

II.5.1.2 - GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA

II. 5.1.2.1 - Localização

A Bacia do Espírito Santo (**Figura II. 5.1.2.1**) está localizada no Estado do Espírito Santo, sendo delimitada ao sul pela Bacia de Campos, a partir do Alto de Vitória, e ao norte com a Bacia de Mucuri. Esta bacia possui uma área de 41.500 km², sendo que 3.000 km² está localizada na porção terrestre (FRANÇA *et al.*, 2007). Segundo BIASSUSSI *et al.* (1990), a Bacia do Espírito Santo se limita a oeste com o embasamento cristalino e a leste com o Complexo Vulcânico de Abrolhos.

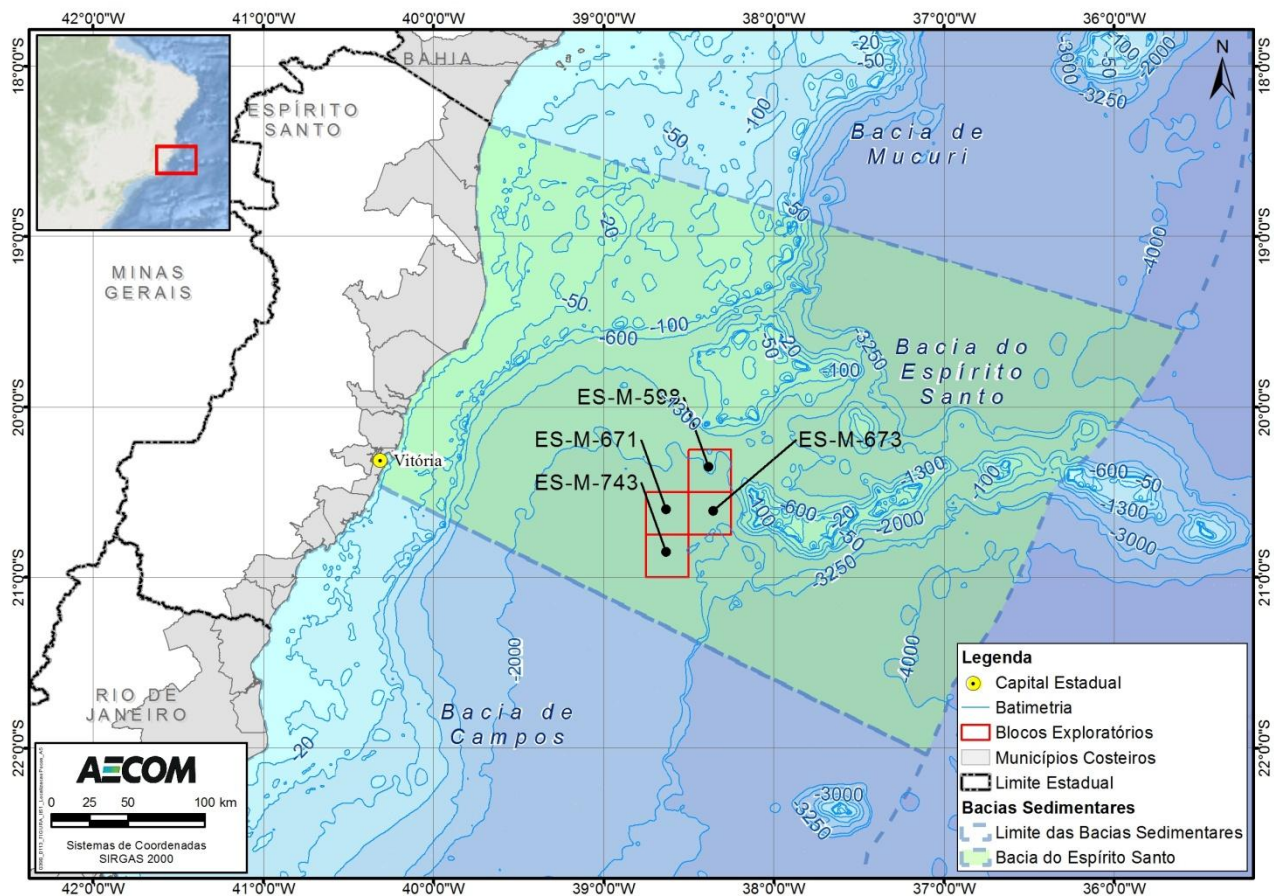


FIGURA II.5.1.2.1 - Localização da Bacia do Espírito Santo e dos blocos ES-M-598, ES-M-671, ES-M-673 e ES-M-743.

Fonte: AECOM (2015).

II.5.1.2.2 - Geologia Regional

A Bacia do Espírito Santo está entre as quinze bacias situadas na margem continental brasileira. Assim como as demais bacias sedimentares da costa leste brasileira sua formação está relacionada a esforços distensivos que provocaram a separação do Gondwana no Neo-Jurássico. A separação das placas Africana e Sul-Americana iniciou-se com a formação de um sistema de riftes, no Neocomiano, os quais evoluíram para um proto-oceano, no Aptiano, culminando com a formação do Oceano Atlântico, no Neo-Cretáceo (**Figura II.5.1.2.2**).

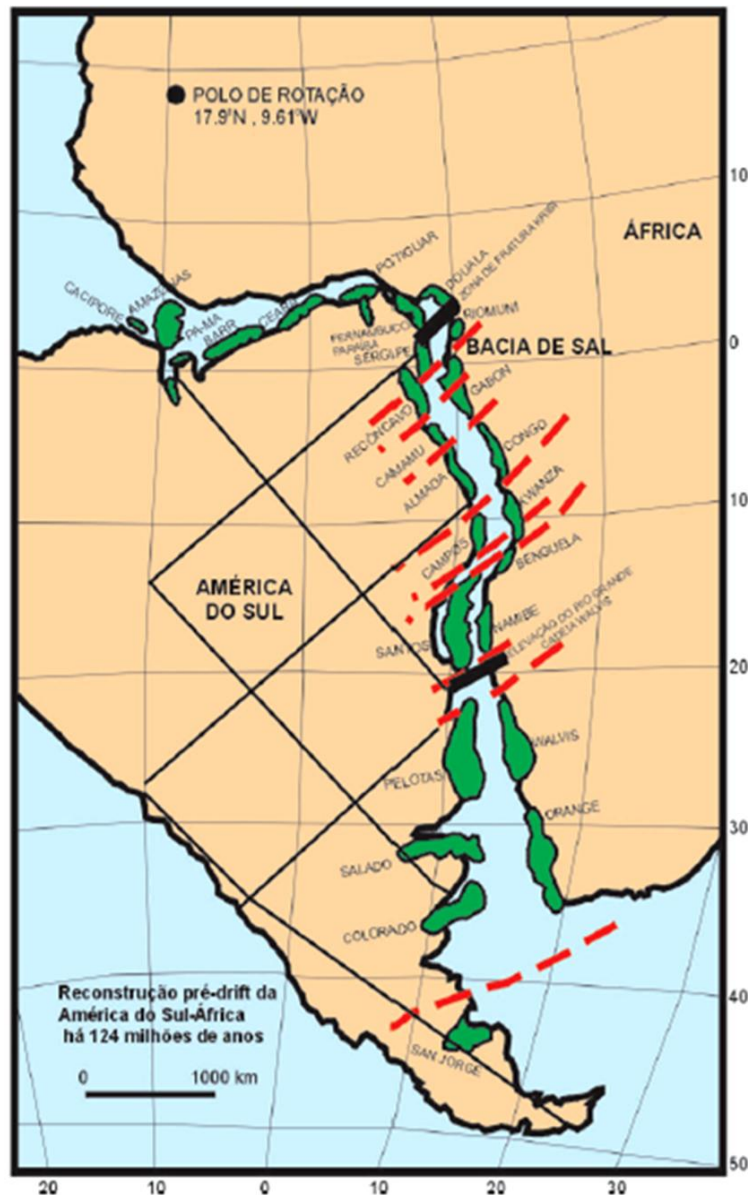


FIGURA II.5.1.2.2 - Configuração das bacias sedimentares na fase pré-rifte.

Fonte: MOHRIAK, 2003.

De uma maneira geral, a gênese e atual configuração das bacias da margem leste brasileira estão relacionadas com a ruptura do megacontinente Gondwana, que culminou na abertura do Oceano Atlântico Sul durante o Mesozoico (MOHRIAK, 2003). Ainda segundo este autor, as bacias marginais brasileiras tiveram a sua origem estruturada em cinco fases distensionais básicas (**Figura II.5.1.2.3**).

A primeira (**Figura II.5.1.2.3 - a**) foi marcada pelo soerguimento crustal, afinamento litosférico e início do processo de ruptura do megacontinente Gondwana e a segunda foi caracterizada pelo aumento no processo de estiramento litosférico e início de extrusão de lavas basálticas (**Figura II.5.1.2.3 - b**). A terceira (**Figura II.5.1.2.3 - c**) deu origem a grandes falhamentos e movimentação de blocos na crosta, já a quarta (**Figura**

II.5.1.2.3 - d) começou a apresentar a formação dos distintos ambientes deposicionais (lacustres, fluviais e marinhos). A quinta e última fase (**Figura II.5.1.2.3 - e**) foi marcada por um aumento na sedimentação siliciclástica por conta do soergimento da Serra do Mar e Serra da Mantiqueira (MOHRIAK, 2003).

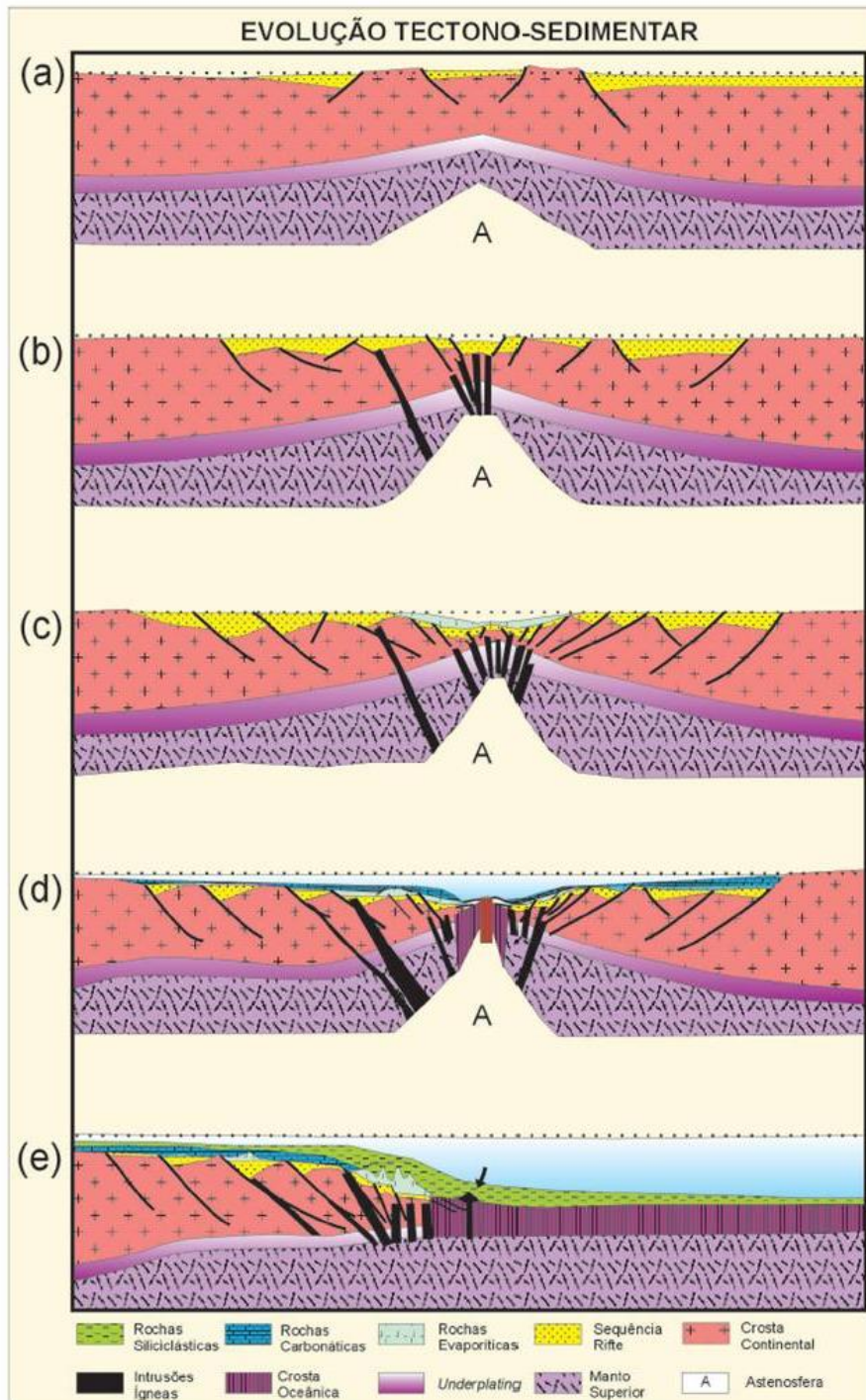


FIGURA II.5.1.2.3 – Evolução tectono-sedimentar da margem continental brasileira – Modelo geodinâmico.

Fonte: MOHRIAK, 2003.

A margem continental brasileira sofreu um processo evolutivo, desde a sua formação no período Mesozoico, baseado em quatro megassequências estratigráficas (CAINELI & MOHRIAK, 1999). De acordo com estes autores, pode-se dividir a evolução da margem continental em Megassequência Pré-rifte, Megassequência Continental, Megassequência Transicional e Megassequência Marinha. Cada sequência descrita por esses autores será descrita resumidamente a seguir:

- **Megassequência Pré-rifte:** caracteriza-se pela formação de uma bacia intra-cratônica, formando depocentros suaves e largos. Esta megassequência se origina no início do processo de rifteamento da América do Sul, durante o Paleozoico;
- **Megassequência Continental:** caracteriza-se pelo processo de abertura do rifte a partir de movimentos divergentes das placas tectônicas da América do Sul e da África, durante o final do Jurássico e início do Cretáceo;
- **Megassequência Transicional:** esta fase marca a transição do sistema rifte que muda de um ambiente deposicional continental para um ambiente marinho. As atividades tectônicas diminuem sobre a crosta continental, fazendo com que os processos de erosão e sedimentação se tornem os principais modeladores do relevo.
- **Megassequência Marinha:** esta última fase é regulada por processos de subsidência tectônica das bacias marginais por conta do resfriamento da crosta oceânica conforme esta se afasta dos centros de espalhamento, localizados na dorsal meso-oceânica. A sedimentação depende dos processos erosivos e deposicionais que atuam na região costeira.

O embasamento da Bacia do Espírito Santo consiste em complexa associação de rochas ígneas e metamórficas pertencentes à Província Mantiqueira (SILVA *et al.*, 1987). No preenchimento destas bacias, são reconhecidos dois períodos distintos de eventos vulcânicos. O primeiro, de idade Neocomiana/Barremiana, está associado a tafrogenia (falhamentos durante a extensão da litosfera) e é constituído de derrames de basaltos toleíticos da Formação Cabiúnas. O segundo, essencialmente alcalino, ocorreu no Eoterciário e suas rochas compõem a Formação Abrolhos.

A. Geologia Estrutural

Segundo ASMUS (1984), no arcabouço geral da margem brasileira, as falhas normais têm traços de comprimentos variáveis com máximos alcançando centenas de quilômetros. Quase todas as falhas principais ocorrem paralelamente à linha da costa. Este mesmo autor menciona que, no segmento leste da margem continental, que se estende da Bacia de Pelotas à parte sul da Bacia de Sergipe-Alagoas, os traços de falhas e as direções estruturais Pré-cambrianas são paralelas.

O arcabouço estrutural destas bacias é constituído por falhas normais, de grande extensão, paralelas à linha de costa e escalonadas do continente em direção ao oceano, numa sucessão de *grábens* e *horsts*, com espessuras variando de 3.000 a 5.000 metros. A disposição estrutural em forma de blocos escalonados para leste preservou grandes espessuras sedimentares.

Altos estruturais originados por blocos soerguidos do embasamento dispõem-se normal ou obliquamente à linha de costa, limitando bacias marginais. Os Altos de Cabo Frio, Vitória, Olivença e Maragogi separam, respectivamente, as bacias Mesozóicas/Cenozóicas de Santos e Campos, Campos e Espírito Santo, Jequitinhonha e Almada, e Sergipe-Alagoas e Pernambuco/Paraíba. Em relação às áreas submersas, a expressão estrutural dos altos restringe-se, pelos dados atuais, à área da plataforma continental, não havendo registro de continuidade no talude e no sopé continental.

O ambiente tectônico que acompanhou a sedimentação rifte destas bacias é o resultado de estiramento crustal, resultando em falhas normais com direção grosseiramente N-S. Segundo DEL REY & ZEMBRUSCKY (1991), estruturalmente, ao nível do topo do embasamento, a bacia do Espírito Santo apresenta blocos falhados com mergulho para leste. As falhas exibem direções principais NNW-SSE, N-S e NE-SW e rejeitos variáveis. As falhas alinhadas segundo N-S parecem possuir atuação mais tardia, exercendo importante controle na estruturação de toda a coluna sedimentar até o topo do Cretáceo Inferior (Albiano), dando origem aos principais *trends* estruturais de interesse para prospecção de hidrocarbonetos.

Na seção albiana (Formação Barra Nova), predominam falhas de geometria lítrica. Na seção marinha, a erosão submarina causou a formação dos paleo-cânions de Regência e Fazenda Cedro, ambos controlados por falhas do embasamento. O início dos paleo-cânions permitiu a subdivisão da porção terrestre da bacia em quatro províncias geológicas: Plataforma São Mateus, Plataforma Regência e os paleo-cânions de Regência e Fazenda Cedro.

Os folhelhos, do Cretáceo Superior ao Terciário (Formação Urucutuca), depositaram-se predominantemente no bloco baixo do feixe de falhas do Rio Doce e nos cânions da Fazenda Cedro, Regência e Mucuri, com falhas predominantemente de geometria lítrica, as quais foram derivadas de lineações rifte.

A **Figura II.5.1.2.4** representa o arcabouço estrutural da Bacia do Espírito Santo, realizado por CARVALHO (1986) *apud* ANP (2009). Neste mapeamento ficam evidenciadas as feições estruturais do tipo: domos salinos, linhas de charneiras, falhas e anticlinais, além da localização do complexo vulcânico de Abrolhos e província de domos de sal.

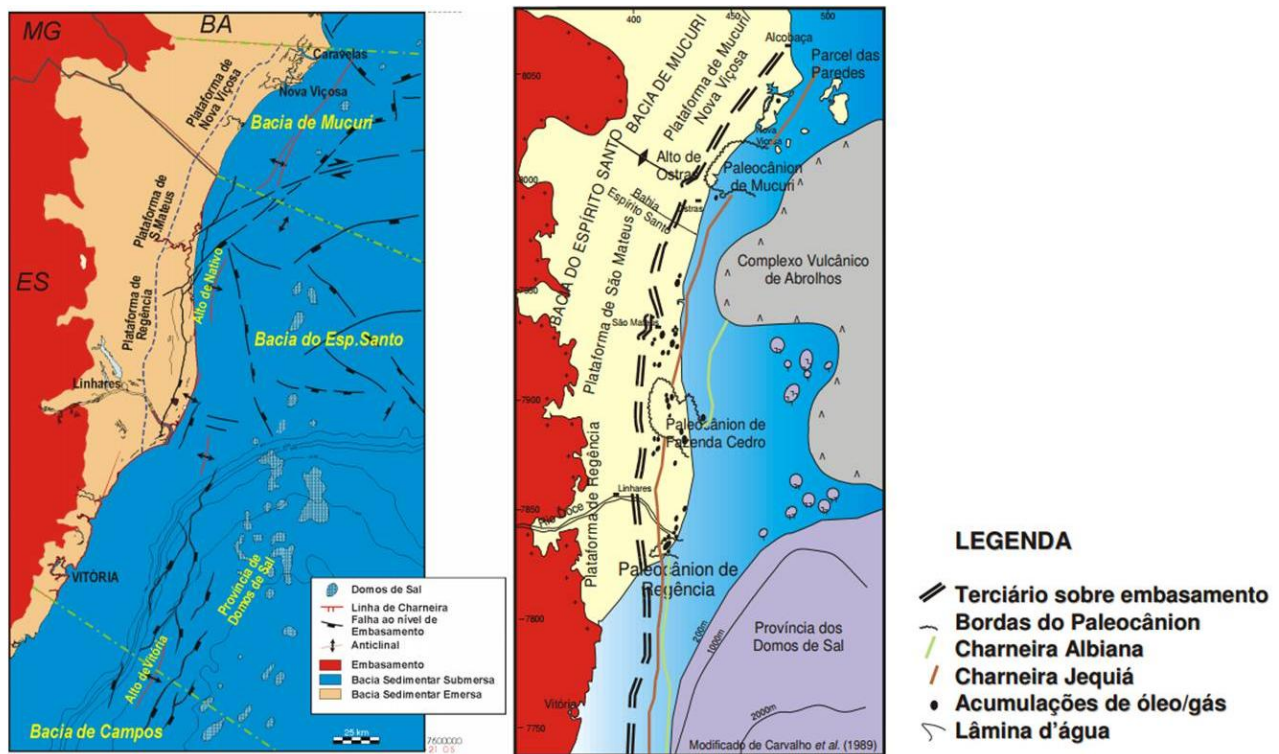


FIGURA II.5.1.2.4 – Arcabouço estrutural da Bacia do Espírito Santo evidenciando diversas feições estruturais como: domos salinos, falhas no embasamento, complexo vulcânico de Abrolhos e Paleocânions.

Fonte: CARVALHO (1986) apud ANP (2009).

De acordo com os trabalhos de VAN DER VEN *et al.*, (1998), *apud* MOHRIAK, (2003); BIASSUSI *et al.* (1999), a Bacia do Espírito Santo abriga uma tectônica de sal peculiar, sendo esta regulada pela sobrecarga das rochas vulcânicas de Abrolhos, formando frentes de empurrões em direção ao continente. Numa fase inicial de halocinese ocorreu a formação de falhas extensionais normais, com mergulho para leste. Já numa segunda fase de halocinese, a barreira formada pela extrusão e intrusão de lavas basálticas e rochas ígneas na região de Abrolhos resultou num obstáculo para o fluxo de sal à leste, originando uma movimentação de evaporitos e folhelhos na direção oeste. Esta movimentação se associou a falhas de empurrão com vergência direcionada ao continente, formando feições compressoriais. A terceira fase da halocinese consistiu na formação de diápiros de sal que penetraram nas camadas mais recentes do Terciário Superior e Quaternário.

Além disso, MOHRIAK, (2003) identificou a partir das informações de sísmica que ocorre uma quebra abrupta do talude logo após a presença do complexo vulcânico de Abrolhos. As **Figuras II.5.1.2.5 e II.5.1.2.6**, a seguir, representam seções sísmicas utilizadas por MOHRIAK (2003) para evidenciar a presença de halocinese (bem como a formação de falhas associadas, conforme a linha preta da **Figura II.5.1.2.5**), além da abrupta quebra do talude (**Figura II.5.1.2.6**).

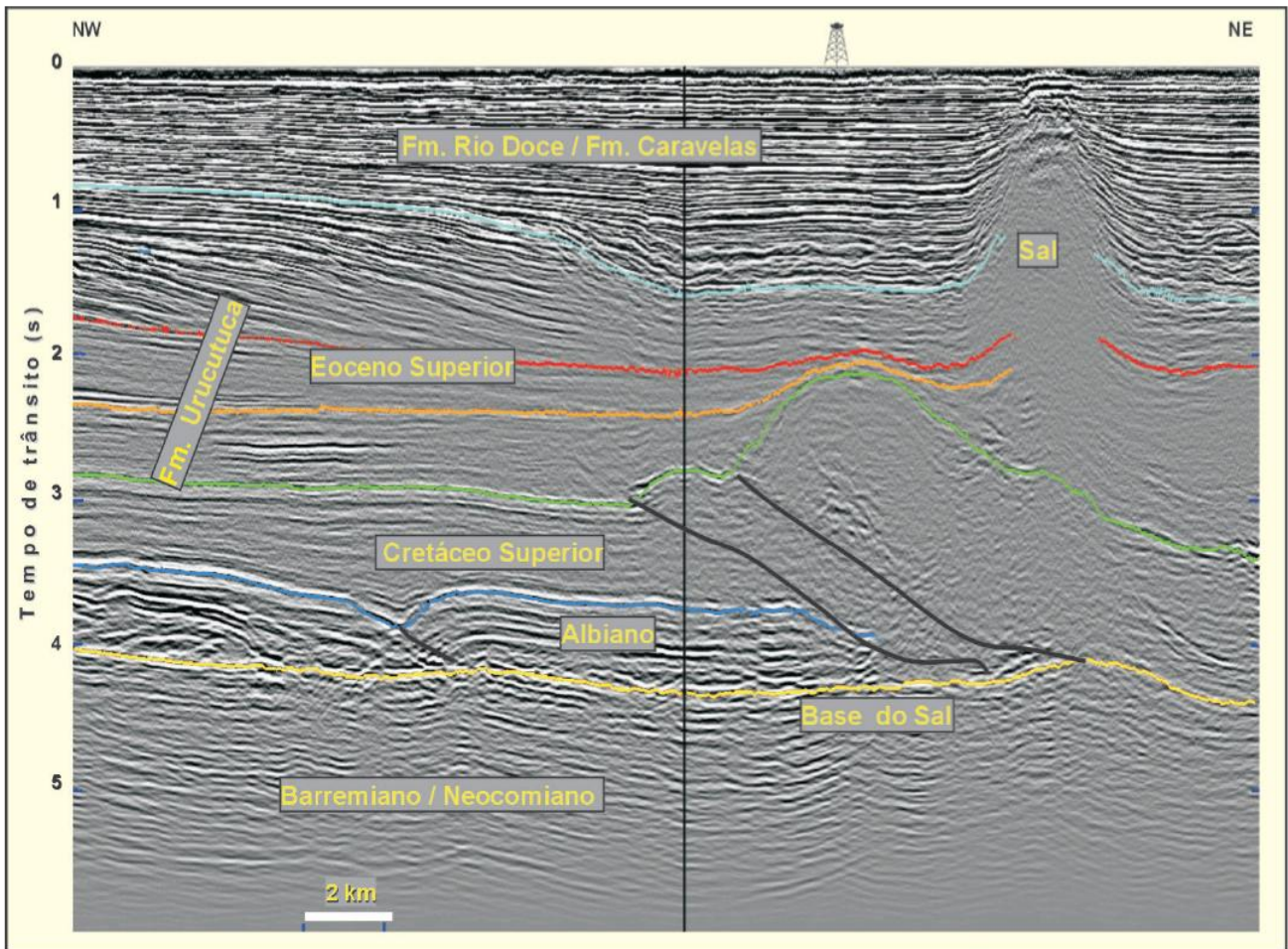


FIGURA II.5.1.2.5 – Seção sísmica da Bacia do Espírito Santo evidenciando a presença da halocinese, bem como feições estruturais e estratigráficas. As linhas coloridas correspondem ao topo ou base das Formações ou idades de deposição indicadas na figura.

Fonte: MOHRIAK (2003).

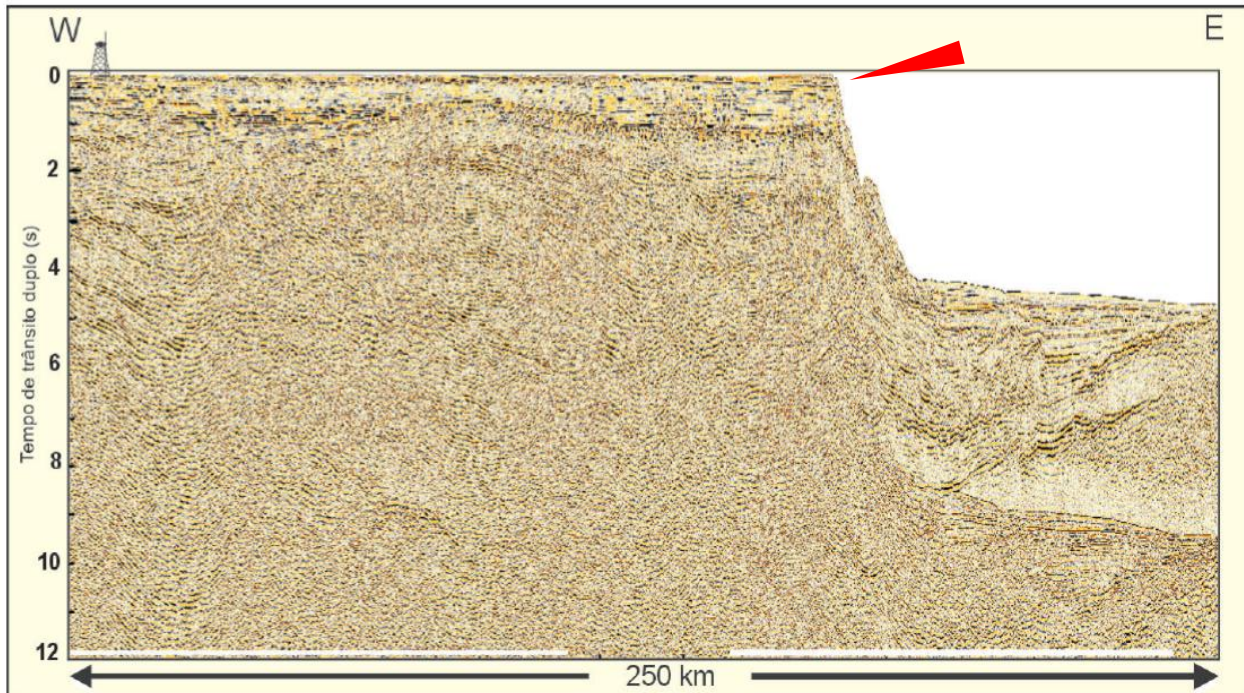


FIGURA II.5.1.2.6 – Seção sísmica evidenciando as sequências estratigráficas do sinrifte e do pós-rifte, da Bacia do Espírito Santo ao longo de toda a extensão da Bacia. A seta vermelha indica a abrupta quebra do talude.

Fonte: MOHRIAK (2003).

As principais feições estruturais da Bacia do Espírito Santo, encontram-se representadas no **Mapa II.5.1.1**, apresentado em anexo (**ANEXO A**).

B. Estratigrafia e Sistema Petrolífero

De acordo com CAINELLI & MOHRIAK (1999), o arcabouço tectono-estratigráfico da margem continental brasileira é concebido pela história geológica a partir de quatro fases que consistem em: (1) fase pré-rifte, que consiste nas fases de depressões intracratônicas e enfraquecimento da crosta que antecederam a ruptura do supercontinente Gondwana; (2) fase rifte, que se inicia com a separação dos continentes sul-americano e africano, sendo constituído por espesso pacote de sedimentos continentais; (3) fase transicional aptiana, quando se verificaram as primeiras ingressões marinhas; e (4) se completa com a fase marinha franca, que se estende desde o Albiano até o presente, devido ao continuado espalhamento do fundo oceânico. A cada uma destas grandes fases tectônicas estão relacionadas com as megassequências de preenchimento sedimentar das bacias marginais do leste do Brasil, que são as megassequências pré-rifte (bacia intracratônica), continental (fase rifte), transicional (proto-oceano) e marinha (subsidência termal), de acordo com CAINELLI & MOHRIAK (1999).

- **Megassequência Pré-Rifte**

A megassequência Pré-Rifte representa a fase de formação de uma bacia intracratônica, que ocorreu anteriormente ao processo de rifteamento da América do Sul. Esta fase deu origem a bacias suaves no

interior do supercontinente Gondwana. As superseqüências sedimentares originadas durante o Paleozoico na bacia do Solimões, Amazônia, Parnaíba e Paraná são evidências dessa megasseqüência, notadamente formadas em ambientes intracratônicos (CAINELLI & MOHRIAK, 1999). Segundo esses autores, a principal feição tectono-estratigráfica da Bacia do Espírito Santo para este período foi a atividade vulcânica do início do período Cretáceo.

- **Megasseqüência Continental**

A Megasseqüencia Continental teve início a partir da movimentação divergente entre a África e a América do Sul, durante o final do Jurácico e início do Cretáceo (CAINELLI & MOHRIAK, 1999). Os sedimentos continentais são compostos, de forma geral para toda a margem leste, por folhelhos vermelhos com interposições de arenitos arcoseanos, recobertos por arenitos que variam de finos a conglomeráticos. A partir de observações estratigráficas, MUNNE (1972) *apud* ASMUS (1984) assinala que a seqüência do Continente se depositou segundo um sistema conjugado de leques aluviais e lagos interiores, numa bacia interior platiforme com relativa calma tectônica.

Segundo CAINELLI & MOHRIAK (1999), esta megasseqüencia é composta por ambientes de leques e deltas aluviais, depósitos transicionais, margas e folhelhos lacustrinos e coquinas. As regiões próximas à borda do rifte são compostas por conglomerados e arenitos, onde clastos vulcânicos são frequentes. As fácies de sedimentos mais finos de ambientes lacustres se originaram em ambientes extremamente anóxicos durante o Neocomiano, dando origem a folhelhos ricos em matéria orgânica.

Na Bacia do Espírito Santo, a Megasseqüência Continental do Eocretáceo é a unidade mais antiga, com rochas sedimentares datadas do Neocomiano (cerca de 130 Ma), depositadas sobre o embasamento cristalino (BIASSUSSI *et al.*, 1990). Toda a Megasseqüência rifte é designada de Formação Cricaré, estando intercalada por vulcânicas de suíte toleítica da Formação Cabiúnas.

- **Megasseqüencia Transicional**

Esta megasseqüência marca uma mudança drástica na sedimentação, saindo predominantemente de lacustre na fase rifte (folhelhos e arenitos com intercalações de carbonatos e ocorrência local de cunhas conglomeráticas), para lacustre e lagunar até culminar com evaporitos no topo. A sucessão litológica varia de siliciclásticos grosseiros a evaporitos, que vão do Aptiano Superior ao início do Albiano. A base é constituída de uma cunha clástica delgada, constituída de conglomerados e arenitos grosseiros, que, gradativamente, foi afogada por água salgada proveniente de oceano localizado ao sul, propiciando a sedimentação de material mais fino (clásticos finos e folhelhos ricos em matéria orgânica). GAMA JR. (1970) *apud* ASMUS (1984) sugeriu para essa seqüência uma deposição em ambiente flúvio-deltáico-lacustre.

CAINELLI & MOHRIAK (1999) sugerem que a Megasseqüência Transicional controla a distribuição horizontal de hidrocarbonetos que foram gerados durante as fases continentais e transicionais, atuando como obstáculo ou vias de propagação do óleo a partir de diápiros e paredes de sal. A combinação destas feições ajudam na formação de trapas estruturais e estratigráficas.

Na Bacia do Espírito Santo, a megassequência transicional entre as fases continental e marinha ampla é conhecida como Formação Mariricu, sendo a cunha clástica basal designada por Membro Mucuri e a seção evaporítica, superior, de Membro Itaúnas. Nas porções mais proximais, os evaporitos se resumem a pacotes relativamente pouco espessos de anidrita.

- **Megassequência Marinha**

Os sedimentos de mares restritos são compostos por evaporitos, destacando-se anidrita e halita. SZATMARI *et al* (1974) *apud* ASMUS (1984), apontaram que a sedimentação se deu em condições de águas rasas nas quais se alternaram ambientes do tipo *sabkha*. Já KUMAR (1976) *apud* ASMUS (1984), sugere que há evidências de ciclicidade de ambientes deposicionais, desde precipitados químicos de finas lamias, abaixo da zona fótica, até depósitos de supramaré. Além disso, a transição entre a Megassequência Transicional, constituída por evaporitos, e a Megassequência Marinha ocorreu de forma gradacional, podendo ocorrer inconformidades regionais (CAINELLI & MOHRIAK, 1999).

Os sedimentos de mares abertos são divididos em duas seções, uma inferior, carbonática, e outra superior, predominantemente clástica. A seção carbonática é constituída por calcarenitos e calcilutitos. Lateralmente, em direção ao continente, os carbonatos passam gradualmente para arenitos; e, em direção ao oceano, mudam para fácies pelíticas. Segundo TIBANA *et al.* (1973), esta seção representa uma continuidade dos processos deposicionais, iniciados com as ingressões do mar, que deram lugar, no estágio anterior, aos depósitos evaporíticos ou aos sedimentos que lhes correspondem. Na seção superior, predominam sedimentos clásticos depositados contemporaneamente, desde as áreas continentais até porções de águas profundas, por sistemas deltáicos e sistemas de talude.

A passagem da Megassequência Transicional evaporítica para a Megassequência Marinha que lhe fica superposta foi gradual, devido ao continuado espalhamento do fundo oceânico, provocando resfriamento e contração da litosfera, que resultou em crescente subsidência térmica. Parte da Megassequência Marinha (Albiano Inferior/Cenomaniano Superior), ainda é marcada por instabilidade ambiental com condições hipersalinas e anóxicas. Somente próximo ao final do Turoniano começaram a prevalecer condições marinhas cada vez mais abertas, com maiores profundidades batimétricas controlando a sedimentação.

A estratigrafia e o estilo estrutural da Bacia do Espírito Santo estão presentes na seção geológica a seguir, que segue do continente em direção à região de água profunda (**Figura II.5.1.2.7**)

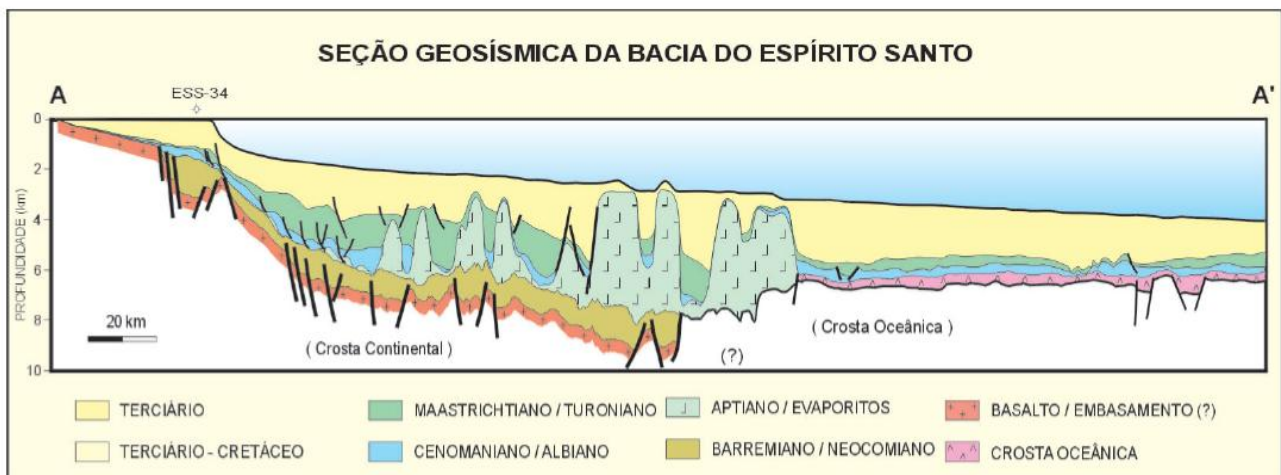


FIGURA. II.5.1.2.7 - Seção geológica da Bacia do Espírito Santo, evidenciando as principais feições estruturais e estratigráficas.

Fonte: MOHRIAK (2003).

Segundo VIEIRA *et al* (1994) as litologias que compõem a Bacia do Espírito Santo podem ser descritas da seguinte forma:

- **Embasamento:** representado por migmatitos, granulitos e granitóides. Nestas rochas ocorrem intrusões de diques da suíte intrusiva Fundão, que são diabásios de granulação fina a média ou gabros (idade jurássica);
- **Formação Cabiúnas:** derrames basálticos toleíticos intercalados com rochas sedimentares da Formação Cricaré;
- **Formação Abrolhos:** é constituída por um complexo de basalto, com intercalações de calcita, diabásio, tufo, brecha vulcânica, material piroclástico e sedimentos intercalados. Corresponde à seqüência vulcanoclástica aflorante no Arquipélago de Abrolhos, a norte, e às vulcânicas que formam as ilhas de Trindade e Martim Vaz, extremo leste da Bacia do Espírito Santo;
- **Grupo Nativo:** denominação sugerida por ASMUS *et al* (1971) para o pacote sedimentar entre o embasamento e os folhelhos Urucutuca. Este pacote é representado por clásticos grossos, folhelhos e bancos de calcários não-marinhos. O topo da unidade é caracterizado por uma seqüência de sedimentos evaporíticos;
- **Formação Cricaré:** caracterizado por arenito médio a conglomerático, arcoseano imaturo, intercalado com folhelho calcífero, siltito, coquina e dolomito. Este termo foi introduzido por RANGEL *et al.* (1990) para designar grande parte do pacote sedimentar descrito por ASMUS *et al.* (1971) como Formação Mariricu/Membro Mucuri. Na versão atual, separa-se a Formação Cricaré do Membro Mucuri, utilizando-se como limite a discordância regional erosiva Pré-Alagoas. Fortes variações faciológicas permitem dividir a unidade em dois membros – Jaguaré (mais conglomerático) e Sernambi (mais argiloso e carbonático);

- Formação Mariricu: é dividido em dois membros, o membro Mucuri e o membro Itaúnas. O membro Mucuri é composto por arcóseo grosso, conglomerado arcoseano, folhelho e silito. O membro Itaúnas é formado por anidrita e halita com finos folhelhos intercalados;
- Grupo Barra Nova: é composto pelas formações Regência e São Mateus, de idade albiana;
- Formação São Mateus: caracteriza-se por espessos pacotes de arcóseo médio/grosso, formados em ambiente costeiro (delta, praia, tempestito);
- Formação Regência: é formada por espessas camadas carbonáticas de idade albiana, onde a fácies mais comum é de calcarenitos de granulometria média a grossa, oolítico/oncolítico, bioclástico e calcilitos;
- Grupo Espírito Santo: é composto pelas formações Urucutuca, Caravelas e Rio Doce;
- Formação Urucutuca: engloba folhelho com intercalações de conglomerado, calcário e arenito;
- Formação Caravelas: é composta de calcarenito bioclástico (alga vermelha, foraminífero e corais) e calcilito;
- Formação Rio Doce: é constituída de arcóseos médio a muito grossos, com intercalações de folhelho e argilito;
- Formação Barreiras: é constituída de conglomerados polimíticos, arcóseos e, secundariamente, argilitos e folhelhos;

FRANÇA, *et al.* (2007) realizou uma atualização a respeito do conhecimento cronoestratigrafia, bem como da Carta Estratigráfica da bacia, baseado em 50 anos de exploração na bacia, com centenas de poços perfurados e inúmeras linhas sísmicas 2D e 3D, tendo como base principal o trabalho desenvolvido por VIEIRA *et al.* (1994).

De acordo com o trabalho desenvolvido por FRANÇA, *et al.* (2007), o embasamento da Bacia do Espírito Santo está localizado a sudeste do Cráton do São Francisco, integrando o setor norte da Província da Mantiqueira. A sua composição consiste em rochas infracrustais como migmatitos, granulitos, gnaisses granatíferos e granitoides pertencentes ao Cráton de São Francisco. Tais rochas, de idade arqueana, foram retrabalhadas de forma parcial durante o Transamazônico e o Brasileiro. Segundo esses autores, o embasamento foi amostrado em diversos poços, inclusive com testemunhagens em alguns deles. Entretanto, na porção média e distal da bacia não foi possível devido as grandes profundidades (FRANÇA, *et al.*, 2007).

A Supersequência Rife era caracterizada por ser um ambiente lacustre com contribuição fluvial e aluvial nas bordas dos falhamentos, com deposição de coquinas e outros carbonatos nos altos estruturais. Pultos tectônicos estariam registrados por conglomerados sintectônicos de bordas de falhas, além de vulcânicas da Formação Cabiúnas (FRANÇA, *et al.*, 2007).

- Sequência K20: Corresponde a base do Grupo Nativo (Formação Cricaré) sendo os sedimentos mais antigos da Bacia do Espírito Santo, depositados durante o Valanginiano. A sua base é limitada pelo contato com as rochas do Cretáceo Inferior com o embasamento Pré-Cambriano. No topo esta sequência é limitada por uma discordância erosiva dentro da Formação Cricaré (Discordância Intracricaré), sendo detectável nos poços realizados na parte terrestre da bacia. Esta sequência é composta por arenitos médios a conglomeráticos e conglomerados com seixos de rochas metamórficas com matriz feldspática (Membro Jaguaré) (FRANÇA, *et al.*, 2007).
- Sequência K30: Esta sequência faz parte do mesmo pacote sedimentar da sequência anterior, correspondendo a porção média da Formação Cricaré. Essa sequência é limitada em sua base pelo contato com a Discordância Intracricaré, com a sequência K20, e a superior a partir de uma ampla discordância (Discordância Alagoas). A Formação Cricaré é composta pelos membros Jaguaré e Sernambi. O Membro Jaguaré é composto por fácies mais clásticas sendo intercalado por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas da Formação Cabiúnas. Já o Membro Sernambi representa folhelhos, carbonatos e margas. Esta sequência foi depositada em ambiente lacustre, no qual as bordas dos falhamentos envolviam os leques aluviais e sistema fluvial. Nas estruturas mais altas, eventualmente podem ocorrer coquinas e fácies associadas. Esta sequência tem ocorrência que se restringe as porções mais profundas dos paleocânions da Fazenda Cedro, Regência e Plataforma de Regência, se espessando e aprofundando conforme se dirige a porção marinha. A espessura da Formação Cricaré pode atingir 3.500 m (FRANÇA, *et al.*, 2007).

A seguir serão apresentadas as sequências sedimentares que compõem a Supersequência pós-rifte.

- Sequência K40: esta Sequência corresponde a porção basal da Formação Mariricu, que compreende o Membro Mucuri. Se depositou durante o Eo e Mesoaptiano, sendo limitada pela discordância Alagoas na base e pela Discordância Base dos Evaporitos no topo. Nesta sequência ocorrem os sedimentos basais da Formação Mariricu. A parte distal desta Sequência é marcada pela gradativa passagem de sistemas deposicionais (fluvial e leques aluviais) para transicionais, depositados em ambiente marinho raso. A espessura dessa formação pode chegar até 2.000 m., ocorrendo em toda a bacia, exceto a oeste, onde esses sedimentos encontram o embasamento (FRANÇA, *et al.*, 2007).
- Sequência K 50: esta sequência abriga os evaporitos do Membro Itaúnas, porção superior do Grupo Nativo/Formação Mariricu que foram, por sua vez, depositados no Andar Aptiano. Esta sequência se limita em sua base pela discordância que marca o topo das sequências Neoaptianas e no topo pela discordância que ocorreu antes da deposição do Grupo Barra Nova. Esta sequência foi depositada em condição de bacia restrita com alta taxa de evaporação, precipitando espessos depósitos de anidrita e halita em uma superfície peneplanizada durante a fase de quiescência tectônica. A espessura desta sequência pode variar de 50 m para as anidritas da parte emersa, até 5.000m nos diápiros e muralhas de sal nas regiões de águas mais profundas. A movimentação do sal nesta supersequência foi

importante para a formação de barreiras e baixos estruturais que controlaram a deposição dos sedimentos arenosos das sequências sobrepostas, além de ter dado origem a estruturas positivas, propícias à formação de trapas de hidrocarbonetos (FRANÇA, *et al.*, 2007).

A seguir serão apresentadas as sequências sedimentares que compõem a Supersequência Drifte.

- Sequência K62: Esta sequência corresponde ao Grupo Barra Nova, sendo composto pelas Formações São Mateus (arenitos em sua maioria) e Regência (Calcários de alta e baixa energia). A deposição deste grupo ocorreu em um ambiente ainda com características de mar epicontinental, herança da fase evaporítica. Variações do nível do mar regulavam a sedimentação dos estratos por grandes extensões, sendo as litologias alternadas entre arenitos, siltitos, folhelhos, calcarenitos oolíticos e bioclásticos, calcilutitos e calcissiltitos com ostrácodes, miliolódeos, pelecípodes e gastrópodes. Em seguida, a bacia grada para uma morfologia de rampa de gradiente suave, com sedimentação terrígena e carbonática. Nas porções mais próximas ocorreriam a concentração de siliciclásticos e carbonatos nas regiões distais (FRANÇA, *et al.*, 2007).
- Sequência K64-K70: esta sequência é marcada pela busca de espaço entre sedimentos siliciclásticos e carbonáticos. A plataforma em rampa se tornara mais acentuada, com uma maior tendência de segregação das fácies. A partir do topo desta sequência, Grupo Barra Nova, o estilo tectônico da bacia é fortemente alterado. A subsidência térmica causou o leve escorregamento dos sais solúveis sotopostos, gerando a formação de “jangadas”, especialmente na região central da bacia. Na região distal da Bacia, a passagem da sequência K64-K70 para a Sequência K82-K86 ocorre de forma gradual, ao contrário das porções mais rasas e terrestres, com a ocorrência da Discordância Pré-Urucatuca (DPU) (FRANÇA, *et al.*, 2007).
- Sequência K82-K86: Esta sequência representa um afogamento da plataforma carbonática, sendo composta por folhelhos cinza-escuros, calcíferos e arenitos turbidíticos, embora existam algumas brechas carbonáticas resultantes do retrabalhamento da plataforma carbonática do Albiano. Esta sequência apresenta um evento anóxico, caracterizada pela presença de folhelhos escuros, radioativos e de baixa velocidade sônica, com a predominância de pelitos, sendo que alguns arenitos possam ser encontrados nas porções distais da bacia (FRANÇA, *et al.*, 2007).
- Sequência K88: esta sequência corresponde a Formação Urucatuca (Coniaciano-Santoniano). Sua composição é predominantemente pelítica, sendo que os arenitos que existem turbidíticos presentes principalmente na desembocadura dos paleocanions de Fazenda Cedro e Regência. O limite inferior é marcado por uma discordância melhor identificada nas porções mais rasas, sendo esta identificada também nas áreas mais distais (FRANÇA, *et al.*, 2007).
- Sequência K90-K100: esta Sequência envolve os sedimentos da Formação Urucatuca (Meso-campaniano). São predominantes os folhelhos e arenitos turbidíticos, com limite

inferior da Discordância Campaniana e Superior na discordância Intra-campaniana (FRANÇA, *et al.*, 2007).

- Sequência K110-K130: é composta por sedimentos da Formação Urucutuca dos andares Neo-Campaniano a Maastrichtiano, tendo seu limite superior marcado pela discordância intra-campaniano e superior na discordância do Paleoceno. É composta por folhelhos, arenitos nas regiões proximais, e margas nas porções distais. Os turbiditos encontrados são mais comuns na base, com uma diminuição dos mesmos conforme a aproximação do Maastrichtiano, com exceção das regiões dos paleocânions de Cedro e Regência, principais fontes de sedimentos para os turbiditos encontrados nas porções distais (FRANÇA, *et al.*, 2007).

A seguir serão apresentadas as sequências sedimentares depositadas no Paleógeno. Neste período a Bacia do Espírito Santo sofreu uma nova fase tectônica com o soergimento da Serra do Mar, vulcanismo de Abrolhos e a constante halocinese, que controlaram o aporte sedimentar proveniente de noroeste. O vulcanismo de Abrolhos influenciou a sedimentação das sequências do Paleógeno, sendo este de grandes proporções (FRANÇA, *et al.*, 2007).

- Sequência E10-E30: esta sequência é caracterizada por ser retrogradante abrangendo sedimentos do Paleoceno e Eo-Eoceno. Seu limite inferior ocorre a partir da Discordância do Paleoceno, e o superior a partir da discordância do Eoceno Inferior. No topo desta sequência os folhelhos e arenitos mostram um padrão *offlap* na sua parte proximal, gradativamente alterando de subparalelo a plano conforme se dirige a porção intermediária da bacia, indicando um soergimento da sua borda. Durante a sua deposição começou as primeiras manifestações do Vulcanismo de Abrolhos, com derrames intermitentes (FRANÇA, *et al.*, 2007).
- Sequência E40-E50: Esta sequência (informalmente conhecida como “Sequência Império”) foi depositada de forma discordante sobre sedimentos da sequência anterior em *onlap*, na região de plataforma rasa, e *downlap*, na parte distal, com truncamento erosional no topo. Por conta provavelmente do Soergimento da Serra do Mar e do vulcanismo de Abrolhos, ocorreu uma sedimentação intensa de corpos arenosos na base desta sequência. Corpos turbidíticos mais espessos foram depositados em um trado de mar baixo, sob a forma de sistemas canalizados e leques de assoalho.
- Sequência E60-E70: conhecida informalmente como Sequência Cangoá”, esta sequência está depositada sobre a Discordância Pré-Eoceno Superior, tendo esta discordância como seu limite inferior. Apresenta características como aspecto sigmoidal com base marcada por *downlaps* nas áreas mais distais e *onlap* nas áreas mais proximais. Esta sequência foi depositada em um substrato marcado por altos e baixos estruturais devido ao tectonismo ocorrido em períodos anteriores, marcados por compressões, vulcanismo e halocinese. Esse tectonismo deu origem a calhas e barreiras onde se depositaram sedimentos turbidíticos dessa sequência. Nas porções distais é possível identificar progradações de carbonatos detríticos e vulcanoclastos oriundos do Banco de Abrolhos, contrastando com a cunha

clástica oriunda de leste e que era controlada pela quebra da plataforma e por halocinese. Os turbiditos são caracterizados por ser corpos acanalados, depositados em trato de mar baixo, sendo a sua fonte composta por rochas retrabalhadas de períodos anteriores.

- Sequência E80-N10: esta sequência possui o seu limite inferior a partir de uma discordância ocorrida por conta de um rebaixamento que ocorreu no final do Oligoceno Inferior (Chatiano), já o seu limite superior é a discordância do Mioceno Inferior (informalmente conhecida como Sequência Peroá”). Ela é caracterizada por possuir um notável padrão sigmoidal, sendo composta por arenitos turbidíticos formados em sistemas canalizados, controlados por domos e inversões.
- Sequência N20-N30: esta sequência corresponde aos sedimentos do Mioceno Inferior (base) e aos sedimentos do Mioceno Médio (topo). Nessa sequência estão inclusas as formações Rio Doce, Caravelas e Urucutuca. São compostas por arenitos da Formação Rio Doce (terrestre), caclarenitos e bioclasticos da Formação Caravelas (porção média proximal) e folhelhos e arenitosturbidíticos da Formação Urucutuca (porção média e distal), Na base do talude ocorrem os Diamictitos e nas águas profundas e ultraprofundas ocorrem as margas.
- Sequência N40: está limitada na sua base pela Discordância do Mioceno Superior e no topo pela Discordância do Plioceno, sendo composta por diamictitos no talude e argilitos com incipiente compactação na seção pelítica.
- Sequência N50: composta por sedimentos do Plioceno, sendo representada pelas formações aflorantes Barreiras e Rio Doce. A Formação Barreiras foi depositada em ambientes fluvio aluviais e já a segunda foi depositada em ambientes continental/transicional/marinho raso. Nas regiões distais foi identificada alguma intercalação com calcarenitos da Formação Caravelas, na região de quebra da plataforma.
- Sequência N60: Ocorre na parte emersa da bacia, sendo composta por sedimentos das planícies póximo a foz do rio São Mateus e Rio doce e também por cordões litorâneos na costa.

A **Figura II.5.1.2.8** apresenta a Carta Estratigráfica da Bacia do Espírito Santo. Esta mesma Carta Estratigráfica encontra-se em formato A3 no **ANEXO B**.

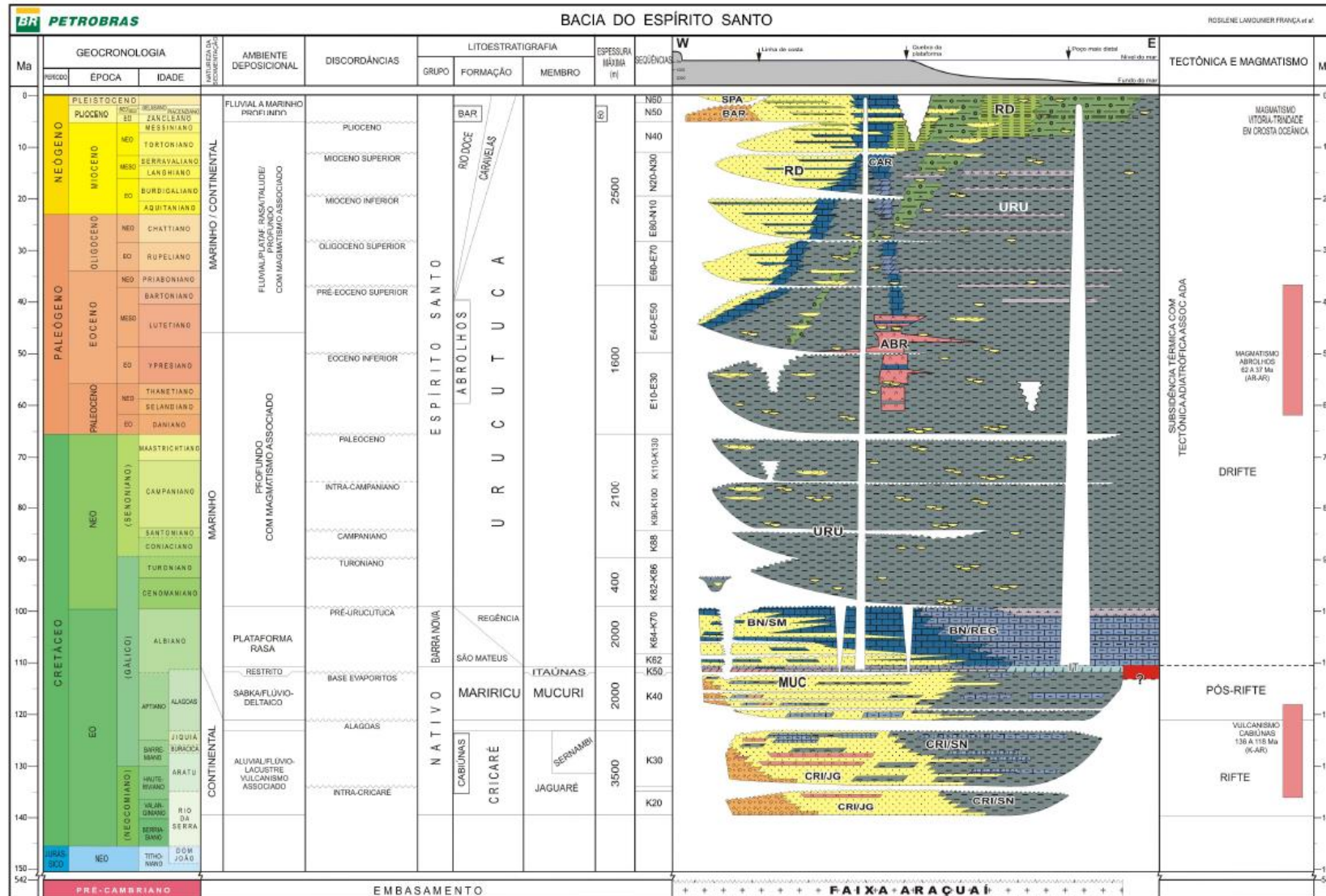


FIGURA. II.5.1.2.8 – Carta estratigráfica da Bacia do Espírito Santo.

Fonte: PETROBRAS/França, et al. (2007).

A exploração na Bacia do Espírito Santo (**Figura II.5.1.2.9**) teve início em 1959, sendo o primeiro poço marítimo perfurado na nesta bacia em 1968 (Poço 1ESS0001ES). Em 1969 foi descoberta a primeira acumulação comercial de petróleo da bacia, no Campo de São Mateus. Em seguida, nos anos de 1972, 1977 e 1979 foram descobertos os campos da Fazenda Cedro, Cação (mar) e Lagoa Parda, representando o segundo ciclo exploratório da bacia. O terceiro ciclo exploratório se deu entre 1980 e 1989, com a perfuração de 70 poços exploratórios na bacia. Em 1988 ocorreu a descoberta do campo de gás de Cangoá, na porção *offshore* da bacia.

O quarto ciclo exploratório ocorreu entre 1990 e 1997, com uma quantidade reduzida de poços, todavia, neste período (1996) foi descoberto o campo de gás de Peroá (Poço 1ESS0077ES). O quinto e último ciclo exploratório (1998 até o presente) caracterizou-se pela descoberta do campo Fazenda São Rafael (200), Inhambu e Hacutinga (terrestre) em 2003 bem como Golfinho e Camarupim (marítimos) e o campo de Camarupim Norte (marítimo) em 2007.

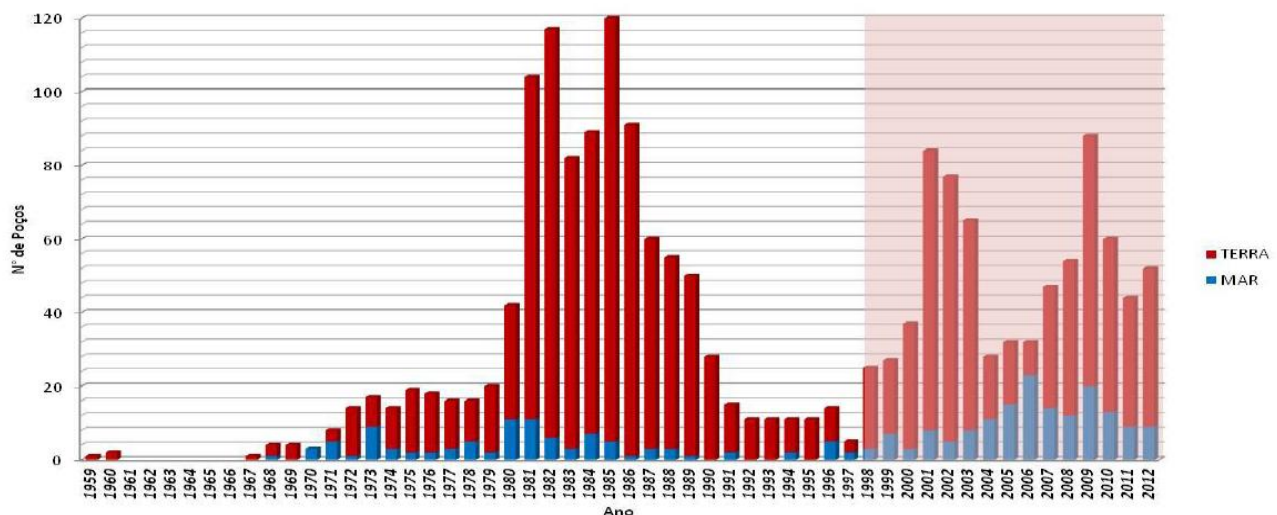


FIGURA. II.5.1.2.9 – Evolução da atividade exploratória da Bacia do Espírito Santo em terra e no mar. A área vermelha corresponde ao último período (anos) exploratório na bacia.

Fonte: ANP (2013).

O sistema petrolífero da Bacia do Espírito Santo abriga rochas geradoras da Formação Urucutuca (Cenomaniano/Turoniano), Formação Regência (Albiano), Formação Mariricu e Membro Mucuri (Aptiano) e Formação Cricaré e Membro Sernambi (Barremiano/Aptiano). As rochas geradoras são caracterizadas da seguinte forma:

- Barremiano/Aptiano: são folhelhos lacustres do Membro Sernambi, com COT – 1% a 5% e MO Tipo I e II;
- Aptiano: correspondem a folhelhos da Formação Mariricu, com COT – 0,5 % a 2 % e MO predominante do tipo I e II;
- Albiano: são referentes a Calcilitos da Formação Regência com COT < 1% e MO predominante do tipo III;
- Cretáceo/Paleógeno: correspondem a folhelhos marinhos da Formação Urucutuca com COT que pode alcançar 4% e com MO predominante do tipo II, embora também ocorram MO do tipo II.

As principais rochas reservatório são turbiditos da Formação Urucatuca (Cretáceo/Terciário), mas também rochas da Formação São Mateus e Regência (Albiano), Formação Mariricu/Membro Mucuri (Aptiano) e Formação Cricaré/Membro Jaguaré (Valanginiano/Barremiano). Já as rochas selantes são compostas por Folhelhos da Formação Urucatuca (Cretáceo/Terciário), Calcilitos e Margas da Formação Regência (Albiano), Anidrita do Membro Itaúnas e Folhelhos do Membro Mucuri (ambos do Aptiano). As trapas (**Figuras II.5.1.2.10 a II.5.1.2.13**) são compostas por trapas estruturais, paleogeomórficas e mistas, conforme exemplificadas a seguir:

- Trapa estrutural da Fase Rifte – tectônica do embasamento (*Horst e Grábens*).

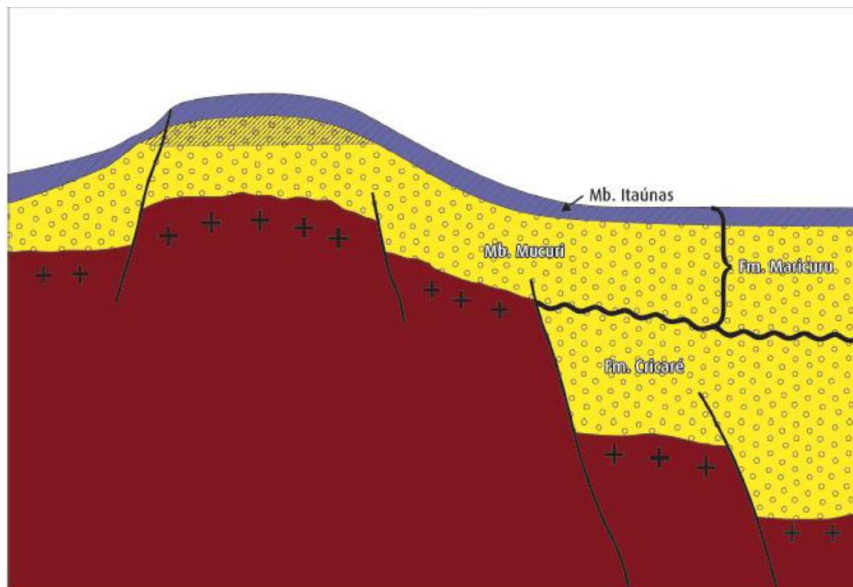


FIGURA. II.5.1.2.10 – Seção geológica da Bacia do Espírito Santo evidenciando uma trapa estrutural da Fase Rifte.

Fonte: ANP (2013).

- Trapa estrutural da Fase Drifte – Halocinese e *rollover*.

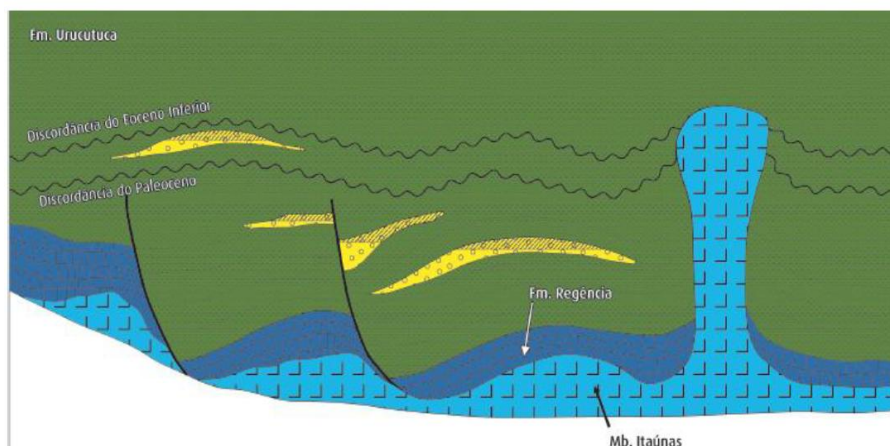


FIGURA. II.5.1.2.11 – Seção geológica da Bacia do Espírito Santo evidenciando uma trapa estrutural da Fase Drifte.

Fonte: ANP (2013).

- Trapa Paleogeomórfica da Fase Drifte.

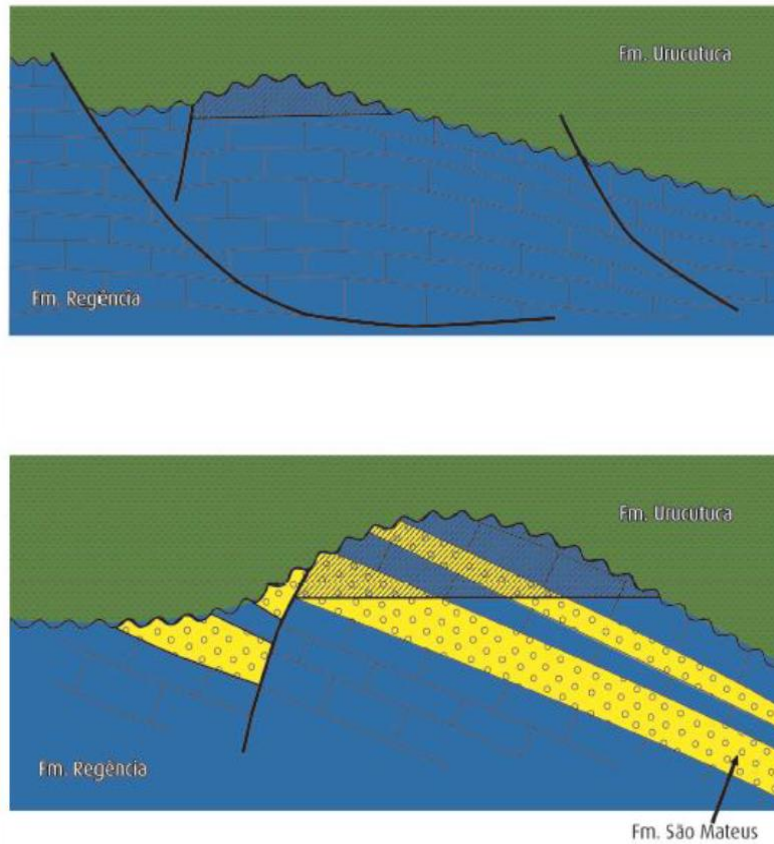


FIGURA. II.5.1.2.12 – Seções geológicas da Bacia do Espírito Santo evidenciando trapas paleogeomórficas da Fase Drifte.

Fonte: ANP (2013).

- Trapa Mista da Fase Drifte (*Pinchouts* e *Canopy*).

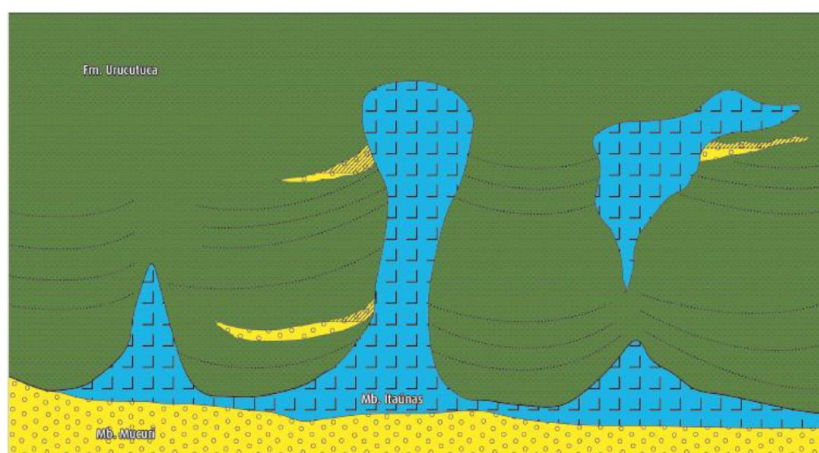


FIGURA. II.5.1.2.13 – Seção geológica da Bacia do Espírito Santo evidenciando uma trapa mista da Fase Drifte.

Fonte: ANP (2013).

C. Fisiografia

- **Plataforma Continental**

A plataforma continental constitui uma planície de largura variável, sub-horizontal, que se estende da face de praia até o limite com o talude continental, marcada por uma linha de brusco aumento de declividade, chamada de quebra ou borda da plataforma. Ela pode ser dividida em quatro zonas: interna, média, externa e quebra de plataforma (WRIGHT, 1995).

No setor Nordeste-Leste que, de acordo com o trabalho de FRANÇA (1979), vai do Ceará ao Espírito Santo, a largura da plataforma continental é, em geral, muito estreita, com média de 50 km, e a quebra da plataforma ocorre a uma profundidade que varia de 40 a 80 m. Entretanto, em Abrolhos (BA), a plataforma atinge um máximo de 246 km de largura. A declividade média da plataforma, no trecho Bahia-Espírito Santo, atinge 1: 3500 (30 cm/km) (FRANÇA, 1979).

O Banco de Abrolhos estende-se ao longo de 260 km de costa, entre Alcobaça (BA) e Regência (ES), com topo mais plano na porção interna, entre 20 e 50 m. A faixa interna, até 20 m, mostra topografia mais suave, resultante do preenchimento sedimentar holocênico, enquanto a superfície das porções central e externa contém numerosos pequenos bancos e, também, reconstruções biogênicas, com predominância de algas calcárias coralíneas (FRANÇA, 1979). Através de perfurações e da presença de anomalias magnéticas, o Banco de Abrolhos, assim como o Royal Charlotte, possui abundante volume de rochas vulcânicas que possivelmente formaram montanhas submarinas barrando a sedimentação vinda do continente (ASMUS, 1970).

O vulcanismo responsável pelo alargamento anormal da plataforma continental expõe nos Abrolhos feições ainda aflorantes, como o conjunto de ilhas denominado Arquipélago dos Abrolhos, situado a 70 Km E-SE de Caravelas. Os canais observados no Banco de Abrolhos restringem-se ao intervalo de 40-80 m, na faixa média a externa da plataforma. Supõe-se que as seções de topo destes canais tenham sido preenchidas pela contínua sedimentação proveniente da costa, carregada, entre outros agentes, pelos rios Peruípe, Mucuri e São Mateus, todos encaixados no flanco oeste do Banco (FRANÇA, 1979).

A plataforma continental caracteriza-se como uma superfície plana, regularizada pelos processos de erosão e deposição do Quaternário. O relevo atual, em geral, não excede 40 m de desnível e resulta da interação das condições hidrodinâmicas (ou seja, das características da circulação oceânica) que prevalecem desde o início da transgressão holocênica, da natureza da cobertura sedimentar pré-transgressiva e do aporte de material terrígeno. Em grande parte, as feições do relevo da plataforma foram moldadas pelo rearranjo de componentes móveis da cobertura sedimentar inconsolidada (FRANÇA, 1979).

Nas plataformas Leste e Nordeste, mais estreitas e rasas, episódios de estabilização do mar estão representados por terraços de abrasão na borda da plataforma, no talude e em bancos e montes submarinos da margem continental. Os terraços erosionais mais conspícuos correspondem aos níveis de 60 e 75 m que delimitam a quebra da plataforma em vários segmentos no setor Nordeste-Leste. Outros níveis notáveis são os de 40, 90 e 110 m. No setor da quebra, no trecho entre Tubarão (ES) e o limite sul do Espírito Santo, são encontradas ravinas subparalelas que se estendem por 40 km ao sul de Regência, como incisões delgadas e

marcantes na plataforma ao nível de 60 m, mergulhando até 800 m no talude (BOYER, 1969 *apud* FRANÇA, 1979).

- **Talude Continental**

No setor Nordeste-Leste, o talude possui uma largura média entre 85 e 105 Km, com o mínimo de 14 Km na zona dos Abrolhos (declividade máxima de 1:2,5 - 28°). As notáveis extrusões vulcânicas neste setor da margem continental brasileira imprimem alterações substanciais à configuração generalizada do talude da região Leste. Assim, ao largo do Banco de Abrolhos, a largura do talude sofre forte redução, baixando a valores mínimos de 18 Km. Em virtude desse estreitamento, aumenta de 1:28 (2°), ao norte do Cânion Belmonte, para 1:6 (9°30'), na região de Abrolhos (intervalo 200-3.200/3.800 m) (FRANÇA, 1979).

Na parte sudeste do Banco de Abrolhos, conectando-o aos flancos do extremo nordeste da Cadeia de Montes Submarinos de Vitória-Trindade, encontra-se outra manifestação vulcânica, em cujo topo assenta o Banco Besnard (51 m). Esta feição, com superfície plana de uns 3.000 km² aos 200 m de profundidade, marca distintamente a variação brusca do caráter morfológico do talude adjacente ao grande Banco de Abrolhos, incrustado na plataforma (FRANÇA, 1979).

A borda da plataforma e o talude continental são recortados por cânions e canais que constituem remanescentes da drenagem desenvolvida em períodos de mar regressivo – quando a atual plataforma esteve quase totalmente emersa – ou foram escavados por fluxos gravitacionais, submarinos, de massas de sedimentos, deslocadas na plataforma continental. Na margem continental Leste, FRANÇA (1979) constatou a existência de cânions bem desenvolvidos desde a plataforma até o sopé continental, tais como Salvador e Doce.

SCHREINER *et al.* (2009) realizaram um mapeamento das principais feições geomorfológicas da Bacia do Espírito Santo, com base em dados de 17 projetos sísmicos 3D e 17 levantamentos de batimetria de *multibeam*. De acordo com esses autores, a geomorfologia da região do talude e sopé da Bacia do Espírito Santo é controlada pela tectônica salífera e geometria deposicional do Mioceno superior, sendo sua construção resultado de variações do nível do mar, remobilização de sedimentos por movimentos de massa, atuação de correntes de contorno e ocorrência de sistemas turbidíticos associados a sistemas fluviais no continente. Todavia, a atual configuração nessa área fisiográfica da bacia seria uma visão do final do Pleistoceno, uma vez que a subida do nível do mar durante o Holoceno interrompeu quase que totalmente com os processos atuantes na área (VICALVI & KOWNSMAN, 2006, *apud* SCHREINER *et al.*, 2009).

A **Figura II.5.1.2.14**, a seguir, apresenta as principais feições geomorgológicas identificadas por SCHREINER *et al.* (2009) na Bacia do Espírito Santo e norte da Bacia de Campos.

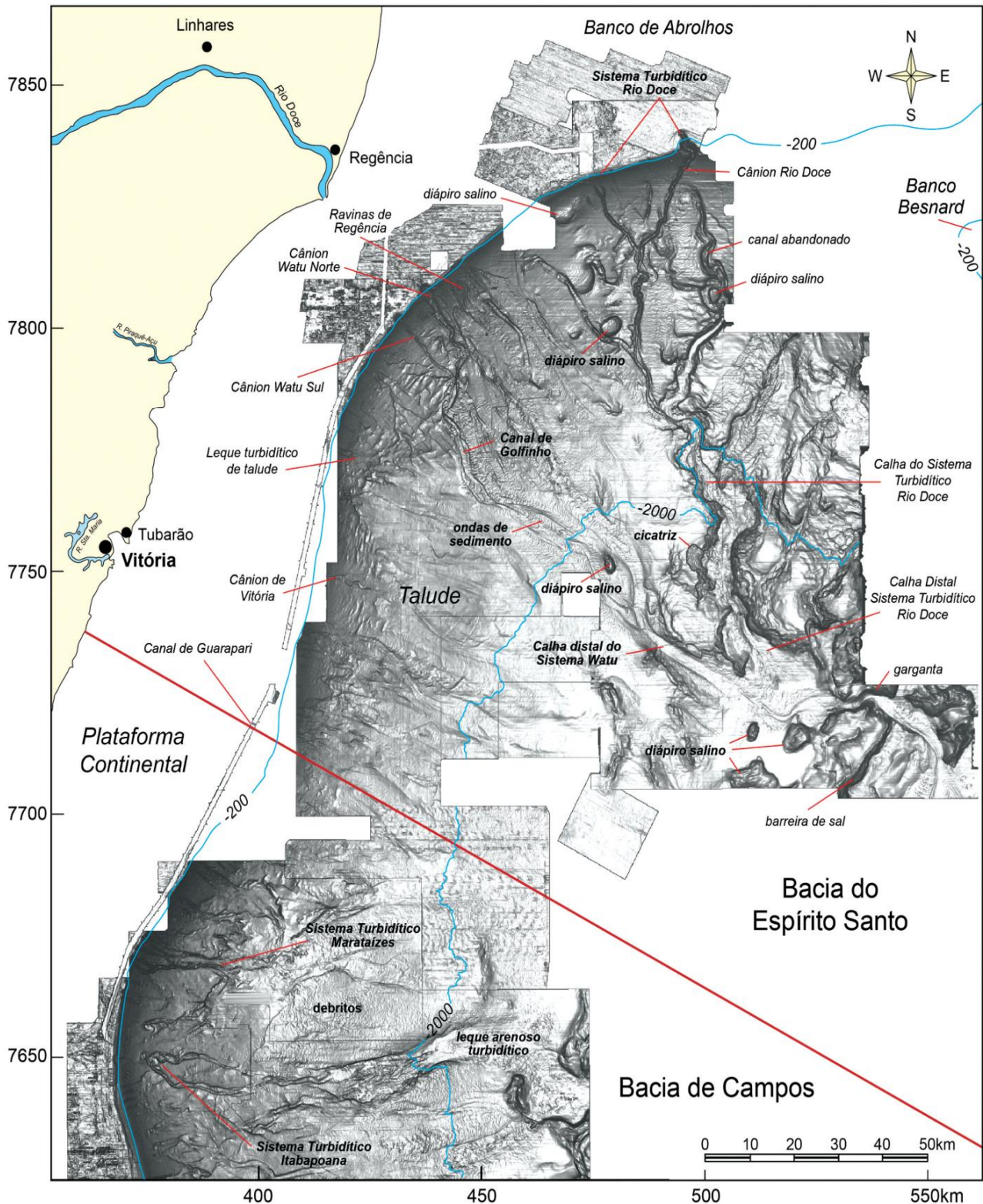


FIGURA. II.5.1.2.14 – Feições geomorfológicas identificadas no talude continental da Bacia do Espírito Santo e porção norte da Bacia de Campos, com base em dados *multibeam* e sísmica 3D.

Fonte: SCHREINER *et al.* (2009).

- **Sopé Continental**

O sopé continental do setor Nordeste-Leste é caracterizado por numerosas montanhas submarinas, sendo que muitas das quais fazem parte de marcantes lineamentos estruturais do embasamento, de direção Leste-Oeste. No trecho entre Salvador e Regência, essa província alcança as maiores larguras medida na região, beirando os 900 km ao largo do Banco de Abrolhos. Os limites superiores da passagem ao talude vão a 3.200 m ao longo do Banco de Abrolhos, truncando em seguida contra os flancos da Cadeia de Vitória-Trindade (FRANÇA, 1979).

Na margem continental inferior (sopé continental), o intervalo superior entre a fronteira dos estados de Espírito Santo e Bahia, abriga várias feições associadas ao vulcanismo que perturbou a margem Leste brasileira. Cabe assinalar os Montes Submarinos de Abrolhos, dos quais só o do extremo sul ultrapassa a cota batimétrica de 200 m (FRANÇA, 1979).

- **Elevações Oceânicas, Colinas e Montes Submarinos**

O relevo modelado por processos sedimentares, que domina nas províncias da margem continental e nas planícies abissais, é interrompido em algumas áreas por altos topográficos de origem ígnea.

No caso da Bacia do Espírito Santo, a cadeia Vitória-Trindade (ALMEIDA, 1961 & ZEMBRUSCKI *et al.*, 1972 *apud* PALMA, 1984) é constituída de montes com topos muito rasos, alinhados segundo uma direção leste-oeste. Os montes mais elevados desta cadeia localizam-se em sua extremidade oriental onde formam as ilhas de Trindade e de Martim Vaz, sendo os montes mais próximos da plataforma de topo aplainado.

A **Figura II.5.1.2.15**, abaixo, apresenta as principais feições fisiográficas na costa leste do Brasil, de acordo com trabalho de PALMA (1984).

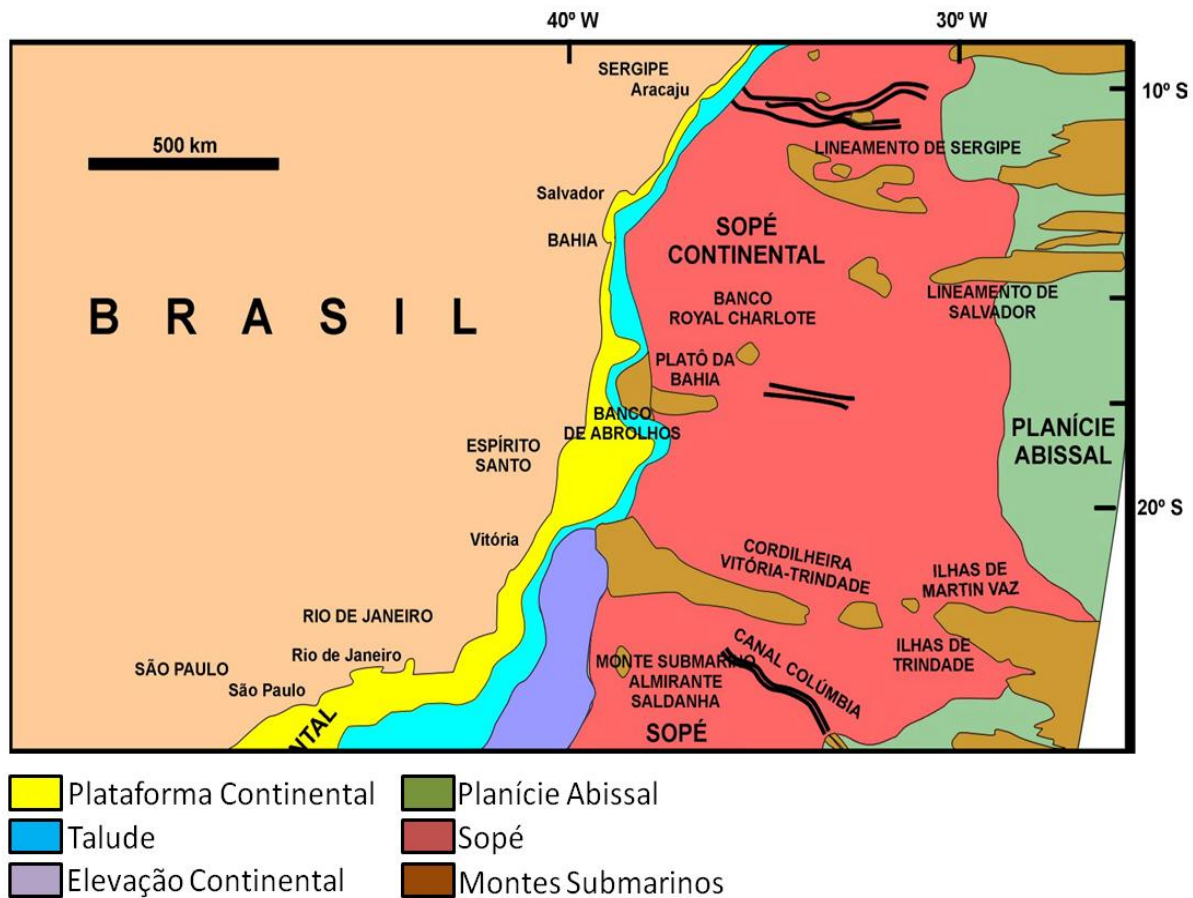


FIGURA II.5.1.2.15 – Principais feições fisiográficas da área oceânica.

Fonte: Modificado de PALMA (1984).

O Mapa II.5.1.2, **ANEXO C**, apresenta as principais feições fisiográficas e batimetria da Bacia do Espírito Santo.

D. Faciologia

Segundo KOWSMANN & COSTA (1979), na plataforma continental entre a foz do rio Parnaíba e Vitória (região Nordeste/Leste), verifica-se a predominância de fácies carbonáticas com teores de CaCO_3 geralmente superiores a 75%. É predominância nas áreas do Banco Royal Charlotte e do Banco dos Abrolhos, sul da Bahia. As fácies terrígenas aparecem com maior significância na foz dos rios mais importantes da região Nordeste/Leste, em especial o São Francisco, o Mucuri, o São Mateus e o Doce, sendo os dois últimos localizados no Espírito Santo (KOWSMANN & COSTA, 1979).

Segundo SUMMERHAYES *et al.*, (1975) e MELO *et al.*, (1975) *apud* KOWSMANN & COSTA (1979), a predominância de carbonatos na plataforma continental da região Nordeste/Leste prende-se a fatores diversos: pequena profundidade da plataforma (menos que 60 m); domínio geral de águas relativamente quentes e semi-aridez, o que determina rede de drenagem inexpressiva e intermitente (excetuados os poucos rios de maior vulto), fazendo baixar a taxa de sedimentação; e, por fim, a presença de substratos duros, necessários à fixação e crescimento dos calcários.

Os sedimentos carbonáticos têm granulação grosseira, com mistura, em geral, de areias e cascalhos. Estes últimos predominam, sobretudo, na plataforma externa. Recifes de algas calcáreas, mais comumente incrustantes, preponderam nas áreas dos bancos Royal Charlotte e Abrolhos, onde produtos de sua decomposição – as areias de recifes de algas – predominam sobre as areias e cascalhos de algas ramificantes. Encontram-se lamas calcárias, fruto de desagregação dos recifes biogênicos circundantes, principalmente na área de Abrolhos (KOWSMANN & COSTA, 1979).

Dentre os sedimentos terrígenos, as lamas dispostas ao largo da desembocadura de rios como o Rio Doce, são evidentes depósitos de origem fluvial. Os sedimentos terrígenos arenosos acumulados entre os rios Mucuri e o Doce, distinguem-se por alta pigmentação de óxido de ferro, grãos em forma subangular, razoável conteúdo de feldspatos e bom índice de retrabalhamento (MELO *et. al.*, 1975 *apud* KOWSMANN & COSTA, 1979). Apesar do alto índice de retrabalhamento, verificado pelo caráter da fração biogênica associada (SUMMERHAYES *et. al.*, 1975, *apud* KOWSMANN & COSTA, 1979), a origem fluvial primária destes sedimentos ainda é bastante clara.

No Banco dos Abrolhos, existe uma depressão batimétrica à leste de São Mateus (Depressão de Abrolhos), delimitada pela isóbata atual de 60 m (ZEMBRUSCKI & FRANÇA, 1976; FRANÇA, 1979). Vários canais de origem fluvial convergem para esta Depressão. A mineralogia de argilas da região Nordeste/Leste oferece padrão bem homogêneo e reflete variações climáticas nas áreas-fontes (SUMMERHAYES *et. al.*, 1975 *apud* KOWSMANN & COSTA, 1979). Entretanto, na área dos Abrolhos, a presença de montmorilonita dentro do padrão caulínico/ilitico da região Nordeste/Leste parece refletir a influência das rochas ígneas básicas dos Abrolhos (MELO *et. al.*, 1975 *apud* KOWSMANN & COSTA, 1979).

O recobrimento sedimentar da plataforma continental interna da Bacia do Espírito Santo, de acordo com o mapa compilado por KOWSMANN & COSTA (1979), é caracterizado por areia fluvial retrabalhada, com uma faixa estreita de lama fluvial moderna, ao largo de Regência, proveniente do Rio Doce e outra de areia, ao largo de Vitória, com supridor indeterminado. Esse recobrimento estende-se a profundidades que variam de 20 a 40 m. Em algumas áreas, a partir de 40 m, a plataforma é recoberta por cascalhos e areias de algas calcárias recifais. Nesta bacia, as construções carbonáticas encontram-se mais afastadas da costa, devido ao aumento relativo de contribuição terrígena, proveniente de rios que deságuam no mar, tais como o Rio Doce, São Mateus, entre outros.

O **Mapa II.5.1.3, ANEXO D**, apresenta a distribuição faciológica dos sedimentos superficiais de fundo da Bacia do Espírito Santo. No que diz respeito a este mapa, 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:
 - Moderna – Refere-se a sedimentos muito recentes, geralmente carregados pelo sistema fluvial atual, estando dessa forma associados à desembocadura de grandes rios.

- 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.
 - Holocênica não retrabalhada – Diz respeito a sedimentos que não sofreram modificações durante e após um período de transgressão marinha (Transgressão Flandreana).
- 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:
- Lama Fluvial – Sedimentos lamosos provenientes da drenagem continental, a partir de rios que desembocam na plataforma continental.
 - Areia Fluvial – Sedimentos arenosos 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 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.
- Erosão e Deposição por correntes de fundo – Segundo KOWSMAN & COSTA (1979), certas regiões do fundo oceânico ao largo da Margem Continental Brasileira sofrem influência de correntes de fundo, identificados a partir de ecos prolongados similares aos sinais de indicação de sedimentação turbidíficas, descritas anteriormente.
- 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).
- Perturbada por diapirismo – Da mesma forma que ocorre com a presença de rochas em superfície e subsuperfície, KOWSMAN & COSTA (1979) identificaram que a ocorrência de diapirismo também causou ecos hiperbólicos muito pronunciados e que impediram a aferição dos sedimentos superficiais. Estas áreas foram, então, identificadas como tendo a sua sedimentação “Perturbada por Diapirismo”.

II.5.1.2.3 Geologia Local

A) Localização

A atividade de perfuração marítima para os poços propostos pela STATOIL na Bacia do Espírito Santo compreende os Blocos ES-M-598, ES-M-671, ES-M-673 e ES-M-743. Está prevista a perfuração de poços exploratórios nas seguintes coordenadas (**Tabela II.5.1.2.1**):

TABELA II.5.1.2.1 – Coordenadas dos poços propostos nos Blocos ES-M-598, ES-M-671, ES-M-673 e ES-M-743.

Bloco	Poço	Coordenadas Geográficas		Lâmina d'água (m)
		Latitude	Longitude	
ES-M-598	598-A	20° 20' 04,067" S	038° 25' 01,580" W	2.122
	598-B	20° 15' 27,974" S	038° 26' 37,544" W	1.952
ES-M-671	671-A	20° 40' 31,564" S	038° 44' 53,575" W	2.435
	671-B	20° 43' 28,839" S	038° 38' 20,948" W	2.782
ES-M-673	673-A	20° 37' 28,888" S	038° 25' 38,194" W	2.661
	673-B	20° 41' 20,887" S	038° 29' 49,580" W	2.878
ES-M-743	743-A	20° 52' 33,812" S	038° 31' 28,420" W	2.859
	743-B	20° 59' 02,161" S	038° 44' 34,548" W	2.742

DATUM: SIRGAS 2000.

Um mapa apresentando a localização dos poços propostos é apresentado na **Figura II.5.1.2.16**.

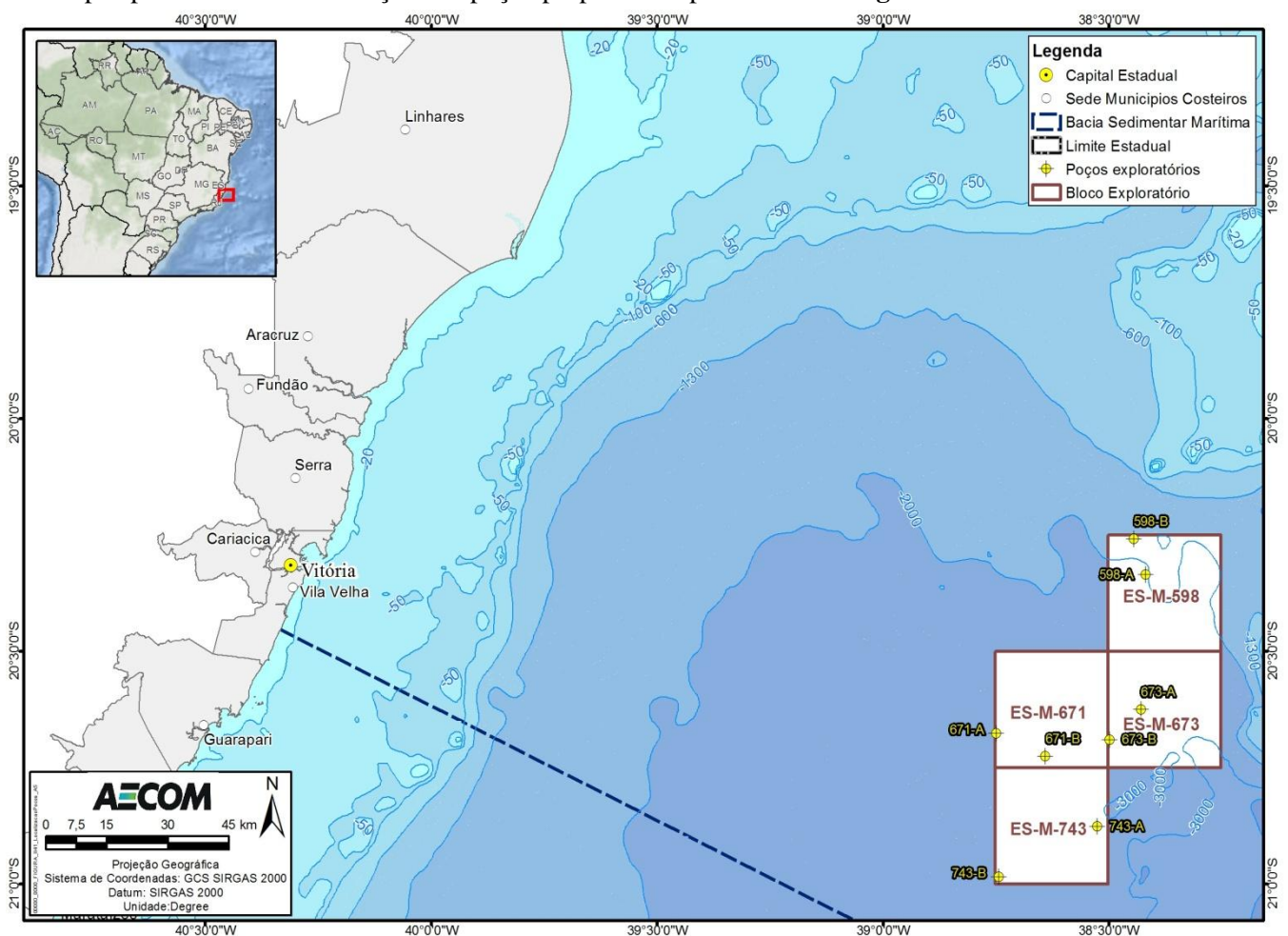


FIGURA II.5.1.2.16 – Mapa de Localização dos poços nos Blocos ES-M-598, ES-M-671, ES-M-673 e ES-M-743, na Bacia do Espírito Santo.

B) Geologia estrutural

A **Figura II.5.1.2.17** apresenta um mapa estrutural e uma seção geológica esquemática oeste-leste com o arcabouço geológico/estrutural simplificado da região onde os poços serão localizados. Os blocos em licenciamento, mostrados com contorno laranja, encontram-se no grande domínio compressivo, definido pelo estilos estruturais halocinéticos. De oeste para leste, o domínio estrutural compressivo foi dividido em quatro sub-grupos na área de abrangência dos blocos em questão, sendo eles: “Muralha de Sal”, “Mini-bacia”, “Platô Frontal” e “Área indefinida” (com baixa ou inexistente cobertura sísmica).

Por sua vez, o arcabouço geológico foi dividido em cinco unidades cronoestratigráficas principais, compostas por sedimentos depositados durante os períodos Cretáceo, Paleógeno e Neógeno. As rochas da Formação Urucutuca estão distribuídas do paleógeno ao Cenomaniano. As rochas da Formação Regência estão contidas na unidade “Albiano”, enquanto que as rochas da Formação Mariricu, Membros Itaúnas e Mucuri, estão contidas nas unidades “Aptiano” e na unidade “Aptiano/Barremiano”. Na seção foi realçada a presença da Formação Abrolhos ocorrendo como corpos intrusivos na seção Senoniana e como uma delgada cobertura sobre prováveis sedimentos Urucutuca paleógenos em sua porção mais oriental. Deve-se destacar que esta porção oriental é uma zona de interpretação incerta derivada de um baixo recobrimento sísmico, onde somente se encontra disponível um *grid* 2D esparso de qualidade de imagem deficiente.

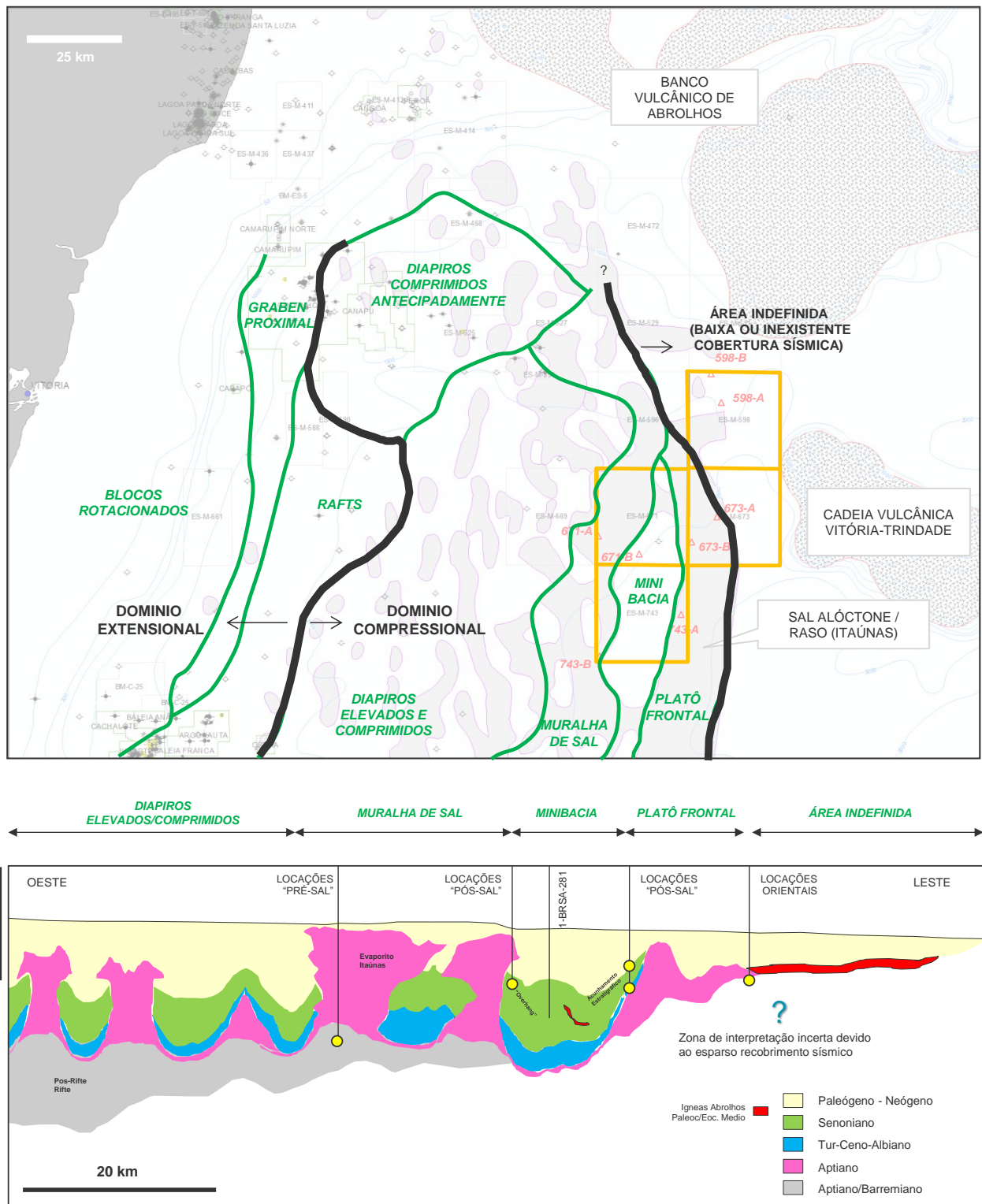


FIGURA II.5.1.2.17 – Mapa Estrutural simplificado e Seção Geológica esquemática mostrando o Arcabouço geológico/estrutural da área a ser licenciada e as locações agrupadas segundo seu contexto geológico/estrutural.

Fonte: STATOIL (2015).

Sobre a seção geológica foram identificados os sub-grupos de domínio estrutural e projetados os poços a serem licenciados, agrupados segundo o contexto estrutural-geológico onde se encontram: “Locações Pré-Sal”, “Locações Pós-sal *Overhang*” e “Acunhamento Estratigráfico” e “Locações Orientais”. Também foi localizado o único poço perfurado dentro do perímetro circunscrito pelos blocos a serem licenciados (1-BRSA-281) que objetivou reservatórios campanianos-santonianos da Formação Urucutuca, estruturados em um anticlinal tipo “casco de tartaruga”.

Destaca-se na seção a presença dos extensos diápiros salinos Itaúnas e a deformação gerada pela tectônica salina nos sedimentos adjacentes/sobrejacentes. As trapas estruturais/estratigráficas geradas por esta complexa tectônica, tanto em feições de *overhang*, como de acunhamento estratigráfico, estão sempre intimamente associadas a corpos evaporíticos Itaúnas adjacentes e serão objeto de investigação das seguintes locações “pós-sal” no sub-grupo estrutural “Mini-bacia” e “Platô Frontal”: 671-B, 673-A, 673-B, 743-A. Outras locações objetivarão sedimentos “pre-salinos” do Membro Mucuri. Estas locações, notadamente 671-A e 743-B, encontram-se no sub-grupo “Muralha de Sal”, caracterizada pela presença dominante de corpos salinos, autóctones ou não, muito próximos ou aflorantes na superfície marinha. Como produto disso, a coluna estratigráfica nessas locações pré-sal será caracterizada, em geral, por uma delgada e superficial carapaça de sedimentos Urucutuca sobrejacente a espesso corpo evaporítico Itaúnas.

Os potenciais reservatórios Mucuri possuem trapeamento estrutural do tipo “*horst*” ladeados por prováveis falhas extensionais do Rifte (**Figura II.5.1.2.18**). As “locações orientais”, 598-A e 598-B, encontram-se sobre o bloco ES-M-598. Acredita-se que as colunas a serem perfuradas nesta região sejam caracterizadas pela presença rasa da Formação Abrolhos. No entanto, o entendimento desta região permanece ainda muito imaturo e o controle sobre a espessura, distribuição e composição da Fm. Abrolhos e litologias subjacentes é limitado devido ao baixo recobrimento sísmico e imageamento deficiente descrito anteriormente. Um novo imageamento sísmico *3D BroadSeis* cobrindo toda a área a ser licenciada foi adquirido e encontrava-se em fase de processamento durante a confecção deste relatório.

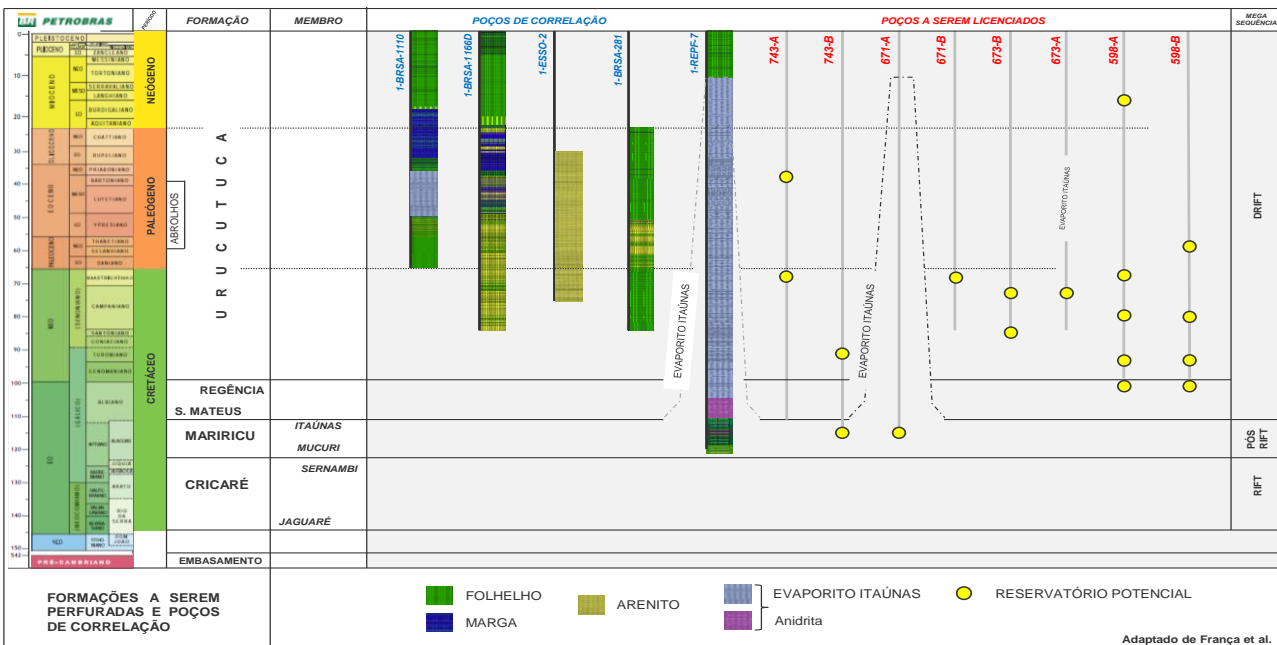
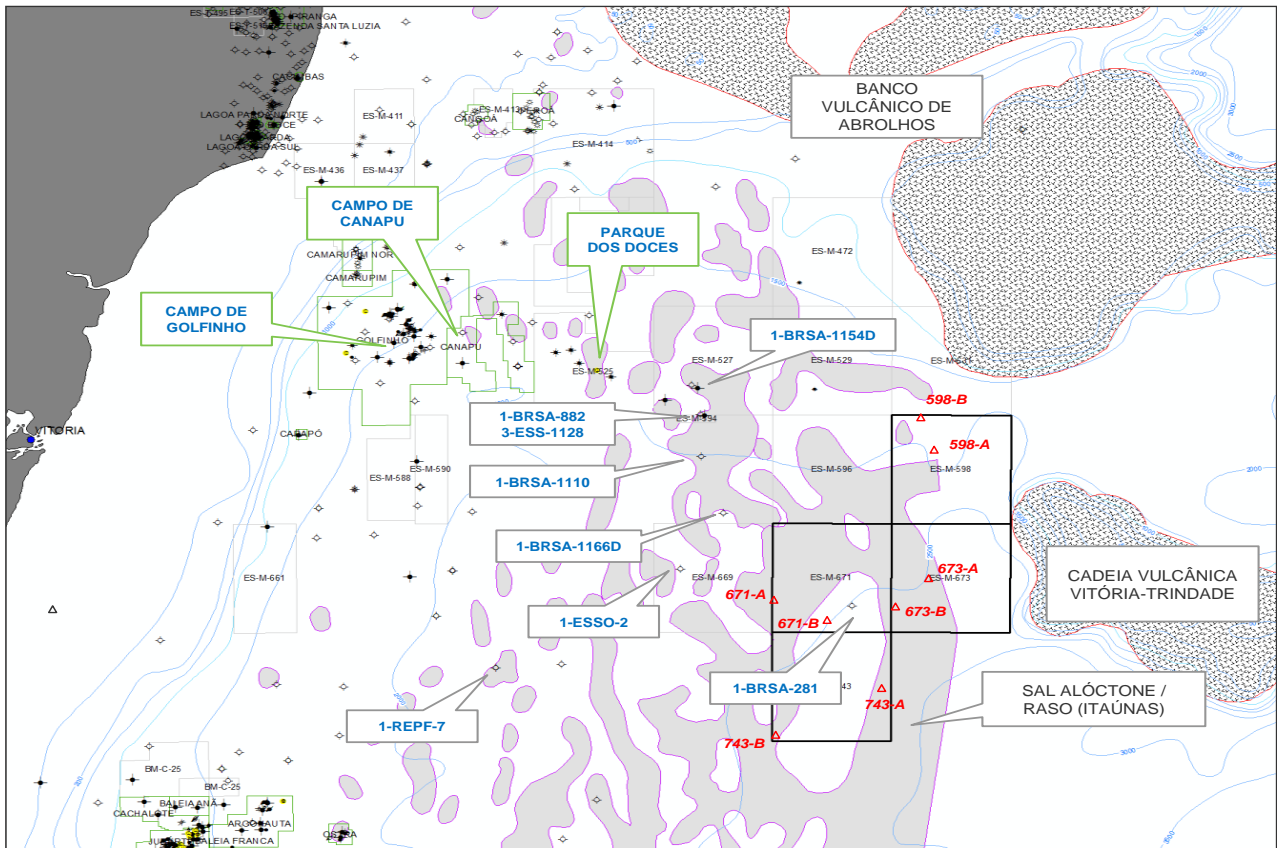


FIGURA II.5.1.2.18 – Quadro superior – Mapa mostrando a distribuição dos corpos de sal raso (Itaúnas), das rochas ígneas de Abrolhos e da cadeia vulcânica Vitória-Trindade com relação aos blocos e locações a serem licenciadas e principais poços de correlação. Quadro Inferior – Principais poços de correlação e locações a serem licenciadas mostrando as formações investigadas e os reservatórios potenciais no contexto estratigráfico formal da bacia do Espírito Santo.

Fonte: STATOIL (2015).

Considera-se que nenhum aspecto específico concernente à estratigrafia ou geologia estrutural dos blocos represente um potencial risco ao meio ambiente e à atividade exploratória. A intensa tectônica salina e falhamentos associados que, possivelmente, afetam o fundo marinho podem, contudo, induzir áreas de instabilidade. O item F (Caracterização geotécnica com ênfase em fatores de risco geológico) discorrerá sobre os potenciais riscos gerados por estas feições.

C) Estratigrafia

A área onde se encontra os blocos a serem licenciados é significativamente sub-explorada, registrando pouca atividade exploratória até o momento, com apenas um poço perfurado no ano de 2004 (1-BRSA-281-ESS) no bloco ES-M-671, e baixa cobertura de levantamentos sísmicos 3D.

De acordo com a coluna estratigráfica formal da Bacia do Espírito Santo, nos poços em licenciamento são esperados sedimentos siliciclásticos da Formação Urucutuca, rochas ígneas da Formação Abrolhos, carbonatos da Formação Regência e evaporitos e carbonatos da Formação Mariricu (membros Itaúnas e Mucuri, respectivamente). Os principais reservatórios mineralizados reconhecidos na região estão associados a seção paleógena e cretácica da Formação Urucutuca. Os campos de óleo leve e gás de Golfinho e Canapu produzem de turbiditos cretácicos de idade Maastrichtiana, Campaniana e Santoniana. As acumulações de óleo leve descobertas pelos poços 1-BRSA-926D e 1-BRSA-936D (Parque dos Doces) estão contidas em turbiditos campanianos e santonianos. À leste, os poços 1-BRSA-882 e 3-BRSA-1128 e 1-BRSA-1154D provaram acumulações de óleo leve em turbiditos paleógenos de época paleocênica a eocênica (**Figura II.5.1.2.18**).

A parte inferior da **Figura II.5.1.2.18** mostra a coluna investigada pelos principais poços de correlação: 1-BRSA-1110-ESS, 1-BRSA-1166D-ESS, 1-ESSO-2-ESS, 1-BRSA-281-ESS, e 1-REPF-7A-ESS. As seções mais profundas da estratigrafia são muito pouco estudadas, com os poços atingindo no máximo os níveis campaniano-santoniano da Formação Urucutuca, e apenas um, 1-REPF-7A, investigando a seção “pré-sal” (pós-rift e rift) constituída pelas formações Mariricu e Cricaré. Devido à presença extensiva de corpos de sal alóctone, a proximidade ao Banco Vulcânico de Abrolhos e à cadeia vulcânica de Vitória-Trindade, a área guarda particularidades com relação ao restante das regiões *offshore* da Bacia do Espírito Santo (Mapa - **Figura II.5.1.2.18**). Alguns poços perfurados na região demonstraram a influência dessas entidades geológicas, como a presença de evaporitos aptianos do Membro Itaúnas ocorrendo como intercalação nos sedimentos siliciclásticos terciários/cretácicos da Formação Urucutuca no poço 1-BRSA-1110 (Coluna Estratigráfica - **Figura II.5.1.2.18**).

O único poço perfurado nos blocos em questão, 1-BRSA-281-ESS, comprovou a presença única de espesso pacote da Formação Urucutuca abrangendo os períodos Neógeno, Paleógeno e Cretácico e atingiu a profundidade total de 6.814 m em folhelhos de provável idade Santoniana. Outros poços de correlação, como 1-ESSO-2-ESS, 1-BRSA-1166D também perfuraram unicamente sedimentos da Formação Urucutuca, revelando a presença de espessos pacotes de arenitos e atingindo 5.109 m e 6.350 m de profundidade final em provável idade Campaniana e Santoniana, respectivamente.

Os corpos evaporíticos alóctones aptianos Itaúnas foram evidenciados durante a perfuração do poço 1-BRSA-1110-ESS como uma espessa camada de 960 m de espessura. O Evaporito Itaúnas está constituído majoritariamente por halita com raras e delgadas intercalações de anidrita, taquidrita e carnalita, e encontra-se intercalado a sedimentos siliciclásticos terciários Urucutuca. O poço atingiu a profundidade final de 5.727 m em folhelhos Urucutuca de época, provavelmente, paleocênica.

O poço de correlação mais próximo a investigar a seção “pré-sal” (1-REPF-7A-ESS) localiza-se a cerca de 50 km a oeste dos blocos ES-M-743 e ES-M-671. A coluna perfurada é dominada por uma espessa camada de evaporitos Itaúnas (Halita e Anidrita) com raras intercalações de sedimentos arenosos Urucutuca. A 7.000 m de profundidade, o poço entrou na seção “pré-sal” que foi investigada verticalmente por 625 m, revelando sedimentos argilosos carbonáticos e siliciclásticos na seção superior e arenitos e siltitos intercalados a folhelhos na base da coluna. A profundidade final atingida foi de 7.625m. As **Figuras II.5.1.2.19** a **II.5.1.2.22** mostram as previsões geológicas simplificadas para as locações nos blocos a ser licenciados. A legenda para cada litologia segue a usada na **Figura II.5.1.2.18**.

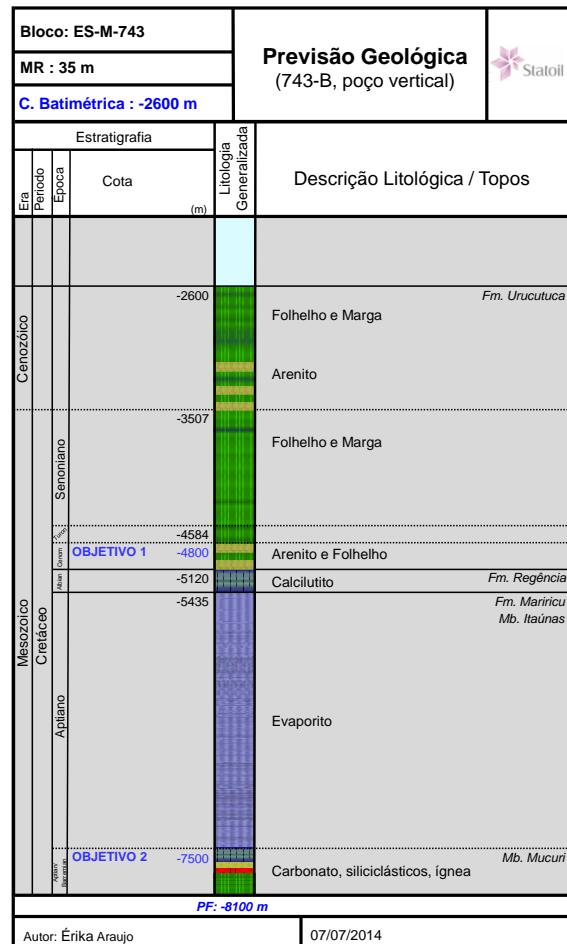
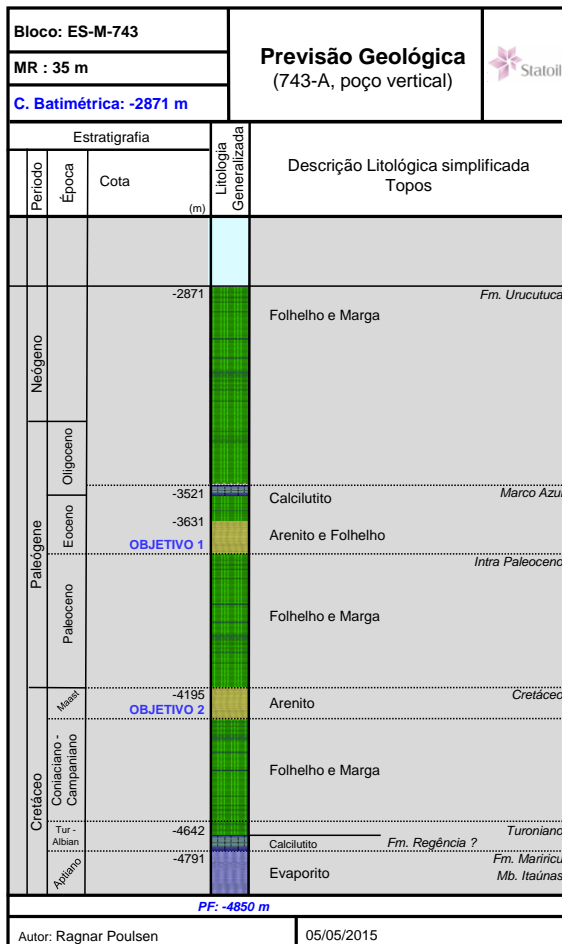


FIGURA II.5.1.2.19 – Previsão Geológica dos poços a serem licenciados no Bloco ES-M-743.

Fonte: STATOIL (2015).

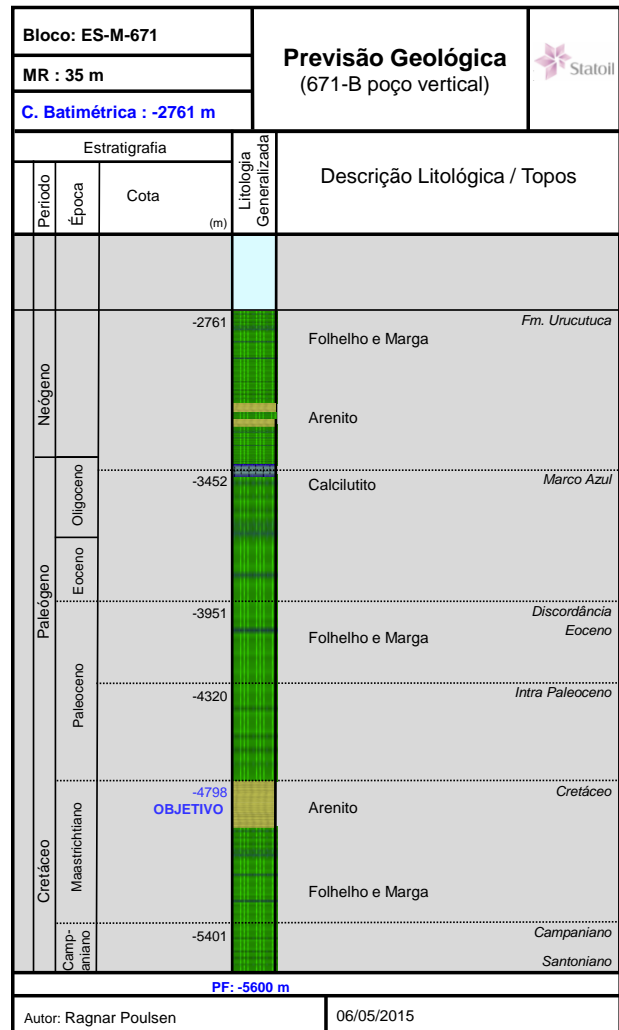
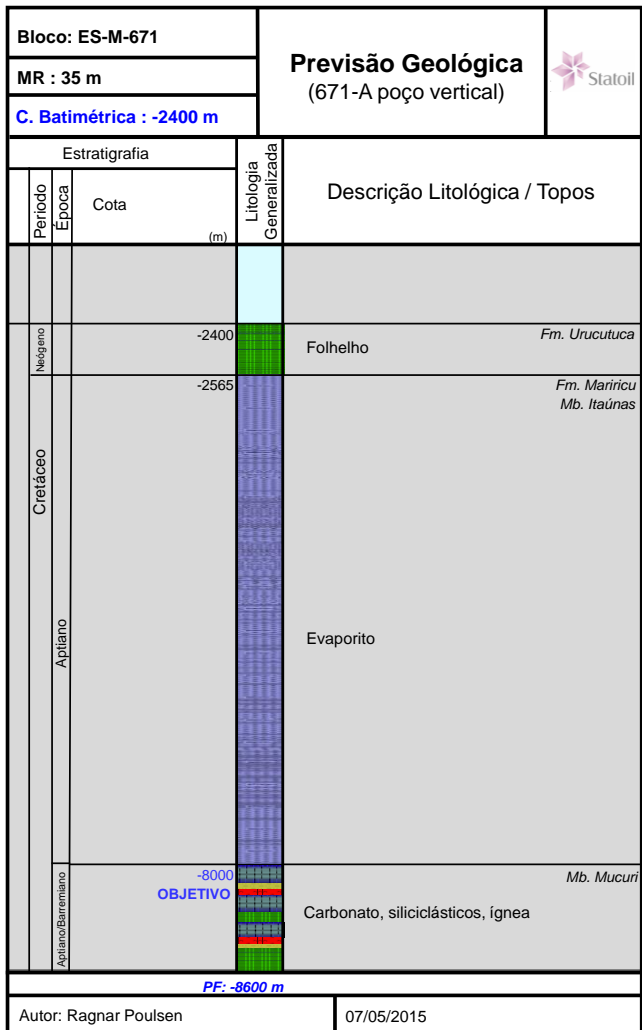


FIGURA II.5.1.2.20 – Previsão Geológica dos poços a serem licenciados no Bloco ES-M-671.
 Fonte: STATOIL (2015).

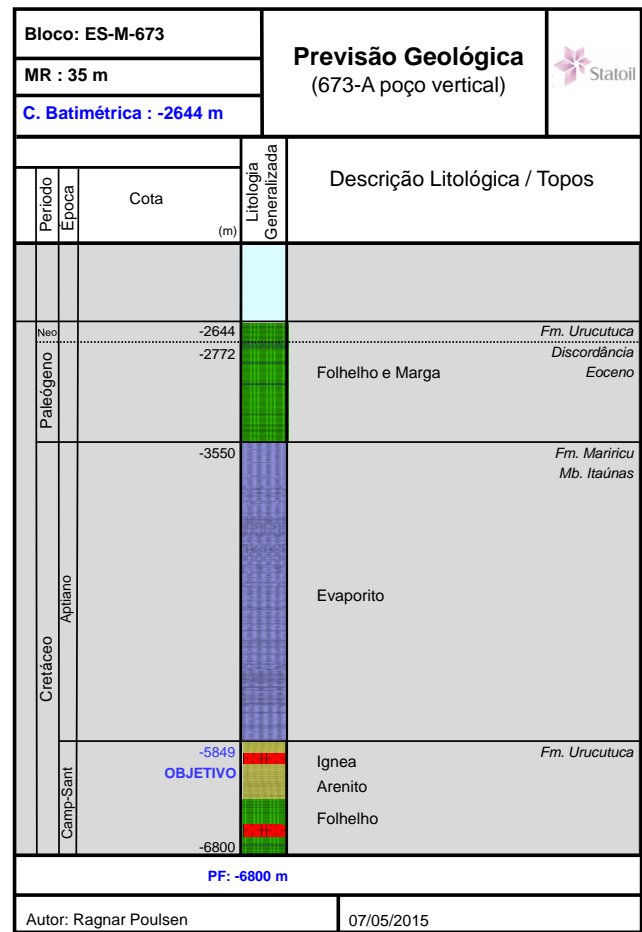
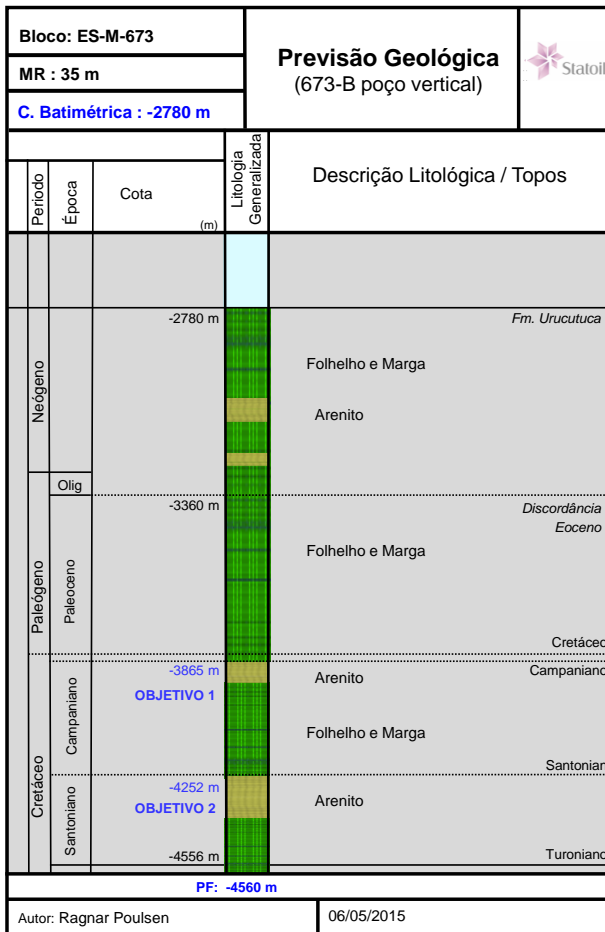


FIGURA II.5.1.2.21 – Previsão Geológica dos poços a serem licenciados no Bloco ES-M-673.
 Fonte: STATOIL (2015).

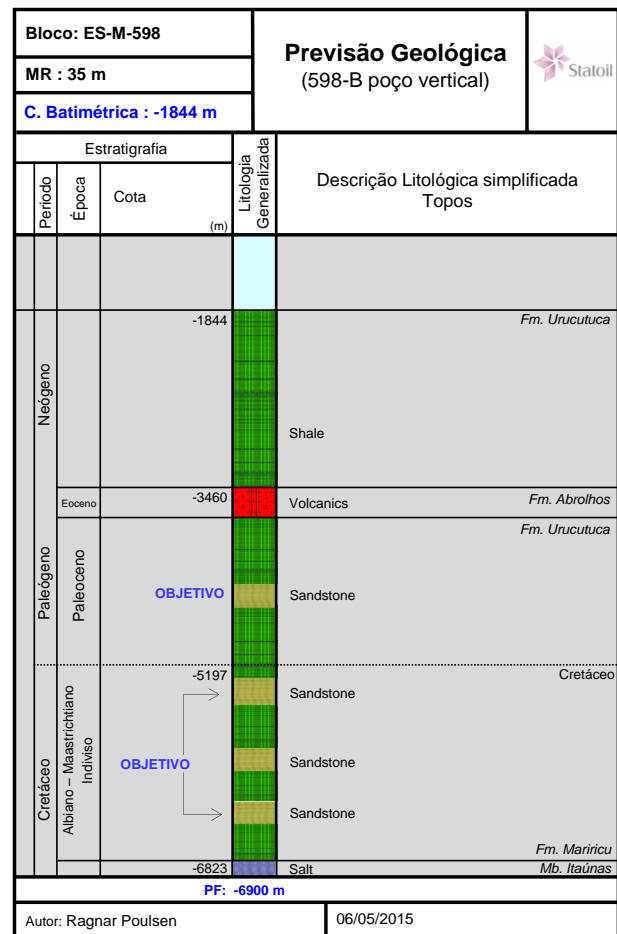
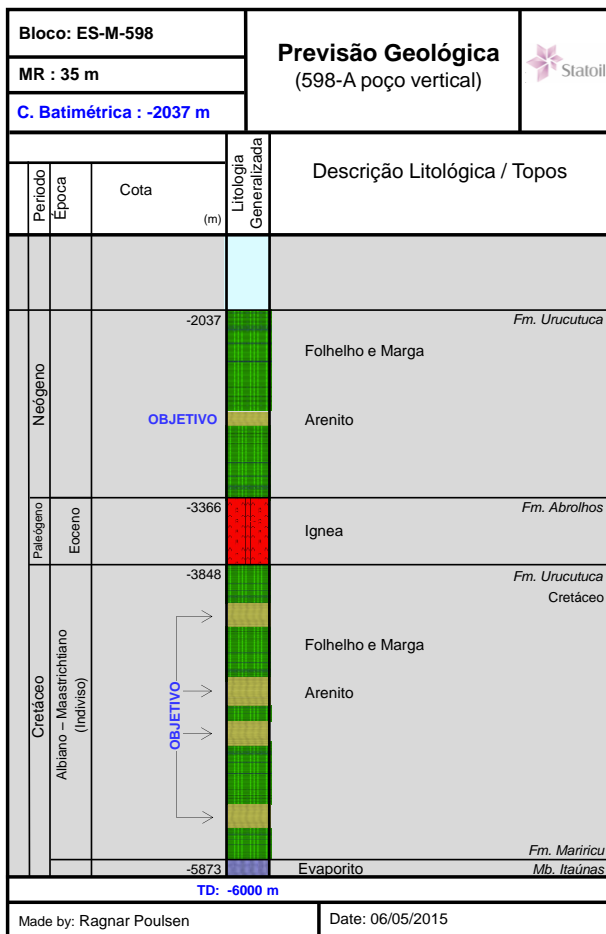


FIGURA II.5.1.2.22 – Previsão Geológica dos poços a serem licenciados no Bloco ES-M-598.
Fonte: STATOIL (2015).

Com relação ao tipo de óleo e vazão de pior caso utilizada nas simulações matemáticas da dispersão do óleo, tendo em vista que os poços a serem perfurados tem caráter exploratório e não há prospecto análogo perfurado na área da Bacia do Espírito Santo com dados públicos, as informações foram obtidas em um poço análogo do pré-sal perfurado e testado na Bacia de Campos. As vazões de *blowout* foram calculadas utilizando o modelo Prosper, com base em um óleo leve de 43,8° API, tendo sido obtida a vazão máxima de 22.420 m³/dia, considerando as características mais conservadoras de pressão, permeabilidade e exposição do reservatório durante a perfuração da seção de 9”.

D) Fisiografia

A batimetria da área do empreendimento apresentou profundidades que variaram de 1.020 m a 3.000 m nas áreas dos blocos (**Figura II.5.1.2.23**). A porção mais rasa está localizada a norte e as porções mais profundas estão a nordeste do bloco ES-M-743. O relevo do fundo do mar na região dos blocos apresentou escarpas e elevações associadas à tectônica de sal recente, conforme observado nos blocos ES-M-743 e ES-M671. Também foi possível observar a presença de cânions que atuam na condução do transporte de sedimentos das regiões mais rasas (localizadas a noroeste) até as regiões mais profundas (a sudoeste). Um dos cânions, de direção E-W, é encontrado na parte central do Bloco ES-M-671.

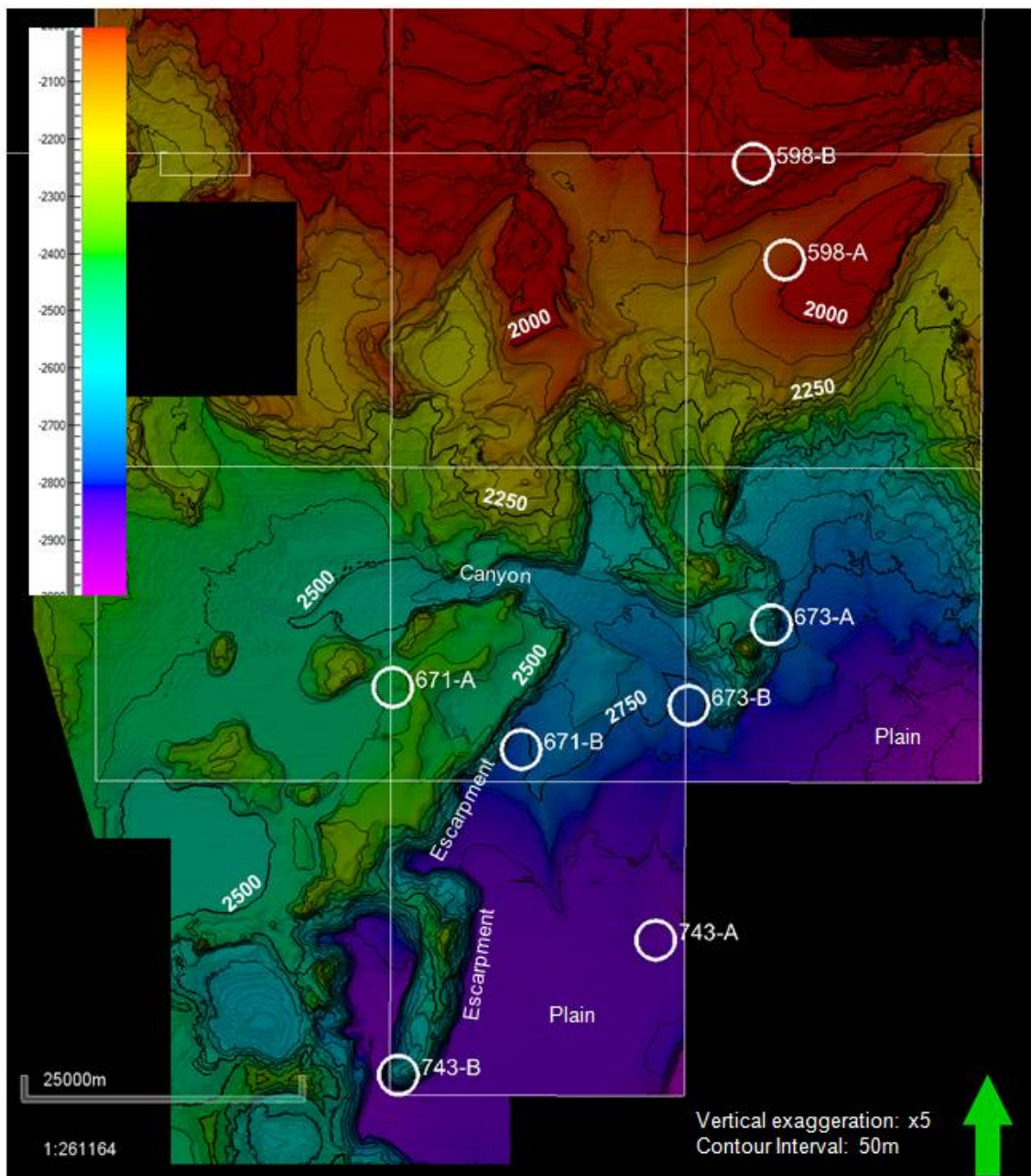


FIGURA II.5.1.2.23 – Mapa batimétrico da área dos blocos ES-M-598, ES-M-671, ES-M-673 e ES-M-743. O exauro vertical foi de 5x, com intervalos de contorno de 50 m.

Fonte: STATOIL (2015).

Uma avaliação da declividade foi realizada com base nos dados de batimetria (**Figura II.5.1.2.24**). Esta avaliação permitiu identificar que a declividade do relevo do fundo do mar na área dos blocos é geralmente abaixo dos 5° (cor verde). No entorno das escarpas causadas pela tectônica de sal e dos cânions localizados no fundo do mar as declividades podem ultrapassar 75°. O critério para a escolha das locações propostas foi que estas estivessem exclusivamente em declividades inferiores a 10°.

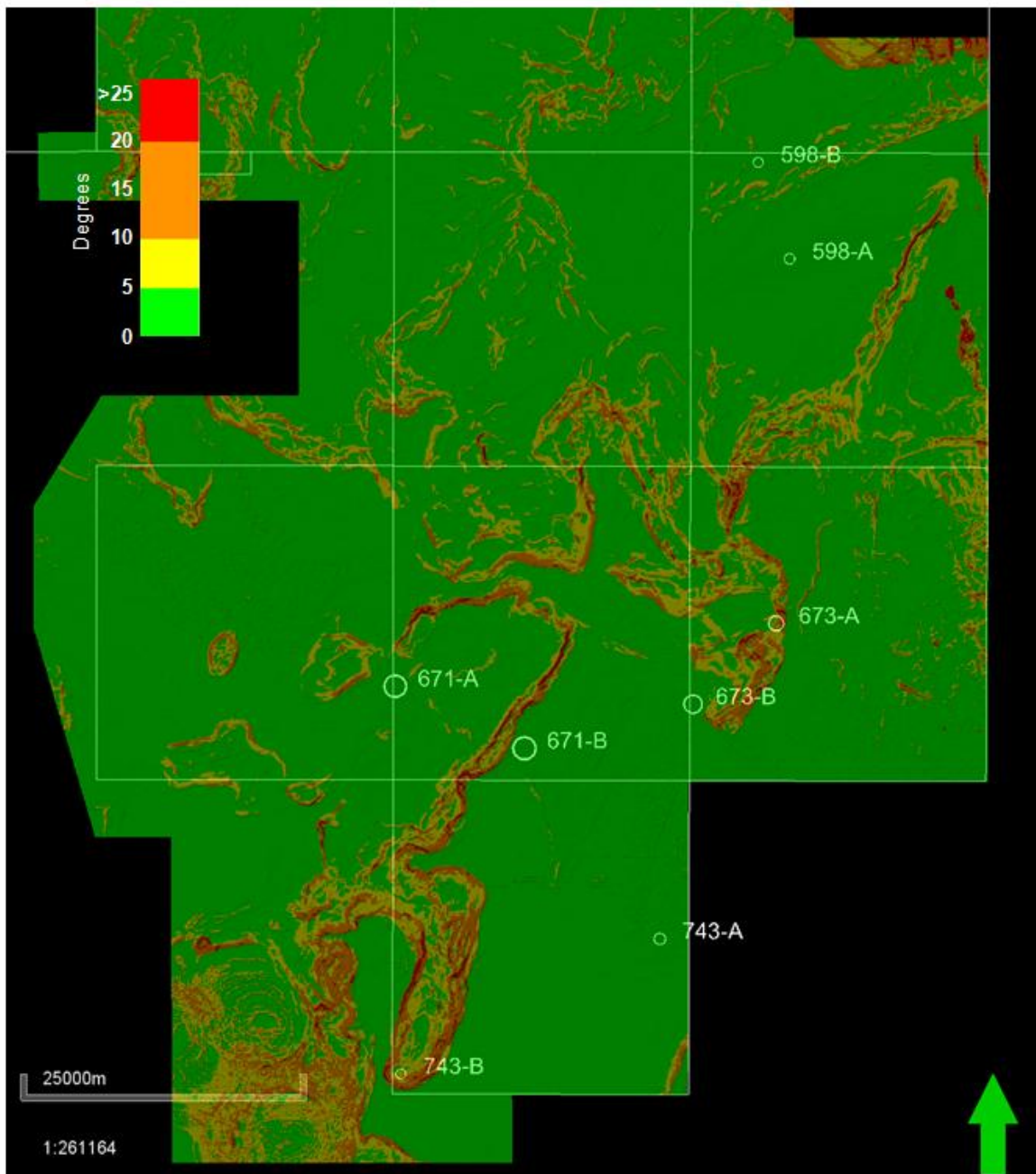


FIGURA II.5.1.2.24 – Mapa de declividades da área dos blocos ES-M-598, ES-M-671, ES-M-673 e ES-M-743.

Fonte: STATOIL (2015).

E) Faciologia

Uma avaliação das amplitudes sísmicas foi realizada com a finalidade de se identificar as principais vias de movimentação de sedimentos no leito marinho (**Figura II.5.1.2.25**). Desta forma, foi possível identificar que os poços propostos não estão localizados em áreas de fluxos de sedimentos ativos ou recentes (áreas de alta amplitude em cores amareladas e avermelhadas). Nessas áreas ocorrem a presença de depósitos clásticos de Areia e Silte na calha dos canais (cores amareladas) e de Siltes e Argilas nas margens dos canais (cores avermelhadas). Espera-se que as demais áreas (cinza), incluindo as que abrigam as locações propostas, estejam em regiões estáveis, pouco dinâmicas e compostas exclusivamente por lamas hemipelágicas.

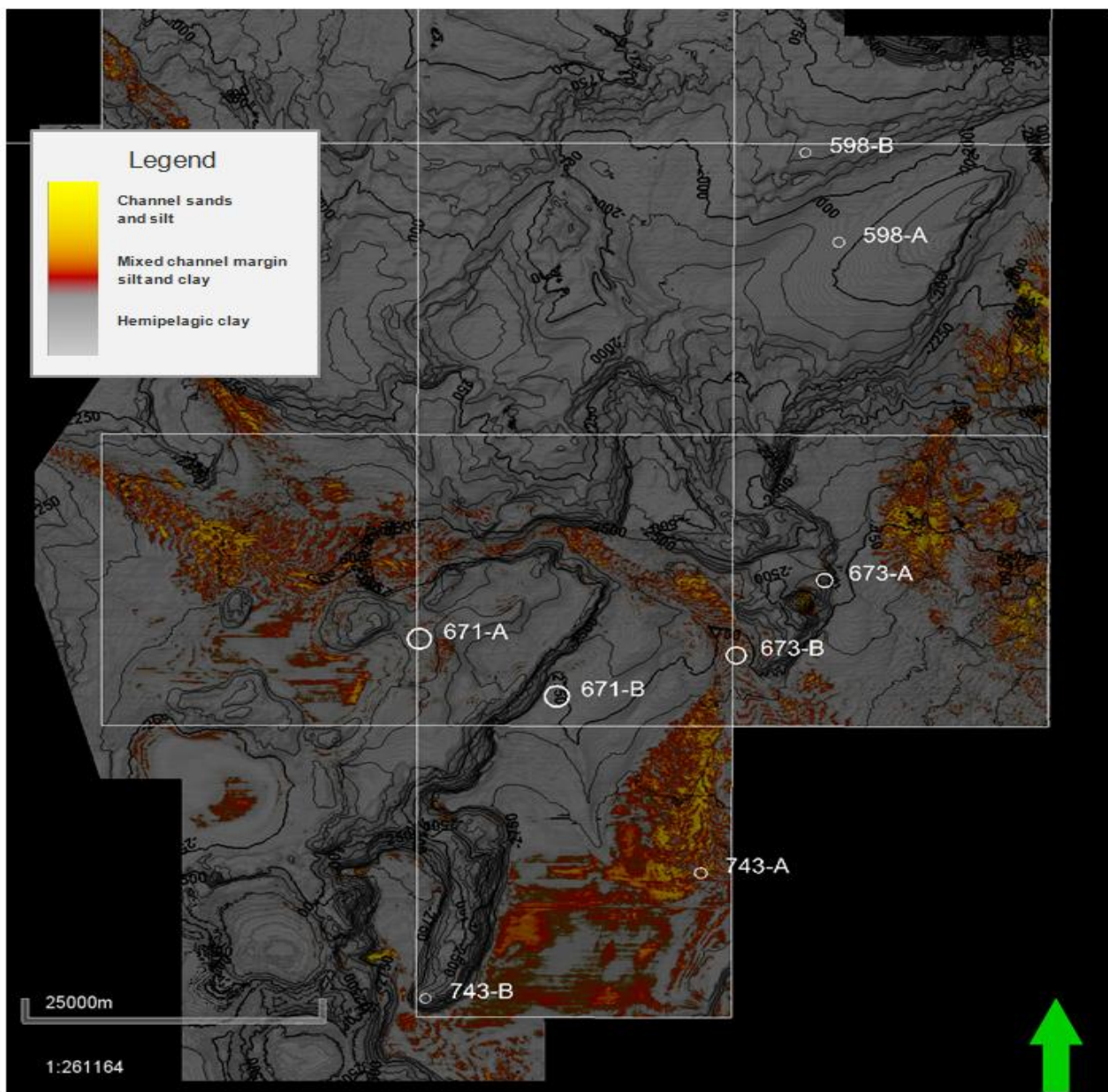


FIGURA II.5.1.2.25 – Mapa de amplitudes sísmicas da área dos blocos ES-M-598, ES-M-671, ES-M-673 e ES-M-743. As áreas vermelhas e amarelas estão relacionadas a maiores amplitudes e indicam áreas preferenciais para fluxos de sedimentos.

Fonte: STATOIL (2015).

F) Caracterização geotécnica com ênfase em fatores de risco geológico

A STATOIL esclarece que a caracterização geotécnica com ênfase em fatores de risco geológico no local referente aos Blocos ES-M-598, ES-M-671, ES-M-673 e ES-M-743 será apresentada assim que possível à CGPEG/IBAMA, uma vez que ela encontra-se em desenvolvimento. Um levantamento sísmico 3D foi realizado na área dos blocos e está em fase de processamento. Tais informações serão utilizadas para se investigar todos os possíveis riscos geológicos para a atividade exploratória, evitando, desta forma, a exposição a riscos desnecessários. Cabe ressaltar que esta avaliação levará em consideração os seguintes tópicos:

- Possibilidade de ocorrência de movimentos gravitacionais de massa;
- Presença de gás raso e/ou água rasa sobrepresurizada e de hidratos;
- Presença de falhamentos potencialmente reativáveis;
- Possibilidade de sismos tectônicos ou atectônicos originarem acidente;
- Possibilidade de erosão ou acúmulo de sedimentos junto aos dispositivos a serem instalados no leito oceânico;
- Sísmica e feições rasas;
- Possibilidades de danos ao reservatório;
- Presença de rugosidades no leito oceânico e eventuais problemas de cravação e fixação de âncoras e;
- Presença de estruturas de escape de fluidos.

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

Os dados de pressão encontrados no gráfico “Pressão de poros vs. Profundidade” apresentado na **Figura II.5.1.2.26** derivam de medições das ferramentas de *wireline* corrida nos poços sob domínio público. Em muitos casos, as evidências de sobrepresão neste estudo não puderam ser associadas a eventos ocorridos durante a perfuração, talvez, pela falta de relatórios detalhados de perfuração no pacote de dados públicos disponíveis. Por outro lado, há um completo estudo de caso dos eventos ocorridos durante a perfuração do poço 1-BRSA-67-ESS que será abordado mais adiante. O gráfico da **Figura II.5.1.2.26** mostra o comportamento da pressão de poros em 22 poços localizados na região de águas profundas da bacia do Espírito Santo. Enquanto a maioria dos dados alinham-se em um *trend* hidrostático, um comportamento anômalo da pressão pode ser observado nos seguintes reservatórios:

- Reservatórios fechados e fraturados de idade Campaniana-Santoniana da Formação Urucutuca nos poços 1-BRSA-67, 1-BRSA-783A, 1-BRSA-826A. A região onde se encontra esses poços está localizada a 70 km a noroeste do bloco mais setentrional a ser licenciado (ES-M-598). O poço 1-BRSA-67-ESS, perfurado pela Petrobras em lâmina d’água de 1.286 m em 2001, foi projetado para testar os reservatórios campanianos/santonianos da Fm. Urucutuca estruturados por falhamento reverso. Um *kick* de gás foi registrado na zona de interesse a 4.719 m seguido por aumento do volume de lama nos tanques de 10 bbl enquanto se perfurava com peso de lama de 11,3 ppg. O peso da lama foi aumentado para 13,3 ppg. Episódios semelhantes foram registrados na mesma formação à medida que a perfuração avançava para a profundidade final. O peso da lama foi, finalmente,

aumentado para 14,3 ppg e a lama a base de água foi substituída por base sintética para combater os hidratos que bloqueavam as linhas de *choke* e *kill* durante os esforços de controle do poço. Os mecanismos geradores da sobrepressão foram identificados como: a presença de gás em reservatórios de baixa permeabilidade (folhelhos e siltitos) fraturados não identificados pelo controle geológico e por um processo de *swap-out/fracture breathing formation*. Essa foi o primeiro registro de formação de hidratos em águas profundas no Brasil e a descrição detalhada das operações de controle de poço podem ser encontradas em: *IADC/SPE Drilling Conference, Dallas 2002 - Gas-Influx Events in a Deep Water Exploratory Well: A Field Case History*.

No mesmo contexto geológico e de 25 a 30 km a leste do poço 67 descrito acima, a Petrobras perfurou os poços 1-BRSA-783A-ESS e 1-BRSA-826A-ESS entre os anos de 2009 e 2010. O poço 783A identificou a presença de reservatórios argilosos/sílticos sobrepressionados e portadores de gás em níveis campanianos/santonianos, correlacionáveis àqueles do poço 67. O operador utilizou lama com base sintética e peso entre 12,0 e 12,5 ppg para perfurar as zonas sobrepressionadas da Formação Urucutuca.

- Reservatórios carbonáticos albianos da Formação Regência nos poços 1-BRSA-783A-ESS e 1-BRSA-789-ESS. Intervalos sobrepressionados portadores de gás foram encontradas pelo poço 783A enquanto se perfuravam *wackestones* e *packstones* da Formação Regência. O peso da lama foi gradualmente aumentado de 12,5 para 14,2 ppg com ocasionais perdas de circulação e prisão de coluna descritas nos relatórios de perfuração. Não há detalhes sobre os eventos de controle de poço utilizados no poço 789. Este poço se localiza a 65 km a noroeste do bloco a ser licenciado mais próximo (ES-M-671).
- Reservatórios carbonáticos aptianos da Formação Mariricu, Membro Mucuri, no poço 1-REPF-7A-ESS. Localizado 60 km a oeste do bloco ES-M-743, é o poço mais próximo da área em licenciamento a ter perfurado a seção “pré-sal”. Não obstante a presença de *cavings* de pressão e prisão de coluna, nenhum incidente maior associado à pressão anormal foi descrito nos relatórios de perfuração da seção pré-sal.

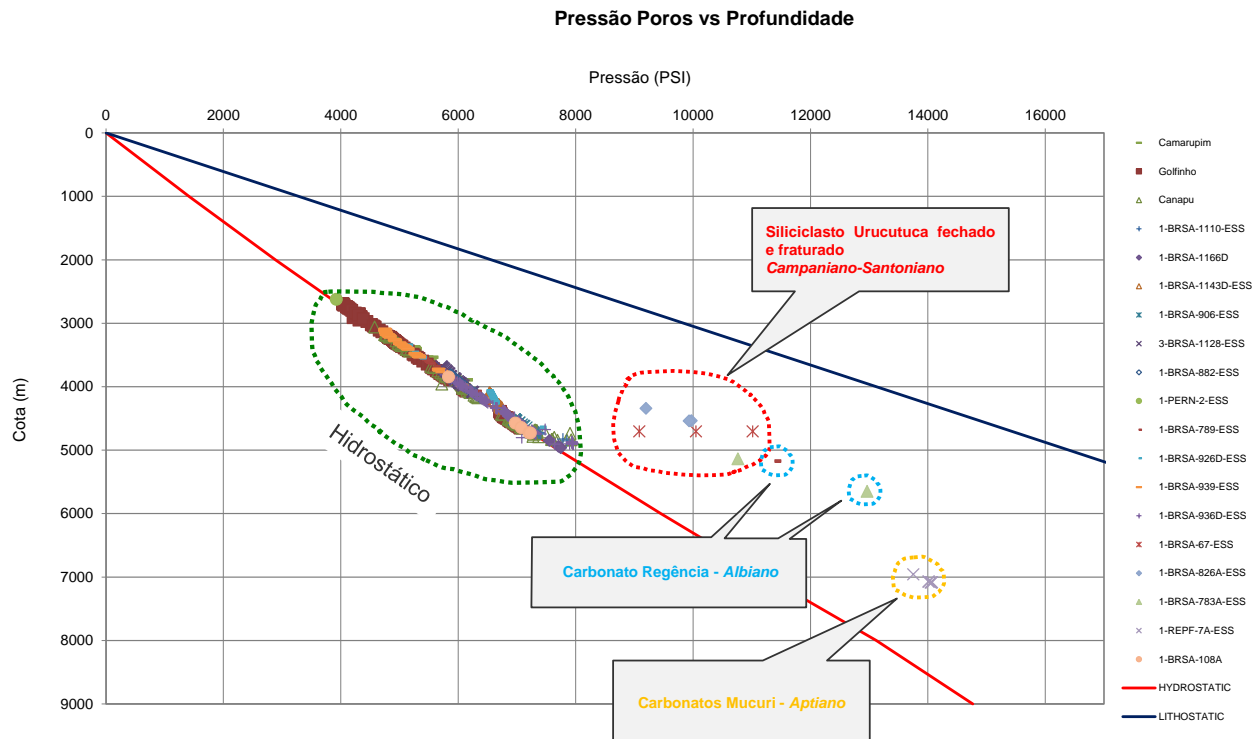


FIGURA II.5.1.2.26 – Gráfico de pressão de poros vs. Profundidade de poços de água profunda na Bacia do Espírito Santo.

Fonte: STATOIL (2015).

O mapa da **Figura II.5.1.2.27** mostra a distribuição areal dos poços estudados. Nele, observa-se um alinhamento de poços que experimentaram influxo de gás devido a pressão anormalmente altas (círculos vermelhos e vermelhos/azuis). Em comum, esses poços exibem uma expressiva coluna de gás associada a fraturas em reservatórios não-convencionais sílticos e argilosos da Formação Urucutuca campaniana e santoniana. Admite-se que o comportamento anômalo da pressão de poros nestes poços seja o resultado da combinação característica dessa zona ao norte da bacia do Espírito Santo, ou seja, uma expressiva coluna de gás em reservatórios de baixa permeabilidade e fraturados. Pelo mapa, se pode observar que esta zona é limitada ao sul pela zona “hidrostática” definida abaixo e, portanto, não representada na área em licenciamento.

A zona “hidrostática” representada pelos círculos verdes, é definida pelos poços que apresentaram comportamento de pressão hidrostático ou levemente supercarregado. Esses poços são marcados pela presença de expressivo empilhamento de pacotes correlatos de arenitos Urucutuca abrangendo épocas/idades do Cenomaniano ao Eoceno. Em mapa se distribuem segundo um alinhamento interpretado como uma calha regional de direção NO-SE, iniciando tão a oeste quanto o campo de Gofinho e se estendendo por, pelo menos, 105 km em direção ao poço 1-BRSA-1166D, localizado a apenas 10 km da fronteira com o bloco ES-M-671.

A informação disponível sobre o comportamento da pressão nos carbonatos albianos Regência é bastante esparsa. Apenas quatro poços neste estudo tocaram este nível e somente dois deles apresentam dados de teste de pressão. Embora tenha perfurado uma considerável coluna da Fm. Regência, o poço 1-BRSA-906 falhou

em obter registros válidos durante os testes. Todos registros encontrados nos poços 1-BRSA-789 e 1-BRSA-783A plotam na zona de comportamento anômalo sobrepressionado. Porém, devido à ausência de uma base de dados consistente, se considera precipitado concluir por um comportamento anômalo para esta formação na área em licenciamento.

Da mesma forma, o dado pontual de sobrepressão encontrado na seção pré-sal no poço 1-REPF-7A não permite concluir sobre o comportamento esperado para essa formação na área dos blocos em licenciamento.

Muito embora o estudo de pressão de poros aqui apresentado possa sugerir um gradiente hidrostático em uma primeira análise, considera-se que as localidades estão localizadas em uma zona exploratória de fronteira onde a prudência deverá ser mantida. Estudos detalhados de pressão de poros (apresentando os gradientes de pressão dos poços propostos) serão conduzidos como parte do processo de dimensionamento e desenho de poços a ser perfurado mitigando o risco de existência de qualquer zona de pressão anormal não prevista.

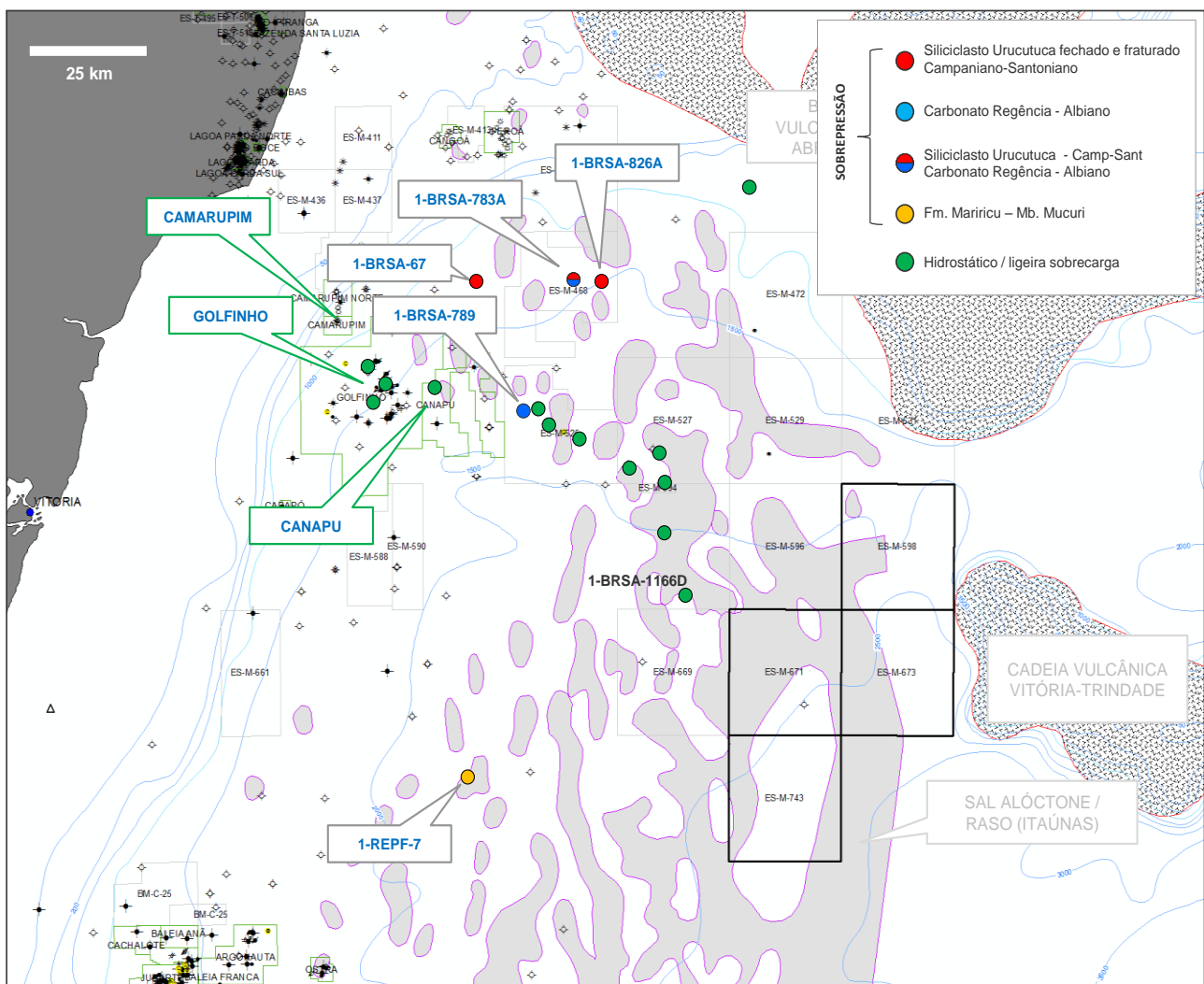


FIGURA II.5.1.2.27 – Comportamento da pressão de poros nos poços vizinhos à área em licenciamento.

Fonte: STATOIL (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 STATOIL 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. Todavia, este procedimento apenas será considerado de acordo com as indicações previstas na análise de risco;
- 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, aumenta-se a densidade do fluido de perfuração para exercer uma pressão hidrostática maior do que a da formação.