

项目一 水文循环与径流形成

一、概念题

(一)填空题

1. 汽、液、固，空中、海洋、陆地
2. 微粒，达到或超过饱和
3. 强烈上升，绝热
4. 大，小
5. 大循环
6. 小循环
7. 太阳辐射和地球的重力作用，水具有固、液、气三态互相转化的物理特性
8. 蒸发、降雨、下渗、径流
9. 水文循环过程
10. 某一区域在某一进入的水量减去流出的水量，等于该时段该区域蓄水量的变化
11. 河源、上游、中游、下游、河口
12. 流域
13. 闭合流域，非闭合流域
14. 河流长度
15. 河流纵比降
16. 河网密度
17. 河数率，河长率，面积率，比降率
18. 零
19. 气温、气压、风、湿度，云度
20. 水汽含量不变，气压一定的条件下，气温下降，空气达到饱和时的温度
21. 对流、地形、锋面、气旋
22. 冷锋
23. 暖锋
24. 雨强大、降雨范围小、降雨历时短
25. 高空槽、锋面气旋、低涡、切变线
26. 称重、虹吸、翻斗
27. 越大

28. 算术平均法、泰森多边形法、等雨量线法
29. 时段平均雨强，瞬时雨强
30. 水面蒸发、土壤蒸发、植物蒸散发
31. ϕ_{20} 型、 ϕ_{80} 套盆式、 E_{601} 型、蒸发池
32. 温度、水汽压饱和差，扩散、对流、紊动
33. 土壤蒸发、植物蒸散发
34. 田间持水量
35. 下降，下渗能力曲线
36. 吸着水、薄膜水、毛管水、重力水
37. 毛管力
38. 植物截留、填洼、补充土壤缺水量、蒸发
39. 产流、汇流
40. 地面径流、壤中流、地下径流
41. 标准地下退水曲线
42. 径流系数
43. 流量
44. 径流模数
45. 洪峰流量模数

(二)选择题

- | | | | | | |
|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| 1. [b] | 2. [c] | 3. [a] | 4. [d] | 5. [d] | 6. [d] |
| 7. [c] | 8. [b] | 9. [d] | 10. [c] | 11. [d] | 12. [c] |
| 13. [d] | 14. [c] | 15. [b] | 16. [c] | 17. [c] | 18. [b] |
| 19. [a] | 20. [d] | 21. [c] | 22. [c] | 23. [a] | 24. [b] |
| 25. [d] | 26. [d] | 27. [c] | 28. [b] | 29. [a] | 30. [c] |
| 31. [b] | 32. [b] | 33. [b] | 34. [c] | 35. [d] | 36. [d] |
| 37. [c] | 38. [c] | 39. [b] | 40. [b] | 41. [d] | 42. [c] |
| 43. [b] | 44. [b] | 45. [b] | 46. [c] | 47. [a] | 48. [c] |
| 49. [b] | 50. [a] | 51. [b] | 52. [b] | 53. [b] | 54. [c] |
| 55. [b] | 56. [a] | 57. [c] | 58. [b] | 59. [b] | 60. [d] |
| 61. [a] | 62. [a] | 63. [c] | 64. [a] | 65. [b] | 66. [a] |
| 67. [b] | 68. [d] | 69. [d] | 70. [c] | 71. [d] | |

三、判断题

- | | | | | | |
|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| 1. [T] | 2. [T] | 3. [F] | 4. [F] | 5. [T] | 6. [T] |
| 7. [F] | 8. [F] | 9. [F] | 10. [T] | 11. [T] | 12. [T] |
| 13. [T] | 14. [T] | 15. [T] | 16. [F] | 17. [F] | 18. [F] |
| 19. [F] | 20. [T] | 21. [T] | 22. [F] | 23. [T] | 24. [F] |
| 25. [F] | 26. [T] | 27. [T] | 28. [T] | 29. [F] | 30. [F] |
| 31. [T] | 32. [F] | 33. [F] | 34. [F] | 35. [F] | 36. [T] |

四、问答题

1. 答：地球上的广大水体，在太阳的辐射作用下，被蒸发成水汽，随风向各处输送，并在适当的气象条件下，成云致雨，降落在地面或海洋上，前者又形成地面、地下径流，回归大海。地球上这种蒸发—水汽输送—降水—径流—再蒸发……的循环过程，称水文循环。形成水文循环的原因，可分为两个方面：一是水具有固、液、气三态转化的特性；再是太阳辐射和重力作用。

2. 答：水资源是指由于自然界的水文循环，在一定地区形成的多年平均年降水量或年径流量，为淡水资源。因为水文循环年复一年永不停止的进行，水资源也就年年生成，所以是再生资源。

3. 答：从前认为水资源是取之不尽、用之不竭，是因为从前的生产力水平比较低，人口较少，用水还远远没有超过那里的水资源量，因而产生了这一错觉。现在，人口大大膨胀，生活水平大大提高，生产力高度发展，用水供不应求，开始认识到从前的观念是不对的。要使水资源能够长期可持续利用，最根本的措施是提高用水效率，提高水的重复利用率，防治水污染，合理调配水量，尽可能减少淡水资源的无效蒸发，以及咸水淡化。

4. 答：（1）搜集指定断面以上河流所在地区的地形图；（2）在地形图上画出地面集水区的分水线；（3）用求积仪量出地面分水线包围的面积，即流域面积。

5. 答：（1）流域在非岩溶地区，没有暗河、天坑；（2）径流系数小于 1；（3）出口断面能下切至岩层。

6. 答：（1）毁林开荒使山区的植被受到破坏，暴雨时将会造成严重的水土流失，使下游河道淤塞，排水不畅；（2）裸露的坡地，下渗差，暴雨时产生地面径流大，汇流速度快，将使洪峰大大增高。

7. 答：围垦湖泊，主要使湖泊的蓄洪容积大大减小；同时，被围垦的土地，还要大量排渍，使河流洪水显著加剧。

8. 答：因大、中流域地面大，地下分水线不重合所造成的地面、地下集水区的差异相对全流域面积很小，此外有可能使正负差异相互抵消，另外大、中流域出口断面下切较深，使地下径流全部通过出口断面流出。

9. 答：岩溶地区地面溶洞非常发育，地面、地下分水线常常不一致；或比较小的流域，因河流下切

过浅，出口断面流出的径流并不正好是流域地面集水区上降雨产生的径流；人为的跨流域调水等等。

10. 答：河流自上而下分为河源、上游、中游、下游、河口五段，河源是河流发源地，可以是泉水、溪涧、冰川等；上游的河谷窄、坡度大、水流急、下切侵蚀为主，常有瀑布、急滩；中游坡度渐缓，下切力减弱，旁蚀力强，河槽变宽，两岸有滩地，河床较稳定；下游河槽宽，坡度缓，流速小，淤积为主，浅滩沙洲多，河曲发育；河口泥沙大量淤积，往往形成三角洲。

11. 答：斯特拉勒（strahler）法按如下原则对河流进行分级：（1）直接发源于河源的小河为 1 级河流；（2）二条同级的河流汇合成高一级的河流，如二条 1 级河流汇合成 2 级河流；（3）两条不同级的河流汇合成的河流，其级别为二者中的较高者，如 1 级的与 2 级的汇合后仍为 2 级。依此类推至流域出口，得流域中各段河流的级别。

12. 答：霍顿（Horton）提出的河流地貌定律有：

- （1）河数率：指河系中任一级河流的条数与该级河流级别的关系。
- （2）河长率：指河系中任一级河流的平均长度与该级河流级别的关系。
- （3）面积率：指河系中任一级河流的平均面积与该级河流级别的关系。
- （4）河流比降率：指河系中任一级河流的平均比降与该级河流级别的关系。

13. 答：

- （1）读雨量器的刻度有误；
- （2）干燥的雨量器需一定的雨水润湿内壁及漏斗；
- （3）自记雨量计的浮子导杆的摩擦影响
- （4）风速、风向的影响；
- （5）雨量器安装不够标准。

14. 答：（1）充足的水汽供应；（2）强烈持续的空气上升动力冷却。

15. 答：因为降水是水文循环过程中输送的水汽在适当的条件下形成的，而这些水汽主要来自海洋的蒸发，在向内陆的输送中，距离海洋愈近，水汽愈丰沛，形成降水的条件愈有利，所以降水丰沛；水汽输送途中，随着不断的降水，气流中的水汽不断减少，形成降水的条件愈来愈不利，使西北内陆的降水量也就逐渐减少。

16. 答：我国处于北半球温带地区，附近洋面夏季接受太阳辐射量大，蒸发强度高，大量的水汽随强劲的东南气流自海洋上空源源不断地输入我国广大地区，且夏季降水的天气系统，如台风雨、锋面雨等特别活跃，常常形成高强度、大范围、长历时的大暴雨，从而引发大洪水及特大洪水。

17. 答：层结曲线是因为不同高程的大气吸收地面长波辐射的不同，所形成的气温自地面向高空递减的曲线，其递减率约为平均每升高 100m 气温下降 0.65°C ；状态曲线则为气块上升过程中，因气块膨胀

消耗内能，气温随上升高度递减的曲线，坡度较前者陡。所以，二者不一致。

18. 答：气旋为有闭合等压线包围的低压区，空气在向低压中心辐合时，因受地球偏转力的作用，在北半球该力总是指向运动方向的右方，从而使气流呈反时针旋转。向低压区辐合的暖湿空气，上升过程中，动力冷却作用，导致云雨天气。

19. 答：大体上有三个经向的环流圈，即

(1) 赤道～ $30^{\circ}N$ 间的经向环流圈：高空大气自赤道流向极地，为西南风；近地面为东北信风，空气从副热带高压带流向赤道；

(2) $30^{\circ}N \sim 60^{\circ}N$ 间的经向环流圈：高空为东北风，近地面为盛行的西南风；

(3) $60^{\circ}N \sim$ 北极间的经向环流圈：高空为西南风，近地面为极地东北风。

实际上的大气环流，因受海陆分布、季节等影响，更为复杂。

20. 答：有赤道低压带，副热带高压带，副极地低压带和极地高压带。

21. 答：一般可分为地形雨、对流雨、锋面雨、气旋雨 4 种类型。

22. 答：累积雨量过程线是降雨强度过程线的积分，可由逐时段的雨量沿时程累加求得；各时段的雨量可由累积雨量过程线差分得到，除以相应的时段长，得各时段雨强，从而绘出降雨强度过程线。

23. 答：山脉对气流有地形抬升作用，与平原区相比，更有利于降水的形成，因此，在同一气候区内，山区的降雨量往往大于平原。山区地势高，气温比平原低；再是山坡陡峭，雨水不易滞留，土壤常常不如平原的湿润，故蒸发量往往比平原的小。

24. 答：蒸发器折算系数 K 值的大小主要随下列因素影响而变化：

(1) 蒸发器的类型；

(2) 地理环境情况；

(3) 季节月份的不同。

25. 答：土壤地质条件类似的地区，有植被的地方下渗能力一般大于裸地的，主要原因是：

(1) 植被阻滞地面径流，延长了下渗时间；

(2) 枯枝落叶及根系的腐烂使土壤团粒化，更容易透水；

(3) 植被保护土壤表面的空隙，使其在暴雨中不易被堵塞。

26. 答：影响土壤下渗的因素主要有：土壤地质性质、降雨、植被、流域地形及人类活动因素。

27. 答：承压水处在两个稳定的隔水层之间，具有压力水头，一般不直接受气象、水文因素的影响，具有变化较稳定的特点，水质不易受污染。

28. 答：潜水是具有自由水面的地下水，不承受静水压力；水位受降水等因素影响而升降；它在重力

作用下，由潜水位较高的地方渗流向较低的地方处，是地下径流的主要源泉。

29. 答：因气压一定时，露点的高低仅与空气中的水汽含量有关。

30. 答：影响一个地点的土壤蒸发各阶段的主要因素为：

第一阶段的土壤蒸发与气象条件有关，按土壤的蒸发能力蒸发；

第二阶段土壤蒸发与土壤含水量、蒸发能力大致成正比；

第三阶段蒸发率显著减小，与气象条件和土壤含水量关系不明显。

31. 答：分以下三个阶段。各阶段土壤蒸发的特点如下：

第一阶段土壤含水量大于田间持水量，土壤中的水分可以充分供给土壤表面蒸发，按土壤蒸发能力蒸发，蒸发只受气象条件影响；

第二阶段，土壤含水量介于毛管断裂含水量与田间持水量之间，土壤蒸发率与土壤含水量大致成正比；

第三阶段土壤含水量降至毛管断裂含水量以下，毛管向土壤表面送水的机制完全破坏，水分只能以薄膜水或气态水的形式向地面移动，这一阶段土壤蒸发率很微小，气象条件和土壤含水量的关系已不明显。

32. 答土壤下渗各阶段的特点大体是：

第一阶段称渗润阶段：降雨初期，主要受分子力作用，干燥土壤吸附力极大，从而造成初期下渗率很大，当土壤含水量达到最大分子持水量，土粒分子吸力消失，这一阶段结束；

第二阶段称渗漏阶段：下渗水分在毛管力和重力作用下，沿土壤空隙向下运动，并逐步填充土壤空隙，直至土层的全部空隙为水充满而饱和，此时毛管力消失，下渗率很快减少，进入下一阶段；

第三阶段称渗透阶段：土壤饱和后，水分在重力作用下按达西渗流定律稳定向下流动，下渗率基本为常量 f_c ，称稳定下渗阶段。

33. 答：水面蒸发强度完全受控于当时当地的气象条件，如温度、风、湿度等；土壤蒸发强度除了受气象因素影响外，还受土壤含水量的重要影响，如土壤含水量大于田间持水量时，土壤蒸发基本受控于气象条件，蒸发按蒸发能力进行；土壤含水量减小到田间持水量以后，土壤蒸发基本上与土壤含水量、土壤蒸发能力成正比。

34. 答：这是由于一方面大流域的河网汇流时间较长，另一方面在涨洪汇集过程中河网和河岸蓄积了很多的水量，退水时需从河网、河岸消退流出（称调蓄作用），这样也需要比较长的时间。

35. 答：某闭合流域的年水量平衡方程式为：

$$R=P-E-\Delta S$$

式中：R 为流域的年径流量，mm； P 为流域的年降水量，mm； E 为流域的年蒸发量，mm； ΔS 为流域

的年末、年初蓄水量之差，称年蓄水变量，mm。

36. 答：净雨和径流过程不同，降雨是扣除损失后的那一部分降雨，分布在整个流域上。净雨是径流的来源，径流是净雨的归宿，净雨经过流域汇流形成出口的径流过程，降雨停止时净雨便停止了，但降雨停止后径流却要延续很长时间。

37. 答：下渗能力是充分供水条件下的下渗率，而一次实际降雨过程并不都是充分供水，当降雨强度小于该时刻的下渗能力时，只能按降雨强度下渗，当降雨强度大于或等于该时刻的下渗能力时，才能按下渗能力下渗。

38. 答：大面积灌溉会引起河川径流流量及其年内分配改变；流域蒸发增加，使河川径流减少；地下水位抬高，灌区气温和湿度也会有所变化。

39. 答：在水文学中，人类活动包括影响水文循环的各类大规模的工程和非工程措施，如修建水利水电工程，大面积灌溉和排水，各种水土保持措施，土地利用方式，都市化和工业化等活动。

40. 答：一般降雨量大，洪量也大。当降雨量相同，历时愈短，则雨强愈大，所产生的洪峰流量也愈大，洪峰过程线呈尖瘦形；降雨时空分布均匀时洪峰相对较小；暴雨中心位置在下游时，洪峰流量则较大，峰现时间较早；暴雨中心在上游时，洪峰流量就要小些，峰现时间较晚。

41. 答：当流域闭合时，对某一时段其水量平衡方程为 $R=P-E-\Delta S$ ，其中 R 、 P 、 E 、 ΔS 分别为该时段流域径流量、降水量、蒸发量、蓄水变量。显然， P 一定时， E 大 R 则小，反之则大；再是 ΔS 将有两个去向，或是蒸发或是变为径流，这也使蒸发增大时径流减小。

42. 答：由于蒸发器受自身结构、季节及周围环境气候影响，其观测值与自然水面蒸发量有差异，而折算系数 $K = E_{\text{器}} / E_{\text{池}}$ ， $E_{\text{池}}$ 为大型蒸发池的观测值，其水面蒸发量接近天然条件下水体的蒸发量，故蒸发器测得的观测值应乘以折算系数。

43. 答：因为流域出口的径流过程是相应的降雨扣除损失后的净雨形成的，显然，其径流量必然比相应的降雨量小，所以径流系数必然小于 1。

44. 答：河川径流是流域降雨通过产流、汇流过程形成的，汇流包括地面汇流和地下汇流，前者主要受控于河网、湖泊的调蓄作用，后者主要受控于地下水库的调蓄作用，使径流过程变远远比降雨过程平缓 and 滞后，尤其是地下汇流速度极其缓慢，使河川径流常年不断。

45. 答：与天然流域相比，流域城市化后，大量的透水面积，如林地、草地、农田变为不透水的面积，如房屋、街道、路面等，下渗大大变小；还有许多水塘、湖泊被填，调蓄容积减少。从流域水量平衡方程可知，这必然使径流量比天然情况的显著增大。另外，城市化后的排水渠道更为顺畅，汇流速度加快，雨水更容易汇集，从而使洪峰增高。

二、计算题

1. 解：该河流的平均纵比降按下式计算：

$$J = \frac{(h_0 + h_1)l_1 + (h_1 + h_2)l_2 + (h_2 + h_3)l_3 + (h_3 + h_4)l_4 - 2h_0L}{L^2}$$

$$= \frac{(14 + 15)2000 + (15 + 17)1400 + (17 + 24)1300 + (24 + 48)800 - 2 \times 14 \times 5500}{5500^2} = 1.97 \text{ ‰}$$

2. 解：

(1) 算术平均法：流域内只有 A 站，故流域平均面雨量即该站的雨量值，即

$$\bar{P} = 150\text{mm}$$

(2) 泰森多边形法：由两站分布情况，作泰森多边形于图 1-2-2 上，如图 2-2-1。由于站 B 离流域太远，A 站代表的是全流域面积，其权重为 1，B 站在流域内无代表面积，其权重为 0，故结果与上法相同，也是

$$\bar{P} = 150\text{mm}$$

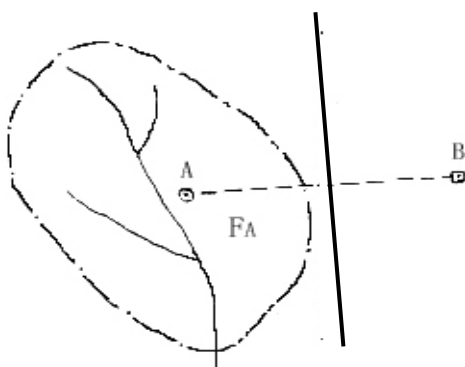


图 2-2-1 某流域（图 2-2a）泰森多边形

3. 解：

(1) 算术平均法：流域内只有 A 站，故流域平均面雨量即该站的雨量值：

$$\bar{P} = 360\text{mm}$$

(2) 泰森多边形法：由二站分布情况，作泰森多边形于图 1-2-3 上，如图 2-2-2。

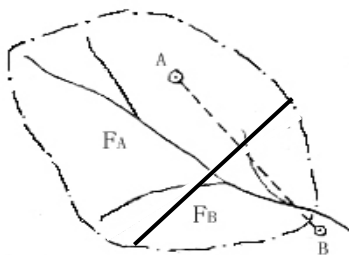


图 2-2-2 某流域泰森多边形

泰森多边形法计算该次降雨的平均面雨量为：

$$\bar{P} = 0.78 \times 360 + 0.22 \times 210 = 327 \text{ mm}$$

可见两法的结果相差较大，算术平均法不能利用流域附近的雨量资料，将是一个较大的缺点。

4. 解：

(1) 算术平均法：按流域内的两站的雨量计算：

$$\bar{P} = \frac{260 + 150}{2} = 205 \text{ mm}$$

(2) 泰森多边形法：由三站分布情况，作泰森多边形于图 1-2-4 上，如图 2-2-3。可见 B 站离流域过远，在流域内的代表面积为 0。A、C 站代表面积的权重分别为 0.56、0.44，故得：

$$\bar{P} = 0.56 \times 260 + 0.44 \times 150 = 211.6 \text{ mm}$$

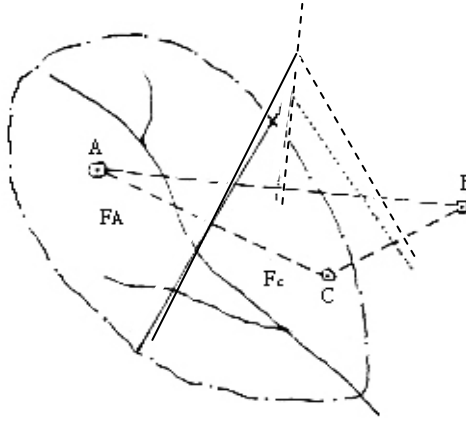


图 2-2-3 某流域泰森多边形

1. 解：作泰森多边形于图 1-2-5 上，如图 2-2-4：

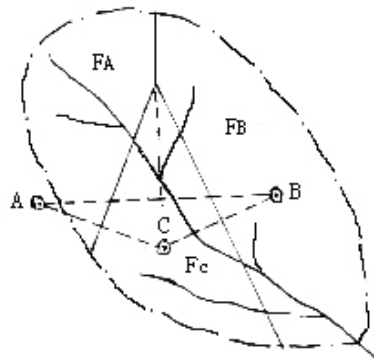


图 2-2-4 某流域泰森多边形

6. 解：

(1) 根据泰森多边形法的假定和作图方法，绘制泰森多边形于图 1-2-6 上，如图 2-2-5：

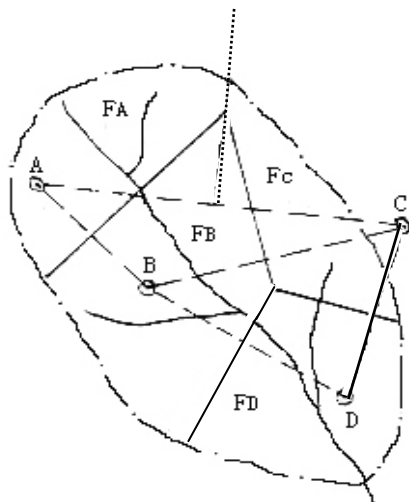


图 2-2-5 某流域泰森多边形

(2) 计算本流域的平均雨量公式:

$$\bar{P} = \frac{F_A}{F} P_A + \frac{F_B}{F} P_B + \frac{F_C}{F} P_C + \frac{F_D}{F} P_D$$

7. 解:

根据绘制的等雨量线图 1-2-7 量算出各相邻等雨量线间的流域面积, 按该法计算流域平均雨量:

$$\begin{aligned} \bar{P} &= \frac{\sum \bar{P}_i F_i}{F} = \frac{1}{9000} (170 \times 500 + 150 \times 1500 + 130 \times 3000 + 110 \times 4000) \\ &= 126.7 \text{ mm} \end{aligned}$$

8. 解:

根据表 1-2-1 资料, 列表 2-2-1 进行:

(1) 计算和绘制时段平均降雨强度过程线

将表 1-2-1 中 (2) 栏的时段雨量除以第 (1) 栏的时段长, 即得第 (3) 栏的各时段平均雨强

$\bar{i}(\text{mm/h})$, 依此绘制该次降雨的时段平均降雨强度过程线 $\bar{i} \sim t$, 如图 2-2-6 所示。

表 2-2-1 某站一次降雨实测的各时段雨量

时间 $t(h)$	(1)	0-8	8-12	12-14	14-16	16-20	20-24
雨量 $\Delta p_i(\text{mm})$	(2)	8.0	36.2	48.6	54.0	30.0	6.8
雨强 $\bar{i}(\text{mm/h})$	(3)	1.0	9.1	24.3	27.0	7.5	1.7
累积雨量 $P(\text{mm})$	(4)	8.0	44.2	92.8	146.8	176.8	183.6

(2) 计算和绘制累积雨量过程线

将表中 (2) 栏的时段雨量逐时段累加, 即得第 (4) 栏各时刻的累积雨量 $P(\text{mm})$, 依此绘制该次降雨的累积雨量过程线 $P \sim t$, 如图 2-2-6 所示。

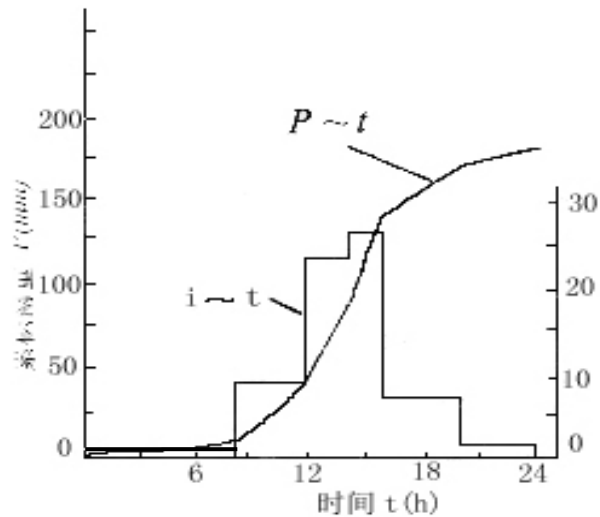


图 2-2-6 某站一次降雨的时段平均降雨强度过程线 $\bar{i} \sim t$ 与累积雨量过程线 $P \sim t$

9. 解：(1) 计算各时段的流域平均雨量：由表 1-2-2 资料，按表 2-2-2 计算。各站各时段的雨量乘自身的权重 g_i ，得各站各时段的权雨量 $g_i P_{ji}$ ，同时段的权雨量相加，得该时段的流域平均雨量，列于表中最下一栏。

表 2-2-2 某流域各站实测的 1998 年 6 月 29 日流域平均降雨计算

雨量站	代表面积 f_i (km^2)	权重 g_i ($= f_i/F$)	各站各时段的雨量、权雨量 (mm)							
			13-14h		14-15h		15-16h		16-17h	
			P_{1i}	$g_i P_{1i}$	P_{2i}	$g_i P_{2i}$	P_{3i}	$g_i P_{3i}$	P_{4i}	$g_i P_{4i}$
1	1.2	0.06	3.4	0.20	81.1	4.87	9.7	0.58	1.4	0.08
2	2.79	0.14	5.0	0.70	60.0	8.40	11.0	1.54	0.7	0.10
3	2.58	0.13	7.5	0.98	30.5	3.97	21.3	2.77	0.9	0.12
4	1.6	0.08	0	0	21.5	1.72	9.7	0.78	1.8	0.14
5	0.94	0.05	11.5	0.58	46.5	2.33	15.0	0.75	1.7	0.09
6	1.79	0.09	14.1	1.27	65.9	5.93	17.0	1.53	1.6	0.14
7	2.74	0.13	8.5	1.11	45.7	5.94	9.8	1.27	0	0
8	2.34	0.12	0.1	0.01	36.8	4.42	7.8	0.94	0.9	0.11
9	2.84	0.14	0.1	0.01	27.1	3.79	12.7	1.79	0.8	0.11
10	1.23	0.06	14.5	0.87	40.9	2.45	9.4	0.56	0.7	0.04
流域的	20.0	1.00		5.73		43.82		12.51		0.93

(2) 本次降雨的流域平均总雨量：为各时段流域平均雨量之和，即

$$\bar{P} = 5.73 + 43.82 + 12.5 + 0.93 = 63.0 \text{ mm}$$

10. 解：

(1) 由表 1-2-3 资料绘制 7 月 16 日的降雨累积过程线，如图 2-2-7；

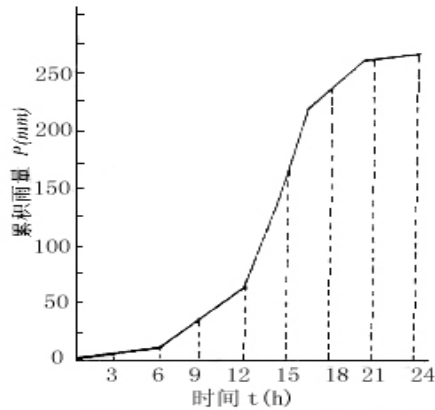


图 2-2-7 某站 7 月 16 日的降雨累积过程线

(2) 从 7 月 16 日的降雨累积过程线上，自开始每隔时段 $\Delta t = 3h$ 读一个累积雨量值 P_i ，依次填入表 2-2-4 第 (2) 栏；

(3) 第 i 时段的雨量 ΔP_i 为 $i\Delta t$ 的累积雨量值 P_i 减 $(i-1)\Delta t$ 时的累积雨量值 P_{i-1} ，即 $\Delta P_i = P_i - P_{i-1}$ 。依此得各时段的 ΔP_i ，列于表 2-2-3 第 (3) 栏。

表 2-2-3 某站 $\Delta t = 3h$ 时段雨量过程计算表

时间 t (3h)	(1)	0	1	2	3	4	5	6	7	8
P_i (mm)	(2)	0	6.0	12.0	39.0	66.3	180.0	243.0	267.0	274.8
ΔP_i (mm)	(3)	0	6.0	6.0	27.0	27.3	113.7	63.0	24.0	7.8

(4) 成果分析：作图计算，中间内插读数时难免有一定误差，但总量已经得到控制，因此，对总的结果影响不大。

11. 解：

8 月的折算系数为 0.97，用它乘 8 月 30、31 日的观测值，得水库这 2 天的日水面蒸发量分别为 5.0、5.8 mm；用 9 月的折算系数 1.03 乘 9 月 1、2、3 日的观测值，得这些天的分别为 6.4、6.0、5.8 mm。

12. 解：

已知水面温度为 $T_s = 20^{\circ}C$ ，代入饱和水汽压 e_s 计算公式，有：

$$e_s = 6.1 \times 10^{\frac{7.45T_s}{235+T_s}} = 6.1 \times 10^{\frac{7.45 \times 20}{235+20}} = 23.4 \text{hPa}$$

13. 解：

露点为空气在一定的大气压下，保持水汽含量不变，使气温下降空气达到饱和时的温度。对应于这一温度时， $e = e_s$ ， $T = T_s$ ，即露点温度。反求露点温度：

$$e_s = 6.1 \times 10^{\frac{7.45T_s}{235+T_s}}$$

二边取对数，得

$$\lg e_s = \lg 6.1 + \frac{7.45T_s}{235 + T_s}$$

将， $e = e_s = 18.2 \text{hPa}$ 代入，得： $T_s = 16^\circ \text{C}$

14. 解：

(1) 由 6 月 8 日水面温度 $T = 20^\circ \text{C}$ ，计算相应的水面饱和水汽压 $e_s = 23.4 \text{hPa}$ ；

(2) 由下式计算当日的库水面蒸发量为

$$\begin{aligned} E &= A \sqrt{1 + B w_{1.5}^2} (e_s - e) \\ &= 0.22 \sqrt{1 + 0.32 \times 2^2} (23.4 - 13.4) = 3.3 \text{mm} \end{aligned}$$

15. 解：

7 月 5 日的土壤蓄水量大于毛管断裂含水量，所以用下式计算该日的土壤蒸发量

$$E = \frac{W}{W_{\text{田}}} E_m = \frac{80}{120} 5.6 = 3.7 \text{mm}$$

16. 解：

设 W_t 、 W_{t-1} 分别代表土柱的第 t 日和第 $t-1$ 日开始时的土壤蓄水量，mm； P_t 、 R_{P_t} 分别代表土柱的第 t 日降雨量和它产生的径流量，mm； E_t 代表土柱的第 t 日的土壤蒸发量，mm。根据水量平衡原理，可建立第 t 日土壤蓄水量的计算式：

$$\begin{aligned} W_t &= W_{t-1} + P_t - R_{P_t} - E_t \\ &= W_{t-1} + P_t - R_{P_t} - \frac{W_t}{W_{\text{田}}} E_m \end{aligned}$$

将有关的数值代入上式，即可求得 7 月 9 日土壤蓄水量：

$$W_t = 60 + 20 - 5 - \frac{60}{120} \times 5 = 72.5 \text{mm}$$

17. 解:

作为一个实验点, 人工降雨的实验面积很小, 地表蓄水小而稳定雨期蒸发可以不计, 故其水量平衡可写成

$$F(t) = P(t) - R(t)$$

据此, 由表 1-2-5 资料算得本次实验的累积下渗过程 $F(t)$, 列于表 2-2-4 中最末一栏。

表 2-2-4 流域某一测点由渗实验的 $P(t)$ 、 $R(t)$ 计算 $F(t)$ 单位: mm

时间 t (h)	(1)	0	1	2	3	4	5	6	7	8
$P(t)$	(2)	0	70	140	210	240	270	300	310	320
$R(t)$	(3)	0	32.7	79.5	133.0	151.6	173.2	196.7	201.3	206.6
$F(t)$	(4)	0	37.3	60.5	77.0	88.4	96.8	103.3	108.7	113.4
时间 t (h)	(1)	9	10	11	12	13	14	15	16	17
$P(t)$	(2)	330	340	350	360	370	380	390	400	410
$R(t)$	(3)	212.3	218.3	224.5	230.6	236.9	243.3	249.7	256.1	262.5
$F(t)$	(4)	117.7	121.7	125.5	129.4	133.1	136.7	140.3	143.9	147.5

18. 解:

(1) 计算各时段的平均下渗率: 根据表 1-2-6 资料, 列表 2-2-5 进行计算。时段末的累积下渗量减时段初的累积下渗量, 得该时段的下渗量, 除以时段长, 即得该时段的平均下渗率 $f(t)$ 。结果列于表中第 (3) 栏。

表 2-2-5 实测的某点实验的累积下渗过程 $F(t)$ 及下渗曲线 $f \sim t$ 计算

时间 t (h)	(1)	0	1	2	3	4	5	6	7	8
$F(t)$ (mm)	(2)	0	37.3	60.5	77.0	88.4	96.8	103.3	108.7	113.4
平均下渗率 $f(t)$ (mm/h)	(3)		37.3	23.2	16.5	11.4	8.4	6.5	5.4	4.7
时间 t (h)	(1)	9	10	11	12	13	14	15	16	17
$F(t)$ (mm)	(2)	117.7	121.7	125.5	129.4	133.1	136.7	140.3	143.9	147.5
平均下渗率 $f(t)$ (mm/h)	(3)	4.3	4.0	3.9	3.8	3.7	3.6	3.6	3.6	3.6

(2) 绘制下渗曲线: 以下渗率为纵坐标, 以时间为横坐标, 由表中 (1)、(3) 栏对应数据即可绘出图 2-2-8 的下渗曲线 $f \sim t$ 。由图可知: 稳定下渗率 $f_c = 3.6\text{mm/h}$ 。

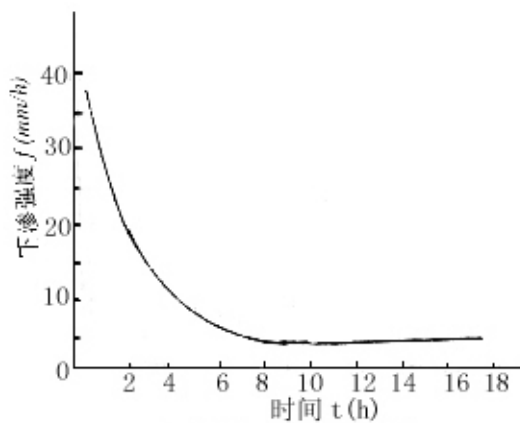


图 2-2-8 某实验地点的下渗曲线 $f \sim t$

19. 解:

(1) 计算和绘制下渗曲线: 将上述参数代入下渗方程, 得

$$f = f_c + (f_0 - f_c)e^{-\beta t} = 3.0 + (40 - 3.0)e^{-0.5t}$$

$$= 3.0 + 36.5e^{-0.5t}$$

依此算得各时刻的下渗率 $f(t)$, 列于表 2-2-6 第 (2) 栏, 绘成下渗曲线 $f \sim t$, 如图 2-2-9 所示。

(2) 计算和绘制下渗累积曲线: 由上面计算的 $f(t)$ 进一步计算各时段的平均下渗率 $\bar{f}(t)$, 乘以时段

$\Delta t = 1h$, 得各时段的下渗量, 连续累加, 即得各时刻的累积量 $F(t)$, 绘成下渗累积曲线如图 2-2-9。

表 2-2-6 某流域下渗曲线 $f \sim t$ 及累积下渗过程 $F(t)$ 计算表

时间 $t(h)$	0	1	2	3	4	5	6	7	8
$f(mm/h)$	40	22.1	16.4	11.1	7.9	6.0	4.8	4.1	3.7
$\bar{f}(mm/h)$		31.1	19.3	13.8	9.5	7.0	5.4	4.5	3.9
$F(mm)$	0	31.1	50.4	64.2	73.7	80.7	86.1	90.6	94.5
时间 $t(h)$	9	10	11	12	13	14	15	16	17
$f(mm/h)$	3.4	3.2	3.2	3.1	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0
$\bar{f}(mm/h)$	3.6	3.3	3.2	3.2	3.1	3.0	3.0	3.0	3.0
$F(mm)$	98.1	101.4	104.6	107.8	110.9	113.9	116.9	119.9	122.9

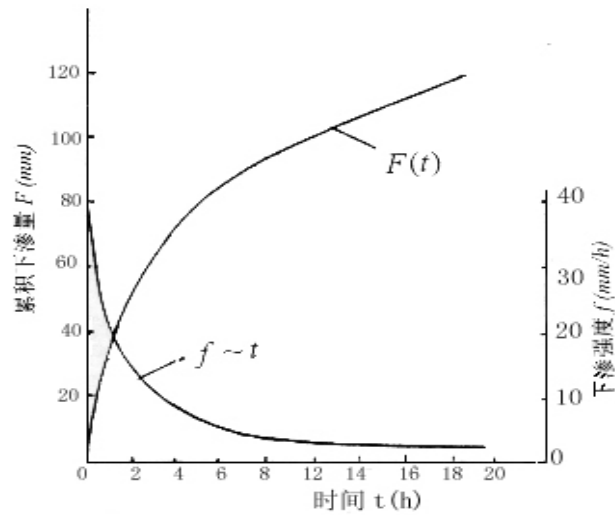


图 2-2-9 某流域下渗曲线 $f \sim t$ 及累积下渗过程 $F(t)$

20. 解:

该次暴雨洪水的径流深

$$R = \frac{W}{F} = \frac{9000 \times 10^4}{600 \times 1000^2} \times 1000 = 150 \text{ mm}$$

它在数量上等于该次暴雨的净雨量，故该次暴雨产生的净雨深为 150mm。

21. 解:

该次暴雨洪水的径流深

$$R = \frac{W}{F} = \frac{8000 \times 10^4}{600 \times 1000^2} \times 1000 = 133.3 \text{ mm}$$

因为损失量 S 就是不能形成河流洪水的那一部分降雨，故有

$$S = \bar{P} - R = 190 - 133.3 = 56.7 \text{ mm}$$

22. 解:

(1) 计算多年平均年径流总量:

$$\bar{W} = \bar{Q}T = 140 \times 365 \times 86400 = 44.15 \times 10^8 \text{ m}^3$$

(2) 计算多年平均径流深:

$$\bar{R} = \frac{\bar{W}}{F} = \frac{44.15 \times 10^8}{8200 \times 1000^2} \times 1000 = 538.4 \text{ mm}$$

(3) 计算多年平均的径流系数

$$\alpha = \frac{\bar{R}}{\bar{P}} = \frac{538.4}{1050} = 0.51$$

23. 解:

(1) 7 月 10 日暴雨的径流系数

$$\alpha_1 = \frac{R_1}{P_1} = \frac{126}{190} = 0.66$$

(2) 7 月 14 日暴雨的径流系数

$$\alpha_2 = \frac{R_2}{P_2} = \frac{135}{160} = 0.84$$

(3) $\alpha_1 < \alpha_2$, 主要是 7 月 10 日暴雨前降雨比较少, 流域很干燥, 降雨损失大; 7 月 14 日暴雨前, 已有比较大的暴雨, 使流域处于很湿润的状态, 降雨损失很小, 产流量大, 因此径流系数比较大。

24. 解:

(1) 多年平均流量 \bar{Q} :

$$\bar{Q} = \bar{M}F = 26.5 \times 120 / 1000 = 3.2 \text{ m}^3 / \text{s}$$

(2) 多年平均径流深 \bar{R}

$$\bar{R} = \frac{\bar{Q}T}{F} = \frac{3.2 \times 365 \times 86400}{120 \times 1000^2} \times 1000 = 841.0 \text{ mm}$$

25. 解:

(1) 计算多年平均年最大洪峰流量

$$\bar{Q} = \bar{M}_Q F = 2.8 \times 120 = 336 \text{ m}^3 / \text{s}$$

(2) 不能按所给资料推求多年平均年最大洪峰的洪量, 因为洪峰流量是瞬时值, 而洪量则对应于一定的时段。

26. 解:

(1) 计算设计净雨量 $R_{1\%}$

$$R_{1\%} = \alpha P_{1\%} = 0.82 \times 187 = 153.3 \text{ mm}$$

(2) 计算设计暴雨的损失量 S

$$S = P_{1\%} - R_{1\%} = 187 - 153.3 = 33.7 \text{ mm}$$

27. 解:

(1) 计算流域的多年平均径流深:

$$\bar{R} = \frac{\bar{W}}{F} = \frac{12.67 \times 10^8}{1900 \times 1000^2} \times 1000 = 666.8 \text{ mm}$$

(2) 计算流域的多年平均蒸发量: 由水量平衡原理

$$\bar{E} = \bar{P} - \bar{R} = 1180.5 - 666.8 = 513.7 \text{ mm}$$

(3) 计算多年平均陆面蒸发量: 该流域为山区, 水面面积极小, 水面蒸发与流域蒸发相比可以忽略不计, 所以流域的多年平均蒸发量即多年平均陆面蒸发量。

28. 解:

(1) 计算流域的多年平均蒸发量

$$\bar{E} = 0.21 \bar{E}_{\text{水}} + (1 - 0.21) \bar{E}_{\text{陆}} = 0.21 \times 1040 + 0.79 \times 750 = 810.9 \text{ mm}$$

(2) 计算流域的多年平均径流深: 由水量平衡原理

$$\bar{R} = \bar{P} - \bar{E} = 1115.0 - 810.9 = 304.1 \text{ mm}$$

29. 解:

由表 1-2-7 资料计算如下:

(1) 该次洪水的径流总量: 按下式计算

$$\begin{aligned} W &= \left(\frac{Q_0}{2} + Q_1 + Q_2 + \cdots + Q_{n-1} + \frac{Q_n}{2} \right) \Delta t \\ &= \left(\frac{90}{2} + 110 + 130 + 1500 + 1350 + 920 + 700 + 430 + 310 \right. \\ &\quad \left. + 260 + 230 + 200 + 170 + 150 + \frac{140}{2} \right) \times 6 \times 3600 = 14202 \times 10^4 \text{ m}^3 \end{aligned}$$

(2) 该次洪水的径流深: 按下式计算

$$R = \frac{W}{F} = \frac{142020000}{800 \times 1000^2} \times 1000 = 177.5 \text{ mm}$$

(3) 该次洪水的径流系数:

$$\alpha = \frac{R}{P} = \frac{177.5}{230} = 0.77$$

30. 解:

(1) 计算多年平均年径流总量

$$\bar{W} = \bar{Q}T = 822 \times 365 \times 86400 = 259 \times 10^3$$

(2) 计算多年平均年径流深

$$\bar{R} = \frac{\bar{W}}{F} = \frac{259 \times 10^4}{12100 \times 1000^2} \times 1000 = 214 \text{mm}$$

(3) 计算多年平均流量模数

$$\bar{M} = \frac{\bar{Q}}{F} = \frac{822}{12100} = 0.0068 \text{m}^3 / (\text{s} \cdot \text{km}^2) = 6.8 \text{L} / (\text{s} \cdot \text{km}^2)$$

(4) 计算多年平均径流系数

$$\alpha = \frac{\bar{R}}{\bar{P}} = \frac{214}{767} = 0.28$$

31. 解:

(1) 计算多年平均陆面蒸发量: 建库前, 流域中水面面积甚微, 流域蒸发基本等于陆面蒸发, 故

$$\bar{E}_{\text{陆}} = \bar{P} - \frac{\bar{Q}T}{F} = 1400 - \frac{20 \times 365 \times 86400}{1000 \times 1000^2} \times 1000 = 769.3 \text{mm}$$

(2) 计算建库后的多年平均流域蒸发量: 建库后, 流域的水面蒸发已不能忽略, 因此

$$\begin{aligned}\bar{E} &= \frac{1}{F}[(F - \Delta F)\bar{E}_{\text{陆}} + \Delta Fk\bar{E}_{\text{器}}] \\ &= \frac{1}{1000}[(1000 - 100)769.3 + 100 \times 0.8 \times 2000] \\ &= 852.4 \text{mm}\end{aligned}$$

(3) 计算建库后流域的多年平均径流深

$$\bar{R} = \bar{P} - \bar{E} = 1400 - 852.4 = 547.6 \text{ mm}$$

(4) 计算建库后多年平均流量

$$\bar{Q}' = \frac{FR}{T} = \frac{1000 \times 1000^2 \times 547.6}{365 \times 86400 \times 1000} = 17.7 \text{m}^3 / \text{s}$$

32. 解:

(1) 计算流域多年平均径流深

$$\bar{R} = \frac{\bar{Q}T}{F} = \frac{15 \times 365 \times 86400}{1000 \times 1000^2} \times 1000 = 473.0 \text{mm}$$

(2) 计算流域多年平均蒸发量

$$\bar{E} = \bar{P} - \bar{R} = 1400.0 - 473.0 = 927.0 \text{mm}$$

(3) 计算流域多年平均陆面蒸发量

$$\bar{E} = \frac{F_{\text{陆}}}{F} \bar{E}_{\text{陆}} + \frac{F_{\text{水}}}{F} \bar{E}_{\text{水}} = \frac{900}{1000} \times \bar{E}_{\text{陆}} + \frac{100}{1000} \times 0.8 \times 2000$$

故得

$$\bar{E}_{\text{陆}} = \frac{1}{0.9}(\bar{E} - 160) = \frac{1}{0.9}(927.0 - 160) = 852.2\text{mm}$$

33. 解:

(1) 计算流域多年平均径流深

$$\bar{R} = \frac{\bar{QT}}{F} = \frac{15 \times 365 \times 86400}{1000 \times 1000^2} \times 1000 = 473.0\text{mm}$$

(2) 计算流域多年平均蒸发量

$$\bar{E} = \bar{P} - \bar{R} = 1400.0 - 473.0 = 927.0\text{mm}$$

(3) 计算流域多年平均水面蒸发量: 由于

$$\bar{E} = \frac{F_{\text{陆}}}{F} \bar{E}_{\text{陆}} + \frac{F_{\text{水}}}{F} \bar{E}_{\text{水}}$$

故得

$$\begin{aligned}\bar{E}_{\text{水}} &= \frac{F}{F_{\text{水}}} \left(\bar{E} - \frac{F_{\text{陆}}}{F} \bar{E}_{\text{陆}} \right) \\ &= \frac{1000}{100} \left(927.0 - \frac{900}{1000} \times 852 \right) \\ &= 1602.0\text{mm}\end{aligned}$$

34. 解:

(1) 计算流域多年平均径流深

$$\bar{R} = \frac{\bar{QT}}{F} = \frac{15 \times 365 \times 86400}{1000 \times 1000^2} \times 1000 = 473.0\text{mm}$$

(2) 计算流域多年平均蒸发量:

$$\begin{aligned}\bar{E} &= \frac{F_{\text{陆}}}{F} \bar{E}_{\text{陆}} + \frac{F_{\text{水}}}{F} \bar{E}_{\text{水}} \\ &= \frac{900}{1000} \times 852 + \frac{100}{1000} \times 1600 = 926.8\text{mm}\end{aligned}$$

(3) 计算流域多年平均降雨量

$$\bar{P} = \bar{R} + \bar{E} = 473.0 + 926.8 = 1339.8\text{mm}$$

35. 解:

(1) 计算流域多年平均蒸发量:

$$\bar{E} = \frac{F_{\text{陆}}}{F} \bar{E}_{\text{陆}} + \frac{F_{\text{水}}}{F} \bar{E}_{\text{水}}$$

$$= \frac{900}{1000} \times 852 + \frac{100}{1000} \times 1600 = 926.8 \text{mm}$$

(2) 计算流域多年平均径流深

$$\bar{R} = \bar{P} - \bar{E} = 1400.0 - 926.8 = 473.2 \text{mm}$$

36. 解:

(1) 计算流域多年平均径流深

$$\bar{R} = \frac{\bar{W}}{F} = \frac{4.5 \times 10^8}{2000 \times 1000^2} \times 1000 = 225.0 \text{mm}$$

(2) 计算多年平均年径流系数

$$\alpha = \frac{\bar{R}}{\bar{P}} = \frac{225.0}{700.0} = 0.32$$

37. 解:

(1) 计算围湖造田后流域多年平均蒸发量

$$\begin{aligned} \bar{E}' &= \frac{F'_{\text{陆}}}{F} \bar{E}_{\text{陆}} + \frac{F'_{\text{水}}}{F} \bar{E}_{\text{水}} \\ &= \frac{1500 - 400 + 200}{1500} \times 700 + \frac{200}{1500} \times 1100 = 753.3 \text{mm} \end{aligned}$$

(2) 计算围湖造田后流域多年平均径流深

$$\bar{R}' = \bar{P} - \bar{E}' = 1300.0 - 753.3 = 546.7 \text{mm}$$

(3) 计算围湖造田后流域多年平均流量

$$\bar{Q}' = \frac{\bar{R}'F}{T} = \frac{546.7 \times 1500 \times 1000^2}{1000 \times 365 \times 86400} = 26.0 \text{m}^3/\text{s}$$

38. 解:

(1) 计算原来状态下的流域多年平均流量:

流域多年平均蒸发量

$$\begin{aligned} \bar{E} &= \frac{F_{\text{陆}}}{F} \bar{E}_{\text{陆}} + \frac{F_{\text{水}}}{F} \bar{E}_{\text{水}} \\ &= \frac{1100}{1500} \times 700 + \frac{400}{1500} \times 1100 = 806.7 \text{mm} \end{aligned}$$

流域多年平均径流深

$$\bar{R} = \bar{P} - \bar{E} = 1300.0 - 806.7 = 493.3 \text{mm}$$

则得原来状态下的流域多年平均流量

$$\bar{Q} = \frac{\bar{R}F}{T} = \frac{493.3 \times 1500 \times 1000^2}{1000 \times 365 \times 86400} = 23.5 \text{m}^3/\text{s}$$

(2) 计算围湖造田后的多年平均径流量：类似上面的计算，可求得

围湖造田后流域多年平均蒸发量：

$$\overline{E'} = \frac{1300}{1500} \times 700 + \frac{200}{1500} \times 1100 = 753.3 \text{ mm}$$

围湖造田后流域多年平均径流深：

$$\overline{R'} = \overline{P} - \overline{E'} = 1300.0 - 753.3 = 546.7 \text{ mm}$$

围湖造田后流域多年平均流量：

$$\overline{Q'} = \frac{\overline{R'} F}{T} = \frac{546.7 \times 1500 \times 1000^2}{1000 \times 365 \times 86400} = 26.0 \text{ m}^3 / \text{s}$$

(3) 计算多年平均径流量的变化：围湖造田后陆面面积增加，湖泊调蓄容积减少，多年平均径流量将增加，其值为

$$\Delta \overline{Q} = \overline{Q'} - \overline{Q} = 26.0 - 23.5 = 2.5 \text{ m}^3 / \text{s}$$