

## CAPÍTULO 3 – CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

Nesse capítulo pretende-se situar a bacia do rio Jundiá no contexto regional, abordando as características ambientais, as condições climáticas, a vegetação e o uso do solo. A ênfase é dada aos temas mais importantes para o trabalho, ou seja, às características geológicas, geomorfológicas e hidrogeológicas da área.

### 3.1 ASPECTOS CLIMÁTICOS

O clima da região sofre influência das massas de ar Tropical Atlântica, Tropical Continental e Polar Atlântica (São Paulo, 2000a). O regime térmico possui características tropicais e subtropicais, com temperatura média anual variando entre 18°C e 20°C.

Na classificação climática do Estado de São Paulo pelo sistema Köppen (Setzer, 1966), a bacia se situa na faixa de transição entre os climas Cwa, Cfa e Cfb (Figura 3.1). A classificação como tipo “C” é atribuída aos climas temperados chuvosos e quentes (Ayoade, 2002); “w” indica que as chuvas são concentradas no verão e o inverno é seco, enquanto “f” indica clima úmido o ano todo, sem estação seca. As últimas letras são relativas à temperatura: “a” simboliza verão quente com temperatura média do mês mais quente superior a 22° C e “b” significa verão moderadamente quente com temperatura média menor do que 22° C no mês mais quente.

Como os climas Cwa e Cfa possuem verão quente e inverno não muito frio, eles são denominados climas Subtropicais. Já o clima Cfb, que apresenta verão brando e inverno mais frio, pode ser considerado Temperado. Essa variação climática possivelmente está ligada à topografia acidentada característica da região, situada na transição entre o Planalto Atlântico e a Depressão Periférica, além das influências das massas de ar vindas do oceano (Setzer, 1966).

Existe outra classificação climática que se baseia na efetividade da precipitação, índice que inclui as chuvas e a temperatura na mesma fórmula. Nela, a área apresenta os climas Bcr, Bcw e Ccw (Figura 3.2). O clima tipo “B” é considerado muito úmido, com índice anual de efetividade da precipitação entre 354 e 500 mm, e o tipo “C” é tido como úmido, cujo índice anual de efetividade da precipitação é de 250 a 353 mm. O símbolo “c” indica que a temperatura média anual está entre 18 e 22°C, enquadrando a área no clima

Subtropical. Quanto à última letra, “w”, indica que há estiagem no inverno e “r” significa que não há estiagem pronunciada durante o ano todo.

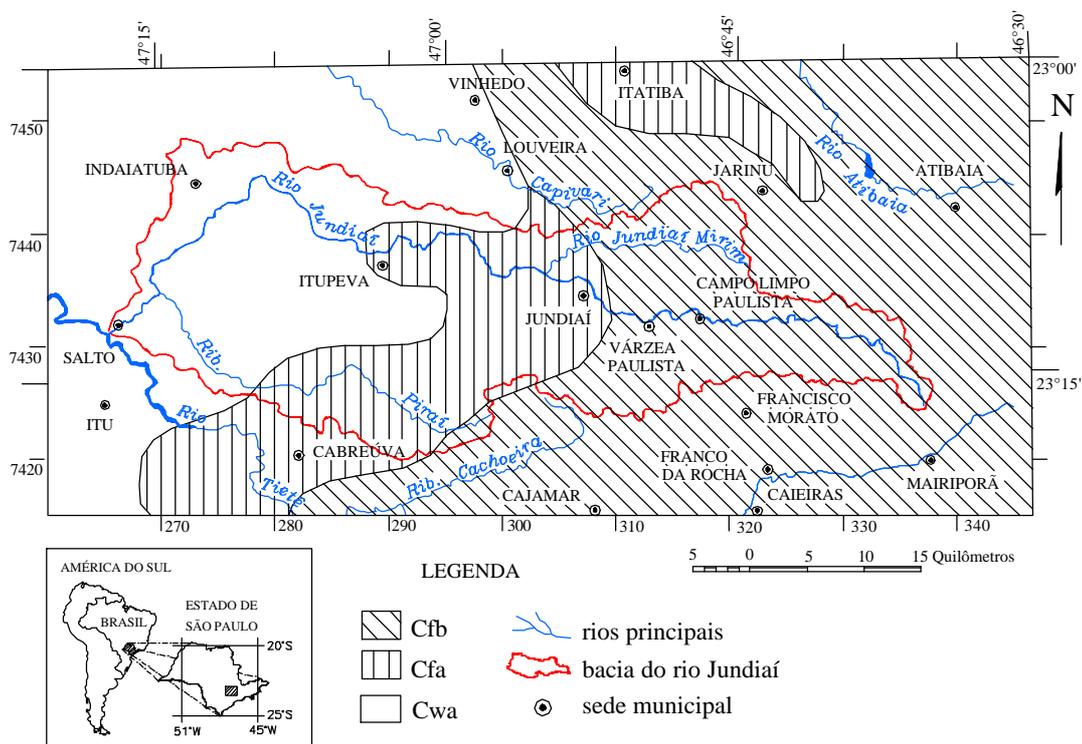


Figura 3.1: Classificação climática da área de estudos pelo Sistema Köppen (Setzer, 1966 modificado).

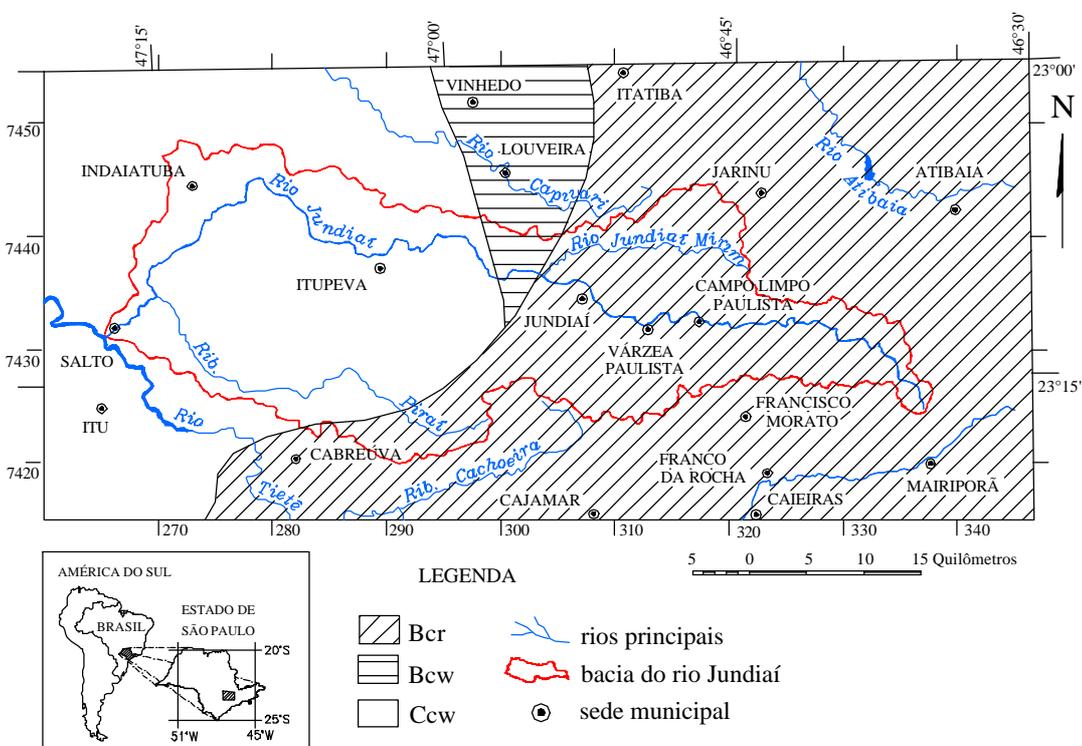


Figura 3.2: Classificação climática da área de estudos de acordo com a efetividade da precipitação (Setzer, 1966 modificado).

A precipitação anual na bacia varia entre os 1.200 e 1.800 mm. Os meses mais secos são julho e agosto, com médias pluviométricas mensais entre 25 e 40 mm, e os meses mais chuvosos são dezembro e janeiro, com médias entre 190 e 215 mm (Figura 3.3).

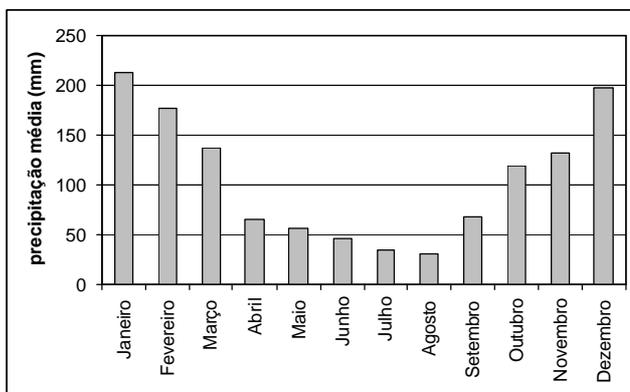


Figura 3.3: Pluviograma acumulado médio mensal da bacia do rio Jundiá - período considerado: 1936 a 2000 (compilação de dados do Banco de Dados Pluviométricos do Estado de São Paulo, <http://www.sigrh.sp.gov.br>).

As várias estações pluviométricas distribuídas pela área mostram variações na precipitação média mensal. Os maiores índices ocorrem na estação E3-084, próximo a Louveira, e os menores índices na estação E4-016, localizada em Salto (Figura 3.4).

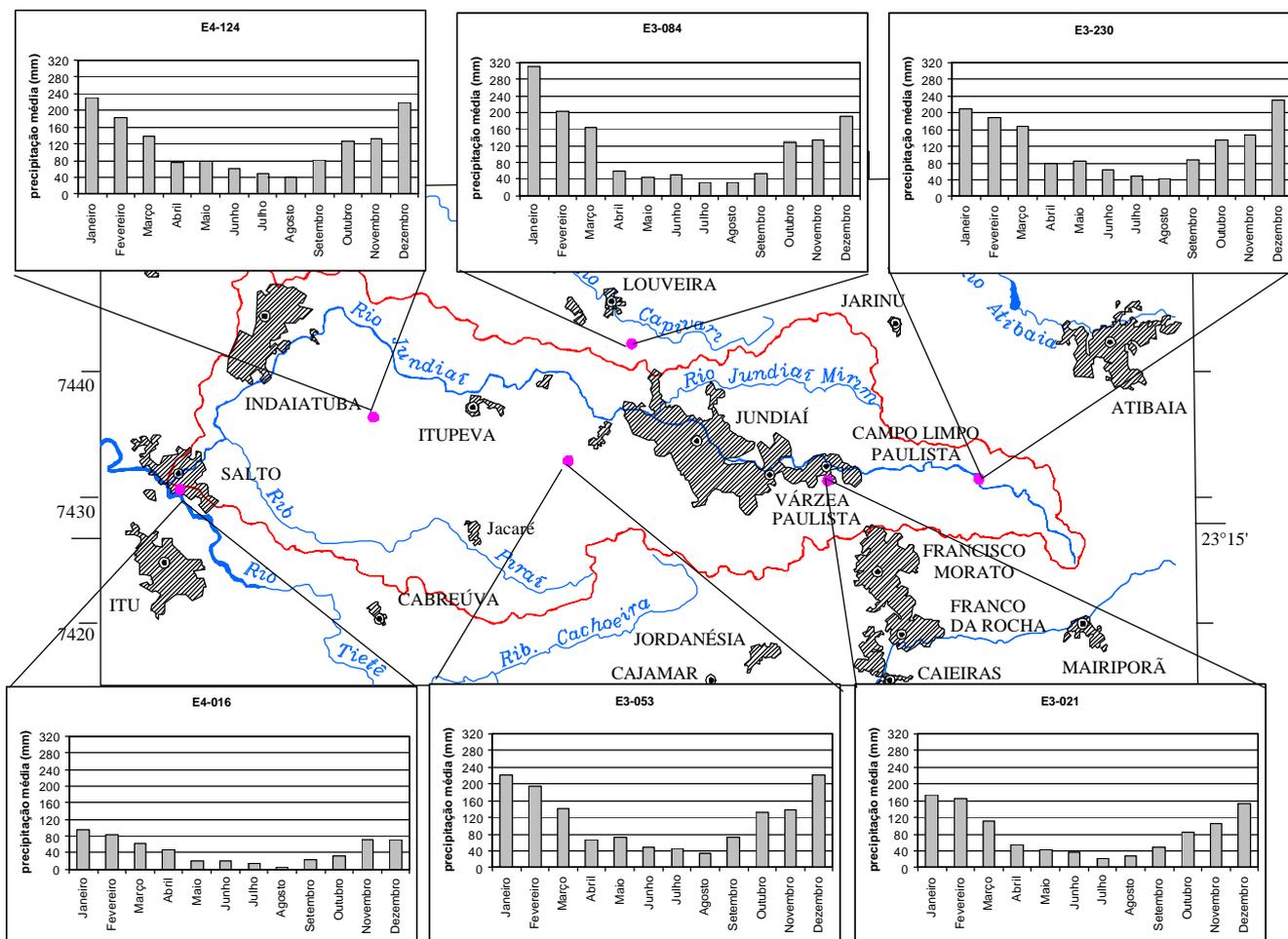


Figura 3.4: Pluviogramas médios acumulados de algumas das estações pluviométricas da área de estudos.

Os dados pluviométricos, separados por períodos entre os anos de 1936 e 2000, mostram a variação da precipitação média mensal ao longo de algumas décadas (Figura 3.5). Nota-se que as décadas de 70 e 80 foram as mais chuvosas, com precipitação média mensal próxima a 120 mm.

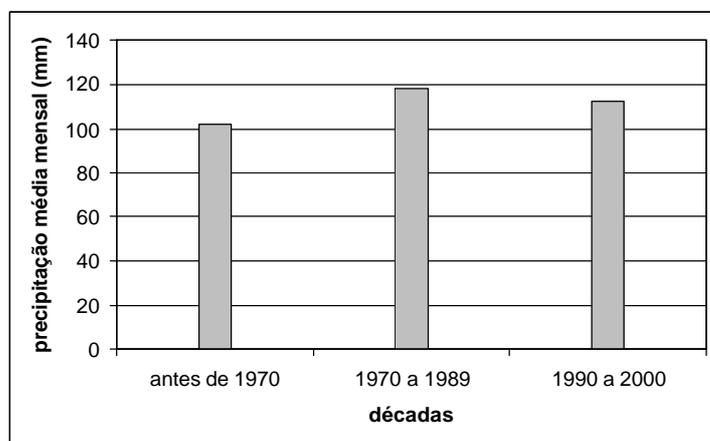


Figura 3.5: Variação da precipitação média mensal na bacia do rio Jundiáí (SP) ao longo de algumas décadas.

### 3.2 VEGETAÇÃO, USO E OCUPAÇÃO DO SOLO

A maior parte da vegetação encontrada na bacia é de reflorestamento por espécies exóticas, como eucalipto e *pinus* (São Paulo, 2000b). A vegetação natural, concentrada na Serra do Japi, é composta por remanescentes da Mata Atlântica que incluem formações de Mata, Capoeira, Cerrado, Campo Cerrado e Vegetação Natural de Várzea. Nos locais de solos rasos e pedregosos ocorre vegetação com características xeromórficas, tais como cactos, bromélias, arbustos e árvores de pequeno porte com troncos finos e retorcidos.

No uso do solo (Figura 3.6) predominam as Pastagens e/ou Campo Antrópico, ou seja, áreas com pasto cultivado, que ocupam 63% da bacia. Muitas vezes, esses terrenos são improdutivos e utilizados apenas para especulação imobiliária (São Paulo, 2000a). A categoria Cobertura Vegetal Natural vem em segundo lugar (13%), seguida pelas Áreas Urbanas e Industriais (10%), Agricultura (8%) e Áreas de Reflorestamento (6%). Apesar do restrito uso do solo para agricultura, essa atividade utiliza intensa irrigação por estar baseada principalmente na hortifruticultura.

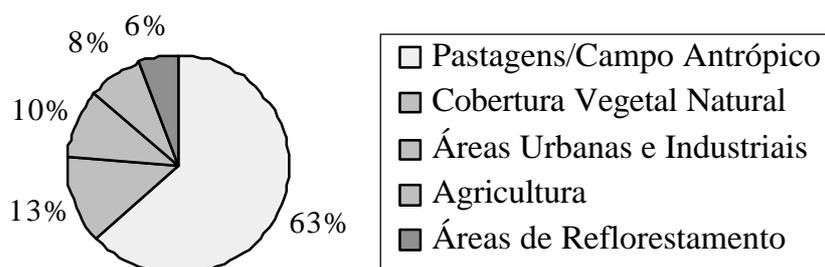


Figura 3.6: Uso e ocupação do solo na bacia do rio Jundiáí (fonte: São Paulo, 2000c).

Uma peculiaridade da bacia do rio Jundiá é que, comparativamente às bacias vizinhas, ela possui os maiores percentuais de áreas vegetadas (incluindo a Cobertura Vegetal Natural e as Áreas de Reflorestamento) ao mesmo tempo em que apresenta a maior porcentagem de áreas urbanas e industriais.

A preservação das áreas vegetadas se deve, em grande parte, à criação da Área Natural Tombada Serras do Japi, Guaxinduva e Jaguacoara e das Áreas de Proteção Ambiental (APAs) de Jundiá e Cabreúva. Juntas, estas APAs somam 69.300 hectares e ocupam 40% da bacia do rio Jundiá.

As áreas de proteção ambiental, administradas pela Secretaria de Estado do Meio Ambiente, foram criadas para proteger o conjunto de serras conhecido como “Serra do Japi”, onde existe um dos últimos maciços de Mata Atlântica do Estado de São Paulo. A Área Natural Tombada Serras do Japi, Guaxinduva e Jaguacoara foi criada pela Secretaria de Estado da Cultura para preservar o importante banco genético tropical ali existente. Constituem áreas de refúgio para a fauna, incluindo algumas espécies ameaçadas de extinção (São Paulo, 2000b). O tombamento abrange apenas uma porção da Serra do Japi, mas as áreas de proteção ambiental envolvem tanto o conjunto de serras quanto toda a área dos municípios de Jundiá e Cabreúva (Figura 3.7). Adjacente a essas APAs, mas fora do limite da bacia, existe ainda a APA de Cajamar, envolvendo o município homônimo.

No interior da Área Natural Tombada, foi criada a Reserva Biológica Municipal da Serra do Japi, cuja administração é responsabilidade da Prefeitura Municipal de Jundiá. A Reserva Biológica é uma unidade de conservação de proteção integral, onde não são permitidos consumo, coleta, dano ou destruição dos recursos naturais (Jesus e Cavalheiro, 2004).

Nas áreas de proteção ambiental, ao contrário dos parques e reservas biológicas, os proprietários continuam sendo donos da terra, estando, porém, sujeitos às normas de uso e ocupação do solo (Instituto Serra do Japi, 1998). As restrições legais ao uso do solo obedecem ao zoneamento ambiental definido no decreto de criação das APAs (São Paulo, 1998) que, no caso de Jundiá e Cabreúva, visam proteger a área de mata contínua que ocupa as serras (Zona de Conservação da Vida Silvestre) e as bacias de captação representadas pelas nascentes do rio Capivari, parte da bacia do rio Jundiá-Mirim e as bacias do Ribeirão Cabreúva e Pirai (Zona de Conservação Hídrica) (Figura 3.8). A Zona de Restrição Moderada inclui as áreas com ocupação urbana e industrial já instalada e outras áreas reservadas para o mesmo fim.

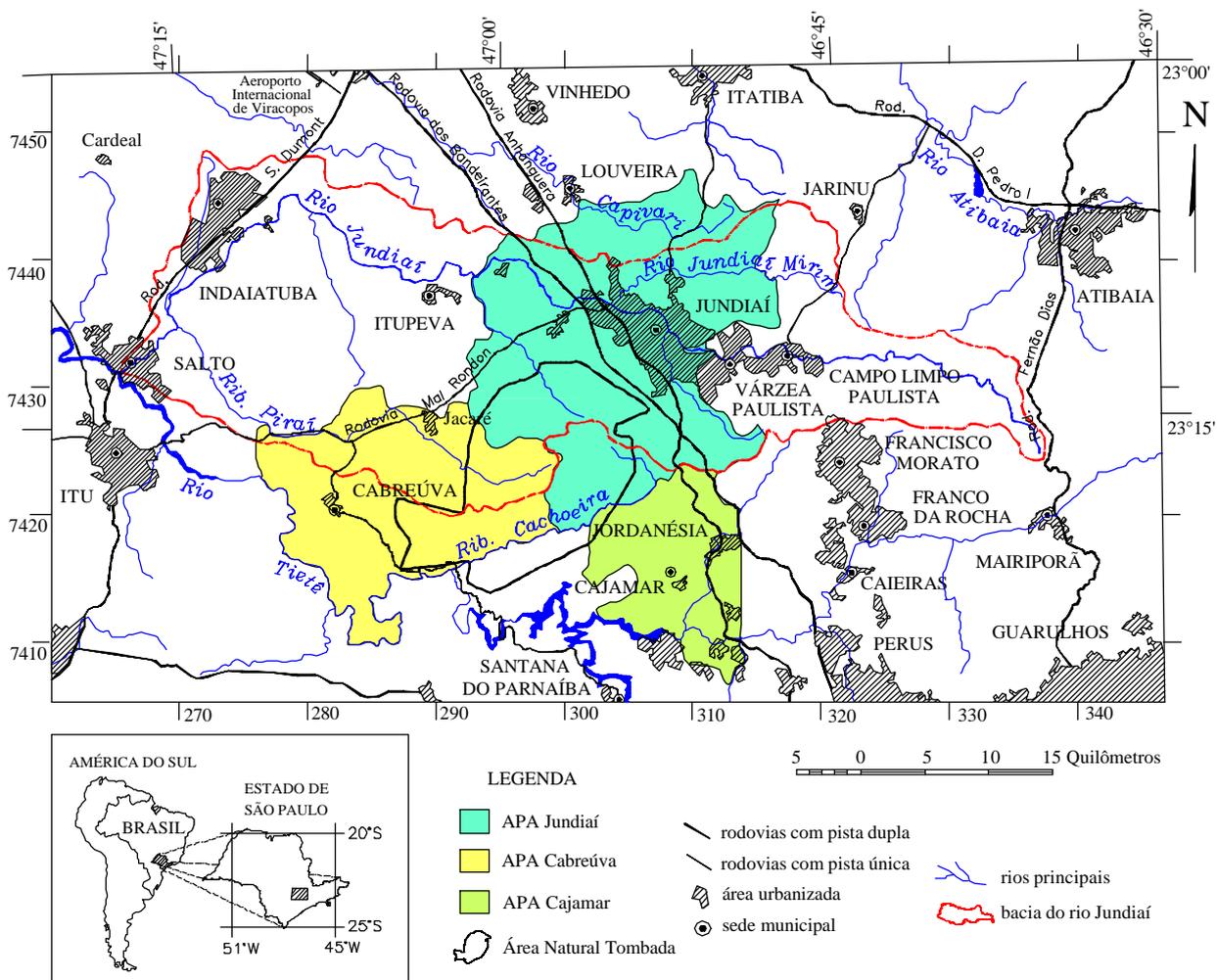


Figura 3.7: Áreas de proteção ambiental da bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes (baseado em São Paulo, 2000b).

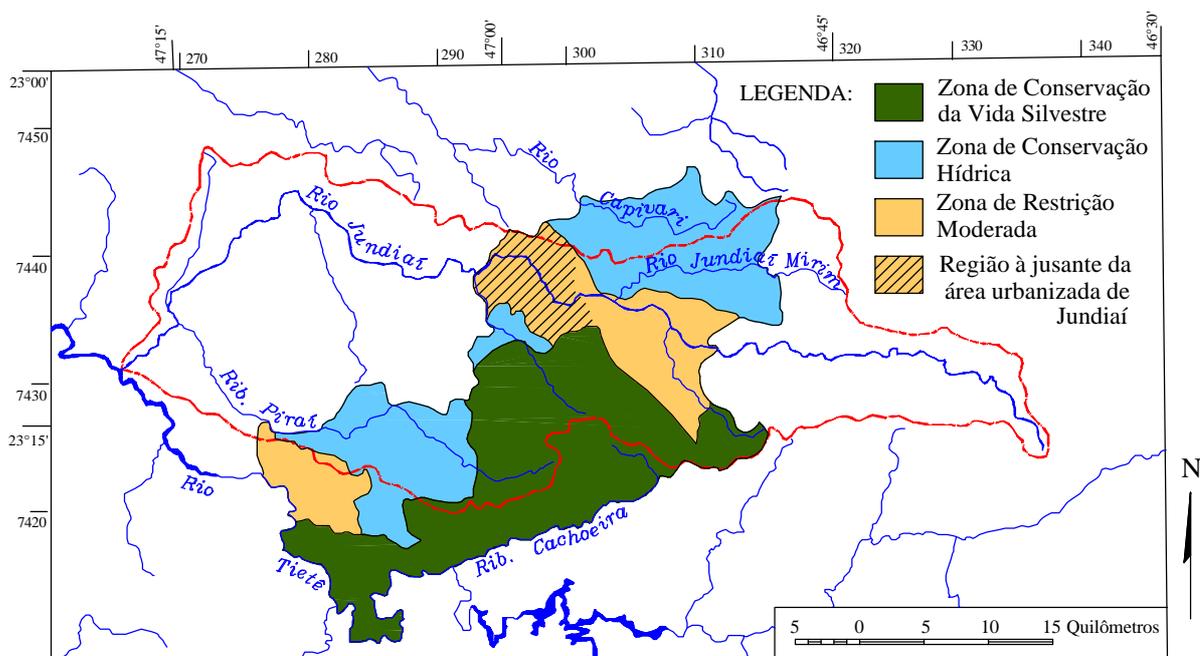


Figura 3.8: Zoneamento da Área de Proteção Ambiental de Jundiá e Cabreúva (baseado em São Paulo, 1998).

Algumas atividades mineiras existem na bacia desde o século XVII, mas ficaram bastante restritas com a implantação dos dispositivos legais de proteção ambiental. Os bens minerais explorados atualmente são: areia e brita para construção civil, areia para fins industriais e argila para cerâmica vermelha. Os empreendimentos mineiros são constituídos por micro ou pequenas empresas que muitas vezes atuam sem licença do órgão competente, o Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM).

### 3.3 CONTEXTO GEOLÓGICO

A maior parte da bacia do rio Jundiáí está assentada sobre o Embasamento Cristalino ou Embasamento Pré-Cambriano (Figura 3.9). No extremo oeste da área ocorrem rochas sedimentares paleozóicas que formam as camadas basais da Bacia Sedimentar do Paraná nesta região e, compondo corpos descontínuos, existem ainda depósitos sedimentares cenozóicos inconsolidados. A distribuição das unidades litoestratigráficas em escala 1:100.000 pode ser consultada no mapa geológico (apêndice A) e sua descrição sucinta é apresentada a seguir. Os números entre colchetes indicam a codificação das unidades no mapa geológico.

#### 3.3.1 Embasamento Cristalino

A sistematização estratigráfica das unidades pré-cambrianas do Sudeste Brasileiro apresenta muitas dificuldades. Apesar dos inúmeros trabalhos realizados, ainda existem divergências quanto à evolução geológica regional. Contudo, há certa concordância de uma origem vinculada a colisões e interações entre placas continentais ao longo do Arqueano e Proterozóico, formando cinturões de faixas móveis em torno de núcleos cratônicos mais antigos (Almeida et al., 2000; Hasui et al., 1989 e 1993).

Tais discussões fogem do escopo deste trabalho e, portanto, tenta-se aqui simplificar a complicada nomenclatura estratigráfica, separando as unidades em grupos de litotipos com características similares e que teriam o mesmo comportamento hidrogeológico. Embora tenham sido adotadas diferentes subdivisões litoestratigráficas nos diversos mapas e trabalhos publicados, percebe-se que as características litotípicas identificadas pelos autores não variam de forma significativa; o que muda é sua interpretação genética e evolutiva.

Assim, apresenta-se o Embasamento Cristalino da área dividido em três conjuntos principais: um com predomínio de rochas granito-gnáissicas de médio a alto grau metamórfico representado pelo Complexo Amparo, outro com predomínio de metassedimentos e metavulcânicas de baixo a médio grau metamórfico pertencentes ao Domínio São Roque e o último envolvendo todas as rochas ígneas intrusivas (Figura 3.9 e apêndice A). Estes conjuntos são separados por zonas de cisalhamento de abrangência regional e constituem unidades distintas quanto à evolução tectono-metamórfica.

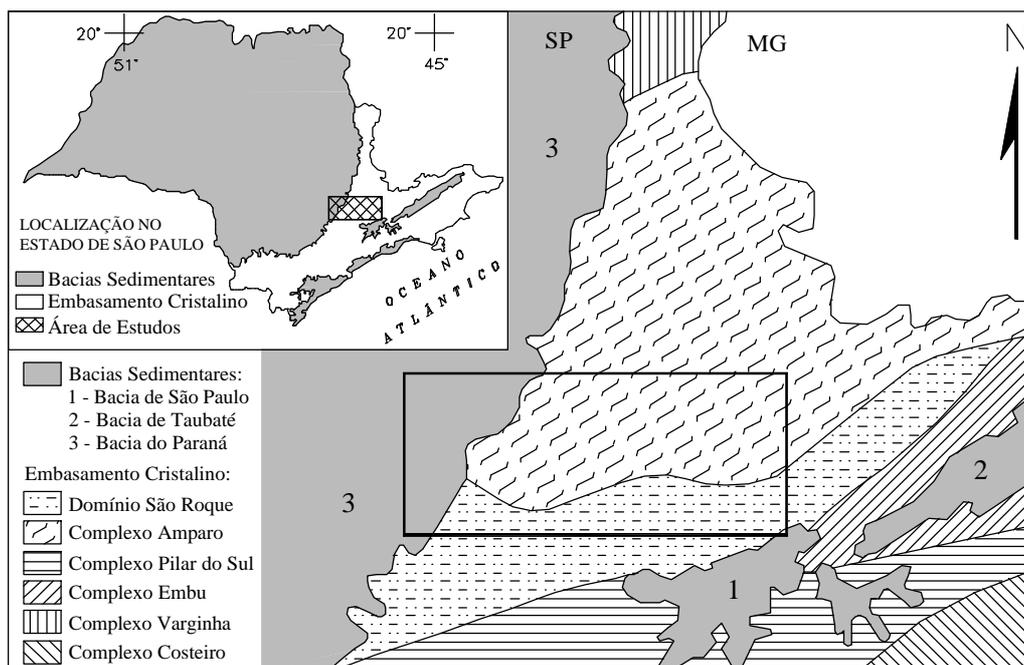


Figura 3.9: Localização da área de estudos no contexto geológico regional (adaptado de Hasui et al., 1981).

### 3.3.1.1 Complexo Amparo

Existem muitas discussões relativas à origem e extensão do Complexo Amparo. Alguns autores individualizam os conjuntos Amparo e Itapira como unidades distintas, sendo a primeira orto e a segunda, paraderivada (Ebert, 1968; Santoro, 1985; Batista et al., 1986 e 1987; Hackspacher et al., 1989 e 1996); enquanto outros definem o Grupo Itapira como uma variação faciológica do Grupo Amparo (Wernick e Penalva, 1973). Há ainda os que consideram o Complexo Amparo e o Grupo Itapira como uma única unidade (Hasui et al., 1981; Schobbenhaus et al., 1984), envolvendo uma seqüência de rochas metamórficas com contatos gradacionais que às vezes permite a individualização de alguns corpos de litotipos distintos. Neste trabalho é adotada a última definição.

No mapa geológico do Estado de São Paulo em escala 1:500.000 (Bistrichi et al., 1981), o Complexo Amparo aparece delimitado ao sul pelas falhas de Itu, Jundiuvira e Camanducaia, ao norte pela Falha de Jacutinga e ao oeste é recoberto pelos sedimentos da Bacia do Paraná (Figura 3.9). Na área de interesse, ele é constituído principalmente por gnaisses com biotita, hornblenda e granada, com grau variado de migmatização e intercalações não individualizadas de quartzitos, xistos, anfibolitos, gonditos e metaultrabasitas [30a]. Alguns corpos de metatonalitos e metaquartzodioritos [30b] ocorrem nas proximidades das serras de Atibaia e da Pedra Vermelha. Comumente, os anfibolitos formam pequenas lentes não mapeáveis nesta escala, intercalados em quase todos os litotipos, mas corpos maiores se destacam junto à borda norte da Serra do Japi [30c]. Intercalações de xistos também são encontradas generalizadamente em meio aos gnaisses em contatos gradacionais, mas alguns corpos mais abrangentes são individualizados, como é o caso da faixa adjacente ao lado norte da Falha de Jundiuvira, a partir da cidade de Jundiá em direção ao leste, composta por uma seqüência de xistos com intercalações quartzíticas freqüentemente migmatizada e feldspatizada [31]. Na Serra do Japi ocorrem quartzitos puros [32a], quartzitos feldspáticos, micáceos e granatíferos com intercalações de xistos, rochas calciossilicáticas, quartzitos conglomeráticos, gonditos e anfibolitos [32b]. Em todos os litotipos é comum a presença de veios e bolsões graníticos, pegmatíticos (Batista et al., 1986) e quartzíticos muito fraturados, de dimensões variáveis e discordantes ou concordantes com a rocha encaixante (Oliveira et al, 1985).

Na região de Atibaia, Bistrichi et al. (1981) individualizam o Complexo Paraíba do Sul ao leste da Falha de Camanducaia (Figura 3.9). Esta unidade envolve rochas gnáissicas, migmatíticas e corpos não individualizados de granulitos, leptinitos e intercalações subordinadas de xistos feldspáticos, quartzitos, mármore dolomíticos e rochas calciossilicáticas. No entanto, Oliveira et al. (1985) não consideram o Complexo Paraíba do Sul nesta região, estando todas as rochas pré-cambrianas da Folha Atibaia incluídas no Complexo Amparo. Estes autores relatam que as rochas gnáissicas gradam para migmatitos de oeste para leste, exibindo estruturas cada vez mais evoluídas e não permitindo a individualização de outra unidade litoestratigráfica, mas apenas de alguns bolsões migmatíticos [33].

No mapa geológico da Folha São Paulo em escala 1:250.000 elaborado pela CPRM (Sachs, 1999), a área aqui considerada como pertencente ao Complexo Amparo está inserida no Complexo Piracaia, mas mantém constituição semelhante ao primeiro.

### 3.3.1.2 Domínio São Roque

O Domínio São Roque é delimitado ao norte pela Falha de Itu e pela Zona de Cisalhamento Jundiuvira e ao sul pela Zona de Cisalhamento Taxaquara; ao oeste está encoberto pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná e se estende para leste até a Falha de Sertãozinho (Figura 3.9). É composto por seqüências metassedimentares e metavulcânicas formadas em uma bacia muito antiga que sofreu inversão com dobramentos e metamorfismo de baixo a médio grau metamórfico.

Embora em menor proporção, a delimitação e subdivisão deste conjunto de rochas também diferem entre os autores. As transições entre metapelitos e metapsamitos com intercalações de metavulcânicas, todas afetadas por dobras e falhas, dificultam a definição do empilhamento litoestratigráfico, que tem sido apresentado de forma diferente em diversos trabalhos (Hasui et al., 1969; Hasui et al., 1976a; Bistrichi, 1982; Coutinho et al., 1982; Carneiro, 1983; Bergmann, 1988 e 1991; Hackspacher et al., 1996; dentre outros).

As rochas que anteriormente eram consideradas como pertencentes ao Grupo São Roque foram separadas em duas unidades (Juliani et al., 1986; Juliani e Beljavskis, 1995): uma basal, denominada Grupo Serra do Itaberaba, composta por uma seqüência metavulcanossedimentar, e outra superior, metassedimentar, que constitui o Grupo São Roque propriamente dito.

#### 3.3.1.2.1 Grupo Serra do Itaberaba

As rochas incluídas no Grupo Serra do Itaberaba predominam na porção sul-sudeste da área de estudos e aparecem intercaladas com os metassedimentos do Grupo São Roque (apêndice A).

Juliani e Beljavskis (1995) subdividem este grupo em outras três unidades: uma metavulcanossedimentar basal chamada Formação Morro da Pedra Preta; outra superior, composta essencialmente por rochas clastoquímicas e denominada Formação Nhanguçú; além de uma terceira, quartzítica, cronocorrelata às anteriores e denominada Formação Pirucaia. A título de simplificação, esta denominação não é adotada no mapa geológico aqui apresentado.

A unidade basal é constituída por metabasitos [29a]; micaxistos [29b e 29c] e diversos tipos de filitos com intercalações de metarenitos, quartzitos, anfibolitos e rochas calciossilicáticas [29d]. A unidade superior, essencialmente clastoquímica, é composta por

xistos porfiroblásticos e *metacherts* [27], com intercalações de quartzitos puros e arcoseanos [28].

### 3.3.1.2 Grupo São Roque

Na área de estudos, o Grupo São Roque predomina em toda a porção ao sul da Zona de Cisalhamento Jundiuvira, muitas vezes intercalado com rochas do Grupo Serra do Itaberaba. Inclui quartzitos [21]; filitos [22]; metarenitos [23]; metarritmitos [24]; rochas calciossilicáticas [25] e metavulcânicas [26]. As unidades litoestratigráficas individualizadas no mapa geológico (apêndice A) correspondem, normalmente, a associações de dois ou mais litotipos inter-relacionados (Carneiro, 1983). Embora sejam predominantes nas unidades individualizadas, os litotipos comumente exibem intercalações de camadas, leitos e lentes com espessura e distribuição variadas de metaconglomerados e metamicroconglomerados, metarenitos, metarcósios, metassiltitos, metargilitos, rochas calciossilicáticas e metabásicas, mármore, anfíbolitos, xistos com lentes alongadas de quartzitos e metagrauvacas. Os veios de quartzo, resultado de remobilização de sílica durante o metamorfismo, também são muito comuns nesta unidade (Hasui et al., 1969).

### 3.3.1.3 Intrusivas Granitóides

As intrusões granitóides compõem grande parte do Embasamento Cristalino do Estado de São Paulo. A dimensão dos corpos é variada, ocorrendo desde corpos métricos encaixados nos gnaisses e migmatitos até maciços de centenas de quilômetros de extensão (Oliveira et al., 1985). Nas bordas dos corpos graníticos, são muito comuns intrusões pegmatíticas e aplíticas penetrando nas encaixantes de forma discordante ou concordante com a foliação (Hasui et al., 1978b). O magmatismo da região é classificado como calcioalcalino, evoluindo para termos mais alcalinos nas intrusões tardias (Vlach, 1993; Ebert et al., 1996; Artur, 1988).

O principal corpo granítico presente na área é o Complexo Granitóide Itu [6] (Pascholati, 1990; Galembeck, 1997), também chamado Maciço Granítico de Itu ou simplesmente Granito Itu. Existem ainda os granitos Cachoeira [7], Terra Nova [8], Atibaia [9], Bragança Paulista [10] (pertencente ao Complexo Socorro), granitos do Complexo Morungaba [11], Mairiporã [12], Cantareira [13], Pedra Vermelha [14], Vargem Grande/Francisco Morato [15], Vila dos Remédios [16], Barroca-Funda [17], Mato Dentro

[18], além de pequenos corpos de intrusões graníticas indiferenciadas [19]. Restrita a uma ocorrência na região de Atibaia, há ainda uma suíte charnoquítica [20].

Dentre os diversos tipos de granitos, predominam os porfiróides; a composição varia de granítica a granodiorítica e podem ser sintectônicos a pós-tectônicos (Hasui et al., 1978c; Janasi e Ulbrich, 1991). Possuem colorações brancas, róseas e cinzentas, variam de finos a grossos, são equigranulares ou porfiríticos e podem apresentar foliação pronunciada e feições migmatíticas (Oliveira et al., 1985). Descrições petrográficas mais detalhadas podem ser consultadas no mapa geológico (apêndice A).

### 3.3.2 Rochas Sedimentares Paleozóicas

As rochas sedimentares paleozóicas presentes na porção oeste da área pertencem ao Grupo Itararé (Milani et al., 1994) ou Subgrupo Itararé (Rocha-Campos, 1967) ou ainda Formação Itararé (Almeida e Melo, 1981). Elas constituem as camadas basais de uma unidade maior designada Supergrupo Tubarão ou Grupo Tubarão. Assim como para o Embasamento Cristalino, ainda não existe um consenso quanto à classificação estratigráfica destas unidades. Neste trabalho, adota-se a denominação Grupo Itararé (Milani et al., 1994), que tem sido a mais usada atualmente.

O Grupo Itararé se sobrepõe à Formação Furnas, pertencente ao Grupo Paraná, do topo do Devoniano, ou jaz diretamente sobre o Embasamento Cristalino. Na porção superior, esta unidade está em contato com a Formação Tatuí ao longo de uma superfície de discordância erosiva (Soares e Landim, 1973).

As camadas do Grupo Itararé foram depositadas sob a ação de geleiras durante a glaciação permo-carbonífera, bem como por ingressões marinhas (Soares e Landim, 1973). São paleoambientes que geram associações de fácies bastante complexas, com predomínio de fácies detríticas que se sucedem vertical e horizontalmente de forma muito rápida (Almeida e Melo, 1981).

Os litotipos predominantes na área são arenitos quartzosos, feldspáticos e arcoseanos, imaturos e mal selecionados, com intercalações de siltitos; folhelhos; argilitos; diamictitos e, ocasionalmente, níveis de carvão [5a]. Na porção sudoeste, predominam arenitos com intercalações de argilitos e ritmitos [5b]; siltitos com seixos pingados [5c]; argilitos e ritmitos argilosos com grânulos, seixos e blocos [5d] e associações de argilitos com diamictitos [5e].

Os arenitos são maciços ou mostram estratificação plano-paralela a cruzada. Os corpos de diamictito têm formas e dimensões variadas, possuem clastos de diferentes litotipos e matriz heterogênea, que varia de arenosa a argilosa. Os ritmitos são formados por alternância de arenitos finos, siltitos e folhelhos, com fina laminação.

A espessura total do Grupo Itararé pode chegar a 1.000 metros nas porções centrais da Bacia do Paraná, mas diminui em direção às bordas da bacia. Nas proximidades de Itu, a espessura do Grupo Itararé fica em torno dos 300 metros e diminui rapidamente para leste, conferindo à unidade uma forma de cunha (Oda, 1998).

Depósitos correlatos se situam, de forma isolada, ao leste da cidade de Jundiaí, já nos domínios do Embasamento Cristalino. Estes pequenos corpos sedimentares encravados em rochas pré-cambrianas são descritos por vários pesquisadores (Almeida, 1952 e 1964; Martin et al., 1959; Fuck, 1975 e 1977; Neves, 1999; Souza, 2000 e Souza et al., 2000) desde meados do século passado em trabalhos de cunho acadêmico e econômico.

Sua importância econômica deve-se ao fato de constituírem jazidas de argila, denominadas “taguás” pelos mineradores. Por muitos anos, estes depósitos foram explorados para a indústria cerâmica e para a fabricação de agregados leves. Hoje, porém, as minerações estão paralisadas em função das restrições da legislação ambiental e do Plano Diretor do Município ou funcionam na ilegalidade. O fator problemático, em termos ambientais, está na localização das jazidas em uma área de proteção de mananciais, à montante da represa de abastecimento da cidade de Jundiaí.

No âmbito acadêmico, as discussões giram em torno de sua origem tectônica ou atectônica. Martin et al. (1959) correlacionam tais depósitos ao Grupo Itararé e os consideram formados em um “vale pré-glacial” escavado pelo gelo; enquanto Almeida (1964) levanta a hipótese da existência de um “acidente tectônico”, com base na declividade da “Superfície Itaguá” nas imediações.

Para Neves (1999), a ocorrência destes depósitos glaciais embutidos em rochas pré-cambrianas está ligada à tectônica distensiva da fase de abertura do Oceano Atlântico. Os corpos estão extremamente fraturados na direção NE-SW e, subordinadamente, NW-SE. Falhas normais com a mesma orientação também ocorrem, colocando lado a lado rochas paleozóicas e pré-cambrianas por meio de abatimento de blocos tectônicos. As seqüências do Grupo Itararé que se estendiam para leste, além dos limites atuais da Bacia do Paraná, foram removidas pela erosão, mas os blocos abatidos ficaram preservados.

Fernandes e Amaral (2002) descrevem falhas e processos correlatos na região de Campinas, ao noroeste de Jundiaí, e sugerem que este evento seja contemporâneo à

colocação de diques e *sills* de diabásio no Cretáceo Superior, período marcado por tectônica distensiva relacionada à fragmentação do Gondwana (Macedo, 1990; Milani et al., 1994).

### 3.3.3 Depósitos Sedimentares Cenozóicos

Não existem muitos trabalhos que estudam os sedimentos cenozóicos da região de Jundiaí. Eles foram, por muito tempo, ignorados nos mapeamentos geológicos ou simplesmente considerados como solos e terraços. Não existe consenso em relação à sua origem, tampouco uma nomenclatura litoestratigráfica formal para se referir a estas e a outras camadas correlatas, mapeadas na região Sudeste. Neste trabalho, adota-se a denominação de Depósitos Terciários para aqueles correlacionados às bacias terciárias do Sudeste do Brasil (Neves, 1999; Neves et al. 2003) e Depósitos Quaternários para aqueles cuja origem está ligada aos processos morfogenéticos atuais e pré-atuais. Estes são divididos em Depósitos Colúviais e/ou Elúviais, Depósitos de Terraços e Depósitos Alúviais.

#### 3.3.3.1 Depósitos Terciários

Os Depósitos Terciários [4] aparecem como pequenas ocorrências espalhadas nas proximidades de Jundiaí e Atibaia, estendendo-se para norte, até Bragança Paulista e Piracaia. Sua gênese e idade já foram fontes de várias controvérsias. Alguns autores (Penalva, 1971; Ponçano, 1981; Ab'Saber, 1992) relacionam a gênese destas camadas a mudanças climáticas e a formação de terraços. Outros, como Hasui et al. (1976b e 1978a), Fulfaro et al. (1985), Bistrichi (2001) e Neves (1999), consideram eventos tectônicos como os responsáveis pela sua formação e preservação, correlacionando-os com os mesmos processos que deram origem às bacias do *Rift* Continental do Sudeste Brasileiro de Riccomini (1989).

Muitas vezes, os restos destes depósitos estão encobertos por colúvios. As camadas ocupam topos e/ou encostas de morros, onde ficaram preservadas devido à presença de níveis conglomeráticos basais, mais resistentes à erosão, ou em pequenos grábens limitados por falhas normais que causaram basculamento e/ou abatimento de blocos do Embasamento Cristalino (Neves, 1999; Neves et al., 2003).

A erosão e transporte deste material fazem com que, muitas vezes, eles sejam confundidos com o resultado de seu retrabalhamento, que em alguns locais compõem as coberturas coluviais. A presença de crosta laterítica é um fator importante na distinção entre estas unidades, pois, enquanto nos Depósitos Terciários a crosta laterítica ocorre *in situ*, nos colúvios há fragmentos da mesma.

Analisando a faciologia destas seqüências, Neves et al. (no prelo) as interpreta como pertencentes a um antigo sistema de leques aluviais com área-fonte na Serra do Japi. Datações nas proximidades de Atibaia (Bistrichi, 2001) colocam a origem da seqüência basal destes depósitos entre o Eoceno Superior e o Oligoceno Inferior (entre 43 Ma e 29 Ma) e a seqüência superior no Mioceno Superior (em torno de 15 Ma).

### 3.3.3.2 Depósitos Quaternários

Os Depósitos Quaternários são originados por processos de intemperismo e transporte de curta a média distância, com ou sem atuação de correntes de água canalizada. Constituem coberturas coluviais de encosta e aluviões depositados ao longo dos canais de drenagem.

#### 3.3.3.2.1 Depósitos Coluviais e/ou Eluviais

Os depósitos aqui considerados como coluviais e/ou eluviais [3] são compostos por coberturas inconsolidadas que recobrem todos os litotipos descritos anteriormente. Eles se concentram nas áreas de relevo suave e raramente ocorrem nos terrenos mais acidentados. São compostos por material argilo-arenoso com grânulos de quartzo milimétricos a centimétricos dispersos aleatoriamente, apresentando uma típica coloração avermelhada.

O contato entre estas coberturas e as formações subjacentes é marcado pela presença de um ou mais níveis detríticos de granulação mais grossa, denominados *stone-lines* ou linhas de pedras. O material que compõe as linhas de pedras é constituído principalmente por fragmentos de quartzo e quartzito, bem como por fragmentos de rochas alteradas e de crostas lateríticas (Ab'Saber, 1966; Galhego e Espíndola, 1980). As dimensões dos fragmentos são muito variadas, podendo chegar a matações. Estruturas primárias são pouco perceptíveis e normalmente os grãos estão dispostos de forma desordenada sem qualquer evidência de estratificação (Bigarella et al., 1994), mas ocasionalmente pode ocorrer granocrescência ou granodecrescência ascendente (Neves,

1999). Algumas linhas de pedra constituem tênues concentrações de grânulos e pequenos seixos, enquanto outras ultrapassam 1,5 metros de espessura, compondo verdadeiras cascalheiras. Elas aparecem soterradas a profundidades variáveis, podendo estar em contato direto com o substrato rochoso, recobrando superfícies erosivas, ou também podem ocorrer próximas à superfície do terreno ou em meio à cobertura detrítica superposta, formando um ou mais níveis recorrentes.

Depósitos semelhantes recobrem extensas áreas do Brasil e são estudados por vários geomorfólogos e profissionais de áreas afins desde o final do século passado. Sua origem também é controversa, bem como a correlação entre as amplas ocorrências.

Alguns autores consideram as linhas de pedras como sendo de origem autóctone, vinculada a alternâncias climáticas (Ab'Saber, 1962, 1966 e 1992; Bigarella et al., 1965 e 1994). Segundo esta teoria, a rarefação da vegetação ocasionada por um clima seco acentua a atuação da morfogênese mecânica. O escoamento superficial remove os clásticos finos do elúvio (material residual *in situ* originado do intemperismo das rochas), formando um depósito residual na superfície com a acumulação dos grãos mais grossos. Desenvolve-se, então, um “pavimento detrítico” composto por fragmentos da rocha subjacente ou por seixos retrabalhados. Uma umidificação posterior do clima provocaria a desagregação das elevações, fornecendo o material coluvial que recobre o paleopavimento detrítico.

Para Thomas (1994), as linhas de pedras não são necessariamente oriundas de mudanças climáticas. A acumulação pode ocorrer quando o intemperismo penetra na rocha e os clastos maiores e mais resistentes permanecem concentrados em uma camada. Três mecanismos seriam necessários para explicar este fenômeno: bioturbação ou pedoturbação, compactação e *creeping* do solo, os quais podem atuar simultaneamente ou dominar em diferentes partes da encosta. Quando o intemperismo ataca a rocha e o material mais fino é transportado por dissolução e lavagem superficial ou por infiltração do lençol freático, o saprólito entra em colapso, enquanto a bioturbação modifica o solo. Em terrenos mais inclinados, as linhas de pedras poderiam se originar a partir de veios de quartzo ou outros fragmentos resistentes do embasamento por meio de *creeping* do solo e movimentos de massa nas encostas. Estas feições são muito comuns na África, onde McFarlane e Pollard (1989 apud Thomas, 1994) consideram-nas como resultado de uma frente de dissolução entre o saprólito e a cobertura superficial (Figura 3.10).

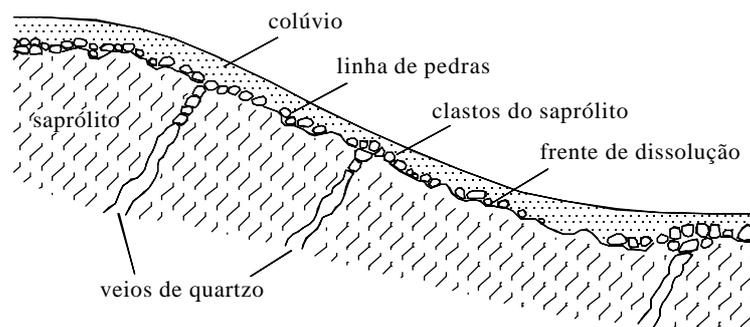


Figura 3.10: Esquema de evolução da frente de intemperismo no Malawi, África (McFarlane e Pollard, 1989 apud Thomas, 1994).

No presente trabalho, considera-se que tanto processos intempéricos autóctones quanto processos alóctones de transporte em curtas distâncias atuaram na formação destas coberturas, motivo pelo qual são aqui denominadas Depósitos Colúvio-Eluviais [3].

A origem dos mesmos está situada no Holoceno Inferior ou no limite entre o Holoceno e o Pleistoceno, ou seja, em torno de 10.000 anos (Ab'Saber, 1962; Pentead, 1969; Modenesi, 1974). Fernandes (1997) data fragmentos de carvão encontrados em depósitos de fluxos gravitacionais de encosta na região de Campinas, possivelmente correlatos aos aqui denominados Depósitos Coluviais, e obtém idades entre 6.400 e 8.000 anos AP. Da mesma forma, Melo (1995) obtém idades de 6.500 a 8.500 anos AP para depósitos colúvio-eluviais da Depressão Periférica.

Existem algumas referências quanto à boa permeabilidade destes materiais. Para Ab'Saber (1966), tais coberturas permitem rápida drenagem das águas pluviais, atenuando a ação dos processos erosivos. Galhego e Espíndola (1980) destacam que, apesar de freqüentemente constituírem um obstáculo à agricultura, as linhas de pedras favorecem uma drenagem mais efetiva, melhorando a produtividade do solo para alguns tipos de cultura.

### 3.3.3.2 Depósitos de Terraços

Os Depósitos de Terraços [2] são constituídos por sedimentos aluviais pré-atuais depositados em um sistema de drenagem semelhante ao atual. Os únicos corpos individualizados (Oliveira et al., 1985) ocorrem ao longo do rio Atibaia, mas existem outros menores, não mapeáveis na escala de apresentação do mapa geológico (apêndice A).

Estes depósitos compõem patamares elevados a alguns metros acima das planícies aluviais recentes e sua constituição é idêntica à dos Depósitos Aluviais, ou seja, são cascalhos, areias e argilas formados por corrente canalizada. Eles podem ser facilmente confundidos com os Depósitos Terciários ou com os Depósitos Colúvio-Eluviais,

distinguindo-se dos primeiros pela ausência de outras fácies associadas e dos segundos pela presença de estruturas sedimentares formadas por fluxo canalizado, além da melhor seleção e arredondamento dos grãos.

### **3.3.3.2.3 Depósitos Aluviais**

Os Depósitos Aluviais ocupam as planícies aluviais ao longo dos canais de drenagem. São compostos por areias inconsolidadas de granulação variada, argilas e cascalheiras fluviais [1] (Bistrichi et al., 1981).

Na bacia do rio Jundiaí, as maiores acumulações ocorrem devido à presença de uma soleira local representada pelo Maciço Granítico de Itu (Hasui et al., 1969) e são fortemente controladas por estruturas geológicas (Neves, 1999). A borda leste do Granito Itu é considerada uma importante feição morfotectônica, cuja elevação funciona como barragem à deposição aluvial da bacia do rio Jundiaí nas porções à montante da cidade de Itupeva (Neves et al., 2003).

## **3.4 CONTEXTO TECTÔNICO E ESTRUTURAL**

A evolução tectônica do Sudeste do Brasil é bastante complexa, resultado da superposição de esforços tectônicos desde o Pré-Cambriano até o Cenozóico. Neste longo intervalo de tempo, estruturas geológicas se formaram sob diferentes condições de temperatura e pressão e sob diferentes regimes de esforços.

Os itens a seguir abordam os eventos tectônicos e as estruturas geológicas geradas sob regimes de esforços anteriores ao atual, isto é, na vigência da Paleotectônica, além dos processos mais recentes, ligados à atuação da Neotectônica.

### **3.4.1 Paleotectônica e Estruturas Regionais**

Todas as unidades pré-cambrianas da região mostram feições estruturais decorrentes de tectônica de cavalgamento e de tectônica transcorrente, as quais evoluem de condições dúcteis para condições rúpteis.

Durante a tectônica de cavalgamento, as rochas, hoje exumadas, encontravam-se em níveis crustais mais profundos, em estado dúctil, e sobre elas foram geradas foliações e dobras associadas a cavalgamentos e a zonas de cisalhamento dúctil de alto ângulo.

A foliação é a estrutura planar da fase dúctil mais marcante nas rochas metamórficas da região. O termo, se considerado sem conceituação genética, envolve também a xistosidade, a clivagem de fratura e a foliação de crenulação ou clivagem de crenulação (Cavalcante et al., 1979). Tais estruturas são formadas por um sistema de superfícies planares ou onduladas, paralelas a subparalelas e bastante próximas umas das outras. Os planos são mais conspícuos e mais próximos uns dos outros nos litotipos xistosos, nos filitos e nos milonitos. A foliação pode ser paralela ou inclinada em relação ao bandamento composicional, sendo que o paralelismo é muito comum ao longo das zonas de cisalhamento. Nestas zonas, a deformação dá origem aos milonitos e a foliação é referida como foliação milonítica.

Na Folha Jundiáí, a direção da foliação está em torno de NW-SE com mergulho para SW (Batista et al., 1986) e, nas proximidades da Zona de Cisalhamento Jundiuvira, os planos sofrem inflexões e tendem a se tornar subverticais e paralelos à zona (Hasui et al., 1977). Ao sul desta zona, a foliação predominante tem direção NE, inflectindo para NNE e E-W em torno de corpos granitóides e junto às falhas.

O bandamento composicional e a foliação são comumente afetados por dobras de tipos e dimensões variadas, que podem ser observadas desde escalas submilimétricas a escalas quilométricas. As dobras já foram minuciosamente descritas em termos de fases de dobramento, acompanhadas de metamorfismo e migmatização. Porém, alguns autores têm adotado modelos de deformação progressiva, que consideram que as diferentes foliações e dobras são geradas progressivamente dentro de um mesmo evento deformacional (Oliveira et al., 1985; Morales et al., 1985; Hasui, 1983). Para Hasui et al. (1988), tais feições são originadas de um processo de cisalhamento simples eminentemente dúctil ligado a um evento de transporte horizontal de massas com dobramentos superimpostos de direções NE-SW e NW-SE. Este conjunto de rochas dobradas teria sido posteriormente retrabalhado por zonas de cisalhamento dúctil de alto ângulo.

Nas zonas de cisalhamento dúctil ocorre deformação não-coaxial em condições plásticas, que gera cominuição, foliação milonítica e acomodações ao longo de faixas de espessuras submilimétricas a quilométricas. O fluxo dúctil ocorre em profundidades maiores do que 10 ou 15 km, onde as temperaturas estão acima de 250 ou 350°C.

O processo deformacional nas zonas de cisalhamento varia em intensidade, sendo que os produtos gerados passam gradualmente da rocha intacta para milonitos (Hasui et al., 1978b; Batista et al., 1987). No interior destas zonas, há recorrências de faixas mais intensamente deformadas, compondo duas ou mais descontinuidades próximas.

Nas faixas mais deformadas, as rochas se tornam ricas em feldspato e quartzo e apresentam foliação penetrativa com lineação mineral. A coloração é variada, resultante da diferente composição do material original. Os milonitos são rochas bandadas com porfiroblastos de fragmentos de rocha e de feldspato. As rochas mais deformadas se tornam finamente laminadas e adquirem coloração cinza-escura a negra, com textura fina e foliação bastante desenvolvida. Nestas faixas são comuns intercalações centimétricas a decimétricas de rochas esverdeadas de natureza metabásica intensamente deformadas.

As zonas de falhas ou zonas de cisalhamento rúptil são geradas em profundidades e temperaturas inferiores àquelas citadas para as zonas de cisalhamento dúctil. Na deformação rúptil, há fragmentação ou cataclase das rochas ao longo de uma superfície estriada (espelho de falha) ou de várias superfícies que, juntas, formam uma zona de falha. Ao longo delas, ocorrem falhas transcorrentes, inversas e normais e sua separação como consequência de eventos tectônicos distintos ou como produtos de uma única movimentação é ainda um assunto controverso (Hasui et al., 1989).

A espessura destas zonas pode ultrapassar os 1.000 metros e são mais largas quando desenvolvidas em litotipos mais competentes, como granitos e quartzitos. No caso das rochas de baixa competência, como os xistos e filitos, os efeitos da deformação são mais sutis (Batista et al., 1987), pois os esforços tendem a acomodar os planos por meio de escorregamento microscópicos e de microdobramentos (Hasui et al., 1969; Hasui et al., 1977).

As zonas de cisalhamento dúctil e as zonas de falhas são responsáveis pela compartimentação do Embasamento Cristalino em diversos blocos tectônicos, que colocam lado a lado rochas com diferentes características tectono-metamórficas. Tal é o caso da Zona de Cisalhamento Jundiuvira, na área ora estudada (Figura 3.11). Junto a ela, atravessando a bacia do rio Jundiá em sua porção oeste, estão as falhas de Itu, do Pirai, do Cururu e de Cachoeira, que se ramificam a partir da Zona de Cisalhamento Jundiuvira (Hasui et al., 1978b).

De papel não menos importante na compartimentação tectônica regional e local, existem ainda as zonas de cisalhamento Valinhos e Campinas (Cavalcante et al., 1979; Fernandes, 1997; Vlach, 1985), orientadas na direção NNE-SSW com mergulhos elevados para NW e, subordinadamente, para SE. Estas zonas de falhas, identificadas na região de Campinas, se estendem para sul até atingir a área de estudos (Capítulo 4).

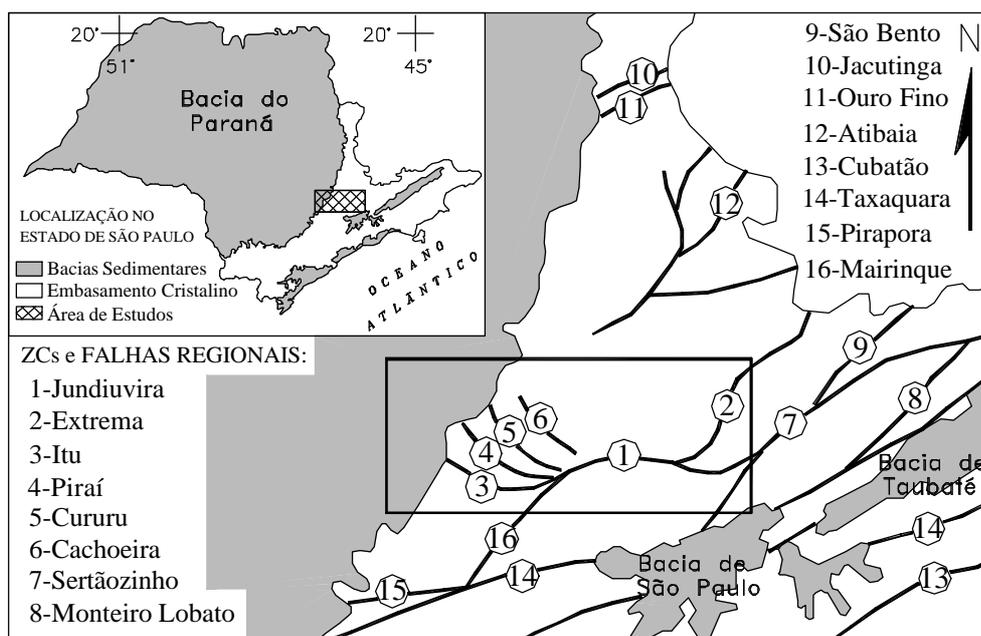


Figura 3.11: Zonas de cisalhamento e zonas de falha regionais (adaptado de Hasui et al., 1981).

Na porção nordeste da área, Oliveira et al. (1985) definem uma zona de falha de direção NE-SW, considerando-a um prolongamento da Falha de Extrema (Figura 3.11). Já no mapa de Bistrichi et al. (1981), este seria o prolongamento da Falha de Camanducaia.

Existem interpretações distintas na literatura quanto ao sentido de movimentação destas falhas. Hasui et al. (1978b) consideram as falhas de Itu, do Piraí, do Cururu e de Cachoeira como transcorrentes sinistras e a zona de cisalhamento de Jundiuvira como transcorrente dextral, movimentos estes inferidos pelo deslocamento de massas rochosas. No entanto, Neves (1999) reconhece movimentação transcorrente dextral ao longo da Falha do Piraí, permitindo uma interpretação de leques imbricados do tipo “rabo de cavalo” com terminação na Zona de Cisalhamento Jundiuvira.

Para Vlach (1993), a zona de cisalhamento de Valinhos teve movimentação dextral no início de sua formação e, posteriormente, sofreu movimentação sinistral quando da intrusão dos granitóides mais jovens. Cavalcante et al. (1979) descrevem esta zona de cisalhamento como uma feição cataclástica que teve movimentação de caráter misto, transcorrente e inverso. Fontes termiais associadas à Zona de Cisalhamento Valinhos, nas proximidades da cidade homônima e em seu prolongamento para NNE, são registradas no trabalho de Hasui et al. (1989), denotando a influência desta estrutura na percolação da água subterrânea em profundidades relativamente altas.

Após a formação destas estruturas antigas, que definem o arcabouço geológico-estrutural regional, os eventos geológicos mais relevantes são aqueles vinculados à Reativação Sul-Atlântica (Schobbenhaus et al., 1984) ou Reativação Wealdeniana (Almeida, 1969). Tais fenômenos levaram à deformação e ruptura do Gondwana, ao desenvolvimento de margem continental passiva e à abertura do Oceano Atlântico.

As principais estruturas ligadas a estes eventos são falhas normais originadas a partir do Mesozóico Superior, que se destacam nas imagens de sensores remotos como lineamentos orientados segundo as direções NE-SW, NNE-SSW, NNW-SSE e NW-SE (Hasui et al., 1982). As juntas associadas a estas falhas formam sistemas subverticais e favorecem o entalhamento do relevo. Dentre elas, destacam-se as de direção NE-SW, que condicionam o relevo regional (Fulfaro et al., 1985; Bistrichi, 2001; Ribeiro, 2003) e têm importância fundamental no arranjo morfoestrutural da área de estudos.

O final do Cretáceo é marcado por ampla discordância regional, reconhecida na Bacia de Santos e correlacionável, na área continental, à formação da Superfície Sul-Americana ou Superfície do Japi (Almeida, 1976). A deformação da Superfície do Japi, que caracteriza os topos aplainados da Serra do Japi, iniciou-se no Paleoceno (Almeida e Carneiro, 1998), correspondendo às falhas que originaram o relevo das serras litorâneas.

O soergimento litosférico da margem continental passiva e a subsidência da Bacia de Santos têm sido reconhecidos como importantes processos tectônicos do Cenozóico (Macedo, 1990; Asmus e Ferrari, 1978). A evolução da paisagem regional, o afeiçoamento das serras litorâneas e a deposição de pequenas bacias continentais ao longo do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil são conseqüências destes eventos (Riccomini, 1989 e 1995; Melo et al., 1993; Melo, 1995; Salvador e Riccomini, 1995, dentre outros). A região de Jundiaí, inserida no mesmo contexto tectônico, também foi afetada. Os processos que geraram as bacias continentais do sistema *rift* propagaram-se para o interior e formaram depósitos esparsos nas áreas adjacentes, como os Depósitos Terciários de Jundiaí. Estes depósitos foram posteriormente deformados, erodidos e retrabalhados, mas estes processos já ocorrem sob influência da Neotectônica.

### 3.4.2 Neotectônica

Os movimentos neotectônicos são aqueles relacionados ao regime tectônico em vigor desde a última reorganização tectônica regional. Portanto, a idade de início dos movimentos neotectônicos é diferente de acordo com a área considerada (Pavlidis, 1989;

Wallace, 1986; Stewart e Hancock, 1994). No Brasil, as manifestações neotectônicas ocorrem a partir dos meados do Terciário, quando cessa o regime distensivo relacionado à separação continental e se instalam os processos de migração e rotação da Placa Sul-Americana para oeste (Hasui, 1990).

Alguns autores identificam vários eventos neotectônicos ao longo do Terciário, com alternância entre transcorrência dextral e sinistral (Saadi, 1993; Riccomini, 1995; Fernandes e Amaral, 2002). Tal alternância estaria relacionada às taxas de abertura da Cadeia Meso-Atlântica e de subducção da Placa de Nazca sob a Placa Sul-Americana (Riccomini, 1989). A deriva desta última para oeste acarretaria transcorrência dextral quando a taxa de abertura excede a de subducção e transcorrência sinistral na situação oposta.

Outros autores reconhecem uma evolução progressiva sob um único regime transcorrente dextral a partir do Mioceno Médio (Hasui, 1990; Hasui e Costa, 1996; Costa et al., 1998). Nesta linha de pensamento, os movimentos neotectônicos, impostos sobre anisotropias preexistentes, gerariam feições transpressivas, transtensivas ou direcionais dependendo da relação angular entre os eixos de tensão e as feições estruturais antigas.

Para Brown e Reilinger (1986), a dificuldade na definição dos eventos cenozóicos regionais se justifica pela complexidade da tectônica intraplaca. Ela é governada em grande parte por reativações, isto é, os movimentos atuais são guiados por heterogeneidades crustais antigas, geralmente por zonas de cisalhamento pré-cambrianas (Hasui et al., 1978a; Riccomini et al., 1989; Saadi, 1993).

Na região de Jundiaí, a deformação dos depósitos sedimentares cenozóicos e a compartimentação morfoestrutural na área são considerados produtos de um evento neotectônico transcorrente dextral (Neves, 1999; Neves et al., 2003). Este evento deu origem a falhas normais de direção NW-SE, falhas inversas NE-SW e transcorrentes dextrais E-W e NW-SE, que controlam a paisagem local e impõem toda a conformação da bacia do rio Jundiaí e de seu entorno. Além do relevo, estas estruturas também controlam a formação, deformação e preservação de coberturas sedimentares cenozóicas por meio de basculamento e abatimento de blocos. A reativação de estruturas antigas é atestada pelo alinhamento das escarpas de falha segundo os traços das zonas de cisalhamento e de falhas regionais.

Vários autores (Almeida, 1976; Asmus e Ferrari, 1978; Macedo, 1990; Mito, 1993) mencionam a existência de manifestações sísmicas no Sudeste do Brasil. Embora

fracas, elas indicam que os movimentos tectônicos encontram-se atuantes até os dias de hoje.

### 3.5 CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO

A maior parte da bacia do rio Jundiá está inserida na Província Geomorfológica do Planalto Atlântico (Almeida, 1964), sustentada pelo Embasamento Cristalino, e uma pequena faixa no lado oeste faz parte da Depressão Periférica, já nos domínios da Bacia Sedimentar do Paraná (Figura 3.12a). O Planalto Atlântico se subdivide, na área, em duas zonas geomorfológicas: o Planalto de Jundiá e a Serrania de São Roque (Ponçano et al., 1981).

O Planalto de Jundiá corresponde a uma extensa área com relevos de morros e morrotes de topos nivelados entre 820 e 870 metros de altitude, com alguns espigões a 900 - 1.100 metros. O nível de base corresponde ao rio Jundiá, situado pouco abaixo dos 600 metros próximo à sua foz, em Salto. Ross e Moroz (1997) consideram o Planalto de Jundiá como uma unidade mais abrangente, separada nos níveis altimétricos: alto (acima de 900 m) e médio (de 800 a 900m). Neste planalto predominam formas de relevo denudacionais, constituídas por colinas e morros e por morros altos de topos aguçados. A Serrania de São Roque é parte de um sistema montanhoso com topos nivelados entre 1.200 e 1.250 metros, onde os vales apresentam altitudes de 700 a 800 metros.

O relevo mais acidentado do Planalto Atlântico contrasta claramente com o relevo colinoso da Depressão Periférica, presente apenas no extremo oeste da bacia. Na subdivisão da Depressão Periférica Paulista de Almeida (1964), esta é a Zona do Médio Tietê, onde os topos das colinas estão subnivelados em altitudes pouco acima de 600 metros.

No estudo morfotectônico das bacias dos rios Piracicaba, Capivari e Jundiá, Pires Neto (1996) apresenta um mapa geomorfológico em escala de maior detalhe (Figura 3.12b), onde a bacia do rio Jundiá aparece com vários tipos de relevos do Planalto Atlântico, onde ocorrem morrotes dissecados, morrotes, morrotes e colinas e colinas médias, além dos relevos de morrotes de cimeira, escarpas, morros e montanhas da Serra do Japi. Na área da Depressão Periférica, estão presentes morros e morrotes com matacões, colinas com matacões, colinas médias e amplas; morrotes de cimeira e escarpas são sustentados principalmente pelo Granito Itu e por ocorrências locais de gnaisses.

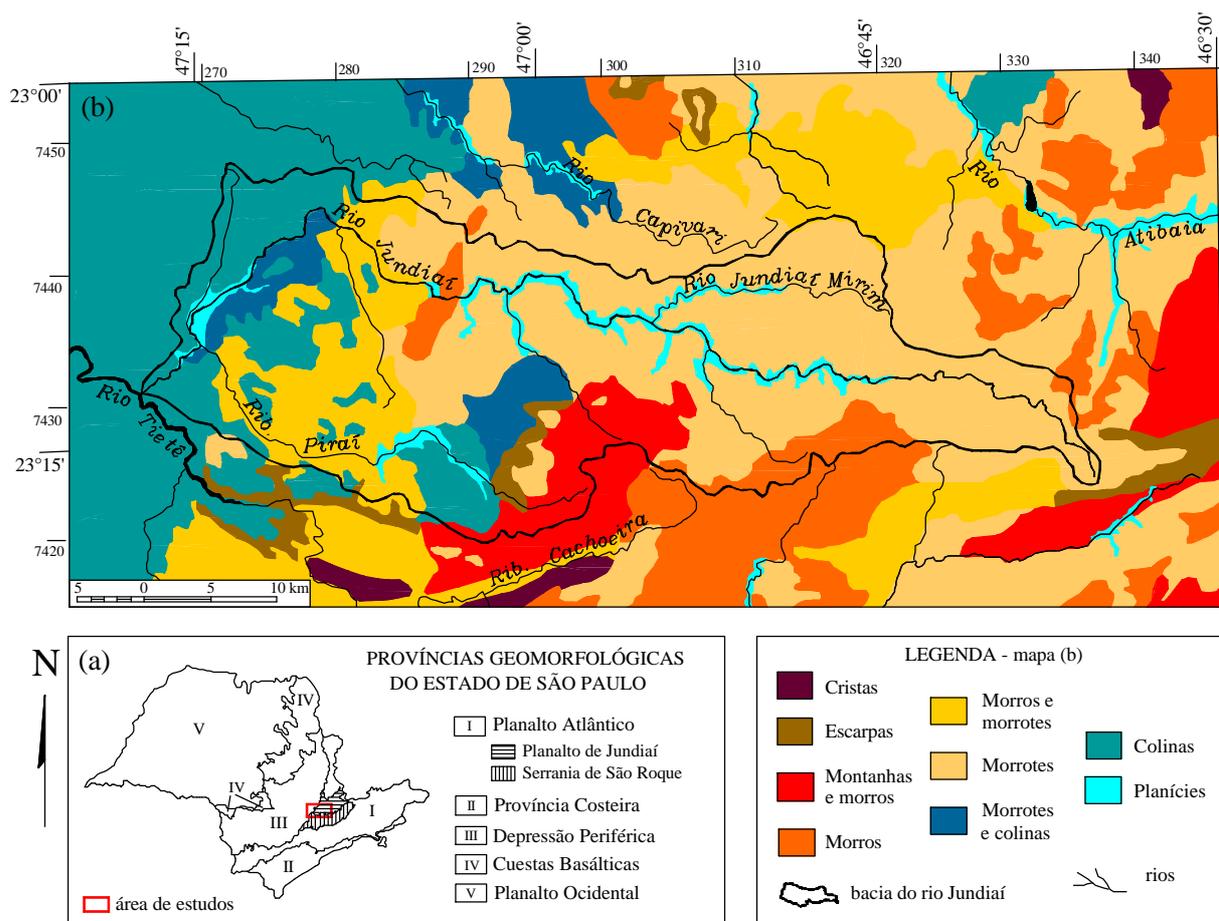


Figura 3.12: (a) Situação da área na compartimentação geomorfológica do estado de São Paulo (Almeida, 1964) e (b) no mapa geomorfológico de Pires Neto (1996, modificado).

Um importante tema referente à geomorfologia regional diz respeito às superfícies de aplainamento, que caracterizam a estruturação de todo o Planalto Atlântico. Estas superfícies mais ou menos aplainadas têm sido interpretadas como paleoplanos ou antigos peneplanos soerguidos. Nas interpretações quanto à formação destas superfícies, existem duas linhas analíticas: uma delas se baseia nos conceitos da geomorfologia climática como eventos fundamentais da geomorfogênese, enquanto a outra considera as relações entre feições geológicas, eventos tectônicos e formas de relevo.

A superfície mais antiga, que Almeida (1964) denomina “Superfície do Itaguá”, é observada hoje sob a forma de remanescentes fósseis, encontrando-se em exumação em algumas localidades. Na área de estudo, ela aparece abaixo dos sedimentos glaciais, no contato entre estes e os gnaisses do Embasamento. Entretanto, a superfície mais importante e mais facilmente identificável, tanto na morfologia da área como de todo o Planalto Atlântico, é uma superfície pós-cretácica de abrangência regional situada a 1.100 - 1.300 metros de altitude. Moraes Rego (1932 apud Ab’Saber, 1954) a define um “Peneplano

Eocênico” e, posteriormente, Martonne (1943) a denomina “Superfície das Cristas Médias”, atribuindo-lhe idade paleogênica. Martonne (1943) caracteriza também uma superfície mais elevada, a “Superfície dos Altos Campos” (1.800 a 2.000 metros) e outra mais recente, neogênica, que Ab’Saber (1969) considera a mais recente fase de pediplanação interplanáltica. A influência de movimentos tectônicos para explicar o desnivelamento destas superfícies é aventada por Freitas (1951).

King (1956) denomina “Superfície Sul-Americana” a uma vasta peneplanação produzida entre o Cretáceo Inferior e o Terciário Médio. Este peneplano teria sido soerguido e, posteriormente, reduzido a um planalto dissecado pela erosão policíclica. O ciclo de erosão “Velhas” teria sucedido o Sul-Americano, moldando nova superfície até o Terciário Superior.

A Superfície Sul-Americana também é conhecida como “Superfície do Japi”, por ser facilmente reconhecível na serra homônima. A denominação se deve a Almeida (1964), que a define como uma vasta superfície de erosão pós-cretácica. Para Almeida (1976), a fragmentação desta superfície ocorre no Oligoceno, mas Almeida e Carneiro (1998) colocam sua origem no Cretáceo Superior e sua deformação no Paleoceno. Tais eventos relacionam-se geneticamente à formação de bacias continentais terciárias como a Bacia de São Paulo, de Taubaté e de Resende, bem como à acentuação do relevo das serras marginais.

Na região de Jundiaí, Ab’Saber (1992) define, abaixo da Superfície do Japi, uma superfície de aplainamento de caráter intermontano, entre a face norte da Serra do Japi e a face sul da Serra do Jardim. Os restos subnivelados desta superfície, de posição intermediária no relevo regional, são denominados “Superfície de São Roque - Jundiaí”.

Embora haja certas discordâncias, existe consenso de que o término da sedimentação cretácea na Bacia do Paraná completa a configuração de uma vasta superfície mais ou menos aplainada, que provavelmente se estendeu até o Terciário Inferior. Porém, Ponçano e Almeida (1993) destacam que até o momento nada se pode concluir sobre os planaltos que se dispõem ao longo dos principais cursos d’água, interpretados como pediplanos ou peneplanos dissecados. Dada a situação destes planaltos, entre a superfície mais antiga e os terraços fluviais quaternários, é possível que eles representem eventos erosivos associados às fases de aridez e glaciação que teriam afetado a região no final do Terciário e início do Quaternário.

Toda a bacia do rio Jundiaí é controlada pela compartimentação morfotectônica e pelas estruturas geológicas antigas que vêm sofrendo reativações, inclusive decorrentes da

Neotectônica. Neves et al. (2003) separam cinco compartimentos morfoestruturais (Figura 3.13), dos quais se destaca o compartimento da Serra do Japi e Serra dos Cristais (Compartimento 1), em posição topográfica elevada em relação aos demais. Outros dois compartimentos, que também constituem altos topográficos, correspondem à área de ocorrência do Granito Itu (Compartimento 2) e às elevações da Serra do Jardim (Compartimento 3). Os compartimentos mais abatidos são aqueles onde se concentram as coberturas sedimentares cenozóicas dispersas em corpos descontínuos (Compartimento 4) e as planícies aluviais (Compartimento 5). Os compartimentos são delimitados por escarpas de falhas, que coincidem com importantes zonas de cisalhamento ou zonas de falhas pré-cambrianas.

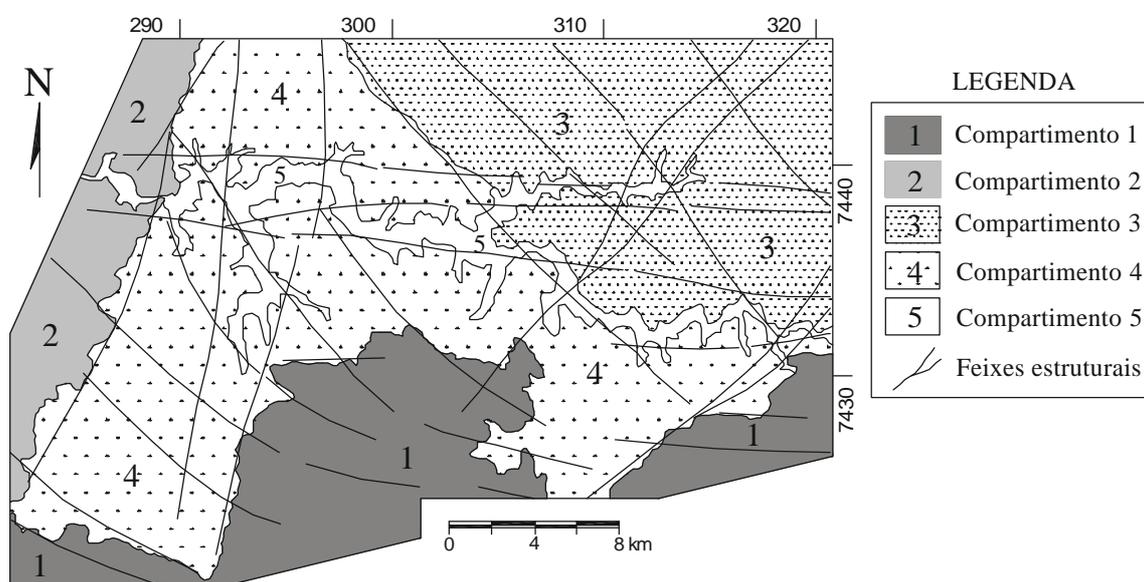


Figura 3.13: Compartimentação morfotectônica da região de Jundiáí (Neves et al., 2003).

### 3.6 CONTEXTO HIDROGEOLÓGICO

Os sistemas aquíferos do Estado de São Paulo podem ser divididos em dois grandes grupos, de acordo com a forma de armazenamento e percolação da água subterrânea: os aquíferos fraturados e os aquíferos de porosidade granular (Figura 3.14). Os aquíferos fraturados abrangem o Embasamento Cristalino, os basaltos da Formação Serra Geral e os diabásios associados, cobrindo uma área com cerca de 90.000 km<sup>2</sup> (São Paulo, 1984). Os sistemas aquíferos de porosidade granular ocorrem nas rochas sedimentares da Bacia do Paraná e em sedimentos cenozóicos de ocorrência mais restrita.

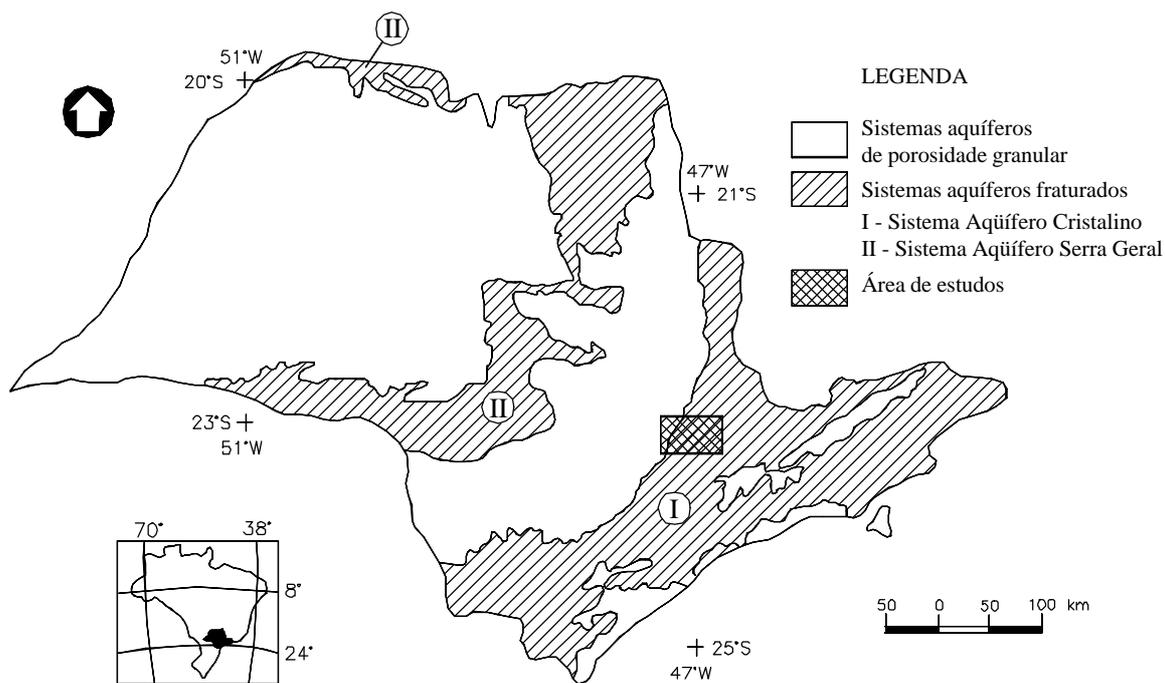


Figura 3.14: Sistemas aquíferos do Estado de São Paulo (baseado em São Paulo, 1984).

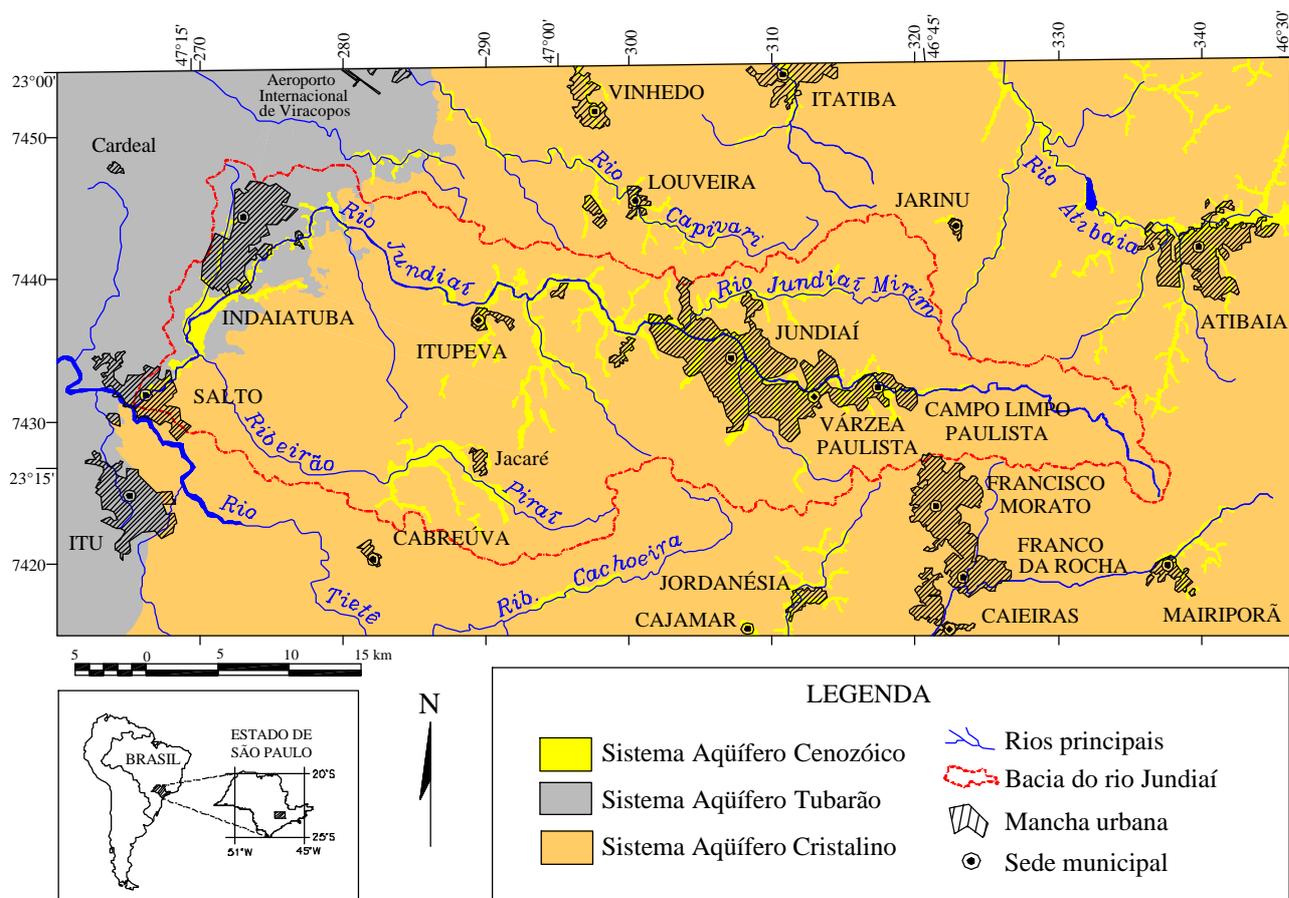


Figura 3.15: Distribuição dos aquíferos na bacia do rio Jundiaí e áreas adjacentes.

Na bacia do rio Jundiá, predomina o Sistema Aquífero Cristalino e apenas em uma pequena faixa no lado oeste ocorre o Sistema Aquífero Tubarão (Figura 3.15). O Sistema Aquífero Cenozóico ocorre distribuído ao longo das drenagens principais.

### 3.6.1 Sistema Aquífero Cristalino

O Sistema Aquífero Cristalino envolve as rochas do Embasamento Cristalino ou Embasamento Pré-Cambriano, cuja produtividade está condicionada à ocorrência de descontinuidades como falhas e juntas e, em certos casos, contatos litológicos. É classificado como livre a semiconfinado, descontínuo e heterogêneo. A transmissividade é bastante variável, de 0,1 a 100 m<sup>2</sup>/dia. A rocha alterada ou manto de intemperismo pode constituir aquíferos de porosidade granular que, segundo Lopes (1994), são responsáveis pela maior parte do escoamento básico da bacia. O comportamento do aquífero fraturado ainda não é muito bem compreendido, o que resulta em muitos poços improdutivos ou com baixa produtividade.

A extrema variabilidade dos parâmetros hidrogeológicos dos aquíferos fraturados constitui seu aspecto mais marcante (Capítulo 5). A condutividade hidráulica, por exemplo, varia algumas ordens de grandeza dentro de um mesmo litotipo e em curtas distâncias. A escassez de dados sobre a distribuição e extensão das estruturas geológicas e a falta de análise estrutural antes da perfuração resultam em poços com condições extremas de produtividade, ou seja, a vazão de um poço tanto pode ser nula quanto pode chegar a mais de 50 m<sup>3</sup>/h (São Paulo, 1972), dependendo de sua localização em relação às estruturas geológicas.

Na região de Atibaia, as vazões são inferiores a 10 m<sup>3</sup>/h em 90% dos poços, predominando valores que variam de 0,3 a 5,0 m<sup>3</sup>/h (Cavalcante, 1990; Cavalcante e Rebouças, 1992). Os poços localizados sobre lineamentos de fraturas possuem vazão média de 7,9 m<sup>3</sup>/h, com mínima de 3,2 m<sup>3</sup>/h e máxima de 18 m<sup>3</sup>/h, e capacidade específica média de 0,21 m<sup>3</sup>/h/m. Cavalcante (1990) relata não encontrar correlação direta entre vazão e profundidade dos poços e chama atenção para a importância do manto de intemperismo como uma zona aquífera explorável, cujas espessuras variam de 20 a 40 metros, podendo alcançar os 60 metros. Segundo este autor, o manto de intemperismo funciona como zona de recarga para o aquífero fraturado, fato constatado pelo aumento da concentração iônica das águas dos poços escavados, situados no manto de intemperismo, para as águas dos poços tubulares profundos, que exploram o meio fraturado.

Quanto às características químicas, as águas do Sistema Aquífero Cristalino no Estado de São Paulo são consideradas bicarbonatadas cálcicas em sua maioria (33%), seguidas pelas bicarbonatadas cálcicas-sódicas (24%) e pelas bicarbonatadas sódicas (11%) (Campos, 1993). As temperaturas variam de 16,00 a 21,30° C, os teores salinos são inferiores a 250 mg/L e o pH varia de 5,61 a 8,96.

Na região de Jundiaí, as águas subterrâneas são classificadas como fortemente bicarbonatadas, em geral mistas ou com um pequeno predomínio de cálcio (Bertachini, 1987). São pouco mineralizadas, com resíduo seco inferior a 300 mg/L. Cavalcante et al. (1991) determina valores de pH entre 4,5 e 6,0 para as águas extraídas dos poços escavados e 5,5 a 8,0 para as dos poços tubulares profundos em Atibaia.

Para avaliar a produtividade dos poços, o procedimento mais comum adotado na maior parte dos trabalhos tem sido o de correlacionar os poços mais produtivos com a proximidade dos lineamentos geológicos. Outros fatores utilizados nesta correlação são a declividade das encostas e a densidade e comprimento dos lineamentos.

Bertachini (1987, 1988) tenta relacionar a produtividade dos poços tubulares profundos da região de Jundiaí ao modelo de deformação de Riedel. Os poços mais produtivos estariam associados às fraturas de tração, tanto da fase dúctil como da fase rúptil; às fraturas com elevada frequência de ocorrência, tais como R1 e Y, e às fraturas abertas por alívio de tensão. A direção relacionada aos maiores valores de capacidade específica média seria a N45°E, direção das fraturas de tração da fase de deformação “Dn” e das fraturas e falhas de rejeito direcional sintéticas ao falhamento transcorrente que atravessa a área. Além destas estruturas, Bertachini (1987) considera ainda outras direções estruturais capazes de fornecer boas produtividades: seriam os lineamentos de fratura de direção N85°W, N50°W a N30°W, N10°W a N10°E e N65°E.

Na porção nordeste do Estado de São Paulo, Del Rey (1991) constata que os poços localizados próximos a fraturas de direção N10°-40°E e N60°-80°E apresentam, em média, vazão três vezes maior e capacidade específica duas vezes maior do que os demais. Estas estruturas teriam se originado por um tensor com eixo compressivo ( $\sigma_1$ ) sub-horizontal de direção N80°E, eixo distensivo ( $\sigma_3$ ) sub-horizontal de direção N10°W e eixo intermediário ( $\sigma_2$ ) subvertical. Para este autor, o arranjo estrutural encontrado, similar ao das Bacias de Resende e Itaquaquecetuba, pode estar relacionado à atuação da Neotectônica.

Fernandes (1997) e Fernandes e Rudolph (2001) estudam a produtividade de poços tubulares profundos na região de Campinas, analisando seu posicionamento em relação aos

lineamentos estruturais e aos “domínios tectônicos”. Tais domínios são definidos de acordo com o evento tectônico rúptil considerado como o mais atuante em determinadas áreas. Os lineamentos relacionados às maiores produções são os de direção NW-SE, NNE-SSW e, subordinadamente, E-W. Cada um destes conjuntos estaria associado a um evento tectônico diferente, que gera fraturas de tração paralelas à direção do esforço compressivo ( $\sigma_1$ ) e perpendicular ao esforço distensivo ( $\sigma_3$ ).

Neves et al. (2002) apresentam um estudo em escala local na micro-bacia do Córrego da Cachoeira, município de Vinhedo, situado junto ao limite norte da área aqui estudada. Os autores vinculam os poços mais produtivos à presença de estruturas de direção N-S que ocorrem associadas às coberturas sedimentares cenozóicas.

### 3.6.2 Sistema Aquífero Tubarão

O Sistema Aquífero Tubarão, também conhecido como Aquífero Itararé, compreende as rochas sedimentares paleozóicas do Grupo Itararé. A heterogeneidade vertical e horizontal desta unidade estratigráfica confere baixa permeabilidade e potencialidade limitada ao aquífero (Stevaux et al., 1987; Diogo et al., 1984). É um aquífero de porosidade granular, comportamento livre a semiconfinado, descontínuo, heterogêneo e anisotrópico. Os valores de transmissividade variam de 0,3 a 40 m<sup>2</sup>/dia. Mesmo onde há considerável espessura de arenitos, existe grande variação da capacidade específica dos poços, o que se deve à pequena dimensão e à falta de conectividade dos corpos arenosos (Vidal, 2002). Vidal (2002) aponta as bordas da Bacia do Paraná como a principal área de recarga do Sistema Aquífero Tubarão, a partir de onde o fluxo se direciona para oeste e para os principais rios da região: o Tietê e o Capivari.

### 3.6.3 Sistema Aquífero Cenozóico

O Sistema Aquífero Cenozóico é formado pelos depósitos aluviais quaternários distribuídos ao longo dos canais de drenagem. São bastante limitados e de importância localizada, porosidade granular, descontínuo, heterogêneo e anisotrópico, com espessura média de 30 metros e transmissividade de 2 a 50 m<sup>2</sup>/dia (Lopes, 1994).