533827

# 基岩裂隙水的野外调查方法

卢金凯　编著



171

地质出版社

统一书号：1303? · 新
1.95
93—215

# 基岩裂隙水的野外调查方法

卢金凯　编著

地　质　出　版　社

# 基岩裂隙水的野外调查方法

卢金凯　编著

责任编辑：袁志梅
地质出版社出版
（北京西四）
地质出版社印刷厂印刷
（北京海淀区学院路29号）
新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售
开本：850×1168 1/32 印张：6 15/16 字数：180,000
1985年4月北京第一版·1985年4月北京第一次印刷
印数：1—5,365 册　　定价：1.95 元
统一书号：13038·新69

# 前　言

基岩裂隙水是我国分布最为普遍的地下水类型之一。由于我国所处的地质条件和大地构造环境，裸露和半裸露的基岩山区面积很大，据统计约占全国面积的三分之二。山区广泛发育的泉，溪沟和河网常年地排泄地下水，形成稳定的河川基流，大部分补给平原第四系含水层。基岩本身也储存有相当丰富的地下水资源，仅四川省统计的基岩裂隙大泉、暗河就有2500多个，年径流量约100多亿方。但是，过去对基岩裂隙水的研究很少，尚未引起应有的重视。当前，随着我国四化建设的需要，积极配合全国农业自然资源区划和国土整治工作。加快山区建设，对水的需求量将会成倍增长。因此，对广大基岩山区的水文地质调查和地下水资源的评价，加强对基岩裂隙水的调查方法和理论的研究，是摆在我们水文地质工作者面前的一项十分紧迫和光荣的任务。

当前研究基岩裂隙水的关键是如何加强对基岩裂隙和断裂带规律的分析和地下水在这种非均质介质中的补给、储存、富集和运动规律的研究。从而掌握这种裂隙地下水的赋存规律，正确评价水资源，指导开发利用。

目前，国外一些地质学家都非常重视这方面的工作，特别是对区域裂隙、断裂构造形迹形成和展布规律的研究。我们知道各种裂隙，断裂构造是反映着区域地质条件的最好依据，也是对成矿规律，储油构造和地下水的赋存、运移条件起着直接的控制作用。而裂隙、断裂的形成又反映各种区域地质构造应力作用的强度和规律。因此，通过对区域裂隙和断裂形迹布局的分析研究和解释，有助于我们正确判断基岩裂隙水的富集地带，指导在基岩地区进行水文地质调查和找水工作。

本书是在总结了我国多年来在基岩地区所进行的水文地质普

查工作经验的基础上，提出了一套分析寻找基岩裂隙水的方法。

全书共分五章，为适应初级专业人员的需要，第一章简单介绍了各种基岩裂隙、断裂构造的一般知识；第二章是裂隙和断裂的野外测量与水文地质分析方法，这一部分是本书的重点，也是作者几年来的研究心得；第三章地质力学法研究和寻找构造裂隙水的一般知识；第四章重点介绍各种基岩裂隙水的野外调查和山区找水方法；第五章概括介绍了目前常用的基岩裂隙水资源评价的计算方法。为了适应实际工作的需要，全书引用的实例较多。另外，为了本书的系统性把碳酸盐岩类的岩溶裂隙水也包括在内。变质岩类裂隙水的特点是界于碎屑岩和火成岩裂隙水之间的类型，所以未作单独划分。

本书着重介绍了野外调查和室内分析研究的具体工作方法。相信对从事野外工作的人员会有一定的指导意义。书中搜集了大量野外实际资料和部分国外资料。包括各省、市、自治区水文地质队，基建工程兵水文地质部队几年来最新的普查成果，参阅1:20万比例尺的水文地质普查报告近200份。同时还引用了有关裂隙水的文章内容。贾福海、陈梦熊、王秉忱等同志曾对本书提出了不少宝贵意见，在此一并致以谢意。

由于个人水平有限，有些论点尚缺乏更多的实践。也有些宝贵经验和资料没有很好的总结和表达出来，缺点或错误在所难免，热切地希望从事水文地质工作的同志们批评指正。

# 目　　录


前　言

第一章　岩石的裂隙与断裂的基本知识 …… 1

第一节　岩石的裂隙 …… 1

一、基本概念 …… 1

二、裂隙的分类 …… 2

第二节　原生裂隙 …… 3

一、沉积岩的原生裂隙 …… 3

二、火山岩的原生裂隙 …… 4

三、火成岩的原生裂隙 …… 6

第三节　风化裂隙 …… 7

第四节　构造裂隙 …… 11

第五节　断层 …… 17

一、断层的深度 …… 17

二、断层的分类 …… 20

三、断层的组合形式 …… 22

第二章　裂隙和断裂的野外测量与水文地质分析方法 …… 24

第一节　裂隙的野外测量 …… 24

一、裂隙的观察与测量 …… 24

二、观测点的布置与选择 …… 25

三、裂隙图解的编制与分析 …… 26

第二节　断裂带的野外观察 …… 38

第三节　航空地质调查法 …… 40

第四节　利用物探方法寻找断裂带 …… 46

第五节　裂隙富水带的分析方法 …… 50

一、Ⅰ级构造影响带分析 …… 51

二、Ⅱ—Ⅲ级构造影响带分析 …… 58

三、新构造断裂的分析 ……62
第六节 断裂带地下水 ……66
第七节 利用概率统计法分析裂隙水赋存规律……80
第八节 野外资料的综合分析与整理 ……85
**第三章 地质力学法研究和寻找构造裂隙水** ……93
第一节 结构面的力学性质 ……96
第二节 构造形迹发生的序次 ……96
第三节 构造体系及构造类型 ……97
第四节 应用地质力学研究基岩裂隙水 ……98
一、山字型构造的富水地段分析 ……98
二、多字型构造的富水地段分析 …… 105
三、棋盘格式构造的富水地段分析 …… 108
四、入字型构造的富水地段分析 …… 109
五、旋卷构造的富水地段分析 …… 110
**第四章 基岩裂隙水的调查方法**…… 120
第一节 碳酸盐岩岩溶裂隙水的调查 …… 123
一、北方型 …… 126
二、南方型 …… 130
第二节 砂页岩裂隙水的调查…… 149
一、风化裂隙水 …… 150
二、层间裂隙水 …… 153
三、断裂带裂隙脉状水 …… 154
第三节 红层裂隙水的调查…… 157
一、风化裂隙水 …… 157
二、层间裂隙水 …… 158
三、断裂带裂隙脉状水 …… 159
第四节 侵入岩裂隙水的调查…… 161
一、风化裂隙水 …… 166
二、断裂带脉状水 …… 170
三、接触带裂隙水 …… 174
第五节 火山岩裂隙水的调查…… 178

一、风化裂隙水 …… 181
二、断裂带脉状裂隙水 …… 183
三、成岩裂隙水 …… 186
第五章　基岩裂隙水的资源评价 …… 190
第一节　地下水资源的概念 …… 191
第二节　基岩裂隙水的资源评价 …… 193
一、断面流量法 …… 193
二、水均衡法 …… 195
三、降水渗入法 …… 198
四、地下径流模数法 …… 199
五、水文分析法 …… 201
六、影响半径法 …… 203
七、相关分析法 …… 204
八、水点流量汇总法 …… 205
九、消耗系数法 …… 206
十、流量过程曲线法 …… 206
十一、河流“流量差值”法 …… 206
主要参考文献 …… 214

# 第一章　岩石的裂隙与断裂的基本知识

## 第一节　岩石的裂隙

### 一、基本概念

岩石中的缝隙，一般没有位移，或者只有很微小的位移，即称为裂隙。按开启程度，裂隙可分三类：张开裂隙，闭合裂隙和隐蔽裂隙。张开裂隙的特点是有明显可见的空隙。闭合裂隙一般用肉眼即可清楚地看到裂缝，但裂隙两壁非常接近，以致沿着断裂看不到空隙。隐蔽裂隙通常不易观察到，但在岩石受敲打或者染色时，才能发现。

裂隙的开启程度与很多因素有关。如坑道和钻孔岩心揭露出的岩石裂隙比地表上出露的同一岩石里的裂隙要少得多，而且在坑道里和钻孔岩心的裂隙一般多属闭合的。

地表附近裂隙张开的原因是由于上复岩层的压力减轻，岩石发生扩张所引起的。另一个原因是地表附近风化作用强烈，造成裂隙张开。

一般情况下，在岩石里同时有几组裂隙发育，并且可以看出裂隙组之间有密切的联系。这种互相有关的裂隙组走向一致而裂隙向两方倾斜。我们常常见到两组互相以直角相交的直立裂隙，而当一组裂隙的走向改变时，其他一组裂隙的走向也随之发生相应的变化。这种互相交汇的裂隙组最好归入一个裂隙系统。每一个裂隙组都是说明一次地质构造作用力的标志。

岩石被裂隙所分割成的块段或碎块称为节理体。节理体形状一般受裂隙排列的控制。在沉积岩里通常发育的是：长方节理体，立方节理体，平方六面体节理体，柱状节理体，板状节理

体，球状节理体和碎块状节理体；变质岩里发育的是：板状节理体，片状节理体，肋骨状节理体和锐角状节理体；火山岩里发育的是：角柱状节理体，圆柱状节理体，球状节理体和层状节理体；在火成岩里发育的是立方节理体，长方节理体，平行六面体节理体和垫状节理体等等。

## 二、裂隙的分类

按照岩石裂隙的构造特性，以及裂隙在空间的定向分类，称为几何分类，另一种分类是根据裂隙的生成条件进行分类，这种分类称为成因分类，这两种分类方法虽观点不同，但对研究裂隙构造是可以互相补充和参考的。

### 1．几何分类

在几何分类里，我们把层理显著或层理不显著但片理构造清楚的沉积岩和变质岩里的裂隙分为（图1—1）：

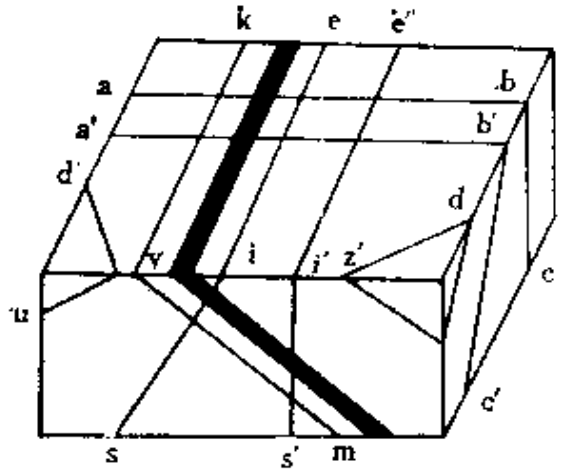



图 1—1　裂隙的几何分类，黑色的层表示层理

a b c 和 a′b′c′—横裂隙；s i e 和 s′i′e′—纵裂隙；d z u 和 d′z′u′—斜交裂隙；kvm—顺理裂隙

a．横裂隙—这种裂隙在平面图上顺倾斜方向切过层理或片理。在剖面上横裂隙可以是直立的，也可以是倾斜的；

b．纵裂隙—这种裂隙平行于走向线，但在直立剖面上切过层理或片理；

c．斜交裂隙—这种裂隙穿过层理或片理而与走向和倾向都成斜交；

d．顺理裂隙—这种裂隙在平面图上和剖面上都和层理或片理平行。

在块状岩体里以及在具有层理和片理的岩体里，裂隙常常可

按倾角分类。在这种情况下，分为以下几种裂隙：

| | |
|---|---|
| 直立裂隙 | 倾角80°—90° |
| 急倾斜裂隙 | 倾角45°—80° |
| 缓倾斜裂隙 | 倾角10°—45° |
| 水平裂隙 | 倾角0°—10° |

2．成因分类

通常还把裂隙分为构造裂隙和非构造因素而产生的裂隙，在每一类中又根据裂隙成生作用的性质再分若干类型。这种分类在野外进行工作时，应用起来是简易可行的，在进行水文地质调查时，我们常把裂隙划分为原生裂隙（包括成岩裂隙），风化裂隙和构造裂隙，下边分别予以介绍。

## 第二节 原 生 裂 隙

原生裂隙主要指岩石生成时伴生的各种裂隙，其中包括沉积岩、火成岩和火山岩。因此，原生裂隙的成因是岩石（主要是沉积岩）变干，压实，发生体积变化、温度压力变化和物理—化学变化时，产生内应力作用的结果。

### 一、沉积岩的原生裂隙

沉积岩里的原生裂隙或成岩裂隙主要是在成岩过程中产生的。在成岩作用中发生的最重要的物理变化是沉积物以减少水份和空隙度的方式脱水而压密。这些作用是在很长时间过程里才能完成的。有人认为在150—200米以下的深度沉积物才能完全变成坚硬的岩石，在这个过程中它只是极慢地脱水和压密。

成岩裂隙在岩石产状水平或者变动轻微的地区表现得最清楚。在岩层褶皱发育，经过剧烈构造运动的地方，沉积岩里的原生裂隙往往被比较新的构造裂隙所扩大或掩盖。因此，原生裂隙在较稳定的地区保存得最完整。原生裂隙不会切过其它地层，而是分布在各层或者与各岩层间的小分层之中。这些裂隙排列在不同的位置：有垂直、斜交，也有平行层理的以及不规则的复杂形

状。

裂隙的排列还决定于岩石的岩性成分。碳酸盐岩类石灰岩、白云岩的裂隙是垂直于层理发育的，并把这些岩石分裂成平行六面体。在砂岩里除了垂直于层理的裂隙以外，还有与层理成不同角度的倾斜裂隙。它们所划分的节理体在形状上类似角柱型和角锥型的多面体，或组成比较复杂的形状。在泥灰岩、页岩里，最常见的是形状复杂的裂隙，它们把岩石划分成贝壳状和破片状。

岩层里上下层间的裂隙方向常常不同。在同一岩层里的不同部位里也有走向不同的裂隙存在。有人认为比较规则的节理是产生在成分均匀的岩石里。原生裂隙通常也有张开的，也有闭合的。张开裂隙受充填的程度取决于许多原因，而在很大程度上取决于地下水沿裂隙的流通；但大部分的裂隙并没有被充填。

裂隙的密度随岩石的厚度和成分的不同而异。一般薄层状岩层里裂隙较密，而在比较厚的岩层里裂隙比较稀疏，在泥灰岩和页岩等较柔软的岩层里，裂隙出现得比同样厚度的砂岩岩层要密一些。

在沉积岩地层里识别成岩裂隙是比较复杂的，因为往往这种裂隙被晚期的构造裂隙干扰，不易分辨，甚至在稳定地区产状水平的岩层里，也不是随时能有把握的将这种成岩裂隙分辨出来。成岩裂隙在新的未经压实的新生界地层里容易辨别，而岩石时代越老、越坚固时，它们受后期构造运动影响越大，构造裂隙的发育也越强烈，因而对这种裂隙的分辨也就更难。

## 二、火山岩的原生裂隙

火山岩的原生裂隙是在岩浆冷却凝固体积收缩时发生的张力影响下产生的，这种力是裂隙生成的直接原因。

为了查明岩浆冷却时的线状收缩，而测定了裂隙的总宽度，统计表明：平均收缩达到4—5%。收缩量沿着各个裂隙分散，而这些裂隙的张开程度和密度相当于岩石体积的侧向缩小值。

在地表冷凝的熔岩流里，大量的挥发物散失能促使迅速冷却而生成裂隙。火山岩的冷却是不均衡的。在陆相喷发和海底相喷

发时其裂隙、孔隙有显著的不同。熔岩的外壳生成得迅速，而岩流内部的冷却进行得比较缓慢。

由于不均衡冷却，熔岩往往分裂成它们特有的节理形状。在这方面，最显著的是玄武岩熔岩的柱状节理，其他熔岩也偶然有这种节理。这些长度常达几百厘米的多面柱状体是垂直于冷却面排列的（图 1—2），但是在一些熔岩里，原始位态已经改变，那么划分柱体的裂隙可以是倾斜的，甚至是水平的。

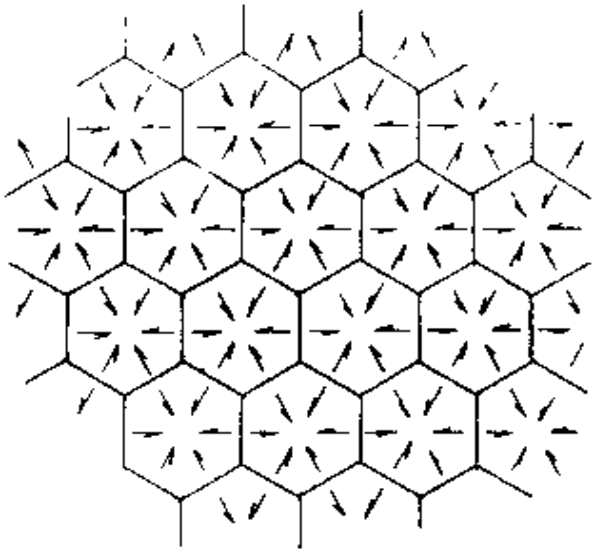


图 1—2　火山熔岩冷却时由平均张力而产生的柱状节理生成方式，箭头表示围绕各点的作用力方向

限定柱状节理体的裂隙的生成与互相间距相等的收缩轴有关。联结这些中心直线与最大引张应力的方向相符合，而当熔岩凝固时就出现和这些直线垂直的裂隙 由 图 1—2 可见，裂隙相交而成六边形。随着熔岩的逐渐冷却，这些柱体由表面向熔岩盖层的深处伸延，而把它分成多面柱体。应当注意，这些收缩中心也可这样排列，使节理体不成六边形而成其他的形状，如正方形、菱形或三角形。

熔岩里的球状节理和椭圆形节理是在岩流快速冷却时产生的。当熔岩和海水接触时或在大雨下喷出时，以及当它们侵入柔软的被水浸透的沉积物时，都会造成这种条件。

各圆球和椭圆体的张力使气孔、微晶和斑晶都成和表面平行的同心状排列。

除了柱状节理和球状节理以外，在熔岩里也生成方向和岩流表面平行而使熔岩呈板状节理体的裂隙。这种裂隙的生成是由于

冷却面的垂直方向上岩石收缩不均衡的缘故。

### 三、火成岩的原生裂隙

在火成岩侵入过程未彻底冷凝前，受侵入体内应力的影响，致使岩体冷却阶段发生的裂隙称为火成岩的原生裂隙，以此与受其他较晚构造运动影响而产生的次生裂隙相区别。岩浆的流动对岩浆源已冷凝部分所产生的力是原生裂隙的形成的主要原因。在火成岩侵入时的构造环境直接影响了侵入体的形状，结晶的长条矿物和片状矿物的定向排列，流动构造或原生条带的出现。

侵入体里的原生条带是由于熔体里已经结晶析出的矿物发生移动并在空间里重新分配而造成的。这时，侵入的岩浆在侵入体外围的摩擦有相当大的影响，它使侵入体和围岩的接触带形成了特别清楚的原生条带。

当岩浆源冷却和结晶时，岩石体积缩小，收缩应力出现，这无异于岩石受外力的引张。这种引张作用为裂隙的生成所补偿，面裂隙的排列和密度为流动构造所引起的各向异性所决定。

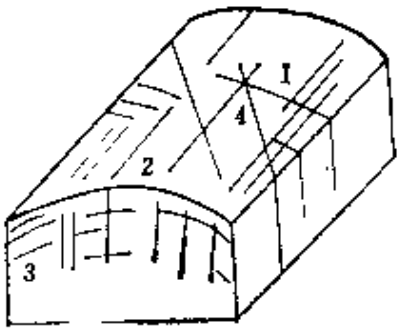



图 1—3　岩体中原生构造要素和原生裂隙

1—横裂隙；2—纵裂隙；
3—层状裂隙；4—斜交裂隙

流动构造的定向，将裂隙分为横裂隙、纵裂隙、层状裂隙和斜交裂隙。

1．横裂隙：横裂隙是垂直于流动构造的方位面发育的（图 1—3），它们比较直而裂隙面平坦。横裂隙在岩体的边缘部分表现得比较清楚。在同一岩体的中心部分，定向流动构造或者发育微弱，或者完全不存在的地方，横裂隙常常完全消失。

横裂隙总是有些张开的，而从力学观点来看，它们是由于方向垂直于裂隙走向的引张而发生的张裂隙。

2．纵裂隙：纵裂隙是顺沿线状流动构造的走向排列的。它们比横裂隙粗糙些，表现得模糊些，而没有光滑平坦的裂隙面。

纵裂隙通常比横裂隙张开得少些。纵裂隙普通是直立的或急倾斜的，并且随着流动构造的变化而改变其走向。

3．层状裂隙：层状裂隙是产生在侵入体的上部和旁侧部分。它们通常和原生条带的面相符合，在岩体上部原生条带倾斜平缓处，层状裂隙的产状也缓，而靠近陡急的接触界限处，裂隙就变得比较陡。一般说，它们大致平行于岩层的边界，而在发育良好的地方，它们好象是岩体的层理一样，沿着它们容易剥离。层状裂隙，常构成高地的边坡，对于地形的形成起较大的作用。除了岩体冷凝时体积缩小而外，上复岩石负荷的不同和岩体上部冷凝快慢的不一致都对层状裂隙的生成有重要的影响。

4．斜交裂隙：斜交裂隙与流动构造的方向斜交，但是它们远非同时生成的。它们通常是急陡的，而在力学方面可以解释为在水平压力或垂直压力的作用下生成的剪裂隙。

斜交裂隙在岩体里是以直角或较小角度相交的，但是这两个方向中常常只沿一个主要方向发展，而另一个方向的裂隙很少遇到。沿着这种裂隙，又进一步发生位移，而在裂隙面上留下滑动擦痕和磨光面。除了上列原生节理的裂隙类型外，侵入体的边缘部分普遍存在着边缘裂隙，这种裂隙一般比较发育，有时会被各种岩脉所充填。它们反映出在围岩的强烈阻挡下，岩浆向上推进的趋向。岩脉的生成显然和接触带的边缘裂隙有密切关系。有时接触带里还常有更晚的逆断层产生。

## 第三节　风化裂隙

岩石在风化时失掉它们原来完整的结构。岩石里出现裂隙网。同时产生矿物颗粒破坏和胶结物变松的现象，使岩石变成碎石，砂和土等残积层。岩石风化裂隙大多数是沿着岩石的原生裂隙和构造裂隙发育的（图 1—4）。引起风化裂隙生成和原有裂隙加宽的基本因素是：1.地下水的侵蚀和水冻结时的扩张作用；2.昼夜温度变化；3.植物根的张裂作用；4.岩石中结晶析出的盐类

和矿物的张裂作用；与风化带中不稳定矿物分解和稳定矿物生成有关的生物化学反应和化学作用。

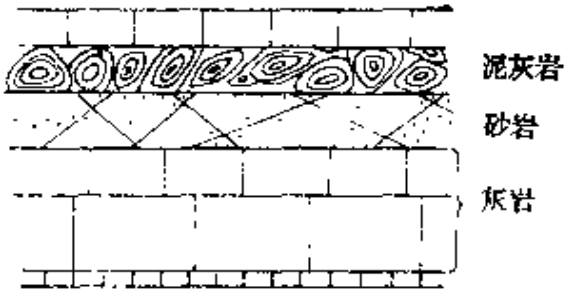



图 1—4　原生裂隙排列与岩性的关系示意图
（柯洛门斯基）

风化裂隙的密度和性质取决于岩石的成分、构造和结构，也取决于露头的构造和方位（图1—5）。风化裂隙一般是定向发育的，也就是沿各种岩石的原生裂隙和构造裂隙的方向发育。有的风化裂隙还沿着包裹物的表面发育，例如底砾岩的面或石灰岩里的生物遗迹面……。许多地区的泥质页岩、粘土岩、砂岩和泥灰岩的风化带里发育的球状节理。这种节理一般是在均匀的岩石里，或在同一岩层的范围里出现的。节理的形状很不一致，有的构成棱角浑圆的平行六面体状甚至为椭球体状和圆球状。

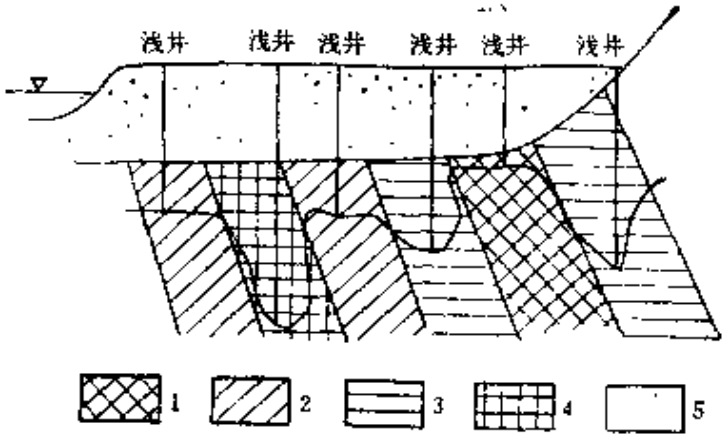



图 1—5　不同岩的风化强度比较
（柯洛门斯基）
1—不易风化的岩层；2—风化速度中等的岩层；3—风化速度快的岩层；4—风化速度很快的岩层；5—冲积层

节理体的长轴顺着岩层排列。最常见的是横长40—80厘米的节理。在球状节理生成之前，首先沿球面发生带状的化学风化。这种作用的基本营力是水。水最初沿着原生节理的裂隙渗入岩石里，逐步地由节理的边缘向中心渗透，同时将一些最不稳定的矿物，首先是含铁矿物溶解。随着水的渗透，在一定的过饱和阶段内由水溶液里析出氧化铁的胶结沉积。这种作用可以重复多次，因而在两个节理体中生成由于氧化铁含量不同而成的环带，这种环带在边缘部分大致顺沿原生节理的外部轮廓，而在中心是浑圆的，结果原来均匀的岩石变成不均匀的岩石，而在物理风化营力作用下，岩石就沿着同心的反应环带裂开。

温度的昼夜变化使岩石发生剥离，而使岩石里出现贝壳状节理。当岩石的表面晒热时，变热的薄层就要被许多平行于岩石表面的边缘裂隙和冷的岩体分开。当表面冷却时，外部的薄层要缩小体积，但是因内部散热较慢不能同时收缩，所以表层就被一些方向垂直于岩石表面的裂隙网分裂了。风化裂隙与其它类型的裂隙比较时，它们主要的特点是方位变化无常，有分支和折曲的现象。看起来风化裂隙的排列似乎是杂乱无章的，实际上是取决于岩石的成分，构造和结构，以及风化作用的营力和营力的强度及作用于岩石的条件。

风化作用所引起的岩石破坏程度和裂隙的密度都由地表向下迅速地减小。据野外调查结果，风化裂隙通常分布在地面以下2—5米到5—15米的深度范围，有时达30—50米，最深可达100米以上（图1—6）。

岩层出露的方位及地形对风化裂隙的形成影响很大。一般山脉南坡的岩石露头风化裂隙比北坡密得多。这说明南、北坡昼夜温度变化所引起的岩石胀缩差比较大的结果。在其余条件相同的时候，直立的岩石露头比倾斜的或水平的露头所受的风化影响小一些。

造成风化裂隙发育程度大小的主要因素是：

1．温度的变化是主要的风化营力（图1—7）；

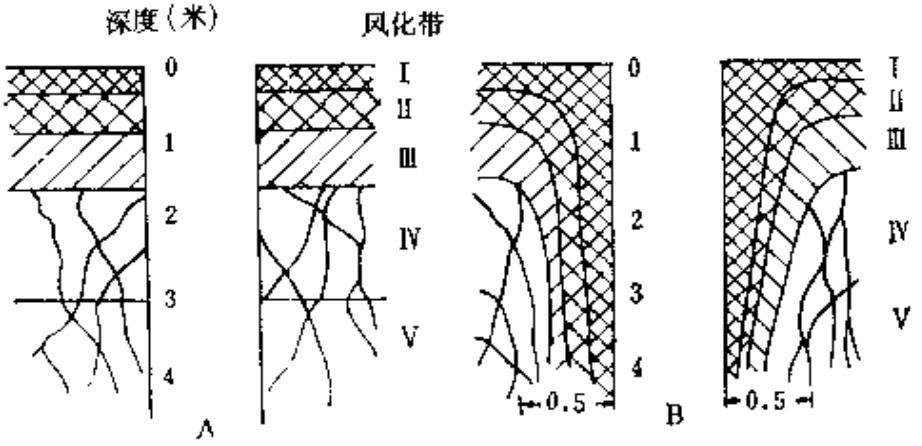



图 1—6　岩层风化裂隙发育深度

（柯洛门斯基）

A—新挖浅井风化裂隙发育情况；B—同一浅井在一年后的风化裂隙发展情况；Ⅰ—破碎小块碎石；Ⅱ—中等块碎石；Ⅲ—大块碎石；Ⅳ—具有张开裂隙的带；Ⅴ—具有封闭裂隙的带

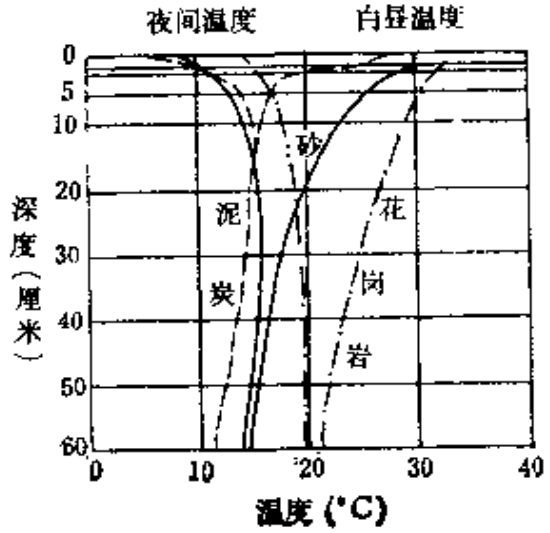



图 1—7　在花岗岩、砂层及泥炭层中随深度的不同，温度的昼夜变化曲线

（柯洛门斯基）

2．大气水份的多少；

3．植被的发育情况；

4．地貌条件；

5．区域新构造运动的强弱；

6．岩石性质（包括造岩矿物的组合成分）；

7．岩石时代。

这里必须说明的是岩石风化裂隙的发育程度不单单取决于上述原因，它有时还与构造裂隙、原生裂隙相互影响，同时存在的。纯粹的风化裂隙极少，而主要是岩石原有裂隙在风化作用下进一步扩大而已。这在研究地下水的径流条件和与工程地质有关的问题时需予注意。

## 第四节　构造裂隙

构造裂隙是在地壳运动过程中，构造应力的作用下，在岩石中产生的裂隙。这时，随着变形发生，在岩石里几乎是同时出现裂隙。

构造裂隙与风化裂隙和原生裂隙有区别。这些区别主要是构造裂隙的走向、倾向和方位都比较稳定，即使在成分不同的岩石里都沿着同一方向发育。

构造裂隙分为裂隙和劈理。

### 一、张裂隙

岩石的张裂现象是在岩石里有引张应力出现而应力超过岩石的强度极限时发生的。张裂是垂直于主引张轴而排列的裂隙。

张裂隙的特点是。通常它们是稍微张开的，裂面上没有任何的位移痕迹，裂隙面不平。张裂隙密度是不均匀的。在张裂隙集中地带外，有些零散的裂隙会逐一相连，延伸得很远。(图1—8)。

这种区域张裂隙的形态特点是：它们通常是直立或急倾斜平直的裂隙。沿走向和沿倾斜在几十米以至几百米内保持不变。它们往往是张开的，而河流网和冲沟网经常是追溯这种裂隙的方向发育（图1—9)。

构造裂隙沿倾斜方向切开不同的地层而走向不变，但是裂隙开启的明显程度和它们的密度则取决于岩石成分。均匀的致密而坚固的岩石里的区域构造裂隙网比柔软而比较松散的岩石里的要稀得多，前者裂隙延展比较清楚，张开程度也较大。

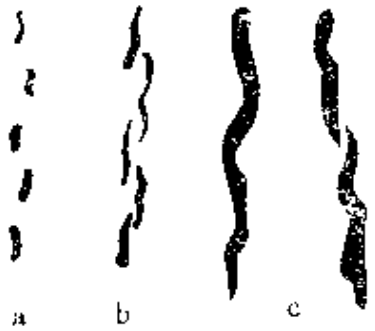



图 1—8 张裂裂隙发展的示意图

a，b，c是发展的阶段

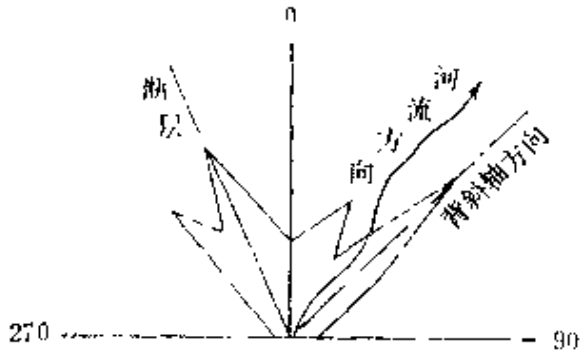



图 1—9 水系与断裂及构造线方向玫瑰图分析

当岩石里早有成岩裂隙存在时，区域构造裂隙就叠加在它们上面，在个别地段上可以和成岩裂隙相重合。但是区域裂隙比较稀，且延伸长，它在岩层面上并不把岩石划分成多角形，而是近于直角互相交截。

区域张裂隙一般广泛地发育在许多拗曲幅度相当大的长垣，陆向斜等构造部位上。

局部张裂隙是在岩层产生褶皱和断裂并发生位移时，受到引张应力的地段上生成的。在形态上它和上述的区域裂隙没有差别，但是它们的分布没有那样广泛，而它们的出现与褶皱和断裂的各个要素的结构有密切的关系。有很多张裂隙生成在背、向斜轴部和转折端以及急剧倾伏部分。

穹窿状隆起顶部的裂隙排列受穹窿的形状控制。如果隆起呈长圆形状，分布最广的裂隙是垂直于构造等高线的裂隙，以及垂直于隆起的长轴和顺沿长轴的裂隙。

在长条状褶皱的轴部，张裂隙沿着两个方向发育。一个方向是与褶皱轴一致的纵方向，它反映着在褶皱的转折部分里岩层的引张，并与岩层的弯曲有关。这些裂隙在直立剖面上垂直于层理而排列，它在岩层的顶板处明显地张开，而在岩层底板处紧密地闭合。裂隙的密度不同，在褶皱轴部，裂隙比较密，而两翼逐渐变稀（图1—10）反映了应力集中的程度，但在不同的岩层里，

裂隙的密度也不一样。

另外，张裂隙在正断层的地段里强烈发育。因为正断层主要是在岩石发生引张的条件下生成，所以在正断层发育的地段，张裂隙的方位与断层面接近平行。张裂隙生成比正断层两盘发生位移要早一些，而在断层附近，张裂隙比较密，远离断层就变得比较稀疏了。

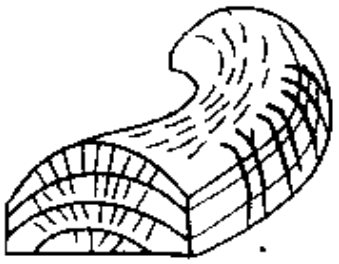


图 1—10　背斜轴部张裂隙与弯曲部位张裂隙示意图

除了位置平行于断层线的张裂隙以外，紧靠着正断层、逆断层和平移断层，还常常产生许多张裂隙和剪裂隙，这些裂隙有的为羽状裂隙。张性裂隙富水性的研究，在水文地质调查评价中有很大的实际意义。

**二、剪裂隙**

前面说过，扭应力引起剪裂或剪断，这种现象表现在剪裂隙或剪断裂隙的生成。剪裂隙的方位是在最大扭应力的方向上。

岩石里的剪裂隙通常紧密地压合，裂隙面平坦而比较光滑。剪裂隙沿走向和沿倾斜的定向保持不变，它们延伸很远，而密度比较固定。裂隙面上常常带有擦痕和滑动光面。

剪裂隙在受逆断层和平移断层破坏的地段里广泛地分布。逆断层和平移断层的生成是在地壳挤压的条件下或在力偶作用下，一部分地壳相对于另一部分发生位移时产生的。

在两盘反向发生位移的正断层附近，张裂隙指向和断层面的倾斜相反的方面（图1—11）。两组剪裂隙中，有一组和断层面平行，而另一组相当于另一个最大扭应力的方向。当发生逆断层和平移断层时，剪裂隙的定向如图1—11所示。

在平移断层发生时，在平面图上旁侧张裂隙与运动方向成钝角。两组剪裂隙之中，有一组将和断层面平行，而另一组与运动方向成直角或锐角。当沿着断层裂隙发生斜向位移时，则在直立剖面上和平面图上，旁侧裂隙以很小的角度与断层裂隙会合。

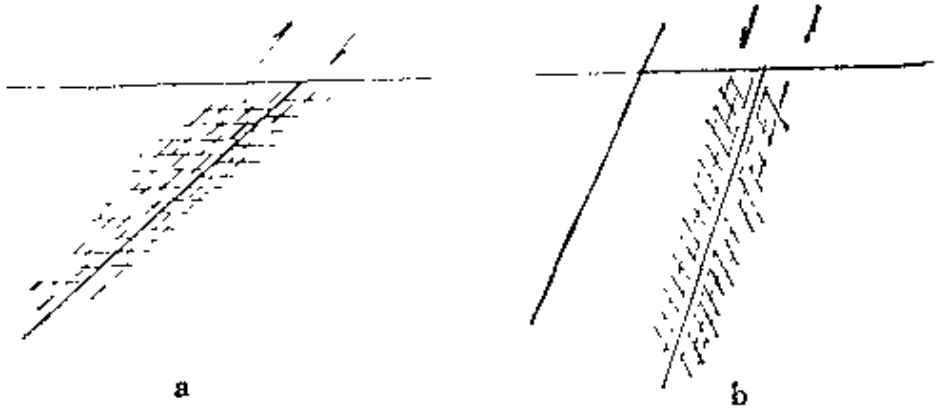



图 1—11　逆断层 a 和正断层 b 产生的旁侧（影响带）羽毛状裂隙示意图

在已经被裂隙所分裂的岩石里再发育旁侧羽毛状裂隙时，裂隙的结合情况就更要复杂得多了。这是因为所有新的裂隙都趋向于继承较早的断裂面。

在结晶完毕而完全冷却以后受到挤压的侵入岩里，也经常发生剪裂隙。对剪裂隙叠加在较早的裂隙上的情况，在对岩体进行工程地质评价时值得注意。

### 三、劈理

劈理是岩层或岩体受地壳的应力作用而发生的一种微细、密集呈平行排列的破裂面或分割面。劈理实际上就是密集的构造节理。劈理面的间距一般在几毫米至几厘米。劈理的分布不如节理分布那样广泛，它的分布和发育与岩性及构造运动关系十分密切。在一般情况下，变质岩地区较沉积岩及火成岩地区发育，而后者只是在遭受较强烈构造运动的地区才有发育。其次多在大断裂的两侧岩石中发育。在同一褶皱构造中，塑性的岩石（如粘土岩、泥灰岩等）比脆性的岩石（如砂岩、灰岩等）中的劈理要密集（图1—12）。

总之，劈理多出露在构造运动较强烈，应力较集中的地段内。因此，对分析研究裂隙地下水的富集带很有帮助。

根据劈理形成时应力性质的不同，一般将劈理分为破劈理和流劈理两种：

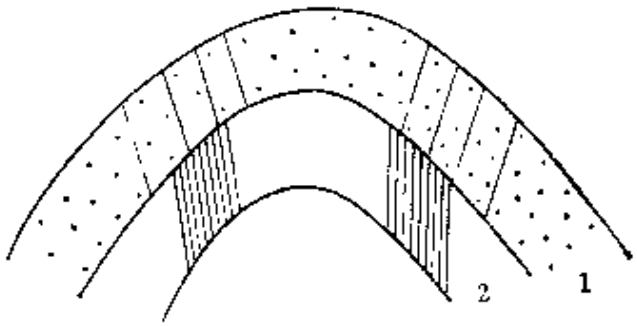



图 1—12　不同岩性中发育的破劈理

1—砂岩；2—粘土岩

1．破劈理：是在扭应力作用下形成的一系列密集的破裂。这种劈理通常与褶皱伴生，但也可以出现在断层，特别是冲断层附近。

破劈理在强烈褶皱的翼部特别发育，它是由于岩层的层间滑动产生的扭应力，所形成的一组斜交层面的破劈理和一组平行层面的破劈理。

破劈理一般不穿切层面，层间破劈理与岩层面有一交角，其锐角指向相邻盘的滑动方向。在一般情况下，与上层面相邻岩层相对滑向背斜顶部而与下层面相邻的岩层向向斜槽部滑动。所以，可以根据这一特征帮助我们来确定岩层的上下层位。

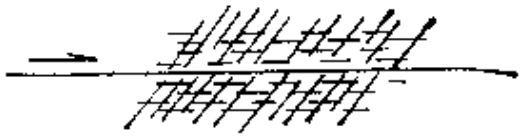


图 1—13　断层引起的两组破劈理

在较大断层两盘的岩块中也往往见有破劈理。这是由于当断层的两盘发生剪切运动时，派生出的扭应力作用而产生的。在断层的两盘岩块中，有一组破剪理与断层平行，但往往不发育；另有一组则与断层斜交，其所夹锐角指向相邻盘的错动方向(图1—13)。

2．流劈理：流劈理有的称为板劈理或针劈理，这是由于在挤压应力作用下，使岩石中的矿物发生塑性流动、拉长、压扁和发生重结晶，并形成的一种平行排列而易于沿此方向裂开的密集裂

面。这种裂面称为流劈理。流劈理常见于变质岩中，特别是在一些塑性较大的岩石中，如粘土岩、泥灰岩、板岩等。流劈理面与岩石中矿物定向排列的方向是一致的。

流劈理在褶皱岩层中也是与层理斜交的，但与破劈理有所不同，流劈理面穿切褶皱的各岩层。虽然褶皱中各岩层的岩性可不同，然而流劈理的走向与褶皱轴是平行的或大致是平行的。流劈理是一种压性结构面。也有的叫做轴面劈理（图1—14）。我们常可以根据流劈理的产状来确定褶皱轴面及枢纽的产状，从而可以进一步恢复褶皱的形态（图1—15）。

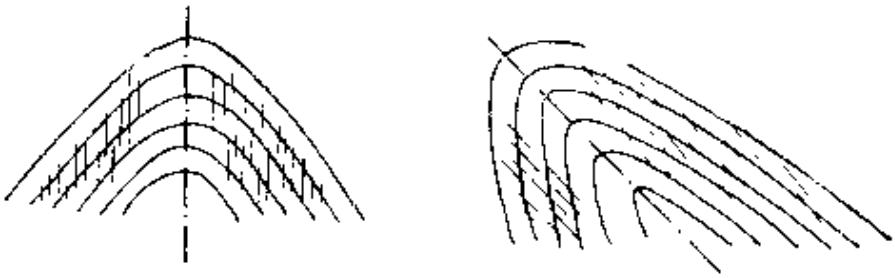


图 1—14　流劈理面平行于褶皱轴

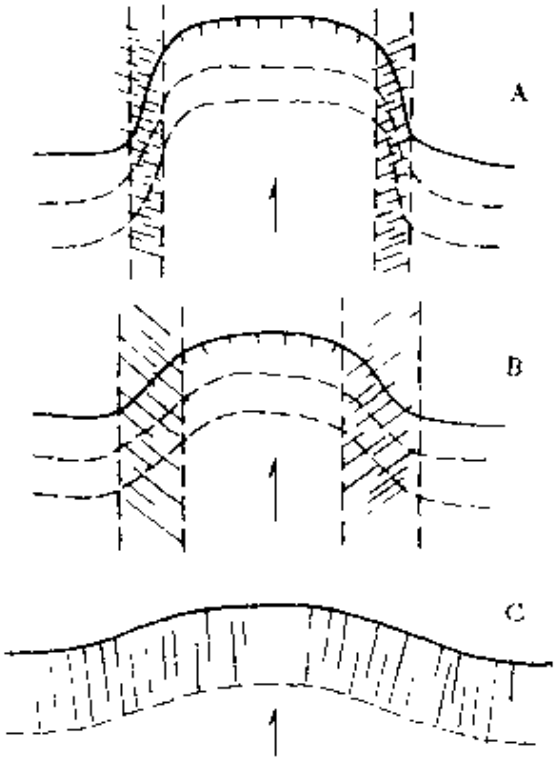



图 1—15　岩层的拗曲和边缘裂隙的产生示意图

劈理虽然是一种微小的构造现象，然而利用劈理可确定岩层层序、恢复褶皱形态、确定断层的产状及其力学性质。这对水文地质和工程地质的评价都具有实际价值，因此，在野外调查工作中应予注意。

## 第五节　断　　层

断层也称断裂带，是地壳中广泛发育的一种构造形迹，是地壳构造力作用的结果。岩层或岩体沿着破裂面发生较大的错动就叫做断层。近十年来世界各国地质学家对断层的认识有飞跃的发展。在地球表层部分如果积累了应力，那么它就要释放应力，就会出现破裂，这种破裂在地表上表现为断层。断裂构造是最常见、最广泛的一种地质现象。根据卫星照片资料，各种断裂布满整个地壳表面，大者可以延伸几百公里长，小者几公里，几米，再小的可在手标本和显微镜下观察到。如江西赣州汝城地区通过卫照解释，各种大小断裂一千多条（图1—16a）。在澳大利亚的昆士兰北部的欧文尼花岗岩地区各种断裂有几千条(图1—16b)。而有些裂隙用肉眼观察不到，仅在镜下才可以清楚的看到（图1—17a,b)。不但地球上有断裂构造，而其它星球上也出现各种断裂构造，如火星、水星及月球。

断层的种类很多，它对研究地质构造，找矿和寻找地下水以及工程建筑，尤其地震地质的研究关系十分密切。因此，研究断裂构造的性质、产状、它的发生和发展过程及分布规律都是十分重要的。

### 一、断层的深度

断层的发育深度，主要与地壳内外应力有关，这种应力的来源目前说法不一，有的地质学家认为是地球自转速度改变引起的。有人则认为是地壳内部岩浆活动的结果，由于断层的产生主要是水平应力，而忽略了岩浆活动所造成的应力，实际与两者都有关系。从板块学说观点来看，大陆漂移的巨大张应力主要是水

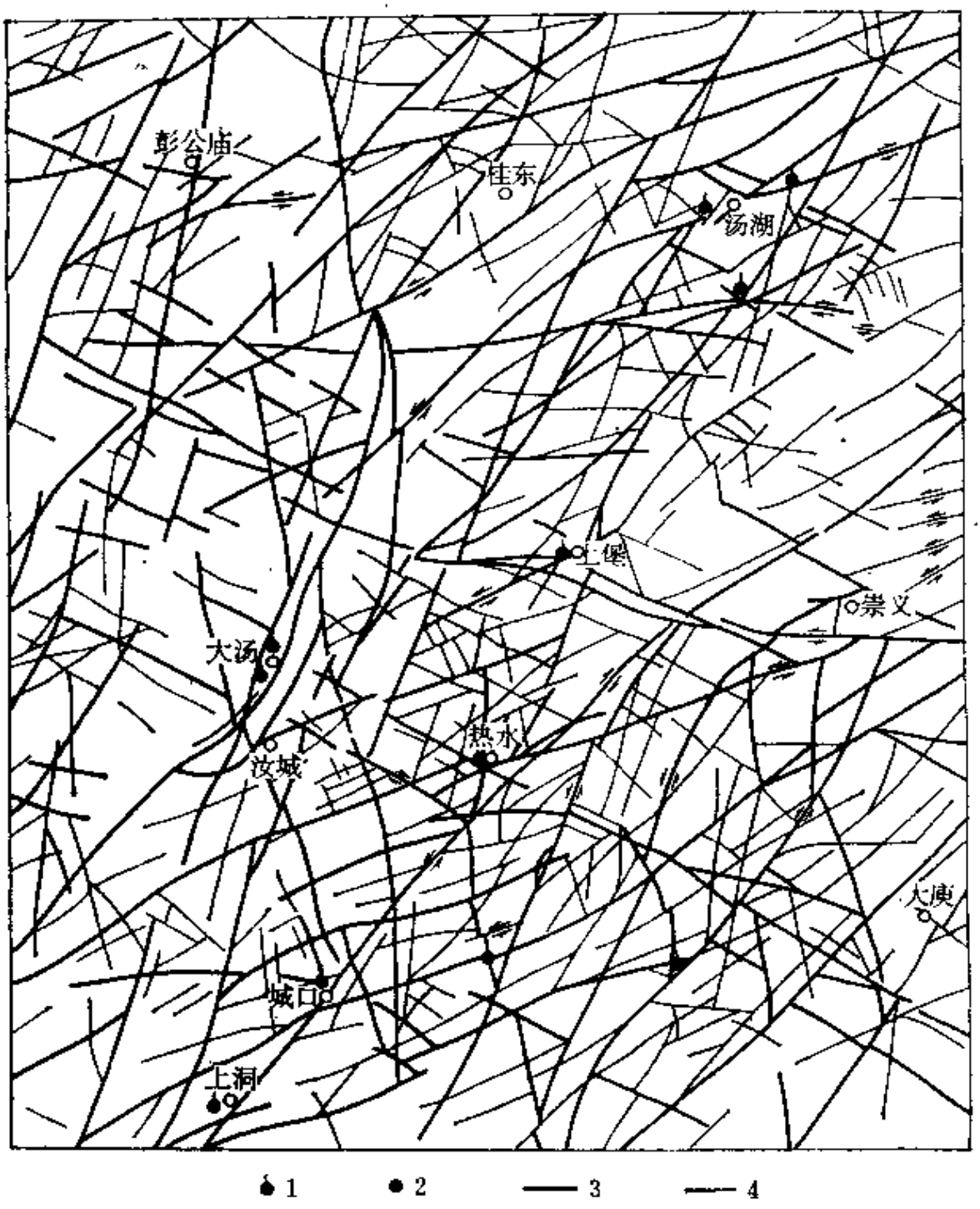



**图 1—16a　赣州热水汤湖地区断裂轨线图**

（根据湖南地质局卫片资料）

1—温泉；2—温水孔；3—主要断裂；4——般断裂

平推力，而这种张应力主要是由于岩浆从地幔下部不断上冲引张的结果。

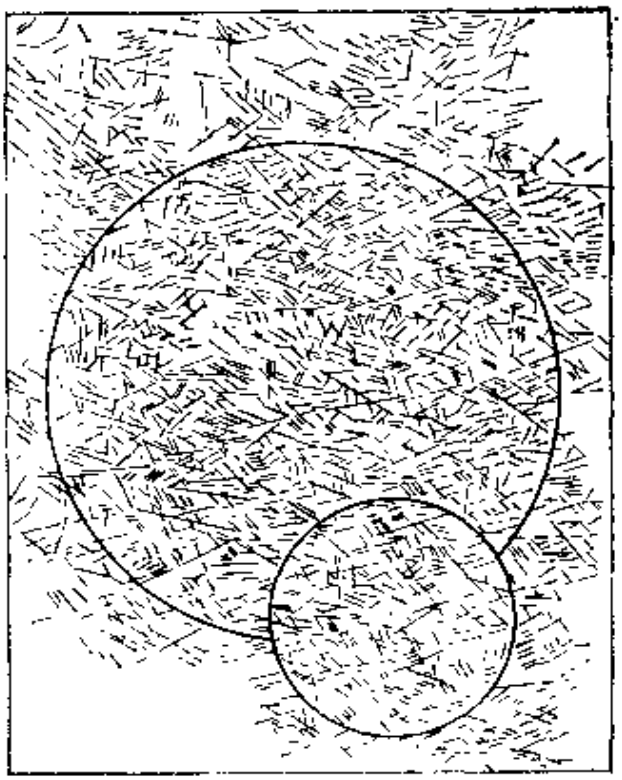


图 1—16b 昆士兰北部欧文尼（Oweenee）花岗岩中的断裂轨线图

（国外地质）



图 1—17a 扭裂碎裂岩切片

（江苏江宁县娘娘山）



图 1—17b 扭裂碎裂岩切片石英颗粒被两组扭裂隙所破碎

（南京幕府山）

板块学说认为，板块的边界是断裂接触，如我国喜马拉雅山

就是印度板块与欧亚板块的缝合线。再如美洲的圣安德烈斯大断裂，欧洲的阿尔卑斯断裂都是板块的缝合线。这种大断层的深度可想而知应在80公里以下。

根据近代对地震震源的测量结果认为，断层的深度在300公里以下。这个结论是根据（1）地震垂直带在全球构造中的作用；（2）环太平洋带的震源深度分布。Vesanen 等人（1975）做了更详细的横剖面，可以看到汤加群岛地区有相当厚的几乎垂直的地震带。第一个带从地表向下延伸达300公里左右；而它偏离了位于300公里到600公里深度的第二个带并向东移动。在300公里左右的深度观测到小而明显的地震活动性，这暗示可能有水平的滑动面，这两个带沿这些滑动面移动。在Wojtczak—Gadomska（1973）作出的某一横剖面上也发现了类似的地震分布型式。

南美洲震源的深度分布与汤加地区类似。也是300公里，在400—600公里深度有更深地震带却向西移动。

由此推断断裂的发育深度是很大的。岩层在地表是以弹脆性为主，在地表以下某一深度，则以弹性为主，更深则粘塑性增加。因此，在构造应力的作用下，在地壳一定深度上将首先出现塑性变形，而且以扭面的形式出现，形成压性断裂的应力条件较少，张性断裂当然更少，但越往上压性断裂形成的条件逐渐多起来，在浅部则出现脆性变形为主的形变，即张性断裂。所以一般扭性断裂发育较深，纯张性断裂发育较浅，压性断裂界于两者之间。这样，扭性断裂就可能为地下水的深部循环创造条件，而张性的，特别是纯张性的就为地下水的浅部循环与储存创造了条件。

必须说明的是，地下水不可能埋藏在几百公里以下，因为处于高温高压状态下，地下水只能呈气态存在。所谓深部循环带和浅部循环带，应当是在一定深度内。目前深层水只在地下热，矿水的开发利用中有实际价值。

## 二、断层的分类

1．按断层两盘相对位移方向分类：

正断层：上盘相对下降，下盘相对上升的断层（图1—18）。

逆断层：上盘相对上升，下盘相对下降的断层（图1—19）。

在逆断层中，把断层面倾角小于45°的叫做逆掩断层。巨大的逆掩断层面多是倾角较缓的和波状起伏的。逆断层的上盘张裂和剪裂隙非常发育，通常称为影响带（图1—20）。

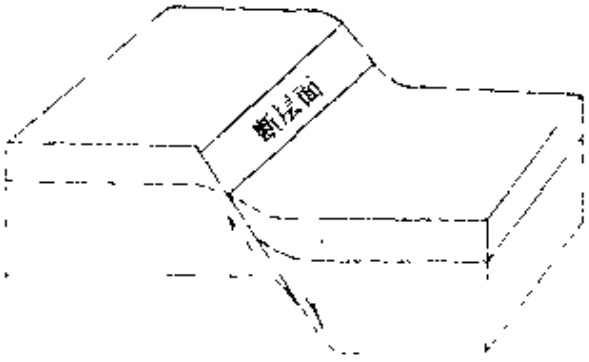



图 1—18 正断层

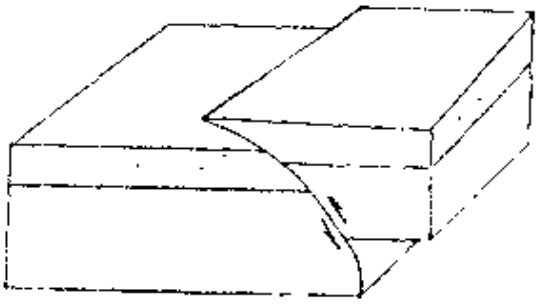


图 1—19 逆断层

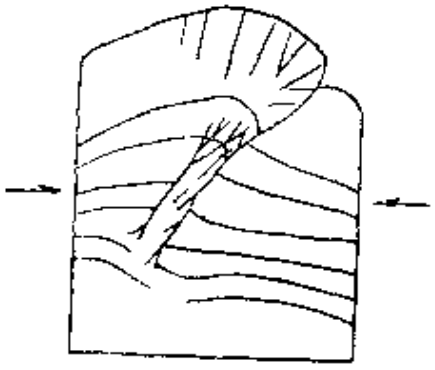


图 1—20 背斜岩层在继续受压转变成逆掩断层的影响带

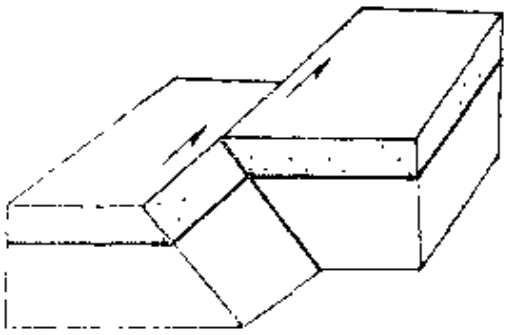


图 1—21 平移断层

平移断层（平推断层）：两盘沿近直立的断层面作水平移动的断层（见图1—21）。事实上，在野外所见到的断层往往不单纯是上下位移或水平位移，而是兼具上下和水平位移的斜向滑动为多；因此，可以统称之为平移正断层、平移逆断层等等。此外，断块位移还可以见到一些旋转的较复杂的情况。

2．按断层面走向与褶皱轴向的关系可分为：

纵断层：断层面走向平行于褶皱轴。

横断层：断层面走向与褶皱轴直交。

斜断层：断层面走向与褶皱轴斜交。

3．按断层面走向与岩层走向的关系可分为：

走向断层：断层面走向与岩层走向一致。

倾向断层：断层面走向与岩层走向直交。

斜交断层：断层面走向与岩层走向斜交。

4．按照形成断层的力学性质分类：

压性断层：如逆断层，逆掩断层。

张性断层：如部分正断层。

扭性断层：如平移断层；一部分正断层。

压扭性断层：如斜冲断层。

张扭性断层：如上盘斜落的正断层。

按力学性质对断层进行分类除涉及到断层的成因规律外，在地下水的普查与勘探工作和工程建设的地基勘探中也十分重要。

## 三、断层的组合形式

构造断裂发育地区由于构造应力场的作用，许多断层往往是以一定的组合形式出现。

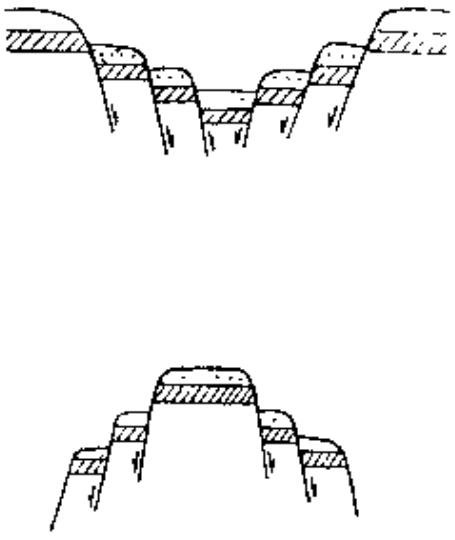


图 1—22　地堑构造及地垒构造

1．地堑和地垒：是由两条或两条以上的正断层组成。两条相邻的正断层，倾向相对，中间地块下降，两侧上升为地堑。若两条相邻正断层，倾向相背，中间地块上升，两侧下降为地垒。（图1—22）

2．叠瓦式构造：数条大致平行的逆断层或逆掩断层倾向一致，使断裂的岩块呈叠瓦状排列，即为叠瓦式构造。叠瓦式构造一般多在褶皱剧烈地区出现，断层线与褶皱轴分布方向大体一致，表示了该地区曾经历了较强的水平挤压运动（图1—23）。

3．阶梯状构造：数条大致平行的正断层，倾向一致，致使



图 1—23　叠瓦状构造

岩块呈阶梯状排列（图1—24）。

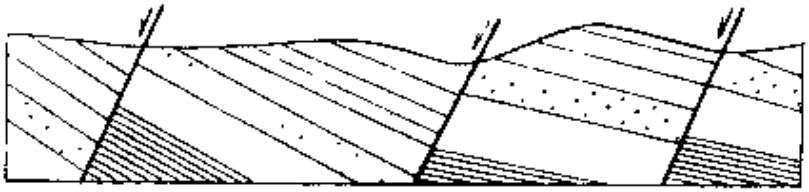


图 1—24　阶梯状断层

# 第二章　裂隙和断裂的野外测量与水文地质分析方法

## 第一节　裂隙的野外测量

### 一、裂隙的观察与测量

裂隙包括岩石的节理和劈理。裂隙测量是研究区域构造的重要手段之一，对分析断层的性质和产状有一定的意义。裂隙是构造形迹的反映，在一般情况下它的分布往往循一定规律，并影响了裂隙地下水的赋存和运移。因此，水文地质和工程地质技术人员必须掌握裂隙的野外调查和分析方法。

研究裂隙时，必须针对要解决的问题，进行岩石裂隙的观察和测量。

为了研究区域构造的特点及其发展规律，应在研究区域性褶皱和断裂的基础上，进行普遍的裂隙力学性质的观察和产状要素的测量。研究三种不同力学性质裂隙的区域分布方向和组合，是否和该区褶皱和不同力学性质的断层的方向和组合相一致。为了查明局部性构造的特点，应重点在褶皱轴部、翼部、倾没、翘起、转折端和断裂带附近以及侵入岩体四周进行裂隙的观察与测量。如为了解地下水赋存规律以及岩石稳定性对工程建筑物的影响应在工程重点地段进行裂隙的观察和统计测量。

在实际工作中，观察裂隙最好选择沟谷，岸壁，公路边坡，露天采矿场，坑道以及其它露头清楚的地段，必要时应采取专门的剥离工程。首先应研究裂隙所在的岩石性质、厚度、产状和附近的其它地质现象。根据任务要求，一般选择在几米长和几米宽的小面积内，观察裂隙的力学性质、长度、宽度，测量裂隙面的

产状要素，擦痕方向和分布密度。测量裂隙产状要素是一项细致的工作，又是作非常重要的工作。通过裂隙的测量，能够了解不同力学性质，不同发育程度裂隙的分布。测量方法与测量岩层产状要素的方法相同。如不能直接用罗盘在裂隙面上测量时，可将硬纸板插入裂隙中，测量硬纸板的产状要素即可。测量数量越多，精确度越高。总之，研究裂隙应该是在初步查明区域地质构造和水文地质一般条件之后，才能进行。绝不能孤立地去研究裂隙。应该是在鉴定好力学性质的基础上进行，而不应仅做数量上的统计。

岩性和岩石的厚度影响裂隙的密度。同一厚度的塑性岩石（粘土岩、页岩、泥灰岩等）在一般情况下，比脆性岩石（砂岩、灰岩、火成岩等）中的裂隙密度要大，同样的岩石中，薄层者比厚层者要密集。测量裂隙的密度目的是为了观察裂隙的发育程度，通常是在垂直于裂隙一米距离内统计的数目，称线裂隙率。在一平方米内统计的裂隙密度，称面裂隙率，根据需要进行岩心裂隙率的统计，并用线裂隙率或体积的百分比来表示。测量裂隙也要有序次概念，要研究裂隙的相互割切复合情况和充填物成分，并进行严格的分组，这样可以帮助我们了解各种裂隙的生成顺序（表1）。

测量裂隙的记录表格式　　表 1

| 观测点号 | 岩性和产状要素 | 裂隙产状要素 | | | 一米长度内裂隙数目 | 力学性质 | 充填物 | 所在构造部位 | 其它 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 走向 | 倾向 | 倾角 | | | | | |
| | | | | | | | | | |

## 二、观测点的布置与选择

研究岩石裂隙规律时，观测点的选择是很重要的，选择时不能单纯考虑测量裂隙产状的难易等问题，最重要是要选择有代表性的地段。观测点可以大致均匀地布置在所要研究的整个面积

上，或者只在有专门针对性目的的地段上。在测点均匀布置的情况下，研究裂隙要与水文地质普查同时进行。并不需要在所有的地段都进行这种测量。在露头的位置互相接近，而有同一方向的裂隙时，也要进行测量。应根据水文地质普查或勘探的精度和阶段来考虑观测点的分布。对每一个岩层和每一个构造单元或构造体进行必要的专门的裂隙测量和统计，总结规律。在一般情况下应在每一平方公里范围内取得6—10个测点的资料。当地质构造比较复杂或地下水补给条件较好时，每平方公里内测点要相应增加。

在进行较大比例尺的水文地质测量时，研究裂隙构造最好是在专门选定的有水文地质远景的地段内进行。这样的地段是在对工作地区有了足够的了解以后选定的。观测点的布置要能对这些构造形态要素，如背斜、向斜轴部，穹窿构造和背斜、向斜的转折、翘起、倾没端上的裂隙规律作出评价。对火成岩的侵入体围岩、复合体以及岩层层间的裂隙也要进行专门测量。

应当指出的是，在野外条件下，往往不容易看到裂隙构造发育最强烈的地段，因为裂隙最发育的沟谷多被第四纪沉积物所覆盖。因此，在具体测量时一定要结合当地的大地构造，区域性构造全面分析，剔除风化裂隙，各种复合裂隙，抓住主要矛盾。否则会做出错误的结论。

所选择的地段的数量要依地质构造的复杂程度而定，地质构造越复杂，越需要选定比较多的地段。每个地段应当是几米长，几米宽的被揭露的小面积，在这面积上要对所有存在的裂隙都进行测量。在这些小面积的范围里，都应当最少有50—70条裂隙分布。而为了使观察较详细，最好是能在它上面做上百次的测量。

在进行专门基岩裂隙水的调查时，对裂隙的研究也要注意裂隙点，测量线网的选择和布置，为了掌握区域性裂隙的分布规律，可采用线式、网式十字形和放射状的布置方式。

### 三、裂隙图解的编制与分析

1．节理裂隙图解的编制方法

在野外取得各观测点的裂隙资料后要按它们形成时期及力学性质进行整理和统计，分别编制各种节理裂隙图，以便总结它们的分布和发育规律。节理裂隙图能清楚地反映裂隙的分布、不同力学性质节理裂隙的关系、裂隙与其它构造的关系。有了这些资料就可以结合该地区的岩石性质、地质构造和岩浆活动等进行综合分析，从而提出地下水可能的富集规律及工程地质上有利或不利的条件。常用的节理裂隙图有裂隙玫瑰花图、点状圆形图解（节理裂隙极点图）和裂隙等值线图。

（1）裂隙玫瑰花图

此图常采用北半圆的分度，即0°—90°，和270°—360°记录裂隙面的走向方位角或倾向方位角。先把所测得的各种走向或倾向方位角的裂隙，按照每10度（或5度）间隔分成18组（或36组），并将每10度（或5度）间隔内实际所出现的裂隙数目，分别记在一个表格（表2）上，然后拟定一个长度单位代表裂隙的

裂隙统计整理表　　表 2

| 走向的方位间隔 | 每十度的走向方位平均值 | 每十度内测量裂隙数 |
|---|---|---|
| | | |

数目，如以一厘米长度代表10条裂隙或其它数目，也可以代表裂隙的百分数。之后，将所有的裂隙按照它们的走向或倾角的平均方位角和数目，沿着图上相当分度的放射线由半圆中心向外截取一定的长度，记录一点。最后将所得出的各点依次用直线连结起来，若在规定分组的间隔内没有裂隙出现时，则不得跨组连结，而应当和半圆的中心连结。即为玫瑰花节理裂隙图（图2—1）。这种图主要表示裂隙的分布方向，裂隙的发育程度以及它们之间的方位关系。图上花瓣越宽时，说明裂隙方向的变化范围越广，花瓣越长时，表明在此方位角内裂隙出现的数目越多。这种图的优点编制较简易，而且反映裂隙分布方向及其它们之间的方位关系简明易懂，是常用的一种方法。但此图不能反映倾角，容易将不

同力学性质不同序次的裂隙迭加在一起造成混乱，因此在野外观察和制图时应特别注意。

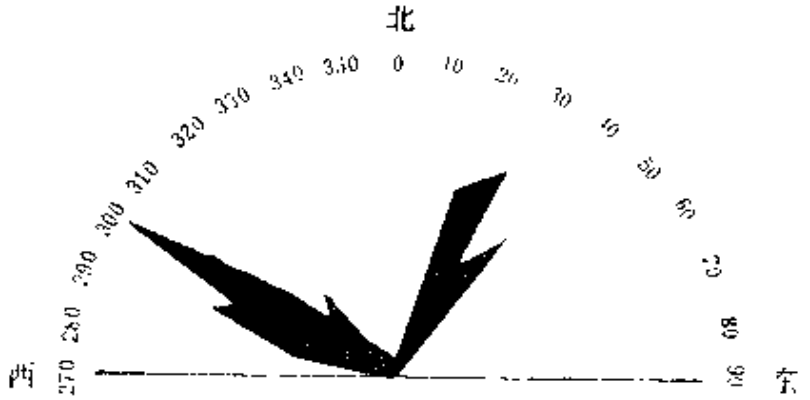



图 2--1　走向的玫瑰图解比例尺的每段相当一个裂隙

（2）节理裂隙极点图解

在点状圆形图解里，裂隙测量结果在专门编制的网格或版格上描画成点状。这种点在圆里的位置取决于倾角从而可以容易地确定裂隙的走向（图2—2a）。

为了编制点状圆形图解的网格，可以选取任意半径的圆。在圆上分成由半径和同心圆所构成的网格。半径是经线的投影而用来描画裂隙的倾斜方位角。

各同心圆相当于纬线用来读出倾角。我们可以设计圆半径为9厘米，每隔1厘米一条纬线，这种同心圆可以有9个，即每一厘米等于10°，把测量结果用点子或其它符号点画在这样编制的网格上。在同样分度的情形下，圆心附近和圆周处的网格面积大小有显著的差别。为了不致发生各种点符号过分集中，在一个区域里或地段里以急倾斜的裂隙占优势时，同心圆的刻度应当是由圆周向圆心。

这种办法的便利之处在于，可以用带色的符号把裂隙的测量结果，岩层的产状要素，各种含水裂隙的产状要素等等表示在同一张图之上，便于分析对比。

（3）节理裂隙等值线图法

作此图时，应先作出节理裂隙极点图（节理极点图是将所测

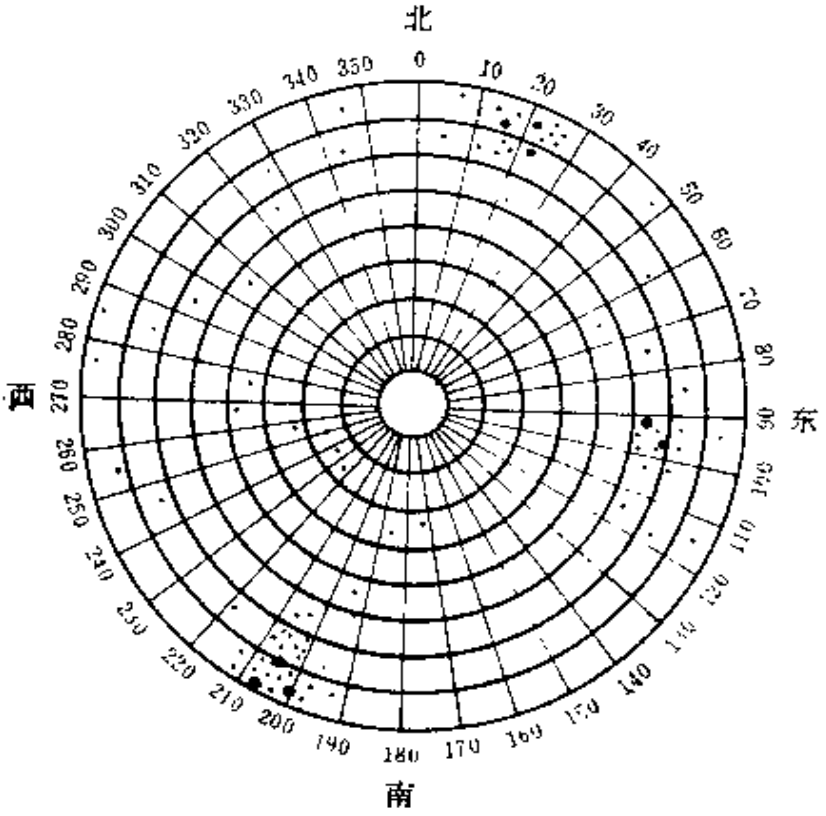



图 2—2a　点状裂隙构造图解小点表示100次裂隙测定结果；大点表示有水的裂隙

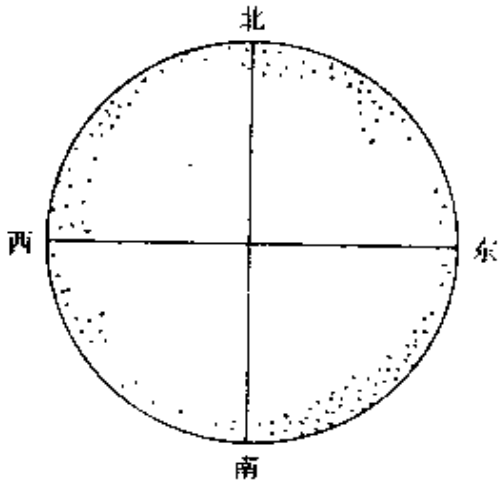



图 2—2b　节理裂隙极点图

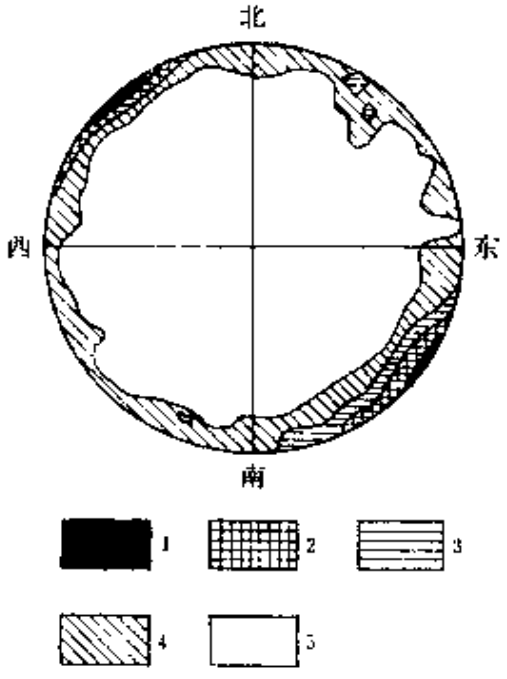



图 2—2c　等值线圆形裂隙构造图

量的节理裂隙的倾向和倾角在等面积的圆内，利用投影法作出极点图，参看图2—2b,c)。节理裂隙等值线图是在极点图的基础上作的。先用透明纸蒙在编好的极点图上，并在透明纸上画好投影网圆周和方位，以大网半径的十分之一长的线段为边，分为许多小正方形格。然后用中心密度计和边缘密度计来统计节理裂隙极点数。中心密度计和边缘密度计的小圆直径为大圆直径的十分之一。以中心密度计圆内的节理，从左到右每次移动小圆半径的距离，把每次小圆中的节理裂隙数记在十字中心。在一格移动完后，则向上或向下一个半径，再依次如前单行移动。用边缘密度计统计位于边缘的裂隙节理极点，每次统计时把两个小圆上的节理极点加在一起，分别记在两个圆心上，同样地每次移动半径距离，直到绕一圆周为止。例如，图中画着二百个点，其中有些点为密度计所掩盖。中心密度计内包括六个点，六个点等于大圆中总点数二百个点的百分之三，应在中心密度计的中心记下一个“3”字。记下之后，可将中心密度计移动，再计算他处。应当注意一个点可能在中心密度计中出现数次，每次出现都应记入。而边缘密度计的两个小圆心中心分别记下一个“△”字。

等计算完毕，然后根据所选定的等密线百分数据，用圆滑曲线将相同的百分数值的各点连结起来，并加绘各种线条符号，就得出节理裂隙等值线图。此图的优点是能够同时表明节理裂隙的走向、倾向和倾角，它用等值线的方式画出了节理裂隙不同数值的分布范围，使人们对节理裂隙的产状要素和分布密度有更清楚、更全面地了解。但此图对节理裂隙的性质、不同节理裂隙之间的成生联系及不同序次的节理裂隙相互关系仍然反映不清，另外，有一种比较简单的直角座标的方法如（图2—3），具体方法是沿着横座标轴放上一种测定的要素，例如倾斜方位角，走向方位角或倾角，而沿着纵座标轴放上裂隙数目，以百分数或数量表示。

（4）球面投影网格法

这种方法是用于球面投影的原理来研究裂隙构造的一些规律的方法。在岩石产状倾斜或褶皱时，为查明隙裂对于岩层面的方

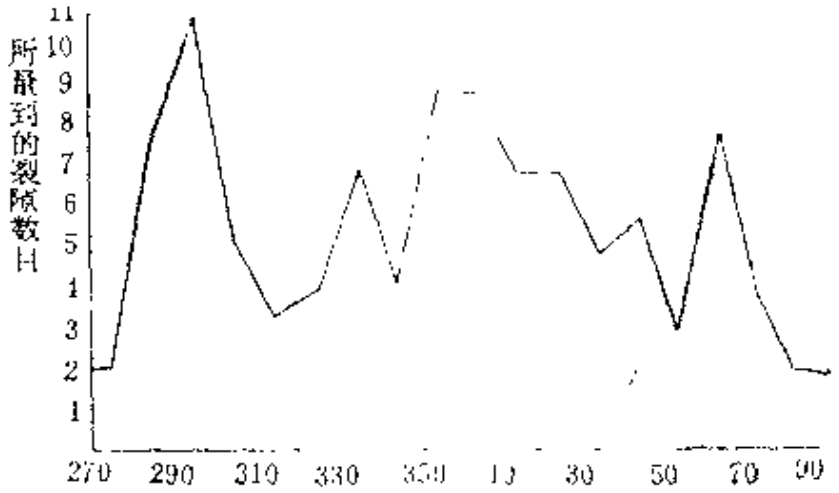



图 2—3　直角座标系统中的裂隙图

位排列关系。这时，适合把岩层面当做水平面而裂隙的位置不是相对于东南西北和水平线来测定的，而是相对于岩层面来测定的。这样制成的图解可以互相比较，并用做分析裂隙构造时的基础资料。

首先在球面投影上画上球面与岩层面法线的交点和球面与裂隙面法线的交点。

然后在图上用以下的办法把岩层调整到水平位置。把球面上相应的一点移到赤道上（因而岩层的走向移到零度经线上）而使岩层绕着水平轴（走向线）旋转，直到岩层成为水平位置，也就是岩层法线与球面的交点同网格中心重合。同时球面与各裂隙面法线的所有交点也移动同样的角度距离。这样获得的点就会相当于把岩层面导成水平位置时各裂隙的方位排列。如(图2—4a）中所示的网格来重现应力轴的图解方法。这种网格是由横的等角方位球面投影或方位等积横投影（施密特网格）得出的。如果赤道线直立安置而由赤道线的下端逆时针方向作出倾斜方位角，而沿着赤道线（由它的上端0°直到网格中心90°）来标明倾角。在这种网格上蒙上有北方记号的透明纸。要把各裂隙的产状要素画在网格上时，一面转动透明纸而使做在透明纸上的记号与纲格上的倾斜方位角的度数相合，一面沿着网格的直立直线计算出倾角而

点在线上。这个点就是网格所表示的上半球面与一个斜面的仰起线的交点网在水平面上的投影，这斜面经过球心而其产状要素和所研究的裂隙相同（图2—4b）。

决定应力轴的位置时，通过在裂隙构造图解所选定的最密位置或反映各个切面方位的点子作大圆的投影。做法是，把各个点轮流地放在直立的直线上，而由网格上把那些放上点子的大圆的投影画在透明纸上（图2—4b、c、d）。然后把这些大圆投影的交点和图解的中心连接起来。每一大圆的投影的相反两端也用通过图解中心的直径连接起来。

结果，每个最密位置和每个切面就都明显地表示成通过图解中心的平面。所有这些平面都应当和地图一样北方在图形的上部。每条直径是各相应平面的走向线（图2—4e）。为了更明显起见，各平面都画上线条（图2—4f）。

选定了我们可以认为是互相有关的交会剪裂面的两个平面以后，把它们的交截线称为中间主正应力轴。我们用$C_{2a}$表示这个轴与上半球面的交点的投影(图2—4f)。把点$C_{2a}$放在网格直立直径的上半部分上，由这点向下计算出90°而作一个大圆的投影，这大圆是垂直于中间轴的平面。其余的两个应力轴都在这个平面上（图2—4g）。把所研究的两个剪裂面之间的角度平分之后，就容易找到这两个应力轴的位置（图2—4h）。

其次，利用两个剪裂面之间的夹角数值和关于沿着它们的错动方向的资料，我们确定出其中哪一个是引张为主的应力轴($C_{1a}$)和哪一个是压缩为主的应力轴($C_{3a}$)(图2—4i)。把每个轴的投影叠合在网格直立直径的上部，它的产状要素就可以决定。这时透明纸上的北方符号与画在网格圆周上的倾斜方位角度数相符合，而轴与半球面的交点在网格直立直径上的位置落在表明轴的倾角的数字上（图2—4j）。

应当注意，只有在互相有关的裂隙组的交汇关系在野外已经确定的情况下，才能用上面所介绍的图解方法确定出各应力轴的方向。但是不可能用图解方法来确定裂隙的交汇关系。

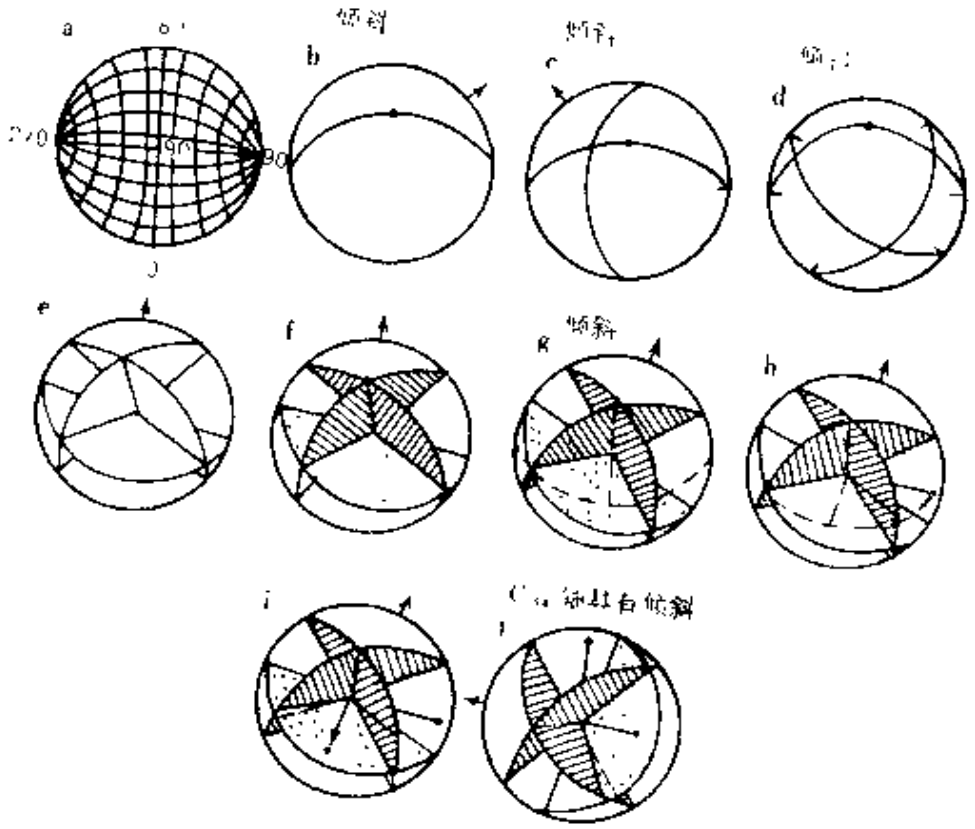


图 2—4　根据交汇剪裂面寻找应力轴方位的图解步骤

2．裂隙图解的分析方法

裂隙测量统计分析是研究区域地质构造的手段之一，对分析各种地质构造，识别水平和垂直的应力场的格局、应力强度都有帮助。节理裂隙测量的统计结果一般多采用玫瑰图的方法表示，因为它可以直接反映出某地区或某块段的裂隙密度和裂隙走向方位角。通过裂隙走向方位分组进行应力分析，就可以了解这个地区块段构造体的形态和变化规律，从而找出主要充水的裂隙带和断裂带。如安徽皖南铁牛山向斜，裂隙发育在上侏罗统火山岩系中，其中最发育的裂隙是走向50°—70°，300°—320°的两组及南北和东西向两组。北东向纵裂隙的方位变化揭示了一个很重要的地质现象，它在向斜中的走向为50°，在两头变为70°，随褶皱轴“S”形转折，而变换方向（图2—5）。在皖南东亭、庙西、白茅岭断裂带所测裂隙玫瑰图分析表明裂隙的发育走向是垂直断裂带的，另一组北东东向裂隙属扭性而主裂隙为张性如（图2—6）。另

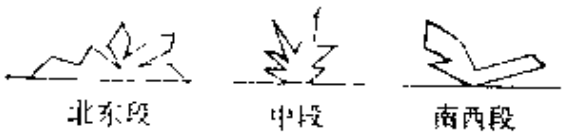



图 2—5　安徽铁牛山向斜各段之裂隙走向变化玫瑰图

（安徽地质局）

外，也可以通过区域地质构造体系或构造形迹来推断某地区某块段裂隙的分布情况。通过上述对裂隙的研究再加上其它因素，就可以评价这个地区基岩裂隙水的富集规律。再如云南康滇褶皱带的兰坪地区内断裂发育，褶皱密集，晚近期活动强烈。岩层多呈断块式，故构造成因的节理裂隙发育，并具一定的规律性。通过对野外实测的 934 组1787条裂隙的分析研究，近东西向，北北西向，北北东向三组裂隙广泛发育，具张性、张扭性质，多未充填，是地下水活动和赋存的主要场所。在这些地段对裂隙必须详细分析、观测，应比较均匀的布点分析方法如（图 2—7）。在贵州织金三塘，地下河的发育就完全是受两组主节理控制的(图2—8)。有些地表水系的发育也受节理裂隙方向的控制，如湖北罗旧的澜石河就是受两组裂隙的控制（图 2—9)。




图 2—6　安徽东亭—庙西—白茅岭断裂带裂隙走向玫瑰图

（安徽地质局）

通过上述裂隙点的测量，对裂隙进行分期、配套。在进行这项工作时，应注意的是：

（1）所有裂隙组都是受一定时期构造作用的制约，即在这个时期的褶皱、断裂的不同部位裂隙图式基本相似；

（2）在一般情况下，一组裂隙代表一次应力作用（如燕山运动、海西运动…等等），有时也可以产生两组交叉裂隙。很少

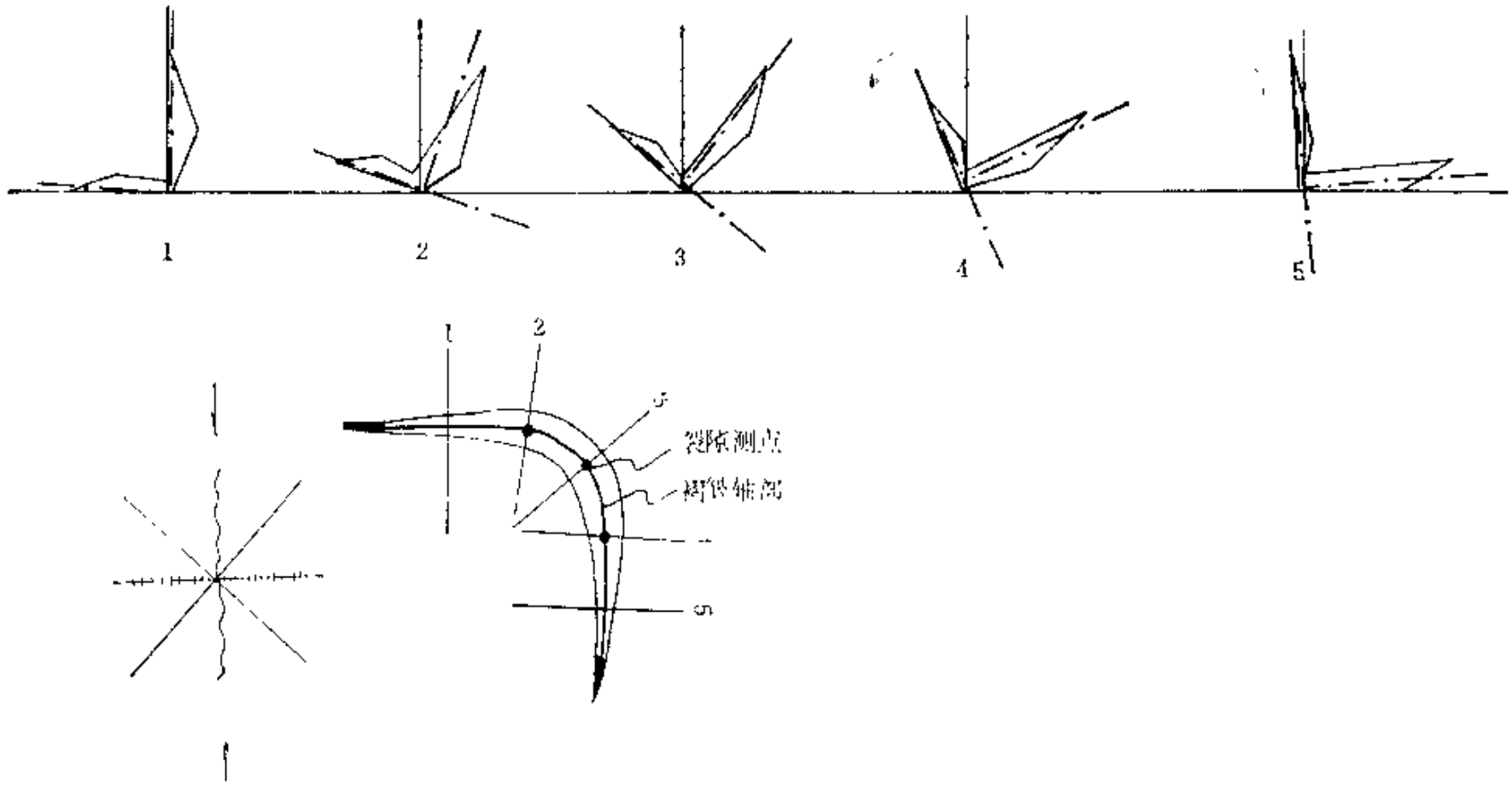



图 2—7　裂隙走向与褶皱轴部变化分析图

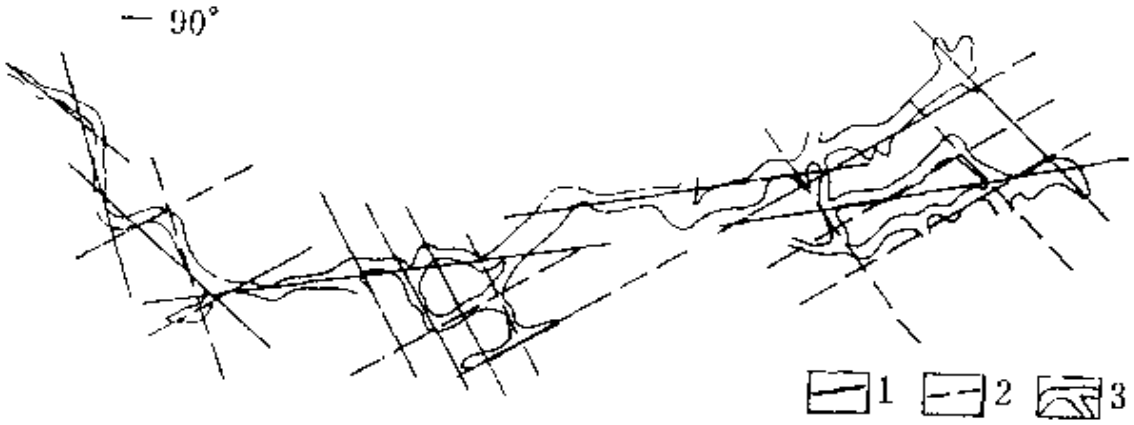



图 2—8　织金三塘地下河沿节理追发育平面图

（贵州地质局）

1—实测节理；2—推测节理；3—地下河

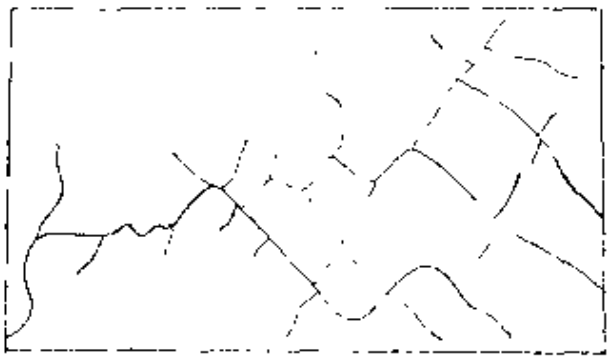


图 2—9　湖北罗田澜石河一个小型棋盘格式构造由两组节理发育的水系图

（湖北地质局）

有第三组或第四组；

（3）裂隙组所表现的方位，应能指示应力场的主应力方向（图2-10）。某地区或某块段测区的裂隙或断裂轨线玫瑰图。应力轨迹（虚线）是通过断裂模式与理想剪切模式对比而推断出来的。从分析图解看主要为北西向的张性和张扭性裂隙和断裂；

（4）一个地区的应力分布，并不均匀，在一个大应力场之内，可能包括几个局部应力场，在分析时应加以区分；

（5）在某一方位的主裂隙产生的同时，可能诱导出部分次一级裂隙，应与主裂隙分开评价如（图2-11）；

（6）在研究裂隙时，应注意区别由于同一方向的多次运动

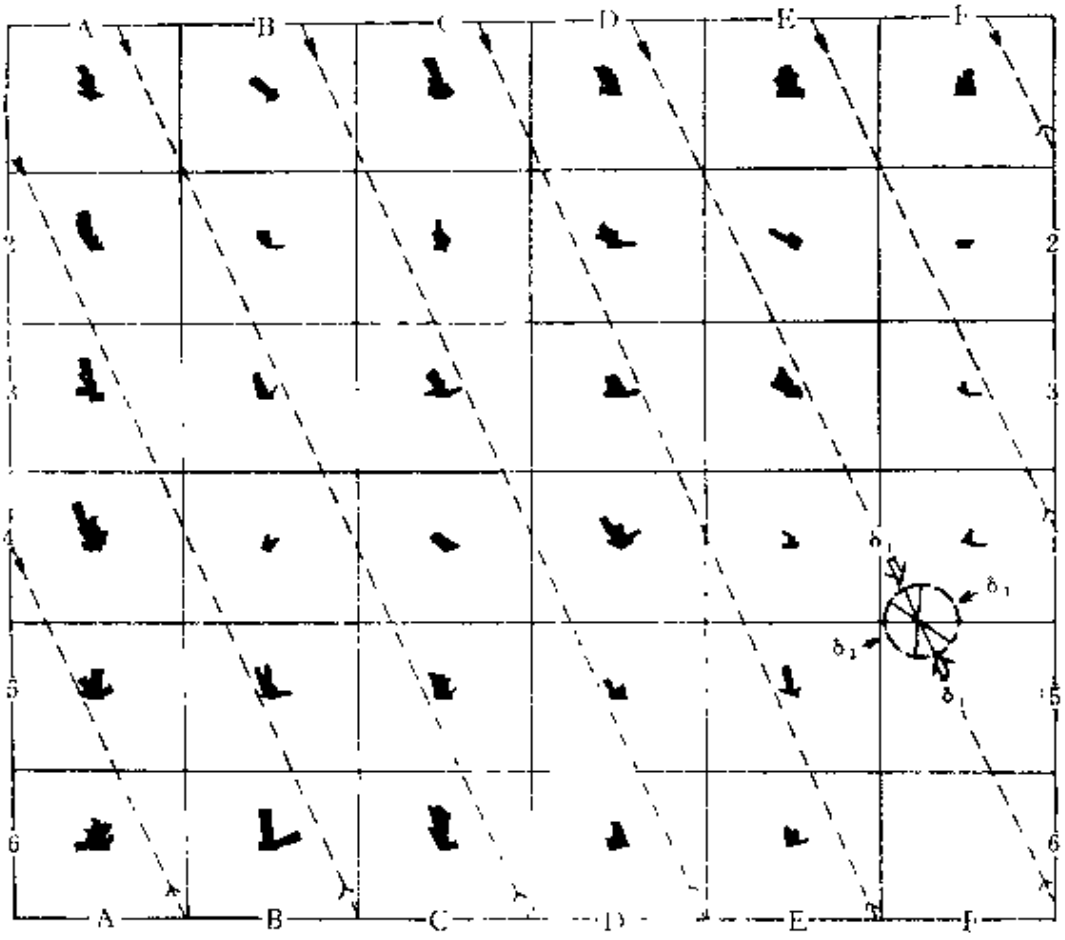



图 2—10　区域裂隙组应力场分析图解

（国外地质）

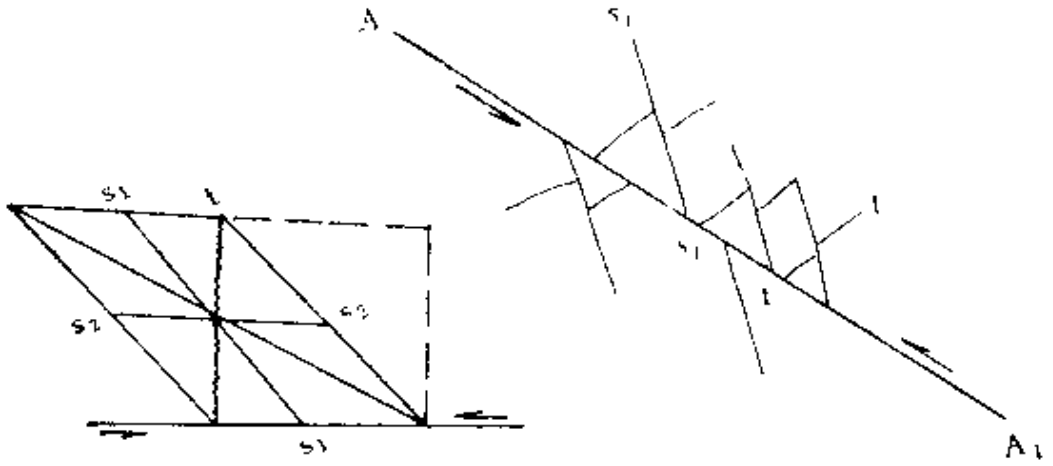



图 2—11　主裂隙与次一级裂隙分析图

$s_1s_1$；$s_2s_2$—主裂隙（压性）；$tt$—次一级裂隙（张性）

产生的迭加或复合的裂隙，在这种情况下，从玫瑰图上很难分开，可在野外进行实地观察，应专门予以论述。

## 第二节　断裂带的野外观察

断裂带的野外研究，主要是通过地质现象的观察和分析，确定断裂带的存在，判明其性质、类型及产状，从而进一步探讨它与地下水赋存以及工程基础稳定性的关系。

断裂带的特殊性是断裂两旁的岩块沿断层面发生了显著的位移，并且在断块运动过程中，造成一系列的构造现象，这些是我们确定断裂带存在和判断其性质与类型的重要依据。由于断裂带在地貌等方面反映出一些特殊的现象，可以帮助我们认识断裂带的存在。

断裂带的确定方法如下。

（1）地层法

岩层沿走向突然发生中断，而和其上或其下层位的岩层接触，经观察确系构造原因而不是岩层尖灭或露头不连续等，则表明有横切或斜切岩层走向的断裂带存在。地层如在层序上发生不正常的重复或缺失，也常是断裂带存在的证据，但要与不整合严格区分开。

（2）构造法

在野外工作时常见岩层产状发生突然变化，如倾角很陡，甚至直立、倒转，或走向、倾向发生很大变化，与区域性正常产状不同，岩石破碎，节理发育密集，出现构造角砾岩、镜面和大量擦痕等等，这些构造现象的出现，可作为断裂带存在的证据。

（3）地貌法

现代的地形是构造变动后，经过风化剥蚀的结果。因此，分析地形上的特征，可做为认识断裂带的间接证据。

沿着岩层走向所形成的山脊，被错开形成错脊，这种现象说明可能有横断裂带或斜交断裂带存在，一系列山脊在平原边缘突

然中止，形成切断山脊；笔直的或突然转变方向的河谷（特别是峡谷）；山沟、成为带状延长的洼地及湖泊；都值得注意查找断裂的存在。

另外，在河、沟旁的断层面被侵蚀出露后形成峭壁的断层崖，它被横穿的河流下切破坏后形成断层三角面。

（4）构造岩分析

在断裂带形成过程中，由于断层两盘岩石发生巨大错动、磨擦、挤压把断层附近的岩石弄碎，形成与断层面大致平行的断裂带。断裂带宽度由几厘米到几十米，甚至大的可达几公里。

断层泥——相邻断层面的岩石被搓揉、碾碎成粉末状、泥状物充填在断层之间的即为断层泥。

断层透镜体——在断裂带中往往分布着透镜状的岩块，它是由于强烈挤压作用，岩石被破碎或矿物颗粒呈透镜状称为构造透镜体。一般平行断层面或略微呈斜列式排列。构造透镜体的成分和断层两旁岩石相同，表面常有擦痕出现，有的表面还可能有次生的绢云母、绿泥石等片状矿物。

断层角砾岩——在断裂带中，由大小不同的具有棱角的岩石碎块胶结而成的岩块。或由于断盘相互错动，断层面附近的岩石被破坏成两角砾状碎块，随着滑动充填在两盘裂隙之中。由这种碎块胶结成的角砾岩称为断层角砾岩。断层角砾岩的角砾成分和断盘岩性一致，偶而也有外来物加入。在野外调查时要注意把断层角砾岩与火山角砾岩和沉积角砾岩区别开。

糜棱岩在剧烈挤压断裂带中可常见，它是由较细小的，均匀的岩石碎粒和粉末胶结形成的，具有重结晶作用，并有定向排列。

断层角砾岩和糜棱岩都是由于断层破坏了原岩经过再胶结而形成的，所以通称构造岩。构造岩的形成以及它的厚薄与岩性和断层性质有关，在较脆性的岩石中易形成断层角砾岩；压性断裂或扭性断裂以糜棱岩为主；而张性断裂以断层角砾岩为主。

近期国内外对断裂碎破带的研究工作日益重视，方法也越来

越广泛。断裂破碎带中的形变问题相当复杂，因为岩石不只是外形发生变化，也伴随着物理性质的改变。况且大部分断裂带都不是一次构造形成的，许多断裂存在继承性。目前分析研究断裂带有采用矿物晶格形变的鉴定方法。另外在研究断裂应力规模和性质时，提出断裂冲击变质作用问题，在日本列岛及环太平洋带，变质岩的变质深度，向着断裂带集中，也就是越接近断裂带变质程度越深。从矿物学的研究角度看，大的压性和扭性的结构面中常常形成新矿物，如含闪石或兰片岩、它是反映扭应力下的产物，有人称为“扭力岩”。

旋转石榴石这种矿物的出现，证明岩层的顺层断裂。因为只有上下岩层间发生过错动才会产生这种新矿物。当由铁铝榴石、透辉石、普通角闪石亚相的岩石，代替了正常的角闪岩相出现时也说明有顺层断裂存在。在应力不强的部位有时有顺层角砾岩出现，切勿当做坡积物看待。

此外，在断裂带附近常有泉水出露，地下水充水或渗漏特别严重以及出现地球物理和地球化学的异常等现象。

## 第三节　航空地质调查法

### 一、裂隙和节理

目前利用航空象片，特别是大比例尺航片可以反映出大量的短细线纹，除矿物的流线流面排列外，主要是较大的裂隙、劈理和节理，以及小冲沟。根据线理的方向、结构以及与岩层的相对关系，可以大致分析劈理、裂隙和节理的性质、成因。节理裂隙的分析统计可按一般野外地质方法在航片上进行。

### 二、断裂带

中等规模的断裂构造在航片上的表现和标志很多，特别是大多数断裂在后期都有不同程度的和新构造运动复合，产生了多种地貌景观特征。断裂构造的解译标志有：

1．逆断层和逆掩断层的断层面平缓，断层线弯曲，形态上

类似地层不整合构造，有时可以看到飞来峰和构造窗。这一类断层，特别是低角度逆掩断层很少有后期活化现象。高角度冲断层多存在于地壳压性地段和不同构造单元的交接地带，后期常发生复活作用产生张性断裂。逆断层和逆掩断层在形态上分为倒转褶皱轴面断裂、褶皱翼部断裂和褶皱逆掩断层、鳞片状推复逆掩断层。

2．呈线状排列的岩浆活动：如成排的火山口，熔岩溢流带，长条状侵入体，层状侵入体，岩脉、岩墙，线条状，带状热液蚀变带、温泉等。

3．地质建造的直线性突变：不同类型地质建造的直线状突然接触，岩性、岩相、厚度有突然变化，特别明显地表现在中、新生代断陷盆地和结晶基底的顶盖部分。

4．地质体的明显错动：包括岩层错开，脉岩、侵入体被割裂等。

5．地质构造线的错动：褶皱轴线、老断裂、节理、不整合线及其它结构面（线）的错动。

6．断层两侧地层产状突然变化，岩层重复、缺失或被斜截。

7．断层两侧构造运动的期次、强度、形态及地质结构复杂程度截然不同。

8．断层直线、断层陡崖、断层三角形或梯形小面（但不一定符合于真正的断层面）。

9．断层挤压破碎带、断裂洼地、断裂沟，狭长的脊状山，成排的墙状大山挎着小山包。

10．断层两侧在地貌形态、切割状况、第四纪沉积类型、分布、厚度上明显的差异。

11．断层两侧水系平面结构形态、切割深度、切割密度、冲刷势态等方面存在差异。

12．受断裂控制水系的特征形态：直线状、折线状、河、湖、海岸线；冲沟水系在平面上的直线段、直角拐弯、多角形直线拐



图 2—12a 断裂构造的几种水系特征

(航空地质调查方法)

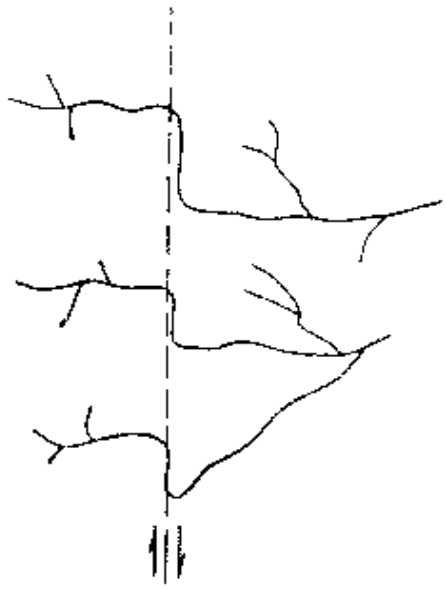


图 2—12b 断裂的水系展布

(航空地质调查方法)

弯；河流分段地受控于某一直线方向。河流纵横剖面上的裂点、坡度突变、切割差异（图2—12a、b）。线状分布小湖泊，直线状分布的泉水，地下水溢出带，地下水水质、矿化度的突然变化，直线状的土壤、植被分布。

13．断块山地、地块破裂边缘，具直线边界综合景观差异、细节影纹差异。

14．现代地貌形成后的新断裂可以造成地貌变形：包括老水系被错开，山脊、山坡、平原、阶地、夷平面等地貌面的破裂、错动，湖盆地、湖海岸线、沙丘，甚至土壤层、植被的破裂等（图2—13a、b、c）。

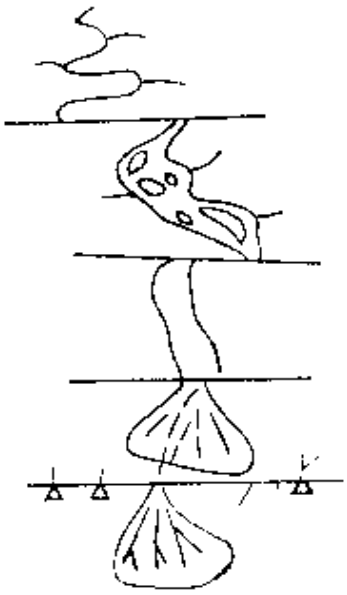


图 2—13a 断裂的河流湖泊水文显示
（航空地质调查方法）



图 2—13c 圆形新隆起的地面显示
（航空地质调查方法）

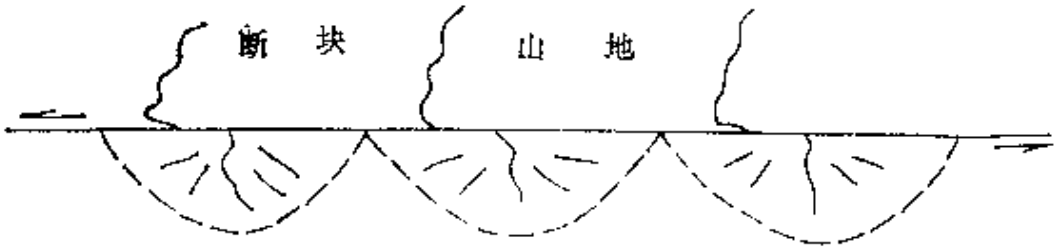



图 2—13b 山前断裂的地貌现象
（航空地质调查方法）

15．沙漠、丘间洼地、岩溶地貌区的某一边界为直线。地下水在断层带的突然富积、或漏失，植物的直线状稠密分布，断层带植物的中毒和灭亡。道路等人工建筑物的某些直线状排列。

16．地震所形成的断裂、地裂缝、直线状分布的喷砂冒水，地表和大量地物的直线状破裂等。

17．地表倾斜变位，往往表现在水系冲沟的流向变化，或其它景观变异中，这些地段的直线状变换往往也反映了断裂的存在。

18．断层带的地球物理显示：地热异常的直线分布，磁力、重力、电磁和电性，放射性等差异（见本节四）。

19．隐伏断裂显示：部分基底断裂，特别是边缘断裂多数以复活的形式套叠在盖层断裂中，另外一部分则以其它形式表现在盖层构造和地表景观中，如挤压破碎带，蚀变条带，膝状褶皱，长条状”不整合“褶曲，岩体，脉岩的带状分布，以及地貌、水文、植被、土壤的带状，直线边界的异常等。

**三、航空象片上断裂力学性质的分析**

1．张性断裂：断层面（线）一般呈不规则形，宽狭变化较大，迅速尖灭或断续出现，有的呈雁行排列，延伸不远，常形成陡崖、深谷，有时可见到沿一直线展布的断层三角面，沿走向呈锯齿状或犬牙穿插的错位现象，其走向多与褶皱走向近于直交。沿破裂面常有岩脉、岩体充填，较明显的宽槽沟，有时夹有破碎岩块。

2．压性断裂面：沿走向及倾向延伸平直稳定，呈直线状，舒缓波状，断裂面多成群出现，附近常有挤压形成的平行短线状线理条带。脊垅状地形，岩层多有破碎现象，破碎带宽度一般较大。一侧地层倾角变陡、倒转、断裂面往往伴生羽状、人字形分枝断裂。另外，根据断层面同地形的关系，用V字形法则可确定断层面的倾向和大致倾角。

3．扭性断裂：扭性断裂在航片上为一直线状平行延伸的沟谷，一般成群出现，间隔稳定，断面平直、光滑，裂面两侧岩

层、岩脉、早期裂隙均可呈现错移，可以分析相对平移方向和距离。扭裂面还常伴随挤压破碎、地层牵引、羽状、人字形裂隙和某些旋扭构造现象。在产状平缓的坚硬岩层中，两组共轭扭裂面常将岩体切割成十分规则的菱形块体。

4．活动性断裂：活动性断裂的特点是断层两边影象极不协调，陡崖、断层三角面在其一侧十分明显。冲洪积扇，河谷阶地也多集中在断层一侧，这种断层横穿河谷时常形成跌水或河水遇断层面漏失，造成局部河床干涸，也有的河流改道或被袭夺等异常现象。

其它复合性质的断裂，如压扭性断裂、张扭性断裂，兼有两者的部分特征。航空象片分析断裂性质只是概略的，初步的，尚有待地面检查证实。关于不同时代活动迹象的解析，也要综合象片尽量作出推断。

**四、断裂构造的统计分析**

航空象片上反映了大量的构造现象，我们直观地只能辨认其中的一部分，要取得深入全面的认识仍有待进行系统地综合分析和数理统计，包括各类构造现象的解析、研究。这里仅就断裂构造为例作一些说明。

断裂构造的统计包括裂隙长度的分级统计，方向频度、平均密度的数理统计。在航空象片上统计裂隙构造的密度、复杂程度，单位面积以3—5平方厘米为宜，统计成果可以用分布曲线、玫瑰图、等值线图…等方式表示出来。在这些数据的基础上作下列分析：

1．根据数字（方向、长度、产状）滤波技术和趋势分析方法，扣除区域性无局部构造指示的底数值场，突出局部异常。

2．裂隙异常与盖层构造关系分析。首先要解析出与盖层褶皱、水平运动及其它运动有关的断裂系统，说明断裂与褶皱的成因关系。

3．其余裂隙与深部隐伏构造、基底形态的关系分析。这也是裂隙分析的主要作用，具有重要的实际意义和理论意义。

浑圆形均匀分布的裂隙群反映隐伏的短轴背斜、侵入岩体、隆升地块；放射状、环形裂隙反映尖顶穹隆、盐丘、岩钟、岩筒、岩株；长条状密集裂隙群则可能是隐伏背斜、长条状岩体、地块；平顶舌状隐伏体的裂隙呈环带状密集在地块的边缘部位；方向性很强，定向密集的裂隙带反映隐伏断裂带、挤压带；扇形裂隙群反映鼻状隆起；流线束状裂隙带往往反映基底的某种旋扭运动等地质原因。

4．区域构造应力分析：断裂系统是比较明显，几何性质严格，数量多的一类构造地质要素，地质结构及边界条件比较容易确定，所以结合其它构造形态进行力学分析可以得出较客观的解释。

5．断裂构造的时序分析：根据断裂的切割，变动次数，进行分层解析，划分运动期次和不同时代的构造层。在这种分析过程中，结合褶皱形态及物探资料作纵横剖面分析是很有效的。

## 第四节　利用物探方法寻找断裂带

物探方法在地质、水文地质调查中获得日益广泛的应用，这种方法也是一种多快好省的方法。利用物探方法了解基岩的构造，断裂破碎带，基岩裂隙的发育深度，分布范围是一项比较好的方法，从而有助于这种断裂带和风化裂隙带及其地下水分布规律的调查。这里把几种野外常用的效果较好的物探方法介绍如下。我们知道物探方法解释原则是从已知到未知，密切配合地质和钻探工作，能很大程度上提高物探的地质效果，这一点对于普查时地质钻孔资料稀少，浅部岩层横向变化大，地形和构造形态复杂条件下的水文物探来说尤为重要。

### 一、重力法

利用岩石的密度差异来区分岩性。重力法效率高，可用来了解基岩起伏，上下盘有显著落差的断裂带和岩层接触带等。

### 二、磁法

利用岩石的磁性（磁化率）的差异来区分岩性，火成岩较沉积岩有较高的磁性，断裂带、风化裂隙带以及火成岩侵入体的磁化率与围岩有差异，利用这种特点，可以在地质填图中，圈定火成岩超基性岩等分布区，并了解岩脉、岩脉风化带、岩脉与围岩的成岩裂隙带的分布范围。

**三、直流电阻率法**

利用岩石裂隙电阻率的差异以区分岩层中裂隙率不同，电测深用于了解岩层的垂向变化，电剖面则用于了解岩层的横向变化，获得电性层及相应岩层的空间分布的资料，以阐明水文地质条件。

这种方法可以了解断裂带、基岩起伏等有关地质和水文地质问题。在普查阶段电测深剖面垂直构造线方向，点距和线距根据具体条件确定。如果为布署钻孔提供依据、点距、线距则更小。根据区域地质资料及少量的孔旁测深和露头测深，确定电性层对应的岩性，通过曲线类型，等$\rho s$、纵向电导s图等定性反映基岩起伏，用量板或核函数直接作定量解释。由于测区已知钻孔少，定量解释一般只能给出等值作用范围，但解释精度通常可以满足需要。

断裂带：山区基岩裂隙水往往受断裂构造控制。断裂带是山区找水的重要标志。联合剖面垂直于断裂带走向AB/2的大小取决于基岩埋藏深度，假设AB/2＝5—10m（覆盖层厚度）点距5—10米，MN10米。如果AB愈大，愈接近均匀，异常幅度愈大。但读数小，观测误差大。

含水断裂带异常特征：联合剖面的$\rho_s^A$与$\rho_s^B$曲线分异大，低阻正交点的$\rho_s^A=\rho_s^B$值小于背景值$\frac{\rho_s^A+\rho_s^B}{2}$形成低阻带，下降幅度大于15%，交点宽度小，曲线急趋相交。可在交点两侧加密点距，以反映细微的变化。岩脉接触带：由于岩脉风化带含水，未风化的岩脉起挡水墙作用，岩脉两侧含水条件不同，查明岩脉的分布，对于了解接触带裂隙水和风化裂隙水是有帮助的，可采用电测剖面法进行，在基岩为高阻，岩脉的风化带则反映为低阻带，而

在电阻不太高的页岩、砂岩中，未风化的岩脉就反映为高阻带。可用联合剖面进行调查。如电测效果不好，可采用磁测或放射性测量来圈定岩脉位置，分析两侧裂隙的发育情况。另外在西北干旱地区可采用电测深了解基岩起伏，圈定基岩，如花岗岩等风化裂隙的储水洼地。

**四、激发极化法**

激发极化法，包括极化率和衰减变场，这种方法的效果取决于地质条件，主要是通过岩石的裂隙孔隙率的大小和湿度来了解地下水的分布，还可用来区分某些基岩岩性以及岩溶和裂隙发育带。因为极化率$y_s$和衰减时的参数都具有体积勘探的特点，利用$y_s$和$S_t$测深寻找基岩中个别的裂隙带的方法尚需进一步研究。

**五、阻抗测深**

这是一种频率测深法，在两点供电、测量不同频率下的场强。由于$\vec{E}=\rho_s+I\vec{X}$，式中$\rho_s$为地层电阻率（由直流电测深法求得），$\vec{X}$为电抗（$X=\frac{1}{\omega\varepsilon}$，$\omega$为角频率，$\varepsilon$为介电常数），在给定的两个工作频率$\omega$（如一组的$\omega=140$、200和280周，另一组的$\omega=400$、560、800周）下，得到两个方程，解此联立方程，可求出地层的$\varepsilon$值。由于水的$\varepsilon=81$，远大于其他介质的$\varepsilon$值，可用来寻找充水的断裂破碎带、岩溶发育带含水层等。这种方法目前尚未大量应用，还在试验阶段。

**六、地震法**

人工激发地震波在地下传播遇到不同密度岩石的界面，产生反射和折射，利用地震仪在地面记录反射或折射波到达的时间，再结合波速就能计算界面的埋藏深度，地层倾角等产状要素。

在波阻抗（$\delta v$，v——波速，$\delta$——岩石密度）不同的界面能产生反射波，只当下层波速大于上层波速时，其界面（速度界面）才能产生折射波。岩石的地震波传播速度与岩石的密度及富水性有关，裂隙度较大的岩层相对于微密岩层有较小的波速。含水较干燥的岩层有较大的波速。

探测断层和破碎带，目前采用折射法是利用基岩面坡降、界面速度降低。折射波能量的急剧衰减，波动力学特性变化、绕射波等特征来确定断裂带。

基岩风化带厚度和风化带含水层的埋藏条件，是否能从地震记录区别出来，要看具体地质条件。当风化不十分剧烈，与上复地层有波速差异时，可用折射法求得风化带厚度，当风化带厚度相对地震波长过小，或风化带与下覆岩层无波速差异时，则效果不好。

## 七、其它方法

### 1．声频大地电流法

本法利用频率在10HZ—20HZ范围内的天然大地电磁场作源场来研究岩石的电性变化，大地电磁场主要由雷雨的大量放电，工业电流以及太阳辐射的微粒物质或微粒物质与地球的大气层和磁圈相互作用引起地磁场变化等，来查明水文地质条件。根据野外试验，此法对断裂带，岩脉及岩性接触带有较明显的反映。

### 2．声波探测

利用人工激发的5—50Kc的声波在岩层中传播，观测波速、相位、频率等特征的变化，有可能区分不同结构的岩石以及充水的断裂破碎带。通过记录发射点和接收点之间的直达波的若干特征（波速、频率等），已用于地下洞室稳定性的评价。目前尚未取得可靠和明显的反射波，由于频率较高，反射地质体埋藏深度较小，波形重叠难于识别，如采用数字滤波等信息处理技术，取得反射波，就可用于水文地质调查，探测不同波速层（不同含水性的岩层）的界面的埋藏及断裂破碎带的位置。

### 3．放射性探测

可用来寻找断裂破碎带和岩脉。自然界某些元素的原子核不稳定，它们由一种元素的原子核自然蜕变为另一种元素的原子核，蜕变时放出$\alpha$、$\beta$、$\gamma$射线。$\gamma$射线强度主要取决于铀的蜕变产物的含量。射线通过物质时产生穿透、游离荧光等效应。射线在空气中能穿透几百米，在岩石中只能穿透几十厘米至1米。基岩

中放射的γ射线通常被上部岩层吸收，但可沿断裂带的空气通道到达地表，形成较强的正异常，岩石中放射性元素含量以岩浆岩最高，随岩石中酸性减弱而降低，中性岩浆岩放射性含量是酸性岩的1/3，基性岩浆岩是酸性岩的1/4～1/5，超基性岩为酸性岩的1/10，沉积岩的放射性含量较岩浆岩低，在沉积岩中以泥质页岩的放射性含量最高，砂岩中含量极不稳定，细碎的沉积岩含镭较高，因在平静的深水内细分散物和胶体物吸附放射性元素之故。

日本一些地区曾使用放射性勘探（地面及航空遥测），找到充水的断裂破碎带（反映为强放射线带）。

放射性勘探应用条件是基岩有一定的放射强度，γ射线沿断裂带的空气廊道传至地表，具有可被记录的异常值，断裂带上伏盖层须较薄，否则γ射线被浮土层吸收。

上述所介绍的几种物探方法，是近几年来经过试验在寻找裂隙、断裂带地下水行之有效的方法。在具体工作中要结合地区的具体地质、地形等条件和经过试验选用不同方法。

## 第五节　裂隙富水带的分析方法

在野外进行水文地质调查时，寻找基岩地下水主要是研究各种基岩的裂隙。这样首先必须查清不同岩层的裂隙和断裂的规律，包括生成序次、方位以及埋深等等，进而研究它的含水性和富水程度。我们知道，岩石裂隙的密度越大，代表其应力越集中和序次复合较多，也就有储积地下水的条件。

对岩石应力测量结果的分析表明，所产生的裂隙断裂随深度的不同而发生变化是取决于构造环境。所以一个地区或地段岩石裂隙或断裂的密集程度，是反映这个地区或地段构造应力的大小和次数（序次的多少）。因此，应力越是集中序次越多，裂隙断裂就越发育和集中，这些地段也就越有储积地下水的条件。反之在通过分析找到某一构造应力集中的地区或地段，它的裂隙、断裂

就必然是发育的，有时可能是隐蔽的或覆盖的。这就需要我们去研究和揭示。

为了对裂隙断裂的分期、配套进行专门的研究，以便确定那一组或二、三组裂隙是赋存地下水的。

我们必须有良好的构造地质学和地质力学理论的基础，以及测量裂隙的正确方法和图解表示方法。

最近几年通过全国大面积的区域水文地质普查和专门性的研究，对各级构造带与基岩裂隙水赋存规律的分析，初步得出了一些较为成熟的认识。从全国来看，东北、华北、华东以及中南大部地区主要受华夏及新华夏构造带控制，主断裂裂隙为北东、北北东（压性和压扭性），次级基本上为北西方向，也是主要富水的裂隙。西北包括内蒙部分地区，基本上是属纬向构造带控制，次一级裂隙以南北向为主。西南地区主要受印度板块的挤压影响，以挤压和扭压应力的影响，在西藏基本表现为东西向，在云南和四川西部基本表现为南北向，也就是所说的康滇褶皱带的方向。这一带的基本规律是断裂裂隙十分发育，岩石破碎。但次级断裂和裂隙仍表现与主干断裂相垂直的特点。

现举几个主要例子说明这种规律的普遍意义。这里着重介绍裂隙富水规律的分析，有关断裂带富水规律的研究可见本章第六节有专门论述。

## 一、Ⅰ级构造影响带分析

新华夏系和华夏系构造影响带

1．垂直断裂及裂隙

新华夏系和华夏系的方向是属北北东和北东向的构造，其主要应力是来自太平洋板块的多次长期连续的挤压，产生出一系列的褶皱和断裂，方向性很强。如图2—14，15表现的是北北东和北东向的断裂和褶皱是间断出现，断裂带是以压性和压扭性为主，间断出现有张性断裂。从力学理论看，地球表面是张、压、扭共生的，有压必有张，相反有张也必然有压。因此，在新华夏系和华夏系构造带中，在它的疏张地带的次一级构造裂隙和断裂多为

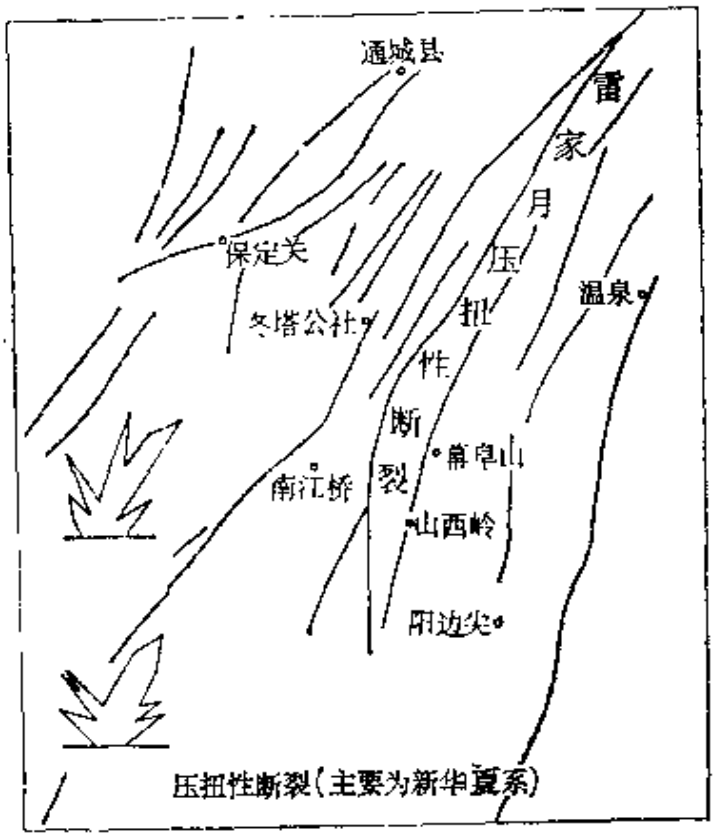



图 2—14　湖南平江地区裂隙方位与构造体系关系图

(湖南地质局)

张性和张扭性。这一种裂隙群和断裂束，是找寻地下水的最有利的地段。这种断裂和裂隙方向基本上是垂直北北东和北东向的。但由于有压扭应力的影响，这种裂隙有时有一定偏离度，大约是50°—60°范围（图2—16）。即属压扭—张扭性的断裂和裂隙群。在野外进行测量时要结合具体情况来全面分析。尽量把低序次的裂隙剔除，但这种低序次的裂隙在某种情况下也有找水的意义，不能一概而论。垂直北北东和北东向裂隙富水的例子很多，如湖南会同地区属新华夏第三隆起带的南段，从各项构造形迹的展布规律，力学性质、成生联系以及复合关系来看，可划分为华夏系构造，新华夏构造以及北西西向断裂构造等三个构造系统，上述构造所诱导出的区域构造裂隙十分发育，裂隙方位以北西为主，泉水和暗河的展布方向也是北西向，如天柱—兰田街等地（如图2—17），再如涟源一带基岩裂隙方位也多为垂直新华夏构造方向，

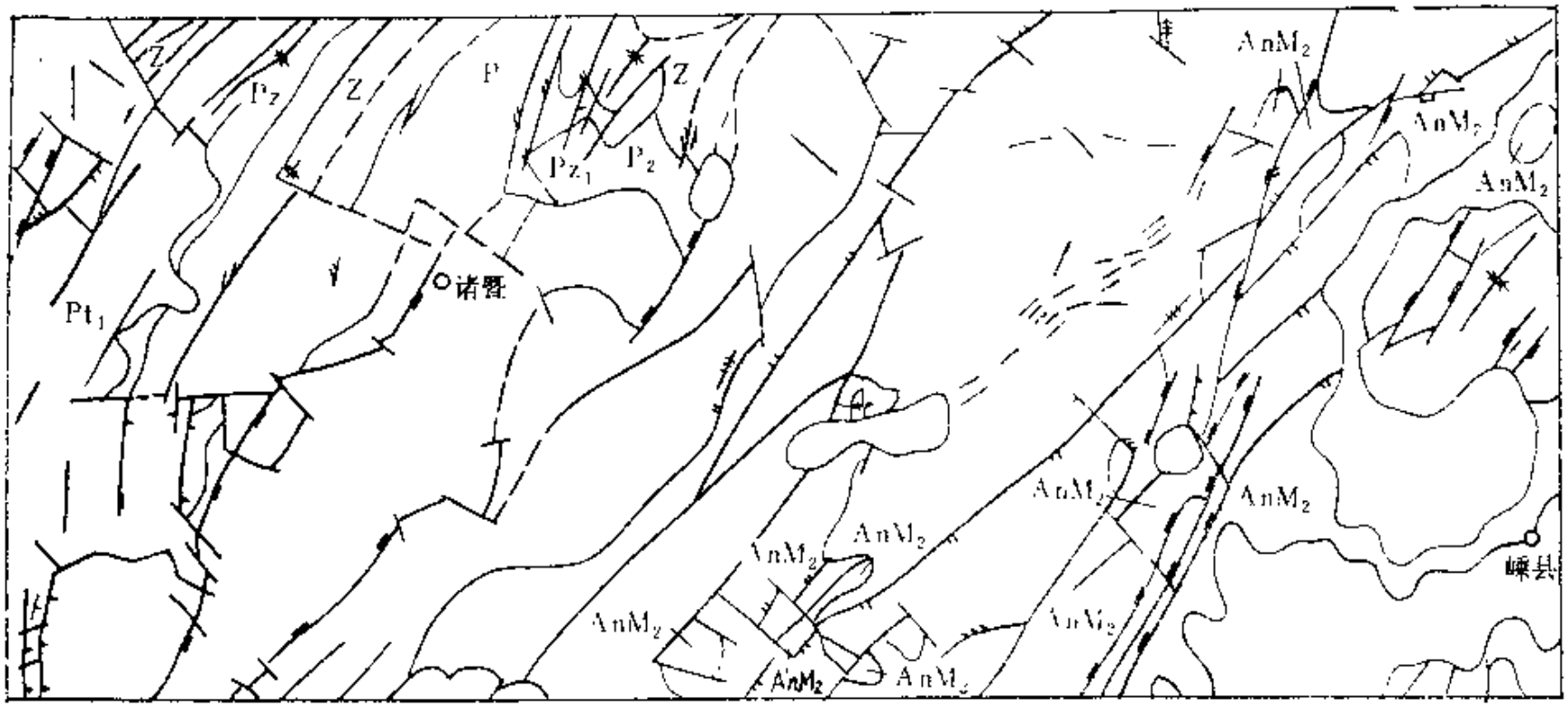



图 2—15　浙江诸几地区构造体系图

（浙江省地质局）

1—纬向构造冲断层；2—经向构造冲断层；3—华夏构造体系冲断层；4—新华夏构造体系冲断层；5—帚状构造压扭性旋扭断裂；6—推测断裂；7—倾斜直立压扭性断裂；8—倾斜直立张扭性断裂；9—倾斜直立张性断裂；10—断裂；11—直立岩层带；12—背斜、向斜；13—旋转构造内外旋方向

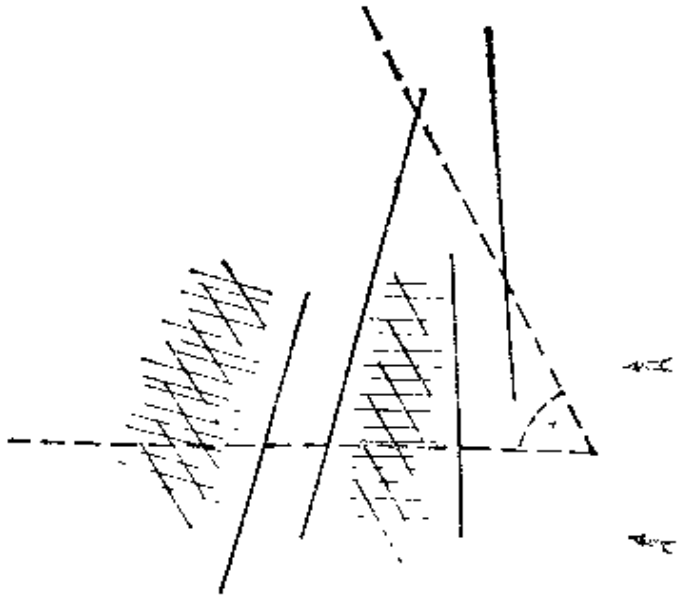


图 2—16　新华夏及华夏构造体系挤压带及诱导的张、扭张裂隙带影响范围模式图
（α为构造角度）

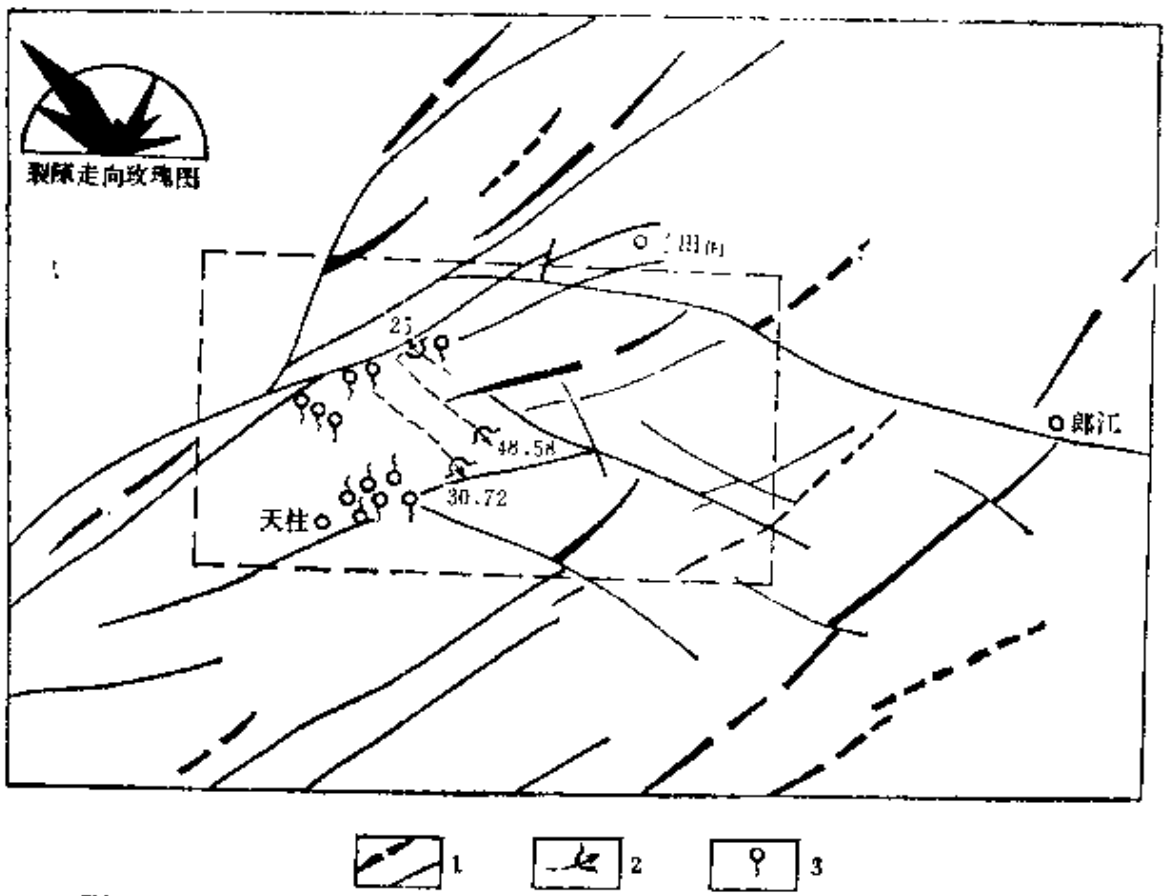



图 2—17　湖南天柱—兰田街压扭性断裂裂隙水文地质分析图
（湖南地质局）
1—背斜、断裂带；2—暗河；3—泉

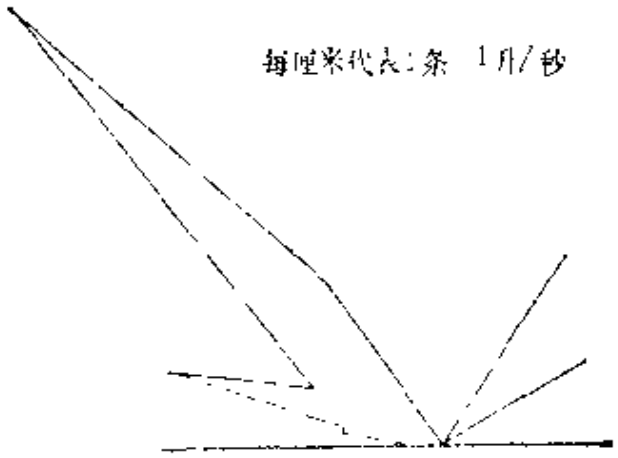



图 2—18 湖南涟源观音洞桐车坝出
水富水裂隙方位玫瑰图

裂隙多含水如（图2—18）。

浙江诸几、宁波一带属新华夏系第一构造的第二隆起带之南段，区内虽也有纬向、经向和扭动构造体系，但主要以华夏和新华夏构造为主，如括苍山、天台山、会稽山、四明山和主要的水系富春江、浦阳江、曹娥江等皆为北北东向延展。华夏系和新华夏系构造一般均以斜接方式复合，与其配套的低序次北西、北西西向张性断裂发育。地下水露头受构造裂隙控制，如诸几应店街665号泉出露于下寒武荷叶组灰质页岩与大陈岭组灰岩间，灰岩裂隙发育，其中一组走向330°的张裂隙及两组扭裂隙180°和290°，泉流量0.78公升/秒。另在陈蔡前坑坞角闪岩中发育的一组325°的张裂隙，动态稳定，泉流量0.14公升/秒。在嵊县通源12号泉也是发育在NW290°裂隙中。在新昌丁村436号泉出露于角砾凝灰岩，发育两组节理30°、335°，泉流量2.94公升/秒。安华662号泉，导水裂隙走向310°和两组交叉裂隙走向为290°与45°发育，泉流量0.5公升/秒。另外在河北冀东基岩山区玉田、丰润、唐山、滦县一带基岩地下水也明显的受新华夏系构造的控制，地层主要是太古界变质岩，地下水缺乏。但通过对断裂、裂隙的分析，大多数在北东和北北东向断裂属压性断裂，而在北北西和北西向的张

性断裂和裂隙中所布置的机井，往往都打到了地下水，出水量多在每昼夜1000吨以上。

2．平行断裂及裂隙

与北北东、北东方向平行或近于平行的断裂，其规律比前者大，延伸长，有的呈叠瓦式断裂，如东北松辽平原、山西及太行山东麓的大型断裂等。所表现的是张性断裂，破碎带本身富水，压性的逆断或逆掩断层的上盘富水，这种实例很多，比较突出的东北松辽拗陷带，其中长春市供水勘探就是通过物探和钻探证实的北北东向的新华夏构造断裂带如兴隆沟至贾家洼子等断裂带宽几百至千余米，现控制的长度50公里（有的已延伸到辽宁和黑龙江地区）在它的上盘影响带和断裂带之中孔孔见水，水量很大，仅所勘探的面积估计可开采量就有6万吨/日。另外，它在石灰岩地区，岩溶发育，易富水。在河南焦作矿区、以及河北的邯邯铁矿、井陉、峰峰矿区的许多大型断裂构造均属此类，地下水十分丰富。

以上充分说明新华夏和华夏系两大构造体系在这些地区对基岩断裂、裂隙起控制作用，几乎主要断裂、裂隙系统均为北北东、北东和与其垂直的北西方向发育，而这些断裂和裂隙是地下水的很好的储积空间，在这些地区只要寻找垂直这些大构造的裂隙群往往就可以找到地下水。

康滇褶皱断裂带

康滇褶皱断裂带过去有人称为康滇地轴和康滇地槽。这也是我国一个主要的Ⅰ级构造带，按照李四光的地质力学观点，称之谓青、藏、印尼歹字型构造体系。国内外学者对这个地区都很感兴趣，认为可能是印度和欧亚板块的缝合线。这一地区的东部与三江经向构造体系复合，北北西向和南北向构造带为主体骨架。一系列南北向及北北西向构造线到此开始呈现出撒开状态。由于受区域构造的控制全区的山脉、江河走向均为北北西和南北向发育。由于强烈的挤压褶皱，断裂十分发育，地下水也完全受其控制，这一地区是以基岩裂隙水为主。从图解分析不难看出（图2—19）。

特别是可溶性岩石，由数厘米到数十厘米，发育了溶蚀裂隙，地下岩溶裂隙均受构造控制，如水文地质部队所打的3号孔在100米

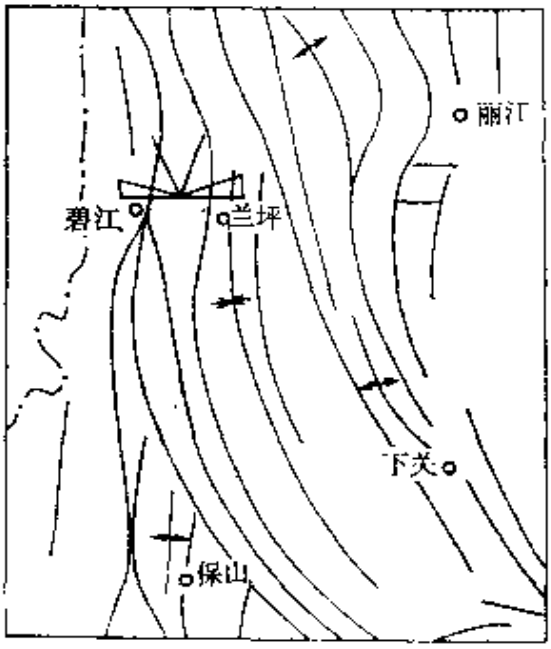



图 2—19　云南兰坪—碧江一带裂隙玫瑰图分析

(730部队)

以下，深部岩心十分破碎，岩心采取率低，坍塌严重。证明这种地区的裂隙发育不但面积广，深度也大，给地下水富集创造了良好的条件。这些地段的含水层（组）的富水性比其它地段好，泉水出露多、流量大。再如四川盐源一带也处于青藏印尼歹字型构造的北中段，因受某些构造的影响，应力集中，断裂，裂隙非常发育，在石花村一带，裂隙率达9%以上。泉水多、流量大，平均流量比同一含水层的常见流量大数倍至数十倍，构成良好的富水地段。大草坝麦架坪一带纵张与横张断裂和多组裂隙发育，在查瓦甲古断裂的破碎带宽达50多米，给地下水赋存创造了良好的条件，该地区的泉水不但数量多，且流量大在四川盐源棉垭地区也比较典型，断裂带发育，泉水点多、水量大（图2—20）。根据三迭系中统盐扩组流量统计，平均流量比常见流量0.1—1公升/秒，大30多倍。在云南兰坪—碧江一带野外实测934组1787条裂隙的分析研究，近东西向、北北西向、北北东向三组最发育，张性、

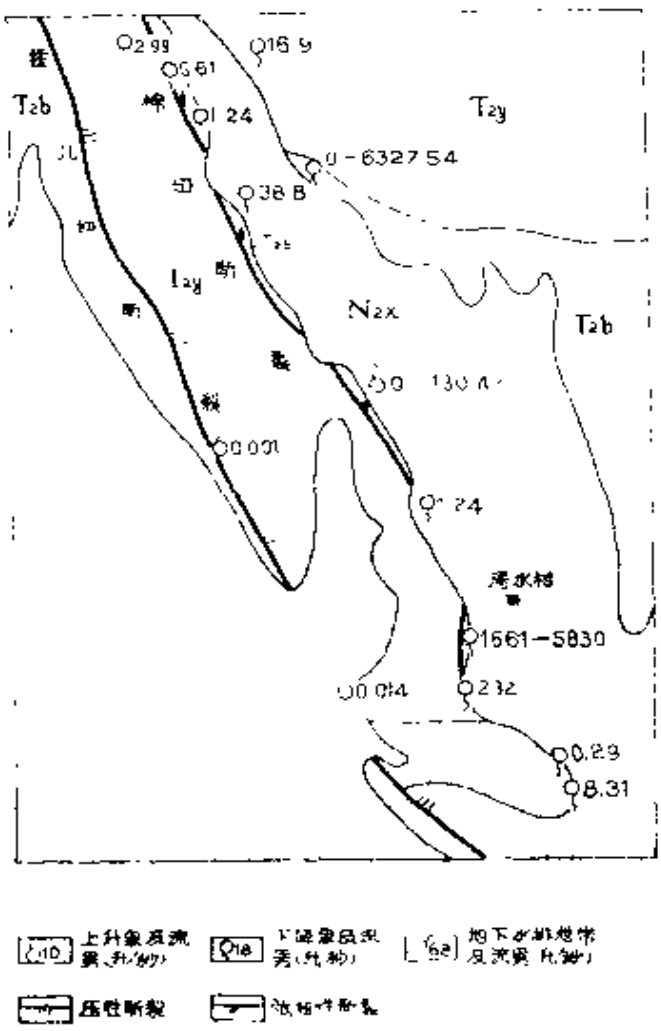



图 2—20　四川盐源张扭性断裂与压性断裂富水性对比图
(730部队)

张扭性为主，多未充填，是地下水活动和富集的主要地段，同时对地下水运动方向起明显的制约作用。

**二、Ⅱ—Ⅲ级构造影响带分析**

所谓Ⅱ—Ⅲ级构造体系是指规模和发育程度较Ⅰ级构造体系小。但对当地局部构造有明显的控制作用，发育较明显和完整的构造，如一些大型和中型的背斜、向斜和穹窿构造等。背斜和向斜的转折、翘起和倾没端也包括在内其分析方法如（图2—21)所示。这种构造的影响带较新，往往形成独立的构造单元，它所产生或诱导出来的构造裂隙发育，有时与较老的构造裂隙复合。裂

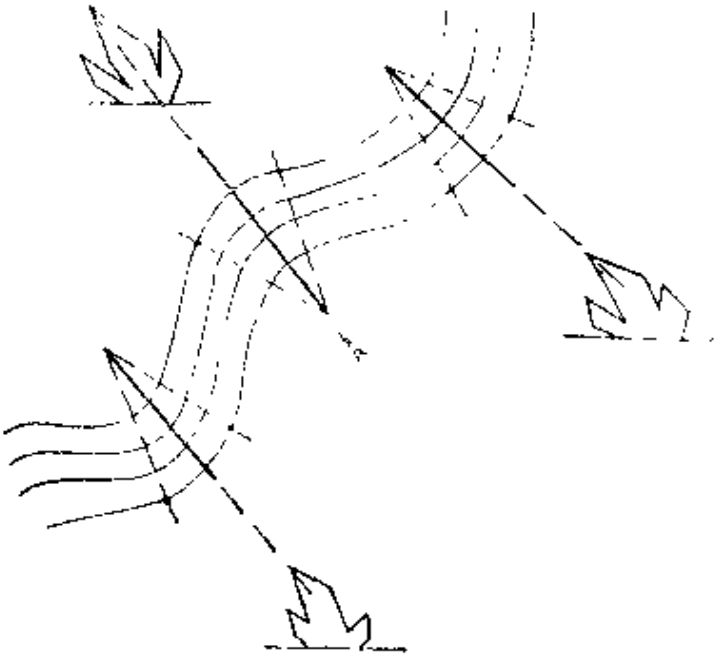


图 2--21　Ⅱ级构造体系褶皱带弯曲部位构造裂隙密集部位玫瑰图分析

隙率较高，并有明显的规律性（图2—22a、b、c）。这种构造影响的裂隙在野外到处可见，因此在野外进行水文地质调查时应注意

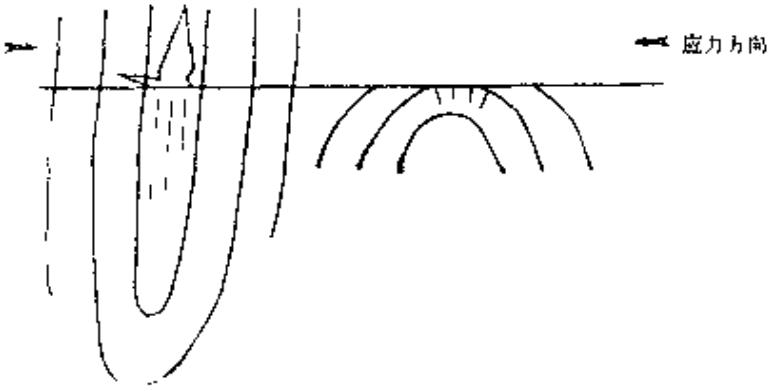



图 2—22 a　背斜构造轴部裂隙玫瑰图解分析

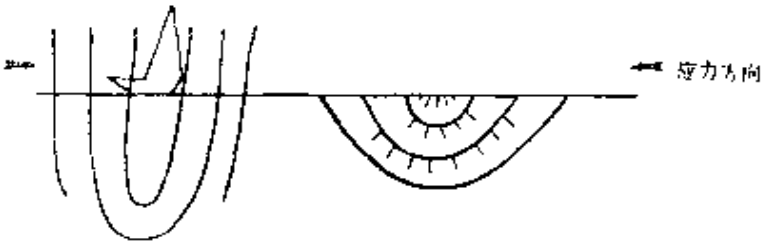



图 2—22 b　向斜构造轴部裂隙玫瑰图解分析

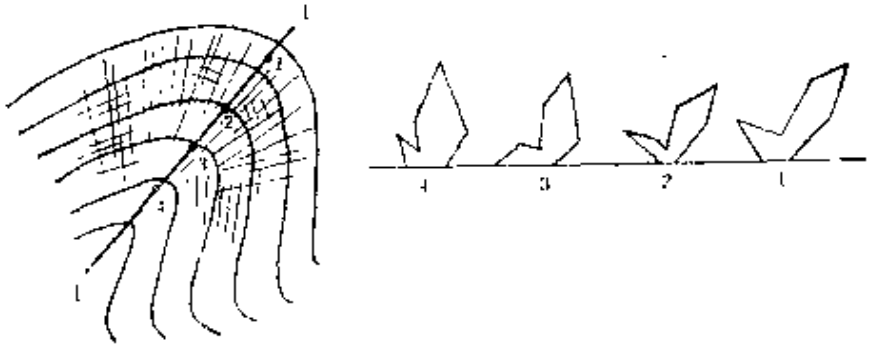


图 2—22 c 背斜或向斜构造转折部位裂隙玫瑰图解分析

观察和统计，进行配套分析，从中找出规律。

1．背斜构造裂隙分析

背斜轴部裂隙发育，主裂隙的走向与轴向一致，往往也诱导出与轴向相垂直的微裂隙。在层状发育的岩层中，层面裂隙发育，这种裂隙导水性一般较好，是地下水的良好通道。背斜的转折部位主裂隙走向与转折弧切线的垂直方向最发育。其次是与轴向一致的裂隙。背斜的倾没和翘起端主裂隙也是在弧顶部位发育：倾没端裂隙发育在上部；翘起端发育在层位下部，即深埋裂隙也称为层间裂隙。通过野外裂隙测量，确定和选择图解方式加以表示，再根据当地的水文地质条件分析和找出裂隙的含水和富水部位（图2—23）。

2．穹窿构造裂隙分析

穹窿构造也称为隆起构造。在这种地区工作时要注意对这种构造的形态较精确的进行测量。因为穹窿构造在隆起过程中所产生的各种裂隙组规律较明显其裂隙主要为放射性及环状裂隙。但这种构造，由于面积往往较大，一般岩层平缓，裂隙发育浅，主要是以浅层的潜水类型为主，受地区气候变化影响较大。

3．向斜构造裂隙分析

向斜构造的裂隙发育部位也是在轴部。但以深埋型裂隙为主，即称为层间裂隙。因为在岩层受力产生褶曲时，向斜构造的上层岩石受水平的挤压力最大，而下部为引张应力，所以在层间形成岩石破碎，裂隙节理发育，但必须是坚硬的脆性大的岩石，若是泥

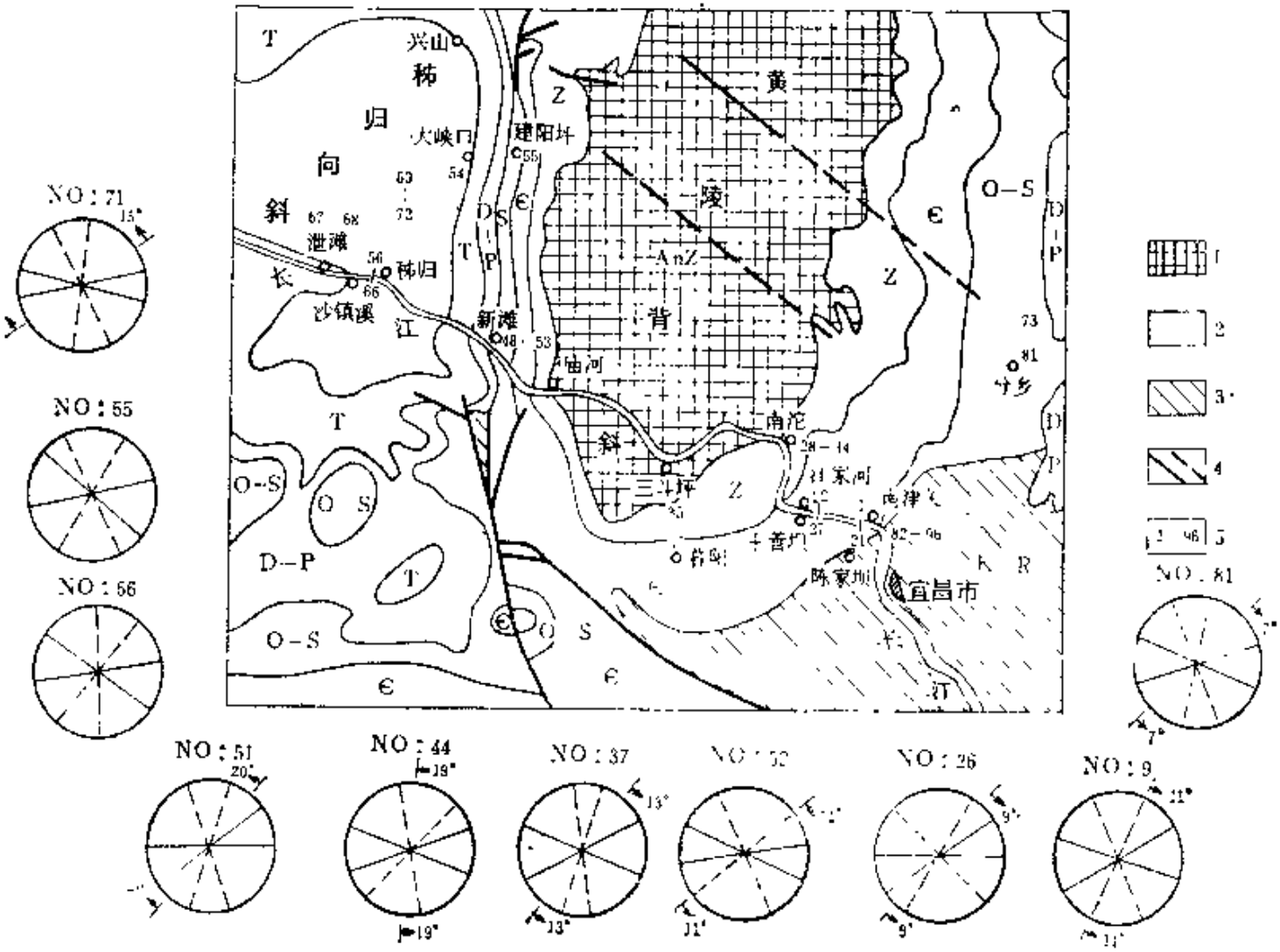



图 2—23　黄陵背斜南部构造节理观测点分布图及主要节理走向、分组、配套示意图

虚线为一套，实线为另一套（根据马宗晋资料）

1—前震旦系基底；2—震旦—侏罗系沉积盖层；3—白垩—第三系上叠盖层；4—断层（实线）及推测断层（虚线）；5—节理观测点；1.47°—岩层倾向

质岩层，如泥质页岩等则例外。在岩性、地形、地貌和气候条件理想的情况下，这种层间裂隙是比较好的地下水储积层。在这种地区进行地面裂隙测量，往往不易找出规律，但可以根据对构造的分析，通过钻探和物探等手段来研究和寻找这种层间裂隙水。

### 三、新构造断裂的分析

1．新构造断裂的特点

新构造运动也称为晚近运动。实际上它往往在继承或改造了老构造的基础上面发展。由于新构造运动是近期的构造，它对现代地质环境和人类生活影响很大，它对地下水的控制作用更明显。因而，了解和研究新构造运动，对寻找基岩裂隙水有十分重要的意义。

近年来广大地质工作者已加强了新构造控水作用等方面的研究，并取得了不少成果和经验。

新构造运动是一个全球性的运动。近代地震，大小活动，地面抬升，褶皱，断裂等等，都与新构造运动有关。因此，这种新构造运动产生的断裂、裂隙却直接影响地下水的活动和聚集。从全球来看现今有两个主要活动带：一是环太平洋构造带；一个是地中海构造带。在我国主要的活动带有新华夏构造带、西藏高原的喜马拉雅褶皱带、横断山脉褶皱带等等。当然还有其它一些地区。

由于新构造运动主要是新生界以来的地壳运动，它是以升降运动体随断裂为主的运动。因此，它的断裂发育，诱导的裂隙也普遍发育。大部分断裂带充填物未胶结，呈松散状，裂隙大部分也未被充填。由于它的继承性较强，规律性明显，有一定的方向性。在野外调查时，新构造断裂、裂隙切割所有老的断裂或裂隙，规律性比老构造裂隙容易掌握。上边已经介绍，由于地壳是以升降运动为主，它的断裂、裂隙大多数近于直立，因此，新构造断裂有较好的垂直性，切割性和方向性，也有很好的延伸性和连通性。这些特点已经被多年的野外实践证实。特别是它沟通了老的断裂，造成老断裂的复活，在这种条件下，才可能有较为稳定的

地下水补充来源。因此，在进行基岩裂隙水野外调查时，必需加强分析和研究新构造体系对断裂和裂隙的各种控制作用。以便掌握各种断裂、裂隙的分布规律和控水作用。

2．断裂、裂隙富水带的分析方法

新构造运动造成的断裂、裂隙富水带的分析方法和本书第一章第二节断裂带的野外观察所介绍的方法基本相同。主要有地层岩性、构造、地形地貌以及其它的分析方法。

（1）地层岩性

地层岩性是研究新构造断裂最基本的方法，因为断裂构造就是作用在各种地层岩性之上。它既切割老地层岩石，又切割新地层岩石，这是新构造断裂存在的主要标志。这些现象在我国许多地区均有发现，经过区域地质—水文地质调查，在东南沿海、横断山脉、青藏高原、喜马拉雅山、天山、秦岭、祁连山、阴山、华北平原、东北平原、云贵川广大地区，这些断裂构造是比较普遍的。其中云南、四川横断山脉的藏江、盐源、墨江、兰坪、碧江、保山一带这种新构造现象就普遍存在。如墨江地区继承性的活动断裂发育明显，特别是哀牢山构造带以东的红河断裂，断裂结构面的性质早期属压扭性，后期表现为张性。断层角砾岩松散，沿断裂带地下水富集，泉水呈串珠状排列。在兰坪—碧江一带新生代的火山岩活动强烈，许多上新世至早期第四纪地层与古老地层为不整合接触。构造岩发育，构造产状十分复杂。由于老断裂构造的复活，这种再活动又延伸到新生代地层，岩石中的断裂很发育。在江苏新沂何庄南第四纪逆断层使王氏组砂页岩逆冲在晚更新世残坡积砂土夹砾石层之上。在泗洪县重岗山上白垩系王氏组红色砂岩与上更新世亚粘土成断层接触。在徐州铜山县的三堡断裂，就是一个基本上垂直北北东新华夏构造的新构造断裂，走向北西西、在三堡附近，单井出水量为1,200—1,9000吨/日。在汉王公社虎腰，六眼井集中开采，出水量达2.6—6万吨/日。在当地北北东向的肖县黄里活动断裂带上的机井，单井出水量7000—12000吨/日。

（2）构造

在野外见到新生代的地层褶曲和断层，老的断裂带（尤其是压、压扭性）充填物松动，地层大面积隆起，边缘产生断裂。地块抬升或下沉，抬升地段多有瀑布和悬泉跌水出现，这些都是新构造的标志。如四川会理以西红格地区的红格断裂带，在第四纪昔格达组沉积之后，又有一次强烈的构造运动，在昔格达村南的冲沟中，震旦纪灰岩高角度上冲在昔格达组地层之上，在断裂带北部还发现昔格达组地层的褶曲和所产生的断层。云南兰坪地区断裂纵横，褶皱密集，晚近期活动强烈，岩层多以断块形式出露，故新构造的节理裂隙发育，并具有规律性。通过野外实测1000多条裂隙，多为张性，张扭性质，大部未被充填，裂隙率3—15%，最大者24%，这些裂隙是地下水活动和赋存的主要场所，对地下水运动起明显控制作用。当地泉水多，较大的流量达3公升/秒。

（3）地形地貌

许多地形地貌现象是受新构造运动的塑造而成，有的还是新构造断裂活动直接产生的。例如云南保山地区晚近期地壳在不断上升，致使地势反差强，地貌景观的差异较大。由于地壳间歇性和不均匀升降运动，造成河谷阶地的不均匀的沉积，多期岩溶期，溶洞成层发育出现多级夷平面的等等。在文山这种现象比较明显，其新构造活动史见下表3。

本区新构造运动在时间和空间上极不均匀，从时间上看，第四纪以来各次间歇性上升幅度由大变小，间歇次数由少变多的特征。

在新疆塔什库尔干山间谷地洼地中第四纪堆积厚度差别较大，在大布大公社为100多米，而在塔合满厚达600米。有些地形陡峭，平直延伸。在南方石灰岩地区的地貌形态由于地下水的风化和溶蚀作用形成奇峰异洞。总之，地形地貌在新构造断裂富水带的调查中是一个很重要的标志。

除上述几种主要分析方法外，地植物和土壤分布异常的特征对寻找新构造断裂也有一定意义。特别是土质的突然变化。古土

地文期与岩溶史简表　　表 3

| 岩溶期 | 时代 | | 地壳运动 | 主要特征 |
|---|---|---|---|---|
| | 前第三纪 | | 褶皱、断裂 | 残留2100米山顶面 |
| 第一岩溶期 | 早第三纪 | | 局部抬升 | 高原期：Ⅰ级剥夷面，强降区海拔 11900～2000米，局部保存峰丛洼地、溶洞，中降区海拔1650米山顶面 |
| 第二岩溶期 | 晚第三纪 | 中新世 | 抬升 | 第一亚期：第四层水平溶洞<br>第二亚期：第三层水平溶洞，二级剥夷面，海拔1550米 |
| | | 上新世 | | |
| 第三岩溶期 | 第四纪 | | 间歇性强烈抬升 | 南盘江期：发育第二、第一层溶洞（暗河管道）及Ⅰ—Ⅳ级阶地深、中切峡谷 |

壤的残存，喜水植物的出现以及植物分带性异常等现象。在调查新构造断裂时，要特别注意地热和地震分布的调查研究。这两种现象与新断裂关系较为密切，可以说是研究新构造最直接的标志。在我国西南、东南沿海、新疆、黑龙江等地区的温泉多是沿着多期活动的断裂呈线状分布的。由于新构造运动有继承性的特点，而大多数新构造断裂是在老的断裂带上复活，因此容易发生地震。如新疆的公格尔断裂带，就是一个活动断裂带，经常发生地震。在美国的圣安底烈斯大断裂也是一个活动的大断裂，经常发生地震。

关于采用地球物理方法研究新构造断裂可见本章第三、四节。

最后应当说明的是我们研究新构造运动的目的主要是通过对新构造运动的研究和分析找出新构造断裂和裂隙的发育规律和分布范围，从而掌握地下水在这种空间介质中的聚集和运移条件。正因为新构造断裂的地质历史较晚，裂隙张开性好，充填、胶结、闭合的少，有利于大气降水和地表水的入渗补给，同时也有利于

地下水的储存。所以新构造断裂和裂隙规律的研究对于基岩裂隙水资源的调查和开发利用有很大的指导作用。

## 第六节　断裂带地下水

断裂带地下水的供水意义越来越重要，尤其近年来在一些缺水山区、广大西北以及东南沿海岛屿的供水勘察工作中更为重要。而寻找供水水源以及在进行地下热水的勘探过程中，基岩断裂带地下水的调查工作不断加强，同时也取得了不少经验。

### 一、断裂带地下水

从水文地质观点出发，主要是研究各种不同断裂带的富水性。我们知道，并不是所有的断裂带内都含水，含水的断裂带也不完全是均一的，即使是在同一个断裂带内也往往由于断裂规模和地下水的补给条件不同，各段的富水性可以相差很大，有的一侧含水，也有的两侧都含水，或断裂带一段贫水，而在另一段非常富水。总之，决定断裂带是否含水与之有关的各种因素较多，如断裂带两盘岩石的性质，断裂带的破碎程度，充填物质的成分，致密和胶结程度以及所产生断裂的力学性质，地区新构造活动频度和强度等等。另外，还有外部因素即断裂带所处的构造部位，地貌条件和当地的水文气象条件…等。往往在研究含水断裂时要特别注意断裂带附近的次生裂隙的排列方向等规律。并了解地下水的侧向补给条件。总之，对断裂带地下水的研究，必须在野外进行综合分析，找出其中决定因素，这样才能找到含水断裂带的富水部位。

1．断裂带含水的基本条件

（1）断裂带两盘的岩石性质

断裂带两盘岩石的性质是决定断裂带是否含水的主要因素。如果断裂的岩层本身是比较坚硬致密的岩石，如石英岩，花岗岩，闪长岩以及一些火山岩类，其本身就不含水。同样条件下与石灰岩、大理岩、白云岩和砂岩、砾岩这些易于含水的岩层相

比，显而易见后者由于裂隙发育它的富水性和透水性都比前者要强的多。但一般性脆的坚硬岩石比页岩、泥岩，千枚岩、片岩以及凝灰岩等塑性强的岩石的含水条件又要好得多。因为塑性强的岩石，断层的破碎带和上下盘附近的裂隙往往易于被充填。实践证明，在同一个断裂带由于岩石性质的不同，裂隙的发育程度有很大差别。而在相同岩性的岩层中有断裂带和无断裂带存在的情况下，裂隙发育程度差别是很大的，表 4 是福建西部山区的实测资料。

**不同岩性断裂附近和非断裂处裂隙对比表** **表 4**

| 岩组代号 | 主要岩性 | 断裂附近裂隙率（%） | | | 非断裂隙附近裂隙率（%） | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 最大 | 最小 | 平均 | 最大 | 最小 | 平均 |
| $J_3n$ | 凝灰质熔岩 | 4.20 | 0.72 | 2.32 | 1.75 | 0.01 | 0.81 |
| $J_2zh$ | 粉砂岩、砂页岩 | 3.16 | 0.57 | 1.82 | 0.38 | 0.38 | 0.38 |
| $T_3w$ | 砂岩、砂砾岩 | 3.70 | 0.16 | 1.35 | 1.93 | 0.08 | 1.00 |
| $C_2l$ | 石英砂砾岩、石英砾岩 | 12.81 | 0.17 | 6.21 | 1.74 | 0.03 | 0.90 |
| $D_{3nn}$ | 石英砂砾岩、石英砾岩 | 14.30 | 0.25 | 5.11 | 1.90 | 0.11 | 1.04 |
| $An_1H_2$ | 变质砂岩 | 3.60 | 0.37 | 2.13 | 0.83 | 0.10 | 0.64 |
| $\gamma_5^6$ | 花岗岩 | 6.18 | 0.17 | 3.19 | 2.21 | 0.06 | 1.19 |
| $\gamma_5^3$ | 片麻状花岗岩 | 11.65 | 1.90 | 6.60 | 1.85 | 1.70 | 1.77 |

寻找断裂带地下水时，必须看断层两盘岩石的含水性和透水性。如果断裂带两盘都是含水层时，断裂带地下水一般是比较丰富的。如果一盘是较好的含水岩层，而另一盘是不含水的岩层，其水量有时甚至比两盘都是含水岩层还要大。如山东博山的雪浪泉附近，断层位于地下水上游的一盘是石灰岩而另一盘是页岩等塑性岩层，钻孔抽水降深 3 米时，出水量为1250吨/日。再如湖南吉首花垣县某断裂带上、下盘均系寒武系白云质灰岩，抽水降深8.43米，出水量为146.88吨/日。这主要是白云质灰岩比较致密的结果。当断层切割含水裂隙岩层时，其地下水就有丰富的补给来源，这样的断裂带富水性很强。另外，当区域性构造裂隙和表层风化裂隙都很发育的情况下也可形成良好的地下水补给条

件，这种地区的断裂带富水性往往很强。

（2）断裂带的力学性质

张性及张扭性断裂，即正断层和平推断层，系张性或张扭性应力产生的，一般张裂程度较大。特别是由它们形成的地堑边缘带导水性好，富水性强。因为这种断裂破碎带宽度较大，充填物质多为较疏松的角砾岩，裂隙和孔隙都比较发育。如山西多字型构造有两组断裂，一组为张性，另一组为压性和压扭性断裂，张性断裂富水，而压性、压扭性一组形成封闭地下水的边界，它们是区分断裂带两侧不同水文地质条件的重要标志。再如甘肃马鬃山花岗岩地区的张性断裂带，其构造岩为角砾岩，胶结疏松，在峡东H7—1号钻孔打在张性断裂带上，抽水降深5.8米出水量453.2吨/日。在吉林省琵河地区的压性压扭性断裂带均贫水，钻孔最大出水量分别为29.32吨/日和130吨/日。唯有张扭性断裂带富水，其涌水量达632.20吨/日。

扭性断裂次之，它界于张性断裂和压性断裂之间。有时是富水的，特别是扭性断裂成束状时如此。但有时起隔水作用。如陕北延安地区处于陕北盆地的东南部，属新华夏系的一级沉降带，已发现区内基岩中的富水地段受新华夏系的北北西扭面和南北向构造的北西扭面所控制。如延师和王家坪两个富水地段，其延伸方向与该地段的主要裂隙走向基本一致，延师富水地段为北北西向，王家坪富水地段为北西向，宽度不超过200米，长度分别为1600米和2000米，富水地段内，单孔涌水量一般大于5升/秒，单位涌水量一般大于0.4升/秒·米，富水地段以外的钻孔涌水量约1升/秒，单位涌水量很小。压性和压扭性断裂带，压性断裂是受挤压作用力形成的，断裂面上所受压力最大，在一般情况下，造成逆断层和逆掩冲断层，破碎物质多为致密压碎岩、糜棱岩，大部分有再结晶作用（如硅化、蛇纹石化、绿泥石化…等）。故裂隙及孔隙率很小，往往起相对隔水作用，但在其它条件适宜时可能含水，一般水量不大。如河北太行山东麓红岭压性断层，断裂带中基本上无水，沿红岭、北山、柏山压性断裂带有

较多的泉水出露。这主要是因为压性断裂带起隔水作用，使地下水受阻溢出地面。当压性或压扭性断裂带处于弹脆性岩石中，其上下盘影响带节理裂隙有的非常发育，岩石破碎。因而也能形成良好地下水通道和水量丰富的含水带。位于红岭压性断层上盘影响带内的贾西庄北呈弯度较大的舒缓波状处，节理裂隙发育，水量达90吨/日。北京市平谷县南岔，在长城系常州沟组石英砂岩中的逆掩断层的上盘影响带内发现良好的构造裂隙带含水层，钻孔抽水降深3米时，涌水量可达2000吨/日，其它类似地质条件的地段水量也都很大。在岩溶地区的断裂带上盘发育的岩溶大泉和暗河一般也比下盘多，出水量非常可观，如湖南西部、山西等岩溶区就比较明显（见表5）。

**断裂带上、下盘地下河发育对比表** **表 5**

| 地区 | 沿断裂带两盘发育的地下河 | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | 上盘 | | 断裂带 | | 下盘 | |
| | 条数 | 流量（升/秒） | 条数 | 流量（升/秒） | 条数 | 流量（升/秒） |
| 桑植 | 4 | 2362.6 | 7 | 7019.8 | 3 | 1106.60 |
| 永顺 | 16 | 1081.53 | 30 | 5108.79 | 4 | 3057.81 |
| 大庸 | 4 | 382.57 | 8 | 591.99 | 1 | 100.00 |
| 古丈 | 3 | 26210.12 | 2 | 866.0 | 1 | 1850.67 |
| 合计 | 27 | 33037.12 | 47 | 14276.58 | 12 | 7115.11 |

因为逆断层上盘最易成为应力释放的地段，张性、张扭性的“X”节理发育。可以认为这种压性的逆掩断层、冲断层挤压应力越大，它的影响带富水性就越强。

因此，在压性断裂带找水时，必须十分注意研究它的力学性质，尤其是影响带的富水性值得重视。

（3）断裂带充填物性质

由于岩层断裂使两块岩体挤压摩擦，在断裂带内产生压碎岩，这种压碎岩的性质主要根据断裂带的力学性质，岩性的不同而异。往往压性的断裂破碎带的岩石是断层泥、糜棱岩和再结晶

的绿泥石、蛇纹石化。在张扭性的断裂带内，岩石多为角砾岩和压碎岩，其中夹有完整的岩块。

由于这种充填物性质的不同，往往对断裂带内的透水性和富水性起主要作用。在一些石灰岩地区，它的角砾岩是钙质的，由于后期岩溶化作用，断裂带既透水也含水。总之，石灰岩地区只要有断裂带存在，在其它条件适宜的条件下，就有富水的可能，在野外调查时应特别注意。也有些柔性岩层，张性断裂虽然发育，但由于后期风化作用充填物呈泥质物。因此，不能起到很好的透水和储水作用。

另一方面虽然断裂带是压性或压扭性的，但有些断裂带由于受后期多次构造作用以及新构造运动的影响，使这些断层具有活动性，破坏了原来已结晶了的充填物结构，使裂隙不但导水性好，而且成为很好的含水带。

（4）具多期活动的断裂带

受后期构造运动影响的断裂带，可以破坏原来胶结和结晶良好的构造压碎岩，使之破碎带的裂隙、孔隙加大，从而透水性增强而富水。如贵州息烽店子场断裂带发育的65号暗河长达11公里，流量达300升/秒。云南墨江红河断裂带，为当地最老的断裂之一，长达60公里，断裂结构面的性质早期属压扭性，而后期表现为张性结构面。继承活动强烈，沿断裂带地下水富集，泉水呈串珠状出露见第四章（图1—27a），共出露泉水10余处总流量31.18升/秒，其中最大的泉流量16.92升/秒。在湖北巴东的仙女山、天阳坪两条活动断裂带，形成地下水的富集带（图2—21）。在断裂带中压碎岩和轻度角砾岩化岩石裂隙发育地段，活动性断裂配套的小型张性断裂，充填胶结较差，有的已被破坏，透水性良好。与荒口至老林河的仙女山断裂和老林河至天阳坪断裂两地段，均见泉水沿断裂带成排出露，地下水流量一般为5升/秒左右，最大泉水流量可达80升/秒。临近其它各断裂带的含水性和富水规律性均不如上述两个活动断裂带。

在进行野外调查时，对各种断裂带水文地质条件必须考虑多

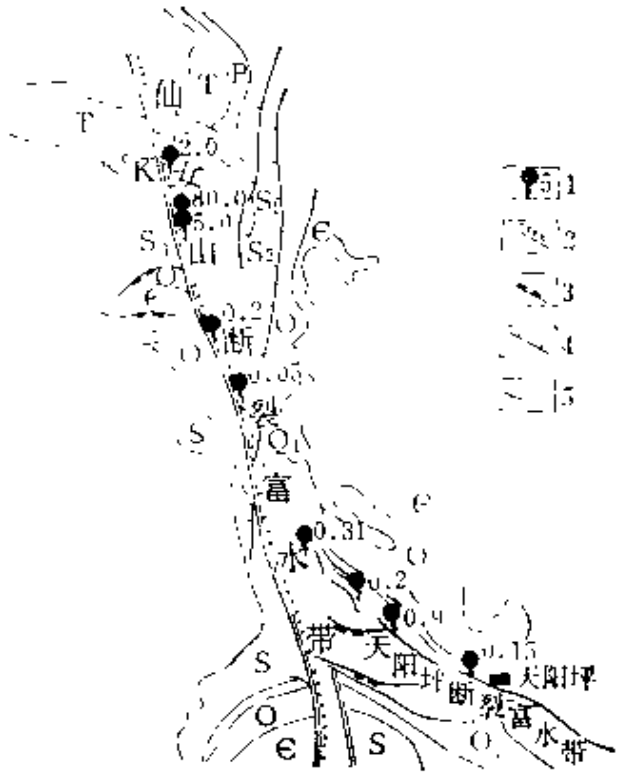



图 2—24　仙女山天阳坪活动断裂富水带平面图

（湖北地质局）

1—泉及流量；2—活动性断裂—侧富水带；3—压性断裂；4—张性断裂 5—地层界线

种因素，不能单从某一种条件来确定是否富水，而应综合分析。

对断裂带进行研究时，首先看断裂带的规模大小包括长度、宽度，围岩性质，进而对其断裂带产生的力学性质进行分析，断裂带内的充填物成分以及胶结程度和断裂带所处的地质构造和地貌条件，当地水文气象条件，区域水文地质条件是否有利地下水的补给等因素。

总之，断裂带的含水条件和富水性是相当复杂的，主要表现在断裂带含水的不均匀性方面，由于一个较大的断层往往有几十或几百公里长，穿越几种不同的自然地理区域，造成某一段或某一部位富水性好，而另一段逐渐变小甚至于完全不含水。因此，以上所述仅仅是几个主要方面，实际上断裂带的含水因素是很复杂

的，它没有一个或几个固定模式。因而，当我们在进行野外工作时，应当灵活运用各种方法，并应多方面进行分析研究。

2．断裂带的水文地质类型

由于不同构造作用产生的不同类型的断层，它们的水文地质特征亦不同。上面已经讲过，一个断裂带是否富水，是由多种因素控制的，往往一个较大的断裂带中，有的地段强富水，有的则富水性很弱，甚至完全不含水。如广东罗定白垩系红层（粉细砂砂）中的尖岗顶断层，两个钻孔均揭露断层100米，经抽水试验ck 1号孔涌水量919.3吨/日（降深5.5米）；ck 2号孔涌水量只有5吨/日，（降深2.33米）。因此，对断裂带进行水文地质分析是非常必要的。根据断裂带的水文地质特征可分为含水断裂带，透水断裂带，隔水断裂带和不含水的断裂带。现分述如下。

（1）含水的断裂带

含水的断裂带必须有足够厚度的破碎岩带，孔隙裂隙率大，透水性良好，它不但可以得到上下盘岩层充分的地下水补给，也可以从上覆地层获得补给。当然也不排除它可以直接受大气降水的补给，说明这种断裂带有较大的储水条件和充足的补给来源。地下水动储量较大。这种断裂带可以是发生在厚层含水或透水岩层之中，也可以产生在不含水的岩层之中，如浙江南部大片火山岩地区及吉林琵河、甘肃峡东、安北等地区的花岗岩地区的断裂带均属于这种类型。

在这种断裂带中的地下水资源，如果断层两盘都是含水层和透水层的地区，确实不足为奇。相反，在含水层十分缺乏的条件下，找到这种断裂带地下水就显得非常重要。因此，在我国缺水比较严重的西北干旱地区，东南沿海岛屿大片火山岩、火成岩分布区、红层以及一些缺水山区，寻找地下水时，应特别注意这种类型的地下水。

（2）透水的断裂带

这种断裂带和含水的断裂带相近似，所不同的主要是缺乏大量和比较稳定的地下水补给来源。它的上下盘岩层大部分是非含

水的岩层或者是比较弱的含水层。透水断裂带主要是分布在当地侵蚀基准面以上部位，有的是因为当地气候条件的变化或新构造运动的抬升所造成的。由于地下水缺乏补给源，所以断层破碎带内的地下水主要以静储量为主，在这种条件下地下水的矿化度有时较高。

（3）隔水的断裂带

这种断裂带主要起阻隔地下水的作用，它产生在上下盘或任一盘有含水岩层的条件下。在含水或透水岩层中的断裂带主要是压性或压扭性断裂，其构造岩属结晶非常好的糜棱岩、角砾岩。起地下挡水墙的作用。有时由于它的阻隔使地下水位抬高。这种断裂带对地下水的富集是有利的，往往可以形成非常富水的地段。在其影响带内常可以找到较为丰富的裂隙地下水。

（4）不含水的断裂带

是由压性和压扭性产生的断层，一般无破碎带，其断裂带是闭合的，从地层岩性、地貌、构造、区域水文地质和气候等条件都不利于地下水的补给和富集。这种不含水的断层分布很广泛，它虽然没有什么供水意义，但有时为了和含水的断裂带比较，也有必要对它进行研究。

3．断裂带的富水地段

断裂带地下水的赋存，主要是以断裂破碎带的规模和性质来决定。正如上边已经叙述过的一样。即所谓断裂带含水层，一般应指的是上下盘边界均不是含水层，或者说不是主要的含水层，而是隔水边界，这样研究断裂带含水层的意义也就越大。我们知道，断裂带地下水的补给、埋藏和运动，主要是受断层构造性质的控制。因此，断裂带地下水在断裂破碎带内通常是以脉状或带状水分布，含水带沿断层走向和影响带周围的裂隙方向延伸。其含水带厚度视断裂破碎带宽度大小和裂隙范围而变化。其长度和深度也取决于断层的规模大小。断裂破碎带由于所受应力不均匀，造成破碎岩孔隙或裂隙率也不相同。因此，同一个断裂带的透水和含水性亦不相同。如湖北竹山小汤池地区青峰断裂带，在

断裂带上打了四个钻孔，孔深均在120—180米之间，经抽水试验其富水性差别很大，见表6。

断裂富水带比较表　　表6

| 孔号 | 孔深（米） | 水位（米） | 降深（米） | 涌水量（吨/日） |
|---|---|---|---|---|
| CK1 | 189.32 | 4.18 | 0.84 | 1210.00 |
| CK2 | 159.73 | +0.55 | 17.40 | 107.40 |
| | | | 14.60 | 629.00 |
| | | +0.40 | 11.10 | 196.54 |
| CK3 | 129.53 | +1.40 | 3.13 | 1697.00 |
| | | | 1.97 | 1081.90 |
| CK4 | 187.61 | 9.40 | 10.95 | 508.46 |
| | 160.45 | +1.20 | 22.80 | 86.66 |

另外也要看断裂带所割切的岩层富水性大小，有时由于它受地表水系的切割或沟通主要含水层，而补给水源充足，则形成较大的动储量。断裂带的地下水补给来源有的来自当地，有的较远，这可以根据抽水试验和泉水动态资料分析获得。

通过以上对断裂带水文地质条件和类型的分析和研究。在确定这种断裂带地下水富水地段时就可以着重对直接影响断裂带含水和富水的自然条件进行专门调查。

根据大量的野外调查，断裂带常见的富水地段是：

（1）构造运动剧烈的断裂破碎带

断裂构造剧烈，断层角砾岩、破碎岩较发育的地段，这种断层多属于压张性，张扭性的断层，是多序次运动。即：

压—张；

压—张—扭；

压—扭—张。

其断裂破碎带一般形成碎块状断层角砾岩及破碎岩。胶结程度差，呈疏松状，裂隙率高，透水性良好，含水丰富。

（2）断裂群和断裂交汇复合地段

断裂带呈群或束状交叉出现的部位，也就是通常所说的帚状、人字型、棋盘格式和旋卷构造等类型。如在湖北房县油坊沟北东东向压性断裂与北北西向张性断裂交汇处，泉水流量每天2269吨。小汤池温泉也是处在断裂带交汇部位，流量每天6048吨。在呈弧形断裂带的转折处富水，如广东罗定红层地区的宋桂断裂带在其转折部位有大量泉水出露，总出水量为40升/秒，一般较高者8升/秒。另外，也包括一些断块型的地堑、地垒、阶梯式断裂和迭瓦式断裂构造。这些断裂带有的是几个断裂带互相复合，有的互相平行。这几种断裂带在应力集中的部位，岩石往往是比较破碎，影响宽度也大，地下水容易富集。在断块构造地段以地堑断块最有富水的可能，因为地堑构造属张性断裂，在地形上多呈谷地或洼地，最易于地下水的富集和补给。因此，往往可找到充足的地下水源。

（3）断裂影响带

由于岩层受挤压力的作用，产生逆断层、逆掩断层或平移断层。断裂带一般是闭合的，断层的构造带有各种不同的构造岩带，一般情况下不含水也不透水。但岩石在高围压条件下，必然通过两侧尤其是上部盘释放应力，而诱导出许多次一级的裂隙。这些裂隙称为旁侧裂隙或称影响带。

它与主干断裂斜交的“X”型张裂隙和扭裂隙。这些裂隙面往往与岩石原有的节理，劈理和层理相一致。这种裂隙比较密集，相互切割，透水性好，在其它条件适宜的情况下，地下水很丰富。尤其是大的逆掩断层的上盘裂隙比下盘发育得多，如淮阳山字型的脊柱中段地区，地下热水主要就分布在断裂带的上盘，岩石非常破碎，构造裂隙十分发育，据其中之一的东汤河1号钻孔抽水试验，涌水量可达2550吨/日。

所以大的压性和压扭性断层的富水地段通常不在断层的构造岩带内，而是在这种次级裂隙影响带中。在河北玉田县北部，广泛分布石灰岩和变质岩的山区柴王殿—许庄子压性断裂带的影响

带和丰润潘家峪—榛子镇压扭性断裂的影响带内均打出水量为1300吨/日左右的水井。在湖南衡阳盆地白垩系红层（粉细砂岩）中的东阳渡断裂带在影响带内水量普遍很大，单井水量一般为500—1000吨/日左右。

这几年在断裂带的影响带尤其上盘找水的经验基本上可以得到肯定。在我国极为干旱的甘肃西部北山地区，年降水量一般均小于100毫米，而蒸发量却高达3000—4000毫米。却在一片戈壁平原和丘陵山区的花岗岩地段找到了断裂影响带中的地下水。钻孔涌水量可达566.4吨/日，（见表7）。

**断裂影响带富水部位分析表** 表 7

| 孔号 | 断裂带性质及含水部位 | 两盘岩性 | 水位（米） | 水位降深（米） | 涌水量（吨/日） |
|---|---|---|---|---|---|
| $N_{10}$ | 断层影响带 | 长英岩 | 33.07 | 5.61 | 551.30 |
| $N_{16}$ | 断层上盘影响带 | 砂岩 | 10.28 | 8.18 | 519.30 |
| $N_{18}$ | 断层影响带 | 花岗岩 | 31.00 | 2.83 | 566.10 |
| $N_{34}$ | 断层上盘影响带 | 花岗岩 | 2.73 | 21.55 | 185.18 |
| $N_{21}$ | 断层影响带 | 花岗岩 | 2.80 | 18.11 | 212.00 |

## 二、深大断裂的水文地质意义

最近三十多年来，地质学家才发现和认为深大断裂与普通断裂不同，并引起各国地质学家广泛重视。研究深大断裂的一些理论，目前尚未应用于水文地质问题的研究。仅仅在研究地下热水时，为了说明高温热水形成条件，才对深断裂构造进行一些专门的水文地质工作。以往水文地质分区的依据多偏重于气候，地形地貌，岩性和浅部构造条件。而往往忽视深部断裂构造，有人认为深大断裂深达几公里以下，那里处于高温、高压状态，几乎不存在什么地下水裂隙通道的问题。另外，有的认为断裂带在地表仅仅是“线”状分布，一般是不致于影响到一个点上来。因此，水文地质图只能是概括反映地表以下几十—几百米以内的水文地质条件。这种观点，显然是不够全面的。根据我国一些石油钻和深部物探资料以及国外资料证明，在地壳一定的深度内不但存在

地下水的通道，而且还储存着相当部分的地下水资源。这个问题已逐渐被勘探石油的油田水和地下热水所证实。既然有适合于石油，天然气存在的地质环境就会有地下水的存在条件。另外，也有充分的资料说明热水成因是与深大断裂有关。如我国著名的郯城—庐江断裂带，沿断裂带温泉密集。在东江深断裂的河源县就有六个温泉出露。福建邵武县天马山有滚水湖温泉。在云南腾冲、路南、大村、热水塘、猴街、竹园、朋普、背甸大断裂均有大量温泉呈条带状出露。在美国的安德烈斯大断裂和苏联南高加索的谢凡—赞格祖尔大断裂带都有许多温泉出现。这些热水泉的出露充分说明它与深大断裂有着非常密切的关系。

有些深大断裂的破碎带隐覆于近代沉积盖层下部。例如：非洲乍得盆地是一个无出水通道的封闭盆地，尽管那里气候十分干燥，蒸发强烈。而乍得湖本身并不是一个矿化度很高的咸水湖。由沙里河及其他河流输送来的地表水，必然应从地下排泄出去。乍得湖东北720多公里的波尔库洼地潜水渗出的现象，很可能是乍得湖的地下水排泄到那里流出地表产生的。这些现象隐示着乍得—班韦乌卢一线和乍得—喀麦隆一线的深断裂线在乍得湖相交处地下水与地表水有连通关系。

我国也有许多火成岩分布较广的金属矿区，自然地理条件和地质构造均不利于地下水的富集。如在安徽某地15平方公里范围以内并无大的地表水体，火成岩为花岗闪长岩、凝灰岩、安山岩及粗面岩。虽然风化裂隙局部构造裂隙比较发育，由于缺少补给水源，地下水的动储量和静储量均不会很大，但抽水试验结果，钻孔单位涌水量4.8公升/秒·米。说明地下水的补给量相当充足，怎样解释这种与当地的地质、水文地质条件极不相称的现象呢？根据调查和分析，这种地下水的补给来源很可能是来自深断裂。这里的地质条件符合黄汲清先生曾提出的南京坳陷深断裂带的边缘。这一带是从广济向北东方向延伸，在太湖以南与郯城—庐江深断裂带相交，过安庆沿长江而下直到南京以东，长达500公里，宽度10—20公里，最宽部分可达40公里。沿断裂带岩

层破碎断裂强烈，并伴有大量的中酸性火成岩侵入，火山喷发等，从而形成了这一带的金属矿床（铜、铁、黄铁矿…）的富集。正由于深大断裂构成了岩浆活动的渠道，控制着成矿作用。断裂带两侧岩层发生变质作用，岩层的固有结构已被破坏，并产生次一级的各种类型的断裂、节理、片理系统。虽然火成岩侵入体可能将主要大裂隙充填，但由于有些深断裂至今仍在活动，而这种裂隙不可能全部被充填。另外，当侵入体或矿体与围岩接触时由于熔岩的逐渐冷却，往往在边缘接触带部分形成连续的裂隙和晶洞，给地下水的活动造成了良好通道。

虽然从供水的角度看，深断裂的实际意义似乎不大，可是当对深断裂的产状、成因和分布规律调查清楚后，就能帮助我们研究区域水文地质条件，掌握地下水补给、径流和排泄的规律。况且深断裂所诱导出的次一级和更次级的断层、裂隙系统都有一定的分布规律，这些次一级构造与地下水的分布和运动又都有着密切的关系。

综上所述，深大断裂的研究也应引起广大水文地质工作者的重视。我国已查明的深大断裂就有上百条，它不但控制着我国的大地构造轮廓，和地形、地貌形态，而且直接控制和影响着基岩地下水的格局和区域水文地质条件；有些深大断裂带就是水文地质单元的边界；有些对地表水与地下水互相转化，地下水的深循环起着十分重要的疏通作用。因此，在论述区域水文地质条件时，对深大断裂的叙述是不容忽略的因素。在寻找地下热水、油田水以及深部金属盲矿体以及在水化学找矿方面，研究深大断裂的地下水也会起着一定作用。因此，我们不但要了解各种深大断裂的成因问题，而且要研究它的力学性质、分布和所造成的影响。尤其是着重研究深大断裂带的活动性和次一级断裂的分布规律以及对水文地质条件的控制程度。

由于我国经历了多次剧烈的造山运动，除第四纪和新第三纪沉积层影响较小外，一般中生界和古生界，尤其元古界的基底曾多次被地壳升降及断裂所破坏。对水文地质工作者来说，以重点

## 断裂带富水条件综合分析表

表 8

| 断裂带含水的基本条件 | 断裂带类型 | 富水情况 | 备注 |
|---|---|---|---|
| 断裂带基盘岩性 | 1.石灰岩、砂岩、砾岩、石英岩、花岗岩类<br>2.页岩、泥质岩、变质岩类的千枚岩、片岩、板岩… | 1.上盘影响带富水石灰岩则岩溶发育<br>2.一般不含水或很弱 | 一般石灰岩均易富水，其它坚硬脆性岩类上盘影响带易富水，个别情况两盘均富水 |
| 断裂带的力学性质 | 张性<br>张扭性<br>扭性<br>扭性<br>压性 | 富水<br>富水<br>弱富水<br>不富水或很富水 | 多数情况下张性、张扭性富水 |
| 断裂带充填物 | 松散型、块状、碎块状、角砾岩<br>坚硬致密、再结晶的有后期裂隙的<br>坚硬致密、再结晶或粘土状断层化 | 富水<br>富水<br>不含水 | |
| 断裂带交汇复合处的含水层及构造条件 | 大部分切割、构造条件有利<br>部分切割、构造条件有利<br>不切割、构造条件有利<br>两组断裂带交汇 | 易富水<br>易富水<br>不富水<br>易富水 | 构造条件指向斜、背斜…等 |
| 断裂带所处地形地貌条件及所处侵蚀基准面位置 | 在沟谷、洼地、侵蚀基准面以下<br>在丘陵、山地、侵蚀基准面以上 | 易富水<br>不富水 | |
| 断裂带地段的水文网及降水程度 | 有河流水系切割，降水丰富<br>无河流水系切割、降水丰富 | 富水<br>不易富水 | |
| 断裂带的活动性（强度） | 活动断层<br>不活动断层 | 易富水<br>不易富水 | |

以上均应全面分析，不应以某一项为根据

研究燕山运动和喜马拉雅运动所产生的南北和东西复杂褶皱带以及所造成的深大断裂带意义最大。

深大断裂的特点是具有较大的延伸性，深度大及发展的长期性和多期性，以及继承性的问题。

深大断裂的主要标志有：

1．构造标志：即在较狭窄的（达数10公里）地带内地表断裂密集，有大的逆掩断层，褶皱强度局部增加，变质作用加强，一定地带内的褶皱和断裂走向突变。

2．地貌标志：山脉与低地之间界线，山脉与山间洼地之间的界线，大型河谷。沿着这些断裂带、夷平面的高程以及海成和河成阶地的数量和产出高度发生突变。

3．沉积标志：深断裂发展的长期性主要是根据沉积标志确定的，在剖面很长部分的一定地带中沉积层的岩性，岩相特点和厚度发生剧烈变化。

4．岩浆活动标志：有较多的基性和超基性侵入体是深断裂存在的最可靠的标志。另外，花岗岩类侵入体和火山中心也常常产于深断裂带中。

5．温泉的线状分布，说明深层层间水的排泄作用。以及呈条带状富集的，受矿泉补给的有关盐类矿床的出现。

6．地球物理标志对确定深断裂起着非常大的作用，如“重力阶梯”，即等异常线密集带，特别是正异常向负异常的过渡带。

另外，在大气降水相当丰富而地形又易于集聚的闭口盆地或条带状谷地的火成岩或变质岩地区，而地表水极易漏失的情况，也很可能有深大断裂带存在。

## 第七节　利用概率统计法分析裂隙水赋存规律

概率统计是通过研究整理大量的野外观察、实验系列的随机

数据，从偶然性事例中找出必然性的规律。从中找出内在联系的一种数理统计方法，这对分析区域性基岩裂隙水的分布规律是比较适用。

**一、含水层地下水随机变量的分布列、律及其水文地质意义**

经大量的区域实际资料统计，地下水随机变量数列（指泉流量或径流模量），有不连续与连续的两种情况，分别称为离散型与非离散型。

离散型随机变量的取值可按一定的出现序次排列但不连续，其变量与频率之积的总和绝对收敛，有明显的概率性，可用分布列表示其区间的离散性。因此，含水层随机变量的分布列，也就揭示了含水层的均一程度，因而对阐明含水层的富水性就有了初步依据。

非离散型常见的有正态型分布，对数正态型分布及偏态型等类型分布律（图2—25）。前者多出现于面积较广、单元完整的块段内，结合变量在平面上的聚散展布，可有机地解释含水层的空间结构特征，图2—25a、b就是该类型曲线与含水层富水较均匀，从缓慢径流到排泄与之一致性的一个实例。偏态型分布律曲线，又可分为左偏态与右偏态两种，左偏态型表示随机变量的递增、频率减小与水文地质单元内从径流到排泄的富水性的函数关系，显示了裂隙水运移与富水均一性之间的递变关系（图2—26a,b），因而证明了随机变量与水文地质条件的相关关系。

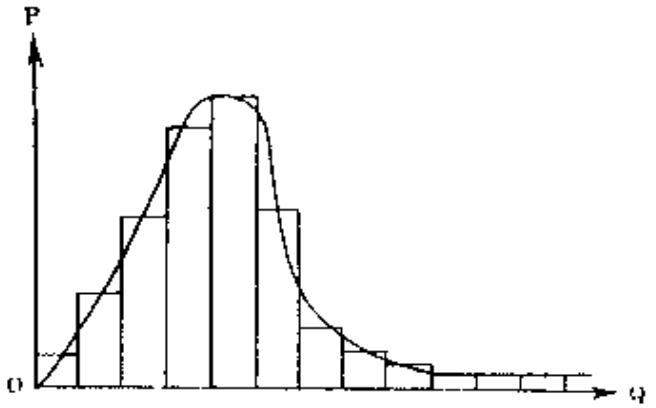



图 2—25a 某含水层随机变量（泉流量）正态型分布曲线图

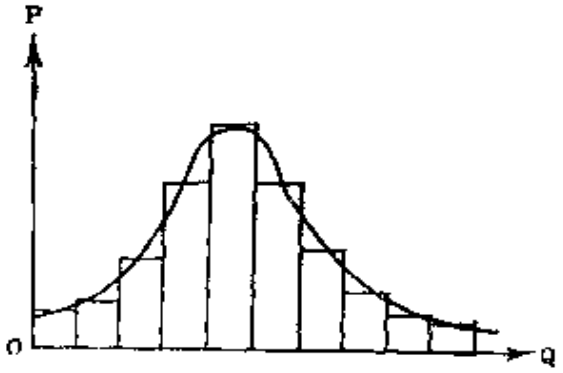



图 2—25b 某含水层随机变量（泉流量）左偏态型分布曲线图

（云南地质局）

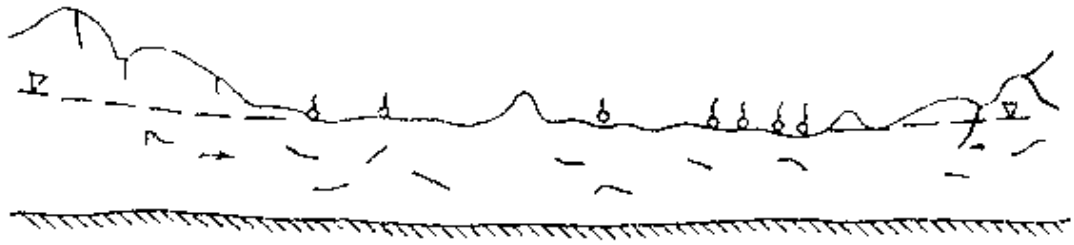


图 2—26a 某含水层随机变量呈正态分布型水文地质剖面图

（云南地质局）

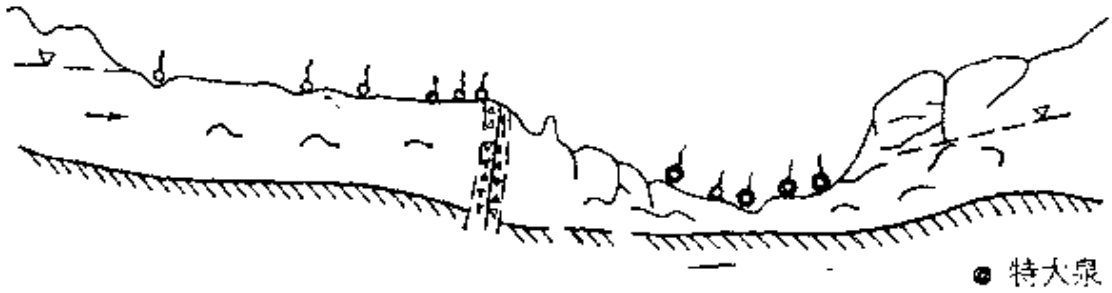



图 2—26b 某含水层随机变量偏态型水文地质结构剖面图

（云南地质局）

无论是离散型的随机变量分布列，或是非离散型的分布律与分布函数，对它们的解释必须是建立在客观水文地质条件的基础上，从中找出变量与含水裂隙富水性的有机联系，才能较正确的解释裂隙水的富集特点。

## 二、裂隙水随机变量的数字特征及意义

随机变量的分布列或分布律，虽然说明了随机变量的概率性质。但在评价含水裂隙特征方面，还可以以更简单明确的概念进行，这就是由随机变量分布函数按一定法则计算出来的常数，即数学期望、离散度、变差系数等，它们不仅在一定程度上简单的反映了随机变量的特征，更重要的是说明了一定的水文地质条件。包括岩层的富水性、赋存形式、均一程度等。

1．数学期望

随机变量的算术均值，反应了有限多次试验结果的平均数，而数学期望在理论上讲，则反映了无穷多次试验的平均状态。从概率论的观点看，也就是通过对研究区域含水层抽样，以反映含水层富水性岩体平均水平。计算公式如下：

$$M_\xi = \sum_{k=1}^{\infty} \xi_k P_k$$

式中：$\xi$——随机变量，在本文可代表泉水流量（$Q$）或地下径流模量（$\bar{M}$）；

$P$——频率；

$M_\xi$——数学期望（表示泉流量或地下径流模量数学期望值）。

该值不仅刻画了含水层的富水程度，同时也间接地说明了含水层储、排能力，与各类型水导流系统的渗透性能强弱等。

2．离散度

评价含水层特性方面，仅知道随机变量的数学期望值还不够，还必须引入随机变量取值与数学期望的偏差程度。例如有甲、乙两个含水层的模量或泉流量系列：

甲含水层系列为：3、7、11、15、19五个数据

乙含水层系列为：1、9、11、13、21五个数据

它们的数学期望值均为11，但其离散性并非一致，因为数列不可能总是固定在期望值上，可能在期望值附近波动，这就需要说明这种波动程度的指标，而离散度就能表示这一特征。

计算公式如下：

$$\sigma=\sqrt{\frac{\Sigma(\xi-M_\xi)^2}{n}}$$

式中：$\sigma$——离散度；

$\xi$——随机变量数据；

$M_\xi$——数学期望值；

$n$——观测次数。当$n<25$时式中分母应为（$n-1$）。

由此可见，离散度越大，表明随机变量系列波动越剧烈，大小悬殊；反之则波动越小，近于期望值；因而能直观地使人们认识含水层中地下水赋存条件的差异性；更重要的是指示了含水层储水空间导流系统的差异性的物理意义。

3．变差系数

变差系数亦称离势系数，它是离散度与数学期望之比。即：

$$C_v=\frac{\sigma}{M_\xi}$$

式中：$C_v$——变差系数；

$\sigma$——离散度；

$M_\xi$——数学期望值或均值。

综上所述，离散度指示了随机变量的波动状态，并给一个直观的绝对变化量，但并不能指示变量系列在层位上或区域上的变化程度，而应用相对概念的变差系数，就能解决这个问题。例如有两个含水层，甲含水层的变量系列为：995、1000、1005；乙含水层为5、10、15，它们的离散度均为5，但很明显，两系列的离散性却不一致（见下表9）。

表 9

| 项目 / 含水层 | 变量系列 | 数学期望 | 离散度 | 变差系数 |
|---|---|---|---|---|
| 甲层 | 995、1000、1005 | 1000 | 5 | 0.005 |
| 乙层 | 5、10、15 | 10 | 5 | 0.5 |

由此可见$C_v$值越小，富水性较均一，$C_v$值大，富水性不均一，也就隐示了含水层之间及块段之间地下水赋存条件的变化规律，显然也是对比各层段间均一程度的一个重要数据。

总之，数学期望、离散度及变差系数这三个随机变量系列数字特征，所阐明的问题各具特点。前者主要是说明含水层富水性强弱的一个平均水平，是一个揭示了含水层的径流量大小与导流系统的渗透性能的物理量。离散度是变量与期望值之间的关系，是一个绝对变化值，说明了变量的波动状态，进而隐示了导流系统差异性的物理特征。后者是一个相对数的概念，描述了含水层变化程度的数据，是划分富水均一性十分有力的指标。最后应当说明的是对随机变量数字特征与水文地质的依存关系，必须根据地区具体条件予以确定，概率统计方法的运用不能生搬硬套。

## 第八节　野外资料的综合分析与整理

在野外进行工作时，首先要充分搜集前人资料。在此基础上对区域地质资料进行充分的分析研究，重点放在断裂密集发育地段及各种构造的复合部位，对火成岩、火山岩的侵入和喷发序次以及与围岩的接触关系和影响程度等，都要认真进行调查和分析。注意区分各种基岩裂隙是构造裂隙还是风化裂隙，因为风化裂隙的规律性不强，而构造裂隙则有明显的规律性，风化裂隙往往是在构造裂隙和原生裂隙的基础上发育的。我们野外调查的目的是研究各种裂隙、断裂构造对地下水的控制作用。因此，在野外工作中，观察路线采用穿越与追索相结合的方法。对主要断裂带，褶皱带采用追索法。调查地下水露头时，注意泉水的出露和形成条件的观察记录，对构造裂隙水、风化裂隙水、层间裂隙水，接触带裂隙水包括层面裂隙水以及风化残坡积层的水，都要加以区别，分别对待。凡是构造裂隙水均应测量出水裂隙的方位、走向等产状要素，以便了解构造裂隙与区域构造的关系。为进一步了解地下水出露富集与区域构造的关系，应在不同构造地区及不同

构造复合部位进行系统的裂隙测量。为区别不同类型岩层裂隙带的富水性，应作各种线状和平面的泉点统计图表。为了解裂隙地下水的垂直变化，要对地区的矿山生产坑道进行调查访问，搜集坑道水文地质资料，并对现有钻孔进行简易水文地质观测。在有条件的地区钻孔均应进行物探测井，以进一步确定岩层裂隙的发育部位和发育程度。综合上述可归纳为：

1．风化裂隙水的调查重点是各种基岩的风化特征、深度及其控制因素，特别要注意人工揭露点的资料收集和观察描述，要详细记录控制性钻孔、民井或泉水水量的动态和微地貌特征。综合分析工作是通过各种分析图表，反映风化强度分带及其在平面和垂向上的变化规律，风化强度与地层岩性、构造、地貌等因素的关系，风化特征与水文地质特征的关系，从而确定风化裂隙水的富水地段、分布规律和埋藏条件。

2．构造裂隙分布区的调查重点是断裂密集发育地段和不同构造复合部位，观察描述的重点应突出控制泉水形成条件的断裂带特征。综合分析时要突出这种构造裂隙水的水文地质特征及其与断裂构造的关系，编制各种分析图表。反映构造裂隙水的赋存条件、分布规律、富水性及地下水的补给条件和富集规律，最后确定出富水块段和断裂富水带。

3．层间裂隙水的调查重点是形成各种承压含水层的地层岩性、构造和地貌条件，要特别重视承压水钻孔资料的收集和上升泉的观查描述。综合分析工作是通过各种分析图表，反映裂隙层间水与各控制因素的相互关系、富水性、埋藏条件及其变化规律。

在进行基岩裂隙水的野外调查以后，根据搜集到的地质、水文地质资料，室内工作首先应编制基岩裂隙水的各类分析图表。各种图表要根据需要和地区的具体情况来编制，要求这些图表能清楚地反映出各种不同成因裂隙（包括溶洞等）的发育深度和规律。各种裂隙的富水条件和垂向上的变化特征，裂隙水的富集规律，及各种裂隙水的补给、径流、排泄条件等。主要图表有：

1．泉水流量分级及出露条件、泉水类型统计表。

2．地下水径流模数统计表。

3．井、孔静水位统计表。

4．井、孔抽水试验成果表。

5．不同岩性地段泉水统计表。

6．含水层特征统计表。

7．地下水位等埋深曲线图。

8．地下水埋深与地形关系图。

9．不同类型泉点的分布及其出露高程图。

10．不同岩性地段泉水分布图。

11．有关矿区水文地质剖面图。

以上各种表格、图件可根据具体地质、水文地质条件加以综合或另外设计。如在风化裂隙水为主的地区可增加：

1．风化强度与单位吸水量统计表。

2．不同地区风化厚度和风化强度垂直分带统计表。

3．风化厚度剖面图及等深线图。

构造裂隙水地区可编制：

1．各构造形迹及其复合部位的裂隙玫瑰花图或极点图。

2．断裂带或构造复合部位泉、水点分布图。

3．出水断裂方向图。

现介绍几种图表的设计：

**风化强度垂直分带统计表**　　表 10

| 编号 | 标高（米） | 位置 | 主要岩性 | 孔深（米） | 风化强度垂直分带（米） | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | 强风化带 | 半风化带 | 弱风化带 |
| | | | | | | | |

风化厚度统计表　　表 11

| 位置 | 钻孔或井（个） | 风化厚度（米） | | |
|---|---|---|---|---|
| | | 最大 | 最小 | 平均 |
| | | | | |

风化裂隙水泉流量分级统计表　　表 12

| 层位 | 水点数（个） | 总流量（升/秒） | 泉流量分级 | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | <0.1升/秒 | | | | 0.1—1.0升/秒 | | | | >1.0升/秒 | | | |
| | | | 个 | % | 流量 | % | 个 | % | 流量 | % | 个 | % | 流量 | % |
| | | | | | | | | | | | | | | |

风化裂隙水区与构造裂隙水区泉水出露线性密度对比表　　表 13

| 地下水类型 | 观测路线长（公里） | 路线顺序 | 路线上见地下水出露点数（个） | 水点线性密度（水点个数/公里） |
|---|---|---|---|---|
| | | | | |

上升泉（或下降泉）统计表　　表 14

| 编号 | 出露位置及构造类型 | 地貌位置 | 标高（米） | 流量（升/秒） |
|---|---|---|---|---|
| | | | | |

另外可根据需要编制以下图表：

1、断裂方位与泉点分布规律统计表

为了研究区域断裂与泉点流量之间的关系进行分析，从中找出区域充水断裂的分布规律。在野外进行工作时，可以设计统计

**裂隙水泉水出露条件统计表** 表 15

| 层位 | 水点数（个） | 构造裂隙、层间或层面裂隙及接触带裂隙泉水 | | | | 受断裂控制的泉水 | | | | 残坡积层与基岩接触面的泉水 | | | | 残坡积层及风化层中的泉水 | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | >0.1升/秒 | | <0.1升/秒 | | >0.1升/秒 | | <0.1升/秒 | | >0.1升/秒 | | <0.1升/秒 | | >0.1升/秒 | | <0.1升/秒 | |
| | | 个 | % | 个 | % | 个 | % | 个 | % | 个 | % | 个 | % | 个 | % | 个 | % |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |

**层间裂隙承压水及顶板特征表** 表 16

| 孔号 | 层位 | 孔深（米） | 标高（米） | 顶板标高（米） | 承压水头高（米） | 含水层岩性 | 钻孔、岩心裂隙发育情况采取率 | 承压含水层渗透系数 | 涌水量（升/秒） |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | | | |

**岩层风化裂隙带深度、水位、水量相关对比表** 表 17

| 孔号 | L<br>最大风化带深度<br>（米） | H<br>地下水位深度<br>（米） | q<br>单位涌水量<br>（升/秒·米） | a<br>埋深比<br>$(H/L=\frac{地下水埋深}{风化带深度})$ |
|---|---|---|---|---|
| | | | | |

注：a一埋深比是各个钻孔的地下水位埋深与风化带深度的比值，通过对岩层埋深比值的统计可以找出相关区间，了解基岩风化裂隙水的规律性。

表（见表18）。

2、钻孔裂隙、溶洞深度可见率曲线图

为分析从钻孔收集的岩心裂隙岩溶率可编绘钻孔裂隙溶洞可见率曲线图（图2—27 a），并应配合钻孔物探测井曲线对比分析。

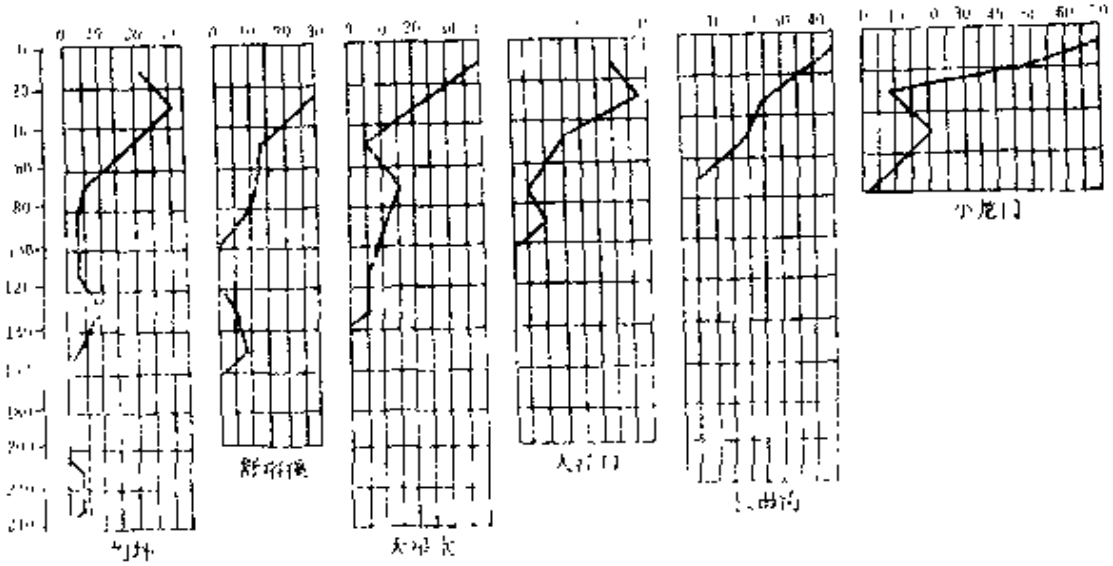


图 2—27a 钻孔裂隙溶洞能见率曲线图（%表示）

（湖南地质局）

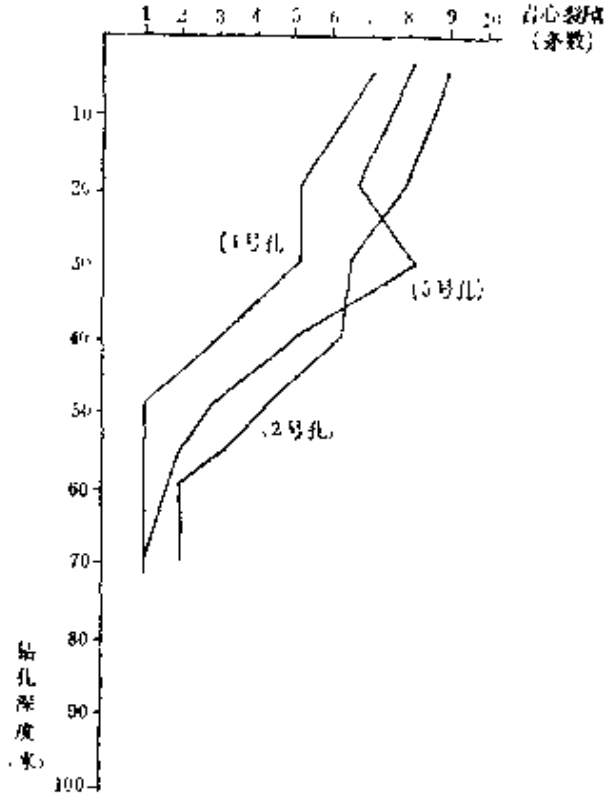



图 2—27b 钻孔岩心风化构造裂隙深度曲线

充水断裂带泉点统计表　　表 18

| | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 南杂木—榆树底断裂带 | 泉点号 | 71 | 168 | 180 | 183 | 189 |
| | 流量(公升/秒) | 0.21 | 0.062 | 0.01 | 0.03 | 0.13 |
| | 导水构造方向 | | | | | |
| 猴盘—西山大卜断裂带 | 泉点号 | 65 | 71 | 71 | 242 | 247 |
| | 流量(公升/秒) | 0.12 | 0.022 | 0.7 | 0.1 | 0.05 |
| | 控制构造方向 | | | | | |

(辽宁省地质局)

编绘该曲线时应有目的地选取有代表性的剖面进行。这种曲线既可反映出风化带裂隙的发育深度和水平变化规律，也可显示出断裂影响带裂隙岩溶的垂直和水平发育规律。

另外一种简单的表示方法是钻孔岩心风化式构造裂隙深度统计曲线，通过这种曲线也可以看出各种裂隙随深度和水平位置的变化关系（图2—27b）。

3、基岩裂隙、岩溶泉水出露高程对比曲线图

各种基岩裂隙泉水出露大部分受地形高程控制，因此，可编制基岩裂隙或岩溶泉水出露高程对比曲线（图2—28）。从曲线分

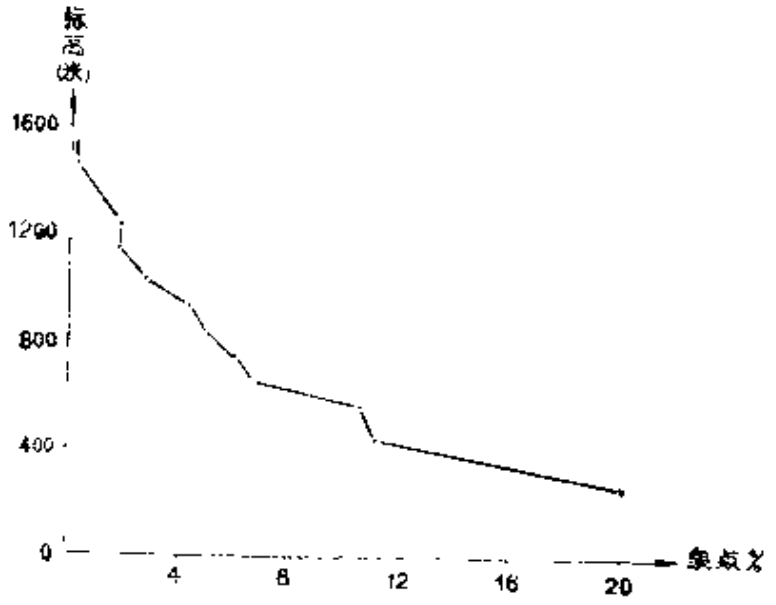



图 2—28　湖南永兴东部山区基岩裂隙泉出露高程曲线图

(湖南地质局)

析可以了解基岩裂隙的发育规律和裂隙水与地形的关系。在岩溶地区也可以编制溶洞频数曲线图（图2—29）。

4、岩溶或裂隙随深度变化曲线图

通过钻孔或竖井，在不同深度内所测得的岩溶或裂隙数制成座标曲线进行岩溶裂隙垂向变化规律的分析。如果一个地区的所有井孔都进行这种测量作出相应的曲线进行分析，就可以基本掌握区域性的分布规律（图2—30）。

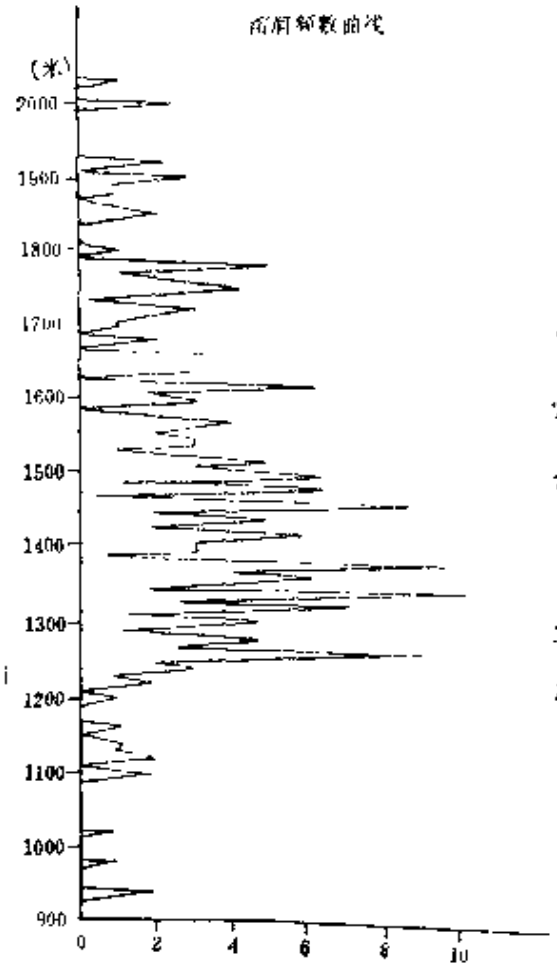



图 2—29　溶洞裂隙频数曲线

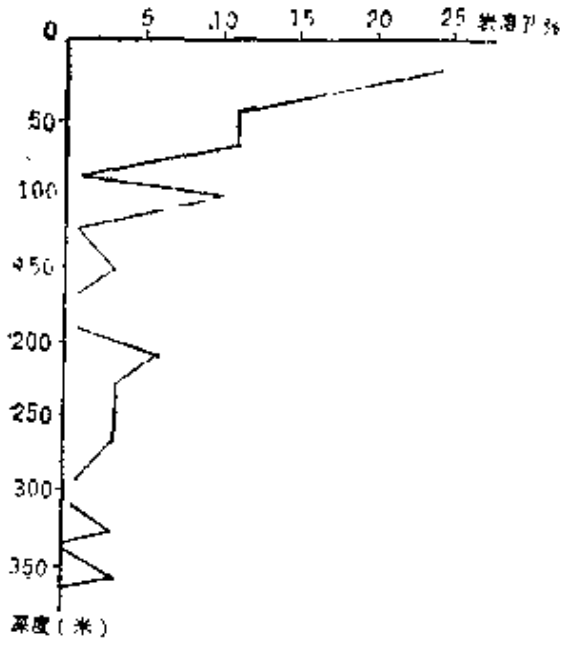



图 2—30　岩溶随深度变化曲线图
（辽宁地质局）

5、几种标志出水的构造带（包括断裂带）以及河流的裂隙玫瑰花图

编制方法可见第一章第六节，把出水的裂隙用不同的线条或颜色与非出水裂隙分别绘在图上（图2—31）。需要标志出构造带、

断层以及河流水系流向时，可按褶皱轴的走向、断层走向，河流走向分别绘制在玫瑰图上（图2—32）。这几种图象可以帮助我们分析测区主裂隙与这些因素的关系，从而可以找出它们的规律性，分析出各种裂隙的富水条件。

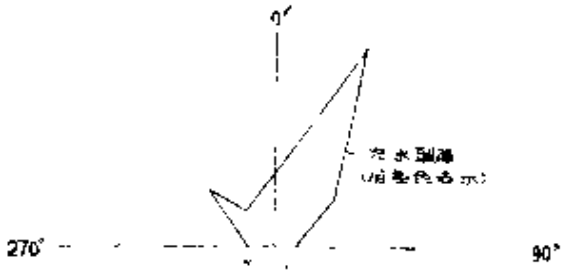



图 2—31　充水裂隙玫瑰图
（着色）

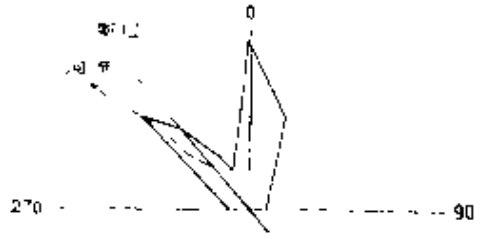



图 2—32　裂隙、断层及河流发育方向玫瑰图

6、散点图

散点图种类很多（如图2—33 a, b），现介绍其中一种风化带厚度和地下水位埋深关系的散点图，图中每一个点即为一个钻孔

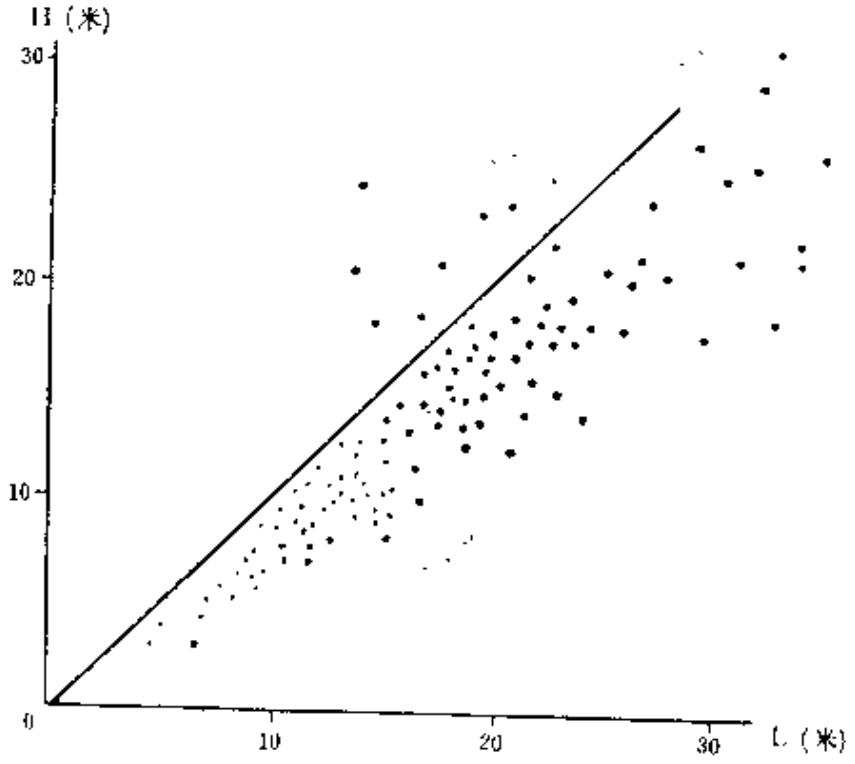



图 2—33a　风化带厚度和地下水位埋深散点图

（据福建某水电枢纽上百个钻孔资料编）

*L*—横座标表示风化带厚度；*H*—纵座标表示水位埋深

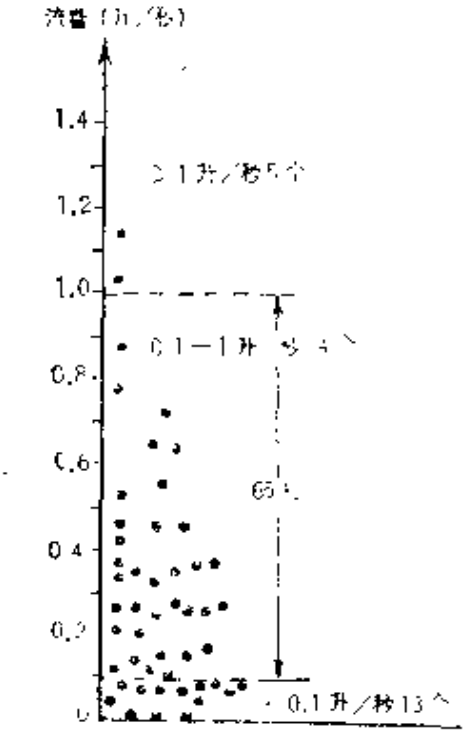



图 3—33b 块状岩类裂隙水区泉
流量分布散点图

的地下水位（$H$）与风化厚度（$L$）如（图2—33 a），从该图散点分布所形成的曲线表明：a)调查区内正常风化带底板略低于地下水位（图中斜率＝1的直线表示地下水位与风化深度相等。几乎所有散点都落在该线以下；b)地下水位越浅，风化底板越接近地下水位，相反就离地下水位稍远。因此，可以得出地形高处风化带厚度比低洼处或切割较深的地段要厚的多。这种散点图对了解区域风化裂隙带厚度与地下水埋深，水位变化都有帮助。

# 第三章　地质力学法研究和寻找构造裂隙水

地质力学就是应用力学的方法研究各种地质构造现象。这门科学是我国著名地质学家李四光先生根据地质构造规律总结出来的，它在生产实践中取得了显著的成效。几年来广大地质工作者不但利用地质力学的方法研究我国大地构造的各种格局并对各种成矿理论、找矿方法，都起到了一定的指导作用。在应用力学观点研究基岩构造裂隙地下水的赋存条件等方面也取得了一些成绩现在概略地介绍地质力学的一般概念。

地壳构造是地壳运动的结果。地质力学认为，地壳运动表明在地壳各岩层内部具有一定的地应力活动，当这种应力作用超过了岩石的强度时，岩层开始变形，形成褶皱、断裂等一系列构造形迹。显然，这样的运动过程是经过一定的地质年代来完成的。现在我们所见到的只是这个运动的某一个过程的形迹。因此，地质力学研究的工作程序与一般力学问题的研究程序相反，它是依据现时形态推断和分析地壳运动的方式和方向。所以地质力学是研究构造应力与应变矛盾关系的科学。它既研究构造现象，又研究构造本质，既研究局部构造，又研究整体构造。它把构造现象的外部联系做为了解构造本质的入门。我们研究地质力学主要是着眼构造体系和次一级的构造。通过对各构造体系和构造形迹力学性质的分析研究，找出它的各种断裂褶皱构造的各种结构面和裂隙规律。因为它们是岩石储存地下水的构造条件。

## 第一节　结构面的力学性质

结构面指的是褶皱轴面、断层面、节理面、劈理面的总称，

也可以叫构造形迹面。从地质力学的角度，结构面主要分为：

1．压性结构面(也叫挤压面)：由压应力作用形成的结构面。如褶皱轴面、逆断层面、片理面、劈理面等，其结构面的走向与压应力的方向垂直。

2．张性结构面也叫张裂面．如张开的断层面、节理面、裂口等。这些结构面的走向与张应力垂直，主要由张应力作用产生。

3．扭性结构面（也叫扭裂面）：剪应力作用下形成的结构面。如平面的$x$节理、$x$断层、破劈理等。

4．压性兼扭性或扭性兼压性结构面。

5．张性兼扭性或扭性兼张性结构面。

## 第二节　构造形迹发生的序次

岩石、岩层、岩体其边界上受力后内部产生应力场，在应力场的作用下岩石发生变形。变形引起外表（边界）形状的变化，这时边界条件改变了，边界上的应力重新分布，在新的应力场作用下岩石又发生一次变形（次一级的）。这时更局部的地方边界条件又变了，又发生更低一级的变形。这种连续地在同一应力场作用下出现的有成生联系的变形的先后次序称为“序次”。如一岩体受压应力（图 3—1），在此力作用下岩体先产生褶曲—第一序次（图 3—2）。由褶曲的产生，顶部应力重新分布成为拉应力，在拉应力作用下产生张裂隙即又一次变形——第二序次。以后在

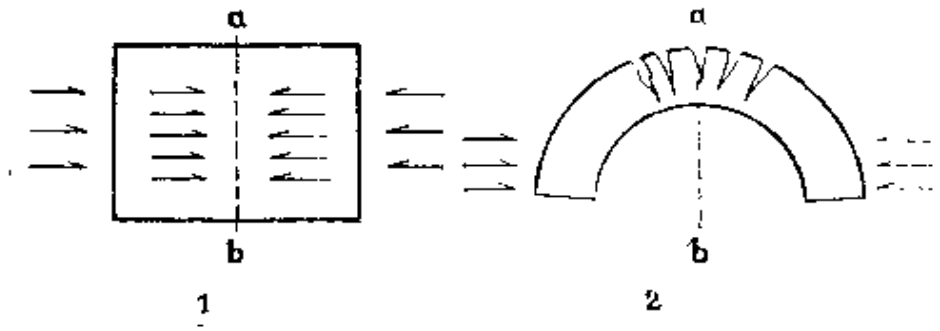



图 3—1,2　应力变形分析图

自重的作用下应力再一次重新分布，又产生了更低一级的张裂面——支叉构造即第三序次……等，以此类推。

总之，由边界条件的改变，应力重新分布的作用下岩体先后产生变形的次序称序次。

## 第三节　构造体系及构造类型

**一、构造体系：**

构造体系是由各类型的构造形迹成群地出现，所组成的构造带加上地块而构成（这个构造带的形迹有成生联系，有一定的方向性）。构造体系的范围，从地表看可以局限在一个构造区，也可以延伸到不同类型的构造区。从深度上看，每一次构造应力场影响的范围也是深浅不一。同一次构造应力场在不同的发展阶段影响深度也不一样。总之，平面上可大可小，深度上可深可浅，深到莫霍面，还可再深与岩浆沟通。

**二、构造体系类型**

构造体系的类型很多，主要可以概括地分为三大类型：

（一）纬向构造体系

纬向构造带也叫做东西构造带。我国的纬向构造带的走向并不是完全的东西向，而是近东西向的，多呈75°—80°角左右。主要有以下三大条东西向构造带即：

阴山——天山构造带：向东延伸至东北，向西转弯后伸展到天山。

秦岭——昆仑山构造带：西到甘肃转为北西西向，往东受怀阴山字型的影响而转弯。

南岭东西向构造带：它的东段和中段，包括闽南、赣南、湘南和粤北地区。西段包括桂北、滇中地带。

（二）经向构造体系

经向构造带也叫南北构造带。它是由挤压造成的褶皱、断裂和与它配套的一对扭面和张面组成（图3—3）。由东西向的挤压

先造成 $x$ 节理，再产生大的南北向断裂，最后产生张面。我国的康滇地轴属南北向构造带，分布在四川西部、云南东部。在其他地方也还有一些不太强烈的经向构造带，如贺兰山、太行山、吉林中部山等。

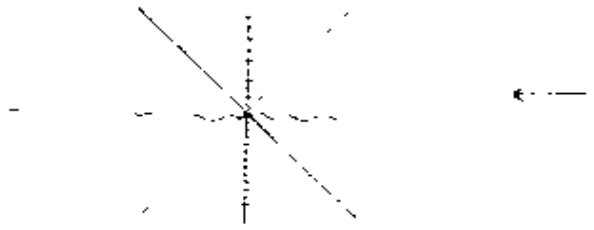


图 3　应力变形配套分析图

（三）扭动构造体系

除了上面介绍的具有全球性的纬向构造体系和经向构造体系外，还有许多反映区域性构造的体系。这种构造体系类型很多，大体可分为直线扭动和曲线扭动两种。有多字型构造，山字型构造，旋扭构造，莲花状构造，辐射状或涡轮状构造，S 型或反 S 型构造，歹字型构造，人字型构造，棋盘格式构造以及帚状构造等。

## 第四节　应用地质力学研究基岩裂隙水

根据目前划分的纬向构造带、经向构造带和扭动构造体系，基本上确定了我国大地构造轮廓。从大区域来说控制了各个地区的水文地质基本条件。但由于影响水文地质条件的其它自然因素较多，如岩性条件、气候条件和地貌条件等。因此，对局部构造的研究就显得更为重要，所以我们在这里着重对扭动构造进行简单介绍。

### 一、山字型构造的富水地段分析

山字型构造是由前弧，反射弧，脊柱，马蹄型盾地四个部分

组成。这种构造在我国分布较多，现已发现的多为三迭纪以后形成的。这大大小小的几十个山字型还有部分的活动性。山字型构造的断裂带，主要分布在前弧和反射弧弯曲最大的部位上(图3—4)。如果是石灰岩地区，往往既是地层断裂发育带也必定是岩溶强烈发育带。

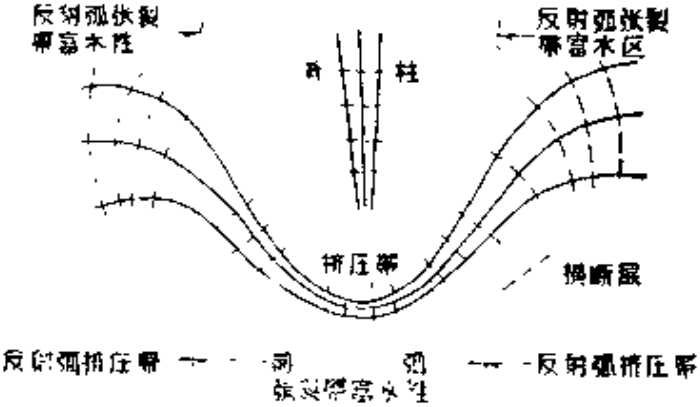



图 3—4　山字型构造应力分析图

前弧和反射弧

在弧形挤压带的各部分，常有和那一部分大致成直角的张性或扭性断裂（有的称横断裂）。在弧形的顶部，这种断裂有时规模较大，所影响的地层也可能较深，以致弧顶陷落成为地堑等各种断块。

弧的顶端凸出部分是在张应力作用下造成的断裂系统，在地形地貌形态上，往往不易形成高山平台，多为低山丘陵或谷地，有利于地下水的聚集和循环。

如山东山字型构造体系（图3—5），前弧凸出顶端位于临沂、莒南。西翼之反射弧顶端，在济南、博山、莱芜一带，造成了济南、淄博地区的许多放射状正断层，岩层破碎，裂隙—岩溶地下水特别发育，也是山东地区水文地质条件最复杂的地带，根据地下水的普查与勘探查明，济南地区中奥陶系石灰岩是主要的裂隙岩溶含水层，含水层厚度70米，裂隙发育深度最小为70米。平均水位降深5.6米，涌水量27.3公升/秒。据明水西麻湾钻孔抽水试验资料，当水位降深2.64米，单位涌水量为 10.72 公升/秒·米。

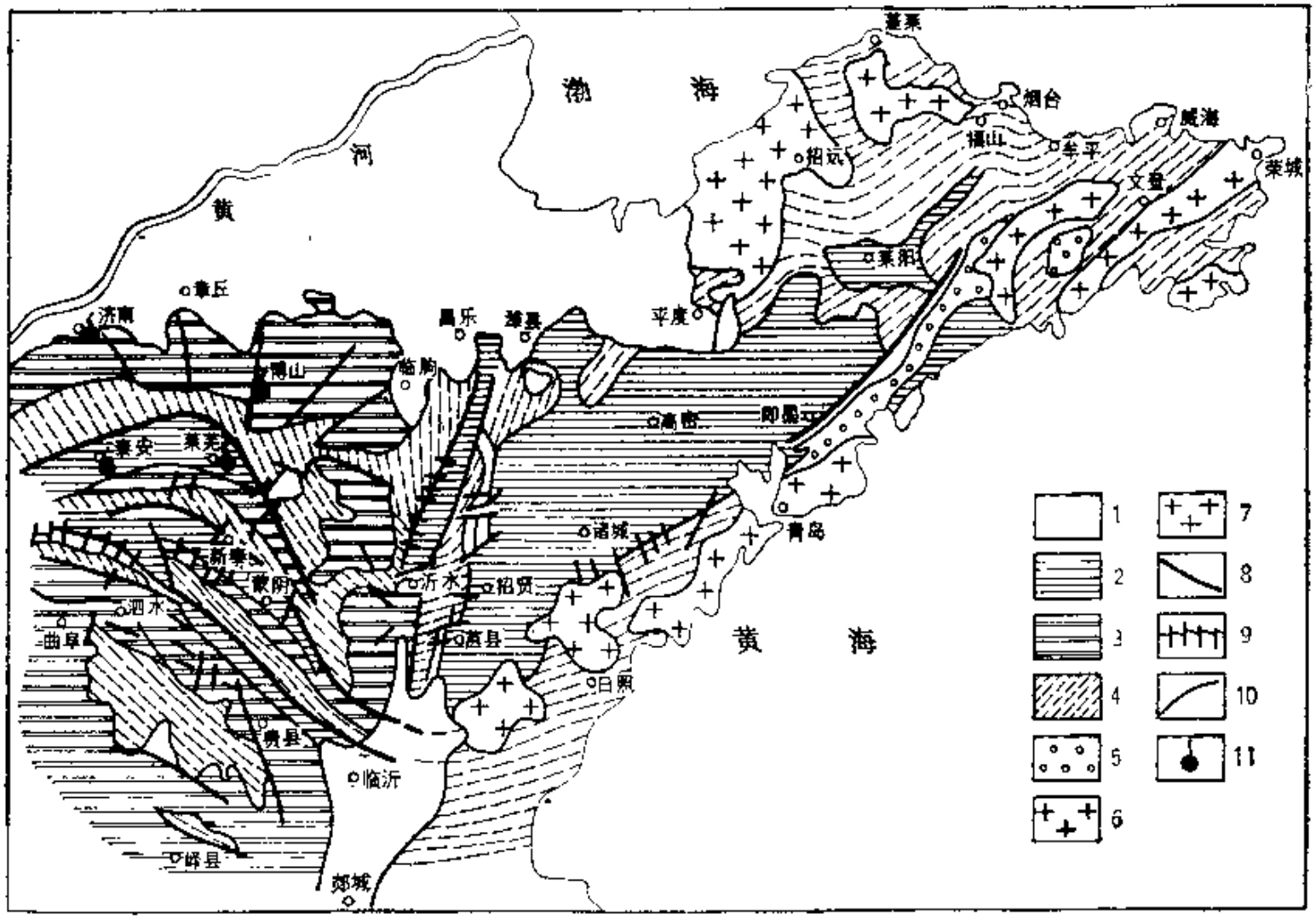



图 3—5　山东山字型构造体系及富水地区略图

1—第四系地层；2—白垩系及第三系；3—古生界；4—太古界；5—诳岩；6—花岗岩；7—前震旦纪花岗岩；8—冲断层；9—楔冲断层；10—正断层；11—大泉及富水区

明水泉群涌水量为1500公升/秒，济南地区裂隙岩溶发育在50—180米深度，含水层厚约50—90米，水位0.5—10米，有的可以自流。地下水相当丰富，市区单井最大涌水量可达5000—8000吨/日。一些构造断裂带出露许多上升泉。如著名的四大泉群其平均流量为：

| | |
|---|---|
| 趵突泉群 | 36300吨/日 |
| 黑虎泉群 | 71200吨/日 |
| 五龙潭泉群 | 13900吨/日 |
| 珍珠泉群 | 12600吨/日 |

在博山地区，中奥陶系石灰岩裂隙岩溶发育深度一般在30—200米之间，水量也相当丰富，有流量很大的上升泉群出露：

| | |
|---|---|
| 神头泉群 | 26784吨/日 |
| 珠龙泉群 | 5443.2吨/日 |
| 良庄泉群 | 6912吨/日 |
| 秋谷泉群 | 7992吨/日 |
| 龙口泉群 | 17280吨/日 |

在莱芜地区钻孔抽水试验水位降深2.21米时，涌水量为26.7公升/秒，并出现许多自流水井。根据莱芜某矿区坑道予计的总涌水量为26万吨/日，抽水试验单位涌水量24.67公升/秒·米左右，水文地质条件十分复杂，给矿床的开采带来很大的威胁。莱芜盆地泉水出露较多，基岩泉水有20处，大部分为构造上升泉。主要分布在南部，东南部断裂及北部弧形断裂带附近。其中最大的泉群有：

| | |
|---|---|
| 郭娘娘泉群 | 21681吨/日 |
| 鹏山泉群 | 11369吨/日 |

在临沂、枣庄一带，基本位于山字型构造的前弧凸出部分，目前由于第四系松散岩层覆盖，下部构造尚缺乏详细资料。但可以初步推断，根据山字型构造特点，前弧顶端张性断裂是应该特别发育的。据了解裂隙岩溶发育在50—150米深度之间，含水段厚度约20—50米。地下水埋藏深度1—5米，水位降深3—5米时钻

孔涌水量5—15公升/秒，而最大涌水量可为16.38公升/秒。当地泉水最大流量为200—700公升/秒。

山东山字型构造的脊柱是位于沂水莒县一线，区域断裂十分发育，构造上为鲁中深大断裂带的范围，古生界地层遭受破坏，据沂水、沂南钻孔揭露含水层为上寒武系石灰岩，水位降深3米，涌水量14公升/秒；沂南中奥陶系石灰岩水位降深1.1米，涌水量为14公升/秒。

西南地区，黔西山字型构造是李四光教授发现的一个典型的山字型构造。它的前弧和反射弧西起威宁、水城、经郎岱以北和织金境内，向东北伸展，达修文、息烽和开阳地区。安顺、普定以西及郎岱以北的戛底和沙家马场一带为前弧弧顶所在。其脊柱在毕节和大定间的山地(图3—6)。贵州三岔河水系的发育明显地受这个山字型构造的控制。构成黔西山字型前弧的博都背斜，沿轴部发育有地下河，是该区径流模数最大的地段，枯季达10升/秒·平方公里左右。而山字型内外带间的岩脚向斜，南端靠近前弧并处于与一北西向小背斜的斜接复合部位，应力集中，裂隙岩溶发育，出露上升泉。在黔西山字型地区岩溶裂隙十分发育，经调查发现泉水1500多个，岩溶泉800多个，有些大泉流量均在100升/秒以上。在六枝市先后打水文地质普查孔及供水孔44个，地下水开采量为3.37万吨/日，枯季泉水汇总流量为341.49升/秒，年平均流量为1404升/秒。

修文（包括扎佐）、息烽和开阳位于这个山字型的东翼反射弧的部位。修文地区断层纵横交错，断层可分为北东向和东西向两组。从山字型的力学分析，属挤压带，逆断层多于正断层，如最大的和尚坡—真武山逆断层、周官—王官逆断层、上寨—螺丝田逆断层，绝大多数起隔水作用。如和尚坡—真武山逆断层隔绝了断层两边含水层间的水力联系，断层以东大气降水渗入中上寒武系白云质石灰岩后向西运动至断层附近排出地表。虽属挤压带，但由于裂隙存在易受大气降水的溶蚀，形成宽度约0.5米左右的岩溶溶槽、溶洞。该区三迭系玉龙山组石灰岩中富含地下

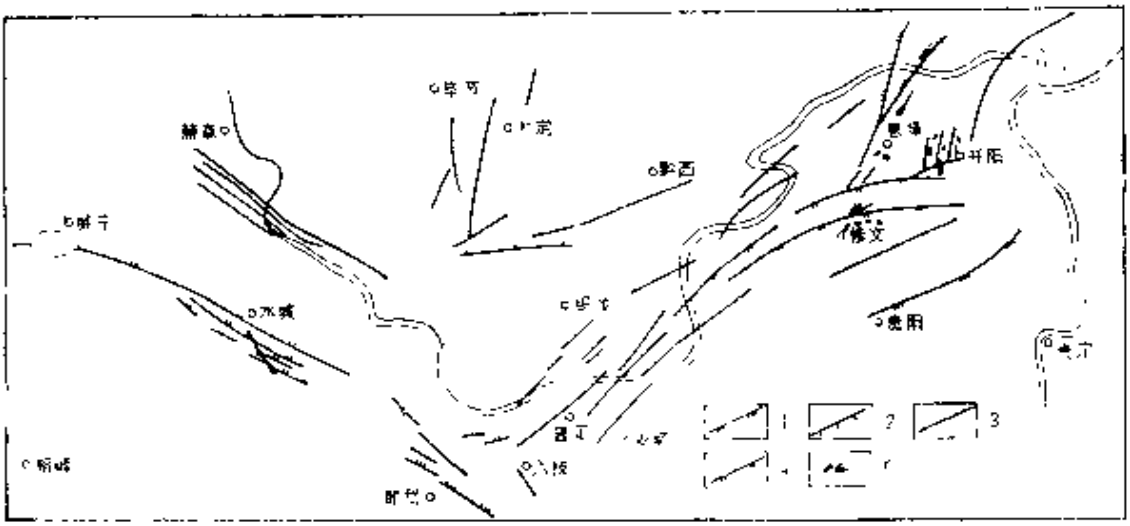


图 3—6　黔西山字型构造富水地区分析略图

1—平断层；2—黔西山字型系冲断层；3—张断层；4—扭断层；5—岩溶发育区

水，一般泉水流量5—50公升/秒，钻孔抽水试验单位涌水量1.2—1.6公升/秒·米。在扎佐地区和尚坡—三元村逆断层走向北20°—30°东断层上盘为中上寒武系白云质灰岩，而断层下盘则为三迭系灰岩和白云质灰岩，两断层间夹有上二迭系龙潭组砂页岩，隔绝了上下盘含水层间的水力联系。

由于断裂的发育，经钻孔证明岩溶发育深度在100米以下，越靠近和尚坡—三元村逆断层的玉龙山组灰岩越发育。在息烽与开阳地区断裂多为北东向，高角度的断层。正断层多于逆断层，地形上呈沟谷和长条状洼地。破碎厉害，岩溶十分发育，形成了大量的漏斗、落水洞、溶洞、坡立谷、暗河及岩溶洼地和沟谷。在黔西县三重堰仙人洞，泉水流量在枯水期20公升/秒。乌江渡西之岩溶泉流量也在20公升/秒左右。在清镇县卫城、大定、戈木等地，泉水最大流量50—2000公升/秒。修文东南部断层泉沿断层破碎带发育，并切断地下水等水位线。

位于山字型西翼反射弧的水域，多组断裂交叉、岩层强烈褶皱，岩石破碎，溶蚀剧烈，岩溶发育，洼地、漏斗、落水洞十分发育，泉水出露多，流量大、动态稳定。一般泉水流量为20—100公升/秒，最大枯季流量达180公升/秒，据勘探证实40多个钻

孔，孔孔见水，钻孔出水量在500—1000吨/日以上。另在杉树林一带以观音山断层及观邓大断层为最大，走向北西—南东与反射弧垂直。地层为石炭系马平灰岩，泉水流量为1—10公升/秒。地下水与断裂带有密切关系，一方面是地下水容易在断裂破碎带溶蚀而产生裂缝和溶洞，另一方面断裂带沟通了深部地下水与上部的关系，形成了一个有利的通道。断裂带产状陡，多为高角度，胶结不好，岩溶裂隙发育，有的可听到水流的声音。杉木林矿区坑道中常见有断裂和小溶洞，有小股地下水涌出。这些断裂导水是当地矿区坑道突水的主要因素。

云南通海山字型构造，脊柱位于杞麓湖到鱼村一带，曲江即由玉溪峨山经曲溪入南盘江，即是沿通海山字型弧的南缘流过。在山字型东南部诱出许多断层，由于构造应力大，断裂影响很远，造成了这一区域许多山间断陷盆地，石灰岩岩溶强烈发育。云南开远小龙潭煤田，虽离得较远，但也有一定的影响，由于这个山字型构造的继承性，在区域内形成一些次生的南北向断层。开远一带仅在23平方公里的范围内，即有泉200多个，其中最大的泉流量1000公升/秒以上。沟通了广大石灰岩山区各含水层间的水力联系，因而造成小龙潭盆地地下水十分丰富。

我国长江中下游的铜矿区多处于大别山山字型的前弧顶部和反射弧一带的火成岩发育区，由于构造作用，岩层裂隙发育，並同长江的长期冲刷侵蚀的作用，形成了一些近代湖泊，使这些地区的水文地质条件更为复杂。

在广东粤北山字型脊柱两侧挤压带中，暗河大泉非常发育，水量普遍大。钻孔涌水量5000—7000吨/日，泉流量100升/秒左右。在该山字型西翼反射弧地带，壶天灰岩中弧形冲断裂相当发育，高达数十米的岩溶洞穴，长几公里的暗河很多，流量最大的可达500升/秒以上。另外，在韶关地区某金属矿床，位于粤北山字型构造的脊柱边缘部分，各种断层较多，矿区水文地质条件特别复杂，岩溶发育，规模较大，在15个钻孔中揭露的溶洞总厚度163米，占矿床地段揭露溶洞总厚度的五分之一（图3—7）。断裂

带钻孔抽水试验单位涌水量6.55公升/秒·米，在昌乐盆地地下440米以下仍有岩溶发育。除此之外，在河北燕山地区的基岩山区找水过程中，在构造的脊柱，弧顶以及反射弧部位的震旦系变质岩的断裂带中也找到非常丰富的地下水，单井涌水量在120—200吨/日。

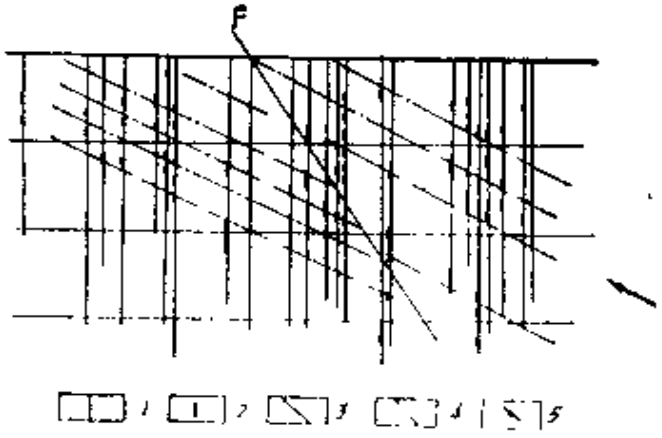



图 3--7　断层带两侧岩溶溶洞投影力学分析图

（广东省地质局）

1—钻孔；2—溶洞；3—断层；4—应力方向；5—力的方向。

脊柱和马蹄形盾地

脊柱一般正对弧顶，它的延伸不会抵达弧顶，反方向延长也不会超出反射弧外缘连线以外太远，它受力最大，往往破碎厉害，周围断裂发育，也是主要的富水地段。

马蹄形盾地褶皱轻微，常造成较开阔的谷地和平原。一般第四系堆积层较厚，从地形，构造等条件易于地下水的补给和聚集。因此，在这些地区应注意寻找第四系浅层地下水。

**二、多字型构造的富水地段分析**

多字型构造在我国分布广泛，是以力偶作用方式形成的一种构造格局，其主要特点是由走向大致互相平行的挤压带（包括褶皱，压性兼扭性的断裂等）。以及与挤压带大致成直角的互相平行的张性兼扭性的断裂组成的挤压带或张裂带呈雁行排列。或者由两组交叉断裂组成，一组压扭性断裂，另一组张扭性断裂。因此，与水文地质条件有直接关系的应当是张性和扭性的断裂构造，或断裂的交叉部位，从这种类型的力学性质分析，研究各区

段的裂隙、节理的分布规律和性质是十分重要的。这两组交叉的断裂及次级裂隙对水文地质、工程地质施工设计是极为重要的，因为挤压或压扭性的断裂，一般是具有封闭性的。而封闭性断裂面，一般是能阻挡地下水的运动，张性和张扭性断裂，是具开裂性的，地下水不但可以富集，而且可以沿这些裂隙循环流动。並沟通地表径流和风化壳中的潜水。我国许多煤田，如太行山东麓的峰峰、井陉煤矿就是比较典型的例子。在这些煤田中应用地质力学方法分析掌握各种不同性质的断裂的分布规律，看来是解决预计坑道充水和工程地质稳定性的一个重要途径。

在河北峰峰、井陉煤田及易县附近从构造分析，断层十分发育，断层走向主要为北西、北东向两组，沿太行山东麓成连续的多字型断裂带分布（图3--8）。

这些断裂带形成了许多局部地堑和地垒构造，地堑是张性作用的结果，断层面充水的可能性最大，这已被坑道掘进中的突然涌水所证明。武安、峰峰一带煤田的断层大致可分两种类型，一种是断裂带被粘土物质充填，钻孔穿过断裂带时，水位和冲洗液消耗量均无明显变化，抽水试验降深51.14米，单位涌水量0.003升/秒·米，断裂带基本上不含水。这种断层主要是挤压或压扭性断裂面。另一种是张性或张扭性断裂面，这种断层多为松散碎屑所充填，钻孔抽水试验，水位下降1.12米，单位涌水量高达3.75公升/秒·米，断裂带不但起透水和沟通各含水层水力联系的作用，断裂带本身也是最大的一个含水层。如通顺一号井底54年11月开采野青大巷穿过断裂带时突然涌水，最大涌水量700公升/秒；峰峰1、2、5矿57年三次突水也是遇到断层而引起的。

我国著名的山西多字型构造是一个很大的多字型构造，贯穿全山西省，主要是由一些走向大致平行的压性、压扭性构造带和与其垂直的张性断裂带所组成。这些规模较大的构造基本上控制了山西多字型构造，新生代盆地东西侧边界。如罗云断裂、霍山断裂控制了临汾盆地；太谷断裂，晋祠断裂控制了太原盆地。其延展长度约600公里，断距达数千米，组成了山西多字型的主体

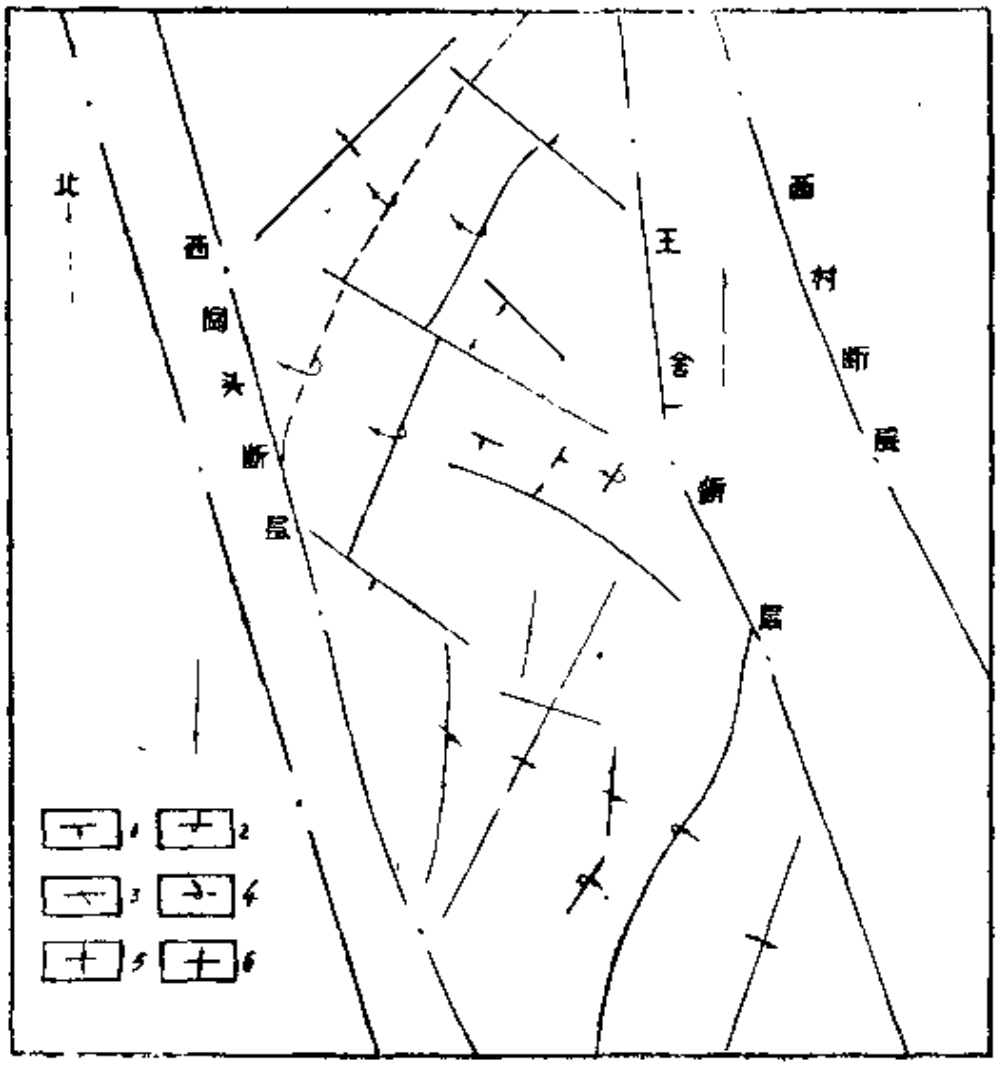



图 3—8　井陉煤田构造示意图

（根据田葫恒资料）

1—正断层；2—冲断层；3—推断逆断层；4—推断冲断层；5—背斜；6—向斜

部分，这些断裂带对深层地下水的富集和运动起控制作用。如该区主要两组断裂带均出现较大的上升泉。如：

| 泉名 | 涌水量（方/秒） | 形成泉的断裂带 |
|---|---|---|
| 南梁泉 | 0.55 | 紫金山压性断裂带 |
| 古堆泉 | 1.00 | 古堆张性断裂带 |
| 龙祠泉 | 5.5 | 罗云山张性断裂带 |
| 广胜寺泉 | 4.8 | 霍山张性断裂带 |
| 郭庄泉 | 9.5 | 下团柏压扭性断裂带 |
| 洪山泉 | 1.7—2.3 | 霍山张性断裂带 |

| | | |
|---|---|---|
| 晋祠泉 | 1.89 | 晋祠张性断裂带 |
| 兰村泉 | 0.3 | 晋祠张性断裂带 |
| 神头泉 | 7.6 | 口泉张性断裂带 |

除此之外，在新疆地区的托里多字型构造的基岩裂隙水分布情况也反映了多字型构造的控水作用。

**三、棋盘格式构造的富水地段分析**

主要是由两组交叉的扭性裂面组成的，如X节理、X断裂面组成。两组扭裂面的夹角近于直角，一般呈菱形或方格状(图3—9)。

通常是一方面呈锐角，一方面成钝角。在多数情况下，成锐角的方面对着压力方向，如在挤压力过强的条件下，可能是正好相反。

在棋盘格式构造地区，河流往往受这种构造的扭裂面的走向变化而控制。构成网格状水系。如太行山中段大清河上游的几个支流（唐河、大沙河、磁河等），即受到北北西及北东东两组扭面构成的棋盘格式构造控制，形成网状水系，如湖北罗田石澜河水系完全受这种格式构造的控制（图2—9）。而地下水的补排和径流条件也往往受到棋盘格式构造裂隙影响。在内蒙新巴尔虎右旗西部地区，属海西期花岗岩发育北东东及北北西向两组断裂所充填的燕山期流纹斑岩，构成奇特的网格状山脊。在北北西向扭裂面未被岩脉充填处形成洼地，一般地下水埋深2--3米，水量10—20吨/日。在极其干旱的西北甘肃苏鲁森塔格的方山口地区，根据棋盘格式构造的地质力学理论，在北70--80度西和北60度东两组断裂，前者为张扭性后者为压扭性，有利于地下水渗入和赋存，而且前者为导水断裂，后者为阻水断裂。根据钻探证实在张扭性断裂与压扭性断裂的交汇处以及两组张性或张扭性断裂的交汇部位，岩石往往非常破碎，在降深1米时，钻孔涌水量可达2公升/秒左右。而头吊泉的出露部位却是在压性与扭压性的两组断裂交汇部位，压扭性断裂为导水断裂，压性断裂是阻水断裂，因此有泉水出露，其流量为0.3公升/秒。总之，这是符合两组断裂交汇部位富水的原理。由于棋盘格式构造的交汇处地层岩石破

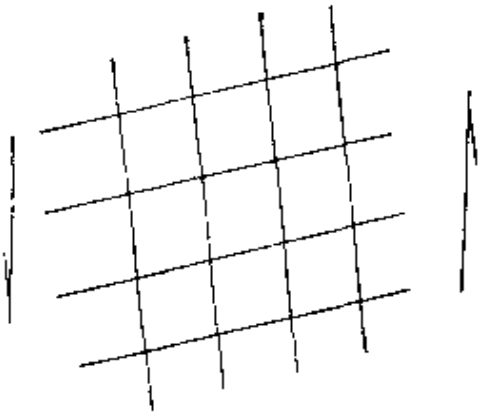


图 3—9 棋盘格式构造应力分析图

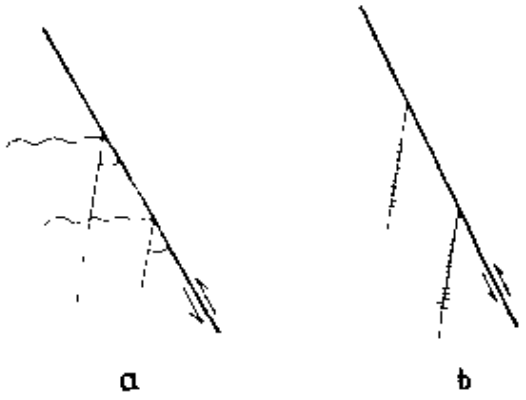



图 3—10 人字型构造应力分析图

碎，是寻找地下水的有利地段。另外在这些地区往往有温泉出露，已发现的许多地下热水点，如广东的丰顺温泉，江西赣南的温泉均在这种构造交叉点出露。在南方岩溶地区，棋盘格式构造发育地段，溶蚀的峰林或残山有一定的方向性排列，两组断裂交汇处发育有漏斗或洼地，下部往往有地下河流过。我国广西、贵州和湘西地区就有许多这种现象。

**四、人字型构造的富水地段分析**

人字型构造主要是由剪应力产生的，它是由主干断裂和一个分支断裂或拖曳的褶皱形成。由分支断裂和褶皱的性质不同可分为两类。一类是由主干断裂和由主干断裂产生的分支断裂组成（图3—10a）；另一类是由主干断裂的活动面引起的次一级的褶皱配套而成（图3—10b）。

主干断裂和分支断裂或褶皱的夹角应为锐角，后者不切过前者，从形状上看为一“人”字型。对人字型构造的力学性质分析，是用它与主干断裂所交锐角尖的指向来判断主干断裂的扭动方向。其方法是：第一种情况，当分支构造为张性或张扭性的断裂时，分支断裂与主干断裂所夹锐角角尖的指向，表示分支断裂所在盘的错动方向。第二种情况，当分支构造为压性或压扭性的构造形迹时，则分支构造与主干断裂所夹锐角尖的指向，表示分支构造对面盘的错动方向。

分支构造可以不只一条，也不只在主干断裂一侧出现。有时张性、张扭性与压性、压扭性分支构造形迹同时出现，如果在主干断裂的同一侧出现，它们与主干断裂所交的锐角尖指向必然相反，如果在两侧同时出现，则不同性质的分支构造与主干断裂所交锐角尖的指向必然相同。

入字型构造的控水作用和本书第四章有关断裂带地下水中的断裂带的含水条件相近似。它的特殊性在于这种类型构造是两组断裂交汇点的复合部位，岩石破碎严重，是主要富水地段，往往有许多泉水出露。如云南墨江固远的安定一九甲大断裂即属于一入字型构造，出露的泉水有五处，最大泉水流量3.17公升/秒(图4—27b)。贵州安顺龙潭入字型构造更为典型（图4—10a)。

在湖南平江县东杨梅尖的入字型构造，规模较大的断裂在其与分支断裂的交汇部位，岩石强烈破碎，呈棱角碎块，构造裂隙密集，成为断裂脉状水富集的有利地段，泉水出露较多。如砖石屋160号泉流量1.8公升/秒。在干旱的内蒙阿拉善左旗土克木与杭锦后旗之间的$F_1$断层为主干断裂，这里的低序次的$F_{12}$、$F_4$、$F_5$、$F_{13}$断层均分布在$F_1$断层之南侧，未穿过$F_1$断层，它们虽属于压扭性断裂在入字型构造的分支断裂与主干断裂之间向西南方向成锐角，两盘在水平扭力的剧烈作用下岩石非常破碎，富水性好。在$F_{13}$号断裂带南段所布的勘探孔，当水位下降4米时出水量达200吨/日。说明这些断裂的交汇处可以作为找水的主要标志。

另外，北京西山的温泉就是这种类型。河南焦作矿区的入字型构造也是在分支张扭性断裂结构面中形成泉群（图3—11)。

**五、旋卷构造的富水地段分析**

旋卷构造体系包括帚状构造、涡轮状构造、莲花状构造，“S”型和反“S”型构造以及“歹”字型构造。

旋卷构造的各种构造形迹与地下水的富集程度也要看其结构面的力学性质，是压扭性的还是张扭性？由旋卷构造应力作用，往往在一个构造区扭性和压扭性的断裂同时存在，甚至一条断裂带这部分属压性，而另一部位是属张性断裂。因此，必须注意研

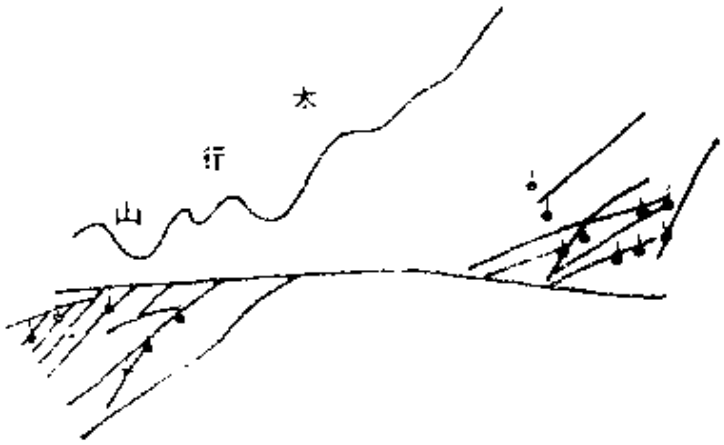



图 3—11　焦作矿区入字型断层交叉带与突水点分布图

（焦作矿区报告）

究每一个构造形迹的力学性质，找出其规律。

1．帚状构造

这是一种最普通、最常见的旋扭构造型式，也是旋扭构造的基本类型。它主要是由一系列向一端收敛，向另一端撒开的弧形断裂或褶皱群组成的。在弧形内侧时有砥柱或旋涡出现。其形状如同一把扫帚，故此称为帚状构造。帚状构造的主要富水地段是在它的收敛部位，也就是构造的复合部位。由于应力比较集中裂隙密集，岩性破碎，在石灰岩地区，岩溶必发育，地下水富集。如广东大降坪矿区的帚状构造，贵州瓮安盖头山帚状构造（图3—12）。湖南西部三家馆帚状构造的娄山关白云岩中钻孔，涌水量可达1000吨/日左右，而在一般地段涌水量仅20—50吨/日左右。在极为干旱缺水的甘肃苏鲁森塔格地区，红柳干沟帚状构造的收敛部位和张扭性断裂带上盘的二迭系碎屑岩和火成岩分布区，经勘探发现有地下水存在，水位埋深1.2米—1.6米，在降深0.12米和0.24米时，涌水量分别为0.01公升/秒和0.04公升/秒。根据帚状构造断裂的分析，这种构造的主要富水部位是在砥柱与旋回层接触处即收敛部位；张扭性断裂带上盘部位；弧形断裂曲率最大的部位和与低序次断裂的交汇部位。

2．涡轮状构造

涡轮状构造特点是若干压扭性或张扭性断裂以砥柱为核心，

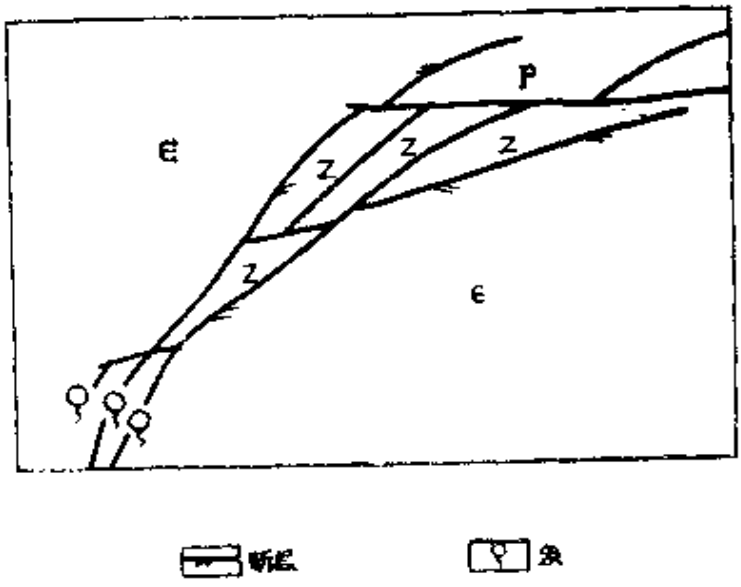



图 3—12　贵州瓮安盖头山帚状构造收敛部位泉水出露分布图

(730部队)

结构面的排列象涡轮平行或向四周呈放射性排列，每一条断裂都呈弧形展布。这是一种发育最好的旋卷构造，它的富水性主要看它的旋卷应力大小，和由此产生的结构面性质而定。如云南省保山北西地区的环状构造就十分明显，砥柱位于双麦地穹降，为顺时针扭动旋回面在砥柱南北两侧发育，属张扭性断裂，为地下水运移富集的主要部位（图3—13）。而西部则与经向构造互相改造和影响，使之构造形态略有改变。环状构造砥柱部分的断裂发育，据190条裂隙统计，张开性好，倾角多在40—80度之间。其中寒武系钙质板岩、薄层灰岩裂隙宽多在1—5厘米，最宽达10厘米。本区泉水出露密集，暗河发育，大泉流量多在20公升/秒左右，富水性极强。地下水常在砥柱部位和旋回断裂带富集。泉水成群出露，流量一般在1—3公升/秒，最大的可达36.7公升/秒。环状构造旋回断裂带是主要富水地段，这些断裂带大部分长10公里左右，宽50—150米，多为角砾岩组成，未胶结。断裂带的旁侧裂隙密集，张开性好，面裂隙率达24.3%，导水性极强，由于降水直接补给，地下水富集，泉水成群出露，流量一般在20—30公升/秒，最大的泉群流量277公升/秒。另外大出水六号断裂富

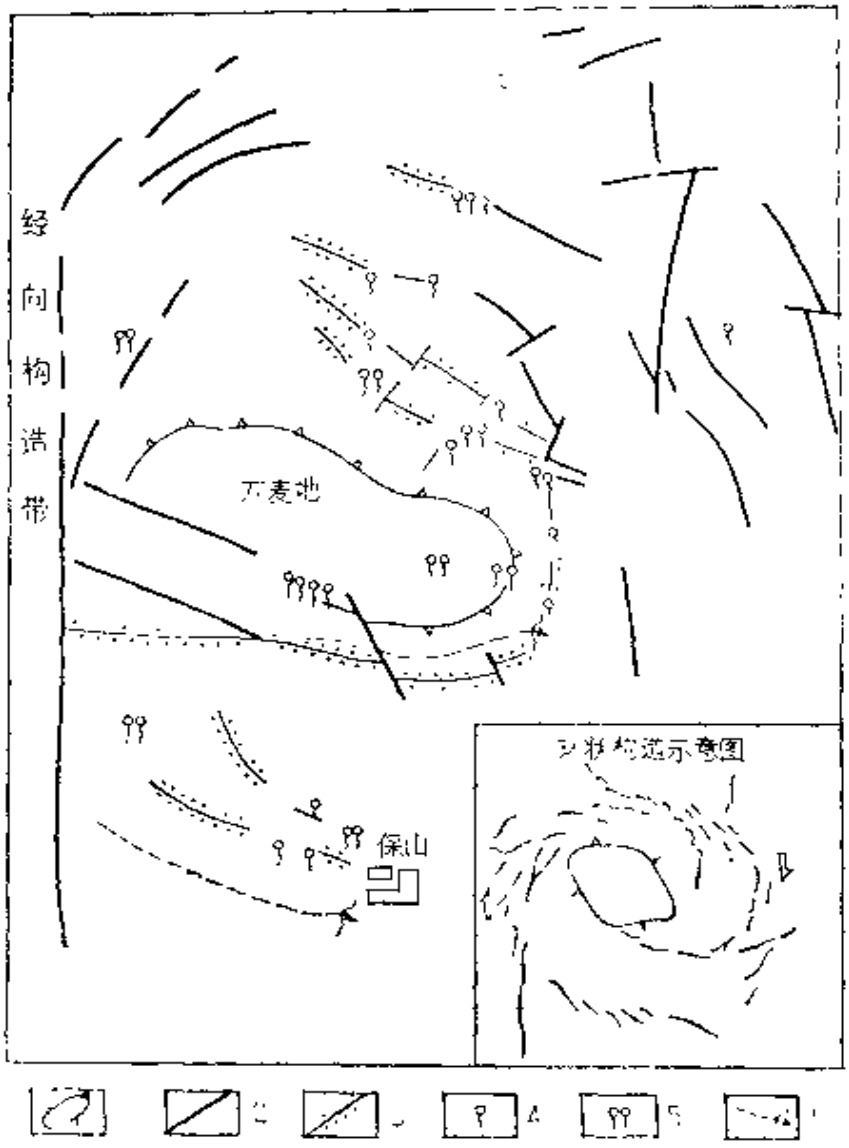



图 3—13　云南保山环状构造富水带略图

（云南地质局）

1—砥柱；2—环状构造断裂；3—富水断裂；4—泉；5—泉群；6—暗河

水带裂隙率高达32%，泉水从断裂带的砂板角砾岩中涌出，枯季流量150公升/秒。除上述外还有六处断裂富水带，出露的泉很多，据不完全统计有40多个，总流量1636公升/秒，占本区总流量的52%。另外在辽宁的开原大甸子旋卷构造，根据钻孔资料在上年马洲旋卷构造外旋层的白云岩断裂带，在抽水降深20米时，涌水量5.6吨/日。在黄泥洼旋卷构造内白云岩断裂带，抽水降深20米时，涌水量高达1971吨/日。这说明在旋卷构造的破碎带内

旋层比外旋层富水，同时还要根据不同岩性来综合考虑。

除此之外在我国的长江中下游的安徽马鞍山某金属矿区的放射状排列的涡轮状断裂带发育，砥柱为火成岩体，水文地质条件比较复杂，沿断裂带岩溶发育水量大，靠近断裂带的钻孔单位涌水量2公升/秒米·(图3—14)。在贵州省的黔西南地区盘县涡轮构造更为典型，断裂发育，岩溶之间相互连通，盘县弧部分轴部呈向西弯曲的弧形，构造完整，主要富水的岩层为永宁镇、关岭组石灰岩和白云岩。据盘县城关“盘1、盘2”生产井出水量为4704吨/日，火铺22个孔出水量10943吨/日，所测泉水的天然流

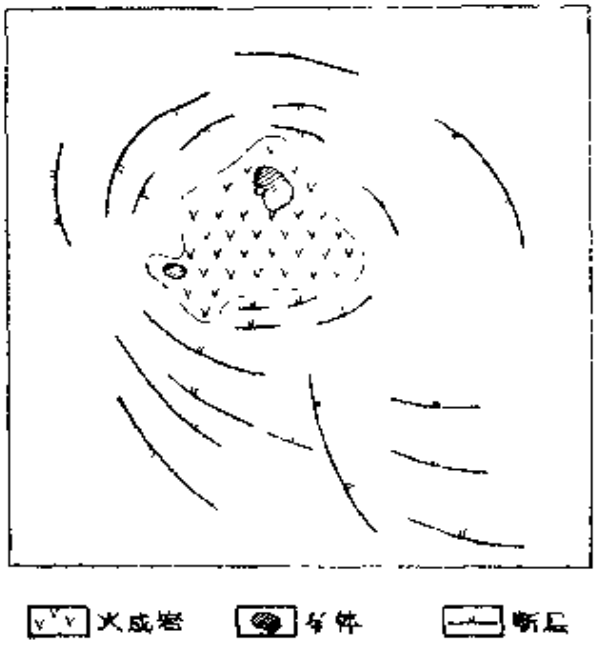



图 3—14　安徽马鞍山地区旋转构造示意图

(安徽地质局)

量11145吨/日。

3．莲花状构造

它的特点是旋回面呈环状，半环状。旋轴均直立，环状断裂多为横冲断层。砥柱柱往不在正中心，而是偏歪一些，整体呈圆形或椭圆形，形似莲花。环状断裂一般不会完全封闭，自砥柱到外旋层常有一条埂子出现。在岩性较软的沉积岩区，环状构造亦可由弧形褶皱群组成。莲花状构造和涡轮状构造一样，除个别的

情况外，它们所有的断裂带规模不大，旋转面多呈环状和半环状，环状断裂又多为横冲断层。它往往不完全封闭。因此，除石灰岩地区和有其它大断层切割外，则不利于地下水的沟通，多为孤立存在。如安徽马鞍山附近某矿区环状构造进行抽水试验时，东部钻孔单位涌水量0.04—0.5公升/秒·米，而西部由于有其它断层切割，单位涌水量3.8—6.9公升/秒·米。根据水量的差别说明这种旋卷构造带的地下水分布是不均匀的，如贵州瓮安天文旋转构造（图3—15）。这种构造如无与较大断裂带沟通的可能，其它补给来源不好的条件下，对矿床充水不会有很大的威协，对供水的意义也不大。相反在条件好的石灰岩地区要特别注意矿井充水问题，同时也有供水意义。

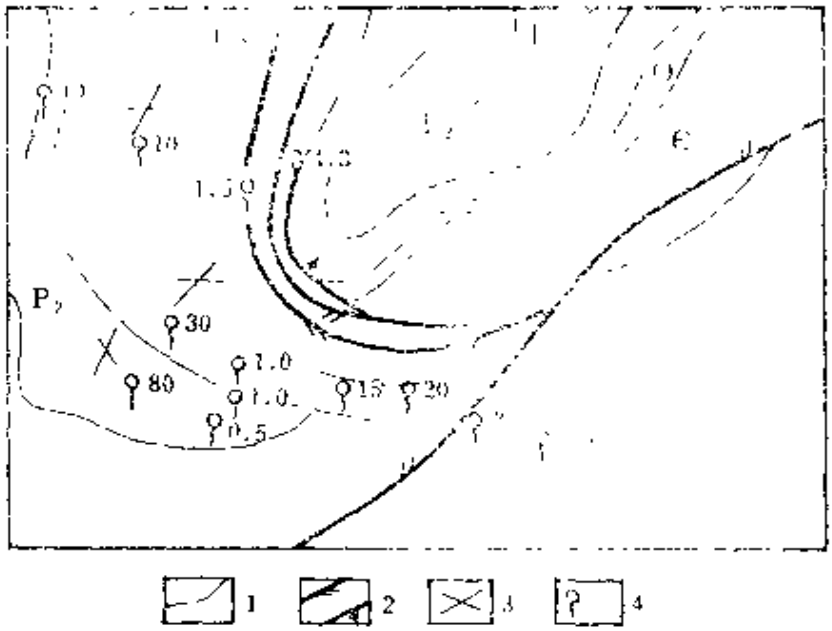



图 3—15　贵州天文旋转构造及泉点分布图

（730部队）

1—地层界线；2—断层；3—X型裂隙；4—泉点及流量

4．“S”型、反“S”型及“歹”字型构造

由褶皱带或断裂带组成的弧形构造带，有时出现反复和弯曲，具有一定的斜列形状，构成“S”型、反“S”型构造。这类构造带的特点是各项构造形迹大部呈现某种程度的雁行排列。

“歹”字型构造，即大型“S”型构造，我国滇黔即有较大的“歹”字型构造。其组成分三部分：

头部　各回旋带为强烈地旋扭，曲率大，围砥柱旋转，以压扭为主。

中部　大致南北向延伸，一部分回旋带略向西弯，以压性为主。

尾部　回旋带也弯曲，曲率比中间大，比头部小，弯曲方向与头部相反，而且有撒开之势。

各部分的断裂力学性质不完全一致。头部以压扭性为主；中部压性较强；尾部扭性显著加强，並常伴有派生旋卷构造成群出现。

“S”型或反“S”型构造的控水作用基本上是相同的，主要视其受力作用的张或压力程度和各断裂结构面的复合部位岩石破碎程度，如果是断裂带或褶皱带和断裂带组成的这种构造形迹往往岩溶更发育。如果是褶皱带，主要视其弧外侧，因为外侧系张裂隙发育，地下水比较富集，石灰岩地区岩溶亦发育。例如广西乐业县的乐业“S”型构造即为一比较标准的“S”型构造，由幼平—花坪—逻沙—浪平—龙车，南北长56公里，面积千余平方公里，该“S”型构造，由甘田背斜和展布其中的断裂群组成。背斜轴呈一较完整的“S”型，中部稍微弯曲。轴部出露地层最老的是泥盆系砂页岩夹泥质灰岩，最新的为上二迭系的灰岩。“S”型构造主要断裂带为北东向及北北东向的张扭断裂，其次是北西向及正东西向的两组压扭断裂组成。经过水文地质调查证明沿背斜轴部断裂面形成导水通道，即百郎地下河系的主干管道。发源于本构造南部达浪村，顺北西西组张扭断裂形成脉管道，汇入“S”型构造轴部主管道，转向北东在甘田达坡寨村流出地表。全长63公里。它的发育特征是背斜轴部裂面与岩层裂隙交汇，沿北东向的压扭断裂形成地下河系的支流，总长约90公里，地下河系管道总长152.5公里，流域面积831平方公里，枯水期平均流量4478公升/秒，洪水期流量30,000公升/秒，最枯流量3723公升/

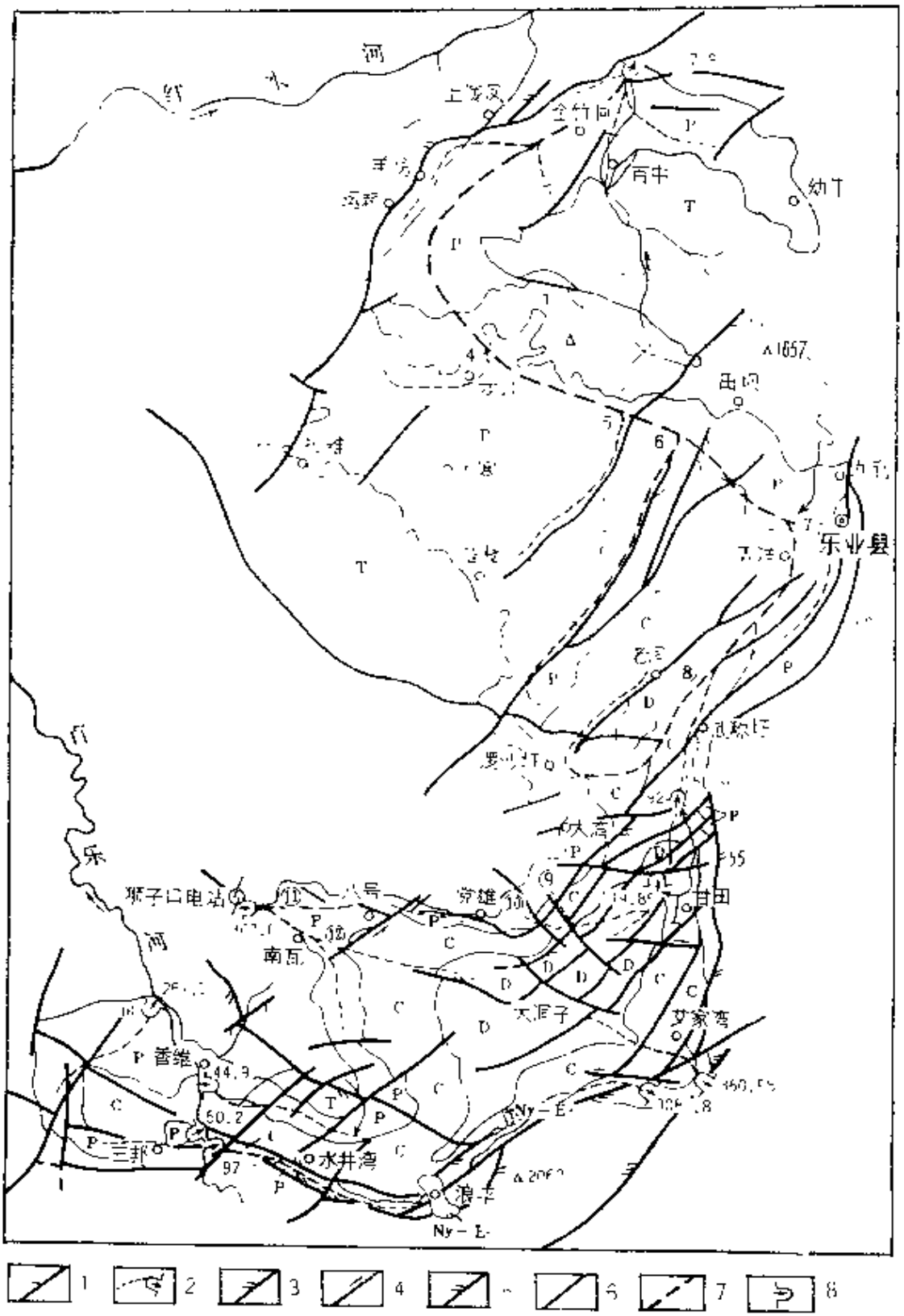



**图 3—16　乐业“S”型构造地下河系展布图**

（广西地质局）

1—张扭性断裂；2—地下河出口（左编号右流量）；3—压扭旋扭性断裂；4—扭性断裂；5—压扭性断裂；6—性质不明的断裂；7—推测断裂；8—地下河进口（左编号右流量）

秒。“S”型构造另一端狮子口地下河长16公里，枯水期平均流量为1,357公升/秒。

根据乐业“S”构造的地质力学分析，其主要富水地段有两种类型：一是背斜轴和弯点凸起也就是通常所说的转折端，断裂和裂隙发育部位。由于两组挤压应力的作用结果，在较坚硬的石灰岩地区层位松动造成大量层间裂隙，并通过轴部的垂直地面的一些裂隙以及断裂，使地表水大量漏失补给地下水，岩溶发育进而形成地下河系。另一种是由于扭应力的结果造成弧形断裂带，有的呈断裂束出现，这更是形成地下水富集的良好地段（图3—16）。

总之，在分析“S”型构造时应注意其压性结构面的弧形弯曲部位，因为在力偶作用下的压性结构面最大的特点是弧形弯曲。这种实例很多，如浙江义乌向斜，它的西南部分弧形向南突出，它的东北部分弧形向北突出，整个向斜呈曲度不大的“S”型构造。与之配套的张性和扭性断裂也都发生了方位的改变。义乌某地供水勘探证明，在这种弧形突出最明显的部位，往往水量都很大。

“歹”字型构造基本与“S”型构造相同，不同的是“歹”字型构造均以压性或压扭性为主，不利于地下水的富集，但从我国青藏滇歹字型（图3—17）分析从大的单元来看属压扭性构造，但从局部地段分析造成大量的褶皱带，整个地段断裂发育，岩层十分破碎，裂隙地下水比较丰富。因此，应当是具体地区要做具体分析。如康藏歹字型构造，是一个巨型旋卷构造，褶皱非常强烈，伴有大规模的横冲和逆掩断层，这一带有较多的温泉出露，如腾冲，洱海一带。



图 3—17　青藏滇歹字型构造

以上所述是我们常见的几种主要的旋扭构造型式。实际上，可能还有更多的型式和更复杂的情况，还没有被我们认识。总之，地壳中发生的水平旋扭作用的动力原因是多种多样的。主要是由于毗连地块或岩块间相对发生扭错的结果。组成旋扭构造的构造形迹，不限于断裂和褶皱，有些是岩浆岩体的原生流动构造表现的。

在水文地质工作者来说，目的是研究各种旋卷构造的断裂带富水性，因此首先对裂隙的发育程度，尤其是张裂隙的发育程度和规律进行充分的分析研究，並与形成地下水的其它自然条件联系起来分析各种构造形迹的控水作用。

# 第四章　基岩裂隙水的调查方法

在各种不同时代和不同岩石成分的基岩裂隙中不同程度地含有地下水。有人按渗透系数把它分为：不透水的（$K<10^{-8}$厘米/秒），弱透水的（$K=10^{-3}$厘米/秒），透水的（$K=10^{-5}$—$10^{-3}$厘米/秒）和强透水的（$K>10^{-3}$厘米/秒）。

我们知道，基岩的含水条件与许多自然因素有关。这些因素中主要的有以下几方面：

1．区域地质构造强度

2．岩石性质和裂隙发育程度以及断裂带的性质

3．侵入体的形态和分布以及围岩性质

4．地貌条件

5．气候和水文条件

6．地下水的补给条件

7．新构造活动程度

以上这些因素决定着裂隙岩石中地下水分布的基本规律。

基岩含水程度首先取决于岩石裂隙的发育程度。对不同岩石来说，地下水借以循环的裂隙介质的形成方式也各有不同，这取决于岩石的物理机械性质和化学性质，以及地质构造条件的影响程度。

我们在本书第一章里对各种裂隙的性质和成因进行了概略的介绍，并对各种断层以及构造裂隙一般概念进行了专门阐述，这为我们研究基岩裂隙地下水提供了必要的依据。

我们知道基岩是否透水和含水，取决于各种岩石是否有裂隙或空洞（包括溶洞和气孔）。而这种裂隙和空洞在很大程度上不能保持原来的结构。大部分岩石经过多次构造运动，改变了岩石的内部结构，使这种原生裂隙、孔隙发生很大的变化。例如，砂岩

和石灰岩由于变质作用将大大地改变了原有的孔隙度。在这种构造和变质作用下岩溶也十分发育，对碳酸盐岩的透水性具有特别重要的意义。

各种沉积岩、火成岩、火山岩和变质岩都有裂隙存在。根据野外资料证明，地壳剧烈活动区岩石的裂隙最发育，因为这里的岩石反复地遭受强烈的褶皱构造和断裂构造的影响。在云南兰坪—碧江一带构造位于康滇挤压带，新老地层的网状裂隙断裂极其发育，裂隙率可达8.09%，一般为2—6%，最大风化裂隙深度为100米以上。在天山褶皱带地段基岩的裂隙也十分发育有的裂隙率高达16%以上。

相反在地壳稳定区的岩石，虽然也有明显的裂隙存在。但除局部地段外普遍比地壳剧烈活动区少。

岩石中的裂隙，大都把岩石切割成大小不同的岩块，但岩块并未沿裂隙发生明显位移。这种在岩石中分布稠密的裂隙一般称为微裂隙。这种裂隙虽然很小，然而却是说明裂隙岩石形成条件、构造应力场作用强度、方向和发育历史的重要根据。

除此以外，岩石中有许多断裂带存在，它可以导致许多次生裂隙，这种裂隙通常称为断裂影响带或断裂旁侧带。

从水文地质角度也可分为区域性裂隙和局部裂隙，所谓区域裂隙，就是在垂直和水平方向上分布比较均匀的各种成因，各种形态的微裂隙。这种裂隙往往是以风化裂隙为主。其裂隙随着深度的增加而均匀地消失。

局部裂隙是大的裂隙系，即指较大的断裂带，以及一些褶皱带，这种断裂带和褶皱带，有的简单也有的复杂，一般按线状、条带状分布和发育，宽度大小不一，小者几米，大者几百米或几千米，而深度较大。

根据野外实践证明，基岩裂隙水和第四系含水层不同的主要特点是分布的不均匀性，而裂隙水是严格受基岩裂隙发育规律所控制，含水层是不均质的介质，而特点就在于这种介质空间是千变万化的。第四系松散层主要受岩性控制，基本上属均质的。如

我国西南攀枝花矿区，地质及其它条件类似的地段，两个相距仅50米的钻孔，其中之一冲洗液消耗量达3000公升/米以上，而另一个钻孔反而水头很高涌出地面；在同一勘探线50—100米以内，钻孔的涌水量也有显著的不同，可相差5—6倍，甚至几十倍；在100米范围内各孔的静止水位相差达20米以上。在安徽某矿区两个钻孔相距5米，一个钻孔单位涌水量1公升/秒·米左右，而另一个钻孔无水。再如广西武宣拔良附近石灰岩地区的水文地质勘探工作中，两点之间的孔距70—100米，在降深同样是5米的情况下，有的钻孔单位涌水量36公升/秒·米，有的钻孔单位涌水量却不到0.5公升/秒·米。这说明岩溶裂隙水在水平上的差异性是很大的。这种不均匀性就是基岩裂隙水的特殊性。

为了评价基岩裂隙水这种资源，利用评价均质岩层地下水的一般方法是不行的。基岩裂隙水（包括岩溶水）的埋藏、分布和运动规律都有它的独特性。经验证明，运用均质理论来指导基岩地区寻找地下水或矿坑疏干计算，往往误差很大，有时造成错误的评价。因此，研究基岩裂隙地下水不仅要研究它的一般规律，更重要的是要研究由它的不均匀性所决定的特殊规律。寻找基岩裂隙水时就应当研究这种特殊规律，从而找到这种规律，来指导找水工作。

基岩裂隙水的主要特点可以归纳以下几个方面：

1．基岩裂隙含水层是不规则的，没有比较固定模式，基岩裂隙水的含水层（带）完全受各种裂隙发育带产状的控制。除风化裂隙水一般属层状含水层外，构造裂隙带水和接触带裂隙水的产状是极不规则的。

2．基岩裂隙含水层（带）的空间介质是不均匀的，基岩裂隙的大小，形状是受地质构造条件和地貌条件的控制。

3．基岩断裂带脉状含水层埋深大，但地下水的储量往往不大，只能做一般中小型供水。

4．由于埋藏深度大并有断裂与深部沟通，往往是伴生着地热资源。

5．基岩裂隙地下水的动力性质不同于第四系均质孔隙水，有它的特殊性。一般埋藏在同一岩层中的地下水，不一定都具有一个统一的地下水位，有时呈无压水和承压水交替出现，运动状态比较复杂，有层流也有紊流，在石灰岩溶洞和火山熔岩中的孔洞还常有管道流（暗河）和明渠流等多种运动形式。这是由岩石裂隙和溶洞的特殊形态所决定的，运动是物质的存在方式。我们研究基岩裂隙地下水的运动时，应当从地下水的具体运动特点出发来了解它的运动规律。

## 第一节　碳酸盐岩岩溶裂隙水的调查

我国碳酸盐类地层分布比较广泛，几乎全国各省区均有分布。由于这种岩类的可溶性，它与气候分带性有密切的关系，这种关系直接导致石灰岩岩溶的发育，这是石灰岩性质本身决定的，造成岩溶发育的另外因素是石灰岩层厚，性坚硬而脆，尤其在受构造运动后易造成断裂，裂隙特别发育，从它的物理机械性质看，多孔石灰岩的抗压强度为50—600公斤/平方厘米，致密石灰岩为400—1900公斤/平方厘米，结晶石灰岩为800—2000公斤/平方厘米。石灰岩的抗断强度很小，一般不到30—80公斤/平方厘米，抗断能力很弱。这里要强调的是，碳酸盐岩的化学活性与其它岩石相比，石灰岩的化学活性是最突出的。由于石灰岩在各种水中有很高的可溶性。同时石灰岩同热水溶液能发生强烈的相互作用。由于这种特征，使石灰岩这类岩石的原生裂隙和构造裂隙逐渐加大，而形成各种岩溶构造，使石灰岩的透水性和富水性增大。这直接关系到岩溶地下水的形成、富集和径流条件。

我国北方石灰岩分布区的地貌和水文地质特征与我国南方的有很大不同，在北方，岩溶洼地、落水洞、地下河等都十分少见，这是因为北方的石灰岩时代较老，大部分已经硅化和白云岩化，性质脆硬，溶解度较低，再加上雨量少及古气候的影响，很难形成上述一些岩溶地貌景观和含水条件。

北方石灰岩分布地区，大部是块状隆起的山地。在广阔的地下水补给区，地下水水位较深，地表岩溶干谷纵横，但水源却十分缺乏，这些地区的地下水，集中排泄于区域内最低的河谷和山前地带。在排泄区，出露有大型的岩溶泉水，它们的流量一般很大，多在0.5—15吨/秒。如山东济南的趵突泉、辽宁本溪的本溪湖泉、山西的娘子关、神头泉、晋祠泉等等。水量大水质好，动态稳定。

分布在我国南方的一些石灰岩，大部属于上古生界和下中生界，它们的地质时代较新，石灰岩的成分纯，加上南方气温高、雨量大，植被发育。因此，在我国南方石灰岩分布地区，许多地方可以看到岩溶洼地、落水洞、漏斗、峰林等各种类型的溶洞以及地下河等一些典型的岩溶地貌景观。总之，我国北方和南方的石灰岩地区的地貌景观是完全不同的。而其水文地质条件也是不同的。

综上所述，各种地貌形态的地下岩溶裂隙发育的主要因素可归纳为：

（1）石灰岩在水中的溶解度，即与碳酸盐类的纯度和水的化学成分有关；

（2）与地质构造作用的强度和序次有关；

（3）与地表水及地下水的运动速度有关；

（4）与石灰岩的大孔隙性和原生裂隙有关；

（5）与气候条件有关；

（6）与当地新构造运动强度有关。

石灰岩所固有的裂隙性和岩溶性，决定了它的特殊的含水条件。由于石灰岩岩溶的密集发育的特点，它可聚积大量地下水资源。这也就是石灰岩岩溶水与其它裂隙水在水文地质方面的主要区别。岩溶水一般分为：1)裂隙岩溶水；2)层状裂隙水；3)岩溶水三种类型。这里着重研究岩溶裂隙水和层状裂隙水。

裂隙岩溶水在石灰岩中分布最广，常形成天然资源很大的巨形地下水盆地。在所有普查的地区内，岩溶盆地各含水裂隙和溶

洞之间有明显的水力联系。在一个比较稳定的岩溶盆地范围内，勘探钻孔揭露的岩溶承压水的水位通常是在同一标高上。

正因为裂隙岩溶水有这种水力联系，它的地下水动态也是比较简单的。但在局部地区有时溶洞被粘土物质充填，或者石灰岩层内由于断裂带影响，页岩、泥质岩层的影响，起阻水作用造成局部地段的裂隙岩溶水彼此隔离，使之复杂化。这样地区在我国云南、贵州等地很多。

石灰岩的区域裂隙与断裂带和岩溶地下水分布特征是：

1．区域裂隙主要是作为地下水运动的通道，以及与断裂带的连接环节；

2．裸露地面的裂隙和溶洞，它不仅能全部吸收当地大气降水，而且在一些地区能吸收全区地表径流和全部山洪。

3．大的构造断裂和局部岩溶地下河，是地下水的主要径流通道，起着排水到地表的作用。在裂隙发育地区往往有悬挂式出水溶洞，它把高出水文网的水引导出来，造成很大的岩溶泉或地下河出口，如贵州息烽106号及37号地下河，出水口距地面几十

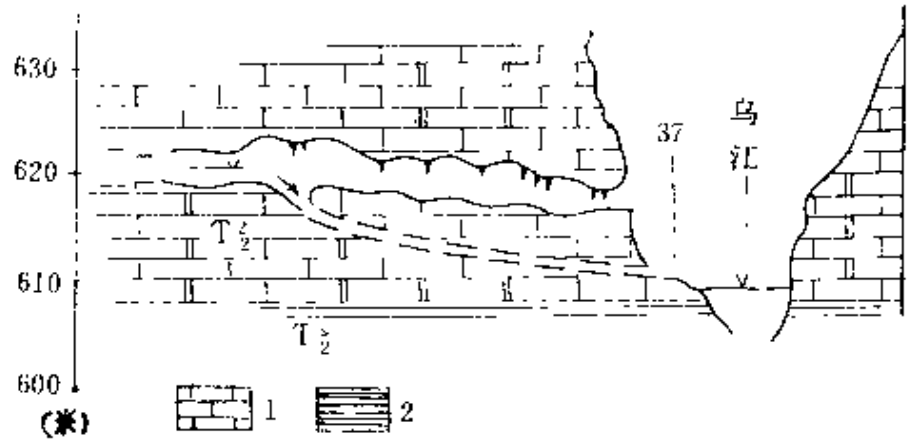



图 4—1　贵州息烽具双层结构的37号暗河出口剖面图

(730部队)

1—白云质灰岩；2—页岩

米（图4—1）。

4．假如石灰岩中除裂隙以外还广泛地分布着分散的溶洞，那么石灰岩含水比较均匀，在构造断裂的明显破碎带和角砾岩带内

含水程度较高。

石灰岩裂隙岩溶水的特点是地下水在这些溶洞暗河中的实际流速很大，有的近似地表河流的流速。

由于石灰岩内部裂隙发育的不均匀性，造成特殊的水文地质条件。因而为普查与勘探这种裂隙岩溶水带来很大麻烦。但由于我国南方各省水文地质队近几年来进行了大量的野外工作，取得了丰富的经验证明，只要将所收集到的有关区域水文地质资料，尤其是对区域构造裂隙规律和对岩溶化的石灰岩含水条件的资料加以分析对比和综合研究，就可以在垂直剖面上确定出某种规律。

## 一、北方型

北方的石灰岩地区虽然分布面积也不少，但因岩性及古气候等条件的限制，岩溶的发育程度远不如南方发育。最近通过一比二十万区域水文地质普查证实，在北方除山西省及太行山东麓地区及济（南）徐（州）淮（北）地区石灰岩岩溶十分发育地下水相当丰富外，在不少地区也发现了可作进一步供水水源勘探的岩溶水区，区内断裂构造作用强烈，岩溶裂隙水十分丰富。如山西晋西北的保德天桥，发现了岩溶大泉，流量很大。安徽淮北地区供水水源地，也都是在断裂带附近。最北部的黑龙江伊春发现了大暗河。辽宁旅大地区有名的海中龙眼，位于金州大断裂之上，涌水量高达1—3万吨/日。但北方大部地区由于石灰岩往往形成隆起的中高山地形，地下水埋藏很深，在这种地区找水，必须首先查清石灰岩的岩溶发育规律，以及埋藏的深度。岩溶发育的规律在很大程度上取决于这些地区岩石的裂隙和断裂的分布条件和发育深度。根据北方各省寻找石灰岩裂隙水的经验，初步认为在存在以下几种条件时可以找到岩溶地下水。

1．构造断裂带

石灰岩受断裂构造作用而形成断层破碎带，其中包括张性的正断层、压性的逆断层和逆掩断层以及各种扭性断层。地表水流经断裂破碎带时，发生大量漏失，如太行山地区河流渗漏地段很

多。因此，石灰岩层的断裂带和断裂的影响带，是地下水运动的通道和富集的有利场所。在断裂带和影响带上布置钻孔，往往都可以获得较好的效果。在旅大地区统计的35个充水断裂带中，有25个断裂带的上盘富水性比下盘好，其中夏家河子—南关岭冲断层上盘的岩溶非常发育，单井涌水量达1410.13吨/日；台子山冲断层也是在上盘岩溶裂隙发育单井涌水量1191.7吨/日；在革镇堡地段，断裂带附近的1、2号钻孔比远离的7号孔岩溶更发育（图4—2）；在山东省平阴县钻孔只打到断裂带上盘影响带而未打穿断层，其出水量就达500吨/日以上；河南省密县东关竖井、位于正断层的上盘，井深141米见到断层角砾岩，角砾岩胶结良

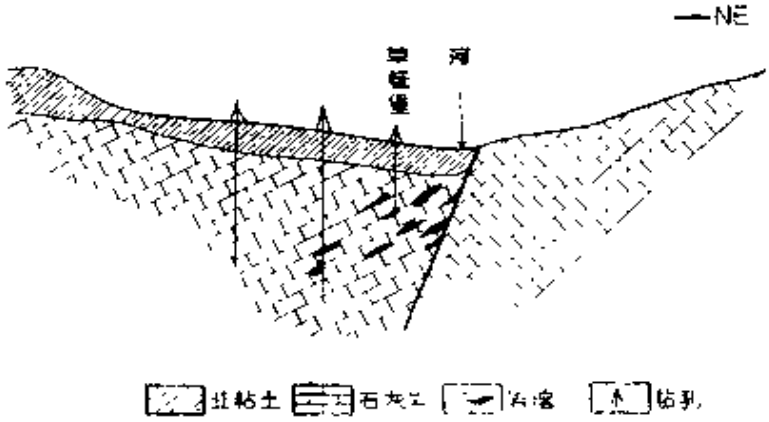



图 4—2　辽宁革镇堡岩溶沿断裂带发育状况示意图
（辽宁地质局）

好，透水性很差。至井深153米，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、井深176米，抽水水位降深12.5米，出水量1915吨/日。另外，在太行山东麓的峰峰、井径等煤矿的地堑和地垒型断裂十分发育，一般水量很大，许多矿井被淹均系断层所致。

2．背斜轴部

背斜构造的轴部，张裂隙发育，地下水富集，平缓的向斜构造，其轴部裂隙多闭合，岩溶发育程度和富水条件均不如背斜轴部好。如甘肃省峡东大泉—狼山背斜及长黑山单斜构造部位。由于受多次构造变动，岩层褶曲变质，背斜轴部张性裂隙密集。裂

隙宽度0.2—2厘米，有利于降水直接渗入补给地下水，由于所处地貌单元降水量较大，补给条件较好，地下水循环交替作用较强。因此岩溶裂隙水比较丰富。如$H_1$孔降深9.07米，涌水量241.8吨/日，$S_5$孔降深4.56米，涌水量451吨/日。花牛山地区岩溶水单孔最大出水量可达1000吨/日以上。

在河南密县郭家阚水井，不仅位于背斜轴部，而且位于平推断层的牵引褶皱部位，石灰岩十分破碎。该井深32米，出水量达1920吨/日。

3．向斜轴部

石灰岩的向斜轴部发育着密集的裂隙，地下水由于沿石灰岩层面裂隙流动，因而，岩溶发育，向斜的轴部一般储水条件好，在侵蚀基准面以下的部位往往储存有丰富的地下水，在这种向斜轴部布井可以找到地下水。如辽宁瓦房店复州湾地区为复州湾复式向斜构造，岩层为震旦系白云质灰岩，寒武系页岩、灰岩，奥陶系灰岩，石炭系的燧石灰岩等，上部石炭系的砂页岩起隔水作用，该区岩溶裂隙具有垂直分带性，自上而下可分－10～25米，－70～－80米，－85～－105米共四层。岩溶裂隙系统得到地表水和降水的补给，汇集到向斜含水构造的核部。普遍存在承压水，单井出水量为703—6331吨/日（图4—3）。

4．层面裂隙

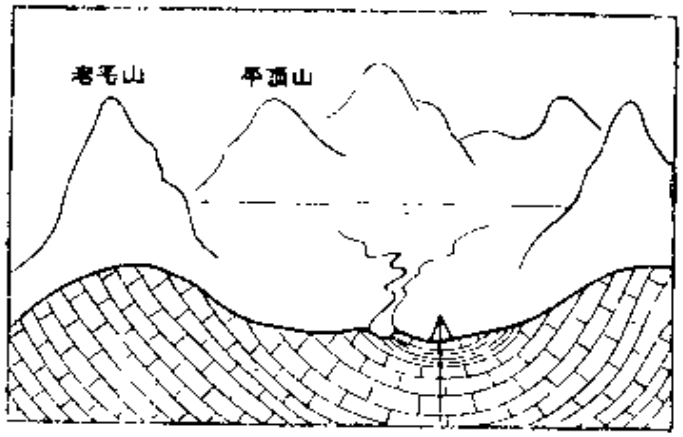



图 4—3　辽宁复州湾水文地质示意图
（辽宁地质局）

在构造、地貌适当的条件下，往往有季节性的泉水从层面流出，它们的流量一般为0.01—1公升/秒。

山西省五台县寺沟附近寒武—奥陶系石灰岩倾角15°左右，补给面积约0.08平方公里。雨后沿层面流出的泉，流量1—2吨/日，连续流出5—15天，这主要受当地补给条件和降水量大小的控制。

5．阻水岩脉的接触带

在一些石灰岩分布地区，有火成岩侵入体呈脉状穿插，由于这些岩脉的阻水作用，在岩脉的上游地下水补给的一侧往往有泉水出露。因此，可以找到地下水，如北京的水口子泉水，即因受辉绿岩岩脉的阻隔有泉水溢出，流量29公升/秒（图4—4）。再如北京平谷西长峪，在岩脉上游一侧施工水井一眼，其水位比按平均水力坡度推算的水位高25米，出水量也较大。

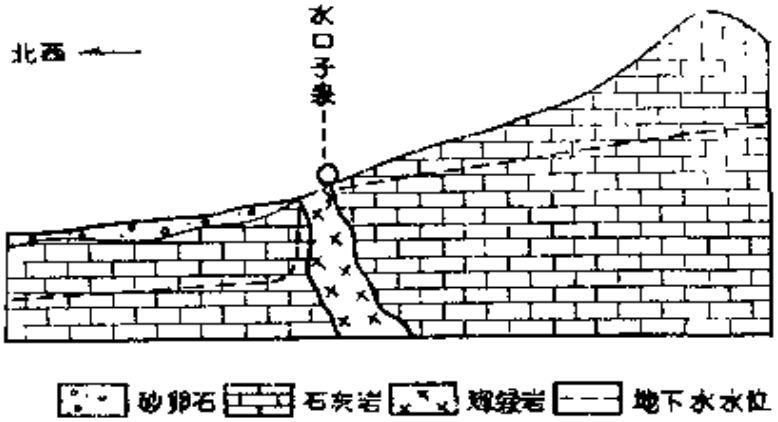



图 4—4　北京水口子泉出露示意剖面图

（北京地质局资料）

6．侵蚀基准面

在北方干旱半干旱地区，降水量很少，地下水的交替缓慢，地下水埋藏深。因此必须注意寻找当地侵蚀基准面以下的岩溶地下水。另外，在石灰岩裸露区，如有河流切割，河水会大量漏失。因此，沿河床一线，地下深部的岩溶地下水是必定丰富的。如山西省平定县岩会靠河床的一个钻孔，出水量9.60吨/日，而远离河床的5个钻孔出水量非常小，不能成井。

在辽宁复州大房身地段南芬组中段泥质灰岩组成的单斜构造，四周被丘陵山地包围，中部有河流通过，地形有利汇水，在泥质灰岩上部与下部有石英砂岩阻隔，由于部分岩层裸露地表易于接受大气降水和基岩裂隙水的渗入补给和汇集，在八里庄62号孔，孔深80米，降深1.44米，出水量247.36吨/日，水量相当丰富（图4—5）。

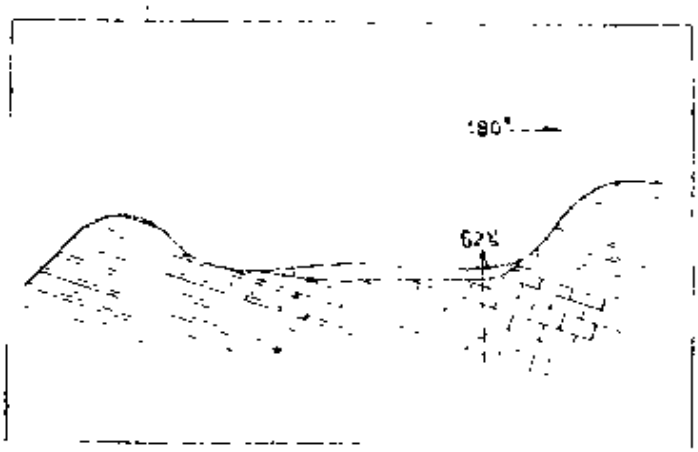



图 4—5 辽宁复州大房身水文地质剖面图

（辽宁地质局）

7．石灰岩夹层的层间裂隙水

石灰岩均匀的分布在煤系地层之中，下部有较稳定的页岩起隔水作用时，石灰岩的岩溶往往比较发育，如华北地区的煤系地层。所夹有的薄层石灰岩均含较丰富的地下水，这已经被大量的煤矿开采所证实。如山西五台县娑婆寺附近的石炭系煤系地层中夹有三层石灰岩层厚1—2米。在石灰岩出露位置处的一井深2.8米，水位埋深1.3米，出水量20—80吨/日。另外在山西晋城泊村泉水流量42.5公升/秒。另一井揭穿石灰岩夹层五层，厚4米，埋深20余米，岩溶发育，抽水水位降深4.29米，出水量约12000吨/日。这充分说明北方石灰岩地区，只要水文地质条件适宜，其富水性是很可观的。

## 二、南方型

我国南方岩溶的发育同样与地层岩性、地质构造、岩浆活动、地形地貌和地表水系有着密切的联系，这些条件控制着岩溶

裂隙的发育强度、形态和规模。根据多年来的野外工作实践证明，在南方地区的地下水主要是以岩溶大泉和地下河的形式。岩溶分布比北方广泛而规模较大。因为石灰岩质纯极易溶蚀并具有良好的降雨补给条件，雨水绝大部分渗入地下，并迅速进入阶梯式的岩溶发育带，以大泉形式分级排泄或汇集于地下河之中，最后排泄于当地最低侵蚀基准面的河谷中。因此，在我国南方岩溶地区寻找地下水主要是查清当地岩溶水平和垂直发育规律，探索地下河。我国南方地下河十分发育，最近通过全面普查在广西、贵州、云南、广东和湖南部分地区，所发现的大小地下河几千条，当然在南方其他省区也有发育。除地下河的发育特征外，有些石灰岩地区的裂隙岩溶发育特征与北方类型岩溶的特点很接近。这里着重阐述南方型裂隙岩溶的特殊性—地下河的发育及其分布规律。

1．地貌标志

地貌是影响岩溶发育的重要条件，凡岩溶发育地区，在地貌形态上都有所反映。从分水岭到河谷，在水平和垂直方向上，岩溶形态的发育与分布均有明显的区别。

在分水岭地带以洼地、漏斗为主，深度小，落水洞次之。分水岭至河谷间的斜坡地段，以漏斗、落水洞为主，深度大，洼地、溶洞次之。河谷阶地则以水平溶洞为主，也有漏斗、落水洞，一般深度较大。各级剥夷面高程不同，岩溶发育的形态也不同（图1—6）。溶洞的数量也有明显的分级。如贵州安顺一带，地下河发育在现代地下河之上，具有成层性，可见有三层干溶洞，说明现代地下河是继承上层溶洞发育的。

贵州息烽地区大娄山期夷平台面分布零星，未见地下河出露，山盆期台面分布较宽广，台面保留较完整，利于地下河发育有地下河28条，流量9835公升/秒，占地下河总数的36.4%，占总流量的53.6%；在乌江期峡谷即现代基准面，是地下河出露的主要部位，有地下河29条占地下河总数的37.6%，流量为4265.7公升/秒，占总流量的23.2%。

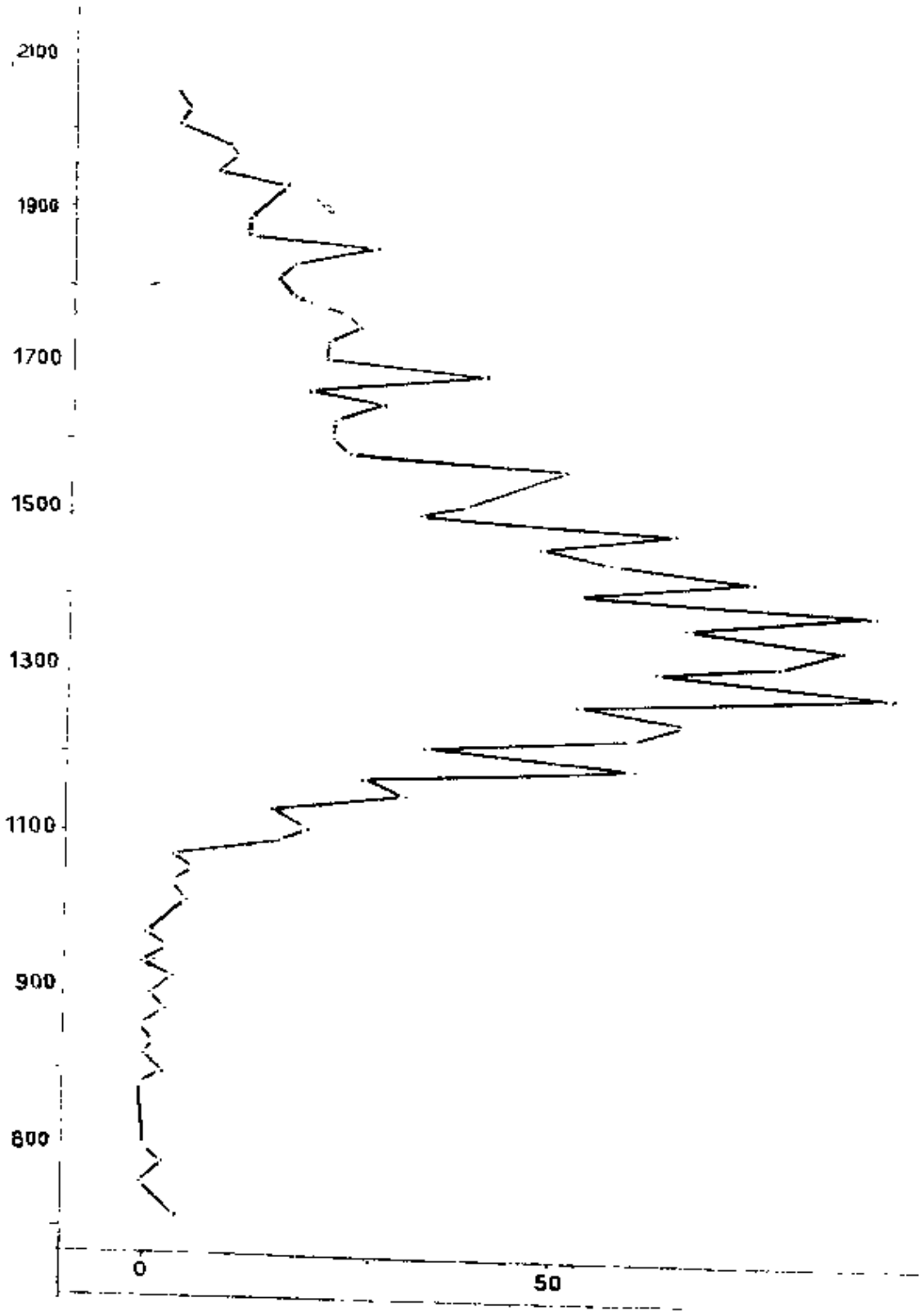



图 4—6　岩溶洼地频数曲线

岩溶地下河的分布，除有垂直分带规律外在水平上也有明显的标志（图4—7，4—8）。

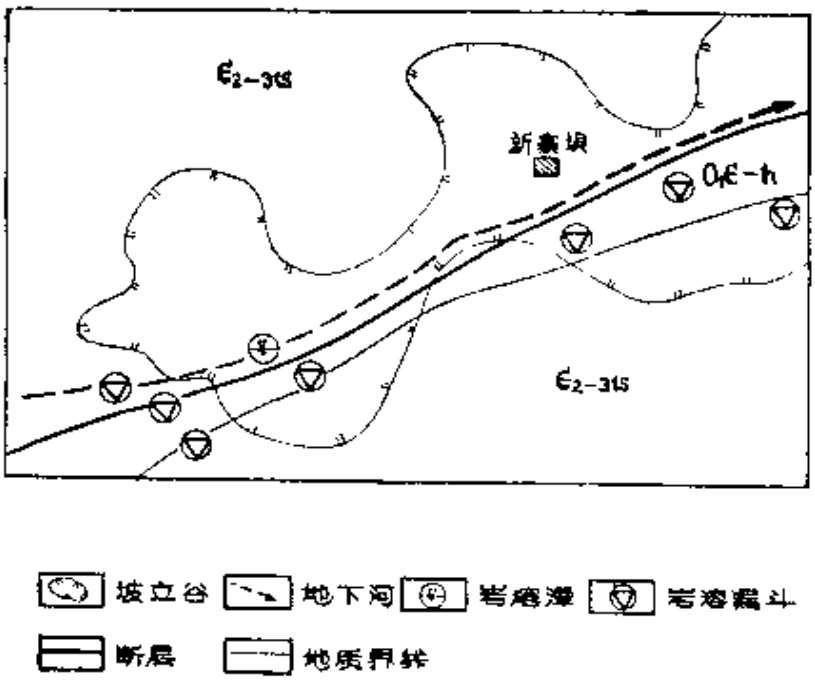



图 4—7　贵州新寨坝坡立谷
（730部队）

再如贵州独山地区一些地下河和广西唐甫—拉闷地下河就是利用地貌特征找到的。顺地下河方向，在地表有干谷、串珠状分布的洼地、溶井、落水洞、漏斗等，个别地段则有明流与暗流相间出现和鱼类活动（图4—9）。

2．构造断裂带

在南方石灰岩地区的断裂构造，不论是正断层、逆断层和平移断层，都会使断裂带和它的影响带范围内的岩层形成有利于岩溶发育和地下水富集的条件。实践证明，往往正断层和平移断层在断裂破碎带内岩溶发育而富水。逆断层则多在上盘的影响带内岩溶发育而富水。如贵州安顺六枝龙潭口地下河就是沿张性断裂带的上盘发育（图4—10a）。除此之外，富水的断裂构造还有断裂的交汇部位，束状断裂构造以及活动的断裂带等。这些地段发育的岩溶大泉、地下河很多，如广西贵县黎圩4号地下河和湖南

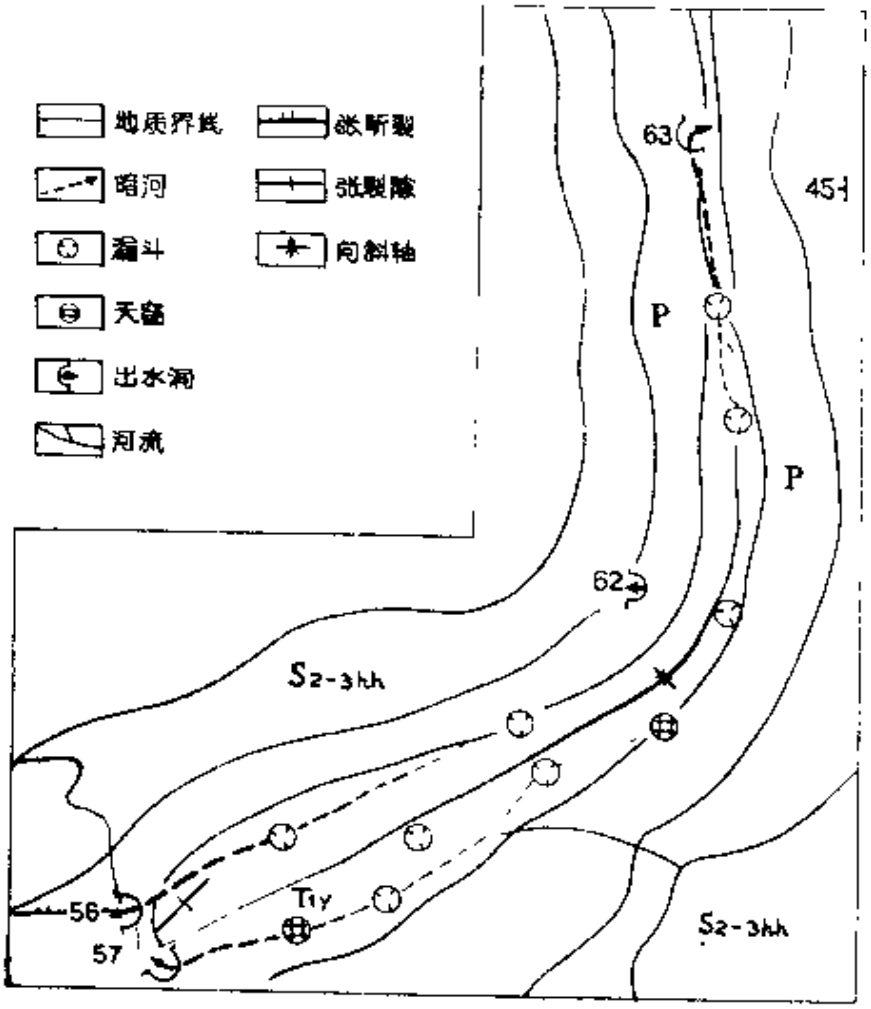



图 4—8　贵州大总寨向斜

(730部队)

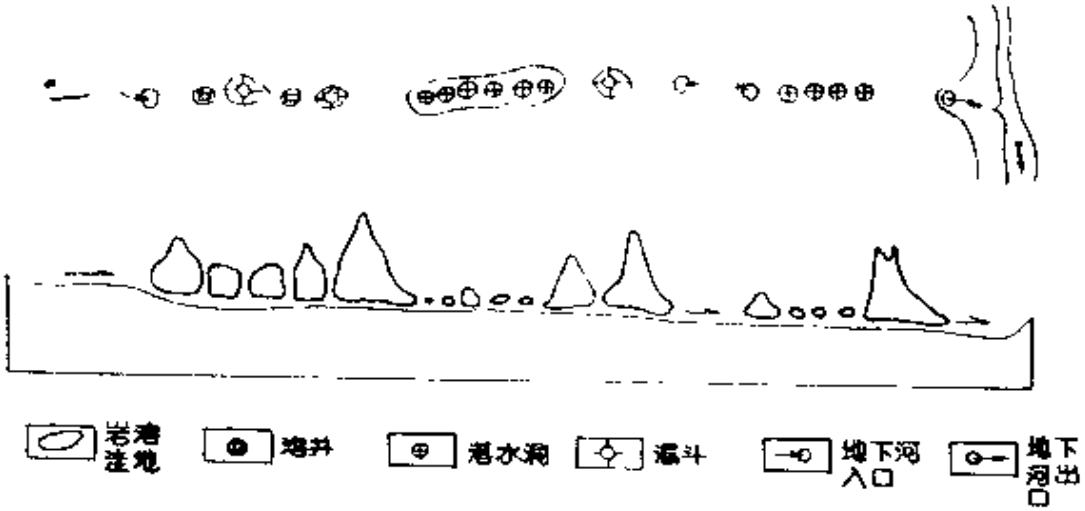
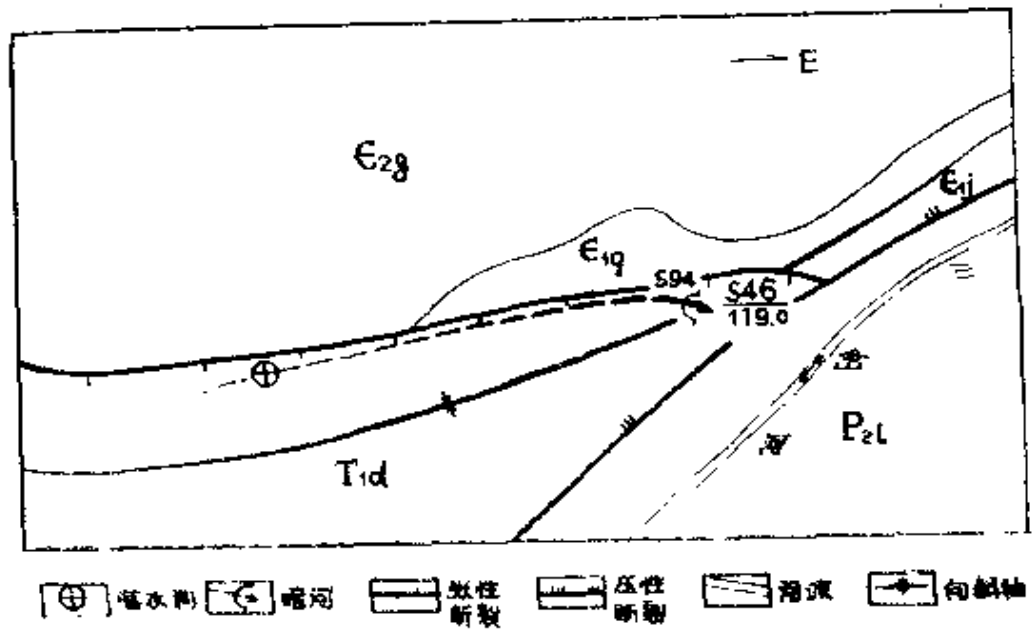



图 4—9　广西河池县唐甫—拉闷地下河的地貌标志示意图

(广西地质局资料)




插 4—10a　贵州安顺龙潭口暗河沿张性断裂上盘发育

（贵州地质局）

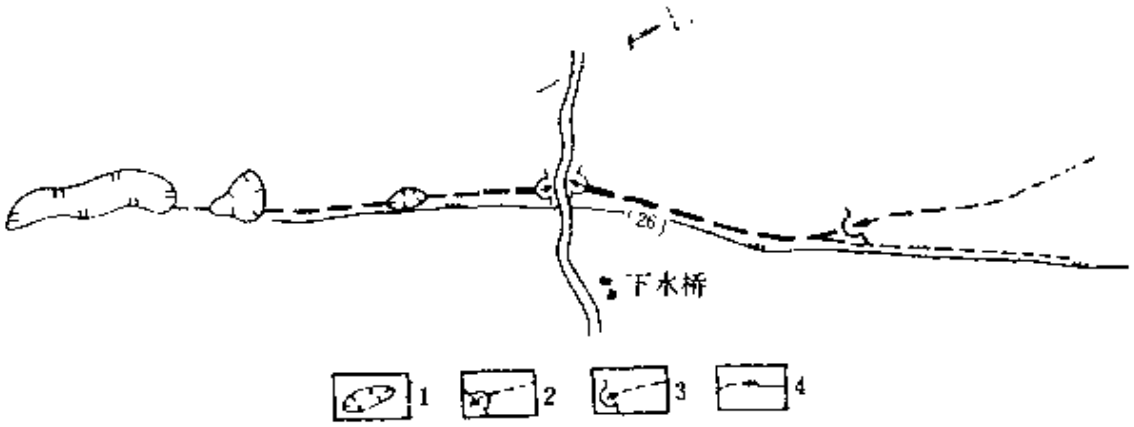



图 4—10b　湖南涟源暗河沿压性断裂带发育

1—岩溶洼地；2—暗河及出口；3—暗河入口；4—断层及编号

（730部队）

涟源下水桥两条暗河完全受两组断裂控制（图 4—10b）、新化肖家坪地区沿断裂带走向上的溶洞发育个数较多，长度也大。再如湖南永兴1082号暗河最早沿向斜端部开始发育，后又向断裂带靠拢继续发育，最后又沿层面发育(图4—11)。在贵州湄潭地区一般的峰林谷地之坡立谷主要是沿断裂带发育（图4—7)。在息烽的店子场断裂带，各种岩溶沿断裂带呈串珠状排列，岩溶漏斗密

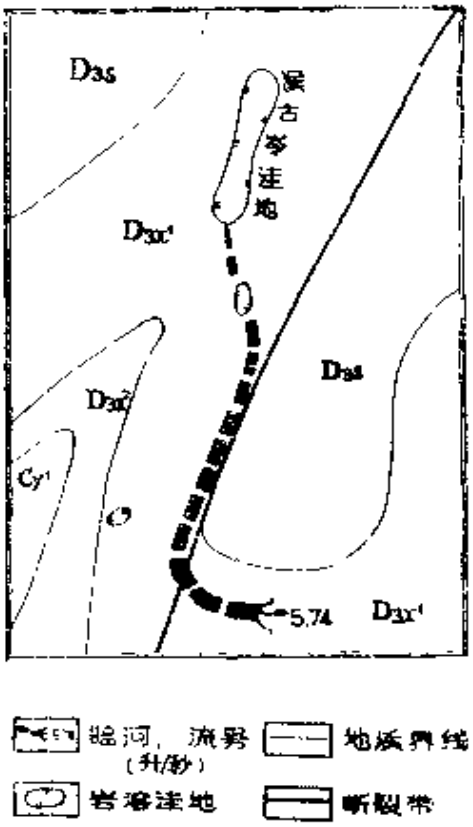



图 4—11　湖南永兴1082号暗河平面图

（湖南地质局）

集，地下水丰富（见第三章图3—6）。在广东省英德地区，据统计在岩溶裸露区，沿断裂带附近发育的地下河占地下河总数的三分之二以上。在凡口盆地的石灰岩地区，只要是位于北东向断裂带的旁侧，一般情况下孔孔见溶洞。在30—40米深度都可打到丰富的地下水，钻孔涌水量达1000—5000吨/日。

在断裂带交汇部位常常是寻找岩溶地下水的最好部位。如湖南涟源纱帽岭地下河的发育就是完全受两组交汇的张性断裂带控制，在它的交汇部位岩溶更为发育，并有泉水出露（图4—12）。在云南兰坪仕登盆地东部两组近垂直分布的断裂，地下水以岩溶大泉出露，泉水流量分别为80.95—91.55公升/秒。

3．褶皱轴部和构造应力复合部位

石灰岩不同于其它岩石，它具有厚度大，性脆及可溶性特点。因此，在岩层受力产生褶曲时，伴随产生大量的裂隙。这些

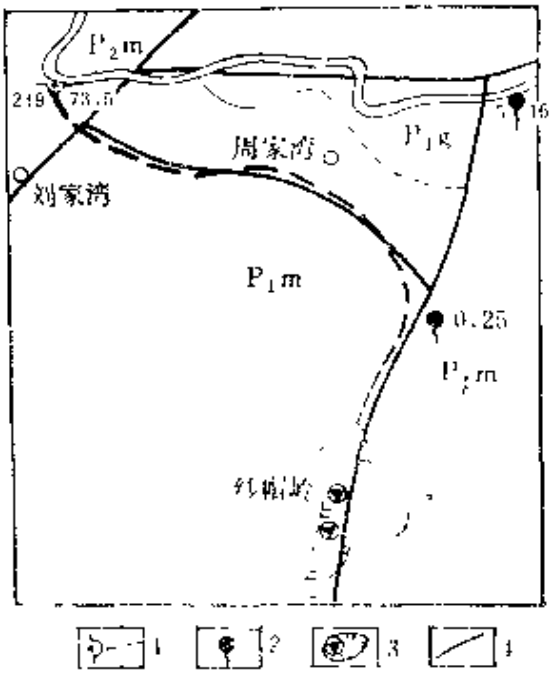



图 4—12　湖南涟源张性断裂带发育的239号暗河
(730m以)

1—暗河出口及流量（升/秒）；2—下降泉及流量（升/秒）；3—漏斗，岩溶洼地；4—张性断裂

裂隙就是造成岩溶地下水发育的主要条件。在进行野外调查时要着重对石灰岩地区的地质构造应力复合性质进行详细的研究；应注意背斜、向斜的轴心部位，有些紧密的褶皱造成石灰岩层呈条带状展布，产状直立甚至于倒转。因而，岩溶发育也呈条带状，如息烽鹿角倒转向斜就是这种情形，（见图4—13）。在受力较为集中的翼部以及背、向斜的转折地段也要特别注意，这些地段往往是岩溶发育和富水部位。如贵州桐梓—楚米铺一带南北向与北东向构造的反接部位岩溶强烈发育，（图4—14）。为地下水的富集提供了空间条件。该构造处在隶属于南北向构造的茅坝向斜及其伴生而成的压性断裂与北东向构造的东山背斜，高桥向斜，九坝背斜的反接复合部位，地应力集中，构造裂隙密集，岩石支离破碎，地下河及岩溶大泉遍布，在170平方公里范围内就有6条地下河，17个流量大于10公升/秒的泉，其中大的流量为100公升/秒的泉有6个，总流量2030公升/秒。

在背斜轴部往往地貌上形成谷地，当地表水沿背斜轴面下切

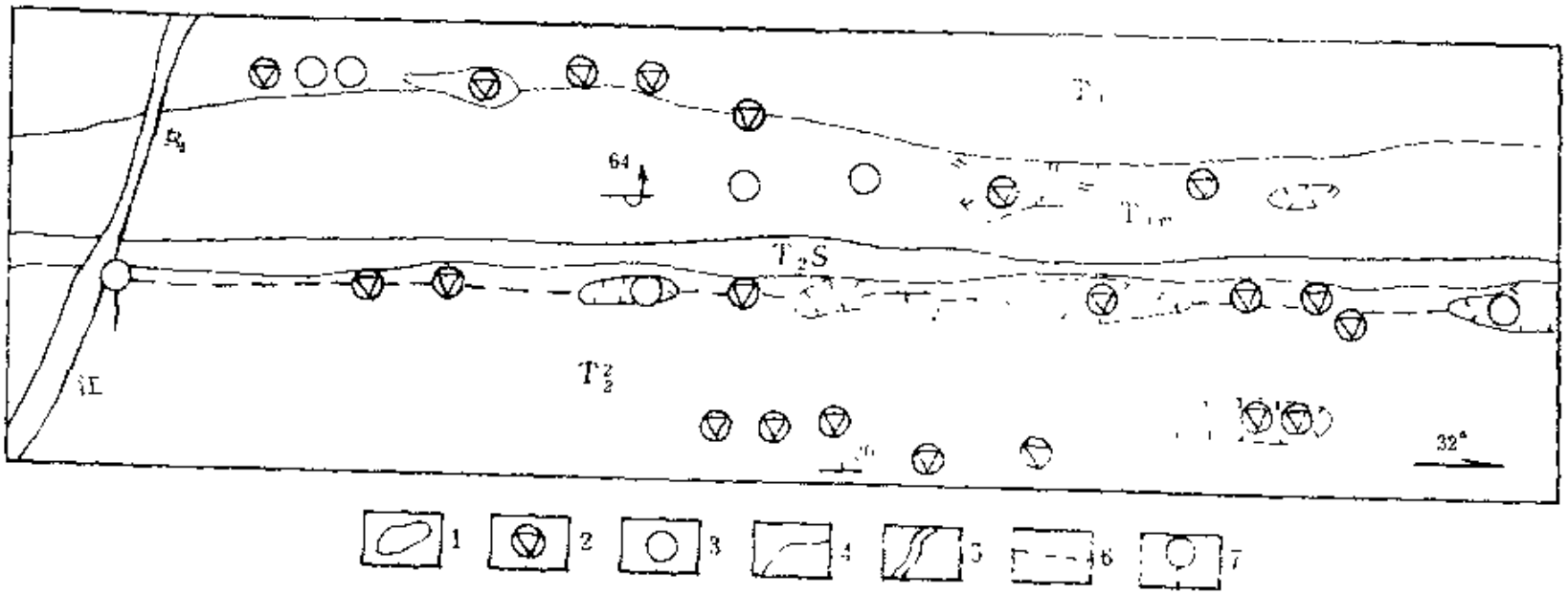



图 4—13　湖南鹿角倒转向斜岩溶发育平面图

（湖南地质局）

1—洼地；2—漏斗；3—落水洞；4—地层界线；5—河流；6—泉；7—暗河；

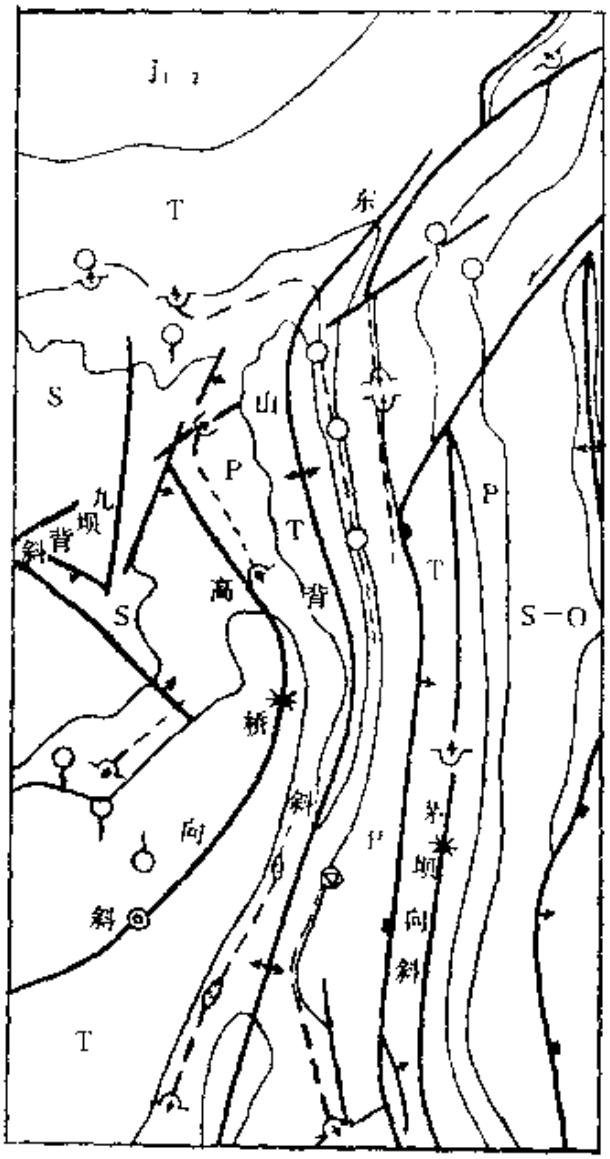



图 4—14　贵州桐梓楚米铺—新旧褶皱转折部位水文地质平面图

(730部队)

1—向斜、背斜；2—压性断裂；3—岩溶洼地；4—溶水洞；5—漏斗；6—进水溶洞；7—出水溶洞；8—泉；9—暗河

时构造裂隙则成为地下水向谷地汇集的通道。如贵州桐梓天堂坝、桃子坪背斜谷地地下水富集即为此例（图4—15）。在遵义地区的许多暗河也是沿背斜轴向发育的。

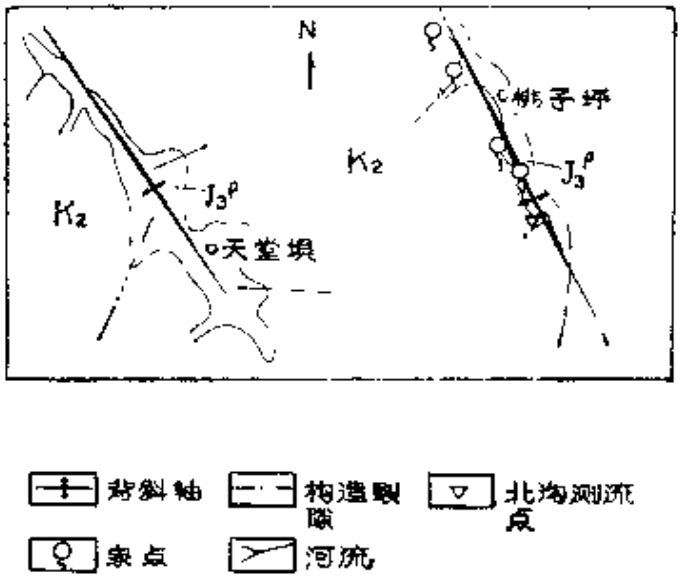



图 4—15　贵州桐梓天堂坝、桃子坪背斜谷地地下水富集平面图

（730部队）

在向斜轴部富水的如桐梓马鬃向斜暗河（图4—16），黔西向斜正在黔西县城地段，含水岩层为狮子山组灰岩，裂隙发育，大泉和地下河出露集中。地下河流量一般在16—278公升/秒，大者可达348公升/秒。贵州安顺地区的地下河多沿三圹向斜轴部自北东翘起端向南西倾伏方向流动，支流则由向斜两翼向轴部汇流，地下河系汇水边界非常清楚。在翼部的5号钻孔抽水试验降深两米多，其涌水量达2000吨/日，水量十分丰富。

在向斜和背斜转折、翘起和倾没端应力集中岩石破碎，往往发育有不同方位的放射状裂隙，因而有利于岩溶的发育和地下水的富集，如湖南涟源峨嵋向斜，贵州息烽都拉营向斜和桐梓泡水林背斜等均在这些部位富水（图4—17、18、19）。

总之，在石灰岩地区的背斜、向斜以及它们的复合部位都是岩溶发育，地下水集中的汇流区、大泉、暗河普遍发育。据一些地区统计，它们的地下水径流量可占全区的80%。例如湖南攸县地区岩溶水统计表即可作证（表19）。

在野外调查时还要注意石灰岩构造节理发育方向，因为这些节理孔隙方向性和规律性较强，往往可以形成大的溶洞和地下河，

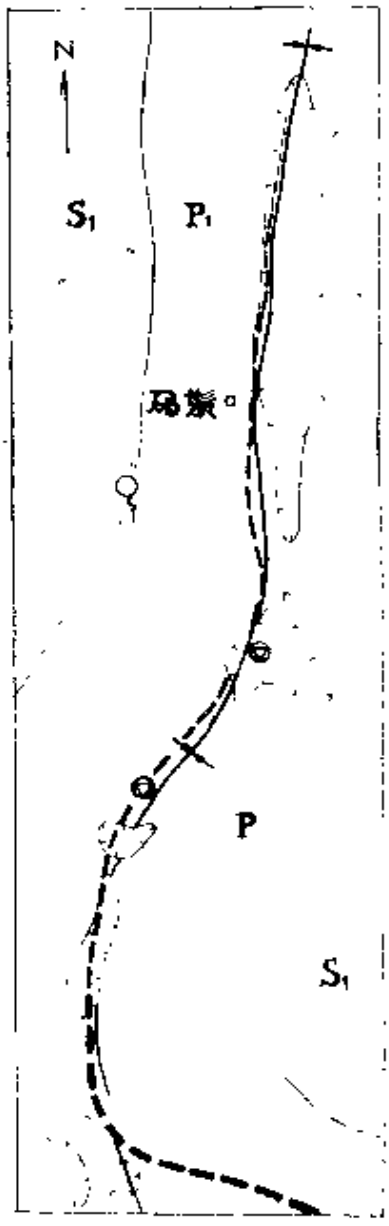



图 4—16 桐梓马鬃向斜岩溶发育规律图
(730部队)

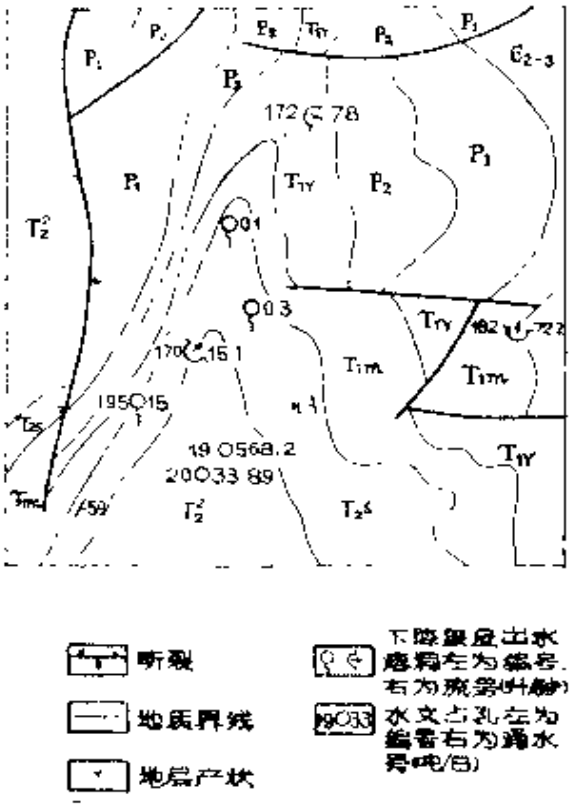



图 4—17 息烽鄢梭背向斜北端富水带平面图
(730部队)

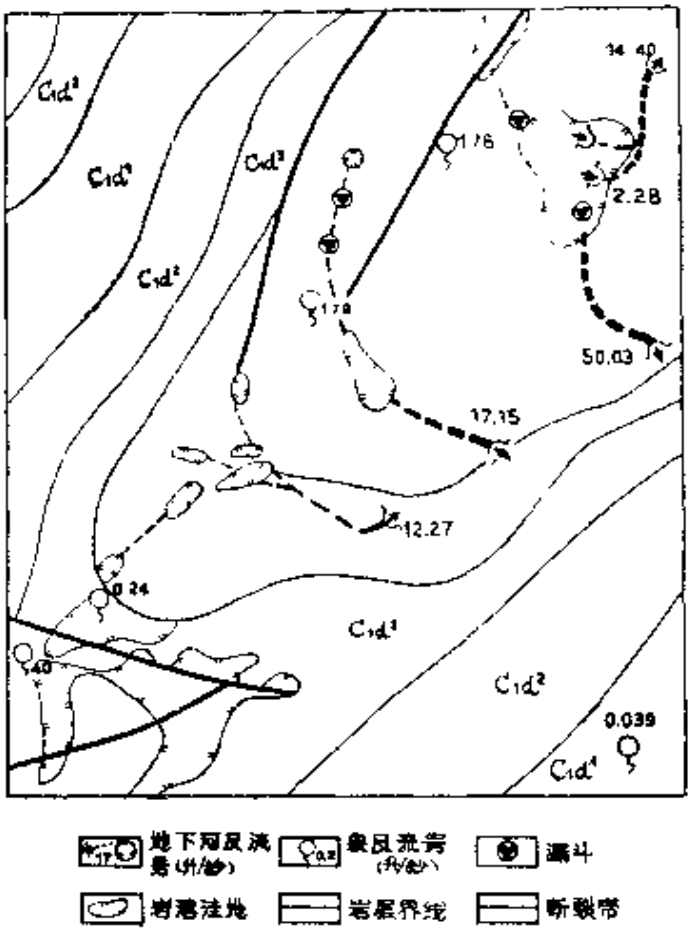



图 4—18　湖南涟源峨嵋山向斜转折翘起端水点分布图

(739部队)

如贵州织金三矿地下河就是受节理方向控制。三矿向斜在NW—SE向压应力作用下，造成向斜轴部330°及260°方向两组节理特别发育。地下水沿节理面溶蚀冲刷追踪前进，常见地下河的走向沿节理面延伸，并于两组节理交汇处形成地下大厅或塌陷成天窗（见第一章图1—32）。

4．层间岩溶裂隙

沿岩层层面灰岩与其它非可溶岩层的界面都是岩溶水和地下河发育和运动的良好的地段。

（1）沿层面裂隙发育的地下河

岩层层面是整个地层最脆弱的部位，一般发育着层面裂隙。尤其是这种层面经多次构造运动，往往可以转化为许多张性或压性以及压扭性结构面，碳酸盐岩层面常被水溶蚀成沿层面发育的

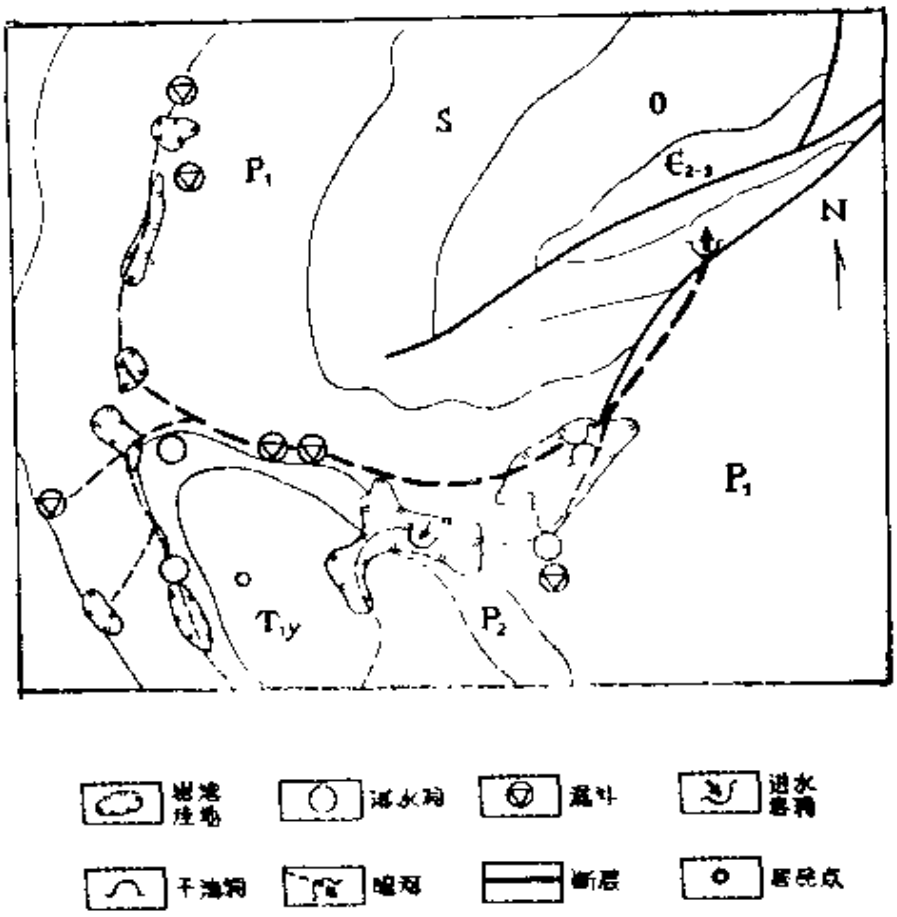



图 4—19　贵州桐梓泡水林附近岩溶发育平面图

(730部气)

岩溶以及地下河。如湖南涟源银溪—渣渡，沿层面裂隙发育的地下河共22条，占地下河总数的25.30%，总流量1836.976公升/秒，总长度81050米。在云南永仁华坪钢厂S19号地下河也是沿层面发育的（图4—20）。

由层面裂隙控制的地下河具有如下的特征：①褶皱翼部和轴部的地下河比较平直，以主干为主，其转折端的地下河略显弧形弯曲，且在端头往往呈分枝状。

② 褶皱翼部和轴部的岩溶地貌如岩溶洼地、漏斗等负地形均呈线形排列，而转折端的岩溶负地形则是星散状分布。

③ 地下河系的管道顶、底板较为平直，地下河坡降较小，平均3.5%。

## 湖南攸县地区岩溶水统计表

表 19

| 狮古矿背斜地下河、岩溶大泉流量统计表 | | | | 溜水向斜地下河、岩溶大泉流量统计表 | | | | 桃水复向斜地下河、大泉流量统计表 | | | | 严矿向斜岩溶大泉流量统计表 | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 编号 | 地层时代 | 类型 | 流量(升/秒) | 编号 | 地层时代 | 类型 | 流量(升/秒) | 编号 | 地层时代 | 类型 | 流量(升/秒) | 编号 | 地层时代 | 类型 | 流量(升/秒) |
| 1029 | 石炭系 | 地下河 | 490.40 | 818 | 泥盆系 | 地下河 | 138.00 | 386 | 泥盆系 | 地下河 | 45.00 | 1424 | 泥盆系 | 上升系 | 97.08 |
| 1008 | 石炭系 | 地下河 | 274.28 | 852 | 泥盆系 | 地下河 | 196.00 | 357 | 泥盆系 | 地下河 | 100.72 | 1419 | 泥盆系 | 上升系 | 10.09 |
| 1019 | 石炭系 | 上升泉 | 111.54 | 1338 | 石炭系 | 下降泉 | 26.73 | 160 | 泥盆系 | 上升泉 | 20.00 | 1451 | 泥盆系 | 下降泉 | 339.06 |
| 1027 | 石炭系 | 下降泉 | 72.70 | 1331 | 泥盆系 | 下降泉 | 151.56 | 353 | 二叠系 | 上升泉 | 30.00 | 1139 | 泥盆系 | 下降泉 | 109.93 |
| 1023 | 石炭系 | 上升泉 | 10.29 | 1325 | 石炭系 | 上升泉 | 196.00 | 382 | 石炭系 | 上升泉 | 35.91 | 1156 | 泥盆系 | 上升泉 | 13.50 |
| 1032 | 石炭系 | 上升泉 | 198.75 | 1316 | 石炭系 | 上升泉 | 93.90 | 391 | 石炭系 | 上升泉 | 45.25 | 1465 | 石炭系 | 下降泉 | 32.29 |
| 1034 | 石炭系 | 下降泉 | 22.95 | 866 | 泥盆系 | 上升泉 | 31.90 | 314 | 泥盆系 | 下降泉 | 27.06 | 1135 | 石炭系 | 下降系 | 11.07 |
| 1033 | 石炭系 | 下降泉 | 196.61 | 846 | 泥盆系 | 上升泉 | 25.07 | 304 | 石炭系 | 上升泉 | 20.28 | 1221 | 石炭系 | 下降泉 | 60.48 |
| 1039 | 石炭系 | 下降泉 | 60.90 | 1311 | 泥盆系 | 下降泉 | 211.90 | 392 | 二叠系 | 上升泉 | 100.00 | 1226 | 石炭系 | 上升泉 | 28.80 |
| 1015 | 石炭系 | 下降泉 | 96.83 | | | | | 334 | 二叠系 | 上升泉 | 75.00 | 1264 | 石炭系 | 下降泉 | 21.50 |
| 1005 | 石炭系 | 上升泉 | 12.20 | | | | | 138 | 石炭系 | 上升泉 | 20.53 | 1301 | 石炭系 | 上升泉 | 17.71 |
| 1074 | 石炭系 | 上升泉 | 30.77 | | | | | 540 | 泥盆系 | 下降泉 | 10.85 | 1300 | 石炭系 | 上升泉 | 93.58 |
| 1047 | 石炭系 | 下降泉 | 12.20 | | | | | 349 | 泥盆系 | 下降泉 | 34.53 | 1533 | 泥盆系 | 上升泉 | 12.00 |
| 1022 | 石炭系 | 上升泉 | 756.00 | | | | | | | | | 1225 | 石炭系 | 下降泉 | 63.35 |
| 1038 | 石炭系 | 上升泉 | 102.00 | | | | | | | | | | | | |
| 1072 | 石炭系 | 上升泉 | 73.26 | | | | | | | | | | | | |
| 另外还有17个小于10升/秒未计在内 | | | | 另有11个小于10升/秒未计在内 | | | | 另有40个小于10升/秒的泉未计在内 | | | | 另有35个小于10升/秒的泉未计在内 | | | |

（湖南地质局资料）

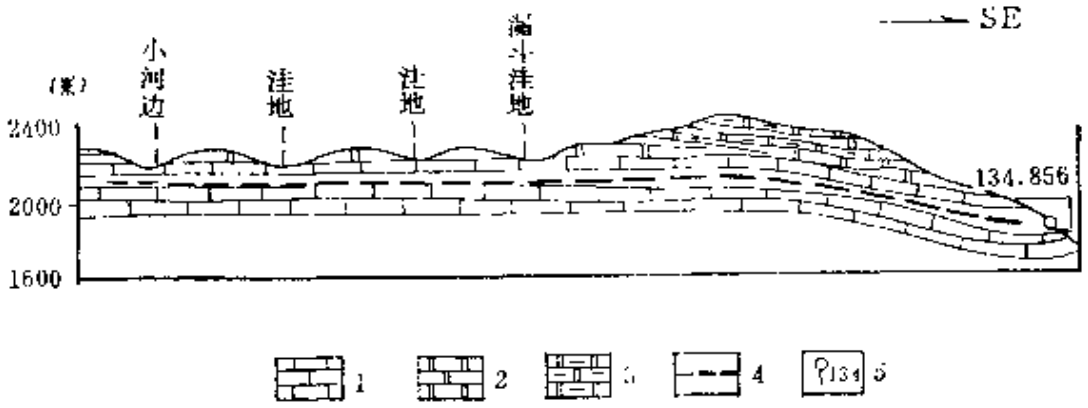



图 4—20　云南永仁华坪钢厂S19号暗河水文地质剖面

(730部队)

1—石灰岩；2—白云岩；3—泥质白云岩；4—排泄暗河；5—下降泉，流量升/秒)

⑷ 地下河流量变化不大，动态较稳定的占80%。

（2）沿非可溶岩沉积界面发育

非可溶岩一般系隔水岩层，除有些特征与层间裂隙相同外，由于地下水渗入受阻后沿该层面运动因而在碳酸盐岩之地层发育岩溶洞穴，形成地下河或大泉。如贵州安顺王塘猴子洞地下河发育于永宁镇组（$T_1yn$）中厚层白云质灰岩中，经地下水长期溶蚀作用底板已达夜郎组（$T_1y$）砂质页岩，水力坡度受岩层倾角制约，使其地下河底板标高始终接近页岩，当地下河主流于黄泥坡脚被一压扭性断裂错成南北两段后，地下河在断层处随着南盘永宁镇组灰岩地层的断落水位跌落45米，而北盘则因页岩位置较高，水流下切受阻，致使地下河仍保持高水位（图4—21，22）。再如湖南涟源地区以斗笠山矿区沿沉积界面发育的地下河共10条，占地下河总数的11.5%，总流量954.133公升/秒，总长度24550米。地下河发育在石炭系下统梓门桥组和中统黄龙组接触界线上，长4350米，出口流量241.50公升/秒（图4—23.24）。贵州息烽、黔西地区这种沿非可溶岩界面发育的地下河很多其特点是：

① 地下河主干顺接触界面延伸。

② 接触界面处的岩溶洼地、漏斗等负地形呈串珠状分布。

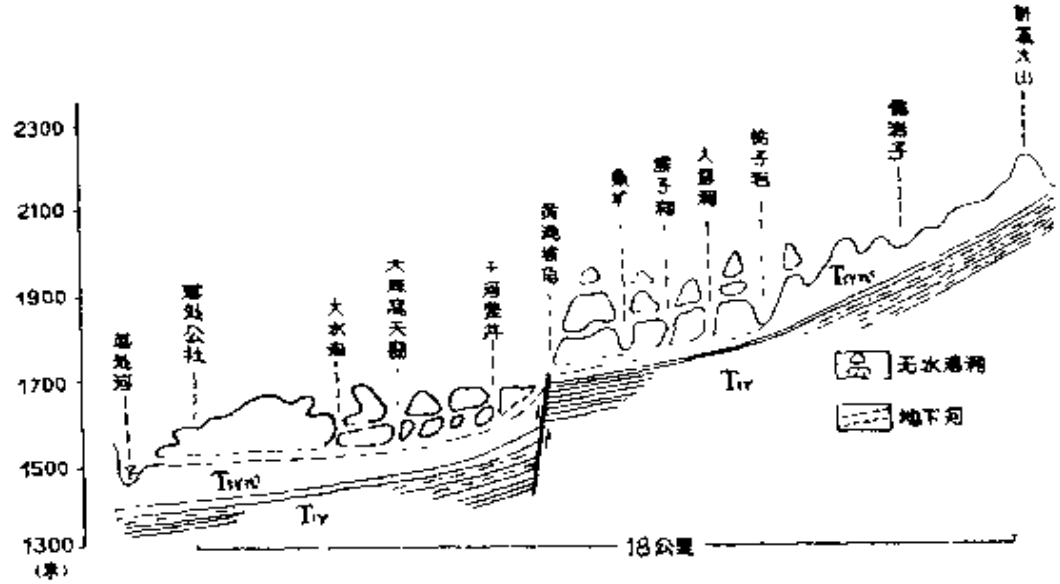



图 4—21　安顺三塘暗河纵剖面示意图

（贵州地质局）

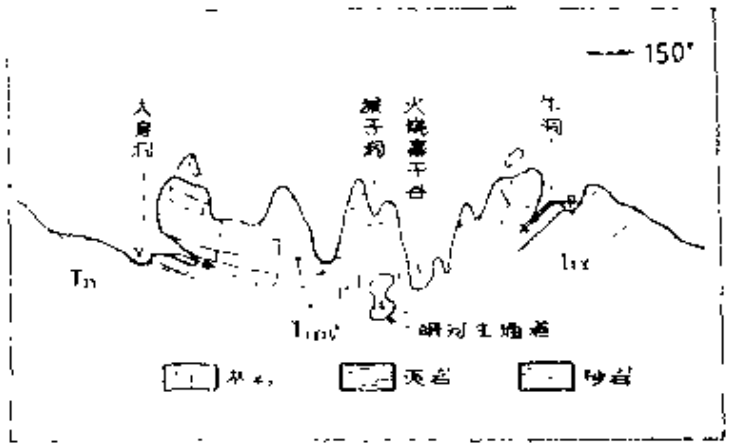



图 4—22　安顺猴子洞向斜岩溶发育示意图

（贵州地质局）

③ 地下河发育较长，控制范围往往呈条带汇水廊道，平均坡降4—5%。

④ 地下河流量变化不大，动态较稳定的占80%。

5、碳酸盐岩的化学成分

岩溶发育程度与碳酸盐岩的岩性有直接关系，这种关系主要取决于石灰岩含CaO的纯度，含CaO越多，越易于溶解于水。如湖南涟源地区下二叠系（$P_1$）、石炭系（c）、泥盆系青山组（$D_1q$）

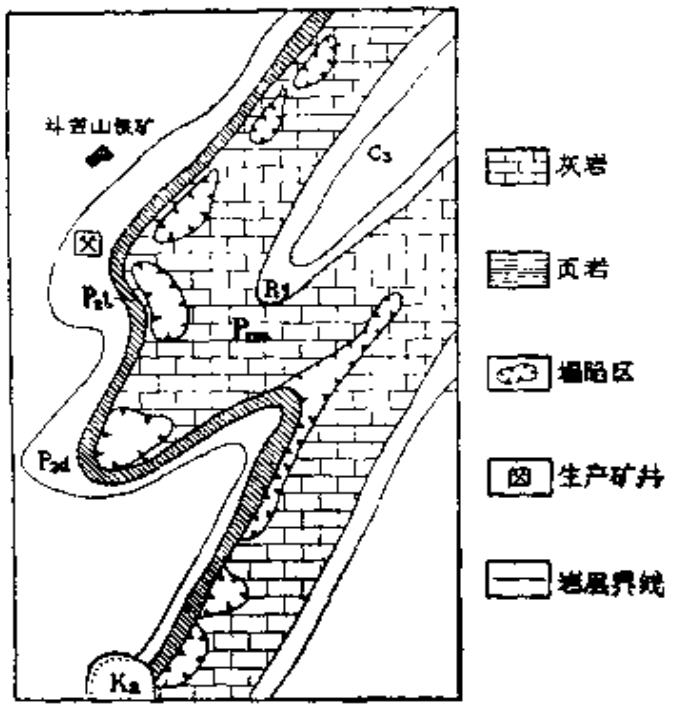



图 4—23　斗笠山碳酸盐岩与碎屑岩接触界面岩溶塌陷图

（730部队）

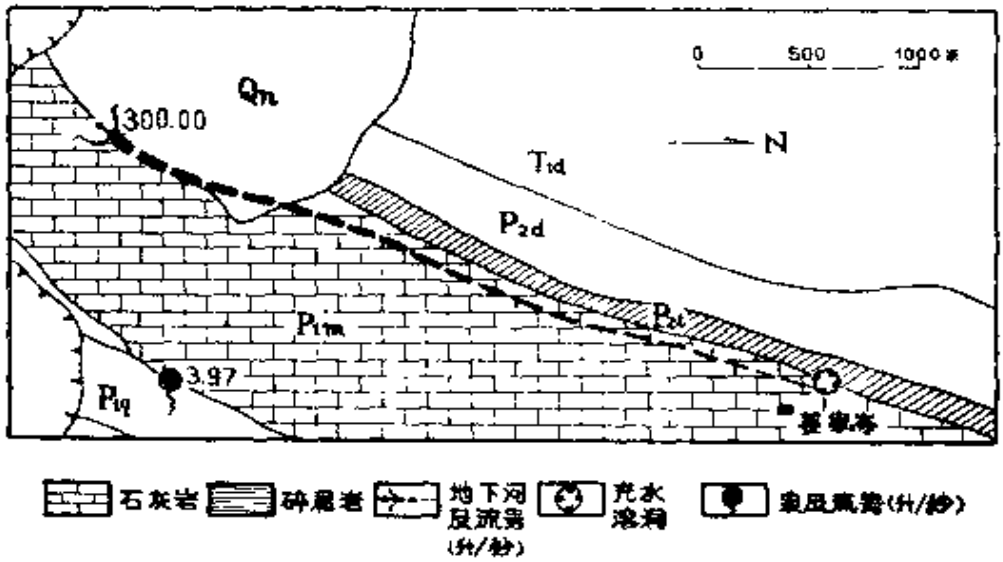



图 4—24　涟源地下河沿碳酸岩与非碳酸岩接触带发育

（730部队）

和上三叠系三台洞组（$T_3s'$）为厚层呈块状石灰岩和生物灰岩，可溶CaO含量达53—55.75%，MgO0.03—0.65%。岩溶发育，岩溶率10—20%，洼地、漏斗、落水洞等地表岩溶形态遍地可见，

## 岩性与岩溶发育对比表

表 20

| 层位代号 | 面积（平方公里） | 厚度（米） | 各类岩石含量（%） 石灰岩 | 白云岩 | 白云质灰岩 | 泥灰岩 | 碎屑岩 | 溶洞（个） | 溶沟（个） | 溶槽（个） | 石芽（个） | 溶蚀洼地（个） | 岩溶率（%） | 发育程度 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $T_3s^1$ | 63.2 | 228.0 | 99.8 | | | 4.8 | 4.1 | | | | | 10 | 6.91 | 中等发育 |
| $T_3y^2$ | 21.85 | 504.0 | 48.2 | | | 12.3 | 39.5 | | | | 2 | 10 | 7.89 | 中等发育 |
| $P_1$ | 159.2 | 511.0 | 99.4 | | 0.6 | | | 1 | | | 11 | 1 | 36 | 14.50 | 强烈发育 |
| $C_{2+3}$ | 37.05 | 56.8 | 82.5 | | | | 17.5 | 2 | | | 2 | | 7 | 15.95 | 强烈发育 |
| $C_1$ | 16.38 | 352.8 | 91.6 | | | | 8.4 | | 1 | | | | 2 | | 不甚发育 |
| $D_2q$ | 162.4 | 970.0 | 100 | | | | | 8 | 2 | 2 | 6 | 2 | 14 | 11.8 | 强烈发育 |
| $D_1t$ | 141.3 | 679.0 | 88.2 | | | 71.8 | | | | | | | 16 | | 不甚发育 |
| $D_1k$ | 226.9 | 1116.0 | | 36 | | | 1.7 | 7 | 2 | | 2 | | 53 | 7.09 | 中等发育 |
| $An\in ch^2$ | 6.75 | 179—270 | 83.3 | | | | 12.7 | | | | 1 | | 1 | | 不甚发育 |
| $T_2b$ | 19.50 | 149 | | | | 99.3 | 0.70 | | | | | | 9 | | 中等发育 |

特别是大型洼地、溶洞和暗河均发育在这些层组中（表20）。下泥盆统康郎组（$D_1k$）为中厚层状的白云岩和白云质灰岩，可溶CaO含量40.37%，MgO含量增高，达12.37%。岩溶发育较上层（组）为弱，岩溶率5—10%，岩溶规模比前者小。根据湖北省五峰地区，碳酸盐岩取样分析结果也说明石灰岩最易溶蚀形成溶洞，白云质灰岩和泥质灰岩相对溶解度最低（表21），岩溶率比纯石灰岩低。

碳酸盐岩岩样化学成分对比表　　表 21

| 岩石类型 | 地层时代 | 化学成分（%） | | | 矿物成分（%） | | 相对溶解度 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | CaO | MgO | $SiO_2+R_2O_3$ | 方解石 | 白云石 | |
| 石灰岩 | $\epsilon_1\epsilon_3O_1O_2$ $\epsilon_2P_{2-3}T_{1-2}$ | 42.46—55.42 | 0.15—11.26 | 14.81—0.68 | 55—98 | 0—45 | 0.90—1.29 |
| 泥质、硅质灰质石灰岩类 | $O_1$ $O_3$ | 25.81—47.77 | 0.75—1.93 | 11.32—1.73 | 56—94 | 0.3—2 | 0.81—1.09 |
| 泥灰岩类 | $O_2$ | 24.20 | 1.97 | 44.88 | 42 | 0 | 0.68 |
| 白云岩类 | $\epsilon_2$ $\epsilon_3$ | 25.22—36.35 | 25.22—36.35 | 23.32—2.11 | 0—15 | 89—98 | 0.54—0.67 |

（湖北省水文地质队五峰地区资料）

## 第二节　砂页岩裂隙水的调查

砂页岩这种碎屑岩在我国分布最广泛，砂岩约占各种沉积岩分布面积的15%，页岩约占各种沉积岩分布面积的60%以上。

砂岩的物理性质很不一致，这主要取决于它的密实度，如砂岩的极限抗压强度从150公斤/平方厘米，增到900公斤/平方厘米。因此，这种地层受力后特别易于产生大量断裂构造，裂隙比较发育，这是砂岩的特点之一，也是砂岩含水和充水的先决条件，而页岩的机械性能很特殊，平行于层理方向上的抗断强度均高于其它岩石。它的最大特性是可塑性高，易弯曲。因此，单一的页岩，一般是不含水的，而是较好的隔水岩层。但当这种岩石含硅质成

分高或经变质作用脆性增大时，在构造作用下裂隙发育，也可以含水。

我国分布的砂页岩，北方以二叠系、三叠系及部分侏罗系的砂页岩泥岩为主。南方由于地壳升降运动频繁，砂页岩的沉积一般不厚，但从三叠纪以来一直到老第三系页岩砂岩的沉积层较厚。其中大部分称为红层（这部分可见本章第三节）。在这种地层分布区寻找地下水主要是找风化裂隙水和构造裂隙水，无论是砂岩或页岩胶结得越好，也就是脆性越大，在同样应力作用下，构造裂隙也就越发育。因而，找到含水的裂隙可能性也就越大。在这种情况下，虽然页岩往往比砂岩的裂隙发育，但由于页岩的可塑性强，裂隙常被充填，而砂岩的裂隙则在不断的加大，因此砂岩裂隙的含水条件比页岩好得多。除此之外，与岩层的胶结物和颗粒成分有很大关系，钙质的比硅质、泥质的富水。另外，在砂岩未被胶结的孔隙中也可以含有层间孔隙裂隙地下水。而在页岩中找水的希望很小。有些地区砂页岩往往互层状出现，有的与煤系地层互层，在我国南方和北方的这种地层都夹有石灰岩，这种石灰岩夹层的裂隙岩溶水相对比较丰富。

## 一、风化裂隙水

各种岩层风化带的发育深度和强度，主要取决于各种岩石的原生裂隙和构造裂隙的发育程度，它们是相辅相成的。因此，在进行风化带裂隙水的调查时，首先应查明各种砂岩和页岩的原生裂隙、节理和各种应力产生的构造裂隙的发育规律。一般较坚硬的砂页岩中由于多次受构造作用，节理裂隙发育，普遍存在X型节理而分布也较均匀，彼此连通形成网状裂隙，其张开程度取决于岩石的性质和构造作用的大小。在一般情况下：页岩的张开性不好，导水性很差，水量不大；砂岩裂隙的张开性好，水量也比较大。但它们受季节性的影响非常明显，多呈下降泉出露。

野外实践证明，在砂页岩地区，由于页岩的可塑性，使页岩的裂隙不发育，风化带透水性很弱，而砂岩性脆易产生裂隙，风化带透水性较强，在有较好的补给和汇水的条件下可以找到供饮

用和其它小型的供水水源。但风化裂隙水主要以潜水为主，个别地段局部可以转变为承压水。

砂页岩风化裂隙的发育深度受地形和地面剥蚀程度的影响，各地很不一致，一般高山台地较厚，平地和洼地、谷地较薄。发育深度从几米到几十米，个别的可达100米以上。如云南昆明、禄丰一带前震旦系昆明群砂岩风化裂隙发育深度达一百多米。在安宁王家滩铁矿，东山铁矿和易门狮子山铜矿的坑道内掉块塌方十分严重，裂隙水成股状流出，钻孔单位涌水量0.08—0.8公升/秒·米。一般在大片砂岩出露的地区，风化带裂隙水都向沟谷或盆地中汇集，在沟谷、盆地中或在砂岩与页岩的接触面往往有泉水出露，如昆明安宁妥乐向斜潜水盆地（图4--25），打井一般均可见水，水量的大小要看补给区范围的大小和砂岩页岩的风化裂隙发育情况和深度而定。

在我国北方的黑龙江省宾县—木兰一带，白垩系砂砾岩裂隙水大部分埋藏于高平原或各拗陷盆地下部，普遍上复一层10—50米的亚粘土，岩石较坚硬，裂隙不太发育，主要赋存风化裂隙水。含水层一般在地表下20—90米，随深度增加，富水性减弱。钻孔涌水量一般100—400吨/日，多为潜水，在各拗陷盆地或构造断裂带可形成承压水。

辽宁金县北部永宁地区的下震旦系永宁组长石砂岩、砂砾岩原生裂隙广泛分布，由于长期隆起剥蚀成低丘，岩石风化裂隙表层3—5米，深者可达20米以上，泉水流量一般为10吨/日左右，但深部富水带分布局限，仅在有断裂活动部位，深达130—150米处仍见脉状水的存在，但多具承压性，水量很小，一般为30—40吨/日。而在金县南部地区的震旦系石英砂岩的风化裂隙潜水较丰富，钻孔抽水降深18米出水量达1440吨/日。

在西北干旱地区的青海门源—祁连山地区，基岩裂隙水广泛分布，这些地下水的分布埋藏、运动一般不受冻土区的影响，而是被控制在风化裂隙及构造裂隙之中，它们多以泉的形式排泄，泉流量一般为1—5公升/秒，最大可达36.6公升/秒，在例下沟矿

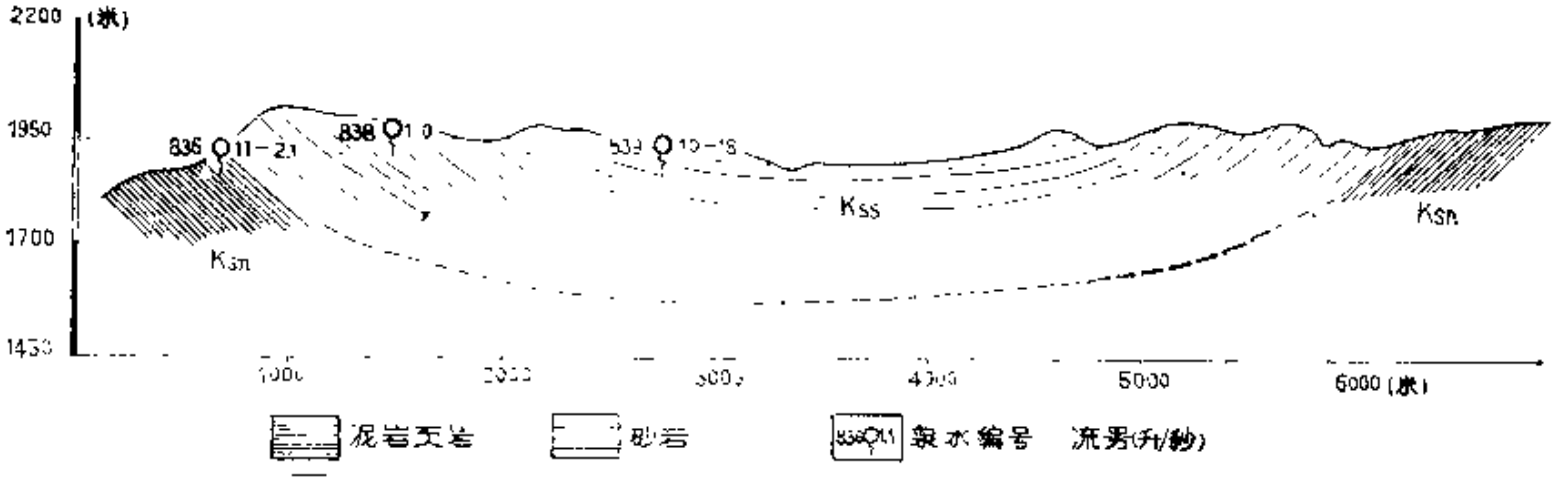



图 4—25 安宁晏乐向斜地下潜流盆地水文地质剖面

(云南地质局)

区寒武系石英片岩裂隙含水层中钻孔深329米，水位98.60米，降深110米，出水量仅0.024公升/秒。在木里煤矿侏罗系砂岩含水层中最好的钻孔，下降3.63米，出水量为0.165公升/秒。

在我国南方的湖南常宁县仙娘婆一带的当冲组硅质页岩、来阳江边蒋家、周家坳一带艮口群、龙潭组砂岩由于构造应力作用岩石破碎，节理裂隙特别发育，经过长期风化作用，造成很厚的风化裂隙带，并在地貌上形成沟谷地带。其中509和641号上升泉流量为6.28—12.50公升/秒。在龙潭组中的87号钻孔，水位高出孔口2米，涌水量为209.693吨/日。当地泥盆系跳马涧组页岩、石英砂岩厚74—315米。岩石坚硬致密，节理裂隙也较发育，其裂隙随深度逐渐消失，调查的60个泉中，流量最大的5.75公升/秒，一般的0.1—0.8公升/秒，最小的0.01公升/秒。据统计：>1公升/秒的3个，占5%；1—0.1公升/秒的38个，占63.3%；<0.1公升/秒的19个占31.7%，据8个钻孔揭露涌水量一般在59—106吨/日，最大为406吨/日。

## 二、层间裂隙水

由于砂页岩沉积期间的成层作用，在原生状态下就形成了层间弱化带，即所谓的层间裂隙，当发生变形时，首先沿这个带形成裂隙，这些裂隙大部沿层面分布。这种沿层面发育的裂隙在单独存在时，它的含水性和富水性都不大；在与其它裂隙交汇的情况下，有较好的地下水补给条件时，这种层间裂隙水有一定的供水意义。

在砂页岩地区寻找层间裂隙水，应着重寻找较粗颗粒的脆性砂岩或砂砾岩层。如分布在昆明东呈贡—大板桥一带的浅海相砂岩，含裂隙承压水，厚度170—270米，337°—15°及70°—80°两组裂隙极为发育，前者以张裂隙为主，裂隙宽一般为1—4厘米，最宽可达10厘米，半充填或无充填，充填物为砂或粘土，后者多为闭合裂隙，两组裂隙发育均匀，且发育较深将岩石分割成块状。面裂隙率6%，平均线裂隙率8.4%，最高达17.5%，裂隙密度平均5条/米，最多10条/米。根据抽水试验和计算结果：

渗透系数—0.008—0.1米/秒；

单位涌水量—0.06—0.94公升/秒·米；

涌水量—0.1—1.2公升/秒；

径流模数—0.3—3.3公升/秒·平方公里。

另外是要寻找裂隙发育的构造部位。一般岩层褶曲的转折端，向斜轴和背斜轴部，也就是岩层受力大，弯曲率最大和构造的复合部位，构造裂隙非常发育。由于层间的脆性岩层在构造作用的同时产生大量的裂隙，这种裂隙即谓层间裂隙，一般砂岩，石英砂岩和石灰岩这种裂隙较普遍。往往含水比较丰富。如辽宁瓦房店一带据钻孔揭露的震旦系石英砂岩、深部层间承压水水头高出地面70多米，涌水量41.9吨/日。陕西省铜川柳湾附近，凡是打在背斜北翼岩层转折端下方的钻孔出水量均超过500吨/日，其中最大的可达1928吨/日。

在山西省太原市附近，上二叠系石千峰砂岩在一单斜构造部位钻探证明裂隙发育深度约300米以下，承压水水位高出地面达12.2米，钻孔单位涌水量一般是0.2—0.1公升/秒·米。

**三、断裂带裂隙脉状水**

这种带状和脉状裂隙水沿断裂带发育，由于砂岩脆性较大在张性、张扭性断裂带及断裂交汇部位富水。在云南昆明附近钻探证明，这种充水断裂最大发育深度达800米，因此，在野外工作时应注意寻找砂岩、石英砂岩、砾岩中的断裂带地下水，这种地下水往往有一定的供水意义。而页岩相反，由于页岩泥质多可塑性强，断裂带往往充填闭合，不含水，但在有些厚层坚硬的砂质页岩中也可以含水，如四川、贵州一带的三叠系飞仙关页岩在有些地段的泉水出露较多，但流量很小，只能做人畜饮用水源，一般无供水意义。在湖南平江地区基岩中分布构造断裂很多，桃林压扭性断裂带发育在白垩系红色砂砾岩中，东南盘为震旦系灯影组石英岩、硅质板岩。前者岩石完整，节理裂隙不发育，后者岩石破碎，裂隙发育。断裂破碎带宽达数十米，有许多上升泉出露，据断山洞官山区钻孔抽水试验其涌水量为106.96—620.52吨/日。

安徽省铜陵市附近，在志留系砂岩和砂质页岩的裂隙破碎带，角砾岩厚度40米，裂隙带水位高出孔口，抽水降深50米，出水量357吨/日。

在我国北方干旱地区的青海和半干旱地区的黑龙江省的一些砂页岩地区寻找断裂带地下水也都有希望。如青海门源—祁连一带构造断裂甚为发育，地下水沿断裂破碎带溢出，且水量较大。如八宝河南山黑河沟脑一断层泉涌水量88公升/秒。在黑龙江省宾县张家大泉附近由于北西向构造断裂带的影响，形成上升泉泉群，每个泉的涌水量1000吨/日左右，泉水量终年稳定（图4—26）。

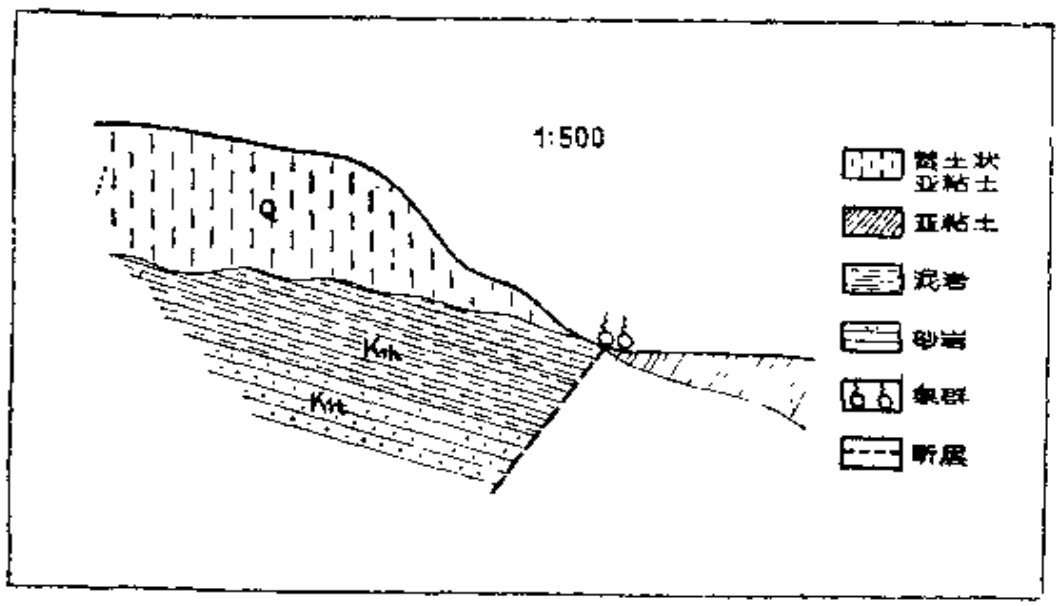



图 4—26 张家大泉剖面图

（黑龙江地质局）

在寻找断裂带地下水时，应对断裂构造的复合部位、交汇部位以及活动断层进行研究，因为它们往往沟通上下不同含水岩层的水力联系，使这种裂隙带富水。这种构造断裂的结构特性是比较复杂的，在倾斜方向上和走向上却不够稳定，必须从区域地质、构造力学的观点加以分析。如湖南芙蓉寨断裂带在泥盆系锡矿山组砂岩地层，就是用区域地质构造的分析方法确定的，两组相交的断裂带，泉水出露较多，其中有的泉水流量可达1250公升/秒。

在云南墨江红河断裂带，区内长达几百公里，继承性活动强烈，沿断裂带地下水富集，泉水呈串珠状分布，共出露泉水10余处，其中最大流量16.92公升/秒（图4--27a、b）。

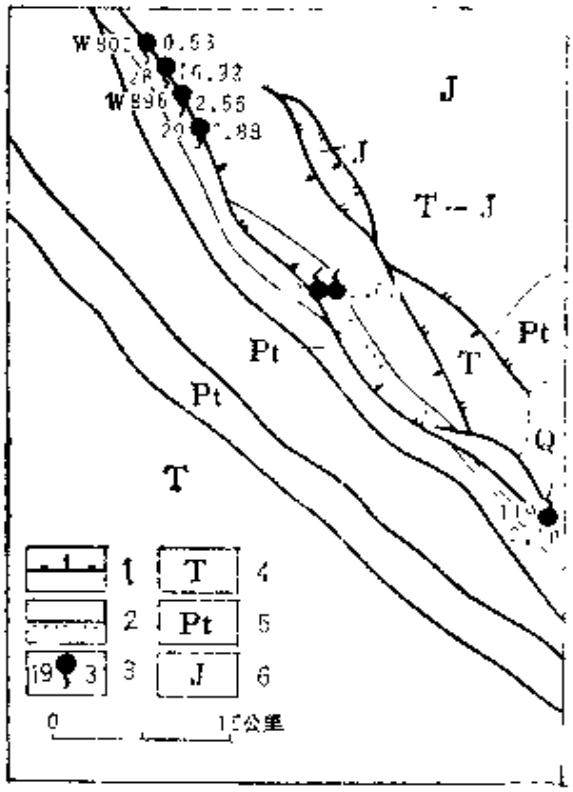



图 4—27a 红河断裂泉水串珠状分布图

（730部队）

1—断层；2—地层界线；3—泉点编号及流量；4—砂岩；5—板岩；6—砂岩、泥岩

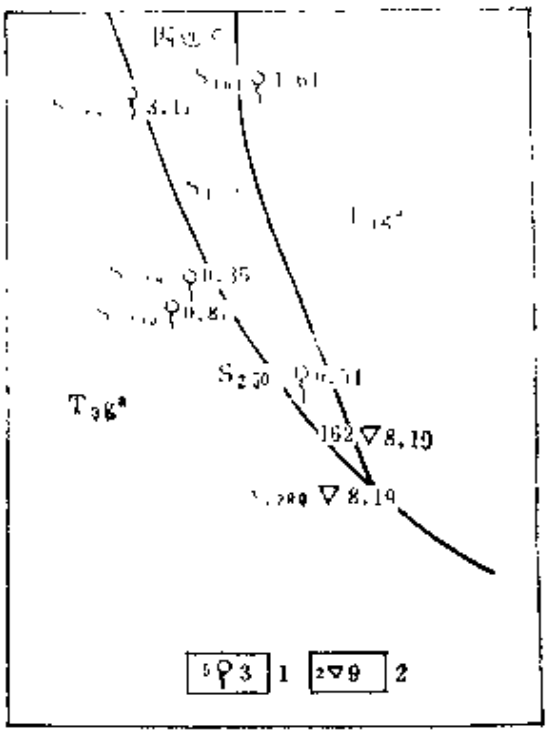



图 2—27b 墨江安定—九甲大断裂复合部位泉水分布图

（730部队）

1—泉左编号右流量；2—河水编号径流模数；$T_3ga$—板岩、千枚岩、砂岩 $S_{1-2}$—砂页岩

如在四川盐源地区大部分断裂带属压扭结构面，破碎带宽度一般仅十余米，且胶结致密，水量很小。本区的张性断裂带的破碎带较宽，带内含大块的角砾岩，结构松散，易含水。如在该区的棉垭张扭性断裂与霍几坪压性断裂就是如此，前者在马家村至清水村一带，破碎带宽150—200米，后者仅10米左右，两者含水程度差别很大，前者沿断裂带泉水密度，流量甚大，沿断裂带出露诸大泉一般均大于10公升/秒，最大者达310公升/秒，后者泉点少，水量小。

## 第三节　红层裂隙水的调查

红色岩层在我国南方各省分布较为普遍其中以四川、湖南、江西、浙江、安徽等省为主。红色岩层主要包括有砂岩、砾岩、页岩和泥岩，其中泥岩往往占较大比例，从成分来说以泥质、硅质和钙质为普遍。由于颜色以红颜色为主，通称为红层，其成因多属内陆河湖相沉积，岩性和厚度在水平和垂直方向上变化较大。红层厚度各地不一，最厚可达4000米。时代主要是以侏罗、白垩系和第三系为主。在地貌上均形成红层盆地和丘陵缓坡。由于红层的岩性以泥岩为主，所以红层分布区的地下水比较缺乏，一般水量不大。但最近几年浙江、江西、四川等地区均找到了较丰沛的地下水，如浙江金华、巨县、义乌地区，仅义乌一地每天从红色岩层中抽取地下水达14000吨以上。在四川重庆北碚歇马场的钻孔抽水试验，降深6.9米，出水量656吨/日。江西省在红层地区也找到了地下水。下面就如何在红层地区寻找裂隙水的部分经验介绍如下：

### 一、风化裂隙水

广大红层盆地，由于长期裸露地表，风化裂隙在地貌条件适宜的地区比较发育，有的红层含有钙质砂岩和砾岩被溶蚀形成孔隙，经过覆盖后通常保留有比较好的风化裂隙。当地下水补给条件良好时，在宽缓沟谷、向斜盆地均可找到地下水。如浙江金华—巨县在弱溶蚀风化裂隙带普遍含有风化裂隙水，由于构造裂隙又受到后期的风化溶蚀作用，在浅部形成许多含水体。此类地下水，泉水流量较大。而风化裂隙水，泉水流量小，一般不超过0.5公升/秒。在找水过程中要注意风化带的厚度与岩性的关系。风化裂隙水与构造裂隙水的关系。如湖南衡阳盆地南缘半边街代家坪组（$K_2d$）紫红色粉砂岩，在一平方米的范围内裂隙率3.4%，调查的129个泉中，一般流量为0.01—0.1公升/秒，最大流量为6.28公升/秒。其中＞1公升/秒的2个，占1.5%；0.1—1公升/秒

的39个，占30%；<0.1公升/秒的88个占68.5%。

据51个钻孔揭露，一般涌水量为1.395～57.888吨/日，最大涌水量为385.171吨/日。

在四川绵阳地区，下白垩统剑阁组泥岩、砂岩裂隙水，水量情况如下表：（表22）

**风化裂隙与涌水量比较表** **表 22**

| 孔号 | 含水层岩性 | 含水层厚度（米） | 水位（米） | 水位降深（米） | 涌水量（吨·日） | 单位涌水量（公升/秒·米） | 渗透系数（米/日） | 风化带厚度（米） |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 12 | 砂岩与粉砂质泥岩 | 58.42 | 1.92 | 21.6 | 8.6 | 0.005 | 0.008 | 10 |
| 14 | 砂质泥岩与泥岩风化层 | 52.79 | 1.20 | 7.1 | 26.8 | 0.043 | 0.068 | 16 |
| 15 | 砂岩与钙质泥岩 | 28.00 | 0.8 | 19.2 | 49.0 | 0.03 | 0.152 | 15 |
| 22 | 砂岩与泥岩风化层 | 60.81 | 1.96 | 26.97 | 2.1 | 0.001 | 0.002 | 6 |
| 28 | 砂岩与泥岩风化层 | 26.79 | 1.63 | 19.89 | 10.4 | 0.006 | 0.013 | 14 |

在仪陇红层地区，当钻孔中所测的裂隙越多，钻孔涌水量越大，见表23。

**钻孔涌水量与裂隙率关系表** **表 23**

| 孔　号 | 裂隙条数 | 线裂隙率（%） | 涌水量（吨/日） | 水位降深（米） | 备　注 |
|---|---|---|---|---|---|
| 44 | 11 | 0.36 | 485 | 7.6 | 构造裂隙潜水 |
| 57 | 10 | 0.34 | 519 | 8.17 | 构造裂隙潜水 |
| 7 | 5 | 0.11 | 186 | 17.1 | 构造裂隙潜水 |
| 21 | 4 | 0.063 | 160.8 | 4.65 | 构造裂隙潜水 |
| 15 | 1 | 0.06 | 4.71 | 32.15 | 构造裂隙潜水 |

## 二、层间裂隙水

在向斜构造及单斜构造，具有一定的汇水条件的地段，如自流盆地、自流斜地等。所组成的岩性粗细互层，软硬相间，成层性好，所夹有的硬质岩层中裂隙发育，地下水一般很丰富。如浙江金华—江山一带的红层盆地，多属于层间裂隙孔隙水，在金华

七一农场—涅浦一带，义乌稠城及兰溪大元阪一带，这类地下水往往具承压性，水位高出孔口 9.27 米，单井涌水量 174—411 吨/日在墩头盆地的钻孔资料，这种层间裂隙水降深 9 米时，单井出水量为350吨/日左右。在四川重庆地区据26个钻孔资料分析，钻进过程中有29处漏水和15处涌水都发生在砂岩层间，涌水部位均有裂隙（图4—28）。

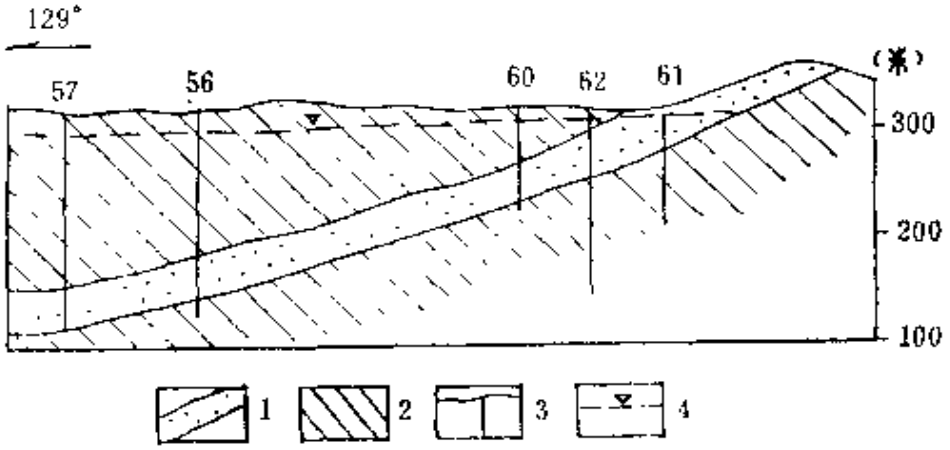



图 4—28 四川重庆地区石桥铺红层水文地质剖面

（四川地质局）

1—含水砂岩；2—隔水层；3—钻孔；4—承压水位线

### 三、断裂带裂隙脉状水

红层断裂带脉状水是红层地区找水的主要方向。在具有较好的补给条件下，选择有断裂的地段对断裂的力学性质进行分析，寻找富水断裂带。如金巨盆地某地深部钻孔涌水量受构造破碎带的控制，大的单井涌水量可达2000吨/日，小的每日10吨左右。在义乌从白垩系上统方岩组中40多个钻孔资料分析，$F_5$断裂带上盘张裂隙密集，出水量大，每天在1300—2000吨以上，单位涌水量最大可达2.4公升/秒·米。泉水流量8.7公升/秒。

江西永修、乐平一带白垩系红层的断裂带地段上，单井涌水量一般均在1000吨/日以上，有的推断在最大降深的情况下，单井涌水量可达8000吨/日。几年来通过在红层地区的水文地质普查与勘探证实：只要是在含钙质胶结物（或钙质砂砾岩），岩性脆硬的砂岩或砾岩地段，有断裂构造存在的条件下，就会打到丰

罗定尖岗顶断裂带上升泉统计表　　表 24

| 泉号 | 层位 | 岩　性 | 构造部位 | 与主干断裂距离（米） | 水量 升/秒 | 水温 | 出露条件 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 122 | $K_2$ | 中粗砂岩 | 上盘 | 650 | 1.04 | 22 | |
| 131 | $K_1^b$ | 风化砂岩 | 上盘 | 250 | 0.95 | 19 | |
| 135 | $K_1^b$ | 细砂岩 | 上盘 | 1500 | 12.10 | 23 | 裂隙中涌出 |
| 212 | $K_1^b$ | 砂岩 | 上盘 | 600 | 19.80 | | |
| 938 | $K_1^a$ | 粉砂岩 | 下盘 | 550 | 20.00 | | |
| 940 | $K_1^b$ | 粉砂岩 | 上盘 | 500 | 19.80 | | 裂隙中涌出 |
| 941 | $K_1^b$ | 粉砂岩 | 上盘 | 550 | 18.31 | | 裂隙中涌出 |
| 942 | $K_1^b$ | 粉砂岩 | 上盘 | 250 | 6.84 | 25 | |
| 943 | $K_1^b$ | 粉砂岩 | 上盘 | 1000 | 19.75 | 25 | 垂直裂隙中涌出 |
| 944 | $K_1^a$ | 粉砂岩 | 下盘 | 250 | 19.25 | 23 | 垂直裂隙中涌出 |

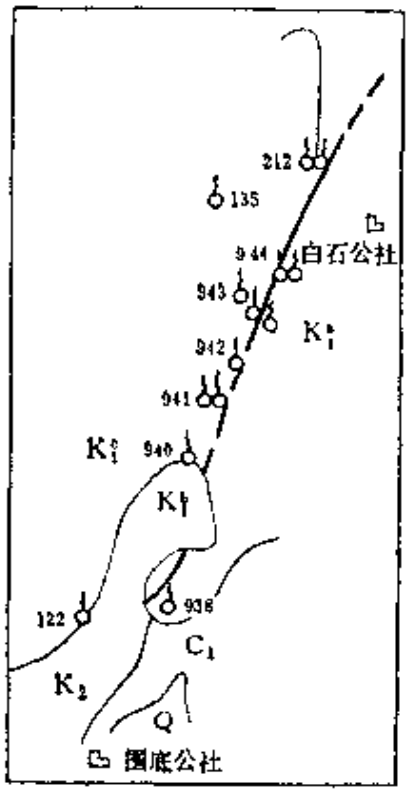



图 4—29　广东盘定尖岗顶断裂带上升泉分布图

（广东地质局）

富的地下水。在江西抚州地区，在抚河大断裂一侧打了三个钻孔，距离断裂带越近，水量越大，自近而远出水量分别为100—300吨/日、50吨/日、30吨/日。另外，在逆断层的影响带在距主干断裂一定距离上水量很大，在野外调查时应注意这种规律，如广东罗定尖岗顶断裂（详见表24图4—29），罗定红层盆地岩性主要是粉细砂岩，水量一般较小，钻孔单井涌水量只有20—30吨/日，而在断裂带地段的钻孔单井涌水量可达1000吨/日左右（图4—30）。

但有些断裂带由于裂隙性质、地貌条件和当地气候条件不利，水量较小或无水。总之，近年来的大量工作实践，已经纠正了红层

无水的论点。只要认真把地区的地质构造条件、岩性、地貌以及地下水的补给条件等有关因素查清楚，进行综合分析就有可能找到地下水源。

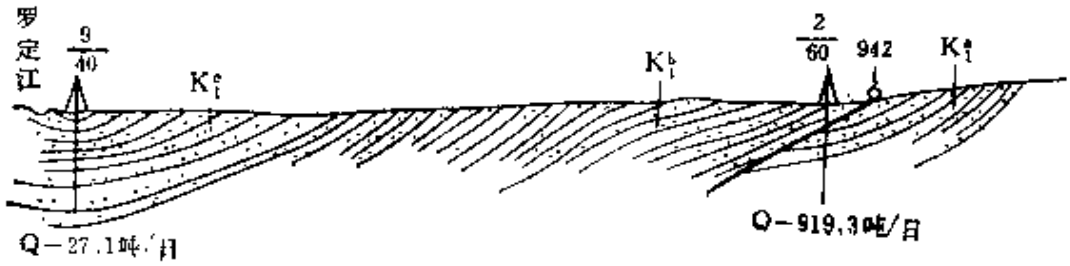



图 4—30　罗定红层水文地质剖面图

（广东地质局）

## 第四节　侵入岩裂隙水的调查

在我国以花岗岩类分布最为广泛，其它一些中酸性、基性以及超基性的岩体如闪长岩、花岗闪长岩、石英闪长岩、辉绿岩、辉长岩等也有分布。这些岩石有相当均一的颗粒或斑状结构。大多数侵入岩呈块状构造，因而近似于各向同性介质。这一点与其它岩石不同。地质构造因素决定着各种形状火成岩体的形成条件。在地壳稳定区多以岩床、岩盖、岩盆、岩锥、岩墙、环状岩脉、岩颈形状出现。在地壳剧烈活动区以岩脊、岩基、岩干、岩盘及岩脉的形状出现。

这种中酸性侵入岩分布面积约占全国基岩面积的三分之一至四分之一。从地貌上看它们常组成一些山脉的主干，特别是闽、粤沿海和东北北部山区。这些侵入岩体，从含水的观点来看基本上是相近似的，往往也是比较缺水的地区。解放以来，为了解决这些地区的供水问题，做了大量的水文地质普查与勘探工作，积累了一些经验。我们着重对花岗岩类及其它侵入岩中裂隙水的调查方法进行初步研究。由于它们的水文地质特征与其它火成岩侵入体以及变质岩中的片麻岩也比较接近。因此，在片麻岩地区工作时也可作参考。

在侵入岩体广泛分布的地区普遍含有风化裂隙潜水，其特点是分布不均匀，但比较稳定，容易找到，开采利用也比较方便。但这种地下水直接受季节变化的影响较大，易受污染，往往不能做大型供水。因此，在火成岩地区主要是找断裂破碎带的地下水和接触带裂隙水。这种地下水在破碎带较大和地貌条件适宜的地区水量通常可满足一般小型供水。

我们知道地下水的埋藏和分布与火成岩侵入体的大小、产状有很大的关系。侵入岩体的大小变化很大，其中最大的是花岗质岩石的岩基它的分布面积有的可达几千平方公里。

侵入岩的孔隙度很低，经测定一般花岗岩的平均孔隙度为0.3—2.5%，辉长岩为1—3%，正长闪长岩为0.3%。必须说明的是强烈的热液蚀变和风化作用使侵入岩的孔隙度急剧增大。这种孔隙度的增大对侵入岩裂隙发育强度以及透水性和富水性有很重大的意义。

侵入岩的机械性质与火山喷出岩近似，其极限抗压强度为：

| | |
|---|---|
| 花岗岩 | 1000—1500公斤/平方厘米 |
| 正长岩 | 1000—2000公斤/平方厘米 |
| 闪长岩 | 1000—2500公斤/平方厘米 |

当花岗岩风化后其抗压强度迅速降低，据广东新丰江水库和安徽梅山水库资料：

| | |
|---|---|
| 新鲜岩 | 1500—4000公斤/平方厘米 |
| 微风化岩 | 800—1500公斤/平方厘米 |
| 弱风化岩 | 400—1000公斤/平方厘米 |
| 强风化岩 | 50—400公斤/平方厘米 |

按内部结构和构造性质来说，侵入岩属于脆性的岩石。

侵入岩与水作用时，有中等化学活性。其物理风化表现得比较明显。在长期风化剥蚀过程中，巨大侵入岩体常形成丘陵或负地形。特别是斑状大颗粒矿物多的岩石更容易风化，在其露头处常形成粗砂碎石。物理风化作用同时也为花岗岩富含地下水造成良好条件。

区域构造裂隙的显著特点是，它在垂直和水平方向上比较均匀地割切火成岩。

在岩脉侵入体中，发育着平行于两侧的裂隙和垂直于岩墙的缓倾斜裂隙，还有近于直立的横裂隙。

有时后期的构造运动大致与早期的破裂和断裂方向近似，微裂隙产生继承性而使裂隙加大；在另一种情况下，沿隐蔽的构造裂隙系方向形成新的裂隙。侵入岩体露头上部在物理风化和剥蚀作用下，普遍形成比较均匀的风化裂隙带。在这个风化带的范围内，所有区域裂隙的张开程度都有所增加。

风化带的厚度，在各地是不同的，基本上可分为强烈风化带、半风化带和弱风化带（图4—31）。一般厚度为30—60米。在稳定地区，风化裂隙带厚度可达100米以上（见表25）。

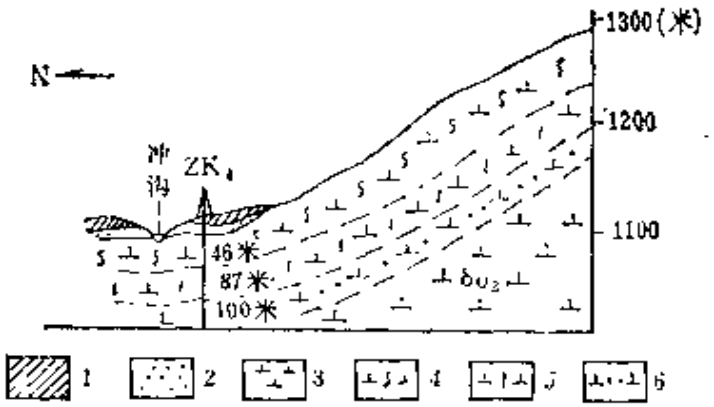



图 4—31　永仁仁和ZK4号孔石英闪长岩风化带厚度剖面图

1—砂质粘土；2—砂卵石；3—石英闪长岩；4—强风化带；5—半风化带；6—弱风化带

风化裂隙带的形成，在很大程度上决定于地形的年代和切割程度。某些地区，由于新构造运动造成的地形升降和强烈的深部侵蚀。近代的和古代的风化壳，或者是埋没的风化裂隙带可同时存在和相互叠加（图4—32）。

风化裂隙带的下部边界面形状大致与上部地表地形相一致。在风化裂隙带内，急倾斜裂隙在花岗岩内分布平均间隔为 0.4—0.6米，有时甚至为0.2—0.3米，裂隙宽度平均为 2—3 毫米。缓

风化带深度比较表　　表 25

| 风化程度 | 风化深度（米） | |
|---|---|---|
| | 南　　方 | 北　　方 |
| 强烈风化带 | 0—30 | 0—20 |
| 半风化带 | 30—80局部100以上 | 20—50局部80以上 |
| 弱风化带 | 70—130局部180 | 30—80局部100 |

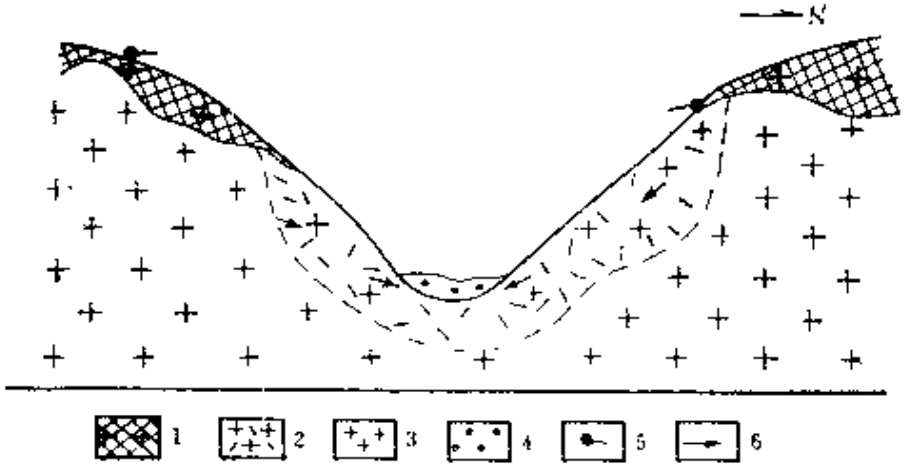



图 4—32　侵入岩中近代和古代风化裂隙带的叠加关系图

(Н. И. 普洛特尼科夫)

1—古风化带；2—近代风化带；3—花岗岩；4—冲积层；5—泉水；6—潜水流向

倾斜裂隙在花岗岩内的分布间隔很大。

在风化裂隙带之下，侵入岩中区域裂隙的张开宽度随深度逐渐减弱。在某种深度上，裂隙的张开宽度极小。在上述裂隙非常发育的地带，地下水即可富集并进行循环。断裂带及它的影响带，对火成岩地下水的富集与循环起很大的作用。在后期构造运动的影响下，常使火成岩中的较大的断裂带向纵深发展，并可以穿过下伏岩层。这种断裂带有时沿走向延伸很远，达几十甚至几百公里。有的由几条不同力学性质的断裂带互相交叉或呈束状出现。它的主要特征是：

1．常伴有角砾岩破碎带，急倾斜的张性断裂。角砾岩破碎带的厚度从几米、几十米到几百米（广东海丰高潭断层带宽200多米）。这种构造断裂带在火成岩地区往往形成负地形。在野外根据地貌特点很容易确定它的存在。

透水性良好的角砾岩破碎带，成为聚积和汇集邻区地下水的有利介质。这种断裂角砾岩破碎带中一般含承压水。泉水出露多，且常年有水。如甘肃马宗山地区花岗岩的断裂带普遍含水，通过钻孔抽水试验，在压性断层上盘揭露含水层厚度26.37米，降深9.35米，涌水量130.30吨/日。在另一个花岗岩断裂带含水层的钻孔中，水位埋深2.8米，降深18.44米，涌水量为212.2吨/日。福建漳州徐山地区钻孔在26—86米遇断裂下盘的破碎带，抽水降深7.65米，涌水量为30.2吨/日，另一个钻孔在断裂的上盘抽水，降深6.6米，涌水量为194吨/日。在永泰埔呈的张扭性断裂带上～温泉流量达8公升/秒。

2．在动力变质作用的影响下，在花岗岩中同样也出现急倾斜断裂带，断裂带表现为岩石片理化带形式。这种带的含水条件，不如前一种断裂带有利，因为片理化带中的一些断裂裂隙往往被断层泥所充填。对地下水有时起阻隔作用。这种断裂带一般是压性的逆断层。

但是，糜棱岩化带和片理化带的透水性在一般情况下比围岩高。另外，侵入岩同火山岩、沉积岩和岩脉的接触带部位经常可以见到岩石破碎现象或大量发育的巨大裂隙（图4—33a、b）。往往对地下水的富集有利。

侵入岩大多是沿断裂和裂隙带侵入，使本来就比较破碎的构造带的岩体更加破碎，给地下水富集创造了良好的条件。如四川攀枝花矿区围岩接触带的裂隙延伸到地面以下600余米，裂隙率为0.8—3.9%，赋存脉状承压水，钻孔单位涌水量0.001—0.2公升/秒.米。在云南墨江安定沙浦面积不足3平方公里出露泉点6个，流量为0.22—4.43公升/秒。湖南安化花岗岩体面积25平方公里，接触带泉水9个，平均流量0.23公升/秒（图4—34）。另

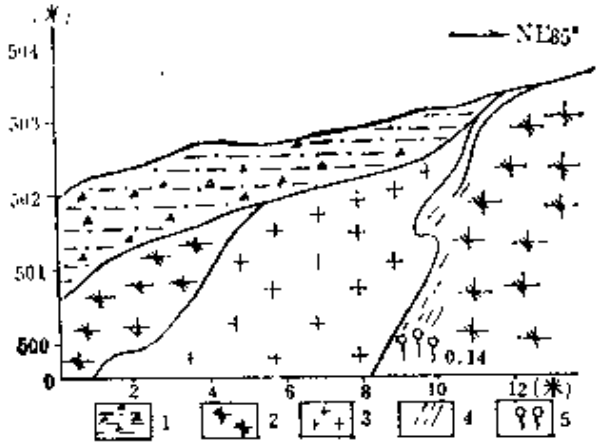



图 4—33a 福州1957号泉群出露剖面

(福建地质局)

1—粘砂土夹碎石；2—二长花岗岩；3—花岗岩；4—裂隙带；5—泉群、流量（升/秒）

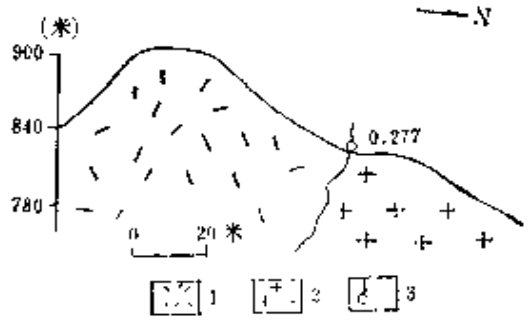



图 4—33b 福州2910点基岩接触带上升泉出露示意图

(福建地质局)

1—凝灰岩；2—花岗岩；3—上升泉及流量（升/秒）

外，在盐源矿山梁子一带辉长岩接触带裂隙发育、面裂隙率高达9.8%，泉水流量0.4—20公升/秒。根据上述情况可以认为侵入岩裂隙含水层基本可分以下三种类型：1.风化裂隙带潜水；2.断裂带脉状水；3.接触带裂隙水。

## 一、风化裂隙水

花岗岩风化裂隙带的厚度各地不一，它主要取决于岩层的时代早晚；构造裂隙发育程度；岩性的矿物成分（颗粒大小）与结构；气候因素；地貌条件；覆盖层厚度和裸露程度。在寻找风化

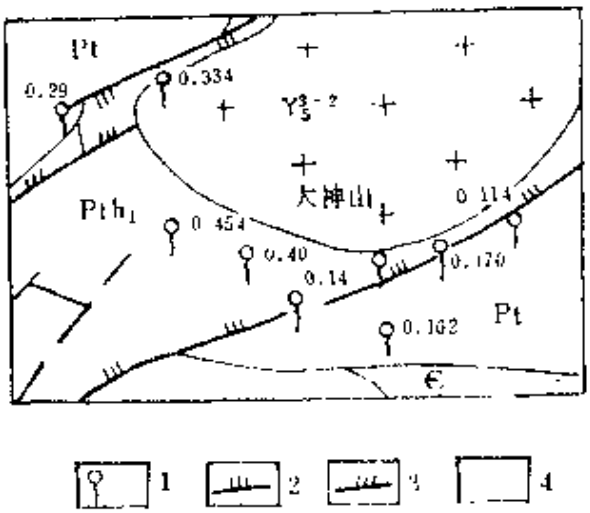



图 4--34　湖南安化田庄湾富水块段泉水分布图

(730部队)

1--穿过点泉；2--压性断裂；3--压扭性断裂；4--性质不明的断裂

裂隙地下水时，应着重其中的地貌条件和区域构造裂隙的发育规律，应当特别注意寻找集水洼地、谷地、盆地等低洼地段。有些缓坡斜地、台地和低丘也往往赋存这种裂隙潜水。在切割较深的地区，不易形成稳定的裂隙带，因而地下水很贫乏。

我们知道，研究风化裂隙地下水的储量大小，必须首先搞清楚岩层或岩体风化裂隙带的厚度，厚度越大地下水的储量也就越稳定，储量也大。如青岛市供水，最早就是利用花岗岩风化带中的裂隙水。在福建，浙江沿海岛屿供水也有许多是利用风化带裂隙水的。据调查一般花岗岩的风化带分为全风化层、半风化层及弱风化层。也有只分全风化层和半风化或弱风化层两种，还要根据具体地区条件而定。全风化层下限多数在30米以上，在浙江舟山地区，风化裂隙发育一般不超过30米，在辽宁金县地区风化裂隙发育一般也不超过30米。半风化层在 50—100 米之间。个别地区总厚度可达 100 米以上，如云南碧江—兰坪一带结晶粗粒的花岗岩风化带厚 50—80 米，最厚可达100多米。福建漳平地区强风化带厚度30米，最大可达 60—100 米。在广东澄海钻孔揭露的花岗岩风化带厚度 80—100 米。在秦岭最高夷平面的花岗岩风化带最大厚度在100米以上。

在寻找风化裂隙水时，最好同时注意寻找断裂带。因为花岗岩或其它火成岩侵入体的风化裂隙总的厚度是不均匀的，它受着地貌条件的严格控制，往往没有较好的储水条件，虽然补给区面积较大，但不能储存，地下水很快在沟谷洼地中以泉的形式排泄。如果在区域内有较大的构造破碎带就可以大量储存地下水，如湖南株州地区的明月峰花岗岩体就是这样，水量很大(如图4—35)。

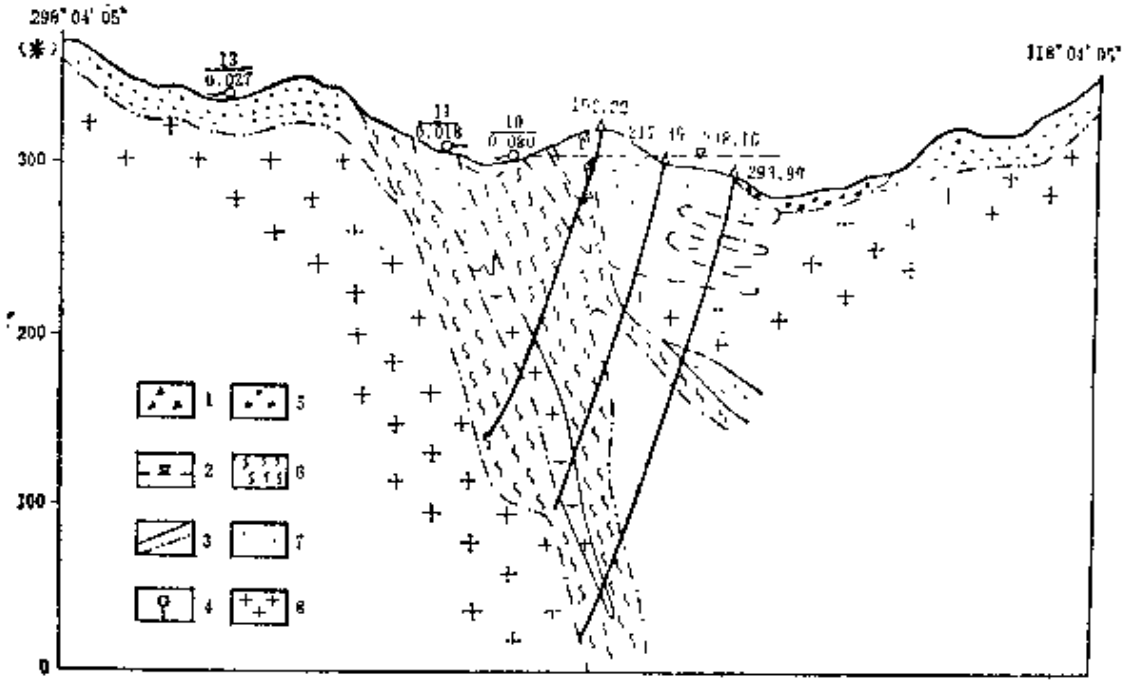



图 4—35 明月峰花岗岩体水文地质剖面图

(湖南地质局)

1—第四系冲坡积；2—坑道疏干前构造裂隙脉状承压水水位线；3—实测和推测风化和破碎带界线；4—泉及编号；5—第四系孔隙水；6—构造裂隙脉状承压水；7—花岗岩裂隙潜水；8—不含水的花岗岩

实践证明，在我国北方花岗岩风化带厚度一般较南方薄，各地水量分布也不均匀，如在辽宁金平北部、东部，西部低山丘陵区的花岗斑岩、闪长玢岩和变质岩等块状岩普遍存在构造和风化裂隙潜水，风化带厚度2—7米，深者30米，一般泉水流量为10—43吨/日，最大可达188吨/日在河北秦皇岛市绥中花岗岩内风化裂隙带中钻孔每日可汲取水量 67—190 吨。内蒙扎赉特旗巴湾札拉格地区，海西期花岗岩分布很广，经长期风化后多呈砂及碎块

状，风化带厚度30—60米，地下水位埋深在河谷地区3—5米，地形较高的坡地为7—18米。民井抽水单位涌水量24—240吨/日·米。在测区东南分布的燕山期花岗岩风化带厚度也在30—60米之间，而构造裂隙带的一般发育深度在42—65米之间，地下水埋深4—6米，民井抽水单位涌水量一般小于120吨/日·米。在西北甘肃省马宗山极干旱的地区，在花岗岩风化裂隙带的低丘洼地中，钻孔涌水量可达262.3吨/日，一般也有102.3吨/日。可见水量是比较可观的。在云南腾冲花岗岩的风化厚度在50—80米之间，多呈砂状，水量也很大。

如湖南鄂县加里东和燕山期花岗岩分布面积很广，据钻孔揭露有73米的风化层，裂隙发育，以走向0—10°、40—60°、100—120°、150—160°四组常见，地下水活动主要受前三组裂隙控制，据当地821老平硐测量，线裂隙率5.7%，据125个泉水资料的统计，平均流量0.3升/秒，最大流量2.98升/秒，流量大于1升/秒的8个，占6.4%；1—0.1升/秒的72个占57.6%；流量小于0.1的45个占36%。钻孔抽水试验单井涌水量在降深12米时可达583.2吨/日。

在衡阳地区关帝庙、南岳、吴集一带花岗岩组成中低山、丘陵地形，裂隙率0.48—1.54%，泉水出露较多，据96个泉水统计，流量大于1升/秒的占5.2%；0.1—1升/秒的占56.3%；小于0.1升/秒的占38.5%。

以上充分说明侵入岩尤其是花岗岩类的侵入体普遍存在风化裂隙潜水，水量一般不大，但比较稳定，地下水径流条件一般比较活跃，这种类型的地下水埋深不大，极易寻找和开采。因此，在缺水地区，这种裂隙水是值得重视的。经验证明，在寻找花岗岩等侵入岩包括片麻岩的风化裂隙水时，应注意分析以下几个方面。

1．岩性颗粒较粗的侵入岩体；

2．经过多次构造变动影响的地段；

3．成岩裂隙发育的岩体；

4．注意地貌和微地貌条件，如丘陵洼地、沟谷、小型洼地、掌心地等。在甘肃马宗山地区几乎所有的花岗岩地区的小洼地都能找到这种风化裂隙水，水位埋藏很浅。如吊头泉地区水位埋深只有1.29米，抽水降深 12.11 米，涌水量40.61吨/日，对解决牧区人畜用水起到了很重要的作用。另外在各侵入岩体与其它岩层（体）的接触带和相变带边缘部位也常富水。同时要注意对地表水系变迁和古风化带的研究。

**二、断裂带脉状水**

花岗岩以及其它侵入岩体的断裂带一般是含水的，富水性大小则取决于断裂带破碎程度和规模的大小，以及力学性质等因素。因此，构造裂隙水的水文地质条件较为复杂，不同的断裂，有不同的富水性，同一断裂的不同部位，富水性也有很大的差异。在这种地区寻找地下水，首先要对各种断裂带的力学性质进行研究。

1．张性断裂带

不同性质的断裂富水性有很大的差别，一般来说张性或张扭性断裂的富水性比压性和压扭性强，如福建龙海某地花岗岩区有两条北西向压扭性断裂带（1号和2号断裂带）。和一条北东向张扭性断裂（3号），在1号断裂带上的钻孔单位涌水量0.024公升/秒.米。而在3号断裂带上的钻孔抽水试验单位涌水量0.16公升/秒.米，水位降深 7 米，涌水量 98.7 吨/日。在四川攀枝花辉长岩地区构造裂隙延伸到地面以下 600 余米，钻孔岩心裂隙率达0.8—3.9%，赋存于张扭性构造裂隙中的地下水多为脉状承压水，单位涌水量达 0.2 公升/秒.米。在内蒙的新巴尔虎右旗阿敦楚鲁公社附近，分布在黑云母花岗岩的张性和张扭性断裂带，含水带由断层角砾岩，破碎岩等构造岩组成，结构疏松，易于含水。在地貌上往往形成带状洼地，易于大气降水的汇集补给。已发现有含水带十余条，水位埋深一般小于 5 米，抽水试验单位涌水量一般在120—480吨/日.米。在尚丁浩雷地区花岗岩体中张性断裂含水带宽20—40米，长120—280米，水位深 5 米，民井抽水

单位涌水量36—157吨/日·米。在新巴尔虎左右旗东南部广泛分布燕山期花岗岩，张性和张扭性断裂发育，根据物探和钻孔证实其中一个断裂带如一楔形，上宽120米，深部宽50米，钻孔抽水试验涌水量为912吨/日（图4—36）。再如西北干旱区的甘肃峡东H7—1号钻孔打在张性断裂上，孔深98.57米，抽水降深5.81米，涌水量453.2吨/日（图4—37）。红石山H8、军1两个钻孔打在断裂带上，单井涌水量分别为259.2吨/日，42.34吨/日。安北大青山西段的一个张性断裂带上的A15号孔，孔深104米，抽水降深5.25米时涌水量2.886吨/日。这说明花岗岩以及其他火成岩分布地区无论是西北干旱地区、内蒙干旱半干旱地区或者是东南沿海缺水地区，只要对这些地区的构造断裂带的性质调查清楚，就可以找到较好的地下水源。

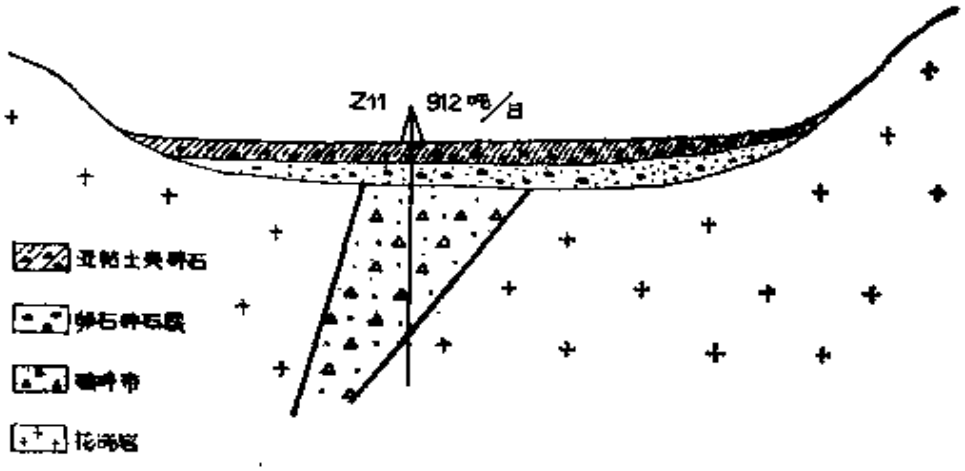



图 4—36　内蒙扎赉特旗二龙山合发屯花岗岩断裂破碎带示意剖面

（黑龙江地质局）

2．寻找压性压扭性断裂带的影响带

在寻找压性和压扭性断裂带时由于中心部位，是应力集中部位，破碎带裂隙闭合，多被断层泥、糜棱岩的再结晶的脉岩所充填，一般无水或水量很小。所以应寻找断裂的影响带，一般在冲断层和逆掩断层的上盘往往水量较大。如福建省一海岛某水源地有一系列北东向的冲断裂，主结构面糜棱岩化，裂隙面被粉末状物质充填，含水很弱。而在两盘有许多张扭性羽状裂隙斜交，以

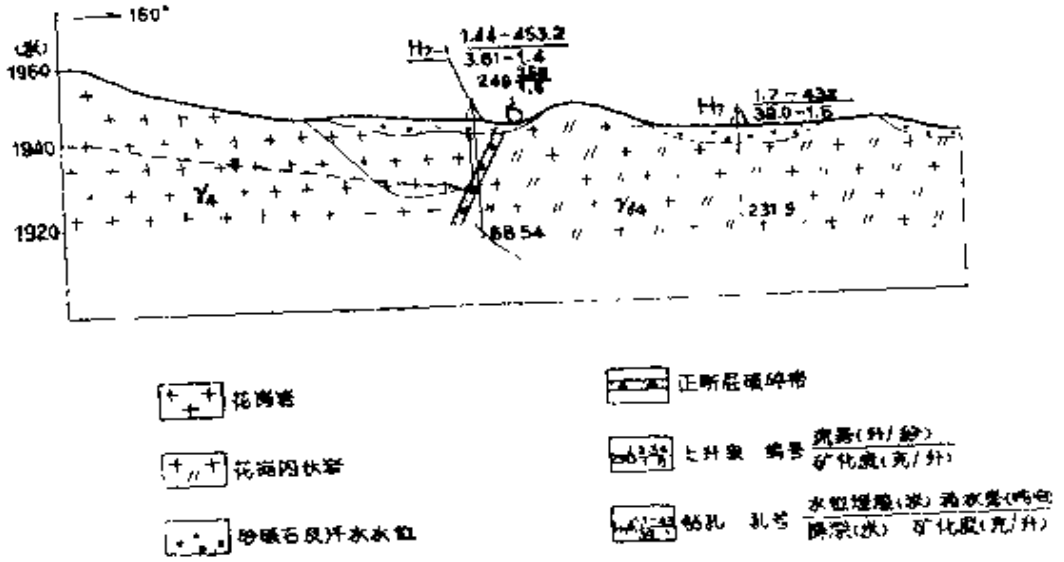



图 4—37 长流水泉水地质剖面图

(720部队)

上盘最为发育，很少有充填物，富水性好，ZK3号孔(图4—38)孔深100.66米，位处断裂上盘于孔深 23.5 米，遇到裂隙宽8—10厘米，水即涌出，高出地面0.15米。单位涌水量0.3公升/秒·米。在湖南平江地区，断裂构造发育，在7000多平方公里的面积内有主要充水断裂带70多条，有些断裂规模较大，破碎带较宽，旁侧低序次构造裂隙十分发育。如温泉压扭性断裂带，主要发育在燕山期二长花岗岩和前震旦系变质岩地层，有三组节理发育。泉水出露10多处，泉水流量一般为0.1—1.88公升/秒，其中还有大量温泉出露。在甘肃省安北的青石泉、东大泉附近两条压性断裂带在靠近补给源的一侧布两个钻孔，实际涌水量分别为 310.5 吨/日、79.6吨/日。在峡东几条压性断裂的地下水补给方向一侧，5个钻孔都布在影响带上，均获得较大的水量，单井涌水量一般为100吨/日以上，最大可达887.3吨/日。在马宗山煤矿地区的东西向压性断裂带上布置了 3 个钻孔，单井涌水量均为 500 吨/日。N34 号孔在上盘，涌水量达340吨/日。而打在断裂破碎带中心的N28 号孔则为干孔，如果两盘均为块状岩石时，则两盘的影响带均富水，如 K1 号孔位于断裂带下游盘的影响带中，抽水降深

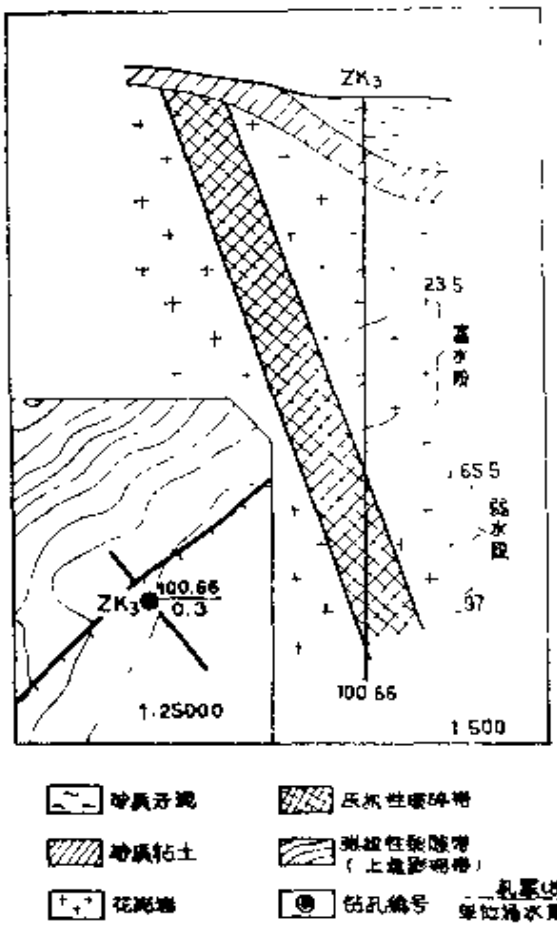



图 4—38　福建宁德三都水源地断裂带剖面图

（福建地质局）

1.79米时涌水量为 509.10 吨/日（图4—39）。故地下水在压性断裂的影响带一般是比较富集的。

3．寻找断裂带密集和断裂带交汇部位

这里指的主要是寻找断裂带呈束状或者叫帚状构造和弧形断裂构造带。如甘肃马宗山煤矿花岗岩地区的砂井帚状构造虽为压扭性断裂组成的，在交汇部位构造裂隙十分发育，具有良好的储水条件、泉水出露较多，总流量为 23.67吨/日。N19号钻孔抽水降深2.26米，涌水量达1776吨/日。

在星星峡独红山弧形构造的顶端，张性断裂发育，据X21号孔抽水试验，降深 1.9 米时涌水量为737吨/日。另外，在断裂的交汇部位富水。如马宗山煤矿区的同昌口—勒巴泉—双井子—

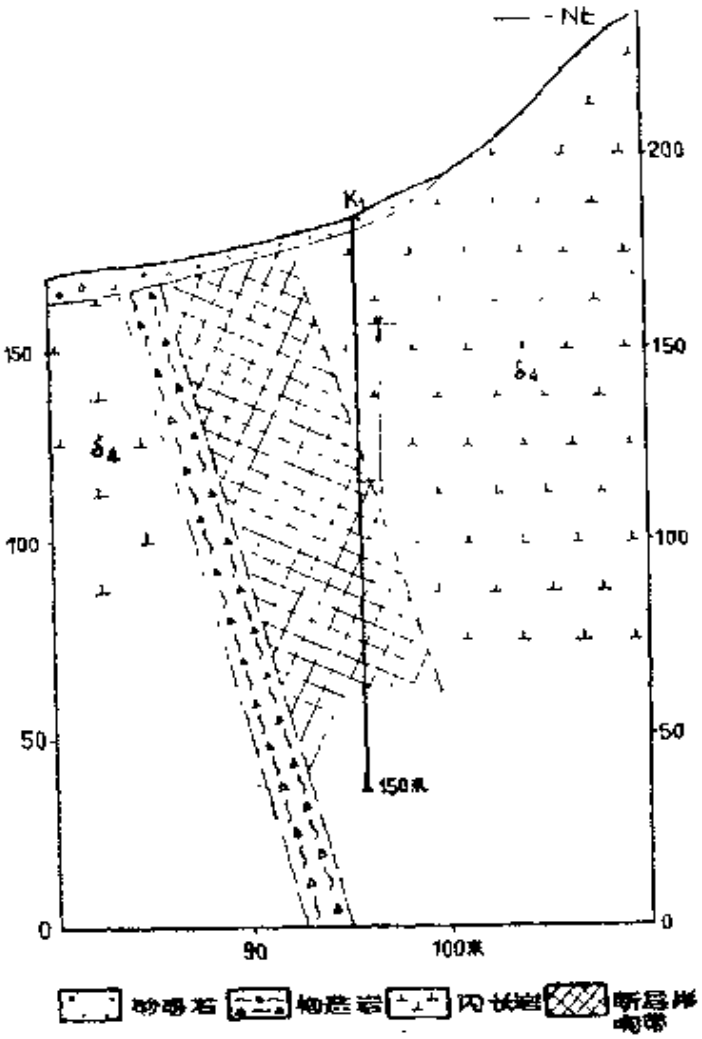



图 4—39　甘肃北山K1号孔水文地质剖面图

(720部队)

段，101号民井位于断裂交接复合部位，涌水量较大达212.4吨/日。又如星星峡X20号孔布在一扭性断裂与压性断裂的交汇部位，孔深96.77米，水位埋深30.7米，抽水降深5.44米时，涌水量61.9吨/日。水质好，矿化度仅1.1克/升。红石山在几处东西向压性断裂与北东、北西向扭性断裂交接复合部位的三个孔，水量均较大，单井实际涌水量达70—180吨/日。

### 三、接触带裂隙水

侵入岩体由于在侵入时造成围岩变形，产生裂隙或使原来的裂隙空间加大，其中包括层间裂隙，节理以及较大的断裂带造成的低序次裂隙等。而这些火成岩侵入体也往往是沿地层软弱地段

也就是断裂发育带等侵入。这种裂隙虽经多次岩浆热液活动，也还有部分没有被充填，当侵入的岩浆逐渐冷凝时，体积收缩造成与围岩之间的裂隙，该裂隙即称为接触带裂隙。它在所有的侵入岩体周围，或者各类型的成矿带周围都普遍存在。如四川盐源矿山梁子一带大板山辉绿辉长岩，即沿断裂带和官房沟背斜侵入，使本来就非常破碎的岩体更加破碎，围岩蚀变严重，接触带裂隙发育，据测量面裂隙率高达 9.8%，泉水多沿接触带出露，流量比侵入体一般裂隙泉0.1—1升/秒的常见流量大4—20倍，区内较大的接触带泉如35、36号泉，流量分别为210.5升/秒，23.1升/秒。这种类型的地下水早已被各金属矿床的开采所证实，它往往也是金属矿床开采时的主要威胁。如湖南水口山铅锌矿区，由于构造断裂和火成岩活动剧烈，接触断裂破碎带及层间裂隙非常发育，成为地下水运动的良好通道。共分上部含水带和下部含水带，下部含水带是主要含水层，与火成岩接触含水带紧密相连，含水层厚度一般 8—10 米。此外，尚有许多含水断层以及含水的张性裂隙，使含水带复杂化，其规律是越近火成岩体含水性越好，单位涌水量0.7—2.46公升/秒·米，渗透系数 29.7—44.95 米/日。远离火成岩则单位涌水量减至 0.1—0.7 公升/秒·米，渗透系数1.8—2.8米/日。

下部含水带，不论是层间裂隙、接触带裂隙还是断裂带连通性好，有密切的水力联系（见表26）。

总之，各种侵入岩的接触带裂隙在所有侵入型的许多金属矿

**湖南水口山矿区放水时水位下降情况一览表** **表 26**

| 孔　号 | 距放水点（米） | 含水部位 | 水位标高（米） | 水位降低（米） |
|---|---|---|---|---|
| 248 | 85 | $F_6$及$F_3$断裂带 | 33.22 | 29.28 |
| 260 | 340 | 层间裂隙 | 35.78 | 23.44 |
| 193 | 515 | 接触带裂隙 | 36.10 | 23.27 |

区均有较大的供水意义，同时对开采矿床也相应造成威胁。在南方的许多矿区进行坑道掘进或钻探时，往往是越接近矿体水量越大。尤其是矽嘎岩型矿床更是明显，例如广东的大茅、黑石岗、红岗等矿区（见图4—40）均有上述规律。

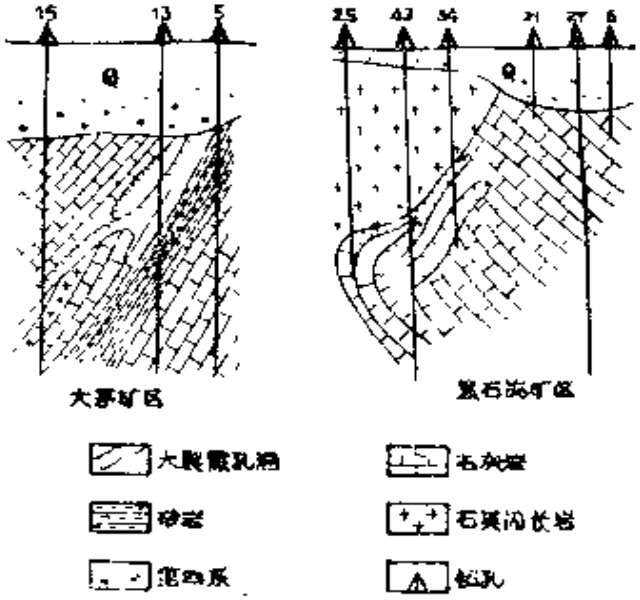



图 4—40　广东大茅黑石岗矿区剖面图

（广东地质局）

这种侵入体以花岗岩为主，也有其它石英岩、石英正长斑岩、辉绿岩……等等。多数以岩脉、岩墙、岩株、岩基的形式（图4—41）沿断裂带侵入的。这种接触带的裂隙水水量大小要看围岩的性质，如在碳酸盐岩地区水量很大，在有较好地下水补给来源的钻孔涌水量可达 1000 吨/日以上。如果在变质岩、火山岩地区一般水量却不会太大。因为岩脉本身均属不含水的岩层。如福建平潭岛等地钻孔位于辉绿岩脉上，涌水量 58 吨/日。在漳州市北部为燕山期花岗闪长岩受强烈风化的丘陵区，有一组彼此平行的此类岩脉分布，一般单宽10—30米，有的小于 1 米，呈北20—30 度东展布，被若干条北西向张扭性微断裂错断，裂隙发育，充填物较少，裂隙水的单孔涌水量最大达100吨/日。宁德三都岛的接触带裂隙水，钻孔涌水量达 250—321 吨/日。惠安涂塞化

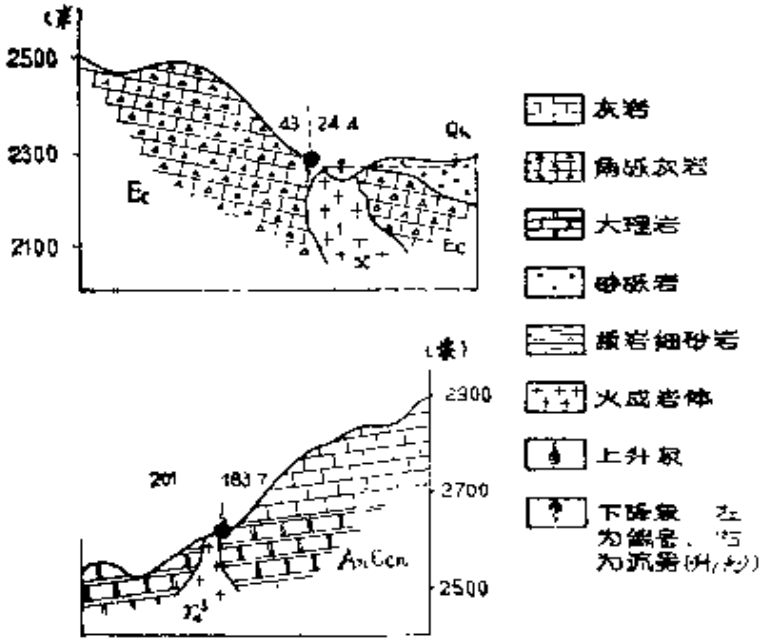



图 4—41　云南兰坪地区火成岩岩墙
岩脉与围岩水文地质剖面图

（730部队）

工厂钻孔打在脉岩与脉壁上，单孔涌水量达 2000 吨/日。1965年抗旱时群众扩泉出露地层为燕山期黑云母花岗岩，并有北30—40度西细粒花岗岩脉及石英岩脉侵入。地下水沿北西向张裂隙带溢出，裂隙宽一般为1—3厘米，数条含水主裂隙宽3—4厘米，无充填物，挖至 9 米时，涌水量达 2000 吨/日，经几年后涌水量稳定不变。在内蒙古昭乌达盟干旱草原的花岗斑岩侵入体，在接触带的有利部位泉水较多，统计泉水流量一般20—60吨/日的占75%，




图 4—42　接触带泉剖面
（内蒙古地质局）

最大流量的可达 86 吨/日（图4—12）。在花岗岩体下部富水性较差，钻孔抽水降深48.68米时，涌水量75.17吨/日。而 L 9 号孔，抽水降深26.36米时，涌水量仅5.87吨/日，说明这种类型地下水是不均匀的。

## 第五节　火山岩裂隙水的调查

火山岩主要分布在内蒙、东北、西南、东南沿海及台湾等地。出露面积在局部地区比较广泛，大部分是侏罗、白垩系凝灰岩、流纹岩及安山岩等，部分也有新生代和古生代的玄武岩。

在大多数情况下，火山岩的结构为斑状，残斑状，有时成块状、流状或玻璃质状。火山岩的产状是各种各样的，但大部分是盖层状和流状，与凝灰岩互层，常构成层状杂岩。因此，在形成褶皱时表现出某种独有的各向异性。在这种情况下，各向异性程度随着两种岩石互层增多而增大。在物理性质上几乎是各向同性的，接近于侵入岩。

火山岩各地分布的厚度不一，在我国东南沿海一带凝灰质流纹岩类火山岩总厚约7000米，在湖南、湖北一带中侏罗系开始有大量火山喷发，白垩系全属中酸性火山岩，厚约400米以上。江苏常州地区侏罗系火山岩厚度达2990米以上。在广西崇左江州一带下三迭系火山岩厚达1000米以上。东北和内蒙地区的火山岩累积厚度约9000米以上。各地玄武岩分布厚度很不一致，如东南沿海的峰县组玄武岩厚度约200米，在浙江普遍为80—150米。在海南雷琼半岛一带厚约30—80米左右，在东北和内蒙一带玄武岩厚度为400米以上。

火山岩的孔隙度往往很低，常为千分之几。玄武岩一般为0.4—0.5%，而气孔玄武岩孔隙度更大，玢岩为0.7—1.7%，英安凝灰角砾岩石3.2%。

这种岩石对地下水的化学活性一般是中等，而且酸性岩石小些，碱性岩石大些。火山喷出岩的物理机械性能和一般岩石不

同，有它的特殊性。影响其机械性质主要是胶结斑晶或非晶质和玻璃质的成分多少。它使岩石具有特殊刚性、提高了它的脆性和抗压强度：

| | |
|---|---|
| 玄武岩的抗压强度 | 2000—2500 公斤/平方厘米 |
| 流纹岩的抗压强度 | 1300—1400 公斤/平方厘米 |
| 安山岩的抗压强度 | 1000—1500 公斤/平方厘米 |
| 流纹斑岩的抗压强度 | 1500—3000 公斤/平方厘米 |

具有这种特性的火山岩在变形时，通常形成以下三种明显的裂隙：（1）沿层面的滑动裂隙；（2）岩层褶皱时的张裂隙；（3）横向断裂裂隙。

同时，由于喷出杂岩脆性高，很容易发生大的和深的断裂。局部断裂容易形成大量破碎带，而这些裂隙又在地表上变成复杂的断裂带，这大大增加了岩石的透水性和地下水富集的有利条件。

有些火山岩地区内，断裂带交汇地段深度很大，但是这种交错的断裂不多见。某些断裂带中，沿断裂带转折处发生张开现象，有时保存，有时为角砾岩充填。在个别地段的张开宽度达0.3—0.5米。在这种情况下，构造断裂不仅是地下水的通道，而且在某种程度上是良好的储水构造。此外，还有完全被粘土物充填的局部断裂构造，它起隔水层作用。

另外，由于玄武岩具有流状和玻璃质以及间歇喷发等特点，玄武岩多呈气孔状，杏仁构造。地貌景观奇特，往往形成火山口、熔岩洼地、天然井、管道洞穴以及各种类型的气泡洞穴…（如图4—43、4—44、4—45）。实际都是由于熔岩在喷出地表后岩浆逐渐冷却释放大量气体，缓慢地形成各种不同的熔岩洞穴管道。这种类似岩溶地貌景观的特征，造成了独特的水文地质类型。其水文地质条件与岩溶很相似。它可以大量吞渗大气降水，使地表水枯竭，迅速转变成地下管道径流，如黑龙江五大连池地区、广东海南琼山等地。这些地区均系新生代火山岩，而中生代或古生代的玄武岩地区多呈玄武岩台地的地貌景观，在汇水条件

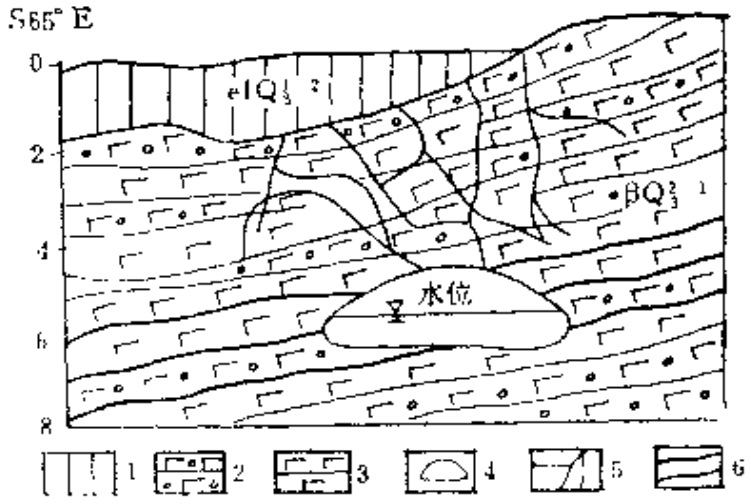



图 4—43 广东琼山玄武岩气泡洞穴

（广东地质局杨基广资料）

1—红土；2—气泡状玄武岩；3—微孔状玄武岩；4—气泡洞穴；5—裂隙宽0.05—0.5米；6—水平裂隙宽0.1—0.4米

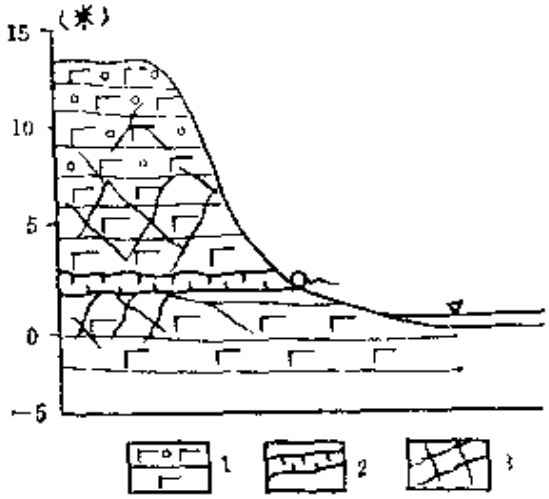



图 4—44 广东琼山玄武岩熔岩管道剖面图

（广东地质局杨基广资料）

1—气孔状及致密状玄武岩；2—熔岩管道；3—节理裂隙

好补给来源充足的地区，地下水也是比较丰富的。如西南地区峨嵋山玄武岩大泉流量可达每秒近百公升，但水量大小多直接受降水控制，动态不稳定。

根据现有资料，火山岩基本上可归纳为以下三种裂隙水类

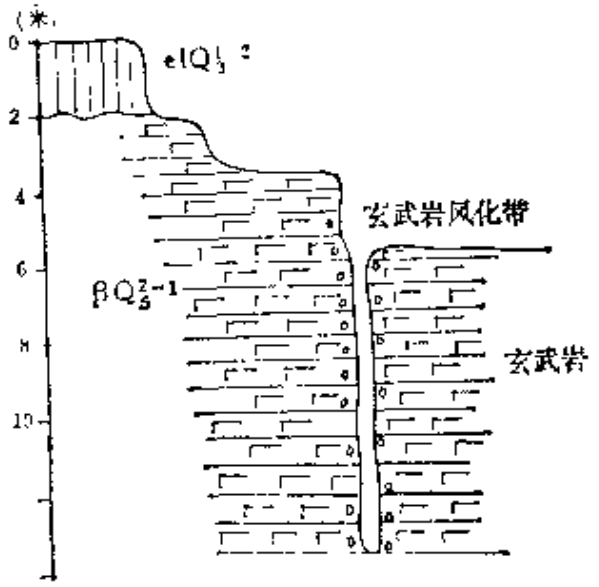



图 4—45 广东琼山玄武岩熔岩天然井

(广东地质局物基广资料)

型：（1）风化裂隙带潜水；（2）断裂带脉状裂隙水；（3）成岩裂隙、孔隙管道水。

## 一、风化裂隙水

系区域性风化裂隙水，这类地下水主要赋存于汇水条件较好的低洼地、沟谷、盆地内以及在残余剥夷面上，几条浅沟交汇的“掌心地”，沟谷缓坡或广阔的平台地区的火山岩风化带中大致是沿当地侵蚀基准面界线发展（图4—46，47），这种风化带厚度和范围与火山岩的节理密集程度和构造断裂带有关。一般分布范围较广，地下水埋藏浅，富水性较均匀，水量变化受地表径流和降水的直接影响。这种类型的地下水常在地形被切割的低洼地段以下降泉的形式排泄。这种裂隙潜水天然资源虽然分布在整个区域内，但一般水量很小。

根据浙江诸几地区某地出露的泉点数约占该地区火山岩泉点总数的27%，泉平均流量仅0.2公升/秒，最大流量0.78公升/秒。在黑龙江省阿城和宾泉县的凝灰岩和安山岩风化层厚度约21米，泉水流量多为10吨/日左右，钻孔单井出水量一般可达30—100吨/日。在内蒙新巴尔虎左右旗圣山—霍尔坡山隆起带的上侏罗

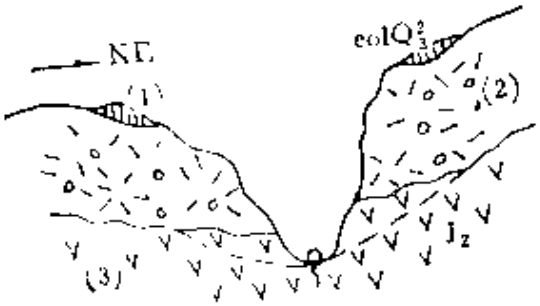



图 4—46 内蒙古克白招苏泡89号泉剖面图

（内蒙古地质局）

1—黏土；2—酸性熔岩；3—安山岩

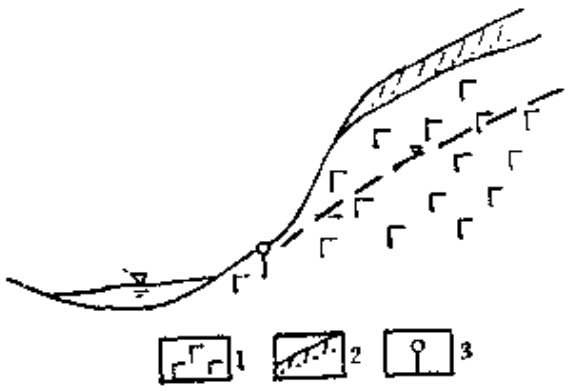



图 4—47 浙江新昌玄武岩泉水露头

（浙江地质局）

1—玄武岩；2—残积土；3—泉

统上兴安岭火山岩组的流纹岩、流纹斑岩，地下水赋存在风化裂隙中，据测风化深度一般小于30米，钻孔抽水单位涌水量 1.8—240吨/日·米，水位埋深2—8米。另外，在赤峰—克什克腾—白音库伦一带的中生代的玄武安山岩、流纹岩、凝灰岩裂隙发育，裂隙宽度为 3 毫米左右，最大 15 毫米，泉水露头多，一般流量为 5—10 吨/日，最大 80—240吨/日。根据野外实测＞30吨/日的泉占21.4%；10—30 吨/日的泉占 28%；＜10吨/日的泉占 47.6%。在云南宜良地区的峨嵋山玄武岩风化裂隙带地下水，在低洼地带含水层较厚，钻孔抽水试验涌水量为 3.79 公升/秒。贵州安顺一带这层玄武岩分布广泛，出露最大厚度342米，地表系风化裂隙水，常见流量0.01—1.2公升/秒。深部构造裂隙水，经钻探抽水试验单位涌水量 0.0004—0.0423 公升/秒·米。地下水径流模数最小，枯测为0.93公升/秒·平方公里。

在福建的福安—福州一带的侏罗系和白垩系的长林组，南园组、小溪组和石帽山群火山碎屑岩及中酸性火山熔岩含水层，主要是节理裂隙、构造裂隙和风化裂隙均较发育，多为张性裂隙，据统计裂隙率可达4.14%，一般宽 1—2 毫米，大者达 10 毫米左右。泉水出露较多，水量稍大者为0.905—2公升/秒。如霞浦1536

号泉流量达1.5—2公升/秒，据统计该地区：>1公升/秒占1%；0.3—1 公升/秒占 5%；0.1—0.3公升/秒占35%；<0.1公升/秒占59%。

凝灰岩的风化裂隙因岩石较易风化，裂隙常被粘土充填，含水性差，泉水亦少。

裂隙潜水含水层的厚度（包括风化带）决定于岩石的构造特点，地质时代和地形切割程度。一般为 5—20，30—50，50—80米，南方个别地区有的可达100米以上，如云南兰坪小营地区玄武岩风化带厚度近100米（图4—48）。

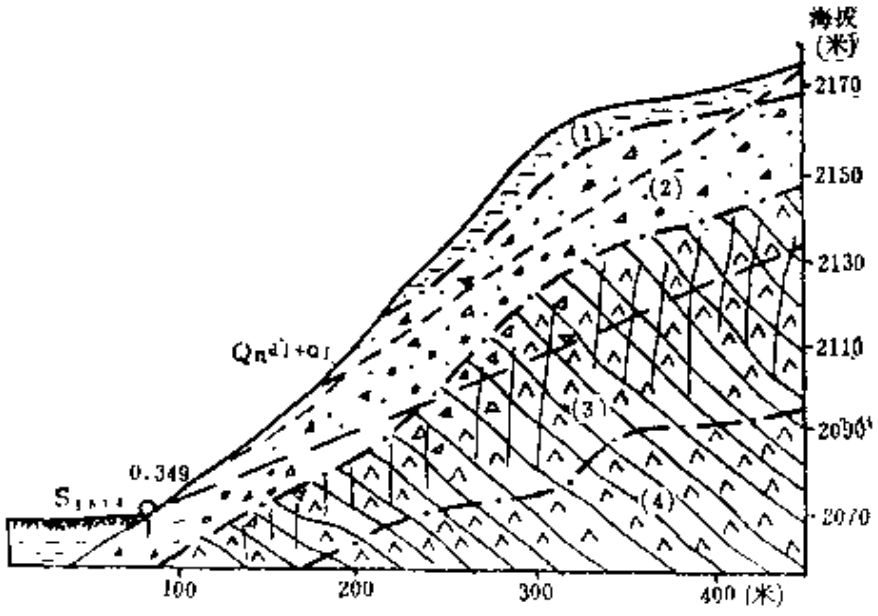



图 4—48　云南兰坪小营东玄武岩风化带剖面示意图

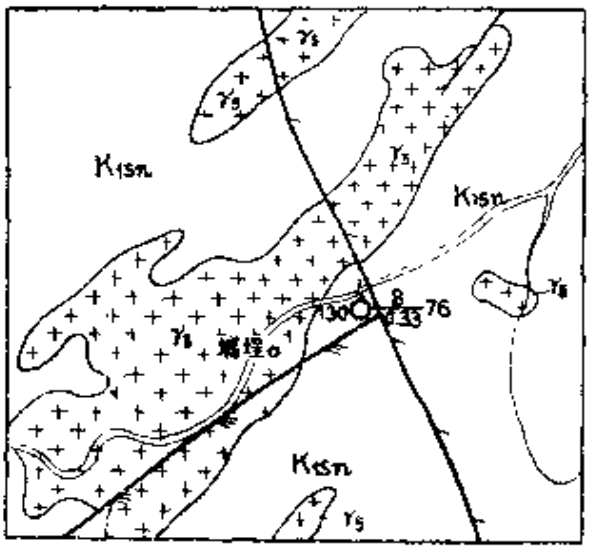
(730部以)

1—全风化带残积层；2—强风化带；3—弱风化带；4—坚硬基岩

## 二、断裂带脉状裂隙水

火山岩构造断裂带脉状裂隙水的寻找与侵入岩断裂带地下水的寻找方法基本相似，主要分布在张性、张扭性构造裂隙带和它们的影响带、断裂交汇部位以及断裂与其它构造的复合部位。由于这些部位的应力集中，岩石易破碎，尤其是刚性、脆性的火山岩易产生张裂隙而富水。目前在许多火山岩或火成岩地区往往在

裂隙交汇部位产生温泉，因为在这个部分深度很大，如福建地区就有很多这样的温泉（图4—49）。同时水量也很丰富。在黑龙江和内蒙一些地区的单井出水量最大可达1000吨/日以上。此类地下水多呈点、线状沿断裂带走向发育。在呼伦贝尔盟地区的安山玄武岩和玄武岩，张性断裂带较多，宽度一般50—250米，深度50—150米，长2—15公里，断裂带由断层角砾岩或破碎岩组成，




花岗岩　火山岩　压扭性断裂　张性断裂

温泉　河流　断层不明断裂　居民点

编号　高温　矿化度　水源

图 4—49　福建永泰埔埕火成岩火山岩地区断裂交汇处泉点

（福建地质局）

结构疏松，为地下水赋存的良好地段，一般单位涌水量18—480吨/日·米，大者可达1000吨/日·米。潜水位小于5米，泉的涌水量12—120吨/日，根据查明的张性断裂带有14条。在内蒙古扎赉特、新生屯和舍伯吐地区，侏罗系火山角砾岩，凝灰岩及安山岩，安山质玄武岩，裂隙水受构造控制，富水程度及动态变化较大。裂隙水的特点是水量极不均匀，裸露型水量较大，覆盖型较小，水位埋深0—7.2米，抽水降深5米时涌水量11—797吨/日，个别水量更大。如繁殖四场$ZK_7$孔，位于石炭二迭系与侏罗系断裂

接触带，岩石破碎充水，涌水量800吨/日，在新生屯Z5号孔抽水降深仅0.03米，涌水量可达330吨/日（图4—50）。

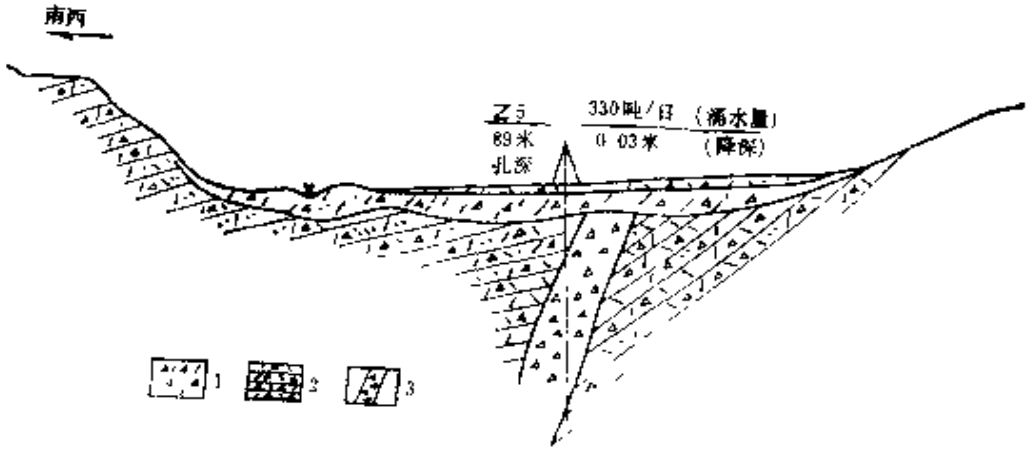



图 40—50　内蒙古宝力根花新生屯地质剖面示意图

（黑龙江地质局）

1—亚粘碎石夹砂；2—凝灰角砾岩；3—破碎带

在赵家堡QK18号大井，位于向斜的倾伏收敛部位，主裂隙与次生裂隙发育，岩石破碎，强烈充水，加之所处地形低平，有利于补给和汇聚，形成了富水的断裂破碎带，涌水量2230吨/日，51号泉产于NW向石炭二迭系及侏罗系断裂接触带，流量401吨/日，相反在裂隙封闭或无裂隙的地段则贫水或无水，如$EK_3$孔涌水量11吨/日，$ZK_5$孔为干孔。再如浙江省诸儿地区断裂泉占火山岩泉点总数的25%，平均流量0.42公升/秒，最大流量1.82公升/秒（图4—51，表27）。

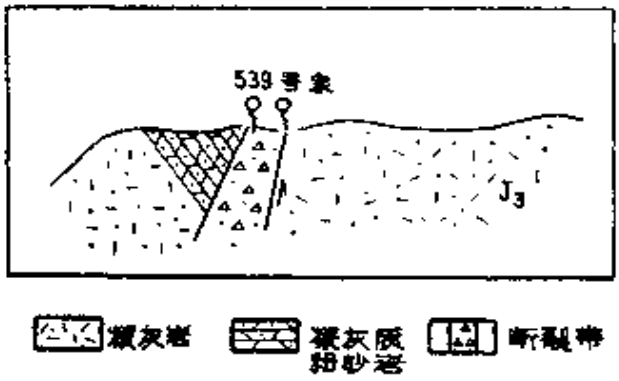



图 4—51　浙江诸几张扭性断裂带539号泉出露剖面图

（浙江水文地质队资料）

浙江诸几某地区晚侏罗世火山岩含水岩组不同构造体系、力学性质裂隙泉统计表　　表 27

| 构造体系 | 泉点数 | 占总点数（%） | 最大流量（升/秒） | 平均流量（升/秒） | 力学性质 | 泉点数 | 占本体系总点数（%） | 最大流量（升/秒） | 平均流量（升/秒） |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 新华夏系 | 44 | 74.2 | 1.82 | 0.47 | 压 扭 | 11 | 48.0 | 1.82 | 0.52 |
| | | | | | 压 性 | 8 | 34.8 | 1.00 | 0.51 |
| | | | | | 扭张性 | 2 | 8.6 | 0.71 | 0.48 |
| | | | | | 扭 性 | 2 | 8.6 | 0.10 | 0.07 |
| 华夏系 | 15 | 25.8 | 0.67 | 0.31 | 压 扭 | 3 | 37.5 | 0.51 | 0.24 |
| | | | | | 张 扭 | 2 | 25.0 | 0.67 | 0.65 |
| | | | | | 张 性 | 2 | 25.0 | 0.39 | 0.34 |
| | | | | | 扭 性 | 1 | 12.5 | 0.05 | 0.05 |

## 三、成岩裂隙水

火山岩的成岩裂隙分以下两种：

1．由于岩浆本身的特点，在冷凝时收缩形成柱状或层状节理。2．岩脉接触带裂隙，即沿断裂带侵入的岩脉，在一侧若保留原断裂影响带，则裂隙发育。当岩脉侵入时在热力和动力作用下产生新的裂隙或岩浆冷凝时与围岩之间形成的裂隙，和多次喷发间断面，均有裂隙、孔隙或管道存在。其中以玄武岩熔岩孔隙、管道最为突出，并形成独特的地下水类型。以上这些统属成岩裂隙，它有利于地下水的富集。各种成岩裂隙水的富水性决定于喷发环境、喷发旋迴、埋藏条件以及岩性等因素。一般来说，陆相喷发比海相喷发富水性好；靠近地表比深埋地下的富水性好。从岩性来看，冷却裂隙和气孔发育的玄武岩、熔渣状和蜂窝状的玄武岩是良好的含水层，往往形成玄武岩管道水。水量有时相当于石灰岩岩溶水。对火山碎屑岩来说，胶结物对富水性有着重要的影响。凝灰岩的胶结物是火山灰，角砾熔岩和火山集块岩的胶结物是熔岩，前者的透水性要比后者高得多。如广东海南琼山县的羊山地区是一片玄武岩的高台区，面积500多平方公里，普遍分布这种地下水。根据普查勘探发现玄武岩地下水主要赋存在

熔岩坑道、管道状洞穴，气泡洞室和宽大的裂隙之中，地下水天然资源很大。这种玄武岩地下水可分为以下几种基本类型：

1．熔岩坑道（熔岩洞穴）

巨厚的熔岩流，上部已冷凝，中间继续流动，由于熔岩补充不足和逐渐冷缩，便形成一条熔岩坑道，有出口的即称熔岩洞。如广东海南琼山儒玉村的熔岩坑道，规模巨大，全长2000米，一般高度2.4—4米，宽7—8米，最宽可达13米，主坑道与熔岩竖井及其它熔岩管道互相沟通。这种熔岩坑道内地下水极为丰富，与石灰岩岩溶暗河一样，它可以汇集大量的地下水，如琼山1974年旱季抽水试验资料，水位埋深19米，降深0.17米，涌水量20.47公升/秒，单位涌水量120.41公升/秒.米。

黑龙江省五大连池的老黑山北麓著名的仙女洞、水帘洞也都属于这种巨大的熔岩洞穴。

2．熔岩管道

这种熔岩管道比熔岩坑道规模小，一般高0.1—1米，宽0.1—1米，大部分充水，玄武岩地区的大泉多出自这种熔岩管道之中。地下水自熔岩管道流出，性质与坑道水相似，水量稍小，径流条件好，多以大泉排出。如琼山东部潭口电厂泉群有三股泉水从不同高度的熔岩管道流出，1977年旱季总流量48.0公升/秒。在旧沟水库的泉群，地下水自熔岩管道的水平和垂直的裂隙成股涌出，1974年旱季总流量达1070公升/秒。

3．气泡及大裂隙

在玄武岩冷凝过程中气泡及小型洞穴逐渐形成，这些气泡及洞穴与玄武岩的节理裂隙网互相沟通，对地下水补给和储存创造了十分有利的条件。如内蒙赤峰海布嘎玄武岩裂隙泉流量在100吨/日以上。在海南昌茉SK36号孔发现玄武岩宽大的水平及垂直节理和气泡洞穴非常发育，1976年旱季抽水，单位涌水量171.29公升/秒·米。双水亭4号泉旱季总流量326公升/秒，仁义瓦窑12号泉群总流量104公升/秒。内蒙丰镇地区的玄武岩中水量也很大，泉水中有活鱼出现。

在云南的腾冲地区全新统、上更新统橄榄玄武岩、安山玄武岩气孔状构造极为发育，呈蜂窝状，地表见有溶蚀现象，裂隙发育宽为5—15厘米不等。地下水发育在熔岩气孔洞穴和宽大裂隙中，泉水流量大于100公升/秒，最大可达4000公升/秒。内蒙阿荣旗一般单井出水量均在500—1000吨/日之间。在克白地区第三系玄武岩台地泉水出露较多，富水性较好，据钻孔揭露有五次喷发形成多层玄武岩，每层顶部气孔发育，气孔直径一般0.2—0.6厘米，最大1—2厘米。钻孔揭露在120米以上气孔裂隙发育，比较富水，泉水流量10—100吨/日，单井涌水量在260—500吨/日之间。

安徽省庐江县火山岩地区的凝灰岩也是比较富水的，含有裂隙孔隙水，其中粗粒结构的凝灰岩富水性更高一些。根据钻孔抽水结果，单位涌水量0.1—2.6公升/秒·米。如一号孔，孔深152米，承压水水位高出地面3.22米，抽水水位降深8.47米，出水量1600吨/日（图4—52）。

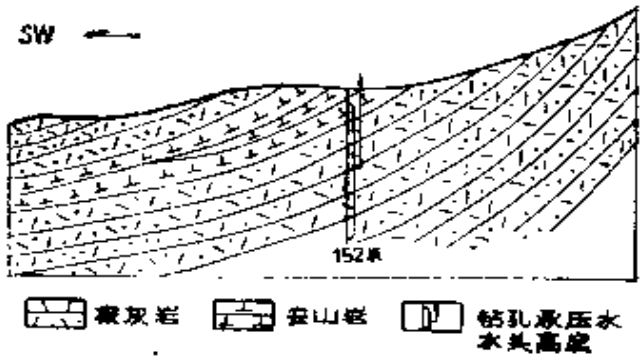



图 4—52　安徽庐江 1 号钻孔水文地质剖面图

（安徽地质局资料）

总之，玄武岩是火山喷出岩类中最重要的富水岩层，尽管这种岩层分布不广。从全国各地的普查勘探资料证实，玄武岩的裂隙孔隙以及管道水季节性变化较大，丰水期与枯水期水位变幅在10米左右，一般裸露的玄武岩台地、丘陵区可以大量吸收大气降水，转变为地下水。尽管含水不均一，富水性却普遍较强，枯水期的排泄量即为区域玄武岩地下水的动储量。

玄武岩地区的地下水利用是值得注意的，在大熔岩洞穴地区，作为一种特殊的储水构造，人类可以改造而充分加以利用，作为较好的地下水库。因而玄武岩是有一定供水意义的含水地层。

# 第五章　基岩裂隙水的资源评价

水文地质普查与勘探的最终目的，是在查明水文地质条件的基础上，对储存量与开采量做出定量评价，称为资源评价。而确定地区可以开发利用的地下水量则是地下水资源评价的主要任务。我们知道，在一定水文地质条件下，天然地下水主要是在不断补给和不断消耗的矛盾运动中形成和发展的。人工开采后，旧矛盾激化，新矛盾发生。显示出性质不同的阶段性，即天然阶段和开采阶段。研究地下水的“数量”问题，即地下水资源问题时，不观察形成阶段的变化，不分析各阶段矛盾的特殊性及其转化规律，就不可能正确评价地下水资源。

资源评价方法，必须在实践基础上，深入分析地下水资源的性质、形成和运动规律，较全面地总结出地下水资源分类方案。针对不同类型，不同评价方法进行地下水资源评价。必须指出，地下水资源的评价方法不仅在各个国家不同，在我国也是不一致的。近年来我国大规模地开发利用地下水，在不同地区进行了地下水资源评价工作，为工农业用水合理布局提供了地下水储量资料，在国民经济建设中发挥了一定的作用。关于地下水资源的评价方法，三十年来我们已积累了不少经验。但是目前在地下水资源评价中仍存在不少问题，尤其是对基岩裂隙水资源的评价方法，一直缺乏专门的研究，在国外的资料文献中也很少看到较全面和可靠的计算方法。普遍存在的主要问题是缺少正确确定补给边界和补给量的方法；理论公式尚不够完善；由于试验手段和质量达不到要求，水文地质参数测定误差往往很大；另外，究竟用什么精度标准来衡量地下水资源评价的准确程度，至今还没有解决。

总之，基岩裂隙水是蕴藏在地下非常复杂和规律性很难掌握的岩层裂隙和溶洞之中。而影响这种地下水的自然因素很多，如

水文、气象这些多变的因素等等，要定量研究是困难的。

本章主要是着重探讨基岩裂隙地下水资源的评价方法，它不同于第四系松散堆积层潜水或承压水层，后者是比较稳定和均质的。基岩裂隙地下水（除风化裂隙水外）的资源评价是比较复杂的，因为它的分布很不均匀。本章也不可能对基岩裂隙地下水资源评价提出新的见解，只不过是把近几年来广大水文地质工作者在生产实践中，常用的几种比较有效的计算方法归纳出来，供参考用。

## 第一节　地下水资源的概念

地下水资源是指赋存和运移在岩层中的，其质与量具有一定利用价值的地下水。它服从于大陆水的总循环，并有自己的运动规律，是大陆总水资源的重要组成部分。地下水资源与其它固体矿产资源的主要区别在于：它具可流动性和可恢复性等特点，通过补给、径流、排泄的运动形式，循环交替，显示了有规律的周期性变化。在一般情况下地下水主要接受降水或地表水直接或间接的补给，而通过泉、地下潜流和潜水蒸发等形式排泄、消耗。在正常的自然条件下，补给量与消耗量每年基本上能达到天然的平衡。但在气候条件的影响下有时当年出现不平衡现象，而次年得到补偿而达到平衡，甚至还可以出现多年性的周期变化。

地下水在开采条件下，除得到天然补给外，还往往会由于水动力条件的变化而得到额外的补充。如外围地区的周边补给、河流岸边的渗透补给、相邻含水层的越流补给、承压水的弹性释放补给，以及由于开采使水位降低而扩大的入渗补给等。

由于缺乏统一认识，目前对地下水资源的概念和专用名词尚未取得一致的看法。如所谓天然资源的名词，就有称为补给资源、天然补给量、天然径流量、补给量…等等的。而与开采资源含义相同或相接近的名词有开采储量、可开采量、开采量、允许开采量…等等。当前根据工作实践在区域性地下水资源评价中，

较为普遍地是采用天然资源、开采资源和储存资源，在小范围的资源评价也可以用补给量、可开采量和储存量来表示地下水资源的数量。

1．天然资源

地下水的天然资源是开采资源的主要保证条件，但在有利的开采条件下，特别是能获得大量新的补充的情况下，开采资源可以大于天然资源；相反，在开采条件不利的情况下，例如地下水埋藏较深，使开采条件受到一定限制时，开采资源就会小于天然资源，当然，有时两者也可接近平衡。总之，天然资源主要由天然补给量和开采过程新增加的补给量两部分组成的。在一般情况下，可将多年平均补给量做为地下水资源评价的依据。在资料较多时，还可以分别计算枯水年、丰水年的地下水补给量。一般在普查阶段进行大面积地下水资源评价时，除计算天然资源外，尚须计算开采后可能新增加的补给量。

2．开采资源

地下水开采资源的具体含义，是指在经济合理的开采条件，和在开采过程中不影响其它自然条件的情况下，有保证的可供开采的地下水资源。故地下水开采资源是与一定开采方案相联系的。地下水资源评价的最终目的就是在于求得准确的开采资源，做为合理开发利用地下水的依据。为了求得开采资源，必须充分论证其保证条件，应根据各地的水文地质条件和需水要求，按需要分别计算供水含水层（带）的天然补给量和储存量，在一般情况下，力求以多年平均补给量做为评价的保证条件。

3．储存资源

地下水储存资源或称为储存量，即相当于传统的“静储量”概念，它也属于天然资源中的一个主要组成部分，它是指水位变动带以下的重力水体积。计算时以勘探控制的深度为下界，已掌握的最低水位为上界，以将来动用的范围作为计算边界。承压含水层开采减压后所释放出来的弹性水量是储存量的一部分。储存量在一定条件下可以动用，但须经过慎重的勘察，并充分论证其

动用的规模、期限及其可恢复程度。

## 第二节　基岩裂隙水的资源评价

这里我们着重对区域裂隙地下水资源的评价方法进行介绍。关于专门开采裂隙岩层地下水钻孔的单井计算，只选择部分方法加以介绍。

区域地下水资源，是指一个独立的水文地质单元内可开采含水层地下水总的资源。“独立水文地质单元”可理解为包括从补给区—径流区—排泄区在内的整个含水层分布的地区。和局部地下水资源相比较，区域资源评价的另一个特点是，前者仅对含水层（带）的局部范围产生影响，而后者在开采时的影响将达到含水层的整个边界。所以首先要把区域水文地质条件搞清楚，如含水岩系的分布，渗透性的变化规律，含水岩系彼此之间及其与地表水之间的联系，补给与排泄条件等。

局部开采资源的评价离不开一定的开采条件，在区域资源评价时给出具体的开采条件是有困难的。因此，国内外长期以来一直以天然补给量作为区域开采资源的评价根据。

现根据这几年进行大量的区域水文地质普查工作中，所积累的经验和常用的一些适合于基岩裂隙水区域性的资源评价方法，概述如下。但必须指出，在选择计算方法时，首先要掌握区域水文地质条件，并应进行详细的分析和研究，同时要准确地选取各种参数，唯有这样，才能使计算的结果接近于实际。

### 一、断面流量法

断面法多用于径流条件良好的地下水浅埋区。因此，有些地区的基岩如花岗岩类等岩层的风化裂隙水与第四系孔隙潜水的水文地质条件很近似，在进行基岩风化裂隙以及较均匀分布的构造裂隙潜水的地下水资源评价时，可以采用达尔西公式进行计算：

$$Q = KIHB$$

$Q$—动储量（吨/日）；

$K$—含水层渗透系数（米/日）；

$H$—含水层在枯水期的厚度（米）；

$B$—计算断面宽度（米）；

$I$—水力坡度。

计算参数确定方法：

（1）渗透系数（$K$）：根据计算断面上的钻孔、民井或试坑抽水试验最大降深值计算求得；

（2）含水层厚度（$H$）：根据钻孔、民井、试坑及物探资料考虑潜水动态变幅，采用枯水期的平均含水层厚度；

（3）断面宽度（$B$）：实测及利用物探方法确定；

（4）水力坡度（$I$）：根据钻孔、民井、试坑三点水位不同高程及上下游之间不同水位差计算求出。

应用断面流量法时，在含水层的渗透系数，厚度，沿水流峰面的水力坡度相差很大的情况下应把计算断面划分为参数相似的小块，据以计算流量然后相加得出。

**实例**

甘肃柳园地区基岩风化带裂隙水。该地区裂隙水主要赋存在古生界各类火成岩及变质岩风化裂隙中，含水层部位多在30—50米不等，其厚度随埋藏条件不同而变化，一般受地貌控制。当地地下水的主要运动形式是侧向径流补给，经勘探结果证明风化裂隙分布均匀，故采用断面流量法进行地下水资源计算。

$$Q = K I H B$$

参数确定：

渗透系数（$K$）——根据断面上的9、10、12、13号孔和75号井抽水试验资料确定，取平均值为0.25米/日；

含水层厚度（$H$）——根据上述钻孔资料确定，由于钻孔多布置在沟谷中，含水层厚度一般偏大。因此，取平均含水层厚度的三分之二进行计算，得$H$为18.5米；

水力坡度（$I$）——根据上、下两钻孔水位高差确定为0.01；

断面宽度（$B$）——根据1:20万综合水文地质图求得为43200米。

经计算其断面地下水径流量为：

0.25米/日×18.5米×0.01×43200米＝1998吨/日。

## 二、水均衡法

这种方法适合浅部积极水交替带的地下水，主要用于潜水，对基岩裸露或第四系松散覆盖层较薄的地区的基岩裂隙潜水储量计算也比较适用。在某些局部断裂带承压水分布区边界条件比较清楚的条件下，也可以采用。

对一个含水层（组）来说，在补给和消耗的不平衡发展过程中，任一时间的补给量和消耗量之差，等于含水层（组）中水体积的变化量。这就是水均衡法的基本原理。

该法广泛用于地下水资源的区域性评价中。由于大区域内水文地质条件复杂，用水动力学方法评价区域资源常有一定困难，而采用水均衡法则要简单得多，而且切实可行（如能采用数学模型等方法并加以验证就更可靠）。对大区域来说，应力求减少均衡要素在短期内发生局部变化的影响，因此应计算一个水文气象周期的地下水多年平均补给量，当观测资料不足时，可分别计算典型的丰、平、枯水年的地下水补给量，在综合评价浅层水与深层水水资源时应扣除浅层水与深层水互相补给的越流部分，另外，当深层水与浅层水补给区有重迭时，应扣除重合部分的大气降水渗入的补给量。据这个原理，考虑到未来的开采量时，可列成如下的均衡方程：

$$\mu F\frac{\Delta H}{\Delta t}=(Q_{入}-Q_{出})+(W-Q_{开})$$

$\mu$——含水层的平均给水度；

$F$——含水层面积（均衡区）；

$\Delta H$——在$\Delta t$时段内含水层水位的平均变幅；

$\Delta t$——计算时段（均衡期）。

$Q_{入}-Q_{出}$——含水层侧向流入（$Q_{入}$）和流出量（$Q_{出}$）之差。

即含水层中径流量的补给与消耗之差。$Q_{出}$包括含水层的地下水流出量和泉水排泄量。

$W-Q_{开}$——垂向补给量（$W$）与消耗量之差。

其中$W=Q_{渗}+Q_{河}+Q_{越}-Z$

$Q_{渗}$——平均降水渗入量；

$Q_{河}$——平均地表水体渗漏量；

$Q_{越}$——平均的越流补给量；

$Z$——平均潜水蒸发量；

$Q_{开}$——预测开采量。

如在开采过程中$\Delta H$为负值时，以上公式可改为：

$$Q_{开}=(Q_{入}-Q_{出})+W+\mu F\frac{\Delta H}{\Delta t}$$

这就是水均衡法的预测公式，式中的$\Delta H$取正值。分析该式可以看出，一个含水层内的区域开采量是由三部分组成的，一是侧向补给量，二是垂向补给量$W$，三是开采过程含水层疏干所提供的疏干量$\mu F\frac{\Delta H}{\Delta t}$。

确定均衡要素

方程中的补给量和消耗量，习惯叫均衡要素。它是随水文地质条件开采条件而变化的。所以，为确定均衡要素必先做好水文地质分区，或叫划分均衡区。根据要求，应以介质成因类型和地下水类型的组合做为分区的主要依据。如果同一区内水文地质条件差异很大，还可以按不同指标把一个区分成若干块段。划分块段的指标有：含水层导水系数，水位埋深和变幅等，按需要决定。这种分区、分段的依据不是固定不变的，以满足正确测定均衡要素为原则。

在水均衡法中，正确的确定各均衡要素是非常重要的，根据国内外实践经验，在有观测资料的地段，利用地下水均衡方案反求均衡式中的重要参数，利用水文、气象和地下水动态观测资料求降水量与地下水补给量相关关系，利用实际开采资料求平均水

位下降值与补给量（或排泄量）相关关系以及采用比拟法（或比拟计算法）等确定计算期的均衡要素。

每个水文地质分区内的均衡要素，实际上应按开采条件下的数值确定。但这样做困难很多，所以只能测定天然的均衡要素。测定方法：

侧向补给量$Q_{入}$—$Q_{出}$：可用断面法测定。根据控制断面，测出天然水力坡度和含水层厚度，再按抽水试验资料求出平均渗透系数，然后按层流定律分段计算。

垂直补给量$W$：在有条件地区，可以设立均衡试验场，专门测定$W$中的各项要素。比较简单的办法，是用以上公式计算$W$值。在有代表性地段，沿地下水流向布置三个观测孔，用抽水试验方法求出给水度$\mu$和渗透系数$K$。然后观测各孔水位变化，代入上述公式。

**实例**

甘肃北山地区某盆地以基岩裂隙水为主，降水及地表径流除蒸发外，全部转化为地下水。因此，应用均衡法评价该区地下水资源比较合适。故建立如下方程：

$$Q=X-A-Y-Z$$

$Q$——地下水天然资源

$X$——根据不同两个块段多年平均降水量和汇水面积计算求得，全区降水量每年为3844万吨；

$A$——根据几年工作证明，一般大于4毫米的降雨都可通过不同裂隙、孔隙渗入地下补给潜水。而小于4毫米的降雨对地下水无补给作用。这部分水根据中泉气象站76—78年逐日降水资料统计，全年小于4毫米的降水量占总降水量的38.75%。因此$A=3844\times38.75\%=1489.55$万吨/年。

$Y$——根据该盆地地表洪流模数（即该盆地洪水汇积量与盆地汇水面积之比）为1.4165升/秒·平方公里。计算求得$Y=460\times1.4165\times86.4\times365=2054.854$万吨/年。

$Z$ ——山区潜水多赋存于基岩裂隙之中，一般不受蒸发影响。只有在一些丘间洼地粉细砂组成的地段有蒸发消耗，一般不超过4米深度，经计算潜水蒸发总消耗量为83.23万吨/年。因此：

$$Q=3844-1489.55-2051.851-83.23$$
$$=216.368\text{万吨/年。}$$

**三、降水渗入法**

在基岩裂隙包括构造裂隙和风化裂隙水的分布地区，以大气降水的渗入补给为主时，可采用渗入系数法概略的估算区域地下水资源，具体计算时，应根据降水量、地形、植被、复盖层、岩性及厚度等特点进行全面评价，并区分成上述诸条件大致相同的若干小区域，然后分别确定各个区段的渗入系数值（$\lambda$），按下列公式计算各区段的地下水补给量（$Q$）。

$$Q=\lambda AF$$

式中：$A$ ——年平均降水量（或多年平均降水量）吨/年；

$F$ ——计算区面积，平方米；

$\lambda$ ——渗入系数。

然后将各区段地下水补给量相加，即为全计算区的地下水径流量。如区内尚有地表水渗入地下时，应测出河流漏失量，再补充到区内地下径流量总值之中去。

渗入系数的确定方法：

（1）根据典型地段水位动态资料按有限差方程式计算确定大面积范围内的渗入系数。

（2）根据大量地中渗透仪记录的大气降水渗入量值确定渗入系数。

（3）根据断面径流量值确定渗入系数。

$$\lambda=\frac{Q_p+Q_A}{AF}$$

式中：$F$ ——$AA_1$剖面以上汇水流域面积（米$^2$）；

$A$ ——$AA_1$剖面以上汇水流域内年降水量（吨/年）；

$Q_d$——断面地下水流量（吨/年）；

$Q_P$——水文站枯水期河水流量（即基流量）(吨/日)。

**实例**

① 四川省南江县北部地区以基岩裂隙含水岩组为主，地下水最主要的补给来源是大气降水。因此，地下水天然资源量的计算采用渗入系数等方法。渗入系数采用区内小集雨面积水文站多年水文资料结合计算块段的多年气象资料计算获得。其计算过程及结果如下：

$$Q=\lambda AF=0.3\times 1.042\times 1050.0\times 10^6$$
$$=3.28\text{亿米}^3/\text{年}$$
$$=899260\text{吨}/\text{日}$$

式中：

$Q$——大气降水渗入补给量（亿米$^3$/年）；

$\lambda$——渗入系数，取0.3；

$A$——计算区平均年降水量1042.0毫米；

$F$——计算区面积，1050.0平方公里。

② 辽宁省锦州西部地区，计算区内为低山丘陵，以基岩裂隙水及风化壳孔隙、裂隙水为主。此区地下水资源主要的来源是大气降水的渗入补给，而以泉和小溪的形式排泄于低山丘陵谷地溪流中，所以除采用径流模数法外主要以降水渗入法计算地下水天然资源。

$$Q=\lambda AF=0.03\times 10^6\times 0.622\times 628.4$$
$$=11726\text{万米}^3/\text{年}$$
$$=32126\text{万吨}/\text{日}$$

**四、地下径流模数法**

在基岩山区包括各种基岩裂隙、岩溶以及孔隙裂隙含水层地区。其中包括潜水和承压水地区，均可采用这种计算方法进行地下水资源评价。其计算公式为：

$$M=\frac{Q}{F},\quad Q=MF$$

$M$——地下水径流模数（升/秒·平方公里）；

$F$——含水层（组）分布面积（平方公里）；

$Q$——地下径流量（吨/日）。

地下径流模数必须根据枯季各含水层（组）典型代表地段多泉或单泉流量及其汇水面积求得。因此，对计算区内泉水流量必须进行枯季测流。

在某些地区进行水文地质普查时往往不是在枯季进行，在允许的情况下可采用变换系数法将不同季节所测的径流模数乘以变换系数，即得枯季地下径流模数。

$$a=\frac{m}{M}$$

$a$——变换系数；

$m$——月最小平均径流模数；

$M$——月平均径流模数。

含水层枯季径流模数等于实测平均径流模数乘以变换系数，以上月最小平均径流模数，月平均径流模数根据搜集当地水文站资料。

**实例**

① 四川城口地区以坚硬岩石含水岩组为主，根据区域地下水的埋藏赋存条件和地表排泄状况，划分三个计算单元，现选其中汉江水系震旦系岩溶裂隙水单元，利用地下径流模数法计算单元侵蚀基准面以上的天然资源：

$$Q=MF$$
$$=0.92\times 281.6\times 3.1536\times 10^4$$
$$=0.082\times 10^8 \text{米}^3/\text{年},$$

$M$——单元平均地下径流模数0.92升/秒·平方公里；

$F$——单元面积281.6平方公里。

② 云南楚雄某地区基岩裂隙和岩溶裂隙发育。采用地下径流模数法计算地下水天然资源比较适宜。

$$Q=MF86.4$$

$M$——地下径流模数，根据19个点的统计资料选取0.93公升/秒·平方公里。

$F$——含水层出露面积为455.48平方公里。

计算结果：$Q=86.4MF$

$=86.4\times0.93\times455.48$

$=36598$吨/月

## 五、水文分析法

区内河流为地下水的主要排泄基准面，枯季河水流量基本上是靠地下水补给，即可以代表枯季的地下水天然资源。在基岩裂隙水和岩溶水为主地区，也就代表枯季的基岩裂隙和岩溶水的天然资源。可以通过河流水文站流量观测资料的分析求得。一般是作出河流月平均流量的历时曲线，找出相邻两年月平均流量的最小值，而后取其平均数，即为计算块段内之枯季地下水天然资源。应当指出，径流分割法又叫河流水文图分解法，是属于水文分析方法的一种。方法的实质是当河流排泄地下水时可利用河流水文图（河水的历时流量过程曲线），根据具体的水文地质条件，将流域范围内的地下径流量直接分割出来的。如下列公式：

$$Q=F\frac{Q_1}{F_1}$$

$Q$——计算块段侵蚀基准面以上的天然排泄量；

$Q_1$——水文站流域多年枯季月平均流量，由水文站资料按算术平均法求得；

$F$——计算块段面积，按网格法求得；

$F_1$——水文站集水面积。

径流分割的方法很多，一般常用的有以下两种：

1．直线平割法

分别采用枯季（畅流期）最小日平均流量或最小月平均流量作为基流，平行分割全年流量过程线，直线以下部分即为地下径流量。据此，分别推求用最小日平均流量或最小月平均流量分割的多年平均地下径流量。

2．直线斜割法

点绘逐年日平均流量过程线，分别确定雨季时流量过程线起涨点和枯季前地表径流与地下径流的分界点，过两点连结直线，直线以上部分为地表径流量，直线以下则为地下径流量，具体作法如图5—1所示。

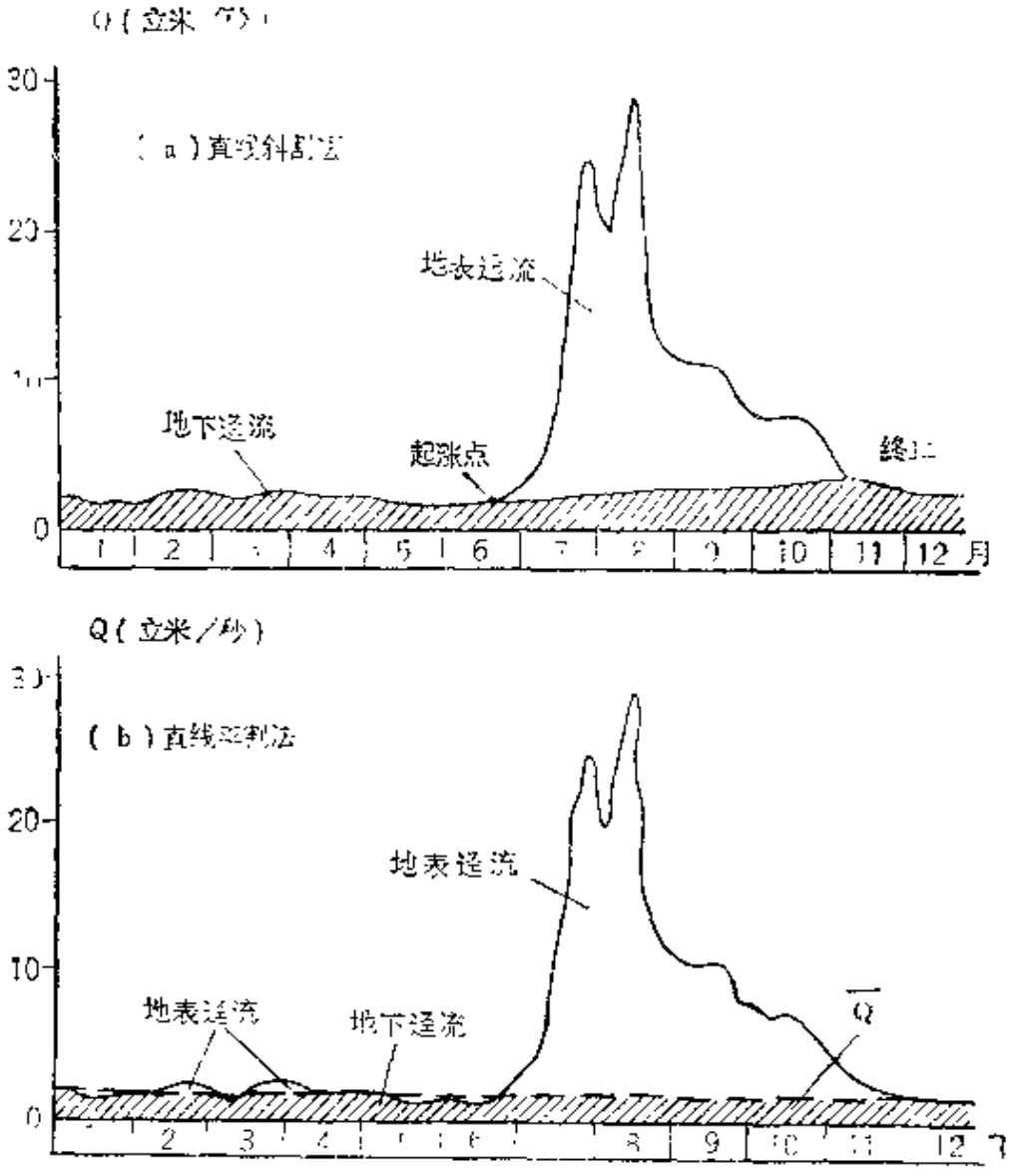



图 5—1　地下径流分割法

**实例**

如前所述，水文分析法主要适用基岩山区，例如四川色达壤塘地区，从水文和水文地质条件来看，此法比较适用。

$$Q_{径}=86.4F\frac{Q_1}{F_1}$$

$Q_{径}$——地下径流量（吨/日）；

$Q_1$——多年月平均最枯流量（升/秒）；

$F_1$——水文站控制的流域面积（平方公里）；

$F$——计算面积（平方公里）。

多年月平均最枯流量Ⅱ$_1$块段采用绰斯甲河水文站76年2月分最枯流量，$Q_1$为46600升/秒；Ⅱ$_2$块段采用足木足水文站59年—77年2月最枯流量平均值，$Q_1$为52680升/秒。流域面积$F_1$分别采用两水文站实际控制面积，绰斯甲河$F_1$为14794平方公里，足木足河$F_1$为19896平方公里。计算面积$F$，Ⅱ$_1$为11321平方公里，Ⅱ$_2$为5285平方公里。

计算结果：

Ⅱ$_1$ $Q_{径_1}$——308.1123万吨/日

Ⅱ$_2$ $Q_{径_2}$——121.0054万吨/日

$$Q_{径}=Q_{径_1}+Q_{径_2}$$
$$=308.1123+121.0054$$
$$=429.1177\text{万吨/日}。$$

**六、影响半径法**

此法适用于基岩裂隙潜水和裂隙层间水的动储量计算。

计算公式为：

$$Q_{动}=Be\frac{Q}{2R}$$

式中：

$Q_{动}$——地下水动储量（或称开采资源）；

$B$——计算断面宽度（米）；

$Q$——计算断面上钻孔实际涌水量（吨/日）；

$R$——与$Q$相应的影响半径（米）；

$e$——校正系数，一般取3，$e$值也可按水力梯度来选定（见下表28）。

表 28

| 水力梯度 I | 0.01 | 0.01> I >0.001 | I <0.001 |
|---|---|---|---|
| 校正系数 c | 2—1 | 2—3 | 1.1—2.0 |

## 七、相关分析法

此方法系数理统计法的一种，对两个或多个变量找出其相关关系，计算开采储量。用相关分析法评价地下水资源的优点是不需要进行大量的测试参数，而是从分析大量实际观测的 $Q$，$S$ 资料中找出规律。这种方法适用于开采资料较多的地区。

1．直线相关方程

地下水开采量 $Q$ 与其主要影响因素（如开采降深 $S$）之间的直线相关方程一般为：

$$Q=a+bS$$

式中：$b$ ——回归系数，它表示当 $S$ 增加一米时 $Q$ 平均增加的水量（吨/日）；

$a$ ——常数。

$a$，$b$ 系数根据地下水动态观测资料利用最小二乘法求得：

$$b=\frac{\sum_{i=1}^{n}(S_i-S_0)(Q_i-Q_0)}{\sum_{i=1}^{n}(S_i-S_0)}$$

$$a=Q_0-bS_0$$

式中：$Q_0$——开采量的平均值，

$$Q_0=\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{n}Q_i;$$

$S_0$——开采降深的平均值，

$$S_0=\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{n}S_i;$$

$N$——观测数据组数。

2．曲线相关方程

当开采量$Q$与降深$S$二个相关变量之间不是直线关系时，首先把各组$Q$与$S$观测数据画成散点图，然后根据分布形状及特点选择适当的曲线来拟合观测数据。确定函数类型后，可以把非线性函数化成线性关系（例如取对数），再按直线相关方程进行计算。

## 八、水点流量汇总法

计算块段内水点流量之和，即为该块段内岩溶裂隙水的天然资源。

计算公式为：

$$Q_{总}=86.4\sum_{1}^{n}Q$$

$$=86.4\ (Q_1+Q_2+\cdots\cdots Q_n)$$

式中：

$Q_{总}$——地下水天然资源（吨/日）；

$Q_1,Q_2,Q_n$——单个水点的流量（公升/秒）；

86.4——单位换算系数。

此种方法适合于水文地质边界条件较清楚并已查明了岩溶水和裂隙水的排泄条件的地段。求得的结果主要是岩溶裂隙水排泄基准面以上的天然资源，即所谓动储量。用该种方种计算时应对参加计算的水点认真进行分析，如在岩溶裂隙强烈发育地段，往往出现一条暗河几次出露又几次潜入地下的现象，这种情况下只可选用最后一个出水口的流量。

若计算地区内收集有水点流量的长期观测资料时，可计算不同月（季）的天然资源，其方法是将每个长期观测点之最枯月平均流量为基数，求出各月平均流量的动态系数。然后再将长期观测水点按裂隙水及岩溶水分为两个亚类分别求出各类水点动态系数的平均值。这样参与计算的其它水点流量可按其类型和动态系数平均值，换算出所求月（季）的流量值。也可先求出最枯月水

点流量之和，然后乘以相应月（季）的动态系数，即为相应月（季）岩溶或裂隙水的天然资源。

**九、消耗系数法**

计算公式为：

$$Q=\frac{Q_1}{\alpha}(1-e^{-\alpha T})\beta$$

$Q$——单元侵蚀基准面以上的地下水天然年排泄量；

$\alpha$——流域内地下水储量消耗系数，据水文站雨季末和雨季初月平均流量求得；

$Q_1$——多年平均枯季初始月平均流量，据水文站资料，按算术平均法求得；

$T$——多年平均枯季延续时间，据水文站资料，按算术平均法求得；

$\beta$——面积比拟系数，水文站集水面积与计算单元面积一致时，$\beta=1$，不一致时，采取外推或内推求得。

**十、流量过程曲线法**

该方法也是水文分析法之一种，即：

$$Q_{总}=Q_{枯}T$$

$Q_{总}$——计算块段地下水年排泄量（吨/年）；

$Q_{枯}$——计算块段内河流最枯流量（吨/日）；

$T$——河流保持径流的天数，一般为360天，如有断流时则减去断流天数。此法计算结果显然比消耗系数法更小。对于河流上游超出计算区段者应以河流“流量差值”法求之。

**十一、河流“流量差值”法**

即：$Q_{总}=\Sigma^{n}_{1}Q_{出}-\Sigma^{n}_{1}Q_{入}$

$Q_{总}$——计算区段各河流枯季径流量总和；

$Q_{出}$——计算区段内各河流枯季总流出量；

$Q_{入}$——计算区内河流枯季总流入量。

若求年径流量则以全年时间为枯季时间的倍数乘之，此法若

观测次数较少，则与水文分析法无异。

综合计算方法的利用实例

该实例选用辽宁东部山区计算地下水天然资源的具体方法与过程。根据本区具有地表水受地下水补给的特征，选择地下径流模数法计算，同时结合水均衡法、渗入系数法等七种不同的方法配合计算和验证。径流模数的计算，主要是利用地表水文资料，采用径流分割法求得，并结合其它计算模数的方法加以验证。现将径流分割法的计算过程列述如下：

利用地表水文资料，首先求得其多年的逐月平均流量。以流量站断面作出地表水与时间的过程曲线（图5—2）。从曲线上可以看出：枯水期和第一、二平水期，表流曲线变化不大，这是因为这些月份降水少，强度低，土壤湿度小不易形成地表径流。因此，把枯水期和平水期的地表流量，确定为全部地下补给量，作为侵蚀基准面以上的地下径流部分。

根据上面四个期，我们将地下径流量分割成三部分：

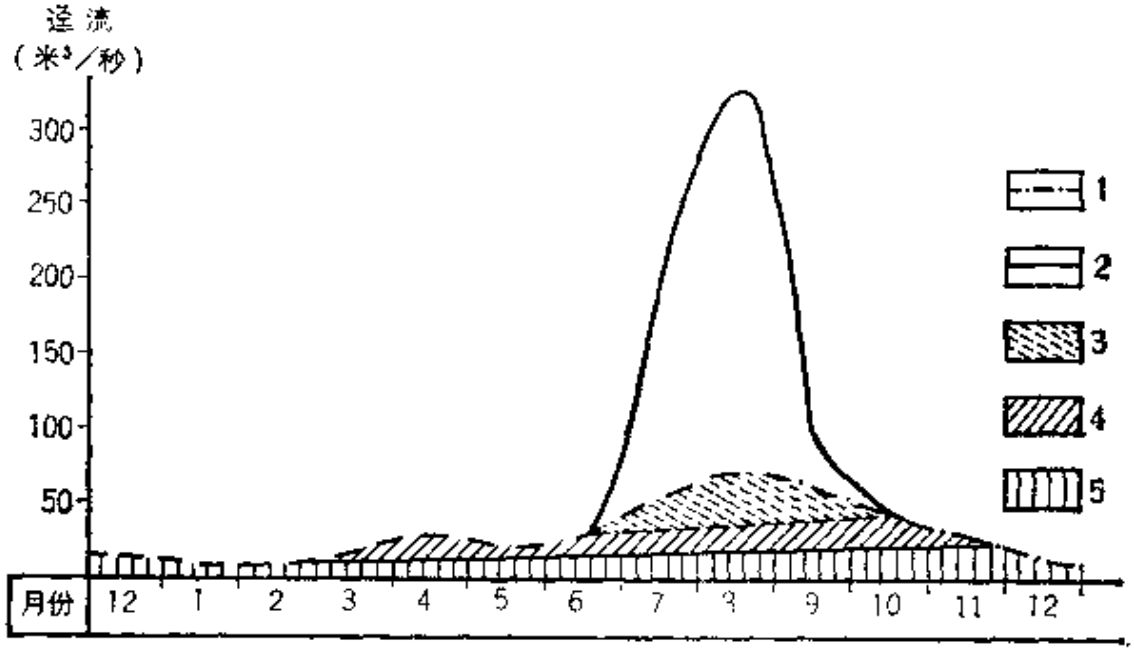



图 5—2　地下径流的三个组成部分图

1—地下水位线；2—地表水位线；3—丰水期流量；4—平水期流量；5—基流量

（1）基流量部分：以枯水期二月份到十二月连线为界，下面的部分称为基流量部分。

（2）平水期流量部分：即从第一个平水期，最末的六月到第二平水期开始的十月连线，线下面的部分即为平水期流量部分。三、四月在丰雪年，由于春汛，桃花水较大，形成地表径流，在曲线上凸起，则应将其凸起部分割掉。

（3）丰水期流量部分：七、八月份降水骤增，使地表径流出现了洪峰月份。地下径流也随之出现了洪峰月。

地下径流，地表径流的峰值都是由降水直接控制的，所以从分析降水，地表径流和地下径流的三者关系出发，采取等比的方法确定。(图5—3)。

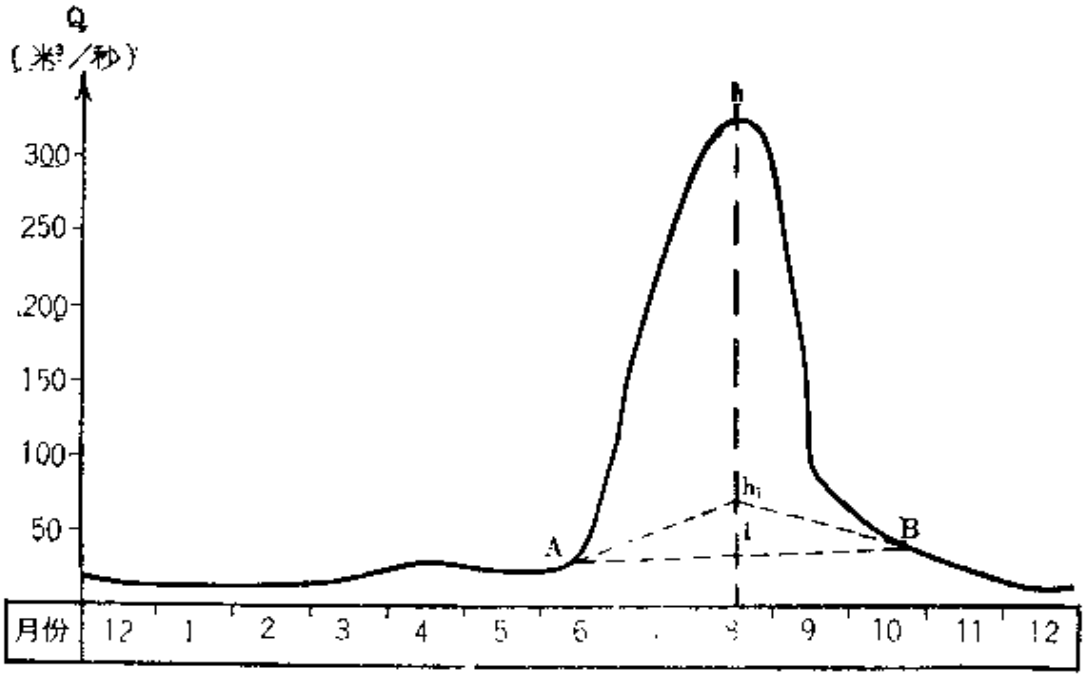



图 5—3 洪峰月峰值 ($h_t$) 确定图

计算公式如下：

$$X_t : \bar{x} = l : h_t$$

$$h_t = \frac{\bar{x}_t}{X_t}$$

式中：$X_t$——6月—9月多年最低年分降水量；

$\bar{x}$——6月—9月多年平均降水量；

$l$ ——最高洪峰轴和平水期连线的交点；

$h_i$——欲求的地下水平均峰值。

将求得的地下水平均峰值，在洪峰轴上查找相应点的位置，然后和平水期的六月和十月连线，曲线所圈围的部分，即为丰水期的流量部分。如果在一个计算区内有多个雨量站，则求其算术平均值。如下式：

$$\bar{h}_i=\frac{h_1+h_2+h_3+h_n}{n}$$

其中：　$\bar{h}_i$——平均峰值；

$h_1,h_2\cdots h_n$——各雨量站地下水峰值；

$n$ ——雨量站个数。

（此法求得的峰值与退水曲线上推交于洪峰轴的经验方法相吻合）。

通过连结地下水峰值，就在地表流量过程线上分割出随时间变化的地下水曲线，其包围的面积，即地下水年径流总量和诸月份的径流量。以此为基础计算下列项目：

（1）从供水意义出发，计算出各含水层枯水期的地下径流量和径流模数，渗入系数：采用本年12月到翌年1月，2月三个月流量的算术平均值除以面积获得。公式如下：

$$M=\frac{\frac{(Q_1+Q_2+Q_3)}{3}\times 1000}{F_1}$$

$M$ ——地下径流模数　公升/秒·平方公里；

$Q_1,Q_2,Q_3$——月份流量　方/秒；

$F_1$——流域面积　平方公里；

年径流量采用下式计算：

$$Q=31536MF$$

$Q$ ——年地下径流量　吨/年；

$F$ ——计算面积　平方公里。

渗入系数采用下式计算：

$$\lambda=\frac{Q}{FX}10^{-4}$$

$\lambda$——渗入系数；

$X$——年降水量　毫米/年。

（2）从规划开发利用地下水资源出发，计算各岩层年平均地下径流模数，年平均径流量及渗入系数。

在地下水流量过程线上，可知各月的平均流量。采用算术平均或加权平均得到全年平均的地下径流量，除以流域面积，即得年平均地下径流模数。再求得本计算区的年平均径流量和渗入系数。

（3）计算各岩层的垂直补给量和补给模数。

用年平均地下径流量减去枯水期的地下径流量，即为垂直补给量。垂直补给模数，可用垂直补给量求取，见下式：

$$M_{垂}=\frac{1000Q_{垂}}{86400\times(365-90)F}$$

$$=0.0000421\frac{Q_{垂}}{F}$$

（4）从矿山的排水、排灌、防涝目的出发，计算洪峰月最高模数和日流量。洪峰月模数采用前面求得的$h_1$值，除以面积即得，用下式：

$$M=\frac{h_1}{F}$$

洪峰月的流量，采用下式求取：

$$Q_{日}=86.4MF$$

（5）含水岩组的地下径流量和地下径流模数的计算。

从分区的地下径流量、地下径流模数中，确定单岩层的地下径流模数，是困难和复杂的，我们采用了下列步骤进行计算：

根据区域水文地质条件，归并成含水岩组，求得各含水岩组的面积。再利用各种资料，求得各个岩层的标准模数（见下表29）。首先计算资料完整的地区，然后外推。具体是采用实测法，

利用现有资料确定含水岩组径流模数表　　表 29

| 项　　目 | 方法及公式 | 实际个数 | 确定模数的岩层 |
|---|---|---|---|
| 实际测流 | 通过月份水体分配率换算 | 40 | 花岗岩、混合岩 |
| 利用矿区长期观测资料 | 直接计算 | 10 | 大理岩、变浅粒岩 |
| 利用矿区抽水资料 | | 5 | 大理岩、花岗岩、变浅粒岩 |
| 利用表水观测站 | 直接计算 | 4 | 花岗岩、混合岩 |
| 利用农灌资料 | | | 第四系松散层、花岗岩、混合岩 |
| 利用民井抽水资料 | 达西公式，影响半径法 | 20—30 | 第四系砂卵石层 |
| 利用渗入系数 | 利用经验数字 | 30 | 花岗岩、变浅粒岩、混合岩 |
| 利用泉水统计 | | 20 | |

水体分配法，比拟法，进行单一或联合的。个别分区并用联立方程法验证。

例如，某河流域有六个计算分区，其中两个分区为单一岩层的。而靠近两分区的第一分区，有五个含水岩组，其中花岗岩，混合岩含水岩组采用临近两分区单一岩层模数求取流量；变浅粒岩用北部矿山实际算取的模数求取流量；松散层采用达西公式算取流量，剩下大理岩含水组则从分区的总量中减去上述四个已知含水岩组的流量获得。并用下式求得大理岩岩溶裂隙岩组的径流模数：

$$M=0.0000317\frac{Q}{F}$$

符号同前。

（6）岩组模比系数和岩组水体分配率，时间水体分配率的计算：

① 岩组的径流模数与分区平均径流模数之比值，就是岩组的模比系数。

② 岩组的水体分配率：就是含水岩组径流量，占该分区径流量的百分比。其计算公式如下：

$$P=\frac{Q_1}{Q}\%$$

$P$——岩组的水体分配率；

$Q_1$——岩组的径流量　吨/年；

$Q$——分区的径流量　吨/年。

③ 时间水体分配率：就是分区内各月份占一年径流量的百分比。计算公式如下：：

$$P_t=\frac{Q_t}{Q_{总}}\%$$

$P_t$——时间水体分配率；

$Q_t$——月流量　吨/秒；

$Q_{总}$——1～12月份流量之和，吨/秒。

利用含水岩组水体分配率，可求任一含水岩组的地下径流模数和径流量。结合时间分配率，又可求含水岩组任一时间的地下径流量和径流模数。

例如：已知大理岩四月份的径流模数，欲求六月份的径流模数，采用下式换算：

$$M_d=\frac{M_{d_4}}{P_{t_4}}\cdot P_{t_6}$$

已知大理岩的径流模数求花岗岩的径流模数，有两种换算方法：

i　用模比系数换算，公式如下：

$$M_r=\frac{Md}{K_{t_d}}\cdot K_{t_r}$$

ii 利用含水岩组水体分配率计算，公式如下：

$$M_r = \frac{\frac{M_d \cdot F_d \cdot P_r}{P_d}}{F_r}$$

iii 已知大理岩的四月份径流模数，求花岗岩八月份径流模数。可先将大理岩的四月份径流模数换算成八月份的，再按上二式算出花岗岩的地下径流模数。其中公式符号：

$M_d$——大理岩地下径流模数，公升/秒·平方公里；

$P_r$——时间水体分配率；

$M_r$——花岗岩径流模数，公升/秒·平方公里；

$F_d$——大理岩的面积，平方公里；

$P_d$——大理岩的水体分配率；

$P_r$——花岗岩的水体分配率；

$F_r$——花岗岩的面积，平方公里；

$K_{l_r}$——花岗岩的模比系数；

$K_{l_d}$——大理岩的模比系数。

本区各含水岩组枯水期的地下径流模数和径流量就是采取水体分配率计算的。上述方法给野外测流资料的换算和使用提供了方便。

1．李四光，1979，地质力学概论，科学出版社。
2．A. E. 米哈依洛夫，1956，岩石裂隙的野外研究法，地质出版社。
3．H. N. 普洛特尼科夫，金属矿床地下水，中国工业出版社。
4．H. B. 柯洛门斯基，1954，岩石风化调查方法指南，地质出版社。
5．刘光亚，1979，基岩地下水，地质出版社。