

SILVANA BRESSAN RIFFEL

**CURVA HIPSOMÉTRICA NO MAPEAMENTO DE
PALEOSUPERFÍCIES: ABORDAGEM QUANTITATIVA**

Dissertação apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre em Geologia Ambiental, Curso de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

Orientador:

Prof. Dr. Paulo César Soares

Co-orientadores:

Prof. Dr. Eduardo Salamuni

Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira

CURITIBA

2005

TERMO DE APROVAÇÃO

SILVANA BRESSAN RIFFEL

**“CURVA HIPSOMÉTRICA NO MAPEAMENTO DE
PALEOSUPERFÍCIES: ABORDAGEM QUANTITATIVA”**

Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Curso de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Ambiental, da Universidade Federal do Paraná, Comissão formada por:

Prof. Dr. Edvard Elias de Souza Filho
Universidade Estadual de Maringá

Prof. Dr. Alberto Pio Fiori
Universidade Federal do Paraná

Prof. Dr. Paulo César Soares
Universidade Federal do Paraná

Curitiba, 09 de dezembro de 2005.

EPÍGRAFE

TEMPESTADE

Vinde a mim água do céu!

Molha meus pés, destorroa minha terra.

Vinde a mim friagem do sul!

Enregela minha boca, racha meus lábios.

Vinde a mim vento inclemente!

Sopra em meus ouvidos, arranca minhas orelhas.

Vinde a mim granizo intempestivo!

Rompe minhas idéias, quebra meus dogmas.

Vinde a mim aguaceiro violento!

Encharca minha alma de luz.

Leão Quam

Dedicado a Regina Inez Bressan Riffel e a Geraldo Riffel.

AGRADECIMENTOS

Ao professor Dr. Paulo César Soares pela incansável orientação e dedicação.

Aos co-orientadores professores Dr. Eduardo Salamuni e Dr. Francisco J. F. Ferreira, pessoas que me incentivaram a prosseguir com a pesquisa científica.

A UFPR pelo ensino público e gratuito sob administração do Magnífico Reitor Prof. Dr. Carlos Augusto Moreira Júnior. Ao Setor de Ciências da Terra, representado pelo Prof. Dr. Silvio R. C. de Freitas. Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, coordenadora Profa. Dra. Eleonora M. G. V. Vanzela e secretária administrativa Sra. Sarita Pavin. A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa do programa PROF.

Aos meus pais, Regina Inez Bressan Riffel e Geraldo Riffel, minha eterna gratidão, sem vocês esta pesquisa seria impossível.

Aos amigos em especial ao meu irmão Douglas Bressan Riffel e minha prima Suzana Derbortoli Riffel pela dedicação e revisão, a Alvaro de Paola Tramujas pelas inúmeras caminhadas, consultorias e parceria.

Às bibliotecárias da UFPR, em especial Eliane Stroparo e Angela Mengatto. Aos órgãos públicos: SUDERHSA, MINEROPAR, IAP, SEMA-PR, COMEC, EMBRAPA.

Inúmeras dúvidas e discussões: afinal como evolui o relevo? Foram momentos com Daniel B. Scheer, Fabiana Gallina, Carlos V. Portela Filho, Ana P. Soares, Angela P. Lopez, Josiane A. Silva, Leila C. Perdoncini e Maria J. M. Mesquita. Nossa representante Nicole Borchardt, meus cumprimentos. As questões operacionais foram colaboradas por Douglas Bressan Riffel, Marcelo Bianchi, Daniel F. Bettú e Rafael C. de Freitas.

Ao 32nd International Geological Congress, ao Programa GEOHOST, onde contei com a ajuda dos professores Dr. Alberto Pio Fiori e Dr. Luigi Carmignani.

A todos muitíssimo obrigada!

SUMÁRIO

| | |
|---|-------------|
| RESUMO | vii |
| ABSTRACT | viii |
| LISTA DE FIGURAS | ix |
| LISTA DE QUADROS | xi |
| LISTA DE TABELAS | xii |
| 1. INTRODUÇÃO | I |
| 1.1 Conceitos utilizados..... | 2 |
| 1.2 Objetivos..... | 3 |
| 1.3 Localização da área de estudo..... | 4 |
| 1.4 Descrição das bacias hidrográficas | 6 |
| 1.4.1 Bacia do Alto Iguaçu | 6 |
| 1.4.2 Bacia Capivari e Nhundiaquara | 7 |
| 1.5 Clima | 8 |
| 1.6 Contexto geológico-tectônico | 8 |
| 1.7 Solos..... | 13 |
| 1.8 Contexto morfotectônico..... | 15 |
| 1.9 Paleosuperfícies | 18 |
| 1.10 Considerações da revisão bibliográfica | 21 |
| 2. MATERIAIS E MÉTODOS | 22 |
| 2.1 Aquisição de dados altimétricos | 23 |
| 2.2 Processamento dos dados altimétricos | 23 |
| 2.3 Desenvolvimento teórico e metodológico da modelagem da curva hipsométrica para o mapeamento de paleosuperfícies | 24 |
| 2.4 Trabalho de campo..... | 25 |
| 3. FUNDAMENTOS DA ANÁLISE E MODELAGEM DA CURVA HIPSONÉTICA | 27 |
| 3.1 Altitude..... | 29 |
| 3.2 Declive | 29 |

| | | |
|-----------|---|-----------|
| 3.3 | Desenvolvimento teórico e metodológico de critérios classificatórios de paleosuperfícies..... | 32 |
| 3.3.1 | Curvatura da encosta..... | 33 |
| 3.3.2 | Curvatura em planta | 34 |
| 3.3.3 | Variância | 34 |
| 3.3.4 | Nível de base local..... | 35 |
| 3.4 | MODELAGEM DE PALEOSUPERFÍCIES | 35 |
| 3.5 | ESTUDO DE CASOS: APLICAÇÃO DO MODELO..... | 36 |
| 3.5.1 | Modelo digital de elevação | 37 |
| 3.5.2 | Modelagem das curvas hipsométricas | 39 |
| 3.5.3 | Relação temporal entre as paleosuperfícies | 44 |
| 4. | FORMAÇÕES SUPERFICIAIS ASSOCIADAS ÀS PALEOSUPERFÍCIES... 45 | |
| 4.1 | Formação superficial de cobertura | 46 |
| 4.2 | Paleosuperfície 1 (ps1)..... | 50 |
| 4.2.1 | Formação superficial latossólica alóctone | 51 |
| 5. | MAPEAMENTO DE PALEOSUPERFÍCIES | 55 |
| 6. | CONSIDERAÇÕES FINAIS | 68 |
| | REFERÊNCIAS | 72 |

RESUMO

A análise de uma paisagem geomórfica identifica diferentes ciclos de aplainamento do relevo, encontrando-se mascarados pelas condições ambientais, posteriores a sua gênese, o que dificulta a reconstituição paleogeográfica. Neste trabalho, foi desenvolvida uma metodologia útil no mapeamento de paleosuperfícies de uma forma indireta utilizando propriedades do modelo digital de elevação. A ferramenta utilizada para diagnosticar a presença de um evento erosivo é a curva hipsométrica aplicada em bacias hidrográficas. A partir da identificação de um patamar no gráfico da altitude em função da frequência de área acumulada, demonstrou-se ser possível inferir as propriedades morfométricas esperadas para os remanescentes geomórficos. A linha de regressão logarítmica ajustada ao patamar, permite estimar o declive e a diferença de altitude do nível de base esperado para a paleosuperfície e o atual. A comparação com as características morfométricas observadas no modelo digital de elevação, associada à curvatura da encosta e curvatura em planta vem a espacializar através da combinação pela lógica booleana as áreas preditivas à ocorrência da paleosuperfície modelada. O estudo de caso foi realizado em três bacias hidrográficas, limítrofes entre si, situadas no leste paranaense: Alto Iguaçu, rio Capivari e rio Nhundiaquara. Essas bacias atualmente encontram-se condicionadas a níveis de base locais diferentes, sendo a bacia do Alto Iguaçu caracterizada como endorréica e as demais exorréicas. Dois níveis de aplainamento foram diagnosticados na curva hipsométrica e modelados: o evento erosivo mais antigo, denominado de paleosuperfície 2 (PS2), equivalente a superfície do Alto Iguaçu (Pd2) e o mais recente a paleosuperfície 1 (PS1), equivalente a superfície de Curitiba (Pd1). Através dos mapas preditivos foi verificado que os remanescentes da PS2 encontram-se nas regiões de interflúvios, junto às porções serranas. Entretanto, a PS1, encontra-se melhor preservada na bacia do Alto Iguaçu, posicionada ao longo de topos amplos e aplainados. As áreas com influência do atual nível de base local, como os terraços atuais ou a área de incisão fluvial, pertencem ao evento erosivo atual, sendo, portanto desconsiderados. As formações superficiais correlatas a PS1 foram descritas na forma depósitos aluviais e paleolatossolos alóctones ou autóctones. Após um levantamento em campo constatou-se que o índice de acerto do mapa preditivo para a PS1 do Alto Iguaçu foi de 88%. A curva hipsométrica associada a grande disponibilidade de dados disponíveis do modelo digital de elevação mostra-se uma importante ferramenta de mapeamento, correlação espacial e de quantificação das paleosuperfícies.

Palavras chaves: curva hipsométrica, paleosuperfície, bacia hidrográfica, Serra do Mar, Paraná.

ABSTRACT

The analysis of a geomorphic landscape deals with different cycles of relief leveling. They are often hidden by the environmental conditions, which are subsequent to its genesis. This fact jeopardizes the paleogeographic reconstitution. Therefore, for this research, we have developed an useful methodology for paleosurface diagnosis and mapping: an indirect procedure, which uses the digital elevation model. The tool used to diagnose the presence of an erosive cycle is the hypsometric curve, applied to hydrographic basins. From the identification of a level on the altitude-area graphic, it has been shown that it is possible to infer the morphological properties expected for the geomorphic remainders. The regression line, adjusted to the altimetric range of flats, allows to estimate the slope and the altitude difference to the current base level. The comparison with the observed characteristics of the terrain, associated to the curvature of the slope and the plan curvature, spatializes the predictive areas for the occurrence of the modeled paleosurface. The case study was carried out in three hydrographic basins in Eastern Paraná state, Southern Brazil, which are adjacent to each other. They are: Alto Iguaçu, Capivari river and Nhundiaquara river. These basins are currently conditioned to different local base levels: the Alto Iguaçu basin is classified as endorreic while the others are classified as exorreic. Two flats that are indicated by the hypsometric curve and modeled: the oldest erosive event, the paleosurface 2 (PS2), which is equivalent to the surfaces of Alto Iguaçu; and the most recent one, the paleosurface 1 (PS1), equivalent to the surface of Curitiba. Through predictive maps, it has been verified that the remainders of PS2 are located on the high interfluves, along range areas. However, the PS1 is better preserved in the Alto Iguaçu basin, located along leveled and wide planed watersheds. The areas influenced by the Holocene and current local base level, such as the current alluvial plains and low terraces or the area of fluvial incision, belong to the present erosive event, being, therefore, not considered as paleosurfaces. The PS1 superficial formations have been described as alluvial deposits and allochthonous or authochthonous paleolatosol. The accuracy rate of the predictive map for the PS1 of Alto Iguaçu was 88%.

Key works: hypsometric curve, paleosurface, hydrographic basin, Serra do Mar, Paraná.

LISTA DE FIGURAS

| | | |
|------------|---|----|
| Figura 1. | Imagem composta com Landsat sobreposta ao modelo digital de elevação (Google Earth, 2005) simulando a vista aérea da bacia do Alto Iguaçu | 1 |
| Figura 2. | Mapa de localização das bacias hidrográficas e as principais rodovias | 4 |
| Figura 3. | Bacias hidrográficas analisadas: Alto Iguaçu, Capivari e Nhundiaquara | 6 |
| Figura 4. | Mapa geológico simplificado..... | 9 |
| Figura 5. | Mapa de solos (EMBRAPA, 1981) sobreposto ao modelo digital de elevação. | 13 |
| Figura 6. | Geomorfologia do Alto Iguaçu. | 15 |
| Figura 7. | Morro testemunho da Formação Itararé..... | 16 |
| Figura 8. | “Mar de morros” na bacia do rio Capivari | 17 |
| Figura 9. | Superfícies aplainadas no Primeiro Planalto Paranaense | 20 |
| Figura 10. | Mapa de pontos de controle observados em campo..... | 25 |
| Figura 11. | Atributos da curva hipsométrica de uma bacia hidrográfica aplicada para o mapeamento da paleosuperfície.. .. | 28 |
| Figura 12. | Fluxograma da metodologia proposta. | 36 |
| Figura 13. | Mapa hipsométrico sobreposto ao modelo digital de elevação..... | 38 |
| Figura 14. | Distribuição de frequência simples (a) e acumulada (b). | 39 |
| Figura 15. | Curva hipsométrica com os valores observados normalizados | 41 |
| Figura 16. | Equações modeladas para os patamares separados na curva hipsométrica para as bacias hidrográficas do Alto Iguaçu, do rio Capivari e do rio Nhundiaquara.... | 42 |
| Figura 17. | Modelo esperado e pontos observados para as paleosuperfícies 1 e 2..... | 43 |
| Figura 18. | Adernamento na bacia do Alto Iguaçu | 44 |
| Figura 19. | Cavas de areia junto à planície do rio Iguaçu, município de Balsa Nova. | 47 |
| Figura 20. | Horizontes organo-minerais soterrados.. .. | 48 |
| Figura 21. | Paleocanal terraceado sobre a FSL. | 49 |
| Figura 22. | Formação superficial de cobertura alóctone.. .. | 49 |
| Figura 23. | Formação superficial de cobertura alóctone. | 50 |
| Figura 24. | PS1 do Alto Iguaçu. | 50 |
| Figura 25. | No primeiro plano a PS1 do Alto Iguaçu está levemente dissecada..... | 51 |
| Figura 26. | Formação superficial latossólica alóctone sobre a Formação Guabirotuba | 52 |
| Figura 27. | Formação superficial latossólica alóctone sobre a Formação Tinguis..... | 52 |

| | | |
|------------|--|----|
| Figura 28. | Formação superficial latossólica alóctone..... | 53 |
| Figura 29. | Serra da Baitaca vista a partir de Campina Grande do Sul | 54 |
| Figura 30. | Serra Ibitiraquiri, vista para norte a partir da estrada da Graciosa (escala antena refletora de microondas com 15 m de altura acima do Ciririca)..... | 55 |
| Figura 31. | Atributos da PS1 para a bacia do Alto Iguaçu..... | 58 |
| Figura 32. | Atributos da PS2 para a bacia do Alto Iguaçu..... | 58 |
| Figura 33. | Atributos especializados da PS1 para a bacia do Alto Iguaçu..... | 59 |
| Figura 34. | Atributos especializados da PS2 para a bacia do Alto Iguaçu..... | 59 |
| Figura 35. | Atributos da PS1 para a bacia do rio Capivari..... | 60 |
| Figura 36. | Atributos da PS2 para a bacia do rio Capivari..... | 60 |
| Figura 37. | Atributos especializados da PS1 para a bacia do rio Capivari..... | 61 |
| Figura 38. | Atributos especializados da PS2 para a bacia do rio Capivari..... | 61 |
| Figura 39. | Atributos da PS1 para a bacia do rio Nhundiaquara..... | 62 |
| Figura 40. | Atributos da PS2 para a bacia do rio Nhundiaquara..... | 62 |
| Figura 41. | Atributos especializados da PS1 para a bacia do rio Nhundiaquara..... | 63 |
| Figura 42. | Atributos especializados da PS2 para a bacia do rio Nhundiaquara..... | 63 |
| Figura 43. | Mapa preditivo para a PS2 | 64 |
| Figura 44. | Mapa preditivo de ocorrência da paleosuperfície 1 (PS1). | 65 |
| Figura 45. | Mapa de previsão da bacia do Alto Iguaçu com os dados observados e os previstos pela metodologia para a PS1..... | 66 |

LISTA DE QUADROS

| | | |
|-----------|---|----|
| Quadro 1. | Tipos de ocorrência de paleosuperfícies..... | 45 |
| Quadro 2. | Casos observados em campo, referente a PS1..... | 67 |
| Quadro 3. | Casos previstos em relação aos observados..... | 67 |
| Quadro 4. | Casos observados em relação aos previstos..... | 67 |

LISTA DE TABELAS

| | | |
|-----------|--|----|
| Tabela 1. | Dados pertinentes aos <i>grids</i> utilizados..... | 37 |
| Tabela 2. | Parâmetros obtidos por meio das equações modeladas na curva hipsométrica.. | 41 |
| Tabela 3. | Altitude mínima considerada para cada paleosuperfície modelada..... | 56 |

1. INTRODUÇÃO

Informações geo-históricas contêm registros dos processos geológicos decorrentes das oscilações climáticas e/ou tectônicas ocorridas ao longo do tempo em uma determinada região. O estudo das formações superficiais e das paisagens geomórficas podem ser caracterizadas por meio de fotografias aéreas, sensoriamento remoto ou mapeamento descritivo *in loco* dos litotipos passíveis de observação. Todavia, a heterogeneidade de depósitos associados ao mesmo evento erosivo pode representar uma adversidade em tais mapeamentos descritivos, principalmente em ambientes tropicais úmidos.

A identificação das superfícies erosivas pretéritas permite inferir a taxa de erosão, soerguimento e basculamento de uma região, auxiliando no estudo do comportamento da tectônica recente e reconstituição da paleogeografia. As unidades de paisagem podem possuir formas morfológicas herdadas de estados evolutivos pretéritos. No entanto, a ausência de uniformidade e a extensão das paleosuperfícies variam de acordo com a evolução do terreno, a coalescência e a preservação dos remanescentes geomórficos, como, por exemplo, no planalto de Curitiba (figura 1).

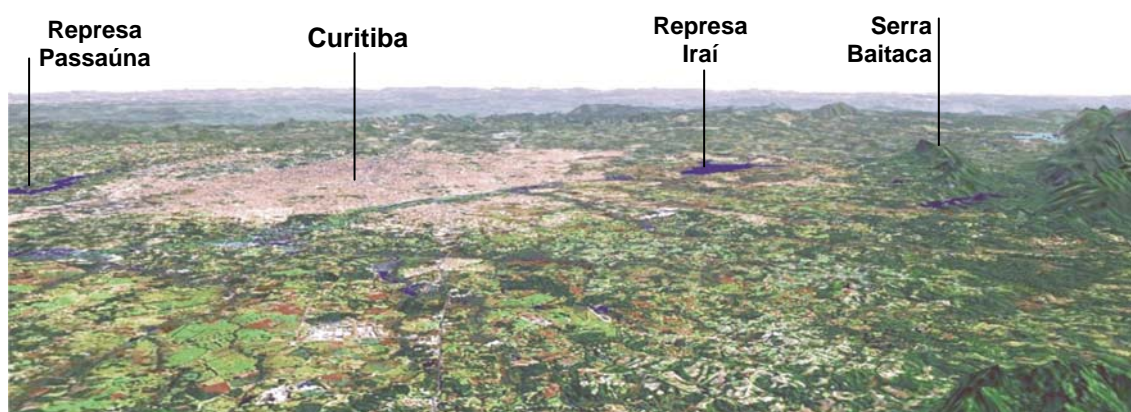


Figura 1. Imagem composta com Landsat sobreposta ao modelo digital de elevação (Google Earth, 2005) simulando a vista aérea da bacia do Alto Iguazu e sua ocupação urbana, especialmente Curitiba. No primeiro plano a superfície de Curitiba com formações superficiais identificadas pela cor vermelho-tijolo. Em segundo plano o interflúvio com a bacia do Ribeira do Iguape, com remanescentes de paleosuperfícies mais antiga, repetindo-se em planos posteriores até o horizonte.

Para separar as áreas favoráveis e correlatas, ao mesmo evento erosivo, buscou-se um método de diagnóstico indireto, semi-automático e quantitativo, obtidas através de dados do modelo digital de elevação. A principal ferramenta utilizada na correlação espacial de paleosuperfícies foi a curva hipsométrica que permite identificar a relação da distribuição da área acumulada em função da altitude.

No presente trabalho foi abordada, de forma secundária, a conotação genética das paleosuperfícies. A maior contribuição do presente estudo é espacializar, mediante mapas preditivos, áreas correlatas ao mesmo evento erosivo, propondo uma metodologia quantitativa, de fácil manuseio.

1.1 CONCEITOS UTILIZADOS

As paleosuperfícies são consideradas superfícies pretéritas que podem ser reconhecidas em escala regional, por meio de registros geológicos e geomórficos (WIDDOWSON, 1997). Geomorfologicamente pode-se utilizar o conceito de Ollier (1981 apud Valadão, 1998), qual seja, *“superfícies de aplainamento referem-se às porções continentais caracterizadas por um relevo plano ou suavemente ondulado, modelado pela ação da erosão sub-aérea, eólica e subterrânea e que trunca indistintamente estruturas geológicas de natureza e resistência diferenciada”*.

A curva hipsométrica representa o gráfico cuja ordenada refere-se à altitude e a abscissa, à frequência acumulada ou à área em que a altitude é maior do que a altitude considerada. Segundo Strahler (1952b, 1964), os diferentes estágios evolutivos da bacia hidrográfica são representados por distintos padrões de curvas hipsométricas.

A área sob a curva hipsométrica corresponde ao somatório dos intervalos de área por altitude, e, portanto, representa numericamente o volume de material rochoso existente sob a superfície erosiva atual até o nível da desembocadura do rio. Esta área foi chamada por Strahler (1952a) de integral hipsométrica.

A curva hipsométrica, todavia, tem-se revelado um atributo muito sensível à forma da rede de drenagem de bacias de diferentes declividades (WILLGOOSE; HANCOCK, 1998), devendo-se ter certo rigor no seu uso para interpretação genética da paisagem. Por meio da curva hipsométrica pode-se calcular a carga de sedimento derivada de uma pequena bacia de drenagem (STRAHLER, 1952a).

“Para cada superfície de aplainamento verifica-se a necessidade de reconhecer: o nível de base ao qual esteve submetida, sua provável inclinação regional original e sua origem” (ADAMS, 1975 apud VALADÃO, 1998). Entende-se como nível de base, o limite altimétrico acima do qual o processo erosivo fluvial predomina e que abaixo desse, prevalece o processo deposicional (POWELL, 1875 apud BURBANK; ANDERSON, 2001).

No sistema fluvial, o conceito de nível de base local confunde-se com a noção de rio equilibrado. Ambos, localmente, podem ser o resultado de eventos de represamento temporário, enquanto regionalmente estão relacionados a oscilações climáticas e/ou tectônicas e/ou do nível relativo do mar (CHRISTOFOLETTI, 1981).

A evolução do sistema fluvial leva ao ajustamento hidrográfico, onde “primeiramente o rio principal e depois os tributários, são ajustados” (HACK, 1972). A oscilação do nível de base reflete-se na incisão de canais fluviais e na mudança do gradiente hidráulico (SOARES; LANDIM, 1975).

1.2 OBJETIVOS

O objetivo principal deste trabalho é desenvolver uma metodologia capaz de classificar e mapear áreas preditivas à ocorrência de paleosuperfícies em ambiente intraplaca. Para isso, algumas análises se mostraram necessário:

- Caracterizar, na curva hipsométrica, segmentos correlatos a paleosuperfícies;

- Estabelecer atributos provenientes da curva hipsométrica para cada evento erosivo, que associados a parâmetros morfométricos, contribuirão para o mapeamento de paleosuperfícies;

- Testar em situações reais a aplicabilidade da metodologia apresentada, tendo como laboratório natural às bacias hidrográficas do Alto Iguaçu, do rio Capivari e do rio Nhundiaquara, situadas no Paraná.

1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

Foram selecionadas para o estudo três bacias hidrográficas no leste paranaense: a do Alto Iguaçu, do rio Capivari e do rio Nhundiaquara. Essas bacias possuem diferentes características geomórficas e geológicas (figura 2).

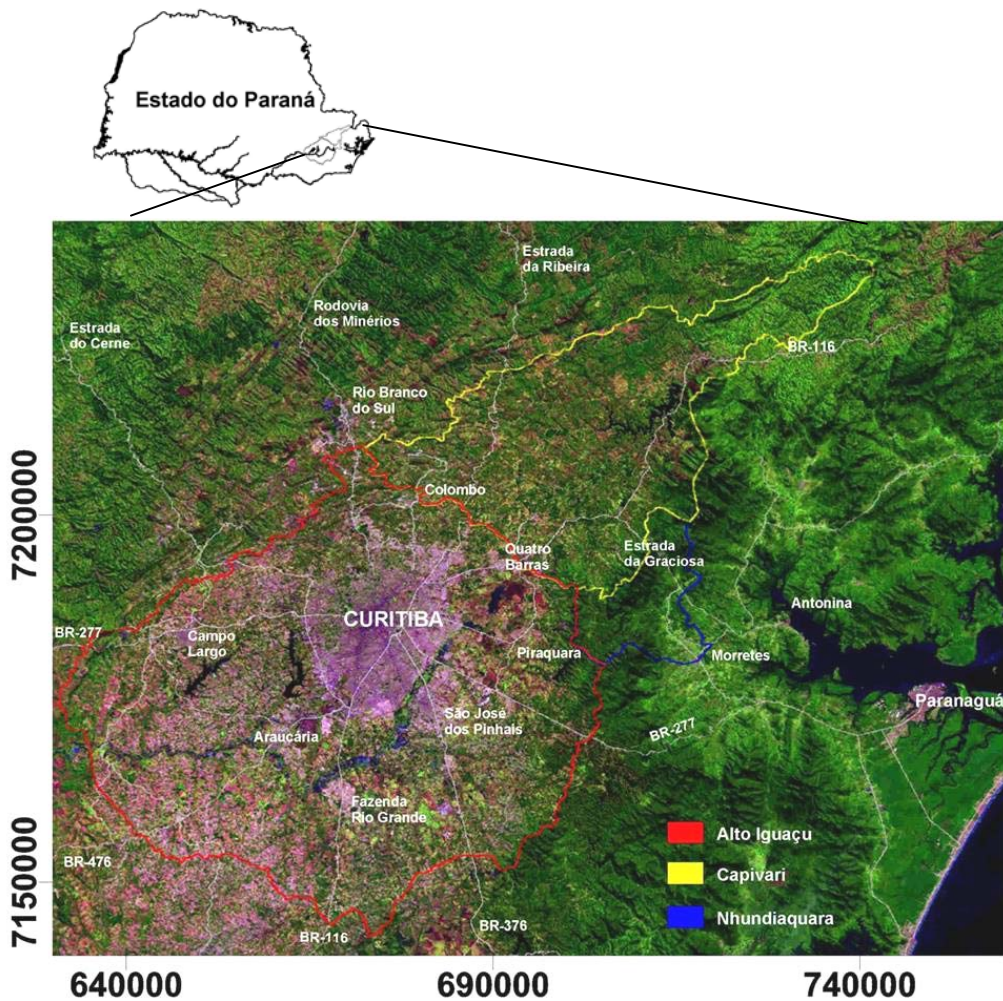


Figura 2. Mapa de localização das bacias hidrográficas e as principais rodovias (sistema de projeção UTM, datum SAD-69, imagem de satélite Landsat ETM+ na composição falsa cor RGB 543).

Por incluir a Região Metropolitana de Curitiba (RMC), a bacia do Alto Iguaçu é a mais demograficamente ocupada dentre as bacias estudadas. Importantes rodovias federais como as BR-277, BR-476, BR-116 e BR-376 atravessam a RMC e são conectadas por meio de anéis de integração que circundam a capital. A vegetação predominante a sul e a leste corresponde às florestas de galeria ou áreas de várzeas (Formações Pioneiras com Influência Fluvial), na porção norte ocorre Floresta Ombrófila Mista e a oeste os campos denominados “naturais” (Estepe Gramíneo-Lenhosa). As atividades minerais de interesse econômico mais significativo estão relacionadas com as rochas ornamentais e agregados do Complexo Gnáissico-Migmatítico, areias provenientes dos terraços aluviais do rio Iguaçu, argilas da Formação Guabirotuba e “terra preta” das formações superficiais húmicas. Há diferentes categorias de unidades de conservação, dentre elas: Área de Proteção Ambiental (APA), Parques Municipais (do Iguaçu) e Estaduais (serra da Baitaca).

A bacia do rio Capivari possui suas nascentes na região do sistema aquífero cárstico, que tem grande importância econômica, devido à captação de água subterrânea para a RMC; à exploração mineral de mármore dolomítico, metacalcário calcítico e dolomítico para obtenção de cal e calcário agrícola; à agricultura e ao turismo rural. As rodovias BR-476 (Estrada da Ribeira) e BR-116 atravessam essa bacia. Apresenta expressiva porção da Floresta Ombrófila Densa na região montanhosa da serra do Mar, a qual limita a bacia do rio Capivari, na sua porção leste, região onde se encontram as maiores altitudes do sul brasileiro, o Parque Estadual do Pico Paraná.

Na bacia do rio Nhundiaquara encontra-se um patrimônio histórico-cultural importante para o Estado do Paraná, como o caminho do Itupava (século XVII), parte da estrada de ferro Curitiba-Paranaguá, parte do Parque Estadual do Pico Marumbi, além da significativa distribuição de Floresta Ombrófila Densa. Esse contexto propicia a existência de uma paisagem ecológica exuberante.

1.4 DESCRIÇÃO DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS

A sub-bacia do Alto Iguaçu pertence à bacia dos rios Paraná – La Plata e caracteriza-se como endorréica, por drenar rumo a bacias interiores. A bacia Atlântica caracterizada como exorréica, abrange entre outras, as sub-bacias do rio Capivari e do Nhundiaquara (figura 3).

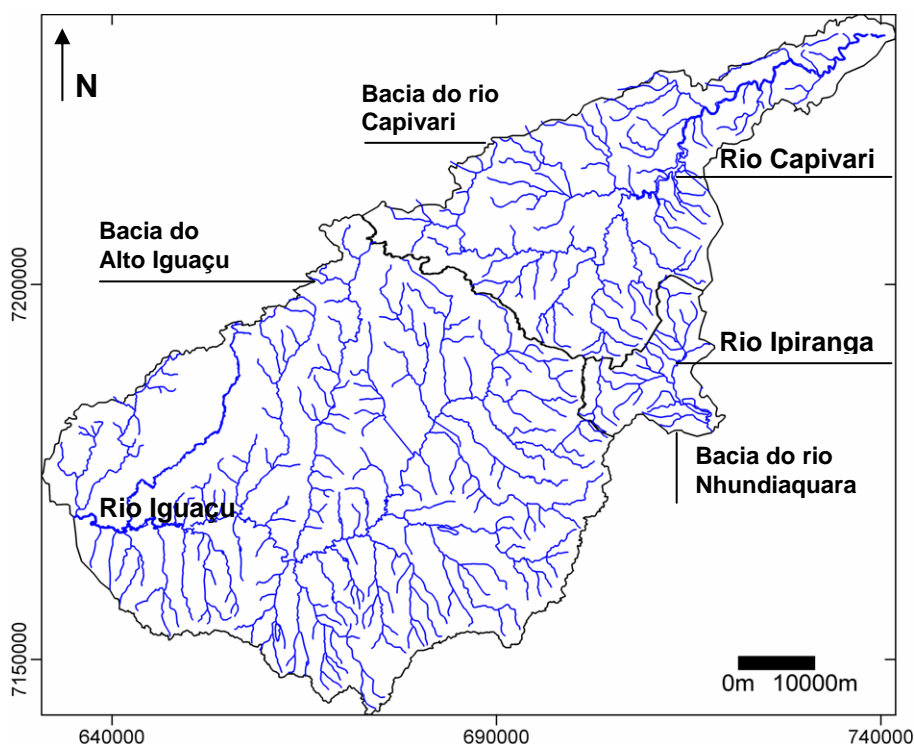


Figura 3. Bacias hidrográficas analisadas: Alto Iguaçu, Capivari e Nhundiaquara (sistema de projeção UTM, datum SAD-69).

1.4.1 BACIA DO ALTO IGUAÇU

Na porção norte da bacia do Alto Iguaçu o padrão de drenagem é retangular, com variações em candelabro devido ao condicionamento litológico e estrutural. O relevo apresenta-se como espigões alongados, com vertentes íngremes e vales em “V”, com grande infiltração hídrica e estruturas de dissolução do carste. Na porção central e sul, sobre o Complexo Atuba (SIGA JR et al, 1995), composto por rochas gnáissicas e migmatitos, o padrão de drenagem é dendrítico a sub-paralelo. O

relevo apresenta a forma de morros e colinas arredondadas, com vales em “V” abertos e com vastas planícies aluviais. Nas partes nordeste e sudeste, no contexto da Bacia Sedimentar de Curitiba, o padrão de drenagem é sub-dendrítico e menos denso que no Complexo Gnáissico-Migmatítico. O relevo apresenta colinas de baixa altura e vertentes suaves com vales abertos e de fundo plano. Na região leste, na serra do Mar, ocorre padrão de drenagem dendrítico retangular, devido ao forte controle estrutural em meio a um relevo com vertentes acentuadas e cristas alongadas (SUDERSHA, 2002).

1.4.2 BACIA CAPIVARI E NHUNDIAQUARA

A bacia do rio Capivari deságua no rio Pardo para, posteriormente, compor o rio Ribeira do Iguape. Em 1971, ocorreu artificialmente a modificação no fluxo hidrográfico no sentido do litoral, por meio da entrada em operação da represa hidroelétrica de Capivari-Cachoeira, na cota 830 m, obtendo-se um desnível de 740 m (HABITZREUTER, 2000). Esta intervenção modificou o nível de base atual para jusante da barragem, ou seja, toda a área drenada à montante é controlada pela barragem.

As cabeceiras da bacia do rio Nhundiaquara encontram-se junto a serra do Mar, desaguando no eixo S-SW da Baía de Antonina pertencendo ao Complexo Estuarino de Paranaguá (BIGARELLA et al, 1978 e MARTIN, 1992 apud MANTOVANELLI, 1999). Abrange as sub-bacias dos rios Ipiranga, São João e Mãe Catira. No rio Ipiranga, afluente da bacia do rio Nhundiaquara, encontra-se a usina hidrelétrica do Marumbi que aproveita o desnível de 450 m a jusante do “Véu da Noiva” (HABITZREUTER, 2000). O afluente Ipiranga possui nascentes no Primeiro Planalto Paranaense, aproximadamente a 900 m de altitude. Entre as cotas 800 a 700 m a feição geomórfica é escarpada, com saltos como o “Véu da Noiva”. Na planície litorânea o desnível é de 468,5 m até a baía de Paranaguá (MAACK, 1947).

1.5 CLIMA

O clima da região em estudo, segundo a classificação de Köppen, configura o tipo *Cfb*, ou seja, subtropical úmido, mesotérmico, de verões frescos, sem estação seca de inverno bem definida, com ocorrência de geadas. A temperatura média mínima varia entre 12°C e 13°C e a temperatura média máxima, entre 20°C e 21°C. Essa região encontra-se sujeita há precipitações pluviométricas regulares durante todos os meses do ano. O relevo regional é caracterizado por diferentes províncias – serra do Mar, planalto do Alto Iguaçu, vale do Ribeira, as quais interferem no clima local a ponto de criar diferenças importantes na pluviometria anual. Na Região Metropolitana de Curitiba, a média de precipitação anual situa-se em 1354 mm.

Segundo Souza (2004) “a diversidade climática é função da altitude, proximidade do mar, natureza das rochas e solos, dinâmica dos ventos, composição florística e das correntes marítimas”. A bacia do rio Nhundiaquara possui forte influência dos ventos marítimos, além de estar circundado por serras com vertentes abruptas na região da cabeceira. Nos cumes das serras ocorrem campos de altitude, decorrentes da variação altimétrica que diferencia um micro-clima na região e, sobretudo, com solos rasos, sujeitos à erosão intensa. As serras no primeiro planalto paranaense proporcionam a estagnação de massas de ar frio (SOUZA, *op cit*).

1.6 CONTEXTO GEOLÓGICO-TECTÔNICO

A heterogeneidade geológica e estrutural da região estudada apresenta grande complexidade (figura 4). Genericamente, na porção leste há maciços graníticos alcalinos que resistem relativamente mais aos processos intempéricos. As encaixantes compreendem o Complexo Gnáissico-Migmatítico, nomeadas como Complexo Atuba (SIGA JR et al, 1995).

A noroeste encontra-se os meta-sedimentos dobrados, normalmente formando espigões e cristas alongadas de quartzito e filito na direção nordeste-

sudoeste e vales associados a rochas calcárias com feições cársticas. A porção centro-nordeste da bacia hidrográfica do Alto Iguaçu situa-se na Bacia Sedimentar de Curitiba, sendo limitada à oeste pelos sedimentos da Bacia Sedimentar do Paraná. Os depósitos aluvionares ocorrem ao longo das principais drenagens.

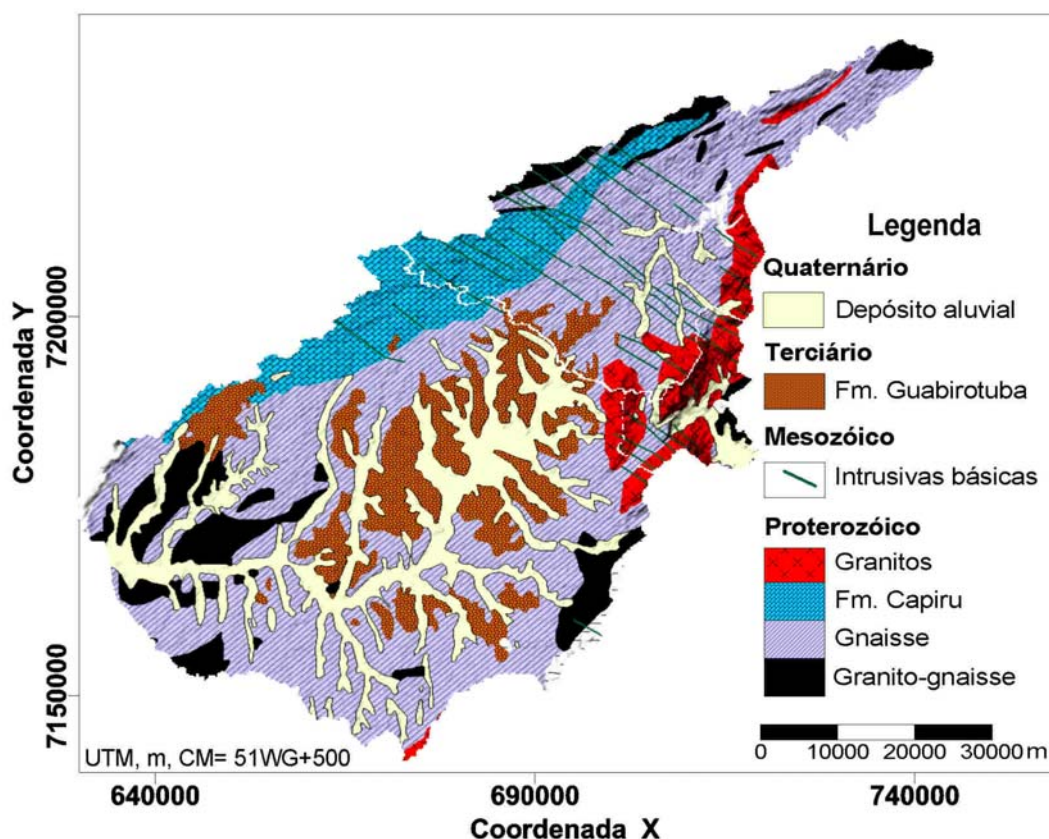


Figura 4. Mapa geológico simplificado (Fonte: BIONDI et al, 1989) sobreposto ao modelo digital de elevação (sistema de projeção UTM, datum SAD-69).

A noroeste ocorre à expressiva Zona de Falha da Lancinha, com direção nordeste-sudoeste em rochas meta-sedimentares do Grupo Açungui, xistos e quartzitos do Complexo Setuva e do Complexo Gnáissico-Migmatítico ou Complexo Atuba (SIGA JR et al, 1995). Fiori (1992) distingue três fases deformacionais nos meta-sedimentos do Grupo Açungui, denominadas de Sistema de Cavalgamentos Açungui, Sistema de Dobramento Apiaí e Sistema de Transcorrência Lancinha.

Demarcando o limite geográfico leste do Primeiro Planalto Paranaense e do Bloco Curitiba, ocorrem granitóides alcalinos-peralcalinos da serra do Mar. Marini et al (1967) descrevem o enxame de diques (Jurássico-Cretácico) de diabásio, dioritos e dioritos pórfiros, com direção preferencial noroeste (N50-60W).

Durante o Cretáceo Superior, a serra do Mar emergiu próximo à falha de Santos, sofrendo processos de erosão de recuo até o posicionamento atual. Encontram-se registros na Bacia de Santos, do Paleoceno, referentes à grande atividade tectônica da serra do Mar. Parte do suprimento sedimentar foi transportada para o interior da Bacia Sedimentar do Paraná, alojando-se no Grupo Bauru (Almeida, 1976) e boa parte foi transportada para a própria Bacia de Santos antes do soerguimento total da serra do Mar.

“O limite geológico temporal Mesozóico-Cenozóico é marcado por intensificação do soerguimento junto à borda da Bacia de Santos com o início do preenchimento das bacias tafrogênicas” (HAQ et al, 1987 apud FERRARI et al, 1991). Há um hiato deposicional na Bacia de Santos, do Eoceno ao Oligoceno indicando soerguimento contínuo da borda da bacia. A superfície erosiva durante o Mioceno Médio mostra condições de subsidência para a bacia (HAQ op. cit.).

No Cenozóico Superior há finalização de importantes períodos de sedimentação, passando para uma fase acentuada de erosão e formação da superfície atual (MAACK, 1947). Os terrenos pretéritos de clima úmido forneceram o aporte sedimentar à bacia. Épocas de clima semi-árido a árido restringiram a vegetação a refúgios, expondo os paleossolos e favorecendo os processos erosivos pela ação intempérica. As chuvas torrenciais implantaram o sistema de deposição do tipo *playa-lake* associado a rios anastomosados, dando origem à Formação Guabirota e preenchendo a Bacia Sedimentar de Curitiba (BIGARELLA; SALAMUNI, 1962).

A bacia apresenta profundidade máxima de 80 m na calha principal; enquanto nas porções central e centro-sudeste, a média é de 40 m (SALAMUNI, 1998). Salamuni et al (1997) utilizando a superfície de tendência da profundidade dos sedimentos proveniente de dados de poços, descrevem a calha da Bacia Sedimentar de Curitiba (BSC) como de formato alongado, direção nordeste-sudoeste, de pequena profundidade, sendo que, na porção centro-sul, ocorre à área mais rebaixada na topografia, a 870 m de altitude.

Salamuni (1999) observa nas porções centrais da BSC a predominância de argilitos e lamitos cinza-esverdeado a esbranquiçado, com granulometria muito fina, textura maciça, e estratificação incipiente. Os processos de laterização incipiente, ou plintificação evidenciam as mudanças climáticas durante a evolução da bacia.

Na BSC ocorre arcósios e areias arcosianas imaturos, de cores variegadas constituídas por grãos de quartzo, quartzito, feldspato, variando de milimétrico a centimétrico; os conglomerados são muitas vezes clasto-suportados e caolinizados. A angulosidade dos clastos atesta pouco retrabalhamento. Verificam-se, ainda, depósitos conglomeráticos (rudáceos basais) compostos por seixos e grânulos imaturos de quartzo, feldspato alterado, fragmentos rochosos de granito, migmatito e diabásio. Os depósitos carbonáticos (ou de caliche) ocorrem dispersos na forma de bancos descontínuos, tabulares de cor esbranquiçada a creme, geralmente com textura maciça. Ocorrem na forma lenticular em grande escala e localmente tabular. Apresentam-se como cimento friável nas areias arcosianas e também como vênulas de caliche em fraturas aleatórias (SALAMUNI, 1999).

A Formação Tinguís foi descrita como uma camada sedimentar com espessura variável de decimétrica a métrica, composta por seixos sub-angulosos e sub-arredondados, predominantemente de quartzo e quartzito (BIGARELLA; SALAMUNI, 1962). Becker (1982) descreveu as características sedimentológicas da Formação Tinguís, já sugerida por Bigarella et al (1975), como o retrabalhamento da Formação Guabirota em clima semi-árido.

Quanto à idade da Formação Tinguís, há grande controvérsia, sendo que Bigarella e Salamuni (1962), bem como Becker (1982) caracterizam-na como Plio-Pleistocênica, não descartando a possibilidade de enquadrá-la no Terciário Médio.

Recobrimo a zona costeira, encontra-se a Formação Alexandra que foi descrita por Bigarella et al (1978). Angulo (1992) descreve sedimentos areno-argilosos estratificados, junto à localidade homônima, interpretando-os como depósitos costeiros do Pleistoceno Superior, independentes da Formação Alexandra (LIMA; ANGULO,

1990 apud ANGULO, 1995). Alguns autores correlacionam essa formação com a Formação Guabirota do primeiro planalto, devido à presença de calcrete (BIGARELLA; AB'SÁBER, 1964 apud ANGULO, 1995).

Na vertente ocidental da serra do Mar, junto às maiores amplitudes do relevo local, são descritos pedimentos detríticos com declividade de 5° a 12°, cujos depósitos heterogêneos dividem-se em leques e cones aluviais, tálus e colúvios, em função de sua idade relativa (ANGULO, 1995).

Angulo (1995) sugere em razão dos aspectos geomórficos, três sistemas de leques aluviais. O mais dissecado do Plio-Pleistoceno pode estar associado ao nível de pedimentação, enquanto os pouco dissecados do Holoceno referem-se à última transgressão marinha. Caracterizam-se pelas declividades entre 2° e 20°, com drenagem radial abrangendo entre 100 m e 400 m (RAPP; FAIRBRIDGE, 1968 apud ANGULO, 1995). Situando-se nas porções mais íngremes, são descritos como cones, ocorrendo quando a drenagem secundária atinge a planície costeira ou ao longo do vale do rio principal.

O tálus ocorre no sopé das vertentes mais íngremes, formando rampas de forte inclinação, podendo apresentar ravinas com padrão paralelo. Os sedimentos, com evidências de transporte por fluxos de baixa viscosidade, denominam-se colúvios. Frequentemente apresentam *stone lines* e, muitas vezes, são associados a solos enterrados, denotando complexa evolução (ANGULO, 1995).

1.7 SOLOS

Os solos que ocorrem nas bacias hidrográficas investigadas compreendem, principalmente, latossolos vermelho-amarelos (Lva), cambissolos (Ca), podzólicos vermelho-amarelo (Pva), hidromórficos gleizados indiferenciados (HG), solos orgânicos (HO), litossolos (Re) e afloramento rochoso (AR). Dentre as bacias, a do Alto Iguaçu apresenta a maior distribuição de latossolos, solos orgânicos e hidromórficos. Na bacia do rio Nhundiaquara predominam cambissolos, enquanto na do rio Capivari predominam os podzólicos, segundo antiga classificação utilizada pela EMBRAPA (figura 5).

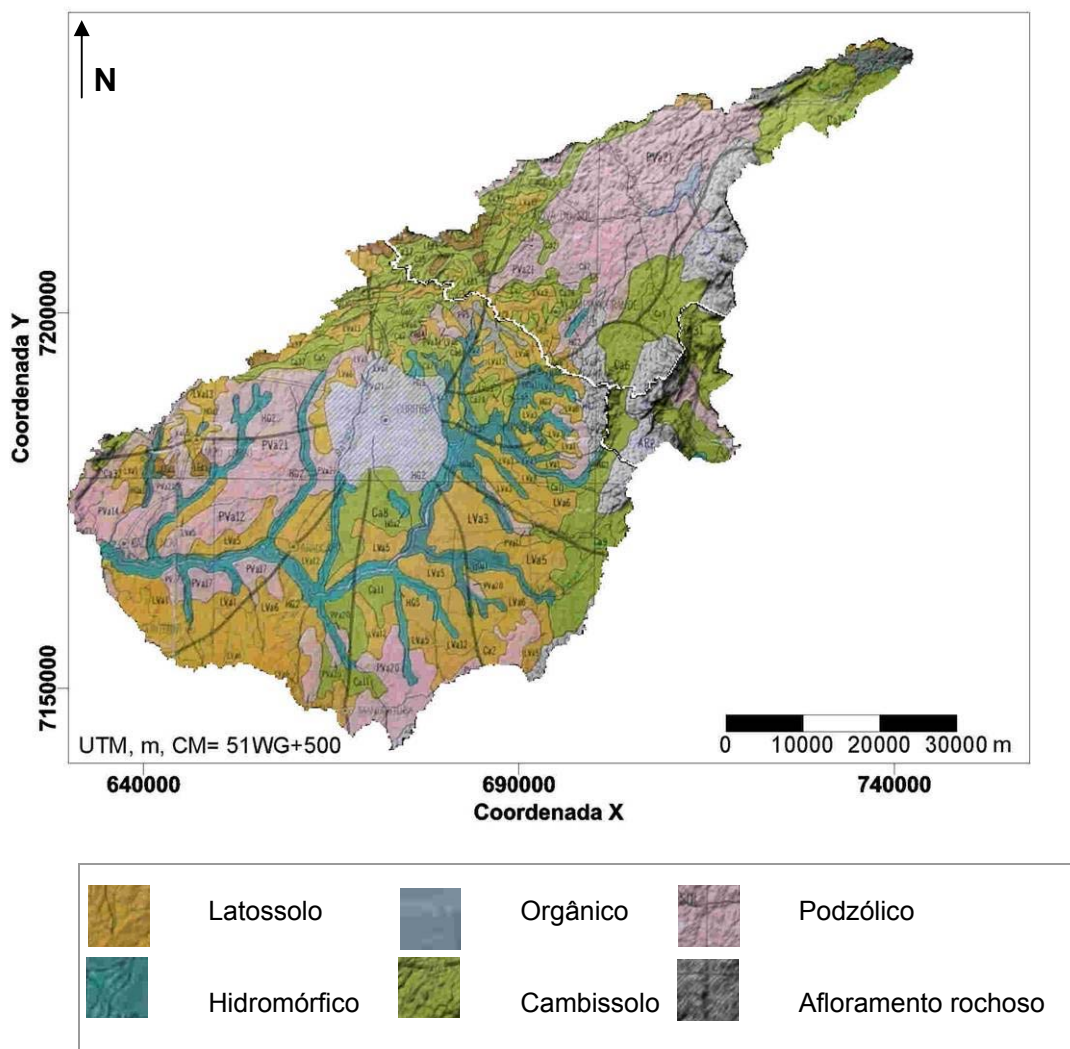


Figura 5. Mapa de solos (EMBRAPA, 1981) sobreposto ao modelo digital de elevação.

As áreas de ocorrência da Formação Guabirota e migmatitos muito intemperizados correspondem a solos com baixa fertilidade (fortemente ácidos, com baixos teores de bases, elevados teores de alumínio), com necessidade de calagem, visando neutralizar o alumínio trocável. Apresentam moderada susceptibilidade à erosão. Quando distribuídos sobre o Complexo Gnáissico-Migmatítico, os solos possuem baixa a média fertilidade natural e boa capacidade de retenção de água. A susceptibilidade à erosão é média quando o relevo possui declividades moderadas a altas (SUDERSHA, 2002).

Nas escarpas da serra do Mar, a alta declividade condiciona a distribuição preferencial de solos orgânicos não hidromórficos sápricos ao longo de encostas e solos minerais: cambissolo, podzólico vermelho-amarelo, glei húmico e solo litólico em vales entalhados. Localmente, junto à matacões, há o desenvolvimento de solos orgânicos não hidromórficos (ROCHA, 1999).

As formações superficiais latossólicas (FSL) correspondem a depósitos cenozóicos decorrentes de processos sedimentares relacionados a períodos de quiescência tectônica, predominando o intemperismo de clima tropical úmido com épocas de chuva e de seca definidas. Os latossolos correspondem ao elevado estágio de intemperismo, resultante de repetidos ciclos de pedogênese típicos de regiões cratônicas tropicais, com ausência de eventos de sedimentação de grande intensidade. Encontra-se em topos aplainados e divisores de água (SILVA et al, 2002).

O termo horizonte latossólico corresponde a textura homogênea, com espessura mínima de 50 cm, exibindo pouca diferenciação entre horizontes e ausência quase completa de minerais primários. Apresentam baixa porosidade e pouca erodibilidade, favorecendo o manejo agrícola, uma vez que normalmente encontram-se associados a topografias suaves e planas (EMBRAPA, 1999). Os latossolos constituem os solos quimicamente mais evoluídos (RETALLACK, 1990).

1.8 CONTEXTO MORFOTECTÔNICO

Os compartimentos do Planalto Brasileiro referem-se às depressões marginais com forte eversão e ações de pediplanação moderna em áreas de antigas depressões periféricas subseqüentes, caso do Primeiro Planalto Paranaense (AB´SÁBER, 1998).

A bacia do Alto Iguaçu compreende as seguintes unidades geomorfológicas: planalto de Curitiba, correspondendo à região do Altíssimo Iguaçu e à planície do rio Iguaçu (figura 6). Limita-se a leste pela serra do Mar, onde se situa a bacia do rio Nhundiaquara; a norte pelas serras do Ribeira – Açungui, correspondendo à bacia do rio Capivari e a oeste pelo planalto de Ponta Grossa, situado no segundo planalto paranaense (MURATORI; ROCHA, 1988).



Figura 6. Geomorfologia do Alto Iguaçu vista do rio Piraquara para leste.

A bacia do Alto Iguaçu caracteriza-se pela presença de feições geomórficas de áreas com taxas de erosão baixa, sendo limitada pelo transporte, favorecendo a preservação de unidades de paisagem pretéritas. A região do Alto Iguaçu é descrita como zona de eversão pela denudação do Terciário e Pleistoceno, com planícies suavemente onduladas entre 850 e 950 m e extensas várzeas (MAACK, 1947).

A Bacia Sedimentar de Curitiba (BSC) apresenta sua calha a aproximadamente 820 m sobre o nível do mar, com média a 870 m. As ombreiras aflorantes da bacia possuem altitudes médias entre 890 e 900 m, alcançando até 1140

m nas áreas a leste e a sudeste, na forma de vertentes ocidentais na serra do Mar, determinando um alto estrutural. No mapa morfoestrutural do embasamento da BSC verifica-se que a drenagem do rio Iguaçu não está condicionada às porções mais profundas do embasamento da bacia sedimentar, ou seja, seu depocentro (SALAMUNI, 1998).

Na BSC foi descrito dois compartimentos estruturais, limitados pelo represamento do rio Iguaçu na confluência com o rio Barigui, retratando o levantamento ou basculamento tectônico. Esses compartimentos influenciam na energia fluvial atual, predominando o sistema meandrante na porção oriental da bacia (SALAMUNI et al, 1997).

O represamento do rio Iguaçu junto à escarpa de sedimentos devonianos da Bacia Sedimentar do Paraná (figura 7), restringe o transporte sedimentar provocando a formação de meandros de curvaturas amplas e extensas várzeas no Primeiro Planalto Paranaense (MAACK, 1947). A transposição da escarpa ocorre por meio de um vale de ruptura leste-oeste ou boqueirão epirogenético (*percées*; BIGARELLA, 2003). Após Engenheiro Bley, no Segundo Planalto Paranaense, o rio Iguaçu aproveita o sistema de fratura norte-sul formando corredeiras rumo a Porto Amazonas (MAACK, 1947).



Figura 7. Morro testemunho da Formação Itararé junto à escarpa da Bacia Sedimentar do Paraná, localizado no “boqueirão” do rio Iguaçu no município de Balsa Nova.

A bacia hidrográfica do rio Ribeira do Iguape, configura a região montanhosa na porção norte do Primeiro Planalto Paranaense. Apresenta constante rejuvenescimento pelos levantamentos epigenéticos, deduzidos pelas inúmeras corredeiras e saltos (MAACK, 1947). O relevo é acidentado a escarpado, com densidade de drenagem alta e/ou muito alta, o que significa instabilidade dos solos frente às precipitações, propiciando os processos erosivos (FRITZSONS, 2003).

O rio Capivari apresenta um exutório, que corresponde ao ponto mais baixo no limite do sistema de drenagem (IBGE, 2002), na cota de 950 m, a chamada bacia das “Nascentes do Capivari”, flexiona o seu curso para sul. O vale apresenta forma em “V” com a largura máxima do rio, de modo a contornar o quartzito do Grupo Açungui. A partir do momento que atinge os filitos do Grupo Açungui, o vale torna-se mais aberto, assumindo forma de “U” (FRITZSONS, 2003).

Na bacia do rio Capivari observa-se o compartimento de mar de morros (figura 8), compreendendo as regiões com cumes arredondados na forma de “meia laranja” (AB’SÁBER, 1966). A intensa mamelonização do terreno mascara as superfícies aplainadas, os patamares de pedimentação e os eventuais terraços (AB’SÁBER, 1977).



Figura 8. “Mar de morros” na bacia do rio Capivari, vista para noroeste a partir da serra do Capivari Grande.

Na bacia do rio Nhundiaquara são comuns às feições geomórficas de tálus, leques, colúvios e planícies aluviais, além da planície costeira. Apresenta potencial erosivo elevado, decorrente das altas declividades ($>45^\circ$), associado à elevada precipitação, sendo esta excedente, em média, duas vezes à evaporação (ANGULO et al, 1996).

A bacia do rio Nhundiaquara apresenta suas nascentes junto ao granito Anhangava, Graciosa e Marumbi. Esses se apresentam delimitados por falhas em contato com o Complexo Gnáissico-Migmatítico. As cristas das serras são alongadas, suaves a fortemente assimétricas, alinhadas na direção nordeste-sudoeste e cortadas por falhas e juntas. Os vales são profundos, em forma de “V” e geralmente controlados estruturalmente, com drenagem fortemente encaixada em alinhamentos estruturais, além de apresentar padrão de candelabro a paralelo, com anomalias nas confluências. A jusante, a região é bastante aplainada, predominando sedimentos litorâneos intermeados por pequenos morrotes com topos pontiagudos. Os vales são espriados e rasos, com padrão de drenagem meandrante (SILVEIRA; SALAMUNI, 1999).

1.9 PALEOSUPERFÍCIES

A paisagem geomórfica atual pode ser decomposta em remanescentes diagnósticos de eventos de aplainamento pretéritos do Cenozóico. Suguio (1999) ressalta que o Brasil não foi afetado pelas glaciações quaternárias, prevalecendo o intenso intemperismo dos escudos cristalinos pré-cambrianos, originando depósitos eluviais e coluviais, além das bacias interiores. Valadão (1998) chama a atenção para o fato de que o Brasil oriental permaneceu em posição intertropical desde o fim do supercontinente Godwana, ou seja, ao longo de todo o Cenozóico, constituindo a porção intraplaca da plataforma Sul-Americana.

A superfície Sul-Americana corresponde ao evento de aplainamento do Terciário Inferior (entre o fim do Cretáceo e o início do Mioceno) correlacionado a depósitos de canga descritos inicialmente nas cimeiras das chapadas entre Senador Mourão e São Domingos do Araçuaí (KING, 1956).

No momento de formação da superfície Sul-Americana a condição topográfica era de uma peneplanície, próximo ao nível do mar, ou seja, nível de base global, onde o sistema fluvial encontrava-se desordenado com suave pendência para o Oceano Atlântico e para a bacia hidrográfica do rio Paraná. Essa época de estabilidade (quiescência) tectônica proporcionou o predomínio do intemperismo químico e desenvolvimento de perfis lateríticos (TARDY, 1993 apud BIONDI, 2003). No Paraná existem remanescentes descritos na serra das Almas, no Segundo Planalto, a 1170 m de altitude (SOARES et al, 2002).

No Primeiro Planalto Paranaense, Ab'Sáber e Bigarella (1961) descrevem a superfície Sul-Americana como superfície do Purunã (Pd3), Cretáceo-Eoceno, correspondendo a porções da serra do Mar (1400 - 1500 m) e remanescentes na Serrinha do Purunã a cerca de 1200 m de altitude. Após a superfície Sul-Americana, um novo ciclo de soerguimento da serra do Mar proporciona condições para o desenvolvimento de um pediplano embutido contemporâneo à deposição da Bacia Sedimentar de Curitiba (BSC) e responsável pela escultura de relevos cársticos, no Estado do Paraná.

Duas amplas superfícies de erosão são descritas com presença de remanescentes geomórficos no Primeiro Planalto Paranaense: a mais antiga, a superfície interplanáltica ou intermontana descrita por Maack (1947) e denominada de Alto Iguaçu por Almeida (1952 apud Fuck et al, 1969) e a superfície de Curitiba, relacionada ao fechamento da sedimentação da Bacia Sedimentar de Curitiba, descrita por Ab'Saber e Bigarella (1961).

Na figura 9 apresenta-se o perfil topográfico de Ab'Sáber e Bigarella (1961) com a identificação das superfícies aplainadas no Primeiro Planalto Paranaense.

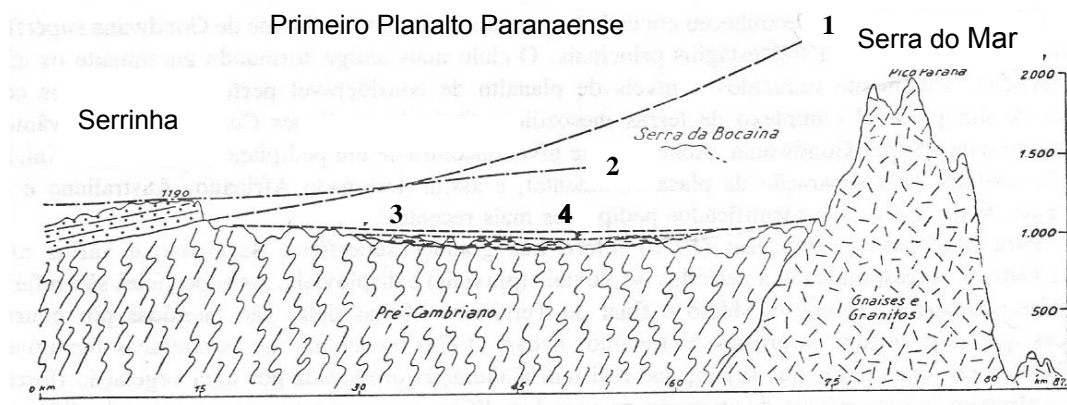


Figura 9. Superfícies aplainadas no Primeiro Planalto Paranaense (Ab'Sáber e Bigarella, 1961). 1 – paleoplano pré-Formação Furnas; 2 – superfície do Purunã (Pd3), 3 – superfície do Alto Iguaçu (Pd2), 4 - superfície de Curitiba (Pd1).

A superfície do Alto Iguaçu (Pd2) é correlativa a deposição da Formação Guabirotuba e pós-superfície do Purunã (ALMEIDA, 1955). Remanescentes geomórficos residuais são descritos a norte de Curitiba e na borda do planalto. No interflúvio com a bacia do Alto Ribeira do Iguape ocorre a captura de áreas inicialmente dispostas na bacia do Alto Iguaçu durante a formação do Pd2, devido à dinâmica fluvial possuir maior potencialidade erosiva desenvolvendo o relevo do tipo Apalachiano (AB'SÁBER; BIGARELLA, 1961).

Caracterizada a discordância erosiva entre a Formação Guabirotuba e a Tinguis, Bigarella e Becker (1975) atribuem como correlato a Superfície de Curitiba (Pd1), deixando a Formação Guabirotuba como penecontemporânea a Superfície do Alto Iguaçu (Pd2).

A paleosuperfície de Curitiba (Pd1) corresponde à superfície de erosão posterior a sedimentação da bacia homônima. Os depósitos correlatos compreendem sedimentos inconsolidados latossólicos *in situ* ou alóctone, ou seja, formação de paleossolos com laterização tênue, associados aos processos de plintificação e geração de crostas ferruginosas localizadas (SALAMUNI et al, 1999). Apresenta-se, quando não exumado, encoberto por material colúvio-aluvionar, por vezes formações superficiais húmicas, apresentando contato por discordância erosiva sob o pavimento dentrítico (cascalheira ou *stone line*), na maioria das vezes.

Na serra do Mar são descritos dois níveis de superfície de erosão: a superfície superior B, entre 1200 a 1400 m, e a inferior A, entre 800 e 1000 m de altitude (FREITAS, 1951 apud BIGARELLA, 1954). Registros de pedimentação intermontana deixaram superfícies embutidas em declives, como nas serras da Graciosa, Mãe Catira e Farinha Seca, na forma de remanescentes dentrícos angulares, pouco selecionados (AB´SÁBER; BIGARELLA, 1961).

Melo et al (1990) observaram a continuidade da atividade tectônica durante todo o Quaternário, marcado por deformações de terraços no vale do Ribeira de Iguape. Na bacia do rio Açungui foram observadas paleosuperfícies entre 720 e 820 m de altitude, caracterizando remanescentes aplainados com espesso manto de saprolitos (SOARES et al, 2002).

1.10 CONSIDERAÇÕES DA REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

No mapa geológico do Estado do Paraná percebe-se a grande diversidade de litotipos, na área em estudo, distribuídos ao longo do tempo geológico, desde o Proterozóico Inferior até o recente. Verifica-se a inexistência de cartas com detalhamento das formações superficiais, sendo as mesmas desconsideradas no levantamento geológico por representarem, quase sempre, uma cobertura sedimentar com dificuldade de espacialização e de correlação lateral. Encaram-se como indiferenciados, assim, os terraços suspensos, depósitos colúvio-aluviais com pavimento detritico (cascalheira ou *stone lines*) na base, depressões alveolares, depósitos rudáceos em cones da serra do Mar, níveis de aplainamento etc.

Constatou-se que o Estado do Paraná não possui uma carta geomórfica, estando atualmente em estágio de elaboração, um mapa de reconhecimento genérico, por pesquisadores vinculados ao curso de geografia, na Universidade Federal do Paraná.

O mapa de solos do estado foi desenvolvido pela EMBRAPA e apresenta grande variabilidade de classes. Há significativa ocorrência de latossolos na bacia do

Alto Iguaçu. Nas superfícies de erosão atual, os terraços aluviais recentes ocorrem em solos hidromórficos gleizados indiferenciados e em solos orgânicos. Existem, ainda, transectos realizados por Bigarella et al (1979), que identificam diferentes níveis de aplainamento, dos quais, poucos mapas apresentam espacialização; como na região de Ouro Fino (RMC) realizado por Bigarella et al (1979) e as folhas da COMEC de Campo Magro, Fazendinha, Campo Novo, Umbarazinho, Fazenda Rio Grande e Guatupê produzidas por Becker (1982).

2. MATERIAIS E MÉTODOS

O trabalho teve seu desenvolvimento em sete linhas:

- análise da documentação existente e bibliografia sobre paleosuperfícies e formações superficiais;
- aquisição de dados altimétricos e processamento dos dados altimétricos;
- desenvolvimento teórico e metodológico do ajuste de curvas hipsométricas;
- desenvolvimento teórico e metodológico de critérios classificatórios para mapeamento de superfícies de aplainamento cenozóicas;
- verificação do ajuste dos mapas preditivos de paleosuperfícies;
- caracterização, em campo, das feições geomórficas e formações superficiais associadas a paleosuperfícies;
- revisão e ajuste de parâmetros e modelagem final.

2.1 AQUISIÇÃO DE DADOS ALTIMÉTRICOS

Utilizou-se dados de elevação adquiridos pelo projeto *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM, 2003), coletados entre 11 e 22 de fevereiro de 2000, pelo equipamento *C/X-Band Synthetic Aperture Radar*, acoplado à nave *Endeavour*, sendo convertidos em altitude. A resolução no terreno é de 90 m x 90 m. Obteve-se informações de interferometria, ou seja, dados comparados por duas imagens de radar, tomadas de pontos ligeiramente diferentes, de modo a obter elevação. Após o processo de calibração e validação dos registros, criou-se modelos digitais de elevação, os quais foram disponibilizados gratuitamente na internet (SRTM, op cit.).

2.2 PROCESSAMENTO DOS DADOS ALTIMÉTRICOS

Primeiramente realizou-se um processamento preliminar nos dados da SRTM (2003), sendo utilizado o interpolador vizinho mais próximo para a malha regular de 180 m, com a utilização do programa Surfer 8.0. Esta mudança na resolução dos dados visa tornar compatível com programas numéricos escolhidos e diminuir a variância altimétrica decorrente da incisão fluvial atual. Os dados de entrada (*input*) correspondem às coordenadas cartesianas (x, y, z) obtidas a partir do modelo digital de elevação. Para a visualização do relevo optou-se pela composição do modelo de elevação sombreado e para a distribuição altimétrica o mapa hipsométrico, ambos foram confeccionados no programa Surfer 8.0[®].

De maneira sistemática, obteve-se a curva hipsométrica para cada uma das bacias hidrográficas: Alto Iguaçu, do rio Capivari e do rio Nhundiaquara. Utilizou-se o aplicativo Hipsxyz.exe (Soares, 2001) para se obter a frequência de área acumulada, separada em classes (5 m), a partir da altitude mais elevada dos dados de entrada (*input*). Essa distribuição de classes foi inserida no gráfico de dispersão cuja abscissa refere-se à frequência de área acumulada, e a ordenada, à altitude, construindo-se desta forma a curva hipsométrica (STRAHLER, 1952a).

2.3 DESENVOLVIMENTO TEÓRICO E METODOLÓGICO DA MODELAGEM DA CURVA HIPSOMÉTRICA PARA O MAPEAMENTO DE PALEOSUPERFÍCIES

As superfícies planas definem um patamar na curva hipsométrica, representando o incremento de área em uma determinada altitude (Strahler, 1952a). O significado geomórfico para a existência desses patamares na paisagem pode ser explicado por meio de diferentes hipóteses relacionadas às teorias geomórficas.

Foi admitido que o relevo evoluiu de modo a erodir as porções elevadas e depositar abaixo do nível de base. A superfície tende ao aplainamento quando há tempo e condições de estabilidade climática e tectônica. Dessa forma ao modelar o patamar pode-se inferir o seu nível de base, o intervalo altimétrico preservado e o declive esperado para a superfície aplainada.

A existência do ponto de ruptura, com mudança da forma da curva para convexa, reflete na incisão fluvial da superfície previamente aplainada, ou seja, uma paleosuperfície. Conhecida a existência de um evento erosivo preservado na paisagem geomórfica foi estabelecido um modelo teórico, de modo a obter atributos geomórficos que estabeleçam critérios morfométricos para o seu mapeamento.

As áreas pertencentes à superfície aplainada devem possuir baixa declividade, pouca variância altimétrica, ou seja, configurar extensas áreas planas e contínuas e, quando instalado o sistema fluvial posterior, marcar topos de vertentes suavemente convexos. A partir de dados planialtimétricos interpolados na forma de um modelo digital de elevação, podem-se buscar as regiões discriminadas na curva hipsométrica e estabelecidas no modelo teórico.

2.4 TRABALHO DE CAMPO

Etapas expeditas de campo foram realizadas de modo a obter pontos de controle da pesquisa “*in loco*”, a fim de validar e aprimorar o modelo proposto para o mapeamento de paleosuperfícies. As características morfométricas dos pontos observados permitiram o ajuste dos níveis de tolerância (figura 10). A área investigada restringe-se à bacia do Alto Iguaçu, devido à presença de remanescentes descritos na literatura e aspectos de logística, não sendo amostrada a bacia do rio Capivari e do rio Nhundiaquara.

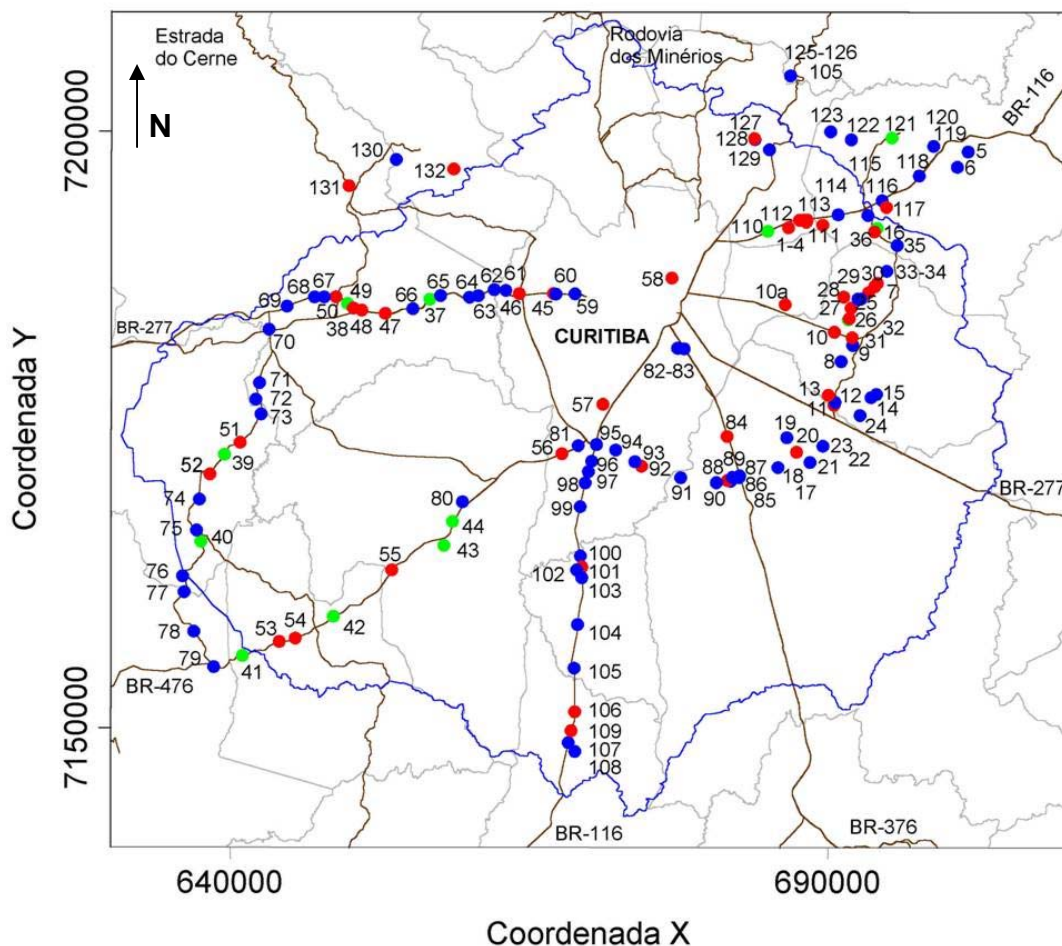


Figura 10. Mapa de pontos de controle observados em campo (sistema de projeção UTM, datum SAD-69). Em azul são os pontos onde não foi observada a ocorrência de formação superficial latossólica (FSL), em verde há dúvida quanto à presença da FSL e em vermelho ocorre FSL.

O posicionamento foi obtido por GPS portátil (Garmin 12 XL). A grande variedade de geofomas, litotipos e solos impossibilitam a existência de uma camada estratigráfica guia a ser utilizada para a correlação lateral de uma paleosuperfície. Porém, a ocorrência de formações superficiais, paleossolos, depósitos colúvio-aluvionares, pavimentos detríticos (cascalheiras e *stone lines*), podem estar relacionadas ao mesmo evento erosivo.

Deve-se utilizar com cautela os indícios de discontinuidades ou superposições de materiais das formações superficiais, como presença de couraças, linhas de seixos e/ou concreções ferruginosas, variações mineralógicas da fração argila, propriedades físico-químicas, horizontes organo-minerais enterrados, entre outras (QUEIROZ NETO, 2001).

Segundo Kerr (1881 apud FAIRBRIDGE e FINKL JR, 1984) o termo *stone line* designa a linha com fragmentos angulares a sub-angulares concordante com a superfície da encosta. Apresenta grande variabilidade composicional, sendo comumente constituído por minerais resistentes ao intemperismo e geralmente afossilífero. Ocorrem em diferentes profundidades, dificultando sua interpretação genética. Refere-se a superfícies paleogeomórficas indicando descontinuidade litológica e superposição de material retrabalhado (colúvio). Fairbridge e Finkl Jr (1984) utilizam-se do atributo latitude para posicionar os *stone lines* ao paleoambiente. Em áreas cratônicas de baixas latitudes são comumente observados em zonas planas, sendo associada a fases de clima árido a semi-árido.

3. FUNDAMENTOS DA ANÁLISE E MODELAGEM DA CURVA HIPSOMÉTRICA

Analisando o trabalho de Strahler (1952a), onde é aplicada a curva hipsométrica em bacias hidrográficas, verifica-se que as curvas adquiridas partem da incisão fluvial da superfície aplainada. Assim, é proposto neste trabalho separar segmentos côncavos na curva hipsométrica de modo a modelar cada evento de aplainamento preservado na paisagem geomórfica.

Quando a erosão é limitada pelo transporte, o processo intempérico sobrepõe a coesão, possibilitando a formação de superfícies de erosão plana. A erosividade é um fator condicionante que representa o potencial de remoção sedimentar pelo sistema hidráulico e depende da relação do tipo de encosta e seu gradiente (SUMMERFIELD, 1991).

Os baixos valores de erodibilidade indicam processos limitados pela distância (*detachment-limited hillslope processes*), enquanto altos valores se referem às condições limitadas pelo transporte, ou seja, a capacidade de transporte é função da descarga e do gradiente da encosta (SCHOORL et al, 2000).

Considerando que o gradiente determina a remoção e o transporte de detritos, quando constante, proporciona o rebaixamento do nível de base, predominando o transporte fluvial. Quando o gradiente aumenta à jusante, em vertente convexa, há erosão remontante e incisão dos canais fluviais. No caso de vertente côncava, o gradiente diminui à jusante predominando o processo de deposição (SUMMERFIELD, 1991).

Segundo Soares e Landim (1976), o rebaixamento do relevo pela erosão lateral ao nível de base é estabelecido pelas barreiras e pelo alongamento dos vales, reduzindo o gradiente dos rios principais, e, conseqüentemente, a sua capacidade de transporte, gerando superfícies de erosão local. A incisão fluvial corresponde ao rebaixamento do nível de base devido ao soerguimento do relevo ou abaixamento do

nível relativo do mar, gerando a dissecação do relevo e transformando a paisagem geomórfica em uma superfície aplainada (SUGUIO, 1999).

Conforme a área acumulada aumenta, na curva hipsométrica, há o decréscimo brusco da altitude refletido por um patamar, quando dominado pelo nível de base. No momento em que ocorre a aproximação dos pontos, há a mudança ou ruptura de declive (*knickpoint*), representando a transposição de um novo evento erosivo associado a movimentos tectônicos e/ou mudanças climáticas, ajustando-se a novos processos erosivos e a um novo nível de base local (figura 11).

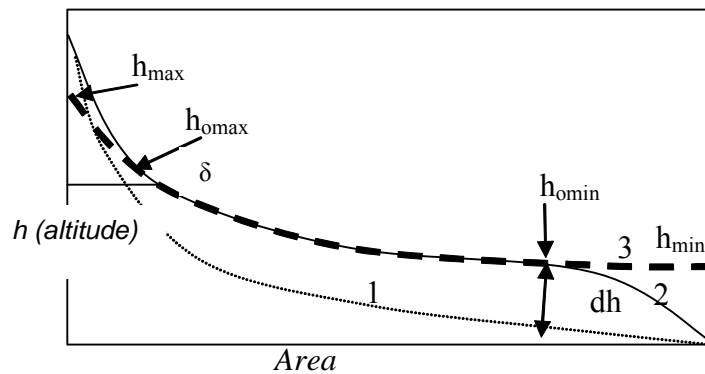


Figura 11. Atributos da curva hipsométrica de uma bacia hidrográfica aplicada para o mapeamento da paleosuperfície. 1) modelo teórico para uma paleosuperfície, 2) dados observados, 3) ajuste de uma linha de tendência logarítmica aos dados observados, $h_{máx}$ – altitude máxima esperada, $h_{mín}$ – altitude mínima esperada, h_{omin} – altitude mínima observada, $h_{omáx}$ – altitude máxima observada, δ – declive, dh – desnível do nível de base projetado em relação ao atual.

Ajusta-se uma linha de tendência por regressão logarítmica natural (\ln) aos dados que constituem o patamar. Analisa-se o coeficiente de determinação (R^2), próximo ao valor 1, o qual indica grande correlação entre a área e a variabilidade da altitude. O desajuste da linha de tendência pode ser interpretado como falta de área por captura de drenagem, imprecisão na demarcação da bacia hidrográfica ou inexistência de registro de um evento erosivo significativo na região.

Dois parâmetros, pertencentes ao conjunto de números reais, são obtidos da equação logarítmica ajustada ($y = a + \ln.b$), sendo “a” o valor da altitude máxima da paleosuperfície modelada e “b” o definidor de que quanto maior a área menor a altitude, por ser um valor negativo.

Alguns parâmetros podem ser obtidos a partir do ajuste de uma linha de tendência por regressão ao patamar diagnosticado na curva hipsométrica (figura 12). O intervalo altimétrico na qual a equação foi ajustada define a altitude mínima (h_{omin}) e máxima observada (h_{omax}). As soluções (raízes) da equação modelada correspondem aos valores de altitude mínima (h_{min}) e máxima (h_{max}) esperada para o evento erosivo. A derivada da equação logarítmica associada ao modelo geométrico da bacia refere-se ao declive esperado (δ). Outra característica é a diferença de altitude entre o nível de base esperado e o atual (dh).

3.1 ALTITUDE

A altitude mínima esperada (h_{min}) é representada pelo valor do nível de base esperado pela linha de tendência ajustada até a área máxima da bacia hidrográfica.

3.2 DECLIVE

Considerando que o registro na curva hipsométrica de bacias hidrográficas é ressaltado pela relação entre a área da rede de drenagem e o declive (WILLGOOSE; HANCOCK, 1998), buscou-se deduzir o declive médio esperado para um ponto da paleosuperfície modelada, em função da altitude, de modo a demonstrar a correlação entre o registro geomórfico e a curva hipsométrica (SOARES, em preparação).

A forma geométrica para a bacia decorre da necessidade de adotar um modelo com relações matemáticas conhecidas. Assim, a forma elíptica representa, satisfatoriamente, na prática, as bacias em estudo. No caso de bacias hidrográficas, o raio (R) deve ser considerado a partir da desembocadura, para que os declives calculados pela derivada da equação modelada tenham sentido. Logo, a área (A) é a área de máxima altitude (A_0) menos a área de contorno ($A(h)$):

$$f(A) = h_0 + b \cdot \ln(A_0 - A(h)) \quad (1)$$

sendo:

h_0 = altitude máxima

b = parâmetro angular

$f(A)$ = função da área

Para isolar $A(h)$ optou-se por ajustar uma curva de tendência exponencial à curva hipsométrica invertida, ou seja, calcular a freqüência acumulada a partir da menor altitude, ou nível de base, de modo que as maiores áreas acumuladas correspondam às maiores altitudes:

$$h = a \cdot \exp(b \cdot A) \quad (2)$$

Considerando que a área da bacia hidrográfica pode ser modelada utilizando uma forma geométrica, optou-se por representá-la por uma elipse, ou seja:

$$A = \pi \cdot m \cdot n \quad (3)$$

onde: m = eixo maior, n = eixo menor. Sabe-se, todavia, que a equação da elipse centrada na origem é:

$$\frac{x^2}{m^2} + \frac{y^2}{n^2} = 1 \quad \text{ou} \quad \frac{n}{m} \cdot x^2 + \frac{m}{n} \cdot y^2 = m \cdot n \quad (4)$$

definindo a forma geométrica e , como sendo:

$$e = \sqrt{\frac{m}{n}} \quad (5)$$

substituindo (5) e (4) em (3), tem-se:

$$A = \pi \cdot \left(\frac{1}{e^2} \cdot x^2 + e^2 \cdot y^2 \right) \quad (6)$$

substituindo a área da elipse em (2), obtem-se:

$$h = a \cdot \exp\left\{b \cdot \pi \cdot \left[\left(\frac{1}{e^2}\right) \cdot x^2 + (e^2) \cdot y^2\right]\right\} \quad (7)$$

deseja-se calcular no eixo x, eixo maior, então $y = 0$, resultando em:

$$h = a \cdot \exp\left\{b \cdot \pi \cdot \left[\left(\frac{1}{e^2}\right) \cdot x^2\right]\right\} \quad (8)$$

derivando h no eixo da abscissa (x), obtém-se:

$$\frac{\partial h}{\partial x} = \frac{\partial \left[2 \cdot a \cdot \exp\left(\frac{b \cdot \pi \cdot e^2}{e^2}\right)\right]}{\partial x} = 2 \cdot a \cdot \exp\left[\frac{b \cdot \pi \cdot x^2}{e^2}\right] \cdot \left(\frac{2 \cdot b \cdot \pi \cdot x}{e^2}\right)$$

ou

$$dec_x = \frac{4 \cdot a \cdot b \cdot \pi}{e^2} \cdot x \cdot \exp\left[\frac{b \cdot \pi \cdot x^2}{e^2}\right] \quad (9)$$

retornando a (8), então:

$$\ln\left(\frac{h}{a}\right) = \left\{b \cdot \pi \cdot \left[\left(\frac{1}{e^2}\right) \cdot x^2\right]\right\} \quad e \quad x = \sqrt{\frac{\ln\left(\frac{h}{a}\right)}{\left[b \cdot \pi \cdot \left(\frac{1}{e^2}\right)\right]}} \quad (10)$$

substituindo (10) novamente em (9), obtém-se:

$$dec_x = 4 \cdot a \cdot b \cdot \pi \left(\frac{1}{e^2}\right) \cdot \sqrt{\frac{\ln\left(\frac{h}{a}\right)}{\left[b \cdot \pi \cdot \left(\frac{1}{e^2}\right)\right]}} \cdot \exp\left\{b \cdot \pi \cdot \left[\left(\frac{1}{e^2}\right) \cdot x^2\right]\right\}, \quad (11)$$

simplificando (11):

$$dec_x = 4 \cdot a \cdot b \cdot \pi \left(\frac{1}{e^2}\right) \cdot \sqrt{\frac{\ln\left(\frac{h}{a}\right)}{\left[b \cdot \pi \cdot \left(\frac{1}{e^2}\right)\right]}} \cdot \left(\frac{h}{a}\right),$$

$$dec_x = \frac{4.ab.\pi\left(\frac{1}{e^2}\right)}{\sqrt{b.\pi\left(\frac{1}{e^2}\right)}} \cdot \sqrt{\ln\left(\frac{h}{a}\right)} \cdot \left(\frac{h}{a}\right),$$

$$dec_x(h) = 4.h.\sqrt{b.\pi\left(\frac{1}{e^2}\right)} \cdot \ln\left(\frac{h}{a}\right) \text{ e } dec_y(h) = 4.h.\sqrt{b.\pi.e^2} \cdot \ln\left(\frac{h}{a}\right) \quad (12)$$

O declive esperado calculado em função da altitude (equação 12) deve ser comparado com o declive observado, neste caso foi utilizado o programa *Surfer 8.0*[®]. Houve, então, a necessidade de transformação da equação deduzida para graus, ou seja: o declive esperado = $180 \cdot \frac{a \tan(\text{equação } 12)}{\pi}$.

Quando separados os patamares da curva hipsométrica e modelada uma equação logarítmica, obtem-se os parâmetros para discriminá-los. Os atributos utilizados são: o intervalo altimétrico para o ajuste da linha de tendência, o declive e o nível de base esperado.

3.3 DESENVOLVIMENTO TEÓRICO E METODOLÓGICO DE CRITÉRIOS CLASSIFICATÓRIOS DE PALEOSUPERFÍCIES

A quantificação, pelo modelo digital de elevação, de algumas feições fotointerpretadas, como quebras de relevo ou curvaturas da encosta e zonas homólogas ou variâncias topográficas, são alguns dos critérios classificatórios de paleosuperfícies.

“Os depósitos cenozóicos são reconhecíveis em fotografia aérea devido à presença de lagoas circulares e depressões fechadas, com baixa densidade de drenagem, tonalidades claras do relevo, colinas amplas e com perfil convexo, presença de voçorocas nas frentes de erosão, cobertura vegetal rala do tipo cerrado” (SOARES; LANDIM, 1976).

As formações superficiais, quando relacionadas a superfícies aplainadas, correspondem a um intervalo aloestratigráfico. Na fotoanálise, as quebras negativas de relevo ou rupturas de declive côncavas podem marcar as formações superficiais. As quebras positivas de relevo ou rupturas de declive convexas ocorrem quando a espessura da formação superficial é grande, caso contrário, confunde-se com a quebra negativa (OKA-FIORI, 1980).

As zonas homólogas ou áreas com o mesmo padrão de textura podem separar depósitos coluvionais com elevada densidade textural, caracterizados por micro-rugosidades do terreno, e depósitos aluviais referentes a relevo plano, com baixa densidade de elementos texturais e com freqüentes depressões. As áreas de erosão acelerada são comuns nas áreas de depósitos superficiais, principalmente nos colúvios (OKA-FIORI, 1980). Os atributos morfométricos utilizados nesta metodologia referem-se à altitude (H), à relação do declive observado e esperado (∂), à curvatura da encosta (C), à curvatura em planta (L), à variância (s^2) e ao desnível do nível de base local (dh).

3.3.1 CURVATURA DA ENCOSTA

Busca-se mapear as superfícies topográficas planas ou com topos suavemente convexos. O atributo capaz de identificar esta feição no relevo corresponde à curvatura da encosta. Para o declive na direção da abscissa (x):

$$\frac{\Delta h}{\Delta x} = \frac{h(x + \Delta x) - h(x)}{(x + \Delta x) - x} \quad (13)$$

sendo:

h = altitude e x = a posição cartográfica segundo a direção x (abscissa).

Quando o declive apresenta valor próximo a zero, Δh tende a zero, de maneira que a diferença entre o intervalo de altitude em uma determinada distância seja quase nula ou constante. No relevo a feição é plana, ou seja, feição aplainada ou de planície aluvial.

Os valores de declive serão positivos quando a função for crescente ($f'(x) > 0$), ou seja, a distância aumenta com a altitude. Neste caso, a inclinação da reta apresenta coeficiente angular positivo, isto é, a face da encosta encontra-se orientada para a origem. Os valores serão negativos quando a função for decrescente ($f'(x) < 0$), assim, a altitude diminui à medida que a distância aumenta.

Conhecido o declive na direção x e y pode-se estimar a direção e orientação de uma feição geomórfica. Quando os valores absolutos máximos apresentam-se na direção x, associados a valores nulos ao longo da direção y, a crista está orientada paralela à ordenada (y).

Conforme o modelo proposto por Dalrymple et al (1968), a porção da vertente na qual existe a maior probabilidade de encontrar remanescentes das paleosuperfícies seria o interflúvio até a região de declive convexo superior, prevalecendo assim, o movimento lateral da água superficial até a formação de terracetes, onde a formação superficial está parcialmente preservada ou inexistente, decorrendo do processo erosivo.

3.3.2 CURVATURA EM PLANTA

A curvatura em planta (L) discrimina as porções côncavas e convexas ao longo da curva de nível. Assim quando a curvatura for côncava predomina o entalhe fluvial e, portanto, essa área será considerada como não pertencente à superfície de aplainamento. Nessas regiões as encostas são coletoras, com fluxo convergente e há erosão ocasionando ravinamentos (SOARES; FIORI, 1976).

3.3.3 VARIÂNCIA

Buscam-se as porções com pequena discrepância altimétrica, como favoráveis a pertencer à paleosuperfície modelada, ou seja, com pouco entalhe pela erosão atual. O atributo utilizado para discriminar essas áreas foi a amplitude e a variabilidade local – em janelas do modelo digital de elevação (MDE) - da altitude; a

medida usada para esta variabilidade foi a variância (s^2). Para separar as áreas com variância esperada e facilitar a análise, discute-se os limites do intervalo a ser considerado em termos de desvio padrão (s , em metros).

3.3.4 NÍVEL DE BASE LOCAL

Foi considerado o desnível entre o nível de base esperado para a paleosuperfície modelada e o atual. Obteve-se através da diferença de elevação entre o ponto e o nível de base local na vizinhança do ponto em consideração. Esta foi pesquisada até uma distância de 720 m, considerando uma matriz 11x11. Acrescenta-se uma tolerância, de modo a considerar as incertezas do método e da variabilidade ambiental, como por exemplo, à taxa de soerguimento regional e/ou a diferença na taxa de denudação.

3.4 MODELAGEM DE PALEOSUPERFÍCIES

Para a modelagem das paleosuperfícies, a partir do modelo digital de elevação, utilizou-se a comparação dos atributos morfométricos com o modelo descritivo proposto: baixa declividade e baixa variância altimétrica, vertentes suavemente convexas dentro do intervalo altimétrico e com o declive observado próximo ao esperado.

A abordagem pelo método booleano considera como pertencente à paleosuperfície modelada aquele valor que estiver contido no intervalo selecionado, correspondente a cada atributo descrito: altitude, relação declive observado e esperado, curvatura da encosta, variância, desnível do nível de base local e curvatura em planta (figura 12).

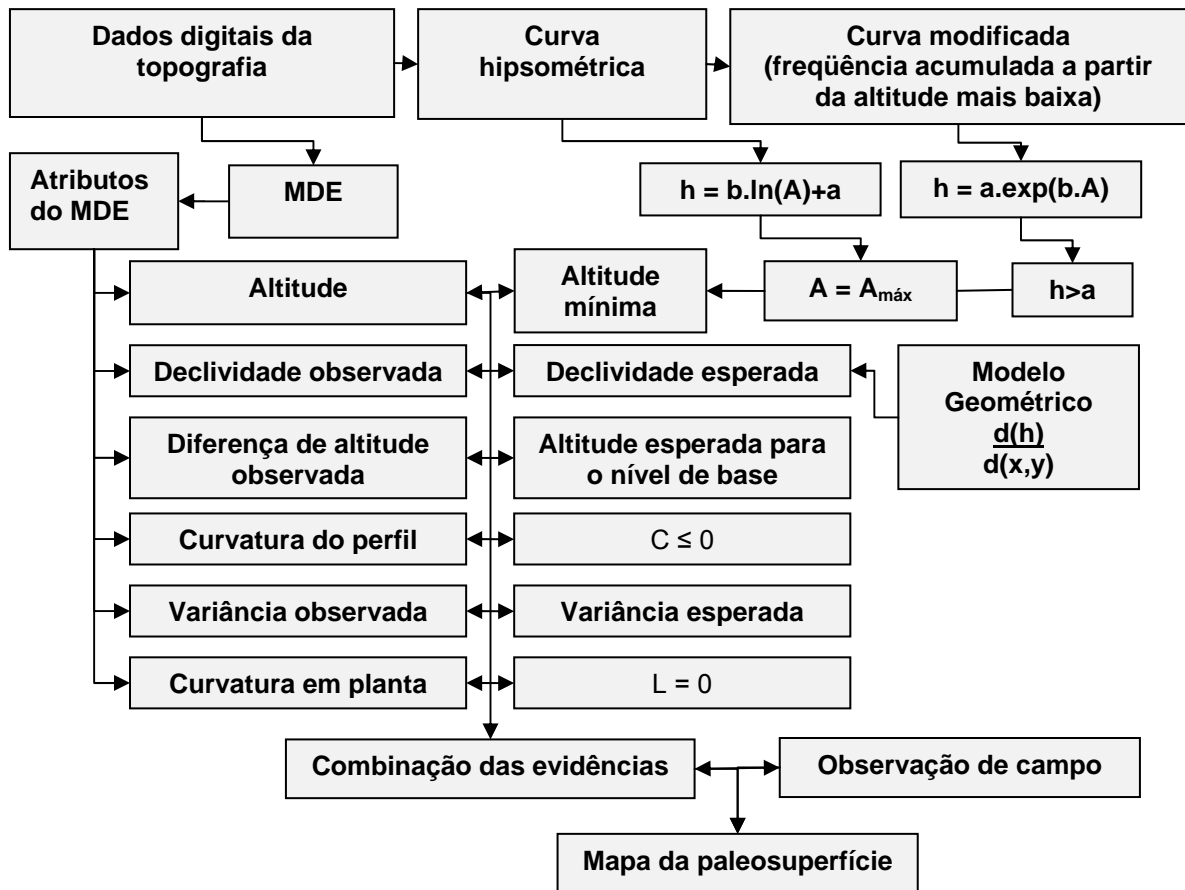


Figura 12. Fluxograma da metodologia proposta.

O método booleano limita-se a discriminar os dados como pertencente a um conjunto previamente definido, ou não, excluindo a possibilidade de ponderar cada atributo como nos métodos paramétricos. Além de que quanto maior for à quantidade de variáveis analisadas, menor serão as áreas selecionadas. Para o ajuste da tolerância admissível utilizaram-se as características morfométricas obtidas pelas observações em campo.

3.5 ESTUDO DE CASOS: APLICAÇÃO DO MODELO

Para testar a validade da metodologia proposta, optou-se pelo estudo em três bacias hidrográficas limítrofes entre si, que apresentam características importantes para o estudo comparativo. Em primeiro lugar, resultam de erosão de complexos geológicos e relevos comuns; em segundo apresentam características geomórficas e de nível de base atual significativamente diferentes.

3.5.1 MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO

Primeiramente apresenta-se o mapa hipsométrico da área investigada sobreposto ao modelo digital de elevação (figura 13). Em cinza estão representadas as altitudes inferiores a 800 m, correspondendo à bacia do rio Ribeira do Iguape, partes da sub-bacia do rio Capivari e da bacia do rio Nhundiaquara, além da planície litorânea. Em azul estão as altitudes entre 800 e 900 m, o rio Iguazu na bacia do Alto Iguazu, e a região das cabeceiras das outras duas bacias analisadas. O rio Iguazu ocorre a 880 m na região do Altíssimo Iguazu, passando a 870 m até a confluência com o rio Belém e permanecendo a 860 m até o “Boqueirão do Iguazu”. No relevo predominam as altitudes de 900 a 1000 m na bacia do Alto Iguazu, sendo que a depressão da Bacia Sedimentar de Curitiba varia entre 870 a 940 m, não ultrapassando a cota de 960 m. Acima de 1000 m destacam-se as porções montanhosas.

A distribuição da população dos dados de elevação utilizados para confeccionar o modelo digital de elevação é mostrada na tabela 1. Ressalta-se que os valores não devem ser considerados como amostral, sendo referente ao *grid* utilizado, possui erros intrínsecos pertinentes à aquisição e resolução da técnica, além do método de interpolação, tendo sido estimado em 16 m.

Tabela 1. Dados pertinentes aos *grids* utilizados.

| Bacias Hidrográficas | Altitude (m) | | Amplitude Topográfica (m) | Área (km ²) |
|----------------------|--------------|--------|---------------------------|-------------------------|
| | Mínima | Máxima | | |
| Nhundiaquara | 8 | 1473 | 1465 | 212 |
| Capivari | 349 | 1777 | 1428 | 1207 |
| Alto Iguazu | 855 | 1433 | 578 | 2941 |

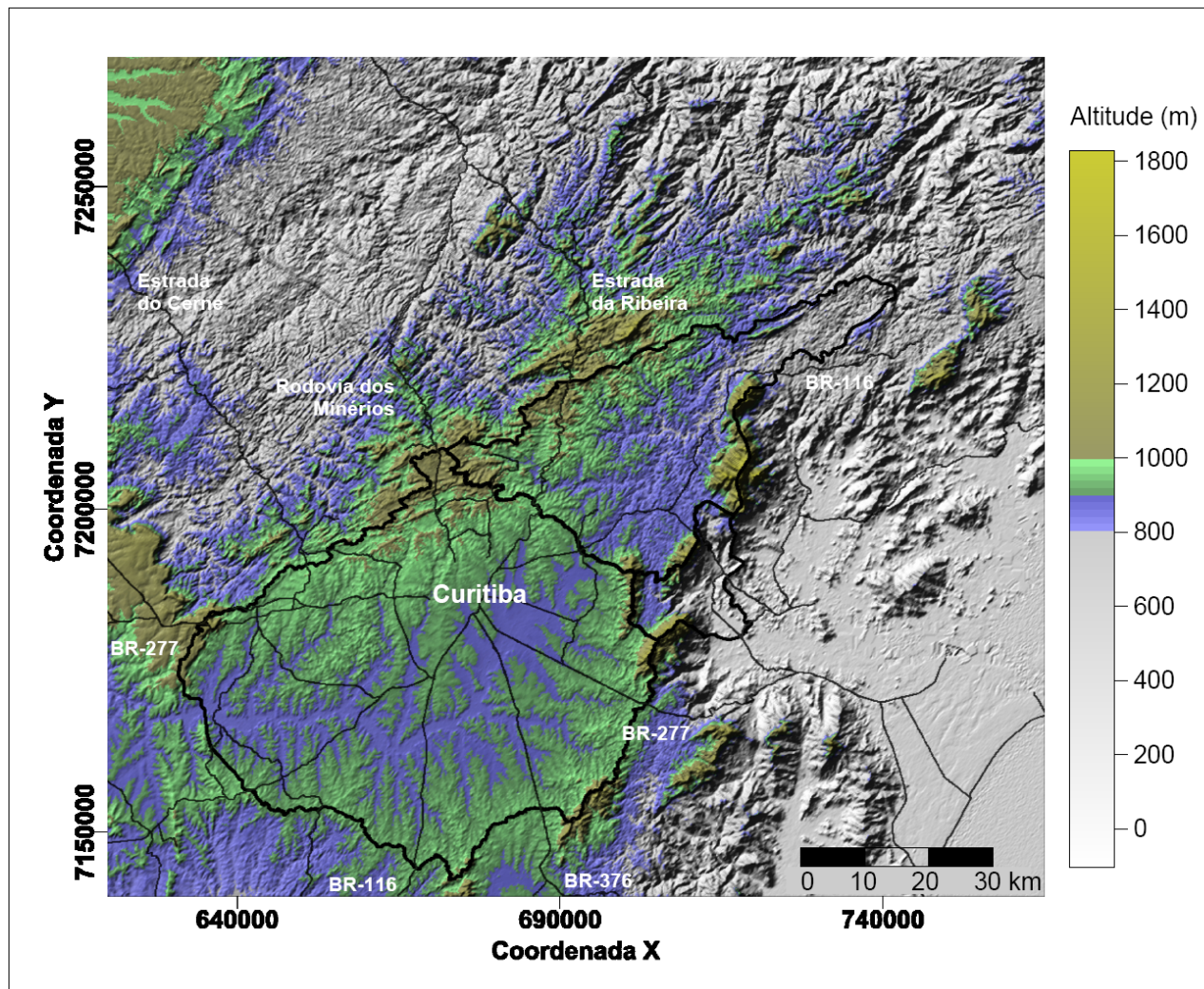


Figura 13. Mapa hipsométrico sobreposto ao modelo digital de elevação, iluminado a partir de NW (sistema de projeção UTM, datum SAD-69).

3.5.2 MODELAGEM DAS CURVAS HIPSOMÉTRICAS

Foram construídos gráficos de distribuição das freqüências simples e acumulada convertidas em área (pixel 180x180 m), para as três bacias hidrográficas selecionadas: Alto Iguazu, do rio Capivari e do rio Nhundiaquara (figura 14).

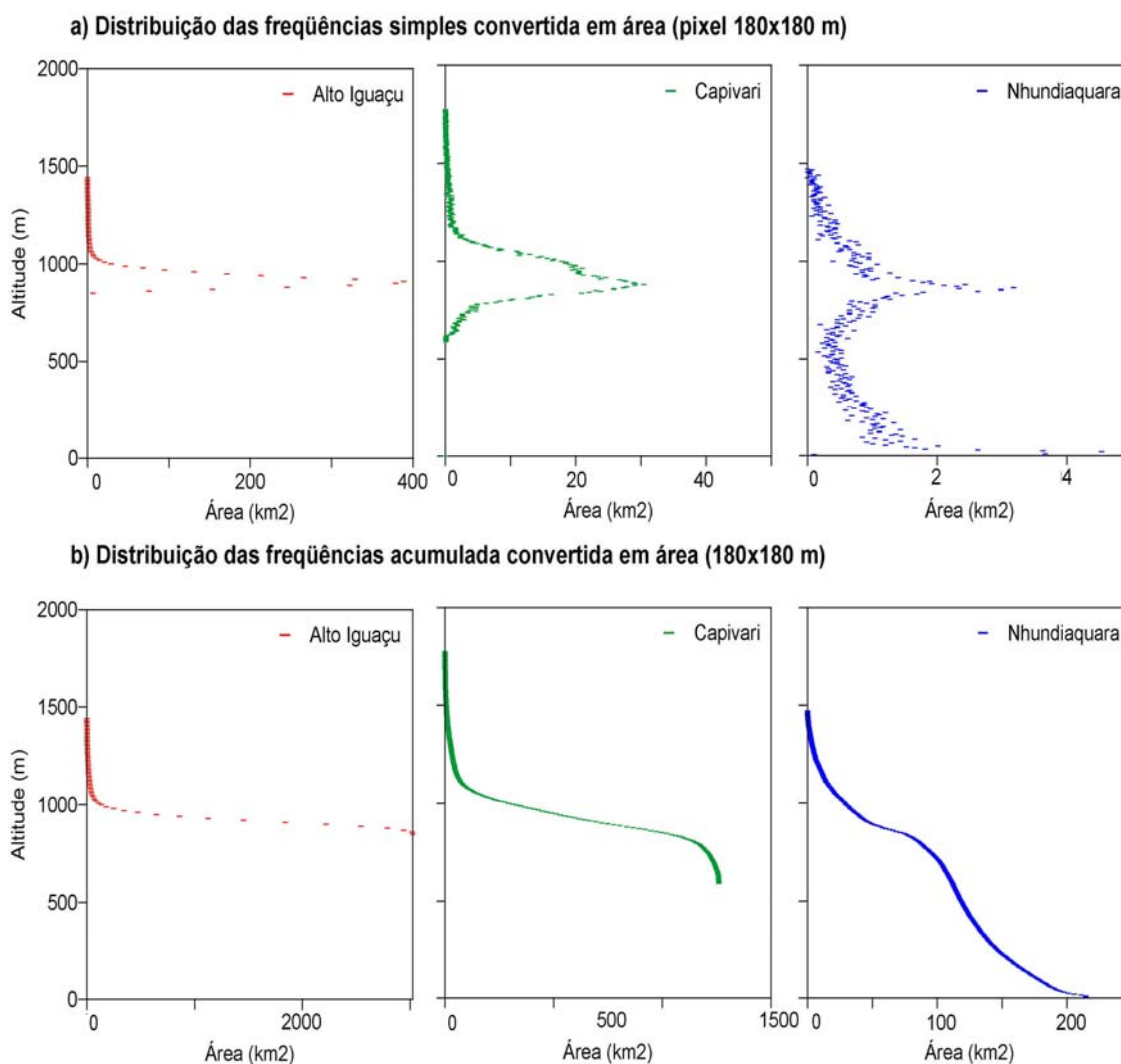


Figura 14. Distribuição de freqüência simples (a) e acumulada (b) convertida em área das bacias hidrográficas: Alto Iguazu, do rio Capivari e do rio Nhundiaquara.

Analisando os gráficos de freqüência simples da área em função da altitude, observa-se que a distribuição da amplitude topográfica é maior na bacia do rio Nhundiaquara e menor no Alto Iguazu, e o contrário quando considerado a área (figura 14a). A distribuição da freqüência acumulada da área em função da altitude representa a curva hipsométrica. Examinando as curvas das três bacias hidrográficas, constata-se, inicialmente, a presença de um patamar sub-horizontal (figura 14b).

Comparando os pontos com a maior área de abrangência acumulada e com a menor altitude das bacias hidrográficas selecionadas, obtém-se o nível de base atual, dentro do intervalo de classes (5 m), ou seja, Alto Iguaçu - 850 m, Capivari - 590 m e Nhundiaquara - 5 m. Assim, a mudança de declive (*knickpoint*), no extremo do patamar, representado pela curvatura convexa na porção de maior área de abrangência acumulada, refere-se à incisão fluvial atual ou a um evento mais recente que o patamar.

Sabe-se que a incisão atual do rio Iguaçu é tênue em relação ao Capivari - o que é verificável na curva da bacia do Alto Iguaçu, com uma pequena diminuição de altitude após o *knickpoint*. A bacia do rio Nhundiaquara apresenta uma curvatura côncava na cauda da curva hipsométrica, refletindo que a área da planície paranaense encontrasse controlada pelo nível de base global atual. A amplitude topográfica da bacia do rio Capivari é maior que a do Alto Iguaçu e significativamente menor que a bacia do rio Nhundiaquara.

A bacia do Alto Iguaçu apresenta a maior área de abrangência distribuída ao longo da moda, estando próxima do nível de base local recente. A bacia do rio Capivari, por sua vez, possui a moda limitada pelo entalhe no nível de base atual. A bacia do rio Nhundiaquara, entretanto, não possui uma moda com distribuição em área significativa, apresentando maior amplitude; contudo, essa é controlada pelo nível de base, conforme interpretação sugerida por Ringrose e Migon (1997).

A figura 15 mostra a curva hipsométrica das três bacias com os eixos normalizados (abscissa – frequência acumulada e ordenada – altitude). Como a altitude e a inclinação dos patamares sub-horizontais apresentam grande significância para o estudo optou-se pela análise da curva hipsométrica mantendo-se a escala dos eixos.

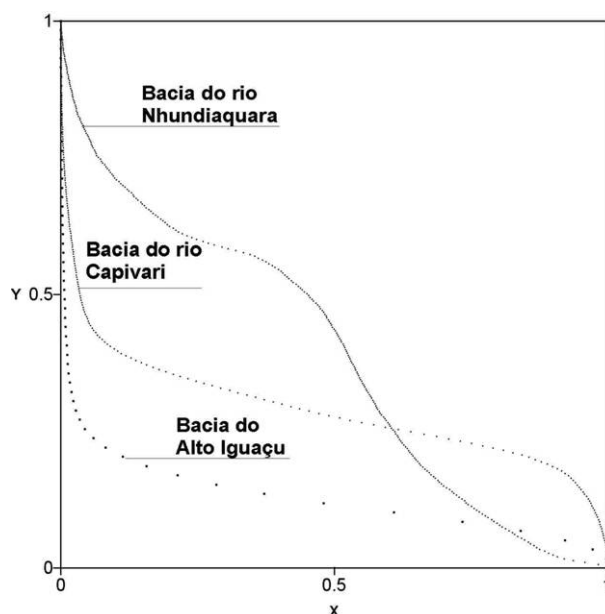


Figura 15. Curva hipsométrica com os valores observados normalizados referentes à frequência da área acumulada (X) em função da altitude (Y) para as bacias do Alto Iguaçu, do rio Capivari e do rio Nhundiaquara.

Foram diagnosticados dois patamares na curva hipsométrica, o mais significativo foi chamado de paleosuperfície 1 (PS1) e o outro, observado quando modificada a escala do eixo da ordenada, de paleosuperfície 2 (PS2).

A partir da curva hipsométrica procurou-se ajustar uma linha de tendência logarítmica, com o objetivo de separar o conjunto amostral correlato às principais fases de erosão regional. Na figura 16 são mostradas as equações modeladas para as PS1 e PS2 da bacia do Alto Iguaçu, do rio Capivari e do rio Nhundiaquara. Os remanescentes geomórficos observados na área das paleosuperfícies correspondem ao intervalo altimétrico na qual a equação logarítmica foi ajustada ($y = a + b \cdot \ln(x)$, tabela 2).

Tabela 2. Parâmetros obtidos por meio das equações modeladas na curva hipsométrica.

| | Intervalo altimétrico modelado para os pontos observados | | Parâmetros obtidos na equação logarítmica | |
|--------------|--|------------|---|--------|
| | Mínimo (m) | Máximo (m) | b | a |
| PS1 | | | | |
| Nhundiaquara | 840 | 1240 | -162,85 | 3791,4 |
| Capivari | 950 | 1150 | -82,97 | 2614,1 |
| Alto Iguaçu | 900 | 1050 | -36,63 | 1690,9 |
| PS2 | | | | |
| Nhundiaquara | 1160 | 1350 | -119,94 | 3106,6 |
| Capivari | 1310 | 1515 | -127,78 | 3484,2 |
| Alto Iguaçu | 1070 | 1240 | -110,99 | 3006,9 |

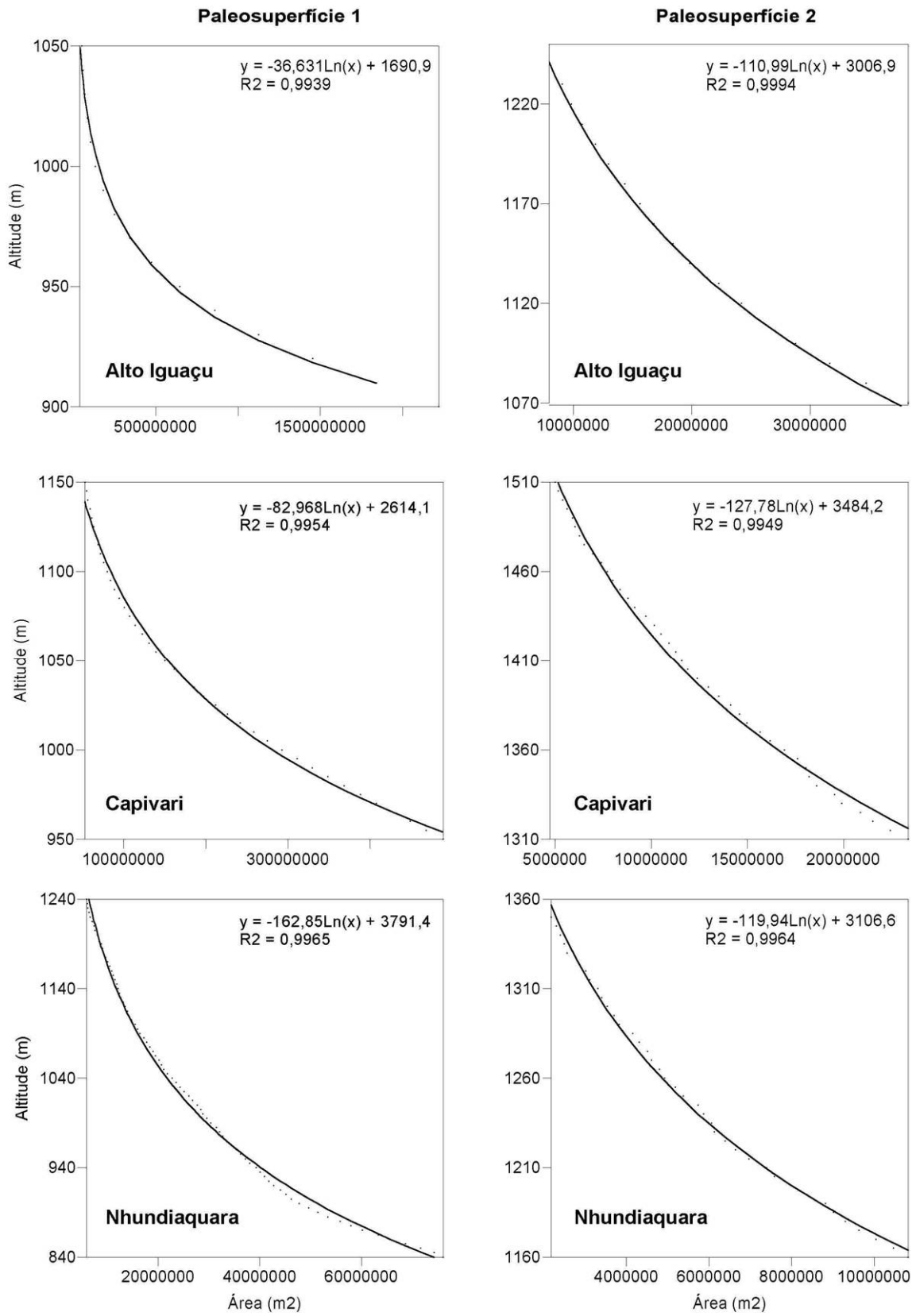


Figura 16. Equações modeladas para os patamares separados na curva hipsométrica para as bacias hidrográficas do Alto Iguaçu, do rio Capivari e do rio Nhundiaquara.

Quando comparado o intervalo altimétricos modelado para a PS1, a maior amplitude corresponde à bacia do rio Nhundiaquara, e, a menor, à do Alto Iguaçu. Situação semelhante ocorre para a PS2. Os parâmetros obtidos na equação para a PS2 possuem valores semelhantes, enquanto para a PS1 ocorre maior discrepância. Sistematizando o modelo teórico proposto para cada uma das paleosuperfícies e os dados observados (tabela 2) em um único gráfico (figura 17).

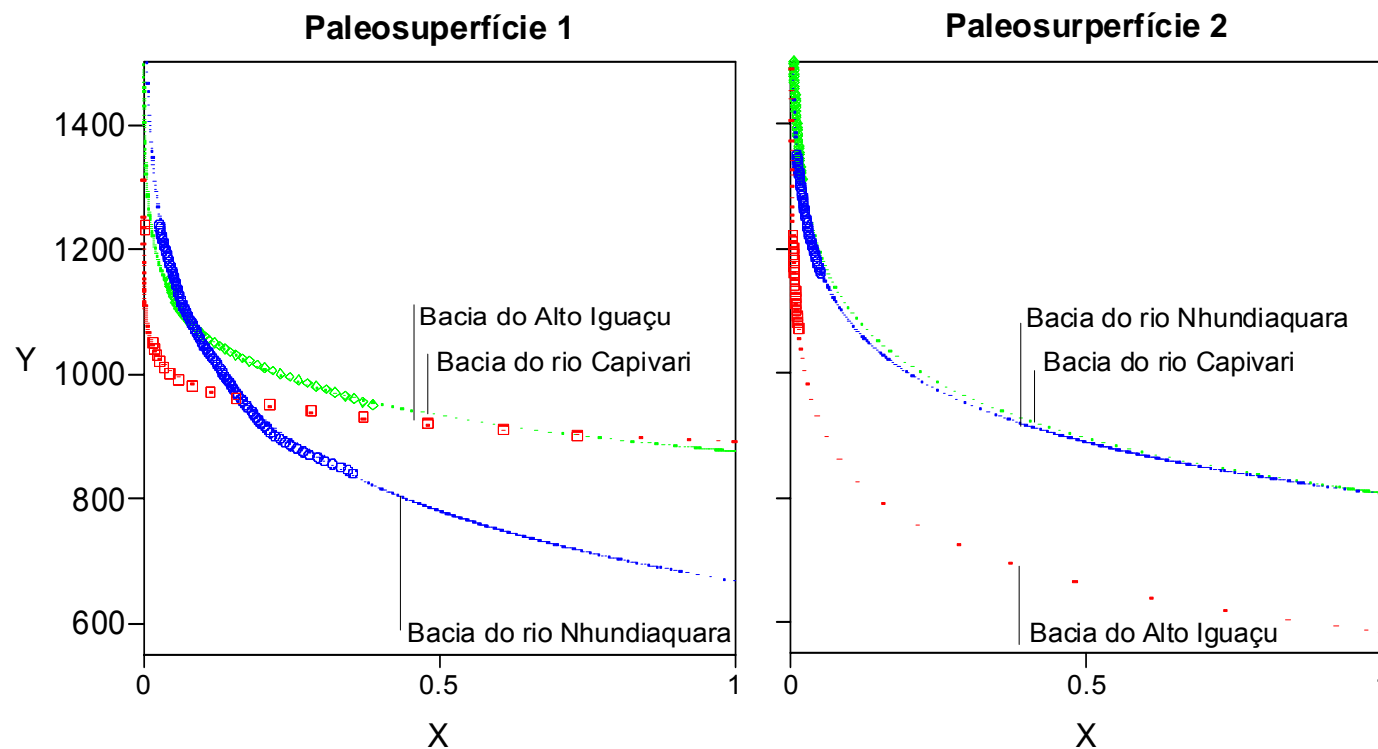


Figura 17. Modelo esperado e pontos observados para as paleosuperfícies 1 e 2 das bacias do Alto Iguaçu, do rio Capivari e do rio Nhundiaquara (X = frequência da área acumulada normalizada e Y = altitude em metros).

3.5.3 RELAÇÃO TEMPORAL ENTRE AS PALEOSUPERFÍCIES

Simulando valores teóricos para a área máxima acumulada na equação modelada, obtém-se a altitude correspondente. Assim, extrapola-se a curva modelada para cada paleosuperfície modelada de modo a observar sua relação espaço-temporal (figura 18).

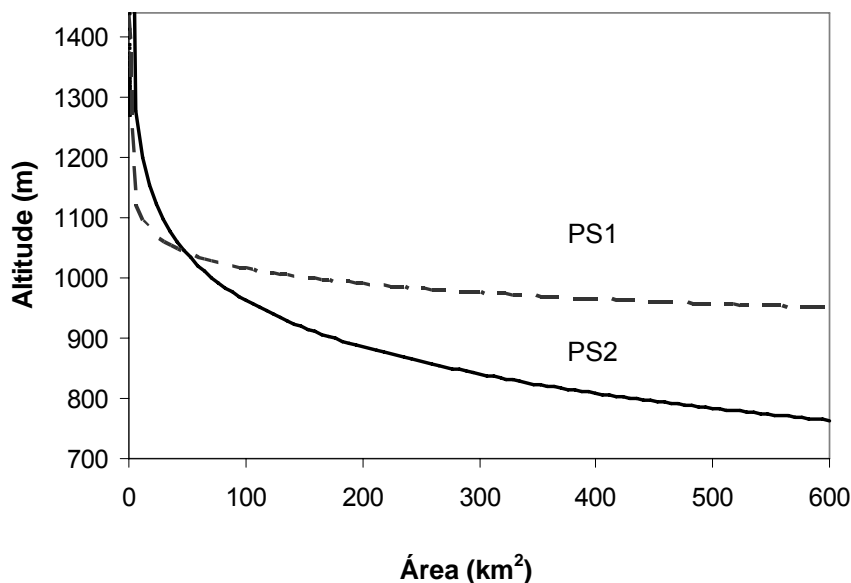


Figura 18. Adernamento na bacia do Alto Iguaçu: PS1 [$y = -36,63.Ln(x) + 1690,9$] e PS2 [$y = -110,99.Ln(x) + 3006,9$].

O patamar que foi denominado de PS2 foi diagnosticado em altitudes mais elevadas do que a PS1, assim corresponde a um evento mais antigo. A sobreposição pela curva da PS1, na figura 18, sugere que abaixo de 1050 m de altitude a PS2 encontra-se soterrada ou encoberta, podendo estar localmente exumada por processos erosivos atuais.

Os sedimentos da Formação Guabirota na bacia hidrográfica do Alto Iguaçu encontram-se entre 860 e 940 m de altitude, assim esses seriam penecontemporâneos a PS2. Percebe-se que a PS2 sofreu um processo de adernamento posterior ao seu desenvolvimento e anterior a PS1, identificado pela inclinação da curva.

4. FORMAÇÕES SUPERFICIAIS ASSOCIADAS ÀS PALEOSUPERFÍCIES

As paleosuperfícies estão dispostas na natureza de diferentes formas, devido às condições ambientais e tectônicas distintas durante a sua gênese. O quadro 1 apresenta os tipos de ocorrência de paleosuperfícies.

Quadro 1. Tipos de ocorrência de paleosuperfícies.

| | |
|-----------------------------------|--|
| Exposta (<i>exposed</i>) | Exposição contínua ao intemperismo. |
| Encoberta (<i>covered</i>) | Formação superficial marcada por depósito aluvial ou coluvial. |
| Soterrada (<i>buried</i>) | Sucessivas camadas de depósitos sedimentares no registro geológico, limitada pela existência de hiato deposicional ou presença de paleossolos. |
| Exumada (<i>exhumed</i>) | Superfície exposta pela remoção da cobertura sedimentar depois de ter sido soterrada. |

Os critérios para distinguir os tipos de paleosuperfícies são a sucessão sedimentar e o posicionamento geomórfico. A paleosuperfície exposta corresponde ao registro geológico remanescente no relevo, na qual se desenvolveu a área plana com ou sem coberturas. A paleosuperfície encoberta possui material alóctone cobrindo a superfície de erosão, marcada por um paleopavimento (*stone line* ou cascalheira) sotoposto por material colúvio-aluvionar.

O paleoplano ou peneplano soterrado (*buried*) foi introduzido por Hill (1901 apud FAIRBRIDGE, 1968), podendo corresponder a uma paisagem soterrada (*buried landscape*), tendo como feição diagnóstica paleossolos soterrados por sucessivas coberturas sedimentares e terraços formados pelo levantamento do nível de base (FAIRBRIDGE, 1968). A paleosuperfície exumada apresenta apenas a feição geomórfica como diagnóstico.

A formação superficial consiste em uma cobertura detrítica e/ou química que pode ser residual ou depositada, que não foi submetida a processo de litificação por soterramento. Caracteriza-se por materiais inconsolidados de origem coluvial, aluvial ou eluvial (OKA-FIORI, 1980). Algumas feições diagnósticas observadas nas formações superficiais associadas às paleosuperfícies são:

- presença de solos nas vertentes e interflúvios, desenvolvidos sobre coberturas elúvio-coluvionares posteriores às *stone lines* e, eventualmente, sobre o regolito residual;
- presença de superfícies aplainadas, tabuliformes, pedimentos e terraços e cabeceiras em anfiteatros;
- presença de calhas aluviais, ou vales adaptados as diáclases tectônicas, ângulos de falha, ou falhas, largas calhas aluviais embutidas em bacias sedimentares modernas.

4.1 FORMAÇÃO SUPERFICIAL DE COBERTURA

A formação superficial de cobertura recobre a paleosuperfície 1, preenchendo paleovales, terraços etc. A diversidade de solos não reflete apenas os diferentes processos pedogenéticos e substratos litológicos da região, mas também a superposição de remanescentes de solos antigos associados às paleosuperfícies, ou seja, a superposição de ciclos pedogenéticos.

Na região estudada a unidade de formação superficial mais recente consiste em areias, argilas e cascalhos aluviais situadas ao longo das vastas planícies fluviais do rio Iguaçu e afluentes. Os areais aluviais do rio Iguaçu correspondem à zona de intensa atividade de mineração definida como Zona Controlada pela Mineração (MINEROPAR, 2004) devido ao grande interesse desse agregado na construção civil correspondem a areias com estratificação cruzada incipiente, de cor clara, siltes avermelhados e argilas acinzentadas (figura 19). Em nível um pouco mais elevado do

nível de base atual, cerca de 5 m, com forma terraceada, ocorrem extensos planos também aluviais, porém com formações húmicas e turfosas.



Figura 19. Cavas de areia junto à planície do rio Iguaçu, município de Balsa Nova. Local: Linha Férrea próxima à antiga estação Afonso Moreira (UTM 638957; 7172212, 912 m).

Em diversos locais ocorrem latossolos encobertos por uma formação superficial húmica (FSH, com espesso horizonte A húmico), diferenciando-as dos latossolos formados atualmente em regiões subtropicais com os de clima de savana. A FSH pode ocorrer em diferentes unidades geomórficas e em mais de um horizonte, indicando aloctonia.

Nas rampas de colúvio, a FSH possui espessura superior a 0,80 m, cor preta a marrom escura, textura areno-argilosa, composta por grãos de quartzo sub-arredondados dispersos. Há presença de silcrete milimétrico branco com forma de canículas. Sotopostos ocorrem sedimentos coluvionares compostos por material homogêneo, com estrutura maciça, espessura cerca de 1,20 m, marrom avermelhado e textura arenosa com grãos de areia quartzosa, bem selecionados. Na base da FSH ocorre discordância erosiva sub-horizontal, identificada apenas pela mudança textural do material ou por concentração de seixos. A FSH ocorre freqüentemente sobre latossolos, cujo substrato pode ser a Formação Guabirota (figura 20).

Na figura 20, no topo do corte, ocorre cobertura de FSH, preta a marrom escura, textura areno-argiloso, com clastos angulosos de quartzo e estrutura maciça. Há presença de silcrete em forma de nódulos. Localmente, na descontinuidade,

ocorrem carapaças lateríticas desmanteladas, constituída por goethita e hematita, em níveis centimétricos. Apresenta gradação para material argilo-arenoso vermelho com estrutura de bioturbação milimétrica.

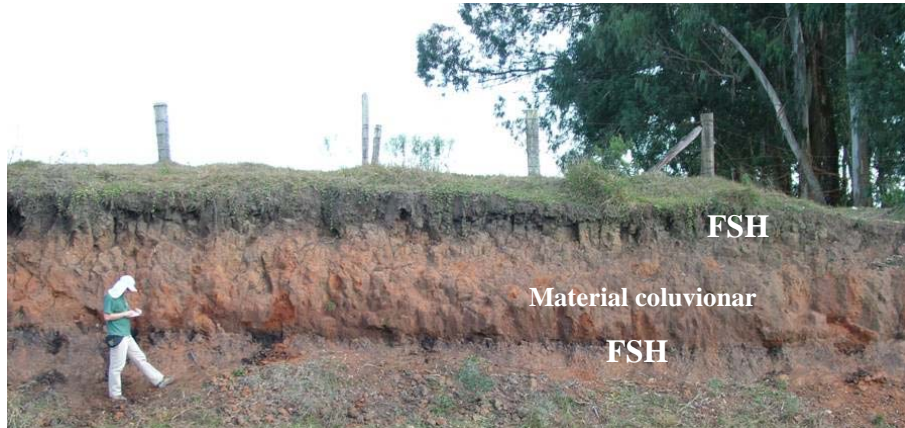


Figura 20. Horizontes organo-minerais soterrados. Local: km 101 do Contorno Leste, próximo à localidade de Barro Preto, em São José dos Pinhais (ponto 19, UTM 686521; 7174343, 907 m, sub-bacia do rio Pequeno, na bacia do Alto Iguaçu).

Na figura 21, o topo do paleocanal (A) possui uma cobertura FSH, preto a marrom escura, textura areno-argilosa, com clastos angulosos de quartzo, estrutura maciça e presença de silcrete em forma de nódulos. Na porção B ocorre material coluvionar com estrutura maciça, branco levemente variegado. Na porção C ocorre arenito conglomerático imaturo, vermelho, textura areno-argilosa, com estratificação cruzada de médio porte com níveis de seixos diversos. Os sets possuem +/- 20 a 30 cm, delimitado, localmente, por crosta de goethita com espessura milimétrica. Na porção D ocorre arenito conglomerático brechóide imaturo branco, matriz areno-argilosa, set com aproximadamente 50 cm de espessura. Há presença de estratificação cruzada de médio porte com níveis de seixos diversos: quartzo, feldspato, granito.

No paleocanal a porção A+B corresponde à planície de inundação ou *overbank* e C+D ao paleocanal. A estratificação cruzada indica fluxo turbulento. O material imaturo propõe proximidade com a fonte. A cobertura FSH cobre todo o corte, sendo posterior ou penecontemporâneo ao preenchimento do paleocanal, esse sobre a formação superficial latossólica (FSL) (figura 21).



Figura 21. Paleocanal terraceado sobre a FSL. Local: km 101 do Contorno Leste, próximo à localidade de Barro Preto, em São José dos Pinhais (ponto 17, UTM 685781; 7171838, 919 m, sub-bacia do rio Pequeno, na bacia do Alto Iguaçu).

Os processos erosivos, que antecederam a FSH, localmente removeram a FSL. Assim a FSH encontra-se sobre as rochas mais antigas como o ponto 129, situado na atual planície de inundação do rio Palmital (bacia do Alto Iguaçu). Observa-se no topo FSH, alóctone com aproximadamente 30 cm de espessura (A). Sotoposto ocorre cascalheira composta por fragmentos de seixos de quartzo leitoso anguloso a sub-anguloso (B), em discordância erosiva sobre o Complexo Gnáissico-Migmatítico alterado (C) (figura 22).



Figura 22. Formação superficial de cobertura alóctone. Local: Rio Palmital, em Colombo, próximo à estação experimental da EMBRAPA (ponto 129, UTM 685046; 7198475, 923 m, sub-bacia do rio Palmital, na bacia do Alto Iguaçu).

Concatenado na porção superior da vertente (ponto 128, figura 23), a FSH autóctone cobre a formação superficial latossólica alóctone ao longo de toda a encosta até a planície aluvial, caracterizando uma rampa de colúvio.



Figura 23. Formação superficial de cobertura alóctone. Local: Estrada da Ribeira, em Colombo, ao lado da estação experimental da EMBRAPA (ponto 128, UTM 683798; 7199410, 995 m, sub-bacia do rio Palmital, na bacia do Alto Iguaçu).

A FSH (Scheer, em preparação) corresponde a uma unidade expressiva na região de estudo, sendo mais recente que as paleosuperfícies mapeadas pela metodologia proposta neste trabalho.

4.2 PALEOSUPERFÍCIE 1 (PS1)

A PS1 ocorre de maneira representativa no Primeiro Planalto Paranaense. Na bacia do Alto Iguaçu possui como depósito correlato as formações superficiais latossólicas (FSL). Distribui-se nas porções topográficas planas, situadas no topo de colinas e morrotes, rampas colúvio-aluvionares e terraços (figura 24 e 25).



Figura 24. PS1 do Alto Iguaçu. Foto de Campina Grande do Sul para leste avistando a serra do Mar (UTM 692948, 7195749, 879 m).



Figura 25. No primeiro plano a PS1 do Alto Iguaçu está levemente dissecada. Foto de Campina Grande do Sul para leste avistando a serra do Mar (UTM 692948, 7195749, 879 m).

4.2.1 FORMAÇÃO SUPERFICIAL LATOSSÓLICA ALÓCTONE

Quando alóctone, a FSL apresenta, na base, discordância erosiva, irregular, marcada por linha de seixos (*stone lines*) ou cascalheira. A cascalheira possui maior espessura e variedade granulométrica do que a *stone lines*, composta por: grãos, seixos e clastos angulosos a sub-angulosos constituídos por quartzo, laterita, caliche silicificado e litotipos das áreas adjacentes. A *stone lines* normalmente é composta por grãos ou clastos sub-angulosos de quartzos.

Na bacia do Alto Iguaçu, a FLS alóctone ocorre sobre a Formação Guabirota (ponto 111), saprólito da Formação Guabirota (ponto 124), ou ainda depósitos aluviais possivelmente correlatos à Formação Tinguis (ponto 112). A FSL é vermelha, com textura argilo-arenosa, ausência de estruturas reliquias, espessura de 0,5 a 3 m, dependendo da posição topográfica. Quando sobre a Formação Tinguis apresenta coloração menos intensa, porém a rubefação não pode ser utilizada como feição diagnóstica. Há colúvios retrabalhados em níveis inferiores, que conservam a cor vermelha.

No ponto 111, a FSL alóctone ocorre sobre a Formação Guabirota, sendo sobreposta pela FSH com aproximadamente 30 cm. Sotoposto a FSL ocorre cascalheira, com 10 cm de espessura, composta por clastos sub-arredondados de

caliche e quartzo. Na base observa-se argilito cinza avermelhado, com nível sub-horizontal centimétrico de caliche, da Formação Guabiro tuba (figura 26).

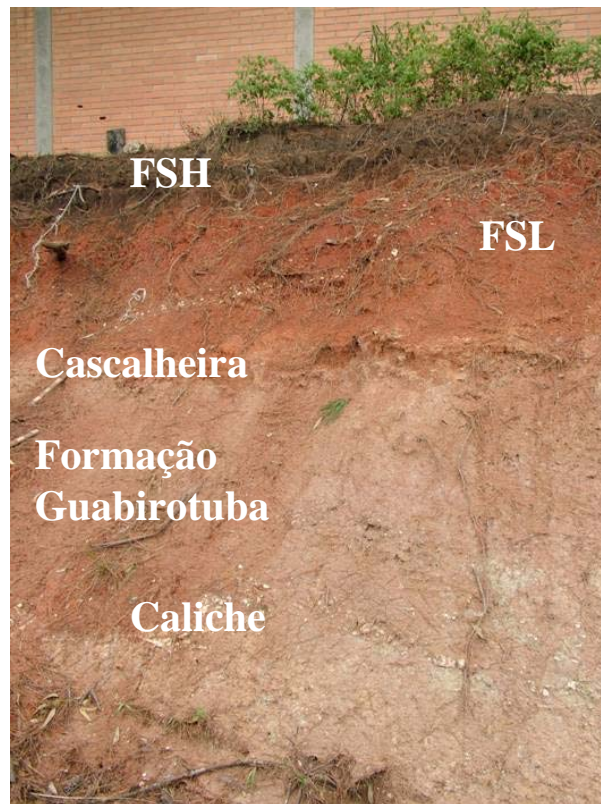


Figura 26. Formação superficial latossólica alóctone sobre a Formação Guabiro tuba. Local: Muro lateral do Santa Mônica próximo a BR-116, Jardim Palmares, no município de Colombo (ponto 111, UTM 689509, 7192163, 961 m).



Figura 27. Formação superficial latossólica alóctone sobre a Formação Tinguis. Local: próximo a BR-116, Jardim Palmares, no município de Colombo (ponto 112, UTM 686647, 7191938, 961 m).

A Formação Tinguís, no ponto 112 constitui cascalheira com clastos sub-angulosos de quartzo, caliche silicificado e outros litotipos, com diferentes tamanhos, estratificação plano-paralela sub-horizontal e cruzada de pequeno porte incipiente. Sobre a cascalheira ocorre a FSL alóctone coberta por uma pequena espessura de FSH (figura 27).

No ponto 128, a FSL corresponde a um latossolo homogêneo com estrutura microagregada e espessura superior a 2 m. O contato com a Formação Guabiro tuba é marcado por cascalheira composta por quartzo sub-anguloso associada à crosta laterítica com 5 cm de espessura. A Formação Guabiro tuba corresponde a arenito cinza mosqueado, com estratificação plano-paralela sub-horizontal. Ocorre laterita formando níveis e lentes conglomeráticas formadas por grãos e seixos de quartzo sub-arredondados a sub-angulosos (figura 28).



Figura 28. Formação superficial latossólica alóctone. Local: Estrada da Ribeira, em Colombo, ao lado da estação experimental da EMBRAPA (UTM 683798; 7199410, 995 m).

A formação superficial alóctone correlata à PS1 é bastante heterogênea, com espessura e geometria variada. Apresenta uma base erosiva sobreposta por material colúvio-aluvionar pedogeneizado formando um horizonte latossólico. As feições geomórficas observadas foram em forma de rampa de colúvio e de terraços em situação topográfica de baixo declive.

4.3 PALEOSUPERFÍCIE 2 (PS2)

A PS2 restringe-se a remanescentes geomórficos junto ao sopé dos interflúvios mais elevados. As áreas preditivas para a PS2, na bacia do rio Capivari, encontram-se nas serras Ibitiraquiri, do Capivari Grande e da Baitaca e no interflúvio o Morro da Cruz (1200 m). A paleosuperfície exposta 2 é marcada pela feição geomórfica de ombreiras nas serras do Capivari Grande, Ibitiraquiri e da Baitaca (figura 29).



Figura 29. Serra da Baitaca vista a partir de Campina Grande do Sul (UTM 692948, 7195749, 879 m).

No entorno do cume do Forquilha (1391 m) junto as nascentes do rio homônimo, próximo ao pico Ciririca (1724 m) no setor sul da serra Ibitiraquiri ocorre uma área selecionada pela metodologia proposta. O “pediplano” dos Agudos (figura 30), acima da cota altimétrica de 1300 m, apresenta vales suspensos a 1332 m, 1333 m, 1323 m, 1338 m e 1346 m (TRAMUJAS, 2000), devendo corresponder à PS2, embora não tenha sido discriminada pela metodologia. Esta incorreção foi atribuída ao tamanho da área em relação à resolução dos dados utilizados e/ou maior variância altimétrica diagnosticada pelo padrão de drenagem dendrítico e/ou erro na demarcação do divisor de águas (figura 30).

A PS2 na bacia do rio Nhundiaquara é marcada no setor sul da serra Ibitiraquiri onde ocorre o Ibitera-mirim (1322 m) com feição de cone regular (MAACK, 1947) correspondente a uma crista orientada noroeste-sudeste. A vertente sul apresenta a maior declividade até atingir o rio Mãe Catira a 850 m de altitude e com relevo mais dissecado que na porção norte (TRAMUJAS, 2000).



Figura 30. Serra Ibitiraquiri, vista para norte a partir da estrada da Graciosa (escala antena refletora de microondas com 15 m de altura acima do Ciririca).

5. MAPEAMENTO DE PALEOSUPERFÍCIES

Após a identificação na curva hipsométrica de dois ciclos erosivos nas bacias hidrográficas analisadas e identificadas as formações superficiais em campo buscou-se o mapeamento das paleosuperfícies, a partir da comparação entre as características morfológicas observadas e as esperadas.

Foram estabelecidos através das observações em campo e do modelo digital de elevação os intervalos mínimos para cada atributo: altitude, declive, nível de base e curvatura plana e da encosta. A associação pela lógica booleana estabeleceu como possivelmente presente a paleosuperfície quando satisfizesse todos os critérios estabelecidos. Assim, os pontos obtidos como pertencentes a cada um dos eventos diagnosticados foram plotados no mapa preditivo para a PS1 e para a PS2.

5.1 APLICAÇÃO DA MODELAGEM DE PALEOSUPERFÍCIES

A lógica booleana considerou como pertencente à paleosuperfície aquele valor que satisfizesse os parâmetros morfométricos estabelecidos pela metodologia descrita. O intervalo estabelecido para cada atributo decorre da busca por uma superfície plana, suavemente convexa, com continuidade lateral espacial e que se encontre próximo ao intervalo altimétrico, nível de base e declive esperado. O ajuste da tolerância foi aplicado e testado pela metodologia e posteriormente verificado com os pontos de controle de campo. Considerando a área máxima observada (x) para cada evento erosivo, modelado pela equação logarítmica [$y = a + b \cdot \ln(x)$], obtém-se a altitude mínima (y , na fórmula), conforme a tabela 3.

Tabela 3. Altitude mínima considerada para cada paleosuperfície modelada.

| Bacias Hidrográficas | Área máxima (km²) | PS1 Altitude mínima (m) | Área máxima (km²) | PS2 Altitude mínima (m) |
|-----------------------------|-------------------------------------|------------------------------------|-------------------------------------|------------------------------------|
| Nhundiaquara | 214,65 | 667 | 15,49 | 1120 |
| Capivari | 1259,45 | 875 | 24,59 | 1310 |
| Alto Iguaçu | 3022,92 | 891 | 38,26 | 1069 |

A altitude mínima discriminou a incisão do rio Iguaçu para a PS1 do Alto Iguaçu. No caso do rio Capivari a área desconsiderada corresponde à porção de maior incisão fluvial, enquanto no rio Nhundiaquara foi desconsiderada as porções junto à planície litorânea. Esse atributo para a PS2, das bacias analisadas, restringiu às atuais porções serranas junto ao divisor d'água.

O parâmetro de variabilidade máxima das altitudes foi obtido a partir da análise do modelo digital de elevação, sendo sempre menor que o desnível local da curva hipsométrica (dh). Para a PS1 foi considerada uma variabilidade máxima da altitude determinada por um desvio padrão de 20 m para o Alto Iguaçu e de 50 m para as demais bacias. As encostas serranas com desnível superior a 50 m no Alto Iguaçu e a 100 m na bacia do rio Capivari, foram consideradas como não pertencente a PS2. Foram desconsideradas, também, as áreas com desnível altimétrico local superior a 200 m na bacia do rio Nhundiaquara, referente a porções das encostas junto a escarpa na serra do Marumbi, Farinha Seca e Mãe Catira (Morro Sete).

O fator de tolerância 2 ou 3, para o atributo declive, vem a considerar as pequenas áreas afetadas pela incisão fluvial inicial posterior a superfície de aplainamento. Para a PS2 no Alto Iguaçu e no rio Capivari, 98 % e 97 % dos dados, respectivamente, foram mantidos com esse atributo, representando um fator pouco discriminante. Já para a PS1 resume-se a aproximadamente 50 % a área retida como potencialmente associada à paleosuperfície.

Nas figuras 31 a 42 obtêm-se os valores para cada atributo: altitude, declive, curvatura da encosta, variância, desnível do nível de base e a curvatura plana. Foi utilizado um gráfico na forma de barras horizontais para indicar a porcentagem das áreas contidas (dados pertencentes) a cada intervalo estabelecido para cada atributo.

Para a PS1 do Alto Iguaçu e do rio Capivari, o declive restringiu mais de 50 % dos dados (figura 31 e 35). Já para a PS2, a altitude e o nível de base foram os maiores discriminantes, porém a porcentagem de ocorrência da paleosuperfície é mínima, menos de 0,5 %, não sendo representativa no gráfico (figura 32 e 36).

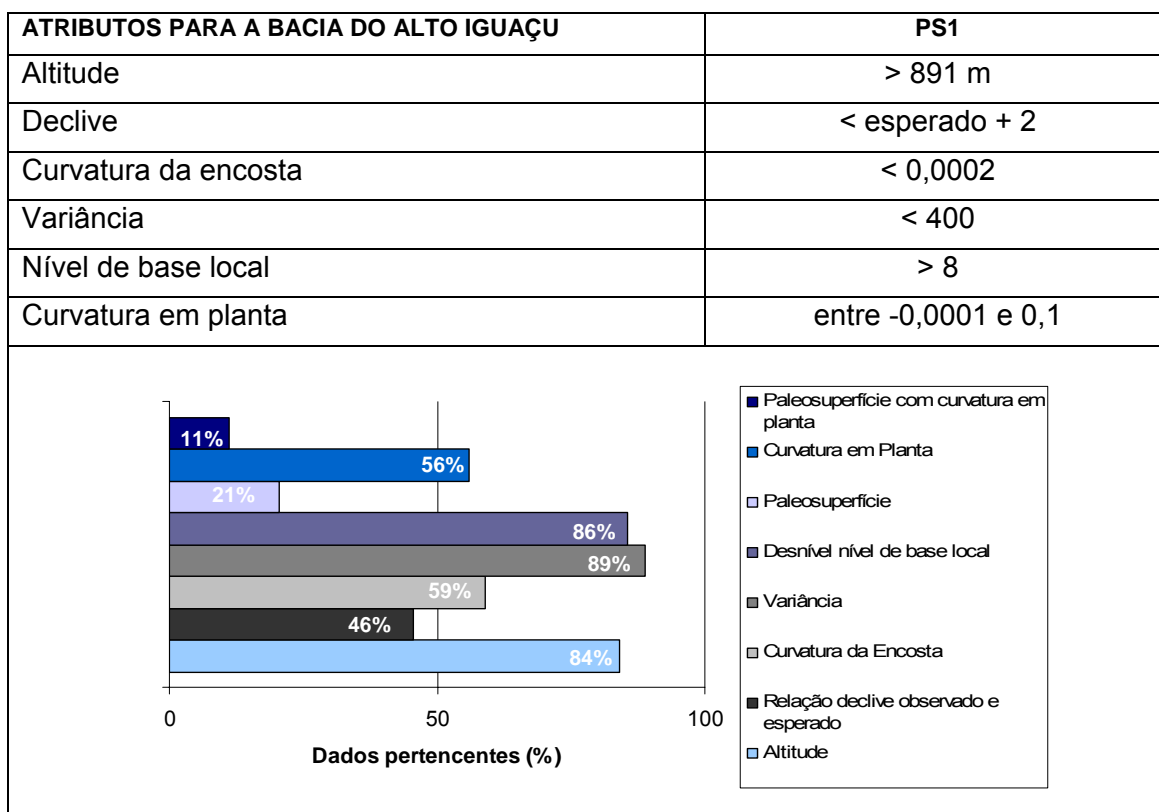


Figura 31. Atributos da PS1 para a bacia do Alto Iguaçu.

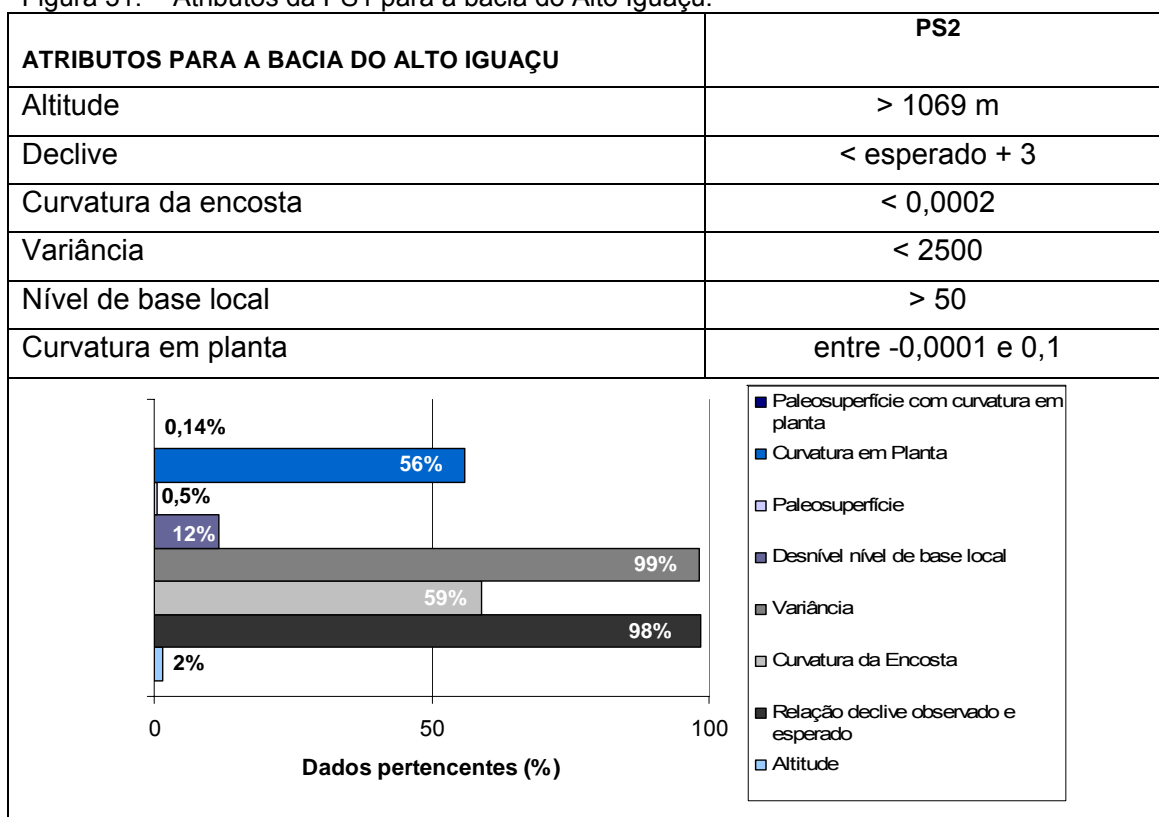


Figura 32. Atributos da PS2 para a bacia do Alto Iguaçu.

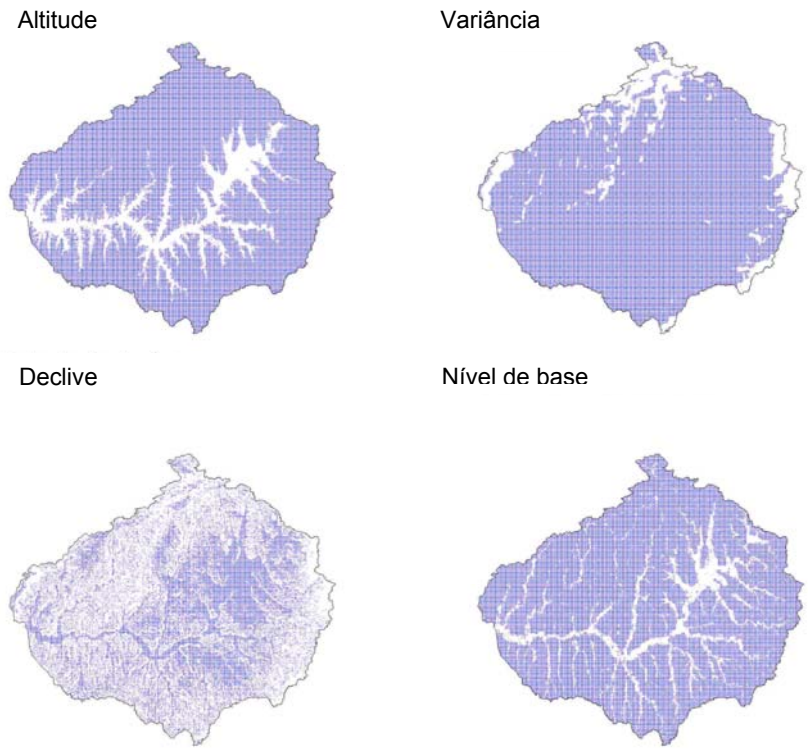


Figura 33. Atributos espacializados da PS1 para a bacia do Alto Iguaçu.

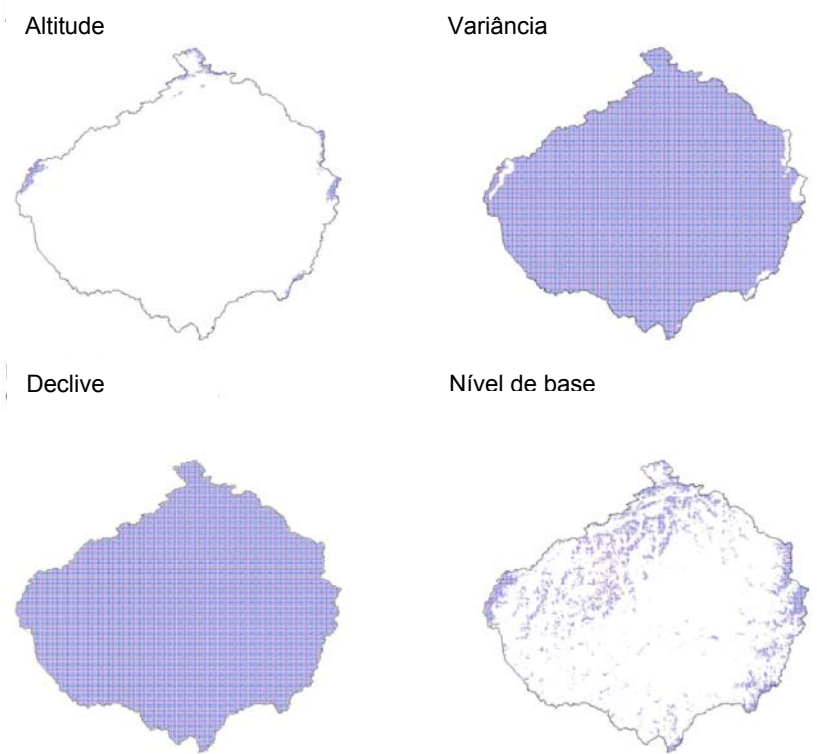


Figura 34. Atributos espacializados da PS2 para a bacia do Alto Iguaçu.

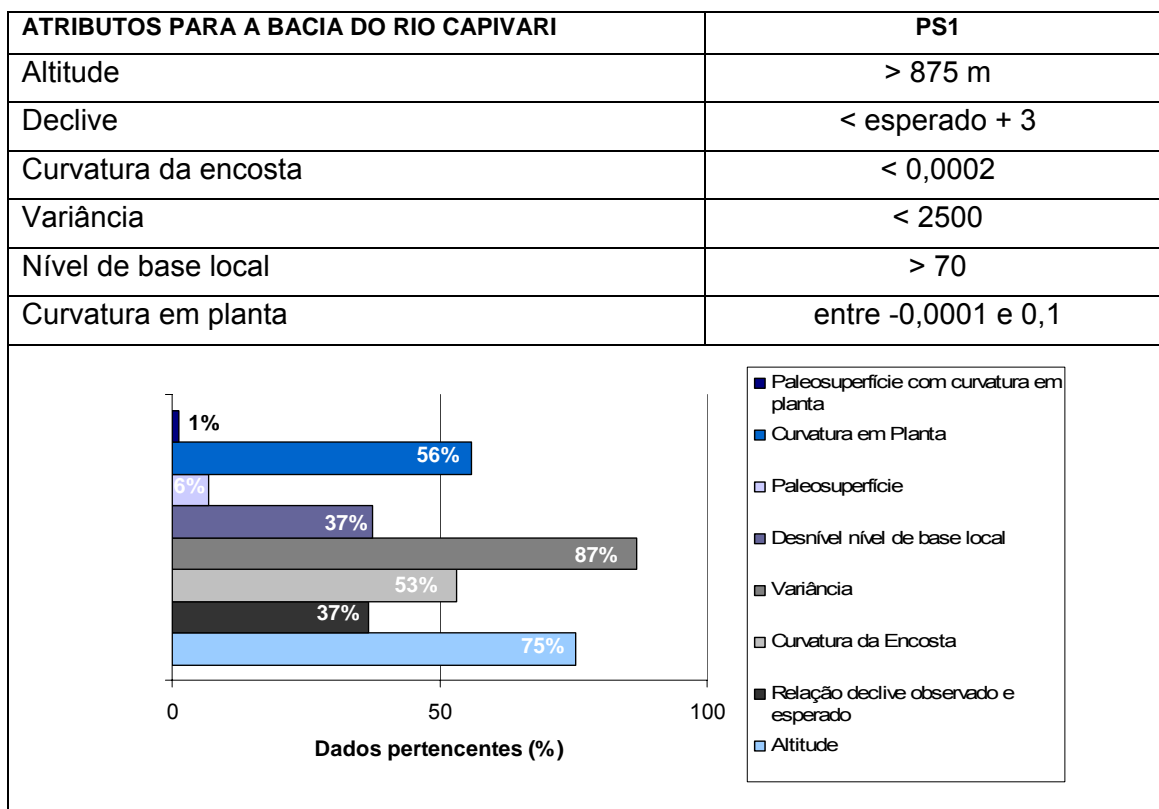


Figura 35. Atributos da PS1 para a bacia do rio Capivari.

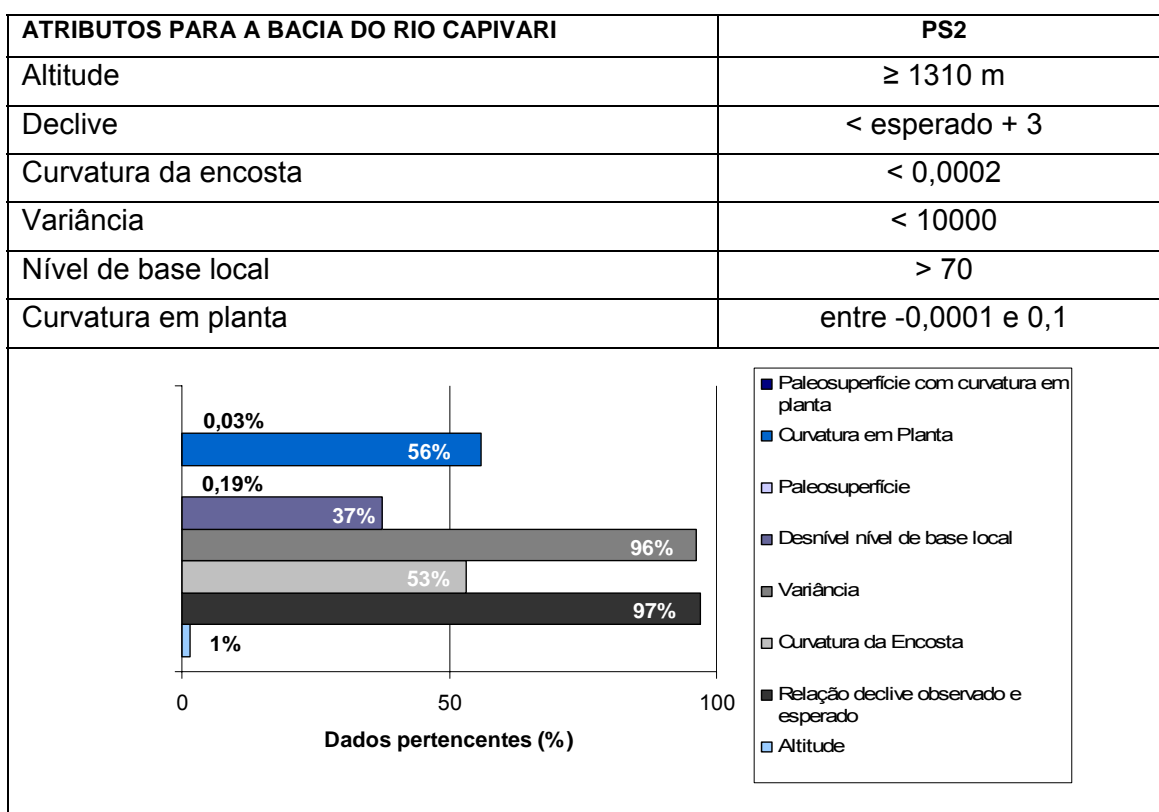


Figura 36. Atributos da PS2 para a bacia do rio Capivari.

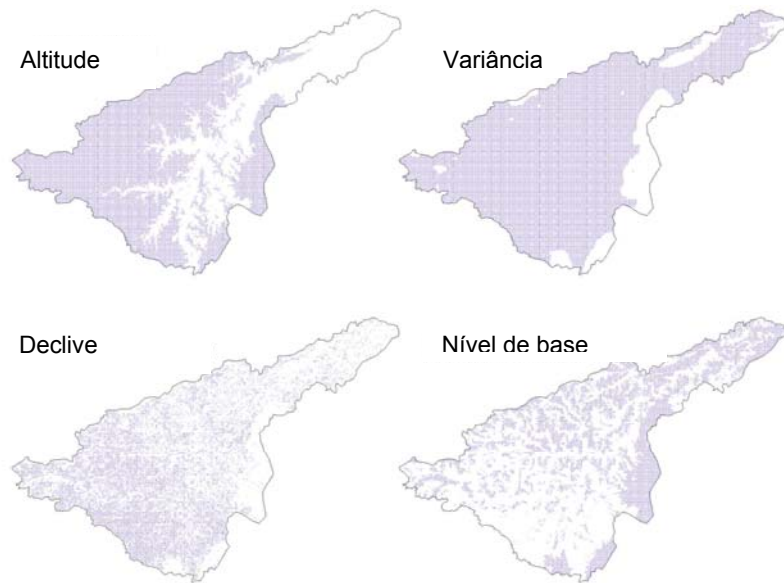


Figura 37. Atributos espacializados da PS1 para a bacia do rio Capivari.

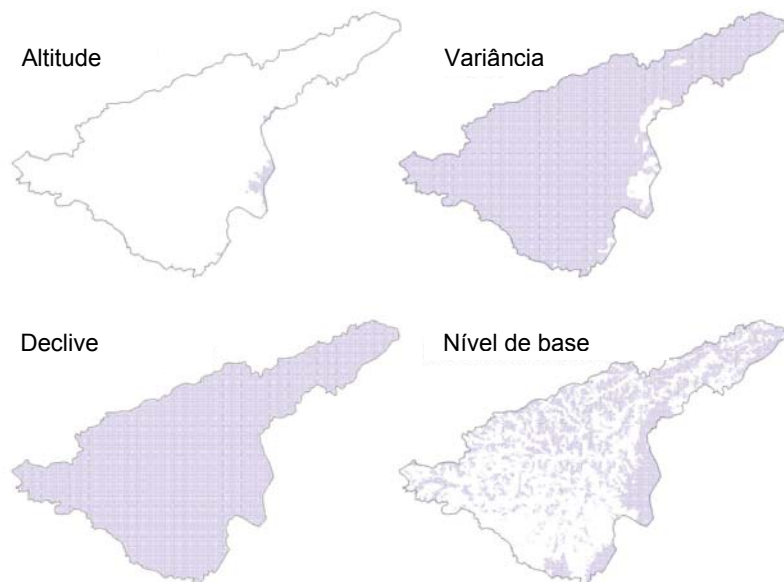


Figura 38. Atributos espacializados da PS2 para a bacia do rio Capivari.

Comparando a curvatura em planta verifica-se que para a bacia do Alto Iguaçu, 59% das encostas, são suavemente convexas a planas; enquanto para a bacia do rio Capivari são 53% e para a bacia do rio Nhundiaquara 49%. Praticamente metade dos dados se ajusta a esse tipo de forma da encosta.

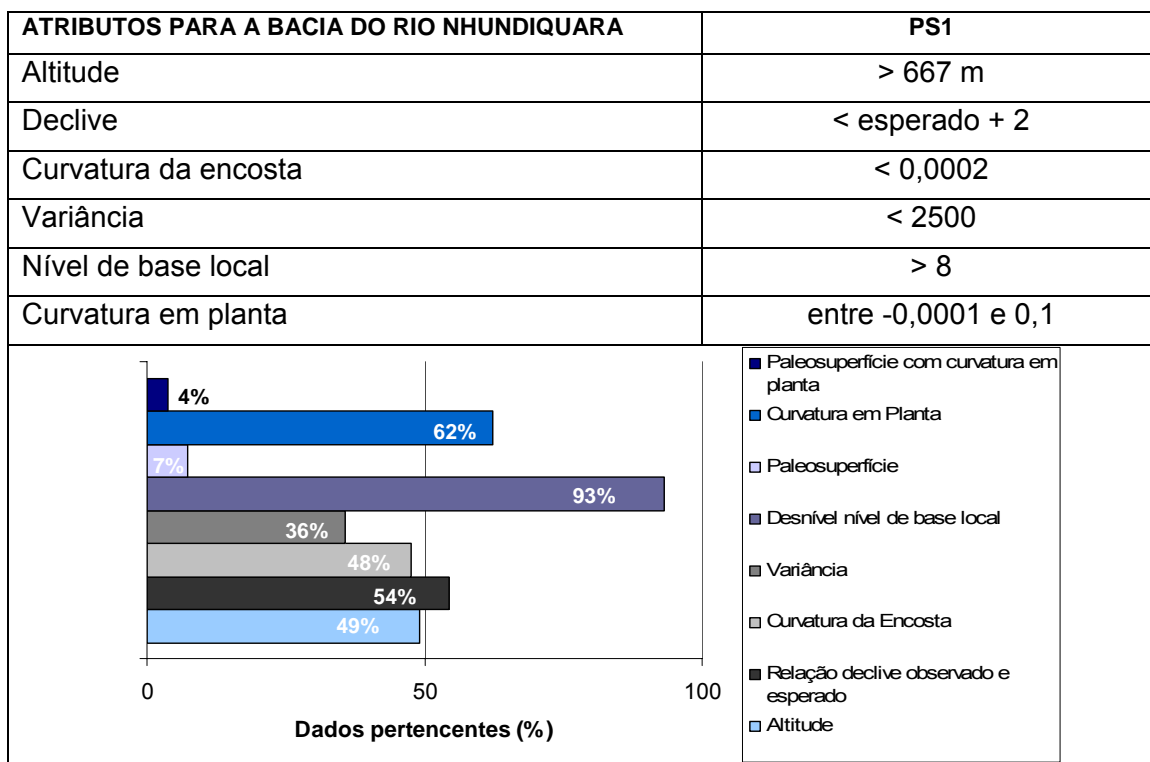


Figura 39. Atributos da PS1 para a bacia do rio Nhundiaquara.

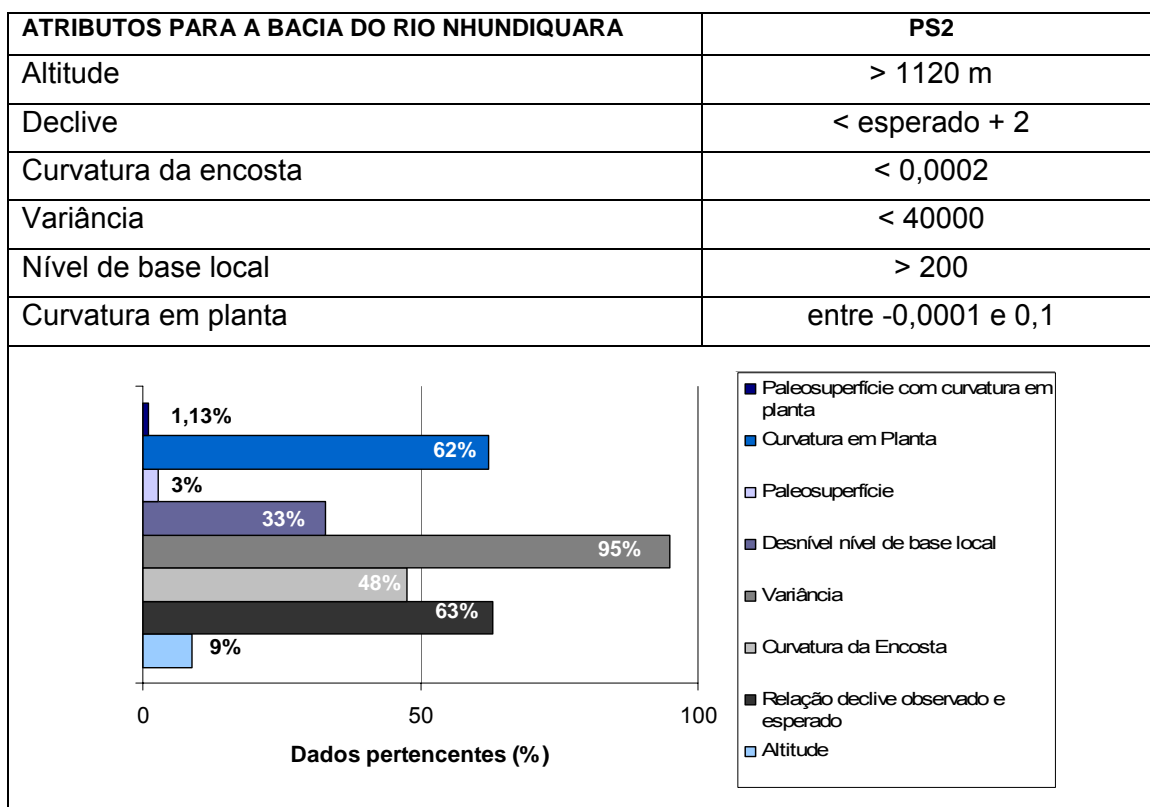


Figura 40. Atributos da PS2 para a bacia do rio Nhundiaquara.

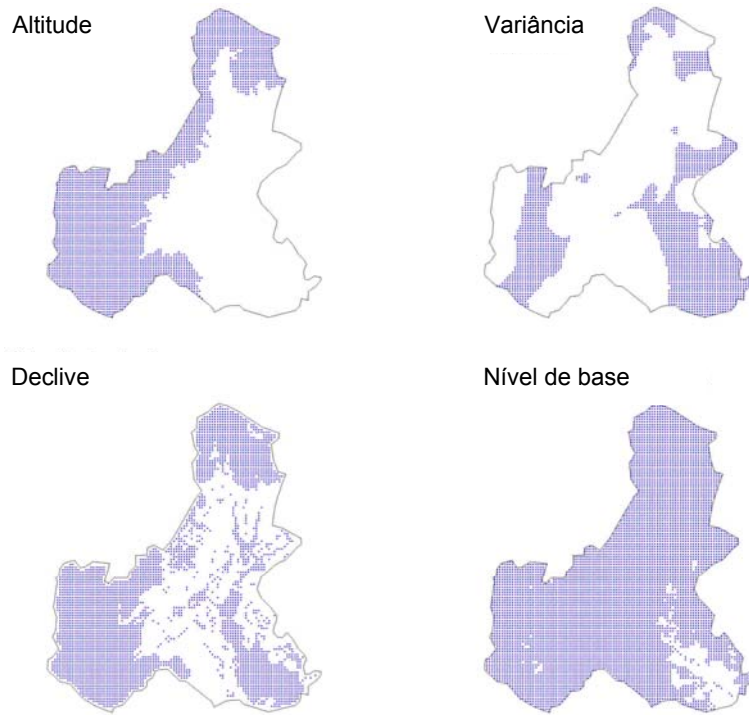


Figura 41. Atributos especializados da PS1 para a bacia do rio Nhundiaquara.

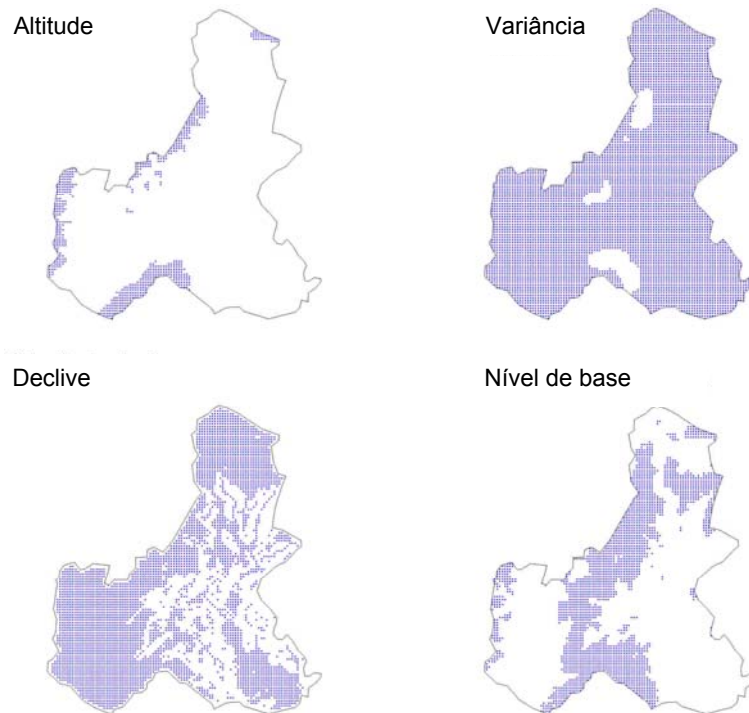


Figura 42. Atributos especializados da PS2 para a bacia do rio Nhundiaquara.

5.2 MAPAS PREDITIVOS

Os mapas preditivos foram confeccionados a partir da combinação dos atributos morfométricos, utilizando a lógica booleana para as bacias do Alto Iguaçu, do rio Capivari e do rio Nhundiaquara (figura 43 e 44). Para a espacialização da PS2, optou-se por apresentar em um mapa preditivo com a Formação Guabirotuba, que no caso da bacia do Alto Iguaçu corresponde a eventos penecontemporâneos (figura 43).

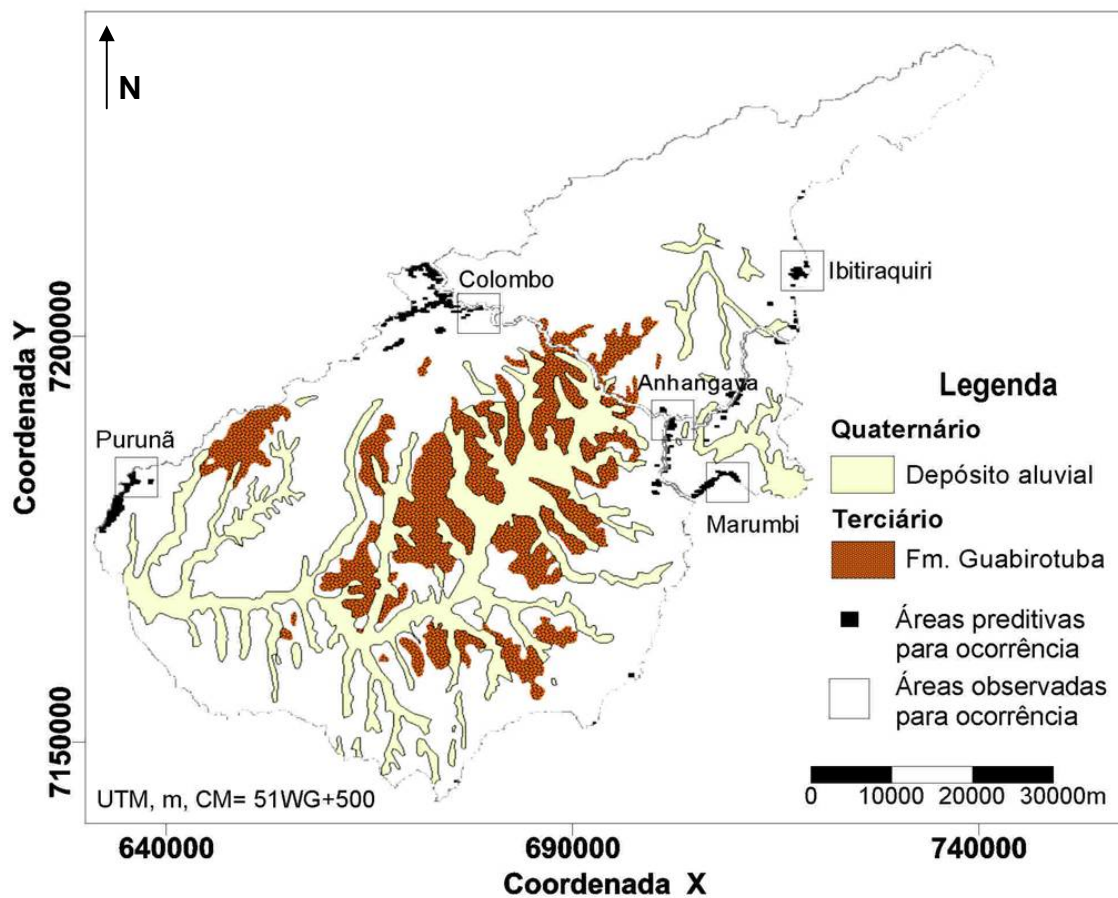


Figura 43. Mapa preditivo para a PS2 nas bacias do Alto Iguaçu, do rio Capivari e do rio Nhundiaquara.

5.3 ANÁLISE DE CONTIGÊNCIA: RELAÇÃO ENTRE DADOS PREVISTOS E OBSERVADOS

Utilizando os pontos pertencentes à bacia do Alto Iguaçu (figura 45), foi feita uma análise de contingência. Para a obtenção dos valores da tabela de contingência inicialmente foi elaborado um mapa de previsão de ocorrência das paleosuperfícies, formado pela sobreposição dos dados previstos e dos dados observados em campo (figura 45). Foi introduzido um campo para a inclusão de casos incertos tanto como observação de campo como em previsão, neste campo foram considerados os valores de previsão entre a probabilidade 0,11 a 0,56.

O mapa de previsão foi feito a partir da média móvel em matriz 3x3 (pixels) das determinações de presença (1) e ausência (-1). Desta forma os valores obtidos correspondem ao número de casos esperados em cada 9 casos, normalizados por 1, ou a probabilidade de encontrar ocorrências na área.

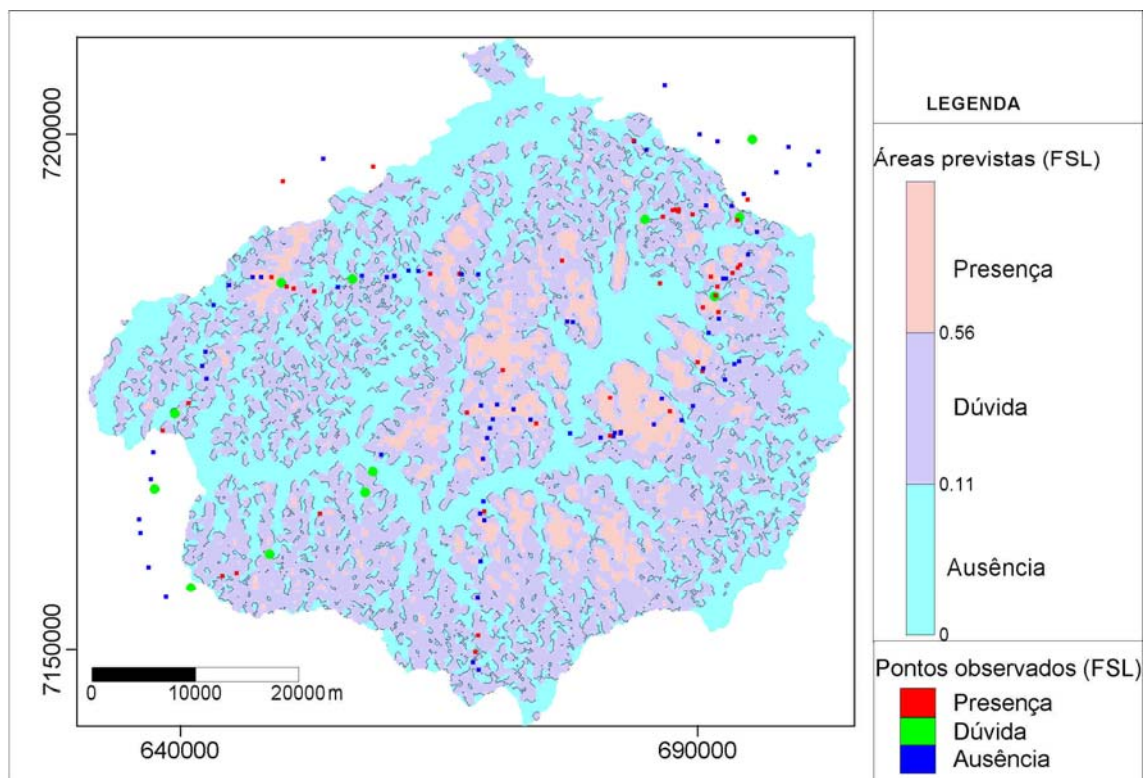


Figura 45. Mapa de previsão da bacia do Alto Iguaçu com os dados observados e os previstos pela metodologia para a PS1.

Foram observados em campo 111 pontos preferencialmente onde existiam dúvidas. Destes, 39 pontos foram observados a presença de formação superficial latossólica (FSL). Em 28 pontos permaneceu a dúvida, se tratava de FSL ou não, ou apenas pedogênese posterior e em 44 pontos não foi observado a FSL (quadro 2).

Quadro 2. Casos observados em campo, referente a PS1.

| Previsto | Observado | | | soma |
|-------------|-----------|-----------|-----------|------------|
| | Presença | Dúvida | Ausência | |
| Presença | 21 | 19 | 4 | 44 |
| Dúvida | 17 | 8 | 23 | 48 |
| Ausência | 1 | 1 | 17 | 19 |
| soma | 39 | 28 | 44 | 111 |

Dos 39 pontos observados como positivos, 54% foram previstos pelo modelo como pertencentes a PS1 e em apenas 2% dos casos estava erroneamente previsto a sua inexistência. Adicionalmente, 44% dos casos foram previstos como possíveis, ou seja onde seriam esperados menos de 5 casos no total de 9 pontos observados (quadro 3).

Quadro 3. Casos previstos em relação aos observados.

| Previsto | Observado | | |
|------------------------|-----------|----------|----------|
| | Presença | Dúvida | Ausência |
| Presença | 0,54 | 0,68 | 0,09 |
| Dúvida | 0,44 | 0,29 | 0,52 |
| Ausência | 0,02 | 0,03 | 0,89 |
| Total observado | 1 | 1 | 1 |

Considerando apenas os pontos previstos como existentes, dos 44 pontos situados na faixa do previsto pouco menos que a metade (48%) foram confirmados em campo, enquanto em 9% foi verificada a ausência. Dentre os pontos presentes ou duvidosos previstos no modelo, 91% foram observados como positivo. Nos pontos previstos como inexistentes 89% foram confirmados e 5% foram descritos como duvidosos e 5% como ausentes. Dentre os 48 pontos previstos como duvidosos (quadro 2), observou-se que 35% eram positivos e 48% se revelaram negativos, sendo que 17% dos casos se mantiveram duvidosos (quadro 4).

Quadro 4. Casos observados em relação aos previstos.

| Previsto | Observado | | | Total previsto |
|----------|-----------|--------|----------|----------------|
| | Presença | Dúvida | Ausência | |
| Presença | 0,48 | 0,43 | 0,09 | 1 |
| Dúvida | 0,35 | 0,17 | 0,48 | 1 |
| Ausência | 0,05 | 0,05 | 0,89 | 1 |

Do total dos casos previstos como positivos e como negativos (43 casos), ou seja, excluindo-se os casos duvidosos e verificados em campo, o modelo previu adequadamente 38 casos, ou seja, um índice de acerto de 88%. Então a probabilidade de estar certo seria de 0,88. Verifica-se que após o uso do modelo a chance de acerto passa para 7,6.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A curva hipsométrica inicialmente utilizada por Strahler (1952a) em bacias hidrográficas visava à classificação de estágios evolutivos da paisagem geomórfica. Quando a forma da curva obtida é convexa corresponde a um estágio jovem de evolução ou desequilíbrio, representando o estágio inicial da incisão fluvial. A maturidade do relevo está associada à curvatura côncava, restando apenas os interflúvios como remanescente do estágio inicial. Em ambos os casos, ocorre a existência de um patamar, que corresponde a um acréscimo de área significativo em uma determinada altitude. O patamar no estágio juvenil corresponde à situação de relevo aplainado enquanto o estágio de maturidade refere-se ao aplainamento decorrente da evolução do sistema de drenagem. Assim, cada patamar corresponde a um ciclo erosivo, ou seja, denominada de paleosuperfície, quando não corresponde ao estágio atual de erosão.

O relevo, em condições de estabilidade relativa do clima e do nível de base, evolui de modo a aplainar a paisagem geomórfica, refletindo em um patamar na curva hipsométrica. Desse modo, houve tempo e condições para que a área da bacia hidrográfica esteja controlada pelo nível de base, global para o caso da geração de uma peneplanície, ou local para o caso de pediplanos. Ao modelar uma linha de tendência por regressão ao intervalo de dados correspondente ao patamar diagnosticado na curva hipsométrica, obtém-se a função que discrimina as áreas aplainadas. Verificou-se que o declive é função da altura caracterizando uma equação logarítmica normal com ajuste do coeficiente de determinação superior a 0,99. Dessa forma obtém-se as características do patamar como: o intervalo altimétrico (altitude máxima, mínima e amplitude). A derivada da função ajustada, associada a um modelo

geométrico, para a bacia hidrográfica forneceu o declive esperado para cada ponto da paleosuperfície modelada.

Os atributos da função modelada proporcionam um modelo, para o qual se tem as características morfométricas de cada evento erosivo, em condições de estabilidade tectônica posterior ao evento de aplainamento. Pode-se, assim, estimar o nível de base, a área de abrangência, a amplitude topográfica e o declive da paleosuperfície.

A validade desse raciocínio foi testada em três bacias hidrográficas: bacia do Alto Iguaçu, do rio Capivari e do rio Nhundiaquara, todas limítrofes. A bacia do rio Nhundiaquara apresenta a maior amplitude topográfica, porém com a menor área de abrangência, enquanto o contrário ocorre na bacia do Alto Iguaçu.

Apesar das formas geométricas das bacias serem diferentes e não corresponderem à mesma hierarquia fluvial foi observado a presença de um patamar na curva hipsométrica bastante representativo e significativo em todos os casos. Quando modificada a escala da ordenada, foi observada a presença de um segundo patamar, em maior altitude, porém menos representativo que o primeiro. Denominou-se de Paleosuperfície 1 (PS1) o patamar de maior área de abrangência e o outro de Paleosuperfície 2 (PS2).

O evento erosivo atual, aqui não modelado, corresponde na curva hipsométrica a porção convexa situada na porção de maior área e menor altitude. Na bacia do Alto Iguaçu, constitui uma pequena incisão fluvial sendo maior no Capivari, refletindo as características endorréicas e exorréicas, respectivamente. O terceiro caso, ou bacia do rio Nhundiaquara, reflete a influência do nível de base global, proporcionando uma feição côncava para a porção inferior da curva.

Analisando o posicionamento do patamar para cada evento erosivo, verifica-se que a tectônica recente não afetou a região de maneira a restringir a aplicação da metodologia. Nas áreas de menor altitude (abaixo de 1050 m) a PS2 foi soterrada

pelos sedimentos e Formação Guabirota, sobre os quais foi esculpida a PS1. Como a PS2 é mais antiga que a PS1, corrobora com a idéia de que a deposição da Bacia Sedimentar de Curitiba é posterior ou penecontemporânea à PS2. Esses dois estágios de aplainamento são bastante representativos na região de estudo, resultado da evolução de pediplanos interplanálticos. A PS2 corresponde à superfície do Alto Iguaçu (Pd2) e a PS1 a superfície de Curitiba (Pd1).

Corroborada a relação entre os patamares diagnosticados na curva hipsométrica com a descrição da literatura, buscou-se espacializar essa informação por meio de mapas preditivos. Foi estabelecido como modelo das superfícies aplainadas, as áreas planas a suavemente convexas, diagnosticado pela curvatura da encosta convexa (valores abaixo de 0,0002) e curvatura em planta (valores entre - 0,0001 e 0,1). A continuidade da superfície é estabelecida pelo cálculo da variância do terreno, de modo a eliminar áreas com densa incisão fluvial atual, ou com grande variabilidade topográfica. Esse atributo é dependente do estágio de dissecação da bacia hidrográfica e do posicionamento do remanescente geomórfico a ser mapeado. Quanto mais dissecado maior o valor mínimo atribuído.

Os demais atributos foram extraídos da modelagem dos patamares encontrados na curva hipsométrica considerando valores acima da altitude mínima estimada para cada evento:

- PS1: Nhundiaquara - 667 m; Capivari - 875 m e Alto Iguaçu - 891 m.

- PS2: Nhundiaquara - 1164 m; Capivari - 1316 m e Alto Iguaçu - 1069 m.

Além da altitude, foram consideradas o nível de base esperado para cada paleosuperfície e o declive previsto. Nessa análise a relação do declive restringiu os dados em menos de 50%, para a PS1 da bacia do Alto Iguaçu e do rio Capivari. Já para a PS2 a altitude mínima e o nível de base foram os atributos mais significativos.

Para a associação dos atributos morfométricos e derivados da curva hipsométrica foram utilizados a lógica booleana, ou seja, se a unidade de área

pertencer a todos os intervalos estabelecidos para cada atributo, pertencerá à paleosuperfície mapeada. Porém sabe-se e recomenda-se que seria de maior eficácia se utilizado um método probabilístico.

O mapa preditivo para a PS2 selecionou como áreas correlatas a este evento as ombreiras na serra do Mar, localmente conhecida, como: serra da Baitaca, Marumbi, Farinha Seca, Graciosa, Ibitiraquiri e Capivari Grande. A região de interflúvio nas cabeceiras da sub-bacia do Barigui, na bacia do Alto Iguaçu, próximo a Colombo, como no caso do Morro da Cruz e porções junto a Serrinha do Purunã no extremo oeste. Para a PS1, foi observado que na bacia do Alto Iguaçu existem os maiores remanescentes geomórficos, fato atribuído à condição de bacia endorréica, na qual a capacidade de erosão é pequena em relação ao transporte, ao contrário das demais bacias. Nessa metodologia os sedimentos aluvionares recentes foram discriminados e não correspondem ao evento da PS1. A maior concentração ocorre na sub-bacia do rio Verde e no Altíssimo Iguaçu até a sub-bacia do rio Passaúna, região que ocorre a Bacia Sedimentar de Curitiba, favorecendo um relevo com menor declividade e maior preservação dos remanescentes.

Em campo as formações superficiais associadas a PS1 na bacia do Alto Iguaçu correspondem a latossolos bem evoluídos, quando autóctones, e na forma de material coluvionar latossólico, com base erosiva, quando alóctones. Considerando que os pontos amostrados buscavam as áreas duvidosas, estima-se que a probabilidade de acerto do mapa preditivo para a PS1 do Alto Iguaçu é de 88%.

A metodologia proposta para esse mapeamento fornece um reconhecimento das superfícies erosivas na área a ser investigada de forma indireta e de fácil aplicação, uma vez que se utilizam apenas dados planialtimétricos. Foi observado, também, que a curva hipsométrica é uma importante ferramenta de correlação espacial e de quantificação das paleosuperfícies.

REFERÊNCIAS

- AB´SÁBER, A. N. 1966. O domínio dos mares de morros no Brasil. **Geomorfologia**, São Paulo, v. 2: 9p.
- AB´SÁBER, A. 1977. Potencialidades Paisagísticas Brasileiras. **Geomorfologia**, São Paulo, v. 55, p. 1-27.
- AB´SÁBER, A. N. 1998. Participação das depressões periféricas e superfícies aplainadas na compartimentação do planalto brasileiro – considerações finais e conclusões. **Revista do Instituto de Geociências**, São Paulo, v. 19, n. 1/2, p. 51-69.
- AB´SÁBER, A. N.; BIGARELLA, J. J. 1961. Considerações sobre a geomorfogênese da serra do Mar no Paraná. **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, v. 4/5, p. 94-110.
- ALMEIDA, F. F. M. 1955. As camadas de São Paulo e a tectônica da serra da Cantareira. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, v. 4, p. 23-40.
- ALMEIDA, F. F. M. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, São Paulo, v. 48, p. 15-26.
- ANGULO, R. J. 1992. **Geologia da planície costeira do estado do Paraná**, 344 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- ANGULO, R. J. 1995. Caracterização e reavaliação da Formação Alexandra (Terciário) e de sedimentos continentais associados a vertentes, no litoral do estado do Paraná, Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, São Paulo, v. 67, n. 5, p. 443-463.
- ANGULO, R. J.; GIANNINI, P. C. F.; KOGUT, J. S.; PRAZERES FILHO, H. J.; SOUZA, M. C. 1996. Variação das características sedimentológicas através da sucessão de cordões litorâneos na Ilha do Mel, estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 44, p. 77-86.
- BECKER, R. D. 1982. **Distribuição dos sedimentos cenozóicos na região de Curitiba e sua relação com a estrutura geológica e geomorfológica regional**, 237 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- BIGARELLA, J. J. 1954. Esboço da geologia e paleogeografia do estado do Paraná. **Boletim do I. B. P. T.**, Curitiba, v. 29, p. 5-34.
- BIGARELLA, J. J. 2003. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. 1. ed. Florianópolis: Ed. UFSC. p. 877-1436.
- BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D. 1975. International symposium on the Quaternary. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 33, p. 206-230.
- BIGARELLA, J. J.; SALAMUNI, R. 1962. Caracteres texturais dos sedimentos da Bacia de Curitiba. **Boletim da Universidade Federal do Paraná**, Curitiba, v. 7, p. 1-164.
- BIGARELLA, J. J., ANDRADE LIMA, D., RIEHS, P. J. 1975. Considerações a respeito das mudanças paleoambientais na distribuição de algumas espécies vegetais e animais no Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, São Paulo, v. 47, p. 411-464.

- BIGARELLA, J. J.; PASSOS, E.; POPP, J. H.; ANGULO, R. J. 1979. **Ouro Fino: recursos naturais**. 1 ed. COMEC e ADEA. 30 p.
- BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; MATOS, D. J. de; WERNER, A. 1978. **A Serra do Mar e a porção oriental do Estado do Paraná – um problema de segurança ambiental e nacional**. 1 ed. Curitiba: Sec. De Estado e Planejamento e Assoc. Def. Educ. Ambiental (ADEA). 249 p.
- BIONDI, J. C. 2003. **Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros**. 1 ed. São Paulo: Oficina de Textos. p. 378-423.
- BIONDI, J. C.; CAVA, L. T.; SOARES, P. C. 1989. **Mapa Geológico do Estado do Paraná**. Curitiba: MME/DNPM – MINEROPAR. Escala 1: 650.000.
- BURBANK, D. W.; ANDERSON, R. S. 2001. **Tectonic Geomorphology**. 1 ed. Malden, Mass: Blackwell Science. 274 pp.
- CHRISTOFOLETTI, A. 1981. **Geomorfologia fluvial: o canal fluvial**. 2 ed. São Paulo: Edgard Blücher. 243 pp.
- DALRYMPLE, J. B.; BLONG, R. J.; CONACHER, A. J. 1968: An hypothetical nine unit land surface model. **Zeitschrift fur Geomorphologie**, Berlin, v. 12, p. 60–76.
- EMBRAPA, 1999. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 1 ed. Brasília: Serviço de Produção de Informação. 412 pp.
- EMBRAPA, 1981. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Mapa de solos**. Curitiba: IAPAR/SEDESUL, Escala 1:600.000.
- FAIRBRIDGE, R. W. (Ed.). 1968. **The Encyclopedia of Geomorphology. Encyclopedia of Earth Sciences Series, Volume III**. New York: Reinhold Book Corporation,.1295 pp.
- FAIRBRIDGE, R. W.; FINKL Jr, C. W. 1984. Tropical stone lines and podzolized sand plains as paleoclimatic indicators for weathered cratons. **Quaternary Science Reviews**, v. 3, p. 41-72.
- FERRARI, A. L.; SILVA, A.; ALVES, E. C. 1991. Evolução tectônica da Serra do Mar: integração de dados das bacias marginais e do continente. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 2., São Paulo. **Atas...** São Paulo: SBG, 1991. p. 465-466.
- FIORI, A. P. 1992: Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui – PR. **Boletim do Instituto de Geociências**, São Paulo, v. 23, p. 55-74.
- FRITZSONS, E. 2003. **Avaliação temporal da qualidade de água como diagnóstico do uso e da ocupação na bacia do Alto Capivari, região cárstica Curitiba – PR**. 190 f. Tese (Doutorado em Geologia Ambiental) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba.
- FUCK, R. A.; TREIN, E.; MURATORI, A.; RIVEREAU, J. C. 1969. Mapa geológico preliminar do litoral, da Serra do Mar e parte do primeiro planalto no estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 27, p. 123-152.
- GOLDEN SOFTWARE. 2002. Surfer for windows v. 8.0. Colorado, Golden. (software).
- GOOGLE EARTH. 2005. Google Earth. Disponível em: < <http://earth.google.com/>>. Acesso em: 02 agosto 2005.

HACK, J. T. 1972. Interpretação da topografia erodida em regiões temperadas úmidas. **Notícias Geomorfológicas**, Campinas, v. 12, p. 3-37.

HABITZREUTER, R. R. 2000. **A Conquista da Serra do Mar**. 1 ed. Curitiba: Editora Pinha. 280 p.

IBGE. 2002. **Vocabulário básico de recursos naturais e meio ambiente**. 1 ed. Rio de Janeiro:IBGE. 298 p.

KING, L. C. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 18, p. 147-265

MAACK, R. 1947 Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. **Arquivo do Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas**, Curitiba, v. 2, p. 66-154.

MANTOVANELLI, A. 1999. **Caracterização da dinâmica hídrica e do material particulado em suspensão na baía de Paranaguá e em sua bacia de drenagem**. 152 f. Dissertação (Mestrado, em Geologia Ambiental) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba.

MARINI, O. J.; TREIN, E.; FUCK, R. A. 1967. O Grupo Açungui no Estado do Paraná. In: Geologia do Pré-Devoniano e Intrusivas Subseqüentes da Porção Oriental do Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, v. 23/25, p. 43-104.

MELO, M. S.; COIMBRA, A. M.; FERNANDES, L. A. 1990. Evolução tectono-sedimentar Cenozóica do baixo vale do rio Ribeira de Iguape, SP. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36., Natal. **Anais...** Natal: SBG, 1990. p. 2250-2260.

MINEROPAR. 2004. **Plano Diretor de Mineração para a Região Metropolitana de Curitiba**. Curitiba: MINEROPAR, CD-ROOM. Sumário Exeutivo.

MURATORI, A. M.; ROCHA, O. 1988. Compartimentação morfológica da região metropolitana de Curitiba. In: Congresso Latinoamericano de Geologia, 7., Belém. **Anais...** Belém, 1988. p. 606-617.

OKA-FIORI, C. 1980. **Contribuição ao estudo das formações superficiais das quadriculas de Piracicaba e São Pedro**. 121 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

QUEIROZ NETO, J. P. 2001. O estudo de formações superficiais no Brasil. **Revista do Instituto de Geociências**, São Paulo, v. 22, n. 1/2, p. 65-78.

RETALLACK, G. J. 1990. **Soils of the Past: an Introduction to Paleopedology**. 1 ed. London: Allen & Unwin. 520 p.

RINGROSE, P. S.; MIGON, P. 1997. Analysis of digital elevation data for the Scottish Highlands and recognition of pre-Quaternary elevated surfaces. In: WIDDOWSON, M. (ed) **Paleosurfaces: Recognition, Reconstruction and Paleoenvironmental**. 1 ed. London:Geology Society, Special Publication, v. 120, 339 p. p. 25-35.

ROCHA, M.R.L. 1999. **Caracterização fitossociológica e pedológica de uma Floresta Ombrófila Densa Altomontana no Parque Estadual pico do Marumbi - Morretes, PR**. 81 f. Dissertação (Mestrado em em Ciências Florestais) – Curso de Pós-Graduação em Engenharia Florestal, Universidade Federal do Paraná, Curitiba.

SALAMUNI, E. 1998. **Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR)**. 211 p. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual de São Paulo, Rio Claro.

SALAMUNI, E.; EBERT, H. D.; HASUI, Y. 2004. Morfotectônica da bacia sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 34, n. 4, p. 469-478.

SALAMUNI, E.; SALAMUNI, R.; EBERT, H. D. 1999. Contribuição à geologia da bacia sedimentar de Curitiba (PR). **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, v. 47, p. 123-142.

SALAMUNI, E.; EBERT, H. D.; BERNARDI, J. V. E.; BORGES, M. S. 1997. Mapeamento do contorno estrutural do embasamento da bacia sedimentar de Curitiba – PR. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, v. 45, p. 133-148.

SCHOORL, J.M.; SONNEVELD, M.P.W.; VELDKAMP, A. 2000. Three-dimensional landscape process modeling: the effect of DEM resolution. **Earth surface processes and landforms**, Sussex, v. 25, p. 1025-1034.

SIGA JÚNIOR, O.; BASEI, M. A. S.; REIS NETO, J. M.; MACHIAVELLI, A.; HARARA, O. M. 1995. O Complexo Atuba: um cinturão Paleoproterozóico intensamente retrabalhado no Neoproterozóico. **Boletim do Instituto de Geociências**, São Paulo, v. 26, p. 69-98.

SILVA, A. C.; VIDAL TORRADO, P., VÁZQUEZ, F. M.; SAADI, A. 2002. Relações entre solos e paisagens no Sul de Minas Gerais. **Geociências (UNESP)**, São Paulo, v. 21, n. 1/2, p. 97-111.

SILVEIRA, L. S.; SALAMUNI, E. 1999. Análise morfoestrutural da região de Morretes - PR através de modelo digital de terreno. In: Evento de Iniciação Científica da UFPR, 7., Curitiba, **Anais...** Curitiba: UFPR .

SOARES, P. C. 2001. HipsomXYZ. Exe - Programa executável para computo da integral hipsométrica a partir do MDT. Disponível em: <www.psoareshp.cbj.net>. Acesso em 02 março 2003.

SOARES, P. C.; FIORI, A. P. 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v. 16, n. 32, p. 71-104.

SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B. 1975. Cenozoic deposits in South Central Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, São Paulo, v. 47, p. 343-351.

SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B. 1976. Depósitos Cenozóicos na região Centro-sul do Brasil. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v. 16, n. 31, p. 17-39.

SOARES, P. C.; SOARES, A. P.; FIORI, A. P. 2002. Raciocínio probabilístico aplicado à suscetibilidade de escorregamentos: um estudo de caso em Campo Largo, Paraná, Brasil. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, v. 51, p. 59-76.

SOUZA, J. L. (cord) 2004. **Atlas do município de Quatro Barras**. 1 ed. Curitiba: Ed. UTP, 46 p.

SRTM. 2003. Shuttle Radar Topography Mission. Disponível em: <<http://seamless.usgs.gov/>>. Acesso em: 02 novembro 2003.

STRAHLER, A. N. 1952a. Hypsometric (areal-altitude) analysis of erosional topography. **Geological Society of America Bulletin**, New York, v. 63, p. 1117-1142.

STRAHLER, A. N. 1952b. Dynamic basis of geomorphology. **Geological Society of America Bulletin**, New York, v. 63, p. 923-938.

STRAHLER, A. N. 1956. Quantitative slope analysis. **Geological Society of America Bulletin**, New York, v. 67, p. 571-596.

SUDERSHA. 2002. **Sistema de informações geográficas para gestão de recursos hídricos do Alto Iguaçu**. Curitiba: PROSAM/SUDERSHA. 149 p. Relatório técnico.

SUGUIO, K. 1999. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais: (passado + presente = futuro?)**. 1 ed. São Paulo: Paulo's comunicação e Artes Gráficas. 366 p.

SUMMERFIELD, M. A. 1991. **Global geomorphology. An introduction to the study of landforms**. 1 ed. Essex: Longman Scientific Technical. 537 p.

TRAMUJAS, A. de P. 2000. **A vegetação de campos de altitude (áreas de refúgios) no maciço Ibitiraquiri – Serra do Mar no Estado do Paraná**. 70 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Florestais) – Curso de Pós-Graduação em Engenharia Florestal, Universidade Federal do Paraná, Curitiba.

VALADÃO R. C. 1998. **Evolução de Longo-Termo do Relevo do Brasil Oriental: desnudação, superfície de aplanamento e movimentos crustais**. 243 f. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador.

WIDDOWSON, M. 1997. The geomorphological and geological importance of paleosurfaces. In: WIDDOWSON, M. (ed) **Paleosurfaces: Recognition, Reconstruction and Paleoenvironmental**. 1 ed. London: Geology Society, Special Publication, v. 120, 339 p. p. 1-12.

WILLGOOSE, G. R.; HANCOCK, G. 1998. Revisiting the hypsometric curve as an indicator of form and process in transport limited catchment. **Earth Surface Processes and Landforms**, Sussex, v. 23, p. 611–623.

WRIGHT, V. P. (ed) 1986. **Paleosols: their recognition and interpretation**. 1 ed. Oxford: Blackwell Scientific Publications.

