



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



*CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E POTENCIAL
PARA RESERVATÓRIOS NO GRUPO ITARARÉ,
NA REGIÃO CENTRO-LESTE DO ESTADO DE
SÃO PAULO.*

Autora: Nathália Helena Secol Mattos

Orientador: Prof. Dr. Alessandro Batezelli

Campinas, Junho de 2012.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



*CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E POTENCIAL
PETROLÍFERO DO GRUPO ITARARÉ, NA REGIÃO
CENTRO-LESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO.*

Nathália Helena Secol Mattos

Trabalho de Conclusão de Curso do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP), sob a orientação do Prof. Dr. Alessandro Batezelli, como exigência para a obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Campinas, Junho de 2012.

Resumo

O Grupo Itararé é unidade litoestratigráfica que contém o mais expressivo registro da glaciação que atingiu a Bacia do Paraná durante o Neopaleozóico e constitui uma das unidades mais complexas devido à diversidade dos processos geradores e a descontinuidade das litofácies constituintes. Com base em dados de subsuperfície foi realizado um estudo do arcabouço estratigráfico da região balizada pelas cidades de Capivari, Rafard, Itu, Salto, Porto Feliz, Boituva, Cerquilha, Mombuca, Jumirim e Tietê, onde se identificou seis unidades faciológicas: fácies diamictito, fácies arenito grosso maturo; fácies arenito médio; fácies ritmito; fácies argilito; fácies diamictito de matriz arenosa e fácies siltito. Foram confeccionadas duas seções estratigráficas entre os poços, utilizando as fácies diamictito e arenito médio como *data* operacionais, e resultando na distinção de quatro associações faciológicas. A partir dessas correlações e análise de fácies foram interpretados quatro ambientes deposicionais que refletem a evolução paleogeográfica no sistema glacial, representadas pelos sistemas deposicionais subglacial/proglacial, glacio-marinho distal, de leques submarinos e glacio-marinho proximal. A evolução paleogeográfica interpretada sugere que ocorreram episódios de regressão e transgressão marinha sucessivos para a área de estudo. Um modelo de sistema petrolífero considerando as litologias depositadas em sistemas de leques submarinos como as rochas reservatórios está sendo proposto. A ausência de rochas geradoras da Formação Ponta Grossa nessa porção da bacia, associada à pequena continuidade lateral dos corpos reservatórios são fatores responsáveis pela ausência de acumulações de hidrocarbonetos.

Sumário

Resumo.....	3
Índice de Figuras	6
Índice de Tabelas.....	6
1- INTRODUÇÃO	7
2 - OBJETIVOS E MÉTODOS	9
2.1 – Fundamentação e Relevância	9
2.2 - Objetivos	9
2.3 – Métodos	10
3 – ÁREA DE ESTUDO.....	12
4 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	13
4.1 - A Bacia do Paraná.....	13
4.2 - Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia do Paraná.....	15
4.3 - Arcabouço Estrutural da Bacia do Paraná.....	18
4.4 - Litoestratigrafia do Grupo Itararé.....	19
4.5 - Sistemas Petrolíferos da Bacia do Paraná.....	21
5 - ASPECTOS FACIOLÓGICOS DO GRUPO ITARARÉ NA ÁREA DE ESTUDO.	23
5.1 – Embasamento.....	23
5.2 – Fácies do Grupo Itararé na área de estudo.....	23
5.2.1 - Fácies Diamictito Maciço	24
5.2.2 - Fácies Diamictito com matriz arenosa	25
5.2.3 - Fácies arenito grosso imaturo.....	26
5.2.4 - Fácies Arenito Médio Maciço.....	26
5.2.5 – Fácies Arenito Médio Estratificado	27
5.2.6 - Fácies Siltito	28
5.2.7 - Fácies Argilito	28
5.2.8 - Fácies ritmitos	29
6 - ARQUITETURA ESTRATIGRÁFICA E RESERVATÓRIOS DO GRUPO ITARARÉ.....	31
6.1 - Correlações Estratigráficas.....	31
6.2 - Associações de Fácies e Sistemas Depositionais	38
6.2.1 – Sistema Subglacial/Proglacial.....	39
6.2.2 – Sistema Glacio-Marinho Distal.....	40
6.2.3 – Sistema de Leques Submarinos.....	40
6.2.4 – Sistema Glacio-Marinho Proximal	42

6.3 – Modelo Paleogeográfico da Porção Centro-Leste da Bacia do Paraná.....	43
6.4 – Modelo de reservatórios para o Sistema Petrolífero Ponta Grossa-Itararé na Área de Estudo.....	48
7 - CONCLUSÕES	52
Referências Bibliográficas	54
ANEXOS.....	62
Anexo 1: Mapa com a distribuição geográfica dos poços estratigráficos compilados para a construção do banco de dados.	63
Anexo 2: Colunas Estratigráficas da Área de Estudo.....	64

Índice de Figuras

Figura 1: Mapa da localização da área de estudo.....	12
Figura 2 - Mapa geológico da Bacia do Paraná mostrando o conjunto das supersequências divididas por Milani (1997). Modificado de Milani <i>et al.</i> , (1998).....	14
Figura 3: Diamictito com aspecto maciço, exibindo clastos caoticamente dispersos na matriz areno-lamítica. (Foto de Vieira, 2007).	25
Figura 4: Diamictitos com matriz arenosa (Foto de Vieira, 2007).....	25
Figura 5: Arenito de granulometria média a grossa com clastos subangulosos a subarredondados no Parque das Monções, em Porto Feliz.	26
Figura 6: Estratificação cruzada em arenitos médios no Parque das Monções, em Porto Feliz. 27	
Figura 7: Siltito de coloração amarelada, bem selecionado. (Foto de Vieira, 2007).	28
Figura 8: Argilitos homogêneos de coloração acinzentada (Foto de Vieira, 2007).	29
Figura 9: Exposição de ritmitos no Parque Varvito, exibindo estruturas como marcas onduladas e climbing ripples. As direções de paleocorrente são para NW.	30
Figura 10: Icnofósseis de organismos invertebrados aquáticos bentônicos no Parque do Varvito.....	30
Figura 11: Localização geral dos poços utilizados para correlação estratigráfica na área de estudo.....	32
Figura 12: Seção Estratigráfica I para os poços M-IG-85, C-IG-89 e IT-IG-85, utilizando como datum operacional a base do diamictito na porção inferior dos referidos poços.....	35
Figura 13: Seção Estratigráfica II para os poços 6, R-IG-94, C-IG-89 e C2-IG/92 utilizando como datum operacional a base do diamictito na porção inferior dos referidos poços.....	37
Figura 14: Principais sistemas deposicionais glacio-terrestres (topo) e glacio-marinhos (base) com suas respectivas associações de fácies (Salveti, 2005).	39
Figura 15: Mapa de isólitais de diamictitos e conglomerados na área de estudo.....	45
Figura 16: Mapa de isólitais de arenitos na área de estudo.	46
Figura 17: Mapa de isólitais de sedimentos finos na área de estudo.....	47
Figura 18: Blocos-diagrama representando a evolução paleogeográfica da área de estudo A) Início da deposição na bacia; B) Deposição de litologias finas por decantação; C) Instalação do Sistema de Leques Submarinos; D) Instalação do Sistema Glacio-Marinho Proximal.....	48
Figura 19: Esquematisação da Trapa Estratigráfica para a Área de Estudo.....	51

Índice de Tabelas

Tabela 1: Fácies sedimentares do Grupo Itararé na Área de Estudo.....	24
Tabela 2: Relação dos poços utilizados para correlação estratigráfica na área de estudo.....	33

1- INTRODUÇÃO

O Grupo Itararé apresenta um dos registros sedimentares mais expressivos das glaciações ocorridas durante o final do Carbonífero e início do Permiano no continente Gondwana. Este evento foi responsável pelo acúmulo de centenas de metros de sedimentos de natureza glaciogênica, além da geração de pavimentos estriados e/ou polidos no embasamento cristalino ou sobre ocorrências sedimentares anteriores à glaciação. A espessa pilha sedimentar, com intensa variação faciológica lateral e vertical, compõe o Grupo Itararé da Bacia do Paraná (Petri, 1964; Rocha-Campos, 1967).

O arcabouço estratigráfico do Grupo Itararé da Bacia do Paraná apresenta uma das mais diversificadas associações de fácies, constituída por tratos de sistemas deposicionais bastante complexo, abrangendo desde depósitos glaciais terrestres (Rocha-Campos, 1967; Santos *et al.*, 1996), depósitos equivalentes a ambientes marinhos proximais (Saad, 1977; Santos, 1979), sistemas costeiros particularmente deltaicos (Gama Jr *et al.*, 1980; Stevaux *et al.*, 1986; Perinotto, 1987), leques aluviais, planícies de *outwash*, sistemas de plataformas e leques subaquosos (Caetano-Chang, 1984; Souza, 1986; Santos, 1987) e de sedimentação marinha distal (Gama Jr *et al.*, 1992; Santos *et al.*, 1996; Canuto *et al.*, 2001). Esta grande variação faciológica é decorrente do forte controle tectonossedimentar imposto pela glaciação na Bacia do Paraná que, associada ao ciclo transgressivo/regressivo durante o Paleozóico, controlou a variação do nível do mar interior da Bacia do Paraná.

A caracterização dessas fácies, a interpretação genética e integração com modelos paleogeográficos disponíveis para a região centro-leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo são importantes para compreender a atuação dos sistemas deposicionais na bacia, a influência dos mesmos nos processos sedimentares e a sua distribuição geográfica. Essas informações são de grande utilidade para a elaboração e modelos prospectivos para água subterrânea e hidrocarbonetos.

O Grupo Itararé é reconhecido como um dos melhores prospectos para hidrocarbonetos na Bacia do Paraná (França & Potter, 1988), devido à ocorrência de níveis estratigráficos onde predominam arenitos com bom potencial para reservatórios, principalmente de gás, proveniente das rochas geradoras da Formação Ponta Grossa.

Tendo em vista as considerações apresentadas, este trabalho procura descrever as fácies sedimentares, interpretando seus processos formadores e realizando uma tentativa de correlação estratigráfica de dados de subsuperfície entre as regiões de Mombuca e Itu.

A correlação busca estabelecer um arcabouço estratigráfico para as rochas do Grupo Itararé na região centro-leste da Bacia do Paraná, delimitando associações

faciológicas com potencial para reservatórios no Sistema Petrolífero Ponta Grossa-Itararé para a área de estudo.

2 - OBJETIVOS E MÉTODOS

2.1 – Fundamentação e Relevância

A prospecção petrolífera na Bacia do Paraná, motivada pelos abundantes indícios de petróleo em sua superfície, tem sido desenvolvida desde o final do século XIX. Entretanto, devido ao caráter descontínuo da aplicação do esforço exploratório e das limitações tecnológicas inerentes à época, pouco se avançou no desenvolvimento de modelos que subsidiassem a exploração petrolífera na bacia (Milani *et al.*, 1990).

Ao longo de diversas fases de pesquisa na Bacia do Paraná alguns resultados significativos foram alcançados, na forma de produções subcomerciais de hidrocarbonetos, tanto líquido quanto gasoso, em diversos horizontes estratigráficos.

O Grupo Itararé, representa uma das mais expressivas unidades da Bacia do Paraná, aflorando em suas bordas sudeste e noroeste, além de apresentar níveis estratigráficos onde predominam arenitos com bom potencial para reservatórios de hidrocarbonetos.

A revisão da literatura, entretanto, permite verificar que na região de estudo as informações estratigráficas e geológicas sobre o Grupo Itararé encontram-se fragmentadas, carecendo de uma integração geológica de maneira coerente, de forma que o entendimento das relações de litofácies pode contribuir para a compreensão da paleogeografia local, e a compreensão desta pode servir para estudos mais detalhados, visando à exploração de recursos naturais.

2.2 - Objetivos

O objetivo geral deste Trabalho de Conclusão de Curso consiste na correlação estratigráfica das rochas do Grupo Itararé na borda leste da Bacia do Paraná, na região que compreende os municípios de Capivari, Rafard, Itu, Salto, Porto Feliz, Boituva, Cerquillo, Mombuca, Jumirim e Tietê, no sentido de propor um modelo de reservatórios siliciclásticos para sistema petrolífero Furnas/Ponta Grossa-Itararé na área de estudo.

Embora na área de estudo não ocorra a Formação Ponta Grossa, é possível que haja feições estruturais e estratigráficas capazes de aprisionar hidrocarbonetos gerados a partir dessa unidade na porção Sul do Estado de São Paulo. Dessa forma, o presente estudo visa obter características geológicas para potenciais reservatórios no Grupo Itararé, que possam servir de modelo para outras áreas na Bacia do Paraná.

Como objetivos secundários para atingir o objetivo geral deste trabalho incluíram:

- Identificação e caracterização das fácies sedimentares do Grupo Itararé no contexto de sistemas deposicionais glacio-marinhos presentes, através de dados de subsuperfície e dados obtidos em campo;
- Correlação de sucessões sedimentares identificadas através de dados de subsuperfície com o intuito de definir o arcabouço estratigráfico para o Grupo Itararé na área de estudo;
- Elaboração de um modelo deposicional que contemple as características favoráveis ou não para acumulações de gás para a área de estudo.

2.3 – Métodos

Os métodos aplicados neste trabalho basearam-se, fundamentalmente, nas técnicas clássicas da Estratigrafia, no levantamento de perfis geológicos na faixa de afloramentos do Grupo Itararé, nas cidades de Itu e Porto Feliz, no centro-leste do Estado de São Paulo e na correlação com dados de subsuperfície.

Foram desenvolvidas atividades de escritório e trabalhos de campo. Os trabalhos de escritório incluíram:

- Estudo das informações bibliográficas existentes para familiarização com os dados disponíveis a respeito do Grupo Itararé na Bacia do Paraná e, em particular, da região de Itu, Porto Feliz, Capivari e Rafard;
- Aquisição e criação de um banco de dados de perfis de poços disponíveis no SIAGAS (Sistema de Informações de Águas Subterrâneas da CPRM) e no Instituto Geológico do Estado de São Paulo (IG); o banco de dados gerado é constituído por 160 poços com profundidades que variam entre 80 m e 301,1 m. As informações armazenadas incluem coordenadas, cotas topográficas, profundidade, espessura de regolito e espessuras das litologias atravessadas pelos poços em termos de pefitos, psamitos e pelitos de cada poço.
- Geração de um mapa no *software* ArcGis 10.0 com o banco de dados criados, visando a distribuição das posições geográficas dos poços estratigráficos. (Anexo 1).
- Análise e seleção de perfis de poços estratigráficos localizados na área de estudo. Nesta etapa foram selecionados 16 poços que abrangessem a área de estudo e apresentaram melhores dados em termos das litologias atravessadas pelos poços. Desses 16 poços, foram selecionados 6 poços para a confecção de seções estratigráficas (Anexo 2) e todos os 16 poços selecionados foram utilizados para a elaboração dos mapas de isólitais com valores de

porcentagens de arenito, sedimentos finos e diamictitos em relação a espessura total do poço.

- Tratamento dos dados estratigráficos e levantamento das seções estratigráficas de superfície, com a caracterização de fácies;
- Correlação estratigráfica dos dados de subsuperfície;
- Elaboração de mapas de isólitais, com valores de porcentagens de arenito, sedimentos finos e diamictitos relativos aos dados obtidos em superfície e em subsuperfície. Para a elaboração destes mapas foi utilizado o *software* Surfer 8.0 e a confecção desses mapas foi baseada no método geoestatístico da krigagem como algoritmo interpolador.
- Proposta de modelo de sistemas glacio-marinhos e paleogeografia para a área de estudo.

Os trabalhos de campo se basearam nos procedimentos básicos de levantamento geológico e estratigráfico, que incluíram:

- Caracterização de fácies aflorantes e seu empilhamento, possibilitando reconhecer suas associações de fácies.

3 – ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo localiza-se nas cercanias dos municípios de Capivari, Rafard, Itu, Salto, Porto Feliz, Boituva, Cerquilha e Tietê, limitados em um polígono com as seguintes coordenadas: 234950,7463042; 247275,7421856; 221021, 7452052 e 206757,7427878 (Figura 1). A sucessão de rochas analisada está incluída na faixa leste de afloramentos do Grupo Itararé da Bacia do Paraná, centro-leste do Estado de São Paulo.

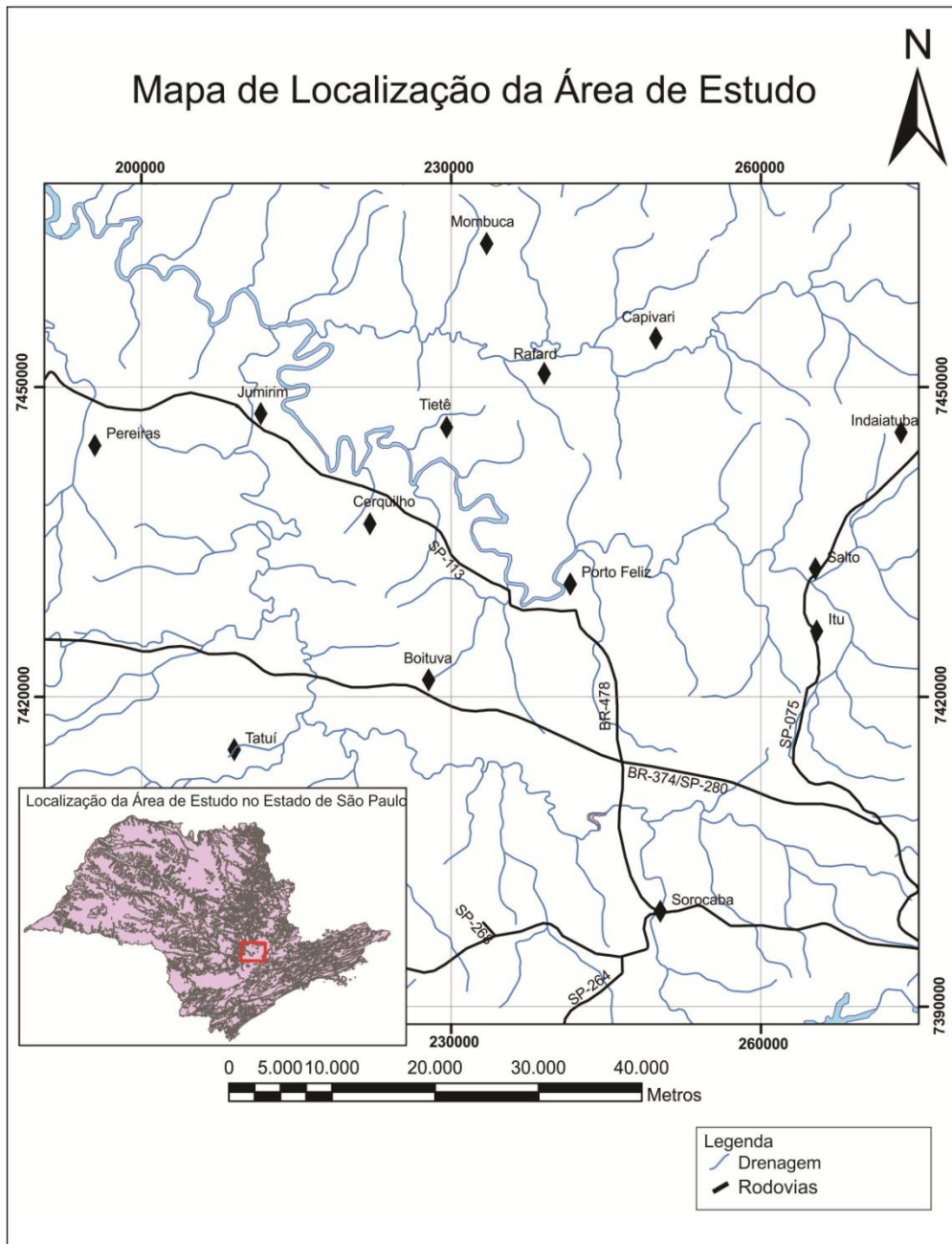


Figura 1: Mapa da localização da área de estudo.

4 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Este capítulo trata da revisão bibliográfica sobre os aspectos geológicos regionais da Bacia do Paraná, sua evolução tectono-estratigráfica, características do Grupo Itararé e das implicações para a formação de armadilhas de petróleo.

4.1 - A Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná é uma bacia intracratônica que apresenta um histórico de evolução tectonossedimentar policíclico, que ocorre do Paleozóico ao Mesozóico e que encontra-se situada no centro-leste da América do Sul. Com um comprimento de 1.750 km e 900 km de largura, a Bacia do Paraná possui uma área de aproximadamente 1.600.000 Km², dos quais 1.00.000 Km² localiza-se na porção meridional do Brasil (Milani, 2004), estendendo-se também pela Argentina (400.000 Km²), Paraguai (100.000 Km²) e Uruguai (100.000 Km²).

Com formato alongado na direção NE-SW, a Bacia do Paraná desenvolveu-se totalmente inserida sobre a crosta continental, na plataforma Sul-Americana. Sua evolução está relacionada com um período de estabilização tectônica após os eventos metamórficos e magmáticos do Ciclo Brasileiro (700 – 450 Ma, Almeida & Hasui, 1984). O embasamento da bacia é composto por vários núcleos cratônicos rodeados por vários cinturões móveis orogênicos formados durante esse ciclo (Zalán *et al.*, 1990).

Na porção brasileira, dois terços da Bacia do Paraná tem seu registro sedimentar constituído por rochas continentais a marinhas e rochas vulcânicas basálticas, cujas idades variam do Ordoviciano até o Terciário, com aproximadamente 7.000 metros de espessura no centro geométrico da bacia (Figura 2). Neste registro sedimentar destacam-se períodos glaciais que foram registrados durante o Permo-Carbonífero, correspondentes aos sedimentos do Grupo Itararé. Durante o Mesozóico a Bacia do Paraná passou por um processo de desertificação, dando origem a grandes pacotes de sedimentos eólicos. Um terço da superfície da bacia é representado por um cinturão de afloramentos em torno da capa de rochas vulcânicas, onde são observados os pacotes sedimentares que preenchem a bacia.

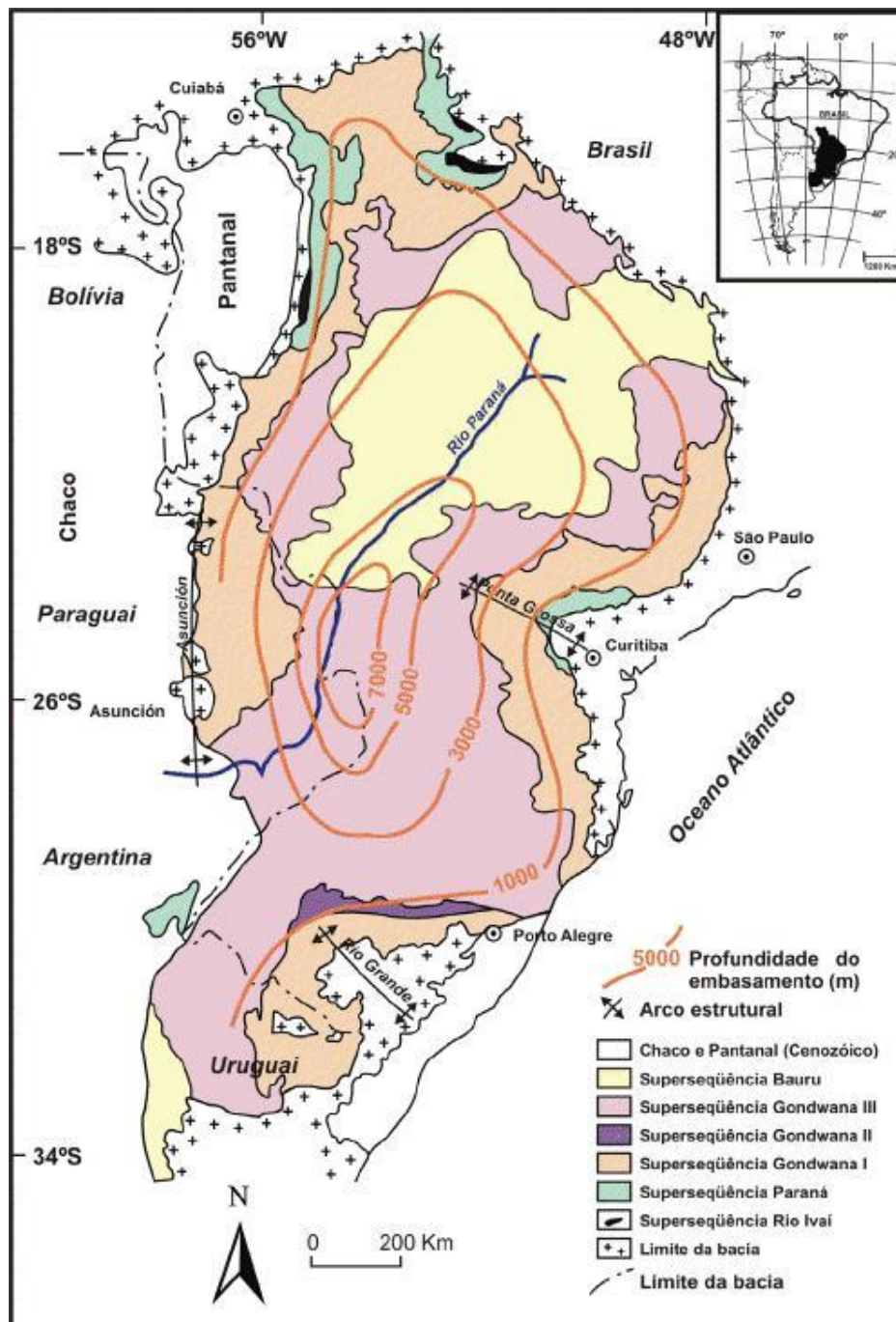


Figura 2 - Mapa geológico da Bacia do Paraná mostrando o conjunto das supersequências divididas por Milani (1997). Modificado de Milani et al., (1998).

O conjunto de rochas sedimentares e vulcânicas que constituem o preenchimento da Bacia do Paraná representa a superposição de pacotes depositados, no mínimo em três ambientes tectônicos, decorrentes da dinâmica de placas que conduziu a evolução do Gondwana no tempo geológico (Zálan *et al.*, 1990). A evolução da Bacia do Paraná é policíclica, ou seja, decorrente de ciclos transgressivos – regressivos intercalados com discontinuidades regionais.

O preenchimento da bacia foi dividido por Milani *et al.* (1994) e Milani (1997), com base nos conceitos de Estratigrafia de Sequências de Vail *et al.* (1977), em um conjunto de seis ciclos tectonossedimentares de segunda ordem limitadas por descontinuidades regionais. Essas discordâncias representam um intervalo na sedimentação e períodos de erosão e são as supersequências Rio Ivaí, Paraná e Gondwana I, correspondentes a ciclos regressivos e transgressivos ligados a oscilações do nível relativo do mar no Paleozóico, e as supersequências Gondwana II, Gondwana III e Bauru, correspondentes a unidades mesozóicas continentais e aos derrames de lavas.

Os limites da Bacia do Paraná são de natureza erosional ou de origem tectônica. Na borda nordeste da bacia, entre a zona de falha Guapiara e o Arco de Goiânia – Alto Paranaíba ocorre afinamento dos sedimentos sem interferência de qualquer atividade tectônica maior. Na borda leste da bacia encontra-se o Arco de Ponta Grossa, um anticlinal que criou uma notável reentrância na borda oriental da bacia e expressa falhas profundas e antigas, associadas ao soerguimento crustal da Serra do Mar, iniciado no Turoniano e prosseguindo até épocas recentes. A borda ocidental, delimitada pelo Arco de Assunção, apresenta um flanco abrupto (1°- 4°), relacionada ao cinturão andino. O limite noroeste da bacia trata-se do cinturão de dobramentos do Paraguai-Araguaia (Pré-Cambriano Superior/Ordoviciano), que possivelmente agiu como uma barreira topográfica para a sedimentação. Os outros limites da bacia delimitam áreas onde os estratos encontram-se sobrepostos às rochas cristalinas de províncias cratônicas ou de faixas móveis do embasamento Pré-Cambriano.

4.2 - Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia do Paraná

O arranjo tridimensional das rochas sedimentares que preenchem a Bacia do Paraná constitui matéria amplamente discutida na bibliografia geocientífica nacional. Desde os trabalhos pioneiros de White (1908), investigações geológicas têm sido realizadas na Bacia do Paraná objetivando representar adequadamente o registro estratigráfico da bacia por meio de revisões e classificações estratigráficas. Entretanto, ainda existem aspectos incertos com relação à compreensão do arcabouço estrutural do embasamento e aos modelos propostos para o mecanismo de subsidência da bacia.

Os primeiros trabalhos relevantes caráter regional na Bacia do Paraná foram os de Maack (1947), Sanford & Lange (1960) e Northfleet *et al.*(1969). Posteriormente seguiram trabalhos como os de Fulfaro & Landim (1976), Soares *et al.* (1978), Almeida (1980), Fulfaro *et al.*(1982), Zálan *et al.* (1990), Soares (1991), Milani (1997) e Milani &

Ramos (1998) cada um assumindo um progresso no entendimento da evolução geológica da Bacia do Paraná, principalmente no que concerne aos aspectos litoestratigráficos.

O reconhecimento pioneiro do arcabouço estratigráfico na Bacia do Paraná deveu-se a Fulfaro & Landim (1976) – “Sequências I, II, III e IV”, posteriormente expandido para todas as áreas de sedimentação cratônica do Brasil por Soares *et al.* (1978) – “Sequências Alfa, Beta, Gama, Delta, Delta-A, Epsilon e Zeta”. Zálan *et al.* (1990) estabeleceram um arcabouço constituído por cinco grandes sequências: “Siluriana, Devoniana, Permo-Carbonífera, Triássica e Juro-Cretácica”. Soares (1991) retomou a questão, definindo quatro unidades por ele caracterizadas como “sequências tectonossedimentares: Ordovício-Siluriana, Devoniano-Mississippiana, Pensilvaniana-Permiana e Triássico-Jurássico”.

Milani *et al.* (1994) e Milani (1997) consideram que o arcabouço da Bacia do Paraná apresenta um conjunto de seis unidades de ordem II ou supersequências. Tais unidades apresentam-se como pacotes rochosos que materializam intervalos temporais com algumas dezenas de milhões de anos de duração, e são envelopados por superfícies de discordância de caráter interregional: Supersequência Rio Ivaí, Supersequência Paraná, Supersequência Gondwana I, Supersequência Gondwana II, Supersequência Gondwana III e Supersequência Bauru.

A Bacia do Paraná tem sua evolução relacionada à estabilização e resfriamento da Plataforma Sul-Americana, inserida no supercontinente Gondwana, ao final do Ciclo Brasileiro. A geração de espaço deposicional na área intracratônica é relacionada às condições orogênicas na borda continental oeste do Gondwana durante o Fanerozóico. A sobrecarga tectônica gerou uma flexura litosférica na calha de antepaís na porção ocidental do Gondwana, sendo considerado por Milani (1997) um importante mecanismo de subsidência durante a evolução da Bacia do Paraná. O embasamento da Bacia do Paraná é composto por vários núcleos cratônicos (terrenos granulíticos e granitos *greenstone*), rodeados por cinturões móveis orogênicos (rochas metassedimentares empurradas, granitos e faixas cratônicas remobilizadas) do Gondwana, formados durante o Ciclo Brasileiro.

A Bacia do Paraná foi implantada na forma de depressões alongadas na direção NE-SW, segundo o substrato pré-cambriano. A Orogenia Oclóyica (Ramos *et al.* 1986) reativou as zonas de fraquezas do embasamento gerando espaço de acomodação para os primeiros sedimentos da bacia, representados pela Supersequência Rio Ivaí (Caradociano-Landoveriano). Esta supersequência é representada por um pacote de areias e conglomerados, arcósico em sua porção inferior e mais quartzoso no topo (Formação Alto das Graças), cobertos por diamictitos (Formação Iapó) e culminando

com folhelhos marinhos fossilíferos (Formação Vila Maria). Com espessura variando de alguns metros a mais de 362 metros na porção brasileira da Bacia do Paraná (Milani *et al.*, 1998), a supersequência Rio Ivaí preenche uma grande área da bacia, porém sua ocorrência é caracterizada por uma geometria descontínua, indicando que a deposição era controlada pela tectônica. No topo desse pacote ocorre uma discordância neossiluriana, caracterizada por significativa atuação de processos erosionais.

Com a retomada da subsidência foram depositados os sedimentos devonianos da Supersequência Paraná, caracterizada pelos depósitos fluviais da Formação Furnas e os depósitos neríticos da Formação Ponta Grossa. A espessura deste pacote sedimentar é variável devido à superposição de eventos erosivos ocorridos entre o final do Neodevoniano e o Carbonífero Médio. Essa discordância, também chamada “Pré-Itararé” (Milani *et al.*, 1997) demarca um hiato deposicional de cerca de 70 Ma. Sua origem é interpretada como decorrente de fatores tectônicos ligados à Orogenia Herciniana (Zálan *et al.*, 1991).

A acumulação sedimentar sucedendo o hiato deposicional foi retomada no final do Westphaliano, constituindo de um ciclo transgressivo-regressivo completo, resultante do avanço e posterior saída do Oceano Panthalassa no interior de Gondwana. Relacionados à Supersequência Gondwana I são as deposições basais do Grupo Itararé, correspondente à sedimentação ligada diretamente ao degelo da calota polar, caracterizada por depósitos em que foram importantes os mecanismos ligados a fluxos de massa e ressedimentação. Essas unidades constituem-se principalmente por diamictitos e espessos pacotes de arenitos. Localmente, os sedimentos glacio-terrestres na porção basal da Supersequência Gondwana I podem ser relacionados ao trato de sistemas de mar baixo (Milani *et al.*, 1998). Porém em escala regional, o intervalo sedimentar glacial faz parte de um trato de sistemas transgressivo de segunda ordem. Os registros das formações Rio Bonito, Palermo, Irati, Serra Alta, Teresina, Rio do Rastro e Pirambóia também são relacionados a esta Supersequência, que completou seu ciclo transgressivo-regressivo no Scythiano e cobre toda a área da Bacia do Paraná.

A acumulação sedimentar da Supersequência Gondwana I foi acompanhada do fechamento da Bacia do Paraná e de áreas adjacentes às incursões marinhas vindas da porção oeste do paleocontinente. Este fechamento foi causado pelo soerguimento dos arcos devido à tectônica compressional nas margens do Gondwana.

A deposição da Supersequência Gondwana II ocorreu de maneira restrita, entre o Neoanisiano e o Eonoriano, estendendo-se apenas à porção Sul da bacia, representando uma sedimentação acumulada em bacias do tipo gráben.

Durante o Mesozóico, condições erosionais em larga escala, ligadas à abrasão eólica, levaram à principal lacuna do registro estratigráfico na Bacia do Paraná. Sobre esta descontinuidade foi depositada a porção inferior da Supersequência Gondwana III em uma área de 1.300.000 Km², correspondendo ao máximo de expansão da Bacia do Paraná. Esta sedimentação é composta por arenitos finos a médios que constituem a Formação Botucatu, correspondentes a massiva desertificação do Gondwana. No topo desta unidade os arenitos são intercalados com os primeiros fluxos de lava que marcam os estágios iniciais do rompimento do paleocontinente Gondwana e a abertura do Oceano Atlântico, que culminaria com os derrames basálticos da Formação Serra Geral.

Os eventos de sedimentação extensiva na Bacia do Paraná foram cessados com o magmatismo Serra Geral, que acumulou quase 2000 m de espessura de lavas basálticas. A deposição dessa espessa camada de lavas levou à inversão do comportamento da Plataforma Sul-Americana, que apresentava caráter ascensional generalizado, por meio de ajustes isostáticos da porção litosférica. Com o fim das atividades vulcânicas, definiu-se uma depressão flexural sobre o pacote basáltico (Milani *et al.*, 1998), configurando o último importante episódio de subsidência da bacia.

Nesta depressão foram depositados materiais siliciclásticos de idade aptiana-maastrichtiana correspondentes a Supersequência Bauru (Milani *et al.*, 1998). Esta sedimentação ocorreu em condições semi-áridas, sendo mais úmidas nas margens e mais desértica no interior. A Supersequência Bauru ocorre principalmente na porção norte da Bacia do Paraná e é constituída de depósitos areno-conglomeráticos continentais, incluindo clastos de diversas litologias, como argilitos e siltitos subordinados.

4.3 - Arcabouço Estrutural da Bacia do Paraná

O embasamento da Bacia do Paraná é dominado por um marcante padrão de feições lineares que se entrecruzam. Esses lineamentos podem ser divididos em três grupos, agrupados em três direções principais, NW-SE, NE-SW e E-W. Estes lineamentos constituem falhas ou zonas de falhas, responsáveis pela evolução e controle de todos os aspectos geológicos da Bacia do Paraná (Zálan *et al.*, 1990).

Os lineamentos de direção NW-SE e NE-SW são os mais importantes e constituem as zonas de fraqueza mais antigas e extensas que foram recorrentemente ativas durante a evolução da bacia. A ocorrência de grandes diques e deformação

associada é típica de zonas de falha com direção NW. O padrão estrutural das zonas de falha NE é retilíneo, com ausência de diques e deformações associadas.

Os lineamentos E-W são pouco compreendidos na Bacia do Paraná, entretanto, Zálan *et al.*(1990) sugerem a importância da influência desses lineamentos no atual arcabouço estrutural da bacia.

4.4 - Litoestratigrafia do Grupo Itararé

A unidade litoestratigráfica que abrange a área de estudo é denominada Grupo Itararé (Petri, 1964 e Rocha-Campos, 1967) e está localizada na base da sequência Permo-Carbonífera da borda leste da Bacia do Paraná constituindo registro de sedimentação resultante de sucessivos avanços e recuos das geleiras durante o período de glaciação que atuou no paleocontinente Gondwana.

Esta unidade é a mais espessa da Bacia do Paraná, com cerca de 1500 metros próximo ao depocentro, sobrepondo um hiato deposicional que sucede os estratos devonianos da Supersequência Paraná (Formações Furnas e Ponta Grossa) e rochas do embasamento Pré-Cambriano/Eopaleozóico. No topo, passa de forma transicional para depósitos deltaicos do Grupo Guatá, podendo esse contato ser discordante em alguns pontos da bacia.

O Grupo Itararé é caracterizado por uma grande complexidade faciológica, composta por conglomerados, arenitos, diamictitos, ritmitos e folhelhos com clastos caídos de *icebergs*. A deposição dos sedimentos do Grupo Itararé envolveu paleoambientes deposicionais fluvio-deltáicos a marinhos plataformais e esteve sujeita a influências da glaciação permocarbonífera e da tectônica ativa, refletida em subsidências e soerguimentos em áreas próximas ou dentro da bacia. Durante a deposição do Grupo Itararé, o paleocontinente Gondwana afastava-se do polo Sul, refletindo no clima, que passava de glacial a temperado.

Os primeiros estudos sobre os depósitos sedimentares glaciais da sucessão Permo-Carbonífera da Bacia do Paraná datam de 1878, quando Derby constatou afloramentos de diamictitos sobrepostos ao arenito Furnas, no Estado do Paraná. White (1908) foi quem primeiro agrupou o conjunto de estratos em questão no “Sistema de Santa Catarina”, constituída pela “Série de São Bento”, “Série de Passa Dois” e “Série Tubarão”.

Oliveira (1927) propôs a definição de Série Itararé como sendo todos os depósitos com influência glacial na região sul de São Paulo e norte do Paraná, diferenciando-os dos depósitos da Série Tubarão. Leinz (1937) propôs um dos

primeiros ambientes deposicionais para o Grupo Itararé, que assumia a sedimentação predominantemente terrestre e reconhecia os depósitos de arenitos flúvio-glaciais.

Gordon (1947) apresentou uma das primeiras subdivisões litoestratigráficas da unidade Itararé, a partir da identificação de camadas marinhas fossilíferas no estado do Paraná. Naquela classificação, o autor subdividiu a Série Tubarão nos Grupos Itararé e Quatá. Para Gordon (*op cit.*) o Grupo Itararé seria constituído pelas formações Palmira e Taió.

Após esses primeiros estudos, várias subdivisões para o Grupo Itararé foram propostas, assim como distintas atribuições hierárquicas. Petri (1964) e Rocha-Campos (1967) mencionaram as rochas do Grupo Itararé com a hierarquia de Subgrupo, que juntamente com o Subgrupo Guatá, constituíram a coluna litoestratigráfica do Grupo Tubarão. Schneider *et al.* (1974), após trabalho de mapeamento realizado pela Petrobrás na região centro-norte de Santa Catarina e sul do Paraná, elevou formalmente a unidade Itararé a categoria de grupo, definindo as formações Campo do Tenente, Maфра e Rio do Sul. Soares *et al.* (1977), Saad (1977) e Caetano-Chang (1984), também apresentaram proposta de subdivisão do Grupo Itararé para o Estado de São Paulo.

Através de uma análise estratigráfica regional, França (1987) contrapôs-se aos estudos baseados na litoestratigrafia formal até então realizados, reconhecendo três grandes ciclos deposicionais, sendo cada um deles constituído por um membro basal arenoso e um superior lamítico.

França & Potter (1988) e França & Potter (1991) definiram que grupo era a melhor classificação para uma unidade tão espessa quanto o Grupo Itararé, subdividindo-as em unidades litoestratigráficas mapeáveis. Formalizaram-se três novas formações para o Grupo Itararé, com seções tipos baseadas em perfis de poços. São elas: Formação Lagoa Azul, Formação Campo Mourão e Formação Taciba

A seção basal do Grupo Itararé em São Paulo, Paraná e sul do Mato Grosso do Sul foi designada como Formação Lagoa Azul, sendo composta por arenitos acinzentados, siltitos e lamitos seixosos. Comumente esta formação sobrepõe-se ao Grupo Paraná, separado por uma discordância erosiva. Quando o Grupo Paraná não está presente, a Formação Lagoa Azul é depositada acima do embasamento cristalino. A espessura média para esta formação varia entre 200 e 400 metros e a espessura máxima encontrada é de 560 metros no estado de São Paulo (França & Potter, 1998). Segundo os autores esta formação é dividida em dois membros: Cuiabá Paulista, composta por arenitos e Tarabaí, composta por siltitos e lamitos seixosos, com alguns corpos arenosos.

A Formação Campo Mourão é definida como uma unidade predominantemente arenosa, entretanto também contém folhelhos, siltitos e lamitos seixosos. Essa formação ocorre em praticamente toda a Bacia do Paraná, cobrindo uma área de cerca de 640.000 Km² e tem espessura máxima de 927 metros na região sudeste do estado de São Paulo. De acordo com França & Potter (1998) esta formação apresenta, no estado de Santa Catarina, uma lente de folhelhos denominada Membro Lontras.

A parte superior do Grupo Itararé é denominada Formação Taciba e é composta por lamitos seixosos, folhelhos e siltitos. A espessura máxima encontrada para essa formação é de 420 metros na porção leste do estado do Paraná e as espessuras típicas variam entre 200 a 300 metros. Esta formação se sobrepõe à Formação Campo Mourão, exceto próximo ao Arco Sul Rio-Grandense, onde se encontra assentada sobre o embasamento pré-cambriano. A Formação Taciba é subdividida nos membros Rio Segredo, composto por arenitos maciços localmente intercalados com siltitos bioturbados; Chapéu do Sol, composto essencialmente por lamito seixoso e Rio do Sul, composta por argilitos, folhelhos, arenitos finos, ritmitos e diamictitos.

Recentemente, grande parte dos autores deixou a questão litoestratigráfica de lado e passaram a aplicar o estudo da variação do nível relativo do mar na análise evolutiva da Bacia do Paraná (Soares 1991, Milani *et al.* 1994, França *et al.* 1996, Castro 1999 e Vesely 2002).

Milani (1997) segue a mesma proposição de Milani *et al.* (1994), mas adotando a denominação de Supersequência Gondwana I, de acordo com a hierarquia de Vail *et al.* (1977).

4.5 - Sistemas Petrolíferos da Bacia do Paraná

O conceito de sistema petrolífero segundo Magoon & Dow (1994) descreve a interdependência entre os elementos geológicos e processos essenciais à formação e acumulação de hidrocarbonetos. Entre os elementos geológicos incluem-se as rochas geradora, reservatório, selante e de soterramento, e entre os processos a formação de trapas e os mecanismos de geração, migração e acumulação de petróleo. Para que a matéria orgânica inclusa na rocha geradora seja convertida em acumulação de petróleo é necessária à convergência temporal e espacial desses elementos e processos.

Na Bacia do Paraná o maior potencial para formação e acumulação de hidrocarbonetos encontra-se em quatro sistemas petrolíferos (Artur & Soares, 2002):

1) Ponta Grossa-Itararé; 2) Ponta Grossa-Rio Bonito; 3) Irati-Rio Bonito/Tietê e; 4) Irati-Pirambóia.

As ocorrências mais significativas, incluindo acumulações subcomerciais a comerciais, ocorrem nos sistemas Irati-Rio Bonito/Tietê e Ponta Grossa-Itararé (Cuiabá Paulista – SP).

A ocorrência de uma fase de intenso magmatismo na Bacia do Paraná, na forma de diques e soleiras, produziu uma anomalia térmica regional e os fluxos de calor decorrentes contribuíram com a acelerada maturação dos folhelhos em quase todos os domínios da bacia (Milani *et al.*, 1998). Além de atuarem nos mecanismos de maturação da matéria orgânica, as intrusões ígneas influenciam na migração dos fluidos e na formação de estruturas trapeadoras. As intrusões também constituem bons selantes quando na margem de zonas de falhas. Porém, as ocorrências dessas intrusões no Itararé e Rio Bonito, são restritas em área, reduzindo, desta maneira a sua importância como selantes (Artur & Soares, 2002).

O sistema petrolífero Ponta Grossa – Itararé, objeto de estudo, apresenta acumulações de gás e condensado, tratando-se de um *play* com profundidades entre 3.000-4.600 metros nas porções centrais da bacia. A rocha geradora encontra-se na porção superior da Formação Ponta Grossa, apresentando potencial moderado para geração de hidrocarbonetos. Os folhelhos da Formação Ponta Grossa apresentam concentrações totais de carbono orgânico por volta de 3,0% e valores médios abaixo de 1,0% (França *et al.*, 1994). Outros reservatórios da Formação Ponta Grossa incluem os arenitos Furnas, lentes arenosas localizadas na base da Formação Ponta Grossa e soleiras fraturadas.

O Grupo Itararé, apresenta espessura máxima de 1500 metros e profundidade de soterramento em torno de 4000 metros na porção central da Bacia do Paraná (Bocardi *et al.*, 2008). Os arenitos do Grupo Itararé constituem as rochas-reservatório do sistema petrolífero Ponta Grossa – Itararé e apresentam características petrofísicas tais como porosidade em torno de 20% e permeabilidade favoráveis para a constituição de reservatórios. A deposição do Grupo Itararé foi largamente influenciada pelo período de glaciação atuante sobre o paleocontinente Gondwana, indicada pelo grau de seleção pobre a moderado, variação no tamanho dos grãos de areia e diferentes graus de arredondamento.

5 - ASPECTOS FACIOLÓGICOS DO GRUPO ITARARÉ NA ÁREA DE ESTUDO.

5.1 – Embasamento

Na área de estudo verifica-se que as fácies do Grupo Itararé encontram-se sobrepostas às rochas do embasamento pré-cambriano, representado por rochas do Grupo São Roque. Apenas dados de subsuperfície próximo à borda da bacia, como os poços localizados em Itu atingiram o embasamento cristalino, entretanto, supõe-se nas áreas mais distantes da borda da bacia o embasamento esteja próximo ao fundo dos demais poços (Petri *et al.*, 1996 B).

O embasamento cristalino localizado na porção leste da área de estudo, representado por rochas do Grupo São Roque é formado por metarenitos, metassiltitos, metarritmitos, metargilitos de baixo a médio grau metamórfico (Almeida *et al.* 1977, Hasui *et al.* 1969). Esses metassedimentos apresentam-se pouco deformados tectonicamente na área de estudo, embora dobramentos regionais e locais sejam comuns em outros pontos desta unidade (Hasui *et al.* 1984).

5.2 – Fácies do Grupo Itararé na área de estudo

O significado do termo fácies tem sido extensamente debatido na geologia, desde sua introdução por Gressly, em 1938 (Walker, 1992), quando se referia aos aspectos litológicos e paleontológicos de uma unidade estratigráfica.

Atualmente, a palavra fácies é utilizada tanto em termos descritivos quanto interpretativos. Entre as fácies descritivas incluem-se as litofácies e as biofácies (Miall, 2000), sendo que ambas correspondem a termos usados para se referir aos atributos observáveis dos corpos sedimentares, que podem ser interpretados em termos de processos deposicionais ou biológicos. Uma fácies, idealmente, é um corpo rochoso formado sob certas condições de sedimentação, refletindo um processo particular, um conjunto de condições ou um ambiente (Reading, 1996). As fácies sedimentares são definidas com base em suas feições litológicas, como composição, tamanho dos grãos, ocorrência ou não de fósseis, características do acamamento e estruturas sedimentares presentes ou não.

As fácies podem ser agrupadas em associações de fácies ou assembleias, que são características de um ambiente deposicional particular. Essas assembleias constituem a base para a definição de modelos faciográficos (Miall, 2000). Um depósito sedimentar pode ser dividido em uma série de unidades faciográficas, que podem ter espessuras milimétricas a dezenas de metros, cada uma delas representando uma assembleia distinta de feições litológicas ou biológicas.

O procedimento adotado no reconhecimento de fácies foi fundamentado principalmente no enfoque de dados de poços. Este procedimento teve como princípio a definição básica dos litotipos presentes, suas relações geométricas e inter-relações com outras unidades, além de suas estruturas sedimentares. As fácies são diferenciadas enfatizando a granulometria, variações verticais na textura e acamamento, estruturas sedimentares presentes e relações de contato. As figuras utilizadas para ilustrar as fácies descritas foram obtidas através do trabalho de campo na área de estudo e a partir do trabalho de Vieira (2007).

A tabela 1 sintetiza as principais litofácies reconhecidas para o Grupo Itararé na área de estudo. Para cada uma das litofácies foram definidas siglas baseadas na classificação de fácies de Miall (1996), Dm para os diamictitos, Ar para os arenitos, St para siltitos, Fh para os argilitos e R para os ritmitos. As numerações são utilizadas para definir texturas ou estruturas distintas de cada litofácies.

Tabela 1: Fácies sedimentares do Grupo Itararé na Área de Estudo.

Litologia	Nomenclatura Faciológica	Sigla
Diamictito	1. Diamictito Maciço	Dm ₁
	2. Diamictito Estratificado	Dm ₂
Arenito	3. Arenito Grosso Imaturo	Ar ₁
	4. Arenito Médio Maciço	Ar ₂
	5. Arenito Médio Estratificado	Ar ₃
Siltito	6. Siltitos	St ₁
Argilito	7. Argilito Maciço	Fh ₁
Ritmito	8. Ritmito	R ₁

5.2.1 - Fácies Diamictito Maciço

Esta fácies é constituída de diamictito com aspecto maciço, apresentando clastos milimétricos a decimétricos dispersos caoticamente na matriz areno-lamítica (Figura 3). No geral, os clastos são angulosos e facetados, concentrando-se, comumente em contato com o embasamento cristalino, como observado a partir dos dados de poços, embora possam ocorrer também dispersos na matriz. Os clastos apresentam composição variando desde rochas metamórficas (gnaisses, quartzitos e metassedimentos) a rochas plutônicas (granitos). Em geral, a camada de diamictito apresenta de 2 a 5m de espessura, entretanto, no poço localizado no Município de Mombuca, a camada de diamictito maciço apresenta 88m de espessura.



Figura 3: Diamictito com aspecto maciço, exibindo clastos caoticamente dispersos na matriz areno-lamítica. (Foto de Vieira, 2007).

5.2.2 - Fácies Diamictito com matriz arenosa

Esta litofácies apresenta matriz arenosa, cujo teor de areia varia de acordo com a litologia com a qual está associada, sendo mais fina quando embutido nos folhelhos (Figura 4).



Figura 4: Diamictitos com matriz arenosa (Foto de Vieira, 2007).

Os clastos, em geral, ocorrem caoticamente dispersos na matriz. Apresentam-se angulosos e facetados e com dimensões variadas, geralmente centimétricos. São de composição polimítica, incluindo clastos de quartzitos, granitos e gnaisses, além de intraclastos de siltitos, argilitos e arenitos.

Estes diamictitos exibem localmente, desenvolvimento de gradação inversa ou normal e estratificação deformada, caracterizada pela ocorrência de dobras convolutas.

5.2.3 - Fácies arenito grosso imaturo

Composta por arenito de granulometria média a grossa, com arcabouço essencialmente arenoso grosso a muito grosso, com pouca ou nenhuma argila. Contém clastos esparsos subangulosos a subarredondados de quartzo e feldspato, de diâmetro não superior a 5 cm, predominando os de 1 a 2 cm. As camadas de arenitos grossos imaturo apresentam espessuras que variam de 1 a 4 metros nos perfis de poços. Nos níveis mais finos os arenitos ocorrem laminados, como é possível observar no afloramento do Parque das Monções, em Porto Feliz (Figura 5), e há presença de *climbing ripples* e intercalações esparsas, de arenito muito grosso a conglomerático, com grânulos, seixos de diversas litologias e intraclastos.

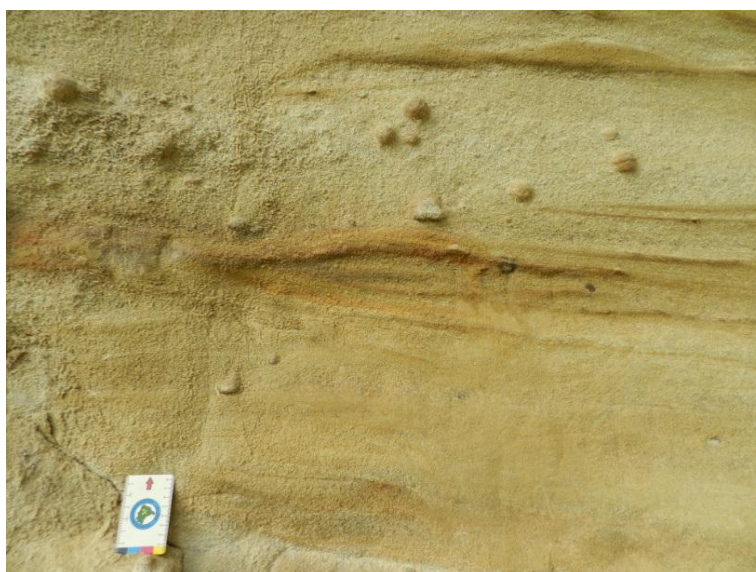


Figura 5: Arenito de granulometria média a grossa com clastos subangulosos a subarredondados no Parque das Monções, em Porto Feliz.

5.2.4 - Fácies Arenito Médio Maciço

Representa a fácies mais comum entre os poços analisados, sendo em geral, constituída por arenitos finos a médios maciços, raramente atingindo a fração areia grossa.

Arenitos finos a médios formam espessos pacotes, em alguns poços com até 67m de espessura, como no poço localizado no município de Cerquilha. Podem conter intercalações de argilitos, siltitos ou diamictitos. Essas intercalações podem ter até 1

metro de espessura e serem deformadas por sobrecarga. Os arenitos constituintes desta fácies apresentam espessuras que variam de 1 a 2 metros, em escala de afloramento, até 40 metros em dados de poços.

5.2.5 – Fácies Arenito Médio Estratificado

Também constituída por arenitos finos a médios, porém o desenvolvimento de gradação normal é frequente e as estruturas sedimentares primárias mais comumente preservadas são estratificações cruzadas e estratificações cruzadas acanaladas, principalmente nos depósitos mais espessos e localizados em níveis estratigráficos superiores (Figura 6). O desenvolvimento de *climbing ripples* é comum nos sedimentos de granulometria média. São encontradas também estruturas convolutas cortadas por falhas oblíquas.

Os arenitos constituintes desta fácies apresentam espessuras que variam de 1 metro em escala de afloramento até 69,7 metros em dados de poços.



Figura 6: Estratificação cruzada em arenitos médios no Parque das Monções, em Porto Feliz.

Clastos também podem ocorrer nesses arenitos, variando em dimensão de poucos milímetros a alguns centímetros de diâmetro. Esses clastos são subarredondados a subangulosos, por vezes facetados e de litologia variada, geralmente correspondendo a granitos e quartzitos. Ocorrem ainda clastos de argilito ou siltito na matriz argilo-arenosa dessa unidade, porém, sem deformar a estrutura. São geralmente tabulares, com dimensões raramente excedendo 5 cm em seu eixo maior.

5.2.6 - Fácies Siltito

Esta fácies é constituída por siltito de coloração amarelada a acinzentada, geralmente, bem selecionado, com camadas de espessuras que variam de alguns metros a dezenas de metros (Figura 7). Dentre as estruturas sedimentares mais comuns nos siltitos estão as laminações plano-paralela horizontal, cruzada, lenticular e onduladas, *climbing ripples* e dobras convolutas. Alternância entre siltito e arenito fino também são comuns.

A ocorrência de clastos nos siltito é rara, porém, quando ocorre, em geral, apresenta dimensões variadas, estão esparsos na matriz, e geralmente, polimíticos.



Figura 7: Siltito de coloração amarelada, bem selecionado. (Foto de Vieira, 2007).

5.2.7 - Fácies Argilito

Esta unidade é caracterizada predominantemente por argila, com pouco ou nenhum silte. Os argilitos são, em geral, homogêneos, de coloração acinzentada, podendo apresentar leve laminação ou ritmicidade (Figura 8).

Clastos dispersos estão presentes e ocorrem deformando as laminações. Estes clastos, compostos por rochas graníticas ou metamórficas proveniente do embasamento ocorrem com mais frequência nas porções mais basais desta fácies. Em geral, estes clastos apresentam alto grau de alteração, são angulosos a subarredondados, facetados e deformam as camadas sobre as quais foram depositados. Nas porções próximas ao topo dos afloramentos e próximas a superfície, nos dados de poços, também pode ocorrer clastos de diversas litologias, dispostos caoticamente e apresentando tamanhos variados.

Intercalações de níveis delgados de siltito, arenitos finos e diamictitos de matriz argilosa ou areno-argilosa são comuns, sugerindo ao argilito aspecto estratificado,

porém, sem continuidade lateral. A fácies argilito pode apresentar fina laminação plano-paralela evidenciada pela intercalação de camadas de arenito fino a muito fino, ou silte, por vezes contendo marcas onduladas. Podem ocorrer fraturas, por vezes preenchidas por calcita.



Figura 8: Argilitos homogêneos de coloração acinzentada (Foto de Vieira, 2007).

5.2.8 - Fácies ritmitos

Caracteriza-se por apresentar pares rítmicos de argila-silte, ou de argila-areia fina, dispostos em estratos horizontais de grande persistência lateral. Ocorrem quase na totalidade da área de estudos, e sua melhor exposição ocorre no Parque do Varvito, em Itu, onde a espessura máxima de ritmito aflorante é de cerca de 15m.

Estes sedimentos apresentam laminação, e os pares comumente não ultrapassam dois centímetros de espessura, sendo possível observar que a espessura dos pares diminui nas porções mais superiores do afloramento. Essa tendência de afinamento para os pares é acompanhada por mudança granulométrica, com camadas mais inferiores de arenito fino, passando a mais siltíticas no topo (Rocha-Campos, 2002).

Intercalam-se camada de milimétricas de arenito e de argilito ou silte. Os arenitos apresentam granulação que varia de fina a muito fina e estruturas sedimentares abundantes e variadas. Estruturas encontradas nas lâminas dos ritmitos do Parque do Varvito são: laminação cruzada tabular, cruzada acanalada, marcas onduladas, laminação gradacional e *climbing ripples* (Figura 9).



Figura 9: Exposição de ritmitos no Parque Varvito, exibindo estruturas como marcas onduladas e climbing ripples. As direções de paleocorrente são para NW.

É possível observar a ocorrência de clastos caídos de tamanho milimétrico a decimétrico, de composição granítica e quartzítica, deformando as estratificações superiores e inferiores do ritmo ao seu redor.

Ícnofósseis atribuídos a organismos invertebrados aquáticos bentônicos, localizados sobre os planos de estratificação da rocha são abundantes nas lâminas mais escuras do Parque do Varvito (Figura 10). Foram identificados dois icnogêneros por Fernandes *et al.* (1987): *Isopodichnos* e *Diplichnites*; as pistas possivelmente representam diversos tipos de impressões do corpo do mesmo organismo.



Figura 10: Ícnofósseis de organismos invertebrados aquáticos bentônicos no Parque do Varvito.

6 - ARQUITETURA ESTRATIGRÁFICA E RESERVATÓRIOS DO GRUPO ITARARÉ

6.1 - Correlações Estratigráficas

Baseado em descrições de testemunhos de sondagens, procurou-se estabelecer a arquitetura dos depósitos para a área estudada.

A análise estratigráfica envolveu 6 poços pesquisados junto à base de dados do Instituto Geológico do da Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo (IG-SMA, 2009) para estudos de detalhe envolvendo análise de fácies, associação e correlação estratigráfica.

A localização e informações extraídas para a análise estratigráfica regional encontram-se na Figura 11 e Tabela 2.

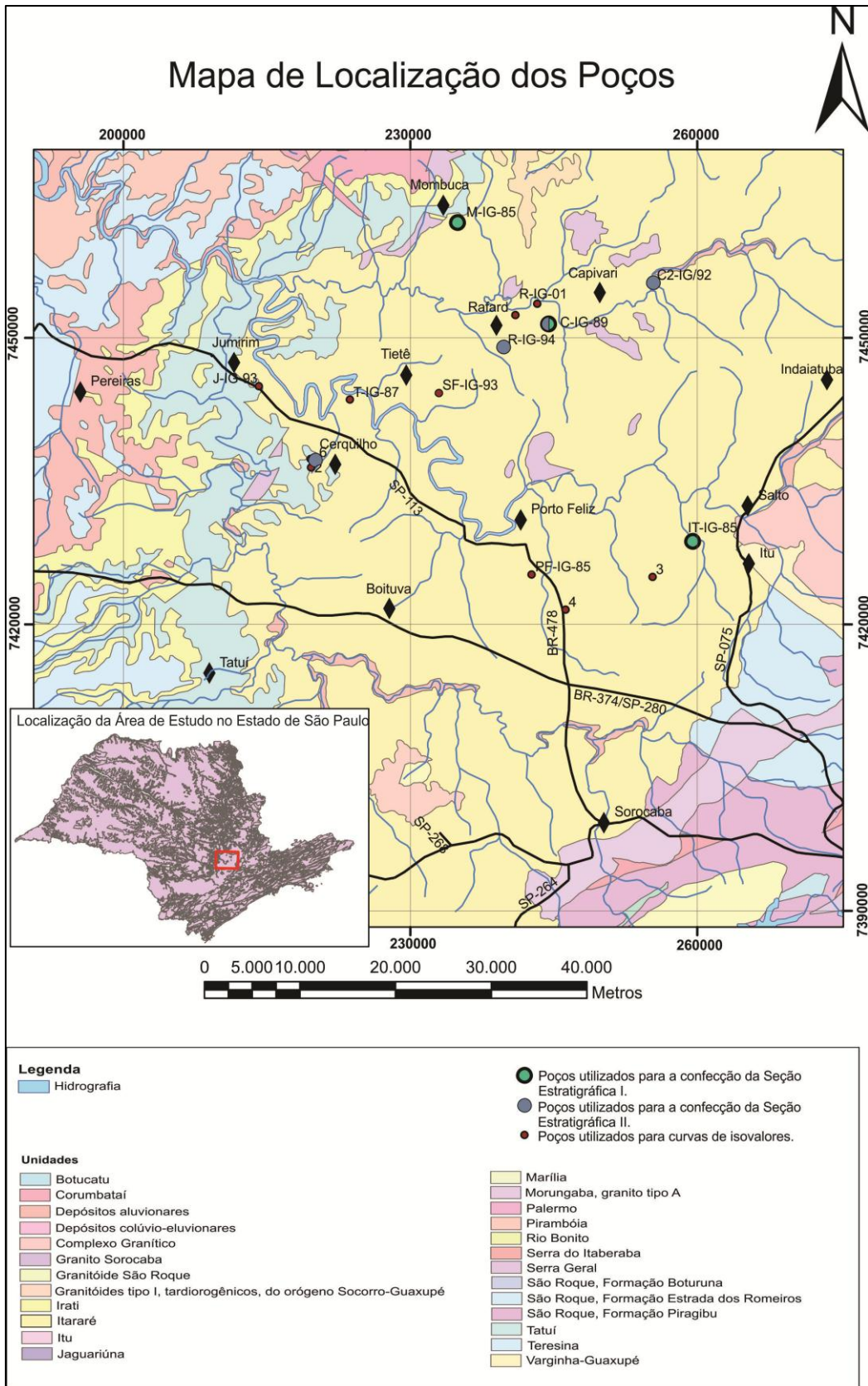


Figura 11: Localização geral dos poços utilizados para correlação estratigráfica na área de estudo.

Tabela 2: Relação dos poços utilizados para correlação estratigráfica na área de estudo.

N° poço	X	Y	Município	Cota Boca	Profundidade	Pelitos (%)	Psamitos (%)	Psefitos (%)	Diabásio (%)	Regolito (m)	Folha 1:50000
C-IG-89	244500	7451500	Capivari	540	243	30,2	61,8	8	0	0	Salto
IT-IG-85	259550	7428700	Itu	515	261,5	32,1	57,9	4,6	0	14	Salto
M-IG-85	234950	7462100	Mombuca	540	220	37,8	18,7	41,6	0	4	Capivari
R-IG-94	239800	7449050	Rafard	540	291,6	44,4	51,5	2,1	2	0	Porto Feliz
C2-IG/92	255450	7455800	Capivari	525	300,5	50,5	46,7	1,8	1	0	Americana
6	220100	7437200	Cerquilha	540	179	33,5	42,5	13,9	0	18	Porto Feliz

Por meio do levantamento de dados de subsuperfície, observa-se que para os poços utilizados na correlação estratigráfica a profundidade mínima é de 160 metros em um poço localizado no Município de Tietê (SF-IG-93) e a profundidade máxima é de 300,5 metros, em um poço localizado no Município de Capivari (C2-IG/92).

O Grupo Itararé na porção centro-leste do Estado de São Paulo representa uma unidade marcada pela descontinuidade de suas litofácies e pela diversidade e complexa relação entre os processos geradores, tornando, desta forma, a correlação estratigráfica um grande desafio.

A descrição e interpretação das litofácies são realizadas segundo dados obtidos de cada poço. Para cada intervalo foi feito um resumo das principais características litológicas reconhecidas no testemunho, da base para o topo, de acordo com as descrições do IG-SMA (Anexo 2).

Para a região de estudo não há um *datum* estratigráfico bem definido, como ocorre no Estado do Paraná, por exemplo, representado pela ocorrência de folhelhos e argilitos da própria unidade, com extensa continuidade lateral (Vesely, 2001). Portanto, para a realização da correlação estratigráfica foi usado como *datum* operacional a base dos diamictitos para a Seção Estratigráfica I, que corresponde aos poços M-IG-85, C-IG-89 e IT-IG-85 (Figura 8). Para a Seção Estratigráfica II, que corresponde aos poços 6, R-IG-94, C-IG-89 e C2-IG/92, o datum operacional é o topo da camada de arenitos. Esses *data* foram escolhidos por se alinharem com o principal critério de correlação estratigráfica utilizado neste trabalho, que são as semelhanças entre as sucessões sedimentares, considerando apenas o posicionamento e admitindo a inexistência de importantes feições estruturais na área de estudo.

As correlações estratigráficas realizadas neste trabalho seguem o conceito de associação de fácies, que consiste em um agrupamento de fácies relacionadas, nas quais suas principais características e interrelações permitem a interpretação dos ambientes de sedimentação. Cada uma das fácies dentro desta associação faciológica representa a atuação de determinado processo deposicional.

Para a Seção Estratigráfica I (Figura 12), são distinguidas quatro associações de fácies, denominadas, da base para o topo, associação de fácies A, associação de fácies B, associação de fácies C e associação de fácies D, cada uma delas composta por um conjunto de litofácies características.

Associação de Fácies A: Situada na parte inferior da seção estratigráfica, esta associação de fácies compreende a deposição de diamictitos maciços de matriz areno-lamítica, correspondentes às fácies diamictito e fácies diamictito de matriz arenosa.

Associação de Fácies B: Esta associação de fácies está representada por siltitos, argilitos, ritmitos e arenitos de granulometria muito fina. Apenas no poço M-IG-85, localizado no Município de Mombuca ocorre uma camada de 4 m de arenitos grossos com pouca matriz. Os ritmitos são formados por camadas milimétricas a centimétricas de argilitos/ritmitos e arenito muito fino.

Associação de Fácies C: Esta associação de fácies é formada por arenitos de granulação média a fina e diamictitos de matriz areno-lamítica. Subordinadamente ocorrem intercalações de ritmitos, argilitos e siltitos, sendo verificada maior ocorrência desses litotipos no poço M-IG-85, que se encontra na porção mais distal da área-fonte de sedimentação.

Associação de Fácies D: A associação de fácies localizada na porção mais superior da seção estratigráfica é representada pela deposição de arenitos, argilitos, siltitos e ritmitos. Nesta unidade estão incluídos os ritmitos conhecidos como *Varvito de Itu* (Rocha-Campos *et al.*, 1981), que apesar de ocorrerem em camadas de até 51 metros de espessura, apresentam continuidade lateral restrita. Como é possível ser observado na Figura 12, as sequências de ritmitos são encontradas apenas no poço IT-IG-85, localizado em Itu, não se estendendo para os demais poços da correlação.

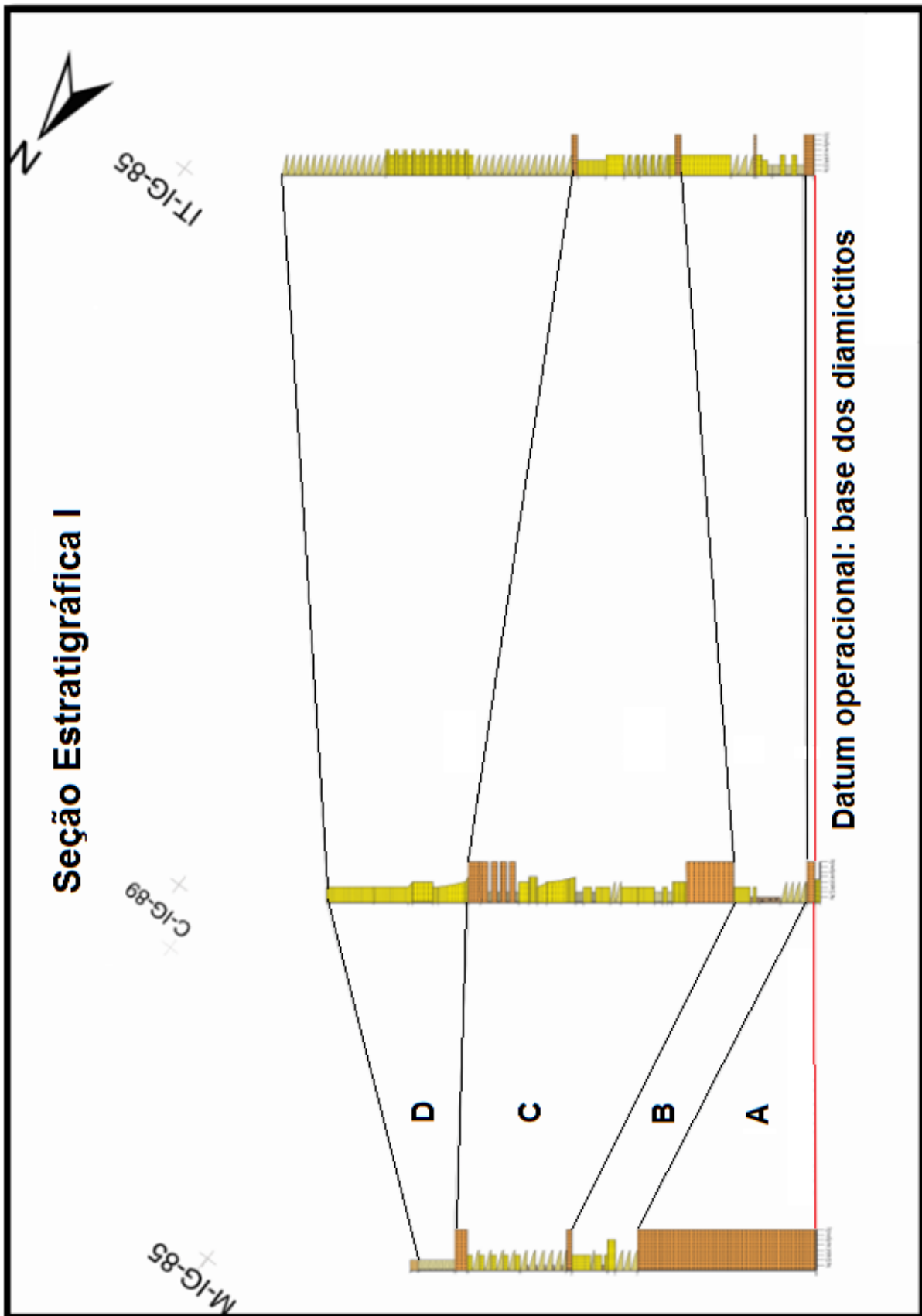


Figura 12: Seção Estratigráfica I para os poços M-IG-85, C-IG-89 e IT-IG-85, utilizando como datum operacional a base do diamictito na porção inferior dos referidos poços.

Para a Seção Estratigráfica II (Figura 13) foram definidas cinco associações de fácies, denominadas da base para o topo Associação de Fácies E, Associação de Fácies F, Associação de Fácies G, Associação de fácies G₁ e Associação de Fácies H, cada uma composta por um conjunto de litofácies característico.

Associação de Fácies E: Esta associação de fácies está localizada na porção basal dos poços correlacionáveis e compreende intervalos compostos por arenitos sílticos, siltitos, ritmitos e laminas argilosas com extraclastos de litologias variadas. Os arenitos exibem estratificação plano-paralela e são observados rastros de artrópodes nos arenitos e ritmitos no poço 6, localizado no Município de Cerquilha.

Associação de Fácies F: A segunda associação de fácies reconhecida nesta correlação estratigráfica compreende a deposição de diamictitos e brechas de matriz de matriz arenosa.

Associação de Fácies G: A associação de fácies G compreende camadas de arenito muito fino a grosso com estratificações pouco inclinadas, intercalações de arenitos de granulometria média com argilitos, siltitos e ritmitos. Feições de canais preenchidos por conglomerados também são observadas nesta associação de fácies.

Associação de Fácies G₁: Esta associação de fácies é encontrada apenas nos poços R-IG-94 e C-IG-89, nos Municípios de Rafard e Capivari, respectivamente e consistem em intercalações de diamictitos e conglomerados com arenitos finos a muito finos e siltitos.

Associação de Fácies H: A associação de fácies localizada na porção mais superior da seção estratigráfica é representada pela deposição de arenitos, argilitos, siltitos e ritmitos. Esta associação de fácies é encontrada nos poços R-IG-94 e C2-IG/92; no poço C-IG-89, localizado entre esses dois poços não há ocorrência destas associações de fácies, possivelmente escavadas devido a processos erosivos.

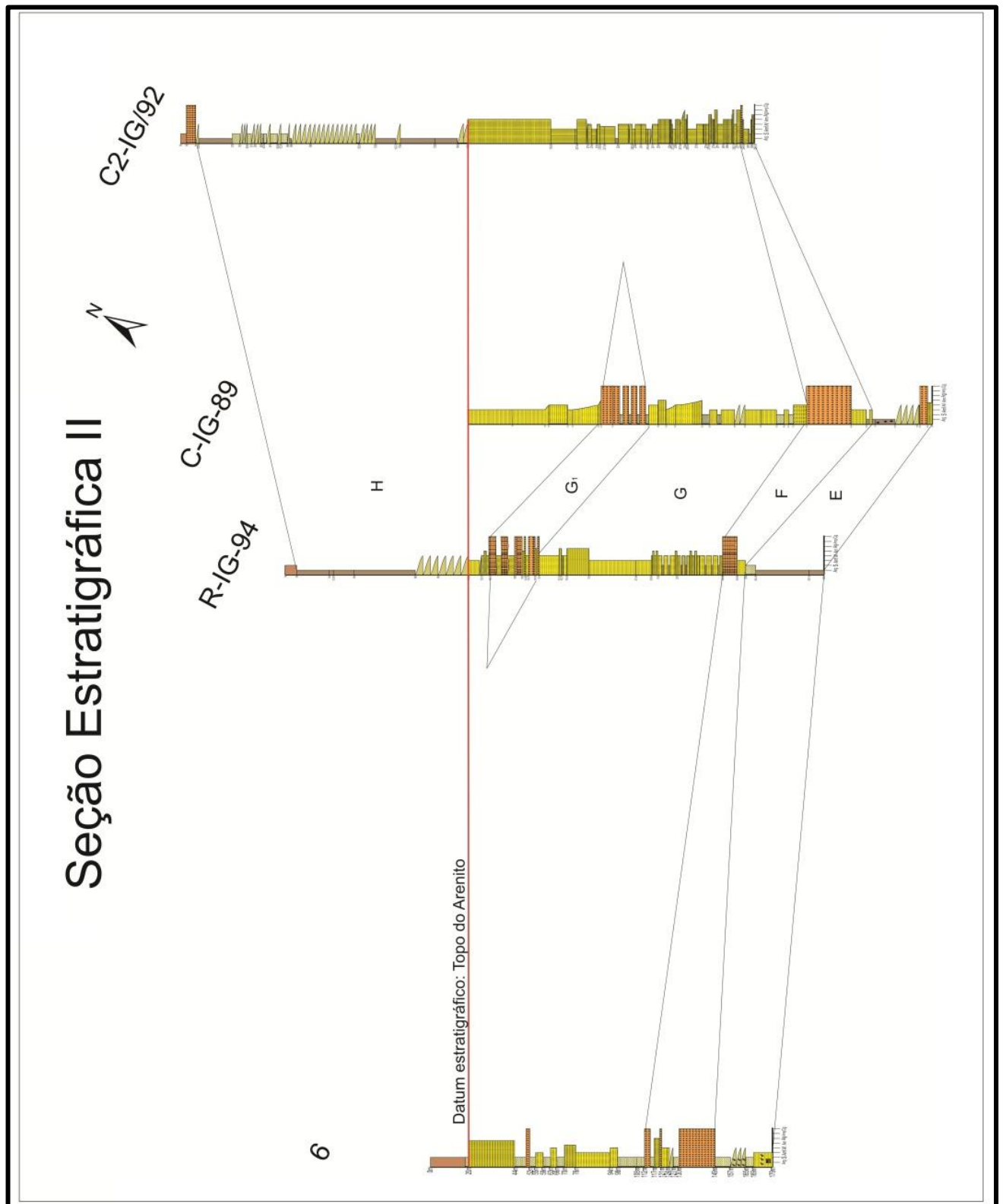


Figura 13: Seção Estratigráfica II para os poços 6, R-IG-94, C-IG-89 e C2-IG/92 utilizando como datum operacional a base do diamictito na porção inferior dos referidos poços.

6.2 - Associações de Fácies e Sistemas Depositionais

Um sistema deposicional é definido como uma assembleia tridimensional de fácies, geneticamente associadas por processos ou ambientes de sedimentação ativos ou inativos (Brown & Fisher, 1977) atuantes em determinada área geográfica, e que produz fácies estratigráficas inter-relacionadas cronológica e estratigraficamente, de maneira contínua, sem que haja quebra no registro.

A partir da distinção das associações faciológicas pela correlação das colunas é possível inferir o sistema deposicional para cada associação de fácies.

A gênese da sedimentação do Grupo Itararé é amplamente influenciada por processos glacio-marinhos. Atualmente, o quadro mais consistente a respeito da sedimentação no Grupo Itararé indica que o mesmo seria resultado da associação entre processos glaciais e o ciclo transgressivo Neopaleozóico (Santos *et al.*, 1996), no qual o registro sedimentar indica a passagem progressiva de sedimentos marinhos costeiros e deltaicos a depósitos essencialmente marinhos.

Um dos modelos deposicionais propostos pela literatura para a Bacia do Paraná sugere que as geleiras que atingiram a porção leste da bacia forneceram sedimentos depositados em condições glacio-marinhas, fluvio-deltáicas e de leques subaquáticos (Santos *et al.*, 1996; Rocha-Campos *et al.*, 1997). A glaciação alternou-se com longos períodos interglaciais, nos quais sedimentos na porção leste, mais próximos às geleiras seriam mais intensamente retrabalhados e redepositados na forma de fluxos de detritos e turbiditos (Eyles *et al.*, 1993; Santos *et al.*, 1996). Nestes períodos ocorreram deposições de espessas sequências de argilitos e ritmitos, relacionadas ao aumento do nível do mar. Entretanto é possível observar a influência glacial nestes períodos, evidenciadas pela presença de clastos caídos nestes depósitos.

Com base nesses critérios e levando em conta a predominância dos processos erosivos e os sistemas deposicionais no ambiente glacial, Eyles & Eyles (1992) e Eyles (1993) dividiram-no em duas categorias principais, sendo a primeira, localizada nas porções mais proximais da geleira chamadas de processos glacio-terrestres, e a segunda, nas porções mais distais da geleira, chamadas de sistemas marinhos influenciados pelo ambiente glacial (Figura 14).

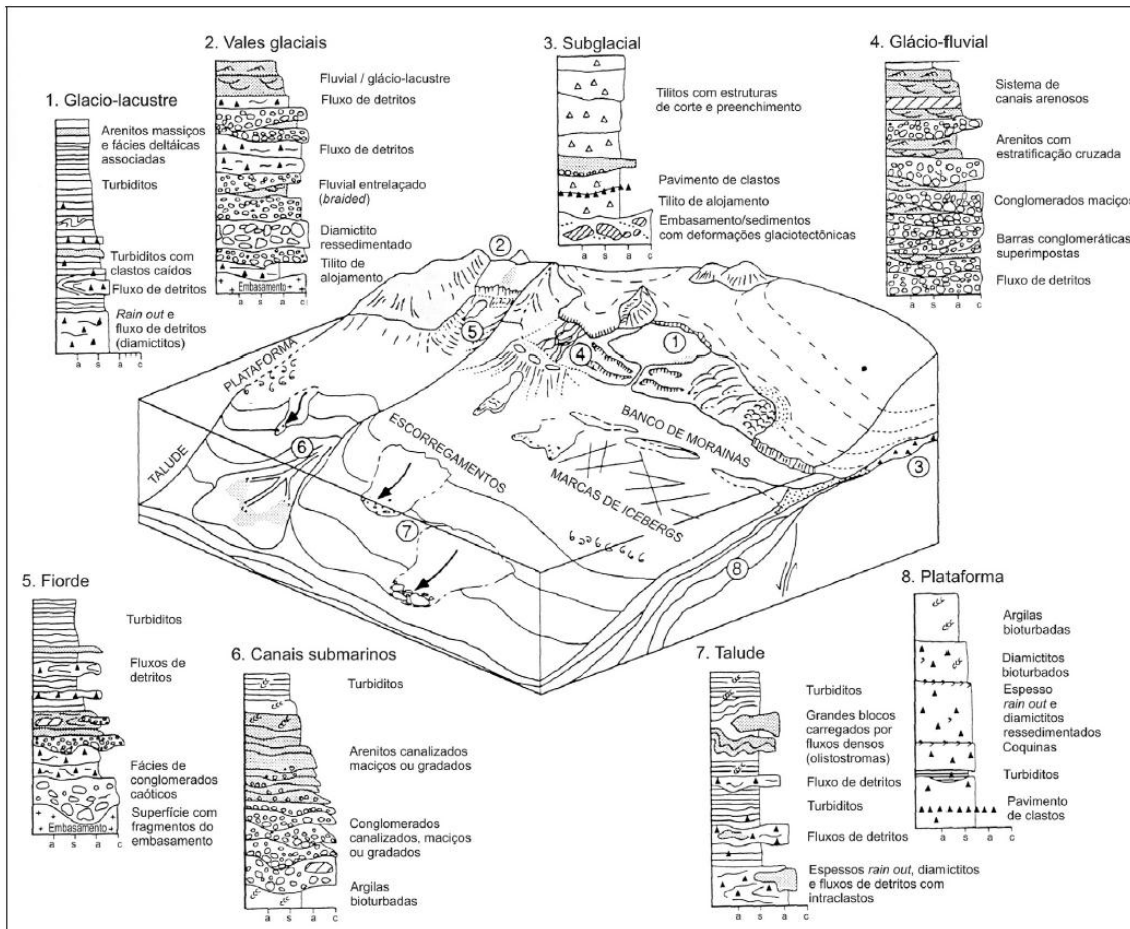


Figura 14: Principais sistemas deposicionais glacio-terrestres (topo) e glacio-marinhos (base) com suas respectivas associações de fácies (Salveti, 2005).

Para a área de estudo, seguindo esse critério, foram propostas quatro associações de fácies, que representam a evolução dos ambientes deposicionais presentes na área de estudo, de acordo com os modelos paleogeográficos existentes para o Grupo Itararé na Bacia do Paraná (Canuto, 1993; Santos *et al.*, 1996): a) sistema subglacial/proglacial; b) sistema glacio-marinho distal; c) sistema de leques submarinos; e d) sistema glacio-marinho proximal.

6.2.1 – Sistema Subglacial/Proglacial

O sistema subglacial/proglacial é composto pela fácies diamictito e fácies diamictito de matriz arenosa, localizada na porção inferior dos poços. No poço IT-IG-85, localizado no Município de Itu, a camada de diamictito encontra-se em contato direto com o embasamento cristalino, já no poço C-IG-89, localizado no Município de Capivari a camada de diamictitos está localizada acima de uma deposição de uma camada de 2,5 m de arenito médio a fino, também pertencente ao Grupo Itararé, indicando possivelmente um histórico de avanços e recuos da geleira.

Segundo Eyles (1993) e Rocha-Campos & Santos (2000) esta associação de fácies representa uma fase de aumento da energia da água de degelo na deposição dos sedimentos e corresponde ao sistema deposicional subglacial/proglacial, correspondendo, desta forma a depósitos formados pela agregação subglacial de detritos liberados pelo avanço da geleira em sua porção basal.

6.2.2 – Sistema Glacio-Marinho Distal

O sistema glacio-marinho distal é composto por uma sucessão de fácies sedimentares em que predominam litologias finas como argilito, ritmito, siltito e arenito muito fino. A deposição neste sistema ocorre a partir da decantação dos materiais finos, indicando o ambiente de sedimentação encontra-se abaixo do nível de base das ondas, com o nível relativo do mar mais alto. Rastros de artrópodes são observados nos arenitos e ritmitos do poço 6, localizado no Município de Cerquilha. Neste sistema também ocorrem raras camadas de diamictitos, como observado no poço M-IG-85 e deposição de material arenoso esporádico e localizado, e formando intercalações de camadas de arenitos com camadas de sedimentação mais fina.

Em comparação com o estudo de Eyles & Eyles (1992), essa sedimentação provavelmente ocorreu por fluxos de detritos subaquosos, que podem ter sido originados nos ambientes proximais, de forma que os diamictitos podem se associar ao mecanismo de turbilhonamento de sedimentos da zona costeira, seguido por transporte por correntes de fundo para o ambiente de sedimentação das litologias mais finas.

6.2.3 – Sistema de Leques Submarinos

Na porção norte da área de estudos, após a deposição da sucessão de fácies sedimentares do sistema glacio-marinho distal, a bacia se torna relativamente mais profunda (Salveti, 2005), entretanto, a partir da correlação estratigráfica realizada, nota-se que as litologias predominantes são os arenitos e os diamictitos, com camadas de ritmitos, siltitos e argilitos subordinadas. O sistema de leques submarinos se desenvolve em uma área que apresenta declive acentuado, geralmente associado a uma quebra topográfica na margem da bacia, ou ainda preenchendo formas previamente erodidas pelo gelo ou sendo alimentadas pelas águas de degelo. A morfologia de um leque submarino consiste em canais, zona de transição canal-lobo, lobos e depósitos de *overbank*.

O canal é a expressão negativa do relevo produzida por fluxo confinado de corrente de turbidez, representando o principal caminho para o transporte de

sedimentos em um sistema de leques submarinos. Os depósitos de preenchimento de canais podem exibir uma grande variedade de fácies, estruturas internas e geometrias, entretanto, o caráter original da deposição de uma sequência estará mantido no registro geológico deste canal.

A Sequencia de Bouma (Bouma, 1962), é o principal modelo genético para a compreensão dos depósitos originados por correntes de turbidez, na qual os sedimentos são mantidos em suspensão pelo estado de turbulência do fluido. Segundo esta sequência, os sedimentos das porções proximais dos lobos apresentam as melhores gradações e desenvolvem as melhores sequências verticais de estruturas sedimentares internas. A classificação dos turbiditos segundo Lowe (1982) indica que a divisão Te da Sequencia de Bouma, corresponde a depósitos pelágicos e hemipelágicos, as divisões Td (porção superior laminada), Tc (laminação cruzada, ondulada e convoluta) e Tb (laminação plano-paralela) são depósitos associados a correntes de turbidez de baixa densidade e a divisão Ta corresponde a depósitos de arenitos associados à correntes de alta densidade.

Foram distinguidos três tipos de sequências de preenchimento de canal por Mutti & Normark (1987): a sequencia erosiva, que é caracterizada pela deposição de fácies conglomerática junto a quebra do talude da bacia e localmente associadas com fluxos de detritos, estruturas erosivas e contatos basais planos sobre uma superfície erosiva; a sequência deposicional, que consiste em uma sequência de arenitos distribuídos em uma extensa área e com espessuras de 5 a 50 metros; e a sequência mista, que são depósitos de conglomerados residuais seguidos por depósitos de arenitos.

Na zona de transição canal-lobo, os depósitos exibem características tanto de canais, que são depositados por correntes de turbidez compostas por areias e sedimentos conglomeráticos, quanto de lobos, que são depositados por correntes de turbidez que transportam areias juntamente com sedimentos finos (Mutti & Normark, 1987).

Os depósitos de lobos em leques submarinos modernos são definidos como extensas áreas onde são processadas as deposições de areia (Pires, 1993). Em sistemas antigos, os lobos são depositados por superfícies paralelas, consistindo de camadas espessas de areias e de granulometria relativamente grossa; os lobos arenosos ocorrem individualmente dentro de sequencias lamíticas ou alternadas com sedimentos de composição lamítica.

As zonas de canal e de transição canal-lobo podem ser interpretadas como as áreas de deposição dos diamictitos na área de estudo. A camada inferior de diamictitos para a Associação de Fácies C, obtida através da Seção Estratigráfica I considerada como unidade deposicional formada por sistemas de leques submarinos,

no poço C-IG-89, localizada no Município de Capivari apresenta maior espessura, em comparação com os demais poços, sendo possível inferir que esta região esteja na porção mais proximal do leque.

Os arenitos correspondentes as associações de fácies C e G da correlação estratigráfica apresentam-se geralmente maciços, ou com estratificações e laminações cruzadas, estes nas porções superiores e basais destas associações de fácies, respectivamente. Esta sucessão sedimentar pode ser interpretada como correspondentes a sequencia Ta e depositadas nos lobos dos leques submarinos durante diferentes processos deposicionais ao longo do tempo geológico.

A deposição de ritmitos e siltitos pode estar relacionada à deposição em áreas mais distais do sistema de leques submarinos, como as áreas de *overbank*, que são definidos como depósitos de sedimentos de granulometria fina como argilitos e siltitos, resultantes do escape lateral de correntes de turbidez confinadas. Esses depósitos geralmente ocorrem em áreas não canalizadas e distantes dos canais.

Diamictitos de matriz lamítica ocorrem na porção superior destas associações de fácies, indicando o aumento da energia da deposição. Camadas de diamictitos intercaladas com arenitos e argilitos são observadas entre os poços R-IG-84 e C-IG-89 da Seção Estratigráfica II, constituindo a Associação de Fácies D. Nesta correlação estratigráfica esta associação de fácies apresenta limitada extensão lateral, restringindo-se a estes dois poços e representando pacotes com base canalizada escavando as fácies areníticas, sugerindo deposição nos canais distributários desses leques.

A migração lateral dos lobos dos leques submarinos também deve ser levada em conta na interpretação do ambiente deposicional. Desta forma a intercalação entre depósitos de arenitos e de sedimentos mais finos pode representar a migração destes lobos.

6.2.4 – Sistema Glacio-Marinho Proximal

O sistema glacio-marinho proximal é gerado a partir do rebaixamento do nível relativo do mar. Ocorrem neste sistema deposicional a fácies ritmitos, a fácies arenito, fácies siltito e fácies argilito. Na fácies ritmito estão incluídas espessas camadas de ritmito, conhecidas como Varvito de Itu. Estes ritmitos são compostos por pares de argila/silte e areia, que devido a coloração dos mesmos pode ser inferida a atuação de pelo menos dois processos deposicionais distintos. A deposição do Varvito de Itu teria iniciado com a instalação de um grande corpo de água documentado pela ocorrência de camadas de argila de coloração escura (Rocha-Campos, 2002).

A distribuição da litologia nessa área sugere um ambiente deposicional marinho. A influência glacial nestes depósitos é sugerida pela ocorrência de clastos caídos nos ritmitos e a intercalação de depósitos clásticos mais grossos.

Os níveis arenosos são compostos por arenito médio a fino, feldspáticos com frequência variável de filmes argilosos. Quando não ocorrem níveis argilosos os arenitos se tornam maciços. Conforme as camadas de arenito se tornam mais espessas, como é possível observar nas porções mais próximas ao topo da sequência deposicional no poço C-IG-89, onde também é observada a ocorrência de laminações cruzadas não tangenciais.

Esses depósitos sugerem fases de progradação sedimentar que podem estar associados a processos deltaicos (Petri, 1992). Este corpo deltaico provavelmente é alimentado pelas águas de degelo.

A região mais distal é formada pela deposição de camadas de silte, provavelmente resultantes da atuação de correntes de fundo.

6.3 – Modelo Paleogeográfico da Porção Centro-Leste da Bacia do Paraná

A partir da correlação dos dados de subsuperfície e da identificação de fácies e sistemas deposicionais é possível elaborar um quadro paleogeográfico para o Grupo Itararé na porção centro-leste da Bacia do Paraná, onde se concentram os estudos deste trabalho.

Este quadro tentativo está baseado em dados e interpretações disponíveis na literatura sobre condições de deposição e paleogeografia da Bacia do Paraná (Santos *et al.*, 1996).

Foram confeccionados mapas de isólitos de arenitos, materiais finos e diamictitos, baseados nos dados de subsuperfície perfurados pelo Instituto Geológico da Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo (IG-SMA). Os valores das porcentagens das litologias atravessadas pelos poços, em termos de pefitos (diamictitos e conglomerados), psamitos (de granulometria muito fina a grossa) e pelitos (siltitos, argilitos e ritmitos), estão dispostos na tabela 1. Para obter os valores em porcentagens das litologias foi calculada a espessura total de cada uma das litologias nos poços. Esses valores obtidos foram convertido em porcentagens relacionadas a profundidade total do poço.

Esses mapas têm como finalidade principal representar a distribuição espacial das litologias do Grupo Itararé na área de estudo. Para esses mapas as cores mais frias (variando de azul a verde) representam a menor porcentagem de ocorrência de

determinada litologia e as cores mais quentes (variando de amarelo a vermelho) representam a maior porcentagem.

A direção geral para o deslocamento da geleira na porção paulista da Bacia do Paraná é de sudeste para noroeste (Santos *et al.*, 1996) e aparentemente permaneceu constante durante toda a deposição do Grupo Itararé. Nos períodos de avanço da geleira foram geradas feições erosivas, como o embasamento de Itu e depositados os diamictitos característicos do sistema deposicional subglacial/proglacial.

A elevação do nível relativo do mar levou a deposição de litologias finas a partir da decantação dos sedimentos abaixo do nível de base das ondas e a deposição de camadas de diamictito pouco espessas, provavelmente resultante de fluxos de detritos subaquosos.

A elevação do nível relativo do mar foi contínua, podendo, inclusive, ter sido responsável pelo início do recuo da geleira (Santos *et al.*, 1996). Iniciou-se um período de transgressão marinha nos quais vales glaciais foram inundados, atingindo áreas localizadas mais ao norte e noroeste do Estado de São Paulo, como Capivari e instalou-se o sistema de leques submarinos com deposição sedimentar através de correntes de turbidez. A sucessão de diamictitos, que ocorre em maior porcentagem nesta área, como é possível observar no mapa de isovalores para diamictitos e conglomerados (Figura 15) denota um ambiente de alta energia, recobertos por níveis de ritmitos, argilitos e siltitos, que sugere o aumento do nível do mar.

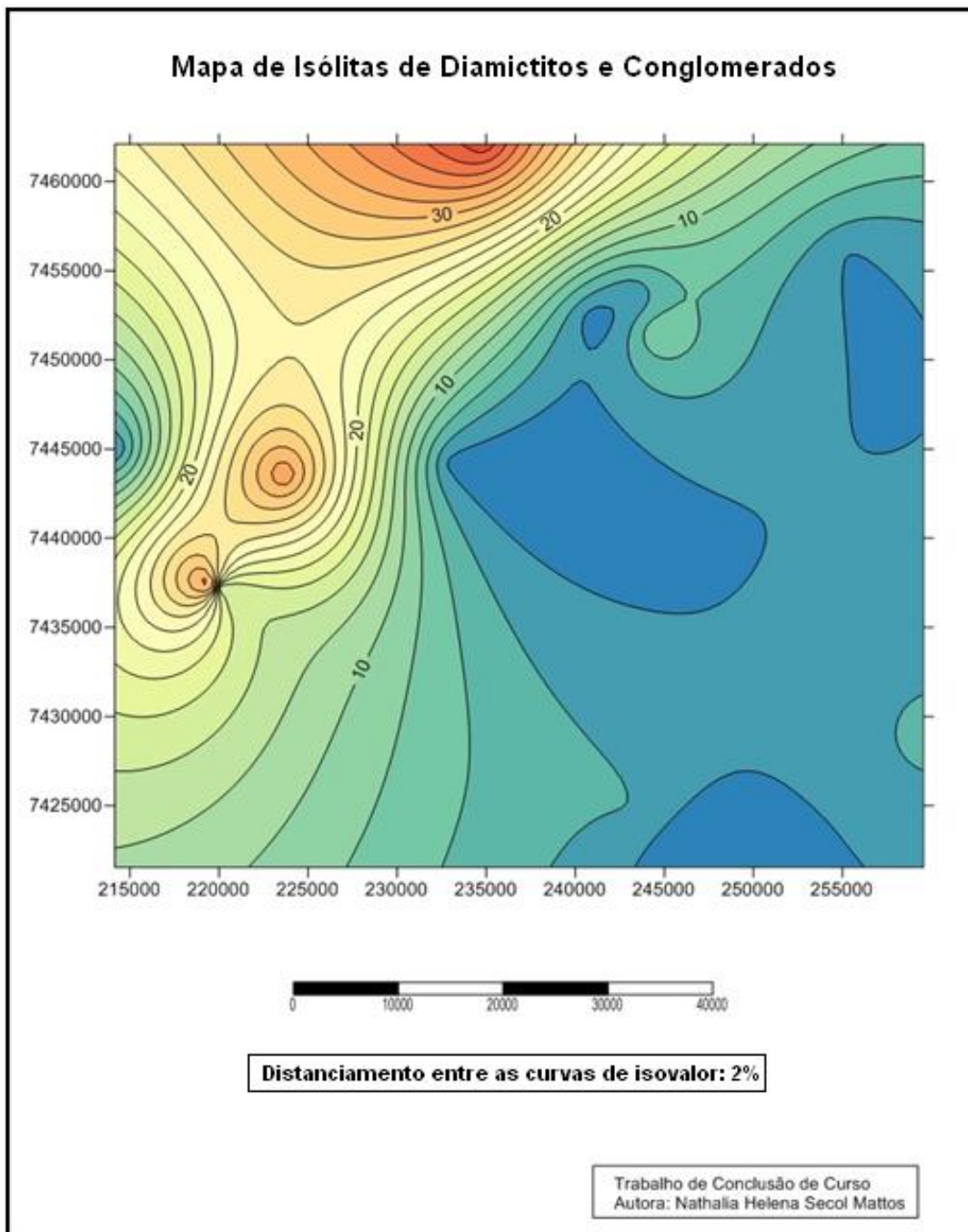


Figura 15: Mapa de isólitas de diamictitos e conglomerados na área de estudo.

Ainda na porção central da área de estudos, como é possível observar nas correlações estratigráficas (Figuras 12 e 13) e no mapa de isólitas de arenitos (Figura 16), o episódio de transgressão marinha foi acompanhado da deposição de espessas seqüências arenosas. Essas seqüências, segundo Souza-Filho (1986) são associadas a condições de planícies de lavagem subaquática (*outwash*), compostas por arenitos de granulometria média e localmente intercalados com ritmitos, argilitos, siltitos e diamictitos, e controladas pelos alinhamentos tectônicos e pela morfologia da linha de costa.

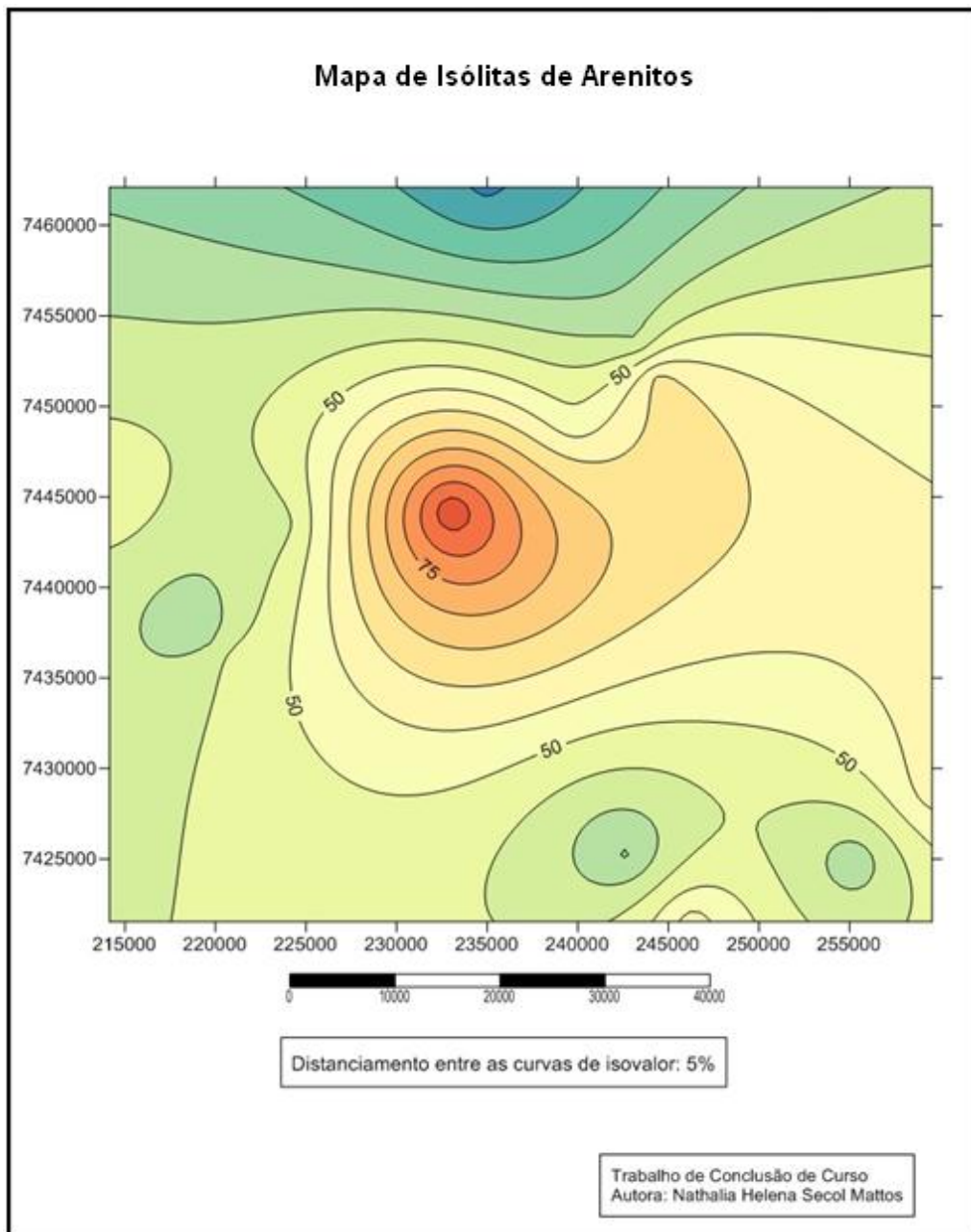


Figura 16: Mapa de isólitas de arenitos na área de estudo.

Nesta fase deposicional as geleiras passaram a influenciar a sedimentação em menor escala, através do controle das descargas de água de degelo e da liberação de clastos caídos por icebergs contendo detritos. A intensidade dessa influência foi diminuindo, conforme é possível perceber a redução na quantidade de clastos nas áreas mais superiores da sucessão sedimentar.

Após o período de máxima regressão marinha, iniciou-se o rebaixamento do nível relativo do mar, com a instalação do sistema glacio-marinho proximal na área de estudo. Nesta sucessão, sedimentos glaciagênicos, como ritmitos, são depositados apenas nas margens leste e sudeste da bacia, como na região de Itu e deposição de

siltitos nas porções mais distais. É possível observar esse padrão deposicional através do mapa de isólitias de sedimentos finos (Figura 17), em que as maiores porcentagens encontram-se próximas a área de influência direta das geleiras.

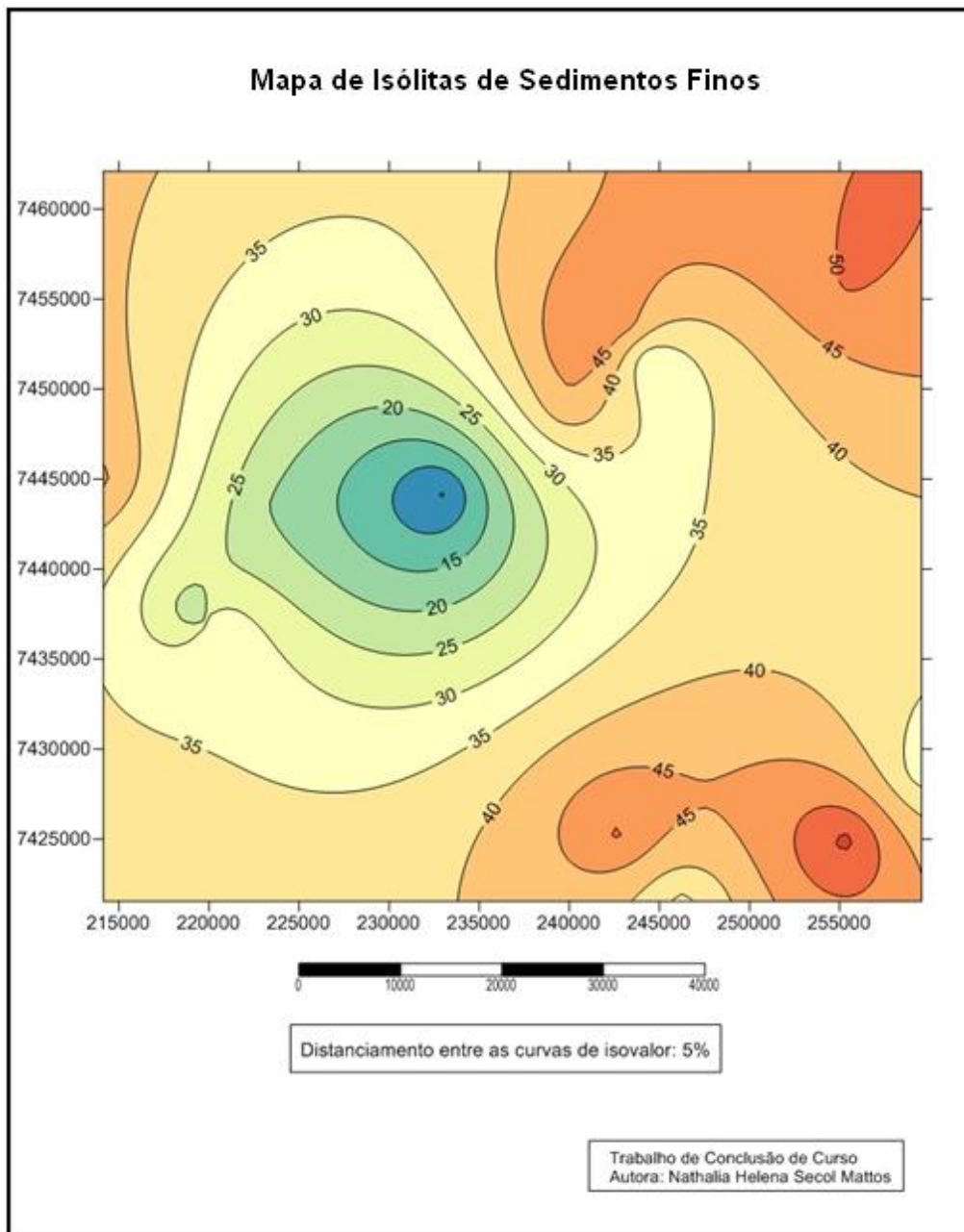


Figura 17: Mapa de isólitias de sedimentos finos na área de estudo.

Corpos deltaicos progradantes alimentados pelas águas de degelo foram instalados na margem leste da Bacia do Paraná. Esses depósitos areníticos progradam para o centro da bacia, como é possível observar no mapa de isovalores para porcentagem de arenitos (Figura 16), os maiores valores encontram-se no centro da bacia.

Blocos-diagrama ilustrando a evolução paleogeográfica das associações presentes na área de estudo encontram-se na Figura 18, onde é possível observar que toda a sucessão sedimentar da área de estudo foi depositada em condições subaquáticas, não havendo evidências de depósitos subaéreos, como evidenciados por estudos paleogeográficos regionais sobre a deposição do Grupo Itararé na Bacia do Paraná (Santos *et al.*, 1996).

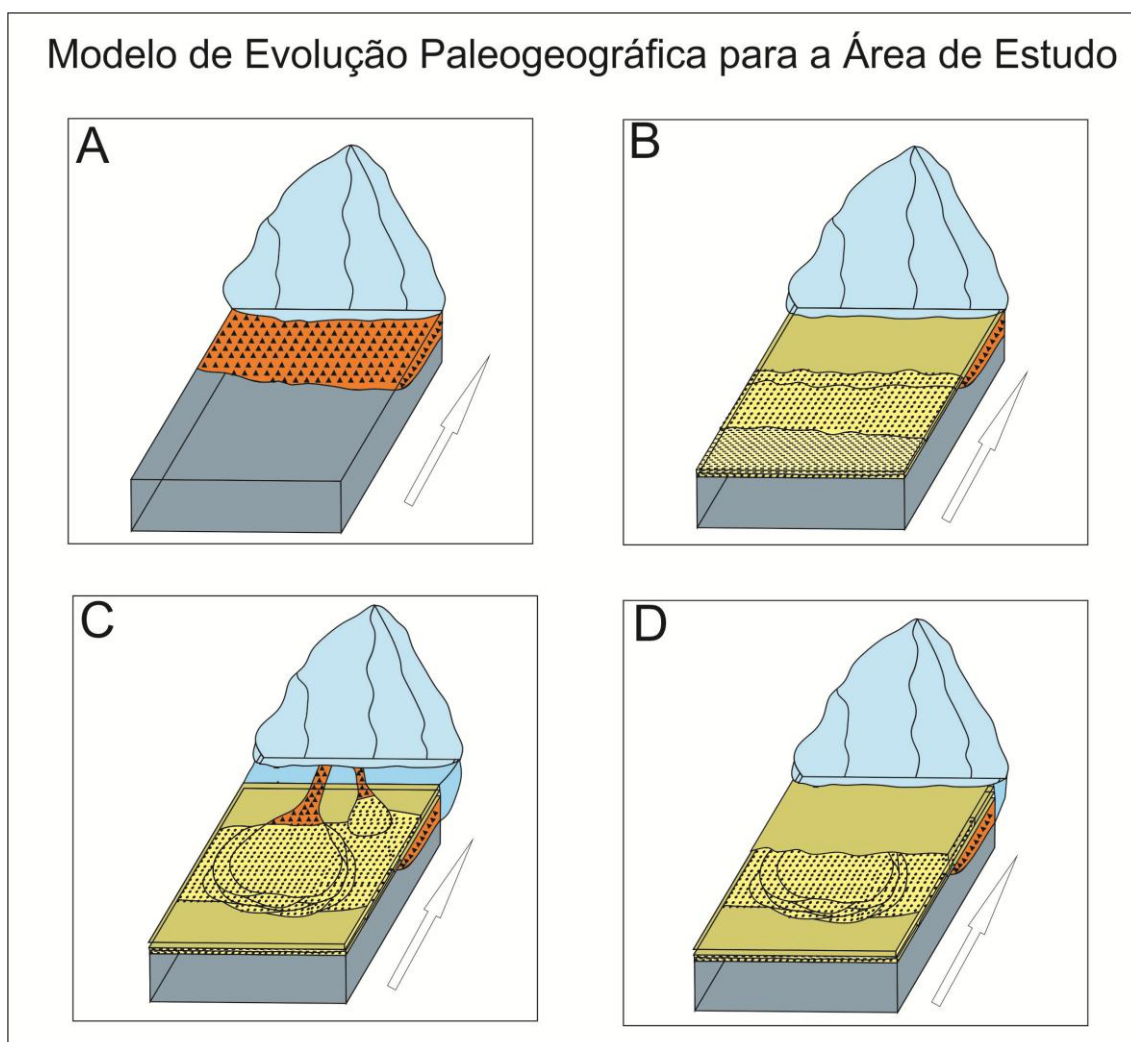


Figura 18: Blocos-diagrama representando a evolução paleogeográfica da área de estudo A) Início da deposição na bacia; B) Deposição de litologias finas por decantação; C) Instalação do Sistema de Leques Submarinos; D) Instalação do Sistema Glacio-Marinho Proximal.

6.4 – Modelo de reservatórios para o Sistema Petrolífero Ponta Grossa-Itararé na Área de Estudo

A compreensão da distribuição das unidades estratigráficas, a partir da elaboração de correlações estratigráficas e da proposta de um modelo paleogeográfico para a área de estudo é de fundamental importância para a elaboração de um modelo de reservatório para hidrocarbonetos, já que o arcabouço

estratigráfico permite a melhor compreensão da distribuição e das características dessas rochas.

O Sistema Petrolífero Ponta Grossa – Itararé consiste em uma das mais significativas acumulações de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná. As rochas geradoras deste sistema petrolífero são os folhelhos negros da Formação Ponta Grossa, que apresentam teor de carbono orgânico podendo atingir até 3% (Milani, 1990), entretanto exibem valores médios abaixo de 1,0% (França *et al.*, 1994), as quais originam o gás acumulado nos arenitos do Grupo Itararé.

Os hidrocarbonetos gerados nas sequências siluriana e devoniana na Formação Ponta Grossa, segundo Milani (1990) são acumulados em arenitos das formações Rio Ivaí e Furnas (Siluriano) e do Grupo Itararé (Permocarbonífero).

Com base nos dados apresentados fica evidente que o principal reservatório do Grupo Itararé para os hidrocarbonetos é constituído pelas associações de fácies C e G, cuja arquitetura reflete corpos formados a partir de correntes de alta densidade depositadas em lobos de leques submarinos.

Esses depósitos encontram-se isolados e com continuidade lateral restrita, configurando armadilhas estratigráficas.

O intenso magmatismo ocorrido durante o Jurássico e Cretáceo resultou em diversos efeitos no desenvolvimento e preservação dos sistemas petrolíferos na Bacia do Paraná. Essa atividade ígnea atuou tanto no fornecimento de energia termal para a maturação da matéria orgânica e pela formação de estruturas trapeadoras, sendo assim favoráveis para os sistemas petrolíferos, no fraturamento das rochas selantes e reabertura de estruturas trapeadoras (Artur & Soares, 2002).

Nas correlações estratigráficas realizadas para a área de estudo não ocorrem registros de diabásios, entretanto, ocorrências de *sills* de diabásio na área geral de estudo foram observadas em poços que se encontram próximos aos poços utilizados nas correlações estratigráficas, como os localizados nos municípios de Tietê, Capivari e Rafard e Jumirim, atingindo um valor máximo de 5% no poço localizado em Tietê (Tabela 2). Este magmatismo pode ter atuado na configuração deste sistema petrolífero, entretanto, possivelmente essa atuação ocorreu de maneira negativa.

Com relação aos condicionantes estruturais para a área de estudo, Artur & Soares (2002), afirmam que as áreas mais favoráveis à acumulação de hidrocarbonetos estão delimitadas por paleoestruturas devonianas e reativadas até o recente com direção NE e paleofalhas N-S ativas durante o evento tectono-magmático juro-cretáceo. A utilização de estruturas regionais como objeto de exploração de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná é dificultada devido a fatores geológicos complicadores como a cobertura basáltica da bacia. Estes mesmos autores,

entretanto, propõem que a migração de gases na Bacia do Paraná ocorre ao longo das paleofalhas e a acumulação dos mesmos ocorre em trapas estruturais condicionadas às diversas fases de reativação das paleoestruturas.

Na área de estudo, as litologias foram correlacionadas considerando apenas o seu posicionamento estratigráfico. É possível observar que não há variações bruscas entre as associações de fácies, exceto pelos poços R-IG-94 e C-IG-89 na Seção Estratigráfica II, sugerindo um falhamento local e não um falhamento tectônico de extensão regional.

A partir das correlações estratigráficas dos poços, observa-se, ainda que as fácies mais finas, como ritmitos e siltitos, correspondentes as associações de fácies D e H nas seções estratigráficas I e II, respectivamente, seriam as rochas selantes em um sistema petrolífero proposto para a área de estudo. Entretanto, estas associações de fácies não apresentam continuidade lateral, sendo predominantemente localizadas na porção leste da área de estudos, como é possível observar no Mapa de Isólitias de Porcentagem de Sedimentos Finos (Figura 17). Esta descontinuidade lateral impede que nesta área exista uma rocha selante eficaz para reter os gases gerados pelos folhelhos da Formação Ponta Grossa.

Além disso, a própria ausência da Formação Ponta Grossa é outro fator determinante.

Uma proposta de modelo de sistema petrolífero que extrapola a área de estudo tem como rochas geradoras os folhelhos da Formação Ponta Grossa; os reservatórios os arenitos depositados em ambientes de leques subaquáticos correspondentes as associações de fácies C e G nas seções estratigráficas I e II, respectivamente; e as selantes, os ritmitos e siltitos correspondentes as associações de fácies D e H, de acordo com as correlações estratigráficas realizadas. A Figura 19 representa uma esquematização da trapa estratigráfica para a área de estudo.

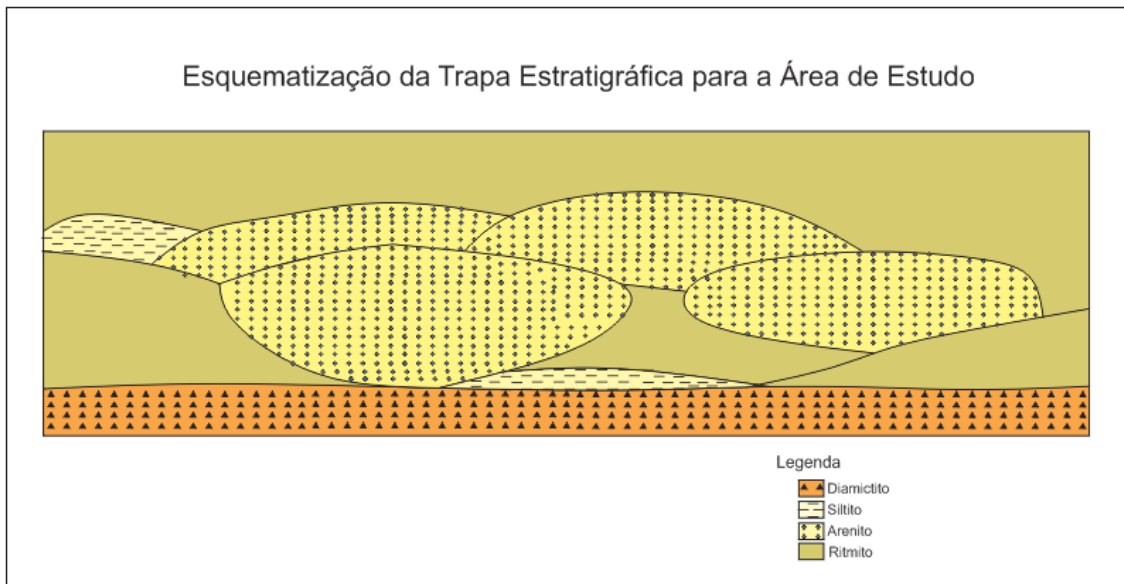


Figura 19: Esquemática da Trapa Estratigráfica para a Área de Estudo.

Apesar dos arenitos do Grupo Itararé apresentar porosidade suficiente para constituírem reservatórios de gás, não existem evidências de acumulações de hidrocarbonetos na área de estudo. Isto se deve a fatores como a ausência da Formação Ponta Grossa nessa porção da bacia, descontinuidade lateral das camadas de ritmitos e siltitos na porção superior impede o trapeamento de hidrocarbonetos, de forma que estes migrem pelos poros dos arenitos até atingir a superfície. Estas camadas encontram-se expostas em superfície, como no afloramento do Parque do Varvito (Itu), evidenciando a atuação de processos erosionais nas rochas selantes. Estes fatores impedem a existência de um sistema petrolífero eficaz na área de estudo.

7 - CONCLUSÕES

Junto à porção centro leste da Bacia do Paraná, entre os municípios de Jumarim, Cerquilha, Tietê, Rafard, Capivari, Porto Feliz e Itu foram reconhecidas a partir de dados de subsuperfície e de dados obtidos em campo um total de sete unidades faciológicas que compõem o Grupo Itararé: fácies diamictito; fácies arenito grosso maturo; fácies arenito médio; fácies ritmito; fácies argilito; fácies diamictito de matriz arenosa e fácies siltito.

Todas as fácies sedimentares reconhecidas foram formadas a partir de influência glacio-marinha. A ocorrência de diamictitos e conglomerados com clastos facetados e ritmitos com clastos caídos são fortes indícios da ação das geleiras. Para a área de estudo não são reconhecidas evidências de sedimentação de caráter continental.

A Seção Estratigráfica I, entre os poços M-IG-85, C-IG-89 e IT-IG-85, foi confeccionada utilizando os diamictitos basais dos poços como *datum* operacional e resultou na distinção de quatro associações de fácies. Para a correlação entre os poços 6, R-IG-94, C-IG-89 e C2-IG/92, representada na Seção Estratigráfica II, o *datum* operacional escolhido foi o topo da camada dos arenitos e resultaram em cinco associações de fácies. Estas associações de fácies estabelecidas para cada uma das correlações são admitidas como geneticamente relacionadas.

A partir das fácies analisadas, de suas relações estratigráficas e de dados obtidos na literatura foram interpretados quatro ambientes deposicionais que refletem a evolução paleogeográfica no sistema glacial, representadas pelos sistemas deposicionais subglacial/proglacial, glacio-marinho distal, de leques submarinos e glacio-marinho proximal. Não foram encontradas, na área de estudo, evidências da formação de sistemas deposicionais tipicamente terrestres.

A evolução paleogeográfica estimada para a área de estudos indica que a direção geral para o deslocamento da geleira na porção paulista da Bacia do Paraná é de sudeste para noeste. Nos períodos de avanço da geleira foram geradas feições erosivas, como o embasamento de Itu e depositados os diamictitos característicos do sistema deposicional subglacial/proglacial. A elevação do nível relativo do mar levou a deposição de litologias finas por decantação abaixo do nível de base das ondas e a deposição de camadas de diamictitos provavelmente por fluxos de detritos subaquosos. O nível relativo do mar continuou se elevando, e iniciou-se um período de transgressão marinha nos quais vales glaciais foram inundados e instalou-se o sistema de leques submarinos. Nesta fase deposicional as geleiras passaram a influenciar a sedimentação em menor escala, como é possível perceber a redução de clastos caídos liberados por icebergs nas áreas mais superiores da sucessão sedimentar. Após o período de máxima regressão marinha, iniciou-se o rebaixamento

do nível relativo do mar, com a instalação do sistema glacio marinho-proximal na área de estudo. Ritmitos foram depositados nas margens leste e sudeste da bacia e corpos areníticos deltaicos prograram em direção ao centro da bacia.

Os depósitos sedimentares do sistema de leques submarinos constituem os principais reservatórios para hidrocarbonetos no Sistema Petrolífero Ponta Grossa-Itararé.

As associações de fácies C (Seção Estratigráfica I) e G (Seção Estratigráfica II) apresentam arenitos com características de reservatórios regulares. As fácies sedimentares mais finas, como ritmitos e siltitos, correspondentes as associações de fácies D e H não apresentam continuidade lateral, de forma que na área correlacionável não existe uma rocha selante eficaz para aprisionar os gases gerados pelos folhelhos da Formação Ponta Grossa. Apesar dos arenitos do Grupo Itararé apresentar porosidade suficiente para constituírem reservatórios de gás, a ausência da rocha geradora e de um selo efetivo, faz com que a área de estudo não apresente acumulações.

No entanto, o modelo de armadilha estratigráfica aqui proposta, associado a leques de águas profundas, pode ser extrapolado para outras partes da Bacia do Paraná onde os demais elementos que constituem o Sistema Petrolífero Ponta Grossa-Itararé estão presentes.

Referências Bibliográficas

- ALMEIDA, F. F. M. *Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil*. São Paulo, Paulipetro. 187p.,1980.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Províncias Estruturais Brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande, 8, *Atas...*, pp: 363-391. 1977.
- ALMEIDA, F. F. M. & HASUI, Y. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo. Ed. Edgard Blücher, 378 p., 1984.
- ARAÚJO, C.C.; YAMAMOTO, J.K.; ROSTIROLLA, S.P. Distribuição espacial e caracterização geológica dos arenitos asfálticos da borda leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*. 34(2): 187-200, 2004.
- ARTUR, P. C. & SOARES, P. C. *Paleoestruturas e Petróleo na Bacia do Paraná, Brasil*. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 32, p.433-448, 2002.
- BARBOSA, O. & ALMEIDA, F. F. M. A Série Tubarão na Bacia do Rio Tietê, Estado de São Paulo. *Notas preliminares e Estudos da Divisão de Geologia e Mineralogia do Departamento Nacional da Produção Mineral*, vol. 48, 1949.
- BARBOSA, O & GOMES, F. A. Pesquisa de Petróleo na Bacia do Rio Corumbataí, Estado de São Paulo. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia do Departamento Nacional da Produção Mineral*, vol. 71, p. 1-40, 1958.
- BOCARDI, L. B.; ROSTIROLLA, S. P.; DEGUCHI, M. G. F.; MANCINI, F. *História de Soterramento e diagênese em arenitos do Grupo Itararé – Implicações na Qualidade de Reservatórios*. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 38 (1-Suplemento), p. 207-216, 2008.
- BOUMA, A.H. Sedimentology of flysh deposits: a graphic approach to facies interpretation. Elsevier, Amsterdam, 168p. 1962.
- BROWN, L.F. & FISHER, W.L. Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: Examples from Brazilian rift and pull apart basins. In: CLAYTON, C.E. (Ed) *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*: American Association of Petroleum Geologists Memoir **26**: 213-248.
- CAETANO-CHANG, M. R. Análise Ambiental e Estratigráfica do Subgrupo Itararé (PC) no Sudoeste do Estado de São Paulo. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 310 p., 1984.
- CANUTO, J.R. Fácies e ambientes de sedimentação da Formação Rio do Sul (Permiano), Bacia do Paraná, na região de Rio de Sul, Estado de Santa Catarina. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, USP, 164p, 1993.

- CANUTO, J.R.; SANTOS, P.R.; ROCHA-CAMPOS, A.C. Estratigrafia de Sequências do Subgrupo Itararé (Neopaleozóico) no Leste da Bacia do Paraná, nas Regiões Sul do Paraná e Norte de Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **31 (1)**:107-116, 2001.
- CASTRO, J. C. Estratigrafia de Sequências das Formações Campo Mourão (parte superior) e Taciba, Grupo Itararé, leste da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. **29**, nº 2, p. 255-260, 1999.
- DERBY, O. A. Geologia da região diamantífera da Província do Paraná no Brasil. *Arch. Mus. Nac.*, **3**:89-96., 1978.
- EYLES, N. Earth's glacial record and its tectonic setting. *Earth Science Review*, **35**: 1-248, 1993.
- EYLES, N & EYLES, C.H. Glacial Depositional Systems. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Eds). *Facies Models: response to sea level change*. Love Printing Service Ltd., Ontario: 73-100., 1992.
- EYLES, N.; EYLES, C.H.; MIAL, A.D. Lithofacies types and vertical profile models: an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology*, v. 30, p. 393-410, 1983.
- FRANÇA, A. B. Stratigraphy, depositional environment and reservoir analysis of the Itararé Group (Permocarboniferous), Paraná Basin, Brazil. Thesis, University of Cincinnati, Cincinnati, 188p. 1987.
- FRANÇA, A. B. & POTTER, P. E. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (parte 1). *Boletim de Geociências da Petrobrás*, vol. 2, nº 2/4, p. 147-191, 1988.
- FRANÇA, A. B. & POTTER, P. E. Stratigraphy and reservoir potential of glacial deposits of Itararé Group (Carboniferous-Permian), Paraná Basin, Brazil. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 75, p. 62-85, 1991.
- FRANÇA, A. B.; Winter, W. R. & ASSINE, M. L. Arenitos Lapa-Vila Velhas: Um modelo de trato de sistemas subaquosos canal-lobos sob influência glacial, Grupo Itararé (C-P), Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 26, n.o 1, p. 43-56, 1996.
- FERNANDES, A.C.S; CARVALHO, I. S.; NETO, R.G. Comentários sobre os traços fósseis do Paleolago de Itu, SP. In: *Simpósio Regional de Geologia*, 6, São Paulo. Atas...SBG, I: 297-311, 1987.
- FULFARO, V. J. & LANDIM, P. M. B. Stratigraphic Sequences of the Intracratonic Parana Basin. *Newsl. Stratigr.*, v.4, n.3, p.150-168, Berlin-Stuttgart, 1976

- FULFARO, V. J.; SAAD, A. R.; SANTOS, M. V. & VIANNA, R. B. Compartimentação e evolução Tectônica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 12, n.o 4, p. 590-611, 1982.
- FULFARO, V. J.; SAAD, A. R.; PERINOTTO, J. A. J. & ETCHEBEHERE, M. L. C. Paraná Basin: Mineral Resource Potentials in Brazil, Uruguay, and Paraguay. *International Geology Review*, vol. 39, p. 703-722, 1997.
- GAMA JR, E.G.; CAETANO, M.R.; WEYLER, G. Divisão Faciológica do Subgrupo Itararé no Centro-Oeste do Estado de São Paulo. In: Congresso Brasileiro de Geologia 31, Camboriú. Bol. Resumos. Camboriú, SBG. p.365, 1980.
- GAMA JR, E.G.; PERINOTTO, J.A.J.; RIBEIRO, H.J.P.S; PADULA, E.K. Análise de Fácies em Depósitos de Retrabalhamento Glacial do Subgrupo Itararé: Um Guia de Campo. UNESP. Relatório Final. Rio Claro, SP, 1989.
- GAMA JR, E.G.; PERINOTTO, J.A.J.; RIBEIRO, H.J.P.S; PADULA, E.K. Contribuição ao estudo de ressedimentação no Subgrupo Itararé: um guia temático de campo. *Revista Brasileira de Geociências*, 22 (2): 237-247 1992.
- GORDON, M. J. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. *Notas Preliminares e Estudos da Divisão de Geologia e Mineralogia do Departamento Nacional da Produção Mineral*, vol. 38, p. 1-20, 1947.
- HASUI, Y.; PENALVA, F.; HENNIES, W.T. Geologia do Grupo São Roque. In: XXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, 1969. Anais... Salvador, SBG, 1, pp: 101-134.
- HASUI, Y.; FONSECA, M.J.G.; RAMALHO, R. A parte central da Região de Dobramentos Sudeste e o Maciço Mediano de Guaxupé. In: C. Schobbenhaus, D. de A.; CAMPOS, G.R.; DERZE, H.E. Asmus (Eds.). *Geologia do Brasil*, MME/DNPM, pp.: 307-355. 1984.
- IG-SMA Geologia de subsuperfície do Estado de São Paulo/ William Sallun Filho, Alethéa Ernandes Martins Sallun, Antonio Luiz Teixeira, Francisco de Assis Negri, José Maria Azevedo Sobrinho. – São Paulo: Instituto Geológico, 2738 p. 2009.
- LEINZ, V. *Estudos sobre a glaciação carbonífera no sul do Brasil*. Boletim DNPM/DFPM, Rio de Janeiro, v. 21, p. 1-47, 1937.
- LOWE, D.R. Sediment gravity flows: depostional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52(1): 279-297. 1982.

- MAACK, R. Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. *Arquivos de Biologia e Tecnologia do Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas* (Curitiba), vol. 2, p. 63-154, 1947.
- MAGOON, L.B.; Dow, D.G. The petroleum system, in L.B. Magoon and W.G. Dow, eds., *The Petroleum System--From Source to Trap: AAPG Memoir 60*, p. 3-24. 1994
- MASSOLI, M. Relação entre o embasamento cristalino e os sedimentos basais do Subgrupo Itararé na região de Sorocaba-Salto de Pirapora, SP. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 94p. 1991.
- MIALL, A. D. Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. *Earth Science Reviews*, v. 22, n° 4. p. 261-300, 1985.
- MIALL, A. D. (a) Reservoir Heterogeneities in Fluvial Sandstones: Lessons from Outcrop Studies. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 72, n.o 6, p. 682 – 697, 1988.
- MIALL, A. D. (b) Architectural Elements and Bounding Surfaces In Fluvial Deposits: Anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic) Southwest Colorado. *Sedimentary Geology*, v. 55, n°2, p. 233-262, 1988.
- MIALL, A. D. Principles of Sedimentary Basin Analysis. 3° ed. Berlin, Springer-Verlag, 634 p.,2000
- MIALL, A. D. The Geology of Fluvial Deposits. Berlin, Springer-Verlag, 582p. 1996.
- MILANI, E. J. *Evolução Tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu Relacionamento com a Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul-ocidental* 1997. 255 p. Tese (Doutorado) - Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre (RS).
- MILANI, E. J. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. (Eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Editora Beca, p.265-279. 2004.
- MILANI, E. J.; FRANÇA, A. B.; SCHNEIDER, R. L. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 1994. (Rio de Janeiro), v. 8, n°1, p. 69 – 82.
- MILANI, E. J. & CATTO, E. Petroleum Geology of the Paraná Basin, Brazil. *AAPG International Conference & Exhibition*, p.442-443, 1998.
- MILANI, E. J.; FACCINI, U. F.; SCHERER, C. M. S.; ARAÚJO, L. M.; CUPERTINO, J. A. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. *Boletim IG-USP Série Científica* n. 29, São Paulo, p. 125-173. 1998

- MILANI, E. J.; KINOSHITA, E. M.; ARAÚJO, L. M. de; CUNHA, P. R. da C. Bacia do Paraná: possibilidades petrolíferas da calha central. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, vol. 4, n° 1, p. 21-34, 1990.
- MILANI, E. J. & RAMOS V. A. *Orogenias Paleozóicas no Domínio Sul-Occidental do Gondwana e os Ciclos de Subsidência da Bacia do Paraná*. Revista Brasileira de Geociências. v. 28 n° 4, p. 473-484, 1998.
- MUTTI, E. & NORMARK, W.R. *Comparing examples of Modern and Ancient Turbidites Systems: Problems and Concepts*. Marine Clastic Sedimentology, p. 1-38, 1987.
- NORTHFLEET, A. A.; MEDEIROS, R. A.; MUHLMANN, H. Reavaliação dos Dados Geológicos da Bacia do Paraná. *Boletim Técnico da Petrobrás*, 1969. Rio de Janeiro, v. 12, n° 3, p. 291-346.
- OLIVEIRA, E. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Paraná. *Monografia do Serviço de Geologia e Mineralogia do Departamento Nacional da Produção Mineral*, vol. 6, 1927.
- PERINOTTO, J.A.J. Análise Estratigráfica da Sequência Portadora de Carvão na Região de Cerquilha (SP). Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, USP, 76p. 1987.
- PETRI, S. Grupo Tubarão. *Boletim do Instituto Geográfico e Geológico*, vol. 41, p. 56-63, 1964.
- PETRI, S.; MENDONÇA, C.A.; BOLOGNA, M.S.; COUTINHO, J.M.V.; VIEIRA, P.C.; BOTELHO, P.F. Correlação Estratigráfica de Poços para a Captação de Água Subterrânea na Região de Capivari/Rafard, SP: Descrições Litológicas, Macroscópicas, Microscópicas e Perfis Geofísicos. Revista Brasileira de Geociências. 1996 26(I):25-34.
- PETRI, S.; VIEIRA, P.C.; ODA, G.H.; BOTELHO, P.F. O Subgrupo Itararé, Permocarbonífero da Região do Médio Tietê, Estado de São Paulo: Estudos em Subsuperfície. Revista Instituto Geológico. São Paulo. **17(1/2)**:63-78, 1996.
- PIRES, F.A. O Estado de Arte dos Depósitos de Turbiditos. Revista do Instituto Geológico. São Paulo. **14(1)**: 55-64, 1993.
- RAMOS, V. A.; JORDAN, T. E.; ALLMENDINGER, R. W.; MPODOZIS, C.; KAY, J. M.; CORTÉS, J. M.; PALMA, M. *Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes*. Tectonics, Washington, v. 5, n. 6, p. 855-880, 1986.
- READING, H. G. *Sedimentary Environments: processes, Facies and Stratigraphy*. London, England, Blackwell Science Ltd., 688 p 1996
- ROCHA-CAMPOS, A. C. The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin. In: J. J. Bigarella; R. D. Becker; I. D. Pinto (Editors), *Problems in Brazilian Gondwana Geology*, Curitiba, p. 27-102, 1967.

- ROCHA-CAMPOS, A.C. *Varvito de Itu, SP - Registro clássico da glaciação neopaleozóica*. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; QUEIROZ, E.T.; WINGE, M.; BERBERT-BORN, M.L.C. (Edits.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. 1. Ed. Brasília: DNPM/CPRM - Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP). v. 01: 147-154, 2002.
- ROCHA-CAMPOS, A.C. & SANTOS, P.R. *Ação Geológica do Gelo*. In: Teixeira, W.; TOLEDO, M.C.M.; FAIRCHILD, T.R.; TAIOLI, F. (Edits.) *Decifrando a Terra*. Oficina de Textos: 215-246.
- ROSTIROLLA, S. P.; ASSINE M. L.; FERNANDES, L. A. & ARTHUR, P. C. Reativação de Paleolineamentos Durante a Evolução da Bacia do Paraná – O Exemplo do Alto Estrutural de Quatiguá. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 30, nº 4, p. 639-648, 2000.
- SAAD, A. R. Estratigrafia do Subgrupo Itararé no Centro e sul do Estado de São Paulo. *Dissertação de Mestrado*, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 107 p. 1977.
- SALVETI, R.A.P. Sistemas Depositionais e Paleogeografia do Subgrupo Itararé no Centro-Leste do Estado de São Paulo. *Dissertação de Mestrado*, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 110p. 2005.
- SANFORD, R. & LANGE, F. W. Basin study approach to oil evaluation of Paraná miogeosyncline, south Brazil. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 44, p. 1316-1370, 1960.
- SANTOS, P.R. Distribuição Estratigráfica, Características e Fácies de Diamictitos de Rochas Associadas do Subgrupo Itararé no Centro e Sul do Estado de São Paulo. *Dissertação de Mestrado*. Instituto de Geociências, USP, 135p. 1979.
- SANTOS, P.R. Fácies e Evolução Paleogeográfica do Subgrupo Itararé/Grupo Aquidauana (Neopaleozóico) na Bacia do Paraná, Brasil. *Tese de Doutorado*. Instituto de Geociências, USP, 128p. 1987.
- SANTOS, P.R.; ROCHA-CAMPOS, A.C.; CANUTO, J.R. Patterns of Late Palaeozoic Deglaciation in the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology*, 125 (1-4), 165-184. 1996.
- SCHNEIDER, R.L.; MUHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.F. & NOGUEIRA, A. A. Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. Anais... Porto Alegre- RS, SBG, vol.1, p. 41- 66.
- SOARES, P. C. Tectônica Sinssedimentar Cíclica na Bacia do Paraná – Controles. Tese para concurso ao cargo de Professor Titular, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 131p. 1991.

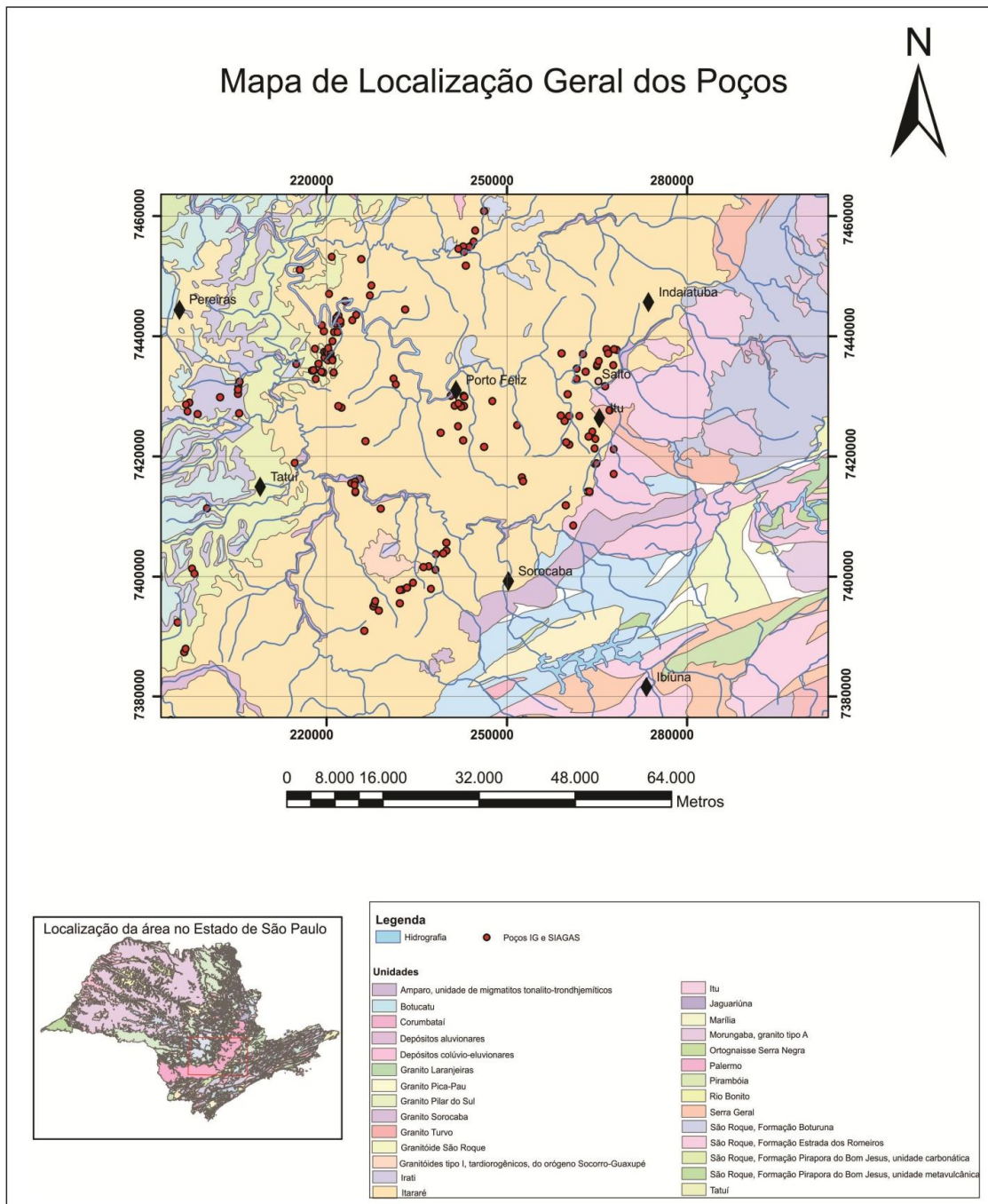
- SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B. & FULFARO, V. J. Tectonic Cyclos and Sedimentary Sequences in the Brazilian Intracratonic Basins. *GSA Bulletin*, vol. 89, p. 181-191, 1978.
- SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B.; SINELI, O. WERNICK, E. WU, F. T.; FIORI, A. P. Associações litológicas do Subgrupo Itararé e sua Interpretação Ambiental. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 7, n.o 2, p. 131-149, 1977.
- SOUZA FILHO, E.E. Mapeamento Faciológico do Subgrupo Itararé na Quadrícula de Campinas (SP). Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, USP. São Paulo. 121p. 1986.
- STEVAUX, J.C.; SOUZA E.E., FULFARO, V.J. Trato deposicional da Formação Tatuí (P) na área aflorante do NE da Bacia do Paraná, Estado de São Paulo. In: CONGR. BRAS.GEOL., 34.Goiania. *Anais...Goiania*, SBG. v. I, p. 219-229, 1986.
- VAIL, P. R.; MITCHUM Jr., R. M.; TODD, R. G.; WIDMIER. J. M.; THOMPSON III, S.; SANGREE, J. B.; BUBB, J. N.; HATLELID, W. G. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level. In: PAYTON, C. E. (ed.) *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, p. 49-212, *memoir* 26, 1977.
- VESELY, F. F. Análise de Sequências em Sucessões Glaciais: Estudo de Caso no Grupo Itararé (C-P), Nordeste do Estado do Paraná. Rio Claro. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 119p. 2001.
- VESELY, F. F. Estratigrafia do Grupo Itararé no Nordeste do Estado do Paraná. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP, 103p., 2002.
- VIEIRA, G.L.P. Análise e correlação de sequências de 3ª ordem do Subgrupo Itararé (PC), entre a região de Sorocaba-Itapetininga, SP , e a região ao sul do Arco de Ponta Grossa, Bacia do Paraná, Brasil. Dissertação de Mestrado: IGc/USP 225p. 2007.
- ZALAN, P. V.; WOLF, S.; CONCEIÇÃO, C. J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, C. T.; ZANOTTO, O. A. Bacia do Paraná. In: RAJA GABAGLIA, G. P. & MILANI, E. J. *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro, Gávea, p. 135 – 168. 1990.
- ZALAN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, C. J.; ASTOLFI, A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O., MARQUES, A. Tectonics and sedimentation of the Parana Basin. In: H. ULBRICH & A. C. ROCHA-CAMPOS (Editors), *Gondwana Seven Proceedings*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 83-118. 1991

WALKER, R.G. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Eds). *Facies models: response to sea level change*. Love Printing Service Ltd., Ontario, 239-263, 1992.

WHITE, I. C. *Relatório sobre as Coal Measures e rochas associadas ao sul do Brasil*. Rio de Janeiro: Comissão das Minas de Carvão de Pedra do Brasil, 1908. 300p.

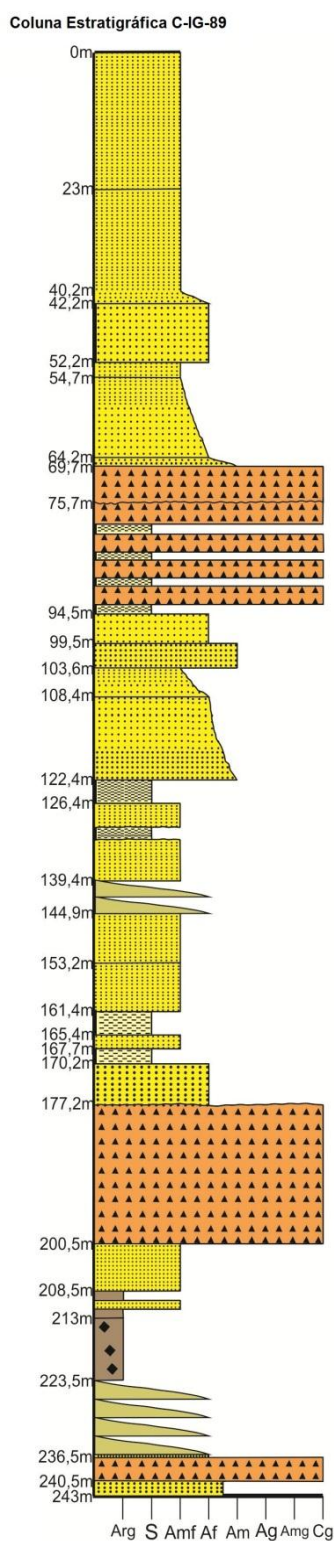
ANEXOS

Anexo 1: Mapa com a distribuição geográfica dos poços estratigráficos compilados para a construção do banco de dados.



Anexo 2: Colunas Estratigráficas da Área de Estudo

Coluna Estratigráfica C-IG-89



Intervalo 1 (243 – 240,5m): Este intervalo consiste de arenito muito fino, fino e médio, com seixos esparsos e raros filmes argilosos e manchas lamíticas.

Intervalo 2 (240,5 – 236,5m): O intervalo consiste em diamictito com matriz arenosa exibindo grandocrescência ascendente. Subordinadamente ocorrem intercalações argilosas que transformam o diamictito em um ritmito.

Intervalo 3 (236,5 – 223,5m): Ritmitos e folhelhos argilosos contendo ocasionais lâminas de siltito e arenito, com espessuras de 3 a 5mm para o arenito e de 1 a 2mm para o material fino. As lâminas apresentam microdobras e sugestões de estratificação cruzada.

Intervalo 4 (223,5 – 200,5m): Ocorrência de camadas de lamito com seixos angulosos facetados esporadicamente dispostos intercalados com arenito maciço muito fino.

Intervalo 5 (200,5 – 172,2m): Diamictito maciço de matriz lamítica, com clastos milimétricos angulosos de litologias variadas esporadicamente dispostos. Nas porções superiores ocorrem arenitos homogêneos e maciços, exibindo grandocrescência ascendente.

Intervalo 6 (177,2 – 170,2m): Arenito fino com seixos e filmes argilosos, passando para diamictito. Exibem grandocrescência ascendente, de forma que a rocha passa de diamictito para arenito fino.

Intervalo 7 (170,2 – 94,5m): Este intervalo corresponde a uma sequência que engloba ocorrências de siltito com filmes argilosos relativamente frequentes, arenito muito fino com intercalações de siltito, filmes argilosos e ritmitos com lâminas muito finas de siltito e argilito. De 108m a 94,5m ocorrem arenito com fino apresentando estratificação visível pelas variações granulométricas.

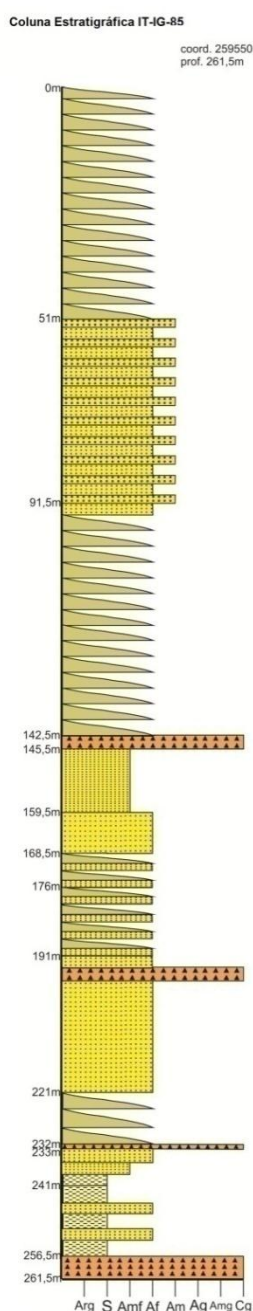
Intervalo 8 (94,5 – 69,7m): Este intervalo corresponde a uma sequência de diamictitos de matriz lamítica, maciços, com pequenos clastos angulosos, caoticamente dispostos

e de litologias variadas. Camadas de siltito e lamitos também estão presentes neste intervalo.

Intervalo 9 (69,7 – 0m): Neste intervalo predominam arenitos médios a finos, arcossianos, com frequência variável de filmes argilosos. No intervalo entre 40,2 – 38,7m ocorrem delgados filmes argilosos e alternam-se laminação cruzada não tangencial, pouco distintas e sem continuidade lateral com largas ondulações irregulares e desarmônicas.

Coluna Estratigráfica IT-IG-85

Intervalo 1 (261,5 – 256m): Este intervalo é caracterizado pela ocorrência de diamictito maciço de matriz arenosa, exibindo granodecrescência ascendente.



Intervalo 2 (256 – 232,5m): Predominância de arenitos finos a muito finos e siltito e, a partir de 241m siltito com intercalações de arenito médio a fino. Concordante com o arenito ocorre no topo da sequência uma camada de 0,50m de diamictito maciço, de matriz lamítica, com frequência regular de clastos de diversas litologias caoticamente dispostos.

Intervalo 3 (232,5 – 221m): Intervalo caracterizado pela ocorrência de ritmitos com lâminas muito delgadas de siltito e argilito. As intercalações são centimétricas a decimétricas.

Intervalo 4 (221 – 142,5m): Sequência constituída por arcósios médios e finos, com ocasionais clastos e arenito muito fino e fino, com ou sem filmes argilosos. Subordinadamente ocorrem camadas de ritmitos e de diamictitos, sendo que o localizado no intervalo de 198-194m apresenta matriz arenosa e o intervalo de 145,5-142,5m apresenta matriz lamítica.

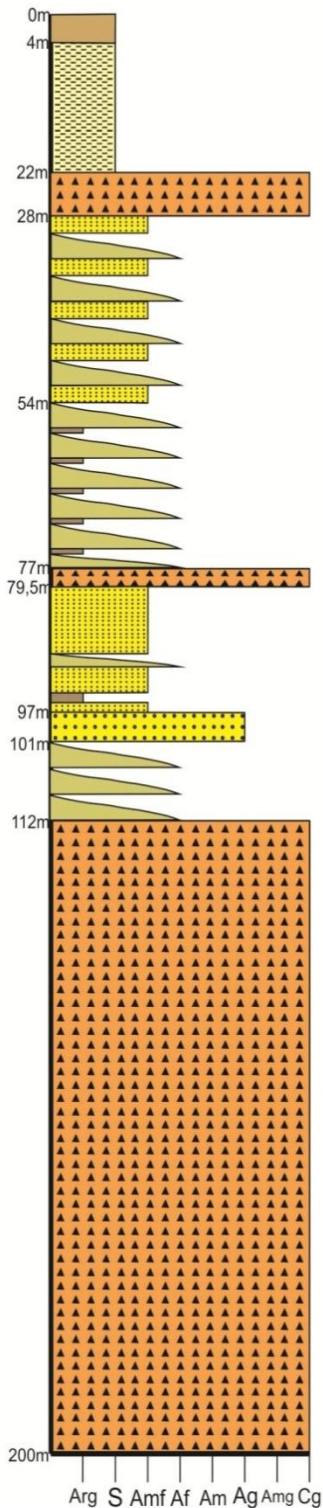
Intervalo 5 (142,5 - 51m): Sequência constituída por arenitos finos, feldspáticos, com ou sem filmes argilosos. Quando não ocorrem os filmes argilosos, a rocha adquire caráter maciço.

Intervalo 6 (51m – 0m): R itmitos com lâminas de siltito e argilito ocorrendo de forma regular, apenas perturbadas por pequenas sobrecargas.

Coluna Estratigráfica M-IG-85

Intervalo 1 (200 – 112m): Intervalo caracterizado pela ocorrência de diamictito maciço

Coluna Estratigráfica M-IG-85



de matriz lamítica, com clastos esporádicos de diferentes litologias, angulosos e facetados.

Intervalo 2 (112 – 101m): Ritmitos formados por camadas centimétricas a milimétricas de lamito e arenito muito fino. Ocorrência de lâminas esporádicas de argilito.

Intervalo 3 (101 – 97m): Arenito sacaroide, grosso, com pouca matriz, maciço.

Intervalo 4 (97 – 79,5m): Arenito muito fino com intercalações subordinadas de argilito e ritmito. Ocorrência de estratificações cruzadas na porção superior do intervalo e laminações cruzadas na porção inferior.

Intervalo 5 (79,5 – 77m): Diamictitos com matriz lamítica com arenitos grossos subordinados.

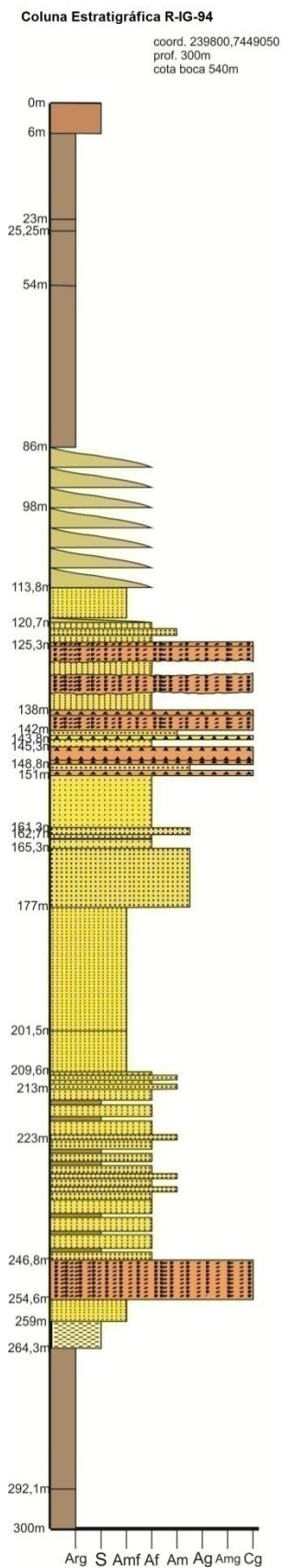
Intervalo 6 (77 – 54m): Ritmitos do tipo Varvito de Itu e argilitos. Subordinadamente ocorrem siltitos. Ocorrência de dobras desarmônicas e estruturas de arrasto com o estiramento dos leitos argilosos. Granodecrescência ascendente.

Intervalo 7 (54 – 28m): Arenito muito fino com filmes argilosos e subordinadamente argilitos e ritmitos. Ocorrem estratificações cruzadas planares, tangenciais, de tamanho médio.

Intervalo 8 (28 – 22m): Diamictito de matriz lamítica, maciço. Intercalações siltico-arenosas e lentes siltico-argilosas ocorrem subordinadamente. Granodecrescência ascendente até o siltito de cima.

Intervalo 9 (22 – 4m): Siltito homogêneo, maciço, com filmes argilosos irregularmente distribuídos. Ocorrência de pequenas falhas.

Coluna Estratigráfica R-IG-94



Intervalo 1 (300 – 264,3m): Lâminas argilosas sub-horizontais onduladas continuamente. Ocorrência de pequenos extraclastos de litologias variadas e intraclastos de argilitos. Ocorrência de uma camada de 20 centímetros de siltito maciço subordinada, com fragmentos irregulares de argilito. Cimento calcífero.

Intervalo 2 (264,3 – 259m): Siltito arenoso maciço, claro e com lâminas argilosas esporádicas pouco inclinadas. Ocorrência de cimento calcífero.

Intervalo 3 (259 – 254,6m): Arenito muito fino com lâminas argilosas sub-horizontais, sem continuidade lateral.

Intervalo 4 (254,6 – 246,8m): Brecha de fragmentos de arenito muito fino e matriz arenosa grossa. Os fragmentos são decimétricos e irregulares.

Intervalo 5 (246,8 – 209,6m): Camadas de arenito fino a médio com intercalações de lâminas argilosas e de arenito médio a grosso. Estratificações pouco inclinadas e ocorrência de cimento calcífero.

Intervalo 6 (209,6 – 177m): Arenito muito fino homogêneo, com lâminas argilosas esporádicas.

Intervalo 7 (177 – 165,3m): Arenito médio a grosso com intercalações horizontais irregulares.

Intervalo 8 (165,3 – 151m): Arenitos finos e fino a médio mal selecionado. Ocorrência subordinada de arenito médio a grosso.

Intervalo 9 (151 – 142m): Intercalação de diamictitos com arenitos finos, maciços e homogêneos.

Intervalo 10 (142 – 125,3m): Intercalações de conglomerados com arenitos médios.

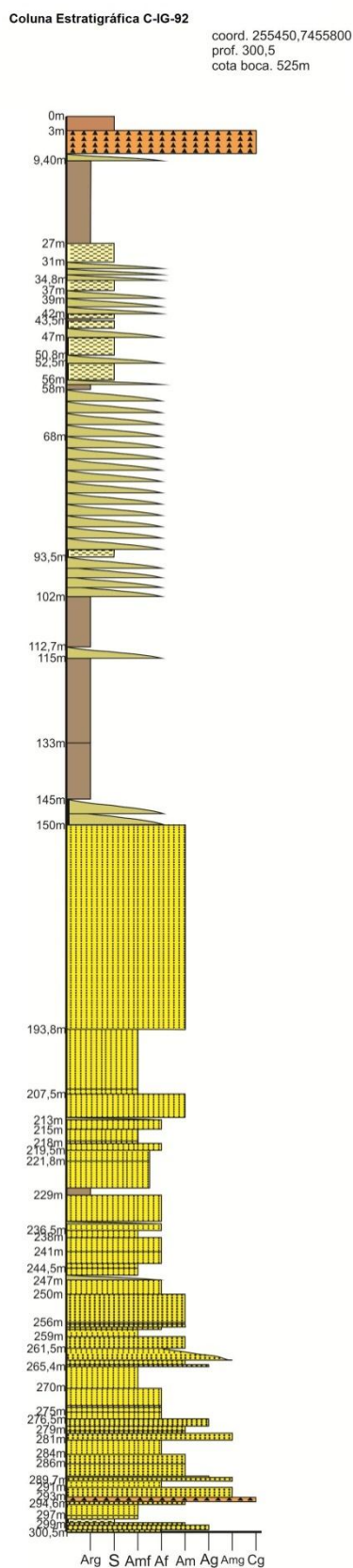
Intervalo 11 (125,3 – 113,8m): Camadas de arenito muito fino intercaladas com arenito fino e ritmitos arenosos.

Intervalo 12 (113,8 – 86m): Ritmitos argilo-arenosos com predominância de lamina argilosas.

Intervalo 13 (86 – 6m): Lamito micáceo maciço, com

esporádicas estratificações e ocorrências de extraclastos.

Coluna Estratigráfica C2-IG/92



Intervalo 1 (300,5 – 298,5m): Camadas de arenitos grossos, médios e finos, uniformes, maciços e sem filmes. Ocorrência de laminação inclinada entre 300 e 299m.

Intervalo 2 (298,5 – 297m): Intercalações de delgadas camadas de siltito e camadas mais espessas de arenito muito fino.

Intervalo 3 (297 – 294,6m): Arenito muito fino, maciço a não ser onde há laminação por orientação de intraclastos.

Intervalo 4 (294,6 – 293m): Diamictito de matriz arenosa média a grossa, maciço, polimítico, com extraclastos angulosos e facetados.

Intervalo 5 (293 – 291m): Canal preenchido por conglomerados sobreposto por filmes argilosos que acompanham as irregularidades produzidas pelos clastos do conglomerado.

Intervalo 6 (291 – 289,7m): Arenito fino em camadas com contatos pouco nítidos e irregulares.

Intervalo 7 (289,7 – 288,9m): Arenito muito grosso, conglomerático, com clastos.

Intervalo 8 (288,9 – 288,6m): Canal excavado em arenito grosso, preenchendo o arenito fino com fino com grande número de intraclastos.

Intervalo 9 (288,6 – 284m): Arenito médio e arenito fino.

Intervalo 10 (284 – 281m): Arenito fino e arenito médio com muita matriz.

Intervalo 11 (281 – 279,5m): Arenito grosso com filmes delgados de argilito.

Intervalo 12 (279,5 – 278m): Arenito médio com variações granulométricas ao longo dos leitos. Sem filmes argilosos.

Intervalo 13 (278 – 276,5m): Arenitos grossos, finos e muito finos.

Intervalo 14 (276,5 – 270m): Camadas de arenito fino com clastos e filmes argilosos.

Intervalo 15 (270 – 265,4m): Arenito muito fino com camadas de arenito médio a grosso e filmes argilosos subordinados.

Intervalo 16 (265,4 – 265m): Camadas de arenitos de granulação variando de muito fino a grosso.

Intervalo 17 (265 – 264m): Arenito médio com fragmentos tabulares de carvão.

Intervalo 18 (264 – 261,5m): Camadas de arenito variando de grosso para fino.

Intervalo 19 (261,5 – 259m): Arenito fino e médio com clastos.

Intervalo 20 (259 – 257m): Arenito muito fino.

Intervalo 21 (257 – 249,5m): Arenito médio com camadas de arenito fino e muito fino e filmes argilosos subordinados.

Intervalo 22 (249,5 – 247m): Arenito fino com pequenos clastos e muita matriz.

Intervalo 23 (247 – 246m): Ritmito composto por lâminas argilosas e arenito muito fino.

Intervalo 24 (246 – 243,5m): Camadas de arenito muito fino.

Intervalo 25 (243,5 – 238m): Camadas de arenito fino com clastos.

Intervalo 26 (238 – 236,5m): Arenito muito fino, maciço e com pouca matriz.

Intervalo 27 (236,5 – 235m): Arenito fino com clastos e camadas irregularmente onduladas.

Intervalo 28 (235 – 234,5m): Ritmito composto por lâminas argilosas e arenito muito fino.

Intervalo 29 (234,5 – 229m): Camadas de arenitos com grânulos e arenito muito fino.

Intervalo 30 (229 – 227,5m): Lamitos com clastos.

Intervalo 31 (227,5 – 219,5m): Arenito fino a muito fino.

Intervalo 32 (219,5 – 218m): Arenito fino.

Intervalo 33 (218 – 215m): Arenito muito fino com filmes argilosos.

Intervalo 34 (215 – 213m): Arenito fino com grãos mais grossos de areia intercalada com arenito muito fino.

Intervalo 35 (213 – 212,5m): Ritmito com lâminas muito delgadas de argilito e arenito muito fino.

Intervalo 36 (212,5 – 207,5m): Sucessões de camadas de arenito médio, arenito fino e arenito muito fino com delgados filmes argilosos.

Intervalo 37 (207,5 – 193,8m): Camadas de arenito muito fino com delgados filmes argilosos. Estratificação cruzada entre 204 e 199m.

Intervalo 38 (193,8 – 150m): Camadas de arenito médio, maciço, homogêneo e sem filmes argilosos.

Intervalo 39 (150 – 145m): Ritmitos com cosets de laminação cruzada cavalgantes.

Intervalo 40 (145 – 115m): Argilito homogêneo, maciço, com raros clastos.

Intervalo 41 (115 – 112,7m): Ritmito fino, com lâminas predominantemente argilosas.

Intervalo 42 (112,7 – 102m): Argilito maciço e homogêneo com *slickensides* irregularmente dispostos.

Intervalo 43 (102 – 93,5m): Ritmitos com ondulações desarmônicas e variações irregulares de espessura entre os leitos. Ocorrência de clastos caídos.

Intervalo 44 (93,5 – 92m): Camadas de siltito com raras lâminas de argilito.

Intervalo 45 (92 – 58m): Ritmitos com laminações irregularmente onduladas sub-horizontais passando a ligeiramente inclinadas devido à sobrecargas. Ocorrência de clastos caídos. Falhas frequentes com rejeitos milimétricos.

Intervalo 46 (58 – 57m): Camadas de argilito.

Intervalo 47 (57 – 56m): Ritmito com camadas de argilito e siltito com espessuras de alguns milímetros a centímetros.

Intervalo 48 (56 – 52,1m): Siltito com filmes muito delgados, irregularmente ondulados.

Intervalo 49 (52,1 – 50,8m): Ritmito com lâminas argilosas delgadas.

Intervalo 50 (50,8 – 47m): Siltito com alguns filmes argilosos.

Intervalo 51 (47 – 45m): Ritmito com pequenos climbingripples.

Intervalo 52 (45 – 44m): Siltito com filmes argilosos delgados.

Intervalo 53 (44 – 43m): Argilito maciço e homogêneo.

Intervalo 54 (43 – 42m): Siltito com níveis argilosos delgados.

Intervalo 55 (42 – 37m): Ritmitos com lâminas claras e escuras regularmente distribuídas. Ocorrência de climbingripples.

Intervalo 56 (37 – 34,8m): Siltito com raras lâminas de argilito.

Intervalo 57 (34,8 – 31m): Ritmitos com lâminas milimétricas.

Intervalo 58 (31 – 27m): Siltito com alguns filmes argilosos.

Intervalo 59 (27 – 9,4m): Argilito.

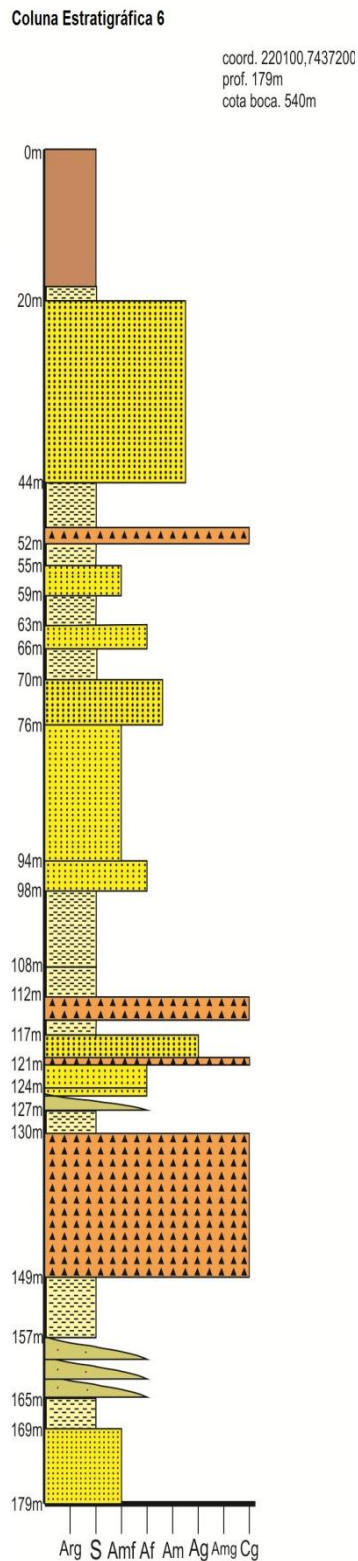
Intervalo 60 (9,4 – 8m): Ritmito com sucessão de microfalhas normais de rejeito inclinado.

Intervalo 61 (8 – 3m): Diamictito maciço de matriz arenosa com clastos de até 1,5cm de diâmetro caoticamente dispostos.

Intervalo 62 (3 – 0m): Ritmito com lamina de silte e argila milimétricas.

Coluna Estratigráfica 6

Intervalo 1 (179 – 169m): Arenito siltico, cinza claro com estratificação plano-paralela. Rastros de artrópodes a 176m.



Intervalo 2 (169 – 165m): Siltito argiloso cinza escuro com pequenos clastos esparsos.

Intervalo 3 (165 – 157m): Ritmito com lâminas finas com dobras e microfalhas e rastros de artrópodes a 162m.

Intervalo 4 (157 – 149m): Siltito argiloso.

Intervalo 5 (149 - 130m): Diamictito cinza claro e escuro com clastos de até 10cm de diâmetro.

Intervalo 6 (130 – 127m): Siltito argiloso com clastos.

Intervalo 7 (127 – 125m): Ritmito com lâminas milimétricas.

Intervalo 8 (125 – 121m): Arenito fino com clastos.

Intervalo 9 (121 – 120m): Diamictito.

Intervalo 10 (120 – 117m): Arenito grosso cinza claro com clastos.

Intervalo 11 (117 – 115m): Siltito com clastos de argila.

Intervalo 12 (115 – 112m): Diamictito com clastos centimétricos a milimétricos.

Intervalo 13 (112 – 98m): Siltito maciço.

Intervalo 14 (98 - 94m): Arenito cinza claro, com fragmentos de argila.

Intervalo 15 (94 – 76m): Arenito e siltito cinza claro misturados, indicando retrabalhamento. O arenito apresenta estratificação cruzada.

Intervalo 16 (76 – 70m): Arenito claro com estratificação cruzada no topo.

Intervalo 17 (70 – 66m): Siltito esbranquiçado maciço.

Intervalo 18 (66 – 63m): Arenito fino com estratificação horizontal.

Intervalo 19 (63 – 59m): Siltito cinza.

Intervalo 20 (59 – 55m): Arenito muito fino.

Intervalo 21 (55 – 52m): Siltito cinza.

Intervalo 22 (52 – 50m): Diamictito com matriz argilosa.

Intervalo 23 (50 – 44m): Siltito cinza com seixos de

argilito na base.

Intervalo 24 (44 – 20m): Arenito médio a grosso esbranquiçado com finos leitos de argilito.

Intervalo 25 (20 – 18m): Siltito argiloso cinzento.

Intervalo 26 (18 – 0m): Solo.