

水 文 地 質
工 程 地 質

4

SHUIWENDIZHI GONGCHENGDI ZHI

1 9 7 9

P64
1

中国地质学会 一九七九年度有关专业会议

地下水人工补给学术讨论会

会议拟交流地表水引渗回灌建立地下水库的经验，包括兴建地下水库地区地质条件的勘察方法、引渗技术和措施、引渗水的水质水温；引渗后引起的环境地质条件的变化；不同技术条件下地下水补给的可能性；地表水与地下水转化的关系；引渗水的运动特征及动力学理论等。会议将在第四季度召开。

工程地质学术会议

会议的目的是交流近年来水坝、铁路、港口、国防工程等各种类型工程建设兴建中的工程地质问题（沉陷、边坡稳定、坝基稳定、水库渗漏等），工程地质条件，岩土（体）工程地质性质测试及评价各种有效的工程地质措施等方面的经验；介绍国际工程地质第三届大会学术动态及国际滑坡讨论会等的主要收获。会议拟在第四季度召开。

水文地质工程地质物探学术报告会

会议拟交流各部门物探在水文地质、工程地质及地热地质应用方面的学术成就。时间初步安排在第三季度。

新疆地区第四纪地质与冰川讨论会

讨论新疆地区第四纪地质冰川及新构造运动。在第三季度召开。

（中国地质学会张之一供稿）

水文地质工程地质

一九七九年 第四期

（总第48期）

一九七九年七月十五日出版

本期印数 7,700 册

编辑：国家地质总局
《水文地质工程地质》编辑部
（北京西四）

出版：地质出版社

印刷：地质印刷厂

发行：新华书店北京发行所发行

统一书号：15038·新387

定价：0.30 元

伯阳泥流



⇐①89工点沟谷中的泥流体和造成的泥壁

⇒②91工点河谷中的泥流堆积



介③89工点泥流淹埋房屋情况

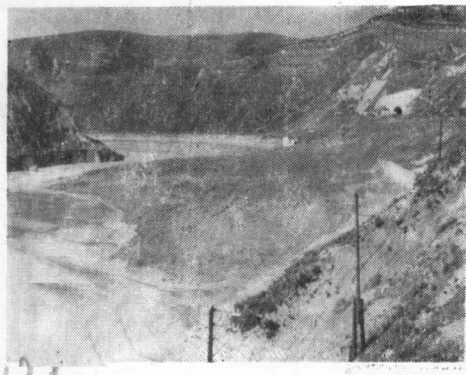
89工点河谷下段泥流造成的 ④⇒
自生堤岸



↓⑤89工点铁路上泥流堆积



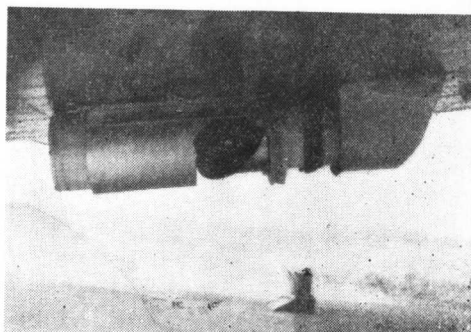
↓⑥91工点泥流在涡河河谷中形成的堆积扇



湖南航空红外 扫描试验



← 运五型飞机

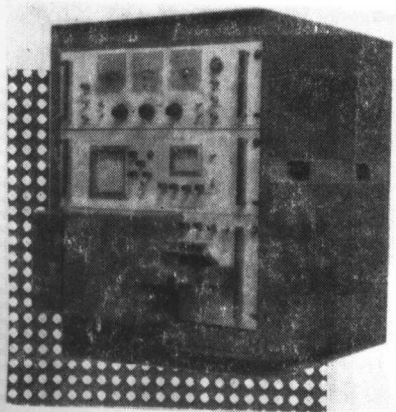


介 红外扫描仪头部

↓ 七宝山铜多金属矿



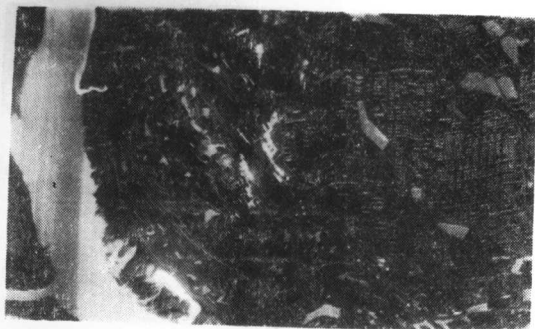
↓ 红外扫描仪电路柜



↓ 湘南地热异常区红外扫描照片（在最白处高温带热水以群泉形式出现）



↓ 钢铁厂夜航扫描象片（江岸亮白色条带为钢厂排出的污水）



区域性大面积地下水资源评价 的多年均衡法

武汉水利电力学院 北方地下水科研组

一、区域性大面积地下水资源 评价的任务和内容

我国北方干旱半干旱地区地面水资源不足,地下水的开发利用具有重要意义。但是地下水资源有多少,能否全部满足工农业生产的需要,如何才能做到合理地开发利用,都必须通过地下水资源评价才能解决。

区域性大面积地下水开发往往以农田供水为主要目的。由于农田用水分布面积广,用水总量大,为了使农作物的用水量能得到长期的保证,开采利用的地下水应以常年补给比较丰富的浅层地下水为主,而以承压水为辅。

由于浅层地下水的补给和农田用水都是随气候条件(降雨、蒸发等)和水文(河流的流量、水位等)条件而变化的,因而各年的地下水补给量和灌溉用水量都有较大的差异。干旱年份地下水补给量小,灌溉用水量大,开采量超过补给量,由于消耗一部分地下水储存量,因而形成水位的下降。丰水年份降雨量大,地下水补给量常超过开采量,因而引起地下水位的上升。在多年的地下水开发利用中以丰补歉,在一个适当的农田供水规模下,地下水位的下降将会有某一相对稳定的数值。为此,对浅层地下水资源不可能通过个别典型年份的分析作出正确的评价,而必须从多年角度进行分析。

浅层地下水资源评价的任务,可分为以下几种情况:

1. 在天然补给条件下地下水资源评价

地下水资源评价的任务在于计算:

(1) 多年平均单位耕地面积上可以开采利用的水量和地区可开采利用的总水量;

(2) 在不同用水条件下(不同水利化程度和不同灌溉用水保证率)连续干旱年份可能达到的最大降深(以作为水井设计和选择提水设备的依据);

(3) 连续干旱年份动用的地下水储存量在丰水

年份能否回补。

2. 在人工补给条件下地下水资源评价

在必须利用地面水进行人工回灌的地区,地下水资源评价的任务在于:在分析地区地下水天然补给情况的基础上,拟定不同的回灌方案,计算回灌条件下可以开采利用的地下水量,计算多年连续干旱时期地下水位可能达到的最大降深和连续干旱年份动用的地下水储量在丰水年份能否回补。

在此基础上,结合回灌工程投资和效益的分析,选定最优回灌方案和制订地下水开发利用规划。

3. 在井渠结合条件下地下水资源评价

以井灌为主或以渠灌为主的地区地下水资源评价的任务实际上都是在不同的地面水、地下水资源开发利用方案下进行地下水量和水位的计算,为选择地面水地下水统一规划最优方案提供依据。

鉴于上述任务,地下水资源评价计算的基本内容实质上可归结为:1) 在一定的补给、储存和开采条件下计算各时段水位的变化;2) 在允许的水位降深条件下计算可采的水量。

目前常用的区域性大面积地下水资源评价的方法有:1) 成因分析法,包括区域性均衡法(以一定均衡区或均衡段作为一个整体进行分析的方法)、非稳定流计算法(解析法、数值计算法——一般常用的方法为有限差分法和有限单元法);2) 统计分析法(相关分析法)。均衡法具有概念清楚,方法简便,易于为一般水文地质人员所掌握等优点,是生产实践中应用最广的一种方法。但目前采用的各种均衡法(河南省地质局水文地质队、河南省商丘地区水利局,1975年)中大多以年均衡计算为主,正如前面所述,由于地下水是多年连续开采,地下水动态随多年补给和开采状况而变化,仅进行某一典型年份的均衡计算,并不能反映地下水资源实际情况,不能计算遇到连续干旱年份地下水可能出现的最大降深,不能评价在枯水时期动用的地下水储存量在多年内能否得到回补等。多年均衡法(原安徽省打井办公室金光炎工程师曾对

此作过有益的探讨(金光炎, 1978年; 安徽省打井办公室等, 1974年), 河北省地质局第九水文地质大队等单位曾用此法对典型观测区进行资源评价, 可以完成资源评价提出的任务, 具有显著的优越性, 但目前这一方法尚未得到普遍推广和采用, 不少理论和实际问题尚有待进一步总结和提高。本文将着重介绍多年均衡的基本概念和方法。

二、多年均衡法的概念

1. 区域地下水均衡方程式

将均衡区作为一个整体进行水量均衡分析时, 水量均衡方程式可写成以下形式:

$$\mu \frac{\Delta H}{\Delta t} A = q_1 - q_0 + wA - vA \quad (1)$$

Δt 时段内水量均衡方程式为:

$$\mu \Delta H \cdot A = Q_1 - Q_0 + WA - VA \quad (1')$$

平均到单位面积上的水量均衡方程式为:

$$\mu \cdot \Delta H = \frac{Q_1 - Q_0}{A} + W - V \quad (1'')$$

式中: μ ——水位变幅范围内土层的给水度;
 ΔH ——在时段 Δt 内均衡区平均的地下水位变幅;

Δt ——计算时段;

A ——均衡区面积;

q_1 ——均衡区的地下水入流量;

q_0 ——均衡区的地下水出流量;

$Q_1 = q_1 \cdot \Delta t$ ——均衡区在时段 Δt 内的入流总量;

$Q_0 = q_0 \cdot \Delta t$ ——均衡区在时段 Δt 内的出流总量;

w ——均衡区内部补给(或消耗)强度;

$W = w \cdot \Delta t$ ——均衡区在计算时段 Δt 内的补给(或消耗)量。

v ——均衡区平均地下水开采强度;

V ——计算时段的总开采量。

对于潜水:

$$W = P_r + R_r + M_r + W_y - E \quad (2)$$

P_r ——计算时段 Δt 内的降雨入渗补给量;

R_r ——计算时段 Δt 内大型河流和渠道对地下水的补给量;

M_r ——计算时段灌溉水对地下水的补给量;

W_y ——计算时段的越层补给量;

$$W_y = \frac{k'}{m'} \Delta H' \cdot \Delta t$$

k' ——弱透水层的渗透系数;

m' ——弱透水层的厚度;

$\Delta H'$ ——开采含水层水位与相邻含水层水位差;

E ——计算时段的潜水蒸发量;

对于承压含水层:

$$W = W_y + W_r$$

W_r ——计算时段弱透水层的释水量。

2. 多年均衡的概念

在区域性大面积开采条件下, 地下水位随各年开采、补给状况而变化, 枯水年份, 开采量超过补给量, 引起地下水位的下降, 但由于开采层的疏干, 也就为丰水年贮存多余的补给量腾空了容积, 这样在多年的运用过程中, 地下含水层相当于一个地下水库, 它的范围与开采区范围基本相同, 而它的库容则决定于所使用的提水机械的吸水扬程(相当于地面水库的坝高)。和地面水库一样, 地下水库有最高洪水位(汛期滞蓄渗入地下的潜水允许短期内达到的最高水位, 与地面水库的最高洪水位相当)、正常高水位(根据保证作物高产和防止土壤盐碱化所允许长期保持的最高水位, 一般防渍要求的地下水埋深为 1.5 米, 防碱要求的地下水埋深可达 2.5—3.0 米, 这一水位与地面水库的正常高水位相当)和最低静水位(提水机械吸水扬程所允许达到的最低水位, 相当于地面水库的死水位)等三个特征水位, 以及滞涝库容和兴利库容(见图1)。

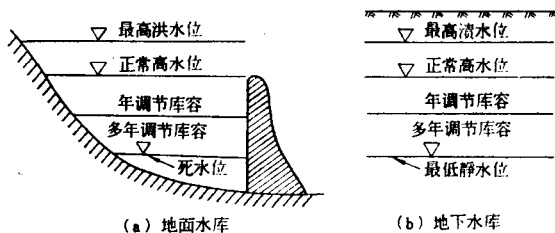


图 1 地下水库与地面水库水位库容对照图

多年均衡法的基本思想是将地下水含水层作为一个多年调节的地下水库, 根据水量平衡原理按照与地面水库相似的方法进行多年调节计算, 确定地下水库的库容和最低静水位。地面水库的调节计算是从死水位开始, 根据用水要求和来水情况, 求得正常高水位, 以确定水库的坝高, 而地下水库的调节计算则是从正常高水位开始, 根据各年(或月)的补给量和开采量, 逐年(或月)推算时段末的地下水埋深(或降深), 经过多年调节计算, 分析满足一定用水条件下(水利化程度和灌溉保证率)地下水位在多年内达到的最大降深, 和干旱年份动用的地下水储存量(即兴利库容)能否在丰水年份得到完全的回补。

三、多年均衡计算的方法与步骤

1. 均衡区和均衡段的划分

由于区域性均衡法是以某一特定的区域作为一个整体进行分析, 计算中采用的水文参数(降雨补给和蒸发消耗等)和水文地质参数必须能够反映这一区域的平均情况, 而计算求得的时段末地下水位也是计算区的平均值。如进行地下水资源评价的区域面积较小, 或区内水文地质条件、补给和开采条件并无显著差异, 则可以将整个区域作为一个均衡区进行计算, 否则, 为了提高计算精度, 就需要首先将计算区域划分为若干均衡区, 均衡区内根据条件的差异和计算要求又可以分为若干均衡段。

在划分均衡区、均衡段时, 一方面考虑地形、地貌、地质和水文地质条件, 力求区(或段)内水文参数和水文地质参数比较均一, 区域边界补给和排泄条件清楚; 另一方面也要适当考虑地区的开采条件和行政区划, 尽量使区内机井密度、水利化程度、地下水开采强度比较均匀。

2. 各项均衡要素的确定

在均衡区(段)确定之后, 为了进行均衡计算, 必须首先确定各区(段)的均衡要素(如区内降雨补给、蒸发消耗、灌水补给、地面水补给, 区外侧向补给等)。在有专门均衡试验场的地区, 可根据均衡场资料确定均衡要素(武汉水利电力学院北方地下水科研组, 1977年)。在有动态观测资料的地区, 各项均衡要素一般可通过以下途径求得:

(1) 根据区域均衡确定均衡要素

在有观测资料期内可以选择均衡要素比较单一的时段, 通过区域均衡计算确定均衡要素。例如, 可以利用降雨期间的观测资料推求降雨补给量; 利用灌水时期的观测资料, 确定灌溉水入渗补给量; 利用无降雨时段地下水动态资料和开采量资料确定潜水蒸发量等。

(2) 根据地下水动态观测孔资料确定均衡要素

在有长期地下水动态观测孔或均衡观测孔组资料的地区, 可以利用观测孔水位变幅资料确定降雨入渗补给量、灌水入渗量和潜水蒸发量。例如, 某旬因降雨引起地下水位上升, 上升值为 Δh , 则由于降雨入渗补给地下水的水量 P_r 为:

$$P_r = \mu \Delta h \quad (3)$$

在无动态观测资料的地区可根据相邻类似地区均衡场试验资料或动态观测资料确定参数。

应当指出, 以上求得的降雨入渗补给量、灌水入

渗补给量、潜水蒸发量, 只是在观测时段具体条件下的补给量或蒸发量, 而在多年均衡计算中则需要确定所有各年(或各时段)的均衡要素。为了利用实测资料求得多年补给和消耗量的数值, 必须找出各项均衡要素和影响因素之间的规律。关于根据动态资料和均衡观测孔组资料确定水文参数, 以及这些参数与影响因素之间关系的分析可参阅有关文献^①。以下仅简要介绍降雨补给和潜水蒸发两种参数与影响因素之间关系的分析方法。

1) 降雨补给量的分析

在具有较长时期观测资料的地区, 可以根据汛期降雨量与降雨补给量之间的关系, 绘制不同地下水埋深时降雨补给量与汛期降雨量相关关系图, 如图2所示:

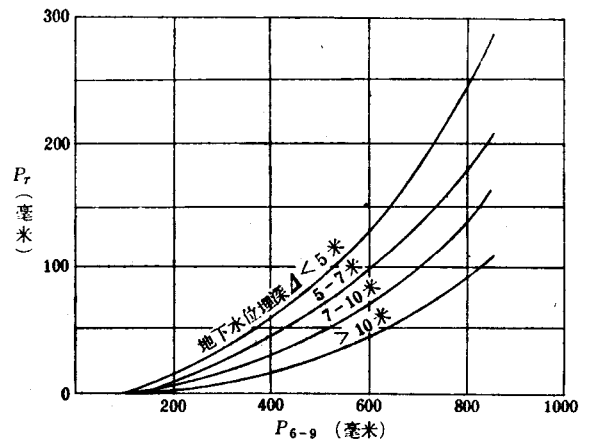


图2 某地区汛期降雨 P_{6-9} 与降雨补给 P_r 关系曲线示意图

由于每年仅有一个观测点据, 在观测时间较短的地区点据过少不能求得上述关系时, 可以采用旬降雨补给量 P_r 与旬降雨量 P 加前期影响雨量 P_a ($P+P_a$)点据, 进行相关分析。 P_a 为反映某次降雨(或某旬降雨)前各次降雨在土层中残存水量多少的指标, 其值可根据以下经验公式计算:

$$P_a = \sum_{n=1}^n P_{t-n} K^n \quad (4)$$

式中: t ——本次降雨(或本旬降雨)的起始时间;
 $t-n$ ——在本次(或本旬)降雨前第 n 天的时间;
 P_{t-n} ——在本次降雨前第 n 天的降雨量;
 K ——递减系数, 一般采用0.85—0.95;

① 武汉水利电力学院 农田水利编写组, 农田水利, 上、下册, 人民教育出版社, 1978年

P_a ——前期降雨(对地下水补给的)影响雨量。

根据一些地区的资料,旬 P_r 与 $P+P_a$ 之间具有较好的相关关系,不同地下水埋深时(相同土质) P_r 与旬 $P+P_a$ 关系曲线如图3所示。

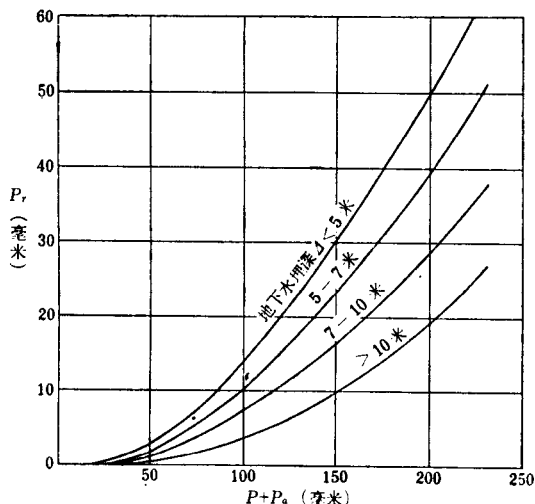


图3 某地区旬 $P+P_a$ 与 P_r 关系曲线示意图

由于采用旬降雨与旬补给相关时,根据动态观测资料每旬即可有一个点据,这样雨季(7—9月)三个月对同一地下水埋深(同一土质),即可有9个点据,如有3—4年实测资料,且降雨量的变化幅度较大时,就可点绘旬 P_r 与 $P+P_a$ 关系曲线图。在仅有1—2年观测资料,但同一时期降雨量在地区内变化幅度较大时,也可将土质和地下水埋深相同的各观测点资料,点绘在同一图上,推求 P_r 与 $P+P_a$ 的关系。在求得 P_r 与 $P+P_a$ 关系后,即可根据历年降雨资料,计算各旬的 $P+P_a$,并利用关系曲线图求得各旬的 P_r 值、汛期 P_r 值和全年的 P_r 值,供多年均衡计算之用。

用同样方法可以求得灌水量与地下水补给量的关系曲线。由于在一定地区灌水前土层含水量基本上是一定的(视作物要求的最小含水量而定),因此,前期土层含水量这一因素对灌水补给的影响可不必单独考虑,可直接点绘灌水补给量 M_r 与灌水量 M 关系曲线。

2) 潜水蒸发量的分析

在具有一定时期观测资料的地区,可以根据潜水蒸发量、水面蒸发量和地下水埋深资料,绘制不同地下水埋深时潜水蒸发(强度) ϵ 与水面蒸发 ϵ_0 关系曲线。例如,根据山东水利科学研究所均衡场观测资料(武汉水利电力学院北方地下水科研组1977年)点绘的关系曲线(粉质亚砂土)如图4所示。图

4表明,潜水蒸发一方面决定于蒸发能力(以水面蒸发表示),另一方面又决定于土层自地下水面向地表的输水能力,在表土的蒸发能力小于土层的输水能力时,则潜水蒸发量的大小主要决定于水面蒸发强度和表土的含水率(后者又与地下水埋深有关),而当表土的蒸发能力大于土层向上的输水能力时,潜水蒸发将受输水能力的限制,不因水面蒸发的增加而继续增加。

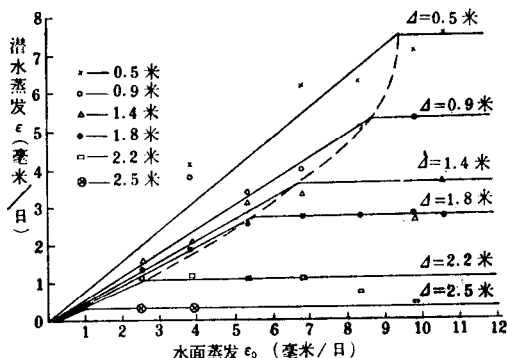


图4 潜水蒸发—地下水埋深—水面蒸发

在求得以上关系曲线后,即可根据历年实测的水面蒸发资料推求多年的潜水蒸发量。

在有地下水动态观测资料的地区,也可根据汛后地下水回落阶段水位动态资料确定潜水蒸发量。由于北方许多地区汛后为地下水高水位期,也是水面蒸发强度大的时期,随着地下水位的下降,埋深加大,水面蒸发也逐渐减弱,因此,一般潜水蒸发与水面蒸发关系点据大多位于图4中虚线的左侧,亦即位于潜水蒸发决定于地下水埋深和水面蒸发的区域(虚线右侧为潜水蒸发主要决定于土层输水能力的区域)内,基于以上情况,潜水蒸发与水面蒸发和地下水埋深的关系可近似地用下式表示:

$$\epsilon = \epsilon_0 \left(1 - \frac{\Delta}{\Delta_0} \right)^n \quad (5)$$

式中: Δ ——地下水埋深;

Δ_0 ——停止蒸发深度(视土质而定);

n ——经验指数,一般 $n=1-3$ 。

式中 n 值和 Δ_0 值可以根据地下水动态资料确定●。在以上参数确定之后,即可根据水面蒸发和地下水埋深资料计算各时段的潜水蒸发量。

在求得各种水文参数与影响因素的关系曲线之

① 武汉水利电力学院 农田水利编写组 农田水利上、下册 人民教育出版社 1978年

后,为了判别所确定的参数是否正确,可以选取有地下水动态资料和开采量资料的时段(如二、三年),根据降雨、蒸发等资料推算各项均衡要素,并进行均衡计算,然后用实测水位资料进行验证。如计算结果与实测资料接近,即表明各项均衡要素的计算方法符合实际情况,可以在多年均衡计算中应用。

3. 多年均衡计算

在区域性大面积地下水多年均衡计算时应分别以下几种情况:

(1) 多年平均补给量大于多年平均用水量的情况

在这种情况下,如果充分利用地下水资源,灌溉用水量有可能得到保证。为了进行资源评价,首先需要进行年均衡条件下灌溉用水保证程度的分析,如果灌溉用水保证率达到要求,表明仅需进行地下水库的年调节运用即可。如果年均衡条件下灌溉用水保证率不能满足要求,则需要进行多年调节,从以丰补歉的角度,分析多年内可能出现的最大降深,或允许降深与灌溉保证率之间的关系。

(2) 多年平均补给量小于多年平均用水量的情况

北方干旱半干旱地区一般均属于这种情况。在这种地区依靠天然地下水资源灌溉用水量是不能全部得到保证的。为了评价地下水资源,应针对不同水利化程度的灌溉用水方案,通过多年均衡计算(各种方案的平均灌溉用水量应小于平均补给量,这样才有可能使枯水年所消耗的储存量在丰水年得到回补),确定可能达到的最大降深。在有人工回灌条件下,则需根据可能的回灌方案,进行多年均衡计算,以确定不同回灌方案下的可采水量和最大降深。在井渠结合地区则需要根据不同的渠灌方案通过均衡计算,确定相应的地下水埋深,为选定适宜的井渠结合方案提供依据。

各种情况下具体计算要求虽有一定差异,但多年均衡的基本方法都是相同的。以下仅以天然补给量小于灌溉用水量情况为例,说明计算方法和步骤。

1) 年均衡条件下灌溉用水保证程度的分析

由于多年平均补给量小于多年平均用水量,为此,必须参照多年平均补给量与用水量的比值,初步拟定几种水利化程度方案(水利化程度数值应小于补给量与用水量的比值),针对不同方案,进行均衡计算。为了判明不同方案下多年均衡的必要性,首先进行年均衡条件下灌溉用水保证率的分析。其具体作法是将各年补给和用水进行对比,求得补给和用水的差值。补给量大于用水量时差值为正,即表示用水可以得到保证,如差值为负,即表示补给量小于用水量,

在这种年份如不动用多年储蓄的水量,用水即得不到保证。求得全部各年来用水差值后,各年当中用水保证的年份与总年数的比值(以百分数计),即为灌溉用水保证率。在计算中可将各年差值大小按顺序排列,并编成顺序号,如用水可保证的年份中差值最小的年份顺序号为 m ,总年数为 n ,则灌溉用水保证率为 $\frac{m}{n+1}$ 。

以下举例说明年均衡条件下灌溉用水保证率的计算方法。均衡计算可以根据区域的总补给量和总用水量进行。也可以根据以平均水层厚度表示的的补给量和用水量进行。为计算简便起见本例采用了后一种方法。

某地区各年补给量如表1,多年平均补给量为80.18毫米,多年平均灌溉用水量为152.5毫米,扣除灌溉水回渗量10%,得净灌溉用水量为137.5毫米,补给量与地下水灌溉用水量之比仅为 $\frac{80.18}{137.5} = 58.3\%$,

表明地下水资源不能全部满足灌溉用水的需要,本地区依靠地下水实现水利化的程度虽然还需要通过多年均衡计算确定,但从地下水补给的可能性看,最多不能超过58.5%。为此,选取了45%、50%、55%等三种水利化程度方案分别进行均衡计算。各种水利化程度时的用水量如表1所示。水利化程度为55%时年均衡条件下灌溉用水保证率计算如表2所示。表中年份是按差值大小顺序排列的,用水可以保证的差值最小年度为1958—1959年,差值为2.50毫米,其顺序号为 $m=7$,总年份 $n=21$,灌溉保证率为 $\frac{m}{n+1} = 31.8\%$ 。

根据同样方法,求得了水利化程度为45%、50%时的灌溉用水保证率如表3。

自表3可以看到,在年均衡情况下灌溉用水保证率随着水利化程度的提高逐渐减小。这说明单纯进行地下水的年调节运用,保证率是比较低的,为了提高保证率还必须进行多年调节。

2) 地下水资源的多年均衡分析(地下水库的多年调节计算)。

在用水超过补给的年份,将动用地下库容中多年存储的水量,但在多年过程中不同水利化程度的情况下,灌溉用水能否得到保证,在连续干旱年份地下水可能达到的最大降深多少,连旱年份动用的地下水储存量在多年范围内能否得到回补,都要通过多年均衡(地下水库的多年调节)计算进行分析。

在以制订地下水开发利用规划为目的的资源评价

表 1 各年地下水补给量和灌溉用水量表

年 度 *	地下水补给量 (毫米)	灌溉用水量 (毫米)	不同水利化程度用水量(毫米)		
			45%	50%	55%
1954—55	72.28	166	75.0	83.0	91.5
1955—56	104.26	126	56.5	63.0	69.2
1956—57	46.30	126	56.5	63.0	69.2
1957—58	43.55	154	69.2	77.0	84.8
1958—59	64.80	126	56.5	63.0	69.2
1959—60	165.00	182	82.0	91.0	100.0
1960—61	63.80	194	87.2	97.0	107.0
1961—62	240.40	166	75.0	83.0	91.5
1962—63	45.43	138	62.0	69.0	76.0
1963—64	191.40	126	56.5	63.0	69.2
1964—65	19.24	194	87.2	97.0	107.0
1965—66	73.60	166	75.0	83.0	91.5
1966—67	71.00	154	69.2	77.0	84.8
1967—68	11.88	194	87.2	97.0	107.0
1968—69	54.10	126	56.5	63.0	69.2
1969—70	72.63	154	69.2	77.0	84.8
1970—71	146.11	126	56.5	63.0	69.2
1971—72	11.88	166	75.0	83.0	91.5
1972—73	59.35	126	56.5	63.0	69.2
1973—74	98.35	166	75.0	83.0	91.5
1974—75	28.19	126	56.5	63.0	69.2
多年平均	80.18	152.5	68.70	76.4	83.8

* 均衡时段采用灌溉年度,自上一年10月1日至次年的9月30日止

表 2 灌溉用水保证率计算表 (水利化程度55%)

序 号	年 份	补 给 量 (毫米)	* 用 水 量 (毫米)	差 值 (毫米)		保 证 率 (%)
				+	-	
1	1961—62	240.4	82.3	158.1		4.6
2	1963—64	191.4	62.3	129.1		9.1
3	1970—71	146.11	62.3	83.81		13.6
4	1959—60	165.0	90.0	75.00		18.2
5	1955—56	104.26	62.3	41.96		22.7
6	1973—74	98.53	82.3	16.23		27.3
7	1958—59	64.80	62.3	2.50		31.8
8	1972—73	59.35	62.3		2.95	36.4
9	1969—70	72.63	76.4		3.77	40.9
10	1966—67	71.00	76.4		5.40	45.4
11	1968—69	54.10	62.3		8.20	50.5
12	1965—66	73.60	82.3		8.70	54.6
13	1954—55	72.28	82.3		10.02	59.1
14	1956—57	46.30	62.3		16.00	63.6
15	1962—63	45.43	68.3		22.87	68.2
16	1960—61	63.80	96.4		32.60	72.7
17	1957—58	43.55	76.4		32.85	77.3
18	1974—75	28.19	62.3		34.11	81.8
19	1971—72	11.88	82.3		70.42	86.4
20	1964—65	19.24	96.4		77.16	90.9
21	1967—68	11.88	96.4		84.52	95.4

* 为表 1 用水量扣除10%灌溉回归水后数值

表 3 年均衡情况下不同水利化程度时
灌溉用水保证率表

水利化程度 (%)	45	50	55
多年平均灌溉用水量(毫米)	68.7	76.4	83.8
灌溉用水保证率%	59.1	45.4	31.8

中,可以根据历史资料进行多年均衡计算(即认为今后可能出现的情况与历史过程相同),在以管理为目的地下水预报中,则根据气象预报,确定未来的补给量和开采量,并据以进行均衡计算。地下水资源评价的多年均衡法可以采用时历法,也可以采用数理统计分析的方法。以下着重介绍多年均衡的时历法。

为了确定连续干旱年份可能达到的最大水位降深,可将实有各年补给、用水系列作一个水文周期看待,按照时间顺序逐年进行均衡计算;为了判明多年范围内水量是否可以回补,也可以自系列中的连旱年

份开始,而将开始计算前的各年(补给较多的年份)排在实际系列终了年份的后面(即作为水文周期循环出现)。表4为采用时历法进行均衡计算的实例。例中水量调节自1964—65年度(枯水年)开始计算。计算系列按1964—65年度至1974—75年度(本例计算时实际资料至1975年止),1954—55年度至1963—1964年度排列,即1974—75年度完了后又开始出现1954—1955年度的情况。考虑到埋深在三米以内的地下水量大部分将消耗于潜水蒸发和沟渠排水,难以开发利用,为此,均衡计算的起算水位(正常高水位)自三米开始,在均衡过程中当出现埋深小于三米的水位时,仍取三米作为计算水位。兹以水利化程度为55%的情况为例说明计算方法与步骤。首先将各年补给和用水列入表4第2、3栏。根据各时段(年)的均衡差值(第4、5栏),求得各年地下水位变化值(均衡差除以给水度0.048)列入第6、7栏,自1964—65年度(开始时的地下水埋深为三米)逐年推算多年均衡要求的地下水埋深,见表4中第8栏。

表 4 水利化程度为55%时的均衡计算表

年 份	补给量 (毫米)	用水量 (毫米)	补给与用水量差值 (毫米)		地下水位变化值 (米)		多年均衡 要求的地下 水埋深 (米)	年用水要 求的地下 水位变幅 (米)	多年调节 和年调节 要求的地下 水埋深 (米)	序号	保证率%
			+	-							
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1964—65	19.24	96.40		77.16		1.61	3.00 4.61	2.01	5.01	2	9.1
1965—66	73.60	82.30		8.70		0.18	4.79	1.70	6.31	4	18.2
1966—67	71.00	76.40		5.40		0.11	4.90	1.60	6.39	5	22.7
1967—68	11.88	96.40		84.52		1.77	6.67	2.01	6.91	6	27.3
1968—69	54.10	62.30		8.20		0.17	6.84	1.30	7.97	11	50.5
1969—70	72.63	76.40		3.77		0.13	6.97	1.60	8.44	16	72.6
1970—71	146.11	62.30	83.81		1.75		5.22	1.30	8.27	14	63.6
1971—72	11.88	82.30		70.42		1.47	6.69	1.70	6.92	7	31.8
1972—73	59.35	62.30		2.95		0.06	6.75	1.30	7.99	12	54.6
1973—74	98.53	82.30	16.23		0.34		6.41	1.70	8.45	17	77.3
1974—75	28.19	62.30		34.11		0.71	7.12	1.30	7.71	8	36.4
1954—55	72.28	82.30		10.02		0.21	7.33	1.70	8.82	20	90.9
1955—56	104.26	62.30	41.96		0.88		6.45	1.30	8.63	18	81.8
1956—57	46.30	62.30		16.00		0.33	6.78	1.30	7.75	9	40.9
1957—58	43.55	76.40		32.85		0.69	7.47	1.60	8.38	15	68.2
1958—59	64.80	62.30	2.50		0.05		7.42	1.30	8.77	19	86.4
1959—60	165.00	90.00	75.00		1.56		5.86	1.88	9.30	21	95.4
1960—61	63.80	96.40		32.60		0.68	6.54	2.01	7.87	10	45.4
1961—62	240.40	82.30	158.10		3.30		3.24	1.70	8.24	13	59.1
1962—63	45.53	68.30		22.87		0.48	3.72	1.43	4.67	1	4.6
1963—64	191.40	62.30	129.10		2.70		(1.02)* 3.00	1.30	5.02	3	13.6

* 根据均衡计算求得地下水埋深1.02米,因小于3米采用3米。

由于年内灌溉用水与补给在时间分配上存在着一定矛盾（北方许多地区灌溉用水大多在汛期以前，而降雨补给则在汛期），为了满足年内灌溉用水要求，还需要一定的地下水位降深（即年调节库容）。在无覆盖的情况下（北方雨季集中，旱季降雨补给极少，汛前地下水位达到最低，每年只在汛期蓄水一次）年内最低水位（正常高水位至最低水位之间的库容即为多年均衡和年均衡要求的总库容）为年度开始时多年调节要求的水位，减去年用水要求的降深（即年用水量除以给水度），年内最大埋深为年度初多年调节要求的地下水位埋深加年用水除以给水度。年用水要求的降深列入表4第9栏。将年度多年均衡和年均衡要求的总库容相加（即第8、9栏相加）即可求得满足灌溉用水要求所需要的地下水总埋深（第10栏）。在年内有两个以上降雨季节（如安徽淮北），地下水库有两次以上蓄水过程（覆盖），或虽有一个雨季但汛期灌溉用水量不容忽视的情况下，需要通过逐月均衡单独计算年调节库容，然后与多年库容相加，也可以根据多年逐月补给和用水量系列，直接推求各年要求的最大埋深（在系列较长时计算比较繁琐，可以借助电子计算机进行）。求得各年要求的地下水埋深后，将各年埋深自小到大按顺序排列，根据 $\frac{m}{n+1}$ 即可计算出水泵

提水能力达到第10栏内所列各种埋深时的灌溉用水保证率。从表4可以看到，在水利化程度为55%的情况下，如农田用水得到保证，地下水最大埋深将达到9.3米（静水位）。在水利化程度为55%时，各年地下水位变化过程如图5所示，灌溉用水保证率与允许达到的最大降深之间的关系曲线如图6所示。

自表4和图5可以看到，在整个水文周期中在水利化程度为55%的情况下，干旱年份虽然地下水位有所下降，最大降深达到9.30米，但丰水年份水位又逐渐回升至埋深三米左右，表明用水是可以得到保证的。

根据同样方法，求得水利化程度为45%，50%时要求的地下水最大埋深，见表5。

将与各种水利化程度相应的平均灌溉用水量乘以均衡区的总面积，即为在各种用水方案下的地区年开采地下水总量。

计算表明，随着水利化程度和灌溉用水水平的提高，要求的最大埋深也逐渐增大，水利化程度愈高，要求的地下水埋深增长愈快。

应当指出，开发利用浅层地下水的地区，降雨补给是地下水的主要补给来源，而降雨补给量的大小，除与降雨量有关外，还与地下水的埋深有密切关系。

表5 不同水利化程度和灌溉用水保证率情况下要求的地下水埋深（米）

灌溉用水保证率 (%)	水利化程度(%)		
	45%	50%	55%
平均用水量 (毫米)	68.7	76.4	83.8
95.4	6.54	7.34	9.30
90.9	6.37	7.03	8.82
86.4	6.08	7.01	8.77
81.8	5.65	6.86	8.63
77.3	5.57	6.77	8.45
72.7	5.42	6.67	8.44
68.2	5.41	6.54	8.38
63.6	5.25	6.45	8.27
59.1	5.24	6.31	8.24
54.6	4.79	6.10	7.99
50.0	4.72	6.03	7.97

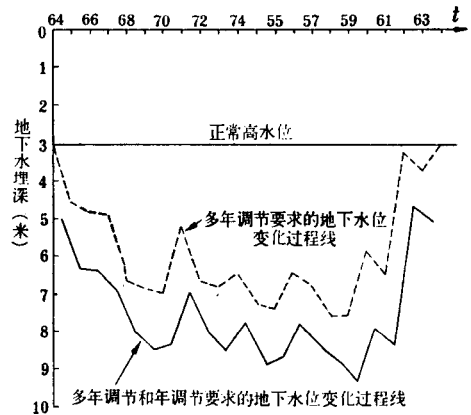


图5 多年均衡条件下地下水位变化过程图

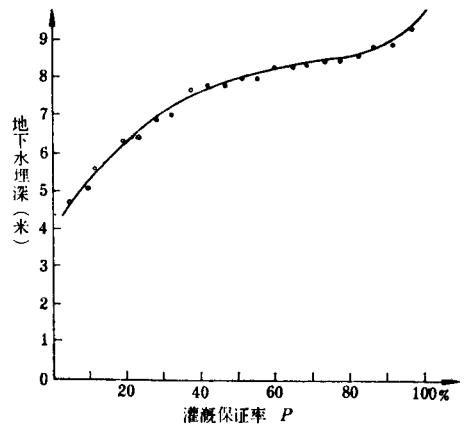


图6 允许的地下水位埋深与灌溉保证率关系曲线图

在多年均衡计算中如各年水位变化不大，则可以根据

平均的地下水埋深,自地下水位不同埋深时的 $P+P_0$ 与 P_r 关系曲线预先计算各年的降雨补给量。如果均衡计算中求得的地下水埋深与原来埋深相差较远,预先推求的地下水补给量有较大误差时,则需要根据各时段推算的埋深,借助地下水位不同埋深句 $P+P_0$ 与 P_r 曲线或汛期 P 与 P_r 曲线重新计算补给量,然后再继续进行多年均衡计算。

上例虽然主要说明天然补给不能全部满足灌溉用水要求时浅层地下水资源评价的方法和步骤,但其基本原则和方法也同样适用于有人工补给和井渠结合条件下的地下水资源评价,不同之处仅在于计算时必须首先拟定不同的人工回灌方案或井渠结合方案,在有人工补给的情况下,除天然补给量外还要根据回灌方案,计算各年的人工补给量,在井渠结合的情况下,还要根据渠灌方案计算井灌用水量及各年的渠灌补给量,然后才能进行均衡计算。在计算出不同回灌(或

渠灌)方案所提供的可采资源和可能出现的最大降深后,即可根据技术经济条件,选定最优方案。

均衡法具有概念清楚易于掌握的优点,但均衡法一般只能求得大面积的平均水位,而不能反映区域内部由于集中开采(强度远超过相邻地区)出现的局部水位变化情况(降落漏斗),也难以精确估算在长期开采过程中地下水侧向补给和排泄的变化情况,因此,均衡法多适用于区内开采强度均匀,侧向补给量或排泄量在均衡计算中占有较小的比重,不致由于对侧向补给或排泄量估算的误差,而显著影响计算精度的地区。

在区内各种参数和开采强度差异较大的地区,以及边界条件复杂的地区,则需要通过有限差分法、有限单元法或电模拟进行计算,但在这些地区进行地下水资源评价时,为了确定多年最大降深和灌溉用水保证率仍必须采用多年均衡的概念,本文介绍的基本方法仍是可用的。

(1978年8月16日收到)

(上接第26页)

地下水动态是地下水在自然因素和人为因素综合影响下产生数量与质的变化,积累和分析本区地下水动态资料,是确定开采利用地下水方案的重要依据。

从前已述及的黄土层中地下水的循环条件可以看到潜水的全部活动过程主要是在气候因素于特定的地质背景上发生的。另外由于农田灌溉迅速发展,人为因素亦强烈地参与了地下水动态的形成过程。因此,根据控制黄土层中地下水动态变化的主要因素,将其划分为气候型和人为型两类。

1. 气候型:地下水主要受大气降水补给,降水的变化对地下水动态有极大的影响,水均衡的过程是垂直渗入和径流流出相抵。潜水位动态季节性明显,与降水变化相适应,只是略为滞后。年变幅1米左右。

水化学动态是气候和人文地质特征的综合反映。由于黄土层中地下水径流、排泄条件较好,水化学动态较稳定,水化学类型不变,仅个别离子含量略有升降。如14号井在地下水的枯水季节8月及1—3月份, SO_4 、 Cl 及矿化度曲线出现两个峰,后者为主,矿化度增加0.03克/升, SO_4 及 Cl 增加0.2—0.3毫克当量/升。

地下水量变化主要受气候控制。据出露于黄土层中泉水的长期观测资料表明,泉水流量动态变化与降水变化大体一致,在集中降水期间,泉水流量出现高峰。泉流量年变率与其埋藏条件有关,埋藏浅者变化大,深者较小。如渭南原第五层古土壤层中出露的2号泉流量高峰出现在12月—翌年1月,次高峰出现在5—6月,低峰出现在夏季的8—9月,最大流量5.08

升/秒,年变幅1.72升/秒,变率33%,而出露在第三层古土壤中的泉水变率达42—51%。

2. 人为型:随着农田水利事业的发展,蓄水灌溉和开发地下水灌溉的规模不断扩大,因而强烈地改变了局部地下水的自然动态变化,其变化趋势与灌溉取水方式直接相关。

(1) 水位上升亚型:因引水渠系和田间灌溉水渗漏以及修筑在台原沟谷中的水库渗漏补给了黄土层中地下水,并引起水位迅速上升。如宝鸡峡灌区放水以来,地下水位普遍上升3—8米。西安少陵原司马水库自60年放水以来,每天漏水量达1—2万方,引起库区附近地下水位上升达25米,距水库8公里的羊头镇水位上升6米(图11)。

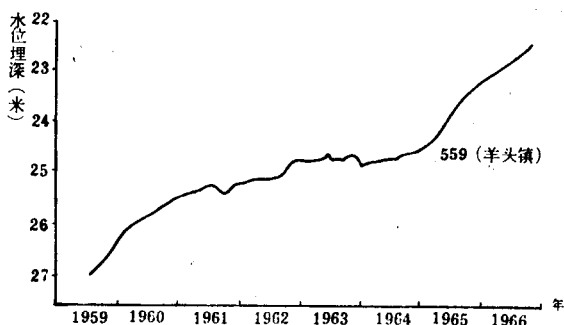


图 11 水库渗漏影响区水位曲线

(2) 水位下降亚型:目前原区机井日益增多,由于大量开发地下水,在一些地段破坏了地下水的自然均衡,引起水位逐年下降,导致了浅井报废。

(1978年7月14日收到)

倾倒岩体边坡稳定性及其防治

赵 连 三 (水利部第五工程局勘测设计大队)

“倾倒体”作为一种特殊的工程地质现象,在山区水电建设中,经常给工程带来较大的经济损失,并危及水工建筑物和交通线的安全。尤其当设计与施工未注意其倾倒条件和工程处理时更为突出。

“倾倒体”的产生取决于一个地区的地质条件。在地应力较大的地区都可能出现。

本文仅以碧口水电站工程实践中有关“倾倒体”的问题加以介绍,以便对“倾倒体”的成因,特性及防治提供一些资料。

一、概 述

碧口水电站位于秦岭西段陇南山区,由一套古老的变质岩系组成,统称碧口群。岩性以绢英千枚岩为主,次为变质凝灰岩及变质石英砂岩,间夹少量石英岩透镜体。构造上属秦岭——昆仑纬向构造带,岩层挤压现象极为强烈,构造线近东西向。水电站地区岩层产状相当稳定,走向北东 80° 左右,倾向南东,倾角 $70^{\circ}-80^{\circ}$ 。

“倾倒体”这一独特的地质现象,在白龙江流域,特别是在中下游河段广泛分布,其规模大小不等。在宏观上多处呈现“滑坡”地貌,自然坡度一般较缓。除局部地段表现为坍塌和滑坡外,绝大部分则表现为沿岸坡岩层倾斜的变缓或反倾。表部岩体松动,裂隙张开。

据勘探资料证实,“倾倒体”的最大厚度可达四十米以上,一般亦在二十米左右。工程施工中在深切挖方和埋深百米以上的地下洞室中,“倾倒体”在短时间亦不间断地产生出来,它深刻地揭示了“倾倒体”产生的内在因素。这就使我们对一般认为是重力或冰川成因的看法产生了怀疑。通过构造体系的划分、岩体应力测量及水电站建设的工程实践,初步认识了“倾倒体”的形态特征和工程地质特性。同时,它也充分地说明了“倾倒体”的发生是由于地应力释放的结果。而空间和其它诸因素则是它的变形条件。碧口电站应力试验结果表明:洞壁岩体处于受力状态。由于垂直岩层层面部位应力的释放,地下建筑物局部地段将会产生较大的变形。实践证明,大跨度洞室的侧壁倾倒是严重的。但由于岩层挤压紧密,对顶拱的稳

定又是非常有利的因素。

在露天和地下洞室的施工中,由于“倾倒体”的存在,曾多次给工程带来极其被动的局面。为了防止重大事故的发生,保证施工的顺利进行,对“倾倒体”这一特殊的工程地质现象,工程实践中急切需要我们去认识它。

二、倾倒体的概念

(一) 名词定义

挤压紧密的陡倾岩层,在一定条件下,受力的作用,促使岩体沿着某一较明显界面,向着变形空间一侧发生弯折的现象。

挤压紧密岩体的构造应力,在一定条件下就要释放,而使岩体首先发生松弛,当外力(重力、冰川力等)进一步作用于岩体,倾斜更加显著,致使倾角显著变缓,甚至达到水平或反倾。倾倒后,岩体仍保持着原岩的结构和构造,无明显的错开和位移现象。

我们对这种由倾倒岩层所组成而又明显区别于下伏岩层的地质体,统称为倾倒体。

(二) 层次划分

倾倒体作为分布于基岩表面的一种特殊的分离体,为了便于工程地质条件分析,我们主要依据岩体倾倒后倾角的大小、风化破碎程度、与正常岩层接触型式及夹泥特征等把倾倒体划分为两个带:

1. 强倾倒体

倾角多在 $20^{\circ}-50^{\circ}$ 间,局部可接近水平。表部大都已泥化,很似残积层。下部裂隙亦极为发育,贯通性好,并充填有大量泥质,岩块间有架空现象,但层序依然未乱。地下水活动强烈。溶蚀、铁染现象十分严重。与下伏基岩面或微倾倒体接触型式多为急剧拗折、或为明显的不规正界面。靠近坡脚或岸边可见有少量位移。

2. 微倾倒体

倾倒后岩层倾角仍在 50° 以上,并逐渐过渡为正常产状,岩体完正性尚好。但裂隙发育,并充填有少量泥质。力学强度较新鲜岩层有显著降低。表部多可见起伏差很小的阶状台坎。与弱风化带基本一致。此带厚度各处不一,以厚度大者较为明显。

(三) 倾倒体夹泥问题及其特征

据钻孔和开挖资料, 倾倒体中均可见泥质夹层, 厚度大于5毫米以上者可见到多层, 大都分布在强倾倒体中, 而且以强倾倒和微倾倒、微倾倒和基岩接触界面上一层夹泥最为显著, 厚度由0.01—0.8米不等, 最厚可达1.05米。为棕黄色亚粘土或紫红色粘土, 厚度大者可见碎石。经洞探和施工开挖证实: 夹泥确实存在, 但连续的较大面积的夹泥层是没有的。其特点是近地表, 沿层面及裂隙面均有淋滤性泥质充填, 下部仅见于裂隙间。其富集型式与模拟试验相似。沿垂直渗集带多分布于张性裂隙及扰动层面间, 其厚度一般较小。水平富集带主要受缓倾角裂隙控制。夹泥厚度相差悬殊, 在横向展布上呈现有规律的齿型波浪状: 纵向上常与岸坡平行, 与岩层走向一致, 呈条带状相间排列(图1)。岩层倾倒后沿顺坡裂隙面往往形成三角形空洞, 但不一定有充填物。据此可判别倾倒体形成的先后。

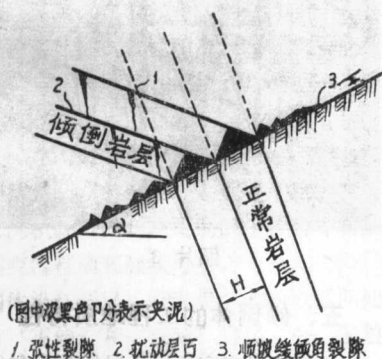


图 1

综上所述可以看出:

1. 倾倒体中沿原软弱结构面和破裂面夹泥现象是普遍存在的。但夹泥是不连续的。
2. 倾倒体夹泥有它特殊的富集型式: 层间的错动和三角形长廊式的形成给它提供了淋滤通道和富集的场所, 这就决定了强、微倾倒体界面以及与之接触的基岩界面为一最危险软弱面。

三、倾倒体与基岩面接触型式和底面特点

(一) 接触型式

倾倒体和下伏完整基岩以一个不连续的面相隔。局部并可见少量错开和位移现象。其接触型式主要取决于岩性和构造条件。据实地观察可分为下列三种类型:

1. 挠曲型渐变面

集中表现于岩性较为柔软的薄片状绢英千枚岩

中。在边坡上呈现出一种挠曲现象。与下伏正常岩层无明显界面, 显示出蠕变特性。此层多见于地表, 发育深度不大。一般裂隙发育, 破碎较严重(见照片1)。



照片 1 千枚岩中倾斜体形态和挠曲型渐变面

2. 拗折型破裂面

主要表现在单片厚度在3—5毫米间的中片状绢英千枚岩中。可见到一组密集的折裂界面, 在力的作用下显示拗折特性, 实际上它受到微裂隙的控制, 界线较明显。延展面积较大, 沿断裂面附近多有架空现象, 并充填有泥质。

3. 受构造制约的不规正界面

在变质凝灰岩和厚片状(板状)绢英千枚岩中, 为固有的构造裂隙面所分割。受几组主要的顺坡裂隙面控制, 因而具有不规正的齿状起伏面, 沿走向和顺倾斜方向都有较大的台坎(照片2和图2)。



照片 2 沿裂隙面倾倒情况

(二) 底面特点

实际上由于岩层的软硬相间, 多组缓倾角裂隙的切割, 在倾倒体底面不同部位其接触型式是不同的。在较大面积范围内往往都是以上三种型的综合。



[Ph] 绢英千枚岩 [mg] 变质凝灰岩

图2 倾倒体底面接触情况 (据D₀31号平硐)

倾倒体由于组合关系和坡脚的被淘刷或挖除,经常发生小的塌滑变形。但其总的倾倒底面可以看出有如下特点:

1. 底面的类型和延展范围受岩性和单层厚度以及裂隙发育程度所控制。总的来说,多属拗折型及不规则齿状起伏面。
2. 面上多充填泥质和碎屑。
3. 在空间上存在多个软弱结构面,受构造控制又多互不连续。
4. 受构造组合关系控制,局部可以形成滑动面而发生塌滑变形。
5. 最危险的可能滑动面存在于强和微倾倒体界面,或倾倒体与基岩分界面上。

四、新倾倒体的产生

(一) 露天开挖

在溢洪道渥奇段和右岸690公路衔接段,有近五十米长一段在开挖过程中不断出现倾倒现象,厚度仅1—2米,当时边坡按1:0.4施工,岩性为中片状绢英千枚岩。由于690公路方位为NE 80—85°和岩层走向近于平行,岩体在新的应力状态下失去支撑,因此,新鲜的开挖岩层常在3—5天内形成倾倒。

(二) 地下洞室

埋深均在百米以上的导流洞一号支洞下叉洞、引水洞又管段及排沙洞均有严重的倾倒现象。此类现象都在洞体开挖后不久即迅速发生,而且都发生在较为柔软的中片及薄片状绢英千枚岩中(照片3)。如洞群密布的叉管段和排砂洞中虽经锚杆加固,混凝土支护等措施,但效果均不显著。

(三) 倾倒体产生的一般规律性

经导流洞一号支洞和排沙洞、引水洞又管段开挖统计表明,在千枚岩地层中,当建筑物轴线与片理面或层面夹角小于20°时,洞体内将会发生严重倾倒。其形象是一壁“鼓肚”,一壁拗折,洞形呈不对称的椭圆形歪斜。当夹角在20—30°时层面有不同程度的拉裂现象。因此可以看出,建筑物轴线与片理面夹角大

小是起主导作用的因素,说明了空间的存在和地应力的释放是变形的主要原因。



照片3

五、倾倒体的工程地质特性

(一) 倾倒体保存有原岩的层位关系和结构、构造特征。在形成过程中,几组张裂隙把倾倒体切割成为结构松散的岩体,给风化、渗漏、溶滤等创造了良好条件。强倾倒体已强烈风化,并普遍夹泥。

(二) 承受重载或浸水后,倾倒体将会出现非均匀沉降,而且抗剪强度较低。

(三) 大爆破震动的面波在倾倒体中极易将层面拉开,波及范围较大。如溢洪道撑子面开挖,采用集中药包(装药七吨)一次起爆,影响边坡高达百米以上,出现了成排的弧形裂缝。

(四) 在大面积倾倒体分布地段自然边坡30—38°,经勘探证明它与基岩顶板基本一致。在坡高不大的情况下倾倒体边坡可以稳定在1:0.75—1:1间。经初步稳定分析认为即使长坡1:1也基本上是可以的。

(五) 倾倒体边坡常因坡脚被淘刷或施工开挖而发生崩坍或塌滑变形,并牵引附近岩体,给施工和边坡处理带来极大困难。因变形急骤极易发生事故。因此,倾倒体应避免以洞室方法施工。

由以上特性可以看出,在大面积边坡高的情况下,如果施工方法不当,就会给施工带来被动局面。

六、倾倒体形成机制的初步探讨

由前述倾倒体的特征和其出现的规律性,可以看出倾倒体实质上是由于地应力的作用所致。由于出现了临空面,导致应力的释放,而使岩体发生变形。岩体先发生松弛,继而产生倾倒,这就是倾倒体形成的全过程。

由于松弛、倾倒体结构面力学性质得到改造,从而形成了倾倒体的独特工程地质性质。又由于岩体力学性质的差异和原岩裂隙的制约决定了倾倒体底面为挠曲型或为不规则界面,以及底面夹泥的存在。

对倾倒体形成的边界条件可以归纳为以下几点:

(一) 挤压紧密的陡倾岩层的构造应力一旦具备释放条件,倾倒体就会在短时间内形成。因此说地应力是倾倒体的主要根据,变形空间是倾倒体的外因条件。

(二) 倾倒体在层状,特别是薄层或片状岩层中发育的最为明显。这就说明薄层和片状岩层是产生倾倒体的条件。而厚层块状岩层就不易产生这样的表象。但它也有相同的松弛范围。

(三) 地表大面积倾倒是地应力,重力和冰川联合作用的结果。在电站上下游地段广泛发育有冰川地貌和冰水沉积物。因此在柔弱的千枚岩中表层常可见不厚的蠕变流褶曲和膝状弯曲。

倾倒体沿江两岸均有发育,向河或低凹处倾倒,因此尚有“正倾”和“反倾”岩层之分。多数分布在缓坡地段,少数分布在 50° 以上的陡坡地段。

(四) 倾倒体发育深度颇大,但发育最大深度不会超过当地相对侵蚀基准面。而且倾倒体和基岩分界面是顺几组软弱结构面的追踪式不连续界面。

(五) 倾倒体底面受裂隙面控制。在碧口电站一般较发育裂隙组延伸长度可达7—10米,个别张性结构面和挤压带延伸更长一些。因此它们的组合,局部还可形成小的塌滑体。

七、倾倒体的工程地质评价

(一) 倾倒体不是滑坡。但也不能简单地把它视为一般的堆积体或“岩体”,而是一种独具许多特点的物理地质现象。

(二) 倾倒体既然是一种特殊的物理地质现象,因此它的变形也是一种独特的类型。

倾倒体底部弯折,受各种因素支配而形成一个波状起伏的并不十分连续的软弱面。这样倾倒体要发生大面积的边坡变形,就必须首先要剪断挠曲变形部分。

即使发生局部范围的变形,因为底面为起伏的齿形面和拗折型界面,所以它也就不同于一般的滑坡。

(三) 倾倒体近地表部分多已全风化,故可以按散体考虑。下部一般完正性尚好,计算上一般应充分考虑其边界条件和倾倒体的底面特点,可按一般岩质边坡进行分析。

(四) 倾倒体地区一般不宜布置大型建筑物。作为边坡原则上以尽量不动或少动自然边坡为宜。

(五) 倾倒体并非一定对水库构成主要的工程地质问题。但倾倒体浸水后会降低夹泥层的抗剪强度而影响其稳定性。因此,水库岸边的倾倒体应视其规模大小,距坝远近,如认为对工程安全有影响时,在蓄水初期,应进行观测。

(六) 薄层或片状岩层在隧洞中倾倒特别明显,处理亦较困难。在地表变质凝灰岩和各类千枚岩都同样发生倾倒,只不过倾倒程度和底面类型不同罢了。这说明倾倒与岩性关系不是十分密切。这就提醒我们,即使是在强度高的厚层岩层中,应力在一定条件下也要释放。虽未见倾倒和“鼓肚”现象,设计和施工部门也必须考虑此项作用于边墙上的附加应力。

八、倾倒体的勘测与防治

(一) 勘测工作

倾倒体因其仅倾角显著变缓,产状仍和原岩基本一致。所以在倾角体分布地区依然“基岩裸露”。仅在地貌上有所差异,因此其工作方法,仍可同一般工程地质测绘工作一样。其工作内容亦基本一致。但工作重点应放在查明倾倒体的厚度、倾倒后产状变化、底面特征和夹泥特性,并进一步分析其倾倒岩体的构造组合特征,论证其边坡的稳定性。

在测绘中,其岩层分界、构造界线和其它各类地质现象都应绘入工程地质图中(可用虚线表示)。在圈定倾倒范围时,注明颜色或图例即可。

倾倒体厚度及边界条件的查明最好用轻型勘探手段——如轻型钻机或坑槽探等。钻进方法应用无泵钻进,以便取得较为理想的样品。重点地段应配以物探和较大坑槽探。

当倾倒体的各个部位厚度了解以后,可较为准确的勾绘出倾倒体分布区基岩顶板的等值线图。地质界线亦可依据倾倒体产状复原到较为精确的位置(图3)。其复原产状可用下式换算:

$$\gamma = \alpha - \alpha'$$

$$\beta = \beta' - \gamma$$

$$\beta = \beta' - (\alpha - \alpha')$$

式中: γ ——岩层倾倒角度;