

1 – CICLO HIDROLÓGICO E BACIA HIDROGRÁFICA

1.1-O ciclo hidrológico

O *ciclo hidrológico* é o fenômeno de circulação da água em nosso planeta, ocorrendo em uma faixa que tem como limite superior a parte de cima da troposfera (8 km de altitude sobre os polos e 16 km de altitude sobre a linha do Equador, aproximadamente), onde se concentra cerca de 90% da umidade atmosférica; como limite inferior têm-se as camadas impermeáveis profundas da crosta terrestre, localizadas a profundidades bastante variáveis (1 km em média, segundo Lima (2008)).

O ciclo é impulsionado basicamente pela energia solar, associada à força da gravidade e à rotação terrestre. Como é um ciclo, o início da sua descrição pode ser feito a partir de qualquer etapa. As diferentes etapas do ciclo hidrológico se constituem em capítulos de estudo da ciência hidrológica, ou seja, evapotranspiração, precipitação, infiltração, escoamento superficial, etc. (Figura 1.1).

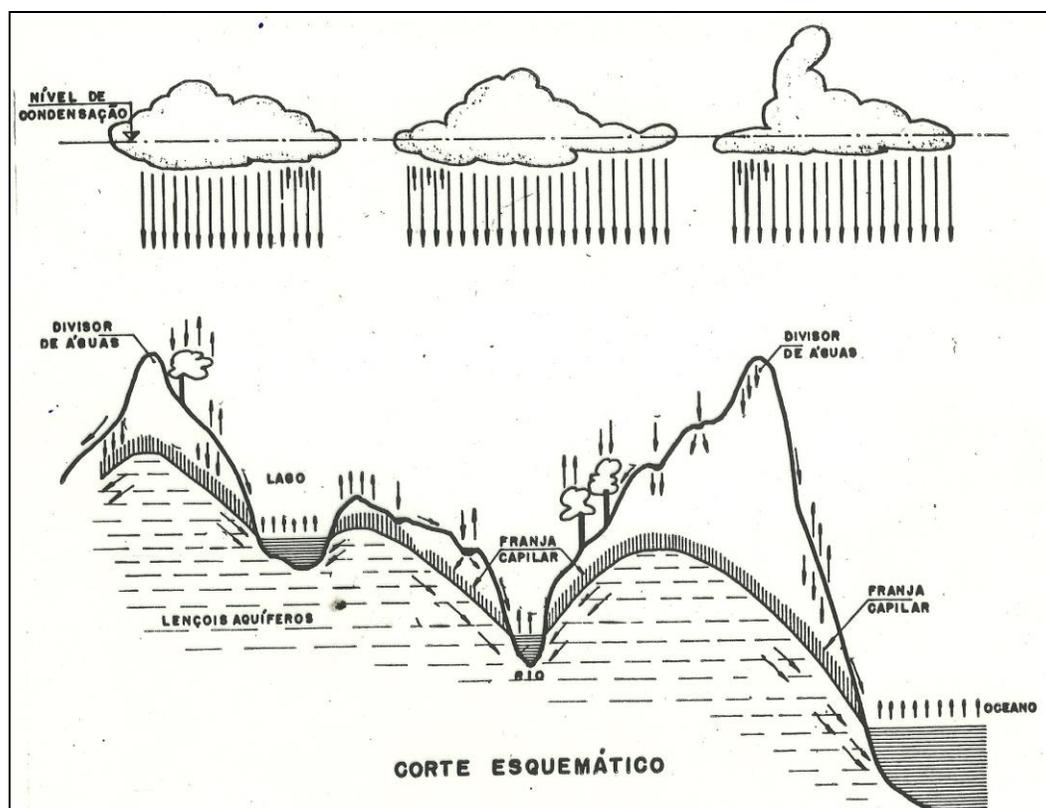


Figura 1.1 - Esquema do ciclo hidrológico (SOUZA, 1974).

O homem da Antiguidade não conhecia o ciclo hidrológico. As teorias para a explicação da existência da água subterrânea e das fontes ou nascentes foram, com o correr do tempo, as mais variadas. Cinco séculos a.C., Platão admitia a existência de um grande abismo no fundo do mar, que atravessava a Terra (a que chamou de “Tártaro”), abismo este tão grande que, por mais água que corresse dos rios para o mar, o nível da água do mar se mantinha constante, porque do abismo a água entrava de volta por terra à dentro e embebia o solo, fechando o ciclo. Lucrecio (um século a.C.), em seu livro “De Natura Rerum” (Da Natureza das Coisas), explicava: “como a Terra está rodeada pelo mar, este não pode receber as águas da terra sem que esta (a Terra) receba, por sua vez, as do mar, as quais, ao filtrarem-se pelos poros dos perfis e camadas terrestres, purificam-se, perdendo o sal. Descartes (ano 1630) sustentava que as águas do subsolo procedem das do mar, que chegam às cavernas subterrâneas, onde evaporam para logo se condensarem, impregnando as camadas subterrâneas. Essas e outras explicações foram caindo em desuso até surgir a teoria da infiltração das águas da chuva e superficiais, hoje universalmente aceita (BISWAS, 1972).

Embora, um século antes de Cristo, Vitruvius já admitisse, pela primeira vez, que as chuvas podiam ser a origem das águas subterrâneas, somente muito mais tarde, no final do século XVII, esta teoria foi aceita e generalizada pelas medições e experiências de Perrault e Mariotte (França) no rio Sena e, posteriormente, confirmadas por experimentos e aparelhos mais rigorosos por Edmund Halley (Inglaterra). Esses estudiosos demonstraram que a água da chuva era mais que suficiente para abastecer as nascentes e os rios; estava assim descoberto o ciclo hidrológico.

Chama-se *tempo de residência* da água o intervalo de tempo médio necessário para uma molécula d'água atravessar uma das fases de ciclo hidrológico. Assim, o tempo de residência nos rios é da ordem de algumas semanas; já o tempo de residência da água subterrânea é da ordem de 10 a 100 anos, em alguns casos estima-se que pode atingir a mais de 1.000 anos (WATSON & BURNETT, 1995). A água subterrânea no embasamento cristalino do Semi-árido Nordeste é relativamente jovem, com tempo de residência de 30 a 300 anos, atingindo no máximo 2.000 anos. A velocidade de escoamento da água subterrânea, segundo Daker (1986), varia bastante em virtude da variação da

permeabilidade dos diferentes materiais e também devido à variação do gradiente de potencial da água. Esse autor relata, entretanto, que esta não deve ser superior a 1,5m por dia e nem inferior a 1,5m por ano.

Segundo Maidment (1992), o tempo de residência da água na atmosfera é bastante curto: da evaporação até o retorno à superfície pela chuva, o tempo médio é de apenas 8 dias. Segundo Christopherson (2002), a quantidade de água no planeta tem se mantido aproximadamente constante desde 2 bilhões de anos atrás. Até o final da década de 1980, acreditava-se que o ciclo hidrológico no planeta era completamente fechado, ou seja, que a quantidade total de água sempre permanecera a mesma, desde o início da formação da Terra. Hoje, sabe-se que pequenos cometas chamados de “bolas de neve”, de 20 a 40 toneladas, provenientes de outras regiões do sistema solar, vaporizam-se quando se aproximam da atmosfera terrestre e podem ter acrescentado 3 trilhões de toneladas de água a cada 10.000 anos ao ciclo hidrológico.

A água contida na atmosfera é pequena e representa apenas 0,001% da água total no planeta. Se toda a água da atmosfera precipitasse na superfície da Terra daria uma lâmina de apenas 25mm.

Alguns valores quantitativos de volumes de água movimentados no globo terrestre em um ano (km^3/ano) são apresentados na Figura 1.2.

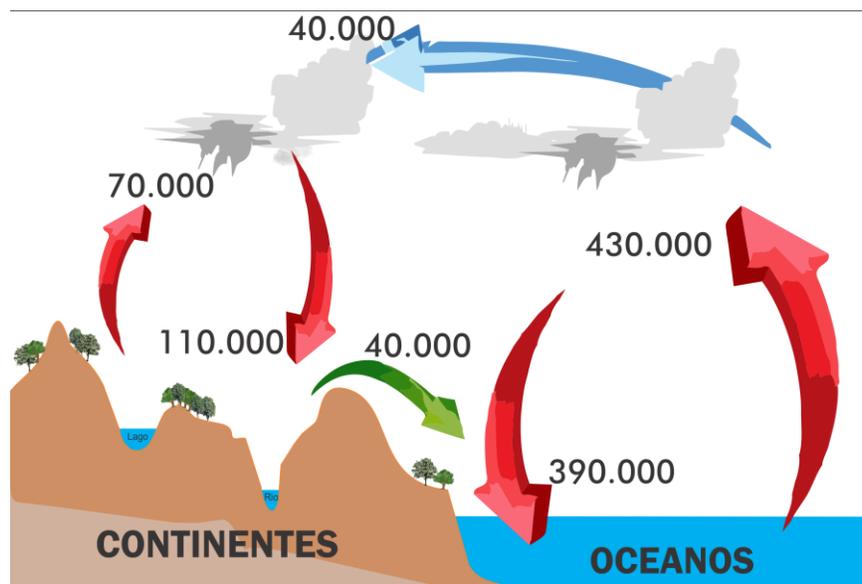


Figura 1.2 - Volume de água movimentado na Terra em Km^3/ano .

Verifica-se que nos oceanos há uma evaporação da ordem de 430.000 Km³ e uma precipitação da ordem de 390.00 Km³, ou seja, existe um saldo de 40.000 Km³ que se deslocam para sobre os continentes. Esses 40.000 Km³, somados com 70.000 Km³ que evapotranspiram dos continentes, fornecem uma precipitação continental de 110.000 Km³. Os 40.000 Km³ restantes representam, justamente, o escoamento dos rios para os oceanos e o escoamento subterrâneo direto para os oceanos. Este montante se constitui no volume anual de água doce possível de ser utilizado prontamente pelo Homem, ou seja, cerca de $\frac{40.000}{110.00} \times 100 = 36\%$ do total precipitado sobre os continentes, confirmando que Perrault, Mariotte e Haley estavam cobertos de razão. Assim, cerca de 2/3 da precipitação que atinge os continentes retorna a atmosfera por evaporação da superfície da água dos rios e lagos, do solo, da vegetação e pela transpiração da vegetação. 1/3 restante retorna aos oceanos por meio do escoamento superficial e subterrâneo (PINTO et al., 1976).

Na Figura 1.3 estão representadas as grandes bacias hidrográficas brasileiras. Os valores da *razão vazão/precipitação* para essas bacias são apresentados na Tabela 1.1. Esses valores também são conhecidos como *razão deflúvio/precipitação*, rendimento hidrológico ou módulo da bacia hidrográfica.



Figura 1.3 - As grandes bacias hidrográficas brasileiras.

Tabela 1.1 - Razão deflúvio/precipitação das grandes bacias hidrográficas brasileiras.

Número	Bacia	Razão Q/ppt
1	Amazonas	0.39
2	Tocantins	0.30
3 a	Atlântico norte	0.51
3b	Atlântico nordeste	0.13
4	São Francisco	0.15
5 a	Atlântico leste 1 (SE e BA)	0.09
5b	Atlântico leste 2 (MG/BA, ES e RJ)	0.31
6 a	Paraná	0.29
6 b	Paraguai	0.08
7	Uruguai	0.47
8	Atlântico sudeste	0.42

1.2– As bacias hidrográficas

1.2.1-Conceito

A bacia hidrográfica é o elemento fundamental de análise da fase terrestre do ciclo hidrológico; representa a área que é o objeto de estudo dos fenômenos hidrológicos de interesse (SCHIEL et al., 2003; GOMES e PESSOA, 2010). Do ponto de vista da Engenharia Hidrológica, bacia hidrográfica é um conceito que está sempre associado a um determinado ponto ou seção do curso d'água que está sendo estudado: “É a área, a montante de um dado ponto ou seção, tal que a água nela precipitada, que não for evapotranspirada, passa obrigatoriamente por essa seção, considerando um balanço hídrico anual”. A equação desse balanço pode ser escrita como:

$$\begin{aligned} \text{Volume Entra} &= \text{Volume Sai} + \text{Variação Armazenamento}; & \text{ou} \\ \text{Volume Entra} - \text{Volume Sai} &= \text{Variação Armazenamento} \end{aligned}$$

Aplicando essa expressão para uma bacia hidrográfica, tem-se:

$$\text{Precipitação} - \text{Evapotranspiração} - \text{Vazão Escuada} = \text{Variação Armazenamento}$$

O armazenamento na bacia é composto pelo volume armazenado na calha do rio, pela água da zona não saturada do solo e pela água da zona saturada. Considerando-se valores de armazenamento médios medidos em anos sucessivos, pode-se admitir que estes sejam parecidos; assim, é possível desprezar a variação do armazenamento, o que conduz à equação 1.1:

$$\begin{aligned} \text{Precipitação} - \text{Evapotranspiração} - \text{Vazão Escuada} &\approx 0 ; & \text{ou} \\ \text{Precipitação} &\approx \text{Evapotranspiração} + \text{Vazão Escuada} & \textbf{equação 1.1} \end{aligned}$$

Segundo Garcez (1967), excepcionalmente, a bacia poderá conter sub-bacias secundárias fechadas, nas quais as águas superficiais vão ter a sumidouros ou a lagos que

não estão ligados a rede hidrológica do curso d'água principal (mesmo que os lençóis freáticos correspondentes estejam em comunicação). Segundo Linsley (1975), caso essas áreas sejam identificadas, elas devem ser descontadas da área total da bacia; entretanto, esse procedimento requer um estudo mais detalhado da bacia.

Como será abordado posteriormente, uma bacia hidrográfica pode ter forma variada; nesse texto ela será representada pela forma de uma “pêra”, conforme é ilustrado na Figura 1.4.

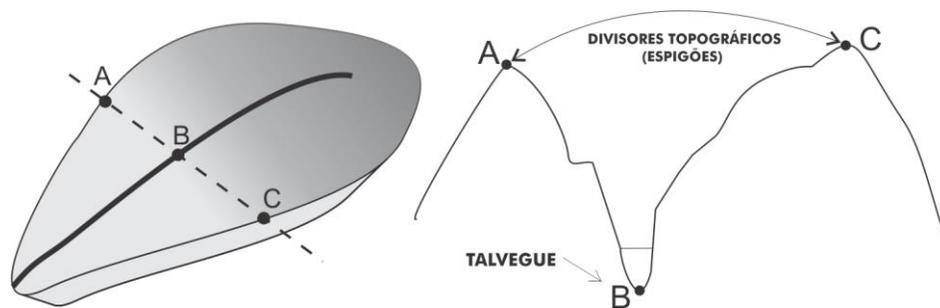


Figura 1.4 - Esquemas de planta baixa e de corte transversal de uma bacia hidrográfica mostrando os divisores de água e o talvegue.

Do lado direito da Figura 1.4 é mostrado um corte transversal da bacia. Os divisores topográficos separam a água superficial que vai para dentro, daquela que escoia para fora da bacia. A linha talvegue, geralmente ocupada por um riacho, representa os pontos de cota mais baixa da bacia.

Na Figura 1.5 encontra-se representado um corte de um divisor topográfico, destacando-se também o divisor subterrâneo. Pode-se observar que existe uma diferença de localização entre os dois, que é tão maior quanto mais profundo for o lençol freático; entretanto, na grande maioria das vezes, essa diferença não é contabilizada nos trabalhos hidrológicos devido aos custos envolvidos na localização do divisor subterrâneo. Assume-se, portanto, por simplificação, que a bacia hidrogeológica seja coincidente com a bacia hidrográfica.

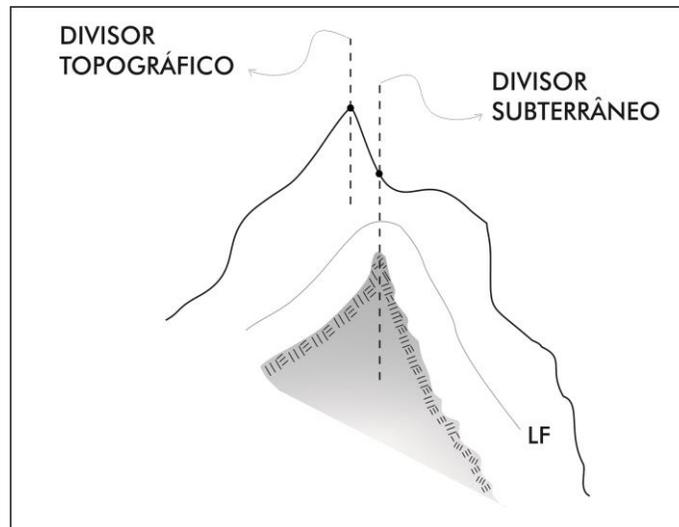


Figura 1.5 - Divisores de águas superficial e subterrânea .

1.2.2- Características físicas de uma bacia hidrográfica

Estas características são importantes para se tentar transferir dados de uma bacia monitorada para outra semelhante onde faltam dados ou onde não é possível a instalação de postos hidrométricos; essa técnica de transferência é denominada *regionalização hidrológica* (Capítulo 4). As características físicas (ou fisiográficas), na verdade, são geralmente medidas, ou índices, obtidos por meio de mapas topográficos, fotografias aéreas ou imagens de satélites.

1ª) Área de drenagem da bacia

É a área da projeção da bacia, em um plano horizontal, geralmente expressa em Km² ou ha. A área da bacia é um parâmetro importante, pois o produto desta pela altura de chuva que caiu na bacia representa o volume total de água recebida pela mesma. Essa área é extremamente variável, conforme se exemplifica a seguir:

* A bacia hidrográfica do rio São Francisco, no ponto em que o mesmo deságua no mar, é de 640.000 Km² (LUCAS e NETTO, 2011).

* A bacia do rio Piracicaba, no ponto em que este deságua no rio Tietê, é de 12.400 Km².

* A bacia de um canal de terraço em desnível, no ponto em que ele deságua em um canal escoadouro, vale apenas alguns poucos hectares.

Para rios grandes, quando não se especifica o ponto de interesse, subentende-se que este se trata da foz. Bacias muito pequenas, como a de terraços ou açudes, geralmente são chamadas de *área de contribuição* para essas estruturas. O conceito de “microbacia hidrográfica” será apresentado no Capítulo 3.

Uma vez que os divisores topográficos tenham sido identificados, pode-se medir a área da bacia, em mapas topográficos ou em fotografias aéreas, utilizando diversos procedimentos:

- Pesagens de papel recortado;
- Quadrículas;
- Planímetro;
- Programas CAD; e
- Programas de SIG.

Tendo em vista a facilidade e a boa precisão, atualmente tem-se usado mais os dois últimos procedimentos. Entretanto, alguns trabalhos demonstram que, na ausência destes, a utilização cuidadosa de um planímetro garante, também, precisão satisfatória. Para a utilização do planímetro procede-se da seguinte forma:

- 1– Regula-se o tamanho do braço;
- 2 – Zera-se o aparelho e trabalha-se em sentido HORÁRIO;
- 3 – Tira-se a média de 2 leituras que difiram no máximo de 3 unidades do último dos 4 dígitos da leitura;
- 4– Utiliza-se a equação do aparelho, qual seja:

$$\text{Área (m}^2\text{)} = \text{Leitura (4 dígitos)} \times \left(\frac{\text{Escala}}{1.000} \right)^2 \times 10 \quad \text{equação 1.2}$$

A delimitação da área da bacia pode requerer alguma prática (PORTO et al. 1999). O procedimento assume etapas diferentes conforme a escala do mapa.

Mapas de escala grande (1:1.000 por exemplo) apresentam muitas curvas de nível e poucos cursos d’água. Nesse caso recomenda-se proceder em 2 etapas:

- 1º) Traçar a linha que une os espigões (divisores de água propriamente ditos) até um pouco a jusante do ponto considerado;
- 2º) A partir do ponto considerado no talvegue, traçar as linhas de maior declive, para ambos os lados, até atingir a linha que uniu os espigões.

No caso de mapas em escalas pequenas (1: 250.000, por exemplo) muitos cursos d'água são contemplados e existem poucas curvas de nível. Recomenda-se, então, proceder em três etapas.

- 1º) Marcar a rede hidrográfica interna e externa com cores diferentes;
- 2º) Realizar a separação pelas nascentes;
- 3º) Refinar o traçado com uma linha perpendicular às curvas de nível.

2ª) Forma da Bacia

Em geral as bacias hidrográficas dos grandes rios lembram a forma de uma “pêra” ou de um “leque”, mas as pequenas bacias variam muito no formato, dependendo da estrutura geológica do terreno e do clima da região.

Dadas duas bacias de áreas iguais, e supondo que todas as outras características também sejam semelhantes (declividade média, cobertura vegetal, tipo de solo e subsolo etc.), aquela de forma mais arredondada terá a tendência de estar sujeita a maiores picos de enxurrada. Isto porque nesta bacia arredondada o escoamento superficial se concentra mais rapidamente (Capítulo 3). Outro fator que influencia é o fato de que, em uma bacia estreita e longa, há menos possibilidade de chuvas intensas cobrirem, simultaneamente, toda a sua extensão.

Existem vários índices utilizados para determinar a forma das bacias, procurando relacioná-las com formas geométricas conhecidas.

Coefficiente de Compacidade (Kc)

Também chamado de Índice de Gravelius, relaciona a forma da bacia com a de um círculo. O coeficiente de compacidade é a razão entre o perímetro da bacia e o perímetro de um círculo de área igual a da bacia, conforme é ilustrado na Figura 1.6.

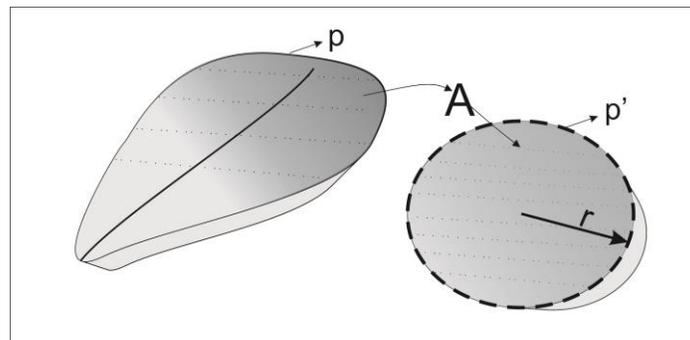


Figura 1.6 - Comparação de uma bacia com um círculo, visando a obtenção do índice Kc.

$$K_c = \frac{P}{P'}$$

equação 1.3

Em que:

Kc – coeficiente de compacidade, adimensional;

P - perímetro da bacia, Km;

P' – perímetro do círculo de área igual a da bacia, Km.

Pela Figura 1.6 pode-se verificar que $P' = 2 \cdot \pi \cdot r$ e $A = \pi \cdot r^2$ ou $r = \sqrt{\frac{A}{\pi}}$. Assim, $P' = 2 \cdot \pi \cdot \sqrt{\frac{A}{\pi}}$. Substituindo-se esta última expressão na fórmula do coeficiente de compacidade obtém-se:

$$K_c = \frac{P}{2 \cdot \pi \cdot \sqrt{\frac{A}{\pi}}}, \quad \text{ou} \quad K_c \cong 0,28 \cdot \frac{P}{\sqrt{A}} \quad \text{equação 1.4}$$

Como o círculo é a forma geométrica de perímetro mínimo, as bacias naturais possuem $K_c > 1$, sendo que quanto mais estreita for a bacia, maior o seu valor de K_c . Assim, quanto maior o K_c , menor a susceptibilidade a picos de enxurrada, considerando todos os outros fatores intervenientes constantes. O hidrólogo I-Pai-Wu determinou coeficientes K_c de 21 bacias utilizadas para realizar seu método de cálculo de pico de enxurradas, e encontrou valores de K_c variando de 1,190 até 2,020.

Fator de forma de Horton (Kf)

Idealizado por Horton (1932), é também chamado de índice de conformação. É definido como a razão entre a largura média da bacia (L_m) e o comprimento axial da bacia (L).

O comprimento axial da bacia (L) é a distância do mais longo curso d'água da bacia, desde a cabeceira mais afastada até a sua foz, podendo ser medido de forma retilínea ou acompanhando o talvegue (Figura 1.7). A largura média da bacia (L_m) é a razão entre a área da bacia (A) e o comprimento axial (L). Assim:

$$K_f = \frac{L_m}{L} \quad \therefore \quad K_f = \frac{\frac{A}{L}}{L} \quad \Rightarrow \quad K_f = \frac{A}{L^2} \quad \text{equação 1.5}$$

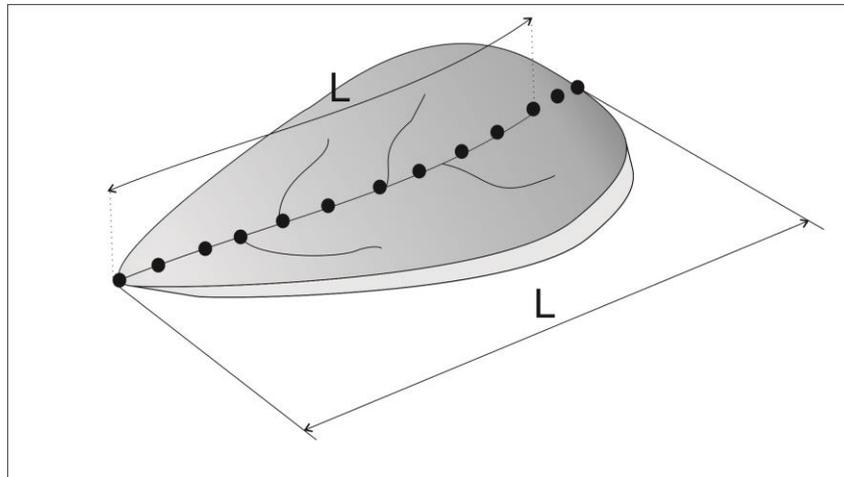


Figura 1.7 - Comprimento axial da bacia (L) medido de forma retilínea ou acompanhando o talvegue.

Fator de forma de I-Pai-Wu (F)

Definido pelo hidrólogo americano I-Pai-Wu como a razão entre o comprimento axial da bacia (L) e o comprimento axial de uma bacia circular de área igual a da bacia (L'), esse fator é usado na fórmula desse mesmo autor para o cálculo do escoamento superficial (Capítulo 3).

Pelo conceito estabelecido tem-se que:

$$F = \frac{L}{L'} \quad \text{equação 1.6}$$

Como $L' = 2 \cdot r$ e $A = \pi \cdot r^2 \rightarrow L' = 2 \cdot \sqrt{\frac{A}{\pi}}$. Substituindo-se essa última expressão em

1.6, obtém-se:

$$F = \frac{L}{2 \cdot \sqrt{\frac{A}{\pi}}} \quad \text{equação 1.7}$$

Geralmente as bacias naturais possuem $F > 1$. Quanto mais estreita for a bacia, maior o valor de F e menor a susceptibilidade a picos de cheia, considerando iguais os outros fatores intervenientes.

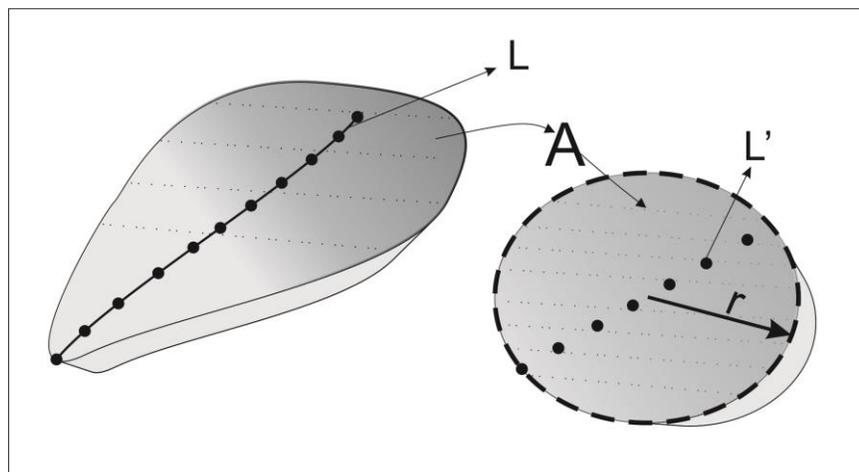


Figura 1.8 - Comprimento axial da bacia (L) e comprimento axial de um círculo hipotético (L') de área igual a da bacia (A).

3ª) Sistema de drenagem da bacia

Tipos de cursos d'água

Quanto ao regime de escoamento, os cursos d'água são classificados em perenes, efêmeros e intermitentes.

Os cursos d'água perenes têm, geralmente, a calha bem desenvolvida, de forma que o lençol freático (LF) mantém-se acima da calha durante todo ano (ou em mais de 90% do tempo), o que garante sua perenidade. Enquadram-se nesse tipo os grandes rios das regiões úmidas. Estes são abastecidos durante todo o ano pelo escoamento subterrâneo e, durante as chuvas, pelo escoamento superficial também. Assim, a vazão total de enxurrada é a soma da vazão subterrânea mais a vazão superficial (Figura 1.9).

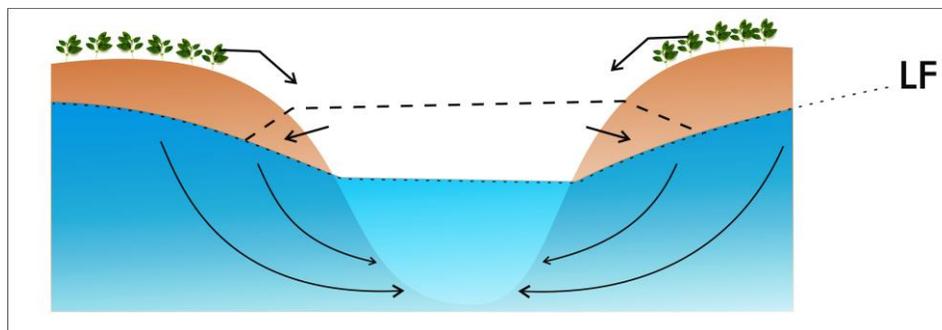


Figura 1.9 - Corte esquemático da calha de um curso d'água perene, recebendo contribuições subterrâneas e superficiais.

No caso dos rios perenes, como a água do LF flui em direção a eles, os mesmos fazem o papel de verdadeiros drenos naturais da bacia.

Os cursos d'água efêmeros são aqueles em que o escoamento só existe durante as precipitações, ou seja, são alimentados apenas pelo escoamento superficial. Com a ocorrência da chuva a água escorre ou infiltra, podendo recarregar o LF (Figura 1.20). Enquadram-se nesse grupo as pequenas ravinas existentes no relevo, de pequena profundidade.

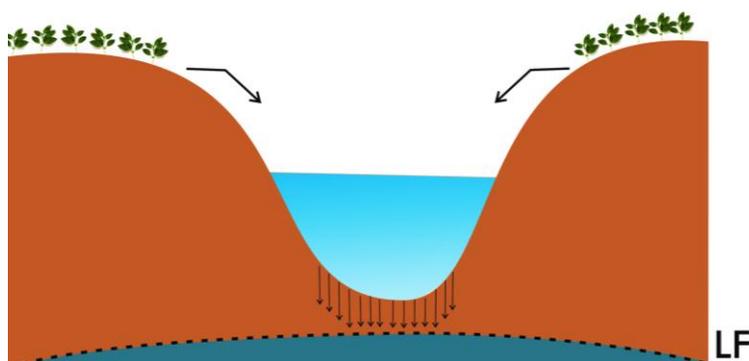


Figura 1.10 - Esquema de corte de curso d'água efêmero, que é alimentado apenas pelo escoamento superficial.

Os cursos d'água intermitentes assemelham-se aos perenes durante a estação chuvosa e aos efêmeros durante a estação seca (ANDRADE et al., 2010). Alguns rios que cortam o Semiárido Brasileiro são desse tipo, sendo também denominados de rios “cortados” (têm fluxo em 50% do tempo ou em menos).

A identificação desses três tipos de cursos d'água, que caracterizam a rede de drenagem da área, depende do tipo de material básico usado (mapas topográficos ou fotografias aéreas) e da escala em que se apresenta esse material.

Padrões de drenagem

No início do desenvolvimento da Ciência da Hidrologia (final do século XIX), esta assumia um caráter muitas vezes meramente descritivo. Assim, a forma como se apresentava a rede de drenagem de uma bacia era classificada, qualitativamente, conforme se ilustra a seguir:

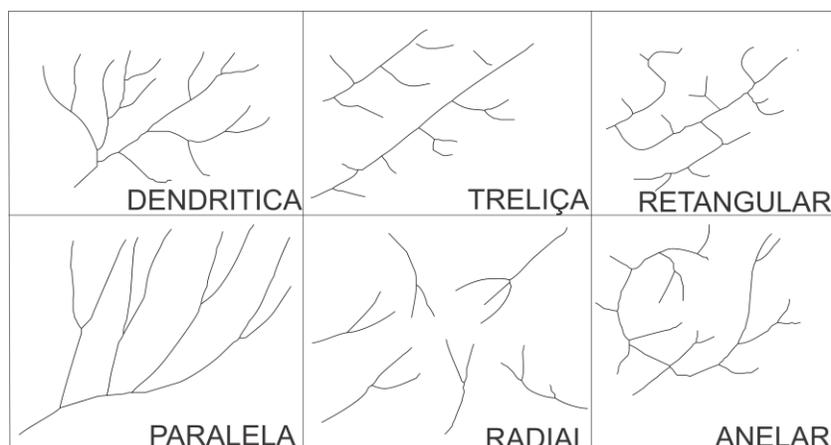


Figura 1.11 - Alguns padrões ou formas da rede de drenagem (LIMA, 1976).

O padrão dendrítico ou arborescente é aquele em que a rede de drenagem se assemelha aos ramos de uma árvore. Isso ocorre quando os ângulos que os afluentes formam com o rio principal são agudos. Quando esses ângulos são maiores, tendendo ao ângulo reto, o padrão é dito do tipo treliça. Já o padrão retangular se caracteriza por possuir ângulos, entre os afluentes e o principal, praticamente retos. O padrão paralelo (também chamado de calda equina ou rabo de cavalo) é típico de áreas com declividade forte em uma dada direção, de forma que os afluentes e o principal têm praticamente a mesma direção. Quando o relevo é formado por uma grande elevação central, como um vulcão, por exemplo, o padrão é chamado radial centrífugo. Já o padrão anelar é típico de regiões muito planas, nas quais o rio principal forma meandros que quase se fecham.

Padrões qualitativos de drenagem são bastante usados pela Pedologia para ajudar a separar tipos de solo distintos. Entretanto, do ponto de vista da Engenharia Hidrológica, sua importância é pequena.

Hierarquia fluvial

A Hierarquia Fluvial é uma técnica que consiste em dar número aos cursos d'água, objetivando separar os mesmos em ordens de grandeza semelhantes. Existem vários critérios utilizados para se atingir esse objetivo, como o de Horton (1940), o de Strahler (1952), o de Scheidegger (1965) e o de Shreve (1967); os mais importantes são os critérios de Strahler (1952) e o de Shreve (1967).

Pelo critério de Strahler (1952), dá-se o número 1 aos rios de cabeceira; dois rios de ordem igual geram um rio de ordem imediatamente superior; quando dois rios de ordem diferentes se encontram, mantém-se a ordem do maior deles. Esse critério é exemplificado na Figura 1.12 pelos números circundados.

Pelo critério de Shreve (1967), os rios de cabeceiras também recebem o número 1. Porém, todos os rios que se sucedem têm a ordem correspondente à soma da ordem dos rios que os geraram. Esse critério é ilustrado na Figura 1.12 pelos números que não estão circundados.

A ordem do rio principal no seu ponto de saída reflete o grau de ramificação da rede de drenagem da bacia; quanto maior esta ordem maior a tendência a picos de enchente, considerando os outros fatores intervenientes constantes.

Densidade de drenagem (Dd)

A densidade de drenagem é um parâmetro importante, que muitas vezes aparece nas equações de regionalização (Capítulo 4). Ela é definida como a razão entre o somatório do comprimento dos rios da bacia por sua área (equação 1.8).

$$Dd \text{ (Km / Km}^2\text{)} = \frac{\sum \text{Comprimento dos rios (Km)}}{\text{Área da bacia (Km}^2\text{)}} \quad \text{equação 1.8}$$

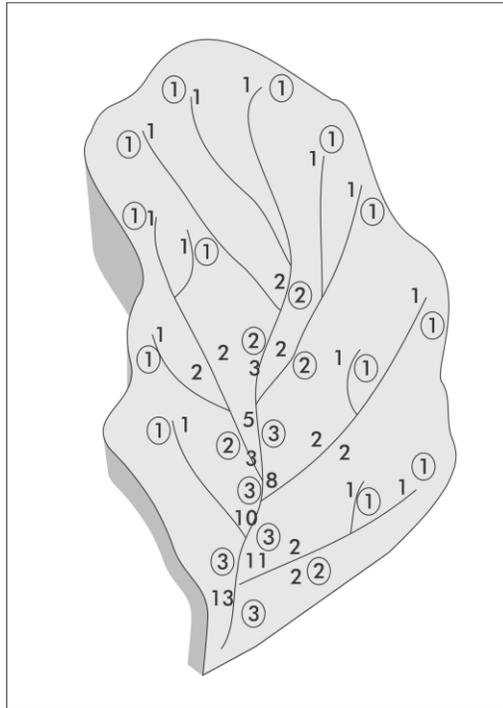


Figura 1.12 - Hierarquia fluvial pelos critérios de Strahler (números circundados) e de Shreve (números não circundados).

A densidade de drenagem depende de vários fatores. O primeiro é o clima: ela é maior em regiões de clima úmido do que em regiões de clima árido. Outro fator importante é o tipo de solo: quanto maior a profundidade do solo e sua capacidade de infiltração, menor a densidade de drenagem (Figura 1.13). Vegetação e litologia também influenciam a densidade de drenagem.

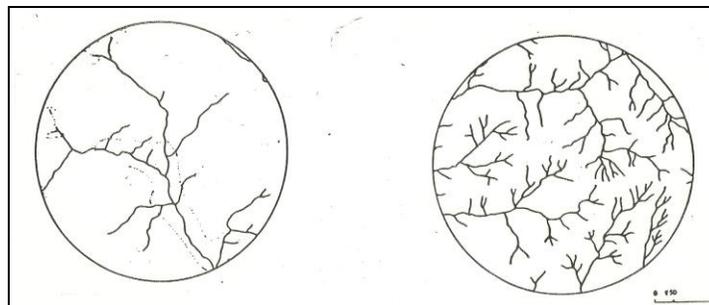


Figura 1.13 – Rede de drenagem fraca à esquerda (Latossolo) e forte à direita (Argissolo) (DEMATTE, 1990).

França (1968) verificou, para Piracicaba - SP, que a densidade de drenagem de solos Litólicos era maior do que a de solos Podzólicos e que por sua vez era maior que a dos Latossolos. Observou, também, que a densidade de drenagem, o padrão de drenagem e o grau de ramificação, eram mais controlados pelo tipo de solo do que pela estrutura geológica.

A determinação da densidade de drenagem para fins de Pedologia geralmente considera inclusive as ravinas efêmeras presentes no solo. Do ponto de vista da Hidrologia, entretanto, apenas os rios perenes e intermitentes são considerados. Vilella e Mattos (1975) consideram pobre uma densidade de drenagem de $0,5 \text{ Km/Km}^2$ e rica quando atinge $3,5 \text{ Km/Km}^2$.

Extensão média do escoamento sobre o terreno (l)

Na trajetória do escoamento superficial em direção à saída da bacia, este percorre um trecho sobre a superfície do terreno (l) antes de cair na rede de drenagem.

Imagina-se uma bacia de formato retangular, em forma de calha, e cujo comprimento é igual ao somatório do comprimento dos cursos d'água (Figura 1.14).

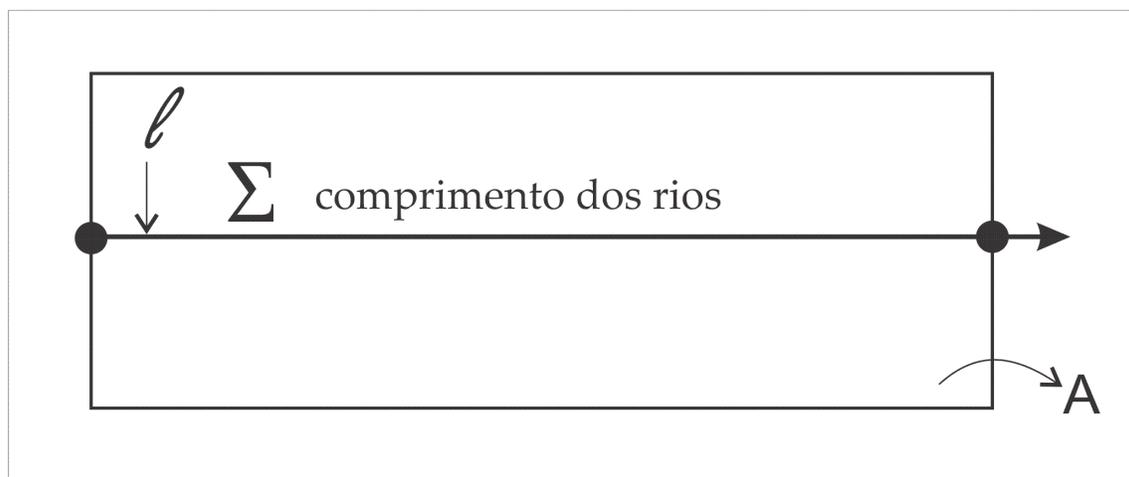


Figura 1.14 - Bacia retangular imaginária de comprimento igual ao somatório dos comprimentos dos rios e largura igual a $4 \times l$.

A área (A) da bacia esquematizada na Figura 1.14 é igual a:

$$A = 4 \times l \times \sum \text{comp.} \quad ; \quad \text{Assim:}$$

$$l = \frac{1}{4} \times \frac{A}{\sum \text{comp.}} \quad \therefore \quad l = \frac{1}{4} \times \frac{1}{Dd} \quad \text{equação 1.9}$$

Exemplo: calcular o valor de l , para uma densidade de drenagem de 3 Km / Km².

Solução:

$$l = \frac{1}{4} \times \frac{1}{Dd} \quad \therefore \quad l = \frac{1}{4} \times \frac{1}{3 \text{ Km} / \text{Km}^2} \quad \therefore \quad l = \frac{1}{12} \quad \therefore \quad l = 83,3 \text{ m}$$

4ª) Características do relevo da bacia

Declividade média da bacia

É uma característica importante da bacia, pois permite que se adote um coeficiente de escoamento superficial adequado, conforme será visto no Capítulo 3. Quanto maior a declividade de uma bacia, maior a velocidade com que a água escoia sobre o terreno e na rede de drenagem, menor o tempo de concentração (Capítulo 3) e maior o pico de descarga superficial (KOBİYAMA et al., 1998). Existem vários métodos para calcular essa declividade média; serão abordados três deles.

Método do cálculo utilizando SIG

É o método mais preciso. Consiste em se digitalizar todas as curvas de nível e pontos cotados em um programa SIG e, a partir destes, elaborar o Modelo Numérico do Terreno (MNT). Com esse MNT calcula-se a declividade de cada pixel (menor unidade de representação da bacia em formato raster) e, por fim, calcula-se a média das declividades de todos os pixels da bacia.

Este método exige um pouco de conhecimento de SIG e também a escolha correta do algoritmo de geração do MNT.

Método das quadrículas associadas a um vetor

Consiste em se quadricular a bacia a cada cerca de 2 cm, marcar os nós que ficaram dentro da bacia, traçar segmentos de reta que representem a menor distância entre 2 curvas de nível e achar a declividade desse segmento.

Exemplo: Achar a declividade do nó (1), sabendo-se que a escala do mapa é de 1:10.000 e que as curvas de nível estão de 5 em 5 m.

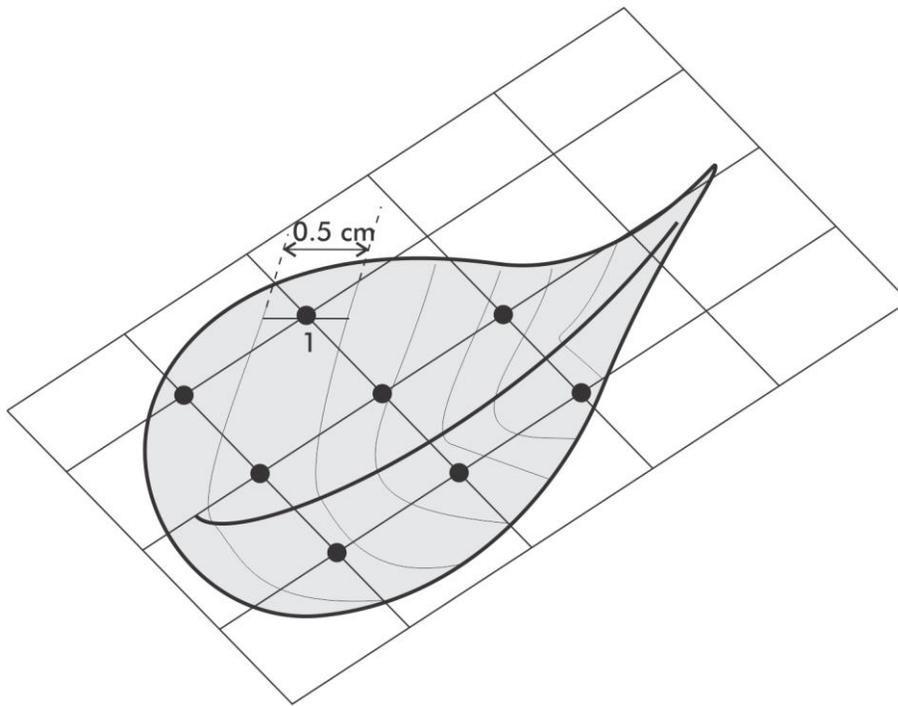


Figura 1.15 - Bacia quadriculada, na qual o segmento que passa no nó (1) vale 0,5 cm.

Dessa forma, a declividade do nó (1) pode ser estimada por:

$$\text{Declive} = \frac{\text{distância vertical}}{\text{distância horizontal}} = \frac{5 \text{ m}}{50 \text{ m}} = 0,10 \text{ m/m} = 10\%$$

Procedendo-se de forma similar para os 7 nós que faltaram, pode-se obter a declividade média, tirando-se a média aritmética da declividade dos 8 nós.

Quando o número de nós é muito elevado, Vilella e Mattos (1973) sugerem que se tire a média ponderada do ponto central de intervalos de classe, tendo como fator de

ponderação o número de ocorrências de nós em cada intervalo de declive, conforme é apresentado na Tabela 1.2.

Tabela 1.2 - Cálculo da declividade média da bacia que engloba 200 nós.

(1)	(2)	(3)	(4)
Intervalos de declive (%)	Número de ocorrências	Declividade média no intervalo (%)	(2) x (3)
0 a 1	3	0,5	1,5
1 a 2	4	1,5	6,0
2 a 3	5	2,5	12,5
·	·	·	·
·	·	·	·
·	·	·	·
24 a 25	1	24,5	24,5
	$\Sigma = 200$		$\Sigma = 700$

$$\text{Declividade média} = \frac{700}{200} = 3,5\%$$

Método de Wisler e Brater (1964)

É um método empírico cujo uso é menos frequente. Consiste em considerar que uma bacia que apresente muitas curvas de nível deve ser mais declivosa do que aquela que apresenta poucas curvas, considerando a mesma distância entre as curvas e a mesma área de bacia (Figura 1.16).

Assim, os autores propõe a expressão 1.10 para o cálculo da declividade média da bacia:

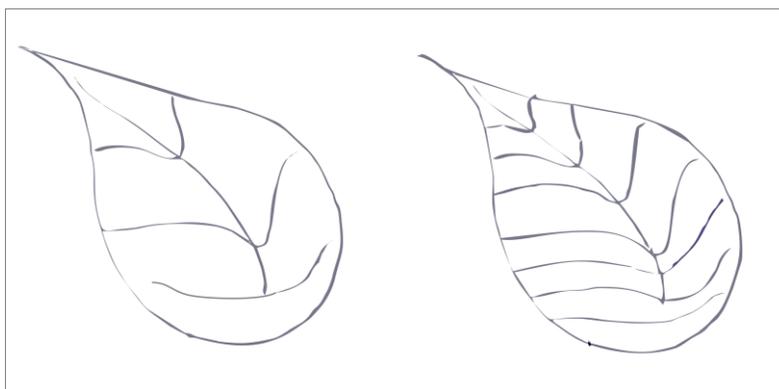


Figura 1.16 - Bacias hidrográficas de área semelhantes, sendo que a da esquerda apresenta poucas curvas de nível e a da direita, muitas curvas.

$$\text{Declividade média} = \frac{(\sum \text{comprimento curvas de nível}) \times (\text{distância vertical entre curvas})}{\text{área da bacia}}$$

equação 1.10

Altitude média da bacia

Existe uma tendência de bacias com maior altitude (variando de 0 a 2.500 m) estarem sujeitas a maiores índices pluviométricos. É, entretanto, uma influência bastante indireta.

Existem 4 métodos para a determinação da altitude de uma bacia: (1) Método do cálculo da altitude média do MNT em programa SIG; (2) Método da área sob a curva hipsométrica; (3) Método das áreas entre as curvas de nível e (4) Método das quadrículas. Será abordado o terceiro método, por meio de um exemplo, por ser de mais fácil entendimento.

Exemplo: calcular a altitude média de uma bacia de 50 Km², cujas curvas de nível variam de 680 a 940 m, conforme é ilustrado na Tabela a seguir.

(1)	(2)	(3)	(4)
Intervalos das cotas	Cota média (m)	Sub-área (Km ²)	(2) x (3)
940 - 920	930	2,0	1.860
920 - 900	910	1,0	910
900 - 880	890	4,0	3560
.	.	.	.
700 - 680	690	3,0	2.070
		$\sum = 50 \text{ Km}^2$	$\sum = 42.500 \text{ Km}^2 \times \text{m}$

Dessa forma a altitude média ponderada, tendo a área entre as curvas de nível como fator de ponderação, será dada por:

$$\text{Altitude média} = \frac{\sum (\text{subárea} \times \text{cota média})}{\text{área total}} = \frac{42.500 \text{ Km}^2 \times \text{m}}{50 \text{ Km}^2} = 850 \text{ m}$$

Declividade do talvegue da bacia

A declividade média do talvegue da bacia é um parâmetro importante que entra em várias expressões empíricas destinadas ao cálculo do tempo de concentração da bacia (Capítulo 3). Essa declividade pode ser calculada de 3 formas : a declividade média simples (I_s), a declividade média do triângulo de área equivalente (I_Δ) e a declividade média harmônica equivalente ponderada (I_{eq}).

Declividade média simples (I_s)

Consiste da simples razão entre a diferença de cota entre a nascente e a foz do ribeirão, e o comprimento do talvegue, ou seja:

$$I_s = \frac{\text{cota nascente} - \text{cota foz}}{\text{comprimento do rio}} \quad \text{equação 1.11}$$

Na Figura 1.17 está esquematizado um perfil típico de um ribeirão. Percebe-se que a declividade é maior próximo à cabeceira, e vai diminuindo à medida que se caminha para foz. A declividade média simples é dada pela tangente de α . Observando-se o eixo das abscissas, verifica-se que existe um trecho pequeno tal que a declividade é maior que a $\text{tg } \alpha$, e um trecho grande no qual a declividade é menor que a $\text{tg } \alpha$. Assim, é de se esperar que, quando se calcular uma declividade ponderada por trechos de comprimento do rio, esta seja menor que I_s . É com esse objetivo que são definidas as duas propostas de cálculo a seguir.

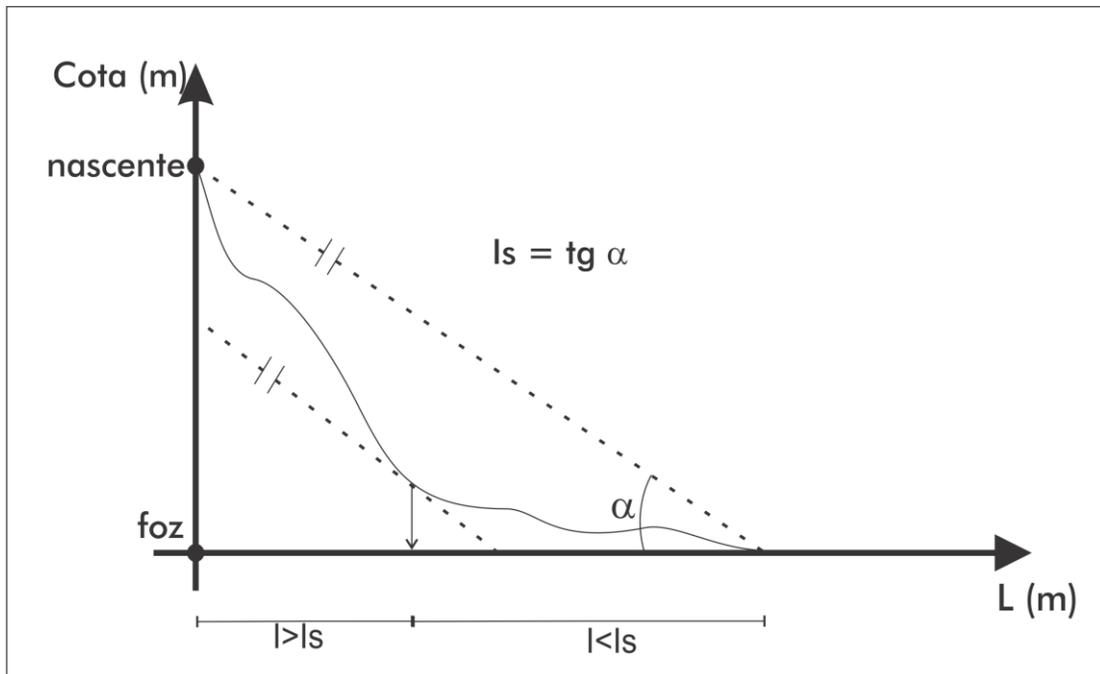


Figura 1.17 - Perfil de ribeirão com trecho com declive maior que I_s (junto à nascente), e com trecho com declive menor que I_s (em direção à fóz).

Declividade média harmônica equivalente ponderada (I_{eq})

Consiste em calcular a declividade média ponderada, utilizando a distância entre as curvas de nível como fator de ponderação, por meio de uma fórmula própria (equação 1.12):

$$I_{eq} = \left[\frac{\sum L}{\frac{L_1}{\sqrt{I_1}} + \frac{L_2}{\sqrt{I_2}} + \dots + \frac{L_n}{\sqrt{I_n}}} \right]^2 \quad \text{equação 1.12}$$

Exemplo: calcular a declividade equivalente ponderada do talvegue da Figura 1.18.

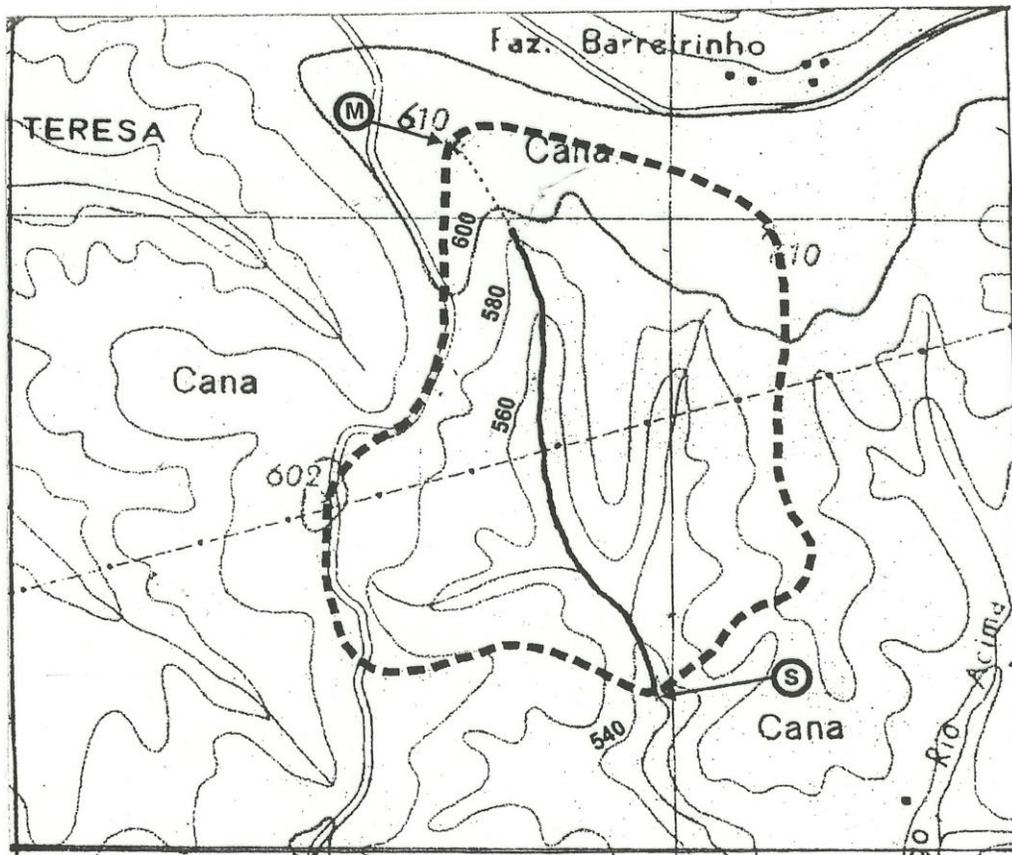


Figura 1.18 - Talvegue de bacia com cabeceira no ponto (M) e exutório no ponto (S).

Solução:

Pontos no talvegue	Cotas (m)	Distância até o divisor (M) (Km)	Desnível entre os pontos (m)	Comprimento de cada trecho L(Km)	Declividade no trecho I (m/Km)
Divisor (M)	610	0,00	X	X	X
Curva 600	600	0,23	10,0	0,23	43,5
Curva 580	580	0,34	20,0	0,11	181,8
Curva 560	560	0,60	20,0	0,26	76,9
Curva 540	540	1,80	20,0	1,20	16,7
Seção (S)	539,5*	2,00	0,5	0,20	2,5
				$\Sigma = 2,00$	

*Obtido por interpolação entre as curvas 540 e 520.

Aplicando-se a equação 1.12, obtém-se:

$$I_{eq} = \left[\frac{2}{\frac{0,23}{\sqrt{43,5}} + \frac{0,11}{\sqrt{181,8}} + \frac{0,26}{\sqrt{76,9}} + \frac{1,20}{\sqrt{16,7}} + \frac{0,20}{\sqrt{2,5}}} \right]^2 = 16,47 \text{ m/Km} = 16,47 \text{ m}/1000\text{m} = 0,01647 \text{ m/m} = 1,647\%$$

Observação:

Calculando-se a declividade média simples para esse exemplo, tem-se:

$$I_s = \frac{(610 - 539,5) \text{ m}}{2.000 \text{ m}} = \frac{70,5 \text{ m}}{2.000 \text{ m}} = 0,03525 \text{ m/m} = 3,525\%$$

Declividade média do triângulo de área equivalente (I_{Δ})

Consiste em calcular a declividade da hipotenusa do triângulo cuja área coincida com a área que o perfil do talvegue faz com os eixos coordenados, conforme ilustra a Figura 1.19:

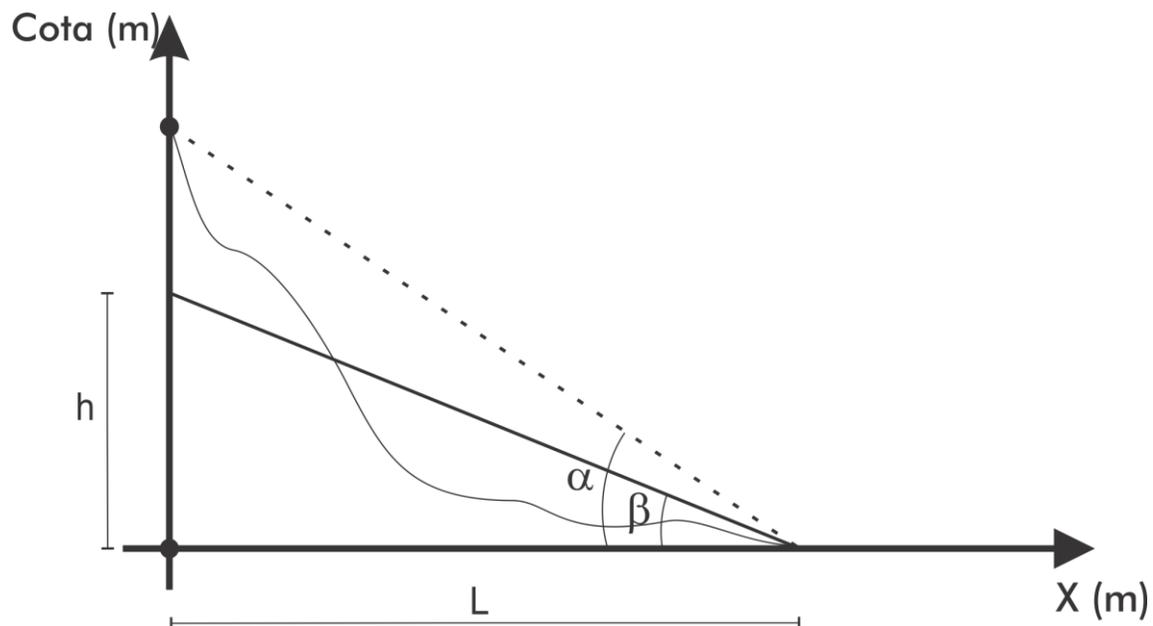


Figura 1.19 - Triângulo cuja área se iguala à área do perfil do rio com os eixos coordenados.

O método assume que a área que o perfil faz com os eixos deva ser igual à área do triângulo, ou seja:

$$A_{\text{perfil}} = A_{\text{triângulo}} \therefore A_{\text{perfil}} = \frac{L \cdot h}{2} \quad \text{equação 1.13}$$

$$\text{Mas a } \operatorname{tg} \beta = I\Delta = \frac{h}{L} \therefore h = I\Delta \cdot L \quad \text{equação 1.14}$$

Substituindo-se h obtido em 1.14 em 1.13, obtém-se:

$$A_{\text{perfil}} = \frac{L \cdot I\Delta \cdot L}{2} \therefore I\Delta = \frac{2 \cdot A_{\text{perfil}}}{L^2} \quad \text{equação 1.15}$$

5º) Cobertura vegetal da bacia

Alterações da precipitação devido ao desmatamento

Com praticamente qualquer alteração no uso do solo, os fluxos envolvidos no ciclo hidrológico se alteram. Com relação ao Comportamento Hidrológico em função do Manejo Florestal, pode-se consultar o trabalho de Lima (2008). Num exemplo de retirada da floresta pode ocorrer:

- Aumento do albedo; a floresta absorve maior radiação de onda curta e reflete menos.
- Maiores flutuações da temperatura e déficit de tensão de vapor das superfícies das áreas desmatadas.
- O volume evaporado diretamente é menor, devido à redução da interceptação vegetal pela retirada da vegetação das árvores.
- Menor variabilidade da umidade das camadas profundas do solo, já que a floresta pode retirar umidade de profundidades superiores à vegetação rasteira, como o pasto, por exemplo.

Devido a esses fatos, acreditava-se no passado que a evaporação de áreas continentais constituía a fonte principal de umidade para “alimentar” a precipitação em uma dada área, e que o aumento da evaporação local, portanto, deveria necessariamente resultar

em um aumento da precipitação da região. Baseando-se nesta premissa, várias alternativas foram, inclusive, sugeridas para se conseguir aumentar a precipitação de uma dada região, tais como a construção de represas e açudes, o reflorestamento, etc.

Entretanto, o sistema climatológico local depende muito pouco da evapotranspiração da superfície da área; como a precipitação local depende principalmente dos movimentos de massas de ar globais, o efeito da alteração da cobertura é mínimo (WMO, 1994). Mooley e Parthasarathy (1983) examinaram a tendência de valores acima ou abaixo da precipitação média, entre os anos de 1871 e 1980 para 306 estações na Índia e não encontraram nenhuma evidência estatística de alteração na tendência, apesar das áreas cobertas pelos postos terem sofrido grande desmatamento ao longo dos anos mencionados.

Vários ensaios têm sido realizados com modelos GCM (Global Climate Models) sobre o comportamento da Amazônia. Estes modelos têm estudado a hipótese de retirada total da floresta e substituição por pasto (NOBRE et al., 1991). Os resultados têm previsto redução de até 50% na evapotranspiração e 20% na precipitação. Isso se deve à grande dependência que a região pode ter no ciclo interno de evaporação e precipitação, e também devido às grandes incertezas na modelagem. Segundo Shuttleworth et al. (1990) estes resultados devem ser vistos com muito cuidado, ou seja, são especulações sobre o comportamento desta região. Segundo McCulloch e Robinsosn (1993) não existe nenhuma evidência de que plantando ou retirando uma floresta se afete a precipitação local.

Alterações das vazões de interesse hidrológico devido ao desmatamento

Segundo a equação 1.1 já vista:

Precipitação \cong Evapotranspiração + Vazão escoada ; ou

Vazão escoada \cong Precipitação - Evapotranspiração

Desta forma, considerando que a precipitação não se altera com o desmatamento e que a evapotranspiração diminui, conclui-se que a *vazão média* de longo período da bacia deverá aumentar com o desmatamento.

A vazão de estiagem, ou *vazão mínima*, é dependente da água que infiltra no solo e alimenta o lençol freático. Assim, com a retirada da vegetação, embora a evapotranspiração diminua permitindo aumento da vazão, a infiltração também diminui, causando diminuição da vazão de estiagem. Desta forma, pode haver diminuição ou aumento da vazão conforme o caso. A maioria dos estudiosos considera que é mais provável que a vazão mínima diminua como consequência do desmatamento (RODRIGUES e BUCCI, 2006). Já o efeito da mata ciliar sobre a manutenção da vazão mínima está sujeito às mesmas incertezas discutidas anteriormente, acrescidas do fato de que a área ocupada por esse tipo de vegetação em relação à área da bacia como um todo é pequena. Esta relação não é verdadeira quando se trata de microbacias hidrográficas, nas quais tem sido demonstrado que a recuperação da vegetação ciliar contribui para com o aumento da capacidade de armazenamento da água na microbacia ao longo da zona ripária, o que contribui para o aumento da vazão na estação seca do ano (ELMORE & BESCHTA, 1987). Ou seja, segundo Lima (2008), a destruição da mata ciliar pode, a médio e longo prazos, pela degradação da zona ripária, diminuir a capacidade de armazenamento da microbacia, e consequentemente, a vazão na estação seca. Ao que tudo indica, o efeito da APP ciliar em médias e grandes bacias se dá mais do ponto de vista ecológico e de manutenção da qualidade da água do que do ponto de vista quantitativo.

No que se refere às *vazões máximas*, tudo indica que estas aumentam quando há desmatamento pois, a interceptação foliar diminui (mais água atinge o solo), a infiltração da água no solo diminui devido ao maior selamento superficial (causando maior escoamento superficial) e a rugosidade do terreno diminui, fazendo com que a enxurrada se concentre mais rapidamente (DREZZA, 2008). Entretanto, observações têm demonstrado que, quando a chuva é extremamente intensa (período de retorno de várias dezenas de anos – Capítulo 2), o efeito amortecedor da vegetação sobre a enxurrada é praticamente desprezível (GENOVEZ, 1995).

1.3- Exercícios propostos

a) A quantidade de água total presente na atmosfera representa uma lâmina de 25 mm sobre o solo, e a precipitação pluvial média no globo terrestre é cerca de 860 mm/ano. Calcular o tempo de residência de uma gotícula de água da atmosfera.

Resposta: 10,6 dias

b) Pretende-se implantar uma sequência de lagoas de estabilização de dejetos de suínos, em série. A suinocultura terá 500 cabeças; estima-se que o volume de (fezes + urina + água de higienização) = 30 Litros/cabeça/dia. As lagoas deverão ter 1,50 metros de profundidade, em média, e um tempo de detenção (ou tempo de residência) para toda a série das lagoas, em conjunto, de 125 dias. Calcule a área total que deverá ser ocupada pelo espelho hidráulico das lagoas conjuntamente, expressando o seu valor em ha.

Resposta: 0,125 ha.

c) A bacia do rio Piracicaba mede cerca de 12.400 Km². Sabendo-se que sua vazão média de longo período é de 147,41 m³/s e que a precipitação média anual é de 1.371,2 mm/ano, calcule a evapotranspiração média anual e expresse-a em mm/dia.

Resposta: 2,73 mm/dia.

d) Em uma bacia com 20 km², a precipitação total anual é, em média, de 1500 mm e a vazão média na saída da bacia é igual a 386 L/s. Nessa bacia, pretende-se construir um reservatório que inundará 18% da área total da bacia. O reservatório provocará um acréscimo do total evaporado na bacia e o conseqüente decréscimo na vazão média anual. Considerando que a evaporação direta do espelho d'água no reservatório é estimada em 980mm/ano, calcule em quantos % a vazão média vai diminuir.

Resposta: 2,62%.

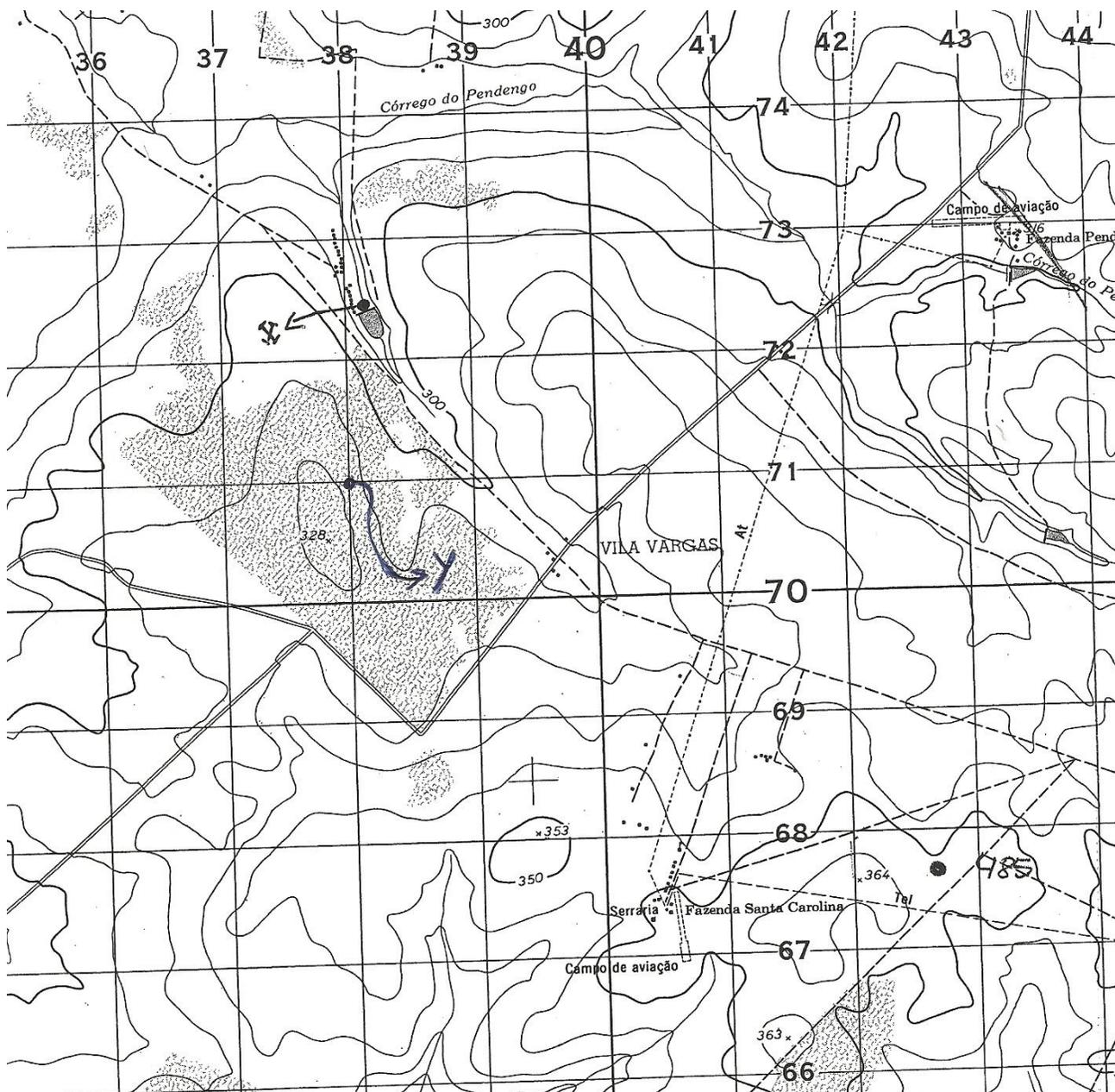
e) Em um mapa feito na escala 1:25.000, a planimetria acusou um valor de 4.163 cm² para a área da bacia, e a somatória dos comprimentos dos cursos d'água foi igual a 1.534 cm. Calcule a densidade de drenagem da bacia e expresse-a em km/km².

$$Dd = \frac{\sum \text{comprimento dos rios}}{\text{Área da bacia}}$$

Resposta: 1,47 Km/Km².

f) Por intermédio da soma das frações das áreas de quadrículas englobadas pelo divisor de águas, estime a área de contribuição para o ponto X no mapa em escala 1:10.000 apresentado a seguir. Em seguida, estime a declividade do ponto Y no mesmo mapa. Expresse sua medida de área em ha e a medida de declividade em %. As curvas de nível do mapa estão plotadas de 10 em 10 metros.

Resposta: Área \approx 61 ha; Declividade \approx 20%.



g) O Projeto “Conservador de Águas” é a primeira iniciativa municipal brasileira que implanta o conceito de Pagamentos por Serviços Ambientais (PSA), baseada na relação existente entre a floresta e os serviços prestados por ela, em relação à conservação do solo e da água. Criado pela lei municipal de 21 de dezembro de 2005, no município de Extrema(MG), esse projeto prevê o pagamento de R\$ 150,00 / ha / ano a proprietários

rurais que se disponham a preservar a Reserva Legal, a APP e aumentar a área reflorestada.

Com a implantação do projeto e adoção das práticas nele propostas, tem-se como hipóteses:

1- Redução efetiva dos processos erosivos e, conseqüentemente, redução do transporte de sedimentos.

2- Aumento da vazão média do manancial ao longo do tempo.

3- Melhoria ou manutenção da qualidade da água dos mananciais das sub-bacias hidrográficas de Extrema (MG).

Responda qual das hipóteses está mal fundamentada?

Resposta:

É a hipótese 2, pois aumentando-se a área com floresta a vazão média deve diminuir ao invés de aumentar. É possível que aumente a vazão mínima e a qualidade da água.