

桂林岩溶区的水量转化问题

严启坤

(地质矿产部岩溶地质研究所)

岩溶区的大气降水、地表水、岩土水、地下水同处于一个水循环系统,相互关系密切,水量转化较非岩溶区更为频繁。本文根据广西桂林地区气候背景与岩溶地质条件分析几种主要岩溶含水系统,包括系统结构,系统输入与输出关系(降雨径流关系)以及降雨入渗与水源分配。并针对水量转化中流域不闭合问题,采用水均衡法估算岩溶区地下汇水面积。

一、含水系统及其径流特征

若将大气降水、蒸散发作为系统输入,地表、地下径流作为系统输出,则含水结构是一个很重要的水量分配与水量转化的物理系统。系统结构与水动力相互作用决定了岩溶水运动的基本方式。

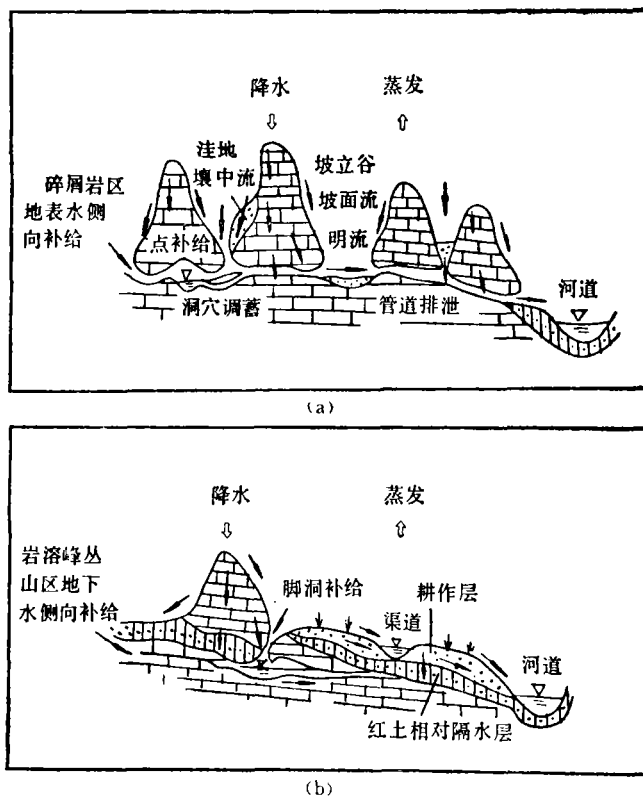
广西桂林地区地处云贵高原东南侧、南岭西侧。地理上有利于冷空气沿湘桂走廊南下,在桂林至阳朔一带形成大面积暴雨。亚热带季风气候又常伴有锋面、低涡和台风环流型暴雨天气系统,暴雨强度较大,年降雨水量一般在1700—2100毫米。可以说桂林岩溶发育处于高值暴雨区。多年平均气温19℃,湿热多雨,有利于碳酸盐岩的溶蚀与侵蚀。加上海洋山与驾桥岭碎屑岩山区大量地表水补给漓江两侧灰岩区,为岩溶系统结构尤其是地下暗河、管道、洞穴发育提供了良好水动力条件。

就地貌条件而言,既有岩溶峰丛洼地、峰林谷地、孤峰平原,也有碎屑岩山丘。出露地层有泥盆系、石炭系、白垩系、第四系,其中质纯层厚岩性单一的上泥盆统融县灰岩分布最广。在其水动力作用下,地表、地下都形成许多独特的岩溶景观,以致溶洞、裂隙、漏斗、天窗遍布,三水转化十分迅速。

1.峰丛山区。以裸露的上泥盆统融县灰岩为主。群峰连座、洼地封闭,土壤覆盖稀薄。大部分洼地有出水或消水溶洞,与地下暗河、管道相连。使得大气降水在地表形成的坡面流迅速向洼地汇合,排泄于消水洞,转化为地下径流,这种畅排型点补给是快速地下径流的主要来源。另有少部份洼地虽无明显的消水洞,但土壤覆盖松散稀薄,垂向补给速率大,在大暴雨情况下,洼地蓄水,短历时调节。这种滞排型补给无疑削减洪峰。但无论从地形上还是从入渗条件上都不可能在峰丛洼地形成地表河网,相反,地下水网却相当发育。一般受岩性、构造控制。地下汇水网络具有不规则性、多层性和连通性。象这类含水系统结构,其径流过程可概化为漏斗型补给——洞穴式调蓄——管道型排泄(图1)。其地下径流特征类似于非

图 1 岩溶峰丛山区 (a) 和峰林平原 (b) 含水系统与水循环

Fig.1 Aquifer and water cycle systems in karst peak-cluster mountainous areas (a) and peak-forest plain regions (b)



岩溶区的地表径流特征 (图 2a, 2d)。以寨底地下河为例, 汛期逐时测量的洪峰对雨峰滞

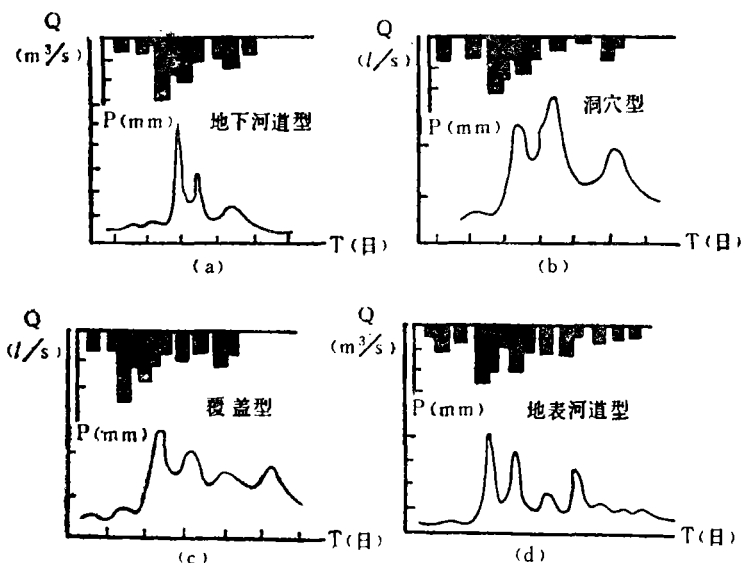


图 2 桂林岩溶区 1983 年 2 月暴雨几种不同地质单元的降雨径流过程比较

Fig.2 Comparison of precipitation and runoff process in four kinds of geology units in Guilin karst regions during the torrential rain in Feb. 1983.

(a) 岩溶峰丛山区寨底地下河降雨径流;

(b) 岩溶峰丛山区延村泉降雨径流;

(c) 岩溶峰林平原潘家泉降雨径流;

(d) 碎屑岩山区坪岭小河站降雨径流

后时间仅为 8—12 小时。陡涨陡落, 补、排迅速, 水土流失严重。有的洼地、谷地排泄不畅, 易涝, 而有的洼地, 地表水消落, 缺乏灌溉, 易旱。农业自然条件较差。

2.峰林平原。地貌景观较峰丛山区不同之处在于有较大面积的覆盖层。多为全新世冲积层、残积层,更新世泥砾层,以及地面覆盖的棕红色粘土、亚粘土。由于红壤隔水作用,使得地面上降水、农田排灌水、蒸散发形成一个相对独立的水量交换系统。地下水靠侧渗补给、耕作层及河渠垂向补给,汇集于下伏岩溶管道与洞穴系统。两层水均分散型排入河谷(图1b)。地下水有明显季节性变化。以潘家泉为例,其入渗补给受降水、农灌、农耕综合影响,动态变化较稳定(图2c)。由于地表,地下水源丰沛,极有利于农业生产。

上述分析可知,岩溶地貌与包气带岩性是控制水量转化的重要因素。

二、降雨入渗与降雨径流关系

不同类型的岩溶含水系统具有不同的降雨入渗补给能力,也具有不同的水源分配方式和降雨径流关系。

峰丛洼地型岩溶含水系统入渗补给能力最强,大部份降水转化为地下水。系统输入—输出关系主要表现为降雨—地下径流关系。而随着地貌与岩性变化,以致在平原区或碎屑岩山区,入渗补给能力减弱,大部分降水主要通过地表河渠排泄,其输入—输出关系则变成降雨—地表径流关系。这说明系统结构决定了入渗补给,而入渗补给能力又决定了地表水与地下水分配和降雨径流关系。

入渗补给能力,即降水充分条件下,含水介质最大导水能力,与介质空间的大小及其连通性有关。可根据前期岩土湿润、无灌溉条件下的大暴雨洪水资料进行分析,由水均衡方程求得各次降雨入渗补给系数,取其较大值近似地作为降雨入渗补给能力。这实际上是系统内部垂向补给与侧向渗透的集中参数。例举三个代表性流域的实测资料分析成果,予以比较(表1)。因资料短缺,有待于进一步论证。但基本上可反映不同类型含水系统其降雨入渗补给能力的差异。

表1 三个代表性流域降雨入渗补给能力

Table 1 The capacity of rain infiltration recharge in representative basins

流 域 项 目	寨底地下河 (岩溶峰丛山区)	潘家泉域 (岩溶峰林平原)	坪岭流域 (碎屑岩山区)
降雨入渗补给能力	0.7—0.8	0.3—0.4	0.2—0.3
年降雨入渗补给系数	0.5—0.6	0.25—0.3	0.1—0.2

由于入渗与滞后蒸散发耗损水量,年降雨入渗补给系数一般小于按次洪水分析的入渗补给系数。也是一个变量,随年雨量大小、年内分配以及地质条件而变化。桂林与湖南洛塔资料大致可说明这一系数随地貌和岩性变化的趋势与范围(见表2)。

表 2 年降雨入渗补给系数随地貌、构造和包气带岩性变化

Table 2 Coefficient of yearly precipitation infiltration recharge changed with landform, geological structure, lithological characters of aeration zone

地 质 条 件	年降雨入渗补给系数	河 网
岩溶峰丛洼地，断裂发育，裸露型纯质灰岩，落水洞遍布	0.5~0.6	无地表河网，地下河发育
密集的峰丛谷地，岩溶管道沿断裂、构造发育，灰岩裸露，谷地有第四系残积物、亚粘土夹碎石	0.4~0.5	谷地有断头河，明流与伏流相连、并存
溶蚀丘陵或峰林平原，不纯的碳酸盐岩、泥质灰岩，大面积亚粘土、粘土覆盖	0.25~0.35	地表河呈条状，地下河不发育，局部有泉水出露
碎屑岩山丘，风化的砂、页岩、及厚层壤土覆盖，有相对隔水层	0.1~0.2	地表河网呈树枝状，无地下河

由于桂林岩溶发育，地表水与地下水通过明沟暗管相互转化，十分复杂。最终排泄河道基本上是两种水源的混合流，统称为岩溶水。目前还不能象碎屑岩山区划分基流那样人为地划分地表径流和岩溶快速地下径流，因为这两种径流成分在流态、速率、涨落变化方面具有同一性，不易划分。只能根据出口断面径流方式确定其降雨径流基本关系。

岩溶区与非岩溶区因下垫条件不同，其产流、汇流特征，水源分配以及降雨径流关系都存在不同程度差别。这里选择两个比较典型的流域加以分析，一是岩溶峰丛山区的寨底地下河流域（面积32.6平方公里），上泥盆统融县灰岩，层厚质纯，岩溶十分发育，裂隙，溶洞水补给，有明显地下河网。二是同一暴雨区的碎屑岩山丘坪岭小河流域（面积为8.9平方公里），其西部分水岭以石英砂岩和风化粉质砂岩为主，东部以泥盆系下统紫红色砂岩、泥岩为主。稻田面积约占1/3。透水性较差。地表河网发育。两流域均有较稠密的雨量站网和逐时降雨、水位、流量观测资料。按各次降雨径流建立相关图。寨底地下河降雨径流相关图（图3），其经验关系为：

$$\begin{cases} P = 1.07R_g + 35 & P > 50 \text{毫米} \cdots \cdots (1) \\ & \text{前期湿润} \\ P = 1.43 R_g^{1.23} + 10 & P \leq 50 \text{毫米} \cdots \cdots (2) \\ & \text{前期干旱} \end{cases}$$

坪岭流域的降雨径流相关图（图4）。

坪岭水文站曾采用蓄满产流模型建立降雨径流关系。其模型为：

$$\text{当 } P + S_0 < 128 \quad R = P + W_0 -$$

$$80 \left[1 - \left(1 - \frac{P + S_0}{128} \right)^{1.06} \right] \cdots \cdots (3)$$

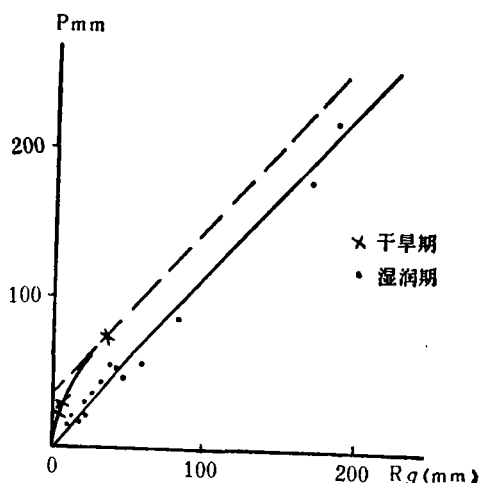


图 3 寨底（岩溶峰丛山区）降雨—地下径流相关图

Fig. 3 Relationship between precipitation and underground runoff of Chaidi basin in karst peak-cluster mountainous area

当 $P + S_o \geq 128$

$$R = P + W_o - 80 \cdots \cdots (4)$$

P 为各次降水量

R 为各次径流量 (R_g 为地下径流)

S_o 为蓄水容量曲线上 W_o 对应的纵座标值

W_o 为各次降雨开始前流域包气带蓄水量

单位均采用毫米计。降雨径流相关图及产流数学模型定量描述了各次降水转化为地表、地下径流及岩土持水量一般规律。

1. 根据资料分析, 坪岭小河流域最大初损量为80毫米 (其中有部分为农田拦蓄蒸发损失)。而裸露灰岩区

的寨底地下河, 其汛期最大初损约30毫米 (主要为包气带滞蓄), 在于早期降水, 除了满足包气带持水量之外, 还需耗损部分水量填充地下水季节变动带中的洞穴与孔隙, 这部分水量因埋深不易蒸散, 但慢速排泄, 转化为长期径流。因此干旱期径流率明显减少, 次降水初损可达60毫米。这说明包气带岩性不同, 其耗损和产流过程是不相同的。对于南方暴雨, 灰岩包气带缺水量易于满足。在大面积灰岩区, 影响产流因素还取决于降雨时空分布, 暴雨中心走向, 溶洞、裂隙分布以及不闭合区相对位置等*。

2. 在水量分配上, 碎屑岩山区大气降水主要转化为地表水 (约占产水量70—80%), 而岩溶峰丛山区恰好相反, 主要转化为地下水。即使流域中存在局部地表径流, 也通过消水洞转化为地下径流。两个不同岩性的流域, 其年径流系数 (或产水率) 是接近的, 前者为0.51, 后者为0.60, 反映岩溶区年蒸散发量比碎屑岩区小。因为裸露灰岩体蒸散发其供水不充分, 不如土壤含水层。

不同地理景观和地质因素, 其产流、汇流特征与水量分配关系不同。一般应按地貌、岩性进行水资源参数分区, 有利于水量转化分析和水资源评价。

三、地下汇水范围的圈定

由于岩溶区存在地表、地下溶蚀营力差异及水量相互争夺, 地表、地下分水岭往往不重合。自然分水边界复杂, 既有岭脊分水、也有平原、洼地分水。若仅按地貌特征圈定汇水范

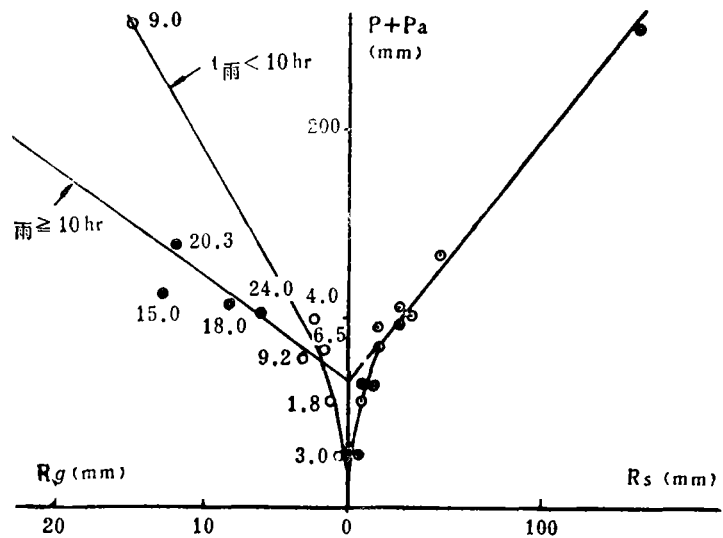


图4 坪岭小河流域 (碎屑岩山区) 降雨径流相关图

Fig.4 Relationship between precipitation and runoff of Pinling River basin in detrital rock mountainous area

* 沈灿桑: 广西岩溶地区的特殊产流模式, 中山大学地理系, 1982.8

围,则地表地下不重合边界,其非闭合水量必然影响到岩溶水定量计算。除了重点区域有地下水资料确定其流量(或水位)边界值外,一般区域性水资源评价,只能通过地面踏勘、连通试验等物理化学方法确定补给范围。但要花很多人力、物力。在以垂向补给为主的岩溶区,既应根据地下汇水面积确定水文地质参数,也应充分利用本区域的水文信息研究其补给面积。

众所周知,分水岭边界不重合必然导致水量不均衡以及系统输入与输出不相应。美国 S. J. 德莱思曾根据水文学原理,在一些岩溶大泉采用不同补给区的降雨径流资料推求系统核函数,发现圈定的补给区与示踪研究的实际补给范围一致时,核函数再现系统响应的误差最小。由此,可根据核函数特征变化识别补给区^[1]。这实质上反映了水均衡以及系统输入输出与补给区一致性。

笔者根据水均衡方程导出汇水面积与水量比例关系:

$$\frac{A_{\text{地下}}}{A_{\text{地表}}} = \frac{W_{\text{地下}}}{A_{\text{地表}}(P - E - \Delta W) - W_{\text{地表}}} \dots\dots\dots (5)$$

式中: $A_{\text{地下}}$ 为地下汇水面积 (米²)

$A_{\text{地表}}$ 为地表汇水面积 (米²)

$W_{\text{地下}}$ 为实测地下总径流量 (米³)

$W_{\text{地表}}$ 为实测地表总径流量 (米³)

其它符号如前述。方程右边分母为地表汇水范围内大气降水补给的地下水量,令其为

$W'_{\text{地下}}$ 。

当 $\frac{A_{\text{地下}}}{A_{\text{地表}}} > 1$ 则 $W_{\text{地下}} > W'_{\text{地下}}$ 为盈水流域

$\frac{A_{\text{地下}}}{A_{\text{地表}}} < 1$ 则 $W_{\text{地下}} < W'_{\text{地下}}$ 为亏水流域

$\frac{A_{\text{地下}}}{A_{\text{地表}}} = 1$ 则 $W_{\text{地下}} = W'_{\text{地下}}$ 流域闭合

根据上述关系式,采用水均衡分析法确定流域闭合性。只要有实地踏勘地表汇水面积以及同期降雨—径流资料,即可根据(5)式计算地下汇水面积 ($A_{\text{地下}}$)。考虑面平均雨量 P 、降雨间歇期蒸散发和含水层蓄水变量 ΔW 计算误差影响,采用多场雨洪资料计算,求得相对稳定数值。

以寨底泉域为例,无地表河渠流出区外,扣损后的降水全部转化为地下径流,其中部分泥质岩上部的地表明流也通过暗河管道转化为地下水。方程(5)简化为:

$$A_{\text{地下}} = \frac{W_{\text{泉}}}{P - E - \Delta W} \quad \text{单位: 米}^2 \dots\dots\dots (6)$$

选择前期岩土湿润雨洪资料,包气带持水量易于满足。同时由于岩溶发育,补给、排泄迅速,饱水带调节能力较差,每次洪水过程易于分划,扣除前期供水的调节量,则 ΔW 可忽略。暴雨间歇性蒸散发因供水较充分,可借助附近同期实测水面蒸发折减近似处理。

上述分析方法对系统的输入, 输出测验精度要求较高。寨底泉域外围有三个自记雨量站, 网格点的空间间距分别为11、9、14公里。考虑雨量点分布, 采用泰森多边形法计算平均雨量。能否代表实际面雨量? 参照北方实验流域资料分析确定的计算误差不大于10%的最少站点与区域面积关系〔2〕。

$$n = 0.65\sqrt{(1-r_G)F} \dots\dots\dots (7)$$

$$\text{式中, } r_G = 0.79e^{-\frac{\sqrt{F}}{93}}$$

以及美国常用的科勒公式:

$$n = 0.58F^{0.42}$$

n代表雨量站点数

F代表流域面积

认为寨底泉域站点分布基本能满足雨量计算精度要求。各站日雨量相关系数在0.9以上。

根据1983年地下水逐日观测资料, 在汛期选择4场大的雨洪资料, 按(6)式计算地下汇水面积(表3)。

表3 寨底泉域地下汇水面积计算结果

Table 3 Calculated results of underground catchment area of Chaidi subterranean river

日 期	降雨量 (mm)	暴雨间歇蒸发量(mm)	实测径流量 (10 ⁸ M ³)	计算面积 (KM ²)
83年2.23—3.3	193	15.3	5.374	30.2
4.30—5.6	93.5	10.5	2.635	31.7
5.14—5.16	47.3	12.3	1.123	32.1
6.14—6.22	168	20.0	4.752	32.1

除第一场洪水因洪峰观测值偏小而使得计算面积偏小外, 其余几场洪水计算面积很接近32平方公里。实地踏勘的地表汇水面积为32.6平方公里。后经部份连通试验证实了先前计算的汇水面积是准确的。采用下式评价泉域闭合度:

$$\beta = \left| \frac{A_{\text{地表}} - A_{\text{地下}}}{A_{\text{地表}}} \right| \times 100\% \dots\dots\dots (8)$$

则寨底泉域闭合度为98%。

采用上述水均衡分析法确定地下汇水面积或是根据文中提到的采用核函数确定补给范围都是从水文学基本原理出发, 以系统输入—系统输出识别相应的汇水范围, 可以说是对水文地质调查法的一种论证。将水均衡法用于其它更复杂的非闭合性泉域(如延村泉域), 计算汇水面积与踏勘所圈定的面积相差较大, 结果重新进行泉域调查, 获得与实际水文动态一致性成果。倘若只根据岩溶地貌特征勾绘补给区, 不考虑本地水文规律, 一旦与实际汇水面积误差甚大, 必然产生不合理的水文地质参数, 以致影响到水资源定量计算。

水文学分析与水文地质分析相结合，是解决岩溶水问题的重要途径。但必须打破部门、专业界限，在岩溶区建立统一的地表水、地下水长期观测站网，获得必要的水文信息。

致谢：桂林地区水文分站，桂林环境水文地质站提供部份水文资料，我所水资源组在岩溶区域水资源评价中也为本文提供了必要的水文地质资料。

参考文献

- [1] S.J. Dreiss, Linear Unit—Response Functions as Indicators of Recharge Areas for Large Karst Springs 《Journal of Hydrology》 Vol 61, 1—3, P31—43
[2] 马秀峰 大理河流域面平均雨量的误差与最优站网密度分析 水文 1983年第8期

DISCUSSION ON THE UNCERTAINTY OF GROUND WATER RESOURCE IN KARST AREA OF GUILIN

Yan Qikun

(*Institute of Karst Geology, Ministry of Geology and
Mineral Resources*)

Abstract

The paper briefly describes the various geomorphological features and the conversion between surface water and groundwater in the karst area. Based on the observation data obtained from the valley under experiment, the author analysed the infiltration capability and the precipitation-runoff relationship in karst area and non-karst area. For the same rainfall process, the infiltration coefficient may range between 0.1 and 0.6 in accordance with differences in geomorphological, structural geological condition, and the lithologic characters of the aeration zone. Owing to the variation of infiltration capability, the form of distribution between surface water and groundwater also changes.

In consideration of the fact that it is difficult to determine the divide of surface water or groundwater in the karst area, for calculating the water resources the author suggests to use the water balance method for the determination of the groundwater catchment area of the valley.