



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE ESTRATIGRAFIA
PROGRAMA DE GEOLOGIA DO PETRÓLEO
CONVÊNIO UFRGS/ANP
AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO**



**CIMENTO DOLOMÍTICO EM RESERVATÓRIOS
SILICILÁSTICOS – O EXEMPLO DO MEMBRO
CARMÓPOLIS (FORMAÇÃO MURIBECA) NO CAMPO DE
CAMORIM NA BACIA DE SERGIPE (BRASIL)**

CARLA KLEIN

ORIENTADORA: ANA MARIA PIMENTEL MIZUSAKI

BANCA EXAMINADORA:

**Prof. Dra. KARIN GOLDBERG
Prof. Dr. MARCUS VINÍCIUS DORNELES REMUS
Prof. Dr. UBIRATAN FERRUCIO FACCINI**

Tese de Doutorado apresentada como
Requisito parcial para obtenção do
Título de Doutor em Geociências.

PORTO ALEGRE, MARÇO DE 2007

Klein, Carla

Cimento dolomítico em reservatórios silicilásticos – o exemplo do membro carmópolis (Formação Muribeca) no Campo de Camorim na Bacia de Sergipe (Brasil)./ Carla Klein. – Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2007.

[122 f.], il.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, RS - BR, 2007.

1. Diagênese. 2. Cimento. 3. Dolomita. 4. Isótopos. 6. Campo Camorim. I. Título.

Catálogo na Publicação
Biblioteca do Instituto de Geociências - UFRGS
Renata Cristina Grun CRB 10/1113

“Viver é mais que uma dádiva.
É sobretudo o mágico facínio de procurar,
a cada dia exercer o direito de ser feliz...”
(Autor desconhecido)

AGRADECIMENTOS

Quero expressar meus sinceros agradecimentos a:

A Agência Nacional do Petróleo (ANP) pela bolsa de doutorado e os recursos para o desenvolvimento deste trabalho.

Universidade Federal do Rio Grande do Sul e ao Instituto de Geociências, pelo apoio no momento mais “difícil”.

À Estratigrafia pela logística, pela compreensão, por desenrolar e resolver problemas que estavam fora do meu alcance e pelas facilidades que proporcionaram no desenvolvimento desta tese, em especial ao Coordenador do Programa de Geologia do Petróleo, Prof. Dr. Claiton Scherer por sua disponibilidade em resolver questões pertinentes a logística, no pagamento de análises e outras questões.

PETROBRAS – UNIDADE SEAL (SE), pelo acesso aos dados e amostras, em especial ao Laboratório de Geologia da Unidade chefiada pelo Geólogo James Vitor Teixeira, aos geólogos Gustavo, Simon, Lins, Fernandes, Marcelo, Paulo (Brahma), Galbe, Francisco, e a minha amiga e geóloga do peito Rosilene Menezes. Também são extensivos os agradecimentos ao galpão de testemunhagem pela disponibilidade do pessoal (Ailton, Cláudio, Uanderson, Osmundo...e meninos).

Ao Dr. Ihsan S. Al-Aasm (Universidade de Windsor – Canadá) agradeço a inestimável contribuição nas discussões com relação aos isótopos.

A Professora Dr^a. Ana Maria Pimentel Mizusaki, meus agradecimentos por sua paciência e participação efetiva neste trabalho.

Ao Prof. Dr. Fernando Luiz De Ros, que sempre esteve disponível para auxiliar.

Agradecer a colegas e amigos da estratigrafia e áreas afins que participaram efetivamente, que incentivaram e sempre estiveram presentes nos momentos mais cruciais: Karin Goldberg, Daniela e Everton Bongioiolo, Anderson Maraschin, Maria Cristina Soares, Cristina Pierini e André Borba. É claro que não posso deixar de mencionar outros colegas e amigos que participaram desta jornada: Lizandro, Carlinhos, Paulo Stefani, Chico e Guilherme (Inform, Geise Zerfass, Juliano, Eduardo Barbosa, Marcinha, Camila, Luciane (Lu), Arai, Flávio, João Freitas, Carloto, Gerson Caravaca, Diogo, entre outros.

Aos meus familiares, especialmente a minha mãe que na sua forma mais simples e compreensiva, sempre carinhosamente me apoiou.

E, finalmente, quero agradecer a todos que não atrapalhando, já ajudaram bastante e mesmo aqueles que atrapalharam, serviram de exemplo e me ajudaram a ultrapassar mais um obstáculo e “ensinamento” para minha vida. Aproveito também para pedir desculpas àqueles que por ventura tenha esquecido.

RESUMO

O Campo de Camorim é um dos principais produtores de hidrocarbonetos da Bacia de Sergipe (SE), situada na porção nordeste da margem continental brasileira. Foram estudados quatro poços com testemunhagem no Membro Carmópolis (da Formação Muribeca) que é considerado como o melhor reservatório do Campo. Os poços posicionam-se em dois blocos estruturais (aqui denominados de Área Leste e Área Oeste) que apresentam comportamentos distintos em relação à recuperação de hidrocarbonetos. O Membro Carmópolis caracteriza-se pelo predomínio de conglomerados e litoarenitos de granulometria média a grossa (Área Oeste) e também fina a muito fina (Área Leste). Estas rochas se depositaram sob condições climáticas de semi-aridez, na fase transicional de evolução da margem continental brasileira. A cimentação dolomítica teve um importante papel na qualidade destes reservatórios principalmente pela sustentação do arcabouço. Normalmente, a porosidade é reduzida pela compactação e deformação de fragmentos líticos originando uma pseudomatriz. Em função da evolução diagenética observada na área de estudo, foram identificados três tipos de cimento dolomítico. O Tipo I (dolomita romboédrica microcristalina, intergranular, eogenética) apresenta-se livre de ferro. A dolomita Tipo II, com óxido de ferro (“aspecto sujo”), é caracterizada pela forma de mosaicos (anédricos). No estágio mesodiagenético, caracteriza-se o Tipo III identificado pelos romboedros com zoneamento entre dolomita, dolomita ferrosa e anquerita, pois há com maior disponibilidade do íon ferro no ambiente. Em relação aos valores $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ observa-se que para a Área Oeste, considerando-se o predomínio da influência de águas meteóricas, podem ser calculados valores de 54,9°C a 70,0°C para a precipitação da dolomítica (Tipos I e II). Este intervalo de temperatura associa-se aos arenitos cimentados próximo da superfície e de soterramento raso. Para as amostras da Área Leste propõe-se a atuação de fluidos marinhos e, neste caso, o *range* da temperatura de precipitação variou de 78,8°C a 102,8°C. Este intervalo de temperatura corresponderia os cimentos de precipitação pós-compactacional associados às maiores profundidades.

Palavras-Chave: Reservatório; Diagenese; Cimento; Dolomita; Isótopos; Campo Camorim.

ABSTRACT

The Camorim Field is one of the principal producers of hydrocarbon in the Sergipe Basin (SE), situated in the northeastern portion of the eastern Brazilian continental shore. Four well cores were studied in the Carmópolis Member (from the Muribeca Formation), which is considered the best reservoir in the Field. The wells are positioned in two structural blocks (here denominated as East Area and West Area) that present distinct behavior relating to hydrocarbon recuperation. The Carmópolis Member is characterized by a predominance of conglomerates and lithoarenites with medium and thick granulometry (West Area) and also fine and very fine (East Area). These rocks were deposited under semi-arid conditions, in the transitional phase of the Brazilian continental coast evolution. Dolomitic cementation had an important role in the quality of these reservoirs principally due to supporting the framework. Normally, the porosity is reduced by the compacting and deformity of lithic fragments from a pseudomatrix. Due to the diagenetic evolution observed in the studied area, three types of dolomitic cement were found. Type I (microcrystalline romboedric dolomite, intergranular, eogenetic) is free of iron. The Type II dolomite, with iron oxide (“dirty look”), is characterized by its mosaic form (anedric). In the mesodiagenetic phase, Type III is characterized, identified by romboedros with zoning between dolomite, iron dolomite, and ankerite, since there are more iron ions in the environment. In relation to the values $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$, it was observed that for the West Area, considering the predominance of meteoric water influence, the values 54.9°C to 70.0°C can be calculated for dolomite precipitation (Types I and II). This temperature interval is associated to the cemented arenites close to the surface. For the samples from the East Area, marine fluid action is proposed, and in this case, the precipitation temperature range varied from 78.8°C to 102.8°C. This temperature interval would correspond to the post-compact precipitation cements associated to greater depths.

Key-words: Reservoir; Diagenesis; Cement; Dolomite; Isotopes; Camorim Field.

LISTA DE FIGURAS

Figura 01: Mapa de localização do Campo de Camorim (modif. Garcia, 1993).	06
Figura 02: Carta estratigráfica da Bacia de Sergipe (adaptado de Mendes, 1994; Feijó, 1994 e Carvalho, 2001). Porção assinalada corresponde ao intervalo em estudo.	07
Figura 03: Compartimentos do embasamento Pré-Cambriano, da porção denominada Província Borborema sobre a qual a Bacia Sergipe-Alagoas está implantada (modif. Souza, 1989).	09
Figura 04: Bacias intracratônicas posteriormente relacionadas à Depressão Afro-Brasileira (modif. Dias, 1991).	11
Figura 05: Os diferentes estágios diagenéticos (modif. Harwood, 1995).	16
Figura 06: Representação da inter-relação dos parâmetros controladores na diagênese. (modif. De Ros, 1996).	17
Figura 07: Estrutura cristalina da Dolomita. Observa-se a construção do mineral em camadas de cátions (Ca^{2+} , Mg^{2+}) intercaladas por ânions (CO_3^{2-}), perpendicular ao eixo c, onde as metades de cátions são constituídas por Ca e a outra por Mg. (modif. Putnis, 1995).	22
Figura 08: Raio catiônico dos grupos de carbonatos. Representação esquemática do diâmetro dos diferentes cátions, proporcional ao tamanho dos seus raios. (modif. Tucker & Wright, 1990).	23
Figura 09: Zonas geoquímicas de interação da matéria orgânica e inorgânica encontrada nos vários ambientes deposicionais, durante o soterramento progressivo de sedimentos continentais e marinhos. A representação é esquemática com as principais reações em cada zona e seus respectivos carbonatos autigênicos que incluem: Zona oxidada (OX); Zona subóxida com Subzonas – de redução do nitrato (RN); de redução do manganês (RMn); de redução do ferro (RFe); Zona de redução do Sulfato Bacteriano (RSB); Zona de Metanogênese (Me) e Zona de Descarboxilação (D). (modif. Morad, 1998).	29
Figura 10: Representação do comportamento de uma calcita a 100° C, quando ocorre a diminuição da dissolução de Ca (ppm Ca^{2+}), pH constante (pH 6 – solução tampão) e acréscimo da P_{CO_2} ($\log \sum \text{CO}_2$). Nestas condições ocorre a precipitação de carbonatos. (modif. Surdam <i>et al.</i> , 1984).	33
Figura 11: Representação simplificada de valores isotópicos de amostras enriquecidas (+) ou depletadas (-) no isótopo pesado, em relação ao padrão internacional.	36
Figura 12: Ciclo do carbono com os valores médios de $\delta^{13}\text{C}$ observados em cada ambiente. (modif. Longstaffe, 1989 <i>apud</i> Menezes, 2001).	38
Figura 13: Fracionamento do isótopo de oxigênio. A. No período interglacial as águas meteóricas são enriquecidas em ^{16}O , pois foram conduzidas por nuvens para o interior do continente, e em forma de chuva retornam para o oceano. Neste período há tendência de equilíbrio da composição isotópica do oxigênio no oceano; B. No período glacial ocorre nos pólos o enriquecimento de $\delta^{16}\text{O}$ que fica retido no gelo (valores de até-30‰). Portanto, no oceano ocorre o enriquecimento em $\delta^{18}\text{O}$ (+16‰), por ser mínimo o retorno de isótopo $\delta^{16}\text{O}$. (modif. Prothero, 1990).	41

- Figura 14:** Representação da “Linha da Água Meteórica” com relação entre δD e $\delta^{18}O$. Como exemplo a neve na Antártica que é fortemente depletada em ^{18}O , resultado do progressivo fracionamento isotópico do vapor d’água em direção a região polar (modif. Faure, 1991). SMOW = Padrão isotópico. 45
- Figura 15:** Localização dos poços (CM 06; CM 10; CM 47 e CM 57) no Campo de Camorim, Bacia Sergipe (NE - Brasil) (modif. Projeto Camorim, 2004; relatório em Cd). 48
- Figura 16:** Fotomicrografias: a) aspecto geral dos litoarenitos destacando quartzo (mono e policristalino), feldspatos potássicos, fragmentos de rochas metamórficas (quartzito e xisto) e dolomitas intergranulares (LP; CM 10; 1917,30 m); b) idem, destacando a deformação de fragmentos dúcteis e conseqüente redução dos valores de permo-porosidade (LP; CM 57); c) detalhe de feldspato potássico albitizado (LP; CM57; 2015,70 m) d) idem, plagioclásio albitizado (LP; CM 57; 2039,80 m); e) fragmentos de rochas metamórficas (quartzito e xisto) (LP; CM 57); f) fragmentos de rocha metamórfica (quartzitos e filito deformado), quartzo e dolomita romboédrica intergranular (LP; CM 10; 1917,30 m). 57
- Figura 17:** Composição detrítica dos arenitos do Membro Carmópolis em quatro poços no Campo Camorim, plotados no diagrama de Folk (1968). 62
- Figura 18:** Fotomicrografias: a) e b) fragmento de rocha vulcânica (provável composição básica destacando a matriz oxidada e microfenocristais de plagioclásio (LN e LP; CM 10; 1935,30m); c) detalhe de fragmento de rocha metamórfica (filito cloritizado) (LP; CM06; 1853,40m); d) fragmento de rocha sedimentar (arenito), de rocha metamórfica e grãos de quartzo e K-feldspatos fraturados provavelmente pelo efeito da compactação (LP; CM 06; 1846,60m); e) rocha sedimentar (pelito) (LP; CM 57); f) carbonato dolomitizado com efeitos de dissolução e presença de óxido de ferro intergranular (LP; CM 57; 2015,70m). 64
- Figura 19:** Fotomicrografias: a) detalhe de fragmento de testemunho destacando a presença de bioclasto (CM 06; 1888,40 m); b), c) e d) detalhe de concha de bivalvo recristalizada e parcialmente substituída por dolomita, sem preservação das estruturas (LP; CM 06; 1895,40 m); e) e f) idem, destacando a presença de dolomita romboédrica preenchendo praticamente toda a concha (LP; CM 06; 1895, 40m). 65
- Figura 20:** Fotomicrografias de Dolomitas: a) microcristais sobre grão de quartzo e intergranulares (LP; CM 06; 1850,20m); b) romboédrica precoce intergranular e “engolfada” pelo crescimento secundário de feldspato potássico, também dolomita posterior à fase de crescimento (LP; CM 57; 2123,40m); c) substituição de fragmento de rocha metamórfica (LP; CM 57); d) romboedro de dolomita zonada (LP; CM 57; 2123,40m); e) e f) dolomita tingida com solução ácida de ferricianeto de potássio e alizarina vermelha, mostrando a complexa relação das zonas ferrosas e não ferrosas (incolor=dolomita; azul=anquerita) (LP; CM 57; 2118,40m). 69
- Figura 21:** Fotomicrografias de Dolomita: a) romboédrica, nas bordas dos grãos de quartzo e possível fragmento carbonático (LN; CM 06; 1911,80m); b) fragmento carbonático com franja de dolomita microcristalina (LN; CM 06; 1937,40m); c) dolomita “engolfada” por crescimento secundário de quartzo (LP; CM 10; 1912,90m); d) detalhe da micrografia anterior (LP; CM 10; 1912,90m); e) dolomita “engolfada” pelo crescimento secundário de quartzo; observar as inclusões no grão de quartzo (LP; CM 10; 1931,50m); f) idem, destacando a corrosão do crescimento secundário de quartzo; poro com preenchimento de caulinita e dolomita (LP; CM 57;

- 2123, 40m). 70
- Figura 22:** Fotomicrografias destacando: a) carbonatoclasto (LP; CM 57; 2021,10m); b) calcita romboédrica indicada pelo tingimento com solução ácida de ferricianeto de potássio e alizarina vermelha (LP; CM 47; 2163,95m); c) e d) crescimento secundário em grão de quartzo (LP; CM 57; 2158,55m); e) e f) crescimentos secundários em grãos de feldspato LP; CM 57; 2018,20m e LP; CM 57; 2031,00m). 71
- Figura 23:** Fotomicrografias de: a) caulinita preenchendo porosidade móldica (LP; CM 47; 2153,40m); b) substituição de grão detrítico por caulinita associada com óxidos de ferro (LN; CM 47; 2108,05m); c) pirita disseminada (LP; CM 06; 1921,10m); d) cristais euédricos de pirita “tardia” (LP; CM 57; 2044,66m); e) caulinitas, dolomita ferrosa (LN; CM 57; 2123,40m); f) cimento carbonático, intergranular (LP; CM 06; 1850,20m). 73
- Figura 24:** Representação do preenchimento do poro pela cimentação e diferentes tipos de contato dos grãos devido à compactação e cimentação. 75
- Figura 25:** Fotomicrografias representativas dos tipos de porosidade secundária observada no Membro Camorim; a) intergranular (LN; CM 10; 1917,30m); b) “oversized” (LN; CM 57; 2123,40m); c) móldica com preenchimento posterior por caulinita (LN; CM 57); d) intragranular em grão detrítico de plagioclásio (LN; CM 10; 1918,50m); e) intragranular em grão detrítico substituído por carbonato, parcialmente dissolvido (LP; CM 10; 1912,90m); f) microporosidade, com dolomita romboédrica corroída e caulinita preenchendo poro secundário (LN; CM 47; 2163,95m). 76
- Figura 26:** Tipos de cimentos de dolomita: a) microcristais de dolomita (dol. I) entre os grãos de quartzo; também observar grão detrítico substituído por dolomita (dol. II); na porção superior da fotomicrografia, nas bordas deste grão, ocorre dolomita de aspecto mais limpo (LP; CM 57; 2016,50m); b) tipo dol. II com óxido de ferro (LP; CM 10; 1949,80m); c) dol. II (anédrica) e dol. III (cristais romboédricos, blocosos, euédricos e anédricos, intergranulares (LP; CM 57; 2118,40m); d) fragmento carbonático parcialmente substituído por dolomita (dol. II) com de óxido de ferro (LP; CM 57; 2015,70m); e) cimento de dolomita (dol. III) romboédrica, blocosa, intergranular (LP; CM 57; 2123,40m); f) idem (LP; CM 06; 1926,70m). 82
- Figura 27:** Fotomicrografias: a) fragmento de rocha metamórfica (LP; CM 57; 2010,50m); b) romboedro de dolomita ferrosa/anquerita, zonada, preenchendo poro secundário (intergranular) (LP; CM 57; 2021,10m); c) dolomita ferrosa/anquerita apresentando complexa zonação evidenciada pelo tingimento (LP; CM 57; 2118,40m); d) romboedro de dolomita ferrosa/anquerita e caulinita posterior preenchendo o poro (LP; CM 47; 2153,40m); e) cimentação por dolomita ferrosa/anquerita, romboedros euédricos e relação com a caulinita posterior (fase tardia) (LP; CM 57; 2123,40m); f) cimento dolomítico substituindo grão de arcabouço; notar nas bordas a presença de óxido de ferro e dolomitas tardias (LP; CM 57; 2016,50m). 83
- Figura 28:** Fotomicrografias mostrando: a) redução da porosidade por deformação de grãos dúcteis (filito cloritizado) (LP; CM 06; 1844,10m); b) idem ((LP; CM 06; 1921,10m); c) efeito da compactação mecânica nos grãos detríticos (LP; CM 06; 1921,10m); d) idem ((LP; CM 06; 1924,90m); e) detalhe mostrando precipitação de piritas entre os planos de expansão dos fragmentos dúcteis (LN; CM 06; 1911,80m);

- f) porosidade intragranular em fragmento detrítico (LN; CM 57; 2039,80m). 84
- Figura 29:** Fotomicrografias: a) crescimento secundário no grão de quartzo, faces euédricas (LP; CM 06; 1850,20m); b) crescimento secundário de quartzos (LP; CM 06; 1920,00m); c) idem, mostrando associação com romboedros de dolomita (LP; CM 57; 2021,10m); d) dolomita romboédrica parcialmente dissolvida (LP; CM 57); e) “saddle”dolomita (LP; CM 57); f) cristais de dolomita romboédricas intergranulares com poros preenchidos por caulinitas associadas com óxidos de ferro (LN; CM 57; 2123,40m). 85
- Figura 30:** Eventos diagenéticos reconhecidos nas rochas do Membro Carmópolis (Formação Muribeca) no Campo de Camorim (SE). 86
- Figura 31:** Micrografias (Microscopia eletrônica de varredura fotos de elétrons primários retroespalhados backscattered - BSE): a) detalhe mostrando zonação no cimento dolomítico; overgrowth corresponde à composição de anquerita (CM 06; 1883,37m); b) idem, detalhe (CM 06; 1883,37m); c) idem (CM 06; 1883,37m); d) dolomitas zonadas e piritas (CM 10; 1952,98m); e) idem (CM 47; 2057,65m); f) idem (CM 57; 2041,42m). 87
- Figura 32:** Micrografia ao Microscópio Eletrônico de Varredura – foto de elétrons primários retroespalhados (*backscattered*) caracterizando zoneamento do cimento dolomítico (CM06 - 1928,38m). 88
- Figura 33:** Gráfico comparativo das Áreas Oeste e Leste do Campo de Camorim, referente à composição detrítica, constituintes diagenéticos e porosidade (valores obtidos por quantificação em lâmina petrográfica). 90
- Figura 34:** Diagrama Eh-pH com posição aproximada de ambientes com os minerais e substâncias mais comuns. O paralelograma contorna os limites usuais encontrados em condições próximas a superfície (π =potencial iônico). A distribuição dos minerais e substâncias segue a legenda: * HEMATITA, LIMONITA, ÓXIDO de Mn, SiO₂, calcita; *CALCITA, hematita, limonita, óxido de Mn, SiO₂ (SALINIDADE >200‰: GIPSITA, anidrita, halita, dolomita); *TURFA; *SIDERITA, GLAUCONITA, SUBST. ORGÂNICA, SiO₂, calcita; *CALCITA, subst. orgânica, hematita, limonita, glauconita, SiO₂ (salinidade >200‰: GIPSITA, anidrita, halita, dolomita, subst. orgânica); *CALCITA, SUBST. ORGÂNICA, siderita, glauconita (salinidade ≤200‰: gipsita, anidrita, halita, subst. orgânica, dolomita); *TURFA, pirita; *SUBST. ORGÂNICA, PIRITA, SiO₂, rodocrosita, calcita; *CALCITA, SUBST. ORGÂNICA, pirita (salinidade ≤ 200‰ gipsita, anidrita, halita, subst.orgânica,pirita). Foram associados e modificados a partir dos diagramas de Brownlow (1996), Fenzl (1988) e Krauskopf (1972). 95
- Figura 35:** Fotomicrografia de CL de amostras de cada poço do Campo de Camorim. Observar a presença de luminescência vermelha (Dolomita) em algumas amostras. Nas outras prevalecem a não luminescência – presença de ferro. 97
- Figura 36:** Diagrama composicional para os carbonatos diagenéticos no reservatório Carmópolis do poços CM 06 e CM 10 (Área Oeste). 98
- Figura 37:** Diagrama com a história de soterramento do Campo de Camorim (modif. Souza *et al.*, 1995). 102
- Figura 38:** Diagrama proposto por Ali (1995) comparando os resultados das composições isotópicas do cimento de dolomita do Membro Carmópolis no Campo de Camorim. 104
- Figura 39:** Mapa de paleoclima para o Cretáceo; o ponto assinalado corresponde ao

local aproximado da Bacia Sergipe (modif. Scotese, 2001).	105
Figura 40: Diagrama de composição isotópica para dos carbonatos do Membro Carmópolis da Bacia Sergipe-Alagoas conforme Souza <i>et al.</i> (1995); pontos coloridos representam as amostras do Campo de Camorim analisadas neste trabalho.	107
Figura 41: Esquema do sistema deposicional do Membro Carmópolis com sugestão da localização dos poços do Campo de Camorim (modif. Souza <i>et al.</i> , 1995). Área Oeste (poços CM 10 e CM 6) e Área Leste (CM 47 e CM 57).	109

LISTA DE TABELAS

Tabela 01: Diferentes propriedades físico-químicas da H ₂ ¹⁶ O e H ₂ ¹⁸ O (modif. Faure, 1986).	35
Tabela 02: Abundância isotópica e massa atômica relativa dos isótopos de Carbono.	37
Tabela 03: Abundância isotópica e massa atômica relativa do Oxigênio.	39
Tabela 04: Seqüência decrescente da tendência de alguns minerais em concentrar ¹⁸ O (modif. Hoefs, 1987).	42
Tabela 05: Apresentação esquemática de cores obtidas na reação dos diferentes tipos de carbonatos sob a ação da solução ácida de Alizarina Vermelha “S” com Ferricianeto de Potássio (modif. Evamy, 1963).	50
Tabela 06: Dados estatísticos percentuais dos principais componentes do arcabouço das amostras dos quatro poços (CM 06;CM 10; CM 47 e CM 57) do Campo de Camorim (Máx=máxima; Mín.=mínima e Med=média).	63
Tabela 07: Média percentual dos constituintes diagenéticos dos quatro poços do Campo de Camorim.	66
Tabela 08: Valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para dolomitas das rochas-reservatório do Campo de Camorim.	68
Tabela 09: Média percentual da macroporosidade dos quatro poços do Campo de Camorim.	75
Tabela 10: Dados de EDS relativos da figura 31 a, representando a variação química da cimentação e o enriquecimento no conteúdo de ferro (CM06 -1883,37m).	78
Tabela 11: Dados de EDS da Figura 31 c (CM06 -1883,37m).	78
Tabela 12: Dados de EDS da amostra CM06 - 1928,38m (Fig. 32).	88
Tabela 13: Valores isotópicos e temperatura de precipitação calculada da dolomita do Membro Carmópolis no Campo de Camorim.	106

LISTA DE QUADROS

Quadro 01: Minerais carbonáticos distribuídos em grupos com sua fórmula química, sistema cristalino, elementos químicos característicos e valências (modif. Boggs, 1995).	20
Quadro 02: Material utilizado no estudo.	49
Quadro 03: Resultados comparativos entre as duas áreas do Campo de Camorim	112

SUMÁRIO

Agradecimentos	ii
Resumo	iii
Abstract	iv
Listas de Figuras	v
Listas de Tabelas	x
Listas de Quadros	xi
Sumário	xii
1. INTRODUÇÃO	01
1.2. Objetivos	02
1.3. Etapas	03
2. CONTEXTO GEOLÓGICO	05
2.1. A Bacia de Sergipe	05
2.2. Embasamento e Arcabouço Tectônico	08
2.3. Evolução tectono-estratigráfica	10
2.3.1. Formação Muribeca	13
3. AS ROCHAS SILICICLÁSTICAS E A CIMENTAÇÃO POR DOLOMITA	15
3.1. Cimentação carbonática	19
3.2. Dolomitas	20
3.3. Origem do cimento do grupo da dolomita	24
3.4. Termodinâmica e Cinética	26
3.5. Zonas geoquímicas da dolomita	28
3.5.1. Carbonatos da zona oxidada (ZO)	29
3.5.2. Carbonatos da zona subóxida (ZSO)	30
3.5.3. Carbonatos da zona de redução do sulfato bacteriano (ZRSB)	30
3.5.4. Carbonatos da zona de metanogênese microbiana (ZMe)	31
3.5.5. Carbonatos da zona de descarboxilação térmica da matéria orgânica (D)	32
3.6. Isótopos estáveis de carbono (C) e de oxigênio (O) aplicados ao estudo dos cimentos carbonáticos	34

3.6.1. Isótopos estáveis de carbono	37
3.6.2. Isótopos estáveis de oxigênio	39
3.6.3. Isótopos estáveis de Carbono e \oxigênio em cimentos carbonáticos	42
4. METODOLOGIA	47
4.1. Amostragem	47
4.2. Estratigrafia	49
4.3. Petrografia	50
4.4. Microscopia Eletrônica de varredura (MEV)	51
4.5. Difratomia de Raios-X (DRX)	52
4.6. Catodoluminescência	53
4.7. Isótopos de Carbono e Oxigênio	54
5. CAMPO DE CAMORIM	56
5.1. Estratigrafia	58
5.2. Petrografia e diagênese	60
5.2.1. Trabalhos anteriores	60
5.2.2. Composição detrítica	61
5.2.3. Constituintes diagenéticos	66
5.2.3.1. Dolomita/Anquerita	66
5.2.3.2. Calcita	67
5.2.3.3. Crescimento secundário do quartzo e do feldspato	68
5.2.3.4. Argilominerais	72
5.2.3.5. Outros	72
5.2.4. Porosidade	74
5.2.5. Tipos de dolomitas	77
5.2.6. Eventos diagenéticos no Campo de Camorim	78
6. DISCUSSÕES	89
7. CONCLUSÕES	110
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	113
9. ANEXOS	
A. PERFIS	
A.1. POÇOS DO CAMPO DE CAMORIM	

A.2. POÇO CM 10

A.3. POÇO CM57

B. TABELAS DE ANÁLISE PETROGRÁFICA QUANTITATIVA

C. DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA DAS LÂMINAS DO CAMPO DE CAMORIM

D. DESCRIÇÕES PETROGRÁFICAS DAS LÂMINAS SELECIONADAS PARA ANÁLISES REFERENTES AOS ISÓTOPOS ESTÁVEIS

E. PERFIS DOS POÇOS COM OS RESULTADOS DOS ISÓTOPOS ESTÁVEIS

F. DIFRAÇÃO DE RAIOS-X

H. Artigo Submetido: CIMENTAÇÃO CARBONÁTICA EM RESERVATÓRIOS SILICICLÁSTICOS – O PAPEL DA DOLOMITA

1. INTRODUÇÃO

As bacias sedimentares são as regiões da crosta terrestre caracterizadas por uma intensa acumulação de sedimentos. São feições extremamente importantes uma vez que podem conter os potenciais geradores e reservatórios de hidrocarbonetos. Em se tratando de uma bacia sedimentar petrolífera, a sua adequada exploração/exploração está associada ao perfeito entendimento do seu processo evolutivo (Silva, 2003).

Nesta linha de pesquisa, ao se proceder a uma análise da bacia sedimentar, ou seja, um estudo de sua evolução tectono-sedimentar ao longo do tempo geológico destaca-se a importância do conhecimento da rocha reservatório.

Como reservatório designa-se aquela rocha com valores de porosidade e de permeabilidade que permitem a acumulação do petróleo. A maior parte dos reservatórios encontra-se nas rochas sedimentares, em especial, nas siliciclásticas e nos carbonatos. No estudo das rochas siliciclásticas e das suas características como reservatórios, destacam-se os cimentos carbonáticos de origem diagenética pela sua importância e influência nas propriedades permo-porosas destas rochas (Morad, 1998). Estes cimentos podem reduzir ou ampliar os valores de permo-porosidade.

A Bacia de Sergipe é uma das bacias da margem continental brasileira originada durante os processos de separação continental Brasil-África e destaca-se pela produção *onshore* e *offshore* de hidrocarbonetos. Dentre os vários campos produtores desta bacia destaca-se o Campo de Camorim onde o Membro Carmópolis da Formação Muribeca é o principal reservatório. Esta unidade aptiana do Campo de Camorim é constituída por depósitos de conglomerados, arenitos e folhelhos intercalados em ciclos *finning upward*, representando rápidas variações laterais de fácies, resultado na coalescência de corpos de leques deltaicos, leques aluviais e deltas entrelaçados em terrenos de baixo grau metamórfico (Souza *et al.* 1995). A sua deposição ocorreu associada ao forte soerguimento do embasamento na fase rifte da Bacia Sergipe, correspondendo à fase transicional da bacia no Aptiano (116 Ma) (Figueiredo & Morales, 1973; Souza, 1990; Souza *et al.*, 1995).

De particular interesse é a cimentação carbonática que exerce influência significativa no Membro Carmópolis. As influências se revelam no reconhecimento qualitativo e quantitativo das suas distribuições, no controle das variações litofaciológicas,

paleoambientais e as distintas histórias de soterramento (Projeto Camorim, 2004, inédito). Neste sentido é necessário buscar o entendimento dos processos envolvidos, procurando parâmetros que permitam elevar o fator de recuperação do reservatório de Carmópolis (Nascimento *et al.*, 1981; Souza *et al.*, 1995; Pinho & Ferreira, 1990). Assim a proposta deste trabalho é a investigação dos cimentos carbonáticos nos arenitos siliciclásticos, relevante para avaliação do reservatório no Campo de Camorim (SE).

Dentre os cimentos carbonáticos destaca-se a dolomita que aqui é analisado com base num conjunto de técnicas, visando caracterizar a atuação dos processos diagenéticos ocorrido no Campo de Camorim.

Esta Tese de Doutorado foi realizada dentro do convênio existente entre a Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e o Programa de Formação de Recursos Humanos para o Setor de Petróleo e Gás Natural (PRH-ANP/MME/MCT) da Agência Nacional do Petróleo (ANP).

A estrutura do trabalho parte do presente capítulo, com aspectos introdutórios, sendo seguido pelo Capítulo II, que contempla considerações da Bacia de Sergipe e o Campo de Camorim nos seus aspectos geológicos. No Capítulo III são apresentadas as implicações teóricas da cimentação por dolomita nas rochas siliciclásticas, as influências cinéticas e termodinâmicas além dos aspectos das zonas geoquímicas e isotópicas.

No Capítulo IV serão apresentadas as metodologias e o Capítulo V os resultados analíticos obtidos e uma interpretação preliminar destes, enquanto no Capítulo VI os dados são discutidos no contexto do Campo de Camorim, destacando-se as duas áreas (Leste e Oeste) estudadas.

E por fim, no Capítulo VII as conclusões. Nos Anexos, além dos resultados das análises efetuadas, apresenta-se o manuscrito “Cimentação carbonática em reservatórios siliciclásticos – o papel da dolomita”, submetido a Revista Pesquisas em Geociências.

1.1. Objetivos

O objetivo principal deste estudo é a análise da cimentação dolomítica presente nos reservatórios do Membro Carmópolis da Formação Muribeca no Campo de Camorim (SE).

Isto será obtido através da aplicação combinada e interpretação integrada de várias ferramentas analíticas, destacando-se especialmente a técnica dos isótopos estáveis (p. ex.: Harwood, 1995; Miller, 1995).

Pretende-se ainda:

- Caracterização petrográfica das rochas com reconhecimento dos eventos diagenéticos registrados;
- Reconhecimento dos padrões texturais dos cimentos dolomíticos nos arenitos;
- Caracterização isotópica dos cimentos dolomíticos e avaliação dos seus respectivos significados na análise da origem e evolução dos fluídos diagenéticos precipitantes;
- Compreensão da evolução diagenética nas rochas reservatórios;
- Integração de resultados.

1.2. Etapas

De uma forma geral, a elaboração deste trabalho pode ser dividida em três etapas:

- etapa de pré-campo: onde foi realizada a compilação bibliográfica bem como uma análise preliminar das informações disponíveis sobre a área de estudo. Nesta fase também foi planejada a próxima etapa;

- etapa de campo: foi realizada no período de 21 a 29 de Outubro de 2003 e 19 a 31 de Julho de 2004 na PETROBRAS UN/SE-AI, na cidade de Aracaju (SE). Nesta oportunidade, após orientação dos técnicos da PETROBRAS, foram descritos 592,30 metros de testemunho das sondagens selecionadas de poços do Campo de Camorim onde o Membro Carmópolis é representativo. Os testemunhos foram descritos em escala de 1:200, fotografados e amostrados visando a confecção das lâminas petrográficas bem como das outras análises pretendidas. Nesta oportunidade também foram selecionadas algumas lâminas da litoteca existentes na própria unidade.

- etapa de laboratório: realizada no Instituto de Geociências da UFRGS e incluíram as análises petrográficas, de microscopia eletrônica de varredura, EDS e de difração de raios X.

Nesta etapa também foram preparadas as lâminas e fragmentos de rocha onde seriam processadas as análises de isótopos estáveis e de catodoluminescência. Esta última fase analítica foi feita em laboratório no exterior.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1. A Bacia de Sergipe

As bacias de Sergipe e de Alagoas localizam-se na margem continental e apresentam todos os estágios evolutivos associados com a formação das bacias sedimentares brasileiras. A origem e evolução destas bacias relacionam-se com a ruptura das placas da América do Sul e Africana, onde se desenvolveram bacias marginais passivas do tipo atlântico e são observados os registros sedimentares do Paleozóico ao Recente, com as seções *pré-rift*, *rift*, *transicional* e *drift* bem desenvolvidas (Fig. 01).

Até a década de 90, as bacias de Sergipe e de Alagoas eram estudadas de forma conjunta sendo denominadas de Bacia Sergipe-Alagoas. Com o avanço dos estudos, as diferenças observadas tanto no arcabouço estratigráfico como estrutural, indicaram a necessidade de individualizá-las (Feijó & Vieira, 1990). A distinção entre as duas bacias inicialmente é pela natureza do embasamento ao qual se assentam. Os sedimentos da Bacia de Alagoas se depositaram sobre um complexo gnáissico-granítico que é mais rígido do que o embasamento da Bacia de Sergipe, que se implantou sobre metassedimentos dobrados da Faixa Sergipana. De um modo geral, o preenchimento sedimentar neopaleozóico e jurássico apresenta similaridade ao longo das duas bacias: a série neocomiana, porém, está melhor desenvolvida na Bacia de Alagoas enquanto as séries gálica e senoniana e o sistema terciário adquirem maior importância na Bacia de Sergipe (Feijó, 1994) (Fig. 02).

Estas bacias estão localizadas na margem Atlântica do nordeste brasileiro, abrangendo na sua porção *onshore* uma área de 13.000 km² e, na porção *offshore*, 33.000 km². O limite entre as bacias de Sergipe e de Alagoas é coincidente com a divisão geográfica entre os dois estados que lhes deram a denominação, mas é empresarialmente adotado ao longo do alto regional de Japoatã-Penedo (Aquino & Lana, 1990). O limite da Bacia Alagoas na sua porção norte é o Alto de Maragogi com a Bacia Pernambuco-Paraíba. A Bacia Sergipe na sua porção sul limita-se da Bacia Jacuípe através do sistema de falhas Vaza-Barris (Feijó, 1994).

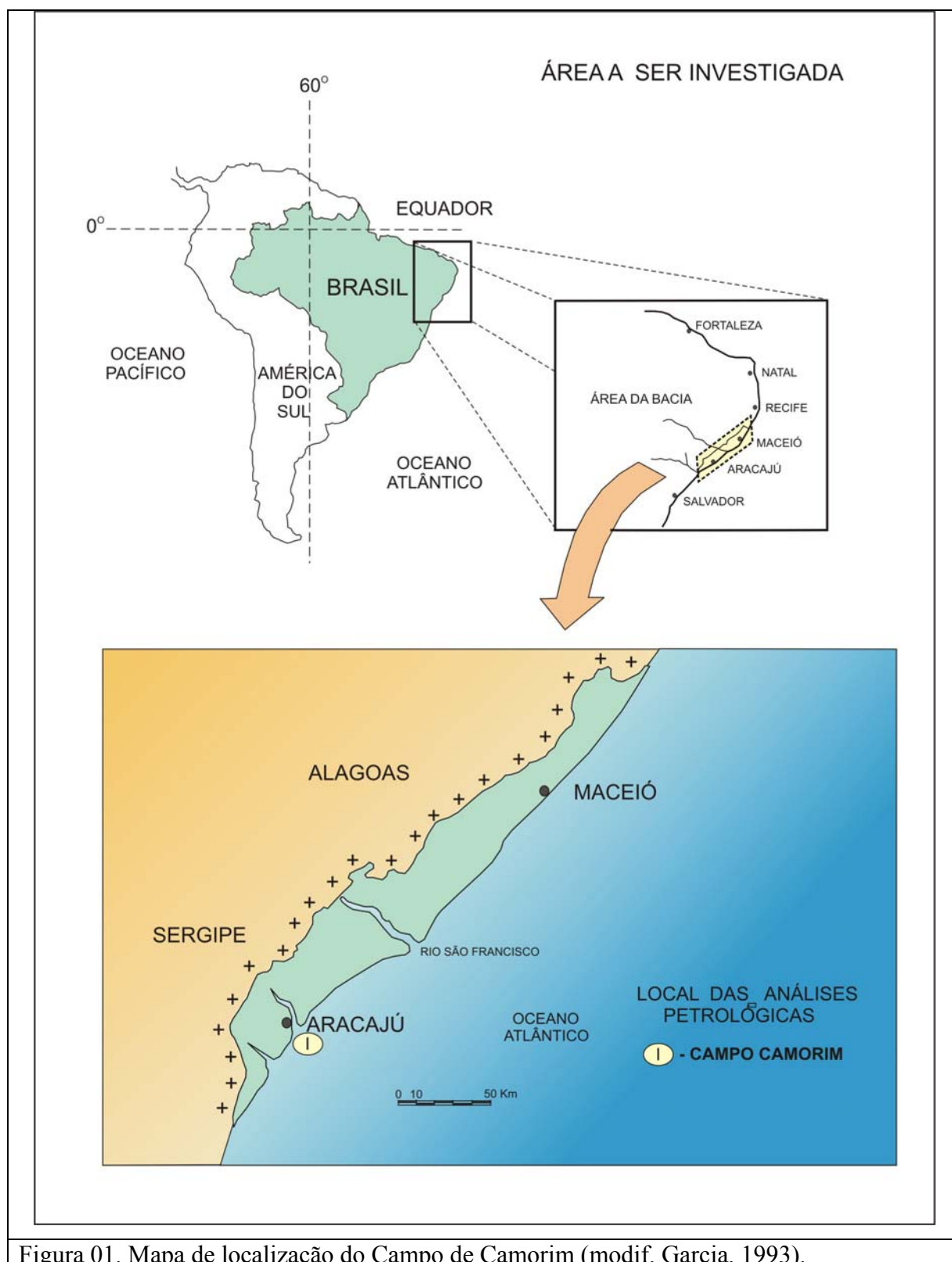
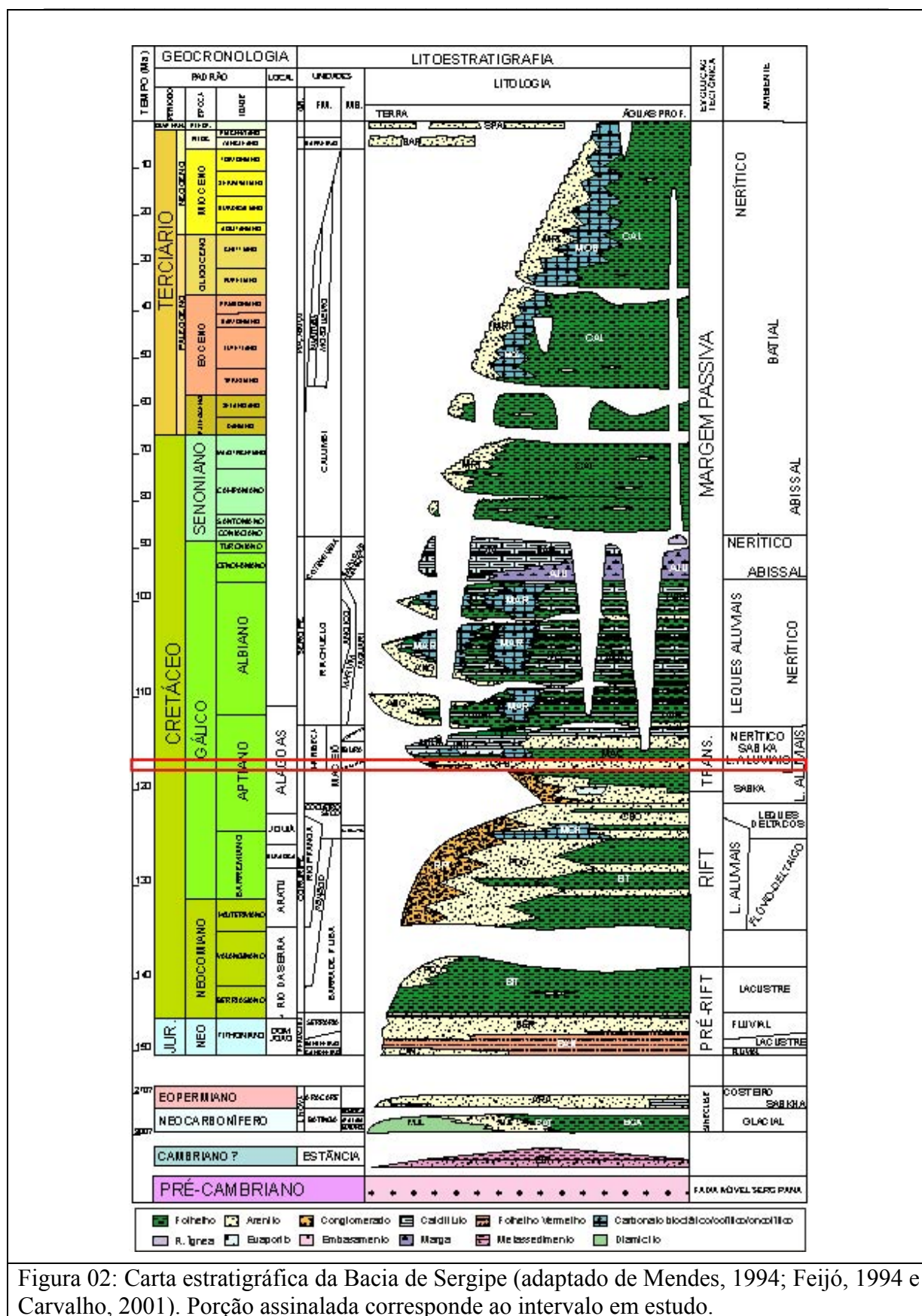


Figura 01. Mapa de localização do Campo de Camorim (modif. Garcia, 1993).



2.2. Embasamento e Arcabouço Tectônico

As bacias de Sergipe e de Alagoas possuem uma orientação aproximadamente N45⁰E estendendo-se por diversos compartimentos do embasamento Pré-Cambriano, especialmente na porção denominada Província Borborema.

O segmento da Província Borborema representado pelos metassedimentos da Faixa de Dobramentos Sergipana, localizado ao sul do Rio Coruripe, constitui o embasamento da Bacia de Sergipe. Destaca-se ainda que a porção sul desta Bacia esteja implantada sob rochas granulíticas arqueanas e coberturas molássicas pós-orogênicas, mas ligadas ao Ciclo Brasileiro, não deformado, associado ao cráton do São Francisco (Almeida *et al.*, 1977). Já a Bacia de Alagoas tem maior associação com os granitos e gnaisses do Maciço de Pernambuco que constituem parte do seu embasamento.

A Faixa de Dobramentos Sergipana é altamente complexa, mas Almeida *et al.* (1977) reconhecem uma subdivisão: Faixa Sergipana, Faixa Sul-Alagoana e Zona Geoanticlinal de Propriá.

A Faixa Sergipana é caracterizada por metassedimentos de baixo grau, dobrados holomorficamente com planos axiais de N70⁰W e vergência SSW sempre em direção ao Cráton do São Francisco. A Faixa Sul-Alagoana é composta por xistos e gnaisses de alto grau onde a direção principal é NW/SE, mas a vergência inverte-se NNE, em direção ao Maciço Pernambuco-Alagoas. A Zona Geoanticlinal de Propriá separa as referidas faixas Sergipana e Sul Alagoana, por diversas intrusões graníticas e intenso dobramento com vergência definida (Chiossi, 1997) (Fig.03).

Esta diferença em relação ao embasamento das bacias irá refletir-se na sua estruturação interna, uma vez que, a porção sergipana é mais segmentada em relação a porção alagoana.

Assim, no arcabouço tectônico destas bacias, destacam-se baixos estruturais, algumas vezes, formando sub-bacias com características evolutivas próprias, separadas por altos internos. Estes compartimentos tectônicos são limitados por grandes falhamentos, diferenciados com base na profundidade e configuração de subsuperfície do embasamento, natureza da cobertura sedimentar e padrão de anomalias gravimétricas (Asmus & Guazelli,

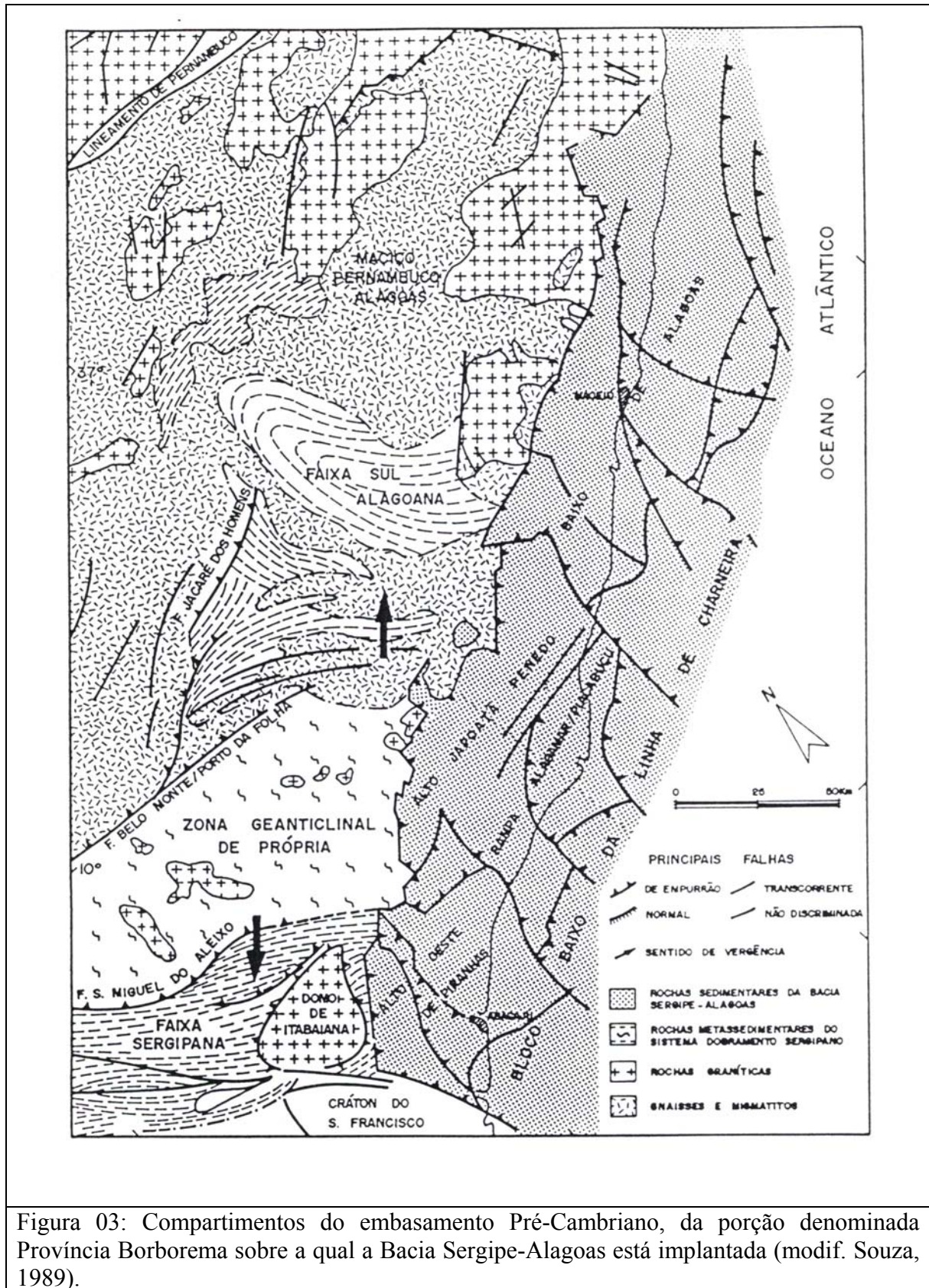


Figura 03: Compartimentos do embasamento Pré-Cambriano, da porção denominada Província Borborema sobre a qual a Bacia Sergipe-Alagoas está implantada (modif. Souza, 1989).

1981). Os depocentros sedimentares apresentam diferenças fundamentais, pois a porção relativa à Bacia de Sergipe é caracterizada por uma sedimentação mais ampla, controlada por falhas extensionais normais e por uma proporção relativamente maior de sedimentação pós-rifte. A porção alagoana é caracterizada por um rifte estreito e alongada segundo a linha de costa destacando-se a reduzida espessura de sedimentos (Mohriak *et al.*, 1997).

Ainda em relação à Bacia de Sergipe se observa dois domínios separados por uma linha de charneira posicionada e com intensa expressão no Andar Alagoas. Com esta feição, no domínio do bloco alto estão presentes todas as seqüências sedimentares paleozóicas e juro-cretáceas da bacia, distribuídas em *horsts* e *grabens* mergulhando no sentido sudeste e com embasamento entre 400 e 5.000 m de profundidade. No bloco baixo, há um grande espessamento do Andar Alagoas e da sedimentação pós-santoniana, fazendo com que o embasamento se posicione a profundidades superiores a 8.000 m.

2.3. Evolução tectono-estratigráfica

As bacias de Sergipe e de Alagoas pertencem ao conjunto de bacias da margem continental brasileira relacionado aos processos geológicos que ocorreram do Paleozóico ao Recente e condicionam a área. Asmus & Ponte (1973) haviam identificado nas bacias marginais, três grandes seqüências: *pré-rift*, *rift* ou *sin-rift* e *pós-rift* ou *drift* de acordo com o processo evolutivo de uma margem continental passiva. Na proposição de Feijó (1994), são identificadas as seqüências *pré-rift*, *rift*, transicional e *drift*, utilizadas quando do estabelecimento das cartas estratigráficas para as bacias brasileiras.

As seções *pré-rift* (registros paleozóicos de bacia intracratônica posteriormente relacionados à Depressão Afro-Brasileira), *rift* (já caracterizados pela ruptura do Gondwana), transicional e *drift* (associados com a evolução de uma margem passiva) estão muito bem representados principalmente na Bacia de Sergipe. Assim, esta bacia constitui-se numa bacia modelo para o estudo da evolução tectono-sedimentar da margem continental brasileira (Fig. 04).

A seção Paleozóica é representada por rochas sedimentares associadas a ambientes tais como: glacial/periglacial, marinho e continental com predomínio da influência desértica. A influência desértica faz-se sentir principalmente no intervalo de tempo entre o final do

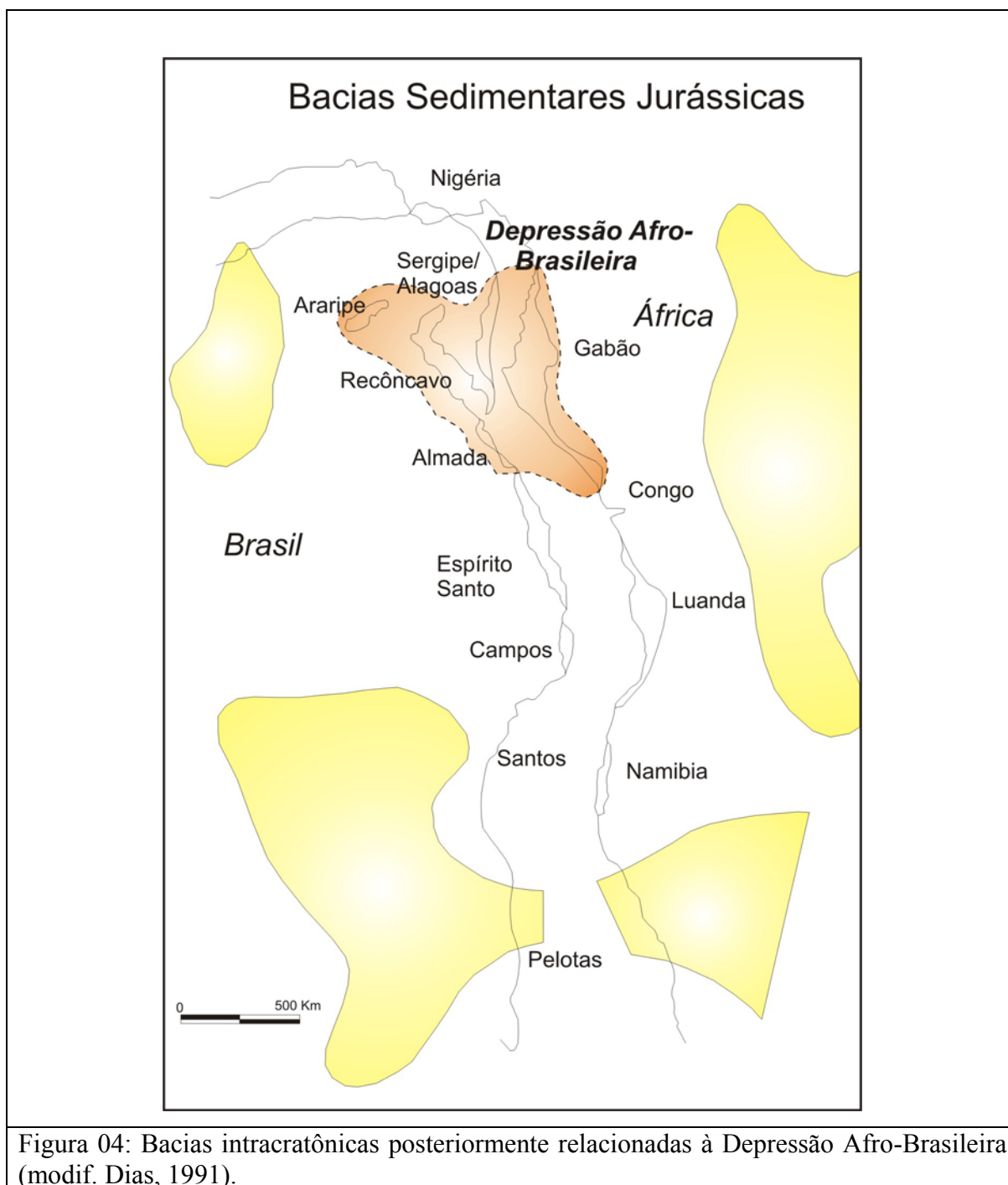


Figura 04: Bacias intracratônicas posteriormente relacionadas à Depressão Afro-Brasileira (modif. Dias, 1991).

Permiano e o Triássico quando se supõe que as condições climáticas tornaram-se cada vez mais áridas. A região adquire um contexto de plataforma estável, desde o final do Paleozóico ao Jurássico, quando começam a se manifestar os estágios iniciais da reativação da plataforma brasileira (Almeida, 1969). Neste instante, autores como Asmus & Guazelli

(1981), Ponte & Estrella (1972) e Medeiros *et al.* (1979) discutem a existência de um importante soerguimento crustal assimétrico registrado no interior do Gondwana e com máximo tectônico no intervalo Triássico/Jurássico.

Assim, nas adjacências das áreas soerguidas, são formadas depressões que passam a receber aporte sedimentar predominantemente continental. Na região das bacias de Sergipe e de Alagoas destaca-se uma área deprimida de orientação geral norte-sul desenvolvida no flanco norte de uma região soerguida (o “Domo de Santos” de Asmus & Guazelli, 1981). Esta região, denominada de Depressão Afro-Brasileira por Ponte (1971), caracteriza-se por sedimentos do tipo *red beds* e depósitos flúvio-lacustres com continuidade lateral marcante no chamado estágio pré-*rift*. Neste contexto foram depositadas as formações Serraria e Barra de Itiúba (Fig. 02).

A abertura do *rift* referente ao Atlântico sul e quebra do Gondwana iniciou-se no Eocretáceo com um complexo regime de tensões atuando na futura margem continental. A Depressão Afro-Brasileira vai gradualmente perdendo a individualidade com o estabelecimento dos limites das margens continentais atuais dos continentes africano e sul-americano. A fase denominada de *rift* caracteriza-se por uma sedimentação continental a transicional. Feijó (1994) atribui a esta fase as primeiras diferenças sedimentares entre as bacias de Sergipe e de Alagoas, pois a abertura do *rift* se deu no sentido SW-NE.

Durante o Neocomiano/Barremiano, conforme pode ser observado na figura (coluna estratigráfica) foram depositadas espessas seqüências clásticas continentais em resposta à atividade tectônica. Observam-se as formações Barra de Itiúba (lacustre/deltáica), Penedo (flúvio/eólica) e Rio Pitanga (conglomerado de borda de bacia). Pode-se dizer que na Bacia de Sergipe predominava um sistema de leques aluviais, rios e deltas em contraposição a Bacia de Alagoas onde predominavam os sistemas flúvio-deltaicos (localmente ligados a leques aluviais).

No Aptiano, a Bacia de Sergipe se caracteriza por intensos processos de erosão associada ao bloco alto da Linha de Carneira Alagoas estabelecida com o estágio *rift*, com direção geral NE e limitando as duas províncias estruturais (Sergipe e Alagoas). Além disso, leques aluviais e planícies de sabkha com espessura reduzida podem ser descritos sendo a seção Eoaptiana representada pela Formação Coqueiro Seco (lacustre). Nos altos estruturais são descritos os carbonatos e coquinas referidos como Membro Morro do

Chaves. No Neoptiano, as transgressões marinhas se tornaram frequentes e, na Bacia de Sergipe, esta seção inicia-se com a deposição dos arenitos e conglomerados da Formação Muribeca/Membro Carmópolis, objeto deste estudo. Feijó (1994) sugere que esta formação preenche paleovales associados a discordâncias regionais. A atuação da linha de charneira produziu a Discordância pré-Neo-Alagoas, que sobrepõe a Formação Muribeca as rochas sedimentares das seqüências anteriores, e mesmo ao embasamento. A porção superior dessa seção corresponde a folhelhos, calcilitos e evaporitos denominados de membros Oiteirinhos e Ibura da Formação Muribeca.

O intervalo da seção Albiana é a Formação Riachuelo composta por sedimentação marinha depositada em condições de bacia extremamente compartimentada sempre sob ação de esforços distensivos locais. Destacam-se os grandes falhamentos envolvendo o embasamento; uma cunha clástica de borda (Membro Angico), áreas de deposição lagunar (Membro Taquari), áreas de bancos carbonáticos de águas rasas, controladas por altos estruturais (Membro Maruim) e finalmente, áreas de deposição marinha (UFRJa, 2001).

O intervalo pós-*rift* possui uma seção carbonática (Formação Cotinguiba) depositada num contexto de talude e bacia oceânica (Feijó, 1994). Esta unidade precede uma espessa seção depositada em condições de margem passiva (de idade campaniana até o Recente) constituída por uma plataforma siliciclástica (Formação Marituba) onde os bancos carbonáticos da Formação Mosqueiro a separam da Formação Calumbi cujo contexto de deposição é talude/bacia.

2.3.1 Formação Muribeca

A Formação Muribeca engloba os clásticos grossos, evaporitos e carbonatos de baixa energia presentes no bloco alto da Linha de Charneira Alagoas da Bacia de Sergipe. Sobrepõe-se em discordância ao embasamento ou a unidades mais antigas, e sotopõe-se concordantemente com a Formação Riachuelo. Os sedimentos clásticos, carbonáticos e evaporíticos da Formação indicam a deposição em ambiente transicional para marinho restrito, caracterizando planícies de *sabkha* (Feijó, 1994). Na Formação Muribeca, são reconhecidos três membros: Carmópolis, Ibura e Oiteirinhos. O Membro Carmópolis, objeto deste estudo, caracteriza-se por conglomerados policompostos de cor cinza a castanho e por

litoarenitos de granulometria média a grossa. O Membro Ibura apresenta uma seqüência evaporítica, associada a calcarenitos e calciruditos de origem predominantemente algálica. O Membro Oiteirinhos caracteriza-se por calcilutito maciço a laminado, folhelho e siltito castanho.

A Formação Muribeca é considerada como neo-aptiana com base em palinomorfos e microforaminíferos (Koutsoukos, 1989 *apud* Feijó, 1994). Esta unidade tem sido correlacionada com a Formação Alagamar (Bacia Potiguar) e a Formação Taipus-Mirim (nas bacias de Jacuibe, Camamu e Almada).

O intervalo 359-1005 m do poço 1-PM-1-SE, perfurado pela PETROBRAS em 1965 e situado no município de Japarutuba (SE) é considerado como o perfil-tipo desta unidade (Feijó, 1994).

3. AS ROCHAS SILICICLÁSTICAS E A CIMENTAÇÃO POR DOLOMITA

No estudo das rochas siliciclásticas destacam-se os cimentos carbonáticos pela sua importância e influência nas propriedades permo-porosas destas rochas (Morad, 1998).

Antes de abordar os principais aspectos da cimentação carbonática, faz-se necessário dar uma visão geral das rochas siliciclásticas caracterizadas por diferentes tipos de grãos detríticos, tais como quartzo, feldspato e fragmentos de rochas, que podem ser provenientes de uma ou mais áreas fonte. A estes vêm se somar minerais precipitados nos poros durante a evolução pós-deposicional em um ou mais ciclos diagenéticos (De Ros, 1996).

Os reservatórios siliciclásticos podem ter suas propriedades permo-porosas reduzidas ou ampliadas em função dos processos diagenéticos atuantes, especialmente com respeito à compactação, precipitação e/ou dissolução de grãos detríticos e cimentos carbonáticos.

A diagênese envolve um conjunto de processos pós-deposicionais sejam eles, físicos, químicos e biológicos, nos quais os sedimentos detríticos e as águas intersticiais reagem na tentativa de alcançar o equilíbrio geoquímico e textural com o ambiente de formação (Burley *et al.*, 1985; Curtis, 1977). Os processos diagenéticos constituem um espectro contínuo em termos de temperatura, pressão e geoquímica dos ambientes superficiais até o soterramento efetivo e soerguimento da bacia sedimentar (Schmid *et al.*, 2004).

Em relação à diagênese, Choquette & Pray (1970) propuseram, para o estudo de porosidade em rochas carbonáticas, uma classificação com base em estágios diagenéticos, a qual posteriormente foi adaptada por Schmidt & McDonald (1979) (Fig.05). Estes autores reconhecem a:

- *Eodiagênese*, estágio onde se incluem todos os processos que ocorrem sob a influência direta de fluidos deposicionais, em profundidades relativamente rasas e baixas temperaturas (entre 30°C e 70°C);

- *Mesodiagênese*, onde ocorrem reações envolvendo águas de formação quimicamente evoluídas sob condições de soterramento mais efetivo e temperaturas relativamente mais elevadas, e onde os minerais submetidos às novas condições tornam-se instáveis, buscando o equilíbrio e conseqüentemente produzindo minerais mais estáveis;

- *Telodiagênese*, a qual se refere àqueles processos relacionados aos eventos de soerguimento e retorno das rochas sedimentares às condições superficiais, por exemplo, com infiltração de fluidos meteóricos ao longo das bordas das bacias ou de grandes falhamentos.

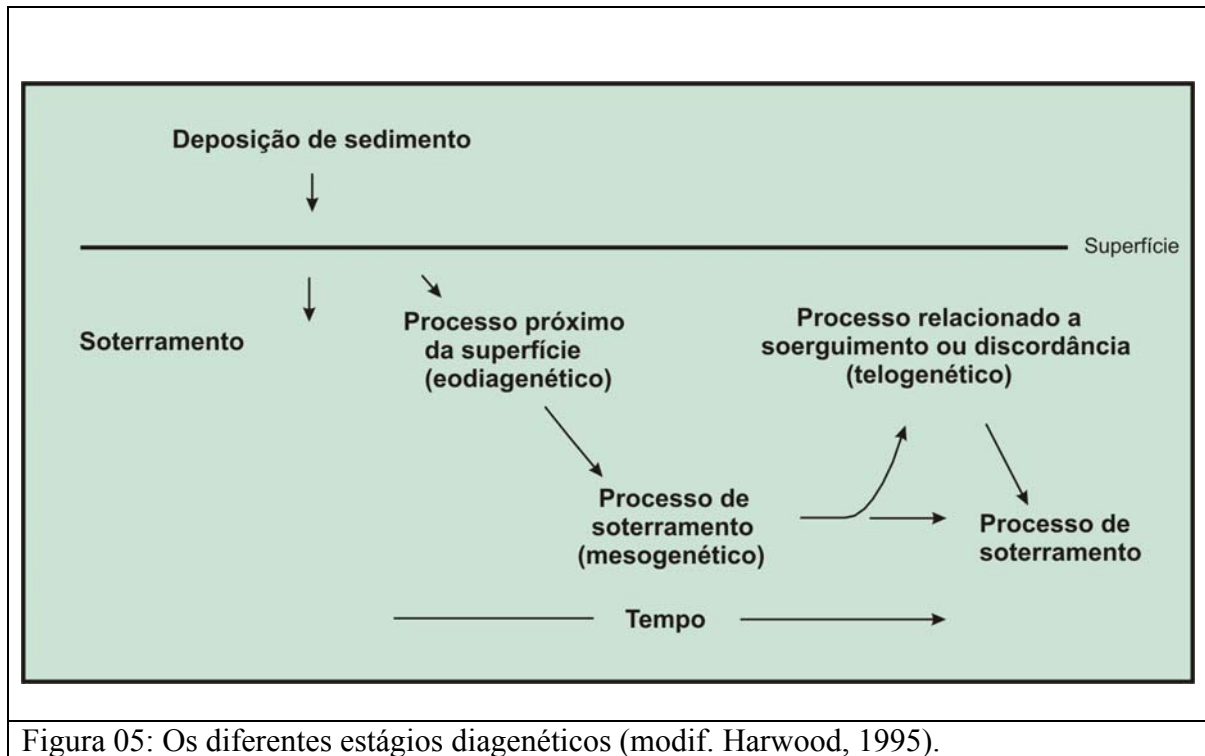
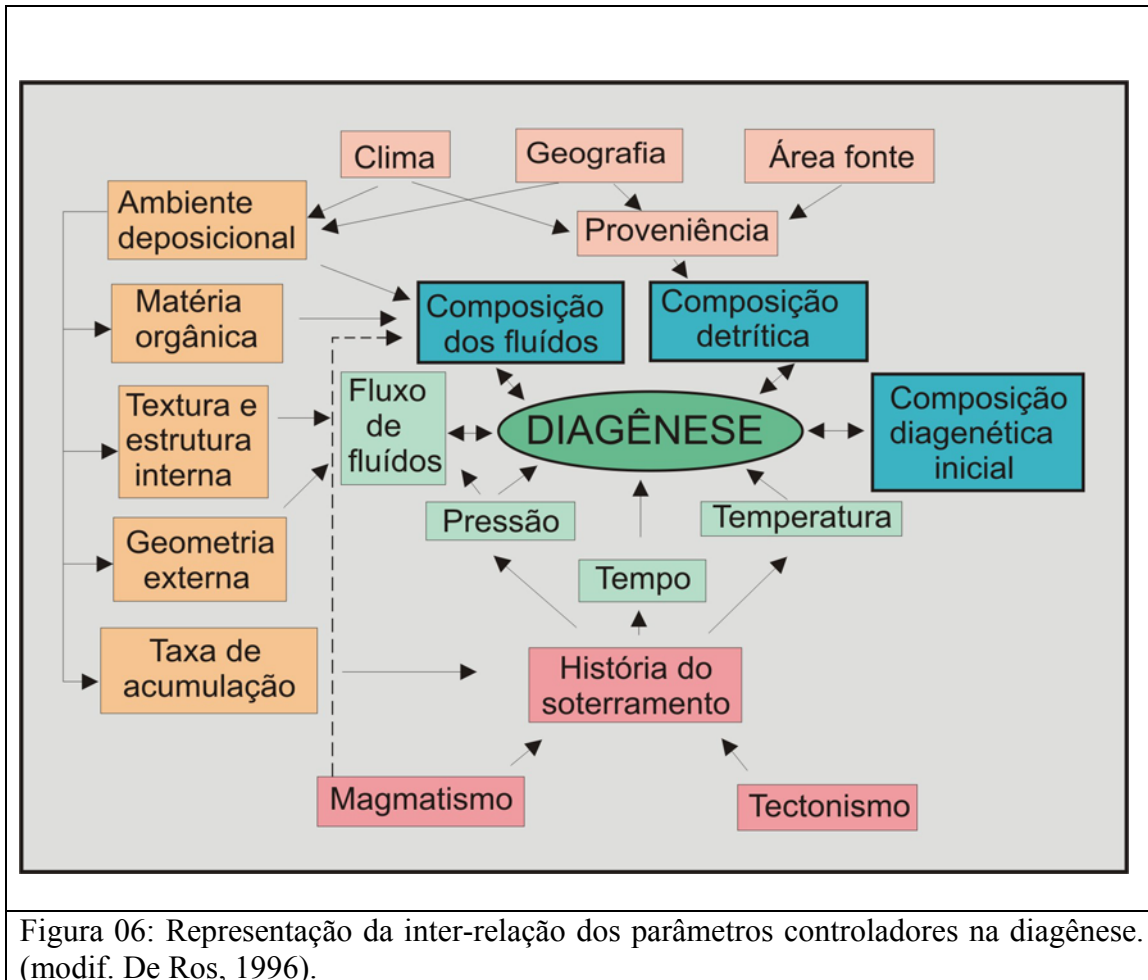


Figura 05: Os diferentes estágios diagenéticos (modif. Harwood, 1995).

Assim, verifica-se que são vários os parâmetros que exercem controle direto nos processos diagenéticos observados nas rochas sedimentares clásticas. De acordo com De Ros (1996) deve-se destacar especialmente: a composição dos constituintes detríticos, dos fluidos intersticiais e dos constituintes diagenéticos precoces. Além deste parâmetro composicional, existem os não-composicionais, que se referem à temperatura, pressão, fluxo dos fluidos e tempo (Fig. 06).

A composição detrítica da rocha, importante controle composicional, é determinada pelos parâmetros de proveniência que por sua vez, compreende a inter-relação da área fonte, a geografia (relevo, distância do transporte do grão), as condições climáticas e o ambiente deposicional, conforme pode ser observado na figura 06.



Os grãos do arcabouço são constituídos por uma variada quantidade de quartzo (tanto mono como policristalino), feldspatos, fragmentos de diversas rochas (sedimentares, metamórficas e ígneas), sendo que seus teores podem ser utilizados para classificação composicional e de proveniência (e.g. McBride, 1963; Folk, 1968; Dickinson, 1985). Também podem ocorrer minerais acessórios pesados (zircão, epidoto, óxido de Ti, apatita, granada, rutilo, turmalina, estaurolita) e leves (muscovita, biotita, clorita), além de constituintes intrabaciais, carbonáticos ou não (McBride, 1985; Zuffa, 1985).

A composição química dos constituintes detríticos influencia profundamente os estágios diagenéticos subseqüentes, disponibilizando íons de Ca^{+2} , Mg^{+2} , Fe^{+2} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{-2} , HCO_3^- , entre outros, a partir da decomposição da rocha e/ou mineral por ação química. Isto se verifica especialmente no caso dos cimentos carbonáticos de origem

eogenética, que podem sofrer processos de recristalização, dissolução ou substituição por outros carbonatos na mesodiagenese.

A composição dos fluidos intersticiais tem importante função em todos os estágios da diagenese clástica, sendo inicialmente determinada pelo ambiente deposicional, porém, com o progressivo soterramento das rochas sedimentares em uma bacia e conseqüente incremento dos processos diagenéticos, observa-se que estes fluidos sofrem amplas modificações por reações envolvendo principalmente as transformações da matéria orgânica e dos argilominerais, além da interação com os grãos detríticos (de Ros, 1996).

Este mesmo autor, com relação aos parâmetros não-composicionais, salienta que a temperatura é o principal fator no controle da diagenese. A temperatura é uma função da história de soterramento da seqüência sedimentar, em termos de profundidade, fluxo de calor e condutividade térmica, tanto da bacia como das rochas adjacentes. Além disso, a evolução tectônica e eventual atividade magmática na bacia também têm influência marcante.

A pressão sofre incremento com a profundidade de soterramento e também pelo *stress* tectônico. Seu aumento gradativo promove a compactação química e mecânica das rochas sedimentares, e conseqüente redução da porosidade dos reservatórios. Gradientes de pressão originados pela desidratação dos argilominerais e geração de hidrocarbonetos nos folhelhos associados são processos que têm sido associados ao fluxo de fluidos durante a diagenese.

O fluxo de fluidos nas rochas é função da distribuição da permeabilidade, que por sua vez é controlado pela geometria externa das rochas-reservatório e por suas estruturas deposicionais internas e texturas (de Ros, 1996).

Todos estes parâmetros são influenciados pela história de soterramento, que determina o tempo de residência no qual a rocha foi submetida às condições de temperatura, pressão, química dos fluidos e as reações diagenéticas ocorridas.

Apesar das rochas-reservatório siliciclásticas possuírem uma gama variada de constituintes diagenéticos, os carbonatos são importantes cimentos diagenéticos nestas rochas e decisivos na determinação como reservatórios de hidrocarbonetos. O cimento por ser material precipitado quimicamente, preenche parcial ou totalmente os poros, afetando os valores de porosidade e de permeabilidade das rochas.

3.1. Cimentação carbonática

No que se refere ao cristal de carbonato, este consiste de um radical aniônico $(\text{CO}_3)^{-2}$ e de íons de Ca^{+2} , Mg^{+2} , Ba^{+2} , Sr^{+2} , Pb^{+2} , Fe^{+2} , Mn^{+2} , Zn^{+2} , entre outros. Este grupo $(\text{CO}_3)^{-2}$, na configuração geral, apresenta-se na forma de um triângulo equilátero, com átomos de oxigênio nos vértices e um átomo de carbono no centro (Scoffin, 1987).

O cátion existente no cristal tem um papel importante no comportamento dos carbonatos, principalmente em termos de reatividade ou estabilidade do mineral. Na formação do cristal, seja num sistema aquoso ou sólido, ocorre influência no arranjo dos átomos imposto pela força da ligação e número de coordenação. As diversas estabilidades existentes entre os minerais carbonáticos refletem as diferentes estruturas e ligações químicas (Reeder, 1983).

Os principais minerais de carbonato são: aragonita, calcita, calcita magnesiana, dolomita, dolomita ferrosa e anquerita. Além destes, incluem-se a magnesita, siderita, rodocrosita, estroncianita, cerussita, entre outros (Quadro 01).

Estes diversos tipos de carbonatos podem ser encontrados como cimentos nas rochas siliciclásticas. De acordo com Morad (1998), os cimentos carbonáticos obedecem a padrões de distribuição, mineralogia e composições isotópicas que variam espacial e temporalmente, dependendo diretamente das condições atuantes em cada ambiente diagenético. Na eodiagênese, os fatores controladores são o ambiente deposicional (ex.: taxa de deposição, clima, latitude, hidrogeologia, flutuação do nível do mar e composição da água intersticial), o conteúdo de matéria orgânica, textura e composição detrítica dos sedimentos hospedeiros.

Na mesodiagênese os fatores controladores compreendem a temperatura, tempo de permanência em determinada profundidade, taxas de fluxo dos fluidos, química das águas de subsuperfície (onde a migração da água é limitada devido à perda da porosidade e permeabilidade) e o padrão de distribuição dos cimentos carbonáticos eogenéticos. Estes últimos influenciam na formação dos carbonatos mesogenéticos, seja pela dissolução, reprecipitação ou redistribuição.

GRUPO	MINERAL	Fórmula	Sistema Cristalino	Cátions	Raio catiônico	Valência
CALCITA	Calcita	CaCO ₃	Romboédrico	Ca	0,100	2
	Calcita Magnesiana e ferrosa	CaCO ₃ (Mg, Fe)	Romboédrico	Ca Mg Fe	0,100 0,072 0,078	2 2 3 e 2
	Magnesita	MgCO ₃	Romboédrico	Mg	0,072	2
	Siderita	FeCO ₃	Romboédrico	Fe	0,078	3 e 2
	Rodocrosita	MnCO ₃	Romboédrico	Mn	0,083	2,3,4,6 e 7
DOLOMITA	Dolomita	CaMg (CO ₃) ₂	Romboédrico	Ca Mg	0,100 0,072	2 2
	Anquerita	Ca(Mg, Fe) (CO ₃) ₂	Romboédrico	Ca Mg Fe	0,100 0,072 0,078	2 2 3 e 2
ARAGONITA	Aragonita	CaCO ₃	Ortorrômbico	Ca	0,118	2
	Cerussita	PbCO ₃	Ortorrômbico	Pb	0,135	2 e 4
	Estroncionita	SrCO ₃	Ortorrômbico	Sr	0,131	2

Quadro 01: Minerais carbonáticos distribuídos em grupos com sua fórmula química, sistema cristalino, elementos químicos característicos e valências (modif. Boggs, 1995).

3.2. Dolomitas

Até pouco tempo, a dolomita como cimento em rochas siliciclásticas não tinha sido extensivamente estudada. No entanto, com o aprofundamento dos estudos de reservatórios, verificou-se que esta é relativamente comum e afeta significativamente a qualidade dos reservatórios siliciclásticos.

Ao grupo da dolomita pertencem somente dois minerais: dolomita $[\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2]$ e anquerita $[\text{Ca}(\text{Mg, Fe, Mn})(\text{CO}_3)_2]$. A dolomita forma uma série de solução sólida limitada com a anquerita (Boggs, 1998).

A dolomita estequiométrica tem como fórmula $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, sendo cristalizada no sistema romboédrico, alongada segundo o eixo cristalográfico “c” e apresentando Ca e Mg em proporções molares equivalentes. Sua característica principal são as camadas intercaladas de íons (Ca^{+2} , Mg^{+2}) regularmente alternadas entre os ânions $(\text{CO}_3)^{-2}$. Este fato ocasiona uma estrutura estável, com ângulos cristalográficos ligeiramente diferentes daqueles da calcita e com uma simetria distinta, devido ao menor tamanho do Mg em relação ao Ca (Fig. 07) (Boggs, 1995). A partir da análise de óxidos, a composição da dolomita ideal possui 21,9% de MgO; 30,4% de CaO e 47,7% de CO_2 por peso (*apud* Boggs, 1998). Termodinamicamente a dolomita ideal tem a menor energia livre possível para qualquer combinação em quantidades aproximadamente iguais de CaCO_3 e MgCO_3 que podem ser associados sob estas condições. Land (1985) considera que a dolomita ideal é a forma mais estável na qual CaCO_3 e MgCO_3 podem se combinar sob condições sedimentares.

Como dolomita não-estequiométrica, também denominada de protodolomita ou pseudodolomita (Gaines, 1977, 1978; Deelman, 1978; Gidman, 1978; *apud* Morrow, 1990; Boggs, 1995), é reconhecida aquela que não apresenta estrutura e composição ideal, e em alguns casos, possui excesso de cálcio na sua estrutura. Embora menos comum, a dolomita com excesso de Mg também é conhecida (Boggs, 1998).

A estrutura cristalina da protodolomita pode ter falhas semelhantes a degraus ou deslocamentos, e elementos traços tais como Na e Sr podem ser comuns no retículo cristalino, substituindo Ca ou Mg. Em alguns casos, um alto número de íons de Fe e Mn pode substituir o Ca na estrutura da dolomita. Isto se deve ao fato de seus raios iônicos possuírem tamanho intermediário ao do cálcio (Fig. 08). O grau de desordem na estrutura cristalina afeta a dimensão dos retículos cristalinos, e conseqüentemente a solubilidade da dolomita. A dolomita estequiométrica é considerada a forma menos solúvel, porém qualquer mudança na sua estrutura ou na composição aumenta a energia livre do cristal, tornando-a mais solúvel (Boggs, 1998).

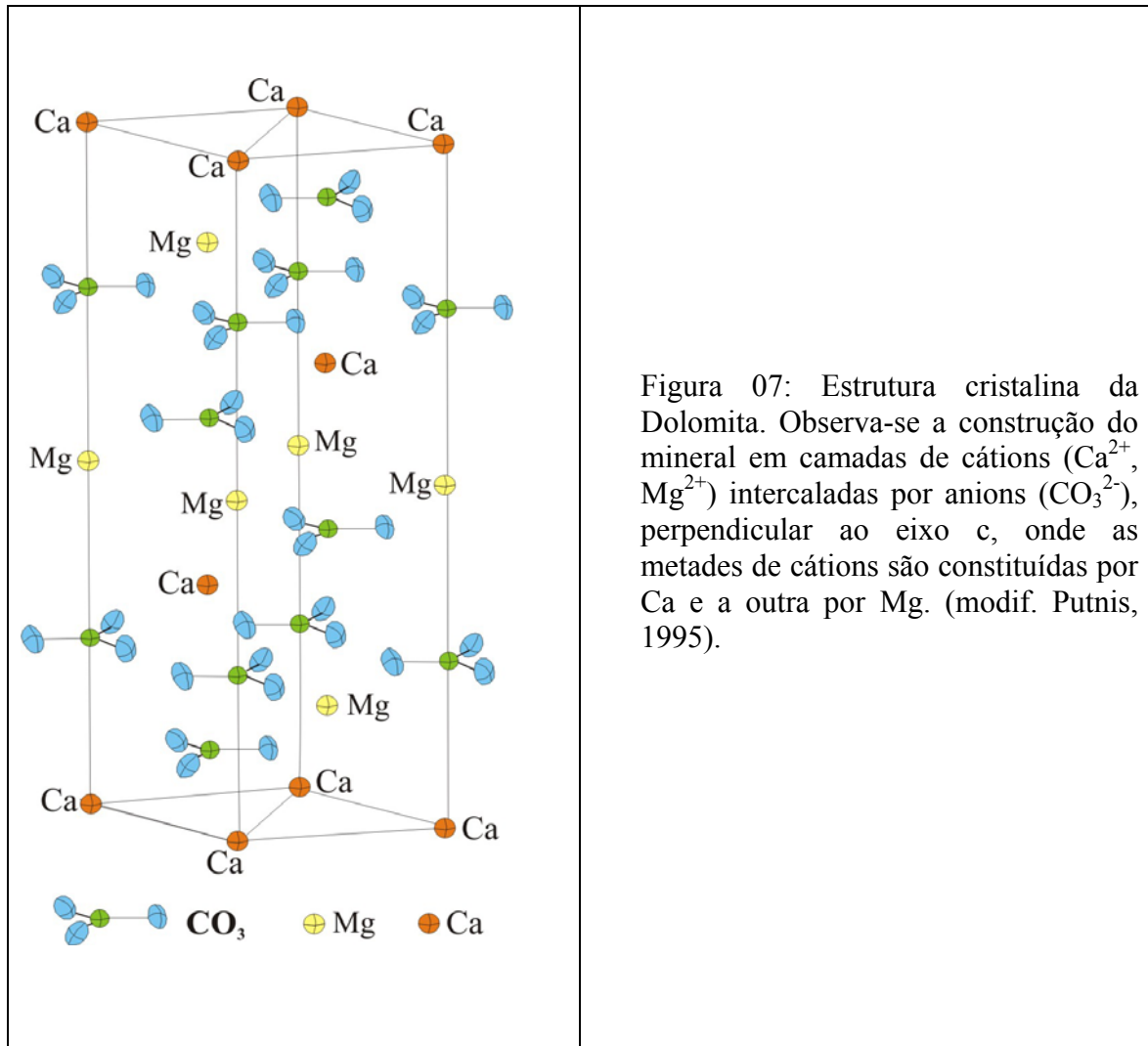


Figura 07: Estrutura cristalina da Dolomita. Observa-se a construção do mineral em camadas de cátions (Ca^{2+} , Mg^{2+}) intercaladas por ânions (CO_3^{2-}), perpendicular ao eixo c, onde as metades de cátions são constituídas por Ca e a outra por Mg. (modif. Putnis, 1995).

A estrutura da anquerita é similar a da dolomita, e consiste de camadas alternadas do grupo carbonato (CO_3)⁻² e de camadas de cátions metálicos como Ca, Mg e Fe. A disposição dos íons existentes na anquerita forma uma estrutura cristalina ligeiramente maior que a da dolomita, devido à substituição dos íons de Mg^{+2} por íons maiores de Fe^{+2} . Geralmente também apresenta apreciável quantidade de íons de Mn junto com o Fe. A anquerita é reconhecida pela sua clivagem romboédrica perfeita e solubilidade com efervescência em ácido quente (Deer *et al.*, 1997).

A dolomita ferrosa [$\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{CO}_3)_2$] apresenta uma composição intermediária entre dolomita e anquerita, onde o íon Fe pode ser encontrado em concentrações superiores

de 4 a 5 moles % (Morrow, 1990). A dolomita ferrosa recebe esta denominação quando apresenta 20% de Fe^{+2} ou Mn^{+2} preenchendo as posições do Mg^{+2} (Deer *et al.*, 1997).

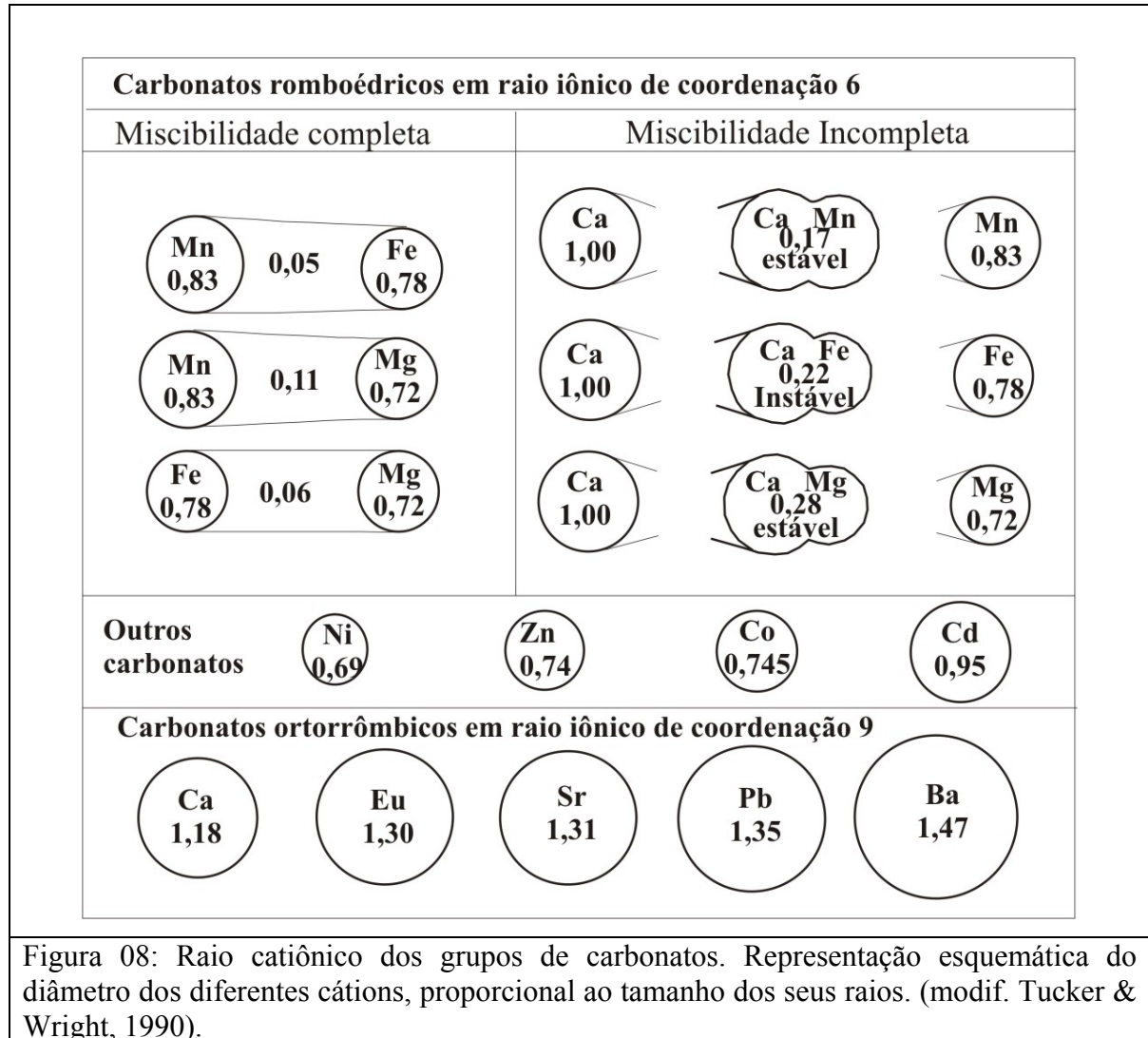


Figura 08: Raio catiônico dos grupos de carbonatos. Representação esquemática do diâmetro dos diferentes cátions, proporcional ao tamanho dos seus raios. (modif. Tucker & Wright, 1990).

Não segue como regra, mas o termo anquerita tem sido referido para a fase mais rica em Fe e dolomita ferrosa para a fase com menor conteúdo em Fe (Reeder, 1983). No entanto, o termo anquerita será usado aqui para incluir todas as dolomititas com apreciável quantidade de Fe, sem preferência significativa sobre o uso de outros termos (dolomita ferrosa).

3.3. Origem do cimento do grupo da dolomita

São propostos diversos modelos para explicar a origem das dolomitas nas rochas sedimentares carbonáticas e também como cimento nas rochas siliciclásticas. Destacam-se os modelos associados à evaporitos (*sabkha*), *mixing* de águas marinhas e meteóricas, lagos efêmeros alcalinos e também ambientes marinhos francos (Morrow, 1990b; Hardie, 1987). Estes modelos foram originalmente propostos para as rochas carbonáticas, tendo sido posteriormente adaptados para explicar e estudar o papel da cimentação dolomítica em rochas siliciclásticas (Morad *et al.*, 1992).

A dolomita é um mineral tipicamente de ambiente sedimentar, e normalmente está associada com depósitos calcários e evaporíticos (Boggs, 1995). A dolomita pode se formar a partir da reação de carbonatos primários com soluções ricas em magnésio, mas também pode derivar de rochas dolomíticas pré-existentes, depositadas como sedimentos clásticos (Morrow, 1990; Deer *et al.*, 1997).

No que se refere em específico ao cimento dolomítico, se aceita a sua natureza autigênica, ou seja, precipitação *in situ* nos espaços porosos intergranulares durante os processos diagenéticos (Hutcheon, 1990).

É evidente que para precipitar o cimento dolomítico é necessário que uma quantidade apreciável de Mg esteja disponível no ambiente, para se incorporar na estrutura do mineral. Há parâmetros que afetam a velocidade de reação no desenvolvimento de dolomitas que estão vinculados à razão de Mg^{+2}/Ca^{+2} , salinidade e relação CO_3^{-2}/Ca^{+2} (Morrow, 1990). Já as relações de estabilidade entre dolomita e anquerita dependem da temperatura e atividade da razão Fe^{-2}/Mg^{+2} (Morad, 1998).

Em muitos casos observa-se que não há uma fonte local suficiente para gerar o volume de cimento carbonático presente ou até mesmo o de dolomita observado nos sedimentos. Os íons necessários para formação do cimento podem ser derivados a partir da água intersticial, da dissolução de rochas solúveis como os evaporitos, por percolação ou expulsão de águas dos folhelhos associados e de outras rochas, submetidas às reações minerais ou orgânicas (Boles & Ramseyer, 1987; Hutcheon, 1990; Curtis, 1978; Boles, 1979).

Os cimentos dolomíticos podem também ser produtos de soluções alcalinas, contendo alta concentração de $(\text{CO}_3)^{-2}$. Estas soluções podem ser oriundas de águas subterrâneas continentais, derivadas do intemperismo de rochas pré-existentes, bem como de arenitos ricos em clastos de rochas vulcânicas e minerais ferro-magnesianos, ou que tenham dissolvido minerais de rochas carbonáticas.

Além disso, há possibilidade das dolomitas terem sua origem a partir de águas marinhas. Carbonatos biogênicos e intraclastos carbonáticos, com alto conteúdo de Mg, Ca e HCO^{-3} , são dissolvidos e seus íons introduzidos nas águas intersticiais por difusão ou advecção (Morad, 1998).

O magnésio envolvido na precipitação de dolomitas tardias pode ser derivado da dissolução de argilominerais ou silicatos ricos em Mg (Tucker, 2004). A relativa facilidade de dissolução dos vários polimorfos de CaCO_3 também é determinante no processo de dolomitização (Morrow, 1990).

A cimentação carbonática em arenitos foi extensamente discutida por Morad (1998), onde são apresentados os padrões de distribuição e a evolução geoquímica, bem como sua influência na avaliação de um reservatório. No trabalho, é abordada a afinidade dos cimentos de calcita e dolomita com os ambientes marinhos-meteoricos, marinhos e continentais. Com relação à dolomita, o autor destacou a influência da flutuação do nível da água do mar, a qual sofre mistura com água meteórica e evaporação. Neste processo, há um incremento na razão Mg/Ca nas águas intersticiais dos poros das rochas devido à precipitação de calcita nos sedimentos proximais e a concentração de evaporitos (enriquecimento em Mg^{+2}), favorecendo precipitação da dolomita.

A recristalização dos minerais carbonáticos pré-existentes (tais como calcita e dolomita), em uma rocha pode resultar na formação de uma cimentação caracterizada por romboedros de granulometria grossa de calcita ferrosa ou de dolomita ferrosa. Estes cristais, em função do aumento do teor de Fe na estrutura, comumente exibem zoneamento.

Na telodiagênese, enquanto ocorrem os processos de soerguimento e erosão nas bacias, os cimentos carbonáticos mesodiagenéticos são submetidos a novas alterações diagenéticas e dissolução.

A anquerita ocorre em maiores profundidades de soterramento como cimento mesodiagenético. Conforme Hendry *et al.* (2000), com o aumento da temperatura e a

diminuição do pH, durante o craqueamento térmico dos ácidos orgânicos, ocorre a dissolução da calcita existente na rocha, que normalmente está acompanhada por fluidos ricos em Mg^{+2} e Fe^{+2} , resultado da maturação dos hidrocarbonetos e transformação dos argilominerais. Estas condições são consideradas propícias à precipitação de anquerita.

Para melhor entender a formação da dolomita e os processos envolvidos na precipitação e dissolução deste mineral são necessários discutir alguns aspectos sobre a cinética, termodinâmica e zonas geoquímicas.

3.4. Termodinâmica e Cinética

A termodinâmica relaciona-se com as propriedades macroscópicas dos sistemas e a maneira como ocorrem estas mudanças. São processos físicos envolvendo pressão e temperatura, ou processos químicos onde ocorrem mudanças na distribuição da matéria entre as diferentes espécies químicas (Oxtob & Nachtrieb, 1986).

Conforme Boggs (1995), tentativas de precipitação de dolomita estequiométrica (ideal) em pressão e temperatura ambientes (~ 1 atm e $\sim 25^{\circ}C$) não obtiveram sucesso. Nestas condições somente precipitam dolomitas enriquecidas em Ca, que são denominadas de protodolomitas. A formação de dolomita é termodinamicamente favorecida em soluções que tenham alta razão Mg^{+2}/Ca^{+2} ; baixa razão Ca^{+2}/CO_3^{-2} e temperaturas elevadas. Isto porque em baixas temperaturas, os íons de Ca^{+2} apresentam-se ligados fracamente à água, e, desta forma, facilmente são agrupados ao retículo cristalino, formando o mineral de $CaCO_3$ (calcita ou aragonita). Já os íons de Mg^{+2} são fortemente ligados pela água em solução. No entanto, em temperaturas elevadas estes íons tornam-se menos hidratados e mais fáceis de serem incorporados no retículo, formando assim a dolomita.

Como cinética química entende-se o estudo da velocidade e dos mecanismos das reações químicas. As velocidades com as quais as diferentes reações químicas ocorrem são muito variadas, desde extremamente rápidas até reações tão lentas que só atingem o equilíbrio em milhares de anos (Oxtob & Nachtrieb, 1986).

Morse (1983) aborda a cinética da precipitação e dissolução do carbonato de cálcio, mais precisamente a aragonita e calcita. Como os princípios básicos da cinética são

mencionados a estes minerais carbonáticos, discorreremos a seguir, extrapolando estes dados para a dolomita.

O ponto de referência fundamental da cinética química é o equilíbrio. Quando a solução é supersaturada em relação à dolomita, a reação de precipitação domina sobre a reação de dissolução. Do contrário, ou seja, em soluções subsaturadas, é observada a dissolução. O fator equilíbrio é um problema em particular para os carbonatos, onde uma variedade de diferentes componentes de co-precipitação (Na, Sr, Fe, Pb, Ba, Mn, Zn) pode ser encontrada nas águas naturais. O grau de desequilíbrio químico é um dos fatores controladores primários da taxa de reação. De forma geral, a taxa de dissolução ou precipitação aumenta com o aumento do desequilíbrio.

Segundo Boggs (1998), os fatores cinéticos que impedem a formação da dolomita estequiométrica (ideal) em temperatura ambiente são:

- (1) rápida cristalização de soluções supersaturadas, que impedem a efetiva separação dos íons de Ca^{+2} e Mg^{+2} dentro de suas respectivas camadas, sendo incluídos nas camadas “erradas” de CO_3^{-2} ;
- (2) íons Mg^{+2} apresentam energia de hidratação superior à do íon Ca^{+2} , o que reduz as chances de desidratação do Mg^{+2} , favorecendo a formação das fases mais ricas em Ca^{+2} ;
- (3) a baixa atividade do CO_3^{-2} , na maior parte das soluções, inibe a precipitação de carbonatos ricos em magnésio. Isto porque poucos íons de carbonato têm energia cinética suficiente para se ligar ao Mg^{+2} hidratado;
- (4) diluição da solução, que conseqüentemente diminui a taxa de formação da dolomita;
- (5) baixa taxa de dissolução do carbonato precursor (aragonita, calcita e calcita magnesiana), o tamanho do grão, a interação da microestrutura do grão e o estado de saturação da solução e as várias taxas de difusão iônica cruzando as zonas de reação podem determinar a taxa de formação da dolomita;
- (6) presença de determinados tipos de matéria orgânica (exemplo: proteínas animais solúveis) e SO_4^{-2} .

Do contrário, outros fatores tais como ácidos úricos fermentados por bactérias e certos argilominerais podem favorecer cineticamente a formação da dolomita. As razões $\text{Ca}^{+2}/\text{Mg}^{+2}$, $\text{Ca}^{+2}/\text{CO}_3^{-2}$ e a salinidade têm efeito particularmente importante na cinética da

dolomita. A precipitação deste mineral é favorecida por baixas razões $\text{Ca}^{+2}/\text{Mg}^{+2}$ e $\text{Ca}^{+2}/\text{CO}_3^{-2}$, baixa salinidade e alta temperatura.

Assim, as condições termodinâmicas e cinéticas ideais para a formação da dolomita serão encontradas em ambientes com águas hipersalinas, mistura de água meteóricas e marinhas, baixo teor de sulfatos, constante suprimento de Mg, alta temperatura ($>50^\circ\text{C}$) e altos valores de CO_3^{-2} e HCO^- . Em outras palavras, em ambiente alcalino.

3.5. Zonas geoquímicas da dolomita

Um dos elementos importantes na cimentação carbonática são os fluidos intersticiais. Estes circulam no interior dos poros das rochas reservatório, sofrendo mudanças na sua composição química e isotópica que ficarão registrados no momento da precipitação do cimento.

Estas mudanças ocorrem dentro das chamadas zonas geoquímicas (Morad, 1998), definidas por sua disponibilidade de matéria orgânica, presença de Fe e Mn, e concentração de oxigênio e sulfato (este último em ambiente marinho).

Os arenitos e conglomerados têm baixo conteúdo orgânico em relação aos folhelhos. A matéria orgânica presente em folhelhos é destruída ou alterada por atividade microbiana na diagênese, tendendo a apresentar uma nova estrutura em equilíbrio com as condições reinantes do ambiente, formando o querogênio (Tissot & Welte, 1984). Segundo estes autores, as transformações físico-químicas da matéria orgânica não podem ser consideradas como processos isolados, pois são submetidas aos mesmos processos dos constituintes inorgânicos e dos fluidos intersticiais.

Nestas condições, a maturação do material orgânico das rochas geradoras e as reações diagenéticas inorgânicas nos reservatórios de arenitos são conseqüências naturais e concomitantes. A solubilização dos aluminossilicatos e carbonatos parecem estar relacionados à ação de solventes orgânicos gerados pelo craqueamento térmico do querogênio, contribuindo para o desenvolvimento da porosidade e permeabilidade pelas reações diagenéticas iniciais das rochas-reservatório (Surdam *et al.*, 1989).

Conforme Morad (1998) é possível individualizar as zonas geoquímicas através dos carbonatos diageneticamente precipitados (Fig. 09).

As referidas zonas são denominadas de: óxida, subóxida (com as subzonas de redução de nitrato; de redução do manganês e de redução do ferro), de redução de sulfato bacteriano, de metanogênese microbiana e de descarboxilação.

3.5.1. Carbonatos da zona óxida (ZO)

A característica desta zona é o alto conteúdo de oxigênio dissolvido nas águas intersticiais. A espessura da zona oxidada nos sedimentos depende do poder de penetração e da difusão do oxigênio nas águas intersticiais, que é controlada pelo conteúdo de matéria orgânica, taxa de sedimentação e grau de bioturbação (Fig. 09).

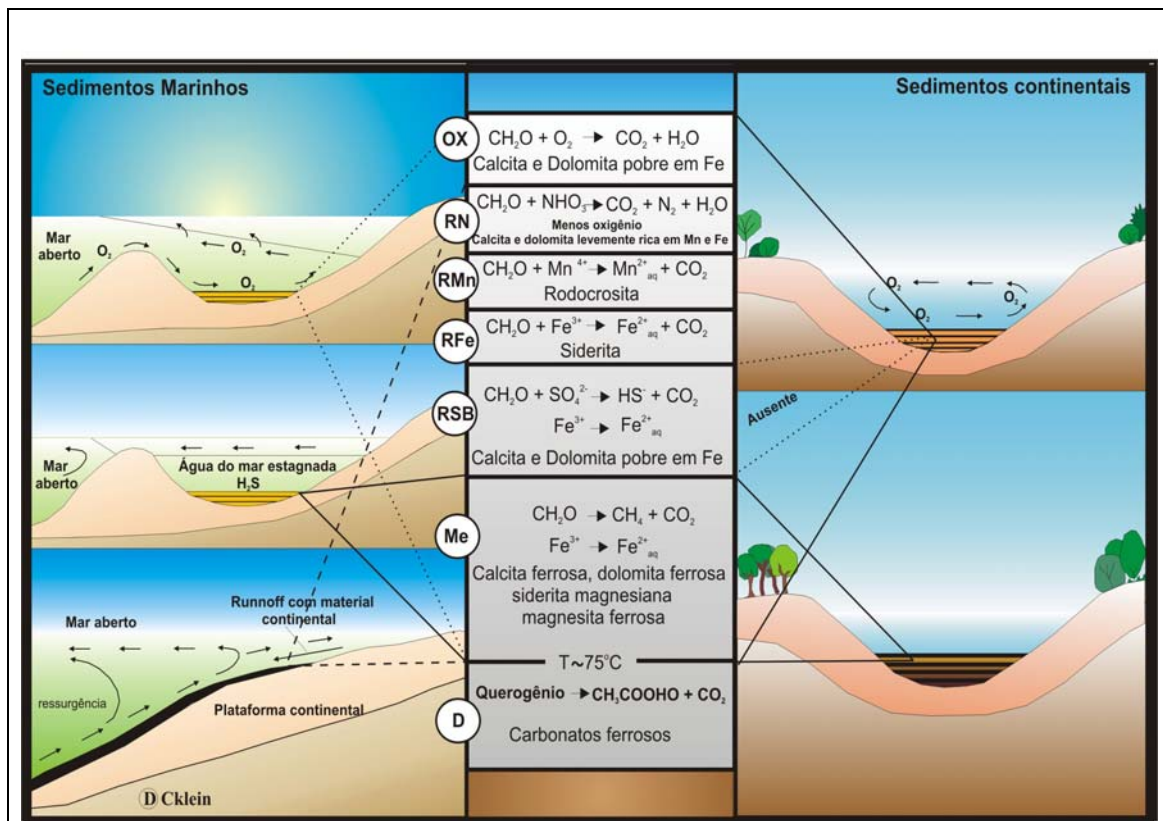


Figura 09: Zonas geoquímicas de interação da matéria orgânica e inorgânica encontrada nos vários ambientes deposicionais, durante o soterramento progressivo de sedimentos continentais e marinhos. A representação é esquemática com as principais reações em cada zona e seus respectivos carbonatos autigênicos que incluem: Zona oxida (OX); Zona subóxida com Subzonas – de redução do nitrato (RN); de redução do manganês (RMn); de redução do ferro (RFe); Zona de redução do Sulfato Bacteriano (RSB); Zona de Metanogênese (Me) e Zona de Descarboxilação (D). (modif. Morad, 1998).

A precipitação do cimento de dolomita na zona óxida é livre de ferro. Isto porque a pouca matéria orgânica presente é degradada por processos microbianos, produzindo HCO_3^- e precipitando carbonatos, e devido ao Mn e Fe se encontrarem na sua condição química mais estável, oxidados como óxidos e hidróxidos e/ou incorporados à estrutura de outros minerais, tais como argilominerais.

3.5.2. Carbonatos da zona subóxida (ZSO)

Nesta zona, a quantidade de oxigênio dissolvido nas águas intersticiais é significativamente menor, tanto no ambiente marinho como no continental. A zona subóxida é subdividida em três subzonas (Morad, 1998) (Fig. 09), quais sejam as de:

- (a) de redução do nitrato para nitrogênio (RN);
- (b) redução do manganês para $\text{Mn}^{2+}_{\text{aq}}$ (RMn)
- (c) ; e (iii) de redução do Ferro para $\text{Fe}^{2+}_{\text{aq}}$ (RFe).

Na zona de redução do nitrato, o processo de degradação da matéria orgânica e oxirredução dos óxidos e hidróxidos de Mn e Fe proporcionam o aumento da alcalinidade e concentração de íon carbonato nos fluidos intersticiais, e conseqüentemente, a precipitação de carbonatos (calcita e dolomita levemente enriquecidas em Mn-Fe). Neste sentido, pode-se dizer que esta subzona assemelha-se à zona óxida (ZO).

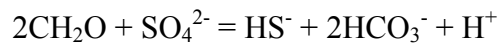
As zonas de redução de Mn e de Fe apresentam elementos com duas valências, que na ausência de O_2 , se reduz o Mg^{+4} para Mg^{+2} e o Fe^{+3} para Fe^{+2} , os quais são combinados com CO_3^{-2} , formando a rodocrosita e siderita, respectivamente.

Portanto, a composição e o tipo de cimento carbonático formado são fortemente controlados pela quantidade de óxido/hidróxido de Mn e Fe disponível no sedimento.

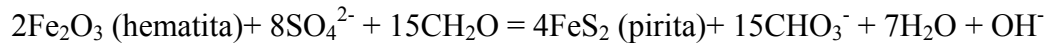
3.5.3. Carbonatos da zona de redução do sulfato bacteriano (ZRSB)

A ZRSB é típica de ambiente marinho, sendo mais importante em sedimentos com apreciável quantidade de sulfato dissolvido nas águas intersticiais. A redução de sulfatos opera quando águas intersticiais ficam carentes de oxigênio. Em bacias euxínicas, que são extremamente empobrecidas em oxigênio e enriquecidas em gás sulfídrico (H_2S), a diagênese nos sedimentos pela ZRSB ocorre diretamente na interface água-sedimento. A presença de sulfato impede a precipitação da dolomita (Fig. 09).

A redução do sulfato é beneficiada pela ação das bactérias anaeróbicas que geram ácido sulfídrico



o qual, por sua vez, na presença de ferro reativo, precipita o sulfeto de ferro (pirita),



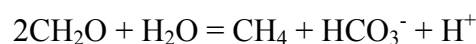
O aumento da alcalinidade pela redução do sulfato favorece a precipitação de carbonatos, como a dolomita. O Fe disponível a partir da dissolução intraestratal dos minerais detríticos ferro-magnesianos, entra na estrutura da pirita e os carbonatos precipitados nesta zona são pobres em Fe.

3.5.4. Carbonatos da zona de metanogênese microbiana (ZMe)

Após a total redução do sulfato na zona de RSB, inicia-se o processo de metanogênese microbiana nos sedimentos marinhos e continentais anóxicos (Fig. 09).

Este processo é pouco conhecido, mas os pesquisadores acreditam que ocorram a partir da fermentação de compostos orgânicos simples, como exemplo o acetato em ambientes de água doce ($\text{CH}_3\text{COOH} = \text{CH}_4 + \text{CO}_2$), ou pela produção de H_2 e posterior redução do CO_2 , em ambientes de sedimentação marinha ($4\text{H}_2 + \text{CO}_2 = \text{CH}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$).

Portanto, a reação geral da metanogênese microbiana pode ser concebida como:



Na zona de metanogênese, com baixa concentração de sulfato e em ambiente anóxico, é esperada a geração de carbonatos como siderita e dolomita ferrosa/anquerita, precipitados através de reação com ferro detrítico (Morad, 1998).

A ZME se estende da superfície até uma profundidade de soterramento correspondente a $\approx 75^\circ \text{C}$, onde ocorre um decréscimo da atividade orgânica (Morad, 1998). Entretanto, os altos valores de $\delta^{13}\text{C}$ reportados por Carothers & Kharaka (1980) sugerem que a metanogênese possa ocorrer em temperaturas mais altas, ultrapassando 80°C .

3.5.5. Carbonatos da zona da descarboxilação térmica da matéria orgânica (ZD)

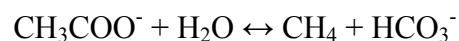
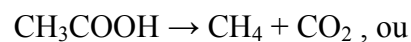
A descarboxilação ocorre com a quebra do CO₂ dos grupos orgânicos, desde os estágios iniciais da diagênese, com degradação bacteriana da matéria orgânica até a degradação térmica com o progressivo soterramento e elevação da P_{CO2} (pressão parcial) dos ácidos carboxílicos (solventes orgânicos) (Fig. 09).

A estabilidade do mineral carbonático durante o soterramento é avaliada em termos de pH e componentes aquosos como Ca²⁺, H₂CO₃, HCO₃⁻ e CO₂ (Surdam *et al.*, 1989). A função da P_{CO2} determina a solubilidade da calcita. Quanto maior a P_{CO2}, maior a solubilidade.

Na zona de descarboxilação, a temperatura é um fator importante. Com o acréscimo da temperatura (≈ 80° C) reduz as atividades bacterianas e aumenta a concentração de ácidos carboxílicos, que afetam a estabilidade dos carbonatos. Conseqüentemente resulta na dissolução destes por solventes orgânicos (entre 80° C e 100° C) com geração de porosidade secundária (Carothers *et al.*, 1980; Surdam *et al.*, 1989; Surdam *et al.*, 1984).

Na descarboxilação da matéria orgânica e conseqüente aumento da P_{CO2}, pode ocorrer muito mais a precipitação de carbonatos do que a dissolução. Isto ocorre quando o pH do sistema carbonático torna-se tamponado (pH 6) devido a contribuição externa da reação dos silicatos (ex. dissolução, albitização de feldspatos e cloritização de micas) disponibilizando cátions para o sistema diagenético, precipitando assim carbonatos (Fig. 10).

Com aumento da temperatura (> 100°C) a degradação térmica dos ácidos carboxílicos produz metano e dióxido de carbono:



Os ânions dos ácidos carboxílicos são consumidos, aumenta a P_{CO2} no sistema carbonático, diminui o pH e causa a dissolução dos carbonatos, gerando porosidade secundária (Surdam *et al.*, 1984) (Fig. 10).

Em temperaturas entre 120 e 160°C os ânions dos ácidos carboxílicos estão completamente “quebrados”, dominando novamente um sistema carbonático. No entanto, qualquer aumento na P_{CO_2} produzirá mais fases de dissolução (Morad, 1998).

A variedade de carbonatos que precipitarão na zona de descarboxilação dependerá da mineralogia dos sedimentos, de carbonatos eogenéticos e de águas termobáricas das porções mais profundas da bacia que contribuirão com os cátions para a precipitação dos carbonatos. Se nestes sedimentos houver abundância de minerais detríticos com Fe reativo, nesta zona precipitarão carbonatos ferrosos como calcitas ferrosas e anquerita (Surdam *et al.*, 1989; Morad, 1998).

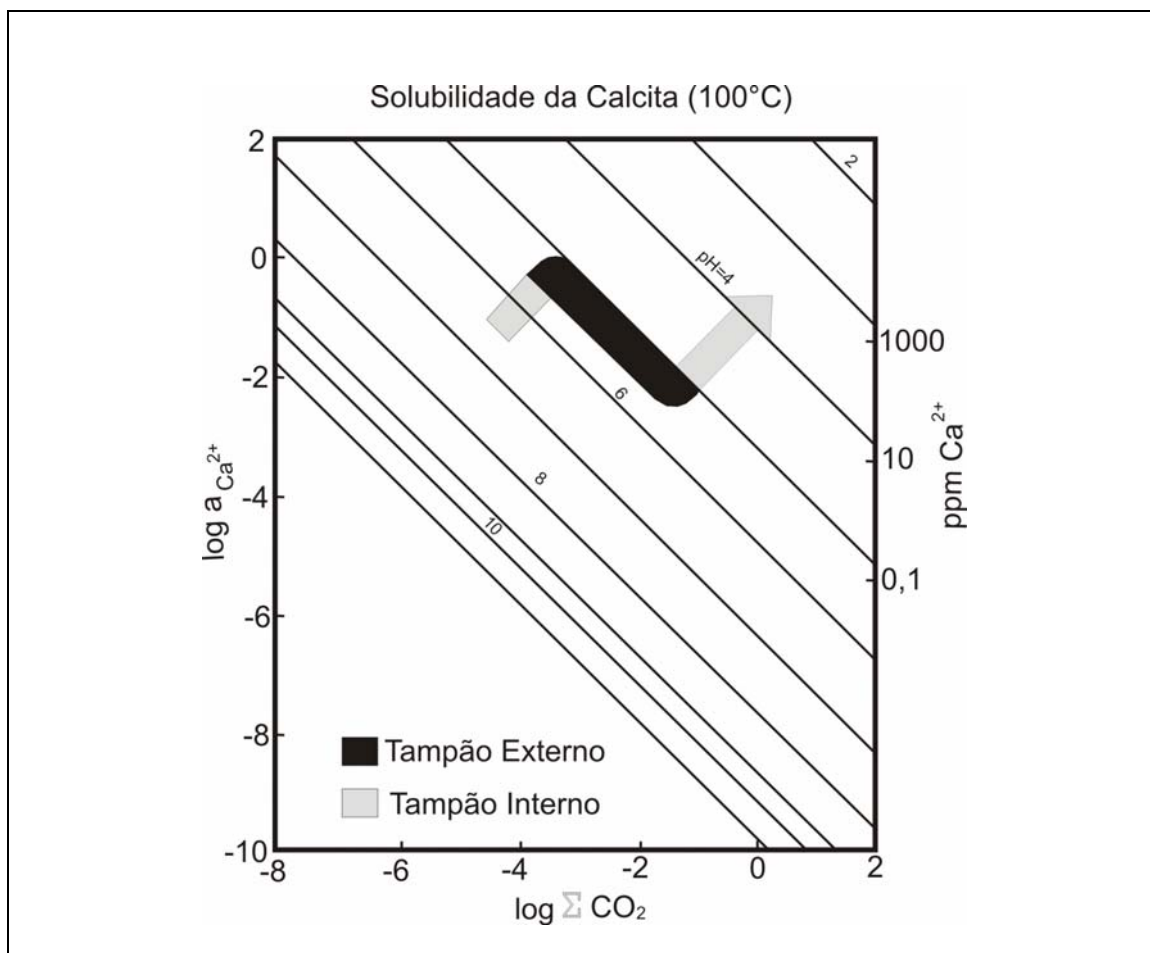


Figura 10: Representação do comportamento de uma calcita a 100° C, quando ocorre a diminuição da dissolução de Ca ($ppm Ca^{2+}$), pH constante (pH 6 – solução tampão) e acréscimo da P_{CO_2} ($\log \sum CO_2$). Nestas condições ocorre a precipitação de carbonatos. (modif. Surdam *et al.*, 1984).

3.6. Isótopos estáveis de carbono (C) e de oxigênio (O) aplicados ao estudo dos cimentos carbonáticos

No estudo da cimentação carbonática verifica-se um avanço na aplicação e refinamento das técnicas instrumentais analíticas, dentre as quais se destacam os isótopos estáveis, especialmente, o carbono (C) e o oxigênio (O). Esta aplicação auxilia para o esclarecimento da evolução diagenética das rochas sedimentares, pois permitem inferências sobre o período da precipitação, a temperatura e a composição das fases fluidas.

Isótopos são átomos cujos núcleos contêm o mesmo número de prótons, mas diferente número de nêutrons, razão de apresentarem diferentes massas atômicas.

O termo “isótopo” deriva do grego e significa “igual lugar”, referência ao fato dos isótopos ocuparem o mesmo lugar na Tabela Periódica. No entanto apresenta leve diferença na massa e energia, o que ocasiona diferenças nas propriedades físicas e químicas apresentadas pelos isótopos. São diferenças destas propriedades que possibilitam o uso de isótopos como ferramenta de interpretação geológica; a esse fenômeno é denominado de “efeito isótopo” (Hoefs, 1987).

Conforme Faure (1986, 1991), vários elementos de baixo número atômico são compostos de dois ou mais isótopos estáveis. Contudo, quando estes elementos reagem para formar compostos, as moléculas produzidas diferem uma da outra por eles conterem proporções diferentes destes isótopos. Como exemplo pode ser citado o caso da água, que pela existência de três isótopos estáveis de oxigênio (^{16}O , ^{17}O , ^{18}O) e de dois isótopos estáveis de hidrogênio (^1H , ^2D), permite nove diferentes configurações isotópicas, cujas massas moleculares* diferem significativamente uma da outra [H_2^{16}O (18*); H_2^{17}O (19*); H_2^{18}O (20*); HD^{16}O (19*); HD^{17}O (20*); HD^{18}O (21*); D_2^{16}O (20*); D_2^{17}O (21*); D_2^{18}O (22*)]. É justamente esta diferença na massa molecular que afeta a forma com que estas moléculas respondem frente a certos processos físicos, que são dependentes da massa (Tabela 01).

Constantes	H ₂ ¹⁶ O	H ₂ ¹⁸ O
Densidade (20°C, g/ cm ⁻³)	0,9979	1,1106
Ponto de fusão (°C)	0,00	0,28
Ponto de ebulição (°C)	100,00	100,14

Tabela 01: Diferentes propriedades físico-químicas da H₂¹⁶O e H₂¹⁸O (modif. Faure, 1986).

Os isótopos estáveis possuem núcleos com configurações estáveis sendo que num sistema fechado suas concentrações são invariáveis com o tempo, a não ser que originalmente sejam radiogênicos. Tratando-se dos isótopos estáveis de carbono e de oxigênio, que possuem baixo peso molecular, nos fornecem dados importantes referentes à produtividade orgânica, paleotemperaturas, salinidade e o influxo de água doce no sistema.

Existem fatores que influenciam na composição isotópica tais como os geográficos, climáticos, a latitude e a evaporação entre outros.

A quantidade destes isótopos em minerais diagenéticos depende de sua concentração nos minerais e das condições físico-químicas do meio. E isto varia de acordo com a composição detrítica dos sedimentos e dos fluidos que percolaram durante os processos diagenéticos (Longstaffe, 1989).

Os isótopos estáveis quando da sua distribuição diferenciada, são governados por um processo denominado fracionamento isotópico. O fracionamento isotópico é a mudança na proporção dos dois isótopos (o leve e o pesado), durante uma reação, processo químico, físico (sólido, líquido ou gasoso) ou biológico sendo proporcional às diferenças nas suas massas (Hoefs, 1987, Faure, 1986).

Cada isótopo obedece às leis de ação de massa e é descrito por uma constante de equilíbrio (K) ou fator de fracionamento (α) dependente da temperatura, expressa pela equação (Dickson, 1990; Longstaffe, 1989):

$$K = R_A/R_B$$

$$\text{sendo } R_A = (Q_{A1}/Q_{A2}) \text{ e } R_B = (Q_{B1}/Q_{B2})$$

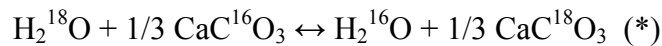
onde R_A é a proporção do isótopo pesado; (Q_{A1}) é do isótopo leve; (Q_{A2}) é do elemento A e R_B é a proporção do isótopo pesado; (Q_{B1}) é do isótopo leve e (Q_{B2}) do elemento B.

O fator de fracionamento é combinado à temperatura absoluta por:

$$\ln \alpha = AT^{-2} + BT^{-1} + C$$

onde A, B e C são coeficientes determinados experimentalmente e T é a temperatura absoluta em graus Kelvin (Dickson, 1990).

Hoefs (1987) cita o exemplo de fator de fracionamento relativo à troca de ^{18}O e ^{16}O entre água e CaCO_3 :



Que é dado por:

$$\alpha_{\text{CaCO}_3 - \text{H}_2\text{O}} = (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{CaCO}_3} / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{H}_2\text{O}} = 1,031 \text{ em } 25^\circ\text{C}$$

Neste exemplo, o fracionamento isotópico na natureza então é interpretável em termos de temperatura ambiente.

Na realidade, o que interessa é a composição isotópica do elemento que é indicada sob a forma da relação $\text{leve E} / \text{pesado E}$ de uma amostra. Esta relação é expressa sempre, em função de um valor padrão que é reconhecido internacionalmente e distribuída pela Agência Internacional de Energia Atômica (Sede em Viena), que viabiliza a calibração dos instrumentos entre os laboratórios e a normalização dos valores absolutos obtidos nas análises isotópicas (Fig. 11). A amostra, em relação ao padrão, pode ser “depletada” (quando há deficiência no isótopo pesado) e implica em valores negativos enquanto que “enriquecida” (quando há excesso no isótopo pesado) sugere valores positivos.

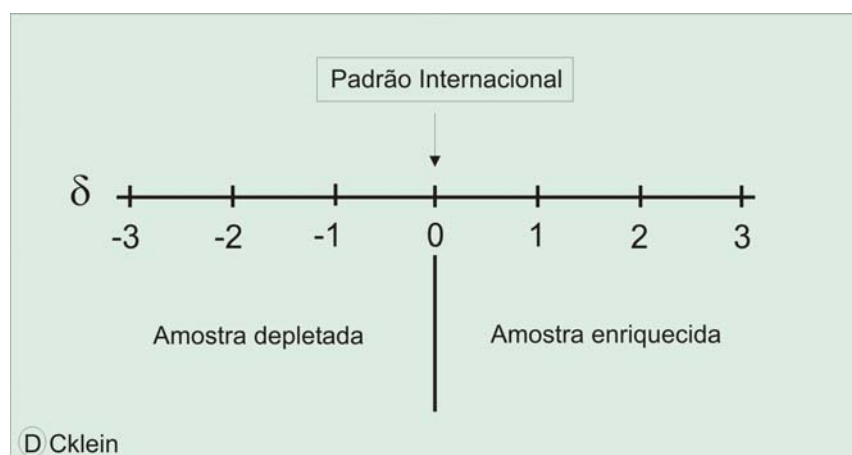


Figura 11: Representação simplificada de valores isotópicos de amostras enriquecidas (+) ou depletadas (-) no isótopo pesado, em relação ao padrão internacional.

O padrão normalmente utilizado para o O e C nos carbonatos é referido como PDB (Viena - *Pee Dee Belemnite*, fóssil marinho do Cretáceo, coletado na Formação Peedee, Carolina do Sul – EUA) onde o valor padrão do $\delta^{18}\text{O}$ e do $\delta^{13}\text{C}$ é teoricamente (0‰). No entanto, a composição isotópica do oxigênio pode também ser referida ao padrão SMOW (Viena - *Standart Mean Ocean Water*). A conversão entre SMOW e PDB pode ser obtida utilizando-se as equações apresentadas por Coplen *et al.* (1983) *apud* Veizer (1983):

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1,03091 \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 30,91$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = 0,97002 \delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} - 29,98$$

Para a apresentação da relação isotópica utiliza-se a notação δ (delta), indicada para expressar estas pequenas diferenças relativas ao valor padrão, sempre em per mil (‰) (Hudson, 1977 *apud* Moore, 1989; Longstaffe, 1989; Bowen, 1988). Os valores “ δ ” são relacionados ao isótopo mais pesado.

As expressões utilizadas para o $\delta^{18}\text{O}$ e o $\delta^{13}\text{C}$ são:

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{amostra}} - \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{padrão}} \right] / \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{padrão}} \times 1000$$

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{amostra}} - \left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{padrão}} \right] / \left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{padrão}} \times 1000$$

Os isótopos estáveis, especialmente os de C e os de O, são interessantes como traçadores de sistemas de baixa temperatura, pois podem fracionar em grande escala por processos naturais (Longstaffe, 1989). Entre estes processos destaca-se a evaporação, condensação, fotossíntese e fases de transformação (Moore, 1989).

3.6.1. Isótopos estáveis de Carbono

Existem dois isótopos estáveis de carbono: ^{12}C e ^{13}C (Hoefs, 1987; Bowen, 1988; Dickson, 1990; Morse & Mackenzie, 1990) (Tabela 02).

Simbolo	Número Atômico	Massa Atômica	Abundância	Peso Atômico
^{12}C	6	12	98,89%	12
^{13}C	6	13	1,11%	13,00335

Tabela 02: Abundância isotópica e massa atômica relativa dos isótopos de Carbono.

Tratando-se do C, este tem um comportamento geoquímico conduzido por processos orgânicos nos quais a fotossíntese cumpre um importante papel. Porém os dois principais reservatórios de C podem ser identificados como carbono orgânico $\delta^{12}\text{C}$ e o carbono inorgânico $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 12). A diferença de fracionamento entre estes é relacionada a dois mecanismos de reação:

- o efeito cinético durante a fotossíntese, que conduz a depleção do ^{12}C no CO_2 atmosférico remanescente, concentrando-se o carbono leve na matéria orgânica;
- o efeito da mudança química que ocorre no CO_2 atmosférico remanescente, onde o ácido carbônico domina o enriquecimento em ^{13}C no bicarbonato (Hoefs, 1987; Bowen, 1988).

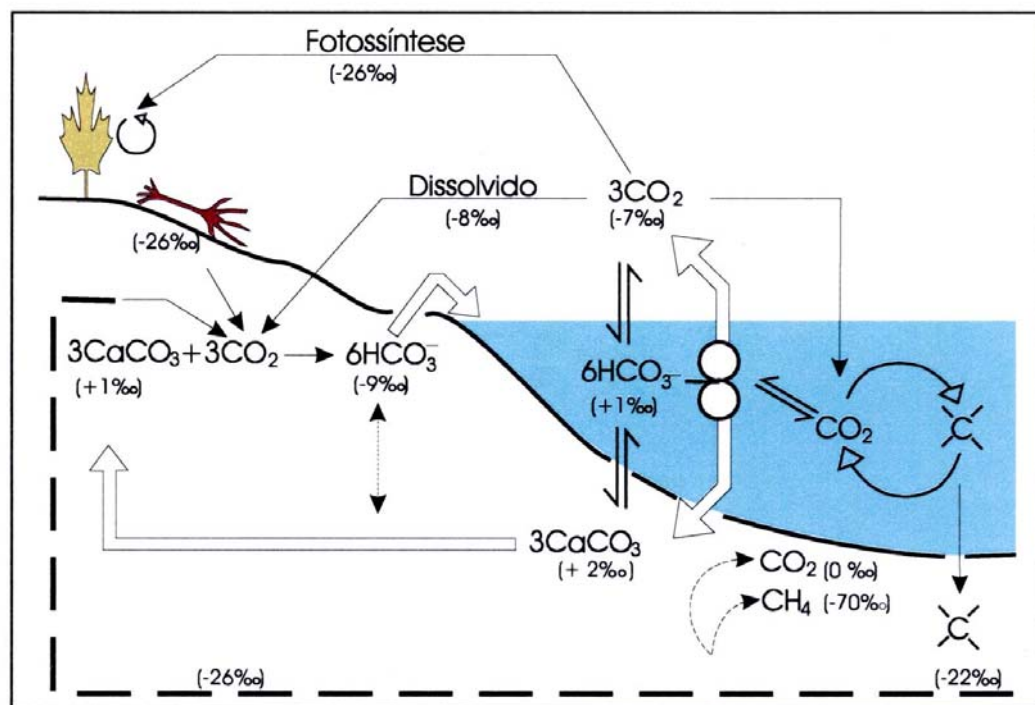


Figura 12: Ciclo do carbono com os valores médios de $\delta^{13}\text{C}$ observados em cada ambiente. (modif. Longstaffe, 1989 *apud* Menezes, 2001).

A circulação de C como CO_2 entre os organismos vivos e a atmosfera, constitui o ciclo do carbono, sendo o CO_2 incorporado pelas plantas durante a fotossíntese, gerando compostos complexos de carbono. Durante a fotossíntese o $^{12}\text{CO}_2$ é preferencialmente

absorvido pela matéria orgânica. Esta redistribuição ou fracionamento do $^{12}\text{CO}_2$ confere à matéria orgânica uma assinatura isotópica característica, ou seja, sua origem biológica. Durante a decomposição da matéria orgânica, parte do carbono orgânico retorna a atmosfera como CO_2 e a outra penetra no solo (Bowen, 1988). Tais fracionamentos biológicos são retidos basicamente quando a matéria orgânica é incorporada com o sedimento, onde sua assinatura isotópica permanece no estoque crustal praticamente ao longo do registro geológico (Bowen, 1988).

Durante a formação dos sedimentos carbonáticos, por precipitação orgânica ou inorgânica, pode ocorrer a introdução de ^{13}C enriquecido (Fig. 12). Isto, dependendo das condições atmosféricas (principalmente o clima e latitude), da biosfera, dos ambientes diagenéticos e sedimentares (oxidação, redução, e outros) (Longstaffe, 1989).

Em equilíbrio o bicarbonato em solução marinha é enriquecido em ^{13}C relativo ao gás CO_2 e desta forma, a composição isotópica dos materiais biológicos marinhos irá variar de acordo com a fonte do carbono. Este é um ponto importante porque fornece uma maneira de distinguir a origem dos materiais orgânicos do CO_2 atmosférico ou HCO_3^- oceânico, por seus conteúdos de ^{13}C (Bowen, 1988; Fig. 12).

3.6.2. Isótopos estáveis de Oxigênio

Existem três isótopos estáveis de oxigênio: ^{16}O , ^{17}O e ^{18}O (Hoefs, 1987; Dickson, 1990; Morse & Mackenzie, 1990). Neste trabalho, serão enfocados somente os isótopos ^{16}O e ^{18}O pelo fato de estes serem mais abundantes e pela grande diferença de massa apresentada (Tabela 03), conseqüentemente de interesse para o estudo de processos físico-químicos.

Simbolo	Número Atômico	Massa Atômica	Abundância	Peso Atômico
^{16}O	8	16	99,763%	15,99491
^{18}O	8	18	0,1995%	17,99916

Tabela 03: Abundância isotópica e massa atômica relativa do Oxigênio.

O $\delta^{18}\text{O}$ das águas marinhas normais é próximo de zero, porém admitem-se pequenas variações dentro de um limite estreito. Isto porque em função do processo de evaporação há perda de $\delta^{16}\text{O}$ da água do mar. Este fato não afeta somente a composição isotópica na superfície do mar (que se torna enriquecida em $\delta^{18}\text{O}$), mas também reflete em aumento da salinidade. A latitude também influi, pois os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e salinidade na superfície da água do mar são modificados pela mistura eventual com águas de degelo e neve, que possuem baixos valores em $\delta^{18}\text{O}$ (Faure, 1986). Assim, de uma forma geral, em períodos interglaciais, observa-se a tendência de equilíbrio da composição isotópica do oceano devido o retorno deste oxigênio mais leve, através das chuvas e degelo (Fig.13 A). Porém, nos períodos glaciais ocorre o enriquecimento do $\delta^{16}\text{O}$ que fica concentrado nas geleiras e nos pólos resultando na depleção do $\delta^{16}\text{O}$ nos oceanos (Fig. 13 B) (Hoefs, 1987; Hudson, 1977 *apud* Moore, 1989; Longstaffe, 1989).

Outro aspecto que pode ser considerado com relação ao isótopo de oxigênio seria em relação aos diferentes minerais que podem apresentar valores distintos no seu conteúdo de ^{18}O . Em geral, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ das rochas e minerais são enriquecidos em ^{18}O se comparados ao padrão SMOW. Contudo, a composição isotópica das diferentes rochas apresenta variações que proporcionam uma idéia da sua origem e refletem a temperatura final de equilíbrio do isótopo de oxigênio. Este é um aspecto importante porque retrata os diferentes valores do $\delta^{18}\text{O}$ dos minerais cogenéticos, podendo estes serem interpretados em termos de temperatura na qual eles equilibraram o isótopo de oxigênio com um reservatório em comum. Estas interpretações são baseadas em estudos de laboratório, nos quais os diferentes minerais são equilibrados com água acima de um *range* de temperatura (Faure, 1986).

De acordo com Hoefs (1987), o mecanismo de fracionamento do ^{18}O nos minerais pode ocorrer por vários fatores, dentre os quais:

i) Mudanças nas reações de equilíbrio onde é apresentada uma tabela de Taylor (1967) *apud* Hoefs (1987), que faz uma tentativa do arranjo dos minerais que coexistem de acordo com as suas tendências relativas de concentração do ^{18}O . A ordem de decréscimo no conteúdo de ^{18}O estaria associada à afinidade e relações cristaloquímicas (Tabela 04). Essas reações entre minerais e fluídos são atribuídos à difusão e dissolução-precipitação.

ii) Fotossíntese e respiração através do equilíbrio cinético.

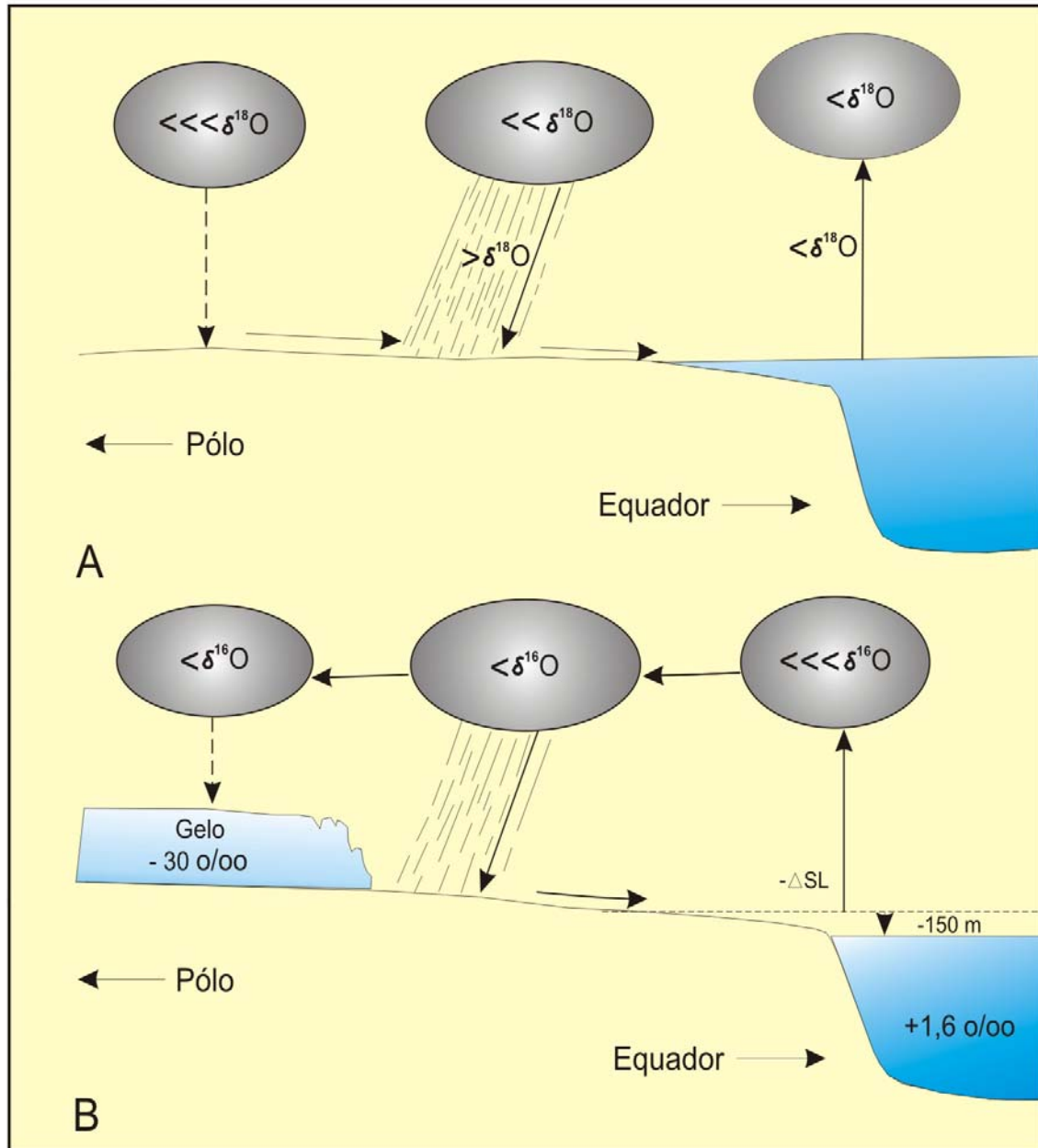


Figura 13: Fracionamento do isótopo de oxigênio. **A.** No período interglacial as águas meteóricas são enriquecidas em ^{16}O , pois foram conduzidas por nuvens para o interior do continente, e em forma de chuva retornam para o oceano. Neste período há tendência de equilíbrio da composição isotópica do oxigênio no oceano; **B.** No período glacial ocorre nos pólos o enriquecimento de $\delta^{16}\text{O}$ que fica retido no gelo (valores de até -30‰). Portanto, no oceano ocorre o enriquecimento em $\delta^{18}\text{O}$ (+16‰), por ser mínimo o retorno de isótopo $\delta^{16}\text{O}$. (modif: Prothero, 1990).

Minerais	$\delta^{18}\text{O}$
Quartzo	15,0
Dolomita	14,2
Feldspato K e Albita	13,0
Calcita	12,8
Plagioclásio Na	12,5
Plagioclásio Ca	11,5

Tabela 04: Seqüência decrescente da tendência de alguns minerais em concentrar ^{18}O (modif. Hoefs, 1987).

Hoefs (1987) comenta que a geoquímica isotópica do oxigênio é útil especialmente quando aplicada para o estudo de interação rocha/água. O efeito geoquímico de tal interação entre a água e rocha ou mineral é a troca das razões isotópicas de oxigênio para valores diferentes daqueles valores iniciais.

3.6.3. Isótopos estáveis de Carbono e Oxigênio nos cimentos carbonáticos

A composição isotópica do ^{18}O do carbonato de cálcio representa a quantidade de ^{18}O existente na água em equilíbrio constante e a temperatura do momento da precipitação deste carbonato (Rankama, 1956). Existem fatores que podem influenciar nestas medidas que são:

I) as impurezas presentes nas amostras, que provocam variações nas temperaturas obtidas;

II) as variações nos teores de oxigênio na água do mar e/ou meteóricas ao longo do tempo geológico.

Longstaffe (1989) considera que em bacias sedimentares, as águas intersticiais são responsáveis por alguns aspectos da diagênese, porém elas não permanecem no sistema. Neste caso, o registro da passagem da água intersticial ficaria impresso na composição isotópica do cimento. Este registro da composição isotópica da água envolvida na formação

do mineral pode representar as eventuais mudanças dos estágios diagenéticos. Isto porque cada mineral armazena na sua estrutura a assinatura da relação isotópica característica das condições específicas que predominaram durante a precipitação. Este autor ainda considera que a temperatura ambiente, o tamanho, a área da superfície e a composição química do grão sejam fatores controladores importantes na transferência das relações isotópicas entre o mineral e a água intersticial. E cita como exemplo a calcita que precipitou na porção basal dos arenitos *Belly River*, no Cretáceo Superior (Canadá), pois desde o início até o término da diagênese, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ deste mineral refletem somente a temperatura e a composição da água intersticial atingida no máximo de seu soterramento. Isto ocorre porque as ligações químicas na estrutura do cristal da calcita são quebradas facilmente e reestruturadas em temperaturas de ambientes sedimentares, resultando na precipitação de uma “nova calcita e conseqüentemente afetando a transferência de isótopo de oxigênio”. Portanto durante o evento diagenético, $\delta^{18}\text{O}$ da calcita reflete a temperatura e a composição da água intersticial associada com o evento diagenético ou do soterramento máximo a qual foi submetida.

Ainda conforme Longstaffe (1989), os minerais diagenéticos podem se formar por precipitação das soluções (neoformação), por transformação ou alteração de fases existentes. Estas fases podem revestir ou substituir os grãos do arcabouço e preencher os espaços porosos. Os valores dos isótopos $\delta^{18}\text{O}$ dos minerais diagenéticos são controlados por vários parâmetros. O de maior importância é a composição isotópica do fluido, que está presente durante a precipitação. Outros fatores são:

- I) grau de equilíbrio isotópico atingido durante a precipitação;
- II) balanço de massa do oxigênio entre o mineral e a água intersticial durante a precipitação;
- III) modo de formação do mineral diagenético (isto é, precipitação *versus* transformação do mineral);
- IV) o alcance da transferência isotópica entre o mineral e fluido imediato a sua precipitação.

Longstaffe (1987) avalia que devido à alta heterogeneidade dos minerais envolvidos nas rochas sedimentares, a composição isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ destes, refletirá a extensa variação de valores isotópicos que poderá ocorrer, apresentando a complexa interação do fluido e temperatura. Neste caso, os sedimentos clásticos e as rochas sedimentares que não sofreram

alterações, retêm a sua composição isotópica de oxigênio original. Normalmente estes valores são enriquecidos em ^{18}O .

A precipitação dos cimentos carbonáticos tende a possuir valores de $\delta^{18}\text{O}$ muito alto quando cristalizados em temperaturas baixas, em equilíbrio com a água (Longstaffe, 1987). Segundo Faure (1991) a calcita e a aragonita são levemente enriquecidas em ^{18}O quando comparadas à água da qual elas precipitaram. Isto é observado na equação para cálculo da temperatura da calcita precipitada a partir da água mar que é:

$$T(^{\circ}\text{C})=16,9 - 4,2 (\delta\text{c} - \delta\text{w}) + 0,13 (\delta\text{c} - \delta\text{w})^2$$

onde δc é a proporção do isótopo $\delta^{18}\text{O}$ do CO_2 da calcita, e δw é a proporção do isótopo $\delta^{18}\text{O}$ do CO_2 equilibrado isotopicamente na mesma temperatura com a água no qual o carbonato foi precipitado (Faure, 1991; Bowen, 1988).

Estes valores são afetados, quando submetidos aos processos diagenéticos, adquirindo assinatura isotópica característica da temperatura do fluido e do momento da precipitação. Estas mudanças isotópicas entre os minerais e a água ocorrem como consequência da dissolução e precipitação dos cimentos (Longstaffe, 1987).

As águas meteóricas, como já foram mencionadas anteriormente são depletadas em ^{18}O pelos sucessivos ciclos de evaporação e condensação, mostrando uma contínua diminuição do ^{18}O segundo a “Linha de Água Meteórica” (Fig 14). Como as rochas carbonáticas não marinhas são variavelmente depletadas em ^{18}O , os seus valores são normalmente negativos na escala PDB por influência das águas meteóricas (Faure, 1991). No entanto algumas rochas carbonáticas não marinhas podem precipitar calcitas com valores enriquecidos em $\delta^{18}\text{O}$ por terem se formado em grande lagos, que se tornaram salgados pelas condições climáticas áridas e evaporíticas.

Morad (1998) considera que possa haver influência da recristalização na estrutura do mineral e na composição isotópica e elementar. É o que pode ser observado em cimentos carbonáticos recristalizados, que se caracterizam por valores mais negativos de $\delta^{18}\text{O}$ do que de seus cimentos precursores. Com este resultado, leva a sugerir a ação de águas meteóricas ou aumento de temperatura por soterramento. Neste sentido, é importante o uso da razão $\delta^{18}\text{O}$ para identificar o paleoclima, o momento da cimentação e composição isotópica da paleoágua.

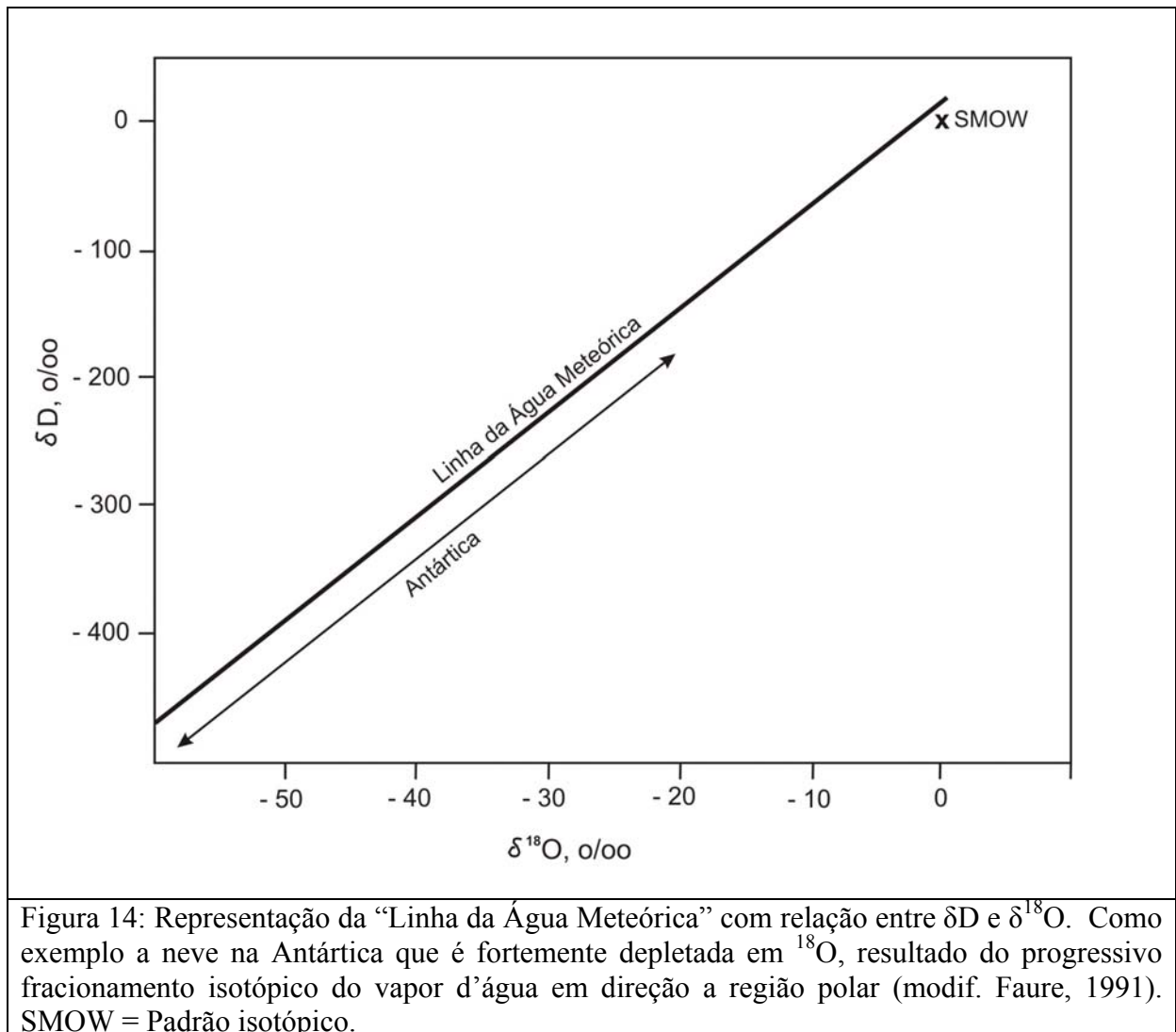


Figura 14: Representação da “Linha da Água Meteórica” com relação entre δD e $\delta^{18}\text{O}$. Como exemplo a neve na Antártica que é fortemente depletada em ^{18}O , resultado do progressivo fracionamento isotópico do vapor d’água em direção a região polar (modif. Faure, 1991). SMOW = Padrão isotópico.

De acordo com Moore (1989) e Faure (1991), tratando-se de calcários marinhos, observa-se um decréscimo significativo dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ com o incremento da idade dos carbonatos. Esta informação origina muitas discussões e especulações em termos de que a composição isotópica dos oceanos tenha evoluído no tempo; que a temperatura dos oceanos esteja diminuindo; que os carbonatos continuamente se reequilibram durante a diagênese e que o valor de $\delta^{18}\text{O}$ dos calcários antigos representa muito antes as condições diagenéticas do que a composição isotópica e temperatura da água do mar a qual ele se originou.

Com respeito ao carbono, este dependerá da origem da contribuição (dissolução de rochas carbonáticas e/ou matéria orgânica).

Nos cimentos carbonáticos o *range* nos valores $\delta^{13}\text{C}$ são muito extensos, variando de ≈ -70 para $\approx +30\%$. Esta variação do C, ocorre por causa das formas carbonosas reduzidas, nativas ou oxidadas nos ambientes sedimentares e diagenéticos (Longstaffe, 1989). A composição isotópica do carbono nos carbonatos, a espécie de ácidos carbônicos dissolvidos do metano e da matéria orgânica exibe consideráveis variações, normalmente associados aos processos biológicos tais como oxidação bacteriana da matéria orgânica. A composição isotópica do carbono também pode ter uma grande variação da temperatura, do pH, da concentração relativa das diferentes espécies de carbono e em função do seu fracionamento. Tais observações não podem ser obtidas pelos isótopos de oxigênio (Morse & Mackenzie, 1990; Longstaffe, 1989).

Como exemplo, observa-se que quando ocorre a geração do metano pela fermentação bioquímica, próximo a superfície, seguida por cimentação, o cimento apresentará baixos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (-80%). Enquanto que a oxidação da matéria orgânica residual, seguida de cimentação, incorpora o carbono da fonte no cimento com valores mais altos de $\delta^{13}\text{C}$. No caso do metano gerado por degradação termoquímica da matéria orgânica, em subsuperfície com temperatura superior a 100°C , pode produzir precipitação de cimento de calcita com valores de $\delta^{13}\text{C}$ muito baixos. Normalmente os cimentos precipitados antes da migração dos hidrocarbonetos, tendem a apresentar composição isotópica depletada em $\delta^{13}\text{C}$, por ser produto de maturação com alto conteúdo de ^{12}C (Moore, 1989).

4. METODOLOGIA

4.1. Amostragem

A amostragem para este estudo foi realizada em testemunhos de quatro (4) poços do Campo Camorim, Bacia de Sergipe que se localizam a cerca de 10 km a sudeste da cidade de Aracaju (Fig. 01). Na área de amostragem, identificam-se diferentes blocos estruturais os quais apresentam comportamentos distintos em relação à recuperação de hidrocarbonetos. Neste trabalho, para fins de amostragem, foram reconhecidas a Área Oeste (W) e a Área Leste (E) (Fig. 15). Em cada área estão locados 2 poços selecionados para amostragem:

- Área Oeste: poços CM 06 e CM 10
- Área Leste: poços CM 47 e CM 57

A escolha dos poços amostrados teve por base a representatividade da testemunhagem referente ao Membro Carmópolis da Formação Muribeca, objetivo desta pesquisa. Assim, a espessura aproximada total referente ao Membro Carmópolis nos 4 poços é de 592,30 m (ou seja, 214,90 m para o Área Oeste e 377,40 m para o Área Leste) (Quadro 02).

Os testemunhos amostrados estão armazenados na PETROBRAS/UNE/SE-AL (Aracaju, SE) onde esta etapa foi realizada.

Inicialmente, os testemunhos foram descritos macroscopicamente ressaltando-se parâmetros tais como granulometria, cor, estruturas, presença de carbonatos, impregnações por hidrocarbonetos, entre outros. Com base nesta descrição e informações prévias obtidas a partir da compilação de publicações, relatórios e bancos de dados da PETROBRAS, foram selecionados os pontos de amostragem nos testemunhos. Em cada ponto de amostragem, coletou-se uma amostra com aproximadamente 4 X 4 X 2 cm, dimensões consideradas suficientes para a realização das análises pretendidas. No total foram coletadas 186 amostras de rocha. As amostras com impregnações por hidrocarbonetos foram imediatamente colocadas em *soxlet* com solvente orgânico para fins de extração e limpeza.

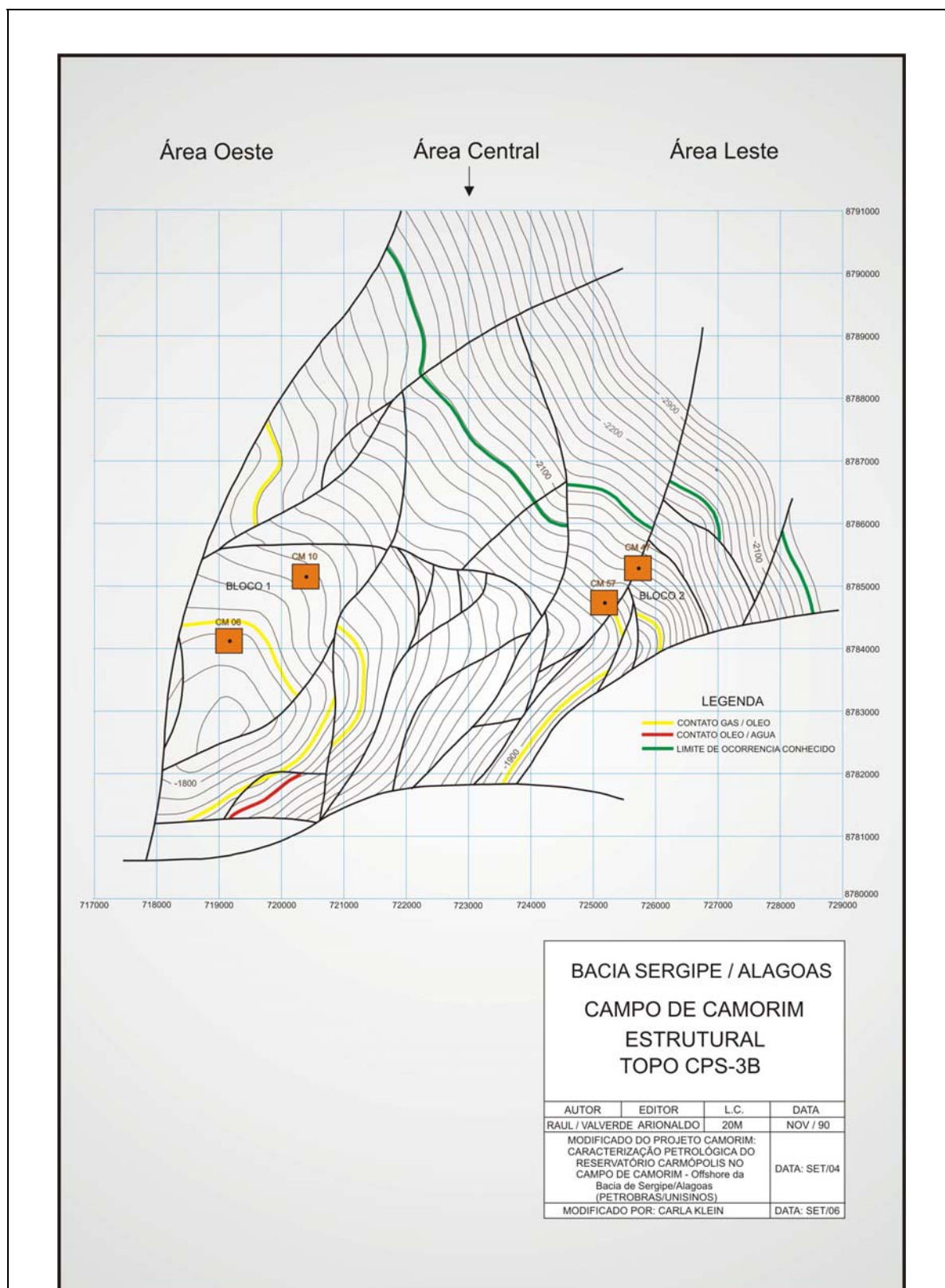


Figura 15: Localização dos poços (CM 06; CM 10; CM 47 e CM 57) no Campo de Camorim, Bacia Sergipe (NE - Brasil) (modif. Projeto Camorim, 2004; relatório em Cd).

Poços	CM 06	CM 10	CM 47	CM 57	TOTAL
Testemunhos (m)	153,00	61,90	187,00	190,40	592,30
Número de Lâminas Petrográficas	78	34	29	68	209
Lâminas do arquivo UN/SE-AL	41	29	29	38	137
Confecção de novas lâminas	37	5	-----	30	72
Lâminas Quantificadas	37	23	22	37	119
Lâminas descritas	17	8	5	19	72
Microscopia eletrônica de varredura (nº de análises)	28	6	10	4	48
Catodoluminescência (nº de fotos)	1	3	4	6	14
Isótopos ¹⁸ O (SMOW) (nº de análises)	5	5	2	6	18
Isótopos ¹³ C(PDB) (nº de análises)	5	5	2	6	18
Quadro 02: Material utilizado no estudo.					

4.2 Estratigrafia

A Estratigrafia foi definida somente na área abrangida pelos poços amostrados e tem como objetivo o correto posicionamento dos intervalos amostrados. Para este fim foram utilizados critérios de estratigrafia de seqüências conforme proposições de Vail *et al.* (1977), Vail (1987) e Van Wagoner *et al.* (1990) com reconhecimento de parasseqüências e suas

superfícies de inundação (SI). O reconhecimento da estratigrafia de seqüências das porções estudadas foi delimitado a partir da correlação dos reservatórios entre os poços, previamente estabelecidos pela PETROBRAS/UNE/SE-AL sendo que, neste trabalho estão informalmente denominados de ZONAS – Z (Anexos A). Para sua confecção se utilizou programas específicos como “AnaSeTe – Análise Seqüencial de Testemunhos – v. 7.000” (PETROBRAS) e CorelDRAW v.12.

Para o estabelecimento das correlações mostraram-se mais adequados os perfis de Raios Gama (GR) cujo comportamento é bastante similar nas seções dos poços estudados das respectivas Áreas (informalmente denominados W e E) e assim, caracterizando as várias parasseqüências com suas superfícies de inundação (SI). No entanto, foi estabelecido como *datum* a base do reservatório Z 4, possibilitando desta forma, inferir relação entre os poços das duas áreas do Campo de Camorim. Vale ressaltar que, neste modelo, foram marcados estas superfícies, não só pela semelhança dos perfis de Raios Gama, como para ilustrar a correlação dos reservatórios, sem considerar topo e base do Membro Carmópolis.

As seções estratigráficas propostas para os quatro poços correlacionados são apresentados em escala 1:200 (Anexos A).

4.3. Petrografia

As amostras coletadas nos testemunhos dos poços, compreendendo profundidades entre 1818,20 m e 2118,46 m, foram selecionadas para confecção de 72 lâminas petrográficas. Estas foram adicionadas às 137 lâminas previamente selecionadas nos arquivos do Campo Camorim (PETROBRAS/ UN/SE-AL) a fim de serem examinadas com um microscópio petrográfico padrão. As lâminas foram impregnadas com resina de cor azul visando facilitar a identificação da porosidade e, eventualmente foram tingidas com solução ácida de ferricianeto de potássio e alizarina vermelha para distinguir os diferentes minerais carbonáticos (Dickson, 1965). As cores indicativas da composição dos carbonatos são consideradas aquelas definidas por Evamy (1963) (Tabela 05).

MINERAL	CALCITA			DOLOMITA		
	Fe ²⁺	Fe ²⁺	Fe ²⁺	Fe ²⁺	Fe ²⁺ /Mg ²⁺ <1	Fe ²⁺ /Mg ²⁺ >1
TEORES	LIVRE	POBRE	RICA	LIVRE	FERROSA	ANQUERITA
CORES DO TINGIMENTO	VERMELHO 5R4/6	VIOLETA 5RP6/2	PÚRPURA 5P6/2	NÃO TINGE	AZUL ESVERDEA DO CLARO 5BG6/6	AZUL ESCURO 5PB3/2

Tabela 05: Apresentação esquemática de cores obtidas na reação dos diferentes tipos de carbonatos sob a ação da solução ácida de Alizarina Vermelha “S” com Ferricianeto de Potássio (modif. Evamy, 1963).

Aproximadamente 119 lâminas foram então submetidas à determinação do volume dos componentes mineralógicos especialmente dos fragmentos detríticos (quartzo das variedades policristalina e monocristalina, feldspatos dos tipos plagioclásio e alcalino e clastos líticos de origem metamórfica, sedimentar e vulcânica), dos componentes diagenéticos e da porosidade através da contagem modal de 300 pontos em cada uma, seguindo-se o método Gazzi-Dickinson (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970; Zuffa 1991) (Anexos B). Além disso, 72 lâminas petrográficas foram selecionadas para descrição de detalhe através de procedimentos usuais em petrografia sedimentar, incluindo parâmetros como tamanho de grão e grau de seleção (Scholle, 1979) (Tabela 02; Anexos C).

O índice de empacotamento foi definido pela contagem de contatos grão-grão em linhas transversais de 100 limites totais de grãos, ou seja, o índice de proximidade de Kahn (1956).

Os teores obtidos para quartzo, feldspatos e fragmentos líticos foram plotados em diagramas de classificação QFL segundo Folk (1968), visando à classificação das amostras.

4.4. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

Algumas amostras (Tabela 02) foram selecionadas para aplicação da técnica da microscopia eletrônica de varredura (MEV), visando à caracterização de evidências morfológicas de recristalização ou neoformação nos cimentos carbonáticos que permitam a

identificação de possíveis eventos de modificações composicionais, especialmente, o comportamento do Fe e do Mg.

O microscópio eletrônico de varredura (MEV) é um equipamento que apresenta profundidade de foco muito superior a dos microscópios óticos comuns. Essa característica, aliada à sua elevada resolução e aumentos que chegam a mais de um milhão de vezes, possibilitam a visualização dos cimentos carbonáticos e argilominerais tanto detríticos como autigênicos. Ao MEV foram utilizadas imagens de elétrons secundários e análises semiquantitativas em um espectrômetro de energia dispersiva através de raios X (EDS) que permitiu o reconhecimento dos elementos (neste caso, o Fe e o Mg) para uma identificação mineralógica mais segura. Os resultados obtidos nas análises químicas semiquantitativas das concentrações dos elementos Ca, Mg, Fe e Mn, nos permitiram desta forma normalizar a 100%. Portanto, neste trabalho os valores obtidos serão considerados com o propósito de comparar os diferentes cimentos de carbonatos precipitados ao longo dos crescimentos secundários e eventualmente nos cristais individuais.

As amostras foram preparadas de duas formas e analisadas no Centro de Microscopia Eletrônica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul e no Scanning Electron Microscopy do Department of Earth Sciences, University of Windsor (Canadá).

Inicialmente, a preparação seguiu o procedimento descrito por Mizusaki (1986) pelo qual fragmentos milimétricos de rocha porosa e sem indícios de hidrocarbonetos são colados (com esmalte comum incolor) em porta amostras especiais, metalizados e analisados. Num segundo procedimento, foram utilizadas lâminas petrográficas, as quais foram coladas em porta-amostras específicos, metalizadas e analisadas principalmente com o auxílio do EDS. Na metalização, a amostra é recoberta com uma película metálica constituída de liga de ouro, com espessura média de 100 Å, o que a torna superficialmente condutora.

4.5. Difractometria de Raios-X (DRX)

Os grupos de argilominerais presentes nas amostras foram identificados, com base na sua estrutura cristalina, através de técnicas de difratometria de raios-X (DRX). Utilizou-se um difratômetro Siemens D5000 Diffraktometer pertencente ao Laboratório de Difractometria de Raios-X do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) do

Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, com radiação $K\alpha Cu$ nas condições de 40 kV e 30 mA de corrente de filamento e no intervalo de 2 a 28° (2 θ).

A preparação das amostras para DRX se baseou nos procedimentos descritos por Alves (1987), onde inicialmente pulverizam-se as amostras com pistilo em um gral de ágata. Aproximadamente 5 gramas do pó resultante foram dispersos em 50 ml de água destilada e submetidos ao ultra-som, na presença de uma solução de pirofosfato de sódio utilizada como defloculante. Na solução resultante, com o auxílio da centrífuga, separou-se a fração menor que 2 μm ($FF < 2 \mu m$). Esta fração é depositada em duas lâminas nas quais os argilominerais são orientados segundo a técnica do esfregaço (Gibbs, 1965). As lâminas assim preparadas são secas em condições naturais.

Analisou-se inicialmente a lâmina seca ao natural (denominada normal). A outra lâmina foi colocada num dessecador contendo etilenoglicol (CH_2OHCH_2OH). O dessecador foi colocado em estufa aquecida a 60°C por 8 horas, obtendo-se então a amostra glicolada. Após a análise no difratômetro desta segunda lâmina, procedeu-se o seu calcinação por 2 horas em um forno a 500°C com o objetivo de obter a lâmina calcinada. A partir da análise conjunta dos difratogramas obtidos com material normal, glicolado e calcinado, foram reconhecidos, de forma geral, os seguintes argilominerais: caulinita, illita e clorita (traços). Além da fração de quartzo e óxidos de ferro (segundo normas de preparação do Laboratório de Difractometria de Raios-X do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul) (Anexo F).

4.6. Catodoluminescência

O fenômeno da luminescência é a propriedade física que algumas substâncias possuem de emitir radiação luminosa. Com base no caráter da luminescência, as substâncias podem ser divididas em fosforescentes, que são aquelas emissoras de luz independente de uma radiação excitante, e nas fluorescentes, cuja emissão de luz depende de uma radiação excitante. Nas substâncias fluorescentes, a luminescência cessa logo após o término da radiação incidente (Gomes & Vortich, 1990). Pelo fato de a luminescência em cristais cessar logo após o término do bombardeamento de elétrons, Zinkernagel (1978) propõe o termo

catodoluminescência para esse fenômeno. Assim, catodoluminescência é um fenômeno físico caracterizado pela emissão de radiação por determinada amostra devido ao bombardeamento por elétrons.

Algumas feições diagenéticas importantes, como cimentação por quartzo ou feldspato e diversas fases de cimentação carbonática são melhor observadas com o auxílio da técnica de catodoluminescência.

A catodoluminescência dos minerais é controlada basicamente pela presença de elementos ativadores e restritivos. Nos carbonatos, por exemplo, o íon Mn^{2+} funciona como ativador gerando tonalidades que variam de vermelha a laranja, enquanto que o Fe^{2+} é restritivo (Frank *et al.*, 1982).

A intensidade das cores de catodoluminescência dos cimentos carbonáticos pode ser relacionada com a relação Fe/Mn nos cristais de carbonato. O emprego da catodoluminescência permite, em alguns casos, a distinção entre o cimento recristalizado (não luminescente) e aquele precipitado quimicamente no poro da rocha (luminescente).

Neste trabalho foram realizadas 14 análises de catodoluminescência em lâminas petrográficas previamente selecionadas. Para tanto, estas lâminas foram observadas no microscópio de catodoluminescência (CL; Zinkernagel 1978; Ramseyer *et al.* 1989) com uma voltagem de aceleração de 30 kV e uma densidade da corrente do feixe de $0,4 \mu A/mm^2$. Estas análises foram realizadas no Laboratório de Catodoluminescência da Universidade de Windsor (Canadá).

4.7. Isótopos de Carbono e de Oxigênio

A determinação das relações isotópicas do Oxigênio (O) e do Carbono (C) nos cimentos carbonáticos descritos nas amostras dos poços do Campo Camorim, não é uma análise fácil. Isto porque os carbonatos apresentam mais de uma fase e sempre de difícil separação, ou seja, coexistência de minerais de diferentes composições químicas e de dimensões reduzidas. Assim, para determinar a composição isotópica de cada mineral carbonático depende-se da quantidade relativa dos outros carbonatos presentes na amostra; da composição química e da diferença nas suas composições isotópicas conforme Al-Aasm *et al.* (1990).

Inicialmente foram selecionadas aquelas lâminas petrográficas que indicavam as amostras mais representativas em termos de cimentos carbonáticos para análise isotópica (Anexo D). Os resultados das análises isotópicas apresentadas se referem ao total da amostra, devido às considerações acima discutidas (Anexo E). As amostras selecionadas para esta fase analítica tiveram pequenas alíquotas dos diferentes cimentos carbonáticos extraídas com o auxílio de um micro-testemunhador (“micro-drill”) acoplado ao microscópio petrográfico. Um total de 18 micro-amostras dos cimentos carbonáticos foram escolhidas para extração de isótopos de oxigênio e carbono, usando o método de separação química proposto por Al-Aasm *et al.* (1990).

As micro-amostras foram então pulverizadas e atacadas com ácido fosfórico puro (H_3PO_4), por um mínimo de 4 horas em $50^\circ C$ para extração da dolomita e $25^\circ C$ para calcita. O fator para o ácido fosfórico utilizado para a dolomita é de 1,010060 (conforme Rosenbaum & Sheppard, 1986). O gás CO_2 produzido durante a reação do carbonato com o ácido foi analisado no espectrômetro de massas Thermo Finnigan DeltaPlus isotope ratio mass spectrometer (IRMS) na Universidade de Windsor (Canadá). A precisão (1σ) foi monitorada por análise diária do padrão *standard* calcita NBS-20 e foi superior a $\pm 0.05\%$ tanto para o $\delta^{13}C$ como o $\delta^{18}O$. Os dados isotópicos do C são apresentados na notação δ normal relativa ao padrão V_{PDB} (Craig, 1957) e o isótopo de O nos padrões V_{PDB} e V_{SMOW} .

5. CAMPO DE CAMORIM

A Formação Muribeca (Neo-Aptiano) representa a transição do estágio continental para o estágio marinho no processo evolutivo da margem continental na área da Bacia de Sergipe. É representada por rochas siliciclásticas, carbonatos e evaporitos. Segundo Feijó (1994), na Formação Muribeca podem ser distinguidos três membros: Carmópolis, Iburá e Oiteirinhos.

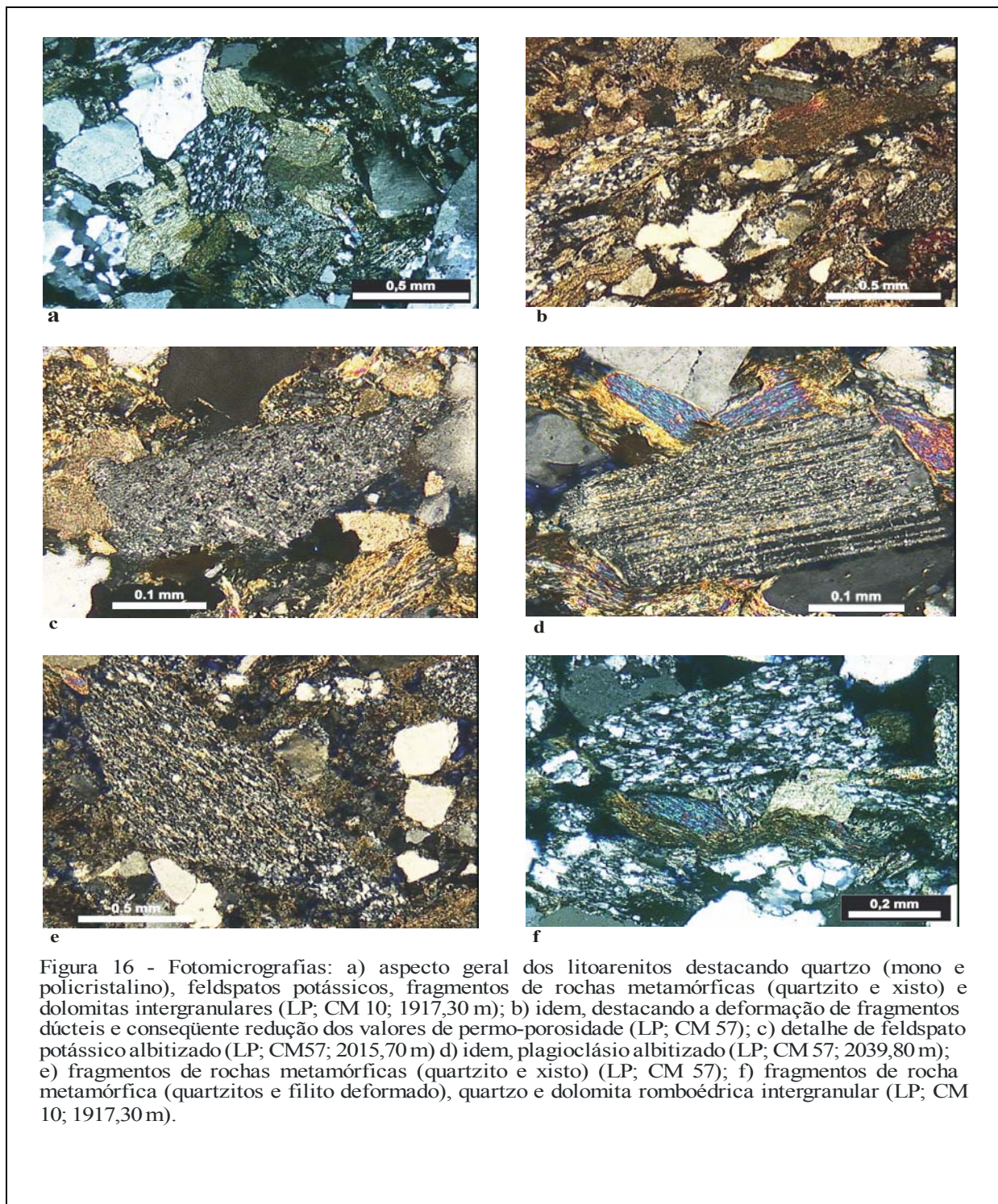
O Membro Carmópolis é o principal reservatório do Campo de Camorim sendo constituído por depósitos de conglomerados, arenitos e folhelhos em ciclos *finning upward*, representando rápidas variações laterais de fácies, resultado da coalescência de corpos de leques deltaicos, leques aluviais e deltas entrelaçados em embasamento caracterizado pelo baixo grau metamórfico (Souza *et al.* 1995). A sua deposição ocorreu associada ao forte soerguimento do embasamento observado na fase *rift* da Bacia Sergipe, correspondendo à fase transicional da bacia no Aptiano (116 Ma) (Figueiredo & Morales, 1973; Souza, 1990; Souza *et al.*, 1995).

A variabilidade composicional das litologias arenosas de granulometria grossa a conglomerática do Membro Carmópolis pode ser interpretada como o reflexo da diversidade litológica do embasamento. A fonte destes clásticos, identificada por Souza (1989), é proveniente das faixas orogênicas de idade brasilianas do embasamento cristalino do Estado de Sergipe. Estas litologias são predominantemente constituídas por quartzo-xistos, quartzitos, mica-quartzitos, filitos e ardósias (Fig. 16 a, b). Ocorrem ainda em menor proporção fragmentos de litoclastos plutônicos, arenitos, siltitos e rochas carbonáticas (Figueiredo & Morales, 1973; Souza, 1990).

Ao longo do estabelecimento e desenvolvimento tanto da Bacia de Sergipe como a de Alagoas, ocorreram pulsos tectônicos em idades distintas, responsáveis pelo registro dos sedimentos conglomeráticos depositados por leques aluviais nas bordas das bacias, como resultado do soerguimento das mesmas.

O Campo Camorim é dividido em blocos com distintos comportamentos com respeito à produção de hidrocarbonetos (informação verbal dos técnicos da PETROBRAS/UN-SEAL). Neste trabalho, são reconhecidas duas áreas, oeste e leste onde

estão respectivamente, os depósitos proximais com maior volume de conglomerados e arenitos médios a grossos e os depósitos distais, constituídos preferencialmente por arenitos muito finos a finos.



A cimentação carbonática exerce influência significativa nos reservatórios do Campo de Camorim, mais especificamente no Membro Carmópolis. As influências se revelam no reconhecimento qualitativo e quantitativo das suas distribuições, no controle das variações litofaciológicas, paleoambientais e as distintas histórias de soterramento (Projeto Camorim, Unisinos, 2004, inédito). Neste sentido é necessário buscar o entendimento dos processos envolvidos, procurando parâmetros que permitam elevar o fator de recuperação do Reservatório de Carmópolis.

5.1. Estratigrafia

O preenchimento sedimentar da Bacia de Sergipe e o seu arcabouço em vários blocos tectônicos apresentam uma complexidade geológica das unidades crono e litoestratigráficas que intrigam e desafiam os pesquisadores que nela trabalham (Lana, 1991). A evolução desta bacia está relacionada ao processo de separação continental entre Brasil e África e à formação do Oceano Atlântico Sul. Dessa forma, a sedimentação e o estilo tectono-estrutural evoluíram de acordo com os diferentes estágios característicos de uma margem passiva: *pré-rift*, *rift*, transição e *pós-rift* ou *drift* (Falkenhein *et al.*, 1985 *apud* Lana, 1991). A seqüência sedimentar em análise é a Formação Muribeca (Membro Carmópolis), cuja evolução antecede a separação definitiva entre os continentes (estágio *pós-rift*). Ela representa o preenchimento de um vale em um contexto de sistema deposicional transicional, com formação de um lago onde, no início da deposição sedimentar, ainda eram registrados eventos tectônicos. O Membro Carmópolis, que constitui a porção inferior desta unidade, é representado por sedimentos fluviais e aluviais, cuja deposição esteve associada a uma intensa atividade tectônica, com o soerguimento e erosão dos blocos, resultando na reativação de fontes clásticas.

A grande maioria dos trabalhos focalizando a Bacia de Sergipe utiliza a subdivisão litoestratigráfica apresentada acima, onde as sucessões são separadas em grupos, formações, membros e camadas. Vários autores como Aquino & Lana (1989); Feijó & Vieira (1990); Garcia (1992); Koutsoukos *et al.* (1993); Feijó (1994) entre muitos outros, utilizaram esta nomenclatura, que até hoje se emprega como referência por serem unidades estratigráficas

consagradas. A litoestratigrafia, associada à bioestratigrafia e à cronoestratigrafia, sempre foi considerada fundamental na análise de sucessões sedimentares. Com o advento da estratigrafia de seqüências, a tendência passou a ser a individualização de seqüências deposicionais a partir de refletores sísmicos e suas terminações (Van Wagoner *et al.*, 1988; Posamentier *et al.*, 1988; Posamentier & Vail, 1988). Vail (1987) já considerava a estratigrafia de seqüências como uma técnica de interpretação sismo-estratigráfica que poderia ser aplicada em análise de bacias sedimentares com a finalidade de dividir, correlacionar e mapear as rochas ali descritas. A estratigrafia de seqüências parte do reconhecimento de superfícies de significado cronoestratigráfico, as quais são controladas por fatores como eustasia, clima, suprimento sedimentar, subsidência e tectônica. Além da escala de seção sísmica, as superfícies marcantes podem ser reconhecidas em afloramentos, testemunhos e perfis de poços (Van Wagoner *et al.*, 1990).

A unidade básica da estratigrafia de seqüências é a parasseqüência. A origem deste termo remonta à hierarquia das variações relativas do nível do mar proposta por Vail *et al.* (1977): superciclo, ciclo e paraciclo. Ao paraciclo, menor hierarquia de variação relativa do nível do mar, equivale a parasseqüência. Esta é definida como uma unidade relativamente concordante de raseamento para o topo (*shoaling-upward*), onde se sucedem depósitos progressivamente mais proximais. Assim, as parasseqüências representam pulsos de progradação que, ao final, são sobrepostos por uma nova superfície de inundação, que estabelece uma nova parasseqüência.

O padrão de empilhamento de um conjunto de parasseqüências define diferentes tratos de sistemas, que correspondem a diferentes posições ao longo da curva de variação relativa do nível do mar. O trato de sistemas de mar baixo, que corresponde à porção da curva com uma subida lenta do nível relativo do mar, é caracterizado pelo empilhamento progradacional ou agradacional de um conjunto de parasseqüências. O trato transgressivo, período de maior subida relativa do nível do mar, é caracterizado por uma tendência retrogradacional do conjunto de parasseqüências, ainda que internamente, por definição, cada uma das parasseqüências represente episódios de progradação. Por fim, o trato de sistemas de mar alto, já posicionado em um trecho de subida desacelerada do nível do mar, é representado pelo empilhamento progradacional do conjunto de parasseqüências.

Os processos deposicionais associados à sedimentação do Membro Carmópolis, considerando-se as seções estratigráficas dos poços amostrados do Campo Camorim, refletem condições subaquosas (Anexo A1, A2 e A3). No Membro Carmópolis, as diferentes paraseqüências refletem eventos de progradação relacionados a pulsos tectônicos, reflexo da passagem da fase *rift* para a fase transicional da evolução da bacia. Sobre depósitos lacustres, sucedem-se depósitos deltaicos, fluviais e de leques aluviais, constituídos por conglomerados, arenitos conglomeráticos e arenitos, considerados os melhores reservatórios. Cada um destes pulsos tectônicos corresponde à reativação de planos de falha, o que disponibiliza sedimentos clásticos de granulometria grossa, que progradam sobre os depósitos pelíticos do sistema lacustre. Após cada evento de progradação, instala-se uma nova superfície de inundação, que reflete um novo episódio de invasão lacustre na bacia.

As paraseqüências, no Membro Carmópolis, se organizam de forma retrogradacional, ou seja, os depósitos são progressivamente mais distais, culminando estratigraficamente acima em uma invasão marinha. Isso caracteriza um trato de sistemas transgressivo, que culminará em uma superfície de máxima inundação, a qual não está registrada no intervalo analisado. Os arenitos de origem fluvial representam os potenciais reservatórios de hidrocarbonetos, enquanto os pelitos lacustres que os sucedem, caracterizam os potenciais selantes.

5.2. Petrografia e diagênese

5.2.1. Trabalhos Anteriores

Com respeito à descrição petrográfica e aos processos diagenéticos dos arenitos e conglomerados do Campo Camorim, foram destacados trabalhos desde a década de 1980, a partir de Nascimento *et al.* (1981), Souza *et al.* (1995), Souza (1989) e Pinho & Ferreira (1990).

A produção de petróleo no Campo Camorim teve início em julho de 1976 em níveis considerados elevados, porém, desde a década de 80, vem sendo realizados estudos com o objetivo de investigar a diversidade de desempenho que ocorre entre os poços de produção e

também o seu declínio (Nascimento *et al.*, 1981). Esses autores descreveram as litofácies do reservatório caracterizado em seis zonas de produção. Além disso, realizaram análises petrográficas, por difratometria de raios-X e por microscopia eletrônica de varredura (MEV) visando caracterizar em detalhe as rochas e o seu sistema permo-poroso. Pinho & Ferreira (1990) descreveram petrograficamente os componentes detríticos do arcabouço e apresentaram a evolução em termos da diagênese e aspectos de petrofísica dos arenitos do Membro Carmópolis.

Foram realizados importantes trabalhos visando à identificação dos processos eodiagenéticos nos reservatórios Carmópolis, onde as condições deposicionais tiveram marcante influência. E para tanto foram dados destaques aos processos de infiltração de argilas em Souza (1990) e Souza *et al.* (1995), que por sua vez, exerceram restrições quanto à percolação de fluidos eodiagenéticos e a precipitação de cimento precoce nos campos *onshore* (como Siririzinho e Carmópolis). No entanto, a cimentação carbonática eodiagenética e a mesodiagenética, formadas por calcita, dolomita e anquerita, são responsáveis pela sustentação do arcabouço, dificultando o efeito de compactação mecânica dos fragmentos dúcteis.

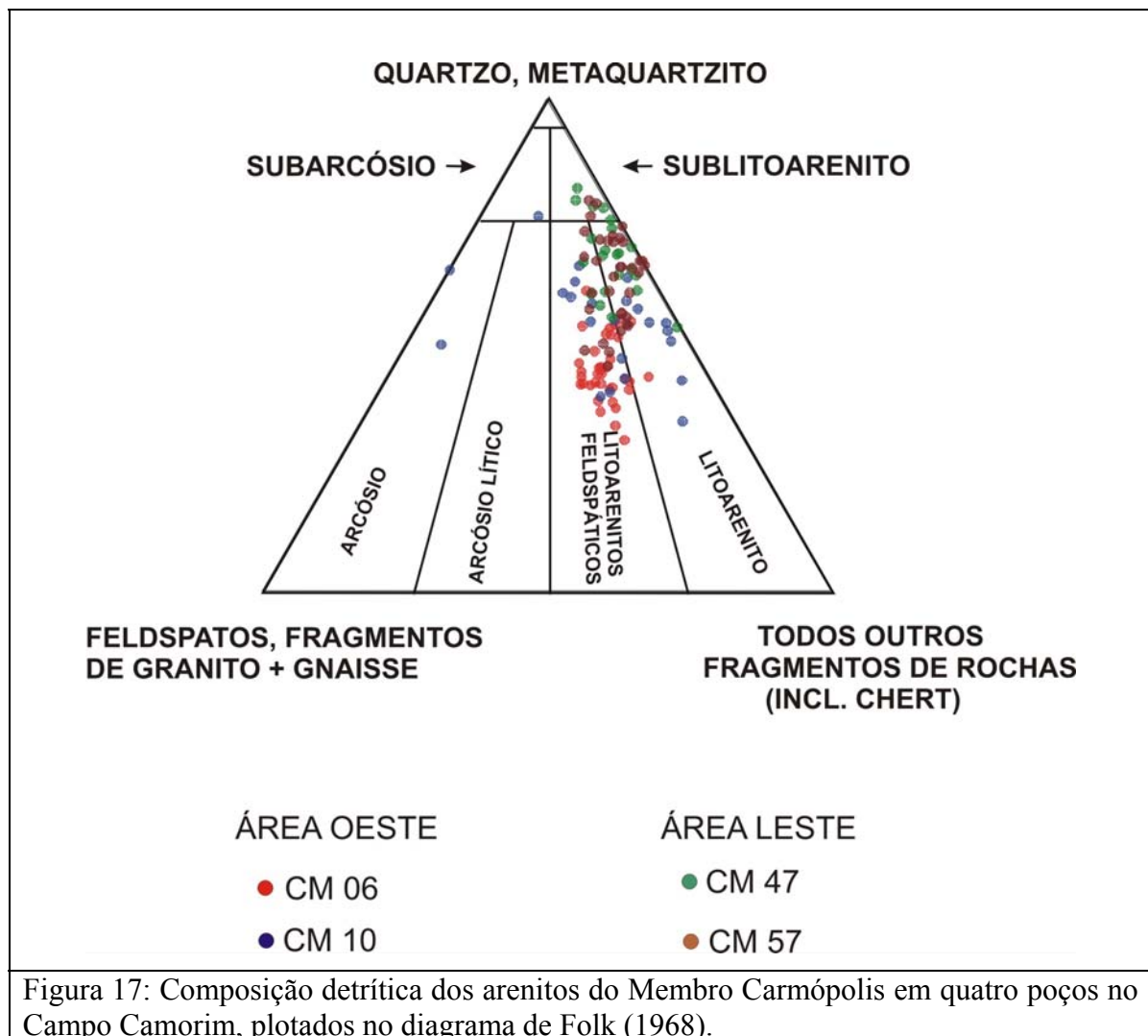
5.2.2. Composição Detrítica

As amostras de arenitos do Membro Carmópolis relativas aos quatro poços estudados são principalmente litoarenitos, litoarenitos feldspáticos e sublitoarenitos. Subordinadamente ocorrem arcósios e subarcósios conforme pode ser observado na figura 17.

Os arenitos amostrados pelos poços CM 06 e CM 10 da área oeste são principalmente constituídos por litoarenitos feldspáticos e litoarenitos e em proporções menores arcósios e subarcósios. Na área leste, os arenitos dos poços CM47 e CM 57 são predominantemente litoarenitos, litoarenitos feldspáticos e sublitoarenitos.

A composição mineralógica média dos arenitos líticos do Membro Carmópolis apresenta 43,2% de quartzo, 7,5% de feldspato potássico, 20,18% de fragmentos de rochas metamórficas e 2,85% de fragmentos de rochas sedimentares (Tab. 06).

O quartzo é o componente mais abundante (variando de 21,8% a 64,9% e com média de 43,2%), apresentando-se tanto na forma monocristalina como policristalina, desde grãos angulosos a subarredondados, com extinção variando de reta a ondulante. Ocasionalmente, alguns grãos de quartzo apresentam inclusões fluidas. Observa-se que nas amostras da área leste (E), a proporção de quartzo é superior aquela observada na área oeste (W) (média 35,9% na área W e 50,5% na área E).



Dos feldspatos, o predomínio maior é dos feldspatos potássicos (1,5% a 18,35%, média de 7,1%) sobre plagioclásios (0,0% a 2,17%, média de 0,4%). Como feldspatos potássicos são reconhecidos o ortoclásio e o microclínio. Tanto os feldspatos potássicos (K-

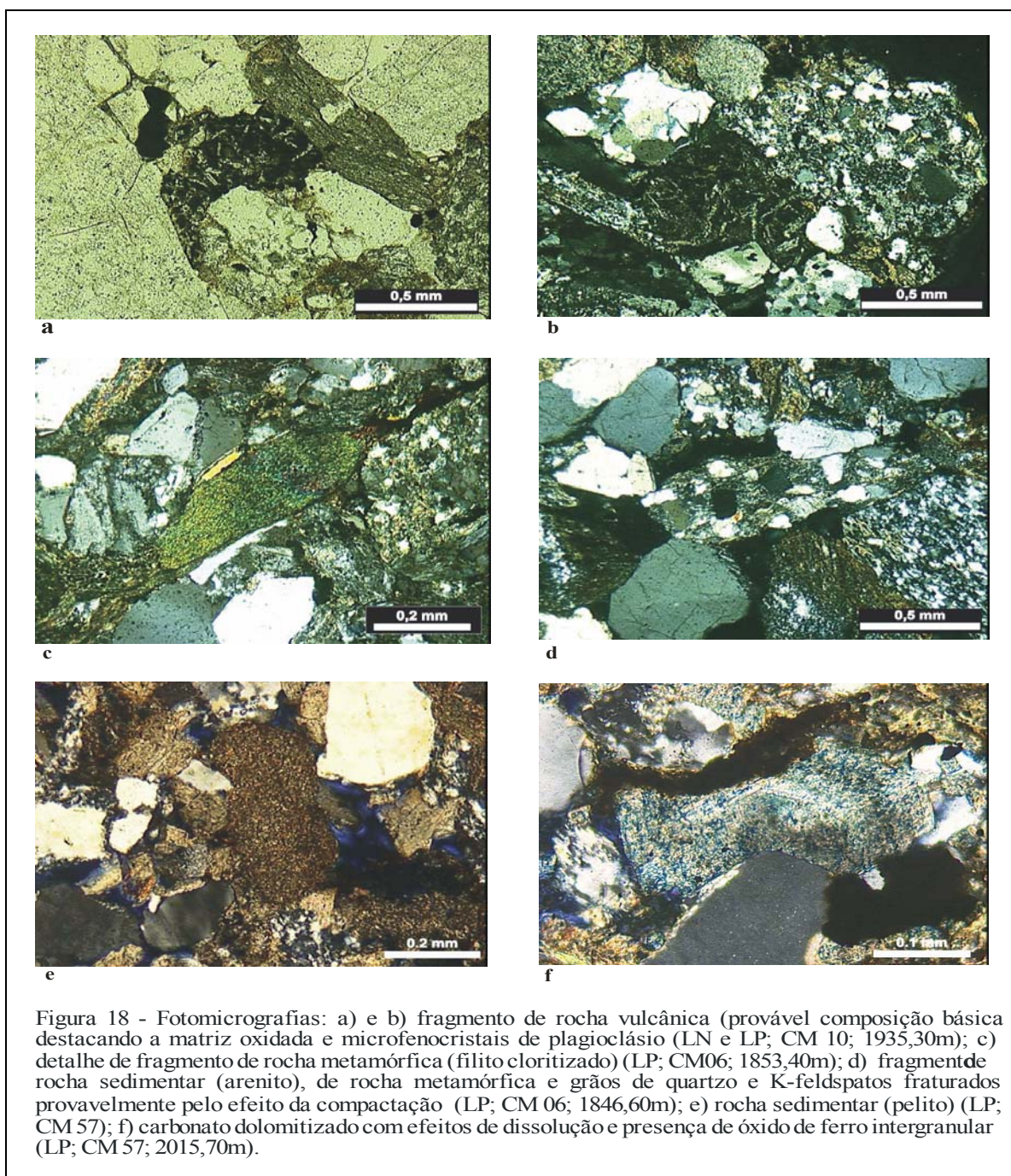
feldspatos) como os plagioclásios ocorrem em cristais eventualmente límpidos ou alterados e substituídos total ou parcialmente por carbonatos e albita (albitização) (Fig. 16 c, d).

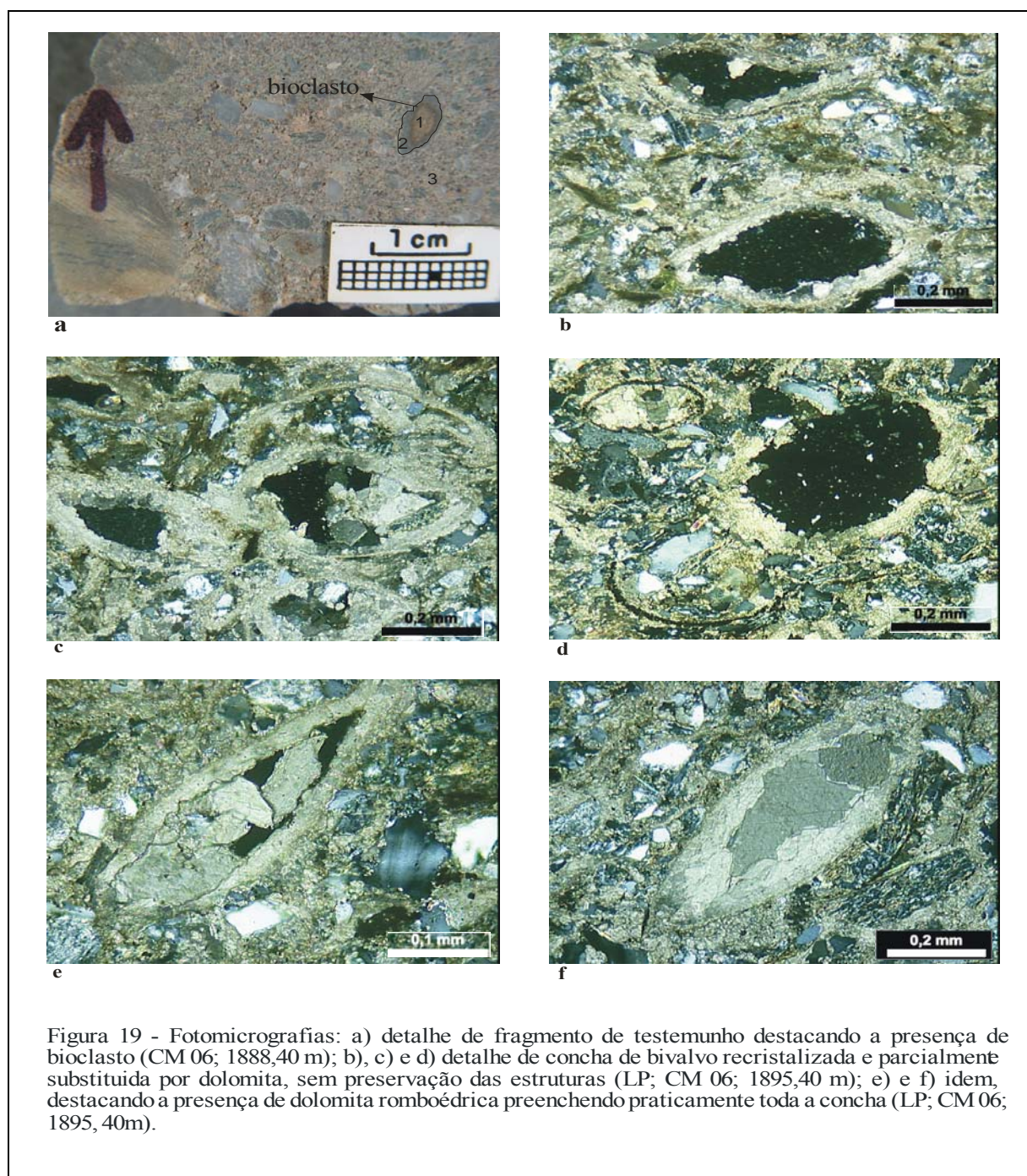
Os fragmentos líticos dominantes são os de rochas metamórficas (5,8% até 34,1% e média de 20,2%), constituídos predominantemente por xistos, quartzitos e filitos (fig 16 e, f; Fig. 18 c); de rochas plutônicas compostas por granitos, raramente fragmentos de rochas vulcânicas (Fig. 18 a, b) e de rochas sedimentares (Fig.18 d, e), com alguns bioclastos (pelecípodes e gastrópodes) (Fig. 19).

Arcabouço		Área Oeste		Área Leste		Média total
		CM 06	CM 10	CM 47	CM 57	
Quartzo	Mín.	20,3	27,3	39,7	0,0	43,2%
	Máx.	50,7	70,0	59,7	79,3	
	Med.	32,3	39,5	49,8	51,2	
Feldspatos (feldspato potássico + plagioclásio)	Mín.	5,7	1,0	0,3	0,0	7,5%
	Máx.	18,3	32,7	10,0	16,0	
	Med.	12,1	9,1	3,6	5,2	
Fragmento de Rocha Plutônica	Mín.	0,0	0,0	0,0	0,0	0,23%
	Máx.	8,0	1,0	1,0	0,7	
	Med.	0,5	0,1	0,3	0,0	
Fragmento de Rocha Metamórfica	Mín.	15,3	0,3	7,7	0,0	20,2%
	Máx.	30,7	45,3	29,3	31,0	
	Med.	23,2	20,9	18,0	18,6	
Fragmento de Rocha Sedimentar	Mín.	0,0	0,0	0,0	0,0	2,9%
	Máx.	8,7	8,0	26,0	20,3	
	Med.	2,2	2,4	1,9	4,9	

Tabela 06: Dados estatísticos percentuais dos principais componentes do arcabouço das amostras dos quatro poços (CM 06; CM 10; CM 47 e CM 57) do Campo de Camorim (Máx=máxima; Mín.=mínima e Med=média).

A muscovita é um acessório comum perfazendo uma média de 0,8%. As maiores concentrações de muscovita são observadas na área Oeste. Mineraiis pesados são raros e incluem a granada e zircão.





As amostras analisadas apresentam uma ampla variação da granulometria, ou seja, desde muito grossa até fina, e de bem selecionadas a mal selecionadas. São formadas por conglomerados a arenitos líticos e feldspáticos conforme apresentado diagrama de Folk,

1968 (Fig. 17). Quando observadas ao microscópio, os graus de empacotamentos apresentam uma distribuição aleatória ao longo dos poços analisados, desde normal até apertado. Os grãos são subarredondados a subangulosos, alguns angulosos e predomínio de contatos pontuais, longitudinais e côncavo-convexos.

5.2.3. Constituintes diagenéticos

Os constituintes diagenéticos são: dolomita/anquerita, calcita, quartzo, feldspato, argilominerais e, secundariamente ocorrem óxidos de ferro, pirita e albita substituindo os feldspatos (Tabela 07).

Constituintes diagenéticos (%)	Área Oeste		Área Leste	
	CM 06	CM 10	CM 47	CM 57
Dolomita	14,6	11,6	12,4	12,7
Calcita	-----	-----	2,4	----
Quartzo e K-feldspato (<i>overgrowth</i>)	0,9	0,7	0,1	0,4
Argilominerais (caulinita e clorita)	-----	0,4	3,5	0,6
Outros (óxido de ferro, pirita, albita substituindo plagioclásio e K-feldspato).	8,2	6,1	5,0	3,3

Tabela 07: Média percentual dos constituintes diagenéticos dos quatro poços do Campo de Camorim.

Destaca-se a complexa variação composicional dos carbonatos gerados durante os processos de alterações, precipitações e soterramento ao qual a rocha foi submetida, que dificultam o reconhecimento evolutivo dos diferentes cimentos diagenéticos.

5.2.3.1. Dolomita/Anquerita

A dolomita é o constituinte diagenético mais abundante no Membro Carmópolis (média de 12,82%). Ela ocorre sob forma de cimento intergranular, apresentando hábitos diversos: poiquilotópica intergranular (média de 2,0%) e recobrindo grãos (média de 1,5%), romboédrica intergranular (média de 7,5%) e recobrindo grãos (média de 1,75%) (fig, 20 a, b). A dolomita recobrindo grãos associa-se principalmente aos fragmentos de rochas metamórficas (Fig. 20 c); ocasionalmente ao quartzo e aos feldspatos potássicos. Muito

interessante é a zonação interna, observada nos romboedros de dolomita (Fig.20 d). Ela pode ser interpretada como variação composicional, ou seja, dolomita com incorporação gradual do íon ferro (dolomita ferrosa) chegando até uma possível anquerita, (conteúdo >20% FeCO_3) (fig 20 e, f; tabelas 10, 11, 12). Inicialmente, este reconhecimento das diferentes composições químicas das dolomitas foi obtido qualitativamente através do tingimento das lâminas petrográficas com solução ácida de ferricianeto de potássio e alizarina vermelha (Dickson, 1965). Neste caso a dolomita não tinge; a dolomita ferrosa adquire uma tonalidade azul clara; e a anquerita torna-se azul escura (Evamy, 1963). Posteriormente, a confirmação desta variação foi obtida através da observação ao MEV (*backscattered*) e de análises químicas semiquantitativas (EDS) caracterizando as concentrações dos íons Ca, Fe e Mg (Fig.31, 32; tabelas: 10, 11 e 12). Estes dados revelaram que estas dolomitas não são estequiométricas, porém ricas em cálcio (56,4-77,5 % de CaCO_3) caracterizando a protodolomita (Boggs, 1995, 1998).

Ocorrem dolomitas romboédricas microcristalinas e de dimensões variadas nas bordas dos grãos detríticos, dos fragmentos carbonáticos e dos outros minerais (Fig. 20 b; 21 a, b).

Outro aspecto interessante é a presença de microcristais de dolomita romboédrica “engolfadas” total ou parcialmente pelos crescimentos secundários (*overgrowths*) de quartzo e de feldspato (Fig. 20 b; Fig.21 c, d, e, f).

Observam-se também grãos de carbonatoclasto que podem apresentar bordas de crescimento secundário (fig 22 a).

Os valores isotópicos de $^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ para a dolomita variam de -3,83 até 3,82 e os valores para $^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ estão entre -8,82 até -5,73 (Tabela 08 – Anexo E).

5.2.3.2. Calcita

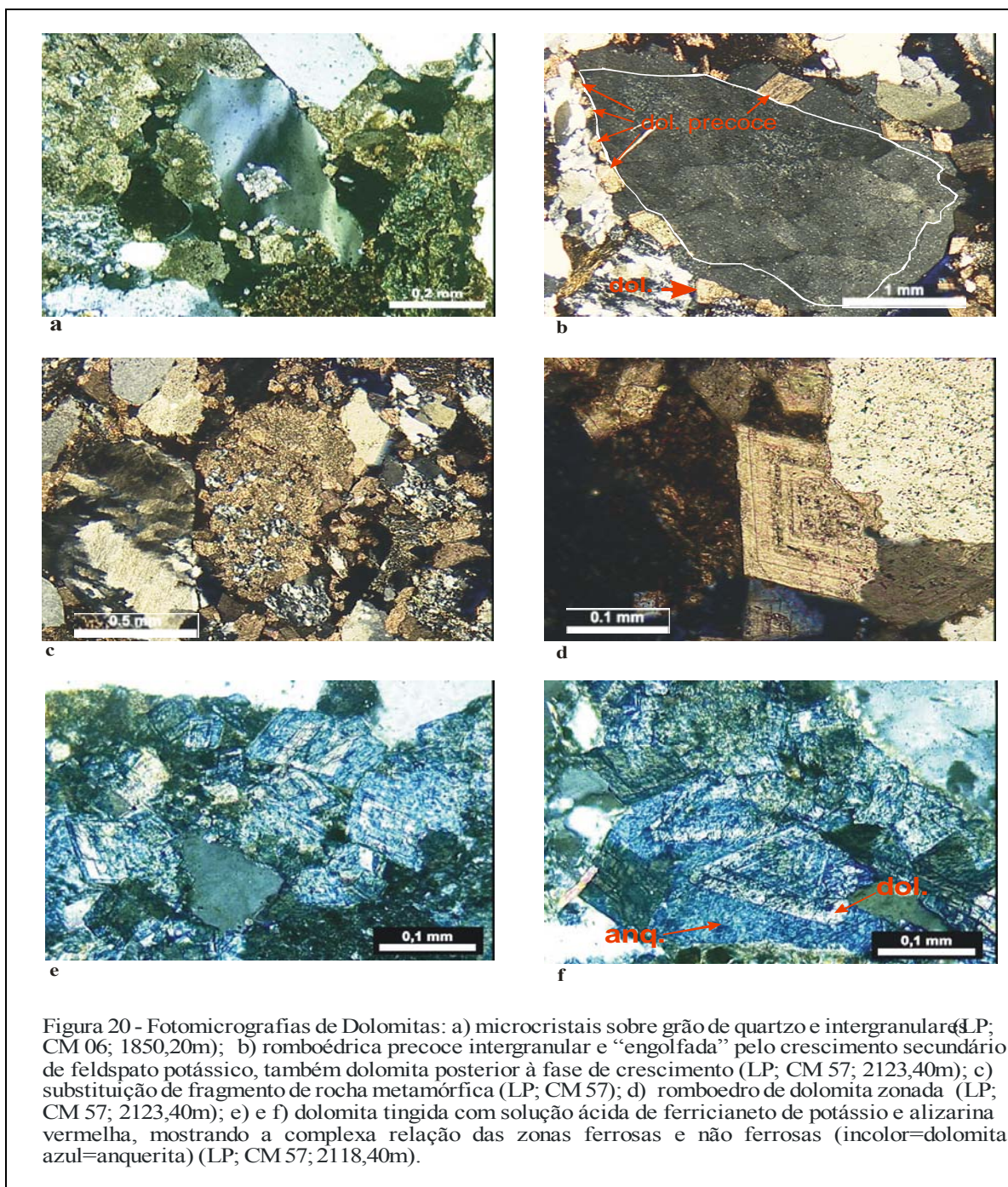
A calcita é um dos cimentos diagenéticos, que ocorre em menor proporção (2,4%) e foi reconhecida exclusivamente no poço CM 47 (Área Leste). Apresenta-se na forma poiquilotópica intergranular (média de 1,1%), mosaico (média de 0,5%), microcristalina (media de 0,1%) e associada a fragmento lítico (média de 0,4%) (Fig. 22 b).

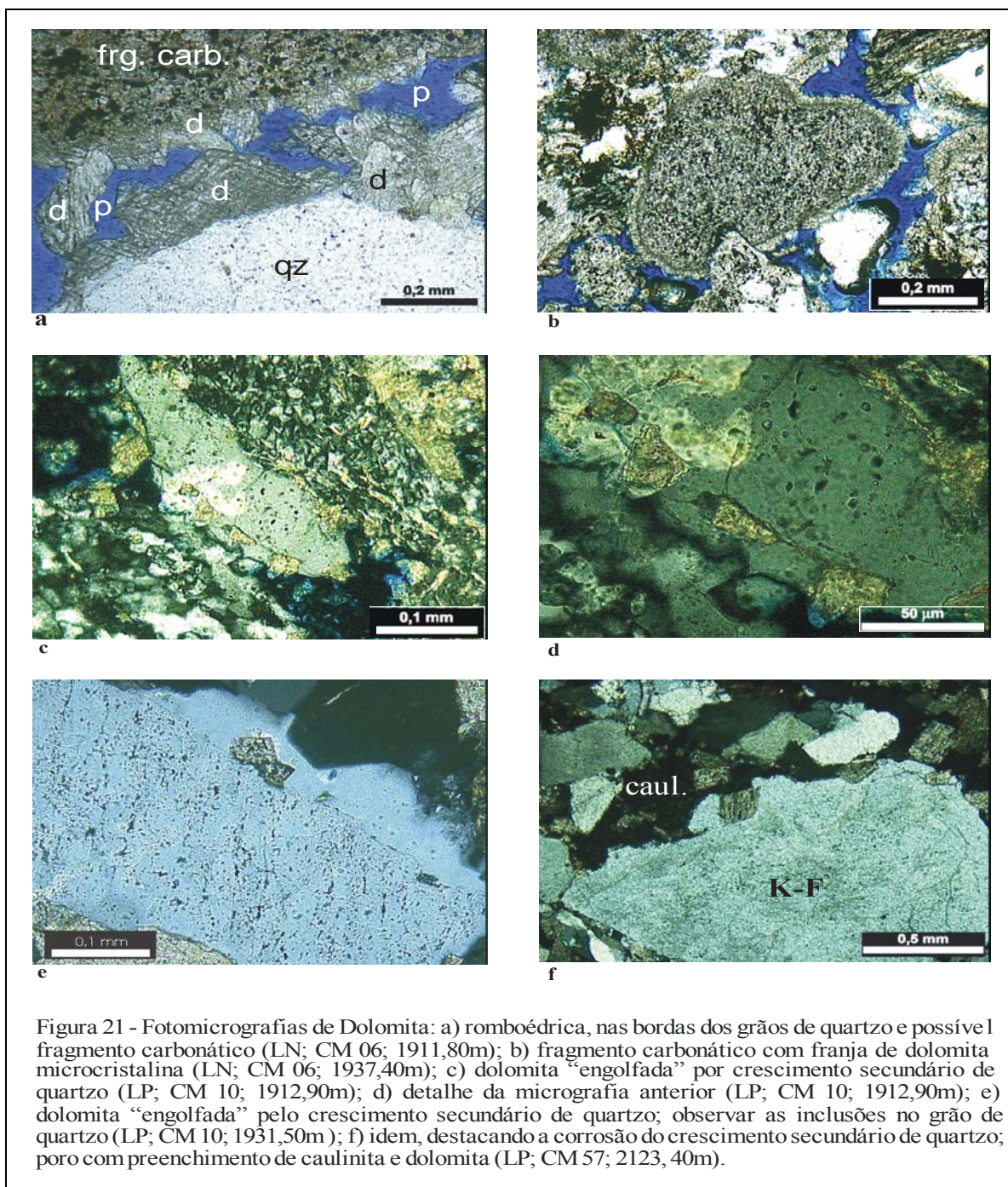
ÁREAS	Poços	Lâmina	Profundidade (m)	$^{13}\text{C}_{\text{(PDB)}}$	$^{18}\text{O}_{\text{(SMOW)}}$	$^{18}\text{O}_{\text{(PDB)}}$
OESTE	CM 06	32559	1850,20	-1,51	24,97	-5,76
		3981	1883,37	-3,83	25,00	-5,73
		3983	1917,67	-2,72	22,90	-7,77
		3995	1928,38	-1,93	24,26	-6,44
		4002	1942,98	-2,69	22,83	-7,83
	CM 10	33799	1912,90	-2,64	24,11	-6,60
		33839	1931,50	-1,76	24,07	-6,63
		29557	1939,10	-2,08	24,76	-5,97
		29561	1948,30	-2,40	24,34	-6,37
3965		1953,71	-1,79	24,29	-6,42	
LESTE	CM 47	49956	2052,95	-0,41	24,56	-6,15
		49962	2103,75	3,82	24,24	-6,47
	CM 57	53196	2016,80	-0,76	24,26	-6,44
		53199	2023,00	-1,29	23,70	-6,99
		53204	2032,65	-0,80	24,21	-6,49
		3952	2041,42	0,32	24,75	-5,97
		3955	2050,53	-0,83	21,82	-8,82

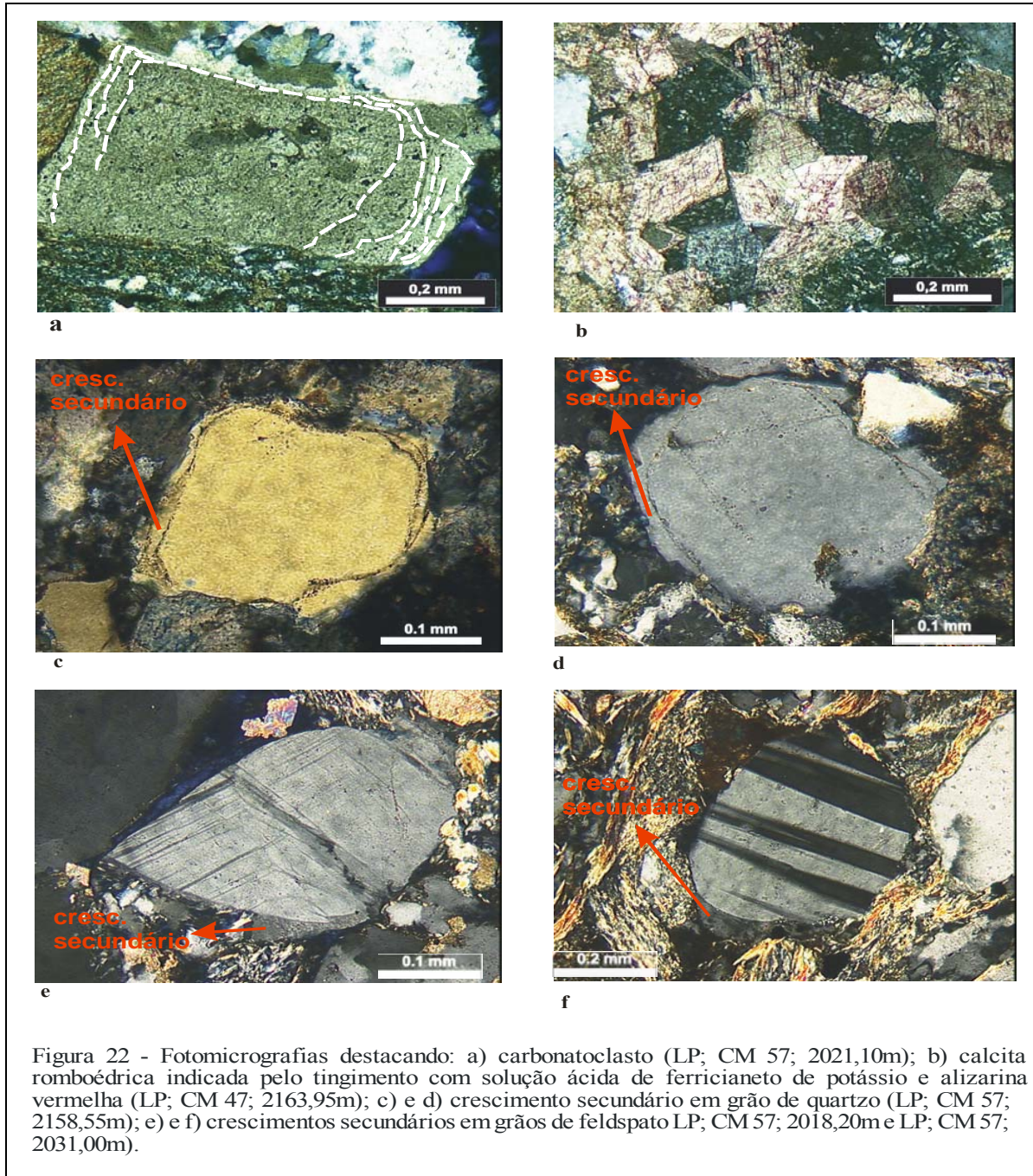
Tabela 08: Valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para dolomitas das rochas reservatório do Campo de Camorim.

5.2.3.3. Crescimento secundário do quartzo e do feldspato

Alguns grãos de quartzo e de feldspato apresentam crescimento secundário (*overgrowth*) (média de 0,4% e 0,1% respectivamente) (Fig. 22 c, d, e, f). No quartzo o crescimento secundário desenvolve-se em continuidade ótica com o núcleo. Os crescimentos são melhor observados quando da presença de películas de impurezas (óxidos de ferro e/ou argilominerais) delimitando o grão original e, por este muitas vezes apresentar inclusões fluidas que se distinguem facilmente (Fig. 22 c, d; 14 e). Em teores relativamente menores, ocorrem crescimentos secundários de feldspatos que são reconhecidos com maior facilidade pela descontinuidade ótica (Fig. 22 e, f), embora eventualmente ocorram alguns com continuidade ótica (Fig. 21 f). Estes crescimentos podem “engolfar” parcial ou totalmente alguns romboedros de dolomitas precoces (Fig. 20 b; 21 c, d, e, f). Em alguns casos este crescimento secundário exhibe bordas corroídas pelo cimento carbonático posterior.







5.2.3.4. Argilominerais

Os argilominerais presentes ocorrem substituindo grãos detríticos e preenchendo poros.

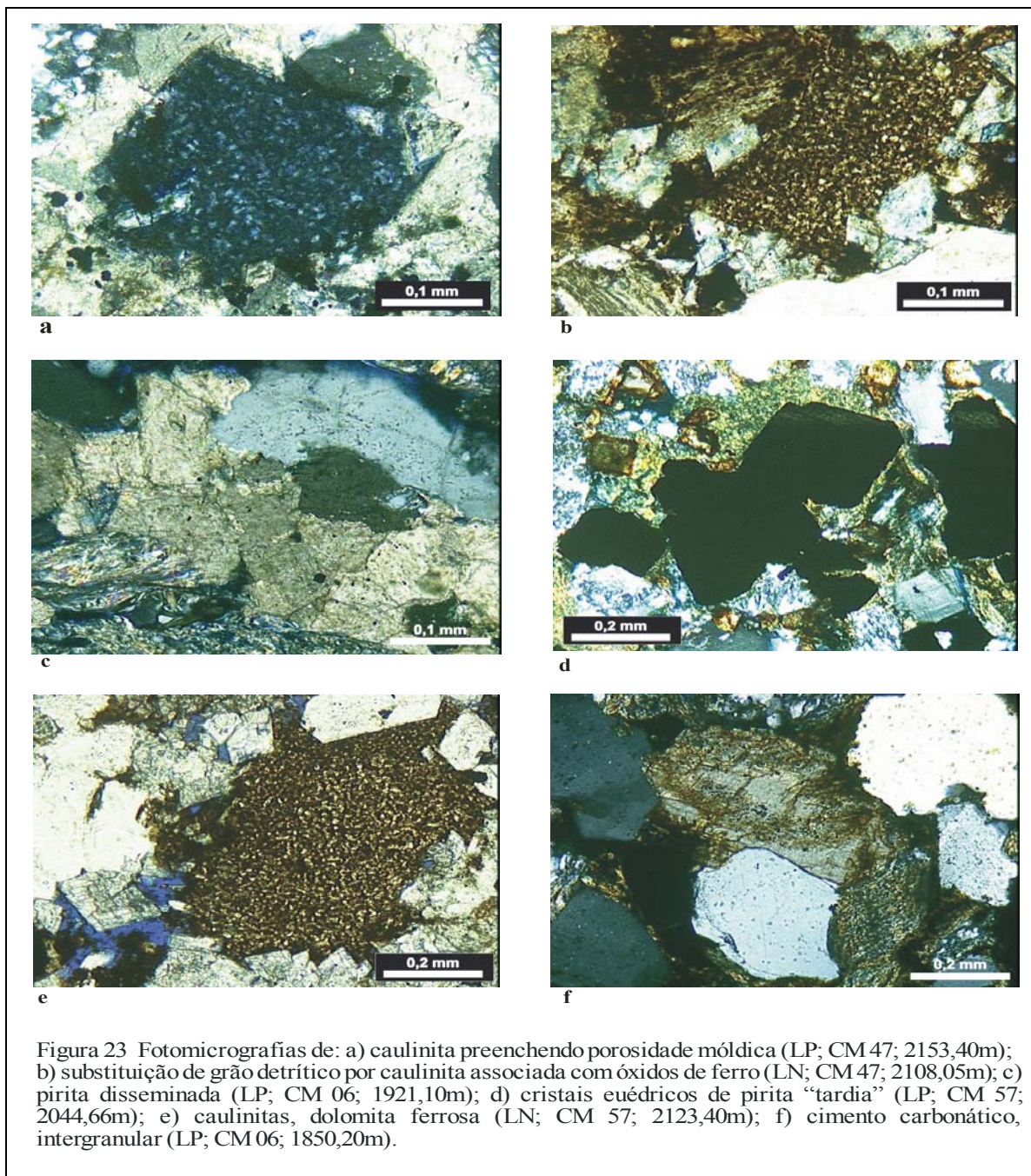
Em lâmina petrográfica observa-se o predomínio de caulinitas, vermiculares (média de 0,9%), reconhecidas especialmente nas amostras do poço CM 47 (média de 3,3%) (Fig. 23 a) embora também ocorram nos outros poços. Algumas caulinitas substituem grãos do arcabouço e se encontram associadas com óxidos de ferro (Fig. 23 b). No poço CM 06, a clorita ocorre em pequenas quantidades (traço), substituindo litoclastos e micas.

Análises pela técnica da difratometria de raios X foram realizadas na fração $<2 \mu$ da amostra CM 10 (1935, 6m) confirmando a presença da caulinita e, secundariamente traços de illita e de clorita (Anexo F). Nas amostras do poço CM 57 (2157,25 e 2158,25 m), há a presença da caulinita e da illita, porém não se observa clorita.

5.2.3.5. Outros

Como feições secundárias observam-se:

- albitizações, substituindo parcial ou totalmente os K-feldspatos e plagioclásios (Fig. 16 c, d);
- piratas, ocorrendo sob duas formas:
 - pequenos cristais disseminados na rocha e,
 - cristais com dimensões maiores, formas euédricas e subédricas, intergranulares ou precipitadas sobre os grãos do arcabouço (média de 0,3%) (Fig. 23 c, d);
- óxidos de ferro, intergranulares e/ou recobrindo grãos, cimentos e os argilominerais associados (em média de 3,7%) (Fig. 23 e, f).



5.2.4. Porosidade

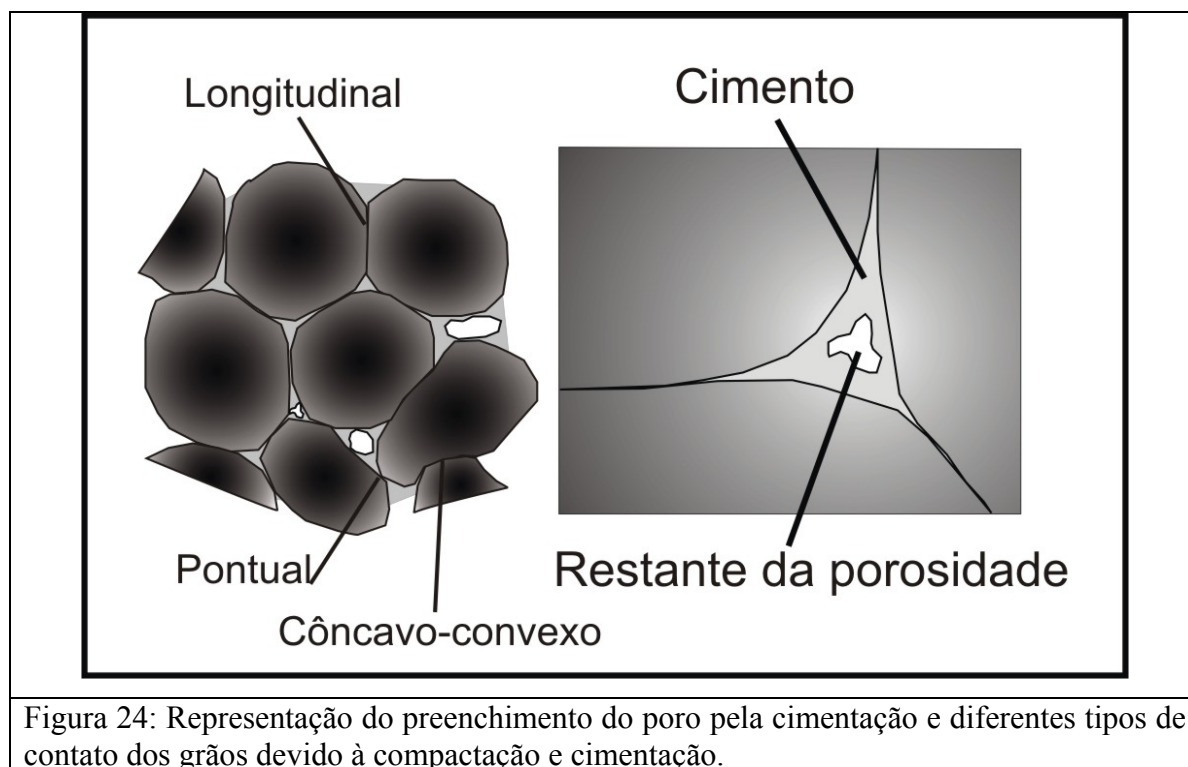
A porosidade é uma das variáveis na qualidade do reservatório, que é controlada pela composição inicial dos sedimentos e subseqüentes modificações durante o soterramento e sua litificação. A perda da porosidade primária se dá através de três processos diagenéticos principais que são: compactação mecânica, compactação química e cimentação.

A compactação mecânica atua durante o processo inicial de soterramento, onde ocorre à reorientação, clivagem e fraturamento de grãos individuais e a deformação dos grãos dúcteis. Estes, respondem ao aumento da pressão sofrendo mudanças tanto no volume como na forma do grão. Quando em contato com grãos rígidos, os grãos dúcteis tendem a deformar, perdendo a sua forma original e ocupando os espaços adjacentes, constituindo uma pseudomatriz. Na continuidade do processo de soterramento, a compactação química afeta a morfologia do contato dos grãos, pois esta passa de pontual para planar, côncavo-convexa e finalmente suturada, resultado da dissolução de grãos e seus pontos de contatos. O material resultante do processo de dissolução, muitas vezes, pode ser associado à precipitação na superfície dos grãos adjacentes formando crescimentos secundários.

No processo de cimentação ocorre a precipitação de minerais autigênicos no espaço poroso intersticial (Fig. 24). A cimentação, quando muito intensa, pode levar a compartimentalização do reservatório (Bjørlykke *et al.*, 1989).

A porosidade primária, quando preservada no Campo Camorim, está associada com a precipitação de cristais de dolomitas que sustentam o arcabouço e no reconhecimento de pontos de contatos do crescimento secundário do quartzo e do K-feldspato. Normalmente, a porosidade é reduzida pela compactação e deformação de fragmentos líticos originando uma pseudomatriz.

A porosidade secundária é causada pela circulação de soluções que causam a dissolução de grãos líticos instáveis e de cimentos carbonáticos. Estes poros são reconhecidos como intergranulares, *oversized* (agigantados), intragranulares e móldicos (fig 25 a, b, c, d, e) (Tabela 09).



	ÁREA OESTE		ÁREA LESTE		Média(%)
	CM 06	CM 10	CM 47	CM 57	
Macroporosidade	4,2	7,1	1,6	1,8	3.7

Tabela 09: Média percentual da macroporosidade dos quatro poços do Campo de Camorim.

A microporosidade aparentemente não é significativa nas amostras do Campo de Camorim, sendo associadas às caulinitas e aos fragmentos líticos (Fig. 25 f).

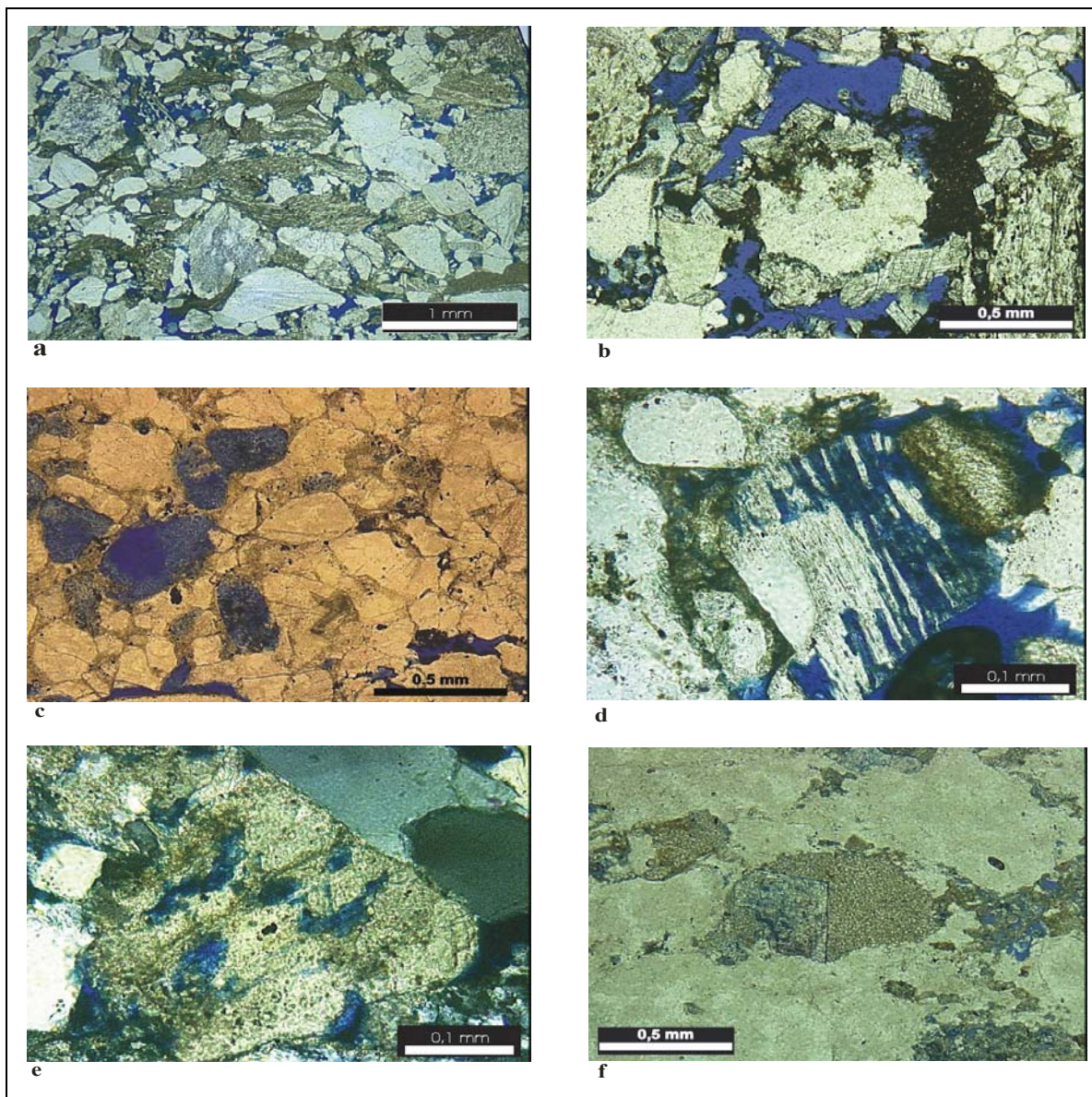


Figura 25 - Fotomicrografias representativas dos tipos de porosidade secundária observada no Membro Camorim; a) intergranular (LN; CM 10; 1917,30m); b) “oversized” (LN; CM 57; 2123,40m); c) móldica com preenchimento posterior por caulinita (LN; CM 57); d) intragranular em grão detrítico de plagioclásio (LN; CM 10; 1918,50m); e) intragranular em grão detrítico substituído por carbonato, parcialmente dissolvido (LP; CM 10; 1912,90m); f) microporosidade, com dolomita romboédrica corroída e caulinita preenchendo poro secundário (LN; CM 47; 2163,95m).

5. 2.5. Tipos de Dolomitas

A proposta de geração dos diferentes tipos de cimentos dolomíticos foi baseada na observação microscópica, distinguindo-os visualmente a partir das diferentes texturas, levando-se em consideração as zonas geoquímicas propostas por Morad (1998).

Foram reconhecidos 3 tipos:

Tipo I (dol. I): dolomita como microcristais, intergranulares (Fig. 26 a) ou isolados nas bordas dos grãos e, posteriormente engolfados pelo crescimento secundário do quartzo ou dos feldspatos (Fig. 21 e, f). Também ocorrem como cristais perpendiculares às superfícies dos grãos detríticos recobrando-os em forma de franjas (Fig. 21 b). Nestes casos são identificadas como dolomitas precoces, pré-compactionais. É provável, segundo o modelo de Morad (1998) que a precipitação desta dolomita tenha ocorrido em zona geoquímica oxidada. Neste caso, os íons de Mn e de Fe não são incorporados na estrutura cristalina da dolomita por estarem em condições químicas estáveis como Mn^{+4} e Fe^{+3} , ou seja, a dolomita precipitada é livre de Fe. A dolomita do Tipo I (dol. I) está bem caracterizada na amostra correspondente a profundidade de 2123,40m do poço CM 57 (Fig.20 b).

Tipo II (dol. II): dolomita com óxido de ferro (“aspecto sujo”), caracterizada pela forma de mosaicos (anédricos) substituindo grãos detríticos (Fig. 26 a, b, c, d) ou fragmentos carbonáticos. Sugere-se que este cimento ocorra entre as zonas geoquímicas óxida a sub-óxida já num contexto eodiagenético a mesodiagenético. O “aspecto sujo” da dolomita resulta da disponibilidade do íon ferro no sedimento, sob a forma de óxidos/hidróxidos ferro. Este tipo de cimento está bem caracterizado na lâmina correspondente a profundidade de 1949,80 m - poço CM10. (Fig. 26 b, c; 27 f).

Tipo III (dol. III): dolomita intergranular em cristais romboédricos, blocosos (euédricos a subédricos), individuais, agrupados ou sobre grãos (Fig. 26 e, f). As dolomitas zonadas incluem-se neste estágio e caracterizam-se por variações composicionais relativas ao enriquecimento em ferro (dolomita/anquerita). Trata-se de uma dolomita correspondente ao estágio pós-compactional num contexto de mesodiagenese. Este tipo de dolomita fica bem caracterizado em análises utilizando-se o EDS acoplado ao MEV conforme pode ser observado na figura 31. Nas tabelas 10 e 11 são apresentados alguns dados destas análises

para ilustrar e assinalar as diferentes composições químicas nas dolomitas/anqueritas. Com uma variação maior na composição química, apresentamos a figura 32 com os dados de EDS na tabela 12.

As dolomitas tardias (Fig. 20 d, e, f) e eventualmente dolomitas em sela (*saddle dolomite*) (Fig. 29 e) também podem ser consideradas como pertencentes ao Tipo III. Dolomitas em sela têm sido associadas com maiores profundidades (Mountjoy, 1994).

<i>CM06/1883,37m</i>	<i>MgCO₃</i>	<i>CaCO₃</i>	<i>FeCO₃+ MnCO₃</i>
<i>pt1</i>	26,6%	68,9 %	4,5%
<i>pt2</i>	26,9%	71,9%	1,2%
<i>pt3</i>	25,7%	69,5%	4,8%
<i>pt4</i>	19,8%	65,3%	14,9%
<i>pt5</i>	18,5%	61,3%	20,2%

Tabela 10: Dados de EDS relativos da figura 31 a, representando a variação química da cimentação e o enriquecimento no conteúdo de ferro (CM06 -1883,37m).

<i>CM06/1883,37m</i>	<i>MgCO₃</i>	<i>CaCO₃</i>	<i>FeCO₃+ MnCO₃</i>
<i>pt1</i>	26,6%	71,8%	1,7%
<i>pt2</i>	27,2%	72,8%	0%
<i>pt3</i>	16,5%	59,9%	23,6%

Tabela 11: Dados de EDS da Figura 31 c (CM06 -1883,37m).

5.2.6. Eventos diagenéticos no Membro Carmópolis

Os termos *eo-*, *meso-* e *telodiagênese* foram utilizados para designar os estágios diagenéticos *sensu* Schmidt & McDonald (1979). Assim *Eodiagênese* indica processos desenvolvidos sob influência direta dos fluidos deposicionais, a profundidades relativamente rasas e temperaturas inferiores a 70°C. *Mesodiagênese* inclui todas as reações com contribuição de águas de formação quimicamente evoluídas e já com um soterramento efetivo e temperaturas mais elevadas. *Telodiagênese* representa aqueles processos relacionados a um eventual soerguimento da área e com nova exposição das litologias a condições superficiais (meteóricas).

A história pós deposicional do Membro Carmópolis, sugerida para o Campo de Camorim, envolve na sua fase inicial, a ação de águas meteóricas que sofreram mudanças na

composição ao longo do tempo (Fig. 23). Os minerais diagenéticos descritos foram ordenados com base nas relações texturais e nas relações com os poros, inferindo-se assim a seqüência:

Eodiagênese: ainda sob a influência do ambiente deposicional, o primeiro estágio da diagênese está representado pela precipitação de dolomitas romboédricas microcristalinas intergranulares podendo formar franjas nas bordas dos grãos detríticos (Tipo I) (Fig. 26 a). A dolomita precoce precipitada entre os grãos do arcabouço pode ser associada ao estágio inicial do soterramento, quando os eventos estiveram expostos às águas meteóricas e águas com teores mais elevados de sais. Este processo estaria associado ao início da abertura do *rift* que foi gradual caracterizando um sistema lagunar/evaporítico. Outra possibilidade é a associação com os evaporitos do Membro Ibura, sotoposto ao membro Carmópolis, influenciando nas reações diagenéticas. Estas dolomitas eogenéticas contribuíram para sustentar o arcabouço impedindo a compactação especialmente dos grãos dúcteis e preservando a porosidade primária (Souza, 1990; Souza *et al.*, 1995).

Com o incremento do soterramento, desenvolve-se a compactação mecânica com a redução na porosidade primária pela deformação dos grãos dúcteis, formados por clastos de rochas metamórficas de baixo grau (filitos, ardósias e xistos) e sedimentares (Fig. 16 d, f; Fig. 28 a, b). Observa-se também a crescente pressão exercida nos contatos pontuais intergranulares, ocasionando sua dissolução parcial e conseqüente desenvolvimento de contatos retos até localmente suturados. Associado a este processo, em muitos casos, descreve-se o desenvolvimento de crescimentos secundários (*overgrowth*) nos grãos de quartzo, feldspatos potássicos e dos plagioclásios (Fig. 22 c, d, e, f; Fig. 29 b, c). No entanto Souza *et al.* (1995), consideraram incomum a presença de K-feldspato autigênico em área offshore.

Conforme pode ser observado na figura 21 (e, f) pode ocorrer à incorporação de microcristais de dolomita precoce (Tipo I) nestes crescimentos. Neste aspecto deve-se considerar o importante papel da dolomita precoce na preservação dos espaços porosos originais (Souza *et al.*, 1995). Também ocorre crescimento secundário nos carbonatoclastos (Fig. 22 a).

Mudanças na composição das águas intersticiais promovem a dissolução dos grãos detríticos e sua substituição parcial ou total por dolomitas (Tipo II). Neste caso, estas

dolomitas encontram-se associadas a óxidos de ferro, provavelmente pela liberação do ferro a partir dos processos de alteração atuante nos fragmentos detríticos (ardósias, filitos, xistos, micas) sugerindo que as águas intersticiais tenham sido submetidas a zonas geoquímicas oxidadas/suboxidadas. (Fig. 26 b, c, d). Morad *et al.* (1992) cita o caso de dolomitas com finas bandas de inclusões de goetita nas dolomitas e estas teriam sido por influência de águas fortemente oxidadas no estágio eodiagenético. No entanto, neste trabalho não podemos considerar que estas dolomitas caracterizem inclusões de ferro, pois não temos dados suficientes para afirmar. Destaca-se somente que a diferença desta dolomita tipo II com relação a tipo I, seja pelo “aspecto sujo” e maior presença de óxido de ferro.

Na **Mesodiagênese**, aumenta o grau de compactação e assim diminui a ação e circulação das águas meteóricas. Com o aumento da compactação ocorre a fratura de grãos como o quartzo e feldspatos que sofrem com a sobrecarga (Fig. 18 d; Fig. 28 c, d). Assim com o aumento da pressão e da temperatura ocorrem transformações diagenéticas dos minerais. Os fluidos devido à presença de CO₂ e ácidos orgânicos são considerados como mais corrosivos e possibilitam a geração de porosidade secundária (Schmidt e McDonald, 1979; Curtis, 1978). Esta se desenvolve com a dissolução dos grãos detríticos e de dolomita produzindo porosidade intergranular, intragranular e móldica (Fig. 25 a, c, d, e; Fig. 27 a; Fig. 28 e, f; Fig. 29 d). Para Surdam *et al.* (1984) os ácidos carboxílicos seriam responsáveis pela lixiviação dos feldspatos e carbonatos.

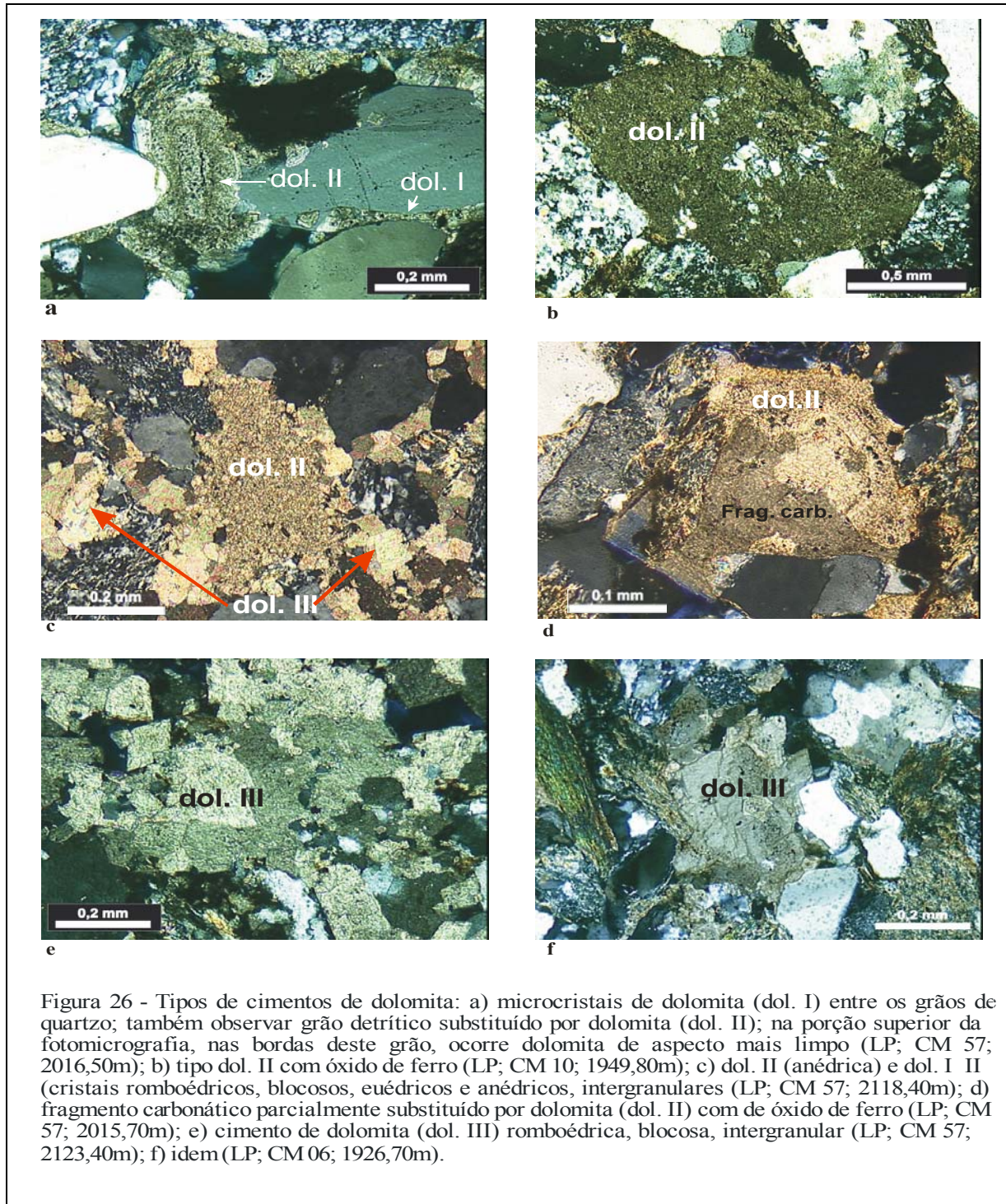
A precipitação de dolomitas romboédricas, blocosas, intergranulares e sobre grãos detríticos (Tipo III), representa a atuação de águas intersticiais mais alcalinas, onde se observa a corrosão dos grãos de quartzo e processos de albitização dos feldspatos (Fig. 26 c, e, f; Fig. 20 d; Fig. 16 c, d). Nesta fase predomina a dolomita do Tipo III com romboedros zonados que consistem de bandas concêntricas de composições distintas em relação ao teor de Fe. Estas seriam os resultados das variações geoquímicas do ambiente com enriquecimento de ferro, formando dolomita ferrosa/anquerita (Fig. 20 e, f; Fig. 27 c, d, e, f; Fig. 31). Os carbonatos ferrosos e anqueritas são típicos da mesodiagênese e refletem as condições alcalinas e redutoras das soluções precipitantes. Observa-se no material analisado, conforme fora sugerido por Deer *et al.* (1997), que a variação de composição das dolomitas sem ferro até anquerita pode chegar a variedades com 20 mol% de FeCO₃ (conforme tabelas 10, 11 e 12).

O aumento crescente da pressão e da temperatura, embora muito localmente, permite o desenvolvimento da dolomita em sela (*saddle dolomite*) (Fig. 29 e).

Ainda na fase da mesodiagenese encontram-se piritas microcristalinas intragranulares (Fig. 28 e) e também disseminadas sobre os grãos detríticos. Desenvolve-se *overgrowth* no quartzo na fase tardia, caracterizado pelas faces prismáticas onde não se observa nenhuma feição de corrosão por cimento de carbonato (Fig. 29 a).

Dentro das fases tardias autigênicas na mesodiagenese estão representadas pelas piritas euédricas e subédricas e caulinitas preenchendo poros, sendo que algumas se encontram associadas com óxidos de ferro (Fig. 23 d; Fig. 29 f).

Na área de estudo do Campo de Camorim, não foram reconhecidas evidências texturais que permitissem a caracterização da telodiagenese.



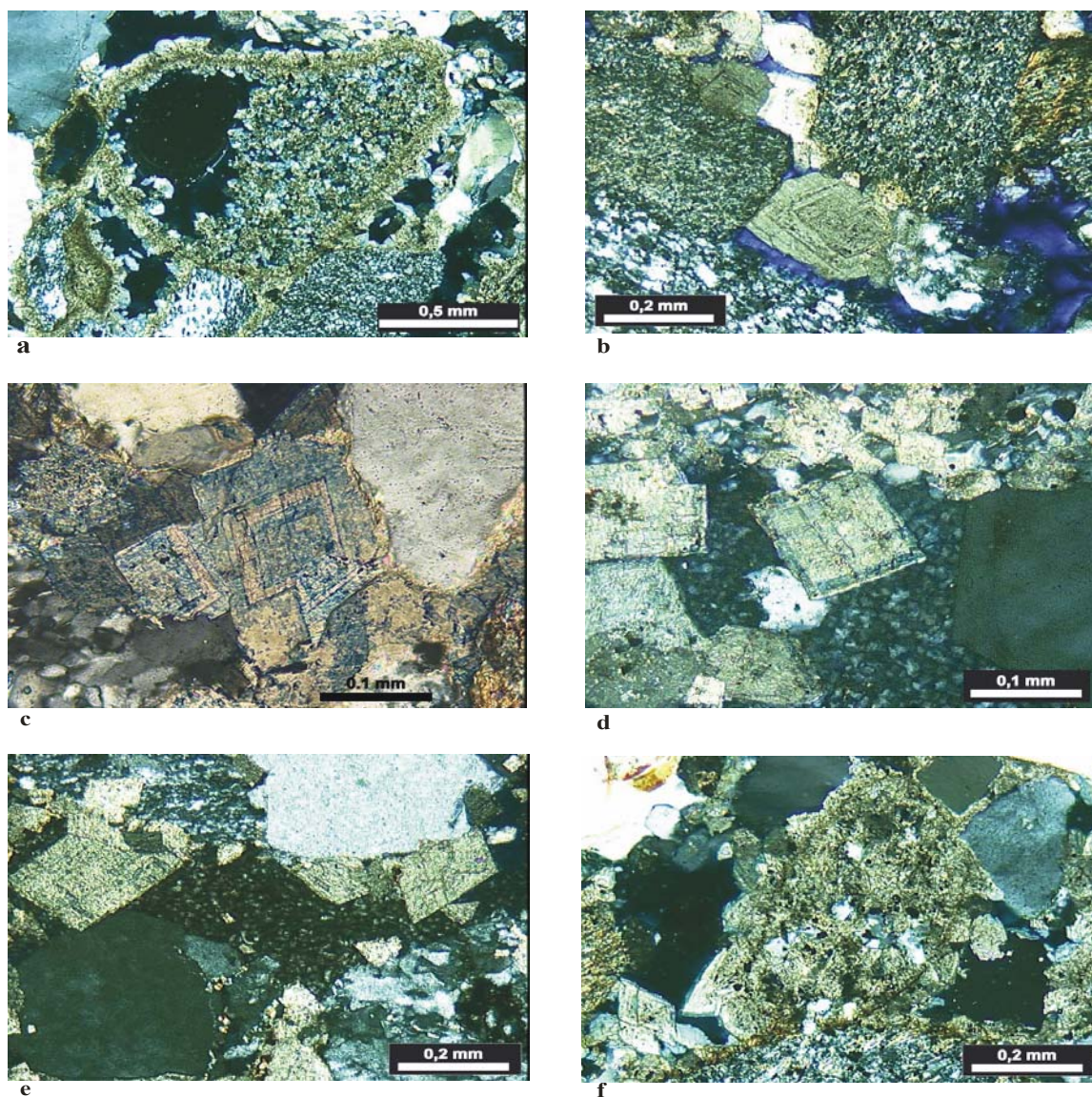
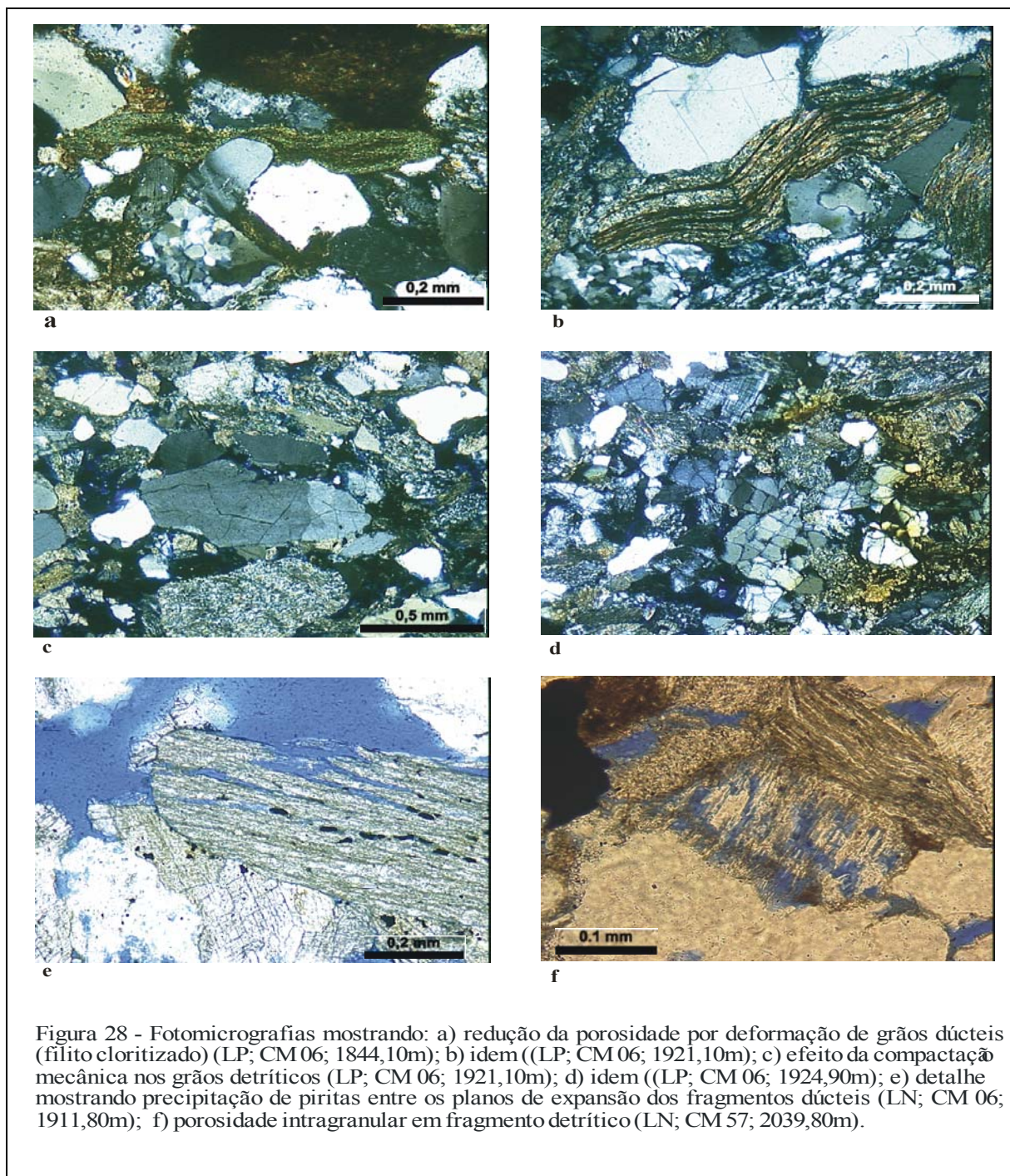


Figura 27 - Fotomicrografias: a) fragmento de rocha metamórfica (LP; CM 57; 2010,50m); b) romboedro de dolomita ferrosa/anquerita, zonada, preenchendo poro secundário (intergranular) (LP; CM 57; 2021,10m); c) dolomita ferrosa/anquerita apresentando complexa zonação evidenciada pelo tingimento (LP; CM 57; 2118,40m); d) romboedro de dolomita ferrosa/anquerita e caulinita posterior preenchendo o poro (LP; CM 47; 2153,40m); e) cimentação por dolomita ferrosa/ anquerita, romboedros euédricos e relação com a caulinita posterior (fase tardia) (LP; CM 57; 2123,40m); f) cimento dolomítico substituindo grão de arcabouço; notar nas bordas a presença de óxido de ferro e dolomitas tardias (LP; CM 57; 2016,50m).



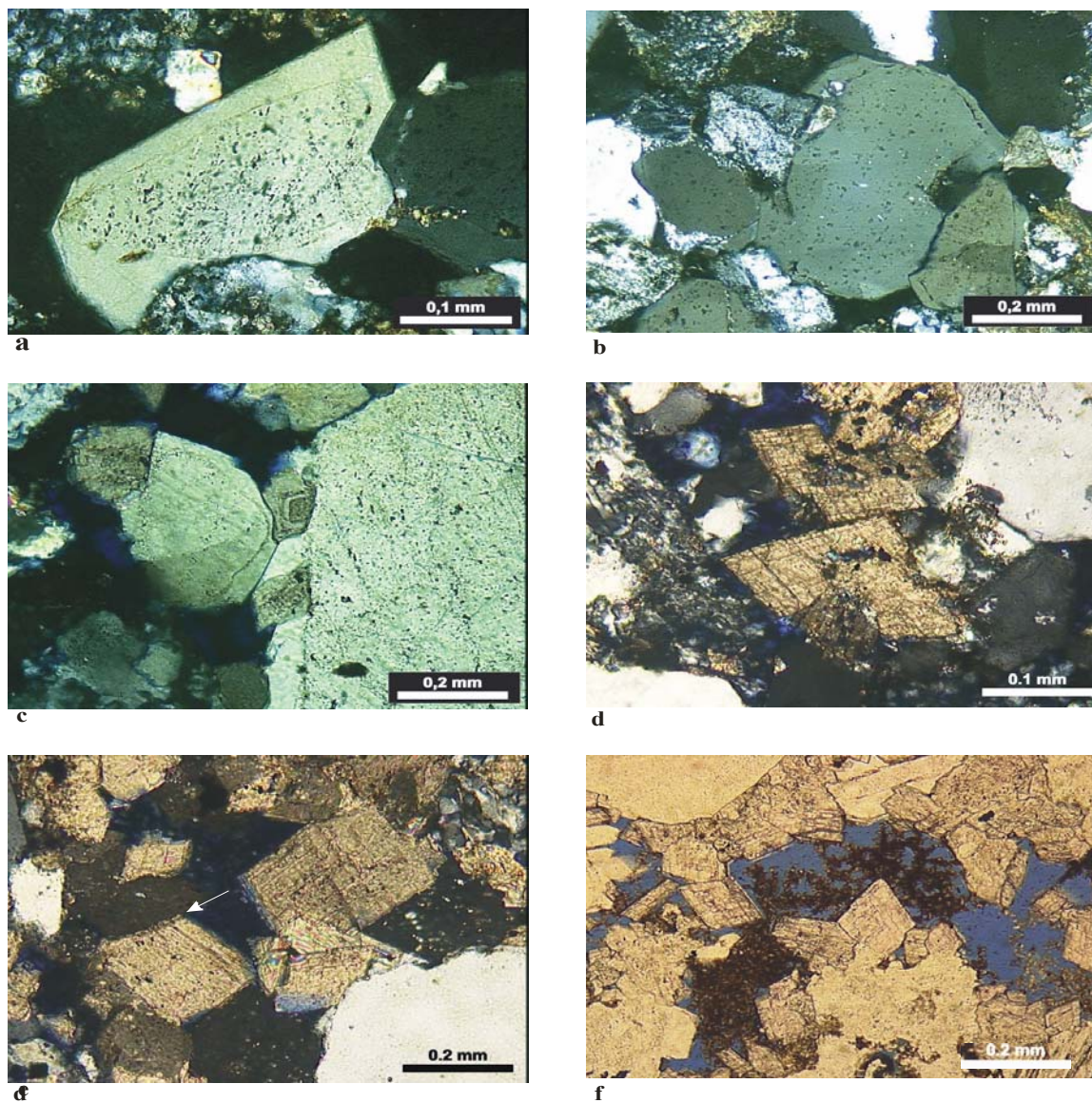
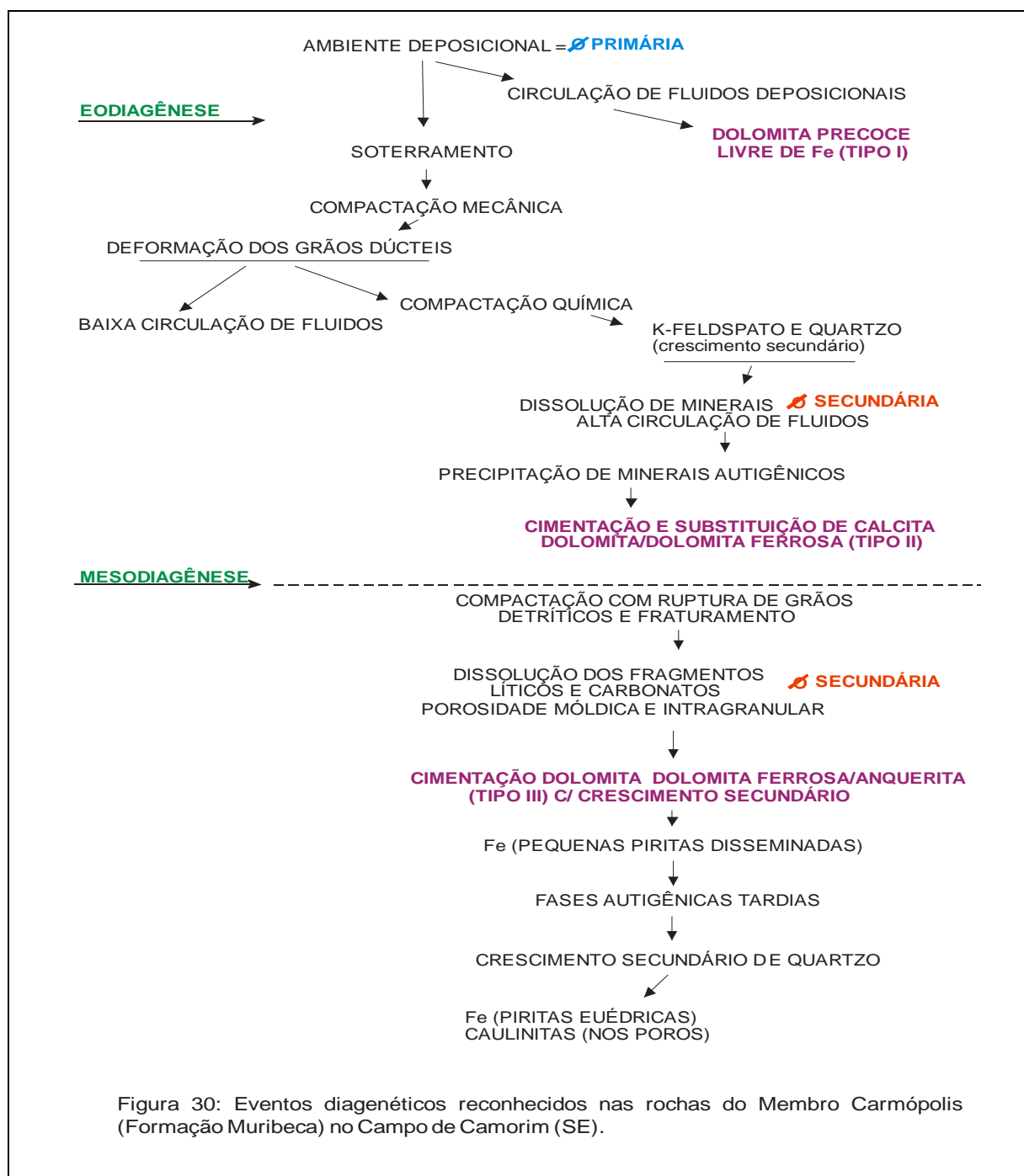


Figura 29 - Fotomicrografias: a) crescimento secundário no grão de quartzo, faces euédricas (LP; CM 06; 1850,20m); b) crescimento secundário de quartzos (LP; CM 06; 1920,00m); c) idem, mostrando associação com romboedros de dolomita (LP; CM 57; 2021,10m); d) dolomita romboédrica parcialmente dissolvida (LP; CM 57); e) “saddle” dolomita (LP; CM 57); f) cristais de dolomita romboédricas intergranulares com poros preenchidos por caulinitas associadas com óxidos de ferro (LN; CM 57; 2123,40m).



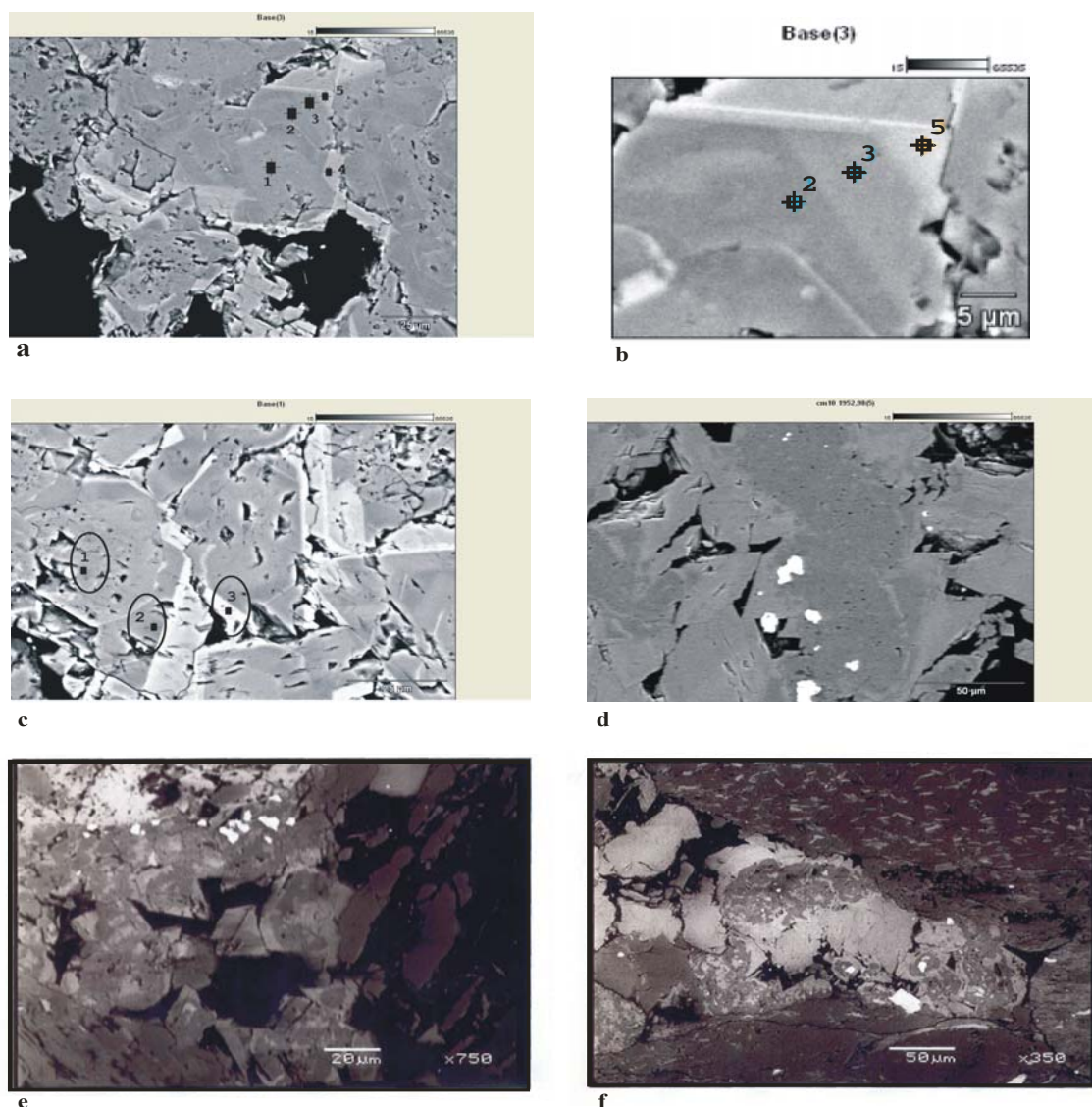


Figura 31 - Micrografias (Microscopia eletrônica de varredura fotos de elétrons primários retroespalhados *backscattered* - BSE): a) detalhe mostrando zonação no cimento dolomítico; *overgrowth* corresponde à composição de anquerita (CM 06; 1883,37m); b) idem, detalhe (CM 06; 1883,37m); c) idem (CM 06; 1883,37m); d) dolomititas zonadas e piritas (CM 10; 1952,98m); e) idem (CM 47; 2057,65m); f) idem (CM 57; 2041,42m).

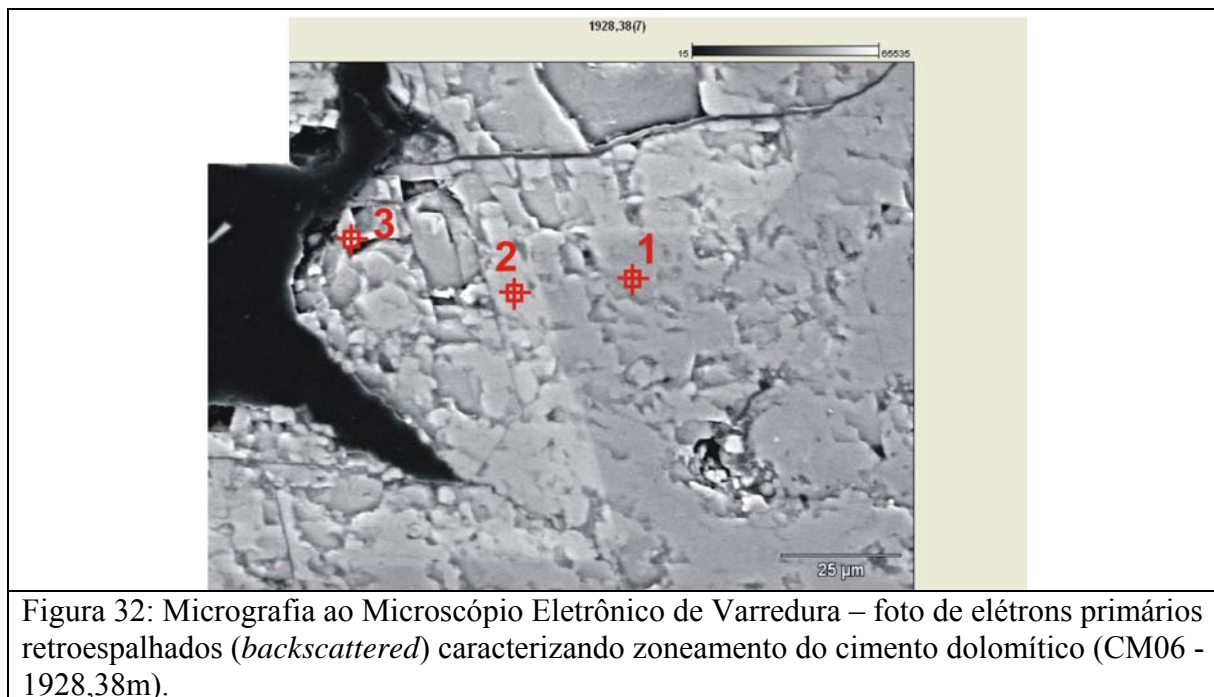


Figura 32: Micrografia ao Microscópio Eletrônico de Varredura – foto de elétrons primários retroespalhados (*backscattered*) caracterizando zoneamento do cimento dolomítico (CM06 - 1928,38m).

<i>CM06/1928,38m</i>	<i>MgCO₃</i>	<i>CaCO₃</i>	<i>FeCO₃+ MnCO₃</i>
<i>_pt1</i>	20,5%	68,5%	11,0%
<i>_pt2</i>	13,0%	58,4%	28,6%
<i>_pt3</i>	13,2%	65,4%	21,4%

Tabela 12: Dados de EDS da amostra CM06 - 1928,38m (Fig. 32).

6. DISCUSSÕES

Foram analisados testemunhos referentes a quatro poços do Campo de Camorim onde se destaca o Membro Carmópolis da Formação Muribeca. Estes poços localizam-se na Área Leste e na Área Oeste, dois blocos estruturais limitados por um extenso falhamento.

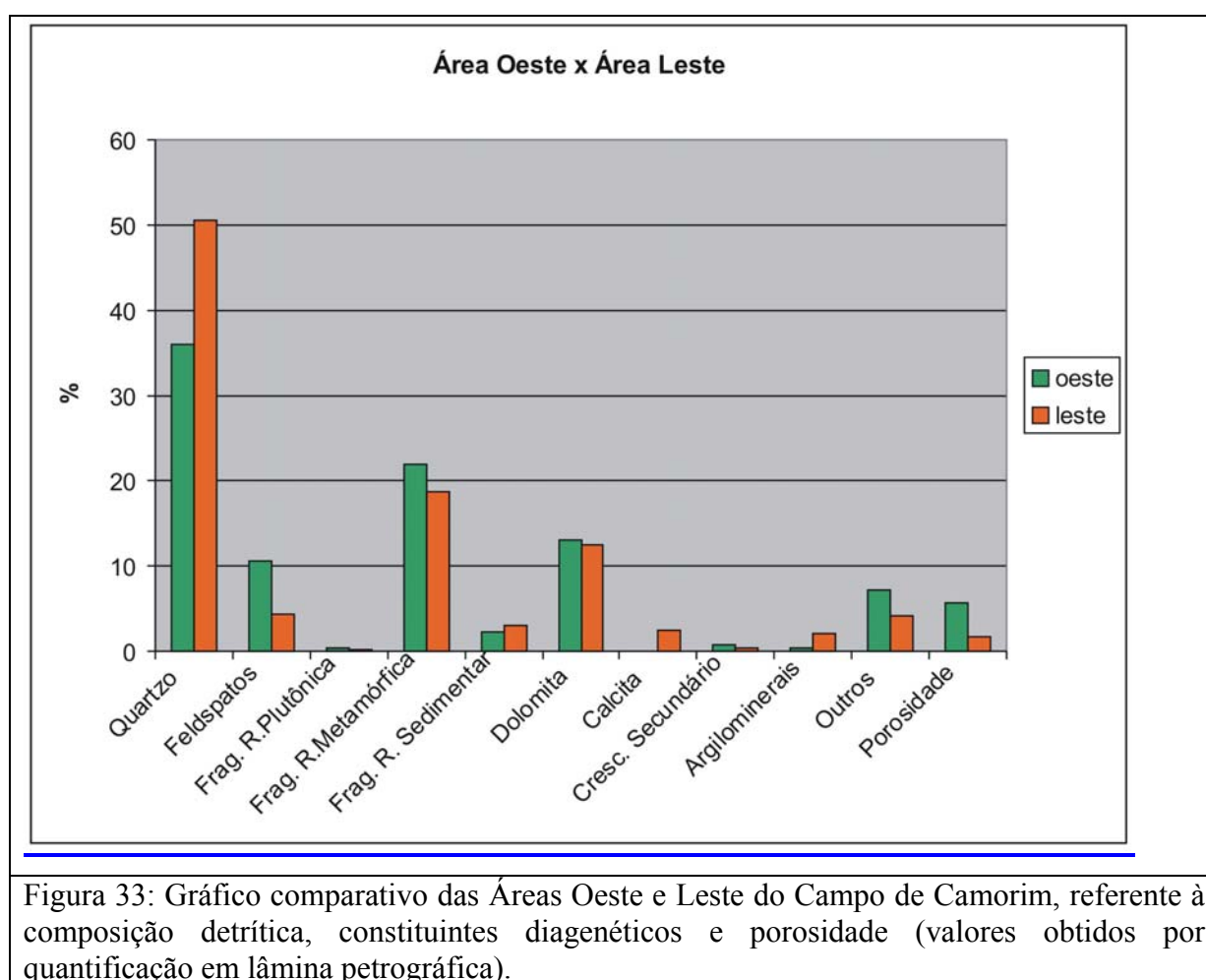
A seqüência sedimentar na área de estudo é composta predominantemente por arenitos líticos heterogêneos (quartzo, k-feldspato, plagioclásio, argilominerais, fragmentos de rochas metamórficas, sedimentares, plutônicas e eventualmente vulcânicas, com alguns bioclastos e minerais secundários). São comuns os cimentos carbonáticos especialmente, dolomita e anquerita; secundariamente, quartzo e k-feldspato

No diagrama apresentado na figura 33 foram plotados, para as duas áreas analisadas, os percentuais relativos aos componentes detríticos, diagenéticos e de porosidade obtidos através da contagem modal em lâmina petrográfica. Podem-se verificar algumas diferenças tais como o predomínio de fragmentos de rochas sedimentares e de grãos de quartzo nos poços da Área Leste e de feldspatos, fragmentos de rochas plutônicas e de rochas metamórficas na Área Oeste. Isto pode ser interpretado como reflexo da maior proximidade destes poços em relação à área fonte (figs. 33 e 41).

O cimento dolomítico é o predominante nas amostras dos quatro poços estudados, ocorrendo associado à dolomita ferrosa e anquerita. Em função da inter-relação destes cimentos, não foi possível quantificá-los individualmente. De acordo com o apresentado na figura 33, observa-se que a dolomita tem valores aproximados nas duas áreas. Já a calcita é encontrada somente em algumas amostras do poço CM 47 (Área Leste).

A porosidade total medida é levemente superior para a Área Oeste. A porosidade primária dos poços do Campo Camorim está associada aos arenitos e conglomerados que embora tenham fragmentos de rochas dúcteis possivelmente tiveram a preservação da porosidade pela precipitação do cimento carbonático (dolomita) pré-compactação. Estes detalhes foram já discutidos por Schmidt & McDonald (1979), Bjørlikke *et al.* (1989) e Souza *et al.* (1995). A dolomita precoce, neste caso, inibe a compactação mecânica, impedindo a deformação dos fragmentos dúcteis e a formação de pseudo-matriz. Este fato é relevante, pois conforme Morad (1998), evento de cimentação maciça pode ocasionar perda

total da porosidade com diminuição significativa do potencial do reservatório. Porém, Bjørlikke *et al.*, (1989) destacam que no caso da perda da porosidade pela cimentação esta é considerada como reversível pois o processo não reduz o volume de poros na rocha, ao contrário dos processos de compactação mecânica e química. Souza *et al.* (1995) já haviam discutido sobre a porosidade nos reservatórios Carmópolis da Bacia de Sergipe ressaltando que a compactação é limitada pela cimentação dolomítica e, conseqüentemente, há preservação da porosidade primária.



Contudo, no local de estudo a porosidade também pode ser de origem secundária, que se origina a partir da dissolução dos grãos do arcabouço como k-feldspato, fragmento de rochas metamórficas e carbonatos detríticos e eogenéticos. Quando a porosidade secundária

se desenvolve, há possibilidade de formação de zonas com excelente qualidade para reservatório (Bjørlikke et al., 1989).

A diagênese é o evento controlador da precipitação/dissolução especialmente dos cimentos carbonáticos (dolomítico nas amostras estudadas). Dos vários parâmetros controladores de diagênese das rochas sedimentares em subsuperfície, o aumento da profundidade de soterramento com o incremento da temperatura e pressão é um dos mais importantes, pois submete a rocha a novas condições e esta, na tentativa de readquirir a sua estabilidade liberam fluidos (água) com íons em solução.

É comum ocorrer à substituição de um determinado tipo de cimento carbonático por outro durante o processo de soterramento havendo também a alteração de minerais carbonáticos pré-existentes (detríticos) (Morad, 1998; Brownlow, 1996). Isto pode ser observado na área analisada.

Com o incremento do soterramento, a compactação mecânica pode começar a ter um papel mais atuante. À medida que aumenta a profundidade de soterramento, a compactação mecânica associa-se aos processos de compactação química, onde há dissolução dos minerais, sua deformação e os contatos entre os grãos tentam alcançar seu equilíbrio através de recristalizações. De fato os litoarenitos do Membro Carmópolis, ricos em fragmentos líticos, apresentam uma estabilidade inferior em relação a outros tipos de arenitos e são suscetíveis a deformações e alterações de acordo com a sua composição, com destruição parcial/total da porosidade intergranular gerando a pseudomatriz (Dickinson, 1970 e Nagtegaal, 1978). Conforme relatado anteriormente, o cimento dolomítico de origem precoce pode, em parte, impedir estes processos.

As dolomitas são formadas possivelmente por dissolução-reprecipitação, isto é, redistribuição dos cimentos eogenéticos, carbonatos detríticos, bioclastos, albitizações de plagioclásio, fato já sugerido por Morad (1998). Mesmo que este material do Campo de Camorim seja originado da dissolução de bioclastos carbonáticos e de plagioclásio cálcico (embora este não seja quantitativamente muito representativo) fazem parte dos elementos detríticos do arcabouço e podem estar associados ainda as rochas carbonáticas sotopostas (Formação Coqueiro Seco) e os evaporitos sobrejacentes (Membro Ibura). Em determinados intervalos (porção inferior dos poços) mais ricos em bioclastos, os grãos de dolomita ocorrem como doloespatito preenchendo parcial ou totalmente o bioclasto (Fig. 19).

Tratando-se dos bioclastos (relativamente raros) estes se comportam como fragmentos detríticos.

Na figura 19a observa-se um bioclasto que:

- (1) devido ao preenchimento da cavidade interna ser distinto do arcaibouço atual;
- (2) pode-se sugerir que tenha sido remobilizado do seu ambiente de origem e depositado em um novo ambiente (pelítico);
- (3) e novamente retrabalhado e redepositado (seta na figura indica o topo no testemunho);
- (4) identificado como um bioclasto alóctone.

Na figura 19 pode-se observar ainda que os bivalves encontrados podem apresentar-se articulados e/ou desarticulados, recristalizados (dolomitas) e sem preservação das estruturas internas das conchas ou com valvas parcialmente dissolvidas. Também ocorrem bioclastos com cavidade interna sem preenchimento, alguns com preenchimento parcial e outros, completamente fechados por cristais blocosos de dolomita. A origem destes bioclastos é questionável, porém tem sido atribuído à contribuição da Formação Coqueiro Seco. No entanto, temos de considerar que inicialmente estes bioclastos foram de calcita ou aragonita e posteriormente substituídos por dolomita. Sugere-se que tenham contribuído de alguma forma com o Ca necessário para a formação das dolomitas.

Pode-se supor que a dolomita existente no Campo de Camorim seja o resultado da substituição/recristalização de carbonatos instáveis preexistentes como calcita e aragonita, e se apresentam texturalmente com aspecto “sujo” (com óxidos de ferro). Os que se apresentam com aspecto mais limpo incorporam íons de ferro formando as dolomitas ferrosas e anqueritas.

Assim, com base na observação microscópica, distinguindo-os visualmente a partir das diferentes texturas e levando-se em consideração as zonas geoquímicas propostas por Morad (1998) foram reconhecidos 3 tipos de dolomita conforme já apresentado no capítulo V:

Tipo I (dol. I): dolomita como microcristais, intergranulares (Fig. 26 a) ou isolados nas bordas dos grãos e, posteriormente engolfados pelo crescimento secundário do quartzo ou dos feldspatos (Fig. 21 e, f). Também ocorrem como cristais perpendiculares às superfícies dos grãos detríticos recobrando-os em forma de franjas (Fig. 21 b). Nestes casos são

identificadas como dolomitas precoces, pré-compactionais. É provável, segundo o modelo de Morad (1998) que a precipitação desta dolomita tenha ocorrido em zona geoquímica oxidada. Neste caso, os íons de Mn e de Fe não são incorporados na estrutura cristalina da dolomita por estarem em condições químicas estáveis como Mn^{+4} e Fe^{+3} , ou seja, a dolomita precipitada é livre de Fe. A dolomita do Tipo I (dol. I) está bem caracterizada na amostra correspondente a profundidade de 2123,40m do poço CM 57 (Fig.20 b).

Tipo II (dol. II): dolomita com óxido de ferro (“aspecto sujo”), caracterizada pela forma de mosaicos (anédricos) substituindo grãos detríticos (Fig. 26 a, b, c, d) ou fragmentos carbonáticos. Sugere-se que este cimento ocorra entre as zonas geoquímicas óxida a sub-óxida já num contexto de eo- a mesodiagênese. O “aspecto sujo” da dolomita resulta da disponibilidade do íon ferro no sedimento, sob a forma de óxidos/hidróxidos ferro. Este tipo de cimento está bem caracterizado na lâmina correspondente a profundidade de 1949,80 m - poço CM10. (Fig. 26 b, c; 27 f).

Tipo III (dol. III): dolomita intergranular em cristais romboédricos, blocosos (euédricos a subédricos), individuais, agrupados ou sobre grãos (Fig. 26 e, f). As dolomitas zonadas incluem-se neste estágio e caracterizam-se por variações composicionais relativas ao enriquecimento em ferro (dolomita/anquerita). Trata-se de uma dolomita correspondente ao estágio pós-compactional num contexto de mesodiagênese. Este tipo de dolomita fica bem caracterizado em análises utilizando-se o EDS acoplado ao MEV conforme pode ser observado na figura 31. Nas tabelas 10 e 11 são apresentados alguns dados destas análises para ilustrar e assinalar as diferentes composições químicas nas dolomitas/anqueritas. Com uma variação maior na composição química, apresentamos a figura 32 com os dados de EDS na tabela 12.

As dolomitas tardias (Fig. 20 d, e, f) e eventualmente dolomitas em sela (*saddle dolomite*) (Fig. 29 e) também podem ser consideradas como pertencentes ao Tipo III. Dolomitas em sela têm sido associadas com maiores profundidades (Mountjoy, 1994).

As variações nas composições químicas e espécies minerais de carbonatos autigênicos refletem a evolução diagenética das águas intersticiais durante o seu soterramento e três fatores afetam diretamente a solubilidade do carbonato de Ca: pressão de CO_2 , temperatura e pressão total.

As águas intersticiais são submetidas a mudanças químicas que variam de acordo com a zona geoquímica na qual elas se encontram, e conseqüentemente fica registrada no carbonato a disponibilidade de Mn e Fe, alcalinidade e concentração de O₂ dissolvido e outras características (Morad, 1998). Além disso, a fonte de Mg necessária pode ser atribuída a contribuição dos argilominerais ou dissolução de silicatos ricos em magnésio (Tucker, 2004).

Com a presença de dolomita ferrosa e anquerita, constata-se a contribuição de ferro na estrutura cristalina dos minerais. As alterações dos minerais ou de fragmentos de composição ferro-magnésiana (filitos e ardósias) são importantes fontes de soluções enriquecidas em ferro. A alteração dos minerais/fragmentos pode ter ocorrido em condições próximas à superfície, ou pela percolação de fluidos no interior dos arenitos. Mas para que ocorra a precipitação de dolomita ferrosa e anquerita é necessário um ambiente redutor e pH alcalino.

O Fe⁺² pode ser transportado a grandes distâncias se a solução permanece redutora. Quando associado a outro íon pode causar a precipitação, sendo mais comum a influência dos carbonatos, sulfetos e silicatos. A solubilidade do ferro depende essencialmente do pH, Eh e das concentrações de CO₂ e SO₄⁻² na água (Fenzl, 1986). A reação de precipitação para formar o carbonato é favorecida com o aumento da alcalinidade da solução, porém o Eh permanece redutor.

Para compreendermos essas reações será apresentado um gráfico de estabilidade Eh x pH com dados associados de Brownlow (1996), Fenzl (1986) e Krauskopf (1972), na tentativa de caracterizar e representar condições de precipitação de minerais eodiagenéticos, próximos a superfície (Fig. 34) levando-se mais em consideração a dolomita.

Mesmo assim, Fenzl (1986) destacou que na utilização de um gráfico de estabilidade, devemos tomar o devido cuidado por nele estar representado à imagem simplificada e inerte de um sistema cujo comportamento é complexo e dinâmico (Fig. 34).

A mobilidade geoquímica de um elemento indica a sua capacidade de trânsito no sistema litosfera, biosfera, hidrosfera e atmosfera e depende de vários fatores dentre os quais a capacidade do elemento participar de trocas iônicas e de sua solubilidade, que por sua vez

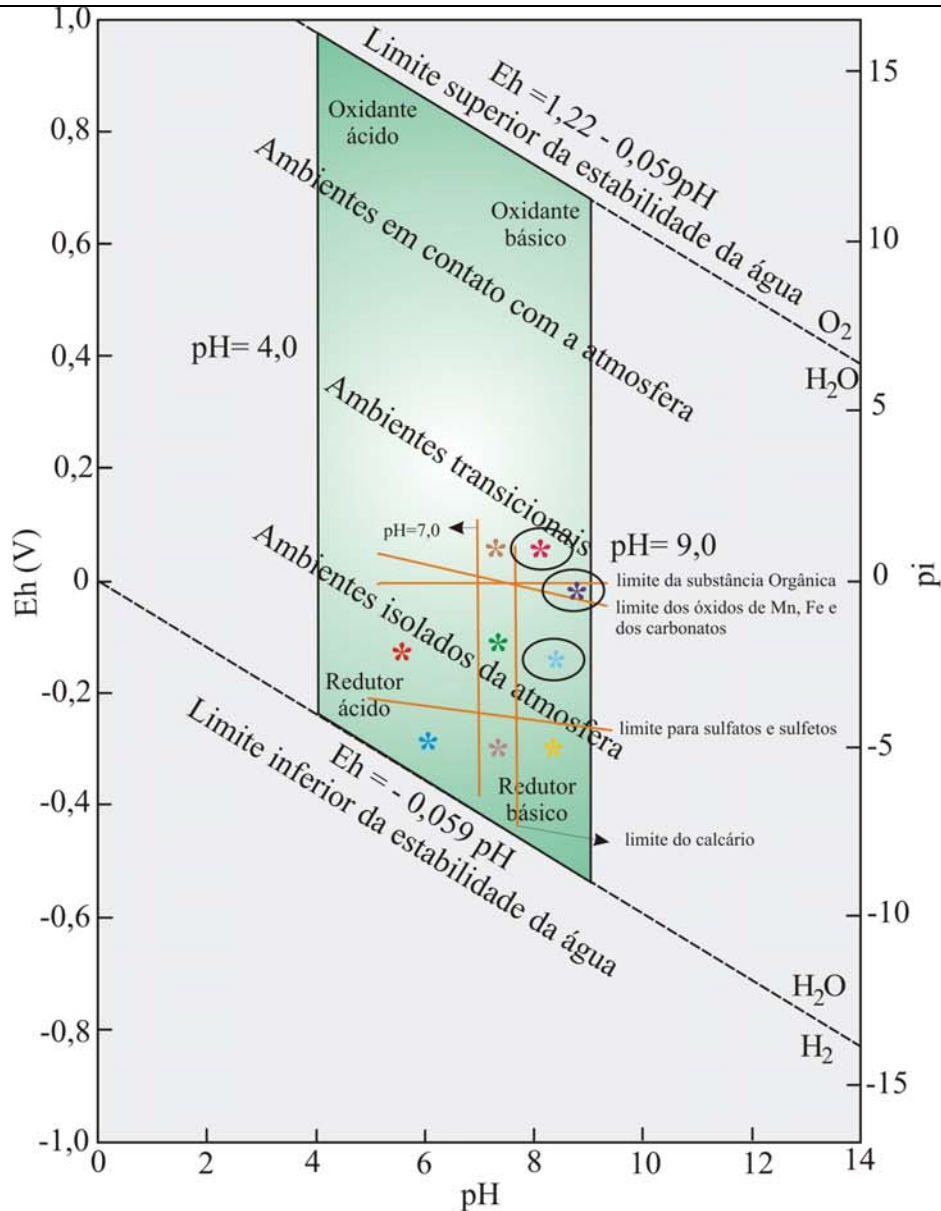


Figura 34: Diagrama Eh-pH com posição aproximada de ambientes com os minerais e substâncias mais comuns. O paralelograma contorna os limites usuais encontrados em condições próximas a superfície. (pi=potencial iônico). A distribuição dos minerais e substâncias segue a legenda: * HEMATITA, LIMONITA, ÓXIDO de Mn, SiO₂, calcita; * CALCITA, hematita, limonita, óxido de Mn, SiO₂ (SALINIDADE >200‰: GIPSITA, anidrita, halita, **dolomita**); * TURFA; * SIDERITA, GLAUCONITA, SUBST. ORGÂNICA, SiO₂, calcita; * CALCITA, subst. orgânica, hematita, limonita, glauconita, SiO₂ (salinidade >200‰: GIPSITA, anidrita, halita, **dolomita**, subst. orgânica); * CALCITA, SUBST. ORGÂNICA, siderita, glauconita (salinidade ≤200‰: gipsita, anidrita, halita, subst. orgânica, **dolomita**); * TURFA, pirita; * SUBST. ORGÂNICA, PIRITA, SiO₂, rodocrosita, calcita; * CALCITA, SUBST. ORGÂNICA, pirita (salinidade ≤ 200‰ gipsita, anidrita, halita, subst.orgânica, pirita). Foram associados e modificados a partir dos diagramas de Brownlow (1996), Fenzl (1988) e Krauskopf (1972).

depende do potencial iônico de cada íon (relação entre carga iônica e o raio do íon) (Fenzl, 1986).

Disto podemos considerar que o Mg e o Fe, no momento da substituição de um pelo outro na estrutura da dolomita, apresentam afinidades por possuírem mesma carga iônica e raio iônico próximos (Fig. 08; Cap. 3).

A partir disto, podemos considerar que as condições de ocorrer dolomita são de pH > 7; Eh > 0 (oxidante) e Eh < 0 (redutor). Quando a dolomita precipita-se com Eh > 0 esta é livre de ferro, pois o íon está na sua forma mais estável (Fe⁺³ – férrico). Ao contrário, quando Eh < 0 o ferro está no seu estado reduzido (Fe⁺² – ferroso), em solução sob forma bivalente, tem condições de se associar ao Ca, substituindo o Mg na dolomita, formando a dolomita ferrosa. Esta reação de precipitação é favorecida pelo aumento da alcalinidade da solução, porém num ambiente redutor. No entanto, as dolomitas ferrosas e a anquerita caracterizam diagênese de soterramento, com temperaturas mais elevadas (Hendry *et al.*, 2000). Consequentemente o íon ferro por possuir raio iônico maior é incorporado com mais facilidade na dolomita, substituindo o magnésio em temperaturas mais altas. Quanto mais elevada for a temperatura, maiores serão as condições de arranjo dos íons no cristal.

A dolomita e anquerita têm diferentes composições de Mg²⁺, Fe²⁺, Sr²⁺ e Mn²⁺.

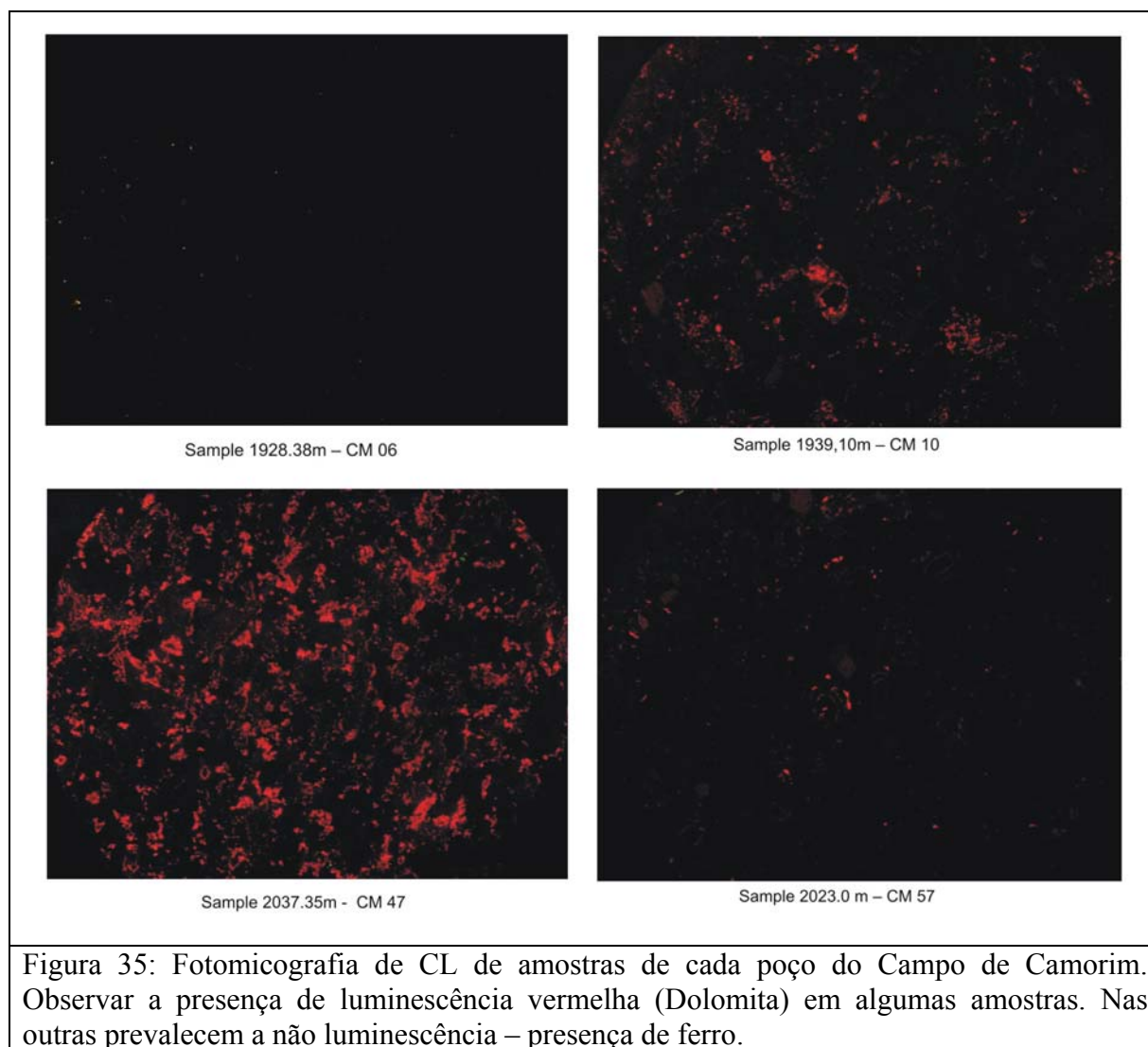
A fonte destes íons Mg e Fe podem ser derivados de transferência de massa (de filitos, folhelhos quando ocorrerem, como fontes destes íons) por reação de desidratação e transformação dos argilominerais assim como podem ser provenientes do interior da bacia por fluidos termobáricos.

Conforme o trabalho realizado por Ali (1995), a dolomita analisada pelo autor apresenta como característica um significativo enriquecimento nos conteúdos de Mn²⁺ e Fe²⁺ sendo constantes os de Na⁺ e Sr²⁺. No entanto, a anquerita seria extremamente enriquecida na concentração de Fe²⁺, alta concentração de Sr²⁺ e baixa concentração de Mn²⁺.

Quimicamente varia de composição de dolomitas sem ferro até anquerita contendo variedades de 20 mol% de FeCO₃ (Deer *et al.*, 1997).

Outro modo de se observar é através da técnica da catodoluminescência (CL), que revela as variações químicas entre Mn e Fe na amostra de carbonatos. Distingue o Mn²⁺ ativador com emissão de amarelo a vermelho e o Fe²⁺ com extinção completa (não

luminescente) (Smith & Stenstrom, 1965). Assim, destaca-se o predomínio de ferro nas amostras, porém há presença de Mn conforme representado na figura 35.



Também a partir dos resultados semi-quantitativos obtidos com a análise pelo EDS realizada em amostras do poço CM 06 e CM 10 (Área Oeste), verifica-se que nas diferentes composições químicas nas dolomitas/anqueritas há maior contribuição de CaCO_3 , o que caracterizaria uma protodolomita (Fig. 31, 32 e 36; Tab. 10, 11 e 12).

Conforme já discutido no capítulo 3, isto ocorre porque a precipitação é relativamente rápida, dificultando o arranjo correto dos íons na estrutura cristalina do mineral e pela quantidade excessiva de Ca na solução (Boggs, 1998; Reeder, 1983).

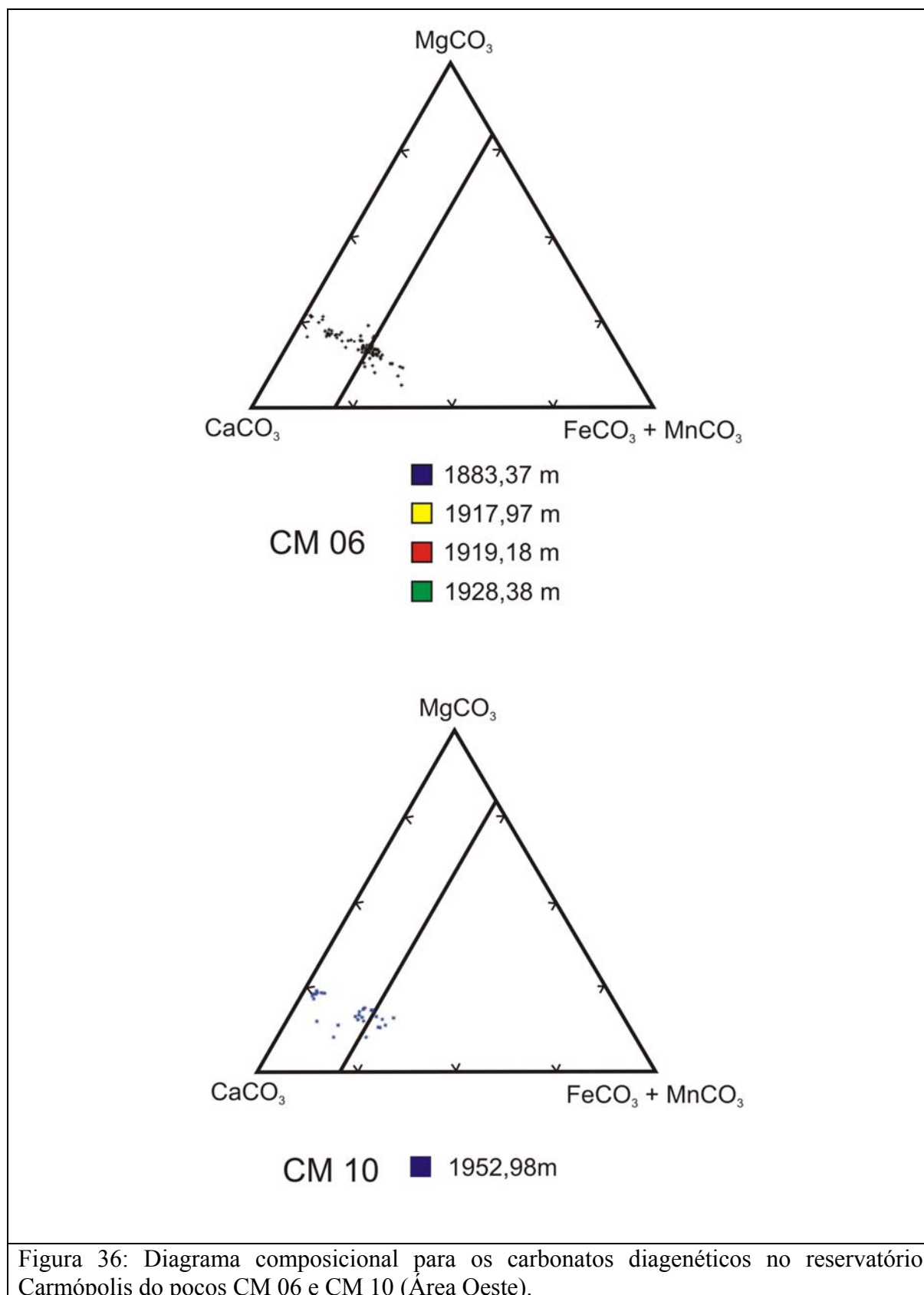


Figura 36: Diagrama composicional para os carbonatos diagenéticos no reservatório Carmópolis do poços CM 06 e CM 10 (Área Oeste).

Dolomitas ricas em cálcio são consideradas menos estáveis quimicamente, e tendem a ocorrer em ambientes evaporíticos e lagos salinos com altas proporções de Mg/Ca nas águas intersticiais segundo Morad *et al.* (1992). Neste caso os mesmos autores sugerem que a precipitação dos cimentos carbonáticos nos sedimentos Buntsandstein tenham se desenvolvido em zona de mistura de água marinha e meteórica, com aumento da influência desta última por queda relativa do nível do mar. O contrário ocorreu no Membro Carmópolis do Campo de Camorim, pois as “protodolomitas” sugeridas associam-se a subida do nível da água (estágio transicional) quando há formação de lago salino pela abertura do *rift*. Neste trabalho está correspondendo a um sistema de trato transgressivo conforme já apresentado nas considerações sobre a estratigrafia do capítulo anterior. Destacando-se que seria necessária análise da composição isotópica de estrôncio para confirmar esta hipótese.

No que concerne ao reservatório Carmópolis, segundo Souza *et al.* (1995), a evolução da cimentação carbonática seria complexa e no mínimo teriam ocorrido 3 estágios de cimentação. O primeiro estágio como resultado da precipitação de carbonato de cálcio de origem marinha ou lacustre estaria livre de ferro. O segundo, a substituição deste carbonato por dolomita não ferrosa e cristais disseminados nos poros, cimentando parcialmente a rocha. O terceiro, a substituição da dolomita não ferrosa por dolomita ferrosa e anquerita. Porém, neste trabalho, no Campo de Camorim consideramos 3 tipos de cimentação dolomítica, sendo que a única diferença consiste na dolomita tipo II, que está associada a óxidos de ferro que lhe dão aspecto sujo e provavelmente seja pelo excesso deste elemento em solução e por estar em uma zona óxida.

A partir das observações no MEV, a quantificação dos elementos químicos nos vários estágios da dolomita, apresentou conteúdos distintos de Mn^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} e Ca^{2+} que refletem as mudanças nos sistema das águas intersticiais, que ocorreram ao longo do tempo de evolução do reservatório (Cap. 5: Fig. 31 e 32; Tab. 10, 11 e 12). Cada estágio representa as sucessivas mudanças da química da solução precipitante. Estas variações nas composições químicas e espécies minerais de carbonatos autigênicos refletem a evolução diagenética das águas intersticiais durante o soterramento.

A zonação das dolomitas que apresentam variação química na quantidade de ferro indica que há mudanças geoquímicas significativas e de temperatura, formando bandas

zonadas. O desenvolvimento da zonação continua enquanto existir material suficiente para ser removido da solução e assim, é atingido o seu equilíbrio químico (Gill, 1996). Estas mudanças associadas à diminuição da temperatura restringem a entrada do ferro na estrutura cristalina da dolomita. Isto foi constatado por análise de EDS onde na dolomita, o crescimento do cimento para a sua borda ocorre uma variação crescente e depois decrescente no conteúdo de ferro (Cap. 5: Fig. 32, Tab. 12).

As dolomitas blocosas do Tipo III quando zonadas foram associadas a uma maior temperatura, pois há enriquecimento do íon ferro na estrutura cristalina comprovada através da análise de EDS (Fig. 31 e 32, Tab. 10, 11, 12).

O cimento de dolomita apresenta aumento na intensidade dos tons de tingimento para as margens do cristal o que seria indicio de um aumento na substituição do ferro pelo magnésio durante o processo de crescimento secundário. A anquerita consiste em crescimento sintaxial nas bordas dos cristais de dolomitas preexistentes com terminações euédricas quando em direção ao espaço poroso.

Com toda esta disponibilidade de ferro sendo incorporado nas dolomitas em função das condições específicas acima discutidas, é notável também a presença da pirita. A pirita ocorre quando há sulfato dissolvido na água intersticial (possível influência de água marinha). Conforme Morad (1998), a pirita ocorre em zona de redução do sulfato por bactérias anaeróbicas. À medida que as piritas vão sendo precipitadas, diminui a concentração de sulfatos e aumenta a alcalinidade contribuindo para a precipitação dos carbonatos.

Neste caso, no Campo de Camorim as piritas apresentam duas fases de geração;

- na primeira fase ocorre na forma de pequenos cristais disseminados;
- na segunda fase: já apresenta cristais de dimensões maiores, formas euédricas e subédricas intergranulares e recobrando grãos (média de 0,3%). Poderíamos considerar a contribuição de água marinha com sulfatos na fase diagenética tardia.

Nesta fase diagenética tardia também promove o crescimento sintaxial tardio de quartzo e a precipitação de clorita e caulinita nos poros inter e intragranulares, possivelmente por soluções cada vez mais saturadas em sílica, já observado por Souza *et al.*, (1995).

Desta forma confirma-se que o ambiente geoquímico dos carbonatos geralmente é levemente alcalino e o ambiente para as caulinitas e crescimento secundário de quartzo é levemente ácido. Portanto, no Campo Camorim, sugere-se que haja intercalações destas condições geoquímicas. Pois, além de ter o caráter corrosivo encontrado nos silicatos (Fig. 20 d; 21 f) devido à percolação de soluções alcalinas, esta, propicia a precipitação do cimento de dolomita. Com o contínuo soterramento, restringe-se o espaço intergranular pela cimentação ou esmagamento dos grãos dúcteis, o que não favorece o processo de dissolução. Também ocorre a corrosão ou dissolução da dolomita (não ferrosa) favorecendo a formação da porosidade secundária, representada pela porosidade intragranular. No entanto, quando o arcabouço sofre a percolação dos fluidos mais alcalinos, dissolve quartzo, k-feldspato e fragmentos líticos, precipitando dolomita. As formas romboédricas da dolomita ferrosa e anquerita refletem as condições de precipitação do cimento carbonático de soluções altamente alcalinas e redutoras.

Neste trabalho também não foram reconhecidas características texturais que apresentassem evidências do evento telodiagenético. Dentre estas evidências cita-se a infiltração de argilominerais, que não seria só característica da eodiagênese. A história de soterramento do Membro Carmópolis é aparentemente simples como já mencionado por Souza *et al.* (1995). Esta unidade teria sido depositada após um importante episódio de soerguimento e erosão, já na fase final do estágio *rift*, reconhecida como discordância pré-Muribeca. Conforme a história de soterramento do Membro Carmópolis na área mais profunda, correspondendo ao Campo de Camorim, observa-se que depois de um rápido processo de subsidência inicial, a unidade foi gradualmente soterrada até profundidades de em torno de 2000m, devido à deposição de uma cunha clástica no Cretáceo Superior/Terciário (Fig. 37).

Neste ponto podem-se discutir os resultados das análises isotópicas obtidas para as dolomitas do Membro Carmópolis. Os resultados isotópicos obtidos para a cimentação são totais, pois não foi possível individualizar as diferentes fases da dolomita para esta análise. Isto ocorreu, pois as fases são de dimensões reduzidas e muitas vezes intercrescidas não permitindo a sua individualização pelo feixe do equipamento analítico utilizado (Al-Aasm, *inf. verbal*, 2006).

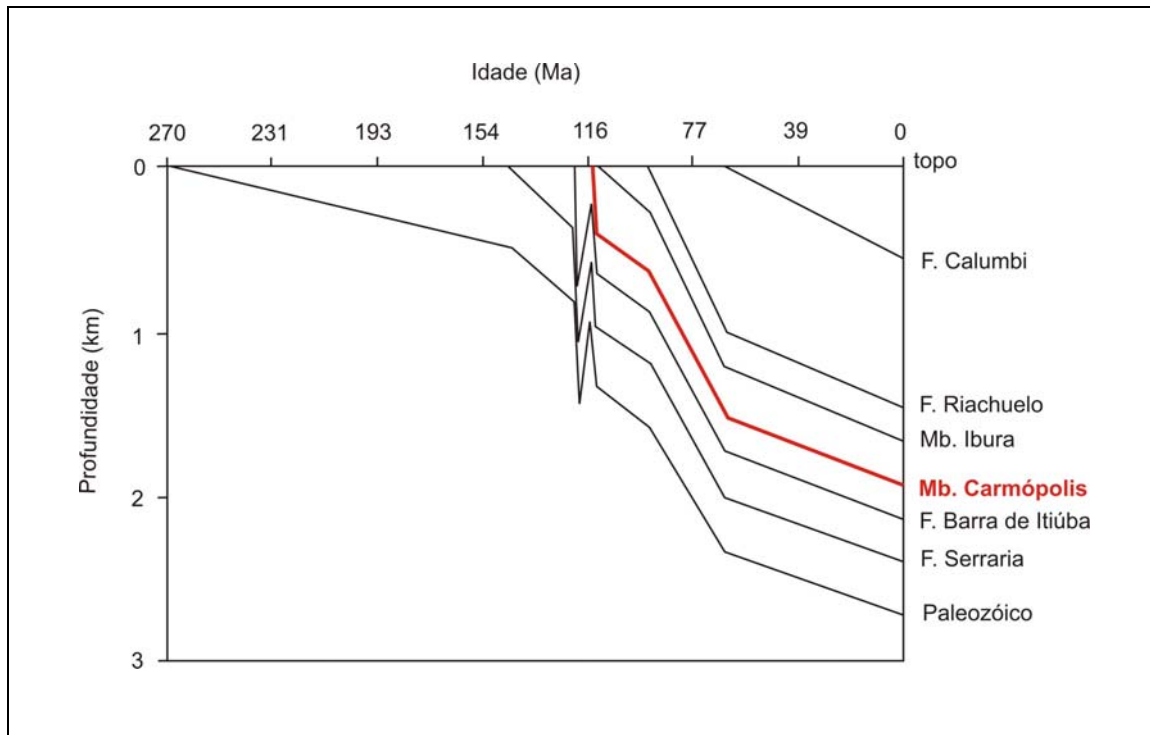


Figura 37: Diagrama com a história de soterramento do Campo de Camorim (modif. Souza *et al.*, 1995).

As análises isotópicas em termos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ variaram de 21,82 a 25,00 ‰ (tabela 08; Cap.6), pode-se dizer que estes valores são relativamente próximos. Exemplos semelhantes a estes já foram observados em Elias *et al.* (2006) e Amthor & Okkerman (1998), porém, em ambos havia a presença de anidrita, o que não foi observado na seqüência diagenética descrita.

Ao observarem-se os valores obtidos para as amostras coletadas nos testemunhos do Membro Carmópolis dos poços selecionados do Campo de Camorim, percebe-se que ocorreram mudanças nos valores de $\delta^{18}\text{O}$. Estas variações podem ser interpretadas como associadas a mudanças na temperatura de precipitação do cimento dolomítico. Pode-se ter uma idéia destas variações através do uso de fórmulas adequadas (Longstaffe *et al.*, 1989). Para estas inferências, o ideal é termos o valor da composição isotópica das águas intersticiais no momento da precipitação, porém, esta é desconhecida para as amostras analisadas.

Assim, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 37), foram plotados no diagrama proposto por Ali (1995). Neste caso, as amostras apresentaram uma nítida separação em função da

composição isotópica (Fig. 38). As amostras identificadas como da Área Oeste posicionam-se no campo de influência de águas meteóricas e as da Área Leste, água marinha.

A partir de cálculos de paleotemperaturas da equação de Fritz & Smith (1970), derivada por Irwin (1980) nos fornece a temperatura de precipitação:

$$T^{\circ}\text{C} = 31,9 - 5,55(\delta d - \delta w) + 0,17(\delta d - \delta w)^2$$

onde o δd = composição isotópica do CO_2 produzido pela dolomita; e para o δw assumimos valores em função da posição das amostras no gráfico de Ali (1995), com dois grupos distintos.

Para o grupo posicionado no campo da influência meteórica utilizou-se o valor de $\delta w = -2\text{‰}$ considerando-se uma mistura de água meteórica e marinha de baixa latitude (Fig. 39). Estas amostras indicam uma temperatura de precipitação variando de $54,9^{\circ}\text{C}$ a $70,0^{\circ}\text{C}$. Este intervalo de temperatura associa-se aos arenitos cimentados próximo da superfície e de soterramento raso. Os cimentos desta temperatura podem ser considerados pré-compactacionais, onde podemos encontrar os dois tipos de dolomita (I e II).

Para as amostras que foram submetidas aos fluidos marinhos, assumimos um valor de 1‰ $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$, correspondendo a um ambiente com maior salinidade (próximo do evaporítico). Neste o *range* da temperatura de precipitação variou de $78,8^{\circ}\text{C}$ a $102,8^{\circ}\text{C}$. Para este intervalo de temperatura já corresponderiam os cimentos de precipitação pós-compactacional associados às maiores profundidades. O cimento desta temperatura poderia ser considerado como as dolomitas tipo III, com zoneamento e enriquecimento de ferro (dolomita ferrosa/anquerita).

Os valores calculados para os cimentos de dolomita indicaram que a precipitação se deu num intervalo de temperatura de $54,9^{\circ}\text{C}$ a $102,8^{\circ}\text{C}$ (Tabela 13).

Deve-se destacar que no diagrama proposto por Souza *et al.* (1995), são apresentados dados de composição isotópica para amostras de vários campos da Bacia Sergipe e de Alagoas. Os valores obtidos por estes autores para o poço CM 47 corrobora os resultados obtidos neste trabalho (Fig. 40).

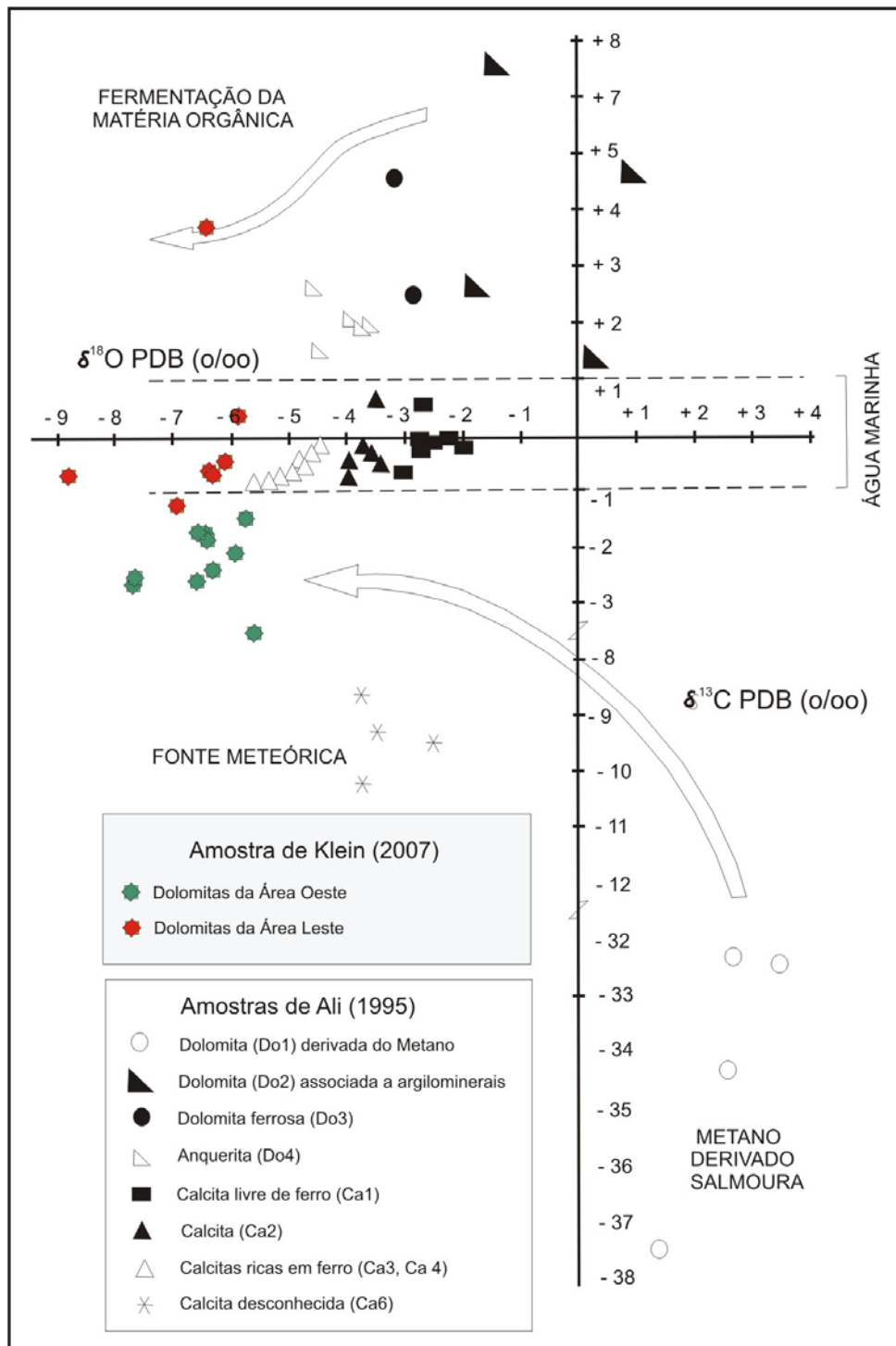


Figura 38: Diagrama proposto por Ali (1995) comparando os resultados das composições isotópicas do cimento de dolomita do Membro Carmópolis no Campo de Camorim.

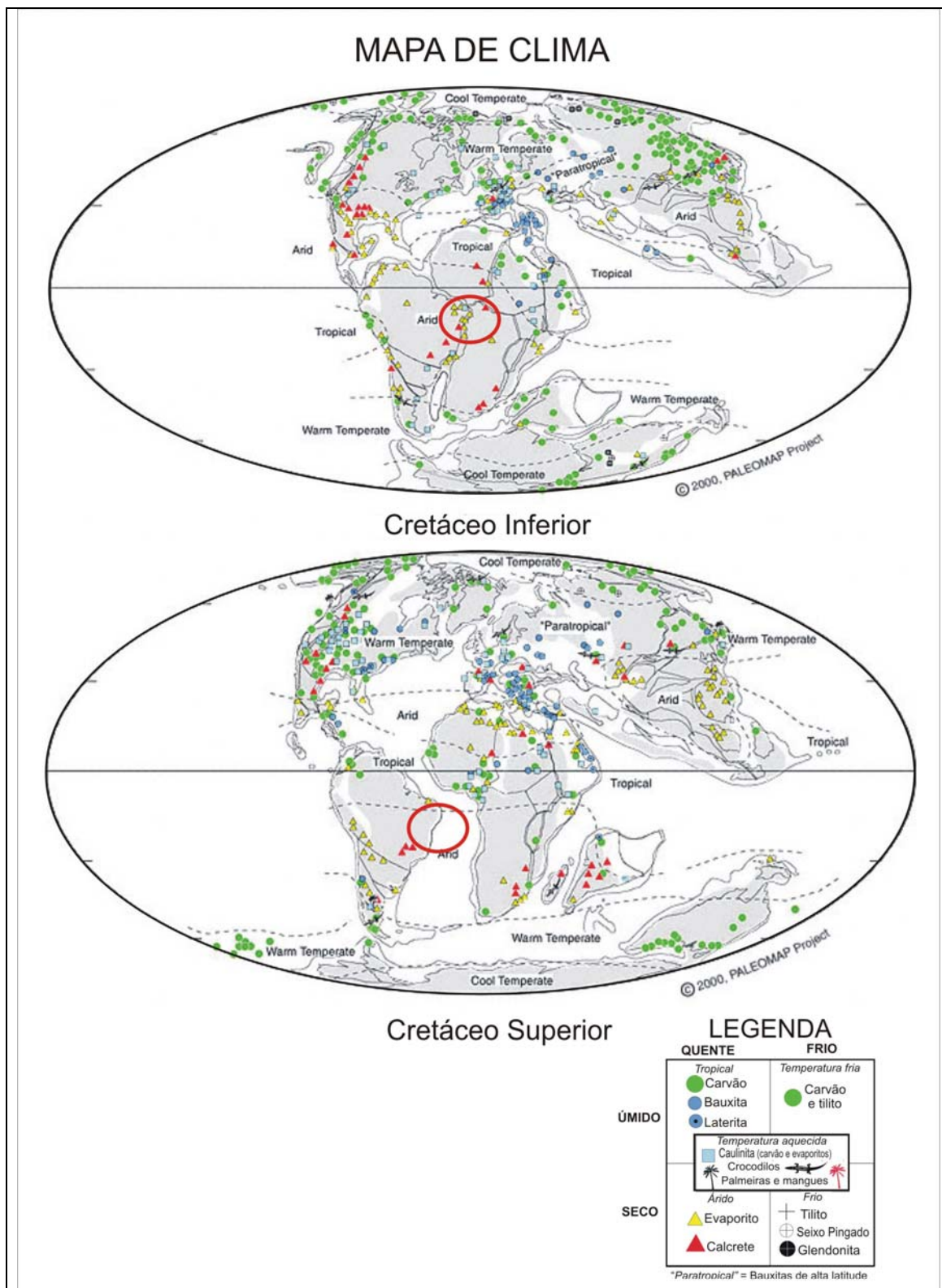


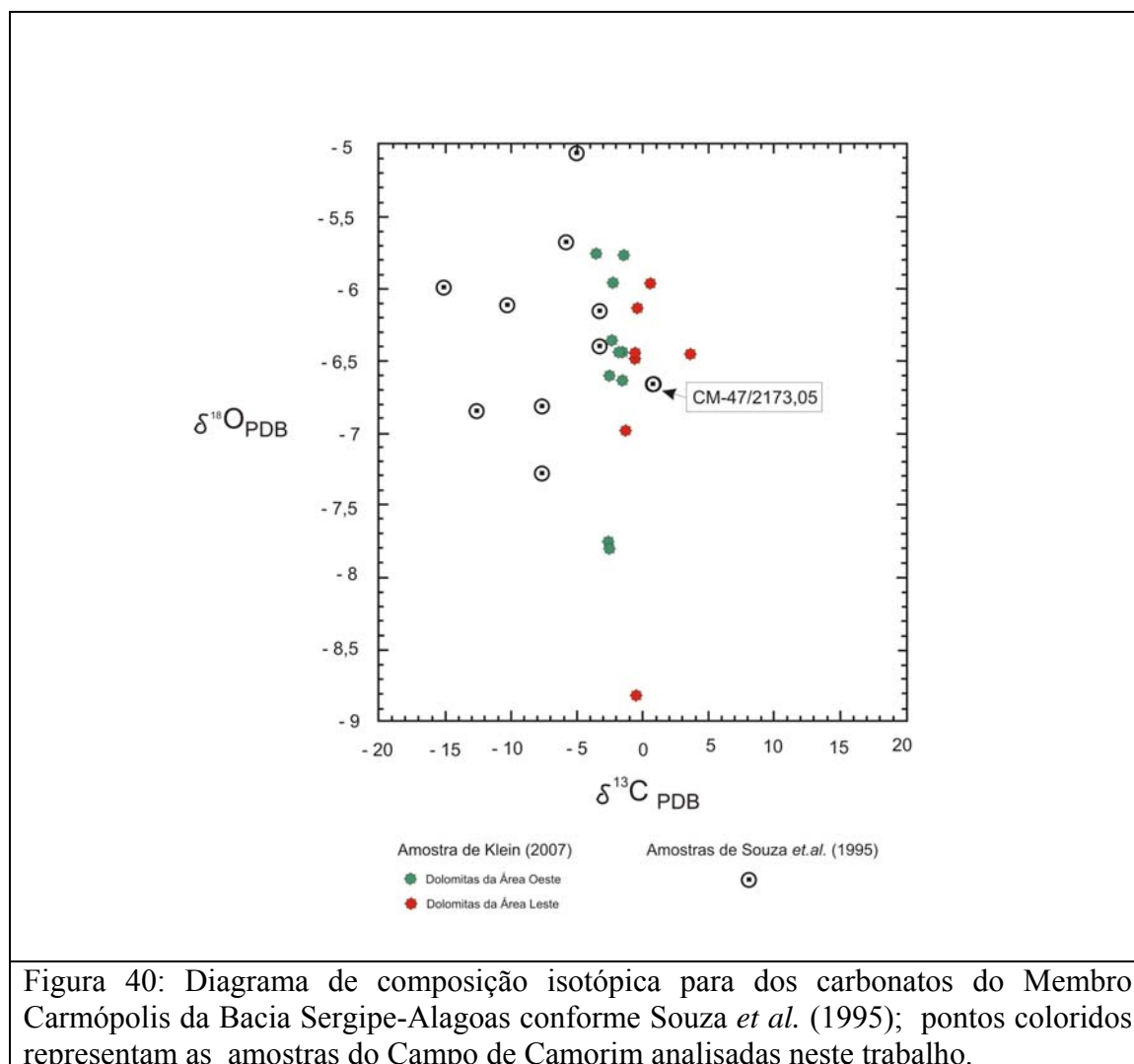
Figura 39: Mapa de paleoclima para o Cretáceo; o ponto assinalado corresponde ao local aproximado da Bacia Sergipe (modif. Scotese, 2001).

	Poços	Profund.	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$	T precip. °C	$\delta^{18}\text{O}$ Água
Oeste	CM 06	1850,2	-1,51	-5,76	55,2	-2
		1883,37	-3,83	-5,73	54,9	-2
		1917,67	-2,72	-7,77	69,6	-2
		1928,38	-1,93	-6,44	59,9	-2
		1942,98	-2,69	-7,83	70,0	-2
	CM 10	1912,9	-2,64	-6,6	61,0	-2
		1931,5	-1,76	-6,63	61,2	-2
		1939,1	-2,08	-5,97	56,6	-2
		1948,3	-2,4	-6,37	59,4	-2
		1953,71	-1,79	-6,42	59,8	-2
Leste	CM 47	2052,95	-0,41	-6,15	80,3	1
		2103,75	3,82	-6,47	82,8	1
	CM 57	2016,8	-0,76	-6,44	82,6	1
		2023	-1,29	-6,99	87,1	1
		2032,65	-0,8	-6,49	83,0	1
		2041,42	0,32	-5,97	78,8	1
		2050,53	-0,83	-8,82	102,8	1

Tabela 13: Valores isotópicos e temperatura de precipitação calculada da dolomita do Membro Carmópolis no Campo de Camorim.

Souza *et al.* (1995), a partir de análise de isótopos de oxigênio realizados no Membro Carmópolis, apresentaram valores entre $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} \approx -7,3$ a $-4,1\%$ confirmando que os valores não são provenientes dos evaporitos do Membro Ibura, sotoposto ao membro em estudo, uma vez que estes valores deveriam se apresentar enriquecidos em $\delta^{18}\text{O}$. Desta forma descarta-se a proveniência de carbonatos do Membro Ibura.

Os valores de isótopos de carbono variaram entre $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} \approx -3,83$ e $+3,82$. Conforme o diagrama apresentado na figura 38 verifica-se de forma sutil que as dolomitas da Área Oeste tendem a valores mais leves (negativos) em relação à Área Leste devido a maior contribuição do carbono orgânico (^{12}C). O contrário se observa na Área Leste onde as dolomitas apresentam valores desde negativos até positivos, sendo que este último de acordo com Ali (1995) estaria no campo indicativo de fermentação da matéria orgânica. Como se trata da amostra coletada em maior profundidade, embora não tenhamos dados adicionais, pode-se dizer que possivelmente poderia estar mais próxima da área geradora de hidrocarbonetos.



Souza *et al.* (1995) trabalhando com dolomitas das amostras do Membro Carmópolis também obteve valores isotópicos $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ variando consideravelmente entre positivos e negativos (Fig. 40). Variações deste tipo têm sido atribuídas a íons carbonatos derivadas de redução de sulfatos por bactérias (carbono leve) e metanogênese (pesado). A descarboxilação térmica da matéria orgânica também é outra fonte de carbono leve. Assim, a oxidação da matéria orgânica por estes processos, que segundo os autores anteriores, ocasiona enriquecimento ou depleção de Fe nos carbonatos, pode ser um dos fatores relacionados com a complexa zonação dolomita/dolomita ferrosa/anquerita que tem sido observada.

As composições isotópicas $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ para as amostras da Área Leste situam-se predominantemente entre valores de -1 e +1 (Fig. 33, Ali *et al.*, 1995) considerados como dentro do *range* para águas marinhas.

Assim, podemos observar nitidamente que os poços da Área Oeste são mais rasos onde a compactação é limitada pela cimentação dolomítica, com a preservação da porosidade primária associada à porosidade secundária por dissolução dos grãos do arcabouço. Além disso, representam depósitos proximais com maior volume de conglomerados e arenitos médios a grossos. Esta área foi submetida à influência das águas meteóricas, que seriam responsáveis em dissolver os minerais instáveis do arcabouço, confirmando a presença de maior porosidade e conseqüentemente os melhores reservatórios (Fig. 41).

Os poços da Área Leste, apesar de ter uma amostra com influência de água meteórica (numa porção mais rasa do poço) há o predomínio de águas marinhas. Nesta área temos ainda, uma amostra situada na fermentação da matéria orgânica, provavelmente por estar mais próxima da rocha geradora. Sugere-se que esta área esteja situada dentro do lago *rift* e conseqüentemente caracterizam depósitos distais, constituídos preferencialmente por arenitos muito finos a finos. Com isso, a Área Leste tem apresentado uma baixa porosidade, por ter maior contribuição destes sedimentos mais finos, com intensa compactação, presença da cimentação de dolomita e calcita caracterizando um reservatório de condições inferiores em relação à outra Área (Fig. 41).

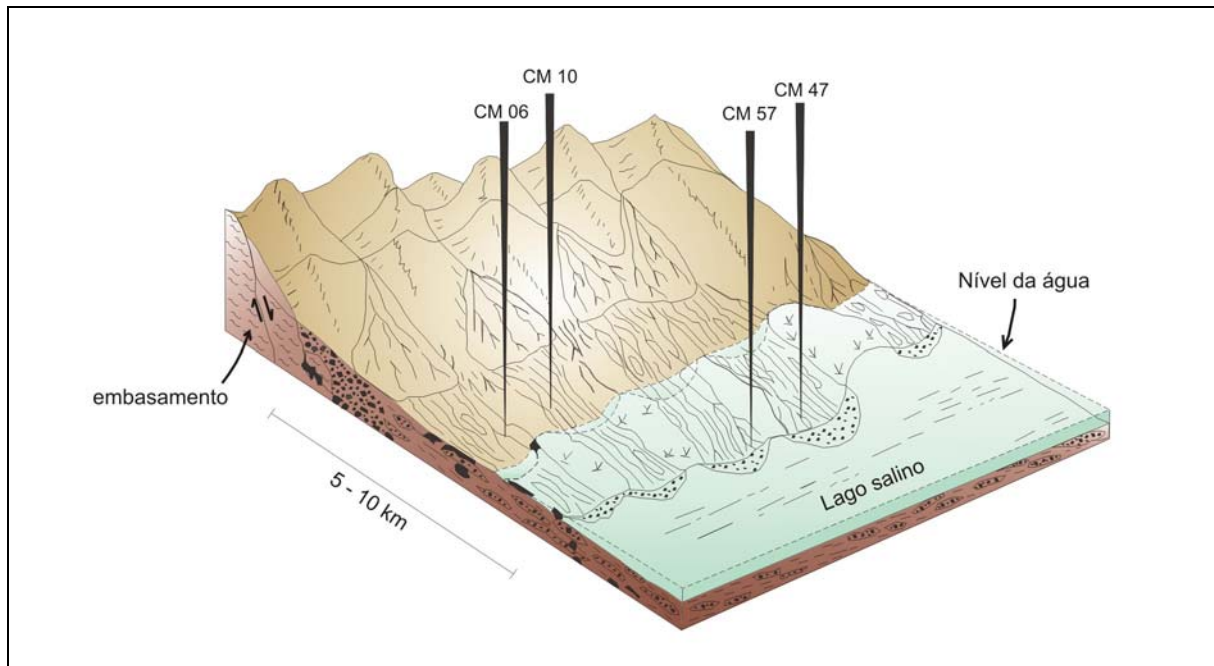


Figura 41: Esquema do sistema deposicional do Membro Carmópolis com sugestão da localização dos poços do Campo de Camorim (modif. Souza *et al.*, 1995). Área Oeste (poços CM 10 e CM 6) e Área Leste (CM 47 e CM 57).

7. CONCLUSÕES

Os quatro poços com testemunhagem no Membro Carmópolis (Formação Muribeca) posicionam-se em dois blocos estruturais com distintos comportamentos em relação à produção de hidrocarbonetos. Os blocos foram denominados de Área Leste (depósitos distais onde predominam arenitos finos a muito finos) e de Área Oeste (depósitos proximais caracterizados por maior volume de conglomerados e arenitos médios a grossos) em relação ao Campo de Camorim. O Membro Carmópolis é o principal reservatório da região sendo constituído predominantemente por arenitos classificados como litoarenitos, litoarenitos feldspáticos a sublitoarenitos e subordinadamente, arcósios e subarcósios. A composição mineralógica média dos arenitos líticos apresenta predomínio de quartzo, feldspato potássico e fragmentos líticos. Os fragmentos líticos dominantes são os de rochas metamórficas constituídos predominantemente por xistos, quartzitos e filitos; de rochas plutônicas compostas por granitos, raramente fragmentos de rochas vulcânicas e de rochas sedimentares, com alguns bioclastos.

Os constituintes diagnéticos são: dolomita/anquerita, calcita (rara), quartzo, feldspato, argilominerais e, secundariamente ocorrem óxidos de ferro, pirita e albita substituindo os feldspatos. A dolomita é o principal cimento diagenético e também influencia nos parâmetros de permo-porosidade do reservatório.

A porosidade primária, quando preservada no Campo Camorim, está associada com a precipitação de cristais de dolomitas que sustentam o arcabouço e no reconhecimento de pontos de contatos do crescimento secundário do quartzo e do k-feldspato. Normalmente, a porosidade é reduzida pela compactação e deformação de fragmentos líticos originando uma pseudomatriz.

A porosidade secundária é causada pela circulação de soluções que causam a dissolução de grãos líticos instáveis e de cimentos carbonáticos resultando em poros intergranulares, *oversized* (agigantados), intragranulares e móldicos.

Devido à importância da cimentação dolomítica no reservatório Carmópolis, procurou-se definir as condições diagenéticas relacionadas à sua precipitação através da integração de diversas técnicas analíticas.

Foram então definidos três tipos de dolomita principalmente com base na análise petrográfica e nos critérios propostos por Morad (1998). Assim, a seqüência diagenética sugerida para as amostras estudadas compreende no estágio eodiagenético de dolomita romboédrica Tipo I, precipitada em torno dos grãos do arcabouço, sob a ação de água meteórica e zona geoquímica óxida. Na continuidade desenvolve-se a compactação mecânica, deformando os grãos dúcteis, associados ao crescimento secundário de quartzo, k-feldspato e plagioclásio. Considerando que nestas condições, também se desenvolve a porosidade secundária com dissolução de minerais instáveis com substituição parcial ou total das dolomitas Tipo II, numa zona geoquímica oxida-suboxida. Com o aumento do soterramento, ocorre o fraturamento de grãos rígidos em resposta ao aumento contínuo da pressão e da temperatura com transformações diagenéticas dos minerais. A precipitação da dolomita romboédrica e blocosa do Tipo III com zonação ocorrem já na mesodiagênese. Neste caso, apresenta variações na composição química variando desde uma dolomita, para dolomita ferrosa chegando até a composição de uma anquerita. Estas zonações caracterizam finas bandas concêntricas refletindo solução em condições alcalinas e redutoras com aumento crescente no teor de ferro. Neste estágio de mesodiagênese ainda se formam as fases autigênicas tardias de quartzo, pirita euédricas e caulinitas preenchendo poros. Neste trabalho não foram reconhecidas evidências indicativas do estágio de telodiagênese.

Em relação aos valores $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ obtidos para a cimentação dolomítica observa-se uma nítida separação da composição isotópica entre as áreas Oeste e Leste.

Para a Área Oeste, considerando-se o predomínio da influência de águas meteóricas, podem ser calculados valores de 54,9°C a 70,0°C para a precipitação da dolomita. Este intervalo de temperatura associa-se aos arenitos cimentados próximo da superfície e de soterramento raso. São considerados como cimentos pré-compactacionais, onde encontramos os dois tipos de dolomita (I e II). Proporcionam compactação limitada pela cimentação, com a preservação da porosidade primária associada à porosidade secundária por dissolução dos grãos do arcabouço. Caracterizam depósitos proximais constituídos por conglomerados e arenitos médios a grossos podendo ser considerados como os melhores reservatórios (Quadro 03).

Para as amostras da Área Leste propõe-se a atuação de fluidos marinhos, pois o ambiente apresenta maior salinidade (possivelmente já próximo do evaporítico). Neste caso

o *range* da temperatura de precipitação variou de 78,8°C a 102,8°C. Este intervalo de temperatura corresponderia os cimentos de precipitação pós-compactacional associados às maiores profundidades. São as dolomitas do tipo III, com zoneamento e enriquecimento de ferro (dolomita ferrosa/anquerita). Esta área apresenta baixa porosidade por ser constituído por sedimentos finos a muito finos, reconhecido como reservatório de qualidade inferior quando comparado aos da Área Oeste (Quadro 03).

	Área Leste	Área Oeste
Poços	CM 47 e CM 57	CM 06 e CM 10
Situação	Depósitos distais	Depósitos proximais
Litologia	Arenitos finos a muito finos	Conglomerados e arenitos médios a grossos
Composição Mineralógica (predomínio)	Fragmentos de rochas sedimentares; grãos de quartzo	Fragmentos de rochas metamórficas; plutônicas e feldspatos
Tipo de dolomita (dominante)	II e III	I e II
Composição da dolomita (dominante)	Dolomita, dolomita ferrosa e anquerita (“zoneamento”)	Dolomita e dolomita ferrosa
Valores isotópicos $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$	-5,97 a -8,82	-5,73 a -7,83
Temperaturas	78,8°C a 102,8°C	54,9°C a 70,0°C
Fluídos	Marinhos	Meteóricos
Qualidade do Reservatório	Ruim	Boa
Quadro 03: Resultados comparativos entre as duas áreas do Campo de Camorim		

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Al-Aasm, I.S.; Taylor, B.E. & South, B. 1990. Stable isotope analysis of multiple carbonate samples using selective acid extraction. **Chemical Geology** (Isotope Geoscience Section), 80: 119-125.
- Almeida, F.F.M. 1969. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. XXIII Congresso Brasileiro de Geologia (Salvador, BA), SBG, p.29-46.
- Almeida, F.F.M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. DNPM/DGM. Rio de Janeiro, Bol. 241, 36 p.
- Almeida, F.F.M de; Hasui, Y. & Brito Neves, B.B. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: Simpósio de geologia do Nordeste, 8, Atas, p. 363-391.
- Amthor, J.E. & Okkerman, J., 1998, Influence of early diagenesis on reservoir quality of Rotliegende Sandstones, Northern Netherlands: **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 82: 2246-2265.
- Al-Shaieb, Z. & Shelton, J.W. 1981. Migration of hydrocarbons and secondary porosity in sandstones: **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**. **AAPG Bulletin**, 65 (11):2433-2436.
- Ali, M.Y. Carbonate cement stratigraphy and timing of diagenesis in a Miocene mixed carbonate-clastic sequence, offshore Sabah, Malaysia: constraints from cathodoluminescence, geochemistry, and isotope studies. 1995. **Sedimentary Geology** 99: 191-214.
- Alves, D. B. 1987. Desenvolvimento da metodologia de preparação de amostras para análise difratométrica de argilominerais no Centro de Pesquisas da Petrobrás. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 1 (2): 157-175.
- Aquino, G.S. & Lana, M. C. 1989. Exploração da bacia de Sergipe-Alagoas: o estado da arte. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 4(1):3-11.
- Asmus, H.E. & Guazelli, W. 1981. Descrição sumária das estruturas da margem continental brasileira e das áreas oceânicas e continentais, adjacentes: hipóteses sobre o tectonismo causador e implicações para os prognósticos de potencial de recursos minerais. Estruturas e tectonismo da margem continental brasileira e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais. Projeto REMAC, relatório final, p. 187-269.
- Barreiro, C. B. 2004. Integração de dados de afloramentos, perfis eletrorradioativos e de georadar para análise de análogos aos reservatórios pré-rifte/rifte: um exemplo de aplicação nas formações Serraria, Barra de Itiúba e Penedo, Bacias de Sergipe e de Alagoas. UFRGS, dissertação de mestrado (inédito), 161p.

- Bjørlykke, K.; Ramm, M. & Saigal, G.C. 1989. Sandstone diagenesis and porosity modification during basin evolution. Stuttgart, **Geologische Rundschau** 78 (1):243-268.
- Boggs Jr., S. 1998. Dolomites. *In*: Boggs Jr., S. (ed.). **Petrology of sedimentary rocks**. New York, Macmillan Publishing Company, p 484-513.
- Boggs Jr., S. 1995. Carbonate Sedimentary Rocks. *In*: Boggs Jr., S. (ed.). **Principles of Sedimentology and Stratigraphy**. 2^a ed. New Jersey, Prentice-Hall, p 194-235.
- Boles, J.R. 1979. Active ankerite cementation in the subsurface Eocene of southwest Texas: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 68, p. 13-22.
- Boles, J.R. & Ramseyer, K. 1987. Diagenetic carbonate in Miocene Sandstone Reservoir, San Joaquin Basin, California: **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**. **AAPG Bulletin**, 71 (12):1475-1487.
- Bowen, R., 1988, **Isotope in the Earth Sciences**: Elsevier. New York, 647 p.
- Brownlow, A. H. 1996. **Geochemistry**. Prentice-Hall, New Jersey. 580p.
- Burley, S.D., Kantorwicz, J.D. & Waugh, B. 1985. Clastic diagenesis. In P.J. Brenchley, & B.P.J. Williams (eds.). **Sedimentology: Recent developments and applied aspects**. Geological Society Special Publications 18. p. 198-226.
- Carothers, W.W. & Kharaka, Y.K. 1980. Stable carbon isotopes of HCO₃⁻ in oil-field waters – implications for the origin of CO₂. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 44, p. 323-332.
- Carvalho, M.A. 2001. Paleoenvironmental reconstruction base on palynological and palynofacies analyses of the Aptian-Albian succession in the Sergipe Basin, northeastern Brazil. Tese de doutorado não publicada, Universität Heidelberg Geologisch-Paläontologisches Institut. 150pp., 6 estampas, 4 apêndices.
- Chiassi, D.S.N. 1997 Estratigrafia de Sequências e Condicionamento Tectono-climático num rifte continental (Bacia de Sergipe-Alagoas). Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 1997 205 p. Dissertação (Mestrado).
- Choquette, P.W. & Pray, L.C., 1970, Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates: **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v.54, p. 207-250.
- Conceição, J.C.J., Zalán, P.V., Wolff, S. 1988. Mecanismo, evolução e cronologia do rift Sul-Atlântico. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 2 (2/4), p.255-265.

- Cunha, F.M.B., 1987. Integração da Bacia Sergipe-Alagoas com Faixa Pré-Cambriana adjacente. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 1(1), p.51-65.
- Curtis, C.D. 1977. Sedimentary geochemistry: Environments and processes dominated by involvement of an aqueous phase. **Philosophical Transactions of the Royal Society**, 286, 272-353.
- Curtis, C.D. 1978. Possible links between sandstone diagenesis and depth-related geochemical reactions in enclosing mudstones: **Geological Society of London, Journal**, v.135. 107-117.
- Dapples, E.C., 1971. Physical classification of carbonate cement in quartzose sandstones. **Journal of Sedimentary Petrology**, 41 (1): 196-204.
- Deer, W.A.; Howie, R.A & Zussman, J. 1997. **An Introduction to the Rock-forming Minerals**. Longman, 696 p.
- De Ros, L.F. 1996. **Compositional controls on sandstone diagenesis**: Comprehensive summaries of Uppsala Dissertations from the Faculty of Science and Technology, v. 198, p. 1-24.
- Dias, J.L 1991. Análise estratigráfica e evolução da fase "rift" nas bacias das margens leste e sudeste do Brasil. Dissertação de mestrado, UFRJ, 145 p.
- Dickinson, W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. *In*: Zuffa, G.G.(ed.) **Provenance of Arenites**, p. 333-361.
- Dickinson, W.R. 1970. Interpreting detrital modes of greywacke and arkose: **Journal of Sedimentary Petrology**, 40, p.695-707.
- Dickson, J.A.D., 1990, Carbonate mineralogy and chemistry. *In*: **Carbonate Sedimentology**, (Eds Tucker, M.E. & Wright, V.P.), Blackwell Scientific Publications, Oxford, p.284-313.
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonates in thin section. **Nature**, 205, 587.
- Elias, A.R.D.; De Ros, L.F.; Mizusaki, A.M.P & Anjos, S.M.C. 2004. Diagenetic patterns in eolian/coastal sabkha reservoirs of the Solimões Basin, Northern Brazil. **Sedimentary Geology**, v.169, p. 191-217.
- Evamy, B.D. 1963. The application of chemical staining technique to a study of dedolomitisation. **Sedimentology**, 2: 164-170.
- Faure, G., 1991, Principles and applications of inorganic geochemistry: New York, Macmillan, 626 p.

- Faure, G., 1986, Principles of isotope geology: New York, J. Willey & Sons, 2 ed. 589p.
- Feijó, F.J., 1994, Bacias de Sergipe e Alagoas. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, 1 (8): p. 149-161.
- Feijó, F. J. & Viera, R.A.B. 1990. Sequências cretáceas das Bacias de Sergipe-Alagoas. In: **Simpósio de Geologia do Cretáceo**. Resumos, breves comunicações...Rio Claro, UNESP, 12 p.
- Fenzl, N. 1986. **Introdução à hidrogeoquímica**. Gráfica e Editora Universitária (Universidade Federal do Pará - UFPA) Belém. 189p.
- Figueiredo, A.M.F de & Morales, R.G. 1973. Geologia da área de Camorim. Anais 27º Congresso Brasileiro de Geologia. p. 207-226.
- Folk, R.L. 1968. **Petrology of sedimentary rocks**. Austin, Texas, Hemphill's, 170p.
- Frank, J.R.; Carpenter, A.B.; Ogleby, T.W. 1971. Cathodoluminescence and composition calcite cement in the Taum Sauk limestone (upper Cambrian), southeast Missouri. **Journal of Sedimentary Petrology**, **52**: 631-638.
- Fritz, P. & Smith, D.G.W. 1970. The isotopic composition of secondary dolomites. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 34, p. 1161-1173.
- Galloway, W.E. 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analyses. In: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. **American Petrology and Geology Bulletin**, **73**: 125-142.
- Garcia, A. J. V., 1993, Formação Serraria, Bacia de SergipeAlagoas roteiro de afloramentos, estratigrafia e sedimentologia. Curso de Mestrado em Geologia. Série roteiros geológicos, Nº 1: Formação Serraria, Bacia de Sergipe Alagoas, Brasil. Universidade do Vale do Rio dos Sinos.
- Garcia, A. J. V., 1992. Estratigrafia, sedimentação e diagênese dos arenitos da Formação Serraria, Cretáceo Inferior da Bacia Sergipe-Alagoas, nordeste do Brasil. Tese de doutorado. v1, v.2 e v.3. UFRGS. Porto Alegre.
- Gawthorpe, R.L. 1987. Burial dolomitization and porosity development ina mixed carbonate-clastic sequence: an exemple from the Bowland Basin, northern England. **Sedimentology**, **34**: 533-558.
- Gibbs, R. J. 1965. Error due to segregation in quantitative clay mineral X-ray diffraction mounting technique. **American Mineralogist**, **50**: 741-751.
- Gomes, N.S. & Vortisch, W., 1990, Catodoluminescência: Breve retrospectiva da técnica e exemplos de sua aplicação ao estudo de rochas sedimentares. R. Esc. Minas, Ouro Preto, 44(1): p. 16-27.

- Hardie, L.A. 1987. Perspectives Dolomitization: A critical view of some current views. **Journal of Sedimentary Petrology**, **57** (1): 166-183.
- Harwood, G. 1995. Microscopic techniques:II. Principles of sedimentary petrography. *In*: Maurice Tucker (editor), *Techniques in Sedimentology*: Blackwell Science, Oxford, p.108 –173.
- Hendry, J.P.; Wilkinson, M.;Fallick, A.E. & Haszeldine, R.S. 2000. Ankerite cementation in Deeply buried Jurassic Sandstone Reservoirs of the Central North Sea. **Journal of Sedimentary Research**, **70** (1): 227-239.
- Hoefs, J., 1987, *Stable isotope geochemistry*. Springer-Verlag. New York. 241p.
- Hutcheon, I. 1990. Aspects of the diagenesis of coarse-grained siliciclastic rocks. *In*: McIlreath, I. A. & Morrow, D. W. (eds.) **Diagenesis**. Geoscience Canada Reprinted Serie 4, Geological Association of Canada. p 165-176.
- Irwin, H. 1980. Early diagenetic carbonate precipitation and pore fluid migration in the Kimmeridge Clay of Dorset, England. **Sedimentology**, **25**: 577-591.
- Kahn, J.S. (1956). The analysis and distribution of the properties of packing in sand-size sediments: 1. On the measurement of packing in sandstones. *J. Geol.*, **64**, 385-395.
- Klein, C.; Mizusaki, A. P.; 2006. Cimentação carbonática em reservatórios siliciclásticos – o papel da dolomita. (Submetido a Revista Pesquisa – UFRGS).
- Koutsoukos, E.A.M.; Destro, N.; Azambuja Filho, N.C.; Spadini, A.R., 1993, Upper Aptian-Lower Coniacian Carbonate Sequences in the Sergipe Basin, Northeastern Brazil. *In*: Cretaceous Carbonate Plataforms. Eds. Toni Simo, J.A; Scott, R.W.; Masse J-P. AAPG Memoir 56. Capítulo 11, 127-144.
- Krauskopf, K.B. 1972. **Introdução à geoquímica I**, Editora Polígono, 295 p.
- Lana, M.C., 1991. Bacia de Sergipe-Alagoas: uma hipótese de evolução tectono-sedimentar. *In*: **Origem e Evolução de Bacias Sedimentares**. Coordenadores: De Raja Gabaglia, G.P. e Milani, E.J. 1990. Petrobrás, Rio de Janeiro. (2ª ed.)P. 311-332.
- Land, L.S., 1985. The origin of massive dolomite; **Journal of Geological Education**, v.33, p. 112-125.
- Longstaffe, F.J., 1989, Stable isotope as tracers in clastic diagenesis, *in*: Hutcheon, I.E. (ed.), *Short Course in Burial Diagenesis*: Mineralogical Association of Canada Short Course Series. Handbook v.15: 201-277.

- Longstaffe, F.J., 1987, Stable isotope studies of diagenetic processes, *in*: Kyser, T.K. (ed.), Short Course in stable isotope geochemistry of low temperature fluids: Mineralogical Association of Canada short Course Handbook v.13: 187-257.
- McBride, E. F. 1963. A classification of common sandstones. **Journal of Sedimentary Petrology**, 33, p.664-669.
- McBride, E. F. 1985. Diagenetic processes that affect provenance determinations in sandstone. *In*: Zuffa, G.G. (ed.) **Provenance of arenites**. D. Reidel Publishing Company. p. 95-113.
- Mendes, J.M.C. 1994. Análise estratigráfica da seção neo-aptiniana/eocenomaniana (Fm. Riachuelo) na área do Alto de Aracaju e adjacências – Bacia de Sergipe-Alagoas. Tese de mestrado não publicada, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 166p.
- Miller, J. 1995. Cathodoluminescence microscopy. *In*: Maurice Tucker (editor), **Techniques in Sedimentology** : Blackwell Science, Oxford, p.174-190.
- Mizusaki, A. M. P. 1986.. O uso do microscópio eletrônico de varredura no estudo de rochas reservatório de hidrocarbonetos. *In*: 2 Seminário de Geologia de Desenvolvimento e Reservatório, 1986, Rio de Janeiro. *Anais*. Rio de Janeiro : Petrobras/Depex, 1986. v. 1. p. 322-330.
- Morad, S. 1998. Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution. *In*: Morad, S. (ed.). **Carbonate cementation in Sandstones**. Blackwell Science, p.1-26.
- Morad, S.; Marfil, R.; Al-aasm, I.S. & Gomez-Gras, D. 1992. The role of mixing-zone dolomitization in sandstone cementation: evidence from the Triassic Buntsandstein, the Iberian Range, Spain: **Sedimentary Geology**, **80**, p. 53-65.
- Mohriak, W. U.; Bassetto, M. & Vieira, I.S. 1997. Tectonic evolution of the rift basins in the northeastern Brazilian region. *In*: International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 5, Extended Abstracts, v. 1, pp 4-7.
- Moore, C.H., 1989, Carbonate diagenesis and porosity, *Developments in Sedimentology* 46, Elsevier, 338 pp.
- Morrow, D.W. 1990. Dolomite – Part 1: The chemistry of dolomitization and dolomite precipitation. *In*: Mcllreath, I. A. & Morrow, D. W. (eds.) **Diagenesis**. Geoscience Canada Reprinted Serie 4, Geological Association of Canada. p 113-123.
- Morrow, D.W. 1990b. Dolomite – Part 2: Dolomitization models and ancient Dolostones. *In*: Mcllreath, I. A. & Morrow, D. W. (eds.) **Diagenesis**. Geoscience Canada Reprinted Serie 4, Geological Association of Canada. p 125 -139.

- Morse, V. & Mackenzie, F.T., 1990, *Geochemistry of sedimentary carbonates. Developments in Sedimentology* 48, Elsevier, 707 pp.
- Morse, J.W. 1983. The kinetics of calcium carbonate dissolution and precipitation. *In: Reeder, R.J. (ed.), Carbonates: mineralogy and chemistry reviews in mineralogy.* v.11, Mineralogical Society of America, Printed by Bookcrafters, Inc Chelsea, Michigan, p. 227 - 264.
- Mountjoy, E.W. 1994. Dolomitization and the Character of Hydrocarbon Reservoirs: Devonian of Western Canada. *In: Quantitative Diageneses: Recent Developments and Applications to Reservoir Geology.* (eds) Parker, A. & Sellwood, B.W. Kluwer Academic Publishers (London) p. 33-94.
- Nascimento, O.S.; Júnior, A.B.; Pimentel, A.M.; Oliveira, C.M.P.; Silva, C.A.M.; Ramos, E.M.; Gomes, H.P. & Menezes, S. X. 1981. Projeto Camorim. Depex – Sedoc. Relatório Interno Petrobras. 154 p.
- Ojeda, H.A.O., 1982 Structural framework, stratigraphy, and evolution of Brazilian marginal basins: *AAPG Bulletin*, v.66, p. 732-749.
- Oxtob, David W. & Nachtrieb, Norman H. 1986. **Principles of modern chemistry.** CBS College Publishing, Philadelphia (EUA), 784p.
- Pinho, G.C. & Ferreira, J.V. 1990 Análise sedimentológica dos testemunhos da área Leste do Campo Camorim – Aspectos diagenéticos e petrográficos do Membro Carmópolis, Formação Muribeca. DENEST/DINTER/SELAB. 89p. Relatório Interno Petrobras
- Ponte, F. C. & Asmus, H.E., 1976, The Brazilian marginal basins: current state of knowledge: **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v.48, p. 215-240.
- Ponte, F.C., Dauzacker, M.V., Porto, R. 1981. Origem e acumulação de Petróleo nas bacias sedimentares brasileiras. I CONGRESSO BRASILEIRO DE PETRÓLEO, Rio de Janeiro. Instituto Brasileiro de Petróleo. p.122-147.
- Posamentier, H.W. & Vail, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II – Sequence and Systems Tract Models. *In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.S.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A.; Van Wagoner, J.C. (eds.) Sea-level changes: an integrated approach.* Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, p. 125-154.
- Posamentier, H.W.; Jervey, M.T.; Vail, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework. *In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.S.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A.; Van Wagoner, J.C. (eds.) Sea-level changes: an integrated approach.* Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, p. 109-124.
- Prothero, T.R., 1990, *Interpreting the Stratigraphic Record.* W.H. Freeman, New York, 410p.

- Projeto Camorim: Caracterização petrológica do Reservatório Carmópolis no Campo de Camorim – *Offshore* da Bacia Sergipe/Alagoas. 2004. Coordenador Antônio Jorge Vasconcellos Garcia (Cd).
- Putnis, A. 1995. **Introduction to mineral sciences**. Cambridge, Cambridge University, 457p.
- Rankama, K., 1956, *Isotope Geology*. Pergamon Press. Londres. 535p.
- Ribeiro, H.J.P.S. 2001. Fundamentos de estratigrafia de seqüências. *In*: Ribeiro, H.J.P.S. (ed.) **Estratigrafia de Seqüências: Fundamentos e aplicações**. São Leopoldo: Editora Unisinos. P. 99-134.
- Ramseyer, K.; Fischer, J.; Matter, A.; Eberhardt, A. & Geiss, J. 1989. A Cathodoluminescence microscope for low intense luminescence: **Journal of Sedimentary Petrology**, v.59, p. 619-622.
- Reeder, R.J., 1983, **Carbonates: mineralogy and chemistry reviews in mineralogy**. v.11, Mineralogical Society of America, Printed by Bookcrafters, Inc Chelsea, Michigan, 394 pp.
- Rosenbaum, J.M. & Sheppard, S.M.F. 1986. Na isotopic study of siderites, dolomites and ankerites at high temperatures. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 50, p. 1147-1150.
- Sampaio, A.V. & Northfleet, A., 1973, Estratigrafia e correlação das bacias sedimentares brasileiras. XXVII Congresso Brasileiro de Geologia (Aracaju, SE), v.3, p.189-206.
- Schmid, S.; Worden, R.H. & Fisher, Q.J., 2004. Diagenesis and reservoir quality of the Sherwood Sandstone (Triassic), Corrib Field, Slyne Basin, west of Ireland. **Marine and Petroleum Geology** (21). p. 299-315.
- Schmidt, V. & McDonald, D.A. 1979. The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis, *in* P.A. Scholle, & Schluger, P.R, (eds.). **Aspects of diagenesis**: Tulsa, Okla, SEPM p. 175-207 (SEPM Special Publication, n. 29).
- Smith, J.V. & Stenstrom, R.C. 1965. Electron-excited luminescence as a petrologic toll. **Journal of Geology**, 73: 627-635.
- Scholle, P.A., 1979, A color illustrated guide to carbonate constituents, textures, cements and porosities of sandstones and associated rocks. *Memoir 28*, AAPG, Tulsa Oklahoma, USA, 201pp.
- Scoffin, T.P., 1987. **Introduction to carbonate sediments and rocks**. Blackie, Chapman and Hall, New York, 274 pp.
- Scotese, C. R. 2001. Paleomap Project . Site: <http://www.scotese.com>

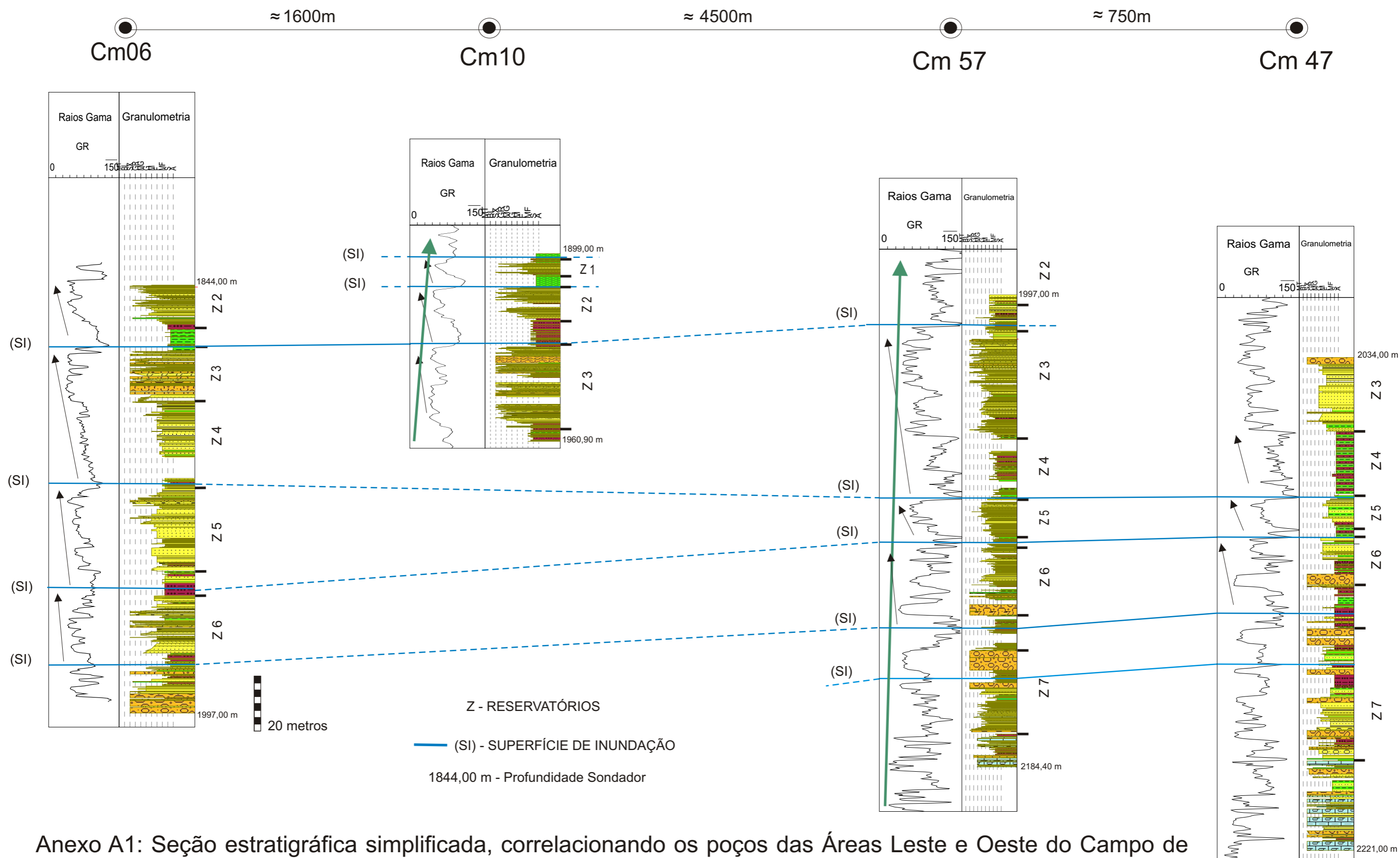
- Souza, R.S. 1989. Litofácies e Diagênese do Membro Carmópolis, Formação muribeca (Cretáceo), Bacia Sergipe-Alagoas, Brasil. Tese de mestrado. UFOP. 200p.
- Souza, R.S. 1990. Diagênese em arenitos líticos: Membro Carmópolis, Cretáceo da Bacia de Sergipe-Alagoas. Congresso Brasileiro de Geologia (36), Natal – RN *Anais*. Volume 1: 390-403.
- Souza, R.S.; De Ros, L.F.; & Morad, S. 1995. Dolomite diageneses and porosity preservation in lithic reservoirs: Carmópolis Member, Sergipe-Alagoas Basin, Northeastern Brazil: **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, AAPG Bulletin**, 79, (5):725-748.
- Surdam, R.C.; Crossey, L.J.; Hagen, E.S. & Heasler, H.P. 1989. Organic-inorganic interactions and sandstone diagenesis. **AAPG Bulletin**, v.73 (1) p. 1-23.
- Surdam, R.C.; Boese, S.W. & Crossey, L.J. 1984. The chemistry of secondary porosity. (eds. McDonald, D.A. & Surdam, R.C.) **Clastic diagenesis**. AAPG Memoir 37, p.127-149.
- Tissot, B. & Welte, D.H., 1984. **Petroleum formation and occurrence**. New York, Springer-Verlag, 699 pp.
- Tucker, M.E. & Wright, V.P. 1990. **Carbonate Sedimentology**. Blackwell Scientific Publications. 482p.
- Tucker, M.E. 2004. **Sedimentary Petrology: An Introduction to the origin of sedimentary rocks**. Blackwell Publishing. 202 p.
- UFRJ 2001 - José Milton Conemberger Mendes. Cenário geológico das bacias sedimentares no Brasil - Primeira parte; Bacia de Se-Al ; a história da exploração . In: Projeto Multimin, MMP - Petróleo e Gás Natural. Apostila sobre prospecção e desenvolvimento de campos de Petróleo e gás (Schlumberger). <http://acd.ufrj.multimin/mmp/textos/cap2.pl>
- Vail, P.R. 1987. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part 1: seismic stratigraphy interpretation procedure. In: Bally, A.W. (ed.). **Atlas of Seismic Stratigraphy**. Tulsa, AAPG, v. 1, p.1-9, (AAPG Studies in Geology # 27).
- Vail, P.R.; Mitchum Jr., R.M.; Todd, R.G.; Widmier, J.M.; Thompson III, S.; Sangree, J.B.; Bubb, J.N.; Hatlelid, W.G. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: Payton, C.E. (ed.) **Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration**. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 49-212 (Memoir#26).

- Van Wagoner, J.C.; Mitchum Jr., R.M.; Campion, K.M. and Rahmanian, V.D. 1990. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops. **AAPG Methods in Exploration Series**, n° 7:55p.
- Van Wagoner, J.C.; Posamentier, H.W.; Mitchum Jr., R.M.; Vail, P.R.; Sarg, J.F.; Loutit, T.S.; Hardenbol, J. 1988. An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.S.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A.; Van Wagoner, J.C. (eds.) **Sea-level changes: an integrated approach**. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, p.39-45
- Veizer, J., 1983, Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. In: *Carbonates: mineralogy and chemistry reviews in mineralogy*. (Ed. Reeder, R.J.), v.11, Mineralogical Society of America, Printed by Bookcrafters, Inc Chelsea, Michigan, p. 265-299.
- Wilson, M.D. & Stanton, P.T., 1994. Diagenetic mechanisms of porosity and permeability reduction and enhancement. In: Wilson, M.D. (ed.) **Reservoir Quality Assessment and prediction in clastic rocks**. SEPM. Short Course 30, Tulsa, SEPM, 59-118.
- Zinkernagel, U., 1978, Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology. Contributions to Sedimentology. Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, v. 8: Bochum, Germany, 69p.
- Zuffa, G.G. 1985. Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. In: Zuffa, G.G. (ed.) **Provenance of arenites**. D. Reidel Publishing Company. p. 165-189.
- Zuffa, G.G. 1991. On the use of turbidites arenites in provenance studies – critical remarks. In: Morton et al. (Eds.) **Developments in sedimentary provenance studies**. Geological Society of London Special Publication, v.57, p. 21-28.

ANEXO A: PERFIS

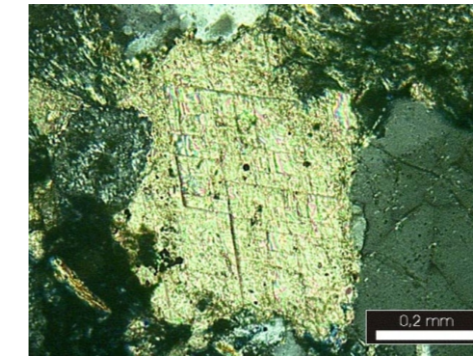
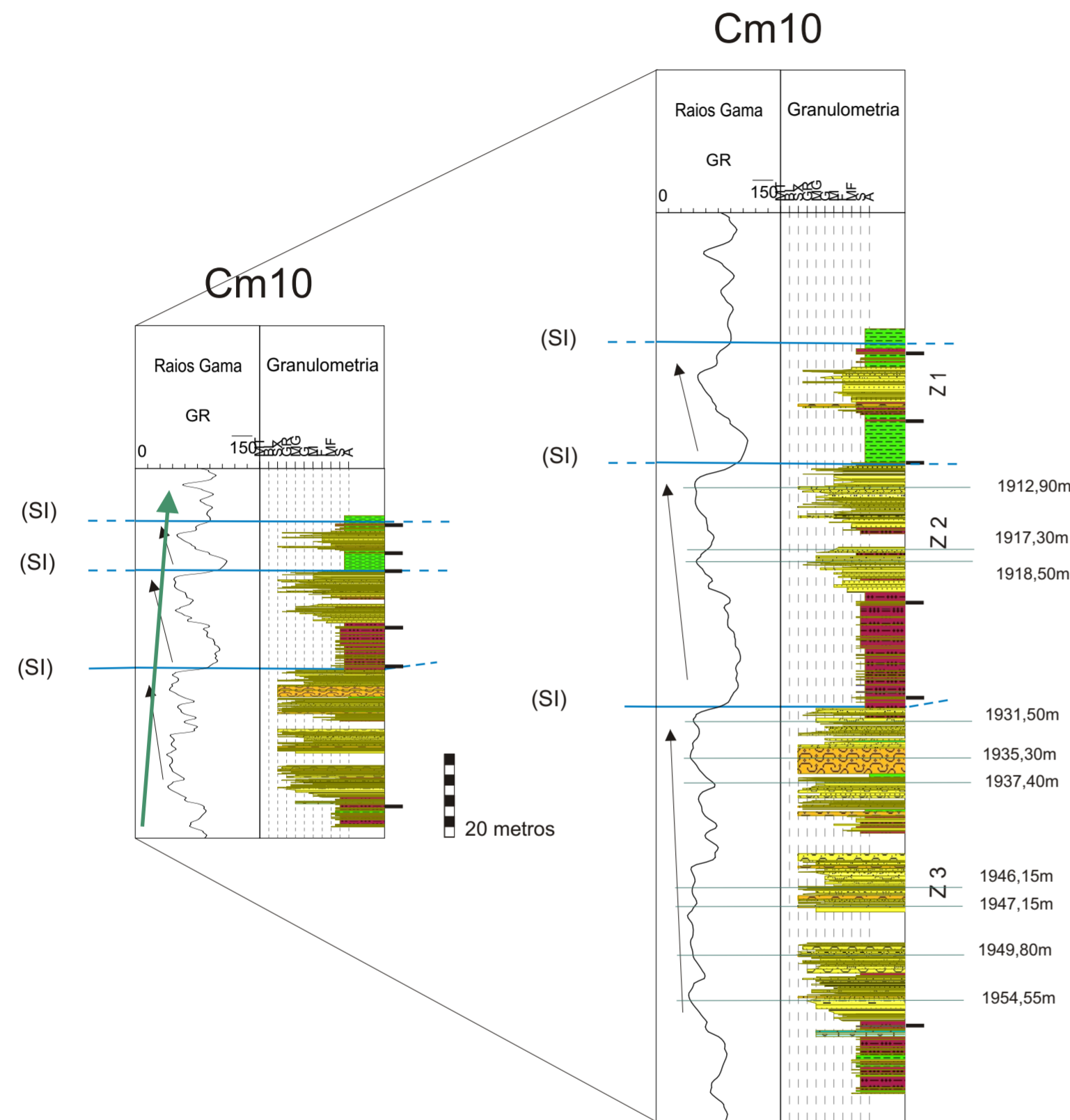
ÁREA OESTE

ÁREA LESTE

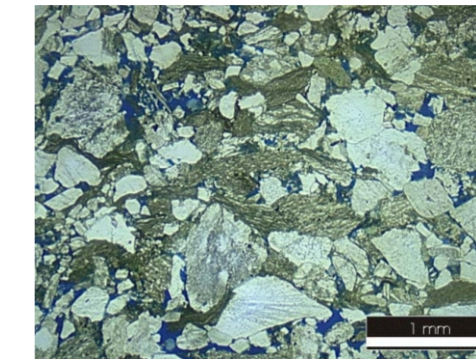


Anexo A1: Seção estratigráfica simplificada, correlacionando os poços das Áreas Leste e Oeste do Campo de Camorim (SE- Brasil), com as Superfícies de Inundação (SI) representando vários ciclos de parasequências, com padrão de empilhamento prográdacional (seta preta) dentro de um Trato de Sistema Transgressivo (TST) (seta verde).

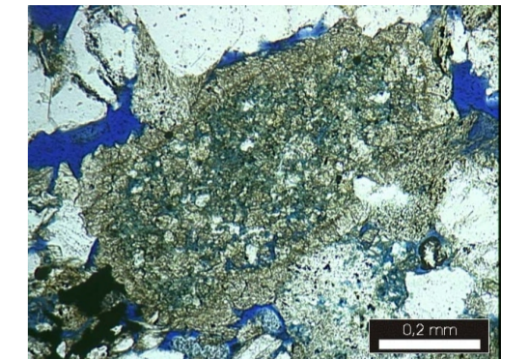
ÁREA OESTE



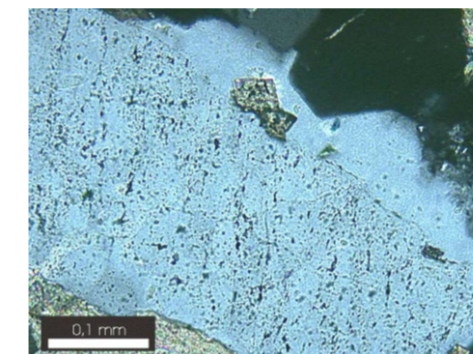
1912,90m (LP) - romboedros de dolomita com crescimento sintaxial preenchendo totalmente o poro intergranular.



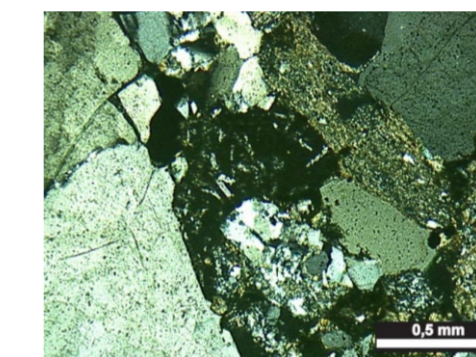
1917,30m (LN) - Efeitos da compactação e porosidade secundária.



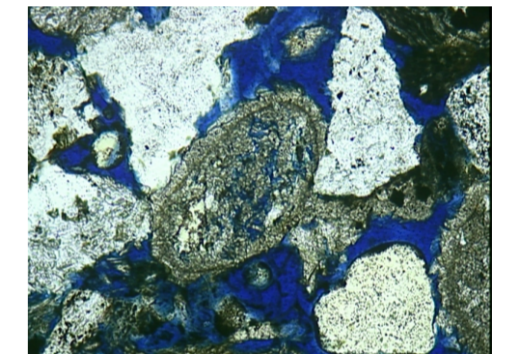
1918,50 m (LN) - dissolução do fragmento lítico com cimento de dolomita nas suas bordas.



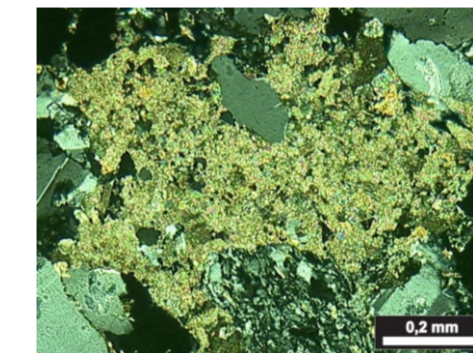
1931,50m (LP) - cristais de dolomita engolfada pelo crescimento secundário de quartzo, e este apresenta inclusões fluidas.



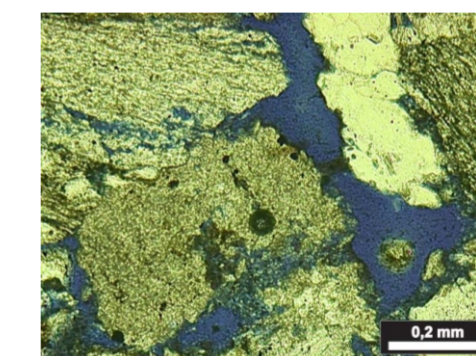
1935,30m (LP) - Na porção central da foto, fragmento de rocha vulcânica. Compactação mecânica com fratura dos grãos rígidos e esmagamento dos grãos dúcteis.



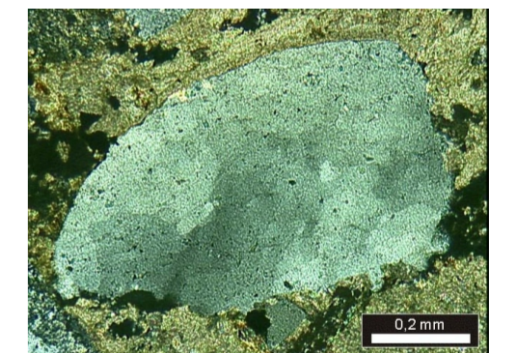
1937,40m (LN) - dissolução com desenvolvimento de porosidade secundária intergranular e intragranular. Detrito com borda oxidada e cimento de dolomita com porosidade intragranular.



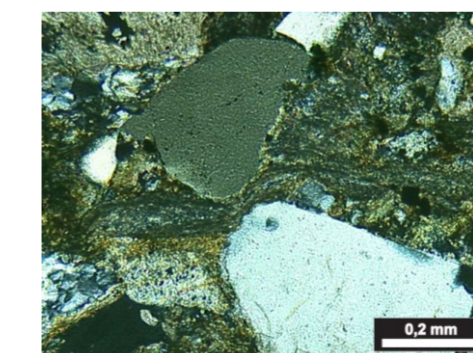
1946,15m (LP) - cimento dolomita intergranular.



1947,15m (LN) - porosidade secundária e corrosão dos grãos detriticos



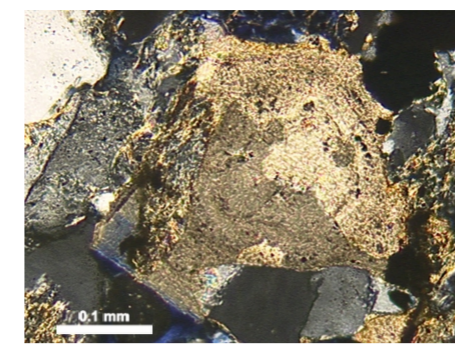
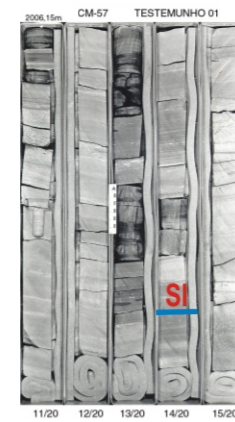
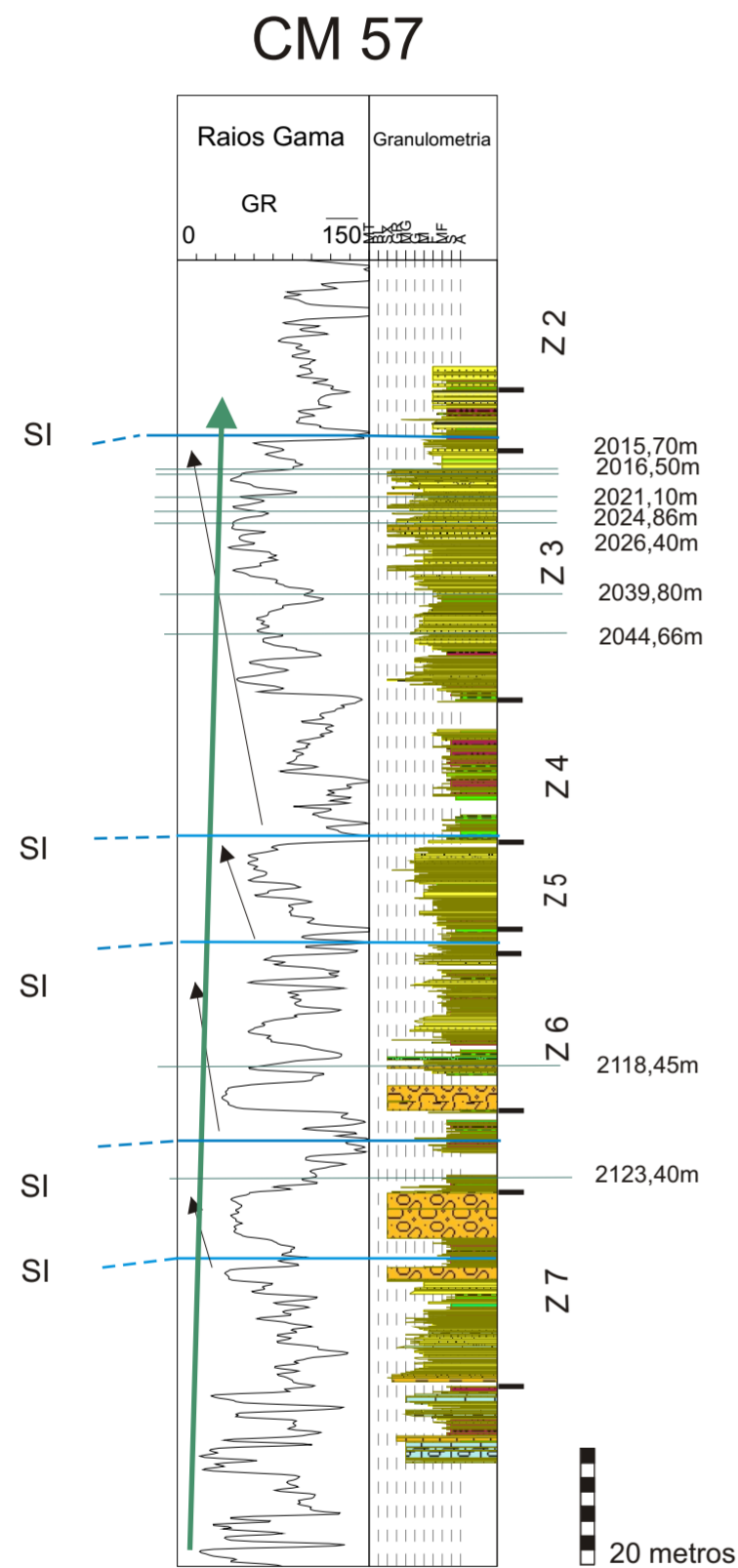
1949,80m (LP) - cimento de dolomita intergranular



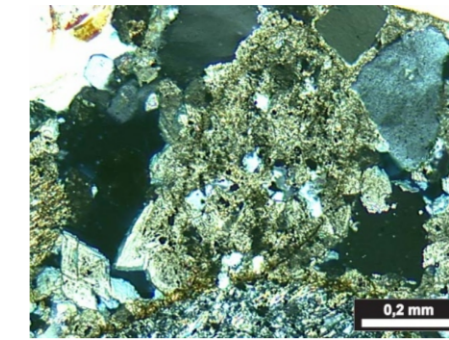
1954,55m (LP) - compactação com esmagamento de grão dúctil (filito).

Anexo A2 - Detalhes do Poço CM 10 representando as Superfícies de Inundação (SI) com fotos dos testemunhos e algumas fotomicrografias com as suas respectivas profundidades marcadas no perfil.

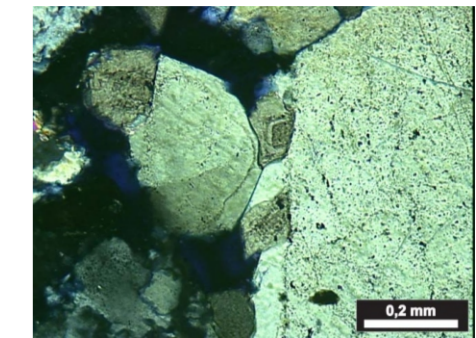
ÁREA LESTE



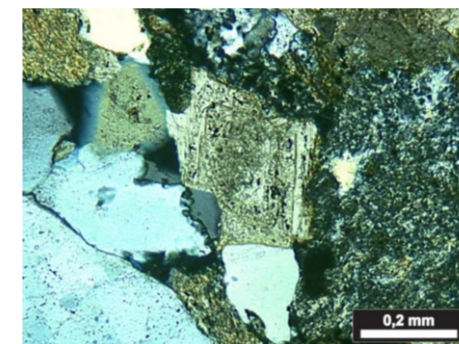
2015,70m (LP) - Fragmento carbonático parcialmente substituído por dolomita.



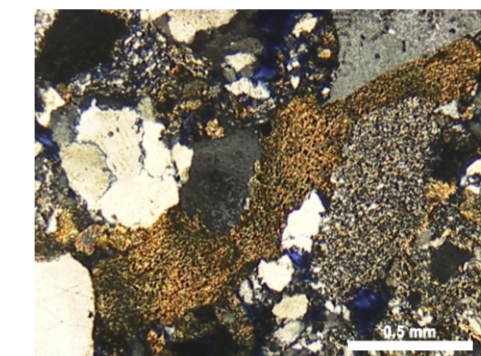
2016,50m (LP) - Cimento de dolomita substituindo grão do arcabouço e nas suas bordas, precipitação de dolomita tardia.



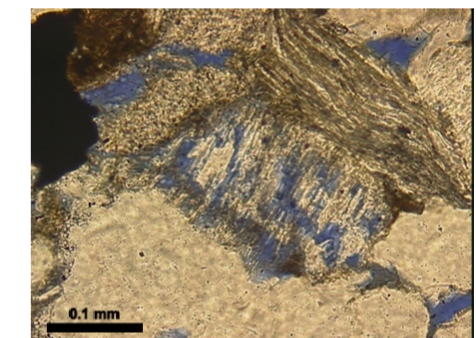
2021,10m (LP) - Crescimento secundário de quartzo, como resultado dos pontos de contatos (prismático) com precipitação nas superfícies livres dos grãos adjacente, engolfando parcialmente cristais de dolomita.



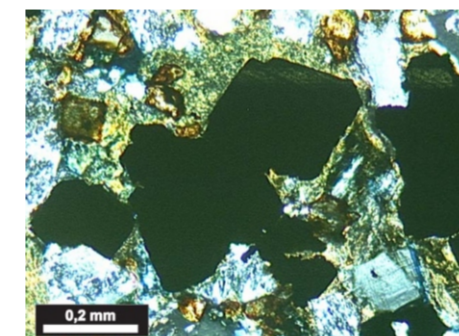
2024,86m (LP) - grão detrítico substituído por carbonato com inclusão de óxidos e opacos. Apresenta crescimento secundário preenchendo totalmente o poro.



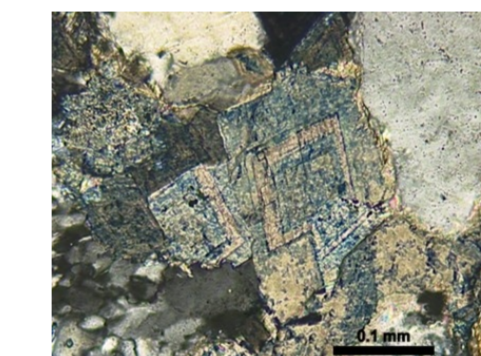
2026,40m (LP) - Fragmento de pelito deformado pela compactação mecânica.



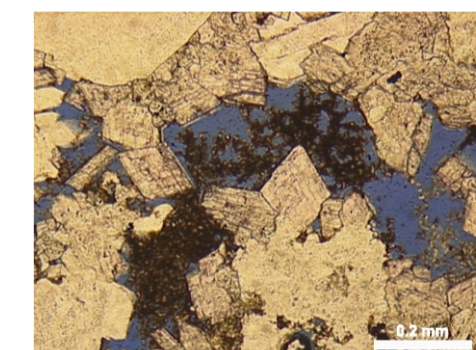
2039,80m (LN) - Porosidade secundária intragranular (detrito dissolvido) e intergranular.



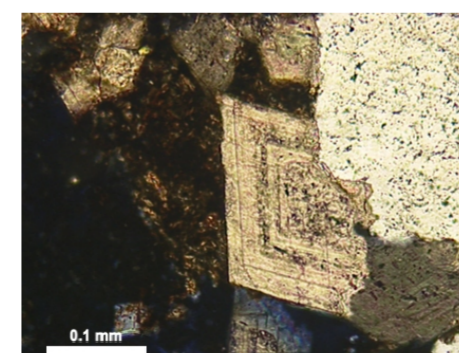
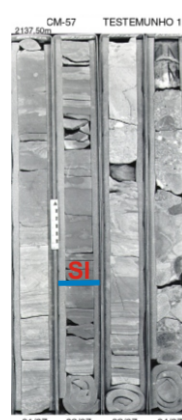
2044,66m (LP) - Pirita tardia com grãos euédricos e subédricos.



2118,40m (LP) - Dolomita ferrosa/anquerita representada pela zonação, evidente pelo tingimento por solução de alizarina vermelha e ácido de ferrocianeto de potássio.



2123,40m (LP) - Cristais de dolomitas romboédricas intergranulares com poros preenchidos parcialmente por caulinitas oxidadas.



2123,40m (LP) - Dolomita zonada, romboedro perfeito, precipitada em poro secundário. Grão de quartzo corroído pelo cimento.



Anexo A3 - Detalhes do Poço CM 57 representando as Superfícies de Inundação (SI) das parasseqüências com fotos dos testemunhos e algumas fotomicrografias, com as suas respectivas profundidades marcadas no perfil.

ANEXO B: TABELAS DE ANÁLISE PETROGRÁFICA QUANTITATIVA

Calcita microcrist. intergran.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Calcita em quartzo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Calcita em K-feldspato	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Calcita em plagioclásio	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Calcita em grão indet.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Calcita em litoclasto	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Calcita em pseudomatriz	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Calcita em veio	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Barita intergranular	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Barita em grão	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Barita em veio	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Anidrita intergranular	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Dolomita poiquilótópica intergran.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,67
Dolomita romboédrica intergran.	5,67	1,67	0,00	0,33	0,00	3,67
Dolomita poiquilótópica sobre gr	2,33	3,67	1,00	1,67	2,33	0,33
Dolomita romboédrica sobre gr	2,67	3,00	0,33	1,67	0,67	2,67
Dolomita em veio	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Caulinita intergranular	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Caulinita em mica	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Caulinita em K-feldspato	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Caulinita em plagioclásio	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Caulinita em pseudomatriz	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Clorita franja	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Clorita pore-fill	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Clorita em biotita	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Clorita em pseudomatriz	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ilita - franja I/S	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ilita - I/S pore-fill	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00
Ilita em K-feldspato	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ilita em plagioclásio	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO2 intergranular	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO2 em grão	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pirita intergranular	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pirita em grão	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00
Albita subst. plagioclásio	0,00	1,00	0,00	0,67	1,00	0,00
Albita subst. K-feldspato	1,33	2,67	5,33	2,33	1,67	4,00
Albita cristais discretos	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Albita overgrowth	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Macroporosidade	1,00	0,67	0,67	1,33	1,33	2,33
Intergranular	1,00	0,67	0,67	1,33	1,33	2,33
Intragranular em feldspato	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Intragranular em f.r. sedimenta	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Intragranular em mica	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Porosidade agigantada	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Móldica	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Contração/dissolução de pseu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Dissolução de cimento carbona	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fratu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Microporosidade						
Volume intergranular	9,00	3,00	5,33	6,00	8,00	12,67
Volume de grãos	91,00	97,00	94,67	94,00	92,00	87,33
Volume de cimentos intergranu	8,00	2,33	4,67	4,67	6,67	10,33
Volume de calcita total	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Volume de dolomita poiquilótó	2,33	3,67	1,00	1,67	2,67	1,00
Volume de dolomita romboédri	8,33	4,67	0,33	2,00	0,67	6,33
Substituição de grãos total	11,00	14,33	15,67	9,00	9,67	13,33

Granulometria nominal						
Granulometria modal (mm)						
Seleção numérica						
Seleção nominal						
Limites de grão total			0,00	0,00	0,00	0,00
Packing index (contatos G/G)	100,00	100,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Empacotamento						

Obs.:

		muito grossa			média			
		0,85			0,40			
		1,00			0,60			
		mal selecionada			moderadamente selecionada			
0,00		50,00	55,00	52,00	44,00	0,00	0,00	68,00
0,00	43,00	50,00	55,00	52,00	44,00	0,00	0,00	68,00
					normal			

			muito grossa	a	m	médio		médio
			1,60	0,8	>1	0,35		
			2,00		2,00	0,50		
			muito mal	ε	muito mal	ε	moderada	
42,00	34,00		32,00		0,00	72,00	0,00	0,00 68,00
42,00	34,00		32,00	<40		72,00	< 40	0,00 68,00
			aberto		aberto		apertado	

média	grosso	muito grosso		médio	fina a muito fina		médio	média
0,45	1,20	1,60		0,40	0,13		0,40	0,47
0,50	1,00	2,00		0,50	0,50		0,50	0,80
moderadar mal selecic		muito mal selec		moderada			moderada	
0,00	42,00	54,00	0,00	74,00	0,00	55,00	79,00	47,00
< 40	42,00	54,00	0,00	74,00	0,00	55,00	79,00	47,00
	normal				aberto	apertado		normal

CM 06	CM 06	CM 06	CM 06	CM 06
1945,45	1957,5	1959,4	1960,7	1968,9
%	%	%	%	%
100	100	100	100	100
31,00	25,33	23,67	29,67	30,00
26,67	22,33	20,67	20,67	24,00
3,67	2,33	1,67	5,00	2,33
0,00	0,67	1,33	4,00	3,67
0,33	0,00	0,00	0,00	0,00
21,00	10,33	9,33	18,33	7,00
19,67	9,00	9,00	16,00	6,33
15,00	7,00	7,67	12,67	5,00
4,67	2,00	1,33	2,33	1,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	1,00	0,33
1,33	1,33	0,33	2,33	0,67
1,33	1,33	0,33	1,67	0,67
0,00	0,00	0,00	0,67	0,00
0,33	0,00	0,00	1,67	0,33
19,67	18,00	15,33	28,00	28,67
2,67	2,67	3,00	8,67	1,67
1,33	2,00	1,67	0,67	1,67
5,67	5,00	4,67	6,67	7,67
12,67	10,00	7,00	17,67	15,33
0,00	1,00	2,00	3,00	4,00
1,00	2,00	0,33	1,00	0,67
0,33	0,67	0,00	7,67	1,00
1,33	0,00	2,67	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,67	1,67	0,00	1,33	1,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,33
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,33	2,00	1,33	1,00	0,33
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
23,00	39,33	45,67	12,67	16,67
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,33	1,33	0,33	1,67	1,00
0,00	0,33	1,00	0,00	0,00
0,67	4,00	0,00	0,33	0,00
1,00	2,67	1,67	3,00	1,67
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,33	1,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
1,67	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,67	11,67	26,33	0,00	0,00
3,67	8,33	8,67	0,67	11,67
2,67	3,33	4,00	1,33	0,00
9,00	2,67	2,00	2,67	1,67
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,33
0,67	0,67	0,67	0,33	0,00
2,33	3,33	1,00	2,67	0,33
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
1,67	0,67	1,67	0,33	14,33
1,67	0,67	1,67	0,33	13,00
0,00	0,00	0,00	0,00	1,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,33
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
9,00	27,00	37,00	3,00	26,00
91,00	73,00	63,00	97,00	74,00
7,33	26,33	35,33	2,67	12,67
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
3,33	15,00	30,33	1,33	0,00
12,67	11,00	10,67	3,33	13,33
15,67	13,00	10,33	10,00	4,00

fina	fina	grossa		
0,24	0,13	0,27	0,88	0,84
0,40		1,20	2,00	1,20
bem selec	moderadamente	selec muito	mal selecionada	
84,00	0,00	0,00		45,00
84,00	0,00	0,00	>55	45,00
	aberto	apertado		

Poço	CM10	CM10	CM10	CM10	CM10	CM10
Profundidade (m)	1912,2	1912,9	1917,3	1917,8	1918,5	1931,5
Componente	%	%	%	%	%	%
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Quartzo Detrítico	42,67	27,33	29,67	50,67	36,67	39,33
Quartzo monocristalino	27,33	19,00	16,33	27,67	22,00	26,67
Quartzo policristalino fino	6,67	4,67	8,00	14,67	7,33	6,00
Quartzo policristalino grosso	8,33	3,67	5,33	8,33	7,33	6,67
Quartzo em f.r. plutônica	0,33	-	-	-	-	-
Feldspato Detrítico	9,33	12,67	15,67	10,00	9,67	11,00
K-feldspato Detrítico	9,33	12,67	15,67	9,00	9,33	11,00
Ortoclásio	7,67	10,67	14,00	5,33	7,33	9,67
Microclínio	1,67	2,00	1,67	3,67	2,00	1,33
Pertita	-	-	-	-	-	-
K-feldspato em f.r. plutônica	-	-	-	-	-	-
Plagioclásio Detrítico	-	-	-	1,00	0,33	-
Plagioclásio monocristalino	-	-	-	1,00	0,33	-
Plagioclásio em f.r. plutônica	-	-	-	-	-	-
F.R. Plutônica	0,33	-	-	-	-	-
F.R. Metamórfica	17,33	27,67	28,33	13,67	17,00	14,33
F.R. Sedimentar	3,33	-	1,67	5,33	3,33	0,33
F.r. metamórfica (ardósia)	2,00	0,33	-	-	-	-
F.r. metamórfica (filito)	1,67	9,67	5,33	3,67	4,67	5,00
F.r. metamórfica (xisto)	12,00	16,00	21,67	8,00	11,33	9,33
F.r. metamórfica (quartzito)	1,67	1,67	1,33	2,00	1,00	-
F.r. sedimentar (lamito/folhelho)	-	-	0,67	2,33	1,00	0,33
F.r. sedimentar (arenito/siltito)	-	-	1,00	3,00	1,67	-
F.r. sedimentar (carbonato)	-	-	-	-	0,67	-
F.r. vulcânica	-	-	-	-	-	-
Muscovita	0,67	0,33	1,33	3,00	2,00	0,33
Biotita	-	-	-	-	-	-
Mica em f.r. plutônica	-	-	-	-	-	-
Clorita	-	-	0,33	-	-	-
Granada	-	-	-	-	-	-
Zircão	-	-	-	-	-	-
Opacos	0,33	0,67	0,67	-	0,33	1,67
Outros minerais pesados	-	-	-	-	-	0,33
Intraclasto argiloso	-	0,33	-	-	-	-
Intraclasto de calcrete	-	-	-	-	-	-
Intraclasto de silcrete	-	-	-	-	-	-
Matriz argilosa	-	-	-	-	-	-
Total de Diagenéticos	10,00	17,33	7,67	11,33	18,67	16,00
Pseudomatriz	-	-	-	-	-	-
Óxido de ferro cutícula	-	-	-	-	-	-
Óxido de ferro intergranular	0,67	2,33	1,33	0,67	1,33	0,67
Óxido de ferro em grão detrítico	0,33	2,00	1,33	1,67	1,33	0,67
Óxido de ferro em cim. carbonatado	1,00	-	0,33	0,33	0,67	-
Óxido de ferro em litoclasto	1,33	-	0,67	2,33	-	0,67
Sílica microcrist. nódulo deslocado	-	-	-	-	-	-
Sílica microcrist. intergranular	-	-	-	-	-	-
Quartzo overgrowth	0,33	0,33	0,67	-	0,33	0,67
Quartzo intergranular	-	-	-	-	-	-
K-feldspato overgrowth	-	-	0,67	-	0,33	-
Calcita poiquilótópica intergranular	-	-	-	-	-	-
Calcita mosaico intergranular	-	-	-	-	-	-
Calcita nódulo deslocante	-	-	-	-	-	-

Calcita microcrist. intergran.	-	-	-	-	-	-
Calcita em quartzo	-	-	-	-	-	-
Calcita em K-feldspato	-	-	-	-	-	-
Calcita em plagioclásio	-	-	-	-	-	-
Calcita em grão indet.	-	-	-	-	-	-
Calcita em litoclasto	-	-	-	-	-	-
Calcita em pseudomatriz	-	-	-	-	-	-
Calcita em veio	-	-	-	-	-	-
Barita intergranular	-	-	-	-	-	-
Barita em grão	-	-	-	-	-	-
Barita em veio	-	-	-	-	-	-
Anidrita intergranular	-	-	-	-	-	-
Dolomita poiquilótópica intergr	0,33	0,33	-	-	0,33	2,00
Dolomita romboédrica intergra	3,33	5,33	1,00	-	3,33	4,33
Dolomita poiquilótópica sobre	0,33	3,33	-	-	3,67	0,67
Dolomita romboédrica sobre g	0,67	2,00	-	2,33	5,00	1,67
Dolomita em veio	-	-	-	-	-	-
Caulinita intergranular	-	-	-	-	-	-
Caulinita em mica	-	-	-	-	-	-
Caulinita em K-feldspato	0,33	-	-	0,67	-	-
Caulinita em plagioclásio	-	-	-	-	-	-
Caulinita em pseudomatriz	-	-	-	-	-	-
Clorita franja	-	-	-	-	-	-
Clorita pore-fill	-	-	-	-	-	-
Clorita em biotita	-	-	-	-	-	-
Clorita em pseudomatriz	-	-	-	-	-	-
Ilita - franja I/S	-	-	-	-	-	-
Ilita - I/S pore-fill	-	-	-	-	-	-
Ilita em K-feldspato	-	-	-	-	-	-
Ilita em plagioclásio	-	-	-	-	-	-
TiO2 intergranular	-	-	-	-	-	-
TiO2 em grão	-	-	-	-	-	-
Pirita intergranular	-	0,33	-	-	-	-
Pirita em grão	-	-	0,33	-	0,33	0,67
Albita subst. plagioclásio	-	-	-	1,00	0,33	0,33
Albita subst. K-feldspato	1,33	1,33	1,33	2,33	1,67	3,67
Albita cristais discretos	-	-	-	-	-	-
Albita overgrowth	-	-	-	-	-	-
Macroporosidade	16,33	13,67	14,67	6,00	12,33	16,67
Intergranular	14,67	11,00	12,33	6,00	11,00	14,33
Intragranular em feldspato	1,67	1,67	1,33	-	0,33	2,33
Intragranular em f.r. sediment	-	-	0,33	-	-	-
Intragranular em mica	-	0,33	0,33	-	-	-
Poros agigantado	-	-	-	-	-	-
Móldica	-	-	-	-	-	-
Contração/dissolução de pseu	-	-	-	-	-	-
Dissolução de cimento carbon	-	0,67	0,33	-	1,00	-
Fratu	-	-	-	-	-	-
Microporosidade						
Volume intergranular	20,33	20,33	3,67	7,00	18,33	22,00
Volume de grãos	79,67	79,67	96,33	93,00	81,67	78,00
Volume de cimentos intergran	5,67	8,67	4,00	1,00	6,33	7,67
Volume de calcita total	-	-	-	-	-	-
Volume de dolomita poiquilótó	0,67	3,67	-	-	4,00	2,67
Volume de dolomita romboédr	4,00	7,33	1,00	2,33	8,33	6,00
Substituição de grãos total	4,33	8,67	3,67	10,33	12,33	8,33

Granulometria nominal	grosso	média	grossa	grossa	muito grossa	média
Granulometria modal (mm)	0,80	0,45	0,70	0,60	0,90	0,40
Seleção numérica	2,00	0,50	1,50	2,00	2,00	0,55
Seleção nominal	muito mal	moderada	mal selecionada		muito mal	moderada
Limites de grão total	32,00	45,00	42,00	74,00	45,00	53,00
Packing index (contatos G/G)	32,00	45,00	42,00	74,00	45,00	53,00
Empacotamento	aberto	normal	normal	apertado	normal	

Obs.:

grossa	muito gros	média	grossa	grossa	média	fina		grossa
0,70	1,00	0,50	0,80	0,80	0,34	0,20		0,80
0,40	2,00	1,00	0,70	2,00	0,30	0,35		2,00
bem selec	muito mal	mal seleci	moderada	muito mal	muito berr	bem selecionada		muito mal
-	70,00	100,00	60,00	43,00	63,00	49,00	-	48,00
-	70,00	100,00	60,00	43,00	63,00	49,00	-	48,00
apertado		apertado	apertado			normal		normal

duas contagens visualmente parece normal!!!

-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
1,67	0,67	4,00	4,00	8,00	4,67	3,00	-
4,33	3,00	2,67	1,33	15,67	6,00	16,00	3,00
4,67	6,00	5,67	5,67	1,00	5,67	6,00	2,33
2,67	2,33	1,00	1,33	1,67	5,00	7,33	4,00
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	0,67	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	0,33	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
0,67	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	0,33	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
12,33	9,33	4,67	12,33	8,67	4,33	2,00	1,00
7,33	7,33	4,67	10,67	8,33	4,33	2,00	1,00
1,67	1,00	-	0,67	0,33	-	-	-
0,33	0,67	-	0,67	-	-	-	-
1,00	0,33	-	0,33	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
2,00	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
15,67	11,67	12,33	16,33	32,67	20,33	25,00	7,33
84,33	88,33	87,67	83,67	67,33	79,67	75,00	92,67
6,33	4,33	7,67	5,67	24,33	16,00	23,00	6,33
-	-	-	-	-	-	-	-
6,33	6,67	9,67	9,67	9,00	10,33	9,00	2,33
7,00	5,33	3,67	2,67	17,33	11,00	23,33	7,00
9,00	11,67	9,67	9,00	5,00	18,00	16,00	11,33

grossa	grossa	grossa	muito gros	grossa	grossa	grosso	médio
1,96	0,80	0,90	1,10	0,96	0,96	0,90	0,60
	2,00	3,00	2,00	2,00	3,00	1,80	0,50
mal selesi	muito mal	muito mal	muito mal	mal selesi	muito mal	mal selesi	moderada
54,00	63,00	61,00	-	51,00	53,00	38,00	76,00
54,00	63,00	61,00	-	51,00	53,00	38,00	76,00

Poço	CM 47	CM 47	CM 47	CM 47	CM 47
Profundidade (m)	2.037,35	2.040,80	2.044,45	2.045,40	2.046,35
Componente	%	%	%	%	%
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Quartzo Detrítico	48,00	42,67	47,33	55,33	51,00
Quartzo monocristalino	27,67	24,33	32,67	32,33	33,00
Quartzo policristalino grosso	18,67	16,00	13,33	20,33	15,67
Quartzo policristalino fino	1,67	2,00	1,00	2,67	2,00
Quartzo em f.r. plutônica	-	0,33	0,33	-	0,33
Feldspato Detrítico	2,00	2,67	3,67	2,00	10,00
K-feldspato Detrítico	2,00	2,67	3,33	1,00	10,00
Ortoclásio	0,67	1,00	1,33	1,00	3,67
Microclínio	1,33	1,67	2,00	-	5,67
Pertita	-	-	-	-	-
K-feldspato em f.r. plutônica	-	-	-	-	0,67
Plagioclásio Detrítico	-	-	0,33	1,00	-
Plagioclásio monocristalino	-	-	0,33	1,00	-
Plagioclásio em f.r. plutônica	-	-	-	-	-
F.R. Plutônica	-	0,33	0,33	-	1,00
Total de Líticos Finos	23,67	24,33	22,00	22,67	29,67
F.r. metamórfica (ardósia)	5,33	6,33	7,00	10,00	8,67
F.r. metamórfica (mica filito)	13,67	12,33	12,33	5,33	14,00
F.r. metamórfica (quartzo-mica filito)	-	-	-	-	-
F.r. metamórfica (mica xisto)	-	-	-	-	-
F.r. metamórfica (quartzo-mica xisto)	4,67	5,67	2,67	7,00	6,67
F.r. metamórfica não foliada	-	-	-	-	-
F.r. sedimentar (lamitos e folhelhos)	-	-	-	-	-
F.r. sedimentar (arenitos e siltitos)	-	-	-	0,33	0,33
F.r. sedimentar (carbonáticas)	-	-	-	-	-
F.r. vulcânica	-	-	-	-	-
Muscovita	1,67	1,00	1,00	1,00	0,33
Biotita	-	-	-	-	-
Mica em f.r. plutônica	-	-	-	-	-
Clorita	-	-	-	-	-
Granada	-	0,33	0,33	-	0,33
Opacos	0,33	-	0,33	-	0,33
Outros minerais pesados	-	-	-	-	-
Intraclasto argiloso	-	0,33	-	0,67	-
Intraclasto carbonático	-	-	-	0,33	-
Intraclasto de silcrete	-	-	-	-	-
Chert	-	-	-	0,67	-
Matriz argilosa	-	-	-	-	-
Total de Diagenéticos	23,67	27,33	25,33	17,33	6,67
Pseudomatriz	-	-	-	-	-
Argila infiltrada cutícula	-	-	0,33	-	-
Argila infiltrada pore-fill	-	-	-	-	-
Óxido de ferro cutícula	-	0,33	0,33	0,67	0,33
Óxido de ferro em quartzo	-	-	0,33	-	-
Óxido de ferro em feldspato	-	-	-	-	-
Óxido de ferro em grão indet.	-	-	-	0,67	-
Oxido de ferro em cimento carbonático	1,67	2,33	3,33	0,67	0,33
Oxido de ferro em fragmento lítico	1,00	1,33	4,33	3,33	-
Óxido de ferro em biotita	-	0,67	0,33	-	0,67
Sílica microcrist. nódulo displ.	-	-	-	-	-
Sílica microcrist. intergranular	-	-	-	-	-
Quartzo overgrowth	-	-	-	-	-

Quartzo franja	-	-	-	-	-
Opala intergranular	-	-	-	-	-
K-feldspato overgrowth	-	-	-	-	-
Calcita poiquilotópica intergranular	4,00	3,67	3,33	-	1,33
Calcita mosaico intergranular	-	-	-	-	-
Calcita nóculo deslocante	-	-	-	-	-
Calcita microcrist. crosta	-	0,33	-	-	0,67
Calcita em quartzo	1,33	2,33	0,67	-	0,33
Calcita em K-feldspato	-	0,33	-	-	-
Calcita em plagioclásio	-	-	-	-	-
Calcita em grão indet.	0,67	-	-	-	-
Calcita em fragmento litico	1,33	3,67	1,00	-	-
Calcita em pseudomatriz argilosa	-	-	-	-	-
Calcita em veio	-	-	-	-	-
Barita intergranular	-	-	-	-	-
Barita em grão	-	-	-	-	-
Barita em veio	-	-	-	-	-
Anidrita intergranular	-	-	-	-	-
Dolomita intergranular	13,33	12,00	11,33	10,67	3,00
Dolomita em intraclasto carbonático	-	-	-	-	-
Dolomita em f.r. metamórfica	-	-	-	-	-
Dolomita em mica	-	-	-	-	-
Dolomita em intraclasto argiloso	-	-	-	-	-
Dolomita em veio	-	-	-	-	-
Dolomita em pseudomatriz	-	-	-	-	-
Caulinita/dickita intergranular	-	-	-	-	-
Caulinita/dickita em mica	-	-	-	-	-
Caulinita/dickita em K-feldspato	-	-	-	-	-
Caulinita/dickita em plagioclásio	-	-	-	-	-
Caulinita/dickita em grão	-	-	-	-	-
Caulinita/dickita em veio	-	-	-	-	-
Clorita - C/S subst. pseudomatriz	-	-	-	-	-
Clorita - C/S cutícula	-	-	-	-	-
Clorita - C/S pore-fill	-	-	-	-	-
Clorita subst. mica	-	-	-	-	-
Ilita - I/S franja	-	-	-	-	-
Ilita - I/S pore-fill	-	-	-	-	-
Ilita em K-feldspato	-	-	-	-	-
Ilita em plagioclásio	-	-	-	-	-
TiO2 intergranular	-	-	-	-	-
TiO2 subst. grão	-	-	-	-	-
Pirita intergranular	-	-	-	-	-
Pirita em grão	0,33	0,33	-	0,33	-
Betume intergranular	-	-	-	-	-
Betume intragranular	-	-	-	-	-
Albita subst. plagioclásio	-	-	-	0,67	-
Albita subst. K-feldspato	-	-	-	0,33	-
Albita cristais discretos	-	-	-	-	-
Albita overgrowth	-	-	-	-	-
Macroporosidade	0,67	1,33	-	-	1,67
Intergranular	0,67	1,33	-	-	1,67
Intragranular em feldspato	-	-	-	-	-
Intragranular em f.r. metamórfica	-	-	-	-	-
Intragranular em f.r. sedimentar	-	-	-	-	-
Intragranular em mica	-	-	-	-	-
Poros agigantado	-	-	-	-	-

Móldica	-	-	-	-	-
Contração de argila infiltrada	-	-	-	-	-
Contração/dissolução de pseudomatr	-	-	-	-	-
Dissolução de cimento carbonático	-	-	-	-	-
Fratura	-	-	-	-	-
Microporosidade					
Volume intergranular	19,33	20,00	16,00	12,00	7,33
Volume de grãos	80,67	80,00	84,00	88,00	92,67
Volume de dolomita total	13,33	12,00	11,33	10,67	3,00
Volume de cimentos intergranular	18,67	17,00	15,33	11,33	6,00
Volume de calcita total	3,33	10,33	5,00	-	2,33
Substituição de grãos total	2,67	3,00	0,67	1,33	0,33
Granulometria nominal	media	media	media	grossa	media
Granulometria modal (mm)	0,30	0,40	0,40	0,70	0,35
Seleção numérica	0,40	0,35	0,35	0,80	0,35
Seleção nominal	boa	boa	boa	moderada	boa
Packing index (contatos G/G)	32,00	29,00	68,00	71,00	68,00
Empacotamento					

Obs.:

CM 47 2.048,00 %	CM 47 2.050,00 %	CM 47 2.052,95 %	CM 47 2.055,65 %	CM 47 2.057,65 %	CM 47 2.103,75 %	CM 47 2.106,70 %	CM 47 2.108,05
100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
45,00	46,00	54,00	49,67	49,67	44,33	48,00	49,33
30,67	27,00	33,00	34,00	26,67	26,67	34,00	33,00
11,67	16,33	17,33	14,00	20,67	16,33	12,33	15,00
2,67	2,33	3,00	1,67	2,00	1,33	1,67	1,33
-	0,33	0,67	-	0,33	-	-	-
6,67	8,67	4,67	8,33	7,00	4,00	3,67	2,33
6,33	8,00	4,33	6,67	6,33	4,00	3,67	2,33
2,33	3,33	3,33	2,33	4,00	3,33	3,67	2,00
3,33	4,67	1,00	4,00	1,67	0,67	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
0,67	-	-	0,33	0,67	-	-	0,33
0,33	0,67	0,33	1,67	0,67	-	-	-
0,33	0,67	0,33	1,67	0,67	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
0,67	0,33	0,67	0,33	1,00	-	-	0,33
21,33	23,67	19,67	22,33	16,00	13,67	17,67	20,00
7,00	10,33	8,67	7,00	5,67	4,00	3,33	12,00
10,33	8,33	4,00	5,67	2,33	3,33	6,33	3,00
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
4,00	5,00	6,67	9,67	6,67	6,00	8,00	4,67
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	0,33	-	1,33	0,33	-	-
-	-	-	-	-	-	-	0,33
-	-	-	-	-	-	-	-
-	0,67	0,67	0,67	0,33	0,33	1,67	0,67
-	0,33	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	0,33	-	-	-	-	-
-	-	-	0,33	-	-	-	-
0,33	-	-	-	-	-	-	-
0,33	0,33	0,33	1,00	1,00	0,67	1,67	1,00
-	-	-	-	0,33	-	-	0,33
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
17,33	16,33	19,67	16,33	20,33	29,33	26,33	26,33
-	-	-	-	0,33	-	-	-
-	-	0,33	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
0,67	0,33	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	0,67
-	-	-	-	-	-	-	-
0,67	-	-	-	-	-	-	-
1,67	-	1,67	2,33	3,33	5,33	3,67	4,33
2,67	2,00	3,00	3,00	1,67	4,00	1,33	4,00
0,67	-	-	1,33	-	-	-	1,67
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	0,33	-	-	-	-	-

-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
1,67	1,00	-	-	0,33	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
21,00	17,67	14,33	10,00	19,00	24,33	15,33	14,67
79,00	82,33	85,67	90,00	81,00	75,67	84,67	85,33
9,67	10,67	12,33	7,67	13,67	15,67	14,00	14,00
12,00	13,67	13,33	9,67	13,67	19,00	19,00	16,33
1,00	3,33	2,00	0,67	-	1,00	-	-
0,33	-	0,67	1,33	1,33	0,67	-	0,67
media	grossa	grossa	media	muito grossa	grossa	media	grossa
0,50	0,80	0,70	0,40	1,20	0,60	0,45	0,80
0,50	1,70	1,00	0,35	1,20	0,40	0,35	1,30
moderada	mal	mal	boa	mal	boa	boa	mal
41,00	48,00	45,00	18,00	19,00	46,00	58,00	44,00
						apertado	normal

CM 47	CM 47	CM 47	CM 47	CM 47	CM 47	CM 47	CM 47	CM 47
2.140,80	2.150,20	2.153,40	2.163,50	2.163,95	2.166,40	2.172,75	2.184,50	2.191,25
%								
100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
53,67	57,67	51,00	49,33	39,67	59,67	43,33	52,33	58,00
25,00	31,33	21,00	29,33	17,00	35,33	24,33	29,67	39,33
26,67	23,33	26,33	19,00	22,00	22,33	17,67	19,00	16,67
2,00	3,00	3,67	1,00	0,33	2,00	1,33	3,67	2,00
-	-	-	-	0,33	-	-	-	-
3,67	2,00	1,33	2,33	0,33	1,00	1,67	0,33	1,00
3,67	2,00	1,33	2,33	0,33	1,00	1,67	0,33	1,00
3,67	1,67	1,33	2,33	0,33	0,67	1,67	0,33	1,00
-	-	-	-	-	0,33	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	0,33	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	0,33	-	-	0,33	-	-	-	-
10,33	13,67	17,00	8,67	33,67	16,00	22,67	22,33	18,00
5,33	4,67	4,67	4,67	0,67	4,00	6,67	6,00	1,67
1,33	2,67	2,33	1,00	1,67	6,00	2,67	8,33	5,00
-	-	-	-	-	-	-	1,67	1,00
-	-	-	-	-	-	-	-	-
3,33	5,67	4,67	3,00	5,33	5,00	11,33	5,67	4,67
-	-	-	-	-	-	-	-	1,67
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,33	-	1,00	-	-	-	-	0,67	4,00
-	0,33	4,33	-	26,00	1,00	2,00	-	-
-	0,33	-	-	-	-	-	-	-
-	1,33	0,67	-	-	1,33	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	0,33	-	-	0,33
-	-	-	-	1,00	1,00	-	-	2,00
-	-	-	-	-	0,33	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	0,67	1,33
-	-	-	-	-	-	-	-	-
29,67	25,33	30,00	39,67	25,00	20,33	32,33	24,33	19,33
-	-	-	-	-	-	-	-	1,00
-	-	-	0,67	-	-	-	-	-
-	-	-	1,00	-	1,00	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	1,00	1,00
-	-	-	-	-	1,67	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	0,67	-	-	-
2,67	1,67	0,67	1,33	1,67	-	1,67	0,33	-
-	1,33	0,67	-	1,00	2,00	0,67	1,33	1,00
0,67	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
1,67	-	-	0,67	-	0,33	-	-	-

-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
14,33	20,00	25,00	29,33	15,33	4,33	27,33	18,67	5,00
85,67	80,00	75,00	70,67	84,67	95,67	72,67	81,33	95,00
9,33	19,67	22,00	18,00	14,33	1,67	16,33	19,00	4,00
25,67	21,67	26,33	27,67	21,33	14,67	28,00	18,33	15,67
-	0,33	4,33	2,67	1,67	-	11,00	-	-
-	19,67	1,33	1,00	13,67	1,67	19,00	16,67	5,33
muito gros	grossa	muito gros	grossa	muito gros	muito gros	grossa	media	grossa
1,30	0,90			1,60	1,80	0,70	0,30	0,70
1,40	1,30			2,80	1,70	0,80	0,35	1,00
mal	mal			muito mal	mal	moderada	boa	mal
42,00	45,00	23,00	16,00	12,00	48,00	41,00	64,00	41,00
	normal			aberto	normal	normal	apertado	normal

Poço	CM 57	CM 57	CM 57	CM 57	CM 57
Profundidade (m)	2.010,83	2.015,43	2.015,70	2.016,80	2.018,20
Componente	%	%	%	%	%
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Quartzo Detrítico	24,67	32,67	53,33	55,00	53,00
Quartzo monocristalino	23,33	24,67	35,67	33,00	27,33
Quartzo policristalino fino	1,33	6,33	6,33	7,67	6,33
Quartzo policristalino grosso	0,00	1,67	11,33	14,00	19,33
Quartzo em f.r. plutônica	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00
Feldspato Detrítico	9,67	10,00	6,33	2,00	9,00
K-feldspato Detrítico	9,00	9,67	6,00	1,67	9,00
Ortoclásio	7,67	7,33	2,33	1,33	6,33
Microclínio	1,33	2,33	3,67	0,33	2,67
Pertita	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K-feldspato em f.r. plutônica	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Plagioclásio Detrítico	0,67	0,33	0,33	0,33	0,00
Plagioclásio monocristalino	0,67	0,33	0,33	0,33	0,00
Plagioclásio em f.r. plutônica	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F.R. Plutônica	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00
F.R. Metamórfica	12,67	22,33	16,67	13,67	27,00
F.R. Sedimentar	3,33	2,00	3,00	5,00	8,67
F.r. metamórfica (ardósia)	0,00	1,00	2,33	1,33	0,67
F.r. metamórfica (filito)	9,33	13,00	5,67	4,00	10,67
F.r. metamórfica (xisto)	3,33	7,67	8,33	7,00	13,67
F.r. metamórfica (quartzito)	0,00	0,67	0,33	1,33	2,00
F.r. sedimentar (lamito/folhelh)	0,00	0,33	0,67	1,00	3,00
F.r. sedimentar (arenito/siltito)	0,00	0,67	1,33	3,00	5,67
F.r. sedimentar (carbonato)	3,33	1,00	1,00	1,00	0,00
F.r. vulcânica	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Muscovita	4,00	0,67	0,67	0,33	0,33
Biotita	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mica em f.r. plutônica	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Clorita	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Granada	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00
Zircão	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Opacos	0,33	0,33	0,00	0,33	0,67
Outros minerais pesados	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Intraclasto argiloso	0,00	1,00	0,00	0,00	0,67
Intraclasto de calcrete	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Intraclasto de silcrete	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Matriz argilosa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total de Diagenéticos	48,67	30,33	20,00	19,67	3,33
Pseudomatriz	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33
Óxido de ferro cutícula	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00
Óxido de ferro intergranular	0,67	0,00	0,33	0,00	0,33
Óxido de ferro em grão detríti	0,33	0,00	0,00	0,00	0,33
Óxido de ferro em cim. carbor	6,33	1,33	0,00	0,33	0,00
Óxido de ferro em litoclasto	2,00	1,67	0,00	0,33	1,33
Sílica microcrist. nódulo deslc	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sílica microcrist. intergranular	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Quartzo overgrowth	0,00	0,00	1,00	0,33	1,00
Quartzo intergranular	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K-feldspato overgrowth	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00
Calcita poiquilotópica intergra	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Calcita mosaico intergranular	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Calcita nódulo deslocante	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Calcita microcrist. intergran.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Calcita em quartzo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Calcita em K-feldspato	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Calcita em plagioclásio	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Calcita em grão indet.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Calcita em litoclasto	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Calcita em pseudomatriz	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Calcita em veio	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Barita intergranular	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Barita em grão	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Barita em veio	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Anidrita intergranular	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Dolomita poiquilotópica interg	2,67	1,00	4,00	5,00	0,00
Dolomita romboédrica intergr:	22,67	13,00	8,33	13,00	0,00
Dolomita poiquilotópica sobre	3,33	4,00	0,67	0,00	0,00
Dolomita romboédrica sobre ç	9,33	7,33	1,00	0,00	0,00
Dolomita em veio	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Caulinita intergranular	0,00	0,00	1,67	0,33	0,00
Caulinita em mica	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Caulinita em K-feldspato	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Caulinita em plagioclásio	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Caulinita em pseudomatriz	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Clorita franja	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Clorita pore-fill	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Clorita em biotita	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Clorita em pseudomatriz	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ilita - franja I/S	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ilita - I/S pore-fill	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ilita em K-feldspato	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ilita em plagioclásio	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO2 intergranular	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO2 em grão	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pirita intergranular	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00
Pirita em grão	0,67	0,33	1,00	0,00	0,00
Albita subst. plagioclásio	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00
Albita subst. K-feldspato	0,67	1,00	1,67	0,00	0,00
Albita cristais discretos	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Albita overgrowth	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Macroporosidade	0,00	2,67	2,67	9,00	6,00
Intergranular	0,00	2,67	2,67	8,67	6,00
Intragranular em feldspato	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00
Intragranular em f.r. sediment	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Intragranular em mica	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Poros agigantado	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Móldica	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Contração/dissolução de pse	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Dissolução de cimento carbor	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fratu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Microporosidade					
Volume intergranular	32,33	18,33	18,33	28,00	7,67
Volume de grãos	67,67	81,67	81,67	72,00	92,33
Volume de cimentos intergrar	32,33	15,67	15,67	19,33	1,33
Volume de calcita total	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Volume de dolomita poiquilot	6,00	5,00	4,67	5,00	0,00
Volume de dolomita romboéd	32,00	20,33	9,33	13,00	0,00
Substituição de grãos total	16,33	14,67	4,33	0,33	1,67

Granulometria nominal	muito fino	grosso	média	muito grossa	muito grossa
Granulometria modal (mm)	0,16	0,70	0,40	1,60	1,40
Seleção numérica	0,02	1,00	0,50	2,00	2,00
Seleção nominal	muito bem se	mal seleciona	moderada	muito mal	muito mal se
Limites de grão total	0,00	62,00	49,00	28,00	38,00
Packing index (contatos G/G)	0,00	62,00	49,00	28,00	38,00
Empacotamento					

Obs.:

fina	fino	grosso	média	muito grosso	muito grossa	grosso	grossa	
	0,20	0,30	0,90	0,30	1,30	1,40	0,90	0,80
	0,30	0,35	1,50	0,35	2,00	2,00	1,00	1,00
muito boa	bem selecion	mal selecion:	boa	muito mal se	muito mal	mal selecion:	mal	
74,00	0,00	58,00	39,00	0,00	48,00	0,00	76,00	
74,00	>100	58,00	39,00	0,00	48,00	>100	76,00	

vulcânica interm.

grossa	média	fina
	0,80	0,40
	1,00	0,45
mal selecion:	boa	boa
	0,00	84,00
>100	84,00	47,00
		normal

fino	média	grossa	fino
	0,20	0,45	0,70
	0,35	0,50	0,50
bem selecion	moderada	moderada	bem selecion
32,00	0,00	86,00	69,00
32,00 >100		86,00	69,00 >100

0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
10,67	4,00	0,00	0,00	1,33	3,67	3,67	1,00
6,00	0,00	0,33	13,00	6,00	20,67	29,67	26,00
0,00	0,00	0,00	0,33	0,67	0,67	0,00	0,00
0,00	0,00	0,33	3,33	3,33	2,67	1,67	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,67	4,67
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,67
0,00	1,00	1,33	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	2,33	2,67	1,00	1,67	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	1,67	2,00	0,00	0,00	0,00	2,67	0,67
0,00	1,67	2,00	0,00	0,00	0,00	2,67	0,67
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
16,67	7,67	5,33	20,33	10,67	24,33	39,33	33,67
83,33	92,33	94,67	79,67	89,33	75,67	60,67	66,33
16,67	6,00	3,33	20,33	10,00	24,33	36,67	32,33
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
10,67	4,00	0,00	0,33	2,00	4,33	3,67	1,00
6,00	0,00	0,67	16,33	9,33	23,33	31,33	26,00
0,00	5,33	9,67	9,67	9,00	3,33	1,67	1,00

fina		grosso	grosso	fino	grossa	muito grossa	média	
	0,30	0,30	0,60	0,60	0,23	0,80	1,30	0,35
	0,35	0,50	0,50	1,00	0,50	1,00	1,60	0,50
boa		moderada	mal selecionada	moderada	mal	mal		moderada
	46,00	51,00	0,00	0,00	0,00	22,00	16,00	26,00
	46,00	51,00 >100	>100	>100		22,00	16,00	26,00
normal						aberto		aberto

0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,67	4,00	8,67	0,00	0,00	1,67
32,67	20,67	3,00	1,00	0,00	4,33
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
5,33	2,33	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,67	0,67	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,33	0,00	0,67	0,00	1,33
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
39,67	28,00	11,67	5,33	4,00	9,00
60,33	72,00	88,33	94,67	96,00	91,00
39,67	27,00	11,67	1,00	0,00	6,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,67	4,00	8,67	0,00	0,00	1,67
32,67	20,67	3,00	1,00	0,00	4,33
0,67	1,00	0,00	0,67	1,00	2,00

grossa	grossa	fina	grossa	média	grossa	
	0,70	0,70	0,30	0,80	0,40	0,70
	1,00	1,30	0,30	1,20	0,50	1,00
mal	mal	boa	mal		mal	
	14,00	18,00	51,00	84,00	78,00	49,00
	14,00	18,00	51,00	84,00	78,00	49,00
aberto	aberto	normal				

ANEXO C: DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA DAS LÂMINAS DO CAMPO DE CAMORIM

ANEXO C

DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA DAS LÂMINAS DO CAMPO DE CAMORIM

POÇO CM 06

L. 32552 (1844,10 m) – litoarenito grosso, mal selecionado, grãos subangulares a subarredondados, contatos pontuais, longitudinais a côncavo-convexos. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, feldspato potássico (ortoclásio e microclínio), plagioclásio e fragmentos líticos: ardósia, filito, xisto e quartzito. Cimentação intergranular por dolomita romboédrica. Outros constituintes: óxido de ferro sob diferentes formas (intergranular, detrítico, associado ao cimento carbonático, nos litoclastos, na muscovita e na clorita).

L. 32559 (1850,20 m) – litoarenito grosso, mal selecionado, grãos subangulares a subarredondados, contatos longitudinais a côncavo-convexos. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, feldspato potássico (ortoclásio e microclínio), plagioclásio, fragmentos líticos: filito, xisto, quartzito, sedimentares e vulcânicas. Cimentação intergranular por dolomita poiquilotópica, romboédrica. Outros constituintes: carbonatoclastos (dolomita detrítica), bioclastos, óxido de ferro sob diferentes formas (intergranular, detrítico, associado ao cimento carbonático, nos litoclastos, na muscovita e na clorita). Como feições diagenéticas, identificam-se quartzo *overgrowth* e feldspato potássico parcialmente substituído por albita.

L. 32560 (1851,80 m) – litoarenito muito grosso, mal selecionado, grãos subangulares a subarredondados, com contatos pontuais. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, quartzo em fragmento plutônico, feldspato potássico (ortoclásio e microclínio), plagioclásio e fragmentos líticos: ardósia, filito, xisto, quartzito, sedimentares e plutônicas. Cimentação intergranular por dolomita poiquilotópica e também romboédrica. Outros constituintes: muscovita, clorita, e óxido de ferro (intergranular), associado ao cimento carbonático, em litoclastos. Como feições diagenéticas, identifica-se quartzo *overgrowth*, feldspato potássico e plagioclásio parcialmente substituídos por albita.

L. 32561 (1852,90 m) – litoarenito grosso, mal selecionado, grãos subangulares a subarredondados, com contatos pontuais, longitudinais e côncavo-convexos. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, feldspato potássico (ortoclásio e microclínio), plagioclásio; fragmentos líticos: ardósia, filito, xisto, quartzito e sedimentares. Cimentação intergranular por dolomita poiquilotópica e também romboédrica. Outros constituintes: muscovita, óxido de ferro (intergranular associado ao cimento carbonático, em litoclasto). Como feições diagenéticas, identificam-se feldspato potássico e plagioclásio parcialmente substituído por albita.

L. 43625 (1854,35 m) – litoarenito grosso, moderadamente selecionado, grãos angulares a subarredondados, contatos longitudinais a côncavo-convexos. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, feldspato potássico (ortoclásio e microclínio), plagioclásio; fragmentos líticos: ardósia, filito, xisto, quartzito e sedimentares. Cimentação intergranular por dolomita poiquilotópica e também romboédrica. Outros constituintes: óxido de ferro (intergranular, associado ao cimento carbonático, em litoclastos e na muscovita). Como feições diagenéticas, identificam-se dissolução dos fragmentos de rochas metamórficas, do feldspato potássico e do plagioclásio parcialmente substituídos por albita.

L. 32563 (1854,80 m) – litoarenito grosso, mal selecionado, grãos subangulares a subarredondados, contatos longitudinais a côncavo-convexos. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, feldspato potássico (ortoclásio e microclínio), plagioclásio e fragmentos líticos: ardósia, filito, xisto, quartzito e sedimentares. Cimentação intergranular por dolomita romboédrica e poiquilotópica. Outros constituintes: óxido de ferro (intergranular, em grão detrítico, associado ao cimento carbonático, em litoclasto, em muscovita) e pirita. Como feições diagenéticas, identificam-se feldspato potássico e plagioclásio parcialmente substituído por albita.

L. 32565 (1856,30 m) – litoarenito fino, moderadamente selecionado, grãos subarredondados, contatos longitudinais a côncavo-convexos. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, feldspato potássico, plagioclásio e fragmentos líticos: ardósia, filito, xisto, quartzito e sedimentares. Cimentação intergranular por dolomita romboédrica e/ou poiquilotópica. Outros constituintes: óxido de ferro (intergranular, detrítico, em cimento carbonático, em litoclasto, na muscovita) e pirita. Como feições diagenéticas identificam-se quartzo *overgrowth*, feldspato potássico e plagioclásio parcialmente substituído por albita.

L. 3967 (1867,20 m) – litoarenito grosso, mal selecionado, grãos angulares a subarredondados, contatos pontuais, retos a côncavo-convexos. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, feldspato potássico (ortoclásio e microclínio), plagioclásio; fragmentos líticos: filito, xisto, quartzito e sedimentares. Cimentação intergranular por dolomita poiquilotópica e romboédrica. Outros constituintes: carbonatoclasto (dolomita detrítica), caulinita inclusa em quartzo hidrotermal, óxido de ferro e clorita. Como feições diagenéticas, identificam-se quartzo *overgrowth*, microclínio e plagioclásio parcialmente albitizados e dissoluções parciais em minerais.

L. 3968 (1867,58 m) - litoarenito grosso, mal selecionado, contatos predominantemente retos a côncavo-convexos. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, feldspato potássico (microclínio e plagioclásio). Como feições diagenéticas, identificam-se porosidade secundária gerada por dissolução parcial de feldspato potássico (possivelmente ortoclásio), grãos com bordas parcialmente substituídas por argilominerais (ilita/esmectita?), feldspato com lamelas de albita (antipertita?), grãos com bordas ou totalmente substituído por argilominerais (I/S?), plagioclásio parcialmente albitizado. Outros constituintes: clorita (grãos com a típica cor azul-berlim, como *booklet*/vermicular, do tipo hidrotermal sobre quartzo), pseudomatriz originada pela compactação de fragmentos metamórficos dúcteis e feldspato potássico albitizado.

L. 32566 (1868,20 m) - calcilito bioclástico com esparsa fração detrítica de granulometria siltica. Composição mineralógica: quartzo em grãos angulosos a subangulosos, feldspato potássico (ortoclásio) e microclínio e fragmentos líticos de ardósia e filito. Cimentação por dolomita ferrosa (mosaico fino); outros constituintes: nódulos de pirita, bioclastos de fragmentos de pelecípodes recristalizados.

L. 3969 (1870,20 m) - Litoarenito muito grosso, mal selecionado, contatos retos e pontuais. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, feldspato potássico. Destaca-se um “megaclasto” de quartzarenito de granulometria grossa. Outros constituintes: argilas associadas a processos de infiltração, dolospatito. Como feição diagenética marcante, identifica-se crescimentos secundários de feldspato potássico.

L. 3974 (1874,43 m) - Litoarenito grosso, mal selecionado, contatos predominantemente retos e pontuais, raros côncavo-convexos. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, feldspato potássico, plagioclásio, fragmentos líticos: filito, xisto, quartzito e plutônicas. Como feições diagenéticas: quartzo *overgrowth*; clorita do tipo hidrotermal sobre quartzo; plagioclásio parcialmente albitizado. A porosidade secundária é observada associada a dissolução parcial de grão de feldspato e microfraturamento de litoclastos.

L. 3981 (1883,37 m) – litoarenito médio, moderadamente selecionado, grãos subangulares a subarredondados, contatos pontuais e em alguns casos contatos côncavo-convexo. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, feldspato potássico, raros grãos de microclínio e de plagioclásio, fragmentos líticos: filito, xisto, quartzito e sedimentares. Minerais associados a processos diagenéticos: dolomita, caulinita, piritas e óxido de ferro. Outros constituintes: carbonatos detríticos, bioclastos, micas, nódulos de carbonato. Como feições diagenéticas identificam-se feldspato potássico (ortoclásio) e plagioclásio parcialmente substituído por albita, dissolução de minerais.

L. 3982 (1885,23m) - Litoarenito muito grosso, mal selecionado, contatos retos e pontuais. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, feldspato potássico (ortoclásio e microclínio), plagioclásio, fragmentos líticos: filito, xisto, quartzito, plutônica e vulcânica de composição intermediária. Cimentação por dolomita sob a forma de romboedros de granulometria grossa, também dolomita blocosa. Outros constituintes: pirita, feldspato potássico anfibólio (?). Como feições diagenéticas identificam-se quartzo *overgrowth*; caulinita vermicular substituindo grão de feldspato; dissolução e/ou substituição por argilominerais (I/S?) de feldspato potássico e plagioclásio e posterior geração de porosidade secundária;

L. 32417 (1888,40 m) – calcilito bioclástico com fração detrítica na granulometria siltica. Composição mineralógica: grãos de quartzo angulosos, monocristalinos, nódulos de pirita associado ao cimento carbonático, bioclastos de pelecípodes recristalizados.

L. 32416 (1895,40 m) – calcilito bioclástico com fração detrítica de granulometria muito fina a fina. Composição mineralógica: quartzo, feldspato potássico (ortoclásio e microclínio) e plagioclásio, fragmentos líticos: ardósia e filito. Cimentação por dolomita possivelmente

não ferrosa. Outros constituintes: muscovita, opacos, bioclastos de pelecípodas (tanto fragmentos articulados como desarticulados) recristalizados destacando-se alguns preenchidos por doloespatita e óxidos de ferro. Normalmente os bioclastos estão orientados segundo o acamamento raramente observando-se alguns distribuídos aleatoriamente.

L. 32415 (1897,80 m) – calcilito bioclástico semelhante ao anterior.

L. 43613 (1911,80 m) – litoarenito grosso a muito grosso, mal selecionado, grãos subarredondados a arredondados, contatos pontuais, com alguns grãos longitudinais, empacotamento aberto. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, quartzo de rocha plutônica, K-feldspato (ortoclásio e microclínio); fragmentos líticos: metamórficos de baixo grau (ardósia, filito, xisto) quartzito, plutônicas e sedimentares. Cimentação intergranular por dolomita poiquilotópica, romboédrica e sobre grãos. Outros constituintes: óxido de ferro em cimento carbonático, óxido de ferro em litoclasto, muscovita, opacos, carbonatoclastos, pirita intergranular. Como feições diagenéticas, identificam-se quartzo *overgrowth*, K-feldspato parcialmente substituído por albita e dissolução de cimento carbonático intergranular e fragmentos de rochas.

L. 3983 (1917,67 m) – litoarenito fino a médio, moderadamente selecionado, grãos subarredondados, contatos longitudinais a pontuais. Composição mineralógica: quartzo monocristalino e policristalino, feldspato potássico (ortoclásio e microclínio), plagioclásio, fragmentos líticos: ardósia, filito, xisto e quartzito. Cimentação intergranular de dolomita poiquilotópica. Outros constituintes: óxido de ferro, muscovita. Como feições diagenéticas, identificam-se quartzo *overgrowth*, plagioclásios parcialmente albitizados.

L. 3985 (1919,18 m) - litoarenito médio, moderadamente selecionado, contatos retos, côncavo-convexos e pontuais. Composição mineralógica: quartzo monocristalino e policristalino, feldspato potássico, fragmentos de rochas metamórficas de baixo grau, clastos de carbonato blocoso de granulometria grossa. Outros constituintes: feldspato potássico (observado em raros fragmentos de plutônica) e clorita (apresentando a cor típica azul-berlim). Como feições diagenéticas identificam-se clorita em grão de quartzo hidrotermal, pseudomatriz originada pela compactação de litoclastos metamórficos dúcteis e dissolução parcial do feldspato potássico.

L. 71982 (1921,10 m) – litoarenito grosso a muito grosso, mal selecionado, grãos subarredondados a arredondados, contatos pontuais, longitudinais a côncavo-convexo. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, feldspato potássico e plagioclásio; fragmentos líticos: ardósia, filito, xisto, quartzito e sedimentares. Cimentação intergranular por dolomita poiquilotópica e/ou romboédrica. Outros constituintes: óxido de ferro (intergranular, em litoclasto, na muscovita e como opacos). Como feições diagenéticas: quartzo *overgrowth*, feldspato potássico parcialmente substituído por albita, dissolução de feldspatos e de fragmentos líticos.

L. 3989 (1923,97 m) - Litoarenito médio, moderadamente selecionado, contatos côncavo-convexos, retos a paralelos. Cimentação por dolomita blocosa e de granulometria grossa. Outros constituintes: clorita (com a típica cor azul-berlim) e granadas. Como feições

diagenéticas: quartzo *overgrowth* e *overgrowth* no feldspato potássico. Também: grãos substituídos por clorita e rara caulinita vermicular substituindo feldspato.

L. 43631 (1924,90 m) – litoarenito médio, moderadamente selecionado, grãos subangulares a subarredondados. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, feldspato potássico, microclínio, fragmentos líticos: ardósia, filito, xisto, quartzito e sedimentares.

L. 3991 (1925,82 m) - Litoarenito grosso, mal selecionado, contatos predominantemente retos e pontuais, secundariamente côncavo-convexos. Outros constituintes: clorita (com a típica cor azul-berlim e aspecto fibroso); zircão, opacos, *mud intraclast*, fragmento de doloespatito e também plagioclásio em fragmento de plutônica. Como feições diagenéticas: *overgrowth* de feldspato potássico e fragmentos de filito cloritizados.

L. 3992 (1926,60 m) - Litoarenito muito grosso, mal selecionado; contatos retos, côncavo-convexos e pontuais. *Overgrowth* no feldspato potássico, doloespatito, bioclastos e clastos de carbonato recristalizado.

L. 3995 (1928,38 m) – litoarenito grosso, mal selecionado, grãos subangulares a subarredondados, contatos pontuais, longitudinais a côncavo-convexos. Composto por quartzo mono e policristalino, feldspato potássico (ortoclásio e microclínio), plagioclásio e fragmentos líticos: ardósia, filito, xisto, quartzito e sedimentares. Cimentação intergranular por dolomita. Outros constituintes: óxido de ferro e piritas. Como feições diagenéticas identificam-se quartzo *overgrowth* e minerais parcialmente dissolvidos e albitizados.

L. 3996 (1929,15 m) - litoarenito médio, moderadamente selecionado, contatos predominantemente côncavo-convexos a retos. Composição semelhante às outras amostras, porém, com maior teor de “dolomitas” de granulometria grossa, blocosas, clorita (com a típica cor azul-berlim) e *overgrowths* de feldspato potássico. Alguns grãos apresentam-se totalmente substituído por argilominerais com alta birrefringência (amarela/azul/verde) sendo possivelmente processo de ilitização da caulinita.

L. 4000 (1939,64 m) - Litoarenito médio, moderadamente selecionado, contatos retos a côncavo-convexos. Destaca-se a clorita (com a típica cor azul-berlim), também grãos de quartzo hidrotermal com inclusões de clorita, fragmento de rocha plutônica com feldspatos albitizados e pirita

L. 4002 (1942,98 m) - litoarenito médio, mal selecionado, grãos subangulares a subarredondados, contatos pontuais a longitudinais. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, feldspato potássico, microclínio e plagioclásio, fragmentos líticos: ardósia, filito, xisto, quartzito e sedimentares. Cimentação intergranular por dolomita romboédrica, poiquilotópica. Outros constituintes: fragmentos de dolomita detrítica, muscovita, caulinita parcialmente dissolvida. Como feições diagenéticas, identificam-se quartzo *overgrowth*, feldspato potássico e plagioclásio parcialmente substituído por albita.

L. 4003 (1945,45m) - Litoarenito fino, bem selecionado; contatos retos e côncavo-convexos. Zircão.

POÇO CM 10

L. 33799 (1912,90 m) – litoarenito conglomerático. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, feldspato potássico (ortoclásio e microclínio); fragmentos líticos: ardósia, filito e quartzito. Cimentação intergranular por dolomita romboédrica e poiquilotópica. Outros constituintes: óxido de ferro intergranular e carbonatoclastos. Como feições diagenéticas identificam-se feldspatos potássicos e microclínio parcialmente albitizados.

L. 33836 (1921,45 m) – Calcilutito com rara fração síltica, detrítica (quartzo, quartzo policristalino fino), feldspato potássico, mica, fragmentos de rochas metamórficas: xisto e filito, opacos. Constituído por minerais diagenéticos como dolomitas (romboédricas) e óxido de ferro. Apresenta “bandas” de oxidação dos opacos associadas com material argiloso que se intercalam com carbonatos. Alguns *vugs* parcialmente preenchidos por carbonatos e material argiloso e outros totalmente preenchidos pelo carbonato são observados. Nas porções oxidadas ocorrem feições de dissoluções. Observa-se ainda barita (?) e óxido de ferro.

L. 33839 (1931,50 m) – litoarenito médio, moderadamente selecionada. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, feldspato potássico (ortoclásio e microclínio); fragmentos líticos: filito e xisto. Cimentação intergranular por dolomita romboédrica e poiquilotópica. Outros constituintes: óxido de ferro intergranular observado nos fragmentos detríticos e nos litoclastos. Como feições diagenéticas identificam-se feldspato potássico parcialmente albitizados.

L. 33841 (1934,15 m) – litoarenito quartzo feldspático intensamente cimentado por quartzo (overgrowths).

L. 29515 (1935,3 m) – litorenito conglomerático. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, feldspato potássico (ortoclásio e microclínio) e plagioclásio; fragmentos líticos: ardósia, filito, quartzito, sedimentares, e rocha vulcânica (parcialmente oxidada e com fenocristais de plagioclásio). Cimentação intergranular por dolomita romboédrica e poiquilotópica. Outros constituintes: opacos, óxido de ferro, clorita e zircão. Como feições diagenéticas identificam-se feldspato potássico e microclínio parcialmente albitizados.

L. 33848 (1935,60 m) – litoclasto de composição e textura ígnea, constituído por quartzo, feldspato (ortoclásio e microclínio), plagioclásio, substituições por cloritas, micas, opacos.

L. 33860 (1935,60 m) – idem a anterior.

L. 29557 (1939,10 m) – litoarenito conglomerático, mal selecionado. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, feldspato potássico (ortoclásio e microclínio); fragmentos líticos: ardósia, filito, xisto e quartzito. Cimentação intergranular por dolomita romboédrica e poiquilotópica. Outros constituintes: óxido de ferro

intergranular e também com aspecto detrítico associado ao cimento carbonático e aos litoclastos.

L. 3962 (1943,63 m) - litoarenito muito grosso, mal selecionada, contatos predominantemente retos e pontuais, secundariamente côncavo-convexos. Feições diagenéticas: *overgrowths* de feldspato potássico e também como cristais intergranulares isolados; franjas de illita ao redor de litoclastos; porosidade por microfraturamento; plagioclásio albitizado; “microcristais” isolados de quartzo intergranular; feldspato potássico em fragmento de plutônica; microclínio albitizado; doloespatito.

L. 29561 (1948,30 m) – litoarenito conglomerático, mal selecionado. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, K feldspato (ortoclásio e microclínio); fragmentos líticos: ardósia, filito, xisto e quartzito. Cimentação intergranular por dolomita romboédrica e poiquilotópica. Outros constituintes: óxidos de ferro associados ao cimento carbonático e aos litoclastos.

L. 3964 (1952,98 m) - litoarenito grosso, mal selecionado, contatos predominantemente retos e pontuais. Outros constituintes: doloespatito, oncólitos, calcedônia. Como feições diagenéticas identificam-se *overgrowth* de feldspato potássico e porosidade intragranular em fragmento metamórficos (filito).

L. 3965 (1953,71 m) – litoarenito grosso, mal selecionado, grãos subangulares e subarredondados. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, feldspato potássico (ortoclásio e microclínio) e plagioclásio; fragmentos líticos: ardósia, filito, xisto, quartzito e sedimentares. Cimentação por dolomita. Outros constituintes como muscovita, dolomita detrítica, óxido de ferro. Como feições diagenéticas identificam-se quartzo *overgrowth* e caulinita.

L. 3966 (1954,55 m) - Litoarenito médio, moderadamente selecionado, contatos côncavo-convexos a retos. Plagioclásio parcialmente albitizado; pirita associada a cimentação carbonática; clorita (com a típica cor azul-berlim).

L. 33966 (1956,95 m) - Calcilutito com fração detrítica., síltica. A fração síltica (em níveis) inclui: quartzo, feldspato potássico, micas, opacos e quartzo (mono e policristalinos), e metamórfica de baixo grau. Este mesmo nível apresenta bioclastos articulados e desarticulados, preenchido ou não por doloespatita, com a própria matriz e/ou óxido de ferro.

L. 1377 (1956,50m) - Calcilutito constituído por grãos detríticos de quartzo (mono e policristalino), feldspato potássico (ortoclásio), micas, fragmento de rocha metamórfica e bioclastos (pelecípodes e gastrópodes) com o seu interior preenchido por uma matriz distinta da rocha hospedeira.

L. 1378 (1956,70 m) – Calcilutito com diversos grãos terrígenos quartzo (monocristalino e policristalino) ortoclásio, microclínio, fragmentos de filito e ardósia, opacos.

L. 29640 (1957,10 m) – Calcilutito constituído por grãos terrígenos: quartzo (mono e policristalino), fragmentos de rochas metamórficas (porém em menor proporção que o

observado na lâmina anterior). Ocorre óxido de ferro entre os grãos terrígenos. Bioclastos de pelecípodes e provável gastrópode.

L. 29641 (1957,25 m) – Calcilutito composto por grãos detríticos, predominando quartzo (monocristalino) e demais constituintes formados por quartzo policristalino, muscovita, feldspato potássico, opacos e fragmentos de rochas ígneas e metamórficas de baixo grau (ardósia e filito). Óxidos de ferro intergranular. Bioclastos distribuídos aleatoriamente na massa carbonática, alguns articulados porém com predomínio de desarticulados.

POÇO CM 47

L. 49950 (2037,35 m) – litoarenito médio, bem selecionado, grãos subangulares a subarredondados, contatos predominantemente retos, pontuais, raros côncavos-convexos e suturados. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, feldspato potássico; fragmentos líticos: ardósia, filito, xisto e sedimentares. Cimentação intergranular por dolomita e calcita em fragmento lítico. Outros constituintes: muscovita, opacos. Como feições diagenéticas identificam-se quartzo *overgrowth*, porosidade intergranular incipiente, porosidade secundária por dissolução da dolomita e minerais caulinizados.

L. 49952 (2044,45 m) – litoarenito médio, bem selecionado, grãos subangulares a subarredondados, contatos predominantemente côncavo-convexos a retos. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso e feldspato potássico e plagioclásio; fragmentos líticos: ardósia, filito, xisto e sedimentares. Cimentação intergranular por dolomita romboédrica e poiquilótópica. Outros constituintes: intraclastos argiloso, pirita sobre carbonato, maior incidência de óxido de ferro sobre fragmentos líticos e cimento carbonático. Como feições diagenéticas identificam-se *overgrowth* de feldspato potássico, dissoluções originando porosidade secundária.

L. 49956 (2052,95 m) – litoarenito grosso, mal selecionado, grãos subangulares a subarredondados, contatos predominantemente retos e pontuais e raros côncavo-convexos. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso e feldspato potássico; fragmentos líticos: ardósia, filito, xisto e sedimentares. Cimentação intergranular por dolomita romboédrica. Outros constituintes: óxido de ferro em intraclasto argiloso, cimento carbonático e litoclasto. Como feições diagenéticas identificam-se dolomita parcialmente dissolvida e com as bordas oxidadas.

L. 49958 (2057,65 m) – litoarenito muito grosso, mal selecionado, grãos subangulares a subarredondados, contatos predominantemente retos, pontuais e raros côncavo-convexos. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso e feldspato potássico; fragmentos líticos: ardósia, filito, xisto e sedimentares. Cimentação intergranular por dolomita romboédrica e poiquilótópica (dolomita comumente ocorre como romboedros individuais ao redor e sobre grãos e também preenchendo espaço intergranular). Outros constituintes: muscovita, opacos associados com as dolomitas, pirita em litoclasto e também intergranular, óxido de ferro em cimento carbonático, calcedônia. Como feições diagenéticas

identificam-se quartzo *overgrowth*, quartzo microcristalino intergranular, dissolução incongruente de feldspato.

L. 49962 (2103,75 m) – litoarenito médio, bem selecionado, grãos subangulares, subarredondados a arredondados, contatos predominantemente retos, pontuais, raros côncavos-convexos. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, feldspato potássico; fragmentos líticos: ardósia, filito, xisto e sedimentares. Cimentação intergranular por dolomita romboédrica e/ou poiquilotópica. Outros constituintes: micas, opacos, óxido de ferro em grão e cimento carbonático, fragmento carbonático (doloespato) e pirita intergranular. Como feições diagenéticas identificam-se caulinita substituindo grão (provavelmente feldspato potássico), porosidade secundária por dissolução incongruente de ortoclásio, poro “móldico” com as bordas oxidadas, intraclasto argilo oxidado e biotita com lamelas expandidas e preenchidas por dolomita.

POÇO CM 57

L. 3932 (2010,83 m) - arcósio muito fino; bem selecionado. Dolomita grossa blocosa, bioclasto, zircão, oncólitos.

L. 3935 (2015,43 m) - litarenito grosso, mal selecionado, contatos retos a côncavo-convexos, com alguns pontuais. Observam-se grãos cloritizados e dolomita grossa blocosa.

L. 53196 (2016,80 m) – litoarenito conglomerático, muito mal selecionado. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, feldspato potássico (ortoclásio, microclínio) e plagioclásio; fragmentos líticos: ardósia, filito, xisto, quartzito e sedimentares. Cimentação intergranular por dolomita romboédrica e poiquilotópica. Outros constituintes: muscovita, óxido de ferro em cimento carbonático e em litoclastos. Como feição diagenéticas identifica-se quartzo *overgrowth*.

L. 3938 (2018,20 m) - litoarenito muito grosso; mal selecionado, contatos retos a côncavo-convexos. Alguns grãos cloritizados.

L. 3940 (2020,32 m) - litoarenito fino, bem selecionado, contatos retos a côncavo-convexos.

L. 3941 (2021,91 m) - litoarenito grosso, mal selecionado, contatos retos, pontuais a côncavo-convexos, caulinita vermicular e também do tipo *booklet* intergranular.

L. 53199 (2023,00 m) – litoarenito médio, bem selecionado. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, feldspato (ortoclásio, microclínio) e plagioclásio; fragmentos líticos: ardósia, filito, xisto e sedimentares. Cimentação intergranular por dolomita romboédrica e poiquilotópica. Outros constituintes: óxido de ferro em cimento carbonático, em litoclastos e como cutículas. Como feições diagenéticas identificam-se quartzo *overgrowth* e caulinita intergranular.

L. 3944 (2026,3 m) - litoarenito muito grosso, mal selecionado, contatos retos a pontuais,.

L. 3945 (2027,19 m) - litoarenito grosso, mal selecionado, contatos retos, pontuais a côncavo-convexos. Presença de fragmento de rocha vulcânica possivelmente de composição intermediária.

L. 3948 (2030,27 m) - litoarenito grosso, mal selecionado, semelhante ao anterior, contatos retos, pontuais a côncavo-convexos.

L. 3951 (2038,72 m) - litoarenito fino, bem selecionado, contatos retos a pontuais.

L. 53204 (2032,65 m) – litoarenito grosso, mal selecionado. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, feldspato potássico (ortoclásio, microclínio) e plagioclásio; fragmentos líticos: filito, xisto, quartzito e sedimentares. Cimentação intergranular por dolomita romboédrica e/ou poiquilotópica. Outros constituintes: calcita associada a quartzo, óxido de ferro em litoclasto e cutículas. Como feições diagenéticas identificam-se albitização de plagioclásios e de feldspatos potássicos.

L. 3952 (2041,42 m) – litoarenito médio, mal selecionado, grãos de subangulares a subarredondados. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, feldspato potássico (ortoclásio, microclínio) e plagioclásio; fragmentos líticos: ardósia, filito, xisto e quartzito. Cimentação intergranular por dolomita romboédrica e/ou poiquilotópica. Outros constituintes: dolomita detrítica, muscovita, óxidos de ferro, quartzo com inclusões de caulinita. Como feições diagenéticas identificam-se quartzo *overgrowth*, feldspatos potássicos parcialmente albitizados.

L. 3953 (2043,62 m) - litoarenito fino, bem selecionado, contatos retos a côncavo-convexos. Grãos de feldspatos potássicos completamente substituídos por argilominerais; grão cloritizado.

L. 3955 (2050,53 m) – litoarenito grosso, moderadamente selecionado, grãos subangulares a subarredondados. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, K-feldspato (ortoclásio, microclínio) e plagioclásio; fragmentos líticos: ardósia, filito, xisto, quartzito e sedimentares. Cimentação intergranular por dolomita poiquilotópica. Outros constituintes: óxidos de ferro, quartzo inclusões de caulinita, dolomita detrítica e muscovita. Como feições diagenéticas identificam-se quartzo *overgrowth*, feldspatos potássicos parcialmente albitizados.

L. 3956 (2081,10 m) - litoarenito grosso, moderadamente selecionado, contatos côncavo-convexos a retos. Destaca-se feldspato potássico em fragmento de plutônica. Como feições: *overgrowth* de feldspato potássico.

L. 3957 (2083,21 m) – litoarenito grosso, muito mal selecionado, grãos subangulares a subarredondados. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, feldspato potássico (ortoclásio, microclínio) e plagioclásio; fragmentos líticos: ardósia, filito, xisto, quartzito e sedimentares. Cimentação intergranular por dolomita poiquilotópica. Outros constituintes: óxidos de ferro, quartzo com inclusões de caulinita,

caulinita, dolomita detrítica e muscovita. Como feições diagenéticas identificam-se quartzo *overgrowth*, feldspatos potássicos parcialmente albitizados.

L. 3958 (2085,15 m) - litoarenito grosso, mal selecionado, contatos côncavo-convexos a retos. Alguns grãos totalmente substituídos por argilomimerais, pseumatiz gerada pela compactação de litoclastos metamórficos dúcteis.

L. 3960 (2087,55 m) - litoarenito fino, moderadamente selecionado, contatos côncavo-convexos, retos a pontuais. Presença de *Mud intraclast*.

ANEXO D: DESCRIÇÕES PETROGRÁFICAS DAS LÂMINAS SELECIONADAS PARA ANÁLISES REFERENTES AOS ISÓTOPOS ESTÁVEIS

ANEXO D

DESCRIÇÕES PETROGRÁFICAS DAS LÂMINAS SELECIONADAS PARA ANÁLISES REFERENTES AOS ISÓTOPOS ESTÁVEIS

POÇO CM 06

L. 32559 (1850,20 m) – litoarenito grosso, mal selecionado, grãos subangulares a subarredondados, contatos longitudinais a côncavo-convexos. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, feldspato potássico, microclínio e plagioclásio; fragmentos líticos: metamórficas de baixo grau e sedimentares. Cimentação intergranular por dolomita poiquilotópica e romboédrica. Outros constituintes: carbonatoclasto (dolomita detrítica), bioclastos, óxido de ferro, muscovita. Como feições diagenéticas identificam-se quartzo *overgrowth*, e feldspato potássico parcialmente substituído por albita.

L. 3967 (1867,20 m) – litoarenito grosso, mal selecionado, grãos angulares a subarredondados, contatos pontuais a longitudinais eventualmente côncavo-convexos. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino, feldspato potássico, ortoclásio, microclínio (alguns com feições de albitização), plagioclásios (também parcialmente albitizados), fragmentos líticos: metamórficas (filitos, xistos e quartzitos) e sedimentares. Cimentação intergranular por dolomita poiquilotópica. Outros componentes: carbonatoclasto (dolomita detrítica), caulinita (inclusões em grãos de quartzos) óxido de ferro, clorita. Secundariamente observa-se quartzo *overgrowth* e feições indicativas de grãos dissolvidos (porosidade secundária?).

L. 3981 (1883,37 m) – litoarenito médio, seleção regular, grãos subangulares a subarredondados, contatos pontuais e raramente côncavo-convexos. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, policristalino grosso e fino, ortoclásio (parcialmente albitizados), microclínio (raros) e plagioclásios parcialmente albitizados, fragmentos de rochas metamórficas (filito, xisto e quartzito). Outros minerais diagenéticos: dolomita, caulinita, pirita e óxido de ferro. Secundariamente observa-se: fragmentos carbonáticos detríticos, bioclastos e micas. Nódulos de carbonato e feições indicativas de dissolução de grãos também são descritos.

L. 3983 (1917,67 m) – litoarenito fino a médio, seleção regular, grãos subarredondados, contatos pontuais a longitudinais. Composição mineralógica: quartzo monocristalino e policristalino, ortoclásio, microclínio, plagioclásio (eventualmente albitizado), fragmentos de metamórficas (ardósia, filito, xisto e quartzito). Minerais diagenéticos (cimentos): dolomita intergranular e poiquilotópica, óxido de ferro, quartzo *overgrowth*. Outros constituintes: fragmentos de muscovita (segundo uma orientação planar).

L. 3995 (1928,38 m) – litoarenito grosso, mal selecionado, grãos subangulares a subarredondados, contatos pontuais a longitudinais e raramente côncavo-convexos. Composição mineralógica: quartzo mono e policristalino, ortoclásio, microclínio (parcialmente albitizados) e plagioclásio (parcialmente albitizados), fragmentos de metamórficas (ardósia, filito, xisto e quartzito) sedimentares. Minerais diagenéticos como dolomita, quartzo *overgrowth*, óxido de ferro e piritas.

L.4002 (1942,98 m) – litoarenito médio, mal selecionado, grãos subangulares a subarredondados, contatos pontuais a longitudinais.. Composição mineralógica: quartzo monocristalino, ortoclásio (alguns com feições de albitização), microclínio e plagioclásio (parcialmente albitizados), fragmentos de metamórficas (ardósia, filito, xisto e quartzito). Cimentação por dolomita intergranular e/ou poiquilotópica e quartzo *overgrowth*. Outros minerais constituintes: dolomita detrítica, muscovita, caulinita (localmente com feições indicativas de dissolução parcial).

POÇO CM 10

L. 33799 (1912,90 m) – Arenito de granulometria grossa a conglomerática, constituído essencialmente por fragmento de rochas metamórficas de baixo grau (quartzito, ardósia e filito), minerais detríticos como quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, ortoclásio e microclínio (alguns grãos parcialmente albitizados) e carbonatoclastos. Destacam-se ainda dolomitas (romboédricas e poiquilotópicas) e óxidos de ferro (tanto intergranular como formando grão detrítico).

L. 33839 (1931,50 m) – Arenito de granulometria média, seleção regular, constituído por fragmentos de rochas metamórficas (filito e xisto), grãos de quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, ortoclásio e microclínio (parcialmente albitizados). Observam-se ainda dolomitas (romboédricas e poiquilotópicas), óxido de ferro intergranular e/ou como fragmento detrítico.

L. 29557 (1939,10 m) – Arenito de granulometria grossa a conglomerática, mal selecionado. Composição: fragmentos de rochas metamórficas (ardósia, filito, xisto e quartzito), grãos de quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, ortoclásio e microclínio. Observa-se ainda a presença de dolomitas (como cimento romboédrico e poiquilotópico), óxido de ferro intergranular ou como fragmento detrítico.

L. 29561 (1948,30 m) – Arenito de granulometria grossa a conglomerática, constituído por fragmentos de rochas metamórficas (ardósia, filito, xisto e quartzito), grãos de quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, raro feldspato potássico (ortoclásio e microclínio). Presença de dolomitas (romboédricas e poiquilotópicas), óxido de ferro e outros litoclastos (?).

L. 3965 (1953,71 m) – Litoarenito grosso, mal selecionado, grãos subangulares a subarredondados. Constituído por grãos de quartzo monocristalino, policristalino, ortoclásio, microclínio e plagioclásio; também fragmentos de rochas metamórficas (ardósia, filito, xisto e quartzito) e sedimentares. Outros componentes: dolomita em fragmentos detríticos, caulinita, quartzo, óxidos de ferros e muscovita. Cimentação por dolomita.

POÇO CM 47

L. 49950 (2037,35 m) – Litoarenito médio, bem selecionado, grãos angulares a subangulares, contatos predominantemente longitudinais raramente pontuais ou côncavo-convexos. Composição mineralógica: quartzo monocristalino e policristalino, fragmentos de rochas metamórficas de baixo grau e extensamente substituídos/cimentados por dolomita. Outros componentes: muscovita com indícios de caulinição, minerais opacos, quartzo *overgrowth*. A porosidade intergranular é incipiente, porém observa-se uma porosidade secundária associada à dissolução da dolomita.

L. 49952 (2044,45 m) – Litoarenito médio a grosso, seleção regular, fração mais fina é subangular a subarredondada, fração média subangular a angular e a fração mais grossa é subarredondada, contatos predominantemente longitudinais a côncavo-convexos. Composição mineralógica dominante: quartzo mono e policristalino, fragmentos de rochas metamórficas de baixo grau e feldspato potássico. Outros constituintes: intraclastos argilosos, *overgrowth* de feldspato potássico, plagioclásio e pirita. Cimentação extensiva por dolomita e feições de dissolução de grãos. Característica marcante nesta lâmina é a presença dos fragmentos líticos em dimensões inferiores e intensamente deformados em relação àqueles observadas nas lâminas anteriores.

L. 49956 (2052,95 m) – Litoarenito médio a grosso, mal selecionado, com contatos predominantemente longitudinais e pontuais e raros côncavo-convexos, fração fina subangular, fração média é subangular a angular e a fração grossa é subarredondada. Composição mineralógica: quartzo mono e policristalino, fragmentos de rochas metamórficas de baixo grau e feldspato potássico intensamente cimentados por dolomita. Outros constituintes: óxidos de ferro, intraclastos argilosos.

L. 49958 (2057,65 m) – Litoarenito médio a muito grosso, mal selecionado, contatos predominantemente longitudinais a pontuais e raros côncavo-convexos, fração fina subangular a angular, fração média é subangular a subarredondada e a fração grossa/muito grossa é subangular a subarredondada. Composição mineralógica: quartzo mono e policristalino, fragmentos de rochas metamórficas de baixo grau e feldspato potássico. A cimentação eventual é por dolomita e destaca-se a boa porosidade. Outros constituintes: quartzo policristalino, opacos, calcedônia (?), quartzo *overgrowth*, quartzo microcristalino intergranular (cimento?) e feições de dissolução nos feldspatos.

L. 49962 (2103,75 m) – Litoarenito médio a grosso, bem selecionado, contatos predominantemente longitudinais a pontuais e raramente côncavo-convexos, fração fina subarredondada a subangular, fração média é subarredondada e a fração grossa é subangular até arredondada. Composição: quartzo mono e policristalino, fragmentos de rochas metamórficas de baixo grau e feldspato potássico cimentados por dolomita com alto teor de óxido de ferro associado. Outros constituintes: caulinita substituindo grão, intraclastos argilosos oxidados, fragmentos carbonáticos (doloespato), fragmentos de biotita com espaços interlamelares preenchidos por romboedros de dolomita. Destaca-se a dissolução do cimento dolomítico com geração de porosidade secundária; também alguns poros móldicos originados pela dissolução de grãos isolados de feldspato (?).

POÇO CM 57

L. 53196 (2016,80 m) – Arenito de granulometria grossa a conglomerática, mal selecionado, contatos predominantemente pontuais. Constituído por fragmento de rochas metamórficas (ardósia, filito, xisto e quartzito) e sedimentares, grãos de quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, ortoclásio, microclínio e plagioclásio. Cimentação por dolomitas (romboédricas e poiquilotópicas), também óxido de ferro.

L. 53199 (2023,00 m) – Arenito de granulometria média, bem selecionado, contatos pontuais. Composição mineralógica: fragmentos de rochas metamórficas (ardósia, filito e xisto) e sedimentares, grãos de quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, ortoclásio, microclínio e plagioclásio. Outros componentes: dolomitas (como cimentação romboédrica e/ou poiquilotópica), caulinita intergranular e óxido de ferro tanto associado ao cimento carbonático como em cutículas.

L. 53204 (2032,65 m) – litoarenito de granulometria grossa a conglomerática, mal selecionado, contatos pontuais. Constituído por fragmento de rochas metamórficas (filito, xisto e quartzito) e sedimentares, grãos de quartzo monocristalino, policristalino fino a grosso, ortoclásio, microclínio e plagioclásio (localmente com indícios de albitização). Outros componentes: dolomita (como cimentação romboédrica e/ou poiquilotópica) e óxidos de ferro tanto nos litoclastos como sob a forma de cutículas.

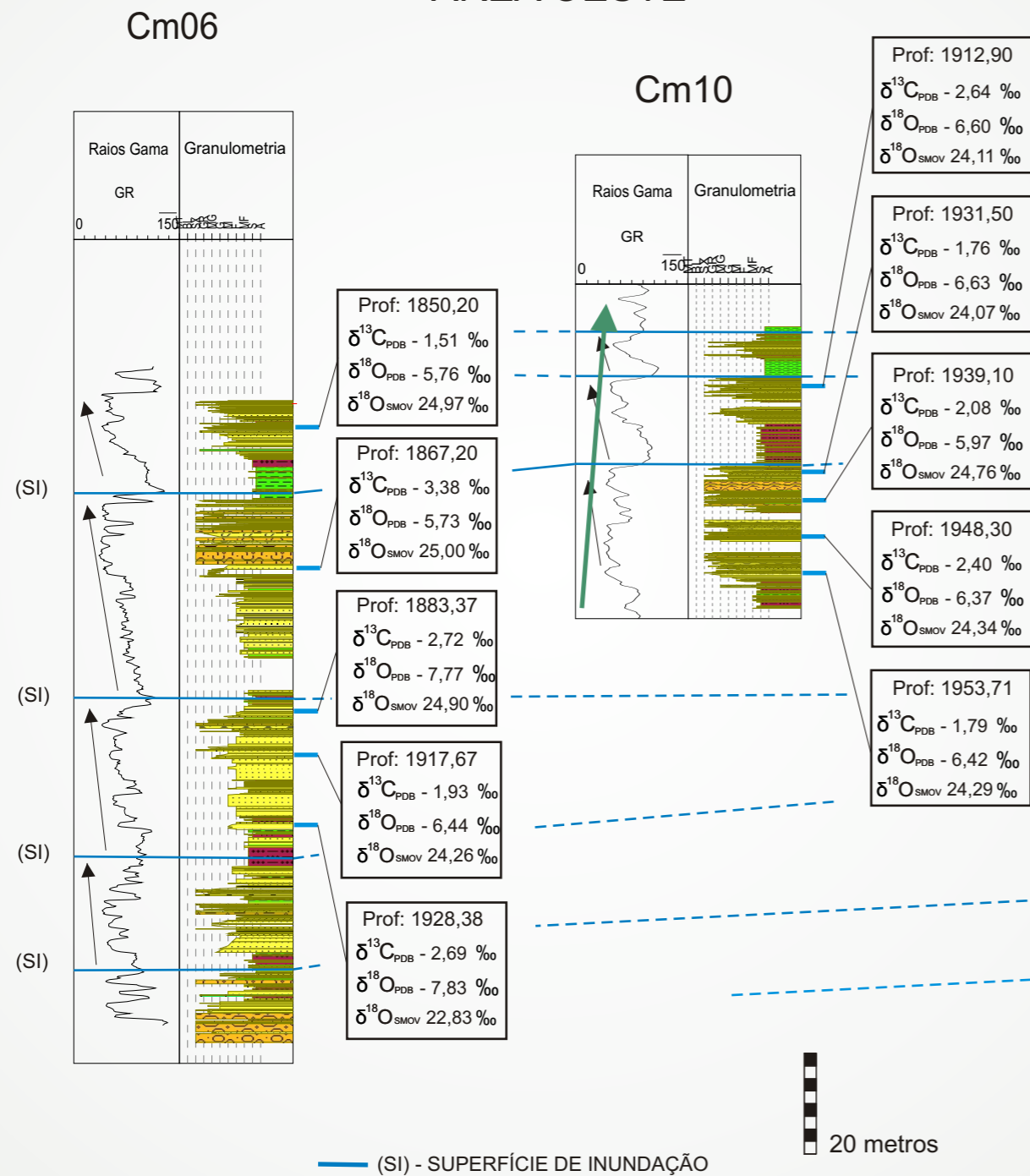
L. 3952 (2041,42 m) – litoarenito de granulometria média, mal selecionado, grãos subangulares a subarredondados. Constituído por quartzo monocristalino e policristalino, ortoclásio, microclínio e plagioclásio (parcialmente albitizados), fragmentos de rochas metamórficas (ardósia, filito, xisto e quartzito). Também: dolomita (como cimentação poiquilotópica), quartzo *overgrowth*, óxidos de ferro, caulinita como inclusões em grãos de quartzo, dolomita em fragmentos detríticos e muscovita.

L. 3955 (2050,53 m) – litoarenito de granulometria grossa, seleção regular, grãos subangulares a subarredondados. Constituído por quartzo monocristalino e policristalino, ortoclásio, microclínio e plagioclásio (parcialmente albitizados), fragmentos de rochas metamórficas (ardósia, filito, xisto e quartzito) e sedimentares. Também: dolomita (como cimentação poiquilotópica), quartzo *overgrowth*, óxidos de ferro, quartzo com inclusões de caulinita, dolomita em fragmentos detríticos e muscovita.

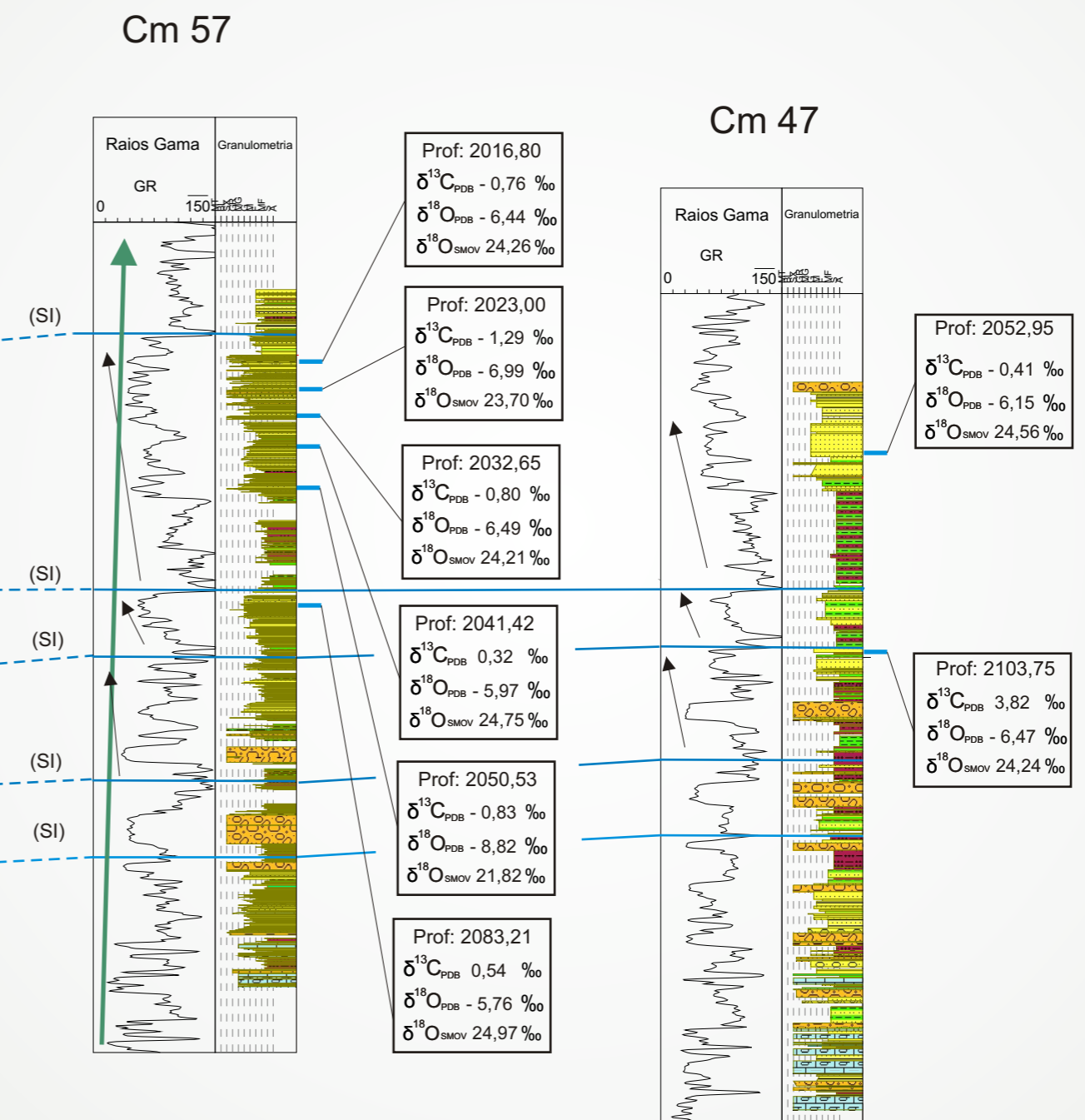
L.3957 (2083,21 m) – litoarenito de granulometria grossa, mal selecionado, grãos subangulares a subarredondados. Constituído por quartzo monocristalino e policristalino, ortoclásio, microclínio e plagioclásio (parcialmente albitizados), fragmentos de rochas metamórficas (ardósia, filito, xisto e quartzito) e sedimentares. Também: dolomita (como cimentação poiquilotópica), caulinita, quartzo *overgrowth*, óxidos de ferro, quartzo com inclusões de caulinita, dolomita em fragmentos detríticos e muscovita.

ANEXO E: PERFIS DOS POÇOS COM OS RESULTADOS DOS ISÓTOPOS ESTÁVEIS

ÁREA OESTE

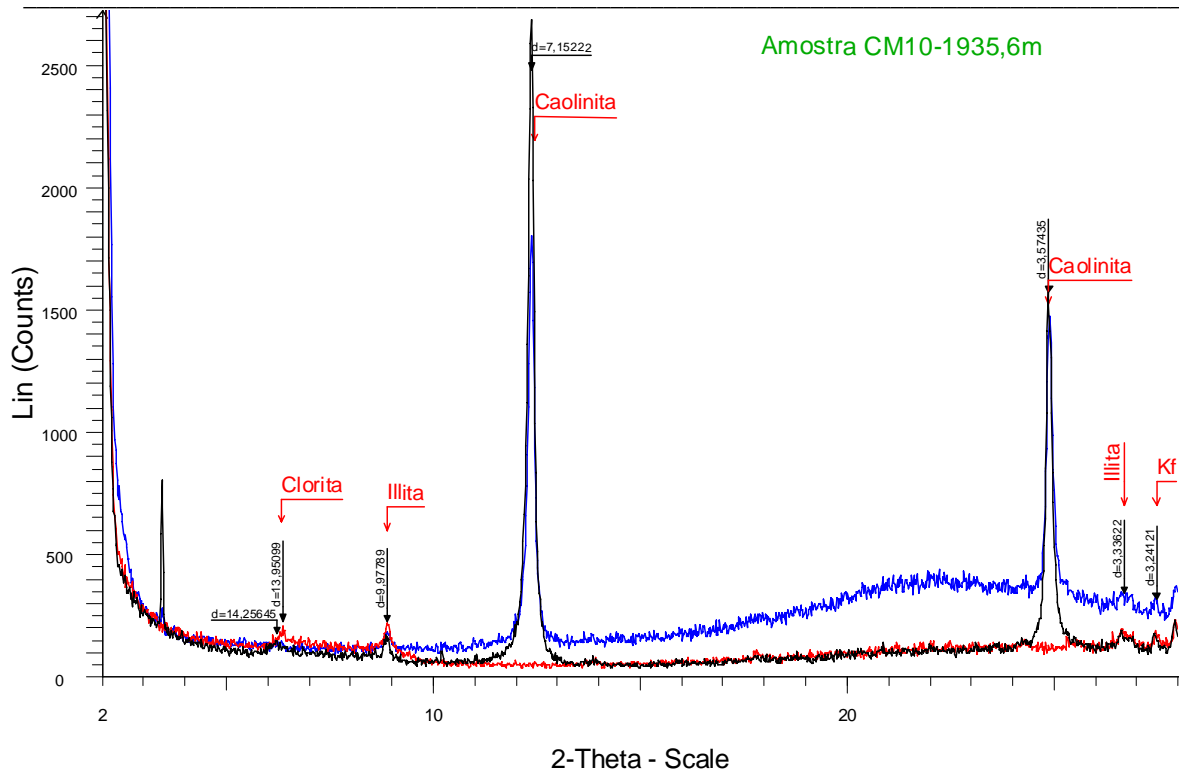


ÁREA LESTE

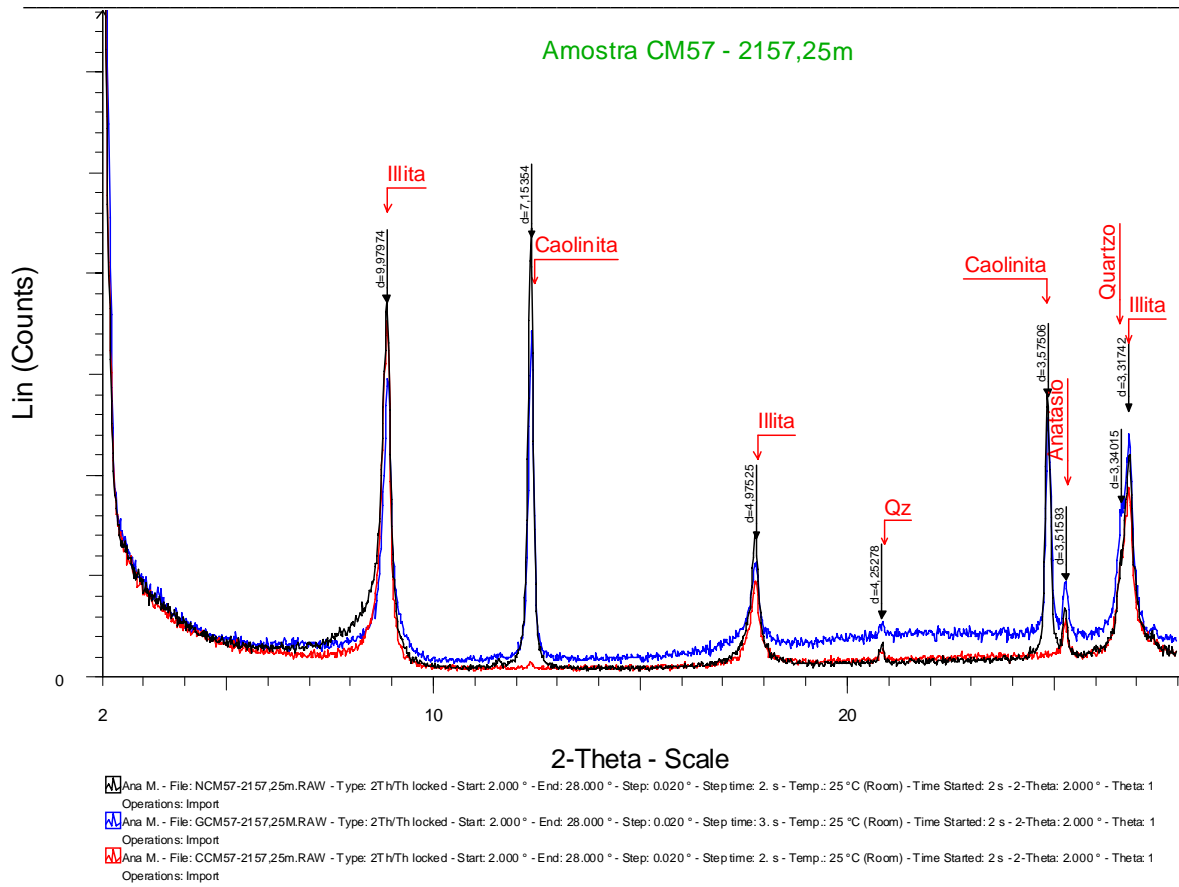


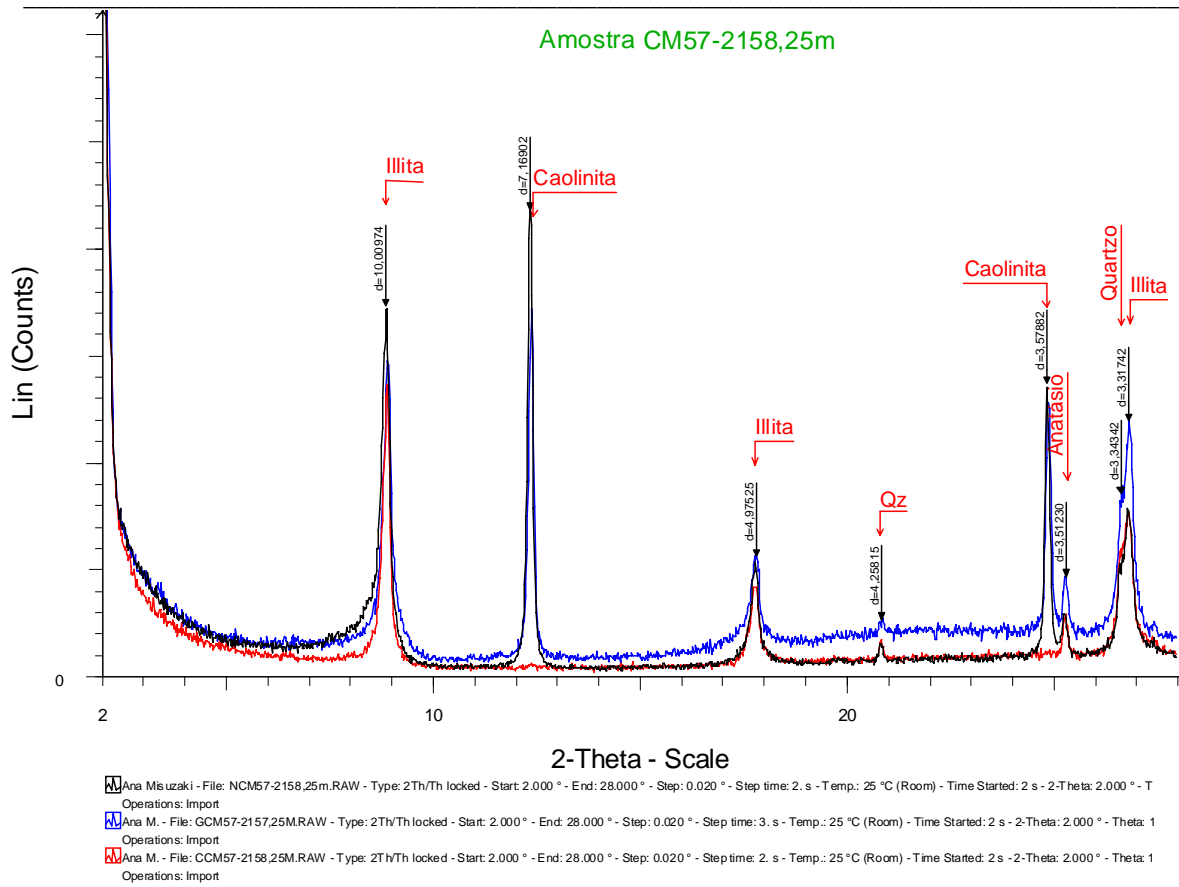
Anexo E: Resultados dos isótopos estáveis nos poços do Campo de Camorim nas suas respectivas profundidades.

ANEXO F: DIFRAÇÃO DE RAIOS-X



■ Ana Misuzaki - File: NCM10-1935,6m.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Th Operation: Import
■ Ana M. - File: GCM10 1935,60m.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 7 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1. Operation: Import
■ Ana M. - File: CCM10-1935,60m.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1 Operation: Import





ANEXO H: Klein, C. & Mizusaki, A.M.

**CIMENTAÇÃO CARBONÁTICA EM RESERVATÓRIOS SILICICLÁSTICOS –
O PAPEL DA DOLOMITA**

Revista Pesquisas em Geociências

Cimentação carbonática em reservatórios siliciclásticos – o papel da dolomita

Carla Klein (UFRGS) Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre 91501-970, Brasil

cklein@terra.com.br

Ana Maria Pimentel Mizusaki (UFRGS) Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre 91501-970, Brasil

mzkana@terra.com.br

Abstract

Carbonates are important diagenetic cements in siliciclastic rocks thus important to determine these rocks as hydrocarbon reservoirs. The cement is the material had chemically precipitated partial or totally pore filling, affecting rock values of porosity and permeability. The acknowledgment of diagenetic patterns those are associated with carbonatic cement precipitation and their impacts in the reservoirs quality can decrease the risks of exploration and exploitation of new reservoirs. Therefore is necessary the knowledge of origin and processes of carbonate cement's precipitation.

These cements have distribution patterns, mineralogy, textures and isotopic compositions which vary spatial and temporally, depending of perform conditions in each diagenetic environment. One of the most important diagenetic cement is dolomite and the dolomite's group is compound by dolomite and ankerite.

Those minerals can be differentiating by analytical techniques such as optical petrography, cathodoluminescence, scanning electron microscopy and isotopes. Besides that, dolomite cement shape in a reservoir can display different forms: rhombs, poikilotopic and saddle in a variety of dimensions, filling intergranular pores, replacing detrital carbonate grains, concretions, nodules or stratigraphic layers. Primaries calcite and aragonite replaced can promote precipitation of dolomite through increase of temperature and by presence of Mg-bearing fluids.

The main entrance conditions to form dolomitic cement are: (i) alkaline solutions from pre-existence rocks weathering or evaporitic environments; (ii) marine waters; (iii) clays altered; (iv) CaCO_3 own polymorphs; (v) presence of bioclasts.

An interesting example of dolomitic cementation is the Carmópolis Member of the Muribeca Formation, hydrocarbon reservoir of the Camorim Field (S ergipe Alagoas Basin, northeastern Brazil).

Key words: carbonates, dolomite, ankerite, cement, diagenesis, reservoirs.

Resumo

Os carbonatos são importantes cimentos diagenéticos nas rochas siliciclásticas e assim decisivos na determinação destas rochas como reservatórios de hidrocarbonetos. O cimento é o material precipitado quimicamente, preenchendo parcial ou totalmente os poros, afetando os valores de porosidade e de permeabilidade das rochas. Verifica-se que o reconhecimento dos padrões diagenéticos que estão associados a precipitação dos cimentos carbonáticos e os seus impactos na qualidade dos reservatórios permitem diminuir os riscos na exploração e na exploração de novos reservatórios. Portanto é necessário o entendimento da origem e dos processos de precipitação dos cimentos carbonáticos. Estes cimentos possuem padrões de distribuição, mineralogia, texturas e composições isotópicas que variam espacial e temporalmente, dependendo diretamente das condições atuantes em cada ambiente diagenético. Dentre os carbonatos descritos como cimento diagenético destaca-se a dolomita. Ao grupo da dolomita pertencem dois minerais: dolomita e anquerita. A distinção entre estes dois minerais vem sendo obtida pela integração de diferentes técnicas analíticas tais como petrografia óptica, catodoluminescência, microscopia eletrônica de varredura e isótopos. O cimento dolomítico numa rocha reservatório pode apresentar-se de diferentes formas: cristal rômbo, dolomita poiquilotópica e “em sela”, nas mais variadas dimensões, preenchendo poros intergranulares, substituindo grãos carbonáticos do arcabouço, formando nódulos, concreções ou camadas estratificadas. A origem das dolomitas pode ser a partir de substituição de calcita e aragonita primárias, que, com o aumento da temperatura e a presença de fluidos enriquecidos em Mg, tenderão a alcançar a sua forma mais estável sob as novas condições. Dentre as condições para formação de cimento dolomítico pode-se citar: i) soluções alcalinas, geradas a partir do intemperismo de rochas pré-existentes ou em ambientes evaporíticos; ii) águas marinhas; iii) derivados de

alterações de argilas; iv) dos próprios polimorfos de CaCO_3 ; v) presença de bioclastos. Um exemplo interessante de cimentação dolomítica é o Membro Carmópolis da Formação Muribeca, reservatório de hidrocarboneto no Campo de Camorim (Bacia de Sergipe-Alagoas, NE do Brasil).

Palavras chaves: carbonatos, dolomita, ankerita, cimento, diagênese, reservatórios.

Índice

Abstract.....	02
Resumo.....	03
Índice.....	05
1. Introdução	07
2. Rochas reservatório siliciclásticas	08
3. Cimentação carbonática.....	11
4. Dolomitas.....	13
5. Origem do cimento do grupo da dolomita	15
5.1. Termodinâmica e Cinética.....	17
5.2. Zonas Geoquímicas da dolomita.....	19
5.2.1. Carbonato na zona oxida (ZO).....	21
5.2.2. Carbonato na zona subóxida (ZSO).....	21
5.2.3. Carbonato na zona de redução do sulfato bacteriano (ZRSB).....	22
5.2.4. Carbonato na zona de metanogênese microbiana (ZMe).....	22
5.2.5. Carbonato na zona da descarboxilação térmica da matéria orgânica (D).....	23
6. Ferramentas analíticas utilizadas no reconhecimento do cimento dolomítico.....	24
7. Texturas dos cimentos de dolomita.....	26
8. Exemplos.....	27
9. Conclusões.....	31
10. Agradecimentos.....	32
11. Referências bibliográficas.....	32
Legenda de figuras e Quadro.....	
Figura 1.....	
Quadro 1.....	

Figura 2.....

Figura 3.....

Figura 4.....

Figura 5.....

Figura 6.....

Figura 7.....

Figura 8.....

1. Introdução

Como reservatório, entendem-se aquelas rochas que possuem valores de porosidade e permeabilidade que permitem o armazenamento de óleo, gás e água. As rochas reservatório dividem-se em dois grandes grupos: carbonáticos e detríticos (siliciclásticos) (Tucker, 2004).

Os reservatórios carbonáticos são formados predominantemente por carbonatos originados de processos biológicos e bioquímicos, ou seja, de origem orgânica, embora a precipitação inorgânica de carbonato de cálcio (CaCO_3) a partir das águas marinhas também seja um importante processo (Tucker, 2004). No entanto, este tipo de reservatório não será aqui discutido.

Já as rochas-reservatório siliciclásticas são normalmente arenitos, calcarenitos e conglomerados, que representam antigos ambientes sedimentares de alta energia.

Nestes reservatórios, os carbonatos estão entre os principais cimentos diagenéticos, o que conseqüentemente é decisivo quanto à determinação da qualidade destas rochas como reservatório. O cimento é o material precipitado quimicamente, preenchendo parcial ou totalmente os espaços porosos, afetando assim os valores de porosidade e de permeabilidade das rochas. Verifica-se que os fatores que controlam a precipitação de cimento carbonático dependem da química da água, Eh, pH, temperatura, pCO_2 e a razão Mg/Ca.

A redução da porosidade primária, seja por compactação e/ou cimentação, tem influência marcante na qualidade das rochas-reservatório. E no decorrer da diagênese, a porosidade secundária desenvolvida por fraturamento, por contração (*shrinkage*) e por dissolução dos constituintes detríticos, dos cimentos intergranulares e dos minerais autigênicos de substituição também tem um papel importante no desenvolvimento do reservatório (Schmidt & McDonald, 1979).

A cimentação carbonática tem o seu papel de importância nos reservatórios, pois cimentos carbonáticos tais como calcita, dolomita, ankerita e siderita, entre outros, podem influenciar de forma positiva ou negativa as propriedades dos reservatórios.

Como influência positiva pode-se sugerir: i) geração de porosidade secundária através da dissolução de um volume apreciável dos cimentos carbonáticos primários; ii) cimentação carbonática localizada, sustentando parcialmente os grãos e limitando a compactação (Schmidt & McDonald, 1979; Al-shaieb & Shelton, 1981; Bjørlykke *et al.*, 1989; Souza *et al.*, 1995; Morad, 1998).

Como influência negativa, pode ocorrer cimentação extensiva, preenchendo totalmente os espaços porosos e conseqüentemente impedindo a percolação das soluções solventes, e formando barreiras para um eventual preenchimento dos poros por águas subterrâneas ou hidrocarbonetos (Bjørlykke *et al.*, 1989; Morad, 1998).

Deste modo, a estabilidade composicional dos minerais detríticos ou a sua destruição pelos processos diagenéticos (dissolução e substituição), bem como o padrão de distribuição dos cimentos carbonáticos, são fatores importantes na qualidade dos reservatórios siliciclásticos.

Nos estudos realizados sobre a cimentação carbonática nos reservatórios da Bacia Sergipe-Alagoas, uma das tradicionais produtoras de petróleo do Brasil, destaca-se a dolomita por sua relativa abundância e pelo controle exercido na porosidade e permeabilidade destas rochas reservatório. O Membro Carmópolis da Formação Muribeca, principal reservatório da bacia SE-AI, é composto por filarenitos (Folk, 1968) cimentos de dolomita e anquerita, influenciando a sua qualidade. Apesar da complexidade deposicional, composicional e diagenética do reservatório, a cimentação carbonática tem papel de destaque por sustentar o arcabouço, impedindo o esmagamento dos grãos dúcteis durante o soterramento.

Assim, para avaliação da qualidade deste reservatório siliciclástico, torna-se necessário o entendimento dos processos de precipitação e dissolução do cimento dolomítico nestas rochas.

2. Rochas reservatório siliciclásticas

Antes de abordar a cimentação carbonática, faz-se necessário dar uma visão geral das rochas siliciclásticas e os parâmetros controladores dos processos diagenéticos que governam a precipitação e a dissolução destes cimentos.

As rochas siliciclásticas são formadas por diferentes tipos de grãos detríticos, tais como quartzo, feldspato e fragmentos de rochas, que podem ser provenientes de uma ou mais áreas fonte. A estes vêm se somar minerais precipitados durante a evolução pós-deposicional em um ou mais ciclos diagenéticos (De Ros, 1996).

Estas rochas podem ter suas propriedades permo-porosas reduzidas ou ampliadas em função dos processos diagenéticos atuantes, especialmente com respeito à compactação, precipitação e/ou dissolução de grãos detríticos e cimentos carbonáticos.

A diagênese envolve um conjunto de processos pós-deposicionais sejam eles, físicos, químicos e biológicos, nos quais os sedimentos detríticos e as águas intersticiais reagem na tentativa de alcançar o equilíbrio geoquímico e textural com o ambiente de formação (Burley *et al.*, 1985; Curtis, 1977). Os processos diagenéticos constituem um espectro contínuo em termos de temperatura, pressão e geoquímica dos ambientes superficiais até o soterramento efetivo e soerguimento da bacia sedimentar (Schmid *et al.*, 2004).

Em relação à diagênese, Choquette & Pray (1970) propuseram para o estudo de porosidade em rochas carbonáticas, uma classificação com base em estágios diagenéticos, que posteriormente foram adaptados por Schmidt & McDonald (1979). Estes autores reconhecem a:

- *Eodiagênese*, estágio onde se incluem todos os processos que ocorrem sob a influência direta de fluidos deposicionais, em profundidades relativamente rasas e temperaturas baixas (entre 30°C e 70°C);

- *Mesodiagênese*, onde ocorrem reações envolvendo águas de formação quimicamente evoluídas sob condições de soterramento mais efetivo e temperaturas relativamente mais elevadas, e onde os minerais submetidos às novas condições tornam-se instáveis, buscando o equilíbrio e conseqüentemente produzindo minerais mais estáveis;

- *Telodiagenese* se refere àqueles processos relacionados ao soerguimento e nova exposição das rochas sedimentares às condições superficiais, por exemplo, com infiltração de fluidos meteóricos ao longo das bordas das bacias ou de grandes falhamentos.

Assim verifica-se que são vários os parâmetros que exercem controle direto nos processos diagenéticos observados nas rochas sedimentares clásticas. De acordo com De Ros (1996) deve-se destacar especialmente: a composição dos constituintes detríticos, dos fluidos intersticiais e dos constituintes diagenéticos precoces. Além deste parâmetro composicional, existem os não-composicionais, que se referem à temperatura, pressão, fluxo dos fluidos e tempo (Fig.1).

INSERIR FIGURA 1

A composição detrítica da rocha, importante controle composicional, é determinada pelos parâmetros de proveniência que por sua vez, compreende a inter-relação da área fonte, a geografia (relevo, distância do transporte do grão), as condições climáticas e o ambiente deposicional, conforme destacado na figura1.

Os grãos do arcabouço são constituídos por uma variada quantidade de quartzo (tanto mono como policristalino), feldspatos, fragmentos de diversas rochas (sedimentares, metamórficas e ígneas), sendo que seus teores podem ser utilizados para classificação composicional de proveniência (e.g. McBride, 1963; Folk, 1968; Dickinson, 1985). Também podem ocorrer minerais acessórios pesados (zircão, epidoto, óxido de Ti, apatita, granada, rutilo, turmalina, estauroлита) e leves (muscovita, biotita, clorita), além de constituintes intrabaciais, carbonáticos ou não (McBride, 1985; Zuffa, 1985).

A composição química dos constituintes detríticos influencia profundamente os estágios diagenéticos subseqüentes, colocando à disposição íons de Ca^{+2} , Mg^{+2} , Fe^{+2} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{-2} , HCO_3^- , entre outros, a partir da decomposição da rocha e/ou mineral por ação química. Isto se

verifica especialmente no caso dos cimentos carbonáticos de origem eogenética, que podem sofrer processos de recristalização, dissolução ou substituição por outros carbonatos na mesodiagênese.

A composição dos fluidos intersticiais tem importante função em todos os estágios da diagênese clástica, sendo inicialmente determinada pelo ambiente deposicional. Porém, com o progressivo soterramento das rochas sedimentares em uma bacia e conseqüentemente com o incremento dos processos diagenéticos, observa-se que estes fluidos sofrem amplas modificações por reações envolvendo principalmente as transformações da matéria orgânica e dos argilominerais, além da interação com os grãos detríticos (De Ros, 1996).

Com relação aos parâmetros não-composicionais, De Ros (1996) salienta que a temperatura é o principal fator no controle da diagênese. A temperatura é uma função da história de soterramento da seqüência sedimentar, em termos de profundidade, fluxo de calor e condutividade térmica, tanto da bacia como das rochas adjacentes. Além disso, a evolução tectônica e eventual atividade magmática na bacia também têm influência marcante.

A pressão sofre incremento com a profundidade de soterramento e também pelo *stress* tectônico. Seu aumento gradativo promove a compactação química e mecânica das rochas sedimentares, e conseqüente redução da porosidade dos reservatórios. Gradientes de pressão originados pela desidratação dos argilominerais e geração de hidrocarbonetos nos folhelhos associados são processos que tem sido associado ao fluxo de fluidos durante a diagênese (De Ros, 1996).

O fluxo de fluidos nas rochas é função da distribuição da permeabilidade, que por sua vez é controlado pela geometria externa das rochas-reservatório e por suas estruturas deposicionais internas e texturas (De Ros, 1996).

Todos estes parâmetros são influenciados pela história de soterramento, que determina o tempo de residência no qual a rocha foi submetida às condições de temperatura, pressão, química do fluido e as reações diagenéticas ocorridas.

Apesar das rochas reservatórios siliciclásticas possuírem uma gama variada de constituintes diagenéticos, a discussão a seguir tratará apenas da cimentação carbonática.

3. Cimentação carbonática

Um cristal de carbonato consiste de um radical aniônico $(\text{CO}_3)^{-2}$ e de cátions de Ca^{+2} , Mg^{+2} , Ba^{+2} , Sr^{+2} , Pb^{+2} , Fe^{+2} , Mn^{+2} , Zn^{+2} , entre outros. Este grupo $(\text{CO}_3)^{-2}$, na configuração geral, apresenta-se na forma de um triângulo equilátero, com átomos de oxigênio nos vértices e um átomo de carbono no centro (Scoffin, 1987).

O cátion existente no cristal tem um papel importante no comportamento dos carbonatos, principalmente em termos de reatividade ou estabilidade do mineral. Na formação do cristal, seja num sistema aquoso ou sólido, ocorre influência no arranjo dos átomos imposto pela força da ligação e número de coordenação. As diversas estabilidades existentes entre os minerais carbonáticos refletem as diferentes estruturas e ligações químicas (Reeder, 1983).

Os principais minerais de carbonato são: aragonita, calcita, calcita magnesiana, dolomita e dolomita ferrosa ou anquerita. Além destes, inclui-se a magnesita, siderita, rodocrosita, estroncianita, cerussita, entre outros (Quadro1).

INSERIR QUADRO 1

Estes diversos tipos de carbonatos podem ser encontrados como cimentos nas rochas siliciclásticas. De acordo com Morad (1998), os cimentos carbonáticos obedecem a padrões de distribuição, mineralogia e composições isotópicas que variam espacial e temporalmente, dependendo diretamente das condições atuantes em cada ambiente diagenético. Na eodiagênese, os fatores controladores são o ambiente deposicional (ex.: taxa de deposição, clima, latitude, hidrogeologia, flutuação do nível do mar e composição da água intersticial), o conteúdo de matéria

orgânica, textura e composição detrítica dos sedimentos hospedeiros. Na mesodiagênese os fatores controladores compreendem a temperatura, tempo de permanência em determinada profundidade, taxas de fluxo dos fluidos, química das águas de subsuperfície (onde a migração da água é limitada devido à perda da porosidade e permeabilidade) e o padrão de distribuição dos cimentos carbonáticos eodiagenéticos. Estes últimos influenciam na formação dos carbonatos mesogenéticos, seja pela dissolução-reprecipitação ou redistribuição.

4. Dolomitas

Até pouco tempo, a dolomita como cimento em rochas siliciclásticas não tinha sido extensivamente estudada. No entanto, com o aprofundamento dos estudos de reservatórios, verificou-se que esta é relativamente comum e afeta significativamente a qualidade dos reservatórios.

Ao grupo da dolomita pertencem somente dois minerais: dolomita $[\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2]$ e anquerita $[\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn})(\text{CO}_3)_2]$. A dolomita forma uma série de solução sólida limitada com a anquerita (Boggs, 1998).

A dolomita estequiométrica tem como fórmula $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, sendo cristalizada no sistema romboédrico, alongada segundo o eixo cristalográfico “c” e apresentando Ca e Mg em proporções molares equivalentes. Sua característica principal são as camadas intercaladas de cátions (Ca^{+2} , Mg^{+2}) regularmente alternadas entre os ânions $(\text{CO}_3)^{-2}$. Este fato ocasiona uma estrutura estável, com ângulos cristalográficos ligeiramente diferentes daqueles da calcita e com uma simetria distinta, devido ao menor tamanho do íon Mg em relação ao do Ca (Fig. 2) (Boggs, 1995). A partir da análise de óxidos, a composição da dolomita ideal possui 21,9% de MgO; 30,4% de CaO e 47,7% de CO_2 por peso (*apud* Boggs, 1998). Termodinamicamente a dolomita ideal tem a menor energia livre possível para qualquer combinação em quantidades aproximadamente iguais de CaCO_3 e MgCO_3 .

que podem ser associados sob estas condições. Land (1985) considera que a dolomita ideal é a forma mais estável na qual CaCO_3 e MgCO_3 podem se combinar sob condições sedimentares.

INSERIR FIGURA 2

Como dolomita não-estequiométrica, também denominada de protodolomita ou pseudodolomita (Gaines, 1977, 1978; Deelman, 1978; Gidman, 1978; *apud* Morrow, 1990; Boggs, 1995), é reconhecida aquela que não apresenta estrutura e composição ideal, e em alguns casos, possui excesso de cálcio na sua estrutura. Embora menos comum, a dolomita com excesso de Mg também é conhecida (Boggs, 1998).

A estrutura cristalina da protodolomita pode ter falhas semelhantes a degraus ou deslocamentos, e elementos traços tais como Na e Sr podem ser comuns no retículo cristalino, substituindo Ca ou Mg. Em alguns casos, um alto número de cátions de Fe e Mn pode substituir o Ca na estrutura da dolomita. Isto se deve ao fato de seus raios iônicos possuírem tamanho intermediário ao do íon cálcio (Fig. 3). O grau de desordem na estrutura cristalina afeta a dimensão dos retículos cristalinos, e conseqüentemente a solubilidade da dolomita. A dolomita estequiométrica é considerada a forma menos solúvel, porém qualquer mudança na sua estrutura ou na composição aumenta a energia livre do cristal, tornando-a mais solúvel (Boggs, 1998).

INSERIR FIGURA 3

A estrutura da anquerita é similar a da dolomita, e consiste de camadas alternadas do grupo carbonato $(\text{CO}_3)^{2-}$ e de camadas de cátions metálicos como Ca, Mg e Fe. A disposição dos íons existentes na anquerita forma uma estrutura cristalina ligeiramente maior que a da dolomita, devido à substituição dos íons de Mg^{+2} por íons maiores de Fe^{+2} . Geralmente também apresenta apreciável

quantidade de íons de Mn junto com o Fe. A anquerita é reconhecida pela sua clivagem romboédrica perfeita e solubilidade com efervescência em ácido quente (Deer *et al.*, 1997).

A dolomita ferrosa $[\text{Ca} (\text{Mg}, \text{Fe}) (\text{CO}_3)_2]$ apresenta uma composição intermediária entre dolomita e anquerita, onde o íon ferro pode ser encontrado em concentrações superiores de 4 a 5 moles % (Morrow, 1990). A dolomita ferrosa recebe esta denominação quando apresenta 20% de Fe^{+2} ou Mn^{+2} preenchendo as posições do Mg^{+2} (Deer *et al.*, 1997).

Não segue como regra, mas o termo anquerita tem sido referido para a fase mais rica em Fe e dolomita ferrosa para a fase com menor conteúdo em Fe (Reeder, 1983). No entanto o termo anquerita será usado aqui para incluir todas as dolomitas com apreciável quantidade de Fe, sem preferência significativa sobre o uso de outros termos (dolomita ferrosa).

5. Origem do cimento do grupo da dolomita

São propostos diversos modelos para explicar a origem das dolomitas nas rochas sedimentares carbonáticas e também como cimento nas rochas siliciclásticas. Destacam-se os modelos associados a evaporitos (*sabkha*), *mixing* de águas marinhas e meteóricas, lagos efêmeros alcalinos e também ambientes marinhos francos (Morrow, 1990 b; Hardie, 1987). Estes modelos foram originalmente propostos para as rochas carbonáticas, tendo sido posteriormente adaptados para explicar e estudar o papel da cimentação dolomítica em rochas siliciclásticas (Morad *et al.*, 1992).

A dolomita é um mineral tipicamente de ambiente sedimentar, e normalmente está associada com depósitos calcários e evaporíticos (Boggs, 1995). A dolomita pode se formar a partir da reação de carbonatos primários com soluções ricas em magnésio, mas também pode derivar de rochas dolomíticas pré-existentes, depositadas como sedimentos clásticos (Morrow, 1990; Deer *et al.*, 1997).

No que se refere em específico ao cimento da dolomita, aceita-se a sua natureza autigênica, ou seja, precipitação *in situ* nos espaços porosos intergranulares durante os processos diagenéticos (Hutcheon, 1990).

É evidente que para precipitar o cimento dolomítico é necessário que uma quantidade apreciável de Mg esteja disponível no ambiente, para se incorporar na estrutura do mineral. Há parâmetros que afetam a velocidade de reação no desenvolvimento de dolomitas que estão vinculados à razão de Mg^{+2}/Ca^{+2} , salinidade e relação CO_3^{-2}/Ca^{+2} (Morrow, 1990). Já as relações de estabilidade entre dolomita e anquerita dependem da temperatura e atividade da razão Fe^{-2}/Mg^{+2} (Morad, 1998).

Em muitos casos observa-se que não há uma fonte local suficiente para gerar o volume de cimento carbonático presente ou até mesmo o de dolomita observado nos sedimentos. Os íons necessários para formação do cimento podem ser derivados a partir da água intersticial, da dissolução de rochas solúveis como os evaporitos, por percolação ou expulsão de águas dos folhelhos associados e de outras rochas, submetidas às reações minerais ou orgânicas (Boles & Ramseyer, 1987; Hutcheon, 1990; Curtis, 1978; Boles, 1978).

Os cimentos dolomíticos podem também ser produtos de soluções alcalinas, contendo alta concentração de $(CO_3)^{-2}$. Estas soluções podem ser oriundas de águas subterrâneas continentais, derivadas do intemperismo de rochas pré-existentes, bem como de arenitos ricos em clastos de rochas vulcânicas e minerais ferro-magnesianos, ou que tenham dissolvido minerais de rochas carbonáticas.

Além disso, há possibilidade das dolomitas terem sua origem a partir de águas marinhas. Carbonatos biogênicos e intraclastos carbonáticos, com alto conteúdo de Mg, Ca e HCO_3^{-} , são dissolvidos e seus íons introduzidos nas águas intersticiais por difusão ou advecção (Morad, 1998).

O magnésio envolvido na precipitação de dolomitas tardias pode ser derivado da dissolução de argilominerais ou silicatos ricos em Mg (Tucker, 2004). A relativa facilidade de dissolução dos vários polimorfos de $CaCO_3$ também é determinante no processo de dolomitização (Morrow, 1990).

A cimentação carbonática em arenitos foi extensamente discutida por Morad (1998), onde são apresentados os padrões de distribuição e a evolução geoquímica, bem como sua influência na avaliação de um reservatório. No trabalho é abordada a afinidade dos cimentos de calcita e dolomita com os ambientes marinhos-meteoricos, marinhos e continentais. Com relação à dolomita, o autor destacou a influência da flutuação do nível da água do mar, a qual sofre mistura com água meteórica e evaporação. Neste processo, há um incremento na razão Mg/Ca nas águas intersticiais devido à precipitação de calcita nos sedimentos proximais e a concentração de evaporitos (enriquecimento em Mg^{+2}), favorecendo precipitação da dolomita.

A recristalização dos minerais carbonáticos pré-existentes (tais como calcita e dolomita) numa rocha pode resultar na formação de uma cimentação caracterizada por romboedros de calcita ferrosa ou de dolomita ferrosa em granulometria grossa. Estes cristais, em função do aumento do teor de Fe na estrutura comumente exibem zoneamento.

Na telodiagênese, enquanto ocorrem os processos de soerguimento e erosão nas bacias, os cimentos carbonáticos mesogenéticos são submetidos a alterações diagenéticas e dissolução.

A anquerita ocorre em maiores profundidade de soterramento como cimento mesogenético. Conforme Hendry *et al.* (2000), com a diminuição do pH, durante o craqueamento térmico dos ácidos orgânicos, ocorre a dissolução da calcita existente na rocha, que normalmente está acompanhada por fluidos ricos em Mg^{+2} e Fe^{+2} , resultado da maturação dos hidrocarbonetos e transformação dos argilominerais. Estas condições são propícias à precipitação de anquerita.

Para melhor entender a formação da dolomita e os processos envolvidos na precipitação e dissolução deste mineral, fizeram-se necessário discutir alguns aspectos sobre cinética, termodinâmica e zonas geoquímicas da dolomita.

5.1. Termodinâmica e Cinética

A termodinâmica relaciona-se com as propriedades macroscópicas dos sistemas e a maneira como ocorrem estas mudanças. São processos físicos envolvendo pressão e temperatura, ou processos químicos onde ocorrem mudanças na distribuição da matéria entre as diferentes espécies químicas (Oxtob & Nachtrieb, 1986).

Conforme Boggs (1995), tentativas de precipitação de dolomita estequiométrica (ideal) em pressão e temperatura ambientes (~ 1 atm e $\sim 25^\circ\text{C}$) não obtiveram sucesso. Nestas condições somente precipitam dolomitas enriquecidas em Ca, que são denominadas de protodolomitas. A formação de dolomita é termodinamicamente favorecida em soluções que tenham alta razão $\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2}$; baixa razão $\text{Ca}^{+2}/\text{CO}_3^{-2}$ e altas temperaturas. Isto porque em temperaturas baixas os íons de Ca^{+2} apresentam-se ligados fracamente à água, e desta forma facilmente são agrupados ao retículo cristalino, formando o mineral de CaCO_3 (calcita ou aragonita). Já os íons de Mg^{+2} são fortemente ligados pela água em solução. No entanto, em temperaturas elevadas estes íons tornam-se menos hidratados e mais fáceis de serem incorporados no retículo, formando assim a dolomita.

Como cinética química entende-se o estudo da velocidade e dos mecanismos das reações químicas. As velocidades com as quais as diferentes reações químicas ocorrem são muito variadas, desde extremamente rápidas até reações tão lentas que só atingem o equilíbrio em milhares de anos (Oxtob & Nachtrieb, 1986).

Morse (1983) aborda a cinética da precipitação e dissolução do carbonato de cálcio, mais precisamente a aragonita e calcita. Como os princípios básicos da cinética são mencionados a estes minerais carbonáticos, discorreremos a seguir, extrapolando estes dados para a dolomita.

O ponto de referência fundamental da cinética química é o equilíbrio. Quando a solução é supersaturada em relação à dolomita, a reação de precipitação domina sobre a reação de dissolução. Do contrário, ou seja, em soluções subsaturadas, é observada a dissolução. O fator equilíbrio é um problema em particular para os carbonatos, onde uma variedade de diferentes componentes de co-precipitação (Na, Sr, Fe, Pb, Ba, Mn, Zn) pode ser encontrada nas águas naturais. O grau de desequilíbrio químico é um dos fatores controladores primários da taxa de

reação. De forma geral, a taxa de dissolução ou precipitação aumenta com o aumento do desequilíbrio.

Segundo Boggs (1998), os fatores cinéticos que impedem a formação da dolomita estequiométrica (ideal) em temperatura ambiente são:

- (1) rápida cristalização de soluções supersaturadas, que impedem a efetiva separação dos íons de Ca^{+2} e Mg^{+2} dentro de suas respectivas camadas, sendo incluídas nas camadas “erradas” de CO_3^{-2} .
- (2) íons Mg^{+2} apresentam energia de hidratação superior à do íon Ca^{+2} , o que reduz as chances de desidratação do Mg^{+2} , favorecendo a formação das fases mais ricas em Ca.
- (3) a baixa atividade do CO_3^{-2} na maior parte das soluções inibe a precipitação de carbonatos ricos em magnésio. Isto porque poucos íons de carbonato têm energia cinética suficiente para se ligar no Mg^{+2} hidratado.
- (4) diluição da solução, que conseqüentemente diminui a taxa de formação da dolomita.
- (5) baixa taxa de dissolução do carbonato precursor (aragonita, calcita e calcita magnesiana), o tamanho do grão, a interação da microestrutura do grão e o estado de saturação da solução e as várias taxas de difusão iônica cruzando as zonas de reação podem determinar a taxa de formação da dolomita.
- (6) presença de determinados tipos de matéria orgânica (exemplo: proteínas animais solúveis) e SO_4^{-2} .

Do contrário, outros fatores tais como ácidos úricos fermentados por bactérias e certos argilo-minerais podem favorecer cineticamente a formação da dolomita. As razões $\text{Ca}^{+2}/\text{Mg}^{+2}$; $\text{Ca}^{+2}/\text{CO}_3^{-2}$ e salinidade têm efeito particularmente importante na cinética da dolomita. A precipitação deste mineral é favorecida por baixas razões $\text{Ca}^{+2}/\text{Mg}^{+2}$ e $\text{Ca}^{+2}/\text{CO}_3^{-2}$, baixa salinidade e alta temperatura.

Assim, as condições termodinâmicas e cinéticas ideais para a formação da dolomita serão encontradas em ambientes com águas hipersalinas, mistura de água meteóricas e marinhas, baixo

teor de sulfatos, constante suprimento de Mg, alta temperatura ($> 50^{\circ}\text{C}$) e altos valores de CO_3^{-2} e HCO^- . Em outras palavras, em ambiente alcalino.

5. 2. Zonas geoquímicas da dolomita

Um dos elementos importantes na cimentação carbonática são os fluidos intersticiais. Estes circulam no interior dos reservatórios, sofrendo mudanças na sua composição química e isotópica que ficarão registrados no momento da precipitação do cimento.

Estas mudanças ocorrem dentro das chamadas zonas geoquímicas (Morad, 1998), definidas por sua disponibilidade de matéria orgânica, presença de Fe e Mn, e concentração de oxigênio e sulfato (este último em ambiente marinho).

Os arenitos e conglomerados têm baixo conteúdo orgânico em relação aos folhelhos. A matéria orgânica, presente em folhelhos é destruída ou alterada por atividade microbiana na diagênese, tendendo a apresentar uma nova estrutura em equilíbrio com as condições reinantes do ambiente, formando o querogênio (Tissot & Welte, 1984). Segundo estes autores, as transformações físico-químicas da matéria orgânica não podem ser consideradas como processos isolados, pois são submetidas aos mesmos processos dos constituintes inorgânicos e dos fluidos intersticiais.

Nestas condições, a maturação do material orgânico das rochas geradoras e as reações diagenéticas inorgânicas nos reservatórios de arenitos são conseqüências naturais e concomitantes. A solubilização dos aluminossilicatos e carbonatos parece estar relacionada à ação de solventes orgânicos gerados pelo craqueamento térmico do querogênio, contribuindo para o desenvolvimento da porosidade e permeabilidade pelas reações diagenéticas iniciais das rochas reservatório (Surdam *et al.*, 1989).

Conforme Morad (1998) é possível individualizar as zonas geoquímicas através dos carbonatos diageneticamente precipitados (Fig. 4).

As referidas zonas são denominadas de: óxida, subóxida (com as subzonas de redução de nitrato; de redução do manganês e de redução do ferro), de redução de sulfato bacteriano, de metanogênese microbiana e de descarboxilação.

INSERIR FIGURA 4

5.2.1. Carbonato da zona óxida (ZO)

A característica desta zona é o alto conteúdo de oxigênio dissolvido nas águas intersticiais. A espessura da zona oxidada nos sedimentos depende do poder de penetração e da difusão do oxigênio nas águas intersticiais, que é controlada pelo conteúdo de matéria orgânica, taxa de sedimentação e grau de bioturbação (Fig. 4).

A precipitação do cimento de dolomita na zona óxida é livre de ferro. Isto porque a pouca matéria orgânica presente é degradada por processos microbianos, produzindo HCO_3^- e precipitando carbonatos, e devido ao Mn e Fe se encontrarem na sua condição química mais estável, oxidados como óxidos e hidróxidos e/ou incorporados à estrutura de outros minerais, tais como argilominerais.

5.2.2. Carbonato da zona subóxido (ZSO)

Nesta zona, quantidade de oxigênio dissolvido nas águas intersticiais é significativamente menor, tanto no ambiente marinho como no continental. A zona subóxida é subdividida em três subzonas (Morad, 1998) (Fig. 4), quais sejam a:

(i) de redução do nitrato para nitrogênio (RN); (ii) de redução do manganês para $\text{Mn}^{2+}_{\text{aq}}$ (RMn); e (iii) de redução do Ferro para $\text{Fe}^{2+}_{\text{aq}}$ (RFe).

Na zona de redução do nitrato, o processo de degradação da matéria orgânica e oxi-redução dos óxidos e hidróxidos de Mn e Fe proporcionam o aumento da alcalinidade e concentração de íon carbonato nos fluidos intersticiais, e conseqüentemente a precipitação de carbonatos (calcita e

dolomita levemente enriquecidas em Mn-Fe). Neste sentido, pode-se dizer que esta subzona assemelha-se à zona óxida (ZO).

As zonas de redução de manganês e de ferro apresentam elementos com duas valências, que na ausência de O₂, reduz o Mg⁺⁴ para Mg⁺² e Fe⁺³ para Fe⁺² combinados com CO₃⁻² formam a rodocrosita e siderita, respectivamente.

Portanto a composição e o tipo de cimento carbonático formado são fortemente controlados pela quantidade de óxido/hidróxido de Mn e Fe disponível no sedimento.

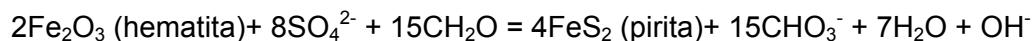
5.2.3. Carbonato da zona de redução do sulfato bacteriano (ZRSB)

A ZRSB é típica de ambientes marinho sendo mais importante em sedimentos com apreciável quantidade de sulfato dissolvido nas águas intersticiais. A redução de sulfatos opera quando águas intersticiais ficam carentes de oxigênio. Em bacias euxínicas, que são extremamente empobrecidas em oxigênio e enriquecidas em gás sulfídrico (H₂S), a diagênese nos sedimentos pela RSB ocorre diretamente na interface água-sedimento. A presença de sulfato impede a precipitação da dolomita (Fig. 4).

A redução do sulfato é beneficiada pela ação das bactérias anaeróbicas que geram ácido sulfídrico



que, por sua vez, na presença de ferro reativo, precipita o sulfeto de ferro (pirita),



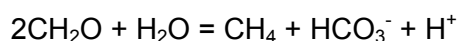
Com o aumento da alcalinidade pela redução do sulfato, favorece a precipitação de carbonatos, como a dolomita. O ferro disponível a partir dos minerais detríticos, ricos neste elemento, entra na estrutura da pirita e os carbonatos precipitados nesta zona são pobres em Fe.

5.2.4. Carbonato da zona de metanogênese microbiana (ZMe)

Após a total redução do sulfato na zona de RSB, inicia-se o processo de metanogênese microbiana nos sedimentos marinhos e continentais anóxicos (Fig. 4).

Este processo é pouco conhecido, mas os pesquisadores acreditam que ocorram a partir da fermentação de compostos orgânicos simples, como exemplo o acetato em ambientes de água doce ($\text{CH}_3\text{COOH} = \text{CH}_4 + \text{CO}_2$), ou pela produção de H_2 e posterior redução do CO_2 , em ambientes de sedimentação marinha ($4\text{H}_2 + \text{CO}_2 = \text{CH}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$).

Portanto, a reação geral da metanogênese microbiana pode ser concebida como:



Na zona de metanogênese, com baixa concentração de sulfato e em ambiente anóxico, é esperada a geração de carbonatos como siderita e dolomita ferrosa/anquerita, precipitados através de reação com ferro detrítico (Morad, 1998).

A zona de Me se estende da superfície até profundidade de soterramento correspondente a $\approx 75^\circ \text{C}$, onde ocorre um decréscimo da atividade orgânica (Morad, 1998). Entretanto, os altos valores de $\delta^{13}\text{C}$ reportada por Carothers & Kharaka (1980), sugerem que a metanogênese possa ocorrer em temperaturas mais altas, ultrapassando 80°C .

5.2.5. Carbonato da zona da descarboxilação térmica da matéria orgânica (D)

A descarboxilação ocorre pela liberação de CO_2 a partir da matéria orgânica, desde os estágios iniciais da diagênese, com a degradação bacteriana da matéria orgânica até a degradação térmica com o progressivo soterramento. A descaboxilação envolve a elevação da P_{CO_2} (pressão parcial) e a geração de ácidos carboxílicos (solventes orgânicos) (Fig. 4).

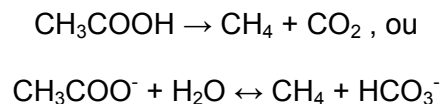
A estabilidade dos minerais carbonáticos durante o soterramento é controlada pelo pH e pela atividade de Ca^{2+} , H_2CO_3 , HCO_3^- e CO_2 (Surdam *et al.*, 1989). A P_{CO_2} determina diretamente a solubilidade da calcita. Em condições convencionais, quanto maior a P_{CO_2} , maior a solubilidade da calcita.

Na zona de descarboxilação a temperatura é um fator importante. Com o acréscimo da temperatura (> 80° C) reduz-se a atividade bacteriana e aumenta a concentração de ácidos carboxílicos, o que afeta a estabilidade dos carbonatos. Conseqüentemente, ocorre a dissolução dos carbonatos por solventes orgânicos (entre 80° C e 100° C), com geração de porosidade secundária (Carothers *et al.*, 1980; Surdam *et al.*, 1989; Surdam *et al.*, 1984).

Entretanto, a destruição parcial dos ácidos carboxílicos por bactérias abaixo de 80°C com conseqüente aumento da P_{CO_2} promove o estabelecimento de condições de tamponamento do pH pela presença de ácidos orgânicos e ácido carbônico. Sob pH tamponado, cada incremento na P_{CO_2} implica na precipitação de carbonatos, e não em sua dissolução (Fig. 5).

INSERIR FIGURA 5

Em temperaturas > 100°C, a degradação térmica dos ácidos carboxílicos produz metano e dióxido de carbono:



Com a destruição térmica dos ânions dos ácidos carboxílicos, o sistema carbonático volta a ser gradualmente controlado pela P_{CO_2} , o que inicialmente causa a precipitação, e após a dissolução dos carbonatos, gerando porosidade secundária (Surdam *et al.*, 1984) (Fig. 5).

Em temperaturas entre 120 e 160°C os ânions dos ácidos carboxílicos são completamente quebrados, dominando novamente um sistema carbonático. No entanto, qualquer aumento na P_{CO_2} produzirá mais dissolução (Morad, 1998).

A decomposição dos carbonatos que precipitam na zona de descarboxilação depende da composição detrítica dos sedimentos, da composição e textura dos carbonatos eogenéticos, e da composição das dos fluidos diagenéticos termobáricos circulantes nas porções mais profundas das bacias, que contribuem com os cátions para a precipitação dos carbonatos. Se nos sedimentos são

abundantes minerais detríticos com Fe reativo, tais como óxidos e hidróxidos de Fé, esmectitas férricas, etc..., nesta zona precipitam carbonatos ferrosos como anquerita, calcita ferrosa, ou siderita (Surdam *et al.*, 1989; Morad, 1998).

6. Ferramentas analíticas utilizadas no reconhecimento do cimento dolomítico

Para o reconhecimento do cimento dolomítico podem ser empregadas diversas ferramentas analíticas de forma integrada, destacando-se:

- a petrografia óptica - utilizada no reconhecimento (qualitativo e quantitativo) dos aspectos composicionais, texturais, de porosidade e diagenéticos que permitem a classificação, determinação dos parâmetros de proveniência e história diagenética da rocha analisada;

- a colorimetria - usada especialmente para diferenciação entre calcita e dolomita, pois esta permanece incolor quando tingida com solução ácida de Alizarina vermelha "S", enquanto que a calcita torna-se avermelhada. No entanto, para detectar a presença de ferro na dolomita pode-se utilizar solução ácida de Alizarina vermelha "S" com ferricianeto de K, que adquire coloração variando de azul turquesa a esverdeado forte, indicativo do acréscimo de teor de ferro;

- a catodoluminescência (CL) - amplamente usada em estudos de diagênese, revela a complexa zanação dos cimentos, elucidando a história do crescimento dos minerais, e facilitando o reconhecimento daqueles que possuem propriedades ópticas semelhantes (calcita e dolomita). Com a catodoluminescência é possível revelar os sucessivos estágios ou zonas de preenchimento dos espaços pela cimentação, através das mudanças composicionais da água durante o soterramento (Miller, 1995). A qualidade da luminescência revela as variações químicas na amostra, sendo estas entre o Mn e o Fe.

- a microscopia eletrônica de varredura (MEV) acoplada ao EDS (energy dispersive spectrometry) possibilita determinar as morfologias dos cimentos, diferenciando-os composicionalmente, com os teores relativos dos elementos químicos de MgO + CaO, Mn e Fe.

- a análise de isótopos estáveis de C e O permite inferências sobre a origem dos carbonatos (marinho, meteórico ou continental), bem como permite calcular a temperatura da precipitação do carbonato.

- a relação $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ permite inferências sobre a origem dos fluidos (marinho ou meteórico) envolvidos na diagênese.

7. Texturas dos cimentos de dolomitas

Os cimentos carbonáticos podem apresentar diferentes texturas, dimensões e distribuições nos poros dos reservatórios, que sugerem as condições diagenéticas onde estes cimentos foram precipitados e controlam a qualidade dos reservatórios.

No que se refere aos cimentos de composição dolomítica ou ankerítica, estes desenvolvem preferencialmente formas de cristais rômnicos (Fig. 6a), com dimensões variando de criptocristalino até macrocristalino, segundo critérios de Wilson & Stanton (1994). Os cimentos podem ocorrer com morfologias de romboedros euédricos (Fig. 6b) até cristais anédricos com dimensões variadas (polimodal) ou uniformes (unimodal). São observados ainda: a) como mosaicos euédricos a anédricos (Fig. 6c), o qual preenche parcial ou completamente os espaços intergranulares (Fig. 6d); b) como cristais poiquilótópicos engolfando os grãos do arcabouço (Fig. 6e); c) como finos romboedros euédricos ou cristais discretos em torno dos grãos do arcabouço (Fig. 6f); d) também pode ocorrer como *overgrowth*, que inicia como formas de projeções rômnicas pequenas de cimento, em torno dos grãos detríticos de dolomita, os quais eventualmente desenvolvem crescimento secundário, com orientação óptica igual ou diferente do grão, como um *overgrowth* rômnico contínuo (Wilson & Stanton, 1994) (Fig. 8); e) ainda se observa a textura em sela (*saddle dolomite*), caracterizada por uma distorção no retículo cristalino que resulta em faces curvas, em forma semelhante a uma sela (*apud* Boggs, 1998; Deer *et al.*, 1997) (Fig. 07a).

O cimento de dolomita num reservatório pode estar preenchendo poros intergranulares (Fig. 6a, 6b, 6c, 6d; Fig. 7b), preenchendo poros com deslocamento e/ou substituição, ou ainda substituindo grãos detríticos do arcabouço (Fig. 7c), agindo como nucleadores na precipitação do cimento (Fig. 7d) (Dapples, 1971). Segundo Wilson & Stanton (1994), pequenas massas de carbonatos podem evoluir para formas muito maiores, formando nódulos, concreções ou camadas estratificadas, que muitas vezes geram compartimentos isolados, criando barreiras laterais ou verticais ao fluxo de hidrocarbonetos ou de água. Também a presença de bioclastos, parcial ou totalmente substituídos, pode nuclear o cimento carbonático (Fig. 7e, 7f).

Além da variação textural, a dolomita caracteristicamente pode apresentar diferentes composições. Podem ser zonadas, geralmente formadas por cristais de romboédricos na porção central, envolvidas por bordas mais claras ou límpidas (Fig. 8). Nestes casos, a porção central do cimento possui uma composição química que varia em direção às bordas. As zonas claras e escuras, concêntricas e alternadas, dos cristais de dolomita observada ao MEV marcam os estágios de crescimento do cimento (Fig. 8) e a variação na composição química, como presença de Fe. Este elemento comumente ocorre nos cristais de dolomita substituindo o Mg, levando à precipitação de anquerita (modif. Klein *et al.*, 2006, em preparação). Diferentes composições de dolomita e anquerita podem ser identificadas nos múltiplos estágios de cimentação, sendo distinguidos por técnicas de tingimento, da catodoluminescência ou EDS (Boggs, 1998).

Conforme Gawthorpe (1987), o desenvolvimento de diferentes texturas das dolomitas numa seqüência fornece informações com respeito à temperatura de sua formação. Em particular, dolomitas em sela (*saddle dolomite*) ou mosaico sugerem temperaturas mais elevadas (>60°C), indicando precipitação durante soterramentos mais profundos (mesogênese). Esta origem é confirmada por dados isotópicos, que demonstram uma diminuição nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ nos cimentos carbonáticos.

INSERIR FIGURA 6

INSERIR FIGURA 7

INSERIR FIGURA 8

8. Exemplos

Com o desenvolvimento dos estudos de reservatórios siliciclásticos, observa-se cada vez mais a influência da cimentação dolomítica nas propriedades permo-porosas destes. Torna-se necessário não só o reconhecimento da dolomita, mas também o entendimento das suas condições de formação e precipitação no ambiente sedimentar.

Neste sentido, serão apresentados três exemplos (um na Espanha e dois reservatórios de hidrocarbonetos no Brasil), destacando a complexidade da cimentação dolomítica. A intenção é ilustrar as questões expostas anteriormente acerca das condições de precipitação do cimento de dolomita.

O primeiro exemplo se refere às rochas sedimentares da Espanha, depositadas na porção oeste do Horts Ateca, durante o Triássico Inferior (Morad *et al.*, 1992). São os arenitos Buntsandstein que lateralmente equivalem aos arenitos Muschelkalk Inferior e Médio, da porção leste do referido horts. Os Buntsandstein são depósitos formados por corpos de arenitos lenticulares intercalados com folhelhos, depositados em ambiente marinho raso por um sistema deltaico dominado por processos de *crevasse splay*. São arenitos arcósios, bem selecionados de granulometria média a grossa. Os grãos do arcabouço são predominantemente de quartzo e feldspato-K, com 5% de plagioclásios fragmentos de rocha (xistos). O cimento dominante é de calcita e dolomita.

Os dados geoquímicos e petrográficos obtidos nos cimentos de dolomita e calcita precipitados nos poros destes arenitos sugerem que a precipitação ocorreu numa zona de mistura de águas marinhas e meteóricas, com a contínua influência desta última.

Foram reconhecidos seis estágios de precipitação de carbonatos, iniciando com precipitação de dolomita e terminando com calcita. Os aspectos característicos destes carbonatos são de cristais romboédricos, consistindo de bandas concêntricas alternadas de dolomita e calcita sintaxial, também

a presença de dolomitas límpidas, ricas em Ca e pobres em Mg, Mn e Fe, seguidas da precipitação de calcita espática. Estas feições, segundo os autores, são resultados da influência de águas intersticiais que evoluíram da mistura de água meteórica-marinha, com significativo componente marinho no início da precipitação (dolomita) e sucessiva diminuição deste ao longo do processo (calcita espática). Análises de microsonda revelaram dolomitas não estequiométricas, ricas em Ca, contendo baixa concentração de Fe e Mn (característica de condições oxidantes) e outras dolomitas em bandas mais finas, enriquecidas em Fe e Mn (característico de curtos eventos e condições redutoras). Os autores sugerem a interpretação conjunta dos dados de isotópicos estáveis (C e O) acompanhados da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, que os carbonatos precipitados tenham sua origem a partir da oxidação de matéria orgânica, da considerável influência de água meteórica, de condições evaporíticas ou de temperaturas altas e da disponibilidade de Mg e Fe. Estes últimos liberados pela dissolução e caulinação de micas detríticas. Também encontraram filamentos de cianobactérias, sugerindo a indução destas na precipitação dos cimentos carbonáticos, talvez pela produção de CO_2 por respiração microbiana.

Souza *et al.* (1995) analisaram os arenitos e conglomerados líticos do Membro Carmópolis da Formação Muribeca, um dos principais reservatórios de hidrocarbonetos da Bacia Sergipe-Alagoas (nordeste do Brasil). Estas rochas foram depositadas num sistema de leques aluviais, leques deltáicos e deltas entrelaçados que prograram sobre um embasamento ígneo-metamórfico. No Membro Carmópolis, os cimentos carbonáticos exercem uma forte influência na qualidade do reservatório. Em algumas porções do reservatório, a dolomita foi responsável pela sustentação do arcabouço, preservando a porosidade intergranular, impedindo o esmagamento dos grãos dúcteis (fragmentos de rochas metamórficas de baixo grau – ardósias, filitos, xistos) durante o soterramento.

A dolomita neste reservatório ocorre principalmente como cristais poiquilótópicos a blocosos, como dolomita intergranular em mosaico e dolomita romboédrica. Secundariamente, também ocorre como finos cristais entre os planos de clivagem expandidos das micas detríticas.

No Membro Carmópolis a precipitação da dolomita ferrosa/anquerita ocorre sob a forma de *overgrowth* na dolomita não-ferrosa, apresentando um complexo padrão de zonação, com aumento no conteúdo de ferro para as suas bordas (Klein *et al.*, 2006 em preparação).

Os autores apresentaram uma complexa evolução diagenética a partir da precipitação precoce de carbonato de Ca. Consideraram que a substituição deste carbonato, originalmente marinho (calcita-Mg/aragonita e calcita meteórica), por dolomita não-ferrosa/anquerita ocorreu devido à ascensão de fluidos termobáricos, no momento do preenchimento do reservatório pelo hidrocarboneto. Fluidos termobáricos são aqueles que provêm das porções mais profundas da bacia, onde a temperatura e a pressão são mais elevadas, desidratando argilominerais e outros minerais hidratados. Estes fluidos podem apresentar elementos químicos em solução tais como Mg e Fe, que são disponibilizados para a substituição da dolomita não-ferrosa por dolomita ferrosa/anquerita.

Assim, a origem sugerida destes carbonatos foi pela redução do sulfato bacteriano, metanogênese e descarboxilação térmica da matéria orgânica. O enriquecimento em ferro foi atribuído aos processos de oxidação da matéria orgânica e redução do sulfato.

O trabalho de Elias *et al.* (2004), desenvolvido na Formação Juruá da Bacia de Solimões (Norte do Brasil), discutiu a evolução diagenética e o controle de qualidade nos principais reservatórios. O desenvolvimento e a produção destes reservatórios são complicados devido ao complexo acamadamento de pacotes de arenitos (subarcósios, arcósios e, subordinadamente, sublitarenitos e arcósios líticos), folhelhos, *dolostones* e evaporitos. Os melhores reservatórios são formados por arenitos eólicos e lençóis de areias, que são mais porosos e permeáveis. A porosidade é essencialmente primária, mas com acentuada redução devido aos processos de cimentação e compactação. O cimento dolomítico é um dos constituintes diagenéticos mais abundante nos arenitos Juruá.

Nos arenitos eólicos ocorre o predomínio de cimentos de dolomitas microcristalinas que preenchem e circundam poros e grãos detríticos. Estão relacionadas provavelmente ao decréscimo de Ca/Mg, devido à precipitação de sulfatos evaporíticos e/ou mistura de água marinha e meteórica.

Nos arenitos não eólicos apesar de ocorrer em menor proporção dolomitas microcristalinas, são mais abundantes os cimentos de dolomitas blocosas, indicativo de um grande suprimento de HCO_3^- , Mg^{2+} e Ca^{2+} dissolvido em áreas sabkha transicional, que contribuem significativamente na diminuição da porosidade e permeabilidade, formando barreiras internas, se comparados aos arenitos eólicos. Desta forma, a cimentação dolomítica afeta expressivamente a heterogeneidade interna dos intervalos arenosos e se constitui numa extensa barreira para o fluxo de fluidos.

Portanto, o conteúdo de ferro é inferior no cimento de dolomita pré-compactacional, devido às condições oxidantes durante a fase eodiagenética, onde a precipitação foi predominantemente por fluidos marinhos e de baixa temperatura. No entanto, nos cimentos de dolomita pós-compactacional, ao contrário, ocorre maior concentração de ferro, originado pela descarboxilação da matéria orgânica, devido o aumento da temperatura e o soterramento.

Assim sendo, os exemplos acima sugerem que além de temperatura, os fatores controladores da cimentação dolomítica são: a ação da oxidação da matéria orgânica, a presença de bactérias microbianas, processos de redução de sulfato, metanogênese e descarboxilação, influência de águas marinhas e meteóricas, condições evaporíticas e dissolução de minerais ferro-magnesianos,

9. Conclusões

A presença de cimentação dolomítica nas rochas siliciclásticas é um fator significativo no desenvolvimento de um reservatório, visto que pode ocasionar perda da porosidade.

São vários os fatores que favorecem a precipitação da dolomita em rochas siliciclásticas. São eles:

- i. Altas temperaturas, que liberam o íon Mg^{+2} da água para ser incorporado na dolomita (> de 50°C);

- ii. Composição detrítica da rocha (rica em ferromagnesianos, intra e extra clastos carbonáticos), a partir das alterações dos minerais disponibilizando íons de Mg^{+2} e Fe^{+2} e conseqüentemente aumenta a razão de Mg^{+2}/Ca^{+2} .
- iii. Baixa razão Ca^{+}/CO_3^{-2}
- iv. Composição da água intersticial.
- v. Águas evaporíticas, misturas de águas marinhas-meteoricas, marinhas, que disponibilizam o Mg^{+2} (>razão Mg^{+2}/Ca^{+2}).
- vi. Baixo teor de sulfato, que inibe a precipitação da dolomita;
- vii. Dolomita ferrosa/anquerita pode ser formada pelo elevado conteúdo de Fe^{+2}/Mg^{+2} disponível.
- viii. Os fatores acima mencionados irão controlar justamente a composição química da dolomita formada (se ferrosa ou não ferrosa).

10. Agradecimentos

Os autores agradecem ao suporte financeiro do Programa de Geologia do Petróleo – ANP, locado na Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e a Petrobras por ceder lâminas do Campo de Camorim (Bacia Sergipe-Alagoas) para a realização deste trabalho. Agradecimento extensivo a Geóloga Doutora Karin Goldberg, pelas inúmeras sugestões e correções do trabalho, extensivo ao Professor Doutor Luis Fernando De Ros.

11. Referências Bibliográficas

Al-Shaieb, Z. & Shelton, J.W. 1981. Migration of hydrocarbons and secondary porosity in sandstones: **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. AAPG Bulletin**, 65 (11):2433-2436.

- Bjørlykke, K.; Ramm, M. & Saigal, G.C. 1989. Sandstone diagenesis and porosity modification during basin evolution. Stuttgart, **Geologische Rundschau** 78 (1):243-268.
- Boggs Jr., S. 1998. Dolomites. *In*: Boggs Jr., S. (ed.). **Petrology of sedimentary rocks**. New York, Macmillan Publishing Company, p 484-513.
- Boggs Jr., S. 1995. Carbonate Sedimentary Rocks. *In*: Boggs Jr., S. (ed.). **Principles of Sedimentology and Stratigraphy**. 2^a ed. New Jersey, Prentice-Hall, p 194-235.
- Boles, J.R. 1978. Active ankerite cementation in the subsurface Eocene of southwest Texas: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 68, p. 13-22.
- Boles, J.R. & Ramseyer, K. 1987. Diagenetic carbonate in Miocene Sandstone Reservoir, San Joaquin Basin, California: **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. AAPG Bulletin**, 71 (12):1475-1487.
- Burley, S.D., Kantorwicz, J.D. & Waugh, B. 1985. Clastic diagenesis. *In* P.J. Brenchley, & B.P.J. Williams (eds.). **Sedimentology: Recent developments and applied aspects**. Geological Society Special Publications 18. p. 198-226.
- Carothers, W.W. & Kharaka, Y.K. 1980. Stable carbon isotopes of HCO₃⁻ in oil-field waters – implications for the origin of CO₂. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 44, p. 323-332.
- Choquette, P.W. & Pray, L.C., 1970, Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates: **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. AAPG Bulletin**, 54, p. 207-250.
- Curtis, C.D. 1977. Sedimentary geochemistry: Environments and processes dominated by involvement of an aqueous phase. **Philosophical Transactions of the Royal Society**, 286, 272-353.
- Curtis, C.D. 1978. Possible links between sandstone diagenesis and depth-related geochemical reactions in enclosing mudstones: **Geological Society of London, Journal**, v.135. 107-117.
- Dapples, E.C., 1971. Physical classification of carbonate cement in quartzose sandstones. **Journal of Sedimentary Petrology**, 41 (1): 196-204.

- Deer, W.A.; Howie, R.A & Zussman, J. 1997. **An Introduction to the Rock-forming Minerals**. Longman, 696 p.
- De Ros, L.F. 1996. **Compositional controls on sandstone diagenesis**: Comprehensive summaries of Uppsala Dissertations from the Faculty of Science and Technology, v. 198, p. 1-24.
- Dickinson, W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. *In*: Zuffa, G.G. (ed.) **Provenance of Arenites**, p. 333-361.
- Elias, A.R.D.; De Ros, L.F.; Mizusaki, A.M.P & Anjos, S.M.C. 2004. Diagenetic patterns in eolian/coastal sabkha reservoirs of the Solimões Basin, Northern Brazil. **Sedimentary Geology**, v.169, p. 191-217.
- Folk, R.L. 1968. **Petrology of sedimentary rocks**. Austin, Texas, Hemphill's, 170p.
- Gawthorpe, R.L. 1987. Burial dolomitization and porosity development in a mixed carbonate-clastic sequence: an example from the Bowland Basin, northern England. **Sedimentology**, **34**: 533-558.
- Hardie, L.A. 1987. Perspectives Dolomitization: A critical view of some current views. **Journal of Sedimentary Petrology**, **57** (1): 166-183.
- Hendry, J.P.; Wilkinson, M.; Fallick, A.E. & Haszeldine, R.S. 2000. Ankerite cementation in Deeply buried Jurassic Sandstone Reservoirs of the Central North Sea. **Journal of Sedimentary Research**, **70** (1): 227-239.
- Hutcheon, I. 1990. Aspects of the diagenesis of coarse-grained siliciclastic rocks. *In*: McIlreath, I. A. & Morrow, D. W. (eds.) **Diagenesis**. Geoscience Canada Reprinted Serie 4, Geological Association of Canada. p 165-176.
- Klein, C.; Mizusaki, A. P.; 2006. (em preparação).
- Land, L.S., 1985. The origin of massive dolomite; **Journal of Geological Education**, v.33, p. 112-125.
- McBride, E. F. 1963. A classification of common sandstones. **Journal of Sedimentary Petrology**, **33**, p.664-669.

- McBride, E. F. 1985. Diagenetic processes that affect provenance determinations in sandstone. *In*: Zuffa, G.G. (ed.) **Provenance of arenites**. D. Reidel Publishing Company. p. 95-113.
- Morad, S. 1998. Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution. *In*: Morad, S. (ed.). **Carbonate cementation in Sandstones**. Blackwell Science, p.1-26.
- Morad, S.; Marfil, R.; Al-aasm, I.S. & Gomez-Gras, D. 1992. The role of mixing-zone dolomitization in sandstone cementation: evidence from the Triassic Buntsandstein, the Iberian Range, Spain: **Sedimentary Geology**, **80**, p. 53-65.
- Morrow, D.W. 1990. Dolomite – Part 1: The chemistry of dolomitization and dolomite precipitation. *In*: McIlreath, I. A. & Morrow, D. W. (eds.) **Diagenesis**. Geoscience Canada Reprinted Serie 4, Geological Association of Canada. p 113-123.
- Morrow, D.W. 1990. Dolomite – Part 2: Dolomitization models and ancient Dolostones. *In*: McIlreath, I. A. & Morrow, D. W. (eds.) **Diagenesis**. Geoscience Canada Reprinted Serie 4, Geological Association of Canada. p 125 -139.
- Morse, J.W. 1983. The kinetics of calcium carbonate dissolution and precipitation. *In*: Reeder, R.J. (ed.), **Carbonates: mineralogy and chemistry reviews in mineralogy**. v.11, Mineralogical Society of America, Printed by Bookcrafters, Inc Chelsea, Michigan, p. 227 - 264.
- Oxtob, David W. & Nachtrieb, Norman H. 1986. **Principles of modern chemistry**. CBS College Publishing, Philadelphia (EUA), 784p.
- Putnis, A. 1995. **Introduction to mineral sciences**. Cambridge, Cambridge University, 457p.
- Reeder, R.J., 1983, **Carbonates: mineralogy and chemistry reviews in mineralogy**. v.11, Mineralogical Society of America, Printed by Bookcrafters, Inc Chelsea, Michigan, 394 pp.
- Schmid, S.; Worden, R.H. & Fisher, Q.J., 2004. Diagenesis and reservoir quality of the Sherwood Sandstone (Triassic), Corrib Field, Slyne Basin, west of Ireland. **Marine and Petroleum Geology** (21). p. 299-315.

- Schmidt, V. & McDonald, D.A. 1979. The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis, *in* P.A. Scholle, & Schluger, P.R, (eds.). **Aspects of diagenesis**: Tulsa, Okla, SEPM p. 175-207 (SEPM Special Publication, n. 29).
- Scoffin, T.P., 1987. **Introduction to carbonate sediments and rocks**. Blackie, Chapman and Hall, New York, 274 pp.
- Souza, R.S.; De Ros, L.F.; & Morad, S. 1995. Dolomite diageneses and porosity preservation in lithic reservoirs: Carmópolis Member, Sergipe-Alagoas Basin, Northeastern Brazil: **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, AAPG Bulletin, 79**, (5):725-748.
- Surdam, R.C.; Boese, S.W. & Crossey, L.J. 1984. The chemistry of secondary porosity. (eds. McDonald, D.A. & Surdam, R.C.) **Clastic diagenesis**. AAPG Memoir 37, p.127-149.
- Surdam, R.C.; Crossey, L.J.; Hagen, E.S. & Heasler, H.P. 1989. Organic-inorganic interactions and sandstone diagenesis. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, AAPG Bulletin, 73** (1) p. 1-23.
- Tissot, B. & Welte, D.H., 1984. **Petroleum formation and occurrence**. New York, Springer-Verlag, 699 pp.
- Tucker, M.E. & Wright, V.P. 1990. **Carbonate Sedimentology**. Blackwell Scientific Publications. 482p.
- Tucker, M.E. 2004. **Sedimentary Petrology: An Introduction to the origin of sedimentary rocks**. Blackwell Publishing. 202 p.
- Wilson, M.D. & Stanton, P.T., 1994. Diagenetic mechanisms of porosity and permeability reduction and enhancement. *In*: Wilson, M.D. (ed.) **Reservoir Quality Assessment and prediction in clastic rocks**. SEPM. Short Course 30, Tulsa, SEPM, 59-118.
- Zuffa, G.G. 1985. Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. *In*: Zuffa, G.G. (ed.) **Provenance of arenites**. D. Reidel Publishing Company. p. 165-189.

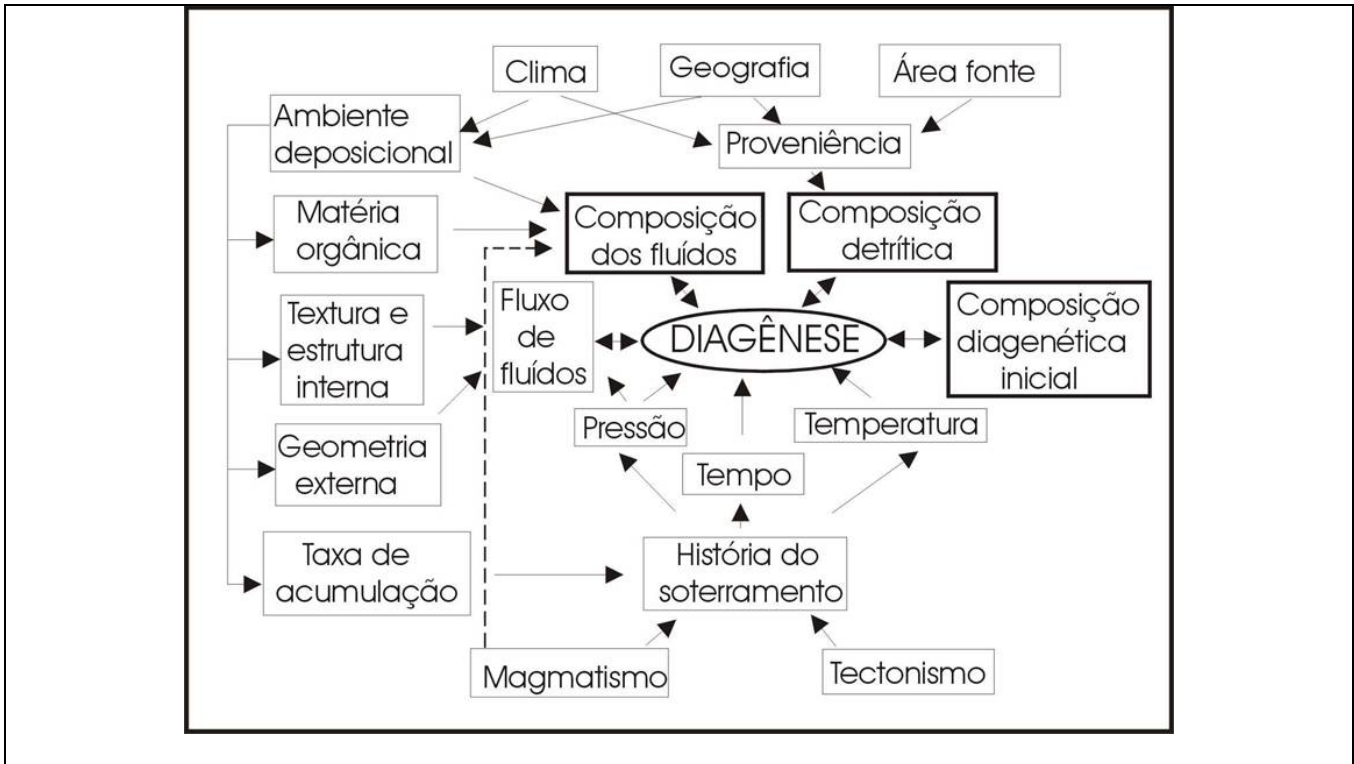


Figura 1: Representação da inter-relação dos parâmetros controladores na diagênese. (modif. De Ros, 1996).

GRUPO	MINERAL	Fórmula	Sistema Cristalino	Íons	Raio iônico (mn)	Valência
CALCITA	Calcita	CaCO ₃	Romboedro	Ca	0,100	2
	Calcita Magnesiana e ferrosa	CaCO ₃ (Mg, Fe)	Romboedro	Ca Mg Fe	0,100 0,072 0,078	2 2 3 e 2
	Magnesita	MgCO ₃	Romboedro	Mg	0,072	2
	Siderita	FeCO ₃	Romboedro	Fe	0,078	3 e 2
	Rodocrosita	MnCO ₃	Romboedro	Mn	0,083	2,3,4,6 e 7
DOLOMITA	Dolomita	CaMg (CO ₃) ₂	Romboedro	Ca Mg	0,100 0,072	2 2
	Anquerita	Ca(Mg,Fe) (CO ₃) ₂	Romboedro	Ca Mg Fe	0,100 0,072 0,078	2 2 3 e 2
ARAGONITA	Aragonita	CaCO ₃	Ortorrômbico	Ca	0,118	2
	Cerussita	PbCO ₃	Ortorrômbico	Pb	0,135	2 e 4
	Estroncionita	SrCO ₃	Ortorrômbico	Sr	0,131	2

Quadro 1: Minerais carbonáticos distribuídos em grupos com sua fórmula química, sistema cristalino, elementos químicos característicos e valências (modif. Boggs, 1995).

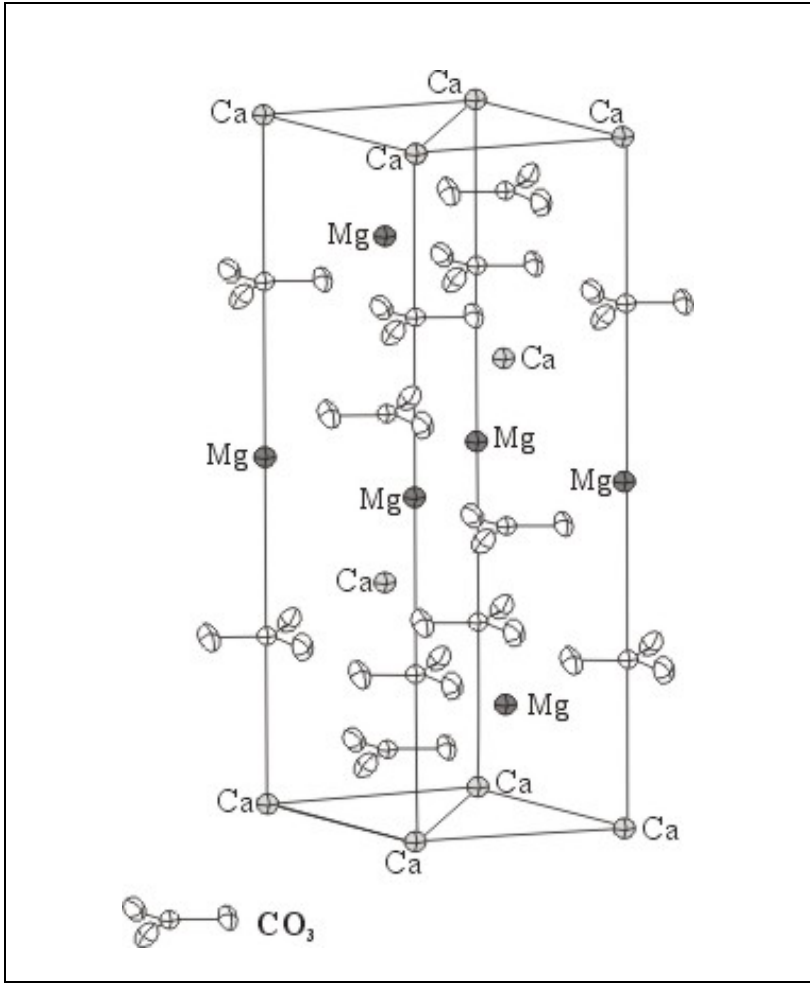


Figura 2: Estrutura cristalina da Dolomita (modif. Putnis, 1995). Observa-se a construção do mineral em camadas de cátions (Ca^{2+} , Mg^{2+}) intercaladas por ânions (CO_3^{2-}), perpendicular ao eixo c, onde as metades de cátions são constituídas por Ca e a outra por Mg.

Carbonatos romboédricos raio iônico de coordenação 6

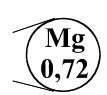
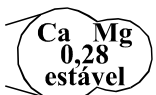
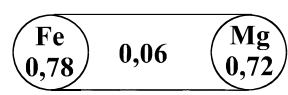
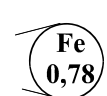
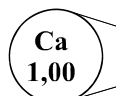
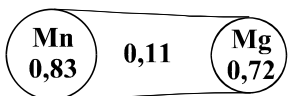
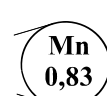
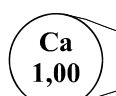
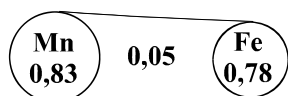
Miscibilidade completa

Miscibilidade Incompleta

R3c

R3

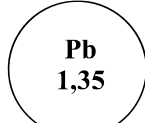
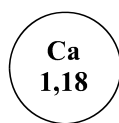
R3c



Outros R3c carbonatos



Carbonatos ortorrômnicos raio iônico de coordenação 9



©Cklein

Figura 3: Raio catiônico dos grupos de carbonatos. Representação esquemática do diâmetro dos diferentes cátions, proporcional ao tamanho dos seus raios. (modif. Tucker & Wright, 1990).

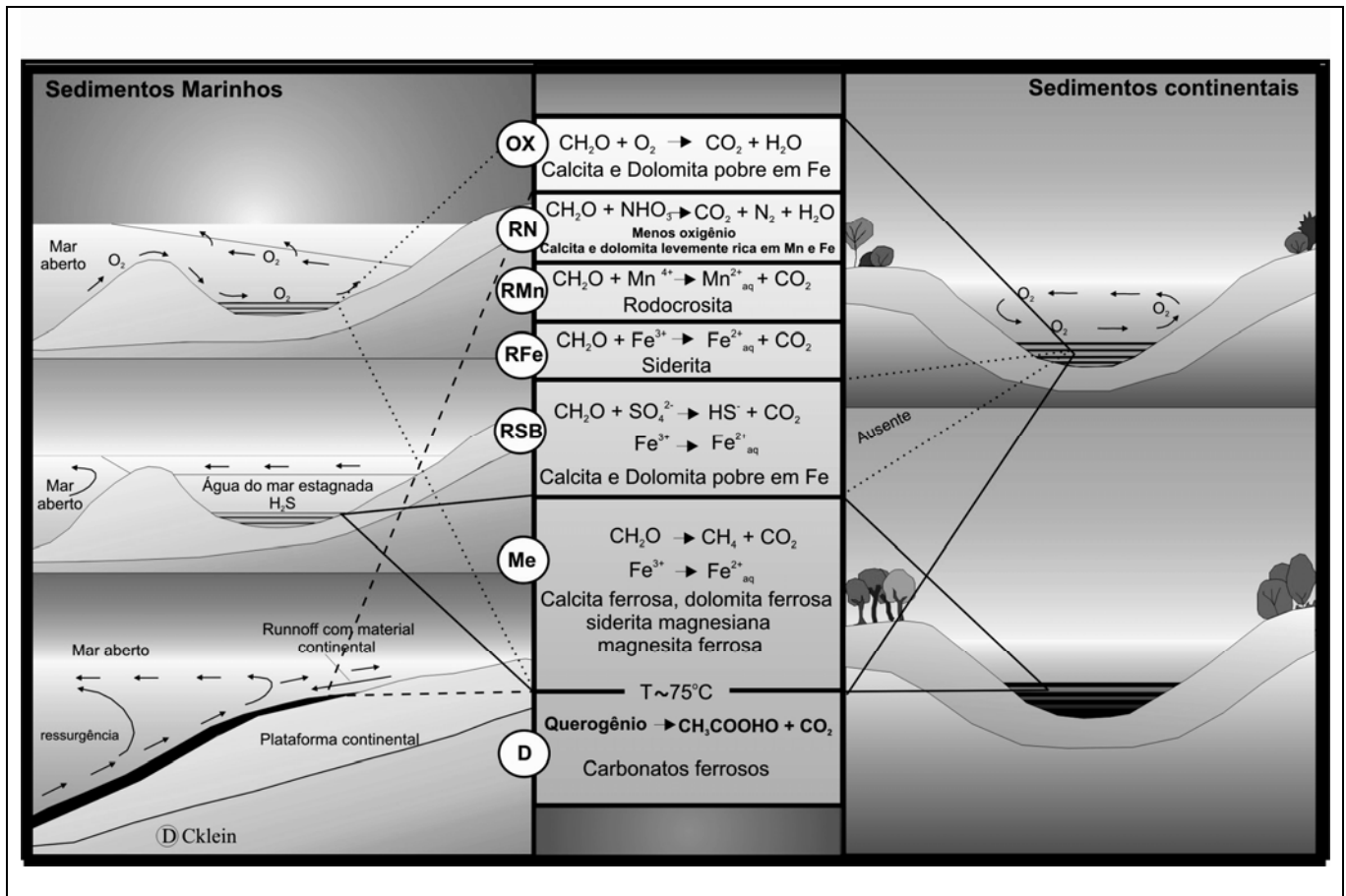


Figura 4: Zonas geoquímicas de interação entre a matéria orgânica e os constituintes minerais nos vários ambientes deposicionais, durante o soterramento progressivo de sedimentos continentais e marinhos. A representação é esquemática com as principais reações em cada zona e seus respectivos carbonatos autigênicos que incluem: Zona óxica (OX); Zona subóxida com Subzonas – de redução do nitrato (RN); de redução do manganês (RMn); de redução do ferro (RFe); Zona de Redução Bacteriana de Sulfato (RSB); Zona de Fermentação Metanogênica (Me) e Zona de Descarboxilação (D). (Modificado de Morad, 1998).

CALCITE SOLUBILITY (100°C)

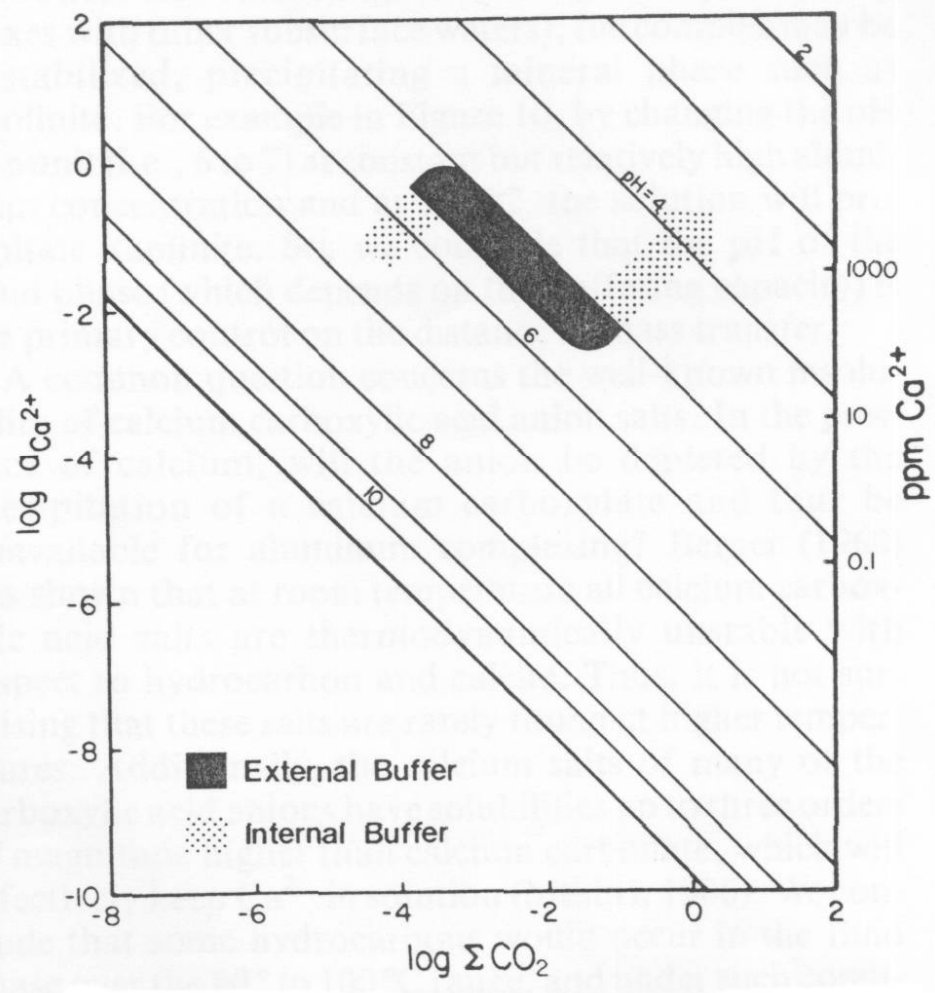
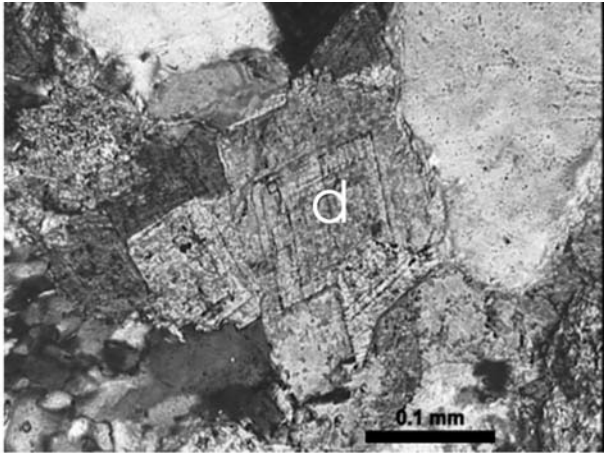
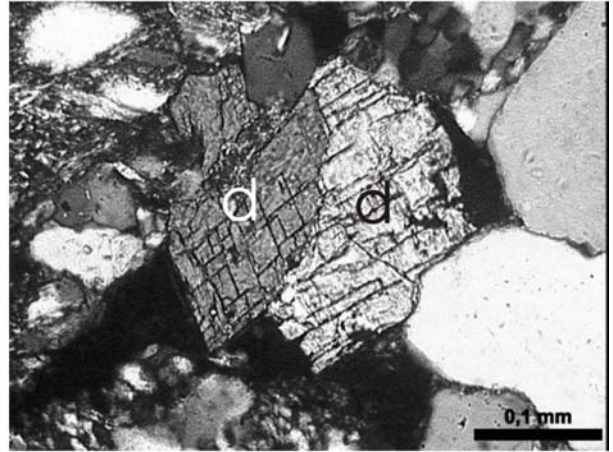


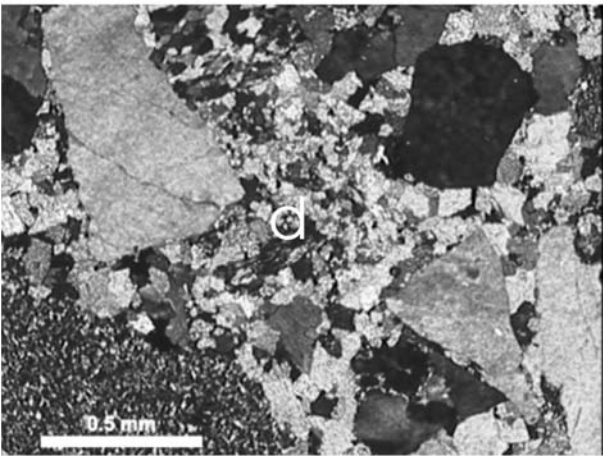
Figura 5: Representação da solubilidade da calcita a 100° C. Sob pH tamponado, o acréscimo da P_{CO_2} ($\log \Sigma CO_2$) corresponde à diminuição da concentração de Ca ($ppm Ca^{2+}$), representando a precipitação de calcita. Fonte: Surdam *et. al.* (1989).



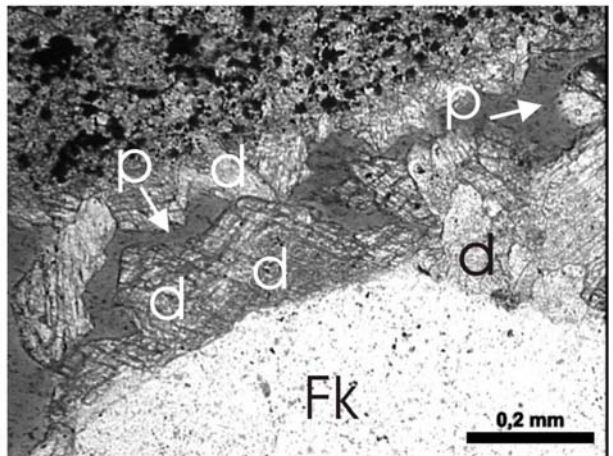
a



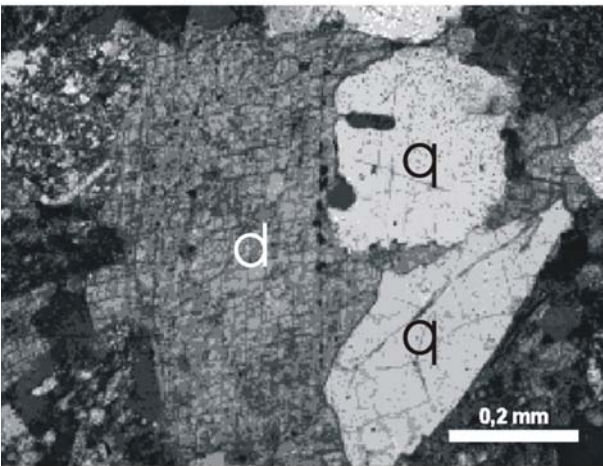
b



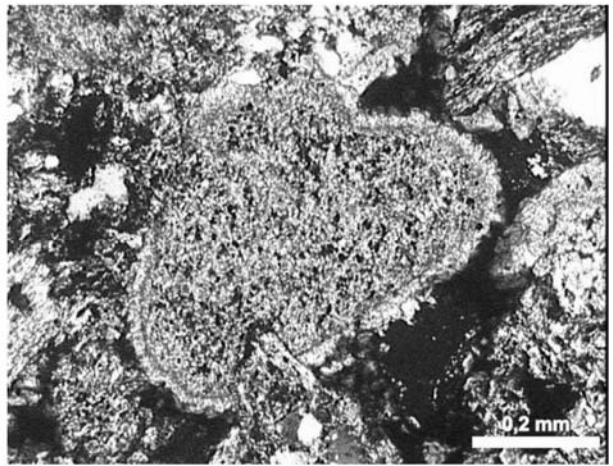
c



d



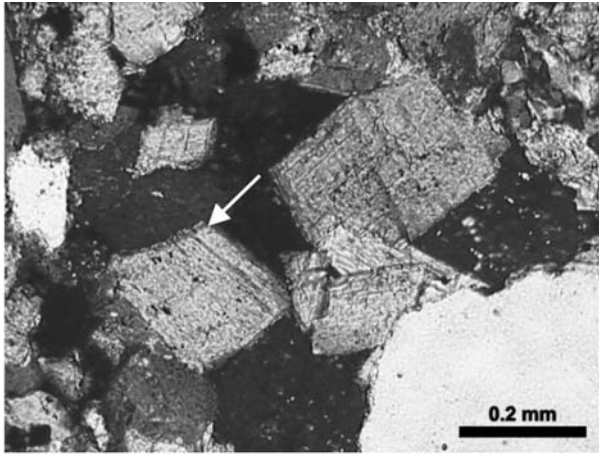
e



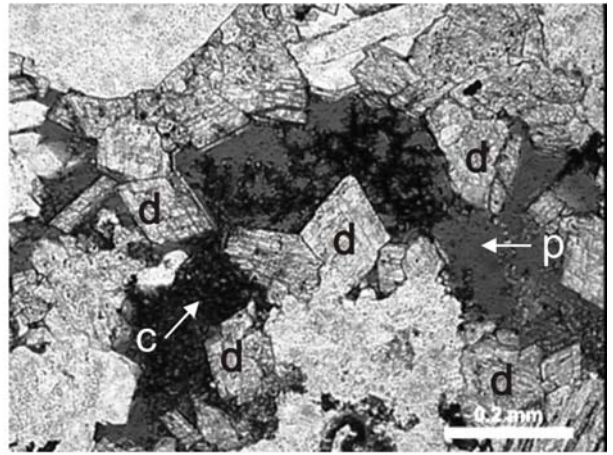
f

Figura 6. Lâminas provenientes do Campo de Camorim (Bacia Sergipe-Alagoas)

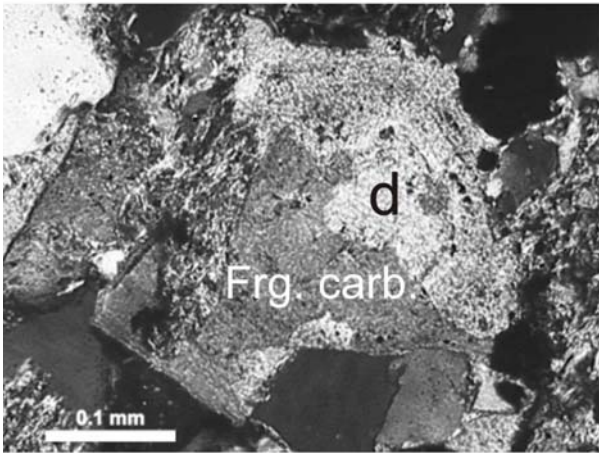
- a) Arenitos cimentados por dolomita romboédrica (d) intergranular
- b) Dolomita intergranular subédrica (d).
- c) Textura mosaico, formando blocos de cristais euédricos e anédricos de dolomitas, preenchendo totalmente os espaços intergranulares.
- d) Cimento de dolomita romboédrica nas bordas do grão de K-feldspato e fragmento carbonático (frg. carb) preenchendo parcialmente os poros intergranulares (p).
- e) Dolomita poiquilotópica (d) corroendo grãos de quartzo (q).
- f) Fragmento de carbonato com dolomitas microcristalinas nas suas bordas.



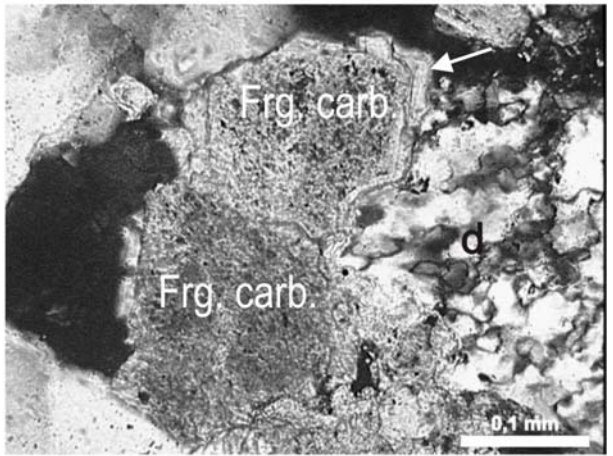
a



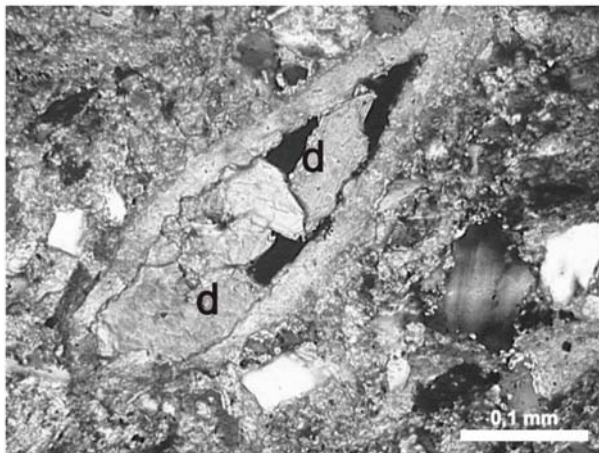
b



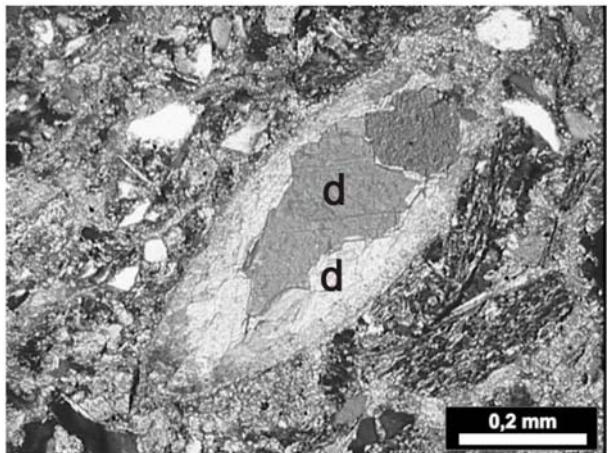
c



d



e



f

Figura 7. Lâminas provenientes do Campo de Camorim (Bacia Sergipe-Alagoas)

- a) Dolomita em sela (*saddle dolomite*) caracterizada pelas faces curvas.
- b) Cimento de dolomita romboédrica nas bordas dos grãos, preenchendo parcialmente os poros intergranulares (p) com presença de caulinita (c).
- c) Fragmento carbonático (frg. Carb.) substituído por dolomita.
- d) Fragmento carbonático nucleando a precipitação do cimento dolomítico (seta).
- e) Bioclasto parcialmente recristalizado por dolomita (d) no seu interior.
- f) Bioclasto recristalizado completamente por dolomita (d).

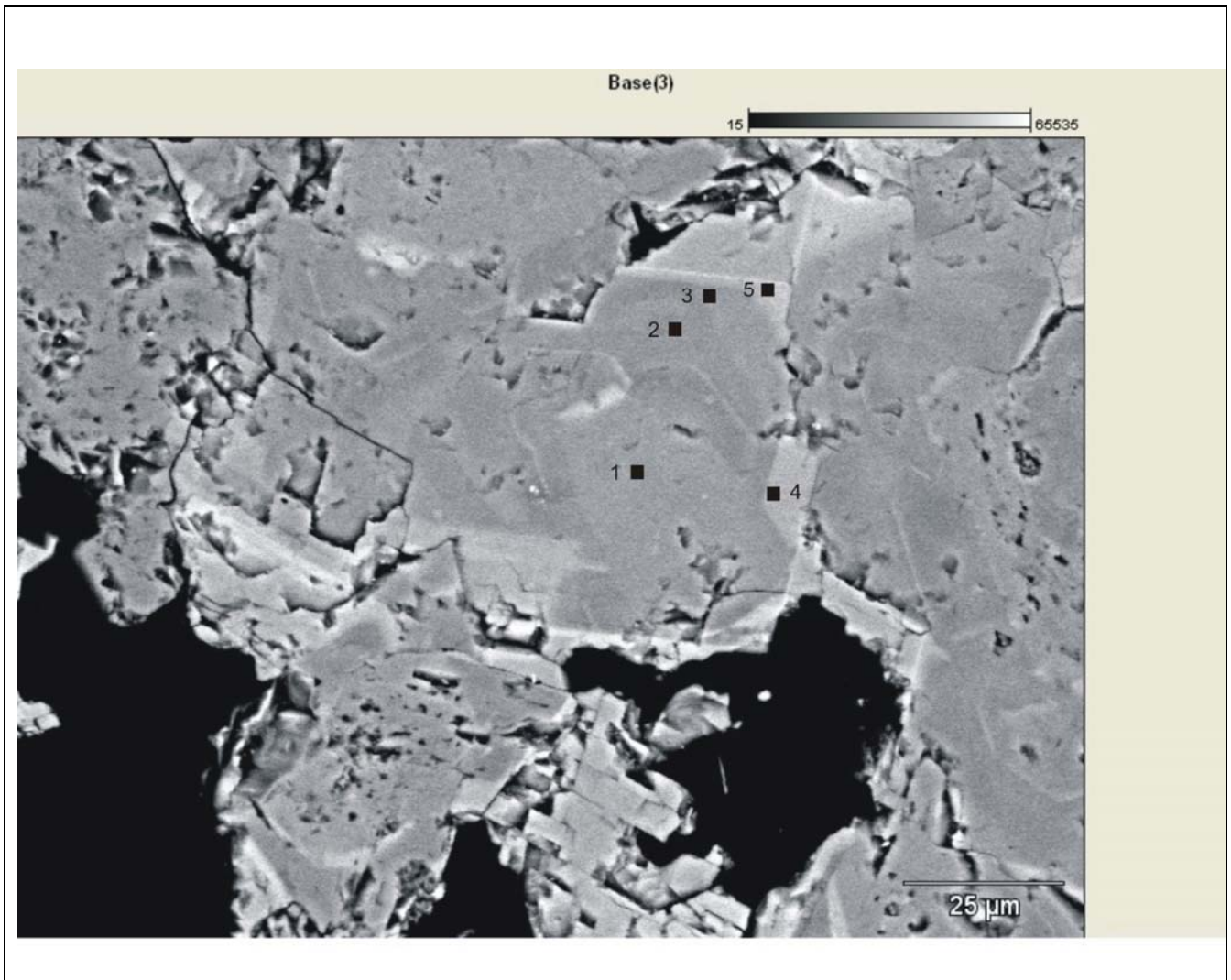


Figura 8: Imagem de elétrons *back-scattered* (BSE) de secção fina de amostra de arenito proveniente de um poço do Campo de Camorim (Bacia Sergipe-Alagoas, margem continental brasileira). O cimento de dolomita (ponto 1) zonada com *overgrowths* de anquerita (ponto 5). Diferentes estágios de cimentação da dolomita com suas variações composicionais, com enriquecimento em ferro.