequência (K50) corresponde às

rochas sedimentares neo-aptianas/eoalbianas da Formação Paracuru, oriundo da transição do ambiente continental para o marinho.

- **Sequências da Margem Passiva:** entre as Sequências K60 e K70 ocorrem discordâncias com diferentes idades nas diversas sub-Bacias. Os estratos da Formação Ubarana, Guamaré e Tibau são descritos como pacotes praticamente limitados a cada sub-bacia, o que reflete as diferentes intensidades de movimentação tectônica a que estiveram sujeitos os diversos segmentos da Bacia do Ceará, por conta da deriva continental associada à abertura do Atlântico. Na sub-Bacia de Piauí-Camocim não há rochas sedimentares do Turoniano ao Meso-Eoceno, refletindo a ausência de Sequências de K90 a T20. A partir deste dado associado às deformações nas rochas observadas em seções sísmicas, deduz-se que nesta área teria havido um soerguimento ligado a movimentos transpressivos dextrais.

O trabalho de CONDÉ *et al.* (2007) apresenta uma atualização dos conhecimentos referentes à sedimentação na Bacia do Ceará, propondo uma nomenclatura diferente daquela usada por BELTRAMI *et al.* (1994). Esta atualização foi feita baseada em novas interpretações de dados sísmicos, integrados a novos estudos estratigráficos. De acordo com esses autores, o preenchimento tectono-sedimentar dessa sub-Bacia foi dividido em três principais Supersequências, que representam as sucessivas fases evolutivas da Bacia como um todo, caracterizadas por distintas arquiteturas e falhamentos de acordo com a tectônica e magmatismo regional: Rifte, Pós-Rifte e Drifte.

As sequências e descrições apresentadas a seguir estão relacionadas à Carta Estratigráfica Formal da Bacia do Ceará, apresentada na **Figura II.5.1.3.7** e no **ANEXO B** (em formato A3), ao final deste item. Na figura é possível observar as descrições realizadas no decorrer deste item, como a geocronologia associada à natureza da sedimentação (marinho regressivo ou transgressivo), ambiente deposicional, discordâncias, litoestratigráfica (formações e membros), espessuras máximas e sequências estratigráficas.

Desta forma, as supersequências estratigráficas atualizadas e detalhadas da Bacia do Ceará de acordo com o trabalho de CONDÉ *et al.* (2007) são descritas a seguir:

- **Supersequência Rifte:** esta supersequência é representada pela sequência descrita a seguir.
 - **Sequência Continental K40:** os sedimentos da Formação Mundaú datam do Aptiano e foram depositados numa grande fossa tectônica, caracterizados por conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos intercalados por depósitos de fluxo gravitacionais. Alguns ambientes continentais são reconhecidos, como já descrito por BELTRAMI *et al.* (1994). Esta Sequência possui espessura de até 2.400 m e é caracterizada por descontinuidades bem marcadas em perfis elétricos. Reflete uma paleogeografia complexa cuja deposição foi controlada pela atividade tectônica sinrifte.
- **Supersequência Pós-Rifte:** esta Supersequência é representada pela sequência descrita a seguir.
 - **Sequência Transicional K50:** esta sequência é representada na Bacia do Ceará pela Formação Paracuru e representa a transição da sedimentação tipicamente continental para

condições marinhas marginais, que passam a prevalecer no final da sedimentação do Andar Alagoas. Tradicionalmente representa o estágio *sag* da evolução tectônica da Bacia; contudo, análises recentes consideram que a deposição dessa sequência, nas áreas mais distais da bacia, foi condicionada pelas fases finais da tectônica de rifteamento (Pós-Rifte). Recentes análises de dados sísmicos na parte mais distal da bacia indicam uma provável presença de evaporitos na área de águas profundas-ultraprofundas da Bacia, sugeridas pela presença de feições dômicas. A carta estratigráfica mostra que a espessura máxima pode atingir cerca de 1.000 m. Em associação lateral aos carbonatos do Membro Trairi, foram recuperados níveis de sal em dois poços, predominantemente halita, que ocorrem como cristais de granulação grossa, com matéria orgânica e argilominerais incorporados e intercalação de folhelhos ricos em matéria orgânica.

- **Supersequência Drifte:** esta supersequência compreende toda a sedimentação marinha na bacia e é representada pelas formações Ubarana, Tibau e Guamaré. Recentes análises de poços, perfis elétricos e o rastreamento sísmico das principais superfícies identificadas na seção cretácea pós-Alagoas permitiram a individualização do intervalo cretáceo pós-Alagoas em oito sequências deposicionais, descritas a seguir (K60 a K136). As sequências do Paleógeno e Neógeno (K138-E30, E40-E70, E80-N30) representam um grande ciclo de sequências regressivas, limitadas por três discordâncias erosivas distintas na Bacia.
 - **Sequência K60:** os sedimentos datam do Albiano inferior/médio e marcam o início de um ciclo transgressivo que perdura por todo o Albiano. Possui limite inferior na discordância da base do Albiano, evento erosivo que esculpe o paleorelevo no topo da seção Alagoas que individualiza a sedimentação de idade Alagoas. É essencialmente siliciclástica, composta por arenitos, com intercalações de folhelhos e arenitos. As maiores espessuras (até 375 m) encontram-se preservadas nos blocos baixos de importantes falhamentos da Bacia, como a Falha de Atum, o que indica o controle tectônico dominante na sedimentação.
 - **Sequência K70:** esta Sequência data do Albiano superior e é limitada na base pela discordância interna do Albiano. É uma sequência marinha, caracterizada por uma sedimentação essencialmente pelítica (folhelhos e siltitos), e localmente com sedimentação carbonática rasa. Existem eventuais conglomerados presentes na base da sequência que representam depósitos do trato de sistemas de mar baixo, preservados nos blocos baixos de sistemas de falhas da bacia. As maiores espessuras desta seção são encontradas nos baixos estruturais associados às grandes falhas NW/SE, podendo atingir até 230 m nas proximidades da Falha de Mundaú.
 - **Sequência K82:** o limite desta sequência do Cenomaniano inferior é dado pela discordância do Albo-cenomaniano. A sedimentação foi preservada nas áreas mais distais da bacia, bem como nos grábens situados em área proximal. Em poços proximais foram observados carbonatos e pelitos de plataforma carbonática rasa, ricos em ostracodes marinhos e foraminíferos bentônicos, enquanto que em áreas mais distais, os siltitos e folhelhos do Cenomaniano inferior foram depositados em ambiente batial superior a médio. Destaca-se o Cânion de Curimã, que é uma importante feição paleogeográfica resultante de escavações

recorrentes durante o Cretáceo, sendo bem marcadas pela discordância do Albo-cenomaniano. Seu eixo principal está na direção aproximada norte-sul e ramifica-se para nordeste onde torna a escavar a plataforma a leste do Campo de Espada. Segundo a carta estratigráfica a espessura pode atingir cerca de 200 m.

- **Sequência K84:** é uma sequência de até 205 m limitada na base por uma discordância de idade mesocenomaniana. Em áreas proximais foram amostradas fácies mais arenosas e provavelmente mais rasas, enquanto que na porção mais distante, onde esta seção está mais preservada, são registrados paleoambientes profundos, como nerítico inferior a batial superior, até batial médio. É uma seção essencialmente pelítica, composta por folhelhos, siltitos e margas.
- **Sequência K86:** o limite inferior desta sequência (Cenomaniano superior/Turoniano inferior-médio) é dado pela discordância do Cenomaniano Médio/Superior, um horizonte identificado sismicamente e em perfis, mas que não é marcado significativamente por descontinuidade bioestratigráfica. O topo é discordante, relacionado a um importante evento erosivo do Turoniano. Esta sequência é constituída por folhelhos, margas e, subordinadamente, arenitos. A análise paleoambiental através de foraminíferos e dinoflagelados aponta para uma sedimentação em ambientes marinhos profundos, de batial superior a médio com condições de fundo desfavoráveis, anóxicas a disóxicas. Os folhelhos apresentam relativamente altos valores de carbono orgânico o que reflete boas condições de preservação da matéria orgânica nesta seção, provavelmente relacionadas a eventos anóxicos da passagem Cenomaniano-Turoniano. Estes eventos anóxicos, aliados à ausência ou presença subordinada de sedimentação terrígena na bacia, refletem, provavelmente, um período de máxima transgressão da bacia durante o Cretáceo Superior. Esta sequência na Bacia do Ceará está restrita aos baixos estruturais dos blocos basculados ou grábens localizados, por ter sido erodida pelos vários eventos que escavaram a bacia e preservada apenas nas regiões de cânions, como o Cânion de Curimã. Segundo a carta estratigráfica a espessura pode atingir cerca de 250 m.
- **Sequência K88-K90:** esta sequência tem idade do Turoniano superior a Campaniano inferior e é limitada na base por uma importante discordância de idade neoturoniana. Foi melhor preservada na porção proximal da bacia e nesta região caracteriza-se por paleobatimetrias de batial superior a médio. Esta boa representatividade reflete o posicionamento mais costa-adentro dos depocentros àquela época. Em áreas mais distais, nas raras porções onde houve preservação da sequência, são registradas paleobatimetrias mais profundas (batial médio). Litologicamente é caracterizada pelo predomínio de fácies pelíticas, eventualmente com delgadas intercalações de carbonatos. Os perfis elétricos marcam um padrão cíclico que é registrado em praticamente todas as curvas. Por conta da ausência de sedimentação clástica grossa e ocorrência de geometria deposicional essencialmente tabular e com espessuras reduzidas, parece que esta sequência trata-se de outro período de máximo transgressivo ocorrido na bacia. Segundo a carta estratigráfica a espessura pode atingir cerca de 295 m.

- **Sequência K100-K120:** a sequência tem idade que varia do Campaniano superior ao Maastrichtiano inferior e seu limite basal é dado pela discordância do Campaniano. Esta seção representa as maiores paleobatimetrias verificadas na seção do Cretáceo Superior da bacia (até batial inferior). Litologicamente é dominada por sedimentos siliciclásticos, representados por siltitos e folhelhos de paleobatimetrias nerítico profundo a batial superior, com arenitos subordinados. As altas paleobatimetrias sugerem uma época de mar alto generalizado e, conseqüentemente, uma elevação da profundidade de compensação do carbonato de cálcio na coluna de água, como evidenciado pela dissolução das carapaças dos nanofósseis e foraminíferos planctônicos e pelas condições desfavoráveis aos organismos bentônicos. As maiores espessuras (até 510 m) estão preservadas na porção proximal da bacia, em poços situados dentro de calhas deposicionais ou em cânions escavados e preenchidos durante o Cretáceo.
- **Sequência K136:** a fase regressiva na bacia foi acentuada durante o Maastrichtiano com a sedimentação desta Sequência, chamada de Sequência do Maastrichtiano, que atinge a máxima expressão horizontal e vertical de todo o Cretáceo. Junto com a Sequência sobreposta (K138-E30), corresponde ao Membro Itapagé da Formação Ubarana. Seu limite inferior é dado pela discordância de idade eomaastrichtiana. Caracteriza-se por uma sedimentação claramente regressiva que se instala na bacia após o Neocampaniano. Recobre quase toda a bacia em forma de cunhas progradantes, preenchendo e colmatando todos os cânions existentes e alcançando espessuras máximas de 500 m. Escavações mais recentes só voltam a ocorrer no Mesoeoceno, erodindo intensamente essa sequência.
- **Sequência K138-E30:** a datação desta sequência é do Maastrichtiano superior/Paleoceno e seu limite inferior é dado pela discordância interna do Maastrichtiano superior, que é uma superfície erosiva facilmente identificada nas seções sísmicas. Litologicamente, caracteriza-se por folhelhos e siltitos (até 300 m de espessura), depositados em paleobatimetrias de nerítico inferior a batial superior. Principalmente nas áreas mais distais, a porção correspondente à passagem Cretáceo-Paleoceno freqüentemente está ausente por ter sido erodida pela discordância do Eoceno médio, que foi muito efetiva na bacia. Quando presente, esta passagem parece ter sido contínua. O limite Cretáceo/Paleógeno, quando preservado, é caracterizado pela sucessão de folhelhos maastrichtianos que gradam para folhelhos eopaleocênicos, sem aparentes quebras em perfil ou contrastes litológicos. Frequentemente ocorre na passagem um nível cimentado, ora descrito como calcilitos ou calcarenitos, ora como arenitos cimentados. O topo da sequência (idade eocênica), corresponde às Formações Tibau e Guimarães.
- **Sequência E40-E70:** esta sequência é limitada na base pela discordância do Eoceno e caracteriza-se pela deposição de calcarenitos da Formação Guimarães e arenitos da Formação Tibau, em um padrão de deposição progradacional. A discordância do Eoceno erodiu parte da sequência sotoposta (E80-N30), incluindo a porção correspondente à passagem Cretáceo-Paleoceno. Segundo a carta estratigráfica a espessura máxima pode atingir cerca de 800 m.

- **Sequência E80-N30:** esta sequência tem seu limite inferior definido pela discordância do Oligoceno superior, um importante evento erosivo presente em toda a Bacia. Representa a continuação da sedimentação dos sistemas deposicionais prográdantes carbonáticos e siliciclásticos das formações Tibau e Guamaré (Sequencia E40-E70), bem como a deposição de grandes volumes de areia na parte de águas profundas da Bacia. De acordo com a Carta estratigráfica a espessura pode atingir cerca de 820 m.
- **Sequência N40-N50:** esta sequência é limitada na base por uma importante discordância erosiva regional de idade eomiocênica (discordância do Mioceno), reconhecida ao longo de toda a Bacia do Ceará. A partir do Mioceno superior há mudança na geometria deposicional da bacia, de prográdacional para eminentemente agradacional. Litologicamente, a sequência caracteriza-se pela implantação de uma plataforma mista dominada por sedimentação litorânea, predominantemente siliciclástica na porção interna, passando lateralmente para carbonatos de alta energia na porção externa e pelitos de talude e Bacia. Os sedimentos clásticos da Formação Barreiras também estão nesta sequência, que repousa sobre o embasamento cristalino e interdigita-se com os sedimentos da Formação Tibau nas porções proximais da bacia.
- **Sequência N60:** É representada por coberturas aluvionares e sedimentos eólicos costeiros sotopostos à Formação Barreiras. Segundo a carta estratigráfica a espessura pode atingir, juntamente com a Sequência N40-N50, cerca de 1550 m.

CONDÉ *et al.* (2007) descrevem ainda o magmatismo da Bacia do Ceará, cujas principais atividades vulcânicas conhecidas ocorreram entre o Mesoeoceno e Eooligoceno, com natureza alcalina representado por corpos intrusivos de basalto e diabásio. Na porção de águas profundas e ultraprofundas, expressivos edifícios vulcânicos e feições associadas indicam uma intensa atividade vulcânica durante o desenvolvimento da Supersequência Drifte da Margem Equatorial. As idades das rochas vulcânicas variam do Eoceno (44 Ma, na área do “Alto do Ceará”) ao Oligoceno (32 Ma, na área do “Alto de Fortaleza”). Na área emersa do Alto de Fortaleza, intrusões fonolíticas, conhecidas como Magmatismo Mecejana, possuem datas divergentes dependendo do método, datadas entre 26 e 34 Ma (método K-Ar e Rb-Sr) ou entre 30 e 34 Ma (método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$).

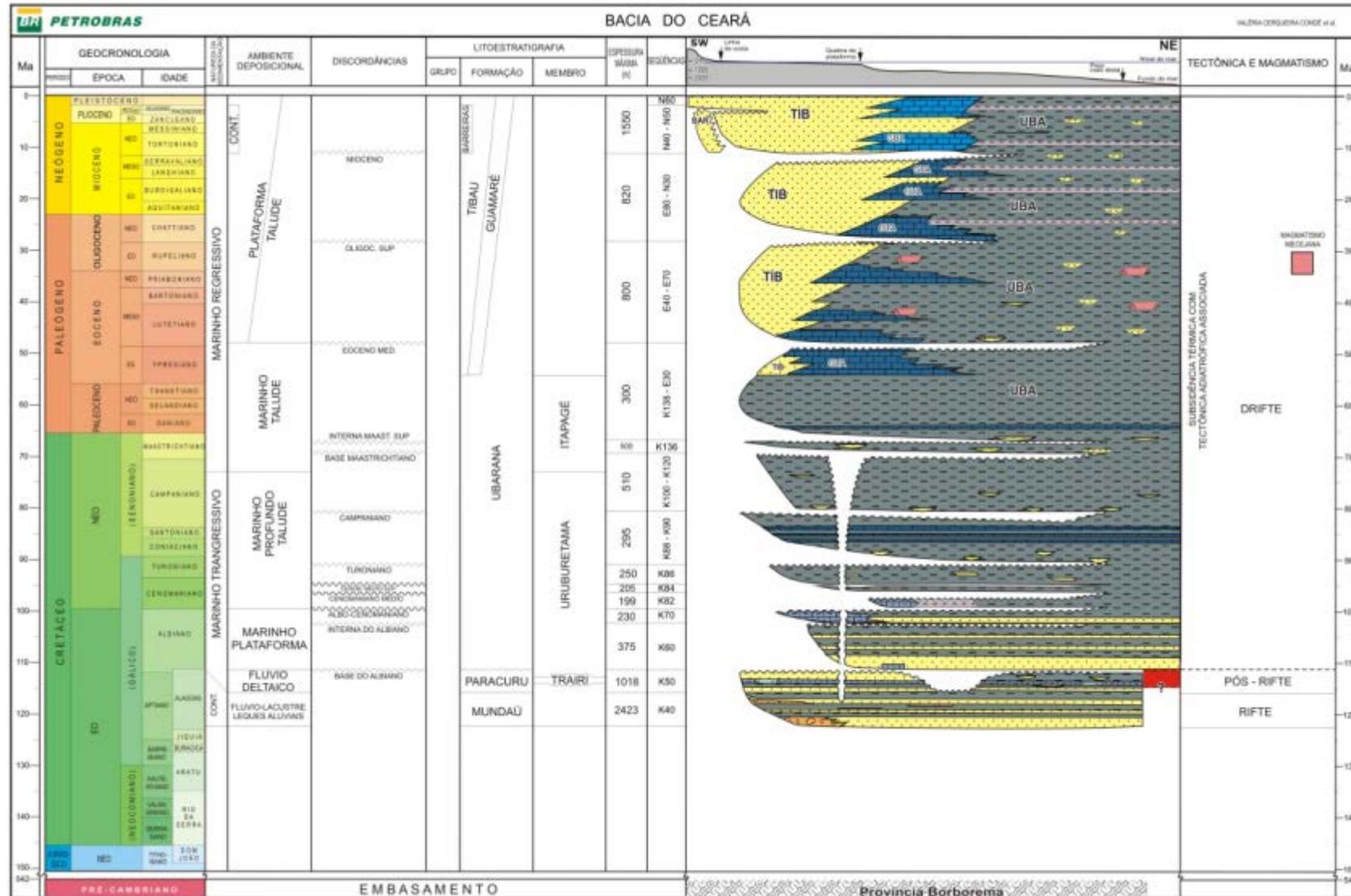


FIGURA II.5.1.3.7 – Carta estratigráfica formal para a Bacia do Ceará.

Fonte: CONDÉ *et al.* (2007).

D) Fisiografia

O mapa ilustra a fisiografia da região da Bacia do Ceará, destacando as principais feições. O correspondente mapa fisiográfico (geomorfológico) é apresentado no **ANEXO C**.

➤ Plataforma Continental

A plataforma continental é uma planície, em sua maior parte abaixo do nível do mar, que possui largura variável e declividade suave, estendendo-se desde a face de praia até o talude continental, que é um limite marcado por uma linha de aumento acentuado de declividade (WRIGHT, 1995).

Segundo WRIGHT (1995), a plataforma continental pode ser dividida em quatro zonas: interna, média, externa e quebra de plataforma. A plataforma interna é a porção mais próxima do continente, abrangendo a face de praia até a isóbata de 30 m, sendo marcada por processos hidrodinâmicos rasos, com configuração geomorfológica e distribuição sedimentar controlada pelas ondas que incidem sobre a costa. A plataforma média varia de 30 m a 100 m de profundidade e possui relevo e sedimentos regulados por eventos de maior intensidade, como ondas de tempestade. Já a plataforma externa está localizada entre 100 m e aproximadamente 200 m de profundidade e tem sua morfologia e sedimentos regulados por correntes geostróficas ou herança de paleoambientes relativos a períodos de nível do mar mais baixo. Por fim, a quebra da plataforma constitui seu limite externo, mais distante do continente, atuando como zona de transição entre os ambientes com influência continental e oceânica cuja marca está no aumento abrupto no gradiente de declividade.

As plataformas de margem passiva, como a brasileira, possuem subsidência térmica ou através de fraturas em direção ao continente (MOHRIAK, 2003; SWIFT & THORNE, 1991). A subsidência térmica ou termal é o rebaixamento do depocentro de uma Bacia causado pelo resfriamento da crosta e consequente aumento da densidade das rochas que compõe o embasamento. Esse processo aumenta o espaço disponível para a acumulação de sedimentos (ROYDEN, 1986).

A plataforma continental ao norte do Brasil, compreendida entre o Cabo Orange (AP) e o Cabo Calcanhar (RN), se destaca das demais presentes na margem continental brasileira devido à diversidade de feições. É caracterizada por possuir faixa de largura variável, com extensão de 2.150 km e uma área de 315.000 km². O formato da linha de costa entre o Cabo Orange e Acaraú (CE), o chamado setor norte, é extremamente recortado, em contraste com o trecho entre Acaraú e o Cabo Calcanhar, chamado de setor nordeste, que descreve uma leve reentrância, pouco recortada (PALMA, 1979). O autor utilizou dados batimétricos referentes aos cruzeiros realizados para o projeto REMAC, iniciado em 1972, com a finalidade de descrever a geomorfologia da plataforma continental norte brasileira.

Segundo PALMA (1979), em termos gerais, a plataforma continental norte brasileira possui largura variável, de 19 km em Macau (RN) a 330 km na Foz do Amazonas. A profundidade de quebra de plataforma também varia, estando entre as isóbatas de 60m (Acaraú/CE) e 105 m (Cabo Orange/AP e Foz do Amazonas /PA), e as declividades oscilam entre 1:3.290 (Foz do Rio Pará/PA) e 1:322 (Macau/RN).

O setor norte abriga uma depressão estrutural e topográfica ampla, que é a porção mais larga e de menor declividade da plataforma. Na plataforma continental na porção frontal ao litoral do Ceará (setor nordeste) é bem estreita e rasa, comumente com profundidades inferiores a 40 m, atingindo entre 70-80 m na quebra da plataforma. A declividade, como ocorre no setor norte, possui tendência de aumentar com a diminuição da largura, indo de 1:1.106 (~ 0,05°) em Acaraú, onde a largura é 83 km, para 1:322 (~ 0,17°) em frente a Macau, onde a largura da plataforma atinge 19 km. Segundo o mesmo autor, a sedimentação também é distinta nos dois setores: no setor norte predomina o aporte terrígeno por conta da drenagem continental; no nordeste predomina sedimentação carbonática, devido ao clima semiárido e à ausência de drenagem continental expressiva (PALMA, 1979).

Na plataforma interna ao largo do delta do Parnaíba, existe um vale amplo e raso, com largura de mais de 10 km e cerca de 6 m de profundidade, que está parcialmente preenchido; na plataforma externa não há indícios de vale em superfície, nem soterrado. Em geral, a plataforma externa é irregular, refletindo a predominância da sedimentação carbonática, como mencionado acima (PALMA, 1979).

Em termos morfológicos mais específicos, no setor norte, a influência o aporte sedimentar da drenagem continental e dos sistemas estuarinos acaba por regular a morfologia da plataforma continental, e no setor nordeste há o domínio por feições de construção carbonática, fundos planos e ondas de areia, resultado de correntes de deriva litorânea (PALMA, 1979). Em adição, o autor também identificou que a morfologia da plataforma para ambos os setores também pode estar relacionada com as variações do nível do mar, principalmente durante o quaternário para plataforma interna.

Quanto à deriva litorânea, OLIVEIRA (2009) descreve que na plataforma continental cearense, entre Fortim e Icapuí, ela apresenta preferencialmente sentido SE-NW, limitada à linha de costa e cota batimétrica de aproximadamente 6 m, porção rasa da plataforma continental interna (profundidades inferiores a 20 m), podendo em alguns pontos atingir uma profundidade de 8 m impulsionadas por altos topográficos submersos presentes no assoalho, como formas de leito tipo dunas, assim como encontros com desembocaduras de rios.

O relevo da plataforma no setor nordeste é constituído de superfícies relativamente planas, alternadas com fundos ondulados, campos de ondas de areia e feições irregulares de recifes de algas. As formações bioconstruídas predominam na plataforma externa, embora apareçam também nas partes mais internas. Na plataforma existem dois vales transversais diante das desembocaduras dos rios Apodi e das Piranhas, ambos com perfil em “V”, com profundidade respectiva de 46 m e de 15 m em relação à superfícies da plataforma. Outras feições que merecem destaque são *beach-rocks*, os “recifes de pedra” que ocorrem próximo ao litoral (PALMA, 1979).

FREIRE e CAVALCANTE (1998 *apud* PETROBRAS/OCEANSATPEG, 2004), estudando a plataforma ao largo do Ceará, identificaram as feições já observadas por PALMA (1979) e classificaram três patamares fisiográficos. O mais interno, entre o litoral e a isóbata de 30 m, apresenta uma superfície plana com marcas de ondulação da ordem de 20 cm. O intermediário, entre 30 e 50 m, apresenta relevo marcado por irregularidades relacionadas a remanescentes erosivos e à presença de bancos carbonáticos isolados e de pequena extensão, intercalando-se com áreas abatidas, com relevo suave e substrato predominantemente formado por areia carbonática. O terceiro patamar se estende de 50 a 70 m de profundidade e apresenta gradiente topográfico mais abrupto com presença de bancos de maior extensão.

➤ Talude Continental

GUERRA & GUERRA (2010) define o Talude Continental como sendo a região geomorfológica que se estende de 200 m a aproximadamente 1.000 m de profundidade, estando entre a plataforma continental e as regiões mais profundas, como o sopé e a planície abissal. Em geral, o Talude Continental é caracterizado por possuir declividades elevadas (superiores a 1:40 ou $\sim 1,43^\circ$), podendo atingir até 3.000 m de profundidade (FERNÁNDEZ *et al.*, 2009).

O talude continental da Margem Atlântica Equatorial Oeste foi descrita por DAMUTH & PALMA (1979) utilizando o acervo de informações batimétricas obtidos durante o projeto REMAC. Os autores citam que a declividade média oscila entre 1:4 ($\sim 14,03^\circ$) a 1:13 ($\sim 4,39^\circ$), atingindo profundidades de 2.200 m a 4.600 m.

Mais especificamente, no setor norte (entre 41° W e 47° W) os gradientes variam de 1:7 ($\sim 8,13^\circ$) a 1:19 ($\sim 3^\circ$), com indicativos próximo a 42° W de ocorrência de desmoronamentos e movimentos de massa na região e também no sopé continental ao norte-nordeste de Macau (4° N, 36° W). No setor nordeste (entre 40° W e Natal), os gradientes do talude variam entre 1:17 ($\sim 3,36^\circ$) e 1:7 ($\sim 8,13^\circ$); normalmente, a base está entre 2.000-2.400 m de profundidade, entre 40° e 36° W, e então aprofunda-se gradativamente até diante de Natal, onde atinge cerca de 3.600 m. O talude superior é mais íngreme entre Fortaleza e Macau, com gradientes que oscilam entre cerca de 1:6 ($\sim 9,46^\circ$) e 1:3 ($\sim 18,43^\circ$) até a isóbata de 500 m (DAMUTH & PALMA, 1979).

DAMUTH & PALMA (1979) observaram cânions na margem continental norte-nordeste brasileira, que ocorrem com variação considerável de relevo / morfologia, apresentando escavados em forma de “V” ou “U”. Existem cânions com forma de “V” com o fundo aplainado, que é indicativo de preenchimento sedimentar. Alguns cânions estão posicionados até a borda da plataforma continental, como os Cânions do Pará e do Gurupi. Os autores não conseguiram estabelecer uma relação direta entre a ocorrência dos cânions e a drenagem continental atual, embora alguns cânions apresentem uma aparente conexão com os sistemas, a exemplo do Cânion Submarino de Natal e a foz do rio Potengi (DAMUTH & PALMA, 1979).

Segundo COUTINHO (1996), na altura de 39° W e $2^\circ - 2^\circ 30'S$, o talude continental é interrompido pelo terraço do Ceará, uma feição do tipo platô, localizado a profundidades que variam entre 2.000 e 2.500 m, alcançando uma largura máxima de 30 km. Outra feição característica nesse setor é o platô do Ceará, que se situa entre as profundidades de 230 e 260 m.

➤ Sopé Continental

O Sopé Continental é uma unidade fisiográfica que se localiza entre o talude e a planície abissal, com exceção de regiões com a presença de fossas oceânicas. Tem declividades suaves, da ordem de 1:40 ($\sim 1,43^\circ$) a 1:2.000 ($\sim 0,02^\circ$) com topografia geralmente lisa, embora possam ocorrer cânions submarinos em algumas regiões FERNÁNDEZ *et al.* (2009)

Segundo DAMUTH & PALMA (1979), o Sopé Continental pode ser caracterizado como uma espessa cunha sedimentar que se estende, entre o Cone do Amazonas e 40° W (por onde passa a Bacia do Ceará), por 300-340km de largura e inclina-se para o mar em profundidades que variam entre 2.330m, a noroeste, e 3.275km,

a sudeste. Os gradientes nesta região estão entre 1: 250 (~ 0,22°) - 1:325 (~ 0,17°). O Cone Amazônico é uma importante feição na porção norte do delta do Parnaíba, na foz do Rio Amazonas, constituindo-se num dos maiores leques de águas profundas do mundo. Provoca uma descontinuidade no talude continental desta região e é cortado por diversos vales e cânions submarinos (COUTINHO, 1996).

À margem do limite oeste da Planície Abissal do Ceará, as profundidades variam entre 4.130 e 4.450 m. A leste de 40° W, o sopé torna-se mais largo e mais profundo, estendendo-se por mais de 500 km em direção a nordeste, indo de profundidades desde 2.200-3.200 m a 4.495 m, com gradiente no sopé superior de 1:60 a 1:160 e no sopé inferior de 1:300 a 1:500 (DAMUTH & PALMA, 1979).

Em geral, o relevo do sopé na região é inferior a 100 m, com exceção a algumas colinas na região superior. No sopé superior usualmente encontram-se colinas e cavas, enquanto que no sopé inferior dominam planícies lisas. (DAMUTH & PALMA, 1979). Segundo CAMPOS (1992 *apud* PETROBRAS/OCEANSATPEG, 2004) este relevo é atribuído a depósitos de desmoronamentos do talude, na porção superior, e a depósitos de correntes de turbidez e oceânicas de fundo, no sopé inferior. Importantes feições tectônicas de direção E-W marcam a fisiografia desta província, como as cadeias Norte-Brasileira e de Fernando de Noronha, e as zonas de fratura de Romanche e São Paulo.

A cadeia Norte Brasileira pode estar atuando como uma barreira topográfica no que diz respeito aos sedimentos que se deslocam ao longo do sopé. A cadeia atua como barragem natural aos sedimentos, com acumulações de 225 m a 750 m de espessura de sedimentos (DAMUTH & PALMA, 1979). Os autores citam que há indícios de canais de mar profundo continuem para norte, a partir da ponta oriental da Cadeia Norte Brasileira, em direção à Planície Abissal do Ceará. A superfície entre 3° e 4°S é interrompida por uma linha de montes submarinos que se prolonga de 38° a 31°W, como será abordado no item subsequente.

➤ Montes Submarinos

Na região da Margem Continental do Norte-Nordeste do Brasil existe uma cadeia de altos montes submarinos (Cadeia de Fernando de Noronha), localizados entre 2°S e 4° 30'S e erguendo-se da base do Talude Continental até a superfície, como o Arquipélago de Fernando de Noronha, cujo pico é formado por arenitos calcários, e o Atol das Rocas. Estes montes originam-se de vulcanismo ao longo de uma linha leste-oeste, desde Fernando de Noronha até a costa brasileira do Ceará, onde são conhecidas ocorrências de fonolitos (DAMUTH & PALMA, 1979).

Os montes submarinos ascendem até profundidades além de 250 m, podendo quase atingir a superfície, sendo alguns *guyots*, provavelmente submetidos à subsidência isostática. Como exemplo o *guyot* do Ceará, localizado adjacente à cidade de Fortaleza, no talude continental (DAMUTH & PALMA, 1979).

GORINI (1981) realizou um trabalho a respeito da caracterização fisiográfica e origem tectônica da Margem continental Nordeste do Brasil e do Golfo da Guiné. Este trabalho apresentou uma avaliação de perfis batimétricos na costa do Ceará, evidenciando a presença de um monte submarino em forma de platô próximo a quebra da plataforma continental na altura de Fortaleza, bem como a presença das cadeias de Fernando de Noronha, além da presença de um monte submarino quase que totalmente soterrado pela sedimentação continental.

A **figura II.5.1.3.8** apresenta os resultados dos perfis batimétricos obtidos por GORINI (1981), sendo eles Perfil 3 e 4, evidenciando o Platô do Ceará, Perfis 5 a 8, evidenciando a Cadeira de Fernando de Noronha, e Perfis 9 e 10, evidenciando o platô do Rio Grande no Norte.

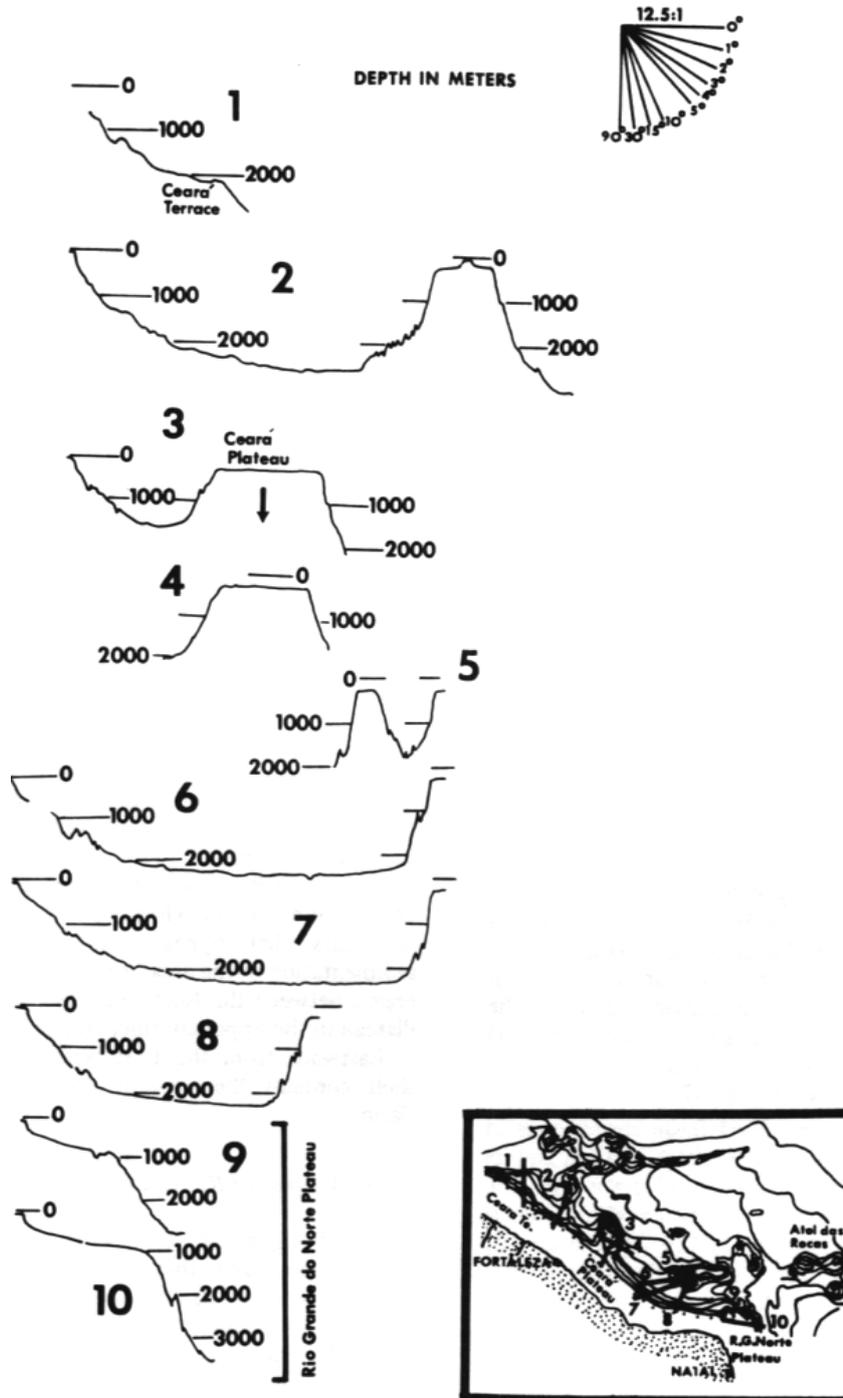


FIGURA II.5.1.3.8 – Perfis batimétricos da Margem Continental Nordeste Brasileira evidenciando a presença do Platô do Ceará, a Cadeira de Fernando de Noronha e o Platô do Rio Grande do Norte.

Fonte: GORINI (1981).

A **figura II.5.1.3.9** apresenta a fisiografia da Bacia do Ceará, indicando as suas principais feições fisiográficas. Além disso, um perfil batimétrico AB traçado na porção central da bacia.

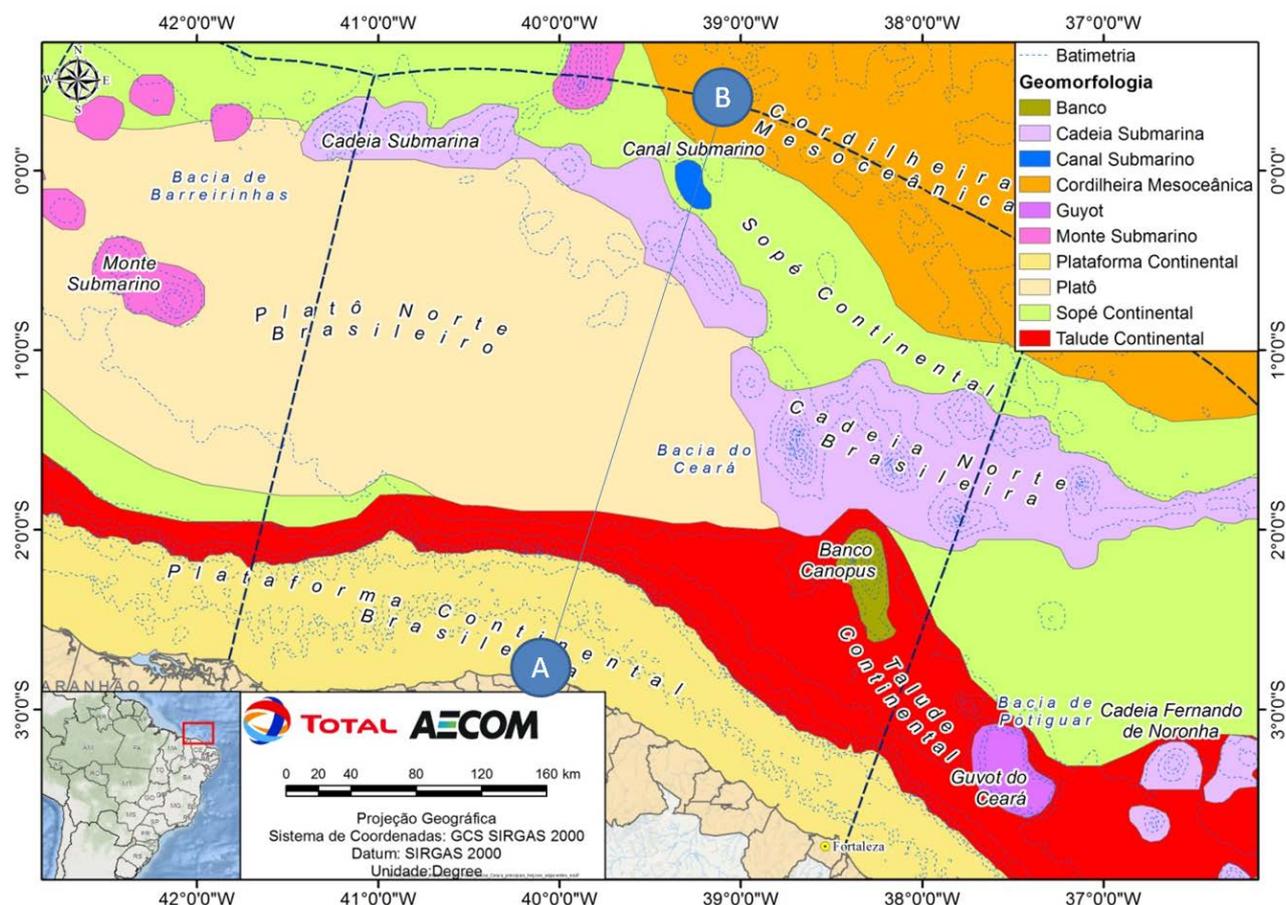


FIGURA II.5.1.3.9 – Fisiografia da Bacia do Ceará indicando as principais feições adjacentes e a localização do perfil batimétrico AB.

Fonte: AECOM.

Dessa forma, são apresentados um perfil batimétrico A-B elaborado a partir de informações do ETOPO 1, com resolução de ~90 m, além da localização de feições fisiográficas da costa brasileira elaborado segundo a descrição fisiográfica estabelecida pela CPRM (**Figura II.5.1.3.9**). Sua localização é dada na **Figura II.5.1.3.9**, a seguir, e o perfil é apresentado na **Figura II.5.1.3.10**.

O perfil batimétrico (**Figura II.5.1.3.10**) permitiu visualizar um trecho da margem continental ao longo da Bacia do Ceará, com a finalidade de explicitar a forma e localização das suas feições mais visíveis, conforme observado na figura anterior, em planta. Cabe ressaltar que, por motivos de melhor visualização das feições, exagero vertical foi aplicado. Este exagero varia de acordo com as escalas dos eixos (ordenadas e abscissas).

O perfil se estendeu em linha reta por ~300 km da isóbata de 0 m até a profundidade de ~5000 m. Ao longo do perfil, pode-se visualizar as seguintes feições, anteriormente descritas: a plataforma continental (1), o talude continental (2), o sopé continental (3), o Monte Submarino (4) e o Canal Submarino (5).

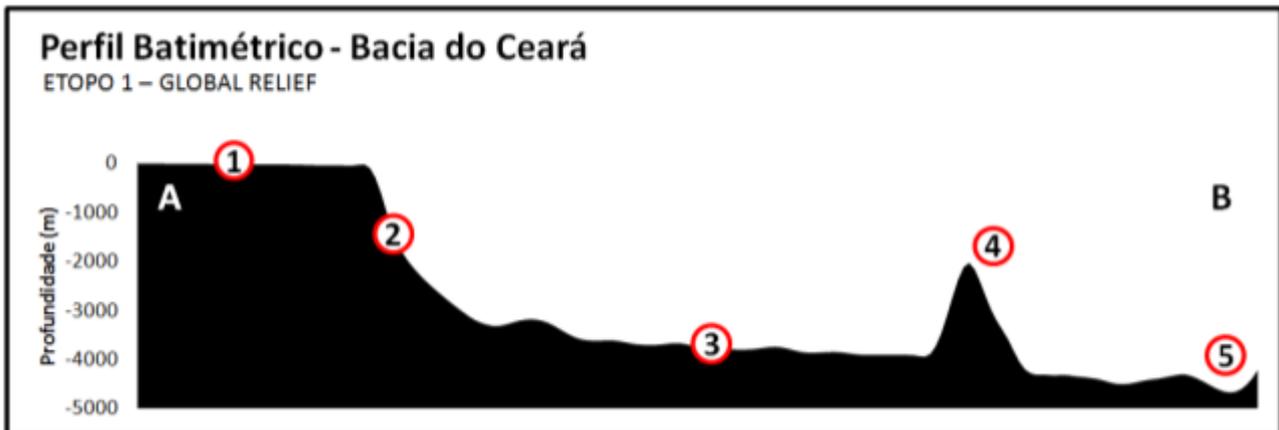


FIGURA II.5.1.3.10 – Perfil batimétrico em uma seção da Bacia do Ceará, indicando as seguintes feições: 1- Plataforma Continental, 2- Talude Continental, 3- Sopé Continental, 4- Monte Submarino e 5- Canal Submarino.

Fonte: AECOM. Dados disponíveis em: <http://www.ngdc.noaa.gov>.

E) Faciologia

O Projeto para Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira, conhecido como REMAC, foi iniciado em, 1972 e deu origem ao mais extenso programa de pesquisas geológicas executado na porção submersa do território brasileiro, notoriamente da Bacia do Ceará (PROJETO REMAC, 1979). Outro projeto também realizou caracterização geológica, especificamente da Margem Equatorial Brasileira: o projeto PIATAM OCEANO. Este projeto não englobou a totalidade da Bacia do Ceará, apenas as Bacias da Foz do Amazonas, Pará-Maranhão e Barreirinhas e seus resultados, portanto, não serão contemplados nesta avaliação (FIGUEIREDO JR. *et al*, 2008). O Projeto REMAC deu origem a diversos trabalhos na área de estudo que serão apresentados a seguir. O mapa faciológico é apresentado no **ANEXO D** ao final deste item.

FRANÇA *et al.* (1976) agruparam os sedimentos da margem continental nordeste brasileira em sete províncias distintas delineadas pela combinação dos dados texturais, de carbonatos e mineralógicos. Na plataforma continental da região de estudo, estão “areias terrígenas do norte”, “areias carbonáticas e cascalhos” e “areias carbonáticas modernas e cascalhos”. No talude, estão “lamas carbonáticas, arenosas e areias lamosas”.

A **figura II.5.1.3.11** apresenta as fácies sedimentares da região Nordeste do Brasil, interpretadas por FRANÇA *et al.* (1976).

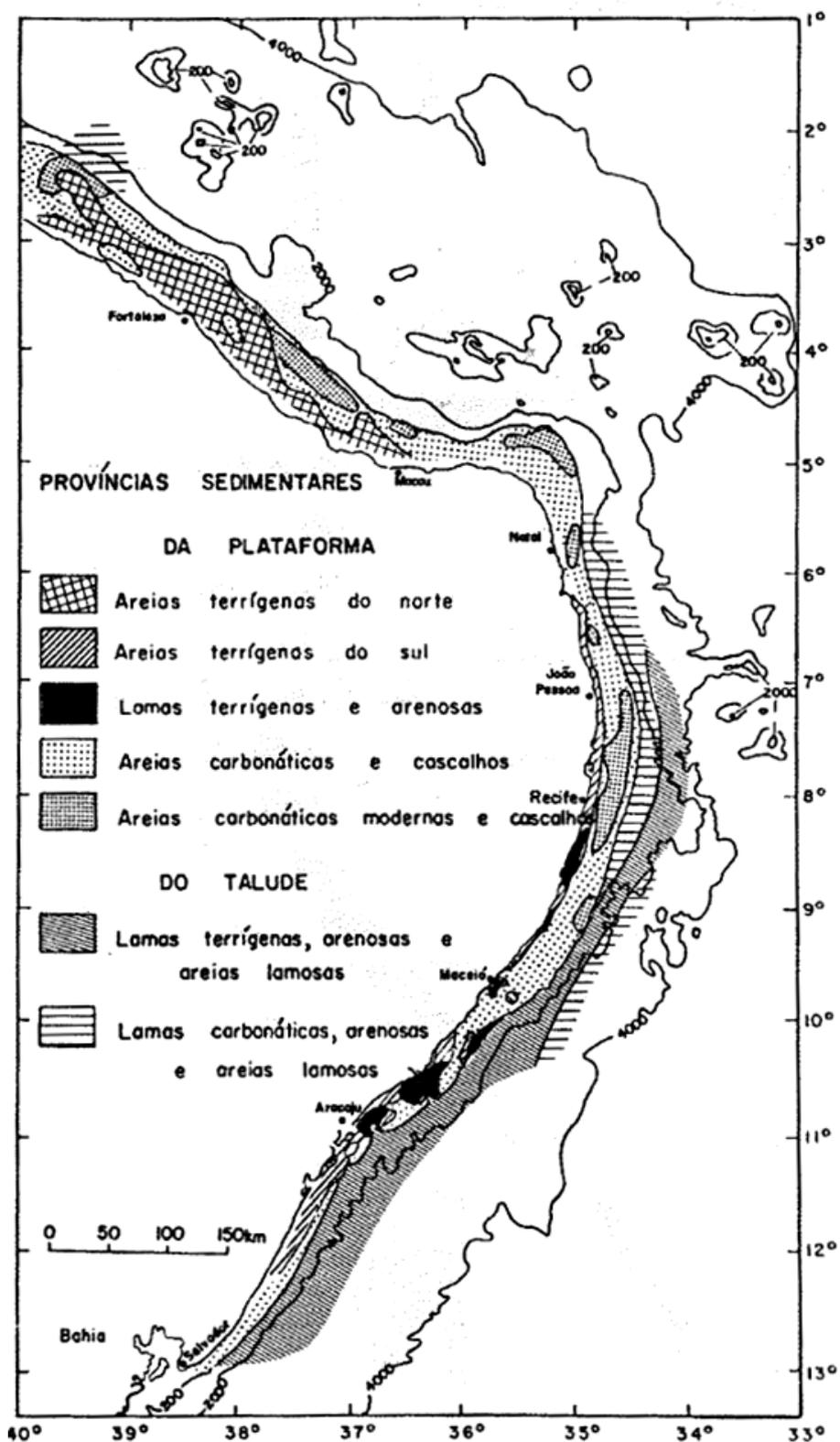


FIGURA II.5.1.3.11 – Fácies sedimentares da plataforma continental da região nordeste do Brasil.

Fonte: FRANÇA *et al.* (1976)

As areias terrígenas contêm menos de 5% de lama e 15% de cascalho, com maioria biogênica. Cobrem a maior parte da plataforma interna a noroeste de Macau (RN), indo além do noroeste de Fortaleza (CE). Na plataforma interna as areias são movimentadas por ondas e correntes, e além dessa região muitas dessas areias são relíquias e contem fração biogênica completamente retrabalhada (FRANÇA *et al.*, 1976). O retrabalhamento está associado à ação de ondas e correntes, que deve ser menos ativo na plataforma externa (KOWSMANN & COSTA, 1979).

As areias carbonáticas e cascalhos cobrem quase toda a plataforma média entre Macau e noroeste de Fortaleza. Alguns desses sedimentos consistem exclusivamente de restos orgânicos aparentemente frescos, e chamados então de modernos, embora possam conter pequenas quantidades de areia quartzosa relíquia. Contudo, a maioria dos sedimentos engloba misturas de organismos frescos e retrabalhados, e muitos são parcialmente ferro-coloridos. As algas coralinas e *Halimeda* são os restos mais abundantes nesses sedimentos (FRANÇA *et al.*, 1976).

As lamas carbonáticas, arenosas e areias lamosas do talude continental são predominantemente marrom-amareladas e bem diferentes das lamas da plataforma de cor oliva, contendo pouco material terrígeno fino e bastante foraminífero plantônico de grão arenoso. As lamas arenosas carbonáticas apresentam valores máximos no talude a noroeste de Fortaleza. A fração lama dos sedimentos da plataforma tende a ser mais rica em argila que em silte, particularmente a noroeste do rio Jaguaribe (CE). Por outro lado, os sedimentos do talude são mais ricos em silte, resultado de suas elevadas taxas em microfósseis, contendo menos de 5% de foraminíferos bentônicos e menos de 1% de organismos silicosos, principalmente espículas de esponjas (FRANÇA *et al.*, 1976).

Segundo KOWSMANN & COSTA (1979), na região nordeste, em geral, estão ausentes os sedimentos oolíticos e os recifes de corais, ou qualquer outra forma de carbonatos precipitados quimicamente. Na região da Bacia do Ceará, as fácies sedimentares na foz do rio Parnaíba (MA-PI) são predominantemente carbonáticas, com teores de CaCO_3 geralmente superiores a 75%, sendo maiores na plataforma média (mais de 95% de CaCO_3). Os sedimentos carbonáticos predominam, sobretudo, na plataforma externa, e têm granulação grosseira, compostos em geral por uma mistura de areias e cascalhos. Os autores salientam que entre Fortaleza (CE) e Maceió (AL) estão distribuídas fácies sedimentares compostas predominantemente por areias e cascalhos de algas ramificantes (*maerl*) e por areias e cascalhos de *Halimeda maerl*. Já ao largo do Ceará as fácies terrígenas aparecem com maior significância.

As lamas terrígenas dispostas ao largo da desembocadura de rios constituem claramente depósitos de origem fluvial (KOWSMANN & COSTA, 1979). Segundo FRANÇA *et al.* (1976), em áreas restritas próximas a Aracaju e Fortaleza, onde predominam sedimentos terrígenos, fácies coralígena que consistem principalmente de algas coralinas incrustantes é dominado por briozoários, formando uma areia recifal típica. Comumente nos sedimentos terrígenos a noroeste de Fortaleza, mas também nos biogênicos, existem manchas de ferro. Nos sedimentos biogênicos não-manchados, os restos orgânicos apresentam pouco retrabalhamento (FRANÇA *et al.*, 1976). Tanto os sedimentos terrígenos como os carbonáticos contêm misturas de componentes modernos e antigos, depositados estes últimos em nível de mar mais baixo que o atual, com indícios de exposição subaérea (KOWSMANN & COSTA, 1979).

Segundo FRANCISCONI *et al.* (1974), a região do Rio Parnaíba (MA-PI) é transicional entre a costa norte (desde Vigia-PA) e nordeste (até o Cabo de São Roque-RN). A faixa costeira da porção norte é caracteristicamente sedimentar. Amplos depósitos quaternários ocorrem entre o rio Parnaíba e a cidade de São Luís no Maranhão, relacionados com a Bacia de Barreirinhas, que é adjacente à do Ceará. Há também extensos campos de dunas na faixa litorânea. Em geral, a extensa faixa de areias neste trecho são caracteristicamente arredondadas e quartzosas, sendo a faixa limitada por construções carbonáticas da plataforma externa, detritos originários dos calcários, que distribuem-se uniformemente pela área da plataforma.

Já o trecho compreendido entre o Rio Parnaíba (MA-PI) e o Cabo de São Roque (RN) possui depósitos quaternários que aparecem numa faixa estreita e contínua. A Formação Barreiras (terciária), situada imediatamente atrás da faixa aluvionar, aparece em todo o trecho. A sedimentação recente, ao longo dos rios, penetra profundamente pelo continente, sobrepondo-se a rochas mais antigas do terciário. A leste do rio Jaguaribe (CE), o Terciário capeia sedimentos cretácicos da Bacia Potiguar e oeste, rochas Paleozóicas, e o próprio embasamento cristalino (FRANCISCONI *et al.*, 1974). Segundo FRANÇA *et al.* (1976), a fração arenosa terrígena possui grãos subarredondados a angulares ao norte e a noroeste do Jaguaribe.

Ao longo do sopé continental, KOWSMANN & COSTA (1979) relatam o domínio de depósitos turbidíticos ocasionados pela transferência de material sedimentar da porção rasa da margem em direção ao oceano profundo. No talude adjacente ao Terraço do Ceará, há o predomínio de áreas com afloramentos de sedimentos mais antigos. A remoção dos sedimentos está possivelmente ligada à ação dos agentes físicos (correntes de fundo e de gravidade), ao alto gradiente do fundo do mar e, com maior grau de incerteza, a movimentações sísmicas e reativações tectônicas das cadeias submarinas.

A caracterização faciológica na área dos campos de Atum, Xaréu e Espada, situados na plataforma da Bacia do Ceará, foi realizada por FREIRE & CAVALCANTE (1998 *apud* PETROBRAS/OCEANSATPEG, 2004). O estudo identificou que há uma clara diferenciação entre os sedimentos superficiais da plataforma interna e externa do Ceará. A plataforma interna, até a isóbata de 20 m, é chamada de Província Siliciclástica, onde predominam areias terrígenas composta por grãos de quartzo, podendo haver alguma contribuição de grãos de feldspato (<25%) e componentes bióticos retrabalhados. Esta província avança localmente até a isóbata de 40 m, e, em frente ao município de Paracuru, chega a isóbata de 100 m. A maior parte dos sedimentos siliciclásticos encontrados na região são considerados relictuais, com pouca contribuição de material recente devido a uma rede de drenagem pequena e de baixa vazão. Há predominância de areia quartzosa média sub-arredondados arredondados com a superfície brilhante e raramente foscas. O grau de assimetria da distribuição de frequência dos tamanhos de grão mostra uma forte tendência para a fração grosseira e a seleção varia de moderada a pobre.

A Província Carbonática distribui-se numa faixa quase contínua na plataforma continental externa e porções mais profundas da interna. Em alguns pontos, como na região frontal ao município de Icaraiá (CE), esta faixa se inicia a partir da isóbata de 20 m. Os sedimentos são compostos por componentes esqueléticos de algas coralíneas, moluscos (incluindo gastrópodos vermetídeos), *Halimeda* sp., briozoários, e foraminíferos. Na área dos campos estudados predominam areais e cascalhos biodetríticos, resultantes da decomposição física principalmente de algas recifais (FREIRE & CAVALCANTE, 1998 *apud* PETROBRAS/OCEANSATPEG, 2004).

No que diz respeito ao mapa faciológico apresentado no **ANEXO A**, as seguintes feições sedimentares podem ser observadas:

- **Fácies sedimentares (plataforma continental):** consistem nas principais fácies sedimentares presentes na plataforma continental brasileira, sendo subdivididos em dois grandes grupos definidos por KOWSMAN & COSTA (1979), conforme descritos a seguir:
 - Holocênica a moderna não retrabalhada – Diz respeito aos sedimentos recentes, geralmente localizados nas regiões mais próximas à linha de costa;
 - Retrabalhada desde o Holoceno até o moderno – Diz respeito a sedimentos que sofreram modificações durante e após um período de transgressão marinha (Transgressão Flandreana). Esses sedimentos também podem ser reconhecidos como areias relíctas ou areias retrabalhadas.

- **Domínio Terrígeno (plataforma continental):** consistem em áreas da plataforma continental com predominância de sedimentos siliciclásticos de origem exclusivamente terrígena. Podem ser divididos em dois grupos definidos por KOWSMAN & COSTA (1979), conforme descritos a seguir:
 - Areia Fluvial – Sedimentos provenientes da drenagem continental, a partir de rios que desembocam na plataforma continental.
 - Areia de Supridor Indeterminado – Sedimentos terrígenos cuja fonte não pôde ser determinada com exatidão.

- **Domínio Carbonático (plataforma continental):** consistem em áreas da plataforma continental com predominância de sedimentos carbonáticos de origem biogênica. Os sedimentos deste domínio foram definidos a partir do tipo de organismo de origem e a sua classe granulométrica. Dessa forma, KOWSMAN & COSTA (1979) subdividem da seguinte forma: Areia de foraminíferos bentônicos, Areia e/ou Cascalho de algas coralíneas ramificantes, Areia e/ou cascalho de Halimeda, Areia e/ou cascalho de moluscos, Areia e/ou cascalho de algas recifais, Areia e/ou cascalhos de briozoários recifais e Recifes de algas.

- **Sedimentação (oceano profundo):** a caracterização dos ambientes de sedimentação do oceano profundo foi realizada por KOWSMAN & COSTA (1979) a partir da interpretação de dados batimétricos e perfis acústicos contínuos (fonte na frequência de 3,5 kHz). Cabe ressaltar que, por conta da ausência de medições diretas, os tipos de sedimentos não puderam ser aferidos em todos os casos, por isso a classificação por ambientes de sedimentação. Tais ambientes são divididos em vários grupos definidos por esses autores, conforme descritos a seguir:
 - Hemipelágica – Identificados a partir de horizontes plano-paralelos e classificados como sendo compostos, predominantemente, por sedimentos terrígenos finos hemipelágicos (KOWSMAN & COSTA, 1979).

- Turbidítica – Identificados por KOWSMAN & COSTA (1979) a partir de ecos prolongados, difusos e sem refletores de subfundo, sendo característicos de sedimentos mais grosseiros, como silte e areia. Este ambiente de sedimentação está localizado ao longo do sopé continental, a jusante de vales submarinos, em cadeias submarinas ou em algumas regiões de talude.
- Desmoronamento e deslizamento – Identificados a partir de ecos hiperbólicos, concentrados na base de escarpas acentuadas, podendo ocorrer também ao redor de montes submarinos isolados ou flancos de elevações submarinas (KOWSMAN & COSTA, 1979). Ressalta-se que estes ambientes de sedimentação foram inferidos de forma indireta e podem abrigar fácies sedimentares distintas em sua superfície.
- Mascarada por Afloramentos Rochosos – Nas áreas de topografia acidentada como: cordilheiras meso-oceânicas, talude continental e escarpas submarinas, a ocorrência de ecos hiperbólicos muito pronunciados nos sinais acústicos utilizados no estudo (originados de retornos laterais) impediu que os sedimentos superficiais fossem idealmente classificados (KOWSMAN & COSTA, 1979). Estas áreas foram, então, identificadas como tendo a sua sedimentação “mascarada por afloramentos rochosos”. Ou seja, por conta da provável ocorrência de afloramentos de rochas sedimentares ou vulcânicas, o retorno do sinal acústico foi alterado, dificultando a inferência do tipo exato de sedimentação por parte desses autores.
- Bioconstrução Calcária Nerítica – Identificados como sendo regiões com a ocorrência de deposição de vasas calcárias, depositadas também em algumas regiões do talude e sopé continentais, bem como nos altos batimétricos do atlântico sul (KOWSMAN & COSTA, 1979).

F) Geologia do Petróleo

A exploração na Bacia do Ceará começou na década de 60, com a realização das primeiras pesquisas sísmicas. Já o primeiro poço foi perfurado em 1971 (poço ICES-001-CE) na sub-bacia de Piauí-Camocim. Em 1977 foi descoberto o Campo de Xaréu, seguido dos campos de Curimã (1978), Espada (1978) e Atum (1979). Na década de 80 ocorreu um declínio na atividade exploratória na bacia (ANP, 2014).

O primeiro poço de águas profundas foi perfurado em 1993 (ICES-0112-CE) a uma lâmina d'água de 1.290 m, sendo que a primeira descoberta em águas profundas ocorreu em Pecém, através do poço 1-BRSA-1080-CES, a uma lâmina d'água de 2.129 m (ANP, 2014). Até a 11ª Rodada da ANP, a Bacia do Ceará possuía 72.045 km de sísmica 2D e 2.645 km² de sísmica 3D disponíveis, além de dados de 117 poços exploratórios. Do total de poços perfurados na Bacia do Ceará, até então, 62 poços possuíam indicativos de hidrocarbonetos (ANP, 2014).

A **Figura II.5.1.3.12** abaixo apresenta a evolução da atividade exploratória na Bacia do Ceará, de 1971 a 2012.

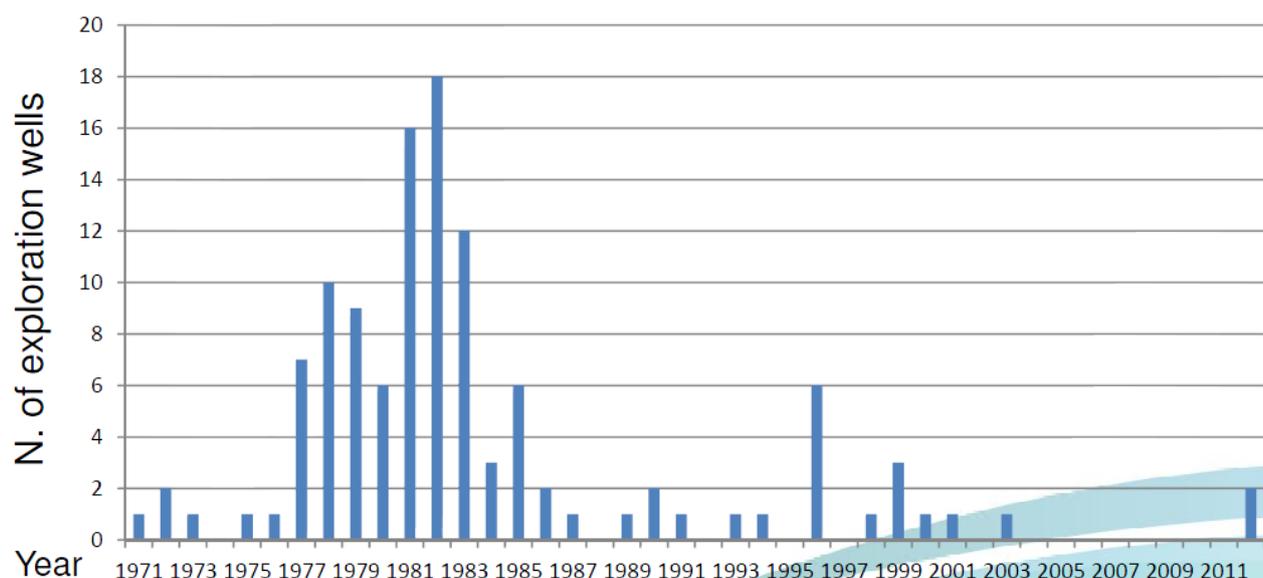


FIGURA II.5.1.3.12 – Evolução da exploração da Bacia do Ceará de 1971 a 2012.

Fonte: ANP (2014).

- **Rochas geradoras e características do óleo na Bacia do Ceará**

Segundo ANP (2014), as rochas geradoras estão localizadas na Formação Paracuru (rocha fonte principal) e também nas Formações Mundaú e Ubarana. Os valores de Carbono Orgânico Total (COT) identificado nas rochas geradoras da Formação Paracuru estão entre 3-6% e da Formação Mundaú em torno de 2%. A porosidade nas Formações Paracuru e Mundaú são superiores a 20%, enquanto que a permeabilidade na Formação Paracuru é menor que 2 D e na Formação Mundaú está entre 40 e 500 mD. A Formação Ubarana possui porosidade maior que 20% e permeabilidade entre 50 e 900 mD.

Além disso, as acumulações de óleo da Bacia do Ceará são caracterizadas como sendo do tipo leve (acima de 39° API). Os óleos dos campos já conhecidos são considerados de boa qualidade, sendo os principais campos produtores: Atum (com óleo de 32° API), Curimã (com óleo de 27° API), Espada (com óleo de 35° API) e Xaréu (com óleo de 39° API) (ANP, 2014). Abaixo serão descritas as principais características dos sistemas petrolíferos da Bacia do Ceará.

- **Rochas reservatório**

As rochas reservatório estão localizadas nos arenitos turbidíticos da Formação Ubarana e nos arenitos fluvio-deltáticos das Formações Paracuru e Mundaú. Além disso, podem ocorrer acumulações de hidrocarbonetos nos reservatórios carbonáticos fraturados do Membro Trairi (ANP, 2014).

- **Sistema de trapas**

As rochas selantes que compõem o sistema petrolífero da Bacia do Ceará foram identificadas como sendo Folhelhos da Formação Ubarana (Cretáceo Superior) e folhelhos intraformacionais das Formações Mundaú e Paracuru. Além disso, trapas estruturais podem ter contribuído para o isolamento dos hidrocarbonetos nos reservatórios (ANP, 2014). Como exemplo de trapas estruturais na Bacia do Ceará (**Figura II.5.1.3.13**)

estão os *plays* presentes no Campo de Xaréu, sendo um transpressivo (acumulação identificada no poço 1-CES-97-CE) e outro transtensivo (acumulação identificada no poço 1-CES-66-CE). Já no caso de trapas estratigráficas (**Figura II.5.1.3.14**) temos o exemplo do Campo de Espada, onde reservatório (arenitos turbidíticos da Formação Ubarana) são selados pelos folhelhos da Formação Ubarana.

Todavia, na Bacia do Ceará pode haver a combinação dos dois sistemas de trapas, estrutural e estratigráfica. Como exemplos estão os Campos de Atum e Curimã, cujos reservatórios estão localizados nos arenitos da Formação Paracuru e as trapas são uma combinação de blocos inclinados e truncados (ANP, 2014; **Figura II.5.1.3.15**).

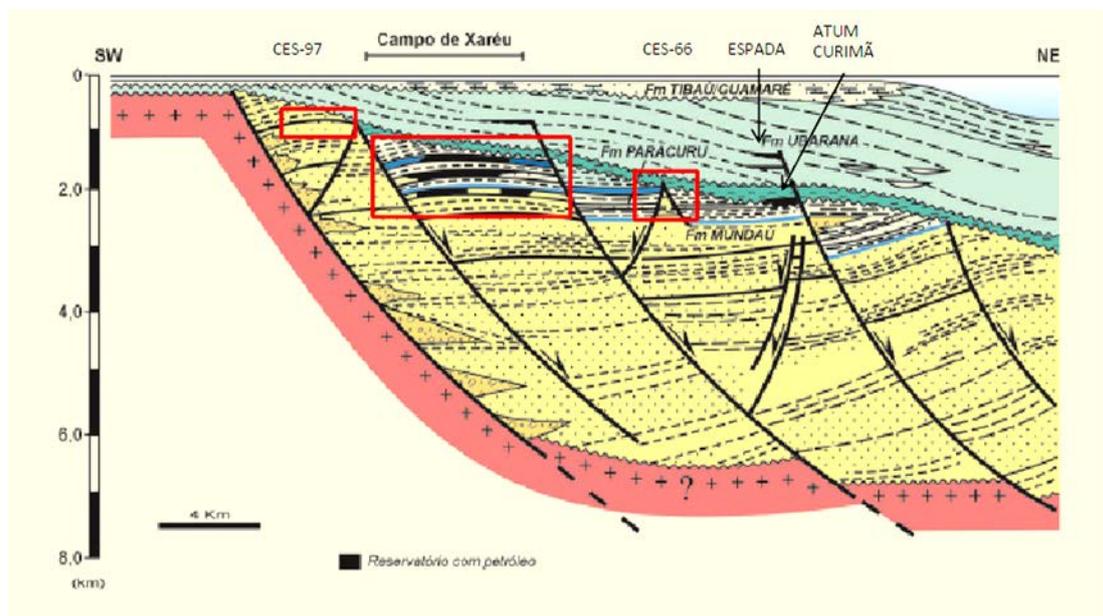


FIGURA II.5.1.3.13 – Seção geológica da Bacia do Ceará evidenciando as trapas estruturais (Campo de Xaréu). As áreas pretas representam os reservatórios de petróleo.

Fonte: ANP (2014).

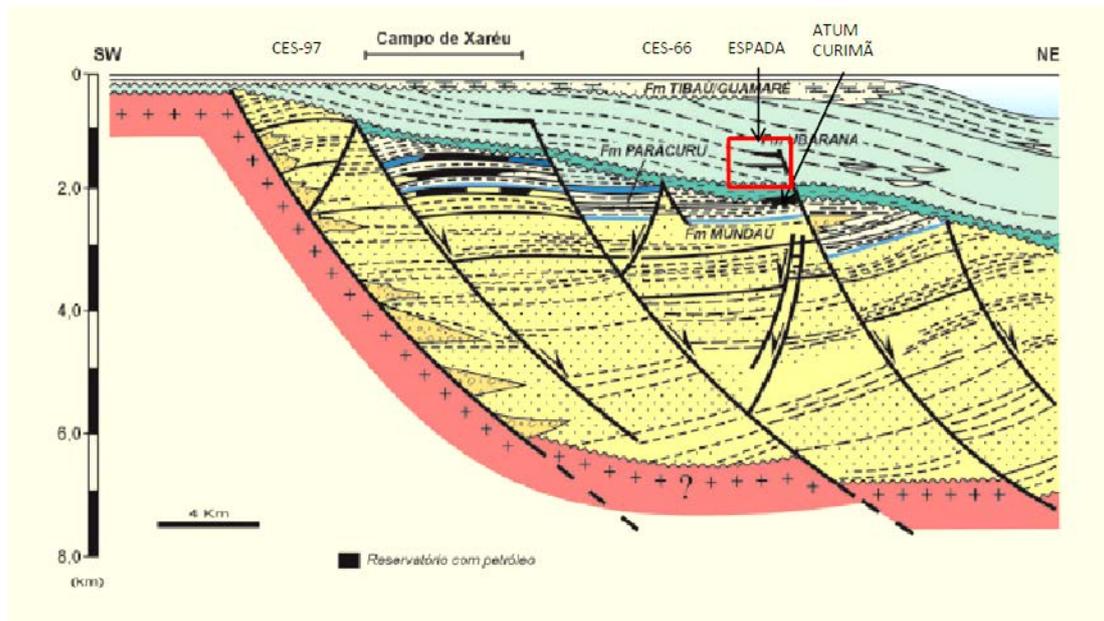


FIGURA II.5.1.3.14 – Seção geológica da Bacia do Ceará evidenciando as trapas estratigráficas (Campo de Espada). As áreas pretas representam os reservatórios de petróleo.

Fonte: ANP (2014).

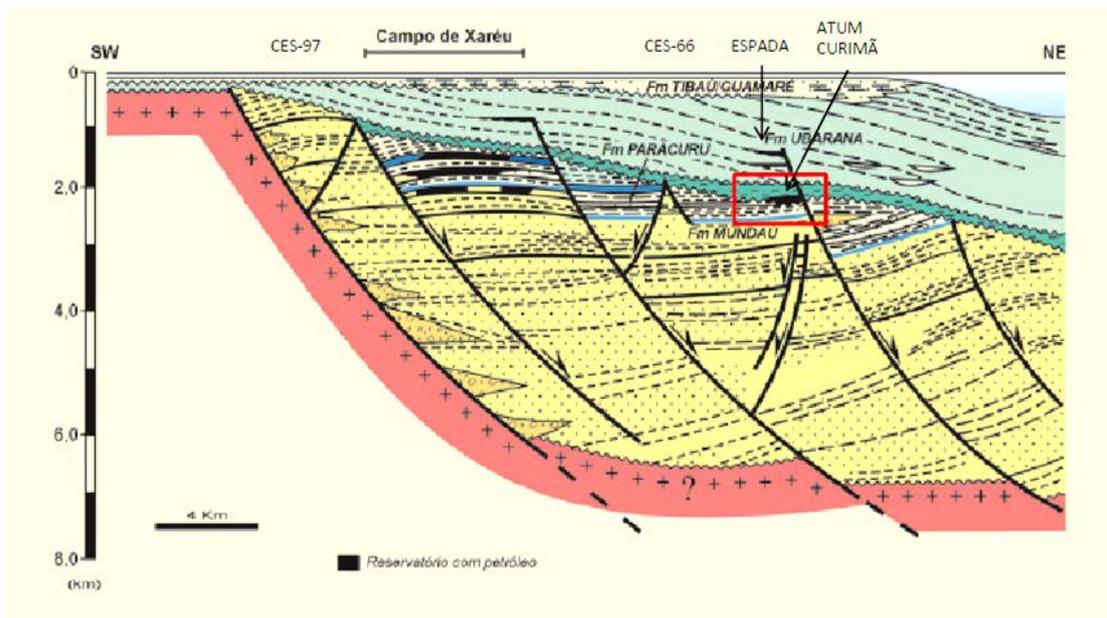


FIGURA II.5.1.3.15 – Seção geológica da Bacia do Ceará evidenciando as trapas combinadas (Campos de Atum e Curimã). As áreas pretas representam os reservatórios de petróleo.

Fonte: ANP (2014).

G) Sismicidade

A região Nordeste do Brasil é a principal área de atividade sísmica do país, principalmente a borda da Bacia Potiguar (Rio Grande do Norte e leste do Ceará), adjacente à Bacia do Ceará. A atividade sísmica no Nordeste é do tipo interplaca e o seu nível não pode ser comparado ao de regiões de borda de placas tectônicas como a Califórnia ou os Andes, por exemplo. Contudo, estes sismos, apesar de menos frequentes, podem ser mais destrutivos que sismos de borda de placa com a mesma magnitude e profundidade, e por isso possuem grande importância. Não há registros de sismos catastróficos até o momento, mas os sismos registrados em geral são classificados como rasos, ocorrendo a profundidades menores do que 12 km, e na forma de enxame, cuja duração pode se estender por anos (VILAR, 2008).

O mesmo autor salienta que há a ocorrência de abalos sísmicos com magnitudes superiores a dois (2), para a região nordeste do Brasil (**Figura II.5.1.3.16**). Em Cascavel (CE), por exemplo, em 1980 houve registro de sismo de 5,2 m_b . As informações de magnitude e localização dos sismos que são apresentadas na figura abaixo são referentes a uma base histórica de um período que vai desde 1808 até 2007.

Segundo ALMEIDA *et al.* (1981), em complementação ao citado por VILAR (2008), a Província Borborema (região do Lineamento Pernambuco, borda da Bacia Potiguar e noroeste do Ceará) e também o Recôncavo da Bahia constituem áreas de grande sismicidade. A correlação entre a sismicidade e feições geológicas tem sido discutida pela comunidade científica e, em geral, os estudos mostram que não há correlação entre a atividade sísmica e lineamentos e zonas de cisalhamento, à exceção do Lineamento Pernambuco (INCT-ET, 2013). VILAR (2008) ressalta que esta correlação ainda não está solucionada, mas que a alta sismicidade em torno da Bacia Potiguar deve estar, de alguma forma, relacionada com tais feições.

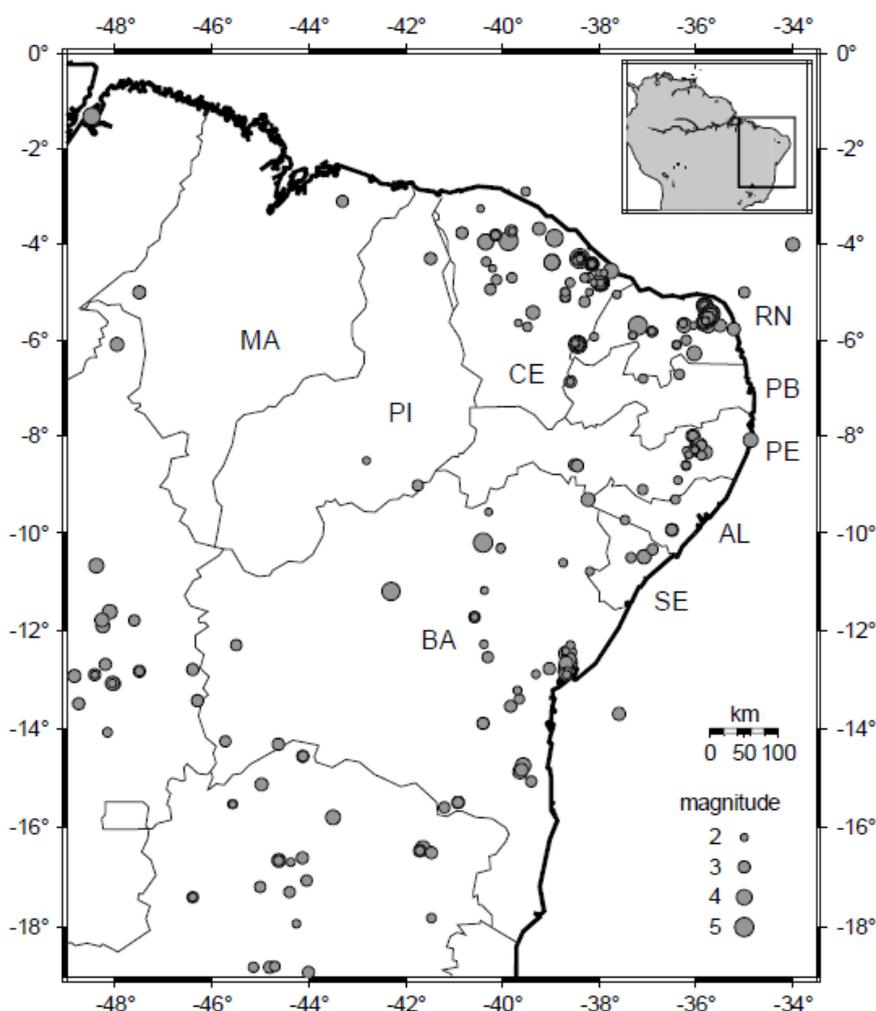


FIGURA II.5.1.3.16 – Sismicidade no nordeste brasileiro.

Fonte: VILAR (2008).

As **Tabelas II.5.1.3.1 e II.5.1.3.2** são referentes às atividades sísmicas registradas nos estados do Ceará e Piauí e áreas oceânicas adjacentes (Bacia do Ceará) desde 1724 até 2013. As informações históricas de quase três séculos foram obtidas no Boletim Sísmico Brasileiro disponibilizado pelo IAG-USP (Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas), que reúne informações dessa natureza na região de estudo. As informações são concebidas por este mesmo Instituto, e também pela Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN), Observatório Sismológico da Universidade de Brasília (UnB), *International Seismological Centre* (ISC do Reino Unido) e *U.S. Geological Survey - National Earthquake Information Center* (GS dos Estados Unidos).

No Ceará, foram identificados 332 sismos com magnitude Richter média de 2,7, com registros entre 1888 e 2013. O sismo de maior magnitude ocorreu em Pacajus (CE) em 1980, com magnitude de aproximadamente 5,2 m_b em profundidade de 5 km. Mais recentemente, em 2000, a maior magnitude registrada correspondeu a 4,1 m_b em Cascavel (CE), sem informação quanto a profundidade. Destaca-se também o sismo registrado na plataforma continental do Ceará (2,4 m_b) em 1993. A maioria dos registros não apresentou informação quanto à profundidade do sismo, mas aquelas que foram registradas não ultrapassaram 10 km (**Tabela II.5.1.3.1**).

No Piauí foram registrados cinco sismos com magnitude média de 3,1 m_b , com registros entre 1983 e 1992 em localidades distintas, sem informação sobre as profundidades. A maior magnitude registrada ocorreu em 1997 na Margem Continental, com valor de 4,7 m_b (**Tabela II.5.1.3.2**).

TABELA II.5.1.3.1 – Abalos sísmicos registrados no estado do Ceará no período de 1724 a 2013.

Ano	Magnitude*	Profundidade (km)	Localidade**	Ano	Magnitude*	Profundidade (km)	Localidade**	Ano	Magnitude*	Profundidade (km)	Localidade**
1888	3,0	-	Acarape	1981	2,0	-	Iraucuba	1989	4,5	4,0	Palhano
1903	3,9	-	Baturité	1981	2,7	-	Pacajus	1989	3,7	4,0	Palhano
1903	3,9	-	Baturité	1982	2,7	-	Pacajus	1989	3,9	-	Palhano
1903	4,1	-	Baturité	1982	2,2	-	Pacajus	1989	3,0	-	Palhano
1903	4,1	-	Baturité	1982	2,1	-	S. Quiteria	1989	3,2	-	Palhano
1903	4,1	-	Baturité	1983	2,4	-	Morada Nova	1989	4,1	-	Palhano
1919	4,5	-	Maranguape	1983	2,5	-	Pacajus	1989	2,8	-	M. Tabosa
1927	3,0	-	Pereiro	1983	2,7	-	Itataia	1989	3,8	-	Palhano
1928	4,0	-	Aracati	1983	2,8	-	Pacajus	1989	3,9	-	Palhano
1928	3,6	-	Lacerda	1983	2,3	-	Pacajus	1989	3,6	-	Palhano
1942	3,0	-	Granja	1983	2,6	-	Pacajus	1989	4,2	-	Palhano
1968	3,9	-	Pereiro	1987	3,0	-	Itapajé	1989	3,5	-	Palhano
1968	2,8	-	Pereiro	1988	2,0	-	Morada Nova	1989	3,1	-	Palhano
1968	4,1	-	Pereiro	1988	2,2	-	Palhano	1989	3,0	-	Palhano
1968	4,6	-	Pereiro	1988	2,1	-	Palhano	1989	3,2	-	Frecheirinha
1968	3,0	-	Pereiro	1988	2,1	-	Palhano	1990	2,0	-	Pacajus
1968	3,0	-	Pereiro	1988	4,1	8,0	Groairas	1990	2,5	-	Mombaca
1968	3,8	-	Pereiro	1988	3,9	8,0	Groairas	1990	2,1	-	Mombaca
1968	3,0	-	Farias Brito	1988	2,1	-	Palhano	1991	2,8	-	Pereiro
1968	3,7	-	Pereiro	1988	2,5	-	Palhano	1991	2,1	-	Pereiro
1974	3,3	-	S. L. do Curu	1988	2,6	-	Palhano	1991	4,9	1-	Iraucuba
1976	3,0	-	Ibaretama	1988	2,8	-	Palhano	1991	2,4	1,0	Hidrolandia
1976	3,5	-	Ibaretama	1988	3,7	4,0	Palhano	1993	2,0	-	Palhano
1977	3,9	-	Ibaretama	1988	3,9	4,0	Palhano	1993	2,4	-	Plat.Cont.
1980	2,8	-	Morada Nova	1988	4,2	4,0	Palhano	1993	2,1	-	Senador Sá
1980	5,2	5,0	Pacajus	1988	4,1	4,0	Palhano	1993	2,4	-	Forquilha
1980	2,2	-	Pacajus	1988	3,3	-	Palhano	1993	2,5	-	Forquilha
1980	2,4	-	Pacajus	1988	3,0	-	Palhano	1993	2,1	-	Cascavel
1980	2,3	-	Pacajus	1988	3,2	5,0	Palhano	1993	2,1	-	Cascavel
1981	3,6	-	Pacajus	1988	3,3	-	Palhano	1993	2,0	-	Cascavel
1981	3,8	-	Pacajus	1988	3,4	-	Palhano	1994	2,0	4,0	Cascavel
1981	2,0	-	Pacajus	1989	3,6	-	Palhano	1994	2,2	4,0	Cascavel
1981	2,5	-	Pacajus	1989	3,1	-	Palhano	1994	2,1	4,0	Cascavel
1981	2,1	-	Pacajus	1989	3,5	-	Palhano	1994	2,1	4,0	Cascavel
1981	2,6	-	Pacajus	1989	4,1	4,0	Palhano	1994	2,1	4,0	Cascavel

(continua)

Ano	Magnitude*	Profundidade (km)	Localidade**	Ano	Magnitude*	Profundidade (km)	Localidade**	Ano	Magnitude*	Profundidade (km)	Localidade**
1994	2,1	4,0	Cascavel	1994	2,2	4,0	Cascavel	1997	2,0	-	Cascavel
1994	2,0	4,0	Cascavel	1994	2,2	4,0	Cascavel	1997	2,0	-	Cascavel
1994	2,2	4,0	Cascavel	1994	3,5	4,0	Cascavel	1997	2,1	-	Cascavel
1994	2,1	4,0	Cascavel	1994	2,4	4,0	Cascavel	1997	3,2	-	Frecheirinha
1994	2,9	4,0	Cascavel	1994	2,0	4,0	Cascavel	1997	2,1	-	Cascavel
1994	2,2	4,0	Cascavel	1994	2,0	4,0	Cascavel	1997	2,7	-	Cascavel
1994	2,4	4,0	Cascavel	1994	2,1	4,0	Cascavel	1997	2,4	-	Frecheirinha
1994	2,0	4,0	Cascavel	1994	2,0	4,0	Cascavel	1997	3,2	-	Senador Sá
1994	2,6	4,0	Cascavel	1994	2,8	4,0	Cascavel	1997	2,4	-	Senador Sá
1994	2,6	4,0	Cascavel	1994	2,0	4,0	Cascavel	1997	2,0	-	Senador Sá
1994	2,0	4,0	Cascavel	1994	2,3	4,0	Cascavel	1997	2,1	-	Cascavel
1994	2,5	4,0	Cascavel	1994	2,3	4,0	Cascavel	1997	2,2	-	Cascavel
1994	2,5	4,0	Cascavel	1994	2,1	4,0	Cascavel	1997	2,2	-	Cascavel
1994	2,5	4,0	Cascavel	1994	2,1	4,0	Cascavel	1997	2,0	-	Cascavel
1994	2,0	4,0	Cascavel	1994	2,1	4,0	Cascavel	1997	2,1	-	Cascavel
1994	2,2	4,0	Cascavel	1994	2,0	4,0	Cascavel	1997	2,2	-	Cascavel
1994	2,3	4,0	Cascavel	1994	2,8	4,0	Cascavel	1997	2,0	-	Cascavel
1994	2,4	4,0	Cascavel	1994	2,5	4,0	Cascavel	1997	2,0	-	Cascavel
1994	2,1	4,0	Cascavel	1995	2,2	-	Cascavel	1997	2,5	-	Cascavel
1994	2,2	4,0	Cascavel	1995	2,6	-	Cascavel	1997	3,6	-	Cascavel
1994	2,5	4,0	Cascavel	1995	2,5	-	Cascavel	1997	2,0	-	Cascavel
1994	2,4	4,0	Cascavel	1995	2,2	-	Cascavel	1997	3,3	-	Cascavel
1994	2,7	4,0	Cascavel	1995	2,6	-	Cascavel	1997	2,0	-	Cascavel
1994	2,9	4,0	Cascavel	1995	2,1	-	Cascavel	1997	2,8	-	Cascavel
1994	2,2	4,0	Cascavel	1995	2,6	-	Aiuaba	1997	3,3	-	Cascavel
1994	2,0	4,0	Cascavel	1995	3,5	4,0	Cascavel	1997	2,3	-	Cascavel
1994	2,0	4,0	Cascavel	1995	2,7	-	Hidrolandia	1997	2,0	-	Cascavel
1994	2,3	4,0	Cascavel	1995	3,4	-	Groairas	1997	2,0	-	Cascavel
1994	2,0	4,0	Cascavel	1995	2,5	-	Cascavel	1997	2,2	-	Cascavel
1994	2,0	4,0	Cascavel	1997	2,1	-	Cascavel	1997	2,0	-	Cascavel
1994	2,8	4,0	Cascavel	1997	2,1	-	Cascavel	1997	2,0	-	Cascavel
1994	2,0	4,0	Cascavel	1997	2,2	-	Cascavel	1997	2,7	-	Cascavel
1994	2,2	4,0	Cascavel	1997	2,3	-	Paramoti	1997	2,0	-	Senador Sá
1994	2,4	4,0	Cascavel	1997	2,0	-	Paramoti	1997	2,3	-	Cascavel
1994	2,4	4,0	Cascavel	1997	2,2	-	Cascavel	1997	2,0	-	Cascavel

(continua)

Ano	Magnitude*	Profundidade (km)	Localidade**	Ano	Magnitude*	Profundidade (km)	Localidade**	Ano	Magnitude*	Profundidade (km)	Localidade**
1997	2,2	-	Cascavel	1999	2,1	-	Cascavel	2008	3,7	-	Meruoca
1997	2,3	-	Cascavel	1999	2,0	-	Cascavel	2008	3,7	-	S. da Meruoca
1997	2,9	-	Apuiaries	1999	2,3	-	Cascavel	2008	3,4	-	S. da Meruoca
1997	2,4	-	Cascavel	1999	2,0	-	Apuiaries	2008	2,4	-	S. da Meruoca
1997	2,3	-	Cascavel	1999	2,2	-	Cascavel	2008	2,8	-	S. da Meruoca
1997	2,6	-	Cascavel	1999	2,8	-	Cascavel	2008	2,9	-	S. da Meruoca
1997	3,0	-	Senador Sá	1999	2,1	-	Cascavel	2008	2,2	-	S. da Meruoca
1997	2,0	-	Cascavel	1999	2,1	-	Cascavel	2008	3,5	-	S. da Meruoca
1997	2,1	-	Cascavel	2000	3,3	-	Cascavel	2008	3,1	-	S. da Meruoca
1997	2,3	-	Cascavel	2000	2,6	-	Cascavel	2008	3,8	5,0	S. da Meruoca
1997	3,1	-	Cascavel	2000	3,1	-	Cascavel	2008	3,9	-	S. da Meruoca
1997	2,6	-	Cascavel	2000	3,0	-	Cascavel	2008	3,0	-	S. da Meruoca
1998	2,1	-	Tejucuoca	2000	2,7	-	Cascavel	2008	2,4	-	S. da Meruoca
1998	2,8	-	Tejucuoca	2000	3,5	-	Cascavel	2008	2,4	-	S. da Meruoca
1998	2,1	-	Apuiaries	2000	4,1	-	Cascavel	2008	2,1	-	S. da Meruoca
1998	2,1	-	Apuiaries	2000	3,1	-	Pacajus	2008	2,4	-	S. da Meruoca
1998	2,8	-	Cascavel	2000	3,2	-	Senador Sá	2008	2,2	-	S. da Meruoca
1998	2,1	-	Cascavel	2000	3,0	-	Senador Sá	2008	3,5	-	S. da Meruoca
1998	2,0	-	Cascavel	2000	3,0	-	Pacajus	2009	3,5	-	S. da Meruoca
1998	4,0	-	Cascavel	2001	3,3	-	Quixeramobim	2009	2,5	5,0	S. da Meruoca
1998	2,5	-	Cascavel	2001	3,7	-	Cascavel	2009	2,2	5,0	S. da Meruoca
1998	2,0	-	Cascavel	2003	2,5	-	Taperauaba	2009	2,5	5,0	S. da Meruoca
1998	2,3	-	Cascavel	2004	3,2	-	Icoh	2009	2,6	5,0	Alcantaras
1998	2,3	-	Cascavel	2004	2,8	-	Guia	2009	2,2	5,0	Alcantaras
1998	2,4	-	Cascavel	2004	3,3	-	Cascavel	2009	2,3	5,0	Alcantaras
1998	2,2	-	Cascavel	2005	3,0	-	Chorozinho	2009	2,6	5,0	Acarape
1998	2,0	-	Cascavel	2005	3,1	-	Chorozinho	2009	2,4	5,0	S. da Meruoca
1998	2,4	-	Cascavel	2006	2,6	-	Cascavel	2009	2,6	5,0	S. da Meruoca
1998	2,5	-	Cascavel	2006	3,1	-	Cascavel	2009	2,2	5,0	S. da Meruoca
1998	2,3	-	Cascavel	2007	2,9	-	Morrinhos	2009	2,5	5,0	Alcantaras
1998	2,8	-	Cascavel	2007	2,1	-	Castanhao	2009	3,4	5,0	Alcantaras
1998	2,3	-	Cascavel	2007	2,3	-	Castanhao	2009	2,6	5,0	Granja-Parazinho
1998	2,1	-	Cascavel	2008	2,5	-	S. da Meruoca	2009	2,6	-	Beberi Palhano
1998	2,0	-	Cascavel	2008	2,8	-	S. da Meruoca	2009	2,6	5,0	Sobral
1998	2,4	-	Cascavel	2008	2,3	-	Catarina	2009	2,9	-	Coreauh

(continua)

Ano	Magnitude*	Profundidade (km)	Localidade**
2010	2,7	5,0	Coreau
2010	2,3	-	Iraussuba
2010	2,6	5,0	S. da Meruoca
2010	3,1	5,0	S. da Meruoca
2011	2,7	-	Massapeh
2011	2,7	-	S. da Meruoca
2011	2,7	-	Massapeh
2011	3,0	5,0	S. da Meruoca
2011	2,1	-	Sant. Acarau
2011	2,0	5,0	S. da Meruoca
2012	2,1	5,0	S. da Meruoca
2012	2,5	-	Barroquinha
2012	2,0	-	Beberibe
2012	2,1	-	Pentecoste
2012	2,9	-	S. da Meruoca
2012	2,2	-	S. da Meruoca
2013	2,9	-	S. da Meruoca

Fonte: IAG (2014). Dados disponíveis em: <http://moho.iag.usp.br>.

* Magnitude: magnitude Richter (escala "m_b", baseada na onda P)

** Localidade: local conhecido perto do epicentro

TABELA II.5.1.3.2 – Abalos sísmicos registrados no estado do Piauí no período de 1724 a 2013.

Ano	Magnitude*	Profundidade (km)	Localidade**
1983	2,0	-	S. R. Nonato
1988	3,1	-	Pedro II
1989	2,6	-	Picos
1991	2,9	-	Curral Novo
1992	4,7	-	Margem Cont.

Fonte: IAG (2014). Dados disponíveis em: <http://moho.iag.usp.br>.

* Magnitude: magnitude Richter (escala "m_b", baseada na onda P)

** Localidade: local conhecido perto do epicentro

II.5.1.3.2 Geologia Local

A) Localização

A atividade de perfuração marítima para os nove poços propostos pela TOTAL na Bacia do Ceará compreende o Bloco CE-M-661. Está prevista a perfuração de um poço nas seguintes coordenadas:

TABELA II.5.1.3.3 – Coordenadas dos poços propostos no Bloco CE-M-661.

Poço	Profundidade (m)	Latitude	Longitude
Itarema-01	2.140	02° 30' 26" S	39° 01' 33" W

DATUM: SIRGAS 2000.

Cabe ressaltar que tendo em vista a aquisição e tratamento de informações de sísmica 3D, em andamento, o enriquecimento de informações a respeito dos blocos a serem explorados pela TOTAL poderá alterar a localização inicial dos poços, anteriormente apresentados. Além disso, essas informações poderão subsidiar ainda mais a capacidade da TOTAL em evitar riscos desnecessários nas locações propostas.

Um mapa apresentando a localização dos poços propostos é apresentado na **Figura II.5.1.3.22**.

B) Geologia estrutural

O Bloco CE-M-661 está localizado a sul da expressiva estrutura conhecida como Zona de Fratura de Romanche, a mais importante estrutura que afeta sedimentos desde a sequencia rifte, na região da plataforma, até sedimentos cenomanianos nas porções mais distais da bacia. Tal estrutura desencadeia estruturas secundárias e menores, como altos e baixos estruturais nas redondezas do Bloco CE-M-661.

Outra estrutura de relevante importância na área corresponde a um grande lineamento que advém das porções emersas a sudoeste e adentra a bacia no bloco CE-M-661 com direção nordeste. Este lineamento é conhecido como Transbrasiliano e apresenta destaque na dinâmica de abertura da Margem Equatorial Brasileira durante o início do Albiano (112 Ma).

O Bloco CE-M-661 contempla dois estágios distintos da abertura da Margem Equatorial Brasileira, onde na porção a sul da quebra da plataforma podemos observar intenso falhamento normal com direção N-40-50W mergulhando para NE sobre uma espessa Crosta Continental Estendida. Estas falhas são responsáveis pela compartimentação da sequencia sin-rifte em bloco rotacionados onde podemos relatar a existência dos campos de Xaréu, Espada, Curimã e Atum. Estes falhamentos estão localizados no extremo sudoeste do bloco CE-M-661, onde fora realizado mapeamento sísmico-estrutural da sequencia rifte por meio de dados sísmicos 3D e 2D.

No segundo estágio de abertura da Margem Equatorial Brasileira ocorreu um estiramento crustal acentuado, culminando na ruptura total da crosta continental. Este estiramento deu origem à crosta oceânica e, conseqüentemente, a Zona de Fratura de Romanche que, por sua vez, atuava até então como uma zona de falhas de transferência de esforços entre as bacias Barreirinhas e Ceará. Este evento foi responsável por um intenso processo erosivo na região da plataforma atual da bacia, onde grande parte da seção Paracurú superior foi removida (a nível do Membro Trairi), contrapondo com a espessa seção da sequencia Paracuru, preservada nas porções mais distais. As falhas resultantes deste processo são representadas por falhas normais de similar direção as anteriores, diferenciando somente pelos mergulhos que diminuem em direção às regiões mais profundas e pela maior regularidade das mesmas. Estas estruturas são responsáveis pela formação de altos e baixos estruturais na sequencia rifte e pela intrusão de rochas vulcânicas observadas nas porções mais distais da bacia, dentro da sequencia rifte.

Importante ressaltar que estas estruturas não ultrapassam o limite da descontinuidade do *Break-up* (Albiano inferior – 112 Ma.), exceto quando processos de reativações utilizam estes planos de fraquezas pré-existent. Todavia, não apresentam grandes expressões na sequencia pós-rifte, levando a concluir que a deformação por meio de falhas e/ou dobras é incipiente, restando somente efeitos causados por processos sedimentares e erosivos.

A **Figura II.5.1.3.17** apresenta o arcabouço geológico estrutural do bloco CE-M-661, na Bacia do Ceará.

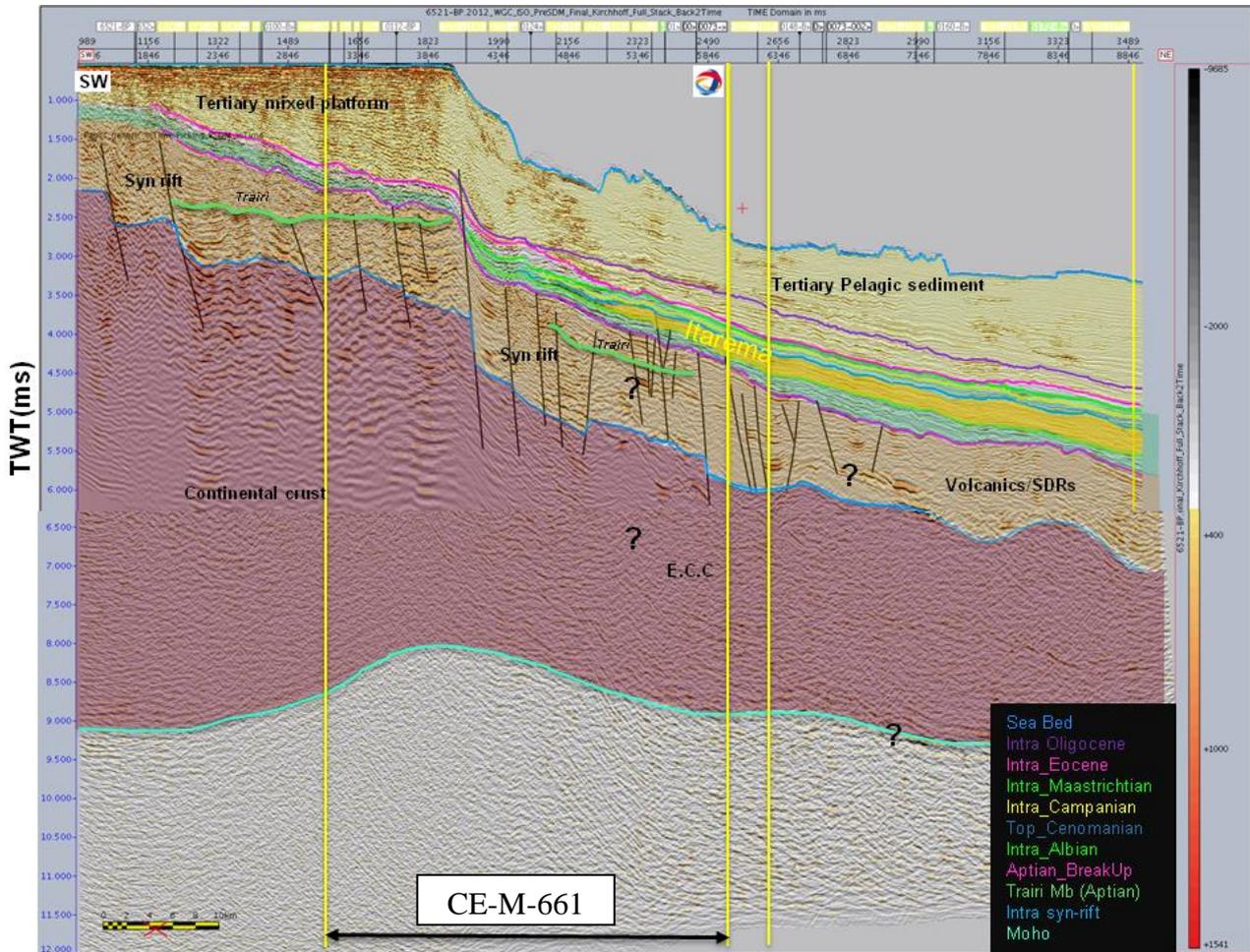


FIGURA II.5.1.3.17 – Seção sísmica migrada em tempo demonstrando o arcabouço geológico-estrutural na área do bloco CE-M-661.

Fonte: TOTAL (2015).

C) Estratigrafia

No Bloco CE-M-661, a localização Itarema-01 prevista irá perfurar as seguintes unidades: Formação Ubarana, Formação Guimarães e Formação Paracuru, conforme o quadro de previsão geológicas na **Figura II.5.1.3.18**. Cabe ressaltar que as profundidades aqui apresentadas possuem grau de incerteza tanto para mais quanto para menos. Os graus de incerteza serão descritos ao longo da descrição das litologias a serem perfuradas.

A localização está em uma lamina de água de aproximadamente 2.140 m (TVDSS). A profundidade final deste poço será de 4.230 m (TVDSS), com uma incerteza de cerca de 210 metros.

O primeiro intervalo do poço, de 2.140 m a 2.960 m (TVDSS), encontra-se na formação Ubarana, composta predominantemente por folhelhos cinza esverdeado, calcífero e siltito cinzento argiloso podem ocorrer

lentes de arenitos finos. Estes sedimentos correspondem a um ambiente Marinho com fácies de talude em um ciclo regressivo. Na sequência observamos através de feições sísmicas um provável canal arenoso de aproximadamente 93 m de espessura. Sua porção final esta a uma profundidade de 3.053 m (TVDSS) com uma incerteza de cerca de 90 m, na mesma Formação Ubarana.

No intervalo de 3.053 m a 3.425 m (TVDSS) com uma incerteza de 130 m, entraremos na formação Guamaré que são folhelhos intercalados com margas. Estas fácies carbonáticas e siliciclasticas foram depositadas em um ambiente nerítico e litorâneo.

A partir de 3.425 m (TVDSS) com uma incerteza de 155 m aparecem intercalações de folhelhos cinza esverdeados e arenitos da formação Ubarana, membro Uruburetama. Estes sedimentos foram depositados em um ambiente marinho transgressivo. Esta sequência é o selo de nosso reservatório principal.

Na sequência está o nosso objetivo principal a uma profundidade aproximada de 3.674 m (TVDSS) com uma incerteza de 155 m. Arenitos turbidíticos da formação Ubarana, membro Uruburetama podendo ocorrer intercalações de lentes de folhelhos, ciclos transgressivos e regressivos. A trapa para deste reservatório é estratigrafia. No intervalo imediatamente abaixo de 3.900 m a 4.130 m (TVDSS) ocorrem predominantemente folhelhos rico em matéria orgânica. Este intervalo representa a rocha geradora.

Na profundidade de 4.130 m (TVDSS) com uma incerteza de 220 m, esperamos encontrar formação Paracuru com arenitos de granulometria grossa podendo ocorrer conglomerados. Pode ocorrer também folhelho cinzento bioturbado por animais ou raízes. Esta sequência é tipicamente transicional de sedimentação continental para condições marinhas marginais. O ambiente deposicional desta formação é tipicamente fluvio-deltaico. O contato da formação Paracuru com a Formação Ubarana sobrejacente é marcado por uma expressiva discordância regional. A profundidade final da locação Itarema esta estimado para 4.230 m (TVDSS) com uma incerteza de 210 m.

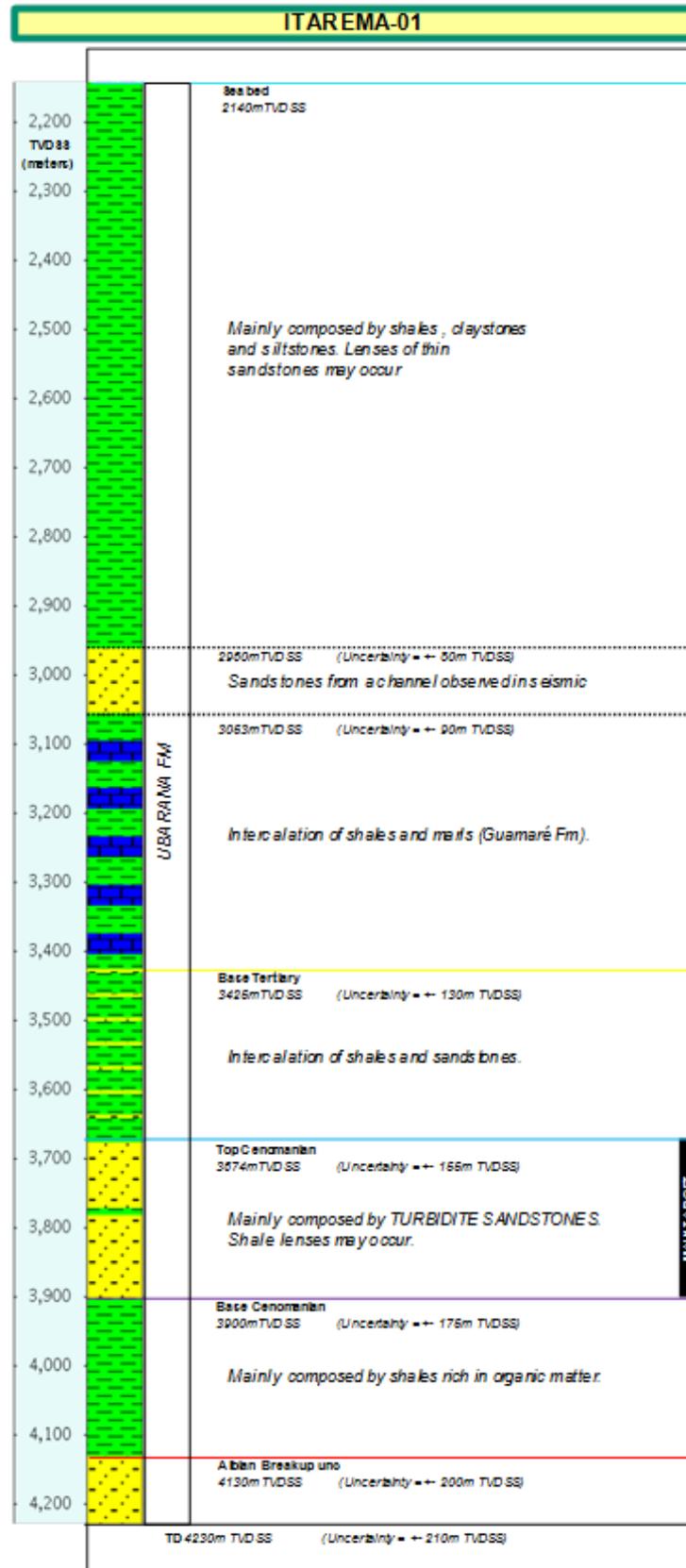


FIGURA II.5.1.3.18 – Quadro de previsão geológica para o prospecto Itarema-01, no bloco CE-M-661.
 Fonte: TOTAL (2015).

Já a **Figura II.5.1.3.19** apresenta a trajetória do poço Itarema-01, bem como a interpretação das principais litologias que serão perfuradas.

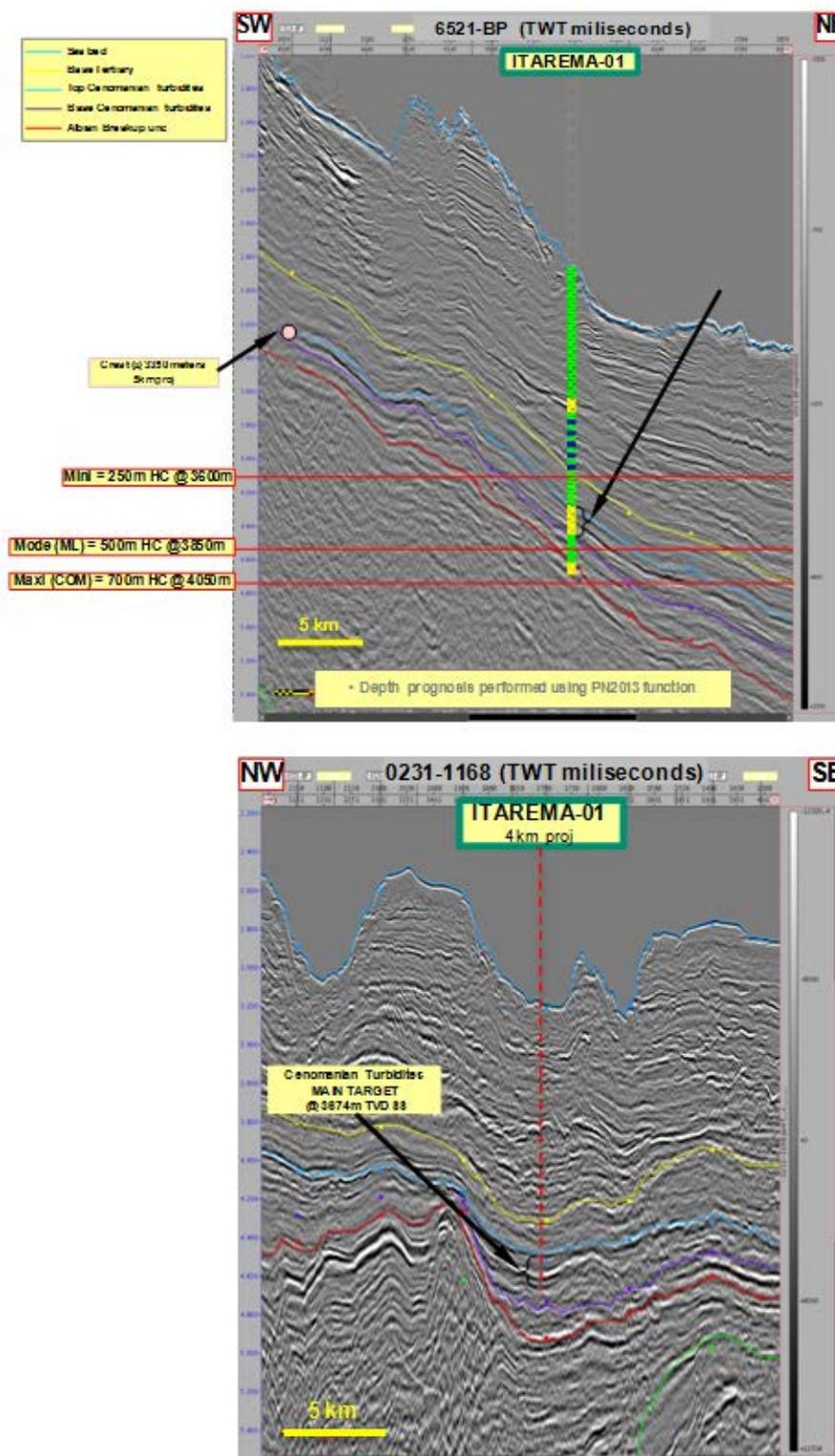


FIGURA II.5.1.3.19 – Seção de sísmica obtendo a previsão geológica para o prospecto Itarema-01, no bloco CE-M-661.

Fonte: TOTAL (2015).

Para o desenvolvimento da atividade de perfuração na Bacia do Ceará, foi realizada uma modelagem de óleo cuja vazão de descarga para o pior cenário esperado foi dimensionada a partir dos seguintes princípios:

- O montante máximo de óleo que pode ser descarregado a partir de um poço incompleto, recentemente perfurado ou cimentado/revestido, ao longo de um período de 30 dias em um dado cenário de descontrole de fluxo no poço oriundo do primeiro reservatório alvo.

Dessa forma, objetivando o cálculo da vazão de óleo no caso de pior cenário, foram considerados os seguintes parâmetros:

- Permeabilidade: a habilidade do fluido em fluir para fora do reservatório dada a conectividade dos espaços entre os poros dentro do reservatório, medido em Darcy ou mili-Darcy. 1 Darcy = $1 \times 10^{-12} \text{m}^2$;
- Espessura do reservatório: área total do reservatório exposto/acessível para fluir e preencher com hidrocarbonetos. Em um poço vertical, esta é apenas a altura da área do reservatório;
- Viscosidade do óleo: baixa viscosidade do óleo possibilita um fluxo mais acessível para fora do reservatório a partir da conexão entre espaços de poros;
- Área total de drenagem relacionada ao raio do poço: um raio maior aonde é aplicada a pressão leva a taxas de fluxo menores. Quanto maior o poço, maior é a vazão;
- Fator de dano: calculado como uma variável adimensional que é baseada no dano na proximidade do poço impedindo a permeabilidade, ou num “pseudo-dano” impedindo o fluxo.

A lei de Darcy, que regula o fluxo do poço, é expressa da seguinte forma (**Figura II.6.1.3.2.8**):

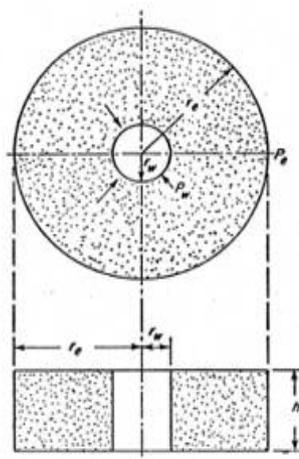


Figure 6.1 Model for radial flow of fluids to the wellbore

$$q = \frac{kh(p_e - p_{wf})}{141.2\mu B_o \ln\left(\frac{r_e}{r_w} + S\right)}$$

FIGURA II.5.1.3.20 – Modelo para o fluxo radial de fluidos no poço, bem como a equação que rege o fluxo no poço (Lei de Darcy).

Fonte: TOTAL (2015).

Onde:

k = Permeabilidade da Rocha Reservatório (md);

h = espessura do reservatório (ft);

Pe-Pwf = Pressão externa do reservatório – Pressão de fluxo do poço aka. Queda de Pressão (psi);

m = Viscosidade do fluido (cp);

Bo = Fator de volume de Formação (res bbl/STB);

Re/Rw = Raio de drenagem externa/Raio do poço (ft);

S = Fator de dano – Obstrução do fluxo próximo a área do poço;

141.2 = Fator de conversão do SI para unidades de óleo e gás.

Para alimentar o cálculo da vazão de pior caso para a Bacia do Ceará foram, então, utilizadas as seguintes características geológicas da referida Bacia:

- **Queda de pressão:** 10,5 ppg com reservatório a 4.050 m TVD;
 - Poço inteiro preenchido com óleo de 32 graus API (7.2ppg).
 - Gradiente da água do mar de 8,6 ppg na cabeça do poço em 2.140 m de lâmina d'água.
 - Fricção zero ou outra perda de pressão mecânica através do fluxo do poço. Ausente de gás ou restrições de queda de pressão por fluxo turbulento.

- **Permeabilidade:** 10 mD (Areias turbidíticas);
 - Mais alta probabilidade para o pior caso = média de permeabilidade de 10 mD no reservatório.

- **Espessura do reservatório:** 50 metros;
 - Anúncio de descobertas da Petrobras em águas profundas.
 - Poços em campos de produção na plataforma da Bacia do Ceará.

- **Viscosidade do óleo:** 1,02 cP;
 - Óleo do campo produtor de Curimã.

- **Fator de volume de formação:** 1.0;
 - Menor valor possível.

- **Raio de drenagem:** 2.000 ft e **Diâmetro do poço:** 12.25";
 - Possibilidade razoavelmente mais baixa e maior espessura de poço ao longo da seção do reservatório.

- **Fator de dano:** Zero (0);
 - Estimativa muito conservadora dado um poço completamente preenchido de fluido e/ou cimentado.

Assim sendo, considerando os preceitos apresentados e as características esperadas para o reservatório da Bacia do Ceará, o cálculo da vazão de pior caso para as atividades de perfuração no bloco CE-M-661 foi de 2.790 bbls/dia, de acordo com a Lei de Darcy.

D) Fisiografia

A fisiografia do fundo do mar para o bloco CE-M-661 foi construído com base em dados sísmicos 2D migrados em tempo (Figura II.5.1.3.21), aonde foram interpretados as primeiras reflexões coincidentes com o fundo do mar, o qual foi posteriormente convertido em profundidade utilizando a velocidade constante de 1.500 m/s para a água (Figura II.5.1.3.22).

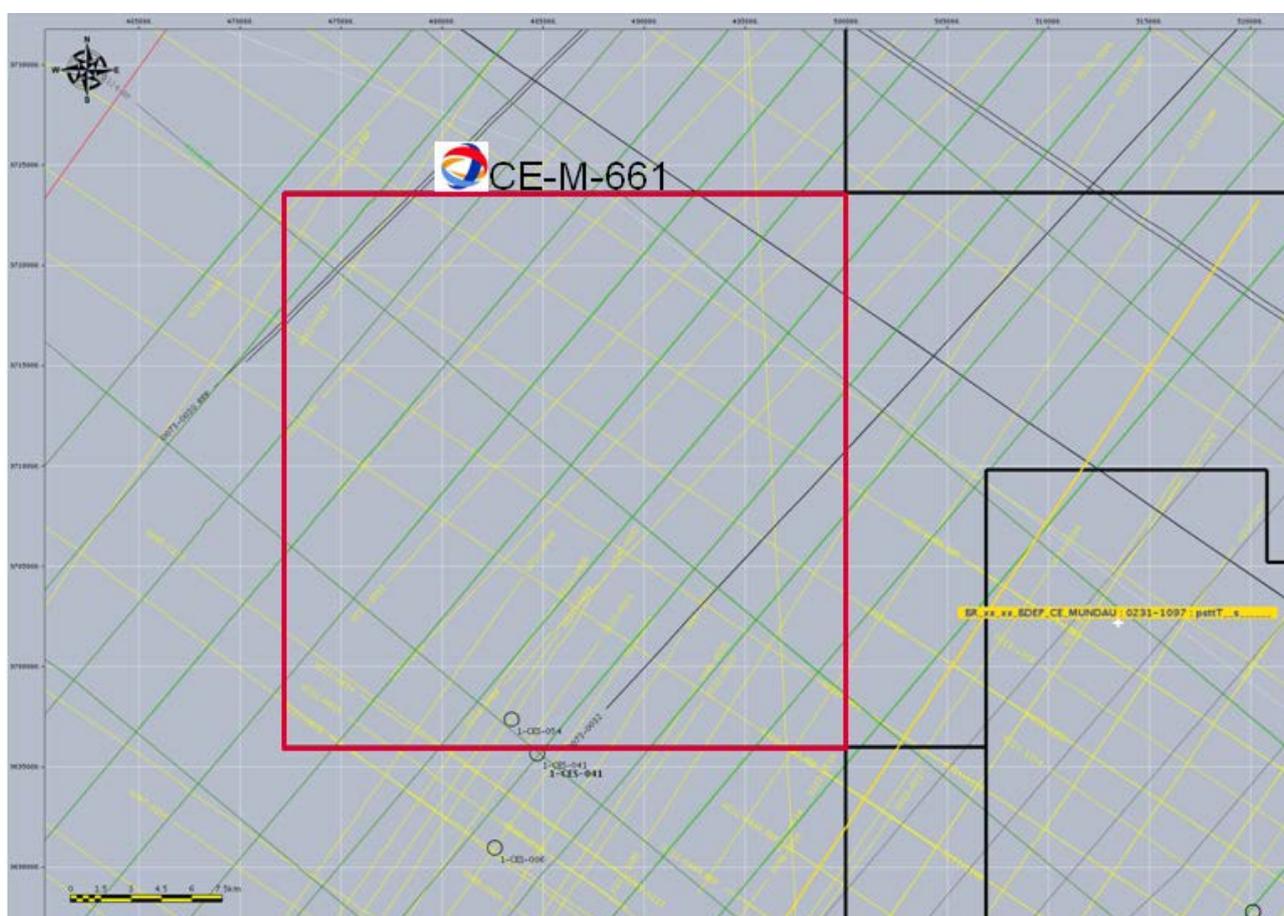


FIGURA II.5.1.3.21 – Mapa de localização das seções sísmicas 2D utilizadas no mapeamento da superfície do fundo do mar (linhas verdes, amarelas e pretas). Dados sísmicos são apresentados na escala vertical em tempo duplo.

Fonte: TOTAL (2015).

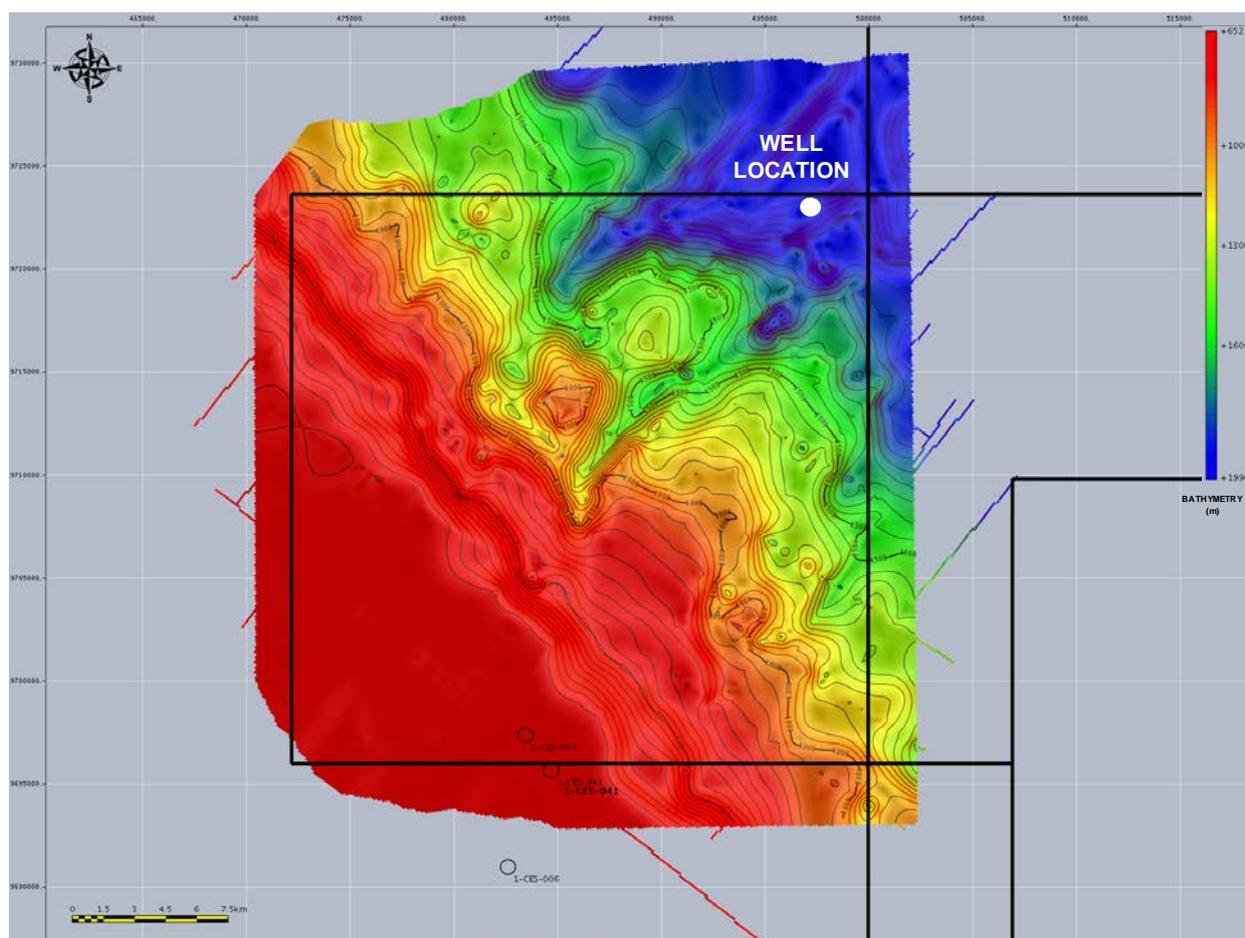


FIGURA II.5.1.3.22 – Mapa batimétrico do Bloco CE-M-661 e o provável posicionamento da localização do poço.

Fonte: TOTAL (2015).

Em termos fisiográficos, o fundo do mar no bloco de exploração CE-M-661 apresenta-se dividido em quatro áreas principais, sendo elas: I - plataforma mista; II - talude superior; III - Talude inferior e IV - Sopé do Talude (**Figura II.5.1.3.23**).

- Plataforma mista (I): está localizada na porção mais proximal a sudoeste do bloco, onde a batimetria não ultrapassa 200 m de profundidade e a declividade da superfície varia de 0° a 2° até a quebra da plataforma. No que diz respeito a sua cobertura sedimentar, a plataforma é chamada de mista pela presença, em poços já perfurados, de areias e bioconstruções carbonáticas.
- Talude superior (II): é caracterizado por uma faixa longitudinal de direção N50W, onde fisiograficamente apresenta duas regiões distintas. Uma região é mais próxima da quebra da plataforma com maiores declividades, variando de 7° a 20°, entres as cotas batimétricas de 200 m a 500 m (**Figura II.5.1.3.24**) associada a uma grande falha. Esta falha culmina na superfície de descolamento regional que controlada toda a movimentação gravitacional no fundo do mar atual. A outra região está localizada entre as cotas batimétricas de 500 m a 1000 m, onde a declividade passa a ser mais suave, com inclinação entre 2° a 7° e está associada a falhamentos normais que terminam tangenciando a superfície de descolamento regional.

- Talude Inferior (III): é caracterizado por uma área com a presença de amplos e profundos canais de escavações (erosionais) que aproveitam os pontos de fraquezas proporcionados pelas falhas, encaixando-se preferencialmente nestes pontos no final do talude superior e depois se redistribuindo gravitacionalmente na direção do mergulho principal da bacia. Em termos de fisiografia, o talude inferior consiste em altos e baixos estruturais reliquiais, relacionados ao mútuo processo de deslizamento das falhas gravitacionais e a geração dos canais de escavação, que também servem de caminhos preferenciais para fluxos gravitacionais de detritos. Em virtude da complexa interação entre os processos de deformação e processos erosionais, as declividades variam drasticamente neste compartimento, com maiores declividades nas proximidades com os canais de escavação e menores declividades nas porções centrais dos altos estruturais locais.
- Sopé do talude (IV): é caracterizado pela ausência de falhamentos normais na área do bloco. De maneira geral, as declividades regionais observadas para o bloco tendem a diminuir em direção a este compartimento. Todavia, a presença de canais de escavação resulta na geração de irregularidades no substrato oceânico, culminando na variação de declividade, que pode oscilar de 5° a 15° (Figura II.5.1.3.24).

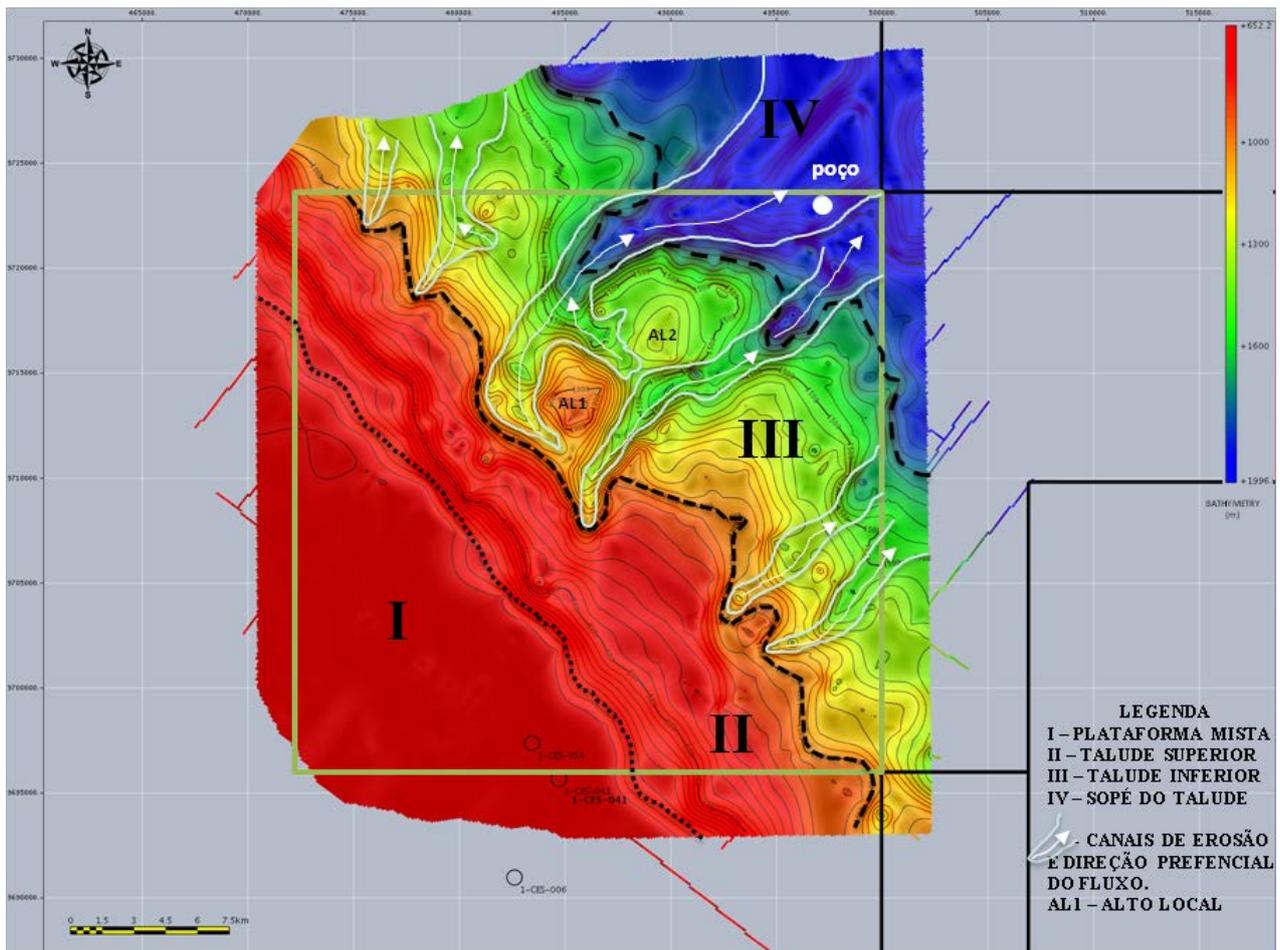


FIGURA II.5.1.3.23 – Mapa batimétrico da área do bloco CE-M-661 demonstrando a classificação da fisiográfica do fundo do mar. Área da plataforma (I) da bacia, onde o

caráter misto entre siliciclástico e carbonático deve ser ressaltado; Talude superior (II); Talude inferior (III), onde a presença de falhas e canias de escavação são as principais características; sopé do talude (IV), onde os canais de escavação estão presentes, com depocentros favoráveis à acumulação de sedimentos advindos das porções montantes.

Fonte: TOTAL (2015).

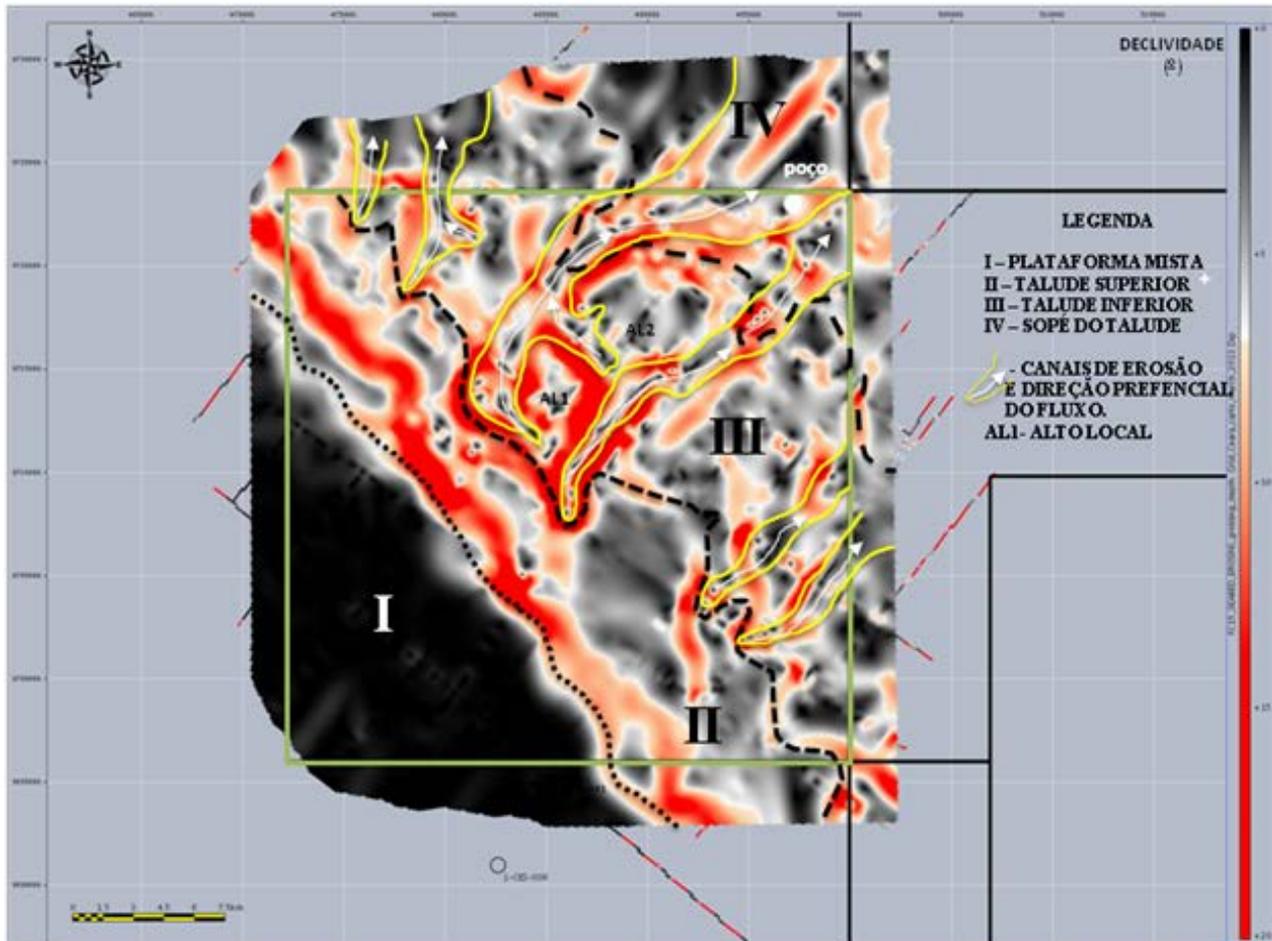


FIGURA II.5.1.3.24 – Mapa de declividade da área do bloco CE-M-661. Altas declividades associadas à superfície de descolamento na região da quebra da plataforma e nas vertentes dos canais de escavação. A ampla área com baixa declividade na porção sudoeste do bloco CE-M-661 corresponde a área da plataforma, onde as declividades não ultrapassam 2°.

Fonte: TOTAL (2015).

E) Faciologia

A análise dos tipos de sedimentos do fundo do mar foi realizada neste trabalho utilizando as informações de poços exploratórios perfurados nas proximidades do bloco CE-M-661, onde foram coletas as informações de descrição litológica das porções mais rasas do poço. Todavia, estas constatações devem ser consideradas com ressalvas, pois na maioria dos poços exploratórios a preservação dos sedimentos, bem como a descrição litológica dos mesmos na primeira fase de perfuração é precária ou inexistente. Para tanto, observou-se a associação de fácies litológicas nas porções mais rasas dos poços e estimou-se a presença da mesma na

superfície atual do mar, levando em consideração a persistência das litologias nos poços adjacentes (**Figura II.5.1.3.25**).

A porção plataforma continental presente no Bloco CE-M-661 é composta por sedimentos silicilásticos e carbonáticos, a qual se denota um caráter misto. Nas regiões do Talude e regiões mais distais, a composição dos sedimentos passa a ser monótona, com a deposição de argila e de uma possível contribuição de conteúdo carbonático advindo das porções mais rasas da bacia. Estas constatações são provenientes dos poços perfurados nas regiões mais distais da bacia, localizados a nordeste do bloco (**Figura II.5.1.3.25**).

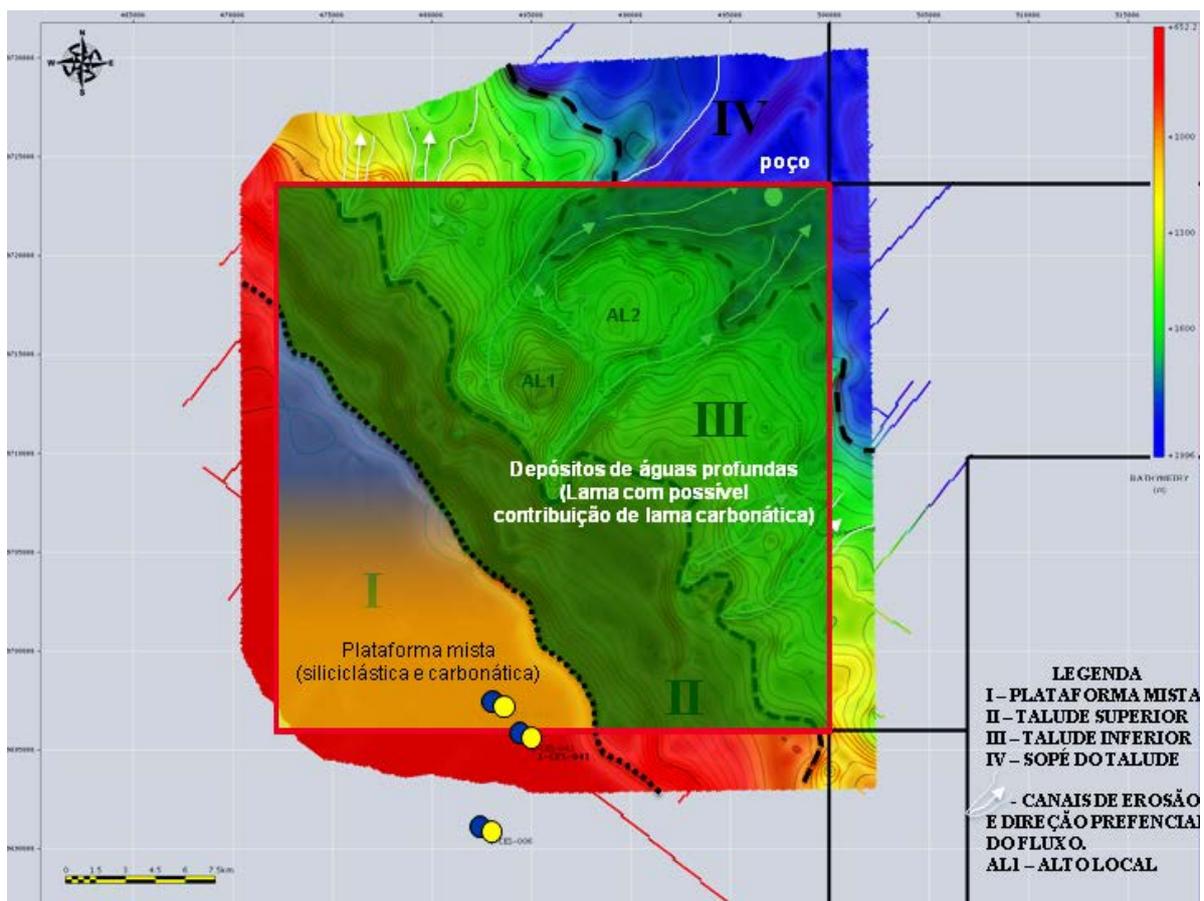


FIGURA II.5.1.3.25 – Mapa faciológico da área do bloco CE-M-661. Importante ressaltar a existência de uma provável plataforma litologicamente mista (siliciclástica - círculo amarelo/carbonática - círculo azul) na região da plataforma e de uma região com predominância de argila com contribuição de lama carbonática nas porções mais distais da bacia. Fonte: TOTAL (2015).

F) Caracterização geotécnica com ênfase em fatores de risco geológico

- Possibilidade de ocorrência de movimentos gravitacionais de massa

A área da plataforma continental presente no bloco CE-M-661 não apresenta risco geológico para a atividade de perfuração devido à baixa declividade e a quase ausência de falhas e canais de escavação. A área do Talude Superior, por sua vez, apresenta altas declividades nas proximidades com a quebra da plataforma, aliada a presença de falhas. Esta combinação pode ocasionar riscos de instabilidade do substrato do fundo do mar à atividade de perfuração.

Ao contrário do Talude Superior, que apresenta instabilidade regional ao longo da quebra da plataforma, o Talude Inferior apresenta grande instabilidade relacionada à alta declividade das encostas dos canais de escavação, considerando a presença das falhas gravitacionais, que podem atuar como elementos desencadeadores de fluxos gravitacionais. Todavia, os canais de escavação foram construídos na última grande queda do nível do mar e atualmente estão inativos sendo preenchido por sedimentação hemipelágica. Tais condições favorecem a maior estabilização das encostas, diminuindo o risco de deslizamento. Ainda vale ressaltar que a locação está prevista para uma área com baixas declividades, dentro dos canais de escavação.

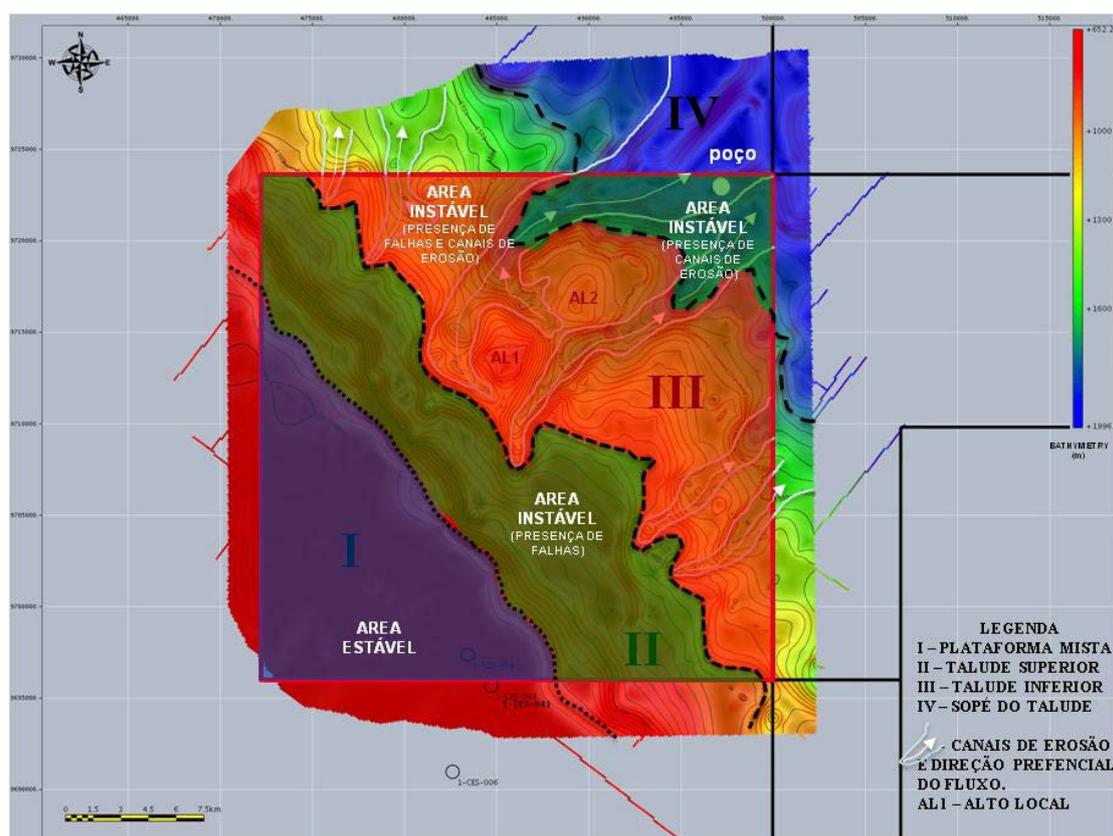


FIGURA II.5.1.3.26 – Mapa batimétrico com classificação de risco geológico para o bloco CE-M-661.Fonte: TOTAL (2015).

➤ **Presença de gás raso e/ou água raso sobreprensura e de hidratos**

Na área do bloco CE-M-661 não foram observadas anomalias de BSR em dados sísmicos. A locação provisória não está localizada em regiões de ocorrência de BSRs e, caso uma mudança de posição seja necessária, um estudo de risco geológico detalhado será desenvolvido. Esta avaliação será totalmente

dedicada a reconhecer a máxima probabilidade de ocorrência de gás livre aprisionado abaixo das feições de BSRs, orientando o posicionamento do poço de maneira a evitar qualquer risco. Os dados de sísmica 3D, uma vez obtidos e analisados, permitirão uma adequada avaliação.

➤ **Presença de falhamentos potencialmente reativáveis**

É política interna da TOTAL não realizar perfurações em áreas com presença de falhas recentes, as quais atinjam a superfície do oceano, uma vez que tais áreas são delicadas, no âmbito da perfuração, por poderem acarretar reativações das falhas, com consequente vazamento de óleo para a superfície. Desta forma, para a locação do poço Itarema buscou-se uma posição a distância segura deste tipo de feição.

➤ **Possibilidade de sismos tectônicos ou atectônicos originarem acidentes**

A Bacia do Ceará está situada às margens da placa sul-americana na região equatorial brasileira, onde se observa uma anomalia de ocorrências de abalos sísmicos recorrentes na região nordeste do Brasil, como mostra o mapa de risco sísmico da América do Sul (USGS, 2015) (**Figura II.5.1.3.27**). Todavia, não existe registro de problemas oriundos de abalos sísmicos durante perfuração já realizadas nas regiões mais profundas desta Bacia.

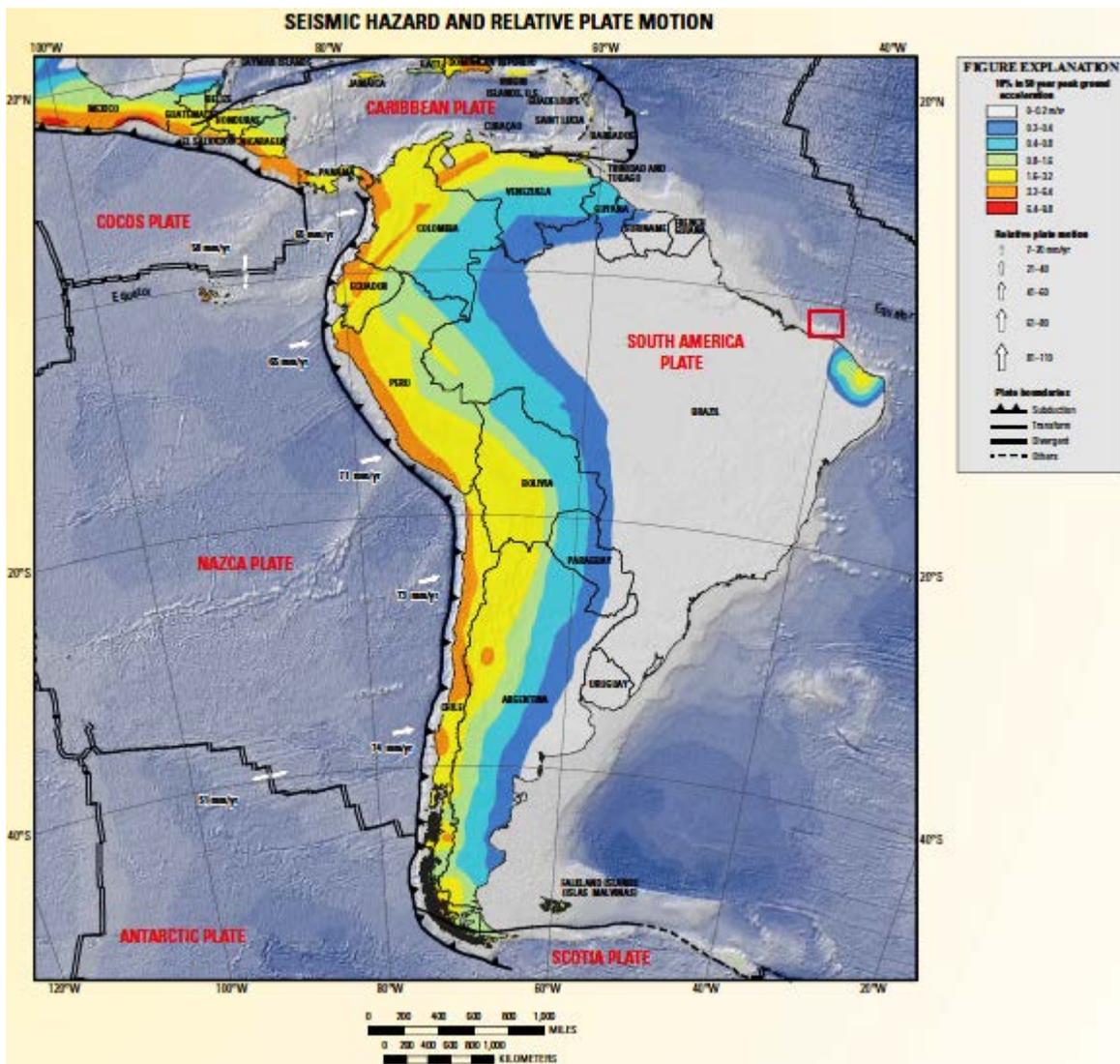


Figura II.5.1.3.27- Mapa de abalos sísmicos nas placas tectônicas de Nazca e América do Sul (USGS, 2015). Não há registros de abalos sísmicos substanciais na região da Foz do Amazonas.

Fonte: TOTAL (2015), adaptado de USGS (2015).

- **Possibilidade de erosão ou acúmulo de sedimentos junto aos dispositivos a serem instalados no leito oceânico**

A TOTAL possui um protocolo rigoroso em relação à segurança durante perfurações, principalmente em águas profundas. Desta forma, para a locação do poço Itarema buscou-se um distanciamento adequado dos cânions e zonas de canais submarinos observados na região de interesse do bloco, responsáveis por erodir e carrear sedimentos para o fundo do mar. Tais elementos foram gerados durante a última queda global do nível do mar e hoje se encontram inativos e em processo de soterramento por sedimentos hemipelágicos.

- **Sísmica e feições rasas do bloco CE-M-661**

Seções sísmicas foram interpretadas visando à caracterização de feições rasas ao longo do bloco CE-M-661. A **Figura II.5.1.3.28** apresenta uma seção sísmica sobre o poço proposto Itarema-01, evidenciando as seguintes feições:

- Região da plataforma (I), onde a superfície pode ser descrita como plana (variando de 50-200 m de lamina d'água) nas proximidades da quebra da plataforma, onde faz limite com a região do talude superior (II).
- No talude superior (II) observa-se a presença de falhamentos gravitacionais com alta declividade na quebra da plataforma, resultado do início da superfície de descolamento que afeta boa parte do talude da bacia.
- O Talude inferior (III) é caracterizado pela de falhamentos gravitacionais que assolam a superfície de descolamento e canais de escavação de grande amplitude e profundidade.
- Sopé do talude (IV) apresenta canais de escavação e possíveis depocentros para acumulação de sedimentos.

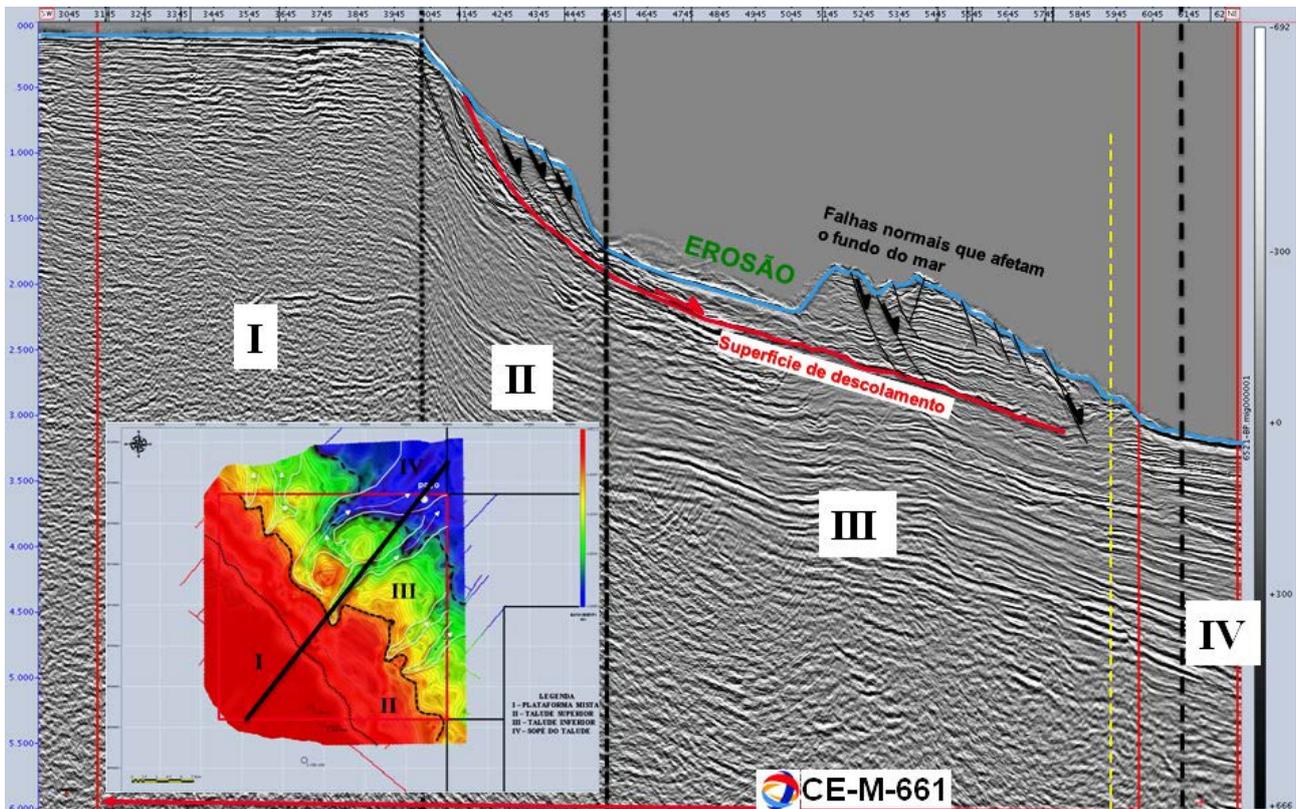


FIGURA II.5.1.3.28 – Seção sísmica, sobre o poço Itarema-01, migrada em tempo (escala vertical em milissegundos) demonstrando o perfil fisiográfico da superfície do fundo do mar na área do bloco CE-M-661.

Fonte: TOTAL (2015).

Já a **Figura II.5.1.3.29** apresenta uma seção sísmica localizada mais ao sul do poço proposto Itarema-01, evidenciando as seguintes feições:

- Região da plataforma (I), onde a superfície pode ser descrita como plana que varia de 50-200 m de lamina d'água nas proximidades da quebra da plataforma, onde faz limite com a região do talude superior (II).
- No talude superior (II) observa-se a presença de falhamentos gravitacionais com alta declividade na quebra da plataforma, resultado do início da superfície de descolamento que afeta boa parte do talude da bacia.
- Talude inferior (III) é caracterizado pela de falhamentos gravitacionais que assolam a superfície de descolamento e canais de escavação de grande amplitude e profundidade.
- Sopé do talude (IV) apresenta canais de escavação e possíveis depocentros para acumulação de sedimentos.

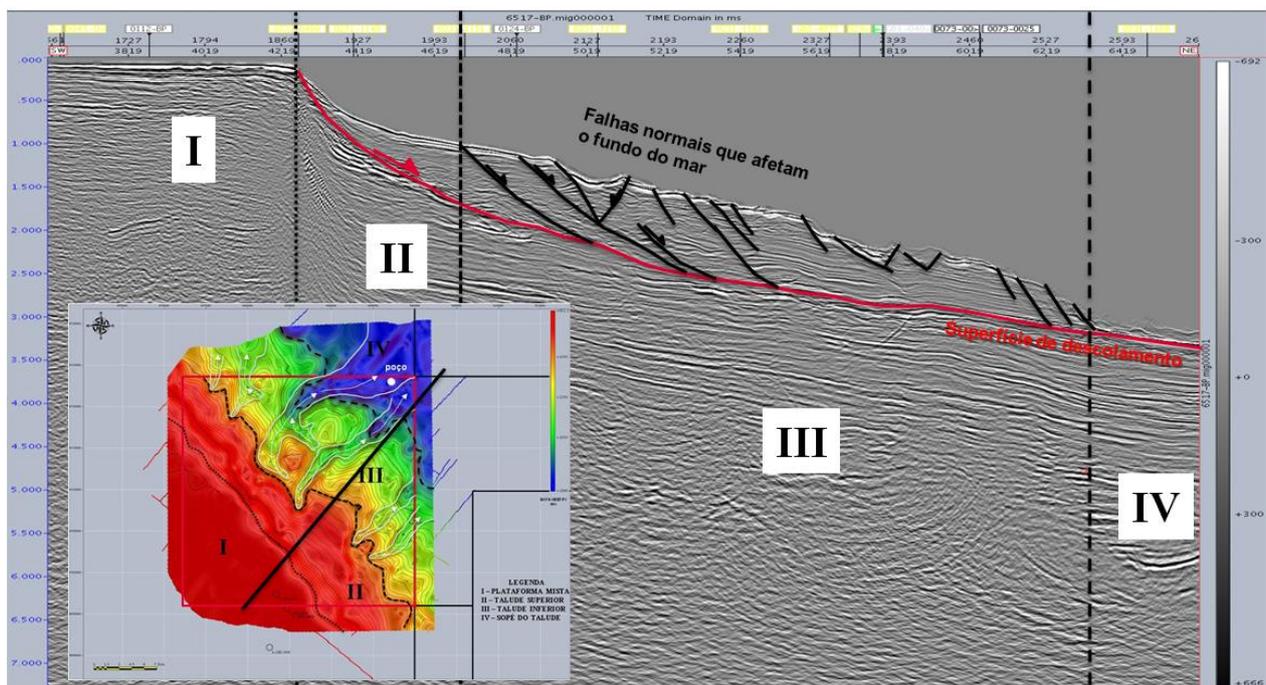


FIGURA II.5.1.3.29 – Seção sísmica, ao sul do poço Itarema-01, migrada em tempo (escala vertical em milissegundos) demonstrando o perfil fisiográfico da superfície do fundo do mar na área do bloco CE-M-661.

Fonte: TOTAL (2015).

Uma seção sísmica no sentido NW-SE (**Figura II.5.1.3.30**), sobre o talude inferior (III), foi avaliada. Com base nessas evidências, ressalta-se a magnitude dos canais de escavação nesta região, onde os canais podem atingir mais de 500m de profundidade e até 500m da largura.

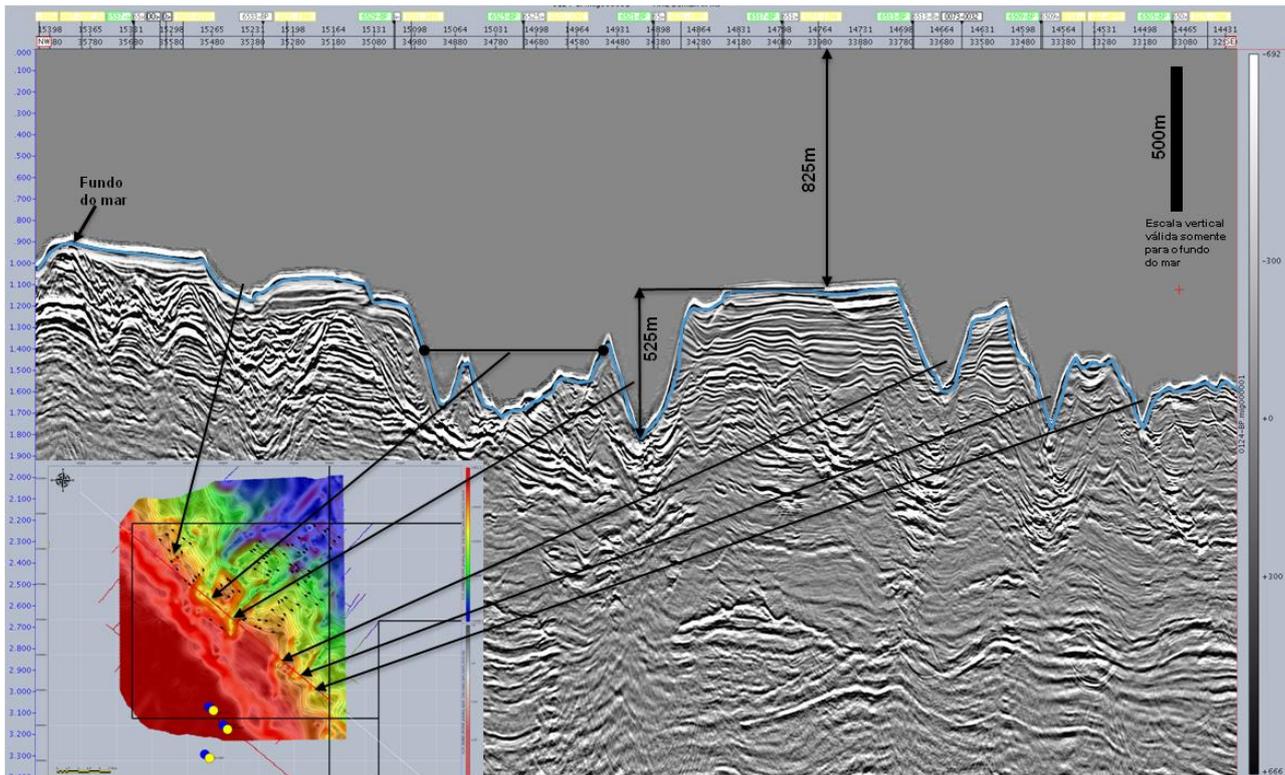


FIGURA II.5.1.3.30 – Seção sísmica migrada, no sentido NW-SE, em tempo (escala vertical em milissegundos) demonstrando o perfil fisiográfico da superfície do fundo do mar na área do bloco CE-M-661.

Fonte: TOTAL (2015).

➤ **Possibilidades de danos ao reservatório**

Devido ao caráter pioneiro do poço, não está planejada nenhuma retirada significativa de hidrocarbonetos ou injeção de fluido dentro dos reservatórios, ambas as ações com potencial de gerar danos ao reservatório.

Somente em caso de descoberta nos alvos exploratórios, um teste de formação revestido poderá ser realizado, com uma duração máxima de 72hs, de acordo com a regulamentação da ANP. Com um teste de curta duração como este, não haverá nenhuma mudança significativa no regime de pressão ou nas propriedades geomecânicas do reservatório, sem risco para o reservatório.

➤ **Presença de rugosidades no leito oceânico e eventuais problemas de cravação e fixação de âncoras**

Por conta das características oceanográficas da região e, também, da grande profundidade, na atividade de perfuração no Bloco CE-M-661, está prevista a utilização de unidade dotada de um sistema de posicionamento dinâmico (*Dynamic Positioning - DP*), não sendo necessária, portanto, a cravação e fixação de âncoras para ancoragem no fundo marinho.

➤ **Presença de estruturas de escape de fluidos**

A análise de escape de fluidos para o bloco CE-M-661 foi realizada com base em dados sísmicos 2D e na batimetria *multi-beam* de alta resolução. Algumas considerações sobre o processamento dos dados sísmicos necessitam ser ressaltadas, tais como: as análises dos dados em tempo são suscetíveis a problemas de migração durante o processamento quando a superfície do fundo mar é muito irregular, levando a distorções das imagens em profundidade e/ou criando artefatos sísmicos que não condizem com a geologia local, como é o caso da área do bloco em questão. Todavia, os dados sísmicos da área demonstram consistência quando mostram, sempre, sob grandes escavações do fundo mar, distorções do sinal sísmico.

As constatações sísmicas demonstram a existência de canais de escavações com profundidades da ordem de 300m sobre as feições semicirculares observadas na batimetria (*multi-beam*). Em outras áreas é possível observar canais menos profundos onde não há presença de estruturas semicirculares.

Nas seções sísmicas examinadas no bloco CE-M-661 não se observam claras evidências de escape de fluidos, independentemente de se estar posicionado ou não sob as feições semicirculares observadas no dado batimétrico de alta resolução. Estas feições, por estarem situadas sobre os grandes canais de escavação no talude, podem ser interpretadas como cicatrizes de escorregamento e/ou anfiteatros de erosões.

As informações de *piston corer* obtidas no bloco CE-M-661, apesar de não se ter amostrado o ponto das feições semicirculares em questão, não demonstram qualquer indício de hidrocarboneto de origem termogênica, evidenciando a falta de caminhos verticais para a migração do hidrocarboneto da rocha geradora até a superfície do fundo oceânico. Todavia, recentes análises de sedimento do fundo oceânico realizado sobre o bloco CE-M-661 demonstraram a existência de **traços** de hidrocarbonetos termogênicos com história evolutiva bem desenvolvida, o que demonstra a existência de sistemas petrolíferos funcionando na área do bloco, o que já havia sido comprovado pela descoberta de hidrocarbonetos no poço 1-CES-41. A presença destes traços de hidrocarbonetos pode estar associada à disseminação do hidrocarboneto por toda a coluna sedimentar ao longo do tempo geológico. Isso corrobora com as interpretações da ausência de condutos verticais de migração de hidrocarbonetos das regiões mais profundas para a superfície, como falhas e chaminés de gás, demonstrando que há baixo risco quanto à presença de escape de fluidos na área do bloco CE-M-661. Desta forma, apesar dos dados sísmicos disponíveis não nos permitirem concluir, de forma definitiva, a inexistência de escape de fluidos na área do bloco CE-M-661, a probabilidade da existência destas feições é muito baixa.

G) Análise da possibilidade de ocorrência de zonas de alta pressão no trajeto da perfuração

As previsões de pressão para o poço Itarema foram realizadas com base no Método de Eaton, que consiste na comparação da evolução das velocidades intervalares da sísmica com um perfil de compactação normal para um folhelho.

Na predição das pressões foram utilizados três poços análogos (perfurados pela Petrobras entre 2012 e 2013), localizados em contexto geológico semelhante com ao que será perfurado pela TOTAL no Bloco CE-M-661.

Considerando a proximidade entre esses poços e o bloco CE-M-661 (aproximadamente 40 km) e a quantidade de dados adquiridos nesses poços (particularmente, dados de sônicos e de pressão de formação), a incerteza no modelo de pressão pode ser considerada baixa. Mesmo com um grau de incerteza baixo, a Total considera um modelo alternativo, com probabilidade mínima de ocorrência, integrando um gradiente de pressão um pouco maior para garantir uma arquitetura do poço adaptada e segura.

Como resultado, foi identificado um regime de pressão hidrostático (normalmente pressurizado) no intervalo post-rift (formação Ubarana, de idade Cretáceo-Terciário, composto essencialmente de folhelhos e areias turbidíticas). Na porção syn-rift (formação Paracuru, de idade Aptiano, composto de intercalações de folhelhos e arenitos), o modelo de pressão indica um pequeno aumento de pressão (bem calibrado nos poços adjacentes).

O gradiente de pressão de fratura foi calculado para ambos os casos mínimo e máximo usando a fórmula de “Matthews & Kelly” (utilizando os gradientes de pressão litostática e de poros calculados) e calibrado com todos os testes de absorção (*Leak Off Tests* -LOT) e testes de integridade da formação (FIT) disponíveis na área.

Em conclusão, a janela de perfuração (intervalo entre a pressão de poro e de fratura) prevista encontra-se plenamente confortável e sem riscos particulares identificadas em relação com a pressão.

A **Figura II.5.1.3.31** apresenta os resultados das análises de previsão de pressões para o Poço Itarema.

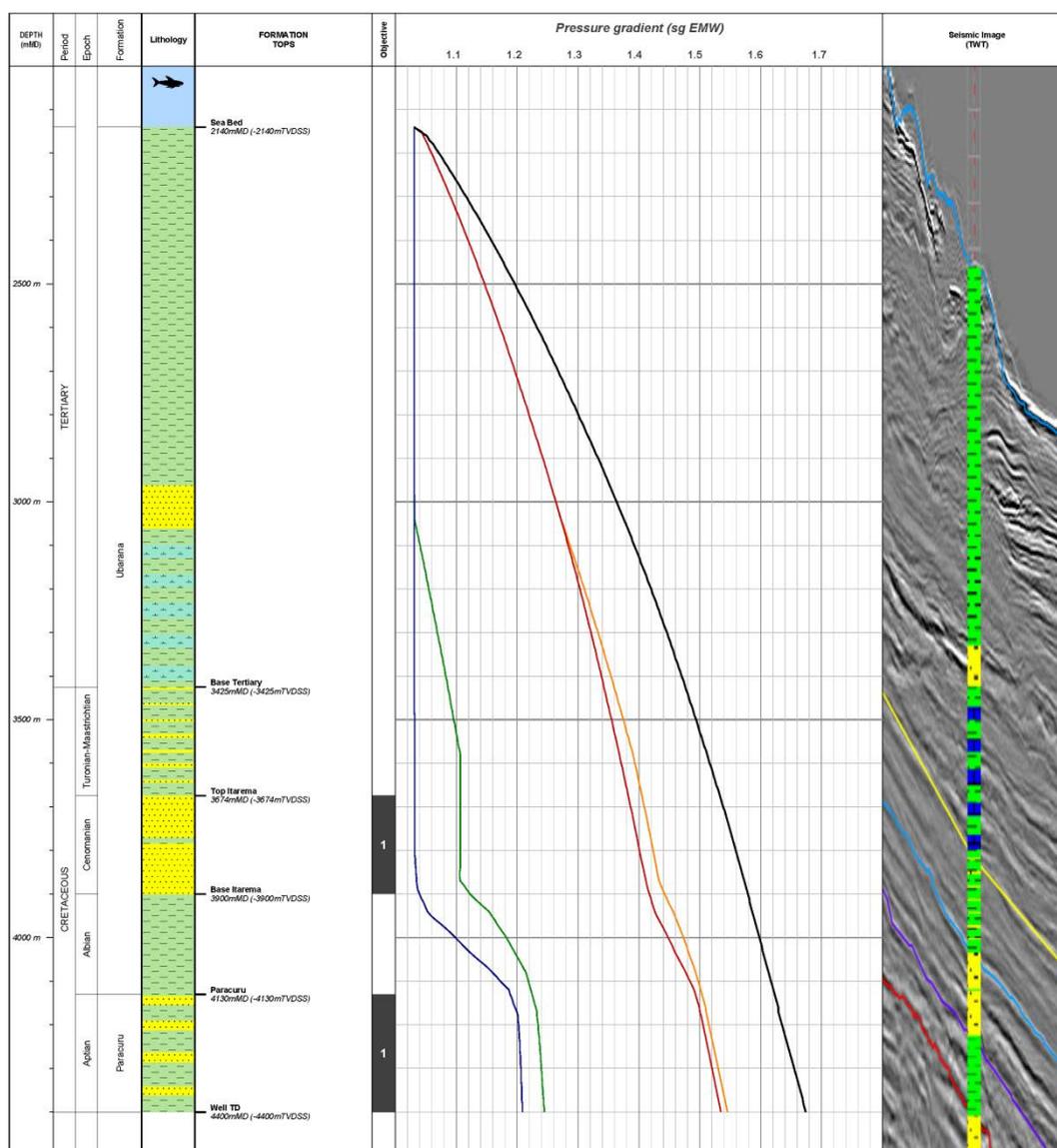


FIGURA II.5.1.3.31 – Gradiente de pressão de poros para o poço Itarema-01, localizado no bloco CE-M-661. Fonte: TOTAL (2015).

Existem procedimentos de segurança previstos pela indústria de petróleo durante a perfuração de um poço com o objetivo permanente de manter o controle da pressão do mesmo. Desta forma, os procedimentos previnem eventuais desequilíbrios no sistema de fluidos, melhoram a resposta em caso de perdas de circulação e influxos de fluido (*kick*), e permitem retomar o controle do poço sem ocasionar prejuízos ao empreendimento e ao meio ambiente.

Os procedimentos preventivos a serem seguidos pela TOTAL durante uma perfuração para manter o controle do poço são:

- Realizar testes de absorção (*leak off test*) e/ou integridade da formação e revestimento após o fim das operações de descida e cimentação de revestimento;
- Monitorar a pressão de poro e fratura durante a perfuração das diversas fases ou seções do poço. Podendo ser realizado por meio do próprio monitoramento da sonda de perfuração, da perfilagem durante a perfuração (LWD), das unidades de *mud logging* e também através de monitoramento dos volumes nos tanques e fluxo de fluido de perfuração;
- Usar BOP apropriado para conter e controlar qualquer influxo indesejável, circulando para fora do poço e, depois, ajustando a densidade do fluido de perfuração para suportar a nova pressão de formação.
- Testar o BOP antes de sua descida na superfície, quando da primeira descida e conexão com a cabeça de poço, após a descida e cimentação de um novo revestimento, e frequentemente a cada 14 dias (podendo ser estendido até 21 dias em casos excepcionais), incluindo *manifolds* e válvulas de segurança;
- Injetar glicol regularmente no BOP (*stack*) por meio do ROV da unidade de perfuração, com o objetivo de prevenir a formação espontânea de hidratos na cabeça do poço, e possuir estoque de metanol para uso caso seja necessário dissolver hidratos já formados na cabeça do poço;
- Monitorar permanentemente o nível do fluido de perfuração nos tanques através de sensores de fluxo durante a perfuração e do tanque de manobra (*trip tank*) durante as retiradas e descidas da coluna de perfuração;
- Sempre que for retirada a coluna ou durante paradas de perfuração e conexões, verificar se o nível do fluido de perfuração está estável no anular, observando se não há perda excessiva, nem influxo de fluido;
- Efetuar periodicamente o treinamento de detecção e controle de “*kick*” com o objetivo de assegurar que as equipes envolvidas na perfuração estejam capacitadas para o controle do poço e testar seus poderes de reação em situações inesperadas;
- Manter material de contingência estocado na sonda para uso caso seja necessário combater uma perda excessiva de fluido de perfuração para a formação;
- Trabalhar com um volume adequado de fluido de perfuração, mantendo permanentemente uma reserva de segurança;
- Em caso de detecção de influxo indesejável no poço (*kick*), o procedimento imediato é parar a perfuração e fechar o Preventor de Erupção – BOP. Este preventor isola o poço, prevenindo um influxo maior. As leituras das pressões no tubo bengala e no revestimento são utilizadas para se planejar e dar início à circulação do poço para retirada do fluido invasor (água, óleo ou gás) pelo método do Sondador ou do Engenheiro. Qualquer que seja o método adotado para circular o *kick*, após a expulsão controlada do fluido invasor do poço, aumentanta-se a densidade do fluido de perfuração para exercer uma pressão hidrostática maior do que a da formação.

Além disso, no que diz respeito a possíveis falhas na cimentação dos poços, a TOTAL afirma que realizará todas as atividades levando em consideração as melhores práticas da indústria, minimizando a possibilidade

de problemas durante esta etapa da atividade. Como medidas preventivas, seguem os seguintes procedimentos:

- Efetuação de testes de pasta no laboratório;
- Verificação dos equipamentos de superfície;
- Verificação dos cálculos de deslocamento e de pasta de cimentação;
- Uso de simuladores de hidráulica, a fim de determinar vazões e pressões esperadas;
- Uso de simuladores centralização;
- Instalação de centralizadores nos revestimentos;
- QA/QC na batelada de cimento a ser usada nas operações;
- QA/QC nos equipamentos do poço [sapata / *float collar*];
- Limpeza, circulação e resfriamento do poço antes do início da cimentação;
- Uso de aditivos prevenindo, por exemplo, perdas de circulação, pega primária e outros problemas;
- Reunião operacional antes da execução do trabalho;
- Monitoramento de parâmetros durante a operação [vazão, densidade];
- Efetuar corridas de cáliper com MWD ou *Wireline* a fim de estimar precisamente o volume do poço aberto.

Entretanto, caso problemas na cimentação sejam identificados, as seguintes medidas poderão ser tomadas:

- Efetuar corrida de perfis com ferramentas de *wireline*, a fim de avaliar a qualidade da cimentação.
- Efetuar cimentação corretiva “*squeeze*” nas zonas a serem isoladas.
- Descer e instalar revestimentos / *liners* de contingência.
- Instalação de plugues mecânicos para o abandono definitivo do poço.
- Reforço da sapata bombeando produtos químicos caso FIT/LOT apresente valores abaixo do esperado na sapata.