绪　言

地下水既是人类生存不可缺少的宝贵天然资源，又是某些经济部门发展生产的天然障碍。人们在寻找、开发和利用地下水及同地下水的危害作斗争的长期实践中，创立和发展了水文地质科学。它是指导水文地质工作实践的不可缺少的理论武器。

但是，以往的水文地质学，对基岩地下水的研究非常薄弱。这一方面是由于受社会生产活动的广度和深度的限制，水文地质工作大部分是在松散岩层地区进行的，基岩地区的水文地质实践相对较少；另一方面，也与基岩地下水的埋藏和分布有很大的不均匀性，其赋存和运动比较复杂有关。在以往的水文地质科学文献中，虽然也叙述了裂隙水和溶洞水的特征和分类等，但均过多地强调了它们的复杂性，对它们规律性的研究较少，使基岩地区的水文地质工作一直缺乏比较成熟的科学理论作指导。这种状况，已经不能适应我国社会主义建设日益发展的需要，必须改变。

近些年来，随着我国山区工农业生产和国防建设事业的迅速发展，开发和利用基岩地下水日益受到重视，山区找水工作相继开展起来。在大量的找水实践中，人们加深了对基岩地下水的埋藏、分布和运动规律的认识，积累了许多实际资料和宝贵经验，丰富了基岩地下水的科学理论。本书就是这些资料、经验的总结，并上升到理论上予以认识。本书的主导思想是阐述地质控水理论和用地质控水理论来指导基岩山区找水与矿山排水工作。

基岩的非均质性，使其中地下水的埋藏和分布具有很大的不均匀性。这种不均匀性，虽然比较复杂，但它并非杂乱无章，而是有规律可循的。实践证明，在影响基岩地下水富集的诸因素中，地层岩性是地下水赋存的基础；地质构造是控制地下水埋藏、分布和运动的主导因素；地貌、水文、气候等则是影响地下

水补给、径流、排泄的重要条件。这些因素既互有联系，又互相制约。本书的内容和章节就是基于这种认识安排的。书中所引用的实际资料，大部分是我国各地群众和水文地质技术人员在山区找水实践中积累的。

全书共四章。第一章叙述岩石中各种空隙的特征及其分布、发育的规律性，基岩含水层与含水带的特征，以及控水构造、控水地形等基岩含水条件；第二章论述本书作者提出的蓄水构造理论，从寻找基岩地下水的目的出发，把单式的蓄水构造分为七大类型、十七种形式。只有将含水层（带）、隔水层及补给排泄条件等结合起来研究，才能全面地正确地认识基岩地下水的富集规律。在基岩地区寻找地下水，主要就是寻找蓄水构造；第三章叙述控制基岩地下水交替循环的水文地质单元、水文地质边界、地下水流系统，以及地形、岩性等条件；第四章介绍寻找基岩地下水的要领、方法，以及在不同岩石分布区的主要找水标志和经验。

由于作者经验和水平所限，本书对基岩地下水的科学理论和找水方法的总结还只是初步的，有些内容尚不够完善，有些问题只是提出来了，尚待进一步解决。希望广大水文地质工作者结合自己的经验继续总结和提高，使我国基岩地下水的科学理论和方法不断地充实和完善，更好地为社会主义建设服务。

目　录

绪言
第一章　基岩含水条件 …… 1
第一节　基岩地下水的特点 …… 1
第二节　裂隙 …… 3
一、岩石裂隙的类型及含水意义 …… 3
二、构造断裂的发育特征 …… 11
三、构造裂隙发育与岩石性质及岩层组合的关系 …… 14
四、与岩层褶曲有关的裂隙发育带 …… 21
五、断层及其有关的裂隙发育带 …… 23
六、构造裂隙发育随深度的变化 …… 28
七、风化裂隙的发育特征 …… 31
第三节　溶隙 …… 32
一、岩溶空隙的形成 …… 33
二、岩溶空隙的类型与特征 …… 34
三、地下岩溶分布特征 …… 36
四、岩溶发育的成层性 …… 45
五、岩溶发育的地带性 …… 47
第四节　孔隙 …… 48
第五节　含水层与含水带 …… 49
一、基岩含水带的概念 …… 49
二、基岩含水层与隔水层 …… 50
三、基岩含水带与隔水围岩 …… 51
第六节　控水构造 …… 52
一、控水构造的类型 …… 52
二、导水构造 …… 53
三、阻水构造 …… 54
四、汇水构造 …… 55

五、蓄水构造 ……56
六、储水构造 ……56
第七节 控水地形 ……56
第二章 基岩蓄水构造 ……59
第一节 蓄水构造的组成要素及类型 ……59
一、组成蓄水构造的要素 ……59
二、基岩蓄水构造的类型 ……60
第二节 阻水型蓄水构造 ……61
一、大型岩体阻水的蓄水构造 ……63
二、岩墙阻水的蓄水构造 ……63
三、断层阻水的蓄水构造 ……65
四、地层阻水的蓄水构造 ……67
第三节 滞水型蓄水构造 ……69
一、上层滞水的蓄水构造 ……69
二、台地滞水的蓄水构造 ……70
第四节 褶皱型蓄水构造 ……71
一、向斜蓄水构造 ……72
二、背斜蓄水构造 ……78
第五节 单斜蓄水构造 ……84
第六节 断裂型蓄水构造 ……90
一、断层蓄水构造 ……90
二、断块蓄水构造 …… 104
第七节 接触型蓄水构造 …… 107
一、侵入接触带蓄水构造 …… 107
二、岩脉蓄水构造 …… 110
三、不整合接触蓄水构造 …… 113
第八节 风化型蓄水构造 …… 114
第九节 岩溶型蓄水构造 …… 118
一、岩溶地下河 …… 118
二、岩溶径流带 …… 123
第十节 复式蓄水构造与联合蓄水构造 …… 126
一、复式蓄水构造 …… 126

二、联合蓄水构造 …… 126
第三章　基岩地下水交替条件 …… 127
第一节　水文地质单元 …… 127
一、水文地质单元的基本要素 …… 127
二、地下水域 …… 128
三、蓄水构造单元 …… 129
第二节　水文地质边界 …… 131
一、蓄水构造边界 …… 131
二、地下水域边界 …… 133
三、水文地质边界的表现形式 …… 134
第三节　地下水流系统 …… 135
一、地下水流系统及其特征 …… 135
二、地下水流系统的变迁与袭夺 …… 140
第四节　不同透水性岩石分布区地下水特征 …… 141
一、强透水岩石分布区地下水特征 …… 141
二、弱透水岩石分布区地下水特征 …… 144
第五节　基岩地下水的补给和排泄 …… 145
一、基岩地下水的补给 …… 145
二、基岩地下水的排泄 …… 147
三、开采水量的来源 …… 148
第四章　基岩地下水的寻找 …… 152
第一节　基岩山区找水要领 …… 152
第二节　基岩山区找水经验 …… 154
第三节　石灰岩地区地下水的寻找 …… 158
一、石灰岩区地下水特征与找水方向 …… 158
二、北方石灰岩地区找水 …… 160
三、南方石灰岩地区找水 …… 175
第四节　碎屑沉积岩地区地下水的寻找 …… 182
一、碎屑沉积岩地区地下水特征与找水方向 …… 182
二、海相与海陆交互相砂页岩夹灰岩地区 …… 184
三、平原河湖相砂页泥岩地区 …… 188
四、内陆盆地相与山麓相砂砾泥岩地区 …… 189

第五节　火山岩地区地下水的寻找 …… 197
第六节　花岗岩地区地下水的寻找 …… 205
第七节　变质岩地区地下水的寻找 …… 208
第八节　基岩找水调查 …… 215

第一章　基岩含水条件

岩石中的各种空隙，例如裂隙、溶隙、孔隙，是岩石含水的基本空间条件。基岩地下水的埋藏、分布和运移规律，主要是由岩石中这些空隙的多少、大小和分布情况，以及空隙的水理特征决定的。没有空隙的岩石不能含水，只能在一些情况下成为使空隙岩石含水不可缺少的隔水边界。在这一章里，我们着重讲述岩石中各种空隙的水理特征及它们发育、分布的规律性。

第一节　基岩地下水的特点

自然界中，地下水按其储水空隙的特征，可以分为五种基本类型：

（1）松散岩层粒间孔隙型地下水。

（2）半坚硬岩石孔隙-裂隙型地下水。

（3）非可溶坚硬岩石裂隙型地下水。

（4）可溶性岩石溶蚀裂隙型地下水。

（5）可溶性岩石管道、暗河型地下水。

所谓基岩地下水，是指埋藏在第四纪以前的坚硬、半坚硬岩石中的地下水，即包括上述第三、第四、第五类型及部分第二类型中的地下水。

与松散沉积物中的地下水相比较，基岩地下水具有以下特点：

（1）基岩地下水的埋藏和分布非常不均匀。这是由于储水的裂隙、溶隙等在岩石中的不均匀分布造成的。岩石裂隙发育的地方透水性强，含水也多；裂隙不发育的地方透水性弱，含水也少。在基岩地下水勘探中有时会遇到这种情况，两个勘探钻孔相

距不到几米远，出水量却相差悬殊，甚至有几十倍至上百倍的差别。这种不均匀性就是基岩地下水与松散层孔隙水的最主要的区别。

从不均匀性中寻找其规律性，是基岩地下水研究中的一项重要任务。岩石中各种大大小小的裂隙或溶洞互相切割、交叉，构成疏密不同的裂隙网脉或溶洞溶隙带。这些充水的裂隙或溶洞就像人体的血管一样互相勾通。大的溶洞和张开裂隙有如“大动脉”，其中地下水丰富且流动快；而细微的小裂隙甚至劈理就像“微血管”，水量小，流动也缓慢。我们寻找基岩地下水时，主要就是要找到这些大的张开裂隙的发育带及强岩溶带，而不能简单笼统地把某一地层当作均匀的含水介质来看待。

（2）基岩含水层的形态是多种多样的。与松散沉积物含水层相比，它并不完全受地层层位的控制。除有与地层层位一致的层状或似层状含水层之外，还有完全不受层位限制的呈带状或脉状的含水带和管道状的地下暗河。这些带状的、脉状的、管道状含水介质（或空间）的复杂形态，显然是无法用通常的“含水层”概念来确切形容的。这也说明基岩地下水的埋藏和分布情况远比松散岩层孔隙水复杂得多。那种单纯按照岩性特征来划分含水层与隔水层的做法，对基岩地下水显然是不适宜的。

（3）地质构造因素对基岩地下水的控制作用非常明显。岩石中各种空隙的形成和分布，绝大多数都与地质构造作用有关。即使是在表生作用下产生的风化裂隙和岩溶空隙，也多半是沿着已有的构造裂隙发展起来的。虽然也有因空隙分布受岩层限制而构成的比较典型的基岩含水层，但往往也与构造形态有关。大量山区找水经验证明，在有利的构造条件下，几乎任何一种基岩都可以存在相对的富水地段；而在不利的构造条件下，即使是所谓含水性最好的石灰岩也不一定富水。在基岩富水带的形成过程中，地质构造因素起着最积极的主导的作用。

（4）基岩地下水的动力性质比较复杂。埋藏在同一基岩中的地下水，不一定都具有统一的地下水面。无压水和承压水有时

交替出现。水的运动状态也比较复杂，有层流，也有紊流。在地下溶洞里还有管道流和明渠流等非渗流运动形式。这些，都是由岩石裂隙和溶洞的特殊形态和分布特点决定的。

由于基岩地下水存在上述的特殊性，用带有均质论观点的地层控水理论不能正确说明基岩地下水的埋藏、分布和运移规律。经验证明，用上述理论指导基岩找水实践，经常会出现认识上的错误。

既然基岩地下水的埋藏、分布和运移规律主要是受地质构造条件的控制，那么以表示含水层和隔水层为主要内容的传统的水文地质图，也就难以全面正确地反映实际情况。因此，必须拟定适合于反映基岩地下水特点的水文地质编图原则和方法。基岩水文地质图上，除了要反映一般的水文地质条件外，还应当着重反映各种控水构造，如蓄水构造、阻水构造、导水构造、汇水构造、储水构造等。在水文地质勘察报告书中，也应当增加有关控水构造的内容。

第二节　裂　　隙

裂隙是基岩裂隙水的储存空间和运移通道。因此，研究岩石裂隙的分类、特点、含水性质，以及裂隙的发育、分布规律和组合情形，就成为基岩地下水研究中的一项基础理论工作。

一、岩石裂隙的类型及含水意义

在基岩裂隙水的研究中，裂隙的分类应该是首先解决的一个重要问题。国内外已经有过不少的裂隙分类方案。诸如按裂隙成因的分类、按裂隙与岩层层面相互关系的分类、按裂隙开裂程度的分类、以及按裂隙分布特征的分类等。从水文地质角度考虑，裂隙在空间或平面上的分布规律以及裂隙本身的水理特性主要决定于裂隙的成因，而裂隙的开裂程度更具有重要的水文地质意义。因此，按裂隙成因的分类及按裂隙开裂程度的分类，最适合于水文地质研究的要求。下面介绍按这两种分类法划分的裂隙主

要类型。

1．裂隙按开裂程度分类

岩石裂隙按开裂程度分开裂隙、闭裂隙及隐裂隙三种类型。它们的导水能力和含水性很不相同。

（1）开裂隙　具有明显可见的开口缝隙，两壁岩石脱离接触。这种裂隙含水空间大，含水量多，导水能力强。

（2）闭裂隙　用肉眼能够清楚地看出裂缝的存在，裂隙两壁非常贴近，且在许多点上直接接触。因此，看上去裂隙是闭合的。这种裂隙含水空间很小，导水能力和含水量均较微弱。

（3）隐裂隙　用肉眼不易观察到，但往岩面上着色时却能看出它的存在。当岩石受打击时，易沿着隐蔽的裂隙破坏。它实际上并不是完全裂开了的缝隙，而是岩石中的一种非常脆弱的面。因此，隐裂隙不含重力水，也基本上没有导水能力。它的水文地质意义是经后来的构造变动和风化作用改造以后，可以变为开裂隙或闭裂隙。

2．裂隙按成因分类

按裂隙的成因，可分为成岩裂隙、构造裂隙、风化裂隙、应力释放裂隙及人工裂隙五类。下面介绍前四类中的主要类型。

（1）成岩裂隙　成岩裂隙是指在岩石形成过程中，由于冷凝、固结、脱水等原因在岩石内部引起张应力作用而产生的原生裂隙。它包括火山熔岩的柱状节理、侵入岩的原生节理及某些沉积岩在成岩过程中因脱水体积收缩产生的张裂隙等。其中最有水文地质意义的是火山熔岩的柱状节理，尤其是玄武岩。

① 玄武岩的成岩裂隙　玄武岩岩浆于摄式1000度时开始凝固。继续冷却，体积收缩，因收缩而产生的张应力，致使玄武岩产生垂直于冷却表面的裂隙。这种裂隙，理论上呈六角形网格状分布，将岩石切割成很多六方柱体，即柱状节理。但在实际上，由于种种因素的影响，六方柱体多不标准，有的则呈五角柱、菱形柱等形状。

因为玄武岩柱状节理是在张应力作用下形成的，所以一般都

是开裂隙。它向熔岩冷却表面开口，向熔岩内部逐渐闭合，裂隙面垂直于熔岩冷却表面。其发育深度，从熔岩冷却表面算起，一般为数米至一、二十米。因此，在大厚度玄武岩层的中下部，成岩裂隙往往并不发育。沿着熔岩表面的各个方向，裂隙发育程度比较均一，并互相连接，连通性很好，具有良好的导水和含水条件。

野外常见的玄武岩，有致密块状玄武岩、气孔状玄武岩、杏仁状玄武岩等，其中以致密块状玄武岩成岩裂隙较发育，尤以单层厚度不大于20米者最发育，余者一般不发育。

② 侵入岩的成岩裂隙　在侵入岩体中，尤其在浅成侵入岩体的边部，常有成岩裂隙分布。其原因有二：一是在岩浆冷却凝固过程中，由于侵入体边部散热较快，因而岩石脆性较大，体积收缩时容易产生脆性拉断；二是由于侵入体内部散热较慢，尚未完全凝固的岩浆仍在继续运动，对侵入体边部已凝固的岩石产生作用，形成裂隙，甚至造成边缘逆断层。

侵入岩的原生节理分为：

横节理（Q节理）——与流线垂直的节理；

纵节理（S节理）——与流线平行而与流面垂直的节理；

层节理（L节理）——与流面平行的节理；

斜节理（D节理）——与流动构造斜交的节理。

上述这些节理，大多数属闭裂隙和隐裂隙，它们的导水性和含水性是比较微弱的。但当经历构造变动或风化作用的改造之后，这些节理可以发展成为导水的裂隙。因此，侵入岩体与围岩的接触带常常是裂隙含水带。

（2）构造裂隙　构造裂隙是岩石在构造应力作用下产生的裂隙。按其力学性质分为张性裂隙、扭性裂隙及压性裂隙三种类型。

① 张性裂隙　张性裂隙是岩石在张应力作用下产生的裂隙。它包括张节理和张性断层。

张节理包括横张节理、纵张节理、羽状张节理及追踪张节

理。其特点是：裂隙宽度较大，短而曲折，尖灭较快；往往不是一条简单的裂隙，而是由一系列的小裂隙组成；这些小裂隙首尾可以继续相接，也可以不相连接，分布不均匀；裂隙面粗糙不平，在砾岩中裂隙面多绕砾石而过，并不切断砾石；裂隙面上没有擦痕、磨光面等滑移痕迹。张节理均为开裂隙。因此，张节理的含水空间大，导水能力强。它在岩石中大量分布时，一般都构成良好的裂隙含水带。

张性断层多是正断层和开断层，其岩层断开部分可以是较简单的断裂面，也可以是较复杂的破碎带，主要取决于断层规模及断裂的方式。断层破碎带一般由构造角砾岩及一系列张节理和少数扭节理构成。构造角砾岩结构疏松，空隙率大。节理开裂程度大，但向两盘岩石延伸不远即行消失，影响的范围并不大。因此，一般地说，张性断层的导水性和富水性较强，尤以断裂带中心部位的富水性最强。

② 扭性裂隙　扭性裂隙是岩石在剪应力作用下产生的裂隙，它包括扭节理和扭性断层。

扭节理常是互相交叉的两组裂隙，所以又称$\times$节理或共轭节理。包括平面扭节理和剖面扭节理等。有时共轭的两组节理中只有一组比较发育，另一组不发育。扭节理的特点是：裂隙细长，开裂程度小，属闭裂隙（常见的开口扭裂隙一般是经再次变动改造的结果）；裂隙面走向方位稳定；裂隙分布较均匀，如果两组裂隙同样发育，则呈菱形网格状分布；裂隙面平直、光滑，有时虽然有平滑的弯曲，但无明显的折曲；裂隙面上常有磨光面、擦痕、阶步、羽列等滑移痕迹；在砾岩中，裂隙面常切断砾石而过。扭节理因其开裂程度小，所以含水空间不大，导水能力较低。但因各组节理互相切割、交叉、连通，所以裂隙之间一般都有水力联系。如果扭节理再次经受构造变动改造，则最容易变为开裂隙，使含水空间和导水能力增大。

扭性断层多为平移断层，其断裂面比较平直光滑，裂隙闭合。较大的扭性断层会造成断层破碎带。其构造岩的空隙率较张

性断层构造岩低。断裂面两侧扭节理较发育，并有张节理。较大的扭性断层常伴生有低序次的分支断层。一般地说，扭性断层的富水性介于张性断层与压性断层之间。

③ 压性裂隙　压性裂隙包括劈理、板理、片理等细微裂隙以及压性断层。它们是在压应力和剪应力作用下产生的。

劈理是岩石塑性变形的产物，形成于塑性变形发展的最后阶段。塑性变形时，岩石内部各点之间发生相对滑动，产生一系列滑动面，就是劈理。弹脆性岩石容易产生破劈理；粘塑性岩石在围压较大的环境中则容易产生流劈理。劈理常常出现于受强烈挤压产生的褶皱及断层带中。劈理是一系列相互平行的隐裂隙。板理、片理等形成在变质岩中，也都是隐裂隙。因此，它们一般是不含水和不导水的。但受到改造以后，可以发展成开裂隙。

压性断层多为逆断层和逆掩断层，由于其断裂面上所受的压应力和剪应力较大，所以断裂带岩石破碎程度较剧烈，裂隙多呈闭合状态。较大的压性断裂带的中心常分布有不透水或透水性极低的糜棱岩、断层泥及胶结紧密的构造角砾岩和压片岩。断裂带两侧则由于两盘相对位移产生的力偶作用而形成节理和破劈理。因此，压性断层的导水能力和含水性较低，尤其是断裂带中心构造岩分布部位更是如此。但在断层两侧的影响带中常有导水裂隙分布。

（3）风化裂隙　风化裂隙是岩石受风化作用形成的裂隙。岩石风化时，一方面使岩石中原有的成岩裂隙和构造裂隙发展扩大；另一方面沿着岩石中隐蔽的脆弱结构面产生新的裂隙。物理风化作用对于裂隙的形成最为有利。其主要作用有：由于温度变化引起的岩石不均匀胀缩作用；因水的周期性冻结和融化引起的冻胀作用；因岩石中析出盐类及矿物的结晶产生的胀裂作用；由植物根系生长引起的张裂作用；以及与风化带中不稳定矿物的分解和稳定矿物的生成有关的化学作用与生物化学作用等。风化裂隙的特点为：裂隙延伸短而弯曲；裂隙面曲折不光滑，分支较多；裂隙分布较密集，相互连接，呈不规则的网状；裂隙发育程

度随深度而减弱。风化带上部裂隙发育，岩石破碎，但裂隙多被泥质充填堵塞；向深处裂隙发育程度减弱，充填程度减小。风化裂隙发育深度一般在10—50米范围内。在一些局部的构造破碎带上，例如断层带、背斜轴部的张裂带等处，风化营力沿构造裂隙侵入很深，风化裂隙发育深度往往可以达到100米，甚至更深。在风化裂隙发育深度之内，形成一个似层状的风化裂隙带。其下界与新鲜的母岩是逐渐过渡的，没有明显的分界线。风化裂隙带的上部逐渐过渡为以碎砾及粘土为主的残积带。

由于风化裂隙呈不规则的网状互相连接，所以一般是导水的。但因裂隙中常有泥质充填物堵塞，尤其风化带上部的裂隙泥质充填物更多，所以它的导水能力并不很强。风化裂隙带在适宜的地形条件下可以构成含水带，但其富水性一般并不很大。风化裂隙带中的地下水多为潜水，系直接由大气降水的补给而形成的。

（4）应力释放裂隙　应力释放裂隙包括卸荷裂隙、塌陷裂隙及滑坡裂隙。它们都是由于地壳中的岩石部分地解除应力，失去平衡所产生的破坏裂隙。

① 卸荷裂隙　地壳中的岩石，在其上覆岩石的重力作用下，处于强烈的压缩状态。由于剥蚀等作用，使地壳深部的岩石暴露于地面。因失去上覆岩体的重力平衡，使岩石向地表方向膨胀，于是在一定深度范围内产生一系列平行于地面的裂隙。在地下工程施工时，由于采空而释去了压力，使岩石向自由空间胀裂，造成坑道底板鼓起，并产生裂隙。这种裂隙都属于卸荷裂隙，或叫减压裂隙。卸荷裂隙在地表附近多与风化裂隙复合；在河谷斜坡上或在坑道的两壁又常与滑坡裂隙或塌陷裂隙复合。卸荷裂隙一般呈张开或闭合状态，具有一定的导水能力和含水意义。

② 塌陷裂隙　由于掘进地下坑道或天然溶洞的发展扩大，使其上面的岩体失去重力平衡而产生顶板塌陷，尚未塌落的顶板岩石在一定范围内便产生塌陷裂隙。因塌陷裂隙是岩体受张应力作用形成的，所以都是开裂隙。其裂缝宽度有时很大，有的可以

达到 30 厘米或更大。裂隙方位取决于地下采空区和天然溶洞的轮廓。裂隙曲折，分支多，延伸长短不一。一般塌陷裂隙是导水裂隙。因为塌陷裂隙只产生在局部塌陷的地方，分布不广，所以供水意义不大。但它对于采矿和修建地下硐室工程等却有很大的影响。因为地表水或坑道上部的地下水可以通过塌陷裂隙涌入坑道或硐室，给生产和施工带来困难。

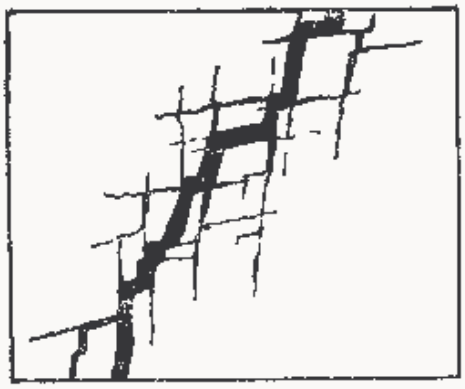
③ 滑坡裂隙　陡坡上的岩石常因失去重力平衡而产生使岩体破坏的扭性裂隙和张性裂隙。前者一般是闭裂隙；后者则为开裂隙，具有较大的导水能力。但因这些裂隙的分布都很局限，找水意义不大。

上述基岩裂隙的主要类型及含水意义综合于表 1 。

表 1　岩石裂隙的主要类型及含水意义

裂隙开闭类型	裂隙成因类型				裂隙导水性与含水性
	成岩裂隙	构造裂隙	风化裂隙	应力释放裂隙	
开裂隙	玄武岩等喷出岩及部分浅成侵入岩的成岩裂隙	张节理及部分扭节理；张性断层；张扭性断层；层面张裂隙	半风化带的风化裂隙	塌陷裂隙；岸边张裂隙；卸荷裂隙	含水空间大，导水能力强
闭裂隙	侵入岩的原生节理	节理；扭性断层；压性断层；层面扭裂隙	全风化带及微风化带的风化裂隙	岸边剪切裂隙	含水空间小，导水能力弱
隐裂隙	沉积岩层理；火山喷出岩层理	劈理；板理；片理	风化岩石的隐裂隙		不含水，不导水。经构造变动或风化改造后可变为含水导水的裂隙

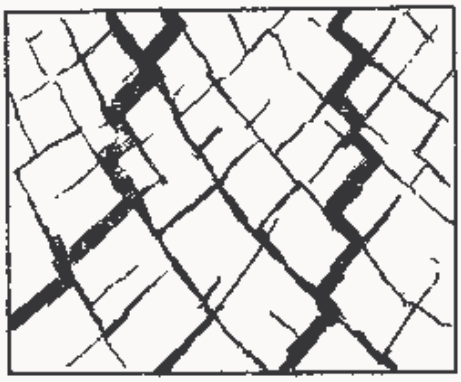
裂隙在岩石中相互交叉贯通，存在有各种各样的组合形式。从其含水性和导水性来看，裂隙的组合形式大体上可分为网状组合、脉状组合及网脉状组合三种，如图 1 所示。



(1) 脉状组合裂隙



(2) 网状组合裂隙



(3) 网脉状组合裂隙

图 1　岩石裂隙组合形式平面示意图

网状组合是由方位不同和规模差不多的裂隙互相交叉，组成网格状的裂隙。岩石被切割成很多岩块。网状组合的裂隙分布密度比较均匀，裂隙连通性较好。如：玄武岩的柱状节理，在平面上呈六角形网状组合；沉积岩中的两组平面扭节理，呈菱形网格状组合，并与层面裂隙组合，将岩石切割成菱形岩块；风化裂隙则呈不规则的裂隙网组合。

脉状组合是由一条或数条规模较大的主干裂隙与许多细小的分支裂隙组成的裂隙脉或裂隙条带。如：张性断层的裂面与其影响带中的裂隙常构成脉状组合；沿侵入岩体接触带发育的构造裂隙也常为脉状组合。这种组合形式的裂隙，透水性很不均匀。主要的导水通道是主干裂隙。分支裂隙及更细小的微裂隙的导水能力较小，对主干裂隙的水起着汇集和调节的作用。脉状组合的裂

隙主要是受断裂构造控制形成的，呈脉状或条带状分布，可以延伸到地下很深处。深部基岩地下水，尤其是与断裂有关的地下热水，其埋藏和分布一般是受脉状组合的裂隙控制。

网脉状组合，是在分布比较均匀的网状裂隙组合中贯穿着宽大的脉状裂隙。主要的导水通道是裂隙脉。脉与脉之间通过裂隙网发生水力联系。这种组合的特征界于网状组合与脉状组合之间。如在大量扭裂隙分布区贯穿着导水能力强的张裂隙时，即常为网脉状组合形式。

二、构造断裂的发育特征

构造断裂包括构造节理和断层，其发生和发展是有一定规律可循的。根据构造地质学和地质力学的研究，构造断裂的发育特征及组合型式与岩体形态（层状的、块状的）、构造变动强弱及外力作用方式等有一定关系。现分以下几种情形来说明这个问题。

1．缓倾斜岩层

缓倾斜岩层是指构造变动轻微，倾角小于30度的岩层。在缓倾斜岩层中，一般以χ型扭性断裂最发育，其次为人字型扭性断裂。压性及张性断裂除在应力集中的局部地方出现外，一般不发育。

χ型两组扭性断裂是同序次的，可为两组断层或两组节理，也可由一组断层与一组节理构成，常常是一组较另一组发育。χ型两组扭性裂面走向夹角为60—80度，倾角为70—90度。在褶皱的两翼，当岩层倾角为20—30度时，χ型扭裂面走向夹角的锐角平分线与岩层倾向一致，或者说与区域最大挤压应力（σ_1）的作用方向吻合。当岩层倾角小于20度时，这种关系不甚明显或不存在，两组扭节理与岩层走向不保持固定的夹角关系。χ型两组断裂在平面上组成棋盘格式构造。

人字型断裂由主干断裂与分支断裂组成。主干断裂常为扭性的，分支断裂则为扭性的或压扭性的，有时为张扭性的。分支断裂如系前两者，则与主干断裂常成20—30度夹角交接；若为张扭性断裂，则与主干断裂常成60—70度夹角交接。分支断裂不越过

主干断裂，两者的级别也不一致，主干断裂比分支断裂的级别高。

2．陡倾斜岩层

陡倾斜岩层是指倾角30—60度的岩层。它常为褶曲的一翼，是受压应力作用的结果。在陡倾斜岩层中，扭性、张性及压性断裂均有，其中以扭性断裂比较发育，压性和张性断裂在数量上较少。压性断层走向与岩层走向平行，倾向与岩层倾向相同或相反；张性断层走向与岩层走向近于正交，倾角很陡；χ型扭断裂与岩层走向斜交，其倾角随岩层倾角变陡而变小，两组扭性断裂走向夹角为30—60度，所夹锐角等分线与岩层倾向一致，断面倾角为60—70度，其上有斜向擦痕。在平行岩层走向的剖面上，可以见到地垒、地堑或阶梯式断层。这些断层为张性的或扭性的，但前者倾角常大于70度。在垂直岩层走向的剖面上，可见到倾角为30—60度的与岩层倾向相反的压性断层，有时可能出现叠瓦式构造。

陡倾斜岩层的断裂组合型式在平面上组成米字型，即一组平行岩层走向的压性断裂被χ型两组扭性断裂和与岩层走向近正交的一组张性断裂所切错。这些断裂均属同一序次的成分。扭性断裂常因一组在规模上和数量上较另一组占优势，而使断裂组合成为歹字型。当一组扭性断裂特别发育时，它们往往派生出低序次的扭性或压扭性断裂，并常常迁就早期的断裂。

3．陡立岩层

陡立岩层是指倾角大于60度的岩层。它往往位于紧闭褶皱地段或高倾角压性断裂的一盘，少数位于平缓褶皱区的岩层挠曲部位。

在陡立岩层中，压性、张性、扭性断裂均很发育。压性断裂的走向与岩层走向相平行。因岩层倾角变陡，扭性断裂与张性断裂走向几乎近于平行，它们皆与岩层走向近于垂直。χ型两组扭性断裂的走向夹角为0—30度，断面倾角变缓，为40—60度。张性断裂的倾角仍较陡，为70—90度。压性断裂的倾向有两种，一种

与岩层倾向一致，倾角稍陡，或者顺层面形成层间错动；另一种压性断裂与岩层倾向相反，其倾角为20—40度。

在垂直岩层走向的横剖面上，除陡立的层间错动外，压性断层也较发育，有时呈叠瓦式构造或侧面 x 型断裂构造出现。在平行岩层走向的纵剖面上，则出现明显的地垒和地堑构造。因此，陡立岩层的断裂组合型式在平面上呈州字型，即由同一序次的压性、张性和扭性断裂共同组成，前者与后两者走向近于正交（夹角75—90度）。

4．倒转岩层

在倒转岩层中，压性、张性及扭性断层均很发育，但以压性断裂最发育，常组成叠瓦式构造或冲断层带。层间错动也极发育，常形成岩层透镜体。倒转岩层的 x 型两组扭性断裂的走向夹角及它们的倾角与相应倾角的正常层序岩层的扭性断裂相似。因此，分析倒转岩层扭性断裂的产状时，可以相应倾角的正常岩层作参考。在垂直岩层走向的横剖面上，常出现由压性断层组成的侧面 x 型构造及由冲断层组成的叠瓦式构造。在平行岩层走向的剖面上的构造型式与正常层序的陡立、陡倾斜岩层相似。

5．块状岩体

块状岩体主要是指性质比较均一的深成侵入岩，以花岗岩为代表。此外，有些火山岩及次火山岩也属块状岩体。除在构造变动较强的地区外，块状岩体中一般是以扭性断裂最发育。在构造作用较强的地区，扭性、压性和张性三种力学性质的断裂皆发育。扭性断裂的倾角较陡，一般均在70度以上，x 型两组扭性断裂走向夹角为70—90度左右。压性断裂倾角稍缓，但也在40度以上，通常为70—80度。花岗岩体原生节理较发育，并往往控制构造节理的发育，后者的产状常常迁就前者。

由于块状岩体体积巨大，无层面，不易产生褶皱，所以断裂形成后其裂面产状不易改变。在构造变动轻微的地区常形成棋盘格式构造；在构造变动较强的地区可形成米字型断裂构造。

综上所述，正常层序的层状岩层随着构造变动强度的增加有

如下变化：岩层倾角变大；x型两组扭性断裂的走向夹角及倾角均变小；压性断裂的数量增多，规模变大；倒转岩层倾角变小，x型两组扭性断裂走向夹角及倾角也变大，压性断层也愈发育。可见，层状岩层的断裂发育特征及其产状变化与岩层的褶皱程度和受力条件有着密切的关系。块状岩体，由于性质均一，其断裂特征主要取决于构造变动的强弱及应力作用的方式。

三、构造裂隙发育与岩石性质及岩层组合的关系

构造裂隙的发育与下列因素有关：（1）岩石性质与岩层组合情况；（2）构造应力的强度与作用方式；（3）岩体受力的边界条件。其中，岩石性质（主要是力学强度）是岩石受力破坏的内在因素。受同样的构造应力作用，由于岩石性质不同，可有不同的变形结果，有些岩石产生破裂，有些岩石则只产生形变而不产生破裂。构造裂隙的发育特征与岩石性质及岩层组合条件的关系非常密切。

1．裂隙发育与岩石性质的关系

地壳中基岩种类繁多，力学性质千差万别。据其力学属性，可将其分为弹脆性岩石、粘塑性岩石和中间过渡性岩石。

（1）弹脆性岩石　如石英岩、硅质砾岩等，其传递应力能力很强，力学强度很大，抗剪强度远大于抗拉强度。这种岩石受力后，主要以脆性破裂的形式释放应力。当应力超过弹性极限后，即行破裂。其破裂方式，以脆性拉断为主，塑性变形是非常小的。因此，在同样的作用力和边界条件下，弹脆性岩石要比粘塑性岩石容易产生裂隙。弹脆性岩石的裂隙较长、较宽，分布较稀，裂隙的切穿性较大，泥质充填物一般较少。因此，弹脆性岩石中裂隙的导水性比较良好。

（2）粘塑性岩石　如泥质页岩、凝灰岩等其传递应力的能力较弱，力学强度低。岩石受力后主要以塑性变形的形式释放应力。岩石很快就超过弹性极限，进入较大的塑性变形阶段，破裂前已经产生了很大的塑性变形。岩石的破坏方式以粘性剪断为主，产生大量不明显的隐裂隙和闭裂隙，不易产生明显的开裂

隙。裂隙较窄、较短，分布较密。即使发育一些张性裂隙，也常常被其本身破碎的泥质产物充填堵塞。因此，粘塑性岩石裂隙的导水性一般较弱。

（3）过渡性岩石　如砂岩、砂质页岩、石灰岩、大理岩、结晶片岩、片麻岩及各种岩浆岩等。它们的力学性质和裂隙发育特征界于典型的弹脆性岩石和粘塑性岩石之间。有些岩石的性质偏于弹脆性，有些则偏于粘塑性。岩石从弹脆性向粘塑性过渡的排列顺序大致为：石英砂岩、硅质砾岩、石灰岩与白云岩、长石砂岩、酸性岩浆岩、中性岩浆岩、基性与超基性岩浆岩、砂质页岩、泥灰岩、云母片岩、绿泥石片岩。这个排列顺序不是绝对不变的。在地壳中，岩石的力学性质与环境围压大小、温度高低，及应力作用时间的长短等因素有关。从这个大致的排列顺序中，我们可以概略地了解它们的裂隙发育特征。

图2为云南宝顶煤田Ⅱ井田的钻孔裂隙统计资料。从图中可以看出，裂隙发育与岩性的关系是很明显的。砾岩比较脆硬，裂隙发育并含水，泥岩及粉砂岩较粘塑，裂隙微细、闭合、不含水。在近地表的几十米深度内裂隙最发育，这是受风化作用影响的结果。

2．岩层组合条件对裂隙发育的影响

在层状岩石中，如果相邻各层岩石的力学性质差别较大，如砂岩与页岩互层、砾岩与凝灰岩互层等，则在构造变动中，粘塑性较强的岩石主要表现为塑性变形，弹脆性岩石主要表现为脆性破裂。构造裂隙主要在弹脆性较强的岩层中发育，形成裂隙含水层。粘塑性岩层则构成相对隔水岩层。例如，我国中生代地层中常有泥页岩夹砂砾岩或凝灰岩夹砾岩的岩层组合，砂砾岩裂隙发育，往往成为裂隙含水层；而泥页岩及凝灰岩裂隙不发育，则为相对隔水层。在基岩山区找水实践中，人们积累了这样一条经验，即："软中找硬，硬中找软。"就是在裂隙不发育的粘塑性岩层分布区寻找裂隙发育的弹脆性岩层；在裂隙发育而容易漏水的弹脆性岩石地区寻找裂隙不发育的粘塑性隔水岩层，因为在这种

深度区间（米）	煤层、泥岩及粉砂岩		细粒砂岩		中粗粒砂岩及含砾砂岩		砂砾岩及细中粗粒砾岩	
	含水裂隙总条数（条） 40 80 120 160	单位长度裂隙条数（条/米） 0.6 1.2	含水裂隙总条数（条） 40 80 120 160	单位长度裂隙条数（条/米） 0.6 1.2	含水裂隙总条数（条） 40 80 120 160	单位长度裂隙条数（条/米） 0.6 1.2	含水裂隙总条数（条） 40 80 120 160	单位长度裂隙条数（条/米） 0.6 1.2
0－50	168	1.21	71	1.02	178	1.191	94	0.777
50－100	0	0	21	0.384	94	0.466	41	0.375
100－150	1	0.0073	16	0.176	40	0.335	43	0.533
150－200	0	0	2	0.0285	34	0.197	15	0.178
200－250	0	0	1	0.013	26	0.162	17	0.202
250－300	0	0	1	0.014	42	0.261	20	0.267
300－350	0	0	2	0.0416	15	0.152	9	0.420
350－400	0	0	0	0	10	0.0671	6	0.225
400－450	0	0	0	0	0	0	0	0

图 2　云南宝顶煤田Ⅱ井田不同岩石不同深度的裂隙发育强度图

（据云南地质局第六、八、十地质队）

地区隔水层成了保持地下水的条件。

此外，在一套弹脆性岩层和粘塑性岩层互层的地层中，弹脆性岩层所占的厚度百分比对裂隙发育及含水性也有影响。现以四川盆地的侏罗系和白垩系砂、页、泥岩地层为例，说明这个问题。在这套地层中，裂隙主要发育在细砂岩和粉砂岩中，泥岩和页岩中的裂隙不发育。根据对四川盆地十个县的十七个地方的侏罗系上统重庆群砂、泥岩地层的五十个钻孔的资料统计，钻孔揭露地层中砂岩所占百分比与钻孔单位出水量的关系如图3所示。图中只点绘了经过抽水试验的37个钻孔资料。尚有13个孔经掏水验证，水量很小，没予表示。这13个钻孔中，砂岩层所占百分比在小于20%范围内的有5个，在20—60%范围内的有6个，在大于60%范围内的有2个。在点绘的钻孔资料中，砂岩单层厚度小的钻孔（仅几米至十几米）用小圆圈表示，单层厚度大的用圆点表示。从图中可以看出：（1）砂岩单层厚度大时，不论砂岩百分比占多少，钻孔单位出水量都较小；（2）当砂岩百分比在20—60%时，钻孔单位出水量有大有小，最大达0.25升/秒·米(仁1孔在深44.8—49.32米处为疏松砾岩，因而出水量较大)；（3）当砂岩百分比小于20%和大于60%时，钻孔单位出水量只有小的，没有大的。产生上述情况的原因是：当泥岩所占比例太多时裂隙不发育，钻孔出水量小；单层太厚，岩性坚硬，裂隙稀少，因此钻孔不能出较大的水量；而当砂岩所占百分比为20—60%，且为砂、泥岩互层时，钻孔出水量有时较大。这是因为砂岩中的大裂隙勾通了泥岩中的微裂隙，而微裂隙又勾通了岩石的粒间孔隙，使在钻孔抽水影响的范围内含水层充分发挥出水作用。

3．岩石的原生构造对裂隙发育的影响

自然界中的岩石，一般都不同程度地存在着各种脆弱的原生构造面，如沉积岩的层理、岩浆岩隐蔽的原生节理、板岩的板理，以及侵入岩体与围岩的接触面等。在构造变动中，岩石总是首先迁就或继承这些已有的脆弱面而破坏。当沉积岩褶皱时，两翼岩层常沿着层理产生层间滑动，形成层面扭裂隙；褶曲核部的

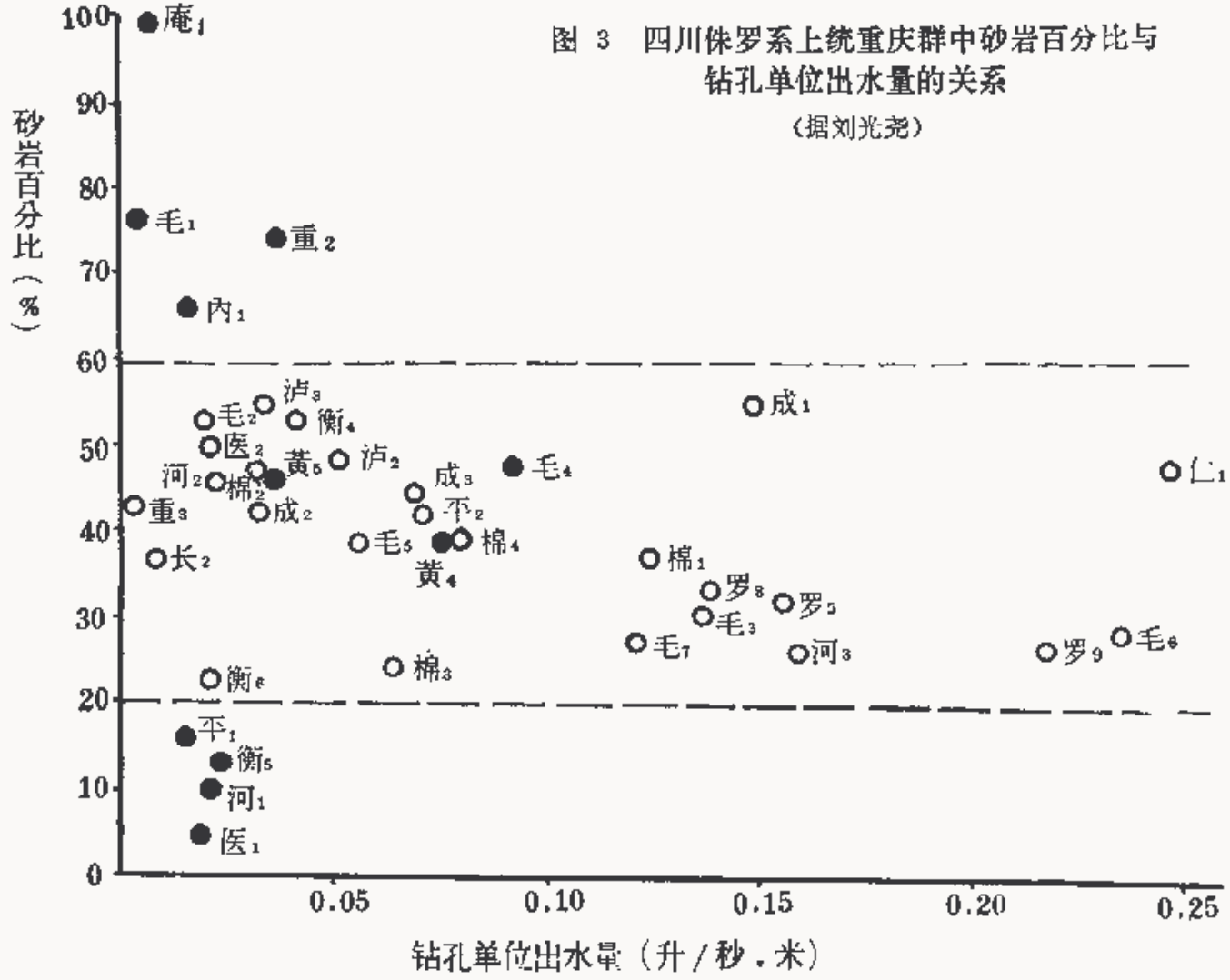


图 3　四川侏罗系上统重庆群中砂岩百分比与钻孔单位出水量的关系

（据刘光尧）

岩层常常沿层面出现层间脱节的空隙，产生层面张裂隙。岩浆岩遭受构造变动时，常常继承和还就已有的原生节理产生构造节理，或沿岩体与围岩的接触面形成裂隙发育带。因此，岩石中原生脆弱构造面发育的地方，构造裂隙也往往比较发育。裂隙与原生构造面的关系目前正在逐步被人们所认识，并应用于指导基岩山区找水实践。

4．构造裂隙发育与岩层厚度的关系

岩层的单层厚度对构造裂隙发育有明显的影响，尤其是对裂隙分布密度的影响更为明显。一般说来，在同样构造应力作用下，岩层的单层厚度越大，裂隙发育越稀疏，张开程度越大。

图 4 为一弹脆性与粘塑性互层的岩层组合，受垂直于层理方向的挤压力作用，在弹脆性岩层中产生裂隙及其分布的情形。粘塑性岩层将产生塑性变形，沿层理方向流展。由于层间摩阻作用，弹脆性岩层将被粘塑性岩层带动，同时沿层面产生很大的张应力。在它的作用下，弹脆性岩层终将被拉断，破碎成一个个单独的岩块。为了便于分析，我们取垂直于图面的单位宽度的岩层来讨论。设弹脆性岩层的厚度为M，抗拉强度为P_l，则该岩层被拉断的力等于$M \cdot P_l$。又设岩层分界面上的内聚力强度为P_n，拉

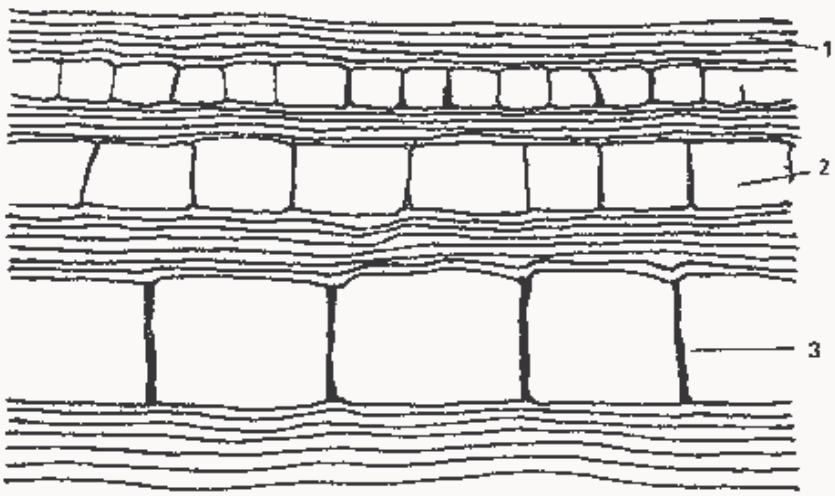


图 4　裂隙密度与岩层厚度的关系

1—粘塑性岩层；2—弹脆性岩层；3—裂隙

断裂隙间的距离为L，则上、下两层粘塑性岩层由于塑性变形而对中间的弹脆性岩层产生的带动力在每个岩块上等于$2L\cdot P_n$。弹脆性岩层被拉断的临界条件是

$$M\cdot P_l=2L\cdot P_n$$

因此，裂隙间距与岩层厚度的关系为：

$$L=\frac{P_l}{2P_n}M$$

即岩层的厚度愈大，裂隙的间距也愈大。如果岩层拉伸变形的总量一样，则裂隙分布越稀时，单个裂隙的宽度就越大。

通过对石灰岩层和砾岩层的裂隙统计，上述关系表现得很清楚。岩层厚度越大，裂隙分布就越稀。对于内部构造比较均匀、岩层产状一致、裂隙类型大致相同的石灰岩层和砾岩层，实际测量出的裂隙间距与岩层厚度的关系如图 5 所示。图中实测点的分布虽然比较分散，但大致在一条直线上。说明裂隙间距与岩层厚度是成正比关系。对于砾岩来说，直线与横座标轴成5—15度的交角，而灰岩则成45—60度的交角。这是因为砾岩层面粗糙，具有凸起的砾石，能与相邻岩层产生很大的摩阻力；同时也由于砾岩

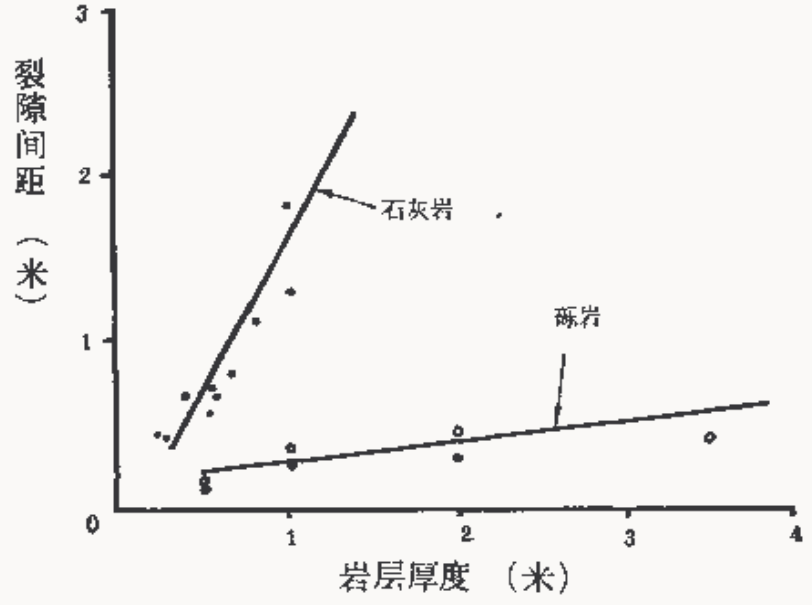


图 5　裂隙间距与岩层厚度的关系

结构比较疏松，抗拉强度较低的缘故。而在石灰岩层中，则层面光滑，抗拉强度较大。所以石灰岩层的裂隙间距通常要比砾岩层的裂隙间距大。

四、与岩层褶曲有关的裂隙发育带

与岩层褶曲有关的裂隙发育带都是一些低序次裂隙带，尤以第二序次的裂隙带为最多。根据在基岩地区找水及矿床水文地质工作的经验，这种裂隙带在褶曲岩层里主要形成在以下几个构造部位里：

（1）在褶曲轴部的张力带中，二次纵张裂隙发育，形成张裂隙发育带。图 6 为云南宝顶煤田Ⅱ井田不同构造部位的裂隙强度图。从中可以看出，位于背斜轴部的 2025 孔比位于单斜部位上的 2024 孔和 2026 孔含水裂隙发育。

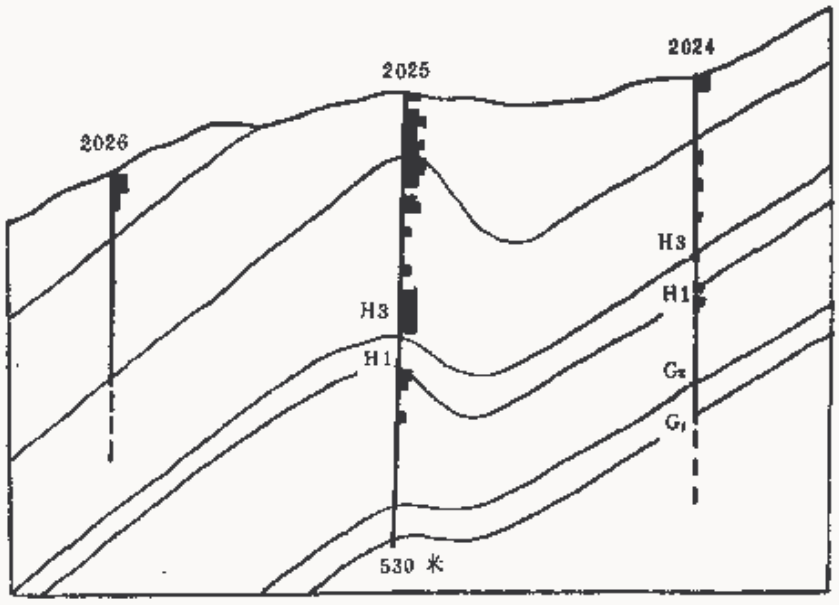


图 6　云南宝顶煤田Ⅱ井田不同构造部位裂隙发育强度图

（据云南地质局第六、八、十地质队）

二次纵张裂隙与岩层层面垂直，其走向与褶曲轴走向一致，向岩层弯曲的凸侧张开，向凹侧逐渐闭合，并常被层面构造裂隙所截切。这种张裂隙在褶曲轴部最发育，裂隙宽大面密集；向两翼则裂隙变小变稀，以至消失。

在褶曲的轴部，纵张裂隙只发育在背斜的张力带里，在挤压

带并不产生纵张裂隙。但挤压带常因层间脱节而发育有层面张裂隙。

向斜轴部是否发育有纵张裂隙，要看具体受力条件而定。如果向斜轴部岩层埋藏很深，岩层所受环境围压太大，就不能产生脆性拉断，只能以塑性流变或扭裂方式产生构造变形。如果向斜轴部岩层埋藏不深，所受围压不大，则岩层褶曲时可以产生纵张裂隙。

在平卧褶曲或倒转褶曲的轴部，往往岩层弯曲率较大，纵张裂隙和层面张裂隙一般都比较发育，如图 7 所示。

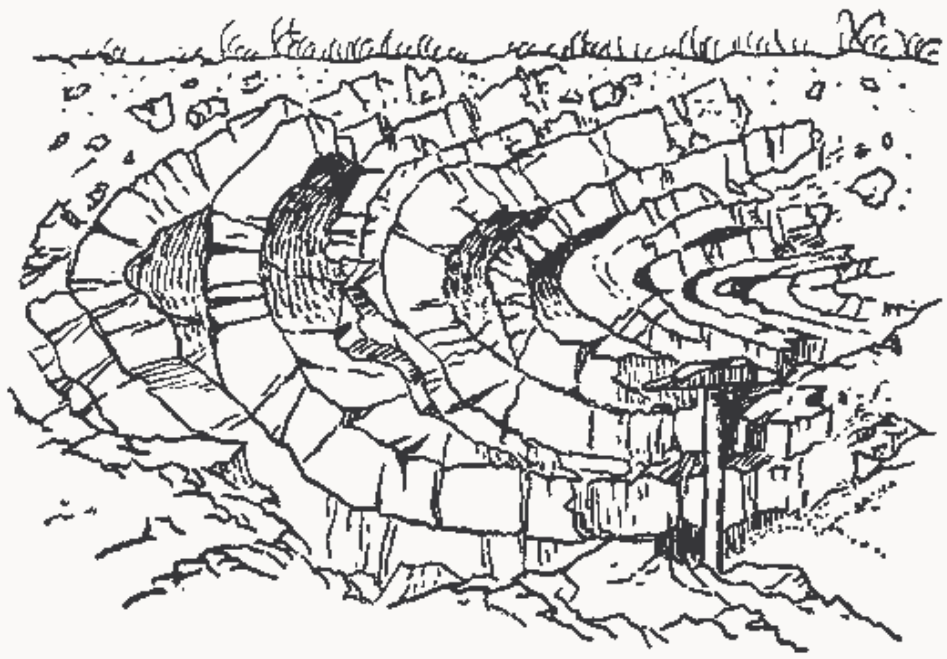


图 7　广东廉江龙湾南四公里处薄层砂岩平卧褶曲轴部裂隙发育剖面

（据蓝淇锋、胡长胄素描）

在岩层褶曲地区找水，有这样一条经验，叫做“背斜找谷，向斜找轴”，就是利用了上述这种裂隙发育规律。因为背斜张裂带的岩层破碎，容易被剥蚀成谷地，地形上有利于汇集地下水，裂隙发育带则能储藏地下水。而向斜轴部如果褶皱形成时岩层拗陷不深，也有可能发育张裂隙。从地质构造上来说，向斜有利于汇集地下水，所以其轴部有可能成为地下水富集带。

（2）枢扭起伏的背斜，其隆起部位的张裂隙更发育，除发育有纵张裂隙外，还发育有横张裂隙，有时也有层面张裂隙。这里的岩层被裂隙切割成一个个单独的岩块，其情形有如干砌块石一般，成为透水性很强的裂隙破碎带。

倾伏背斜的急倾没端，张裂隙一般比较发育，也常常形成裂隙发育带。

（3）平面上呈弧形展布的褶皱构造，在枢扭急剧弯曲的部位，于弧顶外侧常发育放射状横张裂隙，形成横张裂隙发育带。

（4）岩层产状急剧变化的地方，如果岩石性质较脆，则裂隙比较发育，可形成裂隙发育带。一般说来，在岩层产状变化不大的地区，如果局部出现比较剧烈的褶曲，只要岩石性质不是很柔塑，则在这个局部地方就可能形成裂隙发育带。如陕西铜川地区柳湾附近的铜 9、32、37、54、55、61 号等钻孔，均打在柳湾背斜北翼岩层倾角由 45 度左右变为 10 度左右的转折端的下方，出水量都超过 500 吨/昼夜。其中有三个钻孔超过 1200 吨/昼夜。

上述裂隙发育带的分布都与低序次的局部张应力作用有关。我们在基岩地区找水时，应当特别注意寻找这种张性裂隙发育带。

五、断层及其有关的裂隙发育带

在基岩地区进行水文地质工作，历来都非常重视对断层的研究，因为断层破碎带常是储水的空间和导水的通路。

1．断层破碎带

一条断层的形成，一般总是首先从产生节理开始。节理继续发展，即出现节理密集带。沿节理密集带岩层发生位移，则形成断层。这个过程的时间可能很长，也可能非常短促。所以，一条大的断层在其形成前的孕育阶段里就已经出现了节理密集带。最初的断裂面就是由许多节理面连接起来形成的。所以它不会是一个很平整的面，而是凸凹不平，甚至是呈齿状的面。当断层两盘相对位移时，必须各自克服对盘上因凸凹不平造成的障碍，并将凸起的部分刮掉并碾碎。被碾碎的物质积聚在断层破碎带中形成

各种构造岩。断层两盘相对位移的摩阻作用导致断层面两侧局部应力状况的改变。强大的摩阻力使两盘岩石产生新的羽状排列的张裂隙和扭裂隙，甚至出现低序次的分支断层。在某些层状岩层里，还常形成牵引褶曲。在牵引褶曲的顶部又会出现局部张应力，形成张性裂隙。于是，在断层两盘的影响带形成裂隙发育带。

由此可见，一个典型的断层破碎带的横剖面，可以分为性质不同的两个带，①内带——构造岩带；②外带——断层影响带，如图 8 所示。但实际上，常因各种原因，这两个带并不一定发育得很完全，有时只是其中的一个带比较发育。

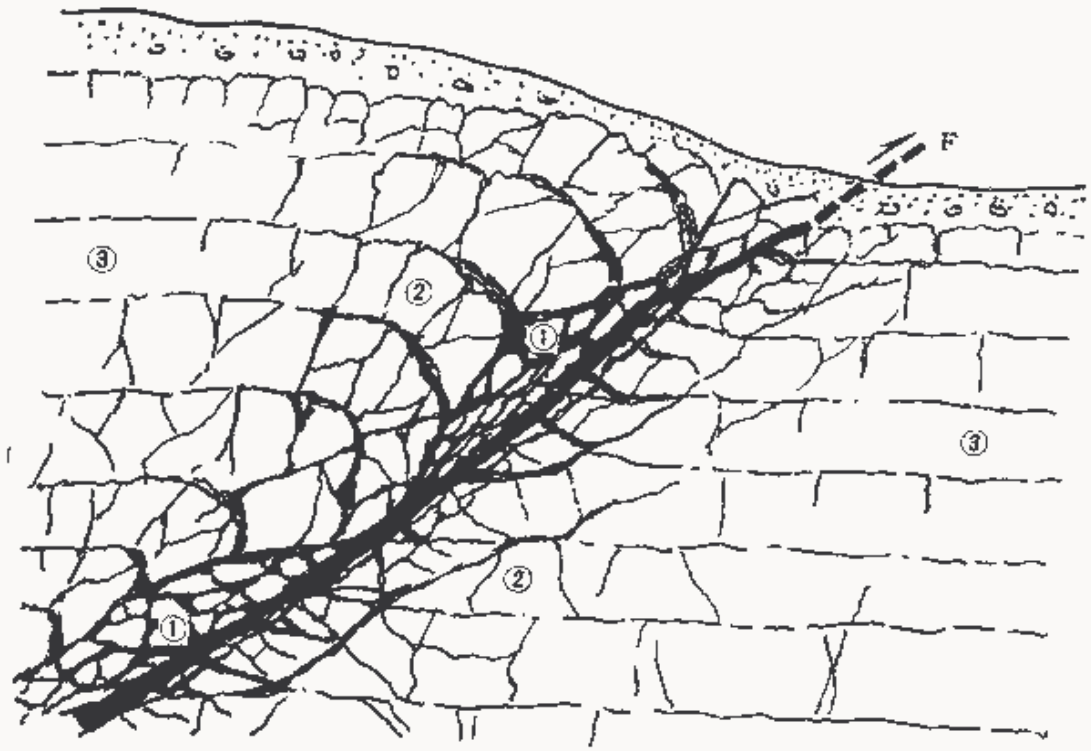


图 8　断层破碎带横剖面分带示意图

1—构造岩带；2—断层影响带；3—未受断层影响的岩石

（1）构造岩带由断层泥、糜棱岩、断层角砾岩、压碎岩及压片岩等物质组成。其岩石性质与断层两盘的母岩相比较，已经产生了质的改变。

断层泥一般厚数厘米，也有厚达数米的。糜棱岩厚度一般数厘

米至数十厘米，超过1米的较少见。断层泥和糜棱岩都是不透水不含水的。断层角砾岩的角砾大小，一般为2—6厘米，角砾间充填着更加破碎的岩屑和粉末。压性断层角砾岩结构密实，透水性和含水性都很小；张性断层角砾岩结构较疏松，具有一定的透水性和含水性。压碎岩主要是破碎的岩块，岩块大小一般为5—15厘米，岩块间充填着小颗粒、岩屑和岩粉，但数量较少。压碎岩一般不胶结，或只是微胶结，所以一般是透水和含水的。压片岩是在强烈挤压作用下形成的，所以透水性和含水性都很弱。

构造岩带的宽度一般为不足1米至十几米乃至数十米，视断层的规模和性质而异。在同一条断层里构造岩带宽度的变化也很大。一些部位构造岩带的厚度较大，而另一些部位两盘母岩则直接接触，完全缺失构造岩带。构造岩可以呈比较连续的层状，也可以呈连续性不好的透镜体状，甚至呈不连续的鸡窝状。据统计，绝大多数扭性断层构造岩带宽度的变化幅度（即最宽与最窄的比值）在4以内；压性的在6以内；张性的可达10或更多。在坚硬、均一、块状的花岗岩、片麻岩中，扭性与压性断层构造岩带宽度的变化幅度小，多在2以内；而在软硬相间、层厚差别较大的灰岩与页岩或砂岩与板岩的互层或夹层中，变化幅度则较大。

构造岩带的透水性和含水性取决于其本身的孔隙性质。压性及压扭性断层构造岩多为断层泥、糜棱岩、断层角砾岩等。在泥质岩石（如页岩、板岩、千枚岩、凝灰岩等）中的压性断层中常出现压片岩。这些岩石孔隙极小，孔隙率很低，一般起隔水作用。张性及张扭性断层构造岩，多为压碎岩、碎块岩及结构较疏松的断层角砾岩，碾磨的细粒物质比压性、扭性断层构造岩少得多。因此，其构造岩带的孔隙及孔隙率都比较大，透水性和含水性较强。但如果张性、张扭性断层构造岩的孔隙被后期物质充填胶结，其透水性和含水性也会变得很小。扭性断层构造岩的性质，一般介于压性和张性两种断层构造岩的性质之间。

（2）断层影响带　这个带分布在构造岩带的两侧，岩石受

断层影响而破坏，产生大量张裂隙、扭裂隙，以及分支断层，形成碎块岩和裂隙发育带。母岩的矿物成份、结构和构造基本上没有重大改变。靠近断层面，裂隙最发育，往往形成碎块岩；随着远离断层面，裂隙发育程度减弱，与未受断层影响的完整母岩之间是逐渐过渡的，没有明显的分界线。

影响带的宽度取决于断层的规模、性质及两盘岩石的力学性质等因素，一般为数米至数十米不等，而且沿断层走向和倾向的宽度变化都很大。一般构造岩带宽度大的断层，影响带的宽度也较大。影响带宽度与构造岩带宽度的比值，以扭性断层为最小（约为构造岩带宽度的0—3倍），张性断层次之（约2—4倍），压性断层最大（可达2—8倍）。压性断层（特别是逆掩断层）的上盘影响带较下盘影响带宽；横断层、掀断层也常是如此。断层通过半坚硬及软弱的岩层时，影响带宽度较大；通过坚硬、结构紧密、含硅质多的岩层时，影响带宽度较小。

由于断层影响带岩石裂隙发育，所以影响带一般都有较大的透水性和含水性，常成为良好的断层富水带。

不同力学性质断层破碎带横剖面的分带特征见表2。

表2　不同力学性质断层破碎带分带特征

断层性质 \ 横剖面分带	构造岩带	断层影响带
压性	由断层泥、糜棱岩、断层角砾岩、压片岩等组成。孔隙极小，孔隙率低，起隔水作用	影响带较宽，支断层、节理及破劈理较发育。透水性和含水性较强
扭性	由糜棱岩、断层角砾岩等组成。孔隙细小，孔隙率较低。在多数情况下起相对隔水作用	岩石受牵引较强，扭节理密集，并常有S型及反S型张扭性节理。透水性和含水性较强
张性	由压碎岩、碎块岩、断层角砾岩组成，结构较疏松，胶结较弱。孔隙较大，孔隙率较高，透水性和含水性较强	张裂隙发育，但裂隙带延伸不长。透水性和含水较性强

实际上，断层破碎带横剖面的上述分带现象，只是在大断层才表现得比较清楚。一些小断层及泥质岩石中的断层常常只有一条或数条简单的断层面，两盘岩石紧密闭合，没有构造岩，影响带也不明显。这种断层的导水性和含水性一般是不大的。

2．与断层有关的裂隙发育带

从基岩找水实践得知，与断层有关的裂隙发育带通常有以下几种：

（1）张性断层的内带和压性断层的外带（尤其是上盘影响带），常可成为断层裂隙发育带。

（2）主干断层与分支断层会合的部位或几条断层交叉的部位，裂隙最发育，常形成断层富水带。例如，河北省满城县白堡村东北，有一个呈北东向延伸的20米宽的断层角砾岩带，断层倾角73度，整个破碎带宽60米。在其延伸的山脊上伴生有北西向分支断层。主、支断层交会处，岩层破碎范围较宽。支断层加剧破坏了主断层的影响带，岩石更加破碎。把井孔选在主干断层影响带范围内的支断层上，终孔深108米，出水量为80吨/小时。在满城县东峪大队村北300米处，是两条正断层的交叉点。一为马连川山岭—白大岭断层，走向北西35度；另一为石板山岭—中峪马尔岭断层，走向北东60度。由于两条断层十字交叉，使四个山岭对称，中间为五沟交汇的盆地。在断层交叉的部位，岩石严重破碎。把井孔选在两断层交叉点的影响带上，终孔深80米。上部29米为土层，30—46米为破碎岩石，以下岩层裂隙发育。在79米处遇一溶洞，钻孔突然漏水。该井安装6英寸深井泵，出水量为140吨/小时。

（3）低序次小断层成群出现的地方，因各个断层的影响带互相连接和重叠，所以裂隙发育，常成为断层富水带。如河北省满城县卧虎山一带，有两条断层，并伴生有许多支断层，把岩层切割得支离破碎，裂隙发育，10余米覆盖层下全是破碎岩层。先后布井五眼，其中魏庄村西一井，土层厚20米，向下穿过5米基岩后，岩石破碎如砂，钻孔坍塌严重。终孔55米深，出水

量为140吨/小时。其它四眼井，每眼出水量也为140吨/小时。

（4）大断层两端尖灭带岩石裂隙发育，常成为断层富水带。这是因为大断层两端，岩石不是以较大的断层位移来释放构造应力，而是以形成大量裂隙的方式释放应力的缘故。

（5）活断层（包括新生断层和老断层复活）的破碎带裂隙尚未充填胶结，一般有较大的透水性和含水性。

六、构造裂隙发育随深度的变化

构造裂隙的发育深度是很大的，而且随着构造环境不同，裂隙发育深度的差别也是非常大的。在一般构造环境下，区域性扭裂隙比张裂隙发育深度大；与断层有关的局部裂隙受深度的影响较小，比区域性裂隙发育深度大。总的来说，大多数含水裂隙的发育强度都是随深度的增大而逐渐减弱的，只在一些局部地方与断层有关的裂隙例外。

浅部岩层是处在低围压环境中，地表面又是一个不受约束的边界条件，因此岩石受力破坏时裂隙易于张开。浅部岩层性质较脆，更易于产生张破裂。而在地下深部，岩石所受环境围压很大，岩石性质较为粘塑，受力后易于产生流变和粘性剪断，岩石破裂时也不易张开。所以，构造裂隙的张开程度，越向地下深部就越小。张裂隙的发育深度远较扭裂隙小。这就决定了含水张裂隙的发育程度有随深度增加面减弱的规律。须指出，这个规律一般只适用于区域性的构造裂隙，那些与大断层有关的和与侵入接触带有关的构造裂隙常常例外，或者这个规律不明显，以至完全被其它因素所掩盖。它们的发育深度有时非常大，而且并不一定随深度的增加而减弱。根据各地出露的温泉及地热勘探资料证实，这种构造裂隙的发育深度可以达到地下千余米，甚至更深。

经大量钻孔裂隙鉴定及抽水与注水试验资料验证，云南宝顶煤田区域含水裂隙的发育强度随深度而减弱；而与断层有关的裂隙，则几乎看不出有这个特点。宝顶矿区Ⅱ、Ⅴ井田，在距地面垂深300—400米以下，含水裂隙趋于消失。Ⅰ井田、东风井田在距地面垂深400—600米，含水裂隙趋于消失。大宝顶主平硐，是

沿背斜轴的砂岩中掘进的，在距地面100—200米深的硐口地段，岩石裂隙发育，巷道普遍滴水、涌水；当延伸到距地表 300 米以后，岩石裂隙闭合、充填、不含水，巷道干燥。图 9 所示为宝顶V井田各勘探线裂隙发育随深度变化曲线。随着上覆岩层压力的增大和构造应力在深部影响的相对减弱，以及裂隙被石英脉、方解石脉的充填，40-2 孔、44 孔、46 孔及 42-2 孔所揭露的含水裂隙，均随深度递减、递闭，以至消失。然而打在V井田断层 F_{22} 影响带的 40-1 孔和 42-1 孔，其裂隙发育随深度的变化却出现了反常。

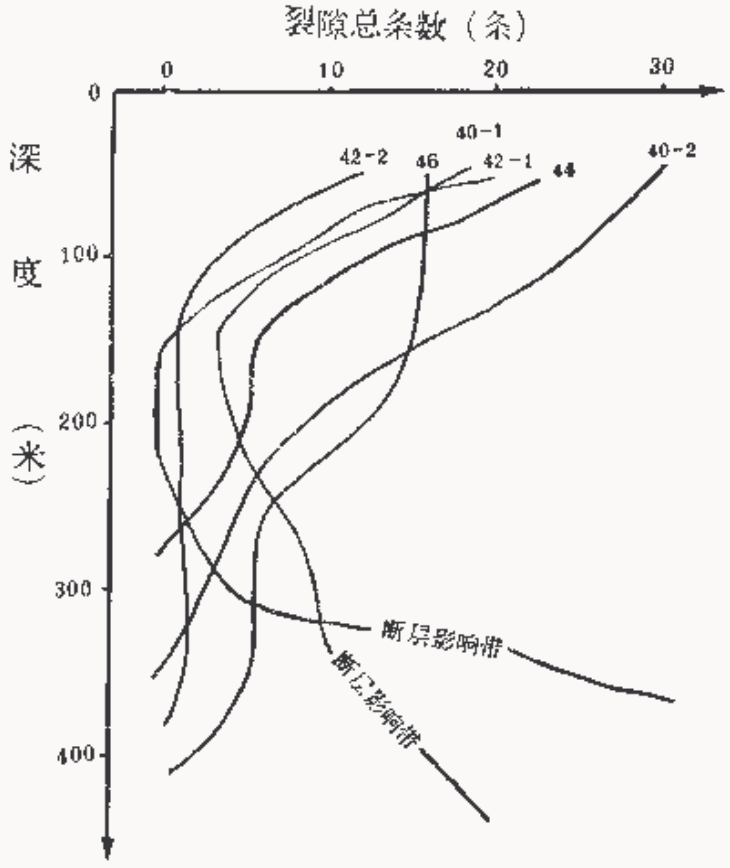


图 9　云南宝顶煤田V井田各勘探线裂隙发育随深度变化曲线图
（据云南地质局第六、八、十地质队）

图 10 所示为云南宝顶煤田Ⅱ井田的岩石裂隙发育资料。从图中可以看出，裂隙发育与岩性、深度有关。深度越大，岩石裂

隙发育程度越弱。在近地表 50 米深度以内，岩石裂隙最发育，这是由于浅部有风化作用的影响所致。

又据安徽火山岩地区的几个矿区勘探资料证实，区域含水裂隙的发育随深度而减弱。图 11 所示为各矿区钻孔漏水点频率随标高变化的曲线。图中，曲线的上部出现一个峰值，表明频率密

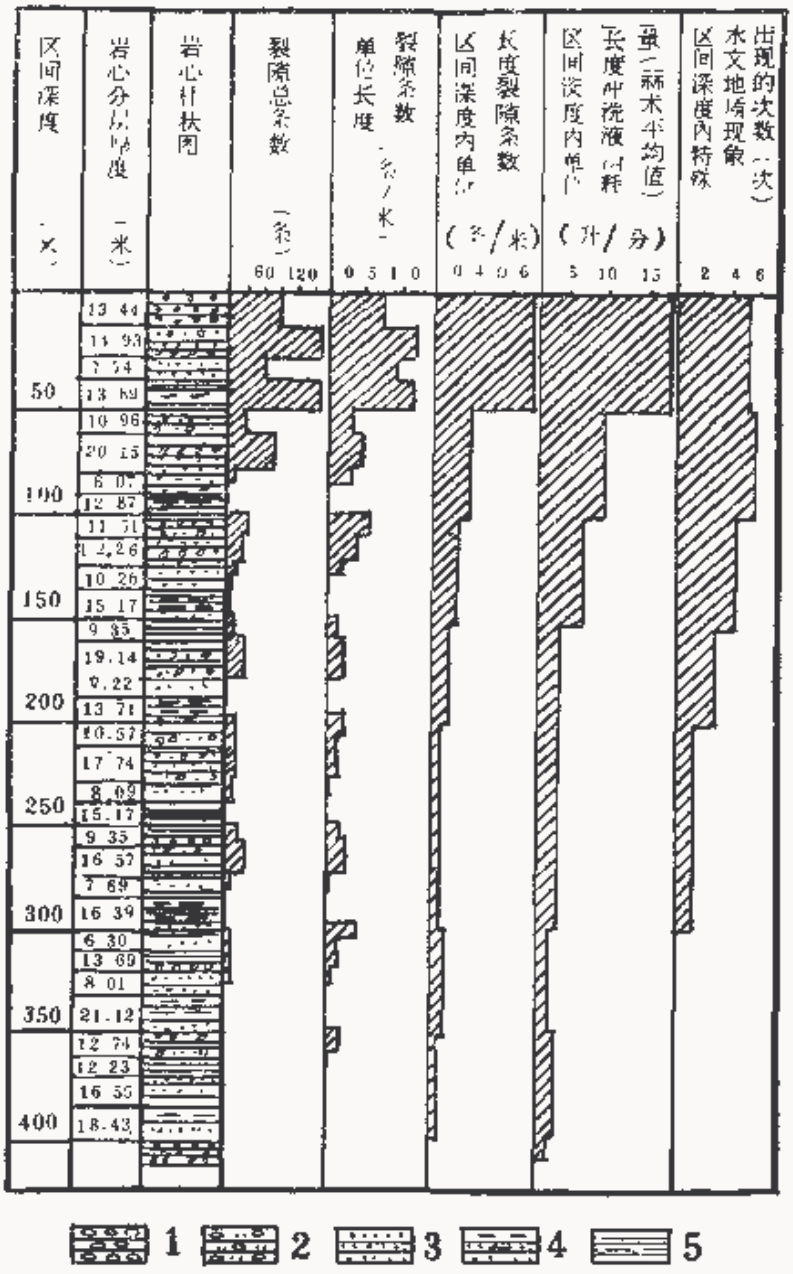


图 10　云南宝顶矿区Ⅱ井田岩石裂隙发育与岩性、深度的关系图

（据云南地质局第六、八、十地质队）

1—砾岩；2—含砾砂岩；3—砂岩；4—泥岩；5—页岩

度最大，向下频率密度逐渐减小。一般漏水点集中在负75米标高以上。在有局部构造影响时，漏水点频率密度略有增高，甚至可以在地下深部出现一个小峰值。但仍然可以看出区域含水裂隙随深度而减弱的规律。

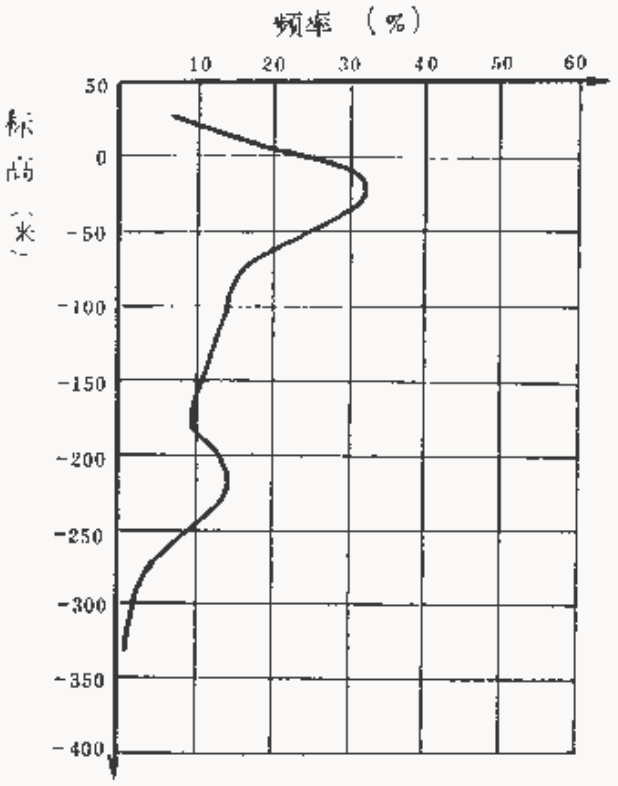


图 11　安徽火山岩地区各矿区钻孔漏水点频率分布曲线

（据安徽地质局三二二地质队）

七、风化裂隙的发育特征

风化裂隙的发育与气候、岩性、地质构造、地形及侵蚀剥蚀等因素有关。在不同的条件下，风化裂隙具有不同的发育特征。

在干旱与寒冷的气候条件下，化学风化作用很微弱，物理风化作用强烈，岩石以机械破碎为主，有利于导水风化裂隙的生成。在湿热的气候条件下，化学风化作用胜过物理风化作用，岩石以改变其化学、矿物成份为主，并生成次生粘土矿物及其它化学沉淀物，不利于导水风化裂隙的形成。

岩石成份、组织结构和构造等对风化裂隙的发育有很大的影响。成份、结构不均匀的岩石和具有隐蔽脆弱结构而的岩石，例如粗粒花岗岩、片麻岩等，风化时容易形成风化裂隙。性质软弱的泥质岩石，例如泥岩、凝灰岩、泥质页岩等，风化后易形成土状物，不易形成风化裂隙。

地质构造对风化裂隙发育的影响，以断裂构造的影响最大。构造断裂给风化营力的入侵提供了条件，所以岩石构造破碎的地

方最容易风化，常常造成一些沿断裂局部加深的囊或袋状风化带。

在风化带的剖面上，各部位岩石风化程度及裂隙发育特征是不同的。以花岗岩为例，其典型的风化带剖面自上而下分为三带（图 12）：



图 12　花岗岩风化带剖面分带示意图

（1）全风化带　岩石严重破碎，呈碎块状；化学风化作用的影响很深，岩石的矿物成份大部分已经改变，产生大量次生粘土矿物，充填堵塞裂隙；空隙率低，透水性不大，含水不多。

（2）半风化带　岩石的化学成份改变不多，以机械破裂为主，呈砌石状；裂隙比较发育，泥质充填物少；透水性及含水性比较强。

（3）微风化带　岩石破坏程度低，裂隙稀少、闭合；岩石化学矿物成份基本未变；透水性和含水性弱。

在一个保存完整的风化带里，通常以半风化带的透水性和含水性较好。全风化带泥质太多，微风化带裂隙不发育，它们的透水性和含水性都较低。

第三节　溶　　隙

溶隙就是由岩溶作用形成的各种空隙，包括溶洞、溶蚀裂隙

和溶孔等。它们发育在石灰岩、白云岩、大理岩等可溶性岩石中。

我国岩溶分布面积居世界首位。其中裸露于地表的岩溶面积就有125万平方公里，占全国总面积的八分之一。如果加上隐伏的地下岩溶，则占全国总面积的三分之一。仅广西、贵州、云南、湖南、湖北一带，连续分布的岩溶面积就有50多万平方公里，是我国主要的岩溶分布地区。

在碳酸盐类岩石分布区，地下岩溶现象普遍发育，岩溶洞隙空间大，连通性好，导水能力强，常常形成地下河系、地下湖池及强岩溶富水带等特殊的含水空间系统。它与供水、采矿、水电建设及国防建设等都有密切的关系。

一、岩溶空隙的形成

岩溶又称“喀斯特”，它是具有溶解能力的水在不断交替运动中对透水的可溶性岩石进行以溶蚀作用为主，并伴有侵蚀、冲蚀作用的地质现象。岩溶现象首先起因于水对岩石的化学溶解作用。这种化学作用又为物理作用的产生创造了条件，导致水的机械侵蚀和岩体重力崩塌，进而又为化学作用的加剧创造了条件。因此，在可溶性岩石中形成了大小不同和形态各异的空洞。

纯水的溶解能力是很微弱的。只有当水中含有侵蚀性CO_2时，水才对石灰岩产生溶蚀作用，将$CaCO_3$带走，留下不能溶解的残余物质。

溶解于水中的CO_2与水化合成碳酸：

$$CO_2 + H_2O \longrightarrow H_2CO_3$$

碳酸对石灰岩发生作用就产生易溶的重碳酸钙：

$$H_2CO_3 + CaCO_3 \rightleftharpoons Ca(HCO_3)_2$$

重碳酸钙呈Ca^{2+}和HCO_3^-离子形式溶解于水中，并随水而流失。

此外，在含CO_2的水中，产生H^+和HCO_3^-。CO_2在水中的含量越多，H^+也越多。H^+是很活跃的离子。当含多量H^+的水对石灰岩作用时，H^+就会与$CaCO_3$中的CO_3^{2-}结合成HCO_3^-，

而使 Ca^{2+} 溶解于水中。

因此，在含有 CO_2 的水与 $CaCO_3$ 作用时，形成 HCO_3^- 的方式有两种：一是 $CO_2+H_2O\rightarrow H^++HCO_3^-$；二是剩余的 H^+ 与固相的 CO_3^{2-} 化合成 HCO_3^-。这就是含 CO_2 的水对 $CaCO_3$ 溶解作用的实质。

上述化学反应，主要取决于 H^+ 的浓度。当水的酸碱度 pH＜7 时，则有足够的 H^+ 与 CO_3^{2-} 化合成 HCO_3^-，使 $CaCO_3$ 溶解。当水的 pH＞9 时，那么除去 HCO_3^- 以外，水中还有相当数量的 CO_3^{2-}，它将与溶解于水中的 Ca^{2+} 重新结合成 $CaCO_3$ 而沉淀。

在岩溶作用过程中，溶解流失的 $CaCO_3$ 远远多于重新沉淀的 $CaCO_3$，因而在岩体中溶蚀成各种空洞，进而引起地下水流的机械侵蚀和洞顶崩塌，结果更促进岩溶作用的发展。

因此，岩溶空隙的形成必须具备四个条件：（1）岩石必须是可溶性的；（2）岩石必须具有透水的孔隙或裂隙；（3）水必须具有溶蚀能力；（4）水必须是不断流动和交替更新的。

二、岩溶空隙的类型与特征

岩溶空隙按其大小和形态分为溶洞、溶蚀裂隙和溶孔三种。其中以溶洞的导水能力最强，溶蚀裂隙次之，溶孔较弱。

1．溶洞

溶洞是地下水沿着可溶性岩石的各种不连续面（断层、节理、层面裂隙等），特别是它们的交叉处，进行化学溶蚀与机械侵蚀作用而形成的地下大空洞。这种空洞的形态十分复杂。它的平面轮廓常呈直角转折；在纵剖面上常呈突升、突降的阶梯状。在许多不连续面的交叉处，溶洞扩大，有的形成很大的“地下厅堂”。溶洞的大小和形态是多种多样的，有的呈曲折、分支的管道状，有的是“地下长廊”，也有的是“地下大厅”。图 13 为湖南内湾水库地下溶洞剖面。系用几立方米混凝土堵塞地下洞穴咽喉建成的库容为 70 万方的水库，抬高水位 70 米，可灌农田 600 亩。

位于地下水面以下的溶洞，被地下水完全充满，地下水在其

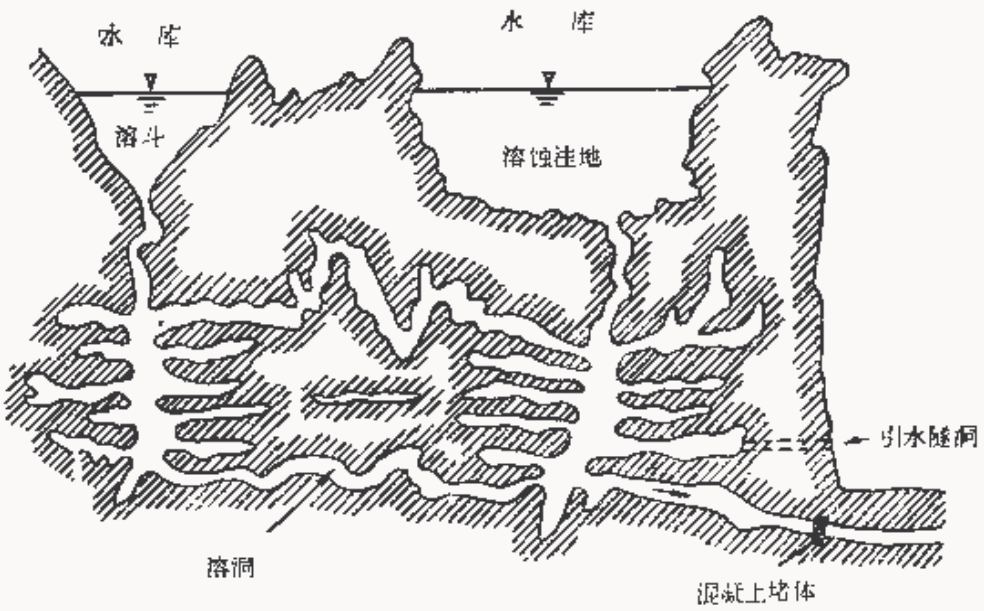


图 13　湖南辰溪县长田湾公社内湾水库地下溶洞剖面图

中的运动属于管道流性质；位于地下水位变动带的溶洞，地下水一般只占据溶洞的下半部，成为地下河或地下湖池，地下水在其中的运动属于明渠流性质。相邻各溶洞之间，一般都具有很好的水力联系，形成统一的地下水位。但在分水岭地带，有时水力联系较弱，甚至可呈一个个单独的脉状地下水流出现。随着地下水位的降低，上部的一些溶洞完全暴露在地下水位以上，就成为无水的干洞。

2．溶蚀裂隙

溶蚀裂隙是被地下水溶蚀扩大了的岩石裂隙。它在某种程度上仍然保持着岩石的裂隙形态，但缝隙已被溶蚀扩大，相互间的连通性大大加强。溶蚀裂隙进一步发展，则成为溶洞。溶蚀裂隙在可溶性岩石中分布很广泛。尤其在我国北方的石灰岩分布区，溶蚀裂隙的分布更为普遍。

溶蚀裂隙的形成以化学溶蚀作用为主，水流的机械侵蚀作用及重力崩塌等则是很次要的。因此，溶蚀裂隙的规模比溶洞小。但它的连通性仍然很好，导水能力一般比构造裂隙大得多，所以它的含水性也常常是很好的。

岩石性质不同，溶蚀裂隙的特征也不一样。在较纯的石灰岩、白云岩、大理岩中，由于岩石易受地下水溶蚀，可形成近似溶洞的溶蚀裂隙。在硅质灰岩等不纯灰岩中，由于岩石溶解度低，地下水对裂隙的溶蚀改造程度不大，因此裂隙的特征与普通构造（或成岩）裂隙相似。在自然界中，随着碳酸盐类岩石成份的差异及气候条件的不同，溶蚀裂隙的特征及其导水性总是界于典型的裂隙及溶洞二者之间，包括了从裂隙到溶洞的一系列过渡类型。这一点，在实际工作中应予充分注意。

3．溶孔

溶孔是指可溶性岩石中微小的溶蚀孔隙或孔穴。其直径一般只有0.5—5毫米，甚至更小。溶孔的导水能力比溶洞小得多，也比溶蚀裂隙小。

溶孔主要是由地下水的溶蚀作用形成的。因为溶孔的孔道很细小，地下水在其中的流动速度很缓慢，所以基本上没有机械侵蚀作用。

溶孔有针孔状、蜂窝状、网格状等各种形态。它的形成，在很大程度上取决于岩石的结构特点。例如，以机械沉积作用为主形成的某些碎屑结构的石灰岩，由于碎屑颗粒与胶结物成份的不同和胶结较弱，溶蚀作用除沿着岩石裂隙进行外，还沿着碎屑颗粒之间的胶结物进行。使整层发育成蜂窝状溶孔。此种溶蚀称为体积溶蚀。又如，重结晶的某些全晶质结构的石灰岩，有时原充填于碎屑颗粒之间的钙泥质胶结物并未结晶，仍存在于结晶颗粒之间，有的被调整到结晶颗粒的解理面之间，使结晶颗粒之间的联结力较弱，易被溶蚀，也可发育成蜂窝状溶孔。

溶孔也常出现在断层带及深部地下水径流交替迟缓的可溶性岩石中。溶孔虽然有许多是盲孔，但它的另一端总是和其它导水孔道或裂隙相通。溶孔的导水性和含水性远比溶洞和溶蚀裂隙小得多。

三、地下岩溶分布特征

岩溶，尽管它的发育和分布非常不均匀，但却不是杂乱无

章，而是有规律的。随着生产实践的不断深入，这种规律性正在逐步被人们所认识，并利用它改造自然，造福于人民。

地下岩溶的发育主要受岩石性质、地质构造、水文与气候等因素的控制。因此，岩溶分布具有以下几个特征。

1．岩溶多沿厚层纯灰岩地层分布

可溶性岩石是岩溶发育的物质基础。岩石的可溶性越强，就越有利于岩溶发育。在常见的碳酸盐类岩石中，纯石灰岩比白云质灰岩及白云岩易受溶蚀；白云岩比硅质灰岩及泥灰岩易受溶蚀。在各种碳酸盐类岩石分布地区，岩溶主要沿着厚层纯灰岩发育。

在我国南方，许多岩溶地下河的走向常受岩性因素控制。如广西都安地苏地下河系的六也一凤翔支流，因有白云岩、薄层硅质灰岩等弱岩溶地层阻隔，使地下河沿厚层纯灰岩地层向南东平行于红水河发育，长达20公里，经凤翔后才从青水出口，如图14所示。

又如，地苏地下河系的另一条支流——古良一万良地下河，

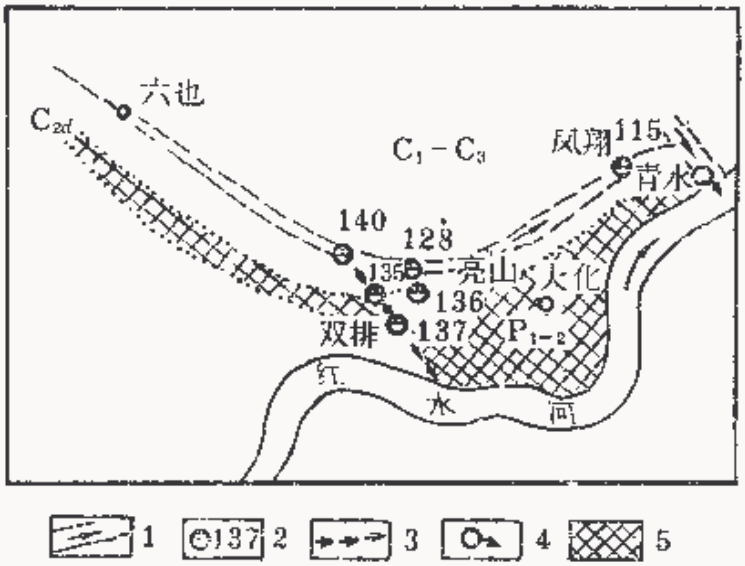


图 14　广西六也一凤翔地下河发育与岩性关系平面图

（据广西地质局水文地质队桂西找水组）

1—地下河；2—地下河天窗，数字为枯水期水位标高（米）；3—干谷及潜水流向；4—地下河出口；5—相对隔水层

P_{1-2}—砂页岩及薄层硅质灰岩；C_{2d}—白云岩；C_1至C_3—石灰岩

由于白云岩的阻隔，迫使来自古良的地下河不流向拉棠，而在万良转向，流向地苏谷地的拉通，如图 15 所示。

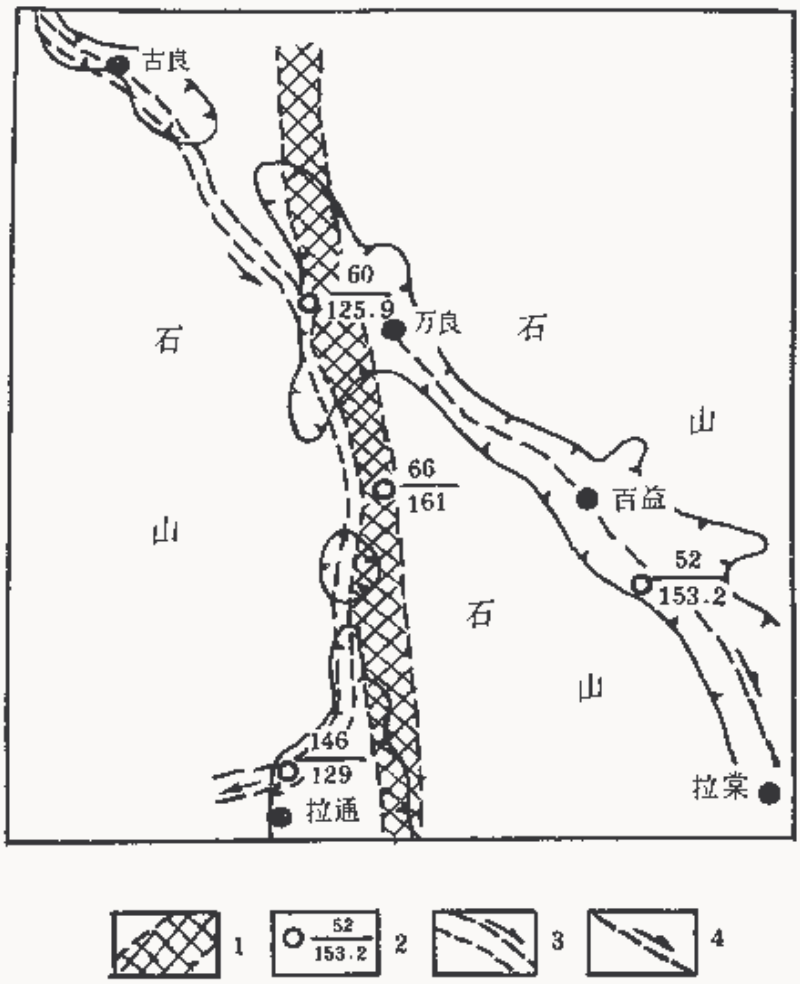


图 15　广西古良—万良地下河流向与岩性关系平面图

（据广西地质局水文地质队桂西找水组）

1—白云岩相对隔水层；2—地下水点。右侧数字，分子为流量（升/秒），分母为水位（米）；3—地下河；4—地表河

在碳酸盐类岩石中，不溶于酸的物质（粘土、二氧化硅、沥青等）含量越多，岩石的可溶性就越低，岩溶就不易发育。由于这些不溶物质的存在，阻碍了水同岩石中可溶成份的接触，尤其是这些不溶物质呈分散状态或以胶结物形式存在时，更是如此。如果不溶物质呈粒状或结核状集中存在时，则影响较小。泥灰岩溶蚀后，便形成粘土残余物，阻碍可溶成份的继续溶解。再加上

泥灰岩中的粘土物质遇水后体积膨胀，更容易堵塞裂隙和孔隙，阻碍水的侵入。所以，泥灰岩中一般很少发现有强烈的岩溶现象。此外，当存在有非可溶性岩石夹层时，对岩溶发育也不利。如河北邯郸地区，据钻孔揭露资料统计，可溶性岩石按岩溶发育程度分为五类：①质纯厚层石灰岩岩溶最发育，以溶蚀裂隙和小型溶洞为主，并有一定数量的大型溶洞；②白云质灰岩及白云岩岩溶发育次之；③大理岩岩溶发育较弱；④泥质灰岩、泥灰岩及泥质、白云质角砾岩岩溶发育很弱；⑤蚀变灰岩、矽卡岩岩溶发育甚微。

2．岩溶多沿着构造破碎带分布

可溶性岩石中的构造裂隙，为岩溶发育提供了有利条件。使地下水不断沿着岩石裂隙进行化学溶蚀，形成空洞。裂隙发育的地方岩石破碎，地下空洞容易发生洞顶崩塌，为大型溶洞的形成提供了条件。构造裂隙的延伸方向常常控制着地下岩溶的发展方向。

（1）岩溶沿断层破碎带发育　可溶岩层的断层破碎带，特别是张性断层破碎带，地下岩溶特别发育，常发育有地下河或强岩溶带，在断层交叉的部位常形成大型溶洞、地下河天窗及地下湖池等。例如，广西宜山拉浪地下河就是沿着北东 50 度张性断层破碎带发育成的，枯水流量为 1.5 米^3/秒，如图 16 所示。

（2）岩溶沿着褶曲轴部发育　可溶岩层褶曲构造的轴部，因为纵张裂隙较多，有利于地下水活动，岩溶发育。地下水易沿着张裂隙溶蚀扩展，形成溶蚀裂隙和溶洞，发展成为强岩溶带或地下河。

向斜轴部的纵张裂隙发育较深，容易溶蚀成地下河道。如广西都安的华善地下河，深达 50 多米，就是沿着由下二叠统组成的向斜轴部发育的，如图 17 所示。

背斜轴部的纵张裂隙发育深度较浅，因而岩溶通道的发育深度也较浅。如广西来宾的石牙—良吴背斜，地下河沿背斜轴部发育，很多大型岩溶水点均在背斜轴部出露于地表。在西南段的良

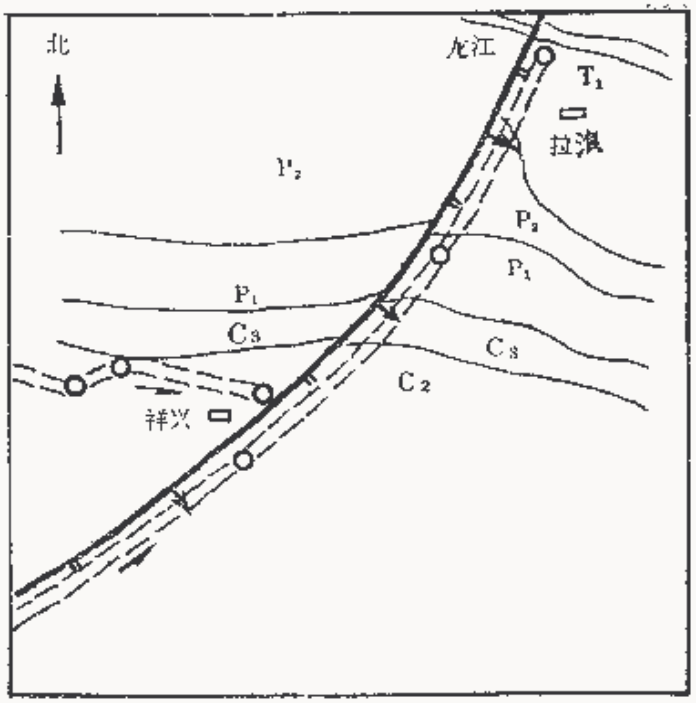


图 16　广西宜山拉浪地下河沿断层分布平面图

（据广西地质局水文地质队桂西找水组）

1—正断层；2—地下河道；3—地下河天窗出口；

T_1—碎屑岩夹不纯灰岩；P_2—不纯灰岩夹泥质页岩；

C_2—P_1—灰岩夹白云岩

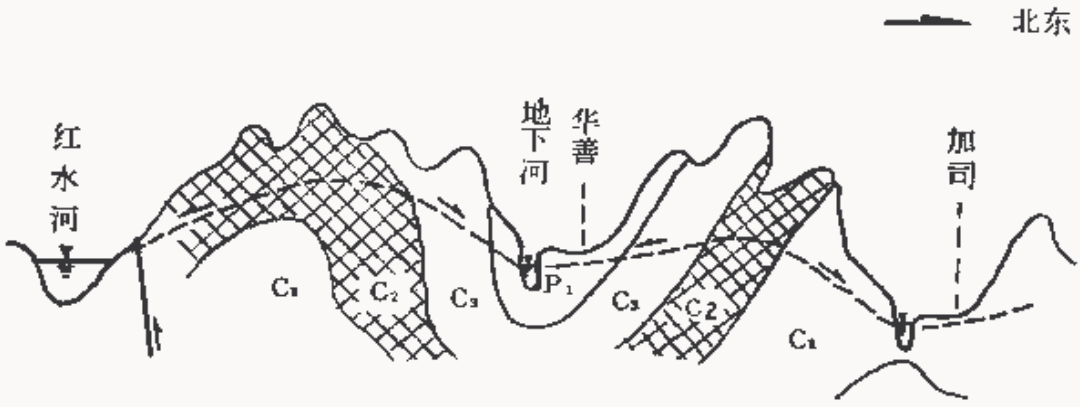


图 17　广西都安华善地下河与向斜构造关系剖面图

（据广西地质局水文地质队桂西找水组）

吴村发育有0.5平方公里的浅层岩溶湖，1963年曾发生157处地面塌陷，如图18所示。

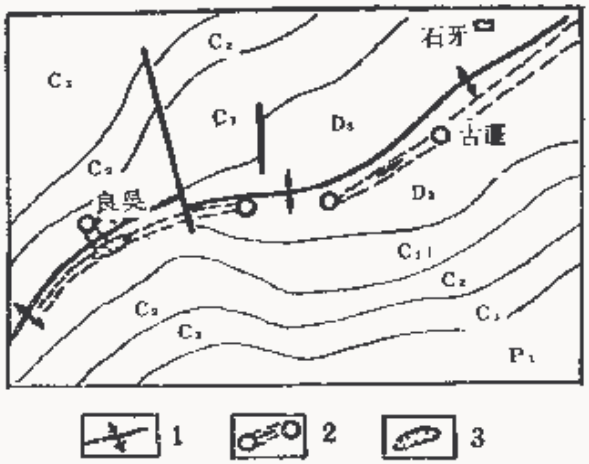


图 18　广西石牙—良吴背斜与地下河关系平面图

1—背斜轴；2—地下河；3—地面塌陷（放大）

从褶曲轴部张裂隙发育的条件来看，背斜优于向斜，但因向斜轴部常有良好的汇水条件，当向斜拗陷不深时，其轴部的岩溶发育往往比背斜轴部还要强烈。

（3）岩溶沿着层面构造裂隙发育　可溶岩层的层面裂隙也为岩溶发育提供了条件。岩层褶曲过程中最容易产生层间滑动，在两翼产生层面扭裂隙，在轴部产生层面张裂隙。这些层面构造裂隙是地下水活动的通道，岩溶很容易沿着它们发育起来。在包气带中，由地面下渗的水，顺着层面倾斜方向运移，促使岩溶沿着层面倾斜方向发育。在饱水带中，地下水多沿层面裂隙顺着岩层走向运移，所以溶洞和溶蚀裂隙也顺岩层走向发育。

3．岩溶多沿着可溶岩层与非可溶岩层接触带分布

碳酸盐类岩石与非可溶性岩层或岩体的接触带，常是地下水运动条件发生改变的地方。由于地下水流常在这里集中并沿着接触带流动，所以岩溶常沿着可溶岩层与非可溶岩层的接触带发育。当可溶岩层比非可溶岩层或岩体的透水性大时，非可溶岩层或岩体则起相对隔水或阻水的作用。使可溶岩层中的地下水受到阻挡，在接触带附近造成集中水流，并迫使地下水沿着两种岩层的接触面流动。这样，在紧靠接触面的可溶岩层里便形成了比其它可溶岩层更为有利的岩溶发育条件。当可溶岩层的透水性比非可溶岩层的透水性小时，则非可溶岩层中的地下水流遇到可溶岩层时，便在接触面附近集中并沿接触面流动，使紧靠接触面的可

溶岩石首先被溶蚀。接触面附近较为畅通的流水条件有利于岩溶发育。

当产状倾斜的可溶岩层与上覆和下伏的非可溶岩层接触时，常在其上覆接触带形成一系列溶井、落水洞等垂直形态的岩溶；在下伏接触带常形成一系列岩溶接触泉。如广西河池县的流水岩，就是下石炭统页岩与中石炭统白云岩接触面上的一条地下河出口，水从50米高的悬崖上流出，形成瀑布，最枯流量为0.2米³/秒，如图19所示。

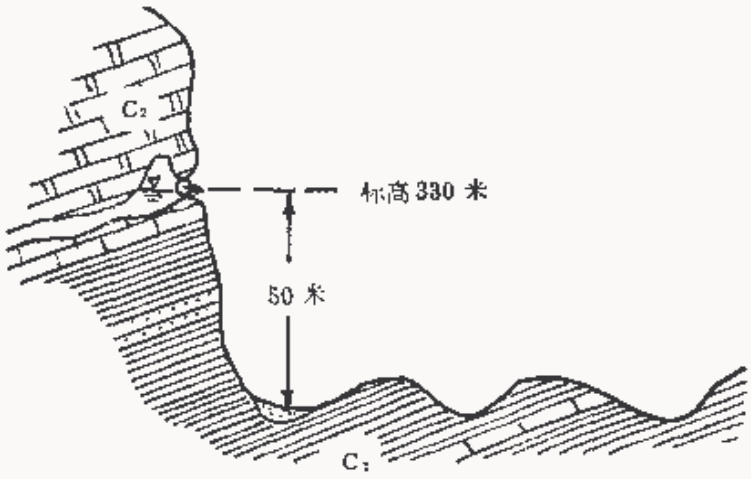


图 19　广西河池县流水岩剖面图

（据广西地质局水文地质队桂西找水组）

4．岩溶多沿地下水强烈交替带分布

水的溶蚀能力是岩溶发育不可缺少的条件。它的大小主要取决于水中侵蚀性 CO_2 的含量及水交替的程度。水中的侵蚀性 CO_2，主要来源于大气及土壤层的生物化学作用。近地表处水中 CO_2 较多，水的溶蚀能力较强。地下水只有在不断交替更新的条件下，才能始终保持其较大的溶蚀能力。因为停滞的水溶解了 $CaCO_3$ 岩石后，很快就会变成饱和溶液，失去其溶蚀能力。所以，水交替积极的地方，岩溶发育强烈，水交替迟缓的地方，岩溶发育弱，水停滞的地方，岩溶不发育。

（1）岩溶垂直分带　在天然条件下，地下水的交替作用随深度增加而减弱，使岩溶发育在垂直剖面上具有明显的分带现象。

我国南方岩溶垂直分带明显。由地表向下，一般可分为以下几个岩溶带：

① 溶洞带　在近地表的浅部，地下水交替作用强烈。由于雨水渗入而带进大量 CO_2，促使碳酸盐类岩石大量溶解和迁移，并伴有机械侵蚀和重力崩塌作用。因此，这一带岩溶最发育。不仅岩溶率高，岩溶规模也大，形成以溶洞为主的各种形态的岩溶通道系统，如脉状的、树枝状的、网状的等。常形成地下河系、地下湖池等岩溶含水空间或强岩溶含水带。

② 溶隙带　地下水交替较弱，水的溶蚀能力低。地下水以沿着岩石裂隙溶蚀为主，机械侵蚀和重力崩塌作用极微弱，岩石的裂隙形态大部份没有重大改变。岩溶发育较弱，形成以溶蚀裂隙为主的岩溶带。这个带虽然也有溶洞，但溶洞规模小，分布少。

③ 溶孔带　地下水运动迟缓，交替作用非常微弱，几乎处于停滞状态。水的溶蚀能力很低，但因水压很大，仍然可以沿着可溶岩石颗粒之间的薄弱环节进行缓慢地渗透溶蚀。岩溶发育非常微弱，只分布有细小的溶孔等溶蚀现象。

上述三个带，实际上是逐渐过渡的。它们之间没有明显的分界线。随着各地地下水的径流交替条件不同，这三个带的发育深度和厚度变化很大。如广西武鸣县伊岭峰林谷地，地面标高130米左右，溶洞带厚40—60米，溶隙带厚20—50米，90米以下未发现溶洞，在140米深处只见溶孔。而桂林孤峰平原及峰林平原的溶洞带厚达50—60米，溶隙带厚40—80米。图20为湖北几个隐伏岩溶类型矿区的岩溶发育随深度变化的情况。这几个矿区的岩溶发育深度均在当地侵蚀基准面以下。除卷子口矿区岩溶发育下限深达负250米标高外，其余三个矿区岩溶下限大致均在负160米标高左右。岩溶发育程度明显地受深度控制。浅部岩溶率高，以溶洞为主，洞高一般在1米以上，最大溶洞高达21.79米。向深部岩溶率逐渐降低，并以溶孔为主。

我国北方岩溶发育深度比南方大，但岩溶化程度一般比南方低，也具有垂直分带现象。根据邯邢地区勘探资料，中奥陶统马

家沟灰岩的岩溶发育在垂直剖面上可大致分为以下三个带：

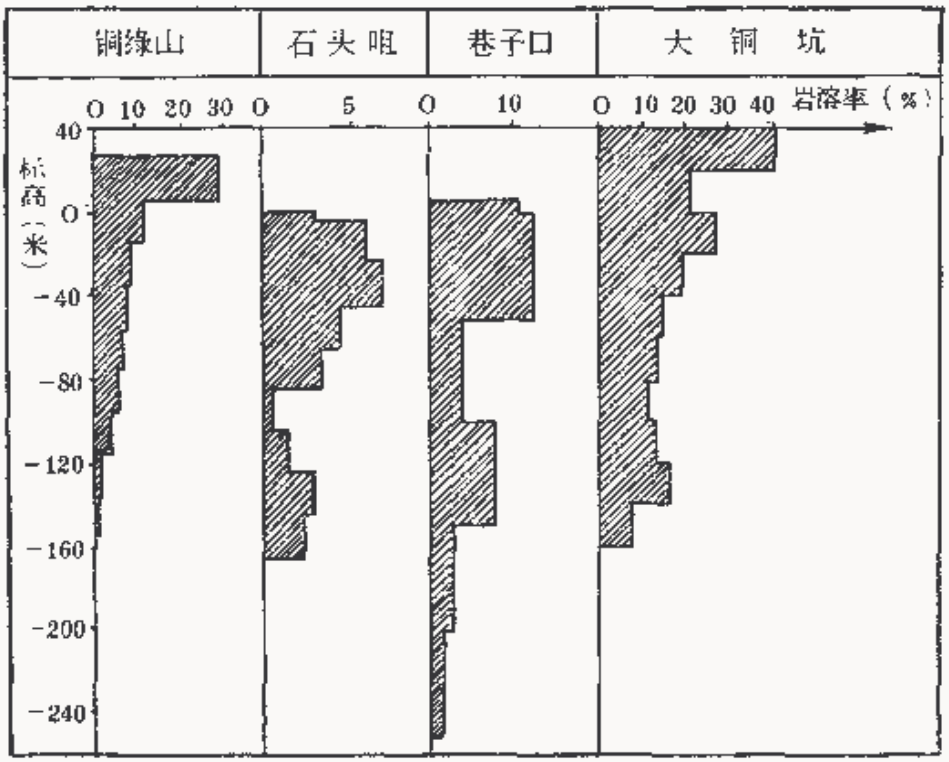


图 20　湖北几个矿区岩溶率随标高变化图

（据湖北地质局第一地质大队）

① 上部充填岩溶带　主要分布在包气带中，岩溶虽较发育，但多被外来物质和溶蚀残留物质充填。充填程度随深度增加而减弱。充填带厚度一般为 30—70 米，个别地段达 100 来以上。

② 中部强岩溶带　大致位于区域地下水侧向径流交替带的部位，以水平溶蚀作用为主，溶蚀裂隙及溶洞发育。这个带的厚度一般为 70—170 米。个别地段，由于断裂及褶皱的影响，厚度大于 200 米。

③ 下部弱岩溶带　埋藏深，水交替作用迟缓，溶蚀能力低，岩溶不发育，连通性差。岩溶现象主要是蜂窝状、网格状的溶孔。该带厚度一般为 80—100 米。

（2）岩溶发育在水平方向的变化　岩溶在水平方向上，有从分水岭补给区至河谷排泄区岩溶化程度由弱到强的变化特征。分水岭地区地下水径流量小，岩溶作用较弱。随着向河谷排泄区

过渡，地下水汇水面积增加，径流量增大，水运动和交替条件越来越好，岩溶化程度也相应地增强。因此，强岩溶带多分布在地下水径流排泄区。

5．硫化矿体氧化带附近岩溶发育

硫化矿体易于氧化。硫化矿物氧化后产生大量硫酸根离子，使地下水呈酸性反应，对碳酸盐类岩石有很大的侵蚀性，导致岩溶强烈发育。

硫化矿物氧化过程的化学反应式如下：

黄铁矿 $2FeS_2+7O_2+2H_2O=2FeSO_4+2H_2SO_4$；

黄铜矿 $CuFeS_2+2Fe_2(SO_4)_3+2H_2O+3O_2$
$=CuSO_4+5FeSO_4+2H_2SO_4$；

方铅矿 $PbS+CO_2+2O_2+H_2O\rightarrow PbCO_3+H_2SO_4$；

闪锌矿 $2ZnS+2Fe_2(SO_4)_3+3O_2+2H_2O$
$\rightarrow 2ZnSO_4+4FeSO_4+2H_2SO_4$

上述化学反应产生的大量H_2SO_4加快了水对碳酸盐类岩石的溶解速度，其化学反应式为：

$$CaCO_3+H_2SO_4=CaSO_4+H_2O+CO_2\uparrow$$

水中 H_2SO_4 增多，pH 值则降低，值水溶液呈酸性反应。水中的 H^+就与 $CaCO_3$ 中的 CO_3^{2-}结合成 HCO_3^-，而使 Ca^{2+}溶解于水中。这样就促使岩溶作用大为增强。酸性水不仅使碳酸盐类岩石裂隙迅速溶蚀扩大，而且也使岩石内部产生大量微孔隙，也给岩溶进一步发育创造了有利的条件。如四川石屏硫铁矿区，矿体与阳新灰岩的接触地带，落水洞分布密集，岩溶十分发育。这些落水洞多呈梯坎状伸向矿体之下，发育深度达数十米至百余米，甚至直通地下河，如图 21 所示。

然而，由于硫化矿体氧化带的分布并不普遍，所以它对碳酸盐类岩层的岩溶发育影响也是局部的。

四、岩溶发育的成层性

地壳升降活动对岩溶发育有很大的影响。当地壳长期稳定时，岩溶即在某一基准面的标高处得到充分发育，形成一似层状

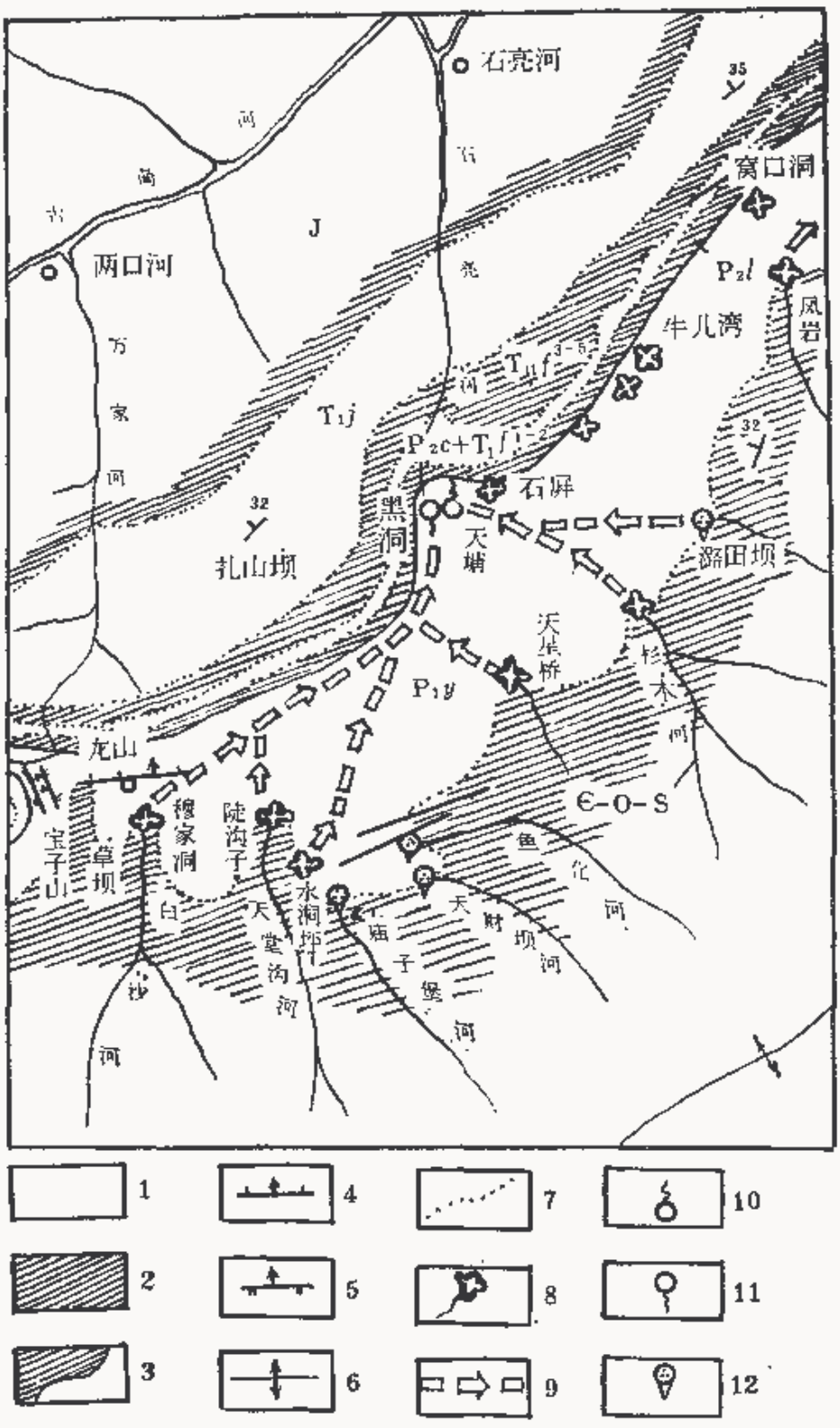


图 21　四川省石屏硫铁矿区域水文地质略图

（据四川地质局二〇二队）

1—岩溶石灰岩层；2—非可溶岩层；3—硫铁矿层；4—正断层；5—逆断层；6—背斜轴；7—地质界线；8—小河及落水洞；9—推测地下河及流向；10—上升泉；11—下降泉；12—充水漏斗；J—侏罗系；T_1j—三叠系嘉陵江组；T_1f^{3-5}—三叠系飞仙关组三、四、五段；$P_2c+T_1f^{1-2}$—二叠系长兴组及三叠系飞仙关组一、二段；P_2l—二叠系龙潭煤系；P_1y—二叠系阳新组；ϵ-O-S—寒武系、奥陶系、志留系

强岩溶带。如果地壳上升，随后又长期稳定，由于排泄基准面的相对降低，岩溶又在新的基准面处发育，于是又形成一层强岩溶带。如果地壳下降，排泄基准面相对上升，则已经形成的岩溶带即沉入地下深处，在它上面继续发育新的岩溶带。地壳间歇性升降运动的结果，便在大厚度碳酸盐类岩石分布区形成多层岩溶带。这就是岩溶分布的成层性特征。

此外，在夹有多层非可溶性隔水层的碳酸盐类岩石分布区，由于岩溶主要沿着两种岩层的接触带发育，也可以形成多层岩溶带。这种岩溶分布的成层性是受隔水层控制的。

五、岩溶发育的地带性

从大范围来说，岩溶发育特征受自然地理条件，特别是气候条件的影响很大，同时也与域区的地质条件有关。随着这些条件的不同，岩溶发育表现出明显的地带性特征。因此，世界各地的岩溶发育特征不同。我国南、北方岩溶也具有不同的特点和发育程度。

我国南方气温高，雨量多，水的径流交替强烈；可溶岩以泥盆系、石炭系、二叠系的石灰岩层为主，时代较新，硅、镁质较少，质纯层厚，裂隙发育，所以岩溶发展速度较快。又因南方土壤植被发育，它们分解出的 CO_2 和分泌的有机酸都较多，更能加速和促进岩溶化过程。所以，我国南方的碳酸盐类岩层分布区，地表和地下岩溶均很发育。地表上的岩溶洼地、落水洞、岩溶漏斗、峰林、天生桥、干谷等岩溶现象普遍分布。地下岩溶以溶洞、地下河、地下湖为主，溶洞多而大，常形成地下河系。

我国北方气温较低，降水量少，地表径流较少，土壤植被也不如南方发育；可溶岩以寒武、奥陶系碳酸盐类岩层为主，时代较老，大部份已经硅化和白云岩化，溶解度较低。因此，北方岩溶化程度比南方低，地表岩溶不发育，漏斗、溶井、落水洞、溶蚀洼地等现象都很罕见，而以岩溶泉、干谷为主。由于地质构造条件对岩溶发育的控制作用相对较大，地下岩溶则以互相连通的溶蚀裂隙为主，发育深度较大。溶洞少而小，常形成岩溶径流带，

地下河比较少见。

第四节　孔　　隙

基岩中具有含水意义的孔隙有：①粒间孔隙，主要存在于充填胶结不完全的粗粒碎屑沉积岩和火山碎屑岩中；②气孔，主要存在于火山喷出岩中；③风化溶蚀孔隙，存在于基岩风化带里。

（一）粒间孔隙

一些粗粒碎屑沉积岩和火山碎屑岩，如砾岩、砂岩及凝灰质砾岩等，当它们颗粒间的孔隙充填胶结不完全时，仍然存在有粒间孔隙。这种孔隙具透水性和含水性。但与同样粒度的松散沉积物比较，其孔隙率要低得多，透水性和含水性也弱得多。但也有一些分选性良好、充填胶结微弱的砂岩和砾岩孔隙率较高，透水性和含水性较大。

当碎屑岩石中存在有裂隙时，裂隙便可勾通粒间孔隙，起导水作用，增强了碎屑岩石的富水性。当我们从碎屑岩层中开采地下水时，由于裂隙水得到孔隙水的补给，使出水量大为增加。例如，分布在我国一些地区的中生代砂砾岩和火山碎屑岩层，常因充填胶结不完全或因风化而质地疏松，不仅有构造裂隙，粒间孔隙也比较发育。在裂隙与孔隙相互勾通的情况下，可以形成较为良好的含水岩层。

（二）气孔

气孔主要发育在火山喷出岩中，以玄武岩、安山岩等中基性火山岩气孔较多，如气孔状玄武岩、熔渣状玄武岩、蜂窝状气孔玄武岩及气孔状安山岩及浮岩等。气孔的特点是互相间的连通性很差。所以虽然有的岩石（例如浮岩）气孔非常多，但透水性和给水性却很小。一般来说，岩石中的原生气孔含水意义不大。如果岩石遭受后来的地质作用改造（如风化），使气孔之间勾通，则岩石的透水性和给水性就大大增加，具有较重要的含水意义。如河北省张北县一带大片分布的第三纪玄武岩，是由多次喷发形

成的。在每次喷发的间歇时期，气孔状玄武岩和熔渣状玄武岩因受风化作用的影响而破碎，使气孔相互勾通。因此，常在玄武岩喷发的间断面上形成良好的含水层。在地下水的作用下，个别地方甚至形成了大型孔洞，形成玄武岩分布区特有的孔洞水。

（三）溶蚀孔隙

溶蚀孔隙主要分布在含有可溶成份的岩石风化带中，是岩石中的可溶物质经风化溶蚀后而留下的孔隙。产生这种孔隙的岩石有可溶性化学沉积岩及含有可溶成份的机械碎屑沉积岩。前者如碳酸盐类岩石中的溶孔，这在前一节里已经叙述过了；后者如由可溶性物质胶结的砂岩、砾岩、泥岩等，当胶结物被溶蚀后即形成溶蚀孔隙。例如，分布在红层地区的钙质泥岩和钙质粉砂岩，含水性通常不大，经风化后，钙质被溶蚀，形成溶蚀孔隙，常可成为较好的含水层。

第五节　含水层与含水带

一、基岩含水带的概念

长期以来，人们已习惯于使用“含水层”、“隔水层”等水文地质述语。这对于层状的、均匀的岩层是很适宜的，因为其含水、隔水边界与岩层边界是一致的。但对不均匀的岩层或岩体，这些述语就不确切了。在基岩中，一个含水的断裂带可以切穿不同的岩层或岩体；在同一个岩层或岩体里，岩石断裂破碎的地方含水，没有断裂的地方就不含水。所以，基岩中的含水、隔水边界，在多数情况下不受岩层、岩体形态的控制，与岩层、岩体并不一致，而是受地质构造或风化作用的控制。如果我们笼统地把某一不均匀的岩层或岩体全部都看作为含水层或隔水层，是不符合实际情况的。例如花岗岩体，在多数情形下是不含水的，但其中的一些构造破碎带和风化裂隙带却含水。因此，在基岩地下水的研究中，除了使用“含水层”这一述语之外，还应当确立“含水带”的概念。因为含水带是基岩地下水埋藏和分布的主要形式。

含水带是指主要受地质构造或风化作用控制而不受地质体限制的含水裂隙带或含水岩溶带。含水带的形状是多种多样的，如带状的、脉状的等。它们同不透水围岩有时是呈逐渐过渡状，没有明显的分界线。在实际工作中，我们应当根据实际情况使用不同的述语来说明基岩地下水的埋藏分布情形。凡是地下水埋藏分布受岩性控制与地质体分布一致者，仍然称作含水层（层状的）或含水体（非层状的）；凡是埋藏分布不受地质体限制而主要受地质构造或风化作用控制的含水形式，不论是带状的、脉状的或其它形状的，均称作含水带。只有这样，才能既反映出基岩地下水埋藏分布的不均匀性，又能反映出它的规律性，使人们能够正确地认识基岩地下水。

二、基岩含水层与隔水层

当岩石含水空隙的分布主要受岩性控制，并与岩层分布完全一致时，便构成含水层。相对不透水岩层则为隔水层。基岩含水层主要分布在沉积岩地区，一些层状的火山岩及变质岩地区也有分布。

基岩含水层按其含水介质不同，分为以下三种：

（1）孔隙含水层　半胶结的砾岩和砂岩，粒间孔隙透水，当它们与粘土质等隔水岩层互层时，即构成含水层。例如，常见的第三纪半胶结的砾岩、砂岩等含水层，即属此类。

（2）裂隙含水层　包括构造裂隙含水层和成岩裂隙含水层两种。

① 构造裂隙含水层　脆性岩层（如石英岩、石英砂岩等）与塑性泥质岩石互层，经构造变动后，构造裂隙沿脆性岩层发育，使其成为裂隙含水层。泥质岩石裂隙不发育，构成相对隔水层。

② 成岩裂隙含水层　成岩裂隙发育的火山熔岩与裂隙不发育的凝灰岩、泥岩、页岩等互层时，火山熔岩为含水层，凝灰岩、泥岩、页岩则为相对隔水层。例如，柱状节理发育的玄武岩含水层即属这种。

（3）岩溶含水层　石灰岩、白云岩、大理岩等可溶性岩层

与非可溶的砂、泥质岩层互层时，沿可溶性岩层发育岩溶，使之成为岩溶含水层。砂泥质岩层则为相对隔水层。

此外，还有介于孔隙、裂隙、岩溶三者之间的过渡类型的含水层，如孔隙-裂隙含水层，岩溶-裂隙含水层等。

须指出，松散孔隙含水层的富水性一般是比较均匀的，而基岩含水层的富水性就不那么均匀。在同一个基岩含水层中，有的地方富水性较强，有的地方富水性较弱，也有的地方则起相对隔水作用。对于大范围厚层基岩含水层来说，根据生产上的需要，常须作进一步详细划分。如河北峰峰矿区的中奥陶统马家沟灰岩，总厚度达580米，其中没有较好的隔水岩层，按照含水层的概念可以把它看作是一个含水层。但在生产实践中发现，中奥陶统马家沟灰岩的富水性并不均匀，一些组段的裂隙和岩溶比较发育，含水丰富；另一些组段的裂隙和岩溶不甚发育，含水性较弱。因此，有必要对这580米厚的石灰岩含水层进行详细划分，分出强含水段、弱含水段及相对隔水段，为矿山排水和供水设计提供更详细的资料。

三、基岩含水带与隔水围岩

基岩含水带按其形态特征分为以下三类：

（1）带状的含水带　即分布范围较宽的带状、似层状的含水带。

① 风化裂隙含水带　在基岩风化带中，如果其下面未风化的母岩是不透水的岩石，可以使风化带成为含水带。

② 与岩层褶曲有关的构造裂隙含水带　例如背斜轴部张裂带，褶曲转折端张裂带等含水带。

③ 岩溶含水带　碳酸盐类岩石地区地下岩溶分布很不均匀，在岩溶发育的地方形成岩溶含水带。

（2）脉状的含水带　即分布范围呈狭长脉状的含水带。

① 断层破碎带含水带　即含水的断层破碎带。

② 岩脉含水带　侵入于不透水围岩中的岩脉，沿脉壁及脉体裂隙较发育，形成含水带。

③ 侵入接触带含水带　岩浆岩侵入体与围岩的接触带，如果裂隙较发育时，可形成含水带。

（3）管道状或洞穴状的含水带——地下河　这是岩溶地区一种特有的岩石空洞含水形式，由大型水平溶洞构成地下河或地下湖。

与含水带对应的岩石的相对不透水部份，则构成含水带的隔水边界，可称之为隔水围岩。隔水围岩一般是裂隙和岩溶都不发育的比较完整的岩石。

在基岩找水实践中，为了寻找含水层（带），常需寻找隔水层或隔水围岩。因为含水层（带）不能离开隔水层（围岩）而孤立存在。如果没有隔水层（围岩），含水层（带）中就不能保存地下水。

第六节　控水构造

地质构造对地下水的埋藏分布和运动起着控制作用。我们把控制地下水的地质构造称为控水构造或水文地质构造。

一、控水构造的类型

控水构造是由透水层（带）和相对隔水层（围岩）组合而成的。按其对地下水所起的主要控制作用，分为导水构造、阻水构造、汇水构造、蓄水构造及储水构造五类。它们的组成要素及主要特征列于表3中。实际上，地质构造对地下水的控制作用往往不是单一的。如阻水构造，由于阻水而引起蓄水作用，所以它常常又是蓄水构造；向斜汇水构造，由于汇水而引起地下水富集，又往往成为向斜蓄水构造。如果两种控水作用具有同等的重要性，那么可给予控水构造以复合名称，例如阻水型蓄水构造。

我们如果能够正确认识一个地区的控水构造，就能掌握这个地区地下水的来龙去脉。这正是水文地质工作需要解决的重要问题之一。

近十几年来，我国广泛地开展了基岩山区水文地质工作，特

表 3　控水构造的类型与特征

类　型	组成条件	控水作用与特征	亚　类
导水构造	不透水或弱透水岩层中的相对比较狭窄的强透水通道	在各含水层（带）之间或各蓄水构造之间起连通导水作用。地下水以径流量为主，储存量不多	（1）导水断层 （2）导水岩脉 （3）导水接触带 （4）导水溶洞
阻水构造	（1）下游有阻水体 （2）上游有含水层（带）	对地下水径流起阻挡作用，（1）抬高地下水位（2）改变地下水流向。能使地下水富集成为有开采价值的水源	（1）阻水断层 （2）阻水岩体 （3）阻水岩脉 （4）阻水地层
汇水构造	（1）上部为透水岩层 （2）下部为盆形或谷形的隔水岩层 （3）补给、排泄条件较好	能将分散的地下水汇集起来，形成集中的地下水体或水流	（1）向斜汇水构造 （2）盆地汇水构造 （3）岩脉汇水构造 （4）风化带岩地汇水构造
蓄水构造	（1）透水的岩层 （2）隔水的边界 （3）补给条件优于排泄条件	在不断补给和排泄的交替过程中积蓄和储存地下水，形成有开采价值的地下水源	详细分类见第二章所述
储水构造	（1）含水岩层(带) （2）封闭的隔水边界 （3）不具备补给和排泄条件	起储藏地下水的作用。其中的水量主要是储存量，没有天然补给量	封闭的含水体，如埋藏水及油田水等

别是山区找水工作。构造控水理论发展较快。使地下水赋存规律的研究工作提高到了一个新的水平。

二、导水构造

导水构造是指能使不同含水层（带）或不同蓄水构造的地下水相互连通，起导水作用的地质构造。它是隔水岩层或弱透水岩层中相对比较狭窄的强透水的通路。这个通路对地下水的运动起

着导向作用，对地下水的富集起着补给或排泄的作用。

比较常见的导水构造有：①导水断层，如图 22 所示；②导水岩脉；③导水接触带；④导水溶洞。

研究导水构造，对分析地下水的运动和富集规律（如分析地下水的补给来路和排泄去向）很有帮助。

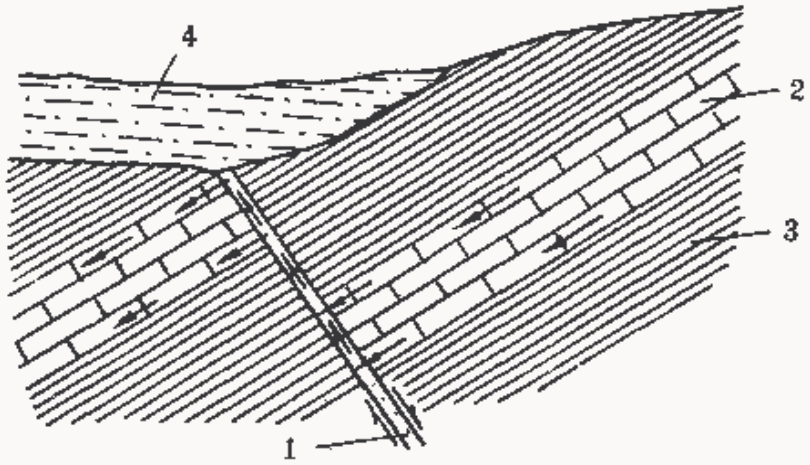


图 22　导水断层剖面图

1—导水断层；2—含水层；3—隔水层；4—第四系

三、阻水构造

对地下水径流起阻挡作用的地质构造称阻水构造。构成阻水构造的基本条件，是在透水岩层中存在有阻截地下水径流的不透水岩体，即阻水体。它象水坝一样阻挡地下水的去路。由于阻水体的阻挡，常常造成地下水路壅塞，使地下水富集，水位升高或改变径流方向。阻水构造对供水具有很大意义。

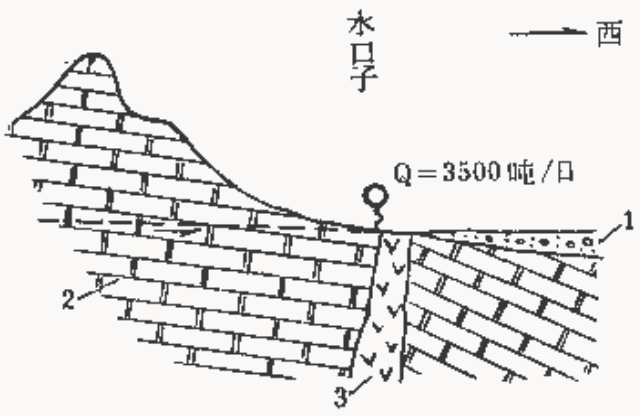


图 23　北京延庆县水口子泉阻水岩墙剖面图

1—第四系；2—震旦系硅质、白云质灰岩；3—辉绿岩岩墙（厚 10 米）

比较常见的阻水构造有：

（1）阻水断层　包括不透水盘阻水的和构造岩阻水的两种。

（2）阻水岩体　包括阻水岩脉、阻水岩墙及阻水的大型侵入体等。图 23 即为阻水岩墙之一例。

（3）阻水地层　即直立的或陡倾斜的不透水岩层阻水。

阻水构造阻水作用的强弱，取决于阻水体的透水性、完整性及连续性。阻水体的透水性越小，越完整连续，其阻水能力就越强。这样的阻水构造，常可使地下水富集成很有价值的地下水源。

四、汇水构造

这是一种对地下水流起汇集作用的地质构造。它能把分散的地下水流汇集起来，形成比较集中的地下水流或水体。

构成汇水构造的条件是（见图 24）：

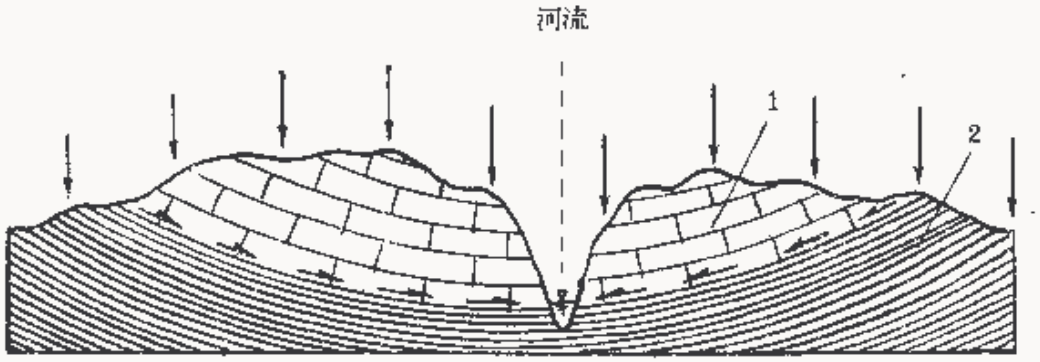


图 24　汇水构造剖面图

1—透水层；2—盆形隔水层

（1）上面有透水性较强的岩层，构成导水和接受补给的条件。

（2）下面有顶板呈盆形或谷形的隔水岩层，构成地下水径流汇集的条件。

（3）地下水大面积分散补给，集中排泄。

这三个条件中，隔水层顶板的构造形态最为重要。它很象在透水岩层之下埋藏着不透水的盆地或谷地状的“隐伏地形”。由透水岩层接受补给而形成的分散地下水流，沿其向“隐伏地形”的最低洼部位汇集。其汇水能力的强弱取决于“隐伏地形”的形态及汇水面积。

常见的汇水构造有：①汇水向斜；②汇水构造盆地；③汇水

岩脉；④汇水的洼地风化带。

利用汇水构造研究基岩地下水的富集规律是一种行之有效的方法。特别是在强透水的石灰岩地区，地下水的径流运动受地表地形的影响很小，主要是受地下隔水岩层顶板的形态控制。因此，在强透水岩层地区，主要不是根据地形来找水，而是根据隔水层及阻水体的形态来找水。

五、蓄水构造

蓄水构造是在地下水不断交替过程中能积蓄地下水的地质构造。这个地质构造体很象一个地下天然的蓄水容器。

蓄水构造与汇水构造的区别是：后者的作用主要是汇集地下水，前者是兼具汇集和储存地下水的两种作用。蓄水构造与富水带也不相同。富水带只是蓄水构造的一部份，蓄水构造不仅包括富水带，还包括与富水带形成有关的整个构造形迹及其相关的范围。在基岩地区寻找地下水，主要是寻找蓄水构造。

六、储水构造

储水构造是储存地下水的封闭地质构造。构成储水构造的条件有两个：①含水岩层（带）；②封闭的隔水边界。储水构造与蓄水构造的区别是：它没有良好的补给、排泄条件，地下水交替作用极其微弱，或完全处于封存状态。储水构造只起储水作用，其中的地下水以储存量为主，交替的水量极小或没有。在寻找基岩浅部地下水时遇见这种构造的机会较少。但在石油勘探及矿山开采时，常会碰到。

第七节　控水地形

在弱透水岩层地区寻找地下水，应当注意观察和研究地形。因为在弱透水岩层，如花岗岩、片麻岩及砂页泥岩地区，地下水主要赋存于浅部风化裂隙带中，而风化带是随地形起伏而变化的，所以地形就对地下水的补给、径流、富集和排泄等起决定性的控制作用。

辽阔的大地表面，地形起伏变化是多种多样的。不过，从其对地下水的控制作用来说，大体上可以分为汇水地形、泄水地形及过水地形三大类。

（一）汇水地形

汇水地形就是对地下水起汇集作用的地形。这种地形的特点是中部低洼，周围或两侧高。汇水地形主要包括以下几种。

（1）盆地：周围高，中间低。地下水从四周向中间汇集。

（2）谷地：两侧高，中间低。地下水从两侧向中间汇集。

（3）簸箕地：三面高，中部低，一面有出口。地下水从三面高地向中部洼地汇集，经过出口排出。

（4）掌心地：有多条支谷从各个方向汇合于中部盆地，并有主谷为出口。地下水首先汇于支谷，再从支谷向盆地汇集，最后从主谷排出。

汇水地形能使分散的地下水富集起来，成为有开采利用价值的地下水源。地下水富集的部位就在汇水地形的中部低地或出口处。在一些汇水地形中部低地，常有松散堆积物覆盖。如果松散堆积物是不透水的粘土层，则其富水部位就不在中部低地，而在低地两侧或周围的斜坡下部。如河北省康保县境内，有许多典型的汇水盆地。由于盆地中部普遍覆盖着很厚的新第三纪红粘土，所以在盆地中心打大口井一般不能成井；而在盆地四周红粘土分布的边缘地带，即斜坡下部基岩风化带裸露区向红粘土覆盖区过渡的地方打大口井却很容易成功。因为基岩风化带裂隙水在向盆地中部汇集过程中遇到了红粘土的阻挡，于是就在红粘土边缘地带的基岩风化裂隙带里富集起来。

（二）泄水地形

泄水地形的特点是中部高，周围或两侧低，它不能使地下水富集，却能使地下水失散。因此，找水时应尽量避开泄水地形。

主要的泄水地形有以下几种。

（1）孤山：凡是中央高，四周低的孤立的地形都属此类。降雨渗入补给的地下水向四面流散泄失，不能富集。

（2）分水岭：中间高，两侧低。降雨渗入补给的地下水向两侧流散，泄向低处，不易富集。

（3）“伸腿山”：即从大山伸出的“山腿”，中间高，两侧低，一端与更大的山脉相连接。降雨渗入补给的地下水很快向两侧流散泄失。它虽与大山脉相连接，但因其伸出太远，得不到大山脉的地下水的补给，所以地下水不易富集。

总之，泄水地形一般都是一些比较孤立的山岭、丘陵或高地。这种地形不易保持地下水，不仅水量贫乏，而且地下水位埋藏很深。在这里打井是比较困难的。

（三）过水地形

过水地形一般是由山岭向平原过渡的山前倾斜平原地带，一般是地下水的径流区。如果在过水地形部位分布有含水层或含水带，其水量也较丰富，只是水位埋藏稍深。其埋藏深度一般介于汇水地形与泄水地形之间。所以在过水地形部位找水是有希望的，但它的条件一般不及汇水地形优越。

必须着重指出，地形的控水作用只在弱透水岩层地区表现得比较明显。因此，在弱透水岩层地区，利用地形找水的效果也比较好。在强透岩层地区，地形的控水作用就不那么重要，地下水主要是受地质构造控制，尤其是受含水层底板的隔水岩层及侧向阻水体的构造形态的控制。所以，在强透水岩层地区，单纯利用地形找水往往会产生认识上的错误。那些广泛流传的找水民谚，如“两山夹一沟，中间有水流”等，主要适用于弱透水岩层地区。而在强透水岩层地区，这些谚语往往不适用。

第二章　基岩蓄水构造

凡是对地下水起着蓄集作用的地质构造都称之为蓄水构造。在基岩地区寻找地下水，主要就是寻找蓄水构造。

关于“蓄水构造”一词，在一些水文地质文献中，与“储水构造”不加区分。作者认为，从地下水不断交替运动的角度来看，把交替运动过程中富集地下水的半封闭的地质构造，称为“蓄水构造”较为适宜，“储水构造”则应专指含水层被隔水边界完全封闭的地下水几乎不能交替的地质构造。

本章主要内容，是讲述各种类型基岩蓄水构造的富水特征。

第一节　蓄水构造的组成要素及类型

一、组成蓄水构造的要素

岩石所以透水，是因为岩石中存在有空隙（裂隙、溶洞、孔隙）。若使透水岩层含水，还需要在它下面有一个相对隔水的岩层或岩体。没有隔水层就不会有含水层（带）。含水层（带）不能离开隔水层而孤立存在。因此，我们寻找基岩地下水时，不仅要研究含水层（带），同时还要研究隔水层。蓄水构造就是由含水层（带）与隔水层构成的能够蓄集地下水的地质构造。

构成蓄水构造的基本要素有三个（图25）：

（1）透水的岩层或岩体。它构成蓄水构造的储水介质。

（2）相对隔水的岩层或岩体。它构成蓄水构造的隔水边界。有了隔水边界条件，含水层内的水才可以积蓄起来。

（3）地下水的补给条件及排泄条件。即有适宜的补给来源，而不是无源之水。而且只有补给条件优于排泄条件，才能积蓄地下水。没有补给和排泄条件不能称为蓄水构造，可称之为储

水构造。

构成一个蓄水构造必须同时具备上述三个要素，缺一不可。蓄水构造的富水性及地下水的开采条件也主要取决于这三个要素的特征和变化情况。所以，研究蓄水构造也主要是研究这三个蓄水要素。

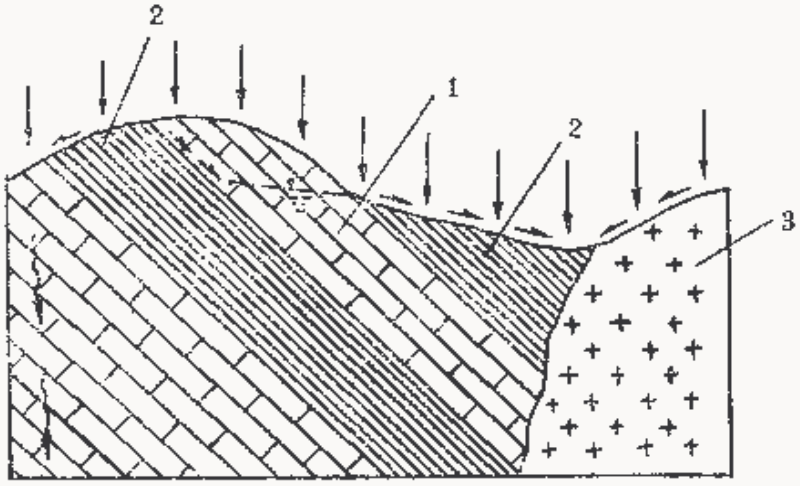


图 25　蓄水构造要素

1—含水层；2—隔水层；3—阻水体

二、基岩蓄水构造的类型

据现有资料，将基岩蓄水构造类型作一初步划分。今后随着实际资料的日益丰富，可以不断加以充实，使基岩蓄水构造的分类更加完善。

划分蓄水构造类型的主要依据是：

（1）蓄水条件的差异性。主要考虑含水岩层、隔水边界及补给条件在成因上和形态上的特殊性。

（2）地下水的类型及分布的差异性。

（3）适用性。便于研究和应用。

现将总结出来的单式蓄水构造类型列举如下：

（1）阻水型蓄水构造　包括：①大型侵入岩体阻水的；②岩脉（成岩墙）阻水的；③断层阻水的；④地层阻水的。

（2）滞水型蓄水构造　包括：①上层滞水的；②台地滞水的。

（3）褶皱型蓄水构造　包括：①单斜蓄水构造；②向斜蓄水构造；③背斜蓄水构造。

（4）断裂型蓄水构造　包括：①断层蓄水构造；②断块蓄水构造。

（5）接触型蓄水构造　包括：①侵入接触带蓄水构造；②岩脉蓄水构造；③不整合接触蓄水构造。

（6）风化型蓄水构造（风化壳型蓄水构造）。

（7）岩溶型蓄水构造　包括：①岩溶地下河；②岩溶径流带。

以上类型，都是单式蓄水构造。实际上的蓄水构造类型不止这些，还有由单式蓄水构造组合而成的复式蓄水构造，例如单斜断层蓄水构造、断层风化带蓄水构造、单斜阻水型蓄水构造等。复式蓄水构造的类型很多，可根据组成他们的单式蓄水构造的名称给予适当的复合名称。

下面我们分别介绍各种单式蓄水构造。

第二节　阻水型蓄水构造

在透水性较强的岩层里，如果在地下水径流的下游有横截地下水流的阻水体存在，地下水就会受到阻挡，在阻水体上游的透水岩层里富集起来。其情形很像一个地下水库，阻水体起着地下水坝的作用。这样的蓄水构造就是阻水型蓄水构造。阻水体的存在是地下水富集的根本原因。所以，寻找这种蓄水构造的重点，是从透水岩层里寻找阻水体。

阻水型蓄水构造的阻水类型，常见的有大型岩体阻水的、断层阻水的、岩墙阻水的、地层阻水的等，如图26所示。当阻水体延伸方向与岩层走向平行时，阻水体起阻水作用；当阻水体延伸方向与岩层走向垂直时，则阻水作用不大，甚至不起阻水作用。

阻水型蓄水构造是一种常见的蓄水构造。在强透水的岩层里，如石灰岩、大理岩及其他裂隙发育的强透水岩层，常因地下

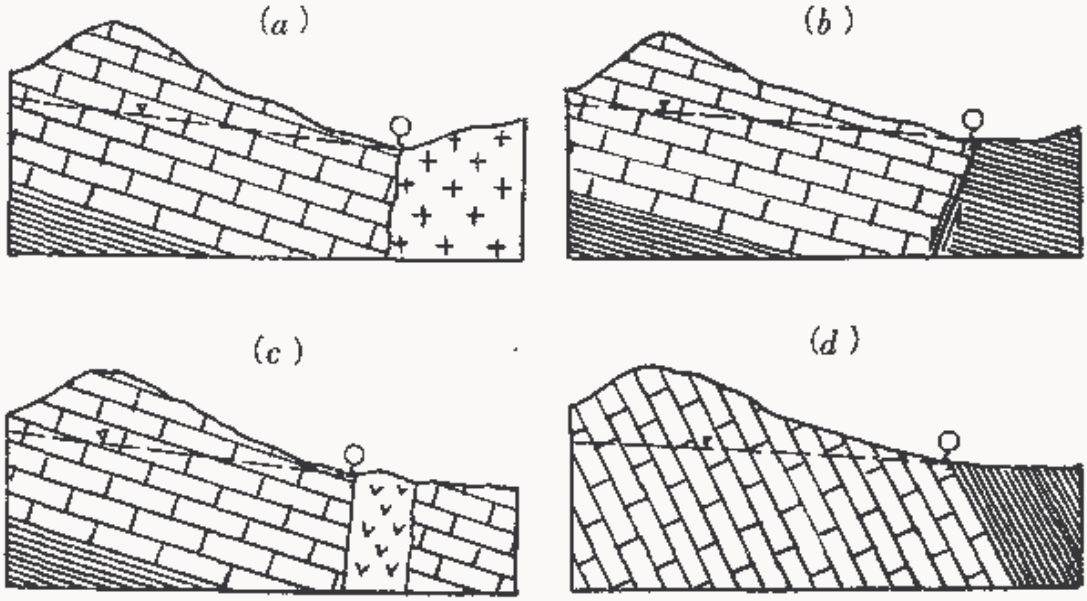


图 26　阻水型蓄水构造剖面示意图

a—大型岩体阻水的蓄水构造；b—断层阻水的蓄水构造；c—岩墙阻水的蓄水构造；d—地层阻水的蓄水构造

水排泄很快而使岩层不能富集地下水，这是强透水岩层地区严重缺水的主要原因。在这种情况下，如果存在有阻水体，使地下水不能很快流泄，地下水就被拦蓄在阻水体上游的强透水岩层里，使水位抬高，便于开采利用。有时，地下水位上升到距离地面很浅，甚至溢出地表，形成泉水。阻水型蓄水构造的地下水位，一般在靠近阻水体的地方（阻水体的迎水一侧）最浅；向上游远离阻水体，水位逐渐变深。因此，在靠近阻水体的地形较低洼处，多有泉水出露，成为地下水的排泄区。这些地方常常就是阻水型蓄水构造的富水带，也是布置取水工程的最好位置。当阻水构造的阻水能力较弱，如阻水体漏水或地下水能从阻水体两侧绕流时，地下水位就不易升到地表，形成泉水。

对阻水型蓄水构造，应着重研究阻水体和含水岩层，以及底板隔水层的倾斜方向（因为它常常决定地下水的流向），但也要注意地形及补给条件的影响。没有补给是不会形成蓄水构造的。地形的相对高低，可影响地下水的埋藏深度，使开采条件有利或者不利。这些，找水时都不能忽视。

一、大型岩体阻水的蓄水构造

当花岗岩、闪长岩等深成侵入岩体侵入于透水性较强的地层中，并处于地下水流的下游时，就会起阻水作用，使地下水在接触带附近富集，形成蓄水构造。如著名的山东济南泉群，就是一个大型岩体阻水的蓄水构造，如图27所示。该蓄水构造沿火成岩体接触带形成泉群富水带，如趵突泉、珍珠泉、五龙潭泉、黑虎泉等泉群，以及市东郊的白泉、杨家屯泉，西郊的腊山泉、峨嵋山泉等。虽然泉水是从第四纪地层里涌出地表，但在第四纪覆盖层之下有一火成岩体侵入于奥陶系石灰岩中，挡住了来自南面千佛山一带石灰岩补给区的地下水流，使其在岩体接触带富集起来，使水位抬高至地表成泉。根据这一规律，凡是打在接触带上的钻孔，水量都很丰富，承压水头也较高。

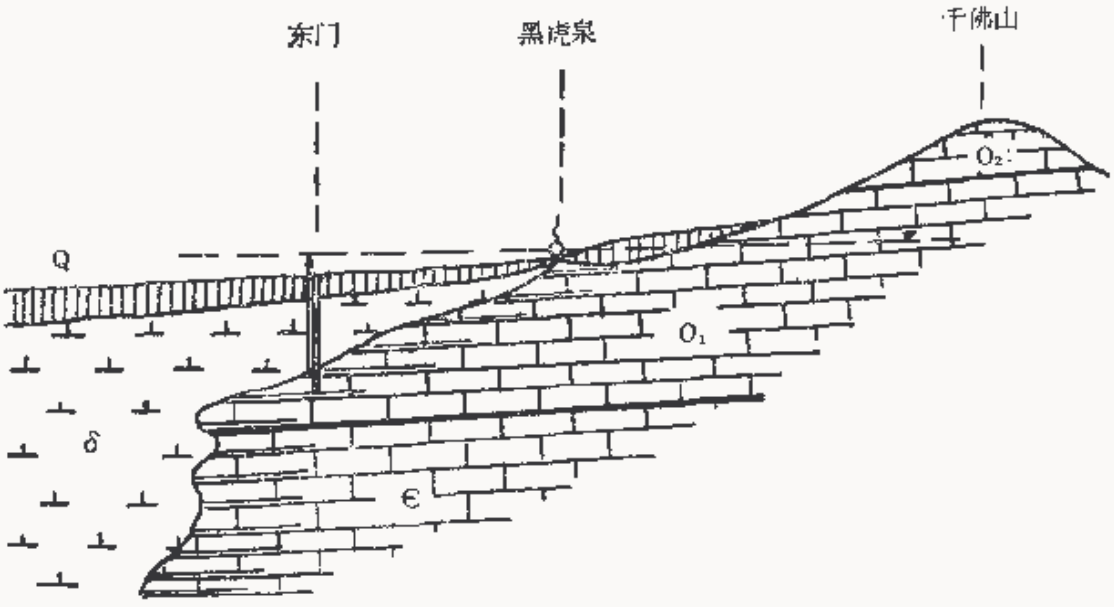


图 27　济南市水文地质剖面图

（据王太坊）

Q—第四系；O_2—中奥陶统灰岩；O_1—下奥陶统白云岩；∈—寒武系灰岩；δ—闪长岩

二、岩墙阻水的蓄水构造

在透水岩层中的地下水流下游，存在有横截地下水流的阻水岩墙或阻水岩脉时，就会形成蓄水构造。比较常见的阻水岩墙或

岩脉有辉绿岩、闪长玢岩、正长斑岩，以及煌斑岩、长英岩等。当岩墙（脉）的透水性比围岩的透水性小时，岩墙（脉）就能起阻水作用。岩墙（脉）与围岩透水性的差别越大，岩墙（脉）沿伸越远，与地下水流向愈垂直，则岩墙（脉）的阻水能力就越强。山东莱西县望城公社南望城大队村前的大口井，就是位于因大理岩含水层被火成岩脉阻水而形成的蓄水构造上，如图28所示。该井位于平缓的岭顶上，岩层倾向与地下水流向一致，火成岩体平行岩层走向沿伸。大口井位于火成岩体迎水一侧，面积为30×15平方米，深8米左右，水位埋深2米，出水量为1500方/昼夜。而在火成岩背水一侧的深约5米的沟内，出露的大理岩却是干干的。望城公社望城大队村东的圆井，位于地形较高处，四周

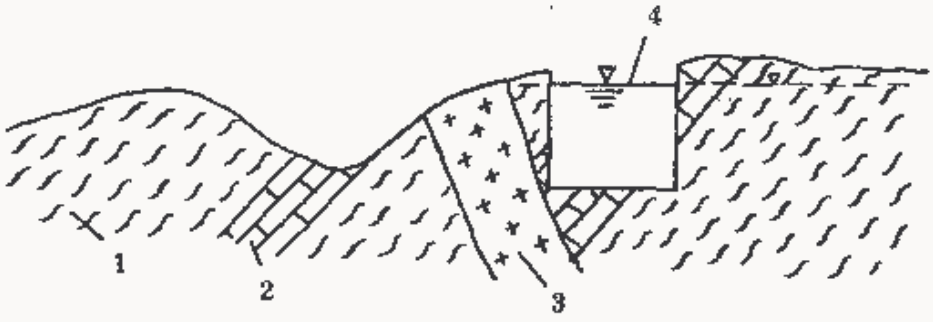


图 28　山东莱西县南望城村前大口井地质剖面图

（据山东莱西县水利局及水利科学研究所）

1—片麻岩；2—大理岩；3—火成岩；4—大口井

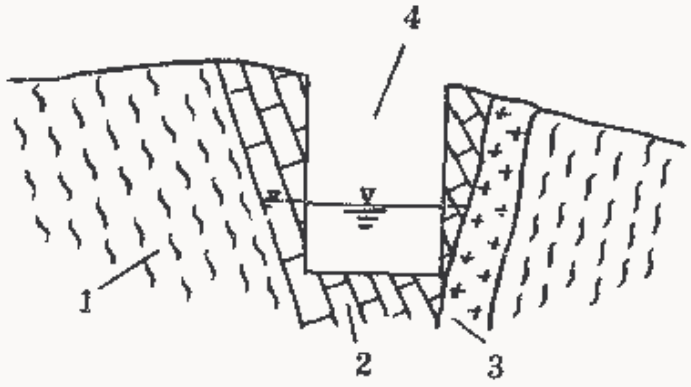


图 29　山东莱西县望城村东圆井地质剖面图

（据山东莱西县水利局及水利科学研究所）

1—片麻岩；2—大理岩；3—火成岩；4—大口井

地形都较低（沿走向方向地形变化较小）。也是因大理岩含水层被火成岩脉阻水形成的蓄水构造。井径10米，深11.5米，出水量为3600—4000方/昼夜，如图29所示。

山东章丘县埠村公社附近的中奥陶统石灰岩，其中地下水水位埋深达100多米，不易开采，地表缺水。但在山南沟谷底部，有一条呈东西向延伸的闪长玢岩岩墙，其南侧出露着倾向北北西的上寒武统凤山组下部岩层（图30）。水井打在岩墙南侧，井深27米，水量很丰富。经引水上山，解决了这个公社卢张等四个大队的吃水问题。

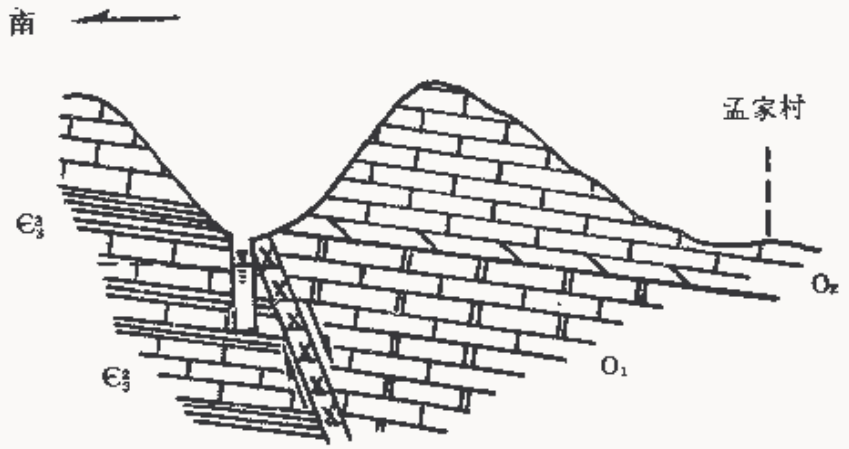


图 30　山东章丘县孟张井地质剖面图

（据山东地质局水文地质队）

O_2—中奥陶统石灰岩；O_1—下奥陶统白云岩；ϵ_3^3—上寒武统凤山组；ϵ_3^2—上寒武统长山组

三、断层阻水的蓄水构造

在垂直于地下水流方向遇有阻水断层时，就可以形成蓄水构造。断层阻水有两种情况，一种是断盘阻水；另一种是构造岩阻水。由于断层两盘的相对位移，使不透水层与透水层直接接触。当不透水断盘位于地下水流的下游，并且断层面横截地下水流时，地下水就在断层附近的透水岩层里富集，形成断层阻水的蓄水构造。河北张家口市永丰堡大队，后山有一呈东西向延伸的张家口逆断层。南盘上升，北盘下降。南盘的侏罗系张家口组凝灰碎屑岩与北盘的白垩系南天门组砾岩直接接触。南天门组砾岩在

断层附近发生牵引褶曲，裂隙比较发育，为透水岩层，且地势较高，补给面积大；而张家口组凝灰碎屑岩透水性很弱，为断层阻水盘。附近有泉水出露，证明山中有水。据此，在山前凝灰碎屑岩中向北打一平硐，长180米，穿过阻水的凝灰碎屑岩至断层的另一盘，结果，自溢出水量达4000吨/昼夜左右，如图31所示。

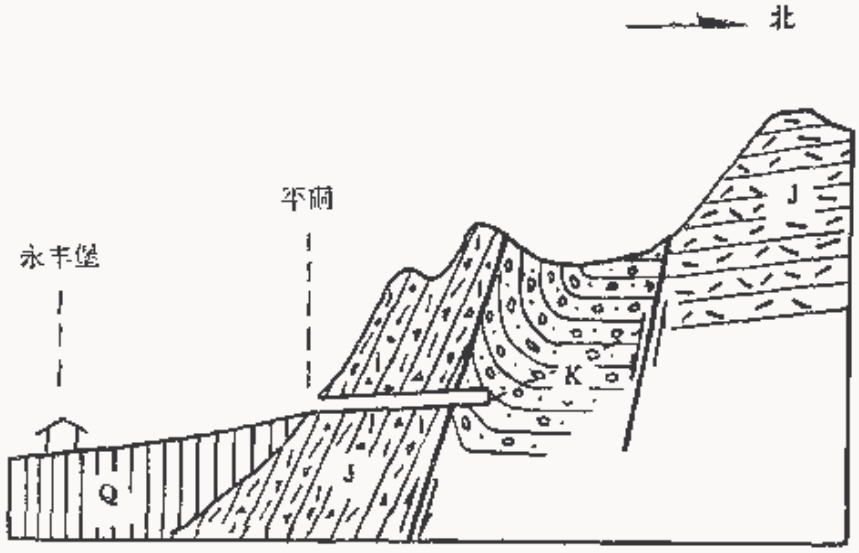


图 31　张家口市永丰堡取水平硐地质剖面图

Q—第四系黄土，K—白垩系南天门组砾岩，J—侏罗系张家口组凝灰碎屑岩

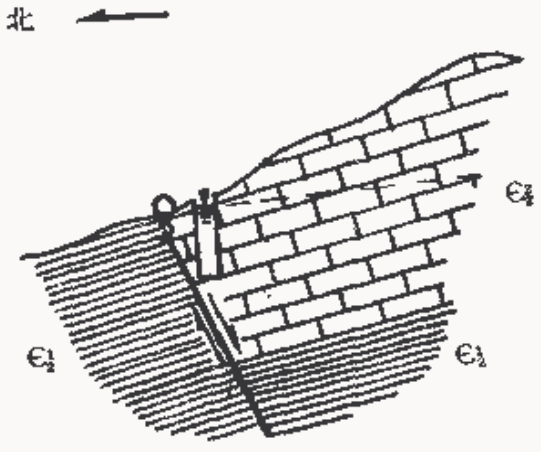


图 32　山东历城县中泉井地质剖面图

（据山东地质局水文地质队）

ϵ_4^3—中寒武统张夏组灰岩，ϵ_4^1—中寒武统徐庄组页岩

山东历城县大龙堂公社的中泉，其北侧有一阻水断层，呈东西向穿过，断裂面倾向南，南盘中寒武统张夏组石灰岩倾向北，地下水自断裂面附近南盘石灰岩中流出，旱时水流虽然微弱，却不干涸。含水层分布范围大，隔水底板埋藏较深。根据这些现象判断，此蓄水构造含水比较丰富。选择井位后，打了5米深，旱时日出水量达

1000 吨（图32）。

有些大断层，尤其是压性逆断层，由于断距较大，构造岩带较宽，其中的糜棱岩、断层泥等透水性非常小，可在断层两盘岩层之间造成阻水的墙幕，阻挡地下水流，抬高水位，形成阻水型蓄水构造。山西天镇六墩构造承压自流水就是由于断层泥阻水而形成的，如图33所示。各断层的断层泥隔水性能良好，但厚度变化较大，由数十厘米至数米，呈透镜体状产出，延伸长30—100米左右。唯有 F_1 断层规模较大，断层泥厚度大、分布广。上、下盘含水岩层混合水头，一般高出地表3—13米，最大者高出地表20.2米以上，混合自流量为1—4升/秒，最大为7升/秒。

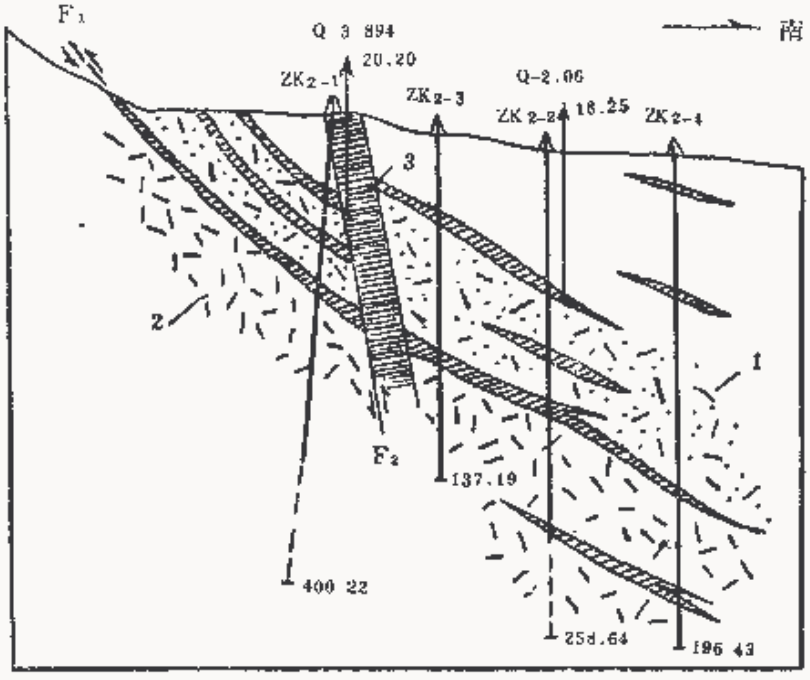


图 33　山西天镇六墩第二勘探线水文地质剖面图

（据韩凤才、王杰、刘汉超）

1—裂隙孔隙承压自流含水层，为破碎状或粉碎状的片麻岩、蚀变岩；2—裂隙承压自流含水带，为蚀变岩和角闪斜长片麻岩；3—相对隔水层，为断层泥或断层泥夹碎石

四、地层阻水的蓄水构造

不透水的陡倾斜岩层或直立岩层，分布于透水岩层的地下水流下游，象一堵墙一样拦阻地下水，使地下水在透水岩层里富

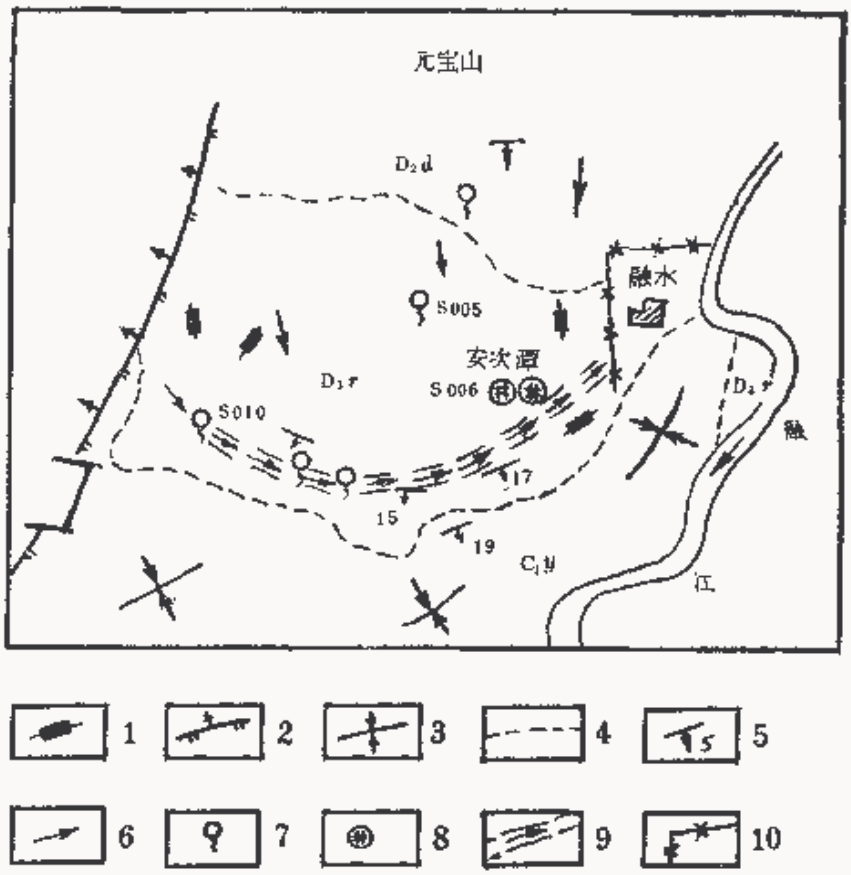


图 34　广西融水单斜地层阻水型蓄水构造平面图

（据程俊贤）

1—节理裂隙；2—逆断层；3—向斜轴；4—地层界线；5—岩层产状；6—地下水流向；7—泉；8—溶井群；9—暗河；10—地下水集水区；C_1y—下石炭统碎屑岩；D_3r—上泥盆统融县纯灰岩；D_2d—中泥盆统东岗岭白云岩

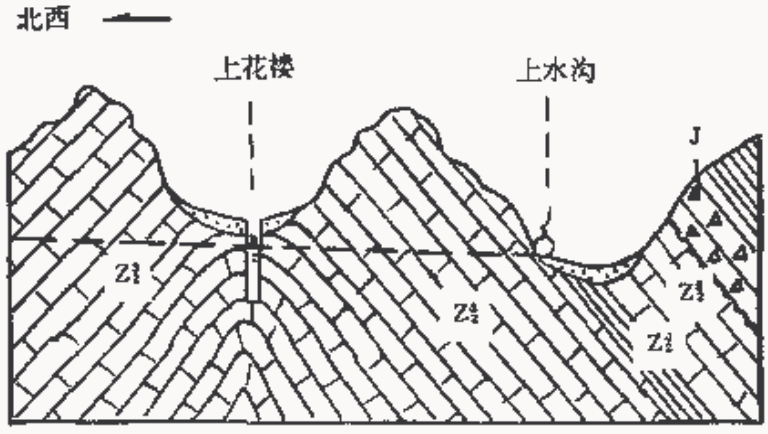


图 35　北京山区上水沟泉剖面图

（据北京地质局水文地质队）

J—侏罗系页岩及角砾岩；Z_2^5—震旦系铁岭组硅质灰岩；Z_2^4—震旦系红水庄组页岩；Z_2^3—震旦系雾迷山组硅质、白云质灰岩

集。这样的蓄水构造就是地层阻水型的蓄水构造。广西融水单斜构造中的地下水，就是一个由下石炭统碎屑岩层阻水而形成的蓄水构造，如图34所示。地下水的富集，是受相对不透水的呈弧形分布的地层控制，弧内分布着强透水的上泥盆统纯石灰岩岩溶地层。融水镇一带为地下水排泄的咽喉地带，具有开采远景。

北京山区的上水沟泉，由于页岩阻水，流量达 3000 吨/昼夜以上，如图35所示。

第三节　滞水型蓄水构造

在大面积透水的水平岩层或缓倾斜岩层中，埋藏有相对不透水的岩层时，由降雨或其他方式补给的地下水，在向深处下渗的途中，因受隔水层的阻挡而滞留和聚积于隔水层之上，使其不能很快地流失。如果水的补给较充足，隔水层的分布面积较大时，在隔水层之上就能积蓄和保存地下水，形成有利用价值的滞水型蓄水构造，如图36所示。

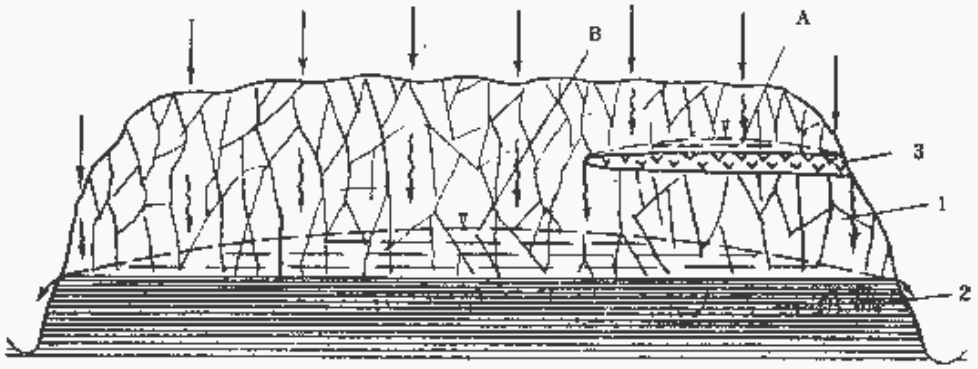


图 36　滞水型蓄水构造剖面示意图

1—透水层；2—连续的隔水层；3—局部的隔水层；
A—上层滞水；B—台地滞水

滞水型蓄水构造有上层滞水和台地滞水两种情况。

一、上层滞水的蓄水构造

在透水的岩层中夹有相对隔水层，如在石灰岩中夹有薄层页岩、泥灰岩及顺层侵入的岩床、岩盘等，阻碍了地下水向深处渗

漏，使其在隔水层上滞留，形成上层滞水的蓄水构造。山东章丘县胡山公社池凉泉大队，位于地势很高的巨厚层的中奥陶统石灰岩层上。石灰岩中夹有一层闪长玢岩岩床，形成上层滞水，并沿岩床倾斜面流出地表成泉。每天出水 100 余担，旱时也有70—80担（图37）。

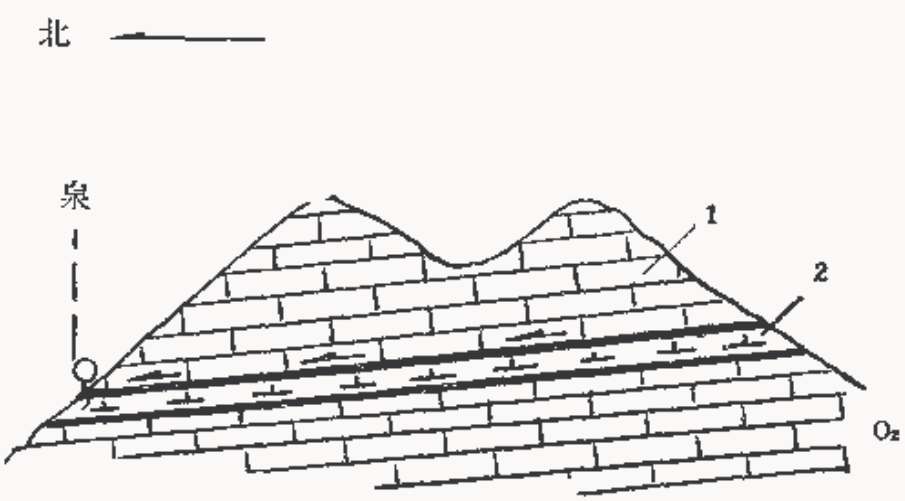


图 37　山东章丘县池凉泉地质剖面图

（据山东地质局水文地质队）

1—石灰岩；2—闪长玢岩

基岩上层滞水的水量一般都不大，不宜作为工、农业供水的水源。但它埋藏较浅，常常分布在地势较高的地方，便于开采利用，往往是缺水山区居民生活用水的重要水源。在极端缺水或因地下水埋藏深度太大而不易开采的地方，这种水源还是很有价值的。

二、台地滞水的蓄水构造

在透水的水平岩层或缓倾斜岩层分布地区，地下不太深处埋藏有相对不透水岩层时，虽然没有侧方阻水条件，但因透水岩层本身的滞水作用，在隔水层之上仍可滞留一定数量的水。这种地下水对于解决缺水山区人畜饮用水问题也是很有价值的。山东莱芜县岩庄公社孙家岭大队庄南大井，就是取用这种地下水。该井揭露到张夏组底部灰岩见水，是由其下伏不透水的徐庄组页岩起

托水作用形成的。井深 17 米，旱时每天出水 150 担，如图 38 所示。

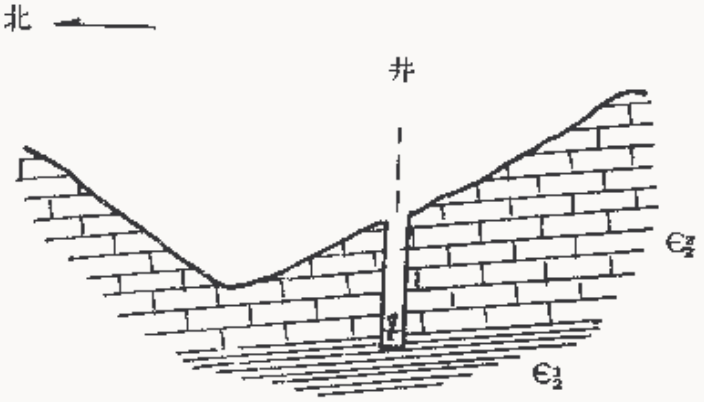


图 38　山东莱芜县孙家岭水井地质剖面图

（据山东地质局水文地质队）

ϵ_2^1—中寒武统徐庄组页岩；ϵ_2^2—中寒武统张夏组灰岩

滞水型蓄水构造须具备下述条件。

（1）隔水岩层的分布面积不能太小。隔水层面积太小时，地下水易流失，不易蓄存。

（2）隔水层的倾角不能太陡。倾角太陡地下水易流失，不易蓄存。

（3）地形和地质构造都有利于地下水的补给。只有补给较充足，且连续，含水层中才能长期保持地下水。

第四节　褶皱型蓄水构造

褶皱型蓄水构造是层状岩石分布地区的蓄水构造。它主要形成于沉积岩地区。在层状或似层状的火山岩地区和沉积变质岩地区也有分布。褶皱型蓄水构造的蓄水条件，是在褶皱构造中同时分布有透水岩层和相对隔水岩层。

褶皱型蓄水构造分为向斜蓄水构造、背斜蓄水构造和单斜蓄水构造。单斜蓄水构造大多数是褶皱形成的，也有少数为非褶皱成因的。我们把它放在下一节单独叙述。

一、向斜蓄水构造

向斜蓄水构造就是能蓄集地下水的向斜构造。它包括由含水层和隔水层组成的各种向斜和构造盆地。向斜蓄水构造的蓄水条件有：作为蓄水空间的透水岩层；在透水岩层之下分布有隔水层，或透水层与隔水层互层，作为隔水边界；地下水从出露地表的地形较高的部位接受补给，在向斜轴部或翼部富集。

向斜蓄水构造，按地下水的动力性质及埋藏条件分为承压水向斜蓄水构造（承压水盆地）和潜水向斜蓄水构造（潜水盆地）两种。

（一）承压水向斜蓄水构造

承压水向斜蓄水构造就是众所周知的承压水盆地或自流盆地。含水层夹于上、下两个不透水层之间，或含水层与隔水层互层。地下水具有承压性质，在地形有利的部位可形或自流水，如图 39 所示。甘肃陇东地区，在黄土层之下，由巨厚的白垩系砂岩、页岩组成一个大型向斜构造。目前，在向斜内已有百余个钻孔打出了自流水。其中以洛河组砂岩层水量最大，钻孔自流量达 5000—13000吨/昼夜。水质有淡水、微咸水和咸水，见表 4 。甘肃平凉县土谷堆九池沟向斜，轴部由新第三系砂砾岩、砂岩组

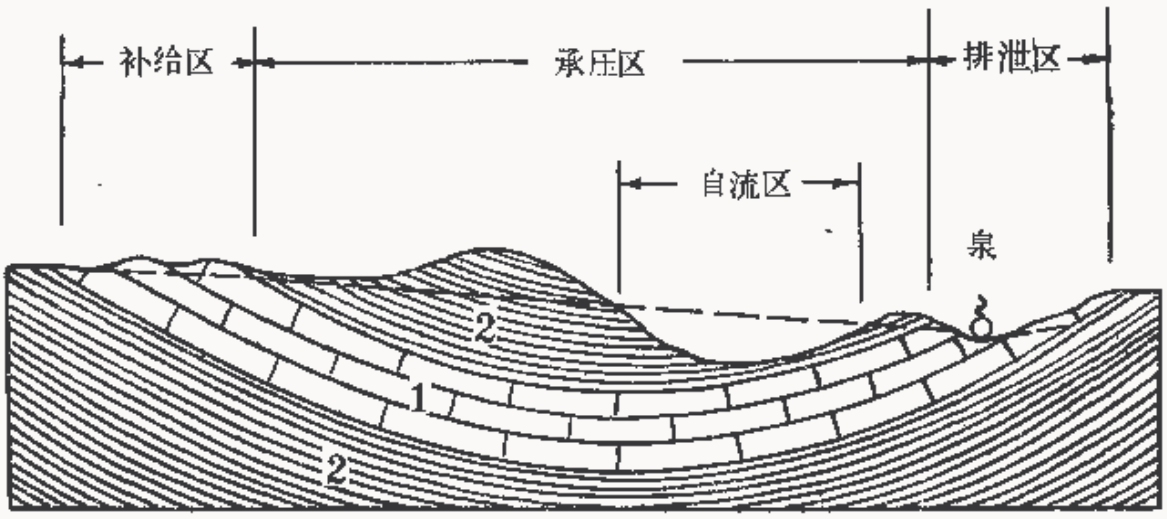


图 39　承压水向斜蓄水构造（自流盆地）剖面示意图

1—含水层；2—隔水层

表 4

孔号	位置	孔深（米）	水位（米）	试段	自流量（吨/昼夜）	地下水矿化度（克/升）
巴1	西峰镇巴家咀	70.35	+5.3	罗汉洞组	91.53	0.91
岭21	庆阳县合道川河口	1590	+	环河组300米以上	200	1
庆-7	宁县县城西	1914.79	+	华池组15—283米	320	1.7
			+	洛河组274—536米	13000	2.29
庆-19	庆阳县悦乐北	1306.4	+	洛河组240—678米	9000	5.81
城-7	华池城豪坝子	613	+	洛河组585米以上	2880	5.88

注：表内正号表示水头高出地面

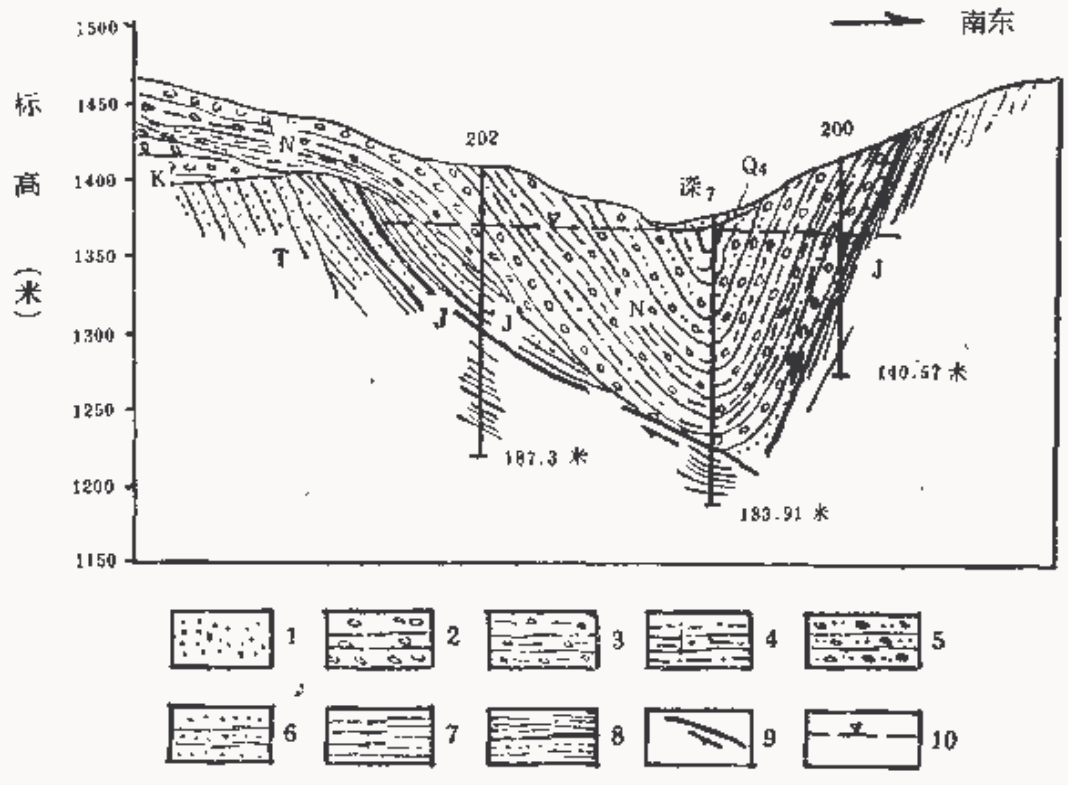


图 40 甘肃平凉县土谷堆九池沟向斜蓄水构造剖面

（据甘肃地质局第一水文地质队）

1—第四系；2—砾岩；3—含砾泥岩；4—砂质泥岩；5—含砾砂岩；6—砂岩；7—页岩；8—砂岩页岩夹煤层；9—断层；10—承压水位

成，两侧为弱透水的侏罗系砂页岩及煤层。打在向斜轴部的深7号钻孔，孔深183.9米，第三系厚154米，岩性为砂砾岩与泥岩互层，水位埋深4.3米，在抽水降深38.7米时，出水量为480吨/昼夜，如图40所示。

承压水向斜蓄水构造的富水特征主要与下列条件有关：

（1）向斜中含水层的透水性及不透水层的隔水能力；

（2）含水岩层在向斜轴部拗陷埋藏的深度；

（3）含水岩层在向斜翼部出露的面积；

（4）向斜构造的规模及构造形态（如对称、不对称等）；

（5）地形条件（如盆地、谷地、山岭等）。

上述条件不同，承压水蓄水构造的富水部位、富水性大小及地下水的补给、径流、排泄等特点都有很大的不同。可分以下五种情形来叙述。

1．浅拗陷的向斜盆地（或谷地）

这种向斜蓄水构造，褶曲较平缓，地形为盆地或谷地。因此，透水岩层在向斜轴部埋藏不深，其深度小于岩石裂隙或溶隙的发育深度。向斜两翼出露的面积较大。上覆相对隔水层厚度不大，由于存在断裂等原因，使向斜盆地中部具备排泄地下水的条件，成为地下水的排泄区。地下水从向斜两翼含水层出露区接受补给，往向斜盆地中部汇集，最后在向斜轴部附近排泄。地下水的排泄方式通常有以下三种：

（1）承压水透过含水层顶板的相对隔水岩层，向上顶托渗透，分散排泄。

（2）通过切穿顶板隔水层的导水断层或裂隙，以上升泉的形式集中排泄。

（3）当承压含水层埋藏不深时，向斜中部的上覆隔水层被河流侵蚀切穿，使地下水排入河流或补给冲积层。

这种由两翼补给，对称径流，中心排泄式的自流水盆地，以向斜轴部附近最富水。图41为云南楚雄饱满街向斜蓄水构造。该向斜地层为白垩系页岩夹砂岩层，砂岩结构疏松，透水。岩层

倾角14—34度，为一个平缓开阔的向斜。位于向斜轴部的32号孔，深124.63米，揭露白垩系马头山组含水砂岩层，厚12.4米，自流水头高出地面11.3米，流量为220.32吨/昼夜。位于轴部附近的33号孔，深221.73米，揭露同一含水层，自流水头高出地面6.25米，流量为158.11吨/昼夜。而位于向斜翼部的58号孔，打至马头山组底部，水量较小，不自流。

2．浅坳陷的向斜山岭

这种向斜蓄水构造，褶曲较平缓，但地形却是山岭或高地。透水岩层在向斜轴部的埋藏深度没有超过岩石裂隙或溶隙发育深度的下限。上覆不透水层的厚度较大。向斜两翼透水层出露的标高和面积也常不对称。这种的中心部位一般不会成为地下水排泄区。地下水从含水层出露的标高较高的翼部接受补给，向出露标高较低的翼部汇集，在出露标高最低的部位排泄。排泄区附近常有大泉或泉群分布。这种高翼补给，低翼排泄，中部单向径流

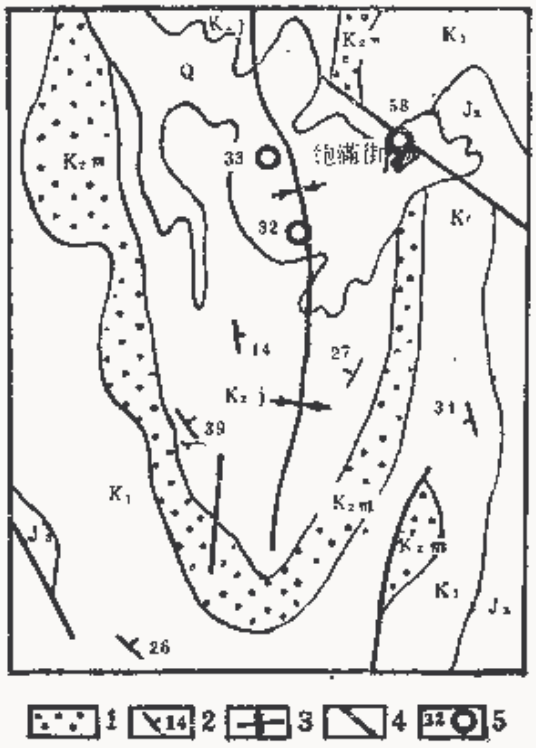


图 41　云南楚雄饱满街向斜蓄水构造平面图

（据云南地质局水文地质队）

1—砂岩；2—岩层倾向及倾角；3—向斜轴；4—断层；5—钻孔及编号



图 42　山西神头—洪寿山向斜蓄水构造剖面图

Q_4—近代沉积物；CP—石炭二叠系；C—石炭系；O—奥陶系

式的向斜蓄水构造，最富水的部位在翼部排泄区附近。如山西朔县神头一洪寿山向斜(图42)和云南金沙江一以礼河向斜(图43)，就属此类蓄水构造。

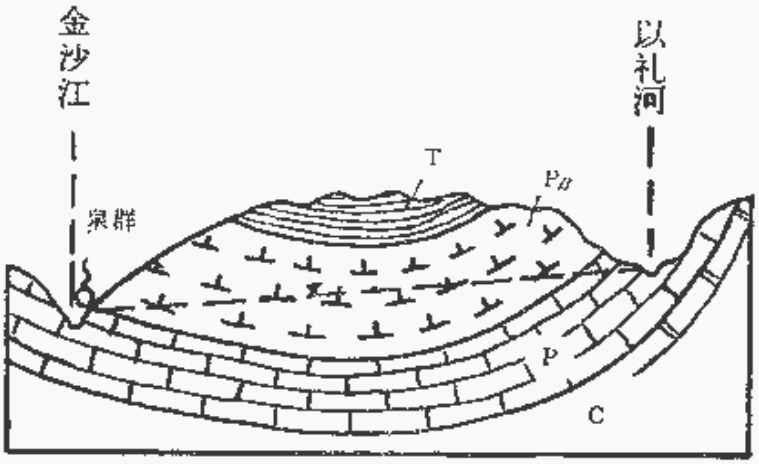


图 43　云南金沙江一以礼河向斜蓄水构造剖面图

T—三叠系；P_β—二叠系玄武岩；P—二叠系灰岩；C—石炭系

3．深坳陷的向斜

坳陷很深的大型向斜，由于向斜轴部含水岩层埋藏太深，裂隙或溶隙的发育程度大为减弱，透水性亦弱。上覆有巨厚的隔水层。地下水不能在向斜中部排泄，也很难从一翼补给后，越过向斜轴部向另一翼汇集、排泄；而是从翼部含水层出露区接受补给，达到饱水带后顺着岩层走向流动，向切割含水层最深的河谷排泄。这种排泄方式称为盈溢排泄（图 44）。其排泄区就在向斜翼部补给区附近地势最低的地方。这种在翼部接受补给，沿着走向流动，又在翼部盈溢排泄的深坳陷的大型向斜，富水部位就在

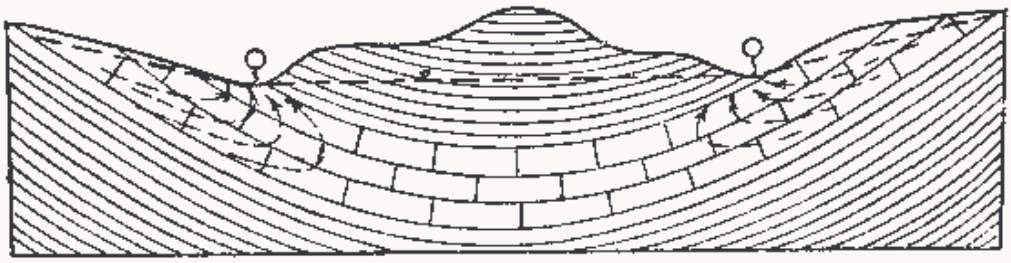


图 44　向斜蓄水构造地下水盈溢排泄剖面示意图

翼部排泄区及其附近。向斜轴部的富水性往往是很弱的，开采也困难。湖南许多含煤盆地的勘探资料证明，向斜石灰岩中的现代岩溶发育带的厚度及强度从两翼往向斜轴部呈楔形尖灭，说明向斜轴部地下水的径流很微弱。实际上，这种翼部富水的向斜，如果单从其一个翼来看，也可以把它看成是单斜蓄水构造。

4．具有弱胶结孔隙含水层的年轻向斜

一些年轻的向斜构造，如喜马拉雅运动或燕山运动末期形成的向斜，一般褶曲轻缓，含水层为成岩时代较晚的疏松砂岩、砂砾岩，粒间孔隙发育，透水性较强。这种向斜蓄水构造轴部和翼部都可以是富水的。只要含水层埋藏不太深，地形条件有利，都可以打井取水，通常以向斜轴部水量较大。如青海贵德向斜，由第三系红色岩层——泥岩和砂岩组成。钻孔在地面以下 300 米深的范围内共揭露砂岩 20 余层，厚 2 —12 米，承压水头高出地 面 15—34 米，在轴部附近的钻孔，单孔自 流量为 170—700 吨/昼夜，最大达 1540 吨/昼夜。

5．复式向斜

复式向斜构造，由于次一级褶皱的起伏变化，使含水层在向斜中的埋藏深度变化很大。在局部拗陷部位，含水层埋藏深，透水性弱；局部隆起部位，含水层埋藏浅，或露出地表。隆起轴部张裂隙较发育，透水性较强。因此，在复式向斜的局 部 隆 起 部位，或含水层露出地表的局部“天窗”地段，常常是良好的富水带，一般也是地下水的排泄区，常有大泉或泉群出露。

（二）潜水向斜蓄水构造

含水层之上没有隔水层覆盖的向斜就是潜水向斜蓄水构造，或称潜水盆地，地下水不具承压性质，如图 45 所示。

潜水向斜蓄水构造对于接受补给最为有利。其排泄条件则取决于向斜中含水层被河谷切割的程度。切割越深，地下水越容易排泄。

因为潜水向斜蓄水构造轴部张裂隙或岩溶较两翼发育，所以轴部常是这种蓄水构造最富水的部位。广西融水地区小长安向斜

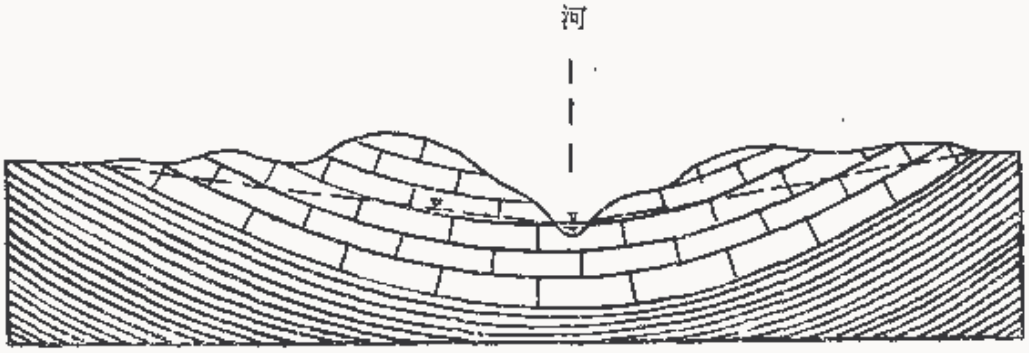


图 45　潜水向斜蓄水构造剖面示意图

就是一个轴部富水的潜水向斜蓄水构造，如图 46 所示。向斜两翼由下石炭统非可溶性的或微可溶性的碎屑岩层组成，轴部为中石炭统可溶性的白云岩，溶蚀裂隙及溶洞发育。富水带位于向斜轴部，特别是靠近牛鼻河一带。

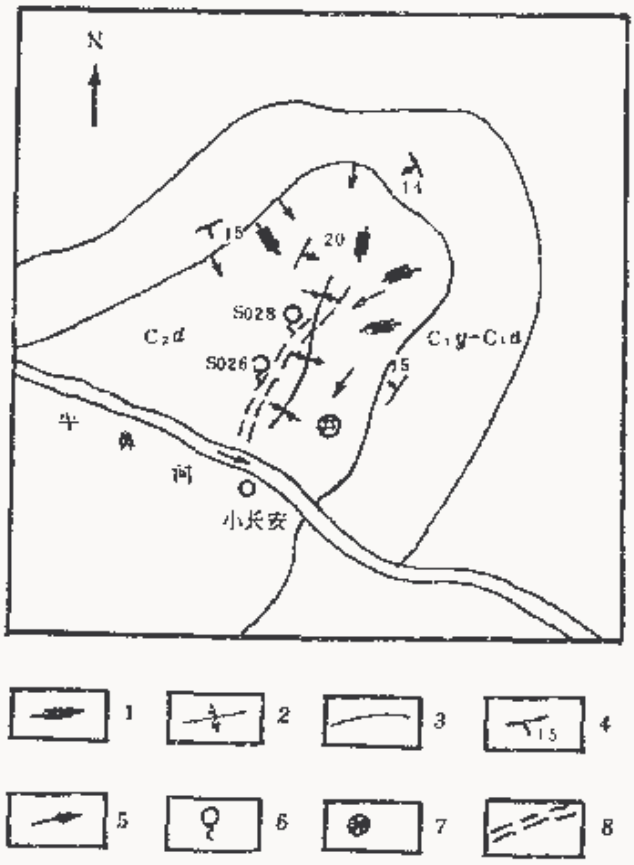


图 46　广西融水小长安向斜蓄水构造平面图

（据程俊贤）

1—节理裂隙；2—向斜轴；3—地层界线；4—岩层产状；5—地下水流向；6—泉；7—溶井群；8—暗河

此外，平面上呈弧形展布的向斜构造，于弧顶外侧岩层的最大弯曲处，常发育放射状横张裂隙，也可以形成富水带。如吉林辽源市曾在这一构造部位的大理岩层中找到了比较丰富的地下水。勘探证明，其岩层富水性从弧形构造的外层向内层逐渐减弱。

二、背斜蓄水构造

在一个背斜或穹隆构造中，存在有透水岩层（或透水带）和作为隔水边界的不透水层（或隔水

围岩），当地形具备适宜的补给条件时，便构成了背斜蓄水构造。

背斜蓄水构造的富水特征，主要决定于背斜被剥蚀的程度、含水层（带）的埋藏和出露条件，以及构造形态、地形条件等。由于这些条件不同，背斜蓄水构造的富水部位也各异。有的在背斜轴部，有的在背斜翼部，也有的在背斜倾没端。

1．轴部富水的背斜谷地

地质构造为背斜，地形却是谷地，谷地沿着背斜轴部发育。在这种条件下，富水带一般在背斜轴部。有两种情形：

（1）背斜轴部张裂隙带富水　当背斜上部被剥蚀掉的岩层不厚，即剥蚀深度尚未达到下部挤压带时，轴部仍保留着大部分张裂带的破碎岩层，且被剥蚀成背斜谷或盆地，汇水条件好，易形成背斜轴部张裂隙富水带，如图 47 所示。背斜轴部破碎岩石的裂隙构成储水空间；两翼及地下深处靠近挤压带部位，裂隙闭合，岩石透水性弱，构成相对隔水边界。如山东长清县城关公社和归德公社南部，就发育有这种蓄水构造（图 48）。该地区为中奥陶统石灰岩分布的丘陵区，北东东向的直立褶曲普遍发育。沿着苏庄至东八里庄的背斜轴线，在东苏（井 1）、大柿子园（井 2）、曹王铺（井 5）、西八里（井 7）等地呈直线排列打了十几眼井、孔，水量丰富。尤以东苏和曹王铺井水量最大，分别为 250 吨/时和 200 吨/时，为农业供水发挥了巨大的作用。

背斜张裂隙富水带的特征为：其形态一般呈带状，与隔水边



图 47　背斜轴部张裂隙富水带剖面示意图

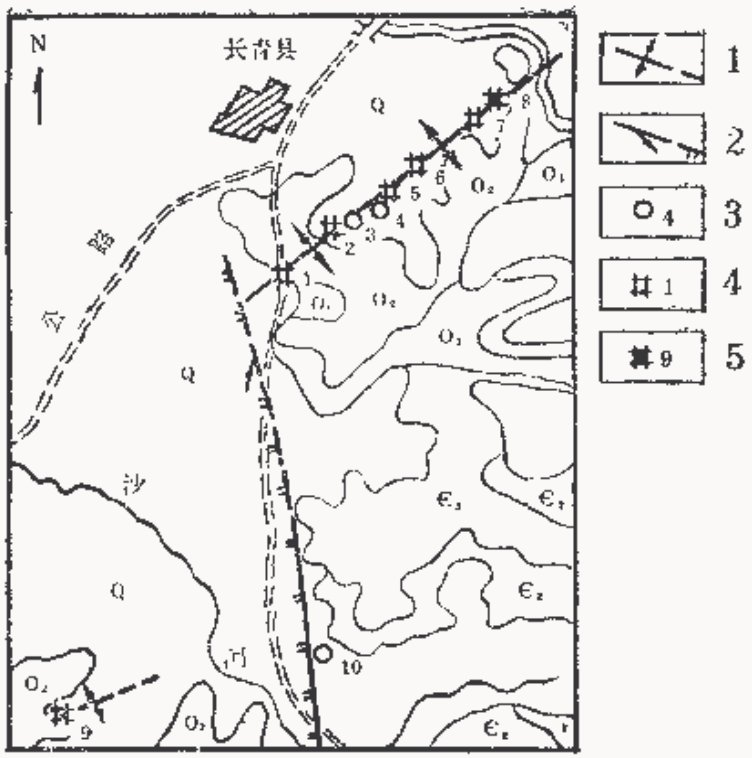


图 48　山东长清县城南地质构造及井孔分布平面图

（据山东地质局水文地质队）

1—背斜轴；2—张扭性断裂；3—钻孔及编号；4—大井及编号；5—未成井及编号

界岩石逐渐过渡，没有明显的分界线；背斜轴线附近的富水性最强；沿着背斜轴线方向的岩石透水性比垂直背斜轴线方向的岩石透水性大，常沿背斜轴部形成地下径流带或地下水脉；地下水不具承压性质，属于裂隙潜水或岩溶潜水；存在有利于地下水汇集的背斜谷地。开采这种地下水时，取水工程应布置在背斜轴部或穹隆核部的地形低洼处。

须指出，不是所有的背斜轴部都存在张裂带。有些大型背斜，其上部张裂带已全部被剥蚀掉，只剩下挤压带，因岩石裂隙不发育，不能形成轴部富水带。由泥质岩石组成的背斜，如果褶皱不是很剧烈，其轴部也不易形成张裂带，因为这种岩层主要是塑性变形。

（2）背斜轴部含水岩层富水　背斜遭受侵蚀后，轴部强透水的岩层露出地表，两翼仍被不透水的或弱透水的岩层覆盖着，

构成阻水边界，使轴部的强透水岩层含水丰富，常有较大的泉水出露，形成背斜轴部含水层富水带。如川东褶皱带的铜锣峡、明月峡等背斜，均属这种蓄水构造，如图 49 所示。又如，北京平谷黄草洼泉水，也是由此种类型蓄水构造形成的，泉水流量为 2700 吨/昼夜，如图 50 所示。

2．翼部富水的背斜山岭

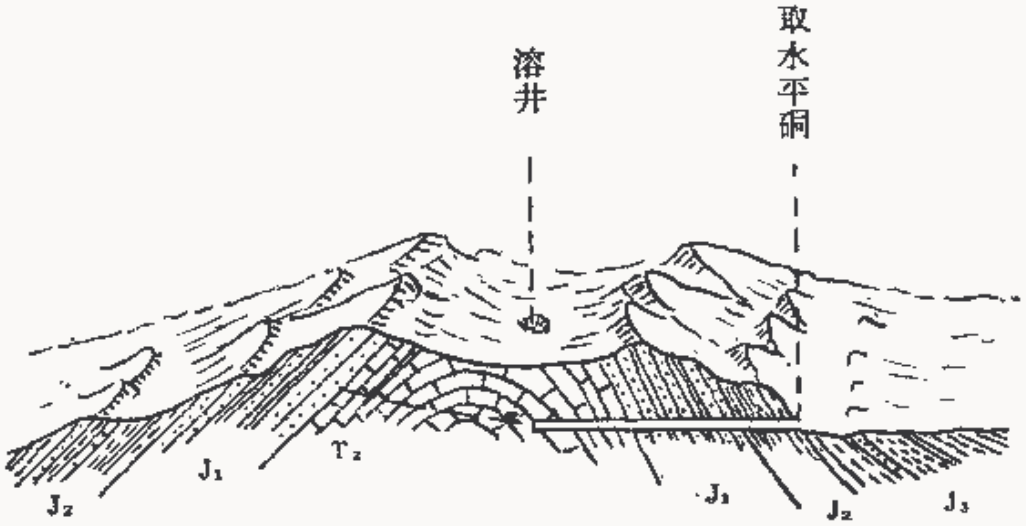


图 49　川东褶皱带中背斜轴部含水层富水的蓄水构造

（据四川地质局南江水文地质队）

T_2—三叠系嘉陵江群；J_1—侏罗系香溪群；J_2—侏罗系自流井群；J_3—侏罗系重庆群

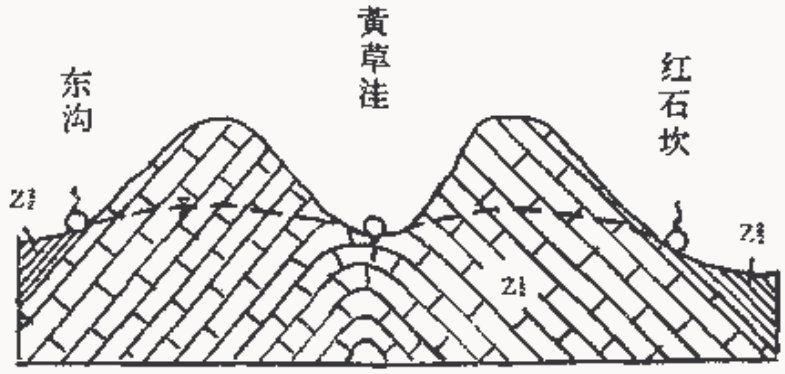


图 50　北京平谷县黄草洼泉出露条件剖面图

（据北京地质局水文地质队）

Z_2^2—震旦系杨庄组页岩；Z_2^1—震旦系高于庄组灰岩

当背斜轴部张裂带的破碎岩石完全被剥蚀掉，时代较老的坚硬致密岩层出露地表时，由于其抵抗风化剥蚀的能力较两翼岩层强，而形成背斜山岭地形。如果背斜两翼分布有时代较新的透水岩层和隔水岩层时，则透水层里就能蓄集地下水，形成背斜翼部富水的蓄水构造，如图 51 所示。具备这个条件的，常常是大型背斜。因为大型背斜的轴部多出露古老的弱透水岩层，地形又常是地表水系的分水岭，地下水的运动在分水岭上是散流型的，不易富集。但地下水却常通过分水岭一带岩石的各种裂隙（主要是浅部风化裂隙）向两翼渗透。如果两翼有强透水岩层和隔水岩层存在，则地下水就会在强透水岩层里富集起来。这种大型背斜蓄水构造的翼部富水带，就其一个翼来说，实际上就是一个单斜蓄水构造，符合单斜蓄水构造的富水规律。



图 51　翼部富水的背斜蓄水构造剖面示意图

C-P—石炭－二叠系煤系地层；Є-O—寒武－奥陶系碳酸盐类岩层，下部为页岩；Z—震旦系石英砂岩；A—太古界片麻岩系

3．倾伏背斜的富水特征

倾伏背斜的倾没端，岩层走向急剧改变，常具有良好的富水条件。因为这里的岩层是处在背斜张裂带内，张裂隙发育，如果地形低洼，就可以形成富水带，如图 52 所示。在整个背斜构造中，地下水都将沿着张裂隙和层面裂隙往倾没端汇集。背斜倾没端的地形低洼处，常为地下水的排泄区，尤其在倾没端分布有强透水岩层时，富水性更强。如河北峰峰滏阳河源的黑龙洞泉群，就是出露于黑龙洞倾伏背斜倾没端溶蚀裂隙发育的中奥陶统石灰岩中。

在背斜倾没端选择井位，要特别注意岩层走向或倾向的变化

情况。一般在岩层急剧转折的部位富水性强，岩层产状不变或变化不大的部位富水性弱。如四川永川东山背斜，倾没端出露地层为三叠系须家河组砂岩夹煤系和侏罗系自流井组砂页岩互层，如

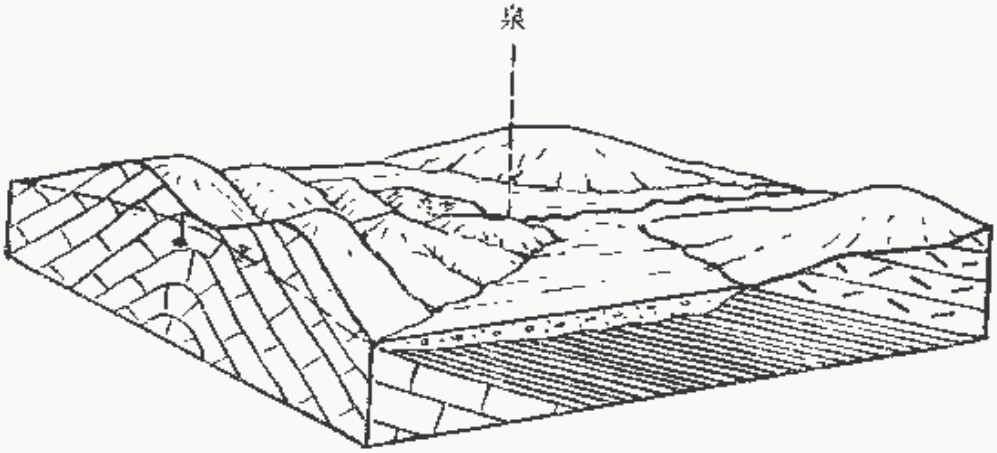


图 52　背斜倾没端富水带示意图

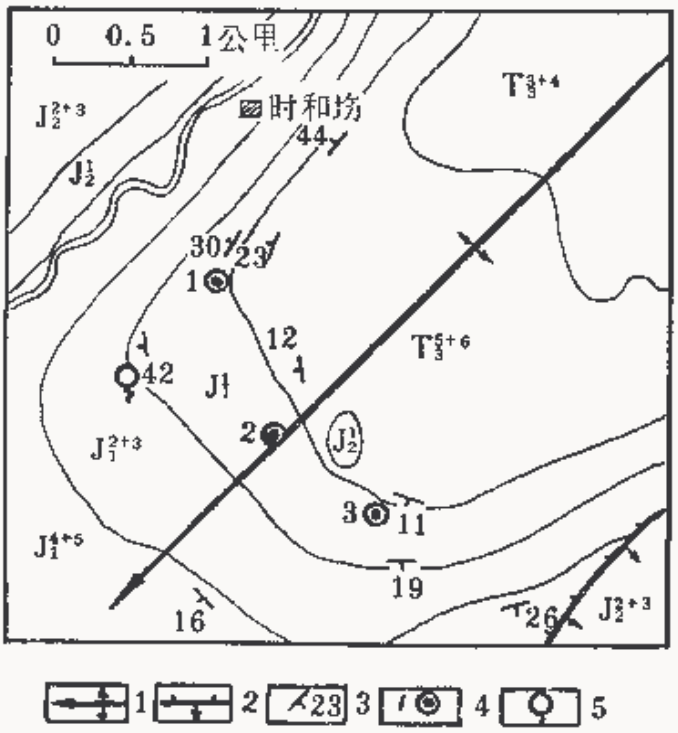


图 53　四川永川东山背斜倾没端钻孔位置平面图

（据刘光尧）

1—背斜轴，箭头表示倾伏端；2—断层；3—岩层产状；4—钻孔及编号；5—泉；T_3^{3+4}—三叠系须家河组第三、四段；T_3^{5+6}—三叠系须家河组第五、六段；J_1^1—侏罗系自流井组第一段；J_1^{2+3}—侏罗系自流井组第二、三段；J_1^{4+5}—侏罗系自流井组第四、五段；J_2^1—侏罗系下沙溪庙组；J_2^{2+3}—侏罗系上沙溪庙组

图 53 所示。在背斜倾没端打三个钻孔，孔 1 位于倾没端一侧，岩层走向变化较急剧，孔深 74.63 米，含水层为须家河组第六段砂岩，水位下降 17.18 米时，出水量为 256 吨/昼夜。孔 3 位于倾没端另一侧，岩层走向变化也较急剧，孔深 180.47 米，含水层为须家河组第四、第六段砂岩，水位下降 12 米时，出水量为 312 吨/昼夜。孔 2 正位于背斜倾没端上，但这里岩层产状变化却不如其两侧大，结果为干孔。由此可见，背斜倾没端富水的原因，是因岩层产状的急剧变化，使张裂隙发育。如果背斜倾没端产状变化不大，也不一定富水。

第五节　单斜蓄水构造

由透水岩层和隔水岩层互层所组成的单斜构造，在适宜的补给条件下，可以形成单斜蓄水构造。它是层状岩石地区常见的一种蓄水构造。

单斜蓄水构造的地下水，是通过透水岩层出露地表的部分接受补给。补给来源一般是大气降水或地表水。

单斜蓄水构造也叫做承压水斜地。它的最重要特征，就是含水层倾没端没有排泄区。有以下几种情形：

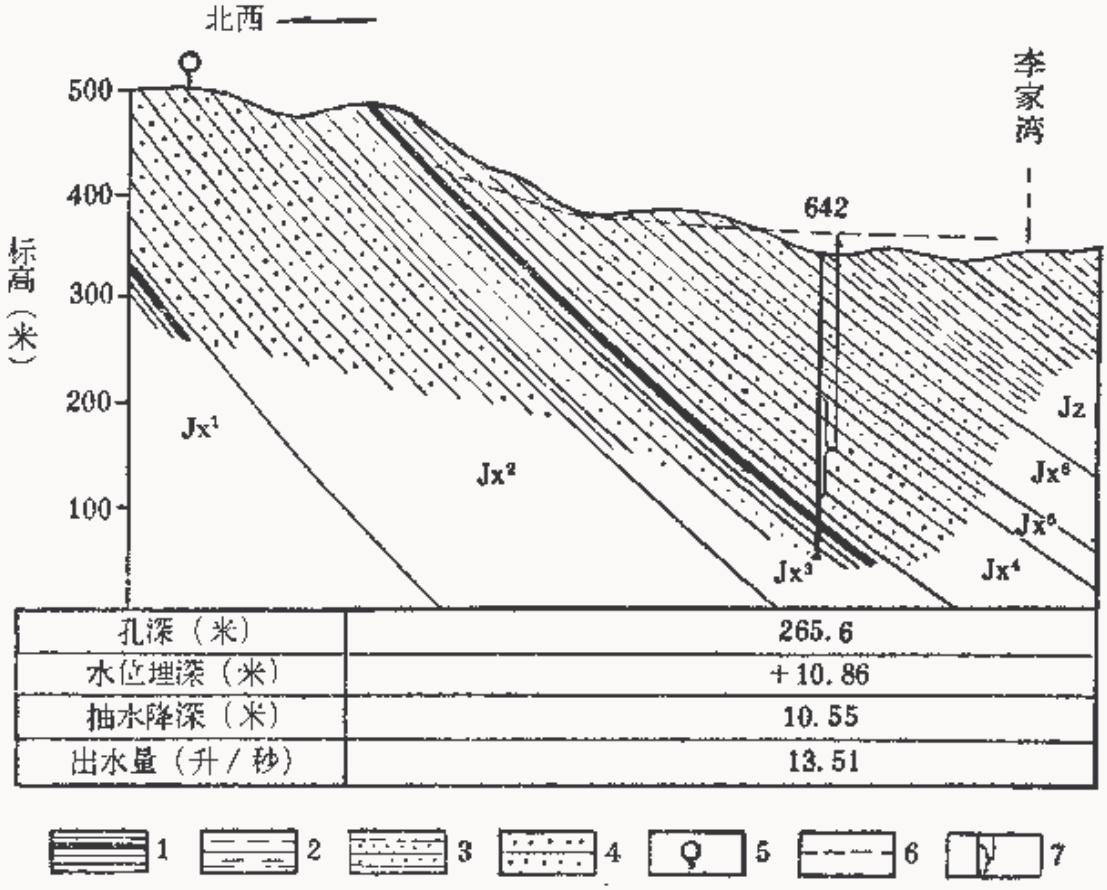
（1）含水层沿倾斜方向在深部尖灭。

（2）含水层沿倾斜方向，随着深度的增大，裂隙或岩溶发育程度减弱，岩层透水性减小，以至起相对隔水作用。

（3）含水层倾没端为阻水构造，如阻水断层、阻水岩脉和岩体等。

在上述情况下，由于含水层有隔水顶板使地下水承压，形成承压水斜地或自流水斜地。单斜蓄水构造的地下水位，埋藏较浅，便于开采利用。如川东褶皱带的侏罗系香溪群地层，是以砂岩为主夹页岩的一套含水岩组，一般出露于背斜构造的两翼，形成单面山岭地形。就其一个翼来说，它是单斜蓄水构造，常形成最典型的自流水斜地。含水层为砂岩，主要含裂隙水，页岩为相

对隔水层。已有的勘探钻孔甚多，其中自流的钻孔约占45%，孔口自流量多数在3升/秒以内，少数大于10升/秒。涌水量大的钻孔深度在50—250米之间，再深的钻孔涌水量也不大。在四川铜梁县境内，西山背斜的东翼，侏罗系砂岩厚120—140米，倾角为45度左右，其上、下有粉砂岩及页岩隔水，构成承压含水层。附近施工7个钻孔，共进尺2327米，都打出了自流水，自流水量共计4220吨/昼夜，如图54所示。



孔深（米）	265.6
水位埋深（米）	+10.86
抽水降深（米）	10.55
出水量（升/秒）	13.51

图 54　四川铜梁县李家湾附近水文地质剖面图

（据《怎样找地下水》）

1—页岩及煤层；2—泥岩；3—粉砂岩；4—砂岩；5—泉水；6—地下水水位；7—含水层的富水段及其承压水位

J_1^1至J_2^6—侏罗系香溪群；J_z—侏罗系自流井群

单斜蓄水构造地下水的排泄途径，主要有以下三种：

（1）含水层被横截岩层走向的沟谷切割，地下水直接排泄于沟谷河流中。

（2）含水层被导水断层切割，地下水沿着导水断层，常以泉的形式集中排出地表。

（3）地下水通过顶板相对隔水岩层的裂隙，在向上的顶托渗透作用下，分散排泄。

由于地下深处岩石裂隙不发育，地下水的交替作用一般只发生在有限的深度内。地下水接受补给后，开始沿岩层倾斜方向往低处汇集，到达饱水带后，继续往深部运动发生困难，于是转为沿岩层走向运动，直至被河流、沟谷或断层切割而排泄。因为深部地下水的交替作用是很微弱的，所以深部地下水的矿化程度较高。

研究单斜蓄水构造的重点是含水层与隔水层，及与地下水补给、消耗有关的地形条件。其富水条件，一是含水层的埋藏部分不能被沟谷切断，否则，地下水会严重流失；二是含水层在其逆倾斜方向上有足够的出露面积和适于接受补给的地形。具备上述条件，含水层才能蓄集较多的地下水。

根据各地找水实践经验，单斜蓄水构造的含水层与隔水层通常有以下几种，可供我们找水时参考。

（1）在页岩与石灰岩互层地区，或页岩夹灰岩地区，石灰岩一般是含水层，页岩是相对隔水层。如津浦铁路线上的磁窑车站，历来缺水。车站附近，土层下面为以页岩为主、中间夹薄层灰岩的下寒武统馒头组地层。解放前，曾经有人只凭石灰岩夹层厚度小这一点表面现象，作了“磁窑地下没水”的结论。1970年，山东水文地质队抗旱小组来到磁窑，经过仔细观察，发现石灰岩夹层的裂隙、岩溶很发育，能为地下水提供一定的赋存空间和运动通道。并且这种岩层的分布范围和补给面积很广，地下水有较充足的补给来源，于是作出了磁窑地下有水的判断。经勘探，在孔深150余米处打到了良好的含水段。承压水头距地表只有1米，当抽水水位降深为1米时，出水量为2000吨/昼夜。水质完全符合饮用、灌溉及工业用水的要求（图55）。

（2）在砂、页、泥岩夹泥灰岩或夹松软砂砾岩的地区，泥

灰岩和砂砾岩一般可成为含水层，页岩和泥岩是相对隔水层。在泥页岩与砂岩互层的情况下，砂岩多为含水层，泥页岩则是隔水层。根据山东莱西县水利局及山东水利科学研究所的资料，在莱西县中生代砂页岩分布区的泥灰岩夹层及松软的砂砾岩夹层中，找到了比较丰富的地下水。莱西县李权庄公社李权庄大队村西圆井，地处平原，地层为泥灰岩与红砂岩互层，三层泥灰岩为含水层。井径 6 米，深 13.5 米，出水量约3000吨/昼夜，如图56所示。李权庄公社吕家寄马埠大队村西大口井，井口为30×20平方米，深 7 米左右，含水层为 4.5 米厚的松软砂砾岩，出水量为 1000 吨/昼夜，如图 57 所示。

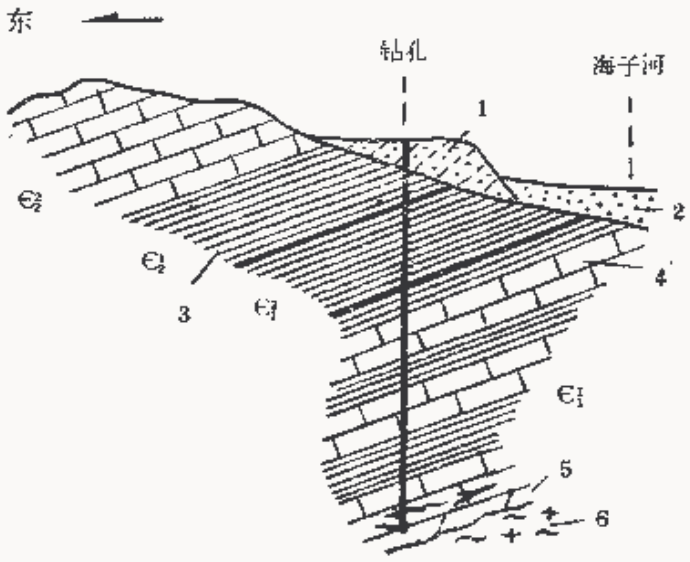


图 55　磁窑车站西钻孔地质剖面图

（据山东地质局水文地质队）

1—亚砂土；2—砂；3—页岩；4—石灰岩；5—泥灰岩；6—变质岩

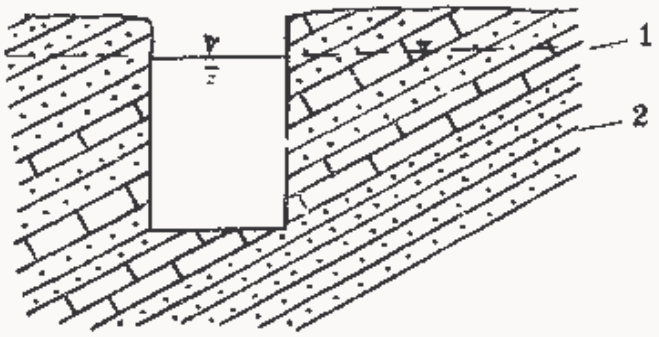


图 56　山东莱西县李权庄村西圆井剖面图

（据山东莱西县水利局）

1—泥灰岩；2—红砂岩

（3）在区域变质岩分布地区，可溶性的大理岩层一般是较好的含水层，其他非可溶性的岩层，如片麻岩、片岩等，在无断裂及风化破碎的情况下，则是相对隔水层。如苏北新沂 SP18 号钻孔，揭露的岩层主要为黑云母斜长片麻岩，其中夹的薄层大理

岩，含水性较好。孔深 188 米，水位下降 10.47 米时，日出水量 567 吨。

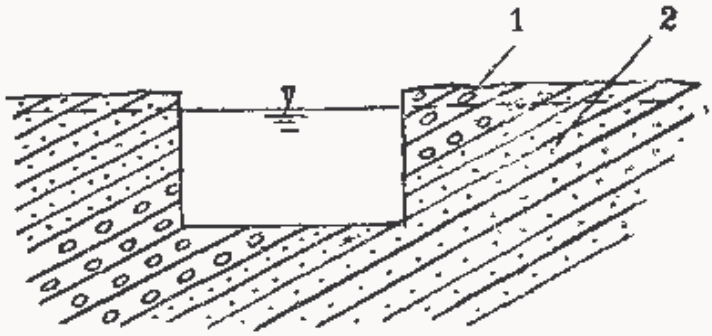


图 57　山东莱西县李权庄公社吕家寄马埠大队村西大口井地质剖面图

（据山东莱西县水利局）

1—砂砾岩；2—红砂岩

（4）在层状或似层状的火山岩分布区，成岩裂隙（如玄武岩的柱状节理）及原生孔隙（如玄武岩的气孔及松散凝灰质砾岩的粒间孔隙）发育的岩层可构成含水层。如果这些裂隙和孔隙又被后期构造裂隙所沟通，则岩石的透水性将增强。裂隙和孔隙都不发育的火山碎屑岩（如凝灰岩），透水性比较弱，一般常构成隔水层。我们在层状或似层状火山岩地区鉴别含水层与隔水层时，应从岩石裂隙和孔隙发育的实际情况来考虑。

在单斜层状岩石分布地区，裂隙常具有随深度增加而逐渐闭合的规律。因此，含水层的富水性也有随深度增加而减弱的规律。在找水实践中，常会遇到下述情况：在地表或距地表不深的大口井中，所见岩石裂隙很发育，裂隙宽度和密度较大；但当钻孔揭露深度很大时，岩芯裂隙率并不大。有的地方深度在 50 米以下岩石裂隙性就显著减弱，有的地方深达 250 米以下岩石裂隙性才显著减弱。如川东侏罗系香溪群地层中的砂岩含水层，较大出水量的深度为 50—250 米之间；而自流井群和重庆群地层中的砂岩含水层，钻孔出水深度多在 40—70 米以内，深者为百米左右，再往下水量甚微。虽然各个地区各种岩石的裂隙发育深度不同，但总的说来，裂隙是随深度增加而逐渐闭合的。这是因为地

下深处岩石所受围压较大和不受风化影响的缘故。只有大断层及其影响带的岩石裂隙才不服从上述一般规律，能达到地下更大的深度。因此，在单斜蓄水构造中，如果没有大断层的影响，深部层间裂隙水的富水性，一般不好。

单斜含水岩层的富水性也是不均一的。通常在构造转折的部位含水层富水性较好。如岩层走向或岩层倾角急剧变化的部位，由于张裂隙发育，可形成局部富水带。

单斜蓄水构造地下水的蓄水条件，在很大程度上决定于岩层产状与地形之间的组合关系。下面分四种情况来说明这个问题，如图 58 所示。

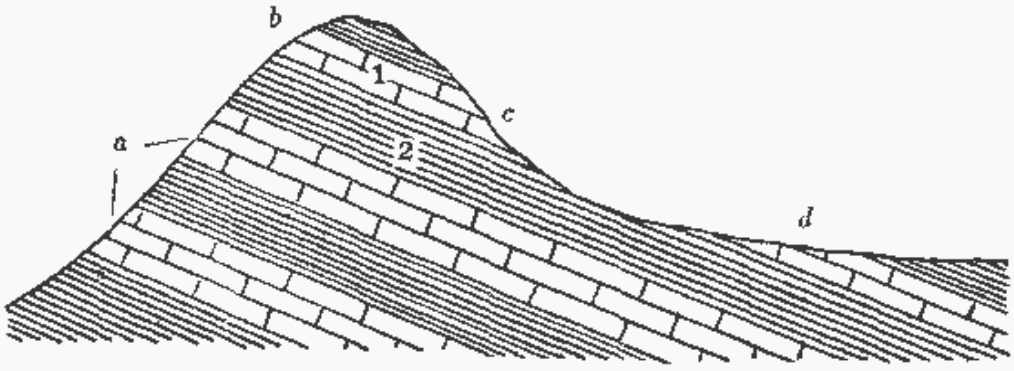


图 58　单斜岩层的蓄水条件示意剖面图

1—含水层；2—隔水层

（1）岩层向山内方向（逆坡）倾斜，或岩层向沟谷上游倾斜。在这种情况下，含水层的蓄水条件取决于透水岩层在其倾斜方向上是否因侵蚀出露于地表。如果没被切露，仍埋藏于隔水层之下，则含水层的封闭条件好，有利于地下水的富集和蓄存，如图 58 中的 a 所示；如果已被切露，如在山的背后被剥露于地表，则岩层中的地下水将很快地被排泄掉，不易富集和蓄存，不能形成蓄水构造，如图 58 中的 b 所示。

（2）岩层向山外方向（顺坡）倾斜，或岩层向沟谷下游倾斜。分为两种情形：当岩层倾角小于地面坡角时，含水层不易蓄存地下水，不能形成蓄水构造，如图 58 中的 c 所示；当岩层倾角大于地面坡角时，含水层地下水的补给条件和封闭条件很好，有

利于地下水的富集，常形成自流水斜地，如图58中的d所示。

（3）岩层走向与地形等高线垂直时，分布在高处的透水层不易蓄水，只在地形低洼、位于排泄基准面以下的含水层的隐伏部分，才能富集地下水。

（4）在地面坡度很小或近于水平，附近又没有深切的排水沟谷的情况下，夹于上、下隔水岩层之间的单斜透水岩层，一般都蓄藏有地下水。

第六节　断裂型蓄水构造

一、断层蓄水构造

在漫长的地质历史发展过程中，断层往往经历不止一次的构造活动，由于受力破坏程度不同，其含水性也就有强有弱。有的断层破碎带充填胶结较好，可以起隔水作用。可见，并不是所有的断层都含水；含水断层各部位的富水性也不尽相同。断层的含水性是很复杂的。

含水断层的蓄水条件，最主要的是：断层破碎带的裂隙和孔隙造成了蓄水空间；两盘的岩石则成为相对隔水的边界；在适宜的补给条件下，断层就可以蓄集地下水，形成断层蓄水构造。

断层蓄水的空间条件是由许多因素决定的。我们研究断层的含水性时，应当全面研究断层的含水因素，并找出其中起决定性作用的主要因素。这样才能认识断层的含水性。

（一）断层含水因素

断层的含水性，就是断层的构造岩带及断层影响带的含水性。它主要取决于断层两盘岩石的性质，断层的力学性质、规模和近期活动性等。

1．断层两盘的岩石性质

在岩层受力破坏条件相同的情况下，当断层两盘为可溶性岩石时，如石灰岩、大理岩、白云岩等，其破碎带的裂隙和岩溶发育，透水性最大，含水性最强。当断层两盘为非可溶的脆性岩石

时，如石英岩、石英砂岩及各种深成侵入岩，其破碎带空隙性较大，透水性和含水性较强。当断层两盘为塑性岩石时，如页岩、泥岩、凝灰岩等，其破碎带的空隙多被泥质充填，孔隙率和裂隙率都很小，断层影响带裂隙又不发育，所以断层的透水性和含水性都很小，或者是不含水的。此外，断层两盘岩石的含水性对断层破碎带的富水性有很大影响。当断层切割含水岩层时，断层破碎带地下水就有充足的补给来源，断层富水性就强。在一般情况下，断层两盘的岩性对断层破碎带的含水性影响最大。它是决定断层含水性的首要因素。这已被大量基岩找水实践所证明。

2．断层的力学属性

在岩性、断层规模、近期活动性等相同的条件下，断层的力学性质不同，断层破碎带的含水性也不一样。

一般地说，张性和张扭性断层是在低围压条件下产生的，因而断裂面张裂程度较大，如有破碎带，其破碎物质多为由大小不等的棱角状岩块组成的角砾岩，糜棱岩较少，疏松多孔隙，透水性和含水性强，并且富水带主要是断层角砾岩带和碎块岩带，而不是断层两盘的旁侧影响带。

压性和压扭性断层，一般是在较高的围压条件下形成的。其破碎带物质多为压碎岩、糜棱岩（易风化成断层泥）、构造透镜体及强烈片理化和糜棱岩化的粉碎物质，并常伴有不同程度的动力变质现象（如硅化、蛇纹石化、绿帘石化等）。因此，其破碎带本身的透水性和含水性很小，或隔水、不含水。但规模较大的压性和压扭性断层，两盘为脆性或可溶性岩石时，其影响带裂隙可能较发育，仍具备含水条件。所以，一般地说，压性和压扭性断层的含水性不如张性和张扭性断层的含水性大，且断层的富水部位主要在断层影响带。这已被大量的基岩找水实践和坑道开挖实践所证实。

扭性断层的含水性，一般是界于压性断层和张性断层之间。

3．断层的近期活动性

研究断层的含水性时，要判明是活断层还是死断层。如果是

在地质历史上早已停止活动了的死断层，则不论是张性的还是压性的，也不管断层发生在什么岩石中，其破坏带都可能早已被充填和固结成岩，不具备透水和含水的条件。这种断层破碎带，只有在遭受后期风化或充填的方解石脉和钙质胶结物被溶蚀以后，才能透水和含水。所以，对于古老的死断层来说，它的含水性主要取决于后期风化作用的影响和改造程度。近期活动的断层（包括燕山运动以后新生和复活的断层），其破碎带胶结较弱或未胶结，具备透水和含水的条件。尤其是遭受风化作用以后，更是如此。但也不是绝对的，还要看断层两盘的岩性和断层的力学性质如何。塑性泥质岩石中的压性和压扭性断层，即使是活动的，仍然不具备透水、含水条件。

4．断层的规模及各部位受力的均匀性

在多数情况下，断层的规模越大，其破碎带的宽度也越大。对于脆性和可溶性岩层中的张性断层来说，规模越大，富水性越强。对于构造岩阻水的压性断层来说，规模越大，断层的阻水性越强。但压性断层两盘（尤其是上盘）影响带岩石的裂隙可能较发育，形成旁侧裂隙含水带。

大断层各个部位的受力状况，一般都是不均匀的。因此，其各部位的富水性也是不均匀的。压性断层的某些部位也存在有松动带，如断层面呈舒缓波状的平缓段、断层面转折处、主干与分支断层交叉部位等。这些地方的裂隙张开程度较大，是断层破碎带局部富水的地方。

总之，断层的含水性是很复杂的，尤其是表现在断层含水的不均匀性方面。一条大的断层，往往只是某一段或某一部位含水，含水的部分也不是各处含水性都相同。上述断层的几个含水因素，对断层含水性的影响是错综复杂的。我们在实际工作中，应当辩证地运用这些规律，并从中找出起决定性作用的主导因素。

（二）断层的水文地质类型

在基岩地区找水或进行矿床水文地质工作时，正确地认识断

层的水文地质类型是十分必要的。按断层的水文地质特点，可将其分为以下五种类型。

1．富水断层

断层破碎带（包括构造岩带和断层影响带）透水性良好，含水丰富，有较大的储水空间及充足的补给来源。地下水动储量较大。

富水断层是发生在厚层透水岩层中的断层，其断裂带的透水性大于两盘岩石的透水性。这样，断层破碎带才能对两盘地层中的地下水起富集作用。如发生在石灰岩、大理岩及其他透水的脆性岩层中的张性断层，只要断层破碎带岩石裂隙和孔隙不被后期物质充填胶结，一般都是富水断层。

2．导水断层

指发生在弱透水或不透水岩层，并勾通含水层而起导水作用的断层。这种断层本身是含水的，不同层位含水层的地下水通过断层发生水力联系。如发生在砂页岩夹灰岩（我国北方石炭二叠系含煤地层属之）中的张性和张扭性断层，常在各灰岩含水层之间起导水作用。导水断层的地下水以动储量为主，断层本身的储水空间并不大。地下水主要来自两盘含水层。

3．阻水断层

指主要起阻水作用的断层。可分下述两种：

（1）断盘阻水的　因地层错动，使含水层与隔水层接触，地下水受阻。这种断层本身可以是含水的，也可以是不含水的。但它可以形成有重要意义的阻水型蓄水构造。

（2）构造岩阻水的　发生在透水岩层中的大断层，尤其是压性和压扭性断层，其构造岩带（如压碎岩、糜棱岩、角砾岩）的透水性远比裂隙发育的两盘小，形成地下阻水墙幕，阻挡地下水流，抬高水位，形成阻水型蓄水构造。如鲁西地区的与岩层走向平行的断层，常具阻水性质。在强透水的石灰岩地区，往往造成具有较高地下水位的局部阻水型蓄水构造。因此，在地形较高的地方，也可能找到埋藏较浅的地下水。

4．储水断层

这种断层是含水的。其破碎带具有一定的储水空间，但地下水处于封闭条件下，与附近含水层或含水带没有联系或联系很微弱，缺乏充足的补给源。断层破碎带的地下水主要是静储量，动储量很小或没有。这种断层多发生在厚层不透水的岩层或透水性很弱的岩层中，且无地表水体同它发生联系。

5．无水断层

发生在厚层塑性岩石中的压性和扭性断层，当断层面紧密闭合（无构造岩带），或构造岩胶结致密，旁侧裂隙极不发育时，是不含水的。发生在脆性岩石中的断层，如果其构造岩带及影响带裂隙都被后期物质充填胶结时，也是不含水的。

上述五种断层中，富水断层和导水断层可构成断层蓄水构造；阻水断层则构成阻水型蓄水构造。储水断层虽然也是含水的，但它缺乏补给条件，不能成为良好的蓄水构造，只能是储水构造。它不是我们找水的主要对象，但对解决山区分散的人数不多的居民点吃水问题，还是有一定意义的。至于无水断层，我们找水时也要研究它和认识它。以便与含水断层区分。带着“断层必有水”的框框去找断层水，必然要犯主观片面性的错误。

（三）断层蓄水构造的特征

断层蓄水构造是以断层破碎带作为含水带，以相对不透水的两盘岩石作为隔水边界，并有适宜的补给条件而构成的蓄水构造。地下水的埋藏和运动都受断层构造的控制。它有以下几个特征：

（1）地下水赋存于断裂破碎带内，含水带呈脉状或带状，宽度（厚度）从数米到数十米，乃至数百米不等，变化较大。含水带沿着断层走向延伸，其长度和深度取决于断层规模的大小。地下水属脉状裂隙水，在岩溶地层中尚有裂隙溶洞水。

（2）断层破碎带的透水性和含水性是很不均匀的。一条大的断层，某一段是富水的，另一段就可能是贫水的或无水的。这是由于断层的构造岩带和断层影响带岩石裂隙分布的极不均一性

所决定的。所以，在断层上打井取水，取水工程应当选在含水断层的富水部位上。

（3）断层含水带的分布比较局限，有限的储水空间不能形成很大的静储量。但它可以沟通含水丰富的岩层而得到充沛的补给，形成较大的动储量。开采断层地下水，一般都是以取用动储量为主。

（4）断层含水带中地下水的补给来源，有的来自附近，有的来自很远的地方，也有的来自地下深处。当其补给来源较远或较深时，水位和流量就比较稳定，气候和微地形的影响很小。有些地方地下水具有承压性质，甚至形成自流水。

（四）断层蓄水构造的富水部位

寻找地下水时，仅仅找到了含水断层是不够的，还应当进一步找到它的富水部位。在断层富水部位上打井取水，能够获得比较多的水量。

根据找水打井实践经验，含水断层比较常见的富水部位有以下几种情况。

1．角砾岩、压碎岩带富水的

发生在脆性岩石中的张性和张扭性断层，其断裂破碎带一般由碎块状断层角砾岩及压碎岩构成。角砾呈棱角状和次棱角状，大小相差悬殊，并常有粉末状物质伴生，胶结松散或未胶结，孔隙率高，透水性良好，含水丰富。两盘岩石因受断层影响较小，旁侧裂隙不甚发育，透水性不良，含水性弱，或构成相对隔水的边界。近期正在活动的断层，角砾岩带尚未胶结，更具备富水的条件。如河北满城协义 28 号钻孔，位于北 40度 西方向的张性断层的上盘，断层带宽 35 米，大小角砾混杂，胶结较 松 散，上、下盘影响带的岩石较破碎，孔深 70 米，水量达 80—100 吨/时，如图 59 所示。

据镇江市供水勘察资料，凡位于镇江市二级张扭性断裂带附近的钻孔，出水量都比较大（见表 5）。镇 江 乔家门 1 号孔，打在张性断裂带上。该孔自 146 米至 289 米，共揭穿三个断裂带，

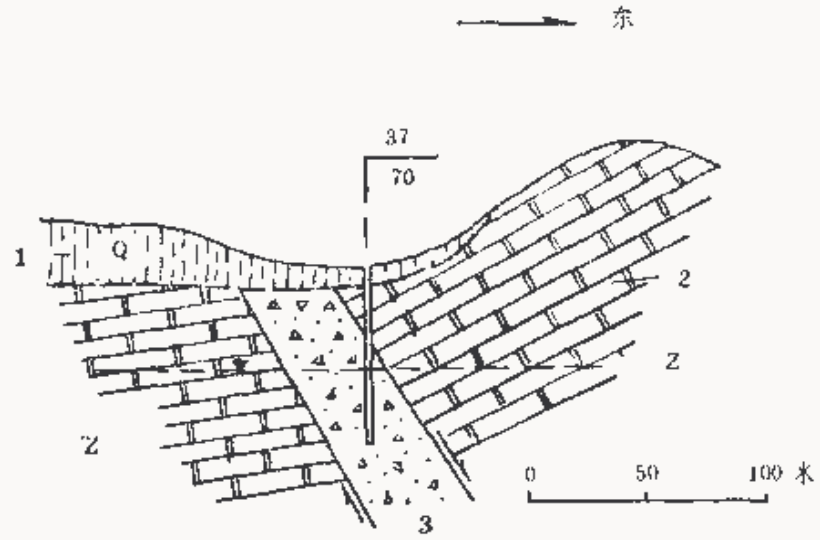


图 59　河北满城协义28号孔张性断层剖面图

（据河北地质局水文地质四大队）

1—第四系黄土状亚粘土；2—震旦系雾迷山组第三段上部白云岩；3—断层角砾岩

表 5　张扭性断裂带附近的钻孔抽水试验成果统计表

断裂带	孔号	主要含水段位置（米）	含水段岩性	水位埋深（米）	抽水试验		水力联系
					降深值（米）	涌水量（吨/日）	
五风口断裂带	4	37.1—173.0	青龙灰岩	4.40	4.64	1172	二井抽水时互有影响
	9	40—200	青龙灰岩，多火成岩脉	3.87	16.12	1030	
宝塔山东侧断裂带	6	32—61.3	青龙灰岩，多火成岩脉	10.96	13.45	682	二井抽水时互有影响
	5	22.76—45.27	青龙灰岩	1.61	10.28	700	
林家湾断裂带	7	68—146	栖霞灰岩	1.64	9.65	1173	未观测
	8	44—163.5	栖霞灰岩	4.16	7.50	1328	

均位于青龙灰岩中。断裂带内的角砾大小悬殊，大者长达一米，小者仅几厘米，棱角显著，裂隙发育，局部被次生泥质或方解石脉充填，小溶洞发育，钻进中漏水量大。抽水试验结果，水位降深 2.3 米时，涌水量达 1330 吨/昼夜。福建漳州徐山一带，为一花岗岩丘陵区，沿北西向条形洼地为一张扭性断裂带。打了两个钻孔，水量相差六倍多，如图 60 所示。孔 1 打在断层下盘，位于

条形洼地中部，深 105 米。表层厚 5.37 米，为第四系覆盖层；5.37 米至 26 米为全风化花岗岩，有少量石英正长斑岩岩脉碎块；26 米至 85 米为碎裂的半风化花岗岩，是本孔的主要含水段；85 米以下有数条较小的构造裂隙，含水微弱。抽水试验结果，水位降深 7.65 米时，涌水量为 30.2 吨/昼夜，单位涌水量为 0.046 升/秒·米。孔 2 位于断层上盘，在条形洼地的边部，距孔 1 有 20 余米。表部第四系厚 9.26 米，9.26 米至 50 米为断层角砾岩。角砾以石英正长斑岩为主，花岗岩块较少，大小不一，一般直径为 0.5—30 厘米，呈棱角状或次棱角状，被断层泥充填，但未胶结。29 米以上，角砾岩风化严重，泥质较多，含水性差。

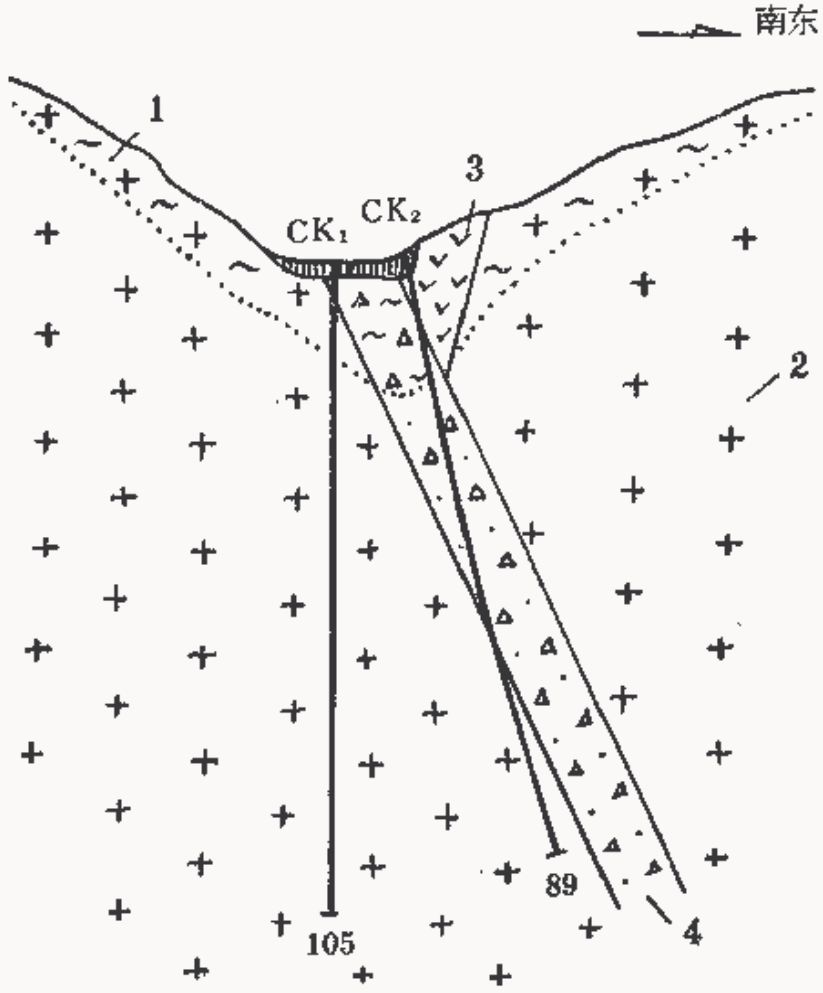


图 60　福建漳州徐山地质剖面图

（据福建地质局水文地质队）

1—全风化带；2—花岗岩；3—石英正长斑岩；4—断层角砾岩

29米以下，风化微弱，泥质较少，为本孔主要含水段。50米至65米为断层下盘碎裂花岗岩，风化较甚，为次要含水段。65米至89米岩石逐渐完整，构造裂隙较少，基本不含水。抽水试验降深6.6米时，涌水量为194吨/昼夜，单位涌水量为 0.34 升/秒·米。

须指出，不是所有的张性和张扭性断层角砾岩都可成为断层富水带。断层角砾岩的含水性主要是取决于岩性成份、孔隙裂隙的大小及充填胶结程度。张性和张扭性断层角砾岩，如果被后期物质充填胶结，结构致密坚硬，孔隙率和裂隙率极低，也同样是不含水的。如果断层角砾岩的成份是由塑性泥质岩石的破碎物质组成的，通常也是不含水的。相反，压扭性断层的角砾岩，如果是由脆性岩石碎块组成，其孔隙充填胶结不好，结构较疏松，也能含水。我们研究断层角砾岩的富水性时，应着重于直接观察角砾岩的成份和结构，尤其是充填胶结程度及后期风化情况。一般地说，结构松散的断层角砾岩，风化后多形成沟槽地形；结构坚硬致密的断层角砾岩，风化后多形成局部突起的地形。

2．断层影响带富水的

压性和压扭性断层，使岩石在高围压条件下断裂破坏。如果断层发生在塑性与脆性岩石互层的岩层中，且断距较大时，断裂带中心部位产生以糜棱岩、断层泥、角砾岩及压碎岩为主的构造岩带。构造岩具片理化，其中常含有绿泥石、滑石、云母等应变矿物。这种构造岩（尤其是糜棱岩、断层泥）多较致密，透水性很小，含水性弱或不含水。而在两盘断层影响带内，由于受断层位移时的牵引作用，却能形成与主干断层斜交的张裂隙和扭裂隙，及破劈理和牵引褶曲轴部的张裂隙。这些裂隙构成断层的旁侧裂隙带。旁侧裂隙带的岩石裂隙密集，相互切割，透水性强，含水丰富。尤其是逆断层的上盘，常为主动盘，其上部临空条件较好，因而裂隙比下盘发育。所以，大的压性和压扭性断层的富水部位往往不是断层的构造岩带，而是两盘的影响带，尤其是上盘。如福建省晋江某地，为片麻状花岗岩分布区，有一压扭性断层呈北60度西延伸，断层面倾角近于直立，可见断层破碎带宽50

表 6　福建晋江某地压扭性断裂带富水情况表

孔号	钻孔距断层中心距离（米）	孔深（米）	含水段位置（米）	水位降深（米）	钻孔涌水量（吨/日）	地质情况
CK1	20	91	0—76	9.2	121.4	31米以上岩石破碎，裂隙发育，31—76米破碎岩石与完整岩石相间出现，并有硅化现象
CK2	0	92	0—82	9	14.7	82米以上岩石破碎，有断层泥，裂隙被充填
CK3	15	81	0—35	8.5	56	35米以上岩石破碎，裂隙发育，充填物较少

米，长数公里，中部破碎，并见有糜棱岩化。在断层不同部位上的钻孔抽水，涌水量以断层中心部位最小，向破碎带边部水量增大，见表 6。福建三都某水源地，有一系列北东向冲断层，断层面倾向南东，倾角70度左右，主断裂面糜棱岩化，裂隙被断层岩粉及泥质充填，含水弱。断层两盘有张扭性羽状裂隙与断层面斜交，尤以上盘最发育，没有充填或充填物很少，含水性好，如图61所示。图中CK3孔，深100.66米，位于断层上盘。在孔深23.5米处，遇有裂隙，宽 8—10 厘米，有地下水涌出，水头高出地表0.15米。65米至97米为断层破碎岩带，岩石碎裂，但裂隙呈闭合状态，不含水。该孔抽水降深 6 米时，涌水量

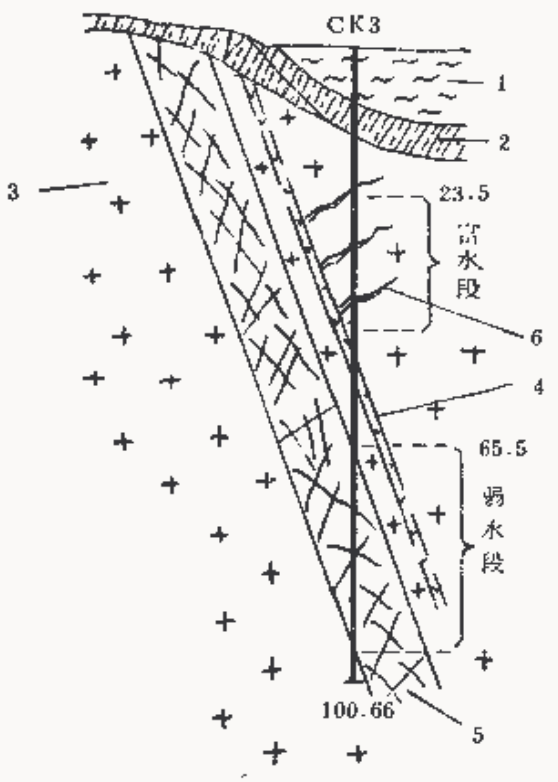


图 61　福建三都某水源地地质剖面图

（据福建地质局水文地质队）

1—砂质淤泥；2—砂质粘土；3—花岗岩；4—辉绿岩脉；5—压扭性断层破碎带；6—断层旁侧张扭性裂隙带

为158吨/昼夜，单位涌水量为0.3升/秒·米。北京平谷县南岔钻井$_2$，打在震旦系地层压性断裂带的上盘破碎带中，孔深131米，水位89米，抽水试验降深3米时，出水量达2000吨/昼夜以上，如图62所示。不仅满足了全村饮用，尚能灌溉100多亩山地。而图中的井1，深208米，水位67米，降深50米时，出水量只有10吨/昼夜。

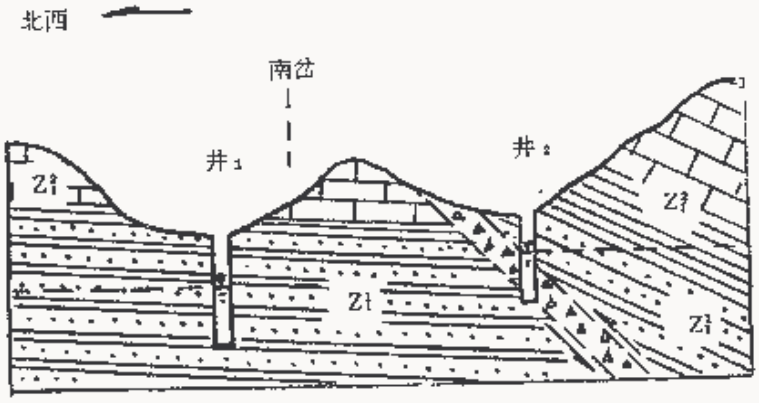


图 62　北京平谷县南岔压性断层富水剖面图

（据北京地质局水文地质队）

Z$_1^2$—震旦系串岭沟组；Z$_1^1$—震旦系长城组

以上实例说明，压性和压扭性大断层的富水部位，一般不在构造岩带（尤其是断层泥、糜棱岩发育时），而是在断层影响带。但也有例外情况，因为决定断层富水性的还有断层两盘的岩石性质这个不可忽视的主要因素。如发生在塑性泥质岩石中的断层，两盘影响带裂隙一般不发育，主要是塑性变形。其影响带和构造岩带都可能是不含水或含水甚微的；发生在脆性岩石中的断层，构造岩带可能以角砾岩、压碎岩为主，糜棱岩和断层泥较少。当构造岩未胶结（如活断层）或胶结较弱时，构造岩和影响带都可能是富水的。所以，我们研究压性和压扭性断层的富水部位时，应当着重研究断层旁侧裂隙的发育情况及构造岩的物质成分、结构及胶结情况。

3．断层交会带富水的

不同方向断层的交叉部位及主干断层与分支断层的会合部

位，张裂隙及扭节理比较发育，岩石破碎比较利害，断层影响带较宽，往往形成断层富水带。特别是在可溶性岩层和脆性岩层中，断层交叉的地方岩石破碎利害，其影响带宽度大，地下水容易富集。如云南寻甸县金所一带，是一个由两组断层相交的网格状构造地区，如图 63 所示。该地区出露的地层为下奥陶统长石砂岩和中寒武统双龙潭白云岩，地层比较平缓，东西向和南北向

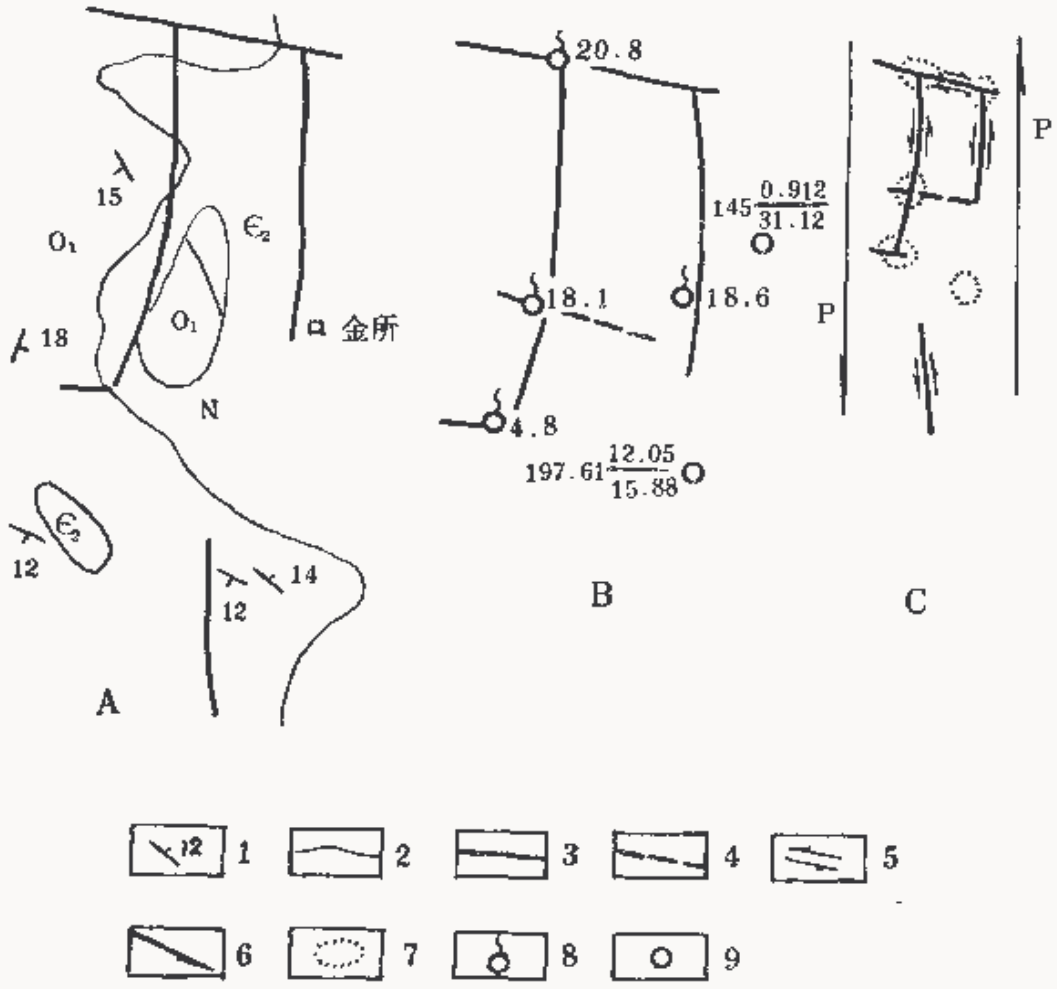


图 63　云南寻甸县金所一带地质略图

（据云南地质局水文地质队）

A—地质略图；*B*—构造纲要与水点分布图；*C*—地应力图

1—岩层产状；2—地质界线；3—断层；4—推测断层；5—剪应力作用方向；6—外力；7—可能的富水地段；8—上升泉，数字为流量（升/秒），9—钻孔，左面数字为孔深，分子为流量，分母为抽水降深

N—第三系粘土类土及褐煤；O_1—下奥陶统长石砂岩；ϵ_2—中寒武统双龙潭组白云岩含水层

两组断裂相交，组成网格状构造。地下水富集地段就在网格状构造的两组断层的交叉处。在断层交叉处有泉水出露，多属上升泉，流量为4.8—20.8升/秒。一个钻孔打在断层交叉处，孔深197.61米，抽水降深为15.88米时，涌水量为12.05升/秒；另一个钻孔打在网格状构造断裂面之间的岩块上，孔深145米，抽水降深31.12米时，水量只有0.912升/秒。山西天镇县六墩一带片麻岩中的断裂构造承压水，在断层交叉或会合的部位富水性较大，如图64所示。山东肥城县赵庄，三面环山，有两条断层在庄东南部交叉。井位定在离交叉点30米处的两条断层的公共上盘上，孔深90米，水量80吨/时。断层交会带富水的实例较多，这里不再列举。

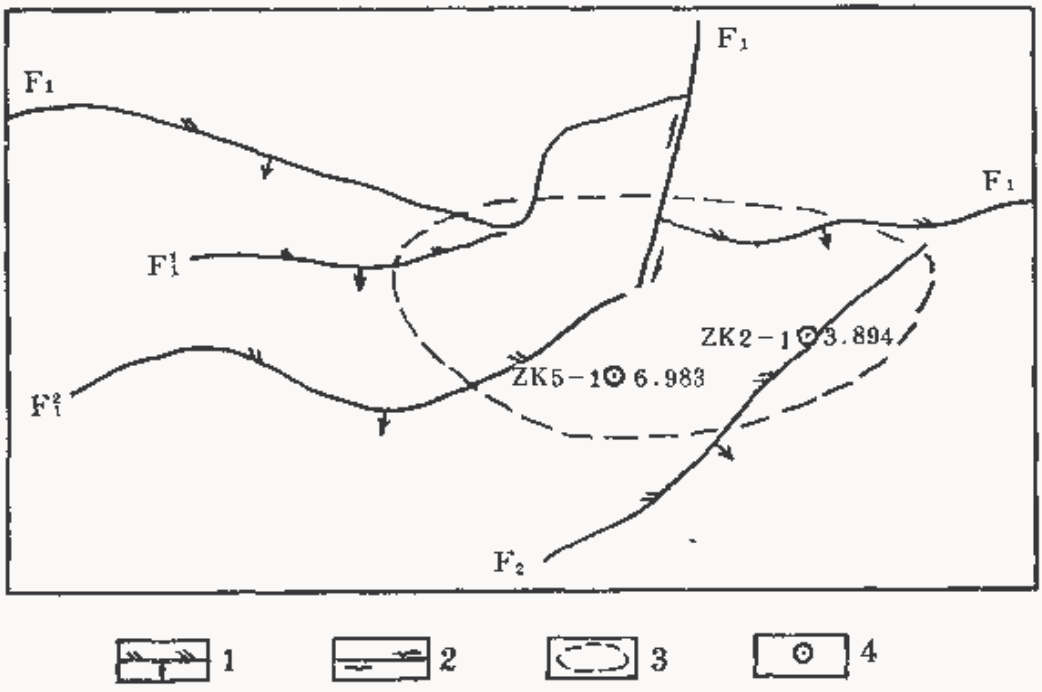


图 64　山西天镇县六墩附近似帚状断裂构造收敛部位富水地段平面图

（据韩风才等）

1—压扭性断裂；2—扭性断裂；3—富水地段；4—钻孔，左侧数字为孔号，右侧数字为自流水量（公升/秒）

4．断层岩块富水的

在一些厚层的可溶性和脆性岩石中，当断层成群出现时，各条断层之间的岩块或主干断层与分支断层之间所夹的岩体，由于

受相邻两个断裂面的力偶作用，裂隙比较发育，可以形成较好的富水带。特别是逆断层层间的大型岩体及小断层成群的地方，均处在相邻两条断层的公共影响带内，裂隙十分发育，而逆断层面本身却往往是相对不透水的，因而利于形成断层岩块富水带。如江苏镇江市的10号钻孔，揭穿两个规模不大的压性断层，挤压带宽度分别为5.3米和2米，断层角砾岩为泥质胶结，透水性不良；而两条断层之间的青龙灰岩裂隙发育，并有很多溶孔及小溶洞。当钻至该层以后，耗水量大，孔内一直不返水。经抽水试验，水位降深7.5米时，涌水量为840吨/昼夜，如图65所示。

5．大断层两端富水的

大型压性断层本身的富水性通常较差。但在断层两端，特别是发生在可溶性和脆性岩石中的断层两端，岩石不是以较大的断裂位移来释放应力，而是以密集的破裂变形来释放应力，所以岩石中构造裂隙发育，有利于储集地下水，如图66所示。

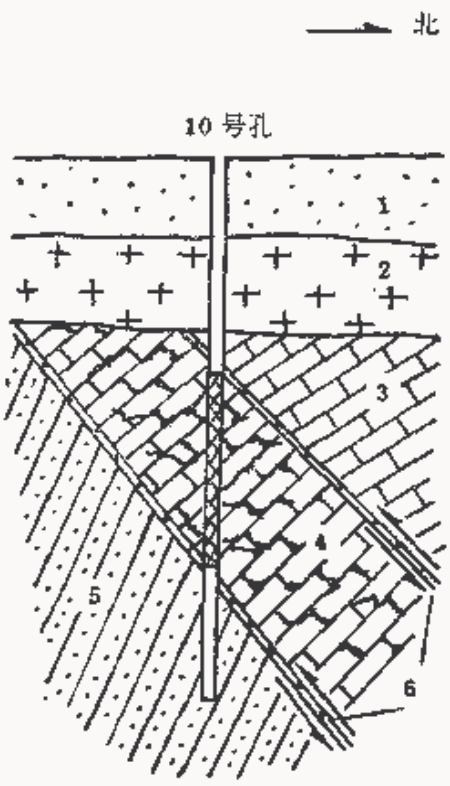


图 65　压性断层之间的构造岩块富水情况

（据镇江市供水地质组）

1—第四系；2—火成岩；3—三叠系上青龙组下部灰岩；4—三叠系上青龙组顶部灰岩；5—三叠系黄马青组砂岩；6—断层

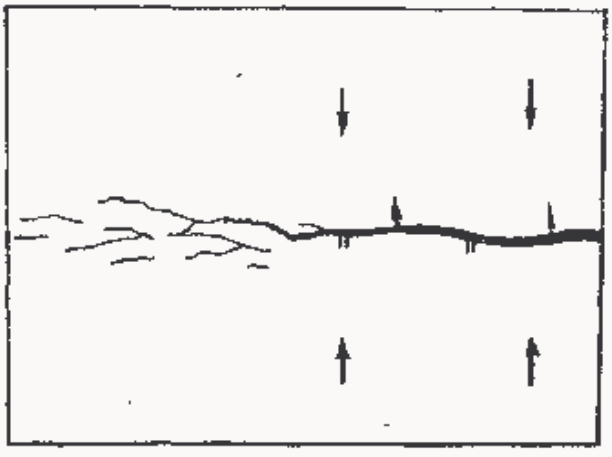


图 66　大型逆断层端部的裂隙发育带形成平面示意图

6．压性断层舒缓波状断裂面的平缓段富水的

根据断层产生的机制，岩石受力后开始破裂时，首先产生节理，然后追踪节理密集带产生断层，发生位移。由于最初的断裂面凸凹不平，位移时就要克服断裂面上的阻力，将凸处刮掉并碾碎，填补在断裂面的凹陷部分。有些大型压性断层的断裂面，凸起的范围较大，两盘相对位移时不能将其全部刮掉，形成舒缓波状的断层面。当断盘位移遇到波形断层面的凸起部分时，岩石受挤压力大，裂隙不易张开；而当位移越过凸起的高峰时，原来受强力挤压的岩石便开始松动，裂隙张开，形成局部松动带。有利于地下水富集。在剖面上，这个松动带多位于波形断层面的平缓段。因此，波形断层面的平缓段常较其他地方富水，如图67所示。

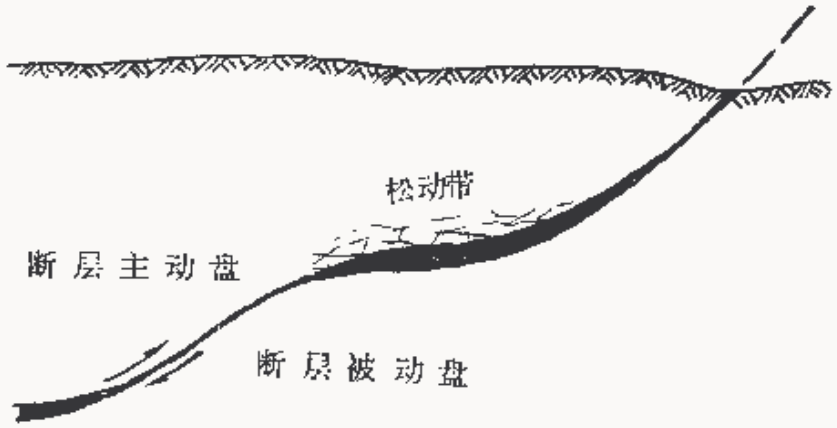


图 67　压性断层波形断层面平缓段的岩石松动带剖面示意图

二、断块蓄水构造

断块，就是指地堑、地垒、阶梯式断裂和叠瓦式断裂构造中相对下降或上升的地块。当某一个断块中分布有强透水的岩层，两侧或周围的相邻断块为不透水岩层成弱透水岩层时，地下水就会在中间透水岩层分布的断块中储集起来，形成断块蓄水构造。

断块蓄水构造有以下几种：

1．地堑蓄水构造

当地堑构造中分布有强透水岩层，其两侧为不透水或弱透水

的岩层时，即形成箱形的地堑蓄水构造。如河南密县袁庄姚山井，就是开采地堑蓄水构造中的地下水，如图68所示。图中地堑

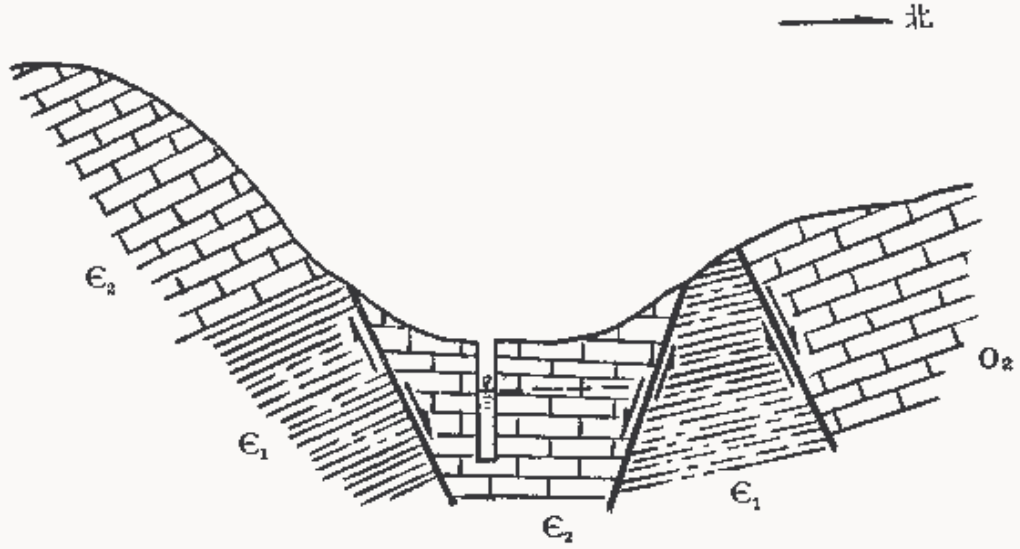
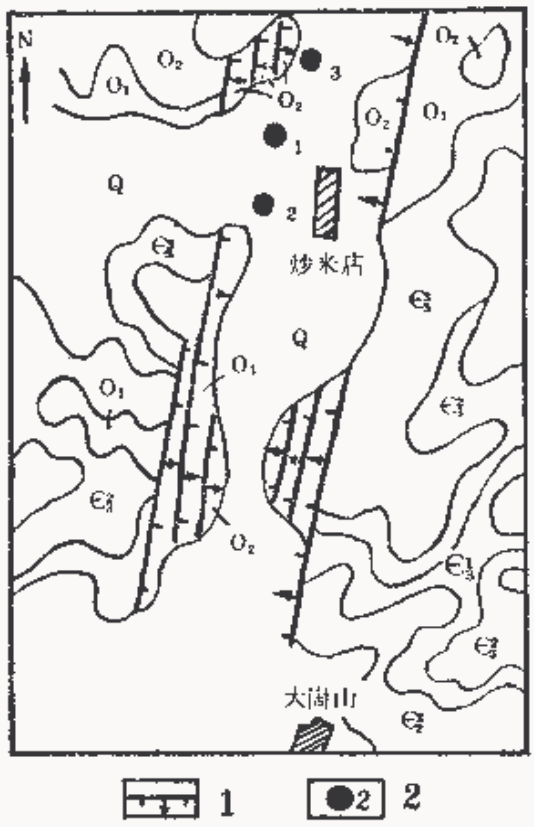


图 68　河南密县袁庄姚山井地质剖面图

（据河南地质局水文地质队密县地质组）

O_2—中奥陶统石灰岩；ϵ_2—中寒武统石灰岩；ϵ_1—下寒武统页岩



两侧为下寒武统馒头阶页岩，地堑中部为中寒武统张夏阶鲕状灰岩。水井打在鲕状灰岩的裂隙密集带上，井深只25米，涌水量即达 20 吨/时左右。山东肥城弧形断裂顶部北侧的范家庄地堑，两侧为上寒武统地层，中部为奥陶系。地堑中有个昔日因缺水而得名的炒米店。

图 69　山东炒米店地堑蓄水构造平面略图

（据山东地质局水文地质队）

1—正断层；2—钻孔及编号

Q—第四系，O_2—中奥陶统，O_1—下奥陶统；ϵ_3^3—上寒武统风山组，ϵ_3^2—上寒武统长山组，ϵ_3^1—上寒武统崮山组，ϵ_2^2—中寒武统张夏组

山东水文地质队在炒米店附近打了三个井孔，地下水位埋藏深度为48米，出水量都在 50 吨/时以上，如图69所示。

2．地垒蓄水构造

由于地垒构造的中间断块相对上升，可将埋藏在地下深部的时代较老的透水岩层抬升，并与两侧不透水或弱透水的岩层接触，当有适宜的补给条件时，即形成地垒蓄水构造。其情形与地堑蓄水构造相似，如图 70 所示。

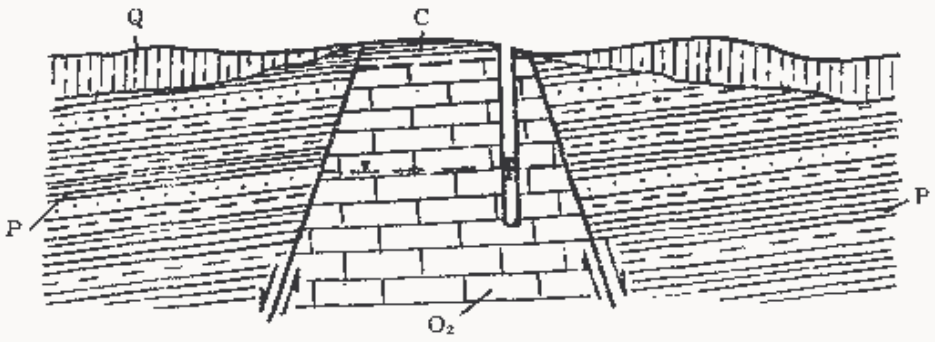


图 70　地垒蓄水构造剖面图

Q—第四系；P—三叠系砂岩及页岩；C—石炭系页岩；O_2—中奥陶统灰岩

3．阶梯式断块蓄水构造

被阶梯式正断层所分割的阶梯式断块，当某一阶梯为强透水岩层（如石灰岩），相邻的下一阶梯为相对隔水层（如页岩）时，在透水岩层中就可以蓄集地下水，形成阶梯式断块蓄水构造。如河南密县的刘沟井，就是打在阶梯式断块蓄水构造中。该井南部为震旦系石英岩形成的高山。北部为上二叠统黄色页岩组成的丘陵。中间半山坡被第四系黄土覆盖，根据构造特点及周围岩层出露情况推测，其下应为石炭系地层。在井深 36 米处，见到石炭系硅质灰岩；在井深 42 米时，涌水量已达 20 吨/时以上，如图 71 所示。

4．叠瓦式断块蓄水构造

当叠瓦式逆断层之间的断块为透水岩层，逆断层本身或相邻断块为相对隔水岩层时，在适宜的补给条件下，透水断块中就可以蓄集地下水，形成叠瓦式断块蓄水构造。其情形与阶梯式断块

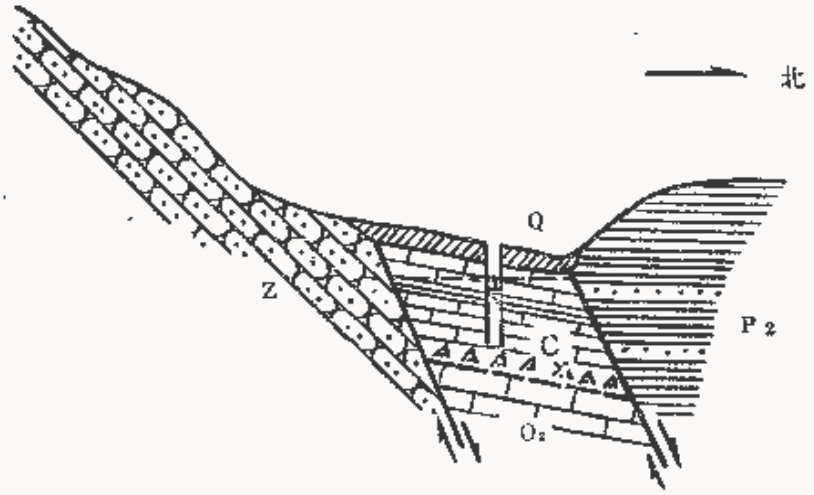


图 71　河南密县刘沟井剖面图

（据河南地质局水文地质队密县地质组）

O—第四系；P_2—上二叠统页岩、砂岩；C—石炭系页岩、灰岩；O_2—中奥陶统灰岩；Z—震旦系石英岩

蓄水构造相似。

第七节　接触型蓄水构造

接触型蓄水构造，包括侵入接触带蓄水构造、岩脉蓄水构造及不整合接触蓄水构造。现分别叙述如下。

一、侵入接触带蓄水构造

基岩找水经验证明，在适宜条件下，火成岩体与围岩的接触带埋藏有比较丰富的地下水。因为这些地方有比较发育的裂隙，具有储集地下水的空间。这种靠侵入岩体与围岩接触带的岩石裂隙储集地下水的蓄水构造，就是侵入接触带蓄水构造。侵入于强透水岩层里的火成岩体，如果处在地下水流的下游，就会对地下水起阻拦作用，使地下水在强透水岩层里富集起来，形成阻水型蓄水构造。这在前面已经讲过了。而侵入于弱透水或不透水围岩里的火成岩体，其接触带常有裂隙发育，具备蓄水条件，形成侵入接触带蓄水构造。但也有一些侵入岩体与围岩接触带的岩石裂隙并不发育，不能形成蓄水构造。接触带的含水性是由侵入岩体

的产状、围岩的岩性、接触变质程度和类型，及后期构造变动情况等因素决定的。

接触带岩石的裂隙通常是由以下几个原因形成的：

（1）岩浆侵入时对围岩产生挤压作用，使接触带附近的围岩产生肿胀裂隙，形成一个宽度不大的裂隙带。

（2）由于接触面两侧岩石力学性质的差异，在后期构造变动中，常因沿接触面相对滑动而形成构造裂隙密集带。

（3）由于岩浆侵入，使接触带的围岩产生接触变质，岩性变硬变脆，在后期构造变动中易产生破裂变形，形成裂隙。如南京东郊青龙山一带的上三叠统黄马青组粉砂岩，由于附近有大面积中酸性侵入岩体穿插，使含泥质成份较多的粉砂岩变质硅化，质地变硬变脆，断层、裂隙发育。钻孔深 180 米，涌水量为 1300 吨/昼夜。

（4）火成岩体与石灰岩的接触变质带中，常含有硫化矿物，如黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿等。这些矿物氧化后产生硫酸，含于地下水中，增强了地下水对石灰岩的侵蚀性，促使岩溶发育。因此，在接触带附近的石灰岩中形成较大规模的富水带。随着远离接触带，石灰岩的富水性逐渐减小。如河北沙河县王窑铁矿区，经群孔抽水试验得知，石灰岩富水性最大的地方是在靠近闪长岩体的含矿接触变质带中。

（5）由于晚期岩浆活动，在围岩接触带中常有岩脉群沿裂隙侵入，在以后的构造变动中常形成裂隙发育带，尤其是脆性岩脉，更是如此。

现以河北张北县永泰昌公社及对口淖公社出露的花岗岩与片麻岩接触带为例，说明接触带蓄水构造的富水性。这条接触带呈近南北向延伸，长约 10 公里。接触带以东，分布着大面积海西期花岗岩体，其上面的太古代片麻岩围岩，因长期剥蚀而不存在。花岗岩直接出露地表，形成低山丘陵。接触带以西，分布着大面积太古代片麻岩，组成山前坡岗洼地及盆地。花岗岩与片麻岩呈犬牙交错状接触，处在山前半坡部位，如图 72 所示。据打

在接触带上的三合庄大口井揭露，上部为青灰色黑云母斜长片麻岩，下部为花岗岩脉沿片麻岩节理裂隙侵入充填。花岗岩脉的宽度一般为0.1—0.4米，小于0.1米的脉体多达每平方米3—5条。岩脉相互交叉、截接，向深部变宽变密，向上渐疏、尖灭，说明其与深部花岗岩体有不可分离的株枝联系。花岗岩脉坚硬性脆，解理裂隙发育，成为接触带富水的重要条件。永泰昌公社白庙滩接触带上的一眼大口井，井径10×6米，井深13米，水位埋深10米，出水量为350吨/昼夜。对口淖公社大哈尔胡同南山坡接触带上的一眼大口井，井径10×4米，井深8米，水位埋深5米，出水量为500吨/昼夜。永泰昌公社三合庄大队共开凿这种类型的大口井十眼，一般井径4×4米，井深8—12米，水位埋深5—12米，单井出水量为200—250吨/昼夜。打在接触带两侧花岗岩或片麻岩中的大口井，水量均不大，成井率很低。

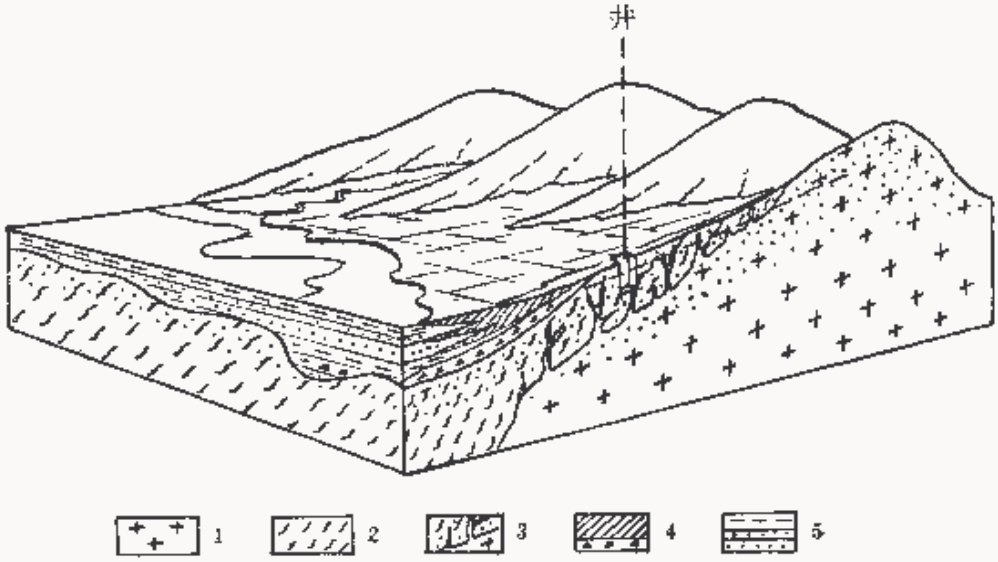


图 72　河北张北县永泰昌公社侵入接触带蓄水构造立体示意图

（据贾佳林）

1—海西期花岗岩；2—太古界片麻岩；3—花岗岩与片麻岩接触带；4—山前坡积层；5—松散的河湖相沉积物

须指出，不是所有侵入接触带都可成为蓄水构造的。有些侵入接触带不具备裂隙发育的条件，尽管其规模很大，也不能构成蓄水构造。

二、岩脉蓄水构造

岩脉（包括岩墙）在水文地质方面具有重要意义。岩脉有含水的，有不含水的。含水的岩脉形成岩脉蓄水构造。有的岩脉虽然不含水，但它在强透水岩层之中起阻水作用，可形成阻水型蓄水构造，这在前面已经讲过了。

岩脉蓄水构造，是指岩脉本身及其接触带具备蓄水条件的蓄水构造，即以岩脉裂隙带为含水介质的蓄水构造。在大面积弱透水岩层，如深成侵入岩、区域变质岩及砂页泥岩分布区，寻找岩脉蓄水构造是一个很重要的找水方向。在强透水岩层分布区，岩脉多起阻水作用，但在靠近岩脉的围岩接触带里，往往裂隙更发育，成为阻水型蓄水构造的富水带。

岩脉裂隙带一方面起储水作用，形成岩脉裂隙含水带；另一方面又起汇水作用，将围岩中的分散之水汇集于岩脉含水带内，形成有开采价值的地下水源。此外，有些岩脉穿插于透水岩层与隔水岩层互层的地层中，可起导水作用。这种岩脉含水带地下水的来源就很充足。

岩脉含水带的裂隙通常是由下列几个原因形成的：

（1）某些脆性岩脉在冷凝成岩过程中，形成冷缩成岩裂隙。

（2）岩脉侵入过程中对附近围岩产生挤压作用，在围岩接触带中形成一个宽度不大的裂隙带。这个裂隙带的宽度一般不超过1—3米。

（3）岩脉形成以后，受后期构造变动时，常沿着接触面产生滑动，因而沿滑动面及其两侧（包括岩脉本身）产生新的张性和张扭性构造裂隙。尤其是脆性岩脉，这种裂隙往往很发育。

（4）由于岩脉多是沿着岩层中已有的断裂破碎带（尤其是张性断裂）侵入的，所以在岩脉两侧的围岩中往往还保留有一部份原有的构造裂隙。

上述四种裂隙中，以后期构造裂隙及侵入挤压裂隙对形成岩脉含水带最有意义。含水带的富水部位，多系地形低洼、易汇水处，且为岩脉两侧的接触带，尤其是脉壁附近。

岩脉的水文地质类型有以下几种：

1．汇水岩脉

侵入于弱透水岩层中的岩脉，由于岩脉及围岩接触带的裂隙较发育，对两侧弱透水围岩中的地下水可起汇集作用。例如片岩、片麻岩中的长英岩脉，花岗岩中的石英岩脉，砂页泥岩中的闪长岩脉、辉绿岩脉、煌斑岩脉及各种玢岩脉等。它们经后期构造变动后裂隙较发育，一般起汇水作用。

2．导水岩脉

侵入于强透水岩层与不透水岩层互层地层中的岩脉，如穿插于灰岩与页岩互层地层中的辉绿岩脉、闪长玢岩脉等，常沿脉壁裂隙带导水，使各层灰岩中地下水发生水力联系。

3．阻水岩脉

侵入于强透水岩层中的岩脉，由于岩脉的透水性比围岩地层的透水性弱，所以对围岩含水层中地下水的运动起阻拦作用。如石灰岩中的各种岩脉一般都是阻水岩脉。

4．无水岩脉

侵入于塑性较强的不透水岩层中的基性岩脉，在未经后期构造变动时，一般不具备含水条件。

岩脉的含水性是比较复杂的，决定于许多因素。一般地说，脆性的岩脉比柔性的岩脉富水性强；酸性岩脉比基性岩脉富水性强，中性岩脉介于二者之间；岩脉延伸长的比延伸短的富水性强；在地质历史上晚期形成的岩脉比早期形成的富水性强；经过构造变动的比未经构造变动的富水性强。在具体分析判断岩脉的富水性时，我们应当从实际出发，对具体问题作具体分析。如福建漳州市北郊，为一燕山期花岗闪长岩强烈风化的丘陵区。有一组彼此平行的石英正长斑岩岩脉侵入。岩脉呈北东20—30度延伸，一般单宽10—30米，有的小于1米，被若干条北西向张扭性断裂微微错断。岩脉坚硬性脆，不易风化，常构成丘陵的脊部。其两侧围岩受挤压而破碎。岩脉生成后又经受了强烈的构造变动，产生了不同程度的错断、碎裂及硅化等现象。裂隙比较发

育，充填物少。钻孔抽水结果，单孔涌水量为100—200吨/昼夜。有的钻孔涌水量达421吨/昼夜（图73）。福州某医院一钻孔，打在石英正长斑岩岩脉及脉壁上，日出水量400余吨。惠安涂寨化工厂的钻孔，也打在这种岩脉及脉壁上，单孔日出水量达2000吨。东山岛一个裂隙泉，出露在石英岩脉附近，经扩泉建井揭露，其下为黑云母花岗岩，有细粒花岗岩脉及石英岩脉侵入，水从岩石裂缝中流出，井深挖至9米时，涌水量达2000吨/昼夜。广东桂山岛，历来都靠从大陆运水解决生活用水问题。后来在花岗岩中的石英岩脉出露处开凿了大井，获得水量50吨/昼夜。山东淄博市淄川区磁村公社，在大面积侏罗系砂岩中

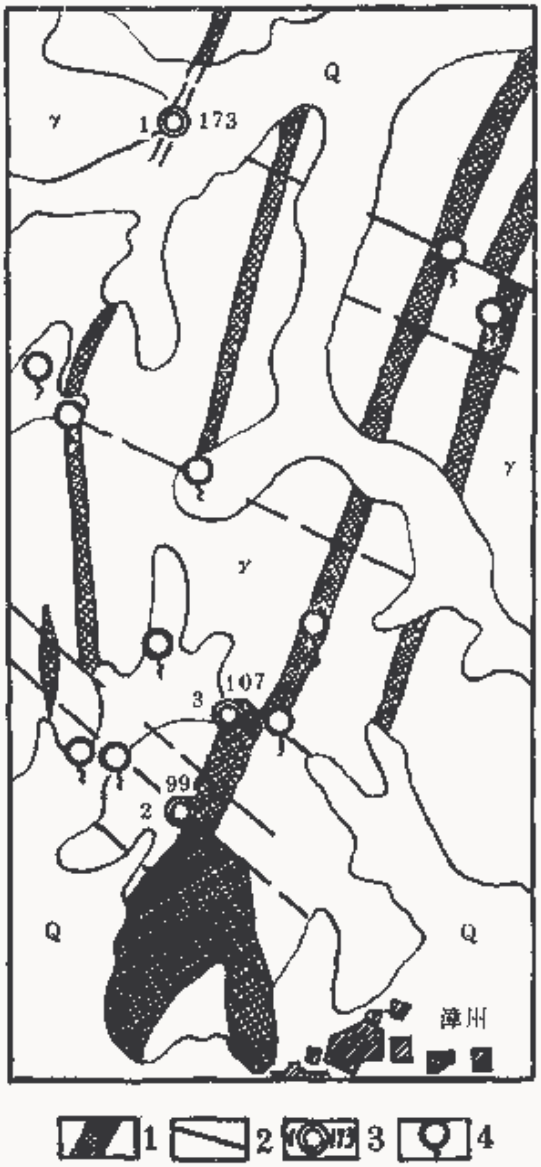


图 73　福建漳州市附近水文地质图

（据福建地质局水文地质队）
1—石英正长斑岩岩脉；2—张扭性断裂；3—钻孔，左侧为孔号，右侧为涌水量（吨/昼夜）；4—泉
Q—第四系松散层；γ—花岗闪长岩

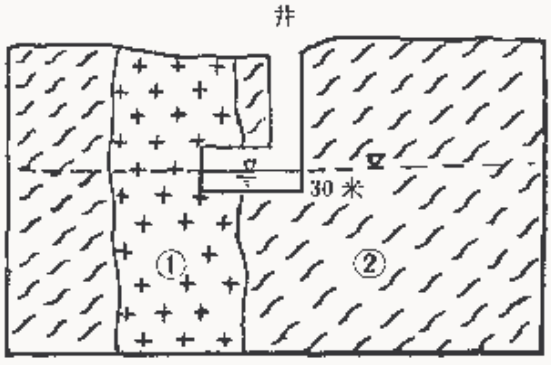


图 74　河北曲阳县阳平中佐村东岩脉蓄水构造

（据保定地区水利局）
①—伟晶岩脉；②—片麻岩

的闪长岩脉分布地段凿井，深 8 米，获得水量80吨/时。河北曲阳县阳平中佐村东水井，打在宽十多米的伟晶岩脉与片麻岩接触带处，水量相当丰富，如图 74 所示。在没有打到接触带时，水量很少，后来向接触带掏平硐至接触带处，水量增大，但还不够使用。又在伟晶岩脉中顺着接触带掏了几十米平硐，水量增加好几倍，出水量达到每昼夜 1500 吨左右。

三、不整合接触蓄水构造

在基岩地区，有时在新、老地层间的不整合接触面上也能找到地下水。这是因为不整合构造具备了蓄水条件的缘故。其条件一般是：不整合面之下的老地层为相对不透水岩层，不整合面之上的新地层的透水性相对较强；不整合接触面凸凹不平；有良好的补给条件。这样，在不整合面之上就可积蓄地下水。这样的蓄水构造就是不整合接触蓄水构造。不论是角度不整合（不整合）还是平行不整合（假整合），只要具备了上述条件，都可以构成蓄水构造。如河北张北县永泰昌公社二八地大队苏计村南山坡上有一泉水，后被扩挖成井。揭露的地层，上部为中侏罗统安山质凝灰角砾岩，节理裂隙发育；其下面是前震旦纪粗粒花岗岩。二者为不整合接触，不整合面呈波状起伏。花岗岩风化成粘土状，

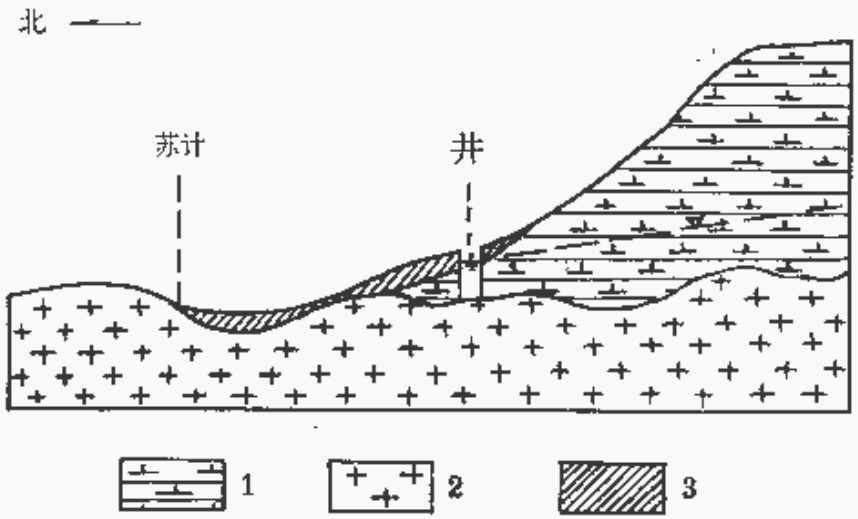


图 75　河北张北县永泰昌公社苏计村南不整合接触蓄水构造剖面图

（据贾佳林）

1—安山质凝灰角砾岩；2—粗粒花岗岩；3—坡积物

成为隔水岩体。它托住了凝灰角砾岩中的地下水，并使其富集。因此水量比较充沛，如图75所示。不具备上述蓄水条件的不整合构造，不能构成蓄水构造。如当不整合接触面的上、下全为不透水岩层，或全为透水性较强的岩层时，就不易蓄积地下水。当不整合面之下的老地层透水性较强（如石灰岩），不整合面之上的新地层为不透水岩层（如粘土质岩石）时，也不易积蓄地下水。我国华北的中奥陶统石灰岩与中石炭统粘土岩之间的假整合接触，就是这种情形。

在构造变动轻微的地区，不整合接触蓄水构造中地下水的富集作用，在很大程度上取决于接触面古地形的起伏情况。古地形的低洼处，如埋藏的古侵蚀谷、古洼地、古坳谷等，对地下水的富集最为有利。如河北张北县及内蒙古锡林郭勒盟中部地区的熔岩台地，有些地方玄武岩直接覆盖在第三纪或第四纪初期形成的粘土之上。由于玄武岩喷发前古地面不平，存在有古沟谷和洼地，地下水就在充填古沟谷洼地的裂隙玄武岩中富集，形成沿着古沟分布的裂隙水富集带，如图 76 所示。

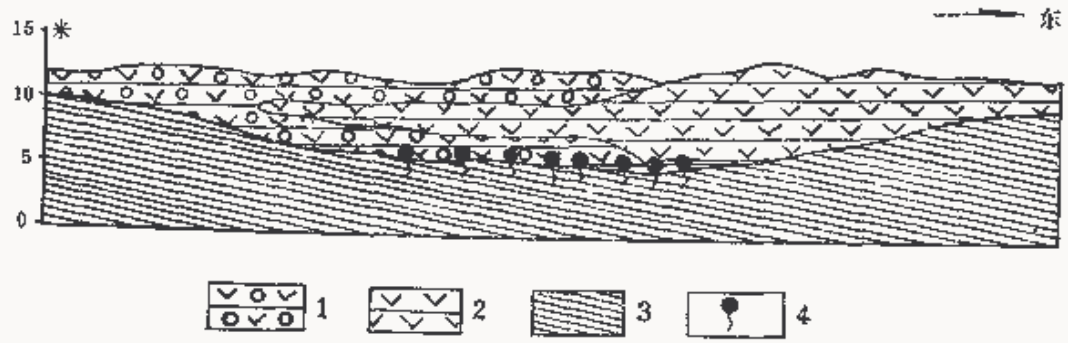


图 76　内蒙古锡林郭勒盟哈玛尔布拉克玄武岩地下水富集及泉的露头剖面图

1—气孔玄武岩；2—致密玄武岩；3—杂色粘土；4—泉

第八节　风化型蓄水构造

风化型蓄水构造就是以基岩风化裂隙带作为含水层，以其下面未风化的新鲜不透水岩石作为隔水边界而构成的蓄水构造，如

图 77 所示。风化带蓄水构造主要形成于弱透水的基岩地区。在强透水的基岩地区，地下水能下渗于深部构造裂隙含水层或岩溶含水层中，不易在风化带中保存。风化型蓄水构造分布广泛，水位浅，便于开采利用。虽然水量一般不大，但作为分散的山区居民生活用水和农牧业用水的水源还是非常有意义的。

1．风化带裂隙水的特征

风化带裂隙水的特征是由风化裂隙的特征所决定的，主要表现在以下几个方面：

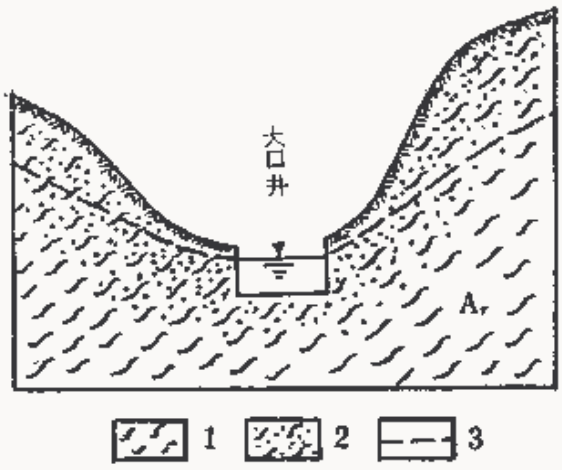


图 77　风化型蓄水构造

（山东肥城县王庄大口井水文地质剖面）
1—太古界片麻岩；2—片麻岩风化带；
3—地下水水位

（1）风化带裂隙水以潜水为主，具有统一的连续的地下水面。地下水面形状随地形起伏而缓慢变化。在有隔水岩层（主要是第四系）覆盖的低洼地方，也可以形成承压水。

（2）因风化裂隙随深度增大而逐渐减弱，所以风化裂隙含水带和下面隔水的新鲜岩石之间没有明显的分界线，是呈渐变的过渡关系。在深成侵入岩中，风化带透水性较大的部位是半风化带，全风化带和微风化带的透水性都较弱。风化带裂隙水与其下面的基岩构造裂隙水有密切的水力联系。它们可以相互补给，成为统一的含水体。

（3）风化带裂隙水的运动受地形因素的控制。汇水地形的低洼部位一般就是地下水富集的地方，也常常是排泄的地方。在陡坡和山脊上一般不易保持风化带裂隙水。

（4）风化带裂隙水一般埋藏不深，便于开采利用，尤其适于用人工大口井开采。但其单井出水量一般并不很大，所以以分散开采为宜。

（5）风化带裂隙水以大气降水为主要补给来源。其水位、水量均随季节变化，受气候影响很大。雨季地下水位上升，水量增大，甚至溢出地表成泉；旱季则水位下降，水量大减，甚至干枯无水。

2．风化带含水因素

风化带的含水性决定于风化带裂隙的发育程度、透水性及风化带所处的地形部位。风化裂隙的发育程度与岩性和地质构造条件有关。

（1）岩性因素　在风化营力作用下，岩石风化裂隙的发育强度主要取决于岩石的抗风化能力，尤其是抗物理风化能力的强弱。一般地说，在相同的风化营力作用下，坚硬的粗粒结晶岩石，例如火成岩、变质岩等，风化裂隙较发育；软塑的泥质岩石风化裂隙不发育，并且其裂隙多被泥质充填，透水性弱。结构致密的坚硬岩石抗风化能力较强，在无构造裂隙存在时，风化裂隙发育也较差。可溶性岩石（石灰岩、大理岩）的风化主要表现在化学溶蚀方面，形成特殊的岩溶风化壳，其透水性最强。

因此，在无构造破坏的条件下，在大面积岩性均一的地区，风化裂隙的发育强度及深度也是比较均匀一致的。在这种情况下，风化裂隙水的埋藏和分布主要受地形因素的控制，找水时要找地形的汇水部位。在由性质不同的多种岩石组成的地区，由于差异风化，使那些抗物理风化能力弱的岩层风化裂隙发育，面且发育深度也大(图78)。在这种地区，岩性因素也能控制风化裂隙水的埋藏和分布，找水时除了找地形汇水部位外，在风化带不发育的地区要找易风化的岩石；在风化壳很厚的全风化带里，要找不易风化的岩石。

（2）地质构造因素　岩石中的构造裂隙和成岩裂隙给风化营力的侵入创造了条件。因此，风化裂隙总是首先继承构造裂隙或成岩裂隙发展起来。凡是构造裂隙和成岩裂隙发育的地方，风化裂隙发育的深度和强度都比较大。如断裂破碎带（图78）、断层交会带、扭性节理密集带、背斜轴部张裂隙带等，都是风化裂

隙局部加强和加深的地方。在这些地方常形成袋状风化带。

因此，在经过构造变动的地区寻找风化带裂隙水，除了地形汇水条件外，还要寻找构造破碎带。这里不但有构造裂隙水，也是风化裂隙水富集的地方。在开采风化裂隙水时，可以得到深部构造裂隙水的补给，水量比较大。

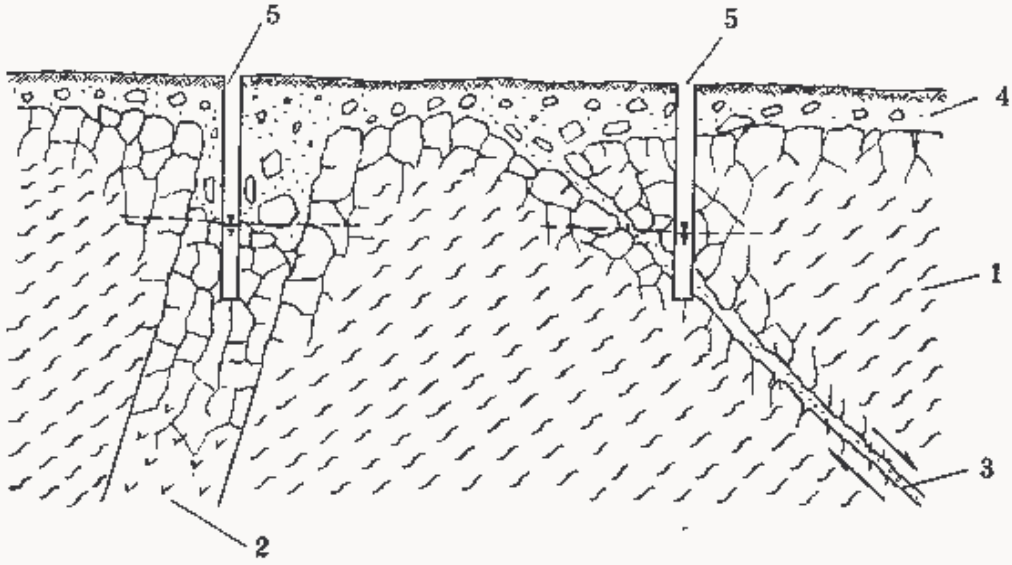


图 78　由于差异风化而形成的风化型蓄水构造示意剖面图

1—新鲜片麻岩；2—易风化的岩脉；3—断层；4—风化残积物；5—水井

（3）地形因素　风化裂隙水的运动、埋藏和分布与地形的关系最为密切。在起伏平缓的风化剥蚀地形区，如波浪状低缓丘陵区，岩石风化带比较发育，厚度也较大，所以风化裂隙水分布较普遍。在起伏急剧的侵蚀山区，陡坡与山脊上的基岩风化带多已被侵蚀掉，或只保留部份弱风化带，不易保持地下水。仅在侵蚀作用较弱的平缓谷坡脚下、平坦的分水岭地区及一些构造破碎的地方，才保留有较厚的风化带。在这种情况下，风化裂隙水的分布具有局限性。

因为风化裂隙水的运动受地形控制，所以地下水主要富集于汇水地形的低洼部位，如谷地、洼地、掌心地、簸箕地等。而在山脊、陡坡地带的风化带中，则不易保持地下水。虽然这里同样接受降雨补给，但因地下水的运动属于散流型，风化带将很快被

疏干，成为透水不含水的岩石。因此，在弱透水的岩层地区寻找风化带裂隙水，利用汇水地形找水的效果是比较好的。

第九节　岩溶型蓄水构造

在大面积巨厚层碳酸盐类岩石分布地区，如果把全部可溶性岩层都当作一个含水层来看待，显然是很不够的。这样做就无法解决生产上所提出的各种具体问题，因为岩溶的分布和发育是非常不均匀的。因此，在大面积巨厚层碳酸盐类岩层分布区，必须把含水的强岩溶带作为独立的蓄水构造类型来考虑。即在同一可溶岩层中，把岩溶发育带看作是蓄水构造含水的空间条件，把岩溶不发育带看作是相对隔水的边界条件，再加上补给条件就构成了岩溶型蓄水构造。

岩溶型蓄水构造分为两种类型：（1）岩溶地下河（也叫做暗河或阴河）。主要分布在我国南方岩溶地区，北方较少；（2）岩溶径流带。主要分布在我国北方岩溶地区，南方也有分布。

一、岩溶地下河

岩溶地区的地下河，千百年来一直是世界各国水利学者都感头痛的问题。在这种地区，旱季土地龟裂，禾苗枯焦；雨季地下河水从“天窗”大量溢出，淹没农田，积涝成灾。近十年来，我国对岩溶地下河的探索和研究，取得了很大进展。广西水文地质队曾对开发岩溶地区地下水问题进行了大胆而有效的探索。总结了一整套在岩溶地区开发利用地下水的工作方法。广西扶绥县水利局，曾组织岩溶地下河调查小组，查清了全县十一条地下河的分布情况，并编出一张全县地下河分布图（图79），为开发全县地下河提出了确切的依据。

下面，我们以广西都安地苏地下河系为例，介绍岩溶地下河的基本情况。

如图80所示，地苏地下河系是由一条主流和十一条比较大的支流组成的，形状为不对称的树枝状。由于百分之八十的补给

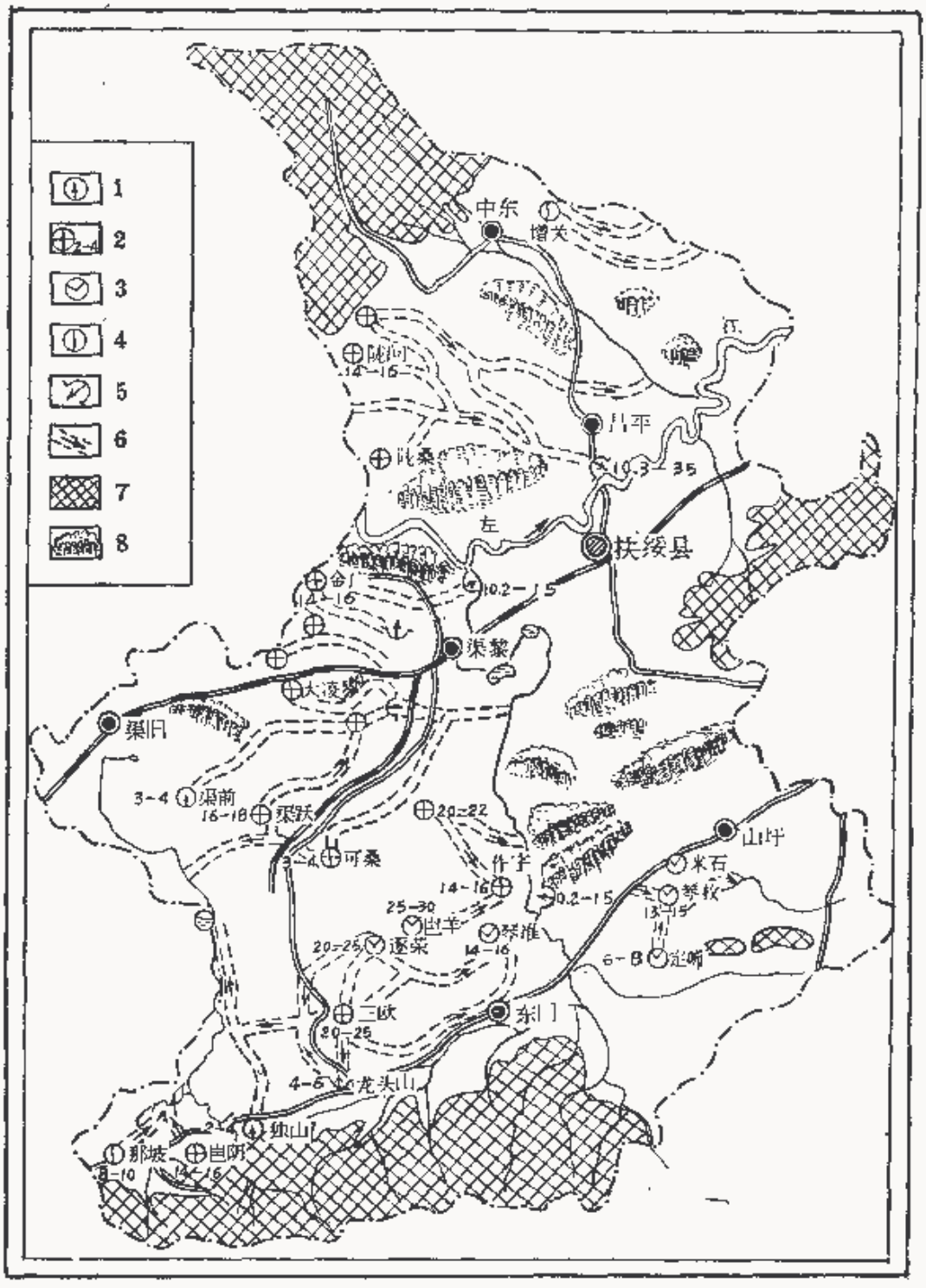


图 79　广西扶绥县地下河与天然水点关系图

（据广西地质局水文地质队）

1—常年泉水及流量（米³/秒）；2—地下水点及水位埋深（米）；3—漏斗及地下水位埋深（米）；4—季节性泉水及流量（米³/秒）；5—地下河出口及流量（米³/秒）；6—地下河及流向；7—砂岩及砂页岩分布地区；8—石灰岩露头

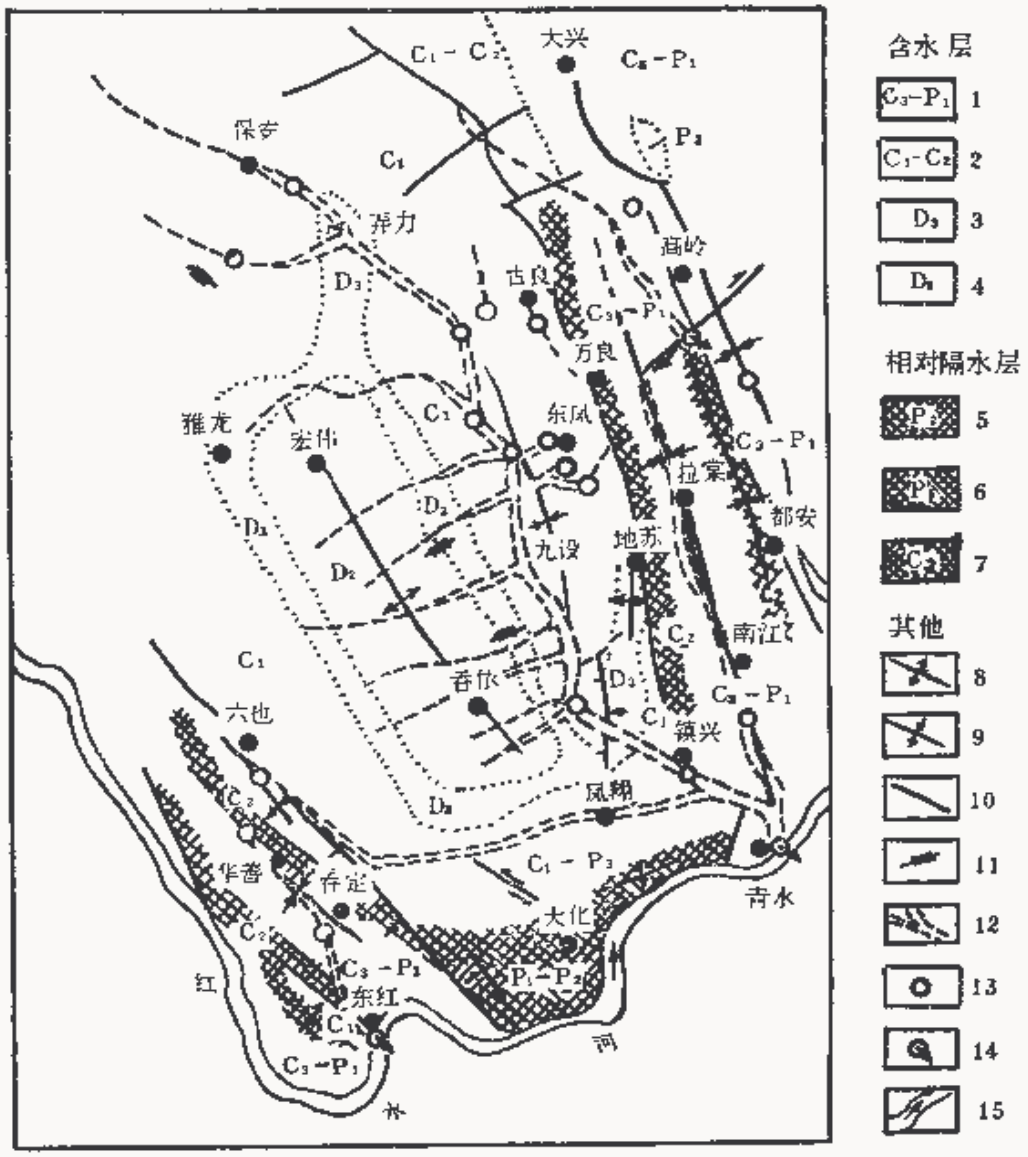


图 80　广西都安县地苏地下河系图

（据广西地质局水文地质队桂西找水组）

1—上石炭统、下二叠统灰岩夹白云岩；2—中、下石炭统灰岩；3—上泥盆统灰岩夹白云岩；4—中泥盆统白云岩、灰岩；5—上二叠统砂页岩；6—下二叠统，在大化地段为相变的薄层硅化灰岩；7—中石炭统大埔白云岩；8—背斜轴；9—向斜轴；10—断层；11—裂隙；12—地下河道；13—地下河天窗；14—地下河出口；15—地表河流

面积分布在主流西侧，所以大部份（九条）支流都沿北东70度方向平行排列于主流西侧，仅有二条支流分布在主流东侧。补给范围跨地苏、大化、六也、雅龙、七百弄及保安等六个公社，总汇水面积为1000平方公里。地下河总出口位于地苏公社青水大

队的红水河边，枯水期最小流量为4方/秒，洪水期最大流量为390方/秒。

河系的主流发源于西北部的七百弄山区，沿构造线由西北向东南流。上游沿保安谷地沿伸，中下游由于受到大埔白云岩的阻隔，使主流不能沿地苏、南江谷地至青水出口，而是违反表里分水岭一致性的一般规律，直穿地苏谷地的西部山区，沿地桐—九送向斜和镇兴断层条形洼地至青水总出口，总流程长达45公里。

河系的各个支流在不同地段汇入主流。因其所在的部位不同，主导岩溶的构造条件也不同，所以支流的流向也不尽相同。在复背斜翼部的地下河支流，因其受层位裂隙控制，岩层走向支配着地下河的流向。复背斜轴部的地下河支流，受50—70度的垂直构造裂隙控制。

地苏地下河系是地苏—六也地区地下河的运动通道网。它起着排泄本区所有地下水、地表水的作用。由于有良好的接受大气降水补给的岩溶地形条件，使几乎百分之百的大气降水从地下排走。这样每年就必须排泄十七亿方地下水入红水河（按历年平均降雨量为1700毫米计算）。地下河的排泄能能力取决于地下河道的大小、形状及坡降。

该地下河的通道，总的看是主流大于支流，下游大于上游。根据推算，其主流中、下游的通道横断面相当于直径为9—18米的管道。它的埋藏深度，均在枯水位以下，一般低于地面50—100米。地下河的坡降，各个地段也不一致：上游、支流坡降大，一般为5—12‰，常造成局部跌水；主流的中、下游坡降小，平均为0.5‰，流速甚微。暴雨季节，由于上游局部地区河道排水不及，洪水溢出地面，使个别弄场受涝；下游河道更无法排泄上游汇来的300方/秒的洪水流量，使洪水从各个天窗外溢，汇入地势较低的地苏河谷，以致积水成涝。

地苏地下河系的天窗共有200多个，见跌水流动的仅有四个。属主流的天窗有20多个，一般都出露在主流和支流的交汇处。由于构造对本区的岩溶起控制作用，地下河主流的天窗具有

深、大、陡三个特征。深是指洞底发育很深，一般大于50米，弄冲楞可测深度为150米，低于红水河底50米；大是指口径大，一般大于5米，最大溢洪量为10—30方/秒；陡是指洞壁陡直，一般大于70度，呈竖井状。

地苏地下河系的动态变化特征有以下几点：

（1）随季节变化　由于大气降水是地下河唯一的补给来源，所以动态变化完全受季节性降雨的支配。地下河的水位、水量动态变化曲线与季节性降雨量变化曲线完全一致。旱季，雨量少，地下河的水位降低，流量小；雨季，降雨多，地下河的水位高，流量大，且由于降雨的集中性，动态变化频繁。

（2）地下河下游镇兴、青水一带，由于接近地下河出口，水位变化受红水河水位变化的控制，与红水河水位的动态变化相似，年水位变幅也接近红水河水位的变幅。

（3）变幅大　由于降雨集中、补给面积广及通道有限等因素的影响，使地下河的水位、水量变幅很大。下游年水位变幅35米，上游年变幅最大为100米。地下河的枯水流量与洪水最大流量相差125倍。地下径流模数的最小值与最大值也相差125倍。反映出岩溶山区地下河的剧变动态特征。但在以裂隙岩溶水为主的拉棠—南江、古良—万良支流的上游，年水位最大变幅为5—10米，动态比较稳定。

（4）地下河与地表河的互相转化　地苏地下河系支流多，汇水面积广，主流通道有限，坡降小。在暴雨季节，洪水排泄不畅，上游来的大量洪水从各个天窗外溢，流入地苏谷地，形成地表河（地苏河）。旱季，主流通道起主要排泄作用，水位急降，地下河水位低于地表河水位，导致地苏河水向山里倒流，最大倒流量达3—4方/秒。地表河逆流倒灌，转化为地下河，是地苏地下河系独特的动态特征。

从上述这个典型实例中，我们基本上可以了解到岩溶地下河的一些重要特征，即：空间分布的不均匀性；时间动态的不稳定性；地下水与地表水互相转化的敏捷性。

地下河的许多特征，在地表往往都有反映。如地下河天窗的出露、各种岩溶形态（条形洼地、串珠状洼地、溶井，落水洞等）有规律地分布、地下低水位槽谷的存在等等，都是寻找地下河的线索。通过地表及深洞调查、连通试验、动态观测等，经过分析对比，地下河的来龙去脉是可以逐步查清的。

地下河是丰富的地下水资源。广大人民群众在改造利用地下河的斗争中，创造了各种开发地下河的方法。主要的方法有：

（1）对于埋藏深、变幅大的地下河水，为了适应水位暴涨暴落，保证抽水机械正常工作，可在地下河天窗修建绞车道泵房或在天窗内修造水泥船泵房。

（2）对于埋藏浅、变幅小的地下河水，可在地下河天窗建机灌站，直接提取地下河水。

（3）在地质条件适宜的地下河出口或天窗筑坝，堵截地下河通道，抬高水位，用以灌溉和发电。

（4）在没有天窗出露的地下河隐伏地段，可采用钻井开采地下河水。

二、岩溶径流带

在我国北方，由于岩溶发育的特点与南方不同，所以象南方那样典型的岩溶地下河系是比较罕见的。北方的岩溶型蓄水构造主要是岩溶径流带，或叫做岩溶地下水脉。

岩溶径流带就是沿着地下强岩溶带分布的相对富水的条带状富水带。它反映了在大面积巨厚层碳酸盐类岩石分布区岩溶地下水埋藏、分布的不均匀性和规律性。由于我国北方的气候条件和地质条件与南方不同，北方的地下岩溶含水空间主要是大量分布的溶蚀裂隙，其次才是溶洞。地下水没有开拓出象南方那样完整的地下河通道系统，而只是开拓出大量网脉状的溶蚀裂隙和部分小型溶洞相互交接的强岩溶带。这种强岩溶带就是岩溶地区的相对富水带和强径流带，因为它常呈条带状分布，所以又称岩溶地下水脉。岩溶径流带实际上就是比较均匀的岩溶含水地块与岩溶地下河之间的过渡形式，亦即尚没有发展成为岩溶地下河的岩溶

地下水集中径流带。因此，岩溶径流带虽然没有地下河那样完整的洞穴通道系统，但也有一些与地下河相似的特征。岩溶径流带时宽时窄，宽度变化很大。它与两侧岩溶化程度较弱的岩石之间没有明显的界线，是逐渐过渡的。它虽然也有主脉、支脉之分，但不如地下河主、支流那样分明。由于沿岩溶径流带的径流排泄比较通畅，所以沿岩溶径流带也形成相对的低水位带。径流带中间的水位比其两侧的水位低，横断面上水位呈槽谷形。岩溶径流带的下游直接或间接地通向地下水排泄口——岩溶泉，水力坡度一般较小，不超过1‰。岩溶径流带下游地下水的动态年变化幅度较小，上游及两侧年变幅较大。由于岩溶径流带地下水径流条件相对较通畅，地下水中含氡值低（一般为1埃曼）。

河北峰峰黑龙洞泉域（图81）和邢台百泉泉域均发现有受断裂构造或接触带控制的岩溶径流带。

黑龙洞泉群位于河北峰峰市滏阳河源，在两平方公里范围内出露大小泉眼60余处，最大的有四、五处。总流量经常为7—9方/秒，最枯流量4.6方/秒，雨季流量为11方/秒，最大流量119.3方/秒（1973年11月30日），为该泉群流域岩溶地下水的总排泄口。初步发现，从黑龙洞泉群向流域内伸出若干支岩溶径流带，汇集全流域的地下水。北支为鼓山东侧径流带，它汇集鼓山东侧的地下水；西北支为徘徊、崔炉、四矿径流带，它汇集阳邑、固义、徘徊、崔炉一带地下水，并在九山北部与西支汇合；西支为九山东侧王风、羊角铺径流带，它汇集西部九山的地下水；南支径流带汇集李珍以北漳河一带的地下水。这些岩溶径流带的共同特征是：含水丰富，径流通畅，水位较低，呈槽谷形，水位年变幅较小，地下水含氡值低。此外，在北部杨二庄以北有自北向南的上团城、上泉、店头、杨二庄径流带。这条径流带向南遇杨二庄断层阻水构造，使地下水位抬高，造成一部分地下水从白龙洞泉溢出（现因工厂供水而干涸），但大部分绕漏于杨二庄断层的南侧，归属黑龙洞泉群排泄范围。

邢台百泉泉群总流量一般为4—6方/秒，最枯流量为3.14

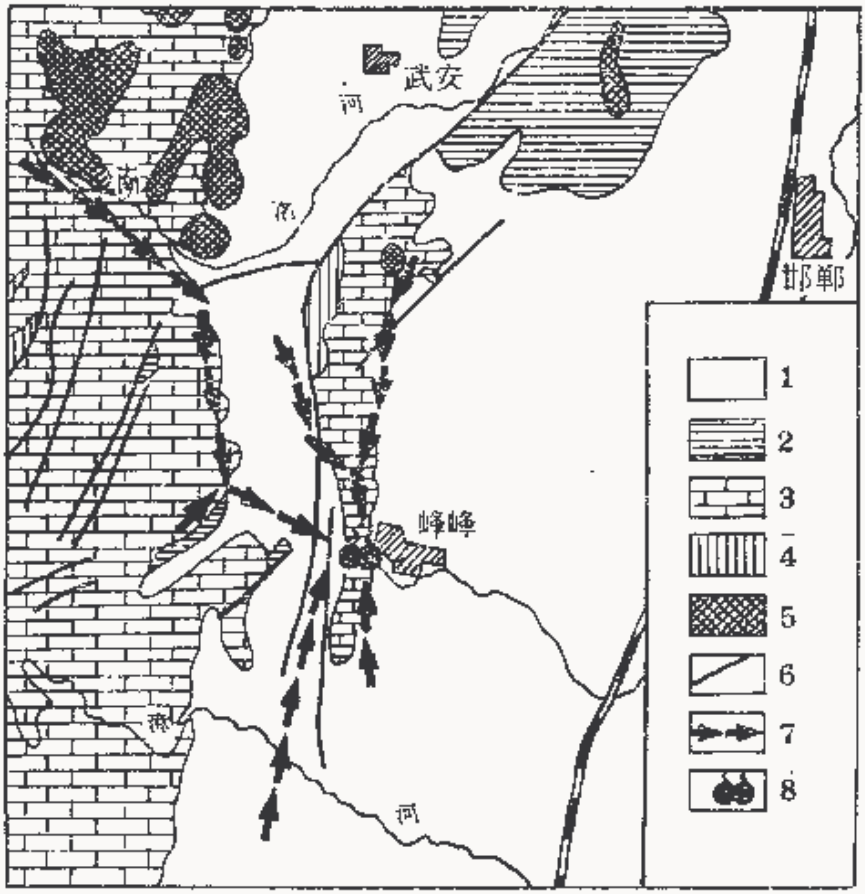


图 81　河北峰峰黑龙洞泉群流域的岩溶径流带平面图

1—第四系沉积物（其下伏岩层为石炭二叠系砂页岩）；2—石炭系和二叠系砂页岩夹煤层（其下伏岩层为奥陶系石灰岩）；3—奥陶系石灰岩；4—寒武系页岩夹灰岩；5—闪长岩体；6—断层；7—岩溶径流带（岩溶地下水脉）；8—黑龙洞泉群

方/秒，最大流量为 11.525 方/秒，为百泉流域岩溶地下水的总排泄口。现已发现的岩溶径流带有 2—3 支，即：北洛河、郭二庄、王窑、中关岩溶径流带；矿山村、西石门径流带等。这几支岩溶径流带均在地质构造的控制下大致从西南向东北汇于百泉。

我国北方的岩溶径流带，由于不象南方地下河那样在地表上有很多迹象显示，所以目前人们对它的认识还是很肤浅的。有关这方面的实际资料不多。但是，岩溶径流带的存在确是无疑的，只不过是我们发现的还不够多，对它的了解还很不深入、不全面而已。这是一个今后值得深入研究的问题。

第十节　复式蓄水构造与联合蓄水构造

上述各种蓄水构造都是单式蓄水构造。我们在实际工作中所遇到的往往不仅是单式蓄水构造，还有许多是由单式蓄水构造组合起来的蓄水构造。有两种组合形式，即复式蓄水构造和联合蓄水构造。

一、复式蓄水构造

当一个蓄水构造是由几种不同类型的单式蓄水构造复合而成，这种蓄水构造就是复式蓄水构造。如沿着断层破碎带发育的风化带蓄水构造，可称之为断层风化带蓄水构造；向斜含水岩层中的断裂蓄水构造，可称之为向斜断裂带蓄水构造。以此类推，还有背斜断裂带蓄水构造、单斜断裂带蓄水构造、断层接触带蓄水构造、岩脉风化带蓄水构造，等等。总之，复式蓄水构造可根据组成他们的单式蓄水构造的名称给予适当的复合名称。

复式蓄水构造的蓄水条件比单式蓄水构造的蓄水条件优越，因为它是两种或多种单式蓄水条件的复合，所以它的蓄水量通常都较同样规模的单式蓄水构造大。

二、联合蓄水构造

几个蓄水构造之间，由于存在导水构造而发生水力联系，使各个蓄水构造的地下水可以互相补给。当开采其中某一个蓄水构造的地下水时，其他蓄水构造的地下水就通过导水构造向这个蓄水构造补给。这种蓄水构造，就是联合蓄水构造。参与联合的各个单式蓄水构造，可以是同类型的，也可以是不同类型的。一般说来，处在同一个水文地质单元中的各个蓄水构造之间，多数都是具有某些水力联系的。当他们之间的联系比较密切时，就可以看作是联合蓄水构造。但也有不具水力联系的，如上层滞水的蓄水构造之间就很少有水力联系。在这种情况下，就不能形成联合蓄水构造。

联合蓄水构造的地下水量一般也是比较大的，它大体上是各个蓄水构造水量的总和。

第三章　基岩地下水交替条件

地下水是作为地球上水文循环体系中的一部分而存在和运动的。地下水的补给、径流和排泄过程就是这个循环体系中的一些环节。研究这些环节有助于解决基岩地下水的形成和运动的理论问题，对于寻找地下水源及解决矿山排水等问题均有很大的实际意义。本章着重讲述作为水循环条件的水文地质单元、水文地质边界，以及地下水域中的水流特性等问题。了解这些问题能使我们定性地认识区域基岩地下水运动的规律性。

第一节　水文地质单元

地下的水文体系，按地下水的储存系统和交替系统可以区分为一系列独立的或半独立的单元。这些单元被称为水文地质单元。一个水文地质单元可以是一个联合的或单式的蓄水构造，也可以是一个完整的地下水域，或者是它们二者结合的水文地质体。

一、水文地质单元的基本要素

一个完整的水文地质单元包括以下四个基本的水文地质要素：

（1）含水层或含水带　它是地下水储存和径流的场所，如岩溶含水层、裂隙含水层、断层含水带等。

（2）隔水层或隔水围岩　它作为边界条件对地下水的储存和运动起约束作用。

（3）补给区　地下水接受补给的地区，一般位于地下径流的上游地势较高的地方。

（4）排泄区　是排泄地下水的地区。它一般位于地下径流

的下游地势较低的地方。

水文地质单元内地下水的埋藏深度、水量贫富、流动特性等，就是由这四个基本水文地质要素决定的。

按水文地质单元的封闭程度（独立程度）可以相对地分级，如一级、二级，以至三级、四级等。对岩溶地下水来说，一个地下河系的地下水流域就是一个水文地质单元。如果把干流的流域作为一级水文地质单元，那么其各级支流的流域就是二级、三级单元。对于地下水流受隔水边界约束的蓄水构造来说，如果把包括汇水区在内的联合蓄水构造作为一级水文地质单元的话，那么其中的各个单式蓄水构造就是二级水文地质单元。

二、地下水域

地下水域就是地下水流系统的集水范围，或者说是某断面以上地下水的流域。它是水文地质单元的一种。地下水域的概念与地表河川的流域非常相似，但也并不完全相同。地表河川流域指的是地表上集水区域的平面范围，而地下水域却指的是水流系统的三度空间范围。

地表水在重力作用下，从高处向低处流动，主要受地形控制。所以地表水的流域就是被地形分水岭包围的集水盆地或集水区。这个集水区的范围一般认为是不变的（只有在发生河流袭夺时才显著变化，然而河流袭夺的机会是极少的）。地下水是在地下含水介质的空间范围内从势位高处向势位低处流动，特别是承压地下水。这种流动主要受渗流场和地质构造条件的控制。因此，地下水域是以地下的隔水边界或不同水流系统之间的分水面为界。只是有时候这两种边界在地表上恰与地形分水岭相重合。隔水边界的位置可认为是不变的，它对地下水流起约束作用。分水面的位置随着渗流场强度的变化而移动。因此，地下水域的大小也是随着渗流场强度的改变而变化的。但当渗流场完全被隔水边界所约束时，地下水域的扩展就受到了限制。

泉水的地下集水范围称为泉域。人工开采地下水时，水井的集水范围在平面上称为水位降落漏斗，在空间上则称为降深场或

井域。总之，凡是地下水集中排泄的地方都有一个以该地方为汇集点的地下水流系统，也就都有它的排泄域。它们都是地下水域。

地下水域可以按地下水流系统分级。它们都是空间上不同等级的集水范围，而且这些范围的大小都是变化的。

三、蓄水构造单元

蓄水构造单元是水文地质单元的一种。从第二章里我们已经知道，一个蓄水构造由含水介质、隔水边界及补给、排泄等条件构成。蓄水构造内的地下水，基本上自成一个独立的补给、储存、径流、排泄系统，所以一个完整的蓄水构造就是一个水文地质单元。

在一些水文地质学和地下水文学的文献中把蓄水构造单元称作地下水盆地、地下贮水池等。这些概念，对于类似盆地那样简单的水文地质条件来说是合适的。但用以说明埋藏条件多种多样的基岩地下水就不全面了。而应称为蓄水构造单元。蓄水构造单元也可按独立性和系统性分级。

蓄水构造的边界有两种：一种是对地下水储存和运动起约束作用的隔水边界；另一种是对地下水起补给、排泄作用的透水边界。它们都是基本上固定不变的。因此，蓄水构造单元与地下水域不同。地下水域随渗流场的强度而变化；蓄水构造单元则可认为基本上是不变的。在自然界，地下水域虽有时与蓄水构造单元完全重合，但在多数情形下是不重合的。在基岩地下水的研究中，查明地下水域和蓄水构造单元的关系是非常重要的。它能使我们正确认识地下水开采水量的来源。

由上述可知，作为一个独立的水文地质单元来说，它可能是一个地下水域，也可能是一个蓄水构造单元，或者是它们二者的结合体。我们划分水文地质单元时，就必须同时考虑地下水域和蓄水构造这两个因素。现举山西霍山东侧岩溶含水地块为例，说明这个问题。霍山东侧岩溶含水地块的含水介质由下古生界碳酸盐类地层构成，走向近南北(图82)。其西边以太古界变质岩类地层

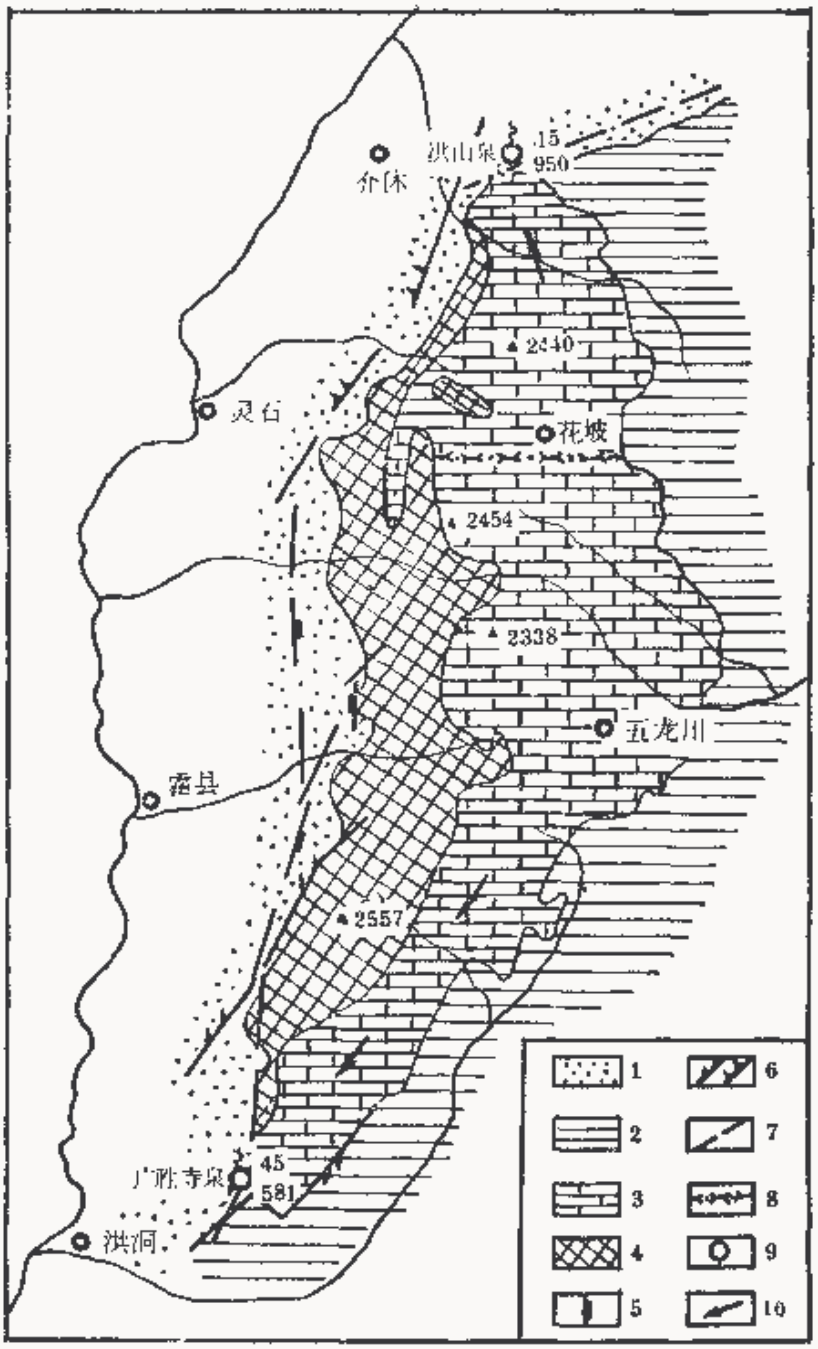


图 82　山西霍山东侧岩溶含水地块

（据赵敬孚）

1—第四系堆积物；2—上古生界砂页岩；3—下古生界石灰岩；4—太古界变质岩；5—南北向压性断裂；6—新华夏系压性和压扭性断裂；7—隐伏断裂；8—地下水位分水岭；9—岩溶泉；10—地下水流向

为隔水边界，东边以上古生界碎屑沉积岩地层为隔水边界，南、北两端与第四纪松散地层接触，为透水边界。这个岩溶含水地块

显然是一个单斜蓄水构造，是一个完整的蓄水构造单元。然而，这个蓄水构造单元中包括两个地下水域。南部属广胜寺泉域，流量为 4.5 米^3/秒，汇水面积约 750 平方公里；北部属洪山泉域，流量为 1.5 米^3/秒，汇水面积约 250 平方公里。南、北两个泉域以地下水位分水岭为界。地下水位分水岭大体上与地形分水岭吻合，大致从花坡以南 1.5 公里处呈东西向通过。因此，如果我们把这个单斜蓄水构造单元作为一级水文地质单元的话，那么这两个泉域则可作为两个二级水文地质单元。两个大泉非常类似于互相干扰的两个取水井，它们互相联系又互相影响。如果南单元增加开采水量，地下水位分水岭就会向北迁移，导致洪山泉流量削减；反之，如果北单元增加开采水量，地下分水岭就会向南推移，致使广胜寺泉流量削减。

第二节　水文地质边界

对地下水的储存和运动起约束作用的水文地质单元的边界，称为水文地质边界。任何一个水文地质单元都有它本身的边界。水文地质单元的大小、几何形态及封闭程度就是由包围着这个单元的水文地质边界来决定的。相邻两个单元之间的分界面也由水文地质边界来确定。因此，认识一个水文地质单元必须首先认识水文地质边界，尤其是边界的位置及性质。为了定量评价地下水资源，也必须查明水文地质单元的边界条件。当进行水文地质计算时，无论采用何种方法，计算结果的可靠性均取决于水文地质模型是否正确，而水文地质模型的正确与否又在很大程度上取决于对其边界的了解是否清楚和准确。因此，研究水文地质单元的各种边界条件是水文地质勘察的一项十分重要的任务。

一、蓄水构造边界

蓄水构造边界包括隔水边界和透水边界两种。前者对地下水的储存和运动起约束作用，后者对地下水起补给、排泄作用。

1．隔水边界

即由隔水层或隔水围岩构成的边界。隔水边界两侧不产生水量交换。渗流场的影响不越过隔水边界。它通常包括以下几种：

（1）含水层与隔水层或阻水体之间的分界面。

（2）含水带与隔水围岩之间的分界面。

（3）断层阻水界面。

2．透水边界

即由透水岩层构成的边界。这种边界虽然对渗流场的分布有影响，但不起绝对的约束作用。渗流场的影响可以越过透水边界，使边界两侧发生水量交换。透水边界分给水边界和排水边界两种。

给水边界对地下水起补给作用，它通常有以下几种：

（1）河流、渠道、水库等地表水体的渗漏补给段，如图83所示。

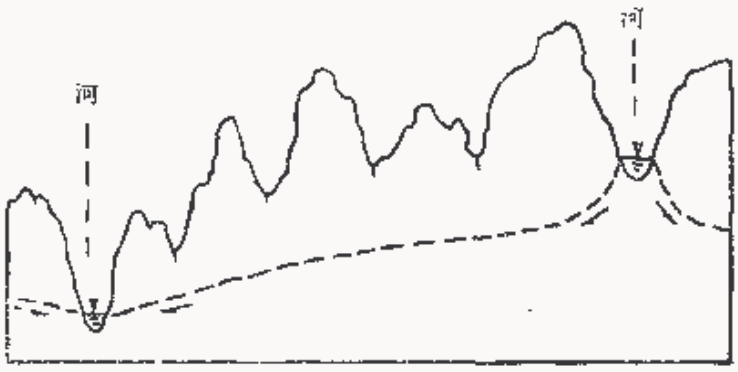


图 83　作为给水边界的失水河流（右）和作为排水边界的得水河流（左）

（2）基岩地下水接受第四系松散层孔隙水补给时，基岩含水层（带）与第四系的界面即为基岩含水层（带）的给水边界，如图84所示。

（3）降水入渗补给地段，是一种垂向补给边界。

（4）注水井或其它形式的人工补给地段，为人工补给边界。

排水边界对地下水起排泄作用，通常有以下几种：

（1）泉水溢出带。

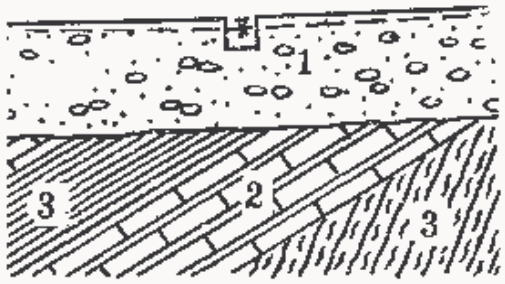


图 84　作为给水边界的基岩含水层与第四系含水层的界面

1—第四纪含水层；2—基岩含水层；3—基岩隔水层

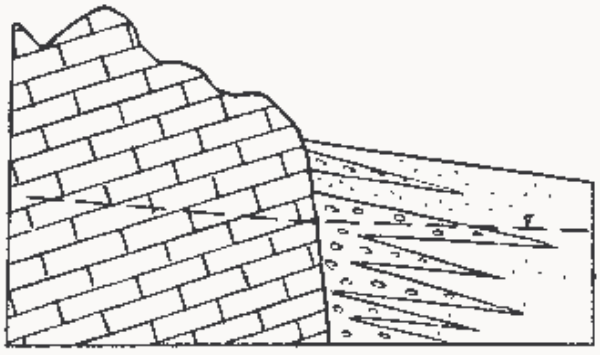


图 85　山前地带基岩地下水排入第四系松散地层时的排水边界

（2）河流或排水渠道排泄地下水的地段（图83）。

（3）基岩地下水排入第四系松散地层时，基岩含水层与第四系的界面，如图85所示。

（4）沼泽、湿地、盐碱地等，作为垂向蒸发排泄边界。

（5）人工取水或排水地段，如井壁、排水坑道的底和壁等，为人工排水边界。

必须指出，上述给水边界和排水边界，在一定条件下是可以相互转化的。如排泄地下水的河流本来是排水边界，当地下水位下降到低于河水位时便出现河流反补给，变为补给边界。又如沼泽地区本来是蒸发排泄地下水的垂向排水边界，当地下水位降低时，沼泽即被疏干，变为接受降水入渗的垂向给水边界。

此外，有些边界是暂时的。如渠道漏水地段，只在渠道输水时产生补给，其它时间则无补给。

有些隔水边界也不是绝对隔水，当边界两侧的水头差变得很大时，有些隔水边界就显出透水性来，变为透水边界。

二、地下水域边界

地下水域边界是包围或区分地下水流系统的界面。它分为可动边界和固定边界两类。前者为自由边界；后者为约束边界。

1．可动边界

这种边界位于透水层中。它的位置随着渗流场强度变化而移动。可动边界通常有以下两种：

（1）相邻地下水流系统之间的分水面。对于潜水来说，这个分水面与自由水面相交处即为地下水位分水岭。所以地下分水岭也是可动边界（图86）。

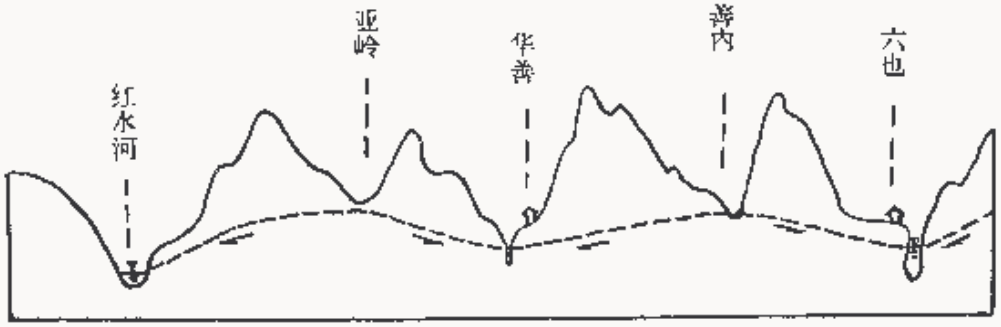


图 86　广西红水河—华善地下河—六也地下河之间地下分水岭示意图

（据广西地质局水文地质队桂西找水组）

（2）非承压地下水的自由水面。

2．固定边界

这种边界由隔水层或隔水围岩构成。它的位置是固定的。它对地下水渗流场的分布起约束作用，对地下水域的扩展起限制作用。地下水域的固定边界绝大多数与蓄水构造单元的隔水边界一致。一般说来，蓄水构造单元与地下水域边界的重合部分，基本上就是这种隔水的固定边界。地下水域的固定边界，主要是含水介质与隔水层、隔水围岩、阻水体、阻水断层等的分界面。

三、水文地质边界的表现形式

从水文地质边界的表现形式来看，它又可分为以下几种：

（1）地形边界　当地下水分水岭与地表水分水岭一致时，地形分水岭就是水文地质单元在地表的边界。山区与平原的交界线常是基岩与第四系沉积物的分界线，这种地形分界线常是基岩地下水在地表的排泄边界。

（2）地质边界　它包括：①地层岩性边界，如含水介质与隔水层（或围岩）的分界面；②地质构造边界，如断层、接触带

等。

（3）水文边界　包括与地下水有联系的地表河流、湖泊，以及泉水溢出带、地下水位分水岭等。

（4）人工边界　包括注水井、取水井、排水坑道等构筑物的壁及底。

此外，在水文地质计算中常常将水文地质边界分为：

（1）第一类边界（水头边界）　即水头变化规律为已知的边界。它又分为定水头边界和变水头边界两种。

（2）第二类边界（流量边界）　即流过边界的流量变化规律为已知的边界。隔水边界属第二类边界，因为它的流量为零。

在水文地质计算中，也常将水文地质边界按几何形状分为直线边界、折线边界、直角边界等等。这里不作详细叙述。

当人工开采地下水时，由于地下水位大幅度下降，经常引起一些水文地质边界的性质发生转化，有些排水边界和相对隔水边界转化为给水边界。这种转化将使水文地质单元的地下水补给量增加，天然排泄量减小，总的变化趋势是加强地下水交替作用，增加水文地质单元内的地下水交替量。

第三节　地下水流系统

岩溶地下河的干流和支流可组成地下河系。这些河系与地表河系均属于明渠流或管道流性质的平面水流系统。然而，水在渗透介质中的流动，却属于渗透流性质的空间的水流系统。本节所介绍的就是这种地下水流系统。

一、地下水流系统及其特征

1．简单的地下水流系统

由接受降水入渗补给而形成的地下水，在基岩中按照流体势的原理运动。图87所示的水动力模型及图88所示的印度奈维利褐煤田的水动力剖面，可用以说明地下水在不受固定隔水边界约束的均质各向同性介质中渗流运动的最简单情形。在这种情形下，地

下水渗流运动的系统性主要取决于对其补给和排泄起控制作用的地形条件。图中用流网表示出地下水流系统。

从图中的流网分布可以看出，在同一个水流系统内地下水从分水岭区向河谷区的运动，开始是以下降流动为主，继之以侧向

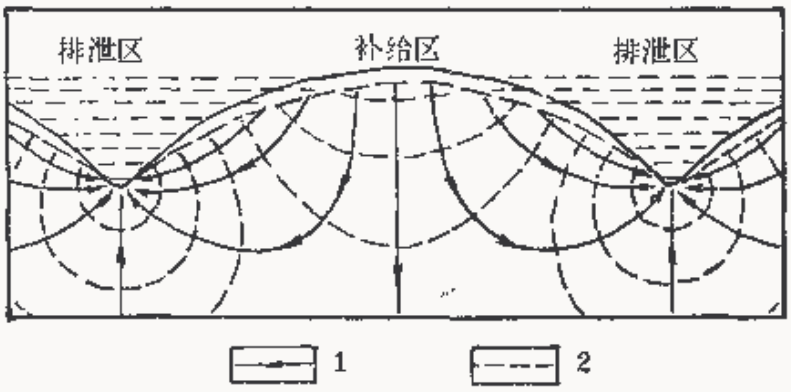


图 87　河间地块均质各向同性渗透介质中的近似水流模型

（据　Hubbert 1940年）

1—流线；2—等势线

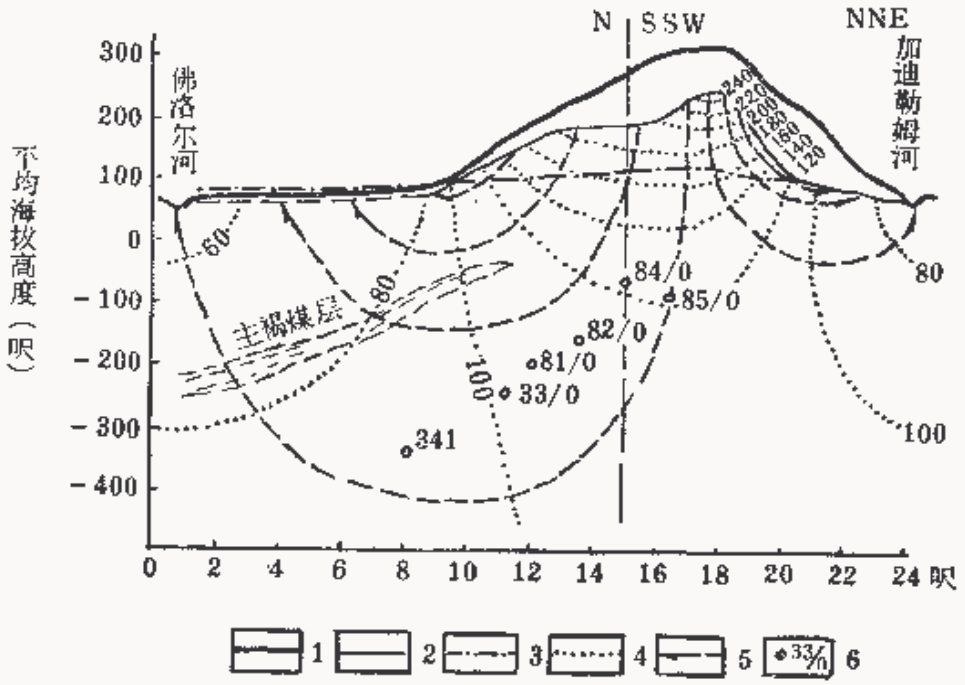


图 88　印度奈维利褐煤田的水力剖面

（据　Jones, Subramanyan的资料）

1—地面线；2—“潜水面”（投影处用虚线）；3—测压水面；4—等势线；5—流线；6—井底位置及井号

流动为主，最后变为以上升流动为主。地下水的交替可以达到地下很大的深度。地表上与这三种流动方向对应的地区分别为补给区、中线区及排泄区。补给区地下水面高于深部地下水的测压面，而排泄区地下水面却低于深部地下水的测压面。所谓中线，就是地下水面与某一测压面相交的线。在中线，地下水无垂向运动。中线区地下水主要是侧向运动。因此，在补给区增加井深时，井中水位下降；在中线区，增加井深时井中水位不变；在排泄区，增加井深时则井中水位上升。这显示排泄区深部地下水具有承压性质。因此，在区域地下水流系统的排泄区也可能钻凿出自流井来。

2．复合的地下水流系统

区域地下水运动的特征及表现形式，可用图 89 所示的理论水力模型来说明。渗透介质仍是均质各向同性的，但具有固定的隔水边界，地形有区域性和局部性变化。在这种情形下，地下水

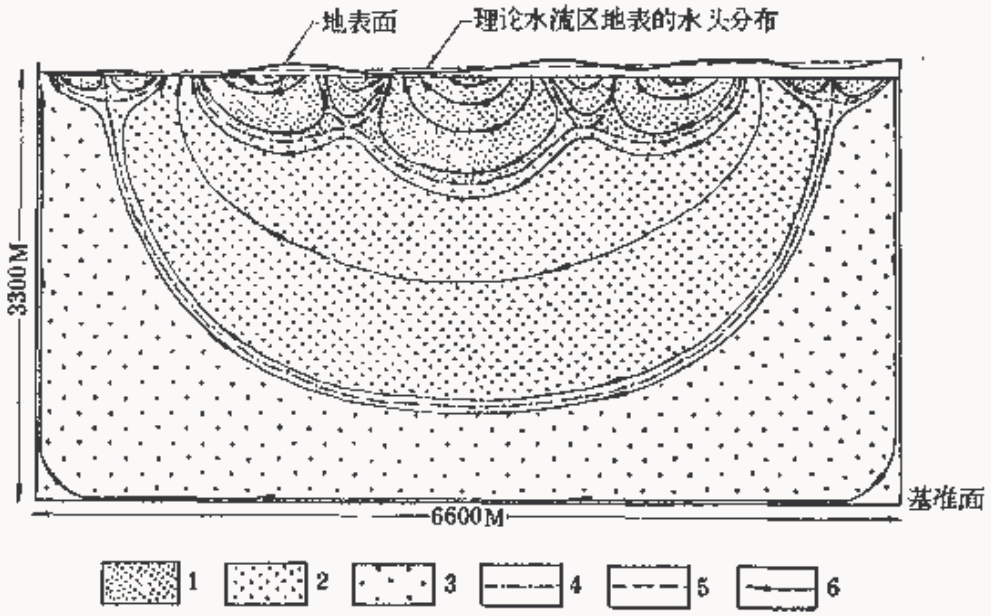


图 89　具有复合地形及均质各向同性水力传导率的流域盆地中二度空间的理论水流型式

（据Tóth 1963年）

1—局部地下水流系统范围；2—中间地下水流系统范围；3—区域地下水流系统范围；4—不同等级水流系统之间的边界；5—相同等级水流系统之间的边界；6—地下水流线方向

的补给和排泄主要受复合地形的控制，形成不同级别的复合的地下水流系统。图 89 中分为三级水流系统。

（1）区域的水流系统　受区域性大地形高差控制而形成的缓慢的长距离深循环的大规模地下水流系统。

（2）中间的水流系统　由比区域大地形小一级的地形高差所控制的中等规模的地下水流系统。

（3）局部的水流系统　由局部地形高差控制的小规模的地下水流系统。

在这种具有复合水流系统的区域里，地面上补给区与排泄区互相穿插而交替分布。在区域水流系统的补给区中，分布有局部水流系统的岛状排泄区；在区域水流系统的排泄区中，分布有局部水流系统的岛状补给区。在地下，几个不同水流系统相遇的地方，水的运动最缓慢，交替作用弱，形成地下水流滞级带。

这种复合的水流系统性也表现在地下水的化学成份和性质方面。随着水在地下岩层里运动的时间越长，沿水流方向水中溶解的矿物质含量就越高。因此，在补给区及一些循环不深的局部水流系统中，水的矿化度较低；而在排泄区及大规模的区域级流系统中，水的矿化度则较高。

不同系统的水流，分别来自不同的补给区。由于各补给区岩石性质的差异，水中溶解的物质成份也就不完全相同，因而导致不同水流系统之间地下水水质的差别。

在几个水流系统相遇的水流滞级带里，水的搬运能力大为降低，因而这里常发生水中溶解物、悬浮物、乳状物及胶状物的堆积。

3．流经透水性不同的多层介质的地下水流

在实际的地下水域中，均质各向同性的透水介质是很少见的，一般都是由透水性不同的岩层组成的多层介质或非均质介质。因此，地下水的运动就更为复杂。在不同透水性的多层介质中，透水性较强的岩层起着相对的导水作用，透水性较弱的岩层起着相对的阻水作用。这样就不仅从地形上，面且也从地质构造

上控制了地下水的渗流系统。

图 90 所示为流经透水性不同的两种介质的区域地下水流系统的分布情形。从图中可以看出，介质透水性改变对地下水渗流的影响非常显著。图中的 A 与 B 说明在相同的地形条件下，当弱透水层下面有强透水层分布时，由于强透水层的输水作用而使区域水流系统的强度和范围增大，局部水流系统的强度和范围缩小。图中的 C 说明，当有强透水的透镜体存在时，其透镜体上游一端在较弱透水层中起着“排水渠”的作用，而透镜体下游一端由于水流遇到较弱透水层的阻碍而起着“地下水库”蓄水的作用。水流经过透水性不同的两种介质的分界面时，渗透流网发生“折射”现象，地下水渗流方向按折射规律而改变。

从图 91 更可进一步看出地质构造对地下水流系统的控制作

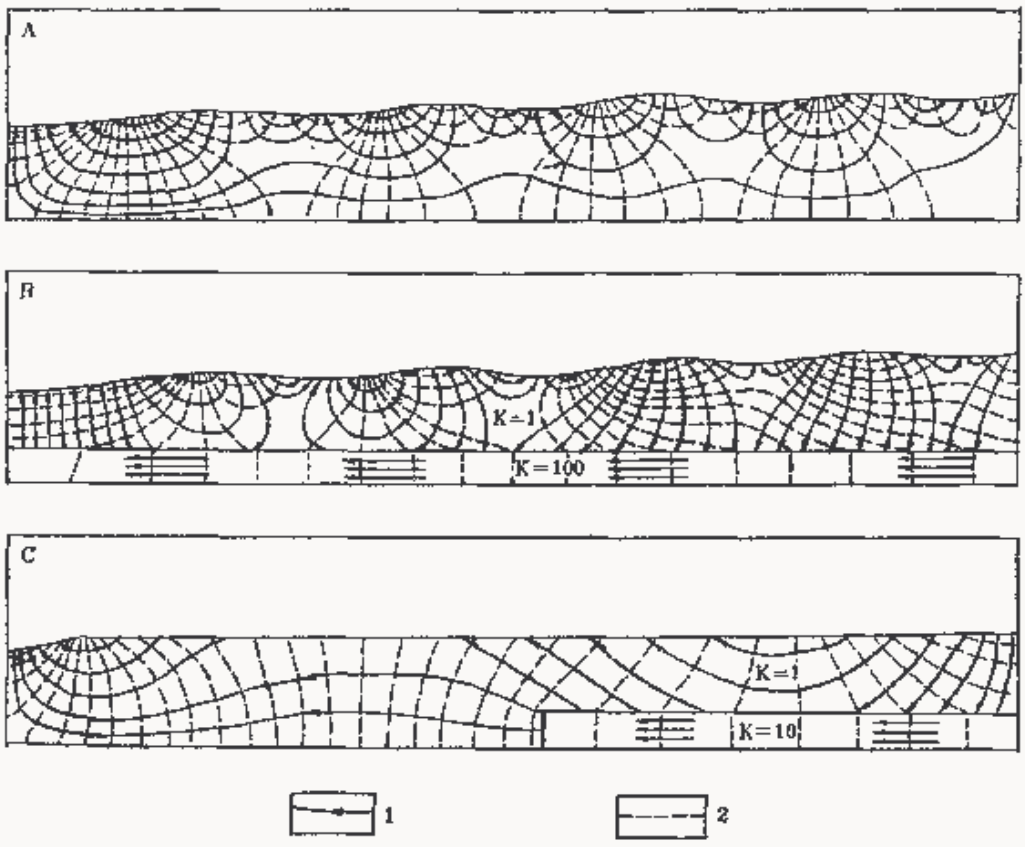


图 90　流经非均质介质的地下水流

（据 Freeze 和 Witherspoon 1967 年）

1—流线；2—等势线；K—介质的渗透系数

川。当两种岩层的透水性差别较大时，强透水层中水的流线趋于同相对隔水界面平行，等势线与它垂直，说明地下水主要是沿着强透水层流动。在弱透水层中，流线趋于与岩层界面垂直，等势线趋于同岩层界面平行。说明地下水主要是透过弱透水层而越流。

地形和地质构造对地下水流控制作用的原理很有用处。在实际工作中，我们可以根据这个原理对水文地质勘察资料进行分析，从而得出对区域地下水运动规律的正确认识。

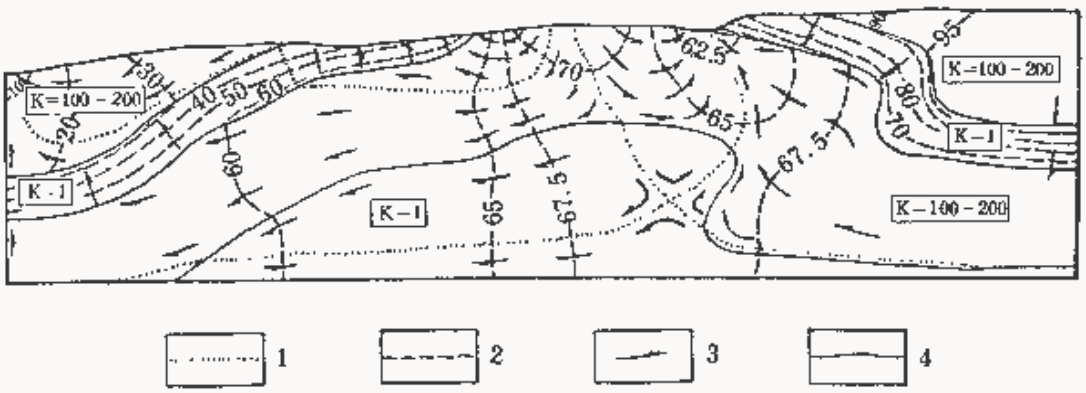


图 91　非均质各向同性介质中的水流系统

（据 Kiraly 1970 年）

1—不同水流系统之间分界线；2—等势线；3—地下水流向；4—不同透水性介质的分界线；K—介质的渗透系数

二、地下水流系统的变迁与袭夺

自然界中的绝大多数地下水流系统都是不稳定的，它们总是随着自然条件和地质条件的变化而不断地变化着。地下水流系统的流网分布状况经常在改变；地下水域有时扩大，有时缩小；其可动边界的位置也相应地随着移动。这就是地下水的动态变化。这种变化具有与气候、水文等条件变化相适应的某种周期性。

当人工开采地下水或补给地下水时，由于改变了地下水的排泄条件或补给条件，导致地下水流系统发生变迁。地下水渗流网的分布及地下水域的边界都从天然的动平衡状态变为人工开采状态。这种人为引起的地下水流系统的变迁与天然水流系统的周期性动态变化不同，它总是向着适应于人工开采的方向发展。如大量开采地下水时，出现以开采井为中心的人工降落漏斗，即形成

了受开采降深场控制的人工水流系统。这样就使原来的区域地下水流系统发生了根本的改变。

在地下水流系统变迁过程中，经常发生地下水袭夺现象。所谓地下水袭夺，就是由于某一地下水流系统的扩展，把本来属于相邻系统的地下水流夺取过来，变为属于本系统的地下水流。相邻系统的地下水域缩小，水量减少；本系统的地下水域扩大，水量增加。其情形与地表河流袭夺现象相似。

人工大量开采地下水时，由于地下水排泄条件的剧烈改变，这种地下水袭夺现象是经常发生的。如果我们不了解这个问题，就很难对一个地区的地下水量作出正确的认识和评价。在开采地下水过程中也就很难避免盲目性，甚至引起各种新的水利矛盾。

第四节　不同透水性岩石分布区地下水特征

岩石按其透水性大小可以分为四类，即：强透水的岩石；中等透水的岩石；弱透水的岩石；不透水的岩石。基岩地下水的埋藏、分布和运移的特征与岩石透水性大小有密切的关系。在不同透水性岩石分布的地区，地下水的埋藏深度、水面坡度、泉水出露特征及流量等都有明显的差异，其情形见图 92 和表 7 。不同透水性岩石分布区具有不同的缺水或富水的原因，找水方向也不完全相同。

一、强透水岩石分布区地下水特征

强透水岩层主要包括石灰岩、白云岩、白云质灰岩、大理岩、硅质灰岩等碳酸盐类岩层，以岩溶化的厚层石灰岩层为代表。如我国华北及东北地区的中、下奥陶统厚层石灰岩和白云质灰岩、中寒武统张夏组厚层灰岩、震旦系厚层硅质灰岩；我国华中、华南及西南地区的泥盆系、石炭系、二叠系、三叠系的厚层灰岩及白云岩层等。这些岩层当岩溶发育时，都属于强透水岩层。

这种岩层的含水空隙主要是连通性很强的溶洞和溶蚀裂隙，发育深度也较大，透水性强，持水性弱，具有很大的泄水能力。

地下水径流通畅，容易接受补给，也容易排泄，水交替循环较强烈。当地下浅部没有良好隔水层时，不易保持地下水。因此，常常是河谷或山前排泄区富水，山地补给区缺水。补给区地下水埋藏深度很大，地表干旱。

由于岩石透水性良好，所以除了分水岭补给区外，大部分地区均有统一的区域地下水面。地下水排泄基准面很低，一般是向区域最深的河谷或山前地带排泄。地下水域和蓄水构造的规模都比较大。地下水面坡度平缓，一般只有千分之一到千分之十，甚至更小。地下水面形状不受小范围地形起伏影响，只受大区域地面轮廓的影响。地下水流动主要受地质构造控制。泉水流量较大，

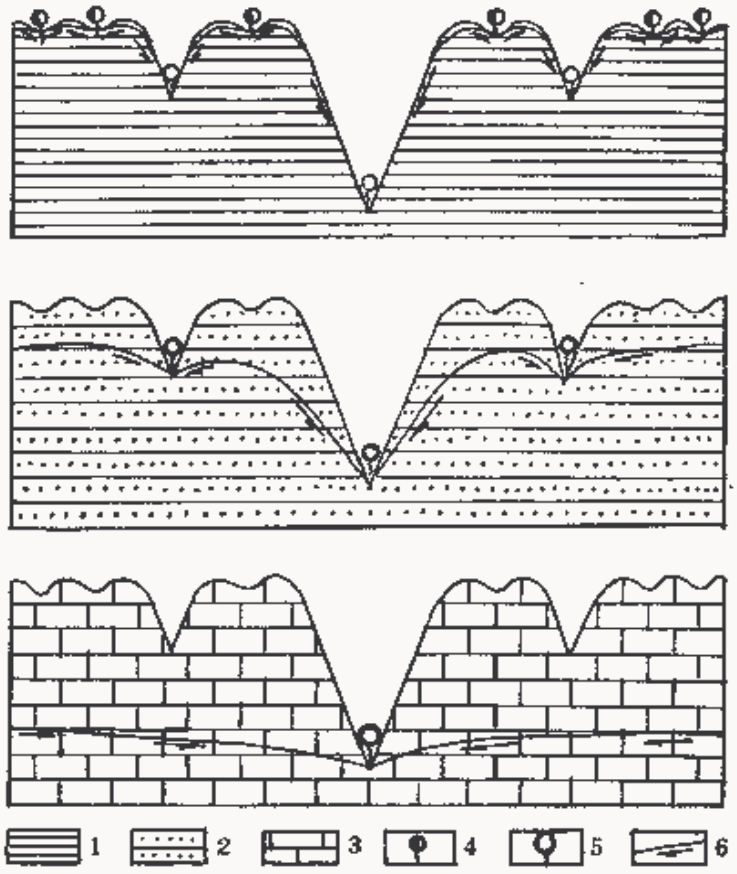


图 92　不同透水性岩层分布区泉水与水文网切割深度关系示意剖面图

（据《怎样找地下水》）

1—以页岩为代表的弱透水性岩层；2—以砂岩为代表的中等透水性岩层；3—以石灰岩为代表的强透水性岩层；4—季节性流出的泉水；5—常年流出的泉水；6—地下水水位及流向

表 7　半干旱山区不同岩层的地下水特征

类　　别	弱透水岩层		透水岩层		强透水岩层	
代表性岩层	页岩		砂岩		石灰岩	
岩层	红土、泥灰岩、板岩、片岩、花岗岩、闪长岩、片麻岩等		玄武岩、凝灰岩、石英岩等		白云岩、白云质灰岩、硅质灰岩、大理岩等	
裂隙发育深度(米)	10—100		20—200		30—500	
岩石的空隙度(%)	0.1—2		0.5—10		0.5—20	
渗透系数(米/昼夜)	0.001—2		0.01—10		0.01—100	
潜水水位埋深(米)	0—5—100		0—20—300		0—50—500	
潜水坡度(‰)	10—200		2—20		1—10	
地下水的排泄	排向附近浅的沟谷		排向附近较深的河谷		排向区域性最深的河谷或山前地带	
泉水间距（公里）	0.5—3		3—15		15—80	
泉水流量（升/秒）	0.1—5		1—250		30—15000	
泉水流量变化	以季节泉为主，不稳定		以长年泉为主，较稳定		长年泉，很稳定	
地下水径流率（升/秒·平方公里）	0.3—1.5		1—4		2—8	
地下水开发形式	竖　井	扩　泉	管　井	挖　泉	管井	扩　泉
深度（米）	1—40	1—15	30—200	1—10	30—300	1—10
出水量(升/秒)	0.002—0.2	增加20%—40%	0.1—30	增加10%—30%	1—300	增加5%—30%
水源用途	生活及小型灌溉用水		中、小型灌溉及工业用水		大、中型灌溉及工业用水	

分布间距较远，动态稳定。

强透水岩石分布区，缺水的地方主要是地势较高的补给区和径流区，即石灰岩山区。缺水的原因是浅部缺少隔水岩层，致使地下水漏向地下深部。地下水位埋藏太深，一般超出了现有开采

能力所能达到的深度。

因此，在强透水岩层分布区寻找地下水的方向主要有两个：

（1）大型地下水源，应在区域地下水面以下寻找强岩溶裂隙富水带；

（2）供人畜饮用的小型水源，可以在浅部寻找局部的上层滞水。

二、弱透水岩石分布区地下水特征

弱透水岩石主要包括页岩、泥岩、凝灰岩、板岩、千枚岩、片岩、片麻岩、花岗岩、闪长岩等。如我国广泛分布的前震旦系片麻岩、片岩和千枚岩，寒武系页岩，中生代泥岩、页岩、凝灰岩，以及各个时期侵入的花岗岩、闪长岩等，都属于弱透水性的岩石。

弱透水岩石的特点是，裂隙细小，发育不深，含水裂隙主要分布在近地表的风化带里，深度一般不超过50米。再向深部，构造裂隙则逐渐闭合，含水甚微或不含水。只有个别的断裂带，含水裂隙发育很深。

由于岩石裂隙发育不深，透水性弱，所以地下水补给、排泄条件较差，径流运动不通畅，埋藏浅。地下水（主要指潜水）流动主要受地形控制，附近的沟谷或冲沟就是地下水的排泄基准面。地下水位随地形的起伏而起伏，即所谓“山有多高，水就有多高”。地下水的坡度较大，一般为千分之十到千分之二百，甚至更大。地下水域和蓄水构造的规模都较小。泉水流量不大，分布距离虽然较密，但动态不稳定，多为季节性泉。

弱透水岩层分布区，缺少大、中型地下水源，但小型人畜饮用的水源，一般并不缺乏。

寻找大中型地下水源的主要方向是，在弱透水岩层中寻找透水性良好的裂隙岩层或构造裂隙带。找到含水的空间，就能找到地下水。

中等透水性的石英岩、石英砂岩、安山岩等岩石分布区的地下水特征，界于强、弱透水层特征之间。

第五节　基岩地下水的补给和排泄

一、基岩地下水的补给

1．补给来源和补给方式

基岩地下水的补给来源和补给方式有以下几种：

（1）降水入渗补给　这是山区基岩地下水的重要补给来源之一和最普遍的补给方式。我国北方石灰岩裸露区，降水入渗补给量一般占降水量的百分之四十至百分之五十；在岩溶发育地区，入渗补给量可达降雨量的百分之八十；非可溶性的裂隙岩石出露区，补给量为降雨量的百分之十至百分之三十；而在裂隙不发育的弱透水岩层分布区，补给量一般只为降雨量的百分之五左右。随着各地气候、岩性、地形、土壤、植被等条件不同，入渗补给量有很大的差别，而且随时间变化。

根据对包气带地下水（包括重力水、毛管水、结合水、气态水）的观察和研究，降水经过包气带下渗达到饱水带的运移补给方式主要有两种。一种是以重力水运移方式补给，即雨水直接灌入或渗入岩石的裂隙或溶洞中，重力水沿着裂隙或溶洞流动，一直达到饱水带。当包气带岩石空隙较大时，降水主要以这种方式向地下补给。另一种是以非重力水方式运移补给，即当包气带岩石空隙非常小时，雨水浸润包气带，以毛管水、结合水、气态水等形态向地下缓慢地运移补给。这种补给方式，在实际中是普遍存在的，但它的重要性却常被人们所忽视。上述两种方式的渗入补给，降水影响地下水位变化的滞后时间很不相同。重力水补给快，降雨数小时内地下水位即有上升反应；非重力水补给迟缓，往往雨后需要经过数月，地下水位才有上升反应。

降水入渗补给的强度与气候(主要是降水量)、包气带岩性、地形及土壤植被等条件有关。一般是随着降水量、包气带透水性的增大而增大；随着地形切割起伏程度增大而减小。

（2）地表水渗漏补给　当地表水水位高于其附近地下水水

位时，地表水即通过河床下的透水或弱透水岩层向下渗漏，补给基岩地下水。河流渗漏补给虽然只发生在有限的河道范围内，补给面积不大，但由于多数是长年持久地补给，所以补给量往往也是很大的。

河流渗漏段的特点是，从上游往下游流量逐渐减小，甚至断流。因此，河流渗漏补给量可用沿途测定河道各断面的流量减小值来求得。此外，渗漏补给量也取决于岩石透水性、水力坡度及渗透过水断面的大小，可用达西定律来求得。

（3）水汽凝结补给　在一些高山区，这种补给作用比较显著。因为高山区气温较低，空气相对湿度较大，当大气与温度更低的土壤和岩石接触时，大气中的水蒸汽就不断凝结为液态水。液态水在重力作用下不断向地下运移补给基岩饱水带。凝结补给作用的强弱，主要取决于包气带岩石、土壤同大气的温度差。岩石和土壤的温度比大气温度低得越多，凝结作用就越强。

（4）松散岩层孔隙水对基岩地下水的补给　当松散层孔隙水水位高于基岩地下水水位时，孔隙水通过两种岩层之间的透水边界补给基岩地下水。

（5）人工补给　即注水井、灌溉渠道、水库、人工引渗及灌溉水回渗等对基岩地下水的补给。

2．开采地下水引起的补给条件变化

人工开采地下水时，由于形成开采降落漏斗，使天然流场变为人工开采流场，水的交替作用加剧。这种人工流场的影响范围，一旦达到或超出了水均衡单元（如均衡区段）的补给边界时，就引起均衡单元地下水补给条件的变化，或者发生对相邻均衡单元地下水的袭夺。其总的变化趋势是使本均衡单元地下水补给量增加。

增加的这部分补给量，可称为开采夺取量，它通常有以下几种来源：

（1）由于开采降深场影响到地表河流，使原来补给地下水的河流加剧渗漏补给，或使原来排泄地下水的河流转变为补给地

下水的河流。

（2）由于开采降深场的影响，使地下分水岭向外迁移扩展，增大了本均衡单元降水入渗补给的面积。

（3）由于开采降低了地下水位，使原来是蒸发消耗地下水的沼泽、湿地等干涸，变为接受降水入渗的补给区。

（4）由于开采降深场透过弱透水层（天然条件下作为隔水边界）影响到相邻单元的含水层（带），使其透过弱透水层对本单元产生越流补给。

（5）地下水灌溉及工业废水的回渗补给。

在开采前的天然状态下，上述这些补给来源并不存在，或者有的虽然早已存在，但并不参加对本均衡单元地下水的补给。它们都是在开采地下水时，由于降深场的影响超出了本均衡单元的范围，改变了均衡单元的补给条件而引起的。其中有些补给来源就是对相邻均衡单元地下水的袭夺。

二、基岩地下水的排泄

排泄是地下水交替循环的最后环节。地下水的排泄区通常都位于地势较低的部位，如河谷、洼地、山前低地等。

1．基岩地下水的排泄途径和排泄方式

基岩地下水排泄的途径和方式通常有以下几种：

（1）以泉水形式排泄　这是地下水集中排泄的一种方式，排泄区的范围很小。

（2）沿河床渗出排泄　排泄区沿河流、沟谷呈线状分布。说明河流排泄地下水的现象有：在沿途没有支流汇入的情况下，下游较上游流量增加；在封冻期，河床局部河段（或河床的一侧）不冻或晚冻、早融；丰水期，在混浊的河水中出现局部清流。可以根据河流两个断面的流量差值来求河床渗出排泄量。

说明地表湖、池排泄地下水的现象，与河流相似。

（3）蒸发排泄　主要发生在地下水位埋藏很浅的地方。基岩地下水通过土壤蒸发及植物蒸腾排泄。排泄区呈片状分布。

（4）地下隐伏排泄　基岩地下水不排出地表，而是直接向

地下松散岩层中排泄，成为松散层孔隙水的一种补给来源。这是一种较为普遍的排泄方式。在没有泉水出露的山前地带及山区河谷两侧，一般都以这种排泄方式为主。有些地方基岩地下水沿着断裂带向覆盖在它上面的松散沉积物中集中排泄，形成隐伏的地下暗泉。

（5）人工排泄　即人工开采地下水及矿山疏干排水等。

2．排泄基准面

所谓排泄基准面，就是在一个水文地质单元（蓄水构造或地下水域）内通过经常控制地下水排泄的出水口标高的水平面。如：山区常年排泄地下水的河流的枯水位标高，就代表该地下水域的排泄基准面；从基岩蓄水构造中流出的常年不干的泉水的出露标高，就代表这个蓄水构造泉域的排泄基准面。排泄基准面是地下水的重要边界条件之一。它控制着水文地质单元地下水的排泄，也控制着地下水位的标高和埋藏深度。排泄基准面与补给区地下水位之间高差越大，地下水的交替作用就越积极。低于排泄基准面的地下水储存量是不能被天然排泄的，只能用人工方法取出。它好象地表水库的死库容，而排泄基准面则与水库的最低泄水口的标高很相似。

在实际工作中，我们可以根据一些排泄地下水的现象来认识地下水域排泄基准面的位置。这些现象通常有常年排泄地下水的河流谷地、湖泊洼地、泉及泉群等。它们的标高一般可代表其地下水域的排泄基准面。认识排泄基准面对于我们野外找水及选择井位很有用处。利用排泄基准面可以概略估计区域地下水位的埋藏深度及地下水天然排泄条件。

三、开采水量的来源

现在介绍开采水量与地下水的补给、储存、排泄的关系。设某一个水均衡单元（如一个开采地段、一个蓄水构造、一个地下水域等），开采前单位时间地下水天然补给量为R，天然消耗量为D。雨季时$R>D$，来不及排泄的那部分水量暂时储存在均衡单元内，引起地下水位上升；旱季时$R<D$，补给不足的那部分水

量暂时由均衡单元内的储存量支出，引起地下水位下降。补给和排泄的关系为

$$R-D=\pm\mu F\frac{\Delta H}{\Delta T}$$

式中，μ 为无压含水层的重力给水度或承压含水层的弹性给水度；F 为均衡单元内含水层的面积；ΔT 为时间；ΔH 为 ΔT 时间内地下水位变幅。

如果时间 ΔT 很长，其中包括一系列丰水期和枯水期时，则天然补给与天然消耗之间将趋于一种动平衡状态，储存量的最终变化值很小，可以忽略不计，于是

$$R-D=0$$

人工开采地下水时，使均衡单元的边界条件发生变化，因而引起地下水补给和排泄关系的变化。

（1）取水构筑物的建成和投产，实质上是给均衡单元增添了人工排泄边界，因而改变了均衡单元的排泄条件；

（2）取水构筑物工作时所造成的动水位，实质上是在均衡单元内造成了一个新的局部人工排泄基准面，因而改变了均衡单元的排泄条件。

由于均衡单元排泄条件的改变，地下水原有的天然动平衡状态被破坏，渗流场发生变化，围绕着取水构筑物出现了新的人工降深场。这个人工流场叠加在原来的天然流场上，使地下水从天然状态变为人工开采状态。人工开采状态有以下几种情形：

（1）在开采初期，开采漏斗正在扩大，但尚未影响到均衡单元的边界时，为初期非稳定开采阶段。这时，均衡单元的补给及天然排泄条件没有改变，所取出的开采水量 q 表现在均衡单元储存量的减少上。其水量平衡关系为

$$R-D-q=-\mu f\frac{\Delta h}{\Delta t}$$

式中，$\mu f\frac{\Delta h}{\Delta t}$ 为储存量单位时间的变化值，其中 f 为开采漏斗

面积，Δt 为时间，Δh 为Δt 时间内开采漏斗平均水位下降值。因为在天然条件下，$R=D$，所以开采水量的来源为

$$q=\mu f\frac{\Delta h}{\Delta t}$$

（2）开采降深场的影响虽然没有达到均衡单元的补给边界，但开采漏斗停止扩大，说明补给与消耗(包括开采)之间建立了新的动平衡关系，地下水进入相对稳定的开采阶段。这时，地下水储存量的变化 $\mu f\frac{\Delta h}{\Delta t}=0$，开采水量全由截获的水量来平衡，这部分水量是补给量的一部分，也就是天然排泄量的减少量，称其为开采截取量。于是

$$q=\Delta D$$

开采截取量 ΔD 的大小与天然补给量有关，也与开采降深场的强度及分布有关。采用合理的取水工程能够获得较多的开采截取量。如果开采不当，就会有较多的天然补给量仍然转向天然消耗，而不能被截获。事实上，由于种种原因，天然补给量很难被全部截取。

（3）如果开采降深场的影响超出了均衡单元的边界，那么就引起均衡单元补给、排泄条件发生变化，甚至产生对相邻均衡单元地下水的袭夺，使补给量增加 ΔR。当建立起新的动平衡时，出现稳定的开采动态，这时地下水的水量平衡关系为

$$(R+\Delta R)-(D-\Delta D)-q=0$$

因为 $R=D$，所以开采水量的来源为

$$q=\Delta R+\Delta D$$

ΔR 为补给量的增加值，就是前面所谈的开采夺取量。

（4）如果开采水量较大，超过了均衡单元的总补给能力（包括天然补给和开采夺取的补给）时，新的动平衡就不能建立，开采动态就始终不能稳定，开采漏斗不断扩大，动水位持续下降，形成消耗型非稳定开采动态。这时的水量平衡关系为

$$(R+\Delta R)-(D-\Delta D)-q=-\mu f\frac{\Delta h}{\Delta t}$$

因为$R=D$，所以开采水量的来源为

$$q=\Delta R+\Delta D+\mu f\frac{\Delta h}{\Delta t}$$

这说明在开采量较大和补给不足的条件下，开采水量由开采截取量、开采夺取量及开采漏斗单位时间提供的储存量三部分组成。

开采截取量ΔD是均衡单元内原来就存在的交替水量，开采时可以最大限度地去截取。开采夺取量ΔR本来不是本均衡单元的地下水水量，开采前并不参加本均衡单元内部的水量交替，只是开采时才夺取来的。所以，这部分水量不是都可以任意夺取的，除了那些不会引起不良后果的水量，如大气降水入渗补给量，可以任意大量夺取外，诸如正在被开发利用的地表水和相邻均衡单元的地下水等，就不允许夺取。否则将使已建成的水利工程失效，引起极为不良的后果。至于单位时间消耗的储存量$\mu f\frac{\Delta h}{\Delta t}$，也不是任意可取的。它有一个允许的最大限度。就是由它所引起的水位下降值，在开采期末不超过允许的界限值h。为此，在开采期限T内，这个水量不允许超过$\mu F\frac{h}{T}$。这些，都是供水设计中必须考虑的。

第四章　基岩地下水的寻找

寻找基岩地下水的方法很多，如地质学方法，地貌学方法、地球物理勘探方法等。本章主要介绍地质学方法，即介绍如何应用地质控水理论寻找基岩地下水的问题。在实际工作中，如能将地质学方法与其他方法配合运用，找水效果将会更好。

第一节　基岩山区找水要领

寻找基岩地下水时，须通过观察研究地下水储存和富集的条件及与地下水有关的各种地质、地貌现象，来认识基岩地下水的埋藏、分布和运移的规律。为了避免盲目性，找水时应当掌握以下几个要领：

1．寻找蓄水构造

寻找基岩地下水时，首先就要寻找蓄水构造。找到了蓄水构造，实际上就等于找到了基岩地下水。为此，需要对实际存在的各种地质构造进行观察研究和鉴别，看其是否起蓄集地下水的作用。对蓄水构造的三个组成要素，要进行详细地观察研究。

在不同岩石分布地区，由于地质、地貌条件的不同，常常形成不同类型的蓄水构造。这种规律性向我们指示出不同岩石分布区的找水方向。现将各种岩石分布地区可能找到的蓄水构造类型列于表 8 。

2．调查补给来源

寻找基岩地下水时，要调查地下水的补给来源。为了查明补给来源，需要了解水文地质单元的范围和边界条件，补给区和排泄区的位置，补给水源和补给方式、途径等。在弱透水岩层分布区，注意了解控水地形；在强透水岩层分布区，注意了解控水构

表 8　不同岩石分布区可能找到的蓄水构造类型

基岩蓄水构造 \ 主要岩石		闪长岩地区花岗岩、	区片麻岩地	泥岩地区砂、页、	区石英岩地	地区火山熔岩	岩地区火山碎屑	区（补给区）石灰岩地	泄区）（径流排石灰岩地
阻水型蓄水构造	大型岩体阻水的								○
	岩墙阻水的								○
	断层阻水的								○
	地层阻水的								○
潜水型 蓄水构造	上层滞水的			△		△		○	
	台地潜水的			△		○		△	
褶皱型蓄水 构造	向斜蓄水构造			○			△		△
	背斜蓄水构造			○			△		△
	单斜蓄水构造		○	○			△		
断裂型 蓄水构造	断层蓄水构造	○	○	○	○	○	○		○
	断块蓄水构造				△			○	○
接触型蓄水 构造	侵入接触带蓄水构造	△		△					
	岩脉蓄水构造	○	○	○		△	○		
	不整合接触蓄水构造					○			
风化型蓄水构造		○	○	△	△	△	△		
岩溶型 蓄水构造	岩溶径流带								○
	岩溶地下河								○

表中符号：○表示找到的可能性很大；△表示找到的可能性较大。

造。根据控水地形和控水构造来认识基岩地下水的来龙去脉。找水时，如果忽视了对地下水补给的研究，有时会得不到预期的效果。如山东某地，在透水性较强的中寒武统张夏组灰岩中打井，井位选在断层的上盘，为张夏组上部，穿透张夏灰岩后，打入徐庄组终孔，井深 300 多米。岩心破碎，岩溶发育，钻进时漏水严重，有良好的储水空隙条件。但在成井抽水时，水位迅速下降，

长期不能恢复，出水量极小。查其原因是，在井的补给方向分布着泰山群片麻岩、混合岩、花岗岩等弱透水岩石，无充分的补给源。山东长清县六里大队一钻井，井位选在炒米店地堑阻水断层的东侧，为张夏组上部，终孔打入馒头组，井深 201 米。由于东南部五凤山、龙华一带石灰岩层地下水的补给及地堑的断层阻水，使地下水承压。在抽水降深将近 14 米时，出水量为 56 吨/小时。上述两例说明，在基岩山区找水时，必须调查补给条件。

3．了解地下水位

为了确定开采地下水的合理方案，确定井型和井深，找水时必须设法知道地下水位标高及其埋藏深度。

了解地下水位的简易方法是用已知推未知。对于上层滞水等局部地下水位，可根据隔水层顶板标高来大致估测地下水位；对于因侧方阻水而造成的局部地下水位，可极据阻水体附近的排泄基准面（如阻水体豁口泉水出露处）大致估测地下水位。对于没有局部隔水层或阻水体影响的统一的区域地下水位，可根据附近井水位标高估测地下水位。如果附近没有井，可根据附近的排泄基准面大致估测地下水位。这些方法虽然不精确，但却简便实用。

第二节　基岩山区找水经验

人民群众在寻找、开发和利用基岩地下水的实践中，积累了丰富的经验。这些经验，对于指导我们的找水实践很有用处，可大致归纳为以下几点：

1．在透水层中找不透水层；在不透水层中找透水层

这个经验告诉我们：

（1）在强透水岩层大片分布的地区，因为岩石透水性强，浅部缺少隔水岩层，所以不易保存地下水，造成地下水严重失散，或者地下水埋藏太深，这常常是强透水岩层分布区缺水的基本原因。因此，在这样的地区寻找地下水就要尽力寻找浅部隔水

岩层或阻水体。有了隔水层就能阻止地下水失散，造成蓄水构造。有两种典型情形：一种是浅部埋藏有水平隔水岩层，阻挡水向深部渗漏，形成埋藏很浅的上层滞水，如图93所示。另一种是在地下排水条件畅通的地区埋藏有横截水流的阻水体，阻止地下水流散，造成阻水型蓄水构造，如图94所示。

（2）在大片不透水岩层和弱透水岩层分布区，缺水的原因主要是因为缺少强透水的岩层，即地下缺少含水的空间条件，大气

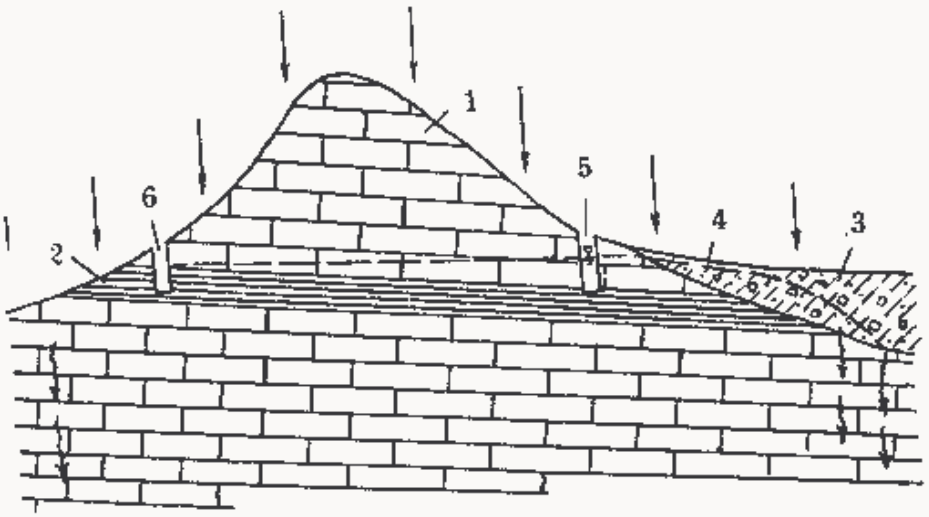


图 93　强透水岩层地区的浅部上层滞水

1—石灰岩强透水层；2—页岩隔水层；3—第四系弱透水层；4—地下水位；5—有水的井；6—无水的干井

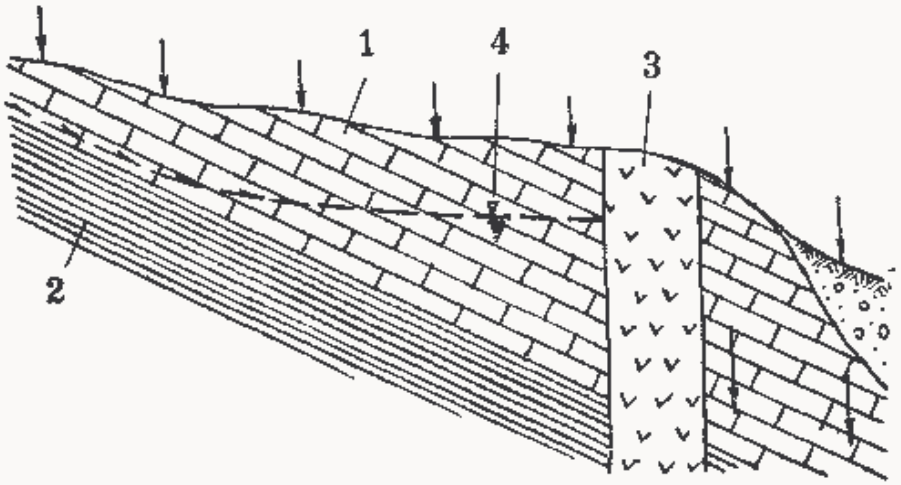


图 94　强透水岩层地区的阻水型蓄水构造

1—石灰岩；2—页岩；3—阻水岩脉；4—地下水位

降水都从地表流走或消耗于蒸发。在这种情况下，就要寻找强透水岩层。有了强透水岩层，就有了含水的空间条件，而隔水或阻水的边界条件在这种地区一般是具备的。只要找到强透水岩层，在适宜的地形条件下，一般都有地下水，如图 95 所示。

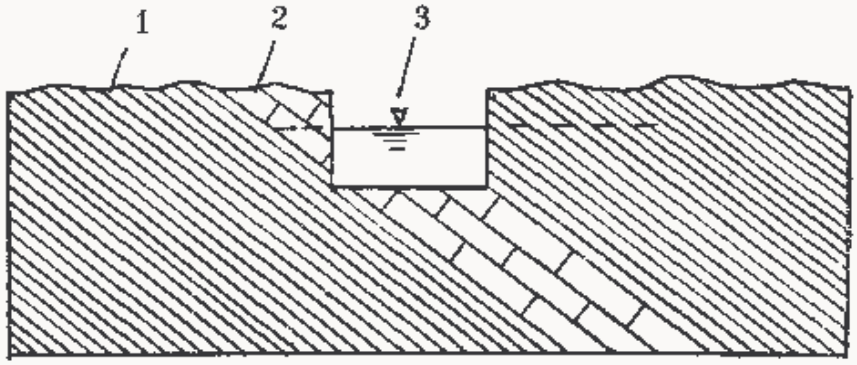


图 95　不透水层中的含水层

1—页岩不透水层；2—石灰岩透水层；3—大口井

利用上述规律找水时，还必须考虑地质构造和地貌条件是否有利于补给。

2．软中找硬，硬中找软

软中找硬，硬中找软，或者叫做柔中找脆，脆中找柔。这是一个利用岩性寻找地下水的经验。所谓“软”，是指粘塑性的岩层，“硬”是指脆性较强的岩层。

（1）软中找硬　就是在大片柔软的粘塑性岩石，如泥页岩、凝灰岩地区，寻找性质脆硬的岩层，如砾岩、砂岩及各种脆性岩脉。由于脆性岩石中裂隙发育，构成含水的空间条件，柔软地层裂隙不发育，构成相对隔水边界，因而形成蓄水构造。

（2）硬中找软　就是在大片脆硬岩层分布区寻找性质柔软的岩层，大片分布的脆硬岩石虽然裂隙较多，若无隔水的岩层存在也不易蓄存地下水。柔软岩层裂隙不发育，可起相对隔水作用，构成蓄水条件。

利用这条经验找水时，也必须考虑地质构造和地貌条件是否有利于补给。

3．可溶岩中找不溶岩；不溶岩中找可溶岩

可溶岩是指石灰岩、白云岩等岩溶化碳酸盐类地层，一般透水性强。不溶岩是指不具可溶性的其它岩层，它们一般比碳酸盐类岩层透水性弱。可溶岩层与非可溶岩层的接触部位往往岩溶发育。所以在可溶性碳酸盐类岩石大片分布的地区，要寻找非可溶性的岩层，其道理与在透水层中找不透水层这条经验相同。在非可溶性岩层大片分布区寻找可溶性岩层，与在不透水层中找透水层的道理相同。

4．整中找碎，碎中找整

所谓“整”，是指裂隙不发育的完整岩石，“碎”是指裂隙发育和断裂破碎的岩石，一般是指断层破碎带。

（1）整中找碎　就是要在完整无裂隙的岩石中寻找裂隙发育带或断层破碎带。裂隙发育带和断层破碎带具备含水的空间条件，完整的岩石则构成隔水边界，在适宜的地貌条件下形成蓄水构造。这一条经验，已在找水实践中广泛应用。

（2）碎中找整　是指在破碎的岩石中寻找不破碎的完整岩石。因为仅仅有破碎岩石还不能保持地下水，还必须有比较完整的岩石阻挡或拦蓄地下水。

5．背斜找谷，向斜找轴

背斜的构造形态不利于地下水的汇集，但是背斜顶部的岩石常因张裂隙发育而易被风化剥蚀，造成背斜谷。背斜谷一般有两个特点：一是岩石有比较发育的张裂隙，造成含水空间条件；二是地形有利于补给和汇水，使地下水有较丰富的补给来源。所以在背斜中找水要找背斜谷。相反，背斜山岭则一般不具备这种蓄水条件。

向斜的构造形态有利于地下水的汇集，如果再有适宜的地形条件配合，就更加有利。向斜轴是地下水汇集的中心，并可造成地下水承压条件。所以在向斜中找水常常要找向斜轴。但不是所有的向斜都如此。要看向斜中是否有良好的含水层。如果没有含水层，向斜构造也不会有水。比较有利的条件是含水层为胶结不甚良好的孔隙裂隙岩层，如胶结不好的砾岩、砂砾岩等。这种岩

层即或在向斜轴部埋藏深度很大，其含水空隙依然发育。

6．通畅中找壅塞，分散中找集中

地下水在岩层中流动，如果径流通道越来越通畅，则岩层中的水就很容易被排泄，不易蓄集。即使有水，地下水位也埋藏太深，不宜开采。相反，如果径流通道越来越不畅通，如过水断面变小或岩石透水性变小，则岩层中的水就会壅塞而蓄积起来，地下水位被壅高，埋藏深度变浅。所以要在通畅之中找壅塞。壅塞可以是岩石裂隙发育程度变弱，也可能是阻水构造，也可能是过水断面变小。凡是地下水流由通畅到不通畅都会产生水流壅塞现象，只要壅塞就能蓄水。

分散之中找集中，就是在地下水埋藏分布比较分散的地区寻找比较集中的地方。基岩山区地下水的分布很不均匀，也象地表水那样，分散的小水流在一定条件下可以汇集成比较集中的大水流；集中的大水流在一定条件下又可以再分散开来。我们寻找地下水就是要寻找它集中的部位。一般地说，地下水集中的部位可反映在地形、岩性和地质构造上。汇水地形的中心低洼处是地下水集中的地部；岩石裂隙、孔隙、溶洞发育的部位是地下水集中的地方。总之，蓄水构造就是地下水集中的地方。

第三节　石灰岩地区地下水的寻找

我国石灰岩分布十分广泛。在石灰岩分布区，除了石灰岩以外，还有白云岩、白云质灰岩、硅质灰岩、泥质灰岩、泥灰岩等碳酸盐类岩石。这些岩石裂隙、溶隙连通性较好，透水性较强，持水性弱，有很大的泄水能力，常造成山区严重缺水。如河北省北部和西部的缺水山区，有百分之五十以上是石灰岩地区。因此，在缺水的石灰岩山区寻找地下水源，是山区人民生活和工农业生产的迫切需要。

一、石灰岩区地下水特征与找水方向

石灰岩地区的地下水主要是岩溶地下水，在硅质灰岩分布区

则主要是裂隙水。石灰岩分布区的地下水有以下特征：

（1）石灰岩等碳酸盐类岩石，岩溶裂隙连通性强，属于强透水的岩石。降雨和地表水渗失量很大。在岩溶发育的地区，渗失的水量，可以达到降雨量的百分之八十；一般石灰岩地区也达到百分之四十到百分之五十。有些河流流入石灰岩地区以后，全部漏入地下，使地表水断流，形成干谷。如山西高原，地表径流系数只有18%。龙子祠泉附近有一条长达3公里的沟谷，每小时50毫米的暴雨后，水也不能流出沟口。山西的桃河，在阳泉至乱流间19公里的一段，每昼夜漏失水量3.8万公方。山东的淄河，在朱崖与后贾庄间46公里的一段，丰水期内河水渗入地下的水量，占流量的47%，因此，淄河有“十八漏”之称。这些河流在旱季往往断流，成为干谷。淄河干谷全长达85公里。在这种石灰岩地区，如果地下没有隔水层阻挡，地下水将一直下渗至区域地下水面。所以，在石灰岩裸露的山区里，地面水不易保存，地下水埋藏太深，形成一幅干旱缺水的景象。

（2）由于石灰岩透水性强，持水能力很弱，所以它有很强的泄水能力。如果侧方没有隔水岩体阻挡，地下水将因大量迅速排泄而使水位降低。地下水面的坡度也很平缓。如河北北部和西部石灰岩山区，岩溶地下水的水面坡度一般只有千分之一至千分之六。在一个蓄水构造内，如果是同一个含水岩层，一般都有统一的地下水面。这个水面的形状只与区域地形轮廓有关，一般都很平缓，几乎不受局部地形起伏的影响。所以，在地面相对高度大的地方，地下水的埋藏深度也大，甚至超过了用普通打井方法所能开采的深度。地下水埋藏太深，是石灰岩山区缺水的主要原因。但是，在一些被隔水层或阻水体所圈闭的构造里，地下水可因不断蓄积而抬高水位，使埋藏深度变浅，便于开采。在面积较大的水平隔水岩层之上，还可以形成上层滞水，但上层滞水水量不大，而且受季节影响很大。在石灰岩山区找水，必须设法知道地下水位及其埋藏深度。

（3）石灰岩虽然是强透水的岩层，但其富水性很不均匀，

受地下岩溶分布控制。打在强岩溶带上的水井出水量很大，而在岩溶不发育的地方打井就很可能失败。在石灰岩山区寻找地下水，主要是寻找岩溶裂隙发育的地方。

（4）大多数石灰岩地区，地下水动态变化幅度大，周期短，降雨后水位变化滞后时间短，对气候变化反应灵敏。地下水位变化幅度由排泄区到补给区越来越大。如河北邢台、邯郸西部石灰岩山区，有些地方（王窑、西石门等地）地下水位变幅达60—70米。个别分水岭地区，地下水位变幅达80米以上。在排泄区附近，水位变幅一般不超过10米。在石灰岩山区确定打井深度及取水方法时，必须考虑这个因素。

（5）由于石灰岩地区大量渗失地表水，使地下水易受污染，尤其是工业废水漏入地下，会使水质急剧地恶化。在石灰岩地区寻找地下水时，这个问题也必须考虑。

在石灰岩地区寻找地下水的主要方向，有以下三个：

（1）寻找岩溶型蓄水构造　在北方石灰岩大片分布区寻找岩溶径流带；在南方石灰岩大片分布区寻找岩溶地下河。不论是岩溶径流带还是地下河，都是地下充水的强岩溶带，含水丰富。只要地下水位埋藏不太深，一般可作为大、中型供水水源。

（2）寻找被隔水层或阻水体圈闭的阻水型蓄水构造。这种蓄水构造，就象地下水库一样，蓄积地下水，抬高水位，便于开采；一般水量比较丰富，可作为大、中型供水水源。

（3）寻找上层滞水。在区域地下水位埋藏很深的地方，如二、三百米深，地下水不易开采。如果需水量不大，仅是解决人畜饮用水问题，则可寻找石灰岩中浅部的上层滞水。由于石灰岩持水能力很低，所以上层滞水水量也有限，或者是季节性间断有水。

二、北方石灰岩地区找水

我国北方的石灰岩，主要是寒武、奥陶系石灰岩和白云质灰岩及震旦系硅质灰岩和白云岩。前者主要分布在河北、山东、山西、辽宁、河南等省的山区，为岩溶含水地层；后者分布在河

北、辽宁一带的山区，为裂隙和岩溶裂隙含水地层。北方石灰岩分布地区，大部分是块状隆起的山地，地势高，地下水面坡度平缓，地下水埋藏深度很大，干旱缺水。但在区域的最低河谷或山前地带的排泄区，却有大型岩溶泉水出露，流量达0.5—15立方米/秒。

石灰岩地区缺水的原因，常常是因为地下水位埋藏太深，用一般的技术方法不能开采。如果需水量不多，首先应寻找浅部便于开采利用的上层滞水。

（一）上层滞水的寻找

寻找上层滞水的关键是寻找隔水岩层。要求隔水层产状平缓，倾角不能太大，分布面积较大（越大越好）。打井时不要打穿隔水层。开采上层滞水一般不适宜打机井。

寻找上层滞水的主要方向是：

1．寻找泥灰岩夹层或页岩夹层的上层滞水

在石灰岩层中，尤其是一个沉积旋迴的底部，如中奥陶统马家沟灰岩底部，常夹有泥灰岩或钙质页岩夹层，厚1—20米左右，为相对隔水层。其上面可以滞留一些地下水。如山西平定县井沟，中奥陶统底部夹有泥灰岩层。附近一眼水井，井深10米，

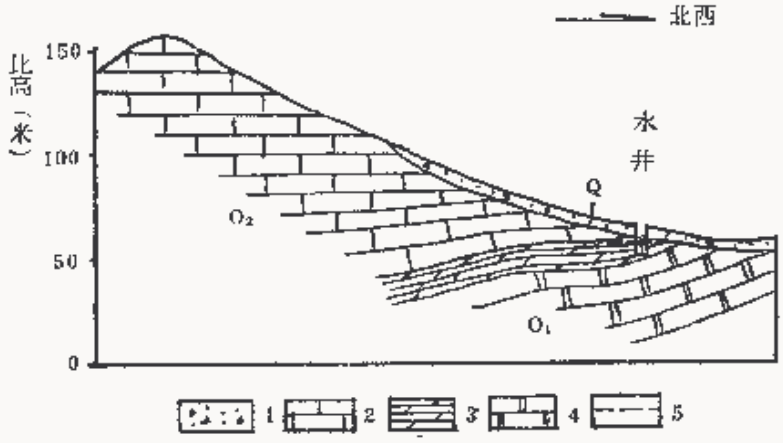


图 96　山西平定县井沟水井水文地质剖面图

（据《怎样找地下水》）

1—泥砂及碎石；2—石灰岩；3—薄层泥灰岩；4—白云岩；5—上层滞水水位

穿过3米厚的泥砂及碎石，打入泥灰岩中。该井水位埋深8.8米，日出水量1吨，如图96所示。北京延庆县茨顶民用水井，系利用震旦系灰岩层中泥灰岩夹层的滞水条件而挖成，旱时日出水量100担，如图97所示。

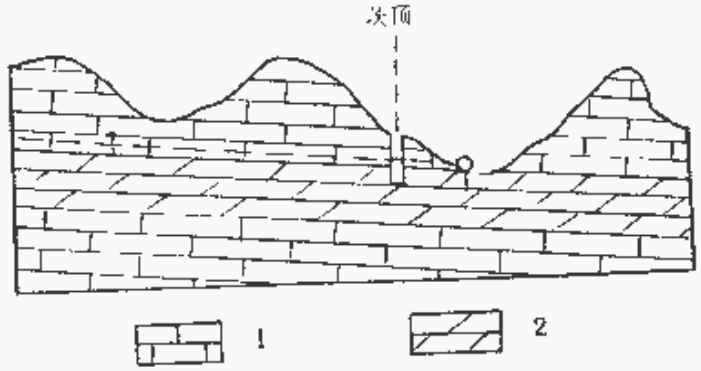


图 97　北京延庆县茨顶水井水文地质剖面图

（据北京地质局水文地质队）

1—震旦系石灰岩；2—震旦系泥灰岩

2．寻找火成岩岩床、岩盘的上层滞水

在石灰岩中，顺层侵入的岩床和岩盘，如果倾角不大，又有足够的厚度和分布面积，便可以形成上层滞水。如山东历城县大龙堂公社南泉井，由于闪长玢岩岩床伸入地下深处，使谷底中寒武统张夏灰岩含水，旱季日出水量千余担。山东章丘县胡山公社的池凉泉，也是由闪长玢岩阻水形成的上层滞水（图37）。

3．寻找石炭系砂岩中的上层滞水

中奥陶统石灰岩分布的山区，在一些小型向斜构造的轴部或地堑陷落的地块里，往往残留有中石炭统砂页岩，可以滞留一些地下水。这种上层滞水，水位埋藏不深，便于开采利用，有些地方水量可以满足生活用水的需要。如山西平定县柏井村东南一井，深11米，穿过上石炭统薄层砂岩、砂质页岩及中石炭统铝土页岩，水位埋深2米，日出水量10吨，如图98所示。

4．寻找断层构造岩的上层滞水

石灰岩中压性大断层的糜棱岩带和角砾岩带，透水性较弱，可以保持少量的上层滞水。如山西平定县老母窑附近的断层，方

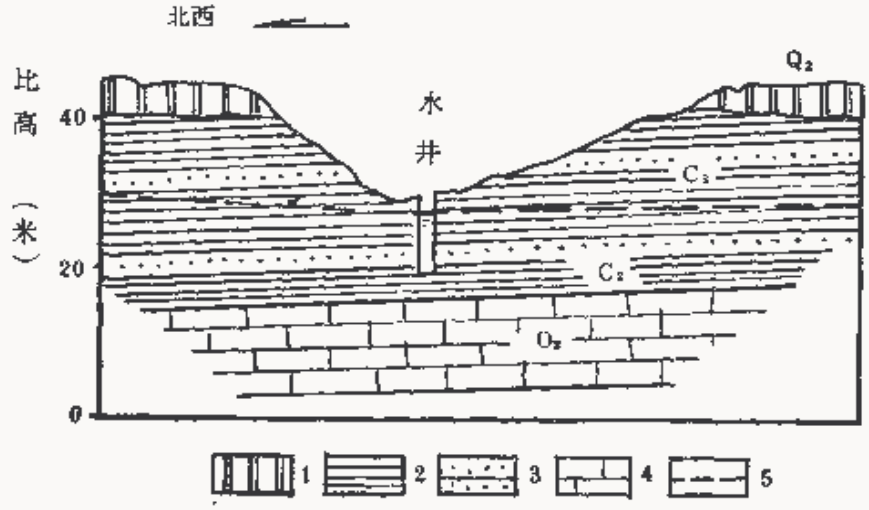


图 98　山西平定县柏井村水井水文地质剖面图

（据《怎样找地下水》）

1—老黄土；2—页岩；3—砂岩；4—石灰岩；5—上层滞水水位

向为北东 20 度，断层两侧，下奥陶统白云岩与下震旦统石英岩直接接触，断层角砾岩及强烈牵引褶皱带宽 50—100 米。附近沟底有水井三处，井深 1.4—2 米，全部是白云岩碎块。由于构造岩的滞水作用，单井日出水量达 0.2—1 吨。而断层带两侧的白云岩和石英岩，由于透水性强，地下水水位很深，不宜开采，如图 99 所示。

5．寻找古岩溶陷落柱的上层滞水

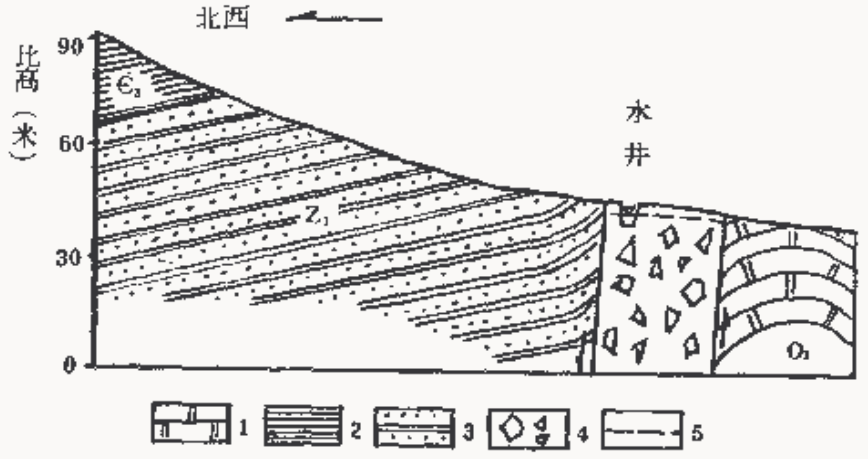


图 99　山西平定县老母窑水井水文地质剖面图

（据《怎样找地下水》）

1—白云岩；2—页岩；3—石英岩；4—断层角砾岩；5—上层滞水水位

陷落柱是由古岩溶洞穴崩塌堆积而形成的。在我国北方，中石炭统沉积之前，已在中奥陶统的顶部石灰岩中发育有许多大型溶洞。这些溶洞在中石炭统沉积覆盖以后，洞顶陆续崩塌陷落。在岩层中形成一个柱状或锥状崩塌物堆积体，这就是陷落柱。在中奥陶统顶部石灰岩里，往往有陷落柱分布，其直径由数十米至数百米，堆积物由杂乱的砂岩、页岩碎块和泥砂物质组成（这种物质是由上面石炭、二叠系地层崩落下来的）。规模较大的陷落堆积物中常含有微弱的孔隙上层滞水，可以用来解决人畜饮水问题。如山西平定县石板庙附近，陷落柱长120米，宽70米，块石由白色粗砂岩、紫色页岩、灰绿色砂质页岩、杂色粗砂岩等组成，直径0.1—1米，其间夹有泥砂。附近石灰岩层属中奥陶统上部层位，岩层产状平缓。打在柱状陷落堆积物中的一眼水井，位于沟侧，井深6米，日出水量0.1—0.2吨，如图100所示。

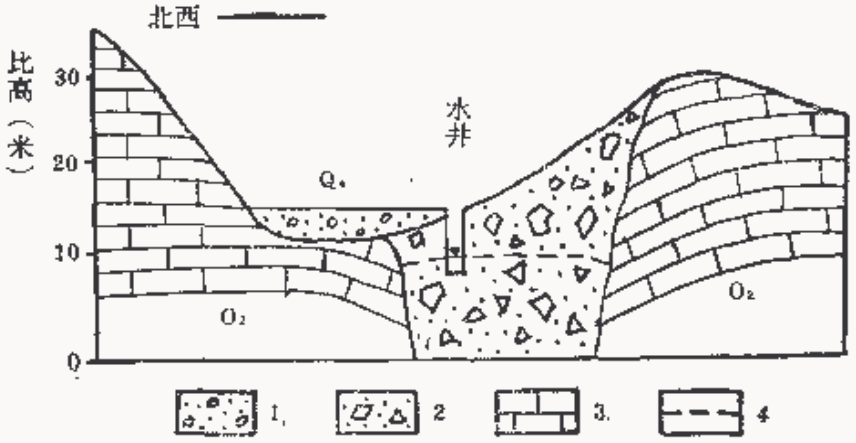


图 100　山西平定县石板庙水井水文地质剖面图

（据《怎样找地下水》）

1—第四系堆积；2—陷落堆积块石及土砂；3—石灰岩；4—上层滞水水位

在石灰岩山区，除了上述上层滞水外，在其上覆的松散堆积物中有时也可以找到上层滞水。如在河床冲洪积物中夹有大片粘土隔水层及砂质黄土层之下有大片红色粘土层的地方等。这是找水中不可忽视的。

（二）石灰岩区域岩溶裂隙水的寻找

对于大、中型供水水源来说，上层滞水远不能满足需要，必须寻找区域强岩溶裂隙带的地下水，即寻找岩溶型蓄水构造和阻水型蓄水构造的地下水。为此，找水时必须抓住两个重要环节，一个是比较准确地掌握住地下水位及其埋藏深度；另一个是找到地下强岩溶裂隙带的位置。然后考虑补给排泄条件，就可以选择井位。

1．寻找断层破碎带的地下水

石灰岩断层破碎带的地下水，水量大，成井率高。岩溶径流带常常就是沿着断层破碎带发育的。实践证明，脆性岩石中的断层容易富水；张性断层容易富水；活断层容易富水；破碎带充填胶结弱而结构疏松的断层容易富水。大量找水实践也证明，断层破碎带的富水性是比较复杂的。这种复杂性表现在：

（1）不是所有的断层都富水。

（2）同一条断层破碎带的不同部位，富水性不同；断层两盘影响带的富水性也可能不同。

（3）断层两盘岩性不同，地下水的富集条件也不一样。

（4）各个断层间的水力联系程度不同，断层破碎带的水量也不一样。

据找水的一般经验，应把井、孔位置选在断层的交叉、拐弯、尖灭处，断距加大、断层密集、切割强含水岩层较多处及脆性岩石的断层影响带、阻水断层的迎水侧等部位。如河北曲阳县朱家庄村东水井（359号）打在震旦系硅质白云岩中的南北向断层与东西向断层的相交处，井内遇有南西向发育的管状溶洞，井深30米，水位埋深17.82米，水量达1200吨/昼夜，如图101所示。

河北曲阳县灵山村北竖井，打在走向北东40度、倾向北西、倾角80度和走向北东80度、倾向南东、倾角80度的两条断层交叉部位。竖井北侧为中奥陶统马家沟灰岩，岩溶发育，见有直径0.2—0.8米的溶洞及东西向和北东向两组溶蚀裂隙。裂隙宽1—20厘米；南侧为石炭二叠系砂页岩夹煤层。北东40度的断层带宽20余米，由石灰岩块石、断层角砾岩及断层泥组成，并斜

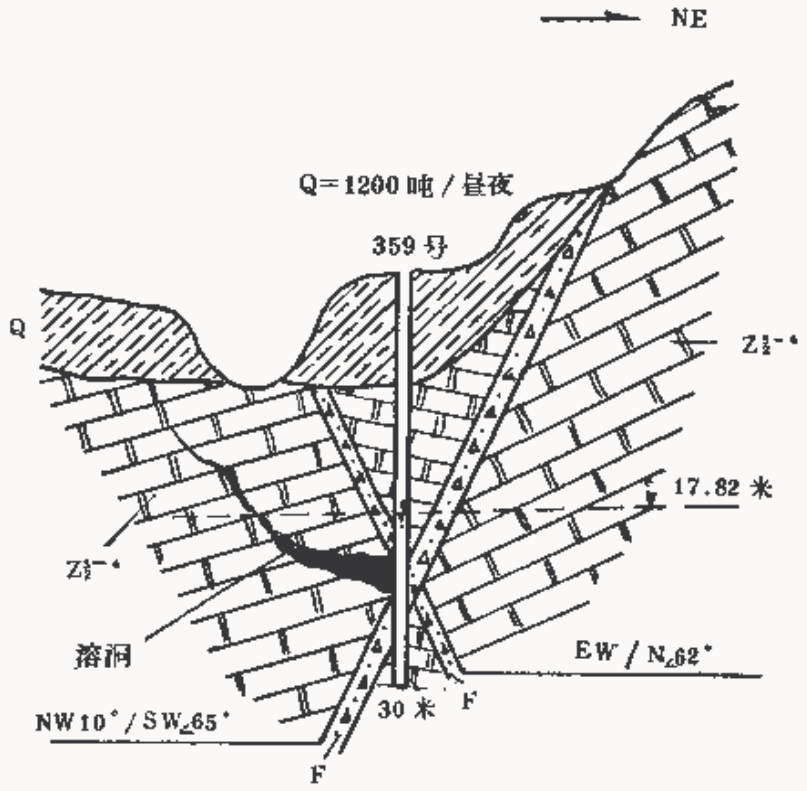


图 101　河北曲阳县朱家庄水井水文地质剖面图

（据保定地区水利局）

Q—第四系土层，Z_2^{3-4}—震旦系硅质白云岩；*F*—断层角砾

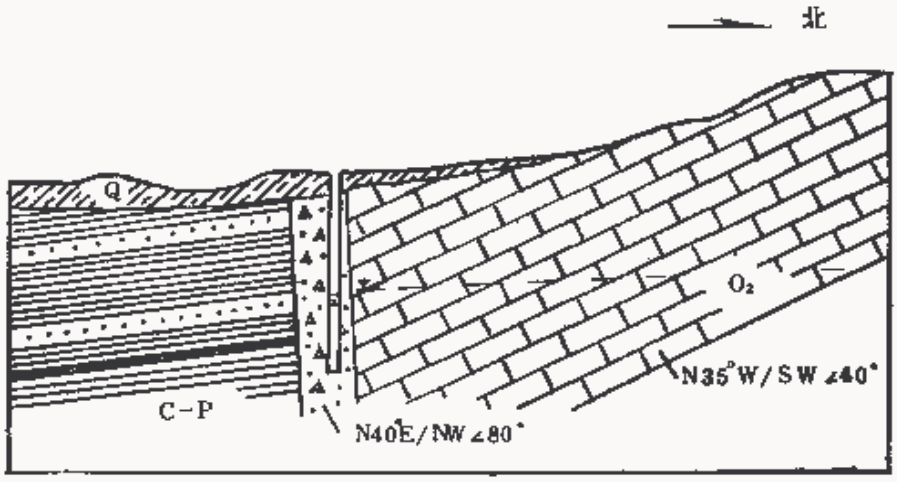


图 102　河北曲阳县灵山村北竖井水文地质剖面图

（据原河北地质局水文地质四大队）

Q—第四系土层；C-P—石炭二叠系砂岩、页岩夹煤层，Q_2—中奥陶统马家沟灰岩

截于季节性有水的干河沟。由于断层带附近岩石破碎，裂隙岩溶发育，并有石炭二叠系地层的阻水作用，所以有利于地下水富集。井深 37 米，水位埋深 26.8 米，水量 30 吨/小时，如图 102 所示。

河北曲阳县红山村东斜井，打在震旦系白云岩中的断层破碎带上。该断层走向北东 80 度，倾向南东，倾角 68 度至 72 度。地表可见断层带宽 5—6 米，由断层角砾岩、白云岩碎块组成，劈理发育，可见明显的水平擦痕。两盘地层均为震旦系雾迷山组白云岩。断层影响带岩石破碎，裂隙发育，产状变化大，并发育有其它方向的分支小断层，如图 103 所示。此井向南东 20 度方向以 34 度倾角向地下掘进，于井筒斜距 60 米处遇见断层带，打至 68 米，水位距井口 38.5 米（井筒斜距），水量为 50 吨/小时。

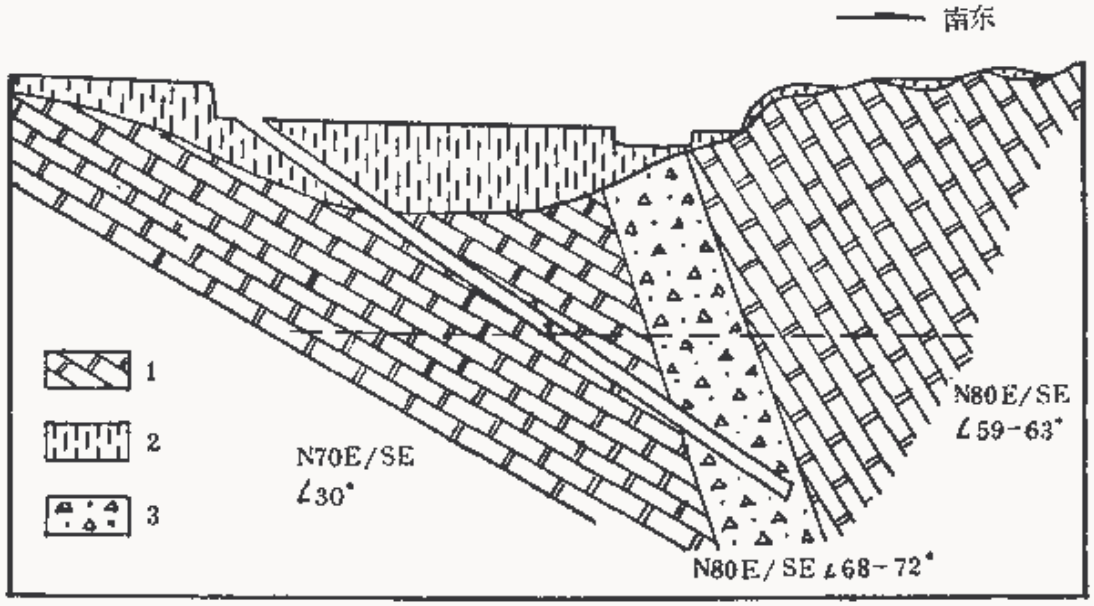


图 103　河北曲阳县红山村东斜井水文地质剖面图

（据原河北地质局水文地质四大队）

1—白云岩；2—黄土；3—断层角砾岩

河北遵化县沙石峪大队，周围岩石均为震旦系高于庄组中上部板状和块状云白岩，坚硬致密，裂隙不发育，含水性很差。过去全村没有一口水井。找水时发现村南有一条北东向延伸的断层破碎带。破碎带中间有十多米宽的断层角砾岩，角砾大小不一，

呈棱角状，胶结疏松。上盘影响带内有数米宽的由几组密集节理组成的破碎岩石。断层面向北西陡倾斜。在断层北侧上盘选一井位，井深 97 米，水位埋深 25 米，水量可供 5 英寸泵抽汲，如图

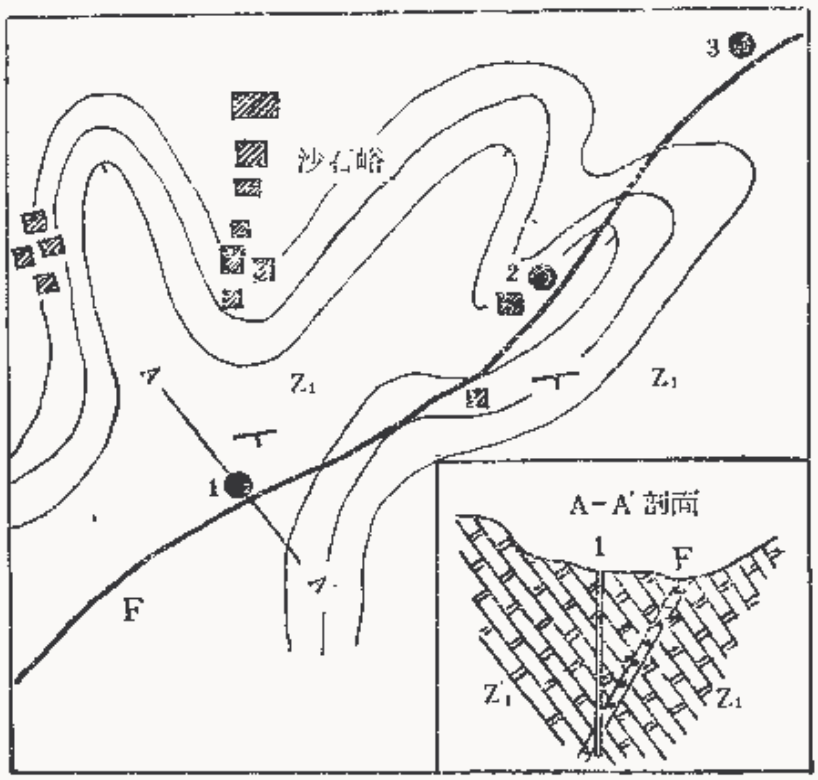


图 104　河北遵化县沙石峪大队钻井平面位置及剖面图

（据河北省地质局第八地质队）

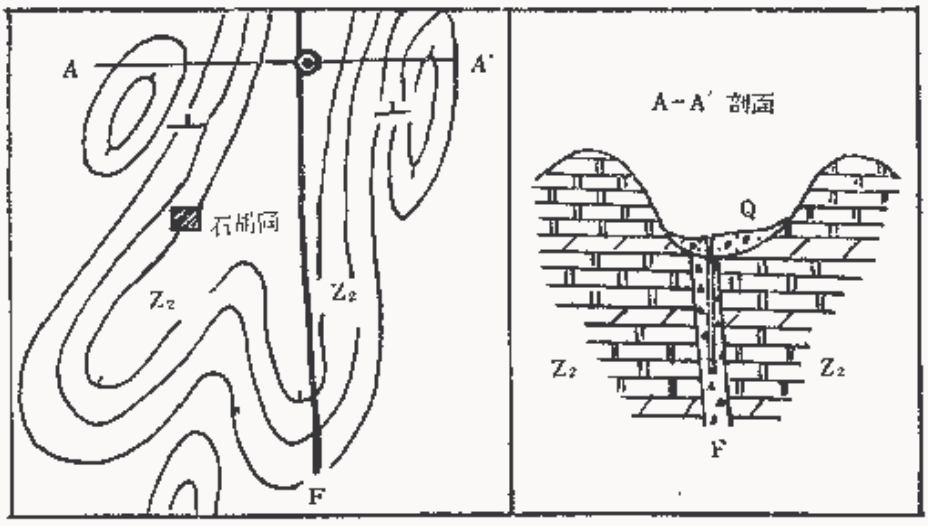


图 105　河北丰润县石胡同钻井平面位置及剖面图

（据河北省地质局第八地质队）

104 所示。后又沿此断层破碎带以 250 米的间距连打两眼钻井，水量均较丰富。

河北丰润县石胡同附近，出露地层为震旦系雾迷山组，为含燧石条带中厚层白云岩与薄层泥质白云岩互层，属于向斜一翼。村东有一条南北向正断层，断层倾角甚陡。断层带由宽 8—9 米胶结疏松的角砾岩组成。沿断层带布一钻井，井深 84 米，水位埋深 18 米，出水量 45 吨/小时，如图 105 所示。

河北易县石坑水井打在震旦系白云岩层的正断层破碎带上，井深 91 米。在 54—66 米段漏水严重，74—80 米段取不上岩心，为主要含水段。用 9 英寸泵抽水，出水量约 2500—3000 吨/昼夜，如图 106 所示。

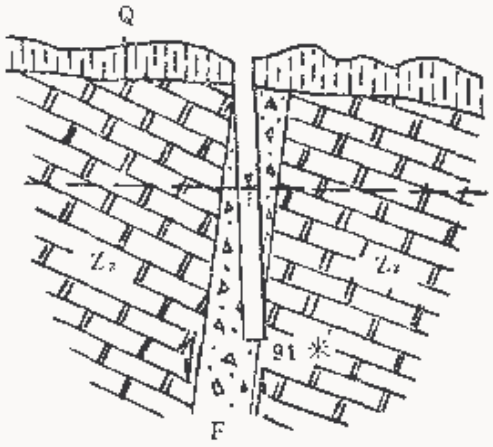


图 106　河北易县石坑水井水文地质剖面图

（据原河北地质局水文地质四大队）

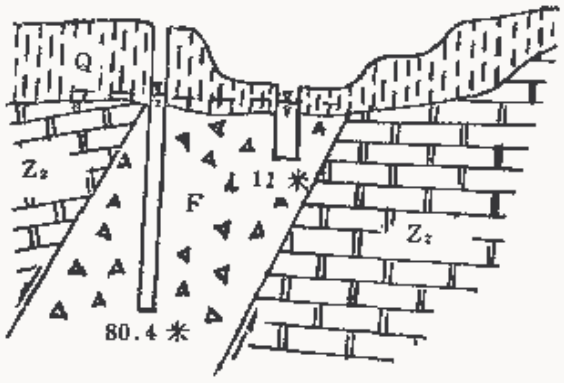


图 107　河北完县辛庄水井水文地质剖面图

（据原河北地质局水文地质四大队）

河北完县辛庄钻井，深 80.4 米，也是打在震旦系白云岩层的正断层破碎带内。初见水位距地表 24 米，后经抽水，水位上升至距地表 20 米，用 6 英寸水泵抽水，出水量 2000 吨/昼夜，如图 107 所示。

河南密县东关竖井，位于正断层的上盘。井深 141 米时，见到断层角砾岩。角砾岩胶结良好，透水性很差。井深 153 米时，穿过断层角砾岩进入石灰岩的断层影响带，沿裂隙大量涌水。该竖井峻工深度为 176 米，抽水水位下降12.5米，出水量1915吨/昼夜，

如图 108 所示。

2．寻找被岩脉阻截的地下水

石灰岩、白云岩等碳酸盐类岩层中的火成岩脉，一般是阻水岩脉。脉壁附近裂隙岩溶发育，透水性好。当脉壁垂直于地下水流向或与其成大角度相交时，则造成岩脉阻水型的蓄水构造。如河北丰润县潘家峪附近，出露的地层为震旦系高于庄组白云岩及含锰页岩，整体看来为一单斜构造，岩层倾向南西 85 度，倾角 37 度。有一条宽约 30 米左右的煌斑岩脉从村西通过，呈南北延伸，产状近于直立，并横截沟口，垂直于地下水流向。该村原打一机井，井位选在岩脉西侧，没有考虑岩脉的阻水作用。孔深 94 米，虽然打穿了含燧石条带的白云岩，但水量很小，不够泵抽。

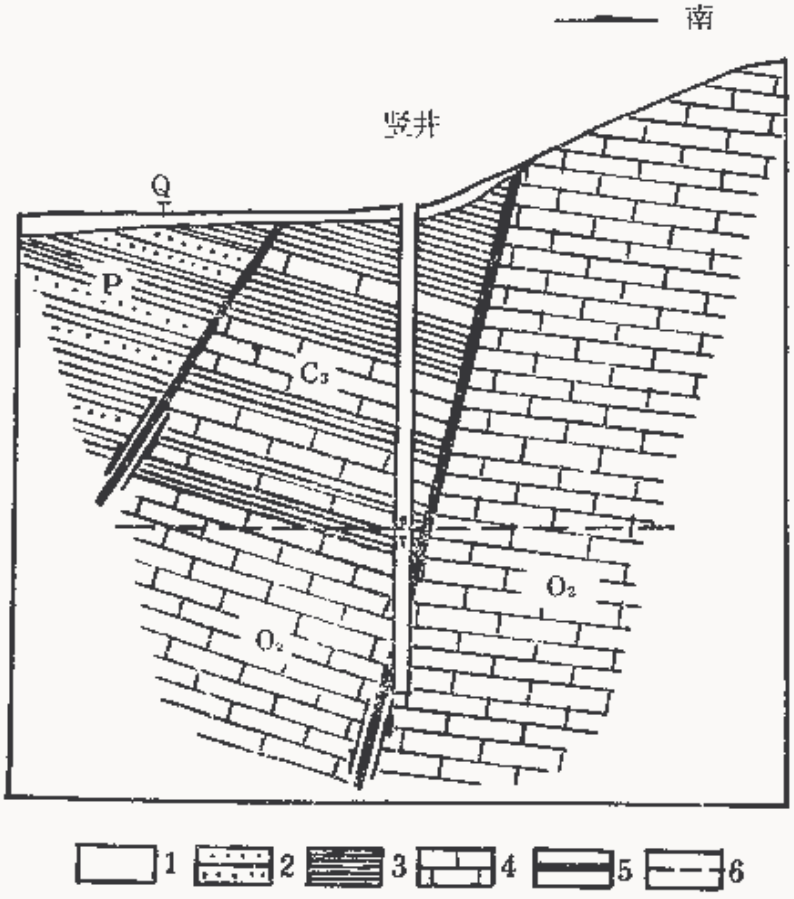


图 108　河南密县东关竖井水文地质剖面图

（据河南地质局水文地质队密县地质组）

1—粘性土；2—砂岩；3—页岩及煤层；4—石灰岩；5—断层破碎带；6—地下水位

后来将井位移至岩脉东侧 10 米处，利用了岩脉阻水和沟谷上游汇水面积较大的有利条件。孔深至 54 米处出现承压水，并能自流，至 77 米终孔。抽水降深 6 米时，水量达 45 吨/小时，如图 109 所示。

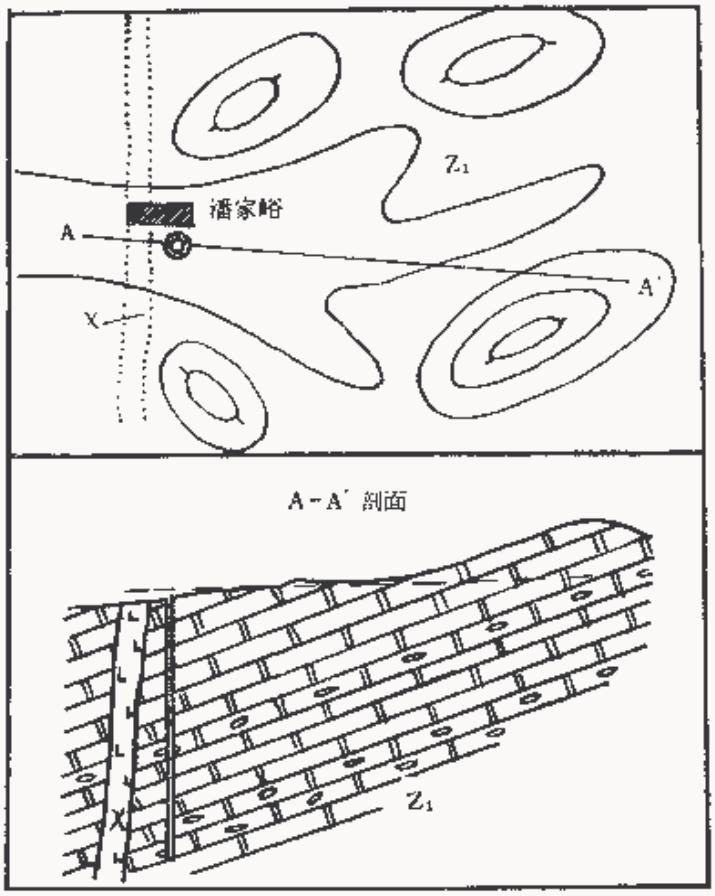


图 109　河北丰润县潘家峪岩脉阻水构造示意图

（据河北省地质局第八地质队）

Z_1—震旦系高于庄组白云岩及含锰页岩，x—煌斑岩

河北遵化县城南君子口，为震旦系雾迷山组含燧石条带白云岩与中厚层块状白云岩互层，岩层倾向南东 30 度，倾角为 20 度左右。其中穿插一条近南北向厚约 20 米的煌斑岩脉。岩脉倾角近直立，其西侧与围岩接触呈阶梯状。该岩脉阻挡来自西部燧石条带白云岩中的地下水，使其沿岩石裂隙涌出地面。经扩大为大口井后，水量达 60 吨/小时，如图 110 所示。

河北曲阳县东庞家洼斜井，井口位于中奥陶统马家沟灰岩与

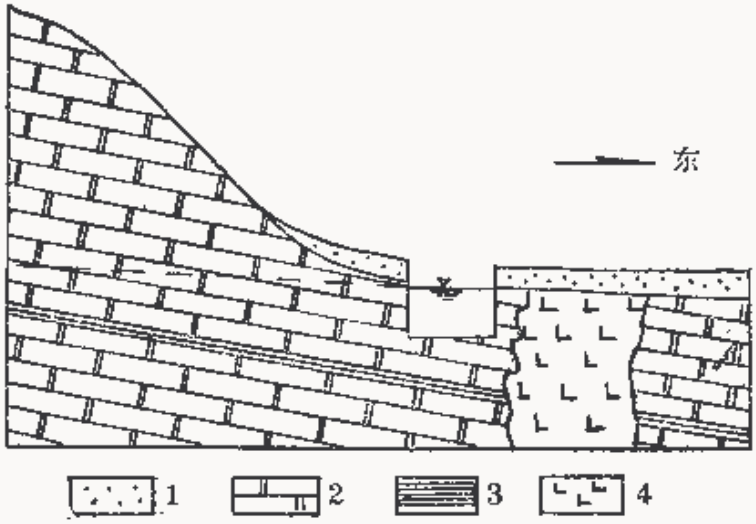


图 110　河北遵化县君子口岩脉阻水构造剖面图

（据河北省地质局第八地质队）

1—第四系；2—燧石条带白云岩；3—页岩；4—煌斑岩

石炭二叠系砂页岩的接触带上，有利于阻水，石灰岩岩溶发育。斜井向正北方开口，以 38 度倾斜角向下掘进，打到斜距 91 米时穿透一岩脉，水位上涨 40 余米（斜距）。岩脉风化严重，阻水性强，抽水水位下降不多，水量达 50—60 吨/小时，如图 111 所示。

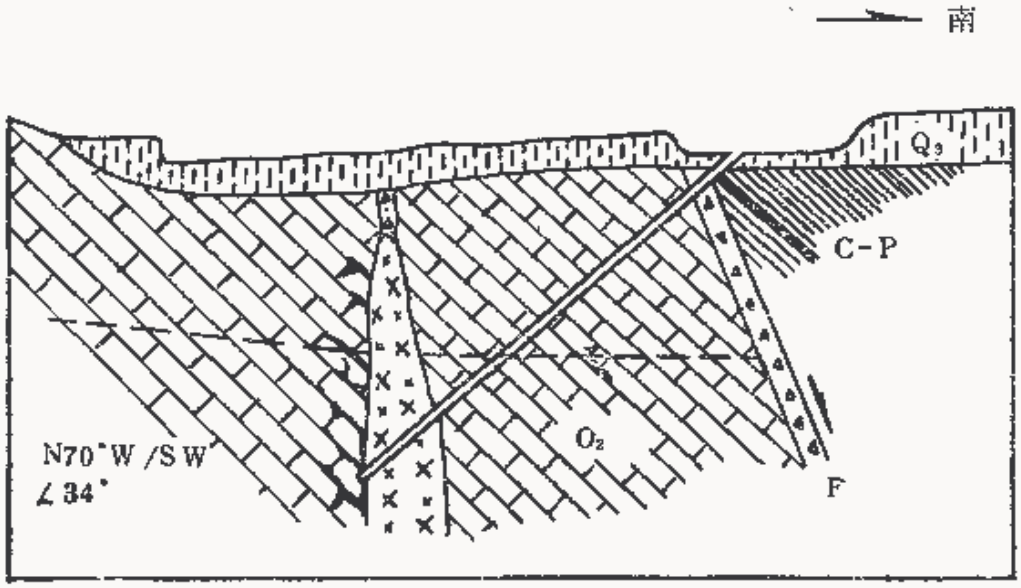


图 111　河北曲阳县东庞家洼斜井水文地质剖面图

（据原河北地质局水文地质四大队）

Q_3—上更新统黄土；C-P—石炭二叠系砂页岩夹煤层；O_2—中奥陶统马家沟灰岩

3．寻找可溶岩石与非可溶岩石接触带的地下水

可溶岩与非可溶岩的接触带，常是岩溶裂隙发育的地方，再加上非可溶岩的阻水作用，地下水就更易富集。特别是在灰岩与阻水的火成岩体接触带打井，水量丰富。

如河北易县西市公路旁的大口井，打在石灰岩与阻水的火成岩体接触带上，岩石破碎，溶洞发育，出水量1500吨/昼夜，如图112所示。

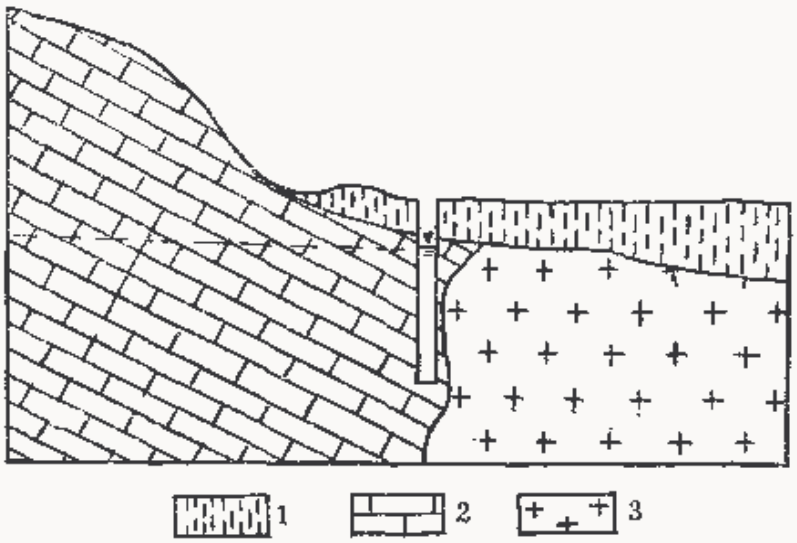


图 112　河北易县西市公路旁火成岩体阻水构造剖面图

（据保定地区水利局）

1—黄土；2—石灰岩；3—火成岩

河北曲阳县米家岗水井，打在震旦系高于庄组白云岩与太古界片麻岩的不整合接触带上。此井主要利用了片麻岩的阻水作用和山前溢出带的条件。打至6米时遇一小断层，水位涨至距地表3.5米。现井深14米，水位埋深4米，出水量500吨/昼夜，如图113所示。

4．寻找背斜张裂带的岩溶地下水

石灰岩地区与褶曲有关的富水带，常常分布在背斜轴部、背斜倾没端及褶曲转折端等张应力集中的部位。当这些部位处在有利的地形汇水条件下，往往比褶曲构造的其它部位富水性强。如山东省长清县归德公社南部沿中奥陶统石灰岩背斜轴分布的富水

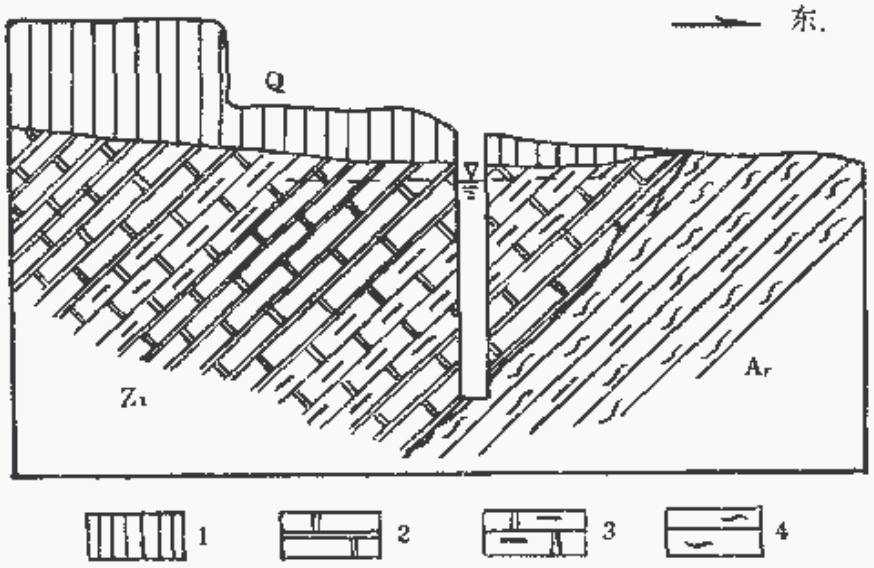


图 113　河北曲阳县米家岗水井水文地质剖面图

（据原河北地质局水文地质四大队）

1—黄土；2—白云岩；3—泥质白云岩；4—片麻岩

带，就是这种岩溶地下水的典型实例（图 48）。

5．寻找纯石灰岩层的岩溶地下水

石灰岩中的岩溶，常常沿着纯石灰岩层发育。在厚层纯石灰岩分布的地区，往往可以找到比较丰富的地下水。如河北峰峰矿区，在鼓山东西两侧及九山东侧中奥陶统石灰岩中开凿了数十眼

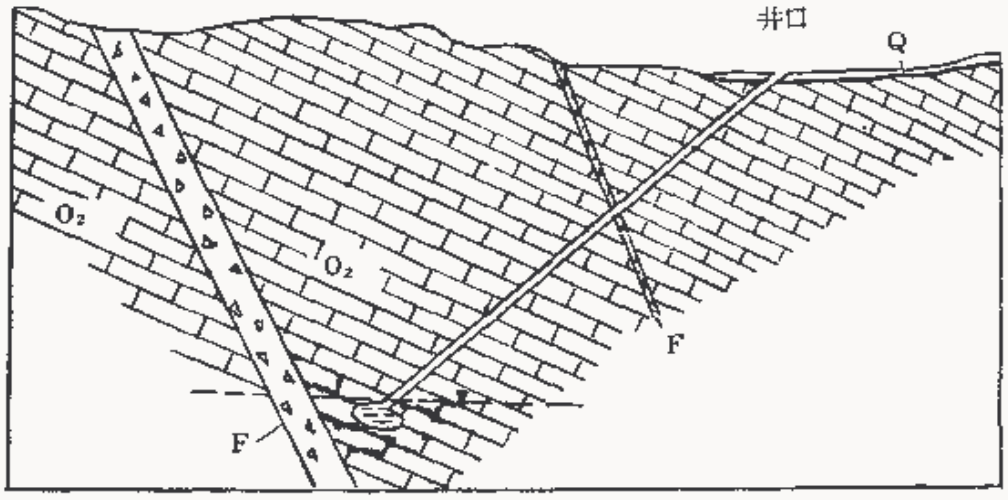


图 114　河北曲阳县西庞家洼斜井水文地质剖面图

（据原河北地质局水文地质四大队）

Q—第四系；O_2—中奥陶统马家沟灰岩；F—断层

斜井。凡是打在厚层纯灰岩层中的斜井，水量都较大。

河北曲阳县西庞家洼斜井，打在中奥陶统马家沟灰岩中。该斜井向北东25度方向以41度倾角向下掘进，至斜距119米深时，遇见一个宽4米、长10米、高5米的充水溶洞。旱季抽水水位下降0.6米时，出水量72吨/小时，如图114所示。

三、南方石灰岩地区找水

我国南方的石灰岩大部分属于上古生界，时代较晚，成分较纯，再加上我国南方气温高、雨量多、草木繁茂，所以地表和地下岩溶作用均比较强烈。

我国南方岩溶区地下水的埋藏形式，主要是岩溶地下河。

（一）裸露型岩溶地区地下水的寻找

典型的裸露型岩溶地区，分布有大片的峰丛洼地和峰林谷地，没有大的平原，即所谓“九分石头一分土”的石灰岩山区。在这种地区，地下河是天然排水的主要出路。暴雨时，地下河一时排水不及，洼地积水成涝；雨后，水又很快从洼地底部的岩溶漏斗、落水洞、裂隙等通道漏失，使地表水奇缺，地面大片受旱。

岩溶地下河的流量，大者可达每秒数百立方米，小者也有每秒几百升。其流量大小，除与岩溶发育程度有关外，还取决于地下河的流程和补给范围的大小。裸露型岩溶地区地下河的特征，常表现为水位埋藏深（最深可达百余米），水位变幅大（最大年变幅达100多米），流量变幅大（最大流量与最小流量相差这数百倍）。地下河的存在，在地表往往通过各种有关的现象反映出来。我们探索地下河时，主要是研究与地下河存在和分布有关的各种现象。

裸露型岩溶地区地下河的勘察方法，有地面调查、深调调查、动态观测、连通试验四种。

1．地面调查

地面调查主要是研究与地下河存在和分布有关的现象。

（1）根据地貌标志寻找地下河　地下河经过的地方，往往在地面上有所显示。一般常有干谷、盲谷、溶蚀洼地、溶井、落

水洞、塌陷、地裂等呈规律性分布，甚至还有地表明流出现。因此，我们可以根据地下河的入口和出口，参照有关的地貌标志，大体上推断地下河的位置、流向及深度，如图 115 所示。

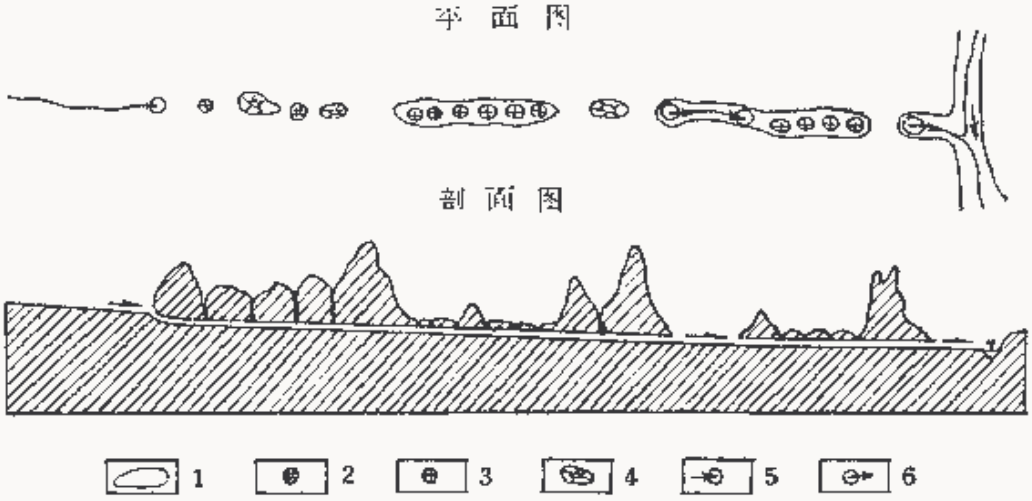


图 115　广西河池县唐甫—拉闷地下河的地貌标志示意图

（据陈文俊）

1—岩溶洼地；2—溶井；3—落水洞；4—漏斗；5—地下河入口；6—地下河出口

（2）根据岩性和地质构造寻找地下河　前已叙及，岩溶常常沿着质纯厚层石灰岩、向斜或背斜轴部、断层破碎带、可溶岩层与非可溶岩层接触带等部位发育。我们据此可以判断地下河的位置和走向。其实例可参阅第一章第三节。

（3）根据受涝洼地寻找地下河　洪水季节，由于汇水面积大，地下河通道有限，一时排水不及，使下游与地下河相联系的各洼地依次受涝，且成线状排列。这种现象，说明各个洼地之间有地下河相连通。如广西的弄沌—弄力地下河，在洪水季节，就是沿弄蕉—弄沌—弄琳—弄勒—弄贵—弄力等一线由上游至下游依次受涝，如图 116 所示。

（4）根据鱼类活动寻找地下河　地下河里的鱼类，雨季随水从天窗涌出地表。我们可以根据这个线索寻找地下河。如在广西，一些峰丛之间的洼地，旱季无水，而雨季竟可捕鱼数千斤，单只鱼的重量可以达到 10—20 斤。这说明洼地之下有巨大的地

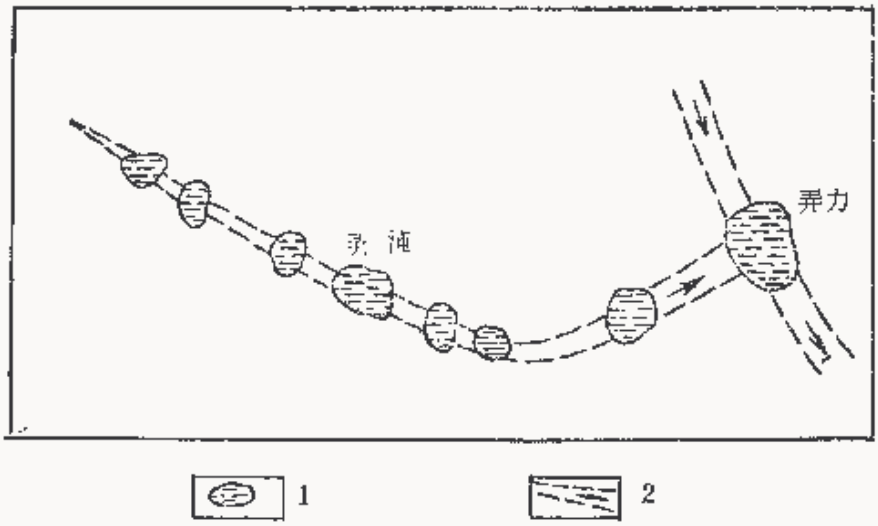


图 116　广西弄沌—弄力地下河与受涝洼地关系图

（据广西地质局水文地质队桂西找水组）

1—受涝洼地；2—地下河

下河通道。生活在地下河中的鱼类，常见的有连拐鱼、油鱼、鲈鱼和无鳞鱼等。如果地下河或洼地积水中出现了鲤鱼，则说明地下河与地表水相连通。广西环江公社下秧生产队有两个落水洞，每年雨季都有五、六斤重的鲤鱼自洞中涌出，而且鱼的身上带有创伤。1963 年抗旱时，根据这一线索下洞探水，结果发现了一处地下瀑布，流量为 170 升/秒。

（5）根据气体活动寻找地下河　岩溶通道和地下河埋藏在地下深处，其温度和湿度比较恒定，所以与这些溶洞、地下河相通的溶洞口，就往往有冬天冒热气、夏天出冷气的现象。这种现象也可以作为寻找地下河的标志。如在广西东兰县三石公社拉京生产队北面山坡上的一米多厚的坡积物中，发现有一处冬天冒热气。当地群众向深处开挖了五米，发现一个大溶洞。然后又沿着这条通道向西北弯弯曲曲的追溯了 200 多米，终于找到了一条地下河，如图 117 所示。

2．深洞调查

在裸露型岩溶地区，地形起伏大，地下水排泄基准面低，地下河埋藏深。为了查明地下河的来龙去脉，探入洞内调查是十分

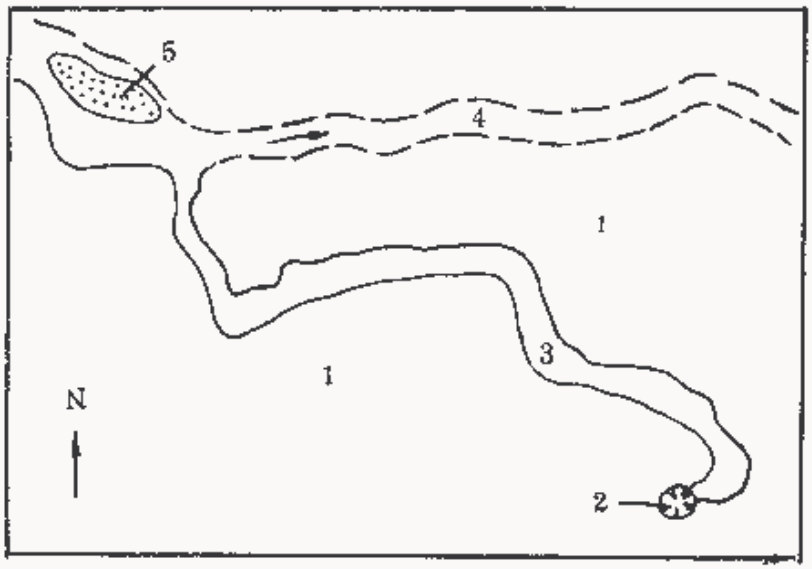


图 117　广西东兰县拉京岩溶通道和地下河示意图

（据广西地质局水文地质队）

1—石灰岩；2—冬天冒热气的溶洞口；3—找水时清理出来的地下岩溶通道；4—发现的地下河；5—地下河道中的沙滩

必要的。在深入洞内调查时，要有严密的组织和必要的安全措施。准备好上、下洞的工具及防毒、防兽、照明、通讯等设备。

洞内调查需要搜集的资料有：

（1）洞穴的规模、形态及发育特征。

（2）地下河的水位及水体的大小。

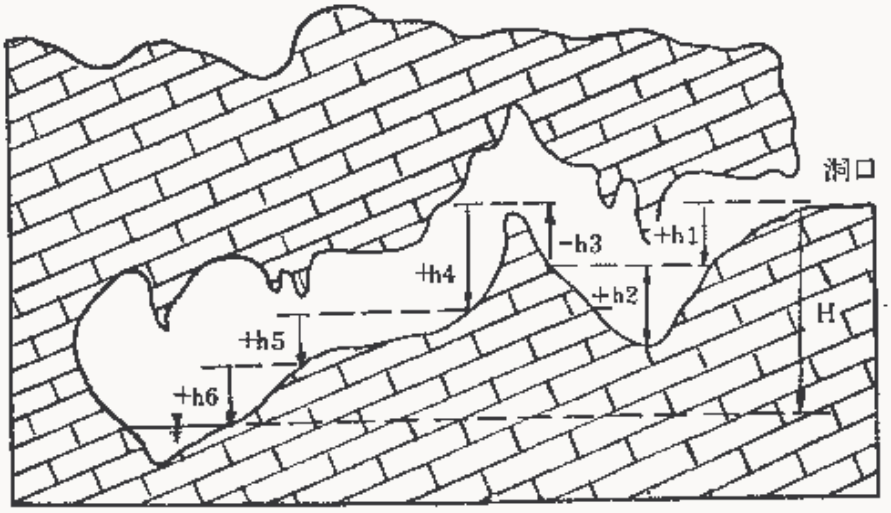


图 118　地下河水面埋深测量方法示意剖面图

地下河水面埋深$H = h_1 + h_2 - h_2 - h_3 + h_4 + h_5 + h_6$

（3）地下河的流向、流速及流量。

（4）洞穴堆积情况。

为了选取适宜的提水设备开发地下河水，需要测量地下河水位及其埋藏深度。对于竖井式的深洞，可直接在洞口用测绳量得地下河的水面埋藏深度。如果洞内地形复杂，可用竹竿和手水准仪分段测量高差。以向下为正，向上为负，然后求其代数和，即是地下河水面的埋藏深度（图 118）。

地下河的流量，一般可采用堰板、浮标或流速仪进行测量。如果是深潭式的地下河，则需进行水泵抽水试验，确定地下河的流量。

3．动态观测

地下河的水位、流量变化很大。丰水季节和枯水季节的水位可相差数十米乃至百米，流量可相差几倍到几十倍。因此，对地下河各天然水点的水位、流量、水质进行长期观测，不仅可以判定地下河的来龙去脉，而且还可以获得地下河水位、水量的可靠数据资料。动态观测是裸露型岩溶地区勘察地下河的一项重要手段。

地下河的位置和流向，可以根据两种资料来判定：一是对动态变化相关曲线进行分析对比，凡是同一个水系具有水力联系的水点，其曲线类型是相似的；二是对横向剖而同时刻的水位标高进行对比，凡是近地下河处，水位均低，分水岭处水位最高。

4．连通试验

为了查清地下河的来龙去脉，需要在各天然水点之间做连通试验。连通试验的方法很多，由于岩溶通道复杂，每种方法都有其一定的局限性。目前常用的方法有以下几种：

（1）浮标法　此法就是从上游某个水点投入试料，在下游许多点上观测，如在一定时间出现所投试料，则证明它们属于同一个地下河通道。试料一般可就地取材，如谷糠、谷稗、木炭等。这种方法适用于通道规整、坡降大、流速快的地段。如广西东兰县三石公社的拉平-板文地下河，流量 0.1 立方米/秒，两水点间

距 11 公里、坡降 7.6‰，群众用200 市斤谷稗在拉平投入，经 36 小时后在板文出口发现谷稗，证明两点之间地下河连通。

（2）化学分析法　试料可用食盐。此法一般适用于地下河通道容量不大，水力坡降大于 2 ‰的地段。如广西宜山的独山-拉友地下河，流量 0.3 立方米/秒，两水点间距 6 公里，水力坡降 2.9‰，在独山投入食盐 1000 公斤，10 小时后观测点拉友的氯离子含量由每升4.96毫克逐渐增加到 13.47 毫克，证明两点间地下河连通。

（3）染色法　试料常为萤光红、元青、黄泥等。此法一般适用于流量不大、流程短、流速快的地段。

（4）人工动态法　即在某一水点抽水、闸水或放水，观测其附近各水点地下水位的变化情况，从而揭示地下河的连通情况及各水点的相互关系。如广西宜山龙头拉浪地下河，1965 年 2 月，在其中游祥兴天窗堵塞闸水，水位上升 21 米，其上游木耐、纳屯、桥头、鱼岩、凤凰岩等地水位均上升 10—20 米，进而查清了上游两条支流的位置。

（二）覆盖型岩溶地区地下水的寻找

覆盖型岩溶地区一般是平坦开阔的孤峰平原，地表普遍有第四纪土层覆盖。这种地区的岩溶地下水常常形成网状水系，具有统一的地下水水面，水位埋藏浅，一般在 10 米以内。由于地势平坦，基岩出露少（一般只出露在孤峰处），所以在这里寻找岩溶地下水，除了进行地面调查以外，还需要配合物探工作，主要是电法勘探。这种地区一般接近地下水的排泄区，天然水点较多，可以直接开采利用。还可以开挖大口井或打管井开采岩溶地下水。

在地面调查中，利用岩溶塌陷洼地来寻找岩溶地下水，是比较成功的经验。岩溶塌陷洼地就是没有沟谷向外排水的洼地，有封闭洼地、串珠状洼地、条形洼地几种。封闭洼地的形成过程如图 119 所示。

封闭洼地成排出现，组成串珠状洼地。各封闭洼地之间有地

下岩溶通道相通，如图120所示。

串珠状洼地不断发展扩大，互相连接，成条形洼地。条形洼地，也有的是由断层造成的。

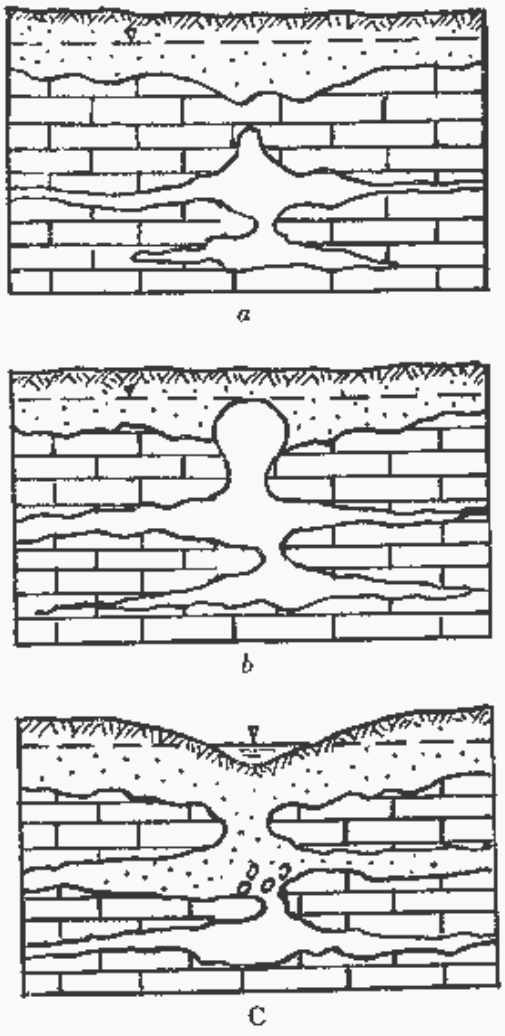


图 119　封闭洼地形成示意图

a—地下溶洞；b—溶洞发展至上部土层，形成土洞；c—土层塌陷，地面形成封闭洼地

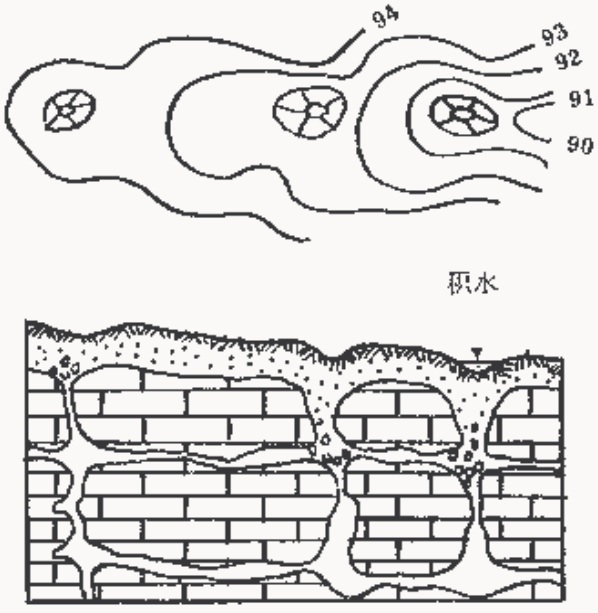


图 120　串珠状洼地示意图

可见，岩溶塌陷洼地是地下岩溶洞穴在地表的反映。它是覆盖型岩溶地区寻找岩溶地下水的重要标志。如广西柳州市北郊，地下埋藏有丰富的岩溶地下水，但地表都被厚达 10 米以上的土层覆盖。广西水文地质队根据岩溶塌陷洼地、塌陷点等地表形态，结合物探电阻率异常资料，在封闭洼地中布置钻孔，获得丰富的地下水，单孔出水量达 1500—5000 吨/昼夜，如图 121 所示。

一般地说，封闭洼地分布在条形洼地之中时，岩溶地下水常较通畅，水文地质条件良好。如果封闭洼地分布于条形洼地附

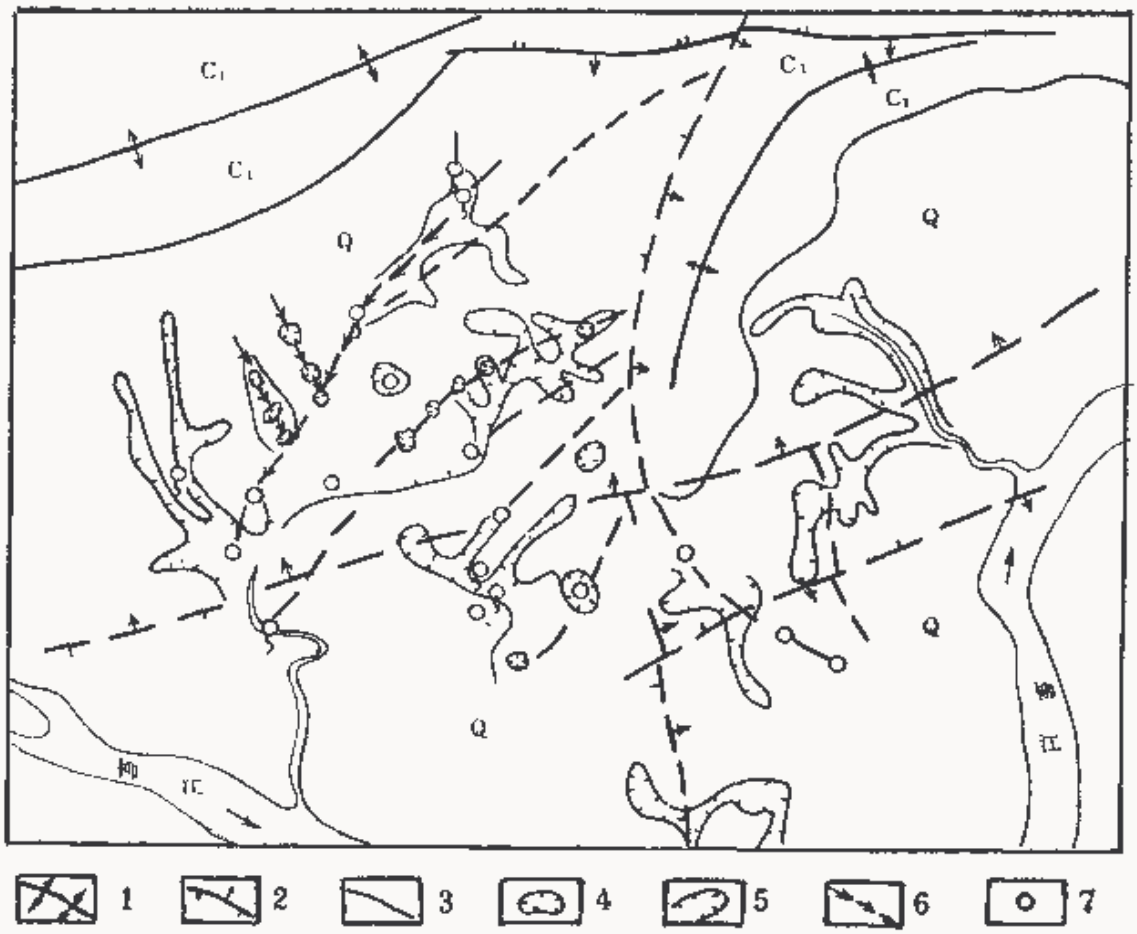


图 121　广西柳州市附近岩溶地貌及钻孔位置示意图

（据广西地质局水文地质队）

1—背斜构造；2—断层；3—地质界线；4—封闭洼地；5—条形开口洼地；6—地下河；7—钻孔

近，一般可认为是地下岩溶的支道，其岩溶发育程度不如主道。如果封闭洼地分布在条形洼地之间，比较孤立，则很可能是处在两个地下水系的分水岭上，地下岩溶通道多被粘土充填堵塞，水文地质条件差。

第四节　碎屑沉积岩地区地下水的寻找

一、碎屑沉积岩地区地下水特征与找水方向

碎屑沉积岩包括砾岩、砂岩、泥岩和页岩等。这些岩石在我国分布很广，有海相的砂页岩层、海陆交互相的砂页岩含煤地

层、平原河湖相的砂页泥岩层、内陆盆地及山麓相的砂泥岩和砂砾岩层。

碎屑沉积岩具有典型的层状构造。地下水主要赋存于层状的透水岩层中。砾岩和砂岩等粗粒碎屑岩层，一般可成为含水层；页岩、泥岩等细粒碎屑岩层则为隔水层或相对隔水层。此外，在碎屑沉积岩层中有时夹有灰岩或泥灰岩层，一般也是含水岩层。在含水的粗粒碎屑岩层中，有裂隙和孔隙都含水的，如成岩地质时期较晚的结构疏松的砾岩和砂岩，不但裂隙发育，而且孔隙也多，因而成为裂隙孔隙含水层；有只是裂隙含水的，如成岩固结程度高的硬脆性砾岩和砂岩层，其孔隙已被完全充填胶结，但构造裂隙往往很发育，因而构成裂隙含水层。此外，还有一些泥质砾岩和泥质砂岩，孔隙、裂隙都不发育，不能成为好的含水层。在碎屑沉积岩层分布区寻找地下水，正确鉴别含水层和隔水层是十分重要的。

碎屑沉积岩地区地下水的埋藏和分布除受岩性和岩层组合的控制外，还受构造的控制，常形成褶皱型和断裂型蓄水构造，有时也因岩脉或大型岩体的侵入而形成接触型蓄水构造。因此，碎屑沉积岩地区寻找地下水的方向主要有以下几个：

（1）寻找褶皱型蓄水构造，尤其是向斜蓄水构造和单斜蓄水构造。

（2）寻找断裂型蓄水构造，即寻找断层破碎带的地下水。

（3）寻找岩脉蓄水构造及侵入接触带蓄水构造。

（4）寻找风化带蓄水构造。

为了查清碎屑沉积岩地区的蓄水构造及其富水部位，找水中应当做到以下几点：

（1）首先要正确鉴别含水岩层和隔水岩层。

（2）其次要查明岩层的褶曲形态和断裂构造。

（3）还要了解地形与岩层、地质构造之间的组合关系。

下面我们分别介绍各种碎屑岩层分布区的找水标志和实例。

二、海相与海陆交互相砂页岩夹灰岩地区

在我国北方，浅海相碎屑沉积岩层主要有中、下寒武统页岩夹灰岩或泥灰岩层及震旦系的一些砂岩、页岩层。海陆交互相碎屑沉积岩层有石炭系砂页岩含煤地层。在我国南方，有志留系、二叠系等浅海相碎屑沉积岩。在这类地区，可以从以下几个方面寻找地下水：

1．寻找石灰岩、白云岩或泥灰岩层间岩溶裂隙水

在寒武系徐庄组、毛庄组，以及馒头组的海相页岩中，都夹有石灰岩、白云岩或泥灰岩层。在地表下一定深度内，裂隙、岩溶往往比较发育，是良好的含水层，在有利的构造及地形部位可以打井取水。如河北曲阳县东口南村西大口井，打在徐庄组页岩中所夹的紫红色鲕状灰岩及含铜灰岩中，井深 12 米，水位埋深 10米，出水量 30 吨/昼夜，如图 122 所示。

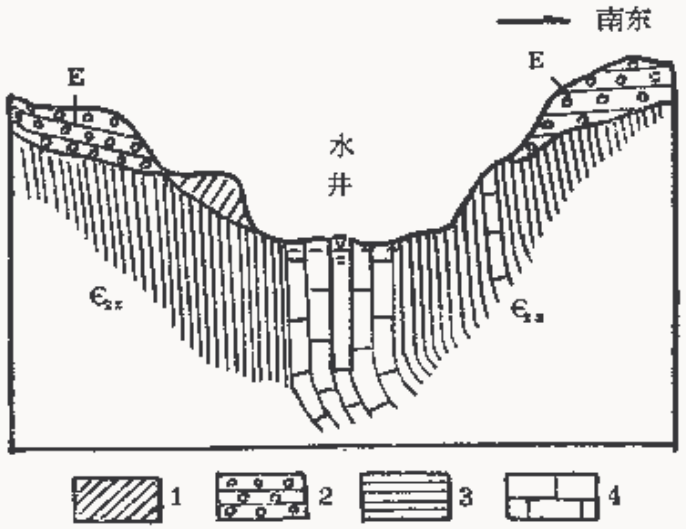


图 122　河北曲阳县东口南村西大口井地质剖面图

（据保定地区水利局）

1—第四系；2—第三系砾岩；3—寒武系徐庄组页岩；4—寒武系徐庄组石灰岩

河北曲阳县李家洼村北的新水井，打在单斜蓄水构造上，从徐庄组页岩中开口，打至毛庄组顶部一层厚 10—15 米左右的泥灰岩中，泥灰岩顶部有 1 — 3 米厚的砾状灰岩，岩溶裂隙较发育。井深 18.6米，水位埋深 14.1 米，出水量 300 吨/昼夜，如图

123 所示。

北方石炭系含煤地层的石灰岩夹层，往往是重要的含水层，不仅可以作为小型饮用水源，有时还可以作为中型供水水源。如山西五台县娑婆寺附近，出露石炭系含煤地层，其间夹有 3 层石灰岩，厚1—2米。在沟底石灰岩出露处打一水井，井深2.8米，水位埋深1.3米，出水量 20—80 吨/昼夜，如图 124 所示。

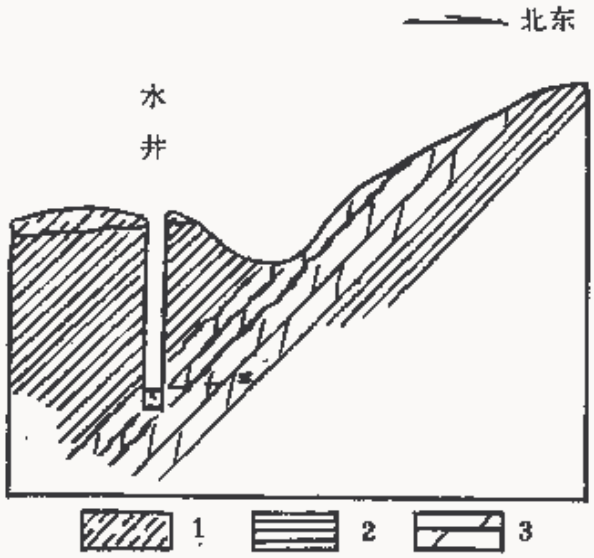


图 123　河北曲阳县李家洼村北水井地质剖面图

（据保定地区水利局）

1—第四系；2—寒武系徐庄组及毛庄组页岩；3—寒武系毛庄组泥灰岩及砾状灰岩

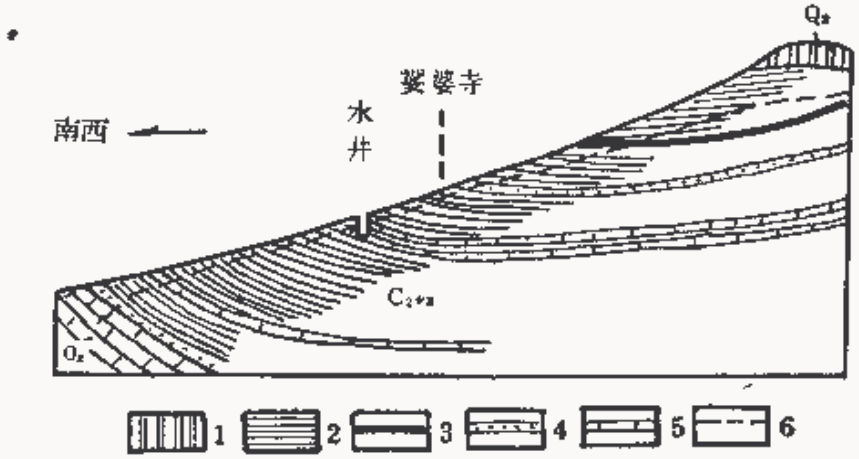


图 124　山西五台县娑婆寺水井水文地质剖面图

（据《怎样找地下水》）

1—黄土；2—页岩；3—煤层；4—砂岩；5—石灰岩；6—地下水位

这种石灰岩夹层的岩溶裂隙水的富水性很不均匀。在泉水、河流附近，向斜轴部，以及石灰岩层厚度较大时，富水性较强。如山西晋城县泊村泉水流量为 42.5 升/秒。4 号营井距泉水 5 米，井下第五层石灰岩厚 4 米，埋深 20 余米，岩溶发育，抽水水位

下降 4.29 米，出水量 12000 吨/昼夜。抽水时泊村泉水乾涸。但距泉水较远的 21 号孔，第五层石灰岩的钻孔单位涌水量只有 0.021 升/秒，如图 125 所示。

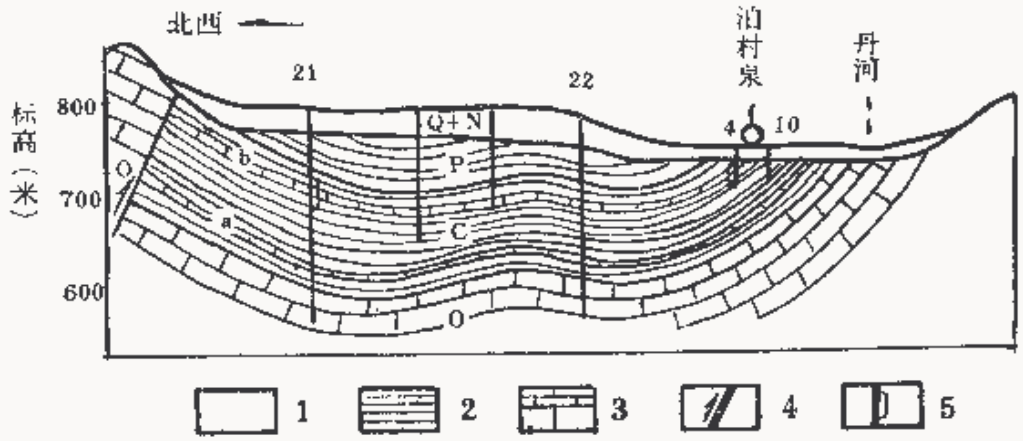


图 125　山西晋城县泊村泉水附近水文地质剖面图

（据《怎样找地下水》）

1—粘性土；2—页岩、砂岩夹煤层；3—石灰岩；4—断层；5—抽水试验段；a—石炭系第一层灰岩；b—石炭系第五层灰岩

2．寻找砂岩层间裂隙水

在海相和海陆交互相的页岩中，常夹砂岩或钙质砂岩层。这种岩层虽然孔隙率低，没有含水意义，但因其性质较脆，在构造变动中易产生裂隙，尤其在地表风化带里，裂隙更易发育，构成含水层。在有利的构造部位和地形条件下，可以蓄积地下水。如河北、山西等地的下二叠统山西组底部砂岩层，裂隙往往比较发育，其中的裂隙水常在地形低洼处溢出地表，形成可供利用的泉水。

3．寻找断层破碎带的地下水

当断层切割石灰岩或砂岩等岩层时，其破碎带一般可以含水，形成断层蓄水构造。如山东历城县柳中大队矿泉大井，打在导水断层的上盘，地形为低缓谷地，井深只 10 米，在下寒武统鲜红色页岩之下的泥灰岩中出水，水量是 120 吨/小时，如图 126 所示。

安徽铜陵市附近，有一个由志留系砂岩和砂质页岩组成的背

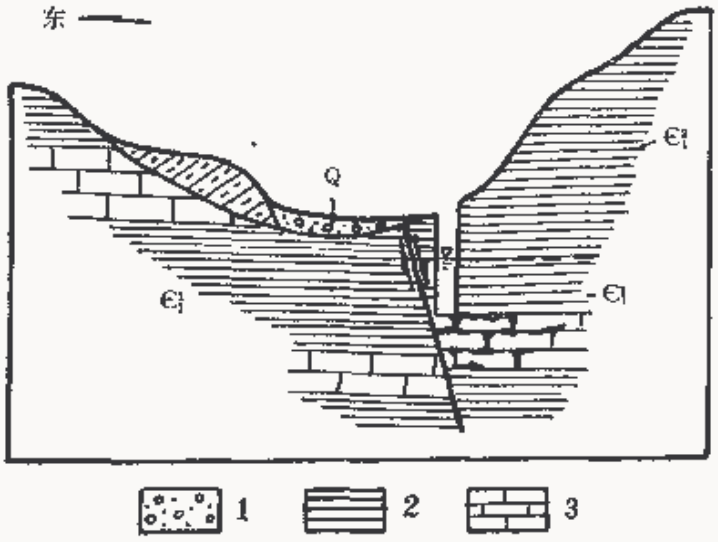


图 126　山东历城县矿泉大井地质剖面图

（据山东地质局水文地质队）

1—第四系；2—页岩；3—灰岩及泥灰岩

斜。通过地面调查，发现有一宽 40 米、长 100 米以上的破碎角砾岩带。经过电测，也发现深部有一个倾向西南的陡立的低阻体。钻探结果，孔深 226.5 米时遇到角砾岩，终孔深 256.2 米，仍未穿透。破碎带裂隙水水位高出孔口，抽水水位下降 50 米，出水量 357 吨/昼夜，如图 127 所示。

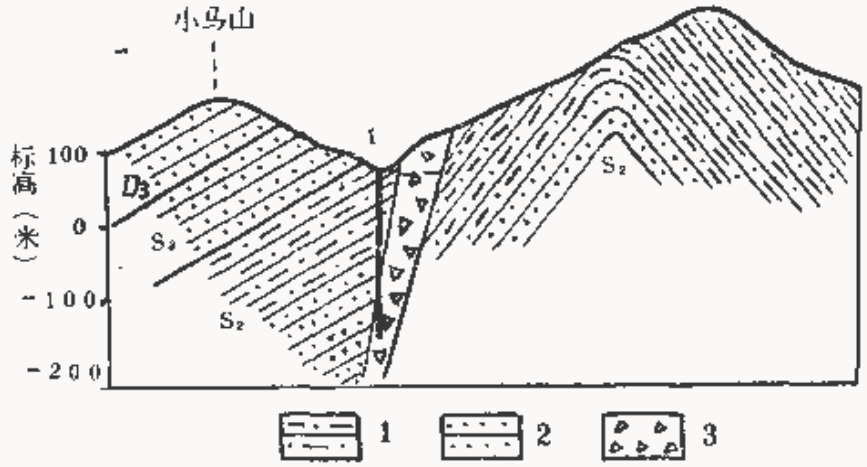


图 127　安徽铜陵市附近 1 号钻孔地质剖面图

（据《怎样找地下水》）

1—砂质页岩；2—砂岩；3—断层破碎带

三、平原河湖相砂页泥岩地区

在我国北方，平原河湖相碎屑沉积岩层有二叠系、三叠系及部分侏罗系的砂页泥岩层。在这种岩层分布区寻找地下水，主要是寻找砂岩中的裂隙水，而页岩、泥岩、砂质泥岩等细碎屑岩层则为隔水层。二叠、三叠系砂岩层，粒间孔隙一般不发育，没有多大的含水意义，主要是构造裂隙及风化裂隙含水。而裂隙的分布既受岩性控制，又受局部构造的控制。所以在这种岩层分布区找水，首先要寻找颗粒较粗易于形成构造裂隙的砂岩层，其次则要寻找砂岩裂隙发育的构造部位，同时也要考虑有利于地下水补给和富集的地形条件。而在砂岩广泛分布的地区，则要寻找能够造成隔水条件的页岩或泥岩层。

1．寻找砂岩风化带裂隙水

在砂、页、泥岩地区，页岩和泥岩的风化带透水性很弱，而砂岩风化带透水性较强。当补给和汇水条件较好时，可以形成小型地下水源。

砂岩风化裂隙的发育深度，受地形及地面剥蚀程度的影响，各地很不一致。根据四川盆地打在侏罗系砂、页、泥岩中的钻孔揭露，砂岩风化裂隙在四川盆地主要分布在45米深度以上。打穿砂岩风化裂隙带的钻孔，出水量一般为30—75吨/昼夜。

在大片砂岩出露的地区，风化带裂隙水都向沟谷或洼地中汇集。在沟谷、洼地中打井，一般能获得可供人畜饮用的水量，有时也能找到中、小型地下水源。

在岩层平缓的砂页岩地区，浅部砂岩含水层多被沟谷切穿，造成良好的排泄条件。排泄基准面以上的砂岩不易富集地下水。在这种情况下，可以寻找沟谷底部的砂岩层，在砂岩风化裂隙带中打井。

当砂页岩层走向横截沟谷，并倾向沟谷上游时，页岩起阻水作用。在这种条件下，井位可选在砂岩中，打井时不要打穿页岩层；如果砂页岩倾向沟谷下游，且岩层倾角大于地面坡角时，页岩起阻水作用。在这种条件下，常形成承压水，可在砂岩与页岩

交界处打井。如北京附近山区的一些具备此条件的居民饮用水井，水量达20吨/昼夜以上。

2．寻找层间砂岩构造裂隙水

在砂、页、泥岩地区，砂岩是相对含水层。由于构造裂隙发育的不均一性，砂岩的富水性并非到处都一样，有些地方砂岩含水微弱，没有开采利用价值。只有在裂隙发育的构造部位才有比较丰富的地下水。

因此，在砂、页、泥岩地区寻找层间裂隙水，一是要寻找粗粒的脆性砂岩层，二是要寻找裂隙发育的构造部位。一般来说，岩层褶曲的转折端及岩层弯曲率最大的地方导水的构造裂隙最发育，含水最丰富。如陕西铜川柳湾附近，凡是打在柳湾背斜北翼岩层倾角由45度左右转向10度左右的转折端下方的钻孔，出水量均超过500吨/昼夜。其中有三个钻孔出水量超过1200吨/昼夜，最大达1928吨/昼夜。打在向斜轴部的钻孔，水量也较大。

3．寻找断层破碎带构造裂隙水

砂岩脆性较大，其断层破碎带，尤其是张性断层破碎带含水丰富。而页岩和泥岩的断层破碎带多是充填闭合的，不易含水。所以在砂、页、泥岩地区找水，可以寻找脆性砂岩中的断层破碎带，尤其是当断层通过背斜或向斜轴部时，富水性较强。如甘肃华亭县石堡子，为三叠系砂页岩分布区，钻孔（深2）打在一条北东向压性逆断层的上盘，断层通过小背斜轴部，孔深100.91米，水位埋深10.96米，抽水降深13.5米时，涌水量188吨/昼夜。而另外两个钻孔（深1、深3）打在一般的三叠系砂岩中，虽然汇水条件较好，但水量微弱，如图128所示。

四、内陆盆地相与山麓相砂砾泥岩地区

内陆盆地相与山麓相沉积岩层主要是白垩系和第三系沉积物。它包括内陆盆地相的红色砂泥岩层，即所谓“红层”，和山麓相的泥质砂砾岩层。这种碎屑沉积岩的特点是岩相变化大，厚度不稳定，固结成岩程度低，常含有可溶岩类，如碳酸钙、石膏等。一些粗粒碎屑岩的粒间孔隙较发育。找水时，应着重研究岩

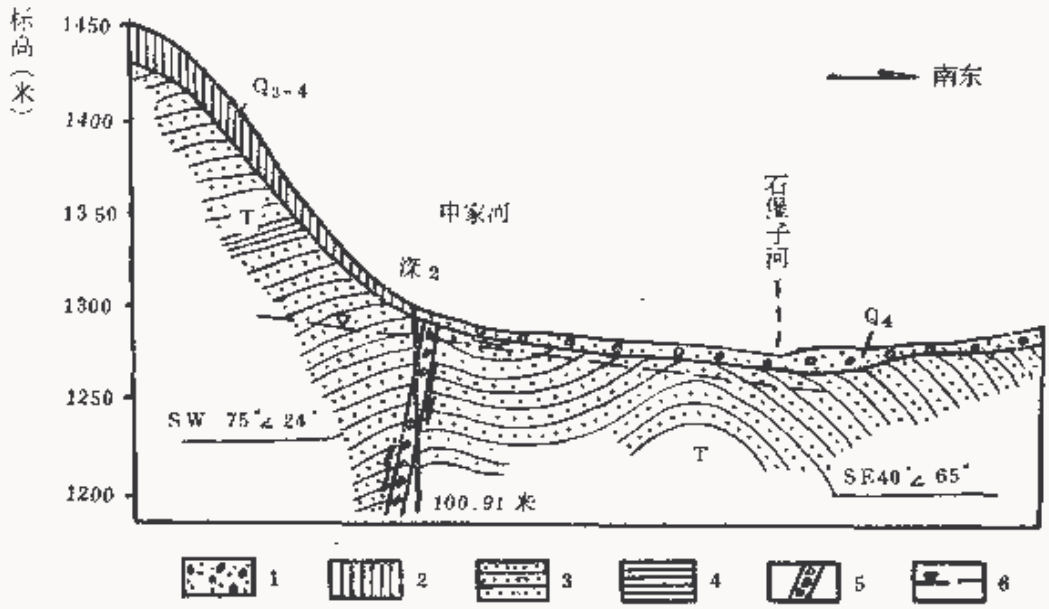


图 128　甘肃华亭县申家河断层附近地质剖面图

（据甘肃地质局水文地质一队）

1—第四系砂砾石；2—第四系黄土；3—三叠系砂岩；4—三叠系页岩；5—断层破碎带；6—地下水水位

石的含水性。一般来说，分选性较好的砾岩、砂岩常构成裂隙孔隙含水层；分选不好的泥质砾岩和泥质砂岩含水性很低。泥灰岩层或富含可溶盐的其它岩层，风化后也可以成为含水层。泥岩、砂质泥岩和页岩等细粒岩石透水性很低，为隔水层。

由于红色岩层多以粘土岩为主，缺少含水的空间条件，含水不丰富。其水量只能作为小型供水水源。据四川 50 个钻孔资料统计，孔深为 50—250 米的钻孔，出水量在 5—100 吨/昼夜的钻孔占 58 %，出水 100—400 吨/昼夜的钻孔占 36 %；大于 400 吨/昼夜的钻孔只占 6 %。但红色岩层中常夹砂岩和可溶性岩石。在一定的构造和地形条件下也可以找到比较丰富的地下水源。

在内陆盆地相和山麓相碎屑沉积岩分布区主要应从以下几方面寻找地下水源：

1．寻找单斜蓄水构造

在红色岩层分布区，泥灰岩、钙质砂岩及松软的砂砾岩夹层，常为含水岩层，在单斜构造条件下可以蓄集地下水。泥灰

岩、钙质砂岩经地下水溶蚀后，常具蜂窝状结构，透水性较强；胶结程度弱的砂砾岩，结构疏松，孔隙发育，也有较强的透水性。它们都是红色岩层分布区寻找地下水的重要标志。如山东莱西县李权庄公社全家屯大队村西大口井，打穿了三层泥灰岩，主要的一层厚7米左右，大口井面积30×50平方米，井深3米，出水量达1000吨/昼夜，如图129所示。

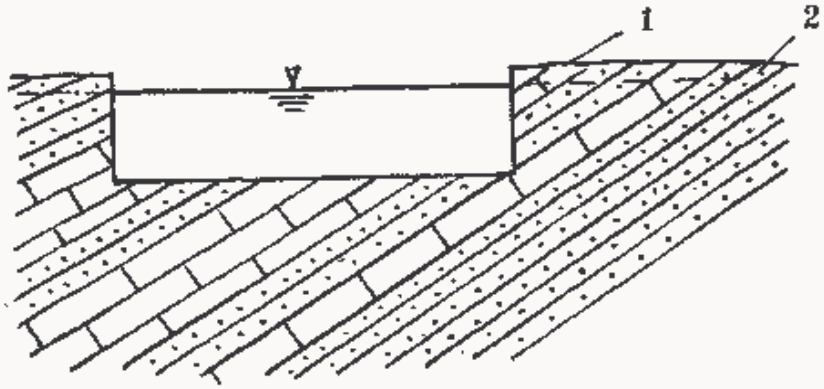


图 129　山东莱西县李权庄公社全家屯村西大口井地质剖面图
（据莱西县水利局）
1—泥灰岩；2—红砂岩

在红色砂泥岩分布区，常有砂砾岩夹层。如果砂砾岩分选性较好、胶结较弱、疏松多孔隙，在单斜构造条件下可以蓄积地下水。这种岩层以孔隙含水为主，井的出水量一般为每昼夜数百吨，大者达1000吨/昼夜左右。如山东莱西县李权庄公社葛岭大队村后大口井，井口面积15×20平方米，井深7米左右，含水层为厚约3米的松软砂砾岩，出水量达1000吨/昼夜，如图130所示。

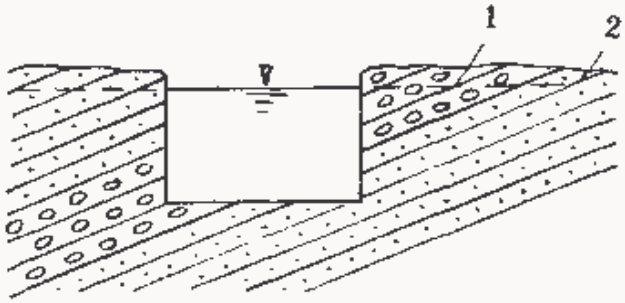
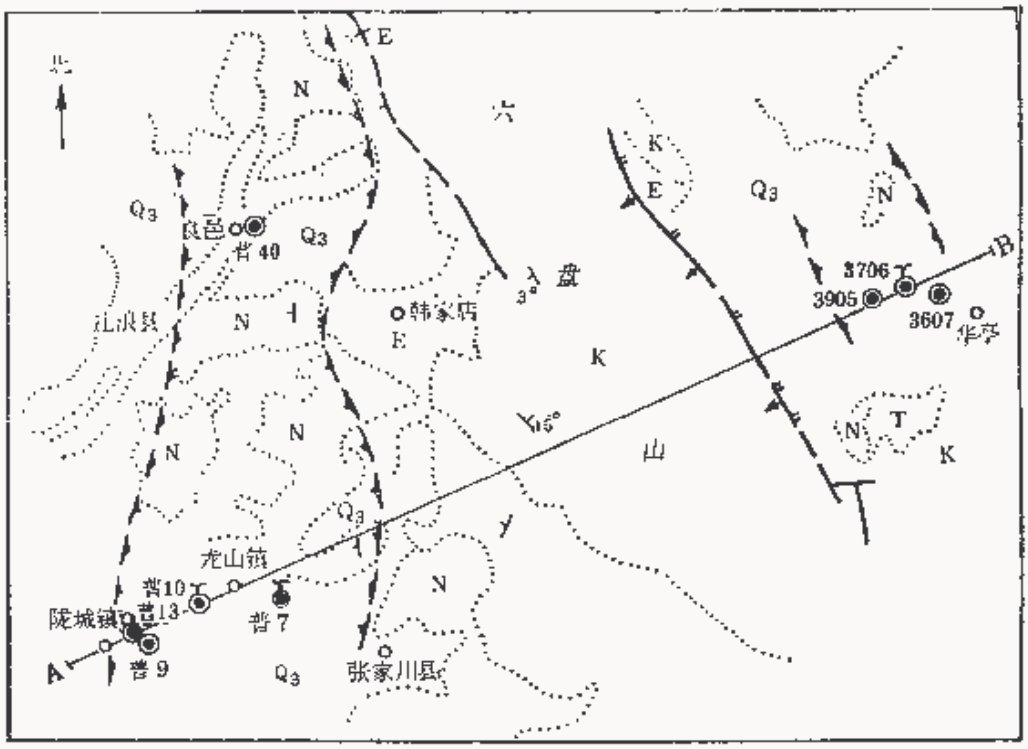


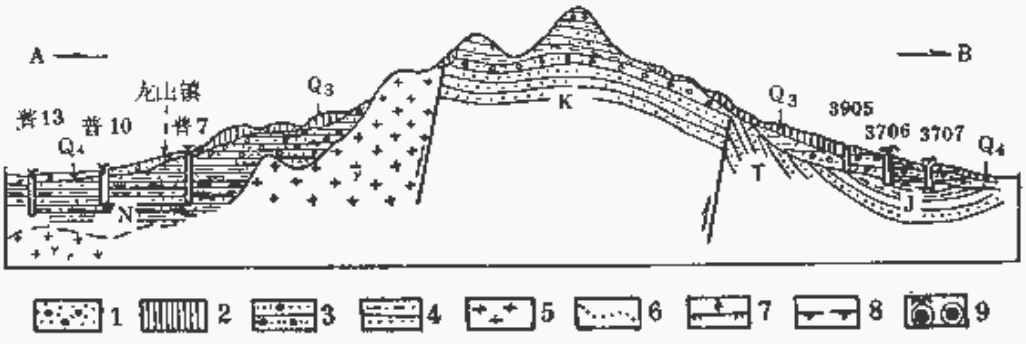
图 130　山东莱西县李权庄公社葛岭村后大口井地质剖面图
（据莱西县水利局）
1—砂砾岩；2—红砂岩

此外，在我国西北地区，褶皱山地的山麓地带，多是中、新

生代盆地的边缘，堆积有很厚的粗粒碎屑岩层，向盆地中心，颗粒逐渐变细，岩层顺坡还有微小的原始倾斜。地下水由山区接受补给，在成岩程度较低的砾岩、砂岩层中形成承压水。这就是由岩层原始倾斜构成的单斜蓄水构造(自流水斜地)。如六盘山东侧的南河、北河、策底河一带，新第三系为山麓河槽沉积，厚度



A-B 剖面图



1 2 3 4 5 6 7 8 9

图 131 甘肃六盘山两侧新第三系承压水分布图

(据甘肃地质局水文地质一队)

1—砂砾石；2—黄土；3—砂砾岩；4—砂质泥岩与砂岩；5—花岗岩；6—地层界线；7—断层；8—新第三系承压水分布边界；9—自流水与承压水钻孔

120—160米，其中有较厚的砂砾岩和砂岩，均被第四系覆盖。经钻探揭露，新第三系地层中有较丰富的自流水，孔深126—163.46米，涌水量为256.51—453.86吨/昼夜。六盘山西侧龙山镇北到庄浪县良邑一带，也为新第三系沉积，岩性以砂砾岩为主，往西颗粒变细，相变为砂质泥岩夹薄层砂砾岩。打在其中的十几个勘探钻孔皆证明有水，地势较低的河谷区的钻孔大部分自流，抽水时涌水量为100—400吨/昼夜。

2．寻找向斜蓄水构造

白垩系和第三系碎屑沉积岩层，成岩地质时代较晚，成岩程度较低。其中的砂砾岩层形成孔隙含水层，泥页岩为相对隔水层。在向斜构造条件下可以蓄积地下水，形成典型的自流水盆地。如甘肃陇东地区，由白垩系砂岩、页岩组成的大型向斜构造，钻孔自流水量达5000—13000吨/昼夜。江苏北部地区，上白垩统王氏组紫红色碎屑沉积岩为陆相湖盆堆积。新沂县马陵山向斜，轴向为北北东，核部地层为王氏组上段细砂岩；东翼为王氏组下段砾岩，构成马陵山主体；西翼在官庄、乱王一带冲沟中，也有下段砾岩出露。5号孔位于向斜轴部，地形为一低地，孔深300米，打出了自流水。岩性为细砂岩，水头高出地面0.65米，单位涌水量为0.89升/秒·米。4号孔位于5号孔以南二公里，孔深300米，水头高出地面0.32米，单位涌水量为0.16升/秒·米。

此外，在我国西北地区，如陇东、陇中地区，分布有较多的小型山间沉积盆地。每个盆地的面积由数十平方公里至数百平方公里不等。盆地内几乎全部为白垩系和第三系颗粒较粗的砂砾岩层及砂岩层。其中有的砂砾岩层成岩程度较低，疏松多孔隙。岩层由盆地四周向盆地中部微微倾斜。地下水就在疏松的砂砾岩层及砂岩层中蓄集起来，形成承压水盆地。在这种条件下，适于在盆地中部打管井开采地下水。如甘肃张家川县付川地区，为一小型新第三系沉积盆地，周围为古老变质岩和花岗岩，有薄层黄土覆盖，仅在河谷中出露基岩。如图132所示，付川河谷内的付5

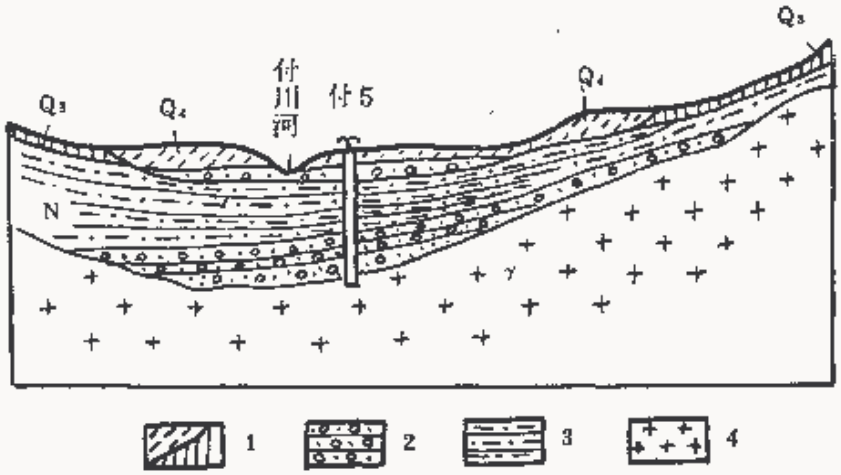


图 132　甘肃张家川县付川地区地质剖面图

（据甘肃地质局水文地质一队）

1—第四系亚砂土及黄土；2—新第三系砂砾岩；3—新第三系砂质泥岩；4—花岗岩

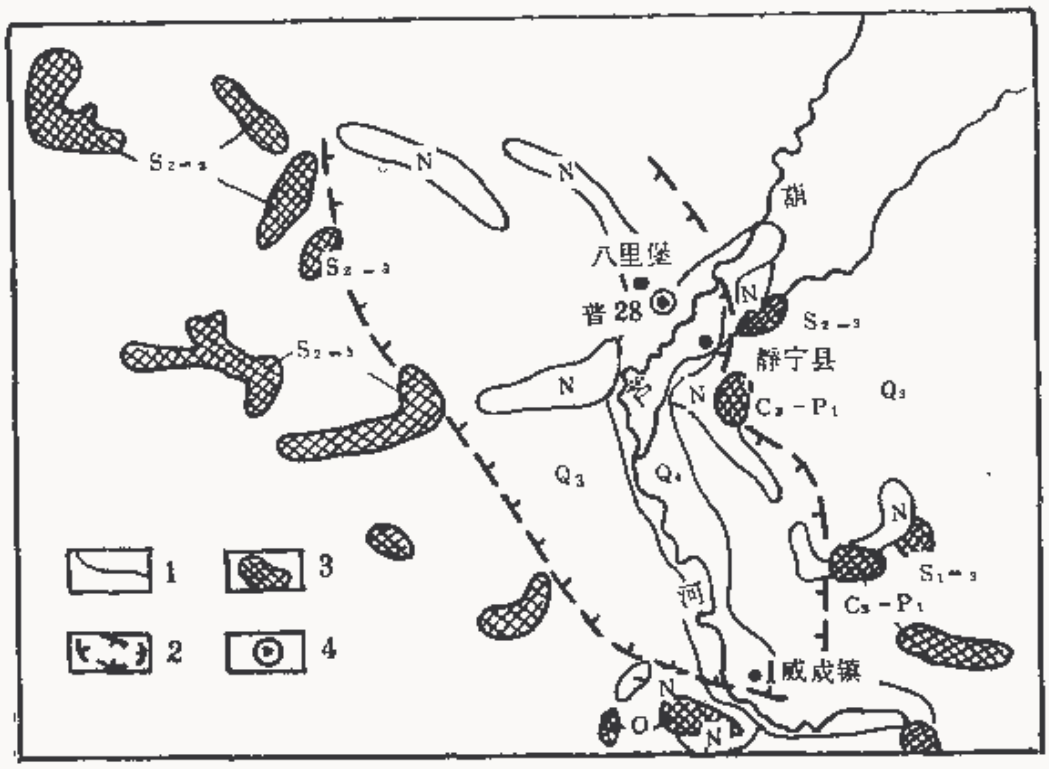


图 133　甘肃静宁县附近新第三系沉积盆地图

（据甘肃地质局水文地质一队）

1—地层界线；2—新第三系沉积盆地范围；3—前第三系岩层出露区；4—揭露新第三系的水文地质钻孔

孔，深 73 米揭穿第三系，其中有 5.95 米厚的砂砾岩，水位高出地表 4.7 米，自流量 65.2 吨/昼夜。抽水降深 15.4 米时，出水量为 218 吨/昼夜。

甘肃静宁县附近为一近南北向的长条形山间断陷盆地。盆地内沉积有巨厚的新第三系，其中有厚度不足 10 米的砂砾岩层。打在县城西北八里堡河谷内的普 28 号钻孔，深 250 米，红层厚达 78.6 米，水位埋深 2.4 米。对砂砾岩、粉砂岩抽水，降深 24.78 米时出水量 206 吨/昼夜，如图 133 所示。

3．寻找与断层有关的地下水

红层中的断层破碎带，常因含泥质太多而不易富水。但当红层中有含泥质较少的脆性较强的厚层砂砾岩和砂岩时，其断层破碎带孔隙、裂隙发育，裂隙与砂砾岩的孔隙相勾通，可以富集地下水。如果断层的一侧为透水性弱的岩层时，则起阻水作用。这样，就更有利于地下水的富集。

如甘肃环县甜水堡公社水沟沿地区，在马坊沟有一条高角度的断层通过。断层下盘为白垩系罗汉洞组砂岩，上盘为透水性很弱的侏罗系页岩、泥岩互层，如图 134 所示。地下水富集在罗汉洞组砂岩中，沿断层呈上升泉群溢出，泉群流量为5—10升/秒。

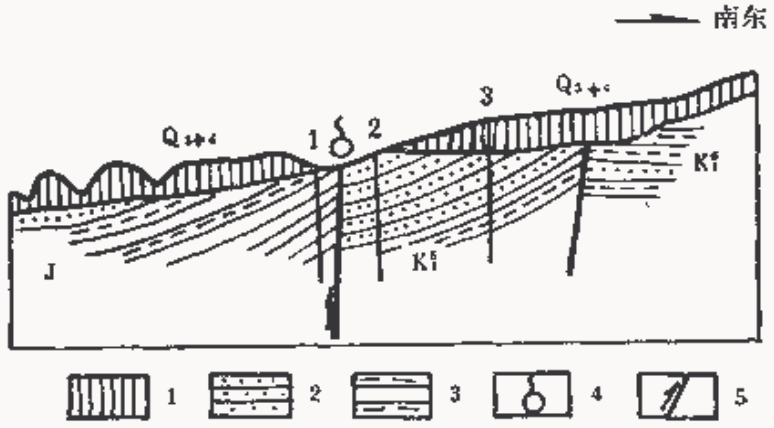


图 134　甘肃环县甜水堡公社马坊沟断裂富水带地质剖面图

（据甘肃地质局水文地质一队）

1—第四系黄土；2—白垩系罗汉洞组砂岩；3—侏罗系泥、页岩互层；4—上升泉；5—断层

找水选井时，在距断层200余米的罗汉洞组砂岩中打了2号井，孔深117米，水位埋深1.2米，出水量1500吨/昼夜。而位于侏罗系地层中的1号井，基本无水。打在罗汉洞组砂岩中的3号井，由于距断层较远（约600米），水量很小。

4．寻找岩脉及侵入接触带的地下水

侵入于白垩系砂泥岩中的岩脉、岩墙等，常因岩脉性质较脆，裂隙较发育，在地形有利的部位形成岩脉蓄水构造。在这种条件下，适宜打大口井，把岩脉两侧的接触带都揭露。如山东莱西县的这种大口井，出水量一般都在1000吨/昼夜以上。

红色岩层与大型火成岩体的接触带，往往裂隙较发育，可成为地下水富集带。接触带的产状有直立的，也有倾斜的，适于打大口井。

如山东莱西县李权庄公社东仰岭大队村东大口井，位于岭顶的平坦处，井口面积20×60平方米，井深8米。接触带上的强风化带宽约20米，出水量3000吨/昼夜（图135）。李权庄公社西虎埠岭大队村西北角，沿红砂岩与玄武岩的接触带有一条重晶石脉穿插，沿矿脉打一井，长30米，宽6米，深20米左右，出水量3000吨/昼夜（图136）。

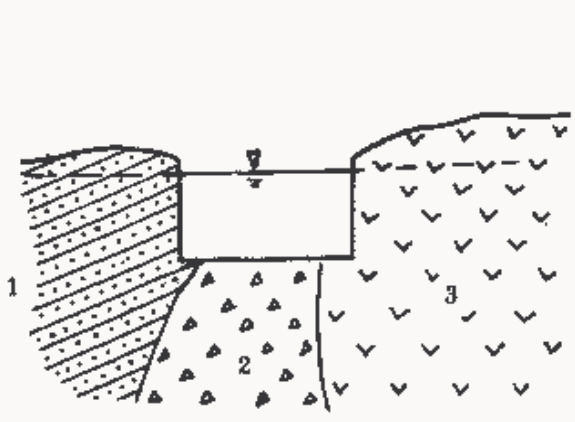


图135　山东莱西县李权庄公社东仰岭村东大口井地质剖面图

（据山东莱西县水利局）

1—红砂岩；2—破碎带；3—玄武岩

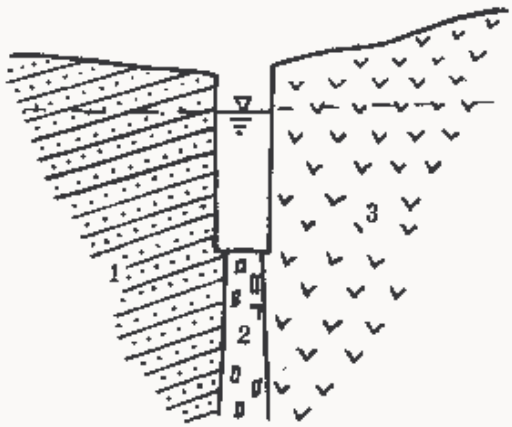


图136　山东莱西县李权庄公社西虎埠岭水井地质剖面图

（据山东莱西县水利局）

1—红砂岩；2—重晶石脉；3—玄武岩

5．寻找风化带地下水

在红色岩层分布区，砂泥岩层风化带透水性弱，含水甚微。但在较厚的砾岩，尤其是含泥质较少的砾岩风化带中，常含裂隙孔隙水。在地形低洼汇水的部位可以打井。

如河北曲阳县郭家店村东南342号井，打在第三系砾岩风化层中，水量为20吨/昼夜，如图137所示。

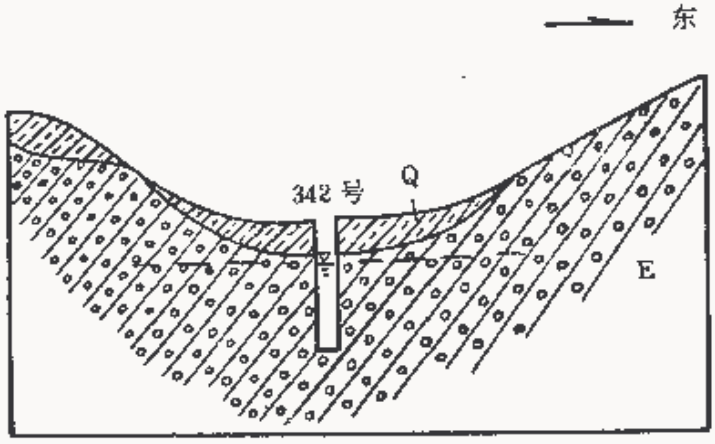


图 137　河北曲阳县郭家店342号井地质剖面图

（据保定地区水利局）

1—第四系；2—第三系砾岩（上部为风化带）

第五节　火山岩地区地下水的寻找

火山岩在我国主要分布在内蒙古、东北及东南沿海等地。出露面积广泛，大部分是侏罗白垩系火山岩，也有新生界玄武岩。

火山岩种类繁多，它们的透水性很不相同。其中有透水性较强的岩石，如成岩裂隙发育的玄武岩及孔隙较多的火山角砾岩等，也有不透水的岩石，如斑脱岩、凝灰页岩等。大多数的火山熔岩及火山碎屑岩是属于弱透水或中等透水性的岩石。

火山岩具有层状特征，但却不如沉积岩层状构造那样明显和稳定。不论是火山熔岩，还是火山碎屑岩，其岩相和厚度都不稳定。这种层状特征，控制着火山岩含水空隙的分布规律，使地下水的埋藏和分布往往也具有成层性。

火山岩储存地下水的空间条件有以下几种：

（1）成岩裂隙　主要分布在玄武岩中。

（2）成岩孔隙　主要分布在凝灰质弱胶结的粗粒火山碎屑岩中。如火山角砾岩、晶屑凝灰砂岩等。此外，在中基性火山熔岩中往往有成岩气孔，如蜂窝状气孔玄武岩、熔渣状气孔玄武岩等。这种岩石经过构造或风化作用改造后，产生构造或风化裂隙，沟通气孔，使气孔含水和透水。

（3）构造裂隙　主要分布在脆性的火山岩中。由于火山岩构造裂隙常常是迁就已存在的成岩裂隙发育的，所以使裂隙导水能力增强。

（4）风化裂隙　现代风化壳的风化裂隙主要分布在地表附近。在新生代以来间歇喷发的各层玄武岩之间还有裂隙发育的埋藏风化壳，是玄武岩分布区比较重要的含水空间条件。

火山岩地区地下水的分布很不均匀，地下水富集带多呈点状、线状分布，有少数地区，如高原玄武岩区，地下水呈片状分布。火山岩缺水地区的缺水原因也是多种多样的。火山熔大片分布的起伏山区缺少隔水层；凝灰质页岩地区则缺少透水层。也有些地方是因为补给不足而缺水。

在火山岩地区寻找地下水，一是要寻找含水的空间条件；二是要寻找保存地下水的地质构造条件；三是要看是否有充足的补给。

下面介绍火山岩地区几种常见的找水标志及实例。

1．寻找成岩裂隙水

在火山熔岩中常发育有成岩裂隙。其中以玄武岩的冷缩成岩裂隙最发育。尤其在厚度不超过15米的致密块状玄武岩中，柱状节理裂隙宽度大，连通性强，透水性大。当其下部有隔水岩层，或夹于两个不透水层之间时，可以埋藏有比较丰富的地下水。

如黑龙江省阿荣旗兴权堡13号钻孔，位于集水的河谷地段，地下玄武岩成岩裂隙发育。该孔深100米，地下水位埋深6.14米，抽水水位下降1.37米，出水量1617吨/昼夜。

河北张北县高原玄武岩分布区，开凿于玄武岩中的人工大口井非常多。厚度不太大的致密块状玄武岩成岩裂隙非常发育，只要其下部有隔水层，地形补给条件有利，地下水位不深，打大口井都能成功。

河北张北牧场德巨龙一眼大口井，开凿于中侏罗统安山岩中。岩层厚度不大，成岩裂隙非常发育，其下为隔水的太古界片麻岩，附近有良好的地形补给条件。井深10米，地下水位埋深3.7米，除表层一米厚浮土外，全为裂隙安山岩。抽水降深1.9米时，单位涌水量达105吨/时·米。此外，在张北牧场的蔚州营、后塔拉圐圙一带的安山岩中，也都打出了这样的大口井。

2．寻找成岩孔隙裂隙水

胶结物为火山灰质的火山碎屑岩，如凝灰砾岩、粗粒晶屑凝灰岩等，当其结构疏松、成岩作用弱时，成岩孔隙和裂隙往往比较发育，透水性较强，在适宜的地质构造条件和地形条件下，可以蓄积地下水。

如安徽庐江县砖桥火山岩地区，1号钻孔在安山岩中钻进时，孔内无水；穿过安山岩（33.73米），进入含砾粗粒晶屑凝灰岩时，地下水即涌出地表。随着孔深增加和含水层揭露厚度的加大，钻孔自流量由0.12升/秒增至6.984升/秒。终孔深度152米，自流量达8.531升/秒。自流水头高出地面3.22米，高出含水层顶板35.5米。抽水水位下降8.47米，出水量1600吨/昼夜，如图138所示。

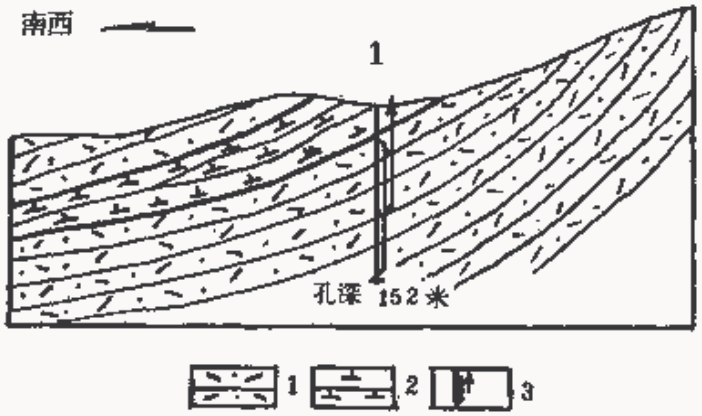


图 138　安徽庐江县1号钻孔水文地质剖面图

（据《怎样找地下水》）

1—凝灰岩；2—安山岩；3—钻孔含水段及承压水头高度

3．寻找层间成岩构造裂隙水

安山岩、粗面岩、致密玄武岩等性质脆

硬的岩石，受地质构造作用后裂隙较发育；凝灰岩、凝灰质页岩等柔塑性岩石裂隙不发育。当它们成互层组合时，前者构成含水层，后者构成隔水层，形成层间裂隙水。它们组成单斜蓄水构造或向斜蓄水构造。

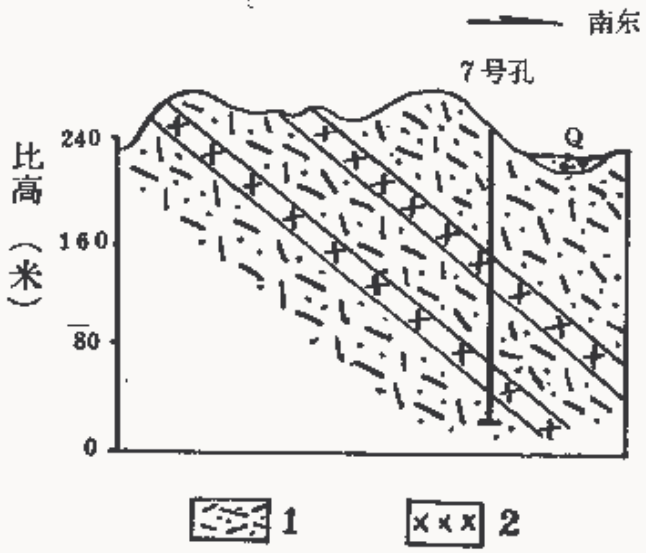


图 139　黑龙江省甘南 7 号钻孔水文地质剖面图

（据黑龙江地质局水文地质队）
1—厚层状凝灰角砾岩；2—薄层玄武岩

如黑龙江省甘南 7 号钻孔，在厚层状凝灰角砾岩中夹薄层坚硬质脆的玄武岩层，组成单斜蓄水构造。在 300 米深的钻孔中，穿过两层硬脆玄武岩，总厚 32 米，地下水位埋深6.05 米。抽水水位下降19.1 米时，出水量达856吨/昼夜，如图 139 所示。

4．寻找层间砂砾岩裂隙孔隙水

在火山岩分布区，火岩岩中常夹有沉积岩层（包括火山沉积岩层），其中有不透水的页岩层和裂隙、孔隙发育的砾岩、砂岩层。当后者夹于弱透水或不透水的火山岩之间时，即形成层间地下水，有时构成褶皱型蓄水构造。

如河北下花圈东北的滴池沟背斜，两翼由侏罗系安山岩及安山集块岩组成，其中夹粗砂岩及含砾石粗砂岩层。沿背斜轴部侵蚀成沟谷，使砂岩出露于沟谷之中。砂岩中有地下水富集，并在在滴池沟以泉水溢出。经过扩泉，解决了滴池沟村的居民饮水问题。

5．寻找断层破碎带构造裂隙水

火山岩中的断层破碎带也和其他岩石中的断层破碎带一样，如果是脆性岩石的破碎带、张性断层破碎带、没有充填胶结的活断层破碎带，常常都是含水的，尤其在断层交叉的部位含水更丰

富。塑性的泥质和凝灰质岩石中的断层破碎带含水性一般较差，或不含水。新生代玄武岩中的断层破碎带，含水性一般都很大。因为这种断层时代很晚，破碎带尚未胶结，且玄武岩中的断层多是高角度正断层，切割和沟通了玄武岩不同层位的含水层，使断裂带地下水获得充足的补给。但在排泄基准面以上的断层破碎带，一般都是透水不含水的。

如黑龙江省五七马场23号钻孔，位于侏罗系凝灰角砾岩分布区。孔深80米，穿过北西向张性断裂带，地下水位埋深4米，抽水水位降深32.7米时，出水量1853吨/昼夜，如图140所示。

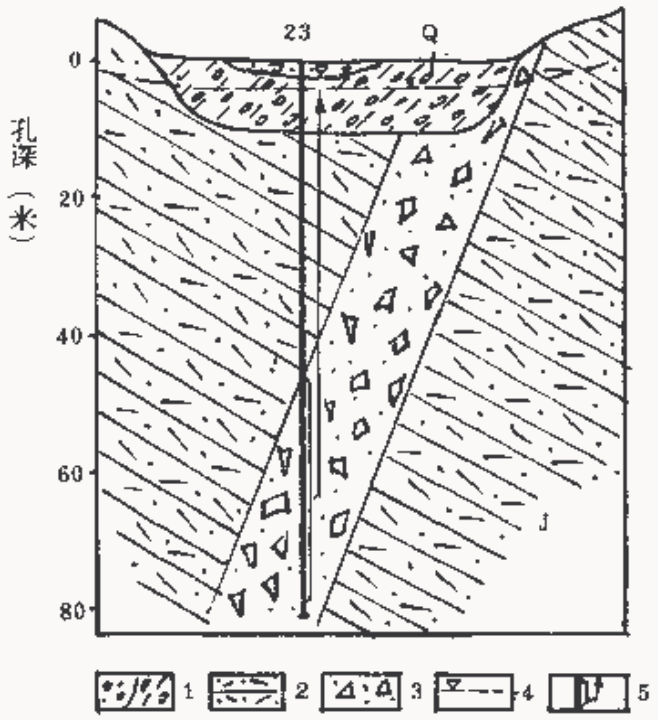


图 140　黑龙江省五七马场23号钻孔水文地质剖面图

（据黑龙江地质局水文地质队）

1—砂砾石及亚砂土夹砾石；2—凝灰角砾岩；3—张性断裂破碎带；4—地下水位；5—破碎带含水段及承压水水位

安徽庐江县砖桥东南雾顶山110号钻孔，于孔深56.32米处穿过二长岩脉，进入南北向破碎角砾岩带时，钻孔开始涌水。涌水量由开始的1.35升/秒逐渐增大至16.5升/秒。当钻孔越过破碎带进入晶屑凝灰岩中时，自流量达18升/秒，如图141所示。

6．寻找玄武岩中粘土夹层或埋藏风化壳之上的上层滞水

在新生代玄武岩，特别是新生代高原玄武岩分布区，由于火山多次喷发形成多层玄武岩。在各层玄武岩之间多有沉积夹层和埋藏风化壳。沉积夹层一般分布在喷发前的古地面的低洼处，以粘土夹层居多，少数也有砂砾夹层。这些沉积夹层有的已半成

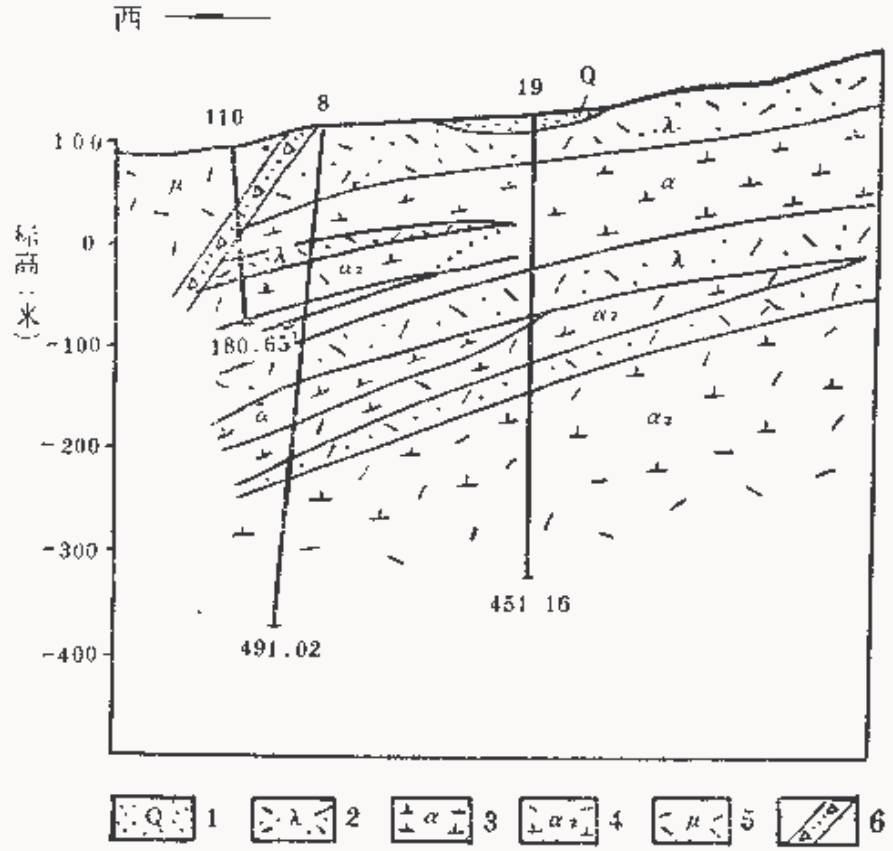


图 141　安徽庐江县雾顶山火山岩水文地质剖面图

（据安徽地质局三二七地质队）

1—残坡积粘土；2—凝灰岩；3—安山岩；4—粗面安山岩；5—二长岩；6—断层破碎带

岩，成为泥页岩和微胶结的砂砾岩。粘土和泥页岩为玄武岩中良好的隔水层。由于其所受构造变动极其轻微，所以产状一般近水平。在这种玄武岩分布区，凡是有粘土或泥页岩夹层分布的地方，不论其地貌位置多高，均能形成上层滞水。所以，在新生代玄武岩分布区。只要找到了粘土或泥页岩夹层，这个夹层的分布面积又不是太小，一般在其上面都可以找到地下水。如果沉积夹层是砂砾石成微胶结的砂砾岩，因其不起隔水作用，所以不能形成上层滞水。在高原玄武岩地区找水，如果地形位置很高，寻找这种粘土或泥页岩隔水层是一个很成功的经验。河北张北县的先峰公社、大河公社及台路沟公社有很多这样的实例。许多水井打在位置很高的玄武岩台地上，但其地下水位埋藏很浅，甚至地下

水从台地边缘的隔水层出露处以泉水或湿地的形式直接排出地表。张北县馒头营公社老龙不拉、大羊庄一带从玄武岩中流出的泉水就是由这种原因造成的，如图 142 所示。

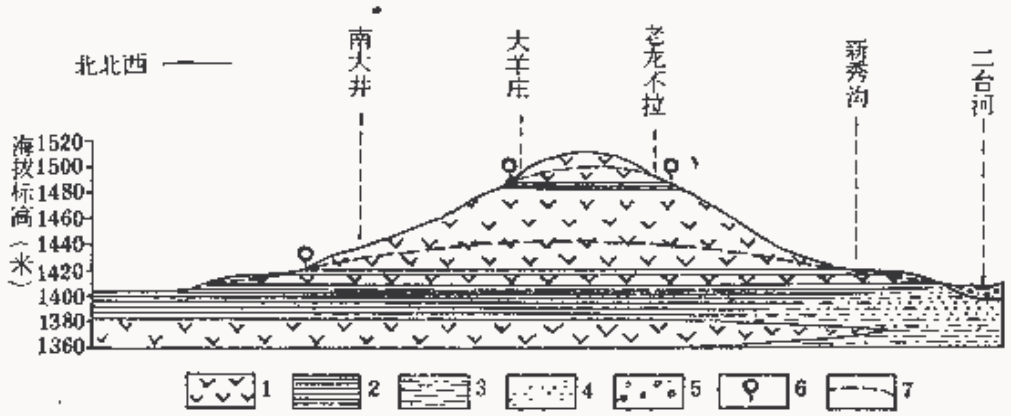


图 142　河北张北县馒头营公社老龙不拉、大羊庄一带水文地质剖面图

1—第三系玄武岩；2—第三系粘土；3—第三系砂夹粘土；4—第三系含砾砂土；5—第四系砂砾石；6—泉；7—地下水位

玄武岩中的埋藏风化壳是在玄武岩火山喷发的间歇时期形成的。它一般分布在各期玄武岩喷发前玄武岩古地面的较高部位。由于地面较高，因长期风化而易造成风化程度很深的风化壳。尤其那些结晶颗粒较粗的杏仁状玄武岩，经化学风化后变为粘土。玄武岩中埋藏风化壳的全风化带，一般都是隔水层。它也象粘土沉积夹层一样，在各层玄武岩之间起隔水作用，在埋藏风化壳之上可以形成上层滞水。我们如果找到了风化程度很深的埋藏风化壳，不论其分布位置多高只要有足够的面积，一般在它上而都可以找到上层滞水。

总之，在地形相对较高的构造变动极轻微的玄武岩熔岩台地或侵蚀山区找水，寻找隔水层是一个很成功的经验。其水量的多少，主要取决于隔水层分布面积的大小。

7．寻找高原玄武岩中的大型孔洞水

在新生代高原玄武岩分布区的一些局部地方，于两次喷发的玄武岩接触面上分布有相互连通的并与成岩裂隙也相连通的大型孔洞。这种孔洞不是玄武岩喷发时形成的气孔构造。它比气孔大

得多，形状以不规则的扁平状居多。如河北张北县馒头营公社王簸箕沟，于第三纪玄武岩中打一机井，钻至深20.5米时遇一孔洞，钻具突然下落0.8米。随后往井里倒进30车粘土也未能将孔洞完全堵塞。

玄武岩中的这种大型孔洞含水非常丰富，井的出水量都很大。如内蒙古丰镇新湾公社息湾村和大号村打在玄武岩中的两眼水井，井深4—5米，在4米深处均见0.2—0.3米厚的钙质层，打透钙质层即遇孔洞。两井的单位涌水量分别为60吨/时·米和93.6吨/时·米。河北张北县公会公社许清房子、五福兰一带，于玄武岩中开凿大口井群，有些井打在裂隙玄武岩中，有些井打在玄武岩中的孔洞带上。凡是井下遇有孔洞的，出水量都骤然增大，同时开动两台6英寸离心水泵也不能将其抽干。根据井下观察，孔洞多沿两层玄武岩的接触面发育，一般呈不规则的扁平状。下层玄武岩多数是玻璃质的或隐晶质的气孔玄武岩，岩石含铁质多，比重大。有的洞内沉积有经过搬运磨圆的成分为玄武岩的黑砂。张北城关煤矿，在井筒施工掘进过程中，在玄武岩百余米厚度内，遇见四层这样的大型孔洞，其涌水量都非常大。

玄武岩孔洞带的地表显示，目前我们还观察研究得不多。对于埋藏不深的孔洞带，可用电测深法探寻。根据张北县许清房子、五福兰一带的局部经验，玄武岩孔洞含水带的视电阻率一般在30—90欧姆·米之间。如在*A*型曲线上出现局部的平缓段，就有可能是含水孔洞带（需要排除其它低阻层的影响）。

8．寻找现代风化壳裂隙孔隙水

火山岩现代风化带裂隙孔隙水，主要赋存于地势较低洼的风化带里。地下水埋藏不深，水量一般不大。据黑龙江省水文地质队资料，这种风化裂隙水的钻孔出水量一般为30—100吨/昼夜。

9．寻找与岩脉有关的构造裂隙水

在火山岩地区，常有中基性火成岩脉穿插于早期喷发的火山熔岩或火山碎屑岩中。由于岩脉的侵入及后期构造变动的影响，常沿脉壁附近的岩石形成裂隙带，或者因岩脉在透水岩层中水起

阻水作用，造成含水条件。

第六节　花岗岩地区地下水的寻找

花岗岩在我国分布相当广泛，尤以东南沿海和东北兴安岭一带出露面积最大。

其它一些酸性和中性深成侵入岩，例如石英闪长岩、正长岩、闪长岩、二长岩等地区的地下水，其埋藏、分布特征与花岗岩十分相似。我们仅以花岗岩为例，说明在深成侵入岩分布地区如何寻找地下水。

花岗岩等深成侵入岩，岩石十分完整，性质均一，不具备含水条件。但当它们遭受风化或构造变动破坏以后，便产生裂隙，使花岗岩成为透水的岩石。

花岗岩大片分布区，居民饮用水一般并不缺少，但缺少比较大型的供水水源。

在花岗岩地区寻找地下水，主要应寻找以下三种蓄水构造：

（1）寻找风化带蓄水构造。

（2）寻找断层蓄水构造。

（3）寻找岩脉蓄水构造。

（4）在花岗岩体的边缘地带还可以寻找侵入接触带蓄水构造或岩体阻水型蓄水构造。

下面分别介绍花岗岩地区的找水方向及实例。

1．寻找风化带裂隙孔隙潜水

花岗岩风化带的厚度各地不完全一样，在没有断层影响的地方一般不超过50米。南方风化带厚些，北方薄些。风化带地下水都向洼地汇集。在花岗岩风化带的地形汇水部位选择井位，一般可以打出水来。

找水经验证明，花岗岩风化带的富水性以半风化带最大。全风化带由于粘土物质多，裂隙被充填堵塞，透水性弱。如福建数以千计的民井调查资料证明，全风化带单井出水量都很小，一般

只有 1—2 吨/昼夜，大者也不超过 5 吨/昼夜。微风化带，由于岩石新鲜，裂隙不发育，仅有少数闭合裂隙，透水性很弱。只有半风化带裂隙发育，很少有充填物，透水性较强。如福建漳州市 6 号钻孔，花岗全风化带厚25米，富水性差，出水量为11吨/昼夜；25—45米为半风化带，出水量39吨/昼夜；45—182米花岗岩较新鲜，出水量为 14 吨/昼夜。

在我国北方，花岗岩风化带厚度较小。如河北秦皇岛市的两个钻孔，打在古老的绥中花岗岩内，孔深分别为 102 米和53米，风化带为主要含水带，厚20—30米。两个钻孔的出水量分别为67吨/昼夜和 190 吨/昼夜。河北康保县燎原公社五棚大队，打在花岗岩风化带中的大口井，井深约 6 米，揭露半风化带，水量约 30—40 吨/小时。

2．寻找断层破碎带裂隙水

花岗岩的断层破碎带，一般是含水的。其含水量的多少，取决于断层的规模及力学属性等。在适宜的条件下，沿着断层破碎带常有泉水流出。如福建沿海一带的花岗岩地区，这种泉水的流量可达 3—5 升/秒。

张性或张扭性断裂带的富水性一般比压性或压扭性断裂带的富水性强。如福建龙海县花岗岩地区，打在压扭性断裂带上的 1 号孔，深 98 米，单位涌水量0.024升/秒米；2 号孔深117米，单位涌水量0.039升/秒·米。而打在张扭性断裂带上的 3 号孔，深123米，单位涌水量 0.16 升/秒·米，如图143所示。

压性和压扭性断裂带的中心部位，构造岩富水性较弱；而其两侧，岩石破碎富水性较强。所以井位要选在能揭穿断层影响带的地方。如福建晋江县片麻状花岗岩地区，有一条北西向压扭性断裂带，倾角近直立，地表破碎带宽度为 50 米左右，长数公里。2 号钻孔位于断裂带中心，深92米，单位涌水量0.018升/秒·米；3号钻孔距断裂带中心15米，深81米，单位涌水量0.076升/秒·米；1 号钻孔距断裂带中心20米，深91米，单位涌水量0.15升/秒·米，如图 144 及表 6 所示。

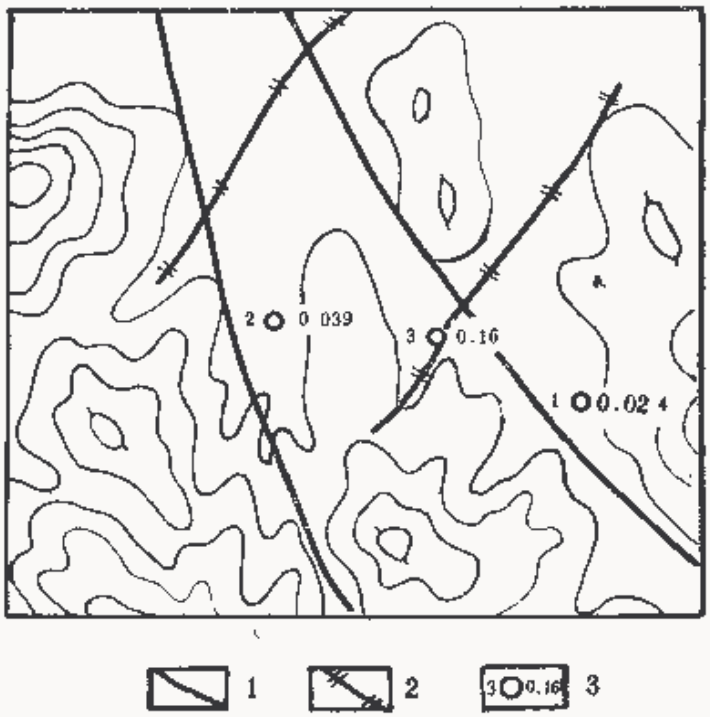


图 143　福建龙海县花岗岩地区断裂构造与钻孔涌水量的关系图

（据福建地质局水文地质队）

1—压扭性断裂；2—张扭性断裂；3—钻孔编号及单位涌水量（升/秒·米）

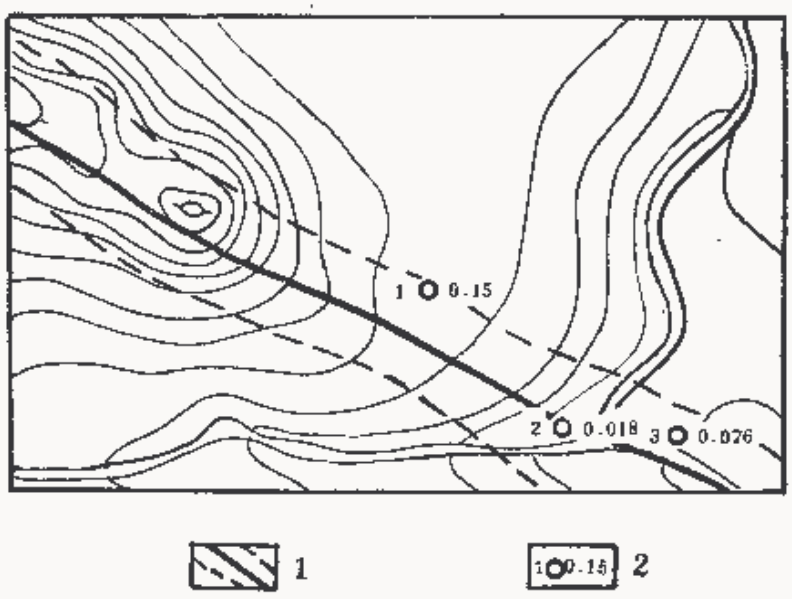


图 144　福建晋江县片麻状花岗岩地区断裂构造与钻孔涌水量关系图

（据福建地质局水文地质队）

1—压扭性断裂及其影响带范围；2—钻孔编号及单位涌水量（升/秒·米）

张性和张扭性断裂带的中心部位，一般为碎块状断层角砾岩，结构疏松，充填物少，富水性比两侧强。布钻时应选择断层上盘，以揭穿断裂带中心的角砾岩为宜。

3．寻找岩脉构造裂隙水

花岗岩中的火成岩脉，往往在岩脉与围岩的接触带附近有裂隙发育，可以富集地下水。

（1）石英岩脉及石英正长斑岩脉　这种岩脉抗风化能力强，在长期风化剥蚀作用下，往往突出地表。这种酸性岩脉裂隙带具有良好的导水性，其边部多有裂隙泉水出露。如福建前何裂隙泉，经开挖发现黑云母花岗岩中有花岗斑岩岩脉及石英岩脉侵入，北西向裂隙宽1—4厘米，无充填物，地下水沿裂隙涌出。井深挖至9米，涌水量达2000吨/昼夜。

（2）煌斑岩脉及辉绿岩脉　这种基性岩脉含铁镁矿物较多，易于风化，裂隙往往被粘土充填堵塞，富水性较差。沿岩脉裂隙带出露的泉水流量较小，一般仅0.1—1.5吨/昼夜。在没有构造断裂的情况下，这种基性岩脉的裂隙水不多。据福建龙田等地5个钻孔资料统计，孔深30—80米，抽水水位下降5—18米时，单孔出水量只有1—10吨/昼夜左右。但在岩脉与断裂相交的部位，钻孔的涌水量较大。如据福建平潭等地3个钻孔资料统计，孔深70—100米，抽水水位下降7—10米时，单孔出水量40—140吨/昼夜左右。

第七节　变质岩地区地下水的寻找

变质岩在我国分布相当广泛。本节主要介绍在古老的深变质岩分布区地下水的寻找。在这种地区，主要的岩石为各种片麻岩，其次为片岩、混合岩、变粒岩及大理岩、石英岩等。

古老的变质岩地区，储集地下水的空间条件有如下几个：

（1）古老的深变质岩石是在高温高压条件下变质而成的，结晶颗粒比较粗大，在地表环境下容易遭受风化，风化带比较发

育。在适宜的补给条件下，可形成风化带蓄水构造。

（2）变质岩中常有大理岩夹层。这种夹层或呈透镜体状，或为比较稳定的层状。大理岩在地表环境下溶蚀裂隙和溶洞比较发育，常与相对不透水的其它变质岩组成单斜蓄水构造。

（3）由于变质岩时代古老，经历构造运动，断裂构造较多。古老的断裂多数已被充填和愈合，不含水或含水甚微。时代较晚的断裂构造多数尚未完全充填胶结，破碎带透水含水，在适宜的补给条件下，可形成断层蓄水构造。

（4）变质岩中的岩脉较多，如果岩脉与围岩的力学性质差别较大，并经过后期构造变动，则岩脉及脉壁附近的围岩裂隙发育，可形成岩脉蓄水构造或岩脉阻水型的蓄水构造。

（5）变质岩中常有石英岩夹层。石英岩性质坚硬而脆，经过构造变动后裂隙发育。这种脆性夹层可以形成富水带。

新鲜的片麻岩类岩石，如果没有断裂构造和岩脉侵入，它的透水性是极其微弱的，一般为隔水层。风化带接受降雨补给的地下水不易往地下深部渗漏，主要是沿着风化带往附近的沟谷洼地中汇集和排泄。所以变质岩地区地下水埋藏不深，分布比较普遍，一般供人畜饮用的小型地下水源并不缺乏，只在一些位置较高的地方才有季节性缺水现象。但是比较大型的地下水源分布并不很多。

因此，在古老变质岩地区寻找地下水的方向为：（1）寻找小型地下水源可以找风化带蓄水构造；（2）寻找比较大型的地下水源需要寻找与断层破碎带、大理岩层、岩脉或侵入接触带有关的蓄水构造，尤其当它们处在风化带里组成复式蓄水构造时，蓄水条件比较好。

1．寻找风化带地下水

在变质岩地区，单纯的风化带地下水水量不会很大，一是因为变质岩中的云母、长石等矿物易风化成为粘土矿物，充填堵塞裂隙，使风化带透水性变弱；二是变质岩风化带的发育深度一般只有数十米，没有很大的含水空间条件。

寻找变质岩风化带地下水比较容易，主要是考虑地形汇水条件和岩性、构造条件是否有利于形成蓄水构造。从地形条件来说，要寻找汇水地形，避开泄水地形。井位应选在洼地中部风化带裸露的地方，或选在有粘土质坡积物阻水的斜坡下部。从岩性上说，石英含量多的硬脆性变质岩，风化带透水性较大，井的出水量较多。而含云母较多的片麻岩、片岩等，风化带透水性较小，井的出水量不大。因此，在由性质软硬不同的岩石组成的变质岩地区，井位宜选在性质较硬脆的岩石中。如河北康保县红权公社赵枝村东100米处的大口井，打在石英片岩风化带中，地形低洼汇水，井径4米，井深6米，出水量1000吨/昼夜。红权公社田家营村东北的大口井，打在黑云母角闪片麻岩风化带中，其地形汇水条件与赵枝大口井相同，但水量甚微。井径3米，深10米，出水量只有2吨/昼夜。

变质岩风化裂隙深度有限，一般不宜打管井，以打大口井或比较浅的筒井为宜。作为灌溉水源，大口井应布在汇水面积较大的沟谷或洼地上，一般可开挖直径20—30米的大井，这样不仅井壁、井底进水面积大，而且可以起到蓄积地下水的作用。如河北康保县朝阳公社郝车官村西的大口井，位于缓坡下部，揭露片麻岩风化带，在斜坡脚下有坡积红粘土起阻水作用，形成风化带蓄水构造。井径6米，井深8米，出水量2000吨/昼夜，如图145

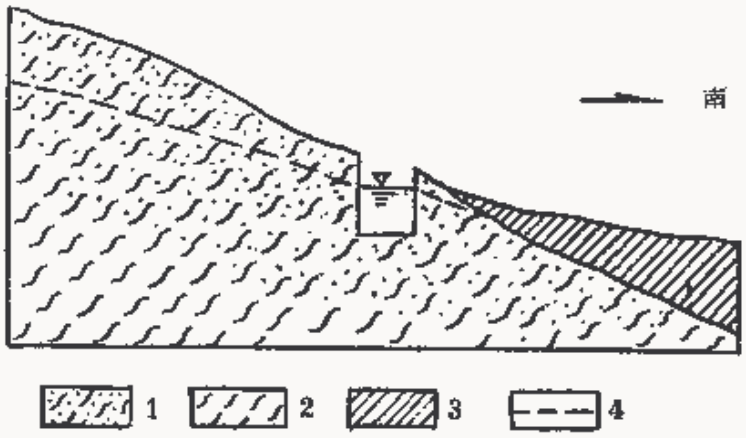


图 145　河北康保县朝阳公社郝车官村西大口井剖面图

1—片麻岩风化带；2—片麻岩；3—第四系粘土；4—地下水位

所示。

2．寻找大理岩层中的地下水

在古老的变质岩地区，常有大理岩夹层分布。大理岩具有可溶性，往往岩溶较发育，含水丰富。它常与相对不透水的其它变质岩组合成单斜蓄水构造，成为变质岩地区最有开采价值的地下水源。河北康保县东方红公社板申乌苏西北的一眼大口井，位于平缓的岭顶上，打在大理岩层中。由于构造作用和风化作用，大理岩溶蚀裂隙很发育。它与两侧的片麻岩组成一个单斜蓄水构造。井口面积2.5×5平方米，井深13米，地下水位埋深12米，出水量2400吨/昼夜，如图146所示。

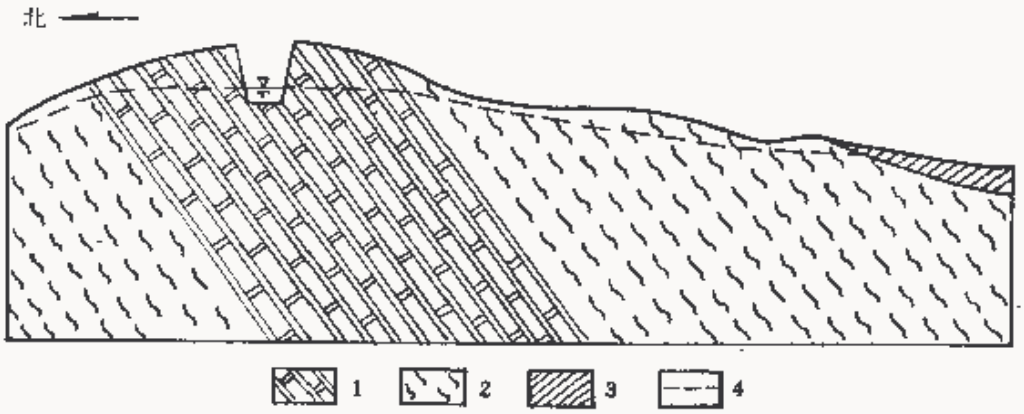


图 146　河北康保县东方红公社板申乌苏西北大口井水文地质剖面图
1—大理岩；2—片麻岩；3—第四系粘土；4—地下水位

河北张北县馒头营公社义和德、新地房及北壕堑一带开凿于大理岩中的一些水井，单井出水量一般为2800—2700吨/昼夜。

河北曲阳县石门村水井，位于山前缓坡地带，岩性为大理岩，斜长角闪岩夹钙质石英岩及细粒黑云母变粒岩，属太古界阜平群湾子组上段。其中大理岩层不稳定，溶蚀现象明显，有宽达20厘米的溶蚀裂隙，溶洞和溶孔也较发育。该井打到20米深时见水，但放炮后水消失，说明地下有通道。至24米深时遇一溶洞，水头上升至距地面16米，可供3英寸泵抽水。至25米深，又遇几个小溶洞。成井深26米，水位埋深18米，抽水降深2.7米时，出

水量 55 吨/小时，如图 147 所示。

据山东莱西县经验，前震旦系片麻岩中的薄层大理岩，只要沿走向延伸较远，（长度不小于 200 米），一般含水较多。厚度大于 5 米的大理岩夹层，大多数沿走向较稳定；小于 5 米的，应特别注意调查其稳定性，在短距离内尖灭的不宜打井。

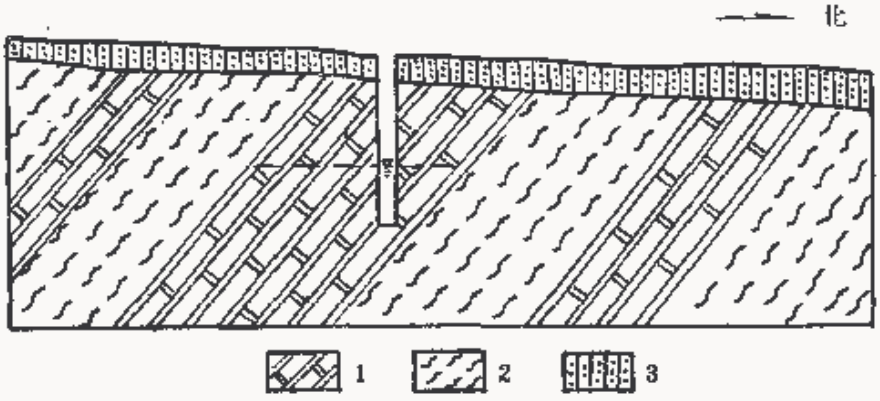


图 147　河北曲阳县石门村水井地质剖面图

（据原河北地质局水文地质四大队）

1—大理岩（白云大理岩、透闪大理岩等）；2—斜长角闪岩夹钙质石英岩、细晶黑云母变粒岩；3—风化残积物

在地面坡度平缓的大理岩层中选择井位，可以不必过多考虑岩层的产状，也不必注意寻找隔水层。

在地面坡度较大（例如岭顶或岭坡）的大理岩层中选择井位，应注意以下几个问题：

（1）岩层走向与地形等高线垂直时，井位应选在地形较低的地方。如果有垂直于岩层走向的岩脉阻水，则可以把井位选在岩脉的迎水一则，打井时不要破坏岩脉。

（2）岩层走向与地形等高线一致，岩层向山内倾斜时，大理岩层下部的片麻岩可以起阻水作用，打井条件较好。

（3）岩层走向与地形等高线一致，但岩层向山外倾斜时，大理岩倾斜方向无阻水条件，不易保存地下水，不宜打井。只有存在平行岩层走向的阻水岩脉时，才可在岩脉的迎水侧打井。

根据山东莱西县的经验，在厚层大理岩地区，下列四种情况

都可以成为地下水的富集带。

（1）大理岩与岩浆岩的接触带　在接触带附近构造裂隙发育，易形成溶洞，含水丰富。如莱西县南术公社东馆大队村东大口井，打在大理岩与岩浆岩的接触带上，井口面积为30×20平方米。井深5米时，出水量达1200—1600吨/昼夜。

（2）大理岩与其它变质岩的接触带　因岩性差异，结合不好，风化深度较大，容易沿接触面形成空洞或裂隙，含水较好。如莱西县院里公社史格庄大队村西大口井，位于大理岩与片麻岩的接触带上，井口面积20×40平方米。井深7米时，出水量达3000吨/昼夜以上。

（3）大理岩断层破碎带　断层破碎带岩石破碎，容易形成溶洞，含水丰富。如莱西县望城公社西潭格庄村西大口井，位于白色大理岩的断层破碎带上，井口面积10×20平方米，井深8米左右，出水量1000—1500吨/昼夜。

（4）岩溶发育的大理岩层位或地段　一般粗粒大理岩、角闪石大理岩及风化后呈层状的大理岩岩溶较易发育，含水性较好。如莱西县望城公社东吕家埠于大队村东大口井，在大理岩中夹有4米厚的粗粒大理岩，上部风化成粗砂粒状，下部岩溶发育，大口井深8米，出水量达2000—2500吨/昼夜。

3．寻找断层破碎带的地下水

古老的变质岩经历过多次构造变动，断裂发育，有的已经重新胶结愈合，有的尚未充填胶结。凡是规模较大的尚未胶结的断层破碎带，当具备补给条件时，都是含水的，尤其是经过风化作用改造后，含水更为丰富。如山东莱西县日庄公社白石山下沟中的大口井，位于片麻岩破碎带上，破碎带

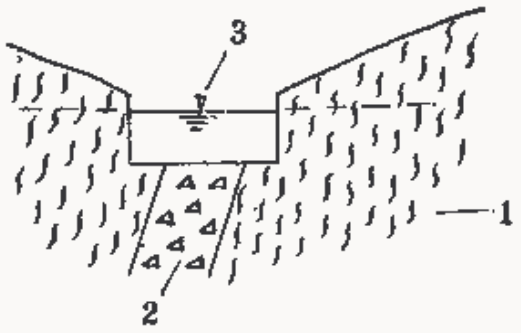


图 148　山东莱西县日庄公社白石山下沟中大口井剖面图

（据莱西县水利局）

1—片麻岩；2—断层破碎带；3—大口井

宽约15米。井口面积20×40平方米，井深5米，出水量1000—1200吨/昼夜，如图148所示。

变质岩地区的断层，不一定都是含水的。因此，找水时必须对断层的含水性进行研究。如果断层已经胶结愈合，则一般是不含水的或含水甚微。含水的断层一般是：时代较新尚未充填胶结的断层破碎带；复活的断层破碎带；受风化影响而重新破碎的断层破碎带；具有方解石脉或碳酸盐岩团块等的断层破碎带；有泉水出露的断层破碎带等。

开采断层地下水，选择井位时要考虑断层的产状和规模。井位距离断层不可过远，也不可过近。过远可能在预定的深度打不到断层破碎带；过近可能在地下水位以上就已穿过断层破碎带。实际选择井位时，应依据断层面的产状、地面坡度及预定的井深加以计算。

4．寻找岩脉地下水

古老变质岩中火成岩脉很多，有酸性岩脉（如石英脉、伟晶岩脉、细晶岩脉）、中性岩脉（如闪长玢岩脉）和基性岩脉（如辉绿岩脉）。一般片麻岩类变质岩属弱透水的岩石，其中的火成岩脉可起汇水、导水作用，也可起阻水作用。如果岩脉比围岩裂隙发育，岩脉起汇水、导水作用；如果围岩比岩脉裂隙发育，则岩脉起阻水作用。岩脉及围岩裂隙都不发育，一般不具备含水条件。山东莱西县望城公社前渚河头大队村前山坡上的大口井，就是利用阻水岩脉阻水而打成的。该岩脉宽约2米，两侧围岩为强风化的片岩。井口面积15×20平方米，井深5米左右，出水量800—1000吨/昼夜，如图149所示。

据山东莱西县变质岩区寻找岩脉地下水的经验，岩脉与围岩接触面附近的裂隙发育，常成为地下水富集带。在地面坡度较小的地方选择井位，可以不考虑岩脉的走向。大口井应揭露岩脉两侧，使两侧都出水。

在地面坡度较大的地方选择井位，应考虑以下几个问题：

（1）岩脉走向与地形等高线平行时，起阻水作用；与地形

等高线垂直的岩脉，两端封闭不好，不起阻水作用。

（2）岩脉的长度和宽度不宜太小。否则，不仅阻水能力差，而且沿走向容易尖灭。在一般情况下，岩脉长度不应小于200米，宽度不应小于1米。

（3）阻水岩脉的井位，应选在岩脉附近的迎水侧，打井时不要破坏岩脉；汇水岩脉的井位，可选在岩脉上，打井时要使岩脉本身及两侧脉壁都进水。

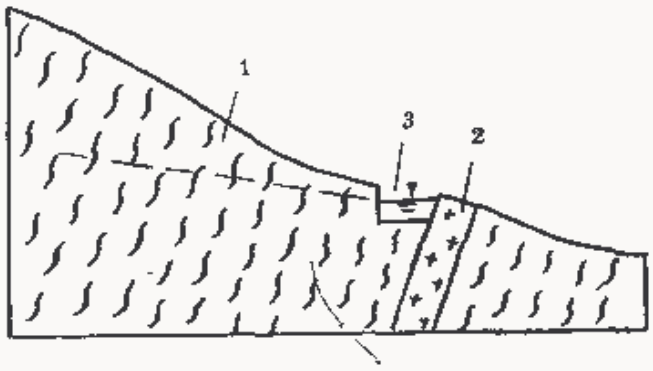


图 149　山东莱西县望城公社前渚河头村前大口井剖面图

（据山东莱西县水利局）

1—片麻岩；2—火成岩脉；3—大口井

（4）井位的上游要有足够的补给面积。作为小型灌溉水源，补给面积至少为0.5—1平方公里。

5．寻找脆性夹层的地下水

古老的变质岩中常有性质脆硬的石英岩夹层，如果是夹在性质较为柔软的其它变质岩中间，经过多次构造变动之后，石英岩层裂隙发育，可成为良好的富水带。此外，石英岩夹层抗风化能力强，如果在变质岩很厚的全风化带中能够找到石英岩夹层的半风化带，也可以形成富水带。如河北康保县红权公社阎油坊村，一眼大口井开凿于片麻岩夹薄层石英岩的半风化带中，地下水从石英岩夹层的裂隙中涌出，水量达2500吨/昼夜。

第八节　基岩找水调查

上述基岩地下水的理论，可指导找水实践。在应用时，只有不辞辛苦，深入实际进行调查研究，详细查明需水现场的地质地貌条件，取得各种可靠的第一性材料，再从实际出发对所得材料进行辨证分析，作出正确判断，才能找到丰富的地下水源。

找水调查的程序和内容大致如下：

（一）搜集资料

根据用水部门对水量和水质的要求，搜集工作区及外围的地质、地貌、水文等方面的资料（包括图件和文献），概略了解其水文地质条件，确定找水方向、线索和途径。但应注意，不要受这有限的资料影响而带框框。找水的全部过程是一个不断改正错误认识和加深正确认识的过程。

（二）访问调查

找水时要深入群众，向群众学习。因为群众对当地的山川、土石非常熟悉，在同大自然的长期斗争实践中积累了许多宝贵经验，能给找水提供许多线索。访问调查，可采取开调查会的形式，同时也要注意随时随地访问。访问、调查的对象包括熟悉情况的工人、农民及打过井或挖过泉的老人和水利人员等。了解的内容大致如下：

（1）供水现状及今后的需水要求　前者包括已知的井、泉分布情况和水位、水量等。

（2）找水和打井的历史情况及成败原因　如什么地方打过井或挖过泉，井深多少，揭露的土石地层情况及成败原因；在什么地方曾经定过井位，为什么没有打，等等。

（3）了解与地下水有关的自然现象及找水线索　如土石出露分布情况，岩溶裂隙发育情况，河流水文情况，山势和植物生长情况等。从一些异常现象中往往能发现一些找水线索。

（4）了解与地下水有关的历史传说，并分析其真实可靠性。

（三）现场调查

只有深入现场实地勘察，才能获得最可靠的第一手材料。搜集和访问得来的材料，也得通过现场调查予以证实。现场调查的内容大致如下：

（1）地貌　现场调查时，应登上制高点观察全区的山川形势，概略了解地貌特征。例如，地形的相对高差，汇水、排水条件，河流水文状况及第四纪堆积物分布情况等。

（2）地层岩性　观察地层层序和岩石性质。必要时，实测地质剖面，求地层厚度。划分透水岩层和相对不透水岩层。

（3）地质构造　研究地层产状变化，以确定褶皱构造的形态，寻找断层证据，确定断层性质、产状及断距；研究侵入岩体的形态及产状；研究岩石各种裂隙发育情况及特征。上述研究都应围绕寻找基岩蓄水构造来进行。

（4）井、泉调查　对已有的水井，不论是好井还是废井，都应调查，测量井深、水位、水量，了解水井地层剖面。泉水要测流量，查明其成因及出露条件。此外，对沼泽、湿地、盐碱地、河流排水段或渗漏段等，也都要进行调查研究。

现场调查是找水的基本工作，可采用一般地质-水文地质野外工作方法。调查时，要不辞辛苦，仔细观察；要善于“捕捉”各种有用的现象。由于自然条件因地而异，千变万化，对具体情况应做具体分析，做出正确判断。

如果需水量不大，一般做过上述工作之后，就可以得出结论。如果需水量大，并要求较准确地提出地下水资源的数量时，就应当根据找水调查选出水源地，然后进行地下水资源的勘探工作。有关物探和勘探工作，已不属本书范围。

对于小型水源，一般可不经勘探而直接定井位和选择开采方案。这一工作最好和用水部门共同来做。选择井位，一般应考虑以下几个因素：

（1）井位选在地下水多而浅，取水、用水方便有利的地方。

（2）要考虑现有打井技术上的可能性和经济上的合理性。

寻找地下水的过程，就是如何做到主观认识和客观实际相一致的过程。是一个实践、认识、再实践、再认识的过程。尽管地下水的埋藏条件是复杂多变的，只要我们运用辩证唯物主义的认识论来指导找水实践，就可以认识其规律性，做出正确的结论。