6.1.3 Estudos geológicos, geomorfológicos e pedológicos. 89
6.1.3.1. Geologia Estrutural 94
6.1.3.2. Contexto Hidrogeológico Regional 95
6.1.3.3. Geomorfologia.....97
6.1.3.4. Unidades Morfoestruturais e Morfoesculturais 97
6.1.3.5. Pedologia 103
6.1.3.6. Descrição Geológica Local.....107
6.1.3.7. Formação Rio do Rasto- Grupo Passa Dois 108
6.1.3.8. Formação Pirambóia- Grupo São Bento 109
6.1.3.9. Formação Botucatu- Grupo São Bento 109
6.1.3.10. Formação Serra Geral- Grupo São Bento 111

6.1.3Estudos geológicos, geomorfológicos e pedológicos.

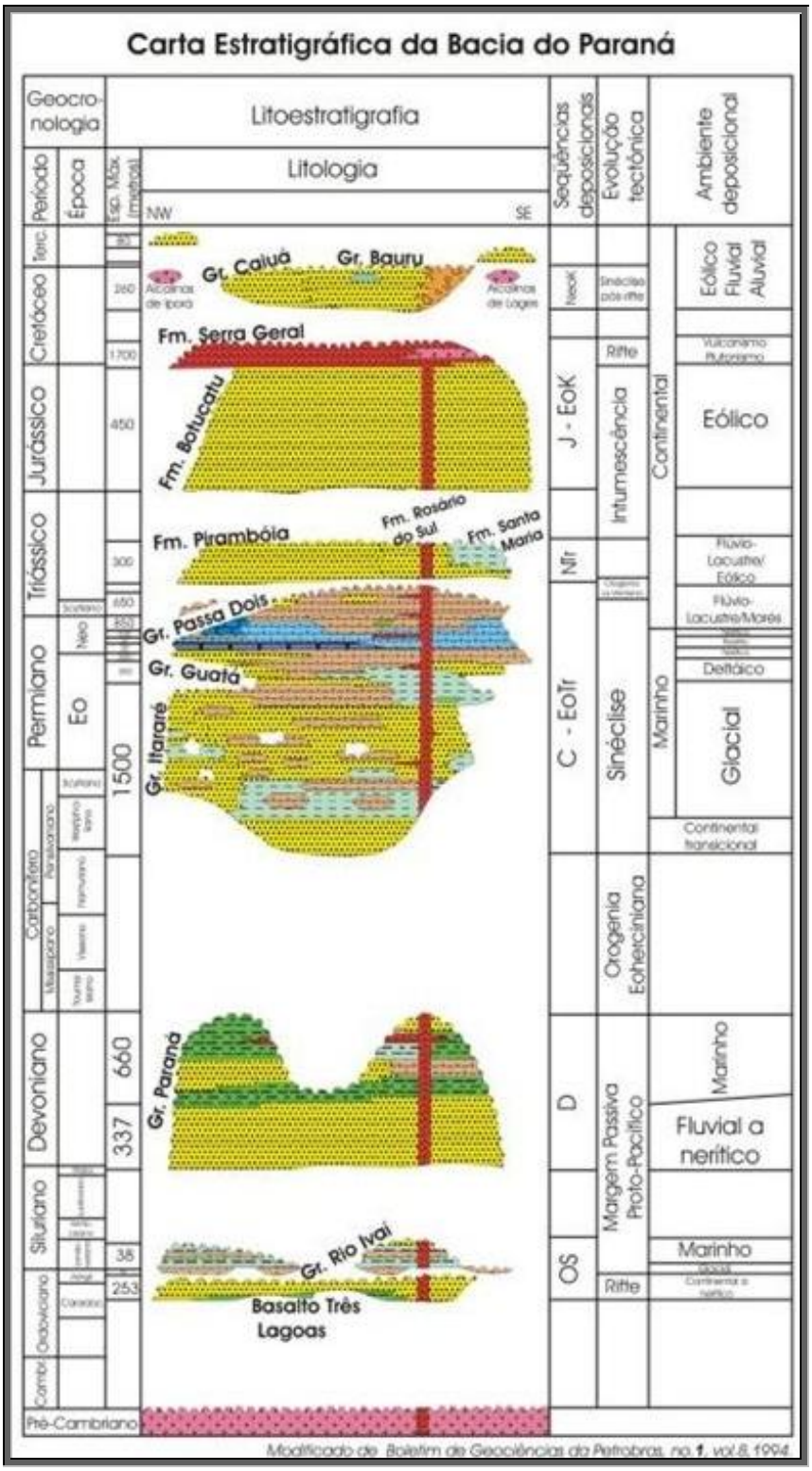
- **Contexto geológico regional**

A região estudada situa-se no município de Turvo sobre a borda oriental do terceiro planalto paranaense, englobando as formações geológicas denominadas Rio do Rasto, Botucatu, Pirambóia e Serra Geral, pertencentes à Bacia Sedimentar do Paraná. O substrato geológico da região é composto por rochas sedimentares e vulcânicas de idade mesozóica, juntamente com formações cenozóicas, representadas por depósitos coluvionares e aluvionares antigos e recentes.

A Bacia sedimentar do Paraná é uma extensa bacia intracontinental que recobre vasto território no Brasil (cerca de 1.100.000 km²), estendendo-se também pelo Paraguai, Uruguai e Argentina (aproximadamente 300.000 km²), denominada Província Paraná. É constituída por uma sucessão sedimentar magmática com idades entre o Neo-Ordoviciano (465 Ma), e o Neocretáceo (65 Ma) e uma história geológica marcada por eventos cíclicos de subsidência e soerguimento. Aproximadamente dois terços da Bacia na porção brasileira estão recobertos por arenitos e lavas basálticas mesozóicas e outro terço da superfície da Bacia afloram as várias sequências sedimentares paleozóicas observáveis.

A Província Paraná compreende três áreas de sedimentação independentes (Milani e Thomaz Filho, 2000), separadas por profundas discordâncias: Bacia do Paraná propriamente dita, uma área de sedimentação que primitivamente se abria para o oceano Panthalassa a oeste (Milani e Ramos, 1998), a Bacia Serra Geral, compreendendo os arenitos eólicos da Formação Botucatu e os derrames basálticos da Formação Serra Geral, e a Bacia Bauru, uma bacia intracratônica, como mostra a Figura 6-28.

Figura 6-28
Coluna Estratigráfica da Bacia do Paraná. Fonte: Modificado de E.J.MILANI et al. (1993).



De um modo geral, próximo ao contato com a Formação Botucatu, há camadas de arenito, de espessuras variáveis, intercaladas em meio aos derrames

de basalto, que são mais frequentes e espessas quanto mais próximas à base da Formação Serra Geral.

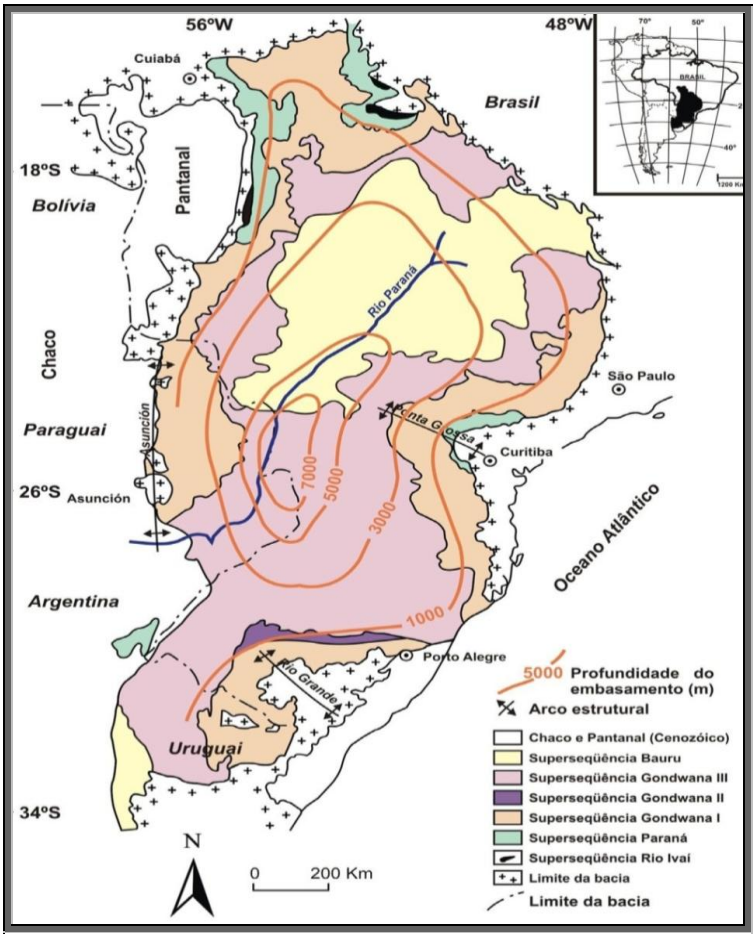
De acordo com Jerram et al. (2000) e Scherer (2002), os derrames de lava preservaram completamente a morfologia das paleodunas, pois estas mostram poucos sinais de modificação ou deformação, inclusive preservando marcas onduladas presentes na superfície das dunas (Jerram e Stollhofen, 2002), indicando um mecanismo passivo de colocação das lavas.

Para Salamuni e Bigarella (1967) a Formação Botucatu é o maior depósito eólico continuo que se conhece, estendendo na Bacia do Paraná, desde Goiás em direção ao sul passando pelo Rio Grande do Sul, entrando no Uruguai, nordeste da Argentina e estendendo oeste até o Paraguai.

A origem da Bacia do Paraná relaciona-se, de alguma forma, ao fim do Ciclo Brasiliano (Zalán *et al.*, 1990), durante o qual se desenvolveram as faixas móveis circundantes à bacia, até o Neo-Ordoviciano. Portanto, a estruturação herdada do embasamento foi a controladora da maior parte da evolução tectono-estratigráfica da bacia. O mapa do substrato da bacia, teorizado por Milani (1997), mostra uma das idéias sobre a estruturação do embasamento da bacia.

Na Bacia do Paraná propriamente dita, do tipo MSIS (Kingston *et al*. 1983), são determinados quatro ciclos de subsidência, correspondentes às Supersequências: Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I e Gondwana II (Milani, 1997); a fase rifte corresponde à Supersequência Rio Ivaí (Teixeira,2001) e a fase sinéclise às demais Supersequências, Figura 6-29.

Figura 6-29
Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, com referências geográficas e profundidade do embasamento. Fonte: Milani, 1997.



A Supersequência Rio Ivaí (Ordoviciana–Siluriana) é ciclo transgressivo, compreendendo as formações Alto Garças, Iapó, e Vila Maria (Milani, 1997).

A Supersequência que se segue, Paraná (Devoniana), constitui ciclo transgressivo-regressivo e é composta pela Formação Furnas, de deposição em ambiente fluvial e transicional (arenitos e conglomerados, com abundantes icnofósseis) e pela Formação Ponta Grossa (Milani, 1997).

A Supersequência subsequente, Gondwana I, Carbonífera–Eotriássica, compreende as diversas formações componentes dos Grupos Itararé, Guatá e Passa Dois. De acordo com a interpretação de Milani (1997), a Supersequência compreende uma parte basal transgressiva, correspondente ao Grupo Itararé e ao Grupo Guatá. O primeiro, composto pelas formações Lagoa Azul, Campo Mourão,

Rio do Sul e Aquidauana, é constituído por depósitos sedimentares de origem glácio-marinha (Bizzi, L. A., Schobbenhaus et AL, C., 2003).

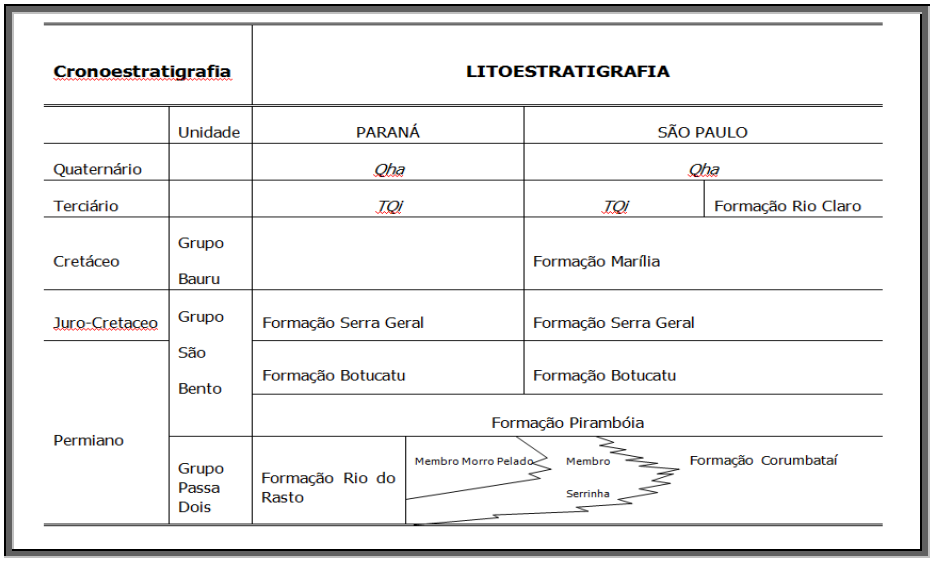
A Supersequência Gondwana II (Triássico Médio a Superior), que encerra a sedimentação na Bacia do Paraná, ocorre apenas no estado do Rio Grande do Sul e no norte do Uruguai. É composta pelas rochas sedimentares do Grupo Rosário do Sul, incluindo as formações Sanga do Cabral, Santa Maria, Caturrita e Guará (Milani, 1997).

O extenso campo de lavas basálticas na Bacia do Paraná ocorre sob a forma de sucessões de derrames de lava que possuem uma espessura média de 650 m, podendo alcançar mais de 1.500 m nob depocentro da bacia. Estas sucessões de derrames, que no Brasil são conhecidas como Formações Serra Geral, são constituídas por basaltos e andesi-basaltos toleíticos (mais de 90 %), andesitos toleíticos (cerca de 7%) e riolitos e riodacitos (cerca de 3%), sendo que as rochas ácidas se localizam junto à atual margem continental brasileira (Peate et al., 1992, Marques & Ernesto, 2004).

Além dos componentes vulcânicos, compõe a província uma rede intrincada de diques e soleiras de diabásio, os quais intrudem todos os pacotes sedimentares pré-vulcanismo da Bacia do Paraná. Em geral, a espessura dessas intrusões, concordantes à estratificação dos depósitos sedimentares, varia entre 2 m e 200 m.

Na Bacia do Paraná a deposição durante o Permocarbonífero, foi controlada inicialmente por sucessivas fases de avanço e recuo de geleira. Os depósitos gerados e as superfícies que limitam os tratos de sistemas são influenciados pela posição da margem da geleira em relação ao local onde estava ocorrendo a sedimentação.

Tabela 6-33
Coluna Estratigráfica adotada para área de estudo. Fonte: Scheinder et AL. (1974), adaptada por Aboarrage & Lopes (1986), modificada



6.1.3.1.Geologia Estrutural

A constituição geológica do terceiro planalto Paranaense é relativamente simples. Sobre os horizontes da formação Esperança e as camadas vermelhas, areno-argilosas do grupo Rio do Rasto, constituintes do pedestal da Serra da Boa Esperança, ou da escarpa triássico-jurássica respectivamente, começa em toda a sua extensão, com uma discordância de erosão, o arenito terrestre Botucatu do Grupo São Bento com paredões e alguns degraus, protegidos por lençóis de rochas básicas, diabásios, diabásio-porfiriticos, meláfiros amidalóides ou também andesitos augíticos (Maack, R. 1947).

O registro tectono-estratigráfico conhecido evidencia a interação de fenômenos orogênicos nas bordas da placa sul-americana, com eventos epirogênicos marcados por épocas de subsidência, soerguimento e magmatismo intenso, no interior da placa. As rochas da bacia são principalmente terrígenas, constituindo unidades depositadas durante todo o Paleozóico e Mesozóico, com contribuições localizadas de rochas carbonáticas durante o Permiano (Rosa Filho et al. 2003).

A Geologia Estrutural e Geotectônica da área basicamente estudou os eventos tectônicos do passado com adoção de técnicas de estereoscopia, identificando lineamentos estruturais na forma de cristas, escarpamento alinhados e orientados, encaixamento de vales fluviais com mudanças bruscas de direção e ainda nos afloramentos rochosos na forma de indicadores específicos tais como planos de fraturas, espelhos de falhas, orientação e estiramento de minerais e foliações.

As rochas basálticas formaram-se devido a um intenso vulcanismo que ocorreu no início do período Cretáceo, quando ainda prevaleciam condições desérticas na Bacia do Paraná, acompanhado de perturbações tectônicas que geraram arqueamentos e soerguimento nas suas bordas, associados a um grande número de falhamentos, responsáveis pela estrutura atual da bacia.

Posteriormente, durante o Cretáceo Superior, já em clima semi-árido, depositaram-se sobre a sequência dos derrames basálticos, em ambiente flúvio-lacustre, as sequências areníticas do Grupo Bauru.

Durante movimentações tectônicas e variações de nível do mar, houve frequente alteração do nível de base de erosão, dando origem a variações faciológicas derivadas de flutuações de aporte sedimentar e a descontinuidades não observadas no centro da bacia. Além disso, a ocorrência dos sedimentos pré-carboníferos é descontinua, limitando-se a alforamentos na área do Arco de Ponta Grossa em sua borda leste e uma faixa em sua borda norte- noroeste.

Os últimos eventos tectônicos significativos foram os da ruptura Gondwânica na passagem do Triássico para o Jurássico com manifestação derradeira no Neocretácio-Eoterciário através do soerguimento da borda oriental da Bacia (Serra do Mar) como tardia consequência da separação dos continentes.

6.1.3.2.Contexto Hidrogeológico Regional

O Sistema Aquífero Guarani (SAG) é o domínio Hidrogeológico mais representativo da área, (301-DE-MAM-010). Na sua totalidade se estende por mais

de 1.200.000 km2, principalmente em seis estados brasileiros, mas também em porções menores no Paraguai, Uruguai e Argentina. Consistem em depósitos siliciclásticos mesozóicos predominantemente eólicos e fluviais das formações Pirambóia e Botucatu, no Brasil (Soares et al. 2007).

Sendo o principal aquífero regional da América do Sul, o Sistema Aquífero Guarani consiste principalmente em formações psamíticas, com uma espessura total máxima de 600 m. Não se trata um conjunto homogêneo de arenitos, mas sim de associações faciológicas cujos elementos arquitetônicos e geométricos o compartimentam em diferentes unidades de fluxo.

Os arenitos reservatório do SAG são confinados pelas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral e por rochas sedimentares triássicas e jurássicas de baixa permeabilidade. Os arenitos do Jurássico, de origem eólica, constituem-se nos melhores reservatórios em praticamente toda a Bacia, com porosidade média de 17% e condutividade hidráulica da ordem de 0,2 a 4,6 m/dia, com boa maturidade textural e composicional. Os reservatórios triássicos, de origem flúvio-lacustre/eólico, são afetados por altos níveis de argilosidade, que comprometem sua eficiência hidráulica, com porosidade média de 16% e condutividade hidráulica inferior a 0,01 até 4,6 m/dia (Araújo et al., 1995).

Para melhor entender o comportamento da água subterrânea, é preciso conhecer a estrutura típica dos derrames de basalto, que condiciona a migração e o armazenamento da água no subsolo da região. O potencial aquífero dos basaltos depende da densidade de fraturas e vesículas, atingindo o valor máximo quando ambas as feições se associam no mesmo local, onde as vazões chegam à ordem de 200 m 3/h (MINEROPAR, 2002).

Em função da presença de feições tectônicas e de várias intrusões de rochas básicas e intermediárias, é junto dessas grandes estruturas que ocorrem as principais áreas de descarga do aquífero, ascendendo para a superfície e recarregando a Formação Serra Geral, assim como desaguando nas grandes drenagens, como no rio Iguaçu próxima da sua foz (Rosa Filho et al. 2003).

A parte superior do pacote arenoso, os arenitos do Jurássico, apresenta uma porosidade média de 17% e condutividade hidráulica da ordem de 0,2 a 4,6 m/dia. Os arenitos da parte inferior, do Triássico, apresentam uma porosidade média de 16% e condutividade hidráulica inferior a 0,01 até 4,6 m/dia. Este sistema aquífero refere-se ao pacote de rochas arenosas saturadas com água que ocorrem subjacentes ao conjunto de rochas que constitui a Formação Serra Geral (Rosa Filho et al. 2003).

6.1.3.3.Geomorfologia

A Geomorfologia é a ciência que estuda as formas de relevo, sua gênese, composição (materiais) e os processos que nelas atuam. O relevo da superfície terrestre é o resultado da interação da litosfera, atmosfera, hidrosfera e biosfera, ou seja, dos processos de troca de energia e matéria que se desenvolvem nessa interface no tempo e no espaço. No espaço o relevo varia da escala planetária (continentes e oceanos) à continental (cadeias de montanhas, planaltos, depressões e grandes planícies) e à local (escarpas, morros, colinas, terraços, pequenas planícies). No tempo, sua formação varia da escala geológica à escala do homem (FLORENZANO, 2008).

A espacialização das formas de relevo constitui a base do mapeamento geomorfológico, e com ele se inicia o estudo ambiental e de planejamento. A partir do relevo, são avaliadas as potencialidades da paisagem, bem como suas fragilidades. Este conhecimento do espaço leva a uma reflexão de como ocupar o espaço, e, a partir das compartimentações do relevo podem evoluir as divisões políticas e econômicas (SANTOS, MANIERI & FORTES, 2009).

6.1.3.4.Unidades Morfoestruturais e Morfoesculturais

- **Bacia Sedimentar do Paraná**

A área de estudo está inserida na Unidade Morfoestrutural da Bacia Sedimentar do Paraná.

A Bacia Sedimentar do Paraná é uma extensa bacia sedimentar intracontinental que recobre vasto território no Brasil, estendendo-se também pelo Paraguai, Uruguai e Argentina. Implantou-se no Eosiluriano sobre a crosta continental do recém formado continente Gondwana, ainda em processo de resfriamento.

O embasamento da Bacia Sedimentar do Paraná é constituído principalmente de rochas cristalinas pré-cambrianas e, subordinadamente, por rochas eo-paleozóicas afossilíferas. No Estado do Paraná a bacia encontra-se preenchida por depósitos marinhos e continentais com idades desde o Siluriano Superior (Formação Furnas) até o Cretáceo (Grupo Bauru), sendo subdividida em duas unidades morfoesculturais: o Segundo Planalto Paranaense e o Terceiro Planalto Paranaense (OKA-FIORI et al, 2006).

A Bacia Hidrográfica do Rio Cachoeira insere-se nas unidades morfoesculturais do Segundo e Terceiro Planalto Paranaense.

- **Segundo Planalto Paranaense**

O Segundo Planalto Paranaense está esculpido na faixa de rochas Paleozóicas e apresenta-se, no Paraná, como um planalto modelado em estruturas monoclinais, sub-horizontais, mergulhando para o oeste. Tem seus limites entre a escarpa Devoniana, a leste, onde as altitudes médias de cimeira estão entre 1100 a 1200m e, a oeste, com a escarpa arenito-basáltica (Serra Geral ou da Esperança) onde, em suas proximidades, as altitudes variam entre 350 e 560 metros (OKA-FIORI et al, 2006).

É subdividido em 16 subunidades morfoesculturais: a) Planalto de São Luiz do Purunã; b) Planalto de Jaguariaíva; c) Planalto de Tibagi; d) Planalto de Ponta Grossa; e) Planalto de Guatá; f) Planalto de São Mateus do Sul; g) Planalto de Irati; h) Planaltos Residuais da Formação Teresina; i) Planalto de Prudentópolis; j) Planaltos Residuais da Formação Serra Geral; k) Planalto do Alto Ivaí; l) Planalto Cândido de Abreu; m) Planalto de Ortigueira; n) Planalto de Santo Antônio da

Platina; o) Planalto do Médio Cinzas; p) Planalto de Carlópolis (OKA-FIORI et al, 2006).

Destas subunidades, a Bacia Hidrográfica do Rio Cachoeira insere-se nos Planaltos Residuais da Formação Serra Geral.

- **Planaltos Residuais da Formação Serra Geral**

A subunidade morfoescultural denominada Planaltos Residuais da Formação Serra Geral, situa-se no Segundo Planalto Paranaense e apresenta dissecação alta. A classe de declividade predominante está entre 12-30%. Em relação ao relevo, apresenta um gradiente de 640 metros com altitudes variando entre 380 m (mínima) e 1020 m (máxima). As formas predominantes são topos alongados e aplainados, vertentes convexo-côncavas e vales em “V”, modeladas em rochas da Formação Rio do Rasto e da Formação Serra Geral (OKA-FIORI et al, 2006), como mostram as figuras a seguir.

Figura 6-30
Planaltos Residuais da Formação Serra Geral na área de estudo. Fonte: OKA-FIORI et al, 2006.



Figura 6-31
Planaltos Residuais da Formação Serra Geral na área de estudo. Fonte: OKA-FIORI et al, 2006.



- **Terceiro Planalto Paranaense**

O Terceiro Planalto Paranaense corresponde ao grande derrame mesozóico de rochas eruptivas básicas e abrange cerca de 2/3 do território paranaense. Esta unidade desenvolve-se como um conjunto de relevos planálticos, com inclinação geral para oeste-noroeste e subdivididos pelos principais afluentes do rio Paraná, atingindo altitudes médias de cimeira de 1100 a 1250m, na Serra da Esperança, declinando para altitudes entre 220 e 300 metros na calha do rio Paraná (OKA-FIORI et al, 2006).

Este planalto subdivide-se em 18 subunidades morfoesculturais a) Planalto Pitanga/Ivaiporã; b) Planalto do Foz do Areia/Ribeirão Claro; c) Planalto de Clevelândia; d) Planalto de Palmas/Guarapuava; e) Planalto do Alto/Médio Piquiri; f) Planalto de Apucarana; g) Planalto de Londrina; h) Planalto do Médio Paranapanema; i) Planalto de Maringá; j) Planalto de Campo Mourão; k) Planalto de Paranavaí; l) Planalto de Umuarama; m) Planalto de Cascavel; n) Planalto do Baixo Iguaçu; o) Planalto de Francisco Beltrão; p) Planalto do Alto Capanema; q) Planalto do São Francisco e r) Planalto de Foz do Iguaçu (OKA-FIORI et al, 2006).

Destas subunidades, a Bacia Hidrográfica do Rio Cachoeira insere-se no Planalto Pitanga/Ivaiporã.

- **Planalto Pitanga/Ivaiporã**

A subunidade denominada Planalto Pitanga/Ivaiporã, situa-se no Terceiro Planalto Paranaense e apresenta dissecação média. A classe de declividade predominante é menor que 12%. Em relação ao relevo, apresenta um gradiente de 980 metros com altitudes variando entre 320m (mínima) e 1.300m (máxima). As formas predominantes são topos alongados, vertentes convexas e vales em “V”, modeladas em rochas da Formação Serra Geral (OKA-FIORI et al, 2006), como mostra a figura a seguir.

Figura 6-32
Planalto Pitanga/Ivaiporã na área de estudo. Fonte: Dado primário – janeiro/2011.



- **Hipsometria**

A Hipsometria e a representação altimétrica do relevo de uma região no mapa, pelo uso de cores convencionais. Com relação a hipsométria, a região de estudo encontra-se em cotas altimétricas que variam de 950 a 1100 m, sendo que as menores cotas correspondem as áreas do leito do rio e da planície fluvial, como mostra o mapa 301-DE-MAM-005. Ressalta-se um relevo movimentado e com amplitude altimétrica entra o Segundo e o Terceiro Planalto Paranaense.

- **Declividade**

A declividade e a inclinação maior ou menor do relevo em relação ao horizonte, apresenta-se como um ótimo indicativo dos processos erosivos e riscos existentes em uma bacia hidrográfica, tais como: escoamento superficial e subsuperficial, movimentos de massa, enchentes, entre outros (PADILHA, 2008).

O mapeamento e classificação da declividade de uma bacia hidrográfica e um importante elemento na determinação das potencialidades e restrições de uso e ocupação do solo (PADILHA, 2008). Para se estabelecer os intervalos das classes de declividade foram utilizados os intervalos já consagrados nos estudos de aptidão agrícola associados aos valores já conhecidos dos limites considerados críticos para geotécnica. Desta forma as classes de declividade foram hierquizadas em cinco categorias, conforme descritas por Ross (1994) e apresentadas na tabela a seguir.

Tabela 6-34
Classes de declividade e suas categorias de influencia na fragilidade ambiental.

Classes de declividade	Categorias de influência na fragilidade ambiental
Ate 6%	Muito fraca
De 12 a 20%	Media
Acima de 30%	Muito forte
Ate 6%	Muito fraca
De 12 a 20%	Media

O mapa de declividade foi elaborado a partir das curvas de nível com equidistância de 25m, obtidas do levantamento SRTM, disponível nos sitio da EMBRAPA e pode ser verificado no Desenho em anexo – 301-DE-MAM-006. Na bacia hidrográfica do rio Cachoeira observou-se que 58,82% e 30,39% do total de sua área apresentam declividades abaixo de 6% e 12% respectivamente, o que resulta em 89,21% da área com categoria de fragilidade ambiental fraca e muito fraca. As classes de fragilidade forte a muito forte perfazem apenas 5,13% da área total da bacia, segundo metodologia proposta por Ross (1994), como mostra a Tabela 6-35.

Tabela 6-35
Classes de declividade para determinação da Fragilidade Ambiental na Bacia Hidrográfica.

Classes Fragilidade	Classes de declividade (%)	Área (ha)	(%)
1 – Muito Fraca	0 - 6	19.472	56,8
2 - Fraca	06/dez	10.414	30,4

Classes Fragilidade	Classes de declividade (%)	Área (ha)	(%)
3 - Media	dez/20	2.623	7,65
4 - Forte	20 - 30	347	1,01
5 – Muito Forte	< 30	1.411	4,12
Total		34.267	100

6.1.3.5.Pedologia

A pedologia é a ciência que estuda a origem e o desenvolvimento dos solos (GUERRA; GUERRA, 2009). Os solos são resultantes da ação integrada do clima e organismos sobre o material de origem, a rocha, condicionado pelo relevo em diferentes períodos de tempo, o qual apresenta características que constituem a expressão dos processos e dos mecanismos dominantes na sua formação (PALMIERI & LARACH, 2009).

O estudo pedológico da área de estudo deste inventário foi realizado de acordo com o mapeamento de solos do Paraná realizado pela EMBRAPA/EMATER (1999) na escala 1:2.000.000 e investigações in loco através de sondagens rotativas e à trado, melhor detalhado no item 6.1.3.6.

Foram identificados na área de estudo da PCH Paredinha as seguintes classes de solo: Latossolo Vermelho Distrófico, Latossolo Vermelho Distroférrico, Cambissolo Húmico Alumínico e Neossolo Litólico Húmico, como mostra o mapa 301-DE-MAM-004.

- **Latossolo Vermelho Distrófico e Distroférrico**

Os Latossolos são, em geral, solos muito intemperizados, profundos e de boa drenagem. Caracterizam-se por grande homogeneidade de características ao longo do perfil, mineralogia da fração argila predominantemente caulinítica ou caulinítica-oxídica, que se reflete em valores de relação Ki baixos, inferiores a 2,2, e praticamente ausência de minerais primários de fácil intemperização. Distribuem-se por amplas superfícies no território nacional, ocorrendo em praticamente todas as regiões, diferenciando-se entre si principalmente pela coloração e teores de óxidos de ferro, que determinaram a sua separação em quatro classes distintas ao nível de subordem no Sistema brasileiro de classificação de solos (EMBRAPA, 1999):

Latossolos Brunos, Latossolos Amarelos, Latossolos Vermelhos e Latossolos Vermelho-amarelos (IBGE, 2007).

Os Latossolos Vermelhos compreendem solos minerais, não hidromórficos, com horizonte B latossólico, formados a partir de rochas eruptivas básicas. São dominantemente hematíticos, muito profundos, muito porosos, friáveis a muito friáveis, acentuadamente drenados e com elevados teores de sesquióxidos de ferro (Fe203 ≥ 18%), alumínio e óxidos de titânio e manganês (EMBRAPA, 2004).

Possuem sequência de horizontes A, B, C, sendo as transições normalmente claras ou graduais entre o A e o B, e difusas entre os suborizontes do B. A espessura do *solum* (A+B) é quase sempre superior a 3 metros, com o horizonte A tendo em média 25-30 centímetros. A cor é relativamente uniforme ao longo do perfil, sendo igual ou mais vermelha que 2,5YR no horizonte B, com relação valor/croma de 3/3-4 no horizonte superficial e 3/4-6 no subsuperficial (EMBRAPA, 2004).

São subdivididos em oito classes distintas ao nível de grandes grupos: Latossolos Vermelhos Perférricos, Latossolos Vermelhos Aluminoférricos, Latossolos Vermelhos Acriférricos, Latossolos Vermelhos Ácricos, Latossolos Vermelhos Distroférricos, Latossolos Vermelhos Distróficos, Latossolos Vermelhos Eutroférricos, Latossolos Vermelhos Eutróficos (EMBRAPA, 1999).

Os Latossolos Vermelhos Distroférricos caracterizam-se por apresentarem saturação por bases baixa (V < 50%) e teores de Fe203 (pelo H2SO4) de 18% a < 36% na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B (inclusive BA) (EMBRAPA, 1999).

Os Latossolos Vermelhos Distróficos caracterizam-se por apresentarem saturação por bases baixa (V < 50%) na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B (inclusive BA) (EMBRAPA, 1999).

- **Cambissolo Húmico Alumínico**

Compreendem solos minerais, não hidromórficos, com horizonte B incipiente bastante heterogêneo, tanto no que se refere à cor, espessura e textura, quanto no que diz respeito à atividade química da fração argila e saturação por bases. Este horizonte situa-se imediatamente abaixo de qualquer tipo de horizonte A, exceto o fraco, ou sob horizonte H turfoso, possuindo sequência A, Bi, C ou H, Bi, C. São derivados de materiais relacionados a rochas de composição e natureza bastante variáveis, desde as mais antigas até as de origem recente (EMBRAPA, 2004). São solos com certo grau de evolução, porém não o suficiente para meteorizar completamente minerais primários de mais fácil intemperização, como feldspato, mica, hornblenda, augita e outros e não possuem acumulações significativas de óxidos de ferro, húmus e argilas, que permitam identificá-los como possuindo B textural ou B espódico (EMBRAPA, 2004).

São bem a moderadamente drenados, pouco profundos a profundos, apesar de ocorrerem perfis rasos (< 50cm) ou muito profundos (> 200cm). A espessura do horizonte A também varia muito, via de regra, de 15 a 80 cm (EMBRAPA, 2004).

Os Cambissolos Húmicos caracterizam-se pela presença de horizonte A húmico ou hístico. São subdivididos em quatro classes distintas ao nível de grandes grupos: Cambissolos Húmicos Aluminoférricos, Cambissolos Húmicos Alumínicos, Cambissolos Húmicos Distroférricos, Cambissolos Húmicos Distróficos. Os Cambissolos Húmicos Alumínicos são solos com caráter alumínico na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B (inclusive BA) (EMBRAPA, 1999).

- **Neossolo Litólico Húmico**

Os Neossolos são solos pouco evoluídos constituídos por material mineral, ou por material orgânico com menos de 20 cm de espessura, não apresentando qualquer tipo de horizonte B diagnóstico (EMBRAPA, 1999).

Boa parte dos Neossolos ocorre em praticamente todas as regiões do País, embora sem constituir representatividade espacial expressiva, ou seja, ocorrem de forma dispersa em ambientes específicos, como é o caso das planícies à

margem de rios e córregos (Neossolos Flúvicos) e nos relevos muito acidentados de morrarias e serras (Neossolos Litólicos) (IBGE, 2007).

Os Neossolos Litólicos são solos minerais, não hidromórficos, bem a moderadamente drenados, muito pouco desenvolvidos, com horizonte A ou hístico, assentes diretamente sobre a rocha ou sobre um horizonte C ou Cr ou sobre material com 90% (por volume), ou mais de sua massa constituída por fragmentos de rocha com diâmetro maior que 2 mm (cascalhos, calhaus e matacões) e que apresentam um contato lítico típico ou fragmentário dentro de 50 cm da superfície do solo. Admite um horizonte B em início de formação, cuja espessura não satisfaz a qualquer tipo de horizonte B diagnóstico (EMBRAPA, 1999; IBGE, 2007).

Por serem solos que se encontram em contínuo processo de rejuvenescimento e devido à proximidade do material de origem, possuem uma elevada percentagem de minerais pouco resistentes ao intemperismo, pequenos fragmentos de rocha, assim como relação Ki elevada (EMBRAPA, 2004).

São subdivididos em oito classes distintas ao nível de grandes grupos: Neossolos Litólicos Hísticos, Neossolos Litólicos Húmicos, Neossolos Litólicos Carbonáticos, Neossolos Litólicos Chernossólicos, Neossolos Litólicos Distro-úmbricos, Neossolos Litólicos Distróficos, Neossolos Litólicos Eutro-úmbricos, Neossolos Litólicos Eutróficos. Os Neossolos Litólicos Húmicos caracterizam-se pelo horizonte A húmico (EMBRAPA, 1999).

- **Depósitos de Talude**

Os depósitos de talude são depósitos acumulados na base de uma escarpa. Esse material pode ter sido trazido pela erosão do lençol de escoamento superficial, ou pelo efeito da gravidade. Esta última constitui, geralmente, o maior responsável pela formação de grandes depósitos de talude (GUERRA & GUERRA, 2009). Na área de estudo da PCH Paredinha foram encontrados depósitos de talude na região da casa de força, evidenciando a dinâmica da paisagem na região, como mostra a figura a seguir.

Figura 6-33

Depósito de talude na área de estudo. Fonte: Dado primário – janeiro/2011.



Para a execução da obra deverão ser feitos estudos aprofundados, delimitando-se as áreas de abrangência dos depósitos e suas características geotécnicas.

6.1.3.6.Descrição Geológica Local

Os registros litológicos da área em estudo foram identificados em função da analise de mapas geológicos regionais publicados pela MINEROPAR (2006), artigos científicos, mapeamento geológico superficial com caminhamento em todo o sitio da PCH Paredinha, estudando afloramentos e sondagens rotativas.

- **Unidades Geológicas Reconhecidas**

A área investigada, localizada na borda oeste da Bacia sedimentar do Paraná no Estado do Paraná, e esta composta, em sua maior porção, principalmente por rochas de origem vulcânica básica da Formação Serra Geral, com afloramentos de arenitos, siltitos e argilitos das formações Botucatu, Pirambóia e Rio do Rasto, nas serras que formam as vertentes dos rios Ivaí e Marrecas, na porção norte do município.

A unidade geológica mais representativa na região e a Formação Serra Geral de idade Mesozóica, compreende uma sequência de derrames de lavas

básicas, geradas por extenso vulcanismo continental, com basaltos maciços e amigdaloides, de textura afanitica (muito fina), cinzentos a pretos, densamente recortados por juntas de resfriamento horizontais e verticais.

A zona principal de efusão das lavas situa-se ao longo do Arco de Ponta Grossa, identificado no Mapa Geológico do Estado pelo enxame de diques paralelos, orientados dominantemente para N45° W e espaçados a intervalos de aproximadamente 500 m. Cada corrida de lava vulcânica formou um pacote de rochas chamado “derrame”. Um derrame de rocha basáltica pode atingir 30 a 40 metros de espessura e compõem-se de três partes principais: base, porção central e topo (MINEROPAR, 2002). Em alguns locais o Arenito Botucatu esta associado com outras fácies, principalmente com a Formação Pirambóia que sugere ser de origem fluvial (SALAMUNI e BIGARELLA, 1967). Porém, o contato entre ambas e objeto de discussão, pois raramente o contato esta exposto. Soares (1975) apud Petri e Fulfaro (1983) evidencia que o contato não indica discordância, para o autor, a concentração de seixos no contato pode ser um indicador de simples mudança ambiental.

6.1.3.7.Formação Rio do Rasto- Grupo Passa Dois

Esta formação e constituída de sedimentos representados por siltitos e arenitos esverdeados e arroxeados, gradando para argilitos e siltitos avermelhados, com varias intercalações de arenitos no topo. Estratificações cruzadas acanaladas, bem como laminações cruzadas e paralelas, são as estruturas sedimentares mais comuns nesta formação. Esta e uma das formações mais espessas da Bacia do Paraná, chegando a espessuras superiores a 500 metros (MINEROPAR, 2002).

A Formação Rio do Rasto marca o inicio da transição de ambiente marinho raso para planícies de mares (Membro Serrinha), passando para depósitos continentais fluviais (Membro Morro Pelado). Em Turvo, esta formação esta representada apenas por sua porção superior (Membro Morro Pelado), que se estende ao longo dos vales dos rios Ivaí e Marrecas, no limite norte do município (Figura 6-34), (MINEROPAR, 2002).

Figura 6-34
Formação Rio do Rasto com intercalação de níveis mais argilosos.



6.1.3.8.Formação Pirambóia- Grupo São Bento

Ocorre associada a Formação Botucatu, de origem desértica, sendo uma variação faciológica, isto e, de ambiente de sedimentação, representada por depósitos de planície aluvial. De acordo com Milani et al. (1994), a Formação Pirambóia esta constituída de arenitos esbranquiçados, amarelados e avermelhados, de granulação media a fina, as vezes silticos, e bancos de siltitos avermelhados, com grãos de quartzo polidos, subangulares e subarredondados.

Localmente apresenta seixos e fragmentos argilosos. Esta em contato discordante com o Membro Morro Pelado da Formação Rio do Rasto que se situa estratigraficamente abaixo. Estratificações cruzadas, planares e acanaladas de médio a grande porte e altos ângulos são comuns na Formação Pirambóia, representando depósitos de planície aluvial (MINEROPAR, 2002).

6.1.3.9.Formação Botucatu- Grupo São Bento

A Formação Botucatu consiste de arenitos quartzosos finos a grossos, bem selecionados e arredondados, com estratificações cruzadas de grande porte, indicando deposição em ambiente eólico desértico (Almeida, 1954). Localmente ocorrem níveis de arenitos grosseiros, conglomeraticos na base, com abundantes

estratificações cruzadas de grande porte. Sua espessura media e em torno de 100 metros e apresenta características de depósitos em forma de dunas em desertos.

No município de Turvo esta formação ocorre ao longo da escarpa que limita os vales dos rios Ivaí e Marrecas, logo abaixo da Formação Serra Geral, em área de recarga do Aquífero Guarani.

Figura 6-35
Parede da Formação Botucatu próximo a Casa de Forca.



6.1.3.10.Formação Serra Geral- Grupo São Bento

A Formação Serra Geral e composta por rochas ígneas vulcânicas, representadas por basaltos toleiticos e andesitos basálticos, ocorrendo quantidades subordinadas de riolitos e riodacitos (Milani, 1997). Diabasios intrusivos ocorrem em toda a seção sedimentar da Bacia, na forma de soleiras e diques, são também correlacionados a Formação Serra geral.

A zona principal de efusão das lavas situa-se ao longo do Arco de Ponta Grossa, identificado no Mapa Geológico do Estado pelo enxame de diques paralelos, orientados dominantemente para N45oW e espaçados a intervalos de aproximadamente 500 m (MINEROPAR, 2002).

Um derrame de rocha basáltica pode atingir 30 a 40 metros de espessura e compõem-se de três partes principais: base, central e topo. A base constitui a zona vítrea e vesicular, que se altera facilmente. A parte central e a mais espessa e formada por basalto maciço, porem recortado por numerosas juntas (ou fraturas) verticais a horizontais. O topo de um derrame típico apresenta os famosos “olhos de

sapo", pois ao se resfriarem, os gases concentram-se na superfície, formando bolhas nas porções superiores dos derrames, que são posteriormente preenchidas "amígdalas" ou não "vesículas" (MINEROPAR, 2002).

Além dos componentes vulcânicos, a área compõe uma rede intrincada de diques e soleiras de diabasio, os quais intrudem todos os pacotes sedimentares pré-vulcanismo da Bacia do Paraná, incluindo os próprios derrames. As intrusões de diques básicos ocorrem principalmente no embasamento, a leste e a nordeste da Bacia, como nos enxames de diques NW-SE do Arco de Ponta Grossa, de diques NNE-SSW de Florianópolis e de NE-SW da Serra do Mar (Rio de Janeiro - Santos).

Figura 6-36
Basalto a montante do Barramento da PCH Paredinha.

