

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**DIAGÊNESE DE ARENITOS E CONGLOMERADOS APTIANOS DA
BACIA DE CAMPOS**

AWILSA DE SOUSA G. CARVALHO

Orientador - Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros
Coordenador pela Petrobras - MSc. Gerson Caravaca

Porto Alegre - 2014

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**DIAGÊNESE DE ARENITOS E CONGLOMERADOS APTIANOS DA
BACIA DE CAMPOS**

AWILSA DE SOUSA G. CARVALHO

Orientador - Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros
Coordenador pela Petrobras - MSc. Gerson Caravaca

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dra. Maria Rita Caetano Chang - Departamento de Geologia, UNESP
Prof. Dra. Marcela Marques Vieira - Departamento de Geologia, UFRN
Prof. Dr. Marcus Vinicius Dorneles Remus - Instituto de Geociências, UFRGS

Dissertação de mestrado apresentada como
requisito parcial para a obtenção do Título
de Mestre em Geociências.

Porto Alegre – 2014

Resumo

Processos diagenéticos controlam a porosidade e permeabilidade dos reservatórios de petróleo. Um estudo petrográfico sistemático de 71 arenitos e conglomerados da Formação Itabapoana (Aptiano), selecionadas de testemunhos de 13 poços na porção *offshore* da Bacia de Campos, Leste do Brasil, permitiu o reconhecimento dos principais constituintes primários, diagenéticos, tipos de poros e das relações temporais e espaciais entre eles. Essas rochas são contemporâneas aos extensos reservatórios lacustres do “Pré-Sal” atualmente em exploração. As rochas variam de arenitos muito finos a conglomerados, com predominância de arenitos muito grossos, e sua composição detrítica original corresponde a arcósios líticos e litarenitos feldspáticos, ricos em fragmentos de rochas vulcânicas (FRV). Argilominerais esmectíticos são os mais abundantes constituintes diagenéticos, relacionados principalmente à alteração de FRV, minerais pesados e biotita. A história térmica e de soterramento, e o fluxo de fluídos também exerceram um papel fundamental nos processos diagenéticos e na evolução da qualidade de reservatório. Os principais processos diagenéticos registrados foram a dissolução de FRV, feldspatos e minerais pesados, a autigênese de esmectitas, hematita, dolomita, calcita, zeolitas e óxidos de titânio cimentando e substituindo FRV, feldspatos, biotita e minerais pesados, a compactação mecânica e química, e a albitização dos feldspatos, principalmente dos plagioclásios. A porosidade primária intergranular foi fortemente reduzida pela compactação e cimentação por argilominerais esmectíticos, calcita, dolomita e zeolitas. Por outro lado, porosidade secundária foi gerada pela dissolução de constituintes primários e diagenéticos, e por faturamento. Futuros estudos específicos e detalhados, incluindo análises de microscopia eletrônica, difratometria de raios-X e isótopos estáveis, deverão contribuir para um melhor entendimento da distribuição espacial e temporal dos processos diagenéticos nessas rochas, de modo a embasar o desenvolvimento de modelos preditivos quanto à sua qualidade, que possam contribuir para reduzir os riscos envolvidos na sua exploração.

Palavras-Chaves: Bacia de Campos, Aptiano, FRV, diagênese, porosidade, arenitos, conglomerados, reservatórios.

Abstract

Diagenetic processes control the porosity and permeability of petroleum reservoirs. A systematic study of 71 sandstones and conglomerates of the Itabapoana Formation (Aptian), selected from the cores of 13 wells in the *offshore* portion of Campos Basin, eastern Brazil, allowed the recognition of the main primary and diagenetic constituents, pore types, and of the space and time relations among them. These rocks are contemporaneous to the extensive lacustrine Pre-Salt carbonate reservoirs under exploration. The rocks range from very fine-grained sandstones to conglomerates, with predominance of very coarse-grained sandstones, and their original detrital composition corresponds to lithic arkoses and feldspathic litharenites, rich in volcanic rock fragments (VFR). Smectitic clay minerals are the most abundant diagenetic constituents, related mostly to the alteration of VRF, heavy minerals and biotite. The burial and thermal history and the flow of fluids also exerted a fundamental role on the diagenetic processes and on the of reservoir quality. The main diagenetic processes recorded were the dissolution of volcanic fragments, feldspars and heavy minerals, the authigenesis of smectites, hematite, dolomite, calcite, zeolites and titanium oxides in intergranular pores and replacing VRF, feldspars, biotite and heavy minerals, mechanical and chemical compaction, and the albitization of feldspars, mostly plagioclase. Primary intergranular porosity was strongly reduced by compaction and smectite, calcite, dolomite and zeolite cementation. On the other hand, secondary porosity was generated by the dissolution of primary and diagenetic constituents, and by fracturing. Future specific and detailed studies, including electron microscopy, X-ray diffraction and stable isotope analyses, shall contribute to a better understanding of the space and time distribution of diagenetic processes in these rocks, in order to support the development of predictive models of their quality that may contribute to the reduction of risks involved in their exploration.

Key-words: Campos Basin, Aptian, volcanic fragments, diagenesis, porosity, sandstones, conglomerates, reservoirs.

Sumário

Resumo	1
Abstract.....	2
Sumário	3
Estrutura desta Dissertação	4
1. Introdução.....	5
2. Localização e contexto geológico	6
2.1. Megassequência Continental.....	7
2.2. Megassequência Transicional	8
2.3. Megassequência Marinha (Rasa e Profunda).....	9
2.4. Magmatismo na Bacia	10
3. Diagênese: Aspectos gerais.....	13
4. Diagênese em arenitos vulcanoclásticos.....	15
5. Amostragem e Métodos.....	18
5.1 Levantamento bibliográfico.....	18
5.2 Petrografia quantitativa.....	18
5.3 Microscopia eletrônica de varredura.....	20
6. Síntese dos resultados e considerações finais.....	21
7. Referencias Bibliográficas	24
Artigo Científico	31
ANEXOS	59

Estrutura desta Dissertação

Esta dissertação está estruturada em torno de um artigo científico sobre o estudo petrográfico da composição primária e da evolução diagenética dos arenitos e conglomerados da Formação Itabapoana (Aptiano) da Bacia de Campos, e seu controle sobre a porosidade desses potenciais reservatórios, e sua organização compreende as seguintes divisões principais:

1) Resumo sintético, contendo:

a) uma breve introdução ao tema central da dissertação, seus objetivos gerais e específicos;

b) a localização e o contexto geológico da Bacia de Campos e seu preenchimento sedimentar;

c) uma revisão dos conceitos básicos da diagênese clástica em geral e sobre aspectos específicos da diagênese de arenitos vulcanoclásticos;

d) a metodologia utilizada na execução do trabalho;

e) o resumo dos principais resultados, interpretações e considerações finais.

2) Artigo científico "*Diagenesis of Aptian sandstones and conglomerates of the Campos Basin*", submetido ao periódico *International Journal of Earth Sciences* da Springer Verlag em 14 de Janeiro de 2014.

3) CD-ROM, contendo as versões digitais do Resumo sintético e do Artigo, além dos seguintes Anexos:

a) Tabela de quantificação petrográfica das lamina delgadas descritas;

b) Descrição petrográfica das lamina delgadas em PDF;

c) Documentação fotomicrográfica ótica;

d) Análises de microscopia eletrônica de varredura (MEV), modo de elétrons secundários;

e) Microanálises por espectrometria de energia dispersada EDS.

1. Introdução

A Bacia de Campos é a mais prolífica bacia marginal Brasileira, representando cerca de 84% de toda a produção de petróleo do país (Fonte: ANP).

Arenitos e conglomerados da Formação Itabapoana (Aptiano), ocorrentes na porção *offshore* da bacia de Campos, representam fácies marginais contemporâneas aos extensos reservatórios lacustres carbonáticos do “Pré-Sal”, que constituem o principal alvo atual de exploração. Entretanto, não existem estudos publicados sobre as rochas clásticas da Formação Itabapoana. Essas rochas podem constituir reservatórios prospectáveis, além de fornecer informações paleoambientais importantes para a compreensão dos depósitos lacustres carbonáticos.

Estudos diagenéticos são uma ferramenta essencial para compreender e prever a distribuição da qualidade nos reservatórios (e.g. Ehrenberg, 1990; Wilson, 1994; Bloch & Helmold, 1995; Kupecz et al., 1997; Bloch et al., 2002).

Esta dissertação teve como objetivo o estudo petrográfico dos arenitos e conglomerados da Formação Itabapoana (Aptiano), seção sag da Bacia de Campos, com ênfase na caracterização dos constituintes primários, diagenéticos e tipos de poros, sua distribuição e relações paragenéticas, na definição das suas condições deposicionais e pós deposicionais e na avaliação do impacto da diagênese na porosidade dessas rochas como potenciais reservatórios.

Estudos que contribuam para a compreensão da distribuição temporal, estratigráfica e geográfica dos processos diagenéticos e de seu efeito sobre a porosidade e permeabilidade poderão contribuir para a redução dos riscos envolvidos na exploração, através da elaboração de modelos preditivos quanto à qualidade desses potenciais reservatórios.

2. Localização e contexto geológico

A Bacia de Campos localiza-se ao longo do litoral norte do Estado do Rio de Janeiro e sul do Estado do Espírito Santo, entre os paralelos 21° e 23° Sul (Fig. 1). É delimitada ao norte pelo Arco de Vitória, ao sul pelo Arco de Cabo Frio (Cainelli & Mohriak, 1999) e a Oeste por rochas Pré-Cambrianas da Serra do Mar. Possui uma área total de aproximadamente 120.000km², sendo que uma pequena área, de apenas 5.800km², corresponde à porção *onshore* e o restante à porção *offshore*, alcançando cotas batimétricas de mais de 2.000m de profundidade (Fonte: ANP). A bacia possui cerca de 39 campos petrolíferos, incluindo, entre os mais importantes, Badejo, Marlin, Albacora, Roncador, Enchova, Carapeba, Cherne, Bagre, Viola, Corvina, Jubarte, Cachalote, Barracuda, Pampo, Linguado, Trilha e Malhado (Fonte: ANP).

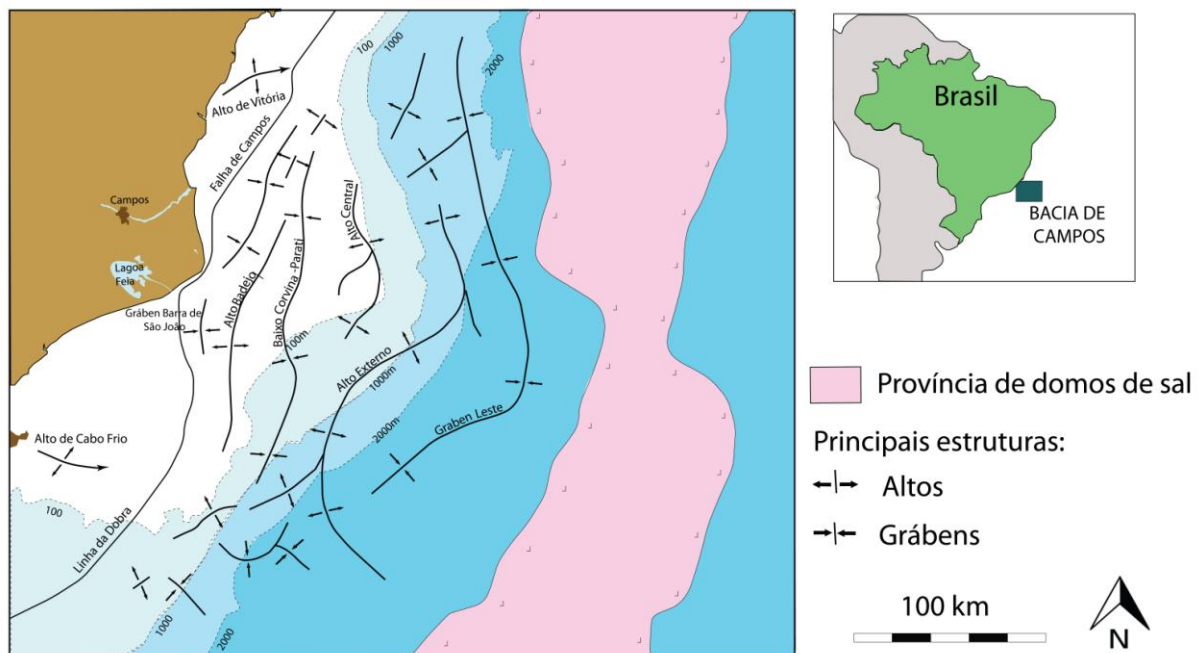


Figura 1- Mapa de localização da Bacia de Campos na margem Leste do Brasil mostrando as principais feições estruturais (modificado de Guardado *et al.*, 2000).

A Bacia de Campos, como as demais bacias da margem Leste Brasileira, teve a sua origem através do rifteamento do supercontinente Gondwana, durante o início do Cretáceo. O soerguimento crustal de origem térmica proporcionou a separação das placas Africana e Sul-Americana. Essas bacias marginais desenvolveram padrões tectono-estratigráficos e mecanismos de evolução muito similares entre si

(Mohriak *et al.*, 1990).

O modelo de estiramento crustal de McKenzie (1978) é o que melhor explica a evolução tectônica da Bacia de Campos. Análises de *backstripping* realizadas em vários poços, evidenciam uma significativa subsidência mecânica na fase inicial da ruptura do continente, em resposta ao resfriamento da litosfera, seguida de subsidência térmica (Mohriak *et al.*, 1990).

Inicialmente, Asmus & Ponte (1973), Campos *et al.* (1974), Asmus (1975), Porto & Asmus (1976), e Asmus (1982), estudando as bacias da margem Brasileira propuseram quatro principais estágios tectônico-sedimentares: *i* - rift, *ii* - proto-oceânico, *iii* - marinho raso, e *iv* - marinho profundo. Posteriormente, Cainelli & Mohriak (1999), Guardado *et al.* (2000) e Winter *et al.*, (2007) reconheceram três grandes unidades tectono-estratigráficas de acordo com os estágios evolutivos da bacia, denominados de megassequências Continental, Transicional e Marinha (Fig. 2).

2.1. Megassequência Continental

A megassequência continental contém rochas siliciclásticas, carbonáticas e vulcânicas formadas desde o início do Neocomiano até o início do Aptiano. Elas foram depositadas em diversos tipos de ambientes, principalmente em lagos rasos a profundos, alcalinos ou de água doce, planícies fluviais e leques aluviais.

No Neocomiano, a ruptura crustal do Gondwana e a rápida subsidência resultaram na formação de *horsts*, *grabens* e *meio-grabens*, com blocos rotacionados, falhamentos sintéticos e antitéticos (Ojeda, 1982). Nos Andares Rio da Serra e Aratu, em associação com a abertura do Atlântico Sul, ocorreu o generalizado vulcanismo máfico da formação Cabiúnas, com idade isotópica média de 130 Ma (Amaral *et al.*, 1966; Cordani *et al.*, 1972).

O preenchimento sedimentar dos lagos rift durante o Andar Jiquiá ocorreu sob forte controle tectônico. Sedimentos lacustres carbonáticos, compreendendo calcarenitos e calcirruditos de bivalves, representam importantes reservatórios nos campos de Badejo, Pampo, Linguado e Trilha.

Nesta sequência, podem ser observados folhelhos escuros depositados sob condições anóxicas, que são as principais rochas fontes (geradoras) de hidrocarbonetos da bacia (Estrella *et al.*, 1984; Guardado *et al.*, 1989; Mello & Maxwell, 1990, Mohriak *et al.*, 1990; Mello *et al.*, 1994; Guardado *et al.*, 2000). De acordo com Mohriak *et al.* (1990), esta bacia apresenta dois sistemas de rochas

geradoras: 1) folhelhos e margas lacustres do Neocomiano inferior, depositados em ambiente salobro a hipersalino; 2) pelitos do Neocomiano superior, depositados em ambiente lacustre salino e alcalino.

2.2. Megassequência Transicional

No intervalo do Aptiano médio ao início do Albiano a megassequência transicional foi depositada em uma ampla bacia sag, sob condições de relativa tranquilidade tectônica em um ambiente proto-oceânico, ou seja, na passagem do ambiente deposicional continental lacustre para o marinho. A sedimentação é caracterizada no início pela deposição de complexos leques aluviais provenientes de áreas falhadas adjacentes (Dias *et al.*, 1988), que distalmente estão associados a fácies clásticas finas e carbonáticas lacustres, a folhelhos ricos em matéria orgânica e nódulos carbonáticos e a depósitos estromatolíticos, principais reservatórios da sucessão “Pré-sal” (Winter *et al.*, 2007).

A Formação Itabapoana corresponde à porção superior do Grupo Lagoa Feia, junto com as formações Gargaú e Macabu, depositadas no Aptiano médio e superior (equivalente ao andar local Alagoas médio e superior), que totalizam cerca de 500m de espessura. Esta formação é o objeto do presente estudo, e está representada por conglomerados e arenitos líticos dos leques deltaicos proximais (leques de borda), recorrentes em todo o Cretáceo Inferior na borda ocidental da bacia, associados aos falhamentos de borda de blocos estruturais.

As formações Gargaú e Macabu são caracterizadas por sedimentos carbonáticos, margas e arenitos, depositados em ambiente lacustre raso. Ainda no Aptiano médio e superior foi depositada a Formação Retiro, que corresponde aos evaporitos do Grupo Lagoa Feia (Andar local Alagoas superior). Esta unidade está limitada na base pela discordância Pré–evaporítica de 112 Ma, e no topo pela passagem aos sedimentos das Formações Goitacás e Quissamã do Grupo Macaé (Winter *et al.*, 2007). Incurções marinhas provenientes do Sul e condições de clima quente e árido (Leyden *et al.*, 1976) são as responsáveis pela precipitação da suíte evaporítica, composta predominantemente por anidrita, halita, silvita e carnalita (Winter *et al.*, 2007).

Movimentos halocinéticos do pacote evaporítico foram um importante condicionador estrutural e faciológico dos sedimentos sobrepostos. Os evaporitos tiveram ainda um papel bastante importante, servindo como eficientes selos, aprisionando o óleo nos reservatórios da seção “Pré-sal” (Winter *et al.*, 2007).

2.3. Megassequência Marinha (Rasa e Profunda)

A passagem da megassequência evaporítica para a megassequência marinha é gradacional. A diminuição da anomalia térmica criada durante a fase de estiramento (Mckenzie, 1978) e o progressivo movimento do afastamento da dorsal meso-oceânica entre a América do Sul e a África causou o arrefecimento e contração da litosfera, resultando em subsidência offshore.

A megassequência marinha rasa pode ser subdividida em duas unidades distintas. A primeira unidade está representada por sedimentos siliciclásticos e carbonáticos depositados em uma extensa rampa. Corresponde à porção interior da Formação Macaé (Membros Goitacás e Quissamã, de idade Albiano (Winter *et al.*, 2007). Na porção sul da bacia, a seção carbonática é mais desenvolvida em relação à seção siliciclástica. O clima durante a deposição carbonática era quente e árido. É também nesse período que se tem os primeiros registros de tectônica salina (halocinese).

A segunda unidade é caracterizada pelo membro Outeiro da Formação Macaé e apresenta idade Albiano a Cenomaniano. Nesta unidade, folhelhos e margas ocorrem nas porções mais profundas da bacia, enquanto que calcilutitos e siliciclásticos grossos de leques deltáicos ocorrem nas porções mais rasas. A movimentação halocinética é bastante intensa nesta fase, originando falhas de crescimento, com baixos adjacentes onde depositaram-se expressivos corpos arenosos turbidíticos, denominados de Arenitos Namorado.

Durante o Cretáceo Superior, os depósitos carbonáticos da Formação Macaé começaram a ser cobertos por margas, folhelhos e turbiditos arenosos da megassequência clástica marinha, que compreende as Formações Emboré, Ubatuba e Carapebus (Fig. 2). Esta megassequência corresponde à porção basal do Grupo Campos, referente aos andares Turoniano e Coniaciano inferior, envolvendo as formações Ubatuba (Membro Tamoios), Carapebus e Emborê (Membro São Tomé - informalmente conhecida como Fácies Clástica), depositada ao longo de 5 Ma, possui como limite inferior os folhelhos turonianos do Marco Verde, e como limite superior, a discordância Eoconiaciana de 88,5 Ma (Gradstein *et al.*, 2004).

Correntes turbidíticas de alta densidade erodiram parte da plataforma continental e do talude, dando origem a cânions que acabaram se tornando os dutos para transferência de grandes volumes de areias para o talude e o assoalho oceânico. Esses arenitos turbidíticos constituem os reservatórios de hidrocarbonetos

mais importantes da bacia. Os arenitos do andar Turoniano, depositados em ambiente batial superior, foram gerados a partir de fluxos hiperpicnais que produziram depósitos menos encaixados que os da sequência inferior.

Do Paleoceno ao Eo-Eoceno ocorreu um importante evento erosivo de caráter regional. Neste período, ocorrem importantes modificações estruturais na bacia, que resultaram em reativação das áreas-fonte dos sedimentos e consequente inversão no padrão deposicional (transgressivo para progradante). Na área noroeste da bacia, expressiva subsidência localizada, deu origem ao Membro São Tomé da Formação Emboré, constituído por espesso pacote de arenitos feldspáticos fluvio-deltáicos.

De Oligoceno ao Recente as variações do nível do mar e a tectônica salina permitiram o desenvolvimento dos depósitos carbonáticos bioclásticos dos Membros Siri (Oligoceno) e Grussaí (Mioceno-Recente) da formação Emborê.

2.4. Magmatismo na Bacia

O processo de rifteamento que deu origem ao oceano Atlântico Sul, foi acompanhado por inúmeros eventos magmáticos na bacia. Segundo Mizusaki *et al.* (1988) o embasamento econômico da Bacia de Campos é formado por basaltos toleíticos intercalados com rochas vulcanoclásticas e sedimentares que constituem a Formação Cabiúnas (Dias *et al.*, 1994). Idades obtidas através do método K/Ar dos basaltos dessa Formação (Thomaz-Filho, 1981, 1984) indicam valores entre 122 ± 5 e 134 ± 4 Ma, (Neocomiano). Para esta formação, Mizusaki *et al.* (1988) propuseram um modelo de vulcanismo fissural com fases subaéreas e subaquosas rasas, que interagem com processos vulcanoclásticos e sedimentares. O vulcanismo basáltico da fase rift ocorre nas bacias de Santos, Campos e Espírito Santo. Essas rochas se relacionam aos derrames de basaltos toleíticos da Formação Serra Geral. O magmatismo arrefeceu no Aptiano-Albiano, mas durante o Cretáceo Superior e Paleogeno voltou a ganhar intensidade.

O outro evento magmático ocorrido na bacia apresenta idades K/Ar de 81 ± 5 Ma, concentrando-se principalmente na porção centro-sul da bacia. Houve novas manifestações vulcânicas muito bem registradas na área limite com a Bacia de Santos durante o Paleoceno e o Eoceno inferior/médio. São basaltos, diabásios e rochas vulcanoclásticas relacionadas a um vulcanismo de conduto central e de composição levemente alcalina.

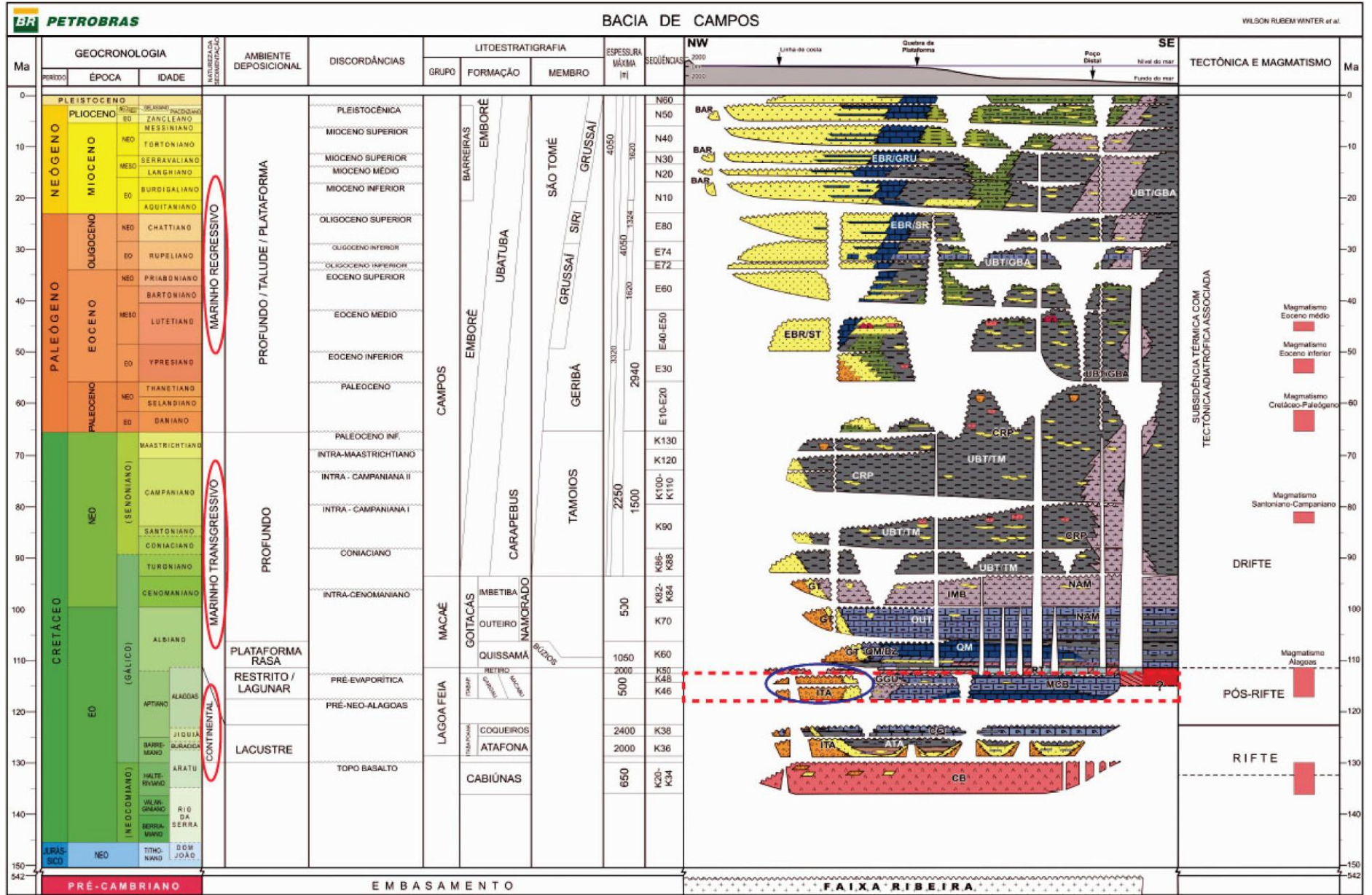


Figura 2 - Carta estratigráfica da Bacia de Campos com destaque para a unidade estudada (Extraído de Winter *et al.*, 2007). Elipses vermelhos marcam as Megassequências, retângulo vermelho tracejado o intervalo de estudo, e a elipse azul a Formação Itabapoana.

3. Diagênese: Aspectos gerais

A petrologia sedimentar estuda os processos formadores de rochas sedimentares, visando determinar as circunstâncias e sequências dos processos desde a origem dos sedimentos até a erosão das rochas sedimentares, ou sua transformação em rochas metamórficas. A diagênese compreende processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem após a deposição dos sedimentos, e são essencialmente controlados pela temperatura, pressão e pela composição dos sedimentos e dos fluídos existentes nos poros. A diagênese condiciona a qualidade dos reservatórios, pois controla a preservação, geração e destruição da porosidade nas rochas-reservatório. Os principais processos da diagênese estão resumidos na Tabela 1.

Choquette & Pray (1970) propuseram a subdivisão do campo da diagênese das rochas carbonáticas em três estágios diagenéticos, que posteriormente foram adaptados por Schmidt & McDonald (1979) para as rochas siliciclásticas. Para Schmidt & McDonald (1979) a eodiagênese ocorre após a deposição, em pequena profundidade, com influência de ambiente deposicional e/ou da circulação da água superficial, em baixas temperaturas e pressões. A mesodiagênese ocorre após o soterramento efetivo, ou efetivo isolamento da superfície, com pressão e temperaturas crescentes, e fluídos diagenéticos modificados pelas reações com os minerais. A telodiagênese corresponde à reexposição de rochas previamente soterradas às condições superficiais, por soerguimento e erosão de parte da seção ou infiltração profunda da água meteórica.

Morad *et al.*(2000) redefiniram a eodiagênese como o estágio que ocorre desde a superfície até profundidades em torno de 2 km e 70°C de temperatura. Esses autores subdividiram a mesodiagênese em dois estágios, em que chamaram de *mesodiagênese rasa*, com profundidade de 2 a 3 km, e temperaturas de 70 a 100°C, e *mesodiagênese profunda*, com profundidades superiores a 3 km e temperaturas maiores que 100°C.

Tabela 1- Definição dos principais processos diagenéticos registrados em arenitos (modificado de Worden & Burley, 2003).

Termo	Definição	
Autigênese	Precipitação de novos minerais.	<u>Cimentação</u> : precipitação de novos minerais nos poros.
		<u>Substituição</u> de constituintes preexistentes.
Compactação	Pelo soterramento; redução do espaço entre as partículas ocupado por fluídos (poros).	<u>Física</u> : rearranjo entre os grãos; fraturamento de grãos rígidos; esmagamento de grãos dúcteis.
		<u>Química</u> : dissolução por pressão pela concentração de esforços ao longo dos contatos intergranulares.
Dissolução	Destruição de grãos detríticos e constituintes diagenéticos.	<u>Congruente</u> : total, colocando todos os íons em solução; ex.: carbonatos.
		<u>Incongruente</u> : incompleta, deixando subprodutos; ex.: feldspatos → caulinita.
Estabilização/ inversão/ neomorfismo	Substituição por uma fase mineralógica de composição similar, mais estável nas condições diagenéticas; ex.: aragonita → calcita.	
Hidratação/ Desidratação	Entrada ou saída de água da estrutura cristalina dos minerais. Ex.: anidrita \leftrightarrow gipsita.	
Oxidação	Na superfície ou sob influência da superfície; pela ação de O ₂ , bactérias aeróbicas. Ex.: formação de hematita.	
Recristalização	Crescimento ou diminuição do tamanho cristalino, mantendo-se a mesma composição mineralógica.	
Redução	Sob influência da matéria orgânica e de bactérias anaeróbicas. Ex.: formação de pirita.	

Segundo De Ros (1996) os processos que controlam mais diretamente a diagênese são a composição dos grãos detríticos, dos fluidos intersticiais e dos constituintes diagenéticos precoces, além dos parâmetros não composicionais de pressão, temperatura, tempo e padrões de fluxo de fluidos (Fig. 3).

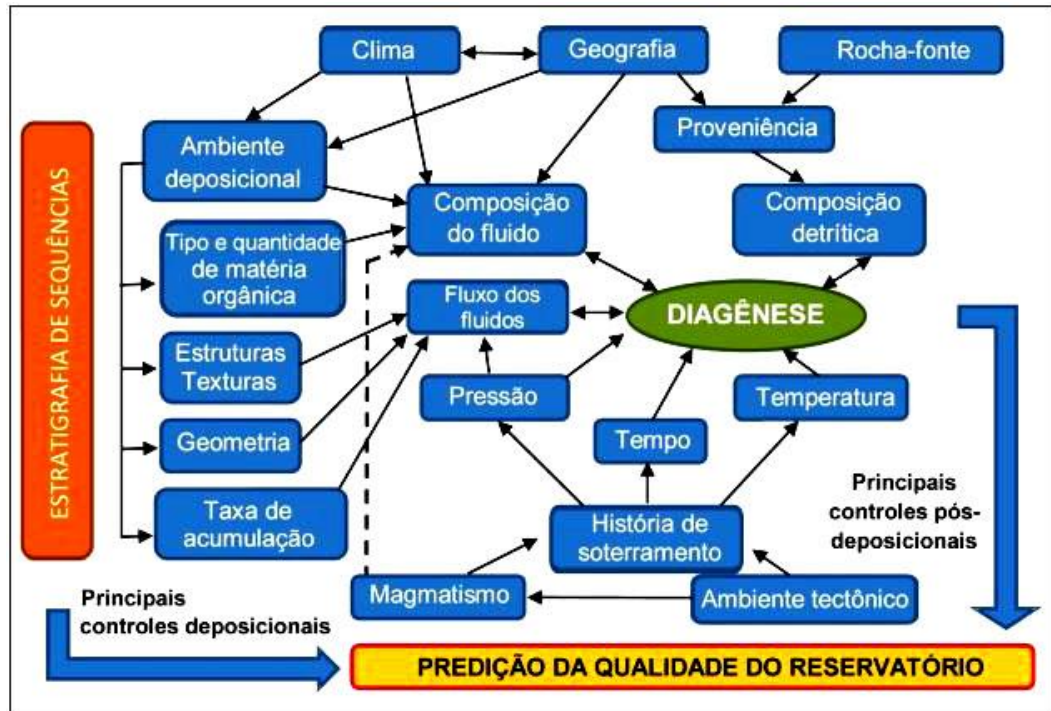


Figura 3 - Relações entre os parâmetros controladores da diagênese (modificado de Morad *et al.*, 2012).

4. Diagênese em arenitos vulcanoclásticos

Arenitos vulcanoclásticos são rochas sedimentares compostas essencialmente por fragmentos de origem vulcânica, que podem ser provenientes de vulcanismo ativo contemporâneo (subaéreo ou subaquático) ou da erosão de sucessões vulcânicas antigas. De modo geral, os principais minerais diagenéticos formados em arenitos vulcanoclásticos são argilominerais, principalmente esmectitas, carbonatos (calcita, dolomita, siderita), zeolitas, sílica (calcedônia, microquartzo, opala) e albita.

A diagênese em arenitos vulcanoclásticos é controlada principalmente pela intensa reatividade dos fragmentos de rochas vulcânicas (FRV), dos materiais vítreos com *shards*, púmice, feldspatos, e minerais pesados com as águas intersticiais (Surdam & Boles, 1979; De Ros, *et al.*, 1997; Mathisen & Mcpherson, 1991). É neste sentido que vários estudos foram efetuados para melhor

compreensão dos processos diagenéticos nesses arenitos. A seguir, são sintetizados alguns trabalhos sobre este tema.

Surdam (1973), Boles & Coombs (1975; 1977) e Surdam & Boles (1979) identificaram que as zeolitas, calcita, argilominerais e albita formadas em arenitos vulcanoclásticos do Sul da Nova Zelândia são resultado da alteração do plagioclásio, vidro vulcânico e fragmentos líticos.

Segundo Surdam & Boles (1979) existem três tipos principais de reações que formam minerais diagenéticos em arenitos vulcanoclásticos: (1) hidratação; (2) carbonatização (formação dos carbonatos) e (3) desidratação. Galloway (1974) mostrou que as reações de hidratação e carbonatização ocorrem geralmente durante a eodiagênese, enquanto que as reações de desidratação ocorrem na mesodiagênese. As reações de hidratação são particularmente importantes na diagênese de arenitos vulcânicos, pois elas liberam cátions em solução, aumentando o pH, promovendo as reações diagenéticas posteriores, como a precipitação de carbonatos e zeolitas.

As reações de hidratação também têm efeitos significativos sobre a porosidade e permeabilidade dos arenitos vulcânicos. A redução da porosidade é diretamente proporcional à porcentagem dos materiais reativos (fragmentos líticos, vidro vulcânico, plagioclásios). Em decorrência da reatividade desses materiais, a porosidade pode ser eliminada no início da história diagenética e em profundidades relativamente rasas de soterramento.

A quantidade e distribuição da matéria orgânica parecem ser o principal fator limitante das reações de carbonatização. A decomposição de matéria orgânica por oxidação, redução de SO_4 ou fermentação por bactérias são as fontes mais prováveis de HCO_3 ou CO_2 (Berner, 1971), enquanto as reações de hidratação e a própria água marinha ou lacustre são fontes de Ca. Isto explica por que o cimento de calcita precoce é comum, mas nem sempre aparece em arenitos vulcanoclásticos. Reações produzindo calcita podem ser auto-limitantes, pois a cimentação precoce pode eliminar completamente a porosidade e evitar qualquer outra reação diagenética.

Surdam & Boles (1979) concluíram que as reações diagenéticas não são resultado apenas da instabilidade térmica, mas de instabilidade química dos constituintes primários e eodiagenéticos dos arenitos vulcanoclásticos. Fatores como o fluxo de fluídos e a composição detrítica são tão importantes quanto a profundidade de soterramento no controle da distribuição de fases diagenéticas

nesses arenitos. Variações no fluxo de fluídos, e mais importante ainda, a composição dos fluídos, podem explicar muitas das questões desconcertantes que não são adequadamente explicadas por variações térmicas.

De Ros *et al.* (1997) estudando sedimentos vulcanoclásticos e híbridos do Cretáceo inferior a Mioceno, da margem continental passiva do Noroeste Africano, identificaram carbonatos, zeolitas, esmectita e pirita. A presença desses minerais reflete a composição mineralógica detrítica e as condições que prevaleciam na bacia durante a abertura do Atlântico Norte. Foram identificadas a siderita, calcita, dolomita, pirita framboidal e macrocristalina, opala-CT, quartzo, esmectita, illita, I/S, clorita, clinoptilolita, phillipsita, como consequência da alteração da composição detrítica. Segundo esses autores, a siderita teve a sua formação em águas marinhas na zona subóxica e/ou na metalonogênese, ainda próximo ao fundo marinho, devido ao aumento da alcalinidade e a dissolução e concentração de ferro em águas intersticiais (Froelich et al, 1979; Berner, 1981; Curtis 1987; Hesse, 1990). A pirita framboidal se formou através da redução bacteriana de sulfato dissolvido na interação entre o sedimento com água intersticial (Cf. Morad et al., 1996), já a pirita euédrica, através do sistema diagenético fechado com a difusão do sulfato na água do mar sobrejacentes, evidenciados por altos valores da $\delta^{34}\text{S}$. Os carbonatos analisadas neste estudo foram derivados do material vulcânico, e são caracterizados por baixo valor de $\delta^{18}\text{O}$ (Morad & De Ros, 1994; Pirrie et al., 1994; Morad et al., 1994).

Zeolitas são minerais bastante comuns em arenitos de composição vulcânica. Hay (2001) estudou a ocorrência de zeolitas em rochas sedimentares e verificou que elas podem ter uma variedade de precursores, tais como os alumino-silicatos (esmectita, caulinita, feldspatos, feldspatóides), sendo o vidro vulcânico o principal precursor. Segundo Hay (2001), a formação de zeolitas está relacionada com as reações físico-químicas, a temperatura e a pressão. A formação de uma ou outra espécie de zeolita depende da quantidade de íons de metais alcalinos e alcalino-terrosos dissolvidos, de H_4SiO_4 , $\text{Al}(\text{OH}_4)^-$, além da razão de atividade $(\text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Ca}^{2+}) / \text{H}^+$. As zeolitas se formam em ambientes diagenéticos alcalinos, e/ou lagos altamente alcalino.

5. Amostragem e Métodos

5.1 Levantamento bibliográfico

Esta etapa consistiu na compilação de publicações referentes à diagênese em arenitos de composição vulcânica, com abordagem focalizada nos processos, fontes e precursores para a formação dos constituintes diagenéticos nesses arenitos, bem como sobre o seu impacto na qualidade dos reservatórios. Adicionalmente, artigos e dados sobre a bacia de Campos, principalmente sobre a sucessão do Aptiano, foram analisados e sintetizados.

5.2 Petrografia quantitativa

Para este estudo foram examinadas 71 lâminas delgadas representativas da Formação Itabapoana, preparadas de amostras testemunhadas entre 1930,75 e 4891,3m de profundidade em 13 poços. Das 71 lâminas, 10 não apresentaram qualidade adequada para quantificação. As amostras foram impregnadas com resina *epoxy* azul, e as lâminas foram tingidas com solução de alizarina S e ferrocianeto de potássio para identificação dos carbonatos (Dickinson, 1965). A quantificação envolveu análise modal pela contagem de 300 pontos incluindo a caracterização das texturas, fábricas e composição dos constituintes detríticos, bem como dos hábitos, teores, localização, distribuição e relações paragenéticas dos constituintes diagenéticos e dos tipos de poros.

A quantificação dos constituintes detríticos foi realizada através do método de contagem Gazzi-Dickinson (Zuffa, 1985). Nesta técnica, constituintes ocorrentes dentro de fragmentos de rocha como cristais ou grãos maiores que tamanho silte (0,062mm) são quantificados separadamente conforme sua composição mineralógica, identificando-se o tipo de fragmento em que se encontra o referido constituinte. Os fragmentos de rochas com textura fina são contados como tal (vulcânicas afaníticas, metamórficas de baixo grau, chert, lutitos, etc...; Fig.4). O objetivo desse método é de salientar composição mineralógica-litológica das rochas fontes, independentemente da granulometria.

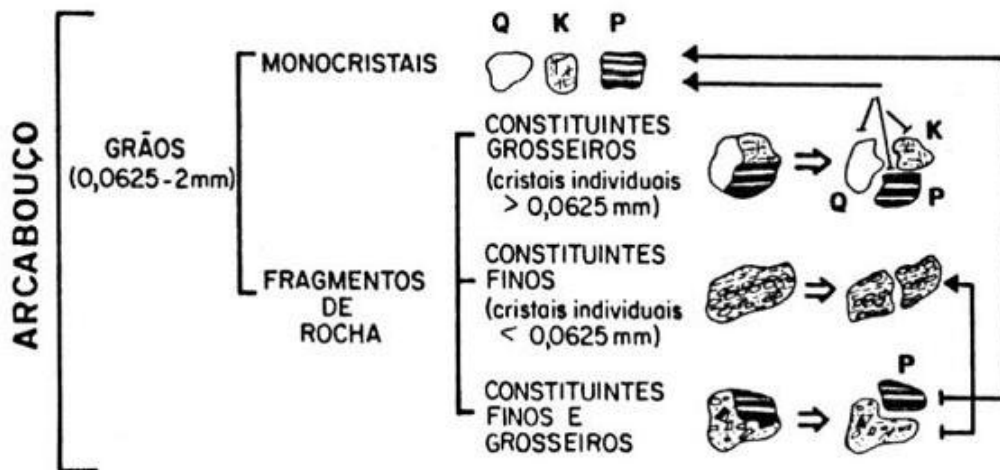


Figura 4- Representação esquemática da técnica de Gazzi-Dickinson, salientando a composição mineralógica-litológica das rochas-fonte, independentemente da granulometria. Modificado de Zuffa (1985).

O método Gazzi-Dickinson permite identificar a composição, bem como os ambientes tectônicos (crátons estáveis, rifts alimentados pelo soerguimento de blocos do embasamento, arcos magmáticos, e cinturões orogênicos com reciclagem de rochas sedimentares e meta-sedimentares; Tabela 2), bem como a construção de diagramas ternários combinados que permitem caracterizar cada caso, suas gradações e sua evolução (Dickinson, 1985). A análise de proveniência criteriosa permite também, numa escala menor, identificar os padrões de preenchimento das bacias no espaço e no tempo (Fig. 5).

A descrição e quantificação das lâminas foram executadas com uso do software *Petroledge*® (De Ros *et al.*, 2007). Constituintes primários foram identificados quanto à sua composição, localização e características de modificação. Para cada constituinte diagenético, foram descritos detalhadamente os hábitos e localizações diagenéticas, relações paragenéticas com outros constituintes ou com a porosidade, e a localização dos constituintes envolvidos nas relações paragenéticas. Os tipos de poros foram descritos quanto à localização e processos modificadores da macroporosidade, relações paragenéticas, tipos e localizações dos constituintes envolvidos nas relações paragenéticas. Tal detalhamento foi necessário para reconstituir a composição primária original, e para identificar os constituintes diagenéticos que controlam diretamente a porosidade e permeabilidade dos reservatórios.

Tabela 2 - Tipos de proveniência tectônica, ambientes tectônicos e composição das areias geradas (Dickinson, 1985).

TIPOS DE PROVENIÊNCIA	AMBIENTE TECTÔNICO	COMPOSIÇÃO DAS AREIAS GERADAS
Cráton estável	Intracontinental ou plataforma passiva	Areias quartzosas (ricas em Qt) com altas razões de Qm/Qp e K/P
Soerguimento do embasamento	Rift of ruptura ransformante	Areias quartzo-feldspáticas (Qm-F) pobres em Lt e Qp, similares à area fonte
Arco magmático	Arco de ilhas ou arco continental	Areias feldspato-líticas (F-L) vulcanoclásticas com altas razões P/K e Lv/Ls, gradando para areias quartzo-feldspáticas derivadas de batólitos
Reciclagem orogênica	Cinturão orogênico ou complexo de subducção	Areias quartzo-líticas (Qt-Lt) ricas em Ls (sedimentares e meta-sedimentares), pobres em F e Lv, com razões variáveis de Qm/Qp e Qp/L

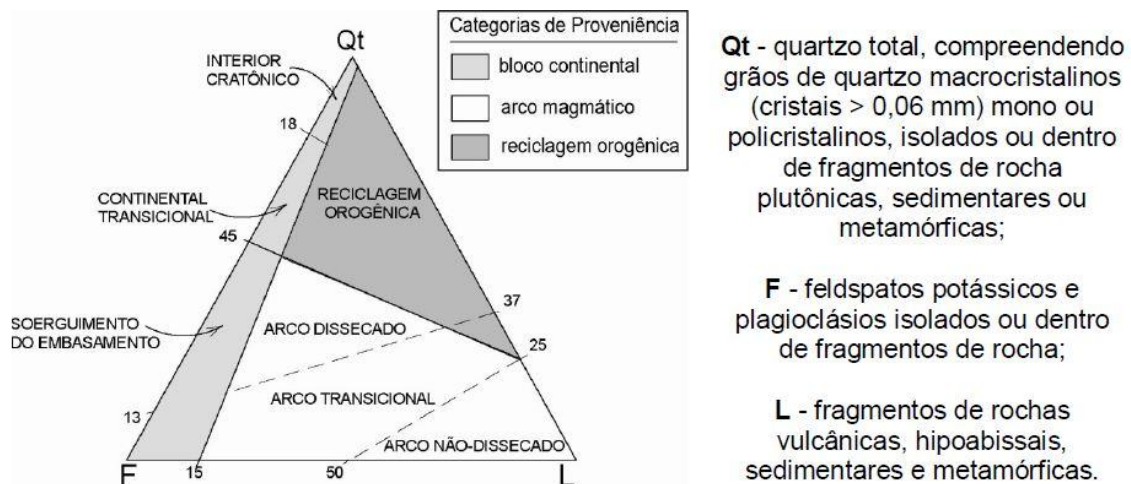


Figura 5- Distribuição da composição detrítica do arcabouço dos arenitos com proveniência de diferente ambientes tectônicos (Dickinson, 1979,1985).

5.3 Microscopia eletrônica de varredura

Foram incorporadas neste estudo imagens de elétrons secundários de oito amostras, obtidas no microscópio eletrônico de varredura (MEV) JEOL JSM6490LV do Centro de Pesquisa da Petrobrás, com suporte de microanálises por equipamento de espectrometria de energia dispersada (EDS) OXFORD Inca, para identificação da composição elementar dos minerais.

6. Síntese dos resultados e considerações finais

Os principais resultados deste estudo, apresentados extensivamente no artigo “*Diagenesis of Aptian sandstones and conglomerates of the Campos Basin*”, encartado na seção seguinte desta dissertação, podem ser sumarizados como:

1) As rochas da Formação Itabapoana analisadas variam entre arenitos muito finos e conglomerados, com predominância de arenitos muito grossos, pobremente a moderadamente selecionados. Sua composição primária original correspondente essencialmente a arcósios líticos e litarenitos feldspáticos *sensu* Folk (1968), ricos em fragmentos de rochas vulcânicas (FRV). O grau de empacotamento varia de frouxo, em amostras de granulometria mais grossa e cimentadas, a apertado em amostras de granulometria mais finas e pouco cimentadas, com predominância de empacotamento normal. A maioria dos arenitos apresenta estrutura maciça, e orientação caótica dos grãos, enquanto que as amostras de granulometria mais fina apresentam laminação sub-paralela.

2) Os processos diagenéticos predominantemente registrados nas amostras analisadas são: a dissolução de FRV, feldspatos e minerais pesados, a precipitação intergranular e substituindo desses grãos, por hematita, óxidos de titânio, argilas esmectíticas, dolomita, calcita, albita e zeolitas; a compactação mecânica pelo fraturamento de FRV, grãos de quartzo e feldspatos, e pela deformação de micas e grãos dúcteis, como FRV e outros grãos substituídos por esmectitas; a compactação química.

3) Argilominerais esmectíticos são os constituintes autigênicos mais importantes, ocorrendo em cinco hábitos distintos: franjas e cutículas recobrimdo grãos; agregados microcristalinos preenchendo poros intergranulares e substituindo grãos; agregados em feixe e franjas substituindo vidro em fragmentos vulcânicos hemicristalinos; e agregados radiados preenchendo poros e cobrindo descontinuamente constituintes primários.

4) Zeolitas ocorrem em cinco hábitos distintos. Analcima com hábito blocoso aparece preenchendo poros intergranulares e cobrindo descontinuamente os grãos. Outras espécies de zeolitas exibem hábitos prismáticos, como agregados em feixe,

fibro-radiados e microcristalinos, e ocorrem substituindo fragmentos vulcânicos, plagioclásios, feldspatos potássicos e grãos indeterminados.

5) A dolomita ferrosa e não-ferrosa é o principal tipo de carbonato. Dolomita e dolomita ferrosa/anquerita ocorrem com hábitos blocoso, macrocristalino e microcristalino substituindo fragmentos vulcânicos, feldspatos, oóides/pelóides estevensíticos, e outros grãos, esmectita, zeolitas, calcita, e expandindo biotita. Dolomita em sela ocorre preenchendo poros intergranulares circundados por franjas de siderita.

6) Calcita e calcita ferrosa ocorrem com hábito macrocristalino a poiquilotópico, subordinadamente blocoso, preenchendo poros intergranulares e substituindo grãos de feldspatos, minerais pesados, fragmentos vulcânicos, intraclastos lamosos, oóides/pelóides de estevensita e constituintes indeterminados.

7) Outros constituintes menos abundantes incluem: hematita, caulinita, clorita, calcedônia, microquartzo, K-feldspato, albita, óxidos de titânio e pirita preenchendo poros, circundando e substituindo grãos. Hidrocarbonetos ocorrem preenchendo poros intergranulares, e recobrando diferentes tipos de constituintes primários e diagenéticos.

8) A formação desses constituintes diagenéticos está relacionada com a interação entre a composição detrítica dos arenitos e conglomerados, rica em FRV, feldspatos e minerais pesados, com fluidos diagenéticos alcalinos, derivados do sistema lacustre adjacente, e da própria dissolução desses constituintes durante o soterramento .

9) A compactação foi mais significativa do que a cimentação na redução da porosidade das rochas estudadas. A dissolução dos constituintes do arcabouço, como feldspatos, fragmentos vulcânicos e minerais pesados (piroxênios, anfibólios, granadas), não repercutiu no aumento da porosidade, desde que a geração de porosidade secundária foi anulada pela precipitação intergranular e intragranular de argilominerais, carbonatos e zeolitas.

10) O melhor potencial para preservação de porosidade existe em arenitos com

cutículas e franjas das argilas esmectíticas que, entretanto, sofreram intensa redução de permeabilidade.

14). Estudos futuros devem contemplar o reconhecimento da continuidade lateral dos intervalos cimentados, e suas relações com superfícies estratigráficas, que poderão ser utilizadas para a compreensão e previsão de sua distribuição.

7. Referencias Bibliográficas

- AMARAL, G.; CORDANI, V.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. 1966. Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. **Geoch. Cosmoch. Acta**, **31**: 117-142.
- ASMUS, H.E.; PONTE, F.C. 1973. The Brazilian marginal basins. In: Nairn, A.E.M. & Stehli, F.G. (eds.). **The Ocean Basins and Margins**, v. 1. The South Atlantic, p. 87-133, New York, Plenum Press.
- ASMUS, H.E. 1975. Controle estrutural da deposição mesozóica nas bacias da margem continental brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, 5 (3): 160-175.
- ASMUS, H.E. 1982. Geotectonic significance of Mesozoic-Cenozoic magmatic rocks in the Brazilian continental margin and adjoining emerged area. In: **Congr. Latino-Americano Geol.**, Buenos Aires, v. 3: 761-779.
- BERNER, R.A. 1981. A new geochemical classification of sedimentar environments. **J. Sediment. Petrol.**, **51**: 359-365.
- BERNER, R.A.; SCOTT, M.R.; THOMLINSON, C. 1970. Carbonate alkalinity in the pore waters of anoxic marine sediments. **Limnol. Oceanogr.** 15: 544-549.
- BLOCH, S.; HELMOLD, K. P. 1995. Approaches to predicting reservoir quality in sandstones: **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 79: 97-115.
- BLOCH, S.; LANDER, R. H.; BONNELL, L. 2002. Anomalously high porosity and permeability in deeply buried sandstone reservoirs: Origin and predictability: **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 86: 301-328.
- BOLES, J.R.; COOMBS, D.S. 1977. Zeolite facies alteration of sandstones in the Southland Syncline, New Zealand: **Am. Jour. Sci.** 277: 982-1012.

Boles, J.R.; Coombs, D.S. 1975. Mineral reactions in zeolitic Triassic tuff, Hokonui Hills, New Zealand: **Geol. Soc. America Bull.** 86:163-173.

CAINELLI, C.; MOHRIAK, W.U. 1999. Geology of Atlantic Eastern Brazilian basins. **AAPG International Conference & Exhibition Short Course - Brazilian Geology Part II**, November 8-11, Rio de Janeiro, Brazil.

CAMPOS C. W. M.; PONTE F. C.; MIURA K. 1974. Geology of the Brazilian continental margin. In: Burk, C. A. & Drake, C. L. (eds.). **The Geology Of Continental Margins**. Berlin, Springer-Verlag, p. 447-461.

CHOQUETTE, P.W.; PRAY, L.C. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 54: 207-250.

CORDANI V.; AMARAL, G.; KAWASHITA, K. 1972. The Precambrian evolution of South America. **Geol. Rundsch.**, 62: 309-317.

CURTIS, C.D. 1987. Mineralogical consequences of organic matter degradation in sediments: inorganic/organic diagenesis. In: Leggett J.K. & Zuffa G.G. (Eds.) **Marine Clastic Sedimentary – Concepts and Case Studies**. Graham and Trotman Ltd., London, pp.108-123.

DE ROS, L.F. 1996. Compositional controls on sandstone diagenesis. Comprehensive summaries of Uppsala Dissertations from the Faculty of Science and Technology, 198, 1-24.

DE ROS, L.F.; MORAD S.; AL-AASM, I.S. 1997. Diagenesis of siliciclastic and volcanoclastic sediments in the Cretaceous and Miocene sequences of NW African margin (DSDP Leg 47A, Site 397): **Sedimentary Geology**, 112: 137-156.

DE ROS, L.F.; GOLDBERG, K.; ABEL, M.; VICTORINETTI, F.; MASTELLA, L.; CASTRO, E. 2007. Advanced acquisition and management of petrographic information from reservoir rocks using the Petroledge® System: **AAPG Annual Conference and Exhibition**, Long Beach, CA, USA, Extended Abstracts Vol. 6 pp.

DIAS, J.L. 1993. Evolução da fase rift e a transição rift/drift nas bacias das margens leste e sudeste do Brasil. In: **SBGf. International Congress of the Brazilian Geophysical Society**, 3, Rio de Janeiro. Expanded Abstracts, 2:1328-1332.

DIAS, J.L.; OLIVEIRA, J.Q.; VIEIRA J.C. 1988. sedimentological and stratigraphic analysis of the Lagoa Feia Formation, rift phase of Campos Basin, Offshore Brazil: **Revista Brasileira de Geociências**, 18: 252-260.

DICKINSON, J.A.D. 1965. A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature*, 205, 587.

DICKINSON, W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In Zuffa, G. G. (ed.). **Provenance of Arenites**, 148: 333-361.

DICKINSON, W.R.; SUCZEK, C.A. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions: **American Association of Petroleum Geologist**, 63: 2164–2182.

EHRENBERG, S.N. 1989. Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones: Discussion: **AAPG Bulletin**, 73: 1274-1276.

ESTRELLA, G.; MELLO, M.R.; GAGLIANONE, P.C.; AZEVEDO, R.L.M.; TSUBONE, K.; ROSSETTI, E.; CONCHA, J.; BRÜNING, I.M.R.A. 1984. The Espírito Santo Basin, Brazil: source rock characterization and petroleum habitat, in Demaison, G. & Murriss, R.J. (eds.). *Petroleum Geochemistry and Basin Evaluation*: Tulsa, Oklahoma, American **Association of Petroleum Geologists Memoir** 35: 253-271.

FOLK, R.L. 1968. **Petrology of Sedimentary Rocks**. Hemphill's Pub., Austin, Texas, 107 pp.

FROELICH, P.N.; KLINKHAMMER, G.P.; BENDER, M.L. 1979. Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of eastern equatorial Atlantic: suboxic diagenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43: 1075-1090.

GALLOWAY, W.E. 1974. Deposition and diagenesis alteration of sandstone in northeast Pacific arc-related basins: Implications for greywacke genesis. **Geol. Soc. Am. Bull.**, 85: 379–390.

GOTTARDI, G.; GALLI, E. 1985. Natural Zeolites. Minerals and Rocks Series Vol. 18. XII + 409 pp. Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo: Springer-Verlag. Price DM 160 (hardback). ISBN 3 540 13939 7 (hardback); 0 387 13939 7 (paperback).

GUARDADO, L.R.; SPADINI A.R.; BRANDÃO, J.S.L.; MELLO, M.R. 2000. Petroleum System of the Campos Basin, Brazil, in Mello M. R. and Katz B. J., eds., Petroleum systems of South Atlantic margins: **AAPG Memoir 73**: 317-324.

GUARDADO, L.R.; GAMBOA, L.A.P.; LUCHESI, C.F. 1989. Petroleum Geology of the Campos Basin, a Model for a Producing Atlantic-Type Basin. In: Edwards J.D. & P.A. Santogrossi (eds.), Divergent/Passive Margin Basins: **AAPG Memoir 48**: 3-79.

HAY, R.L; SHEPPARD, R.A. 2001. Occurrence of zeolites in Sedimentary Rocks: An Overview.

HAY, R.L. 1966. Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks. **Geol Soc Am Spec Paper 85**, 130 p.

HESSE, R. 1990. Early diagenetic pore water/sediment interaction: modern offshore basins. In: McIlreath I.A. & Morrow D.W. (Eds), Diagenesis. **Geoscience Canada, Ottawa**, Ontario, p. 277-316.

KUPECZ, J.; GLUYAS, J.; BLOCK, S. 1997. Reservoir quality prediction in sandstones and carbonates: An overview. In: J. Kupecz; J. Gluyas; S. Block (eds.), *Reservoir quality prediction in sandstones and carbonates*. Tulsa, USA, American Association of Petroleum Geologists, p. VII-XXIV. **AAPG Memoir 69**.

LEYDEN, R., ASMUS, H.E., ZEMBRUSKI, S.; BRYAN, G. 1976. South Atlantic diapiric structures. **Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull.**, 60(2): 196-212.

MATHISEN, M. E.; MCPHERSON, J. G. 1991. Volcaniclastic deposits: implications for hydrocarbon exploration. In: Fisher R.V. & Smith G. A. (eds.), **Sedimentation in Volcanic Settings**, SEPM Special Publication 45: 27-36.

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

MELLO, M.R.; MAXWELL, J.R. 1990. Organic geochemical and biomarker characterization of source rocks and oils derived from lacustrine environments in the Brazilian continental margin, in B.J. Katz, ed., lacustrine basin exploration- case studies and modern analogs: **AAPG Memoir 50**: 77-95.

MELLO, M.R.; MOHRIAK, W.U.; KOUTSOUKOS, E.A.M.; BACOCOLI, G. 1994. Selected Petroleum Systems in Brazil, in Magoon L.B. and W.G. Dow, (eds), The Petroleum System - from Source to Trap: **AAPG Memoir, 60**: 499-512.

MIZUSAKI, A.M.P.; THOMAZ FILHO, A.; VALENÇA, J.G. 1988. Volcano-Sedimentary Sequence of Neocomian age in Campos Basin (Brazil): **Revista Brasileira de Geociências**, 18: 247-251.

MOHRIAK, W.E.; MELLO, M.R.; DEWEY J.F.; MAXWELL, J.R. 1990C. Petroleum Geology of the Campos Basin, Offshore Brazil, in Brooks J., ed., Classic Petroleum Provinces: **Geological Society Special Publication 50**:119-141.

MORAD, S.; DE ROS, L.F. 1994. Geochemistry and diagenesis of stratabound calcite cement layers within the Rannoch Formation of the Brent Group, Murchison Field, North Viking Graben (northern North Sea) - comment. **Sedimentary Geology**, 93: 135-141.

MORAD, S.; BEM ISMAIL, H.; DE ROS, L.F.; AL-AASM, I.S.; SERRHINI, N.E. 1994. Diagenesis and Formation water chemistry of Triassic reservoir sandstones from Southern Tunisia. **Sedimentology** 41: 1253-1272.

MORAD, S.; DE ROS, L.F.; AL-AASM, I.S. 1996. Origin of low $\delta^{18}O$, pre-compactional ferroan carbonates in the marine Sto Formation (Middle Jurassic), offshore NW Norway. **Mar. Pet. Geol.**, 13: 263-276.

MORAD, S.; KETZER, J.M.; DE ROS, L.F. 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: Implications for mass transfer in sedimentology basins. **Sedimentology**, v. 47: 95-120.

MORAD, S.; AL-RAMADAN, K.; KETZER, J.M.; DE ROS, L.F. 2010. The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy. **American Association of Petroleum**

Geologists Bulletin. 94: 1267–1309.

MORAD, S.; KETZER, J.M.; DE ROS, L.F. 2012. Linking diagenesis to sequence stratigraphy: an integrated tool for understanding and predicting reservoir quality distribution. In: Morad, S., Ketzer, J.M., & De Ros, L.F. (eds.), Linking Diagenesis to Sequence Stratigraphy, IAS Special Publication 45. Chichester, UK, **International Association of Sedimentologists**. Wiley-Blackwell, p. 1-36.

OJEDA, H.A.O. 1982. Structural Framework, Stratigraphy, and Evolution of Brazilian Marginal Basins: **AAPG Bulletin**, **66**, p. 732-749.

PIRRIE, D.; DITCWIELD, P.W.; WHALL J. D. 1994. Burial diagenesis and sandporefluid evolution in a Mesozoic back-arc basin the Marambio Group, Vega Island, Antarctica. **Journal of Sedimentary Research**, **A64**: 541-552.

PORTO, R.; ASMUS, H.E. 1976. The Brazilian marginal basins -- current state of knowledge. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 48(sup), 215-240.

SCHMIDT, V.; MC DONALD, D.A. 1979. The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. In Scholle, P.A. & Schluger P.R. (Eds.). Aspects of diagenesis (pp. 175-207). SEPM Special Publication 29. **Society of Economic Paleontologists and Mineralogists**.

SURDAM, R. C. 1973. Low grade metamorphism of tuffaceous rocks in the Karmutsen Group Vancouver Island British Columbia Geol. Soc. America Bull., 84: 1911- 1922.

SURDAM, R.C.; BOLES, J.R. 1979. Diagenesis of volcanic sandstones. In: Aspects of Diagenesis, Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Special Publication 26 (Ed. by Scholle P.A. & Schluger P.R.), Tulsa, OK, pp. 227–242.

THOMAZ-FILHO, A. 1982. Ocorrência de Arenito Betuminoso em Anhembi (SP) – Cubagem e Condicionamento Geológico. In: **Congr.Bras.Geologia**, **32**, Salvador, *Anais*, 5:2344-2348.

THOMAZ FILHO, A. 1983. Datação radiométrica de rochas ígneas básicas da bacia do Ceará. Rio de Janeiro: PETROBRÁS/CENPES. (Rel. int. CENPES 673-4462).

WILSON, M.D. 1994. Reservoir Quality Assessment and Prediction in Clastic Rocks: SEPM Short Course, 30: Tulsa, Okla., **SEPM (Society for Sedimentary Geology), 432.**

WINTER, W.R; JAHNERT, R.J.; FRANÇA, A.B. 2007. Bacia de Campos. **B. Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro, 15: 511-529.**

WORDEN, R.H.; BURLEY, S.D. 2003. Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone. In: Burley, S.D. & Worden, R.H. (Eds). Sandstone diagenesis: recent and ancient. **Reprint series of the International Association of Sedimentologists, Blackwell, London, 4: 3-44.**

ZUFFA, G.G. 1985. Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results. In G. G. Zuffa, (ed.). Provenance of Arenites, NATO-ASI Series C:165-189.

Artigo Científico

“*Diagenesis of Aptian sandstones and conglomerates of the Campos Basin*”

Submetido ao periódico *International Journal of Earth Sciences* da Springer Verlag em 14 de Janeiro de 2014.

Editorial Office, IJES (monikadullo@online.de) 17:52

Para: Awilsa de Sousa Gonçalves Carvalho

Dear Mrs Carvalho,

Your submission entitled "Diagenesis of Sandstones and Conglomerates Aptian of the Campos Basin" has been received by journal International Journal of Earth Sciences

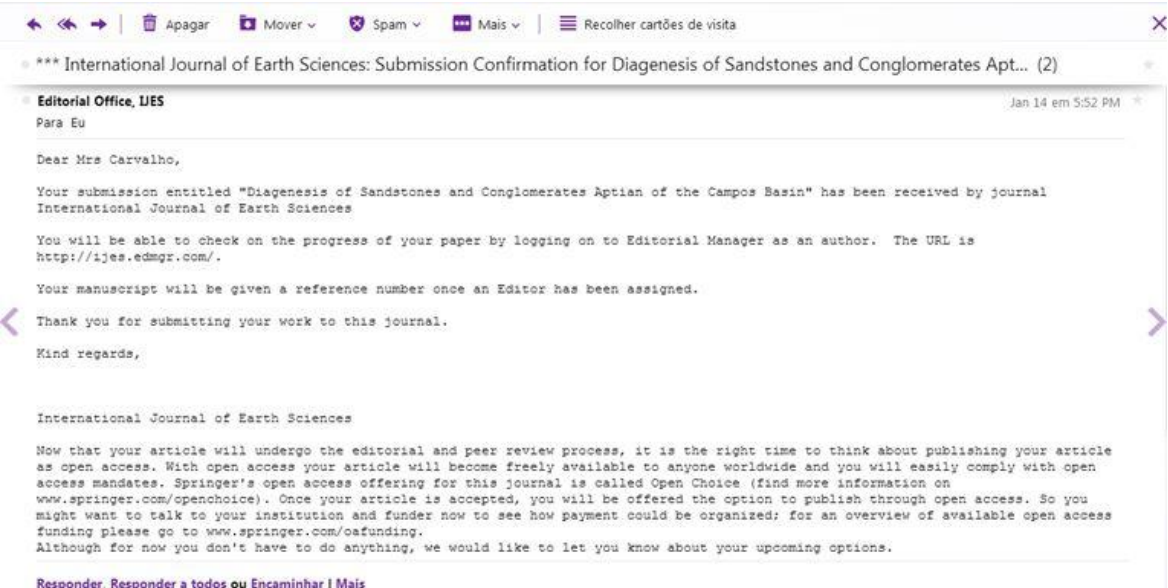
You will be able to check on the progress of your paper by logging on to Editorial Manager as an author. The URL is <http://ijes.edmgr.com/>.

Your manuscript will be given a reference number once an Editor has been assigned.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

International Journal of Earth Sciences



← → 🗑️ Apagar 📁 Mover 🚫 Spam 📧 Mais ☰ Recolher cartões de visita

*** International Journal of Earth Sciences: Submission Confirmation for Diagenesis of Sandstones and Conglomerates Apt... (2)

Editorial Office, IJES Jan 14 em 5:52 PM ✱

Para Eu

Dear Mrs Carvalho,

Your submission entitled "Diagenesis of Sandstones and Conglomerates Aptian of the Campos Basin" has been received by journal International Journal of Earth Sciences

You will be able to check on the progress of your paper by logging on to Editorial Manager as an author. The URL is <http://ijes.edmgr.com/>.

Your manuscript will be given a reference number once an Editor has been assigned.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

International Journal of Earth Sciences

Now that your article will undergo the editorial and peer review process, it is the right time to think about publishing your article as open access. With open access your article will become freely available to anyone worldwide and you will easily comply with open access mandates. Springer's open access offering for this journal is called Open Choice (find more information on www.springer.com/openchoice). Once your article is accepted, you will be offered the option to publish through open access. So you might want to talk to your institution and funder now to see how payment could be organized; for an overview of available open access funding please go to www.springer.com/oafunding. Although for now you don't have to do anything, we would like to let you know about your upcoming options.

[Responder](#), [Responder a todos](#) ou [Encaminhar](#) | [Mais](#)

Diagenesis of Sandstones and conglomerates Aptian of the Campos Basin

Awilsa de Sousa G. Carvalho* and Luiz Fernando De Ros

Geosciences Graduate Program, Universidade Federal do Rio Grande dos Sul,
Av. Bento Gonçalves, 9500, Agronomia - CEP 91501-970 Porto Alegre, RS - Brazil.
Tel.: (+55) 51 3308 7235; Fax: (+55) 51 3308 7047

awicarvalho@hotmail.com; lfderos@inf.ufrgs.br

*corresponding author, email: awicarvalho@hotmail.com

Abstract

A systematic study of 71 samples sandstones and conglomerates of the Itabapoana Formation (Aptian), selected from the cores of 13 wells in the *offshore* portion of Campos Basin, eastern Brazil, allowed the recognition of the main primary and diagenetic constituents, pore types, and of the space and time relations among them. These rocks are contemporaneous to the extensive lacustrine Pre-Salt carbonate reservoirs under exploration. The rocks range from very fine-grained sandstones to conglomerates, with predominance of very coarse-grained sandstones, and their original detrital composition corresponds to lithic arkoses and feldspathic litharenites, rich in volcanic rock fragments (VFR). Smectitic clay minerals are the most abundant diagenetic constituents, related mostly to the alteration of VRF, heavy minerals and biotite. The burial and thermal history and the flow of fluids also exerted a fundamental role on diagenetic processes and reservoir quality. The main diagenetic processes were the dissolution of volcanic fragments, feldspars and heavy minerals, the authigenesis of smectites, hematite, dolomite, calcite, zeolites and titanium oxides in intergranular pores and replacing VRF, feldspars, biotite and heavy minerals, mechanical and chemical compaction, and the albitization of feldspars, mostly plagioclase. Primary intergranular porosity was strongly reduced by compaction, and by smectite, calcite, dolomite and zeolite cementation. On the other hand, secondary porosity was generated by the dissolution of primary and diagenetic constituents, and by fracturing. The understanding of the space and time distribution of diagenetic processes in these rocks will allow the development of predictive

models of their quality that may contribute to the reduction of risks involved in their exploration.

Key-words: Campos Basin, Aptian, volcanic fragments, diagenesis, porosity, sandstones.

1. Introduction

Campos Basin is the most prolific basin of Brazil, representing around 84% of the country's oil production (source: ANP - Brazil National Petroleum Agency). Sandstones and conglomerates of Itabapoana Formation (Aptian), *offshore* portion of Campos Basin, are contemporaneous marginal deposits to the extensive "Pre-Salt" lacustrine carbonate reservoirs that constitute the main present exploration target. However, there are no published studies on the clastic rocks of the Itabapoana Formation. Such rocks may themselves constitute prospectable reservoirs, besides supplying important palaeoenvironmental information for the understanding of the lacustrine carbonate reservoirs.

Diagenetic studies are essential for the understanding and the prediction of the quality of reservoirs (e.g. Ehrenberg, 1990; Wilson, 1994; Bloch & Helmold, 1995; Kupecz et al., 1997; Bloch et al., 2002). This work consists in the petrographic study of the sandstones and conglomerates of the Itabapoana Formation (Aptian), sag section of Campos Basin, eastern Brazilian margin, with emphasis on the characterization of primary and diagenetic constituents and pore types, their distribution and paragenetic relations, on the definition of their depositional and post-depositional conditions, and on the evaluation of the impact of diagenesis on their quality as potential reservoirs.

2. Geological setting

Campos Basin is located along the northern coast of Rio de Janeiro State and the southern coast of Espírito Santo State, approximately between parallels 21° and 23° South of eastern Brazilian coast (Fig. 1). The limits of the basin are the Vitória Arc, to the North, the Cabo Frio Arc, to the South (Cainelli & Mohriak, 1999), and the Pre-Cambrian rocks of Serra do Mar, the Coastal Ranges, to the West. The approximate total area is 120.000 km², with a small onshore area, of only 5.800 km².

The basin contains around 39 oil fields (source: ANP - Brazil National Petroleum Agency), including among the most important, Badejo, Marlin, Albacora, Roncador, Enchova, Carapeba, Cherne, Bagre, Viola, Corvina, Jubarte, Cachalote, Barracuda, Pampo, Linguado, Trilha and Malhado (Winter *et al.*, 2007).

Campos Basin, as the other basins of eastern Brazilian margin, was originated through the rifting of Gondwana supercontinent during early Cretaceous. A thermal uplift promoted the separation of the African and South-American plates. These marginal basins developed very similar tectonic-stratigraphic patterns and evolution mechanisms (Mohriak *et al.*, 1990).

Cainelli & Mohriak (1999), Guardado *et al.* (2000) and Winter *et al.* (2007) defined three large tectonic-stratigraphic units according to the basin evolution stages (Fig. 2). The continental mega-sequence contains volcanic, siliciclastic and carbonate rocks deposited in rift sub-basins from early Neocomian to early Aptian in lacustrine, fluvial and alluvial environments. The transitional mega-sequence, commented ahead in larger detail, was deposited from middle Aptian to early Albian in a wide sag basin. The marine mega-sequence is represented initially by Albian shallow ramp carbonate sediments, after by transgressive sequences containing turbidite sandstones that are the basin's major reservoirs, and finally by a progradational succession.

The basin basement corresponds essentially to late Proterozoic gneissic and granitic rocks that were extensively covered by the basaltic volcanic and volcanoclastic rocks of the Cabiúnas Formation (Mizusaki *et al.*, 1988), which represent the first record of crustal rupture.

The Lagoa Feia Group comprises all the sedimentary rocks of the rift and sag sections located below the late Aptian Retiro Formation evaporites (Winter *et al.*, 2007; Fig. 2). The Itabapoana Formation, focus of this study, is represented by lithic conglomerates and sandstones deposited during the Barremian and the Aptian by proximal fan deltas, associated to the border faults of structural blocks, and by braided fluvial systems. The formation is up to 5000m thick in the rift depocenters, adjacent to major faults. This study concentrates in the Itabapoana sandstones and conglomerates of the thinner, Aptian sag section.

The upper portion of the Lagoa Feia Group corresponds to the Gargaú e Macabu Formations, deposited during middle and late Aptian in a wide sag basin, and is constituted by carbonate, muddy and sandy deposits, deposited in shallow lacustrine environments. The carbonate deposits correspond to the "Pre-Salt"

reservoirs presently under exploration in deep offshore areas. The top of these units is defined by a 112 Ma unconformity, which is covered by the late Aptian Retiro Formation evaporites (Winter *et al.*, 2007).

3. Sampling and methods

For this study, 71 thin sections representative of the sag section of the Itabapoana Formation were examined, prepared from core samples taken from 13 wells between 1930.75m and 4891.3m of depth. Of these thin sections, 10 showed preparation problems unfit for quantification. All samples were impregnated with blue epoxy resin, and the thin sections were stained with an alizarine S and potassium ferrocyanide solution for the identification of carbonate minerals (Dickinson, 1965). Quantification involved modal analysis through the counting of 300 points in each thin section, including the characterization of textures, fabrics e composition of primary and diagenetic constituents, and pore types.

Thin sections description and quantification were performed with the *Petroledge*® software (De Ros *et al.*, 2007). Primary constituents were described regarding their composition, location and modifications. The composition, habits, locations and paragenetic relations with other constituents or with porosity of each diagenetic constituent were described in detail. Pore types were described regarding their locations, modification processes and paragenetic relations. Such detail was important to the reconstruction of the original primary composition, and for the identification of the diagenetic constituents and processes that more directly affected the porosity and permeability of the rocks.

This study has also incorporated secondary electrons images from eight samples, performed in a JEOL JSM6490LV scanning electron microscope (SEM) of Petrobras Research Center, with micro-analytical energy-dispersive spectrometry (EDS) support of an OXFORD Inca equipment.

In this work, the definitions of the diagenetic stages eodiagenesis, mesodiagenesis and telodiagenesis are used *sensu* Morad *et al.* (2000).

4. Results

4.1 Primary texture and composition

The analyzed rocks are poorly to moderately sorted, ranging from fine-grained sandstones to conglomerates, with dominance of very coarse sandstones. Most of the sandstones show massive structure (Fig. 3A), and chaotic grain orientation.

Some finer-grained samples show sub-parallel lamination defined by levels of concentration of biotite and heavy mineral grains (Fig. 3B). The degree of packing ranges from loose, typically in coarser and more cemented samples (Fig. 3C), to tight, in finer-grained and less-cemented samples, with predominance of normal packing.

Their original essential primary composition, reconstructed from the identification of grains that were dissolved or replaced by diagenetic constituents, corresponds to lithic arkoses and feldspathic litharenites (*sensu* Folk, 1968; Fig. 4A), rich in volcanic rock fragments (VRF). The present composition corresponds to arkoses and lithic arkoses (Fig. 4B), indicating that the VRF were the primary constituents most affected by diagenesis.

VRF are commonly well-rounded, while quartz and feldspar grains, as well as plutonic rock fragments are commonly angular (Fig. 3D). VRF represent in average 5.2%, and a maximum of 45% of the bulk volume of analyzed samples, and the original composition represent in average 17.4%. Hemicrystalline types, with sub-ophitic, microlitic and spherulitic textures, predominate over holocrystalline types, with aphyric, trachytic and felsitic textures. VRF are heterogeneously replaced by smectitic clay minerals, hematite or carbonates, and deformed by compaction.

Fragments of felsic plutonic rocks (av. 23.5%; max. 83.7%) are dominantly constituted by quartz, microcline, plagioclase, orthoclase, and biotite. Schist (av. 0.1%; max. 2%) and serpentinite fragments (max. 0.7%) are much less common than the plutonic fragments.

Quartz grains are essentially of the monocrystalline plutonic type (av. 9.9%; max. 29.7%). Grains of polycrystalline metamorphic quartz are much less common, representing in average 0.8%, and in maximum 8% of present rock volume.

Detrital feldspars are quite common (av. 9.7%; max. 21.7%) of present volume; and the original composition represent in average 22.5%, with a predominance of plagioclase (av. 3.9%; max. 6.7% of present volume), and the original composition represent in average 10.7%, owing to their strong albitization or replacement by clay minerals or carbonates. Among the potassic feldspars, microcline (av. 3.8%; max. 9.7% of present volume) predominates over orthoclase (av. 1.7%; max. 3.7%) and perthite (av. 0.2%; max. 1.7%).

Micas are represented mostly by biotite (av. 2.3%; max. 19.7%) of present volume; and the original composition represent in average 4.6%, and are more abundant in the finer-grained sandstones. Detrital heavy minerals represent in

average 1.6%, and up to 16.3% of present samples volume, comprising mostly amphiboles (Fig. 3E), pyroxenes, garnets, zircon, titanite and rutile.

The dominant intrabasinal constituents are stevensite ooids and peloids (Fig. 3F), which make in average 0.5%, up to 5.7%, and in average 0.3%, up to 5.7% of present rock volume respectively. Stevensite is a magnesian smectitic clay mineral, which general formula can be written as: $(Ca_{0.5}Na)_{0.33}(Mg, Fe^{++})_3Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot n(H_2O)$, or as: $Na_{0.2}(Mg_{2.3}Al_{0.3}Fe_{0.1})Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot n(H_2O)$. In previous studies, the mineralogy of part of these clay ooids and peloids was characterized as interstratified talc/stevensite (Rehim et al., 1986), or as kerolite (hydrated talc; Bertani e Carozzi, 1985a; 1985b). Stevensite ooids and peloids are commonly replaced by calcite or dolomite.

Other intrabasinal constituents include mud intraclasts (<1%), partially compacted into pseudomatrix, and argillaceous soil intraclasts (up to 1.7%), which show commonly shrinkage due to dehydration.

4.2 Diagenetic processes and constituents

The main diagenetic processes identified were the dissolution of VRF, feldspars and heavy minerals, the authigenesis of smectites, hematite, ferroan and non-ferroan dolomite and calcite, zeolites and Ti oxides cementing and replacing grains, and the albitization of the feldspars, mostly of the plagioclases.

Smectitic clay minerals are the most important authigenic constituents, occurring in five distinct habits: rims (av.2.3%; max. 16%; Fig. 5A; 5B) and coatings (av. 2.7%; max. 12.3%) covering grains; microcrystalline aggregates filling intergranular pores (av. 2.6%; max. 12%; Fig. 5C) and replacing grains (av. 11.4%; max. 41%); sheaf aggregates and fringes replacing glass in hemicrystalline VRF (av. 0.6%; max. 5.7%); and as radiated aggregates filling partially intergranular pores (av. <1%; max. 2,4%). Grains totally replaced by smectitic clay minerals were described as undifferentiated primary constituents (av. 2.2%; max. 8%). The scanning electron microcopy (SEM) examination of some samples with support of EDS analyses suggest the presence of illite–smectite (I/S) and chlorite-smectite (C/S) mixed-layers clay minerals, which may be a product of smectites transformation or of direct neoformation.

Kaolinite or dickite occurs as booklet aggregates of pseudo-hexagonal crystals (Fig. 5D) replacing grains of plagioclase (av. 0.2%; max. 3.7%) and other

feldspars (av. 0.1%; max. 3.6%), and with lamellar habit, replacing and expanding micas (av. 0,1%; max. 5%).

Chlorite occurs in sheaf and microcrystalline habits, replacing plagioclase (av. <1%; max. 2%), VRF (av. <1%; max. 1%), amphibole (av. <1%; max. 1.3%), garnet (av. <1%; max. 1.3%), biotite (av. <1%; max. 1.4%), and other primary constituents (av. 0.2%; max. 3%).

Zeolites are widespread, occurring in diverse species and habits. Analcime polyhedral crystals (Fig. 5E) cover discontinuously the grains (av. 0.2%; max. 11%). Other species with prismatic habit replace VRF (av. 0.8%; max. 15%), plagioclase (av. 0.4%; max. 7%), K-feldspars (<1%), and other grains (av. 0.4%; max. 6%). Less commonly, sheaf, fibro-radiated and microcrystalline aggregates replace VRF and other grains and fill intergranular pores, replacing or being replaced and covered by smectitic clays (Fig. 5F).

No-ferroan dolomite and ferroan dolomite/ankerite are the main type of carbonate in the analyzed samples. These minerals occur with blocky, poikilotopic, anhedral macrocrystalline and microcrystalline habits replacing VRF (av. 1.1%; max. 25.7%), feldspars (av. 1.7%; max. 26.3%), ooids/peloids estevensíticos (av. 1.1%; max. 28%), mud intraclasts (av. <1%; max. 1.7%; Fig. 6A), smectite (av. 0.2%; max. 4.7%; Fig. 6B), undetermined, totally replaced grains (av. 2,2%; max. 33,1%; Fig. 6C), zeolites (av. <1%; max. 2%), calcite (av. <1%; max. 2%), and expanding biotite along cleavages (av. 1.2; max. 17.7%; Fig. 6D). "Saddle" dolomite crystals with wavy extinction (av. 0.5%; max. 15.4%) locally replace grains and fill intergranular pores lined by siderite rims (Fig. 6E; Fig. 6F).

Non-ferroan and ferroan calcite occur in macrocrystalline to poikilotopic (Fig. 7A; 7B) subordinately microcrystalline (Fig. 7C) and blocky habits, filling intergranular pores (av. 2.6%; max. 19.7%), and replacing feldspars (av. 0.8%; max.13%), VRF (av. 0.5%; max. 18%), heavy minerals (av. <1%; max. 0.7%), stevensite ooids/peloids (av. 1.4%; max. 18.7%; Fig. 7D), mud intraclasts, and other grains (av. 1.1%; max. 17.7%).

The hematite forms coatings that cover non-selectively the grains (Fig. 8A; av. 2.3%; max. 20.7%), commonly associated to smectite. It also occurs commonly in microcrystalline habit, replacing VRF (av. 1.6%; max. 13%), plagioclase (av. 0.1%; max. 2.3%) and other grains (av. <1%; max. 0.7%), and filling intergranular pores (av. 0.2%; max. 4.7%).

Chalcedony (Fig. 8B) and microquartz fill intergranular pores, and replace VRF and other grains. Quartz overgrowths are scarce. Microcrystalline albite heterogeneously replaces the plagioclases (av. 1.8%; max. 7.7%) e K-feldspars (av. 0.3%; max. 2.3%). K-feldspar overgrowths cover heterogeneously grains of feldspar, (av. <1%; %; max. 1,3%).

Microcrystalline and macrocrystalline pyrite replace VRF (av. 0.6%; max. 6%), plagioclase (av. <1%; max. 0.7%) and other grains (av. 0.2%; max. 2%), as well as diagenetic constituents, such as smectite and dolomite. Microcrystalline titanium oxides occur mostly replacing VRF and heavy minerals.

Residual oil is relatively common in the analyzed thin sections, either filling intergranular or fracture pores, or covering diverse primary and diagenetic constituents (Fig. 8D), occurring also as fluids inclusions in the latter.

Compaction and Porosity

Mechanical compaction evidences include the fracturing of quartz, feldspars and VRF, besides the deformation of ductile grains, such as micas, VRF altered to smectite and stevensite ooids/peloids. Chemical compaction through pressure dissolution was minor. The abundant eodiagenetic cementation by carbonates and clay minerals limited the compaction of most of the analyzed sandstones.

Intergranular primary porosity (Fig. 9A) was strongly reduced owing to the intense cementation. Secondary porosity comprises mostly intragranular pores generated by the dissolution of feldspars (Fig. 9B), VRF and heavy minerals, and moldic pores, formed by the total dissolution of these grains (Fig. 9C), as well as irregular vugular pores.

Secondary porosity was also formed by the shrinkage of mud and soil intraclasts, and of the pseudomatrix formed by their compaction, as well as by the fracturing of grains and rocks (Fig. 9D).

The evaluation of the proportion of primary porosity reduction through cementation *versus* compaction is shown in Figure 10, which relates the intergranular volume (IGV) with intergranular cement volume (cf. Ehrenberg, 1989). This diagram shows that primary porosity reduction of part of the samples occurred mostly due to cementation, while the intergranular porosity of most of the samples was reduced essentially owing to compaction.

5. Discussion

Provenance and depositional environment

As mentioned before, the sandstones and conglomerates of the Itabapoana Formation are very immature, both texturally and compositionally. Their original detrital composition is rich in feldspars, VRF and heavy minerals, particularly amphiboles, pyroxenes and garnets. The siliciclastic grains are dominantly angular, and poorly-sorted. Such textural and compositional characteristics indicate a limited transportation of first-cycle sediments, from proximal source areas with rugged topography, and under dry climatic conditions (Basu, 1985; Suttner & Dutta, 1986).

On the other hand, VRF are commonly well-rounded, indicating a reworking of sediments from a previous depositional cycle, probably corresponding to epiclastic fluvial deposits, developed on the volcanic rocks of the Cabiúnas Formation (Mizusaki et al., 1988; Fig. 2).

The original essential composition of the analyzed sandstones and conglomerates, rich in feldspars, volcanic and plutonic fragments, would correspond to a provenance from transitional to dissected arc in Dickinson (1985) diagram (Fig. 11). However, the abundance of microcline and the angular shape of the feldspars and quartz grains and of plutonic rock fragments, contrasting with the rounded VRF, clearly suggest a mixture between first-cycle alluvial sediments, derived from uplifted blocks of the plutonic basement, with sediments recycled from an epiclastic cover (cf. Critelli & Ingersoll, 1995), developed on the basaltic rocks of the Cabiúnas Formation.

Paragenetic sequence and diagenetic environments

The sequence of diagenetic processes observed in the studied sandstones and conglomerates was constructed essentially based on the textural paragenetic relations of the diagenetic constituents with primary constituents and the porosity (Fig. 12).

The first diagenetic processes that affected the rocks involved the eodiagenetic alteration and dissolution of the most unstable detrital grains, particularly of VRF and heavy minerals, in contact with oxidizing surface waters. Consequently, hematite was formed as coatings and replacing part of these grains.

The main product of the eodiagenetic alteration of VRF and other unstable grains was the expressive authigenesis of smectitic clay minerals, as a result of the

interaction between this immature detrital composition with fluids with high ionic concentration, derived from evaporation in a continental environment under dry climate, from the adjacent alkaline lacustrine environments, and itself from the alteration of such unstable grains. The illite-smectite and chlorite-smectite interstratified clay minerals identified by SEM+EDS may represent a product of the transformation of the original smectites during progressive burial (cf. Chang et al., 1987; Moraes & De Ros, 1992; Humphreys et al., 1994; Worden & Morad, 2003), or of direct neoformation, favored by alkaline concentrated fluids.

The scarcity of kaolinite was probably related to the elevated concentration and alkalinity of the fluids during eodiagenesis, product both of a dry climate (Ketzer et al., 2003), and of the accelerated alteration of VRF. The localized occurrences of kaolinite/dickite were probably related to the episodic influx of diluted meteoric waters (cf. Bjørlykke, 1998), or to mesodiagenetic acidic fluids, related to organic matter maturation (Morad et al., 2000).

The small amounts and the very limited distribution of siderite were probably related to local reducing conditions during eodiagenesis, promoting iron reduction in the suboxic zone, or methanogenic fermentation. Such conditions would be favored by low dissolved sulfate content in interstitial waters (Postma, 1982; Morad, 1998).

The eodiagenetic precipitation of chalcedony and microquartz took place before the cementation by carbonates, probably due to the high Si activity promoted by the alteration of VRF and siliciclastic grains. Likewise, K-feldspar overgrowths formed during eodiagenesis, derived from the dissolution of unstable constituents that increased the activity of K^+ , Si^{4+} and Al^{3+} of interstitial fluids (De Ros et al., 1994).

Mechanical compaction was very heterogeneous, promoting rearrangement and fracturing of rigid feldspar and quartz grains, and deformation of ductile grains, mostly of altered VRF and micas in the rocks with limited eodiagenetic cementation. Chemical compaction was, in general, very limited.

The distribution and the paragenetic relations of the diagenetic carbonates indicate that there were different stages of precipitation of dolomite and of calcite.

A first calcite precipitation stage took place at shallow depths, filling intergranular pores and replacing unselectively the detrital grains, with macrocrystalline and poikilotopic habits, and the stevensite peloids/ooids, with microcrystalline habit. A second precipitation stage involved ferroan calcite, mostly replacing feldspar grains.

Dolomite precipitated in a first stage, as non-ferroan, macrocrystalline to poikilotopic crystals, filling intergranular pores and replacing non-selectively the primary constituents before compaction. “Saddle” dolomite occurs only in one well, filling intergranular pores previously lined by siderite rims. A third stage is represented by post-compaction ferroan dolomite/ankerite replacing unselectively grains and filling residual intergranular pores.

The abundance of these carbonates in the studied sandstones was related to the high reactivity of VRF. The alteration of the VRF released Ca^{2+} e Mg^{2+} ions and contributes to the increase of alkalinity, favoring carbonate precipitation (Watts, 1980; Morad & De Ros, 1994 Burns & Matter, 1995; Morad, 1998). The predominance of dolomite over other carbonates may be related to the availability of Fe^{2+} and Mg^{2+} derived from the basaltic VRF, which would have also favored the authigenesis of trioctahedral smectites. The replacement or transformation of these clay minerals during progressive burial may explain the iron enrichment of late carbonate phases.

Likewise, the presence of zeolites in the analyzed rocks was related to interaction of alkaline fluids with the unstable VRF (Hay, 1966; Surdam & Boles, 1979; Tang et al., 1994). The alteration of VRF and plagioclase released Si^{4+} , Al^{3+} , Na^+ e Ca^{2+} to the interstitial fluids, which favors the precipitation of zeolites (Hay, 2001). The most important requisite to the precipitation of zeolites is a high $\text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Ca}^{2+} / \text{H}^+$ activity ratio. The proportion of extra-framework cations, the temperature and the pH determine which zeolite species are formed. The pre-compaction precipitation of analcime was related to Na^+ derived from the alteration of plagioclase and volcanic glass (Hay, 2001), which are probably also the sources for later albite precipitation.

The formation of coarse-crystalline pyrite was probably connected to H_2S generated by the thermal sulfate reduction during late burial (Morad et al., 2000; Machel, 2001).

Reservoir quality implications

The main porosity reduction mechanisms observed in the analyzed samples are the mechanical compaction and the cementation by smectitic clay minerals, carbonates and zeolites.

Sandstones and conglomerates with remnant primary intergranular porosity display smectitic rims and coatings, which have apparently limited the filling of pores by carbonates and zeolites. Intragranular secondary pores formed by the dissolution

of VRF, feldspars and heavy minerals are relatively common. Other secondary pores derived from partial carbonates dissolution and from shrinkage of authigenic smectites, and of mud and soil intraclasts contribute to the bulk porosity of some of the rocks. However, commonly the eodiagenetic cementation by carbonates, smectitic clays and zeolites was very intense, promoting severe reduction of primary porosity. Presently, the sandstones and conglomerates show in average only 2.7%, and up to 15% of petrographic macroporosity.

The distribution of levels with pervasive cementation and those with remnant porosity may be related to the distribution of VRF and other reactive grains, as well as to structural and textural parameters related to depositional facies and the stratigraphic surfaces and units (cf. Morad et al., 2000; 2010). These aspects should be evaluated in future studies of the Itabapoana Formation.

6. Conclusions

Aptian sandstones and conglomerates of the Itabapoana Formation from Campos Basin range between very fine sandstones and conglomerates, with predominance of very coarse sandstones, poorly to moderately sorted. Their original essential detrital composition corresponds to lithic arkoses and feldspathic litharenites (*sensu* Folk, 1968), rich in volcanic rock fragments (VRF), feldspars and detrital heavy minerals.

The main recorded diagenetic processes are the dissolution of VRF, feldspars, heavy minerals and biotite, their cementation and replacement by smectite, hematite, dolomite, calcite, zeolites and albite, and mechanical compaction.

Smectitic clay minerals are the most important authigenic constituents, occurring as rims, coatings, microcrystalline, radial and sheaf aggregates covering and replacing grains, lining and filling pores.

No-ferroan dolomite and ferroan dolomite/ankerite was the second more abundant diagenetic constituent, filling intergranular pores and replacing non-selectively the grains. Calcite and zeolites were also common, but less abundant.

The formation of these diagenetic constituents is related to the interaction between the immature detrital composition of the sandstones and conglomerates with alkaline diagenetic fluids, derived from the adjacent lacustrine system, and itself from the dissolution of the unstable primary constituents.

Although for the intense cementation, compaction was more effective in the reduction of porosity of the analyzed rocks. The dissolution feldspars, VRF and

heavy minerals was not reflected in porosity enhancement, as the generated secondary porosity was largely filled by smectites, carbonates or zeolites.

The abundant cementation strongly reduced the intergranular porosity of most of the samples. Petrographic macroporosity represents only 2.7% in average and 15% in maximum of bulk samples volume.

The best potential for porosity preservation in the Itabapoana Formation resides in sandstones with rims and coatings of smectitic clays that, however, promote substantial permeability reduction.

Future studies should contemplate the distribution of major porosity-reducing diagenetic processes in relation to the distribution of VRF and other reactive grains, as well as to depositional facies and the stratigraphic surfaces and units.

7. Acknowledgements

The authors would like to express their thanks to Petrobras, in special to Gerson Caravaca, by the concession of thin section, data and information, and for the permission to publish this work. Thanks also to the National Council for Scientific and Technological Development (CNPq) for the research grant to A.S.G.C., to UFRGS Institute of Geosciences, and to LHB-Endeeper, for access to intalations, equipments and software.

8. References

- Basu A (1985) Influence of climate and relief on compositions of sands released at source areas, in G. G. Zuffa, ed., *Provenance of Arenites: NATO-ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences*, v. 148: Dordrecht, Germany, D. Reidel Pub. Co., p. 1-18
- Bertani RT, Carozzi AV (1985) Lagoa Feia Formation (Lower Cretaceous) Campos Basin, offshore Brazil: Rift Valley type lacustrine carbonate reservoirs - II. *Journal of Petroleum Geology*, 8, 2, pp. 199-220
- Bjørlykke K (1998) Clay mineral diagenesis in sedimentary basins: A key to the prediction of rock properties. Examples from the North Sea Basin: *Clay Minerals*, v. 33, p. 15-34
- Burns SJ, Matter A (1995) Geochemistry of carbonate cements in surficial alluvial conglomerates and their paleoclimatic implications, Sultanate of Oman. *Journal of Sedimentary Research* A65, 170-177
- Cainelli C, Mohriak WU (1999) Geology of Atlantic Eastern Brazilian basins. 1998 AAPG International Conference & Exhibition Short Course - Brazilian Geology Part II, November 8-11, Rio de Janeiro, Brazil
- Chang HK, Mackenzie FT, Schoonmaker J (1986) Comparisons between the diagenesis of dioctahedral and trioctahedral smectite, Brazilian offshore basins: *Clays and Clay Minerals*, v. 34, p. 407-423
- Critelli S, Ingersoll RY (1995) Interpretation of neovolcanic versus palaeovolcanic sand grains: an example from Miocene deep-marine sandstone of the Topanga Group (Southern California). *Sedimentology* 42, 783-804
- De Ros LF, Sgarbi GNC, Morad S (1994) Multiple authigenesis of K-feldspar in sandstones: evidence from the Cretaceous Areado Formation, São Francisco Basin, central Brazil. *Journal of Sedimentary Research*, 64: 778-787
- De Ros LF, Goldberg K, Abel M, Victorinetti F, Mastella L, Castro E (2007) Advanced acquisition and management of petrographic information from reservoir rocks using the Petroledge® System: AAPG Annual Conference and Exhibition, Long Beach, CA, USA, Extended Abstracts Vol. 6 pp
- Dickson JAD (1965) A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature*, 205, 587
- Dickinson WR (1985) Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones, in G. G. Zuffa, ed., *Provenance of Arenites: NATO-ASI Series C*, v. 148: Dordrecht, The Netherlands, D. Reidel Pub. Co., p. 333-361
- Ehrenberg SN (1989) Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones: Discussion: *AAPG Bulletin*, v. 73, p. 1274-1276

- Ehrenberg SN (1990) Relationship between diagenesis and reservoir quality in sandstones of the Garn Formation, Haltenbanken, mid-Norwegian continental shelf. *AAPG Bull.*, 74, 1538–1558
- Folk, R.L., 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill's Pub., Austin, Texas, 107 pp
- Guardado LR, Spadini AR, Brandão JSL, Mello MR (2000) Petroleum System of the Campos Basin, Brazil, in Mello M. R. and Katz B. J., eds., *Petroleum systems of South Atlantic margins: AAPG Memoir 73*, p. 317-324
- Hay RL (1966) Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks. *Geol Soc Am Spec Paper 85*, 130 p
- Hay RL, Sheppard RA (2001) Occurrence of zeolites in Sedimentary Rocks: An Overview
- Humphreys B, Kemp SJ, Lott GK, Bermanto F, Dharmayant DA, Samori I (1994) Origin of grain-coating chlorite by smectite transformation back-arc basin, Indonesia *Clay Mineral.*, 29, 681-692.
- interlayered limestone-dolostone reservoirs. *AAPG Bull.*, 90, 91–114.
- Ehenberg, S.N., McArthur *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 56, p. 329– 345
- Ketzer JM, Morad S, Amorosi A (2003) Predictive diagenetic clay-mineral distribution in siliciclastic rocks within a sequence stratigraphic framework. In: *Clay Mineral Cements in Sandstones*, International Association of Sedimentologists Special Publication 34 (Ed. by R.H. Worden and S. Morad), Blackwell Publishing, Oxford, pp. 43–61
- Kupez JA, Gluyas J, Bloch S (1997) Reservoir Quality Prediction in Sandstones and Carbonates, *AAPG Memoir*, 69. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, 311 pp
- Machel HG (2001) Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings - old and new insights. *Sedimentary Geology* 140, 143-175
- Mizusaki AMP, Thomaz Filho A, Valença JG (1988) Volcano-sedimentary sequence of Neocomian age in Campos Basin (Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, v.18, p. 247-251
- Mohriak WE, Mello MR, Dewey JF, Maxwell JR (1990) Petroleum Geology of the Campos Basin, Offshore Brazil, in Brooks J., ed., *Classic Petroleum Provinces: Geological Society Special Publication 50*, p.119-141
- Morad S, De Ros L.F (1994) Geochemistry and diagenesis of stratabound calcite cement layers within the Rannoch Formation of the Brent Group, Murchison Field, North Viking Graben (northern North Sea) - comment. *Sedimentary Geology*, v. 93, p. 135-141
- Morad S (1998) Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution. In: Morad, S. (Ed.). *Carbonate Cementation in Sandstones*. IAS Special Publication, 26, 1-26
- Morad S, Ketzer JM, De Ros LF (2000) Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: Implications for mass transfer in sedimentology basins. *Sedimentology* 47 (1): 95-120

- Morad S, Al-Ramadan K, Ketzer JM, De Ros LF (2010) The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy: AAPG Bull. , v. 94, no. 8, p. 1267–1309
- Moraes MAS, De Ros LF (1992) Depositional, infiltrated and authigenic clays in fluvial sandstones of the Jurassic Sergi Formation, Recôncavo Basin, northeastern Brazil, in D. W. Houseknecht, and E. W. Pittman, eds., Origin, Diagenesis and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones: SEPM Special Publication, v. 47: Tulsa, Okla., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 197-208
- Postma D (1982) Pyrite and siderite formation in brackish and freshwater swamp sediments. Am. J. Sci., 282, 1151 - 1185
- Rehim HAAA, Pimentel AM, Carvalho MD, Monteiro M (1986) Talco e estevensita na Formação Lagoa Feia da bacia de Campos - possíveis implicações no ambiente deposicional. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34 Anais, Goiânia, 416- 425
- Ryu IC, Niem AR (1999) Sandstone diagenesis, reservoir potential, and sequence stratigraphy of the Eocene Tye Basin, Oregon: Jour. Sedim. Res., v. 69, p. 384-393
- Surdam RC, Boles JR (1979) Diagenesis of volcanic sandstones. In: Aspects of Diagenesis, Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Special Publication 26 (Ed. by P.A. Scholle and P.R. Schluger), Tulsa, OK, pp. 227–242
- Suttner LJ, Dutta PK (1986) Alluvial sandstone composition and paleoclimate: I. Framework mineralogy: J. Sediment. Petrol., 56, 329-345
- Tang Z, Parnell J, Ruffell AH (1994) Deposition and diagenesis of the lacustrine-fluvial Cangfanggou Group (uppermost Permian to Lower Triassic), southern Junggar Basin, NW China: a contribution from sequence stratigraphy: Journal of Paleolimnology, v. 11, p. 67-90
- Watts NL (1980). Quaternary pedogenic calcretes from the Kalahari (South Africa): mineralogy, genesis and diagenesis. *Sedimentology*, 27(6): 661-686.
- Wilson MD (1994) Reservoir Quality Assessment and Prediction in Clastic Rocks, SEPM Short Course, 30. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa, Okla., 432 pp
- Winter WR, Jahnert RJ, França AB (2007) Bacia de Campos. B. Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 511-529
- Worden RH, Morad S (2003) Clay minerals in sandstones: controls on formation distribution and evolution. In: Worden, R. H. & Morad, S. (Eds.). Clay Minerals Cements in Sandstones. International Association of Sedimentologists Special Publication 34 (Ed. by R.H. Worden and S. Morad), Blackwell Publishing, Oxford, p. 3-41
- Zuffa GG (1985) Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results, in G. G. Zuffa, ed., Provenance of Arenites, NATO-ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences 148, p. 165-189

Figure Captions

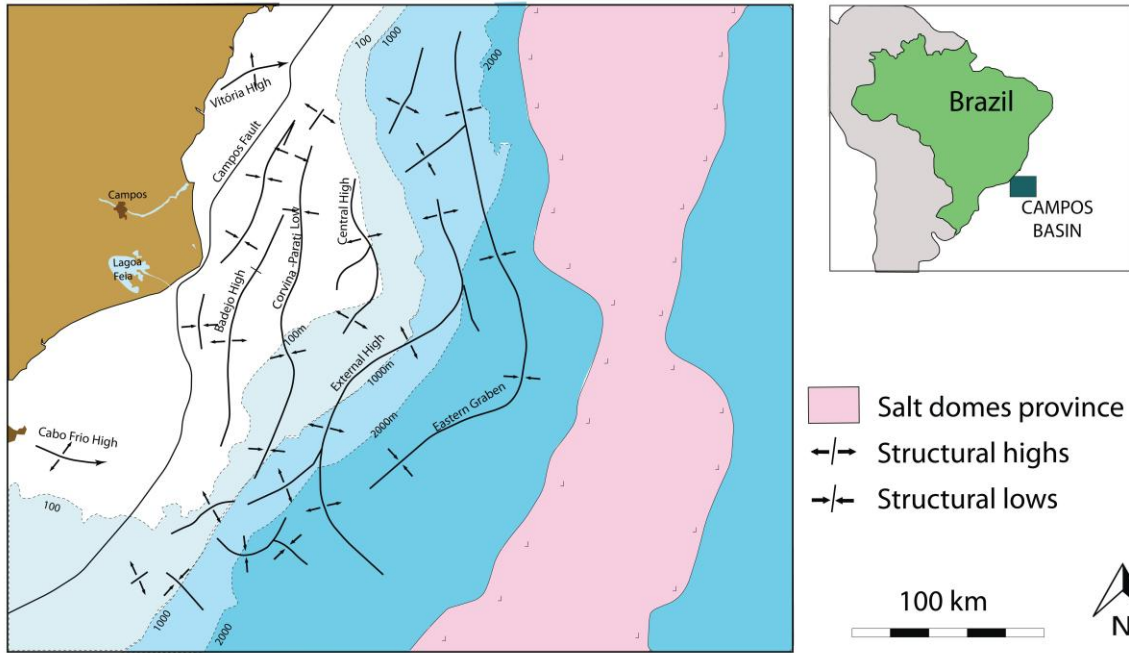


Figure 1- Location map of the Campos Basin, eastern Brazilian margin, with its main structural features (modified from Guardado et al., 2000).

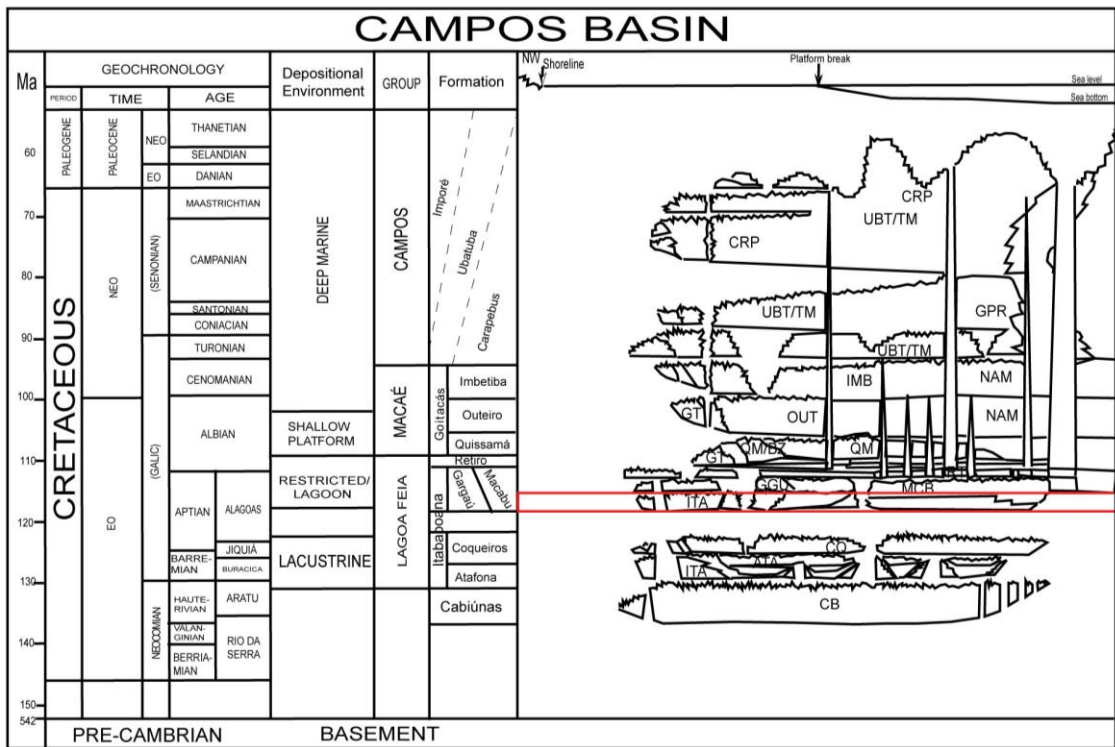


Figure 2 – Part of the stratigraphic column of the Campos Basin, emphasis on the study unit (modified from Winter et al., 2000).

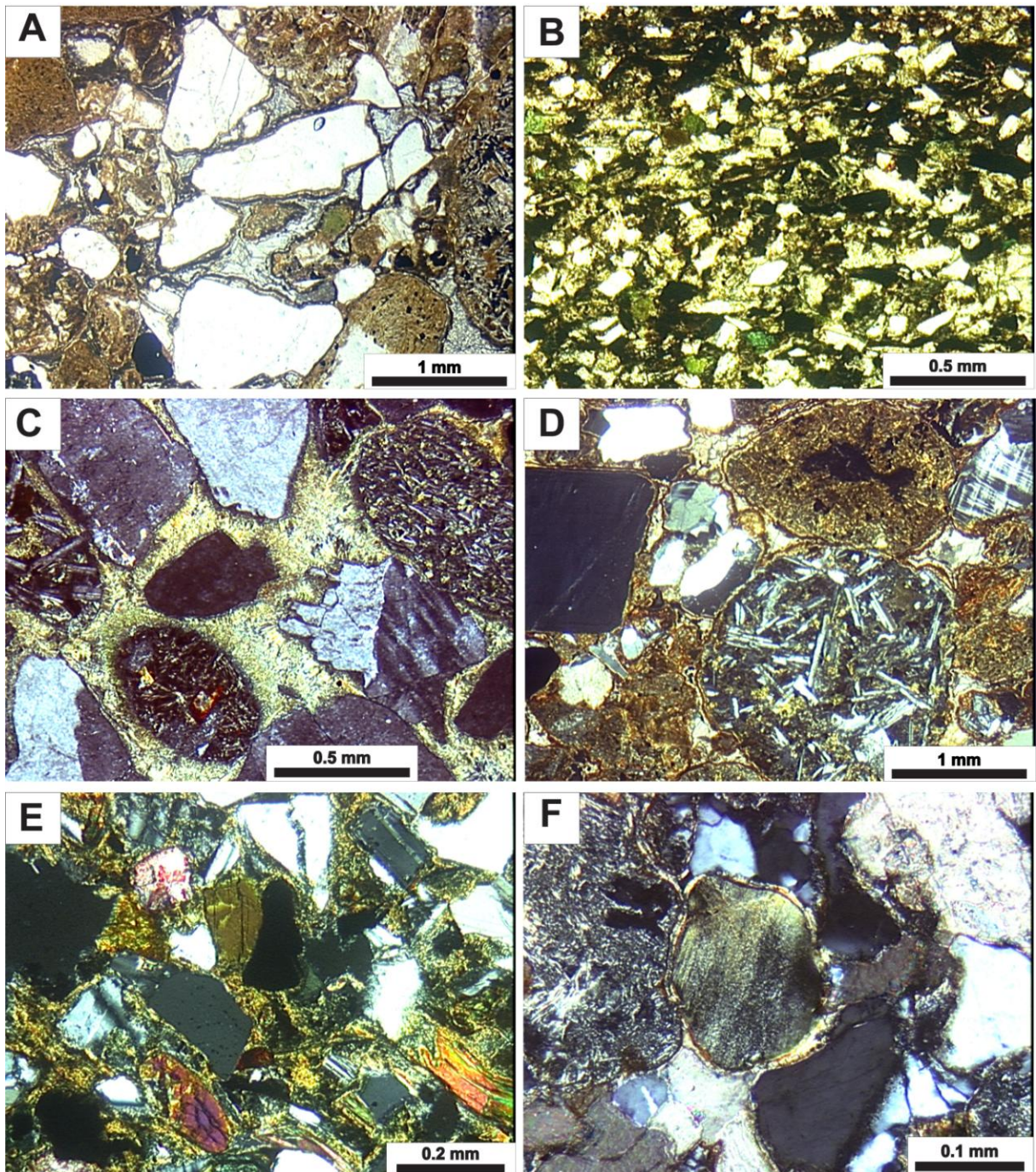


Figure 3 - A) Very coarse-grained sandstone with rounded volcanic rock fragments (VRF) and angular grains of quartz, feldspar, and plutonic fragments. RJS13 2597,8. (crossed polarizers - XP). **B)** Coarse-grained sandstone cemented by smectite, with loose packing. RJS13 2248,9. (XP). **C)** Coarse-grained sandstone with massive structure and chaotic grain orientation. RJS13 2597,8. (XP). **D)** Fine-grained sandstone with sub-parallel grain orientation and lamination defined by the distribution of micas and heavy minerals. RJS78 2675,75. (XP). **E)** Heavy minerals of amphibole and pyroxene. RJS36 2250,20. (XP). **F)** Stevensite peloids. RJS351 3659,9. (XP).

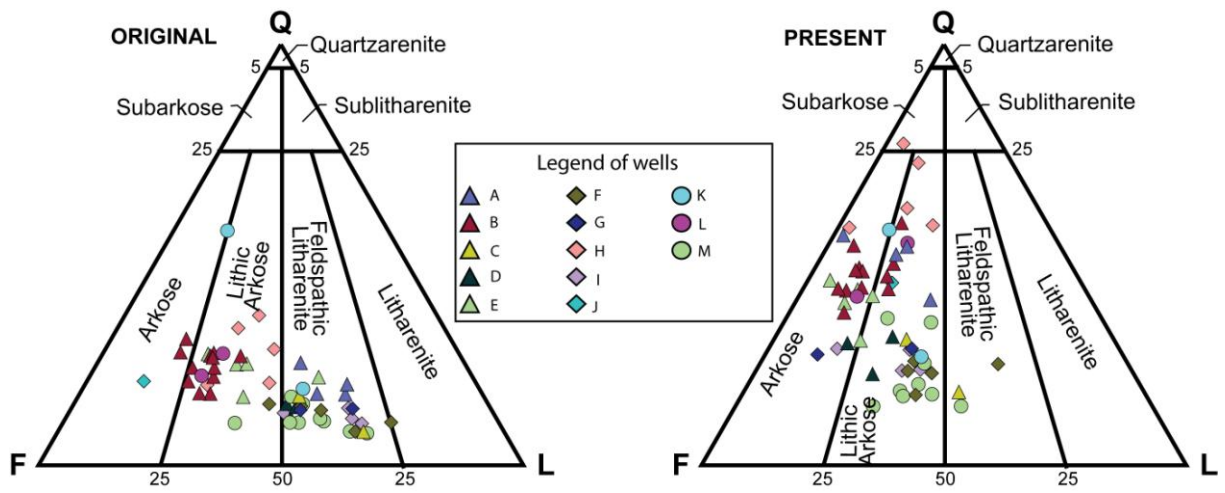


Figure 4 – Original and present detrital composition from 61 samples of Itabapoana sandstones and conglomerates, plotted on Folk (1968) diagram.

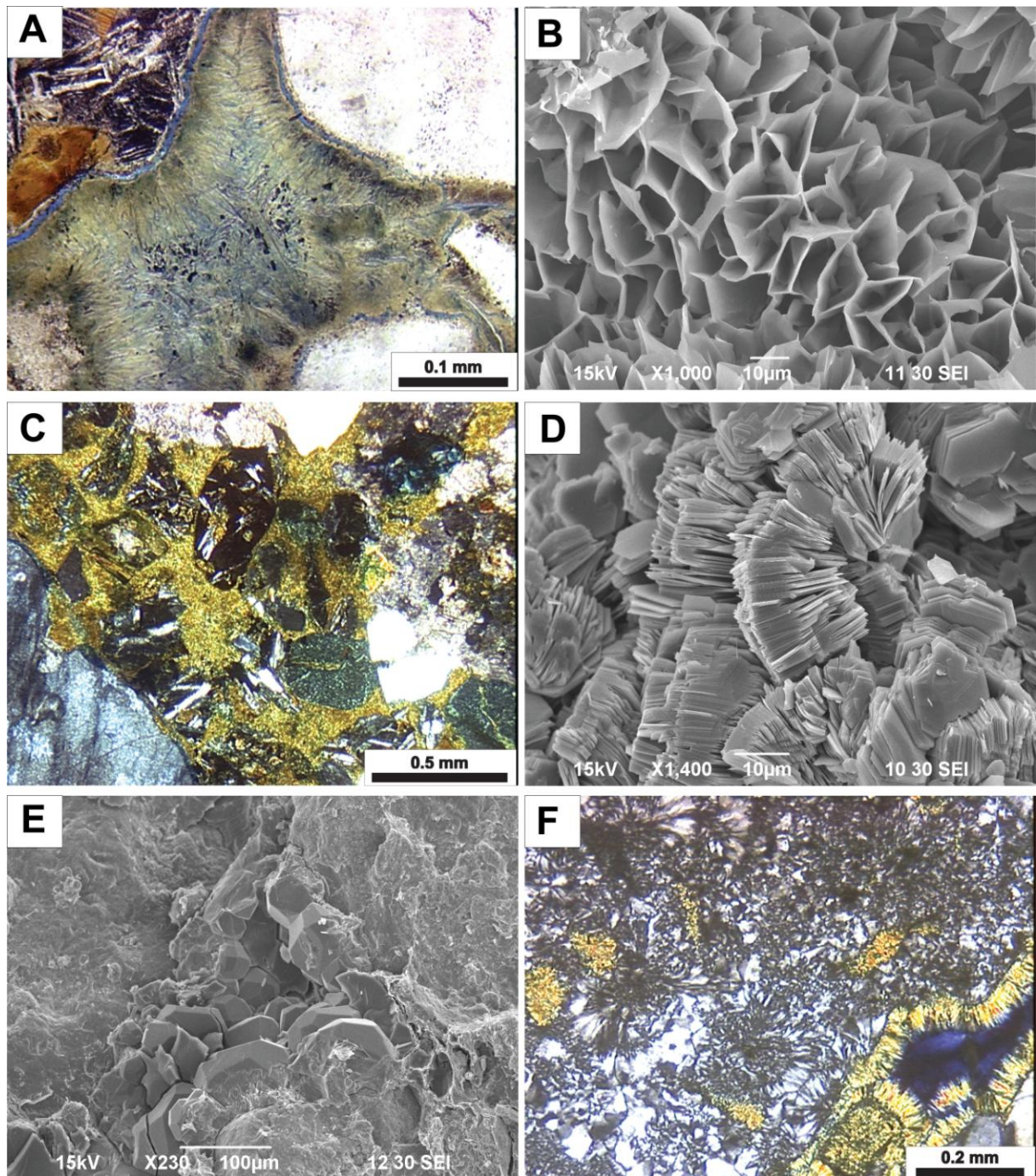


Figure 5 – A) Thick rims of smectite surrounding grains and filling intergranular pores. RJS36 2248,9. Uncrossed polarizers (//P). **B)** Details of the morphology of the smectite. Secondary electrons (SEM) image. RJS-48A 1930,75. **C)** Microcrystalline smectitic clays filling pores and replacing VRF. RJS48A 1937,5. (XP). **D)** Detail of the morphology of kaolinite or dickite. (SEM). RJS58 2864,1. **E)** Polyhedral crystals of analcime in intergranular pore. (SEM). RJS47E 3084,9. **F)** Fibro-radiated zeolite filling pores and replacing VRF, surrounded by smectite rims. RJS47E 3083,2. (XP).

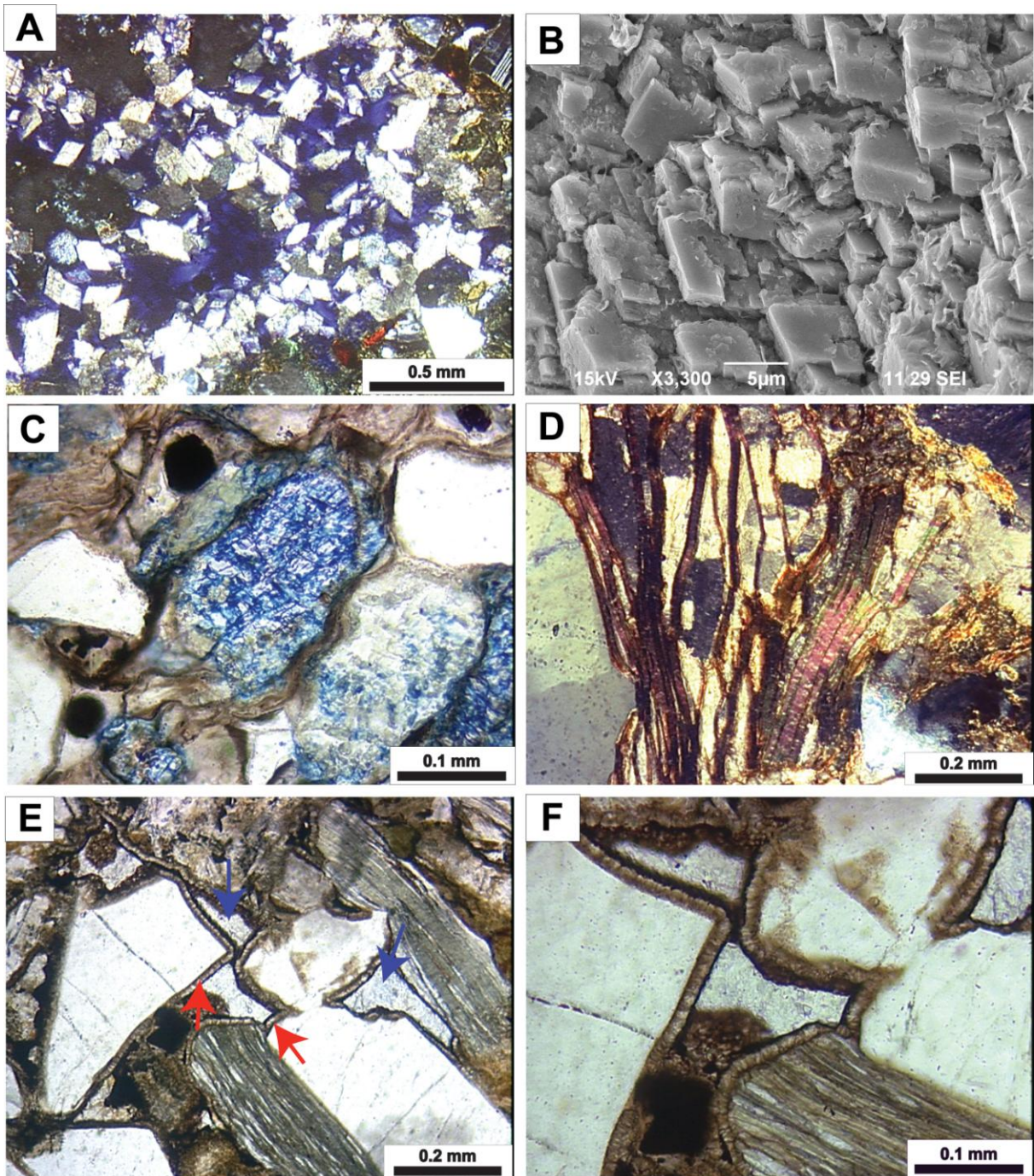


Figure 6 – **A)** Dolomite rhombs replacing partially dissolved mud intraclast. RJS48A 1934,7. (XP). **B)** Detail of the morphology of dolomite associated with replacing smectitic clay minerals (SEM). RJS48A 1945,55. **C)** Fe-dolomite replacing undifferentiated grains. RJS350 4889.5. (// P). **D)** Dolomite expanding biotite. RJS51 3659,9. (XP). **E)** Thick rims of siderite (red arrow) lining pores filled by saddle dolomite (blue arrows). RJS127 2731,4. (//P). **F)** Details of siderite rims covered by oil and saddle dolomite. RJS127 2731,4. (//P).

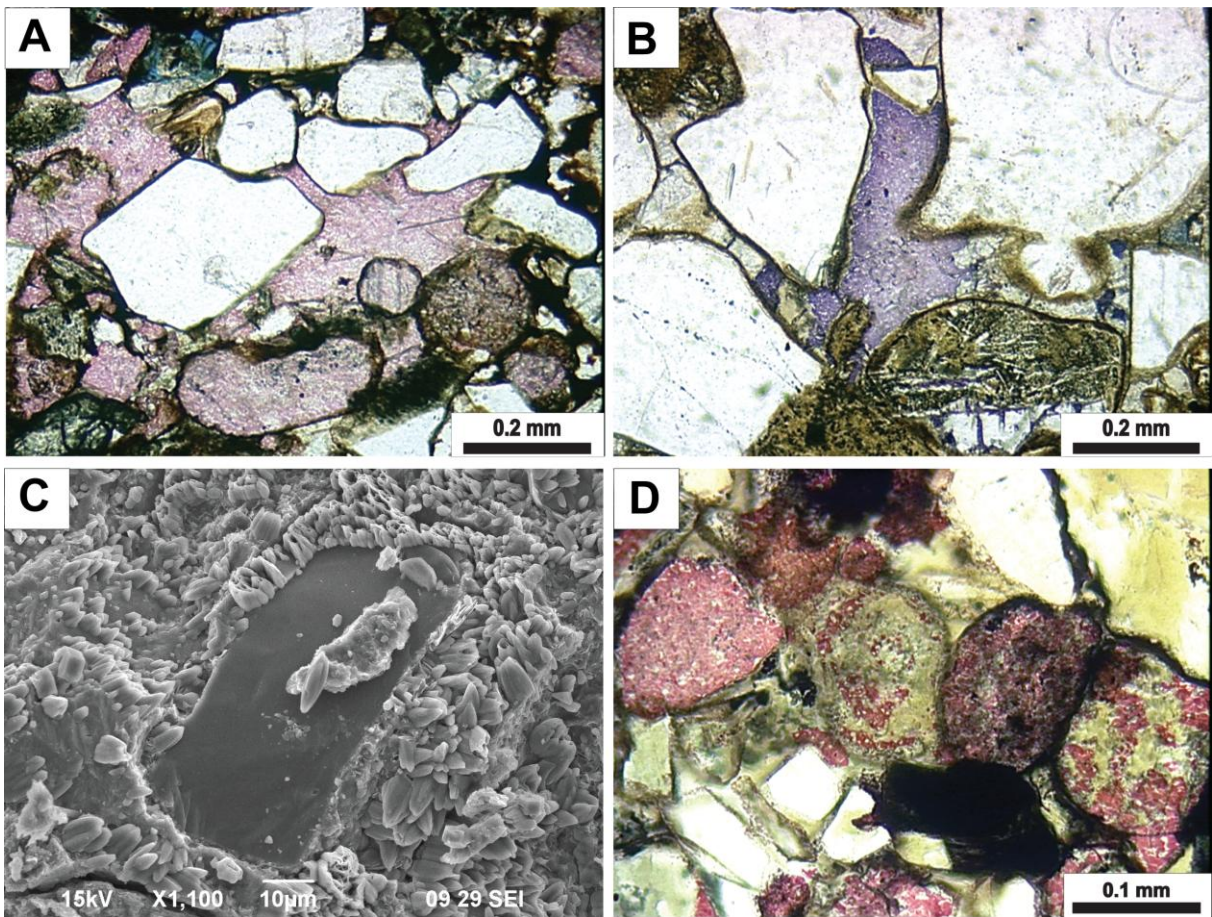


Figure 7 – A) Poikilotopic calcite (stained pink) filling intergranular pores and replacing grains. RJS78 2773,8. (//P). **B)** Fe-calcite (stained purple) and dolomite (unstained) filling intergranular pores lined by smectite and hematite coatings. RJS51 2438,75. (//P). **C)** Rims of microcrystalline calcite covering grains. (SEM). RJS48A 1945,55. **D)** Calcite (stained pink) replacing stevensite peloids and other grains. RJS183 3117,8. (//P).

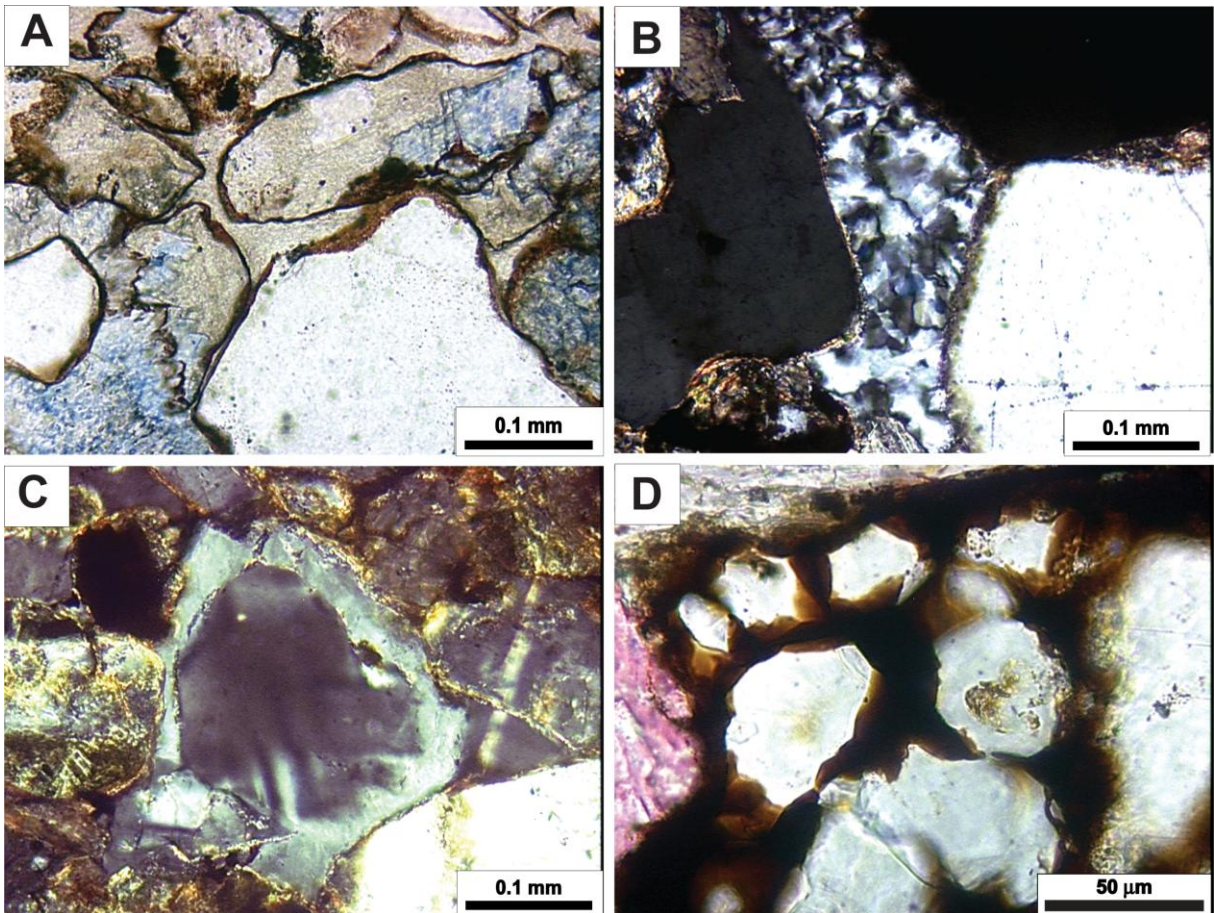


Figure 8 – A) Hematite coatings covering continuously grains replaced and cemented by non-ferroan and ferroan (stained pink) dolomite. RJS350 4883,1. (XP). **B)** Chalcedony filling intergranular pores lined by smectitic coatings. RJS350 4888,2. (XP). **C)** Microcline grain covered by large, epitaxial K-feldspar overgrowth. RJS78 2673,8. (XP). **D)** Oil covering analcime crystals and undifferentiated grains. RJS78 2773,8. (XP).

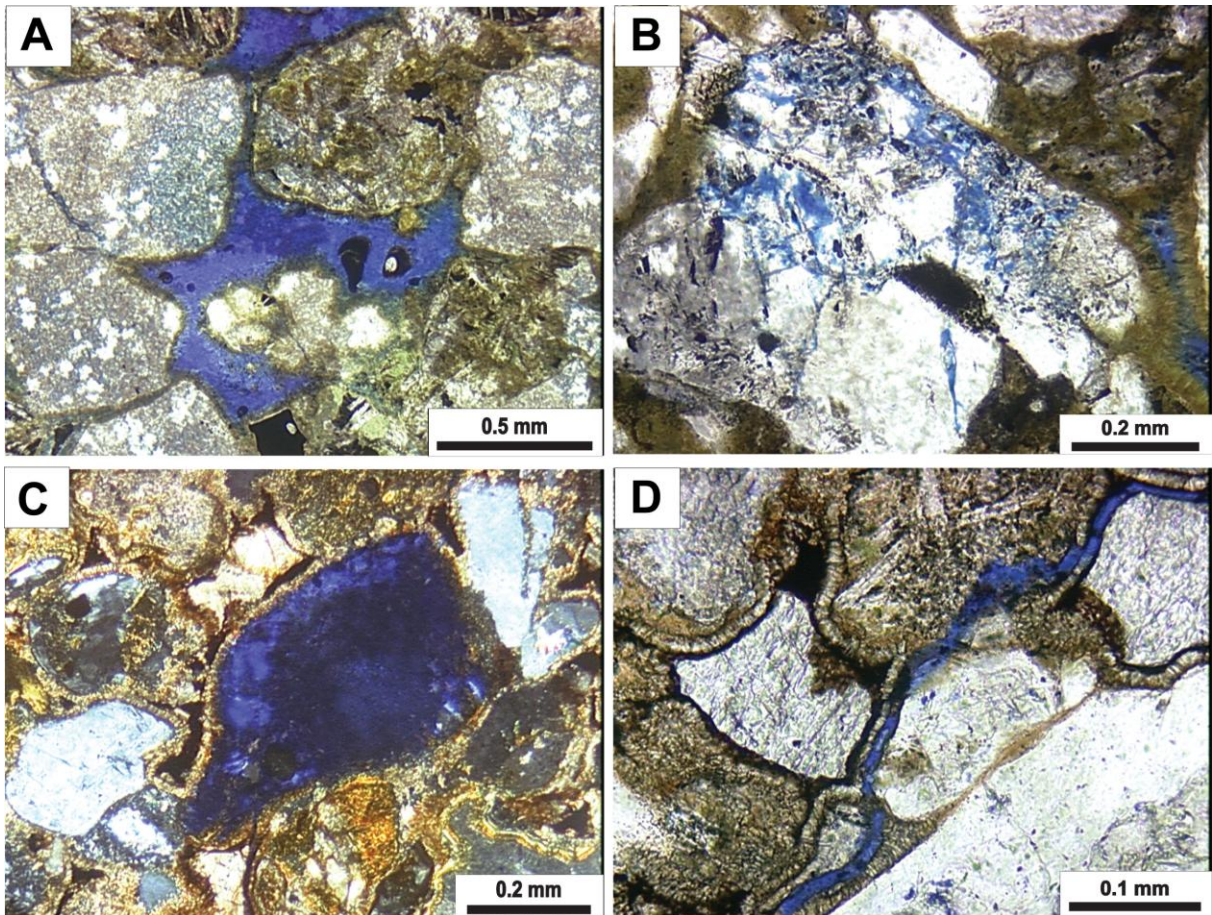


Figure 9 – A) Primary intergranular pores lined by smectite rims. RJS48A 1937,5. (//P). **B)** Intragranular porosity generated by dissolution of feldspar in sandstone with smectite rims. RJS48A 1933,1. (//P). **C)** Moldic pores generated by total dissolution of undifferentiated grain. RJS127 2731,4. (//P). **D)** Rock fracture porosity. RJS127 2731,4. (//P).

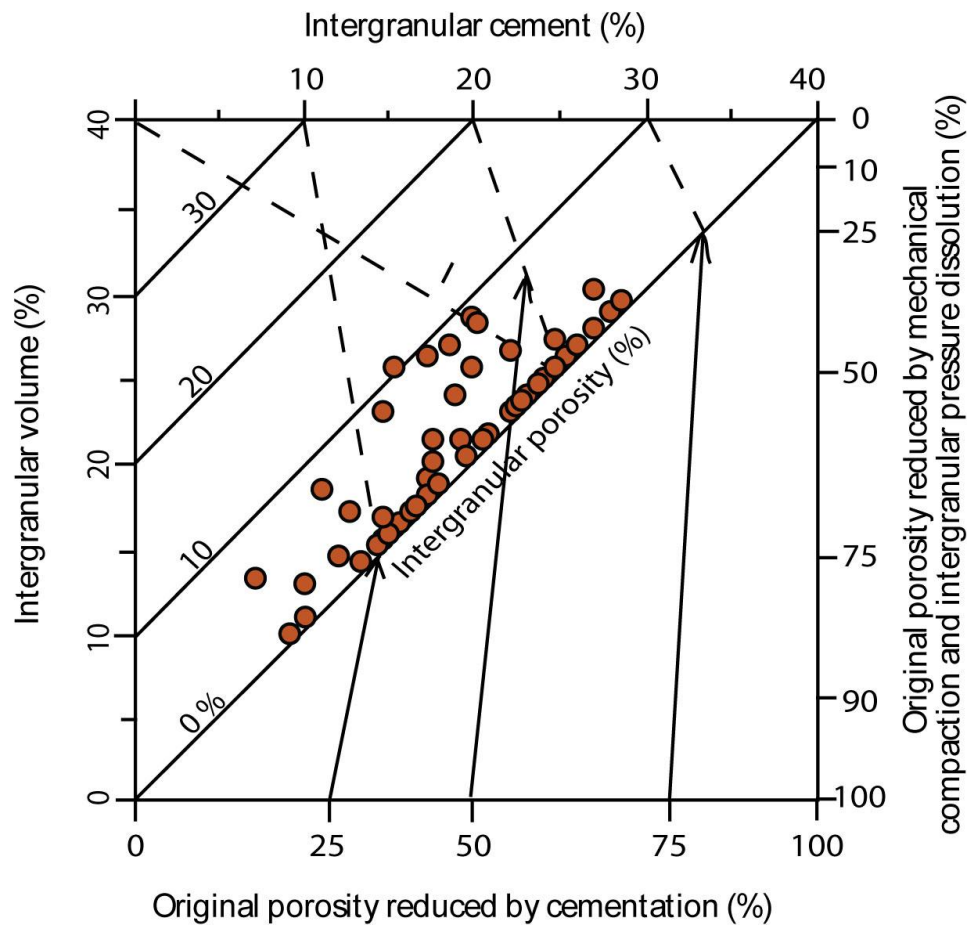


Figure 10 – Diagram of intergranular volume *versus* intergranular cement (cf. Ehrenberg, 1990), showing the predominance of compaction over cementation as the main process of primary intergranular porosity reduction of most of the quantified samples.

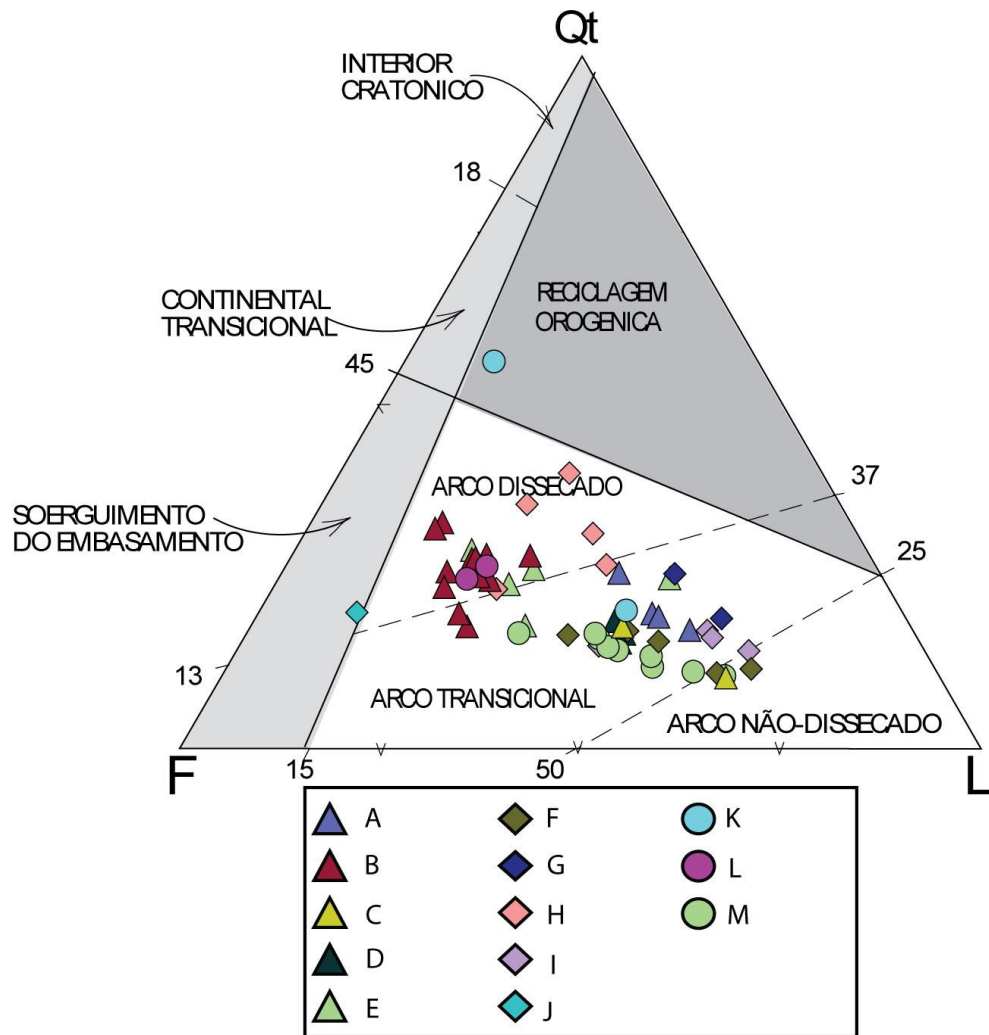


Figure 11 – Original essential composition of the 61 quantified samples, plotted on Dickinson (1985) provenance diagram.

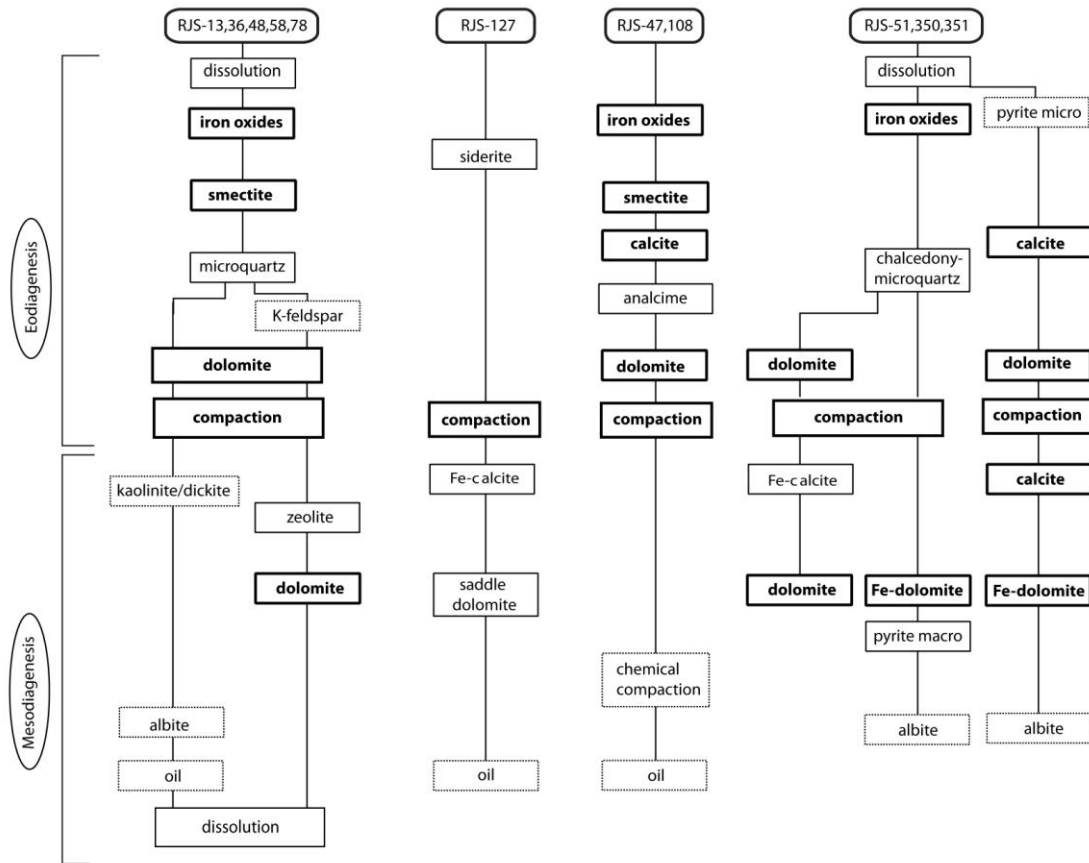


Figure 12 - Flow chart of the simplified paragenetic sequences of analyzed Itabapoana sandstones and conglomerates. Processes highlighted in bold are those that most impacted, and those marked by dotted lines are the ones that least impacted porosity.

ANEXOS

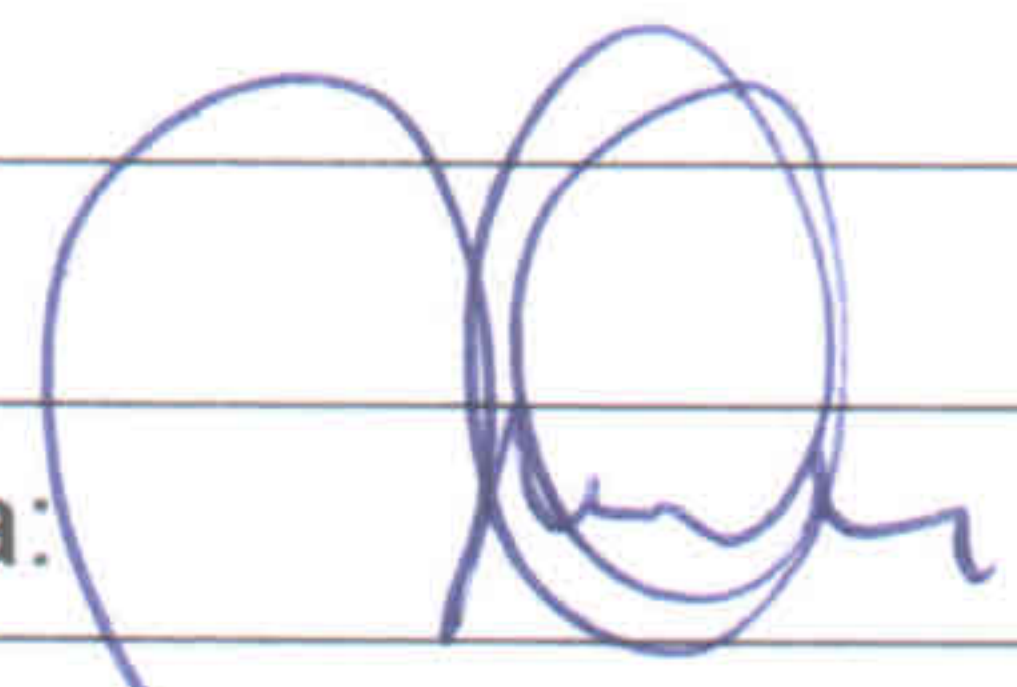
CD-ROM, contendo as versões digitais do Resumo sintético e do Artigo, além dos seguintes Anexos:

- a) Tabela de quantificação petrográfica das lamínas delgadas descritas;
- b) Descrição petrográfica das lamínas delgadas em PDF;
- c) Documentação fotomicrográfica ótica;
- d) Análises de microscopia eletrônica de varredura (MEV), modo de elétrons secundários;
- e) Microanálises por espectrometria de energia dispersada EDS.

ANEXO I	
Título da Dissertação/Tese:	
"DIAGÊNESE DE ARENITOS E CONGLOMERADOS APTIANOS DA BACIA DE CAMPOS"	
Área de Concentração: ESTRATIGRAFIA	
Autor: AWILSA DE SOUSA GONÇALVES CARVALHO	
Orientador: Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros	
Examinador: Profa. Dra. Maria Rita Caetano Chang	
Data: 27/01/2014	
Conceito: A	
PARECER:	
A Dissertação de Mestrado em tela traz os resultados de um estudo sobre a diagênese de arenitos e conglomerados da Formação Itabapoana, Aptiano da Bacia de Campos.	
O texto aborda de forma clara e objetiva os procedimentos e resultados obtidos, em concordância com os objetivos almejados pela pesquisa. A discussão dos resultados e as interpretações apresentadas no texto em português e no artigo em inglês, submetido ao periódico <i>Journal of Earth Sciences</i> , foram elaboradas à luz dos conhecimentos mais recentes e daqueles já consagrados na literatura específica.	
Constitui, portanto, trabalho de muito bom nível, demonstrando conhecimento e preparo da autora para obtenção do título de Mestre.	
Todavia, algumas questões devem ser revistas.	
Quanto às figuras do texto em português: a) figura 1 - faltam coordenadas geográficas; b) figura 2 - deve ser ampliada para melhor visualização.	
Quanto às figuras do artigo: a) figura 1 - faltam coordenadas geográficas; b) figura 2 – falta indicar as diferentes megassequências; c) figura 3 – há Inversões e incongruências na descrição das fotos; d) figura 6 – as fotos apresentadas não correspondem ao descrito no texto e na própria figura; e) figura 11 – usar texto da figura em inglês; f) figura 12 – os poços foram identificados por letras (A, B, ...) nas figuras anteriores e nesta foram suas siglas (RJS-47, ...).	
No texto em português: a) problemas frequentes na acentuação de palavras como zeólitas , fluido (substantivo, pois <u>fluido</u> é o particípio passado do verbo fluir), lâminas , rifte(s) (a palavra já está aportuguesada, de forma que ao usar a forma original, esta deve ser escrita em itálico – <i>rift(s)</i>), deltaico , oides , feldspatoides (nova ortografia), dentre outras; b) à p. 7, a 2ª. sentença do 1º parágrafo apresenta informação errônea, devendo ser corrigida; c) à p.18, a expressão “localizações diagenéticas” provavelmente se refere a “localizações [ou posicionamentos] na sequência diagenética”.	

O texto do artigo em inglês deve ser revisto para suprimir algumas impropriedades:
a) uso incorreto de ponto em números (ex.: 120.000 km² - correto seria **120,000 km²** ou **120 000 km²**); b) e foi utilizado em lugar de **and**; c) o penúltimo parágrafo da p.35 (5ª. página do texto do artigo) deve ser reescrito para que a situação dos plagioclásios fique melhor esclarecida.

Assinatura:



Data: 27/01/2014

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

"DIAGÊNESE DE ARENITOS E CONGLOMERADOS APTIANOS DA BACIA DE CAMPOS"

Área de Concentração: ESTRATIGRAFIA

Autor: AWILSA DE SOUSA GONÇALVES CARVALHO

Orientador: Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros

Examinador: Prof. Dr. Marcus Vinicius Dornelles Remus

Data:

07.02.2014

Conceito:

B (BOM)

PARECER:

A dissertação é apresentada no formato de artigo científico adequado ao modelo de 116620. O assunto escolhido é relevante por tratar da diagenese dos sedimentos siliciclásticos do Aptiano da Bacia de Campos que possui implicações para a exploração de hidrocarbonetos.

O texto está bem escrito e organizado e as ilustrações são pertinentes e adequadas.

- Pequenos erros de citação bibliográfica (pag 7) onde a candidata cita os autores em ordem alfabética ao invés de ordem cronológica.

- Pag. 48: legenda conjunta. As imagens mostradas não combinam com as legendas. Provavelmente ocorreu uma troca entre as figs. 3 A, B, C e D.

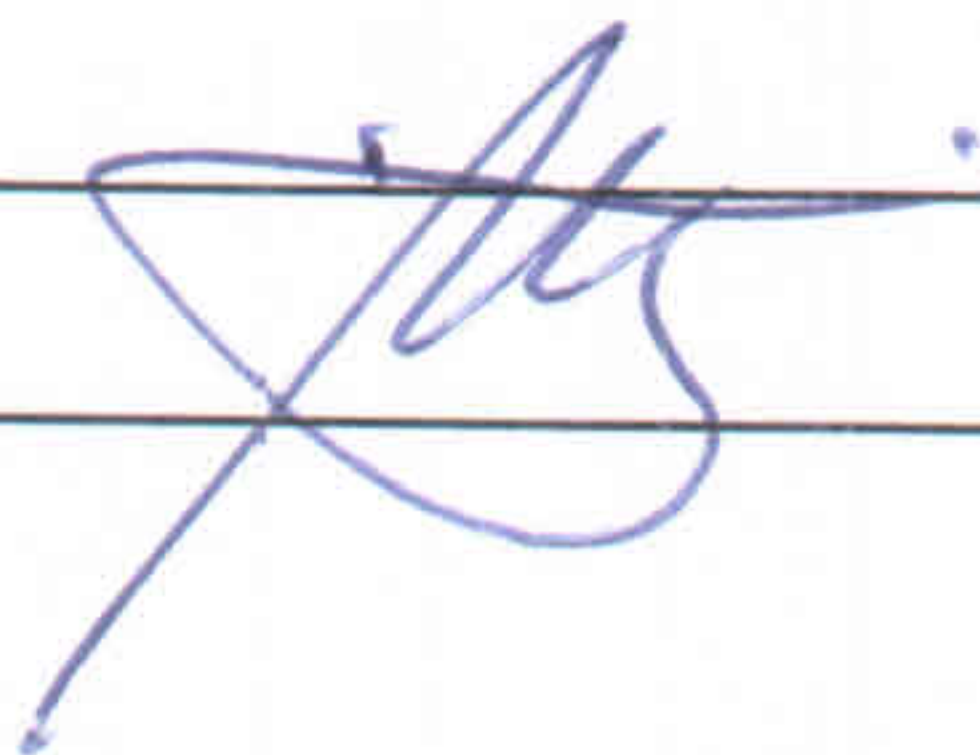
- Pag. 51 e 52: figura 6 aparece repetida e não é mostrada a figura 7.

- O trabalho, no entanto, possui qualidade e os resultados obtidos mostram o esforço da aluna

na obtenção dos dados de petro-
grafia ótica. Falta, no momento,
dados de DRX (difratometria)
que poderiam enriquecer o material
e complementar algumas espécies de
argilas-micáceas. Além disso, os
dados de MER e EDI não foram
obtidos pela mesofotografia e desta
forma não houve integração da
petrografia ótica com MER e EDI e
a própria difratometria.

Considerando que os aspectos
positivos dos resultados, discussões
e conclusões superam os pequenos
problemas apontados, sou favorável
à aprovação plena da candidatura
e atribuo o conceito BOM (B).

Assinatura:



Data: 07.02.2014

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

“DIAGÊNESE DE ARENITOS E CONGLOMERADOS APTIANOS DA BACIA DE CAMPOS”

Área de Concentração: ESTRATIGRAFIA

Autor: **AWILSA DE SOUSA GONÇALVES CARVALHO**

Orientador: Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros

Examinador: Profa. Dra. Marcela Marques Vieira

Data: 05/02/2014

Conceito: A (EXCELENTE) —

PARECER:

Arquivo em ANEXO

awilsa g. c.

ANEXO

ARQUIVO EM

Assinatura:

[Handwritten signature]

Data:

05/02/2014

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

PARECER

O presente parecer está estruturado de forma semelhante à dissertação, isto é, os comentários serão divididos em quatro partes: Páginas Iniciais (até "Estrutura da Dissertação"), Resumo Sintético, Artigo Científico e CD-ROM.

(A) Páginas Iniciais (até "Estrutura da Dissertação"):

- Título:

→ Sugestão: Enriquecer com referência ao caráter vulcanoclástico das rochas estudadas e/ou o nome da formação (Itabapoana);

- Resumo:

→ *Processos diagenéticos controlam a porosidade e permeabilidade dos reservatórios de petróleo* (Linhas 1 e 2): chamar atenção para existência de outros fatores controladores;

(B) Resumo Sintético:

Em linhas gerais, o Resumo Sintético está bem escrito e apresenta o trabalho com clareza, permitindo que se tenha conhecimento, apesar de ser uma síntese, dos principais aspectos referentes à dissertação. A seguir, seguem algumas observações sobre o texto, as quais eu classificaria como detalhes que não contradizem, em nada, a opinião que acabo de emitir, neste parágrafo.

- 1. Introdução:

→ Linha 2: "... (Fonte: ANP)" Site? Relatório? Tornar mais claro para que se saiba de onde foi obtida a informação e incluir nas referências. Verificar no restante do texto e corrigir, se necessário.

→ Linha 4: "... bBacia de Campos, ..."

- 2. Localização e Contexto Geológico:

→ Pág. 7, 2º parágrafo, linhas 1 e 2: "... Asmus & Ponte (1973) ... Porto & Asmus (1976) ..." Verificar no restante do texto e corrigir, se necessário.

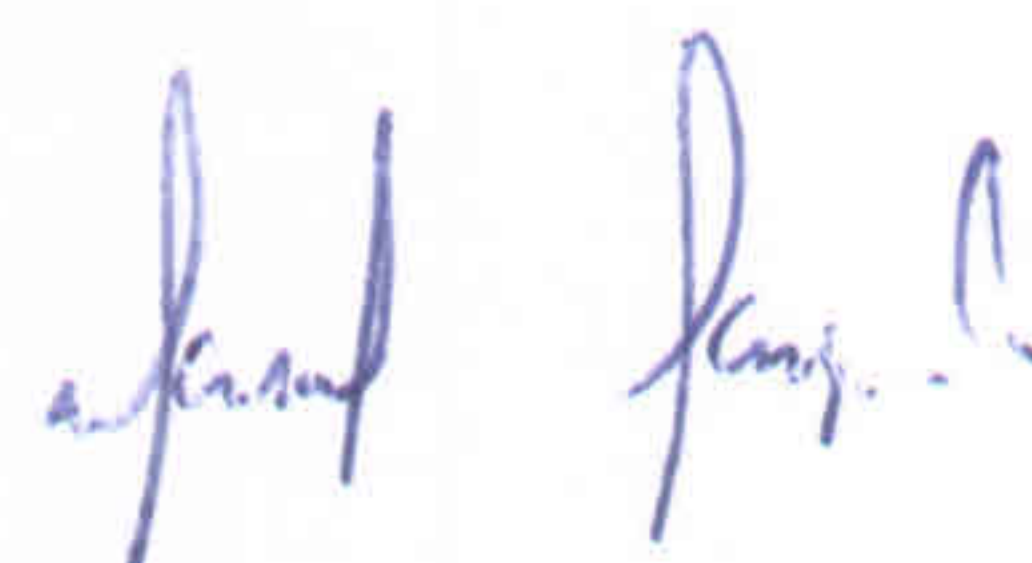
→ Pág. 7, 2º parágrafo, linha 3: "... i – rift, ..." Rife sem itálico ou rift com itálico. Verificar no restante do texto e corrigir, se necessário.

→ Pág. 7, 2º parágrafo, linha 5: "... Winter *et al.*, (2007) ..." Retirar a vírgula. Verificar no restante do texto e corrigir se necessário.

- 2.1 Megassequência Continental:

→ 2º parágrafo, linha 5: "... da #Formação Cabiúnas ..." Verificar no restante do texto e corrigir, se necessário.

- 2.1 Megassequência Marinha (Rasa e Profunda):



- 1º parágrafo, linha 3: "... (McKenzie, 1978) ..." "K" maiúsculo. Verificar no restante do texto e corrigir, se necessário.
- 1º parágrafo, linha 5: "... offshore." Verificar no restante do texto e corrigir, se necessário.
- 3º parágrafo, linha 1: "... Membro Outeiro ..." Verificar no restante do texto e corrigir, se necessário.
- Pág. 10, 3º parágrafo, linha 1: "... Deo Oligoceno ..."
- Pág. 10, 3º parágrafo, linha 3: "... fFormação Emboré." Verificar no restante do texto e corrigir, se necessário.
- Pág. 10, 4º parágrafo, linha 1: "... Oceano Atlântico ..." Verificar no restante do texto e corrigir, se necessário.
- Figura 2, pág. 11: Ampliar a figura.

- 3. Diagênese: Aspectos Gerais

- 3º parágrafo: Morad *et al.* (2000) também não trataram da telodiagênese?
- Figura 3, pág. 14, + 1º parágrafo da pág. 14: No parágrafo, cita-se o trabalho de De Ros (1996), entretanto, a figura citada é de Morad *et al.* (2012). Sugestão: reescrever o parágrafo, incluindo, se possível este último trabalho.

- 6. Síntese dos Resultados e Considerações Finais:

- Pág. 20, segunda conclusão, linha 3: "... e substituição desses grãos ..."

- 7. Referências Bibliográficas:

→ As seguintes referências foram citadas no texto, mas não aparecem nas referências: Berner (1971), pág. 15; Dias *et al.* (1994), pág. 10; Dickinson (1979), pág. 19; Ehrenbeg (1990), pág. 5; Gradstein *et al.* (2004), pág. 9; Thomaz-Filho (1981, 1984), pág. 10.

→ Verificar se as seguintes referências estão corretamente posicionadas: Asmus (1975, 1982), Guardado *et al.* (2000), Hay (1966).

→ Algumas constam da lista, mas não foram citadas no texto.

→ Sugestão: verificar, novamente, o item 7. Referências Bibliográficas

(C) ARTIGO CIENTÍFICO:

Em linhas gerais, o artigo adequa-se à revista para a qual foi submetido, apresenta qualidade técnica, clareza na apresentação dos dados e importância para o estudo da diagênese, sobretudo por se tratar de arenitos vulcanoclásticos. Quanto ao título, dou a mesma sugestão feita, anteriormente, ou seja, enriquecer com referência ao caráter vulcanoclástico das rochas estudadas. O texto em inglês está bem escrito, precisando de revisão mínima, e o abstract está claro e adequado. As referências são atualizadas e

adequadas ao tema. Para melhorar o artigo, faço as seguintes sugestões, as quais poderão ser as mesmas dos revisores ou acrescentadas às mesmas:

→Algumas referências foram citadas no texto, mas não aparecem nas referências. São elas: Bloch & Helmod (1995), Bloch et al. (2002) e Chang et al. (1987);

→ O item 4. Resultados apresenta um excesso de dados com %, os quais, sob a forma escrita, dificultam a compreensão dos mesmos. Sugiro que sejam incluídas figuras e/ou tabelas para apresentá-los;

→As legendas das fotos poderiam ser enriquecidas com mais informações; além disso, o conteúdo das mesmas deveria ser indicado através de letras ou setas, nas próprias fotos. A figura 3 está com as legendas trocadas e falta a figura 7, pois repetiu-se a 6.

(D) CD-ROM:

A partir da análise do conteúdo do CD-ROM, observa-se que a elaboração da dissertação baseou-se em dados que atendem ao esperado, em um trabalho científico, tanto em quantidade quanto em qualidade.

PARECER FINAL:

Com base nas observações acima apresentadas, considero a dissertação aprovada, atribuindo à mesma o conceito A (excelente).


Prof.ª. Dra. MARCELA MARQUES VIEIRA

UFRN/CCET/Departamento de Geologia