

#### **11.1.4. Geomorfologia**

##### **11.1.4.1. Metodologia**

Para a caracterização da geomorfologia da Área de Influência Indireta da UHE Tijuco Alto foram considerados para análise aspectos como:

- ✓ a compartimentação topográfica;
- ✓ os padrões de formas e das vertentes;
- ✓ as formas de relevo

A elaboração deste diagnóstico tem como objetivo a análise dos impactos que o empreendimento pode trazer ao relevo, como por exemplo a indução aos impactos indiretos (processos erosivos e de movimento de massa, inundações, assoreamentos) e aos impactos diretos que podem ocorrer, como a necessidade de cortes, aterros, desmontes de morros, drenagem e ressecamento de planícies fluviais, retificação ou desvio de leitos fluviais etc.

O diagnóstico da Área de Influência Indireta - AII está baseado em pesquisa bibliográfica realizada em órgãos oficiais e universidades. Tem-se como objetivo chegar ao entendimento da macrocompartimentação do relevo, bem como chegar a uma aproximação de interpretação da morfogênese regional.

Para a delimitação dos compartimentos geomorfológicos, o que resultou no mapa em escala 1:250.000, foi realizada a análise da imagem de satélite Landsat 7 - TM, Composição Colorida RGB/543 e Preto e Branco, na escala 1:250.000, com o apoio de cartas topográficas do IBGE, também em escala 1:250.000, carta de isodeclividade e reconhecimento de campo.

##### **11.1.4.2. Contexto Geotectônico**

A bacia do Alto Ribeira encontra-se sobre a morfoestrutura da Faixa de Dobramentos do Atlântico. Está inserida na faixa do denominado Cinturão Orogênico do Atlântico. É uma região que apresenta uma complexa estrutura litológica, produto de várias atividades tectônicas, ocorridas no Pré-Cambriano Médio e Superior, com reativações tectogênicas de caráter epirogenético no Jura-Cretáceo e Cenozóico, associados ao que ALMEIDA (1967) denominou de reativação Wealdeniana.

De acordo com GONTIJO (1999) “o quadro estrutural pré-Cambriano foi alterado pela tectônica meso-cenozóica, que gerou falhamentos de caráter transcorrente, normal e localmente inverso, ao longo das principais zonas de cisalhamento e dos planos de foliação, gerando escarpas de falha e embaciamentos.”

A faixa do Cinturão Orogênico do Atlântico é caracterizada por um sistema de falhamentos transcorrentes, normais e inversos, dispostos preferencialmente na direção ENE, os quais definem um sistema de riftes continentais da faixa do sudeste brasileiro (HASUI, 1978; IPT, 1981; ALMEIDA, 1976; RICCOMINI, 1989). Nas áreas tectonicamente deprimidas freqüentemente são encontradas bacias de sedimentação cenozóica continentais, onde sobre os sedimentos lacustres ocorrem depósitos detríticos em forma de leques aluviais.

De acordo com VITTE (1998), a bacia do Ribeira do Iguape é composta de rochas pré-Cambrianas pertencentes à faixa de Dobramentos Ribeira, definida por Almeida de Região de Dobramentos do Sudeste (ALMEIDA, 1976), com direção ENE-WSW, paralela à linha costeira.

Quanto ao arcabouço geológico, de acordo com IPT-SP (1981) e MINEROPAR-PR (1989) observa-se o predomínio das seguintes litologias, no sentido litoral-interior:

- ✓ faixas de migmatitos de estruturas variadas com intrusões de piroxênios granulitos e granulitos quartzo-feldspáticos, onde ocupam a faixa serrana costeira,
- ✓ micaxistos, argilitos, metassiltitos, quartzo-xistos e migmatitos homogêneos
- ✓ rochas pelíticas, com destaque para os filitos, metassiltitos, carbonáticas, quartzitos micáceos e feldspáticos, mármores e dolomitos calcíticos, além de amplas ocorrências de massas intrusivas de granitos sintectônicos e restrita intrusão alcalina de piroxênios.

#### **11.1.4.3. A morfogênese Regional e o Relevô**

A configuração da bacia do Ribeira de Iguape, bem como o arranjo da macromorfologia, resulta de uma elevada subordinação geológico-estrutural regional, qual seja a ENE-SSW, que é concordante com a direção brasileira do Cinturão Orogênico do Atlântico, no trecho sul-sudeste do Brasil (Ross, 2002). Também é interessante notar que esse arranjo é concordante com o recorte da faixa litorânea desta região do Brasil, o que se pode admitir que há a influência das características geotectônicas no processo de conformação do relevo da área de estudo. O arranjo litológico estrutural e a geotectônica interferiram e ainda interferem na organização espacial e gênese tanto das macroformas do relevo regional como nas formas menores que caracterizam o modelado dominante dos chamados mares de morros, conforme Aziz Nacib Ab'Saber.

As formas de topos e vertentes são predominantemente convexas (formas mamelonares, segundo Aziz Nacib Ab'Saber), resultado dos processos morfoclimáticos tropicais úmidos atuais e de interferências paleoclimáticas de ambientes áridos a semi-áridos do passado. Nos vales de ordens superiores, na disposição preferencial de vertentes dos vales principais, no alinhamento de topos dos espigões principais e dos sistemas de morros registram-se marcas dos efeitos tectônicos e influências lito-estruturais em seus arranjos espaciais.

As massas rochosas estão estruturalmente dispostas na direção preferencial ENE-SSW, concordantes com os lineamentos regionais, o que impõe interferências nos processos esculturais do relevo. A forte dissecação que o modelado dos morros apresenta deve-se a um conjunto de fatores dentre eles a densa rede de falhas e fraturas existentes herdadas das fases antigas de orogenia, posteriormente reativadas pela tectogênese cenozóica.

#### **11.1.4.4. Compartimentação Geomorfológica**

A Bacia do Ribeira de Iguape encontra-se sobre o flanco Sudeste da Serra de Paranapiacaba. Está inserida no domínio morfoclimático dos mares de morros, onde, segundo AB'SABER (1954, 1966, 1970) e BROWN & AB'SABER (1979), a mesma foi palco de um complexo mosaico envolvendo fenômenos de pediplanação com setores de refúgio biogeográfico.

A AII do reservatório localiza-se na parte norte do Primeiro Planalto Paranaense, na denominada Região Montanhosa do Açungui (MAACK, 1981). Em São Paulo, de acordo com a divisão geomorfológica do Estado, localiza-se na Província Costeira (ALMEIDA, 1968), faz parte da Zona Serrania Costeira e tem como Subzona a Serra de Paranapiacaba. Segundo a classificação do IPT (1981), a mesma pertence à Zona de Morraria Costeira, onde predominam colinas isoladas, morros paralelos, colinas em meia laranja morros com serras restritas. ROSS e MOROZ (1997) denominaram a região da bacia do Alto Ribeira de

Planalto do Alto Ribeira-Turvo, onde a diversidade estrutural é o que caracteriza os tipos de relevo.

Trata-se de uma área de grande complexidade lito-estrutural, o que condiciona o desenvolvimento de padrões de relevo muito vigorosos, com o predomínio de processos erosivos, os quais geraram as formas de degradação existentes, tais como colinas, morrotes, morros e montanhas. O principal processo de esculturação do relevo dá-se pelo intenso processo de meteorização das rochas e pela erosão fluvial, muito eficiente na área devido às altas precipitações e altitudes existentes.

Também estão presentes os processos de degradação originados por dissolução, devido à existência de rochas calcárias, muito suscetíveis a este processo. As rochas calcárias encontram-se fortemente carstificadas, apresentando diversas feições primárias e secundárias típicas de relevo cárstico. Assim, verifica-se grande quantidade de depressões de dissoluções e rios subterrâneos.

A intensidade dos processos erosivos, o intemperismo e a ocorrência de movimentos de massa impedem a formação de mantos de alteração espessos, sobretudo nas vertentes íngremes.

As formas de acumulação (ou agradação) correspondem principalmente às planícies fluviais e terraços que ocorrem ao longo do rio Ribeira e em alguns de seus afluentes, bem como pequenas planícies fluviais de soleira. Tais planícies são formadas por alguns rios a montante de obstáculos na drenagem que induzem a deposição de parte de sua carga. Esses obstáculos são formados por rochas mais resistentes à erosão, que definem níveis de base locais e desenvolvem essas planícies alveolares. Essas pequenas e descontínuas planícies e terraços têm sua gênese ligada aos depósitos fluviais, são estreitas e pouco alongadas, posicionadas nos setores côncavos das sinuosidades do leito fluvial. Por serem de origem fluvial são suscetíveis a inundações periódicas de diferentes magnitudes dependendo da intensidade e duração das chuvas. Esses terrenos são baixos e estão encravados no meio dos morros com solos aluviais e de riscos devido a inundações periódicas anuais.

Segundo ROSS (2002), os Planaltos do Alto Ribeira constituem um ambiente montanhoso com topos nivelados nos divisores principais em torno dos 900 m, encontrando-se setores mais elevados que atingem 1000-1100 m, geralmente mantidos por rochas metamórficas mais resistentes como o quartzito, apresentando morfologia de cristas alongadas e contínuas ou massas intrusivas graníticas, que se estendem por grandes áreas.

Alternando a esses relevos alongados e mais altos, prevalecem formas em morros de topos convexos com vales relativamente estreitos e profundos com vertentes muito inclinadas, geralmente variando entre 30 a 60%. Essa morfologia, com relevos extremamente dissecados, é esculpida em uma grande diversidade de formações rochosas, com destaque para os filitos, quartzo-filitos, ortognaisses, paragnaisses, quartzitos, calcários e mármore dolomíticos, granitos porfíricos e granitos sintectônicos, alinhados estruturalmente na direção regional NE-SW.

Os setores de relevos mais rebaixados são mantidos predominantemente pelos filitos e calcários.

A região que compreende a bacia do Alto Ribeira, especificamente a AII, pode ser subdividida, genericamente, nas seguintes áreas:

Uma região que abrange a parte Central, Noroeste e Sudoeste, caracterizada por um relevo de morros com cristas agudas, padrão de drenagem geralmente dendrítico e alta densidade

de drenagem. O controle estrutural é menos intenso, evidenciando um substrato litologicamente homogêneo. Há evidência de controle da drenagem por sistema de fraturas. Nesta área, um pouco mais a leste, ocorrem compartimentos que testemunham formação pretérita. São compartimentos que apresentam formas do tipo colinas e morrotes e morros de topos arredondados nivelados, os quais definem uma superfície de erosão antiga. As amplitudes de relevo local são geralmente inferiores a 100 metros. As declividades são as menores da região (Desenho MA136.00.38-DE.03, Mapa de declividade), raramente superando os 45%, e com muitas áreas abaixo de 20%. Estes compartimentos localizam-se sempre em áreas de divisores e correspondem aos resíduos de antigas superfícies de aplainamento.

A região que compreende a faixa que vai do Sudeste a Nordeste caracteriza-se por maior controle estrutural, evidenciando um substrato geológico fortemente dobrado e falhado, com maior diversidade litológica. É uma área que apresenta um relevo enérgico, ocorrendo "hogbacks", morros, montanhas e áreas de relevo cárstico. Apresentam cristas agudas, amplitudes topográficas que alcançam 300 metros, às vezes mais, vertentes longas e inclinação predominante superior a 45%. A densidade de drenagem é média e evidencia fortes controles estruturais, apresentando padrões em treliça, paralelos e dendrítico. Ao sul desta área ocorre uma região com morros de cristas arredondadas ou agudas, orientadas pela estrutura geológica, com vertentes de comprimento médio e declives predominantes entre 20 e 45%. A densidade de drenagem é baixa e o padrão que ocorre com maior frequência é do tipo treliça.

Em síntese, pode-se afirmar que as formas de relevo do Alto Ribeira constituem-se, predominantemente, por morros, devido ao intenso processo de dissecação desenvolvido pela drenagem do rio Ribeira e de seus afluentes. As áreas topograficamente mais rebaixadas, por onde se encaixa o rio Ribeira, são sustentadas geralmente por rochas de menor grau de resistência ao desgaste e pela erosão química e mecânica da água que atua com intensidade nos filitos, micaxistos, calcários, migmatitos, fortemente bandeados ou cisalhados. As áreas com relevo mais alto, geralmente são mantidas por estruturas rochosas mais resistentes ao desgaste, como são os casos das massas graníticas e dos quartzitos que, juntamente com os efeitos da tectônica cenozóica, sustentam áreas serranas que podem atingir altitudes entre 900 a 1.300 metros.