

LUCIANE BERGAMIN BOCARDI

**PETROLOGIA E ASPECTOS DIAGENÉTICOS DE ARENITOS RESERVATÓRIOS DO
GRUPO ITARARÉ (CARBONÍFERO-PERMIANO), BACIA DO PARANÁ**

Dissertação apresentada como requisito parcial à
obtenção do grau de Mestre pelo Curso de Pós-
Graduação em Geologia, Departamento de
Geologia, Setor de Ciências da Terra,
Universidade Federal do Paraná.

Orientador:

Prof. Dr. Luiz Alberto Fernandes

Co-orientadores:

Prof. Dr. Sidnei Pires Rostirolla

Dr. Ciro Jorge Appi

**CURITIBA
2005**

Bocardi, Luciane Bergamin

Petrologia e aspectos diagenéticos de arenitos reservatórios do Grupo Itararé (Carbonífero-Permiano), Bacia do Paraná / Luciane Bergamin Bocardi. - Curitiba, 2005.

vi, 103 f. : il.

Orientador: Prof. Dr. Luis Alberto Fernandes

Co-orientadores: Prof. Dr. Sidnei Pires Rostirolla

Dr. Ciro Jorge Appi

Dissertação (Mestrado) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

Inclui Bibliografia.

1. Diagênese. 2. Petrologia sedimentar. 3. Arenitos. 4. Grupo Itararé. 5. Paraná, Bacia. I. Fernandes, Luis Alberto. II. Rostirolla, Sidnei Pires. III. Appi, Ciro Jorge. IV. Título. V. Universidade Federal do Paraná.

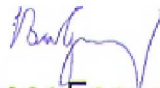
CDD 552.03

TERMO DE APROVAÇÃO

Luciane Bergamin Bocardi

PETROLOGIA E ASPECTOS DIAGENÉTICOS DE
ARENITOS RESERVATÓRIOS DO GRUPO ITARARÉ
(CARBONÍFERO-PERMIANO), BACIA DO PARANÁ.

Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para
obtenção do grau de Mestre no Curso de Pós-Graduação em
Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da
Universidade Federal do Paraná, Comissão formada por:



Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini - USP



Prof. Dr. Almério de Barros França - PETROBRAS



Prof. Dr. Luiz Alberto Fernandes - UFPR
Presidente

Curitiba, 28 de Fevereiro de 2005.

AGRADECIMENTOS

À PETROBRAS – Petróleo Brasileiro S/A por intermédio do PROFEX, Programa Tecnológico em Fronteiras Exploratórias, em conjunto com a FINEP – Financiadora de Estudos e Projetos do Governo Brasileiro;

Ao Orientador Prof. Dr. Luiz Alberto Fernandes;

Aos co-orientadores e coordenadores do projeto MODRES “*Modelagem de Potenciais Reservatórios Fraturados em Superfície para Auxílio Exploratório em Subsuperfície*”:

Dr. Ciro Jorge Appi e Prof. Dr. Sidnei Pires Rostirolla;

Ao Departamento de Geologia da UFPR;

Ao Dr. Almério Barros de França (PETROBRAS);

Ao Dr. Rogério Schiffer de Souza (PETROBRAS);

Ao Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros (UFRGS);

À Prof^a.Dr^a Eleonora Maria Gouveia Vasconcelos (UFPR);

À equipe do projeto MODRES, em especial: Prof. Msc. Fernando Mancini; Msc. Fernando Farias Vesely; Msc. Bárbara Trzaskos-Lipski, Ronaldo Paulo Kraft, Michael de Mello Oliveira e Fernando Lermen Pinheiro.

À equipe do Laboratório de Análise de Minerais e Rochas – LAMIR, do Departamento de Geologia da UFPR;

À equipe do Laboratório de Materiais Metálicos e Cerâmicos do Departamento de Materiais do Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento – LACTEC;

À equipe do Laboratório de Microscopia Eletrônica da UFPR;

Ao Adilson do Laboratório de Laminação;

E a todos que contribuíram para a realização desta pesquisa.

SUMÁRIO

RESUMO	iii
ABSTRACT	v
1 INTRODUÇÃO	1
2 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA DO PARANÁ	5
2.1 HISTÓRIA DE SOTERRAMENTO.....	9
2.2 SISTEMA PETROLÍFERO PONTA GROSSA - ITARARÉ.....	12
2.3 CONTEXTO GEOLÓGICO DA UNIDADE DE ESTUDO.....	14
3 MÉTODOS	19
3.1 AMOSTRAGEM.....	19
3.2 IMPREGNAÇÃO DAS AMOSTRAS.....	25
3.3 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA.....	27
3.3.1 Estimativa da composição detrítica e constituintes diagenéticos.....	29
3.3.2 Caracterização da porosidade.....	29
3.3.3 Tamanhos de grão e seleção.....	30
3.3.4 Determinação do índice de empacotamento	31
3.4 AVALIAÇÃO DA REDUÇÃO DA POROSIDADE POR COMPACTAÇÃO E CIMENTAÇÃO.....	31
3.5 CARACTERIZAÇÃO DA EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA.....	32
4 APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS	36
4.1 COMPOSIÇÃO DETRÍTICA DAS AMOSTRAS EM SUPERFÍCIE.....	36
4.2 COMPOSIÇÃO DETRÍTICA E POROSIDADE DAS AMOSTRAS DE SUBSUPERFÍCIE.....	43
4.3 PETROFÁCIES IDENTIFICADAS.....	49
5 CONSTITUINTES DIAGENÉTICOS	55
6 DISCUSSÃO	76
6.1 ALTERAÇÃO DIAGENÉTICA DA COMPOSIÇÃO DETRÍTICA.....	76
6.2 ESTÁGIOS DA DIAGÊNESE E PRINCIPAIS CONSTITUINTES DIAGENÉTICOS.....	77
6.3 PROCESSOS DE REDUÇÃO DA POROSIDADE.....	84
6.4 CONSIDERAÇÕES SOBRE A EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA.....	88
6.5 INFERÊNCIAS SOBRE A QUALIDADE DOS ARENITOS DO GRUPO ITARARÉ COMO RESERVATÓRIOS POTENCIAIS DE HIDROCARBONETOS.....	92
7 CONCLUSÕES	95
8 REFERÊNCIAS	97

RESUMO: Os arenitos do Grupo Itararé (Carbonífero-Permiano) são considerados reservatórios potenciais de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná. O presente estudo procura estabelecer o papel da evolução diagenética na modificação da permeabilidade destes arenitos. A análise petrográfica foi realizada a partir de amostras provenientes de áreas de exposição da Formação Campo Mourão, com ênfase aos arenitos *Lapa e VilaVelha* e de testemunhos de sondagens realizadas na Bacia do Paraná, nos intervalos correspondentes à base das formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba. As amostras de subsuperfície foram utilizadas para caracterização da seqüência diagenética e as amostras de afloramentos foram utilizadas principalmente para caracterização dos processos telodiagenéticos e são estratigraficamente correlatas. A análise petrográfica e a caracterização diagenética foram realizadas com a utilização de microscopia óptica, microscopia eletrônica de varredura, análises granulométricas e difratometria de raios X. Quanto à composição detrítica, os arenitos do Grupo Itararé são constituídos principalmente por quartzarenitos e subordinadamente por sublitoarenitos e subarcóseos, de granulação areia fina à grossa. Apesar da heterogeneidade, foram determinadas duas petrofácies principais com base em porosidade, empacotamento e cimentação da rocha. A petrofácies "A" corresponde a subarcóseos e sublitoarenitos, com porosidade entre 5 a 20% e empacotamento normal ($40 < P < 55$). Na petrofácies A, os cimentos são distintos em superfície e em subsuperfície. Nas amostras de superfície os cimentos são constituídos predominantemente por óxidos de ferro e argilominerais. Nas amostras de subsuperfície os principais cimentos são carbonatos e sulfatos. A petrofácies "B" é caracterizada por quartzarenitos, com porosidade entre 1 e 10% e empacotamento fechado ($P > 55$). O

principal cimento das petrofácies “B” tanto em superfície como em subsuperfície é sílica na forma de crescimento sintaxial de quartzo. Os arenitos constituídos essencialmente por quartzo (>90%) foram submetidos a processos diagenéticos que influenciaram na redução da porosidade, tais como a dissolução por pressão ao longo dos contatos intergranulares e a cimentação sintaxial por sílica. Os principais processos diagenéticos identificados nos arenitos analisados foram a compactação mecânica e química, autigênese de quartzo, carbonatos, sulfatos e argilominerais, dissolução, substituição mineral e precipitação de óxidos. A principal porosidade identificada em ambas as petrofácies é secundária, gerada pela dissolução de grãos instáveis e cimentos. Porém, o papel da compactação foi efetivo na redução da porosidade e geometria dos poros. O sistema poroso foi fortemente modificado pela dissolução por pressão, devido ao soterramento no estágio mesodiagenético. Nas amostras de superfície é comum a presença de óxido de ferro, que preenche o espaço intergranular após a dissolução dos cimentos originais. A identificação de cimentos e minerais em amostras de subsuperfície, que não foram preservados nas de superfície, explica-se pela atuação de processos telodiagenéticos, que alteraram as características originais dos arenitos.

Palavras-chave: diagênese, arenitos, Grupo Itararé, reservatórios

ABSTRACT: PETROLOGY AND DIAGENETICS FEATURES OF RESERVOIRS SANDSTONES OF THE ITARARÉ GROUP (CARBONIFEROUS-PERMIAN), PARANÁ BASIN, SOUTHERN BRAZIL Carboniferous-Permian sandstones of the Itararé Group are potential gas reservoirs in the Paraná Basin. The aim of this paper is the analysis of the diagenetic history of these sandstones and its controls on reservoir quality. In order to describe both diagenetic and telodiagenetic products, petrographic analysis was carried out using outcrops as well as deep subsurface core samples from different stratigraphic levels in the Itararé Group. Surface sampling of reservoir analogues was intensified in the well-exposed Lapa and Vila Velha sandstones in the eastern basin border. Optical microscopy, scanning electron microscopy and X-ray diffraction were applied in the characterization of clastic and diagenetic constituents. Two distinct petrofacies have been recognized, based on of sandstone packing, porosity, and cementation. The Petrofacies A are subarkoses and sublitharenites, 5 to 20% porosity and normal packing ($40 < P < 55$). Carbonate and sulfate cements predominate in subsurfaces samples, whereas iron oxide and clay minerals are the main cement in outcrop samples. The Petrofacies B includes quartzarenite porosity ranging from 1 to 10% and tight packing ($P > 55$). The cement in petrofacies B is mainly syntaxial quartz overgrowths. Major diagenetic processes in both petrofacies were: mechanical and chemical compaction, cementation by quartz, carbonates, sulfates and clay minerals, dissolution, mineral replacement and precipitation of oxides. Pressure dissolution during the mesodiagenetic stage modified the porous system due to burial. Most of the observed porosity was generated by dissolution of unstable grains and cements. During telodiagenetic stage, iron oxide filled such intergranular space as observed in outcrop

samples. Some minerals identified in subsurface are absent in outcrop, suggesting that telodiagenetic processes played an important role in the modification of the original characteristics of sandstones.

Key-words: diagenesis, sandstones, Itararé Group, reservoirs

1 INTRODUÇÃO

O Grupo Itararé (Carbonífero-Permiano) da Bacia do Paraná, é caracterizado por sedimentos depositados sob influência glacial, incluindo intervalos estratigráficos onde predominam arenitos considerados reservatórios potenciais para hidrocarbonetos e água subterrânea. Estes intervalos são caracterizados por camadas de arenitos finos a conglomeráticos, que ocorrem associados a folhelhos e diamictitos.

O principal objetivo desta pesquisa é a caracterização petrográfica e discussão de aspectos diagenéticos modificadores da permo-porosidade original dos intervalos reservatórios siliciclásticos do Grupo Itararé. A evolução diagenética dos reservatórios arenosos do Grupo Itararé, foi analisada a fim de estabelecer parâmetros que poderão ser utilizados na geração de modelos para prospecção de hidrocarbonetos, no âmbito do projeto *MODRES - Modelagem de Potenciais Reservatórios Fraturados em Superfície para Auxílio Exploratório em Subsuperfície* (Appi & Rostirolla 2004), desenvolvido na Universidade Federal do Paraná.

Há relativamente poucos estudos que enfocam a petrografia e análise de reservatórios do Grupo Itararé. Dentre eles, merecem destaque os trabalhos de França (1984), França (1987) e França & Potter (1989). Outro aspecto considerado para realização deste estudo é que o campo de Barra Bonita, no Estado do Paraná, produtor de gás no poço 1-BB-1-PR, situa-se em rochas correlatas aos Arenitos *Lapa-Vila Velha* e pertence à Formação Campo Mourão do Grupo Itararé (França & Potter 1988).

Considera-se que a complexidade da evolução da Bacia do Paraná implica diretamente a análise dos processos diagenéticos. Um exemplo da interação de

parâmetros que influenciam na diagênese clástica é a história de soterramento, a qual depende da pressão, temperatura e fluxo de fluidos e é influenciada pela tectônica, magmatismo e taxa de sedimentação. Destaca-se ainda que a perda de porosidade devido à compactação mecânica e dissolução por pressão depende dos parâmetros texturais tais como seleção, empacotamento, assim como da composição mineral e tensão por sobrecarga ocorrida durante o soterramento. Estes fatores relacionam-se ao contexto deposicional e à evolução da bacia (Stonecipher *et al.* 1984). A porosidade e a permeabilidade das rochas sedimentares são influenciadas por suas características texturais e pelo estágio diagenético atingido. A porosidade inicial dos arenitos pode ser reduzida ou mesmo eliminada como consequência de processos diagenéticos.

As características diagenéticas resultam dos processos modificadores que ocorrem após a deposição, em subsuperfície. Dentre estes processos estão a compactação, cimentação, substituição mineral e dissolução de fases minerais preexistentes. A identificação das relações paragenéticas destas fases autigênicas constitui-se em importante ferramenta para caracterizar a evolução diagenética dos arenitos.

A análise realizada nesta pesquisa consiste na caracterização dos parâmetros texturais e dos constituintes diagenéticos. Estes elementos permitem identificar transformações diagenéticas, sua evolução e consequências na manutenção ou modificação da permo-porosidade. A compreensão e avaliação da intensidade de tais processos, objetivo desta pesquisa, visa à caracterização mais detalhada de reservatórios siliciclásticos.

ÁREA DE ESTUDO E LOCALIZAÇÃO DOS TESTEMUNHOS DE SONDAGEM

As amostras de subsuperfície são provenientes de testemunhos de poços perfurados na Bacia do Paraná, nos estados do Paraná, Santa Catarina e São Paulo. Foram utilizadas amostras de testemunhos provenientes dos poços 1-CS-2-PR, 2-CS-1-PR, 1-RO-1-PR, 2-RP-1-PR, 2-AL-1-SC, 2-CB-1-SP, 3-CB-3-SP, 2-AA-1-SP, 2-AR-1-SP, 2-TB-1-SP, 2-LA-1-SP, 1-TI-1-SP, 2-PN-1-SP (Fig. 1).

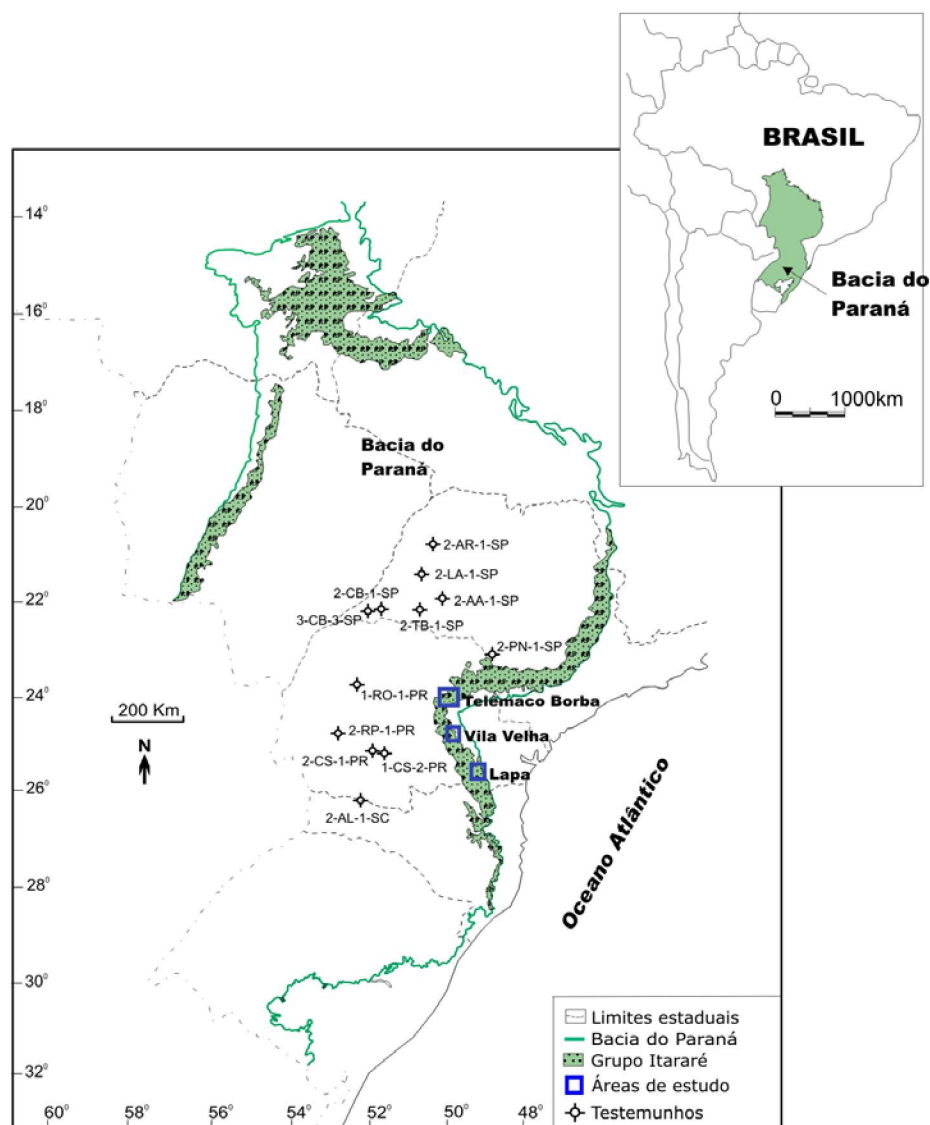


Figura 1. Localização da porção brasileira da Bacia do Paraná, com indicação das áreas onde foram realizados os perfis de superfície e localização dos testemunhos de sondagem analisados.

Os afloramentos selecionados para esta pesquisa localizam-se nas imediações do Parque Estadual de Vila Velha e nas regiões de Telêmaco Borba e Lapa, no Estado do Paraná. Correspondem a arenitos da Formação Campo Mourão, incluindo os *Arenitos Lapa-Vila-Velha* (Fig. 2).

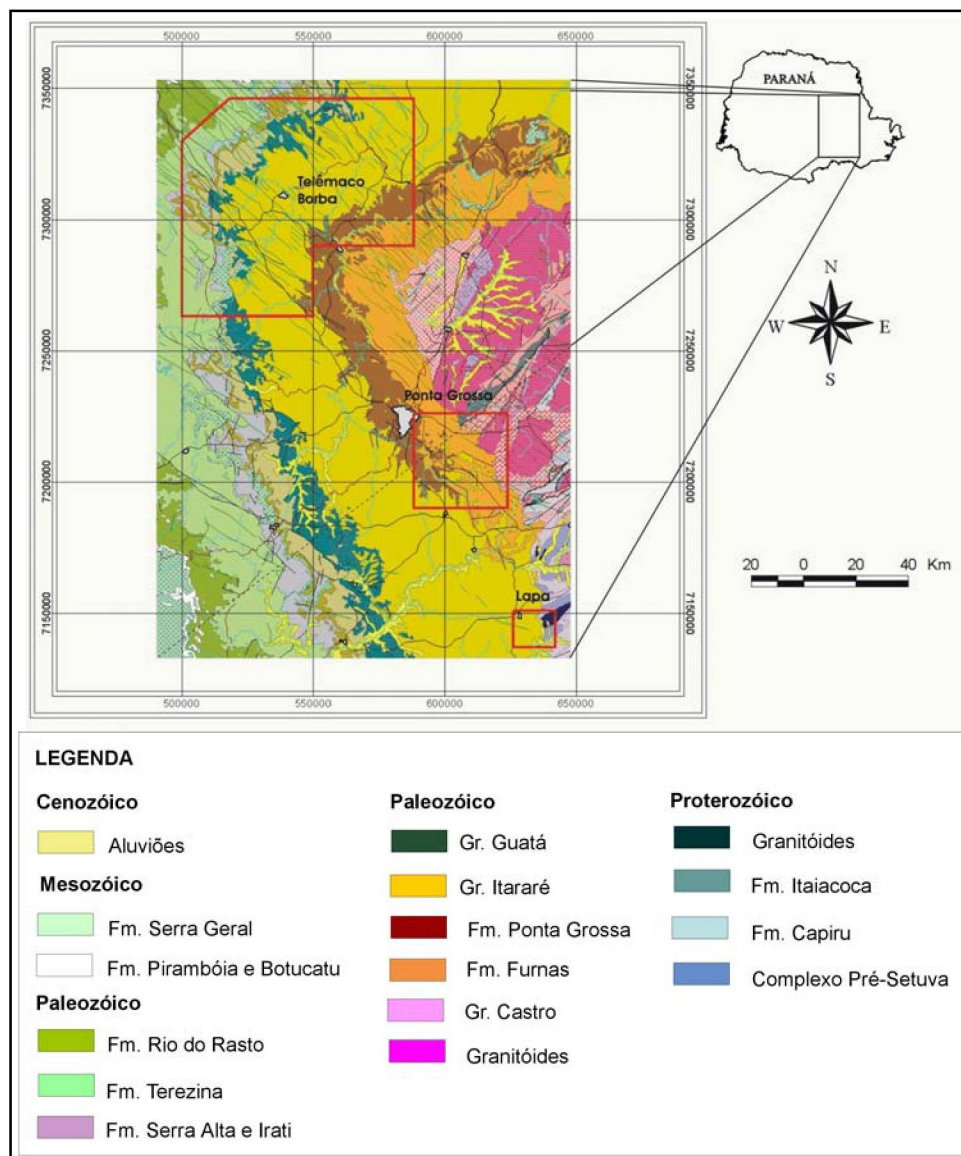


Figura 2. Localização das áreas de estudo, indicadas no Mapa Geológico do Paraná – Mapa extraído do Atlas Geológico do Estado do Paraná (Mineropar, 2001).

2 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA DO PARANÁ

O principal objetivo deste tópico é situar os arenitos do Grupo Itararé no contexto geológico da Bacia do Paraná e associar a evolução geológica da bacia com a seqüência diagenética interpretada.

A Bacia do Paraná é uma bacia intracratônica com aproximadamente 1.600.000 km² localizada na América do Sul, sendo que 1.100.000 km² situam-se em território brasileiro (Fig.1). Esta depressão foi formada no continente Gondwana, em função da subsidência termal da crosta após múltiplas colisões durante o Ciclo Orogênico Brasileiro-Panafricano (Zalán *et al.* 1990).

A bacia é preenchida por mais de 6.000 m de espessura de rochas sedimentares e vulcânicas (Fig. 3), agrupadas em seis superseqüências por Milani & Ramos (1998): (1) Rio Ivaí (Ordovício-Siluriano), (2) Paraná (Devoniano), (3) Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), (4) Gondwana II (Neotriássico), (5) Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e (6) Bauru (Neocretáceo). De acordo com os referidos autores, as três primeiras superseqüências correspondem a grandes ciclos transgressivos paleozóicos, enquanto as demais são representadas por sedimentação continental e rochas ígneas associadas.

Durante o preenchimento da Bacia do Paraná, antigas falhas do embasamento foram várias vezes reativadas, influenciando a distribuição e espessura das unidades sedimentares (Soares *et al.* 1978, Zalán *et al.* 1987, Rostirolla *et al.* 2003).

A supersequência Rio Ivaí corresponde ao primeiro ciclo de sedimentação da bacia durante o Neordoviciano ao Eosiluriano (Milani & Ramos 1998). É representada pelo Grupo Rio Ivaí e caracteriza-se por conglomerados, arenitos continentais e marinhos da Formação Alto Garças, diamictitos glaciais da Formação Iapó, folhelhos marinhos transgressivos e arenitos marinhos regressivos da Formação Vila Maria.

A supersequência Paraná é representada por uma espessa sucessão de arenitos litorâneos e marinhos da Formação Furnas e pelos folhelhos marinhos com intercalação de arenitos deltaicos da Formação Ponta Grossa. Os folhelhos da Formação Ponta Grossa, depositados no Devoniano, são considerados importante rocha fonte de hidrocarbonetos na bacia (Zalán *et al.* 1990).

A supersequência Gondwana I compreende desde a sedimentação sob influência glacial, ocorrida durante o Neocarbonífero, até o domínio da acumulação na forma de dunas eólicas no Eotriássico. Do Neocarbonífero ao Eopermiano depositou-se o Grupo Itararé, sob influência glacial, atingindo a espessura de até 1500 m de sedimentos. França & Potter (1988) descreveram três ciclos deposicionais, condicionados pelo avanço e recuo das geleiras. Estes ciclos iniciam com a deposição de arenitos finos a grossos e culminam com a deposição de siltitos e diamictitos.

Sobrepostos ao Grupo Itararé, ocorrem arenitos e siltitos da Formação Rio Bonito, depositados inicialmente em ambientes deltaicos.

A Formação Palermo, em que ocorre o predomínio de siltitos com bioturbações, depositou-se sob condições marinha transgressiva de águas rasas (Schneider *et al.* 1974).

A Formação Irati, sobreposta, é constituída por folhelhos escuros, margas e calcários, sucedidos por folhelhos carbonáticos, siltitos, arenitos finos, camadas de calcários e níveis de coquinas da parte regressiva da superseqüência, pertencentes as formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto, na porção sul da bacia.

Depósitos eólicos e fluviais caracterizam a Formações Pirambóia, relacionados à progressiva sedimentação continental no início do Mesozóico (Milani, 2000).

A superseqüência Gondwana II representa a sedimentação continental no período Triássico, que inclui os estratos flúvio-lacustres da Formação Santa Maria, restrita à porção sul da bacia (Milani, 2000).

As formações Botucatu e Serra Geral integram a superseqüência Gondwana III. A Formação Serra Geral registra a quebra do supercontinente Gondwana, acompanhada por erupção de um volumoso e extensivo fluxo de lavas, também marcada por subsidência e intrusão de diques e *sills* de diabásio. Esta fase foi datada na bacia, através do método Ar/Ar, em 137,8 \pm 0,7 Ma (manifestações mais antigas) e 126,8 \pm 2,0 Ma (manifestações mais jovens) (Turner *et al.* 1994).

A superseqüência Bauru corresponde essencialmente a arenitos continentais (grupos Bauru e Caiuá) que sobrepõem as lavas e completam o preenchimento da Bacia do Paraná. Fernandes & Coimbra (1996) excluíram a seqüência neocretácea da Bacia do Paraná, por considerá-la acumulada em uma nova bacia, distinta, desenvolvida após a ruptura do continente Gondwana, denominada Bacia Bauru.

2.1 HISTÓRIA DE SOTERRAMENTO

O embasamento da Bacia do Paraná é constituído por núcleos cratônicos, limitados por cinturões móveis orogênicos, formados a partir da colisão de diversos crátons durante o Ciclo Brasileiro, responsáveis pela formação do Gondwana (Zalán *et al.* 1987).

A evolução cíclica, durante longos períodos, incluindo sucessivas fases de subsidência e acumulação de espessas sucessões deposicionais é uma característica típica das bacias intracratônicas (Soares *et al.* 1978). Segundo os autores, estas sucessões deposicionais são separadas por discordâncias regionais que refletem fases de soerguimento e erosão.

Segundo Milani (2000), o embasamento da Bacia do Paraná, submetido a vários episódios orogênicos, desenvolveu um comportamento de flexura litosférica para o interior do continente. Este mecanismo permitiu a geração cíclica de espaço para acomodar a sedimentação.

De acordo com Zalán *et al.* (1990), ocorreram três fases principais de subsidência na Bacia do Paraná (Siluriano-Devoniano, Carbonífero-Permiano e Jurássico/Cretáceo), separadas por períodos de erosão e não deposição ou por baixas taxas de sedimentação.

A história de soterramento do Grupo Itararé relaciona-se à segunda fase de subsidência da bacia, com sua evolução geotectônica a partir do período Carbonífero-Permiano (Fig. 4). Esta fase de subsidência é atribuída à sobrecarga das geleiras continentais, seguida pelo peso dos sedimentos depositados durante o ciclo

transgressivo regressivo subsequente. O término desta fase de sedimentação relaciona-se a um soerguimento generalizado, associado à Orogenia Finiherciniana (Zalán *et al.* 1987).

Durante o Triássico e parte do Jurássico, a razão de subsidência foi muito baixa na Bacia do Paraná. Neste período a sedimentação ocorreu inicialmente sob influência fluvial sucedido por condições eólicas de deposição.

A terceira fase de subsidência (Neojurássico/Eocretáceo) foi influenciada pela sobrecarga, após o magmatismo basáltico. O evento magmático teve duração estimada entre 8 e 11 Ma (Turner *et al.* 1994). Sob os aspectos da geologia estrutural e condições de maturação da matéria orgânica, esta é considerada a fase mais importante na evolução da Bacia do Paraná (Zalán *et al.* 1987). A anomalia térmica desencadeada pelo afinamento crustal durante o rifteamento do Gondwana e abertura do Oceano Atlântico foi responsável pela maturação da matéria orgânica, presente nos folhelhos das rochas geradoras potenciais e pelo desenvolvimento de porosidade secundária nas sequências arenosas do Grupo Itararé (França & Potter 1989).

A profundidade estimada de soterramento do Grupo Itararé, obtida pela reconstrução da espessura das unidades superiores é de 4075 m (perfil do poço 2-AN-1-PR, perfurado na Bacia do Paraná). Na parte central da Bacia do Paraná a profundidade de soterramento do Grupo Itararé pode chegar até 5000m (França 1984).

Os limites atuais da Bacia do Paraná foram estabelecidos como consequência de soerguimentos decorrentes da interação de placas tectônicas durante a evolução da bacia. O soerguimento da serra do Mar, que iniciou no Turoniano (Cretáceo Superior) e

afetou a Região Sudeste do Brasil, provavelmente relaciona-se ao soerguimento e exposição do Grupo Itararé na borda leste da Bacia do Paraná.

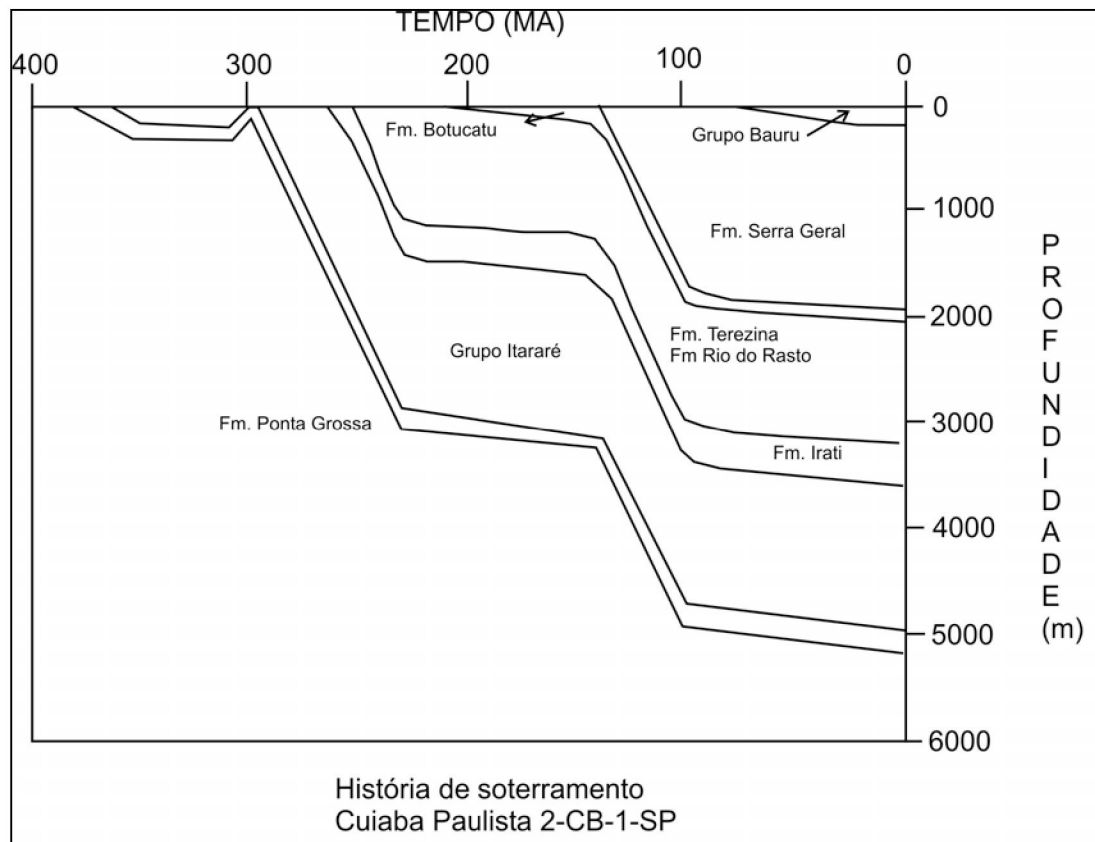


Figura 4. História de soterramento do Grupo Itararé. Observa-se que o topo do Grupo Itararé passou de 0m a 1500m de profundidade no período de 253 Ma até 240 Ma. De 240 Ma a 140 Ma a taxa de subsidência foi decrescente. De 140 Ma a 100 Ma o topo desta unidade passou de 1700m a 3400m de profundidade. Esta fase de subsidência relaciona-se à atividade ígnea na Bacia do Paraná. Após o término da atividade ígnea a taxa de subsidência decresceu novamente. No poço 2-CB-1-SP o topo do Grupo Itararé situa-se a 3586m (França 1987).

2.2 SISTEMA PETROLÍFERO PONTA GROSSA- ITARARÉ

As relações entre os folhelhos das rochas potencialmente geradoras e os reservatórios arenosos exercem um papel importante na diagênese de arenitos. Os folhelhos liberam água, íons, solventes e hidrocarbonetos, os quais modificam a qualidade dos reservatórios arenosos.

A Formação Ponta Grossa (Grupo Paraná) é considerada como uma rocha-fonte com potencial moderado para geração de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná (Zalán *et al.* 1990). Os folhelhos da Formação Ponta Grossa contêm aproximadamente 0,5% de carbono orgânico, proveniente de matéria orgânica marinha e continental (Goulart & Jardim 1982 *apud* França 1987).

França (1987) concluiu que a geração de hidrocarbonetos na Formação Ponta Grossa ocorreu entre 210 a 135 Ma. A partir desta análise, o autor observa que os arenitos do Grupo Itararé (rocha reservatório) apresentam uma relação favorável ao acúmulo de hidrocarbonetos gerados nos folhelhos da Formação Ponta Grossa (rocha fonte).

A fase de magmatismo na Bacia do Paraná foi datada em 137,8 \pm 0,7 Ma (manifestações mais antigas) e 126,8 \pm 2,0 Ma (manifestações mais jovens) (Turner *et al.* 1994).

Os fluxos de calor decorrentes da anomalia térmica regional produzidos durante a abertura do Oceano Atlântico provavelmente atingiram os folhelhos da Formação Ponta Grossa, contribuindo com os processos de maturação. Fluxos de calor gerados por intrusões de diabásio, nos folhelhos das formações Ponta Grossa e Irati, durante a

fase de magmatismo na Bacia do Paraná, teriam contribuído para a maturação da matéria orgânica, liberando ácidos orgânicos e hidrocarbonetos (França & Potter, 1989).

Os ácidos orgânicos foram relacionados com a geração de porosidade secundária nos arenitos do Grupo Itararé por França & Potter (1989). Com o contínuo soterramento, a matéria orgânica preservada como querogênio nos folhelhos promove alteração química dos fluidos. Através do processo de descarboxilação são liberadas grandes quantidades de CO₂, que transportadas sobre a forma de ácido carbônico, reduzem o pH (Schmidt & McDonald 1979, *apud* Wilson 1994). Esta acidificação seria responsável pela dissolução parcial ou total de carbonatos, gerando porosidade secundária.

2.3 CONTEXTO GEOLÓGICO DA UNIDADE DE ESTUDO

O Grupo Itararé, depositado na Bacia do Paraná do Neocarbonífero ao Eopermiano, com aproximadamente 1500m de espessura de sedimentos (Fig. 5), registra a influência de condições glaciais na bacia. França & Potter (1988) descreveram três ciclos deposicionais para este grupo, condicionados por avanços e recuos de geleiras. Estes ciclos iniciam com a deposição de arenitos finos a grossos e culminam com a deposição de siltitos e diamictitos e compreendem as formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba (Fig. 6)

As características sedimentares descritas ao longo da sucessão estratigráfica do Grupo Itararé indicam que durante a deposição destas rochas a Bacia do Paraná esteve sob influência de condições glaciais (Eyles *et al.* 1993; Vesely 2001). A ação das geleiras é evidenciada pela presença de diamictitos maciços e estratificados contendo clastos facetados, estriados e ocorrência de folhelhos e ritmitos com clastos dispersos.

Com a deglaciação, fluxos de detritos provenientes das áreas adjacentes desencadearam processos deposicionais dominados por fluxo de massas e retrabalhamento do substrato (Eyles *et al.* 1993; França *et al.* 1996). O modelo deposicional de Eyles *et al.* (1993) propõe condições glácio-marinhas durante a deposição do Grupo Itararé (Fig. 7). Os autores identificaram um contexto deposicional dominado por fluxos gravitacionais. Entre as principais características descritas destacam-se fácies deltaicas produzidas por águas de degelo, diamictitos maciços e estratificados, bem como retrabalhamento de depósitos deltaicos, por correntes de turbidez.

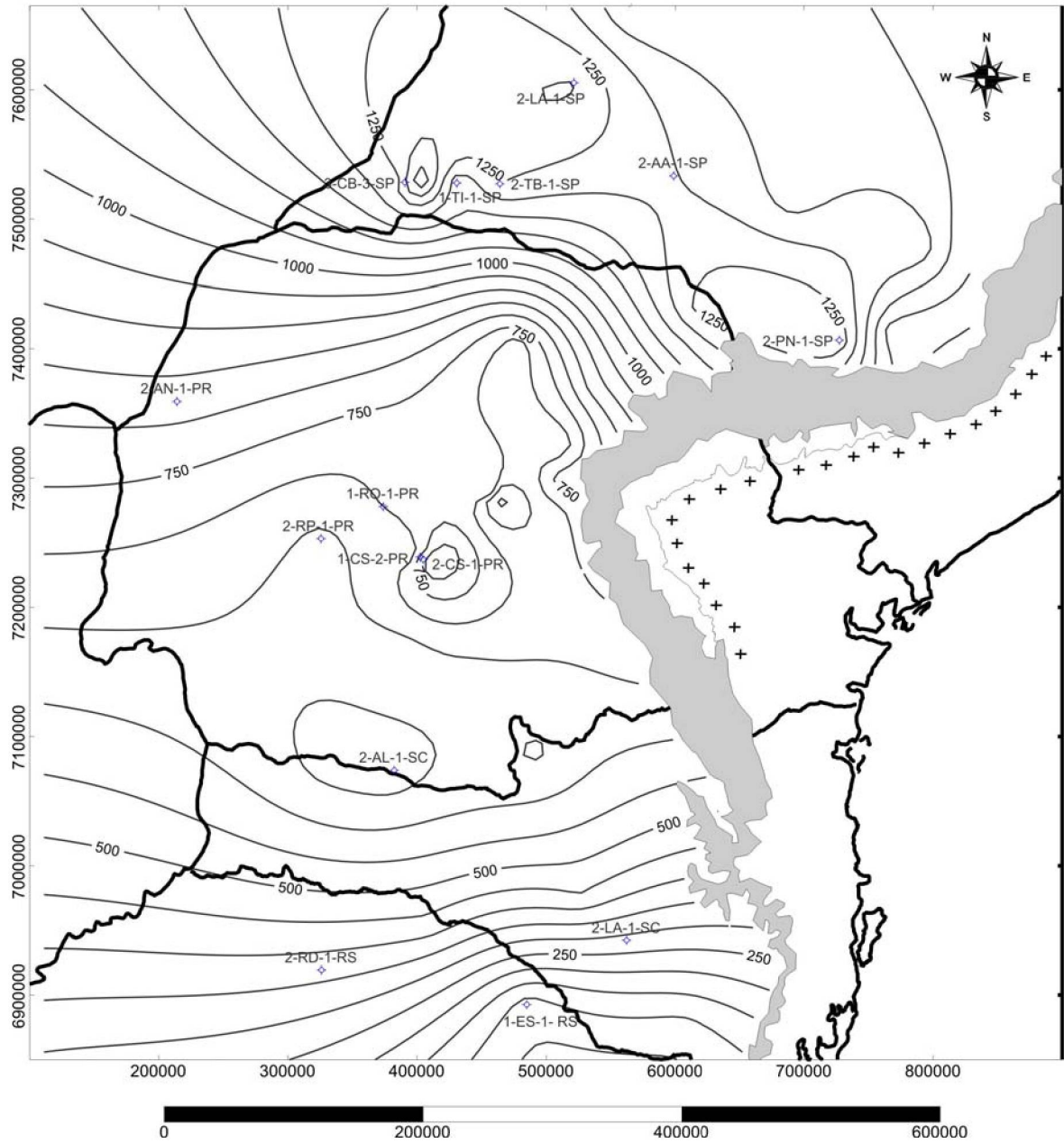


Figura 5. Mapa de isópacas do Grupo Itararé (isolinhas em metros), obtido a partir dos dados de poços da Petrobrás e Paulipetro realizados na Bacia do Paraná entre 1980 e 1983. Observa-se o depocentro na divisa do Paraná e São Paulo. Ocorre um aumento de espessura em direção ao norte. As espessuras máximas foram obtidas nos poços 2-LA-1-SP, 2-PN-1-SP, 2-CB-3-SP.

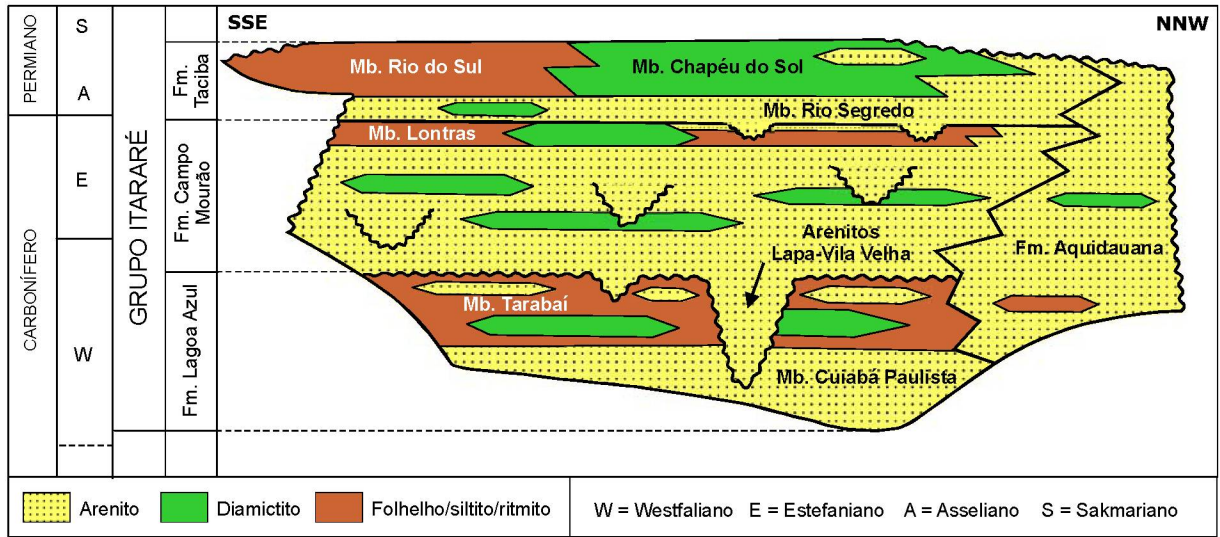


Figura 6. Carta estratigráfica do Grupo Itararé, com destaque aos arenitos *Lapa-Vila Velha*.
 Fonte: França *et al.* (1996).

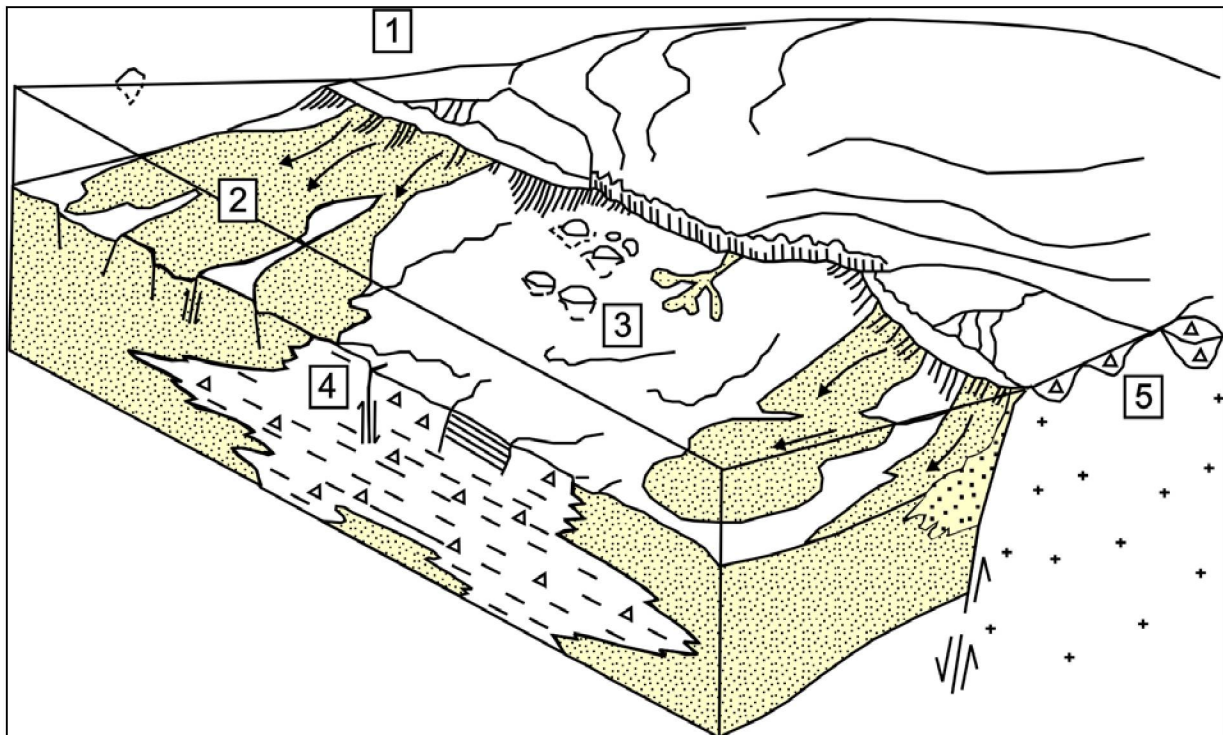


Figura 7. Modelo deposicional esquemático das principais associações de fácies sedimentares observadas no Grupo Itararé. (1) Sedimentos deltaicos formados por água de degelo em encostas íngremes nas margens da bacia. (2) Sedimentos deltaicos retrabalhados por correntes de turbidez, formando depósitos com areia e cascalho. (3) Sedimentos finos com clastos que passam lateralmente para argilitos maciços ou laminados. (4) Sedimentos finos de água profunda. (5) Sedimentos terrestres subglaciais. Fonte: Eyles *et al.* (1993).

A predominância de fácies de produtos de retrabalhamento sugere um contexto deposicional caracterizado por relevo íngreme e com altas taxas de sedimentação, possivelmente relacionado com atividades sísmicas atuantes na bacia durante a deposição (Eyles *et al.* 1993).

Características de maturidades textural e mineralógica, tais como conteúdo de minerais estáveis maior do que 70%, boa seleção e arredondamento de grãos, foram descritos em amostras de arenitos do Grupo Itararé (França & Potter, 1991), sugerindo que algumas areias não foram derivadas diretamente de processos glaciais, mas de retrabalhamento sob condições fluviais ou marinhas rasas. Segundo os autores, durante a deposição do Grupo Itararé, as geleiras posicionavam-se nas margens da bacia, fornecendo uma mistura heterogênea de sedimentos que foram posteriormente retrabalhados.

Grandes sistemas de rios entrelaçados terminavam em deltas nas margens da bacia, com aporte periódico, que seria responsável pela rápida acumulação de sedimentos sobre substrato ativo, capaz de gerar correntes de turbidez e fluxos de detritos (Eyles *et al.* 1993).

Neste contexto, destacam-se os arenitos *Lapa-Vila Velha* (Fig. 6), que afloram no leste do Estado do Paraná. O arenito Vila Velha é interpretado como produto de depósitos de lobos subaquosos e o arenito Lapa corresponde ao predomínio de depósitos de canais, que compõem trato de sistemas deposicionais desenvolvido sob influência glacial (França *et al.* 1996).

Vesely *et al.* (2004) reconheceram quatro associações de fácies para a Formação Campo Mourão na área de estudo. Estas associações de fácies são

geneticamente relacionadas, porém originadas em contextos deposicionais distintos. A unidade "A" refere-se a associação de fácies areno-conglomerática de leques de lavagem subaquosos. A unidade "B" é caracterizada por uma associação de fácies lamítica, glácio-marinha distal. A unidade "C" e a base da unidade "D" consistem em associações de fácies areno-lamíticas dominadas por fluxos hiperpicnais alimentados por rios. As porções média e superior da unidade D referem-se a frente deltaica dominada por barras de desembocadura.

3 MÉTODOS

Os métodos empregados compreenderam os trabalhos de campo a fim de caracterizar as associações de fácies presentes para orientar a seleção de amostras. A seguir foram realizados a coleta e o preparo de amostras para a confecção de seções delgadas, caracterização petrográfica e petrofísica, bem como a discussão sobre a evolução diagenética dos arenitos que constituem o Grupo Itararé.

3.1 AMOSTRAGEM

Foram selecionadas 72 amostras de arenitos provenientes de afloramentos nas áreas de estudo e 52 amostras de testemunhos de sondagem realizados na Bacia do Paraná. A amostragem em superfície foi baseada em seções geológicas elaboradas com uso de montagens de painéis fotográficos, seções colunares e testemunho de sondagem rasa (até 60m de profundidade), realizadas no âmbito do Projeto MODRES. As amostras foram coletadas em função das associações de fácies descritas (França *et al.* 1996; Rostirolla *et al.* 2002; Vesely *et al.* 2003) e representam a Formação Campo Mourão nas áreas de estudo (Figs. 8, 9 e 10). Foram selecionadas 50 amostras representativas da Formação Campo Mourão como um todo e 32 amostras do arenito Lapa-Vila Velha. As amostras da região de Vila Velha foram denominadas Riv, R e F (Fig. 8 e Tabela 1). As amostras provenientes da região da Lapa foram denominadas G e L (Fig. 9 e Tabela 1) e as amostras selecionadas em testemunhos de sondagem rasa foram denominadas Te. Para caracterização da Formação Campo Mourão, além das

amostras que representam o arenito Lapa-Vila Velha, foram utilizadas amostras provenientes de diversas seções colunares realizadas nas áreas selecionadas para o estudo. Estas amostras foram denominadas Tb, Tg e PA (Tabela 1).

Tabela 1 Amostras de superfície com indicação da localidade e procedência.

Amostra	Localidade	Procedência
Riv	Vila Velha	Afloramento
R	Vila Velha	Afloramento
F	Vila Velha	Afloramento
Te	Vila Velha	Testemunho
G	Lapa	Afloramento
L	Lapa	Afloramento
Tb	Telêmaco Borba	Afloramento
Tg	Tibagi	Afloramento
Pa	Lapa	Afloramento

As amostras de subsuperfície representam um intervalo de profundidade entre 350m e 4700m, mas a maioria das amostras provém dos intervalos mais profundos, que teoricamente apresentam uma história diagenética mais completa. Foram utilizadas amostras de testemunhos dos poços 1-CS-2-PR, 2-CS-1-PR, 1-RO-1-PR, 2-RP-1-PR, 2-AL-1-SC, 2-CB-1-SP, 3-CB-3-SP, 2-AA-1-SP, 2-AR-1-SP, 2-TB-1SP, 2-LA-1-SP, 1-TI-1-SP, 2-PN-1-SP (Fig. 1 e Tabela 2).

Tabela 2 Poços amostrados com indicação da localização, origem e data de realização.

Prefixo	Localidade	X	Y	Origem	Data
1-CS-2-PR	Chapéu do Sol	404804	7237012	Paulipetro	Fev/83
2-CS-1-PR	Chapéu do Sol	402365	7238861	Paulipetro	Jan/82
1-RO-1-PR	Roncador	373795	7277912	Paulipetro	Mai/82
2-RP-1-PR	Rio Piquiri	325613	7253146	Paulipetro	Dez/82
2-AL-1-SC	Abelardo Luz	382225	7073859	Paulipetro	Jan/82
2-CB-1-SP	Cuiabá Paulista	392940	7533200	Paulipetro	
3-CB-3-SP	Cuiabá Paulista	390539	7530800	Paulipetro	Dez/83
2-AA-1-SP	Amadeu Amaral	598691	7533354	Paulipetro	
2-AR-1-SP	Araçatuba	565901	7663311	Paulipetro	Ago/81
2-TB-1SP	Taciba	464057	7527252	Paulipetro	Jun/81
2-PN-1-SP	Paranapanema	727395	7406687	Paulipetro	Dez/80
2-LA-1-SP	Lagoa Azul	521421	7605415	Paulipetro	Mar/82
1-TI-1-SP		430680	7527876	Paulipetro	

As amostras foram selecionadas em testemunhos de sondagem, considerando a divisão do Grupo Itararé proposta por França & Potter (1989). Representam os intervalos arenosos das formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba. As profundidades das amostras em cada testemunho são apresentadas na Tabela 3.

As informações obtidas no estudo das amostras das formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba foram utilizadas para caracterização diagenética dos arenitos do Grupo Itararé. Para integração dos dados de superfície e subsuperfície foram consideradas as correlações estratigráficas das áreas de estudo em superfície com os testemunhos de sondagem, realizadas no âmbito do projeto (Fig. 10). As comparações foram realizadas com base na Formação Campo Mourão devido a correlação com as amostras de superfície.

Tabela 3. Amostras representativas do Grupo Itararé em subsuperfície com indicação das profundidades correspondentes.

Fm. Lagoa Azul		Fm. Campo Mourão		Fm. Taciba	
Amostra	Profundidade (m)	Amostra	Profundidade (m)	Amostra	Profundidade (m)
9CB-1/7	4478	79PN-5	775	86RP-1	3074
10CB-3/14	4483	77RO-6	3167	87RP-2	3079
11CB-3/17	4484	75RO-7	3165	88RP-4	3082
5CB-3/22	4460	48AL-23	3009	89RP-7	3087
6CB-3/29	4463	40CS-2/2	3086	3CB-1/4	3785
13CB-3/38	4478	42CS-2/3	3105	4CB-1/5	3786
7CB-3/40	4465	44CS-2/5	3113	58TB-3	2997
14CB-3/55	4547	25AA-5	2292	59TB-5	2999
62TB-9	3709	26AA-6	2293	60TB-6	3002
		27AA-7	2294	61TB-7	3004
		28AA-9	2296		
		29AA-10	2297		
		30AA-11	2298		
		31AA-12	2299		
		51AR-1	2338		
		52AR-2	2341		
		53AR-3	2347		

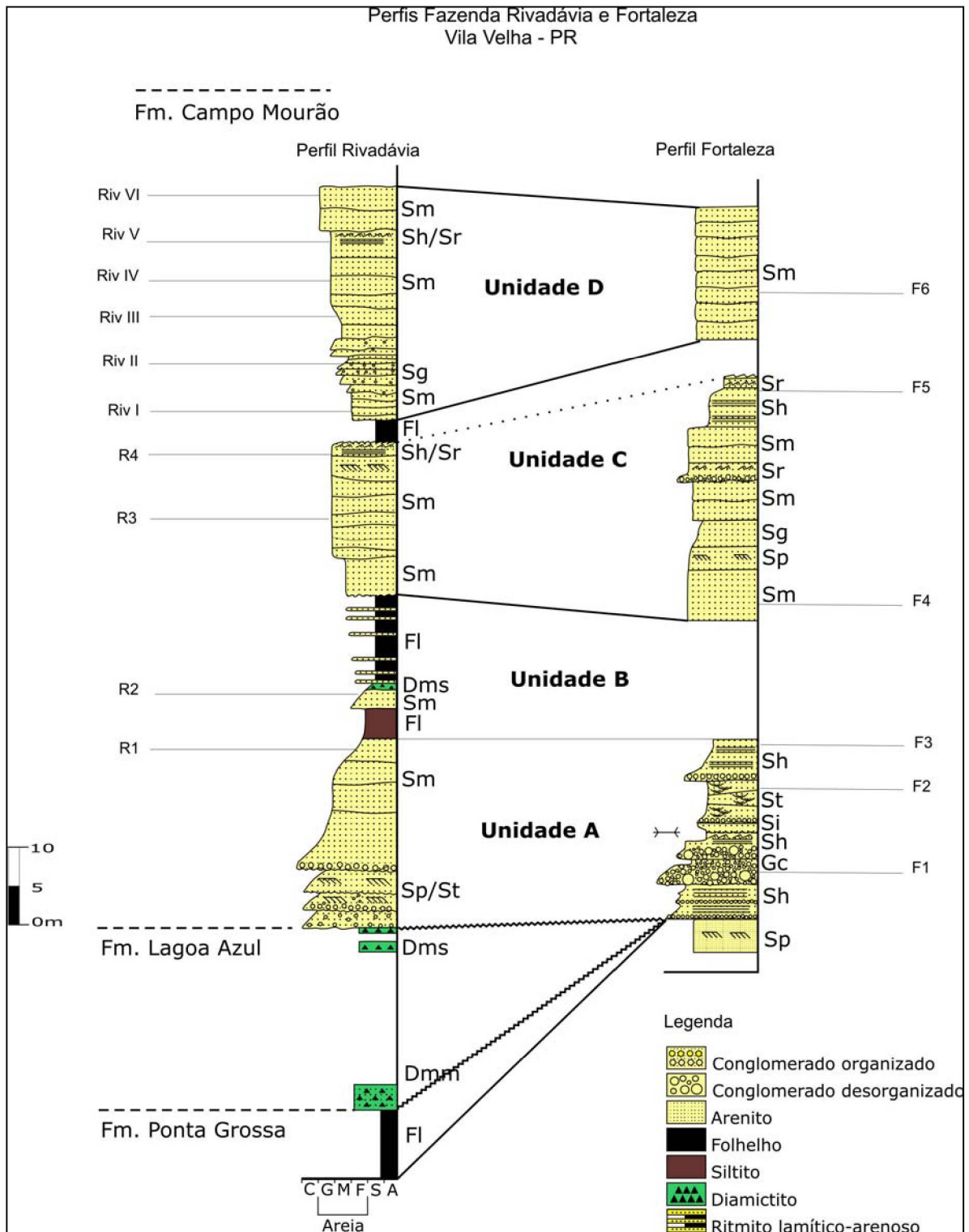


Figura 8. Seções colunares do *Arenito Vila Velha*, com indicação das amostras analisadas em superfície.

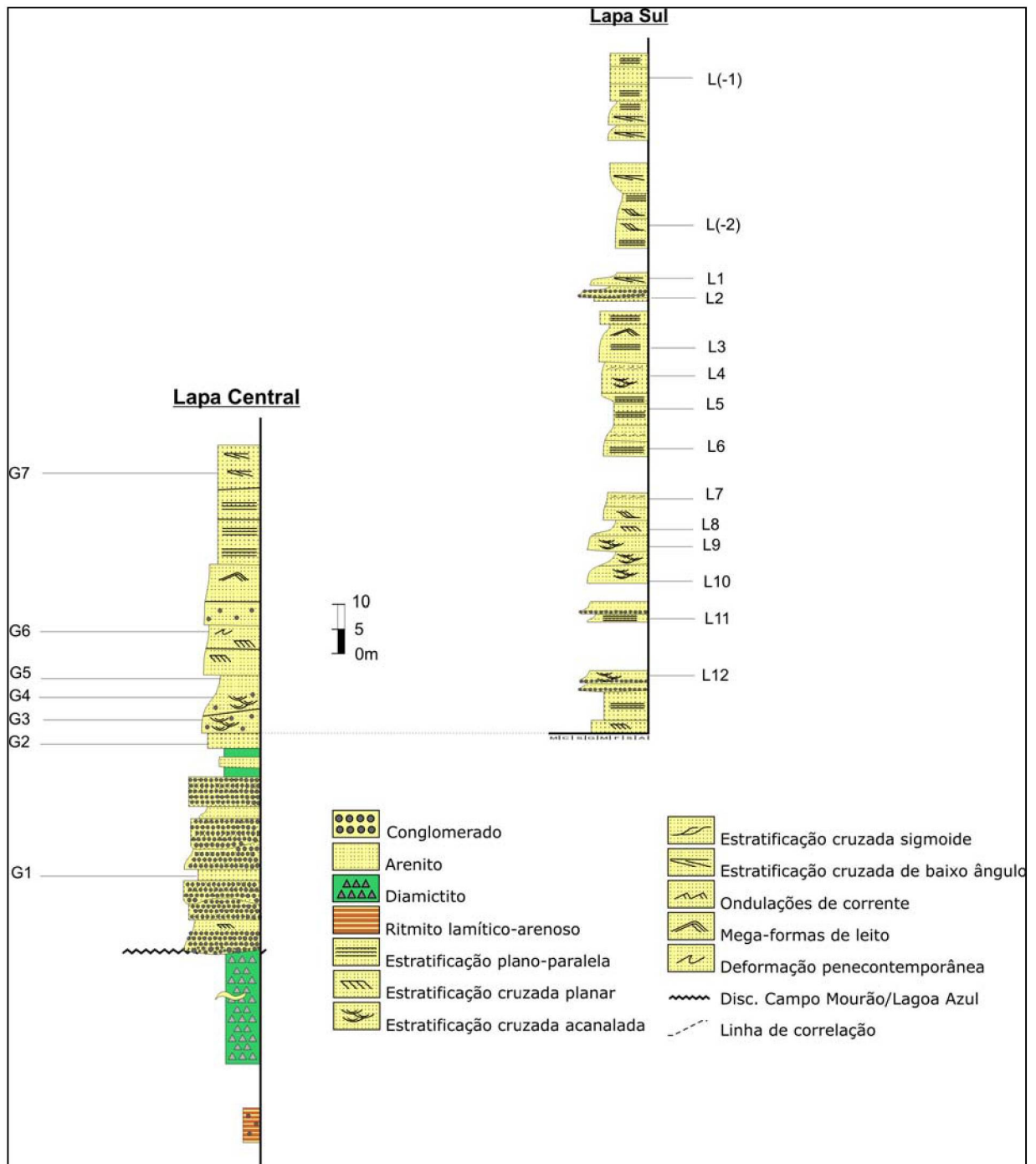


Figura 9. Seções colunares representativas do *Arenito Lapa*, com indicação das amostras analisadas em superfície.

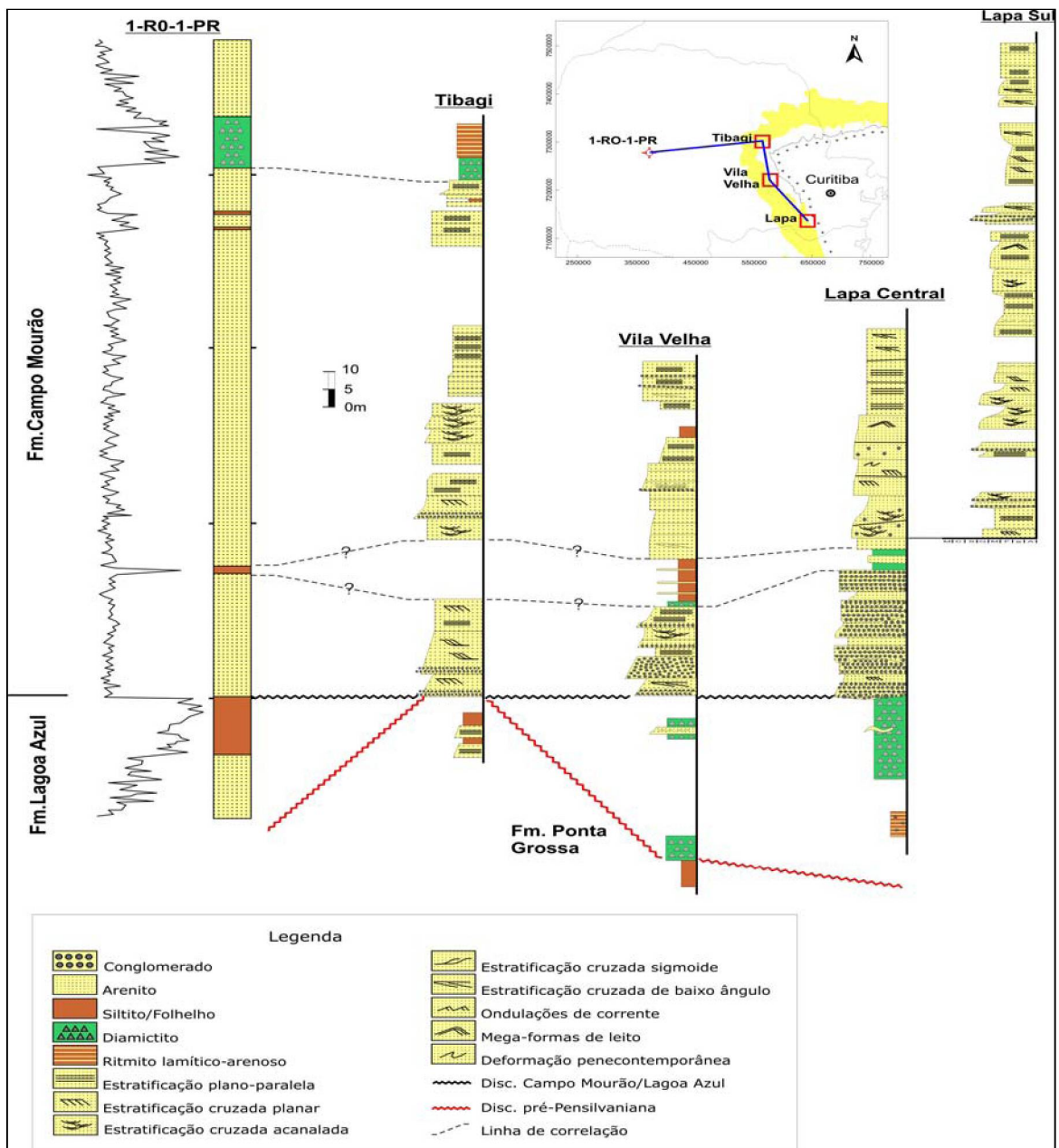


Figura 10. Correlação estratigráfica do poço 1-RO-1-PR, com as áreas de estudo.

3.2 IMPREGNAÇÃO DAS AMOSTRAS

Para a realização das seções delgadas, tornou-se necessária a aplicação de técnicas de impregnação com resina, no Laboratório de Estudos Sedimentológicos da Universidade Federal do Paraná - Labesed. O método de impregnação foi implantado após estudos bibliográficos, considerando principalmente as experiências do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo – IPT e Cesero *et al.* 1989.

A impregnação consistiu na introdução de uma resina líquida com catalizador nos poros das rochas, mediante o uso de vácuo. A resina tem a propriedade de solidificar por polimerização, no interior dos poros, promovendo o endurecimento da rocha, que permite a confecção de seções delgadas. O método de impregnação utilizado obedeceu às etapas descritas na Figura 11. Para o preparo de cada oito amostras, foram utilizados 88 ml de epóxi araldite (EP 1204), 10 ml de catalizador (EP 1204), 19 ml de álcool comum, corante azul corasol 6132 até atingir a coloração azul intenso.

Quanto à preparação da resina, ao misturar os reagentes, o corante teve que ser dissolvido diretamente na resina epóxi, pois é insolúvel em álcool. Após o preparo a resina foi utilizada em até 15 minutos, pois a partir desse período tem início o processo de solidificação por polimerização.

Esta técnica, além de propiciar uma melhor definição da porosidade, permite o endurecimento de rochas friáveis, viabilizando a confecção de seções delgadas.

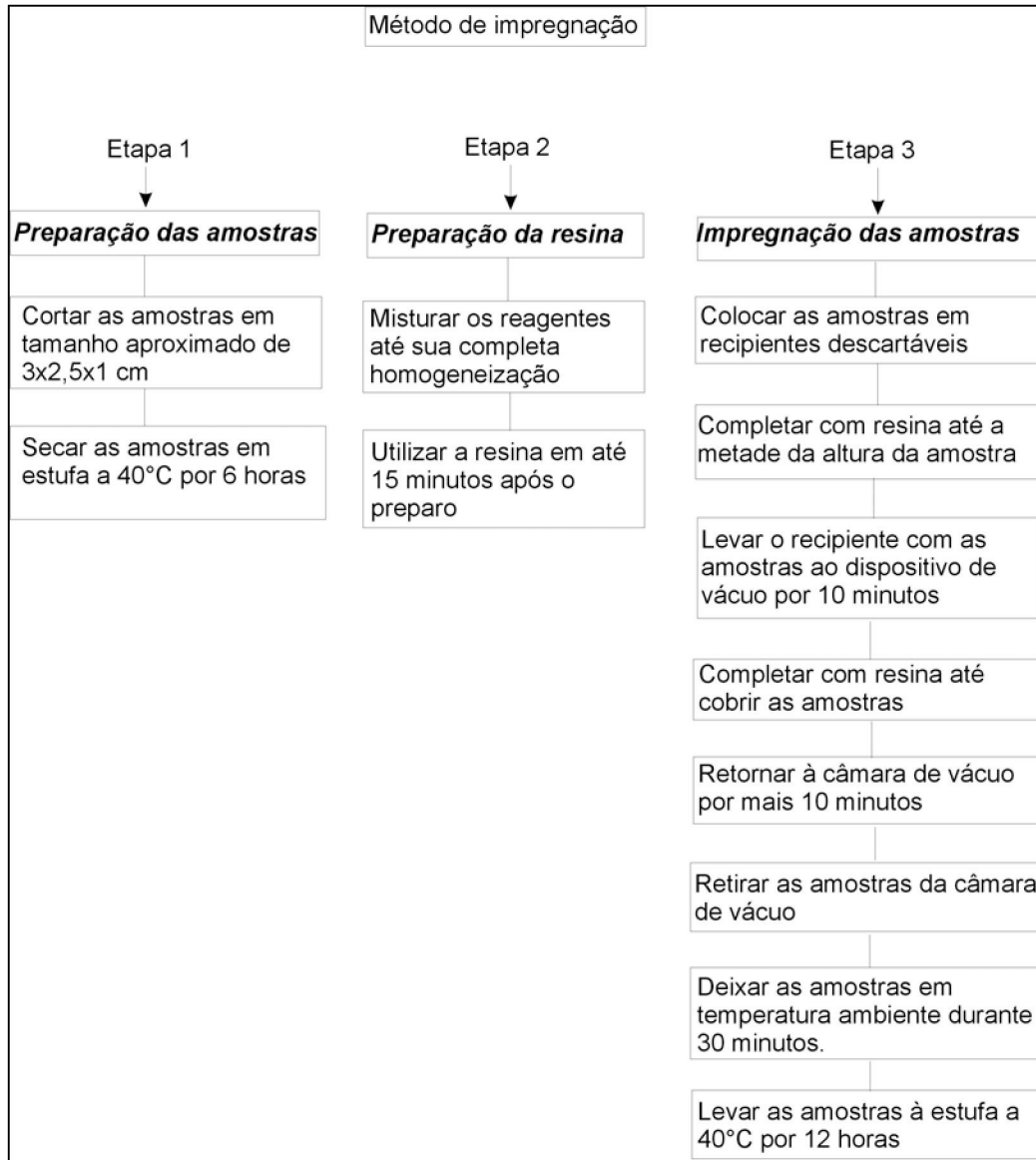


Figura 11. Fluxograma com as etapas de impregnação de amostras friáveis para confecção de seções delgadas.

3.3 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA

Os parâmetros petrográficos analisados foram a composição detrítica, constituintes diagenéticos, porosidade original e secundária, tamanho e seleção de grãos, índice de empacotamento, influência da compactação e da cimentação na redução da porosidade e relações paragenéticas.

A caracterização dos constituintes diagenéticos e detríticos foi realizada com o uso de microscópio óptico de luz transmitida marca Leica, dotado de câmera para captura de imagens digitais com o programa IM50 (Leica), do Laboratório de Estudos Sedimentológicos do Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná. Este método foi utilizado para análise de todas as amostras representativas dos arenitos do Grupo Itararé, tanto de superfície como de subsuperfície. A partir da análise das amostras por meio de microscópio óptico de luz transmitida, foram selecionadas amostras para serem analisadas por meio de difração de raios X e microscopia eletrônica de varredura.

Os argilominerais presentes nas amostras selecionadas foram identificados através de microscopia óptica de luz transmitida, difração de raios X (amostras L1, L4, L12, R1, R4, RIV I, RIV III, RIV VI, TE10, TE25 e TE58) e microscopia eletrônica de varredura (MEV) com análise de EDX (amostras 86RP, 89RP, 25AA, 3CB, 6CB, 51AR, 79PN, 75RO, 42CS, 58TB, PA1, TB4, A2, TE58, TE20, L4, TE28).

Análises de difração de raios X foram realizadas da fração < 2 μm , com o uso de difratômetro Philips PW 1830 do Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR) do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná.

Os diagramas comparativos com resultados de difração de raios X, foram obtidos com: (1) Análise normal (leitura após secagem, sem tratamento); (2) Leitura após aquecimento em mufla, com temperatura até 550°C durante duas horas; (3) Leitura após tratamento com etileno-glicol. A interpretação foi obtida pela posição dos picos e comparação com o banco de dados JCPDS e utilização do *software* High Score Xpert.

A morfologia e relações texturais entre os minerais foram examinadas com microscópio eletrônico de varredura (MEV), com sistema de detecção de energia dispersiva de raios X (EDX) e interpretadas de acordo com Welton (1984).

O microscópio eletrônico de varredura (MEV), com sistema de detecção de energia dispersiva de raios X (EDX), permite a identificação dos espectros característicos do material analisado. Após a identificação dos espectros de EDX as concentrações relativas dos elementos químicos presentes são comparadas com a morfologia e fórmula química do mineral, facilitando a sua identificação. Estas análises foram realizadas no Laboratório de Materiais Metálicos e Cerâmicos do Departamento de Materiais do Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento (LACTEC) na Universidade Federal do Paraná.

Os dados obtidos a partir de amostras de superfície e subsuperfície foram analisados separadamente e os resultados foram posteriormente comparados a fim de estabelecer a evolução diagenética dos arenitos do Grupo Itararé.

3.3.1 Estimativa da composição detrítica e constituintes diagenéticos

O percentual de componentes detríticos e contituintes diagenéticos foi obtido por meio de análise em 300 pontos contados em seções delgadas de amostras provenientes de testemunhos de sondagem. Tais amostras foram selecionadas para representar as principais petrofácies de reservatório identificadas nos arenitos do Grupo Itararé.

Os componentes detríticos discriminados foram quartzo monocristalino (Qm), quartzo policristalino (Qp), feldspato (F) e fragmentos líticos (L). A composição detrítica percentual foi registrada em diagrama de Folk (1968), a partir do qual obteve-se a classificação da rocha.

3.3.2 Caracterização da porosidade

A porosidade original foi estimada com base em tabelas que consideram o grau de seleção dos arenitos. Estes valores foram obtidos por meio de estudos experimentais em arenitos, realizados para verificar o efeito do tamanho do grão e seleção sobre a porosidade e permeabilidade (Beard & Weyl 1973). Segundo os autores, a porosidade inicial nos arenitos é influenciada principalmente pela seleção dos grãos. Este parâmetro é diretamente relacionado ao contexto deposicional. Arenitos bem selecionados apresentam uma porosidade inicial de aproximadamente 40%. Arenitos moderadamente selecionados apresentam, em média, 34,0% de porosidade, enquanto que arenitos pobremente selecionados apresentam em torno de 30% de porosidade.

Os principais critérios utilizados para reconhecimento de poros secundários foram a presença de corrosão na superfície dos grãos, dissolução parcial de grãos detríticos e cimentos, assim como de poros anormalmente grandes que ocorrem como moldes de grãos detríticos dissolvidos (Schmidt & McDonald, 1979 *apud* Wilson & Stanton 1994).

A porosidade foi obtida por meio de análise de 300 pontos de observação em seções delgadas de rocha e por análise de imagens de acordo com Ehrlich *et al.* (1984) e Anjos (1995). Os resultados de porosidade por análise de imagens foram obtidos com a utilização do *software* Imago®.

3.3.3 Tamanhos de grão e seleção

A nomenclatura de classes granulométricas adotada foi a proposta por Wentworth (1922).

A seleção foi estimada por comparações entre as observações em seções delgadas de rocha e tabelas de Beard & Weyl (1973).

Análises granulométricas de amostras de superfície de intervalos selecionados foram realizadas para comparar com resultados de tamanho de grãos e seleção obtidos pelo estudo de seções delgadas.

3.3.4 Determinação do índice de empacotamento

O empacotamento foi estabelecido por meio de análise do tipo de contato entre os grãos em seções lineares realizadas em lâminas. Os resultados foram analisados utilizando-se o método proposto por Kahn (1956). O autor propôs que o índice de empacotamento (P), é dado pela equação: $P = 100 \times q / n$, onde q= nº de contatos grão-grão e n= total de contatos.

Os intervalos utilizados para classificação dos resultados foram (P<40)= empacotamento frouxo, (40<P<55)= empacotamento normal, (P>55)= empacotamento fechado.

3.4 CRITÉRIOS PARA AVALIAÇÃO DA REDUÇÃO DA POROSIDADE POR COMPACTAÇÃO E CIMENTAÇÃO

A importância relativa dos processos de compactação e cimentação na redução da porosidade pode ser quantificada usando-se diagramas propostos por Houseknecht (1987) e Lundegard (1992) e Ehrenberg (1995). Estes diagramas podem ser usados para avaliação dos processos diagenéticos que tiveram maior influência na redução da porosidade intergranular.

As amostras selecionadas para avaliar a influência da compactação e da cimentação na redução da porosidade representam as principais petrofácies, discriminadas neste estudo. O diagrama de Houseknecht (1987) leva em consideração a variação do volume intergranular e da cimentação durante a compactação. O diagrama de Lundegard (1992) e Ehrenberg (1995) considera a influência da

porosidade inicial dos arenitos na avaliação da redução da porosidade. A redução da porosidade é calculada a partir das equações:

Perda de porosidade por compactação (COPL).

$$\text{COPL} = \text{OP} - \left(\frac{(100 \times \text{IGV}) - (\text{OP} \times \text{IGV})}{(100 - \text{IGV})} \right)$$

Perda de porosidade por cimentação (CEPL).

$$\text{CEPL} = (\text{OP} - \text{COPL}) \times (\text{CEM} / \text{IGV})$$

OP= Porosidade inicial

IGV= Volume intergranular

CEM= Volume de cimento

A porosidade inicial foi estimada conforme o método proposto por (Beard & Weyl 1973) considerando o grau de seleção das amostras analisadas. Para determinação do volume intergranular, considerou-se o volume de poros somado ao volume de cimento.

3.5 CARACTERIZAÇÃO DA EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA

A diagênese compreende os processos físicos e químicos atuantes sobre os sedimentos após a deposição. O campo da diagênese estende-se desde a superfície até cerca de 5 a 7 km de profundidade, abrangendo variações de 21 a 200 °C de temperatura e 1 a 2000 atmosferas de pressão. Os campos diagenéticos são subdivididos em eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese (Schmidt & McDonald 1979 *apud* Wilson 1994).

A evolução diagenética dos arenitos em determinada bacia é controlada por fatores que ocorrem antes do soterramento tais como proveniência dos sedimentos, ambientes deposicionais e contexto tectônico.

A interpretação da evolução diagenética nesta pesquisa foi baseada nas regras de paragênese organizadas por De Ros & Remus (2001). Segundo os autores, considera-se que um constituinte diagenético que ocorre entre os grãos foi precipitado antes da compactação. Se determinado constituinte diagenético não ocorre nas áreas de contatos intergranulares, o mesmo foi precipitado após a compactação. Constituintes diagenéticos contínuos ao redor dos grãos tais como franjas, cutículas e crescimentos foram precipitados antes da compactação. Quando preenchem mais de 35% do espaço intergranular os constituintes diagenéticos precipitaram-se durante a eodiagênese. Grandes volumes de constituintes intergranulares também podem ser relacionados à substituição de grãos, mas neste caso observam-se feições de corrosão ao longo dos contatos.

Bordas de grãos irregulares, corroídas e cimentos ocupando parcialmente os poros indicam dissolução tardia. Grandes poros intragranulares em arenitos cimentados foram provavelmente gerados por dissolução após a cimentação.

O índice de empacotamento é função da profundidade e tempo de soterramento. Soterramento raso é inferido pelo índice de empacotamento aberto ($P_p < 40$) e contatos pontuais entre os grãos do arcabouço. Pode indicar ainda, que o soterramento ocorreu após a cimentação que sustentou o arcabouço. Índice de empacotamento normal ($P_p = 40$ a 50), contatos planos e côncavo-convexos são típicos de soterramento intermediário ou de soterramento durante a cimentação. Soterramento profundo, por

longo tempo ou em condições de alta temperatura, são interpretados a partir do índice de empacotamento fechado ($P_p > 55$) e pelos contatos côncavo-convexos e suturados. Este tipo de empacotamento indica também que a compactação ocorreu antes da cimentação.

Através de estudos sistemáticos realizados em vários reservatórios arenosos, De Ros & Moraes (1984) estabeleceram uma evolução diagenética geral para os arenitos, que compreende os processos eodiagenéticos, compactação mecânica e química, cimentação por crescimentos de quartzo e feldspatos, carbonatação, geração e redução de porosidade secundária.

A eodiagênese compreende os processos controlados pelo ambiente deposicional e estende-se desde próximo a superfície até aproximadamente 1 km de profundidade, com temperatura em torno de 50°C (Wahab, 1998). Os processos eodiagenéticos são influenciados por mudanças relativas do nível do mar, fácies deposicionais e pela interação entre os fluidos (Morad *et al.* 2000).

A mesodiagênese refere-se às condições de soterramento efetivo a partir de 1 km até cerca de 5 a 7 km de profundidade, abrangendo variações de 50°C a 200°C de temperatura.

A compactação mecânica ocorre em resposta à crescente pressão de soterramento com o incremento de profundidade, na mesodiagênese, mas pode ocorrer a pequenas profundidades, logo após o soterramento, no domínio eodiagenético (De Ros & Moraes 1984). Os produtos gerados incluem a rotação e fraturamento de grãos rígidos e esmagamento de grãos dúcteis.

A compactação química, característica do estágio mesodiagenético, refere-se a dissolução por pressão dos grãos ao longo de seus contatos tangenciais, onde a concentração de tensões é máxima. O quartzo é em geral mais afetado por este processo, desenvolvendo contatos intergranulares côncavo-convexos e suturados. A dissolução por pressão pode ser uma das fontes para explicar a cimentação por crescimento secundário de quartzo. Estes crescimentos desenvolvem-se em torno dos grãos, reduzindo a porosidade primária, formando um sistema poroso poliédrico mal conectado. Podem, eventualmente, desenvolver-se a ponto de ocupar todos os poros, inibindo mudanças diagenéticas posteriores (De Ros & Moraes 1984).

A telodiagênese ocorre quando unidades sedimentares que foram submetidas a eodiagênese e mesodiagênese são soerguidas e sofrem influência de fluidos meteóricos.

4 APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

4.1 COMPOSIÇÃO E TEXTURA DAS AMOSTRAS DE SUPERFÍCIE

Na análise da composição detrítica (arcabouço), apresenta-se a classificação dos arenitos em diagramas triangulares com base no conteúdo total de quartzo, feldspato e fragmentos líticos. As amostras de superfície representam a Formação Campo Mourão como um todo. A representação das amostras separadas em Arenito Lapa e Arenito Vila Velha tem por objetivo dar ênfase às áreas selecionadas e avaliar possíveis diferenças petrogenéticas.

Quanto à composição detrítica, os arenitos provenientes de amostras de afloramentos, representativos da Formação Campo Mourão, são constituídos principalmente por quartzarenitos e subordinadamente por sublitoarenitos (segundo a classificação de Folk 1968), (Fig. 12).

A delineação original dos grãos de quartzo por óxidos, evidencia bom arredondamento (Fig.24). Em geral o grau de arredondamento varia de bem arredondado a subanguloso, indicando provável mistura entre sedimentos retrabalhados de unidades mais antigas e sedimentos de primeiro ciclo deposicional.

A granulação varia de areia muito fina à grossa, com predomínio de grãos de areia média. O índice de empacotamento é normal a fechado e a porosidade estimada situa-se entre 3 a 15% (Tabela 4). Em determinados casos (Fig.27) foi difícil estabelecer o grau de arredondamento original em função das modificações diagenéticas, decorrentes de sobrecrecimento sintaxial de quartzo e dissolução por pressão ao longo dos contatos.

Os grãos de quartzo são principalmente monocristalinos e freqüentemente encobertos por crescimento sintaxial de quartzo. Grãos policristalinos são localmente abundantes. A identificação do tipo de feldspato em amostras de superfície foi difícil, devido a alteração e substituição por argilominerais. Os fragmentos líticos correspondem a diversos tipos de rocha, mas devido à alteração verificada nas amostras de superfície a identificação destes fragmentos só foi possível nas amostras de testemunhos de sondagem.

As características gerais descritas para Formação Campo Mourão são válidas para os arenitos Lapa e Vila Velha, porém observa-se maior heterogeneidade composicional do arenito Lapa, no qual o conteúdo de fragmentos líticos é mais abundante .

O Arenito Vila Velha é constituído principalmente por quartzarenitos e subordinadamente por sublitoarenitos (Fig. 13) de granulação fina à média, moderada a pobremente selecionados, empacotamento normal a fechado, contatos entre grãos suturados e porosidade estimada entre 1 e 12% (Tabela 5).

O Arenito Lapa é constituído predominantemente por quartzarenitos e sublitoarenitos (Fig. 14), de granulação muito fina à média, moderada a pobremente selecionados, empacotamento normal a fechado, contatos entre grãos suturados e côncavo-convexos e porosidade estimada entre 3 e 12% (Tabela 6).

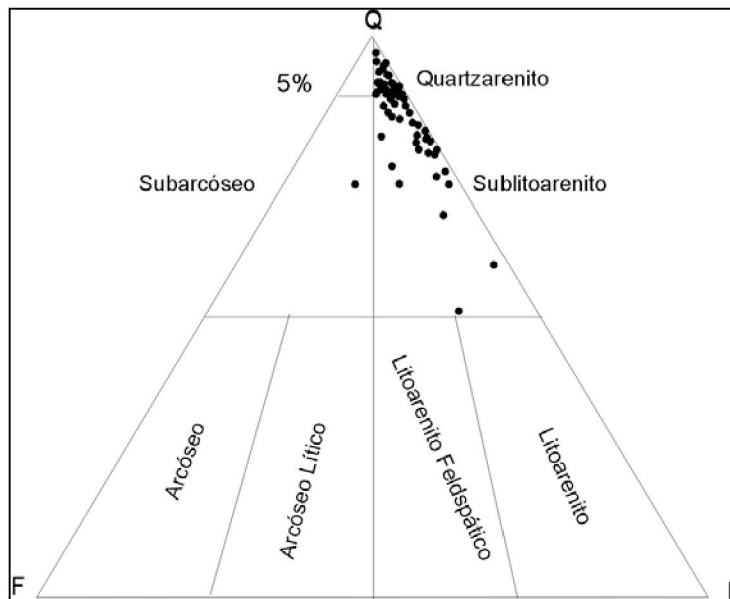


Figura 12 - Classificação de 53 amostras de superfície, representativas da Formação Campo Mourão apresentadas em diagrama de Folk (1968). Q= quartzo; F= feldspato; L= fragmentos líticos.

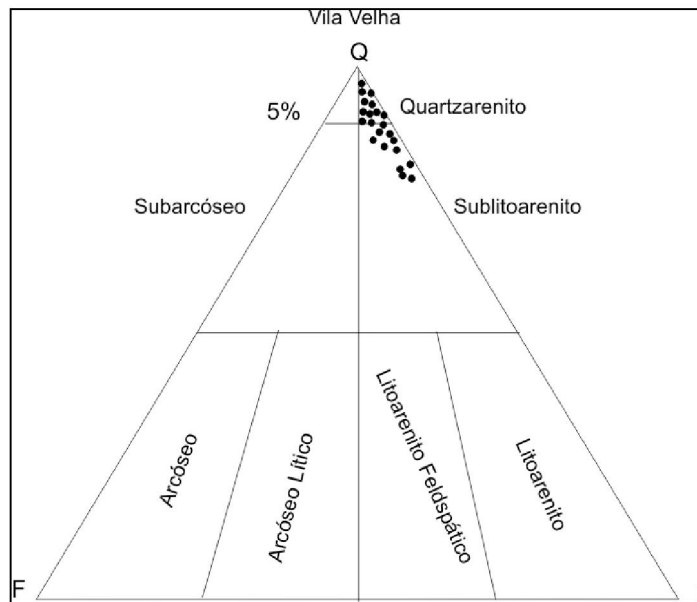


Figura 13 - Classificação de 22 amostras do *Arenito Vila Velha*, apresentadas em diagrama de Folk (1968). Q= quartzo; F= feldspato; L= fragmentos líticos.

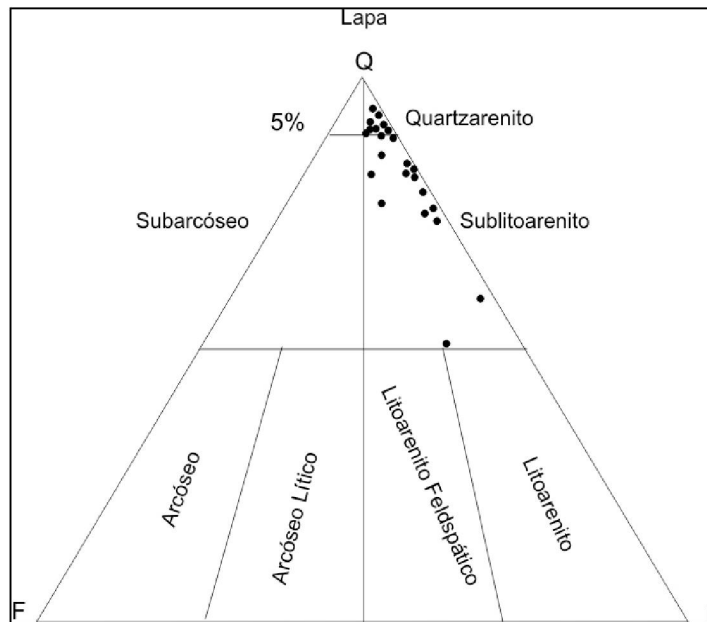


Figura 14 - Classificação de 21 amostras do *Arenito Lapa*, apresentadas em diagrama de Folk (1968). Q= quartzo; F= feldspato; L= fragmentos líticos.

Tabela 4. Caracterização textural e composicional dos arenitos da *Formação Campo Mourão*.

Amostra	Granulação (média)	Composição (%)				Empacotamento (P)	Porosidade (%)
		Qm	Qp	F	L		
Tb 01	Areia muito fina 3,0 – 3,5 ϕ	85	-	10	5	Fechado	5
Tb 02	Areia fina 2,5 – 3,0 ϕ	88	4	3	5	Fechado	5
Tb 03	Areia média 1,5 – 2,0 ϕ	85	-	5	10	Fechado	3
Tb 04	Areia média 1,5 – 2,0 ϕ	70	10	5	15	Fechado	3
Tg 01	Areia média 1,5 – 2,0 ϕ	55	40	-	5	Fechado	3
Tg 02	Areia média 1,0 – 1,5 ϕ	45	45	-	10	Normal	10
Tg 03	Areia média 1,5 – 2,0 ϕ	75	15	-	10	Normal	10
Tg 04	Areia fina 2,0 – 2,5 ϕ	65	30	-	5	Normal	15
Tg 05	Areia média 1,5 – 2,0 ϕ	90	5	-	5	Fechado	5
Tg 06	Areia média 1,5 – 2,0 ϕ	85	12	-	3	Fechado	3
PA 1.1	Areia média 1,5 a 2,0 ϕ	80	5	-	15	Fechado	5
PA 1	Areia fina 2,0 – 2,5 ϕ	90	5	-	5	Fechado	3
PA 2	Areia média 1,5 – 2,0 ϕ	80	5	-	15	Normal	12
PA 3	Areia fina 2,0 – 2,5 ϕ	75	5	-	20	Fechado	3
PA 4	Areia fina 2,0 – 2,5 ϕ	85	5	-	10	Fechado	5

Tabela 5. Caracterização textural e composicional do Arenito Vila Velha.

Amostra	Granulação (média)	Composição (%)				Empacotamento (P)	Porosidade (%)
		Qm	Qp	F	L		
Riv I	Areia médio 1,0 – 1,5 ϕ	88	10	-	2	Normal	12
Riv II	Areia média 1,0 – 1,5 ϕ	50	47	-	3	Normal	8
Riv III	Areia média 1,5 – 2,0 ϕ	50	46	-	4	Normal	10
Riv IV	Areia média 1,5 – 2,0 ϕ	85	10	-	5	Normal	10
Riv V	Areia média 1,0 – 1,5 ϕ	80	10	-	10	Fechado	3
Riv VI	Areia média 1,0 – 1,5 ϕ	80	10	-	10	Fechado	3
R 1	Areia média 1,0 – 1,5 ϕ	80	10	-	10	Fechado	3
R 3	Areia média 1,5 – 2,0 ϕ	80	10	-	10	Fechado	5
R 4	Areia média 1,5 – 2,0 ϕ	85	10	-	5	Normal	10
F 3	Areia média 1,5 – 2,0 ϕ	80	17	-	3	Fechado	3
F 4	Areia fina 2,0 – 2,5 ϕ	90	5	-	5	Fechado	10
F 5	Areia fina 2,0 – 2,5 ϕ	80	15	-	5	Fechado	3
F 6	Areia fina 2,0 – 2,5 ϕ	90	5	-	5	Fechado	5
Te 1,0	Areia média 1,0 – 1,5 ϕ	90	5	-	5	Fechado	1
Te 20,8	Areia média 1,0 – 1,5 ϕ	90	5	-	5	Normal	10
Te 58.7	Areia média 1,5 – 2,0 ϕ	80	15	2	3	Fechado	3

Tabela 6. Caracterização textural e composicional do Arenito Lapa.

Amostra	Granulação (média)	Composição (%)				Empacotamento (P)	Porosidade (%)
		Qm	Qp	F	L		
G1	Areia fina 2,5 - 3,0 ϕ	95	-	2	3	Fechado	5
G2	Areia média 1,5 - 2,0 ϕ	93	-	2	5	Normal	10
G3	Areia fina 2,0 - 2,5 ϕ	87	-	3	10	Fechado	5
G4	Areia fina 2,0 - 2,5 ϕ	95	-	2	3	Fechado	8
G5	Areia fina 2,0 - 2,5 ϕ	90	-	4	6	Normal	10
G6	Areia fina 2,0 - 2,5 ϕ	85	-	5	10	Normal	10
G7	Areia fina 2,5 - 3,0 ϕ	75	-	5	20	Fechado	3
L (-1)	Areia muito fina 3,0 - 3,5 ϕ	95	-	-	5	Normal	5
L (-2)	Areia fina 2,5 - 3,0 ϕ	85	10	-	5	Normal	10
L2	Areia fina 2,5 - 3,0 ϕ	95	-	-	5	Fechado	5
L3	Areia média 1,5 - 2,0 ϕ	95	-	-	5	Fechado	5
L4	Areia fina 2,0 - 2,5 ϕ	95	-	-	5	Fechado	5
L5	Areia fina 2,0 - 2,5 ϕ	85	10	-	5	Normal	10
L6	Areia fina 2,0 - 2,5 ϕ	95	-	-	5	Fechado	6
L7	Areia muito fina 3,0 - 3,5 ϕ	95	-	-	5	Fechado	5
L8	Areia fina 2,0 - 2,5 ϕ	85	10	-	5	Fechado	5
L9	Areia fina 2,0 - 2,5 ϕ	75	20	-	5	Normal	10
L10	Areia fina 2,0 - 2,5 ϕ	75	20	-	5	Normal	12
L 11	Areia fina 2,0 - 2,5 ϕ	75	20	-	5	Normal	10
L 12	Areia média 1,5 - 2,0 ϕ	80	-	-	20	Normal	10

4.2 COMPOSIÇÃO E POROSIDADE DAS AMOSTRAS DE SUBSUPERFÍCIE

A composição detrítica dos arenitos do Grupo Itararé em testemunhos de sondagem foi analisada com base nas amostras representativas dos ciclos arenosos das formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba (de acordo com a correlação estabelecida por França 1987). A distribuição percentual da composição detrítica e da porosidade, estimadas através de observações sistemáticas de seções delgadas, estão relacionadas na Tabela 5.

Os arenitos provenientes de amostras de subsuperfície são muito heterogêneos quanto à composição detrítica, com o predomínio de sublitoarenitos e subarcóseos. Os quartzarenitos são mais raros do que nas amostras de superfície (Figs. 15, 16 e 17). Entre os principais tipos destacam-se: (1) arenitos de granulação areia fina à média, constituídos por quartzo, feldspatos e fragmentos líticos e (2) arenitos de granulação areia fina à média, constituídos essencialmente por quartzo.

A seleção granulométrica é usualmente moderada a pobre. O arredondamento original dos grãos é difícil de ser observado devido à modificação diagenética na forma, por sobrecrecimentos de quartzo e dissolução por pressão.

Os grãos de quartzo são, na maioria, monocristalinos. Os feldspatos mostram sinais de dissolução, e freqüentemente são substituídos por anidrita. Os fragmentos de rocha são constituídos por rochas metamórficas, ígneas, vulcânicas, arenitos, e intraclastos de argila.

A porosidade média nas amostras da Formação Lagoa Azul, base do Grupo Itararé, é de 6,35% e varia de 0 a 12,5%, com desvio padrão de 4,54. Nas amostras

que representam a Formação Campo Mourão a porosidade situa-se entre 0 e 23,5% e a média obtida foi de 8,13%, com desvio padrão de 6,86. Nas amostras que compõem a Formação Taciba, topo do Grupo Itararé, a porosidade média é de 8,38% e situa-se entre 2,3 e 15% com desvio padrão de 4,31 (Tabela 5).

Dissolução parcial de grãos e cimentos, poros móldicos e corrosão de grãos foram os principais critérios observados nas amostras analisadas. A porosidade encontrada é secundária, gerada por dissolução de grãos e cimentos.

Nas amostras analisadas não se observou correlação entre a porosidade e a profundidade (Fig. 18). Como exemplo pode ser citado o caso da amostra 5CB-3/22 (4460m), com porosidade de 0,5% e a amostra 13CB-3/38 (4478m), com porosidade de 12,5%. Neste caso observa-se grande variação de porosidade em amostras provenientes de profundidades próximas e a porosidade possivelmente relaciona-se à composição mineralógica original e dissolução de grãos e cimento na mesodiagenese. A amostra 5CB-3/22 (4460m), é caracterizada por quartzarenito (Q=99%; F=1%), de granulação média, submetido à intensa compactação química. Estes arenitos desenvolveram contatos intergranulares suturados reduzindo a porosidade original. A amostra 13CB-3/38 (4478m) é caracterizada por subarcóseo (Q=91%; F=8; L=1), de granulação fina à média. Estes arenitos apresentam áreas compactadas ao lado de áreas porosas e de áreas cimentadas. As áreas porosas são relacionadas à dissolução de cimentos carbonáticos e feldspatos. Ambas as amostras foram submetidas a processos mesodiagenéticos, porém no caso da amostra 13CB-3/38 (subarcóseo), a cimentação precoce e o conteúdo detrítico mais instável (feldspato) favoreceram a

geração de porosidade por dissolução, enquanto que nos quartzarenitos a compactação química representou um aspecto irreversível na redução da porosidade.

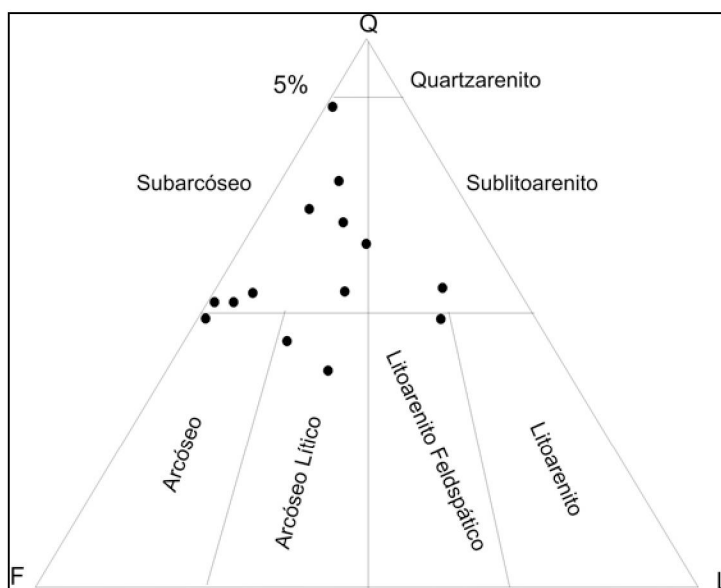


Figura 15 - Composição das amostras de testemunhos da Formação Lagoa Azul – Grupo Itararé, apresentadas em diagrama de Folk (1968).

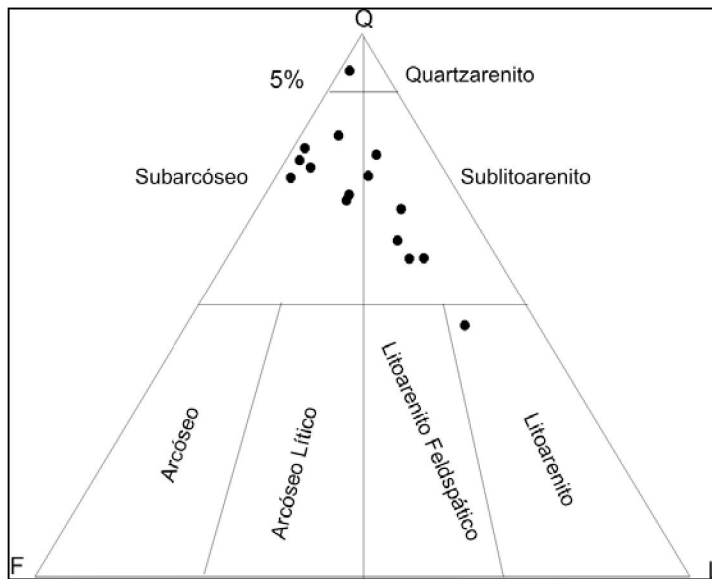


Figura 16- Composição das amostras de testemunhos da Formação Campo Mourão – Grupo Itararé, apresentadas em diagrama de Folk (1968).

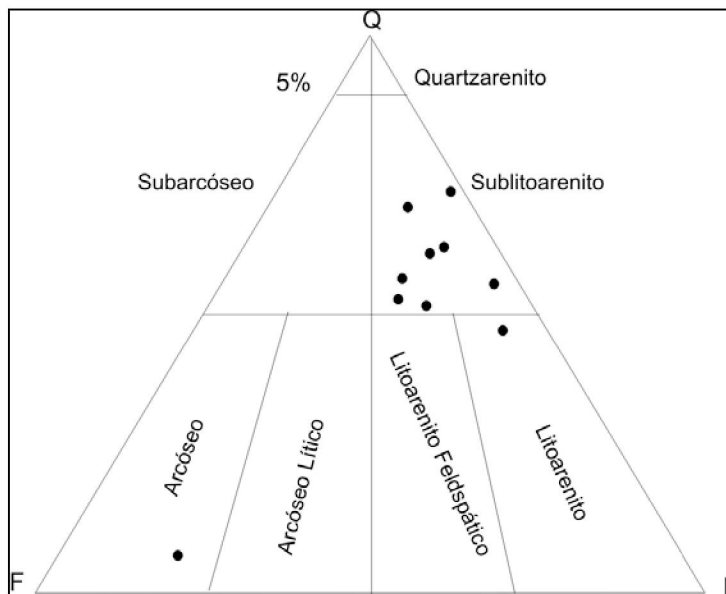


Figura 17- Composição das amostras de testemunhos da Formação Taciba – Grupo Itararé, apresentadas em diagrama de Folk (1968).

Tabela 7. Distribuição da composição detritica e porosidade das amostras de testemunhos do Grupo Itararé

Fm. Lagoa Azul					
Amostra	Profundidade (m)	Q(%)	F(%)	L(%)	Porosidade (%)
9CB-1/7	4478	77,9	7,2	14,8	9
12CB-1/8	4708	82,7	10,4	6,8	8,7
10CB-3/14	4483	88,9	8,2	2,8	8,3
11CB-3/17	4484	84,4	15,0	0,6	10
5CB-3/22	4460	92,0	2,8	5,2	0,3
6CB-3/29	4463	94,0	3,0	3,0	3,3
13CB-3/38	4478	91,1	8,3	0,6	12,5
7CB-3/40	4465	89,8	4,9	5,2	0,6
14CB-3/55	4547	90,9	9,1	0,0	4,5
62TB-9	3709	75,5	21,9	2,6	0
Fm. Campo Mourão					
Amostra	Profundidade (m)	Q(%)	F(%)	L(%)	Porosidade (%)
79PN-5	775	79,7	20,3	0	23,5
77RO-6	3167	58,5	13,1	28,4	2,5
75RO-7	3165	62,5	13,2	24,3	0
48AL-23	3009	73,9	24,2	1,8	14,5
40CS-2/2	3086	94,5	5,5	0,0	2
42CS-2/3	3105	79,2	16,9	3,8	0,6
44CS-2/5	3113	75,6	20,6	3,8	0,5
25AA-5	2292	70,1	17,4	12,6	11
26AA-6	2293	69,4	17,8	12,7	10,5
27AA-7	2294	68,6	11,8	19,6	13,3
28AA-9	2296	58,7	10,8	30,5	7
29AA-10	2297	46,6	10,4	42,9	7,5
30AA-11	2298	78,0	9,1	12,8	6,5
31AA12	2299	81,8	13,0	5,2	14,5
Fm. Taciba					
Amostra	Profundidade (m)	Q(%)	F(%)	L(%)	Porosidade (%)
86RP-1	3074	63,7	31,5	4,8	12,5
87RP-2	3079	72,0	23,2	4,8	9
88RP-4	3082	60,3	17,8	21,8	7,5
89RP-7	3087	74,7	17,1	8,1	13
3CB-1/4	3785	87,0	6,3	6,7	2,3
4CB-1/5	3786	66,7	10,4	22,9	4,3
58TB-3	2997	68,3	10,4	21,3	3
59TB-5	2999	68,7	12,1	19,2	7,7
60TB-6	3002	84,3	11,4	4,2	15
61TB-7	3004	75,0	7,1	17,9	9,5

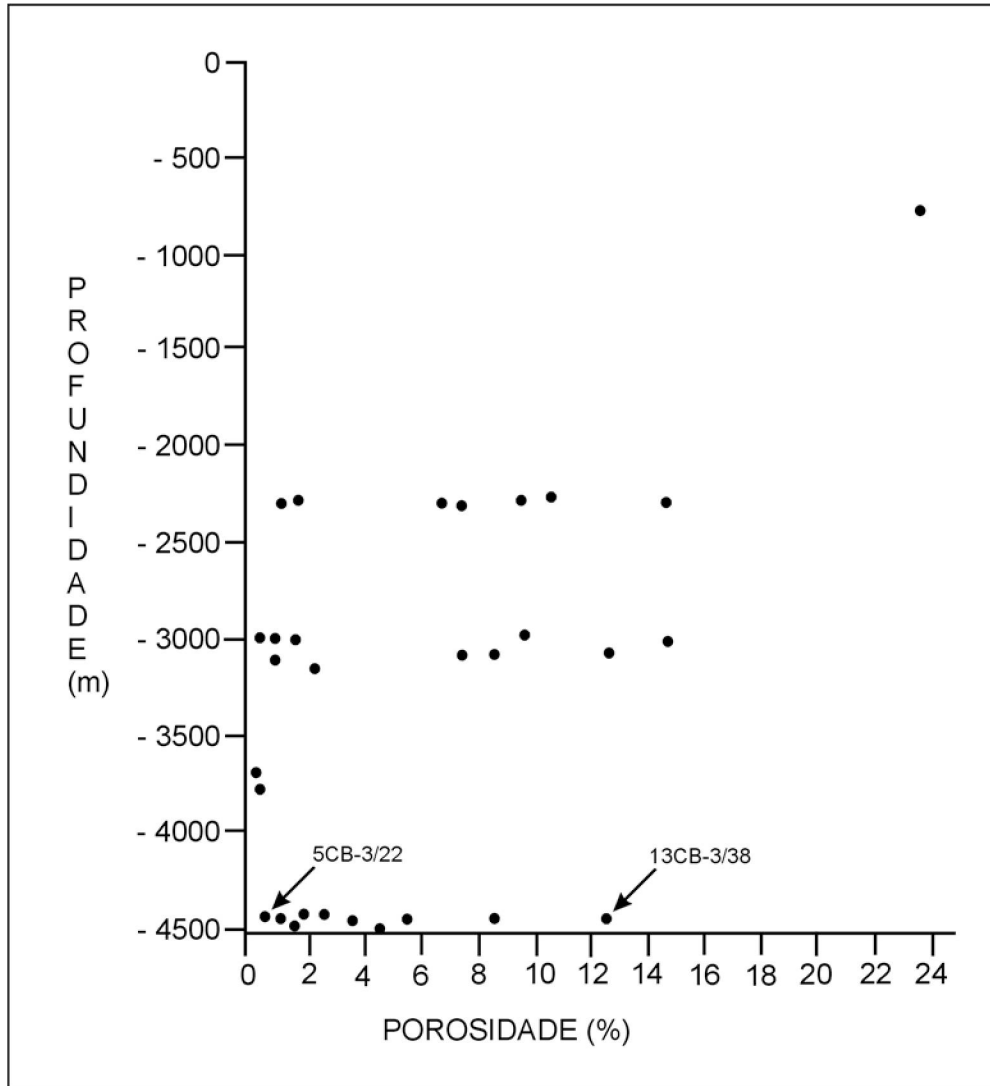


Figura 18- Dados de porosidade de acordo com a profundidade nos arenitos do Grupo Itararé.

4. 3. PETROFÁCIES IDENTIFICADAS

Verificou-se grande heterogeneidade das petrofácies identificadas nos arenitos do Grupo Itararé. Todavia, os resultados puderam ser agrupados em duas petrofácies principais com base na porosidade, empacotamento, cimentação e composição do arcabouço . Estas características foram analisadas em amostras de superfície e de subsuperfície a fim de estabelecer alguns parâmetros comparativos.

Amostras de testemunhos de sondagem foram utilizadas para determinação da maioria dos constituintes diagenéticos dos arenitos do Grupo Itararé, devido à preservação da evolução diagenética mais completa, quando comparadas com os dados de amostras de afloramento. Nas amostras de afloramento, apesar das informações serem relevantes para compreensão da telodiagênese as alterações intempéricas prejudicam a análise dos estágios eodiagenéticos e mesodiagenéticos.

O resumo das principais características distintivas entre as petrofácies identificadas é apresentado na Tabela 8. A distribuição percentual dos dados obtidos a partir da análise de 300 pontos em seções delgadas para as principais petrofácies que representam os arenitos do Grupo Itararé são apresentados nas Tabelas 9 e 10.

A petrofácies “A” (Figs. 19 e 20) é constituída principalmente por subarcóseos e sublitoarenitos (Q= 75 a 90%, F= 5 a 25%, L= 5 a 25%), com porosidade entre 5 e 20% e empacotamento normal ($40 < P < 55$); conforme Tabelas 8 e 9. Esta petrofácies é a mais freqüente, tanto em arenitos de superfície quanto em subsuperfície. A porosidade em geral é influenciada por dissolução de constituintes instáveis. Nas amostras de superfície os cimentos são constituídos predominantemente por óxidos de ferro e

argilominerais e não se observam cimentos carbonáticos. Nas amostras de subsuperfície os principais cimentos são carbonatos e sulfatos e frequentemente evidenciam sinais de dissolução. A intensidade de compactação é heterogênea, uma vez que a dissolução em escala de seção delgada, ocorre associada a feldspatos e fragmentos de rocha.

A petrofácies “B” (Figs. 21 e 22) corresponde a quartzarenitos ($Q > 90\%$, $F = 0$ a 10% , $L = 0$ a 10%), com porosidade entre 1 e 10% e empacotamento fechado ($P > 55$); ver Tabelas 8 e 10. Esta petrofácies é mais freqüente nas amostras de superfície, o que pode ser relacionado à geração de quartzarenitos diagenéticos por dissolução dos componentes instáveis. Os arenitos constituídos principalmente por quartzo apresentam características diagenéticas que atuaram intensamente na redução da porosidade, tais como a dissolução por pressão ao longo dos contatos intergranulares e cimentação por sílica sintaxial. O efeito da compactação química pode ser observado através do desenvolvimento de contatos suturados entre os grãos.

Outras petrofácies observadas são caracterizadas por empacotamento muito fechado e baixa porosidade. Incluem-se, neste grupo, quartzarenitos de granulação areia muito fina, nos quais a compactação provocou a eliminação da porosidade.

Tabela 8. Resumo dos parâmetros distintivos entre as petrofácies A e B.

Parâmetros	Petrofácies A		Petrofácies B	
	Superfície	Subsuperfície	Superfície	Subsuperfície
Cimentação	FeO	Carbonatos/sulfatos	Sílica sintaxial	Sílica sintaxial
Q	75 a 90 %		> 90 %	
F	0 a 25 %		0 a 10 %	
L	0 a 25 %		0 a 10 %	
Porosidade	5 a 20 %		1 a 10 %	
Empacotamento (P)	40 < P < 55		P > 55	

(QFL: são constituintes detríticos. Q=quartzo; F=feldspato; L=fragmentos líticos).

Tabela 9. Resumo dos parâmetros petrográficos e petrofísicos em percentual, observados em amostras representativas da *Petrofácies A* dos arenitos do Grupo Itararé em subsuperfície.

	68RD	89RP	8CB	12CB	3CB	9CB	4CB	82RA	59TB	27AA	42CS
Profundidade (m)	3000	3087	4466	4708	3785	4478	3786	1745	2999	2294	3105
Quartzo detritico	58.3	55.3	72.0	68.7	69.3	68.3	56.0	61.7	55.0	56.0	54.7
Quartzo monocristalino	35.7	34.0	45.3	45.7	37	36.0	36.0	43.7	29.7	30.0	37.7
Quartzo policristalino	22.7	21.3	26.7	23.0	32.3	32.3	19.3	18.0	25.3	26.0	17
Feldspato detritico	12.0	12.7	10.0	8.7	5.0	6.3	8.7	4.0	9.7	9.7	11.7
Microclínio	2.0	1.0	0.3	0.6	0.3	0.6	1.0	0.0	0.6	1.7	0.0
Plagioclásio	0.3	0.6	0.6	0.0	0.6	0.6	0.6	0.0	0.6	0.3	0.0
Fragmentos de rocha	7.7	6.0	4.3	5.7	5.3	13.0	19.0	13.7	15.3	16.0	2.7
Fragmentos de rocha metamórfica	4.7	1.7	0.6	0.6	3.3	9.3	5.3	2.3	7.0	9.3	0.3
Fragmentos de arenitos	1.0	1.0	2.7	0.3	1.0	2.7	6.0	0.6	2.3	2.3	0.0
Fragmentos de rocha vulcânica	0.0	0.0	0.6	0.0	0.3	0.6	0.6	0.0	0.6	1.3	0.0
Fragmentos de argila	1.0	1.0	0.0	0.6	0.0	0.0	0.0	0.6	0.6	1.7	0.0
Mica	0.0	0.3	0.3	0.0	0.6	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.3
Minerais pesados	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.3
Pseudomatriz	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.7	0.0	0.6	0.3
Constituintes diagenéticos	19.3	13	8.7	8.3	17.7	3.3	12.7	4.6	12.3	5.0	30.3
Sobrecrescimentos de quartzo	4.0	6.3	7.7	5.3	0.0	0.6	2.0	1.0	3.7	1.7	3.3
Clorita	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.6	0.6	0.3	0.0	0.0	1.3
Caulinita substituindo feldspatos	0.0	0.6	0.3	1.0	0.0	0.0	0.0	0.3	1.0	0.0	9.3
Siderita intergranular	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	1.0	0.3	0.0
Anidrita intergranular	12.7	3.7	0.6	0.0	11.0	1.7	9.0	3.0	4.7	0.6	11.7
Calcita/dolomita intergranular	2.7	2.3	0.0	1.0	6.7	0.0	1.0	0.0	2.0	2.7	4.7
Macroporosidade total	2.7	13.0	5.0	8.7	2.3	9.0	4.3	16.0	7.7	13.3	0.6
Intergranular	2.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	2.0	0.0	0.6	0.3	0.0
Intragranular em feldspatos	0.0	6.7	3.3	3.7	0.3	3.0	0.0	2.0	2.0	1.0	0.6
Intragranular em fragmentos de líticos	0.6	1.0	0.6	3.0	0.6	1.0	2.3	7.0	1.7	3.3	0.0
Poros móldicos	0.0	5.3	0.6	2.0	0.3	3.3	0.0	7.0	3.3	8.7	0.0
Poros por fratura	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Porosidade secundária	0.6	13.0	5.0	8.7	1.3	9.0	2.3	16.0	7.0	13.0	0.6
Volume intergranular	22.0	26.0	13.7	16.0	20.0	12.3	17.0	20.3	20.0	18.3	19.7
Volume de cimento	19.3	13.0	8.7	7.3	17.7	3.3	12.7	4.7	12.3	5.0	29.0
Tamanho de grão (ϕ)	2.0	1.0	1.0	2.0	1.5	1.0	1.5	1.5	1.0	1.5	2.0
Seleção	pob..	mod.	mod.	mod.	mod.	mod.	pob.	pob.	pob.	pob.	mod.
Índice de empacotamento	46	56	71	80	70	52	75	33	67	54	70
Porosidade original (Beard & Weyl, 1973)	30.4	34.2	34.2	33.9	34.9	34.2	31.3	31.3	31.5	31.3	33.9
Perda de porosidade por compactação	10.8	11.1	23.8	21.3	18.6	25.0	17.2	13.8	14.4	15.9	17.7
Perda de porosidade por cimentação	17.2	11.6	6.6	5.5	14.4	2.5	10.5	4.1	10.5	4.2	23.9
Q (total de quartzo)	74.8	74.7	83.4	82.7	87.0	77.9	66.7	77.7	68.7	68.6	79.2
F (total de feldspato)	15.4	17.1	11.6	10.4	6.3	7.2	10.4	5.0	12.1	11.8	16.9
L (total de fragmentos líticos)	9.8	8.1	5.0	6.8	6.7	14.8	22.9	17.2	19.2	19.6	3.8

Tabela 10. Resumo dos parâmetros petrográficos e petrofísicos em percentual, observados em amostras representativas da *Petrofácies B* dos arenitos do Grupo Itararé em subsuperfície.

	65LA	72TI	71TI	7CB	5CB	6CB	10CB
Profundidade (m)	3822	4473	4470	4465	4460	4463	4483
Quartzo detritico	87.7	82.7	82.7	85.7	76.7	82.0	72.7
Quartzo monocristalino	68.0	54.0	60	36.7	57.3	24.3	56
Quartzo policristalino	19.7	28.7	22.7	49	19.3	57.7	16.7
Feldspato detritico	4.7	3.0	1.7	4.7	2.3	2.7	6.7
Microclínio	2.0	0.0	0.3	2.7	1.3	0.0	0.6
Plagioclásio	0.3	0.0	0.0	0.0	0.6	0.0	0.6
Fragmentos de rocha	3.7	3.7	2.3	5.0	4.3	2.7	2.3
Fragmentos de rocha metamórfica	0.3	1.3	0.0	1.0	3.3	0.6	1.3
Fragmentos de arenitos	0.6	0.6	0.0	0.3	0.6	2.0	1.0
Fragmentos de rocha vulcânica	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0
Fragmentos de argila	0.0	0.0	0.0	0.6	0.0	0.0	0.0
Mica	0.0	0.3	0.0	2.0	0.3	0.0	0.0
Minerais pesados	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Pseudomatriz	0.3	0.0	0.0	0.6	0.0	0.0	0.0
Constituintes diagenéticos	3.3	4.0	9.0	4.0	16.3	9.4	10.0
Sobrecrescimentos de quartzo	2.0	2.0	7.0	0.6	0.0	2.7	5.0
Clorita	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Caulinita substituindo feldspatos	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.3
Siderita intergranular	0.0	0.0	0.6	0.0	1.7	0.0	0.3
Anidrita intergranular	1.0	1.3	1.0	2.0	9.3	4.0	3.0
Calcita/dolomita intergranular	0.3	0.6	0.3	0.3	5.0	2.7	1.3
Macroporosidade total	0.3	6.7	4.0	0.6	0.3	3.3	8.3
Intergranular	0.3	1.0	0.3	0.0	0.3	0.0	1.0
Intragranular em feldspatos	0.0	0.6	0.0	0.3	0.0	0.3	2.0
Intragranular em fragmentos líticos	0.0	1.0	0.0	0.3	0.0	0.0	1.0
Poros móldicos	0.0	3.3	2.0	0.0	0.0	3.0	3.3
Poros por fratura	0.0	0.6	1.3	0.0	0.0	0.0	0.3
Porosidade secundária	0.3	5.7	3.3	0.6	0.0	0.0	7.3
Volume intergranular	3.7	10.7	13.0	4.7	16.7	12.7	18.3
Volume de cimento	3.3	4.0	9.0	4.0	16.3	9.3	10.0
Tamanho de grão (ϕ)	2.0	1.5	1.5	2.0	1.0	1.5	1.0
Seleção	pob.	mod.	mod.	mod.	mod.	boa	mod.
Índice de empacotamento	80	77	78	85	72	80	68
Porosidade original (Beard & Weyl, 1973)	30.4	34.9	34.9	33.9	34.2	38.8	34.2
Perda de porosidade por compactação	27.7	27.1	25.2	30.6	21.0	29.9	19.5
Perda de porosidade por cimentação	2.4	2.9	6.7	2.8	12.9	6.5	8.1
Q (total de quartzo)	91.3	92.6	95.3	89.8	92.0	94.0	88.9
F (total de feldspato)	4.8	3.3	1.9	4.9	2.8	3.0	8.2
L (total de fragmentos líticos)	3.8	4.1	2.8	5.2	5.2	3.0	2.8

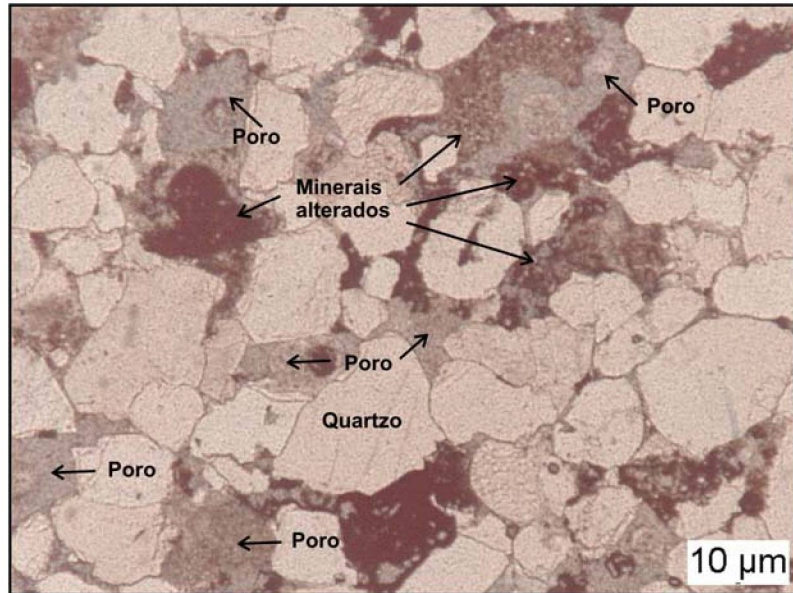


Figura 19. Fotomicrografia com exemplo da petrofácies A em superfície. Amostra L4, proveniente da região da Lapa. Polarizadores paralelos.

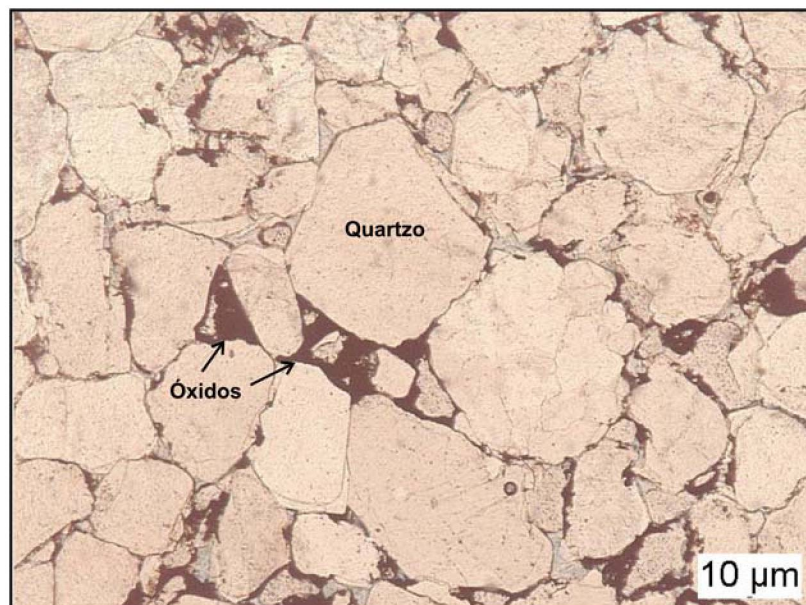


Figura 20. Fotomicrografia com exemplo da petrofácies B em superfície. Amostra R1, proveniente da região de Vila Velha. Polarizadores paralelos.

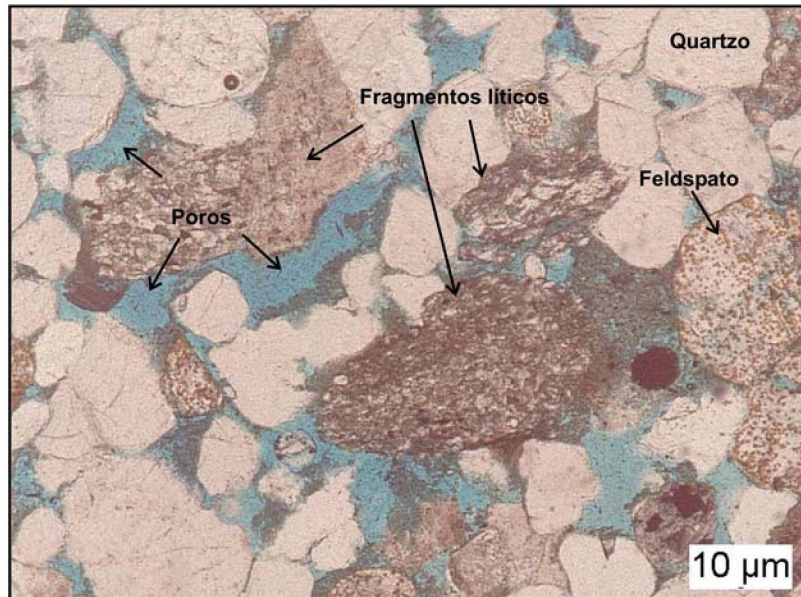


Figura 21. Fotomicrografia com exemplo da petrofácies A em subsuperfície. Amostra 27AA, do poço 2-AA-1-SP, profundidade de 2294m. Polarizadores paralelos.

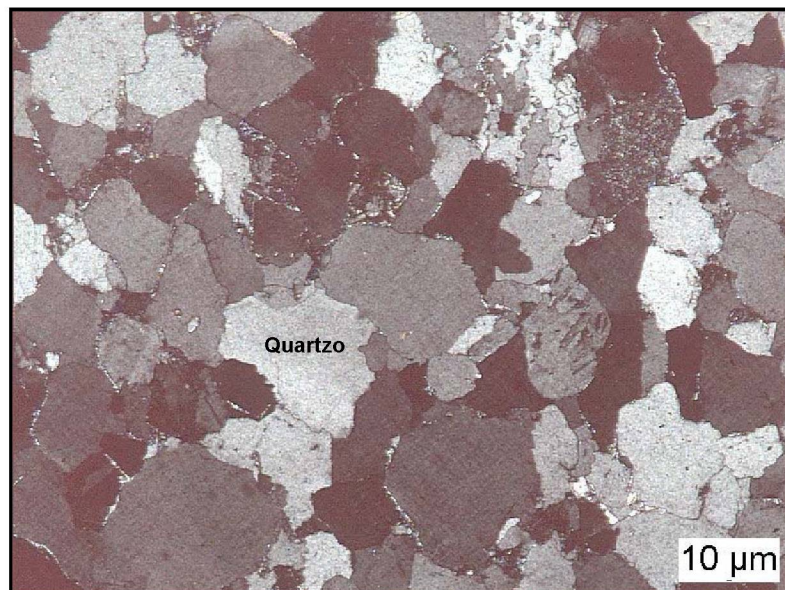


Figura 22. Fotomicrografia com exemplo da petrofácies B em subsuperfície. Amostra 6CB, do poço 3-CB-3-SP, profundidade de 4463m. Polarizadores cruzados.

5 CONSTITUINTES DIAGENÉTICOS

As análises de amostras provenientes de testemunhos de sondagem apresentam mais dados para interpretação da evolução diagenética dos arenitos do Grupo Itararé até o estágio mesodiagenético, no entanto as amostras de afloramentos foram importantes para caracterização dos processos telodiagenéticos. Considerando que as informações de superfície e sub-superfície são complementares para caracterização diagenética, os constituintes das amostras de superfície e subsuperfície são apresentados em conjunto.

Os principais processos que afetaram os arenitos do Grupo Itararé foram a compactação mecânica e química, autigênese de quartzo, carbonatos, sulfatos e argilominerais, dissolução, substituição mineral e precipitação de óxidos.

Quartzo

A identificação de crescimentos secundários de quartzo através de microscopia óptica convencional é facilitada pela delimitação do grão original por filme de argila ou óxidos que marcam o contorno interno original do grão e pelo contorno externo euédrico romboédrico dos grãos (Figs. 23 e 24). Por meio de microscopia eletrônica de varredura, verificou-se que apresentam forma euédrica romboédrica característica (Figs. 25 e 26).

Em algumas amostras os crescimentos sintaxiais de quartzo parecem ter sido formados entre os grãos antes de substancial compactação. Isto é indicado pela sua

ocorrência de forma contínua ao redor dos grãos, inclusive nas áreas de contatos intergranulares (Fig. 24). Em outras amostras os crescimentos sintaxiais de quartzo são formados após intensa dissolução por pressão, evidenciado pela ausência de crescimentos secundários de quartzo ao longo dos contatos intergranulares (Fig. 27). Considera-se ainda que grandes volumes de constituintes intergranulares também podem ser relacionados à substituição de grãos. Desta forma, os crescimentos sintaxiais de quartzo poderiam ter sido formados em espaços gerados pela dissolução de um cimento anterior. A cimentação de crescimento sintaxial de quartzo após dissolução de um cimento anterior é indicada pelas feições de corrosão ao longo dos contatos entre o quartzo detrítico e o crescimento sintaxial, como observado na Figura 28.

A precipitação de crescimentos secundários de quartzo em poros intergranulares (Fig. 28) ocorre com frequência em amostras de subsuperfície. Esta morfologia é comum na fase mesodiagenética (De Ros, 1998).

Com base nestas observações é possível identificar pelo menos duas fases de cimentação por quartzo. A primeira fase deve ter ocorrido antes da compactação, indicado pelos crescimentos sintaxiais contínuos ao redor dos grãos de quartzo. A segunda fase de cimentação por crescimento sintaxial de quartzo relaciona-se à mesodiagênese sob condições efetivas de soterramento. Estas evidências sugerem que a cimentação por quartzo foi recorrente ao longo da evolução diagenética do Grupo Itararé.

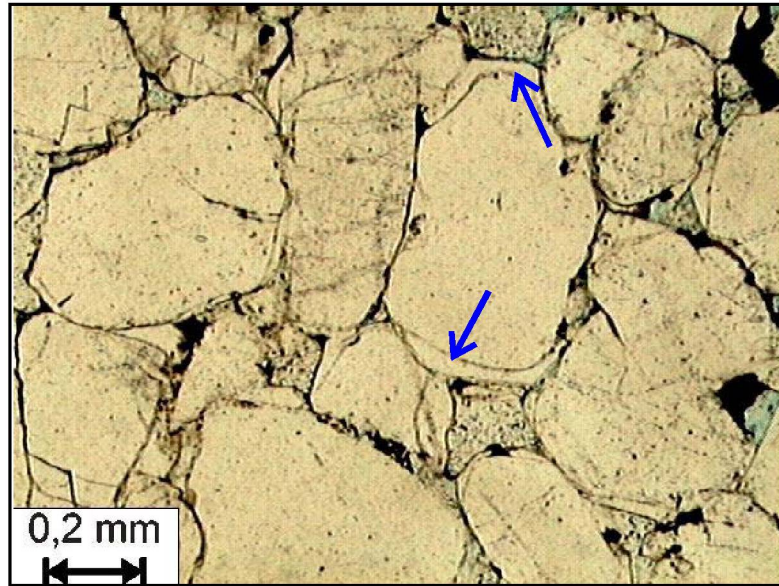


Figura 23. Fotomicrografia de crescimento sintaxial de quartzo, observado por meio de microscopia óptica. Observa-se o contorno do grão original marcado por filme de óxidos. Amostra R1, de superfície da região de Vila Velha. Polarizadores paralelos.

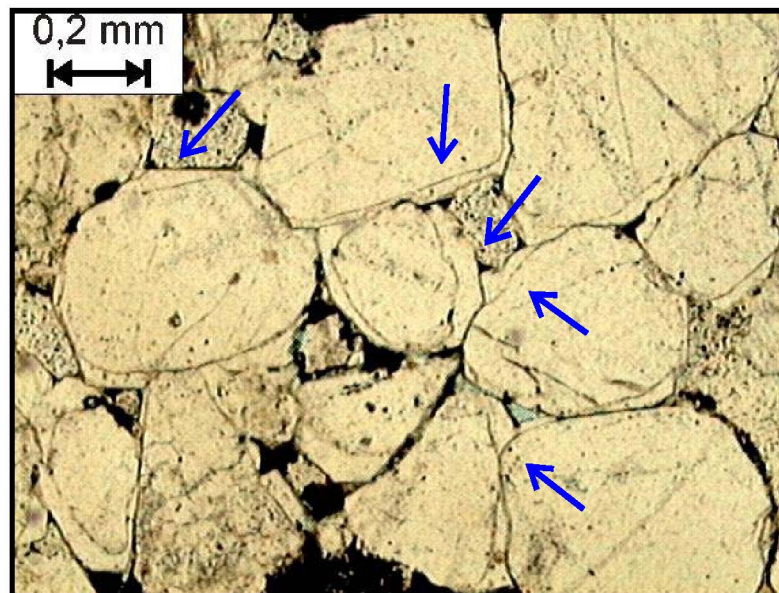


Figura 24. Fotomicrografia de crescimentos sintaxiais de quartzo contínuos ao redor dos grãos. Ocorrem em algumas áreas de contatos intergranulares. Amostra R1, de superfície da região de Vila Velha. Polarizadores paralelos.

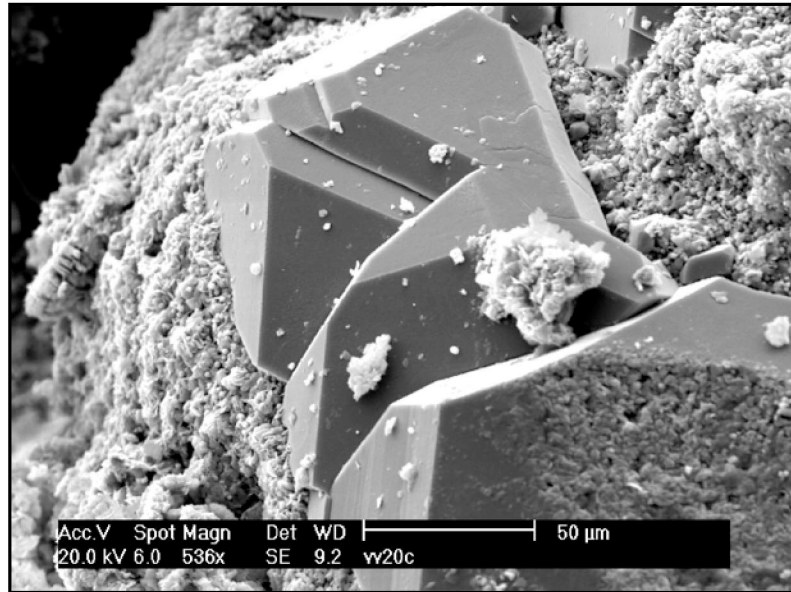


Figura 25. Fotomicrografia de crescimento sintaxial de quartzo observado por meio de microscopia eletrônica de varredura (MEV), imagem de elétrons secundários. Amostra Te20, de superfície da região de Vila Velha.

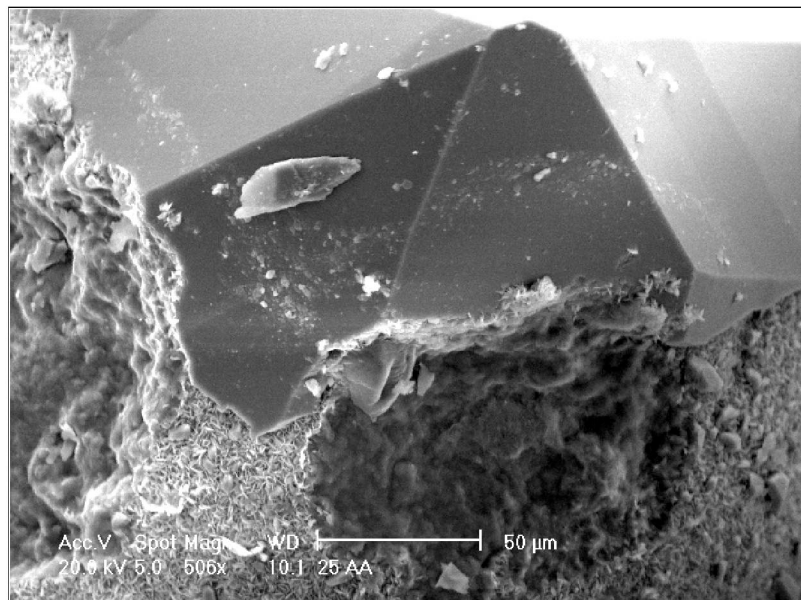


Figura 26. Fotomicrografia de crescimento sintaxial de quartzo observado por meio de microscópio eletrônico de varredura (MEV), imagem de elétrons secundários. Amostra 25AA, do poço 2-AA-1-SP, profundidade de 2292m.

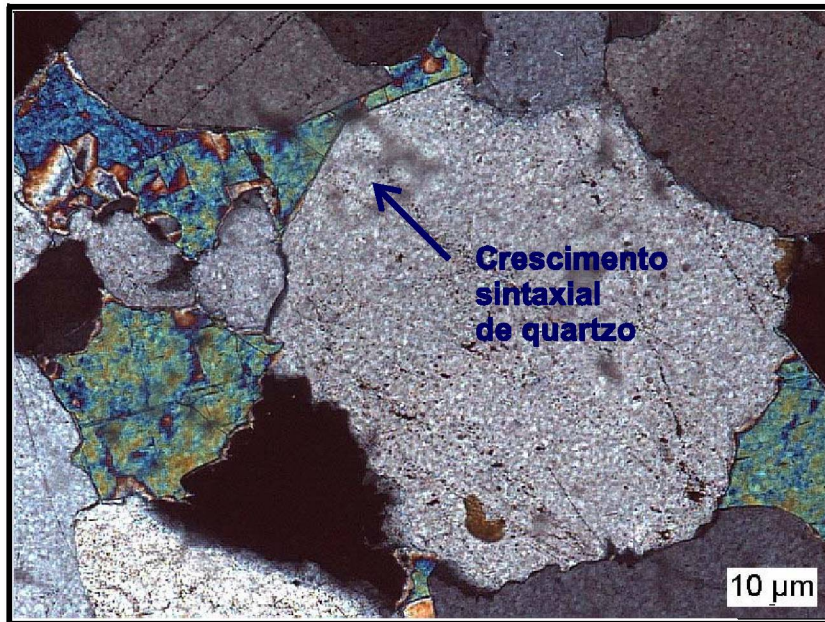


Figura 27. Fotomicrografia de crescimentos syntaxiais de quartzo precipitados após intensa dissolução por pressão. Amostra 4CB, do poço 2-CB-1-SP, profundidade de 3786m. Polarizadores cruzados.

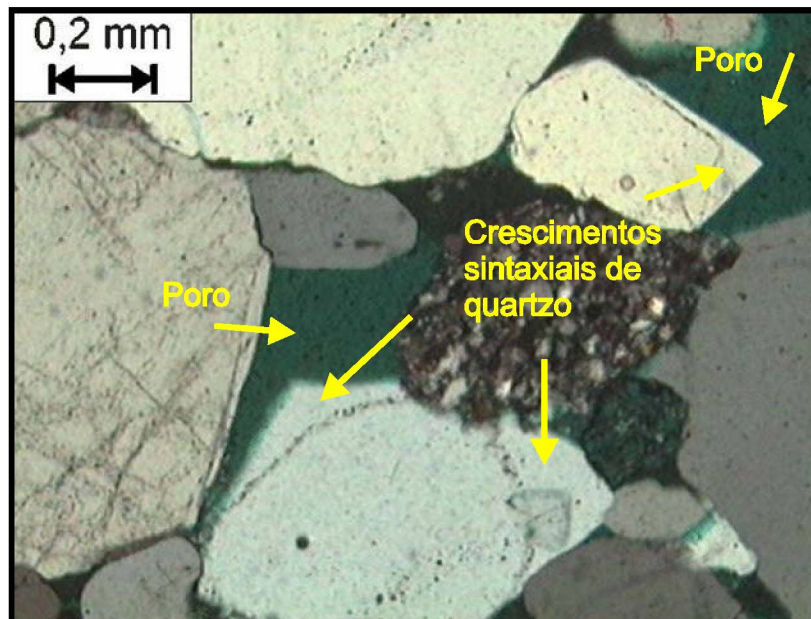


Figura 28. Fotomicrografia evidenciando a precipitação de crescimentos secundários de quartzo em poros intergranulares. Amostra 60 TB-6, do poço 2-TB-1-SP, 3002m de profundidade. Polarizadores paralelos.

Anidrita

A cimentação por anidrita ocorre na maioria das amostras provenientes de testemunhos de sondagem. Porém, apesar de ser abundante nas amostras em sub-superfície, não foi observada nas amostras de superfície.

Os grãos do arcabouço, principalmente quartzo detrítico, apresentam algumas vezes feições de corrosão no contato com cristais de anidrita.

Cristais poiquilotópicos envolvendo vários grãos são comuns nos arenitos do Grupo Itararé, porém ocorrem ainda como cristais menores, preenchendo espaços intergranulares.

O contato entre os cristais de anidrita e os cimentos carbonáticos são retos e abruptos sugerindo precipitação contemporânea. Todavia, em algumas amostras observam-se cristais de anidrita englobando cristais de carbonatos indicando precipitação ao menos em parte, posterior. Com relação a cimentação por sílica, observam-se evidências de precipitação de anidrita após a cimentação por crescimentos sintaxiais de quartzo. Isto é evidenciado pela corrosão de superfície de crescimento sintaxial de quartzo em contato com anidrita (Fig. 29).

A cimentação por anidrita é comum também como preenchimento de poros intragranulares em feldspato, indicando precipitação por substituição deste mineral (Fig. 30). A precipitação de anidrita após dissolução de feldspato sugere que a anidrita é cimento tardio na evolução diagenética do Grupo Itararé e corresponde ao estágio mesodiagenético.

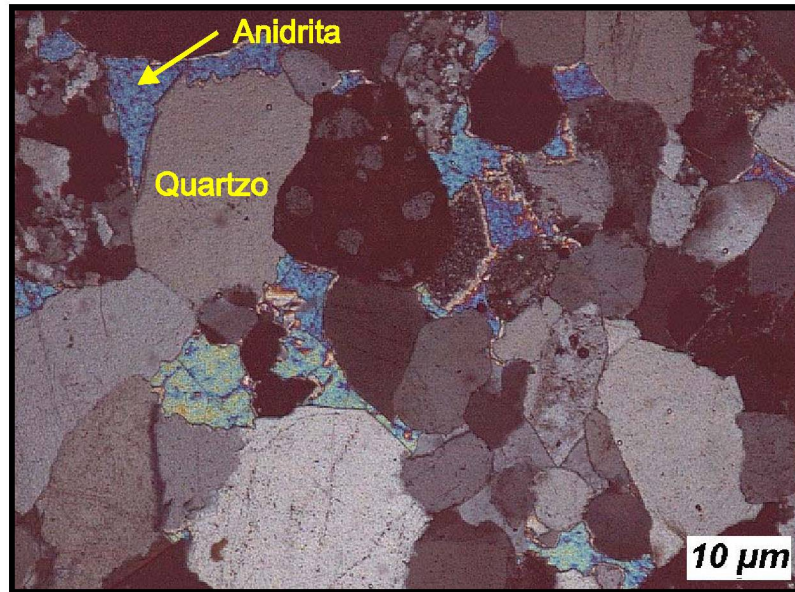


Figura 29. Fotomicrografia de crescimento sintaxial de quartzo, com bordas irregulares, em contato com anidrita. Esta paragênese sugere que a precipitação de anidrita ocorreu após a cimentação por crescimentos sintaxiais de quartzo. Amostra 58 TB-3, do poço 2-TB-1-SP, a 2997m de profundidade. Polarizadores cruzados.

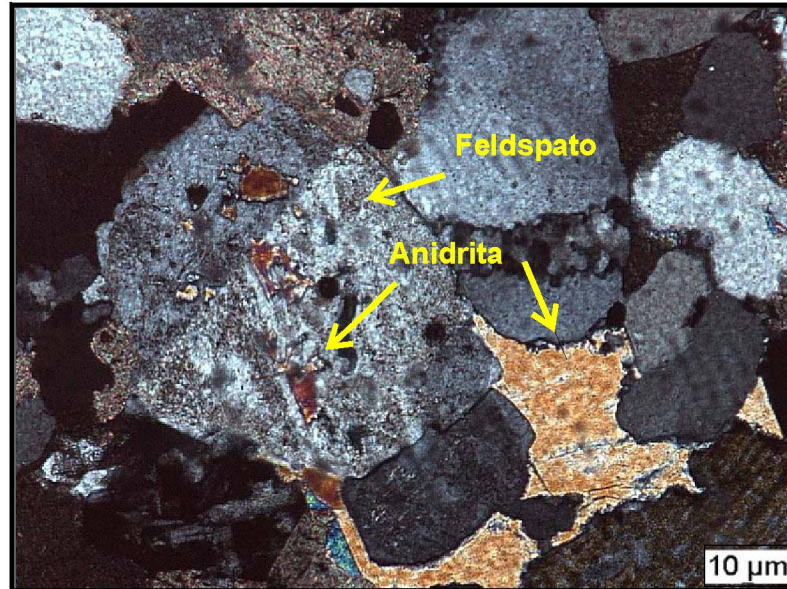


Figura 30. Fotomicrografia mostrando a substituição de feldspato por anidrita. Amostra 3CB, do poço 2-CB-1-SP, a 3785m de profundidade. Polarizadores cruzados.

Carbonatos

A cimentação por carbonatos foi observada somente nas amostras de sub-superfície. Os carbonatos apresentam distribuição heterogênea, ocorrem como grandes cristais poiquilotópicos e também como cristais isolados.

Calcita ocorre como grandes cristais, geralmente preenchendo de fraturas (Fig. 31).

Carbonatos na forma de pequenos cristais euédricos isolados em porções da rocha foram identificados como dolomita ferrosa (França 1987). Aparentemente este cimento foi precipitado em espaços intergranulares gerados após dissolução do cimento anterior. Isto é sugerido pela forma dos contatos entre os cristais e os poros de dissolução. Estes contatos são freqüentemente retos e bem marcados (Fig. 32).

A cimentação por siderita ocorre em algumas amostras, exibindo feições de dissolução parcial (Fig. 33). As feições de dissolução podem ser observadas nos contatos entre remanescentes de cimento de siderita e os poros secundários. O contato entre siderita e os grãos constituintes do arcabouço indica processos de corrosão dos grãos detríticos. Bordas de grãos irregulares, corroídas e cimentos ocupando parcialmente os poros, indicam dissolução tardia do cimento. Dissolução de siderita associada à presença de clorita também é freqüente (Fig. 34). Em seções delgadas observa-se a presença de siderita em locais com índice de empacotamento aberto, relacionado à fase pré-compactacional. Isto é utilizado como uma evidência de que a precipitação precoce de siderita teria dificultado a compactação do arcabouço.

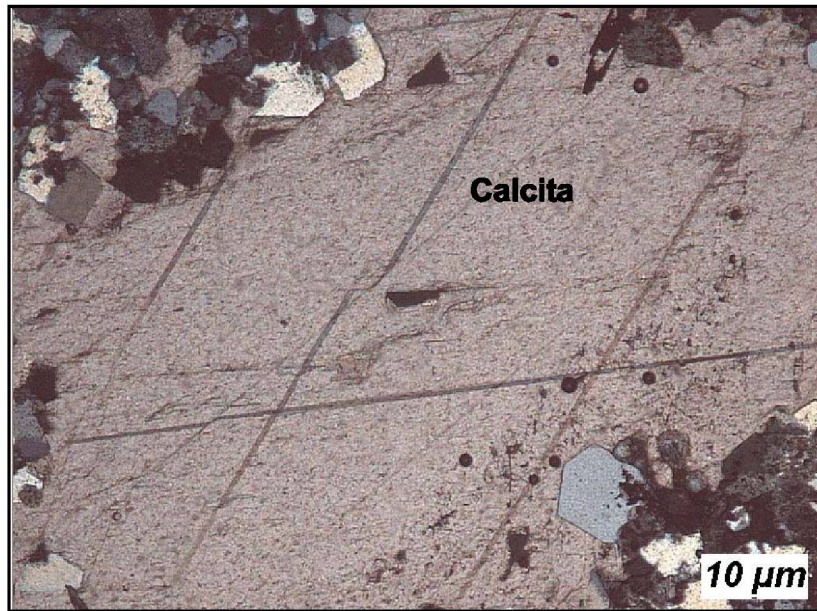


Figura 31. Fotomicrografia de calcita preenchendo fraturas. Amostra 42CS, do poço 1-CS-1-PR, profundidade 3105m. Polarizadores cruzados.

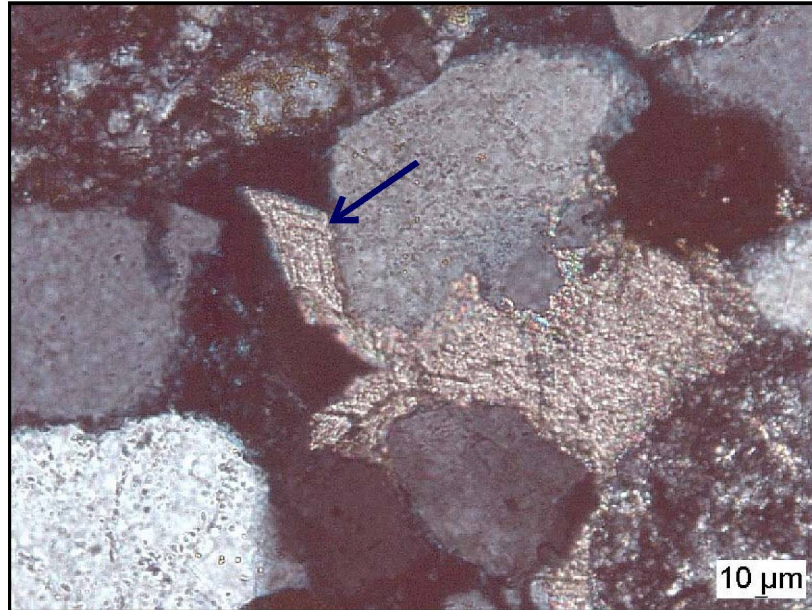


Figura 32. Fotomicrografia de dolomita, na forma de pequenos cristais euédricos. Amostra 88RP, do poço 2-RP-1-PR, profundidade 3082. Polarizadores cruzados.

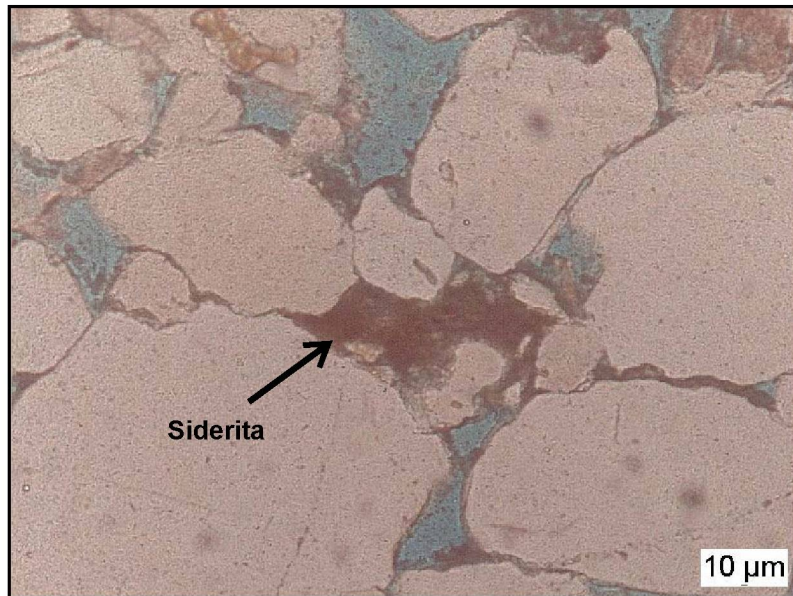


Figura 33. Fotomicrografia mostrando a cimentação por siderita com feições de dissolução parcial. Amostra 25AA, do poço 2-AA-1-SP, profundidade 2292m. Polarizadores paralelos.

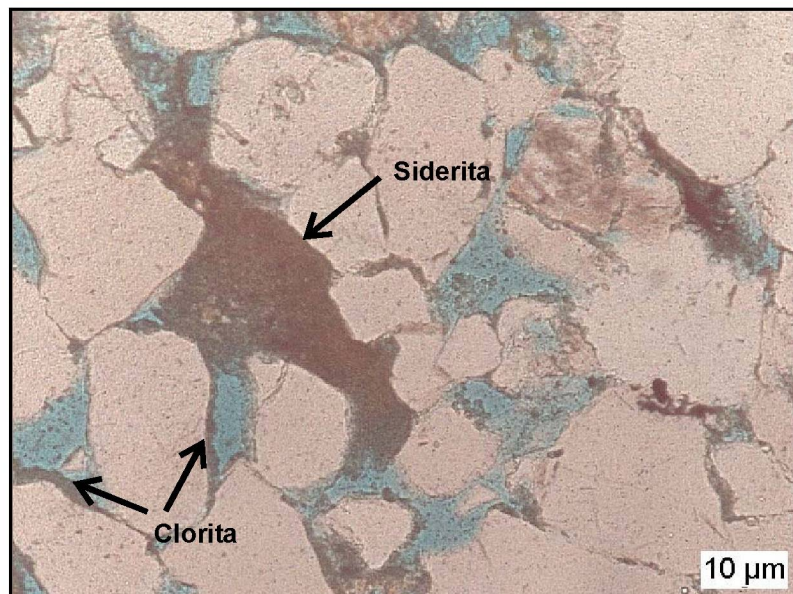


Figura 34. Fotomicrografia de siderita, associada à clorita. Amostra 25AA, do poço 2-AA-1-SP, profundidade 2292m. Polarizadores paralelos

Argilominerais

As análises realizadas indicam a ocorrência de caulinita autigênica nos arenitos do Grupo Itararé de acordo com os critérios discutidos por De Ros & Cesero (1986), Ehrenberg (1991) e Fernandes *et al.* (1994).

Caulinita é freqüente nas amostras de afloramento. A caulinita que recobre superfícies de feldspato ocorre como cristais vermiculares (Fig. 35). Caulinita intergranular é frequentemente disseminada nos poros e ocorre como produto da alteração de feldspato e fragmentos de argila. Na maioria das amostras de afloramento, poros secundários gerados por dissolução de feldspato contêm caulinita. A associação de feldspato com caulinita indica que a caulinita não é detrítica, uma vez que o feldspato foi caulinizado *in situ*. Outro aspecto que indica condições autigênicas para formação de caulinita é o hábito vermiforme. Nas amostras de subsuperfície (profundidade de 3087 m), a caulinita ocorre com hábito pseudo-hexagonal, euédrico associada à illita (Fig. 36).

Illita é comum nos arenitos do Grupo Itararé em amostras de superfície e em sub-superfície (profundidade 3074 m). Com o uso de microscopia óptica de luz transmitida observa-se illita com hábito fibrorradiado, formando franjas, as quais contornam os grãos do arcabouço, principalmente os grãos de quartzo (Fig. 37). Por meio de microscopia eletrônica de varredura (MEV) observam-se filamentos de illita autigênica (Fig. 38). Em amostras de superfície, illita e caulinita comumente ocorrem associadas. Os diagramas comparativos com resultados de difração de raios X podem

ser visualizados nas Figuras 39 e 41 e a interpretação obtida pela posição dos picos pode ser observada nas Figuras 39, 40, 41 e 42.

A clorita ocorre nas amostras provenientes de testemunhos de sondagem, principalmente com hábito fibrorradiado preenchendo os poros dos arenitos em profundidades superiores a 2000m (Figs 43 e 44). Nos contatos entre clorita e crescimentos sintaxiais de quartzo, observam-se feições de corrosão do quartzo, sugerindo que a precipitação de clorita ocorreu após a cimentação por crescimento sintaxial de quartzo. A cimentação por clorita é comum como preenchimento de poros de dissolução, indicando uma fase de precipitação tardia da mesodiagênese.

Esmectita autigênica foi observada em amostras de profundidade em torno de 2300m. Ocorrem na forma de cristais bem desenvolvidos, com aspecto crenulado (Fig. 45). Geralmente estão associadas a illita e tendem a ser substituídas por estas. Sua distinção de outros argilominerais pode ser confirmada pelo espectro característico obtido por detecção de energia dispersiva de raios X (EDX) (Fig. 46).

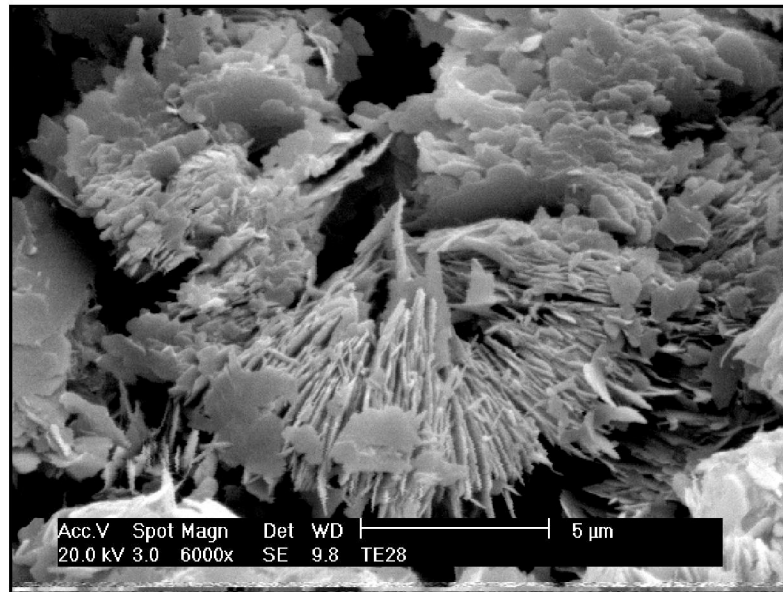


Figura 35. Fotomicrografia de caulinita em forma de cristais vermiculares observada por meio de microscopia eletrônica de varredura (MEV). Amostra Te20, de superfície, da região de Vila Velha.



Figura 36. Fotomicrografia de caulinita com hábito pseudo-hexagonal, euédrico associada a illita, observada por meio de microscopia eletrônica de varredura (MEV). Amostra 89RP, do poço 2-RP-1-PR, profundidade de 3087 m.

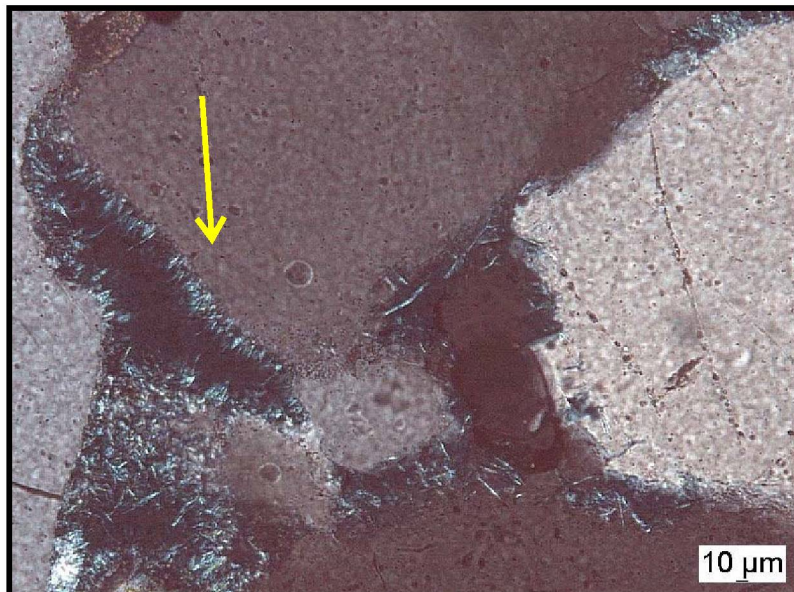


Figura 37. Fotomicrografia de Illita com hábito fibrorradiado, formando franjas perpendiculares em torno de grão de quartzo. Observada por meio de microscopia eletrônica de varredura (MEV). Amostra 9CB, do poço 2-CB-1-SP, profundidade de 4478m. Polarizadores cruzados.

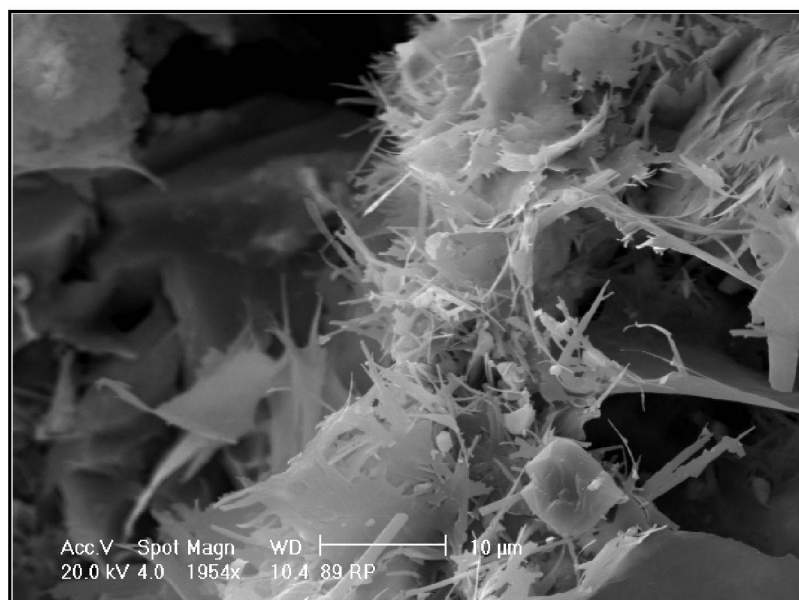


Figura 38. Fotomicrografia de filamentos ("pontes") de illita observada por meio de microscopia eletrônica de varredura (MEV). Amostra 89 RP, do poço 2-RP-1-PR, profundidade 3074m.

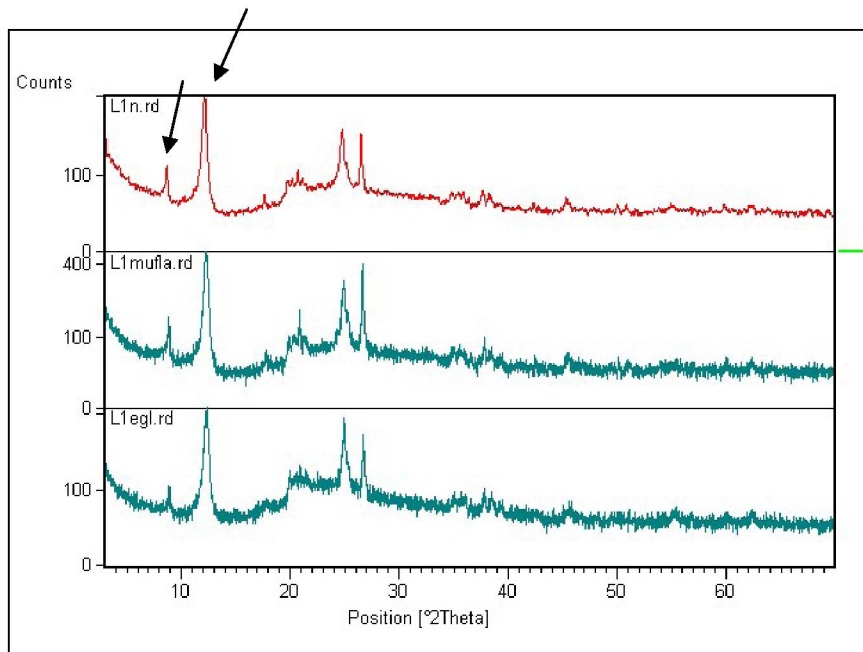


Figura 39. Diagramas comparativos com resultados de difração de RX obtidos com análise normal, com aquecimento e com adição de etileno glicol da amostra L1 de superfície, região da Lapa.

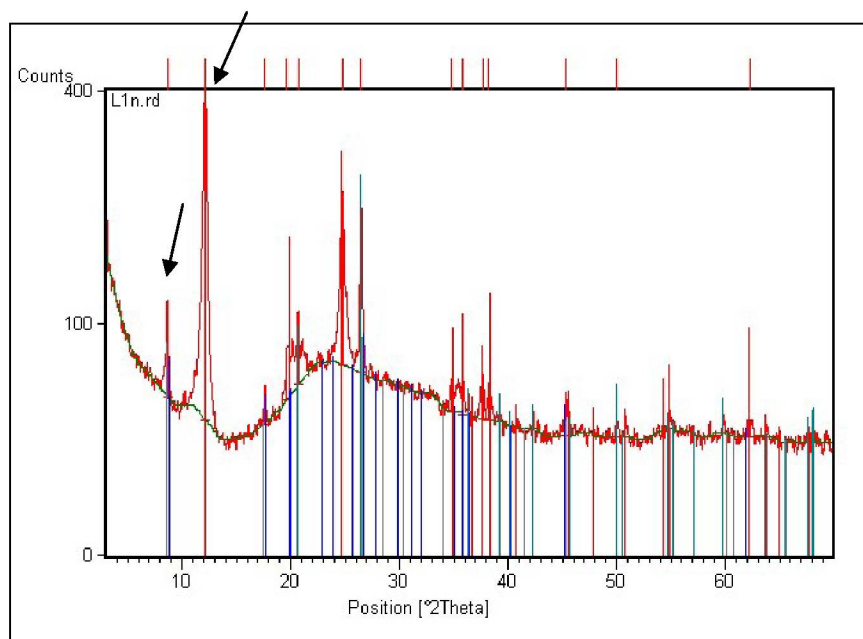


Figura 40. Difratoograma de raios-x, fração <math> < 2\mu </math>, mostrando a presença de caulinita (vermelho), illita (azul) e quartzo (verde). Amostra L1 de superfície, região da Lapa.

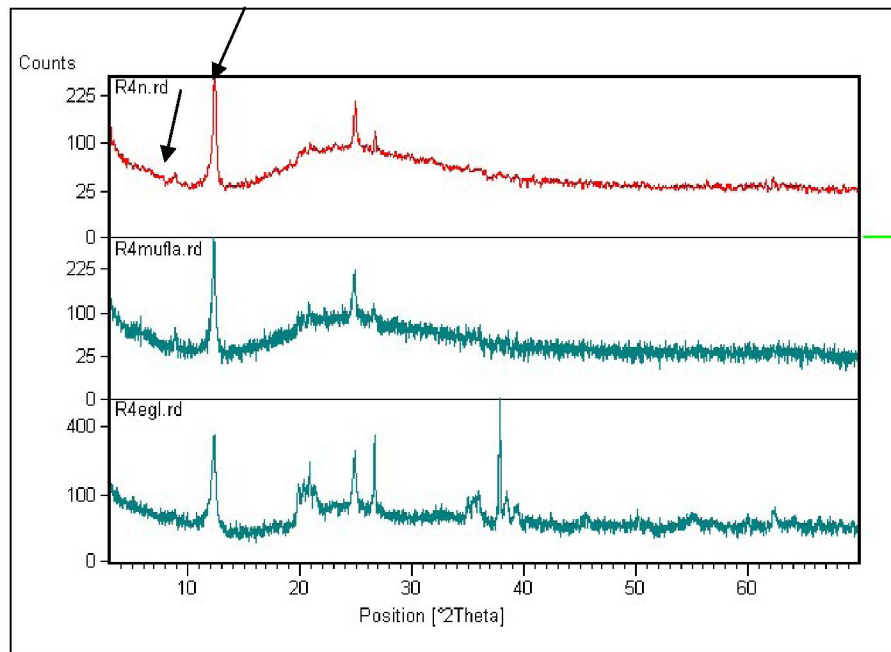


Figura 41. Diagramas comparativos com resultados de difração de RX obtidos com análise normal, com aquecimento e com adição de etileno glicol da amostra R4 de superfície, região de Vila Velha.

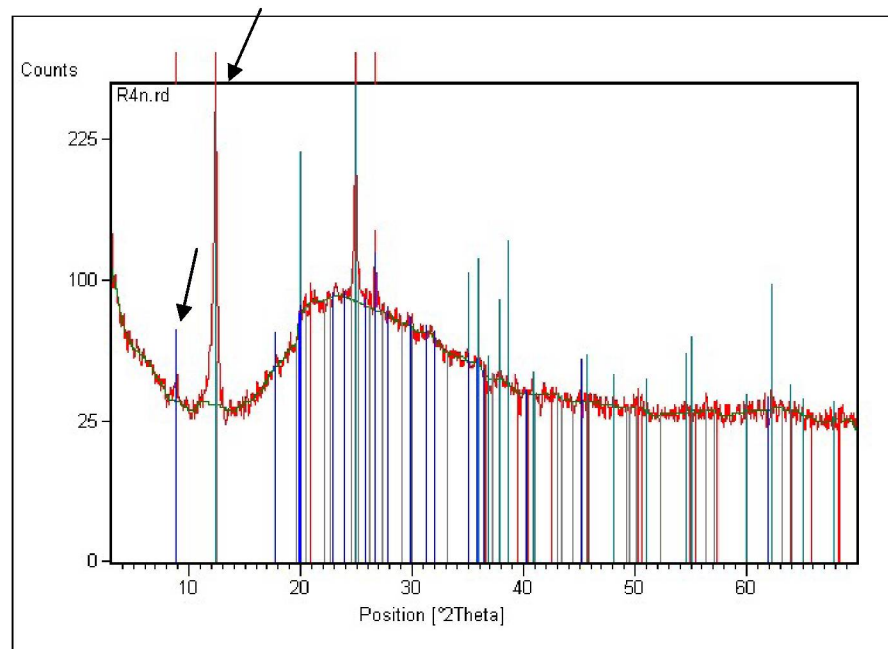


Figura 42. Difratoograma de raios-x, fração $< 2\mu$, mostrando a presença de caulinita (verde), ilita (azul) e quartzo (vermelho). Amostra R4 de superfície, região de Vila Velha.

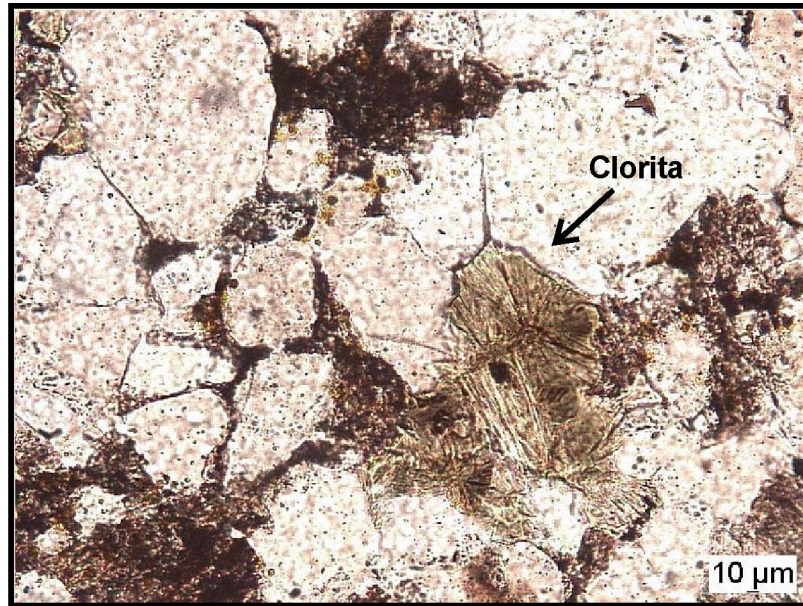


Figura 43. Fotomicrografia de clorita em forma de rosetas preenchendo poros de arenito. Amostra 42CS, do poço 1-CS-2-PR, profundidade de 3105m. Polarizadores cruzados.

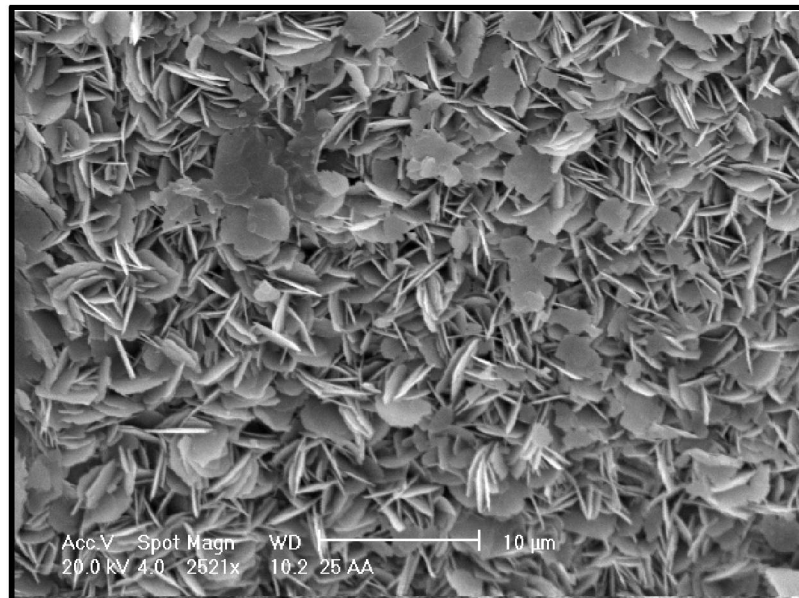


Figura 44. Fotomicrografia de clorita observada por meio de microscopia eletrônica de varredura (MEV). Amostra 25AA, do poço 2-AA-1-SP, profundidade de 2292m.

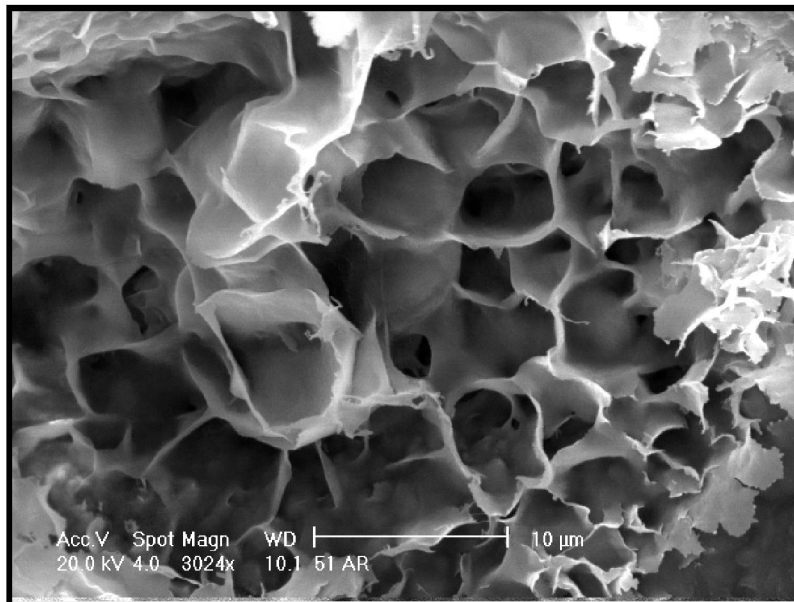


Figura 45. Fotomicrografia de esmectitas observadas por meio de microscopia eletrônica de varredura (MEV). Amostra 51AR, do poço 2-AR-1-SP, profundidade de 2338m.

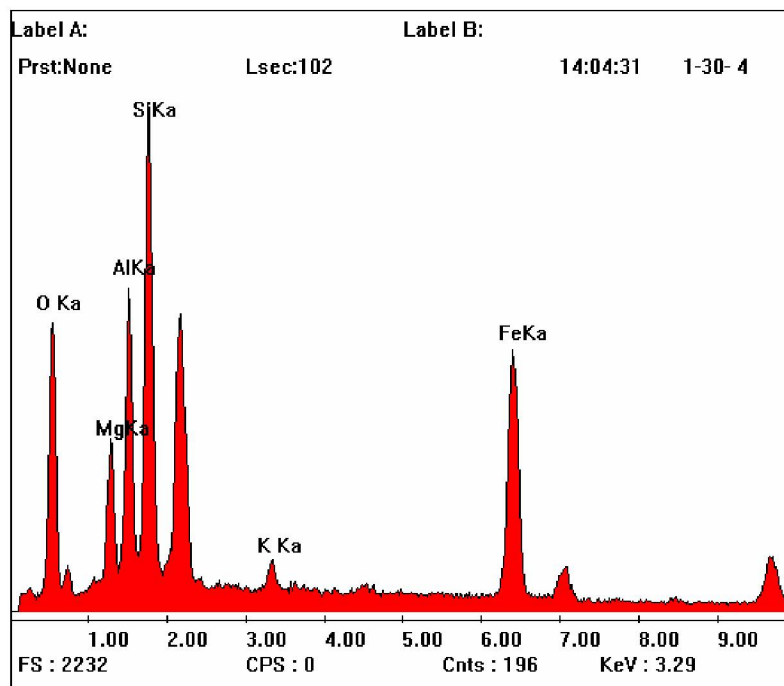


Figura 46. Espectro da detecção de energia dispersiva de raios X (EDX), mostrando as concentrações relativas dos elementos presentes. Este espectro foi obtido em uma região seleccionada na figura anterior, e indica a presença de esmectita. Amostra 51AR, do poço 2-AR-1-SP, profundidade de 2338m.

Óxidos e hidróxidos

Nas amostras provenientes de perfis de levantamentos em superfície, foram identificadas duas fases principais de precipitação de óxidos ou hidróxidos de ferro.

A primeira fase é marcada por fina película de óxidos ou hidróxidos de ferro, delineando os grãos de quartzo, antes do desenvolvimento de crescimentos sintaxiais (Figs. 23 e 24). Esta fase possivelmente relaciona-se ao início da diagênese. Na segunda fase destaca-se intensa percolação de óxidos e hidróxidos de ferro e nos espaços intergranulares. Na Figura 47 observa-se hematita por meio de microscopia óptica. Na Figura 48 observam-se hematita e goethita por meio de microscopia eletrônica de varredura (MEV). Estes espaços onde ocorrem óxidos ou hidróxidos de ferro disseminados constituem poros de dissolução de cimentos ou grãos do arcabouço, indicado pelo contorno irregular dos grãos de quartzo, com aspecto de corrosão superficial de grãos e pela forma dos poros. Estas relações de paragênese indicam que provavelmente havia um cimento nos espaços intergranulares, que foi dissolvido e posteriormente este espaço foi ocupado por óxidos ou hidróxidos de ferro.

A goethita forma-se geralmente em condições oxidantes, como produto de meteorização dos minerais de ferro, tais como a siderita. Foi identificada nas amostras analisadas por meio de difração de raios X (Figs. 49 e 50).

Nas amostras de subsuperfície os óxidos são pouco comuns. Porém no testemunho de sondagem 2-AR-1-SP, ocorre como cimento em amostras situadas a 2300m de profundidade. Nestas amostras também observa-se porosidade por dissolução de cimentos e preenchimento de parte do espaço intergranular por óxidos.

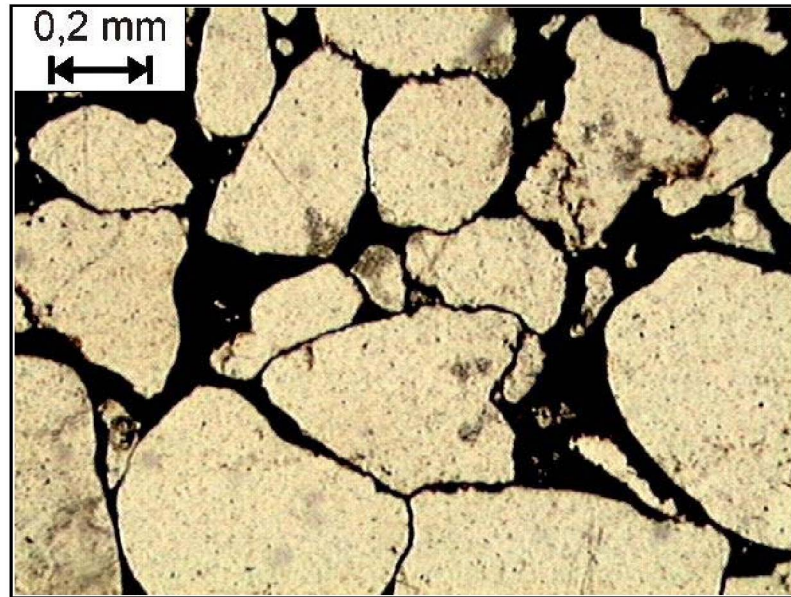


Figura 47. Fotomicrografia mostrando intensa precipitação de hematita nos espaços intergranulares. Amostra R2, em superfície, região de Vila Velha. Polarizadores paralelos.

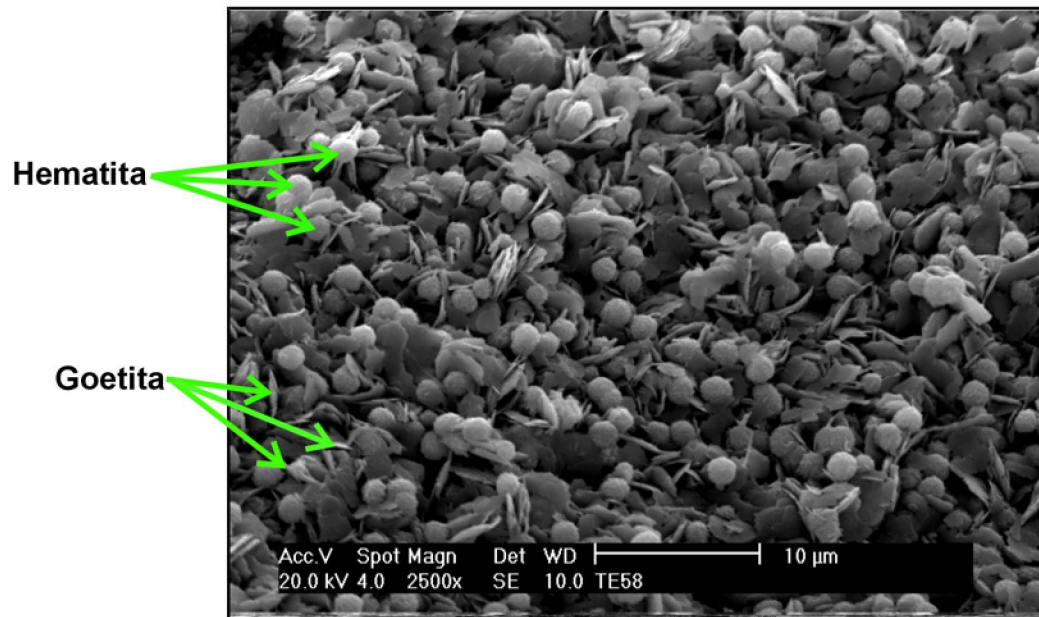


Figura 48. Fotomicrografia de hematita e goethita, observado por meio de microscopia eletrônica de varredura (MEV). Amostra Te20 de testemunho de sondagem 20m de profundidade, região de Vila Velha.

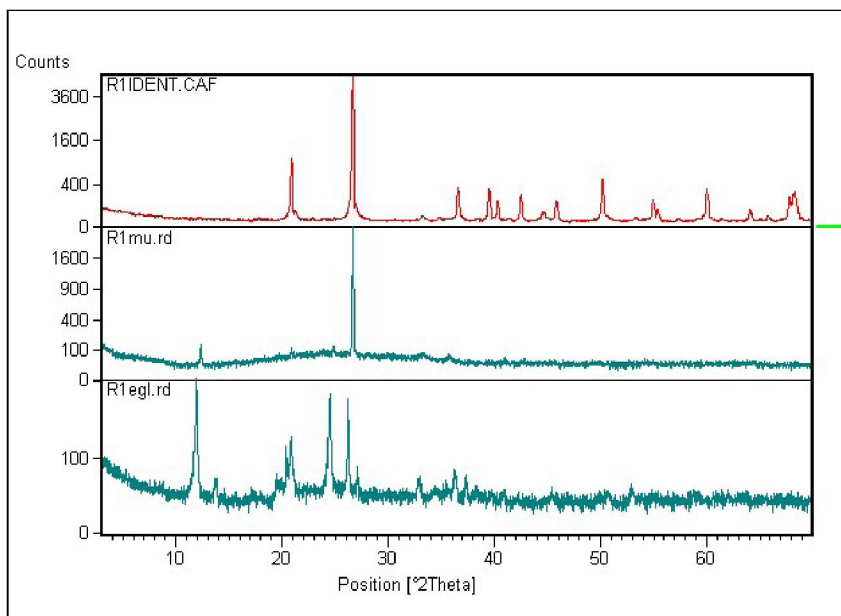


Figura 49. Diagramas comparativos com resultados de difração de RX obtidos com análise normal, com aquecimento e com adição de etileno glicol da amostra R1 de superfície, região de Vila Velha.

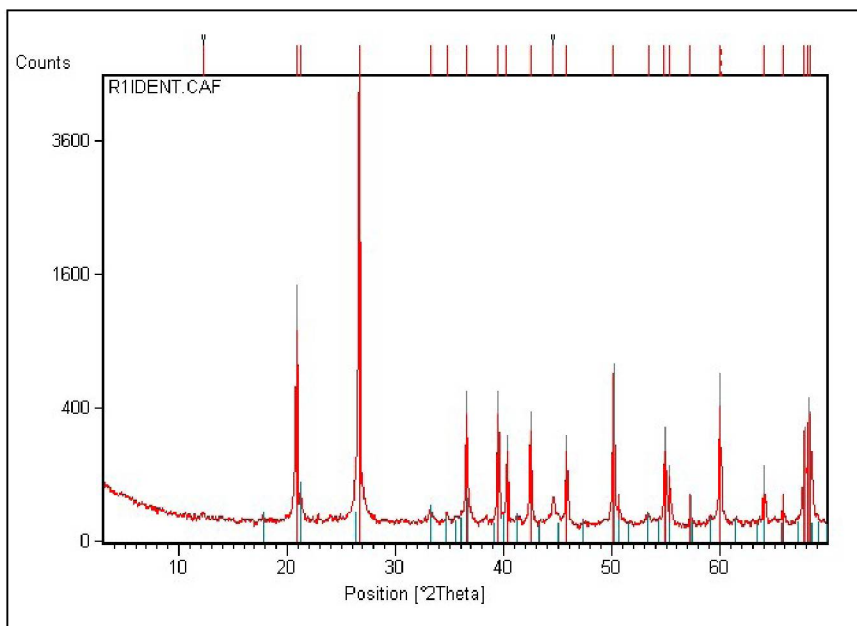


Figura 50. Difratograma de raios-x, fração <math>< 2\mu</math>, mostrando a presença de quartzo (vermelho) e goethita (verde). Amostra R1 de superfície, região de Vila Velha.

6 DISCUSSÃO

6.1 ALTERAÇÃO DIAGENÉTICA DA COMPOSIÇÃO DETRÍTICA

Os arenitos do Grupo Itararé em superfície, são predominantemente quartzarenitos e sublitoarenitos. Em amostras de subsuperfície, os subarcóseos e sublitoarenitos são mais abundantes. Arenitos quartzosos são normalmente multicíclicos e/ou depositados sob condições de alta abrasão, sob condições marinhas rasas ou eólicas (Pettijon *et al.* 1987). Condições extremas de exposição prolongada ao intemperismo tropical podem gerar areias quartzosas no primeiro ciclo de sedimentação. Contudo, os quartzarenitos são geralmente resultantes de processos diagenéticos (De Ros 1998), desenvolvidos a partir da destruição de fragmentos de rocha e feldspatos por dissolução e substituição por carbonatos e argilominerais.

Uma tentativa de reconstrução da composição original dos arenitos através da estimativa dos poros móldicos como constituintes e da comparação entre amostras do Grupo Itararé nos intervalos correlatos em superfície e subsuperfície, sugere que sublitoarenitos e subarcósios foram transformados em quartzarenitos diagenéticos por extensiva dissolução, caulinização e illitização de grãos de feldspatos.

6.2 ESTÁGIOS DA DIAGÊNESE E PRINCIPAIS CONSTITUINTES DIAGENÉTICOS

As relações paragenéticas foram interpretadas a partir da integração dos dados obtidos em microscopia óptica, microscopia eletrônica de varredura (MEV), EDS, e difratometria de raios X. Contudo, devido à complexidade dos processos diagenéticos e à ausência de dados geotermométricos, o tempo preciso não pode ser determinado para todos os efeitos diagenéticos observados.

As informações obtidas tanto com amostras de rochas de superfície como de subsuperfície foram analisadas em conjunto a fim de caracterizar processos diagenéticos a que foram submetidos os arenitos do Grupo Itararé. Os principais constituintes diagenéticos foram relacionados aos estágios diagenéticos com base nas paragéneses observadas. Os estágios diagenéticos foram relacionados a uma curva de soterramento esquemática, elaborada a partir da curva de soterramento obtida por França (1987), com base nos dados do poço Cuiabá Paulista, 2-CB-1-SP. (Fig. 51).

A eodiagênese relaciona-se aos processos controlados pelo ambiente deposicional, atuantes desde próximo a superfície até cerca de 1 km de profundidade e temperatura em torno de 50°C (Wahab, 1998). A siderita que ocorre como cimento entre os grãos do arcabouço, formado antes de substancial compactação é relacionada a esta fase. França & Potter (1989) também relacionaram a cimentação por siderita ao início da diagênese. Esta precipitação precoce de cimento carbonático teria desempenhado um importante papel na preservação do arcabouço nos arenitos do Grupo Itararé. Os autores atribuem que a porosidade secundária observada nos arenitos do Grupo Itararé foi promovida pela dissolução de siderita na mesodiagênese.

Uma fase de precipitação de óxido de ferro em torno dos grãos de quartzo é associada à oxidação de minerais ferro-magnesianos durante a eodiagênese.

A mesodiagênese refere-se às condições de soterramento efetivo a partir de 1 km até cerca de 5 a 7 km de profundidade, abrangendo variações de 50°C a 200°C de temperatura. O estágio mesodiagenético é caracterizado pela maioria dos produtos diagenéticos observados nos arenitos do Grupo Itararé. Destaca-se nesta fase intensa compactação química, decorrente da dissolução por pressão ao longo dos contatos intergranulares, desenvolvimento de crescimentos secundários de quartzo, precipitação de carbonatos, sulfatos, argilominerais e dissolução.

A cimentação por sílica nos arenitos do Grupo Itararé foi expressiva durante a mesodiagênese.

A maioria dos modelos de cimentação por sílica refere-se a bacias profundas que sofreram subsidência rápida (De Ros, 1998). Nestas bacias a cimentação por quartzo aumenta sistematicamente com a profundidade. Dados de inclusões fluidas em quartzo sugerem que a maioria da sílica precipitou a temperaturas em torno de 100°C, em profundidade de soterramento superior a 2 a 3 km. Neste modelo a cimentação por sílica desenvolve-se basicamente através de difusão, por dissolução por pressão ao longo dos contatos intergranulares (Bjørlykke & Egeberg 1983).

Outros autores consideram que a cimentação por quartzo é episódica, relacionada ao rifteamento e circulação de fluidos quentes através das falhas (Glasmann *et al.* 1989).

Segundo Wilson (1994), em escala regional, a dissolução por pressão é a única fonte volumetricamente adequada para explicar a cimentação por quartzo em arenitos.

A dissolução por pressão intergranular parece ter sido uma importante fonte de sílica para cimentação de quartzo nos arenitos do Grupo Itararé. Contatos suturados decorrentes da dissolução por pressão de quartzo detrítico ocorrem freqüentemente associados aos crescimentos sintaxiais de quartzo.

A illitização de esmectitas em folhelhos subjacentes ou adjacentes é outra fonte de sílica utilizada para explicar a cimentação de quartzo em arenitos (Lynch, 1996). Porém alguns estudos indicam que a exportação de sílica dos folhelhos para os arenitos durante a diagênese ocorre por difusão a pequenas distâncias (Bjørlykke & Egeberg, 1983). No Grupo Itararé as reações de illitização nos folhelhos próximos aos arenitos podem ter sido importantes fontes de sílica para cimentação de quartzo, em função das espessuras e disposição estratigráfica dos folhelhos e diamictitos associados.

De Ros (1998) relacionou os grandes volumes e a distribuição heterogênea da cimentação por quartzo nos arenitos da Formação Furnas (Siluriano-Devoniano) na Bacia do Paraná, ao transporte de sílica por convecção termobárica decorrente do extensivo magmatismo ao longo do Arco de Ponta Grossa. Neste modelo considera-se que o incremento do fluxo de fluidos devido à intrusão de magma basáltico poderia induzir atividade de convecção de fluidos através de falhas e fraturas reativadas pelo soerguimento do arco. Esta fonte de sílica para cimentação de quartzo provavelmente relaciona-se a cimentação tardia na forma de sobrecrescimentos de quartzo bem desenvolvidos, observados nos arenitos do Grupo Itararé.

As relações paragenéticas observadas sugerem que a precipitação de anidrita ocorreu no estágio mesodiagenético.

As principais fontes para cimentação de anidrita relacionam-se a evaporitos associados ou vulcanismo (De Ros & Remus, 2001).

Os carbonatos também foram relacionados ao estágio mesodiagenético. Calcita ocorre principalmente preenchendo fraturas e dolomita ferrosa ocorre em poros de dissolução .

Os principais argilominerais relacionados à mesodiagênese foram clorita, illita e caulinita. Clorita é característica de ambientes ricos em ferro e magnésio, originando-se na mesodiagênese, a partir de minerais ferromagnesianos e esmectita (De Ros 2001). A formação de clorita como resultado de processos eodiagenéticos também é considerada por alguns autores (Bloch *et al.* 2002). Neste caso a precipitação de clorita autigênica ocorre na forma de cutículas em torno dos grãos de quartzo em arenitos depositados em ambiente marinho-raso ou sob ação de correntes de turbidez. A partir das relações paragenéticas observadas entre crescimentos sintaxias de quartzo e clorita nos arenitos do Grupo Itararé verificou-se que a formação de clorita ocorreu na mesodiagênese, sob condições de soterramento profundo e é posterior à cimentação de quartzo. Isto é indicado pelo recobrimento de fases de crescimento sintaxial de quartzo por clorita.

A illita autigênica é formada a partir de reação isoquímica entre a caulinita e feldspato potássico, favorecida por altas temperaturas e baixa permeabilidade sob condições de soterramento profundo (Bjørkum & Gjelsvik 1988). A ocorrência de illita nos arenitos do Grupo Itararé, em profundidade moderada, pode ser explicada por este modelo, que não se aplica, entretanto, para explicar a ocorrência de illita nas amostras de superfície. De Ros (1998) relacionou a ocorrência de illita, presente em amostras de

profundidade rasa na Formação Furnas (Siluriano-Devoniano) na Bacia do Paraná, ao auge das atividades do vulcanismo basáltico. A precipitação de illita é associada à circulação de fluidos quentes através de fraturas reativadas os com o magmatismo e soerguimento do Arco de Ponta Grossa.

Esmectita são características de ambientes com abundância de íons provenientes de alteração de fragmentos de rocha vulcânica, os quais ocorrem com frequência nos arenitos do Grupo Itararé. Tendem a ser substituídas por illita ou clorita na mesodiagênese e também caulinita na telodiagênese.

Caulinita com morfologia pseudo-hexagonal ocorre em amostras provenientes de testemunhos (profundidade de 3087 m). Esta forma de ocorrência relaciona-se a substituição de caulinita vermicular sob condições de soterramento profundo e temperaturas entre a 80°C a 130°C (Morad *et al.* 1994). Este processo é promovido por deficiência de potássio ou sob condições ácidas, relacionadas à maturação da matéria orgânica (Ehrenberg 1991).

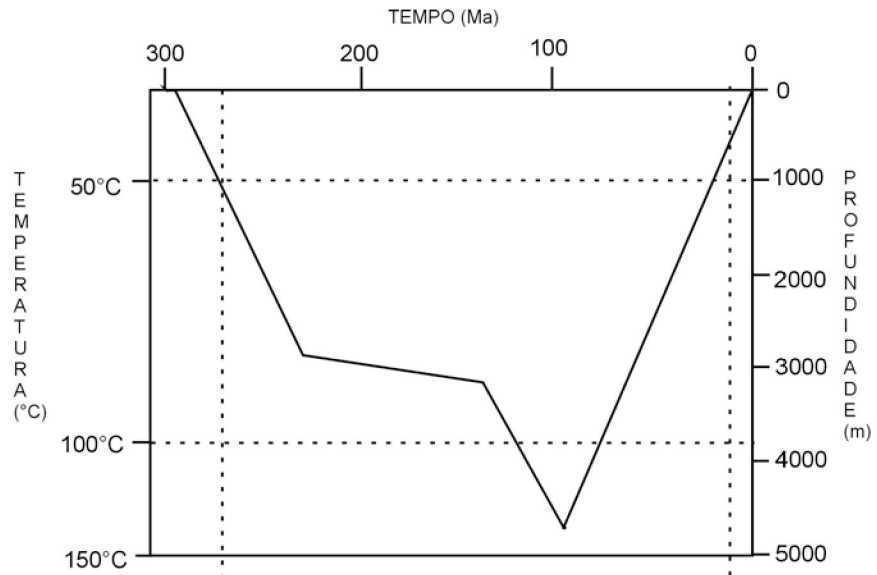
A dissolução de constituintes instáveis tais como, feldspatos, carbonatos e sulfatos, é um processo importante durante a mesodiagênese. Os mecanismos mais comuns utilizados para explicar a dissolução de grãos e cimentos em arenitos durante a mesodiagênese incluem o dióxido de carbono gerado como produto da maturação termal orgânica e as reações com ácidos carboxílicos durante a maturação termal da matéria orgânica (Bloch, 1994).

O estágio telodiagenético ocorre quando unidades sedimentares que foram submetidas a eodiagênese e mesodiagênese são soerguidas e sofrem influência de fluidos meteóricos. Esta condição é observada nas rochas do Grupo Itararé que afloram

da borda leste de Bacia do Paraná. As modificações telodiagénéticas mais importantes produzidas pelo fluxo de água meteórica nas unidades siliciclásticas inclui a dissolução de minerais, em geral de feldspatos, fragmentos líticos e cimentos instáveis (Morad *et al.* 2000). Nas amostras estudadas de superfície a dissolução é muito intensa, seguida de preenchimento do espaço gerado, por óxidos ou hidróxidos de ferro, impossibilitando muitas vezes a identificação dos minerais precursores. Nestas amostras, clorita e carbonatos ferrosos não foram observados, porém estes ocorrem nas amostras de subsuperfície indicando que devem ter sido alterados posteriormente. Isto é sugerido ainda pela quantidade de óxidos e hidróxidos disseminada nos espaços intergranulares.

A dissolução dos cimentos eodiagénéticos e mesodiagénéticos como carbonatos e sulfatos é bastante significativa nos arenitos do Grupo Itararé. O mecanismo mais comum utilizado para explicar a dissolução de grãos e cimentos em arenitos na telodiagénese é o fluxo de água meteórica (Bloch, 1994). A dissolução dos feldspatos ocorre usualmente ao longo de clivagens e planos de fraturas. Estas características indicam ação de processos superficiais, sob baixa temperatura. Nas amostras de superfície a alteração de feldspato foi acompanhada pela neoformação de caulinita.

A caulinita observada por meio de microscopia eletrônica de varredura, que ocorre nas amostras de superfície é constituída por finas lamelas com cunhas irregulares na forma de agregados vermiculares. Esta forma de ocorrência indica condições de formação sob influência de fluxos meteóricos em profundidades rasas (De Ros, 1998). Nestes casos a caulinita foi possivelmente formada a partir de íons fornecidos pela alteração de grãos instáveis como feldspatos, micas e clastos de argila, em função das modificações telodiagénéticas em superfície.



	Eodiagênese	Mesodiagênese	Telodiagênese
Precipitação de siderita	—		
Compactação mecânica	—		
Dissolução por pressão	—	—	
Precipitação de quartzo		—	
Precipitação de anidrita			—
Precipitação de calcita			—
Precipitação de clorita			—
Precipitação de illita			—
Dissolução de grãos e cimentos		—	—
Precipitação de caulinita		—	—
Precipitação de óxidos de ferro	—		—

Figura 51. Curva de soterramento esquemática, elaborada a partir da curva de soterramento obtida por França, 1987, com base nos dados do poço Cuiabá Paulista, 2-CB-1-SP, relacionada aos estágios e produtos diagenéticos dos arenitos do Grupo Itararé.

6.3 PROCESSOS DE REDUÇÃO DA POROSIDADE

A porosidade nas rochas siliciclásticas relaciona-se à composição, tamanho de grãos, grau de seleção e ao estágio diagenético alcançado. Para as amostras analisadas a porosidade é mais baixa e menos variável nos quartzarenitos da Petrofácies B (1 a 5%) que nos arenitos líticos da Petrofácies A (5 a 20%).

A porosidade em ambas as petrofácies é principalmente secundária, gerada pela dissolução de grãos instáveis e de cimentos. As principais feições utilizadas para reconhecimento de poros secundários ocorrem em praticamente todas as amostras. Foram encontrados grãos corroídos, dissolução parcial de grãos detríticos, representados em geral por bordas marcadas por óxido de ferro e poros ampliados, que ocorrem como moldes de grãos detríticos.

A telodiagênese freqüentemente aumenta a porosidade e a permeabilidade de arenitos, devido à dissolução de grãos e cimentos. Este incremento é mais evidente sob condições climáticas úmidas, mesmo quando a dissolução dos silicatos é acompanhada pela autigênese de caulinita. Porém, observa-se que a dissolução de minerais instáveis e cimentos nesta fase, em geral não foi acompanhada pela geração de porosidade. Na maioria das amostras, ocorre a precipitação de caulinita e óxidos de ferro, posterior à dissolução, que atua na redução do espaço poroso.

Nos arenitos do Grupo Itararé o sistema poroso foi fortemente influenciado pela dissolução por pressão, devido ao soterramento no estágio mesodiagenético, evidenciado pela frequência de contatos suturados. Outro aspecto que contribui para redução da porosidade nestas rochas é a cimentação por crescimento sintaxial de

quartzo, bem desenvolvida principalmente em quartzarenitos de granulação areia média a grossa (Petrofácies B). Este tipo de cimentação reduz quase que totalmente o espaço intergranular.

Considerando os parâmetros: idade, conteúdo de quartzo detrítico, seleção e profundidade de soterramento, Scherer (1987) desenvolveu uma equação para predição da porosidade. Neste modelo, um arenito do Carbonífero Superior (290Ma), teria 22% de porosidade com 1.000m de soterramento e 10% de porosidade a 4.000m de soterramento. O autor sugere a utilização desta equação para uma estimativa conservadora da porosidade, uma vez que os mecanismos de geração de porosidade secundária são pouco entendidos, dificultando a predição.

Parâmetros como o índice de fechamento e sua relação com a porosidade foram analisados na tentativa de avaliar o grau de compactação dos arenitos.

Os índices de fechamento ou de proximidade (Kahn 1956) obtidos revelaram que o empacotamento dos arenitos analisados é em geral fechado ($P > 55$). O empacotamento normal ($40 < P < 55$), observado em algumas amostras, ocorre devido à dissolução de minerais instáveis e relaciona-se a condições intempéricas. Em geral o empacotamento fechado é observado em quartzarenitos. Em subarcóseos e sublitoarenitos, o empacotamento é aparentemente normal, mas não é representativo das condições do reservatório, pois ocorre devido a dissolução dos minerais em superfície. Esta interpretação é sugerida pela observação de áreas com empacotamento aberto, ocasionado por dissolução, ao lado de feições relacionadas com intensa compactação química e empacotamento fechado.

Entre as feições características da compactação mecânica destaca-se a deformação de intraclastos argilosos e a geração de pseudomatriz, assim como a deformação de minerais micáceos. Também ocorrem fraturamentos de grãos de quartzo.

A avaliação dos processos diagenéticos que tiveram maior influência na redução da porosidade intergranular foi realizada com base em diagramas que consideram a influência da cimentação e da compactação na redução do espaço poroso.

A redução de porosidade por compactação e por cimentação calculada utilizando-se as equações propostas por Lundegard (1992) e Ehrenberg (1995) (ver tabelas 7 e 8 com os valores obtidos), cujos resultados foram registrados no diagrama proposto pelos autores, revelam que a compactação foi mais eficaz que a cimentação na redução da porosidade dos arenitos do Grupo Itararé (Figs. 52 e 53).

A importância relativa dos processos de compactação e de cimentação na redução da porosidade também pode ser avaliada com a utilização do gráfico de volume intergranular *versus* cimentação (Houseknecht 1987). Com este método, utilizando-se as mesmas amostras anteriores, também observa-se que a compactação precoce foi mais importante que a cimentação, na redução da porosidade (Fig. 53).

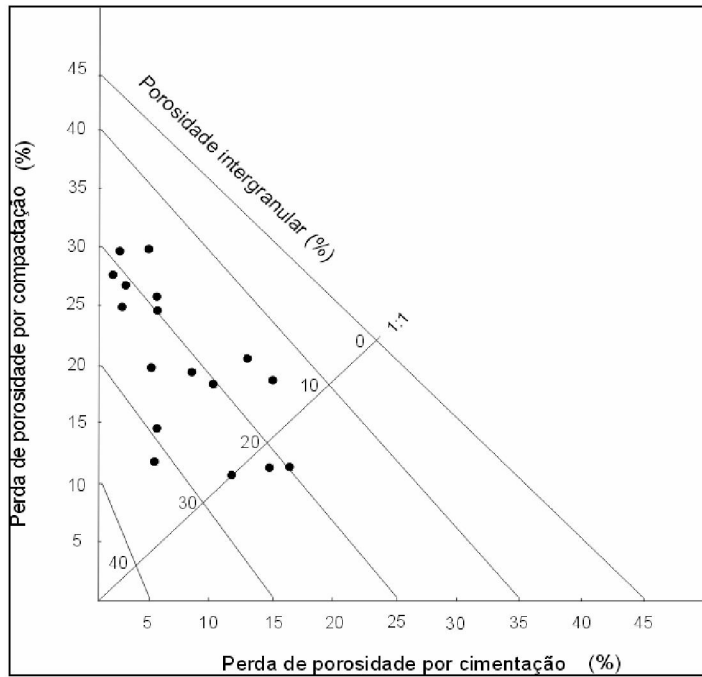


Figura 52. Diagrama para avaliação da importância relativa da cimentação e da compactação na perda de porosidade em arenitos aplicado às amostras estudadas (Lundegard 1992; Ehrenberg 1995).

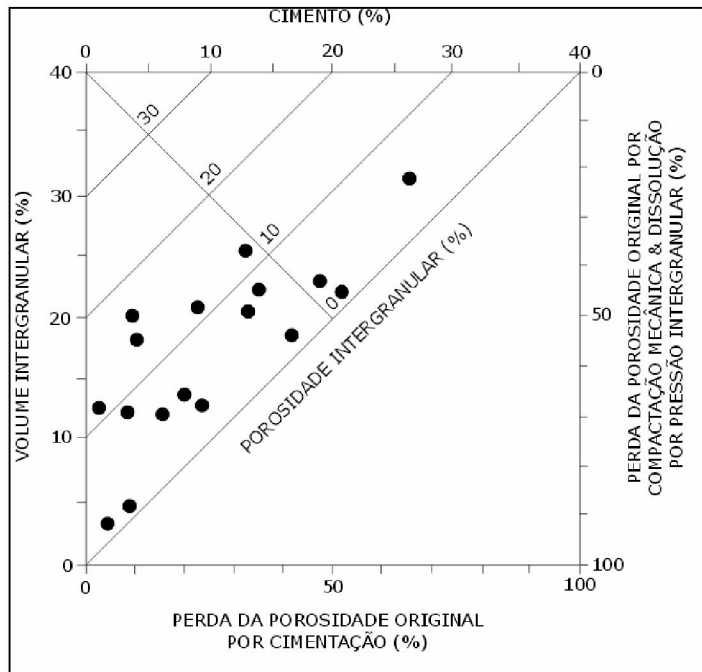


Figura 53. Diagrama para avaliação da importância relativa da cimentação e da compactação na perda de porosidade em arenitos aplicado às amostras estudadas (Houseknecht 1987).

A maior importância da compactação na redução da porosidade nos arenitos do Grupo Itararé é indicada tanto com a aplicação do método proposto por Lundegard (1992) e Ehrenberg (1995) como pelo método utilizado por Houseknecht (1987).

A redução de porosidade por compactação apresenta um aspecto irreversível na diminuição do sistema poroso e na geometria dos poros. Enquanto que a cimentação poderia atuar na preservação do arcabouço, durante o soterramento e posteriormente, favorecer um ganho de porosidade por dissolução, a compactação inibe reações diagenéticas posteriores.

6.4 CONSIDERAÇÕES SOBRE A EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA

As características diagenéticas identificadas em amostras de subsuperfície mostram uma seqüência de produtos diagenéticos mais completos quando comparadas com as informações obtidas com as amostras de superfície. Isto é observado principalmente no caso da cimentação por sulfatos e carbonatos, ausentes nas amostras de superfície, provavelmente em função das alterações telodiagenéticas devido à atuação de processos superficiais. Também se observam diferenças nos produtos diagenéticos em relação às principais petrofácies. Na petrofácies A, é possível observar os processos de dissolução de cimentos e precipitações subseqüentes. Na petrofácies B, os processos de dissolução são menos evidentes, em função da cimentação por sílica, que provavelmente dificultou e algumas vezes inibiu modificações diagenéticas posteriores em decorrência da sua maior estabilidade.

A sedimentação do Grupo Itararé iniciou-se no período Carbonífero, com a deposição de sedimentos sob influência glacial formando um conjunto heterogêneo de fácies deposicionais.

A influência de condições glaciais e sub-glaciais, durante a deposição, pode ser verificada pela heterogeneidade textural, caracterizada pela seleção pobre a moderada, tamanhos de grãos variáveis e diferentes graus de arredondamento. A composição mineralógica reflete estas condições, através da variedade de fragmentos líticos, representados por fragmentos de rochas metamórficas, vulcânicas e sedimentares, tais como arenitos.

A cimentação inicial também foi heterogênea por ter sido influenciada pelas mudanças relativas do nível do mar e pela interação entre os fluidos meteóricos e marinhos (Morad *et al.* 2000). Algumas evidências, tais como feições de dissolução parcial, contatos corrosivos e relação espacial com os demais cimentos, sugerem que a siderita seja um cimento eodiagenético. A cimentação precoce por siderita seria responsável pela preservação do arcabouço durante a compactação inicial (França & Potter 1989).

O processo de compactação mecânica pode ser observado pela deformação de fragmentos líticos e intraclastos argilosos. Ocorre em resposta a crescente pressão de soterramento com o incremento de profundidade, mas pode ocorrer a pequenas profundidades, logo após o soterramento, no domínio eodiagenético (De Ros & Moraes 1984).

Durante a deposição da seqüência permocarbonífera, ocorreram as maiores taxas de subsidência, afetando grande extensão da Bacia do Paraná (Quintas *et al.* 1999). A compactação foi influenciada por este processo de subsidência acentuada.

Na fase final da eodiagênese e início da mesodiagênese há indícios de cimentação por crescimento sintaxial de quartzo. Esta fase é observada nas amostras de subsuperfície, apesar da cimentação por sílica sintaxial ser pouco expressiva (0 a 7,7%).

Com a evolução termomecânica da bacia os processos físico-químicos passam a atuar sob o regime mesodiagenético, os quais ocorrem em maior profundidade de soterramento, portanto sob pressão e temperatura mais elevadas.

A compactação química, resultante da dissolução por pressão dos grãos ao longo dos contatos tangenciais, afetou principalmente os grãos de quartzo. Este processo é caracterizado pelo desenvolvimento de contatos intergranulares côncavo-convexos e suturados. A compactação química marca o final da eodiagênese e foi progressiva ao longo da história diagenética.

Os efeitos da compactação química são mais evidentes na petrofácies “B” (quartzoarenitos), porém o fenômeno também foi importante na petrofácies “A” (sublitoarenitos e subarcóseos). Na petrofácies “A” em seções delgadas, observam-se porções intensamente compactadas ao lado de regiões onde o empacotamento é mais aberto relacionado à dissolução de grãos e cimentos.

A geração de porosidade secundária é relacionada à dissolução de minerais instáveis e cimentos. Este processo foi atribuído à ação de ácidos orgânicos liberados durante a fase inicial de maturação da matéria orgânica das rochas potencialmente

geradoras da Bacia do Paraná (França & Potter, 1989). Esta fase teve início no Jurássico-Cretáceo Inferior, quando a Bacia do Paraná foi afetada por anomalia térmica regional, decorrente do processo de abertura do oceano Atlântico.

Nas amostras provenientes de superfície observa-se abundante cimentação por crescimentos sintaxiais de quartzo formados após a dissolução de cimentos mais instáveis como sulfatos e carbonatos. Este crescimento é observado em torno dos grãos, formando sistema poroso poliédrico, mal conectado. A cimentação abundante pode ser relacionada à disponibilidade de fluidos saturados em sílica, proporcionado pelo magmatismo que afetou a Bacia do Paraná durante o Cretáceo Inferior.

A fase de telodiagênese relaciona-se ao soerguimento das rochas do Grupo Itararé. As modificações telogenéticas mais importantes produzidas pelo fluxo de água meteórica incluem a oxidação de carbonatos ferrosos e clorita, a dissolução de carbonatos, feldspato detríticos e fragmentos de rocha, a autigênese de caulinita como cimento tardio de preenchimento de poros.

6.5 INFERÊNCIAS SOBRE A QUALIDADE DOS ARENITOS DO GRUPO ITARARÉ COMO RESERVATÓRIOS POTENCIAIS DE HIDROCARBONETOS

Os arenitos que constituem o Grupo Itararé têm sido considerados como reservatórios potenciais para hidrocarbonetos gerados no sistema petrolífero Ponta Grossa-Itararé na Bacia do Paraná (França & Potter 1989). Esta avaliação é baseada na proximidade entre as rochas geradoras (folhelhos da Formação Ponta Grossa) e reservatórios (arenitos do Grupo Itararé) e a ocorrência de porosidade secundária por dissolução, além de indícios de hidrocarbonetos e acumulações de gás encontradas no campo de Barra Bonita, no Estado do Paraná.

Porém, a avaliação da qualidade de reservatório em função da porosidade secundária é um tópico controverso em petrologia sedimentar clástica (Giles & Marshall, 1986, Giles 1987). Apesar de ser amplamente reconhecida, há discordâncias entre diversos autores, quanto à importância da porosidade secundária para a predição da qualidade de reservatório.

Os primeiros trabalhos desenvolvidos a partir de 1970, que tratam da dissolução de grãos e cimento em rochas clásticas, ressaltam que este processo produz um incremento da porosidade em arenitos (Schimidt & McDonald 1979, *apud* Bloch 1994; França 1984).

A partir de 1980 foram publicados outros trabalhos questionando o impacto da porosidade secundária sobre a qualidade do reservatório. Bjorlykke *et al.* (1989) e Giles & Marshall (1986) afirmam que a presença de porosidade secundária não implica necessariamente aumento da porosidade total. O volume produzido pela dissolução de

cimentos seria contrabalançado por um volume similar representado por produtos de reações de dissolução. Estes processos redistribuem fases diagenéticas, com um pequeno ou nenhum efeito sobre a geometria dos poros e portanto, no volume de vazios.

Para reagentes e produtos com similar volume molar, somente a remoção dos produtos de reação de dissolução sob condições controladas por sistema diagenético aberto, poderia resultar no incremento de porosidade (geração e aumento de porosidade). O impacto destes processos na qualidade de reservatório é dependente da escala em que estão sendo observados. Transferência de massa em escala microscópica, observada em seção delgada, resulta na geração e aumento de porosidade. Isso não implica que o ganho de porosidade ocorra na camada ou em escala de reservatório.

Diversos trabalhos indicam que a presença de porosidade por dissolução de feldspatos não resulta no incremento da porosidade efetiva na maioria dos reservatórios. Contudo outros estudos atribuem propriedades favoráveis de reservatório ao significativo aumento de porosidade por dissolução de grãos.

No caso dos arenitos que constituem o Grupo Itararé, a porosidade, em escala de seção delgada, é principalmente secundária, gerada pela dissolução de grãos ou cimentos. Porém, a redução de porosidade por compactação é um aspecto considerável, em função do seu impacto na obliteração do sistema poroso e na geometria dos poros. Observa-se ganho de porosidade total, mas sem impacto sobre a porosidade efetiva, uma vez que o espaço gerado por dissolução muitas vezes não apresenta continuidade, mesmo em escala de seção delgada. Em muitas amostras

observam-se regiões compactadas, com contatos suturados entre os grãos, ao lado de regiões mais porosas, em decorrência da dissolução.

A diminuição da porosidade por compactação é significativa, principalmente na petrofácies “B” (quartzoarenitos, com porosidade entre 1 a 10% e empacotamento fechado $P > 55$). Neste caso, além da compactação química, observa-se a importância da cimentação por sílica. Nestas condições a perda de porosidade tende a ser irreversível, uma vez que a sílica precipitada como cimento sintaxial em torno dos grãos de quartzo é mais estável, pouco susceptível a dissolução posterior.

Considerando a perda de porosidade por compactação, observada nos quartzoarenitos, e a ocorrência de porosidade secundária por dissolução de grãos e cimentos, observada em profundidades superiores a 4000m, poderia se inferir que os melhores reservatórios para hidrocarbonetos na Bacia do Paraná ocorrem em subarcóseos e sublitoarenitos ($Q=89$ a 87%, $L=0$ a 6,5%, $F=0$ a 6,5%).

O reservatório representado pelo poço 2-RP-1-PR, que apresentou indícios de gás é caracterizado como petrofácies “A” (subarcóseos e sublitoarenitos com porosidade entre 5 a 20% e empacotamento normal). Nestes arenitos, observou-se intensa dissolução de grãos e cimentos, podendo indicar a importância da porosidade secundária neste caso.

7 CONCLUSÕES

Apesar da heterogeneidade das características petrográficas identificadas nos arenitos do Grupo Itararé, foi possível agrupá-las em duas petrofácies principais. Estas petrofácies caracterizam tanto as amostras de superfície quanto de subsuperfície. A petrofácies A é constituída por subarcóseos e sublitoarenitos, com porosidade média de 15% e empacotamento normal. A petrofácies B é constituída por quartzoarenitos com porosidade média de 5% e empacotamento fechado. A petrofácies B é mais comum em superfície, indicando que os quartzoarenitos aflorantes podem ter sido gerados por processos diagenéticos tais como a dissolução de feldspato e de fragmentos líticos.

A evolução diagenética geral para os arenitos do Grupo Itararé compreende os estágios de eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese. Na eodiagênese destaca-se a influência do ambiente periglacial durante a deposição, a cimentação carbonática e o início da compactação mecânica. Na mesodiagênese ocorre significativa compactação química, seguida de crescimentos sintaxiais de quartzo. Neste estágio, destaca-se ainda a cimentação abundante por anidrita, dissolução parcial de cimentos e minerais, substituição de grãos por carbonatos e sulfatos. Na telodiagênese, destaca-se a dissolução de minerais e cimentos e a precipitação de óxidos e hidróxidos de ferro.

Os processos de compactação foram bastante efetivos na redução de porosidade nos arenitos analisados, tanto nas amostras de superfície como em subsuperfície. Este aspecto é muito importante para análise de porosidade desses arenitos, uma vez que a redução de porosidade por compactação tem grande influência no sistema poroso, podendo reduzir drasticamente a capacidade dos arenitos como

reservatórios. Caso a cimentação precoce fosse abundante, esta poderia atuar na preservação do arcabouço, durante o soterramento e posteriormente, favorecer um ganho de porosidade por dissolução.

A cimentação por crescimento sintaxial de quartzo é mais freqüente nas amostras de superfície, sugerindo uma relação entre a circulação de fluidos saturados em sílica na mesodiagênese e o processo de soerguimento destas rochas. Isto poderia ser explicado pela cimentação de quartzo episódica, como proposto por Glasmann *et al.* (1989).

A perda de porosidade por compactação, observada nos quartzarenitos, e a ocorrência de porosidade secundária por dissolução de grãos e cimentos, observada em amostras de subsuperfície, principalmente nos sublitoarenitos e subarcóseos, pode ser um indicativo da qualidade de reservatório destas rochas. Esta observação também é sugerida pela observação dos arenitos provenientes de testemunhos do poço 2-RP-1-PR, que apresentou indícios de gás. Estes arenitos foram caracterizados como petrofácies "A" (subarcóseos e sublitoarenitos com porosidade entre 5 a 20% e empacotamento normal). Nestas rochas, observou-se intensa dissolução de grãos e cimentos, podendo indicar a importância da porosidade secundária.

8 REFERÊNCIAS

- Anjos, S.M.C. 1995. Análise de imagens no estudo do sistema poroso de rochas reservatório. . *Boletim Geociências Petrobrás*, **9** (2/4):157-173.
- Appi C.J., Rostirolla S.P. 2004. Modelagem da anisotropia em sistemas fraturados a partir de estudos de alta resolução na Bacia do Paraná, Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. **12**(1):125-147.
- Beard, D.C., Weyl, P.K. 1973. Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, **57**:349– 369.
- Bjørkum, P.A., Gjesvik, N. 1988. An isochemical model for formation of authigenic kaolinite, k-feldspar and illite in sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, **58**:506-511.
- Bjørlykke, K., Egeberg, P.K. 1983. Quartz cementation in sedimentary basins. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, **77**:1538-1548.
- Bjørlykke, K., Ramm, M., Saigal, G.S. 1989. Sandstone diagenesis and porosity modification during basin evolution. *Geologische Rundschau*, **78**:243–268.
- Bloch, S. 1994. Secondary porosity in sandstones: significance, origin, relationship to subaerial unconformities, and effect on predrill reservoir quality prediction. *Reservoir quality assessment and prediction in clastic rocks*. Short Course 30, Tulsa, Oklahoma, SEPM, Society for Sedimentary Geology, pp.: 137-159.
- Bloch, S., Lander, R.H.& Bonnell, L. 2002. Anomalously high porosity and permeability in deeply buried sandstone reservoirs: Origin and predictability. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, **86**:301-328.
- Cesero, P., Mauro, L.M., De Ros, L.F. 1989. Técnicas de preparação de lâminas petrográficas e de moldes de poros na Petrobrás. *Boletim Geociências Petrobrás*, **3** (1/2):105-116.

- De Ros, L.F., Moraes, M.A.S. 1984. Seqüência diagenética em arenitos: uma discussão inicial. *In: XXXIII Cong. Bras. Geol. Rio de Janeiro*, **4**:894-902.
- De Ros, L.F., Cesero, P.1986. Argila em arenitos – Bases para a interpretação petrogenética. *In: XXXIV Cong. Bras. Geol. Goiânia*, **4**:1663-1671.
- De Ros, L.F. 1998. Heterogeneous generation and evolution of diagenetic quartzarenites in the Siluro-Devonian Furnas Formation of the Paraná Basin, Southern Brazil. *Sedimentary Geology*, **116**:99-128.
- De Ros, L.F., Remus, M.V.D. 2001. Petrologia das rochas siliciclásticas. Apostila do Curso. Estratigrafia e geoquímica, UFRGS, Porto Alegre, 96p.
- Ehrenberg, S.N. 1991. Kaolinized, potassium-leached zones at the contacts of the Garn Formation, Haltenbanken, mid-Norwegian continental shelf. *Marine and Petroleum Geology*, **8**:250-269.
- Ehrenberg, S.N. 1995. Relationship between diagenesis and reservoir quality in sandstones of the Garn Formation, Haltenbanken, mid-Norwegian continental shelf. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, **74**:1538–1558.
- Ehrlich, R.S.K., Kennedy, S.J. Crabtree, R.L. Cannon.1984. Photographic image analysis, I: Analysis of reservoir pore complexes. *Journal of Sedimentary Petrology*, **54**:1365-1378.
- Eyles, C.H., Eyles, N., França, A.B. 1993. Glaciation and tectonics in an active intracratonic basin: the Late Palaeozoic Itararé Group, Paraná Basin, Brazil. *Sedimentology*, **40**:1-25.
- Fernandes, L.A., Coimbra, A.M., Brandt Neto, M. Gesicki, A.L.D. 1994. Argilominerais do Grupo Caiuá. *Revista Brasileira de Geociências*, **24**:90-96.
- Fernandes L.A. & Coimbra, A.M. 1996. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). *Anais Acad. Bras. Ciências*, **68**:195-205.

- Folk, R. L. 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, TX: Hemphill, 107p.
- França, A.B. 1984. Porosidade secundária nos arenitos das Formações Rio Bonito e Itararé e sua possível implicação na exploração de petróleo na Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **14 (1)**:35-46.
- França, A.B. 1987. *Stratigraphy, depositional environment, and reservoir analysis of the Itararé Group (Permo-Carboniferous), Paraná Basin-Brazil*. Dissertation submitted to the Division of Graduate studies and Research of the University of Cincinnati. 188p.
- França, A.B. & Potter, P.E. 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 1). *Boletim Geociências Petrobrás*, **2**:147-191.
- França, A.B. & Potter, P.E. 1989. Estratigrafia, ambiente deposicional do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 2). *Boletim Geociências Petrobrás*, **3**:17-28.
- França, A.B. & Potter, P.E. 1991. Stratigraphy and reservoir potential of glacial deposits of the Itararé Group (Carboniferous-Permian), Paraná Basin, Brazil. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, **75**:62-85.
- França, A.B., Winter, W.R., Assine, M.L. 1996. Arenitos Lapa-Vila Velha: um modelo de sistemas subaquosos canal-lobos sob influência glacial, Grupo Itararé (C-P), Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **26**(1): 43-56.
- Glasmann, J.R., Clark, R.A., Larter, S., Briedis, N.A., Lundegard, P.D. 1989. Diagenesis and hydrocarbon accumulation, Brent Sandstones (Jurassic). Bergen High, North Sea. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*. **73**:1341-1360.
- Giles, M.R. & Marshall. 1986. Constraints on the development of secondary porosity in the subsurface: re-evaluation of processes. *Marine and Petroleum Geology*, **3**:243-255.

- Giles, M.R., 1987. Mass transfer and problems of secondary porosity creation in deeply buried hydrocarbon reservoirs. *Marine and Petroleum Geology*, **4**:188-204.
- Houseknecht, D.W. 1987. Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, **71**:633-642.
- 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. *Journal of Geology*, **64**:385-395.
- Lundegard, P.D. 1992. Sandstone porosity loss; a "big picture" view of the importance of compaction. *Jour. Sedimentary Petrology*, **62**:250-260.
- Lynch, F.L., 1996. Mineral/water interaction, fluid flow, and Frio Sandstone diagenesis: evidence from the rocks. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*. **80**:486-504.
- Milani, E.J., França, A.B., Schneider, R.L. 1994. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. **8**(1):69-82.
- Milani, E.J. & Ramos V.A. 1998. Orogenias Paleozóicas no Domínio Sul-Occidental do Gondwana e os Ciclos de Subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Bras. Geociências*. **28**(4):473-484.
- Milani, E.J. 2000. Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana sul-occidental e a evolução geológica da Bacia do Paraná. *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO/UFRGS, p.p.: 275-302.
- Mineropar 2001. Atlas Geológico do Estado do Paraná.
- Morad, S., Ben Ismail, H.N., De Ros, L.F., Al-Aasm, I.S.; Serrhini, N-E. 1994. Diagenesis and formation water chemistry of Triassic reservoir sandstones from southern Tunisia. *Sedimentology*, **41**:1253-1272.

- Morad, S., Ketzer, J.M., De Ros, L.F., 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, **47**:1-27.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R. 1987. *Sand and sandstones*. Springer-Verlag, New York, (2nd ed.), 533p.
- Quintas, M.C.L., Mantovani, M.S.M., Zalán P.V. 1999. Contribuição ao estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(2): 217-226.
- Rostirolla, S.P., Appi, C.J., Mancini, F., Kraft, R.P., Bartoszeck, M.K. 2002. Fraturas controladoras da migração de fluidos nos Arenitos Vila Velha, Grupo Itararé, Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**(3): 349-356.
- Rostirolla, S.P., Mancini, F., Rigoti, A., Kraft, R.P. 2003. Structural styles of the intracratonic reactivation of the Perimbó fault zone, Paraná basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 16:287-300.
- Scherer, M. 1987. Parameters influencing porosity in sandstones: a model for sandstone porosity prediction. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* **71**:485-491.
- Schneider, R.L.; Mühlmann, H.; Tommasi, E.; Medeiros, R.A.; Daemon, R. Nogueira, A.A. 1974. *Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná*. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, Anais, 1:41-65.
- Soares, P.C., Landin, P.M.B., Fúlfaro, V.J. 1978. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. *Geological Society of America Bulletin*. **89**:181-191.

- Stonecipher, S.A., Winn Jr., R.D., Bishop M.G. 1984. Diagenesis of the Frontier Formation, Moxa Arch: A function of sandstone geometry, texture and composition and fluid flux. *American Association of Petroleum Geologists*, **3**:289-316
- Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C., Mantovani, M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision Ar/Ar geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, **121**:333-348.
- Vesely, F.F. 2001. *Análise de sequências em sucessões glaciais: estudo de caso no Grupo Itararé (C-P), nordeste do Estado do Paraná*. Dissertação de mestrado. UNESP Rio Claro, 119p.
- Vesely, F.F., Trzaskos-Lipski B., Kraft, R.P., Rostirolla S.P., Appi C.J. 2003. Facies architecture of a Permocarboneous sandstone reservoir analogue, Itararé Group, Paraná Basin, Brazil. *in*: 3rd Latinamerican Congress of Sedimentology, Belém-Pa. 1:197–198.
- Vesely, F.F., Rostirolla, S.P., Appi, C.J., Kraft, R.P. 2004. Facies analysis and high resolution Sequence Stratigraphy applied to Late Paleozoic reservoirs of the Ponta Grossa – Itararé petroleum system, Paraná basin, Brazil. *Marine and Petroleum Geology* (submitted).
- Wahab, A.A. 1998. Diagenetic history of Cambrian quartzarenites, Ras Dab-Zeit Bay area, Gulf of Suez, eastern desert, Egypt. *Sedimentary Geology*. **121**:121-140.
- Welton, J.E. 1984. *SEM Petrology Atlas*. Methods in exploration series. AAPG, Tulsa, Oklahoma, 231p.
- Wentworth, C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Jour. Sedimentary Petrology*, **30**:377-392.
- Wilson, M. D. (ed.), 1994, Reservoir Quality Assessment and Prediction in Clastic Rocks, SEPM Short Course 30, Tulsa, Oklahoma, 432 p.

- Wilson, M.D., Stanton, P.T. 1994. *Diagenetic mechanisms of porosity and permeability reduction and enhancement: Reservoir quality assessment and prediction in clastic rocks*. SEPM Short Course 30, Tulsa, Oklahoma, SEPM Society for Sedimentary Geology. p 59-118.
- Zalán, P.V., Wolff, S., Conceição, J.C.J., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Appi, V.T., Zanotto, O.A. 1987. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. *In: Simpósio Sul Brasileiro de Geologia*, 3, Curitiba. Atas..., 1:441-477.
- Zalán, P.V., Wolff, S., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Conceição, J.C.J., Appi, V.T., Neto, E.V.S., Cerqueira, J. R., Marques, A. 1990. The Paraná Basin, Brazil. Tulsa: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*. Memoir 51:681-708.