

QUARTA RODADA DE LICITAÇÕES SOB O REGIME DE PARTILHA DA PRODUÇÃO

Sumário Geológico e Áreas em Oferta

Superintendência de Definição de Blocos - SDB

Novembro 2017

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO.....	3
2.	BACIAS SEDIMENTARES.....	3
2.1	BACIA DE SANTOS.....	3
2.1.1	Evolução Tectonoestratigráfica da Bacia de Santos.....	4
2.1.2	Arcabouço Regional da Bacia de Santos.....	8
2.2	BACIA DE CAMPOS.....	10
2.2.1	Evolução Tectonoestratigráfica da Bacia de Campos.....	11
3.	BLOCOS EM OFERTA.....	16
3.1	UIRAPURU	17
3.2	TRÊS MARIAS.....	18
3.3	SATURNO	19
3.4	ITAIMBEZINHO	20
3.5	DOIS IRMÃOS.....	22
4.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	23

1. INTRODUÇÃO

O Conselho Nacional de Política Energética (CNPE), por meio das resoluções nºs 010 e 016/2017, autorizou a ANP a detalhar os estudos dos prospectos Saturno, Três Marias e Uirapuru, na Bacia de Santos, e dos blocos exploratórios C-M-537, C-M-655, C-M-657 e C-M-709 situados na Bacia de Campos, todos localizados dentro do polígono do pré-sal, com vistas à Quarta Rodada de Licitações sob o regime de Partilha de Produção.

A Resolução CNPE nº 021/2017, publicada no Diário Oficial da União no dia 24 de novembro de 2017, define os parâmetros técnicos e econômicos das áreas e autoriza a realização do Certame.

Destarte, o presente documento tem por objetivo apresentar as principais características geológicas das áreas em oferta.

2. BACIAS SEDIMENTARES

2.1 BACIA DE SANTOS

A Bacia de Santos está localizada na plataforma continental brasileira. Estende-se desde o litoral sul do Estado do Rio de Janeiro até o norte do Estado de Santa Catarina, perfazendo área de aproximadamente 300.000 km² até a cota batimétrica de 3.000 m (Figura 1). Limita-se a norte com a Bacia de Campos, pelo Alto de Cabo Frio e, a sul, com a Bacia de Pelotas, pelo Alto de Florianópolis. É uma bacia de margem divergente, formada pela abertura do Atlântico Sul, que se iniciou no Cretáceo Inferior.

Atualmente, a Bacia de Santos é a maior produtora de petróleo do Brasil, onde estão localizados diversos campos petrolíferos em produção, incluindo Lula, o maior campo de petróleo do país, além de grandes reservas a serem exploradas e desenvolvidas, especialmente na seção pré-sal.

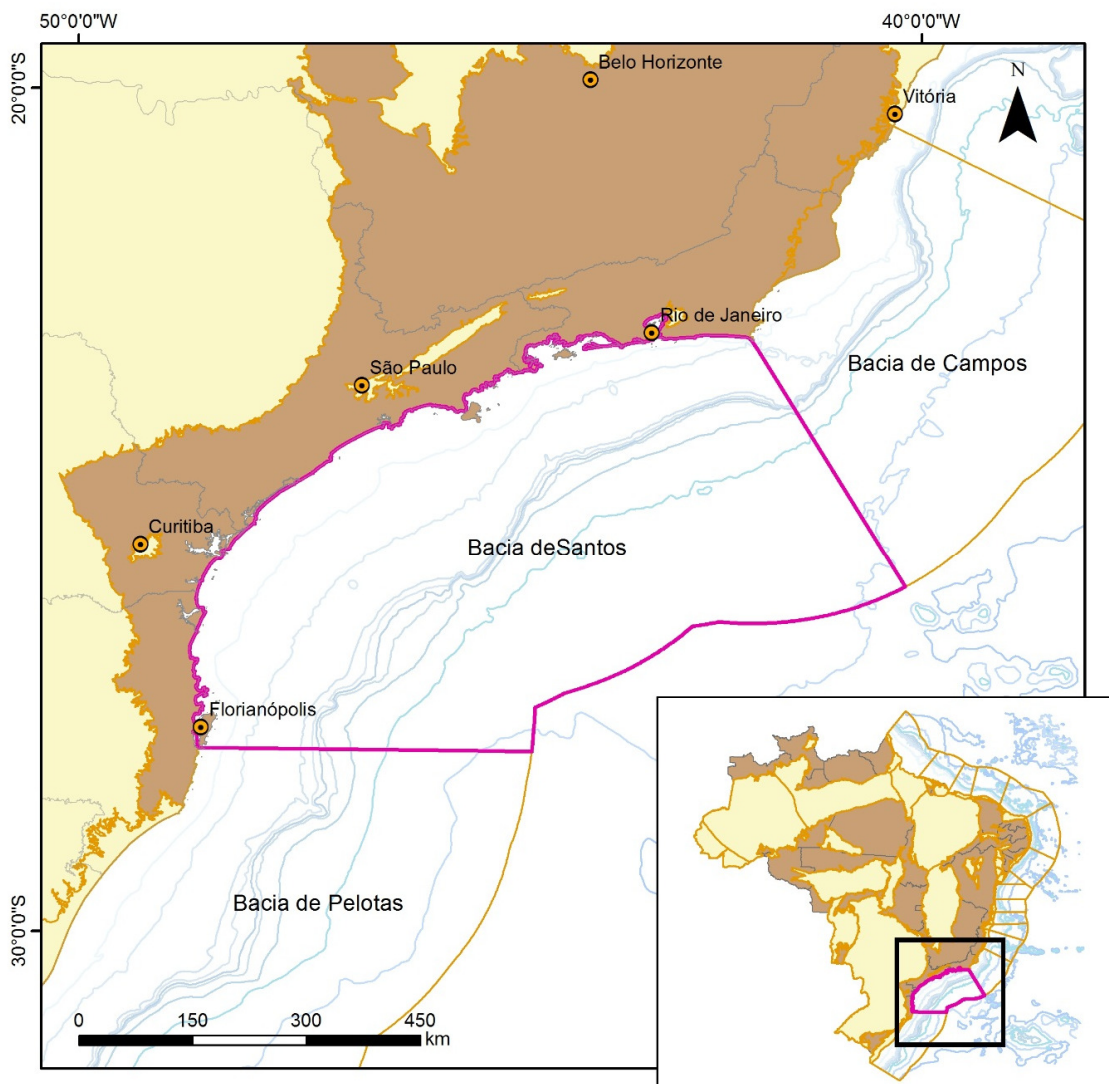


Figura 1 – Mapa de localização da Bacia de Santos.

2.1.1 Evolução Tectonoestratigráfica da Bacia de Santos

A Bacia de Santos representa uma das maiores depressões da margem continental brasileira, com espessura sedimentar superior a 10.000 metros. A evolução tectonoestratigráfica é característica de margem passiva, diagnosticada pelos registros geológicos dos processos de estiramento crustal, rompimento da crosta continental, implantação da crosta oceânica e subsidência termal (Demercian, 1996 *apud* Caldas, 2007).

O arcabouço estratigráfico aqui empregado é aquele proposto por Moreira *et al.* (2007) (Figura 2). Esses autores atualizam o arcabouço cronolitoestratigráfico da Bacia de Santos com ênfase na individualização de sequências deposicionais.

Os autores dividem o registro sedimentar da bacia em três supersequências: rifte, pós-rifte e drifte, separadas por discordâncias erosivas e intrinsecamente relacionadas às principais fases tectônicas. As supersequências são subdivididas em sequências deposicionais.

Segundo Moreira *et al.* (2007) a supersequência mais antiga corresponde à fase rifte e engloba as formações Camboriú, Piçarras e Itapema. A Formação Camboriú, de idade Hauteriviana, é constituída por derrames basálticos. Sobreposta a esta unidade foi depositada a Formação Piçarras, do Barremiano, representada por conglomerados e arenitos polimíticos de leques aluviais, e arenitos, silitos e folhelhos de composição talco-estevensítica depositados em ambiente lacustre. Sobreposta a esta unidade ocorre a Formação Itapema, depositada do Neobarremiano ao Eoaptiano, representada por fácies mais argilosa, com potencial gerador, estas encontradas nas partes mais profundas e distais, como acontece em outras bacias da margem leste brasileira. Na porção mais proximal ocorrem arenitos e conglomerados de leques aluviais.

A fase rifte é recoberta pelos sedimentos da fase pós-rifte (também denominada como fase *sag*), depositada em ambiente transicional, entre continental lacustre e marinho raso, caracterizada pela deposição de carbonatos, margas, folhelhos e evaporitos. O registro sedimentar desta fase é representado pelas formações Barra Velha e Ariri. A Formação Barra Velha engloba carbonatos na porção proximal (calcários microbiais, estromatólitos e lamitos), e na porção distal folhelhos. Esta unidade estratigráfica data do Eoaptiano ao Neoaptiano. A Formação Barra Velha é sobreposta pelos evaporitos da Formação Ariri do Neoaptiano, composta por halita, anidrita e eventualmente sais mais solúveis, como taquidrita, carnalita e silvinita.

Os evaporitos da Formação Ariri (Aptiano) acumulam mais de 2.000 m de espessura, depositados em um curto período de tempo (Chang *et al.* 1990).

A fase drifte está associada à subsidência térmica da bacia e ao tectonismo adiastrófico. É constituída por sedimentos marinhos depositados do Albiano ao Recente correspondentes aos grupos Camburi, Frade e Itamambuca, intensamente deformados pela tectônica do sal subjacente.

Segundo Garcia *et al.* (2012) o Grupo Camburi (Albo-Cenomaniano) representa o início da transgressão marinha na Bacia de Santos. A deposição no Albiano é caracterizada por sedimentos siliciclásticos e carbonatos de águas rasas na plataforma continental e por margas e folhelhos na região distal mais profunda. O Cenomaniano registra siliciclásticos deltaicos e aluviais em leques proximais, passando a folhelhos e margas de plataforma nas regiões distais, com turbiditos arenosos nos baixos tectonicamente controlados.

Para Moreira *et al.* (2007) essa fase transgressiva, representada pelo Grupo Camburi, culmina com a deposição dos folhelhos anóxicos da transgressão Turoniana.

Litoestratigraficamente, o Grupo Camburi é composto pelas as formações Florianópolis, Guarujá e Itanhaém.

O Grupo Frade inclui os sedimentos depositados do Turoniano até o limite Cretáceo/Paleógeno. Esta unidade representa uma fase de regressão marinha. Engloba as formações Santos, Juréia, Itajaí-Açu e o Membro Ilhabela definidos por Pereira e Feijó, 1994.

O Grupo Itamambuca compreende os sedimentos depositados após o limite Cretáceo/Paleógeno até os dias atuais, incluindo os leques aluviais e os pelitos e arenitos batiais (Moreira *et al.*, 2007).

2.1.2 Arcabouço Regional da Bacia de Santos

O processo de ruptura que levou à abertura do Oceano Atlântico imprimiu as principais feições estruturais da Bacia de Santos (Garcia *et al.*, 2012; Garcia, 2012) (Figura 3).

O rifteamento ocorreu até o Eocretáceo, com manifestações magmáticas. A compartimentação sedimentar, provavelmente controlada por zonas de cisalhamento mais frágeis tangidas pelo afinamento crustal, aproveita estruturas preexistentes. A seção rifte é predominantemente controlada por falhas normais SW-NE (Garcia *et al.*, 2012).

O alinhamento do Alto de Florianópolis e da Dorsal de São Paulo proporcionou as condições de desenvolvimento da vasta bacia evaporítica do Atlântico Sul. Estas estruturas barraram a circulação do oceano Atlântico já coexistente mais ao Sul, na Bacia de Pelotas (Demercian, 1996 *apud* Garcia *et al.*, 2012).

A tectônica de sal começa ainda no Aptiano superior devido às irregularidades do relevo de base preexistente, às variações na espessura do sal e ao soterramento diferencial (Demercian *op cit*, Garcia 1999 *apud* Garcia *et al.*, 2012).

A sedimentação marinha progradou sobre o sal desenvolvendo batimetrias relativamente rasas na Bacia de Santos. A configuração radialmente convergente da sedimentação controlou a tectônica do sal a partir da linha de Charneira de Santos, promovendo um aumento da compressão em direção ao centro da convergência no platô de São Paulo (Cobbold e Szatmari, 1991 *apud* Garcia *et al.*, 2012).

A falha de Cabo Frio marca a transição entre distensão e compressão halotectônicas (Guerra, 2008 *apud* Garcia *et al.*, 2012). A progradação proximal promove falhas de crescimento predominantemente antitéticas, enquanto as minibacias clássicas distais se estabelecem sob compressão (Mohriak e Szatmari, 2001 *apud* Garcia *et al.*, 2012). As minibacias evoluem por fluxos sedimentares mais intensos que ultrapassam o talude e, somente com a relativa desaceleração da tectônica de sal ao final do Neocretáceo, estas minibacias evoluem mais significativamente.

Entre as principais feições do arcabouço regional da Bacia de Santos destacam-se a Charneira de Santos e o Platô de São Paulo.

A Charneira de Santos constitui o limite oeste da sedimentação cretácea na bacia e seu traçado acompanha a configuração da linha de costa.

O Platô de São Paulo constitui uma feição fisiográfica de porte regional e ocorre na parte distal da bacia, facilitando a exploração da seção pré-sal em águas profundas e ultraprofundas, já que, nas demais bacias da margem leste do Brasil em lâminas d'água acima de 2.000 m esta seção pode ocorrer em profundidades superiores a 7.000 metros.

O Platô de São Paulo constitui uma proeminente feição morfológica positiva do Atlântico Sul, onde a crosta continental sofreu forte estiramento.

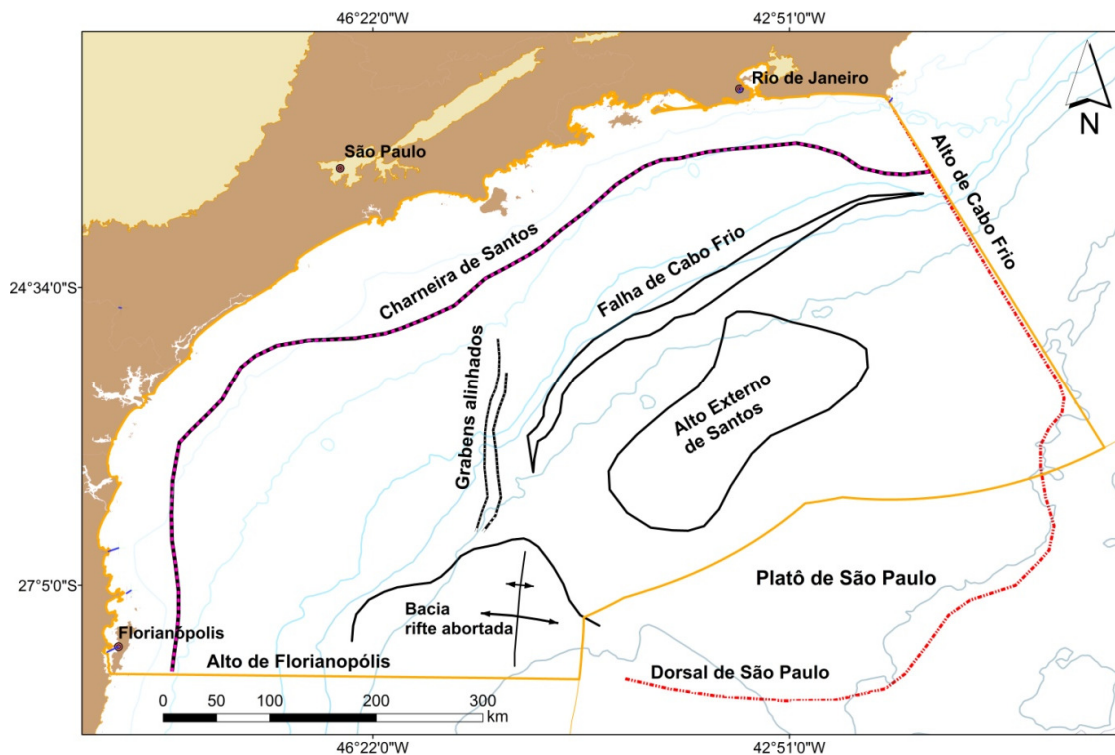


Figura 3 – Mapa de localização da Bacia de Santos com os principais elementos do seu arcabouço regional (Garcia *et al.*, 2012).

2.2 BACIA DE CAMPOS

A Bacia de Campos está localizada na região sudeste, ocupando o litoral norte do Estado do Rio de Janeiro e sul do Espírito Santo (Figura 4), estendendo-se por área de aproximadamente 100.000 km². Os limites da bacia dão-se ao Norte com a Bacia do Espírito Santo, pelo Alto de Vitória e ao Sul, com a Bacia de Santos pelo Alto de Cabo Frio.

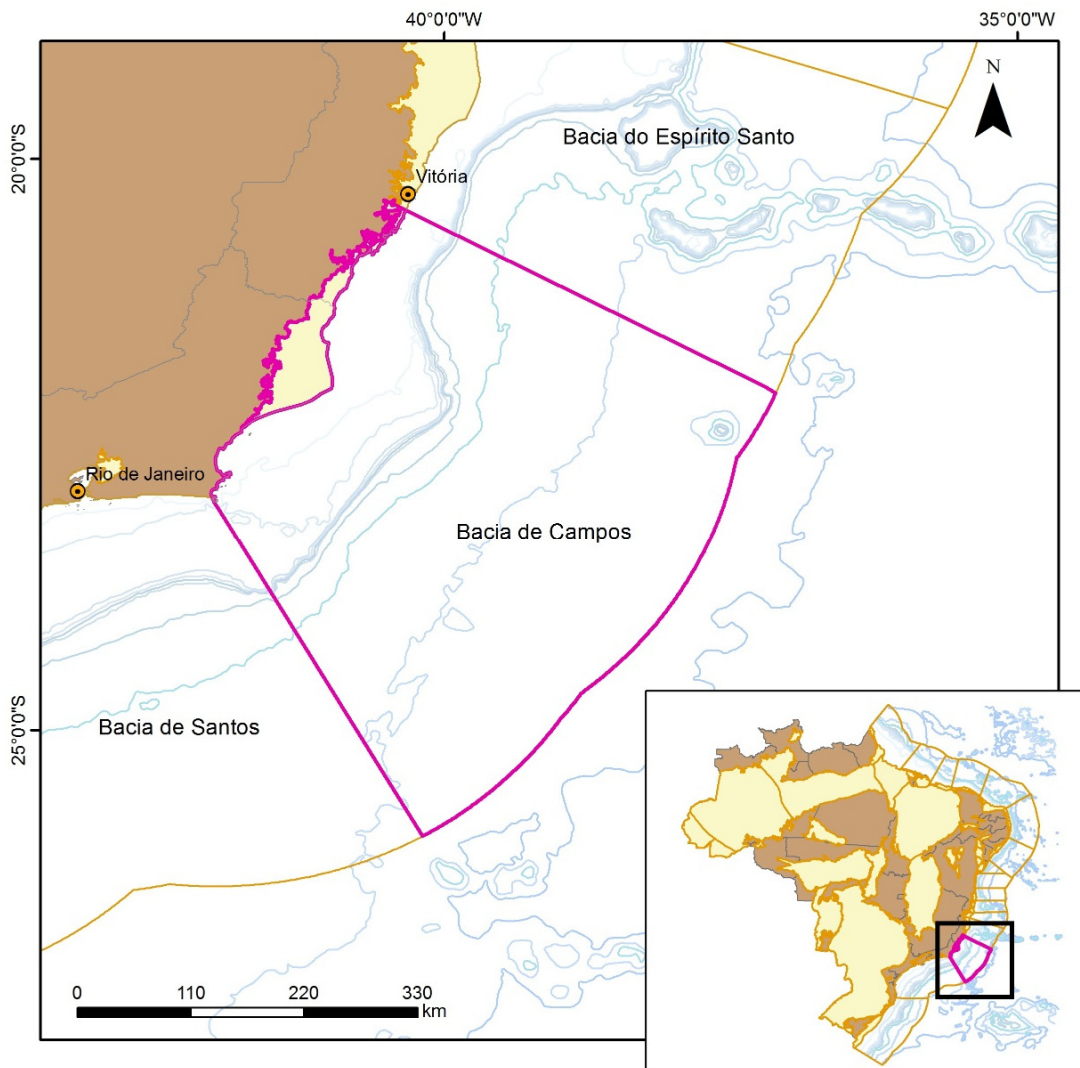


Figura 4 – Mapa de localização da Bacia de Campos.

2.2.1 Evolução Tectonoestratigráfica da Bacia de Campos

A Bacia de Campos é uma bacia de margem passiva e sua gênese está relacionada ao rifteamento do paleocontinente Gondwana e subsequente abertura do Oceano Atlântico.

Existem diversas interpretações propostas para a abertura do Atlântico Sul, a mais aceita é de que houve um misto entre estiramento litosférico e afinamento da crosta (McKenzie, 1978) e posteriormente uma anomalia termal (Royden e Keen, 1980) com subsidência associada. A atividade térmica no *hotspot* de Tristão da Cunha e Santa Helena levou à formação de uma taxa mais larga de afinamento crustal. Em função desta anomalia térmica, o afinamento crustal foi acompanhado de soerguimento, com atuação do fenômeno de *underplating*, o que provavelmente condicionou a deposição da seção pré-rifte durante os andares Dom João e início do Rio da Serra, do Jurássico e Neocomiano, nas bordas dessa zona soerguida, nas bacias do Recôncavo-Tucano e Sergipe-Alagoas.

O afinamento da crosta levou à ruptura do rifte em zonas de fraqueza e gerou a deposição da seção rifte em zona regionalmente soerguida (semelhante aos lagos do rifte africano atual) com contribuição expressiva de rochas vulcânicas no fundo da bacia. Estas vulcânicas, datadas pelo método K-Ar, sugerem idades entre 130 e 120 Ma (Fodor *et al.*, 1984), estas, semelhantes às da Província Serra Geral. Posteriormente, ocorreu uma fase de subsidência termal associada ao resfriamento da anomalia térmica da astenosfera.

Segundo Chang *et al.* (1992) a estratigrafia das bacias da margem Leste pode ser dividida em cinco Megasequências: Continental, Transicional Evaporítica, Plataforma Carbonática Rasa, Marinha Transgressiva e Marinha Regressiva.

A Megasequência Continental foi subdividida por Chang *et al.*, 1992 em razão das associações de fácies e estilos estruturais da base para o topo em Sin-Rifte I, Sin-Rifte II e Sin-Rifte III.

A Sequência Sin-Rifte I consiste em depósitos fluviais, leques aluviais e arenitos eólicos do Neo-Jurássico. Estes sedimentos não estão preservados (ou não foram encontradas) na bacia de Campos, com remanescentes, nas bacias da margem

leste, apenas nas bacias de Camamu-Almada, Recôncavo-Tucano e Sergipe-Alagoas.

A Sequência Sin-Rifte II foi depositada no intervalo entre os andares locais Rio da Serra e Jiquiá e pode ser subdividida em dois intervalos principais.

O primeiro intervalo da Sequência Sin-Rifte II, depositado durante os andares locais Rio da Serra e Aratu, corresponde a uma distensão crustal acelerada que gerou uma série de meio-grábens onde o vulcanismo foi bastante intenso (Formação Cabiúnas) associado a depósitos lacustres.

O segundo intervalo da Sequência Sin-Rifte II, depositado durante os andares locais Buracica e Jiquiá, corresponde a sedimentação predominantemente flúvio-deltaica, lacustre e de leques aluviais. Ocorrem nesta sequência pacotes argilosos, depositados em ambiente lacustre de águas doces, conhecidos informalmente como folhelhos Buracica (Winter *et al.*, 2007), arenitos, conglomerados sintectônicos e carbonatos compostos por conchas de pelecípodes (coquinas) em altos estruturais (Alto de Badejo, por exemplo). Ocorrem argilominerais de talco-estevensita precipitados em lagos vulcânicos alcalinos segundo Dias (2005). Essa megasequência é representada pelas Formação Cabiúnas (vulcânicas) e formações Atafona (siltitos e arenitos com talco-estevensita), Coqueiros (coquinas e folhelhos) e Itabapoana (conglomerados) do Grupo Lagoa Feia.

A Megasequência Transicional Evaporítica é composta exclusivamente por sedimentos depositados durante o andar local Alagoas (Aptiano), é separada da Megasequência Continental por discordância chamada pré-Aptiano Superior (Dias, 2005). Durante o Eoalagoas, a sedimentação foi predominantemente continental (sistemas de leques aluviais, lacustre e fluvial) com indicações de incursões marinhas em outras bacias, como folhelhos contendo dinoflagelados na bacia de Sergipe-Alagoas (Dias, 2005). Os depósitos equivalentes ao andar Neo alagoas são interpretados como provenientes de ambiente transicional, entre depósitos de mar epicontinental restrito e depósitos continentais. Aventa-se a ocorrência de extensas regiões rasas e um litoral recortado, com embaiamentos, onde as águas se tornaram hipersalinas e propícias para o desenvolvimento de construções microbiais. A

sedimentação nesse período foi de leques aluviais e carbonática principalmente. O início da deposição evaporítica ocorreu no final do andar Alagoas e, segundo Dias (1998), ocorreu em um ambiente marinho raso, corroborado pelos elevados teores de bromo nas halitas e pelos valores isotópicos de estrôncio nas anidritas compatíveis com as águas marinhas do Aptiano. Tal ambiente marinho restrito era limitado a sul por uma cadeia vulcânica de direção E-W conhecida como Dorsal de São Paulo que segundo Kumar e Gambôa (1979) controlava a pouca circulação de água marinha dentro das bacias da margem leste. A circulação restrita de água, associada ao clima quente e árido do Aptiano, criou as condições ideais para o aumento da concentração de salmoura até o nível de precipitação dos minerais evaporíticos. Ainda segundo Dias (2005), a Megasequência Transicional Evaporítica foi depositada em um período de tectônica estável podendo ser chamada de fase *sag*. Litoestratigraficamente, a citada Megasequência é representada pelas Formações Itabapoana (conglomerados), Macabú (estromatólitos e laminitos microbiais), Gargaú (margas e calcilutitos) e Retiro (anidrita, halita, carnalita e silvinita), do Grupo Lagoa Feia.

A Megasequência Plataforma Carbonática Rasa foi depositada durante o Albiano, a fase *sag* já havia terminado e começava a sedimentação marinha franca, caracterizada por uma plataforma carbonática comum a todas as bacias da margem leste. Essa plataforma alterna sucessões de tratos de mar alto com deposição de carbonatos de alta energia (*packstones/grainstones*) e tratos de sistema transgressivo com deposição de carbonatos de mais baixa energia (*wackestones/mudstones*). O modelo desenvolvido para essa sequência por Spadini *et al.*, 1988 é uma rampa carbonática típica, deformada por halocinese que controlou a distribuição de fácies dos carbonatos de água rasa e, especialmente, os bancos de oólitos e oncolitos. Essa megasequência é representada principalmente pela Formação Quissamã, do Grupo Macaé.

A Megasequência Marinha Transgressiva foi depositada após o Albiano, em contexto de progressivo afundamento da bacia, devido à subida global do nível do mar, acompanhado da transgressão marinha, resultando no afogamento da plataforma carbonática (Chang *et al.*, 1990) e na consequente deposição de sedimentos de baixa energia como folhelhos, margas e calcilutitos. Depósitos

arenosos turbidíticos estão presentes em toda essa sequência, sendo dois modelos identificados: canalizado, preferencialmente em mini bacias formadas pela halocinese, e em lençol. Essa Megasequência é representada principalmente pelas Formações Outeiro (calcilutitos e folhelhos), Imbetiba (calcilutitos) e Namorado (arenito), do Grupo Macaé, pelo membro Tamoios da Formação Ubatuba (folhelhos) e pela Formação Carapebus (arenitos).

A Megasequência Marinha Regressiva é composta pela predominância de sucessivas sequências flúvio-deltaicas, com ocorrência de leques deltaicos, plataformas siliciclásticas e turbiditos em águas mais profundas. Essa Megasequência é representada pelas formações Ubatuba (folhelhos), Carapebus (arenitos) e Emborê (carbonatos).

A nomenclatura litoestratigráfica utilizada neste trabalho foi a proposta por Winter *et al.* (2007) (Figura 5).

3. BLOCOS EM OFERTA

A Quarta Rodada de Partilha da Produção inclui três blocos na Bacia de Santos, denominados Uirapuru, Três Marias e Saturno e dois blocos na Bacia de Campos, denominados Dois Irmãos e Itaimbezinho (Figura 5).

Os blocos em apreço, excetuando-se Itaimbezinho que possui maior potencial na seção pós-sal, contemplam estruturas com fechamento quaquaversal bem definido e com grande potencial para acumulações de hidrocarbonetos nos reservatórios carbonáticos do *play* pré-sal.

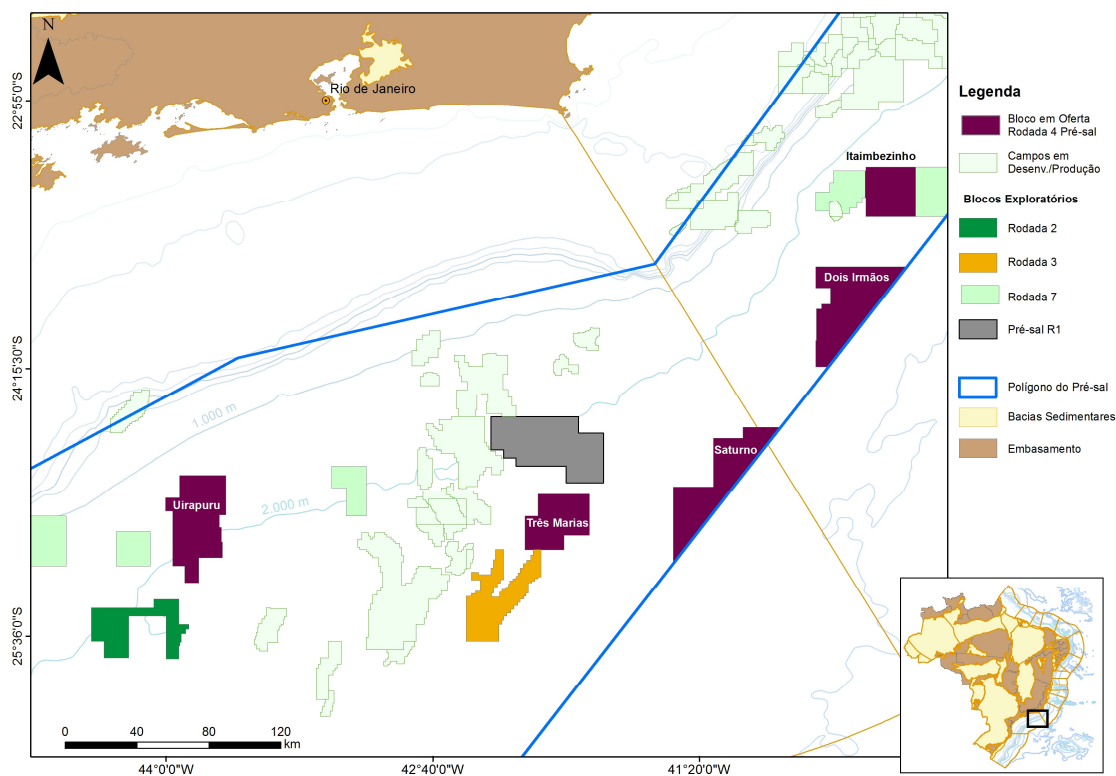


Figura 6 – Blocos Uirapuru, Saturno, Três Marias, Dois Irmãos e Itaimbezinho em oferta na Quarta Rodada do Pré-Sal.

3.1 UIRAPURU

O bloco Uirapuru está localizado a nordeste do bloco BM-S-8 e do bloco Norte de Carcará, licitado na 2ª Rodada de Partilha da Produção (Figura 7). O bloco Uirapuru abriga prospecto homônimo caracterizado por fechamento quaquaversal bem definido, formado por alto do embasamento cristalino (*horst*) no *play* Pré-Sal.

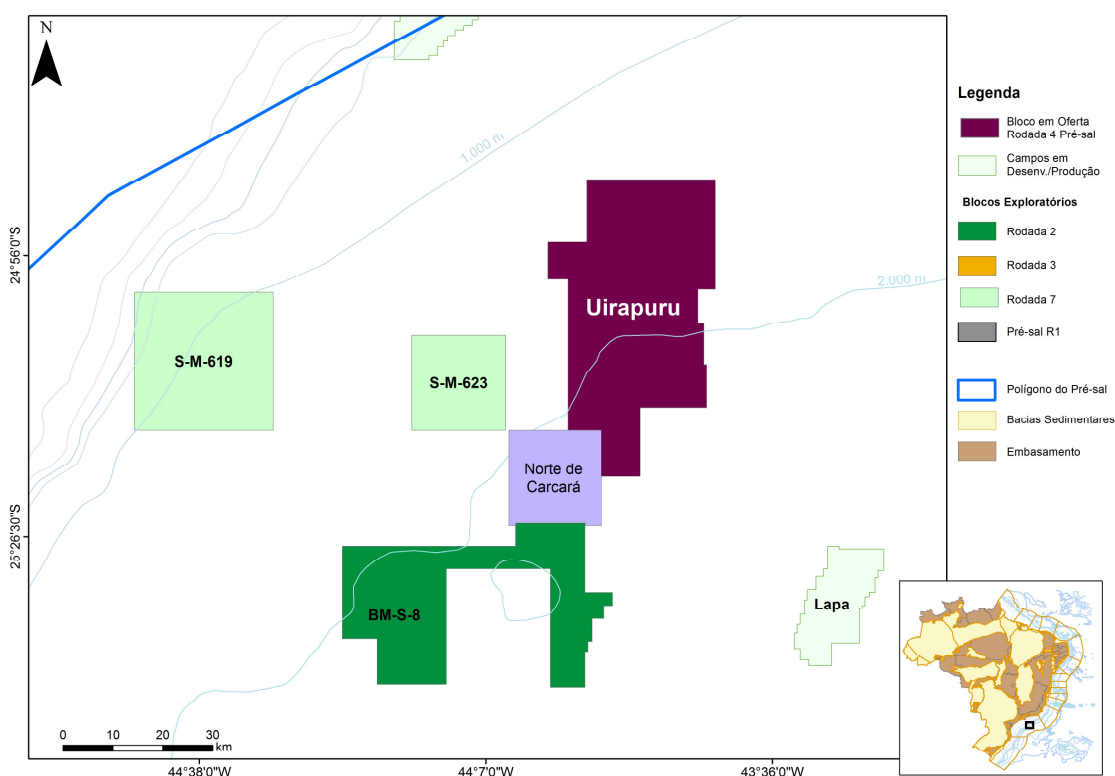


Figura 7 – Mapa de localização do bloco Uirapuru na Bacia de Santos.

O bloco prospecto é formado por proeminente alto do embasamento, delimitado por falhas NE-SW, que seguem o mesmo *trend* estrutural do prospecto de Carcará. Trata-se de estrutura ainda não testada por poços, contudo, os dados sísmicos indicam a ocorrência das principais sequências que compõe o *play* Pré-sal. Além disso, exibe anomalia de amplitude, bem como sismofácies indicativas de ocorrência de rochas reservatório.

3.2 TRÊS MARIAS

O bloco Três Marias se localiza a nordeste do bloco BM-S-24, e a sul do bloco Libra (Figura 8).

O bloco abriga duas estruturas de médio porte, denominadas Maria I e Maria II, com fechamento bem definido nas quatro direções.

O levantamento sísmico tridimensional disponível ainda está em fase de processamento e, por essa razão, ainda exhibe baixa qualidade de imageamento. Contudo, ainda assim é possível rastrear as principais seqüências que compõe o *play* Pré-sal.

Além disso, as estruturas mapeadas estão margeadas por proeminentes baixos estruturais que podem atuar como cozinhas de geração para abastecer os prospectos.

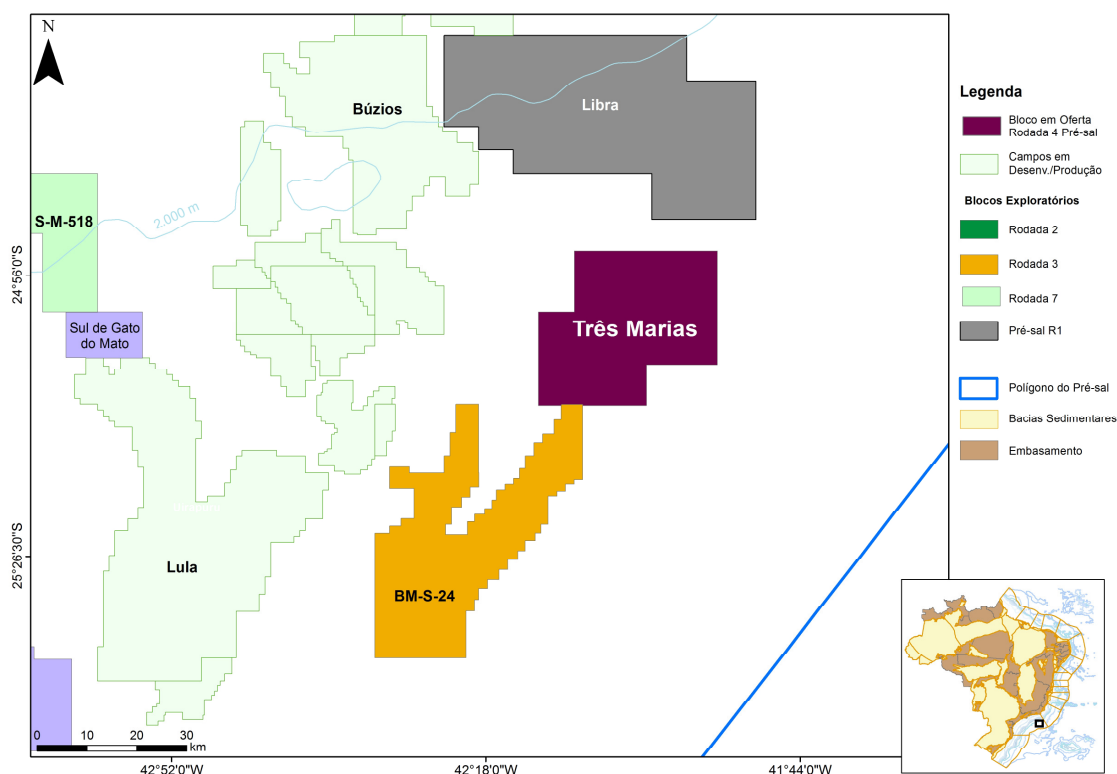


Figura 8 – Mapa de localização do bloco Três Marias na Bacia de Santos.

3.3 SATURNO

O bloco Saturno está localizado à sudeste do bloco Libra (Figura 9).

O bloco inclui o prospecto Dione e parte dos prospectos Saturno e Titã, que se prolongam para além do polígono do Pré-sal. Os prospectos são caracterizados por proeminentes altos do embasamento, com forte aclave. Exibem fechamento bem definido nas quatro direções.

A cobertura de levantamentos sísmicos tridimensionais é a mesma da região do bloco Três Marias e, portanto, o bloco ainda dispõe somente de dados com pré-processamento *fast track*.

Os dados sísmicos preliminares indicam a ocorrência das principais sequências que compõe o *play* Pré-sal e as estruturas exibem anomalia de amplitude e sismofácies indicativas de rochas reservatório. A estrutura Dione exibe ainda um *flat spot* muito bem marcado, que caracteriza um contato entre fluidos.

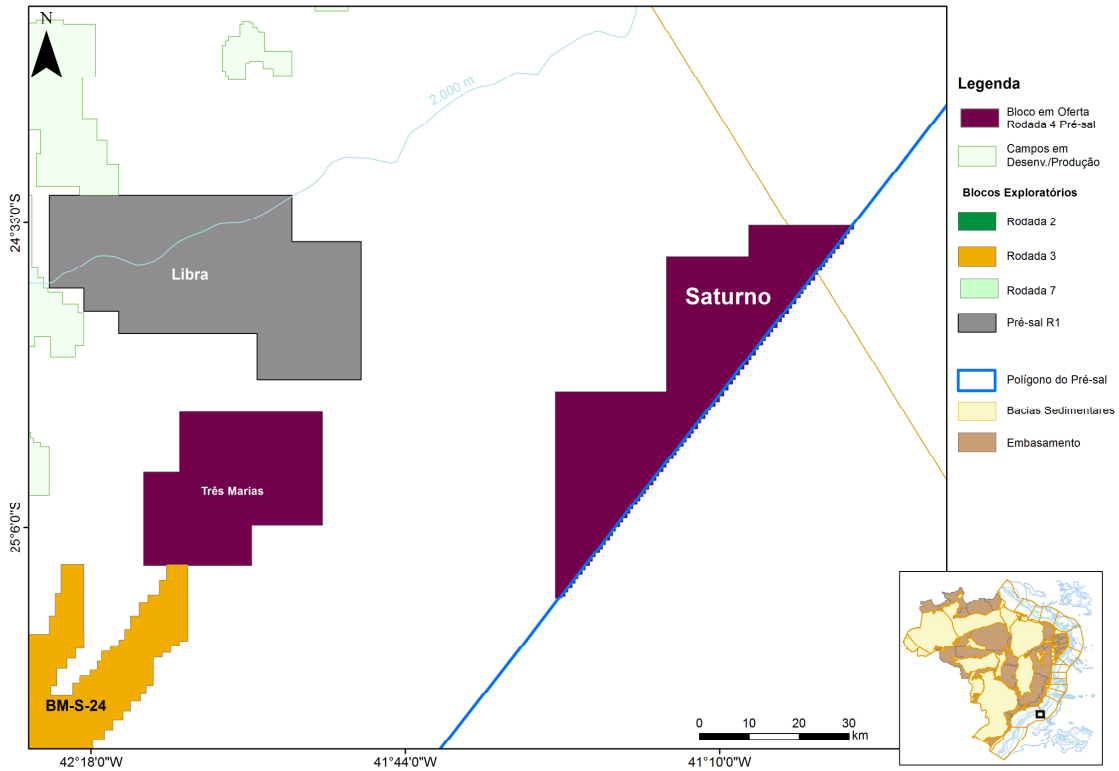


Figura 9 – Mapa de localização do bloco Saturno na Bacia de Santos.

3.4 ITAIMBEZINHO

O bloco Itaimbezinho está localizado a leste do Campo de Xerelete, em lâmina d'água superior a 2.000 m (Figura 10). Neste bloco foram mapeados dois *leads*, um no *play* pré-sal denominado Mourão e um complexo de canais, no pós-sal, encaixados em cânion de idade Paleoceno denominado Itaimbezinho.

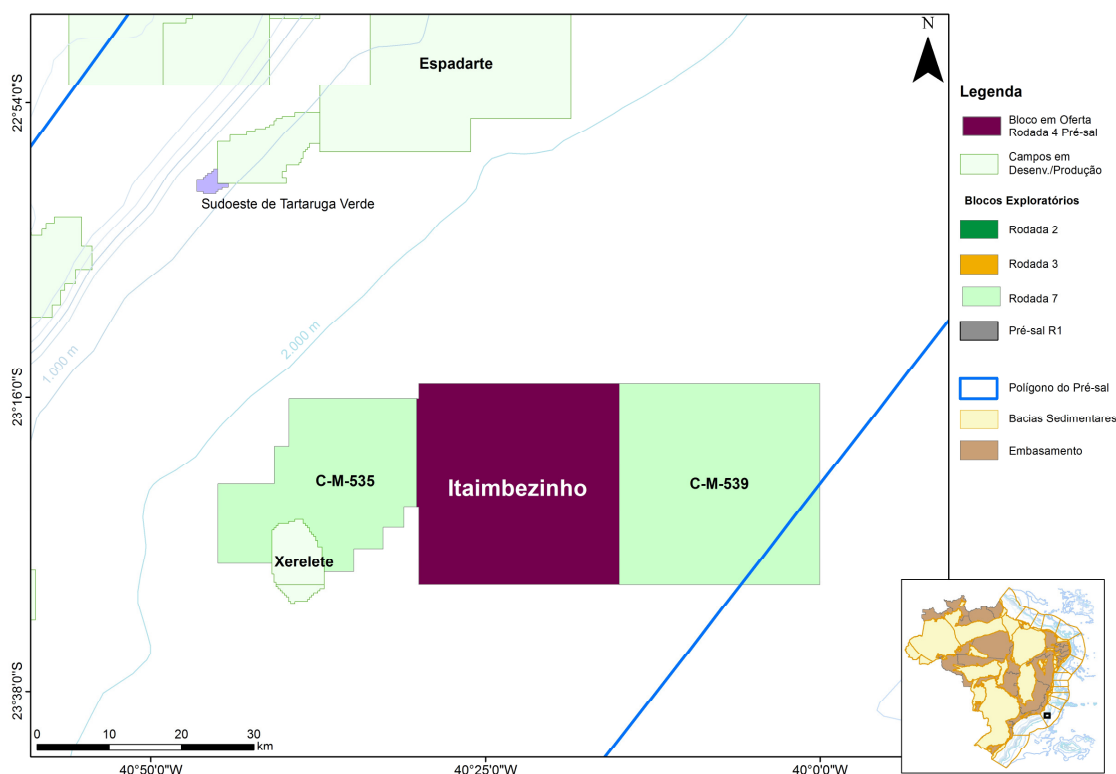


Figura 10 – Mapa de localização do bloco Itaimbezinho na Bacia de Campos.

A estrutura Mourão exibe fechamento quaquaversal bem definido e é formada por alto do embasamento cristalino (*horst*) associado a prováveis bioconstruções microbiais no *play* Pré-sal. A estrutura exibe sismofácies indicativas de ocorrência de rochas reservatório e anomalia de amplitude. Além disso, os dados sísmicos indicam a ocorrência das principais sequências que compõe o *play* Pré-Sal.

Com relação aos *leads* mapeados na seção pós-sal, os dados sísmicos indicam a ocorrência de anomalias de amplitude negativas associadas à geometria de cânions, sugerindo preenchimento por canais ricos em areias com potencial para reservatórios.

3.5 DOIS IRMÃOS

O bloco Dois Irmãos está localizado a sul do Campo de Xerelete, em lâmina d'água superior a 2.000 m (Figura 11).

O bloco Dois Irmãos abriga três estruturas com fechamento quaquaversal bem definido, formadas por alto do embasamento cristalino (*horst*) no *play* Pré-sal, denominadas Pedra Branca, Pedra Bonita e Pedra do Arpoador. Os dados sísmicos preliminares indicam a ocorrência das principais sequências que compõe o *play* Pré-sal. Além disso, exibem sismofácies indicativas de ocorrência de rochas reservatório e anomalia de amplitude.

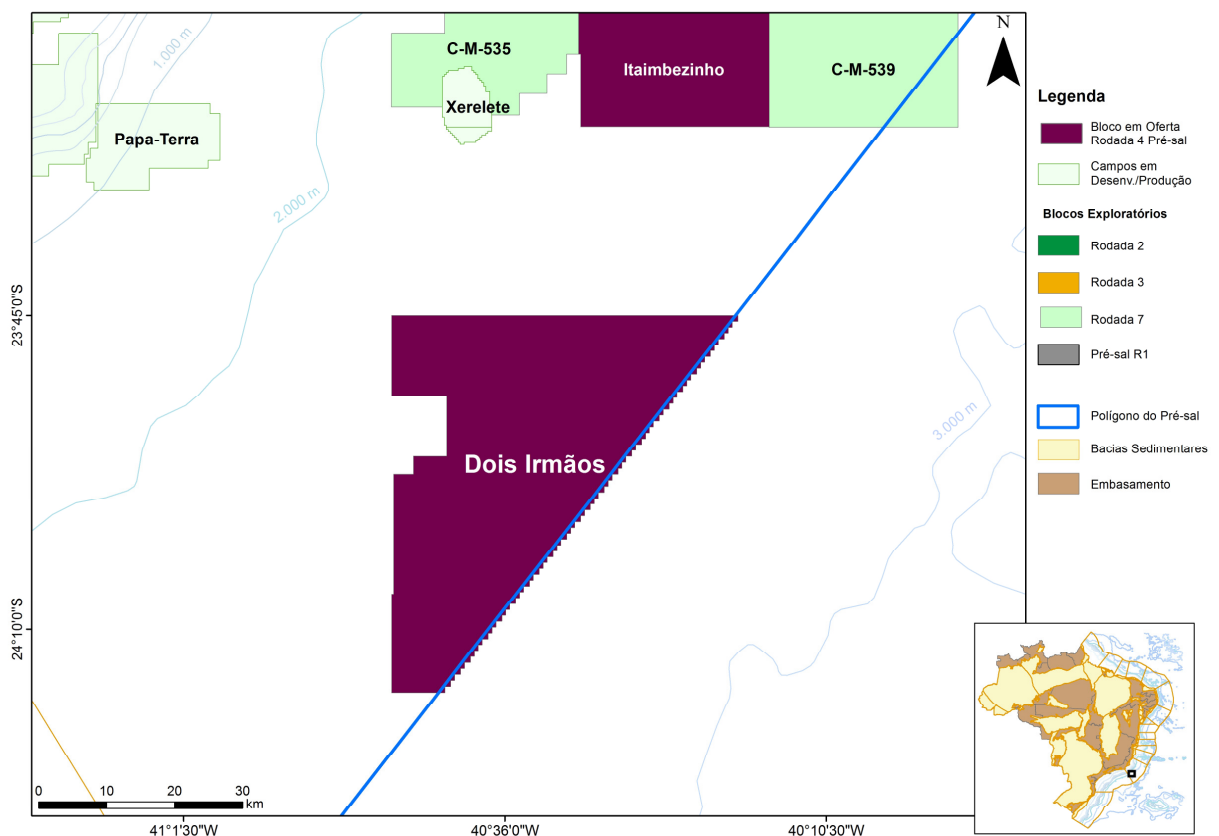


Figura 11 – Mapa de localização do bloco Dois Irmãos na Bacia de Campos.

4. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CALDAS, M. F. Reconstituição cinemática e tectono-sedimentação associada a domos salinos nas águas profundas da Bacia de Santos, Brasil. Rio de Janeiro, 2007. 111 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

CHANG, H. K.; KOWSMANN, R. O.; FIGUEIREDO, A. M. F. Novos conceitos sobre o desenvolvimento das bacias marginais do leste brasileiro. In: RAJA GABAGLIA, G. P e MILANI, E. J. Origem e evolução das bacias sedimentares brasileiras. Petrobras, 1990, p. 269-289.

CHANG, H. K.; KOWSMANN, R. O.; FIGUEIREDO, A. M. F.; BENDER, A. A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift System: an Overview. *Tectonophysics*, 213 (1-2): 97-138.

DIAS, J. L. 2005. Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 13: 7-25.

FODOR, R. V.; MCKEE, E. H.; ASMUS, H. E. 1984. K–Ar Ages and the Opening of the South Atlantic Ocean: Basaltic Rock from the Brazilian Margin. *Marine Geology*, 54: M1–M8.

GARCIA, S. F. M. Restauração estrutural da halotectônica na porção central da Bacia de Santos e implicações para os sistemas petrolíferos. Ouro Preto, 2012. 207 f. Tese (Doutorado em Ciências Naturais, Área de Concentração: Geologia Estrutural) – Universidade Federal de Ouro Preto.

GARCIA, S. F. M.; DANDERFER FILHO, A.; LAMOTTE, D. F.; RUDKIEWICZ, J. L. Análise de volumes de sal em restauração estrutural: um exemplo na Bacia de Santos. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 42, n.2, p. 433-450, 2012.

KUMAR, N., GAMBÔA, L. A. P. 1979. Evolution of the São Paulo Plateau (Southeastern Brazilian Margin) and Implications for the Early History of the South Atlantic. *Geological Society of America Bulletin*, Boulder, Colorado, 90: 281-293. part.1.

MCKENZIE, R. P. 1978. Some Remarks on the Development of Sedimentary Basins. Earth and Planetary Science Letters, 40: 25-32.

MOREIRA, J. L. P.; MADEIRA, C. V.; GIL, J. A.; MACHADO, M. A. P. Bacia de Santos. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 531-549, 2007.

PEREIRA, M. J.; FEIJÓ, F. J. Bacia de Santos. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 219-234, 1994.

ROYDEN, L., KEEN, C. E. 1980. Rifting Processes and Thermal Evolution of the Continental Margin of Eastern Canada Determined from Subsidence Curves. Earth & Planetary Science Letters, 51: 343-361.

SPADINI, A. R.; ESTEVES, F. R.; DIAS-BRITO, D.; AZEVEDO, R. L. M.; RODRIGUES, R. The Macaé Formation, Campos Basin, Brazil: Its Evolution in the Context of the Initial Historical of South Atlantic. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.18, n.3, p. 261-272, 1988.

WINTER, W. R.; JAHNERT, R. J.; FRANÇA, A. B. Bacia de Campos. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v.15, n. 2, p.511-529, 2007.