

2.3 Evolução geológica Meso-Cenozóica

Antes de se iniciar a discussão sobre a evolução das Bacias de Campos e Santos, há de se levar em conta as condicionantes que favoreceram tal formação dessa que é a principal província petrolífera do país. A evolução tectono-sedimentar meso-cenozóica da margem continental brasileira propiciou o desenvolvimento desses elementos-chave, cuja presença é requisito fundamental a que uma determinada região seja atrativa para a prospecção petrolífera (Mohriak, 2004).

Para buscar esse entendimento, foi necessário voltar no tempo até o momento em que mecanismos de distensão litosférica propiciaram a quebra do paleocontinente Gondwana (figura 4) no Jurássico Superior-Cretáceo Inferior e a separação das placas Africana e Sul-Americana. Esse episódio acarretou na formação do Oceano Atlântico Sul durante o Cretáceo, posterior à formação do Oceano Atlântico Norte, cujas origens remontam a episódios de rifteamento no Triássico e Jurássico (Mohriak, 2005).

Durante a fase de deriva continental os diferentes pólos de rotação e movimentos relativos entre o Brasil e a África indicaram prováveis regiões de maior resistência na ruptura do Gondwana.

A complexidade dos campos de tensões durante o rifteamento e consequente separação das placas ao longo dos mais de 12.000 km de margens, ocasionou movimentos de natureza principalmente divergente e transformante. Por essa razão, a dinâmica de forças atuantes teve que ser separadas em distintos domínios conforme mostra a figura 7.

O domínio Atlântico Central ocupa a porção setentrional da placa sul-americana, mais precisamente entre a costa do Estado do Amapá e a costa do Rio Grande do Norte no Brasil. Os movimentos distensivos atuantes ocorreram desde o Neotriássico e Eojurássico (Manspeizer, 1988), e fazem parte deste domínio as bacias de Caciporé-Foz do Amazonas e Marajó.

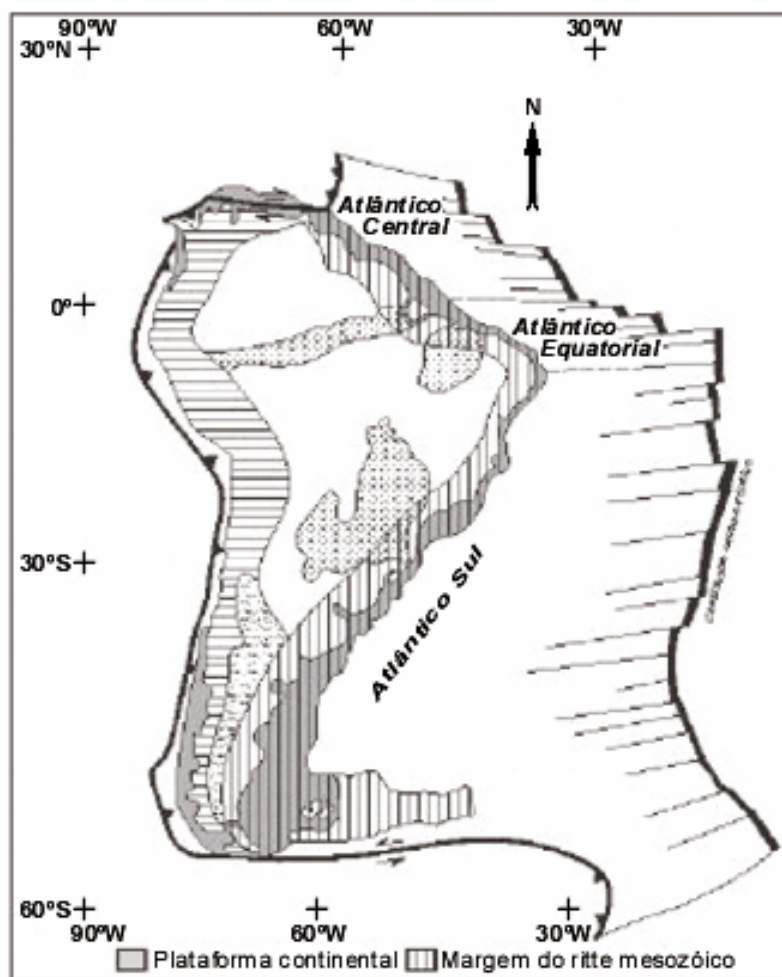


Figura 7 – A Placa Sulamericana e a localização dos 3 domínios da margem atlântica

As bacias do Pará-Maranhão, Barreirinhas, Ceará, Bragança-Viseu, São Luís, Ilha Nova e Potiguar são pertencentes ao domínio Atlântico Equatorial. Esse domínio apresenta um tectonismo transcorrente que impôs um padrão estrutural diferenciado a essas bacias, no que diz respeito à dinâmica do rifteamento. Os mapas de métodos potenciais são claramente indicativos de deformação associada a grandes falhas transformantes (Matos, R.D.M. 2000).

Para esse estudo somente será abordada a dinâmica distensional que levou a formação das bacias do Atlântico sul, em especial as bacias do sudeste (Campos e Santos).

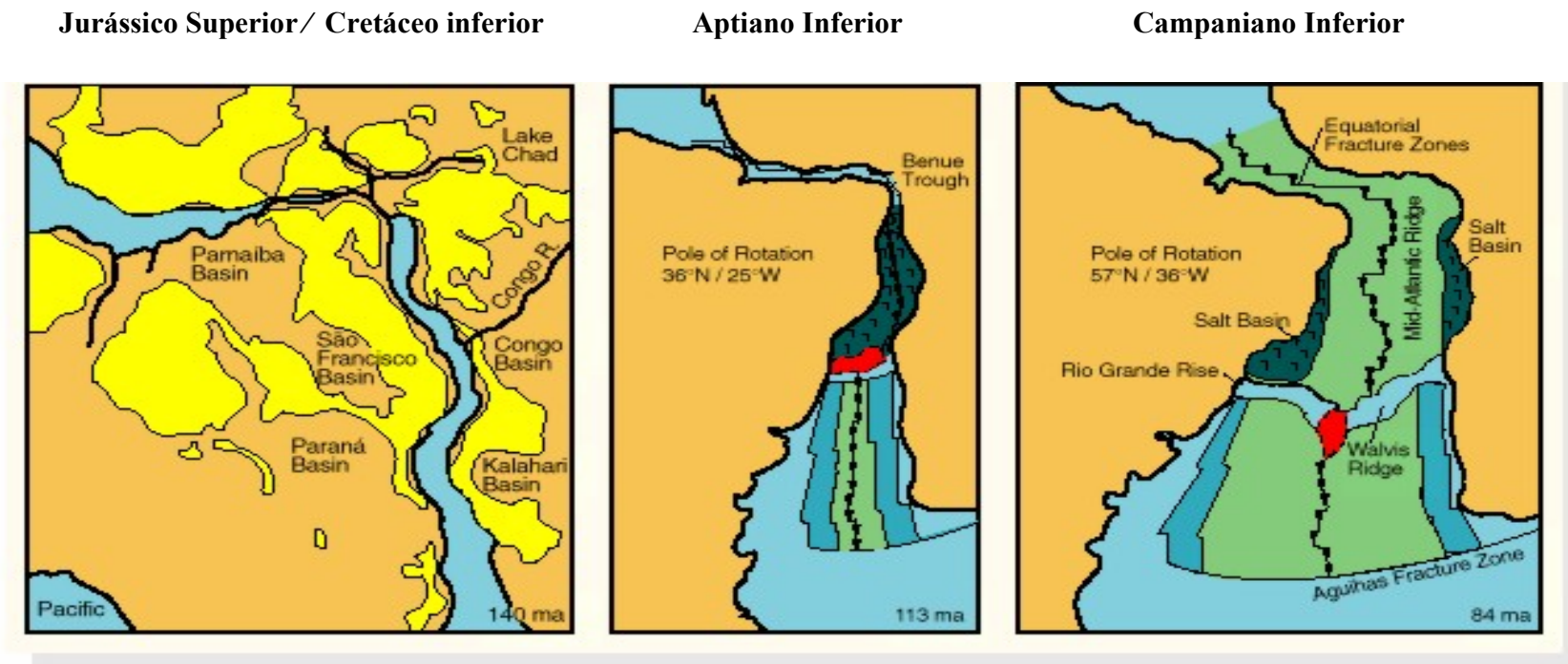


Figura 8 - As reconstruções das placas tectônicas do Atlântico sul, durante o Cretáceo, mostram os movimentos relativos das bacias continentais e oceânicas ao longo da costa do Brasil e oeste da África. O pólo de rotação das placas tectônicas está situado no hemisfério norte. Os clásticos lacustres foram depositados desde o hauteriviano até o aptiano. As bacias de sal foram depositadas durante o albião-aptiano. A atividade vulcânica que formou a elevação do rio grande e a cordilheira de Walvis, constitui o limite sul das bacias de sal. (www.acd.ufrj.br/multimin/mmp/textos/cap5p/fig_4.htm)

Datações realizadas em rochas do sul da Argentina indicaram ter havido pulsos magmáticos entre 200 e 180 Ma (Keeley & Light, 1993), indicando que o rompimento litosférico e a instalação da margem continental já eram iminentes. O Neojurássico marcou o início do efetivo rifteamento na porção sul da América do Sul (Uliana & Biddle, 1988; Urien & Zambrano, 1996).

Pelotas é a bacia mais meridional entre as bacias brasileiras, estando localizada após o trecho retilíneo com orientação NE entre o sul da Argentina e o Uruguai, e caracteriza-se por uma sequência sedimentar sem perturbações tectônicas, particularmente em função da ausência de sal na sequência transicional (Dias et al., 2004).

O rifteamento e formação do Atlântico Sul foi compartimentado em três grandes unidades tectono-sedimentares (figura 11), denominadas Seqüência Continental, Seqüência Transicional e a Megaseqüência Marinha (Dias *et al.* 1990).

2.3.1. Seqüência Continental

Esta seqüência registra um período conhecido como fase rift, e marca o início da formação de estruturas extensionais como falhas normais sintéticas e antitéticas, que formam grabens e semigrabens, de orientação preferencial NE-SW, preenchidos por rochas sedimentares continentais lacustrinas, localmente ricas em matéria orgânica.

Na Bacia de Campos, a seqüência continental é evidenciada pelos basaltos toleióticos e rochas vulcanoclásticas e sedimentares da Formação Cabiúnas datadas pelo método K-Ar entre 122 ± 5 e 134 ± 4 Ma (Thomaz-Filho 1981, 1984, citadas por Mizusaki, 1986; Dias et al., 1990)., ou seja, Neocomiano. A geração destas rochas está relacionada a intensa atividade vulcânica em decorrência do estiramento crustal durante o processo de separação das placas (rifteamento). Sobre os basaltos da Formação Cabiúnas, estão rochas conglomeráticas com

abundantes clastos de basalto, arenitos, folhelhos ricos em matéria orgânica (sendo a principal rocha geradora) e coquinas constituídas por depósitos de carapaças de pelecípodes (rocha reservatório da Formação Lagoa Feia), que definem um ambiente sedimentar lacustre com sedimentos siliciclásticos e carbonáticos em lagos tectonicamente restritos.

Na Bacia de Santos a fase rift é marcada pelo extravasamento de basalto em grandes quantidades formando o assoalho da mesma. São incluídos na Formação Guaratiba, que seria o equivalente as Formações Cabiúnas e Lagoa Feia. Essa formação é marcada por sedimentos lacustres siliciclásticos grossos avermelhados com fragmentos de basalto do intervalo Neocomiano e o Eoaptiano. Assim como em Campos, coquinas constituídas por depósitos de carapaças de pelecípodes também estão associadas.

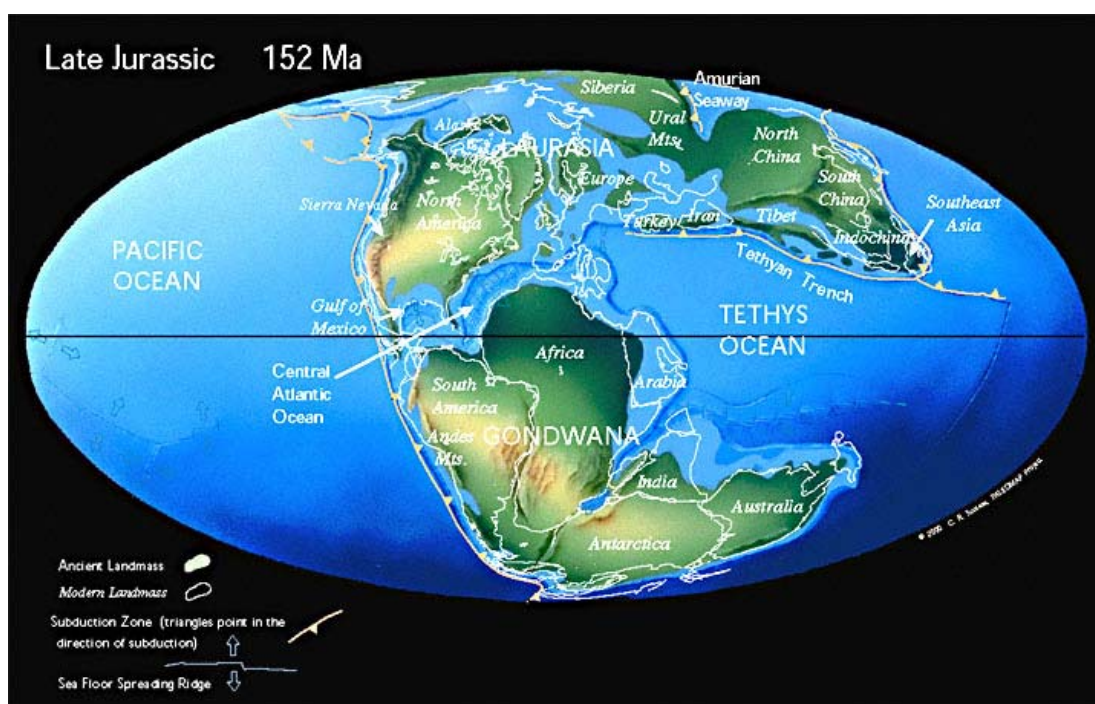


Figura 9 - Início da separação das placas sul-americanas e africanas. Pulsos magmáticos no sul da Argentina são indicativos do estiramento crustal. Fonte: <http://www.scotese.com>

2.3.2 Seqüência Transicional

Essa Seqüência é marcada pela franca separação entre as placas Sul-americana e Africana durante o processo de rifteamento. A circulação de água era bastante restrita, uma vez que o canal era estreito. Nessa época o clima predominante era o semi-árido/árido, o que propiciava altas taxas de evaporação. A junção desses fatores, aliado a pouca atividade tectônica, foi fundamental para a deposição de espessos pacotes evaporíticos.

Na Bacia de Campos, essa seqüência é marcada por uma forte discordância na parte superior da formação Lagoa Feia. Conglomerados e folhelhos avermelhados de idade aptiana, são recobertos por uma seção de evaporitos do Neoptiano (Membro Retiro) (vide figura 11 - coluna estratigráfica da bacia de Campos ; intervalo 124 a 112 Ma – Aptiano).

A movimentação do sal dos depósitos evaporíticos foi responsável pela formação de diversas estruturas e morfologias, como as falhas lítricas e diápiros salinos. Esse movimento influenciou de forma direta na distribuição faciológica das seções sobrepostas e teve grande impacto na formação de trapas e rochas selantes, de grande importância para a indústria petrolífera (Guardado et al., 1989).

A Bacia de Santos tem evolução semelhante, as formações siliciclásticas da seqüência rift são cobertas por depósitos evaporíticos de idade aptiana, constituídos por intercalações de halita e anidrita da Formação Ariri. Nessa bacia, a movimentação do sal a partir do Albiano definiu um estilo tectono-sedimentar que foi capaz de gerar importantes estruturas halocinéticas. Os diápiros formados em águas profundas chegam a alcançar quilômetros de altura e representam a nova fronteira exploratória de hidrocarbonetos (Mohriak, 2004).

2.3.3 Mega-Sequência Marinha

Nesse momento a distensão da crosta já provocou o afastamento dos continentes sulamericano e africano em centenas de quilômetros. O clima árido ainda se faz presente, mas devido às mudanças, em particular à expressiva entrada do mar (Figura 11), modificaram-se os sistemas deposicionais nas bacias da margem leste. Essa fase é conhecida por “Margem Passiva”.

Com a entrada maciça da água do mar, e estando a astenosfera ainda próxima da superfície, estabelece-se uma plataforma carbonática em substituição aos depósitos evaporíticos, uma vez que a temperatura da água favorece a proliferação de organismos com carapaças (Spadini et al 1988).

Dias *et al.* (1990) chama esta seqüência Eoalbiana/Mesoalbiana de "seqüência carbonatica neritica rasa". Nesse período as primeiras almofadas de sal foram formadas em conseqüência da atividade tectônica gerada em função da sobrecarga dos sedimentos nas camadas salinas.

O processo de basculamento da bacia continua, tendo como conseqüência um aporte cada vez maior de sedimentos e com isso uma maior movimentação do sal. O resultado é a instalação de um sistema de falhas lítricas com turbiditos encaixados em meio a folhelhos e margas.

Na Bacia de Campos, essas condições marinhas do Albiano/Cenomaniano prevalecem. São depositados carbonatos clásticos e oolíticos com dolomitização local. É a formação Macaé (Membro Quissamã). A coluna estratigráfica ainda inclui margas, folhelhos e calcilitos (Membro Outeiro) e arenitos turbidíticos (Membro Namorado). O membro Goitacás representa a Formação Macaé nas porções proximais, sendo formado por arenitos e conglomerados muito mal selecionados. Com o fim da fase pré-oceânica e a diminuição acentuada da halocinese no Cenomaniano-Eoturânico, durante a fase final de subsidência térmica, estabelece-se o ambiente marinho profundo batial no Eoturânico/Neopaleoceno com a deposição do Grupo Campos de forma discordante sobre a Formação Macaé. Nas porções mais distais da bacia, as espessas camadas de folhelhos e margas intercalados com arenitos turbidíticos

da Formação Ubatuba, gradam para os sedimentos areno-conglomeráticos proximais da Formação Emborê.

Na Bacia de Santos, o aporte sedimentar durante a fase de subsidência térmica da bacia é representado pelos folhelhos negros da Formação Itajaí-Açu (máximo afogamento da bacia) e arenitos avermelhados, carbonatos e folhelhos cinza das formações Florianópolis, Guarujá e Itanhaém respectivamente.

Nas partes proximais da bacia estão os conglomerados da Formação Santos e arenitos de ambiente marinho raso da Formação Juréia. Essas deposições, do intervalo de tempo entre o Santoniano e o Maastrichtiano, estão diretamente relacionadas aos eventos que culminaram com a subida da Serra do Mar por volta de 100 a 80 Ma (Lelarge, 1993).

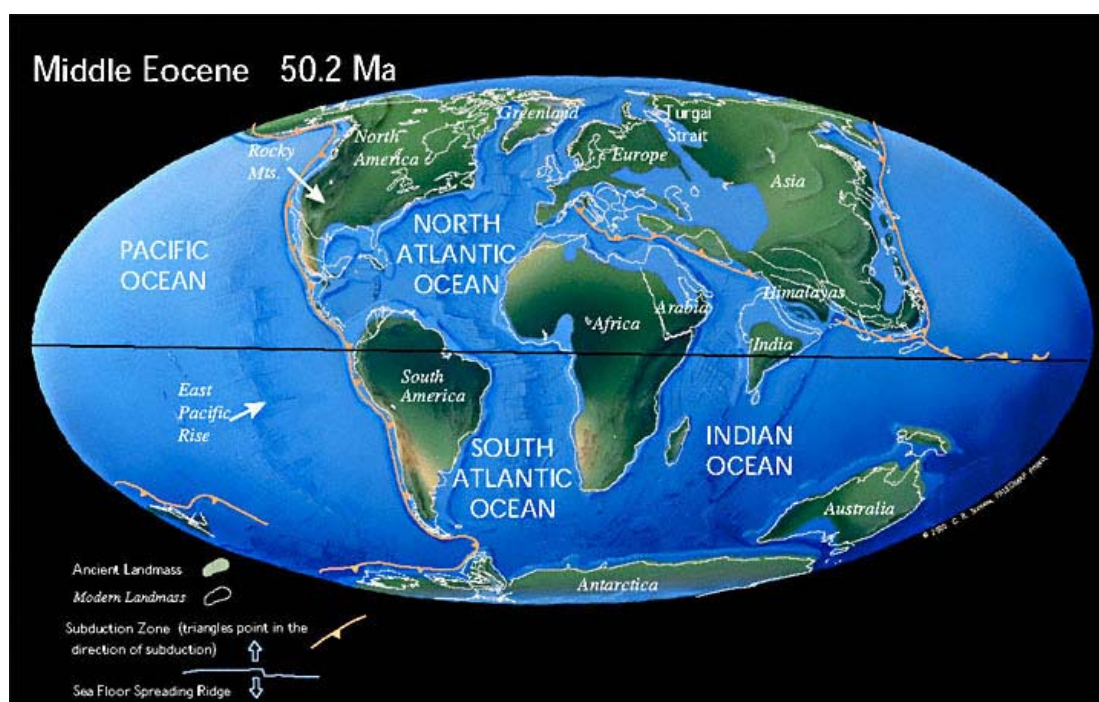


Figura 10 - Paleomapa da Fase Marinha, com as duas placas (Sulamerica e Africana) bem separadas caracterizando o ambiente de margem passiva. Fonte: <http://www.scotese.com>

Segundo (Demercian et al., 1993), a fase pós-Cretáceo Superior caracteriza-se por variações eustáticas do nível do mar, soerguimento da Serra do Mar e intensa deformação adiastrófica na plataforma continental em função do volumoso aporte de sedimentos que resultaram em intenso fluxo de sal e formação de falhas lítricas. A reativação tectônica no Terciário resultou na formação de grabens no continente e na região imersa, como por exemplo, o graben de Barra de São João, no Alto de Cabo Frio, onde registra-se um pacote sedimentar com aproximadamente 1000 m de espessura de sedimentos cenozóicos (Mohriak & Barros 1990). Na Bacia de Santos, a sedimentação cenozóica é representada pelas formações Iguape e Sepetiba (siliciclásticos) que avançaram sobre o sistema pelítico da Formação Marambaia.

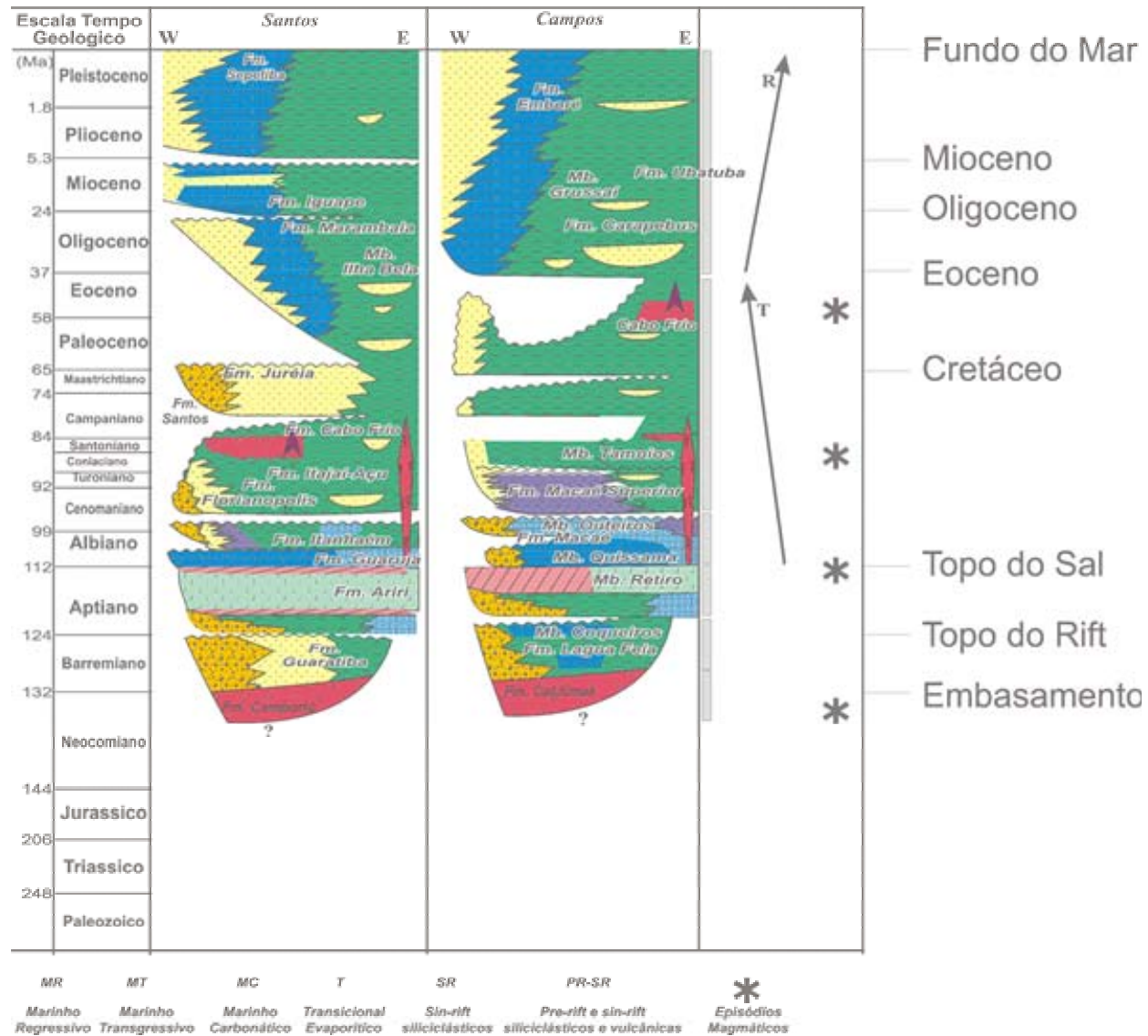


Figura -11 Carta Estratigráfica das Bacias de Campos e Santos (Mohriak, 2004)

2.4 As Bacias limítrofes do Alto de Cabo Frio

2.4.1 Bacia de Campos

A Bacia de Campos é a bacia mais conhecida e estudada do país. Não por acaso é detentora de grande número de poços exploratórios, e também a que apresenta os melhores resultados na prospecção de hidrocarbonetos. Situa-se em águas territoriais do Estado do Rio de Janeiro, estando os seus limites definidos a Norte e a Sul por megafeições geológicas. Ao Norte, é limitada pelo “Alto de Vitória”, um bloco elevado de embasamento que coincide com a terminação oeste da “Cadeia de Vitória-Trindade” e a separa da Bacia do Espírito Santo na região de águas rasas, mas não ocorrendo o mesmo em águas profundas. A Sul, é limitada pelo “Alto de Cabo Frio”.

A Bacia de Campos tem mais de 100.000 km² de área praticamente em ambiente marinho, uma vez que apenas 500 km² são em área emersa. O detalhamento geológico da bacia veio através da perfuração de centenas de poços e de levantamentos por métodos potenciais e sísmicos. Esses levantamentos indicam que na região o magmatismo esteve sempre presente durante a história evolutiva da bacia. São pelo menos duas sequências vulcano-sedimentares formadas na fase pós-rift, além do derrame de composição básica responsável pela formação do embasamento econômico da bacia (Formação Cabiúnas), que é interpretado como pré-rift ou sin-rift.

Um dos episódios magmáticos pós-rift é caracterizado por datação K/Ar no intervalo de 81 ± 5 Ma (Cretáceo Superior), sendo corroborado por paleontologia, uma vez que sedimentos turonianos a campanianos ocorrem intercalados a rochas vulcanoclásticas, basaltos e diques diabásicos principalmente na porção centro-sul da bacia. A outra época de magmatismo generalizado na bacia é caracterizada durante o Paleoceno ao Eoceno inferior/médio, em torno de 60-50 Ma, sendo responsável pela formação de cones vulcânicos tanto na região imersa como na região emersa (Mohriak, 2004). Esse vulcanismo, levemente alcalino, apresenta vários registros principalmente na área limite com a Bacia de Santos. A formação de grábens assimétricos na região sudeste do Brasil, atingindo também

a plataforma de Cabo Frio, apresenta uma recorrência no Terciário (Riccomini, 2004) e estaria associada a este tipo de vulcanismo (Mohriak et al., 1995).

2.4.2 Bacia de Santos

A Bacia de Santos ainda não responde com uma produção comercial elevada, mas a tendência é um salto nos investimentos e conseqüente produção de petróleo nos próximos anos em função de recentes descobertas (Mohriak, 2004).

A bacia é bem maior que a Bacia de Campos, com uma área total de quase 250.000 km² até a batimetria de 2000 m, e possui um formato característico de geometria côncava e orientação predominantemente SW-NE. Está localizada em sua totalidade na porção oceânica, entre os paralelos 23° e 28° Sul, confinada à oeste pela Serra do Mar. À norte, separando-a da Bacia de Campos está o “Alto de Cabo Frio”. À sul, a feição geológica determinante para o seu confinamento é a Plataforma de Florianópolis. As duas estruturas confinantes (norte e sul) são na verdade prolongamentos de lineamentos oceânicos expressivos, de direção NW (Cainelli & Mohriak, 1998).

A formação da bacia, iniciada no Neocomiano, tem o desenvolvimento a partir de uma bacia tipo rift com intenso magmatismo na porção basal, sobreposto por depósitos flúvio lacustres. Não há afloramentos, por isso recorre-se ao uso de poços e dados sísmicos na tentativa de obter datações das sequências estratigráficas. Basaltos continentais eocretáceos com grandes extensões, ocorrendo desde o sul da Bacia (plataforma de Florianópolis) até o norte (região de Cabo Frio), constituem o assoalho para a sequência sin-rift, e datações dessas rochas da Fm. Camboriú, por método K/Ar, indica uma idade em torno de 121 ± 11 Ma (Pereira & Feijó 1994). Essa formação é coberta de forma discordante pela Formação Guaratiba, constituída de rochas siliciclásticas continentais da fase sin-rift, de idade Barremiano a Aptiano (Pereira & Feijó, 1994). Evaporitos foram amplamente depositados durante o Aptiano, na fase transicional da bacia.

Um segundo pulso magmático é também registrado na bacia, bem como na área continental adjacente a esta. Datações têm revelado idades do Cretáceo Superior (90 ± 6 Ma) para essas rochas da bacia, sendo que a análise petrográfica apontou composição toleítica a sub-alcalina. Trabalhos em diversas ilhas ao longo da Plataforma Continental (Amaral *et al.* 1967) apresentaram valores próximos, variando entre 82 a 80 Ma pelo método K/Ar. Tais ilhas como Cananéia, São Sebastião, Montão de Trigo entre outras, têm mostrado a presença de um magmatismo eocênico quase sempre com tendência levemente alcalina (Mizusaki & Thomaz Filho, 2004).

2.5 Geologia do Alto de Cabo Frio

Na região de Cabo Frio existe uma grande estrutura primeiramente evidenciada por dados gravimétricos (Castro *et al.* 1979) indicativa de um afinamento crustal em decorrência do levantamento do manto (Mohriak *et al.* 1987, Mohriak *et al.*, 1990, Meisling *et al.*, 2001). A anomalia gravimétrica positiva indica que o material mantélico mais denso compensa a baixa densidade dos sedimentos subjacentes ocasionando a resposta gravimétrica positiva.

Esse alto estrutural é chamado de “Alto de Cabo Frio” e separa a Bacia de Campos da Bacia de Santos, se estendendo por toda a plataforma.

Outras anomalias entre a Lagoa Feia e o Cabo de São Tomé com direção geral NE-SW indicam a presença de fortes alinhamentos. Esses alinhamentos foram descritos como falhamentos de São Tomé (Bacoccoli & Dauzacker 1968, Silva 1970, Szatmari *et al.* 1983; Ojeda 1983; Mohriak, 1984) por meio de interpretações sísmicas. Foram classificados como de idade terciária, mas com possibilidade de terem atuado também no Cretáceo.

São reconhecidas uma série de manifestações magmáticas na região imersa, representadas por plutons e diques. Os diques toleíticos apresentam direções mais coerentes e concordantes com os sistemas de falhas existentes e predominantemente tem direção NE-SW a NNE-SSW (Schimitt *et al.*, 2005). Já os

alcalinos têm sua direção muito variada e diretamente relacionada aos *plugs* alcalinos (Morro São João e Ilha de Cabo Frio).

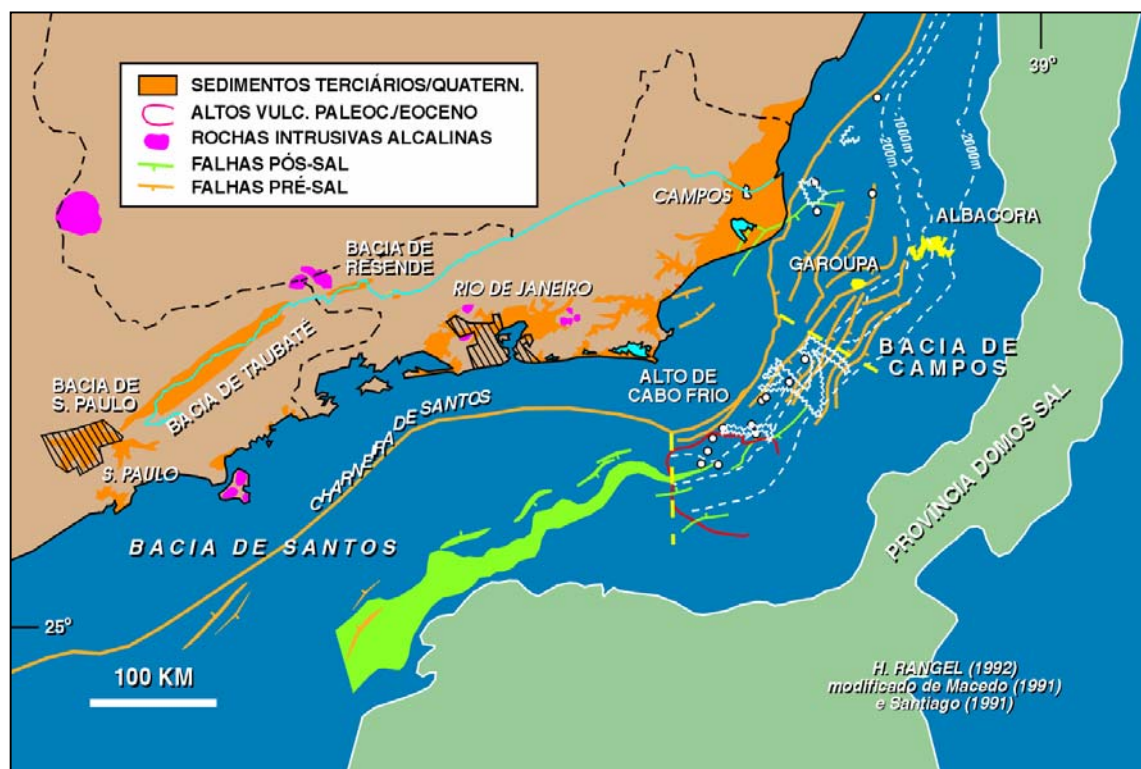


Figura 12: Feições geológicas da região de Cabo Frio, evidenciando o Plateau de São Paulo, o Alto de Cabo Frio e a Província Diapírica. (Mohriak et al., 1995).

2.5.1 Graben São João

Na fase pós-paleoceno, reativações marcaram o desenvolvimento de um conjunto de riftes chamado por Riccomini *et al.* (2004) de Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB). Na área submersa defronte ao município de Macaé - Rio de Janeiro, levantamentos geofísicos indicaram a presença de um graben assimétrico cuja formação está associada a esses eventos do Terciário (Mohriak e Barros, 1990).

O graben de Barra de São João foi primeiramente evidenciado por anomalias negativas decorrentes de campanhas gravimétricas que foram

interpretadas como sendo de sedimentos que o teriam preenchido. Suas dimensões são de aproximadamente 20 por 40 km orientado preferencialmente segundo a direção NE-SW. A borda sul tem um rejeito máximo de 500 m e é controlada por uma zona de falha normal antitética que segue para a região emersa.

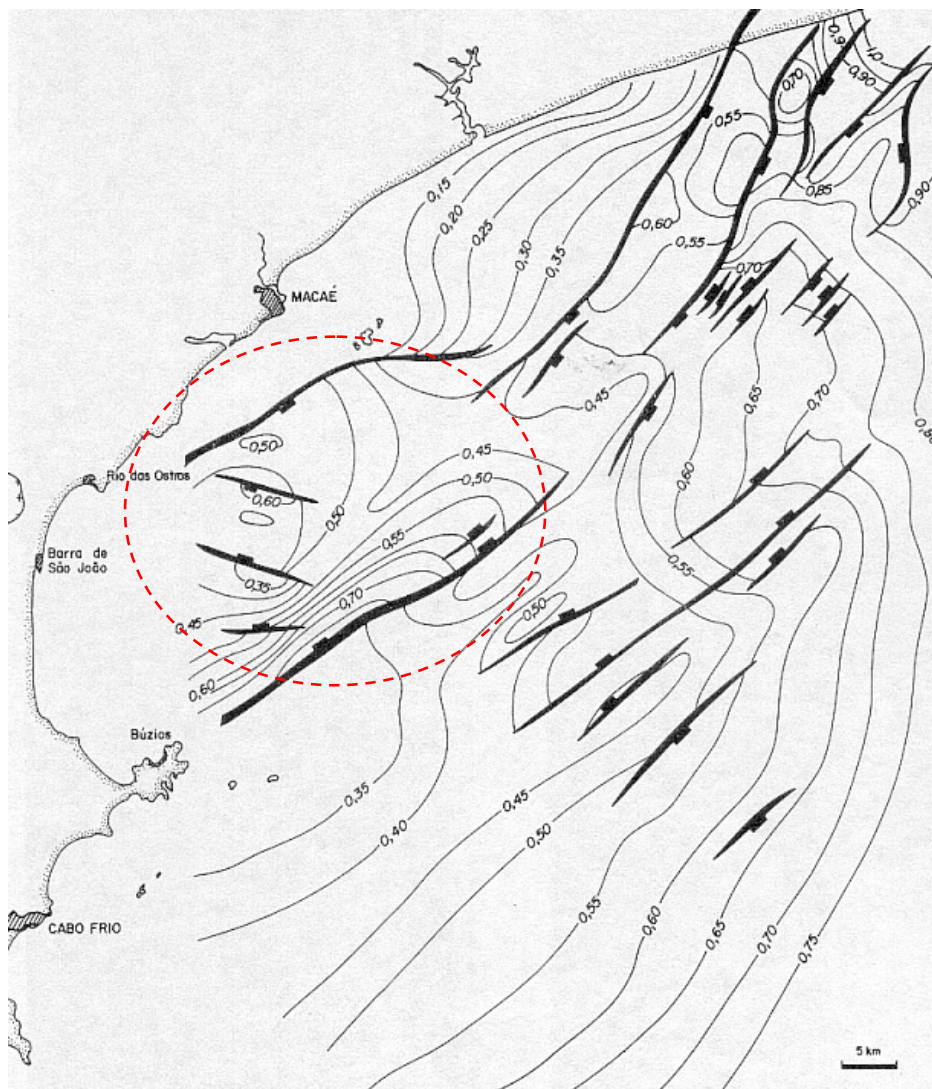


Figura 13 - Mapa sísmico do Graben São João (Mohriak & Barros, 1990).

2.6 Estruturas rúpteis e rochas de falha

2.6.1 Estruturas rúpteis emersas

Na região é marcante a presença de diferentes conjuntos de falhas que estão relacionados aos movimentos de deformação rúptil do Meso-cenozóico. São identificadas orientações de estruturas N-S, NE-SW, NW-SE e ENE-WSW. Muitas dessas feições são identificadas em fotografias aéreas e imagens de radar, e representam os grandes lineamentos que se prolongam em direção às bacias de Campos e Santos. Esses conjuntos de falhas definem os limites (bordas) do Graben de São João. Dentre as falhas a melhor preservada é a falha do Pai Vitório, Esta falha aflora na região de Búzios e apresenta atitude média $330^{\circ}/75^{\circ}-85^{\circ}$. Coloca em contato lateral os gnaisses migmatíticos da Unidade Região dos Lagos (embasamento) e sedimentos areno-argilosos a conglomeráticos do Grupo Barreiras (figura 14).

A deformação cataclástica é evidenciada pela presença de uma zona brechada, com aproximadamente 10 metros de espessura, semi-consolidada e constituída por fragmentos de quartzo e feldspato em matriz argilosa entre as praias Rasa e de Manguinhos em Búzios. A Falha do Pai Vitório é a provável continuação no continente de uma falha normal antitética caracterizada em linhas sísmicas (Rubim & Almeida, 2003).

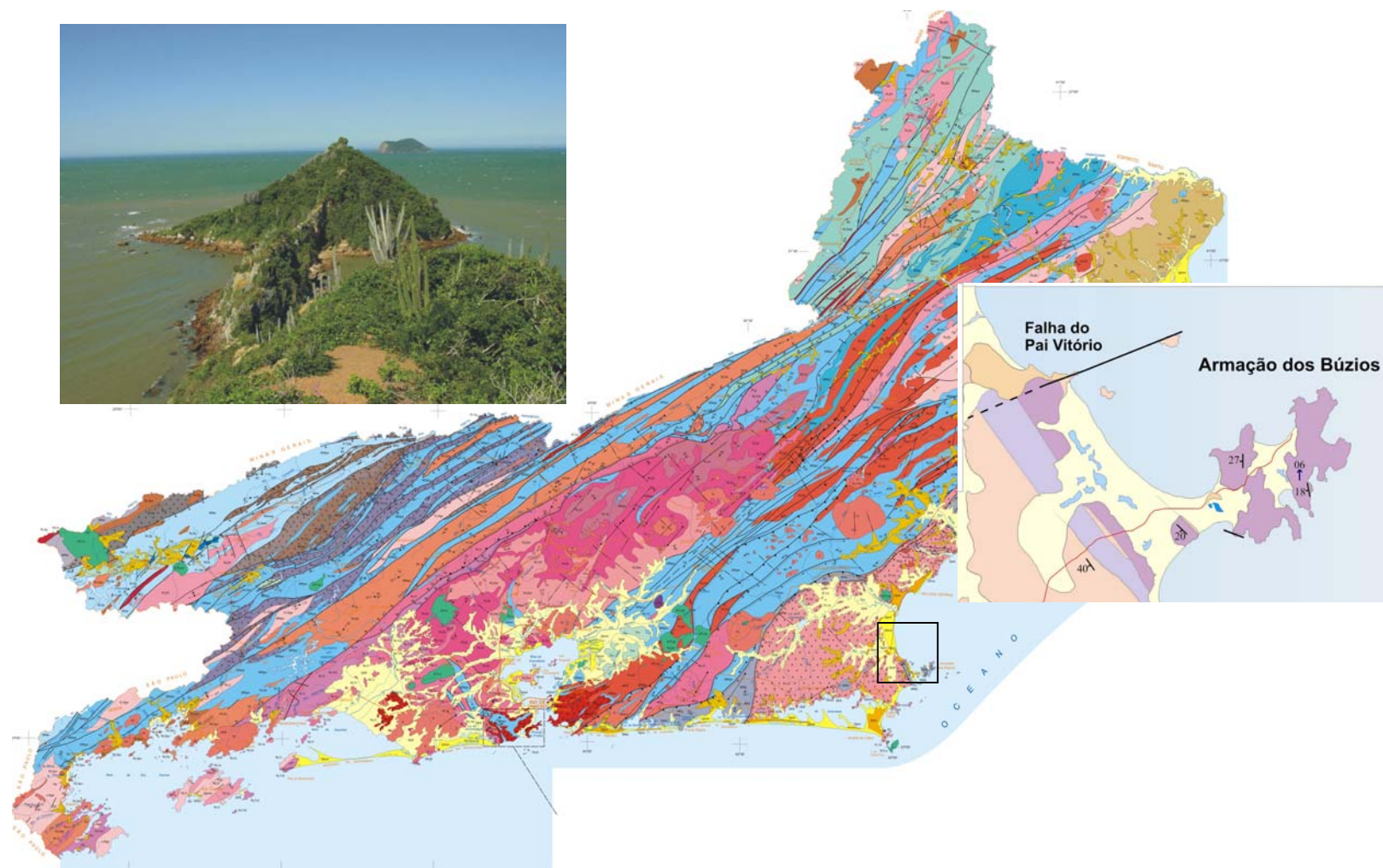


Figura 14 – Mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro com a localização da falha do Pai Vitório (em detalhe a direita). A falha coloca em contato lateral os sedimentos do Grupo Barreiras (no mapa está na cor bege) com as rochas do embasamento (no mapa está com a cor roxa). A esquerda em detalhe, a foto da falha do Pai Vitório.

2.6.2 As brechas de falhas

Este tópico discute alguns conceitos relacionados a formação das rochas de falha, comumente denominadas brechas tectônicas. As brechas têm diferentes classificações, que estão relacionadas às suas origens. Podem ser sedimentares, vulcânicas ou tectônicas. As sedimentares estão relacionadas aos depósitos do tipo tálus. As brechas vulcânicas, como o próprio nome diz, são formadas por processos vulcânicos explosivos, quando pedaços de rocha são lançados durante a erupção e permanecem unidos por um cimento denominado matriz.. As brechas tectônicas, que são o tipo que será abordado aqui, são formadas durante os eventos tectônicos, quando há uma fricção entre dois blocos rochosos provocados pelo deslocamento um em relação ao outro.

Diversos autores utilizaram-se de suas próprias definições para abordar o assunto de rochas de falha. Mas no geral as definições são todas parecidas, contendo as mesmas palavras chave. Fazendo uma miscelânea de definições, pode-se dizer que as brechas tectônicas são rochas fragmentárias, típicas de faixas tectonizadas, caracterizadas por fragmentos grosseiros, angulosos, quebrados, fraturados e encurvados envolvidos por material mais fino de fraturamento e moagem, compondo até 10% do volume da rocha, e por material cimentante, muitas vezes silicoso (Bates & Jackson, 1980; Glossário geológico da USP).

Esse tipo de rocha é reconhecido por saber-se que apresentam todos os indícios de terem sido originadas durante o processo de fricção de dois blocos rochosos (zona de falha).

O plano de falha geralmente é constituído por material fino, tendo sido interpretado como produto das repetitivas reativações, ocorrendo com frequência alteração textural da rocha sã em direção ao plano de falha. Esta alteração pode ser representada por mudanças mineralógicas ou unicamente por aspectos texturais, como parece ser o gnaiss da Praia das Conchas (foto 4).

As brechas tectônicas ocorrem em rochas com comportamento dútil, geralmente em zonas relativamente rasas e frias da crosta, quebrando-se sob as

tensões aí aplicadas. Em rochas de comportamento dúctil, geralmente em maiores profundidades da crosta, as deformações durante os falhamentos produzem rochas miloníticas. As brechas podem ser retomadas em vários eventos tectônicos de falhamentos, produzindo-se brechas com fragmentos de milonitos, brechas com fragmentos de brechas, brechas com fragmentos de veios de quartzo, etc.

Na Região dos Lagos é bastante comum a ocorrência de brechas relacionadas às atividades tectônicas, pois um grande número de diques alcalinos e falhas de borda de bacias ocorrem nessa região (Riccomini, 1989).

Segundo Rubim&Almeida, 2003 as falhas são responsáveis não só pela geração das brechas tectônicas, mas por toda uma deformação que ocorre nas proximidades da brecha. A área de influência desse evento dependerá da intensidade e da competência das rochas que estão a volta. A melhor maneira de se medir essa intensidade é fazer um trabalho de campo em que haja coleta de amostras em uma seção geológica perpendicular ao strike da falha. Dessas amostras se farão lâminas delgadas para serem analisadas em laboratório.

O início do trabalho começa onde a rocha encaixante encontra-se sã (afloramento). Verificada que sua textura não tem nenhum indicativo de deformação cataclática, deve-se seguir em direção ao plano de falha, sempre analisando as variações de cor, textura, rigidez etc. Quanto mais próximo estiver da zona de falha, mais deformada estará a rocha matriz. A figura 37 ilustra uma seção perpendicular ao stike da falha. Ela começa e termina com a rocha sã, ou rocha matriz. Williams et al., (1983) defende que não é a composição e o tamanho dos grãos que vai definir o conceito de matriz, e sim as partículas que bordejam os grãos maiores (maior coesão). É justamente o teor de matriz que vai definir o tipo de rocha. Se a mesma tem até 30% ela é chamada de brecha. Se estiver entre 30% e 90% será chamada de cataclasito. Acima disso é chamada de ultracataclasito. (Twiss & Moores, 1992).

Um perfil padrão ortogonal ao plano de falha é representado segundo Rubim e Almeida, 2003 por:

Rocha Matriz - É a rocha considerada original, com todas as características da unidade da qual pertence.

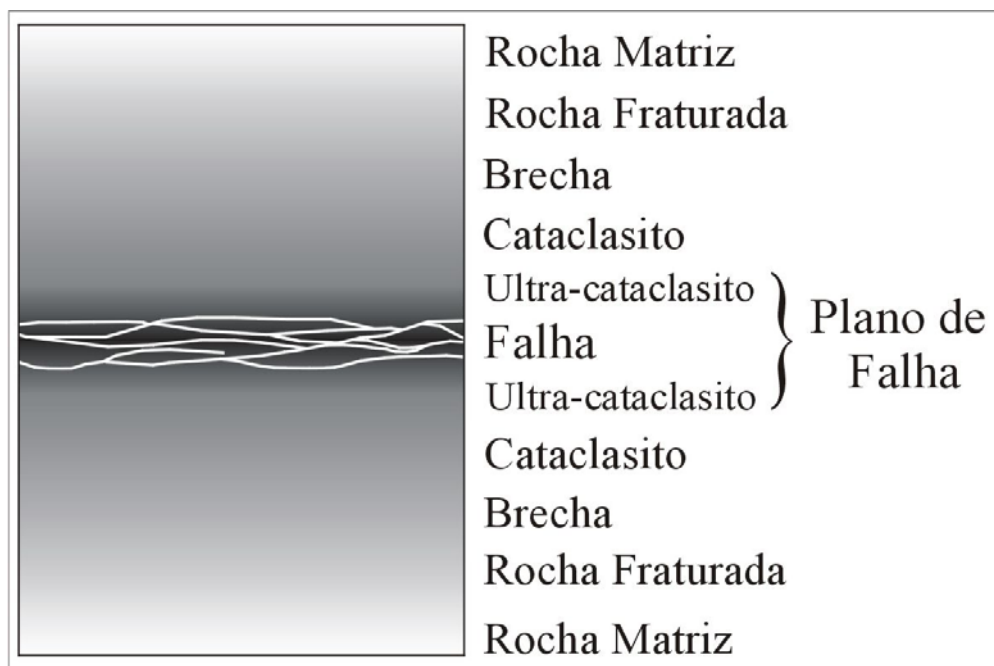


Figura 15 – Modelo evolutivo em uma seção geológica perpendicular ao plano de falha. Modificado de Mitra & Ismat (2001).

Rocha Fraturada – É a rocha original altamente fraturada. A principal característica é que os fragmentos estão sãos e há ausência de matriz.

Brecha - Rocha com a presença de matriz entre os fragmentos angulosos.

Cataclasito – Rocha com total fragmentação. Os clastos são responsáveis por no máximo 10% da composição total da rocha.

Ultra-Cataclasito - Último estágio de fragmentação da rocha. Neste caso os clastos angulosos se encontram em menor tamanho, completamente suportado pela matriz.

Ainda segundo Rubim & Almeida ao longo do tempo geológico, novos eventos tectônicos se aproveitam das zonas de fraquezas geradas pelas falhas e quando entram em atividade novamente ocorre a reativação das mesmas. Um grande indicativo dessas reativações são os clastos constituídos pelo material antigo que ficou preservado, a chamada paleo-brecha. Em muitos casos, a matriz gerada nessa nova reativação é diferente daquela antiga. Esse tipo de evento pode ter se repetido por diversas vezes ao longo do tempo, sendo que não há como dizer com precisão por quantas reativações determinada falha passou. Mas é possível saber se foi por mais de uma, através da deformação em diferentes estágios sofrida pelas rochas.

Outros indicativos estão em uma análise mais detalhada da rocha, principalmente através de uma lâmina delgada. Uma das coisas que podem ser observadas são as feições dos clastos. A sua forma dá um indicativo, conforme o grau de esfericidade e arredondamento, de um retrabalhamento anterior a consolidação. A sua composição também é importante para indicar se há semelhanças com a rocha matriz. Isso pode definir se a falha ainda está em sua primeira geração ou se já é uma paleobrecha. A orientação dos clastos, pode indicar a direção do fluxo à época em que o material não estava consolidado.

2.7 FEIÇÕES OFFSHORE

2.7.1 Ilhas de Cabo Frio

O conjunto de ilhas de Cabo Frio é formado pela ilha do Papagaio e mais as ilhas de Dois Irmãos (IDI), Redonda (IR), Comprida (IC), dos Capões (ICp), dos Pargos (IPg), do Breu (IB), Emerências de Dentro e Emerências de Fora (IE). Essas ilhas estão incluídas no Domínio Tectônico de Cabo Frio (Schmitt *et al.*, 2004), constituído por rochas do Paleoproterozóico e do Cambriano e estão localizadas no Alto de Cabo Frio.

Elas foram divididas em dois grupos distintos após ser constatada divergência em seus padrões litológico e estrutural (Schmitt et al, 2005).

O grupo 1 é Formado por rochas supracrustais da Sucessão Búzios, estão as ilhas Papagaio, Pargos, Breu e Emerências. Apresentam uma complexidade estrutural maior com várias direções de lineamentos (NW-SE, N-S e NE-SW). No grupo 2 estão as ilhas Dois Irmãos, Redonda, Comprida e Capões, que possuem padrão estrutural regular com orientação NE-SW paralela à atual linha de costa e são formadas por embasamento ortognaissico.

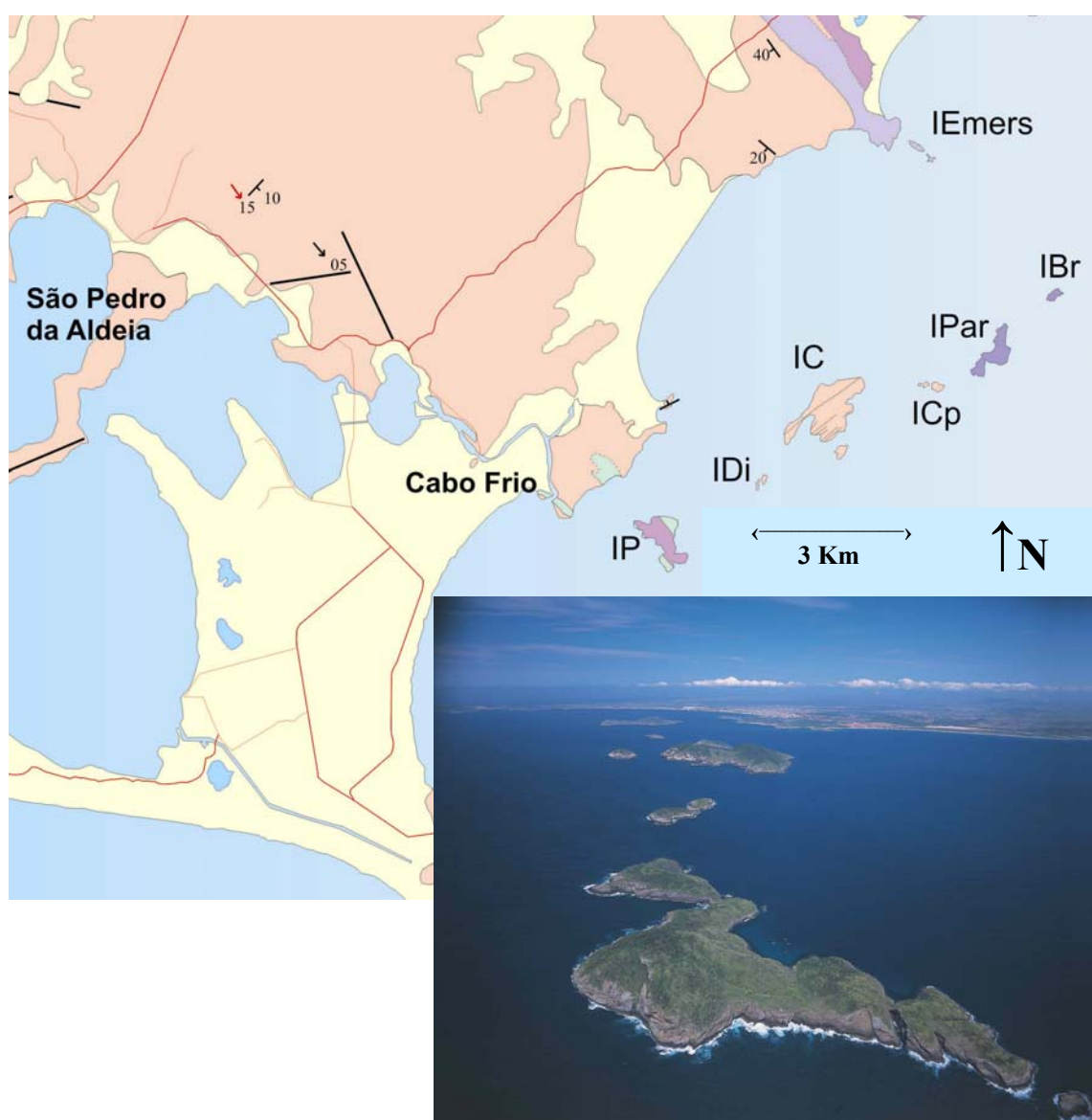


Figura 16 Mapa geológico da região de Cabo Frio. Em destaque as ilhas de Cabo Frio.

Essas ilhas são os únicos afloramentos na porção *imersa* da área de estudo, e servirão de auxílio na interpretação dos dados magnéticos.

Estas unidades rochosas são recortadas por enxames de diques máficos meso-cenozóicos (~130 Ma), associados ao rifteamento inicial do Oceano Atlântico (Schimitt et al, 2005).