

普通高等教育地震类专业规划教材

地震地下水动态观测

路 鹏 车用太 张 炜 编著

2577

地 震 出 版 社

普通高等教育地震类专业规划教材

地震地下水动态观测

路 鹏 车用太 张 炜 编著

地 震 出 版 社

1998

内 容 提 要

地下水动态观测是地震前兆观测的重要组成部分。地下水动态观测对地震预报,特别是短临预报有着重要的意义。我国已拥有近千个地震地下水观测点,开展以水位、水氡、水温(地热)、水采为主的地下水物理动态与化学动态的观测。为了进一步发挥地下水动态观测在地震预报中的作用,必须培养不同层次的观测技术人才,保证地震地下水动态观测的质量。本教材是为培养地震前兆台站中级技术人才而编写的,适用于地震类专科学校的学生专业课学习。

地震地下水动态观测

路鹏 车用太 张炜 编著

责任编辑:马 兰

责任校对:王花芝

*

地震出版社 出版

北京民族学院南路9号

北京地大彩印厂印刷

新华书店北京发行所发行

全国各地新华书店经售

*

787×1092 1/16 11印张 282千字

1998年10月第一版 1998年10月第一次印刷

印数 001—800

ISBN 7-5028-1587-2/P·967

(2030) 定价:17.00元

序

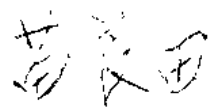
我国是多地震的国家，地震分布广、强度大、频次高，防震减灾的任务十分艰巨。

根据我国的国情，防震减灾工作实行以预防为主，防御与救助相结合的方针。地震监测预报，则是防震减灾的基础，也是当前实现减灾实效的最重要的环节，而地震监测预报的基础则是地震前兆观测。

我国的地震前兆观测，由地壳形变前兆观测、地下流体前兆观测与地电磁前兆观测三大系统组成。各类前兆观测，都是地震预报科学探索与实现地震减灾所必需的。

地震地下水前兆观测是地下流体前兆观测的主体，主要指井水位、井泉水氡、水汞与水温（地热）动态的观测。由于地下水具有不可压缩性与流动性，其动态可较灵敏地反映出地壳中发生的各种动力过程，如构造运动、火山喷发及地震活动等。国内外大量的震例表明，地下水动态对强震的孕育与发生过程表现很强的反映能力，被认为是有希望突破地震预报科学难关的最重要的领域。因此，地下水动态观测，不仅在我国，而且在其他多地震国家都倍受关注。

本教材在总结我国几十年地震地下水动态观测实践的基础上，分为地下水物理动态与化学动态两大部分，重点介绍了观测技术，包括观测网的建设、观测井的选择、观测仪器及使用与维护技术、观测数据处理及预报中的应用。我相信，本教材的编写与出版，对我国地震类专科学生的培养起着重要的作用，对确保我国当今地震地下水动态观测的质量和推进我国地震地下水动态观测技术的发展，也会有积极的作用。



1998年7月

前 言

地下水动态观测是地震前兆观测的重要组成部分，我国已拥有近千个地震地下水观测井（泉），开展以水位、水氡、水温（地热）、水汞为主的地下水物理动态与化学动态观测。地震预报探索实践表明，地下水动态观测对地震预报，尤其是对地震短临预报有特别重要的意义。因此，几十年来，我国不断努力加强地震地下水动态观测，使地震地下水动态观测发展成为专门的技术。

为了发挥地下水动态观测在地震预报中的作用，必须不断发展地震地下水动态观测技术，培养不同层次的观测技术人才，保证地震地下水动态观测的质量。

本教材是为培养地震前兆台站中级技术人才而编写的，适用于地震类专科层次的学生学习专业课。在内容上，既即考虑了专科学生的特点，又注重了与以前所学基础课的衔接，并结合了目前地震工作第一线的实际需要及学科的发展趋势。

在编写过程中，根据教育部规定的“高等专科教育的基础理论课教学要以应用为目的，以必需、够用为度，以掌握概念、强化应用为教学的重点”原则，编写时尽量避开对高深理论的研讨，而致力于对基本原理的阐述及常用观测方法的介绍，以培养学生在一定的理论基础上的实际运用能力，同时适当展示了当今地震地下水学科的发展前景以拓宽学生的视野。为配合教学及帮助学生掌握主要内容，各章都附有习题。

全书共十二章。一至四章是水文地质学基础知识；五至八章是地震地下水物理动态观测，主要介绍了物理动态观测的理论基础、动态特点、观测技术及地震预报的原理与方法；九至十二章是地震地下水化学动态观测，主要介绍了化学动态观测的理论基础、动态特点、观测技术及地震预报原理与方法。

本书的第一、二、三、四、六、十、十二章由路鹏编写；第五、七、八章由车用太编写；第九、十一章由张炜编写。全书由路鹏修改、统稿、汇总。

本书在编写过程中得到了中国地震局分析预报中心第三研究室、中国地震局地质研究所第一研究室、中国地震局教育处、地震出版社有关同志的大力支持，在此表示感谢。

由于编者水平所限及时间仓促，难免有疏漏及错误，恳请读者批评指正。

编 者

1998.6

目 录

第一章 地下水的赋存条件	(1)
§ 1.1 地下水的赋存空间	(1)
§ 1.2 岩石的水理性质	(2)
§ 1.3 含水层与隔水层	(3)
§ 1.4 储水构造	(5)
§ 1.5 地下水的类型	(12)
习题	(26)
第二章 地下水的循环与运动	(27)
§ 2.1 自然界中水的循环	(27)
§ 2.2 地下水的径流	(28)
§ 2.3 地下水的补给	(30)
§ 2.4 地下水的排泄	(33)
习题	(36)
第三章 地下水的物理化学特性	(37)
§ 3.1 地下水的物理性质	(37)
§ 3.2 地下水的化学成分与特性	(39)
§ 3.3 地下水化学成分的形成及作用	(42)
习题	(44)
第四章 地下热水	(45)
§ 4.1 地壳的温度分带	(45)
§ 4.2 地下热水的温度分类	(45)
§ 4.3 地下热水的气体成分	(46)
§ 4.4 地下热水的化学成分	(46)
习题	(46)
第五章 地震地下水物理动态观测井网	(47)
§ 5.1 地下水物理动态的概念	(47)
§ 5.2 地下水物理动态观测井	(48)
§ 5.3 地下水动态观测井网	(50)
§ 5.4 地热(水温)前兆观测网	(55)
习题	(57)
第六章 地震地下水物理动态观测技术	(58)
§ 6.1 机械式水位仪及其观测技术	(58)
§ 6.2 电子式水位仪及其观测技术	(62)
§ 6.3 地热(水温)观测技术	(65)

§ 6.4 流量观测技术	(68)
§ 6.5 辅助观测技术	(70)
习题	(75)
第七章 地震地下水物理动态的基本特征	(76)
§ 7.1 地下水位动态的类型与特征	(76)
§ 7.2 地下水其它物理动态的类型与特征	(87)
习题	(92)
第八章 地下水物理动态异常与地震预报	(93)
§ 8.1 地下水物理动态的典型震例	(93)
§ 8.2 地下水物理动态异常特征与地震预报	(103)
§ 8.3 地热 (水温)、流量异常与地震预报	(109)
习题	(112)
第九章 地震地下水化学前兆观测	(113)
§ 9.1 地震地下水化学动态观测点 (井、泉)	(113)
§ 9.2 地震地下水化学观测项目	(117)
§ 9.3 地震地下水化学观测网	(122)
习题	(126)
第十章 地震地下水化学观测技术与方法	(127)
§ 10.1 氦的观测技术	(127)
§ 10.2 水汞观测技术	(138)
§ 10.3 气体组分观测技术	(143)
习题	(148)
第十一章 地震地下水化学动态	(149)
§ 11.1 地震地下水化学动态类型	(149)
§ 11.2 地震地下水化学动态的影响因素	(150)
§ 11.3 不同类型观测井点的地震地下水化学动态特征	(153)
习题	(156)
第十二章 地震地下水化学动态异常与地震预报	(157)
§ 12.1 地下水化学动态预报地震的理论基础	(157)
§ 12.2 地下水化学异常动态的判别方法	(157)
§ 12.3 地震地下水化学预报地震方法	(160)
习题	(166)
参考文献	(167)

第一章 地下水的赋存条件

§ 1.1 地下水的赋存空间

地壳介质，无论是松散沉积物还是坚硬的基岩，都具有大小不同、多少不等和形状不一的空隙(图 1.1)。不含空隙的岩石是少见的，只是随着岩石性质和受力作用的不同，空隙形状、多少、连通程度等有所差异。通常把岩石空隙的大小、多少、形状、连通程度以及分布状况等性质统称为岩石的空隙性。

空隙是地下水的储存场所和运动的通道。空隙的数量、大小、形状和连通程度在很大程度上决定着地下水的埋藏、分布和运动状况。空隙按成因可分为三类：松散沉积物的孔隙、坚硬岩石的裂隙和可溶岩石的溶隙。

1.1.1 孔隙

松散沉积物以及某些胶结程度较差的岩石，在固体颗粒或颗粒集合体之间存在着孔隙，孔隙在数量上以孔隙度表示。孔隙度 n 是孔隙体积 V_p 与包括孔隙在内的岩石体积 V 之比，常用百分率表示之，即：

$$n = \frac{V_p}{V} \times 100\%$$

几种岩石的近似孔隙度数值见表 1.1。

表 1.1 几种岩石的近似孔隙度数值

岩石名称	砾 石	粗 砂	细 砂	亚粘土	粘 土	泥炭土
孔隙度/%	27	40	42	47	50	80

孔隙度的测定方法各种各样。例如，为了粗略了解砂砾、粗砂的孔隙度，可采用极简便的方法。取一量筒，装入所要测定的砂样，在量筒中测定其体积，然后向量筒中注水，当全部孔隙被饱和时，砂面上便出现发亮的水面，此时，注入的水量可认为是孔隙的体积，有了孔隙的体积与砂的体积便不难求得孔隙度了。室内精确测定孔隙度时，通常借测定岩石的容重与比重后计算得到。孔隙度与容重、比重间有下列关系：

$$n = 1 - \frac{\delta}{\gamma}$$

式中， δ 为岩石容重； γ 为岩石比重。

1.1.2 裂隙

裂隙是坚硬岩石在内外营力作用下产生的各式各样的裂缝。裂隙的宽度、长度、连通情

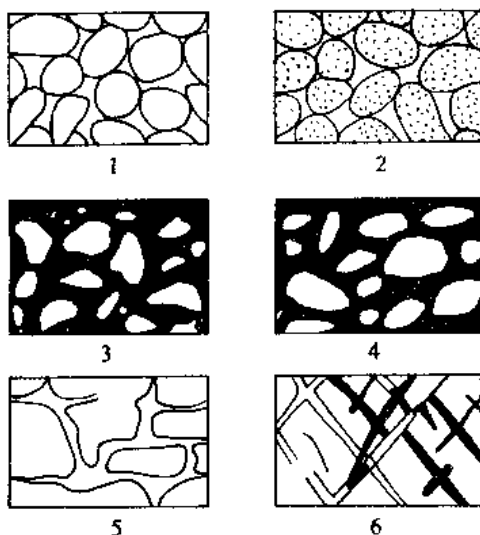


图 1.1 岩石中的各种空隙

况在不同的出露地点及不同的岩石中差异很大，与松散沉积物的孔隙相比表现为具有明显的不均匀性。

岩石的裂隙在数量上用裂隙率表示。裂隙率是裂隙的体积与包括裂隙在内整个岩层的体积之比。由于裂隙在岩石中的分布一般是不均匀的，对一个裂隙岩层来说，往往是某些地方裂隙特别发育（如受力部位），而另一些地方则很不发育。因而，岩石裂隙率的变化是相当大的。有的小于百分之一，有的可达百分之几十。

1.1.3 溶隙

可溶性岩石中的各种裂隙，在地下水的长期作用下，经溶蚀而扩展，形成各种尺度、各种形态的溶隙，使岩石的空隙性极大地增强，有时甚至成为非常巨大的溶洞，有的高达数十米，有的长达几十公里。

岩溶率的变化范围很大，由小于百分之一到百分之几十。表现为在相邻处的岩溶发育程度便很不同，在同一地点的不同深度也有很大变化。岩溶发育的不均匀性往往较裂隙的不均匀性更突出。

在自然界中，每种空隙并不是孤立地存在，空隙的分布特点与发育状况是相当复杂的。例如有时岩石胶结得不十分紧密，既可存在孔隙，也可以存在裂隙；可溶岩中由于水流状况的不同，在同一层中常常是溶洞与裂隙共存，甚至只有未经溶蚀的裂隙存在。当我们研究岩石中的空隙时，必须从查明它们的生成原因以及控制因素着手，从而查明其发育规律。

§ 1.2 岩石的水理性质

在水的作用下岩石所表现出的性质，称为岩石的水理性质。岩石的水理性质包括许多内容，这里仅讨论与地下水有关的岩石性质，亦称为岩石的水文地质性质。它包括：容水性、持水性、给水性、透水性、毛细性等。

1.2.1 容水性

岩石的容水性是指岩石能容纳一定水量的性能。在数量上用容水度表示，容水度即岩石中所容纳的水的体积与岩石体积之比（以小数或百分数表示）。显然，当岩石中的空隙完全被水所饱和时，水的体积即等于岩石空隙的体积。所以，容水度在数量上即与岩石的孔隙度、裂隙率或岩溶率相当。但是也有例外，对于具有膨胀性的粘土，因充水后体积扩大，容水度便大于原来的孔隙度。

1.2.2 持水性

持水性是指在重力作用下，岩石依靠分子力和毛细力在其空隙中能保持一定水量的性能。持水性在数量上以持水度表示。持水度是指在重力作用下岩石空隙中所能保持的水量与岩石总体积之比。

1.2.3 给水性

在重力作用下饱水岩石能够自由流出一定水量的性能即为岩石的给水性。在数量上以给水度表示。给水度即饱水岩石在重力作用下能排出一定的水的体积与岩石总体积之比值。不同岩石的给水度不同，其大小主要决定于空隙的大小、多少和连通性。一般粗粒岩石给水度相当大，接近于它的孔隙度与容水度。一些细颗粒岩石，虽然容水度很大，但由于持水度也大，给水度相对来说较小，因此，它们几乎是不出水的。

1.2.4 透水性

砂砾的孔隙度一般为30%左右,但由于孔隙大,所以透水性良好。松散物的孔隙大小决定于颗粒成分与颗粒级配,颗粒大、孔隙便大,颗粒小、孔隙也小;松散岩石愈是不等粒,则由于细小颗粒填充于大颗粒形成的孔隙中,使孔隙变得又小又少了。

岩石允许水透过的性能称为透水性。岩石的透水性主要取决于空隙大小、多少及连通程度。自然界中各种不同的岩石具有不同的透水性能,例如砾石具有较大的透水性,而粘土的透水性能就非常小。岩石可以透水的根本原因在于本身具有相连通的空隙,水只能沿这些相互连通的空隙管路穿流而过。因此,空隙的大小、多少与连通性,直接决定着岩石的透水性。

不仅不同岩层的透水性能不同,同一岩层在不同方向上往往具有不同的透水性能。例如,有些薄层状的岩层常常只发育顺层裂隙,这时,顺层方向上岩石的透水性较好,而在垂直层面的方向上透水性较弱。

§ 1.3 含水层与隔水层

1.3.1 含水层与隔水层的概念

地下水位出现在地表面以下一定深度上,我们将地下水位以下的岩土层称为饱水带,水位以上的岩土层称为包气带。饱水带的岩层空隙中充满了水,开发利用地下水或排除地下水,主要都是针对饱水带面言的。

饱水带的岩层,根据其给水与透水的功能,划分为含水层、隔水层及越流含水层。所谓含水层是指能够给出并透过相当数量水的岩层。含水层不但储存地下水,而且地下水可以在其中运移。隔水层是指那些不能给出并透过水的岩层。越流隔水层是指岩层能起隔水作用,但岩层中仍含有一定的水量,甚至可以透水,但透水的功能极其微弱的岩土层。

判断一个岩层是含水层还是隔水层时,必须仔细观察各种有关现象,并进行缜密分析,这样方能得出比较合乎实际的结论。例如,在一般情况下,粘土的孔隙极其微细,通常是隔水层,可是有些地方却从粘土中取得了数量可观的地下水,原因是这些粘土或者发育有干缩裂隙,或者发育有结构孔隙,或者有较多的虫孔与根孔。再例如,某些种类的片麻岩往往只发育闭合裂隙,从整体上说属于隔水层;但是断层带却可构成良好的含水带。薄层状泥质与砂质或钙质互层的沉积岩,张开裂隙沿砂质及钙质薄层发育,这种情况下,顺层方向岩层是透水的,垂直层面方向上却是隔水的。这就是岩层透水性的各向异性。均一岩性的块状岩层,当构造裂隙沿着某一方向特别发育时,透水性也表现某种程度的各向异性。细小空隙的粘土层,由于饱含结合水,不能给水、透水,起着隔水层的作用,但在较大的水头差作用下,由于部分结合水发生运动,粘土层便能透出一定数量的水,把它当作隔水层就不合适了。粘性土层往往在周围环境条件发生一定的改变时,就由隔水层转化为含水层,这种转化相当普遍。所谓的越流渗透主要是在这类岩层中进行的。

含水层这一名称对松散岩石很适用。因为松散岩层常呈层状,在同一地层内可按岩性区分为不同单元,在同一岩性单元中,透水与给水能力比较均匀一致,地下水分布是呈层状的。对于基岩裂隙水来说,地层中裂隙发育均匀时,地下水均匀分布于全层,称做裂隙含水层也是合适的。但当裂隙发育受局部构造因素控制,在同一地层中分布极不均匀时,同一岩层的透水与给水能力相差很大。例如当一条较大的断层穿越不同地层时,尽管岩性不同,断裂带

却可能具有较为一致的透水与给水能力。这种情况下将其称为含水带更为合适。

1.3.2 构成含水层的基本条件

地壳中的岩层并非都是含水层，如致密无裂隙的火成岩，无裂隙的页岩都不能成为含水层，要成为一个含水层必须具备以下几个条件：

1. 岩层要有储存地下水的空间

岩层要储存水，首要的一点是岩层中必须有储存地下水的空间，也就是说，应该有孔隙、裂隙、溶穴等。有了这些空间，外部的水才能进入岩层，把水储存起来，成为含水层。松散沉积物如砂、砾，其颗粒之间有孔隙，因而砂岩中的孔隙和裂隙便形成了储水的空间，砂岩也就具备了构成含水层的条件。同样，坚硬岩石中各种成因的裂隙，可溶岩中的溶隙，都形成了储水空间，也就具备了构成含水层的条件。判断一个岩层是含水层还是隔水层时，必须仔细观察各种有关现象，结合具体情况，做综合分析，方能得出正确的结论。例如，泥岩一般认为是隔水的岩层，但是当产生裂隙后，也可成为含水层，如川中地区侏罗系遂宁组红层，是以泥岩为主的地层，不但含水，而且中下部泥岩中含水还比较丰富，涌水量达 $500\text{m}^3/\text{d}$ 的水井全部位于中下部泥岩中，这主要是中下部泥岩风化裂隙比较发育；此外遂宁组泥岩中还含有可溶性的灰岩和石膏，溶蚀后产生溶蚀裂隙，宽者可达 10cm 左右，形成许多针尖状小溶孔，溶孔和溶隙的出现为形成含水层提供了条件。粘土一类岩石在通常情况下是隔水的，主要是因为粘土颗粒极细，颗粒之间的孔隙只存在吸着水、毛细水，但是当粘土裂隙较发育时，裂隙含水也可成为含水层。例如，河南驻马店一带粘土岩是农灌供水较好的含水层；又如济南附近的粘土，质地非常坚硬，干裂收缩之后裂隙很发育，地下水不是在粘土孔隙中存在，而是存在于粘土裂隙中。

2. 有储存地下水的地质条件

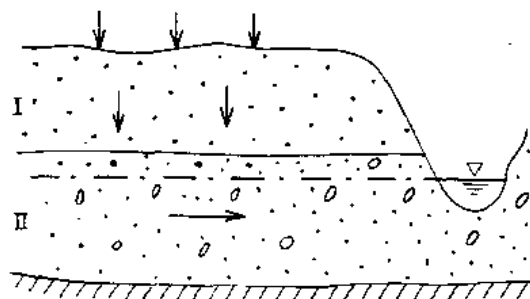


图 1.2 透水层和含水层

I. 透水层；II. 含水层

岩层有了空隙，但空隙中能否含水，能否把地下水贮藏起来，还必须具备一定的地质条件，才能使具有空隙的岩层含水，并把水贮存起来构成含水层。如图 1.2 所示，水进入上部砂层后，还要继续下渗，渗到下部砂砾石层中，上部砂层只是透水的岩层，由于砂砾石层下伏有隔水层，水不能再向下渗漏而阻于隔水层之上，储存于砂砾石层中，该砂砾石层成为含水层。

因地形、地貌、构造条件各地不同，同一岩层在不同的出露地区、不同的出露部位，有着不同的属性。在一些地段可成为含水层，而在另一些地段，地质条件发生变化，又成为非含水层。如湖北某地区的中石炭系黄龙群，该群属碳酸盐岩类，在很多地方基本上是透水岩层，但在鄂东南通山一带，由于大部分处于向斜山的翼部与低谷，加以泥盆系与志留系岩层起阻水作用，致使地下水大量富集，是该区主要含水层之一。

3. 有一定的水量

含水量也是划分含水层的一个重要因素，只有含水量达到一定的程度，对供水或排水有一定的实际意义，才能确定为含水层。如果水量太小，实际意义不大，则不能划为含水层。当然这里讲的大和小是相对的。如某一岩层中的水量不能作为大型供水水源，针对这种条件不

能划为含水层，但是对小型供水，特别是在缺水地区有一定的供水意义，在该区仍可划为含水层。

综上所述，当岩层具有储存地下水的空间，有适当的地质条件，并含有一定数量的水即可构成含水层。

§ 1.4 储水构造

各种类型的地下水的形成是由隔水层和含水层的不同组合所决定，而这种不同的组合形式又受到地质构造的控制，某种地质构造可以使岩层含水成为含水层，某种地质构造又会使含水层遭受破坏，使水无法保存；而某些地质构造会使地下水大量聚集成为富水区，因此，我们有必要对储水的地质构造进行研究。

储水构造是指能储存地下水的地质构造，也就是含水层与隔水层相互组合而形成的能够储存地下水的地质环境。并非所有的地质构造都能储水，要构成一个储水构造必须具备一定的条件，即它应有储水的岩层或岩体，同时还要有不透水的岩层或岩体组成隔水边界，只有这样的构造条件，地下水才能在这些地区汇集、保存。

由于地质条件随地而异，千变万化，自然界中储水构造也是各种各样的，根据现有的资料，把几种主要的储水构造介绍如下。

1.4.1 褶曲型储水构造

成层岩层在地壳的构造运动所产生的地应力作用下，基本上改变了原始产状，不仅使岩层发生了倾斜，而且大多数形成了各式各样的褶曲。褶曲的基本形式是单斜、背斜和向斜。单斜、背斜和向斜分别形成单斜储水构造、背斜储水构造、向斜储水构造。

1. 向斜储水构造

向斜储水构造是由向斜形成，在水文地质学上通称为承压盆地。每个承压盆地分成下列三部分：补给区、承压区和排泄区（图 1.3）。

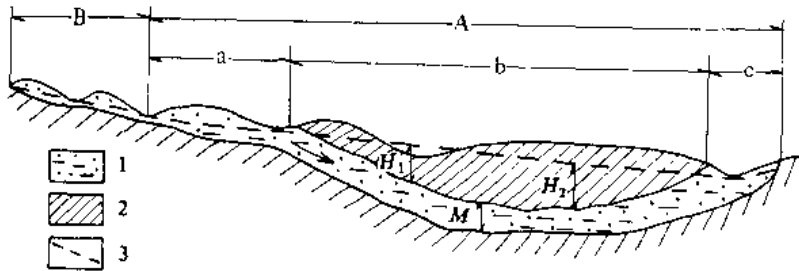


图 1.3 承压盆地剖面示意图

A. 承压水分布范围：a. 补给区和局部径流区；b. 承压区；c. 排泄区； H_1 、正水头； H_2 、负水头；M. 承压含水层厚度。B. 潜水分布范围：1. 含水层；2. 隔水层；3. 承压水位；箭头表示承压水流方向

盆地周围含水层出露地表，出露位置较高者为补给区（a）；位置较低者为排泄区（c）。补给区排泄区之间为承压区（b）。在钻井时，穿过上部隔水层顶板，水涌入井中，此高程的水位称为初见水位，当水上涌至隔水层顶板以上某一高度稳定不变时（此时水头压力为零），称为静止水位（即承压水位）。上部隔水底板到下部隔水顶板间的垂直距离称为含水层厚度 M。

承压区的承压水层厚度 M 则长期稳定。

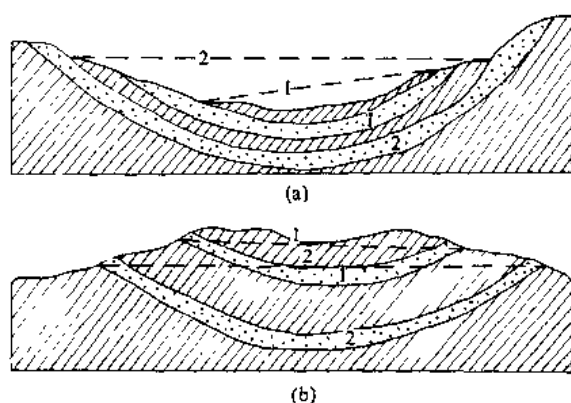


图 1.4 承压储水构造与地形关系

(a) 正地形; (b) 负地形;

1. 上层的承压水位; 2. 下层的承压水位

当有数个含水层存在时, 每个含水层都有各自的承压水位。储水构造和地形一致时 (图 1.4a) 则为正地形, 此时, 下层的承压水位高于上层的承压水位; 储水构造和地形不一致时 (图 1.4b), 则为反地形, 此时下层的承压水位低于上层的承压水位。正确判断正反地形, 可以帮助我们初步判断各含水层发生水力联系的补给情况。如果用钻孔或井将两个承压含水层贯通, 那么, 在负地形的情况下水可以由上面的含水层流到下面的含水层; 在正地形的情况下, 下部含水层中的水可以流入上部含水层。

向斜构造按其封闭程度可分为:

(1) 封闭型向斜储水构造: 指向斜构造比较完整, 含水层被上下隔水层所阻, 没有被断层或地形切割所破坏, 向斜中间的承压区完全封闭, 含水层在向斜构造的周围出露, 出露位置较高处为补给区, 出露位置较低处成为排泄区。

(2) 开放型向斜储水构造: 由于断裂或河流切割使承压含水层的封闭性受到影响, 含水层在向斜四周出露为补给区, 而向斜中部的断裂或河流作为排水通道, 地下水由此排出地表, 向斜中部的承压区被破坏, 成为排泄区 (图 1.5)。

2. 单斜储水构造

由透水岩层和隔水岩层互层所组成的单斜构造, 在适宜的条件下可以形成单斜储水构造, 这种单斜承压含水层, 常称为承压斜地, 承压斜地可由下列构造条件形成。

(1) 由于含水层岩性发生相变或尖灭形成的承压斜地, 岩层上部出露地表, 下部在某处尖灭, 即岩相发生变化, 由透水层变为不透水层 (图 1.6)。在含水层的补给区接受地表水或大气降水的补给, 当补给量超过含水层的可容纳水量时, 由于下部无排泄出路形成回水, 可在含水层出露地带的地势低处以泉的形式出现, 形成排泄区。含水层的补给区与排泄区是相邻近的, 而承压区位于另一端。此时水自补给区流到排泄区并非必须经过承压区, 径流途径较短。

山前冲洪积扇, 岩性由近山的粗砂砾石向平原逐渐过渡到细砂、粘土等, 由于岩性由粗变细, 渗透性逐渐变弱而形成承压斜地。

(2) 由于含水层被断层所阻形成的承压斜地。单斜含水层的上部出露地表成为承压含水层的补给区, 而下部为断层所切, 当断层导水性很好时, 各含水层通过断层发生水力联系, 在

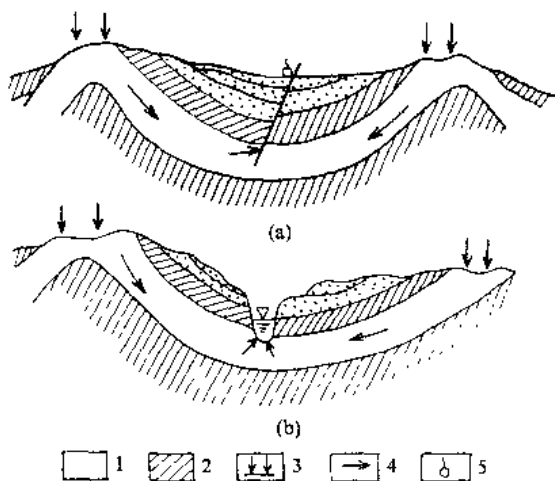


图 1.5 开放型承压盆地

(a) 断裂排水; (b) 河流切割排水

1. 含水层; 2. 隔水层; 3. 补给区; 4. 地下水流向; 5. 泉

适当的条件下,承压水可以通过断层以泉水的形式排泄于地表,断层则成为承压斜地的排泄区。此时承压区位于补给区与排泄区之间(图 1.7),与承压盆地相同。若断层带不导水,那么承压斜地的补给区与排泄区位于相邻的地段,而承压区位于另一地段,这种类型的承压斜地在我国分布较广。

(3) 侵入体阻截的承压斜地。花岗岩、闪长岩等深成侵入体,当它侵入于透水性强的透水岩层之中,并处于地下水流的下游方向时,就可起阻水作用,可形成单斜蓄水构造。如济南承

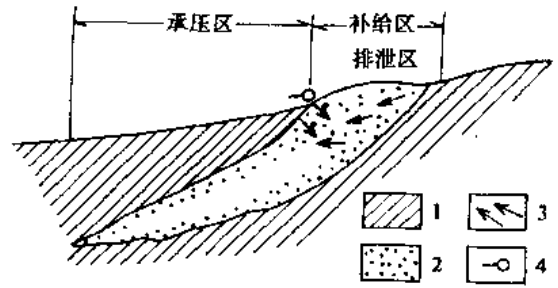


图 1.6 岩性变化形成的承压斜地

1. 隔水层; 2. 透水层; 3. 地下水流向; 4. 泉

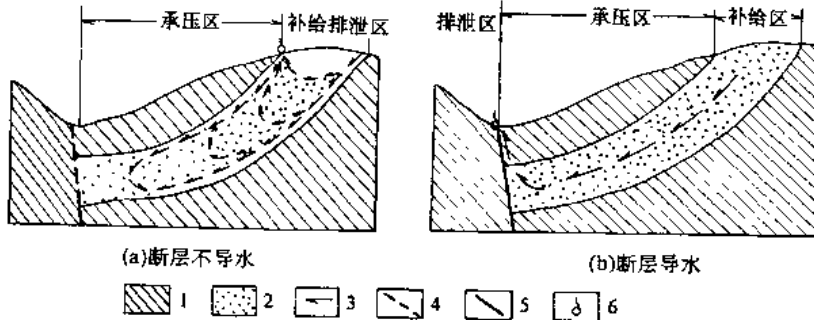


图 1.7 断块构造形成的承压斜地

(a) 断层不导水; (b) 断层导水;

1. 隔水层; 2. 含水层; 3. 地下水流向; 4. 不导水的断层; 5. 导水断层; 6. 泉

压水斜地就是由于侵入体阻截而形成的(图 1.8)。济南在地质构造上处于泰山背斜的北翼,南部为基岩山区,千佛山以北为山前倾斜平原,山区盖层由寒武系灰岩、页岩、奥陶系灰岩及白云岩所组成,总厚 1400m,是走向近东西,倾向向北的单斜产状,在市区北部奥陶系地层被闪长岩体所阻隔,这样的构造条件,便形成了典型的由侵入岩体阻水的承压斜地,该区域的中低山区和低山丘陵,为济南泉水的间接补给区和直接补给径流区;济南市大明湖以南以北的平原区分别为承压排泄区和承压区。

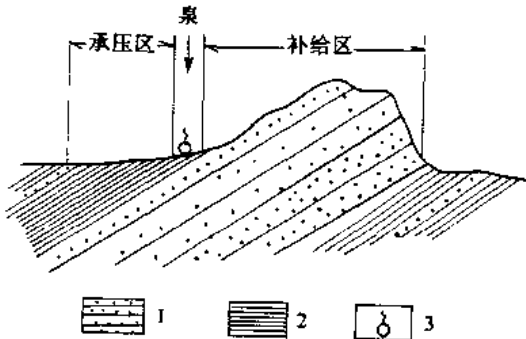


图 1.8 北碚向斜沙溪庙砂岩单斜含水构造示意图

1. 砂岩; 2. 泥岩; 3. 泉

阻挡,水位抬高,在适宜的地形条件下,部分地下水便涌出地表成泉,济南市区内,泉水多达 108 个,因而济南有“泉城”之称。

(4) 由于岩层中裂隙向深部逐渐减少而形成的承压斜地。形成这种储水构造的含水层与隔水层,常见有以下几种:

a. 在页岩与灰岩互层地区或页岩夹灰岩地区, 灰岩一般可作为含水层, 页岩是相对隔水层;

b. 在砂页岩泥岩夹泥灰岩或夹砂砾岩的地区, 泥灰岩和砂砾岩一般可成为含水层, 页岩和泥岩是相对隔水层;

c. 在变质岩地区, 可溶性大理岩层一般是良好的含水层, 其它非可溶性变质岩, 如片麻岩、片岩等, 在无风化破碎情况下, 则是隔水层。

此类含水层的水主要是裂隙水, 如果为单斜构造时, 由于裂隙向深部逐渐减弱, 含水层的储水性能也随深度逐渐减弱, 渐变为裂隙极少的弱透水或不透水岩层, 结果形成了由于裂隙变弱的承压斜地。

如川东一带侏罗系重庆群沙溪庙组中的厚层砂岩发育的构造裂隙和风化裂隙, 使得该组砂岩成为裂隙含水层, 砂岩的上下均为不透水或弱透水的泥岩、页岩地层所隔, 它们常组成单斜或宽缓的向斜构造, 由于裂隙发育的强度随深度逐渐减弱, 透水能力变差, 甚至变为不透水的岩体, 当砂岩露头区获得的补给水源顺裂隙向下流动, 到一定的深度后, 地下水受阻而储存在有裂隙的部位, 当裂隙被水充满后, 地下水受压, 在砂岩倾没线一带, 砂岩与泥岩交接部位, 地下水以承压的形式排出地表 (图 1.8), 补给区和承压区在两边, 排泄部位夹于其中。

3. 背斜储水构造

背斜储水构造的各个部位, 储水能力并不一样, 有的地段对储水不利, 如处于分水岭地区, 虽然裂隙发育, 也只促进地下水的下渗, 而不利于汇集, 但是在背斜核部、倾伏端、岩层转折部位常能储存较丰富的地下水, 特别是当这些地段处于地下水的排泄部位时, 常能储存较丰富的地下水。

背斜核部, 尤其是一些褶曲紧密的背斜构造顶部, 岩层褶曲厉害, 裂隙发育, 为地下水的富集创造成了良好的条件, 如四川盆地川东平行褶皱带, 由一系列褶皱组成, 背斜轴部多为三叠系灰岩组成, 常被纵向断裂破坏, 扭裂面、张裂面发育, 为地下水的赋存和运移创造了良好的条件, 许多温泉, 如著名的北温泉, 南温泉就出露在背斜的轴部。

1.4.2 断裂储水构造

断裂使岩层产生破裂, 发生位移, 形成破碎带, 破碎带有比较发育的裂隙和孔隙, 是地下水的贮存空间, 断裂带两侧的未破裂的岩层是相对隔水边界, 在适当的条件下, 可以聚集地下水, 形成断裂储水构造。

当岩层受力产生断裂, 形成断裂面, 在断裂面两侧还有一定的影响范围, 这个影响范围称为影响带, 断裂面和影响带全称为断裂带, 断裂储水构造并不仅指断裂面含水, 而是指整个断裂带含水形成的储水构造。

断裂带中地下水的赋存和运移状况, 由多方面的因素所决定, 除与形成断裂构造的力学性质有关外, 还与断裂的部位、规模、断裂的活动性、不同断裂构造体系复合及干扰程度、断裂被充填和胶结程度、母岩性质、汇水条件及地下水补给来源等因素有着密切的关系, 这里主要从不同力学性质和断裂带本身的特性与储水的关系来进行讨论。

1. 断裂带的分带

一般较大的断裂可分成三部分 (图 1.9)。

第一部分称为断裂面 (或断裂内带), 是断裂的核心部位, 即断裂上盘与下盘的接触部位。

断裂面的分布常常是连续的，而且遭受过剧烈的破坏，岩石不仅产生了较大的形态变化，并发生了质的变化，所以，断裂面中的岩石可经过化学胶结或重结晶、重胶结作用而出现角砾岩、糜棱岩。

第二部分称为断裂中带，位于断裂带的两侧，为角砾岩带或岩石受强烈挤压破坏带，一般连续性不佳，以机械破坏为主，胶结作用一般在后期进行，角砾和胶结物的成分多为母岩。

第三部分称为断裂外带，位于中带两侧，这一带裂隙发育而且分布广泛，但发育程度不等。

断裂构造的三个带的储水能力和富水性是不同的，其储水能力主要取决于断裂的力学性质和岩性。

2. 压性断裂储水构造

(1) 压性断裂内带。一般来说储水性差。因为压性断裂是受挤压作用形成的，断裂内带是应力集中的部位，所承受的压应力最大，断裂的开启程度较差，而且岩石受破坏剧烈，多为碎裂结构或压碎状态的碎裂泥、压碎岩、角砾岩或糜棱岩等。后期由于被 SiO_2 等酸性不溶物和泥质充填，因此，压性断裂内带储水能力差，富水性弱，一般可起隔水作用。

(2) 压性断裂中带。此带的储水能力取决于角砾岩的胶结程度和胶结物性质。当角砾岩胶结较好，且胶结物多为 SiO_2 。只有当胶结较差，且胶结物多为钙质成分，或者被后期地质构造破坏其原的胶结时，才能储水。

(3) 压性断裂外带。是地下水的主要活动场所，一般储水能力和富水性都较强，此带虽然是在断裂形成乃至发展过程中的影响边缘部分，所受应力和岩石破坏程度不及内带与中带，但岩石受其影响之后，发育有裂隙、劈理等，同时岩石遭受一定的机械破坏而又极少发生质的变化，极少发生重结晶作用和化学胶结作用，尤其脆性岩石中的压性断裂，其断裂外带的裂隙更为发育，有利于地下水的汇集。如广西，粤北灵山县一些灰岩区的众多暗河，岩溶洞穴及巨大的泉水，多位于压性断裂外带。粤北、海南岛、广西等地的一些矿区，断裂外带都形成了规模较大的溶洞，富水性强。

3. 张性断裂储水构造

(1) 张性断裂内带。储水能力取决于脉岩或其它外来物质的充填程度及脉岩与充填物、胶结物的性质。从力学性质而言，张性断裂是由于拉伸作用力产生的，断面上所受压应力最小，因而张裂程度较大，一般来讲，富水性较强，可以成为地下水储存的良好场所。当张性断裂内带被外来物质或脉岩所充填时，其富水性与充填物及脉岩的性质有关。当充填完好、胶结紧密或脉岩及充填物为非可溶性物质时，则不利于地下水活动，甚至可起到隔水作用。因此，张性断裂内带的富水能力不仅取决于它的张裂程度，还取决于被充填的程度和充填物的性质。

(2) 张性断裂中带。一般储水能力和富水性较强，张性断裂中带多为角砾岩，砾石常被后期物质胶结，结构一般疏松，并且中带的裂面常为锯齿状，粗糙不平，故有利于地下水的活动。因此当有较充足的地下水补给时，可成为富水带。如广西浦北某区的双生泉，出露于

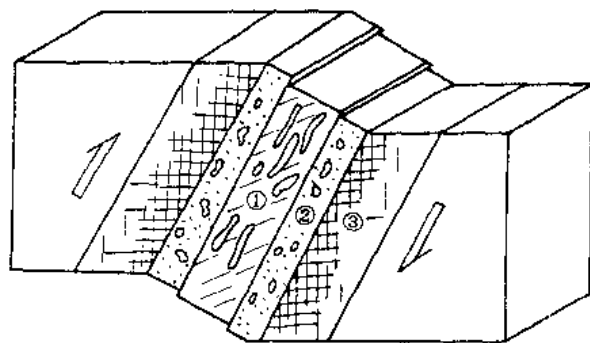


图 1.9 断层破碎带分带示意图

①内带糜棱岩；②中带角砾岩；③外带裂隙岩

张性断裂中带的结构疏松的角砾岩中,流量为 32~30L/s,另一泉则出露于角砾岩与断裂外带的交接部位,流量为 40~90L/s。

当断裂中带的角砾岩胶结较好,且 SiO_2 含量较高或有其他脉岩充填时,则储水能力差,富水性弱。

(3) 张性断裂外带。张裂隙发育,但张性断裂是在引张力作用下形成的,所以母岩的破坏范围不大。张裂隙的最大特点是沿走向和倾向延伸不远即行消失,因此,张性断裂外带虽有一定的储水能力,但富水性依赖于汇水条件和地下水的补给来源。

4. 扭性断裂储水构造

扭性断裂内带和中带储水能力差,富水性弱,但断裂外带以及低级别、低序次的伴生或派生断裂构造部位,储水能力和富水性强,外带裂隙往往密集成群,平行密集的扭性裂隙及与扭动方向呈斜交的张性裂隙发育,延伸较长,使地下水有充足的补给来源。

粤西某金属矿区的扭性断裂就是一个很好的例证,该断裂内带及中带界线不清,为宽 2~7m 的糜棱岩化的角砾岩,不富水,角砾岩带两侧 40~70m 范围内岩石较破碎,裂隙发育,导水性好,为区内地下水主要排泄通道。

5. 压扭性断裂储水构造

压扭性断裂内带及中带一般储水能力差,富水性弱。压扭性断裂外带、分支断裂和岩石受牵引部位储水能力和富水性强,这是因为该带受挤压作用力和剪切作用力的影响,裂隙发育且延伸较长,分支断裂带较多,岩石受应力作用和牵引作用而产生的机械破坏程度比压性和扭性断裂外带都强烈,所以其富水程度一般比压性和扭性断裂强,尤其是当断裂旁侧岩石受强烈牵引成为支断裂时,不但富水性强而且富水范围也相应增大。

6. 张扭性断裂储水构造

张扭性断裂内带与中带的储水能力和富水性取决于角砾岩的碾磨胶结程度和胶结物的性质,并取决于其它脉岩的充填程度与充填物性质。

张扭性断裂外带储水能力和富水性强,该带由于受拉伸作用力和剪切作用力的共同影响,导致裂隙发育,岩石受牵引作用较张性断裂强烈,岩石受机械破坏的程度相对增大,同时裂隙延伸亦较张性断裂长,因此其储水能力和富水性一般比张性和压性断裂外带要强。

1.4.3 岩脉储水构造

1. 侵入接触带储水构造

火成岩体与围岩的接触带,常常发育较多的开启程度较好的裂隙,因而具有储存地下水的条件,这种由接触带裂隙储存地下水的储水构造,就是接触带储水构造。也有一些侵入岩体与围岩的接触带,岩石裂隙不发育,不具备储水条件,这种接触带就不能成为储水构造。

接触带岩石的裂隙通常是由以下几个原因形成的。

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

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

(3) 由于岩浆侵入,使接触带的围岩产生热接触变质,岩性变硬变脆,在后期构造变动中易产生破裂变形,形成裂隙。例如南京市东郊青龙山一带,上三叠统黄马青组粉砂岩,由于附近有大面积酸性侵入岩体穿插而使地层变硬变脆,断层裂隙发育,钻孔深 180m,出水量