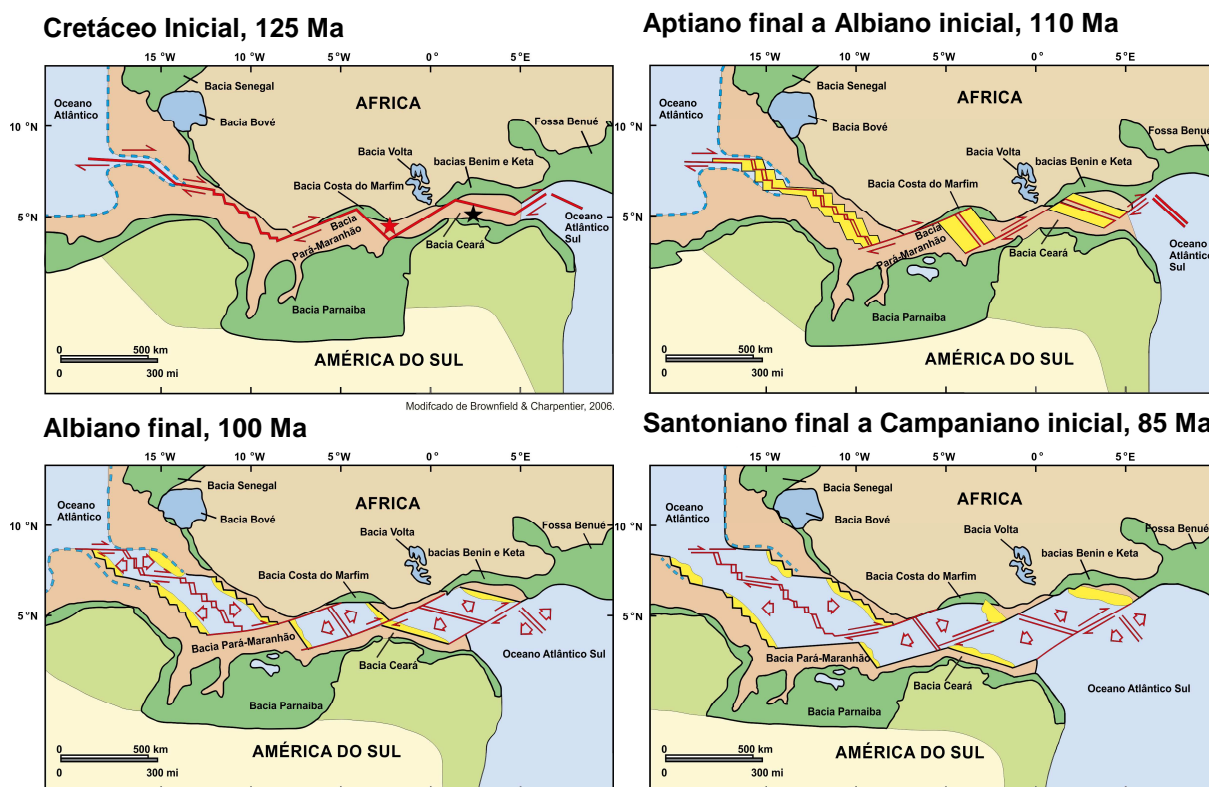


5 CONTEXTO REGIONAL

5.1 Contexto Geotectônico Regional da Margem Equatorial Brasileira

A Bacia do Ceará é uma das bacias que compõem a Margem Equatorial Brasileira e sua origem está diretamente relacionada à ruptura do supercontinente Gondwana no Cretáceo Inicial. Muitos autores, ao longo dos anos, vêm estudando essa região, através de dados geofísicos (magnetometria; gravimetria; sísmica; e perfis “elétricos”) e geológicos (conteúdo litoestratigráfico; conteúdo paleontológico; conteúdo geoquímico) (PINDELL, 1985; SZATMARI et al., 1987; BLAREZ e MASCLE, 1988; MASCLE et al., 1988; NURNBERG e MULLER, 1991; MATOS, 2000; MOULIN et al., 2010; ZALÁN, 2012; NEMCOK et al., 2013; FIGUEIREDO et al., 2007; SOARES et al., 2007; TROSDTORF et al., 2007; CONDÉ et al., 2007; PESSOA NETO et al., 2007). Com isso há vários modelos, não necessariamente excludentes, para explicar as diferentes fases de evolução tectono-sedimentar dessa ruptura e suas características geológicas. As fases da evolução geotectônica da margem equatorial serão descritas abaixo e representadas na Figura 09.

Figura 09 – Evolução tectônica da margem equatorial da fase rife à drifte



Legenda: Estrela em vermelho é a localização do campo de Jubilee na Bacia de Ghana (parte oeste da África) e a estrela em preto é o campo do Pecém na Bacia do Ceará (Brasil). Em verde escuro representa-se as bacias paleozóicas e mesozóicas na região *onshore*.

Fonte: BROWNFIELD e CHARPENTIER, 2006. Modificada por MELLO et al., 2013.

No início do Cretáceo, quando as placas tectônicas da África e América do Sul estavam unidas formando um único continente (o Gondwana), iniciou-se um evento tafrogênico, o qual deu origem a uma série de bacias do tipo rife por todo o interior do então supercontinente Gondwana. Alguns desses riftes foram abortados, ou seja, tiveram sua evolução interrompida e permaneceram como bacias do tipo rife (exemplo: Recôncavo, Tucano, etc). Outros, porém, evoluíram para o *breakup* continental e o subsequente estabelecimento de bacias de margens de continentes (p.ex: os riftes das bacias da Margem Equatorial Brasileira (MEB), dentre elas a Bacia do Ceará, objeto deste trabalho).

Na área que posteriormente ao *breakup* continental seria a MEB, os esforços tectônicos pré-*breakup* variaram espacial e temporalmente, ora predominando esforços transcorrentes (*strike-slip*) e ora normais (*dip-slip*) (SZATMARI et al., 1987; BLAREZ e MASCLE, 1988; MATOS, 2000; Moulin et al., 2010; ZALÁN, 2012). Esse processo resultou em uma configuração geométrica da MEB que, no presente, intercala segmentos de orientação E-W com outros de orientação NW-SE. Os

segmentos E-W representam os prolongamentos das zonas de fraturas oceânicas onde predominaram movimentações transtensivas (com abertura de riftes do tipo *pull-apart* – como, por exemplo, porções localizadas das Bacias Pará-Maranhão e Barreirinhas) e transpressivas (com compressão e *upliftes* – como, por exemplo, na Bacia do Ceará, Sub-bacias de Camocim e Acaraú). Os segmentos de orientação NW-SE, por sua vez, representam as áreas entre as zonas de fraturas oceânicas, onde predominaram movimentações que geraram riftes normais, em alguns casos com uma pequena componente lateral (Bacia da Foz do Amazonas, principais porções das Bacias Pará-Maranhão, Barreirinhas, Ceará e Bacia Potiguar) (MATOS, 2000, ZALÁN e WARME, 1985). Segundo Mascle et al. (1988), a maior parte das características tectônicas observadas ao longo da contraparte equatorial africana (senão todas) foram geradas nessa fase. Uma grande quantidade de falhas normais de alto ângulo e falhas transcorrentes estão presentes nessa fase que é classificada como uma fase Rife.

Segundo Condé et al. (2007) e Pessoa Neto et al. (2007), o Aptiano configura o *breakup* continental da MEB e esses autores (*op. cit.*) datam o *breakup* nas bacias ao sul da zona de fratura Romanche (Ceará e Potiguar) somente no final do Aptiano. Já nas bacias ao norte da zona de fratura Romanche (Barreirinhas, Pará-Maranhão e Foz do Amazonas) autores como Trodstorf et al. (2007), Soares et al. (2007) e Figueiredo et al. (2007) datam o *breakup* ao final do Albiano. Os autores supracitados, com exceção de Matos (2000) relatam a ocorrência de uma fase de evolução tectono-sedimentar das bacias da MEB chamada “Megasequência Transicional” discutida em detalhe à frente. Nessa fase, segundo Mascle (1988), foram criadas pequenas bacias divergentes caracterizadas por uma fina crosta continental e algumas delas com alta taxa de subsidência e sedimentação, como é o caso da Bacia do Ceará.

No final do Albiano, com o completo *breakup* do *Gondwana* Ocidental, duas novas placas tectônicas foram formadas (Africana e Sul Americana) e iniciou-se a fase drifte de sedimentação da MEB, a qual seria subdividida em cinco bacias. A configuração geométrica atual da MEB sugere que uma reconstituição geotectônica para o final do Albiano mostraria bacias oceânicas com formato de paralelogramo assemelhadas a geometria *pull-apart* intercaladas por estreitas depressões marinhas associadas com zonas de fraturas oceânicas (MASCLE et al., 1988; MATOS, 2000; HEINE et al., 2013). As zonas de tectônica transformante que evoluíram para as

zonas de fratura de São Paulo, Romanche e Chain exerceram um papel importante na tectônica do *breakup* da MEB, assim como as atuais zonas de fraturas continuaram a exercer controle tectônico no registro sedimentar da fase drifte. Todavia, este é um assunto ainda negligenciado pelas pesquisas acadêmicas na Margem Equatorial Brasileira.

Após o final do Albiano, até o presente, a evolução tectono-sedimentar das bacias das margens equatoriais africana e brasileira, assim como todas as bacias de margens continentais, foi dirigida pela combinação entre três fatores: (1) tectônica (principalmente relacionada à subsidência térmica pós-*breakup* e aos eventos de subsidência isostáticas como consequência da carga sedimentar nas margens das placas; (2) aporte sedimentar; (3) variação relativa do nível do mar.

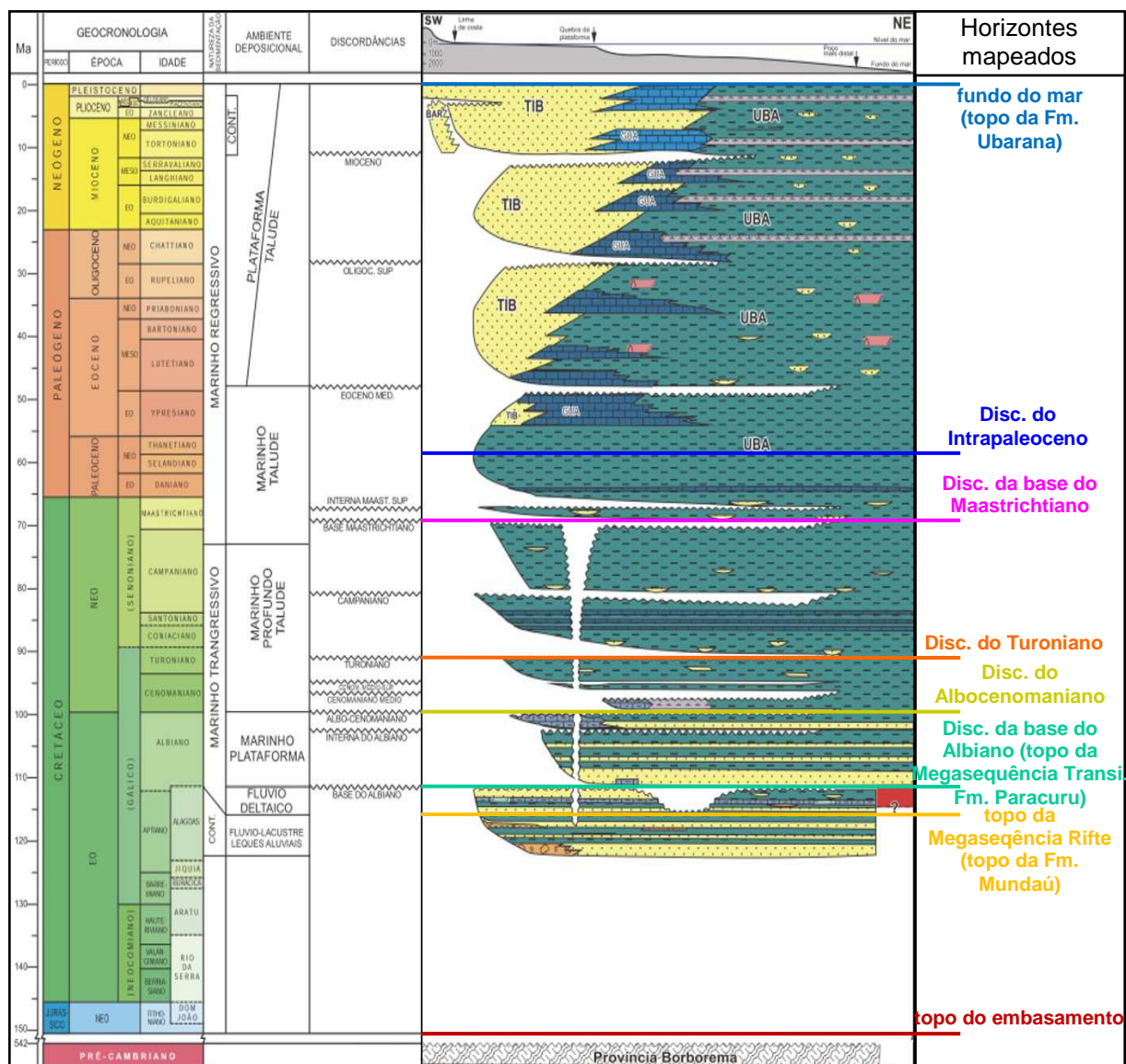
No contexto da tectônica modificadora do pacote sedimentar da fase drifte, as reativações transcorrentes nas zonas de fraturas, de direção E-W, propagaram falhas verticais para as seções mais jovens da bacia e reativaram falhas normais formadas nas fases anteriores como falhas oblíquas e transcorrentes (ZALÁN e WARME, 1985). Outro exemplo de tectônica modificadora da seção sedimentar pós-*breakup* (drifte) diz respeito à *thin skinned tectonics* que ocorre em algumas bacias da MEB, notadamente Foz do Amazonas, Pará-Maranhão e Barreirinhas. A força motriz desta tectônica é a ação gravitacional relacionada à carga sedimentar nas porções plataformais das bacias da MEB. A ação dessa tectônica é de cunho local e circunscrita geográfica e geologicamente a essas bacias. O exemplo mais evidente e espetacular deste tipo de tectônica ocorre no Cone do Amazonas na Bacia da Foz do Amazonas (ZALÁN e WARME, 1985).

5.2 Evolução Tectono-sedimentar da Bacia do Ceará

A Sub-bacia de Mundaú, no extremo sudeste da Bacia do Ceará, é alvo de estudo no presente trabalho por ser a que concentra a maior quantidade de dados geológicos e geofísicos adquiridos até o momento. Condé et al. (2007), por exemplo, propuseram uma evolução tectono-estratigráfica para a Bacia do Ceará baseados principalmente em dados adquiridos na Sub-bacia de Mundaú. Nessa proposta, os autores dividiram a evolução tectono-sedimentar da bacia em três fases distintas as quais estão representadas no registro geológico por três megasequências

estratigráficas, a saber, (Figura 10): (1) Megasequência Rifte ou Continental; (2) Megasequência Transicional ou Pós-Rifte; (3) Megasequência Drifte.

Figura 10 – Carta Estratigráfica da Bacia do Ceará mostrando os horizontes sísmicos mapeados

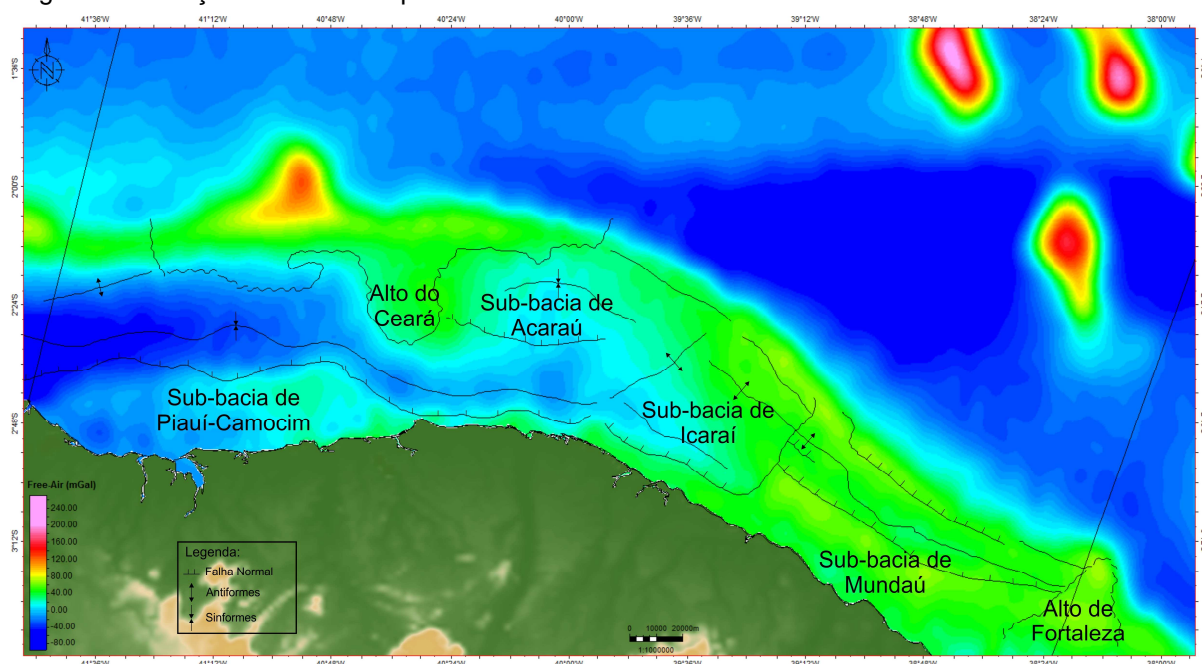


Fonte: CONDÉ et al., 2007. Modificada pela autora, 2016.

5.2.1 Megasequência Rifte ou Continental

A elevada complexidade da evolução tectônica durante a fase rifte da margem equatorial favoreceu a geração de estruturas distintas ao longo da Bacia do Ceará. Como exemplo disso, pode-se citar o predomínio de domínios transpressionais na parte oeste (sub-bacias de Piauí-Camocim e Acaraú) e de domínios transtensionais e normais na sua parte leste (sub-bacias de Icarai e Mundaú) (COSTA et al., 1990). Em decorrência dessa abundância e diversidade de estruturas geológicas, a Bacia do Ceará foi compartimentada em quatro sub-bacias: Piauí-Camocim, Acaraú, Icarai e Mundaú. Essas sub-bacias estão separadas umas das outras por feições estruturais bem definidas como pode ser visto na Figura 11.

Figura 11 – Feições estruturais que limitam as sub-bacias da Bacia do Ceará

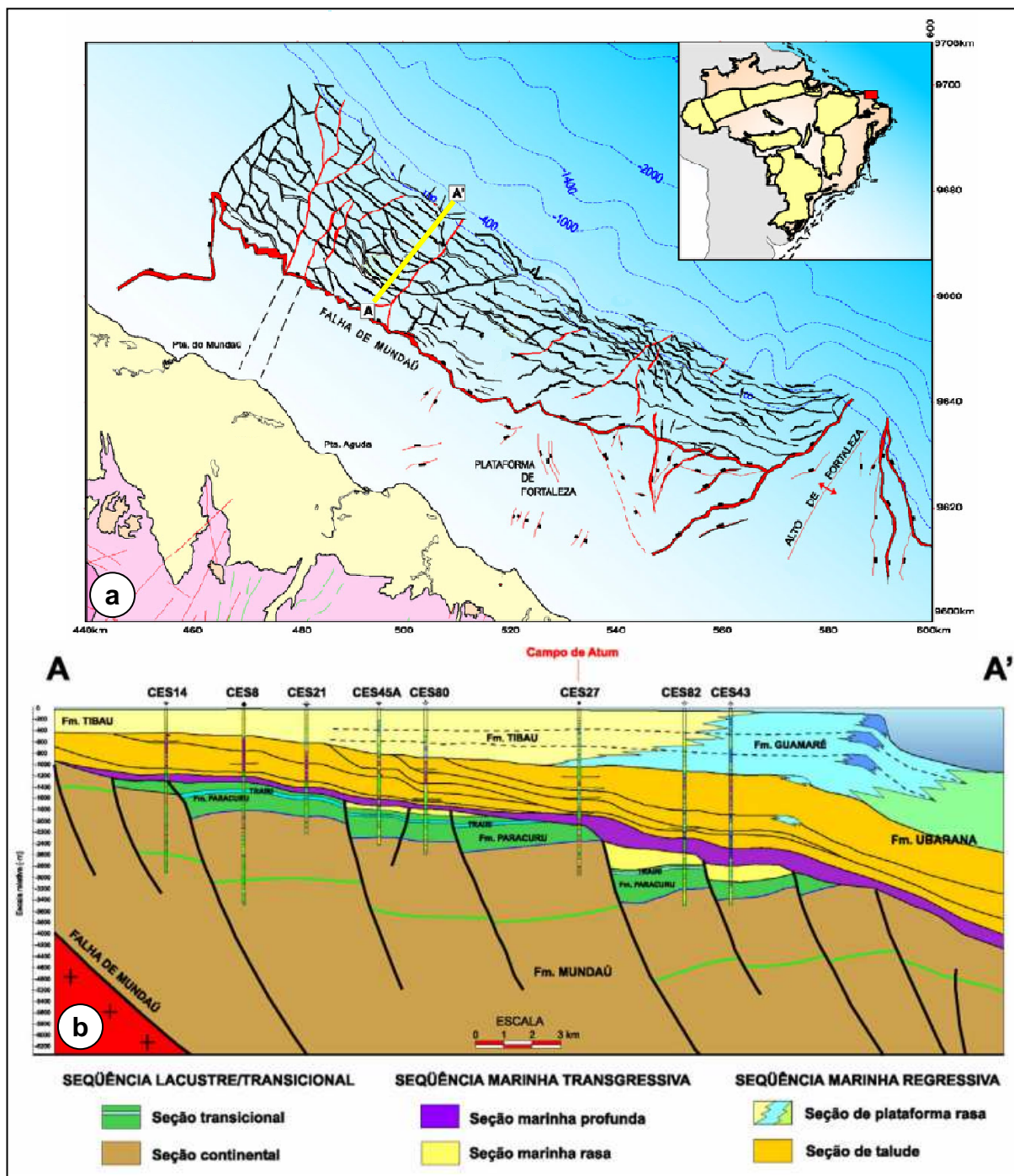


Legenda: O mapa de gravimetria *Free-Air* (disponível em: http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi) está sendo utilizado como plano de fundo na imagem.

Fonte: A autora, 2016.

Segundo Pessoa Neto (2004), a tectônica da fase rifte na Sub-bacia de Mundaú é caracterizada por um padrão escalonado de falhas normais de direção NW-SE como podemos ver na Figura 12.

Figura 12 – Arcabouço estrutural esquemático da região da plataforma da Bacia do Ceará



Legenda: (a) – mapa estrutural do topo da Megasequência Rifte e a localização da seção mostrada em “b” (linha amarela); (b) – seção mostrando o sistema de falhas sintéticas com padrão escalonado na fase Rifte e Transicional.

Fonte: PESSOA NETO, 2004. Modificada pela autora, 2016.

O preenchimento sedimentar da Megasequência Rifte, apresenta uma espessura já amostrada em poço, em águas profundas, de pelo menos 1600 m como é o caso do poço 1-CES-158 (Pecém), que atingiu a maior profundidade na fase rifte. O contato inferior da Fm. Mundaú ainda não foi atingido por nenhuma das perfurações realizadas em águas profundas até hoje na bacia. No entanto, Condé et al. (2007) sugerem que caso existam pacotes mais antigos que o Aptiano, como indicado nos dados sísmicos imageados, essa seção seria correlacionável à Fm. Pendência na Bacia Potiguar de idade Barremiano. O contato superior da Fm. Mundaú com a Fm. Paracuru é, em parte, concordante.

Segundo Condé et al. (2007), o preenchimento sedimentar da Megasequência Rifte é formado apenas pelos sedimentos da Fm. Mundaú de origem continental composta por arenito fino a grosso intercalado com folhelho laminado, carbonoso; essas intercalações evidenciam ciclos transgressivos e regressivos bem característicos dessa formação. Conglomerados ocorrem localmente, como também raros diabásios e basaltos. Os ambientes interpretados para a Fm. Mundaú são: leques aluviais, fluvial de rios entrelaçados e lacustrino, todos continentais.

5.2.2 Megasequência Transicional ou Pós-rifte

A Megasequência Transicional da Sub-bacia de Mundaú contém como subdivisão litoestratigráfica o Mb. Trairi (COSTA et al., 1990). Este membro localiza-se na porção intermediária da formação supra-citada dividindo-a em dois intervalos denominados “inferior” e “superior” (CONDÉ et al., 2007). Beltrami et al. (1994) reportam que a espessura máxima da Fm. Paracuru é de 500 metros e que seu contato superior com sedimentos marinhos transgressivos da Fm. Ubarana (Megasequência Drifte) *é marcado por expressiva discordância regional*, denominada por Condé et al. (2007) “Discordância da Base do Albiano”, mas, também conhecida informalmente como “Discordância do *Breakup*”.

Condé et al. (2007), em seu trabalho de revisão da carta estratigráfica da Bacia do Ceará, baseado principalmente em dados das porções de águas rasas, relatam que a porção superior da Fm. Paracuru é constituída predominantemente por *arenitos de granulação variável separados por níveis de folhelhos que representam afogamentos regionais de boa continuidade lateral*, enquanto que a

porção inferior é constituída principalmente por arenitos e folhelhos bioturbados de origem fluvial deltaica e lacustre. Segundo aqueles autores, o Mb. Trairi, que divide a Fm. Paracuru nas duas porções é composto em água rasa *‘por uma camada carbonática rica em calcilutito, ostracodes e folhelhos carbonosos. Em associação lateral aos carbonatos Trairi, foram recuperados níveis de sal, predominantemente halita, em dois poços perfurados na porção de águas rasas da Bacia do Ceará. Recentes análises de dados sísmicos na parte mais distal da bacia indicam uma provável presença de evaporitos em águas profundas e ultraprofundas’.*

O Mb. Trairi é cronocorrelato às “Camadas Ponta do Tubarão” da Bacia Potiguar, às “Camadas Batateiras” da Bacia do Araripe e aos folhelhos betuminosos da Fm. Codó na Bacia de Barreirinhas e São Luís. Todas estas seções sedimentares possuem excelente potencial gerador para hidrocarbonetos, sendo o Mb. Trairi, até o presente, o principal gerador da Bacia do Ceará, alimentando três dos quatro campos produtores de petróleo na plataforma continental da bacia (COSTA et al., 1990).

Há cinco poços perfurados em águas profundas na Bacia do Ceará, destes, quatro atingiram a Formação Paracuru, porém, apenas dois atravessaram-na completamente, o 1-CES-112 e o 1-CES-158. Nos dois as espessuras totais (Mb. Trairi incluso) da Fm. Paracuru foram 600 m e 660 m respectivamente, 100 m a mais que o reportado como espessura total desta formação por Beltrami et al. (1994). Porém, o poço que mais chamou a atenção foi o 1-CES-160 onde mais de 1100 m da Fm. Paracuru foram perfurados sem atingir a base da mesma, deste total, mais de 1000 m sobrepostos ao Mb. Trairi, ou seja, o “intervalo superior” da Formação Paracuru no poço 1-CES-160 é mais espesso que 1000 m.

A carta estratigráfica da bacia estabelece que a duração de deposição da Fm. Paracuru foi de aproximadamente 5 Ma divididos em aproximadamente 1/3 para cada um dos intervalos (“intervalo inferior”, Mb. Trairi e “intervalo superior”). Assim sendo, os 1000 m (compactados, logo, originalmente a espessura era maior) do “intervalo superior” no poço 1-CES-160 teria depositado em 1,7 Ma, o que daria uma taxa de sedimentação de 588 m por milhão de ano. Esta taxa é muito alta para padrões deposicionais de bacias do tipo SAG, como é interpretado o ambiente de deposição da Fm. Paracuru (BELTRAMI et al., 1994; MORAIS NETO et al., 2003; CONDÉ et al., 2007). Somando-se a estes dados, o padrão sísmico da Fm. Paracuru sugere espessamento ainda maior em direção à bacia profunda. Sobre esta

questão, Condé et al. (2007) cita que embora esta sequência seja *‘tradicionalmente posicionada como representante do estágio sag da evolução tectônica da bacia, análises recentes de dados sísmicos indicam crescimento de seção sedimentar junto às falhas normais, principalmente nas áreas mais distais, atestando a influência de subsidência tectônica ativa durante a sua deposição’*. Tais observações questionam o modelo deposicional para a Megasequência Transicional na Bacia do Ceará, todavia não está no escopo deste trabalho a pesquisa sobre o assunto.

Os poços de águas profundas também revelaram que o conteúdo litológico da Fm. Paracuru nesta área da bacia é composto basicamente por intercalações métricas de arenitos e folhelhos em um sutil padrão de espessamento para o topo, pelo menos como revelado no poço 1-CES-160, mostrando que seja lá qual tiver sido o ambiente de deposição desta formação houve um progressivo assoreamento da bacia. O conteúdo litológico do Mb. Trairi revelado pelos quatro poços mostrou intercalações métricas de calcilitos e folhelhos com altos valores de Raios Gama, sugerindo alto teor de carbono orgânico, corroborando este intervalo como potencial gerador de hidrocarboneto. A espessura do Mb. Trairi, diferentemente dos outros intervalos da Fm. Paracuru quase não variou nos poços que o amostrou ficando em torno de 50 m.

A denominação “Transicional” para esta sequência foi sugerida por ter sido nesta época que ocorreu a primeira incursão marinha sobre o continente ainda antes do *breakup*, logo, sobre crosta continental formando “línguas” de mares epicontinentais vindas do norte sobre a área a qual posteriormente sofreria a ruptura continental e também sobre o interior do continente formando verdadeiros *seaways* que deixaram registros nas hoje bacias sedimentares do Grajaú-Parnaíba, Rio do Peixe, Araripe e Sergipe-Alagoas (ARAI, 2009).

5.2.3 Megasequência Drifte

A Megasequência Drifte, ou sequência deposicional de margem continental passiva, inicia sua deposição após o *breakup* continental. Segundo Braun e Beaumont (1989), imediatamente após o rompimento continental a litosfera, que se encontrava sob forte tensão devido ao processo de estiramento, é submetida a um

“repentino” alívio que provoca um rápido *uplift* das áreas periféricas à margem recém-rompida. Isso causa uma discordância de âmbito regional que pode ser reconhecida em todas as bacias deste contexto tectônico, correspondendo a discordância do rompimento – *breakup unconformity* (FALVEY, 1974). Todavia, como após o *breakup* ocorre a subsidência termal devido ao resfriamento da litosfera (MCKENZIE, 1978), rapidamente as áreas que foram soerguidas após o *breakup* são subsididas e recobertas pela sedimentação transgressiva devida à incursão marinha decorrente da subsidência.

Segundo Steckler et al. (1988), os mecanismos primários de geração de espaço para deposição em margens continentais durante a fase drifte são: (1) subsidência termal; (2) subsidência isostática; e (3) compactação. A subsidência termal é a primeira a atuar e apresenta taxas altas de subsidência nos primeiros milhões de anos após o *breakup* com decaimento exponencial com o passar do tempo geológico. Neste período ocorre transgressão marinha de longo termo pontuada por eventos de mais alta frequência de regressões forçadas (como conceituadas por Posamentier e Allen, 1999), porém, o caráter dominante é o da transgressão a qual faz a linha de costa recuar para localizações interiores ao continente deixando a margem continental da placa recém-rompida afogada e sob a deposição predominante de sedimentos finos. Condé et al. (2007) denominaram esta fase na Bacia do Ceará como uma sequência marinho-transgressiva e propuseram que ela teve uma duração que foi desde o *breakup* no final do Aptiano até o Campaniano. Estes autores definiram que durante esta fase transgressiva de longo termo ocorreram pelo menos seis eventos regressivos forçados marcados com discordância regionais as quais foram interpretadas como limites de sequências. Como consequência, seis sequências deposicionais com ordem temporal variando de dois a dez milhões de anos foram interpretadas.

Com o decaimento da taxa de subsidência termal após algumas dezenas de milhões de anos após o *breakup*, a linha de costa que havia sido “empurrada” para dentro do continente inicia um processo de progradação ou regressão normal (como conceituada por Posamentier e Allen, 1999) bacia adentro devido a diminuição da geração de espaço para a deposição na plataforma. Esta regressão normal de longo termo foi denominada por Condé et al. (2007) como Sequência Marinho-Regressiva e viria até o tempo presente. Os autores interpretaram nesta sequência pelo menos cinco eventos de regressões forçadas, os quais, da mesma forma como ocorrera na

sequência anterior geraram discordâncias regionais que foram interpretadas como limites de sequências. Também, como anteriormente, estes limites de sequências definiram seis (o limite da sequência mais superior é o tempo presente) sequências deposicionais com ordem temporal variando de quatro a vinte milhões de anos.

Condé et al. (2007) em sua revisão da carta estratigráfica da Sub-bacia de Mundaú, assim como autores anteriores, propuseram a evolução tectono-estratigráfica da bacia com base em um consolidado e detalhado banco de dados sísmicos e de poços das regiões plataformais, daí a identificação detalhada das discordâncias que definiram os limites de sequências referidos acima uma vez que, segundo os autores, em todos os casos a plataforma foi completamente exposta. As citadas discordâncias são identificadas e marcadas em sísmica e poços. Nas regiões de águas profundas, todavia, devido à carência de dados, principalmente poços (apenas cinco em toda a bacia) não há nenhum trabalho acadêmico, até a presente data, que corrobore, ou não, o arcabouço estratigráfico proposto para as regiões plataformais pelos autores já citados. Recentes aquisições sísmicas nas áreas de águas profundas, mostradas mais à frente nesta dissertação, revelam conspícuas feições erosivas, porém, a ausência de dados detalhados de datações cronoestratigráficas nos poços liberados pela Indústria para serem usados em trabalhos acadêmicos torna difícil a verificação das idades destas feições erosivas e suas correlações temporais com suas contrapartes na plataforma. Neste contexto, a contribuição deste trabalho como será visto à frente, tem caráter inédito.

A litoestratigrafia da Megasequência Drifte em águas rasas é composta por três unidades: formações Ubarana (ambiente: plataformal indiviso; litologia: siliciclásticos; idade Eo-neoCretáceo); Guamaré (ambiente: borda de plataforma; litologia: carbonatos; idade Cenozoico); e Tibau (ambiente: interior de plataforma; litologia: siliciclásticos; idade Cenozoico). Em águas profundas esta megasequência é formada por uma única formação, qual seja, Ubarana. A Fm. Ubarana é dividida em dois membros: Uruburetama, representando a Sequência Transgressiva e Itapagé, representando a Sequência Regressiva. A litologia do Mb. Uruburetama é composta por folhelhos de deposição hemipelágica e siltitos e arenitos decorrentes da deposição do conteúdo de fluxos gravitacionais turbidíticos. O Mb. Itapagé, além destas duas litologias também contém margas e calcilutitos de deposição hemipelágica e pelágica respectivamente.

Outro evento marcante ocorrido durante a Megasequência Drifte na Bacia do Ceará, assim como na Bacia Potiguar, é a manifestação magmática denominada “Vulcanismo Macau”. Gigantescos *seamounts* são, já há muito tempo, identificados em mapas batimétricos na Bacia do Ceará, os quais são interpretados como paleovulcões, além do mais, dados sísmicos revelam outras grandes feições intrusivas sem consideráveis alterações na topografia do fundo marinho, as quais também são interpretadas como paleovulcões. Datações em amostras de poços perfurados na plataforma que atravessaram pequenas soleiras revelaram idades entre 32 e 44 Ma, ou seja, Eoceno Médio a Oligoceno Inferior (MIZUSAKI et al., 2002). Até a presente data, as rochas mais antigas relacionadas ao Vulcanismo Macau encontram-se na porção *onshore* da Bacia Potiguar e revelaram idades entre 100 a 80 Ma, Eocenomaniano a Mesocampaniano (MIZUSAKI et al., 2002). Estas últimas idades não descartam a possibilidade de haver magmatismo de idade Neocretáceo intrudido ou extravasado nas regiões de águas profundas da Megasequência Drifte na Bacia do Ceará.

5.3 O Sistema Petrolífero da Sub-bacia de Mundaú

Magoon e Dow (1974) definiram um sistema petrolífero como um sistema natural que contém um compartimento de rocha fonte ativa e todo o óleo e gás relacionados, e que inclui todos os elementos (rocha fonte, rocha reservatório, rocha selante e rocha de sobrecarga) e processos geológicos (formação de trapa e geração-migração-acumulação de petróleo) necessários para formar uma acumulação de óleo ou gás. Todos esses elementos são essenciais para converter a matéria orgânica presente na rocha fonte em hidrocarboneto, e devem ser colocados no tempo e no espaço, em sincronismo.

A Bacia do Ceará apresenta um sistema petrolífero completo, o que é comprovado com a presença de quatro *plays* distribuídos nos quatro campos de produção (Xaréu, Curimã, Atum e Espada) presentes na Sub-bacia de Mundaú. Até o momento não foi confirmada a presença de nenhum *play* nas demais sub-bacias. Segundo Costa et al. (1990), as outras sub-bacias da Bacia do Ceará apresentam baixo potencial para a geração de hidrocarbonetos, dentre os fatores podem estar matéria orgânica de má qualidade, baixos valores de carbono orgânico total e estado senil de maturação.

Segundo Costa et al. (1990), dos quatro campos na plataforma da Sub-bacia de Mundaú, três produzem petróleo, cuja correlação óleo-rocha indica pertencerem aos folhelhos e margas de ambiente hipersalino do Mb. Trairi da Fm. Paracuru (Megasequência Transicional); e um produz petróleo correlacionado com os folhelhos lacustres continentais da Fm. Mundaú (Megasequência Rifte). Segundo os autores supra-citados, possíveis sequências marinhas potencialmente geradoras na Fm. Ubarana (Megasequência Drifte) estariam imaturas.

As principais rochas reservatório, nas regiões plataformais, são os arenitos flúvio-deltaicos do Aptiano, Fm. Mundaú; os carbonatos neoaptianos do Mb. Trairi da Fm. Paracuru; os arenitos flúvio-deltaicos do intervalo Eo-Neoaptiano da Fm. Paracuru. Turbiditos plataformais de frente deltaicas da Fm. Ubarana também produzem no campo de Espada. Em águas profundas, dos cinco poços perfurados até a presente data, quatro almejam reservatórios siliciclásticos nas Megasequências Rifte e Transicional tendo como análogos os campos de águas rasas. Em um caso (1-CES-111B) o poço não atingiu a seção alvo; em dois casos (1-CES-112 e 1-CES-160), os reservatórios siliciclásticos da Fm. Paracuru (Megasequência Transicional) foram de baixa qualidade sem a presença de petróleo. No caso mais recente (1-CES-158), foi encontrado petróleo em arenitos desta mesma formação, mas a baixa qualidade dos reservatórios (camadas delgadas com baixas porosidades e permeabilidades) levou a não ser comercialmente viável a produção do mesmo. No único caso (1-CES-159) em que os alvos foram turbiditos de águas profundas da Fm. Ubarana (Megasequência Drifte) não foi encontrado reservatório no objetivo.

No caso dos campos de petróleo de águas rasas, a migração do óleo é feita por fluxo direto dos folhelhos geradores para as rochas reservatório, e em alguns casos ao longo das falhas como é o caso do Campo de Espada, segundo Costa et al. (1990). Nesse campo, os turbiditos se encontram intercalados em folhelhos imaturos e fica evidente a migração através de falhas.

De acordo com a ANP (2015), o campo de Xaréú é o que apresenta a maior produção de petróleo (600,12 bbl) e o campo de Curimã é o que apresenta a maior produção de gás natural (9,01 m³). Segundo Pessoa Neto (2004), três das sete zonas de produção do campo de Curimã são arenitos fluviais da Fm. Mundaú e quatro são arenitos deltaicos da Fm. Paracuru.

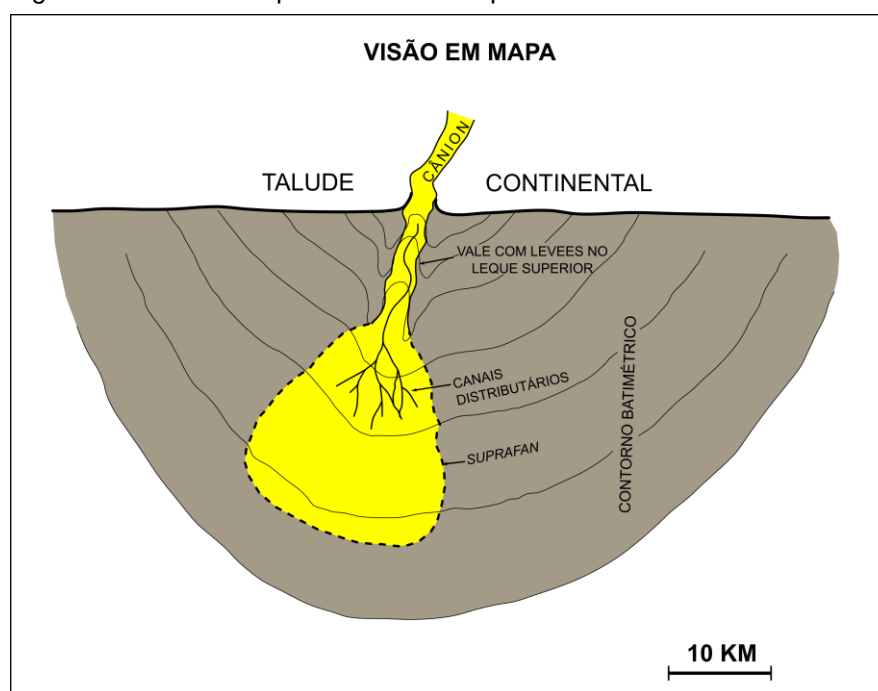
6 DEPÓSITOS TURBIDÍDICOS

Turbiditos são depósitos dirigidos por fluxos gravitacionais turbulentos em meio aquoso no qual as partículas são sustentadas pela turbulência do fluxo e podem ocorrer tanto em ambientes marinhos como em ambientes lacustres (SHANMUGAM e MOIOLA, 1988). Fluxos gravitacionais turbulentos são um dos principais meios responsáveis pela transferência de sedimentos grossos para dentro de uma bacia sedimentar em profundidade além daquela da base do “nível de tempestade”. Em bacias sedimentares marinhas de margem continentais “passivas”, como é o caso da Bacia do Ceará, a transferência de sedimentos grossos para as regiões mais profundas se dá principalmente durante os períodos de mar relativamente baixo, quando o nível de base da bacia se desloca para além da quebra da plataforma, deixando-a completamente exposta e passível de erosão. A sedimentação grosseira ocorrida sobre a plataforma durante os períodos de mar relativamente alto é então erodida pela malha de drenagem instalada e direcionada diretamente para cânions e/ou canais submarinos no talude continental. A malha de drenagem facilita a geração de fluxos gravitacionais que carregam estes sedimentos e os depositam no próprio talude ou na bacia profunda, de forma confinada em cânions e/ou canais submarinos e de forma não confinada em leques. Tais depósitos podem se configurar como bons reservatórios para hidrocarbonetos. Em outros tipos de bacias, como aquelas relacionadas a ambientes tectonicamente ativos (rifte, *foreland*, *backarc*, etc), a tectônica é o mecanismo principal para a geração de fluxos gravitacionais carreadores de sedimentos grossos para dentro das bacias (Stow *et al.*, 1985).

Os modelos deposicionais apresentados por Norwark (1970), Mutti e Lucchi (1972), e Walker (1978) apresentaram caracterizações de elementos arquiteturais de complexos turbidídicos. Com o avanço da qualidade da sísmica 3D de alta resolução nas últimas décadas, pôde-se notar uma maior complexidade nos sistemas turbidídicos em margens continentais do que aquela prevista nos modelos clássicos citados acima. Porém, esses trabalhos contêm informações básicas sobre a morfologia de complexos turbidídicos que são importantes para o entendimento dos modelos mais novos.

O modelo de Normark (1970), baseado em depósitos do Recente (*San Lucas e Astoria fans*, Califórnia – EUA), apresenta um grande cânion cortando o talude e funcionando como o alimentador do sistema turbidítico em águas profundas (Figura 13). Dentro deste cânion ocorre a formação de canais com baixa sinuosidade na porção denominada leque superior (*upper fan*). Na terminação, nas regiões mais profundas, o canal começa a se ramificar em múltiplos canais distributários e já é possível observar uma deposição em formato radial na superfície do leque. Essa forma de deposição é chamada de *suprafan* e essa parte do leque foi definida por Normark como leque mediano (*middle fan*). O *suprafan* engloba também as partes distais do leque que não são canalizadas, região definida por Normark como leque inferior (*lower fan*).

Figura 13 – Modelo deposicional de complexo turbidítico



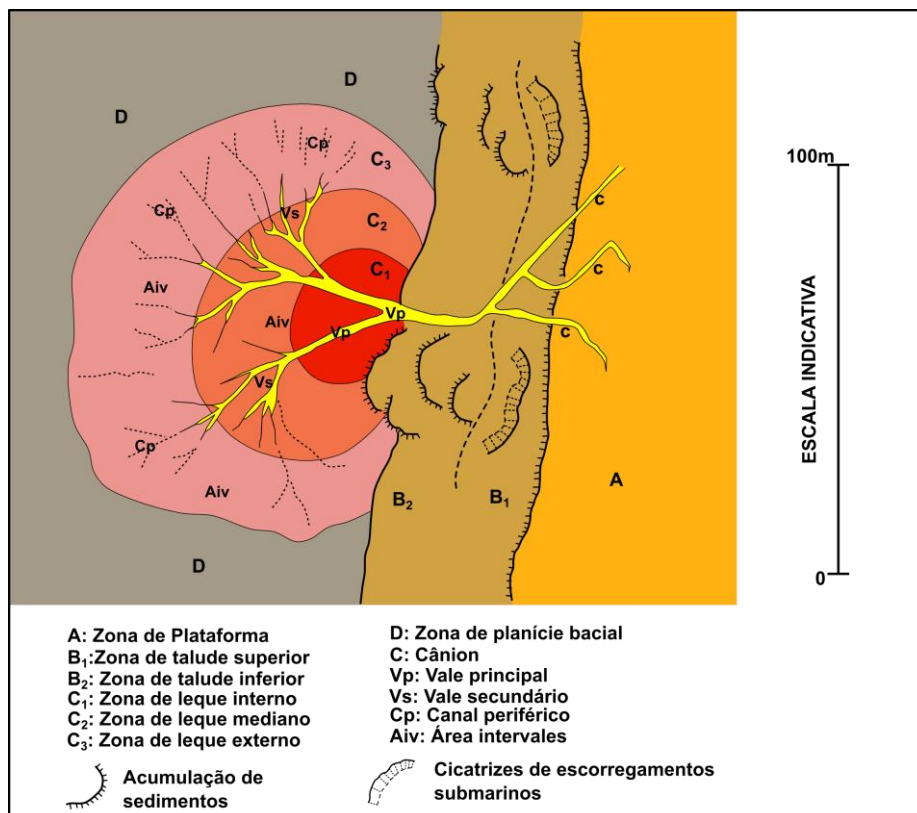
Legenda: Esse modelo, baseado em depósitos do Recente, foi gerado a partir de informações de imagens do fundo oceânico e de testemunhos a pistão.

Fonte: NORMARK, 1970. Modificada pela autora, 2016.

O modelo de Mutti e Lucchi (1972) apresenta três áreas de acumulação sedimentar ao longo da formação de um depósito turbidítico (Figura 14). A primeira seria o talude que apresenta um grande cânion alimentador dos leques submarinos. A segunda área é o leque submarino que foi subdividido em três porções: a parte proximal (*inner fan*) com poucos canais, a parte mediana (*middle fan*) onde os canais

se ramificam, e a parte distal (*outer fan*) onde não ocorrem canais. A terceira e última área é o fundo de bacia.

Figura 14 – Modelo deposicional de complexo turbidítico

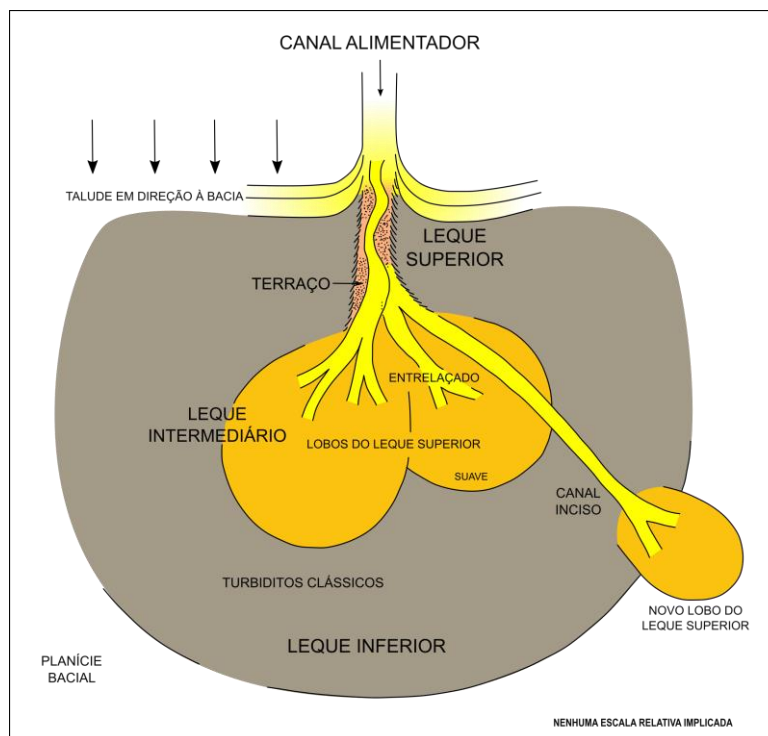


Legenda: Esse modelo foi definido a partir de dados de campo e mostra as três áreas distintas de acumulação (C₁, C₂ e C₃) definidas pelo autor.

Fonte: MUTTI e LUCCHI,1972. Modificada pela autora, 2016.

O modelo de Walker (1978) foi baseado nas subdivisões morfológicas sugeridas por Normark (1970). No entanto, o autor preferiu o termo “canal” para o conduto alimentador dos depósitos, por considerar que o termo “cânion”, utilizado por Normark (*op.cit.*), sugere uma escala imensa (Figura 15). Na região definida como “leque superior” (*upper fan*), esse canal mantém-se ainda como canal único, bordejado por *levees*; dentro dele, eventualmente, encontra-se um canal meandrante flanqueado por um terraço relativamente plano. Na região do leque mediano (*middle fan*) esse canal irá ramificar-se em múltiplos canais distributários. O fluxo prossegue para uma região distal com um canal inciso formando um novo lobo (*suprafan lobes*). Os canais distributários são bordejados pelos clássicos depósitos de turbiditos (BOUMA, 1962) na região do leque inferior (*lower fan*).

Figura 15 – Modelo deposicional de complexo turbidítico



Legenda: O autor utiliza o termo morfológico “canal” e não cânion” como o alimentador do complexo turbidítico.
 Fonte: WALKER, 1978. Modificada pela autora, 2016.

A partir da década de 90 com o avanço da resolução sísmica 3D surgiram modelos mais robustos com uma maior precisão de detalhes. Reading e Richards (1994) em seu minucioso trabalho, que ainda é fortemente utilizado como referência, classificou os depósitos turbidíticos baseado na granulometria e tipo de sistema alimentador do depósito. O tamanho do grão pode ser analisado em diferentes escalas geológicas, desde afloramentos até curvas de poço, e a forma como o sedimento é levado até o local da deposição (se é por meio de um único ou por múltiplos canais, ou por meio de uma rampa) influencia na geometria do depósito turbidítico. Esses dois parâmetros quando analisados em conjunto vão influenciar na geometria, distribuição interna de fácies e arquitetura dos corpos de areia nos sistemas siliciclásticos de águas profundas.

Segundo Reading e Richards (*op. cit.*), a previsão da presença de reservatório, sua geometria e integridade da trapa não pode vir da aplicação de um único modelo interpretativo, mas sim da integração dos fatores que controlam os depósitos de águas profundas e seu modelo deposicional final será revelado nos registros geológicos e geofísicos. Baseado nesses padrões, os autores definiram 12

classes de sistemas de turbiditos de águas profundas (Figura 16) que estão separadas em três situações tectônicas distintas (rampa ou talude com fonte única de entrada sedimentar, rampa ou talude com múltiplas fontes de entrada sedimentar e fonte linear em talude) e quatro classes de domínio que são: sistema rico em lama, sistema com quantidades próximas de lama e areia (lama/areia), sistema rico em areia e sistema rico em cascalho.

O modelo mais recente para turbiditos de águas profundas (Figura 17) foi proposto por Posamentier e Walker (2006). Nesse modelo, a integração da descrição detalhada de fácies, nos afloramentos, e dos elementos deposicionais encontrados tanto em afloramentos quanto na sísmica 3D, permitiu uma melhor caracterização da distribuição espacial e temporal daquelas fácies no dado sísmico. Esse modelo apresenta um maior nível de detalhe quando comparado com os modelos de Normark (1970), Mutti e Lucchi (1972), e Walker (1978).