

## Perfis longitudinais

QUADRO 3.3 - PERFIS LONGITUDINAIS

PERFIL	COTAS	DISTÂNCIA (km)	DIST. ACUMULADA
<b>Perfil longitudinal do Rio Quebra Perna</b>			
Bacia: Rio Quebra Perna -PR	800	3,40	3,00
Área de drenagem: 100,50 km <sup>2</sup>	820	1,20	4,60
Altitude máxima: 1090m	840	2,20	6,80
Altitude mínima: 800m	860	6,50	13,30
	880	1,00	14,30
	900	0,25	14,55
	920	0,05	14,60
	940	0,75	15,35
	960	1,70	17,05
	980	0,15	17,20
	1000	0,60	17,80
	1020	1,10	18,90
	1040	0,70	19,60
	1060	0,60	20,20
	1080	0,5	20,70
	1090	0,30	21,00
	□□	21,00	
<b>Perfil longitudinal do Rio Barrozinho</b>			
Bacia: Rio Barrozinho/Guabiroba -PR	800	6,50	6,50
Área de drenagem: 95,60 km <sup>2</sup>	820	4,30	10,80
Altitude máxima: 1080m	840	0,70	11,50
Altitude mínima: 800m	860	1,30	12,80
	880	0,55	13,35
	900	0,65	14,00
	920	1,10	15,10
	940	0,50	15,60
	960	0,75	16,35
	980	0,60	16,95
	1000	1,05	18,00
	1020	1,20	19,20
	1040	0,40	19,60
	1060	0,30	19,90
	1080	0,10	20,00
	□□	20,00	
<b>Perfil longitudinal do Rio Guabiroba</b>			
Bacia: Rio Guabiroba -PR	780	2,30	2,30
Área de drenagem: 17,99 km <sup>2</sup>	800	3,70	6,00
Altitude máxima: 800m	□□	6,00	
Altitude mínima: 780m			

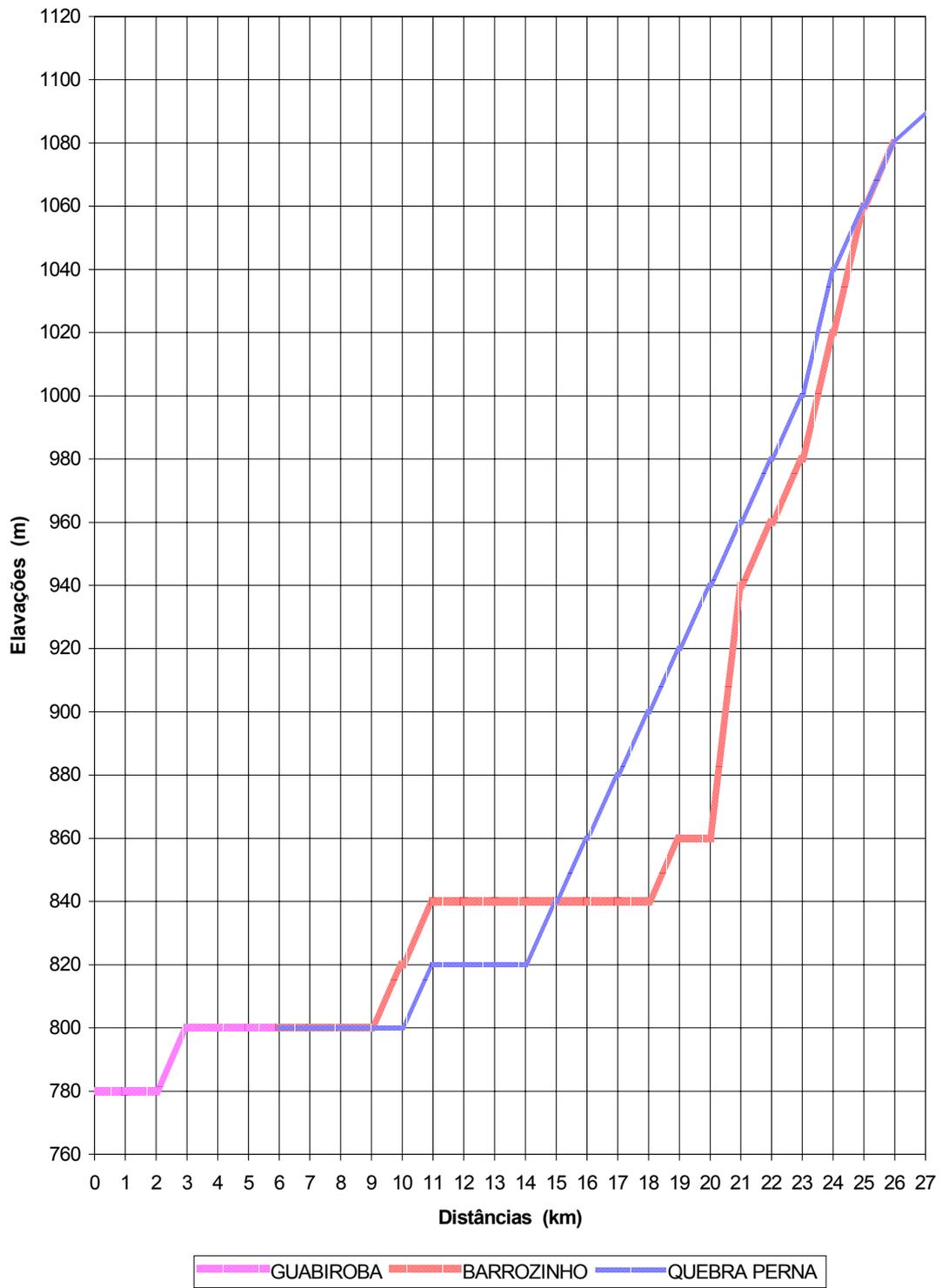


FIGURA 3.13 - PERFIS LONGITUDINAIS DOS RIOS GUABIROBA, QUEBRA PERNA E BARROZINHO

## **Características do escoamento fluvial**

A partir da análise das características físicas das Sub-bacias do Rio Quebra Perna, Rio Barrozinho e Rio Guabiroba (a partir da união Quebra Perna/Barrozinho) é possível realizar estudos a respeito da Bacia do Rio Guabiroba.

As características do escoamento fluvial da Bacia do Rio Guabiroba são referentes às sub-bacias de maneira separada e também funcionando como uma só bacia e foram obtidas a partir de dados calculados e/ou medidos diretamente em mapas hidrográficos georeferenciados e digitalizados.

A área da bacia considerada é a área compreendida entre os divisores topográficos da drenagem do Rio Guabiroba e totaliza aproximadamente 196,10 km<sup>2</sup> com perímetro de 60,42 km.

A bacia é de 5.<sup>a</sup> ordem. O curso mais longo tem aproximadamente 27 km desde a sua foz no Rio Tibagi até a nascente do Rio Quebra Perna. A extensão total dos cursos d'água é de aproximadamente 328,10 km.

A sinuosidade é relativamente pequena, o curso principal tem um índice 1.460. A densidade de drenagem é de 1,673 km/km<sup>2</sup>. Pode-se classificar a bacia como eficiente ou bem drenada.

A bacia como um todo tem um coeficiente de compacidade 1,208 que caracteriza uma forma quase circular e sugere uma certa simetria em sua seção exutória. Mas ao analisar-se as sub-bacias separadamente nota-se que elas são particularmente estreitas. Pode-se concluir, portanto, que o escoamento é bem distribuído em relação ao percurso e a sensibilidade a enchentes é moderada.

O fator de forma da bacia em questão tem um índice de 0,269, que é baixo e, portanto, indicativo de pequena tendência a enchentes comprovando o resultado do coeficiente de compacidade.

## **Deflúvio superficial**

Dentro dos limites do PEVV encontra-se uma estação meteorológica operada pelo IAPAR, que fornece os dados apresentados nesse estudo.

Para desenvolvimento de estudos das obras de drenagem recomenda-se a relação intensidade-duração-freqüência obtida por Fendrich (1998) para Ponta Grossa:

$$i = \frac{1902,39 * Tr^{0,152}}{(t + 21)^{0,893}}$$

Onde:

Tr = período de retorno (anos)

t = duração da chuva de projeto(min)

i = intensidade de precipitação(mm/h)

Para os estudos de regularização de vazões, na eventualidade de se optar pela permanência da barragem, recomenda-se a aplicação de Modelo Hidrológico Sintético, baseado nas características físicas da bacia contribuinte e levantamentos de campo na área de alagamento do reservatório nos dados de precipitação fornecidos pelo IAPAR, apresentados no relatório de caracterização climática do Parque Estadual de Vila Velha.

## **Considerações finais**

Os estudos hidrológicos relativos à bacias hidrográficas que banham o Parque Estadual de Vila Velha foram realizados somente em nível preliminar, com finalidade de obter informações que permitissem caracterizar essas bacias.

Conforme pode ser observado, a região ocupada pelo parque (PEVV) abrange parte das áreas de contribuição, que totalizam 196,10 km<sup>2</sup>.

O meio físico representado pelas superfícies de drenagem transcende os limites do parque até atingir os divisores de águas, constituindo-se em importante região de amortecimento, tendo em vista as calhas formadas pelo sistema de drenagem natural ali existente.

A montante do parque encontram-se significativas parcelas das áreas de contribuição dos Rios Quebra Perna e Barrozinho, que podem influenciar em muito a qualidade das águas que banham o parque.

A jusante do parque encontra-se o Rio Tibagi que recebe as águas do Rio Guabiroba e de seus tributários: Arroio Capão Grande, Córrego da Roça, Lagoa Dourada e Lagoa Tarumã.

Outra questão relevante a ser considerada é a barragem existente nos limites do parque, leito do Rio Barrozinho. Para se decidir pela sua permanência são necessárias algumas ponderações de ordem física, econômica e ambiental.

Quanto as questões de ordem física deve-se considerar que, em principio, a permanência da barragem pode beneficiar o amortecimento dos efeitos de enchentes, bem como, servir de barreira física de proteção quanto a propagação de incêndios. Além disso, se o local for revitalizado, poderá contribuir para incrementar sua beleza cênica.

Quanto aos aspectos econômicos, será necessária avaliar os custos das obras de recuperação da estrutura da barragem existente, readequação dos vertedores, construção de estruturas de dissipação e análise das necessidades do meio biótico. A partir dessa avaliações, inferir sobre a viabilidade de permanência da barragem.

Do ponto de vista ambiental, será necessário analisar os cenários de ocupação da região sem a barragem e com a barragem, o que não se constituirá em tarefa fácil, uma vez que já decorreram cerca de 30 (trinta) anos desde a implantação das alterações no meio físico e biótico naquele local.

### 3.4.3 Geologia

Este trabalho, que aborda aspectos geológicos, geomorfológicos e paleontológicos, sua elaboração compreendeu análise de documentação preexistente (bibliografia, mapas, relatórios técnicos, etc.), fotointerpretação (fotos

aéreas em escalas 1:70.000 de 1962, 1:25.000 de 1980 e 1:2.000 de 2001) e levantamentos de campo, estes realizados entre os meses de abril e julho de 2002.

Foi dada certa ênfase aos aspectos paleontológicos, que embora não constituam atrativo principal do PEVV, têm trazido muitos pesquisadores e excursões científicas às áreas vizinhas, podendo portanto ser integrados às atrações do parque.

Para alguns termos técnicos foi elaborado um glossário que encontra-se no Anexo 3.

#### 3.4.3.1 Geologia regional

O Parque Estadual de Vila Velha situa-se na borda centro-leste da Bacia do Paraná (figuras 3.14 e 3.16) na zona de maior inflexão do Arco de Ponta Grossa, cuja elevação causou intenso fraturamento NW-SE que permitiu o acesso do magma básico à superfície durante o Mesozóico, originando um grande enxame de diques. Foi responsável ainda pela forte reentrância da porção paranaense da bacia.

A Bacia do Paraná constitui uma extensa depressão intracratônica localizada no centro-leste da América do Sul que abriga rochas sedimentares e vulcânicas posicionadas entre o Neo-Ordoviciano e o Neo-Cretáceo. Seu formato é alongado na direção NNE-SSW, com largura média de 900 km e comprimento de 1.750 km, abrangendo uma área aproximada de 1.400.000km<sup>2</sup>, dos quais cerca de 1.100.000 km<sup>2</sup> no Brasil, 100.000 km<sup>2</sup> no Paraguai, 100.000km<sup>2</sup> na Argentina e 100.000km<sup>2</sup> no Uruguai. A espessura máxima do empilhamento atinge cerca de 8000 metros, sendo 6.300 metros de rochas sedimentares e 1.700 metros de rochas vulcânicas, essencialmente basálticas (ZALÁN et al.,1990).

De acordo com Milani, 1997 (apud MILANI & RAMOS, 1998), a Bacia do Paraná é dividida em seis superseqüências (figura 3.15): Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo). As três superseqüências basais, correspondentes a ciclos transgressivos-regressivos

paleozóicos, compõem o cenário geológico da área estudada. As demais correspondem a pacotes sedimentares continentais, com rochas ígneas associadas.

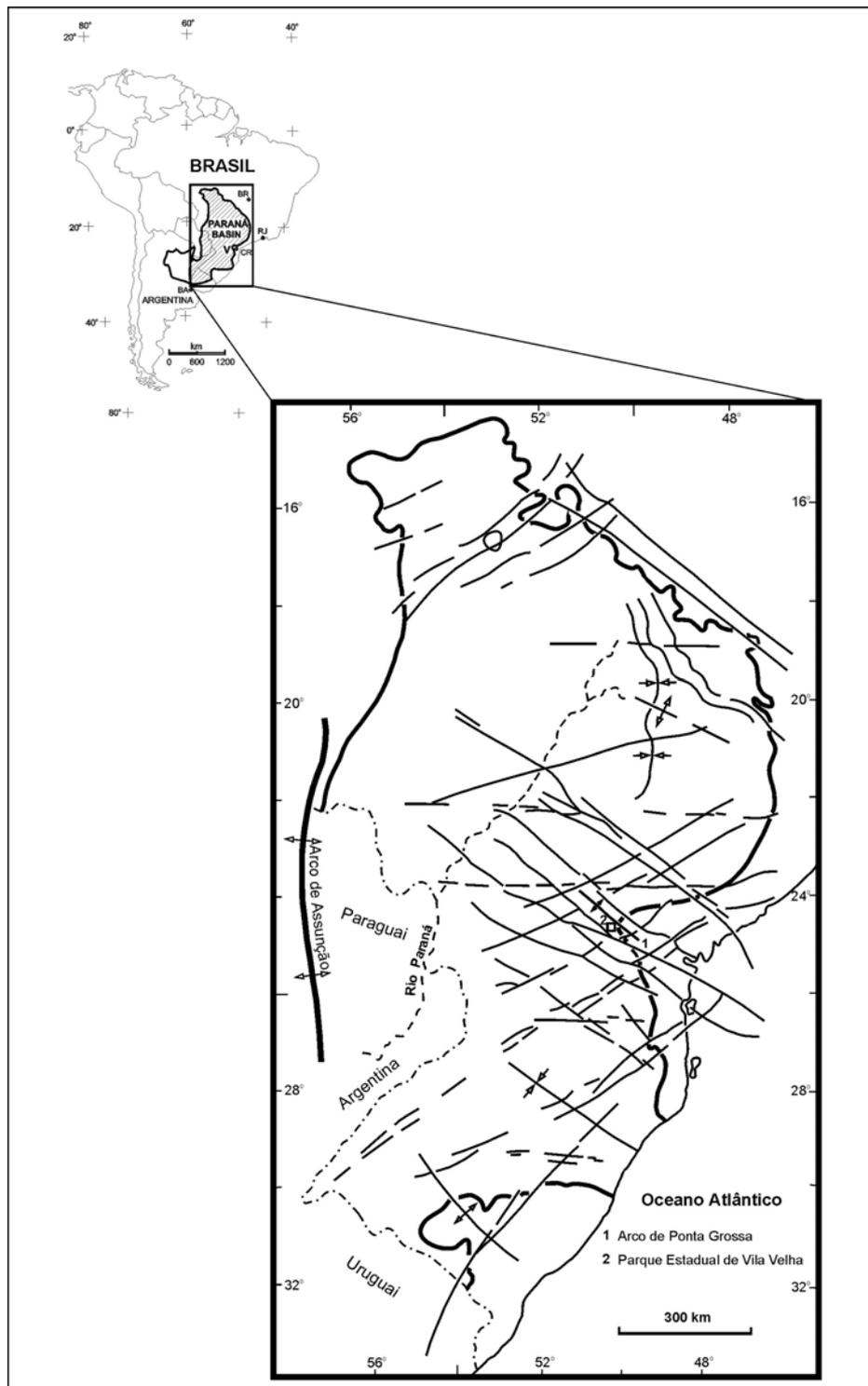


FIGURA 3.14 - ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA BACIA DO PARANÁ

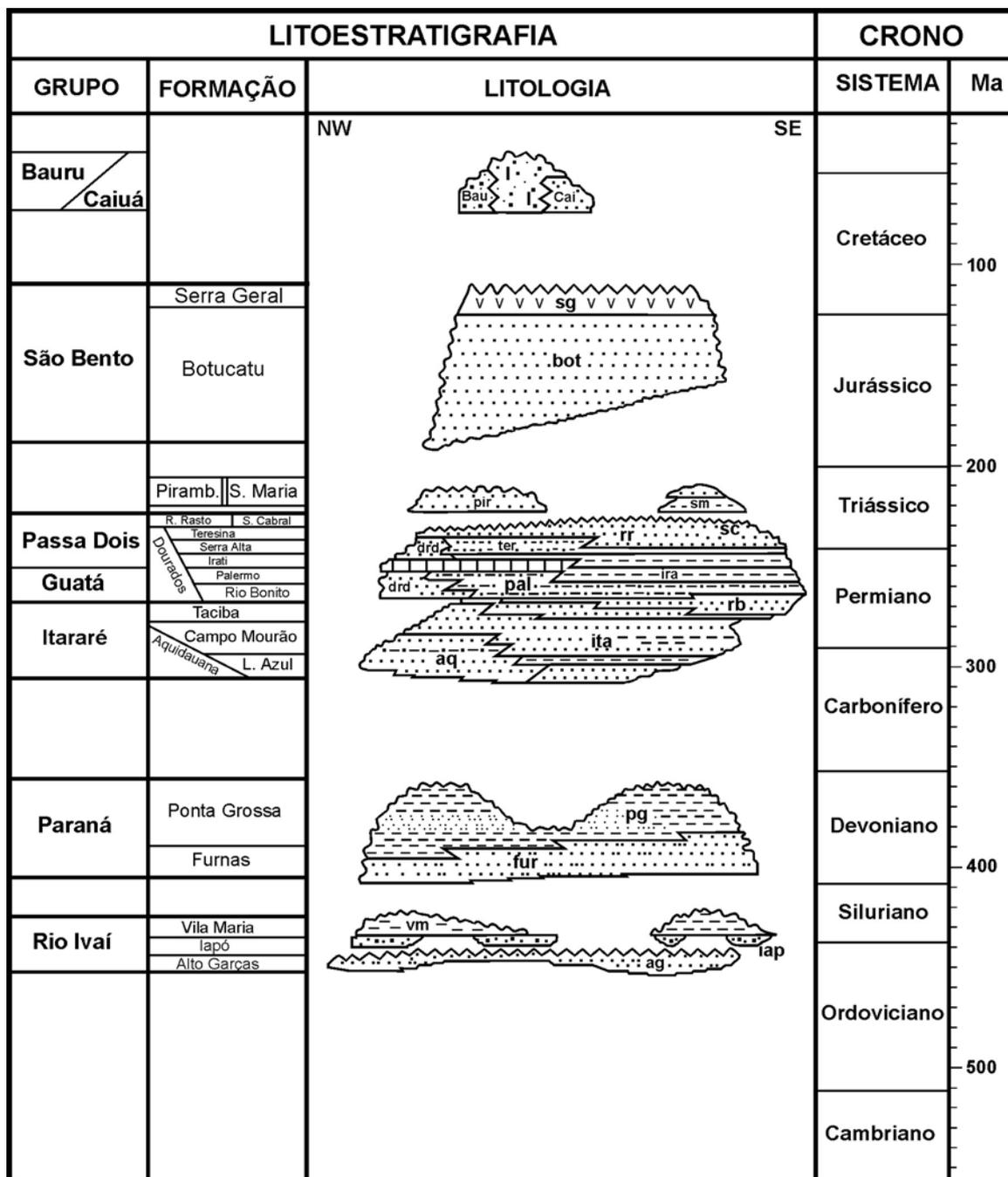
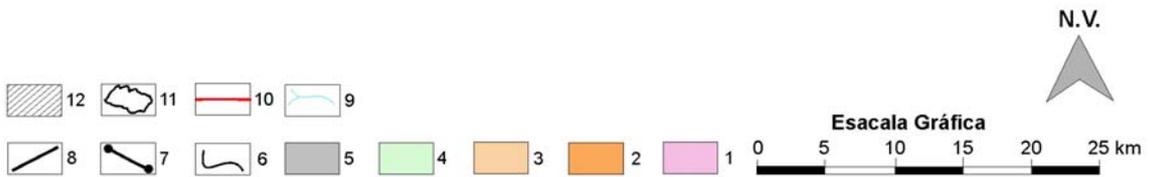
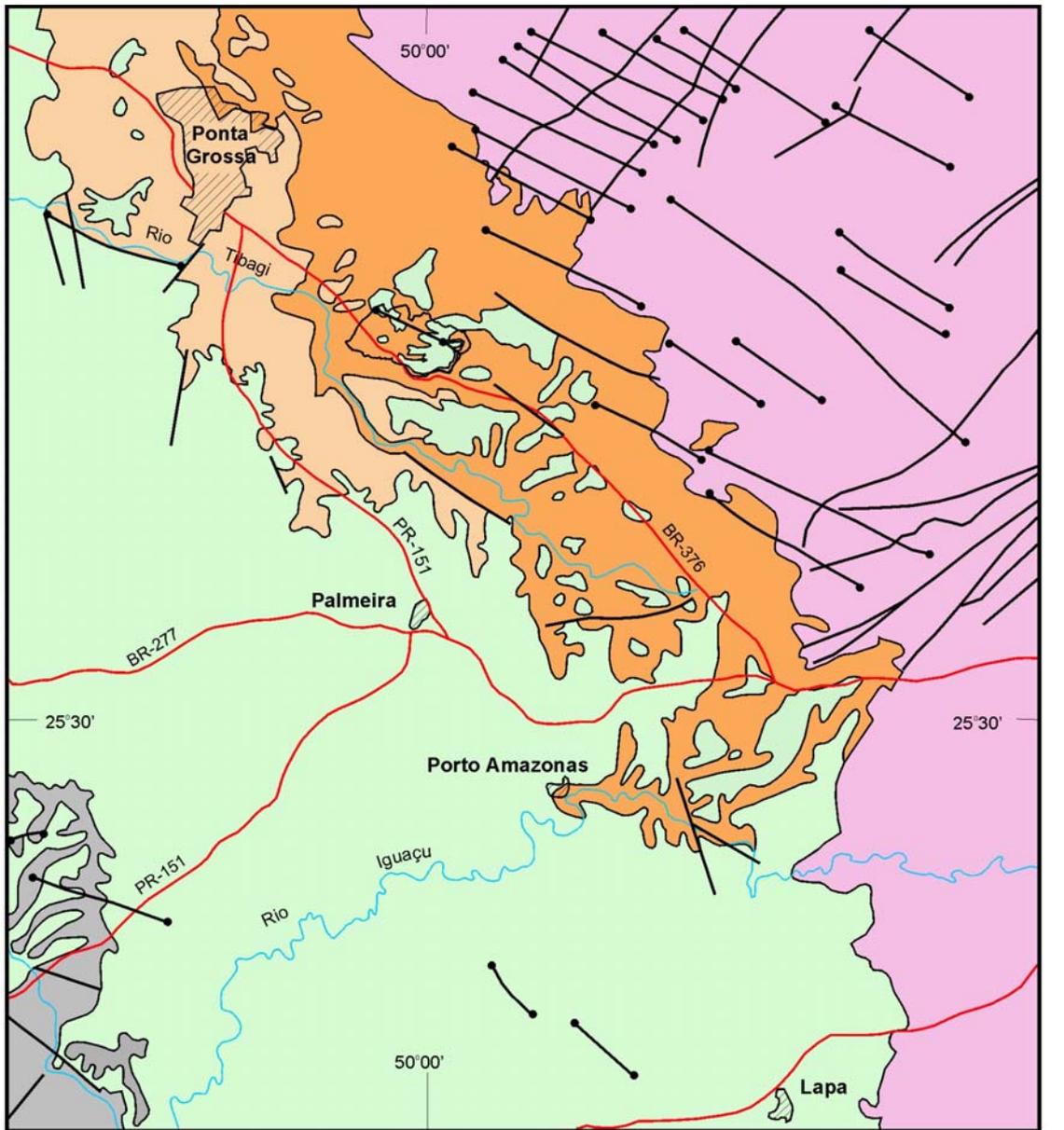


FIGURA 3.15 - COLUNA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO PARANÁ (MILANI et al., 1998)



1) embasamento Proterozóico; 2) Formação Furnas (D); 3) Formação Ponta Grossa (D); 4) Grupo Itararé (P-C); 5) Formação Rio Bonito (P); 6) contato geológico; 7) diques de diabásio; 8) falhas e fraturas principais; 9) rede de drenagem; 10) rodovias; 11) Parque Estadual de Vila velha; 12) áreas urbanas.

FIGURA 3.16 - MAPA GEOLÓGICO REGIONAL (modificado de MINEROPAR, 1989)

### 3.4.3.2 Estratigrafia da Bacia do Paraná nas proximidades do PEVV

Situando-se no flanco leste da Bacia do Paraná, na área de influência do Arco de Ponta Grossa, as unidades que ocorrem dentro do perímetro do PEVV e proximidades são a Formação Iapó (só aparece fora do PEVV), formações Furnas e Ponta Grossa e Grupo Itararé, estes últimos todos ocorrendo dentro dos limites do PEVV (figuras 3.14 e 3.16).

#### **Formação Iapó**

A implantação da Bacia do Paraná inicia-se com o empilhamento sedimentar da superseqüência Rio Ivaí - Grupo Rio Ivaí (ASSINE et al., 1994), constituída pelas formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria. Na região da área estudada a unidade basal é a Formação Iapó (MAACK, 1947), sotoposta à Formação Furnas e assentada sobre rochas cambro-ordovicianas do Grupo Castro ou do embasamento proterozóico, sempre através de discordâncias.

A Formação Iapó, de ocorrência descontínua e com pequena espessura (geralmente inferior a 20 metros), é constituída de diamictitos com clastos polimífticos, em geral facetados e estriados, imersos em matriz siltico-arenosa, interpretados como depósitos subglaciais (ASSINE et al., 1998a).

#### **Formação Furnas**

A Formação Furnas constitui a unidade basal da superseqüência Paraná, representada pelo grupo homônimo, que compreende ainda a Formação Ponta Grossa. Assenta discordantemente sobre rochas do embasamento cristalino ou da Formação Iapó, enquanto a passagem para as unidades sotopostas é gradacional, quando recoberta pela Formação Ponta Grossa, e discordante quando rochas do Grupo Itararé recobrem diretamente o Arenito Furnas.

Nesta porção da bacia a Formação Furnas aflora desde o Sul do Estado do Paraná até as proximidades de Itapeva-SP. É constituída predominantemente de

arenitos de coloração esbranquiçada, arroxeadas ou amareladas, de granulação média a grossa, com grãos angulares a sub-angulares, regularmente selecionados e quartzosos, com matriz caulínica. Na parte inferior da formação predominam arenitos grossos, imaturos, com ocorrências descontínuas de arenitos conglomeráticos e conglomerados quartzosos. Em direção ao topo, predominam arenitos mais finos, com níveis de siltitos argilosos micáceos.

Apesar da Formação Furnas não apresentar membros, Borgui (1996) sugere a possibilidade de dividi-la em três intervalos informais com características faciológicas marcantes:

- **Intervalo basal**, constituído de arenito com intercalações de conglomerados que não ocorrem nas seções mais superiores.
- **Intervalo médio**, correspondente ao Arenito Furnas s.s., onde ocorrem muitos icnofósseis cilíndricos horizontais, geralmente atribuídos ao ignogênero *Palaeophycus* (HALL, 1847).
- **Intervalo de topo**, com ocorrência de expressivas camadas de folhelhos brancos, algumas vezes contendo restos de plantas fósseis (psilófitas), camadas de arenitos com laminações cruzadas por onda com icnofósseis tubulares e cônicos verticais (*Skolithos*).

Estratificações cruzadas de vários tipos são feições comuns nesta formação.

O ambiente deposicional da Formação Furnas tem suscitado muitas divergências. Bigarella et al. (1966) e Lange & Petri (1967) consideram origem marinha para a formação. Northfleet et al. (1969) e Schneider et al. (1974) admitem origem fluvial. Assine et al. (1994) propõem que a Formação Furnas foi depositada em sistemas de deltas construídos por rios entrelaçados. Borgui (1996) considera a formação como resultado do retrabalhamento marinho de paleocorrentes flúvio-costeiras.

A idade da Formação Furnas é considerada como estendendo-se do Neo-Siluriano (Pridoliano) ao Eo-Devoniano (Lockoviano/Praguiano), segundo Assine (1996) e Bergamaschi (1999).

### **Formação Ponta Grossa**

A Formação Ponta Grossa, unidade superior do Grupo Paraná, dispõe-se sobre rochas da Formação Furnas com as quais mantém contato gradacional, e é sobreposta por rochas do Grupo Itararé através de contatos discordantes.

É uma unidade que exhibe uma grande homogeneidade textural, com predominância de termos pelíticos representados por folhelhos, folhelhos sílticos e siltitos, de coloração cinza escuro a preta,ossilíferos e micáceos. Subordinadamente ocorrem arenitos finos a muito finos, micáceos, de coloração cinza claro.

Lange & Petri (1967) subdividiram a Formação Ponta Grossa, da base para o topo, em três membros: Jaguariaíva, Tibagi e São Domingos.

Com seção-tipo exposta entre os km 2,2 a 6,6 da estrada de ferro Jaguariaíva-Arapoti, e espessura de cerca de 100 metros (entre as cotas 860 e 960m), o Membro Jaguariaíva consiste de folhelhos cinza com intercalações de camadas de siltitos e arenitos.

O conteúdo fossilífero, constituído de bivalves, gastrópodes, trilobitas, braquiópodes, dentre outros, indicam ambiente de sedimentação marinho relativamente raso (LANGE & PETRI, 1967), cuja idade, determinada com base em quitinozoários, corresponde ao intervalo Praguiano a Frasniano (ASSINE, 1996; BERGAMASCHI, 1999; GRAHN, 1997). A sedimentação ocorreu sob condições de baixas energia e taxa de sedimentação, intensa colonização bentônica do fundo, resultando em estratos intensamente bioturbados e muito fossilíferos, caracterizando os horizontes paleontologicamente mais ricos da Formação Ponta Grossa (ASSINE & PETRI, 1996).

Os litotipos que constituem o Membro Jaguariaíva apresentam características sedimentológicas e estratigráficas que materializam um ciclo transgressivo-regressivo completo de oscilação, representando o afogamento dos sistemas deltaicos da Formação Furnas.

O contato basal com a Formação Furnas é gradacional, evidenciado pelo incremento na argilosidade da porção superior desta formação que, através de empilhamento transgressivo, culmina com os folhelhos marinhos emsianos do Membro Jaguariaíva (ASSINE & PETRI, 1996).

O Membro Tibagi, definido inicialmente por Oliveira (1912, apud GRAHN, 1992) como Arenito Tibagi, tem como seção tipo as camadas de arenitos sílticos micáceos expostas ao longo do Córrego São Domingos, a cerca de 6,5 km a Oeste da cidade de Tibagi.

Consiste de camadas de arenitos grossos a finos, argilosos e micáceos na porção basal, com intercalações de siltitos, às quais são recobertas por folhelhos micáceos duros. Esta ciclicidade se repete diversas vezes, indicando avanço e recuo da linha de costa, provocada por oscilações do nível do mar (LANGE & PETRI, 1967). A espessura nas áreas aflorantes varia de 20 a 35 metros.

O rico conteúdo fossilífero deste membro inclui braquiópodes articulados, cricoconarídeos, bivalves e trilobitas, nas fácies síltico-argilosas, enquanto nos arenitos predominam braquiópodes esperiferídeos do gênero *Austrapospirifer* (BOSETTI, 1989).

O padrão de granocrescência textural ascendente, verificado tanto nas seqüências de fácies como na seqüência como um todo, reflete-se em aumento na percentagem da fração areia em direção ao topo, caracterizando um empilhamento regressivo progradacional (ASSINE & PETRI, 1996).

Em posições mais distais, como na faixa de afloramentos no Estado do Paraná, os arenitos deste membro constituem fácies de plataforma, onde barras arenosas de costa-a-fora construídas por tempestades ocorrem intercaladas em folhelhos plataformais.

Datações palinológicas realizadas por Daemon et al. (1967) e Lange & Petri (1967) indicam que a sedimentação do Membro Tibagi ocorreu durante o Eifeliano.

O Membro São Domingos tem como seção tipo a mesma localidade do Membro Tibagi, onde acha-se exposta uma seção com cerca de 90 metros de espessura de folhelho.

A litologia consiste em camadas alternadas de folhelho e siltito com conteúdo crescente de folhelho argiloso em direção ao topo, contendo arenitos conglomeráticos na porção basal.

Datações baseadas em quitinozoários (LANGE, 1967) e esporomorfos (DAEMON et al., 1967), indicam idade Eifeliano-Frasniano para o Membro São Domingos.

O conteúdo fóssilífero, constituído principalmente de braquiópodes, trilobitas, cricoconarídeos e bivalves, indica ambiente marinho de deposição. De acordo com Melo (1988, apud GRAHN, 1992), muitos elementos da fauna Malvinocáfrica desapareceram nas camadas mais inferiores (Eifeliano Superior), sendo poucos os que sobreviveram até o Givetiano Inferior. O mesmo autor estima em 350 metros a espessura máxima do Membro São Domingos.

Os folhelhos do Givetiano indicam uma expansão do sítio deposicional, registrando o pico máximo de transgressão no Devoniano da Bacia do Paraná, o que acarretou mudanças ecológicas drásticas, responsável pelo desaparecimento da fauna Malvinocáfrica na passagem Eifeliano-Givetiano (ASSINE & PETRI, 1996).

### *Grupo Itararé*

O Grupo Itararé, unidade basal do Supergrupo Tubarão, de idade permo-carbonífera, corresponde a uma complexa associação de litotipos (e.g. tillitos, diamictitos, varvitos, arenitos e folhelhos), depositada sob condições flúvio-glaciais, glácio-marinhas e marinhas, em consequência do degelo das geleiras desenvolvidas sobre extensa área da margem meridional do Gondwana (MILANI et al., 1994).

O termo Itararé foi aplicado pela primeira vez, e na categoria de *Série*, aos sedimentos com influência glacial ocorrentes na bacia do Rio Itararé, em São Paulo, por Oliveira (1916, apud SCHNEIDER et al., 1974). Estes últimos autores proporcionaram uma subdivisão litoestratigráfica do Grupo Itararé em três formações (Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul), aplicável aos estados de Santa Catarina e Paraná. No entanto, França & Potter (1988), propuseram uma nova subdivisão do Grupo Itararé em três novas formações denominadas de Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba, extensível a toda Bacia do Paraná. Estes autores mantiveram a denominação de Formação Aquidauana para os sedimentos terrígenos avermelhados ocorrentes na porção norte-noroeste da bacia.

A Formação Lagoa Azul, composta por arenitos, folhelhos e diamictitos, constitui a unidade basal e não-aflorante do Grupo Itararé, ocorrente na região centro-sul do Estado de São Paulo, norte do Estado de Paraná e sudeste do Estado de Mato Grosso do Sul (FRANÇA & POTTER, 1988).

Repousando sobre os litotipos da Formação Lagoa Azul ou, na ausência desta, sobre unidades mais antigas, ocorre a Formação Campo Mourão, constituída predominantemente por arenitos com folhelhos, siltitos, diamictitos e lamitos seixosos subordinados (FRANÇA & POTTER, 1988). De acordo com Milani et al. (1994), a Formação Campo Mourão equivale às formações Campo do Tenente e Mafra de Schneider et al. (1974). As rochas do Grupo Itararé ocorrentes no Parque Estadual de Vila Velha, dentre as quais o Arenito Vila Velha (MAACK, 1946), pertencem à esta formação.

O Arenito Vila Velha contendo as esculturas naturais ocorre sob a forma de morros testemunhos ou platôs, isolados das áreas principais de afloramentos do Grupo Itararé, que são sustentados por arenitos conglomeráticos, diamictitos, ritmitos, argilitos e folhelhos da parte basal do Itararé (MELO & COIMBRA, 1996).

França et al. (1996, apud MELO et al., 1999) interpretaram o Arenito Vila Velha como lobos subaquosos, formados por fluxos gravitacionais densos provenientes da base de geleiras. Evidências de influência de correntes

hidrodinâmicas indicariam ambiente raso, com alternância de fluxos gravitacionais e processos hidrodinâmicos. O Arenito Lapa com morfologia linear na direção SE-NW, ocorrente ao sul de Vila Velha, seria o resultado do preenchimento do canal subaquoso alimentador dos lobos do Arenito Vila Velha.

Com até 50 metros de espessura, o Arenito Vila Velha está assentado concordantemente sobre rochas da Formação Lagoa Azul, base do Grupo Itararé. Este é constituído essencialmente por arenitos avermelhados, de granulação fina a grossa e com níveis seixosos na parte basal, com conteúdo mineralógico que inclui quartzo, feldspatos (em parte caulinizados), moscovita, clorita e granada (MAACK, 1946). Este autor já destacava a presença de uma película superficial protetora, de composição ferruginosa e manganesífera, que teria participação na elaboração das esculturas naturais de Vila Velha, determinando o aparecimento de cabeças sobressalentes sobre a parte inferior erodida em forma côncava (MELO et al., 1999).

Estudos paleontológicos demonstram que as fácies de folhelhos e diamictitos incluídos no Arenito Lapa indicam idade Westphaliana (Carbonífero Superior) (DAEMON & MARQUES-TOIGO, 1991).

### **Intrusivas básicas a intermediárias (Formação Serra Geral)**

Secionando as litologias regionais ocorrem rochas intrusivas básicas a intermediárias mesozóicas relacionadas ao Magmatismo Serra Geral, representadas principalmente por diques e soleiras de diabásio. Em geral apresentam coloração cinza escura a preta, devido à abundância de minerais ferromagnesianos, e granulação milimétrica a submilimétrica. A mineralogia é constituída, essencialmente, por plagioclásio (labradorita) e piroxênio (augita), e secundariamente por magnetita, apatita, quartzo, feldspatos potássicos e hornblenda, além de clorita como produto de alteração.

As espessuras destes diques e soleiras variam de submétrica a dezenas de metros. A origem dos mesmos está ligada ao Arco de Ponta Grossa, o qual provocou fissuras nas rochas por onde ascendeu o magma básico, relacionado ao Magmatismo Serra Geral (Grupo São Bento), testemunhando intensa atividade

ígnea vulcânica durante a fragmentação do antigo continente Gondwana, no Mesozóico. A solidificação do magma básico dentro dessas fissuras originou os diques, cuja direção preferencial é N40°-60°W.

### **Estruturas tectônicas**

Os elementos estruturais reconhecidos na Bacia do Paraná, de acordo com Zalán et al. (1990), são representados por um grande número de zonas de fraqueza como falhas e fraturas, concentradas segundo três direções principais:

- NE-SW (N50-70E), paralelas às estruturas do embasamento proterozóico;
- NW-SE (N45-60W), relacionadas com a ruptura do Gondwana e, no caso, o Arco de Ponta Grossa;
- E-W, paralelas a zonas de fraturas oceânicas.

Estes três sistemas de estruturas ocorrem na área estudada, principalmente na forma falhas e de fraturas com deslocamento desprezível ou inexistente. Falhas e fraturas do sistema NW-SE encontram-se muitas vezes penetradas por intrusões básicas relacionadas ao Magmatismo Serra Geral, originando o grande enxame de diques da região.

Outros dois sistemas de fraturas tectônicas ocorrem nos arenitos (MELO & COIMBRA, 1996):

- subverticais com distribuição concêntrica, paralelamente às bordas do platô arenítico;
- subhorizontais parcialmente controladas pela estratificação e originadas por alívio de carga.

#### **3.4.4 Paleontologia**

A Formação Ponta Grossa, riquíssima em fósseis que constituem registro ímpar do Período Devoniano no mundo, tem suas melhores exposições na região dos Campos Gerais do Paraná. Por este motivo, tem sido objeto de muitos estudos científicos e excursões de alunos de terceiro grau das áreas de Geologia,

Paleontologia, Biologia, Geografia e outras, que afluem à região em busca dos afloramentos onde possam coletar dados para seus estudos. Isto a torna um atrativo singular, principalmente para o denominado "turismo científico".

Folhelhos fossilíferos da Formação Ponta Grossa ocorrem dentro do perímetro do Parque Estadual de Vila Velha (locais GEO-41 e GEO-46), mas ali ela ainda é pouco estudada, o que deve ser realizado à luz das limitações impostas pelo manejo do parque. Foi registrada a ocorrência de fósseis de braquiópodes articulados nos estratos aflorantes nesta área, pertencentes provavelmente aos gêneros *Australocoelia* (figura 3.18-B), *Australospirifer* (figura 3.24-C) e *Derbyina* (figura 3.24-D). Sua posição taxonômica ainda é duvidosa, pela falta de estudos de detalhe no local. A Formação Ponta Grossa na região de Vila Velha sofre processo de "acunhamento", desaparecendo por completo dentro dos limites do parque (figura 3.17).

Dada a importância da Formação Ponta Grossa e seu conteúdo fossilífero como atrativo regional, são apresentados a seguir histórico sobre seu estudo, bem como dados e interpretações referentes à Seção Rivadávia, situada pouco ao sul do PEVV (figura 3.16), a qual exemplifica o tipo de investigação que esta unidade permite.

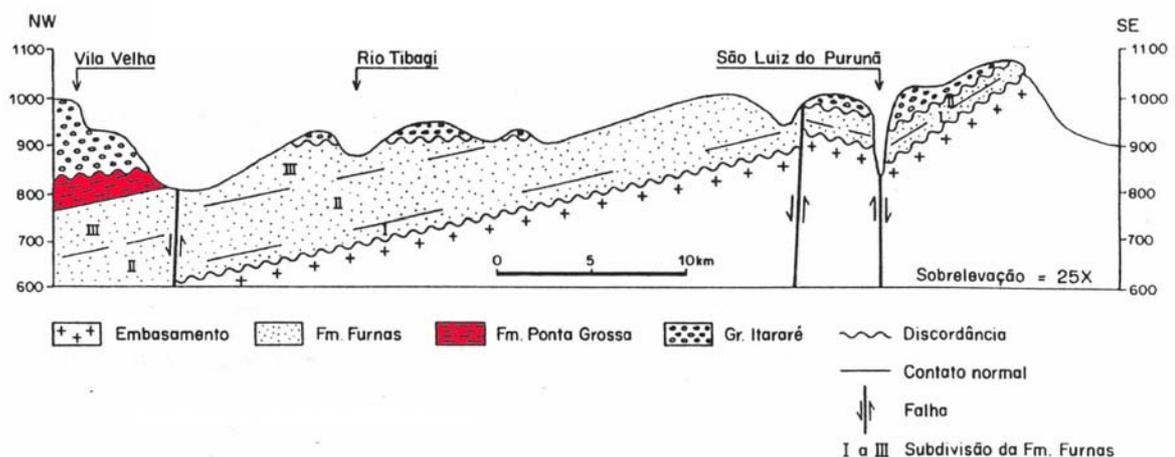


FIGURA 3.17 - PERFIL GEOLÓGICO DA REGIÃO DE VILA VELHA (adaptado de ASSINE, 1996)



FIGURA 3.18 - EXEMPLOS DE FÓSSEIS DA FORMAÇÃO PONTA GROSSA. A: *tentaculites*, SEÇÃO RIVADÁVIA; B: *Australocoelia tourtelotti*, LOCAL GEO-46

#### 3.4.4.1 Histórico das pesquisas sobre o Devoniano dos Campos Gerais

No ano de 1875 é organizada a Primeira Comissão Geológica do Império do Brasil, cujo planejamento preliminar enfocou o estudo da Geologia, Paleontologia e das minas do Império. A direção da comissão foi entregue ao geólogo canadense Charles Friederich Hartt.

No ano seguinte, 1876, Luthero Wagoner encontra alguns fragmentos fósseis no Município de Ponta Grossa, que são identificados posteriormente por Orville A. Derby e Richard Rathbun como sendo de provável idade devoniana.

Outra excursão é realizada no Estado do Paraná no ano de 1877. Desta vez o próprio Orville Derby visita as localidades fossilíferas do Município de Ponta Grossa, descobertas no ano anterior. No ano de 1878, Orville A. Derby publicou o trabalho que é considerado como o primeiro a tratar com alguma extensão da geologia do Devoniano do Estado do Paraná. Bergamaschi (1999) refere-se ao mesmo como "A primeira notícia de caráter científico sobre a existência de rochas devonianas no sul do Brasil".

Orville A. Derby envia vários fósseis ao paleontólogo norte-americano, John M. Clarke. Clarke (1890) descreve o trilobita *Dalmanites gonzaganus*, que, embora tenha sido revisado mais tarde pelo próprio autor, foi o primeiro fóssil especificamente identificado para o Estado do Paraná (in: LANGE, 1954). Kayser (1900), estuda alguns fósseis coletados no Município de Tibagi, no mesmo estado.

Clarke (1913) publica a monografia que se tornaria o "carro-chefe" das descrições paleontológicas do Devoniano da Bacia do Paraná. Este trabalho pioneiro não só refere a posição sistemática dos fósseis devonianos, bem como apresenta ainda considerações sobre Paleobiogeografia, Paleogeografia e Paleoecologia daquele momento geológico brasileiro até então desconhecido. Após esta época de grande produção científica, os trabalhos sobre os fósseis devonianos

do Paraná começam a rarear na bibliografia. Muitos autores abordam a geologia do estado, e quando fazem referência aos fósseis, utilizam as espécies previamente descritas por Clarke (1913).

Clarke (1921) faz um reestudo relativo aos organismos responsáveis pelas perfurações observadas em conchas paleozóicas e revisa sua monografia sobre o Devoniano paranaense.

A formalização das unidades devonianas acontece com Petri (1948), onde são propostas as denominações Formação Furnas e Formação Ponta Grossa, para designar a base e o topo da seqüência, respectivamente. O autor, ocupa-se ainda, da distribuição faunística nas camadas devonianas de Ponta Grossa, Tibagi, Jaguariaíva, Piraí do Sul e Arapoti, todas do Estado do Paraná.

Du Toit (1952) sumariza a estratigrafia devoniana do Paraná, enfatizando suas correlações com os depósitos do Cabo (África do Sul).

No ano de 1954, vários trabalhos tratando da geologia e paleontologia devonianas da Bacia do Paraná são publicados, entre eles destacam-se o de Caster (1954), Sommer (1954). Bigarella (1954) onde efetua esboço geológico e paleogeográfico para o estado homônimo, e finalmente Lange (1954) onde destaca-se um detalhado histórico das pesquisas até aquele ano.

Lange & Petri (1967) propõem uma divisão tripartite para os sedimentos da Formação Ponta Grossa, constituídas, a partir da base pelos membros Jaguariaíva, Tibagi e São Domingos.

A partir daí, a nomenclatura estratigráfica do Devoniano da Bacia do Paraná é marcada por intensa discussão.

Boucot & Gill (1956) contribuíram com a introdução de um conceito quantitativo do problema do provincialismo faunístico dos mares devonianos do Hemisfério Sul. O termo Província Malvinocáfrica passou a ser constante na bibliografia, aceito por alguns autores e muito discutido por outros, o termo define um

isolamento geográfico para esta fauna marinha, e é embasado em caracteres morfológicos e genéticos.

Cooper (1977) refere-se à "comunidade de águas rasas" do Devoniano da Bacia do Paraná, correlaciona esta fauna com a fauna de outras bacias da América do Sul e África do Sul, discute as condições paleoambientais das diferentes comunidades e a evolução paleobiogeográfica e paleoclimática das bacias brasileiras no Devoniano inferior e médio. Sugere ainda a extinção em massa da fauna no Devoniano Superior. Tal afirmativa é embasada na hipótese de que um clima radicalmente frio teria causado a extinção da fauna recifal e perirecifal. Isaacson (1978) contesta o trabalho de Cooper (1977), para este último a extinção se deu em função de uma regressão marinha de alto grau no final do período.

A partir da década de 80, segundo Bergamaschi (1999), novos estudos são desenvolvidos neste intervalo. Os mesmos seriam conduzidos à luz dos novos conceitos da Estratigrafia (MIALL, 1990 e 1997) e apoiados em dados mais reveladores, principalmente de subsuperfície.

Assine (1996) e Assine & Petri (1996) desenvolvem estudos sobre a estratigrafia de seqüências pré-carboníferas da Bacia do Paraná abordando dentre outras formações a seqüência devoniana do Estado do Paraná. No ano seguinte (ASSINE et al., 1998b) publica trabalho enfocando particularidades do Membro Tibagi da Formação Ponta Grossa.

Bergamaschi (1999) efetua análise estratigráfica do Siluro-Devoniano da Bacia do Paraná (sub-bacia de Apucarana).

A partir de meados da década de 70 vários autores trabalham com a Paleontologia da Formação Ponta Grossa. Quadros (1979) trabalha com fósseis da Chapada dos Guimarães (Mato Grosso) correlacionando os mesmos com os fósseis de Ponta Grossa, Boucot & Caster (1984) assinalam a primeira ocorrência do braquiópode *Scaphiocoelia* na Bacia do Paraná. Morsch (1984a) efetua revisão

sistemática dos bivalves da Formação Ponta Grossa (no Paraná) e no mesmo ano registra ocorrência de novas espécies para a formação (MORSCH, 1984b). Barcellos Popp (1985) revisa a sistemática de trilobitas calmonídeos da mesma formação. Melo (1985) realiza estudos relativos à Província Malvinocáfrica no Devoniano brasileiro, apresenta neste trabalho detalhado histórico das pesquisas além de discutir com profundidade as várias correntes e concepções do provincialismo austral. Pinto & Purper (1986) descrevem nova espécie de ostracode, sendo este o primeiro registro específico do animal para o devoniano paranaense. Quadros (1987) efetua nova revisão sistemática dos braquiópodes da Chapada dos Guimarães (Mato Grosso), agora trabalhando com todas as famílias ocorrentes e novamente correlacionando-as com a fauna de Ponta Grossa. Bosetti (1989a, 1989b, 1989c) e Bosetti & Moro (1989) desenvolvem estudos sistemáticos referentes ao gênero *Lingula* (Brachiopoda: Inarticulata) oriundos dos estados do Paraná e Mato Grosso, e aplica métodos estatísticos na tentativa de interpretação paleoecológica. Ciguel (1989) trabalha com os cricoconarídeos da Formação Ponta Grossa, registrando novo gênero. Kotzian (1995) desenvolve estudos sobre moluscos bivalves do devoniano da Bacia do Paraná, Azevedo (1996) trabalha com ostracodes da Formação Ponta Grossa e faz referência à tafonomia deste grupo de microfósseis. Bosetti & Quadros (1996) publicam trabalho sobre os lingulídeos da Chapada dos Guimarães (Mato Grosso) e referem-se ainda à geologia do local correlacionando a fauna com a ocorrente no Paraná. Bolzon & Bogo (1996) analisam a tafonomia dos Crinoidea devonianos do Estado do Paraná.

Ghillard & Simões (2000) trabalham com aspectos tafonômicos de trilobitas devonianos da Formação Ponta Grossa. Leme et al. (2000) revisam os conularídeos da mesma formação. Rodrigues et al. (2000) referem-se à paleoecologia destes conularídeos. Simões et al. (2000) desenvolvem estudos referentes à tafonomia de

conularídeos como um critério em análise paleoambiental, utilizando espécimens da Formação Ponta Grossa.

#### 3.4.4.2 Seção Colunar Rivadavia

Bergamaschi (1999) identifica duas associações de fácies nesta seção. A primeira associação é representada por ciclos assimétricos de engrossamento granulométrico para o topo (*coarsening–shallowing upward*), com cerca de 4m de espessura média, iniciados, na base, por siltito laminado, cinza médio, recoberto ascendentemente por uma interlaminação de siltito com arenito muito fino (fácies *wavy-linsen*) onde se observa com frequência laminações cruzadas por onda na porção arenosa. À medida em que a proporção de areia aumenta em direção ao topo, as lentes arenosas com laminações cruzadas por onda da porção intermediária do ciclo dão lugar a delgados estratos (centimétricos) de arenito muito fino, amarelo-avermelhado, que exibem estratificação tipo *micro-hummocky*, com comprimentos de onda decimétricos. Na porção de topo do ciclo, observa-se um aumento na frequência e na espessura de tais estratos arenosos e no comprimento de onda dos *micro-hummockies*. Estruturas tipo estratificação cruzada *hummocky* também são observadas no topo dos ciclos. Nesta seção foram identificados três ciclos desta natureza (ciclos 1, 2 e 3 da figura 3.19-A).

Destaca-se que o limite entre os ciclos é nítido, podendo ser facilmente rastreado por uma extensão lateral muito ampla (figura 3.19-A e B).

Uma outra associação faciológica presente nesta seção (assinalada como ciclo 4 na figura 3.19-A), refere-se a um intervalo de folhelho negro, argiloso, com nódulos esféricos piríticos centimétricos, apresentando, no detalhe, variações na espessura da laminação. Alguns níveis apresentam-se finamente laminados, conferindo à rocha uma grande fissilidade e um aspecto papiráceo.

### *Idade*

Oliveira (1997) com base na análise de acritarcas confere idade emsiana para estes pacotes, enquanto Grahn (1997) com base em quitinozoários indicou uma idade praguiana para o mesmo. No presente trabalho optou-se por utilizar idade praguiana para a base e emsiana para o topo da seção, uma vez que uma correlação com o topo do Membro Jaguariaíva é aqui proposto.

### *Estratigrafia e Paleoambientes*

O padrão de empilhamento dos estratos neste afloramento sugere uma progressiva passagem de condições relativamente proximais à linha de costa (*shoreface* inferior) para os primeiros 11m (base) para condições mais distais em direção ao topo, nos últimos 3m da seção (*offshore* inferior). Este último pacote representaria as fácies de águas mais profundas, que marcariam a deposição abaixo do nível de base da ação de ondas de tempestade. Por este motivo uma Superfície de Inundação Máxima (*Maximum Flood Surface*) foi indicada para o topo da seção. Os depósitos retrogradacionais (com o material muito fino empilhando-se sobre o material mais grosso) indicam que a seção estudada apresenta um Trato de Sistemas Transgressivo, culminando com máxima inundação da bacia naquela época.

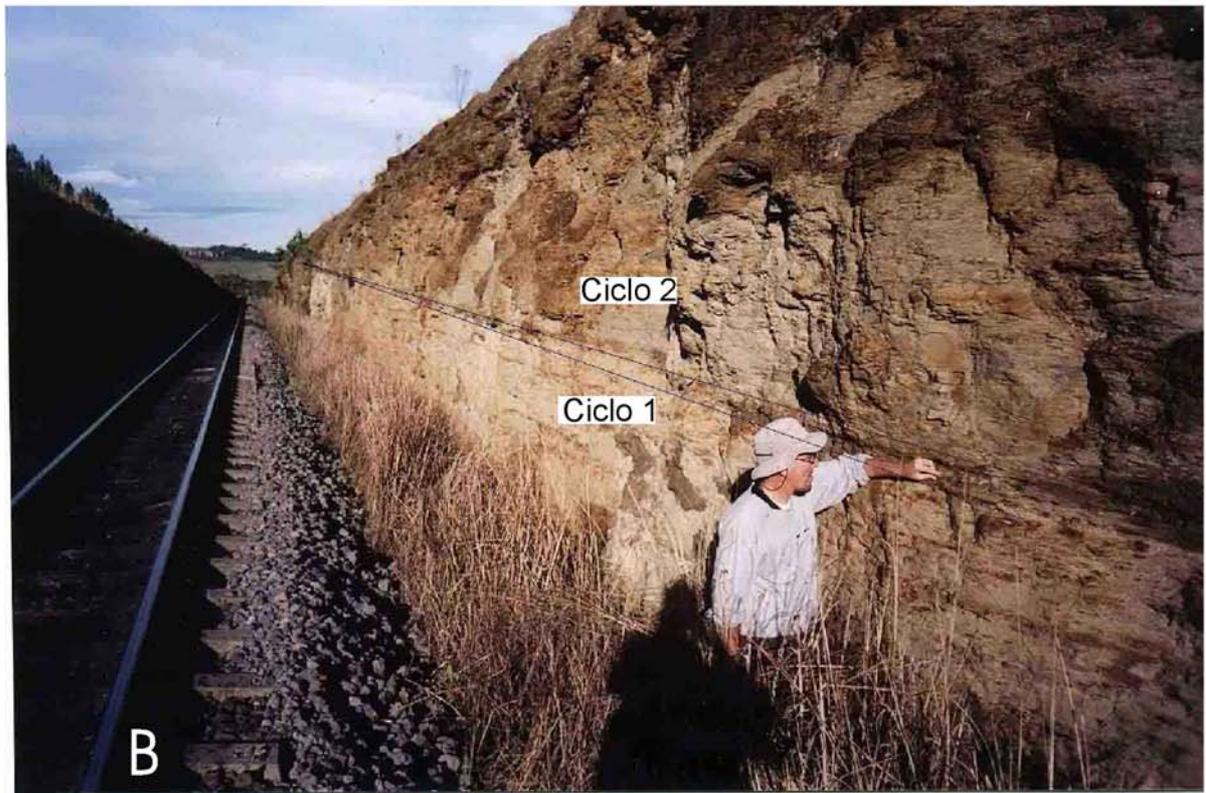
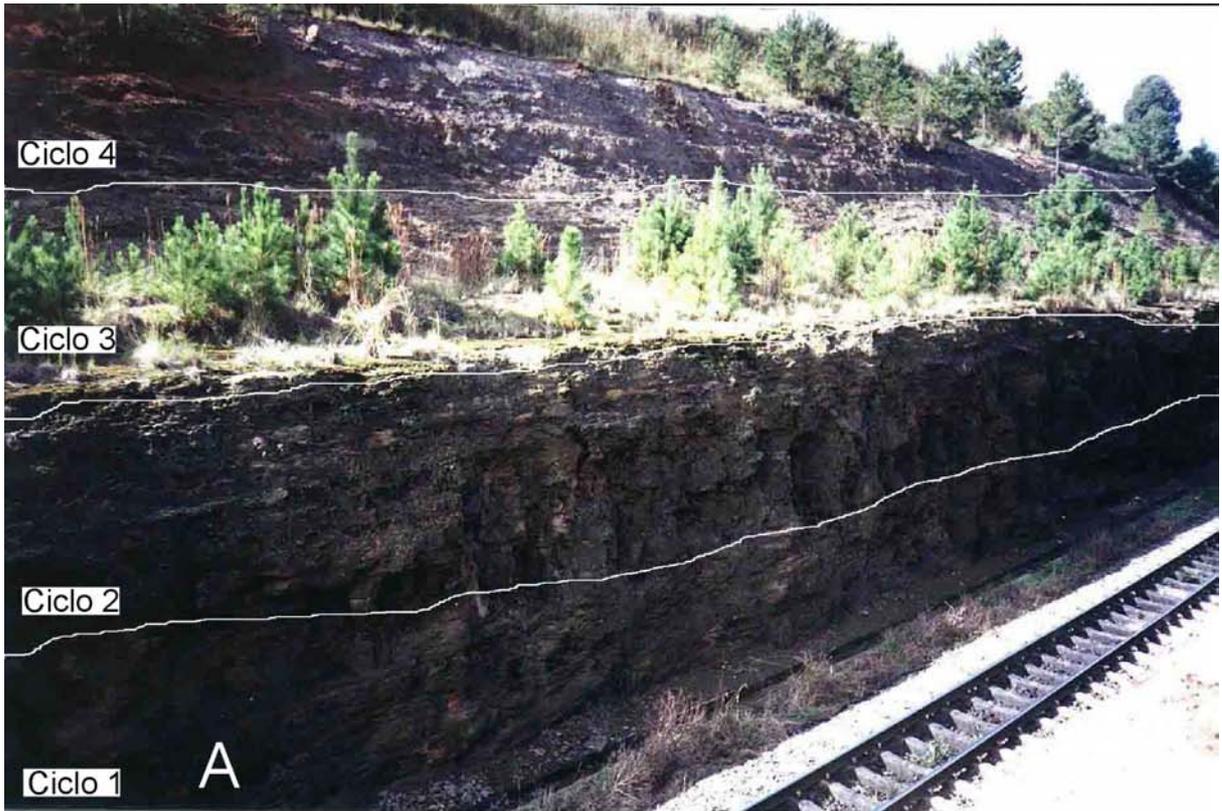


FIGURA 3.19 - CICLOS SEDIMENTARES DA FORMAÇÃO PONTA GROSSA NA SEÇÃO RIVADÁVIA

### 3.4.4.3 Paleontologia

O afloramento apresenta grande concentração de invertebrados marinhos, os mesmos são identificados como pertencentes à assembléia fóssil do Devoniano da Bacia do Paraná. Nos três primeiros ciclos sedimentares (ciclos 1,2 e 3) o predomínio é de *Australocoelia tourtelloti* Boucot & Gill (1956) (Brachiopoda: Articulata) em associação com outros braquiópodes articulados. Ocorrem ainda nestes ciclos, grande quantidade de trilobitas Calmonídeos e subordinadamente à estes últimos, trilobitas homanotídeos. Bivalves endofaunais são presentes, predominando os nuculídeos. Duas espécies de Tentaculítídeos foram observadas, bem como uma espécie de Gastropoda. *Orbiculoidea* e *Lingula* (Brachiopoda: Inarticulata) são pouco abundantes nestes ciclos. O ciclo 4 apresenta fauna abundante porém de baixa biodiversidade, apenas dois gêneros de braquiópodes inarticulados são presentes (*Orbiculoidea* e *Lingula*), sendo o primeiro fortemente dominante em abundância.

#### *Listagem dos fósseis encontrados*

### **PHYLUM BRACHIOPODA**

#### **Classis Articulata**

*Australocoelia tourtelotti* (BOUCOT & GILL, 1956)

*Derbyina whitiorum* (CLARKE, 1913)

*Australostrophia mesembria* (CLARKE, 1913)

*Australospirifer* spp. (CASTER, 1939)

#### **Classis Inarticulata**

*Lingula sagittalis* (BOSETTI, 1989)

*Lingula* spp. (BRUGUIÉRE, 1797)

*Orbiculoidea baini* (CLARKE, 1913)

*Orbiculoidea collis* (CLARKE, 1913)

## PHYLUM MOLLUSCA

### Classis Bivalvia

*Nuculites reedi* (CLARKE, 1913)

*Nuculites pacatus* (CLARKE, 1913)

*Nuculites sharpei* (REED, 1908)

*Modiolopsis? meridionalis* (KOTZIAN, 1995)

*Grammysioidea capricornus* (CLARKE, 1913)

### Classis Gastropoda

*Plectonotus* spp.

### Classis Cricoconarida

*Tentaculites crotalinus* (SALTER, 1856)

*Tentaculites jaculus* (CLARKE, 1913)

## PHYLUM ARTHROPODA

### Sub-Phylum Trilobita

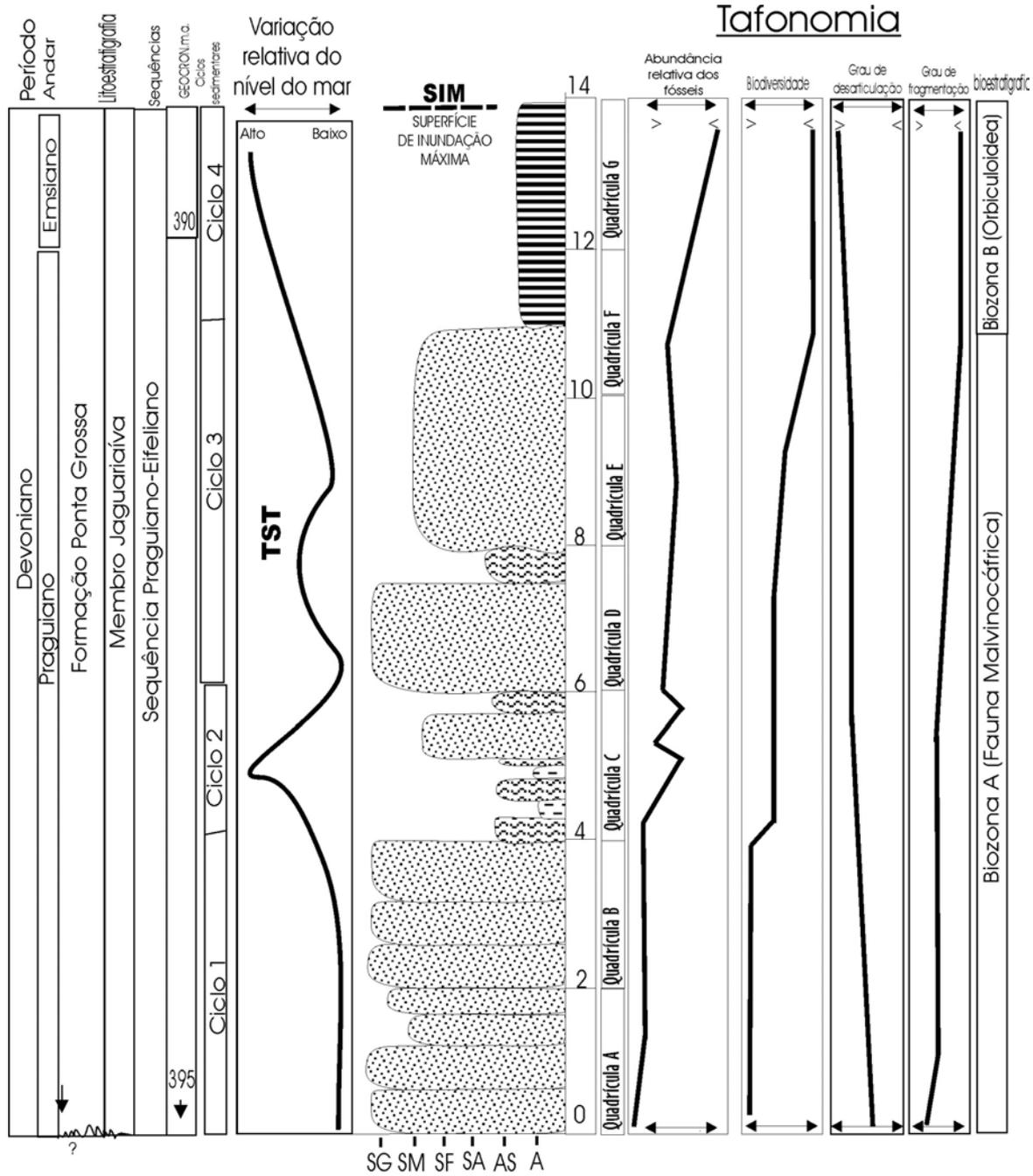
*Calmonia* spp.

*Homalonotus (Burmeinsteria?)* spp.

#### 3.4.4.4 Tafonomia

A análise tafonômica realizada demonstrou que o grau de empacotamento dos bioclastos poder ser classificado como "frouxamente empacotado suportado pela matriz", aumentando em grau da base para o topo. Esta feição tafonômica corrobora as condições marinhas mais distais já identificadas na análise estratigráfica e sedimentológica (*shoreface* inferior a *offshore* inferior). Foram identificadas ainda na análise tafonômica as seguintes características:

- A abundância relativa dos bioclastos diminui da base para o topo;
- A biodiversidade da fauna diminui substancialmente da base para o topo;
- O grau de fragmentação das valvas (moluscos e braquiópodes) e das mudas (trilobitas) diminui da base para o topo;
- O grau de desarticulação das valvas e mudas aumenta da base para o topo;
- As dimensões dos fósseis segundo suas espécies é variada em toda a seção, ou seja, formas jovens e adultas coexistem nos estratos;
- Duas assembléias fósseis são observadas, a primeira composta por formas tipicamente malvinocáfricas (moluscos endofaunais, gastropoda, trilobitas calmonídeos e homanolotídeos, braquiópodes articulados e inarticulados, tentaculitídeos), a segunda composta exclusivamente por *Orbiculoidea* e *Lingula* (o segundo gênero é subordinado numericamente). As assembléias foram designadas como Biozonas A e B (figura 3.20);
- Os bioclastos demonstram evidências de transporte em quase todos os níveis estudados, as valvas estão desarticuladas em sua grande maioria, as mudas de trilobitas são desarticuladas e fragmentadas;
- O transporte não foi suficiente para ocasionar alto grau de fragmentação do material biológico, e a seleção dos bioclastos por tamanho e peso é insignificante.



- Siltito grosso a siltito fino laminado a maciço, cinza-escuro.
- Argilito siltoso com lâminas milimétricas de areia muito fina, cinza-mosqueado.
- Argilito cinza-escuro, com estrutura plano-paralela.
- Folhelho argiloso, negro

**TST** TRATO DE SISTEMAS TRANSGRESSIVO

FIGURA 3.20 - SEÇÃO COLUNAR RIVADÁVIA, PONTA GROSSA, PARANÁ

### 3.4.4.5 Interpretação

O afloramento estudado é correlacionado aos estratos superiores do Membro Jaguariaíva, Sequência Praguiano-Eifeliana (ASSINE, 1996) e sequência "B" de Bergamaschi (1999). Apresenta ciclos sedimentares que indicam pequenas variações do nível do mar durante a deposição do pacote (ver figura 3.20) com tendências a uma transgressão ao final da sequência. Os fósseis encontrados e sua tafonomia corroboram esta hipótese. O material paleontológico sofreu transporte e foi depositado em condições associadas a ondas de tempestade representadas por seus efeitos distais, nos primeiros 11m (*micro-hummockys* distais), à medida que o nível do mar sobe a fauna é menos abundante e menos diversificada, o grau de fragmentação das conchas nos últimos 3 metros da seção é muito baixo, indicando, juntamente com a litologia muito fina presente e o alto grau de carbono orgânico ali encontrado, ambiente anóxico, impróprio para a vida e distante da ação das ondas.

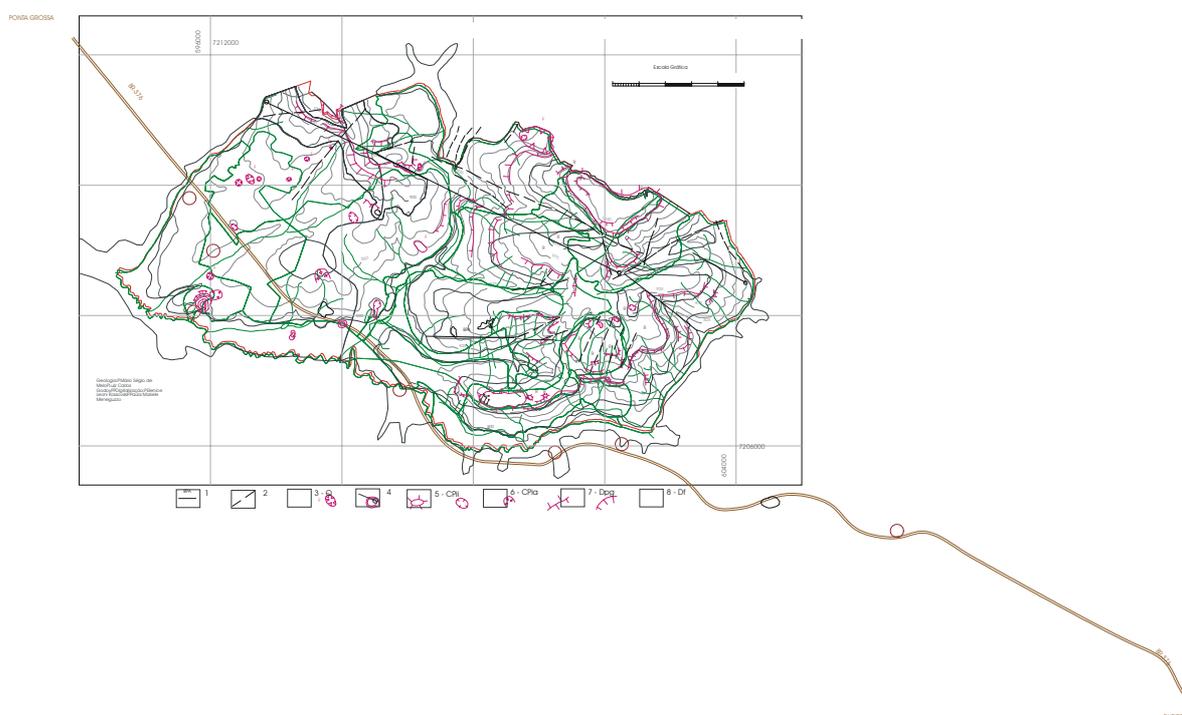


FIGURA 3.21 - MAPA GEOLÓGICO DO PARQUE ESTADUAL DE VILA VELHA. 1: FALHAS (A: BLOCO ALTO, B: BLOCO BAIXO, QUANDO FOR O CASO); 2: LINEAMENTOS; 3: ALUVIÕES QUATERNÁRIOS; 4: DIQUES DE DIABÁSIO DO MAGMATISMO SERRA GERAL; 5: CPII, ROCHAS INDIFERENCIADAS DO GRUPO ITARARÉ; 6: CPIA, ARENITOS DO GRUPO ITARARÉ; 7: DPG, FORMAÇÃO PONTA GROSSA; 8: DF, FORMAÇÃO FURNAS

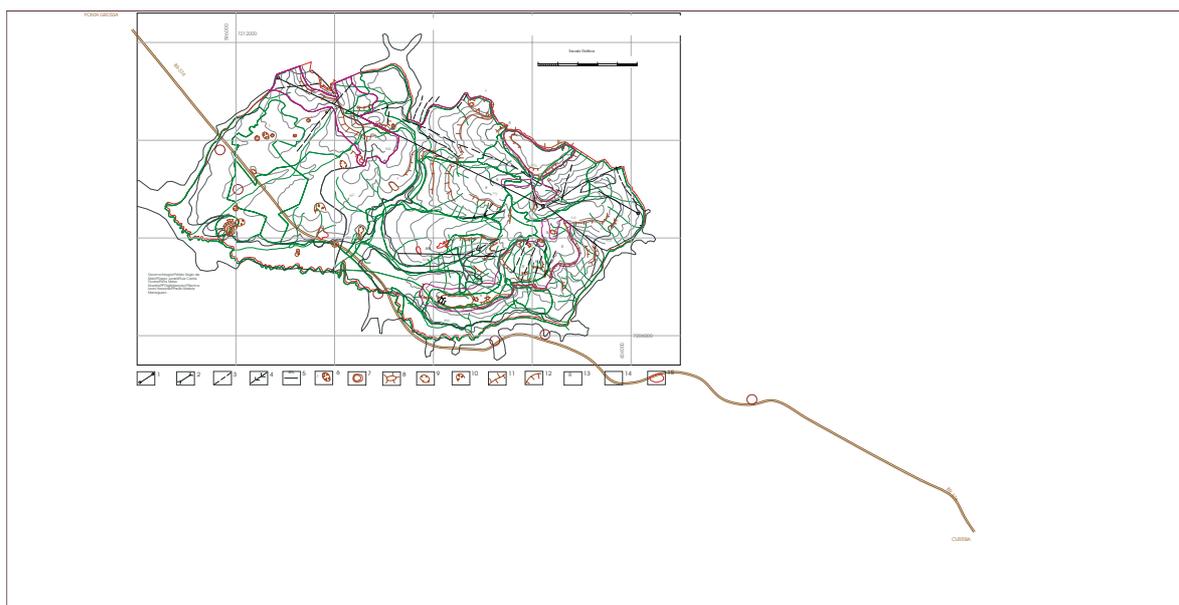


FIGURA 3.22 - MAPA DE FEIÇÕES GEOMORFOLÓGICAS DO PEVV: 1: DIQUES; 2: FENDAS; 3: LINEAMENTOS; 4: LINEAMENTOS COM RIOS ENCAIXADOS; 5: FALHAS; 6: FURNAS; 7: LAGOAS; 8: MORROS TESTEMUNHOS; 9: DEPRESSÕES; 10: ANFITEATROS; 11: CRISTAS PONTIAGUDAS; 12: RUPTURAS DE DECLIVE; 13: RELEVO RUINIFORME; 14: PLANÍCIES ALUVIAIS; 15: ÁREAS DEGRADADAS

### 3.4.5 Geomorfologia Regional

O Parque Estadual de Vila Velha, localizado no Segundo Planalto Paranaense ou Planalto de Ponta Grossa (MAACK, 1981), assenta-se sobre a estrutura conhecida como Arco de Ponta Grossa, predominando localmente rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Paraná, no macroconjunto denominado Domínio Morfoestrutural Bacias e Coberturas Sedimentares Inconsolidadas Plio-Pleistocênicas, no Sub-Domínio Bacia e Coberturas Sedimentares do Paraná, na Unidade de Relevo Patamares da Bacia do Paraná (IBGE, 1993).

Além das estruturas rúpteis decorrentes da tectônica rígida associada com os movimentos crustais ao longo do Arco de Ponta Grossa, contribuem também, de maneira significativa nas morfoesculturas existentes na área PEVV, os processos morfogenéticos ligados às alternâncias climáticas que ocorreram ao longo do Cenozóico e ao clima úmido atual, determinando, em conjunto com as litologias e as estruturas presentes, uma das paisagens mais notáveis do Estado do Paraná.

### 3.4.6 Geologia Local

As unidades que aparecem no PEVV são: Formação Furnas (Devoniano); Formação Ponta Grossa (Devoniano); Grupo Itararé (Carbonífero-Permiano); diques de diabásio do Magmatismo Serra Geral (Cretáceo); sedimentos aluviais e coluviais quaternários (figura 3.21). Durante os levantamentos de campo foram visitados os locais assinalados na figura 3.23, cujos dados mais significativos estão incluídos no Anexo 4 (mapeamento geológico – geomorfológico).

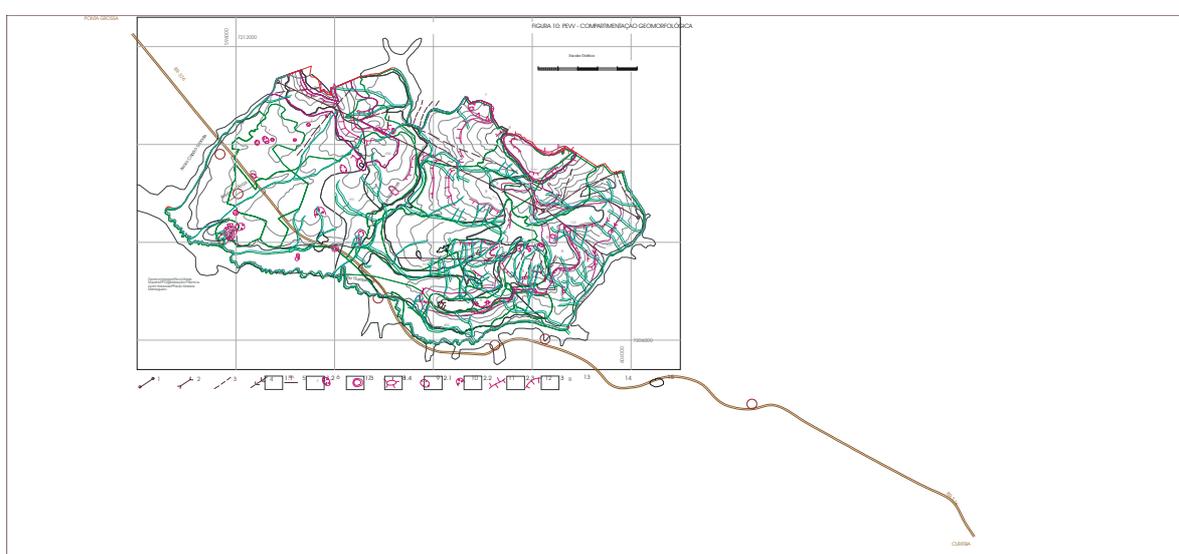


FIGURA 3.23 - PEVV - COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

#### 3.4.6.1 Formação Furnas

Ocorre na porção oeste do PEVV, e também nos terrenos mais baixos ao longo do vale do Rio Quebra-Perna e da porção de montante do arroio que faz o limite leste do PEVV, afluente da margem direita do Rio Guabiroba.

As melhores exposições da Formação Furnas estão nas furnas n.º 1 e 2 (locais GEO-14 e GEO-15), e também ao longo de faixa de afloramentos na margem esquerda do Rio Quebra-Perna (locais GEO-27, GEO-28, GEO-32). Nestes últimos locais, formam-se as características lapas, com tetos rochosos e paredes controlados pelas estruturas sedimentares típicas dos arenitos, e também estruturas rúpteis

associadas. Estas lapas constituem abrigos naturais, e nas proximidades do PEVV foram encontrados muitos sítios arqueológicos (v.g. CHMYZ, 1976; ROCHA et al., s.d.; SANTANA & MELO, 2001; SILVA et al., 2001). Estranhamente, as pinturas rupestres não foram encontradas nas lapas da Formação Furnas dentro dos limites do PEVV.

Na área de exposição, a Formação Furnas exibe as características que lhe são típicas: predominam arenitos finos a médios, com níveis conglomeráticos restritos, caulínicos, o que lhes confere coloração clara, e com marcantes estruturas sedimentares, principalmente estratificações plano-paralelas e cruzadas tabulares (figura 3.24-A) Aparecem também marcas onduladas indicativas das paleocorrentes que depositaram os arenitos (figura 3.24-B).

Os arenitos da Formação Furnas, assim como aqueles do Grupo Itararé, exibem formas singulares resultantes da associação de processos de dissolução e erosão mecânica, os chamados relevos ruiformes (MELO & COIMBRA, 1996). Particularmente, a Formação Furnas condiciona o aparecimento das grandes depressões, que incluem as furnas, lagoas, depressões secas ou úmidas, resultantes de processos erosivos subterrâneos que ocorrem em grande profundidade.

#### 3.4.6.2 Formação Ponta Grossa

Rochas típicas da Formação Ponta Grossa foram encontradas somente em locais do extremo leste dentro dos limites do PEVV (GEO-41, GEO-46). Trata-se de folhelhos silto-argilosos micáceos, cinzentos, apresentando fósseis (moldes) de braquiópodes (figuras 3.24-C e 3.24-D). Embora o afloramento de folhelho do local GEO-46 seja relativamente pequeno, constitui a única exposição de fósseis típicos da Formação Ponta Grossa dentro do PEVV.

FIGURA 3.24 - ASPECTOS DA GEOLOGIA DO PARQUE ESTADUAL DE VILA VELHA. A: ESTRATIFICAÇÕES CRUZADAS E NÍVEL CONGLOMERÁTICO EM ARENITO DA FORMAÇÃO FURNAS (LOCAL GEO-28); B: MARCAS ONDULADAS EM ARENITO DA FORMAÇÃO FURNAS (LOCAL GEO-28); C: MOLDE DE *AUSTRALOSPIRIFER*, FÓSSIL DE BRAQUIÓPODE DA FORMAÇÃO PONTA GROSSA (LOCAL GEO-46); D: MOLDE DE *DERBYINA*, FÓSSIL DE BRAQUIÓPODE DA FORMAÇÃO PONTA GROSSA (LOCAL GEO-46); E: CIMENTAÇÃO COM ÓXIDOS DE FERRO E MANGANÊS, PSEUDO-ESTRATIFICAÇÃO E INTRACLASTOS DE ARGILA NO ARENITO VILA VELHA (LOCAL GEO-09); F: MARCAS ONDULADAS NO ARENITO VILA VELHA, COM INCRUSTAÇÃO DE ÓXIDOS DE FERRO (LOCAL GEO-06); G: FRATURA, PSEUDO-ESTRATIFICAÇÃO E FUIROS DE ORIGEM BIOLÓGICA NO ARENITO VILA VELHA (LOCAL GEO-09); H: EROSÃO SUBTERRÂNEA EM ESTRUTURA SEDIMENTAR DO ARENITO VILA VELHA, OCASIONANDO A FORMAÇÃO DE CONES DE EROSÃO, ATRAVÉS DE PROCESSOS DE DISSOLUÇÃO E REMOÇÃO MECÂNICA ASSOCIADA

Estratigraficamente a Formação Ponta Grossa posiciona-se entre a Formação Furnas sotoposta, mais antiga, e o Grupo Itararé sobreposto. Erosão ocorrida entre o final da deposição da Formação Ponta Grossa e o início da deposição do Grupo Itararé foi responsável pelo desaparecimento da Formação Ponta Grossa em toda a porção oeste do PEVV.

#### 3.4.6.3 Grupo Itararé

Pertencem ao Grupo Itararé as rochas dominantes da parte leste do PEVV, bem como as rochas que sustentam os platôs que se destacam na topografia, tanto da parte leste quanto da parte oeste do parque, bem como áreas vizinhas (Fortaleza, Toquinhas, Arcos).

As rochas sedimentares do Grupo Itararé são de natureza variada, refletindo os muitos sub-ambientes do ambiente glacial em que foram formadas. Assim, ocorrem na área do PEVV diamictitos, ritmitos, argilitos, folhelhos e arenitos, conforme já havia sido destacado no estudo clássico de Maack (1946).

Nos trabalhos realizados, foi possível separar as rochas sedimentares do Grupo Itararé em duas unidades, representadas na figura 3.21:

- unidade basal contendo diamictitos, argilitos, folhelhos, arenitos subordinados, denominada informalmente de Grupo Itararé indiferenciado;
- unidade de topo contendo predominantemente os arenitos avermelhados que sustentam os platôs do relevo local; corresponde ao Arenito Vila Velha de Maack (1946).

A sucessão dos diversos tipos de rochas do Grupo Itararé, que apresentam diferentes resistências à erosão, em litossomas aproximadamente horizontais, determina o aparecimento de muitas cornijas no relevo local (figura 3.25-A).

FIGURA 3.25 - ASPECTOS DA GEOMORFOLOGIA DO PARQUE ESTADUAL DE VILA VELHA: A: ASPECTO DAS CORNIJAS NO RELEVO, MARCANDO AS MUDANÇAS DE UNIDADES ROCHOSAS (VISTA DA PORÇÃO NOROESTE DO PARQUE); B: RELEVO RUINIFORME, OBSERVANDO-SE TORRES, TOPOS PONTIAGUDOS, CANELURAS, FLANCOS COM REENTRÂNCIAS E SALIÊNCIAS (LOCAL GEO-09); C: DEPRESSÃO ÚMIDA NO INTERIOR DE GRANDE FURNA, FEIÇÃO DE ABATIMENTO DO TERRENO POR EROSÃO SUBTERRÂNEA (LOCAL GEO-13); D: LAGOA DOURADA, FURNA ASSOREADA PELAS ÁGUAS DE INUNDAÇÃO DO RIO GUABIROBA; NOTAR BANCO DE ASSOREAMENTO RECENTE EM CONSEQÜÊNCIA DE EROSÃO EM TRILHA DE ACESSO (LOCAL GEO-17); E: POLIGONAÇÃO NO ARENITO VILA VELHA (LOCAL GEO-06); F: ALVÉOLOS SUPERFICIAIS NO ARENITO VILA VELHA, MOSTRANDO ENDURECIMENTO DE BORDAS POR REPRECIPITAÇÃO DE SOLUTOS (LOCAL GEO-02); G: TOPOS PONTIAGUDOS NO ARENITO VILA VELHA (LOCAL GEO-01); H: "PEDRA SUSPENSA", NA GRUTA HOMÔNIMA, EXEMPLIFICANDO SITUAÇÃO DE BLOCO INSTÁVEL QUE DEVE TER SUA CONDIÇÃO DE SEGURANÇA PARA VISITANTES AVALIADA (LOCAL GEO-12).

Uma característica dos diamictitos do Grupo Itararé é o fato de apresentarem regolito contendo muitas concreções limoníticas, resultantes de sua decomposição intempérica. Estas concreções limoníticas comumente são exploradas como fonte de cascalho para o leito de estradas ou outros tipos de aterro. Caixas-de-empréstimo deste tipo foram observadas nos locais GEO-04, GEO-31, GEO-56, GEO-57, GEO-58. Embora já não exploradas, a exposição de horizontes inferiores do solo, pela remoção do material superficial, causa processos erosivos significativos (sulcos, ravinas), que determinam a necessidade de procedimentos para recuperação dessas áreas.

Os arenitos rosados do topo do Grupo Itararé na área constituem o denominado Arenito Vila Velha (MAACK, 1946), que sustenta os morros testemunhos que dominam a paisagem local. Este arenito apresenta estratificação incipiente, freqüente aspecto maciço e presença de intraclastos argilosos (figura 3.24-E), atributos que sugerem ressedimentação por fluxos gravitacionais subaquosos. Estratificações cruzadas de baixo ângulo e marcas onduladas (figura 3.24-F) indicam ação de correntes aquosas (FRANÇA et al., 1996), talvez num ambiente marinho raso sob influência de marés (CANUTO et al., 1997). O tom rosado dos arenitos é devido a cimento ferruginoso, o qual determina também a existência de horizontes com diferentes resistências à erosão, o que contribui para a bizarria das formas de erosão observadas.

Característica marcante do Arenito Vila Velha é a presença do **relevo ruiforme** (MELO & COIMBRA, 1996), marcado por rica associação de formas incluindo caneluras, bacias, alvéolos, túneis anastomosados, cones de dissolução, topos pontiagudos, flancos convexos, etc., que originam esculturas naturais singulares, das quais a "Taça" é um exemplo. Tais feições derivam sobretudo da ação das águas pluviais, do calor do sol e da atividade orgânica sobre rochas, estas portadoras de descontinuidades, tais como fraturas, estruturas sedimentares, textura e cimentação diferenciadas, que colaboram nas ornamentações.

O relevo ruiforme de Vila Velha não é produto da ação do vento, como é equivocadamente divulgado em muitos livros didáticos e em material de divulgação do parque. É uma obrigação das futuras administrações do parque desfazer este equívoco, que ridiculariza o conhecimento que já se tem sobre a gênese e evolução das rochas e formas locais.

Uma característica marcante do Arenito Vila Velha é representada por pseudo-estratificações (figuras 3.24-E e 3.24-G), resultantes de diferenciações na cimentação por óxidos de ferro e manganês de soluções percolantes a partir de estruturas rúpteis (MELO et al., 1999).

#### 3.4.6.4 Diques de diabásio do magmatismo Serra Geral

Foram identificados dois diques de diabásio de direção N80W na área do PEVV (locais GEO-23, GEO-35, GEO-43). Somente no local GEO-23 foi possível observar a rocha pouco alterada. Apresenta textura fina, e coloração escura homogênea. Os diques são pouco espessos, estimando-se possança de cerca de 5m para o dique maior, que estende-se por cerca de 6 km ao longo do parque (figura 3.25).

#### 3.4.6.5 Sedimentos aluviais e coluviais quaternários

O Rio Guabiroba, o Quebra-Perna e seus principais afluentes apresentam planícies aluviais relativamente extensas. Essas planícies freqüentemente gradam lateralmente para rampas suavemente inclinadas, indicando que tratam-se de complexas associações de depósitos aluviais típicos com depósitos coluviais, estes desenvolvidos ao longo da parte inferior das encostas.

No Rio Guabiroba, que marca o limite sul do PEVV, a planície mostra níveis diferenciados de terraços aluviais, que indicam acumulação em vários eventos deposicionais, testemunhos de evolução quaternária em que têm se sucedido fases

paleoambientais e paleoclimáticas distintas, que têm contribuído para a constituição da paisagem regional.

Num local (GEO-44) observou-se a constituição do aluvião de tributário da margem esquerda do Rio Quebra-Perna, que apresenta material argilo-arenoso dominante, escurecido pela presença de quantidade variável de matéria orgânica, localmente aparecendo lentes de cascalho com seixos de arenito e concreção limonítica.

#### 3.4.6.6 Estruturas geológicas

Os contatos entre os diferentes tipos de unidades rochosas de Vila Velha são usualmente contatos paralelos, transicionais, como é o caso da Formação Ponta Grossa sobre a Formação Furnas, ou erosivos e bruscos, como é o caso do Grupo Itararé sobre as formações Ponta Grossa e Furnas.

Entretanto, a região é bastante afetada por estruturas rúpteis de direções WNW-e-SE, e NE-WSW e E-W, as quais localmente constituem contato entre diferentes unidades rochosas. Essas estruturas, em sua maioria ligadas ao arqueamento crustal denominado Arco de Ponta Grossa, são fraturas e falhas, que em alguns casos alojam diques de diabásio. As falhas apresentam rejeito vertical significativo, uma vez que colocam lado a lado rochas que originalmente encontravam-se em níveis estratigráficos distintos.

As estruturas rúpteis controlam a drenagem, encaixando os talwegues de vários dos arroios e rios do parque, destacando-se o Rio Quebra-Perna e afluentes de sua margem esquerda. Têm também grande influência na erosão subterrânea e evolução das formas típicas da região (furnas, lagoas, depressões), como já salientado por Maack (1956), Soares (1989) e Melo et al. (2000). Influenciam ainda a evolução de formas erosivas de superfície, como as fendas no platô arenítico nas proximidades da Gruta da Pedra Suspensa (local GEO-12), e a percolação e

precipitação de cimento ferruginoso e manganífero, formando as pseudo-estratificações (figuras 3.24-E e 3.25-G).

As estruturas sedimentares também exercem influência sobre os processos erosivos, como é o caso do desenvolvimento de túneis anastomosados e cones de dissolução ao longo de descontinuidades sub-horizontais no contato entre estratos do Arenito Vila Velha (figura 3.24-H).

### 3.4.7 Geomorfologia Local e Compartimentação do Relevo

A figura 3.22 apresenta as principais feições geomorfológicas do PEVV. A figura 3.23 apresenta a compartimentação geomorfológica proposta, e a figura 3.25 exemplifica algumas destas feições e compartimentos.

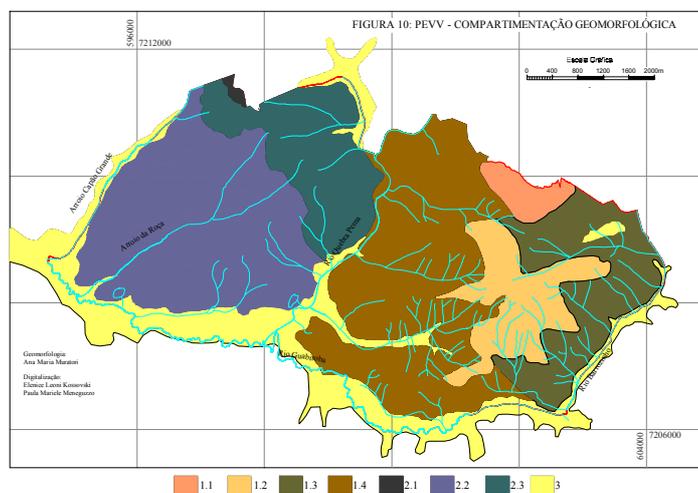


FIGURA 3.26 - COMPARTIMENTAÇÃO DO RELEVO NO PEVV. SUPERFÍCIES DE DEGRADAÇÃO; COMPARTIMENTO 1: SETOR 1.1: MESETAS ISOLADAS, COMPREENDENDO FORMAS ANTROPOMÓRFICAS E ZOOMÓRFICAS; SETOR 1.2: ÁREA DE INTERFLÚVIOS ESTREITOS E RECORTADOS; SETOR 1.3: ÁREA DE VERTENTES CURTAS, MUITO DISSECADAS COM ESCARPAS ESCALONADAS; SETOR 1.4: ÁREAS DE VERTENTES LONGAS, DISSECADAS E ONDULADAS. COMPARTIMENTO 2: SETOR 2.1: MESETA ISOLADA; SETOR 2.2: ÁREA DE VERTENTES LONGAS, DISSECADAS E ONDULADAS; SETOR 2.3: ÁREA DE VERTENTES LONGAS DISSECADAS E SUAVEMENTE ONDULADAS. SUPERFÍCIE DE AGRADAÇÃO: COMPARTIMENTO 3: ÁREAS PLANAS COM ACUMULAÇÃO DE SEDIMENTOS ALUVIAIS (VÁRZEAS)

Tendo em vista o tamanho reduzido da área do PEVV em termos geomorfológicos, considera-se que a mesma é parte de um conjunto de formas de relevo típicas do Planalto de Ponta Grossa, resultante de dissecação fluvial, característico dos sistemas morfoclimáticos pretéritos e do clima úmido hodierno presente na região, com uma vinculação nítida ao sistema de fraturas e falhas e à mineralogia das rochas. Neste contexto, o rio Tibagi, afluente do rio Paranapanema, e parte da bacia hidrográfica do rio Paraná, que corre ao sul e sudoeste da área do parque, recebendo as águas de pequenos afluentes que atravessam o parque como o rio Guabiroba, tem um papel fundamental na esculturação da morfologia atual da região, influenciando, decisivamente também, para as formas ruiformes encontradas no PEVV.

A rede de drenagem pouco densa na área do PEVV, tendo em vista os litotipos presentes, tem como segmento mais importante o rio Guabiroba, que se desenvolve no sentido NE-SW no terço superior, E-W e SE-NW no terço médio. Seus principais afluentes, os rios Quebra-Perna, Córrego da Onça e Arroio Capão Grande, estão dispostos num padrão subparalelo, resultante de sua acomodação a lineamentos, com sentido NE-SW. Quanto aos afluentes menores destes rios, é nítido também, um controle estrutural, com segmentos retilíneos, ângulos de junção em 90°, indicativos de presença de fraturas e/ou falhamentos.

No entanto, e numa visão de detalhe, a área do PEVV, incluída neste planalto ondulado das formações devoniana e permiana do Segundo Planalto Paranaense (MAACK, 1981), admite uma divisão em três compartimentos (1, 2 e 3, figura 3.26) com setores diferenciados. Os compartimentos 1 e 2 estão separados pelo vale assimétrico do rio Quebra-Perna, enquanto que o compartimento 3 está relacionado às áreas junto ao terço inferior do rio Quebra Perna e rio Guabiroba. A posição altimétrica condiciona a que os compartimentos 1 e 2 sejam áreas de processos degradacionais, enquanto o compartimento 3 constitui uma área de processos agradacionais.

O compartimento 1, localizado na porção leste apresenta uma altitude máxima de 1068 m, junto ao limite nordeste (Fortaleza), decaindo gradativamente até 800 m para sudeste e sul, junto ao rio Guabiroba e sudoeste e oeste, no rio Quebra-Perna.

O compartimento 2, que fica a oeste deste rio, tem sua cota máxima junto ao limite norte do parque, onde alcança 1022m. Predominam, entretanto, altitudes entre as cotas de 875m a 800m em grande parte da área, até os limites sul e sudoeste, no rio Guabiroba. Finalmente, o compartimento 3, correspondendo às áreas de várzeas dos rios Quebra-Perna e Guabiroba apresenta altitudes variáveis entre 875m e 780m.

Corroborando esta divisão morfológica do PEVV, a rede de drenagem também se diferencia em relação aos mesmos. No compartimento 1, situado a leste do rio Quebra-Perna a densidade de drenagem é maior, sendo que grande parte dos afluentes da margem esquerda desse rio, bem como os da margem direita do rio Barrozinho, ambos afluentes do rio Guabiroba pela sua margem esquerda, estão alinhados de acordo com as direções NE-SW e NW-SE e têm suas nascentes em um alto entre 975m e 950m, que funciona como uma área dispersora de água, num padrão grosseiramente radial centrífugo. Já no compartimento 2, localizado a oeste do rio Quebra-Perna, a densidade de drenagem é bem menor, quando comparada ao compartimento 1.

#### 3.4.7.1 As Morfoesculturas do PEVV

Os compartimentos 1 e 2 descritos acima podem ser subdivididos em setores, de acordo com as morfoesculturas presentes, conforme mostrado na figura 3.26.

O setor (S 1.1) compreende as porções mais elevadas do parque, destacando-se duas mesetas, que constituem morros testemunhos, restos de uma antiga superfície. Uma delas, situada junto ao limite norte do parque com altitude até 1068m, corresponde à área denominada "Fortaleza" e a outra meseta, com altitude

de 875m, é a área típica dos arenitos e onde ocorre a maior concentração de formas ruiformes do parque, compreendendo as formas "antropomórficas" e "zoomórficas", conhecidas como taça, camelo, entre outras.

O setor (S 1.2), localizado entre as mesetas, está limitado por ombreiras distribuídas em todos os quadrantes com interflúvios estreitos, recortados, onde os topos são mais ou menos aplanados, com altitudes um pouco acima de 950m, funcionando como um alto dispersor de água.

O setor (S 1.3), está localizado no entorno desta área da qual está separado por rupturas de declive escalonadas, de acordo com a disposição da litologia. São vertentes curtas e abruptas, convexo-retilíneas, nas quais estão instalados os afluentes do rio Barrozinho, acompanhando, em parte, lineamentos de direção NW-SE. Os seus vales, são, de maneira geral, em forma de "v", constatando-se a presença de processos erosivos, com sulcos em franca atividade, exceto nas proximidades das nascentes que estão protegidas por vegetação arbórea.

O setor (S 1.4), tem vertentes voltadas para oeste e sudoeste, com formas convexo-retilíneas, no sentido do vale do rio Quebra-Perna e são mais longas, tendo em vista que é um rio de maior porte e de maior poder erosivo.

O compartimento 2, que fica a oeste do rio Quebra-Perna, tem sua cota máxima junto ao limite norte do parque, onde alcança 1022m. Predominam, entretanto, altitudes entre as cotas de 875m a 800m em grande parte da área, até os limites sul e sudoeste, no rio Guabiroba.

Enquanto o compartimento 1 tem seu modelado relacionado de forma mais direta ao trabalho dos rios Quebra-Perna e Barrozinho, o compartimento 2 sofre uma influência maior do rio Guabiroba, para onde está voltada a maior parte das suas vertentes. São distintos também, três setores embutidos neste compartimento: um resto de superfície, configurando-se como uma meseta e funcionando como um morro-testemunho, de direção NW-SE (S 2.1), um mais acidentado (S 2.2), no qual

as altitudes vão diminuindo gradativamente até o rio Quebra-Perna e outro (S 2.3), com encostas mais longas e suaves, no sentido do vale do rio Guabirola.

Embora ocorram inúmeras depressões em toda a área do PEVV, no setor S 2.3 estão localizadas algumas delas, denominadas furnas, que são as mais importantes devido às suas formas aproximadamente circulares e grandes dimensões, com profundidades variáveis. É consenso admitir que estas depressões têm uma comunicação entre si, desaguando na lagoa Dourada, que constitui o nível de base das mesmas. As mais conhecidas e importantes são as Furnas n.º 1 e 2, preenchidas parcialmente com uma coluna de água, em torno de 50 m, sendo a de n.º 3, seca e a de n.º 4, com um nível de água de cerca de 14 m.

O compartimento 3, corresponde às porções mais aplanadas da área do PEVV, tendo em vista que corresponde às áreas de várzeas dos rios Guabirola e Quebra-Perna, nas proximidades da sua foz, bem como à montante do vale deste mesmo rio, no limite norte do parque.

#### 3.4.8 Recomendações

As principais recomendações, referentes aos aspectos geológicos e geomorfológicos do PEVV, são:

- estabelecer áreas de visitação específica para pesquisadores e/ou cursos de formação superior (fósseis, Formação Furnas, etc.);
- realizar recuperação de áreas degradadas por caixas de empréstimo e ocorrência de processos erosivos (locais GEO-04, GEO-31, GEO-41, GEO-56, GEO-57, GEO-58);
- analisar a segurança de blocos rochosos instáveis, descalçados em decorrência dos processos erosivos naturais (locais GEO-01, GEO-09, GEO-12, GEO-48);
- condenar uso de materiais alóctones, como cascalho da Formação Ponta Grossa, em locais de ocorrência de outras unidades (local GEO-11); utilizar preferencialmente materiais análogos, recomendando-se

arenitos de pedreiras da região da cidade da Lapa, cogenéticos do Arenito Vila Velha;

- investigar a Geologia, Geomorfologia e Ecologia das fendas do platô arenítico nas proximidades da Gruta da Pedra Suspensa, ambiente cavernícola singular dentro dos limites do parque;
- investigar detalhadamente a possível ocorrência de sítios arqueológicos;
- ampliar a área protegida para as nascentes do Rio Quebra-Perna, para norte dos limites atuais do PEVV; lá ocorrem sítios singulares (Sumidouro, Buraco do Padre, Furnas Gêmeas, Furna Grande, escarpamentos, lajeados, sítios arqueológicos), e significativos remanescentes preservados de mata;
- produzir documentação de divulgação (*folders, home-page, etc.*) baseada em informação correta, evitando equívocos consagrados (erosão eólica, mica no fundo da Lagoa Dourada, etc.);
- preservar feições geológicas singulares (pseudo-estratificações).

#### 3.4.9 Solos

O Parque Estadual de Vila Velha apresenta uma diversidade de ambientes muito grande em função da heterogeneidade dos compartimentos geopedológicos. Nesses compartimentos foram identificadas diferentes classes de solos, que imprimem distintos potenciais e/ou fragilidades ambientais. No Anexo 15 encontra-se o Mapa de Solos.

Este trabalho possibilita a fragmentação dos diferentes ambientes em unidades de mapeamento de solos, em escala compatível às demandas do plano de manejo do parque, objetivando as informações sobre os diversos tipos de solos que compõem a área, possibilitando inferir sobre potencialidades e fragilidades de pontos específicos dentro do Parque.

QUADRO 3.4 - LEGENDA DE IDENTIFICAÇÃO DAS UNIDADES DE MAPEAMENTO

continua

SÍMBOLOS	UNIDADES DE MAPEAMENTO
<b>Latossolos Vermelhos – unidades simples</b>	
LVd1	LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico A proeminente e moderado textura argilosa relevo plano fase campo subtropical mesófilo
LVd2	LATOSSOLO VERMELHO Distrófico Epieutrófico típico A proeminente e moderado textura argilosa relevo suave ondulado fase campo subtropical mesófilo
LVd3	LATOSSOLO VERMELHO Distrófico Epieutrófico típico A proeminente e moderado textura média relevo suave ondulado fase campo subtropical mesófilo
LVd4	LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico A proeminente e moderado textura argilosa relevo suave ondulado fase campo subtropical mesófilo
LVd5	LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico A proeminente e moderado textura média relevo suave ondulado fase campo subtropical mesófilo
LVd6	LATOSSOLO VERMELHO Distrófico Epieutrófico típico A proeminente e moderado textura argilosa relevo ondulado fase campo subtropical mesófilo
LVd7	LATOSSOLO VERMELHO Distrófico Epieutrófico típico A proeminente e moderado textura média relevo ondulado fase campo subtropical mesófilo
LVd8	LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico A proeminente e moderado textura argilosa relevo ondulado fase campo subtropical mesófilo
LVd9	LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico A proeminente e moderado textura média relevo ondulado fase campo subtropical mesófilo
<b>Latossolos Vermelho-Amarelos– unidades simples</b>	
LVAAd1	LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico Epieutrófico típico A proeminente e moderado textura argilosa relevo suave ondulado fase campo subtropical mesófilo
LVAAd2	LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico Epieutrófico típico A proeminente e moderado textura média relevo suave ondulado fase campo subtropical mesófilo
LVAAd3	LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico Epieutrófico típico A proeminente e moderado textura argilosa relevo ondulado fase campo subtropical mesófilo
LVAAd4	LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico Epieutrófico típico A proeminente e moderado textura média relevo ondulado fase campo subtropical mesófilo
LVAAd5	LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico A proeminente e moderado textura argilosa relevo ondulado fase campo subtropical mesófilo
LVAAd6	LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico A proeminente e moderado textura média relevo ondulado fase campo subtropical mesófilo
<b>Cambissolos Húmicos – unidades simples</b>	
CHd1	CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico típico e gleico textura argilosa relevo suave ondulado substrato sedimentos aluvionares fase campo subtropical mesófilo/higrófilo
CHd2	CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico gleico textura argilosa relevo suave ondulado substrato folhelho fase campo subtropical higrófilo
CHd3	CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico gleico textura média relevo suave ondulado substrato sedimentos aluvionares campo subtropical higrófilo
CHd4	CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico típico e gleico textura média relevo plano e suave ondulado substrato arenito fase campo subtropical mesófilo e higrófilo
CHd5	CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico Epieutrófico típico e gleico textura média e argilosa relevo suave ondulado substrato folhelho fase campo subtropical mesófilo/higrófilo
CHd6	CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico típico e gleico textura argilosa relevo suave ondulado substrato folhelho
CHd7	CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico Epieutrófico típico textura média relevo ondulado substrato arenito
CHd8	CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico léptico textura média relevo suave ondulado e ondulado substrato arenito fase floresta subtropical perenifólia
CHd9	CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico típico e gleico textura argilosa relevo ondulado substrato folhelho fase floresta subtropical mesófila e higrófila
CHd10	CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico típico e gleico textura média relevo ondulado substrato arenito fase floresta subtropical perenifólia
CHd11	CAMBISSOLO HÚMICO e HÁPLICO Tb Distrófico típico e léptico textura média relevo forte ondulado substrato arenito fase floresta subtropical perenifólia/campo subtropical mesófilo

QUADRO 3.4 - LEGENDA DE IDENTIFICAÇÃO DAS UNIDADES DE MAPEAMENTO

continua

SÍMBOLOS	UNIDADES DE MAPEAMENTO
<b>Associações – Cambissolos Húmicos</b>	
CHd12	Associação CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico típico e léptico + CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico léptico A proeminente ambos textura média relevo suave ondulado substrato arenito fase campo subtropical mesófilo
CHd13	Associação CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico típico e léptico + CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico e léptico A proeminente ambos textura média relevo ondulado substrato arenito fase campo subtropical mesófilo
CHd14	Associação CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico típico + CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico A proeminente e moderado ambos textura média e argilosa relevo ondulado substrato arenito e folhelho fase floresta subtropical perenifólia
CHd15	Associação CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico típico + CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico A proeminente ambos Epieutrófico textura média relevo ondulado substrato arenito fase campo subtropical mesófilo
CHd16	Associação CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico nano e léptico + CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico nano e léptico ambos textura média relevo ondulado substrato arenito fase campo subtropical mesófilo
CHd17	Associação CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico típico + NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico A moderado e proeminente ambos textura argilosa relevo ondulado substrato folhelho fase floresta subtropical perenifólia
CHd18	Associação CAMBISSOLO HÚMICO Tb Distrófico nano + NEOSSOLO LITÓLICO Húmico típico (higrófilo sazonal) ambos A proeminente textura média relevo ondulado substrato folhelhos e arenitos fase campo subtropical mesófilo
CHd19	Associação CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico típico e gleico relevo ondulado substrato sedimentos aluvionares fase floresta subtropical mesófila e higrófila + GLEISSOLO MELÂNICO Distrófico típico relevo suave ondulado fase floresta subtropical hidrófila todos textura argilosa
<b>Cambissolos Háplicos– unidades simples</b>	
CXd1	CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico A proeminente e moderado textura média relevo suave ondulado substrato arenito e folhelho fase campo subtropical mesófilo
CXd2	CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico A proeminente textura argilosa relevo ondulado substrato folhelho fase campo subtropical mesófilo/floresta subtropical perenifólia
CXd3	CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico A proeminente textura média relevo ondulado substrato arenito fase floresta subtropical perenifólia
<b>Associações – Cambissolos Háplicos</b>	
CXd4	Associação CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico nano e léptico textura média + NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico textura arenosa e média ambos A proeminente e moderado relevo suave ondulado substrato arenito
CXd5	Associação CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico nano, léptico e típico + NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico (higrófilo sazonal) ambos A proeminente textura média relevo ondulado substrato folhelho e arenito fase campo subtropical mesófilo
<b>Associações - Neossolos Litólicos</b>	
RLh1	Associação NEOSSOLO LITÓLICO Húmico típico relevo suave ondulado + NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico A proeminente relevo ondulado ambos textura argilosa substrato folhelho fase campo subtropical mesófilo
RLh2	Associação NEOSSOLO LITÓLICO Húmico típico textura arenosa e média + CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico A proeminente textura média ambos relevo ondulado substrato arenito fase campo subtropical mesófilo + AFLORAMENTO DE ROCHA
RLh3	Associação NEOSSOLO LITÓLICO Húmico típico + NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico A proeminente e moderado ambos textura arenosa e média relevo forte ondulado contato lítico + CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico nano e léptico textura média relevo ondulado todos substrato arenito fase floresta subtropical perenifólia
RLh4	Associação NEOSSOLO LITÓLICO Húmico típico distrófico textura arenosa e média contato lítico + CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico nano textura média ambos relevo ondulado e forte ondulado substrato arenito fase campo subtropical mesófilo
RLh5	Associação NEOSSOLO LITÓLICO Húmico típico + NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico A moderado ambos textura arenosa e média relevo forte ondulado e montanhoso + CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico nano e léptico A moderado textura média relevo ondulado todos substrato arenito e folhelho fase campo subtropical mesófilo (higrófilo temporário)

QUADRO 3.4 - LEGENDA DE IDENTIFICAÇÃO DAS UNIDADES DE MAPEAMENTO

conclusão

SÍMBOLOS	UNIDADES DE MAPEAMENTO
RLh6	Associação NEOSSOLO LITÓLICO Húmico típico distrófico textura arenosa e média e arenosa substrato arenito fase campo subtropical mesófilo (higrófilo sazonal) + GLEISSOLO MELÂNICO Distrófico típico A húmico e proeminente + GLEISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico A moderado ambos textura média fase campo subtropical hidrófilo todos relevo ondulado e forte ondulado
RLh7	Associação NEOSSOLO LITÓLICO Húmico típico distrófico + NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico A proeminente ambos textura média e arenosa relevo ondulado e forte ondulado contato lítico substrato arenito fase campo subtropical mesófilo (higrófilo sazonal) + AFLORAMENTO DE ROCHA
RLh8	Associação NEOSSOLO LITÓLICO Húmico típico relevo forte ondulado + NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico A proeminente e moderado relevo montanhoso ambos textura arenosa e média substrato arenito + AFLORAMENTO DE ROCHA relevo escarpado todos fase floresta subtropical perenifólia
RLh9	Associação NEOSSOLO LITÓLICO Húmico típico + NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico A proeminente e moderado ambos textura arenosa e média contato lítico substrato arenito + AFLORAMENTO DE ROCHA todos relevo forte ondulado, montanhoso e escarpado fase campo subtropical mesófilo
RLd1	Associação NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico A proeminente e moderado textura arenosa e média relevo forte ondulado + CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico nano e léptico textura média relevo ondulado ambos substrato arenito fase campo subtropical mesófilo
RLd2	Associação NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico A moderado textura arenosa e média relevo forte ondulado substrato arenito e folhelho fase campo subtropical mesófilo (higrófilo sazonal) + AFLORAMENTO DE ROCHA
RLq1	Associação NEOSSOLO LITÓLICO Psamítico típico + NEOSSOLO LITÓLICO Húmico típico textura média ambos relevo ondulado e suave ondulado substrato arenito fase campo subtropical mesófilo + AFLORAMENTO DE ROCHA
RLq2	Associação NEOSSOLO LITÓLICO Psamítico típico + NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico textura média ambos A proeminente relevo forte ondulado substrato arenito fase campo subtropical mesófilo
<b>Associação - Neossolos Flúvicos</b>	
RUq	Associação NEOSSOLO FLÚVICO Psamítico típico A moderado + NEOSSOLO FLÚVICO Tb Distrófico gleico A moderado e proeminente ambos textura arenosa e média + GLEISSOLO MELÂNICO Distrófico típico A proeminente e húmico textura média e argilosa todos relevo plano e suave ondulado fase floresta subtropical fluvial
<b>Associação – Neossolos Quartzarênicos</b>	
RQo	Associação NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico húmico e léptico + NEOSSOLO LITÓLICO Psamítico típico A moderado substrato arenito ambos relevo suave ondulado e ondulado fase campo subtropical mesófilo
	GLEISSOLOS– unidades simples
GMd1	GLEISSOLO MELÂNICO Distrófico típico A húmico textura média relevo plano fase campo subtropical higrófilo (hidrófilo sazonal)
<b>Associações – Gleissolos</b>	
GMd2	Associação GLEISSOLO MELÂNICO Distrófico nano A húmico e hístico fase campo subtropical hidrófilo + NEOSSOLO LITÓLICO Húmico típico substrato arenito fase campo subtropical mesófilo (hidrófilo sazonal) ambos textura média relevo ondulado contato lítico
GMd3	Associação GLEISSOLO MELÂNICO Distrófico típico A húmico textura argilosa + ORGANOSSOLO MÉSICO Sáprico Distrófico térrico substrato textura argilosa ambos relevo plano e suave ondulado campo subtropical hidrófilo
<b>Organossolos – unidades simples</b>	
Oys	ORGANOSSOLO MÉSICO Sáprico Distrófico térrico substrato textura argilosa fase drenada relevo plano fase campo subtropical hidrófilo
<b>Afloramento de Rocha – unidades simples</b>	
AR	Afloramento de Rocha fase campo rupestre
RD	Relevos Doliniformes fase floresta subtropical perenifólia/campo subtropical hidrófilo
<b>Tipos de Terrenos – unidades simples</b>	
TT-f	Tipo de terreno – Ferrovia
TT-ch	Tipo de terreno – Construções e Habitações
TT-er	Tipo de terreno – Estradas e Rodovias
TT-rp	Tipo de terreno – Área para recuperação e/ou ações de paisagismo

### 3.4.9.1 Classes de solos

#### **a) Latossolos**

Ordem que compreende solos minerais com elevado grau de desenvolvimento pedogenético, incorrendo na grande maioria dos casos em espessuras de solum superiores a 2 metros, ausência de minerais primários ou secundários facilmente intemperizáveis, capacidade de troca de cátions inferior a 17 cmol/kg de argila sem correção para carbono, com mineralogia de argila caulínica ou oxídica (EMBRAPA, 1999).

Em geral se apresentam bem a fortemente drenados, tendo como reflexo cores de croma elevado, com pequena diferenciação entre horizontes, expressas por transições difusas ou graduais. Apresentam seqüência de horizontes A, Bw, C, R.

Na área de estudo foi identificada a presença de duas subordens - LATOSSOLO VERMELHO (figura 3.27) e LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO (figura 3.28). Esses solos têm sua gênese atrelada a dois tipos de materiais parentais – folhelhos e arenitos. Ambas as classes tanto podem se apresentar com textura média ou argilosa, dependendo do tipo de rocha a que estão atrelados.



FIGURA 3.27 - LATOSSOLO VERMELHO DISTRÓFICO TÍPICO



FIGURA 3.28 - LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO DISTRÓFICO TÍPICO

O LATOSSOLO VERMELHO tem textura argilosa quando tem sua gênese atida ao Folhelho Ponta Grossa e média quando proveniente do retrabalhamento do folhelho com arenito.

Para as duas situações foram identificados os horizontes A moderado e proeminente, em espessuras que variaram de 20 a 40 cm, dependendo do grau de erosão instalado, predominantemente na cor bruno-avermelhado-escuro, podendo em menor expressão ser identificado o bruno-avermelhado. O horizonte Bw é vermelho, sendo o vermelho-escuro a cor dominante para os horizontes transicionais (AB e BA).

A saturação por bases, tanto no horizonte A como no Bw, era originalmente baixa (distrófico) com elevada saturação por alumínio trocável (Embrapa, 1984).

Contudo, às práticas de calagem e adubação imprimidas durante o uso agrícola, resultaram na elevação da saturação por bases para os patamares de 60-65%, caracterizando o estado epieutrófico, o que possibilita elevadas produtividades.

Deve-se registrar a identificação de diferentes níveis de compactação no horizonte superficial nas áreas em que havia exploração agrícola, além de erosão em sulco e entre sulcos. Sem dúvida, no passado, houve perdas acentuadas de horizonte superficial por erosão e isso ficou registrado não só na diminuição da espessura do horizonte superficial, como também no grau de assoreamento observado nas planícies ocupadas por ORGANOSSOLOS e GLEISSOLOS MELÂNICOS (figura 3.29).



FIGURA 3.29 - ORGANOSSOLO MÉSICO SÁPRICO TÉRRICO FASE SOTERRADA

Deve-se ter em conta a importância de se evitar o assoreamento das planícies, especialmente quando nessas são identificados os ORGANOSSOLOS. Devido a sua constituição físico-química apresenta elevada capacidade de retenção, importante no processo de regularização dos caudais dos mananciais hídricos, além de alta capacidade de depuração de água em função da sua elevada capacidade de troca catiônica. Sem dúvida, essa funcionalidade torna-se bastante comprometida quando se instala o processo de assoreamento, formando mantas de composição mineral sobre esse tipo de solo. Portanto, fica caracterizada assim a fragilidade das planícies, principalmente, quando têm em sua constituição os ORGANOSSOLOS.

A presença do LATOSSOLO VERMELHO foi observada desde situação de topo convexizado, em relevo plano e suave ondulado, até posicionamento de terço médio, em relevos suave ondulados e ondulados. No terço médio a forma de rampa prevalecente foi convexa-divergente.

O LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO apresenta características muito semelhantes ao LATOSSOLO VERMELHO, porém a expressão da textura média é muito mais freqüente que a argilosa, além das cores vermelho-amareladas no horizonte Bw. Nesse sentido vale ressaltar que foi detectada a classe textural franco-arenosa no horizonte superficial tanto no VERMELHO como no VERMELHO-AMARELO, o que implica, necessariamente, quando submetidos ao uso agrícola, em fragilidade estrutural aumentando a possibilidade de ocorrências do processo erosivo, ainda mais quando se verifica a distribuição desses em rampas longas.

A saturação por bases originariamente era a mesma dos LATOSSOLOS VERMELHOS, contudo também foi observado o caráter epieutrófico devido às práticas de calagem e adubação.

Na região o LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO é um extensor pedológico do VERMELHO (figura 3.30) já que seu posicionamento na paisagem está essencialmente no terço inferior da paisagem, em rampas côncavas-convergentes, côncavas-retilíneas e convexas-divergentes.

Ambas as classes de solo originalmente apresentavam cobertura vegetal do tipo herbácea, estepe, denominado nesse trabalho como campo subtropical mesófilo.



FIGURA 3.30 - DISTRIBUIÇÃO TOPOSEQUENCIAL LATOSSOLO VERMELHO/LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO

### *Potencialidades e fragilidades ambientais*

Os LATOSSOLOS, em condições naturais, apresentam elevados índices de floculação, condicionando forte estruturação granular (em muitos casos grumosa), o que por sua vez resulta em grande volume de poros e subseqüentemente elevados níveis de permeabilidade. Esta condição, associada aos tipos de relevos, suaves, minimizam a possibilidade de ocorrer o processo erosivo, no entanto as rampas, geralmente longas, constituem um problema devido ao alto potencial para concentração de enxurradas. Pelo exposto pode ser dito que essa classe de solo confere grande estabilidade ambiental, salvo quando sofrem intervenção do homem. Geralmente essas ações resultam em altos índices de compactação, desestruturação em diferentes níveis, resultando em processos erosivos bastante expressivos.

No parque evidenciam-se várias áreas constituídas por LATOSSOLOS, perturbados física e morfológicamente, que devem receber atenção especial a fim de minimizar as fragilidades ambientais induzidas pela degradação do solo. Nesse sentido, as estradas passam a ser prioridade para as futuras ações de conservação.

Tendo em vista as diferentes características físico-químicas encontradas nos LATOSSOLOS, além das heterogeneidades das paisagens de ocorrência e grau de intervenção antrópico, recomenda-se que sejam estabelecidas parcelas permanentes de pesquisa em recuperação ambiental, sem indução pelo homem, com a finalidade de caracterizar os graus de resiliência para cada situação.

### **b) Cambissolos**

São solos minerais não-hidromórficos, apresentando pequeno grau de desenvolvimento, com horizonte B incipiente (Bi) subjacente a qualquer tipo de horizonte superficial (EMBRAPA, 1999).

Em função do seu estágio de evolução, possuem diferentes características em relação à cor, profundidade, textura, saturação por bases etc., sendo muito comum identificar-se algumas características herdadas diretamente do material de origem.

Devidas, principalmente, às interações clima/material de origem/relevo presentes nas paisagens do parque, foram identificadas variações consideráveis nas espessuras de solum, sendo detectado desde de 30 até mais de 120 cm. Em áreas de ocorrência de NEOSSOLOS LITÓLICOS, foi muito comum deparar-se com solos apresentando contato lítico dentro de 50 cm, sendo nesse caso classificados com o adjetivo "nano" (figura 3.31), embora este termo não seja contemplado no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 1999). O reconhecimento dessa classe é muito importante em função de seu comportamento semelhante aos NEOSSOLOS, principalmente no que se refere ao armazenamento e disponibilidade hídrica, bem como a elevada suscetibilidade à erosão.



FIGURA 3.31 - CAMBISSOLO HÁPLICO DISTRÓFICO NANO TRANSICIONANDO PARA NEOSSOLO LITÓLICO DISTRÓFICO TÍPICO

A ordem dos CAMBISSOLOS no parque está representada pelas subordens HÚMICOS (figura 3.32) e HÁPLICOS (figura 3.33), ambos predominantemente apresentando textura média. Em menores proporções, em termos de área, foram identificadas texturas argilosas quando esses provêm do Folhelho Ponta Grossa.

Os HÚMICOS foram identificados tanto nas encostas como nas planícies caracterizando, portanto, o acúmulo de matéria orgânica no horizonte superficial não só pela influência da restrição de drenagem, mas também indução por climas mais frios das regiões de altitude.

Essa classe de solo apresenta amplos contrastes do horizonte superficial com os demais horizontes subsuperficiais, em função das cores escuras (bruno muito escuro; bruno-escuro; bruno-acinzentado muito escuro) proporcionadas pelos altos teores de matéria orgânica.



FIGURA 3.32 - CAMBISSOLO HÚMICO DISTRÓFICO TÍPICO



FIGURA 3.33 - CAMBISSOLO HÁPLICO DISTRÓFICO LÉPTICO

A saturação por bases é baixa (distrófico) com elevados teores de alumínio trocável (álico). Apenas em algumas situações esses solos foram aproveitados para uso agrícola e, nesse caso, a característica epieutrófico também é validada.

Deve ser chamada a atenção para a textura desse horizonte em situação de encosta sobre rocha arenítica, pois foi caracterizado teor de argila abaixo de 15%, o que implica em elevada suscetibilidade à erosão, principalmente quando assume o caráter nano, em relevos mais movimentados do que o presente no citado perfil.

O horizonte subsuperficial, de cores mais claras (bruno-amarelado-escuro; bruno-amarelado; bruno-forte), também assume a condição de baixa saturação por bases com elevados teores de alumínio trocável, em situação típica de pH com reação fortemente ácido.

Nas superfícies desenvolvidas sobre o folhelho, foi verificada a presença de CAMBISSOLO HÚMICO com plintita e também com petroplintita, porém em quantidades insuficientes para ser incluído na classe dos PLINTOSSOLOS. Os CAMBISSOLOS HÚMICOS plínticos ocupam pequenas áreas, não constituindo unidade de mapeamento, ficando como elemento de inclusão. A plintita foi identificada em quantidades estimadas que variaram de 5 a 10% no horizonte BC, em formas e tamanhos bastante irregulares. Por sua vez a petroplintita foi identificada principalmente entre os horizontes Bi e o horizonte BC, assumindo formas diversas, nas quais destacam-se as formas laminares (figura 3.34). Infelizmente foram detectadas áreas degradadas sobre folhelhos, onde se procedeu a decapagem total dos horizontes superficiais, proporcionando exposição de horizontes que continham plintita e essas, devido a maior exposição aos ciclos de umedecimento e secagem, transformaram-se em petroplintitas, tornando mais difícil a recuperação futura dessas áreas.



FIGURA 3.34 - PETROPLINTITA COM FORMA LAMINAR E GLOBOSA/LAMINAR

Ressalte-se que os CAMBISSOLOS HÚMICOS assentes sobre paisagens de planície assumem maiores teores de argila ( piso de 20 a 35%), principalmente no horizonte superficial, em virtude de sua gênese de sedimentação alúvio-coluvionar (figura 3.35). Da mesma forma que os CAMBISSOLOS HÚMICOS de encosta, apresentam-se com baixa saturação por bases e níveis bastante elevados de alumínio trocável. Embora estejam sobre planície, a sua condição de drenagem permite a presença de vegetação de campo subtropical mesófilo.



FIGURA 3.35 - CAMBISSOLO HÚMICO DISTRÓFICO TÍPICO

Ocorrendo associados de forma interdigitada aos CAMBISSOLOS HÚMICOS típicos, os CAMBISSOLOS HÚMICOS gleicos inserem-se em porções levemente abaciadas da planície. Essa condição de relevo associado a sua menor condição estrutural (menor organização de poros) resultam em menores índices de permeabilidade, sendo por esse motivo identificada vegetação de campo subtropical higrófila.

Os CAMBISSOLOS HÁPLICOS apresentam texturas muito semelhantes aos HÚMICOS, além de complexo iônico similar. Normalmente apresentam tonalidades suficientes para o enquadramento em horizonte húmico, contudo apresentam restrições no que se refere à espessura.

Assim como os HÚMICOS a espessura de solum pode se apresentar superior a 100 cm (típicos), entre 50 e 100 cm (lépticos) e inferior a 50 cm com contato lítico (nano).

Em virtude de sua boa permeabilidade, associado ao relevo de ocorrência (dominantemente ondulado e forte ondulado) são identificados com vegetação de campo subtropical mesófilo ou sob floresta subtropical perenifólia (Floresta Ombrófila Mista).

#### *Potencialidades e fragilidades ambientais*

De maneira geral os CAMBISSOLOS situados sobre as paisagens de encosta imprimem maior fragilidade ambiental do que os LATOSSOLOS, principalmente quando ocorre o adelgaçamento de suas espessuras e, concomitantemente, se encontram sobre relevos movimentados. A situação agrava-se ainda mais quando a fração areia se acentua, induzindo elevada suscetibilidade à erosão. Infelizmente essas formulações são encontradas com muita regularidade dentro das fronteiras do parque de Vila Velha.

Embora bastante recentes, alguns aceiros locados sobre CAMBISSOLOS nanos, já refletem a condição citada (figura 3.36).



FIGURA 3.36 - EROÇÃO EM SULCOS SOBRE CAMBISSOLO HÁPLICO DISTRÓFICO NANO

Assim como nos LATOSSOLOS, nos aceiros e estradas que permanecerem na situação original, deverão ser feitas obras de dissipação de energia das enxurradas, já citadas nos LATOSSOLOS.

A questão de estradas e aceiros em planícies também deve ser reconsiderada especialmente as que estão postadas em situação adjacente ao rio Quebra-perna (figura 3.37). Esses aceiros/estradas encontram-se em áreas de preservação legal, além de proporcionarem forte pressão sobre as florestas fluviais do mencionado rio, não havendo justificativa para a sua permanência.

Recomenda-se para uma recuperação mais rápida da vegetação sobre o aceiro que se faça apenas a subsolagem ou mesmo a escarificação superficial, uma vez que esses encontram-se fortemente compactados.

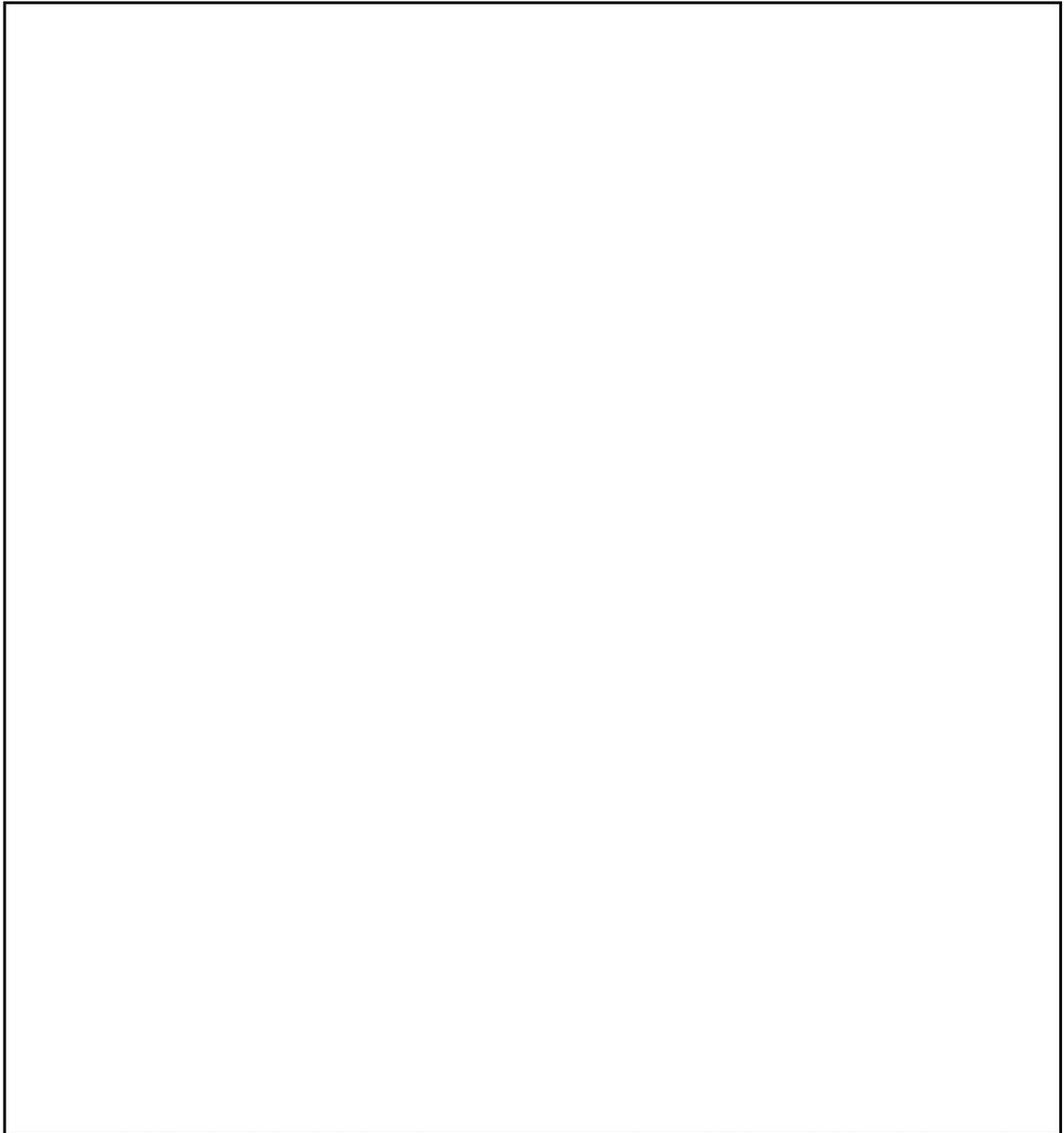


FIGURA 3.37 - ACEIROS/ESTRADAS PLOTADOS AO LADO DO RIO QUEBRA-PERNA

Para a instalação de trilhas para visitação turística, em função dos elevados níveis da fração areia na composição granulométrica dos CAMBISSOLOS, NEOSSOLOS LITÓLICOS e QUARTZARÊNICOS, recomenda-se que ocorra a pavimentação com fragmentos de rocha conforme já vem sendo feito na trilha que está situada em torno do "Planalto". No entanto devido aos elevados teores de areia presentes nos horizontes superficiais, recomenda-se que sejam planejadas pequenas "bocas-de-lobo" pavimentadas a fim de canalizar os excessos de água

acumuladas em relevos côncavos (abaciamento). Ao mesmo tempo é necessário que se façam obras de desvio das águas com a finalidade de evitar o acúmulo de água e sedimentos nos citados relevos (figura 3.38).



FIGURA 3.38 - ACÚMULO DE SEDIMENTOS EM TRILHA EM RELEVO CÔNCAVO

Necessariamente, com o decorrer do tempo, a passagem de água sem estar preferencializada (percolação difusa) por boca-de-lobo, acabará por retirar a base dos caminhos, proporcionando a degradação da trilha por solapamento. Esse processo já está instalado conforme pode ser visto na figura 3.39.

Outra forma de procedimento para minimização do processo erosivo nas trilhas, é o aproveitamento dos troncos de pinus que estão sendo cortados em todo o parque e fazer uma disposição em quadrantes ao longo da projeção das futuras trilhas. Essa forma, de menor durabilidade que a trilha pavimentada, é interessante no sentido de dar aproveitamento aos diversos troncos dispersos pelo parque, bem como criar rugosidade na trilha para maior capacidade de sedimentação.



FIGURA 3.39 - RETIRADA DE FINOS NA BASE DA TRILHA, POR PERCOLAÇÃO HÍDRICA DIFUSA

### c) Neossolos Litólicos

São solos minerais não hidromórficos, onde os processos de pedogênese são muito incipientes, apresentando por esse motivo seqüência de horizontes A sobre C ou Cr, ou mesmo diretamente sobre a rocha, podendo conter horizonte B genético, porém com espessura insuficiente para enquadramento diagnóstico (EMBRAPA, 1999).

Em virtude da pequena expressão dos processos pedogenéticos normalmente apresentam-se rasos, com contato lítico dentro de 50 cm de profundidade.

No Parque Estadual de Vila Velha foram identificadas espessuras mínimas de 10cm, normalmente próximos dos afloramentos rochosos do Arenito Itararé (figura 3.40), e dos pequenos córregos e rios que entalham o arenito Furnas.

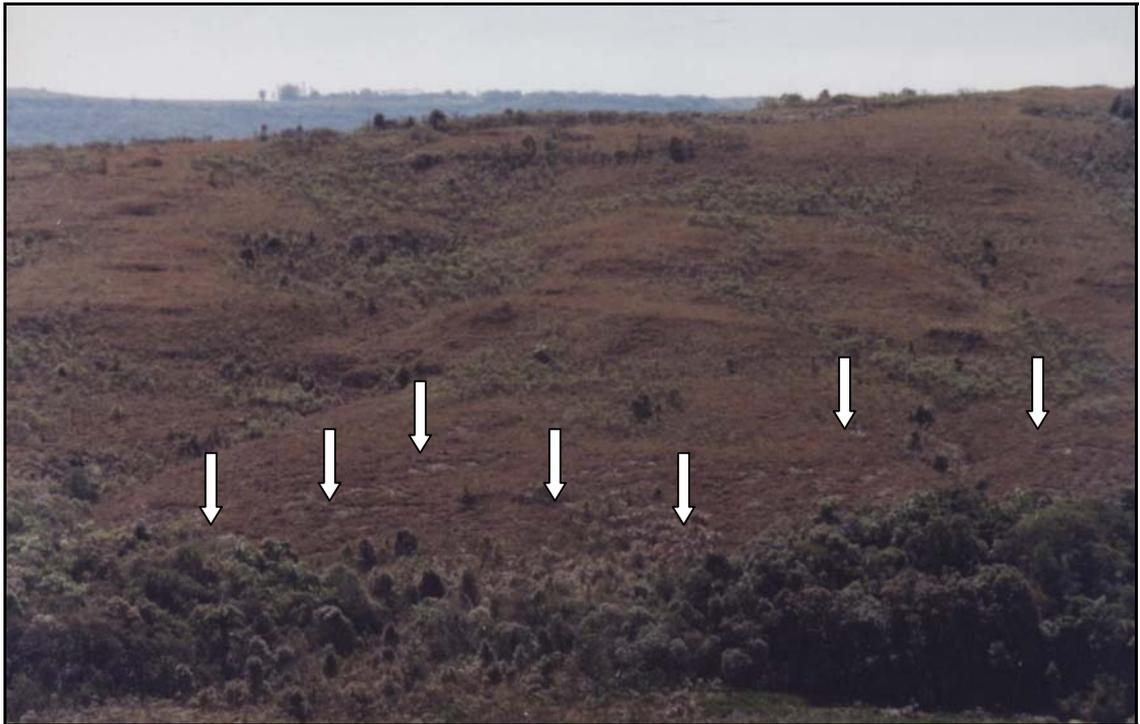


FIGURA 3.40 - PAISAGEM DE NEOSSOLO LITÓLICO DERIVADO DO ARENITO FURNAS

Foram detectados em áreas de elevada declividade tanto sobre litologia de arenito como de folhelho, principalmente em áreas com forte influência de alinhamentos tectônicos (falhamentos), caracterizando dessa forma a predominância de processos de morfogênese sobre os de pedogênese.

Foram identificados três grandes grupos: Húmicos (figuras 3.41 e 3.42), Psamíticos e Distróficos. Todos apresentam baixa saturação por bases e níveis elevados de alumínio trocável. A expressão máxima se faz no Distrófico, com teores de alumínio trocável suficientes para ser enquadrado em caráter alumínico (maior que quatro  $\text{cmol}_e/\text{kg}$  de argila, saturação por alumínio trocável superior a 50% e saturação por bases inferior a 50%).



FIGURA 3.41 - PAISAGEM CONSTITUÍDA POR NEOSSOLO LITÓLICO DERIVADO DE FOLHELHO

Deve ser ressaltado que em todas as paisagens derivadas de arenitos, independentes se Itararé ou Furnas, foram identificadas texturas arenosas associadas às médias, o que conciliado às frágeis estruturas, pequenas espessuras e os relevos bastante movimentados, imprimem forte fragilidade ao meio ambiente.



FIGURA 3.42 - NEOSSOLO LITÓLICO HÚMICO TÍPICO

Por outro lado, os derivados de folhelhos apresentam textura média, caracterizando o forte retrabalhamento ocorrido nessas áreas. Da mesma forma, devido às fortes declividades, pequenas espessuras e contato líticos resultam em extrema suscetibilidade à erosão.

Em geral a suscetibilidade à erosão das áreas que contém NEOSSOLOS LITÓLICOS é elevada, porque esses ocorrem intimamente associados aos afloramentos de rocha e CAMBISSOLOS nanos, indivíduos que também induzem a concentração de fluxos hídricos superficiais.

Conotação especial deve ser dada a unidade de mapeamento RQo, pois os NEOSSOLOS QUARTZARÊNICOS Órticos lépticos, elemento de composição da unidade de mapeamento, é de textura arenosa e, por esse motivo, de extrema suscetibilidade à erosão, independente do relevo pouco movimentado (ondulado).

Outra situação que merece atenção especial é a unidade de mapeamento RLh6, pois se verifica uma associação com GLEISSOLOS MELÂNICOS e HÁPLICOS. Esse tipo de associação, encontrado nos terços inferiores das pendentes, onde a água está presente em abundância, resulta em fluxos hídricos constantes. Nas épocas de maior pluviosidade os NEOSSOLOS LITÓLICOS atingem o limite de liquidez mais facilmente, habilitando um processo erosivo de grandes dimensões: o fluxo de massa. Por esse motivo é comum visualizar afloramentos de rocha em terços finais de encosta nas paisagens do parque.

Quanto à cobertura vegetal sobre NEOSSOLOS LITÓLICOS, podem ser identificadas duas unidades fitoecológicas: floresta subtropical perenifólia e campo (estepe). O campo pode ser dividido em duas subunidades: campo subtropical mesófilo e higrófilo e esta distinção se dá em função da forma da rampa, assim como da sua posição na paisagem. Dessa forma, NEOSSOLOS LITÓLICOS sob campo mesófilo, em terços finais de encosta, especialmente em relevos côncavos-convergentes, gradam de campos mesófilos para campo higrófilo sazonal.

### *Potencialidades e fragilidades ambientais*

Os NEOSSOLOS LITÓLICOS condicionam extrema fragilidade ambiental devido principalmente a sua extrema suscetibilidade à erosão. Evidentemente, dentro desse contexto, tanto maior será a predisposição quanto mais íntima for a associação com afloramentos rochosos (elemento da paisagem de concentração de enxurrada), especialmente em relevos mais vigorosos. Todos os comentários explicitados na classe dos LATOSSOLOS e CAMBISSOLOS, em termos de potencial de degradação, também são válidos aqui, contudo as sutilezas dos processos são exponenciáveis.

É muito comum verificar-se a presença de sulcos nos aceiros atuais (figuras 3.43 e 3.44), além da presença de "areia lavada" caracterizando o processo de desestruturação e carreamento de partículas desagregadas pela erosão (figura 3.45).



FIGURA 3.43 - EROÇÃO EM ACEIRO SOBRE NEOSSOLO LITÓLICO DISTRÓFICO TÍPICO



FIGURA 3.44 - ASPECTO DE EROSÃO EM SULCO SOBRE  
NEOSSOLO LITÓLICO

A questão das trilhas é também muito semelhante aos problemas dos aceiros, pois o simples caminhar ao longo dos anos leva a severos graus de desestruturação do horizonte superficial arenoso, promovendo bolsões de classe textural areia (0 a 10% de argila), tornando-se altamente predisponível ao carreamento (figura 3.45).



FIGURA 3.45 - BOLSÃO DE CLASSE TEXTURAL AREIA SOBRE NEOSSOLO LITÓLICO ASSOCIADO A NEOSSOLO QUARTZARÊNICO

#### **d) Neossolos Quartzarênicos**

Compreende solos minerais de composição essencialmente de textura arenosa (classes de areia e areia franca) até a profundidade mínima de 150 cm ou até um contato lítico, desde que esse não ocorra dentro da profundidade de 50 cm, com seqüência de horizontes A – C, sendo que a fração areia contenha mais de 95% de quartzo, calcedônia e opala e, praticamente ausência de minerais primários facilmente alteráveis (EMBRAPA, 1999).

No parque esta classe está representada pelo grande grupo Órtico, ou seja: por solos não hidromórficos.

Em nenhum momento foi identificada espessura superior à 120 cm, o que os enquadra no subgrupo léptico.

Caracterizam-se por apresentarem textura areia ao longo de todo o perfil, com horizonte A na cor bruno-escuro, gradando para bruno-avermelhado no horizonte C, até atingir o vermelho-escuro no Cr (figura 3.46), cor original do material de origem – Arenito Itararé.



FIGURA 3.46 - NEOSSOLO QUARTZARÊNICO ÓRTICO LÉPTICO

A passagem entre os horizontes se faz de forma gradual à exceção quando para o horizonte Cr, no caso abrupta.

Esta classe se encontra exclusivamente entre os relevos ruiniformes do Planalto, associados aos NEOSSOLOS LITÓLICOS Psamíticos e aos afloramentos de rocha, compondo a unidade de mapeamento RQo. Devido a intensa visitação, esses solos se encontram degradados na superfície, sem estrutura, devido o intenso pisoteamento por parte dos turistas. Esse fato pode ser facilmente visualizado na figura 3.46, onde pode ser observada a diferença de coloração dos primeiros 20 cm.

A saturação por bases não é diferente das demais, baixa com elevada saturação por alumínio trocável.

A cobertura vegetal identificada sobre essa classe de solo é o campo subtropical mesófilo com espécimes arbóreas/arbustivas esparsas.

### *Potencialidades e fragilidades ambientais*

Essa classe de solo determina grande fragilidade ambiental em função dos teores bastante elevados da fração areia, o que determina elevada suscetibilidade à erosão. Além disso, o valor S (soma de bases) extremamente baixo torna-se um fator restritivo para a recuperação da cobertura vegetal, ainda mais quando os teores de carbono se encontram diminutos.

#### **e) Neossolos Flúvicos**

Solos minerais hidromórficos ou não, derivados de sedimentos aluviais, com presença de horizonte A assente sobre camadas estratificadas de textura variável, sem relação pedogenética entre si. A sujeição contínua aos processos de deposição fluvial, implica em uma pequena expressão da pedogênese, acarretando em um restrito grau de evolução.

Na área do parque, foram identificados com maior expressão geográfica no rio Quebra-perna, mais especificamente, nos diques marginais e em partes mais internas da planície devido ao abandono contínuo dos leitos fluviais, típico de padrão de leito meandrante.

Em razão das litologias entalhadas e de sua gênese deposicional característica, apresentam texturas arenosa e média – com predominância da primeira, as quais estão relacionadas diretamente à posição do solo na planície, assim como à energia contida no evento de transporte/deposição.

Foram identificados dois tipos de horizonte superficial; moderado (maior quantidade) e proeminente.

É comum a identificação de horizontes húmicos enterrados em profundidades variáveis, contudo abaixo de 130 cm, ressaltando a hidrodinâmica existente em rios com padrões meandrantés.

Em virtude da composição litológica da região é de se esperar que a saturação por bases também seja baixa como nas demais classes de solos. Essa situação é ratificada quando se observam os resultados analíticos contidos em Rauen (1994).

Em determinadas situações ocorrem intimamente associados com GLEISSOLOS MELÂNICOS, contudo dada à escala de trabalho, torna-se impossível as suas separações. Em suma pode ser dito que os GLEISSOLOS estão em antigos leitos abandonados, total ou parcialmente colmatados e os NEOSSOLOS encontram-se sobre posição de dique atual ou paleodique. É digno de registro que os NEOSSOLOS posicionados sobre os diques marginais mais alçados, apresentam regime hídrico insaturado na sua maior parte do tempo, porém há evidências morfológicas de incorrências cíclicas de saturação hídrica plena temporária.

No parque foram identificadas duas tipologias florestais e uma de campo – essa com diminuta expressão geográfica:

- floresta subtropical fluvial hidrófila – composta predominantemente por espécies de alta adaptabilidade a solos com características hidromórficas;
- floresta subtropical fluvial higrófila - composta predominantemente por espécies com boa adaptabilidade a solos semi-hidromórficos (lençol oscilando em torno de 50 a 100 cm);
- campo subtropical higo/hidrófilo – composta por espécies de média a alta capacidade de adaptação a solos hidromórficos.

### *Potencialidades e fragilidades ambientais*

Essa classe de solo, em função de suas características texturais bastante heterogêneas, associado ao posicionamento geomórfico, determina enorme fragilidade ambiental, em face da grande suscetibilidade à erosão fluvial, principalmente quando dispostos em superfície de degradação com ausência de

floresta. Esse fato evidencia a necessidade da preservação da floresta, a qual confere ao solo uma agregação mecânica através de suas raízes, aumentando a estabilidade dos ambientes fluviais.

Em determinados segmentos do rio foram observados sérios processos de solapamento de base nos diques marginais, devido à retirada total ou parcial da floresta de galeria, somada aos altos picos de vazão, cíclicos, típicos da região. Deve-se registrar que em um dos tributários do rio Quebra-perna, durante o levantamento de solos, foi observada a deposição de folhas e galhos em uma floresta de galeria, a uma altura de 3,15 m em relação à lâmina d'água, contudo a fim de não ocorrer à supervalorização do evento, deve ser citado que o vale desse tributário é bastante encaixado. Ratificando o mencionado processo, foram identificados ao longo do mesmo rio, diversos eventos deposicionais, essencialmente arenosos, de diferentes espessuras e formas, caracterizando a necessidade de preservação da floresta fluvial. Esses depósitos, sob a ótica de lupa de campo (aumento de 10x), são caracterizados por serem essencialmente quartzosos, hialinos, angulosos e de grande diversidade de tamanho.

#### **f) Gleissolos Melânicos**

Solos constituídos por material mineral com horizonte glei imediatamente abaixo de horizonte A, ou de horizonte hístico com menos de 40 cm de espessura; ou horizonte glei começando dentro de 50 cm da superfície do solo (EMBRAPA, 1999).

Esta ordem tem grande distribuição nas planícies do parque, ocorrendo principalmente com horizonte hístico ou húmico, em associação complexa com os ORGANOSSOLOS. Também se verificou a sua presença nas encostas, contudo além dos citados horizontes, também se observou horizonte superficial do tipo moderado.

A seqüência de horizontes mais comuns identificados na área revela um horizonte superficial rico em matéria orgânica, por isto de cores pretas (bruno-acinzentado muito escuro, bruno muito escuro e preto), sobre um horizonte mineral Cg, de textura argilosa ou média, de cores acinzentadas, podendo ou não se apresentar com mosqueados.

Horizontes gleis totalmente deplecionados (sem mosqueados) foram constatados em relevos doliniformes plenamente colmatados, onde as condições de redução são extremas (figuras 3.47 e 3.48).



FIGURA 3.47 - CORES ACINZENTADAS DEPLECIONADAS EM GLEISSOLO MELÂNICO

Quanto às características do complexo iônico, com base em Rauen (1994), pode-se dizer que são fortemente ácidos, com baixa saturação por bases, além de elevados teores de alumínio trocável.



FIGURA 3.48 - RELEVO DOLINIFORME TOTALMENTE COLMATADO

Deve ainda ser citado que nas planícies, os GLEISSOLOS estão também localizados na faixa de transição entre os ORGANOSSOLOS e os CAMBISSOLOS HÚMICOS gleicos, caracterizando uma faixa de amortização para os ORGANOSSOLOS, dos efeitos degradantes que possam vir das encostas. Por esse motivo assumem papel fundamental de depuração para preservar a qualidade da água presente sobre os ORGANOSSOLOS.

A cobertura vegetal encontrada sobre esses solos é variável, contudo pode-se afirmar que a fisionomia campo subtropical hidrófilo permanente é a dominante (figura 3.49).



FIGURA 3.49 - ASPECTO DE VEGETAÇÃO DE CAMPO SUBTROPICAL HIDRÓFILO

Quando contêm horizonte hístico (saturação hídrica plena) apresentam composição florística semelhante à encontrada em ORGANOSSOLOS, todavia, podem diferir bastante quando está presente o horizonte húmico. Quando isto acontece, as gramíneas passam a ser o fator preponderante para a diferenciação fitofisionômica.

#### *Potencialidades e fragilidades ambientais*

Esta classe está predominantemente sob áreas de máxima fragilidade – de preservação legal e, conforme já mencionado, desempenha papel fundamental, principalmente, na depuração das águas superficiais. Quando está presente o horizonte hístico, devido ao aumento de cargas, essa característica é exponenciada, ficando muito próximo da competência dos ORGANOSSOLOS.

Existem algumas áreas, pequenas mas importantes, que durante o levantamento de solos ainda tinham a presença de pinus e eucaliptos em abundância. Esse tipo de vegetação deve ser retirado, dado a capacidade evapo-transpiradora impingida, causando em curtos períodos de tempo o seu ressecamento, caracterizando

assim, uma ilegitimidade hídrica ao ambiente. Por esse motivo, esforços devem ser efetuados para erradicar totalmente esse tipo de vegetação.

Devem, sob qualquer ótica, ser destinados à preservação, sem nenhuma intervenção próxima efetuada pelo homem.

#### **g) Organossolos**

Solos constituídos por material orgânico, que apresentam horizonte H hístico com teor de matéria orgânica  $\geq 0,2$  kg/kg de solo ( $\geq 20\%$  em massa), com espessura mínima de 40cm quer se estendendo em seção única a partir da superfície, quer tomado, cumulativamente, dentro de 80cm da superfície do solo (EMBRAPA, 1999).

Os representantes da ordem encontrados no parque apresentam teores de matéria orgânica entre 0,2 e  $<0,65$  kg/kg de solo e densidade do solo inferior a  $0,65$  mg/dm<sup>3</sup>, com material orgânico compondo os horizontes hísticos bastante decomposto, baixa saturação por bases e assentes sobre camadas minerais de textura média ou argilosa encontradas em profundidades inferiores a 100 cm. Essas características direcionam para o enquadramento em ORGANOSSOLO MÉSICO Sáprico térrico.

São encontrados com muita freqüência em relevos com diferentes classes de declive – ondulado (figura 3.50), suave ondulado e principalmente plano. Em todos os casos é verificada a tipologia campo subtropical hidrófilo, cuja composição florística, bastante simples, está baseada predominantemente em ciperáceas, eriocauláceas, esfagnáceas, xiridáceas e uma pteridófito específica.



FIGURA 3.50 - ASPECTO DE VEGETAÇÃO EM COLO DE ENCOSTA SOBRE ORGANOSSOLO

As classes de declive ondulado e suave ondulado podem ser detectadas em posição de colo de encosta, no arco de convergência hídrica (figura 3.51), ou na base de encostas, independente de sua forma.



FIGURA 3.51 - ORGANOSSOLO MÉSICO SÁPRICO TÉRRICO EM COLO DE ENCOSTA

Dentro do parque são evidenciadas inúmeras áreas de surgência hídrica, caracterizando uma verdadeira "área de mananciais", as quais devem ser preservadas. No entanto, em alguns locais é comum verificar-se a passagem de aceiros/estradas cruzando por esses tipos de solos (figura 3.52.). Essa prática deve ser replanejada, a fim de se conseguir novos locais para a instalação dos aceiros/estradas.

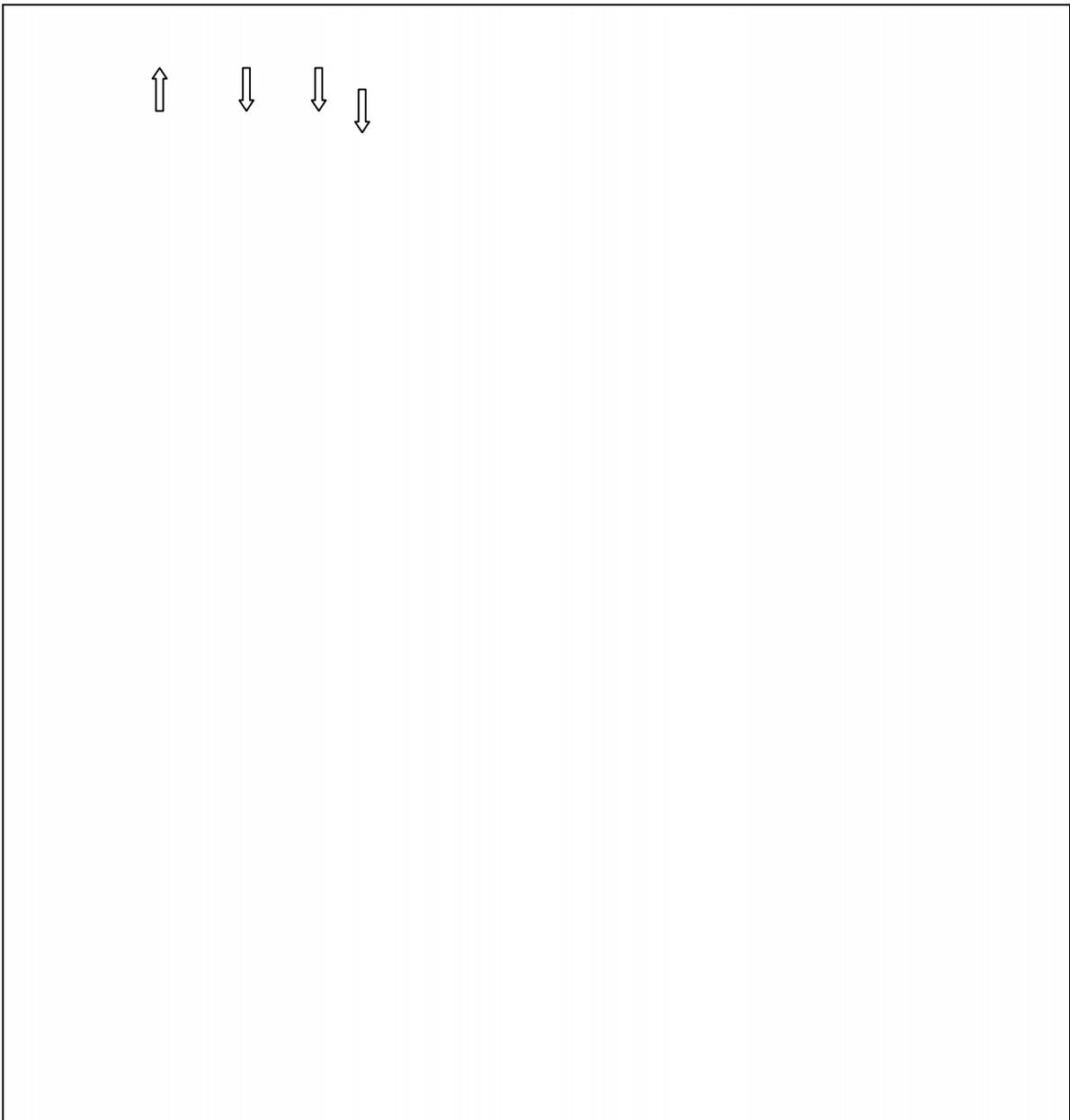


FIGURA 3.52 - ACEIROS SOBRE ORGANOSSOLOS MÉSICOS SÁPRICOS TÉRRICOS

A ocupação em relevo plano está associada às partes mais internas das planícies, onde faz fronteira com os GLEISSOLOS MELÂNICOS. Sem nenhuma dúvida, os ORGANOSSOLOS conferem maior fragilidade ambiental quando estão em situação de colo de encosta.

Em função da erosão ocorrida sobre os solos de encostas, grande parte dos ORGANOSSOLOS encontra-se em fase de soterramento, não sendo raro identificar 50 cm ou mais de sedimentos minerais. Essa situação é muito preocupante, pois a presença de sedimentos minerais em sua superfície propicia a diminuição do potencial de depuração da água, devido a diminuição das cargas, bem como propicia a passagem dessa mais rapidamente. Além disso, essas camadas minerais proporcionam forte mudança na composição florística original, acusada principalmente pela entrada de asteráceas, dantes totalmente impossibilitadas de adentrar nesses ambientes (figura 3.53).



FIGURA 3.53 - ASTERÁCEAS EM ORGANOSSOLOS

### *Potencialidades e fragilidades ambientais*

Os ORGANOSSOLOS, sem sombra de dúvida, revelam-se como a classe mais frágil de todas dentro do parque, tendo em vista a sua íntima associação com as águas de superfície, além do seu extremo potencial aos processos erosivos, principalmente quando se encontram em superfícies com relevos ondulado e suave ondulado.

Grande parte da vegetação de campo onde se situam os ORGANOSSOLOS de planície encontram-se com entrada de asteráceas, caracterizando a entrada de sedimentos minerais através de processos erosivos.

#### 3.4.9.2 Tipos de terrenos

Essa unidade é composta por quatro unidades simples: TT-f refere-se às áreas ocupadas pela ferrovia; TT-ch por construções e habitações; TT-er por estradas e rodovias e TT-rp, área para recuperação e/ou ações de paisagismo.

Para o plano de manejo interessa mais especificamente a unidade TT-rp, pois há uma necessidade premente de se proceder a recuperação com vistas a minimizar o avanço degradacional encontrado em todas as áreas.

Essas unidades encontram-se tanto sobre arenitos, Arenito Furnas (figura 3.51), quanto sobre folhelhos (figuras 3.54, 3.55 e 3.56). Em todas as situações verifica-se o decapeamento dos horizontes dos solos, permitindo o afloramento ora de saprolitos ora de rocha sã. A presença de afloramentos e/ou saprolitos condiciona uma restrição muito grande para a reconstituição da vegetação nativa, pois as características favoráveis ao seu desenvolvimento foram perdidas ao ser retirado os horizontes do solo, especialmente o horizonte superficial – horizonte A.