

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

Estudo Hidrogeológico do Aquífero Tubarão na área de afloramento da porção central do Estado de São Paulo

Alexandre Campane Vidal

Orientador: Prof.Dr. Chang Hung Kiang

Co-Orientador: Profa.Dra. Maria Rita Caetano-Chang

Tese de Doutorado elaborada junto ao Curso de Pós-Graduação em Geociências – Área de Concentração em Geologia Regional, para obtenção do Título de Doutor em Geociências.

Rio Claro (SP)

2002

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Chang Hung Kiang

Prof. Dr. Aldo C. Rebouças

Prof. Dr. Setembrino Petri

Prof. Dr. Sidnei Pires Rostirolla

Prof. Dr. Uriel Duarte

Aluno: Alexandre Campana Vidal

Rio Claro, 05 de Setembro de 2002

Resultado: Aprovado

Dedico este trabalho aos meus pais e a Olívia pelo apoio e incentivo.

AGRADECIMENTOS

Aos professores, Chang Hung Kiang e Maria Rita Caetano-Chang, pela orientação e incentivo durante todo o trabalho.

A FAPESP, pelo auxílio a pesquisa através da bolsa de doutorado e de recursos da reserva técnica.

Aos professores Osmar Sinelli, Wu Fu Tai, Ian Hutcheon, Sidnei Pires Rostirolla, Bernhard Mayer, Giorgio Basilici, pelas sugestões técnicas e abertura para discussões dos problemas apresentados durante a tese.

Ao Instituto Geológico – IG, em especial ao geólogo José Maria de Azevedo Sobrinho, pelo fornecimento das descrições litológicas dos poços e apoio durante o trabalho, e à equipe de sondadores que auxiliou na coleta de amostras.

Ao Laboratório de Hidrologia e Hidroquímica da UNESP, em especial ao químico Emílio C. P. Hespanhol; e aos laboratórios de isótopos estáveis e hidroquímica da Universidade de Calgary.

Ao DAEE – Departamento de Águas Energia Elétrica; SABESP – Companhia de Saneamento Básico do Estado de São Paulo; SAEE ITU Serviço Autônomo de Água e Esgoto, e as prefeituras de Capivari, Tietê, Rafard, Cerquillo, Jumirim, Indaituba e Hortolândia, pela infraestrutura e apoio.

Às empresas de perfuração de poços tubulares Edsondas, Sondamar, Leão Poços e Geoplan pelo fornecimento de dados.

Às empresas Fortilit, Yanma, Usina Santa Helena, Sesc, Limongi e Cipatex, que permitiram as coleta de amostras de água de seus poços.

Aos colegas Andresa Oliva, Marcelo Barison, Marco Pede, Dagmar Carrier Neto, Flávio Luis Fernandez e a Rogério Paiva pelo cooperativismo e solidariedade.

SUMÁRIO

Índice.....	i
Índice de Figuras.....	iii
Índice de Tabelas.....	v
Índice de Fotografias.....	v
RESUMO.....	vi
ABSTRACT.....	vii
INTRODUÇÃO.....	1
1 – GEOLOGIA.....	5
2 – HIDRÁULICA DOS POÇOS.....	36
3 – ANÁLISE PERMO-POROSA.....	42
4 – HIDROQUÍMICA.....	69
5 – ANÁLISE DE FAVORABILIDADE.....	92
6 – CONCLUSÃO.....	100
BIBLIOGRAFIA.....	102
ANEXOS.....	110

Índice

INTRODUÇÃO	13
Objetivos	15
Base de dados.....	16
1 - GEOLOGIA.....	17
Estratigrafia	17
Grupo Tubarão na Bacia do Paraná.....	18
Grupo Tubarão no Estado de São Paulo	20
Caracterização de fácies presentes no Subgrupo Itararé	24
Caracterização geológica do aquífero	26
Embasamento cristalino e espessura dos sedimentos.....	28
Estruturação tectônica	31
Intrusivas básicas.....	32
Caracterização do reservatório	34
Banco de dados com descrições detalhadas	34
Banco de dados com todas as descrições	39
2 - HIDRÁULICA DOS POÇOS.....	48
Análise dos dados.....	49
3 – ANÁLISE PERMO-POROSA.....	54
Metodologia	56
Densidade.....	56
Porosidade	56
Permeabilidade.....	58
Definição dos dados.....	60
Análise dos dados.....	64
Análise petrográfica	71
Processos diagenéticos	72
4 - HIDROQUÍMICA.....	81
Metodologia	82
Parâmetros termodinâmicos	82
Técnica de amostragem.....	84
Análise de laboratório	85
Análise dos dados.....	85
Avaliação da salinidade do aquífero	87
Tipos hidroquímicos.....	90
Análise termodinâmica.....	91
5 - ANÁLISE DE FAVORABILIDADE.....	104

Aplicação na área em estudo	106
Áreas favoráveis à exploração de água subterrânea	110
6 - CONCLUSÃO	112
BIBLIOGRAFIA.....	114

Índice de Figuras

Figura 1 Mapa do Grupo Tubarão no Estado de São Paulo com a localização das principais cidades e vias de acesso. A área delimitada em cinza corresponde à área alvo deste projeto.....	15
Figura 2 Mapa do Grupo Tubarão na área de estudo (modificado de IPT, 1981).	17
Figura 3 Estratigrafia do Grupo Itararé segundo França & Potter (1988).	19
Figura 4 Perfil litológico (DAEE, 1981b) na região sul da área em estudo.....	21
Figura 5 Mapa Geológico do Subgrupo Itararé na área de estudo (modificado de DAEE-UNESP 1981c).	23
Figura 6 Distribuição de todos os poços catalogados com descrições litológicas presentes na área de estudo.	27
Figura 7 Mapa de poços catalogados que apresentam descrições geológicas detalhadas ou com perfis geofísicos.....	28
Figura 8 Altitude do embasamento cristalino baseado nas informações de poços.	29
Figura 9 Espessura de sedimentos baseado em dados de poços.	29
Figura 10 Contorno da altitude do embasamento cristalino utilizando as descrições dos poços com amostras de calha e sondagens elétricas verticais.	30
Figura 11 Mapa Estrutural da área de estudo (segundo DAEE-UNESP – 1982).	32
Figura 12 Espessura total de diabásio, utilizando toda a base de dados.	33
Figura 13 Histograma das espessuras das camadas de arenito.....	35
Figura 14 Diagrama de espessura total de arenito <i>versus</i> número de camadas por poço.	35
Figura 15 Variograma experimental omnidirecional das variáveis espessura total (a) e porcentagem de arenitos (b), utilizando o banco de dados com descrições detalhadas. ..	36
Figura 16 Distribuição da espessuras totais (a) e porcentagem (b) de arenitos, utilizando o banco de dados com descrições detalhadas.	38
Figura 17 Distribuição da relação entre camadas reservatório e não-reservatório em intervalos de cotas de 50m. Cinza claro = predomínio da variável reservatório. Cinza escuro = predomínio da variável não-reservatório.....	39
Figura 18 Variograma omnidirecional da variável porcentagem de arenitos, utilizando todos os dados.	40
Figura 19 Mapa de porcentagens de arenitos, utilizando todo banco de dados.	41
Figura 20 Mapas de porcentagem de arenitos em intervalos de altitude, utilizando todo o banco de dados.	44
Figura 21 Perfis E-W mostrando a porcentagem de ocorrência de arenitos. Os tons mais escuros correspondem às mais baixas porcentagens.	46
Figura 22 Poços catalogados para a análise das condições de fluxo do aquífero.	50
Figura 23 Mapa potenciométrico da área em estudo.....	51
Figura 24 Mapa normalizado de capacidade específica.	53
Figura 25 Poço C-IG98 perfurado no município de Capivari, apresentando variação litológica, pontos com análise petrofísica (traço em preto) e pontos com lâminas delgadas (traço em vermelho). A descrição litológica foi realizada pelos geólogos do Instituto Geológico..	61
Figura 26 Poço IG-23 perfurado no município de Tietê, apresentando variação litológica, pontos com análise petrofísica (traço em preto) e pontos com lâminas delgadas (traço em vermelho). A descrição litológica foi realizada pelos geólogos do Instituto Geológico..	62
Figura 27 Afloramento do Km94,5 da rodovia dos Bandeirantes, onde foi realizada coleta de amostras para análise petrofísica (pontos em círculo) e petrográfica (pontos em	

retângulo). Os números acima do afloramento correspondem as fácies identificadas por Gama Jr. <i>et al.</i> (1992).	63
Figura 28 Correlação entre permeabilidade versus porosidade para todos os dados.	64
Figura 29 Diagrama <i>box-plot</i> dos valores de permeabilidade e porosidade para as litologias não-reservatório.	65
Figura 30 Diagrama <i>box-plot</i> dos valores de permeabilidade e porosidade dos arenitos.	66
Figura 31 Correlação permeabilidade <i>versus</i> porosidade para as várias granulometrias de arenitos.	67
Figura 32 Relação entre permeabilidade e grau de seleção. Valores do grau de seleção foram determinados como: ruim=1; ruim-médio = 2; médio = 3; médio-bom = 4 e bom = 5. ..	68
Figura 33 Relação permeabilidade e porcentagem de cimentação em lâmina delgada.	68
Figura 34 Variação da porosidade de arenitos em relação a profundidade da amostra.	69
Figura 35 Poço de Capivari C-IG98 com os valores de permeabilidade e porosidade plotados.	70
Figura 36 Composição dos arenitos analisados de dois poços e um afloramento na área de estudo.	72
Figura 37 Poços selecionados com análise físico-química. Os pontos em círculo correspondem às amostras coletadas para este trabalho. Os pontos em cruz são referentes às análises de Campos (1993).	84
Figura 38 Histograma da variável condutividade.	88
Figura 39 Variograma experimental omnidirecional para a variável condutividade.	88
Figura 40 Mapa de condutividade elétrica (μS) para a área de estudo.	89
Figura 41 Diagrama de Piper para as amostras analisadas no presente trabalho.	90
Figura 42 Distribuição dos tipos hidroquímicos na área de estudo. Os símbolos em cruz referem-se às águas bicarbonatadas cálcicas e os círculos, as bicarbonatadas sódicas.	91
Figura 43 Diagrama de estabilidade do Na^+/H^+ versus H_4SiO_4 para todas as amostras.	94
Figura 44 Índice de saturação em relação a calcita.	95
Figura 45 Índice de saturação em relação ao quartzo.	97
Figura 46 Correlação entre os isótopos D e ^{18}O	100
Figura 47 Correlação entre os íons cloretos e fluoretos.	101
Figura 48 Correlação entre cálcio e fluoreto.	102
Figura 49 Variação do pH com o incremento de heulandita e calcita em solução, proveniente de um poço de Monte Mor com pH 7,18.	103
Figura 50 Mapa de capacidade específica onde estão delimitadas as áreas com valores superiores a $0,52\text{m}^3/\text{h.m}$, consideradas “mineralizadas” para a análise de favorabilidade.	107
Figura 51 Mapas das variáveis selecionadas para a análise de favorabilidade. (a) porcentagem de arenitos, (b) drenagem, (c) falhamentos, (d) condutividade elétrica.	107
Figura 52 Histogramas referentes às variáveis porcentagem de arenitos e condutividade (μS), separados pelos valores inseridos e fora das áreas mineralizadas. Nota-se sutil diferença entre os histogramas, demonstrando a dificuldade para a definição de <i>cut off</i>	108
Figura 53 Mapa de favorabilidade bayesiana para a área de estudo.	110

Índice de Tabelas

Tabela 1 Descrição das principais fácies das unidades do Subgrupo Itararé, em diferentes regiões no Estado de São Paulo (modificado de Diogo <i>et al.</i> , 1981).....	22
Tabela 2 Espessura média e mediana total e por camadas dos principais grupos litológicos..	34
Tabela 3 Estatística básica das variáveis envolvidas na análise físico-química.	86
Tabela 4 Matriz de correlação das principais variáveis. Os valores posicionados no topo de cada bloco referem-se à correlação normalmente utilizada. O valor inferior corresponde à correlação Spearman, que minimiza o efeito de valores discrepantes.	87
Tabela 5 Pesos definidos para as variáveis utilizadas.	109

Índice de Fotografias

Foto 1 - (A) Mineral de Clorita (Cl) encontrada à profundidade de 270m, aumento de 50x; (B) Feição de pressão de solução, com contatos suavizados e côncavo-convexo a retos, aumento de 50x; (C) Cimentação poikilotópica de calcita observada em uma concreção, notam-se contatos pontuais e grãos flutuantes, aumento de 10x; (D) Fragmento de rocha vulcânica, aumento de 50x; (E) No centro da lâmina são observados grãos cimentados por argilominerais, que são externamente rodeados por opacos, aumento de 10x; (F) Forma circular das concreções de calcita, aumento de 2,5x.	66
Foto 2 – (A) Amostras apresentando sobrecrecimento de quartzo (Qz), dissolução de albita (Ab) e Illita filamentosa (il). (B) Cristais de TiO ₂ .(C) Amostra retirada a 256m de profundidade, apresenta pressão-solução com formação de sobrecrecimento de quartzo. (D) Caulinita autigênica, na forma de “livro”, formada junto à parede do poro.	67
Foto 3 – (A) e (B) mostrando exemplos de argilas de infiltração mecânica. Nota-se que as argilas cauliniticas envolvem todos os grão do arcabouço.	68

Anexos

- Anexo 1 – Descrições litológicas
- Anexo 2 – Vazão dos poços
- Anexo 3 – Resultado da análise petrofísica
- Anexo 4 – Descrição de lâminas
- Anexo 5 – Análise química

RESUMO

O presente trabalho tem como objetivo o estudo hidrogeológico do Sistema Aquífero Tubarão na região central aflorante do Grupo Tubarão no Estado de São Paulo, visando a caracterização das rochas reservatório e a qualidade de suas águas. Para isso, montou-se um banco de dados com informações de poços, descrições petrográficas e ensaios petrofísicos de amostras.

Os dados de poços indicaram maior predominância de arenitos na região centro-oeste da área, entre os municípios de Tietê, Capivari e Elias Fausto. A menor ocorrência de rochas reservatórios para água foi registrada na borda leste e na região nordeste do estado.

As análises das características permo-porosas, extraídas de dois poços, indicaram grandes variações das condições de fluxo, influenciadas pela granulometria e seleção e, secundariamente, pela cimentação da rocha.

A análise hidroquímica apontou a presença de águas bicarbonatadas cálcicas e sódicas na área, com discreta predominância de águas cálcicas junto à borda da bacia, e sódicas em direção a seu interior.

O fluxo de água subterrânea ocorre da região de recarga, posicionada na borda leste da bacia, convergindo para oeste em direção aos principais rios da região.

Por fim, a análise de favorabilidade indicou a região de Tietê como a de melhores características para a exploração de água subterrânea.

ABSTRACT

This hydrogeology study defines both the reservoir rock character and the water quality of the Tubarão Aquifer System in São Paulo State, Brazil. This was done with the assistance of an extensive well information database coupled with petrographic, petrophysical, and hydrochemical analyses.

The well data indicates high sandstone predominance in the west-center region of the study area, close to the cities of Tietê, Capivari and Elias Fausto. In the east and northeast regions of the state there is very little aquifer data available.

Petrophysical and petrographic analysis from two wells indicated high variations in flow conditions, a function of differing grain size and sorting and secondary by the presence of pore filling cement.

The hydrochemical analysis revealed a mainly bicarbonated calcic and sodic water composition in the study area. There was a discreet tendency towards calcic waters along the boundary to a tendency towards sodic water in the interior of the system.

The aquifer is recharged in the east boundary region of the system and converges to west toward the main rivers in the study area.

Finally, the favorability analysis demonstrated that the Tietê region is among the most favorable areas for additional groundwater exploration.

Estudo Hidrogeológico do Aquífero Tubarão na área de afloramento da porção central do Estado de São Paulo

INTRODUÇÃO

O Grupo Tubarão é formado por sedimentos neopaleozóicos da Bacia do Paraná, apresentando área aflorante de 22.000 km² no Estado de São Paulo. Este grupo é subdividido em dois pacotes: o inferior, depositado em condições relacionadas com complexos glaciais, constituído por rochas do Subgrupo Itararé e Formação Aquidauana; e o superior, de origem pós-glacial, representado pelos sedimentos da Formação Tatuí.

A área em estudo está limitada a leste pelas rochas do embasamento cristalino, a oeste pelos sedimentos do Grupo Passa Dois e, nos limites norte e sul, pelos paralelos 22°45' e 23°20' de latitude sul, perfazendo área aproximada de 4.350 km² (Figura 1).

A carência de informações de subsuperfície e as incertezas quanto à distribuição das diferentes características hidroquímicas e hidráulicas, motivaram a escolha deste sistema aquífero para o desenvolvimento do presente trabalho.

O melhor conhecimento hidrogeológico do Grupo Tubarão é de suma importância, uma vez que suas reservas de água subterrânea são amplamente utilizadas, seja para o abastecimento público, seja para fins industriais e agrícolas. Até 1981, existiam pelo menos 450 poços cadastrados no Grupo Tubarão e, nos últimos anos, têm-se observado o aumento na demanda de água subterrânea e, paralelamente, a escassez cada vez maior de recursos hídricos para o abastecimento público em algumas cidades inseridas na área de pesquisa. A extensão da área de afloramento do Subgrupo Itararé, aliada ao fato de estarem aí instaladas importantes cidades como Campinas, Indaiatuba, Itu, Tietê e Capivari, evidenciam a importância deste sistema aquífero.

As recentes publicações e as informações coletadas dos novos poços perfurados possibilitarão apresentar um quadro mais atualizado das principais características do Sistema Aquífero Tubarão na área de estudo.

Os trabalhos hidrogeológicos em escala regional no Estado de São Paulo identificam, baseados em correlações hidro-estratigráficas, as águas subterrâneas presentes em todas as formações do Grupo Tubarão como um sistema aquífero único, denominado Sistema Aquífero Tubarão (Diogo *et al.*, 1981; Daee, 1984; Oda *et al.*, 1990; Campos, 1993).

Entretanto, apesar de ser considerado um sistema aquífero único, o Grupo Tubarão é caracterizado por sua complexidade faciológica, que ainda não permitiu uma estratigrafia de consenso entre os geocientistas, apesar do grande número de informações disponíveis (Caetano-Chang, 1984). Conseqüentemente, o conhecimento hidrogeológico acompanha a falta de uma configuração acurada de suas características e, por conseguinte, de seu potencial de exploração (Diogo *et al.* 1981).

Mais recentemente, a análise de bacias sedimentares tem se utilizado do estudo integrado, incorporando conhecimentos das áreas de geofísica e geoquímica (Bethke, 1986; Chang *et al.*, 1988; Ungerer *et al.*, 1990; Sombra & Chang, 1997). Em razão da complexidade geológica do Sistema Aquífero Tubarão, vários trabalhos foram desenvolvidos na região estudada, utilizando principalmente informações de geofísica na interpretação de subsuperfície (Maniakas, 1986; Sepe, 1990; DAEE, 1981a,b).

Dentro desta visão integrada, o estudo hidrogeológico pode contribuir, não só para a caracterização hidráulica e hidroquímica dos aquíferos, mas também como ferramenta auxiliar para a análise de bacia, uma vez que a composição química e o fluxo das águas subterrâneas são controlados diretamente pelas características permo-porosas da rocha e pela interação rocha-água. Sendo assim, os diferentes tipos hidroquímicos e as diferentes propriedades de fluxo são reflexo das diferenciações do arcabouço rochoso que, analisados espacialmente, podem indicar zonalidades regionais.

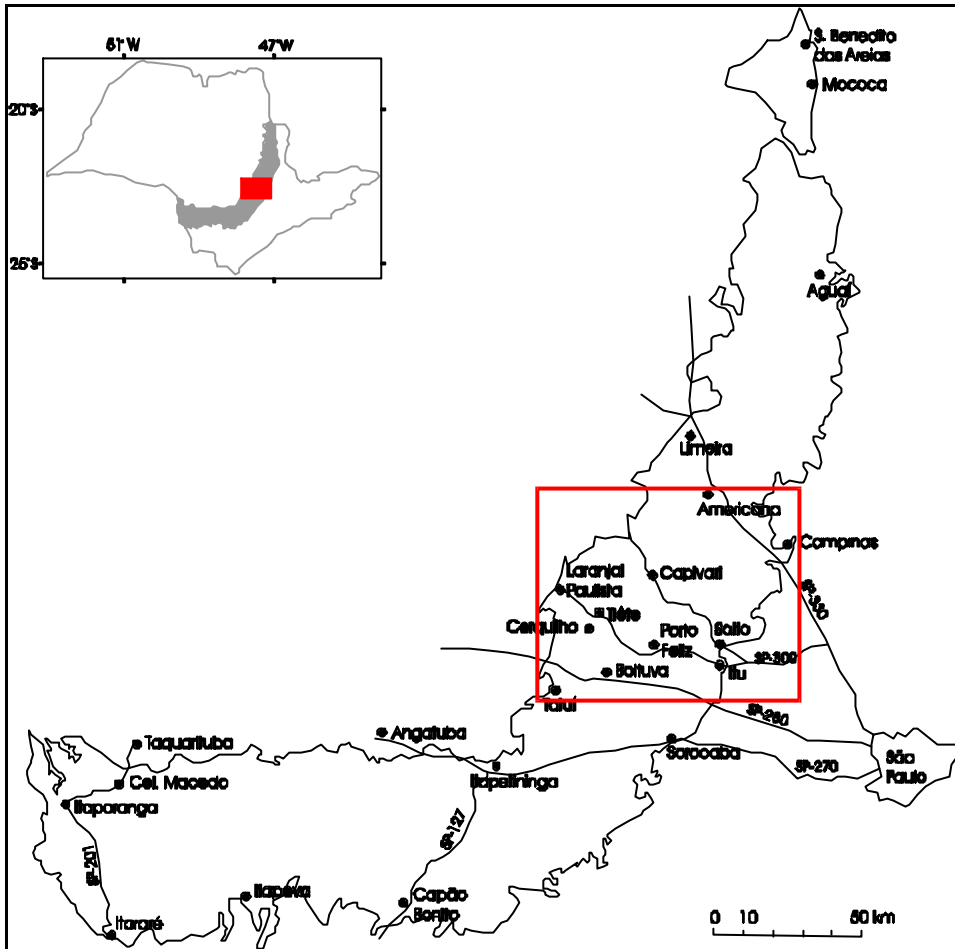


Figura 1 Mapa do Grupo Tubarão no Estado de São Paulo com a localização das principais cidades e vias de acesso. A área delimitada em cinza corresponde à área alvo deste projeto.

Objetivos

A linha de pesquisa adotada busca avaliar alguns fatores com influência direta sobre as características hidrogeológicas, sendo dividida em 3 etapas de investigação.

(1) A primeira etapa objetiva a caracterização tri-dimensional da rocha reservatório em escala regional, com a indicação das áreas com maior probabilidade de se encontrar arenitos. Concomitantemente a esta análise regional, a investigação da variabilidade das propriedades permo-porosas e a evolução diagenética das rochas arenosas estudadas.

(2) A segunda etapa consiste na análise das características hidrogeológicas do aquífero, definindo as principais direções de fluxo, mapa de vazão dos poços e a

evolução química da água subterrânea dos pontos de recarga até as áreas de drenagem.

(3) Por fim, foi realizada a aplicação da análise de favorabilidade como ferramenta de integração dos resultados gerados durante este trabalho, definindo assim as áreas favoráveis à exploração de água subterrânea.

Base de dados

A primeira etapa de pesquisa foi destinada à formação de um banco de dados a partir da coleta de informações de trabalhos anteriormente publicados e do levantamento e cadastramento de 1.724 poços de vários órgãos estaduais (DAEE, SABESP, IG) e de empresas particulares de perfuração.

As informações coletadas correspondem a: 1) descrição litológica dos poços; 2) propriedades hidráulicas (nível estático, nível dinâmico e vazão); 3) compilação das análises físico-químicas.

Além da compilação de dados, foi realizada a coleta de amostras de águas subterrâneas e de rochas, para o estudo hidroquímico e petrofísico.

Com a reunião de todas as informações compiladas e geradas, o banco de dados final foi dividido em variáveis geológicas, hidrológicas e hidroquímicas.

- Os dados geológicos são compostos pelas descrições litológicas de calha e testemunhos, perfilagens geofísicas, resultados da análise petrofísica e petrográfica.
- As informações hidrológicas referem-se aos dados de poços como vazão, nível estático e nível dinâmico.
- As informações hidroquímicas correspondem às análises físico-químicas e isotópicas de água subterrânea.

Os programas computacionais *Statistica for Windows 4.3*, *Surfer 7.0*, *Gslib*, *Solmin88*, *Phreeqc* e *PTA* foram utilizados no desenvolvimento deste estudo; o gerenciamento dos dados contou com o auxílio de rotinas de programação realizadas nas linguagens *Fortran77* e *Visual Basic 5.0*.

1 - GEOLOGIA

Estratigrafia

O Grupo Tubarão é composto de rochas de idade Permo-Carbonífera, da Bacia do Paraná, limitado na base pelo embasamento cristalino ou por sedimentos do Grupo Paraná e, no topo, por rochas do Grupo Passa Dois (Figura 2).

É subdividido em uma unidade inferior, portadora de diamictitos e rochas associadas, em grande parte, de origem glacial, representada pelo Subgrupo Itararé e pela Formação Aquidauana (porção norte da bacia), e outra sobrejacente, desprovida de evidências glaciais (seqüência pós-glacial), representada pelas rochas da Formação Tatuí no Estado de São Paulo (Rocha-Campos, 1967; Landim & Fulfaro, 1972; Soares, 1972; Landim, 1973).

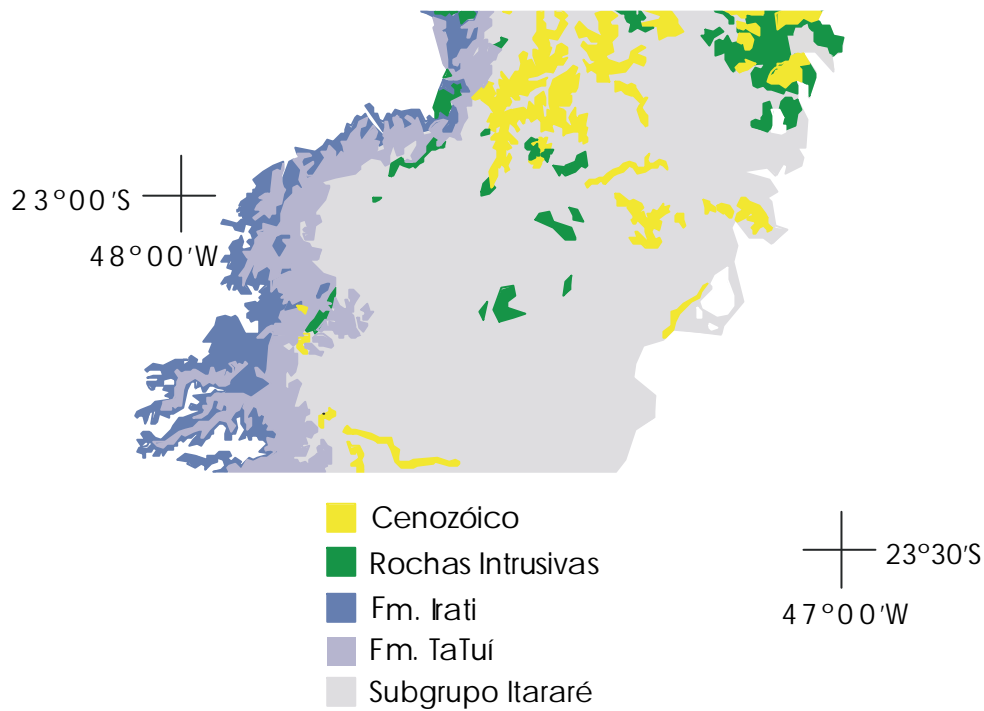


Figura 2 Mapa do Grupo Tubarão na área de estudo (modificado de IPT, 1981).

Grupo Tubarão na Bacia do Paraná

Na Bacia do Paraná, a estratigrafia do Grupo Tubarão foi definida, nas últimas décadas, pelos trabalhos de Northfleet *et al.* (1969), Schneider *et al.* (1974), Gama Jr. *et al.* (1982) e França & Potter (1988).

França & Potter (1988), com base em testemunhos de sondagens e perfis elétricos de poços, utilizam a denominação de Supergrupo Tubarão, dividido em Grupo Itararé, na base, e Grupo Guatá, no topo.

O Grupo Itararé é formado por três unidades: Formação Lagoa Azul/Membros Cuiabá Paulista e Tabaraí (unidade inferior); Formação Campo Mourão (unidade intermediária); e Formação Taciba/Membros Rio Segredo e Chapéu do Sol (unidade superior).

As três formações correspondem a três ciclos deposicionais, que seriam respostas a mudanças climáticas e do nível do mar. Cada ciclo é constituído predominantemente por arenitos na base, sobreposta por uma porção rica em diamictitos (Figura 3).

A Formação Lagoa Azul apresenta, na porção basal, o predomínio de arenitos intercalados com camadas de siltitos e folhelhos, agrupados no Membro Cuiabá Paulista. No topo, ocorrem os sedimentos associados ao Membro Tabaraí, compostos por siltitos, intercalados com lamitos seixosos e alguns corpos de arenito.

A Formação Campo Mourão apresenta na base o predomínio de arenitos, contendo seqüências de *fining upward* e, no topo, a freqüente presença de lamitos seixosos.

A Formação Taciba, unidade superior do Grupo Tubarão, é dividida nos Membros Rio Segredo, na porção inferior, e Chapéu do Sol, porção superior. As rochas pertencentes a esta formação ocorrem em poços relativamente rasos, nas áreas de afloramentos nos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina.

O Membro Rio Segredo é constituído predominantemente por arenitos cinza, maciços, granulometria grossa a média, localmente intercalados com siltitos bioturbados; subordinadamente ocorrem arenitos finos a muito finos, com laminação cruzada, cavalgante e microfalhas.

O Membro Chapéu do Sol é composto essencialmente por lamitos seixosos e raros corpos arenosos. O lamito seixoso grada a folhelho cinza escuro, várvido, contendo nódulos de pirita e alguns grânulos de seixos de granito.

O Grupo Guatá, topo do Supergrupo Tubarão, corresponde aos arenitos deltaicos da Formação Rio Bonito e siltitos das formações Palermo e Tatuí.

Segundo França & Potter (1988), a faixa de afloramentos do Grupo Itararé no Estado de São Paulo representa um grande avanço de geleiras durante a sedimentação do ciclo superior, quando foram depositados tilitos e fluxo de detritos glaciogênicos em mar raso, associados a arenitos deltaicos (Fulfaro *et al.* 1984), turbiditos e possíveis tempestitos.

Este ambiente deposicional variado é provavelmente o principal responsável pela estratigrafia complexa e pela discrepância no número de tilitos e avanços glaciais reportados para o Grupo Itararé no Estado de São Paulo (França & Potter, 1988).

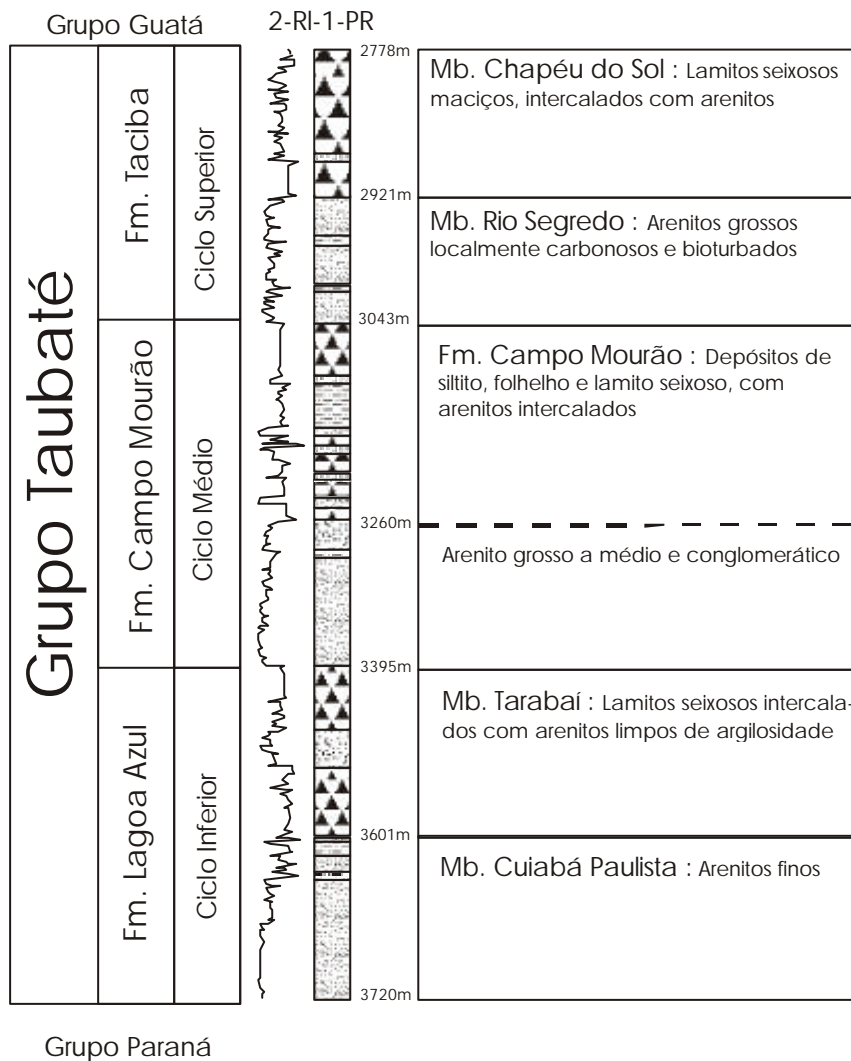


Figura 3 Estratigrafia do Grupo Itararé segundo França & Potter (1988).

Grupo Tubarão no Estado de São Paulo

No Estado de São Paulo, a unidade estratigráfica Itararé permanece indivisa na maioria dos trabalhos, recebendo com isso a denominação de Subgrupo Itararé. Assim, a unidade Tubarão passa a ser definida como Grupo Tubarão, subdividido em Subgrupo Itararé, Formação Aquidauana e Formação Tatuí.

O Subgrupo Itararé é a unidade mais espessa do Grupo Tubarão no Estado de São Paulo, aflorando numa faixa que se estende desde o Vale do Rio Itararé, até as proximidades do rio Mogi-Guaçu, onde passa lateralmente à Formação Aquidauana. Esse limite parece fazer-se por interdigitação, como observado entre as localidades de Leme e Mogi-Guaçu (Soares & Landim, 1973).

Desde os primeiros trabalhos envolvendo a subdivisão do Subgrupo Itararé, todos se depararam com vários problemas, em particular a falta de continuidade lateral dos pacotes rochosos e de camadas guias nesta unidade. Esta situação está condicionada, em parte, à variabilidade dos ambientes de sedimentação que presidiram a deposição desse conjunto de rochas (Caetano-Chang, 1984).

A subdivisão do Subgrupo Itararé no Estado de São Paulo, em unidades com características próprias que permitam seu reconhecimento no campo ou em subsuperfície, constitui ainda hoje matéria de amplo debate, sendo inúmeras as proposições apresentadas e seguidamente rejeitadas (Caetano-Chang, 1984).

De qualquer maneira, tentativas de associações litológicas, de âmbito regional ou local, foram sugeridas conforme inúmeros trabalhos (Almeida & Barbosa, 1953; Barbosa & Gomes, 1958; Loczy, 1964; Soares, 1972, Fulfaro et al., 1984, e outros).

Dentre todas as definições estratigráficas propostas, a estratigrafia definida pelo projeto DAEE-UNESP (1979) revela-se de grande utilidade, para o presente trabalho, ao subdividir o Subgrupo Itararé segundo associações litofaciológicas. Para isso, os autores utilizaram as descrições litológicas dos poços, de afloramentos e de sondagens elétricas verticais (SEV). Esta subdivisão foi posteriormente adotada por Landim & Soares (1979), Fiori & Cottas (1980), Gama Jr *et al.* (1980), Wu *et al.* (1980) e Cottas *et al.* (1981), e em estudos hidrológicos por Diogo *et al.* (1981) e DAEE (1981a,b).

Segundo DAEE-UNESP (1979), o Subgrupo Itararé é subdividido nas unidades Inferior, Médio e Superior (Figura 4). De forma geral, as unidades, Inferior

e Superior, são mais arenosas, enquanto a unidade Média apresenta predomínio de sedimentos finos (Tabela 1).

A espessura das unidades varia regionalmente, encontrando-se, na região central, média de 200 metros para as unidades Inferior e Superior e de 200 a 500m para a unidade Média. Para norte, as espessuras diminuem como conseqüência do interdigitação da Formação Aquidauana com as unidades Média e Superior, que atingem um total de 70 metros. Para sul, as unidades Superior e Média alcançam cerca de 300 metros, enquanto a unidade Inferior não ultrapassa 160 metros (Figura 5).

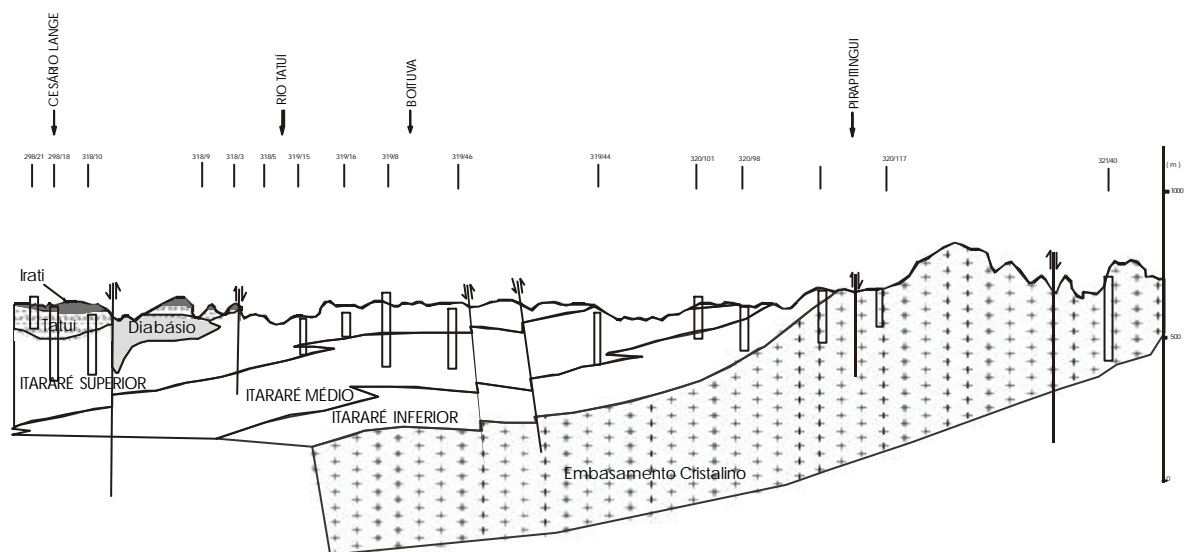


Figura 4 Perfil litológico (DAEE, 1981b) na região sul da área em estudo.

Tabela 1 Descrição das principais fácies das unidades do Subgrupo Itararé, em diferentes regiões no Estado de São Paulo (modificado de Diogo *et al.*, 1981).

<p>Sul Rio Parapanema</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Inferior – lamitos e lamitos arenosos com sucessões cíclicas de arenitos médios. - Médio – siltitos associados a arenitos muito finos e lamitos arenosos. - Superior – siltitos e arenitos muito finos e arenitos de granulação média a fina.
<p>Centro Rio Tietê</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Inferior – predominantemente arenosa, apresentando arenitos conglomeráticos e ritmitos. - Médio – diamictito de matriz lamítica e arenitos finos e pelíticos. - Superior – arenitos grossos e diamictitos de matriz arenosa
<p>Norte Rio Pardo</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Inferior – não é encontrada esta unidade. - Médio – lamitos e lamitos arenosos, siltitos e arenitos finos - Superior – apresenta duas associações: <ul style="list-style-type: none"> a) lamitos conglomeráticos a arenitos conglomerados b) arenitos finos a médios com intercalações de ritmitos.

A Formação Aquidauana, encontrada apenas na poção norte da área, apresenta duas associações litológicas, uma constituída por arenitos muito finos a grossos e outra areno-lamítica. Em conjunto atingem espessuras máximas de 70 metros na parte norte da Bacia do Rio do Pardo, diminuindo gradativamente para Sul, na região de Limeira e Americana (Soares, 1972).

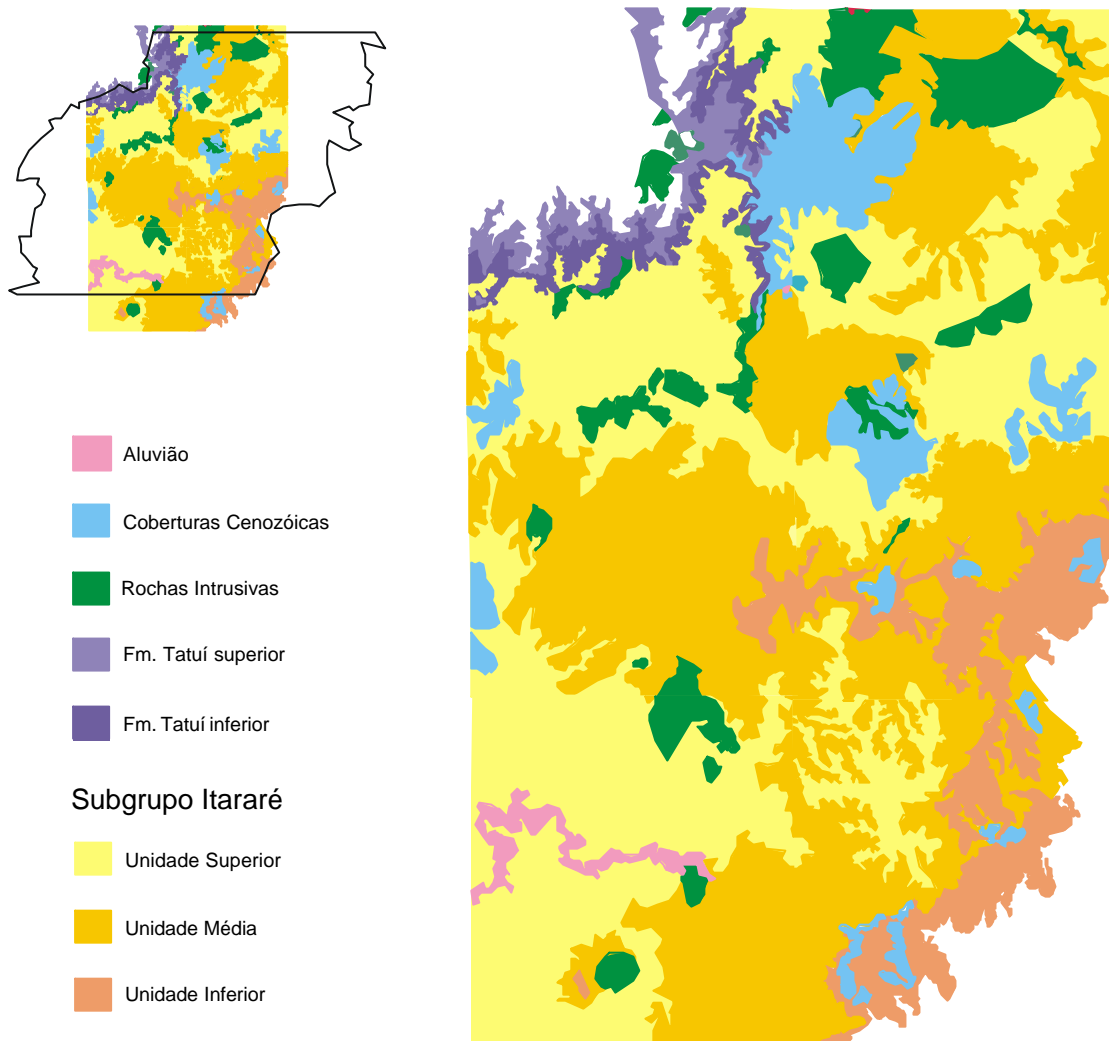


Figura 5 Mapa Geológico do Subgrupo Itararé na área de estudo (modificado de DAEE-UNESP 1981c).

Parte da heterogeneidade presente no Grupo Tubarão, no Estado de São Paulo, é consequência da sedimentação deltaica da Formação Tietê, que se desenvolveu de forma compartimentada. Segundo Fulfaro *et al.* (1984), os paleoaltos, constituídos de sedimentos sobre elevados do Subgrupo Itararé e da Formação Aquidauana, condicionaram a drenagem e a distribuição tridimensional destes depósitos deltaicos, junto às margens oriental e setentrional da bacia, onde os sedimentos da Formação Tietê se depositaram, em relação discordante, com as unidades mais antigas.

A Formação Tietê, definida por Barbosa e Almeida (1949), é constituída por espessos corpos de arenitos, originados de fluxos gravitacionais turbidíticos em

frentes deltaicas, estratigraficamente correlacionáveis à Formação Rio Bonito nos estados sulinos.

A Formação Tatuí, denominação utilizada no Estado de São Paulo para os sedimentos correlacionáveis à Formação Palermo (Grupo Guatá), apresenta espessuras que não ultrapassam 100m, sendo subdividida em duas unidades. A porção inferior é constituída por siltitos e arenitos muito finos de cor marrom avermelhada, e a porção superior apresenta siltitos de cores claras, amareladas e esverdeadas, intercalando corpos acanalados de arenitos maduros. Estes sedimentos foram depositados em ambiente marinho de plataforma rasa, barras litorâneas, lagunas e ambientes de planície de maré (Soares, 1972; Soares e Landim, 1973).

Associado ao ciclo vulcânico da Formação Serra Geral, numerosos *Sills* e diques foram introduzidos no pacote sedimentar. Na área em estudo, os corpos mais expressivos são os de Campinas-Paulínia, Mogi-Guaçu, Americana e Piracicaba.

Caracterização de fácies presentes no Subgrupo Itararé

Dentre os vários trabalhos enfatizando a caracterização de fácies do Subgrupo Itararé Eyles *et al.* (1993), buscaram sintetizar as principais faciologias, com base no estudo de 1700m de testemunho. Segundo estes autores, os sedimentos podem ser divididos em 4 grupos principais: diamictitos; conglomerados; arenitos e depósitos de sedimentos finos.

1 – Os diamictitos são pobremente selecionados, constituindo uma mistura de clastos, areia e lama, ocorrendo como fácies maciça ou variavelmente estratificada. Os diamictitos maciços não apresentam estruturação ou organização interna, sendo comuns no Membro Chapéu do Sol, Formação Taciba. Os diamictitos estratificados consistem em intercalações de diamictitos silticos e argilosos.

2 – Os conglomerados ocorrem associados com diamictitos estratificados e maciços ou arenitos gradacionais.

3 – Os arenitos apresentam variação granulométrica de fina a grossa. As fácies mais freqüentes são: maciça, gradacional e arenito deformado; subordinadamente ocorrem arenitos contendo laminações cruzadas, laminações horizontais e fácies bioturbadas. Uma descrição sintética das fácies de arenitos é apresentada a seguir.

- Arenitos maciços: apresentam granulometria que varia de muito fina a grossa.

- Arenitos gradacionais: consistem em camadas individuais gradacionais que mostram progressiva granodecrescência ascendente.

- Arenitos deformados: são caracterizados pela aparência caótica, com estruturas distorcidas e dobradas. Um segundo tipo de arenito deformado, apresenta estrutura de *dish* e escape de fluido.

- Arenitos com laminação cruzada: ocorrem como camadas discretas (menores que 1m), associadas a depósitos de granulometria de fina a média.

- Arenitos laminados horizontalmente: são encontrados tipicamente em associação com os arenitos maciços e arenitos com laminações cruzadas.

- Arenitos bioturbados: são observados em poucas camadas nos testemunhos, sendo que muito da estrutura original foi destruída por soterramento.

4 – Os sedimentos de granulação fina são compostos por frações silte e argila, os quais podem ser maciços ou laminados. A fácies laminada resulta da intercalação de camadas de argilito e arenitos com laminações cruzadas.

Segundo Eyles *et al.* (1993), o processo predominante foi a ressedimentação, através de correntes de turbidez, sendo que o componente glacial de sedimentação estaria provavelmente restrito ao abundante suporte de sedimento vindo de águas de degelo e *icebergs*.

Caetano-Chang (1984) descreve fácies glácio-continentais – glacial *sensu stricto* e proglacial – no terço basal do Subgrupo Itararé na região sul do Estado de São Paulo, depósitos de ingressão marinha na porção mediana (Siltitos Itaporanga) e deposição deltaica, sob influência glacial, no topo da unidade.

É ainda necessário mencionar as descrições faciológicas detalhadas realizadas pelos geólogos do Instituto Geológico, com base em testemunhos dos principais poços que estão em estudo neste trabalho. Descrições de alguns poços e correlações estratigráficas locais estão presentes nos trabalhos de Mezzalira (1969), Petri (1985), Pires & Petri (1991), Petri (1992), Petri & Pires (1992), Petri *et al.* (1996a,b).

Caracterização geológica do aquífero

Os poços selecionados para a análise da rocha reservatório totalizam 1.051, contendo descrições de calha, de testemunhos e alguns com perfilagem geofísica, raios gama, resistividade e sônico (Anexo 1).

A distribuição dos poços selecionados para a descrição geológica apresenta grande irregularidade, com maior concentração a NE, na região de Campinas, Hortolândia e Sumaré. Em direção ao centro da bacia, ocorrem áreas com ausência de dados, sendo exceções às áreas próximas aos municípios de Capivari e Tietê. O alinhamento de poços, entre os municípios de Itu – Indaiatuba e Itu – Porto Feliz, é observado junto às principais rodovias, ao longo das quais estão instaladas várias empresas (Figura 6).

Da base total de dados, foram separados os poços que apresentavam descrições de testemunhos ou acompanhados de perfis geofísicos. Este segundo arquivo contém 89 poços, ou seja, 8,5% em relação ao total de dados. A distribuição destes poços apresenta-se também irregular, sendo muitos deles concentrados nas cidades de Tietê, Capivari, Elias Fausto e Hortolândia. Grandes áreas com ausência de informações são observadas tanto na porção norte quanto na porção sul da área de pesquisa (Figura 7).

Esta redução da base de dados decorre da incerteza contida nas descrições baseadas em amostras de calha, em particular quanto à posição dos limites das camadas dos tipos litológicos encontrados, o que não ocorre no caso das descrições de testemunhos ou de poços com disponibilidade de perfis geofísicos.

Outra razão para a divisão da base de dados é consequência da heterogeneidade das descrições, principalmente quando envolvem fácies como lamitos e diamictitos. Além disso, diferença marcante ocorre quando se comparam as descrições de amostras de calha com as de testemunhos, estas últimas contendo maior grau de detalhe, com definição de camadas inferiores a 1m.

Por estes motivos, as análises referentes à geologia da área foram diferenciadas quanto ao uso dos dados. As análises do topo do embasamento cristalino e distribuição dos corpos de diabásio utilizaram o banco de dados total, uma vez que a identificação destas fácies não apresenta complicadores.

A caracterização do reservatório utilizou a base de dados de poços selecionados, sendo os dados em sua totalidade utilizados somente para o fornecimento de informações indicativas.

Tendo em vista o escopo desta pesquisa, voltado para a análise hidrogeológica, e as possíveis incompatibilidades que possam conter as descrições, o trabalho desenvolvido em escala regional se aterá principalmente à caracterização dos pacotes de arenitos quanto às suas distribuição e predominância.

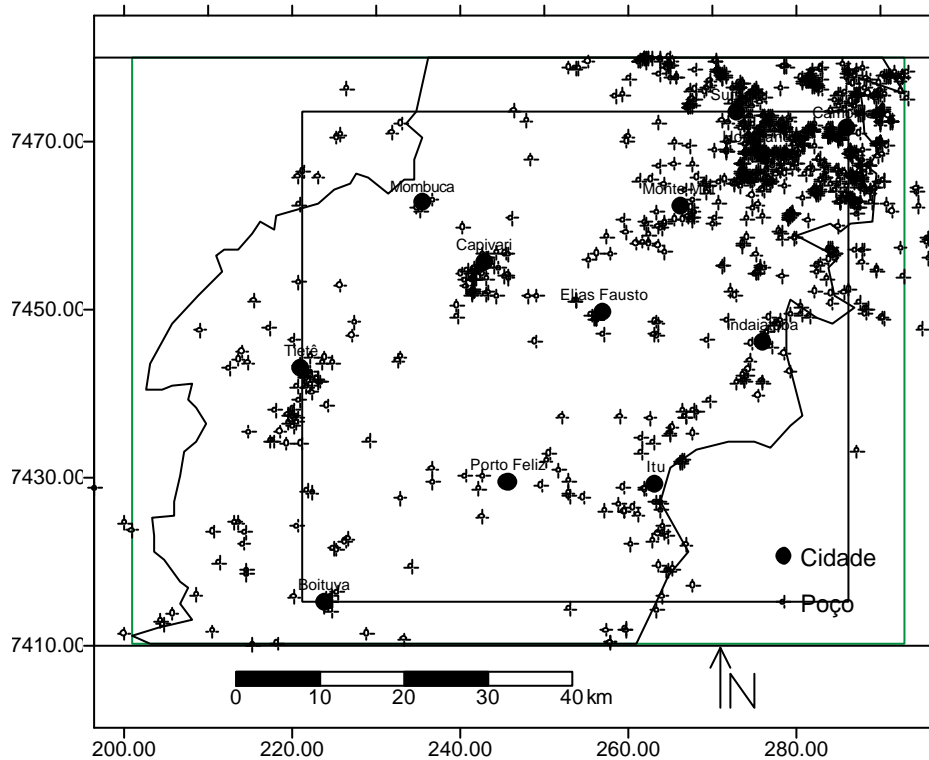


Figura 6 Distribuição de todos os poços catalogados com descrições litológicas presentes na área de estudo.

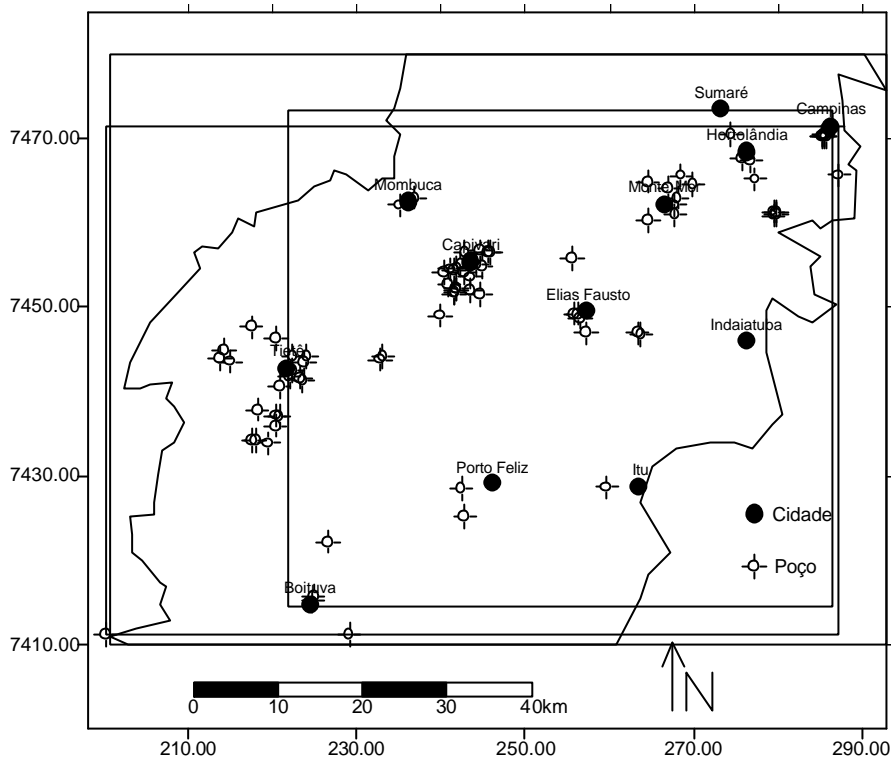


Figura 7 Mapa de poços catalogados que apresentam descrições geológicas detalhadas ou com perfis geofísicos.

Embasamento cristalino e espessura dos sedimentos

A análise do topo estrutural do embasamento cristalino e da espessura dos sedimentos utilizou todo o banco de dados, dos quais 420 poços atingiram rochas ígneas e metamórficas.

Utilizando apenas as descrições dos poços, a área possível de ser mapeada é restrita a borda da bacia, onde o topo do embasamento encontra-se a menos de 300m em relação à superfície, que é a profundidade máxima da maioria dos poços.

Pode-se constatar que, para um distanciamento aproximado de 10km em relação à borda leste, os sedimentos apresentam espessura máxima de 140m. Com relação à região NE, melhor definida pela alta densidade de pontos, observa-se que, para um distanciamento de 20km a espessura máxima de sedimentos foi de 380m (Figuras 8 e 9).

Tanto o mapa de altitude do topo do embasamento cristalino, como o de espessura de sedimentos indicam provável zona de falhamentos no extremo NE da área. Isto é verificado através da variação aproximada de 125m da cota do topo cristalino, em intervalo de algumas centenas de metros, separando a oeste os municípios de Hortolândia e Sumaré e a leste a cidade de Campinas.

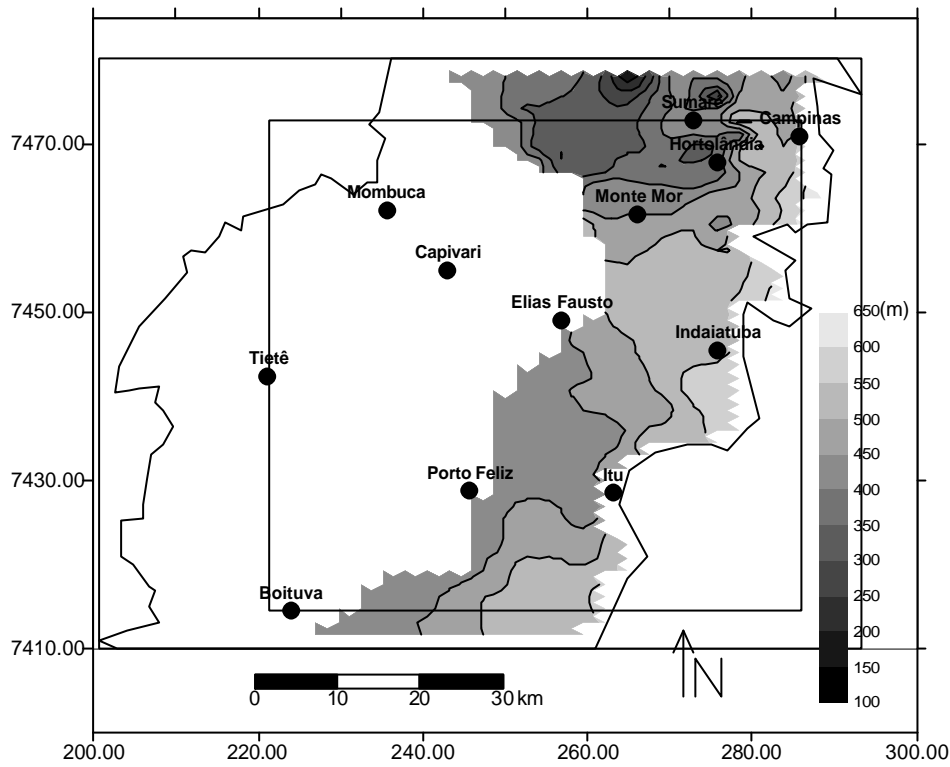


Figura 8 Altitude do embasamento cristalino baseado nas informações de poços.

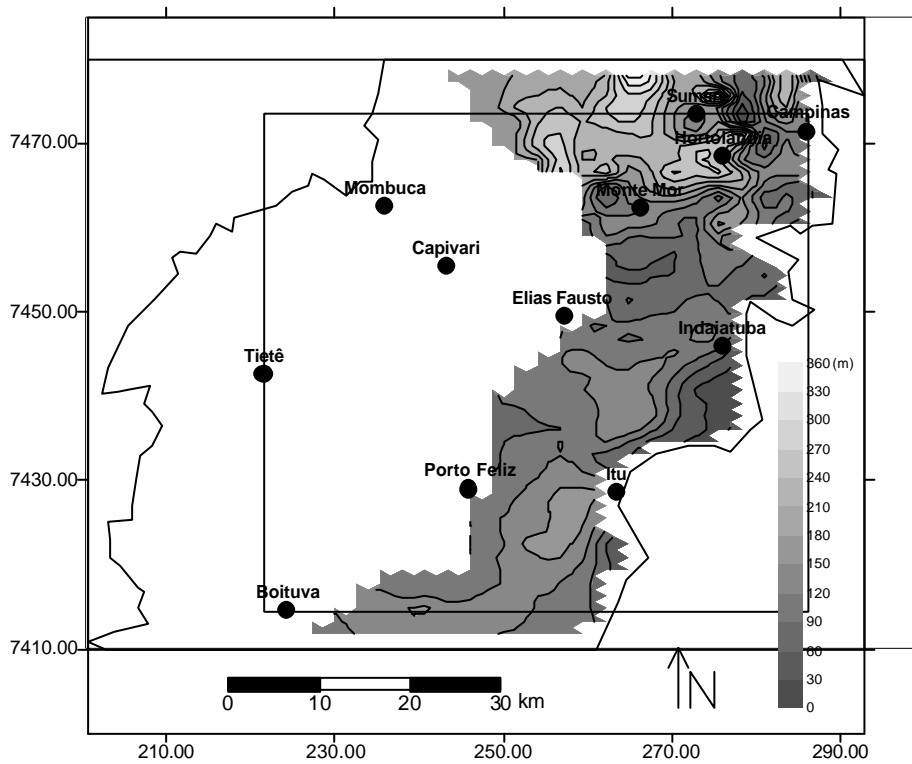


Figura 9 Espessura de sedimentos baseado em dados de poços.

Para a investigação da porção oeste, em direção ao interior da bacia, foram utilizadas 12 sondagens elétricas verticais (SEVs), realizadas pelo DAEE (1981a,b).

Com a inclusão das SEVs, o mapa elaborado abrange toda a área de pesquisa e aponta aumento da profundidade na direção noroeste, região que apresenta duas sondagens mais distantes da borda, indicando topo do embasamento cristalino a grandes profundidades (Figura 10).

Outra característica da configuração do topo estrutural do embasamento, é a quebra do gradiente de inclinação na região central, entre os municípios de Capivari e Elias Fausto. O patamar entre as cidades de Elias Fausto, Monte Mor e Indaiatuba apresenta inclinação aproximada de 0,005, enquanto o declive do embasamento entre os municípios de Elias Fausto, Capivari e Mombuca é de 0,011.

Esta variação do gradiente de inclinação do topo cristalino, verificada também na correlação de perfis presente no trabalho de Eyles *et al.* (1993), é consequência de falhamentos normais, paralelos à borda da bacia.

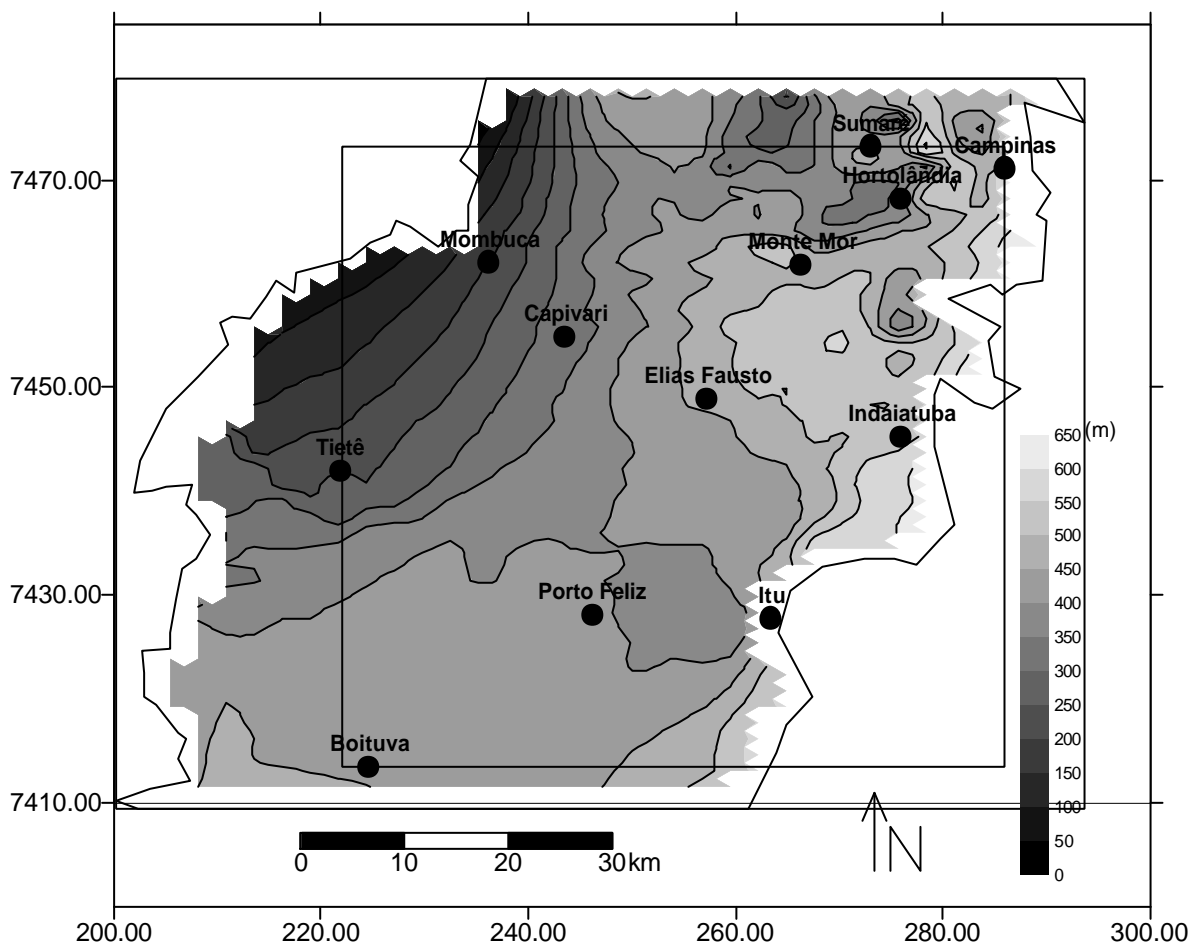


Figura 10 Contorno da altitude do embasamento cristalino utilizando as descrições dos poços com amostras de calha e sondagens elétricas verticais.

Estruturação tectônica

A análise da distribuição dos falhamentos foi realizada com base no mapa geológico do Estado de São Paulo, convênio DAEE-UNESP (1982), em escala 1:250.000 (Figura 11).

Neste mapa, as falhas apresentam-se concentradas na região central, sendo que as porções sudoeste (oeste da cidade de Boituva) e nordeste (região de Campinas) mostram grandes áreas com ausência de falhas.

A significativa ausência de dados, principalmente na porção nordeste, se deve, possivelmente, às coberturas inconsolidadas e à intensa ocupação do solo que dificultam a identificação de falhamentos em escala regional, encobrendo níveis guias. Apesar de alguns trabalhos de detalhe apontarem outros falhamentos, principalmente na região NE (Souza Filho, 1986), decidiu-se utilizar apenas o mapa do DAEE-UNESP (1982) por abranger toda a região de pesquisa e, também, para evitar que certas áreas apresentem diferente densidade de informações devido ao maior detalhamento verificado em certas áreas.

Pode-se observar pelo mapa, maior concentração de falhas dispostas de norte a sul na porção central, passando por Capivari, Elias Fausto e Porto Feliz, cuja disposição é coincide aproximadamente com a quebra na inclinação observada no topo do embasamento cristalino (Figura 10). Esta zona de falhamentos pode estar associada às falhas normais delimitadas por Eyles *et al.* (1993).

Outra zona de falhamento, de direção E-W, pode ser definida, passando pela cidade de Tietê, em direção a Indaiatuba.

Ao se comparar novamente o mapa estrutural apresentado, com o do topo do embasamento cristalino, verifica-se que a inclinação deste último em direção a noroeste, é provavelmente conseqüência destas duas direções de falhamentos.

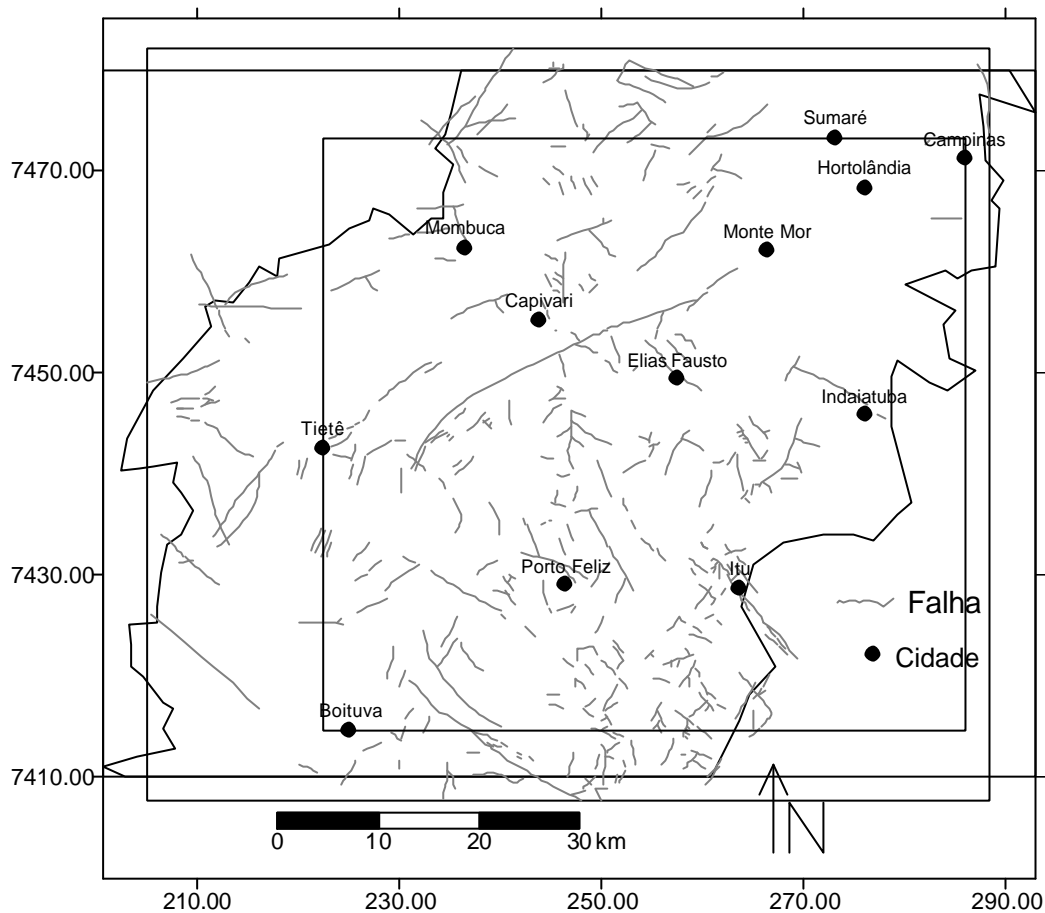


Figura 11 Mapa Estrutural da área de estudo (segundo DAEE-UNESP – 1982).

Intrusivas básicas

Na área de estudo, as intrusões básicas, na forma de *sills* ou diques de diabásio são freqüentemente aflorantes, principalmente na região nordeste, onde ocorrem como litologia predominante em vários poços (Figura 12).

Para a análise em subsuperfície, foi utilizado o arquivo total de dados, em que 317 poços apresentaram esta litologia descrita.

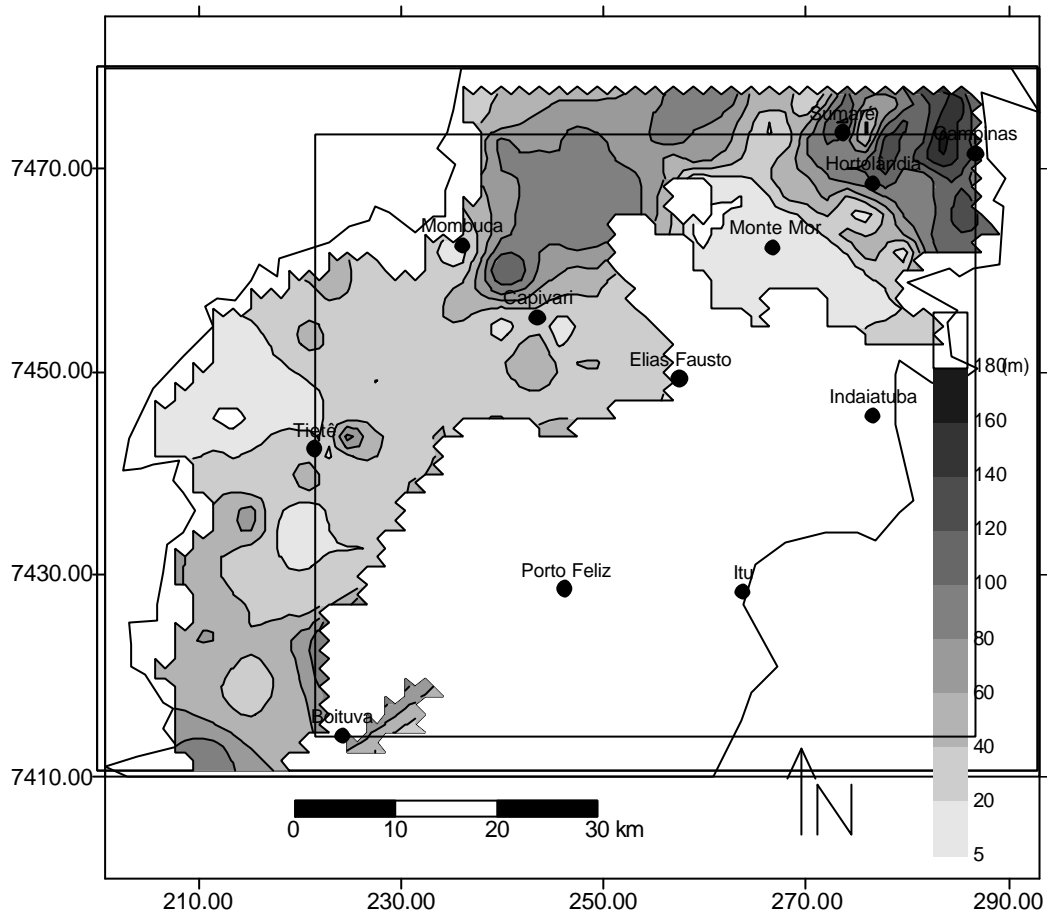


Figura 12 Espessura total de diabásio, utilizando toda a base de dados.

No tocante à distribuição da espessura total de diabásio, o flanco NE, região de Campinas, se apresenta como a área de maior expressividade, apresentando espessuras superiores a 150m. Esta ocorrência é relacionada aos corpos que afloram em superfície, nas regiões de Campinas-Paulínia e Americana. Secundariamente, ocorrem corpos significativos na porção norte, entre as cidades de Mombuca e Capivari e no sudoeste da área, próximo a Boituva.

A porção sudeste apresenta ausência deste tipo de litologia e a área à oeste apresenta, em sua grande maioria, espessuras inferiores a 40m.

Corpos de diabásio, pequenos e pouco espessos, ocorrem de forma isolada, principalmente próximos aos municípios de Porto Feliz e Elias Fausto e que, devido ao método de interpolação utilizado, não estão representados no mapa.

Caracterização do reservatório

Banco de dados com descrições detalhadas

A primeira etapa na caracterização do reservatório foi o agrupamento das diversas descrições encontradas em 10 tipos litológicos: arenitos, argilitos, diamictitos, lamitos, brechas, conglomerados, siltitos, ritmitos, folhelhos e calcários. Destes, os tipos brechas, folhelhos, calcários e conglomerados são os menos expressivos, apresentando limitado número de ocorrências, em geral pouco espessas.

As litologias mais significativas estão presentes na tabela 2. Observa-se o predomínio dos arenitos, que apresentam as maiores espessuras e são encontrados em todos os poços. Os siltitos são a segunda litologia em importância, podendo-se encontrar espessos pacotes em grande número de poços.

Tabela 2 Espessura média e mediana total e por camadas dos principais grupos litológicos.

Litologia	Camadas individuais				Espessura total	
	poços	máximo nº por poço	espessura média	espessura mediana	Média	mediana
Lamito	27	8	11,36	4,00	24,00	12,00
Diamictito	49	11	9,44	4,00	31,00	22,00
Argilito	41	9	8,50	5,00	21,00	14,00
Siltito	67	22	12,33	6,00	67,00	54,00
Ritmito	41	13	9,63	4,00	32,00	30,00
Arenito	91	48	13,12	6,25	126,00	112,00

A princípio, foram consideradas unidades-reservatório todos os corpos de arenitos, sendo que as demais litologias, incluindo as intrusões básicas, não foram consideradas como reservatórios. A caracterização do reservatório, aqui implementada, tem por finalidade a definição da geometria e da área de ocorrência das unidades aquíferas, não se atendo às litologias não-reservatório.

As espessuras das camadas de arenito apresentam evidente distribuição lognormal, com média de 13,12m e mediana de 6,25m, sendo que 75% (quartil superior) apresentam valores abaixo de 15,5m (Figura 13).

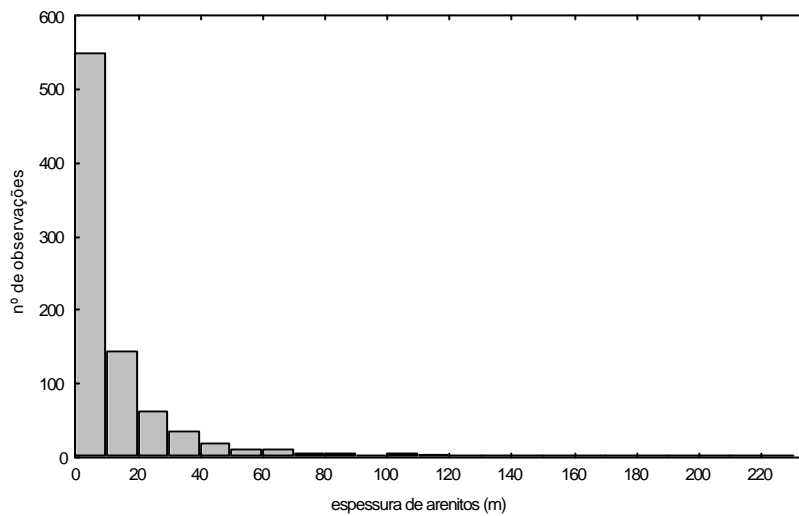


Figura 13 Histograma das espessuras das camadas de arenito.

Com relação à espessura total, os poços apresentam valores acima de 10m de arenitos, com mínimo encontrado de 8m. A espessura total média é de 126m e mediana de 112m. O gráfico relacionando o número de camadas com a espessura total mostra 4 poços com número superior a 30 camadas descritas. De maneira geral observa-se que, independente do número de camadas, há um patamar de aproximadamente 110m em que está posicionada a maioria dos poços com as maiores espessuras totais (Figura 14).

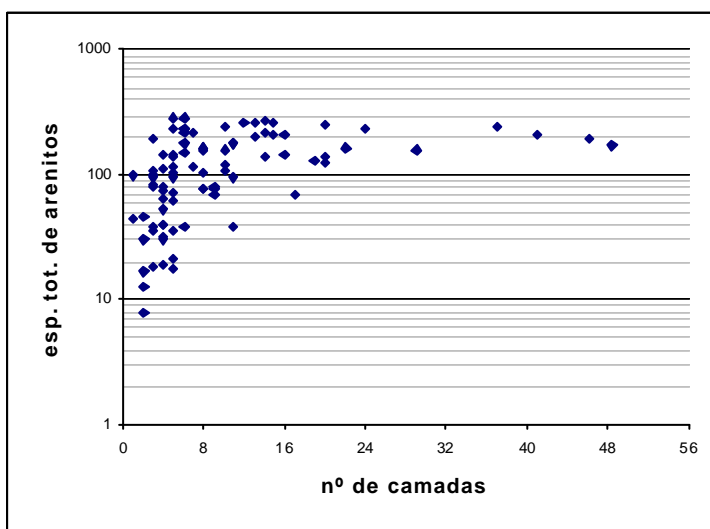


Figura 14 Diagrama de espessura total de arenito *versus* número de camadas por poço.

Entretanto, os valores de espessura total podem ser influenciados pela profundidade dos poços, ou seja, aqueles mais profundos podem apresentar maiores espessuras de arenitos. Para avaliar a presença de arenito, descartando o efeito da profundidade do poço, foi criada a variável porcentagem de arenitos em relação às outras litologias descritas.

Com isso, as duas variáveis, espessura total e porcentagem de arenitos, foram analisadas conjuntamente através da distribuição espacial, utilizando a geoestatística.

Os variogramas experimentais foram construídos para espessura total e porcentagem de arenitos, sendo que estas variáveis apresentaram baixa continuidade, uma vez que com o espaçamento superior a 10km não há continuidade espacial.

O componente péptico, presente nos dois variogramas, indica o comportamento errático da variável, podendo ser ocasionado por variações locais e diferentes escalas dos corpos, pois para pequenos espaçamentos ocorre grande variabilidade (Figura 15).

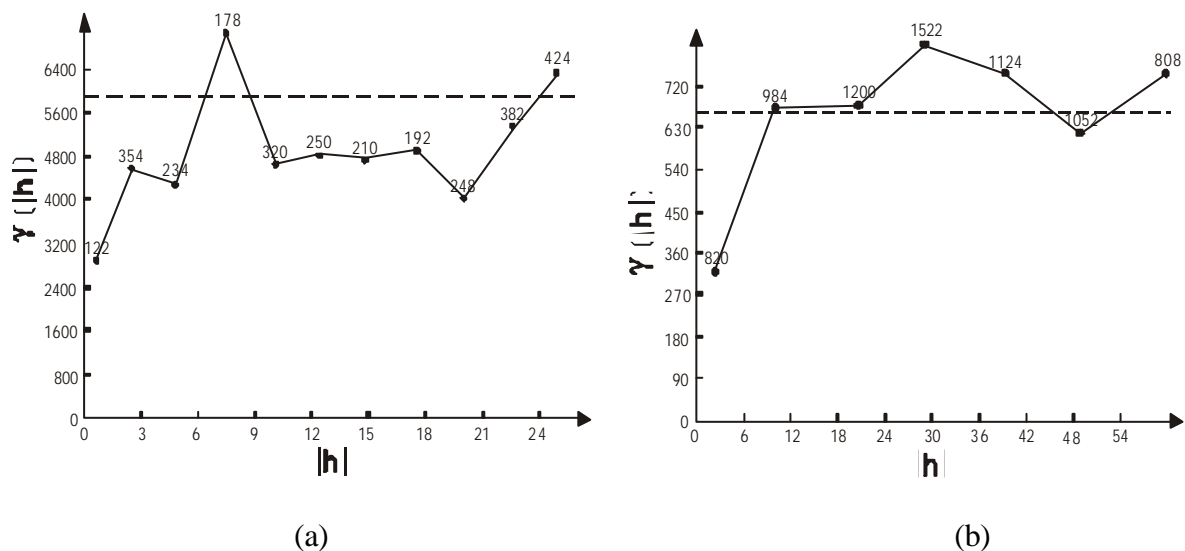


Figura 15 Variograma experimental omnidirecional das variáveis espessura total (a) e porcentagem de arenitos (b), utilizando o banco de dados com descrições detalhadas.

Os variogramas foram modelados e os mapas gerados através de krigagem. As áreas em branco não foram interpoladas por ausência de dados (Figura 16).

A distribuição da espessura total e porcentagem de arenitos, mostra a concentração dos poços de maior incidência de unidades arenosas na porção central e noroeste. A região do município de Capivari apresenta maiores valores de espessura total como também porcentagem de arenitos.

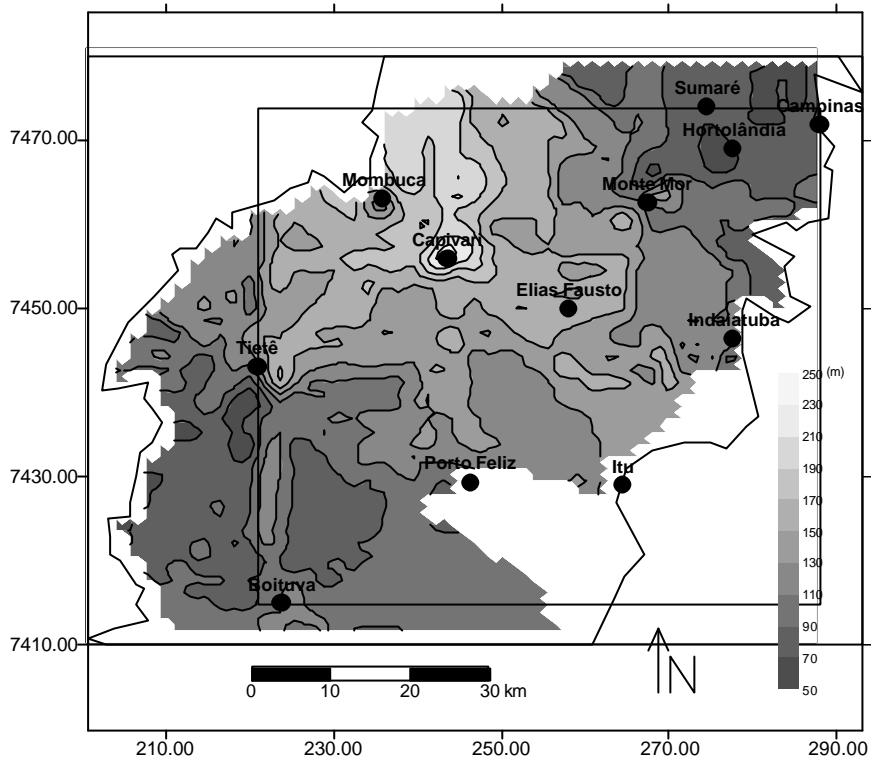
As áreas menos favoráveis estão posicionadas no extremo norte, na região que engloba os municípios de Hortolândia e Sumaré, e no extremo sudoeste da área de estudo.

Outra característica ao se observar principalmente o mapa de espessura total de arenitos, é a presença das maiores espessuras condicionadas a direção sudeste-noroeste, em provável calha limitada a norte e a sul por fácies não reservatório.

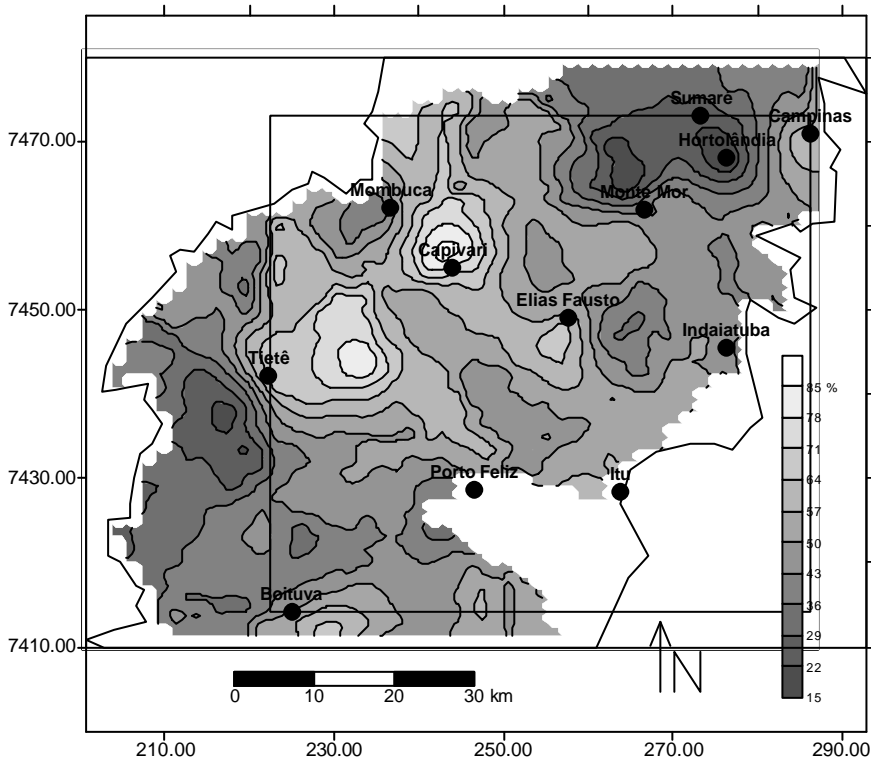
O mapa de porcentagem de arenito também indica, de forma menos clara, o condicionamento sudeste-noroeste, com os maiores valores divididos entre os municípios de Capivari e Tietê e porcentagens de até 60% na borda da bacia.

Para a avaliação da disposição das unidades reservatórios em três dimensões, buscou-se realizar mapas de porcentagem de arenitos em vários intervalos definidos, utilizando as altitudes em relação ao nível do mar, com espaçamento de 50m, altitude mínima de 200m e máxima de 650m. Com isso, foram gerados 9 mapas que mostram a predominância dessa variável em cada intervalo (Figura 17).

Os resultados apresentados nestes mapas mostram o predomínio de arenitos ou fácies-reservatório em cotas inferiores a 350m, principalmente na região central e noroeste. Acima da cota de 350m, há a coexistência das duas fácies, reservatório e não-reservatório, sem definição clara das predominantes em cada intervalo.



(a)



(b)

Figura 16 Distribuição da espessuras totais (a) e porcentagem (b) de arenitos, utilizando o banco de dados com descrições detalhadas.

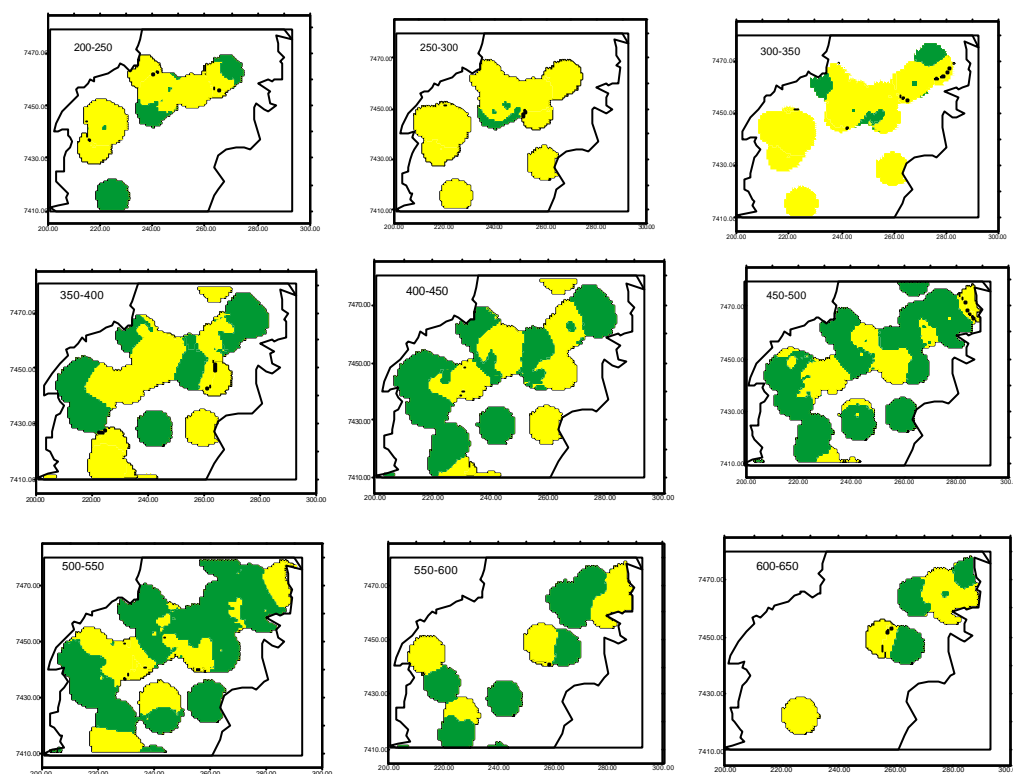


Figura 17 Distribuição da relação entre camadas reservatório e não-reservatório em intervalos de cotas de 50m. Cinza claro = predomínio da variável reservatório. Cinza escuro = predomínio da variável não-reservatório.

Banco de dados com todas as descrições

A análise utilizando todo o banco de dados, descrições detalhadas e de amostras de calha, foi realizada apenas em relação à porcentagem de ocorrência das unidades-reservatório (arenitos). O mapa de espessura total foi descartado pelas imprecisões quanto aos limites de camadas nesta base de dados.

O variograma de porcentagem de arenitos mostrou baixa continuidade, com alcance inferior a 3km e efeito pepítico na origem. O comportamento de deriva foi observado para um maior distanciamento do variograma (Figura 18). O variograma foi modelado e gerado o mapa krigado de porcentagem de arenitos, utilizando todos os dados (Figura 19).

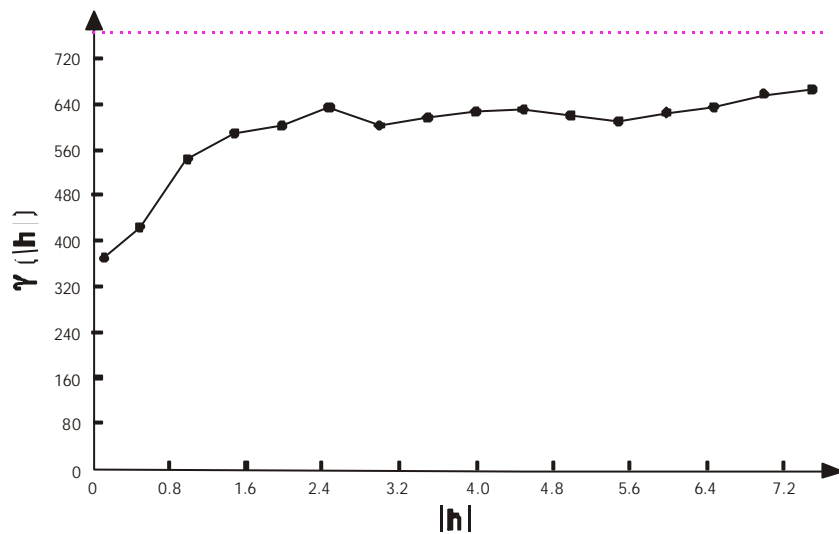


Figura 18 Variograma omnidirecional da variável porcentagem de arenitos, utilizando todos os dados.

Este mapa apresenta grande semelhança com os mapas de espessura total e porcentagem, que se utilizou de poços selecionados (Figura 16), mostrando área com alta porcentagem de arenitos na região centro-noroeste, que engloba cidades como Capivari, Tietê, Mombuca e Elias Fausto. A região de Capivari apresenta a maior área com valores acima de 55%.

Como nos mapas anteriores, as baixas porcentagens são observadas no extremo NE e SW. Entretanto, este mapa difere dos anteriores por mostrar baixa participação de arenitos em toda a borda leste, que apresentava ausência de dados nos mapas anteriores.

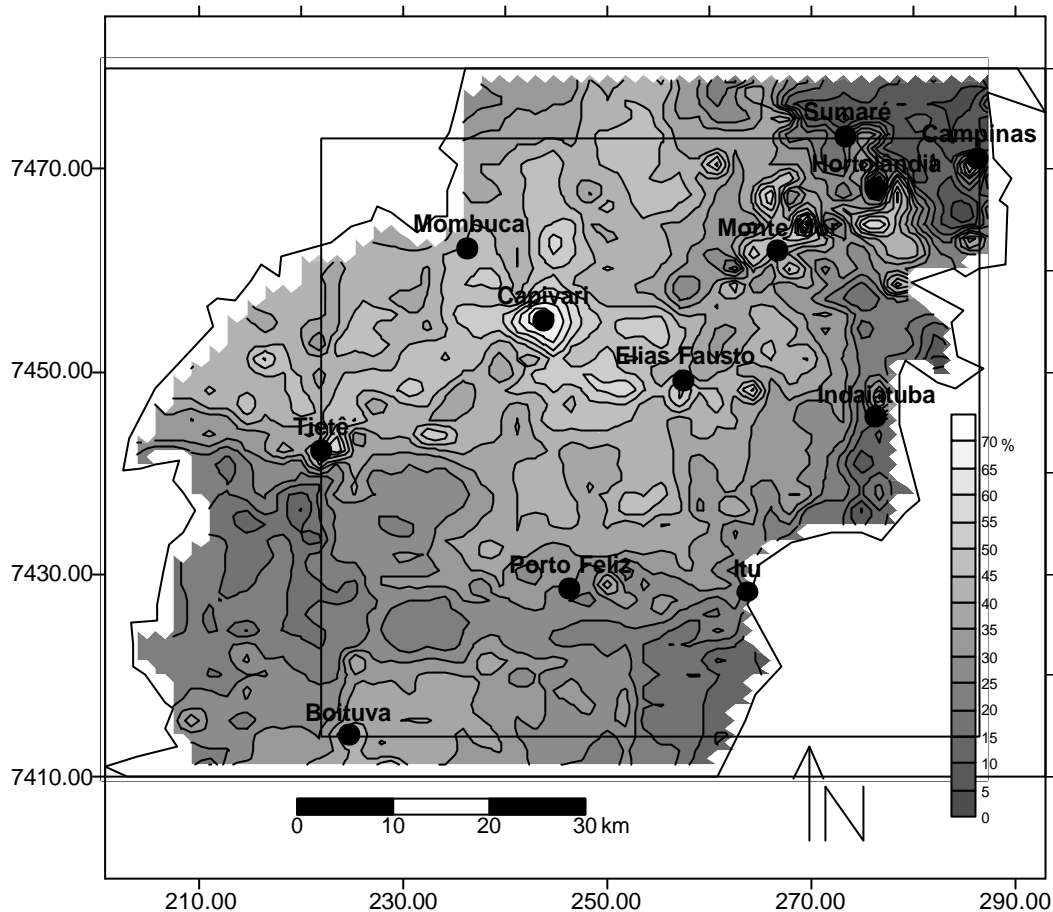


Figura 19 Mapa de porcentagens de arenitos, utilizando todo banco de dados.

A análise em três dimensões foi realizada com a confecção de 28 mapas de porcentagem de arenitos em intervalos de 22,5m, iniciando na altitude 95m em relação ao nível do mar até a altitude de 702,5m. Estes mapas foram agrupados em arquivo único com 68.600 blocos, cada um com as dimensões de 1.750 x 1.440 x 22,5m.

Com a construção do bloco em 3D, foi possível efetuar a análise da forma e distribuição dos pacotes arenosos. Para isso, foram gerados mapas em diferentes altitudes e perfis leste-oeste, alguns deles representados nas figuras 20 e 21.

Confirmando o que já foi apresentado anteriormente, a área com alta porcentagem de arenitos está posicionada na região central, englobando os municípios de Capivari e Tietê. As regiões com menores ocorrências estão posicionadas no extremo nordeste e no sudoeste.

O maior número de blocos com predomínio de arenitos está posicionado nos níveis mais profundos, como observado nos mapas das altitudes de 365, 320 e

275m (Figura 20), resultado semelhante ao obtido com o banco de dados com poços selecionados.

Através dos perfis, observa-se também predomínio de arenitos na região central, entre as latitudes 7440 e 7447 e a menor ocorrência de pacotes arenosos nas porções sudoeste e nordeste, principalmente quando observados os perfis nas latitudes 7469 e 7413.

A predominância dos arenitos na base e de unidades não-reservatório no topo é observada nas porções centro-oeste dos perfis. Isto é verificado nas latitudes 7413, 7419, 7440, 7447, 7462 e 7476.

Os mapas e perfis apresentados mostram a dificuldade, já apresentada por vários autores, na definição de limites com predomínio de arenitos. Mesmo em áreas caracterizadas como não aquíferas, contendo baixa percentualidade de material arenoso, são observados níveis significativos de arenitos (perfis 7426 e 7434).

Com isso, o Subgrupo Itararé, na área de estudo e dentro do intervalo de profundidade analisado, apresenta seqüência de finos na borda leste e no topo da maioria dos perfis, enquanto que o predomínio de arenitos ocorre na porção central e a extremo oeste e nas camadas de base.

Esta sucessão sedimentar coincide com a apresentada por França & Potter (1989), mostrando que a porção do Subgrupo Itararé aflorante corresponde a unidade lamítica no topo e arenosa na base.

Petri *et al.* (1996a,b), na região do município de Capivari (região central da área de estudo), destacam os sedimentos lamíticos no topo, sotopostos por unidade arenosa. Souza Filho (1986) aponta o predomínio de lamitos na região de Campinas e a maior presença de arenitos em direção a oeste.

No entanto, esta estratigrafia é inversa à apresentada pelo DAEE-UNESP (1979), que divide o Subgrupo Itararé em 3 unidades, mas com o predomínio das litologias arenosas no topo e na base, intercaladas por predomínio de finos.

Parte desta interpretação pode estar associada às litologias presentes em superfície, que não foram alvo deste trabalho. Corpos arenosos de grande extensão em área estão presentes em afloramentos junto à borda da bacia, nas regiões de Campinas, Itu, Indaiatuba e Sorocaba (Souza Filho, 1986; Gama Jr *et al.*, 1992) como também na região oeste, associados à Formação Tietê (Diniz, 1990).

O problema da utilização das unidades arenosas que predominam em superfície, se refere à estimativa de suas dimensões em profundidade, e se

apresentam grandes espessuras e continuidade para a análise estratigráfica regional.

Vale ressaltar que a estratigrafia definida no projeto DAEE-UNESP (1979) e utilizada por diversos autores, foi definida para o Subgrupo Itararé em todo o Estado de São Paulo e não apenas na área de estudo, podendo ser melhor caracterizada em outras áreas onde o Subgrupo Itararé é aflorante.

Por outro lado, o posicionamento estratigráfico dos arenitos na base e no topo não se faz de forma clara. Em alguns perfis esta seqüência não é confirmada (perfil 7426).

Outra interpretação possível é a presença de uma depressão que favoreceu a sedimentação de corpos arenosos na região central da área, englobando os municípios de Tietê, Capivari, Mombuca e Elias Fausto, limitado a norte por sedimentos finos e espessos pacotes de intrusivas básicas, e a sul-leste, somente por sedimentos finos.

A forma lobada da acumulação dos corpos arenosos, na região central, pode ser inferida não apenas por estar cercada por sedimentos finos, como também em profundidade. Os picos de elevada porcentagem de arenitos estão posicionados em altitudes intermediárias da espessura analisada neste trabalho.

O preenchimento da porção central da área deve-se provavelmente à justaposição de pequenos corpos arenosos, pois os variogramas apontaram sempre baixa continuidade e comportamento pepítico.

A área central, entre os municípios de Capivari, Tietê e Elias Fausto, configura-se como região com maior presença de arenitos e, portanto, área com importante presença de rochas-reservatório, o que favorece a exploração de água subterrânea.

Vale ressaltar que os pacotes arenosos, que em grande parte podem estar interligados, apresentam as menores altitudes posicionadas na região do município de Tietê, configurando assim área de convergência de linhas de fluxo.

Finalmente os mapas e perfis ilustram a dificuldade, encontradas por outros autores, na definição de unidades estratigráficas baseadas na maior ou menor presença de arenitos.

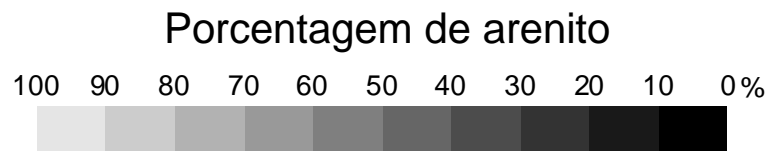
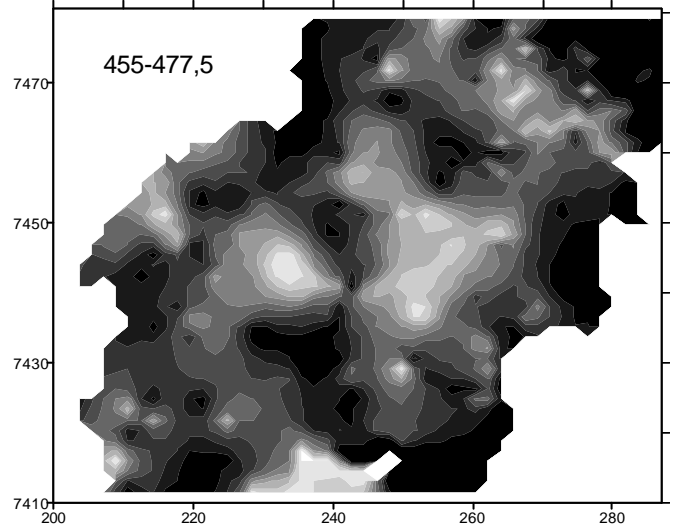
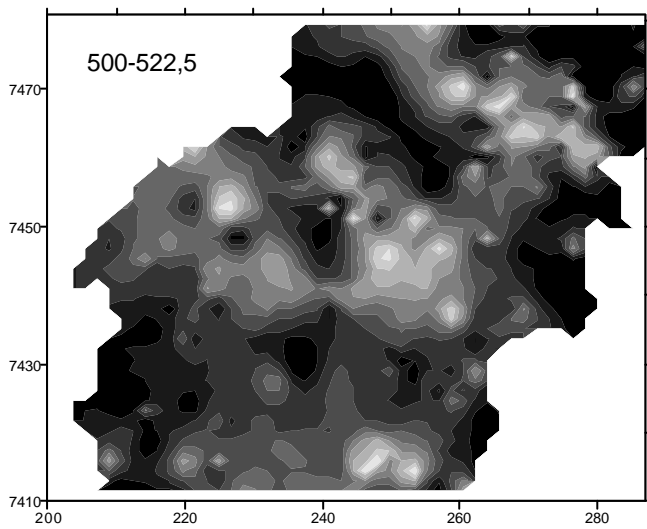
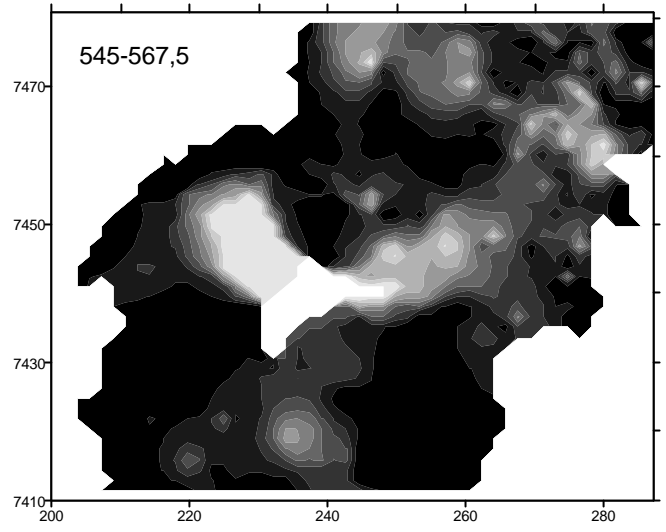
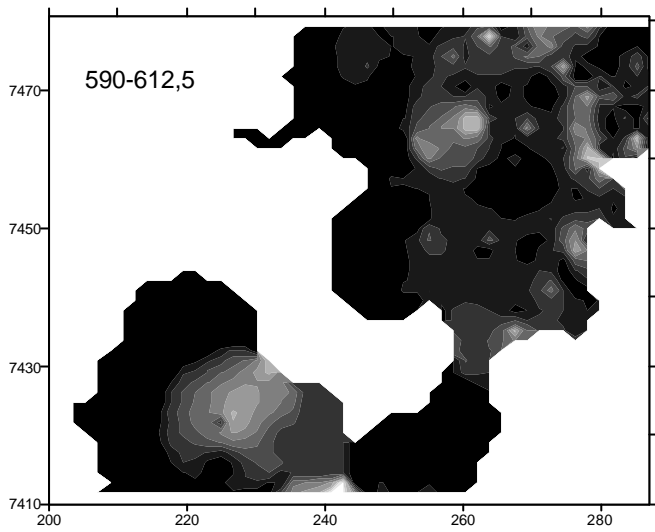


Figura 20 Mapas de porcentagem de arenitos em intervalos de altitude, utilizando todo o banco de dados.

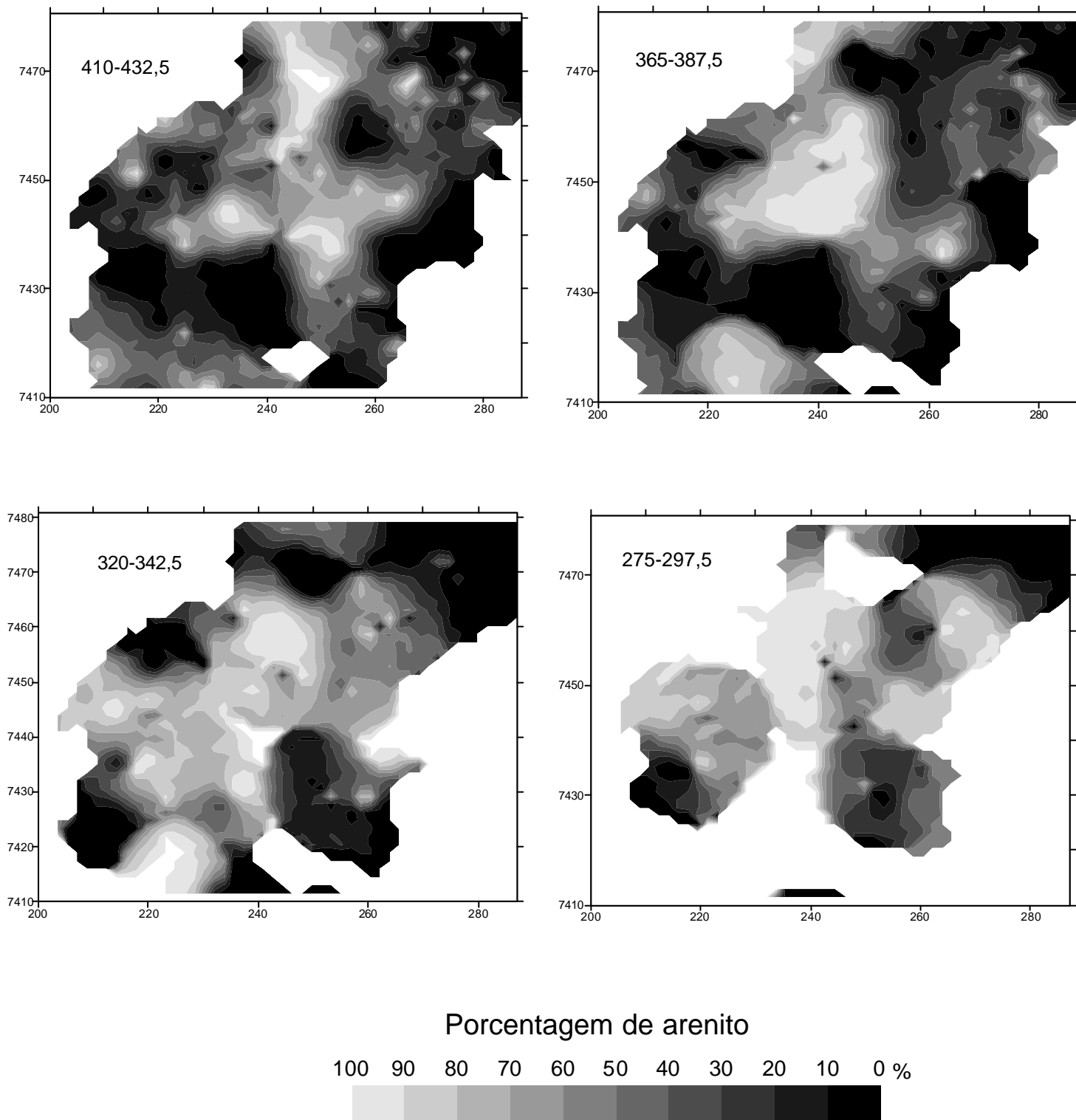


Figura 20 Mapas de porcentagem de arenitos em intervalos de altitudes, utilizando todo o banco de dados.

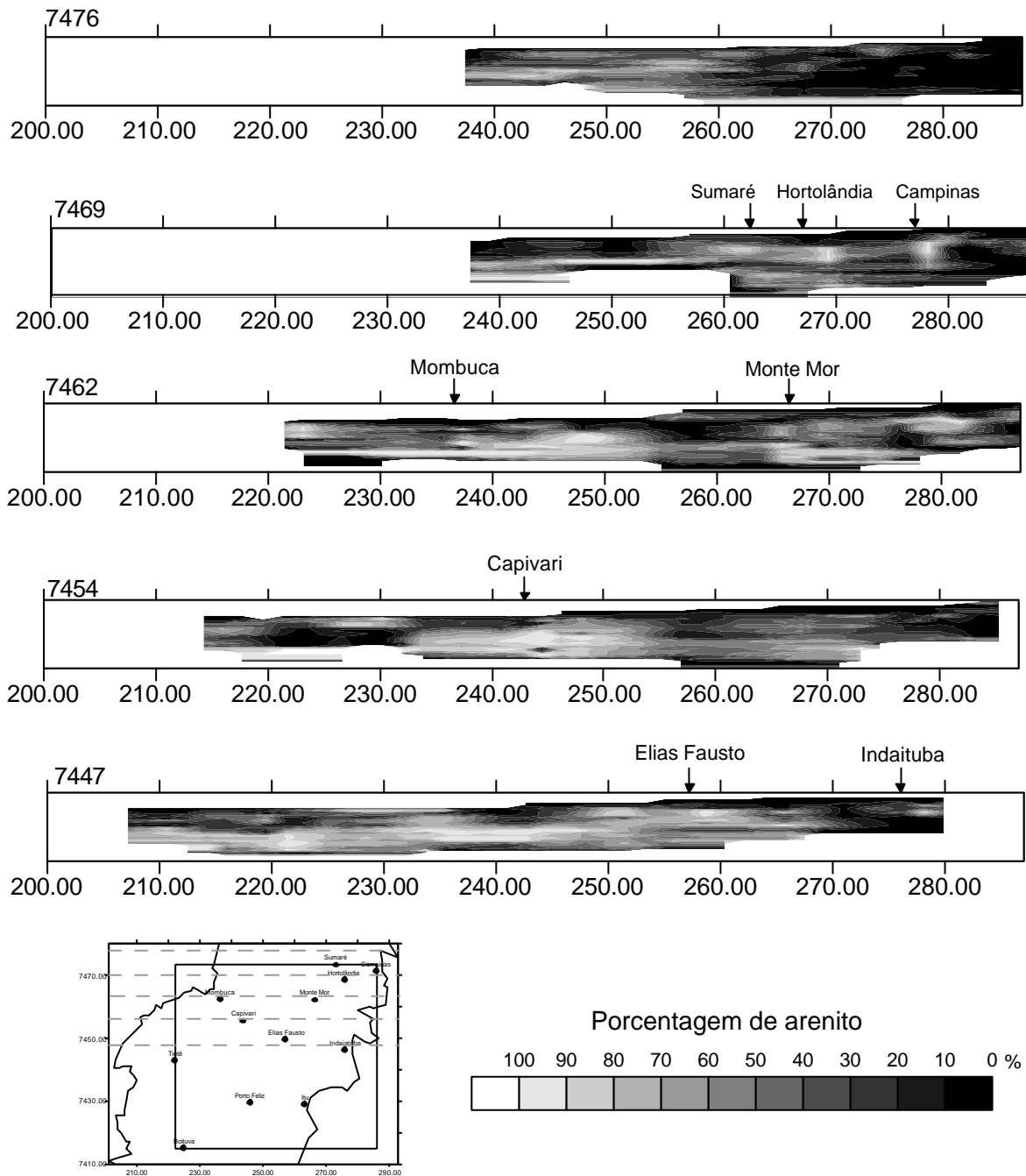


Figura 21 Perfis E-W mostrando a porcentagem de ocorrência de arenitos. Os tons mais escuros correspondem às mais baixas porcentagens.

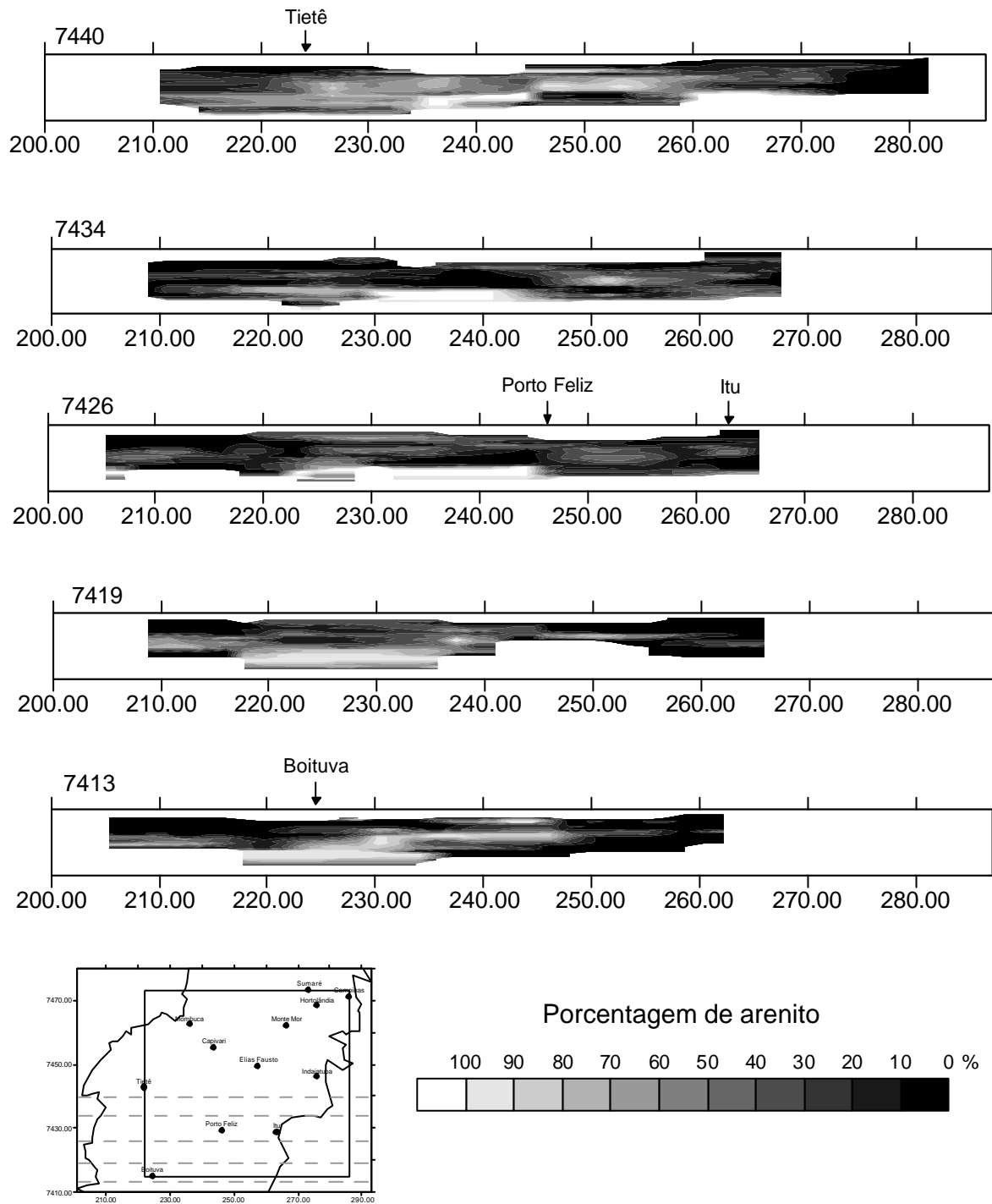


Figura 21 Perfis E-W mostrando a porcentagem de ocorrência de arenitos. Os tons mais escuros correspondem às mais baixas porcentagens.

2 - HIDRÁULICA DOS POÇOS

O Sistema Aquífero Tubarão é caracterizado por baixa condutividade hidráulica e fraco potencial produtivo. Regionalmente, apresenta-se heterogêneo e livre, com fluxo de água subterrânea convergindo para a rede principal de drenagem. Em áreas restritas, o aquífero apresenta condições de semi-confinamento ou confinamento.

A alternância de sedimentos grossos e finos, com espessuras variadas, condiciona a heterogeneidade do armazenamento e circulação de água subterrânea deste aquífero. Frequentemente, as camadas aquíferas estão intercaladas com sedimentos finos (lamitos, siltitos e folhelhos), que dificultam o escoamento da água subterrânea no sentido vertical, caracterizando situação de anisotropia, com permeabilidades verticais inferiores às horizontais (Diogo *et al.* 1981, DAEE, 1981a, b).

Segundo Stevaux *et al.* (1987), a pesquisa e a exploração de água subterrânea em aquíferos do Subgrupo Itararé são extremamente difíceis, dado ao comportamento errático dos sedimentos arenosos, à distribuição irregular dos poços e ao pequeno número de informações em relação à grande heterogeneidade.

O aquífero Tubarão é cortado, em diversos pontos, por intrusões de diabásio que localmente ou mesmo regionalmente interrompem a continuidade da rocha reservatório.

Com relação à geometria dos aquíferos, estes são influenciados, em termos regionais, pela disposição das unidades arenosas presentes no Subgrupo Itararé. De forma geral, segundo a classificação do Diogo *et al.* (1981), as unidades Superior e Inferior apresentam as melhores condições de exploração.

Stevaux *et al.* (1987) analisaram o Subgrupo Itararé na bacia do Rio Capivari e sugeriram um modelo para prospecção de água subterrânea determinando três tipos de aquíferos: (1) arenitos conglomeráticos e arenitos grossos de leques aluviais, com vazões entre 1 e 5 m³/h; (2) sedimentos arenosos de frente deltaica, com vazões médias de 35 m³/h; (3) sedimentos arenosos de geometria tabular e de grande extensão, com vazões que chegam até 100 m³/h.

Na avaliação hidrogeológica do município de Campinas pelo IG/SMA (1993), a análise de produtividade permitiu a compartimentação dos sistemas aquíferos em nove Zonas de Produtividade Similar. As quatro zonas estabelecidas no Sistema

Aqüífero Tubarão apresentam os seguintes valores médios de capacidade específica: 0,09; 0,25; 0,29 e 1,32 m³/h.m. Uma zona estabelecida para o Sistema Aqüífero Diabásio apresentou capacidade específica média de 0,79 m³/h.m.

Com relação à capacidade específica, nas bacias dos rios Piracicaba e Capivari, foram encontrados valores entre 0,03 e 6 m³/h.m para o Sistema Aqüífero Tubarão, e 0,01 a 4 m³/h.m para o Sistema Aqüífero Diabásio (Lopes, 1994).

O trabalho do IG/SMA (1995), na região anexa ao município de Campinas, envolvendo oito municípios – Hortolândia, Sumaré, Nova Odessa, Paulínia, Americana, Cosmópolis, Holambra e Jaguariúna – apresenta valores médios de capacidade específica de 0,21 m³/h.m para o Sistema Aqüífero Tubarão e 0,28 m³/h.m para o Sistema Aqüífero Diabásio.

Na análise dos poços mistos, foram obtidos valores de capacidade específica média de 0,11 m³/h.m para o Tubarão/Cristalino e 0,46 m³/h.m para Tubarão/Diabásio.

Yoshinaga-Pereira (1996), efetuando estudos na região metropolitana de Campinas, elaborou cartas temáticas relativas à hidrogeologia e integrou-as em carta síntese (Carta Orientativa ao Usuário de Água Subterrânea), para aplicação no planejamento e ocupação do solo. O estudo determinou os valores de capacidade específica média de 0,21 m³/h.m e mediana de 0,11 m³/h.m para o Sistema Aqüífero Tubarão, com valores mais altos junto à drenagem. Para o Sistema Aqüífero Diabásio, o valor médio de capacidade específica é de 0,78 m³/h.m e mediana de 0,06 m³/h.m, também apresentando os maiores valores nos lineamentos da drenagem.

Análise dos dados

A análise das condições hidráulicas do aqüífero, no presente trabalho, foi efetuada a partir da base de dados contendo valores de cota do terreno, profundidade, nível estático, nível dinâmico, vazão e capacidade específica.

Os dados foram adquiridos de arquivos do DAEE, Sabesp e Instituto Geológico. Algumas empresas particulares também foram consultadas, tais como Edisonda, Geoplan e Sondamar. O total de poços catalogados para a análise das condições hidráulicas foi de 1.268 (Anexo 2).

A maior parte dos poços está situada na borda leste e nordeste da área de estudo, correspondente aos municípios de Campinas, Sumaré e Hortolândia. Na porção oeste da área, os poços estão concentrados junto aos municípios principais como Capivari e Tietê (Figura 22).

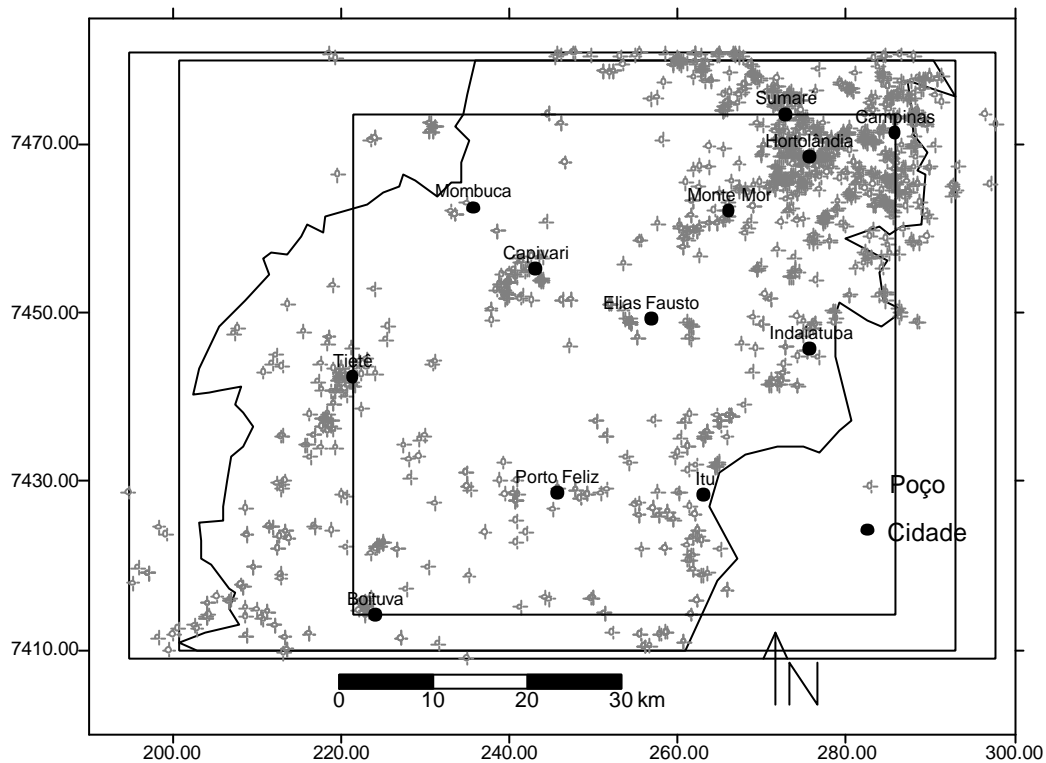


Figura 22 Poços catalogados para a análise das condições de fluxo do aquífero.

A etapa inicial de análise das condições hidráulicas dos aquíferos foi realizada com a definição da superfície potenciométrica, utilizando-se os dados de nível estático (Figura 23). Através deste mapa, pode-se observar que as áreas preferenciais de recarga, com maiores valores potenciométricos, estão posicionadas a nordeste, na região de Campinas, e junto à borda da bacia. As linhas de altitude potenciométrica decrescem paralelamente às bacias dos rios Tietê e Capivari.

Comparando-se a distribuição das linhas de isovalores dos mapas potenciométrico e topográfico, se observa a elevada correlação entre ambos, confirmando o comportamento livre do aquífero em escala regional, com os menores valores potenciométricos correlacionados às altitudes topográficas mais baixas, junto aos dois principais rios que cortam a área de estudo. Este comportamento livre foi também adotado por vários autores em análises regionais do Aquífero Tubarão (Diogo *et al.*, 1981; DAEE, 1981a,b; Lopes, 1994).

Regionalmente, pode-se constatar fluxo de leste para oeste, da borda em direção ao interior da bacia. O fluxo NS ocorre somente próximo aos vales dos principais rios que cortam a região.

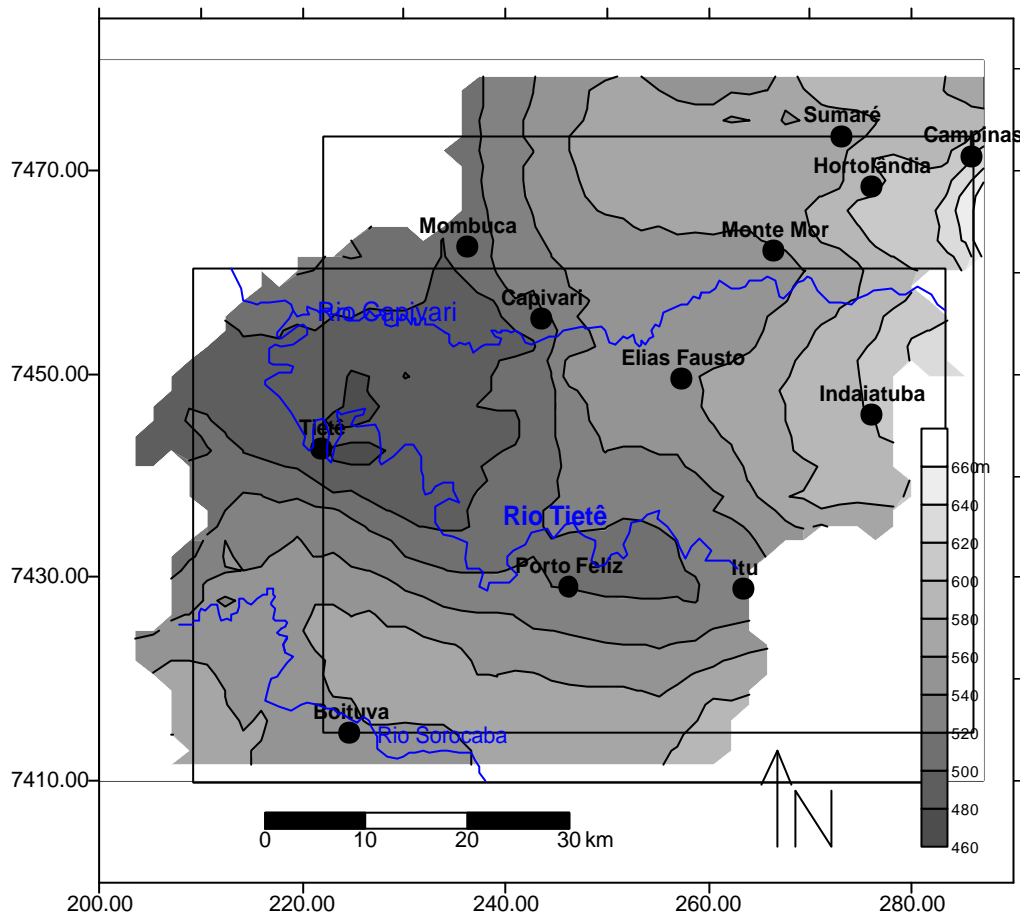


Figura 23 Mapa potenciométrico da área em estudo.

Apesar da relativa homogeneidade em relação à direção de fluxo de leste para oeste, o aquífero apresenta grande variação no tocante à capacidade de fluxo. Isto pode ser constatado ao se analisar a vazão dos poços, variável que corresponde à quantidade de água extraída por unidade de tempo.

A vazão dos poços apresenta média de $9,42\text{m}^3/\text{h}$, com grande variação de valores, mínima de $0,1\text{m}^3/\text{h}$ e máxima de $140\text{m}^3/\text{h}$.

Entretanto, a vazão dos poços não corresponde apenas às condições hidráulicas do aquífero, mas também a fatores relacionados aos parâmetros de construção do poço, equipamentos utilizados para a produção e a diferentes critérios para a definição da vazão ideal.

Por isso, em uma tentativa de minimizar os fatores que influenciam a vazão e que não estão relacionados às condições hidráulicas do aquífero, foi adotado o uso da variável capacidade específica. Esta variável é utilizada como parâmetro de produtividade, obtida quando a vazão é dividida pela diferença entre nível dinâmico e nível estático. Esta medida corresponde à quantidade de água retirada do poço por unidade de tempo e de rebaixamento.

Na área em estudo, o valor mínimo de capacidade específica é de $0,0009\text{m}^3/\text{h.m}$ e máximo de $12,86\text{m}^3/\text{h.m}$, com média de $0,17\text{m}^3/\text{h.m}$. Os valores seguem a distribuição lognormal com 75% dos dados apresentando valores inferiores a $0,07\text{m}^3/\text{h.m}$ e mediana de $0,04\text{m}^3/\text{h.m}$.

Para diminuir o efeito dos valores altos em mapa, foi efetuada a normalização dos dados com a multiplicação, por logarítmo na base dez, dos valores de capacidade específica (Figura 24). Este procedimento melhora a representatividade, em mapa, dos valores mais baixos, que representam a maioria dos dados.

Assim, a figura 24 mostra a presença de poços com baixa vazão junto à borda leste da bacia. A área que mostra os valores maiores está posicionada na região centro-oeste, entre as bacias dos rios Tietê e Capivari, com os principais picos de máxima capacidade específica na região do município de Tietê e, secundariamente, de Elias Fausto.

A região centro-oeste, que apresenta os maiores valores de capacidade específica, corresponde à de maior ocorrência de arenitos. A correlação, porém, não é linear, uma vez que a região de Capivari, onde ocorrem as maiores porcentagens de arenitos, apresenta baixas vazões quando comparada às encontradas nos municípios de Tietê e Elias Fausto.

Outro fator responsável pela maior vazão na região de Tietê deve-se predominantemente à drenagem, que recebe águas de recarga tanto da região sul como norte. Levando em consideração o perímetro de recarga das áreas a norte de Boituva, Elias Fausto e Capivari, a diferença de altitude potenciométrica chega a 160m, em raio aproximado de 20 a 30km.

A análise 3D da porcentagem de arenitos também mostra a provável conectividade das unidades arenosas da porção centro oeste com a região de Tietê, situada em posição mais baixa e, com isso, apresentando maior carga hidráulica.

No entanto, mudanças faciológicas e a atuação de processos diagenéticos alteram a capacidade de fluxo de certas áreas, o que poderia estar relacionado às diferenças entre as vazões encontradas nas regiões de Capivari e Elias Fausto.

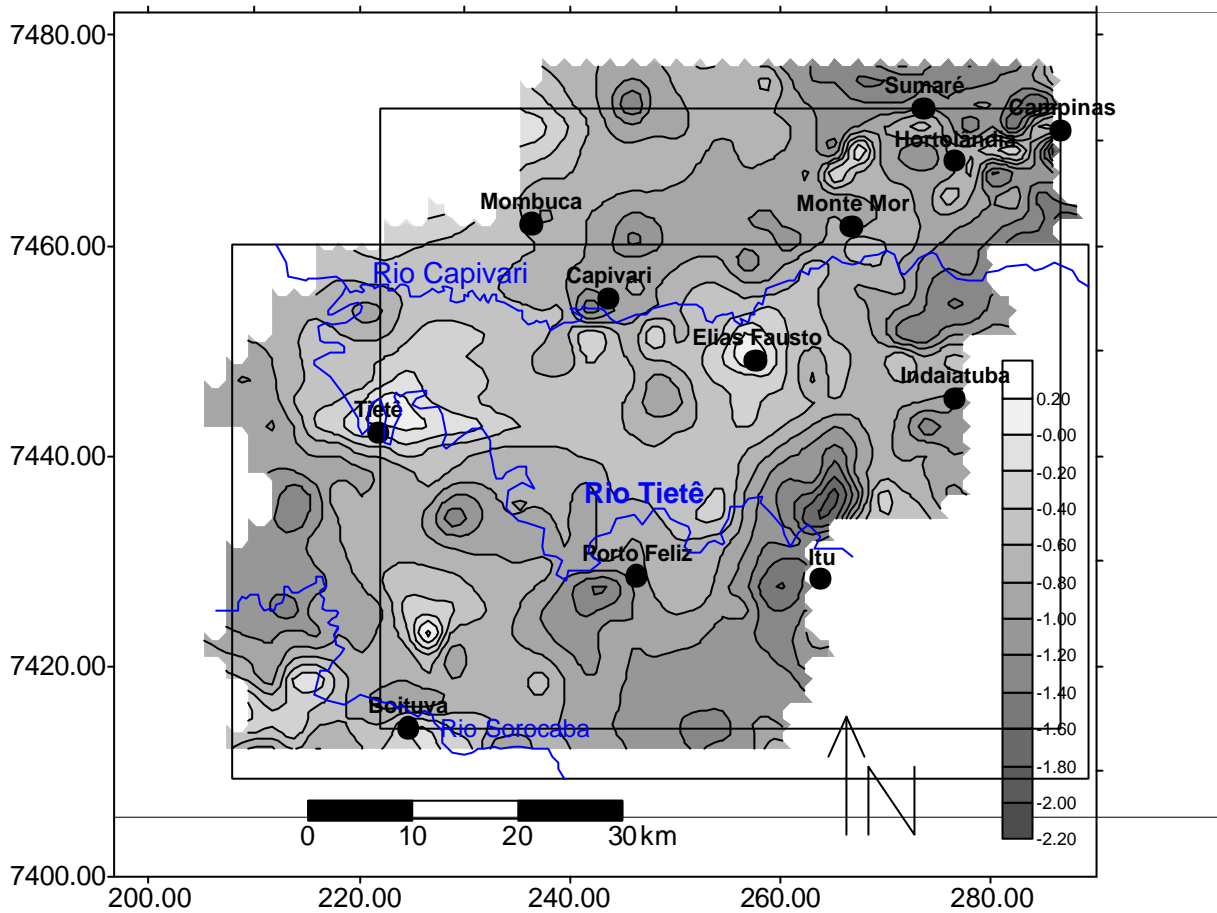


Figura 24 Mapa normalizado de capacidade específica.

3 – ANÁLISE PERMO-POROSA

A análise petrofísica, associada à petrográfica, foi realizada visando fornecer informações quanto às propriedades permo-porosas em região que, apesar da presença significativa de unidades arenosas, apresenta poços com baixa produtividade.

Os dados utilizados neste capítulo permitem apenas uma análise pontual de algumas fácies do Subgrupo Itararé, uma vez que baseiam-se em dois poços e um afloramento amostrados. Com isso, os resultados obtidos são apenas indicativos das características do reservatório.

Espera-se, com a investigação desenvolvida neste capítulo, através de métodos pouco utilizados nos trabalhos de hidrogeologia, fornecer informações diretas sobre porosidade e permeabilidade, para o entendimento do comportamento hidráulico do aquífero.

Embora exista grande número de trabalhos referentes à caracterização faciológica dos sedimentos do Subgrupo Itararé, são poucos aqueles que enfatizam as características petrofísicas.

Massoli *et al.* (1986) executaram análises granulométricas, através de pipetagem e peneiramento em 55 amostras do Subgrupo Itararé, coletadas nas proximidades de Cerquilho. Entre as amostras analisadas, os autores concluíram que os arenitos não constituem bons aquíferos, por apresentarem altos teores de finos (silte + argila), predominância da fração areia fina a muito fina e ocorrência em corpos de pequenas espessuras. Segundo esses autores, os arenitos apresentam composição média de 62% de areia, 19% de silte e 19% de argila; a Formação Tatuí, composta de rochas de baixa permeabilidade, é de interesse secundário para a pesquisa de água subterrânea.

Segundo França & Potter (1989), existem dois tipos de arenitos no Subgrupo Itararé: um com alto teor de argila e porosidade baixa, e outro com baixo conteúdo de argila e porosidade de até 30%. Mais comumente, a porosidade é intergranular, de origem secundária, sendo formada por dissolução de cimento carbonático precoce, por grãos corroídos ou pela heterogeneidade do empacotamento, onde áreas com grãos aparentemente soltos estão em contato com outros altamente compactados. Secundariamente, descrevem porosidade móldica e intragranular.

Esses autores classificam os arenitos do Membro Rio Segredo como arenitos feldspáticos e arenitos líticos (segundo a classificação de Dott, 1964), com teor de matriz de apenas 1% em média.

Wu (1989) estudou a proveniência de arenitos do Subgrupo Itararé no Sul do Estado de São Paulo, classificando-os como subarcóseos, subordinadamente como quartzo-arenitos e raramente como sublitarenitos.

O estudo aponta ainda, a não correlação da maturidade textural e mineralógica. Texturalmente, os arenitos são imaturos a submaturos e raramente maduros, em geral argilosos, com granulação variável. A seleção é ruim nos arenitos mais grossos e regular a boa nos arenitos mais finos. Os grãos são predominantemente angulosos e subangulosos e os subarredondados a arredondados são subordinados. A matriz destes arenitos é formada por silte quartzoso e argilas micáceas e caulínicas.

Todo o material estudado por Wu (1989) apresenta algum grau de telodiagênese. O cimento é predominantemente ferruginoso (limonita e hematita) e subordinadamente silicoso. Evidências de atuação de processos diagenéticos de dissolução, substituição, compactação e oxidação foram encontrados em todas as amostras de arenitos. Os graus de modificação das composições mineralógicas derivadas destes processos diagenéticos são controlados pelos graus de maturidade textural dos arenitos. Nos arenitos médios a grossos, imaturos a submaturos, com porosidades e permeabilidades baixas, as modificações introduzidas por estes processos são negligenciáveis. Nos arenitos finos a muito finos ou médios, maduros a submaturos, possuindo permeabilidade e porosidade altas ou com porosidade bastante aumentada (*oversize pores*), estes processos podem modificar enormemente as condições mineralógicas (Wu, 1989).

Petri *et al.* (1996) realizaram estudo detalhado em três poços perfurados na região de Capivari/Rafard. Neste trabalho, através das descrições petrográficas, apontam a participação significativa de feldspatos, variando de 20 a 30%, sempre com predomínio de microclínio. A cimentação por calcita e minerais opacos é freqüente.

Metodologia

As medidas de petrofísica foram realizadas no porosímetro e permeâmetro da *Core Laboratories*, em aparelhos pertencentes ao laboratório do Departamento de Engenharia do Petróleo da Faculdade de Engenharia Mecânica/Unicamp.

As amostras utilizadas para os ensaios petrofísicos e petrográficos foram obtidas de afloramento e, principalmente, de testemunhos retirados dos poços tubulares perfurados pelo Instituto Geológico.

As amostras foram retiradas na forma de cilindro, com 2,5 cm de diâmetro e, no laboratório, cortadas em um comprimento de aproximadamente 4 cm. Após o corte, foram lavadas e colocadas na estufa, onde permaneceram por um dia até a secagem completa.

Após a secagem, foram medidas as dimensões em diferentes posições, três medidas de diâmetro e duas de comprimento. Com esses valores, foram definidas as dimensões médias da amostra e calculado seu volume, passando, a seguir, à medição do peso de cada uma em balança eletrônica.

As amostras não uniformes, com grandes variações em suas dimensões de largura e comprimento, foram descartadas.

Os parâmetros básicos utilizados na análise petrofísica de reservatórios foram porosidade e permeabilidade, determinados para 463 amostras selecionadas.

Densidade

Obtida pela divisão do peso da amostra pelo seu volume, a determinação de densidade deve-se à fácil obtenção deste dado, uma vez que os valores de volume e peso são medidos na etapa de preparação das amostras.

Porosidade

A porosidade é uma importante propriedade da rocha, pois corresponde à capacidade de armazenamento de fluidos. É definida como a relação entre o volume de vazios de uma rocha e o volume total da mesma. A equação é:

$$\Phi = \frac{V_v}{V_t}$$

onde: ϕ = porosidade
 V_v = volume de vazios
 V_t = volume total

A porosidade pode ser absoluta, que corresponde ao volume total poroso, ou efetiva. A porosidade efetiva é a relação entre os espaços vazios interconectados de uma rocha e seu volume total. Do ponto de vista da caracterização do aquífero, a porosidade efetiva é o valor desejável quantitativamente, pois representa o espaço ocupado por fluidos que podem se descolar no meio poroso.

A porosidade efetiva, medida nas amostras, foi determinada com a utilização de um porosímetro, que determina o volume de grãos ou de poros de uma amostra, através do princípio da expansão de gás, como descrito pela lei de Boyle.

O aparelho trabalha com um volume conhecido de gás (célula de referência) que, em determinado momento, é isotermicamente expandido em um volume poroso desconhecido. Depois da expansão, o resultado da pressão de equilíbrio é medido, sendo este valor dependente da magnitude do volume poroso desconhecido, que pode ser calculado usando-se a lei de Boyle.

De acordo com a lei de Boyle,

$$\frac{p_1 V_R}{T_1} + \frac{p_2 V}{T_2} = \frac{p_3 (V_R + V)}{T_3}$$

onde: p_1 é a pressão no aparelho; V_r o volume de referência; p_2 a pressão na amostra; V o volume da amostra; p_3 a pressão resultante após a abertura das válvulas; e T_1 , T_2 e T_3 referem-se, respectivamente, à temperatura no aparelho, na amostra e no sistema após a abertura das válvulas.

Como prática padrão é assumido p_1 de 100 psig, p_2 com valor zero e não variação de temperatura. Desta forma, a equação acima passa a ser expressa, isolando o volume que se deseja determinar em:

$$V_{med} = V_R \left(\frac{100}{P_3} - 1 \right)$$

Assim, determinando a pressão final de equilíbrio, se obtém, de forma direta, o volume da amostra.

A porosidade efetiva da amostra é definida por:

$$V_{gr} = C - V_{med}$$

$$\Phi = \frac{V_b - V_{gr}}{V_b}$$

onde: V_b é o volume total do plugue; V_{gr} o volume de grão; C o volume do core vazio; V_{med} o volume medido e ϕ a porosidade efetiva da amostra.

Permeabilidade

Permeabilidade é a propriedade da rocha que mede a capacidade do meio poroso para conduzir fluido (óleo, gás e água), podendo ser absoluta ou efetiva. A permeabilidade de uma rocha em relação a uma fase única líquida é denominada absoluta, enquanto que a permeabilidade efetiva corresponde à situação com dois ou mais fluidos envolvidos.

A dimensão da permeabilidade é definida como Darcy "D". A amostra é descrita como tendo permeabilidade de um Darcy, quando um líquido incompressível de viscosidade de um centipoise flui a uma razão de $1\text{cm}^3/\text{s}$, através de uma área de 1cm^2 (perpendicular à direção de fluxo) e 1cm de comprimento, fluindo com pressão diferencial de fluxo de 1atmosfera , assumindo condições de fluxo laminar.

A permeabilidade pode ser calculada utilizando a lei de Darcy. Para líquido incompressível, a equação de Darcy é:

$$k_L = \frac{\mathbf{m}_L q_L L}{A(p_1 - p_2)}$$

onde k_L = permeabilidade; μ_L = viscosidade do líquido; q_L = vazão; L = comprimento da amostra; A = área da amostra; $p_1 - p_2$ = diferença de pressão entre a entrada e saída de fluxo.

A equação de Darcy aplicada a fluido compressível (gás - g) é

$$k_g = \frac{2\mathbf{m}_g (q_g)(L)(p_a)}{A(p_1 + p_2)(p_1 - p_2)}$$

onde p_a = pressão atmosférica.

O permeâmetro utiliza o fluxo de gás para efetuar a medida de permeabilidade, sendo a equação empregada para o cálculo:

$$k_g = \frac{Cq_a L}{A}$$

k_g = permeabilidade ao gás (mildarcy)

q_a = vazão de ar (cm³/s em condições atmosféricas)

$$\text{onde } C = \frac{(1000)(2)(\mathbf{m}_a)(p_a)}{(p_1 + p_2)(p_1 - p_2)}$$

μ_a = viscosidade do ar

O valor de C é lido diretamente no nível de mercúrio do aparelho e equivale a p_1 . A pressão em p_2 é assumida com valor de 0,019atm (equivalente à pressão de 200mm de água). O erro, assumindo este valor de p_2 , é desprezível, porque a pressão produzida no orifício de saída assume valor próximo a 200mm de água.

O fluxo de ar é numericamente igual a:

$$q_a = \frac{(\text{Orifício}Q)(h_w)}{200}$$

O OrifícioQ é composto por um material com vazão conhecida e é o local onde o fluxo de gás é dissipado. Durante o ensaio, escolhe-se o material do OrifícioQ com vazão ideal para a leitura na coluna de água (h_w).

Definição dos dados

As amostras destinadas para os ensaios petrofísicos e petrográficos foram coletadas de um afloramento e de testemunhos retirados de dois poços perfurados pelo Instituto Geológico, que apresentam testemunhagem completa ainda preservada.

O primeiro poço, C-IG98, perfurado no município de Capivari, apresentou testemunho completo bem preservado ao longo de toda sua extensão. As amostras foram coletadas em intervalos de 50cm, havendo adensamento do intervalo de coleta quando da ocorrência de camadas de arenitos. O total de pontos amostrados foi de 620, sendo que destes, apenas 419 tiveram medidos os parâmetros petrofísicos e 39 serviram à confecção de lâminas delgadas.

A descrição litológica dos poços foi realizada por geólogos do Instituto Geológico. O perfil litológico do poço C-IG98, os pontos de análise petrofísica e os pontos com lâminas delgadas estão presentes na figura 25.

O segundo ponto de coleta refere-se a um poço situado no município de Tietê, de sigla IG-23, que se encontra pouco preservado, sendo possível apenas a análise de 35 amostras e 9 lâminas delgadas. O perfil litológico, os pontos de análise petrofísica e os pontos com lâminas delgadas estão presentes na figura 26.

O terceiro ponto amostrado refere-se ao afloramento localizado no Km 94,5 da rodovia dos Bandeirantes (SP-348), junto ao viaduto Dunlop, estando exposto dois cortes de ambos os lados. Este afloramento possui extensão superior a 150 metros e aproximadamente 20 metros de altura, sendo descrito por Souza Filho (1986) e, posteriormente, de forma mais detalhada, por Gama Jr. *et al.* (1992).

A escolha deste ponto foi determinada por ser correlacionável com outros afloramentos, dentro da área de pesquisa, e por ser constituído de extensos corpos arenosos, sem presença significativa de fácies de granulometria fina que poderiam constituir barreiras de permeabilidade.

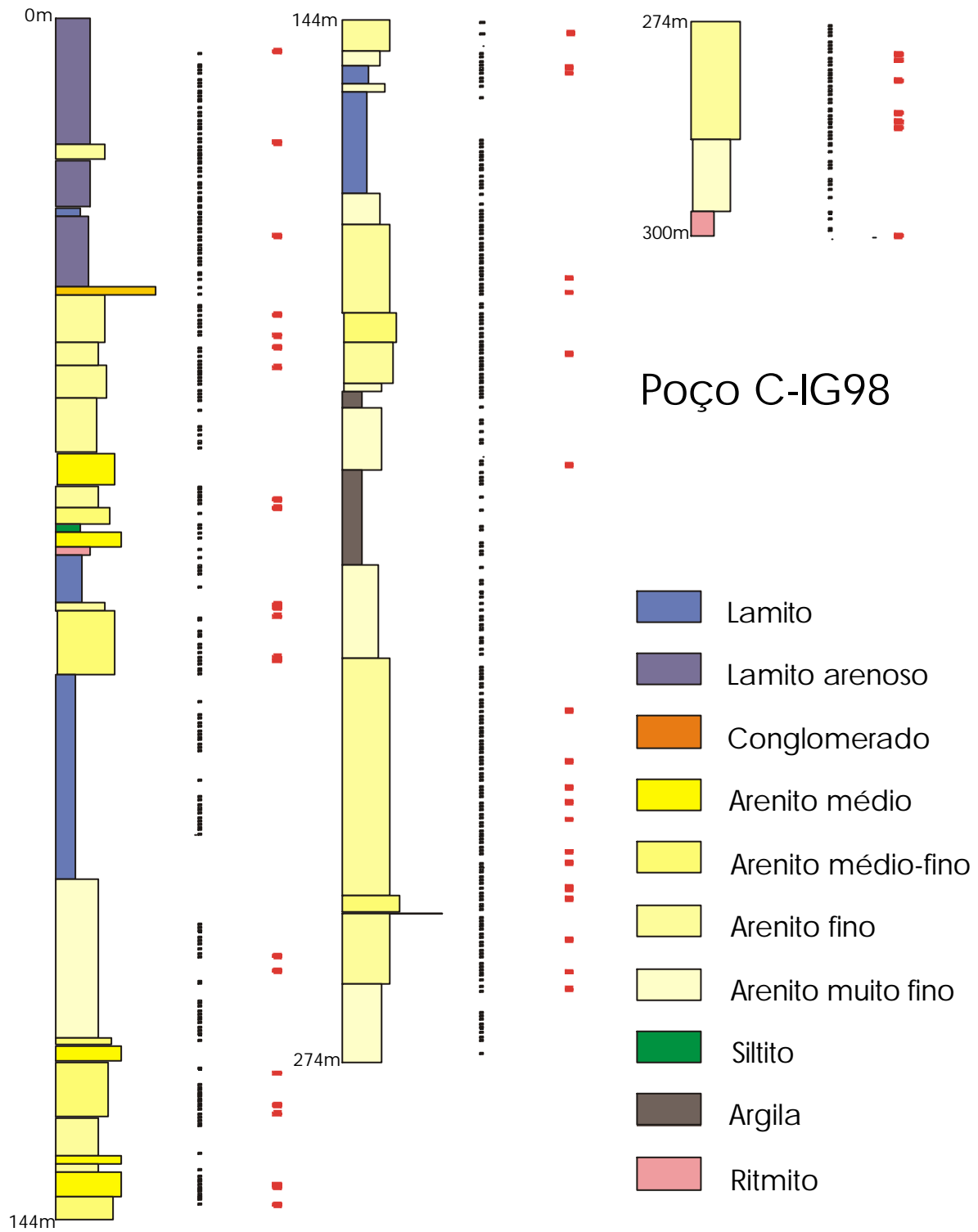


Figura 25 Poço C-IG98 perfurado no município de Capivari, apresentando variação litológica, pontos com análise petrofísica (traço em preto) e pontos com lâminas delgadas (traço em vermelho). A descrição litológica foi realizada pelos geólogos do Instituto Geológico.

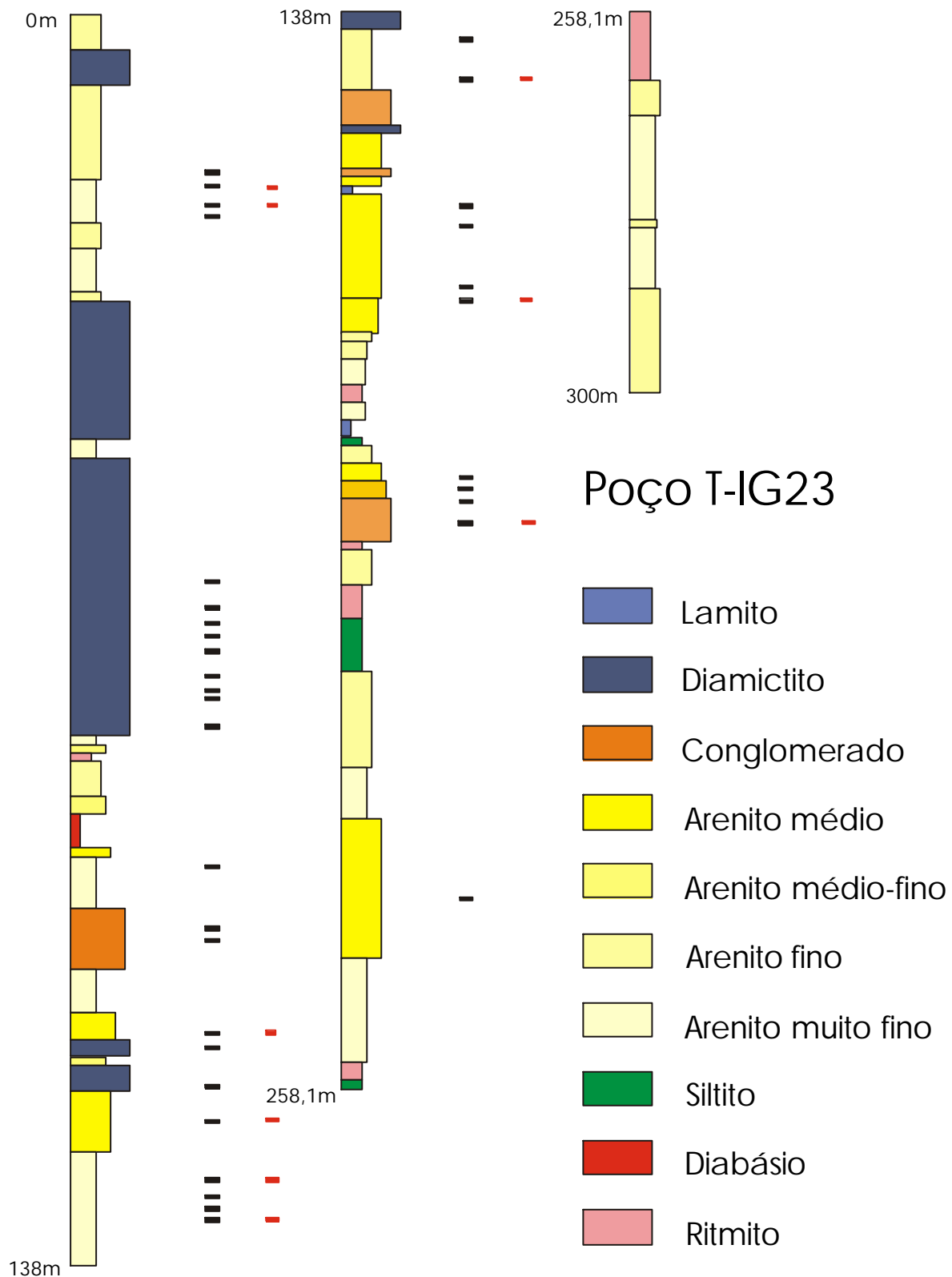


Figura 26 Poço IG-23 perfurado no município de Tietê, apresentando variação litológica, pontos com análise petrofísica (traço em preto) e pontos com lâminas delgadas (traço em vermelho). A descrição litológica foi realizada pelos geólogos do Instituto Geológico.

Estes sedimentos correspondem à Unidade I definida por Souza Filho (1986), composta por arenitos que ocorrem na base do Subgrupo Itararé, ao longo da estrada Campinas-Sorocaba, nos municípios de Campinas, Indaiatuba e Sorocaba.

A litologia característica da Unidade I é constituída por arenitos gradados, podendo ocorrer porções maciças ou com estratificação cruzada. Outros tipos litológicos para esta unidade compreendem diamictitos, conglomerados e lentes lamíticas. No caso do afloramento amostrado para este trabalho, predomina a fácies arenito maciço.

Segundo Gama Jr. *et al.* (1992), o afloramento pode ser dividido em 3 fácies (Figura 27). Na porção referente à fácies 1, estão expostos arenitos acamadados de granulação média, bem selecionados, com estratificação cruzada acanalada, eventual gradação normal e bandas maciças. Seguindo em direção ao centro do afloramento, fácies 2, as estruturas primárias vão se descaracterizando e, gradativamente, o arenito vai se tornando totalmente maciço, com algumas estruturas correspondentes a escape de água.

A fácies 3 é composta por arenitos maciços, que apresentam aparente orientação vertical das supostas linhas de fluxo, denotando fluidização mais intensa.

Ao todo, foram medidas as características petrofísicas de 9 amostras e duas delas foram destinadas à confecção de lâminas delgadas. O baixo número de amostras retiradas do afloramento, deve-se à baixa coesão dos sedimentos, principalmente para a fácies 1 (Figura 27).

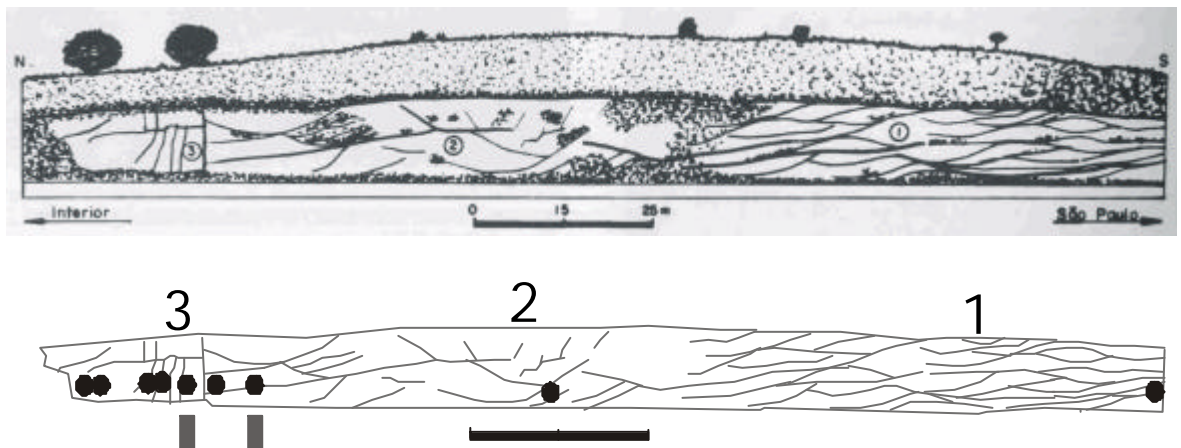


Figura 27 Afloramento do Km94,5 da rodovia dos Bandeirantes, onde foi realizada coleta de amostras para análise petrofísica (pontos em círculo) e petrográfica (pontos em retângulo). Os números acima do afloramento correspondem as fácies identificadas por Gama Jr. *et al.* (1992).

Análise dos dados

As amostras extraídas de afloramentos e de poços foram encaminhadas ao laboratório de petrofísica para medição dos valores de densidade, porosidade e permeabilidade. Os resultados das amostras analisadas estão presentes no Anexo 3.

A análise dos dados de petrofísica teve início com a correlação entre todos os dados de porosidade e permeabilidade, que separou dois grupos distintos (Figura 28). Amostras com altos valores de porosidade são as que possuem elevada permeabilidade; no entanto, amostras com baixos valores de permeabilidade, apresentam grande variação de porosidade.

A análise preliminar aponta que as amostras com elevadas características permo-porosas são representadas por arenitos, enquanto as amostras presentes no campo das baixas características permo-porosas, são representadas pelas demais litologias.

Observa-se no gráfico que os valores de porosidade apresentam grande variação, mas sem uma clara distinção em relação aos grupos. Entretanto, no que diz respeito a permeabilidade, os grupos são bem distintos: um com valores abaixo de 1mD, e outro, com alta permeabilidade, com resultados acima de 1mD.

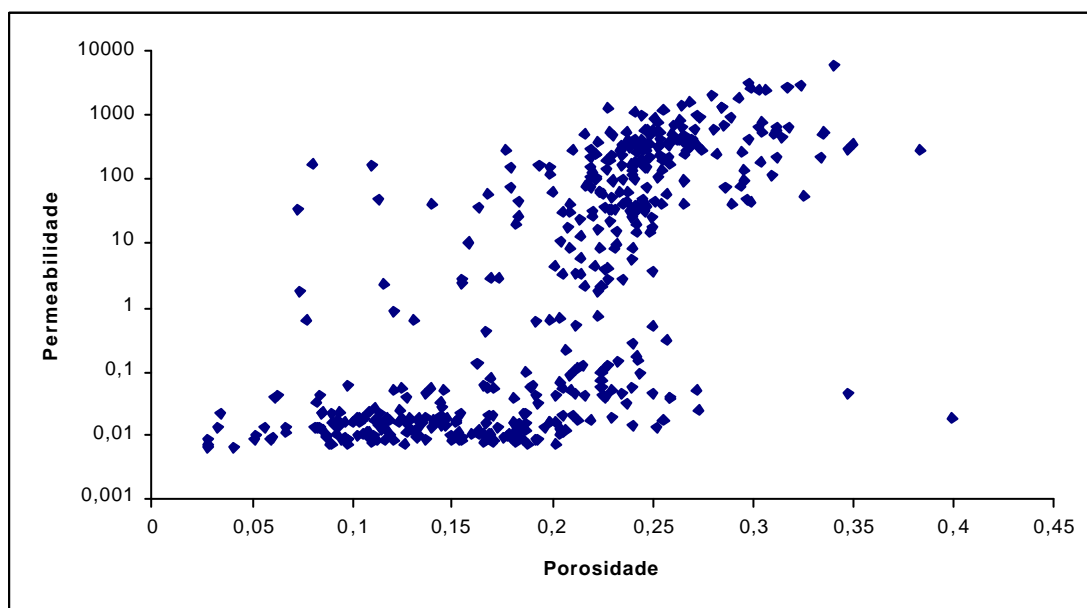


Figura 28 Correlação entre permeabilidade versus porosidade para todos os dados.

Para o estudo detalhado, o banco de dados petrofísicos foi dividido, como no capítulo anterior, em um grupo formado por arenitos e outro com as demais litologias.

As rochas não-reservatório apresentam, em sua maioria, porosidade variando entre 0,09 e 0,2 phi (Figura 29). No entanto, podem ocorrer valores extremos que não representam os resultados médios de cada fácies. Estas mesmas amostras, submetidas à análise de permeabilidade, mostram com freqüência valores abaixo de 0,1 mD.

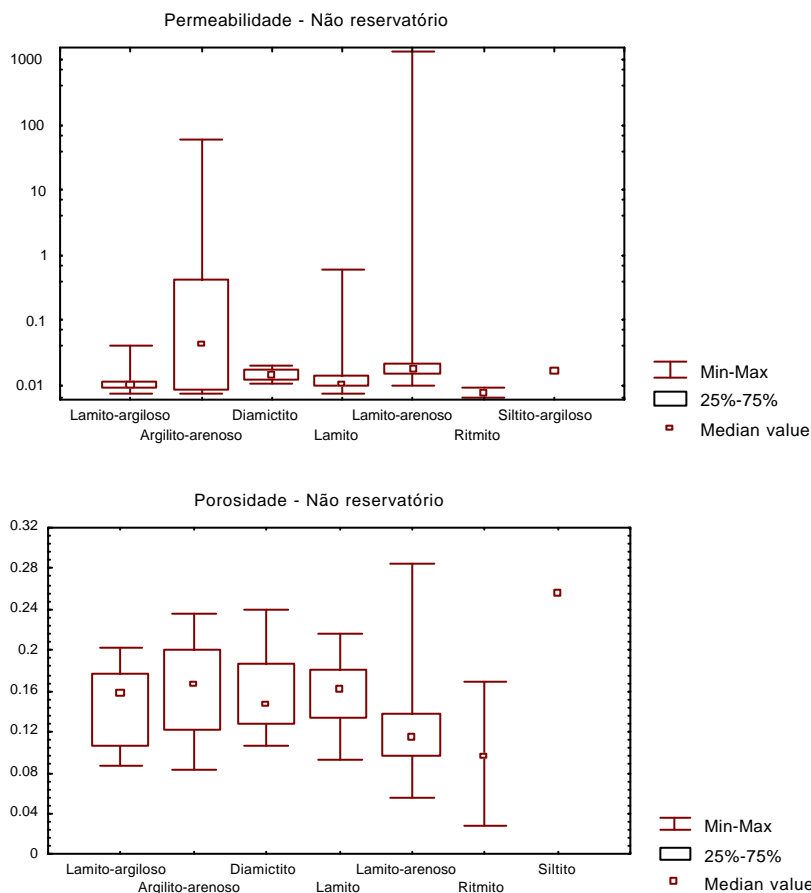


Figura 29 Diagrama *box-plot* dos valores de permeabilidade e porosidade para as litologias não-reservatório.

O grupo formado por arenitos apresenta, em sua quase totalidade, porosidade entre o intervalo de 0,2 e 0,3phi. Valores médios acima desta variação estão presentes nos arenitos com fração média e valores menores para a granulometria muito fina (Figura 30).

O mesmo padrão de distribuição é observado quando analisados os dados de permeabilidade. Neste caso, a diferença entre as amostras de baixas e altas

permeabilidades chega a ser de 100 a 1000 vezes. As amostras com altos valores, apresentam variação de 10 a 800 mD, enquanto as amostras de baixa permeabilidade, associadas aos arenitos de granulometria muito fina e fina, mostram variação entre 0,01 e 0,1mD.

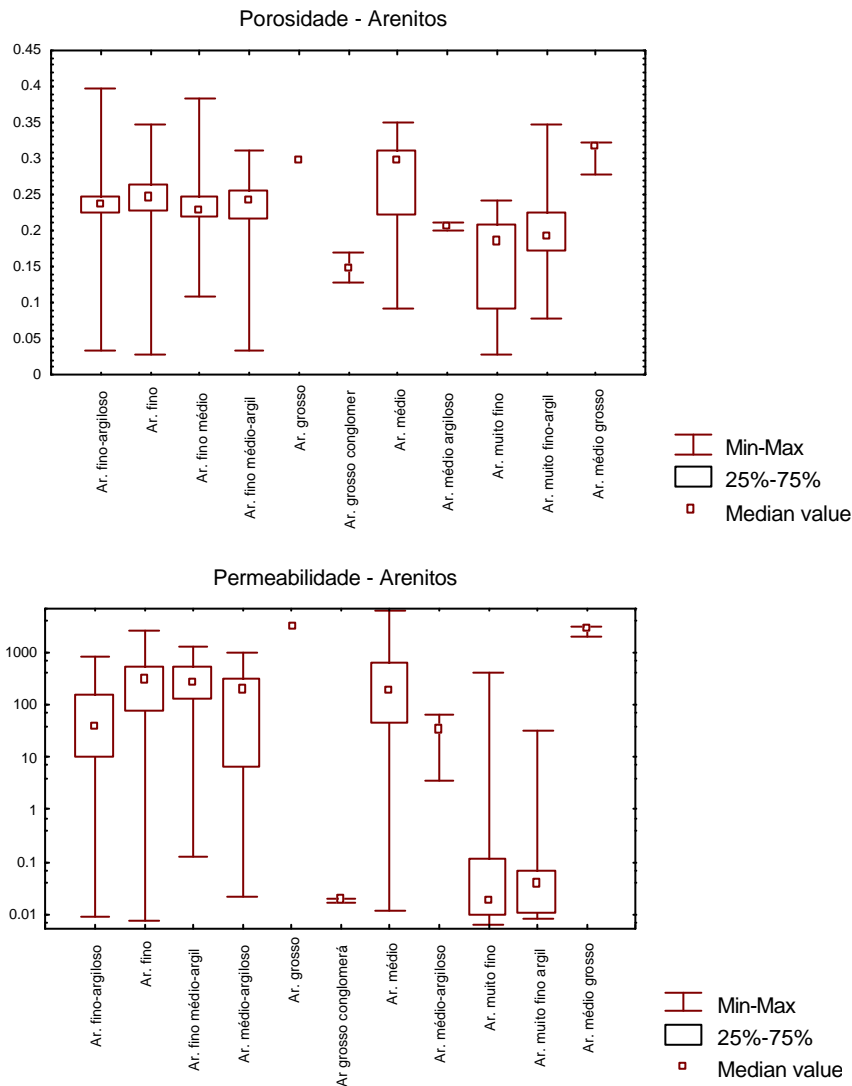


Figura 30 Diagrama *box-plot* dos valores de permeabilidade e porosidade dos arenitos.

A integração dos resultados obtidos para os arenitos foi realizada através da correlação porosidade *versus* permeabilidade, diferenciando neste novo gráfico a variação granulométrica (Figura 31).

Observa-se no gráfico que os arenitos de baixa permeabilidade apresentam valores compatíveis com aqueles correspondentes às rochas não-reservatórios. Este grupo é formado predominantemente por arenitos muito finos e, subordinadamente, por arenitos de granulometria fina a média.

Desprezando os arenitos com permeabilidade inferior a 10mD, pode-se definir dois grupos: um grupo com tendência aproximadamente linear entre porosidade e permeabilidade, formado principalmente por arenitos de granulação fina; outro marcado por maior porosidade, formado principalmente por arenitos de granulação média.

O grupo em que predominam as amostras com granulometria média é formado por amostras retiradas em superfície, do afloramento localizado na rodovia dos Bandeirantes, e de alguns níveis de profundidade intermediária e superior do poço de Capivari.

Outra característica indicada na correlação porosidade e permeabilidade é a grande variação permo-porosa em arenitos de mesma granulometria, especialmente quando observado o comportamento das amostras de granulação fina. Ao analisar as mesmas amostras que foram submetidas às análises petrofísica e petrográfica, observa-se que apresentam grande variação quanto ao grau de seleção e à presença de cimentação.

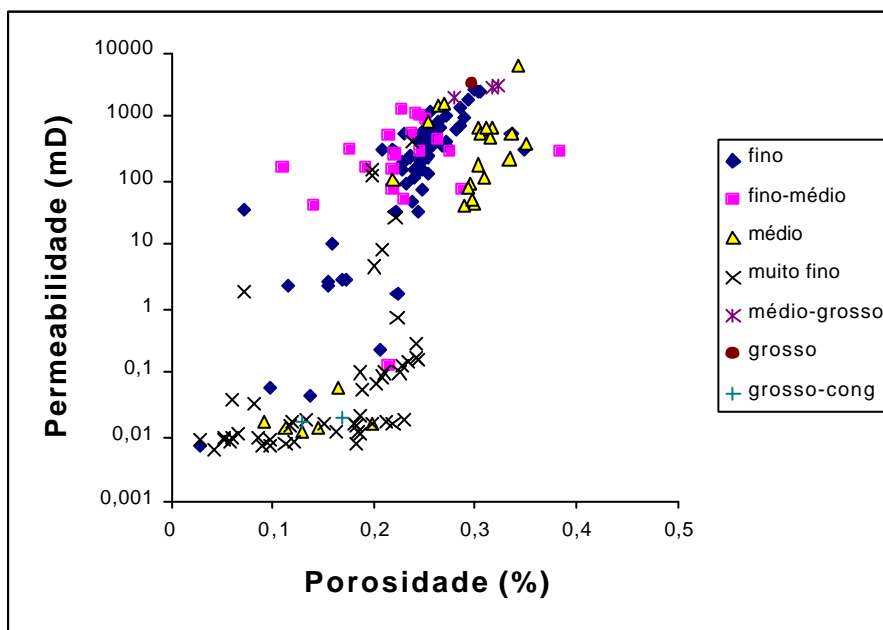


Figura 31 Correlação permeabilidade *versus* porosidade para as várias granulometrias de arenitos.

O grau de seleção determinado nas análises petrográficas foi classificado com variação de ruim, médio e bom. As mesmas amostras com valores de

petrofísica e grau de seleção foram interpoladas em relação à permeabilidade (Figura 32).

Os dados de seleção apresentam correlação discreta com permeabilidade; isto se deve em grande parte às amostras com bom grau de seleção e baixa permeabilidade.

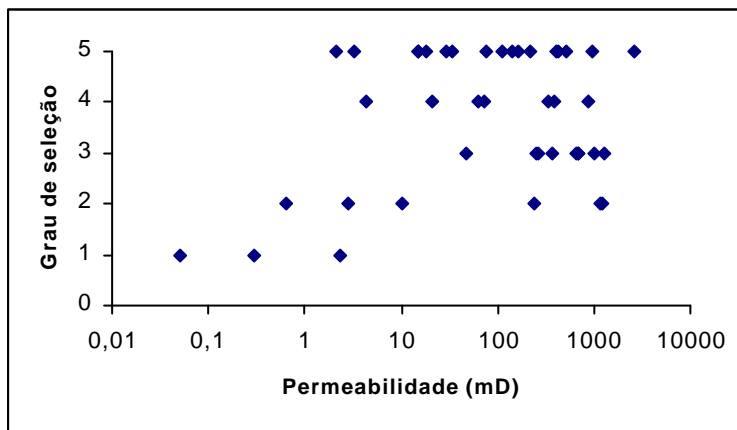


Figura 32 Relação entre permeabilidade e grau de seleção. Valores do grau de seleção foram determinados como: ruim=1; ruim-médio = 2; médio = 3; médio-bom = 4 e bom = 5.

Outro fator que afeta as condições de permeabilidade e porosidade é a cimentação presente em grande parte das amostras (Figura 33). Durante a descrição petrográfica foi realizada a contagem dos minerais diagenéticos.

Como esperado, a correlação é negativa, amostras com maior cimentação apresentam menores permeabilidades. Entretanto, esta correlação apresenta, como na análise de permeabilidade e grau de seleção, grande variação, principalmente para os valores intermediários de permeabilidade.

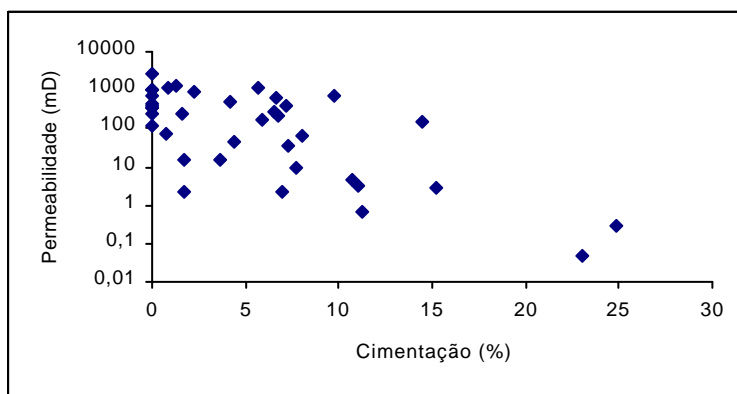


Figura 33 Relação permeabilidade e porcentagem de cimentação em lâmina delgada.

No entanto, análises individuais da granulometria, grau de seleção e cimentação sobre a permeabilidade apresentam resultados pouco conclusivos, pois estes fatores ocorrem associados.

Com os resultados obtidos, a principal constatação é a maior influência da cimentação como fator preponderante na diminuição das características permo-porosas em relação à profundidade. A diminuição de porosidade em profundidades superiores a 250m é ocasionada pelo preenchimento quase total do espaço poroso por cimentação carbonática de vários níveis arenosos (Figura 34).

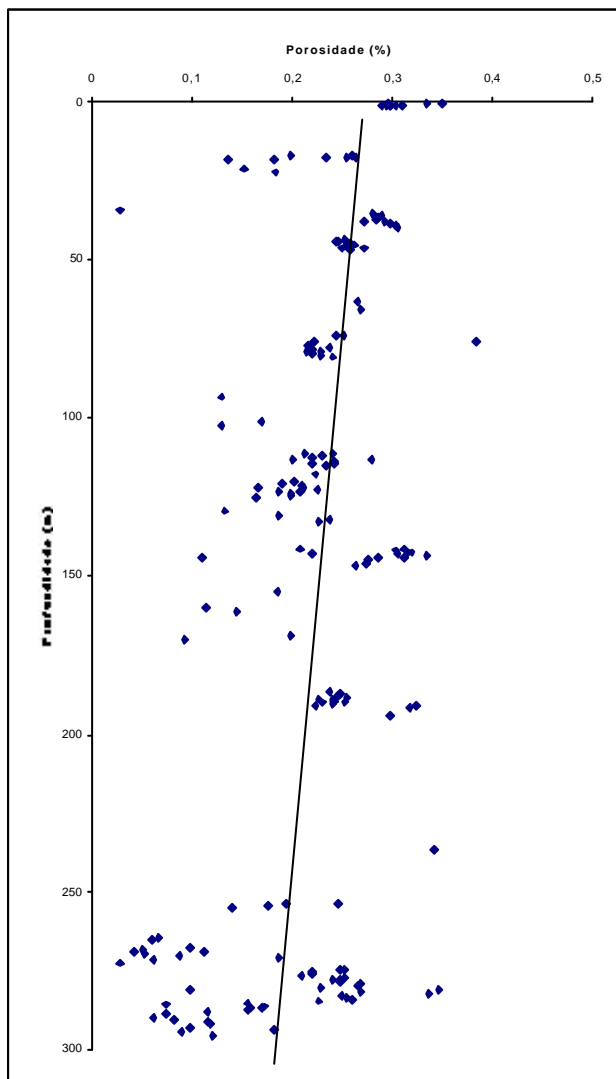


Figura 34 Variação da porosidade de arenitos em relação a profundidade da amostra.

Os resultados da análise petrofísica e das descrições petrográficas para as amostras do poço de Capivari estão presentes na figura 35.

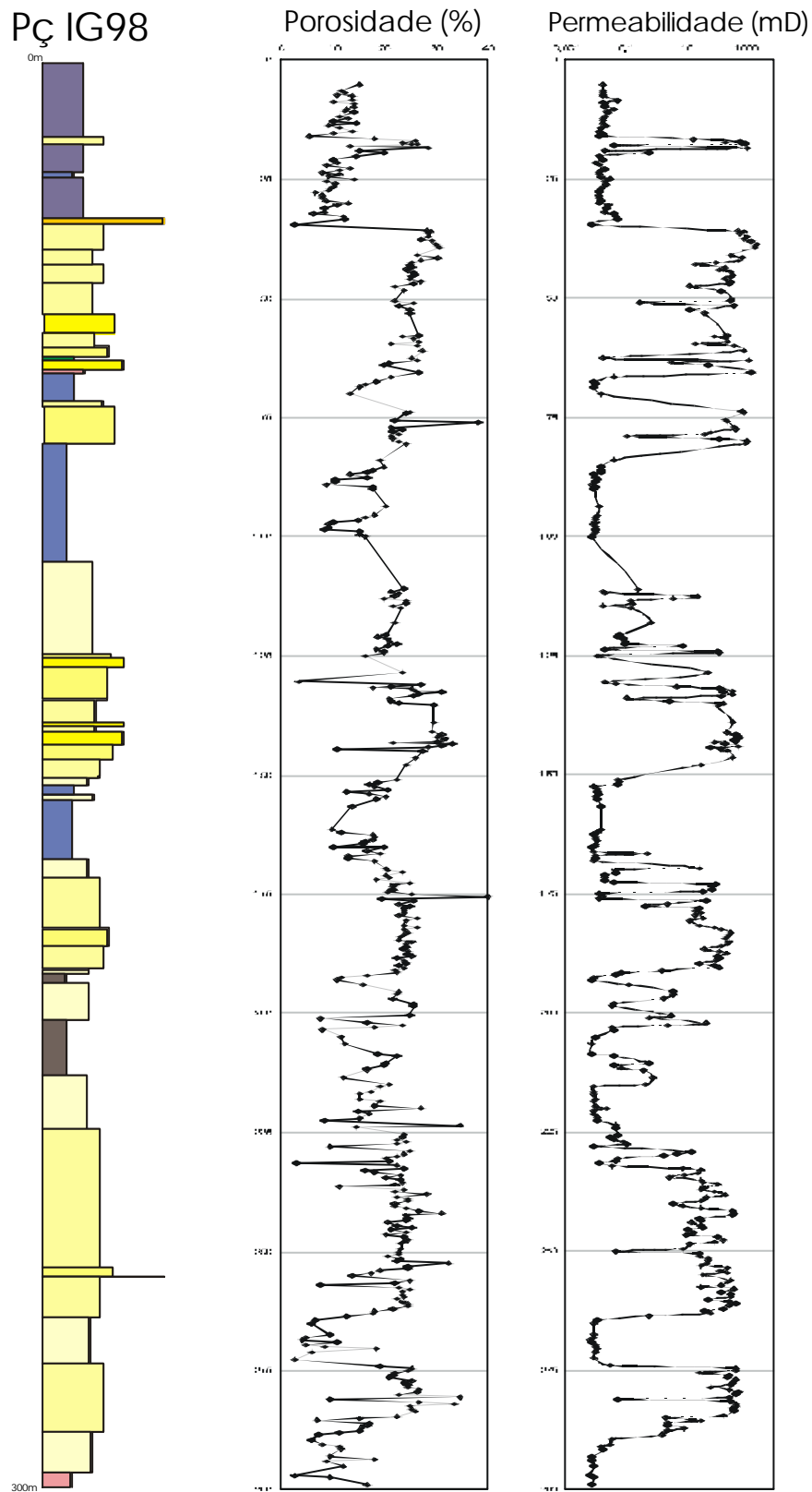


Figura 35 Poço de Capivari C-IG98 com os valores de permeabilidade e porosidade plotados.

Análise petrográfica

A etapa de análise petrográfica iniciou-se com a seleção de 53 amostras de arenitos, as quais foram impregnadas com epoxy azul para a identificação dos poros e fixação dos grãos minerais. Durante a análise petrográfica foi efetuada a contagem de 150 pontos para quartzo monocristalino, policristalino, feldspatos, fragmentos de rocha, matriz, porosidade e cimento (Anexo 4).

As descrições petrográficas dos arenitos apontam grande variação quanto à quantidade de fragmentos líticos e de feldspatos que, de acordo com os dados obtidos, apresentam distribuição aleatória, sem relação com a profundidade. A variação granulométrica é pronunciada, com o predomínio de fácies fina a muito fina. Os grãos são predominantemente subarredondados, com o arcabouço sedimentar apresentando pouca quantidade de matriz, inferior a 10% em todos os arenitos, sendo classificados como arenitos submaturados do ponto de vista textural.

Os arenitos são definidos, segundo a classificação de Dott (1964), preferencialmente como quartzo-arenitos e, secundariamente, como arenitos feldspáticos e arenitos líticos.

Os resultados obtidos assemelham-se em parte aos resultados obtidos por Wu (1989), que observou o predomínio de subarcósios, subordinadamente quartzo-arenitos e raramente sublitenitos. Wu (1989) constatou a variação quanto ao predomínio entre os fragmentos líticos e feldspatos nas diferentes unidades do Subgrupo Itararé. Nas amostras analisadas neste trabalho não foram observadas relações entre os fragmentos líticos e feldspáticos. Porém, vale salientar que Wu (1989) utilizou amostras distribuídas em grande área, e não pontuais, como no presente trabalho.

Com relação aos resultados obtidos por França (1989), para as amostras referentes aos arenitos da Formação Taciba/Mb. Rio Ivaí, coincidem com os obtidos neste trabalho pela pequena quantidade de matriz, porém com menor participação do quartzo e predomínio dos arenitos feldspáticos e líticos. A maior quantidade de quartzo para nas amostras aqui analisadas pode estar relacionada ao intenso intemperismo atuante.

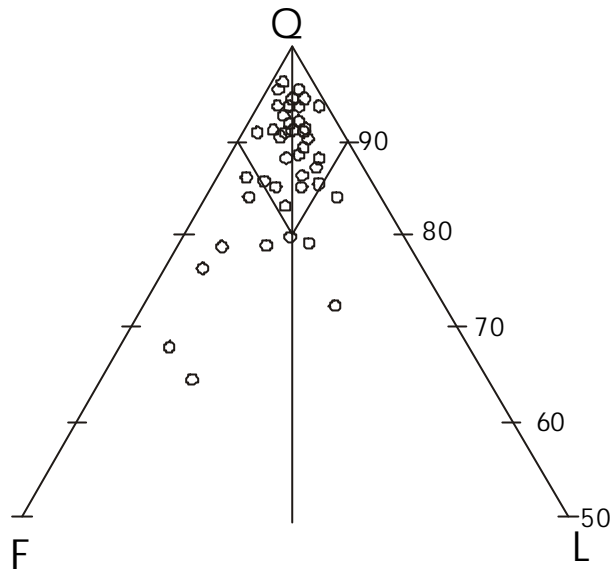


Figura 36 Composição dos arenitos analisados de dois poços e um afloramento na área de estudo.

Em relação à análise do espaço poroso das amostras descritas, a porosidade do tipo intergranular é a mais freqüente em todas as lâminas e, secundariamente, ocorrem as porosidades do tipo intragranular e móldica.

A porosidade intergranular pode ser referente ao espaço vazio original da rocha, porosidade primária, ou modificado por eventos pós-deposicionais, porosidade secundária. A porosidade intergranular das amostras analisadas pode ser classificada como secundária pela presença freqüente de cimentação parcialmente dissolvida no espaço poroso e, mesmo nos casos em que o poro não apresenta evidências de antiga cimentação, é observada a corrosão dos grãos do arcabouço e a presença de poros agigantados.

A porosidade intragranular é encontrada na maioria das lâminas, principalmente nos grãos de feldspatos. A presença deste tipo de porosidade é observada tanto nas lâminas próximas à superfície, como em amostras retiradas de profundidades maiores que 200m.

Os poros agigantados e a porosidade móldica, evidenciada muitas vezes pelo contorno de óxido ou hidróxidos de ferro, são pouco freqüentes.

Processos diagenéticos

As amostras analisadas indicam que os sedimentos foram afetados por várias fases diagenéticas e atualmente sofrem marcante processo de intemperismo que

tem alterado a textura e composição mineral dos sedimentos. As fases diagenéticas e processos de intemperismo atuantes estão descritos a seguir.

Dissolução

A dissolução de minerais é um dos processos diagenéticos mais freqüentes observado nas amostras (Foto 2A).

A dissolução dos silicatos, melhor evidenciada quando observados os grãos de plagioclásio e fragmentos de rocha, ocorre tanto nas bordas dos grãos como pode seletivamente remover seu interior. Nos carbonatos, a dissolução é reconhecida pelas bordas corroídas.

Em muitos casos, a dissolução é total, não deixando com isso evidência do provável mineral anterior. Também, a dissolução completa dos grãos pode não ser evidente quando ocorrida antes de processos de compactação.

Este processo de dissolução de silicatos e carbonatos tem como principal efeito o aumento da porosidade dos sedimentos. Isto assumindo que a dissolução não tenha subsequente sido eliminada por compactação ou preenchimento de cimento ou, ainda, que a formação do espaço vazio não tenha sido compensada pela perda da porosidade intersticial por reprecipitação de íons dissolvidos como minerais autigênicos estáveis. Nas amostras analisadas, a dissolução dos carbonatos é o principal processo de aumento da porosidade.

A dissolução é mais atuante em feldspatos e fragmentos de rocha que sobre o quartzo, processo este que aumenta a razão de quartzo dos sedimentos e, com isso, sua maturidade mineralógica.

Argilominerais

Os argilominerais de origem diagenética encontrados nas amostras analisadas são freqüentes e formados por substituição de silicatos, crescimento autigênico e por processos de infiltração mecânica.

Os processos de substituição ocorrem de forma irregular nas bordas dos grãos, preferencialmente ao longo de planos cristalográficos, ou nos contatos entre grãos de fragmentos de rocha.

A formação de argila autigênica é observada na borda dos poros e, em alguns casos, chega a envolver alguns grãos.

O processo de infiltração mecânica foi observado em amostras extraídas do afloramento da rodovia dos Bandeirantes, onde as argilas de infiltração são a fase diagenética principal, preenchendo grande parte do espaço poroso (Foto 3A,B).

Os argilominerais são, em sua maioria, formados por caulinitas, ilitas-esmectitas e cloritas.

As caulinitas são a principal fase mineral nas argilas de infiltração mecânica; caulinitas autigênicas formados nas paredes do espaço poroso são menos pronunciadas, sendo observadas nas porções superiores dos poços de Capivari e Tietê (Foto 2D).

Os argilominerais do grupo das ilita-esmectitas são a fase mineral mais freqüente nas amostras retiradas dos poços, ocorrendo em todas as profundidades (Foto 2A). Esta cimentação ocorre associada à substituição de silicatos, preferencialmente junto a grãos de feldspatos, de forma isolada preenchendo o espaço poroso e, em alguns casos, englobando alguns grãos na forma de concreções.

A fase mineral clorita foi observada em apenas uma amostra, situada a profundidade de 270m (Foto 1A).

A substituição de silicatos por argilominerais afeta a textura e mineralogia dos sedimentos, decrescendo a maturidade textural e aumentando a quantidade de matriz intersticial. A substituição acarreta também o aumento da maturidade mineral do sedimento e da razão de quartzo sobre feldspatos e líticos.

A relação temporal da gênese dos argilominerais é um dos principais problemas encontrados nas amostras analisadas.

No caso das argilas de infiltração mecânica é claro se tratar de um evento de telodiagênese, ao englobar todos os grãos do arcabouço. A caulinita presente nos poços, junto à borda dos poros, também é associada a processos atuais de diagênese.

O problema encontrado se refere às ilita-esmectitas que, na forma de concreções, cristais nos poros ou associada a substituição de silicatos, podem ser formados em grande variação temporal. Em alguns casos, pode não ser diagenética, mas de origem detrítica, sendo alterada pelos processos atuantes na rocha.

Calcita

A cimentação carbonática é a fase diagenética predominante nos poços de Capivari e Tietê, principalmente nas amostras retiradas das porções intermediárias e profundas. Nas amostras do afloramento da rodovia dos Bandeirantes e das camadas arenosas mais superficiais não é observada esta fase mineral.

Análises realizadas ao microscópio eletrônico de varredura mostraram que o cimento carbonático é formado por calcita.

Para profundidades intermediárias, entre 75 a 200m, a cimentação ocorre na forma de concreções esféricas, de dimensões milimétricas e poikilotópica, englobando grande número de grãos (Foto 1F). O número de concreções varia nos arenitos presentes neste intervalo e os grãos inseridos nestas concreções apresentam contatos pontuais ou flutuantes (Foto 1C).

No poço de Capivari, para profundidades superiores a 200m, ocorre maior frequência no número de concreções, sendo que em amostras mais profundas pode ocorrer o preenchimento de todo o espaço poroso.

Opacos

A segunda fase diagenética em importância é referente aos opacos; ocorre na maioria das amostras analisadas, sendo identificada através do MEV como constituída por óxidos e hidróxidos de ferro e, mais raramente como TiO_2 (Foto 2B). Wu (1989) aponta esta fase mineralógica como a mais frequente nas amostras de superfície.

A fase mineralógica dos opacos ocorre tanto em vários níveis dos poços de Capivari e Tietê, como também nas amostras da rodovia dos Bandeirantes, sem com isso possibilitar algum zoneamento, em 300 metros de coluna sedimentar. Entretanto, níveis preferências para maior precipitação de opacos são encontrados nos poços.

Nota-se o comportamento tardio desta cimentação, onde os minerais ocorrem lineando os poros e grãos do arcabouço rochoso (Foto 1E). Vários autores apontam a presença de óxidos e hidróxidos de ferro relacionados a processos pós-sedimentares ou telodiagenéticos (Mucke, 1994). A origem do ferro é apontada como resultante da alteração de biotita ou minerais ferruginosos.

No caso em estudo, as argilas podem ser fonte de ferro, mas também os minerais associados às rochas intrusivas, que ocorrem como diques e sills de

diabásio ou como grãos detríticos (Foto 1D), provavelmente apresentem papel importante na formação de opacos.

Quartzo

Esta fase diagenética é a menos freqüente e de mais difícil análise, estando presente na forma de sobrecrescimento ou associada à pressão de solução.

Evidências de provável pressão-solução foram encontradas em amostras do poço de Capivari a profundidades de 134,5, 229 e 256,5m. Estes níveis se destacam dos demais por apresentar rara ou ausente cimentação, tanto carbonática como por opacos e argilominerais, contato entre grãos e porosidade muito baixa.

A lâmina C-256,5 mostrou alta compactação, com contatos côncavo-convexos e contatos suavizados *smooth* (Foto 1B). O mesmo arenito analisado ao MEV apresentou freqüente formação de sobrecrescimento de quartzo (Foto 2C).

A fase encontrada nos arenitos, com provável pressão-solução, corresponderia aos estágios preservados mais antigos do depósito sedimentar, com a compressão provocando o decréscimo do volume do espaço poroso, contatos côncavo-convexo e a presença de interpenetração dos grãos.

As evidências de sobrecrescimento foram constatadas pela análise ao MEV, não sendo possível sua observação via microscopia ótica. As evidências de sobrecrescimento foram observadas, excluindo os níveis com pressão-solução, nas profundidades de 73 e 55m (Foto 2A).

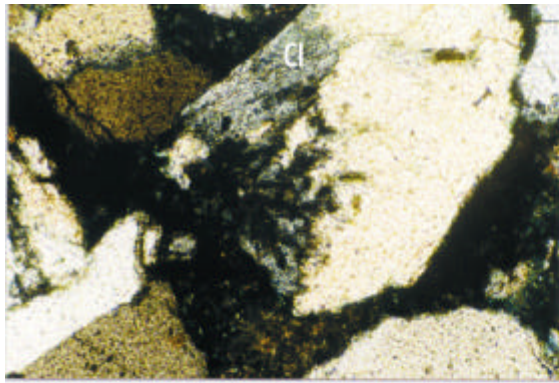
Certamente as camadas com presença de pressão de solução foram afetadas pela compactação, que causou a diminuição do espaço poroso e conseqüentemente piora nas condições de permeabilidade, impedindo a evolução de processos diagenéticos.

Seqüência diagenética

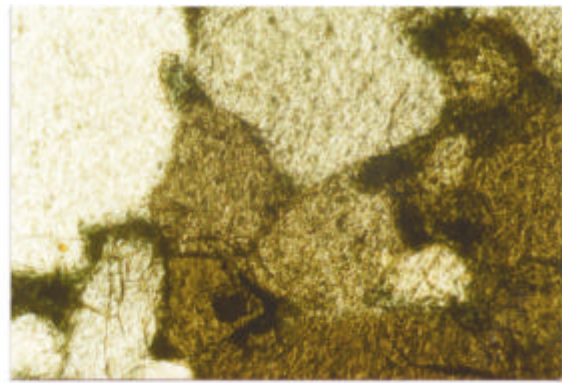
Os eventos diagenéticos observados podem ser divididos em duas fases, a primeira, mais antiga, relacionada a condições de maior pressão e temperatura, e a segunda relacionada à exposição do pacote sedimentar à influência de águas meteóricas. A exposição do pacote sedimentar pode ter sido ocasionada pelo soerguimento ou por contínuo processo erosivo.

A seqüência provável de evolução diagenética para os depósitos estudados é apresentada no quadro abaixo.

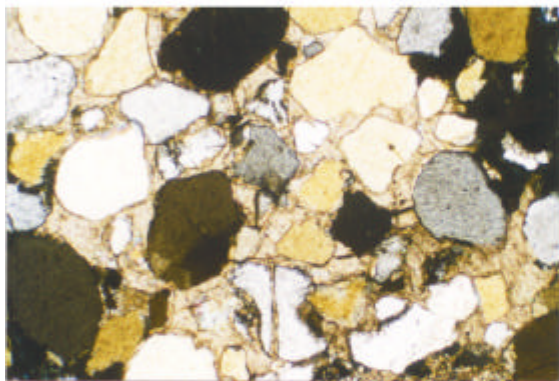
	DIAGÊNESE ANTERIOR SOTERRAMENTO	TELODIAGÊNESE EXPOSIÇÃO À SUPERFÍCIE
Sobrecrescimento de quartzo	XXXXXXXXXXXXXXXXXX	
Pressão-solução	XXXXXXXXXXXXXXXXXX	
Precipitação de Clorita	XXXXXXXXXXXXXXXXXX	
Precipitação de Calcita	XXXXXXXXXXXXXXXXXX	XXXXXXXXXXXXXXXXXX
Dissolução de silicatos e carbonatos	XXXXXXXXXXXXXXXXXX	XXXXXXXXXXXXXXXXXX
Precipitação de ilita	XXXXXXXXXXXXXXXXXX	XXXXXXXXXXXXXXXXXX
Precipitação de Caulinita		XXXXXXXXXXXXXXXXXX
Precipitação de óxido de Ferro e Titânio		XXXXXXXXXXXXXXXXXX



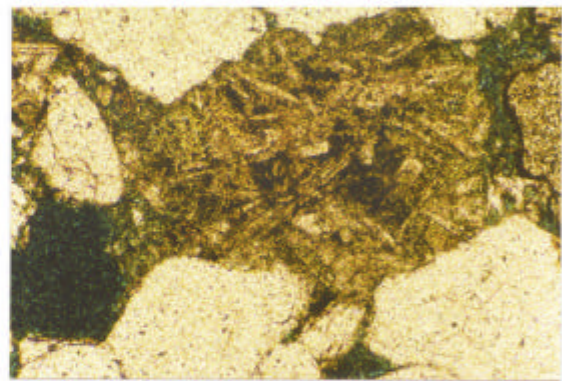
(A)



(B)



(C)



(D)

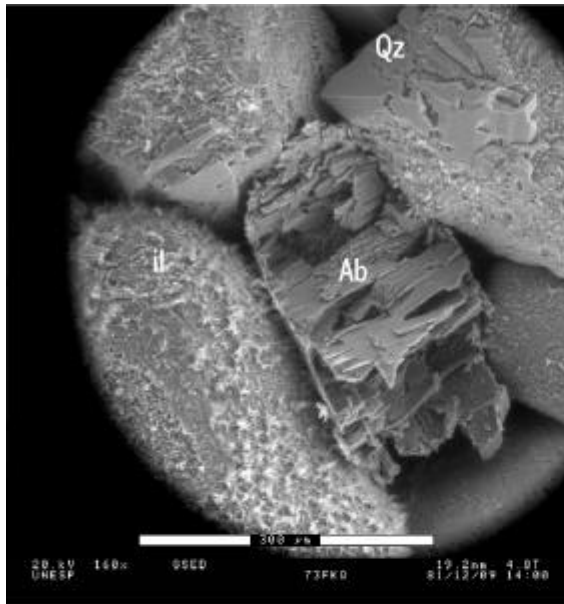


(E)

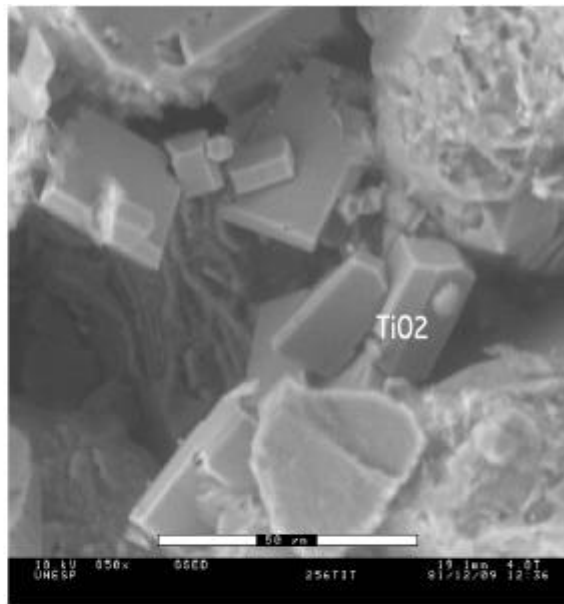


(F)

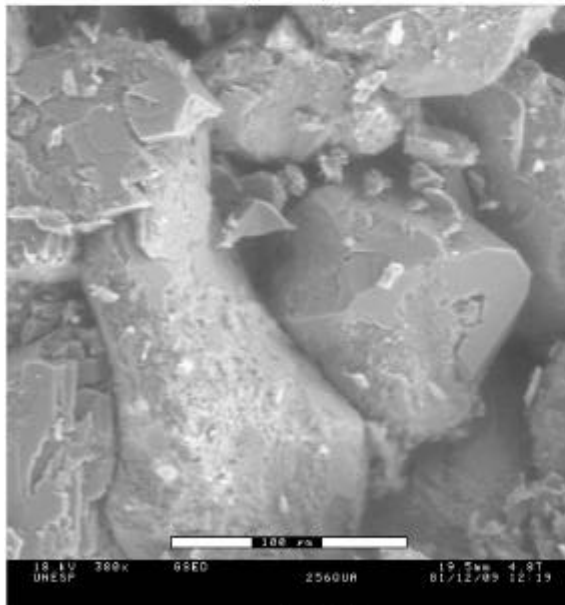
Foto 1 - (A) Mineral de Clorita (Cl) encontrada à profundidade de 270m, aumento de 50x; (B) Feição de pressão de solução, com contatos suavizados e côncavo-convexo a retos, aumento de 50x; (C) Cimentação poikilotópica de calcita observada em uma concreção, notam-se contatos pontuais e grãos flutuantes, aumento de 10x; (D) Fragmento de rocha vulcânica, aumento de 50x; (E) No centro da lâmina são observados grãos cimentados por argilominerais, que são externamente rodeados por opacos, aumento de 10x; (F) Forma circular das concreções de calcita, aumento de 2,5x.



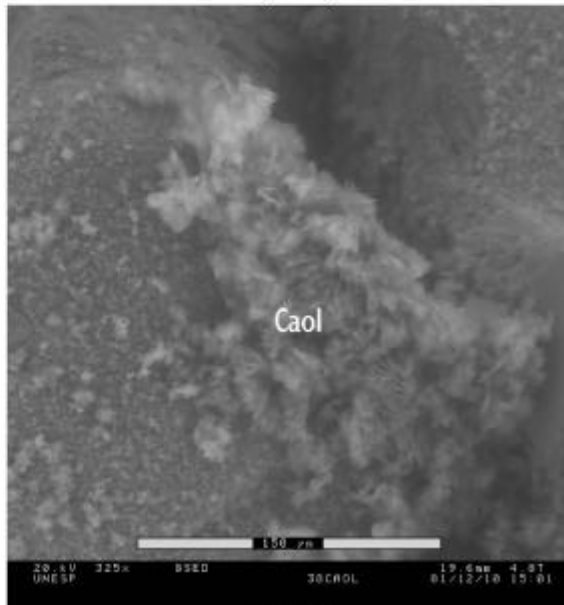
(A)



(B)

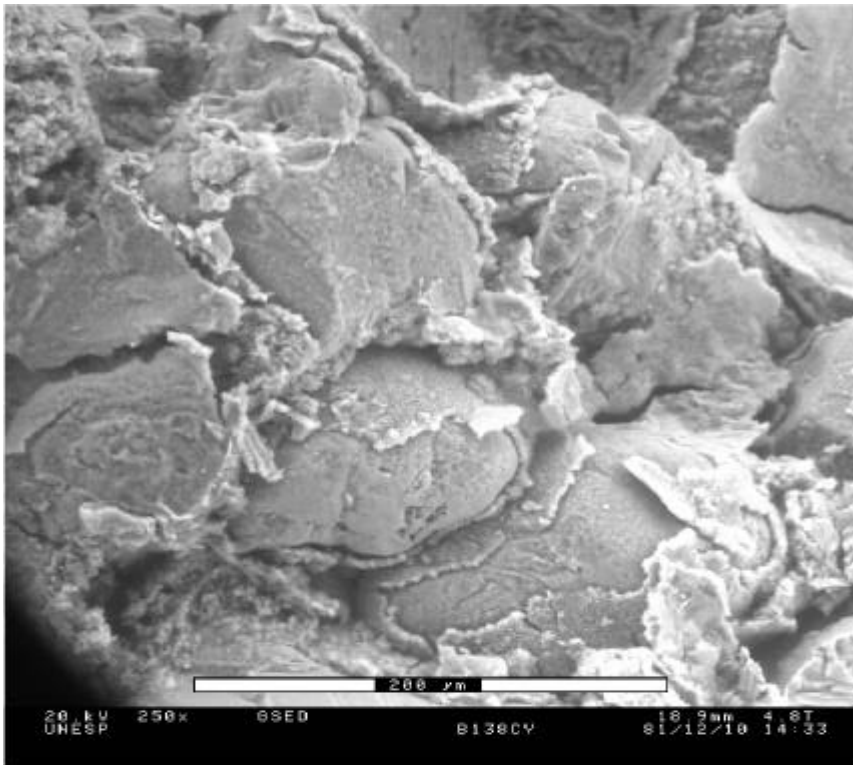


(C)

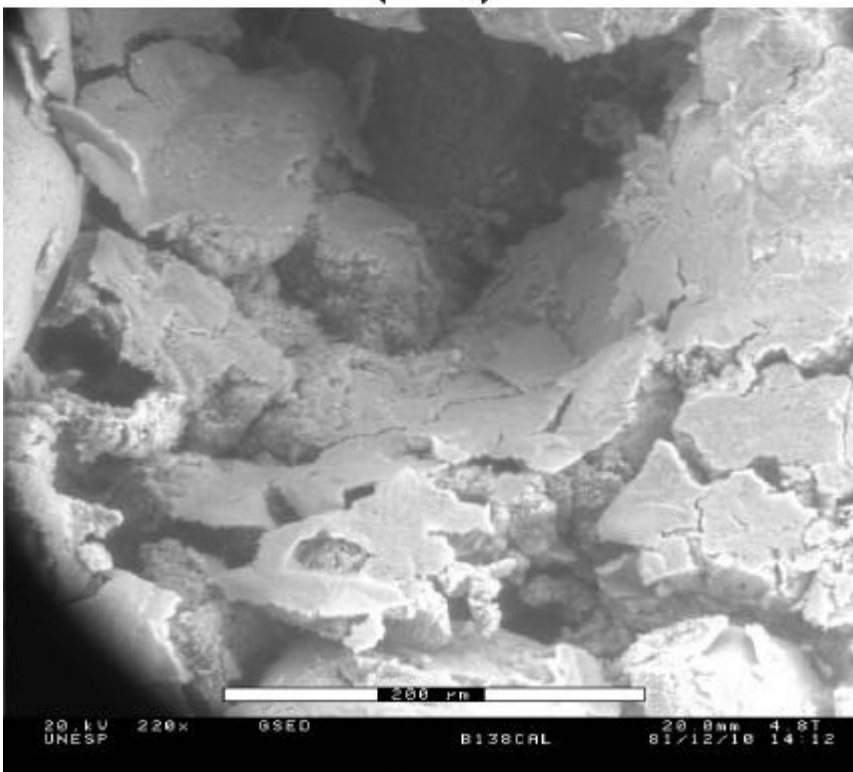


(D)

Foto 2 – (A) Amostras apresentando sobrecrescimento de quartzo (Qz), dissolução de albita (Ab) e Illita filamentosa (il). (B) Cristais de TiO_2 . (C) Amostra retirada a 256m de profundidade, apresenta pressão-solução com formação de sobrecrescimento de quartzo. (D) Caulinita autigênica, na forma de “livro”, formada junto à parede do poro.



(A)



(B)

Foto 3 – (A) e (B) mostrando exemplos de argilas de infiltração mecânica. Nota-se que as argilas caulínicas envolvem todos os grãos do arcabouço.

4 - HIDROQUÍMICA

Do ponto de vista hidroquímico, o Sistema Aquífero Tubarão é caracterizado por conter águas fracamente salinas e classificadas como bicarbonatadas sódicas e cálcicas (Taltasse, 1968; Diogo *et al.*, 1981; DAEE, 1984).

Os teores de resíduo seco variam de 21 a 421 mg/L, com 64% das amostras apresentando valores entre 100 e 200 mg/L. A distribuição espacial destes valores indica tendência geral de enriquecimento no sentido da drenagem superficial.

Além dos baixos valores salinos, as águas apresentam pH variando de ácido a básico, com valores entre 4,8 e 9,0. O bicarbonato é predominante entre os ânions, podendo atingir 285 mg/L. Entre os cátions, predominam o cálcio e o sódio, com valores que variam de 0,0 a 46,4 mg/L e de 0,1 a 170 mg/L, respectivamente (Diogo *et al.*, 1981; DAEE, 1984).

De forma geral, as águas provenientes da Unidade Inferior do Subgrupo Itararé são bicarbonatadas-sódicas e, aquelas provenientes da Formação Aquidauana ou das unidades Superior e Média do Subgrupo Itararé, apresentam-se como bicarbonatadas cálcicas. As águas da Formação Aquidauana, por sua vez, apresentam menores concentrações salinas em relação às águas do Subgrupo Itararé (Diogo *et al.*, 1981).

Na região de Campinas, as águas subterrâneas do Grupo Tubarão são classificadas, em sua maioria, como bicarbonatadas sódicas, sendo as menores concentrações salinas encontradas na Formação Aquidauana. De um modo geral, a condutividade elétrica é inferior a 350 micromho/cm, pH com variação entre 5,6 e 8,9, com maior frequência de pH básico (DAEE, 1981a).

A região de Sorocaba apresenta, para o Sistema Aquífero Tubarão, águas magnesianas e cloretadas sódicas, com condutividade elétrica inferior a 790 micromho/cm e pH variando de 4,0 a 9,0 (DAEE, 1981b). Contudo, no município de Sorocaba predominam as águas bicarbonatadas cálcicas ou mistas (Yoshinaga *et al.*, 1990).

O Subgrupo Itararé, na região do médio Rio Tietê, apresenta predomínio de águas alcalinas, com pH variando entre 7 e 9,7. A condutividade elétrica é sempre menor que 560 micromho/cm e, embora as águas subterrâneas na região sejam sempre bicarbonatadas, não há um tipo de cátion predominante, podendo ser

cálcicas, magnesianas, sódicas ou mistas, variando de forma heterogênea (Diniz, 1990; Oda *et al.*, 1990).

Segundo Perroni *et al.*, (1985) e Ribeiro (1992), altos teores de fluoretos são encontrados no Sistema Aquífero Tubarão (), advindos de aquíferos explorados nos grupos Tubarão e Passa-Dois e de fendas em diabásio. As altas concentrações de sódio estariam associadas às elevadas concentrações de fluoretos, devido, possivelmente, à presença de fluorita. O pH das águas com teores elevados de fluoreto varia entre 8 e 9,2, na maior parte dos casos.

Metodologia

Parâmetros termodinâmicos

Os cálculos de especiação das fases aquosas e do estado de saturação das fases minerais foram realizados utilizando o programa *Solmineq88 pc/shell*, versão 0.85 (Perkins *et al.*, 1988) e *Phreeqc* 1.03 (Parkhurst *et al.*, 1990). Estes programas contêm algoritmos que calculam o equilíbrio e a distribuição das espécies aquosas, orgânicas e inorgânicas, presentes em águas naturais. O processamento consiste na resolução de um sistema de equações que envolvem a lei de ação de massas, oxi-redução e balanço de massas, segundo o modelo de associação iônica da fase aquosa.

As análises químicas foram inseridas como dados de entrada no programa, em condições de pressão de 1bar e à temperatura medida no campo.

Neste estudo, os programas foram utilizados para os cálculos a seguir explanados.

a) Cálculo das concentrações de todas as espécies aquosas em solução, a partir das concentrações dos elementos maiores e traços, obtidas das análises químicas. Para calcular a distribuição das espécies aquosas de uma dada amostra de água, a temperatura e pH específicos, são utilizadas as equações de ação e balanço de massas. Por exemplo, para a dissociação do carbonato de cálcio, a respectiva equação de ação de massas é:

$$K_{CaHCO_3^+} = \frac{m_{Ca^{++}} \times g_{Ca^{++}} \times m_{CO_3^{--}} \times g_{CO_3^{--}}}{m_{CaCO_3} \times g_{CaCO_3}}$$

Na equação acima, o m_i e g são, respectivamente, a molalidade e o coeficiente de atividade da espécie subscrita, e K_j é a constante de dissociação da espécie subscrita. A equação de balanço de massa é:

$$m_{i,t} = \sum_l^j n_{i,j} m_j$$

onde o $m_{i,t}$, n_{ij} e m_j são, respectivamente, molalidade (analítica ou total) do componente i , coeficiente estequiométrico do componente i na espécie j , e molalidade calculada da espécie j .

b) Cálculo de atividade das espécies dissolvidas. A atividade de cada elemento (a_i) é determinada pelo cálculo da equação:

$$a_i = m_i g_i$$

Na equação acima, m_i e g_i são, respectivamente, molalidade e coeficiente de atividade da espécie i .

Os coeficientes de atividade para os cátions e ânions são calculados através da equação de Debye-Hückel (Garrels & Christ, 1965), sendo apropriada para as baixas salinidades encontradas na área de estudo. Para as espécies aquosas neutras, são utilizadas equações específicas.

c) Cálculo do índice de saturação (ISat), através do logaritmo da razão entre o IAP (*íon activity product*) e o K_{sp} (produto de solubilidade).

$$ISat = \log \frac{IAP}{K_{sp}}$$

Quando a razão acima for menor que zero, a amostra é subsaturada na fase mineral escolhida. Se a razão for igual a zero, a amostra estará em equilíbrio e, se for maior, estará supersaturada na fase mineral escolhida (Nordstrom, 1985).

Para confecção de diagramas de atividades, foi utilizado o programa *PTA System* (Pressão - Temperatura - Atividade), versão 1.0 (Brown *et al.*, 1987), de grande utilidade para a construção de diagramas atividade x atividade, temperatura

x atividade e pressão x atividade, que contém um banco de dados termodinâmicos de minerais, espécies aquosas e gasosas.

Para as ilitas e esmectitas, foram utilizados os dados termodinâmicos estimados por Abercombrie (1988). As esmectitas foram representadas por suas componentes termodinâmicas (beidellitas), prefixadas por seus cátions intercambiáveis (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} e Mg^{2+}).

Técnica de amostragem

O estudo hidroquímico teve início com a coleta direta de amostras em 56 poços, definidos pela posição geográfica, profundidade superior a 100 metros e por estarem atualmente em produção. A base de dados para a análise hidroquímica contou com as 56 amostras coletadas, acrescida dos dados de 34 análises retiradas do estudo de Campos (1993) (Figura 37).

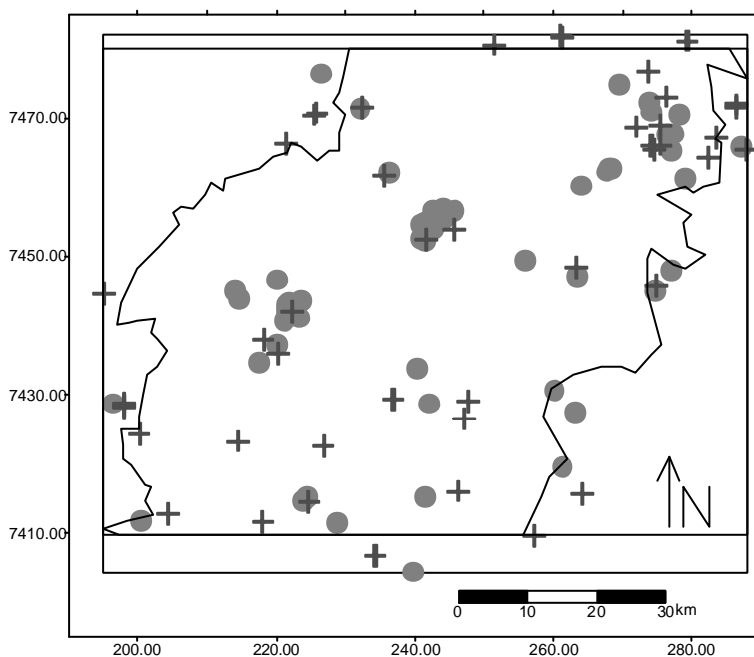


Figura 37 Poços selecionados com análise físico-química. Os pontos em círculo correspondem às amostras coletadas para este trabalho. Os pontos em cruz são referentes às análises de Campos (1993).

O pH de campo, a temperatura e a condutividade elétrica foram medidos no momento da coleta, mantendo-se os frascos fechados e conservados gelados até serem descarregados no laboratório.

Durante a coleta foi realizada a análise de alcalinidade, utilizando-se o aparelho Orion 960 (*Autochemistry System*), com o eletrodo de pH. A alcalinidade foi medida seguindo o método de Barnes (1964), que consiste na determinação da alcalinidade total da amostra.

Para a análise dos cátions, as amostras foram filtradas em conjunto *milipore*, utilizando filtros de 0,45 μ m e, logo em seguida, acidificadas com ácido nítrico concentrado, com 2 ou 3 gotas para cada 100 ml de amostra.

Análise de laboratório

A análise de cátions foi realizada no laboratório de geoquímica do Departamento de Geologia e Geofísica da Faculdade de Ciências da Universidade de Calgary (Canadá). Os íons sódio, potássio, cálcio, magnésio, sílica, manganês, ferro, lítio, bário e estrôncio foram determinados, empregando a técnica do espectrômetro de Absorção Atômica em Chama (AA).

No laboratório de Hidrogeologia e Hidroquímica do Instituto de Geociências da UNESP, foram analisados os seguintes ânions: cloreto, determinado por potenciometria com eletrodo indicador e solução de nitrato de prata; sulfato, determinado por análise turbidimétrica com fotômetro da marca *Yellow Spring Instrument*, modelo YSI-9100; nitrato, por método colorimétrico; e fluoreto, por potenciometria com eletrodo seletivo.

As análises de $\delta^{18}\text{O}$ e δD foram realizadas em 55 amostras no laboratório do departamento de Física da Faculdade de Ciências na Universidade de Calgary. A determinação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (aparelho Micro Mass 903) e δD (aparelho Micro Mass 602), foi realizada utilizando-se espectrômetros de massa.

A validação das análises foi definida utilizando o método de Logan (1965), optando-se em utilizar somente aquelas que estavam abaixo do erro permitido de 10%. A base total de dados para esta etapa está compilada no Anexo 5.

Análise dos dados

Foram utilizadas 21 variáveis na análise hidroquímica, conforme listadas na tabela 4.

Dentre as variáveis analisadas, algumas foram prejudicadas tendo em vista o número significativo de determinações abaixo do limite de detecção, ou a ausência de algumas variáveis no banco de dados de Campos (1993).

Como descrito por outros autores, os resultados obtidos neste trabalho confirmam o pH neutro a alcalino, com valores que variam entre 5,31 e 9,85. A condutividade média é de 315 μ S e mediana de 270 μ , com alto valor de desvio padrão provocado por concentrações extremamente elevadas de até 1500 μ S. Os cátions apresentam a predominância de sódio e cálcio, e bicarbonato entre os ânions.

Grande parte dos altos valores de desvio padrão encontrados principalmente para as variáveis condutividade, sódio, alcalinidade total, cloretos e sulfatos é resultado da alta salinidade encontrada em alguns poços posicionados no extremo oeste da área.

Como já observado por Perroni *et al.* (1985) e Ribeiro (1992), algumas amostras apresentam concentrações elevadas de fluoreto, acima do limite de potabilidade.

Tabela 3 Estatística básica das variáveis envolvidas na análise físico-química.

	Nº AMOSTRAS	MEDIA	MINIMO	MAXIMO	STD.DEV.
PH-LAB	88	8,04	5,31	9,85	0,89
COND-LAB	88	317,25	33,00	1500,00	257,73
Na	88	45,86	0,80	380,00	64,14
K	87	0,98	0,00	4,40	0,83
Ca	88	15,02	0,24	73,40	14,73
Mg	88	3,23	0,00	12,70	3,25
Fe	88	0,07	0,00	0,77	0,15
ALCA-Tot	88	163,07	1,00	686,00	106,78
HCO ₃	88	156,28	1,00	621,00	99,57
CO ₃	28	21,27	2,39	67,06	17,99
SO ₄	80	15,04	0,12	264,20	35,27
Cl	84	6,15	0,10	118,00	15,64
NO ₃	32	0,25	0,01	2,00	0,51
F	51	0,79	0,10	8,00	1,50
SiO ₂	88	29,76	4,63	70,21	16,07
Mn	55	0,04	0,00	0,52	0,10
Li	55	0,07	0,00	0,22	0,08
Ba	55	0,39	0,00	4,11	0,76
Sr	55	0,49	0,00	1,74	0,35
O ¹⁸	54	-8,12	-9,44	-6,56	0,66
D	54	-53,30	-69,77	-42,11	6,73

A avaliação do grau de dependência entre os íons maiores, condutividade e pH foi realizada através de matriz de correlação (Tabela 5).

A primeira etapa da análise foi avaliar a relação dos íons maiores com a salinidade, expressa pelo valor de condutividade. Dentro deste estudo, os íons que apresentaram correlação direta com a salinidade foram o sódio, alcalinidade, cloreto e sulfato. Por sua vez, os íons cálcio e magnésio apresentaram correlação de $-0,06$ e $-0,08$ respectivamente e, portanto, um comportamento independente em relação à salinidade. A correlação negativa ocorreu para os elementos potássio e sílica aquosa e, para as águas pouco salinas, observou-se maior concentração destes elementos.

Os elementos que apresentam índices de correlação semelhante com a salinidade, também apresentam correlações positivas entre si, como por exemplo, a alta correlação entre Na, HCO_3 , e Cl; entre Ca e Mg, ou ainda, com relação à sílica aquosa e potássio.

Tabela 4 Matriz de correlação das principais variáveis. Os valores posicionados no topo de cada bloco referem-se à correlação normalmente utilizada. O valor inferior corresponde à correlação Spearman, que minimiza o efeito de valores discrepantes.

	PH	Cond	NA	K	CA	MG	Alc	SO4	CL	SIO2
PH	1,00									
Cond	0,44 0,57	1,00								
NA	0,48 0,86	0,94 0,71	1,00							
K	-0,47 -0,55	-0,14 -0,24	-0,18 -0,46	1,00						
CA	-0,32 -0,39	-0,06 0,14	-0,34 -0,38	0,37 0,35	1,00					
MG	-0,36 -0,46	-0,08 0,11	-0,32 -0,38	0,24 0,30	0,70 0,83	1,00				
Alc	0,47 0,54	0,95 0,96	0,86 0,66	-0,24 -0,33	0,04 0,17	0,00 0,13	1,00			
SO4	0,28 0,45	0,65 0,57	0,61 0,60	-0,15 -0,42	-0,21 -0,30	-0,22 -0,30	0,47 0,57	1,00		
CL	0,22 0,34	0,82 0,69	0,83 0,50	-0,05 -0,19	-0,17 -0,06	-0,12 0,02	0,74 0,60	0,38 0,49	1,00	
SIO2	-0,54 -0,46	-0,35 -0,23	-0,47 -0,57	0,44 0,45	0,59 0,64	0,39 0,48	-0,31 -0,22	-0,34 -0,41	-0,29 -0,33	1,00

Avaliação da salinidade do aquífero

A condutividade foi avaliada com maior detalhe por ser uma variável que possui relação direta com a salinidade. O histograma de condutividade mostra

distribuição lognormal, com apenas alguns valores elevados. Os valores mais frequentes se encontram entre o 1º, 2º e 3º quartil, ou seja, 75% dos dados apresentam uma variação de 25 a 365 μ S (Figura 38).

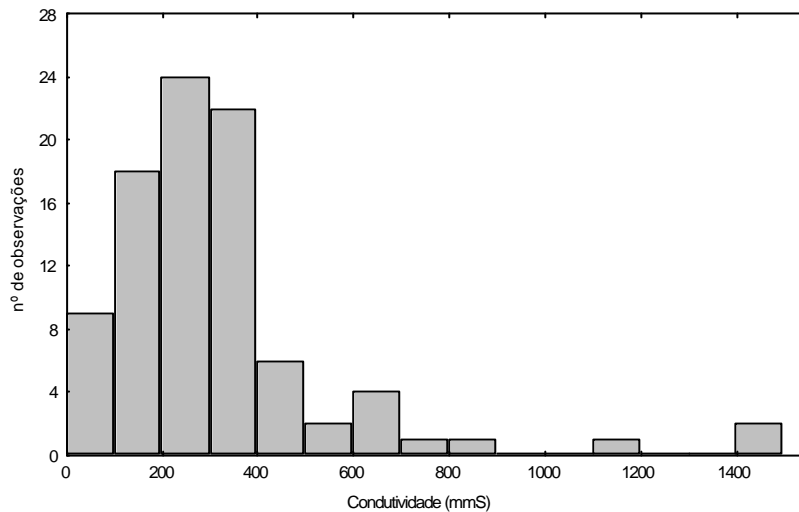


Figura 38 Histograma da variável condutividade.

O variograma experimental omnidirecional da variável condutividade mostra o comportamento de deriva da salinidade. A não estacionaridade do variograma reflete um comportamento crescente da variabilidade com o aumento do espaçamento, que compara valores da borda com valores posicionados em direção ao interior da bacia, (Figura 39).

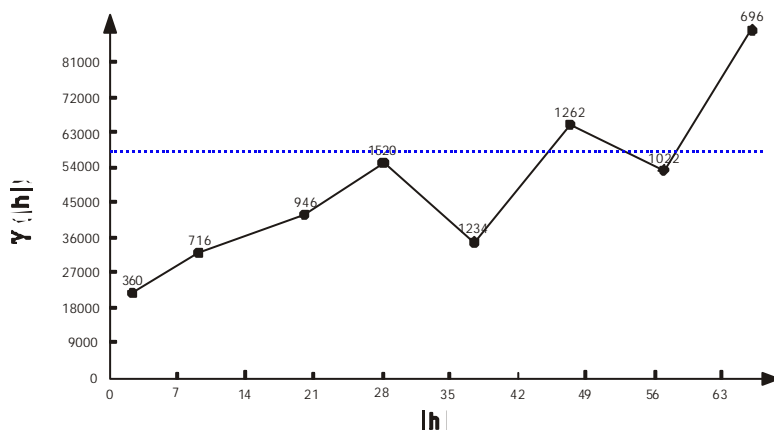


Figura 39 Variograma experimental omnidirecional para a variável condutividade.

Em mapa, os valores de condutividade apresentam aumento da salinidade em direção ao centro da bacia, oeste da área de estudo. Valores pontuais estão

distribuídos na área e o ponto anômalo de maior salinidade está posicionado a sul do município de Tietê (Figura 40).

Com isso, a área NE, municípios de Campinas, Sumaré, Hortolândia e Indaiatuba, com relação à salinidade do aquífero, configura-se como uma região preferencialmente de recarga, onde são encontrados os menores valores de salinidade. Resultado semelhante ao apresentado no mapa potenciométrico sobre a região NE.

A partir da região NE, observa-se o aumento progressivo da salinidade, grosso modo paralela à borda da bacia, em direção a região oeste. De forma geral, a variação ocorre de 100-200 μ S na porção NE até 400-500 μ S na região W, com valores extremos posicionados a sul de Tietê.

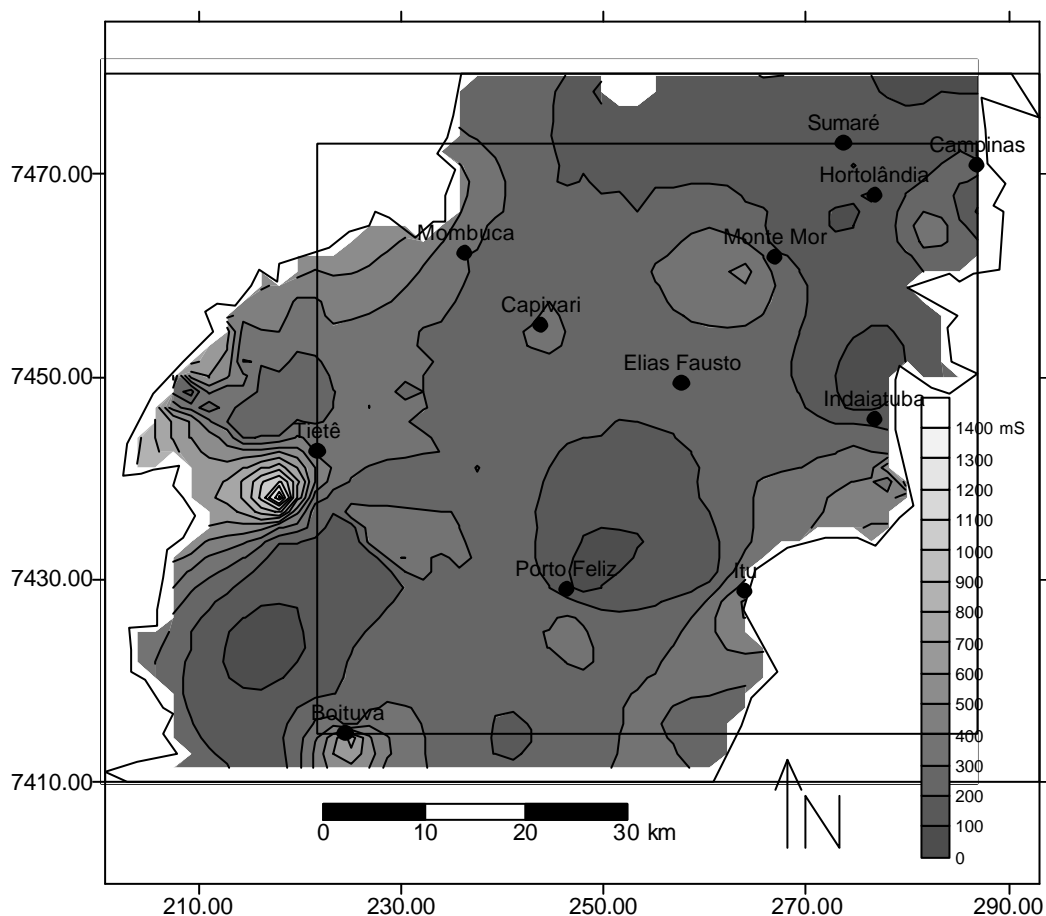


Figura 40 Mapa de condutividade elétrica (μ S) para a área de estudo.

Tipos hidroquímicos

De acordo com o diagrama de Piper (1944), à exceção de uma amostra, todas as demais estão posicionadas no campo das bicarbonatadas, o que mostra o caráter secundário do cloreto e do sulfato entre os ânions (Figura 41).

Quanto aos cátions, ocorre melhor distribuição entre os alcalinos (sódio e potássio) e os alcalinos terrosos (cálcio e magnésio). Do total de 91 amostras, 56% apresentam predomínio de Na+K, e 44% com maiores índices de Ca+Mg.

Quando é observado o triângulo referente aos cátions, apenas 17% apresentaram porcentagem de cálcio superior a 50%. O mesmo não ocorre quando se analisa o magnésio, que não apresenta amostra com concentração superior a 50%.

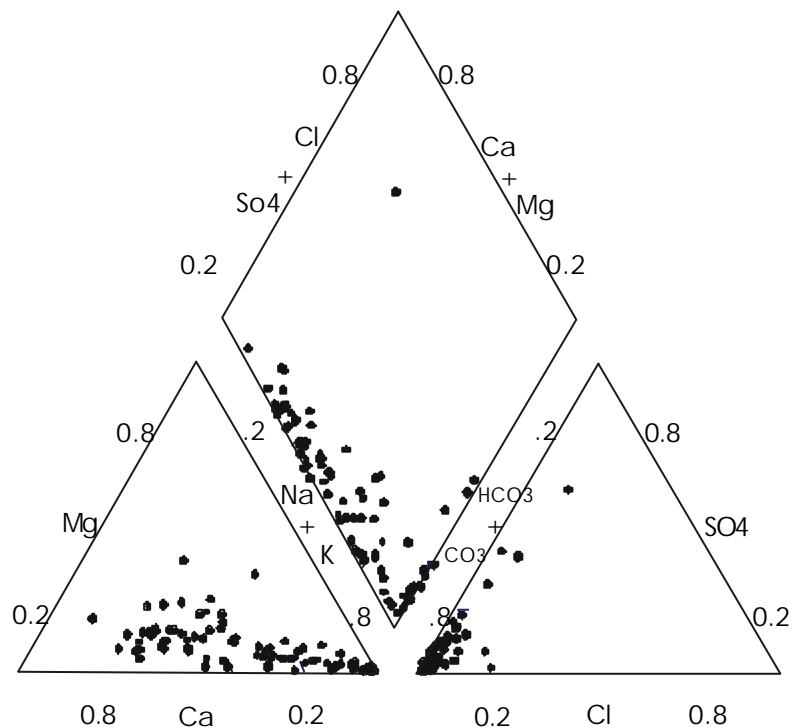


Figura 41 Diagrama de Piper para as amostras analisadas no presente trabalho.

Os tipos hidroquímicos encontrados na área em estudo constituem águas bicarbonatadas cálcicas, com discreto predomínio na borda leste. Em direção à oeste, predominam águas bicarbonatadas sódicas, área que apresenta as maiores salinidades (Figura 42).

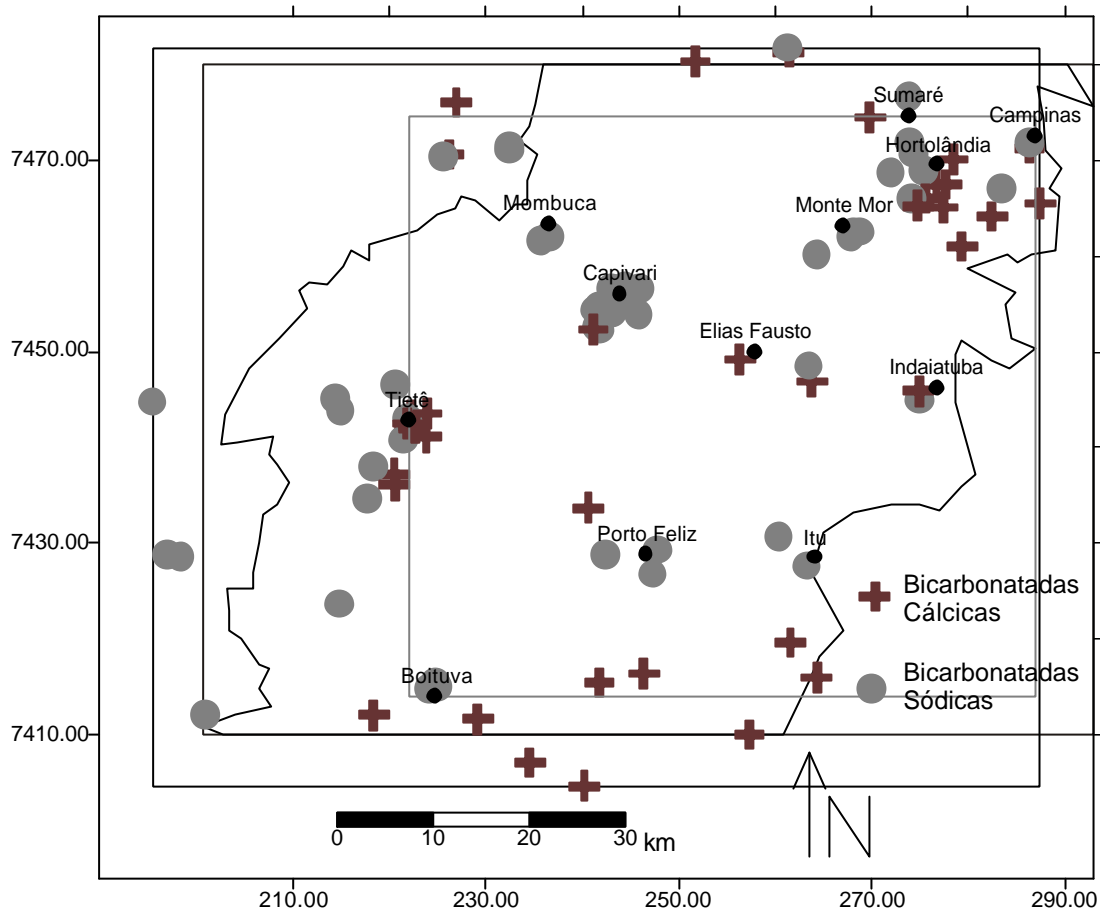


Figura 42 Distribuição dos tipos hidroquímicos na área de estudo. Os símbolos em cruz referem-se às águas bicarbonatadas cálcicas e os círculos, as bicarbonatadas sódicas.

Análise termodinâmica

O intervalo de investigação utilizado neste trabalho, restrito a profundidades máximas dos poços de 300m, a condição aflorante do pacote sedimentar sem a presença de zonas de aquífero confinado e a posição próxima à borda da bacia, configuram o aquífero como de influência de águas meteóricas e relacionadas a condições de recarga em relação à área regional.

Esta influência de águas meteóricas expõe o aquífero à zona não saturada e às condições atmosféricas, com a interação de gases como O_2 e CO_2 que são fundamentais na composição química das águas de recarga.

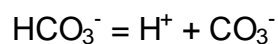
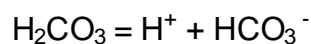
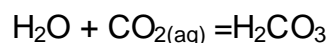
A água meteórica é modificada pelo contato com o arcabouço rochoso do aquífero. A extensão desta modificação depende de diversos fatores, incluindo a característica da zona de recarga, a mineralogia da rocha hospedeira e o tempo de residência em subsuperfície.

A interação entre a água meteórica e o arcabouço rochoso contribui para o intemperismo químico dos minerais instáveis em condições atmosféricas. Estes minerais são vulneráveis aos ataques por água, oxigênio e dióxido de carbono, e as reações tendem a ocorrer espontaneamente. A água penetra através dos poros, clivagens e outras pequenas aberturas nos minerais, dissolvendo os constituintes mais solúveis (Loughnan, 1969).

Segundo Stumm (1992), o intemperismo químico é um dos principais processos que controlam o ciclo hidrogeoquímico global dos elementos. Neste ciclo, a água opera como reagente e agente transportador de componentes dissolvidos e particulados. A atmosfera se comporta como um reservatório de dióxido de carbono e oxidantes requeridos para a reação de intemperismo. A biota auxilia o processo de intemperismo, contribuindo com ácidos orgânicos e suprindo localmente, por decomposição, o aumento da concentração de CO₂.

O CO₂ produzido no meio não saturado, entre 10 a 100 vezes maior que na atmosfera devido à atividade biológica, interage com o aquífero, provocando a formação de ácido carbônico que juntamente com a água são fundamentais para os processos de solubilização e dissolução dos minerais.

O gás carbônico reage com as moléculas de água, formando o ácido carbônico que pode dissociar-se em duas etapas, liberando um próton em cada uma delas. Este processo de dissociação fornece os prótons que agem nos processos de dissolução dos minerais.

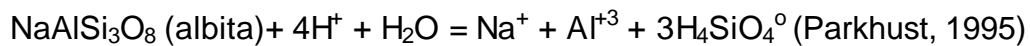


As reações com consumo de H⁺ e ao mesmo tempo a concentração de CO₂ são fundamentais no controle da alcalinidade da água.

Dissolução de silicatos

A percolação de água meteórica nas áreas de recarga propicia reações de hidrólise envolvendo água e ácido carbônico. A hidrólise é a desintegração do mineral sob influência dos íons H^+ e OH^- da água (Mathess, 1982). Os melhores exemplos deste tipo de reação, observados na análise petrográfica, são as de substituição ou dissolução de feldspatos.

Com relação à dissolução mineral, um exemplo muito observado em lâminas delgadas ocorre com as albitas.



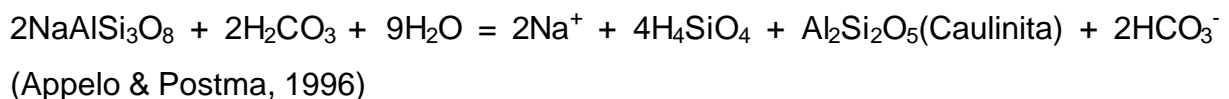
Segundo Chou & Wollast (1985), a velocidade de dissolução da albita, indicam a forte dependência do pH, com a menor taxa entre pH 6 e 7. Para soluções ácidas e alcalinas, a taxa de dissolução será maior. No entanto, este tipo de reação é influenciado pela concentração de alumínio, que em pequenas concentrações inibe a dissolução. Nas soluções alcalinas, o Na^+ influencia na reação quando presente em altas concentrações na solução.

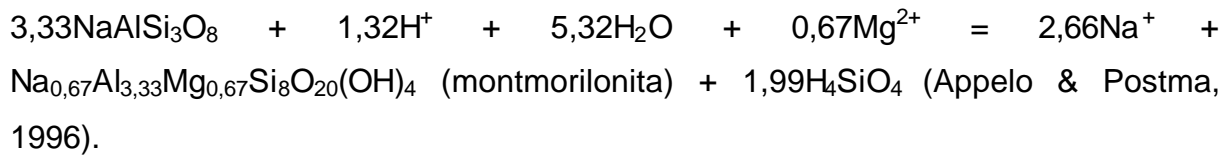
Nas águas de recarga, as reações com feldspatos, segundo mineral em abundância nos sedimentos estudados, podem ser responsáveis pelo controle do pH, pois as águas ácidas de recarga aceleram as reações de dissolução dos feldspatos, e com isso, a liberação de cátions, sílica e diminuição da acidez da solução.

Com o aumento do pH, estas reações ocorrem a uma velocidade cada vez menor, até atingir as taxas mais baixas de dissolução, entre pH 6-7, ocasionando o tamponamento do pH, pois mesmo que a dissolução continue a um processo mais lento, o aumento da concentração de sódio em solução inibe a reação.

Substituição de silicatos - argilominerais

As reações de substituição têm como principal produto os argilominerais, como apresentado nos exemplos abaixo, envolvendo a albita.





Os produtos de substituição são os argilominerais que na análise petrográfica aparecem em dois grupos mais freqüentes: caulinitas e illita-smectitas. Estes argilominerais ocorrem tanto associados com a substituição de silicatos, como resultantes de precipitação autigênica, preenchendo o espaço poroso.

As reações de intemperismo e seus produtos dependem da variedade mineralógica encontrada no arcabouço rochoso e do regime hidráulico do aquífero. Segundo Dutta (1992), a velocidade de fluxo pode influenciar no tipo de argilo mineral formado: para um fluxo maior, menor o tempo de equilíbrio rocha-água e, com isso, o favorecimento da formação de caulinita. Quando o meio poroso possui menor taxa de fluxo, maior é o tempo de equilíbrio, favorecendo a precipitação de illita-smectita.

O diagrama de estabilidade para a concentração Na^+/H^+ versus H_4SiO_4 indica equilíbrio da maioria das amostras no campo das caulinitas e, secundariamente, no campo das montmorilonitas (Figura 43). O mesmo resultado foi observado em relação ao $\text{Ca}^{2+}/(\text{H}^+)^2$.

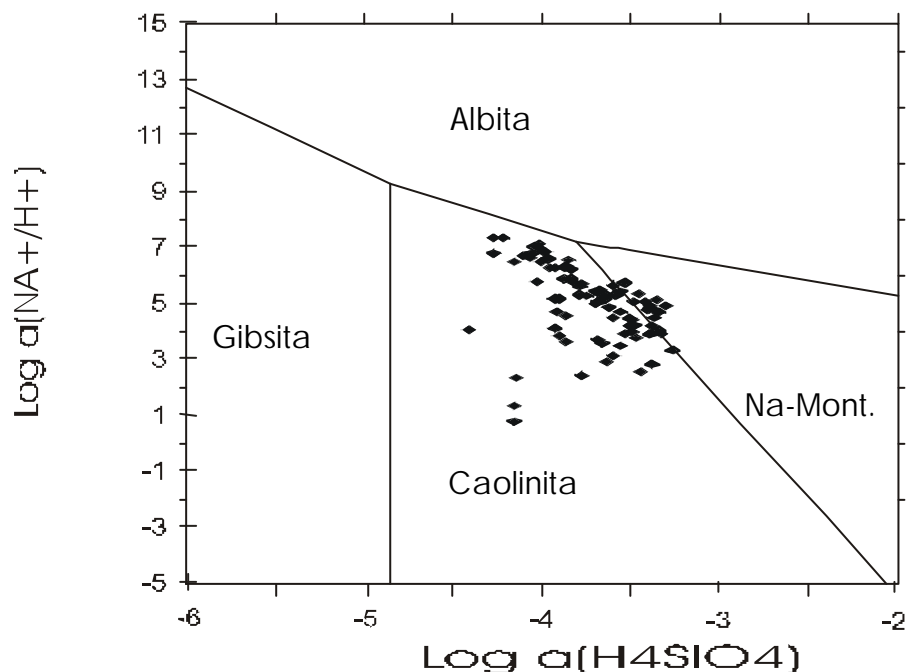


Figura 43 Diagrama de estabilidade do Na^+/H^+ versus H_4SiO_4 para todas as amostras.

Calcita

Cimentação por calcita foi verificada com freqüência na análise petrográfica, sendo, no entanto, ausente ou rara em amostras de superfície ou de profundidades inferiores a 50m, do poço de Capivari. Em porções mais profundas do poço, a cimentação passa a ser mais freqüente, presente na forma de concreções e, em profundidades superiores a 250m, passa a preencher totalmente o espaço poroso.

O índice de saturação da calcita é determinado pela equação:

$$K_{sp} = [Ca^{2+}] [CO_3^{2-}]$$

O índice de saturação da calcita em relação à condutividade apresenta condições de subsaturação para as amostras com baixa salinidade, e condições de equilíbrio ou supersaturação para as águas de elevada salinidade (Figura 44).

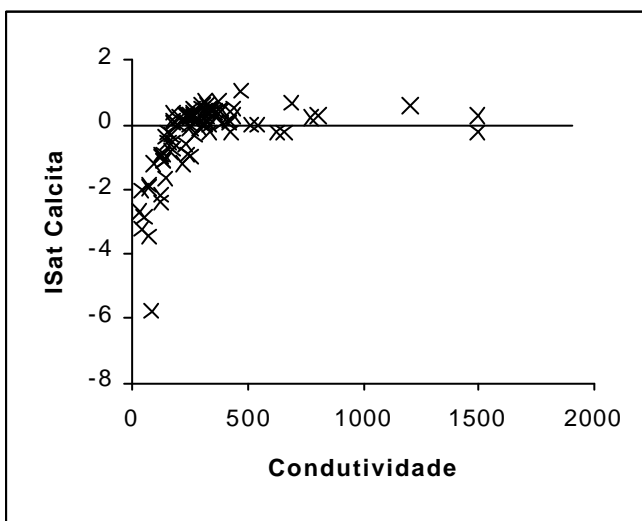


Figura 44 Índice de saturação em relação a calcita.

O baixo índice de saturação de calcita para as águas de baixa salinidade é esperado devido ao caráter ácido destas águas, com pH inferior a 7,5. Nestas condições, o bicarbonato HCO_3^- é o ânion em equilíbrio. Além disso, as águas com estas características estão posicionadas nas regiões de recarga do aquífero, áreas, portanto, com alta capacidade de lixiviação e baixa salinidade, como consequência do pouco tempo de residência.

Segundo Plummer *et al.* (1978), a taxa de dissolução de calcita decresce com o aumento do pH, passando a diminuir drasticamente quando o pH é maior que 6. Nesta situação, os íons HCO_3^- e Ca^{2+} , liberados durante a dissolução, passam a apresentar concentrações significativas, fazendo com que ocorra o equilíbrio entre a solução alcalina, rica em bicarbonato e cálcio com a fase carbonática presente na rocha.

Como observado, as áreas de recarga, como nas porções superficiais dos poços de Capivari e Tietê, mostram ausência da fase carbonática, pois são áreas de aporte contínuo de águas com baixo valor de pH, portanto com alta taxa de dissolução de carbonatos.

Durante o fluxo em direção às maiores profundidades, a água passa a se tornar mais alcalina e salina devido às reações de substituição e dissolução de silicatos e carbonatos. Nesta etapa, ocorrem condições de equilíbrio e supersaturação em relação à calcita e, como consequência, a preservação ou mesmo precipitação de concreções desta fase mineral, observada nas porções intermediárias dos poços em Tietê.

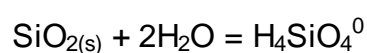
Por fim, as águas atingem a região oeste, marcada pelas condições de equilíbrio em calcita sobre extensa área. Esta situação é provocada pela cimentação carbonática significativa encontrada tanto nos poços em Tietê e Capivari, como também em afloramentos (município de Porto Feliz).

A presença da fase carbonática em profundidade provoca o efeito tampão na água, fazendo com que o pH permaneça constante, com valores próximos a 8-8,5 e predomínio de ânions HCO_3^- e CO_3^{2-} .

Quartzo

A cimentação por quartzo foi encontrada tanto na forma de sobrecrescimento como associada a processos de pressão-solução.

A solubilidade do quartzo é descrita pela equação:



O H_4SiO_4^0 é o principal produto da interação com água e se mantém indissociado a valores de pH abaixo de 9. Em elevados valores de pH, a sílica é dissolvida para formar H_3SiO_4^- (Hitchon *et al*, 1999).

Segundo Rimstidt (1997), a solubilidade do quartzo em água a 25°C é de 11ppm, um valor muito abaixo da concentração encontrada nas águas subterrâneas, motivo pelo qual a maioria das águas se encontra no estado de supersaturação.

Com relação ao Índice de Saturação do quartzo, a grande maioria das águas encontra-se em estado de supersaturação e poucas amostras subsaturadas. Observa-se, também, que as amostras supersaturadas apresentam baixa salinidade, relacionadas, portanto, às águas de recarga e provenientes das condições mais superficiais do aquífero (Figura 45).

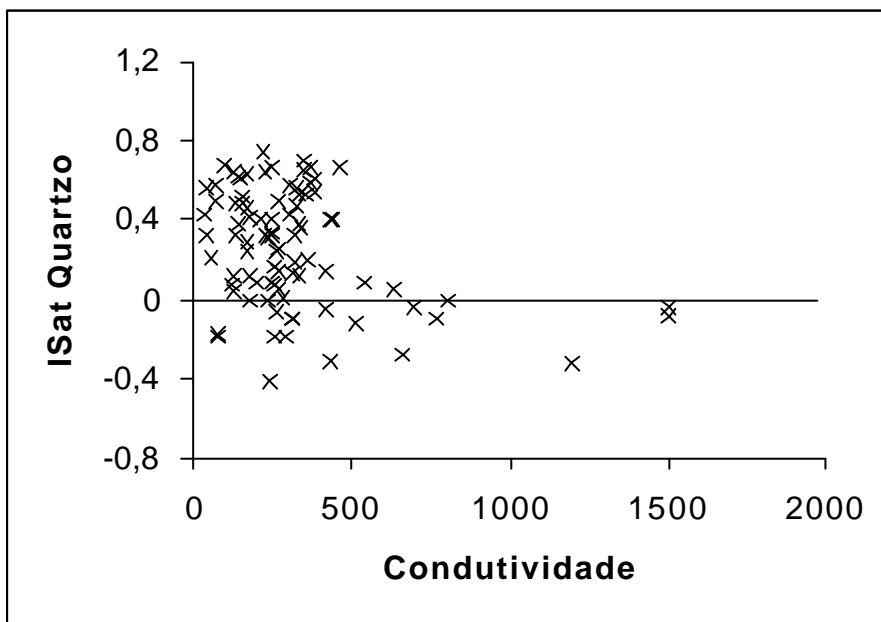


Figura 45 Índice de saturação em relação ao quartzo.

Desta forma, é certo que grande parte da sílica aquosa foi gerada pelo intemperismo de silicatos, cujas reações geram produtos freqüentemente observados nas descrições petrográficas.

Segundo Bjorlykke & Egeberg (1993), esta condição de supersaturação não implica na precipitação de sílica. Em condições superficiais do aquífero, a supersaturação é freqüente, porém não ocorre a precipitação devido às baixas temperaturas e ao fluxo contínuo de água subterrânea.

McBride (1989) constata que rochas com maior participação de feldspatos e fragmentos de rocha liberam, através de reações de hidrólise, Al e outros cátions que tendem a aprisionar sílica preferencialmente para a formação de argilominerais autigênicas, inibindo com isso a precipitação de sílica.

Assim, pode-se esperar condições de supersaturação em sílica em águas subterrâneas associadas às condições de recarga. Em direção às águas mais salinas, processos de formação de argilominerais acarretarão na diminuição da concentração de sílica do meio aquoso.

Além da formação de caulinita, as ilitas ($KAl(SiAlO)(OH)_4$) podem ser responsáveis pelo aprisionamento de sílica, como indicado pelo comportamento semelhante encontrado nas análises de correlação entre o potássio e a sílica ($r^2=0,44$).

Ferro

A cimentação por óxido de ferro é muito freqüente na maioria das amostras observadas na análise petrográfica e um dos principais processos diagenéticos atuantes em superfície. O caráter telodiagenético é confirmado em lâmina delgada por ser posterior a todas as fases diagenéticas observadas.

O ferro entra no ciclo hidrológico principalmente como Fe^{2+} , através de reações de intemperismo de ferro magnesianos. Muito do ferro é provavelmente redepositado como pirita, siderita ou hidróxido de ferro, dependendo das reações de óxiredução e da presença de outros cátions e ânions. Se as condições são redutoras, os íons são carregados como ferrosos, os quais permanecem em solução e migram com o fluxo do aquífero.

Devido às condições oxidantes do aquífero e para a variação de pH encontrado nas águas amostradas, diagramas de estabilidade Fe – C – O – H (Brookins, 1988) apontam para a fase hidróxido de ferro como a de maior estabilidade nas águas estudadas.

Na evolução diagenética apresentada por França & Potter (1989), a siderita corresponde à primeira fase diagenética, indicando assim condições bem restritas de formação do ponto de vista termodinâmico, pH alcalino (6,8 a 9,4) e águas redutoras (0,0 a -0,4).

Autores como Walker (1978) e Mücke & Agthe (1988), apontam a origem do ferro associada as micas, como por exemplo a biotita, e a ferro-silicatos. Estes

minerais são alterados por processos de intemperismo em superfície, liberando Fe^{2+} para a solução.

No entanto, deve-se destacar a presença de significativos pacotes de intrusivas básicas. Maniesi (1991) aponta, para as soleiras de diabásio de Reserva e Salto do Itararé – PR, composição variando de plagioclásio, augita e pigeonita e minerais opacos e, subordinadamente, olivinas, quartzo, apatita e zircão. Os diabásios presentes na região de Mogi-Guaçu são compostos por plagioclásio, enstatita-augita, magnetita e apatita (Franco, 1952).

Dentre os minerais descritos, magnetita ($\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{O}_4$), olivinas ($\text{Mg,Fe}_2\text{SiO}_4$) e piroxiênios são caracterizados, além da participação significativa do ferro na composição química, pela alta instabilidade em condições de intemperismo, com elevadas taxas de dissolução em águas ácidas (Lasaga, 1984).

Isótopos ^{18}O e D

As concentrações de isótopos, determinadas para as amostras de água subterrânea, variam no intervalo de $-9,44$ a $-6,5\text{‰}$ para ^{18}O e, em relação ao D, entre $-69,77$ a $-42,11\text{‰}$.

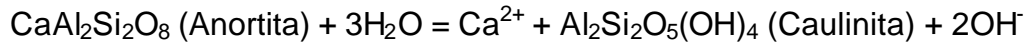
A correlação entre ^{18}O e D apresenta distribuição da maior parte dos pontos acima da linha de SMOW (Figura 46). Diniz (1990) encontra distribuição semelhante para amostras do município de Tietê.

Correlações entre outras variáveis não apontam relações lineares significativas com os isótopos. Apenas o pH apresenta correlação negativa, $-0,66$, e $\text{SiO}_2(\text{aq})$, correlação positiva de $0,60$ em relação a ^{18}O . Este resultado mostra tendência de maior concentração isotópica nas águas de recarga e mais baixo teor nas águas de maior salinidade, indicando que a relação com a rocha está gerando o empobrecimento da água subterrânea quanto ao conteúdo isotópico.

A composição isotópica do aquífero, em muitos casos, é controlada por águas meteóricas. Entretanto, há ambientes geológicos onde reações entre a água subterrânea e a rocha reservatório ou gases em subsuperfície podem modificar a assinatura meteórica da água (Clark, 1997).

Dentre os processos água-rocha que provocam composições isotópicas acima da linha de SMOW estão: (1) troca isotópica com CO_2 ; (2) hidratação dos silicatos e (3) troca isotópica com H_2S (Clark, 1997).

A troca isotópica entre a reação da água com os gases CO₂ e H₂S é extremamente rara e ocorre em situações específicas. A hidratação dos silicatos é o provável agente modificador das condições isotópicas, ¹⁸O e D, das águas da área em estudo.



O fracionamento de ¹⁸O ocorre entre o fluido e a estrutura do silicato, bem como entre o fluido e o mineral hidratado. Em relação ao D, o fracionamento ocorre apenas entre o fluido e o argilomineral hidratado. Esta variação no comportamento provocará a diferenciação entre a concentração dos dois isótopos no meio aquoso.

Outro processo de fracionamento ocorre entre argilominerais formados em diferentes condições de pressão e temperatura ou diferentes ambientes de deposição. James & Baker (1976) e O'Neil & Kharaka (1976) constataram, em análises de laboratório, o aumento da concentração isotópica de argilominerais em contrapartida à diminuição da concentração da água com o tempo.

A diferenciação da razão isotópica foi mais acentuada em argilominerais de origem marinha ou hidrotermal. Outra constatação é que em ilitas bem cristalizadas houve pouca troca isotópica, enquanto que ilitas com grande quantidade de camadas expandíveis proporcionaram intensa troca isotópica com a água.

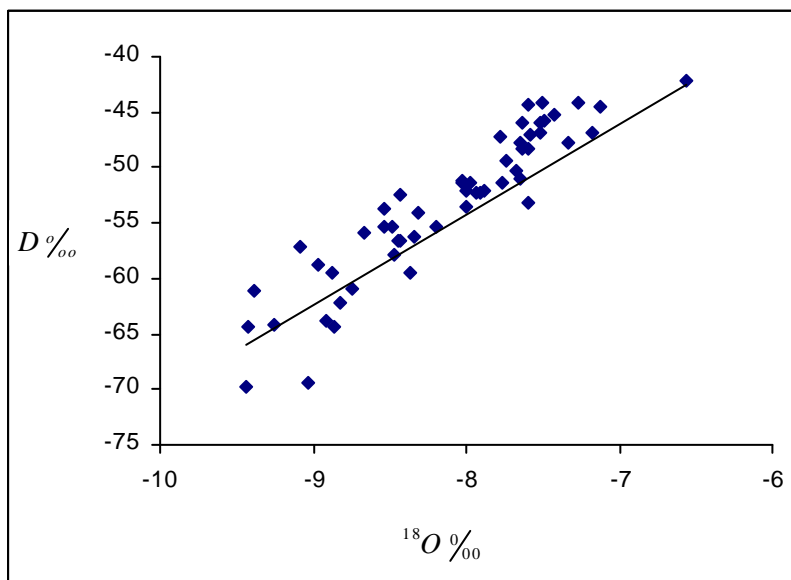


Figura 46 Correlação entre os isótopos D e ¹⁸O.

Fluoreto

O fluoreto foi encontrado em altas concentrações em alguns poços, com valor máximo de 8mg/L, sendo que valores acima de 2mg/L são determinantes para a não utilização da água para o consumo humano. As altas concentrações de fluoreto estão associadas às águas de maior salinidade, posicionadas no extremo oeste.

O cloreto é o elemento que apresenta a melhor correlação com fluoreto, ambos com comportamento termodinâmico semelhante em solução (Figura 47). Portanto, são considerados elementos de alta solubilidade e pouca interação com a maioria dos minerais encontrados em rochas sedimentares, com processo de acumulação controlado por evaporação.

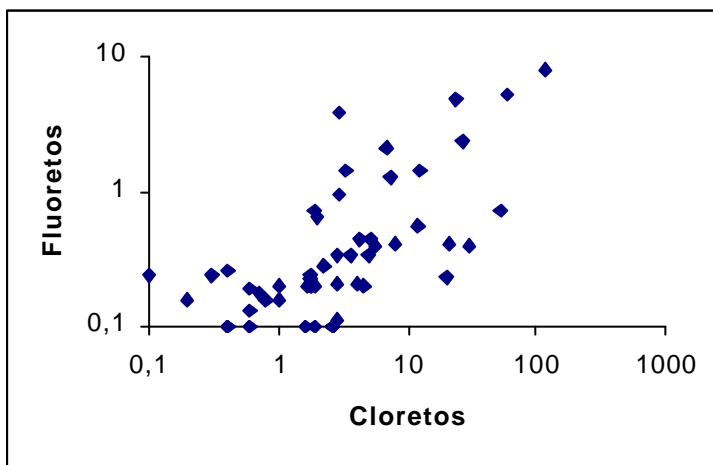


Figura 47 Correlação entre os íons cloretos e fluoretos.

Hitchon *et al.* (1999) aponta a fluorita como a fase mineral de origem do fluoreto em rochas sedimentares. Segundo o autor, como as quantidades de alumínio, urânio e vanádio são geralmente baixas em água subterrânea, o conteúdo de fluorita (CaF_2) é controlado quase exclusivamente pela concentração de cálcio.

O gráfico Ca^{2+} versus F^- apresenta tendência de decréscimo da concentração de fluoreto com o aumento da concentração de cálcio (Figura 48). Através da análise de correlação é observado o predomínio das maiores concentrações de fluoreto para amostras com teores de cálcio inferiores a 10 mg/L. Mesmo para águas amostradas com maiores concentrações de Ca^{2+} , todas apontaram condições de subsaturação quanto à fluorita.

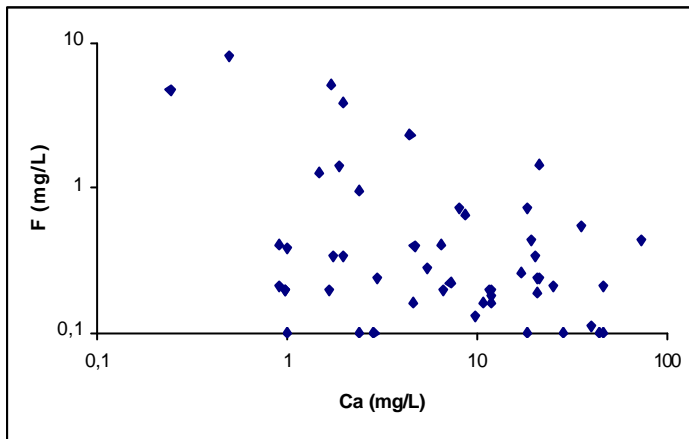


Figura 48 Correlação entre cálcio e fluoreto.

Zeólitas

Outra característica da configuração hidroquímica da água subterrânea, observada nos municípios de Mombuca, Monte Mor, Rio das Pedras e Rafard, é a presença de valores de pH superiores a 9,5.

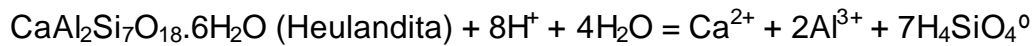
De acordo com James R. Boles e Ian Hutcheon (comunicação oral), valores extremamente elevados de pH podem estar associados à presença de intrusivas básicas, mais especificamente como consequência da reação de zeólitas com a água subterrânea.

As zeólitas podem ser definidas como aluminossilicatos hidratados de metais alcalinos e alcalino-terrosos. Ocorrem de modo característico nas amígdalas e cavidades de rochas vulcânicas básicas e em ambientes hidrotermais. Zeólitas de origem diagenética ou de baixo grau metamórfico são também muito comuns. Analcima ou Analcita, natrolita, heulandita e estilbita são os mais abundantes membros do grupo. As zeólitas são particularmente vulneráveis às condições de intemperismo (Deer *et al*, 1966).

Franco (1952), em estudo específico sobre zeólitas dos basaltos do Brasil Meridional, aponta a frequência e as diversas formas de cavidades presentes nos basaltos e diabásios. Uma ordem geral de precipitação é observada, conforme indicado abaixo. Infelizmente, o autor não apresenta informações quantitativas de qual fase de zeólitas é mais abundante.

Heulandita ? Estilbita ? Chabazita

Um exemplo desta reação é apresentada abaixo. No caso, a reação de dissolução de heulandita consome H^+ (aumentando o pH) e libera cátions e sílica aquosa. As reações de dissolução da Estilbita e Chabazita são semelhantes, com o consumo elevado de H^+ e a liberação de cátions e $H_4SiO_4^0$.



Para a investigação do efeito desta reação sobre as águas amostradas, foi realizada, utilizando o programa Solmin88, a adição de pequenas quantidades de zeólitas em solução correspondente a um poço do município de Monte Mor. A título de comparação, foi realizada a mesma simulação, com a utilização de calcita (Figura 49).

Os resultados obtidos comprovam a marcante influência das zeólitas sobre o pH da solução. Para uma solução com pH inicial 7,18, a adição de 3×10^{-5} moles de heulandita acarreta o aumento do pH para 9,49. A mesma quantidade adicionada de moles de calcita teve como incremento do pH para 7,36.

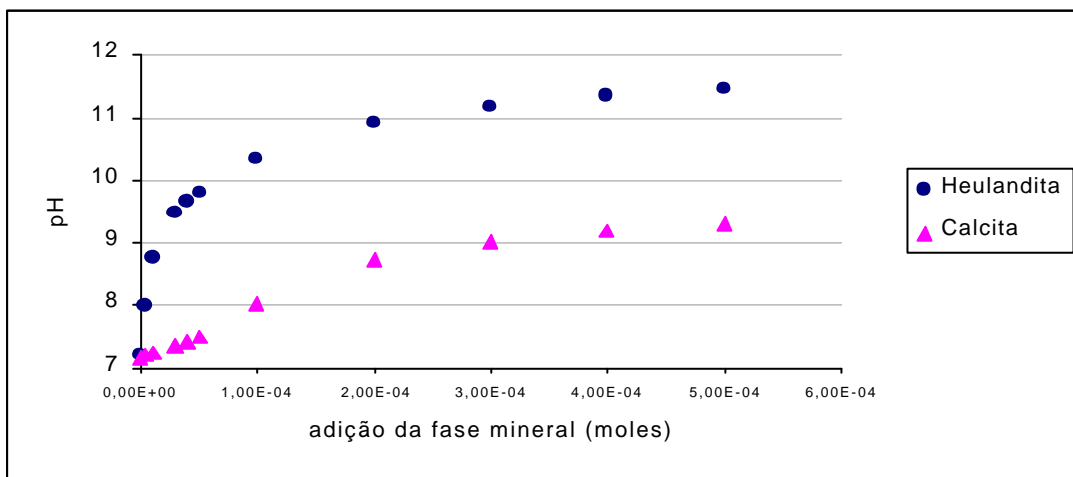


Figura 49 Variação do pH com o incremento de heulandita e calcita em solução, proveniente de um poço de Monte Mor com pH 7,18.

5 - ANÁLISE DE FAVORABILIDADE

O trabalho desenvolvido nos capítulos anteriores apresentou grande número de variáveis relacionadas às condições de fluxo e química da água subterrânea.

Com a quantidade de informações obtidas, buscou-se investigar qual a influência de alguns destes fatores na produtividade dos poços e quais os melhores atributos que poderão auxiliar na identificação das áreas favoráveis para a prospecção de água subterrânea.

Para analisar de forma conjunta as variáveis selecionadas, foi decido adotar a análise de favorabilidade. Esta análise tem como base a aplicação da probabilidade condicional e a estatística bayesiana.

Segundo Rostirolla (1996), esta metodologia consiste na análise estatística das variáveis que indicam a existência de depósitos minerais ou de acumulações de petróleo, estando embasada na ponderação e associação espacial de dados geológicos e geofísicos, com fins exploratórios. O propósito desta avaliação é discriminar as regiões com melhores chances para descobertas, possibilitando priorizar sub-áreas para trabalhos de prospecção.

Ao invés de analisar isoladamente cada variável amostrada, os atributos georeferenciados são discretizados em células e correlacionados espacialmente, resultando nos mapas de favorabilidade.

Com base no estudo da distribuição espacial e coexistência entre variáveis e depósitos, o sistema de avaliação proposto torna possível inferir quanto e de que modo cada variável mapeada está associada ao processo mineralizador e, conseqüentemente, em que grau ele indica a existência de um bem mineral.

O método estatístico bayesiano consiste em determinar a probabilidade de ocorrer um dado evento, de acordo com um condicionante, como por exemplo, a probabilidade de ocorrer um depósito não descoberto a partir da existência de alguns atributos geológicos mapeados.

O objetivo é combinar informações de diversos níveis, para gerar uma saída de dados que permita ao geólogo calcular um determinado valor, tal como a probabilidade de ocorrer um depósito.

A etapa inicial da avaliação corresponde à montagem do modelo de ocorrência, quando são discriminadas as evidências favoráveis à concentração (critérios diagnósticos). A segunda etapa corresponde à geração de um modelo de

probabilidade, estruturado segundo o modo de ocorrência. Assim, é possível prever a favorabilidade de um depósito ou de uma acumulação, de tamanho e volume adequados, ocorrer em determinada área alvo.

Seguindo as premissas presentes em Rostirolla *et al.* (1997), são consideradas “necessárias” aquelas variáveis que sempre existem nos depósitos conhecidos, enquanto que variáveis “suficientes” podem ou não existir em depósitos conhecidos, mas a sua ocorrência representa um forte indício de mineralização. A condição de suficiência de uma variável E é satisfeita quando a probabilidade de existência do depósito (hipótese H), é maximizada com a presença da variável ($P(H|E) = \text{máximo}$). A condição de necessidade da variável é satisfeita quando a probabilidade de não existência do depósito é maximizada com a ausência da variável ($P(\bar{H} | \bar{E}) = \text{máximo}$).

Nos mapas de variáveis exploratórias, os pontos conhecidos (amostras da população estudada) são tratados como *pixels* e estimados espacialmente.

Segundo o modelo adotado por Bonham-Carter (1994), em todas as células avaliadas, a chance posterior $Ch(H|E_j^k)$ de ser encontrado um depósito (ou hipótese H) é dada pelo somatório da chance prévia $Ch(H)$ com os ponderadores w_j^k referentes às evidências E_j^k :

$$\ln Ch(H | E_j^k) = w_j^k + \ln Ch(H)$$

onde o índice superior k refere-se à presença (+) ou ausência (-) da variável, e os ponderadores w_j^k são razões de probabilidade (*likelihood ratios*) calculados do seguinte modo para cada variável E_j^k :

$$w_j^k = \ln \frac{P(E_j^k | H)}{P(E_j^k | \bar{H})} = \ln \frac{\frac{H \cap E_j^k}{H}}{\frac{\bar{H} \cap E_j^k}{\bar{H}}}$$

Todos os níveis georreferenciados adicionais devem ser computados como mapas binários e, para $E_j(j=1,2,3,\dots,n)$ mapas, o somatório é representado pelas fórmulas:

$$\ln Ch(H | E_1^k \cap E_2^k \cap \dots \cap E_n^k) = \sum_{j=1}^n w_j^k + \ln Ch(H)$$

$$Ch(H | E_1^k \cap E_2^k \cap \dots \cap E_n^k) = \exp \left\{ \sum_{j=1}^n w_j^k + \ln Ch(H) \right\}$$

Baseado nos resultados, a probabilidade posterior (ou favorabilidade para cada célula avaliada) pode ser obtida a partir da chance posterior.

Para melhor compreensão da análise de favorabilidade podem ser consultados os trabalhos de Bonhan-Cater (1994), Rostirolla (1996) e Rostirolla (1997).

Aplicação na área em estudo

O primeiro passo para o desenvolvimento da análise de favorabilidade foi a padronização da dimensão dos mapas a serem utilizados. A malha definida foi de 49 x 50 blocos, com área total de 4.418,5km² e área do bloco de 2,62km².

Na aplicação da análise de favorabilidade, foi definido como sucesso na exploração de água subterrânea as regiões que apresentaram maiores vazões específicas nos poços.

Diferente dos depósitos mineralizados ou das acumulações de petróleo, a exploração de água subterrânea não apresenta *cut off* bem definido para um poço se tornar economicamente viável. Isto porque, diferentes técnicas de perfuração e o material empregado são definidos de acordo com a relação de custo e uso deste poço. Um poço com vazão de 10m³/h pode ser inviável para o abastecimento público de uma cidade, mas muito útil para uma pequena propriedade agrícola.

Para este trabalho, foram consideradas as “áreas mineralizadas” relacionadas aos valores elevados de vazão específica (Figura 50). Os valores considerados elevados correspondem ao intervalo de 0,52 a 12,8m³/h.m, que delimita a região de Elias Fausto e, principalmente, a região referente ao município de Tietê.

As variáveis relacionadas à vazão do aquífero e que foram alvo de análise correspondem à distribuição de falhamentos, drenagem, porcentagem de arenitos e salinidade das águas subterrâneas (Figura 51).

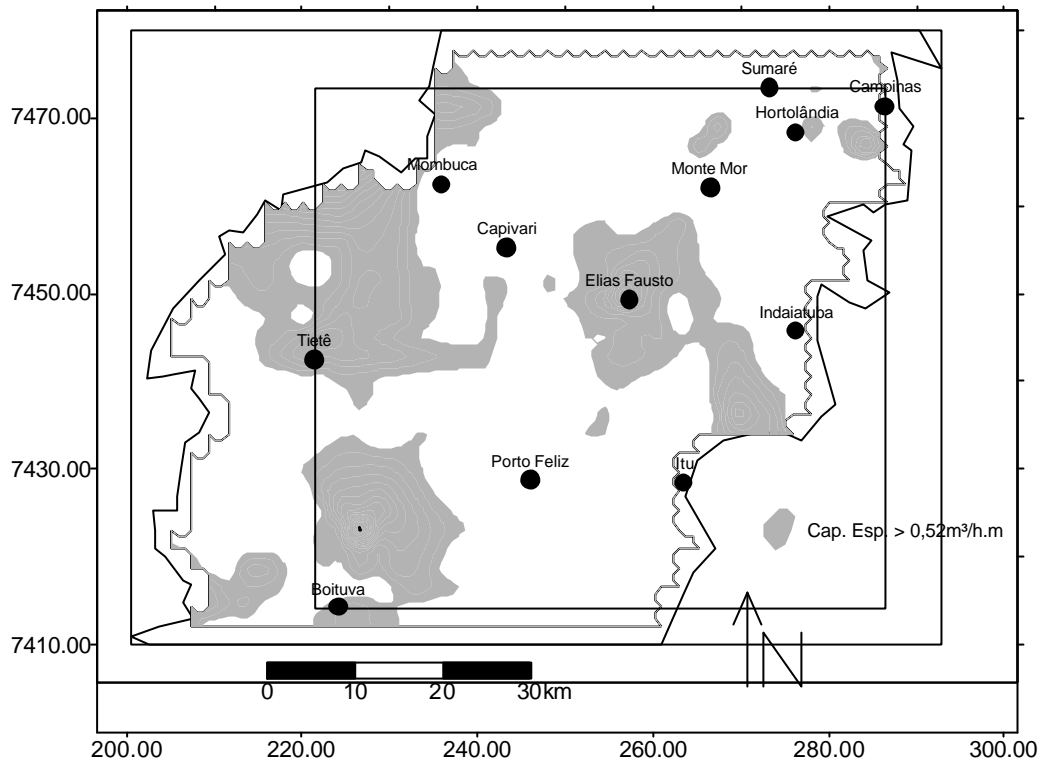


Figura 50 Mapa de capacidade específica onde estão delimitadas as áreas com valores superiores a $0,52\text{m}^3/\text{h.m}$, consideradas “mineralizadas” para a análise de favorabilidade.

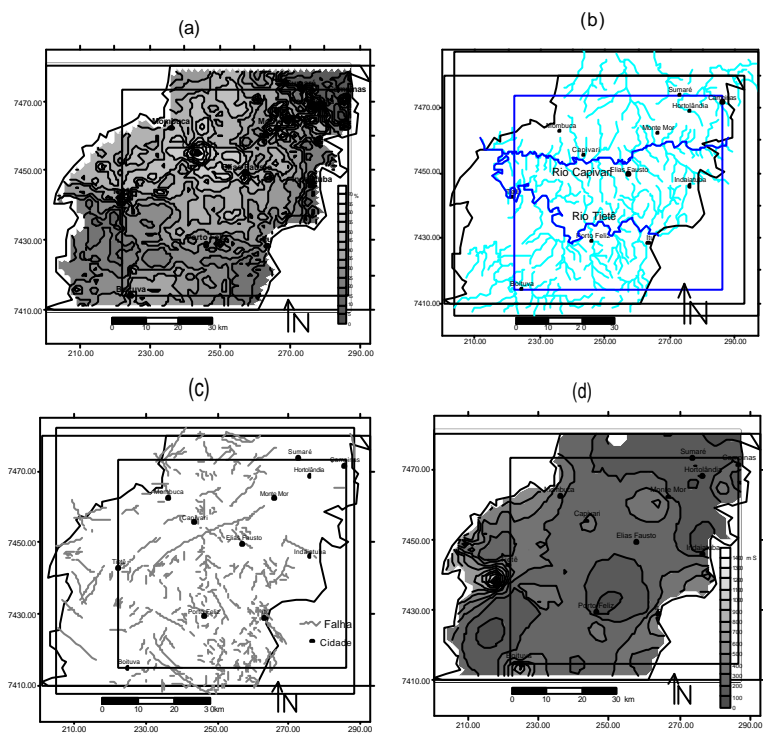


Figura 51 Mapas das variáveis selecionadas para a análise de favorabilidade. (a) porcentagem de arenitos, (b) drenagem, (c) falhamentos, (d) condutividade elétrica.

Os falhamentos são importantes, principalmente em áreas com predomínio de diabásio, por serem considerados zonas com melhores permeabilidades. O *cut off*, para as células da malha de pesquisa, foi considerado igual a 1, na intersecção das áreas mineralizadas com zonas de falhas, e igual a zero, quando não há intersecção.

Mesmo procedimento adotado para falhamentos foi aplicado para a variável drenagem. Neste caso, foram utilizados apenas os dois principais rios que atravessam a área de estudo, Capivari e Tietê, cujas várzeas coincidem com as áreas potenciométricas mais baixas e, portanto, área com convergência das linhas de fluxo. Com isso, células com intersecção de drenagem e zonas mineralizadas assumem valor 1, e sem intersecção, valores zero.

O *cut off* relativo à porcentagem de arenito (utilizando toda a base de dados) foi definido adotando o valor da mediana da distribuição desta variável. Com isso, os melhores valores correspondem à porcentagens maiores que 40% de arenitos.

A variável salinidade, expressa através da condutividade da água, foi definida como *cut off* para valores superiores a 314 μS (Figura 52).

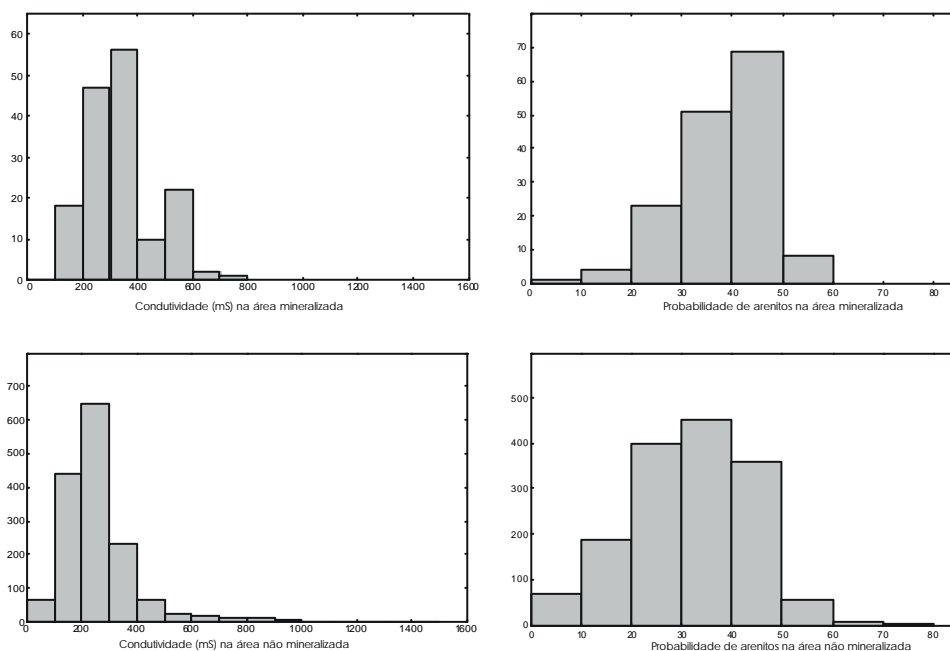


Figura 52 Histogramas referentes às variáveis porcentagem de arenitos e condutividade (μS), separados pelos valores inseridos e fora das áreas mineralizadas. Nota-se sutil diferença entre os histogramas, demonstrando a dificuldade para a definição de *cut off*.

Utilizando o algoritmo presente no trabalho de Bonham-Carter (1994), foram definidos os pesos (w^+ e w^-) para as variáveis selecionadas. Estes pesos são as variáveis mais importantes na análise de favorabilidade: quanto maior for a diferença ou o contraste “C” entre w^+ e w^- , mais correlacionável é a variável com a área mineralizada (Tabela 6).

Os pesos apresentados apontam a não correlação dos falhamentos presentes na área com a produtividade dos poços, apresentando baixo valor de contraste. A principal densidade de falhamentos ocorre na porção central da área, onde há poucos indícios de boas vazões de poços.

A condutividade é a variável que apresenta a maior correlação com a produtividade dos poços. Isto indica que as áreas de recarga, de baixa salinidade, apresentam baixa probabilidade de apresentarem boas condições de vazões nos poços. Portanto, as áreas de descarga, posicionadas na região oeste, são mais favoráveis.

As variáveis, porcentagem de arenitos e drenagem, também apresentaram boas correlações com as áreas favoráveis à exploração de água subterrânea.

Outras variáveis relacionadas à presença de arenitos, como espessura e porcentagem definida a partir de descrições de testemunhos contínuos de poços, apresentaram melhores correlações com a produtividade. Entretanto, a porcentagem de arenitos baseada na descrição de amostras de calha é a variável que apresenta distribuição em toda a área de estudo e, por isso, foi escolhida.

Tabela 5 Pesos definidos para as variáveis utilizadas.

Análise Bayesiana	w^+	w^-	C
1- Drenagem	0,70	-0,08	0,78
2- Porcentagem de arenitos	0,80	-0,09	0,89
3- Condutividade	1,31	-0,18	1,49
4- Falhamentos	-0,02	0,002	-0,022

Áreas favoráveis à exploração de água subterrânea

Para a confecção do mapa de favorabilidade, a variável falhamentos foi descartada devido sua não correlação com a produtividade dos poços. A probabilidade posterior foi então calculada através da soma dos pesos das variáveis para cada célula, mais a probabilidade *a priori*.

No mapa de favorabilidade, a maior probabilidade de sucesso está posicionada na porção NW da área de estudo, entre os municípios de Tietê e Mombuca, e secundariamente, nas regiões de Capivari e Monte Mor. As áreas mais favoráveis à exploração apresentam as maiores espessuras de arenito, baixo nível potenciométrico e valores de salinidade mais elevados, indicando que os poços captam águas, não apenas de fluxo das camadas superficiais, mas também de zonas aquíferas mais profundas (Figura 53).

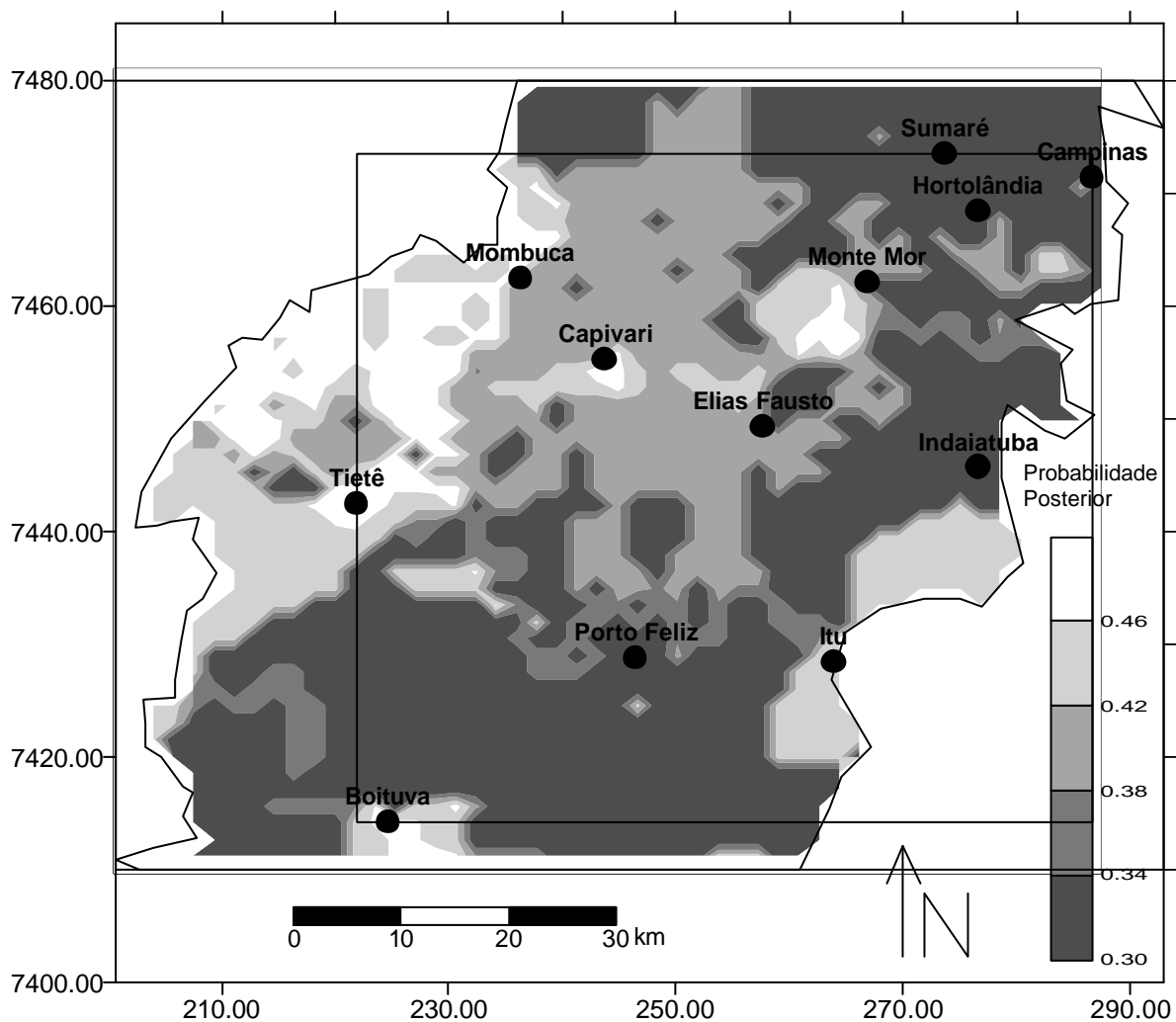


Figura 53 Mapa de favorabilidade bayesiana para a área de estudo.

Os dados apresentados neste capítulo são resultado de uma primeira análise, utilizando favorabilidade para a exploração de água subterrânea. As dificuldades encontradas durante o desenvolvimento do trabalho indicaram ser necessário um melhor desenvolvimento na definição dos critérios de *cut off*. Este problema poderia ser solucionado com a separação da base de dados pelos tipos de poços e, com isso, realizar a análise de favorabilidade visando determinar áreas para exploração de água subterrânea para condições mais específicas.

O segundo aspecto a ser desenvolvido é o melhor refinamento na utilização das variáveis. Como por exemplo, a utilização das variáveis relacionadas à rocha em três dimensões ou a definição de classes no caso de variáveis discretas, como falhamento e bacia hidrográfica.

6 - CONCLUSÃO

O presente trabalho buscou acrescentar novas informações sobre o Sistema Aquífero Tubarão, na região central aflorante do Grupo Tubarão no Estado de São Paulo, onde estão inseridos municípios como Tietê, Capivari, Campinas, Itu, Indaiatuba, Sumaré, Hortolândia, Monte Mor, Elias Fausto, entre outros.

A análise da caracterização geométrica do aquífero apontou a disposição de arenitos na forma de pequenos corpos, intercalados com unidades não reservatório, em sua maioria compostas por siltitos, lamitos e diamictitos.

A disposição destes corpos de arenitos aponta maior concentração na região centro-oeste da área, compreendendo as cidades de Capivari, Tietê, Elias Fausto e Mombuca.

A marcante ausência de unidades aquíferas ocorre próximo à borda da bacia, na região nordeste (municípios de Campinas, Hortolândia e Sumaré), e na região sudoeste. A ausência de camadas arenosas decorre do predomínio de sedimentos de granulação fina, além de lamitos e diamictitos na borda da bacia e na porção sul da área. Na porção nordeste, a falta de arenitos é ocasionada pela marcante presença de intrusivas básicas.

A análise do comportamento hidráulico aponta a borda da bacia e a região nordeste como as principais áreas de recarga. Através do mapa potenciométrico é constatado o direcionamento do fluxo das áreas de recarga em direção a oeste e aos principais rios da região, Tietê e Capivari.

Embora possua elevada espessura de arenitos, a área centro-oeste apresenta grande variação quanto à capacidade específica dos poços. Isto se deve em grande parte à pequena dimensão e à falta de conectividade dos corpos arenosos. Variações faciológicas e processos diagenéticos podem também estar influenciando nas características permo-porosas.

Análises petrográficas pontuais, realizadas em dois poços e um afloramento, mostram boas características permo-porosas das camadas arenosas, sendo a porosidade e a permeabilidade controladas principalmente pela granulometria e pela seleção e, secundariamente, pela cimentação, no caso carbonática, que atua significativamente em maiores profundidades.

Os sedimentos próximos à superfície estão expostos a processos de telodiagênese, sendo encontradas argila infiltrada, precipitação de óxidos e hidróxidos de ferro e dissolução e substituição de silicatos por argilominerais.

As fases diagenéticas mais antigas preservadas nas amostras são a cimentação por sobrecrescimento de quartzo, a pressão-solução e a cimentação carbonática.

A fase diagenética relacionada à cimentação por argilominerais, illita-smectita e clorita, impõe certa dúvida quanto ao caráter temporal em relação às outras fases diagenéticas.

A presença marcante de cimentação carbonática pode ser a principal responsável pelo contraste hidroquímico encontrado na área de estudo. Águas com pH ácido-neutro e baixa salinidade, com a evolução de fluxo em direção a região oeste, passam a apresentar pH alcalino, maior salinidade, grande concentração de sódio e bicarbonato, e condições termodinâmicas de estabilidade com relação à calcita.

A análise de isótopos apresenta, na correlação ^{18}O e D, pontos acima da curva de SMOW, denotando o efeito de hidratação de silicatos e reações com argilominerais.

Anomalias, com valores de pH acima de 9, podem estar associadas às reações com zeólitas presentes nas intrusivas básicas.

As melhores condições hidrogeológicas para a exploração de água subterrânea da região do município de Tietê, que difere das condições hidráulicas dos poços em todos os outros municípios da região, foram confirmadas através da análise de favorabilidade, utilizando as variáveis porcentagem de arenitos, drenagem e a condutividade da água subterrânea.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F. F. M. & BARBOSA, O. 1953. Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo. Rio de Janeiro, DNPM/DEM, 96p. (Boletim 143).
- APPELO, C. A. J. & POSTMA, D., 1996. Geochemistry, groundwater and pollution. A. A. Balkema, Rotterdam.
- BARBOSA, O & ALMEIDA, F.F.M., 1949. A Série Tubarão na Bacia do Rio Tietê, Estado de São Paulo, Rio de Janeiro, DNPM/DGM, Not. Prel. Boletim 48.
- BARBOSA, O. & GOMES, F. A. 1958. Pesquisa de Petróleo na Bacia do Rio Corumbataí, Estado de São Paulo. Rio de Janeiro, DNPM/DEM, 40p. (Boletim 171).
- BARNES, I. 1964. Field measurement of alkalinity and pH. Washington, U. S. Geological Survey Water-Supply, paper 1535-H, p.17.
- BETHKE, C., 1986. Hydrologic constrains on genesis of the Mississipi Valley District from Illinois Basin Brines. *Economic Geology*, v. 81, p.,233-249.
- BJORLYKKE, K. & EGEBERG, P. K., 1993. Quartz cementation in Sedimentary Basins. *AAPG Bulletin*, v.77, p1538-1548.
- BONHAM-CARTER, G. F. 1994. Geographic Information Systems for Geoscientists – Modelling with GIS. *Computer Methods in the Geosciences*, Vol. 13. 1° edition, Canada, Pegamon Press, 398p.
- BROOKINS D. G. (1988) Eh – pH Diagrams for Geochemistry. Springer-Verlag.
- BROWN, T. H., BERMAN, R. G. & PERKINS E. H., 1987. GEO-CALC: A software package for rapid calculation and display of pressure-temperature-composition phase diagrams using an IBM or compatible personal computer. *Computers & Geosciences*, v.14, No.3, p. 279-289, 1988.
- CAETANO – CHANG, M. R., 1984. Análise Ambiental e estratigráfica do Subgrupo Itararé (PC) no sudoeste do Estado de São Paulo. Inst. Geociências, USP. São Paulo (Tese Doutorado).
- CAMPOS, H. C. N. S., 1993. Caracterização e cartografia das províncias hidrogeoquímicas do Estado de São Paulo. São Paulo. 177p. e 1 mapa (Tese de Doutorado, IG/USP).
- CHANG, H. K., KOWSMANN, R. O. & FIGUEIREDO, A. M. F., 1988. New concepts on the development of East Brazilian Marginal Basins. *Episodes*, v. 11, p. 194-202.

- CHOU, L. & WOLLAST, R. 1985. Steady-State kinetics and dissolution mechanisms of albite. *Am. Journal of Science*, vol. 285, p963-993.
- CLARK, I. D. & FRITZ, P., 1997. *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. Lewis publishers, New York.
- COTTAS, L. R.; FIORI, A. P. e LANDIM, P.M.B. 1981. Divisão faciológica do Subgrupo Itararé e da Formação Aquidauana no NE do Estado de São Paulo. In *Atas do 3º Simpósio Regional de Geologia*. Curitiba, 2 : 103-115.
- DAEE-UNESP, 1979. Mapa Geológico: divisão faciológica do Super-Grupo Tubarão, escala 1:50.000.
- DAEE-UNESP, 1982. Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:250.000.
- DAEE (Departamento de Águas e Energia Elétrica) 1981a. Estudo de Águas Subterrâneas, Região Administrativa 5 (Campinas), SP. São Paulo, SP. DAEE, 2v.
- DAEE (Departamento de Águas e Energia Elétrica) 1981b. Estudo de Águas Subterrâneas, Região Administrativa 4 (Sorocaba), SP. São Paulo, SP. DAEE, 2v.
- DAEE (Departamento de Águas e Energia Elétrica) 1984. Caracterização dos recursos hídricos no Estado de São Paulo. São Paulo, SP. DAEE, 175p.
- DEER, W. A., Howie A., Zussman, 1966. *An introduction to the rock forming minerals*. Longmans, Green and Co. Ltd, Londres.
- DINIZ, H. N. 1990. Estudo hidrogeológico do subgrupo Itararé no Médio Rio Tiête, Município de Tiête, SP. São Paulo, SP. 83p. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências - USP).
- DIOGO, A.; BERTACHINI, A.C.; CAMPOS, H.C.N.S.; ROSA, R.B.G.S. 1981. Estudo preliminar das características hidráulicas e hidroquímicas do Grupo Tubarão no Estado de São Paulo. In: 3º SIMP. REG. GEOL., Curitiba, PR. *Atas...SBG*, Curitiba , 1:359-368.
- DOTT, R. H. 1964. Wacke, Graywacke and matrix – what approach to immature sandstone classification? *Jour. of Sed. Petr.*, 34:625-632.
- DUTTA, P. K., 1992. Climatic influence on diagenesis of fluvial sandstones. *Diagenesis III. Developments in Sedimentology*, v47, p 191-253.
- EYLES, C. H., EYLES, N. & FRANÇA, A. B., 1993. Glaciation and tectonics in an intracratonic basin: the Late Paleozoic Itararé Group, Paraná Basin, Brazil. *Sedimentology*, 40, 1-25.

- FIORI, A. P. & COTTAS, L. R. 1980. Divisão faciológica do Grupo Itararé no nordeste do Estado de São Paulo. SBG, An...XXXI Congr. Bras. Geol. Camboriú, Bol. 2 (resumos) p. 360.
- FRANÇA, A. B. & POTTER, P. B. 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte I). Bol. Geoc. Petrobrás, 2 (2/4): 447-491.
- FRANÇA, A. B. & POTTER, P. B. 1989. Estratigrafia e ambiente deposicional do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 2). Bol. Geoc. Petrobrás, 3 (1/2): 17-28.
- FRANCO, R. R. –1952 – Zeólitas dos basaltos do Brasil Meridional (gênese e petrogênese). Bol. USP., Fac. Fil. Cien. Letr., 150, Mineral, 10, 69p. SP.
- FULFARO, V. J.; STEVAUX, J. C.; SOUZA FQ, E. E.; BARCELLOS, J. H. 1984. A Formação Tatuí (P) no Estado de São Paulo. Rio de Janeiro, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22, Anais, v.2, p.711-724.
- GAMA JR., E. G.; BANDEIRA JR., A. N.; FRANÇA, A. B. 1982. Distribuição espacial e temporal das unidades lito-estratigráficas paleozóicas na parte central da Bacia do Paraná. Rev. Bras. Geocienc., v12, p.19-40.
- GAMA JR., E. G.; CAETANO, M. R.; WEYLER, G. 1980. Divisão faciológica do Grupo Itararé no centro-leste do Estado de São Paulo. SBG. An XXXI Congr. Bras. Geol. Camboriú, Bol. 2 (resumos) p.365.
- GAMA JR, E. G.; PERINOTTO, J. A. J.; RIBEIRO, H. P. S.; PADULA, E. K. 1992. Contribuição ao Estudo da Ressedimentação no Subgrupo Itararé: Tratos de Fácies e Hidrodinâmica Depositional. Rev. Bras. Geol., 22 (2): 228-236.
- GARRELS, R. M. e CHRIST, C.L., 1965. Solutions, minerals and equilibria. New York, Harper e Row.
- HITCHON, B., PERKINS, E. H., GUNTER, W. D. 1999. Introduction to ground water geochemistry. Geoscience publishing, Alberta, Canada.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS - IPT 1981. Mapa geológico do Estado de São Paulo; escala 1:500.000. Secretaria da Indústria, Ciência e Tecnologia. São Paulo, SP. 2v.
- IG/SMA - INSTITUTO GEOLÓGICO, 1993. Subsídios do meio físico-geológico ao planejamento do município de Capinas (SP). Relatório Técnico IG, 3v.

- IG/SMA - INSTITUTO GEOLÓGICO, 1995. Subsídios do meio físico-geológico ao planejamento da Porção Média da Bacia do Rio Piracicaba (SP). São Paulo. Relatório Técnico IG, 4v.
- JAMES, A. T. & BAKER, D. R., 1976. Oxygen isotope exchange between illite and water at 22°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40: 235-240.
- LANDIM, P. M. B. & FULFARO, V. J. 1972. Trend-Surface Analysis of Carboniferous and Permian thickness data from Paraná Basin. *An. Acad.Bras. Cienc.*, 44 (Supl.) p. 187-196.
- LANDIM, P. M. B. e SOARES, P. C. 1979. Mapeamento faciológico do Subgrupo Tubarão. Convênio DAEE-UNESP Rel. final.
- LANDIM, P. M. B. 1973. Contribuição ao estudo dos mistitos do Grupo Tubarão no Estado de São Paulo. In: ESC. ENG. SÃO CARLOS, Geologia. São Carlos, USP, p. 1-98 (Boletim Geologia nº 17).
- LASAGA, A. C. 1984. Chemical kinetics of water-rock interactions. *J. Geophys. Res.* 89, 4009-4025.
- LOCZY, L. 1964. Problemas estratigráficos e paleogeografia carbonífera da Bacia do Paraná. D. G. M., Bol. 214, Rio de Janeiro.
- LOGAN, J. 1965. Interpretação de análise química de água. Recife, PE. U. S. Agency for International Development. 75p.
- LOPES, M. F. C. 1994. Condições de ocorrência de água subterrânea nas bacias dos rios Piracicaba e Capivari. São Paulo, 83p. (Dissertação de Mestrado, UNICAMP).
- LOUGHNAN, F. C., 1969. Chemical weathering of the silicate minerals. Am. Elsevier Company, New York, N.Y.
- MANIAKAS, S. 1986. Estudos geofísicos integrados a geologia da bacia hidrográfica do Baixo Rio Capivari - SP - Subgrupo Itararé e Intrusivas associadas. São Paulo. 180p. (Tese de Doutorado, IGc/USP).
- MANIESI, V. 1991. Petrologia das soleiras de diabásio de Reserva e Salto do Itararé – PR. Dissertação de Mestrado. IGCE-UNESP.117p.
- MASSOLI, M.; AZEVEDO, A. A. B.; ODA, G. H.; SANTORO, J.; TOMINAGA, L. K.; PETRI, S. 1986. Contribuição à geologia do município de Cerquílho, SP. *Revista do Instituto Geológico*. São Paulo, 7:31-34.
- MATHESS, G., 1982. The properties of groundwater. New York, John Wiley & Sons.
- MCBRIDE, E. F., 1989. Quartz cement in sandstones: a review. *Earth-Science Reviews*, v.26, p 69-112.

- MEZZALIRA, S. 1969. Geologia de subsuperfície em Itu, SP, ocorrência de “roche moutonnée” nos testemunhos de sondagem. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, 41 (1):83-89.
- MUCKE, A., 1994. Part I. Postdiagenetic ferruginization of sedimentary rocks (sandstones, oolitic ironstones, kaolins and bauxites) – including a comparative study of the reddening of red beds. Diagenesis IV. Developments in Sedimentology 51. Elsevier Science, Amsterdam, 361-423p.
- MÜCKE, A. & AGTHE, Ch., 1988. Mineralization, origin and age classification of ferruginized sandstone in the Bahariya Oasis, Western Desert/Egypt: A contribution to the origin of red beds. Lithos, 22:59-73.
- NORDSTROM, D. K. & MUNOZ, J. L., 1985. Geochemical Thermodynamics . Menlo Park, California. The Benjamin/Cummings Co., Inc. 477p.
- NORTHFLEET, A. A.; MEDEIROS, R. A.; MUHLMANN, H. 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. Boletim Técnico PETROBRÁS, Rio de Janeiro, 12 (3): 291-346.
- ODA, G. H.; YOSHINAGA, S.; IRITANI, M.A.; HASSUDA, S.; CASTRO, S.A.P.; HIRATA, R.C.A. 1990. Hidrogeologia da Folha de Salto de Pirapora (SP). In: 6° CONGR. BRAS. AG. SUBT., Porto Alegre , RS. Anais...ABAS, Porto Alegre: 164-173.
- O'NEIL, J. R. e KHARAKA, Y. K., 1976. Hydrogen and oxygen isotope exchange reactions between clay minerals and water. Geochim. Cosmochim. Acta 40, 241-246.
- PARKHURST, D. L.; THORSTENSON, D. C.; PLUMMER, L.N. 1990. Phreeqe - a computer program for geochemical calculations. U.S.G.S. Water - Resources investigations 80-90, 195p.
- PARKHURST, D. L. 1995. User's guide to PHREEQC - A computer program for speciation, reaction-path, advective-transport, inverse geochemical calculations. Water Resources Investigations Report, 95-4227.
- PERKINS, E. H., GUNTER, W. D. & NESBITT, W., 1988. SOLMINEQ.88 PC/SHELL, User manual. version: 0.85, Alberta Research Council-OSHR. Edmonton, Canada.
- PERRONI, J.C.A.; SILVA, R.B.G.; HIRATA, R.C.A.; DOZZI, L.F.S. 1985. Ocorrências de fluoreto nos aquíferos da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo. In: 5° SIMP. REG. GEOL. SBG/SP, São Paulo, SP. Atas...SBG, São Paulo, 2:503-514.
- PETRI, S. 1985. Ritmitos de Itu. In: Simpósio Regional de Geologia. 5º, São Paulo. Atas. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo São Paulo. v1 p. 235-241.

- PETRI, S. 1992. Litofácies e significado paleoambiental dos sedimentos Itararé na região de Capivari-Rafard, Estado de São Paulo. São Paulo: SMA, Revista do Instituto Geológico, 13(1):7-30.
- PETRI, S. & PIRES, F. A. 1992. O Subgrupo Itararé (Permocarbonífero) na região do Médio Tietê, Estado de São Paulo. Revista Brasileira de Geociências, SBG, São Paulo, 22(3): 301-310.
- PETRI, S.; MENDONÇA, C. A.; BOLOGNA, M. S.; COUTINHO, J. M. V.; VIEIRA, P. C. & BOTELHO, P. F. 1996a. Correlação estratigráfica de poços para captação de água subterrânea na região Capivari/Rafard, SP: Descrições litológicas macroscópicas, microscópicas e perfis geofísicos. Revista Brasileira de Geociências, SBG, São Paulo, 26(1): 25-34.
- PETRI, S.; VIEIRA, P. C.; ODA, G. H.; BOTELHO, P. F. 1996b. O Subgrupo Itararé, permocarbonífero da região do médio Tietê, Estado de São Paulo: Estudos em subsuperfície. Revista do Instituto Geológico. São Paulo, 17:63-78.
- PIPER, A. M., 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. *Am. Geophys. Union Trans.* 25: 914-923.
- PIRES, F. A. & PETRI, S. 1991. O Subgrupo Itararé (Permocarbonífero) na região do médio Tietê, Estado de São Paulo. In: SIMP. GEOL. SUDESTE, 2. São Paulo, 1991. Atas..., São Paulo, SBG. p.391-396.
- PLUMMER, L. N., WIGLEY, T. M. L., PARKHURST, D. L. 1978. The kinetics of calcite dissolution in CO₂ water system at 5° to 60°C and 0.0 to 1.0atm CO₂. *Am. J. Sci.* 278, 179-216.
- RIBEIRO, R.A. 1992. Contribuição ao estudo do fluoreto nas águas subterrâneas da Bacia do Médio Tietê (Região de Piracicaba) - caracterização e metodologias propostas para sua extração. 151p. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências - USP).
- RIMSTIDT, J. D. 1997. Quartz solubility at low temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol 61 nº13 2553-2558p.
- ROCHA-CAMPOS, A. C. 1967. The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin. In: Bigarella, J. J.; Becker, R. D.; Pinto, J. D. ed. Problems in Brazilian Gondwana Geology - Brazilian contribution to the I International Symposium on the Gondwana Stratigraphy and Paleontology. Curitiba, Brasil, p. 119-166.
- ROSTIROLLA, S. P. 1996. Avaliação de favorabilidade em exploração. um enfoque metodológico. Rio Claro 164p (Tese de doutoramento do IGCE-UNESP).

- ROSTIROLLA, S. P. 1997. Alguns aspectos da avaliação de favorabilidade em geologia exploratória. *Revista Brasileira de Geociências* 27(4): 327-338.
- SEPE, P. M. 1990. Comportamento do aquífero Itararé no município de Piracicaba e áreas vizinhas. Rio Claro. 182p. Instituto de Geociências/UNESP (Dissertação de Mestrado).
- SCHNEIDER, R. L.; MUHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, 1974. Anais... Porto Alegre, SBG, v.1, p.41-65.
- SOARES, P. C. e LANDIM, P. M. B., 1973. Aspectos regionais da estratigrafia da Bacia do Paraná no seu flanco nordeste. SBG, An...XXVII. Cong. Bras. Geol. Aracaju, v.1, p. 243-256.
- SOARES, P. C. 1972. O limite glacial/pós-glacial do Grupo Tubarão no Estado de São Paulo. *An. Acad. Bras. Cienc.*, 44 (Supl.): p.333-342.
- SOMBRA, C. L. & CHANG, H. K., 1997. Burial history and porosity evolution of Brazilian Upper Jurassic to Tertiary sandstone reservoirs. In: J.A. Kupecz, J.Gluyas & S. Bloch, eds., *Reservoir quality prediction in sandstones and carbonates*, Am. assoc. Petrol. Geologists Memoir 69, p 79-89.
- SOUZA FILHO, E. E. de 1986. Mapeamento Faciológico do Subgrupo Itararé na Quadrícula de Campinas. 121p. (Dissertação de Mestrado IG-USP).
- STEVANUX, J. C.; SOUZA E. E., F°; TEIXEIRA, J. A.; LANDIM, P. M. B. 1987. Sistemas deposicionais do Subgrupo Itararé (P-C) na bacia hidrográfica do baixo Rio Capivari (SP): um modelo para prospecção de água subterrânea. In: SIMP. REG. GEOL., 6. Rio Claro, 1987. Atas... Rio Claro, SBG/NSP. V.1, p. 355-374.
- STUMM, W., 1992. *Chemistry of the solid-water interface: processes at the mineral-water and particle-water interface in natural systems*. Wiley-Interscience publication.
- TALTASSE, P. R. 1968. Os fácies hidroquímicos no Estado de São Paulo. In: 22º Congr. Bras. Geol., Belo Horizonte, MG. Anais ...SBG, Belo Horizonte. 1:263-266.
- UNGERER, P., BURRUS, J., DOLIGEZ, B., CHENET, P. Y. & BESSIS, F., 1990. Basin evaluation by integrated two-dimensional modeling of heat-transfer, fluid flow, hydrocarbon generation and migration. *American Association of Petroleum Geologist Bull.*, V. 74, p. 309-335.
- YOSHINAGA, S.; ODA, G.H.; HIRATA, R.C.A.; CASTRO, S.A.P.; HASSUDA, S.; IRITANI, M.A.; OTSUBO, O.M.; GUZZI, R.J.; ESTEVES, T.C. 1990. Contribuições ao

- conhecimento da hidrologia subterrânea do município de Sorocaba, SP. In: 6° CONGR. BRAS. AG. SUBT., Porto Alegre RS. Anais...ABAS, Porto Alegre: 154-163.
- YOSHINAGA-PEREIRA, S. 1996. Proposta de representação cartográfica na avaliação hidrogeológica para o estudo de planejamento e meio ambiente, exemplo da região metropolitana de Campinas-SP. São Paulo 190p (Tese de Doutorado, IG/USP).
- WALKER, T. R., WAUGH, B., CRONE, A. J. 1978. Diagenesis in first-cycle desert alluvium of Cenozoic age, southwestern United States and northwestern Mexico. Geol. Soc. Am. Bull., 89: 19-32.
- WU, F. T.; SOARES, P. C.; MATTOS, J. T. 1980. Divisão faciológica do Grupo Itararé no sudeste do Estado de São Paulo. SBG, An. XXXI Congr. Bras. Geol. Camboriú, resumos, p. 364.
- WU, F. T. 1989. Proveniência das rochas arenosas do Subgrupo Itararé no sul do Estado de São Paulo. São Paulo 165p. (Tese de Doutorado, IG/USP).

