

北京市水资源与环境工程重点实验室资助

生态水文地质学

万 力 曹文炳 胡伏生 著
金晓媚 陈劲松 龚 斌

地质出版社

· 北 京 ·

内 容 简 介

本书在阐明地下水系统与植被生态关系的基础上,着重论述了包气带中气态水运移机制及其对水分分布和热传导的影响;深入探讨了包气带特有的生物化学净化功能;详细地论述了地下水与植被生态系统的关系,以及青藏高原多年冻土区、西北内陆盆地的生态水文地质特征,及其生态环境演化趋势。

本书可作为水文地质、水资源、生态环境、土壤、生态环境地质调查研究者和高等院校教师、研究生及高年级学生的参考书。

图书在版编目(CIP)数据

生态水文地质学/万力等著. —北京:地质出版社,
2005.8

ISBN 7-116-04451-5

. 生... . 万... . 生态系统—水文地质
. P641

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2005)第 083829 号

责任编辑:孙亚芸 屠涌泉

责任校对:郑淑艳

出版发行:地质出版社

社址邮编:北京海淀区学院路 31 号, 100083

电 话:(010)82324508(邮购部);(010)82324573(编辑室)

网 址:<http://www.gph.com.cn>

电子邮箱:zbs@gph.com.cn

传 真:(010)82310759

印 刷:北京朝阳区小红门印刷厂

开 本:787 mm×1092 mm

印 张:14.5 彩版:4 面

字 数:348 千字

印 数:1-2000 册

版 次:2005 年 8 月北京第一版·第一次印刷

定 价:28.00 元

ISBN 7-116-04451-5/P·2580

(凡购买地质出版社的图书,如有缺页、倒页、脱页者,本社出版处负责调换)

前 言

笔者长期从事水文地质教学、科研工作，经历了水文地质学由找水水文地质学向资源水文地质学转变的过程。水文地质学重心的转换，既是学科发展适应社会和国民经济发展需求的要求，也是水文地质学科与其他相关学科之间相互融合的结果。

当前，淡水资源短缺已成为仅次于石油资源短缺的全球性问题，是 21 世纪人类必须面对的重要问题之一。1992 年都柏林国际水环境会议将生态水文学作为一门独立学科提出来，联合国教科文组织国际水文计划将水文生态学作为重要的研究领域。各国学者之所以对生态水文学如此重视，是因为生态水文学提出了一个新的理念，即生态水文学的最终目标是在保持生物多样性、保证水资源数量和质量的前提下提供一个环境健康、经济可行和社会可接受的水资源持续管理范式，用于谋求解决水资源的可持续利用，保持经济持续发展。这一理念为各国学者所接受，并开始在水文学的范畴内，从不同的角度和视野探寻各个子学科与生态之间的相互影响。当一种理念或理论影响人类的生存乃至社会发展时，也就是新学科的诞生之际。

我国许多地区，清洁淡水资源的匮乏已成为经济发展的瓶颈，尤其是北方广大干旱半干旱地区，地下水在整个水资源中所占比例极高，地下水资源可持续利用已成为整个社会可持续发展的重要组成部分。近几年来，国土资源部开始将生态调查纳入国土资源调查中，在具体实施过程中，明显感觉缺少理论依据和学科基础。在此需求下，必然导致水文地质学重心的再次转移，催生出一门新的学科——生态水文地质学。

笔者认为：生态水文地质学是一门研究地下水与地表植被生态之间相互作用过程和机制的学科；既是生态水文学的分支，又是水文地质学的研究领域，最终将成为地下水资源可持续利用理念实施的学科基础；有理由相信生态学与水文地质学的交叉必将加深人们对生态系统演变和演化过程及其机制的认识。地下水与植被生态系统关系密切，借助生态学和水文地质学的研究方法，融合两个学科的研究成果，在保持生态多样性的基础上，使地下水水量、水质保持均衡，预测地下水文过程对生态环境的影响效应，达到地下水资源可持续利用的目的，是生态水文地质学当前的主要任务。

近几年来，笔者有幸参与了国土资源部下达的《黄河源区 1 20 万生态环境地质调查》、《黄河源区冻结层上水地质环境影响研究》和《黑河流域水资源利用对生态环境的影响》三个项目，积累了一些经验和资料，有关内容也写在本书中，供读者参考。

本书在系统介绍植被生态和水文地质知识等的基础上，吸取了生态学和水文地质学的最新研究成果，详细论述了包气带中气态水运移规律及其对荒漠植被的影响、包气带净化机制和功能；分析了我国主要孔隙含水系统、裂隙含水系统、岩溶含水系统的发育分布特

征，并探讨了流动系统发育深度；综合运用生态学和水文地质学知识，阐述了黑河流域水资源利用对生态环境的影响、青藏高原生态水文地质特征、地面沉降引起的生态环境问题。

撰写本书的目的，是使水文地质和环境专业的高年级本科生、研究生，了解和掌握当前水文地质学研究重心转移的方向和特点，以尽快适应社会对水文地质工作者提出的新需求。

全书共分 12 章，胡伏生、陈劲松分别参加第一章、第二章部分编写工作，第十二章由金晓媚和龚斌完成，其余各章由曹文炳撰写，最后由万力进行全书统稿。

沈继芳教授为本书审稿，并提出了许多宝贵意见，在此深表感谢。

本书编写过程中，得到了水资源环境学院师生的关心和支持，硕士研究生曾亦键、蒋小伟帮助收集了不少资料，博士生王雪莲和硕士生甘小莉帮助清绘了部分图件和校对工作，在此深表谢意。

尽管笔者穷尽所能撰写本书，但终究能力和积累有限，错误和缺点在所难免，敬请广大读者批评指正。

作 者

2005 年 5 月 20 日

目 录

前 言

绪 言	(1)
第一章 植物与生态	(6)
第一节 植物与水分的关系	(6)
一、植物与土壤中水分	(6)
二、植物细胞中的水分	(7)
三、植物根系的吸水作用	(8)
四、植物中水分的输送	(8)
五、蒸腾作用	(9)
第二节 种群生态	(12)
一、种群概念	(12)
二、种群的基本特征	(12)
第三节 群落生态	(14)
一、生物群落的概念	(14)
二、群落的物种组成	(15)
三、生物群落结构	(17)
第四节 生物群落的动态	(17)
一、生物群落的年际和季节变化	(17)
二、生物群落的演替	(18)
三、生物群落的演替顶极	(18)
第五节 陆地生物群落的分布格局	(19)
一、影响陆地生物群落分布的因素	(19)
二、陆地主要植被类型	(19)
第六节 生态系统	(21)
一、生态系统的概念	(21)
二、生态系统的组成和结构	(22)
三、生态系统的功能	(23)
参考文献	(26)
第二章 水文地质基础	(27)
第一节 岩石中的空隙和水分	(27)
一、岩石中的空隙	(27)

二、岩石中水的存在形式	(30)
三、岩石的水理性质	(31)
第二节 地下水的赋存	(32)
一、包气带与饱水带	(32)
二、含水层、隔水层	(33)
三、地下水分类	(33)
四、潜水	(34)
五、承压水	(35)
六、上层滞水	(37)
第三节 地下水运动的基本规律	(37)
一、重力水的运动	(38)
二、流网	(39)
第四节 地下水化学成分及其形成作用	(41)
一、概述	(41)
二、地下水的化学特征	(42)
三、地下水总矿化度及化学成分表示式	(46)
四、地下水的温度	(47)
五、地下水化学成分的形成作用	(47)
六、地下水化学成分的基本成因类型	(50)
七、地下水化学成分的分析内容与分类图示	(52)
参考文献	(53)

第三章 地下水循环	(54)
第一节 地下水的补给	(54)
一、大气降水对地下水的补给	(54)
二、地表水对地下水的补给	(55)
三、含水层之间的补给	(56)
四、地下水的其他补给来源	(56)
第二节 地下水的排泄	(57)
一、泉	(57)
二、泄流	(58)
第三节 蒸发	(58)
一、水面蒸发	(58)
二、土壤蒸发	(60)
第四节 植物的蒸腾	(62)
一、荒漠植物的蒸腾	(62)
二、草原植物的蒸腾	(63)
三、森林的蒸腾	(64)
四、蒸腾量的测定方法	(64)

第五节 陆面蒸发的估算方法 (65)

 一、仪器测量法 (65)

 二、气象学估算法 (66)

 三、遥感信息估算法 (67)

参考文献 (68)

第四章 包气带水量转换及净化功能 (69)

第一节 包气带中水的赋存形式 (69)

第二节 毛细现象 (69)

第三节 包气带中水分分布及运动 (70)

第四节 包气带中气态水的运动 (72)

 一、气态水运移特征 (72)

 二、气态水的液汽相转换模式 (75)

 三、包气带内的热管效应和凝结量计算 (76)

 四、冷生湿润砂层的形成及其对生态环境的影响 (78)

 五、冷生湿润砂层形成的控制因素 (80)

第五节 包气带的净化功能 (81)

 一、过滤作用 (81)

 二、阳离子交替吸附作用 (81)

 三、生物化学降解作用 (82)

 四、影响包气带生物降解的因素 (86)

 五、包气带生物降解的应用前景 (87)

第六节 小结 (88)

参考文献 (89)

第五章 地下水系统 (90)

第一节 地下水系统的组成 (90)

第二节 地下水含水系统 (91)

 一、地下含水系统的边界 (91)

 二、孔隙含水系统 (91)

 三、裂隙含水系统 (96)

 四、岩溶含水系统 (100)

第三节 地下水流动系统 (105)

 一、地下水流动系统基本特征 (105)

 二、地下水流动系统的水动力特征 (106)

 三、地下水流动系统的水化学特征 (109)

 四、地下水流动系统的实际应用 (110)

参考文献 (113)

第六章 地下水的动态与均衡	(114)
第一节 地下水系统的信息传递	(114)
第二节 地下水动态	(115)
一、气象（气候）因素	(115)
二、水文因素	(116)
三、地质因素	(116)
四、地下水动态类型	(117)
第三节 地下水均衡	(118)
参考文献	(121)
第七章 地下水与植被生态的关系	(122)
第一节 地下水对植被分布格局的影响	(122)
第二节 生态地下水位	(123)
一、生态地下水位的概念	(123)
二、主要耐旱植物的生态地下水位	(124)
三、地下水位变化对植被演替的影响	(125)
第三节 植被生态需水量	(126)
第四节 植被生态对地下水的养涵作用	(128)
第五节 小结	(130)
参考文献	(131)
第八章 植被生态地下水优化管理模型	(132)
第一节 生态水文地质学的尺度问题	(132)
一、水文地质观测尺度	(132)
二、植被生态的观测尺度	(133)
三、时间尺度	(133)
第二节 植被生态地下水管理模型	(134)
一、地下水数学模型	(135)
二、植被生态优化管理模型	(135)
参考文献	(137)
第九章 黑河流域水资源利用对生态环境的影响	(138)
第一节 黑河流域水文地质条件	(138)
一、自然地理概况	(138)
二、黑河上游水环境	(140)
三、黑河中游水环境	(142)
四、黑河下游水环境	(144)
第二节 黑河流域生态环境	(149)

一、南部祁连山生态区 ()	(149)
二、山前断陷盆地生态区 ()	(151)
三、下游冲积湖积平原生态区 ()	(153)
第三节 水环境对生态环境的制约作用	(156)
第四节 水资源利用对生态环境的影响	(157)
一、中游地区水资源利用对下游生态环境的影响	(157)
二、人为改变天然河道对生态环境的影响	(158)
三、环境变化对沙尘暴源区形成的影响	(159)
四、下游地区沙尘暴源区发展趋势预测	(161)
第五节 小结	(161)
参考文献	(162)

第十章 青藏高原生态水文地质特征	(163)
第一节 气候	(163)
第二节 冻土的基本特征	(163)
一、冻土的定义	(164)
二、冻土分布及其影响因素	(164)
三、影响季节融化深度的因素	(165)
四、冻土中的冰	(166)
第三节 水文地质特征	(167)
一、多年冻土区的地下水类型	(167)
二、水文地质结构	(170)
第四节 植被生态特征	(171)
第五节 气候变暖对生态环境的影响	(173)
一、气候变暖趋势	(173)
二、水平衡失调	(174)
三、冻土退化	(176)
第六节 冻结层上水对生态环境的影响	(177)
一、冻结层上水的分布特征	(177)
二、冻结层上水水位下降引起的生态环境问题	(178)
三、冻结层上水与冻土退化的关系	(180)
四、与冻结层上水有关的草场退化模式	(181)
第七节 人类活动对生态环境的影响	(182)
一、黄河上修建水电站的影响	(182)
二、打井取水的影响	(182)
三、过度放牧的影响	(182)
四、乱采砂金的影响	(183)
第八节 小结	(184)
参考文献	(185)

第十一章	地面沉降引起的生态环境问题和防治	(186)
第一节	地面沉降现状	(186)
一、	地面沉降的类型	(186)
二、	国内地面沉降现状	(187)
第二节	地面沉降引起的生态环境问题	(189)
一、	对城市生态的危害	(189)
二、	对水利和交通设施的危害	(190)
三、	地面沉降产生的地裂缝危害	(191)
四、	地面沉降对生态环境的危害	(191)
第三节	地面沉降机理及特征	(192)
一、	地面沉降机理	(192)
二、	地面沉降特征	(195)
第四节	地面沉降的监测技术及预测方法	(197)
一、	地面沉降的监测技术	(197)
二、	地面沉降的预测	(200)
第五节	地面沉降防治的主要方法	(202)
一、	压缩地下水开采量	(202)
二、	确定临界开采水位的方法	(203)
三、	调整开采层位分层开采	(203)
四、	人工回灌	(204)
第六节	地面沉降的综合治理	(204)
一、	加强宣传提高民众的环保意识	(205)
二、	开源、节流并举	(205)
三、	加强水资源的综合管理	(206)
参考文献		(207)
第十二章	遥感技术在生态水文地质调查中的应用	(208)
第一节	植被指数	(209)
第二节	数据校正	(211)
一、	土壤线校正法	(212)
二、	等面积校正法	(213)
参考文献		(215)

绪 言

当今，人类越来越关心赖以生存的生态环境，希望在生态环境得到保护的前提下，同时求得可持续发展。近年来，淡水资源短缺已成为仅次于石油资源短缺的全球性问题，是21世纪人类必须面对的重要问题之一。为维护社会稳定，保持经济持续发展，需要谋求水资源的可持续利用，1992年都柏林国际水环境会议将生态水文学作为一门独立学科提出来，希望通过生态水文学的研究，使人类走出水资源短缺的困境。联合国教科文组织国际水文计划也将水文生态学作为重要的研究领域。生态水文学的最终目标是在保持生物多样性、保证水资源数量和质量的前提下提供一个环境健康、经济可行和社会可接受的水资源持续管理范式（M. Zalewski, et al., 1997），这一可持续发展的理念受到各国学者的重视，并开始在水文学的范畴内，从不同的角度和视野探寻各个子学科与生态之间的相互影响。

生态水文学是一门年轻的学科，它从生态水文过程着手研究水环境系统的演化和演变对生态系统现在及将来潜在的影响和作用，以期实现对淡水资源（包括江、河、湖泊、湿地、地下水）全过程的管理，达到社会、经济可持续发展的目的。由于生态环境和水环境的多样性和复杂性，到目前还尚未形成完整的理论框架和方法体系。生态水文学涵盖范围广，研究内容弹性极大，大尺度的可从全球性的视角来研判水文系统变化对生态系统的耦合作用，小尺度可深入到微生物的级别来探寻生物系统与水质之间的关系等。从研究范围和内容的层面来看，生态水文学本身可分为一系列的子学科，如水文学包括地表水（河流、湖泊、湿地）和地下水等子学科，当它们与种类繁多的生态景观、生物种群、群落相组合时，便构成一个多层次的完整学科群。随着不同层面上的生态水文学的发展和完善，许多子学科也会逐渐成熟，从而带动整个学科的发展。

我国是一个水资源贫乏的国家，清洁淡水资源的缺乏已成为制约国民经济发展的瓶颈，当务之急是采用可持续发展的理念对水资源合理开发利用。自2000年以来，国土资源部开始将生态调查纳入国土资源调查中，进行生态环境地质调查。该项调查是在区域地质调查和区域水文地质普查的基础上，采用地质学、土壤学、地貌学、生态学及其他有关地球科学的方法、理论，调查人类和生物群体赖以生存的岩石圈、地下水圈、生物圈和地表水圈（韩再生，2003）。其中，水文地质的主要研究对象——地下水与植被生态系统关系最为密切，调查和研究地下水系统与生态环境的相互作用，揭示地下水开发利用对生态环境的影响，以期做到地下水资源的可持续利用，是生态地质调查中最重要的任务之一。

无论是从国外生态水文学的发展趋势来看，还是为缓解国内水资源短缺状况，保护地下水资源，使之得到可持续利用，正在形成一门新学科——生态水文地质学，作为解决地下水资源可持续利用问题、探索地下水系统与生态系统之间耦合关系的理论基础。

一、生态水文地质学的研究对象

美国《地下水》杂志 2003 年第三期社论指出：社会上关心的问题不仅仅局限在水文学上。比如说，对泉、湖、河流、湿地抽水会有什么影响？公众关心的是，抽水会对与该系统相关的植物、鸟类、鱼类以及其他一些感兴趣的动物产生什么影响？为了让“生态水文学”不只是一个时髦名词，水文学家必须参与交叉学科的研究，不仅要涉及解释水文的原则和概念，还要学习和了解生态的原则和概念。这意味着新的研究中，往往是用定性的语言和统计数据来描述，而不是传统水文学上的定量方程和确定性模型（J. H. Randall, 2003）。

俄罗斯学者 V. N. Ostrovski（1991）提出了“生态水文地质学”的概念，将水文地质的概念引入生态系统中。他认为：生态水文地质学研究的目的是控制地下水圈的体制以防止发生一些不可逆转的对生态环境不利的影响，一方面要预防人类活动对生态环境产生不利的影响，另一方面要科学地预测人类活动对生态环境所产生的影响（V. Evgeni, 1996）。从国外研究动态来看，目前对生态水文地质学的研究和探索还处于萌芽阶段，人们开始认识到地下水与生态环境之间的联系和重要性，但暂时还没有可供参考的模本。

从全球水循环来看，地下水圈是最大的地下水系统，它与植被生态系统、地表水系统（河、湖、海洋）、大气系统有着密切的联系，共同架构成人类赖以生存的环境生态系统。太阳能和重力势是系统间进行物质 - 信息交换的原动力。水通过系统间的转化得以净化、再生。系统间的水循环乃是维持生命繁衍、人类社会发展的必要前提。

生态水文地质学的目的，是在保持生态多样性的基础上，使地下水水量、水质保持均衡，达到地下水资源的可持续利用。通过水文地质学和生态学等学科的相互融合，研究地下水圈与生物圈之间的相互关系，以及地下水文过程变化引起的生态环境变异产生的问题，最终达到地下水资源的可持续利用。

生态水文地质学研究的主要对象是地下水系统与生态系统、地表水系统、大气系统之间的相互作用和耦合关系。重点是从不同尺度研究地下水系统和陆地植被系统在水循环中的功能。尤其是位于地下水系统表层的包气带，在陆地表面分布面积最广，是地下水系统与大气系统、地表水系统、植被系统进行水量、水质交换的重要纽带。土壤化的表层为植被生长提供了必需的水、热、气和营养环境。因此，不仅要研究包气带的岩性、结构、水分分布、表层土壤及地下水位对植被类型和群落的影响，而且要十分注重揭示包气带中各种微生物群落对渗入水的净化作用和净化机制。

我国是一个地质、水文地质、地形、地貌、气候条件十分复杂的国家，而且植被生态具有多样性和复杂性的特点，不同地区地下水系统对生态环境及生态系统格局的影响差异很大，需要分别对各种介质类型的地下水系统对植被生态的影响进行研究，同时还要研究植被生态系统对地下水的调蓄作用以及水质净化功能。

当前生态水文地质学研究的内容主要包括以下几方面：

- 1) 地下水文过程对植被生态格局的研究。研究不同尺度地下水系统在补给、径流、排泄的水文过程中对植被生态格局的控制及其相互影响，尤其要研究在人为作用干扰下，地下水水文过程发生变化对植被生态系统的影响。

2) 包气带多重界面水分、水质转换机制的研究。包气带是地下水与地表水系统、大气圈以及植被生态系统相联系的重要纽带, 包括水分转化、水质转化和热平衡等多重界面。

a. 水量转换界面: 大气降水一部分通过包气带渗入补给地下水, 另一部分为包气带持有, 供给植物生长, 通过蒸发和蒸腾作用与大气进行水量交换。虽然水文地质学家已对包气带中饱和水、非饱和水以及毛细管水的运移规律做过较为详细的研究, 理论和方法较为成熟, 但是对包气带在内外温度场作用下, 气态水的运移机制却研究甚少。因此, 要重点研究孔隙水通过蒸发与凝结过程引起包气带表层水分微循环形成的机制, 及其产生的水分分布变化和温度调节作用。这一研究对于阐明陆面蒸发机制, 探讨我国温差变化巨大的西北地区荒漠植被生长的水环境尤为重要。

b. 水质转换界面: 包气带的生物净化机制在水质转换中起到不可忽视的作用。由孔隙介质组成的包气带: 对渗入水有过滤、吸附、离子交换和生物化学降解作用, 尤其是含有粘粒的亚砂土、亚粘土构成的包气带, 颗粒比表面积大, 孔隙多, 具有微生物生长良好的水、热、气条件和繁衍空间, 使包气带具有很强的生物降解能力, 同时, 表层土壤中的植物对进入土壤中的水也有净化作用, 两者共同构成包气带的生物净化功能, 其强弱取决于包气带的岩性结构、厚度、植被类型和覆盖率。国内这方面的研究尚属起步阶段。包气带广泛分布于陆地表层, 发生在其内部的生物化学作用, 是将有机物(有机碳)分解为无机碳和水, 或是将氨氮、硝酸盐氮转换为氮, 这两种过程, 既是微生物的生物降解, 也是全球碳循环和氮循环的重要环节, 从而成为生态水文地质学研究的重点对象之一。

3) 在查明地下水系统结构和水文过程(地表水和地下水)与植被生态系统相互作用的基础上, 建立不同尺度流域的地表水、地下水水分运移和植被生态需水耦合模型, 结合当地的经济发展规划, 建立水资源可持续利用综合管理模型或模式。

4) 利用遥感卫星资料在区域尺度监测、研究水文与植被景观、类型变化。在实地调查和现场试验的基础上, 深入理解区域水文地质与植被生态之间的依存关系, 为监控、修补退化的生态系统提出视野广阔的建议和措施。

二、我国生态水文地质学面临的任务

我国是一个水资源贫乏且时空分布不均的国家。近几十年来, 由于国民经济高速发展、人口增加、国民生活水平提高、用水量激增以及全球气候变化等诸多原因, 引起了许多水环境变化导致的生态环境恶化以及水资源利用不合理产生的生态环境问题, 成为阻碍国民经济可持续发展的社会问题之一。其中, 影响深远, 潜在危害较大的生态环境问题有以下几个:

1) 黄河源区生态环境恶化问题。青藏高原是我国长江、黄河、雅鲁藏布江、怒江和澜沧江的发源地, 素有亚洲水塔之称, 属中纬度高山多年冻土区, 生态环境十分独特, 分布着大量湿地和湖泊, 具有良好的水源涵养功能。近几十来, 由于全球性气候变暖, 使青藏高原冻结水环境发生缓慢的暖化变异, 引起一系列的生态问题。例如, 黄河源区生态环境恶化日益明显, 玛多县境内原有大小湖泊 4077 个, 到 2004 年全县仅存 300 余个较大湖泊, 全县 70% 天然草场退化, 沙化、沙漠化日趋严重, 同时黄河也多次出现断流。若黄

河源区的生态环境恶化状况持续下去，不仅会导致源区水源涵养功能丧失，而且失去植被呵护的湖积物会形成高地理位势的沙尘暴源区，将严重威胁我国东部地区的生态安全。因此，运用生态水文地质学，结合冻土学、高原植被生态学等有关学科，对黄河源区生态恶化原因进行研究，制定切实可行的生态修复方案和措施是十分紧迫的任务。

2) 西北地区干旱内陆盆地水资源综合利用问题。内陆盆地中生态需水大部分靠注入盆地的内陆河流来水量维系，绝大部分天然绿洲沿河分布或位于洪冲积扇前缘的地下水排泄区，生态环境十分脆弱。近几十年来，由于上游修建水库、中游农业用水及生活用水量剧增，引起下游地区来水量减少，地表水、地下水水文过程发生改变，使与之休戚相关的绿洲和荒漠植被系统因缺水而退化乃至消亡，生态环境严重恶化。其结果导致大面积的荒漠化并形成沙尘暴源区。我国西部著名的额济纳旗和河西走廊西部两个沙尘暴源区的形成与内陆河流水文过程变化和地下水文过程变化有着密切关系。干旱内陆盆地水资源的综合利用是顺利进行西部大开发的首要问题，不仅关系到西部大开发的成败，而且也关系到西北地区沙尘暴的治理。

3) 陆生生态系统分布与地下水系统之间的相互作用及反馈机理问题。生态系统与地下水资源有着密切的关系，完好的生态系统对地下水资源有良好的涵养作用，同时地下水系统也滋养着生态系统，两者间存在密切的依附关系。目前 120 万水文地质调查范围覆盖我国大部分地区，基本查明了区内地下水系统的结构和特征，倘若能搞清生态系统与地下水系统之间的相互作用及反馈机理问题，将有利于从大尺度的角度对地下水资源的可持续利用，做出合理决策。

4) 沿海地区地面沉降及海平面上升带来的潜在生态危害。我国东部沿海地区人口密度大，经济发达，经济产值在国民经济总量中占有相当大的份额，由于许多地区过量开采地下水，已形成数千乃至上万平方米的水位降落漏斗，许多地方地面沉降严重，如最大累积沉降量天津市超过 2.7m (1958 ~1996)，苏州市为 1.45m (1995)。这些地区大部分属滨海平原，其中，海拔小于 2m 的地区面积达数十万平方公里。据全球和我国海平面观测资料，近百年来，由于全球性气候变暖，海平面处于上升状态已成为不争的事实。在英国政府首席科学顾问戴维·金爵士主持下撰写的《未来的洪灾》报告说：由于全球气候变暖，导致洪灾发生的频率越来越高；气温的持续升高同时也会使海平面不断升高，因此，多达 400 万英国人的住宅有可能在未来的数十年间被洪水吞没。近来，位于太平洋上的岛国图瓦卢（大部分岛屿海拔高度低于 4m）面临着被海水吞没的危险，引起世人的关注。由于地面沉降降低了当地抵御海平面上升带来的生态灾难的能力。因此，在加大防治地面沉降工作的基础上，应当对今后几十年因海平面上升可能带来的生态危害进行定量评估，做到防患于未然。

三、生态水文地质学的理论基础

水文地质学和生态学是生态水文地质学的学科支柱。水文地质学与生态学相互融合所涉及到的学科，主要有植被生态学、水文地质学、地下水动力学、地质学、地貌学等。这些学科发展成熟，具有坚实的理论基础。近 20 多年来，与地下水有关的水文地质学、地下水动力学、水资源管理以及地下水动态分析等学科得到了长足的发展。水文地质学中有

关地下水系统的理论体系已日臻成熟，分别从含水系统和流动系统两方面来描述地下水系统，在水量、水质和热量均衡理论基础上，阐明了地下水系统与大气系统、地表水系统、植被系统以及人工开采之间的信息传递。通过建立水文地质概念模型和相应的数学模型，进行数值模拟计算，可在不同开采条件以及降水、地表水位等外界条件变化等情况下，精确地计算出相应的水位变化，为生态水文地质学与生态学有机结合奠定了坚实的理论基础。

四、发展前景与展望

保持国民经济可持续发展是我国的既定国策，水资源是已成为列在能源资源之后的第二大战略资源。我国是一个水资源缺乏的国家，且水资源在时空上分布不均，水资源对经济发展的制约作用逐渐突显出来，维护水资源可持续利用的问题刻不容缓地摆到了面前。因此，从不同时空尺度对地下水资源及相关的地表水资源进行研究，制定相应的可持续利用对策和措施显得十分重要。当前，生态水文地质学面临着一个大好的发展机遇，面对我国地下水系统和植被生态系统的复杂性和多样性，以及需要解决的水资源可持续利用和生态环境修复的问题很多；从全球尺度观察，水循环、碳循环、氮循环过程都与植被生态系统和包气带中微生物的各种降解行为有关，查明其作用机制，不仅能够更深刻地理解地球系统的功能，而且还能向自然学习，从中获得水处理的有用知识，为实现水资源可持续利用增添新的思路。这些将为从事这方面研究的学者提供一个展示才华的巨型舞台。

参考文献

- 韩再生. 2003. 生态环境地质调查论文集. 北京: 地质出版社, 10 ~18
- Evgeni V, Pinneker. 1996. 水文地质学的新概念及其生态问题. 地学前缘, Vol. 3, No. 1 ~2, 49 ~55
- Randall J H and Douglas A W. 2003. Ecohydrology——Why Hydrologists Should Care. Ground water, Vol. 41, No. 3
- Zalewski M, Janauer G A, et al. 1997. Ecohydrology: A new paradigm for the sustainable use of aquatic resources. Paris. UNESCO, 1 ~56

第一章 植物与生态

第一节 植物与水分的关系

植被是水循环中的重要参与者之一，植物通过根系吸收水分、叶面蒸腾水分的生理过程，参与水循环。植物与水分的关系属于植物生理学范畴，也是研究地下水与生态系统相互关系的基础。本章依据李合生（2002）主编的《现代植物生理学》介绍植物与水分的关系，根据李振基等（2004）编写的《生态学》介绍生态学有关内容。

一、植物与土壤中水分

植物靠根系吸收土壤空隙中的水分来维持生命过程。土壤孔隙中的水分按物理状态可分为重力水、毛细水、结合水（或称束缚水）和气态水（详见第二章）。

土壤中的水势主要由重力势 ψ_g 、溶质势 ψ_s 、压力势 ψ_p 、基质势 ψ_m 组成。可表示为：

$$\psi = \psi_s + \psi_m + \psi_g + \psi_p \quad (1-1)$$

重力势 ψ_g 是重力位势，势能取决于水质点到选取基准面的垂直距离；压力势 ψ_p 是由于压力场中的压力差引起的；溶质势取决于溶液的浓度，通常土壤水溶液浓度较低，溶质势 ψ_s 约为 - 0.01 MPa，盐碱土中溶液浓度高，溶质势则较低，可达 - 0.02 MPa 甚至更低；基质势 ψ_m 是由于土壤颗粒表面对水的吸持作用引起的，主要是毛细作用，也称为水土势。基质势 ψ_m 与土壤的含水量密切相关，当土壤中含水量减少时，孔角毛细水弯月面曲率增加，毛细负压降低；含水量增加时，毛细负压随之增高。基质势对于植物根系吸水影响最大，其次是溶质势，只有在土壤水溶液浓度较高时，才会影响根系吸水。

土壤中的水具有不同的水势，一般来说，束缚水的水势低于 - 3.1 MPa；毛细水势在 - 3.1 ~ - 0.01 MPa 之间；重力水势则高于 - 0.01 MPa。植物可利用水的土壤水势范围为 - 0.05 ~ - 0.3 MPa，因此，毛细水是植物主要可利用的水。植物根部利用根内、外溶液的水势差从土壤中吸取水分，随着土壤中含水量的逐渐减少，根内、外水势差也随之降低，当水势差很小时，根系不能从土壤中获取足够的水分来维持生理需要，植物便会发生凋萎（永久萎蔫），此时的土壤含水量（水与土壤干重的百分比）称作凋萎系数（或永久萎蔫系数）。因成分和结构的差异，不同土壤的凋萎系数不尽相同，差别很大。见表 1-1。砂和砾石主要由岩石碎屑组成，孔隙较大，毛细负压较高，其中绝大部分水分都能为植物根吸收，凋萎系数为 1% ~ 2%。粘土主要由粘土矿物组成，粘土矿物对水的束缚力大，毛细负压很低，且孔隙细小，植物不能利用的水分较多，凋萎系数为 13% ~ 15%。

表 1 - 1 不同植物在各种土壤中的萎蔫系数（水与土壤干重质量之比 / %）

植物种类	粗砂	细砂	砂壤土	壤土	粘土
水稻	0.96	2.7	5.6	10.1	13.0
小麦	0.88	3.3	6.3	10.3	14.5
玉米	1.07	3.1	6.5	9.9	15.5
番茄	1.11	3.3	6.9	11.7	15.3

（据李合生，2002）

二、植物细胞中的水分

水是植物原生质的重要组分，原生质一般含水量在 80% 以上，这样才能使原生质维持溶胶状态，以保证各种生理、生化过程得以正常进行。如果含水量减少，原生质便会从溶胶状态转变为凝胶状态，使细胞生命活动大为减缓。植物细胞膜和蛋白质等大分子表面存在大量的亲水基团，它们能吸收大量水分子形成水膜，来维系膜分子和其他生物大分子的正常结构。足够的水分能使细胞保持一定的紧张度，具有一定的膨压，使植物保持固有的形态，并支持细胞延伸生长和分裂。水是植物体内生理、生化反应的重要基质，直接参与植物的光合作用、呼吸作用以及有机质合成与分解等作用，是植物生长过程中不可或缺的因子。

植物细胞内的水势（ ψ_w ）由渗透势、压力势 ψ_p 和衬质势 ψ_m 组成：

$$\psi_w = \psi_{\pi} + \psi_p + \psi_m \tag{1 - 2}$$

渗透势是由于细胞内存在溶质，而使得水势降低的值（也称为溶质势）。可用下式表示

$$\psi_{\pi} = - i c R T \tag{1 - 3}$$

式中：c 为溶质浓度；i 为解离系数；T 为绝对温度；R 为气体常数。

压力势使细胞吸水膨胀时，细胞内的原生质会产生对细胞壁的一个膨胀压力，同时细胞壁也会对原生质产生一个数值相等、方向相反的反作用力，使得细胞水势增加，这个势称为压力势，其数值为正。当压力势足够大时，能与负的渗透势相平衡，便会阻止细胞从外界吸收水分。具有液泡的成熟细胞中的水势等于压力势与渗透势之和，多显示为负值。细胞的水势与细胞相对体积变化密切，当细胞中含水量增加、体积增大时，水势增高，反之则减小。显示细胞对渗透有很好的自控能力。

植物细胞吸水主要有渗透吸水、吸胀吸水和代谢吸水三种方式。渗透吸水：细胞间的水分流动和细胞内外水分流动，取决于细胞内外水势差，水总是从高水势区流向低水势区，当外部环境水势高于细胞水势时，细胞吸水；反之，水从细胞中渗出。两个相邻细胞间水的渗透方向，同样取决于两个细胞内的水势高低。吸胀吸水：是一种细胞内亲水胶体吸水膨胀的现象，干燥种子细胞中含有大量亲水性纤维素和原生质蛋白，呈凝胶状，对水分子具有很强的吸引力，这种吸引力称为吸胀力，该力属于衬质势，干燥和富含蛋白质的种子衬质势很低，如豆类种子中的胶体衬质势低于 - 100MPa。代谢吸水：是细胞呼吸释放出能量，使水分通过质膜进入细胞的过程，随细胞呼吸作用增强，进入细胞的水分增多。

Saboori（1988）发现了水通道蛋白 CHIP28，后定名为水孔蛋白 AQP₁，现已发现 6 种

水孔蛋白，分别定名为 AQP₀、AQP₁……AQP₅，它们存在于细胞膜上。由于它们的存在，使细胞膜具有很高的渗透性，降低了水分子通过细胞膜的阻力，便于水分在植物体内长距离输送。水孔蛋白还可通过磷酸化/脱磷酸化作用来控制细胞的活化程度，从而实现水分的调节输送。

三、植物根系的吸水作用

植物在地下形成一个庞大的根系网，总面积是地上部分的几十倍，是植物从土壤中吸取水分的重要途径。根尖是根系吸水的主要部位。根系有许多根毛，根毛很细，可伸入到细小的孔隙中，吸取毛细水，同时根毛细胞壁外部有一层附着力很好的亲水性果胶，使根毛能附着在颗粒表面。根毛的表面积可占根总表面积的一半以上，是植物从土壤中吸取水分的主要器官。随着根的生长，根毛不断地延伸，老的根毛死去后，新的根毛不断地萌生出来，伸向水分充足的孔隙中，继续吸收土壤中的水分，以满足植物对水分的需求。一般根毛的寿命只有几天，代谢周期短，新生根毛不断地更换吸水区域，使土壤孔隙中的水分得到充分利用。

植物根系依靠根细胞渗透来吸水，按其动因，可分为主动吸水和被动吸水两种方式。主动吸水：是由于根的生理活动产生的根压所引起的根吸水过程，可从植物“伤流”和伤流液中含有根系生理活动合成的有机成分得到证实。被动吸水：是由植物叶片蒸腾作用产生“蒸腾拉力”，引起的根部吸水作用，在植物生长旺盛季节，蒸腾拉力成为植物吸水的主要动力。

影响根吸水的土壤因素主要有土壤的含水量、土壤的通气状况、土壤温度和土壤的含盐量等因素。

植物主要依靠根系从土壤中吸取水分，因此土壤含水量直接影响着根系的吸水。当土壤含水量低于凋萎系数时，植物根系吸收不到足够的水分，引起叶细胞膨胀压降低，出现凋萎，对植物生长十分不利。植物在生长茂盛期，蒸腾作用强烈，根系吸水量大，因此土壤中应保持足够的含水量，以维系植物对水的需求。

土壤的通气状况是影响植物根系吸水的另一个重要因素。植物根在生理过程中，也要进行呼吸活动，吸收 O₂ 放出 CO₂。土壤透气状况不好，会影响根系的呼吸活动，并导致吸水能力降低。若土壤透气状况长期得不到改善，除影响呼吸外，根内乙醇积累较多，并且周围土壤因缺氧，处于还原环境，微生物的氧化还原作用会产生诸如 H₂S 之类的有害气体，这些都会对根系发育和吸水带来不利的影响。

含盐量高的土壤，如盐渍化土，土壤溶液浓度过高，溶液水势较低，降低了根和溶液间的水势差，使根系吸水能力降低，植物吸水困难。若土壤中的水势低于根内的水势，则可出现植物体内失水，造成“烧苗”。含盐量超过 2% 的水，因溶液势过低，不能用于浇灌植物。

四、植物中水分的输送

根系吸收的水分通过植物茎中的木质部导管向叶片输送水分，水分上升的动力来自叶

蒸腾面的表面张力。由于空气中水汽水势低，蒸腾作用主要发生在气孔下的腔细胞壁上，蒸腾作用使细胞壁纤维素微纤丝孔隙内汁液水面形成弯液面，引起木质部压力降低，在木质部内形成负压。最终这种负压传递到根部，使得根部的水势低于土壤水的水势，这样土壤中的水分便会进入根内，通过茎的木质部导管，输送到叶片，补充蒸腾失去的水量。由于水的内聚力较大，约为 0.5 ~3.0MPa，同时导管内纤维素分子间还有附着力，因此，输水过程中导管中的水柱不会被张力拉断，导管中的水流是连续的。这就是 H. H. Dixon 提出的蒸腾 - 内聚力 - 张力学说。

夜晚蒸腾作用减弱，木质部的负压减小，植物的吸水量和输水量也随之减少。在土壤水分充足、地温较高、空气相对湿度较大的条件下，会出现正的根压，有些植物便会从根尖或叶的边缘吐出水珠，以减小植物内部的压力，这种现象称为吐水现象。但在阳光充足的白天，蒸腾作用强烈，叶面 - 根之间的木质部再度出现负压，土壤中的水分便源源不断地进入根中，进行新一轮的光合作用和水分循环。

植物的输水组织内的水分可以和周围细胞组织内的水分互相交换，周围薄壁细胞也能向导管排出水分或吸收水分，这种交换也受控于水势梯度，水分输送也是较为复杂的过程。水分在整个植物体内的输送途径为：土壤水 根毛 根皮层 根中柱鞘 根导管 茎导管 叶柄导管 叶脉导管 叶肉细胞 叶间细胞 气孔下腔 气孔 大气。

维管束是植物进行长距离水分输送的组织。维管束由木质部和韧皮部组成，其中木质部是水分输送的主要通道。通常木质部由管胞、导管分子、纤维和木质部薄壁细胞组成，其中只有木质部薄壁细胞为活组织，其余均是死细胞，导管分子之间没有膜阻隔，在木质部构成毛细管道，输水阻力很小，成为植物体内水分长距离输送十分有效的通道。

五、蒸腾作用

叶面的蒸腾是植物进行蒸腾作用的主要形式，有两种方式：一是通过叶面角质层的蒸腾，称为角质蒸腾，一般水生植物和幼嫩的叶片的角质蒸腾量较大，可占总蒸腾量的 1/3 ~1/2，而成熟叶片的角质蒸腾仅占总蒸腾量的 5% ~10%；二是通过气孔的蒸腾，称为气孔蒸腾，成熟的叶片主要通过气孔进行蒸腾。

蒸腾作用在植物生命过程中具有十分重要的生理意义。植物叶片吸收阳光辐射进行光合作用的同时，也吸收大量的热量，蒸腾作用会使叶片降温，避免叶片受到伤害，使光合作用得以正常进行。蒸腾作用使得植物内部出现水分减少，所产生的水势梯度，是植物根部吸收水分和向上输送水分的主要驱动力，该过程有助于植物吸收无机物离子，并将根合成的有机物输送到植物的各个部分，满足生命活动的需要。

植物在进行光合作用时，需要吸收 CO_2 ，释放出多余的 O_2 ，必须与外界进行气体交换，同时也要防止水分的散失。叶面表面有一层致密的角质层，既防止叶内水分散失，同时也阻碍了 O_2 、 CO_2 的交换。气孔是叶片与外界进行气体交换的主要通道。气孔是叶表皮细胞分化形成的小孔，可根据环境条件变化来调节开合程度，达到在水分损失最小的条件下，获取足够的 CO_2 。阳光充足时，光合作用最强，气孔张开度大，可从空气中吸取所需的 CO_2 ，并蒸腾出足够的水分，来降低叶子的温度。夜间，光合作用停止，植物无需从外界得到 CO_2 ，气孔就会关闭，以防水分散失。另外，当土壤中水分发生亏缺时，气孔也

会关闭，以防过度失水对植物造成伤害。从某种意义上讲，气孔犹如一个根据外部环境变化来调节植物自身与外界进行气体交换的精巧自控阀门。

气孔是叶皮组织上的两个保卫细胞围成的小孔，大部分植物叶片上下表面都有气孔，其数量因植物种类而异，通常禾本科植物叶片上、下表面都有气孔，且数目接近；双子叶植物，下表面气孔数较多，如向日葵、豌豆等；而许多木本植物的气孔只分布在叶片下表面上，如桃、桑等；而一些水生植物气孔只分布在叶片的上表面。气孔数目和分布特征是植物长期适应生存环境进化的结果。

叶片上气孔的直径很小，虽然数目较多，总面积还不到叶面积的 1%，但蒸腾量却能相当于与叶片等面积的水面蒸发量的 15% ~50%，甚至与叶片蒸发量相当。这是因为水分通过小孔蒸发时的气体扩散依小孔定律进行。气体通过小孔扩散的过程中，边缘部分气体分子相互碰撞的概率小，扩散速度快，而中间部分气体分子碰撞概率高，扩散速度慢，因此气体扩散速率不是与小孔的面积成正比，而是与小孔的周长成正比，这就是小孔扩散定律（图 1 - 1）。

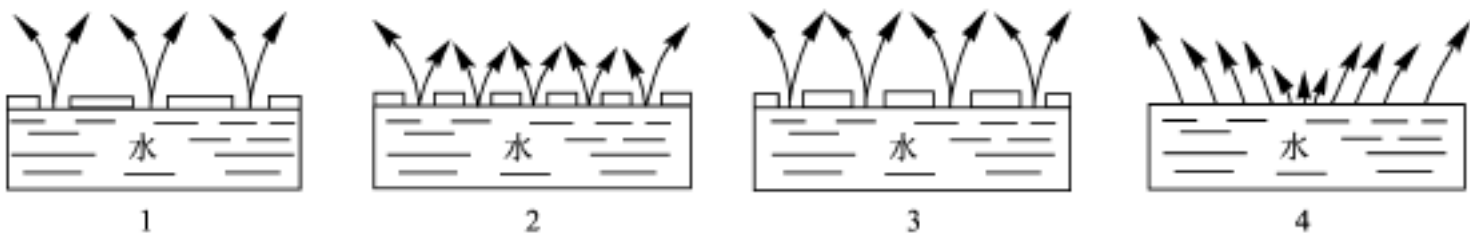


图 1 - 1 水分通过多孔表面（1 - 3）和自由水面（4）的蒸发情况图解
（据李合生，2002）

1—小孔分布稀疏；2—小孔分布过密，彼此干扰大；
3—小孔分布适当，总蒸发量接近自由水面；4—自由水面的蒸发量

气孔的张开程度对蒸腾有十分密切的关系，通常用气孔导度来表示，单位为 $\text{mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 或 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。Fredrik 等（2002）指出，气孔导度是日平均饱和差和单位叶面积蒸腾量的函数：

$$TC = \frac{E}{C_v D} \tag{1 - 4}$$

式中：TC 为气孔导度（ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ）； E 为蒸发潜热（ $2465 \text{J} \cdot \text{g}^{-1}$ ）； γ 为干湿表常数（ $65.5 \text{Pa} \cdot \text{K}^{-1}$ ）； ρ_a 为空气密度（ $1225 \text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ ）； C_v 为空气比热（ $1.01 \text{J} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ）； E 为单位叶面积蒸腾量（ $\text{g} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ）； D 为日平均饱和差（Pa）。

气孔导度可以用气孔计和红外气体分析仪来测定。气孔计可测量个体叶片的导度。红外气体分析仪则能测量叶片的 CO_2 交换和个体叶片的导度。所测得的叶片导度可用于估计植物冠的蒸腾量。若将气孔导度乘以叶面指数便可得到面的导度或植物冠的导度。

气孔的开合运动实质上是由构成气孔的一对保卫细胞内水分得失引起的体积变化，而导致的两细胞间空隙大小的变化。当保卫细胞得到的水分较多时，体积膨胀，两个细胞间的空隙变大，气孔便张开；保卫细胞失去部分水分时，情况则相反。保卫细胞具有特殊的结构，保卫细胞是一对体积很小的肾形细胞，外壁薄、内壁厚；细胞壁中径向排列着辐射状微纤束，并与内壁相连；细胞质中有一整套细胞器，数目较多，叶绿体具基粒构造，常有淀粉积累，白天淀粉积累量减少，夜间增多。保卫细胞结构对细胞体积膨胀与收缩十分

有利。

目前关于气孔运动机理主要有两种学说： K^+ 累积学说和苹果酸代谢学说。

K^+ 累积学说：在阳光照射下，保卫细胞叶绿体通过光合磷酸化合成 ATP，活化了质膜 H^+ - ATP 酶，使 K^+ 主动吸收到保卫细胞中， K^+ 浓度增高，引起渗透势下降，水势降低，促使保卫细胞吸水，细胞膨胀，气孔张开。阴离子苹果酸根平衡 K^+ 电性， H^+ 与 K^+ 发生交换， H^+ 被转换到保卫细胞之外，而 Cl^- 则进入保卫细胞内，在这一过程中，保卫细胞已丧失非渗透性物质（ H^+ ），换取渗透活性物质（小分子有机酸根、 K^+ 和 Cl^- ）的增加，来降低细胞水势。在黑暗中，则从保卫细胞中扩散出去，细胞水势提高，失去水分，气孔关闭。

苹果酸代谢学说：在阳光照射下，保卫细胞内的 CO_2 被利用时，pH 值上升至 8.0 ~ 8.5，从而活化了 PEP 羧化酶，它可催化淀粉降解，产生的 PEP 和 HCO_3^- ，结合形成草酰乙酸，并进一步被 NADPH 还原为苹果酸。苹果酸离解为两个 H^+ 和苹果酸根，在 H^+ / K^+ 泵的驱使下， H^+ 与 K^+ 交换，同时，苹果酸根也进入液泡，与 Cl^- 一起平衡 K^+ 电性，使保卫细胞内浓度增加，水势降低，促使保卫细胞吸水膨胀，气孔张开。光照消失，过程便会逆转。见图 1 - 2。

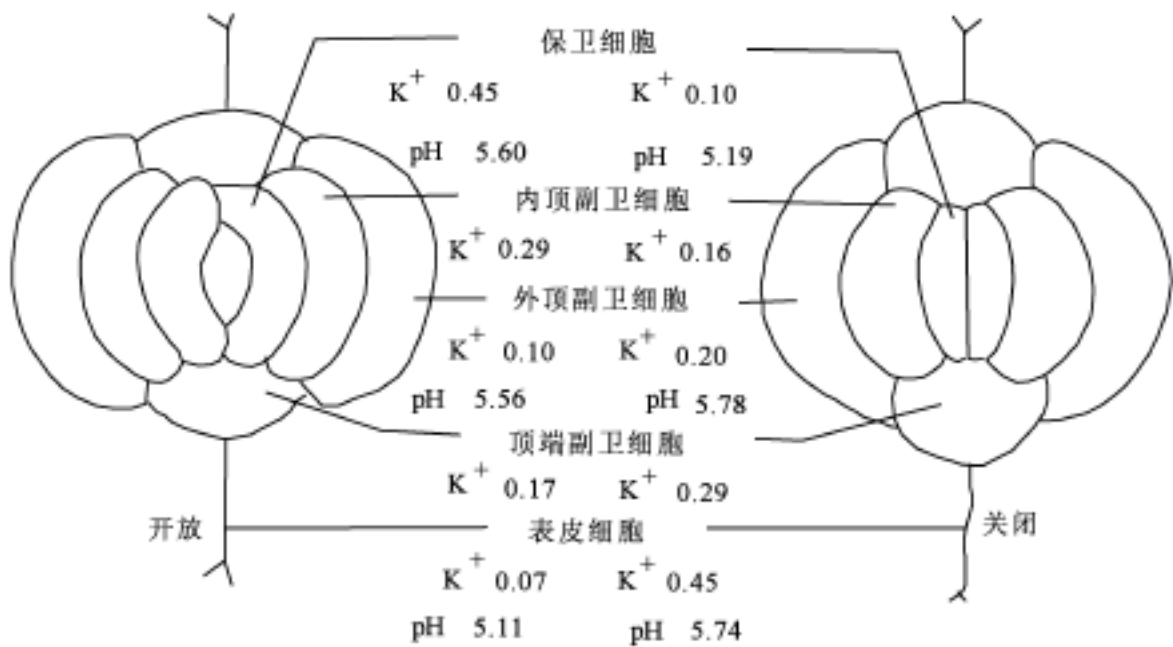


图 1 - 2 鸭跖草 (Commelina cammunis) 气孔开放或关闭状态下
气孔复合体各细胞中浓度 (单位, mmol/L) 和 pH 的变化
(据李合生, 2002)

保卫细胞的生理特点在于，当条件有利于光化学反应条件时，使光合作用处于最佳状态；当条件不利于光合作用时，尽量减少水分损失量 (Andrew, 1999)。

植物通过叶片的光合作用，同化二氧化碳和水，制造有机物并放出氧气。在这过程中，植物通过叶片上的气孔与外界进行 CO_2 和 O_2 的交换，并进行蒸腾，使冠部水势降低。当水势降低影响到根部时，水势较高的土壤水便会进入根内，同时携入植物所需的矿物质和养分，随水分一起，沿木质部的输水管道，配送到茎叶，以满足体内细胞的生理和生物化学反应的需求。整个过程中，气孔是根据植物本身的生理需求，通过调节开合状态，来适应外界环境的变化，使植物达到最佳的生存状态。

虽然裸地蒸发和植物蒸腾同是将土壤水 (地下水) 蒸散到大气中，但两者有本质的

区别。裸地蒸发仅是土壤水转化为气态水的蒸散；而蒸腾作用，是植物利用土壤水完成了光合作用后向大气排出水分，在这一过程中，绿色植物通过光合作用，将光能变为化学能，将无机物转化为有机物，并释放出氧气，为人类提供生存所必需的一切。

第二节 种群生态

一、种群概念

种群是指在一定时间内占据特定空间的同一物种（或有机体）的集合，同一种群内成员彼此都可以进行基因交流。自然界中任何物种的个体都不可能单一地生存在地球上，生物个体必然在某一时期与同种及其他种类的许多个体相联系，构成一个相互依赖、相互制约的群体才能生存。一个物种就是一个种群系列。

种群生态学是研究生物种群规律的科学，也就是研究种群内部各成员之间，种群（或其成员）与其他生物种群之间，以及种群与周围非生物因素的相互作用规律的科学。其核心内容是研究种群动态，即研究种群数量在时空上的变化规律和变化原因。

种群数量决定着该种群对生态系统的贡献大小。通过研究植被种群数量、群落分布与地形地貌间的关系、群落生态需水量、群落分布密度对水源涵养作用的影响，探讨植物种群与地下水之间的相互关系，有助于生态环境和水资源的保护。

二、种群的基本特征

各类生物种群在正常生长发育条件下，具有以下共同特征：空间特征，具有一定的分布区域和分布方式；数量特征，具有一定的密度、出生率、死亡率、年龄结构和性别比例，并且单位面积（或空间）上个体数量是变动的；遗传特征，由一定的遗传基因组成，以区别于其他物种，随时间进程，有改变其遗传特征的能力。本节只介绍种群密度、种群年龄结构。

1. 种群密度

种群密度是指单位面积（或体积）中包含的生物个体数。有时也可以用生物重量代替个体数量来衡量个体数量的多少。种群密度是一个变量。在适宜的环境条件下，密度较高。种群密度随地域和季节变化而变动。每一种生物种群密度都有一定的限度。最大密度是指特定环境所能容纳的某种生物的最大个体数。超过这一密度，种群数量将不会增长。最小密度是指种群维持正常繁殖、弥补死亡个体所需的最小个体数。最大种群密度和最小种群密度之间存在着一个最适密度，当种群处于最适密度状态时，种群增长最快。出生和迁入使种群增大，而死亡和迁出则会使种群数量减少。

每一个生物体都需要一定空间才能生存，不同种类的生物个体所需要的空间大小和性质存在差别。生物种群由若干个体组成，这些个体在生活空间中的位置状态或平面分布方

式，称为种群的分布格局。种群分布一般可分为随机型分布、成群型分布、均匀型分布三种类型，见图 1 - 3。

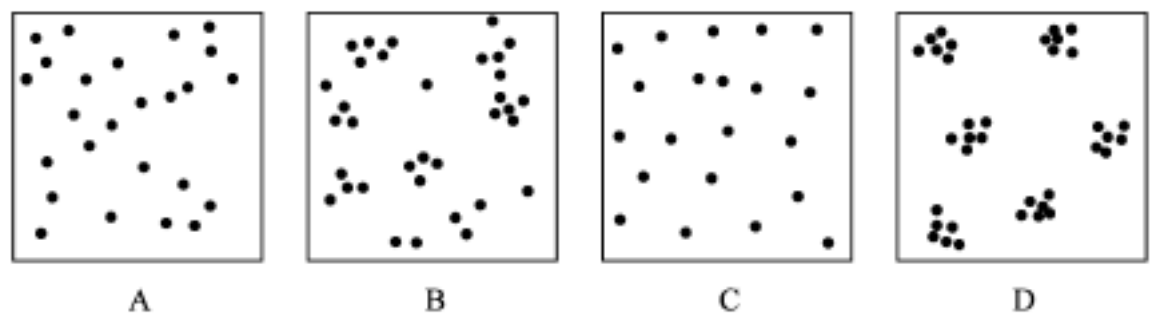


图 1 - 3 种群的空间分布
(引自 Whittaker, 1970)

A—随机分布；B—成群随机分布；C—均匀分布；D—成群均匀分布

随机型分布：种群内个体空间位置不受其他个体分布的影响（即相互独立），同时每一个个体在任意空间分布的概率相等。当一批靠种子繁殖的植物首次侵入一块裸地时，只要裸地环境较为均匀，可形成随机分布。自然界中随机分布比较少见。

成群型分布：种群内个体呈团块分布，既不随机，也不均匀，在自然界中最为多见。例如，西北地区的天然胡杨林、柽柳林和梭梭林地，呈块状或条带状分布。

均匀型分布：种群内个体在空间上呈等距离分布，也叫规则分布。主要出现在人工培植系统中，例如，农田中作物、人工林地中的乔木种群个体呈均匀分布。

2. 种群的年龄结构

年龄结构是指某一种群中，具有不同年龄级的个体生物数目与种群个体总数的比例。通常用年龄金字塔来表示种群年龄结构，金字塔底部代表最年轻的年龄组，顶部代表最老的年龄组，宽度则代表该年龄组个体数量在整个种群中所占的比例，比例越大，则宽度越宽；比例小则反之。比较各年龄组的宽度，就可知道哪一个年龄组的生物量占优势，以此来判定种群的稳定状态。从生态学角度出发，将种群年龄结构分为增长型、稳定型和衰退型三种类型，见图 1 - 4。

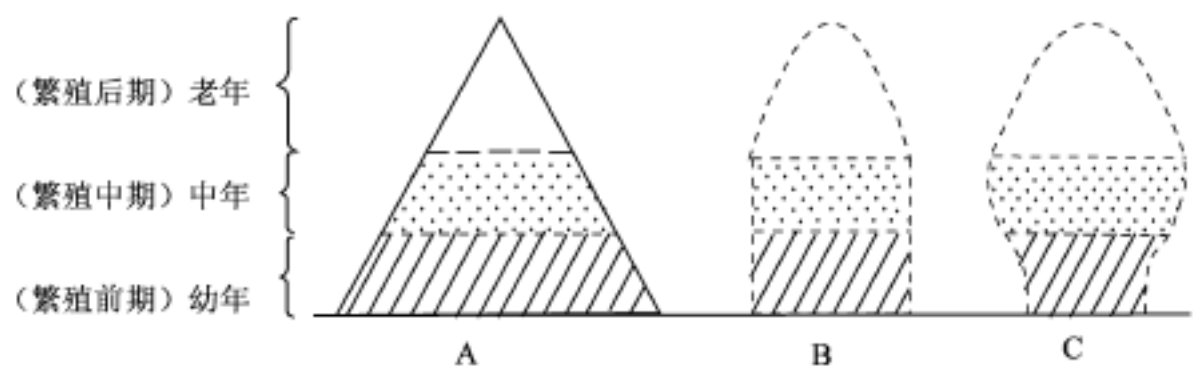


图 1 - 4 年龄结构的三种基本类型
A—增长型种群；B—稳定型种群；C—衰退型种群

增长型种群：年龄结构呈典型的金字塔形，基阔而顶窄，表示种群中有大量的幼体和极少量的老年个体，表明种群的出生率大于死亡率，是一种典型的增长型种群（图 1 - 4A）。

稳定性种群：年龄结构呈钟形，基部和中部几乎相等，表明出生率与死亡率相近，种

群稳定（图 1 - 4B）。

衰退型种群：年龄结构呈壶型，基部窄而顶宽，表示种群中幼体比例很小，而老年个体比例大，出生率小于死亡率，种群数量趋于下降（图 1 - 4C）。

种群的年龄结构受外界环境的影响。例如，干旱荒漠地区，在连续干旱年份，植被种群中几乎没有幼年株，年龄结构呈陀螺型；但是在丰水年份，受洪水漫过的地方或经历过暴雨的地方，荒漠植被种群内幼年株萌发密度高，生长快，年龄结构转变为金字塔形，由衰退型种群转化为增长型种群。随丰水年份与枯水年份的周期性变化，荒漠植被种群不断地转换年龄结构。植被群落中幼年株极易受到牲畜的啃食，往往造成植被种群年龄结构失衡。因此，禁牧、圈养以及保持一定范围内的洪水泛滥，有利于维护荒漠植被种群的稳定。

第三节 群落生态

一、生物群落的概念

1. 生物群落的概念

生物群落是指一定空间内，生活在一起的各种动物、植物或微生物的集合体。群落内许多物种集合在一起，彼此相互作用，各自具有独特的成分、结构和功能。一片树林、一片草原或一片荒漠，都可看成一个群落。群落内的各种生物彼此相互影响、相互作用，具有一定的形态结构与营养结构，并执行一定的功能。一个生态系统中有生命的部分就是生物群落，它既可以是我们所观察研究的某一个具体的群落结构和功能，也可以是泛指所有生物集合体的总称。

2. 生物群落的特征

生物群落具有以下基本特征：

1) 具有一定的物种组成。每一个群落都是由一定的植物、动物或微生物种群组成。物种组成是区别不同群落的首要特征。群落中物种的多少和每一个物种的个体数量，是度量群落多样性的基础。

2) 不同物种之间有相互作用。生物群落是不同生物种的集合体。一个群落的形成和发展必须经过生物对环境的适应和生物种群之间的相互适应。群落中物种的组合条件有二：一是必须共同适应它们所处的无机环境；二是其内部的相互关系必须协调、平衡。

3) 具有形成群落环境的功能。生物群落对其所居住环境会产生重大影响，并形成群落环境。经过生物群落对光照、温度、湿度与土壤的改造，使森林、草地环境与周围裸地有巨大的差别。即使生物散布非常稀疏的荒漠群落，对土壤等环境条件也有明显的改造作用。

4) 具有一定的外貌和结构。生物群落是生态系统的一个结构单位，它的物种构成使其具有外貌和一系列的结构特点，包括形态结构、生态结构和营养结构。例如，生活型构

成、层次数量、季相、捕食者和被捕食者的关系，通常这种关系是松散的。

5) 具有一定的动态特征。生物群落是生命系统中具有生命的部分，生命的特征，就是不停地运动，群落也是如此。其运动形式包括季节动态、年际动态、演替与演化。

6) 一定的分布范围。植被群落分布在特定的地段或特定的生境上，不同的群落生境和分布范围不同，但都按一定的规律分布。

7) 群落的边界特征。在自然条件下，有些群落具有明显的边界，可以清楚地加以区分；而有些则不然，没有明显边界，而是处于连续变化之中。不同群落之间都存在过渡带，被称为群落交错区，并导致出现明显的边缘效应。

二、群落的物种组成

1. 物种组成的性质

群落的物种组成在一定程度上反映出群落性质。例如，我国亚热带常绿阔叶林，群落乔木层的优势种类由樟科、枫香科、木兰科、山茶科植物组成，下层则由杜鹃花科、山矾科、冬青科组成；而高寒山区的植物群落，则主要由低矮的虎耳草科、石竹科、龙胆科、十字花科、景天科、莎草科构成。

根据各个植物种在群落中的作用可进一步划分为：

1) 优势种和建群种：对群落结构和群落环境形成起主要作用的植物称为优势种，通常是那些个体数量多、投影盖度大、生物量高、体积较大、生活能力强的植物种，具有较高的优势度。群落不同层次可以有各自的优势种，乔木层中的优势种起着构建群落的作用，常称为建群种。如马尾松林乔木层以马尾松为优势，马尾松就是该群落的建群种。优势种对整个群落具有控制性的影响，它们对生态稳定起到至关重要的作用。

2) 亚优势种：是指个体数量与作用都次于优势种，但在决定群落性质和控制群落环境方面仍起一定作用的植物种。在复层群落中，亚优势种通常是居于较低的亚层，如在马尾松林中，若灌木层以桃金娘占优势，虽然它是灌木层中的优势种，但从整个群落来看桃金娘则属于亚优势种。

3) 伴生种：为群落中常见植物种，与优势种相伴，但个体数量较少，不起主要作用。如马尾松林中的乌饭树和米饭花等。

4) 偶见种或罕见种：是那些在群落中出现频率很低的物种。它们通常是濒临灭绝的残遗物种，或是有人带入以及侵入的物种。某些情况下可具有生态指示意义。

2. 物种组成的数量特征

1) 密度：是指单位面积或单位空间内的个体数。对乔木、灌木和丛生草本一般以植株或丛株计数，根茎植物以地上枝条计数。样地内某一物种的个体数占全部物种个体数和的百分比称为相对密度或相对多度。

2) 多度：是对物种个体数目多少的一种估测指标，多用于群落内草本植物的调查。国内多采用 Drude 的 7 级制多度，即：

Soc (Sociales) ——极多，植物在地上部分郁闭，形成被景；

Cop¹ (Copiosae) ——数量很多;

Cop² ——数量多;

Cop³ ——数量尚多;

Sp (Sparsal) ——数量不多而分散;

Sol (Solitariae) ——数量少而稀;

Un (Unicum) ——个别或单株。

3) 盖度: 是指植物地上部分的垂直投影, 即投影盖度。后来又出现“基盖度”的概念, 即植物基部的覆盖面积。对于草原群落, 常以离地面 1 英寸 (2.54cm) 高度的断面积计算。对于森林群落, 则以树木胸高 (1.3m) 处的断面积计算。盖度进一步可分为: 种盖度、层盖度和群落盖度 (总盖度)。通常种盖度或层盖度之和大于总盖度 (群落盖度)。群落中某一物种的盖度与所有物种盖度之和的百分比, 即为该物种的相对盖度。

4) 频度: 是指某物种在调查范围内出现的频率, 一般用出现该样方占全部样方数的百分比计算。群落中某一物种的频度占有所有物种频度之和的百分比为相对频度。物种在群落中出现的频度变化较大。通常频度大于 80% 的植物属于优势种或建群种, 而频度小于 20% 的植物多属于偶见种。

5) 重量和体积: 重量是用来衡量物种生物量的指标, 可分为干重和鲜重, 它是衡量群落生产力的指标。体积, 是生物所占空间大小的指标。在森林经营中, 通过体积计算可获得木材生产量。

3. 物种的多样性

生物多样性是指“生物的多样变化和变异性以及生境的生态复杂性”, 包括生物物种的丰富程度、变化过程以及由其组成的群落生态系统和景观。广义地说, 生物的多样性包括遗传多样性、物种多样性和生态系统多样性。从群落特征的角度来看, 生物多样性主要是指物种的多样性。

物种多样性随纬度有明显的变化。从热带到两极, 随着纬度的增加, 物种的多样性有逐渐减少的趋势。如东北地区的阔叶林中单位面积内的木本植物丰富程度, 远比海南阔叶林来得少。

随海拔高度增加物种的多样性逐渐降低。例如, 在喜马拉雅 - 横断山地区, 从海拔 850m 上升到 4750m, 平均物种数逐渐降低; 在雅鲁藏布江大峡谷的墨脱一带为亚热带植物群落, 单位面积植物丰富, 随着海拔升高, 物种数降低。到海拔 4500m 以上的高寒高山荒漠区, 植物稀少, 只有一些雪莲、红景天及凤毛菊属及虎耳草属等耐寒植物。

生物多样性还受空间异质性影响。空间异质性代表地形、地貌及物理等环境条件, 环境越复杂, 空间异质程度越高, 动植物群落的复杂性也就越大。空间异质性有不同的尺度, 地形地貌变化属于大尺度, 山区的物种多样性明显高于平原区, 因为山区生境多样, 能支持更多的物种生存。岩石、土壤植被垂直结构变化属于微观空间异质性, 该异质性使小生境变得丰富多彩, 物种多样性也随之增加。

另外, 人为的砍伐也会减少生物多样性。例如, 福建省南靖县的和溪亚热带雨林, 750 年来一直得到很好的保护, 林中单位面积内植物种类很多, 生物多样性丰富; 而在同一地区砍伐过的雨林中, 生物多样性则显著减少。

三、生物群落结构

在植物群落中生物分布不均匀，其结构可分为垂直结构和水平结构。

垂直结构：在一些森林群落中，植物分层现象明显，高大的树木占据森林的最上层，形成乔木层（林冠），向下是灌木层和草本层。通常北方森林分层明显，而热带雨林分层则不十分显著。雨林高大繁茂，大部分阳光被顶部树冠层拦截，分配到灌木层的阳光大约只有10%，能到达地面的阳光微乎其微，以致地被层不发育，而向上攀援的藤本植物和附生植物却十分丰富。灌木丛和荒漠植被群落缺少乔木层，草原、草甸群落一般仅有草本层。

水平结构：群落的水平结构是指不同植物在水平方向上的配置状况。一个植物群落中物种组成和数量上的比例，在水平方向上的配置往往不均匀，造成物种呈斑块状分布。群落水平方向的不一致性，称为群落的镶嵌性。

生境异质性（成土母质、土壤类型和水分条件等差异）和物种的繁殖方式（无性繁殖、亲代扩散方式等）是造成水平结构复杂的主要原因。

第四节 生物群落的动态

一、生物群落的年际和季节变化

受年际、季节乃至昼夜周期性变化的影响，植物群落动态呈有节律的波动变化。

几乎所有的生物都有与地球自转相适应的活动节律。例如，白天，阳光照射充足，绝大部分绿色植物，都进行光合作用，气孔开放，蒸腾强烈，生产有机物；夜晚，光合作用停止，气孔关闭，蒸腾作用微弱。

在中、高纬度地区，四季分明，气候周期性变化明显，使生态群落呈现周期性的变化。例如，春天树木和野草发芽，夏季开花，秋季结果，冬季休眠或死去，年年如此。群落的季节动态变化，并不影响整个群落的性质。

年际间，生物群落常有明显的变动。若这种变动只反映群落内部的变化，而不产生群落的更替现象，则称为波动。气候周期性变化是造成群落波动的主要原因，其特点是，群落中的植被成分相对稳定，群落数量变化不稳定，并且变化具有可逆性；波动中，群落的生产量、各个成分的数量比例、优势种及能量平衡等方面，也会出现相应的变化。

年际间气象、水文条件变化不大的条件下，群落波动一般不显著。气象、水文条件变化具有周期性变化，使群落也产生周期性的波动。在干旱年份，植物的供水条件不足，群落的生产量急剧减少，繁殖能力降低，尤其是一些需水较多的物种斑块萎缩明显；到了丰水年，供水充沛，群落的生产量增加，繁殖能力增强，出现大量幼株，使种群密度增加。从较长的周期来看，群落波动是可逆的，但植被并不是完全恢复到原有状态，而是接近于平衡状态。

一般来说，木本植物要比草本植物稳定；常绿阔叶林比落叶阔叶林要稳定；环境严酷

的干旱荒漠群落波动性最大。

二、生物群落的演替

演替是指某一地段上一种生物群落被另一种生物群落所取代的过程。生物群落的演替是群落内部关系与外界环境中各种生态因子综合作用的结果。到目前为止，人们对演替机制的了解还远远不够。下面仅介绍几种演替的主控因素。

1) 植物繁殖体的迁移、散布和动物的活性。它是群落演替的先决条件，任何一个地段，都有可能接受迁移、扩散来的植物繁殖体；当地段内的生态环境条件，适合某物种的繁殖体发芽、生长，并能进行繁殖后代时，该物种就能够定居下来。只有当一个种在新地点能进行繁殖时，才能算作定居成功，为以后的群落演替奠定基础。

2) 群落内部环境的变化。群落在发生和发展过程中，不断地改变着自身的生态环境，使一些原有的物种逐渐淘汰，而为其他物种生存提供了有利条件。例如，在云杉林采伐后的林间空旷地段，首先出现喜光草本植物；当喜光的阔叶树种定居下来，并在草本植物上方形成郁闭树冠时，喜光草本植物便被耐阴草本植物取代；当云杉伸到群落上层并郁闭时，原来发育良好的喜光阔叶树种发育受到很大限制。在此过程中，群落内光照由强变弱，温度由不稳定到稳定，依次经历喜光草本植物阶段、阔叶树种阶段和云杉阶段的更替过程，也就是演替过程。

3) 种内和种间关系的改变。群落物种内部及物种之间都存在特定的相互关系。这种关系随内外环境条件的变化而不断地进行调整。当密度增加时，种群内部关系紧张，竞争力强的物种得到充分的发展，而竞争力弱的物种却逐渐失去地盘，甚至被排挤出群落。这种现象多见于未发育成熟的群落。

4) 外界环境条件的变化。虽然群落演替的根本原因源自群落内部，但外部环境诸如气候、地质、水文、地下水位、土壤盐分等条件的变化，都有可能成为演替的诱因。气候决定着群落的外貌和分布及其结构和生产力。气候变化是引起演替的重要诱因之一。大规模的地壳运动，如冰川、地震、火山活动等可使地球表面生物部分或全部毁灭，使得演替从头开始。河流改道造成原来依靠河水发育的植被群落消亡，而演替为耐旱的荒漠群落。地下水位升高，造成地表盐渍化，使群落中不耐盐的物种消亡，而耐盐植物逐渐成为群落主导物种。

三、生物群落的演替顶极

演替是在同一地段顺序地分布着各种不同植物群落的时间过程。任何一类演替都要经历迁移、定居、群聚、竞争、反应和稳定六个阶段。达到稳定阶段的植被，就意味着植被已与当地的气候环境达到协调和平衡，也就是达到了演替的终点。

达到演替终点的群落称为顶极群落。某一地段上，从最先侵入的先锋群落，按顺序发展到顶极群落的植物群落的排序称作演替排序。在同一个气候区内，尽管演替初期条件不同，但植被总是趋于减轻不稳定状况，而向稳定的顶极方向发展，使生境适合更多的植物生长。在演替过程中，生境趋于中性化，植物群落之间的差异逐渐缩小。无论是旱生型生

境，还是水生型生境，最终会趋于中性生境。一般来说，在天然环境下，植被群落只要与某几种环境因子协调，并保持较长时间的稳定，就可认为是顶极群落。

在自然状态下，演替总是向前发展，称之为正向演替；若演替向越来越差的方向发展，则称之为逆向演替。由于过度放牧，牲畜采食量长期超过生态系统的净第一性产草量，就将发生逆向演替。例如，以羊草为主的草甸，过度放牧后，优质羊草及豆科草被家畜频繁啃食，因丧失繁殖能力而消失。那些家畜不喜欢啃食的杂草却得到大量繁殖。同时，由于家畜反复蹄踏，使土壤板结，导致土壤中的微生物繁衍受到抑制，造成牧草高度降低、草原沙化等。这一过程就是草原在人为干预条件下的逆向演替。如果及时禁牧或降低载畜量，逆向演替便会停止，转为正向演替，草原植被群落会逐渐恢复。

第五节 陆地生物群落的分布格局

一、影响陆地生物群落分布的因素

陆地生物群落的分布主要受海陆分布、大气环流、经纬度及海拔高度的影响。

1) 纬度的影响：太阳高度角和季节变化因纬度不同而异，不同纬度接受的太阳辐射热差异很大。从赤道向两极，每移动一个纬度，气温平均下降 $0.5 \sim 0.7$ 。由于热量沿纬度变化，使生态系统类型出现有规律的更迭。从赤道向北极，依次出现热带雨林、常绿阔叶林、落叶阔叶林、北方针叶林及苔原，即纬度地带性。

2) 经度的影响：北美和欧亚大陆，由于海陆分布格局及大气环流的特征，水分梯度常沿经向变化，导致生态系统出现经向分异，即沿海为湿润区，经半干旱草原过渡到干旱荒漠，经向分异明显。

3) 海拔高度的影响：海拔每升高 100m，气温下降 0.6 左右，降水量最初随海拔升高而增加，但到一定高度后，降水量又开始降低。由于海拔高度的变化，常引起自然生态系统呈有规律的更替，此现象称为垂直地带性。

另外，地形和岩石性质对陆地生物群落的分布也有重大的影响。例如，青藏高原隆升，改变了大气环流，使高原边缘地带降水充沛，出现大面积的亚热带常绿阔叶林，在不同海拔高度上，分别形成山地阔叶林、落叶阔叶林、针叶林等生态系统，并为流经的河流提供了充足的水量。地表不同的岩石所形成的土壤性质也不一样，在同一地区，酸性岩石和碱性岩石出露区分布着性质不同的生物群落。例如，在我国南方石灰岩分布区，土壤中含钙较高，适于喜钙植物生长，如青冈栎、红花木、青天葵、金银花、双钩藤等，而在花岗岩分布区则适于松树生长。

二、陆地主要植被类型

1. 热带雨林

热带雨林分布在赤道及其南北的热带湿润区域，集中在印度 - 马来地区、非洲的刚果

盆地及亚马孙盆地，现存面积约 $1700 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。我国热带雨林属印度 - 马来雨林系统，分布在云南、广东、广西、西藏、台湾等省（区）的南部以及海南省。

气候高温，多雨，高湿，水热条件充沛，年平均气温为 $25 \sim 30$ ，年降雨量高达 $2500 \sim 4500 \text{ mm}$ ，个别地区可达 $12000 \sim 20000 \text{ mm}$ ，全年雨量分布均匀，相对湿度常达 90% 以上。由于风化作用和淋滤作用强烈，土壤为红壤土，呈酸性（ pH 值为 $4.5 \sim 5.5$ ），森林植物所需养分几乎都来自表层的枯枝败叶堆积层。

雨林中生物多样性丰富，由多种物种组成，以龙脑香科、蝶形花科、梧桐科紫金牛科等植物为主。乔木高大，树干挺直，生长迅速，一般都具有板状根，扎根深，能抵御大风暴雨的吹袭。雨林林冠茂密，高低起伏，层次多，但分层不明显，乔木层大致可分三层：上层稀疏，由少数巨大、彼此孤立的树木组成，高居冠层顶部；中层高约 $20 \sim 30 \text{ m}$ ，树冠交错，形成密集的林冠；下层由幼小的乔木组成。林内藤本植物和附生植物繁茂，到处延伸，以最简单的方式来获取光照。

热带雨林生产力强，生物量巨大，生态服务功能极大。拥有大量珍贵的木材、药材资源和经济价值很高的资源植物，例如，珍贵木材有桃花心木、紫檀、肉豆蔻、望天树等；名贵药材有龙脑香、箭血封喉、金鸡纳霜、肉豆蔻等；经济资源植物有油棕、可可、咖啡、橡胶、椰子、腰果等。

2. 常绿阔叶林

常绿阔叶林分布在中纬度地区。在我国，常绿阔叶林分布很广，南界位于北回归线附近，北界位于秦岭 - 淮河一线，西到青藏高原东坡，南至云南西部。

属亚热带气候区，受季风影响，夏季高温湿润，冬季干燥寒冷，四季分明，年平均温度为 $15 \sim 18$ ，无严寒，夏季最有利于植物生长，土壤多为红壤土、黄红壤土， pH 值为 $5.5 \sim 6.5$ 。

常绿阔叶林木本群落多由樟科、壳斗科、山茶科、木兰科、金缕梅科等常绿树种组成。我国长江流域常绿阔叶林，常以青冈、栲、石栎、厚壳桂、木兰、樟等为优势树种。群落外貌暗绿，结构简单，分层清晰。常绿阔叶林区内，还有一些常绿针叶林，与阔叶林特征近似，针叶扁平有光泽，常见有巨杉、油杉、铁杉和竹、柏等。

常绿阔叶林资源丰富，盛产桐油、香樟、漆，以及柑类水果和杉、松、柏等木材。

3. 温带阔叶林

温带阔叶林属温带气候条件下生长的群落，为夏绿林。在我国主要分布在华北和东北地区。这些地区，四季分明，夏季炎热多雨，冬季寒冷。

温带阔叶林群落乔木多由落叶树种组成，夏季叶茂，冬季落叶，常见树种有山毛榉、栎树、槲、槭、桦等树种，混生有赤松、华山松、红松、油松等。群落层次简单明晰，分为两层，上层为乔木冠层，林冠整齐，下层为草本层。群落季相变化明显，冬季，乔木全部落叶；春季，林下草本层借光照良好，首先开花；夏季，乔木枝繁叶茂，林冠郁闭，光照减弱，喜光草本植物枯萎，喜阴草本繁衍；秋季，树叶凋零。

4. 寒带针叶林

寒带针叶林分布在北半球高纬度带和亚寒带广大地区。在我国主要分布在大小兴安岭、长白山一带。

寒带针叶林分布区，夏季温暖，冬季严寒，年降水量为 300 ~600mm，大多集中于夏季。林地中有很厚的枯枝落叶层，腐殖质分解缓慢。

群落物种单调，多为纯种林，主要乔木为落叶松、云杉、冷杉和松树，树冠多呈圆锥形和塔形。除落叶松外其余树种均为常绿林乔木。由落叶松组成的森林称为明亮针叶林，而由冷杉构成的森林则称为暗针叶林。群落结构较为简单，仅有乔木层、灌木层、草本层和苔藓层。位于北纬 46° 以北的大兴安岭主要是落叶松组成的纯种林。在小兴安岭和长白山，则以红松、黄花落叶松为主，含有阔叶落叶林，其中乔木有枫、桦、椴、栎、榆、槭等。

另外，在我国中纬度高山上（海拔 2500 ~4000m），在不同高度分布着冷杉、云杉和落叶松等林地，垂直分带性明显。

5. 草原

草原是一种温带地区的旱生草本植物群落。草原上没有乔木，完全是多年生的禾本科、菊科、豆科、唇形科等旱生草本植物为主连绵成片的群落。

草原群落主要分布在中纬度带，我国境内分布在东北平原、黄土高原、内蒙古、宁夏和甘肃中北部。区内，雨量稀少，年平均降水量为 100 ~500mm，多集中于夏季，年际降水不均，常遇连续干旱，年平均温度常在零度以下。土壤多为黑钙土或栗钙土。

草原群落可分为草甸草原、干草原、荒漠草原和高寒草原。草甸草原，以贝加尔针茅、羊草和线叶菊为代表，主要分布在内蒙古东部呼伦贝尔。干草原以禾本科的针茅、羊草、芨芨草和菊科的蒿属植物、唇形科的百里香为主，呈丛状分布，扎根很深，叶片狭窄，有绒毛或蜡质，主要分布在内蒙古中部和黄土高原。荒漠草原，以小针茅、小半灌木如骆驼刺、白刺、红砂等为主，分布在内蒙古西部、甘肃、宁夏等地。高寒草原，以莎草科的嵩草和禾本科紫花针茅为主，主要分布在青藏高原。

6. 沼泽

沼泽，是在土壤水分过饱和条件下形成的以沼生植物占优势的生物群落。我国沼泽主要有草本草甸和苔藓草甸两种，主要分布在东北的三江平原和青藏高原的黄河源区、若尔盖地区。优势植物主要有嵩草、苔草、芦苇等。

第六节 生态系统

一、生态系统的概念

生态系统是指在一定的时间和空间范围内，生物与生物之间、生物与非生物（如温

度、湿度、土壤、各种有机物和无机物) 之间, 通过不断的物质循环和能量流动而形成的相互作用、相互依存的一个生态学功能单位。

任何生物群落都不是孤立存在的, 与环境密切相关并相互作用。气候和土壤决定一个地区的植被群落类型, 而群落对气候和土壤也有明显的影响。非生物环境的能量和物质支持生物群落生命机能运转, 使能量和物质在生物群落的子系统中流动, 最终又回到环境中去。生物群落与非生物环境的这种互补关系, 以及能量在生物之间流动和物质循环的现象, 是一种典型的生态系统行为。

地球上存在着无数个生态系统。大到整个海洋、整个大陆, 小至一片森林、一块草地, 都可看成是生态系统。自然界的生态系统都是开放的, 与外界有物质和能量的交换。

生态系统具有以下共同特性: 生态系统是一个结构和功能单位; 内部具有自调节、自组织、自更新的能力; 具有能量流动、物质循环和信息专递三大功能; 营养级数目有限; 是一个动态系统。

二、生态系统的组成和结构

1. 生态系统的组成

任何一个生态系统, 不论是简单还是复杂, 都是由四个基本部分组成的, 即生产者、消费者、分解者和非生物环境。

(1) 非生物环境

非生物环境, 即无机环境。包括太阳能、热量、水、 CO_2 、 O_2 、 N_2 、各种矿物盐类、其他元素和化合物以及生物生长的基质和媒介。它们既是构成生物生长代谢的材料, 同时也构成生物的无机环境。太阳能是驱动所有生态系统运转和全球气候系统变化的主要能源, 为生物生长提供所必需的热量。岩石、土壤、空气和水构成了生物生长的基质和媒介, 为生物生长提供了空间。水、 CO_2 、 O_2 、 N_2 、各种矿物盐类则是生物代谢的基质。

(2) 生产者

生产者是指绿色植物和某些能进行光合作用和化学能合成作用的细菌(自养生物)。它们利用太阳能进行光合作用, 把从外界摄取的无机物合成为有机物, 将能量储存起来, 供自身或其他生物需要。太阳能和化学能只有通过生产者, 才能不断进入生态系统, 成为消费者和分解者惟一的能源。

(3) 消费者

消费者由动物组成, 它们只能直接或间接从植物中获取能量。消费者可分为草食动物、肉食动物和杂食动物。草食动物也称为初级消费者, 以植物为食, 直接从中获取能量。肉食动物也称次级消费者, 以草食动物为食或相互为食。杂食动物也称兼食性动物, 既吃植物又食动物。

(4) 分解者

分解者也称还原者, 是分解动植物残体的异养生物, 主要是细菌、真菌和某些原生动物和腐食性动物(如白蚁、蚯蚓等)。它们靠分解生态系统中产生的废物和死亡机体中获取能量, 把残体中复杂的有机物分解为简单的化合物和元素, 释放回环境中去, 供植物再

使用，故称分解者。分解者在生态系统的物质循环和能量流动中，具有十分重要的意义，是不可或缺的重要组成。

2. 生态系统的结构

同时具有形态结构和营养结构的生态系统才能构成一个完整的可运转系统。

形态结构是指生态系统的内外配置、质地与色彩。如绿色植物的垂向分层，常绿阔叶林生态系统外貌整齐，而热带雨林冠层参差不齐。即使在地面以下，也有分层现象，如植物根系在不同深度上的配置，构成地下根系结构的分布特征。

营养结构是一种以营养为纽带将生物和非生物紧密联系在一起，构成生产者、消费者和分解者为中心的链状结构。虽然生态系统的营养结构复杂多变，但生态系统中进行的物质循环则是永恒不变的。

链状的营养结构也可理解为食物链。食物链是指植物所固定的太阳能通过一系列的取食和被取食在生态系统内不同生物之间的传递关系。自然界中主要有四种类型的食物链，即捕食食物链、碎屑食物链、寄生食物链和腐食食物链。例如，碎屑食物链，是以高等植物的枯枝败叶为基础的，它们被分解者利用，分解者再为多种动物所食，构成方式如下：枯枝落叶 → 分解者或碎屑 → 食碎屑动物 → 小型食肉动物 → 大型食肉动物。一般来说，食物链环节不会多于 5 个，因为能量沿食物链方向流动时，营养不断地在减少。

三、生态系统的功能

1. 能量流动

植物和某些自养性细菌通过光合作用，将太阳能以有机化合物的形式固定下来，然后，经过不同类型的食物链为众多的消费者消耗或转换为其他形式的能量。整个能量流动过程是逐级消耗的，不会循环。

2. 物质循环

生态系统中物质循环和能量流动总是相伴随行。能量流动是单向流动，最后转换为热能被消耗。而物质流动则是永恒循环不息，生产者在吸收太阳能的同时，将无机物转换为有机化合物，这些有机物直接或间接变成有机碎屑，被分解者分解成无机物返回非生物环境，又可被生产者利用，进行循环。物质循环的类型很多，这里主要介绍碳循环、氧循环和氮循环。

(1) 碳和氧循环

有机物干重的 49% 由碳元素组成。绿色植物进行光合作用的同时，将大气中的 CO_2 固定为有机物，碳循环就开始进行。生产者（绿色植物和自养菌）、消费者（各种动物）、分解者（各类细菌和真菌）通过呼吸将 CO_2 排回大气。生产者和消费者死后，最终尸体被分解者把蛋白质、脂肪和碳水化合物分解为 CO_2 、水和无机盐，其中 CO_2 重新返回大气。在漫长的地质时期中，碳循环始终在进行，其中一部分碳，会以石灰岩（ CaCO_3 ）的形式被固定下来，经后期的岩溶作用，部分 CO_2 会向大气释出；而另一部分碳，则会以

煤或石油的形式储存起来，经人类利用或通过自然降解后变成 CO_2 重新返回大气进行循环，使大气中 CO_2 含量增加。

动、植物呼吸时需要大气中的 O_2 ，呼出 CO_2 。绿色植物进行光合作用时，则产生 O_2 释放到大气和水中。现今，大气中大部分的 O_2 是生物演化过程中植物长期生产积累的结果。绿色植物不仅能在光合作用下产生 O_2 ，而且能固定碳，维持着碳、氧平衡。因此，保护和增加绿色植物是降低大气中 CO_2 、增加 O_2 含量最有效的方法。

(2) 氮循环

在大气中 N_2 的占 78%，这些游离 N_2 不能被大多数生物利用。氮元素必须以铵盐、亚硝酸盐和硝酸盐的形式被植物根系吸收。 N_2 转变为铵盐、亚硝酸盐和硝酸盐的过程，称为硝化作用，这一过程由固氮菌、蓝绿藻和根瘤菌来完成。进入植物体内的铵盐和硝酸盐，经生物化学反应与碳结合，形成氨基酸，进而合成为蛋白质和核酸，与植物体内的其他物质共同组成植物有机体。动植物死后，微生物将蛋白质分解为氨基酸，进而分解为氨、 CO_2 和水，这一过程称为氨化过程，也叫反硝化作用。进入土壤中的氨还能再次被植物利用。在厌氧条件下，反硝化作用强烈。

自然界中，生物的硝化作用过程和反硝化作用过程处于平衡状态。大面积破坏植被和工业大规模生产含氮化工产品均会引起自然界氮平衡的破坏。

3. 生态系统的信息专递

生态系统中还存在有机体之间的信息传递。信息传递将生态系统的各个组成部分联系起来，成为一个整体，具有调剂系统稳定的功能。目前已知的信息传递方式主要有营养信息、物理信息、化学信息和行为信息。

营养信息：是一种通过营养交换的形式，在一个个体或种群与另一个个体或种群之间传递信息。食物链就是营养信息传递的代表。

物理信息：是以物理过程传递的信息，包括声、光、颜色等。例如，动物发出不同的声音将感受的环境信息告知同类或是向其他动物发出威胁的信号；花以鲜艳的颜色向蝴蝶发出授粉的信息；萤火虫通过闪光来识别同伴等。

化学信息：生物产生的代谢物质，如酶、生长素、性诱激素、香油精不饱和内脂等都能传递信息。例如，狗通过尿等排泄物来标定路线；老虎利用排泄物标定自己的势力范围；动物发情期，雌性发出性诱激素，吸引雄性；狗、熊猫等哺乳动物仅凭幼崽身上粘有自己排泄物的气味来判别亲情关系等。

行为信息：同一种群中，个体之间用肢体动作相互传递信息。例如，蚂蚁、蜜蜂用不同的肢体动作告知同伴食物的所在地及其他信息；丹顶鹤用翩翩的舞姿向异性示好等。

4. 生态系统的服务功能

生态系统为人类提供了必不可少的物质资源和生存环境，是人类社会、经济、文化发展的基石。生态系统及生态过程所产生的物质和所维持的良好生活环境，对人类与服务性能称为生态系统的服务，包括持续地提供产品和生命支持功能（净化、循环和再生等）。这里提到的生态系统的服务主要是指生命支持功能，生态系统所能提供的服务项目类型很多，下面只介绍几种与水资源和环境有关的服务类型。

(1) 涵养水源、减缓干旱

森林生态系统的主要功能之一，是减少雨水对地表的直接冲刷，延缓洪水的发生，增加降水对地下水的补给，涵养水源，减缓干旱。

据测定，森林林冠截留的雨水能占降水量的 15% ~40%，降雨量的 5% ~10% 能被枯枝败叶层吸收。林冠截流雨量与树种生态特性有关，耐阴性树种，枝冠浓密，截流量比阳性树种多。例如，云杉林冠能截流总雨量的 30%，松林为 18%，桦树林只有 9%。

森林群落的根系、枝叶、土壤和地表的枯枝败叶层将雨水滞留在林地中，林内相对湿度高，空气潮湿，溪水潺流。林地中土壤疏松，透水性好，能将大部分的降水量蓄积起来。这样的林地称为水源林。每 1hm^2 的森林含蓄的水分至少比非林地多出 300m^3 。由于森林植物群落截留降水，大大减少地表径流，既避免了水土流失，也有效地防止江河暴涨暴落，减少洪涝灾害，对水资源有很好的调节作用。例如，1975 年 8 月，河南省驻马店地区，突降特大暴雨，导致板桥水库和石漫滩水库崩坝，造成巨大生命财产损失。位于同一地区的薄山和东风水库，由于上游地区森林覆盖率在 90% 以上，虽然同样降水量超过库容，但因森林有效地截留，大大滞缓了洪水集中入库的时间，排洪流畅，两座水库却能安然无恙。

(2) 保护和改善环境质量

在自然系统中，生物通过新陈代谢过程及伴随的生物氧化、还原作用，使化学元素进入循环过程，有效地防止废弃物过多的积累，造成污染。环境中的某些有毒物质经过生物吸收和降解能够得到消除或减少，使环境质量得到改善。

植物通过光合作用，大量吸收 CO_2 ，释放出 O_2 。 1hm^2 的阔叶林，一天可吸收 1t CO_2 ，释放出 0.73t 的 O_2 ，可供 1000 人呼吸。生长茂盛的森林、草地空气中的含氧量要高于裸地区。

植物枝叶对烟尘和粉尘有良好的过滤和阻留作用。植物叶片表面凹凸不平，多绒毛，或分泌有黏液，能够有效地滞留粉尘。一般 1hm^2 的松林每年能滞留 36.4t 的灰尘，绿地上空的空气含尘量远低于比没有绿地的街道，通常要少 37% ~60%。

很多树种具有吸收有害气体和杀菌的功能。例如，夹竹桃、广玉兰、梧桐等植物能吸收 HF；槐树、桑树、垂柳、罗汉松等树木能吸收 SO_2 ；而柏树、白皮松、雪松、樟树、紫薇等树木能分泌杀菌素，可杀灭结核菌、赤痢、伤寒、白喉等多种病菌。总之，植物群落具有良好的空气净化功能。

(3) 调节与改善气候

森林内，乔木灌顶浓密郁闭，林下灌层和草本层发育，空气流动缓慢，温差较小；林内地表蒸发量较小，一般只有非林地的 40% ~80%，而相对湿度要比非林地高出 10% ~26%。植被具有良好的调节和改善气候的功能。

森林的蒸腾作用，对自然界水分循环和改善区域气候有重要作用。研究表明， 1hm^2 的森林每天要吸取 70 ~100t 的地下水，其中大部分通过蒸腾回返大气；叶片吸收大量的太阳辐射，用于光合作用，水转化为蒸汽也要吸收热量。故大片森林不仅能调节气温，而且空气湿润，雾、露、霜、雪较多，使区域气候得到明显改善。例如，广东省的雷州半岛，1950 年以后，造林 $27 \times 10^4 \text{hm}^2$ ，覆盖率达 36%。据当地气象站资料记载，造林 20 年后，年平均降水量增加到 1855mm，比造林前 40 年的平均降水量增加了 31%，蒸发量减

少了 75%，相对湿度增加了 1.5%，改变了原先严重干旱的气候。

城市绿地能有效地调控城市气温。现代城市，人口密集，工业集中。太阳辐射和人为释放的热量，加热了布满城市的混凝土结构的建筑和道路，而因蒸发散失的热量却很少，导致出现城市气温高于郊区的热岛效应。城市周围地区和市内的绿地、树林、水面能有效地增加潜热通量，改变热量传输方向，从而达到调节城市气候的效果。研究表明，夏天，城市气温为 27.5℃ 时，草坪气温仅为 22 ~24.5℃，比裸露地面低 6 ~7℃，比柏油马路低 8 ~20.5℃；在上海，有紫藤绿化的墙面温度比裸露墙面平均温度低 5℃。

(4) 防风固沙

风蚀作用是我国北方和西北地区常见的一种地质灾害。风作为一种地质营力，不仅能吹失地表的土壤，形成各种风蚀地形，而且能形成和搬运沙丘，掩盖农田，使得生态环境日益恶化。强大的风力将沙尘源中的沙尘大量卷起，带至高空变成影响区域很广的沙尘暴。

覆盖率很高的草地、林地能有效地减弱风蚀作用，起到防风固沙的效果。风在穿过防护林或林地时，受到植物枝叶的阻挡，被分割成很多不通方向的小股气流，风力相互抵消，风速被显著降低，使强风变为弱风，大大地降低了风的侵蚀和搬运能力。据各地观测表明，一条 10m 高的林带，在其背面 150m 范围内，风力平均降低 50% 以上；250m 范围内，风力平均降低 30% 以上。

在我国沙漠地区，每亩流动沙丘上种植 240 丛沙柳或沙蒿，4 年后就能固定沙丘，近地表的风速将由原来的 8 级降为 5 级；而每亩种上旱柳 50 株、灌木和草各 200 丛，5 年就能固定沙丘，风速减弱为 3 ~4 级。

参考文献

- 李合生主编. 2002. 现代植物生理学. 北京: 高等教育出版社, 144 ~183
- 李振基, 陈小麟, 郑雷海编. 2004. 生态学. 北京: 科学出版社
- Andrew J B and Robert L W. 1999. Eco - Hydrology. London and New - York
- Fredrik L, Anders L. 2002. Transpiration response to soil moisture in pine and spruce trees in Sweden. Agricultural and Forest Meteorology, 112, 67 ~85

第二章 水文地质基础

本章根据王大纯、张人权等（1995）《水文地质学基础》介绍有关内容，稍做修改和补充。

第一节 岩石中的空隙和水分

一、岩石中的空隙

组成地壳的岩石，都或多或少地存在着空隙，即使在十分致密的花岗岩中，裂隙率也有 0.02% ~1.9%。岩石中空隙普遍存在，为地下水赋存提供了必要的空间条件。岩石空隙是地下水的储存场所和运移通道。空隙的多少、大小、形状、连通情况和分布，对地下水的分布、储存和运动具有重要的影响。空隙可分为三种类型：孔隙、裂隙、溶穴，见图 2 - 1。

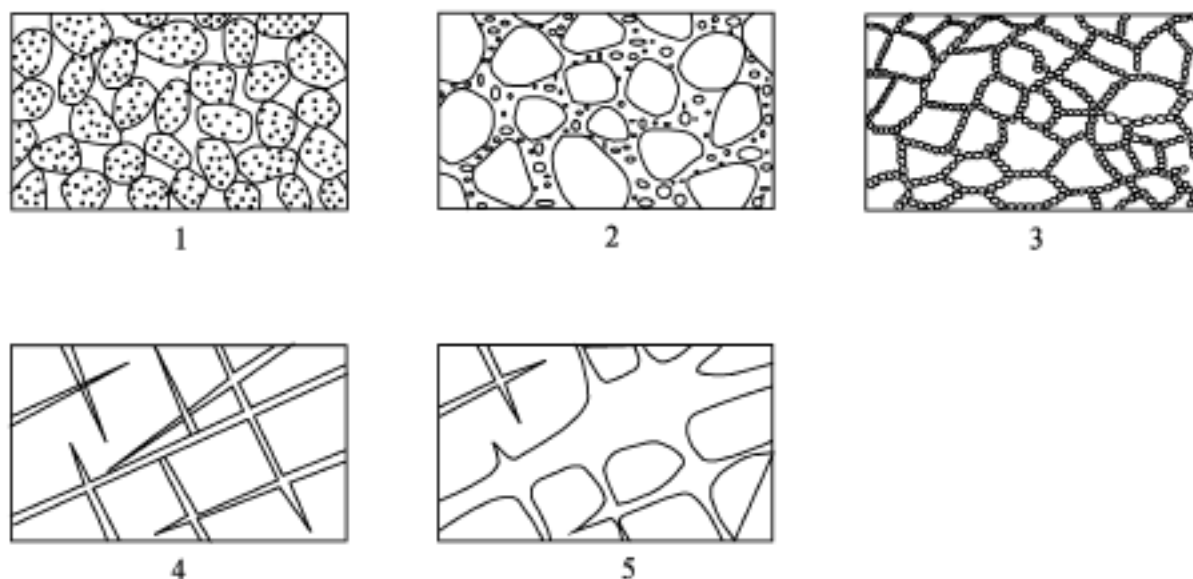


图 2 - 1 岩石中的各种空隙

（据王大纯等，1995）

1— 分选良好、排列疏松的砂；2—分选不良含泥、砂砾石；

3—具有结构孔隙的粘土；4—具有裂隙的岩石；5—具有溶隙、溶穴的可溶岩

1. 孔隙

松散岩石由大小不等的颗粒组成，颗粒和颗粒集合体之间的空隙称为孔隙。岩石中孔隙体积的多少是影响其储存地下水能力大小的重要因素。孔隙体积的多少用孔隙度来表示。

孔隙度（ n ）是空隙体积 V_n 与包括空隙体积在内的岩石体积 V 之比。可用小数或百分数表示：

$$n = \frac{V_n}{V} \quad \text{或} \quad n = \frac{V_n}{V} \times 100\% \quad (2-1)$$

另外也可用孔隙比（ ）表示空隙的多少，它是空隙体积 V_n 与固体颗粒体积 V_s 之比。同样可用小数或百分数表示：

$$= \frac{V_n}{V_s} \quad \text{或} \quad = \frac{V_n}{V_s} \times 100\% \quad (2-2)$$

孔隙度与孔隙比有以下关系：

$$= \frac{n}{1+n} \quad (2-3)$$

影响孔隙度的主要因素有颗粒的排列方式、分选程度、颗粒形状及胶结程度。

(1) 颗粒排列方式对孔隙度的影响

如果颗粒是等粒球形，按立方体排列，孔隙度可达到 47.64%，按四面体排列孔隙度仅达到 25.95%，与颗粒大小无关。四面体排列为最紧密排列，而六方体排列则是最疏松排列，见图 2-2。自然界中松散岩石的孔隙度大多介于两者之间。

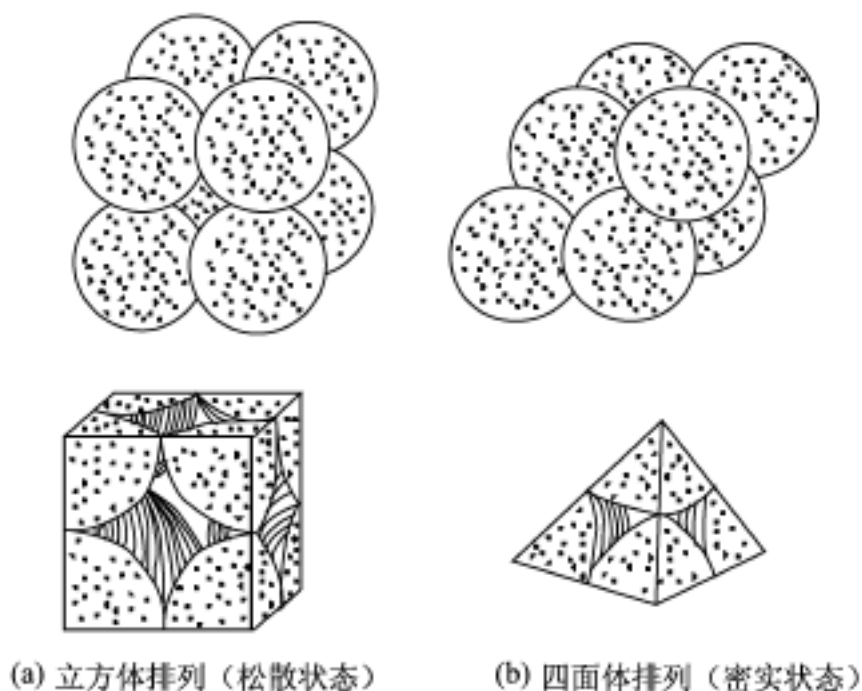


图 2-2 颗粒的排列形式

(2) 颗粒形状对孔隙度的影响

自然界中岩石颗粒形状往往是不规则的。组成岩石的颗粒形状越不规则，棱角越明显，通常松散排列时，孔隙度较大。一旦棱角明显的颗粒形成紧密堆积，其孔隙度就远小于浑圆状颗粒。例如，在水井成井时，需在井管和井壁间填入砾料，以形成过滤层；若是填入人工破碎的石英砂，在水位反复升降的振荡下，颗粒形成紧密堆积后，孔隙度降低，造成井的出水量减少；而填入磨圆程度好的颗粒，则不会出现这种现象。因此，在成井工艺中，严禁使用人工石英砂作为砾料，而是采用磨圆度好的天然砂或小砾石。

(3) 分选程度对孔隙度的影响

孔隙度取决于充填物的性质。孔隙度等于两种颗粒单独组成时的孔隙度的乘积。自然界中大多松散岩石由不等粒岩石颗粒组成。细小颗粒充填在粗大颗粒之间的孔隙中，岩石的孔隙度自然会降低。岩石分选程度愈差，孔隙度愈小。例如，泥砾的孔隙度就很小。

(4) 胶结程度对孔隙度的影响

在自然界中，地下水中物质的析出或淋滤作用，会使钙质、铁质和硅质在孔隙中沉积下来，形成胶结物，在增加颗粒间连接强度的同时，也降低了松散岩石的孔隙度。通常胶结程度愈好，岩石的孔隙度降低愈多。

粘性土的孔隙度往往可超过理论上的最大值，这是因为粘土颗粒十分细小，由表面带有电荷的片状矿物组成，在沉积过程中，粘土矿物构成颗粒集合体，可形成直径比颗粒大得多的结构孔隙。另外，粘土中也常常发育有虫孔、根孔、干裂缝等大的次生孔隙。因此，对于粘性土来说，孔隙大小不完全取决于颗粒大小，主要受粘土矿物的性质、沉积环境、后期的固结条件影响。另外，有机物含量以及结构孔隙、次生孔隙也是影响孔隙度的重要因素。

孔隙大小对地下水的运动影响很大。孔隙通道中最细小的部分称为孔喉。它对水流的运动影响最大。有时孔喉的分布影响到水流的途径和溶质运移的方向。

主要松散岩石孔隙度参考数值见表 2 - 1。

表 2 - 1 松散岩石孔隙度参考数值

岩石名称	砾石	砂	粉砂	粘土
孔隙度	25 % ~40 %	25 % ~50 %	35 % ~50 %	40 % ~70 %

2. 裂隙

坚硬的岩石，包括沉积岩、岩浆岩和变质岩，结构致密，主要发育各种地质应力作用下岩石变形产生的裂隙。按其成因可分为成岩裂隙、构造裂隙、风化裂隙。

成岩裂隙是岩石在成岩过程中，由于岩浆岩冷凝收缩或沉积岩干燥固结产生的裂隙。成岩裂隙通常在岩浆岩中比较发育，其中以玄武岩中的柱状节理最有意义。

构造裂隙是在构造应力作用下岩石产生破裂形成的裂隙，具有方向性，大小悬殊（由细小的微节理到大断裂），分布极不均匀。

风化裂隙是岩石在各种风化营力作用下，岩石产生破坏形成的裂隙，分布在地表附近。裂隙的方向、宽度、切穿性、充填程度对水运动有很大的影响。裂隙的多少以裂隙率来表示。

裂隙率（ K_R ）：是裂隙体积（ V_R ）与包括裂隙在内的岩石体积（ V ）的比值，用小数或百分数表示：

$$K_R = \frac{V_R}{V} \quad \text{或} \quad K_R = \frac{V_R}{V} \times 100\% \tag{2 - 4}$$

3. 溶穴

可溶的沉积岩，如岩盐、石膏、石灰岩、白云岩等，在地下水的溶蚀作用下会产生空洞，这种空隙称为溶穴。溶穴体积的大小用岩溶率来表示。

岩溶率（ K_K ）：是溶穴体积（ V_K ）与包括溶穴在内的岩石体积（ V ）的比值，用小数或百分数表示：

$$K_K = \frac{V_K}{V} \quad \text{或} \quad K_K = \frac{V_K}{V} \times 100\% \tag{2 - 5}$$

溶穴的规模十分悬殊，小的溶穴仅有几厘米，而大的溶洞宽度可达数十米，高度能有几十米乃至数百米，长度可延伸数十公里。岩溶发育极不均匀，岩溶发育带的岩溶率可达百分之十几，在其周围某些地段，岩溶率则可能极小。

岩石中的空隙，必须以一定方式连接起来构成空隙网络，才能成为地下水有效的储容空间和运移通道。松散岩类、基岩、可溶岩中的空隙网络具有不同的特点。

松散岩石中的孔隙分布在颗粒之间，连通性好，分布均匀，各个方向上孔隙通道比较接近，其中的地下水分布与流动较为均匀。

坚硬基岩中的裂隙方向性强，宽窄不一，长度不等，只有不同方向的裂隙相互切穿、连通，才能构成一定范围内的裂隙网络，具备储存和运移地下水的功能。裂隙网络具有方向性强、分布范围有限、不均匀的特点。

可溶岩中的空隙网络由裂隙和溶孔、溶洞构成，具有空隙大小悬殊、分布极不均匀的特点。尤其是中国南方以暗河为主的岩溶管道系统中，地下水分布极不均匀。

赋存在不同岩层中的地下水，由于含水介质特征不同，而具有不同的分布、赋存及运移特征。因此，按岩石空隙类型地下水分为三种类型，即孔隙水、裂隙水和岩溶水。

二、岩石中水的存在形式

地壳中存在着以下各种形式的水：

- 1) 岩石骨架中的水，主要形式有结晶水、沸石水和结构水。
- 2) 岩石空隙中的水，主要有结合水（强结合水、弱结合水，也称吸着水、薄膜水）、重力水、毛细水、固态水和气态水。

1. 结合水

土壤颗粒主要由各种矿物颗粒或岩石碎屑构成，其表面带有负电荷。水分子是偶极体，在静电力的作用下，水分子便会被吸附在颗粒表面，受颗粒表面静电场的束缚。根据库仑定律，电场强度与距离的平方成反比。距离颗粒表面近处的电场强度大，对水分子的束缚力大，这部分水分子很难移动，只有在高温下水分子动能增加，才能摆脱颗粒表面电场的束缚，转化为气态水，这部分水称为强结合水。强结合水外围水分子受静电场的束缚力随着距离增加而减小，这部分受束缚较小的水称为弱结合水（或称薄膜水）。

2. 重力水

能在自身重力影响下运动的水。它不受颗粒引力的影响，可以自由运动。重力水能够传递静水压力，流速小时呈层流运动，流速大时可作紊流运动，具有冲刷、侵蚀和溶解能力。通常重力水在土壤表层停滞时间较短，在重力作用下，向下渗漏，补给潜水。

3. 毛细水

毛细水是指在毛细力作用下保持在细小孔隙构成的毛细管道中的水分。在岩石的细小孔隙通道中，在毛细作用下水会上升到一定高度，它是发生在固、水、气三界面上的毛细

现象。由于松散岩石中广泛存在小孔隙通道，地下水沿通道上升，往往形成毛细带。毛细管中的悬挂毛细水和孔角毛细水是毛细水的两种主要存在形式，其中孔角毛细水分布最为普遍。

4. 气态水

在未饱和水的空隙中存在着气态水，气态水既随空气流动，也遵循从水汽压力高的地方向水汽压力低的地方流动的规律。在孔隙岩石中，通常温度高的地方饱和水汽压力大，温度低处饱和压力低，在饱和压力差的作用下，气态水从温度高处向温度低处运移，受温度场的控制。在一定的压力温度条件下气态水和液态水之间相互转化，保持动态平衡。

5. 固态水

岩石温度低于 0℃ 时，孔隙中的液态水转化为固态水。我国东北地区和青藏高原寒冷地带空隙中的水常形成季节性冻土和多年冻土层，以固态水的形式赋存在冻土层中。冻土层中的冰同样有饱和及非饱和状态。

三、岩石的水理性质

岩石空隙的大小、连通程度及其分布的均匀程度，对其储容、滞留、释出、透水能力都有很大的影响。

1. 容水度

是指岩石完全饱水时所能容纳最大水的体积（ V_n ）与岩石总体积（ V ）之比，用小数或百分数表示。一般来说其数值与孔隙度（岩溶率、裂隙率）相当。膨胀土除外。

$$W_n = \frac{V_n}{V} \times 100\% \quad (2-6)$$

2. 含水量

是描述岩土中实际的含水状态的指标。岩土中所含的水重量（ G_w ）与干燥岩土重量（ G_s ）之比称为重量含水量（ W_g ）：

$$W_g = \frac{G_w}{G_s} \times 100\% \quad (2-7)$$

含水的体积（ V_w ）与包括孔隙在内的岩石体积（ V ）之比值，称为体积含水量（ W_v ）：

$$W_v = \frac{V_w}{V} \times 100\% \quad (2-8)$$

当水的密度为 1 时，岩石的干密度（单位体积干土重量）为 ρ_a 时，重量含水量与体积含水量之间有：

$$W_w = W_g \cdot \rho_a \quad (2-9)$$

3. 持水度

饱水岩石在重力作用下释水后，仍然保持在岩石中的水的体积与岩石体积之比，称为持水度。滞留在岩石中的水有结合水、孔角毛细水或悬挂毛细水。岩石的持水度与颗粒大小有密切关系，大空隙岩石持水度很小，微不足道；而细颗粒岩石中的细颗粒具有较大的比表面积，结合水和毛细水较多，水不容易在重力作用下完全释出，具有较大的持水度，有的粘土的持水度几乎与容水度相等。

4. 给水度 (μ)

地下水位下降一个单位深度，单位面积岩石柱体中在重力作用下释出水的体积称为给水度，以小数或百分数表示。

给水度是描述岩石给水能力的一个重要水文地质参数，岩石中空隙的多少、空隙大小及地层结构对给水度影响很大。大孔隙的砂砾石层给水能力强，而细颗粒土层虽然含水量较大，但其中的水释出较少，给水能力较弱。尤其是在具有粗细相间结构的地层中，水位下降后，地层中往往出现悬挂毛细水，会降低岩层的给水度。

5. 透水性

岩层的透水性是指岩石允许水透过的能力。表征岩石透水性的指标是渗透系数，这一点将在后面讨论，这里仅讨论影响岩石透水的因素。

在松散的孔隙岩石中，水通过岩石中由大小孔隙组成的孔隙网络管道流动。就单一管道而言，管道壁上附着一层不参加运动的结合水层，在孔隙大的条件下，有效孔隙度大，重力水占有较大比例，透水性好。孔隙直径愈小，有效孔隙度相应也小，结合水占有较大比例，而重力水只占很小的比例，因而透水性较差。通常，孔隙的直径越大透水性越好。孔隙大小是透水性好坏的主控因素。在孔隙大小相等的条件下，孔隙度愈大，透水性愈好。颗粒的分选性不仅决定着岩石的孔隙大小，而且还控制着孔隙通道的孔径分布和渗透途径的曲折性。

实际上，孔隙通道是一个孔径变化十分复杂的管道系统，岩石的透水能力并不取决于平均孔隙直径，而在很大程度上取决于最小孔隙直径。水的渗流总是沿水头损失最小的孔隙网络路径流动。

第二节 地下水的赋存

一、包气带与饱水带

地表以下一定深度内岩石空隙被重力水充满，地下水面以上称为包气带，地下水面以下称为饱水带。包气带中赋存着毛细水、结合水、重力水，统称为包气带水。包气带位于饱水带的外层，与大气系统、生物系统、地表水系统联系最为密切。雨季饱水带通过包气

带得到降水的补给，而在干旱季节，饱水带通过包气带蒸发排泄，它是地下水与大气系统、地表水系统进行水量、水质交换的主要媒介。包气带由于处于水未饱和状态，未被水充满的空隙中含有空气和气态水。包气带含有水、固、气三相和来自太阳的辐射热，为微生物的繁衍进行生物化学作用提供了良好的环境。微生物对各种污染物的生物化学降解作用，使包气带具有自净能力，对保护地下水十分有利。

饱水带中岩石空隙全部被水充满，在饱水带中水体分布连续，能传递静水压力，在水头差作用下可发生运动，其中的重力水是地下水开发的主要对象。

二、含水层、隔水层

岩层按其渗透性可分为透水层和不透水层。饱水且透水的岩层便是含水层。不透水的岩层通常称为隔水层。

含水层是指能透过并给出相当水量的岩层。隔水层是不能透过也不能给出水量的岩层。自然界中，砾卵石层、砂层、粉砂层、裂隙和岩溶发育的岩层都属于含水层。粘土层、亚粘土层以及完整的致密岩层则属于隔水层。

含水层与隔水层之间没有严格的界限。当我们研究某些水文地质问题时，涉及的时间尺度相当长，许多岩石都可看成是能透水的。例如，油田地下水和油气涉及到的岩层大多属于低渗透介质，油气运移问题是一个时间尺度很大的水文地质过程，在油气运移过程中，渗透性微弱的砂岩和微裂隙带都有可能成为油气运移通道或储集层。

粘土层的透水性和给水能力都很弱，但在高水头作用下还是能透过或给出一定量的水。在大型冲湖积平原下部，单层粘性土面积尺度往往很大，当上下两侧含水层存在水头差时，透过粘性土层给出的水量十分可观，这时不能再把粘土层作为隔水层来看待，而是将其看成弱透水层。

自然界岩层的透水性往往具有各向异性的特点，即沿不同方向岩层的渗透性有很大的差异。例如，层状粘性土层，垂直于层面方向渗透性较小，而顺层方向上的渗透性较垂直方向要大一个数量级以上。基岩裂隙的渗透性各向异性更为突出，沿张开裂隙走向的渗透性远大于垂直于走向上的渗透性。

三、地下水分类

地下水的分类原则是要反映出地下水的赋存特征。埋藏条件和含水介质是最主要的两个赋存特征，它们对地下水水量和水质的时空分布有重要意义。地下水埋藏条件是指，在水文地质剖面中，含水层所处的位置和受隔水层限制的情况。地下水分类按埋藏条件和含水介质类型进行分类。地下水分类在编制水文地质图件和研究地下水运移中很有用处。

地下水按埋藏条件可分为包气带水、潜水、承压水，按含水介质类型来分类可分为孔隙水、裂隙水、岩溶水三类，组合后有 9 类。见表 2 - 2。

表 2 - 2 地下水分类表

介质类型 埋藏条件	孔隙水	裂隙水	岩溶水
包气带水	土壤水 悬挂毛细水、重力水，局部 出现上层滞水的重力水	裂隙岩层浅部季节性存在的 重力水及毛细水	裸露岩溶化岩层上部岩 溶通道中季节性存在的 水
潜水	各类松散沉积物浅部的水	裸露于地表的各类裂隙岩层 中的水	裸露于地表的岩溶化岩 层中的水
承压水	山间盆地及平原松散沉积物 深部的水	组成构造盆地、向斜构造或 单斜断块的被掩覆的各类裂 隙岩层中的水	组成构造盆地、向斜构造 或单斜断块的被掩覆的 岩溶化岩层中的水

(据王大纯等, 1995)

四、潜水

饱水带中第一个具有自由表面的含水层中的水称作潜水。潜水没有连续完整的隔水顶板，潜水的水面为自由水面，称为潜水面。潜水面到隔水底板的距离称为含水层厚度 (h)，从地表到潜水面的距离称为潜水埋藏深度（包气带厚度 T_m ）。潜水面上任意一点距基准面的绝对高程称为潜水位，也称潜水位标高 (H)。见图 2 - 3。

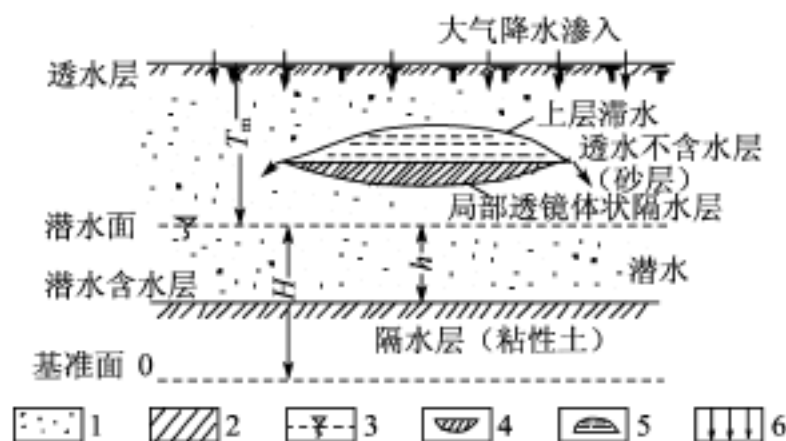


图 2 - 3 上层滞水及潜水示意图

1—砂层；2—粘性土底板；3—潜水位；4—局部粘性土隔水层；5—上层滞水；6—降水补给

 T_m —包气带厚度； H —潜水位标高； h —含水层厚度

潜水的埋藏条件，使潜水具有以下基本特征：

1) 潜水直接通过包气带与大气圈、地表水圈发生联系。可接受大气降水和地表水的补给，受气象、水文及人为因素影响显著。丰水期，接受的降水量补给多，潜水位上升，含水层厚度增加。枯水期，蒸发和排泄量大，潜水位下降，含水层变薄。潜水位动态有明显的季节性变化，其中水的循环积极，资源容易得到补充和恢复，调节性受含水层厚度和给水度控制。

2) 潜水的水质变化很大，受气候、地形、岩性及潜水位变动幅度的影响。湿润气候的山区，有利于潜水的径流排泄，往往形成矿化度低的淡水。在地形低平的地区，潜水的

排泄以蒸发为主，往往形成高矿化度的咸水。

3) 潜水在重力作用下，由潜水位较高处向水位较低的排泄区处流动，流速快慢取决于含水层的渗透性和水力坡度，流动过程中潜水位逐渐下降，形成具有一定坡度的倾斜曲面，起伏大体与地形一致，但较为平缓。

将某一时刻潜水面上水位相同的点连接起来的线称为等水位线；由一系列等水位线构成的图，称为等水位线图。见图 2 - 4。

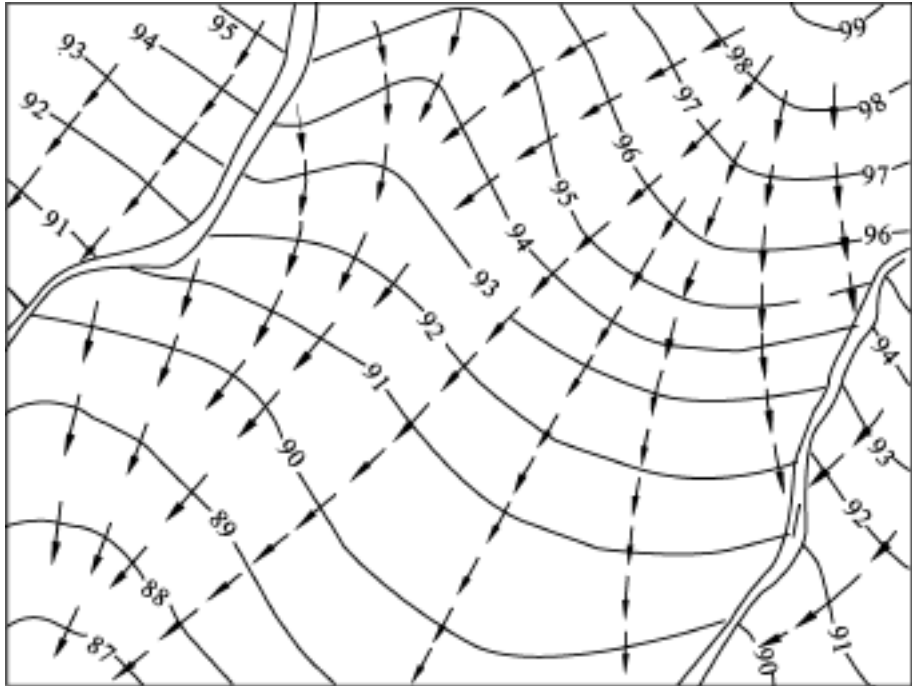


图 2 - 4 潜水等水位线图
(据王大纯等，1995)

等水位线图能反映潜水面的形态，在相邻等高线做一垂线，即为流线，可表明地下水的流向。用垂线长度除以两端的水位差便可得到潜水的水力梯度。等水位线和流线共同组成潜水的流动系统图，根据该图可分析潜水的流动方向、补给、径流、排泄路径，以及地下水受污染后，污染物可能影响的范围。潜水等水位线图与潜水含水层等厚度图相配合就可以计算潜水的地下径流量，进行潜水的水资源计算。

五、承压水

充满在两个隔水层（弱透水层）之间的含水层中的水称为承压水。承压水含水层上部的隔水层（弱透水层）称为隔水顶板，承压水含水层下部的隔水层（弱透水层）称为隔水底板。隔水顶板与隔水底板之间的距离为承压水含水层的厚度。承压性是承压水的一个重要特征。

1. 承压水系统

承压水存在于一个由补给区、承压区、排泄区组成的承压含水系统中的承压区内。见图 2 - 5。

承压水的补给区：位于承压含水系统最高处，地下水为潜水，可获取大气降水、地表水及其他含水系统的水补给。

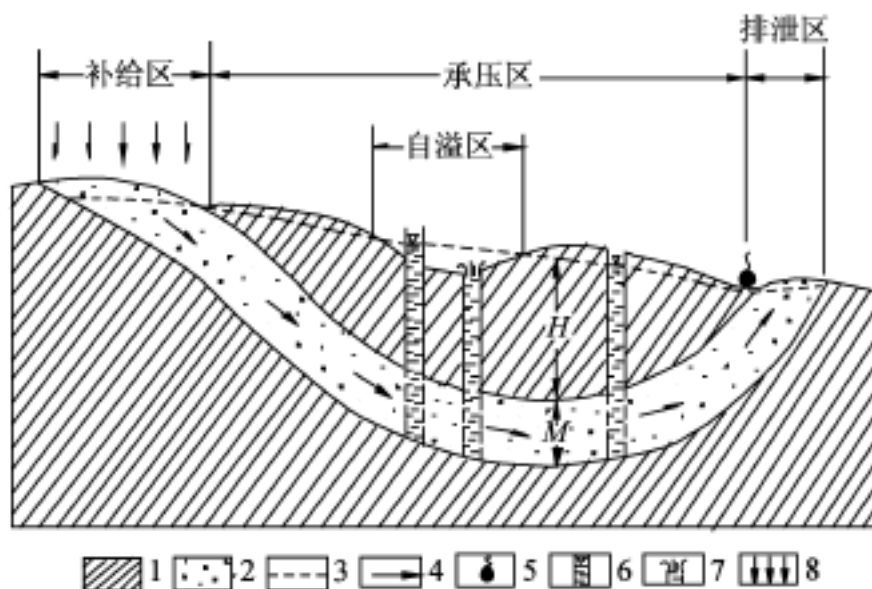


图 2 - 5 基岩自流盆地中的自流水

1—隔水层；2—含水层；3—潜水位及承压水测压水位；4—地下水流向；

5—泉；6—钻孔，虚线为过滤器；7—自流孔；8—大气降水补给。H—承压高度；M—含水层厚度

承压区：其中的水受到隔水顶、底板的限制，含水层中的水受到自身压力具有承压性。当钻孔揭穿隔水顶板后，水将上升到隔水顶板以上，达到一定高度后才静止下来，该静水位的高程称为该点的侧压水位，静水位到顶板的高度称为承压水头（H）。当侧压水位高于地表高程时，钻孔的水能自喷，称为自流井。侧压水位高于地表高程的地区，称为自流区。承压区内的水自补给区向排泄区流动，故也称径流区。

排泄区：是承压水径流的终端，常以泉的形式出露地表或通过断裂向其他含水层排泄。如果隔水顶板是弱透水层时，排泄区则扩大到承压区，承压水在径流过程中向上通过弱透水层进行顶托排泄。

2. 承压水的水文地质特征

1) 承压水由于有隔水顶板的限制，与大气、地表水的联系较弱，侧压水位的动态较为稳定，侧压水位变化的峰值与大气降水的高峰期相比要滞后，滞后时间愈长，表明该点距补给区愈远，同外界的联系愈弱。

2) 承压水的来源主要来自大气降水，在一些深层承压水中可能有一部分沉积水，也就是沉积当时的湖水、海水被封存在里面。

3) 承压水资源不像潜水那样易于补给和恢复，如果承压水含水层的分布范围很广，厚度大，储存量多时，可具有良好的调节功能。

4) 承压水在接受补给增加储存量时，是通过水头增高使水的密度增加和含水层空隙增大来实现的。这一点与潜水含水层不同。为描述承压含水层的这一性质，引入储水系数（即弹性给水度）S 这一概念。

5) 承压水的水质变化很大，水质好坏取决于承压水的水循环积极程度。水循环积极的承压水，水质较好，多为淡水。如果承压水埋藏深，补给、径流、排泄条件差，水与岩石作用时间长，水的含盐量就高。有的深层承压水几乎不与外界发生联系，其中水的矿化度能达到数百克/升，如天津在几千米深的震旦系灰岩中打出的热水，矿化度就达一百多克/升。

6) 承压水由于其封闭条件好，一般不容易受到污染。一旦受到污染则很难净化。承压水的补给区应是水环境的重点保护区。

将某一个时刻，承压水侧压水头相同的点连接起来，就得到等水压线（或称为等侧压水位线），一系列等水压线就构成等水压线图（图 2 - 6）。与潜水等水位线图一样，可从图上确定承压水流向、水力梯度，与含水层等厚度图配合可计算出承压水的径流量等。

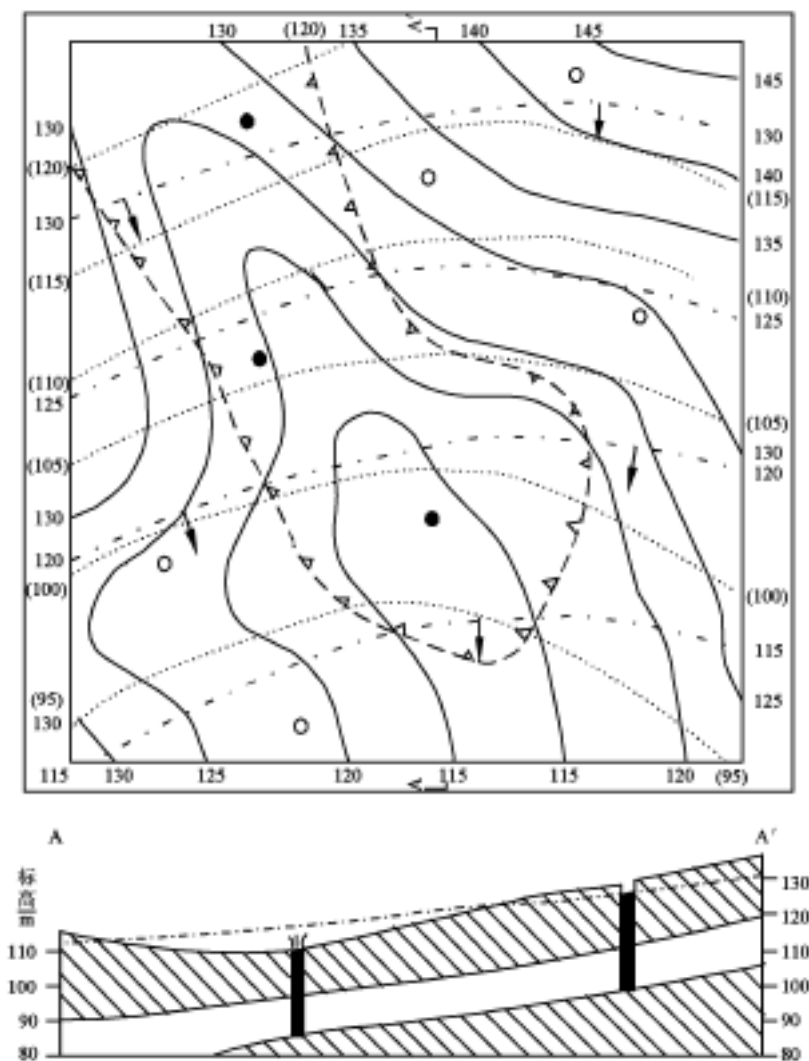


图 2 - 6 承压水等水头线图
(据王大纯等，1995)

六、上层滞水

当包气带存在局部隔水层（弱透水层）时，在局部隔水层（弱透水层）上会聚积具有自由水面的重力水，这便是上层滞水。

上层滞水接受大气降水补给，在雨季积存水量，雨季后，水蒸发或向边缘部分排泄。当隔水层面积小时，不能保持终年有水，动态变化大，降水补给途径短，易受污染。在干旱地区可作为生活水源。见图 2 - 4。

第三节 地下水运动的基本规律

地下水在岩石空隙中的运动称为渗流（渗透）。发生渗流的区域称为流场。由于地下

水在岩石空隙介质中运移，滞阻力大，地下水的流动远较地表水缓慢。

地下水渗流时，水质点作有序而又不互相混杂的流动，称为层流。多数情况下地下水的流动属于层流，只有在大溶穴和宽裂隙中当流速较大时，才会出现水质点作无序而又互相混杂的流动，这时地下水的运动称为紊流运动。

水在渗流场的运动过程中，各运动要素如水位、流速、流向等不随时间改变时，称为稳定流；若运动要素随时间改变，则称为不（非）稳定流。在自然界中，地下水大多属于非稳定流。有时为方便起见，将某些运动要素变化微小的渗流看作稳定流。

一、重力水的运动

1. 线性渗透定率

1856 年，法国水利学家达西通过大量实验，得到了线性渗透定律。达西定律为：

$$Q = K \frac{h}{L} \quad (2 - 10)$$

式中：Q 为渗透流量； A 为过水断面； h 为水头损失； L 为渗透长度； K 为渗透系数。

通过某一断面的流量 Q 等于流速 V 与过水断面 A 的乘积，即：

$$Q = V A \quad \text{或} \quad V = \frac{Q}{A} \quad (2 - 11)$$

达西定律又可表示为： $V = KI$ (2 - 12)

式中： V 称为渗透流速； $I = h/L$ ，即为水力梯度。

(1) 渗透流速 (V)

过水断面 A 是指砂柱的横断面积，在该面积中包含有砂粒占据的面积和孔隙占据的面积，而水流则是通过孔隙实际过水面积 A_e 进行渗流。

$$A_e = n_e A \quad (2 - 13)$$

式中： n_e 为有效孔隙度。

由此可知， V 不是实际流速，而是假设水流过包括骨架与孔隙在内的整个过水断面流动时的虚拟流速。如令通过实际过水断面 A_e 时的流速为 u ，则：

$$Q = u A_e \quad (2 - 14)$$

由此可得：

$$Q = V A = u A_e \quad (2 - 15)$$

而 $A_e = n_e A$ ，故 $V = n_e u$ 则得

$$V = n_e u \quad (2 - 16)$$

(2) 水力梯度 (I)

水力梯度 I 是沿渗透途径水头损失与渗透长度的比值。可理解为水流通过单位长度渗透途径时为克服摩擦阻力造成的水头损失，也可将其理解为驱动力。在确定水力梯度时，水头差 h 必须与渗透途径相对应。

(3) 渗透系数 (K)

从达西定律 $V = KI$ 可看出，水力梯度 I 是无因次的，故渗透系数的因次与渗透流速

(V) 相同，一般采 m/d 或 cm/s 为单位。令 I = 1 时，则 K = V。当水力梯度为定值时，渗透系数 (K) 越大，渗透流速 (V) 也就越大。渗透系数 (K) 是定量描述岩石渗透性能的参数 (表 2 - 3)。

表 2 - 3 松散岩石渗透系数参考值

松散岩石名称	渗透系数 (m · d ⁻¹)	松散岩石名称	渗透系数 (m · d ⁻¹)
亚粘土	0. 001 ~0. 1	中砂	5 ~20
亚砂土	0. 1 ~0. 5	粗砂	20 ~50
粉砂	0. 5 ~1. 0	砾石	50 ~150
细砂	1. 0 ~5. 0	卵石	100 ~500

当水的物理性质变化不大时，渗透系数可看作岩石的渗透性能。若研究卤水或热水时，则要考虑水的粘滞性对渗透性的影响。

达西定律中，渗透流速 (V) 与水力梯度的一次方成正比，故达西定律称为线性渗透定律。只有在雷诺数不超过 1 ~10 的时候，层流运动才符合达西定律。在绝大多数情况下，地下水运动都符合线性渗透定律。达西定律是水文地质计算的基础，也是分析各种水文地质过程的重要依据。

2. 非线性渗透定律

地下水在较大空隙中流动，且流速相当大时，如在抽水井附近的砾卵石含水层中或在岩溶管道中，地下水呈紊流运动，服从哲才定律。

$$V = KI^{1/2}$$

(2 - 17)

渗透流速 (V) 与水力梯度的平方根成正比。

二、流网

流线是渗流场中某一瞬时的一条线，线上各质点在此瞬时的流向均与此线相切。迹线是渗流场中某一段时间内某一水质点运动的轨迹。在稳定流的条件下，流线与迹线相重合。

渗流场内可作出一系列的等水头面和流面。在剖面上，由一系列等水头线和流线组成的网络称为流网。流网是根据等水头线，结合径流状况及边界条件（隔水边界、定水头边界等）绘制而成的，用于定性分析地下水流场的基本状况。流网是地下水流动系统分析的基础。

1. 均质各向同性介质中的流网

在均质各向同性的介质中，地下水沿水头变化最大的方向，即垂直等水头线的方向运动。流线与等水头线构成正交网络。绘制流网的关键，是正确处理等水头线、流线与各类边界的关系。例如，隔水边界、定水头边界等。

定水头边界：河、渠及湖水等地表水体，都可看作定水头边界。地表水体的断面边界线一般可看作为一条等水头线，故边界面附近的水头线平行于地表水体的断面，而流线则垂直于地表水体的断面。见图 2 - 7 (a)。

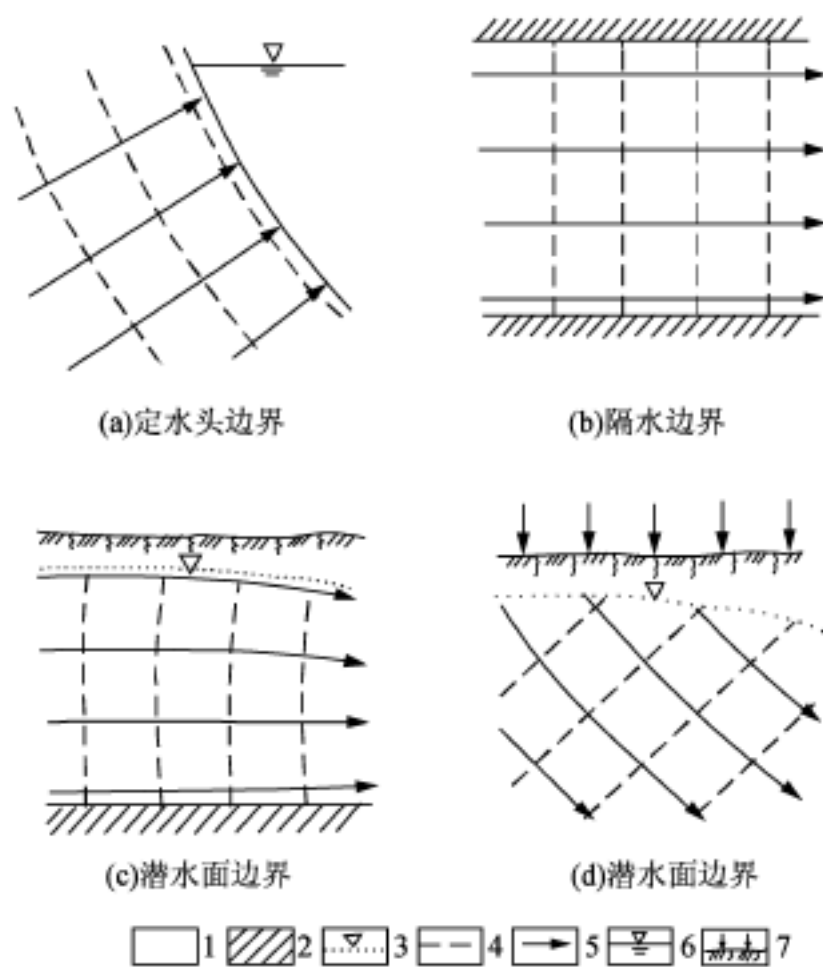


图 2 - 7 等水头线与各类边界的关系
(据王大纯等, 1995)

1—含水层；2—隔水层；3—潜水面；4—等水头线；5—流线；6—河渠水面；7—降水入渗

隔水边界：隔水边界上无水量通过时，即为零通量面，流线应平行于隔水边界，等水头线则垂直于隔水边界。见图 2 - 7 (b)。

潜水面边界：是地下水在包气带中的重要界面，反映地下水受大气降水渗入补给的状态。在无渗入补给和蒸发，仅有侧向补给的条件下，稳定流的潜水面可看作为一条流线。当有渗入补给时，地下水面既不是流线也不是等水头线，流线和等水头线与潜水面斜交，流线向下游方向倾斜，表明渗入水进入地下水中，流向下游。见图 2 - 7 (c) 和 (d)。

2. 非均质介质中的流网

非均质介质系指介质场中渗透性存在较大差异。自然界中大部分地下水渗透介质都属于非均匀介质，渗透性变化十分复杂。通常流线和等水头线分布与渗透性有以下基本关系：在渗流方向上，遇到渗透性较小地段，水头损失较大，水力梯度变大，等水头线分布变密；而在渗透性变大的地段，则相反，等水头线分布变疏。在渗流断面上渗透性分布不均的情况下，水流总是自然地选择水头损失最小的渗透路径渗流，因此，在渗透性好的部位流线分布较密，而绕过渗透性最差的部分。见图 2 - 8。

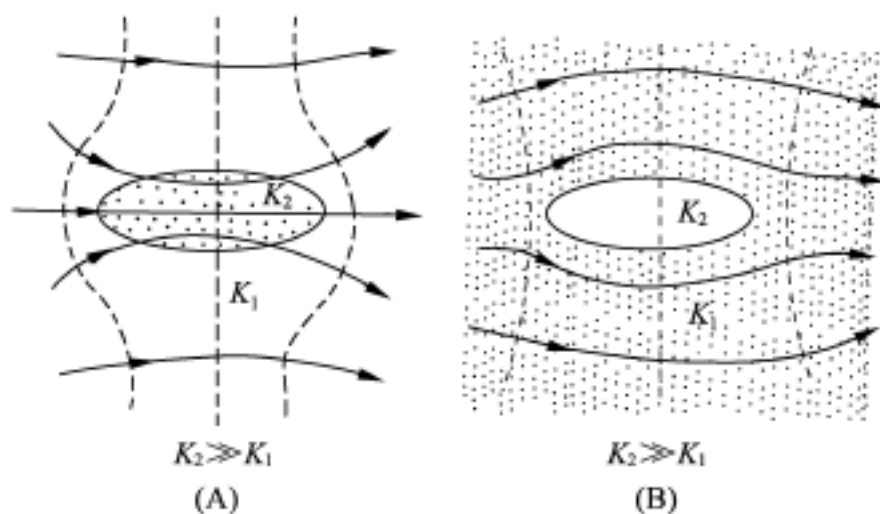


图 2 - 8 流线经过渗透性不同的透镜体时的汇流和绕流
(据王大纯等, 1995)

地下水流线通过具有不同渗透系数的两层界面时, 像光线通过一种介质进入另一种介质一样, 发生折射, 服从折射定律:

$$\frac{K_1}{K_2} = \frac{\tan \theta_1}{\tan \theta_2} \quad (2 - 18)$$

式中: θ_1 是流线在 K_1 层中与层界法线间的夹角; θ_2 是流线在 K_2 层中与层界法线间的夹角。

根据质量守恒原理, 流入量等于流出量, 流线进入渗透性好的地层后, 分布密度变大, 等水头线变疏。也就是说, 渗透性好的地层有利于地下水的富集。见图 2 - 9。

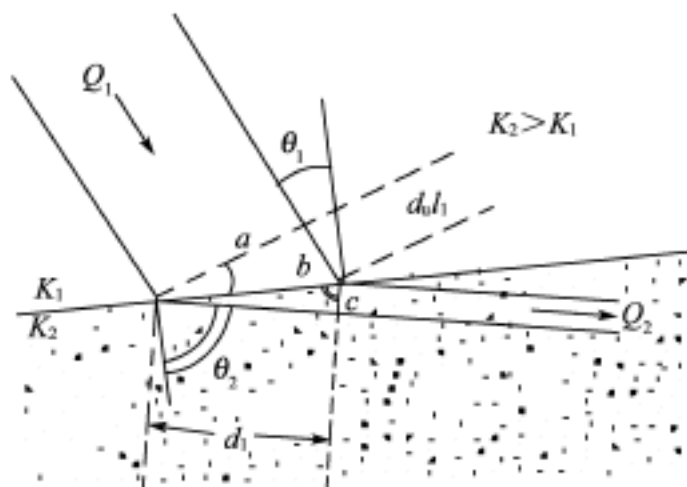


图 2 - 9 流线在不同渗透性岩石界面上的折射
(据王大纯等, 1995)

第四节 地下水化学成分及其形成作用

一、概述

地下水是含有多种化学元素的复杂溶液。在天然条件下, 地下水不断与岩土发生化学

反应，并与大气圈、地表水圈、生物圈进行化学元素的交换，化学成分随时间及空间而演变。人类活动虽然影响时间较短，但在许多地方，这种影响正在深刻地改变着地下水的

面貌。

研究地下水化学成分的意义如下。

1. 阐明地下水的起源

地下水的化学成分是地下水与环境——自然地理、地质背景及人类活动——长期相互作用的产物。一个地区地下水的化学面貌，反映了该地区地下水的历史演变。研究地下水的化学成分，可以帮助我们了解一个地区的水文地质历史和地下水的起源与形成。

水是一种常见的溶剂。地下水能溶解岩石中的组分，并搬运这些组分，在一些特定的条件下将一部分组分析出。水是地球元素迁移、分散和富集的载体。许多地质过程如岩溶、沉积、成岩变质、成矿作用都与地下水有关。

2. 水质评价

在地下水利用时，出于不同的目的，对水质都有一定的要求。

饮用水——要求水中不含对人体有害的元素，有害物质含量应在国颁饮用水标准以下。如我国一些地区（华北平原），地下水中含氟量超标，引起氟中毒；山西大同地区，地下水中含砷量超标，引起砷中毒；甘肃的阿克赛地区地表水中铀钍超标，严重危害当地居民健康，有关乡镇不得不迁往他处。若地下水中缺少某些元素也会令人生病，如缺碘会导致甲状腺肿大，缺硒等元素会导致克山病（大骨节病）等。

工业用水——锅炉用水要求低硬度水，建筑要求低 SO_4^{2-} ，纺织业需要低铁水。

作为液体矿床——要求地下水中某些稀散元素较为富集，有利用价值，如含 K、I、Be、Sr 等；矿泉水要求含有某些人体必需的元素。

作为医疗用水——要求地下水具有某些特殊的物理性质和化学成分，如温度和某些化学成分要求。

3. 水化学找矿

由于地下水的迁移作用，在一些矿床附近，往往形成某些元素较为富集的分散晕，为寻找矿提供了线索。如在铜矿附近，会形成铜元素含量较克拉克值高的分散晕，根据分散晕的中心分布，结合地质、构造、成矿作用及水文地质分析，往往能为进一步勘探提供依据。

地下水中化学元素的迁移、积聚及分散规律是水文地球化学研究的内容。我们在研究地下水的时候，需要从水质、水量及运移和赋存等方面来探寻水在与周围环境长期的相互作用下，地下水化学的内在演变规律。

二、地下水的化学特征

地下水中含有各种气体、离子、胶体物质、有机质及微生物等，它们共同构建成地下水的基本特征。

1. 地下水中的主要气体成分

地下水中常见的气体成分有 O_2 、 N_2 、 CO_2 、 CH_4 、 H_2S 等，主要以前三种为主。通常，地下水中气体含量不高，每升水中仅有几毫克到几十毫克。地下水中的气体成分不仅能反映地下水所处的环境状况，而且还能增加水的溶解能力。

(1) 氧 (O_2)、氮 (N_2)

地下水中的氧气和氮气主要来自大气。它们随同大气降雨和地表水一起，下渗补给地下水，因此，与大气圈关系密切的地下水中含 O_2 、 N_2 较多。

地下水中溶解氧含量愈多，说明地下水所处的地球化学环境愈有利于氧化作用进行。 O_2 的化学性质比较活泼，在封闭的环境中，往往 O_2 会耗尽，只留下 N_2 。因此， N_2 单独存在，通常表明地下水源于大气，并处于还原环境的条件下。

(2) 惰性气体 (Ar 、 Kr 、 Xe)

大气中惰性气体 (Ar 、 Kr 、 Xe) 与 N_2 的比例恒定，即 $(Ar + Kr + Xe) / N_2 = 0.118$ ，若其比值等于此数，表明 N_2 是大气起源；若小于此数，则表示其中含有生物或变质起源的 N_2 。

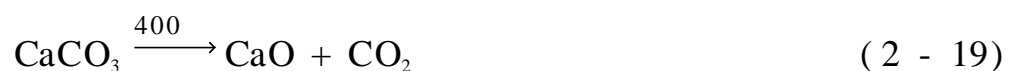
(3) 硫化氢 (H_2S)、甲烷 (CH_4)

地下水出现 CH_4 、 H_2S ，其意义正好与 O_2 的出现相反，说明地下水处于还原环境中，它们的生成均在较为封闭的环境下，水中含有机物，并有微生物参加，是生物氧化还原作用的结果。例如，埋藏较深的湖相成因的承压含水层中，地下水中往往含 H_2S 较高。在浅部潜水含水层中出现 CH_4 、 H_2S ，往往与水中含有机物的严重污染有关。这些地区水井和地窖中 CH_4 、 H_2S 容易聚集，如不注意，会酿成惨剧。

(4) 二氧化碳 (CO_2)

二氧化碳也会随大气降雨和地表水入渗进入地下水中，但其含量较少，地下水中的 CO_2 主要来源于土壤。由于 CO_2 是土壤中有机物分解的最终产物，以及植物根系的呼吸作用使土壤中的 CO_2 含量不断增加，其溶入下渗到地下水中，增加了地下水中 CO_2 的含量。

深部的含碳酸盐的岩石在高温下也会变质，产生 CO_2 ：



另外，一些生油盆地中，在一些油气圈闭较差的部位，由于原油的自然降解作用，会产生大量的 CO_2 ，使地下水中的 CO_2 增加。在一些情况下，地下水中的 CO_2 含量可达 1g/L 以上。例如，江苏油田就曾在安徽东北部打出 CO_2 气田，由于勘探井封闭不好使井周围地下水中 CO_2 的含量达到数百毫克/升。

人类的工业化生产增大了 CO_2 的排放量，使大气中 CO_2 含量增高，也提高了地下水中的 CO_2 含量，增强了地下水对碳酸岩的侵蚀能力。

2. 地下水中的主要离子

地下水中分布最广、含量较多的离子共有 7 种，其中阴离子有 3 种：氯离子 (Cl^-)、硫酸根离子 (SO_4^{2-}) 和重碳酸根离子 (HCO_3^-)；阳离子有 4 种：钙离子 (Ca^{2+})、钠离子 (Na^+)、钾离子 (K^+) 和镁离子 (Mg^{2+})。构成这种离子分布的原因，是因为这些离

子的元素在地壳中的含量高，且易溶于水，如 O、Ca、Mg、Na、K 元素；或是虽然元素在地壳中含量不很大，但它容易溶于水，如 Cl 元素和以 SO_4^{2-} 形式出现的 S 元素。而 Si、Al、Fe 等元素虽然在地壳中含量很高，但很难溶于水，其在地下水中的含量并不高。

地下水中占主要地位的离子成分，随总溶解固体（矿化度）的变化而改变。这种变化主要与不同盐类在水中的溶解度有关。通常，低矿化度水，以 HCO_3^- 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 为主，矿化度小于 1g/L；中矿化度水，阴离子以 SO_4^{2-} 为主，阳离子则以 Na^+ 或是 Ca^{2+} 为主，矿化度一般为 1 ~3g/L 之间；高矿化度水，阴离子多以 Cl^- 为主，阳离子则以 Na^+ 为主，矿化度大于 3g/L。

青海柴达木盆地，气候干燥，蒸发浓缩作用强烈。从盆地南部的昆仑山麓到盆地中心，地下水径流过程中，经历溶滤作用、蒸发浓缩作用，由低矿化度的重碳酸盐型水，逐渐过渡为中矿化度的硫酸盐型水，最后，到察尔汗盐湖周围地区，地下水变为氯化物型水，矿化度竟高达 100 ~300g/L。

（1）氯离子（ Cl^- ）

在地下水中广泛分布，在低矿化度水中含量仅数毫克/升。而在高矿化度水中，含量可达数百克/升。

地下水中氯离子来源：

- 1) 来自于沉积岩中的含盐和含氯化物的溶解。
- 2) 来自于岩浆岩中含氯矿物，如氯磷灰石 $\text{Ca}_2\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_3$ 、方钠石 $\text{Na}_8[\text{AlSiO}_4]_6\text{Cl}_2$ 的风化分解。
- 3) 来自海水。海水入侵进入含水层中，风将海面上的细末状海水带到陆地，使地下水中氯化物含量增加。在海岸附近地下水中氯化物含量明显增加。
- 4) 来自火山喷发物的溶滤。
- 5) 人为污染。工业污水、生活污水及粪便中含有大量的 Cl^- ，因此，村镇附近矿化度不高的地下水中，如发现 Cl^- 含量超过寻常，则说明地下水受到了污染。
- 6) 氯离子不会被植物和细菌摄取，也不会被土壤颗粒吸附，氯盐的溶解度很大，不宜析出，是地下水中最稳定的离子。它的含量随矿化度增加而增高， Cl^- 的含量通常可说明地下水的矿化度。同时，氯离子也是一种污水是否下渗污染地下水的标志性离子。

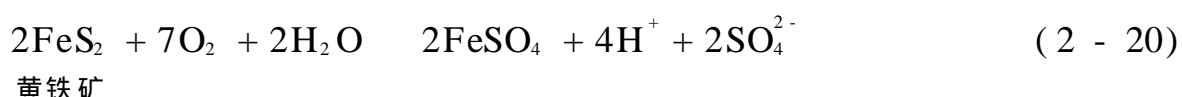
（2）硫酸根离子（ SO_4^{2-} ）

在中高矿化度的水中，硫酸根离子的含量仅次于 Cl^- ，可达数克/升；在低矿化度水中，一般含量仅数毫克/升到数百毫克/升；在中矿化度水中， SO_4^{2-} 常成为含量最多的离子。

地下水中 SO_4^{2-} 来源：

1) 来源于含石膏的地层。我国主要分布在西北有新第三系和老第三系分布的地区。水将石膏（ CaSO_4 ）溶解，使 SO_4^{2-} 进入到地下水中。

2) 来源于煤系地层中。煤系地层中常含有很多的黄铁矿，流经这类地层的地下水中离子往往以 SO_4^{2-} 为主，在金属硫化物矿床附近的地下水中也常含有很高的 SO_4^{2-} ：



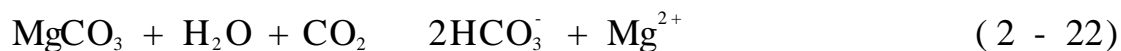
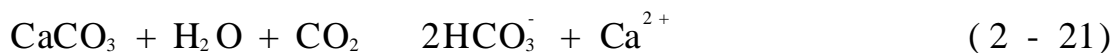
3) 煤燃烧向大气中排放大量的 SO_2 及其他氮氧化合物，这些物质氧化并吸水后，构成硫酸往往形成酸雨。我国西南地区的煤含硫量高，是酸雨的多发地。

4) 有些地区用黄铁矿土法制硫酸, 产生大量的废气和废渣, 它们经氧化和与水作用, 会产生大量的 SO_4^{2-} , 使地下水中的 SO_4^{2-} 含量很高。

(3) 重碳酸根离子 (HCO_3^-)

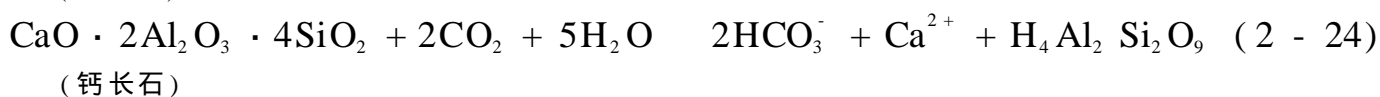
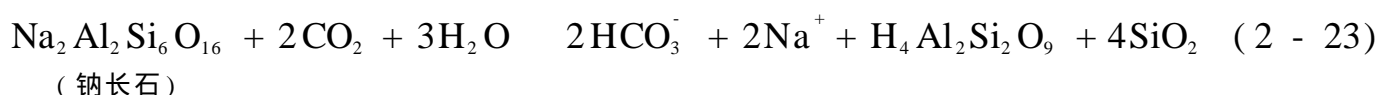
地下水中的重碳酸根离子有以下几个来源:

1) 来自于含碳酸盐岩的沉积岩的溶解:



CaCO_3 和 MgCO_3 难溶于水, 当水中有 CO_2 存在时, 它们才有一定数量溶解于水, 水中的 HCO_3^- 含量取决于与 CO_2 含量的平衡关系。

2) 变质岩地区的 HCO_3^- 来自于铝硅酸盐矿物的风化溶解, 如:



地下水中 HCO_3^- 的含量一般不超过数百毫克/升, HCO_3^- 几乎总是低矿化度水的主要阴离子。

(4) 钠离子 (Na^+)

钠离子在低矿化度水中含量一般很低, 仅有数毫克/升到数十毫克/升, 在高矿化度水中则是主要离子, 其含量最高可达数十克/升。

Na^+ 主要来自沉积岩中的岩盐和其他钠盐矿物, 还可来自海水。在岩浆岩和变质岩地区, 主要来自含钠矿物的风化溶解, 如钠长石。在 CO_2 和 H_2O 的参与下, 形成低矿化度含 Na^+ 和 HCO_3^- 的地下水, 由于 Na_2CO_3 的溶解度较大, 当阳离子以 Na^+ 为主时, 水中的 HCO_3^- 可以很高, 形成苏打水。

(5) 钾离子 (K^+)

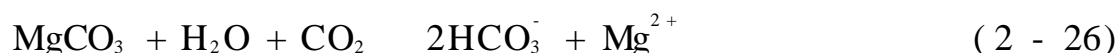
钾离子的来源, 主要来自含钾盐类沉积岩的溶解, 以及岩浆岩和变质岩中含钾矿物的风化溶解, 如钾长石等。在低矿化度水中, 含量很微, 在高矿化度水中较多。在地下水中钾的含量比钠要少, 是因为钾大量参与形成不溶于水的矿物, 如水云母、蒙脱石、绢云母等, 并易被植物摄取。 K^+ 和 Na^+ 相近, 均是一价离子, 在水分析中将 K^+ 归并到 Na^+ 中。

(6) 钙离子 (Ca^{2+})

钙离子是低矿化度地下水中的主要阳离子, 其一般含量不超过数百毫克/升。在高矿化度水中, 由于阴离子主要是 Cl^- , CaCl_2 的溶解度相当大, 故 Ca^{2+} 的绝对含量很大。通常要低于 Na^+ 。

(7) 镁离子 (Mg^{2+})

镁来源于含镁碳酸盐沉积 (白云岩、泥灰岩)。还来自岩浆岩、变质岩中含镁矿物的风化溶解, 如



Mg^{2+} 在低矿化度水中含量较 Ca^{2+} 少, 通常为地下水中的次要离子。因为在地壳中 Mg 元素比 Ca 元素少。

3. 地下水中的其他成分

地下水中除含上述离子外，还含有 Fe^{3+} 、 Mn^{2+} 、 Fe^{2+} 、 H^+ 、 NH_4^+ 、 OH^- 、 NO_3^- 、 NO_2^- 、 CO_3^{2-} 、 SiO_3^{2-} 、 PO_4^{3-} 等。通常，地下水中还存在大量的微量组分。这些微量组分不仅可说明地下水的形成环境，同时对人体健康有明显影响。

(1) 天然的微量组分

Br (溴)、I (碘)、F (氟)、Sr (锶)、Se (硒) 是地下水中天然的微量组分。

当地下水中缺碘，即碘含量小于 0.01mg/L 时，长期饮用这种水会出现甲状腺肿大，成为地方病，在我国西北地区较为常见。另外，柳树对碘有很强的吸收作用，使水中的碘更少。

氟含量大于 1mg/L 时，会出现氟斑牙、慢性氟中毒等症状。含氟量高的地下水一般出现在河间洼地中，与蒸发浓缩作用有关。

缺硒会导致克山病（大骨节病），在我国西北、东北地区均有发生，发病率较高。硒缺乏对胎儿影响最大，为避免得病，当地妇女怀孕后，离开原住地，到没有大骨节病的地方生活，生出的孩子不会患大骨节病，俗称换水。

若水中含有 I、Sr、Se 等微量元素，则可作为矿泉水。

(2) 以胶体形式出现的微量组分

有 $\text{Fe}(\text{OH})_3$ 、 $\text{Al}(\text{OH})_3$ 、 SiO_2 、 $\text{Si}(\text{OH})_4$ ，有机物化合物以化学耗氧量（COD）来间接表示。

(3) 地下水中的微生物

氧化环境中硫细菌、铁细菌等，氧化还原环境中脱硫菌、脱氧菌等。地下水中还存在致病的细菌，通常用大肠杆菌数来表征。这些微生物不仅指示着地下水的环境，而且对地下水的成分形成和变化起着重要作用。

(4) 地下水中的同位素

地下水中的同位素有 ^1H 、 ^2H 、 ^3H 、 ^{18}O 、 ^{14}C 等，可用来判定地下水形成的年龄和成因。

(5) 地下水中人为污染的微量成分

地下水中，人为污染的微量成分有： Cr^{6+} 、 Pb^{2+} 、 Zn^{2+} 、 Cu^{2+} 、 Hg^+ 、酚、氰化物 COD 等。

三、地下水总矿化度及化学成分表示式

地下水中所含各种离子、分子与化合物的总量称为总溶解固体（总矿化度），以每公升中所含克数（ g/L ）表示。为了便于比较不同地下水的矿化程度，习惯上以 $105 \sim 110$ 时将水蒸干得到的干涸残余物总量表征总矿化度，也可以将分析得到的所有阴阳离子含量相加，求得理论干涸残余物值。由于在蒸干时有一半的 HCO_3^- 分解成 H_2O 和 CO_2 而逸失，因而，阴阳离子含量相加时只取 HCO_3^- 的一半。

为了简明地反映水的化学特点，可采用库尔洛夫式表示。将阴、阳离子分别标示在横线上、下，按毫克当量百分数自大而小排列，小于 10% 的离子不予表示。横线前面依次

表示气体成分、特殊成分及矿化度（以字母 M 为代号），均以 g/L 为单位。横线后以字母 t 为代号表示摄氏温度。如

$$H^2 S_{0.0021} CO_{0.031}^2 M_{3.42} \frac{Cl_{84.8} SO_{14.3}^4}{Na_{71.6} Ca_{27.8}} t^{0.52} \tag{2 - 27}$$

四、地下水的温度

地壳表层有两个热能的来源，一个是太阳的辐射，另一个是来自地球内部的热流。根据受热的情况，地壳表层可分为变温带、常温带及增温带。

变温带：受太阳的辐射影响，地温有季节、昼夜变化，下限深度 1 ~2m。地下水温度随季节变化

常温带：不受太阳的辐射影响，地温变化很小，下限深度 15 ~30m。地温比年平均气温高 1 ~2℃，地下水温度变化很小，冬暖夏凉。

增温带：受地球内热影响，随深度增加地温而有规律地升高。

一般地温梯度平均值为 3℃/100m。通常在 1.5 ~4℃/100m 之间。只要地温梯度达到 3℃/100m，有含水层存在就可打到热水。如西安的地热井，井深 2500 ~4000m，取第三系、白垩系、侏罗系砂层中的水，水温达 60 ~80℃。在火山活动地区及地热异常区，地温梯度很高。如羊八井地热异常区，地温梯度达到 9 ~33℃/100m，钻孔可获得 160℃ 的热水和蒸汽。

已知年平均气温（t）、年常温带深度（h）、地温梯度（r）时，可概略计算某一深度（H）的地下水温（T），即：

$$T = t + (H - h)r \tag{2 - 28}$$

同样可利用地下水温（T），推算其大致循环深度（H）：

$$H = h + (T - t) / r \tag{2 - 29}$$

这里要注意地下热水的成因类型，只有在地下热水有循环补给条件时，才能用上式推算循环深度。如地下热水属于封闭烘烤型封存水时，则不能用于计算循环深度。

五、地下水化学成分的形成作用

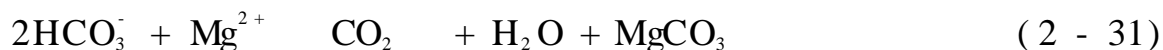
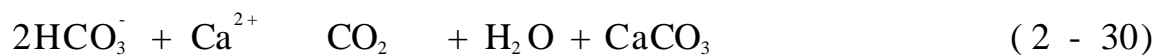
地下水主要来源于大气降水，其次是地表水。这些水在进入含水层以前就从大气或接触的其他媒介中获取某些物质，进入含水层后，与岩土不断作用，使其化学成分进一步发生改变。有以下 7 种形成作用。

1. 溶滤作用

在水与岩土的相互作用下，岩土中的一部分物质转入地下水中，这就是溶滤作用。溶滤作用使岩土失去部分物质，地下水则增加了新的组分。水是由一个带负电荷的氧离子和两个带正电荷的氢离子组成。由于氢氧分布不对称，近氧原子一端形成负极，构成极性分子。水与岩土作用时，带电性的水极性分子，往往将矿物晶格中联结力弱的离子俘获到水中，溶滤作用是一种自然界广泛存在的水岩相互作用。

2. 脱碳酸作用

水中 CO_2 的溶解度受周围环境的温度和压力控制。 CO_2 的溶解度随温度升高或压力降低而减小，其中一部分 CO_2 便成为游离 CO_2 从水中逸出，这就是脱碳酸作用。其结果使地下水中的 HCO_3^- 及 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 减少，矿化度降低：



深部地下水压力较高，沿断裂或构造裂隙上升，出露地表，形成上升泉，在泉口压力减小，由于脱碳酸作用，在泉口往往形成钙华。例如，云南中甸的白水台和四川黄龙多彩的泉华景观，就属于典型的脱碳酸作用形成泉口钙华堆积。深层地下水温度较高，由于脱碳酸作用使 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 从水中析出，往往造成含水层钙质胶结明显，水中阳离子通常以 Na^+ 为主。

3. 脱硫酸作用

在还原环境中，当存在有机质时，水中的有机盐和 SO_4^{2-} 为脱硫菌群落提供了良好的繁衍条件。脱硫菌在繁衍过程中将 SO_4^{2-} 还原成 H_2S ，同时将有机盐氧化成 CO_2 。该过程可以乳酸盐为例：



脱硫酸作用的结果使地下水中的 SO_4^{2-} 减少，甚至消失，而 HCO_3^- 则有所增加。只要在还原环境中存在有机质，都可以发生脱硫酸作用，它是一种较为普遍的水化学作用，既可发生在浅部包气带中，也可发生在深部储油构造中。在储油构造中，脱硫酸作用会消耗一部分油气资源和 SO_4^{2-} ，产生 H_2S 。因此，在某些油田水中出现 H_2S ，而 SO_4^{2-} 含量较低的特征，这一特征可作为寻找油田的辅助标志。另外，油田在注水驱油过程中，注水前，都要对水进行灭菌，主要是杀灭脱硫菌，以防脱硫酸作用发生。因为，脱硫酸作用不仅会消耗油气资源，而且其产生的 H_2S ，还原性强，与溶解氧相遇后，会氧化成 H_2SO_4 ，对井管有很强的腐蚀作用。

4. 阳离子交替吸附作用

岩土颗粒表面带有负电荷，能够吸附阳离子。在一定条件下，颗粒将吸附地下水中的某些阳离子，而把原来吸附的部分阳离子转回地下水中，这便是阳离子交替吸附作用。

不同的阳离子吸附于岩土表面的能力不同，按其吸附能力大小，自大而小排序如下： $\text{H}^+ > \text{Fe}^{3+} > \text{Al}^{3+} > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+ > \text{Na}^+$ 。离子价愈高，离子半径愈大，水化离子半径愈小，则吸附能力愈大。只有 H^+ 是例外。

当含 Ca^{2+} 的地下水，进入有离子吸附的岩土时，水中的 Ca^{2+} 便置换出岩土所吸附的部分 Na^+ 离子，使地下水中的 Na^+ 增多而 Ca^{2+} 减少。土壤改良中常在含 Na^+ 离子较多的板结土地中加入石灰，使 Ca^{2+} 置换出岩土中过多的 Na^+ 离子，改善土壤性能。

地下水中某种离子的交替吸附能力，随其相对浓度增高而增强。例如，海水入侵陆相

沉积物时，水中过多的 Na^+ 将置换岩土中原先吸附的 Ca^{2+} 。

岩土的广告能力决定了阳离子交替吸附作用的规模。岩土的颗粒愈细，比表面积愈大，交替吸附作用的规模也就愈大。因此，粘性土最容易发生交替吸附作用。

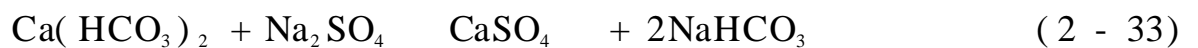
5. 浓缩作用

在干旱、半干旱地区的平原和盆地的低洼处，地下水埋藏不深，蒸发成为地下水排泄的主要方式。蒸发使盐分留在地下水中，随着时间的延续，地下水逐渐浓缩，矿化度不断增加。伴随着矿化度的上升，地下水中溶解度较小的盐类相继达到饱和而析出，易溶盐类的离子逐渐成为水中的主要成分。

例如，低矿化的地下水中，阴离子以 HCO_3^- 为主，第二位的是 SO_4^{2-} ， Cl^- 含量很小；阳离子以 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 为主。随着蒸发浓缩，溶解度小的钙、镁的重碳酸盐析出， SO_4^{2-} 及 Na^+ 逐渐成为主要成分。继续蒸发，水中的硫酸盐达到饱和，析出后，便形成以 Cl^- 和 Na^+ 为主的高矿化水。浓缩作用主要发生在干旱、半干旱地区，及水位埋深浅的地下水排泄区，如河间洼地、洪积扇溢出带的下缘及内陆河的下游地带。

6. 混合作用

成分不同的两种水汇合在一起，形成化学成分与原来两种水都不相同的地下水，这就是混合作用。混合作用常发生在地下水与地表水交汇处（海滨、湖畔、河旁）及深层地下水补给浅层含水层处。混合作用往往使地下水的水化学类型发生变化，也有可能发生化学反应，形成完全不同的地下水。例如，当浅部古河道中以 HCO_3^- 、 Ca^{2+} 为主的水与古河间洼地中以 SO_4^{2-} 、 Na^+ 为主的水混合时，石膏析出，在古河道与古河间洼地之间形成以 HCO_3^- 、 Na^+ 为主的苏打水：



7. 人类活动在地下水化学成分形成中的作用

近几十年来，随着生产力与人口的增长，人类活动对地下水化学成分的影响愈来愈大，主要表现两个方面：一是工业和生活废弃物对地下水的污染，二是大规模地改变了地下水的形成条件，使地下水成分发生改变。

工业产生的废气、废水、固体废渣以及农业大量使用化肥、农药，还有大量排放的生活污水，对地下水造成污染，使得地下水中原先含量很低的有害元物质，如酚、氰、汞、铬、铅、亚硝酸等大幅上升，使很多地方的潜水含水层受到污染，有害元素含量超标，丧失了利用价值。

人为活动改变地下水的形成条件，使地下水质发生变化，表现在以下几个方面：

1) 在滨海地区过量地开采地下水，引起海水入侵，使矿化度增加，水变咸。如在我国的大连、北海、威海、宁波等城市这种情况均有发生。

2) 干旱和半干旱地区大量引地表水灌溉，使地下水上升，引起大面积的盐渍化。这种现象在青海柴达木盆地、河西走廊、新疆灌区屡见不鲜。另外，在这一地区建水坝，也会引起地下水位上升，引起大面积的盐渍化。如位于柴达木盆地的格尔木市，1975 年在格尔木河上游建水坝发电，提高了上游水位，增加了河流对地下水的补给量，使地下水位

上升，造成格尔木原市区北部发生盐渍化，许多楼房因地基砖被侵蚀，强度降低而倒塌。

3) 通过开采地下水使水位下降，减少地下水的蒸发，并灌水洗盐，消除盐渍化。如1982年以前，河南濮阳市赵庄一带原是一片沼泽盐滩，中原油田勘探局在附近建立基地后，大量开采地下水，水位大幅下降，沼泽、盐渍消失，附近的盐渍地变为高产良田。

目前人类干预自然的能力愈来愈强，因此，防止人类活动对地下水水质产生不利的影响，显得十分重要。

六、地下水化学成分的基本成因类型

地球上的水圈是原始地壳生成后，氢和氧随同其他易挥发组分从地球内层圈逸出而形成的。因此，地下水与其他形式的水一样都是起源于地球深部层圈。从形成地下水化学成分的基本作用出发，可将地下水分为三个主要成因类型：溶滤水、沉积水和内生水。

1. 溶滤水

含有 O_2 与 CO_2 的大气降水或地表水渗入地下后，溶滤它所流经的岩土，而获得其他的化学成分，这种水称之为溶滤水。溶滤水的成分受气候、地形、地貌及流经岩性等因素的影响。

地下水流经的岩土对溶滤水的水化学成分有一定的影响。在含有石膏沉积的第三系地层分布区，水中含有较多的 Ca^{2+} 和 SO_4^{2-} 。石灰岩、白云岩等碳酸盐沉积区的地下水，以 HCO_3^- 、 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 为其主要成分。酸性岩浆岩地区的地下水大多为 $HCO_3^- - Na$ 型水。煤系地层分布区及有色金属矿床附近常形成硫酸盐型水。

气候对溶滤水的化学组分的影响十分显著。在气候炎热潮湿地区，不同性质的岩土经过长期充分的洗蚀，易迁移的离子大部分均已淋失，剩下的是碳酸盐、二氧化硅和氧化铝等难以迁移的矿物。尽管原来地层的岩性不同，最终在浅部会形成低矿化的重碳酸盐型水，并且，硅酸占有一定的比例。在干旱气候条件下，蒸发强烈，不论地层岩性如何，浅部地下水都会由重碳酸盐型水转变为硫酸盐型水，最终形成矿化度很高的氯化钠型水。总的来说，气候是决定地壳浅部元素迁移的重要因素，区域性的溶滤水化学成分反映了气候的影响。

地形对溶滤作用的影响，是通过地下水径流条件起作用的。在切割强烈的山区，地下水径流条件好，径流强烈，水交替迅速，地下水滞留时间短，岩层中的易溶成分不断被溶滤并被带走，故地下水的矿化度低，以重碳酸盐型水为主。地势平坦的地区，地下径流缓慢，水交替微弱，水与岩土作用时间长，地下水中易溶离子含量和矿化度较高。

在气候、地形、地貌及岩性等因素的综合作用下，潜水化学类型具有分带性。区域分带性主要受气候的控制，在沿地下径流方向也显示出分带性。我国西北地区气候干旱的大型断陷盆地中，潜水的分带性表现得十分典型和完整。如青海的柴达木盆地，从盆地边缘的洪积扇顶部，到盆地中心的察尔汗盐湖，基本可分为三个水化学带：第一带，是重碳酸盐型水带，位于洪积扇中、上部的戈壁砾石带，以 HCO_3^- 、 Ca^{2+} 为主，矿化度小于 $1g/L$ ；第二带，是硫酸盐型水带，位于洪积扇下缘的细土带，阴离子以 SO_4^{2-} 为主，阳离子逐渐由 Ca^{2+} 变为 Na^+ ，矿化度为 $1 \sim 3g/L$ ；第三带，为氯化物型水带，位于湖积细土平原 - 盐

湖，以 Cl^- 、 Na^+ 为主，矿化度一般大于 30 g/L，到察尔汗盐湖附近，矿化度高达 100 ~ 300 g/L。

这些地区不仅在平面上具有水化学分带特征，而且在一些部位也呈现出垂直分带的特点：在洪积扇下缘—湖区，为地下水泄出带，地下径流以由下而上的越流排泄为主，下部为重碳酸盐型水；地下水在向上径流时，逐渐变为硫酸盐型水；到了近地表处，由于蒸发强烈，浓缩作用加强，成为以 Cl^- 、 Na^+ 为主的氯化物型水。

与大气圈联系较为密切的基岩中开启构造中的承压水，以及平原地区的浅层承压水，也都属于溶滤水。如黄河中下游平原，由黄河古河道形成的浅层承压含水层，由于开启性好，渗透性强，水交替强烈，溶滤作用发育，往往形成低矿化的重碳酸盐型水；而在其两侧，多为古河间洼地，径流条件差，水交替微弱，则形成较高矿化度的硫酸盐型水，乃至高矿化的氯化物型水；古河道上游地区主要为重碳酸盐型水，向下径流过程中，水交替变弱，矿化度逐渐增高，地下水类型逐渐过渡为硫酸盐 - 氯化物型水。

半干旱的华北平原的潜水和浅层承压水，水化学类型也显示出分带性，但要复杂得多，不但受控于近代的气候和地形、地貌，而且还受控于古气候、古地理和古沉积环境。

2. 沉积水

沉积水是指与沉积物同时生成的地下水。在连续沉降的盆地中，沉积物连同生成时的水一起逐渐地被深埋。尽管不同水体（海相、河相、湖相）的沉积物，具有不同的原始化学成分，但在漫长的地质时期中，赋存在含水层中的沉积水由于流动性好，经受了一系列的复杂变化后，已面目全非。赋存在海相淤泥中的沉积水，由于淤泥渗透性差，其中的沉积水受到外界的影响小，其化学成分在一定程度上反映了古沉积盆地的水化学特征，一直受到研究者的重视。

海相淤泥沉积物具有的特点是：孔隙度、含水量和比表面积大，渗透性很差，其中的孔隙水渗出极为缓慢，通常含有机质和各种微生物。由于处在还原环境中，有利于各种生物化学作用的进行。

海水的平均化学成分是矿化度为 35g/L 的氯化钠型水 ($r(\text{Na})/r(\text{Cl}) = 0.85$, $\text{Cl}/\text{Br} = 293$)。在漫长的地质时期中，海相淤泥中的沉积水历经各种变化，其成分与现代海水相比，有以下特征：矿化度很高，最高可达 300g/L；硫酸根离子减少，甚至消失；钙的相对含量明显增大，钠减少， $r(\text{Na})/r(\text{Cl}) < 0.85$ ；溴、碘富集，尤其是碘含量增加， Cl/Br 变小；出现硫化氢、甲烷、铵、氮；pH 值增加。

对于海相沉积水矿化度的增大，有不同的解释，一般认为是海水在潟湖中浓缩所致，也有人认为是沉积物被深埋后，在深部高温蒸发所致。

脱硫酸作用对海相沉积水成分改变影响最大，它使水中的 SO_4^{2-} 减少乃至消失，出现 H_2S ， HCO_3^- 含量增加。 HCO_3^- 含量增加与 pH 值的升高，会使部分碳酸钙和碳酸镁沉淀析出，令水中的 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 减少。

海相沉积水中钙的增多，虽然认为是阳离子吸附交换的结果，但有人认为，在浅海盆地的水下三角洲，当河流将吸附的大量 Ca^{2+} 粘土带入海洋时，产生吸附交替反应，使钙析出，增加了水中 Ca^{2+} 的含量。在克拉玛依油田，乌尔禾组水下三角洲储油构造（埋藏深度为 3000m 左右）中的油田水就属于该成因的高矿化氯化钙型水。

海相淤泥中生物遗骸的分解使溴、碘富集，并产生甲烷等有机气体。

海相淤泥在成岩过程中受到上覆地层压力压实时，一部分被挤压进入相邻颗粒较粗的地层中，形成后生沉积水，这种水广泛存在于储油构造中；另一部分则仍保留在淤泥层中，这便是同生沉积水。

埋藏在地层中的海相淤泥沉积水，由于地壳运动而被剥蚀出露地表，或由于断裂构造与外界连通，沉积水有可能被溶滤水所取代，但也可能出现溶滤水与沉积水相混合的情况，形成新的水化学成分。

3. 内生水

内生水是源自地球深部层圈的水。目前对内生水的研究还不成熟，人们仅能从岩体中的包裹体溶液和现代火山喷出的蒸汽冷凝水中得到一些粗浅的认识。

在太平洋、大西洋等大洋的洋中脊 - 海底扩张带上，当海底扩张时，内生水伴随来自地球深部的玄武岩喷发，进入水圈。另外，内生水也可通过某些深大断裂加入到高温热泉中，如海洋底部的含有金、银等金属的高温热泉。虽然人们可以从这两方面感受到内生水的存在，但对内生水的典型化学特征至今仍不清楚。内生水的研究仍属地质学和水文地质学中有重要理论研究意义的一个难题。

七、地下水化学成分的分析内容与分类图示

1. 地下水化学成分分析内容

地下水化学成分分析是水化学研究的基础。水质分析项目，根据工作目的和任务要求来确定。一般可分为简分析和全分析，为配合专门任务，可增加专项分析。

简分析用于了解区域水化学成分概貌。分析项目较少，成本不高，简便快速。分析项目除定性分析水的物理性质（温度、颜色、透明度、嗅味、味道）外，还定量分析 HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Cl^- 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 、游离 CO_2 含量，及 pH 值、总硬度等。定性分析项目常有 NO_3^- 、 NO_2^- 、 NH_4^+ 、 Fe^{3+} 、 Fe^{2+} 、 H_2S 、化学需氧量（COD）等。全分析分析项目较多，精度要求高，成本较高。通常选择有代表性的水点取全分析水样，以全面了解地下水成分。并对简分析结果进行核查。一般全分析定量分析项目如下： HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Cl^- 、 NO_3^- 、 NO_2^- 、 CO_3^{2-} 、 F^- 、 I^- 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Na^+ 、 K^+ 、 Fe^{3+} 、 Fe^{2+} 、 NH_4^+ 、 H_2S 、游离 CO_2 含量，及 pH 值、耗氧量、总硬度及干涸残余物。

在取水样进行地下水化学分析时，首先，要对工作区内的水文地质条件有清楚的认识，在不同的水文地质单元的补给区、径流区、排泄区分别取控制性水样；同时要在地表水与地下水有补给、排泄的地段取水样，以了解地表水与地下水水化学成分之间的相互关系。

2. 地下水化学的分类

前苏联学者舒卡列夫的分类，是根据地下水中 6 种主要离子（ $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ ）含量及矿化度进行划分。将含量大于 25% 毫克当量的阴离子和阳离子进行组合，共分为 49 种类

型，每型以一个阿拉伯数字作为代号。按矿化度又划分为 4 组：A 组矿化度小于 1.5g/L，B 组为 1.5 ~10g/L，C 组为 10 ~40g/L，D 组大于 40 g/L。

不同化学成分的水都可用一个简单的符号代替，并赋予一定的成因特征。例如，1 - A 型为矿化度小于 1.5g/L 的 $\text{HCO}_3 - \text{Ca}$ 水。

舒卡列夫的分类（表 2 - 4）简单易懂，在我国应用十分广泛。从表的左上角到右下角大体反映出地下水总矿化度的作用过程。缺点是划分时带有人为因素，对大于 25 % 毫克当量的离子未反映其大小顺序，反映水质变化不够细致。在具体应用时，一般按离子的毫克当量百分数的大小进行排序，含量大的在前，如 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 - \text{Ca} \cdot \text{Na}$ 型水。

表 2 - 4 舒卡列夫的地下水分类

超过 25% 毫克当量的离子	HCO_3	$\text{HCO}_3 + \text{SO}_4$	$\text{HCO}_3 + \text{SO}_4 + \text{Cl}$	$\text{HCO}_3 + \text{Cl}$	SO_4	$\text{SO}_4 + \text{Cl}$	Cl
Ca	1	8	15	22	29	36	43
Ca + Mg	2	9	16	23	30	37	44
Mg	3	10	17	24	31	38	45
Na + Ca	4	11	18	235	32	39	46
Na + Ca + Mg	5	12	19	26	33	40	47
Na + Mg	6	13	20	27	34	41	48
Na	7	14	21	28	35	42	49

参考文献

王大纯，张人权等 . 1995. 水文地质学基础 . 北京：地质出版社

第三章 地下水循环

大气圈与地球各个层圈中的水构成一个水循环系统。这个系统内的水相互联系、互相转换的过程便是自然界的水循环。在太阳辐射和重力作用下，水以蒸发、降水及径流的方式周而复始地循环着。水循环过程中，大气降水落到地表后，一部分形成地表径流，通过江、河汇入海洋；另一部分通过包气带渗入地下，补给地下水、径流，或排泄于湿地蒸发，或排泄于河、湖。

水是一种良好的溶剂，几乎所有的物质或多或少都溶于水，因此，水循环往往与其他物质的循环联系在一起，成为物质循环的中心环节。对水循环的任何干扰不仅影响到水循环本身，而且还会影响到其他与之有关的物质循环。水在经历地表和地下径流过程中，会溶入和携带各类物质，其中包括有机物和无机盐类等物质。在循环过程中，这些物质既会溶于水，也会经历一系列复杂的物理、化学、生物和生物化学作用而被逐渐净化。人为活动过多地干预水循环，如修建大坝、过量引水灌溉以及无节制地排放污染物等，均会破坏水循环过程和水循环系统的自净能力，引发生态问题和水危机。本章主要讲述地下水的循环特征。

第一节 地下水的补给

含水层或含水系统从外界获得水量的过程称为补给。地下水的补给来源主要来自大气降水、地表水，也可能来自其他含水层或含水系统的补给，以及与人类活动有关的渠道渗漏、水库渗漏、灌溉回渗和人工回灌等。

一、大气降水对地下水的补给

大气降水是地下水的主要补给方式。大气降水落到地面后，一部分变为地表径流，一部分通过蒸发返回大气，剩余部分渗入地下。降水渗入地下后，一部分水滞留在包气带，构成土壤水，除供给植物蒸腾外，还通过地表蒸发返回大气；余下部分通过包气带进入含水层，成为地下水的补给量。

大气降水补给量是指地下水从大气降水中能获取的水量，其量为：

$$q_x = X - D - S \quad (3 - 1)$$

式中： q_x 为大气降水补给地下水的水量； X 为大气年降水总量； D 为地表径流量； S 为包气带水分滞留量。以上各项均用 mm 表示。

大气降水补给量（ q_x ）与降水量有以下关系：

$$= \frac{q_x}{X} \quad (3 - 2)$$

称为大气降水入渗系数，表示年总降水量补给地下水的份额，以小数表示，通常其数值变化在 0.2 ~0.5 之间，我国南方岩溶发育区 可达 0.8 以上，而在西北极干旱区则可趋于零。

影响大气降水补给地下水的因素比较复杂，主要有年降水量、降水特征、包气带岩性和厚度、地形、植被等因素。

降水特征对 值有明显的影响，绵绵细雨对降水入渗十分有利，可使 值增大；虽然暴雨降水量大，但大部分降水转换为地表径流，而入渗量却不太多。地形陡的坡地易形成地表径流，大气降水入渗系数比平原要小得多。植被茂盛的草地、森林能有效地滞留片流，增加降水入渗量，具有良好的水土保持功能和水源养涵能力。 值受包气带岩性和厚度制约，渗透性好的包气带有利于降水补给；粘性土层构成的包气带则不利于降水入渗；厚度大的包气带滞留的水分多，能够进入含水层的水量少，不利于地下水的补给。

总的来看，影响降水的渗入补给的因素相互制约，互为条件，对 值产生综合影响。

确定大气降水入渗系数 常用的方法有以下两种：

1) 利用地中渗透仪来直接测定 值。该方法精确度高，可测定不同地下水位埋深以及年降水条件变化时的入渗系数，是国内外通常使用的方法。我国许多地方，如石家庄、商丘、张掖等地均设有地中渗透仪，用来测定降水入渗系数 值。

2) 利用天然潜水位确定 值。在研究区地下水径流、垂向越流、蒸发都很微弱，且不受开采影响（即潜水等水位线分布均匀、流线平行、水力梯度小、水位埋深 4 ~6m，底板厚）的地段，观测不同包气带岩性、地下水埋深、降水入渗引起的地下水位升幅 h ，测出水位变动带的给水度 μ 后，可根据下式得出大气降水入渗系数：

$$= \mu \cdot \frac{h}{X} \quad (3 - 3)$$

式中：X 为引起水位上升 h 的降水量。

二、地表水对地下水的补给

从山区到平原，河流对地下水的补给关系大体是：在山区，河谷深切，河流是地下水的排泄基准面，地下水排向河水；河流出山口后，地下水埋藏深度变大，河水渗漏补给地下水；在平原区，丰水季节河水水位高于潜水水位，河流补给地下水，枯水季节，河水水位低于潜水水位，地下水反过来补给河水。我国许多西北干旱内陆盆地，年降水量很小，地下水的补给量大部分来自河流出山口后的渗漏补给量。黄河下游河段，河床高于两岸地表 3 ~10m，以“地上悬河”的形式蜿蜒出海，沿途河水渗漏补给两岸的地下水，平均单位河长渗漏量为 $3344 \text{ m}^3 / \text{a} \cdot \text{km}$ ，成为沿黄地区地下水的重要补给来源。

广大平原地区，引水渠系发达，渠道渗漏补给地下水的量也十分可观。有的地方通过渠道渗漏补给地下水的水量，能占地下水总补给量的 30% 以上。

人工开采地下水，造成地下水位降低，改变了原有的地表水与地下水的补排关系，使得河流渗漏补给地下水，成为开采量的重要组成部分。

地表水大多是以河、渠渗漏的形式补给地下水，呈线状补给。可采用上、下游断面测流的方法来确定河、渠渗漏量（见式 3 - 4）。测流时，两测流断面之间的河段内不能有水进出。若测流河段有渠水进出，则需加测流入或流出的水量。

$$Q = Q_{\text{下游}} - Q_{\text{上游}} \quad (3 - 4)$$

式中： Q 为流量变化值（正值为地下水排泄量，负值为河水渗漏量）； $Q_{\text{下游}}$ 为下游断面流量； $Q_{\text{上游}}$ 为上游断面流量。

三、含水层之间的补给

两个含水层之间存在水头差且有通道时，水头高的含水层的水便会补给水头较低的含水层。承压水补给潜水、潜水补给承压水是常见的两种含水层之间的补给方式，见图 3 - 1。

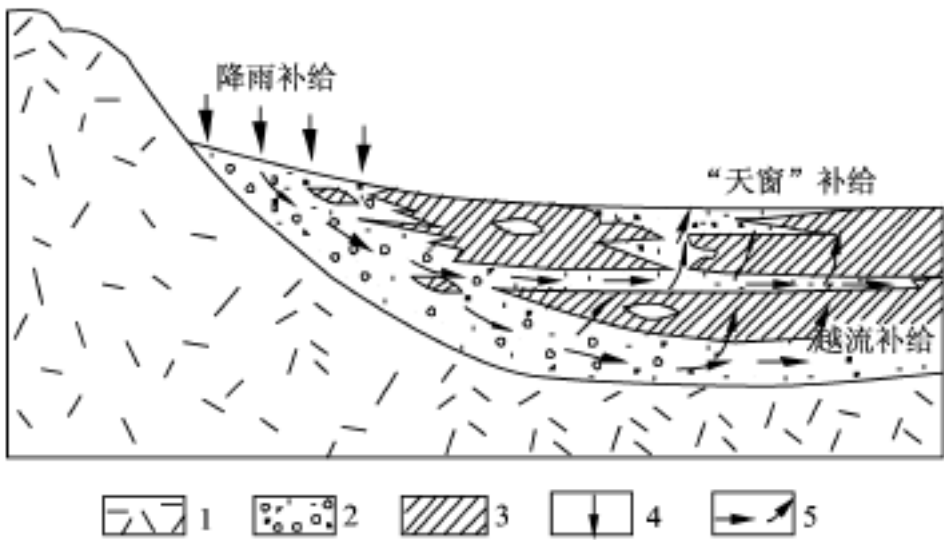


图 3 - 1 松散沉积物中含水层通过天窗及越流发生水力联系
1—基岩；2—含水层；3—弱透水层；4—降水补给；5—地下水流向

在隔水层分布不连续的情况下，相邻两个含水层便会通过缺失部分（“天窗”）发生水力联系，进行补给。在松散沉积物分布区，由于沉积环境和古水流动力条件的变化，地层常出现不连续分布，为含水层之间的补给创造了良好条件。

越流补给是另一种含水层之间补给的方式。在松散孔隙承压含水系统中，含水层之间的粘性土层通常将其看作隔水层，虽然粘性土层渗透性较差，但是分布面积广，在相邻含水层之间存在较大水头差的条件下，高水头含水层中的水也能通过粘性土层向低水头含水层渗流，其总水量相当可观，不可忽视。

四、地下水的其他补给来源

农田灌溉时，灌溉水渗入补给地下的水量取决于灌溉形式。古老的大水漫灌方式，与大气降水入渗相似，亩次灌水量在 100m^3 以上，下渗水量可占灌水量的 20% ~30%。采用喷灌时，亩次灌水量仅有 20m^3 左右，节水效果好，灌溉水几乎不下渗补给地下水。

有计划地采用各种人为措施补充含水层的水量称为人工补给地下水。其目的是补充地下水的资源量和抬高地下水水位，改善开采条件。常采用井、孔灌注、河、渠及回灌坑等方式进行人工补给。例如，上海市为降低地面沉降速率，采用井灌的方式，向含水层注水，抬高地下水水位；北京、河北、河南省的一些城市，在河流上修建橡胶坝，蓄积洪水，增加河水的渗漏补给量，以提高傍河水源地的补给量。

第二节 地下水的排泄

含水层和含水系统失去水量的过程称为排泄。研究含水层和含水系统水量的排泄内容包括：排泄条件、排泄量、排泄途径及排泄过程中的水质变化。含水层和含水系统的排泄方式有以下几种形式：泉、裸地蒸发、蒸腾、越流、抽水以及向渠道、坑道排泄等。

一、泉

泉是地下水的天然露头，在地形与含水层交点上地下水出露成泉，多见于丘陵、山前地带和谷地。

根据补给泉的含水层性质，可将泉分为上升泉和下降泉两大类：上升泉，受承压含水层补给；下降泉，则由潜水含水层或上层滞水补给。

根据泉的出露原因，下降泉可分为侵蚀泉、接触泉和溢流泉。由于沟谷切割含水层后，使地下水出露地表而形成侵蚀泉。接触泉，出露原因是当沟谷切穿含水层、抵达隔水层时，地下水从隔水层顶面与潜水含水层接触面上流出。在潜水径流的前方，由于含水层渗透性急剧变差，或是地板隆起使含水层厚度急剧变薄，使潜水流动受阻而溢出地表，形成溢流泉。见图 3 - 2a、d、e、g、h。

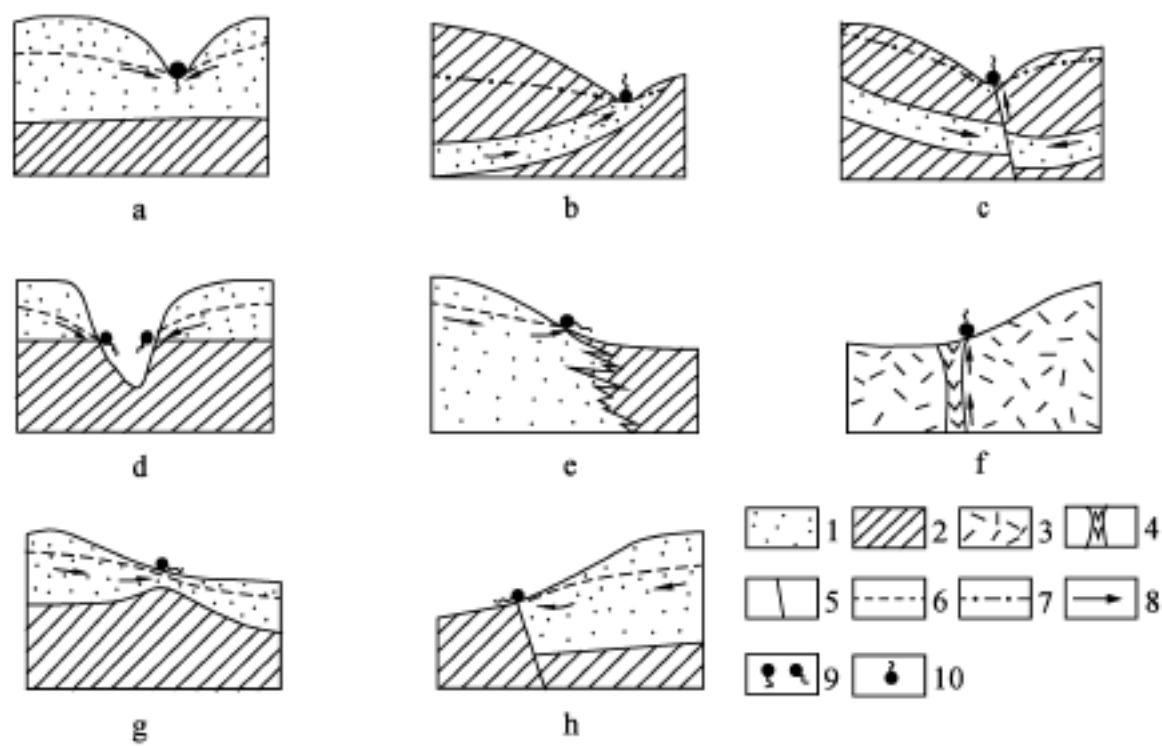


图 3 - 2 泉水类型

(据王大纯等, 1995)

1— 透水层；2—隔水层；3—坚硬基岩；4—岩脉；

5—断层；6—潜水位；7—承压水位；8—地下水流向；9—下降泉；10—上升泉

a、d、e、g、h—溢流泉；b、c、f—接触泉

按上升泉出露原因可分为侵蚀（上升）泉、断层泉和接触带泉。当河谷、冲沟切穿承压含水层顶板、揭露承压水时，便形成侵蚀（上升）泉。地下水通过断层破碎带上升，

出露地表就形成断层泉。地下水沿岩脉或侵入体与围岩接触带的冷凝裂隙上升，出露地表形成的泉，叫做接触泉。见图 3 - 2b、c、f。

另外，含有特殊化学成分或大量气体的泉称为矿泉，温度较高者称为温泉。

二、泄流

当河流切割含水层时，地下水沿河呈带状排泄，称作地下水的泄流。这种现象多出现在山区，河流接受来自裂隙含水系统和孔隙含水系统中的地下水的泄流补给，枯水季节，基本没有地表径流，河水流量主要靠地下水泄流量维系；雨季，降水充沛，分散的地表径流汇入干流后，流量剧增，在水文过程历时曲线上形成峰值，降水结束后，流量减小并趋于平缓。根据河流上的水文站的流量观测数据，作出流量过程线，对其进行分割便可得到地下水的泄流量。最简单的分割法如图 3 - 3 所示。从流量过程线起涨点 A 引一条直线到退水点 B，图中有阴影线部分即为地下水泄流量（水文学中称为河流的基流），其上流量峰值部分为降水形成的洪峰。

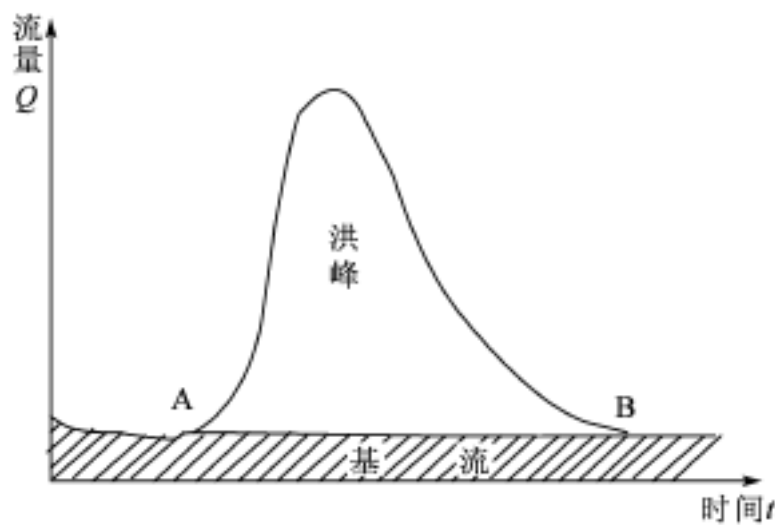


图 3 - 3 流量过程线的直接分割法
(引自成都地质学院《地下水概论》，1977)

第三节 蒸 发

蒸发是自然界水分循环的一个重要环节，也是热量、水量平衡的组成部分。地表的热量和水分的收支状况很大程度上取决于气候和地理环境状况，能否准确地估计实际蒸发量直接关系到水资源评价的精度。蒸发可分为水面蒸发和土壤蒸发两种。

一、水面蒸发

河流、湖泊、水库等天然水体的蒸发，是供水十分充足条件下的蒸发过程，其蒸发量一般称为蒸发力。为获取准确的水面蒸发量，各国学者选用不同的蒸发测量器具进行研究，1972 年世界气象组织（WMO）蒸发工作组认为，以 20m² 蒸发池研究浅水湖泊的蒸

发可以得到满意的结果。也就是说，20m² 蒸发池可作为研究、测定水面蒸发量相对准确的标准。我国也曾在重庆、宜兴、官厅等地建立蒸发试验站，做过 100m² 和 20m² 蒸发池的对比试验，结果表明折算系数平均为 0.99。广西、广东、湖北、江苏、重庆等地均建有标准蒸发池，作为当地研究和测定水面蒸发量的标准。

表 3 - 1 国内各类型蒸发器年蒸发折算表

型号	东北区	华北区	华中区	华南区	康滇区	青藏区	蒙新区	全国
E ₆₀₁	0.98	0.93	0.95	0.97	0.94	0.88	0.83	0.93
E ₈₀	0.81	0.80	0.84	0.92	0.89	0.81	0.79	0.88
E ₂₀	0.67	0.51	0.69	0.68	0.63	0.60	0.55	0.62

(据张态成等，1995)

目前，我国普遍用于测定水面蒸发量的测量仪器主要有 3 种：口径为 20cm 的 E₂₀ 蒸发器，口径为 80cm 的蒸发器 E₈₀ 和口径为 618 ±2mm 的 E₆₀₁ 蒸发器。E₂₀ 蒸发器是一般气象站常用的仪器。1973 年以前，水利部门使用普遍 E₈₀ 蒸发器，1973 年以后 E₆₀₁ 蒸发器逐步得到推广。上述 3 种仪器测得的蒸发量与标准蒸发池相比存在不同的差距，因此，在使用蒸发量资料时需要用蒸发折算系数进行折算。其中以 E₆₀₁ 蒸发器折算系数较小，与实际水面蒸发量较为接近。国内各类型蒸发器年蒸发折算系数见表 3 - 1。国内各蒸发试验站蒸发折算系数见表 3 - 2。E₆₀₁ 蒸发器结构见图 3 - 4。

值得注意的是，气象部门提供的蒸发量，大部分是 E₂₀ 蒸发器的蒸发量，并不能代表该地区实际的蒸发量，只能说明蒸发的相对强度。因此，在使用这些资料对水面蒸发量进行估计时，必须确定合理的折算系数。

表 3 - 2 国内各蒸发试验站蒸发折算系数

地区	标准蒸发池面积 m ²	蒸发器类型	蒸发折算系数												
			1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	全年
广西 (阳朔)	20	E ₆₀₁	0.90	0.84	0.81	0.81	0.85	0.88	0.95	0.98	0.96	0.99	1.00	0.97	0.93
		E ₈₀	0.78	0.71	0.56	0.51	0.53	0.54	0.62	0.64	0.66	0.73	0.78	0.79	0.63
		E ₂₀	0.75	0.68	0.53	0.50	0.54	0.58	0.65	0.67	0.68	0.74	0.80	0.75	0.64
广东 (广州)	20	E ₆₀₁	0.85	0.86	0.81	0.91	0.92	0.98	1.03	1.02	1.05	1.03	0.98	0.93	0.96
		E ₈₀	0.72	0.69	0.63	0.64	0.64	0.70	0.71	0.74	0.76	0.84	0.85	0.81	0.73
		E ₂₀	0.69	0.67	0.65	0.67	0.68	0.75	0.78	0.80	0.82	0.88	0.90	0.79	0.76
湖北 (东湖)	10	E ₆₀₁	0.98	0.96	0.89	0.88	0.89	0.93	0.95	0.97	1.03	1.03	1.06	1.02	0.97
		E ₈₀	0.92	0.78	0.66	0.62	0.65	0.67	0.67	0.73	0.88	0.87	1.01	1.04	0.79
		E ₂₀	0.64	0.57	0.57	0.46	0.53	0.57	0.59	0.66	0.75	0.74	0.89	0.80	0.65
江苏 (太湖)	20	E ₆₀₁	1.02	0.94	0.90	0.86	0.88	0.92	0.95	0.97	1.01	1.03	1.06	1.09	0.97
		E ₈₀	0.98	0.75	0.71	0.66	0.66	0.70	0.73	0.77	0.88	0.91	1.03	1.08	0.82
		E ₂₀	0.81	0.68	0.63	0.50	0.56	0.62	0.63	0.69	0.79	0.79	0.83	0.72	0.69
重庆	100	E ₆₀₁	0.71	0.71	0.73	0.76	0.89	0.90	0.87	0.91	0.94	0.94	0.90	0.85	0.85
		E ₈₀	0.70	0.62	0.53	0.53	0.62	0.60	0.58	0.66	0.73	0.83	0.89	0.88	0.68
		E ₂₀	0.55	0.50	0.46	0.48	0.58	0.56	0.56	0.63	0.68	0.74	0.78	0.72	0.60

(据张态成等，1995)

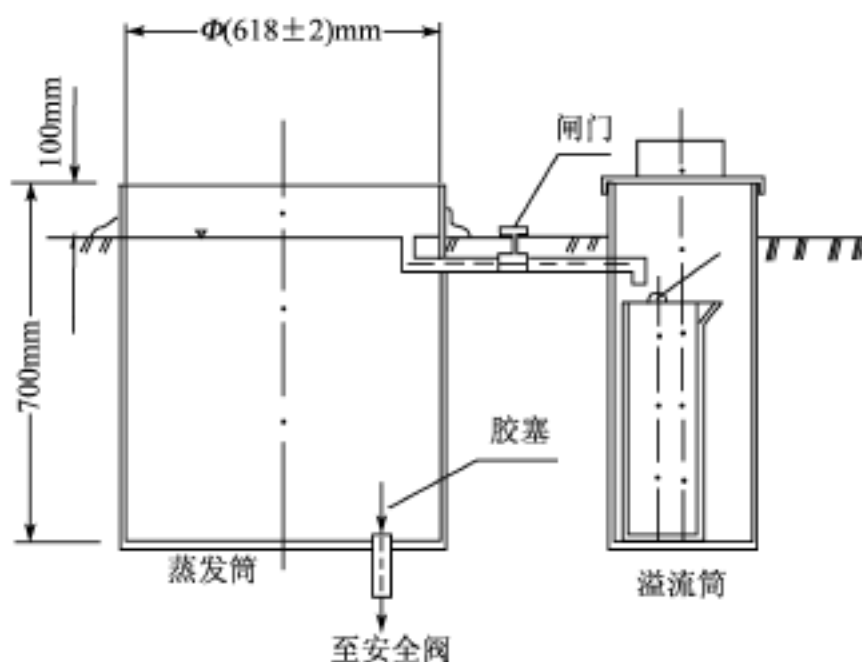


图 3 - 4 E₆₀₁ 水面蒸发器
(据王积强, 1990)

二、土壤蒸发

土壤蒸发（裸地蒸发）从所蒸发水的来源看，都是来自地表以下岩土孔隙中的水，实质上属于地下水的蒸发。按土壤含水状态可分为两种类型：非饱和垫面蒸发和饱和垫面蒸发。

1. 非饱和垫面蒸发

是表层土壤处于非饱和状态的蒸发。多发生在包气带比较厚、土壤层与饱水带无水力联系的区域。蒸发量靠包气带孔隙中持有的孔角毛细水、悬挂毛细水和下部潜水转化为气态水的散失来维持。

表层土壤受外界环境变化影响较大，蒸发受气温、风速、相对湿度、地温分布状态、岩性、包气带结构等因素控制。含水量较高的表层土壤中的水分很容易蒸发，初期蒸发量较大，土壤失水快，含水量降低迅速，很快在土壤表面形成干燥的表层。在干燥表层以下的土壤层，受外界环境变化的影响随深度增加而减弱，并且孔隙中的气体与外界的交流迟滞，处于半封闭状态。在这种情况下，诸多影响蒸发的因素中，气温及地温场的分布对土壤孔隙中液态水和气态水的平衡影响作用显著，从而影响土壤孔隙水的蒸发。

在湿润沙表面覆盖上 1cm 厚的干砂后，湿润砂蒸发强度随气象因素变化而变化，但变化幅度很小，沙面的蒸发强度很低，与同期的水面蒸发强度比值为 0.11 ~ 1（李爱德等，1996）。野外现场试验表明：在表层有 20cm 厚的干砂层、下部为湿润砂的半固定沙丘上，地温的日变化随深度增加而逐渐减弱，孔隙中的相对湿度随深度增加而增大，下部接近 100%；湿润砂层含水量日变化明显，白天地表温度高，地温低，出现水凝结，含水量增加；夜晚地表温度低，地温高，出现蒸发，含水量降低。在表层土壤干燥 - 下部土壤湿润的结构中，只有在地表温度低而地温高的条件下，才会出现土壤水的蒸发（详见第四章）。

2. 饱和垫面蒸发

多出现在潜水埋深较浅、包气带较薄的区域，土壤层通过毛细带与潜水发生水力联系，潜水源源不断地通过毛细管向表层土壤供水，补充蒸发消耗，这种蒸发属于潜水的直接蒸发。影响潜水蒸发的因素主要是气候、潜水的埋藏深度、包气带岩性和结构等。

(1) 气候对潜水蒸发的影响

气候干燥的西北地区和华北地区，相对湿度常小于 50%，蒸发作用强烈，由水带来的盐分逐渐在土壤表层聚积，会形成土壤盐渍化。因此在地下水位埋深较浅的地区常出现大面积的盐渍化现象。例如，可从卫星图片上清晰地辨认出河西走廊西部疏勒河下游分布的大片的盐渍化土地。我国南方和西南地区气候温暖、潮湿，相对湿度高，蒸发量强度小，无表层盐渍现象。

(2) 岩性和潜水埋深对蒸发的影响

由粘土、粉砂土等细颗粒组成的包气带表面，分布着许多细小孔隙，当其充满水时，便构成一个个小的蒸发面，具有很大的蒸发面周长。在一定程度上，地表蒸发受小孔扩散定律支配。粘土的孔隙直径最小，蒸发面的周长最大，故蒸发量最大。地表蒸发大部分靠毛细上升水来维持，粘土孔隙直径小，蒸发强烈时，毛细导管内会产生较大的负压，在负压作用下，空气会进入毛细导管中，形成气泡栓，堵塞毛细导管，降低输水能力，使地表蒸发量降低。这种情况多出现在毛细输水途径较长的条件下。虽然粉砂土、亚砂土孔隙直径较粘土大，但毛细导管输水的通畅性好，能维持表面蒸发的需要，故在输水途径较长时，其蒸发量要比粘土大。

冯功堂等（1995）对潜水蒸发埋深与土质关系的试验表明，潜水位十分接近地表时，蒸发量的大小排序为：粘土 > 轻壤土（粉沙土） > 重壤土（亚粘土） > 中壤土（亚砂土） > 砂砾石；潜水面在 0.5 m 以下，排序则是轻壤土（粉沙土） > 重壤土（亚粘土） > 中壤土（亚砂土） > 粘土 > 砂砾石。潜水蒸发量随埋藏深度增加而减小，水位埋深大于 2 m 后，蒸发量减小趋势明显。见图 3 - 5。

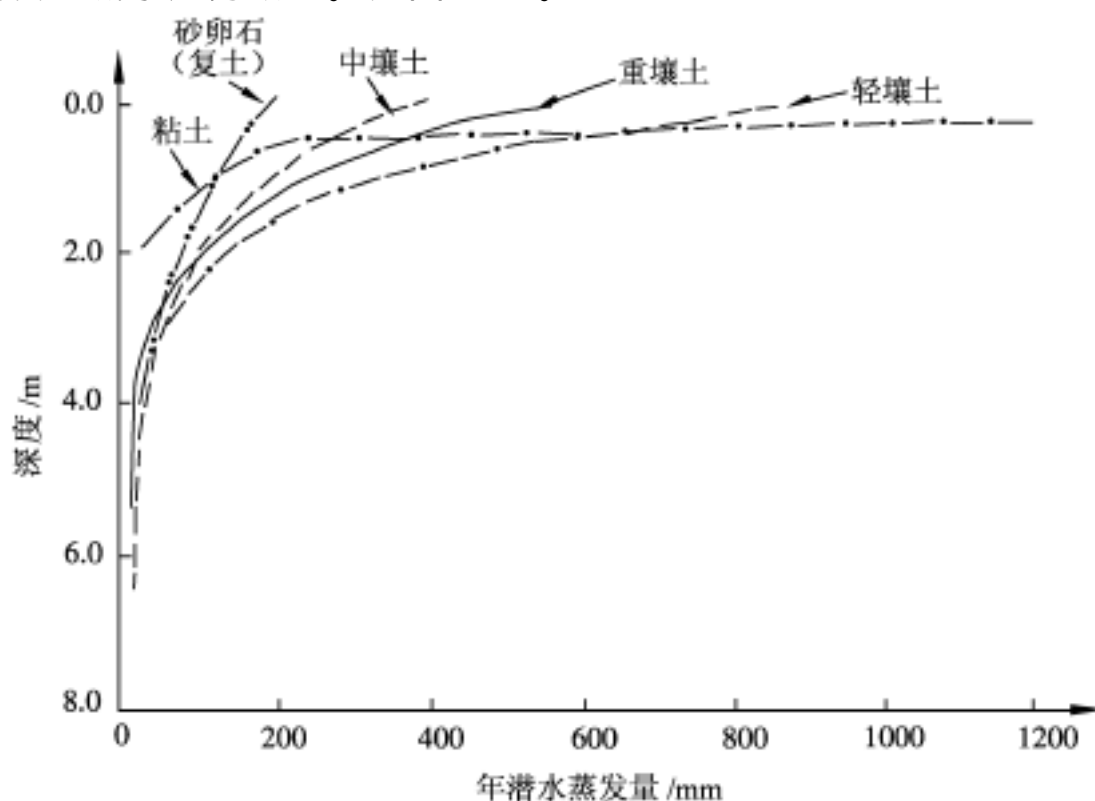


图 3 - 5 不同岩性和潜水埋深的蒸发量
(据冯功堂等, 1995)

另据石家庄、山东、内蒙古等地的试验资料，当潜水埋深大于 2m 时，潜水蒸发量明显减弱；当水位埋深大于 4m 后，蒸发十分微弱（张朝新，1995）。

第四节 植物的蒸腾

植物在生长过程中，根系从包气带中（包括土壤层）吸取水分，通过茎干向叶片输送水分，并通过气孔向外排出水汽，这便是叶面蒸发，即蒸腾作用。植物蒸腾量的多少，与植物的种类、种群密度、植物的生长期、树龄等众多因素有关，季节性变化特征明显。

一、荒漠植物的蒸腾

河西走廊绿洲中常见的新疆杨、沙枣树月平均蒸腾量较大，而生长在干旱荒漠中的梭梭、白皮沙拐枣蒸腾量较小，后者只有前者的 1/4 ~1/5。每年 5 ~6 月是当地最为干旱的季节，包气带中持水量最小，植物关闭气孔，以减少蒸发，这一期间蒸腾强度较小。进入 7 月份，降水增加，土壤持水量增大，植物进入年度最佳生长期。7 ~8 月间，植物的蒸腾强度最大，10 月叶片凋零后，蒸腾量最小。同样条件下，单株植物比同类群落中单株蒸腾量来得大。不同年龄的植物生理特征不同，在蒸腾强度上也有反映，一年生的沙枣蒸腾强度最大，随着年龄增加蒸腾强度逐渐减少（赵明等，2003）（表 3 - 3 和 3 - 4）。胡杨蒸腾速率季节变化明显，5 月气候最为干燥，其蒸腾速率最小；6 ~7 月蒸腾速率逐渐增加；8 月水分条件较好，胡杨进入生长旺盛期，蒸腾速率最高；9 月气温转凉，叶片开始变黄，蒸腾速率迅速下降。见图 3 - 6。

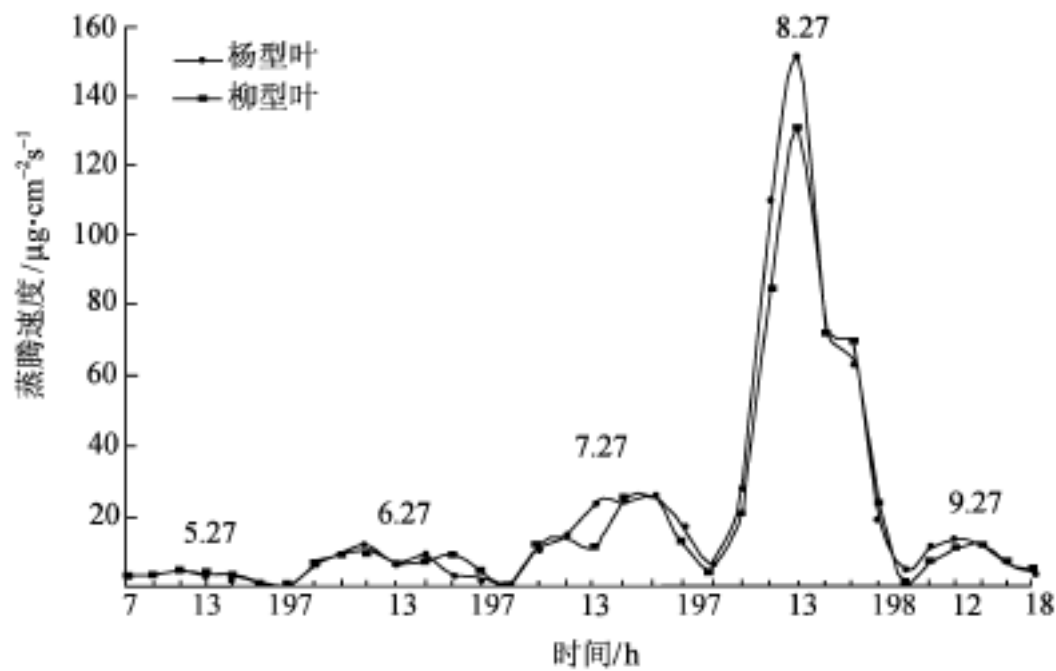


图 3 - 6 胡杨不同型态叶子蒸腾速率的季节变化
(据朱永华，2002)

朱永华 . 2002 . 西北干旱地区 GSPAC 水分运移规律研究 . 博士学位论文 . 兰州，中国科学院寒区干旱区环境与工程研究所 .

不同荒漠植物蒸腾速率的日变化也有差异。胡杨蒸腾速率的日变化曲线呈单峰型，7: 00时蒸腾速率最小，15: 00 时蒸腾速率最大。骆驼刺上、下叶面气孔的蒸腾速率变化呈双峰型，上叶面蒸腾速率第一峰值出现在 12: 00 时，峰值最高，第二峰值较低，出现在16: 00时；下叶面蒸腾速率第一峰值较小，出现在 8: 00 时，第二峰值最高，出现在 16: 00时。苏枸杞上、下叶面蒸腾速率的日变化均呈单峰型，峰值出现在 14: 37 时，下叶面峰值高于上叶面（朱永华，2002）。

表 3 - 3 荒漠植被月平均蒸腾量表

沙生植物	沙枣	新疆杨	花棒	沙木蓼	柠条	梭梭	白皮沙拐枣
月平均蒸腾量 /L · h ⁻¹	0. 35	0. 30	0. 15	0. 17	0. 10	0. 08	0. 07
生长期单株蒸腾量 /L · h ⁻¹	0. 58	0. 58	0. 28	0. 29	0. 17	0. 13	0. 12

（据赵明等，2003，资料编制）

表 3 - 4 不同年龄沙生植物年平均蒸腾强度 (g/ cm² · d)

年龄 /年	沙枣	沙木蓼	白刺
1	0. 57	0. 44	0. 41
2	0. 23	0. 42	0. 36
3 ~4	0. 17	0. 34	

（据赵明等，2003，资料编制）

二、草原植物的蒸腾

草原植被群落以草本植物为主，蒸腾量受植被群落种类、土壤中的含水量以及植物生长期等因素控制。内蒙古锡林河中游中国科学院草原生态系统定位站的研究表明，发育在湿地中的草甸群落，由于水分供应充足，种群盖度高通常在 90% 以上，生物量大，蒸腾量较大，蒸发量较小；干草原土壤含水量为 11% 左右，种群盖度为 40%，蒸腾速率居中，但蒸发速率较大；沙地植物群落植被盖度仅为 20%，生物量最小，土壤含水量最低，为 7.7%，蒸发、蒸腾速率最低（表 3 - 5）。草原植被群落的蒸腾速率随生长期而异，每年 5 月草原植被群落开始返青，蒸腾速率很快达到 0.55mm/d；6 月降水增加，植物生长旺盛，群落蒸腾速率达到 1.47 ~0.55mm/d；8 ~9 月降水较多，蒸腾速率保持在 0.89 ~ 0.96mm/d；进入 10 月后植物枯萎，蒸腾速率迅速下降（宋炳煜，1995）。

表 3 - 5 内蒙古锡林河草原不同植物群落的蒸腾与蒸发

群落类型	地上生物量 (干重 /kg)	地下生物量 (干重 /kg)	土壤含水量 %	蒸腾速率 mm · d ⁻¹	蒸发速率 mm · d ⁻¹
沙地群落	0. 19	0. 41	7. 72	4. 6	1. 4
草原群落	0. 32	0. 70	11. 18	6. 3	3. 7
草甸群落	0. 54	1. 34	20. 74	9. 2	0. 4

（据宋炳煜，1995，资料编制）

三、森林的蒸腾

森林植被群落中树木躯干高大，根深叶茂，常构成一个地区的顶级植被，具有很强的水土保持能力和抗干旱能力。在覆盖度很高的森林中，太阳辐射很难到达地面，林下地面蒸发很小，以蒸腾作用为主。国外有关研究表明，温带森林平均年蒸腾量接近 355mm，最大蒸腾速率为 3 ~4 mm/d；热带雨林年平均蒸腾量为 1045mm，变幅 885 ~1285 mm，蒸腾速率为 3.6 ~4 mm/d；半干旱疏林地区蒸腾和蒸发同时存在，西非尼日尔带状“虎刺灌木”在湿季蒸腾速率为 4 mm/d，到干旱季节则降低到 1.5 mm/d（J. B. Andrew. and L. W. Robert, 1999；转引自赵文智等，2002）。

四、蒸腾量的测定方法

目前国内多采用蒸发渗漏仪（Lysimeter）进行蒸腾量研究，通常选择当地植被群落中有代表性的数种植物分别移栽于蒸发渗漏仪中，尽量使仪器内土的结构与实际包气带结构和密度相近，准确测量每日的耗水量和渗漏水量。为保证数据的客观性，每种植物需做 2 ~3组的平行试验。该方法适用于草本和灌木植被群落的蒸腾量的研究，可信度高。

树木蒸腾量的测定方法较多，主要方法有：气孔计法，树液流动法，热脉冲速度法，茎干热平衡法，热消散法，放射性同位素法等。

1. 气孔计法

采用美国 LI-COR 公司的 LI - 1600 稳态气孔计可直接测定叶片的气孔阻力、蒸腾强度、叶面温度、光合有效辐射等项目。

2. 树液流动法

L. Fredrik 等（2002）指出，正常情况下，树木一天的蒸腾量与树汁的流量相等，因此在日时间尺度上，可以用树汁流量表征蒸腾量。陈仁升（2004）等运用该方法对黑河流域临泽、额济纳旗的树木蒸腾进行了成功的研究。树汁流量传感器由两个探针组成，一个是铜镍合金热电偶，另一个是加热电极探针。将传感器插入树干中，然后每 30 分钟在采数仪上采集 1 次温差数据，测量原理为热扩散法。树汁流量计算公式为：

$$u = 0.714 \times ((dT_{\text{night}} / dT_{\text{actual}}) - 1)^{1.231} \quad (3 - 5)$$

式中：u 为树汁流量速率（ $\text{mL}/\text{cm}^2 \cdot \text{min}^{-1}$ ）， dT_{night} 为每日最大温差（一般在傍晚从观测数据中确定， $^{\circ}\text{C}$ ）； dT_{actual} 为实测温差（ $^{\circ}\text{C}$ ）。

$$F = u \times SA \times 48 \times 30 / 1000 \quad (3 - 6)$$

式中：F 为树汁流量（ L/day^{-1} ）；SA 为加热探头处树干截面积（ cm^2 ）。

另外的几种方法如热脉冲速度法、茎干热平衡法、热消散法也是基于热扩散法的原理来测定树汁流动速率，从而计算出树木的蒸腾量。

第五节 陆面蒸发的估算方法

陆面蒸发包括土壤蒸发（裸地蒸发）和植物蒸腾。陆面蒸发是发生在土壤 - 植被与大气之间的水汽交换，是地表热量和水量平衡的重要组成部分。陆面蒸发不仅取决于气象条件，而且与土壤、包气带岩性、植被、坡向等条件有关。我国幅员辽阔，气象、地理条件复杂，包气带结构类型多样，陆面蒸发环境复杂多变。主要有以下 3 种陆面蒸发估算方法：仪器测量法、气象学估算法和遥感信息估算法。

一、仪器测量法

仪器测量法，通常采用土壤蒸渗仪直接测定不同类型下垫面的陆面蒸发量，这种方法比较精确、可靠，需要专业人员长期操作观测，费用较高。

E_{83} 型土壤蒸渗仪是国内最常使用的一种仪器（图 3 - 7），不仅能用于测量土壤蒸发量（裸地蒸发），也可用于测量植物的蒸腾量。根据水量平衡原理按下式求得潜水蒸发量（王积强，1990）。当降水量很小（ $<0.1\text{mm}$ ）时，当天即蒸发掉，则令下式中 $P = 0$ ，进行计算：

$$E_{83} = \frac{D - Q}{0.1S} + P \tag{3 - 7}$$

式中：D 为加水量（mL）；Q 为排水量（mL）；S 为蒸发器面积，一般设计为 10000cm^2 ；P 为降水量（mm）。

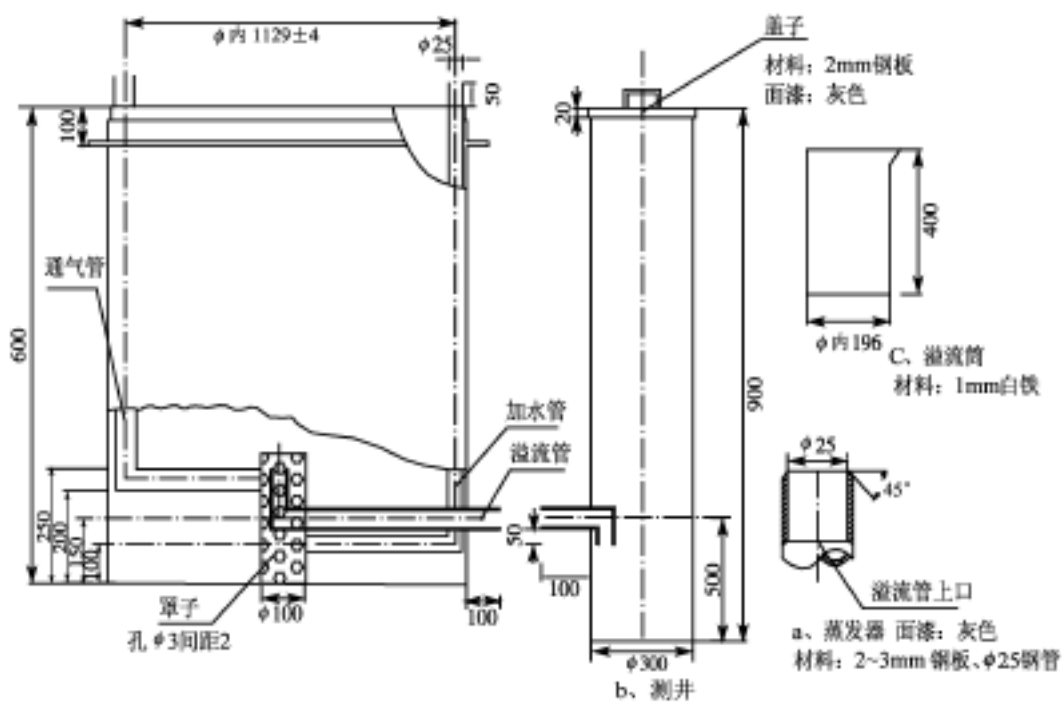


图 3 - 7 E_{83} 型土壤蒸渗仪

（据王积强，1990）

数据单位：mm

土壤蒸渗仪广泛用于测定陆面蒸发量，既可测定裸地蒸发量，也可用于测定植物的蒸腾量。使用土壤蒸渗仪时应注意以下几点：安装时，应注意将仪器底面保持水平，不能

有侧斜； 仪器器内底部要铺 10cm 厚的砾石层， 以保证水在水平方向上流动畅通， 其上
要有一层过滤层， 防止上部土粒进入； 器内填土的密度要尽量接近原状土的密度； 仪
器应设置在具有代表性地貌和植被群落有代表性的地段， 且尽量保持器内、 外植被相同。

二、气象学估算法

气象学估算法， 是利用气象资料估算陆面蒸发量， 比较简便， 精度较仪器测量法低，
主要用于区域或流域的大尺度陆面蒸发量的估计。

国内外许多学者致力于利用气象资料来估算陆面蒸发量， 建立了许多估算公式， 可分
为饱和陆面蒸发和非饱和陆面蒸发两类。 下面介绍几种常用的估算方法。

1. 饱和陆面蒸发量估算公式

是 H. L. Penman. (1948, 转引自张朝新, 1995) 在英国南部依据热量平衡和湍流扩
散原理， 利用无水汽平流输送时可能产生的蒸发， 提出的估算公式。

$$E = \left[-H + E_a \right] / \left[-1 \right] \quad (3-8)$$

式中： E 为自由水面可能蒸发量 (mm/d)； 为绝对湿度计算公式中的常数， =0.486；
E_a 为湍流扩散项 (动力蒸发项)：

$$E_a = 0.35(e_a - e_d) \left[1 + \frac{U_2}{100} \right] \quad (3-9)$$

式中： e_a, e_d 分别为气温为 T_a 的空气饱和水汽压和实际水汽压 (mm)； U₂ 为 2.0m 高度
的平均风速 (m/s)， 根据地面风速廓线， 可以近似地取 U₂ = U₁₀ 或 U₂ = $\frac{2}{3}$ U₁₀， U₁₀ 为 10m
高度的日平均风速 (m/s)。

为平均气温为 T_a 时饱和水汽压随温度的变化率：

$$= \frac{e_a}{273 + T_a} \left[\frac{6463}{273 + T_a} - 3.927 \right] \quad (3-10)$$

$$H = \frac{1}{59}(A - B_L) \quad (3-11)$$

式中： A 为短波辐射平衡； B_L 为长波辐射平衡 (有效辐射)：

$$A = R_A(1 - a)(0.18 + 0.55n/N) \quad (3-12)$$

$$B_L = T_a^4(0.56 - 0.092\sqrt{e_a})(0.1 + 0.90n/N) \quad (3-13)$$

式中： R_A 为天文辐射或最大可能辐射 [4.1868J/(cm²·d)]； n/N 为日照百分率； 为
斯蒂芬 - 波尔兹曼常数 [8.16 × 10¹¹ × 4.1868J/(cm²·min·k⁴)]； a 为水的反射率，
取 0.05。

2. 非饱和陆面蒸发量估算公式

非饱和陆面蒸发量也称为陆面实际蒸发量， 陆面蒸发能量受平衡、 饱和差、 风速以及
土壤湿度等因子影响。 奥里捷科普 (1911) 和布德柯 (1948) 依据陆面热量平衡和水量
平衡方程拟合出含有实际蒸发、 可能蒸发及降水量的关系式 (布德柯法)：

$$E = \sqrt{P \cdot E_T \cdot \text{th} \frac{P}{E_T} \left[1 - \text{ch} \frac{E_T}{P} + \text{sh} \frac{E_T}{P} \right]} \quad (3-14)$$

式中: P 为年降水量, E_T 为年蒸发力, 用下式计算:

$$E_T = 1.6L_a \left[\frac{10T}{I} \right]^a \quad (\text{cm/月}) \quad (3-15)$$

式中: T 为月平均气温; L_a 为纬度修正系数。

$$I = \left[\frac{T}{5} \right]^{1.514} \quad (3-16)$$

$$a = 0.67 \times 10^{-6} I^3 - 0.0077 \times 10^{-3} I^2 + 0.01791 I + 0.4924 \quad (3-17)$$

3. 傅抱璞公式

傅抱璞根据国内资料提出, 一定地区和一定蒸发条件下, 陆面蒸发量 E 对降水变率随着 $(E_m - E)$ 增加而增加, 随降水量 P 增加而减小; 在一定降水量条件下, 陆面蒸发量对蒸发能力的变率随 $(P - E)$ 的增加而增加, 随日蒸发能力增加而减小, 推导出下式:

$$E = P \left\{ 1 + \frac{E_m}{P} - \left[1 + \left[\frac{E_m}{P} \right]^m \right]^{\frac{1}{m}} \right\} \quad (3-18)$$

该公式使用时必须用实测资料求出 m 值, 然后用到无资料的相似地区。一般来说, 径流条件好的地区 m 值小, 径流状况差的地区 m 值大。

三、遥感信息估算法

近年来遥感技术开始广泛地用于估算陆面蒸发量中。随着遥感技术的发展, 多时相、多光谱和倾斜角度的遥感资料, 能综合反映地表湿、热状况以及下垫面的几何结构和水、热要素。这些遥感信息资料与地表红外温度和其他资料结合起来, 便可反映地表附近的湍流热通量和下垫面干、湿差异。遥感信息通过统计模型、物理模型和树枝模型计算处理, 便能估算出陆面蒸发量。

能量平衡是蒸发和蒸腾作用研究方法的理论基础, 遥感也不例外:

$$R_n = G + H + LE \quad (3-19)$$

式中: R_n 为净辐射; G 为土壤热通量; H 为感热通量; LE 为潜热通量。单位为 W/m^2 。

R_n 又可表达为:

$$R_n = R_s(1 - \alpha_s) + R_l - R_{l-1} \quad (3-20)$$

式中: R_s 为总短波辐射; α_s 为下垫面的反照率; R_l 为大气长波辐射; R_{l-1} 为地面长波辐射。

目前, 大多数遥感陆面蒸发模型使用的波段, 主要是可见光、近红外和热红外, 前两个波段用来估算植被的冠层密度和行星的反射率, 热红外则提供地表温度信息。搭载着新型传感器的地球资源卫星的不断升空, 将给陆面蒸发量的估算和从地球科学角度理解我们的星球带来新的进展。如 ASER (the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) 将提供空间分辨率为 $15 \sim 90\text{m}$ 、从可见光到热红外 ($0.415 \sim 14.235 \mu\text{m}$) 之间的 14 个波段的数据。MODIS (the Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer) 则能提供空间分辨率为 $250 \sim 1000\text{m}$ 、波长为 $0.415 \sim 14.235 \mu\text{m}$ 之间的 36 个波段的数据。对于反演、校正地表反射率、地表温度和生物物理参数有重要意义。

利用遥感信息估算陆面蒸发量时, 相应的地面观察试验是一个必不可少的重要环节。

首先, 根据植被、土壤、地形、地貌特征, 将研究区分为若干个具有代表性的分区, 在每个分区内进行地面观测试验, 分别用仪器测定植被种群的蒸腾量和裸地的蒸发量, 以及相应时段的气温、风速、地面温度、湿度、太阳辐射强度、热通量等数据, 与遥感信息配合, 建立可靠的物理模型或其他模型, 对陆面蒸发量进行估算。唯有这样, 遥感信息估算出的陆面蒸发量才具有较高的可信度。

总的来说, 蒸发和蒸腾是水循环中的重要环节之一。陆面蒸发作用实质上是地下水通过地表土壤和植物蒸腾向大气系统排泄水量的过程, 储存在包气带中的孔隙水, 或是以气态水的形式进入大气——蒸发; 或是被植物根系吸收, 参与一系列的植物生理过程后, 以气态水的形式通过叶面上的气孔排出。陆面蒸发量是水平衡计算中重要的支出项之一, 陆面蒸发量估算的准确与否, 直接影响着水平衡计算结果的精度。在实际工作中估算蒸发量时, 往往将水面蒸发和陆面蒸发分开来进行估算。

通常按照研究区的尺度要求来选择陆面蒸发量估算方法。

小尺度的区域, 在有大比例尺 (1:5 万 ~1:10 万) 的地形图、地质图、水文地质图、植被群落分布图等配套图系情况下, 可将研究区按地表岩性、包气带结构、地下水埋深和植物群落类型进行分区, 在具有代表性的分区上设置蒸发渗漏仪, 实测蒸发量和蒸腾量, 尤其要加强地下水埋深较浅的排泄区蒸发量和蒸腾量的实地测量。

中尺度的区域, 通常是较大的流域, 在有 1:20 万 ~1:50 万的地形图、地质图、水文地质图、遥感图片和植被群落分布图等配套图系情况下, 选择具有代表性的水文地质背景的典型植被群落分布区, 用蒸发渗漏仪, 进行蒸发量和蒸腾量实测, 然后采用陆面蒸发量公式估算陆面蒸发量。

大流域或是大区域性的地区属于大尺度区域, 与其相匹配的图件有 1:50 万 ~1:100 万的地形图、地质图、水文地质图、遥感图片等, 可采用遥感信息估算法对陆面蒸发量进行估算。

参考文献

陈仁升, 康尔泗, 赵文智等. 2004. 中国西北干旱区树木蒸腾对气象因子的响应. 生态学报, Vol. 24, No. 3, 478 ~485

冯功堂, 由希尧等. 1995. 干旱区潜水蒸发埋深及土质关系实验分析. 干旱区研究, Vol. 12, No. 3, 78 ~84

李爱德, 王耀林, 赵明等. 1996. 民勤地区沙面蒸发及影响因素的初步研究. 干旱区研究, Vol. 3, No. 3, 54 ~59

宋炳煜. 1995. 草原区不同植物种群蒸发与蒸腾的研究. 植物生态学报. Vol. 19, No. 4, 319 ~328

王大纯, 张人权等. 1995. 水文地质学基础. 北京: 地质出版社

王积强. 1990. 中国北方地区若干蒸发试验研究. 北京: 科学出版社, 33 ~34

张志成, 彭期伟, 范慧娟. 1995. 阳朔 20m² 蒸发池试验成果分析及广西地区蒸发系数研究. 水文, No. 4, 28 ~34

张朝新. 1995. 临界蒸发深度的探讨. 地下水. Vol. 17, No. 1, 23 ~25

赵明, 李爱德, 王耀琳. 2003. 沙生植物的蒸腾耗水与气象因素的关系. 干旱区资源与环境, Vol. 17, No. 6, 131 ~137

赵文智, 王根绪 (译). 2002. 生态水文学. 北京: 海洋出版社, 136 ~145

Fredrik L, Anders L. 2002. Transpiration response to soil moisture in pine and spruce trees in Sweden. Agriculture and Forest Meteorology, 112: 67 ~85

第四章 包气带水量转换及净化功能

包气带是指地表以下到饱水带（潜水面）之间的地层。包气带位于地下水系统的表层，几乎覆盖全球陆地表面，是地下水系统与大气系统、地表水系统、植被系统进行水量、水质交换的重要纽带。其土壤化的表层为植被生长提供了必需的水、热、气和营养环境。同时，包气带也是全球水循环过程中对水进行净化的重要环节之一。因此研究包气带的水量转换和水质净化功能是生态水文地质学研究的一个重要层面。

第一节 包气带中水的赋存形式

包气带中岩石空隙没有被液态水充满，由固相岩石、液态水和空隙中的气体三相构成。包气带中液态水以孔角毛细水、附着在固体表面的薄膜水以及悬挂毛细水形式赋存在包气带中，三者共同构成包气带持有的水量。

包气带中岩石孔隙与外界始终存在着水、气交换，所持有的水量是变化的，通常用天然含水量来表示，天然含水量是指岩石空隙中持有水的体积与岩石体积之比。也可用天然含水率来表示，天然含水率是指岩石空隙中水的重量与岩石固体重量之比。

包气带自上而下可分为土壤水带、中间带和毛细水带。包气带顶部的土壤化表层，富含有机质，具有团粒结构，植物根系发育，微生物活动频繁，其中含有以毛细水为主的土壤水。包气带的底部与饱水带相接，由地下水支持的毛细水构成毛细带。毛细带发育厚度与岩性有关，细颗粒地层毛细上升高度大，粗颗粒地层毛细上升高度低。在包气带厚度较薄的情况下，毛细带与土壤水带相连接，土壤水可通过毛细作用接受源源不断的地下水的补给，这种情况多出现在低洼的湿地或盐渍化地区。当包气带厚度较大时，土壤层与毛细带脱节，两带间存在中间带，当中间带存在粗细相间的地层结构时，细颗粒地层中可能会存在层状悬挂毛细水，其顶面上还可滞留重力水，形成上层滞水。

第二节 毛细现象

毛细现象产生在固、液、气三相界面上，与表面张力有关。表面张力总是使液体表面趋于最小。将直径细小的玻璃管插入水中，管内水会上升到一定高度，水柱顶端有一凹进的弯液面。由于表面张力作用，弯液面将对液面内的液体产生一个附加压强，作用方向指向液体表面曲率中心。相对平液面来说，凹形弯液面附加表面压强为负；而凸形弯液面的附加表面压强为正（王大纯，1995）。见图4-1。

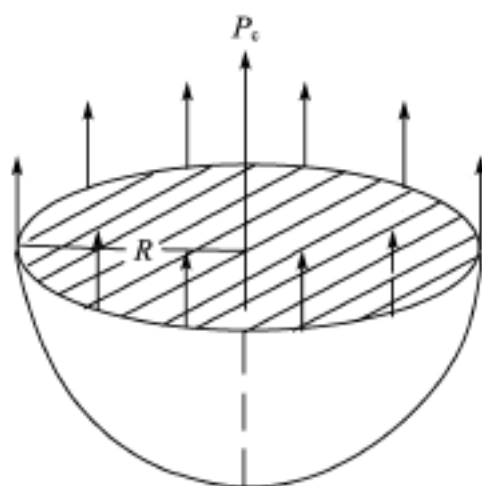


图 4 - 1 附加表面压强的形成

(据王大纯等, 1995)

任何形状弯液面所产生的附加表面压强 P_c 都可用拉普拉斯公式表示:

$$P_c = \left[\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right] \quad (4 - 1)$$

式中: σ 为水的表面张力系数, 标准状态下, $\sigma = 74 \times 10^{-3} \text{ N/m}$; R_1, R_2 为液体表面两个主要曲率半径。

在圆筒状毛细管中, $R_1 = R_2$ 。那么式 (4 - 1) 可写为:

$$P_c = \frac{2\sigma}{R} \quad (4 - 2)$$

式 (4 - 2) 是拉普拉斯公式的一种特殊形式。它的涵义是: 弯液面会产生一个指向液面凹侧的附加表面压强, 该附加压强与表面张力系数成正比, 与表面曲率半径成反比。 $2R = D$, D 为圆筒状毛细管直径。则式 (4 - 2) 可写为:

$$P_c = \frac{4\sigma}{D} \quad (4 - 3)$$

毛细上升高度 h_c 是一个附加表面压力引起的负的压力水头, 可从 P_c 换算而来 (以 m 为单位)。

$$h_c = \frac{P_c}{\rho g} = \frac{4\sigma}{D \rho g} = \frac{0.03}{D} \quad (4 - 4)$$

式中: ρ 为水的密度 (1 g/cm^3); g 为重力加速度 (981 cm/s^2); σ 为表面张力系数 (74 dyn/cm); D 为毛细管直径 (mm)。该公式称为茹林公式, 反映毛细上升高度与毛细管直径成反比。

包气带含水量较低时, 孔角毛细水位于细小的缝隙之中, 弯液面曲率半径小, 孔隙介质对水作用的毛细负压较大。含水量增大时, 孔角毛细水体积增加, 弯液面曲率半径变大, 孔隙介质对水作用的毛细负压减小。毛细负压可用负压计测出, 包气带的含水量与毛细负压相关密切, 两者为函数关系, 因而可用毛细负压来间接反映包气带的含水状态。

第三节 包气带中水分分布及运动

在无蒸发与下渗以及包气带由均质土组成的理想条件下, 包气带内水分分布稳定, 垂

向含水量分布如图（4 - 2）所示。包气带上部一定深度内，由于均质土持有的孔角毛细水和薄膜水量稳定，含水量接近于常量。向下随着深度增加，土层中支持毛细水逐渐增加，含水量渐渐增大，到潜水面附近，支持毛细水占绝对优势，孔隙网络中完全被毛细水占据，含水量达到饱和，含水量达到饱和的地段称为毛细饱和带。

通常包气带由多层不同岩性的地层构成，粗颗粒地层的持水量较小，含水量较低；细颗粒地层持水量较大，含水量较高。粗颗粒地层对水作用的毛细负压小于细颗粒地层对水作用的负压，因此，粒度相差较大的地层交界面往往能有效地阻隔毛细水作用。包气带中重力势和毛细势同时并存，有时粒度差异造成的毛细负压差也会改变水在包气带中的渗流方向。在细颗粒土中，水在重力势作用下向下渗流，途中遇到粗颗粒透镜体或空洞时，由于粗颗粒透镜体或空洞的空隙大，对水作用的毛细负压远小于周围细颗粒地层的毛细负压，界面上存在较大毛细负压差，在其作用下，水流不会进入其中，而是绕过粗颗粒透镜体或空洞，继续向下渗流。许兆义（1993）曾用试验证明了这一现象。这就是为什么雨季时黄土层中的砾石透镜体和窑洞仍能保持干燥的重要原因。

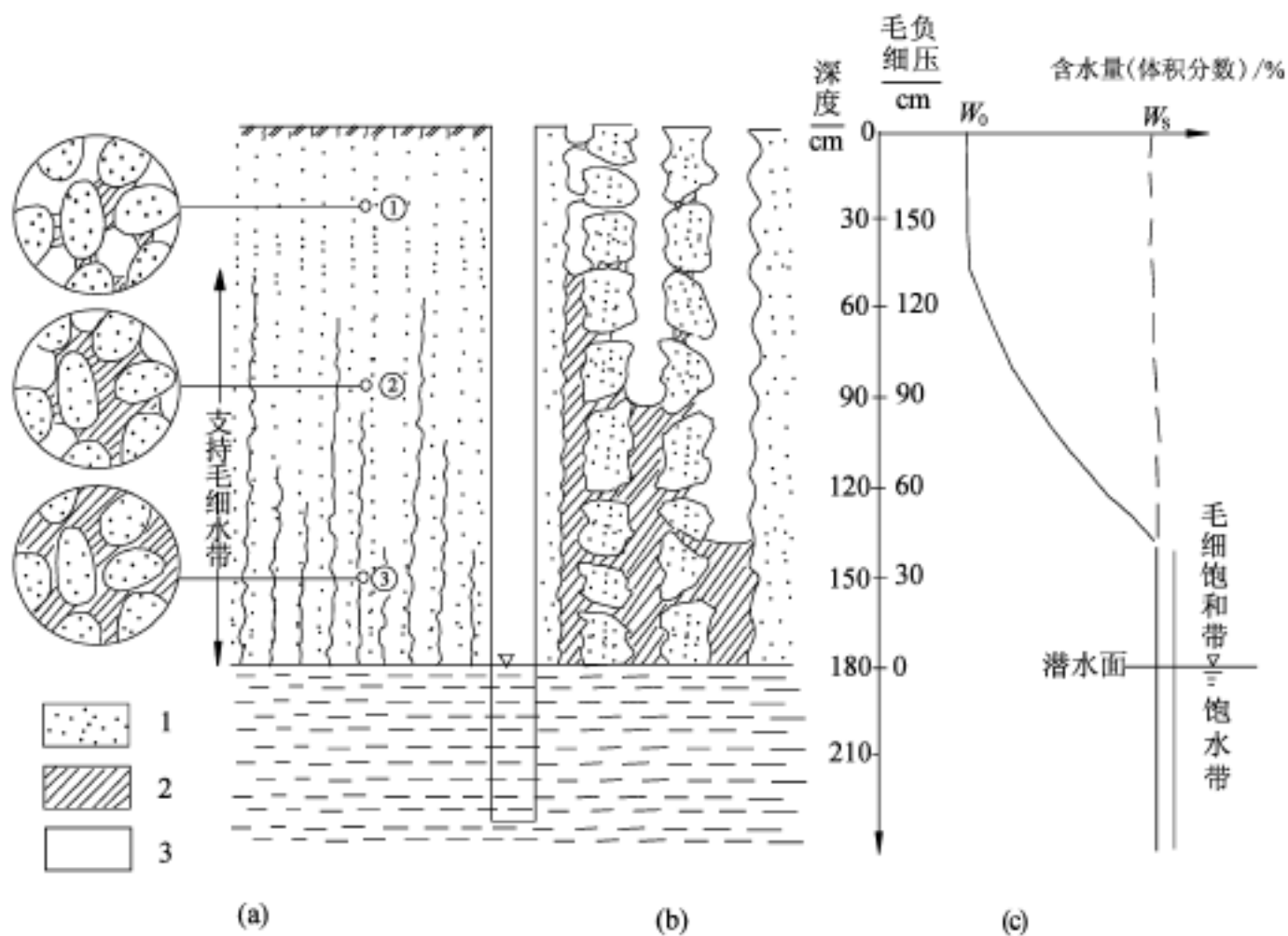


图 4 - 2 均质土包气带水分分布
(据张人权等, 1985)
1—颗粒; 2—水; 3—空气

降水被植物冠层截留等除损后，穿透到达地表，一部分转为地表径流，另一部分渗入包气带，当含水量达到持水度（田间持水度）后，多余的水才会向下渗流，进入潜水含水层。包气带中渗流分为饱和流动和非饱和流动两种形式。

饱和渗流多出现在河、渠底部的垂直入渗时，该处包气带厚度较大，河、渠渗漏水通过包气带直接补给地下水，水的渗流遵循达西定律。

大气降水入渗补给均质包气带时，在地表形成很薄的水层，湿润层与干层之间的湿润锋面在向下推进过程中，会在推进路径上滞留部分水分，使锋面含水量降低，锋面推进便暂时停止下来，进行第二次蓄水，待含水量超过持水度后，锋面又会向前推进，呈现活塞式下渗的特征。

大部分包气带结构是非均质的，是由不同直径孔隙组成的网络构成，水流总是选择渗透阻力最小的通道运移，当网络中存在阻力最小的通道时，部分水便会经过通道，直接下渗，进入潜水含水层中，这种入渗方式称为捷径式入渗。因此，捷径式入渗和活塞式入渗是水在包气带中运移的两种重要类型。

若不考虑土水势对渗流的影响，包气带中非饱和流动也可用达西定律来描述。垂直向下一维流动的渗流速度可用下式表示：

$$V_z = -K(W) \frac{H}{Z} \quad (4-5)$$

式中： V_z 为渗流速度； $K(W)$ 为渗透系数与含水量的关系函数； H 为水头高度； Z 为包气带厚度。

在包气带中非饱和流动时，渗透系数 K 是含水量的函数，随含水量的降低迅速变小，而且水头压力也是含水量的函数。

包气带中水呈非饱和渗流时，水受到土水势的作用。土水势由基质势（由吸附和毛细作用引起） ψ_m 、重力势 ψ_g 、溶质势 ψ_s 、压力势 ψ_p 、温度势 ψ_c 五个分势构成，因此，水的非饱和渗流过程十分复杂。为简化问题起见，认为溶质势、压力势、温度势对渗流影响很小，可忽略不计，土水势则有以下表达式：

$$\psi = \psi_m + \psi_g \quad (4-6)$$

上述的简化是有条件的，因溶质势是由不同浓度溶液之间的渗透势引起的，通常水中溶质均匀分布，溶质势可忽略不计，但在植物根系附近，考虑到植物根系的吸水作用时，溶质势便显得重要，不能忽略；包气带中孔隙网络连通性好，水在运移过程中对孔隙中的气体无明显压缩的情况下，可以忽略压力势，但在考虑气体压缩对水运移的影响时，应将压力势考虑在内；包气带内地温差较小时，温度势很小，可以忽略，但若出现冻结或内外温差较大的情况，温度势则不容忽视。

第四节 包气带中气态水的运动

包气带中的水分运移除了液态水可在重力和毛细力作用下运移外，温度场控制下的气态水运移，则是非饱和带中水分运移的另一种重要形式，尤其是在温差巨大、降水稀少的西北地区，它可成为控制水分分布的主导因素之一，是不可忽视的一种水的运移方式。阐明其运移机制，有助于了解西北干旱地区荒漠植被的水环境特征。

一、气态水运移特征

包气带最大的特点是固、水、气三相并存。包气带表层孔隙与外界连通性好，其中的

液态水容易转化成气态水逸出地表而蒸发。在一定深度以下，孔隙则处于相对封闭状态，与外界气体交换十分缓慢，孔隙中的液态水与气态水转化处于平衡状态，水汽达到饱和。包气带上部地层孔隙中的相对湿度随深度而增加，通常深度达到 10 ~40cm 后，相对湿度接近 100%，与含水量的多少关系不大。见表4 - 1。

表 4 - 1 砂柱中含水量与相对湿度测量结果

含水量 / %	1.4	1.7	2.6	3.6	4.5	6.2	7.4
相对湿度 / %	100	100	98.8	100	100	100	100

气态水与液态水不同，具有很大的分子动能，基本不受重力势和毛细势的影响，只受控于水汽分压势。T. J. 马歇尔等（1986）认为在土壤中温度主要是通过水汽压来影响水汽的运动。由表 4 - 2 可知，在包气带内地温高处，蒸汽密度较大，饱和水汽压力高，而在地温低处，蒸汽密度较小，饱和水汽压力低，在饱和水汽压力梯度作用下，水汽从地温高处向温度低处运移，出现凝结现象，并释放出潜热，使界面附近含水量增加。而在地温高的地段，则出现蒸发，吸热，含水量相应减少。在一定深度以下，包气带孔隙中的水汽处于饱和状态，只要温度有微小变化，都会改变水汽的凝结或蒸发状态；在温度场作用下，包气带通过孔隙水的蒸发 - 凝结来调节自身温度平衡，并引起水分分布变化，与毛细水和重力水运移方式完全不同，是包气带中水分运移的另一种重要形式；当包气带内温度场发生变化时，气态水在饱和水汽压力梯度作用下，向温度最低处运移，是蒸发还是凝结取决于最低温度界面的性质，在不发生聚集的开放性界面上出现蒸散，消耗包气带内部水分；在聚集性封闭界面上则出现凝结，使包气带内部水分增加。

表 4 - 2 饱和水蒸气物理性质

温度 /	0	10	20	30	40
饱和压力 / 10^{-5} Pa	0.00611	0.01227	0.02338	0.04241	0.07375
汽化潜热 / ($\text{kJ} \cdot \text{kg}^{-1}$)	2501.6	2477.7	2454.3	2430.9	2407.0
蒸汽密度 / ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)	0.004847	0.009369	0.01729	0.03037	0.05116

（据庄骏等，2000，附录 7）

2002 年 9 月，笔者在位于甘肃省河西走廊高台县西北 43km 处一流动沙漠边缘的半固定沙丘上，曾进行了野外观测试验。沙丘岩性为细粉砂，高 3 ~4m，上有梭梭零星分布，地下水埋深 4m。采用 TSC 智能化土壤水分快速测试仪、SN2202 数字温度计、CENTER1300 相对湿度仪，对沙丘表层 0 ~30cm 范围内的气温、地表温度、地温和含水量连续观测了 5 天。

试验结果表明，白天，阳光辐射强，气温和地表温度高于地温，包气带中的水汽向下运移，在温度最低的干、湿砂层界面处凝结，使下部砂层中的含水量增加，而地表的实际蒸发却十分微弱；夜间，地表温度低，而地温较高，水汽由下向上运移，向温度最低的地表发散，砂层内部含水量减少，蒸发主要出现在夜晚。在有风及阴天的气象条件下，地温高于地表温度，沙丘内部的水分蒸散趋势较为明显（曹文炳等，2003）。见图 4 - 3，图 4 - 4。

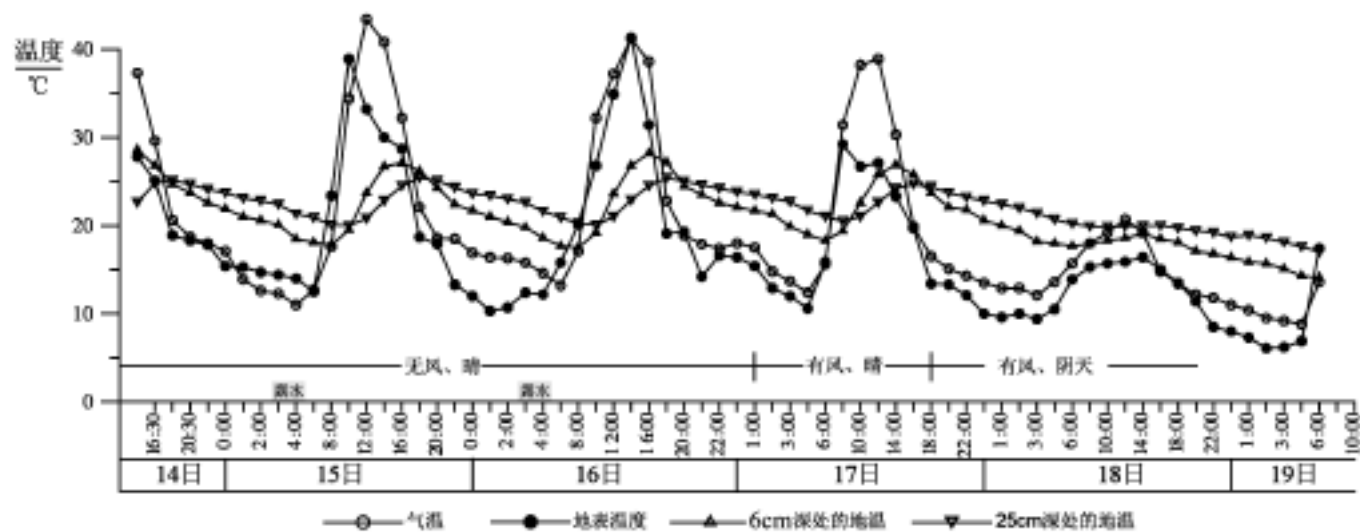


图 4 - 3 包气带上部含水量及地表温度与地温温差变化曲线图

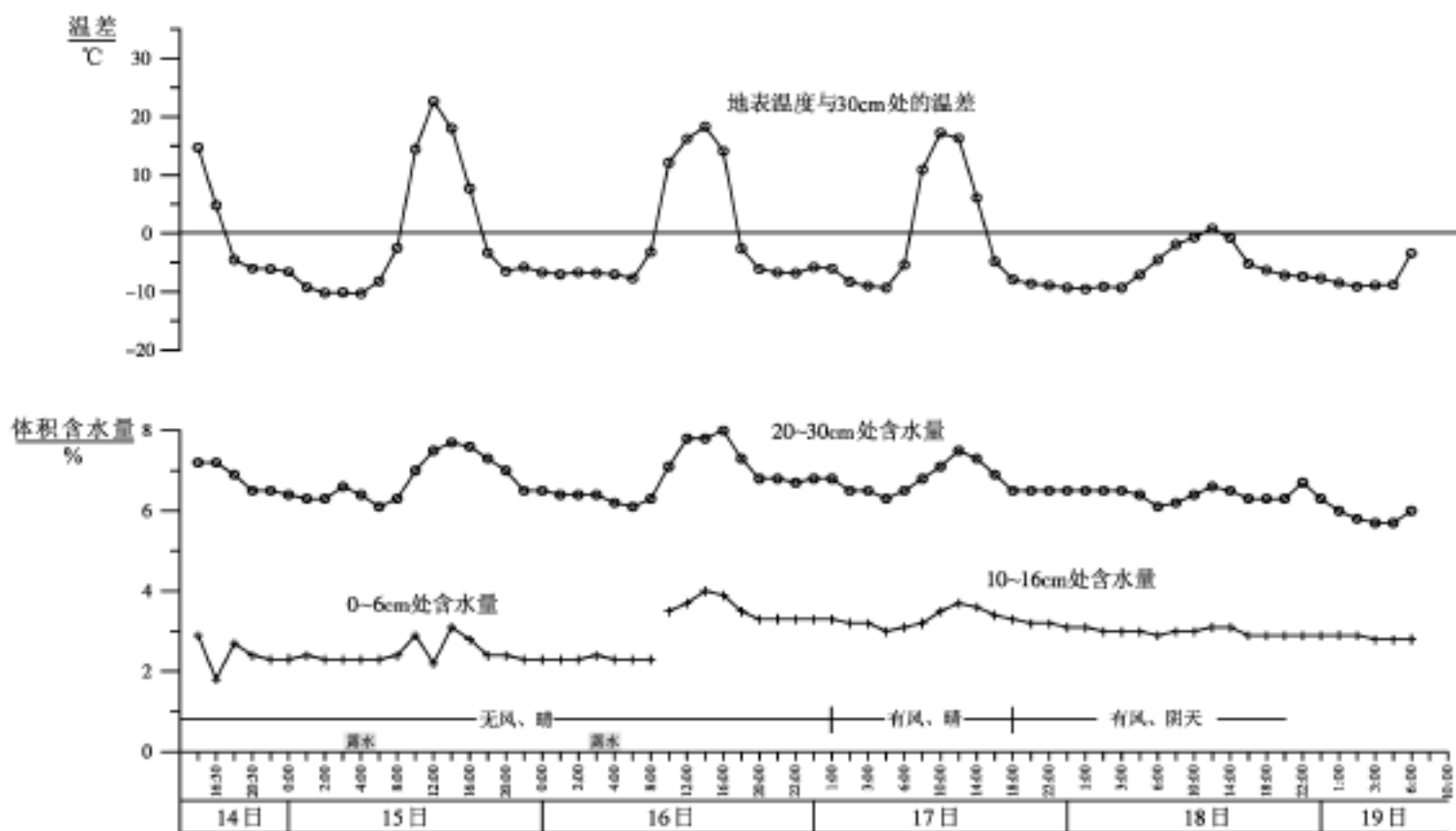


图 4 - 4 气温、地表温度、地温变化曲线图

为验证野外试验，模拟了季节冻土形成对包气带水分分布的影响。2003 年 3 月在室内制作一个高 180cm，长、宽各 50cm 的大型砂槽，内装一定湿度的粉细砂，压实密度接近野外天然密度，顶部覆盖 20cm 厚的干砂，砂槽上部砂内埋设一个由紫铜管制成的蛇形冷却器（距顶面 25cm），第一组含水量、温度和相对湿度测量仪器安装在冷凝器下方 5cm 处，在其下方每隔 15cm 安装一组，共 6 组，测量砂槽内部相对湿度、含水量、温度的变化值。试验时，启动冷却循环系统，进行局部降温，温度降至 2.5℃，观测低温带形成过程中温度对砂柱内含水量的影响，试验持续 6 天。

试验结果表明：在距冷却器最近的 1 号测点处，随着时间不断延长，温度逐步下降，4h 后温度基本保持在 3.5 ~ 4.8℃ 范围内波动。初期，含水量出现小幅波动增高。2003 年 3 月 29 日 10:00 ~ 19:00 点出现明显增大，由 5.6% 增至 7.0%，然后，在 7.3% ~ 7.5% 范围内波动；距冷却器较远的 2 号测点处，随着时间不断延长，温度逐步下降。4h 后温度

基本保持在 7.9 ~8.4 范围内波动；在历时近 82h 后，含水量才出现变化，由 3.6% 逐渐增至 4.0%，然后，在 4.0% ~4.5% 范围内波动，历时近 47h，直到试验结束（万力等，2004）。试验结果见图 4 - 5、图 4 - 6。

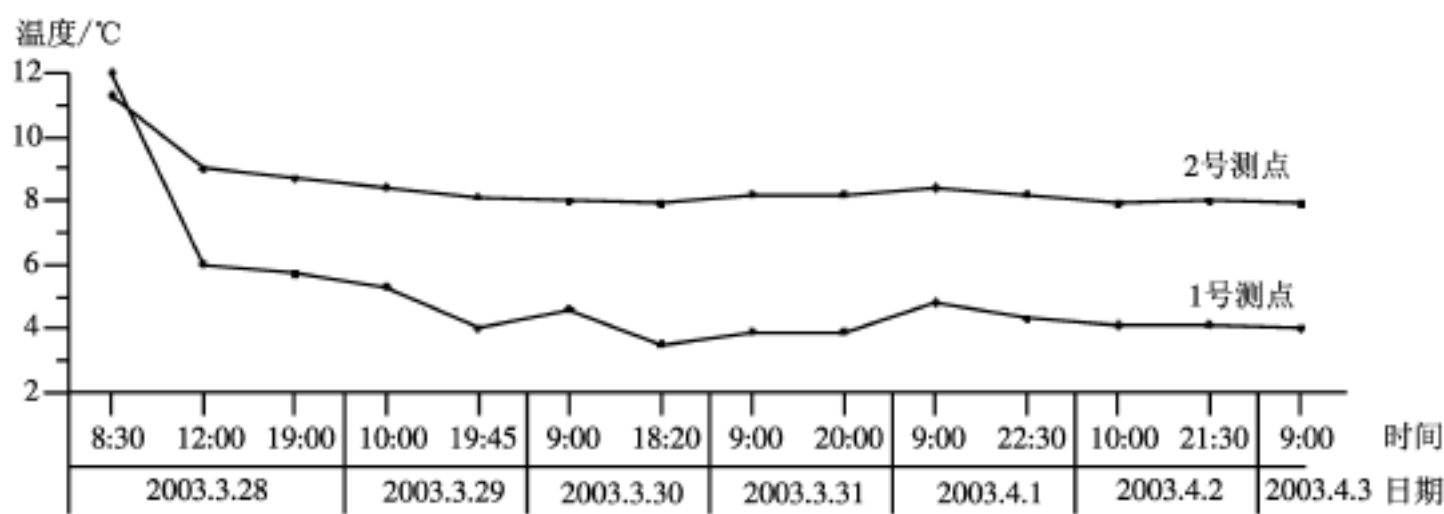


图 4 - 5 温度随时间变化曲线

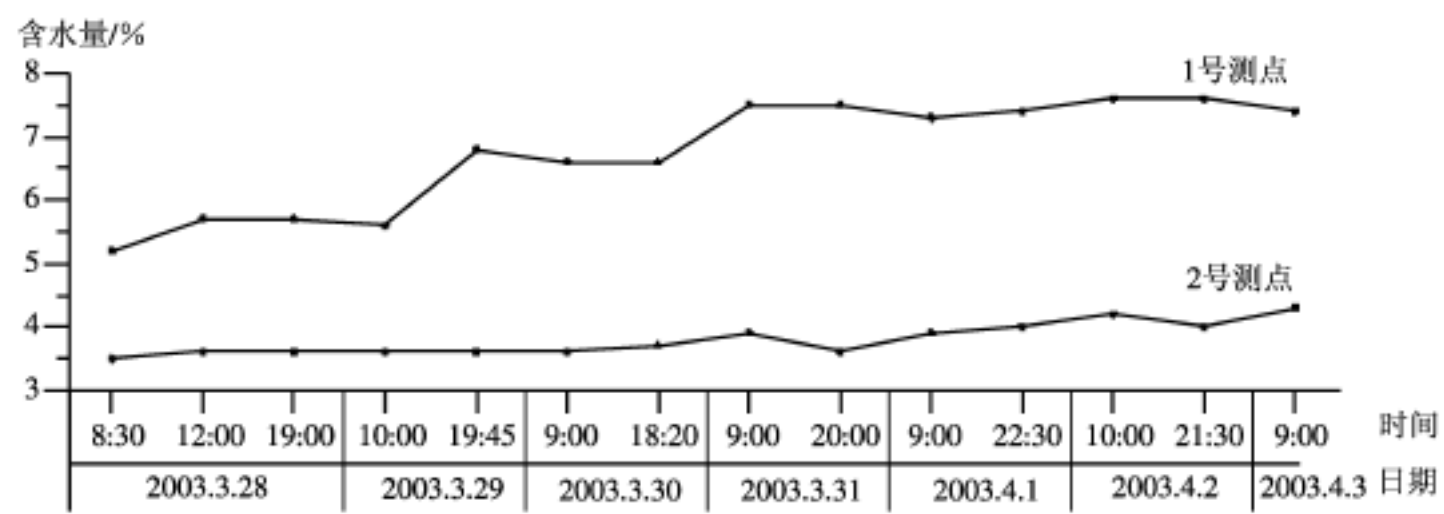


图 4 - 6 含水量随时间变化曲线

2004 年 9 月，在中国地质大学（北京）校园内空地上，进行了野外重复试验，在一个深 1m、面积 $1.2 \times 1.2\text{m}^2$ 的试坑中，四周和底部用防水塑料布隔绝填入的湿润砂与周围地层的水分交换，湿润砂层顶部铺上 20cm 厚的干砂层，在干砂层中和干、湿层砂界面上分别埋入含水量测量仪和数字温度计探头，并设置负压计。试验结果与位于甘肃省河西走廊高台县西北沙丘上进行的野外试验结果相似、白天，砂层中温度低于地表，含水量增加，有水汽凝结，毛细负压的负压值降低；夜晚，砂层中地温较高，地表温度低，含水量减少，出现蒸发，毛细负压的负压值增大。

二、气态水的液汽相转换模式

根据试验和野外实际观测，包气带主要有 2 种液、气相转换的基本模式，见图 4 - 7。第一种模式为蒸发模式，水汽从地温高的包气带内向位于地表的最低温度界面运移，进入大气中，这种模式多出现在西北地区的夏、秋季节的夜晚和阴天；第二种模式为凝结模式，最低温度界面位于包气带内部，界面一侧或两侧温度较高地带的水汽向界面运移、凝结，使低温界面附近的含水量增加，这种模式，多出现在西北地区夏、秋季节晴朗的白天

以及季节冻土形成或消融季节。凝结模式 A，代表夏、秋白天包气带内汽 - 液转换模式；模式 B，代表季节冻土形成时，冻结锋面下移时的汽 - 液转换模式；模式 C，则代表春季季节冻土消融时的汽 - 液转化模式。蒸发模式和凝结模式 A 分别出现在夏、秋季节的夜晚和白天，是一种互为转换关系，有利于防止包气带水分蒸发。凝结模式 B、C 分别出现在冬季和初春，表达了季节冻土带内聚集水分的机制。

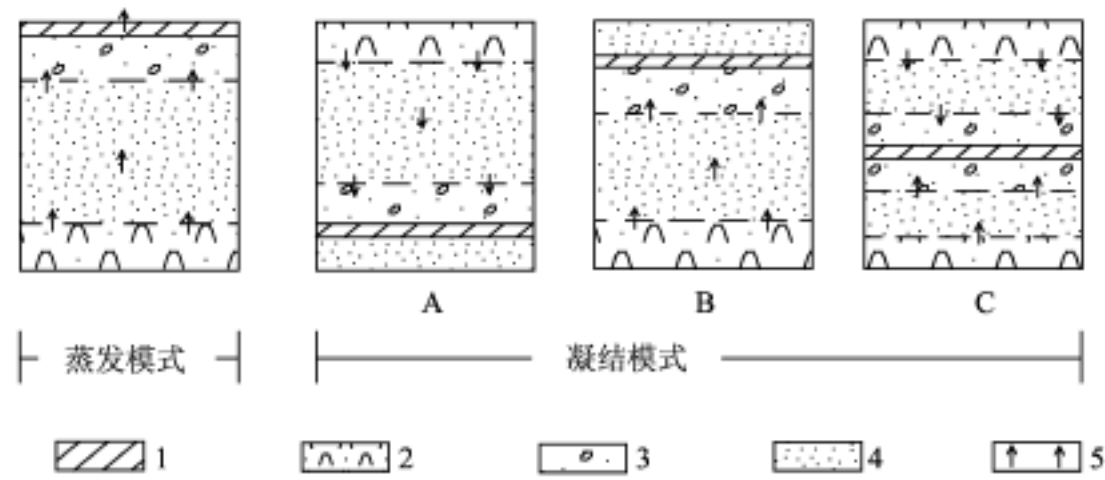


图 4 - 7 包气带中液汽相转换物理模式

1—最低温度界面；2—温度高的蒸发段；3—低温冷凝段；4—水汽运移段；5—水汽运移方向

认识上述两种最低温度界面对包气带中气态水运移及其蒸发和凝结的控制作用，有利于深入了解西北地区在巨大日温差条件下，包气带中水分运移、蒸发、凝结对水分分布的影响。

三、包气带内的热管效应和凝结量计算

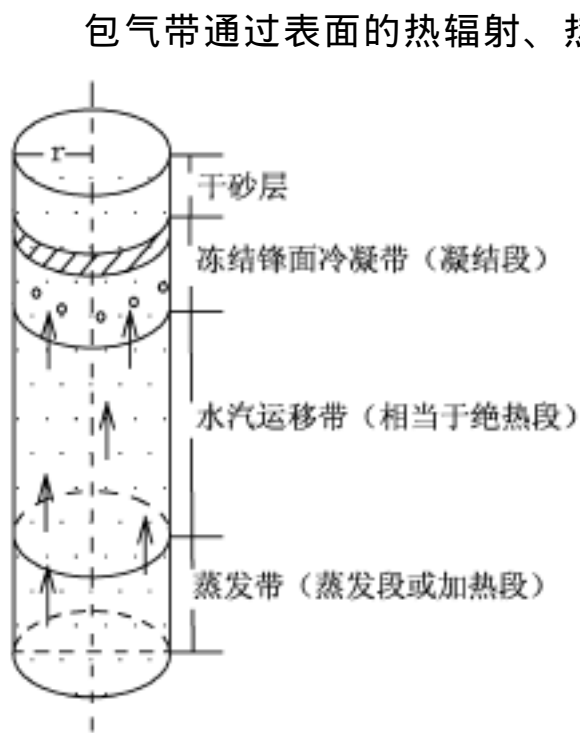


图 4 - 8 包气带汽 - 液转化物理模型

包气带通过表面的热辐射、热传导和空气对流与外系统进行热交换，引起包气带内部温度变化，外界温度变化影响随深度增加而减少。一般认为，包气带内部温差小，孔隙中空气流动缓慢，主要是通过热传导与外界进行热交换，从而达到包气带内、外的热平衡。包气带内部水汽始终处于饱和状态，只要存在微小的温度变化，都会导致蒸发或凝结方向的改变，从这一特征来看，包气带可通过温度高地段孔隙水的蒸发（吸热）、在低温地段凝结（放热）来进行热量传递，以达到包气带内外的热平衡，传热过程与热管（Heat Pipe）的传热原理极为相似（图 4 - 8）。

热管是一种用于传热的蒸发 - 冷凝装置的名称，在装置中，汽化潜热是靠加热段的液体和冷凝段的冷凝蒸汽来进行传递的。热管内部主要靠工作液体的汽、液相转化进行传热，其导热率远高于已知的任何一种金属（M. N. 伊凡诺夫斯基，1991）。热管内部蒸汽始终处于饱和状态，这一特征与包气带内部水汽状态十分相近，液体在高温带吸热蒸发，在微小的饱和压力差作用下，蒸

汽流向温度低处凝结，放热。

包气带正是通过孔隙水的蒸发和凝结来调节自身温度，达到与外界的温度平衡，同时蒸发与凝结作用也引起包气带内部水分分布的变化。包气带内这种热管式的导热率要远高于孔隙介质的导热率，是一种重要的热传导方式。

这种在温度场作用下，包气带通过孔隙水的蒸发 - 凝结来调节自身温度平衡，并引起水分分布变化的作用，作者称之为包气带内的热管效应。包气带通过热管效应调节自身温度，引起孔隙水蒸发与凝结，并使气态水定向运移，导致水分分布变化。在温度场作用下的气态水运移，与毛细水和重力水运移方式完全不同，是包气带中水分运移的另一种重要形式。

图 4 - 8 中，最低温度界面周围凝结作用明显，将其视为冷凝带（相当热管的凝结段）；地温最高处，孔隙水汽化作用强，饱和水汽压力高，在压力梯度作用下水汽向冷凝带流动，将其视为蒸发段（相当热管的加热段）；两段之间为水汽运移带，若温度下降值小，可将其视为热管的绝热段，否则要考虑温度变化。

天然条件下的包气带蒸发、凝结转换过程与标准热管有以下两点差别：一是蒸汽汇集面的差别，包气带中的液态水以薄膜水或孔角毛细水的形式存在，蒸发带内的水汽向孔隙网络通道汇集，汇集面大，结构复杂，而热管中液体在吸液芯孔隙中则是饱和的，蒸汽向管中心的空腔聚集，汇集面规则；二是蒸汽流动途径上的介质差别，包气带中蒸汽通过孔隙介质流动，热损失可能明显，而热管中工作液的蒸汽则是通过无介质的真空度很高的空腔内流动，热损失可控。

若假定，包气带在相当大的范围内岩性均匀，各向同性，其表面有一层干砂层，将水汽看作理想气体，在孔隙中运移作不可压缩的层流流动，符合线性渗流规律，流线相互平行。在此基础上，便可建立包气带液、汽转换物理模型。

在包气带中，设定一个半径为 R 、中轴垂直的圆柱体，长度涵盖蒸发带和低温凝结带。柱体内、外无径向流动，水汽流线相互平行，水汽作轴向流动。圆柱体上部低温凝结带和下部的蒸发带分别相当于热管的冷凝段和蒸发段，两段间为水汽运移带（见图 4 - 8）。这样便构成一个包气带中的热管模型，便可采用 T. P. Cotter（1965）创立的热管理论（M. N. 伊凡诺夫斯基，1991；张红，2000），来求解冷凝段或蒸发段的凝结量、蒸发量等问题。

T. P. Cotter 根据气体分子动力理论和能量守恒定律，分别建立了汽 - 液交界面的质量方程、热流量和质量流量方程、外部环境温度和内部汽 - 液交界面的温度方程、热管内蒸汽流动降压微分方程等。它们均可用于描述温度场作用下的包气带汽 - 液转换。这里仅用汽 - 液交界面的质量方程来计算野外试验中包气带内的凝结量。

式（4 - 7）为 Cotter 提出的由蒸汽一侧通过界面单位面积进入液体一侧的净分子质量流量，即冷凝率 m_v ：

$$m_v = m_v - m_{/v} = (P_{vc} - P_{sc}) \sqrt{\frac{1}{2RT}} \quad (4 - 7)$$

式中： P_{vc} 为冷凝段蒸汽压力（Pa）； P_{sc} 为液面蒸汽压力（Pa）； m_v 为冷凝率（ $\text{mol/s} \cdot \text{m}^2$ ）； R 为气体常数； T 为温度（K）。

在包气带高温蒸发带、低温冷凝带中，液态水主要以颗粒表面的薄膜水和孔角毛细水

的形式赋存在孔隙中，蒸发与凝结在这些液面上进行。这里用孔隙岩石的比表面积（ S ）来表征液面面积，考虑到孔隙系统中不一定所有的颗粒表面均被液态水覆盖，引进覆盖率，便可得到孔隙中的液面面积 S_0 。

$$S_0 = S \cdot \beta \cdot V \tag{4 - 8}$$

式中： S 为比表面积（ m^{-1} ）； β 为覆盖率（ $0 < \beta < 1$ ）； V 为高温蒸发带或低温冷凝带的体积（ m^3 ）。

由式（4 - 7）和（4 - 8）可得蒸汽 - 液体的凝结蒸汽率 Q ：

$$Q = S \cdot \beta \cdot V(P_{vc} - P_{sc}) \sqrt{\frac{1}{2RT}} \tag{4 - 9}$$

表 4 - 3 包气带凝结率计算表

观测时间	地表温度	地温	$\frac{P_{vc} - P_{sc}}{10^{-5} \text{ Pa}}$	孔隙中液面 面积 S_0/m^2	实际凝结率 $10^{-3} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1}$	计算凝结率 $10^{-3} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1}$
16 日 10: 00	17. 1	20. 3				
12: 00	32. 2	20. 1	0. 0252	18. 5	3. 29	0. 736
16: 00	41. 2	22. 9	0. 051	18. 5	1. 45	1. 53
18: 00	38. 6	24. 5	0. 034	18. 5	0. 82	1. 01
17 日 10: 00	15. 7	20. 7				
12: 00	31. 4	19. 4	0. 022	18. 5	0. 12	0. 64
14: 00	38. 2	22. 6	0. 046	18. 5	1. 24	1. 36
16: 00	38. 9	25. 8	0. 0394	18. 5	0. 82	1. 17

采用式（4 - 9）对野外试验中白天包气带中的凝结率进行计算。

计算中取： $V = R^2 h$ ， $R = 0. 10\text{m}$ ， $h = 0. 10\text{m}$ ； $S = 5600\text{m}^{-1}$ ； $\beta = 0. 95$ 。水汽饱和压力 P_{vc} 、 P_{sc} 值在水汽饱和压力 - 温度曲线上读取。

表 4 - 3 的计算结果表明，白天 10: 00 ~12: 00 时为包气带中蒸发段转换为凝结段时间，计算值与实际值相差较大；转换完成后，计算值与实际值十分接近；16: 00 时以后，包气带中的凝结段开始向蒸发段转换，此时，计算值与实际值差距变大。表明天然条件下，包气带中的孔隙水蒸发、运移、凝结规律远比人工设计的热管来得复杂。还需从理论上进一步探寻适合包气带的汽 - 液转换理论公式，以满足实际工作的需要。

四、冷生湿润砂层的形成及其对生态环境的影响

西北广大地区多属于季节冻土区，季节冻土形成对包气带水分运移有明显的影响。程国栋（1981）、周幼吾等（2000）在研究多年冻土后指出：季节冻土和融化层中存在未冻水单向积聚效应；只要存在温度梯度，就会产生自由能梯度，从而引起水分向温度降低的方向移动。在年降水量小于 100mm 的在西北干旱沙地分布区，冬季降水更为稀少，包气带中液态水运移的可能性很小，主要是气态水的运移。下面以额济纳旗地区为例，讨论季节冻土形成过程中，包气带内温度场变化引起的气态水运移、凝结对水分分布的影响。

额济纳旗地区年平均降水量 47mm, 12 ~2 月平均气温为 - 10.3 , 属季节冻土区, 历年最大冻结深度 108cm。11 月中旬, 地表温度降到 0 , 地表开始冻结, 而包气带内部温度在 8 左右, 相对较高, 在饱和水汽压力梯度作用下, 包气带内部孔隙中的气态水向地表附近的冻结锋面运移, 最初, 冻结层很薄时, 气态水可散发到大气中, 以蒸发为主, 表层为一开放界面; 随着冻结锋面不断下移, 来自地层内部的气态水不断在冻结锋面附近凝结, 冻结成冰, 形成固态水, 保存在孔隙中, 此时, 冻结锋面成为封闭界面。季节冻土形成过程中, 来自包气带深部孔隙中的气态水源源不断地在锋面附近凝结、聚集, 使季节冻土带含水量增加。1 月气温最低, 冻结锋面下移深度最大, 深入地表以下 100cm 左右, 而地表以下 250cm 处, 地温较高, 在 6 以上, 故气态水不断由下向上运移、凝结、聚集。

3 月初, 季节冻土层开始融化, 季节冻土带内部温度低于气温、地表温度以及深处不冻带的地温, 气态水由上、下两个方向, 向融冻中的季节冻土带运移, 使之含水量增加, 而表层蒸发较小。因此, 季节冻土形成过程中, 气态水在饱和水汽压力梯度作用下, 向季节冻土锋面运移、凝结、聚集, 使季节冻土冻结深度范围内及其附近含水量显著增大。额济纳旗绿洲大部分地区, 地下水位埋深 2 ~4m, 距离季节冻结层底面较近, 气态水来源充足, 使得季节冻土带含水量增加较多, 在包气带内形成含水量较高的地带。因此, 在额济纳旗地区绿洲沙地的季节冻土活动深度范围内, 普遍存在一个高含水量带 (深度为 40 ~ 120cm), 其含水量明显高于上、下地层。中国科学院寒区、旱区环境与工程研究所的刘发民 (2002) 对黑河流域荒漠地区进行研究时, 也发现过此现象。该带正是荒漠植被根系最为发育的范围。笔者在额济纳旗野外调查时发现, 胡杨、沙枣、梭梭、红柳等木本和多年生灌木的根系在 0.3 ~1.00m 处最为发育; 苦豆子、沙蒿、冰草等草本植物在 0.2 ~ 0.4m 处根系最为发育; 并且所有植物都有十分发达的侧根。显然, 在气候极端干旱的额济纳旗地区, 季节冻土发育过程中, 气态水凝结、聚集作用所形成的高含水带, 构成荒漠植被生态系统十分重要的水环境, 荒漠植物靠发达的侧根吸取该层中的水分, 来维系生命过程。

季节冻土带中由于气态水凝结形成的高含水带, 即湿润砂层, 与低温有关。因此, 笔者将这种成因的湿润砂层称为冷生湿润砂层。冷生湿润砂层分布在季节冻土带内, 含水量明显高于上、下地层, 若无源无根之水, 悬挂在干燥的包气带中。虽然冷生湿润砂层上、下均是较为干的砂层, 但由于湿润砂层中水多以孔角毛细水形式存在, 呈不连续分布, 并不会因土水势的差异而产生移动, 得以较长时间存在。冷生湿润砂层的存在对荒漠植被的生存起到至关重要的作用。

野外调查时也能观察到冷生湿润砂层的存在。例如, 天津地质矿产研究所王宏、李凤林在塔克拉玛干沙漠中部的“塔中”考察时发现: 两座沙丘中部存在湿沙带, 其中一个沙丘湿沙带还有水渗出, 经实测, 渗水部位高出潜水位约 20m; 湿沙带上、下均为干燥沙, 若无源无根状; 并认为“凝结水”是两处湿沙带形成的原因; 在沙丘顶部簇生着不少芦苇、怪柳、梭梭等耐旱植物。

五、冷生湿润砂层形成的控制因素

通常冬季（12月至翌年2月）平均气温低，季节冻土发育深度较大的地区，有利于冷生湿润砂层的形成。在极为干旱的西北地区，气候干燥，形成冷生湿润砂层的气态水主要源自地下水，因此，地下水位埋深、包气带岩性结构以及地形地貌等因素都会对冷生湿润砂层的分布和发育产生影响。

地下水埋藏浅的地方气态水运移路径短，有利于冷生湿润砂层形成。地下水埋藏过深，气态水运移途径长，则不利于冷生湿润砂层生成。

包气带岩性、结构控制着气态水通量大小，孔隙较大，且均匀砂层（如风积沙）构成的包气带，气态水通量较大，有利于冷生湿润砂层形成；具砂层、粘性土互层结构的包气带，气态水运移通道不畅，水汽通量较小，对冷生湿润砂层形成不利。例如，在黑河下游地区，包气带岩性、结构和地下水埋深对冷生湿润砂层形成、分布有明显的控制作用。在地下水埋深大于6m的地区，或是具粘土夹层的包气带，含水量较低，冷生湿润砂层形成作用不明显，地表多为植被稀少的裸地；而地下水埋深2~4m的地区，由岩性单一的粉细砂组成的包气带中含水量较高，冷生湿润砂层发育，梭梭、白刺、骆驼刺等荒漠植物生长良好。

地形、地貌对冷生湿润砂层形成与分布有一定的影响。在半固定沙丘带，冬季，由于沙丘受冷临空面积比丘间洼地大许多，丘内地温较丘间洼地地温来得低，气态水在沙丘内凝结水量较多（图4-9A）；初春，季节冻土开始融冻，当丘间洼地季节冻土融化完毕，地温开始上升时，由于沙丘内储冷量较大，局部地温仍然很低，气态水便会从地温较高的丘间洼地向沙丘内地温低处凝结、聚集，使得沙丘内冷生湿润砂层能积累较多的水分（图4-9B）。在水分积累较多的沙丘上荒漠植被往往长势较好。

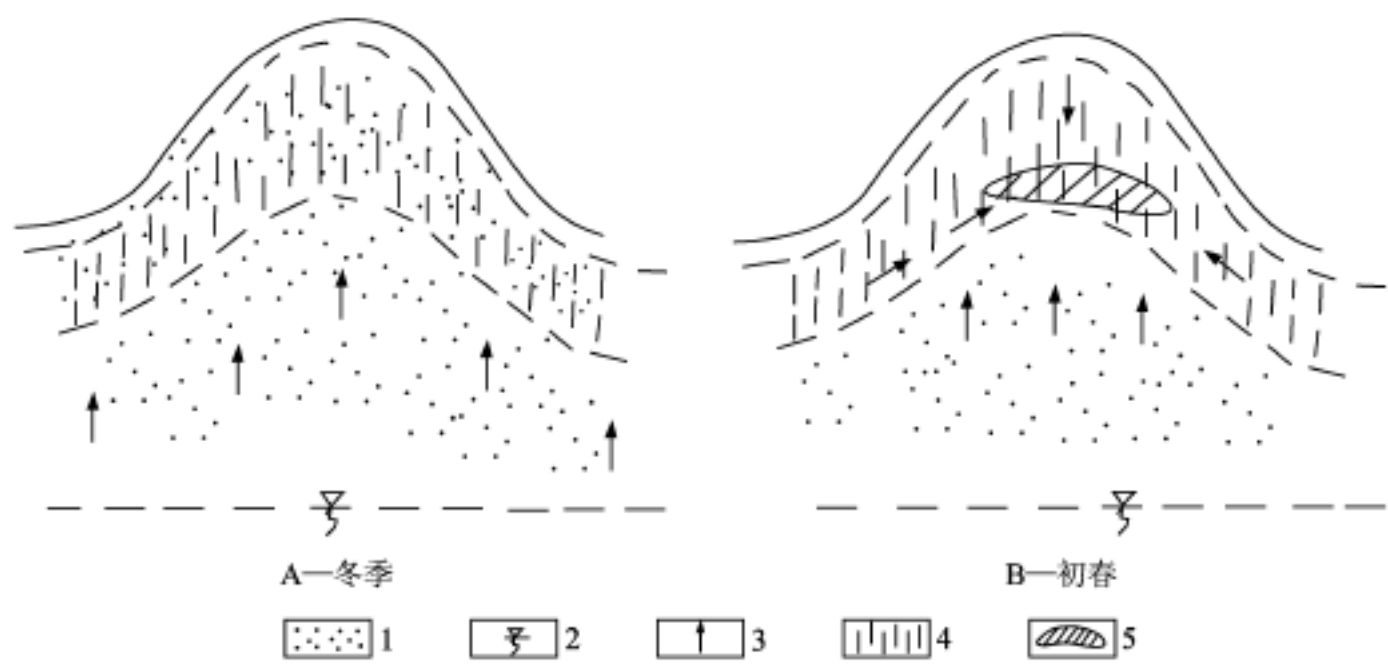


图 4 - 9 沙丘中冷生湿润砂层形成示意图

1—风积沙；2—潜水位；3—气态水运移方向；4—冷生湿润砂层；5—局部低温区

冷生湿润砂层仅靠一层上覆的干燥多孔砂土作为屏障，防止水分散失，一旦失去它，

高含水带内的水分将会因蒸发而迅速丧失殆尽，造成依附冷生湿润砂层生存的荒漠植被枯死。在额济纳旗风蚀作用强烈的地区，风蚀沟槽纵横，冷生湿润砂层的形成条件被破坏，随处可见枯死的红柳、梭梭等植物。另外，由于全球性气候变暖，季节性冻土厚度变小，则不利于冷生湿润砂层的生成，有可能影响到荒漠植被的生长。

第五节 包气带的净化功能

包气带作为地下水系统的最外层，广泛分布在陆地表面，大气降水和地表水常携带有许多有害成分和污浊的悬浮物，这些水经过包气带下渗补给地下水过程中，包气带通过吸附、过滤、离子交换以及生物化学等作用，改变渗入水的化学成分，并对其中的一些有害物质进行去除、净化，使之成为清洁的地下水，从而构成全球水循环中一个十分重要的水质转换界面，起到清洁器的作用，是自然界水循环中不可缺少的环节。探讨包气带中吸附、过滤、离子交换以及生物化学作用对水的净化机制，对了解包气带水质的净化功能，并将认识到的包气带净化机制运用到环境治理和污水处理中有着十分重要的意义。

一、过滤作用

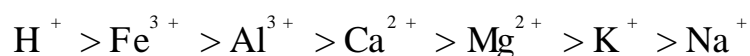
在多孔介质组成的包气带内，布满了相互连通、由不同尺寸孔隙构成的孔隙网络，形成一个天然的良好过滤层，对下渗水中的悬浮物有很好的过滤作用，大于孔隙直径的悬浮物被滞留下来。当被拦截下来的固体多了，会对孔隙产生堵塞，进一步限制直径更小的悬浮固体物通过，虽然提高了包气带的过滤能力，但同时也降低了包气带表层的渗透性。一般悬浮物浓度为 30 ~350mg/L 的水通过中细砂层后，出水浓度小于 10mg/L。

二、阳离子交替吸附作用

岩土颗粒表面带有负电荷，能够吸附阳离子。在一定条件下，岩石颗粒可吸附某些阳离子，而将原来吸附的部分阳离子释放，重新转入地下水中，这就是阳离子交替吸附作用。

阳离子交替吸附作用的强弱取决于岩土的吸附能力。粘性土由细小的片状粘土矿物组成，具有很大的比表面积，片状粘土矿物边缘带有较强的负电荷，具有很强的吸附能力。因此，在含有较多粘土矿物的粘土岩类中交替吸附作用最强。而颗粒较大、比表面积较小的砾石层交替吸附能力较弱小。

不同的阳离子吸附在岩石表面的能力不同，离子价愈高，半径愈小，吸附竞争能力愈强。按吸附能力排序，自大而小为：



三价离子吸附能力大于二价离子，由于 H^{+} 半径很小，因此吸附竞争能力最强。当水中某种离子浓度增大时，会增强该种离子的吸附能力。温度对吸附作用也有影响，温度高时，吸附能力下降。

在评价岩土对某种离子的吸附能力时，多采用等温吸附试验法确定的等温吸附方程来进行评价。试验通常在单溶质溶液中进行，结果也可适用于溶液中其他离子浓度较小的情况。

常见的等温吸附方程有线性和非线性方程。

(1) 线性方程

$$S = a + K_a \cdot C \quad (4 - 10)$$

(2) 非线性方程

$$S = K \cdot C^n \quad (4 - 11)$$

$$S = S_m K \cdot C / (1 + K \cdot C) \quad (4 - 12)$$

式中：K 和 C 分别为平衡状态下固、液两项的溶质浓度 (10^{-6})； K_d 为分配系数 (L/kg)；a, K, n 分别为有关常量；S 为吸附量； S_m 为最大吸附量 (10^{-6})。

三、生物化学降解作用

包气带内部由相互连通、不同尺寸孔隙组成的孔隙网络体系构成。该体系具有持水功能、吸附功能、透气和透水功能，且位于变温带内，地温呈昼夜变化和季节变化，为各类细菌繁衍提供了必需的水、热、气条件。在一定条件下，细菌在繁衍过程中，能对生活污水或废水中含有的有机物和 NO_3^- 等物质进行降解，使包气带成为分布广泛而复杂的天然生物降解系统。

渗入包气带中的水，首先经过过滤，将直径较大的悬浮物留在表层，溶解于水中的某些有害离子被吸附在颗粒表面，这为某一类以这些污染物质作为生命代谢能量基质的细菌繁衍提供了十分有利的环境。通过一系列复杂的生物化学作用后，有害物质被分解成为无害成分或是变为气体逸出，从而使有害物质降解，这便是包气带的自净作用。滞留在包气带表层的悬浮物中的有机物，在生物化学作用下，进一步分解，部分分解后产生的有机酸溶于水后，会进入包气带内。在某些情况下，吸附在矿物表面上的有害离子也会被其他阳离子交替，重新进入水中。因此，过滤作用和吸附作用的降解只是暂时的。只有生物化学作用才能对有害物质进行彻底降解。生物化学作用强弱在一定程度上表征着包气带自净能力的大小。

包气带上部透气性较好，往往形成以好氧菌群落为主的生物氧化带，带内以生物氧化作用为主；在包气带下部透气性较差，处于厌氧环境，有利于形成以厌氧菌群落为主体的生物还原带，带内以生物氧化还原作用为主。生物氧化作用和生物氧化还原作用是包气带内两种主要的生物化学作用。

(1) 生物氧化作用：

出现在氧充足的包气带上部。是在含氧的介质条件下，好氧菌在繁衍过程中将大分子的有机物分解为小分子的有机物，经过一系列复杂的生化反应，最终将有机物分解为无机盐、水和二氧化碳的过程。

例如，硝化菌进行的硝化作用：



硝化作用的实质是氨（铵）态氮经生物氧化作用生成硝态氮，反应的第一步是 NH_4^+ （或 NH_3 ） $\rightarrow \text{NO}_2^-$ ，第二步是 $\text{NO}_2^- \rightarrow \text{NO}_3^-$ 。

（2）生物氧化还原作用：

出现在氧缺乏的包气带中下部。是在厌氧的环境下，脱硫菌和反硝化菌等厌氧菌以有机物为能量底质，在其生命过程中，将有机物或有害成分分解为无机盐、水和二氧化碳或其他气体的过程。

在厌氧环境中，脱硫菌和反硝化菌等厌氧菌类是进行生物氧化还原反应的主要微生物群落。

脱硫菌最适宜的繁衍温度为 $25 \sim 30^\circ\text{C}$ ，最高为 $35 \sim 40^\circ\text{C}$ ，对 pH 值的适应范围为 $5 \sim 9$ ，最适应的 pH 值为 $6 \sim 7.5$ 。它是一种兼性营养细菌，既能有机能异养，又能自养。介质中含的有机盐和 SO_4^{2-} 为脱硫菌群繁衍提供了良好的营养条件。脱硫菌在繁衍过程中将 SO_4^{2-} 还原为 H_2S ，并把作为它能量基质的有机物氧化为 CO_2 。该过程可以乳酸盐为例：



同时，脱硫菌还含有氢化酶，这种酶正是一种以氢元素还原硫酸盐的生物催化剂，也能以氢为能量底质，在有氢存在时，脱硫菌还原硫酸盐十分迅速，其反应式为：



反硝化菌也是一种常见的厌氧菌，有自养和异养两种类型，以异养为主，生命过程中以介质中的有机物作为能量底质，将 NO_3^- 还原成 N_2 ，适宜于厌氧环境中繁衍。以葡萄糖为例，该过程可表述为：



含有有机物和 NO_3^- 等物质的生活污水或废水渗入包气带中，包气带首先通过吸附作用进行降解，同时为包气带中某一类以这些污染物质作为生命代谢能量基质的细菌，提供了十分有利的繁衍环境。

包气带上部透气性较好，往往形成以好氧菌群落为主的生物氧化带；包气带下部透气性较差，且由于上部生物氧化带形成后，将氧基本耗尽，处于厌氧环境，有利于形成以厌氧菌群落为主体的生物还原带。当生物氧化带和生物还原带形成后，细菌群落将渗入水带入的有机物和 NO_3^- 等污染物质分解为气体和无机盐，从而将渗入污水净化。

为说明包气带中生物化学作用对水中有害物质的降解作用，以造纸污水中 COD 的自然降解为例（曹文炳，2000）。

野外试验场位于中原油田采油厂附近的黄河冲积平原上，紧邻已有四年造纸污水排放史的污水渠，面积为 $40 \times 50\text{m}^2$ ，无污水浇灌史，取样观测系统由 10 个取样观测孔组成。U₁₋₃ 取样观测孔是在污水池水位下降后出露的池底上进行的施工。分别在 0.5m、4m、10m 深处，用专门的阀门式反循环取样器提取饱和土和渗滤液样品，以了解污水池底部包气带结构及水化学特征。试验中，共取水化学样品 46 个、细菌样品 8 个，整个试验历时 38 天。

场地水文地质结构：包气带厚度为 13.20m，岩性自上而下为：黑色淤泥质泥炭层厚 1m（仅出现在排污渠底部），黄色亚沙土厚 5m，黄红色亚粘土厚 12m，细砂含水层厚 20m。试验场和包气带结构图，分别见图 4 - 10A 和图 4 - 10B。

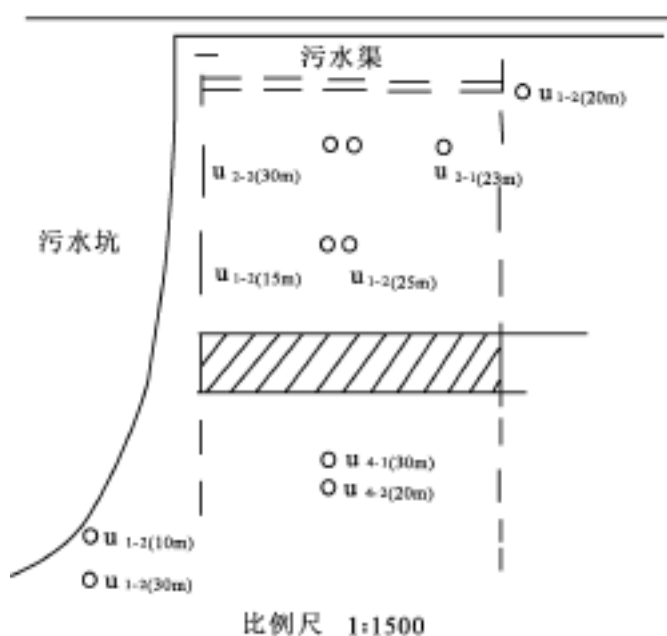


图 4 - 10A 试验场观测系统平面图
U 为观测孔编号

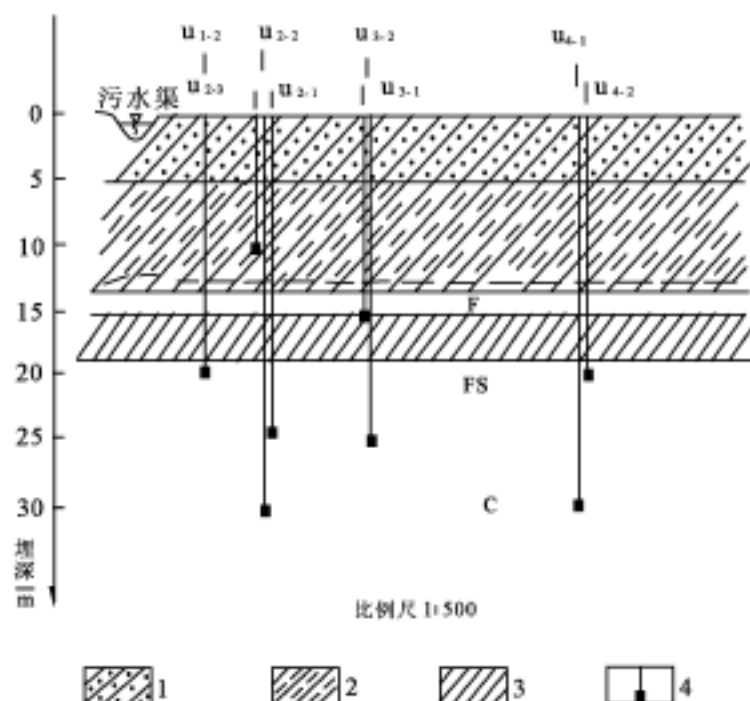


图 4 - 10B 试验场包气带剖面图
1—亚砂土；2—亚粘土；
3—粘土；4—含水层及观测孔过滤器

从取样分析结果可知，污水池底包气带中 COD 和 SO_4^{2-} 含量随深度呈有规律的变化，可分为 3 个特征段。见图 4 - 11。

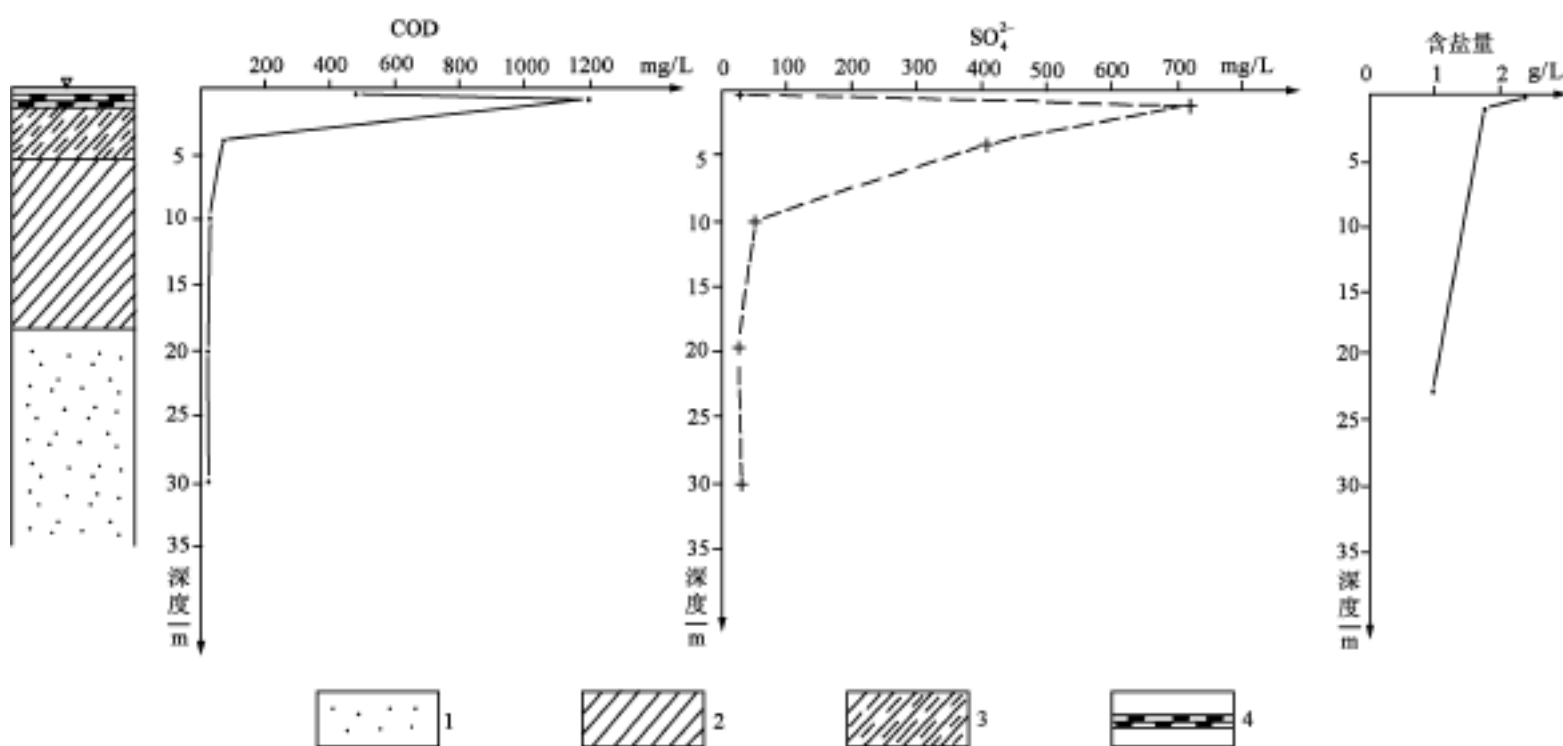


图 4 - 11 污水池底 COD 和 SO_4^{2-} 含量随深度变化图
1—粉细砂含水层；2—红黄色粘土；3—灰黄色亚粘土；4—淤泥质泥炭层

1) 上段：0.0 ~0.5m，岩性为黑色淤泥质泥炭层，富含有机质，段内 COD 和 SO_4^{2-} 随深度增加很快，最大值分别为 1205.76mg/L 和 723.01mg/L（超过污水中含量的 2.5 倍和 22 倍），随深度增长率分别为 14.42mg/L · cm 和 13.8/L · cm。该段为氧化带，由于污水中的木质素、纤维素等有机物不断沉积，给该段带来充足的有机物，在氧和细菌的综合作用下，木质素、纤维素等有机物不断分解，产生大量可溶性有机盐，使 COD 含量增加。另外，在有机物分解过程中，氧同时将其中的 S 氧化为 SO_4^{2-} ，使地下水中的 SO_4^{2-} 含量同

步增高，该段以生物氧化作用为主。

2) 中段：0.5 ~4.0m，厚 3.5m，上部为灰黄色亚砂土，含有机质较多。COD 和 SO_4^{2-} 含量随深度增加而降低，降低率分别为 3.23mg/L·cm 和 0.895/L·cm。其中脱硫菌十分发育，含菌量为 $(10 \sim 100) \times 10^3$ 个。由于上段生物氧化作用强烈，水下渗到本段时，溶解氧已基本耗尽，使其处于厌氧状态，水中的有机盐和 SO_4^{2-} 为脱硫菌群落的繁衍提供了良好的营养条件。脱硫菌在繁衍过程中将 SO_4^{2-} 还原为 H_2S ，同时又将它作为能量底质的有机盐氧化为 CO_2 。由于本段处于厌氧环境，存在大量 SO_4^{2-} 和有机盐，因而以脱硫菌为主体的生物氧化还原反应强烈，使 SO_4^{2-} 和有机盐迅速消耗，导致 COD 大幅度下降。本段为强生物氧化还原带。

3) 下段：4 ~10m，岩性为黄色亚粘土，有机物贫乏，虽然 COD 和 SO_4^{2-} 含量随深度减少，下降率却明显变小，分别为 0.1mg/L·cm 和 0.95/L·cm。由于在中段，大部分有机盐和 SO_4^{2-} 已被消耗，进入浓度大为降低，不利于脱硫菌发育，检出的脱硫菌小于 1000 个/L，相应地生物还原反应速度较慢，COD 和 SO_4^{2-} 降解速率也随之降低。本段为弱生物氧化还原带。

包气带对造纸污水中有机物的降解是一个复杂的生物化学降解过程，包气带中形成的生化层，对污水中有机物降解起着至关重要的作用。生化层在天然状态下自然形成，由生物氧化带和生物氧化还原带组成，形成过程明显有阶段性：初期，污水进入包气带中，经过充水、吸附过程，在包气带中形成有利于微生物群落繁衍的环境；然后，依次在包气带上部形成生物氧化带，在下部形成以脱硫菌生化作用为主的氧化还原带。只有当生物还原带形成后，生化层才发育成熟，具备对有机物的生化降解能力。生化层空间分布，仅局限于污水渠底部包气带中有垂向渗流的部分。生化层发育程度与包气带厚度有关。且直接影响到对 COD 的降解效果，两者大致存在以下关系。见表 4 - 4。

污水渠正下方是一条有供水潜力的古河道，为潜水含水层，包气带厚度为 12 ~14m，古河道上游地下水中，COD 的背景值为 1.73mg/L， Cl^- 离子的背景值为 29.13mg/L， SO_4^{2-} 背景值为 17.90mg/L。污水在包气带运移过程中惟有 Cl^- 离子受吸附、离子交换、生物降解作用影响很小，因此，可根据 Cl^- 离子的含量变化，判别是否有污水通过包气带进入地下水中。

从表 4 - 5 可知，污水中 Cl^- 离子和 COD 含量分别为 446.61mg/L 和 484.80mg/L；在 U_{4-2} 和 U_{3-2} 孔中， Cl^- 离子含量分别为 87.63mg/L 和 174.36mg/L，表明污水已通过包气带进入含水层中。由于生化层对污水中 COD 的自然降解，使 98% 左右的 COD 得到降解，只有约 2% ~3% 的 COD 进入含水层中，对含水层水质影响甚微。证明包气带对污水中的 COD 天然生物降解效果十分显著。

表 4 - 4 包气带厚度与生化层发育关系表

取样点号	COD /mg · L ⁻¹	SO ₄ ²⁻ /mg · L ⁻¹	包气带厚 /m	生化层分带 /m	COD 降解率 /%
U ₀	484.80	32.72	0	A	0.0
U ₁₋₃₋₁	1205.76	723.01	0.5	A0.5	- 151
U ₁₋₃₋₂	72.5	409.78	4	A0.5 B3.5	85

取样点号	COD/ $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$	$\text{SO}_4^{2-}/\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$	包气带厚/m	生化层分带/m	COD降解率/%
U ₁₋₃₋₃	11.52	53.94	10	A0.5	97.62
				B3.5	
				C6.0	
U ₁₋₁	9.6	24.08	13	A0.5	98.00
				B3.5	
				C9.0	

注：A 代表生物氧化带，B 代表强生物还原带，C 代表弱生物还原带。表中降解率的计算是指生化层对污水渠内污水 COD 的降解。

表 4 - 5 古河道地下水水质分析表

取样孔号	COD/ $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$	$\text{Cl}^{-}/\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$	到污水渠距离/m	取样深度/m
U ₄₋₂	6.6	87.63	12	20
U ₁₋₂	2.42	25.73	3	20
U ₃₋₂	9.6	174.36	16	25
U ₂₋₁	3.52	33.3	8	23
六号孔	1.73	29.3	510	40

四、影响包气带生物降解的因素

影响包气带生物降解的因素有温度、溶液的 pH 值、岩性、结构和厚度等因素，这里仅讨论包气带岩性、结构和厚度对生物降解的影响。

包气带水质交换能力受到岩性、地层结构等因素的制约。卵砾石层、基岩裂隙、裂隙 - 岩溶介质构成的包气带，比表面积较小，吸附量小，不利于微生物生长，难以形成细菌总量较大的生化层，水质交换和生物降解能力较弱。而中细砂、粉砂、亚砂土、粘性土层，比表面积大，小尺度的孔隙多，过滤、吸附作用强，可形成细菌总量很大的生化层，生物化学降解作用较强。

厚度是另一个制约包气带水质交换能力的重要因素。厚度较薄的包气带，吸附量较小，当包气带厚度小于 0.5m 时，生化层仅发育生物氧化带，生物氧化作用使有机物分解，产生大量的可溶性有机盐。在这些地区，会引起地下水更为严重的污染，土地对污水的承载力十分低。

厚度大的包气带，吸附量较大，生化层中生物还原带发育完整，能形成足够厚的生物还原带，有利于生物还原反应充分进行，净化能力强，土地对污水的承载力较大。因此，在评价土地对污水的承载力、环境容量以及建立污水在包气带运移的数学模型时，必须考虑包气带厚度对生化层发育的控制作用。

为证实包气带厚度对生化层形成的影响，专门进行了土柱试验（曹文炳，2000），试验采用两个土柱：1 号土柱长 2m，内装 1.5m 亚砂土；2 号柱长 1m，内装 0.5m 亚砂土。内装土均采自现场，湿容重控制在 $1.77\text{g}/\text{cm}^3$ ，与现场土容重相近。渗滤污水取自污水渠，污水中 COD 含量为 $496.00\text{mg}/\text{L}$ ， $\text{pH} = 7.6$ ，色度为 250 度。试验温度控制在 19 ~

21 。试验时，在土柱中加入从排污渠底取来的菌苗，以加快细菌生长。整个试验历经 31 天。

柱试验结果见图 4 - 12、图 4 - 13，试验过程可分为 3 个作用阶段。

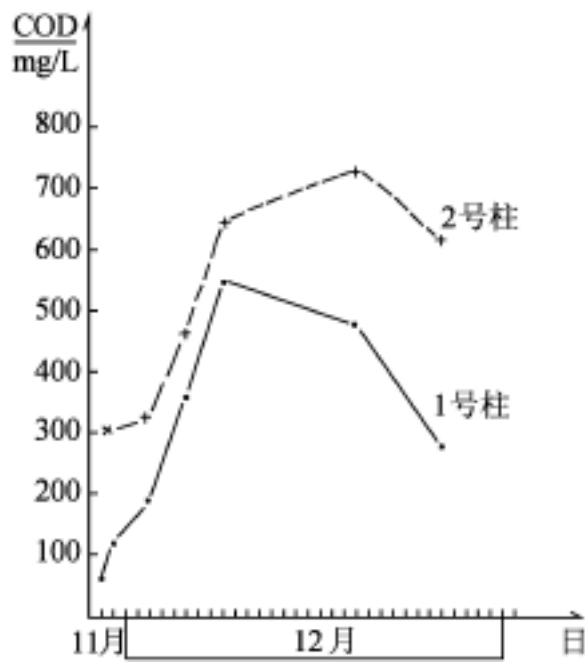


图 4 - 12 1、2 号柱 COD 历时变化图

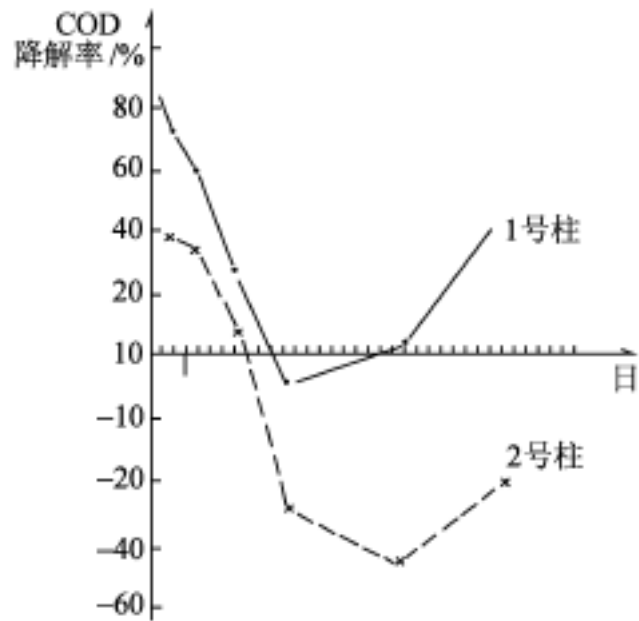


图 4 - 13 1、2 号柱 COD 降解率历时变化图

1) 吸附阶段（试验初期）：土柱对 COD 降解以土的吸附作用为主。1、2 号土柱吸附降解率分别为 27.7% ~87.1% 和 7.1% ~38.3%。作用时间 7 天左右。

2) 生物氧化带形成阶段（试验中期）：以 COD 含量和色度增加为特征，1、2 号土柱的 COD 最大值分别为 544.00mg/L 和 726.40mg/L，是进入污水 COD 值的 1.1 和 1.5 倍；色度分别增加到 1832 度和 6250 度。

3) 生物还原带形成阶段（试验后期）：以 COD 值下降、降解率增加为特征。1 号土柱，COD 值由 544.00mg/L，下降到 284.80mg/L，降解率由 - 9.7% 增加到 42.6%；2 号土柱，COD 值由 726.40mg/L 下降到 601.60mg/L，降解率由 - 46.4% 增加到 - 21.3%。表明经过生物氧化阶段，土柱下部溶解氧已耗尽，脱硫菌群落开始繁衍，使 COD 降解率增高。

生物还原带形成与土柱长度有关，土柱长，有利于还原带形成，形成厚度大，对 COD 降解能力强，形成时间约 14 天；土柱短，生物还原带发育空间受到限制，形成厚度小，对 COD 降解能力弱，形成时间约 24 天。

五、包气带生物降解的应用前景

包气带具备的对水质交换和天然净化的功能，备受环境学家的重视，通述利用污水经过砂质包气带下渗过程中经历的一系列物理、化学和生物化学作用，达到污水净化的目的，发展出污水快速渗滤土地处理和污水慢速渗滤土地处理方法。

污水快速渗滤土地处理对包气带有以下要求：厚度大于 1.2m；为渗透性较好的均质中细砂或细粉砂层，其中粘粒和粉粒含量小于 10%。污水快速渗滤土地处理具有建设投资少、运行费用低、水处理效果好的特点，因此，备受各国的重视。目前，我国已广泛采用快速渗滤土地处理方法，来处理城市污水、啤酒工业废水中的 COD、 $\text{NH}_4^+ - \text{N}$ 、 NO_3^- -

N 等有害物质（汪民等，1993）。

近年来，中国地质大学钟佐燊教授等根据包气带天然生物降解原理，仿照包气带结构，人工构筑了包气带，建造出人工快速渗滤系统，用于处理城市污水。深圳、东莞等地，人工快速渗滤系统的实际运行表明，其对 COD、BOD 的降解率达到 80% ~90%，对悬浮物的去除率大于 90%，对 $\text{NH}_4^+ - \text{N}$ 、 $\text{NO}_3 - \text{N}$ 的降解率大于 80%，对重金属的去除率达到 100%，出水达到国家二级排放标准，水处理效果极佳。该系统具有占地少，运行费用低，可随时调节生物化学反应的环境条件，污水处理量和去除率高于天然包气带的特点。总之，人工快速渗滤系统是一种高效、节能、运行费用很低的中小型污水处理系统，具有很高的社会和商业价值（何江涛等，2002，2003）。

第六节 小 结

包气带中的气态水与液态水不同，具有很大的分子动能，基本不受重力势和毛细势的影响，只受控于水汽分压势。在包气带一定深度（10 ~40cm）以下，孔隙相对封闭，其中的液态水与气态水处于动态平衡，相对湿度接近或达到饱和状态，当包气带内温度场发生变化时，气态水在饱和水汽压力梯度作用下，向最低温度界面运移、凝结、聚集或者发散，从而改变水分分布状态。包气带通过孔隙水蒸发与凝结的转化来达到自身与外界的热平衡，与热管原理基本相似，这种热传导方式的导热率远大于介质的导热率，成为包气带内热传导的重要方式。

季节冻土带中发育的冷生湿润砂层是荒漠植被不可或缺的水分来源。在季节冻土区，气态水凝结形成的冷生湿润砂层对荒漠植被生态有重要意义。从某种意义上讲，在温度场作用下，孔隙水蒸发 - 凝结相互转换，是一种出现在包气带表层的水循环。这种循环不仅使包气带与外界达到热量平衡，而且对包气带内水环境产生影响，有利于荒漠植被生长。包气带表层水循环机制揭示出裸露沙地蒸发和荒漠地区水环境形成与分布的机理，并为荒漠植被的保护和重建提供了理论基础和新思路。

包气带是水循环中一个十分重要的水质转换界面，通过吸附、过滤、离子交换以及生物化学等作用，改变渗入水中的一些化学成分，并对其其中的一些有害物质进行净化，其中生物降解对有害物质的降解最为彻底，是包气带中最为重要的生物化学降解作用。污水通过包气带下渗时，会在表层形成生物氧化带，在下部形成生物氧化还原带，共同组成生化层，能对悬浮物、COD、BOD、 $\text{NH}_4^+ - \text{N}$ 、 $\text{NO}_3 - \text{N}$ 和重金属进行有效的降解和清除，具有良好的天然降解功能。包气带的有效降解能力与包气带的岩性、厚度和结构有关，厚度大于 4m，且由细砂、粉砂、亚砂土等细颗粒物构成的包气带，降解效果好；而由颗粒较大的砾石或者是基岩裂隙、岩溶空隙构成的包气带降解能力很差，容易造成地下水的污染。因此，在设计污水渠和设置有污染的企业时，必须考虑包气带岩性结构和厚度。

从生态学的角度来看，包气带具备良好的水、热、气条件，为微生物群落提供了良好的生存环境，构成一个巨大的微生物生态系统。其中某些微生物是以极小的有机物碎片（有机酸分子或其他离子）为养料的分解者。最终，它们把随降水或地表水携带渗入的各种污染物（有机碎屑）分解为无机物，将水和 CO_2 回馈给环境，进行再循环。微生物群

落在整个碎屑食物链中处于末端位置。

采用包气带生物降解原理，设计出的污水处理装置，具有投资省，运行费用低，生化反应可控，去除率高，无二次污染的特点，十分适合作为中小型污水处理设备，有良好的社会效益和商业价值，是今后污水处理的主要发展方向之一。

参考文献

- 曹文炳. 2000. 包气带中造纸废水 COD 天然生物降解作用. 环境科学, Vol. 21, No. 1, 102 ~105
- 曹文炳, 万力. 周训等. 2003. 西北地区凝结水形成机制及其对生态环境影响初步探讨. 水文地质工程地质, 第 30 期, 6 ~10
- 程国栋. 1981. 季节冻土和融化层中未冻水的单向积聚效应. 科学通报, (23) 1448 ~1451
- 何江涛, 宋志勇, 何小娟, 陈鸿汉. 2003. 对人工快速渗滤污水处理系统的几点认识. 见: 第二届全国博士后地学学术研讨会优秀论文. 地球学报, Vol. 24, 增刊, 196 ~200
- 何江涛, 钟佐燊, 汤鸣皋, 陈鸿汉. 2002. 污水人工构建快速渗滤处理系统的试验. 中国环境科学, Vol. 22, No. 3, 239 ~243
- 刘发民等. 2002. 黑河流域荒漠地区梭梭人工林地土壤水分动态研究. 干旱研究, Vol. 19, No. 1, 3
- 马歇尔 TJ, 霍尔姆斯 JW. 1986. 土壤物理学. 北京: 科学出版社
- 万力, 曹文炳, 周训等. 2004. 包气带中温度变化对水分分布影响的实验研究. 水文地质工程地质, 第 31 期, 25 ~28
- 王大纯, 张人权, 史毅虹等. 1995. 水文地质学基础. 北京: 地质出版社, 44 ~49
- 汪民, 吴永峰等. 1993. 污水快速渗滤土地处理. 北京: 地质出版社
- 许兆义. 1993. 包气带水文地质专论. 北京: 地震出版社, 63 ~64
- 伊凡诺夫斯基 MN. 潘永密译. 1991. 热管的物理原理. 北京: 中国石化出版社, 4
- 庄骏, 张红. 2000. 热管技术及其工程应用. 北京: 化学工业出版社, 413, 3 ~31
- 周幼吾, 程国栋, 邱国庆等. 2000. 中国冻土. 北京: 科学出版社, 66 ~70, 102 ~103

第五章 地下水系统

第一节 地下水系统的组成

地下水系统是某一范围内含水岩系中的地下水体与其外部环境之间不断进行物质循环和信息传递而形成的统一整体。该系统内，地下含水岩系内的地下水体具有统一的水力联系，与外界环境共同组成物质 - 信息系统。

地下水系统是一个广义的概念，可从区域尺度上理解，也可从地下水赋存介质类型上理解。地下水圈是最大的地下水系统，它与植被生态系统、地表水系统（河、湖、海洋）、大气系统有着密切的联系，共同架构成人类赖以生存的环境生态系统。见图 5 - 1。太阳能和重力势是系统间进行物质 - 信息交换的原动力。水通过系统间的不断转化得以净化、再生，使水资源得到持续利用。系统间的水循环乃是维持生命繁衍、人类社会必要的前提。赋存在含水岩系中的水体，只要具有统一的水力联系，无论尺度大小，它与周围环境的组合，都可称为地下水系统。任何一个地下水系统，不论是简单还是复杂，都是由地下含水系统和地下水流动系统两部分组成。

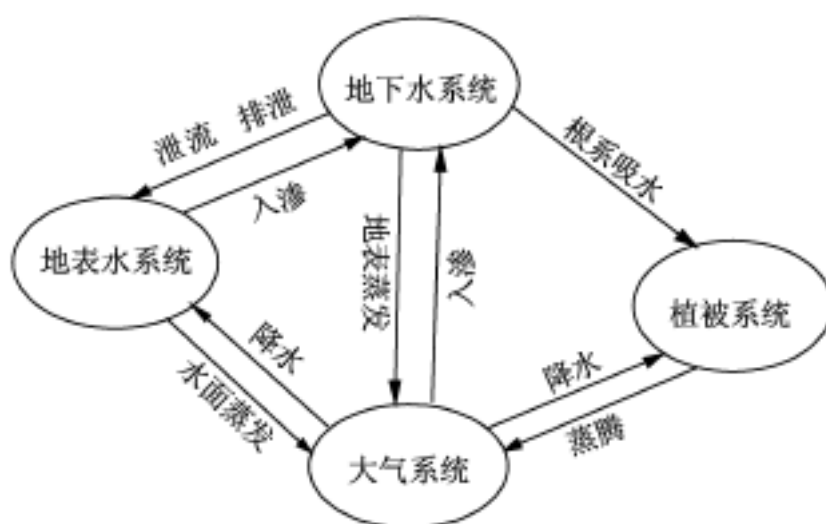


图 5 - 1 地下水系统与其他系统之间的水循环关系图

地下水含水系统是指由隔水或相对隔水岩层圈闭的，具有统一水力联系的含水岩系。这意味着，含水系统作为一个整体对外界的激励做出响应，因此，可作为独立而统一的水均衡单元，用于研究水量、盐量和热量均衡（王大纯等，1995）。任何一个含水系统都可能包含不同级次的子系统。

赋存在孔隙介质、裂隙介质和岩溶介质中的水，因介质性质不同，而具有不同的渗透运动特征。按介质类型可分为孔隙含水系统、裂隙含水系统和岩溶含水系统。

地下水流动系统是指由源到汇的流面群构成的，具有统一时空演变的地下水体（王

大纯等，1995)。用从源到汇的等势面和流面群来刻画和描述流动系统的特征。由于流面是零通量面，常作为流动系统的边界。含水系统和流动系统分别从地下水赋存和运移的整体性来刻画地下水系统的基本特征（王大纯等，1995）。

第二节 地下水含水系统

一、地下含水系统的边界

含水系统的边界分为封闭边界和开放性边界两种类型。

封闭边界：通常是由隔水或相对隔水的岩层，将部分含水系统圈闭起来，与外界隔开，属于固定的地质边界。例如，断陷盆地内松散孔隙含水系统边界，是由底部和周围透水性很小的地层（基岩）所构成的盆地边界。

开放性边界：是含水系统与外部环境进行物质和信息交换的界面。

根据界面接触类型可分为以下三种类型： 含水系统与地表水体的界面，分布在河、湖、海岸边和底部，是含水系统与地表水体进行水量、水质交换的界面； 不同含水介质的接触界面，由于不同含水介质中水的赋存和运动规律不同，按含水介质类型分为不同的含水系统，两种不同含水介质的接触界面便构成含水系统之间进行水质、水量和信息交换的界面； 包气带界面，通常含水系统最外层由厚度不一的包气带构成，它是地下水系统与植被生态系统、地表水系统（水文系统）、大气系统进行物质和信息交换的一个十分的重要界面。

二、孔隙含水系统

孔隙含水系统主要发育在新生代断陷沉降盆地中。我国东部沉降盆地、西北地区的大型内陆盆地以及中小型山间盆地，第四纪以来持续沉降，盆地内沉积了巨厚的松散沉积物，成为我国孔隙含水系统的主要分布场所。例如，第四系厚度在华北盆地为 450 ~ 600m，宁夏平原为 1800 ~ 2100m，河西走廊为 1100m，柴达木盆地厚度大于 2000m（赵运昌，2003）。其中储有丰富的地下水，成为当地重要的水源。

1. 盆地中的含水系统

大型断陷盆地内，地貌、岩相分带明显：从山前到盆地中心依次为洪积扇带、冲积平原带和湖积平原。

洪积扇带（山前倾斜平原）：分布在盆地边缘，地形坡度较大，分布着大小不一的洪积扇，有时扇与扇相互连接，形成洪积扇群，扇间为洼地。洪积扇规模受控于河流的大小，大型河流通常形成规模巨大的洪积扇。带内沉积物颗粒粗大，多为卵、砾石，是潜水的主要埋藏区。河流出山口后，水流分散为辫状水流，搬运能力降低，使洪积扇具有明显的分带，扇顶，多为巨大的漂砾、卵石、砾石，分选差，表土层薄，潜水埋藏深（水位

埋深数十米乃至百米以上)；扇中，由卵、砾石逐渐过渡到砂砾石，层理明显，局部出现粉砂和粘性土夹层，地下水位逐渐变浅；扇的前缘，颗粒变细，多为砂和粘性土互层，地下径流受阻，潜水因壅水而出露地表，形成泉水溢出带，矿化度小于 1g/L，多为重碳酸型水。

冲积平原带：地形平坦，微向盆地中心倾斜，沉积物多为砂砾石，表土层较厚，为潜水与承压水的过渡带，上部为潜水，下部为承压水。含水层为粗砂和中、细砂层。上部为潜水，水位埋深一般小于 10m，矿化度较高，一般为 1 ~10g/L。下部为承压水，水头常高出地表，成为自流水，矿化度在 1 ~2g/L 左右，多为重碳酸型水和重碳酸 - 硫酸型水。

湖积平原：位于盆地中心，地势最低，常积水成湖。湖积物属于静水沉积，颗粒分选性好，岸边多为砂、砾石沉积，向湖心逐渐过渡为粉细砂和粘土沉积。湖心地带粘性土沉积较厚，含水层薄，呈长条状分布，含水性较差。上部为潜水，水位埋深较浅，通常小于 2m。在长期干涸的盐湖中水位埋深要大些，矿化度较高，一般大于 10g/L，在盐湖地区可达数百克/升，多为氯化物型水。下部为承压水，水量较小，矿化度较高，一般大于 10g/L，多为氯化物型水和硫酸盐型水。

任何沉积盆地都可看作是一个独立的含水系统。按地下水埋藏条件，可分为潜水含水系统和承压含水系统两个子系统。大型内陆盆地，幅员辽阔，较大河流形成的洪积扇，常相距甚远，而每个洪积扇都有独立的储存、补给、径流、排泄途径，洪积扇之间的水力联系较弱。因此，潜水含水系统也可按洪积扇分为若干个子系统。例如，柴达木盆地南缘，分布着诺木洪、格尔木、那棱格勒三个大型洪积扇，彼此相距百余公里，水力联系微弱，相对独立，故可将它们分别看作三个潜水含水子系统。

盆地内孔隙含水系统的补给，绝大部分来自周围山区汇入盆地内的地表水和大气降水。河水流出山口后，流经洪积扇顶部和中部，下渗补给含水系统，引水渠道的渗漏也是地表水补给的另一种形式，两部分水均来自河水。对于降水十分稀少的内陆盆地来说，汇入盆地的地表水成为孔隙含水系统惟一重要的补给源。见表 5 - 1。

盆地内各个含水子系统获取的补给量并不均等。天然状态下，河流下渗的补给水量，一部分，通过洪积扇前缘的泉水溢出带排出，重新转换成地表水，形成泉集河，流向盆地中心；另一部分，供给溢出带周围绿洲植被蒸腾和地面蒸发。因此，洪积扇潜水含水系统中的地下水，补给充分，水交替积极，矿化度较低，具有良好的供水前景。而距离洪积扇和河流较远的冲湖积平原和湖积平原中的含水系统，由于补给距离远，径流迟缓，得到的补给量较少，取水时，水位降深大而快。

表 5 - 1 沉降盆地各项补给量占总补给量的百分比

地区	降雨入渗 / %	河水入渗 / %	渠水入渗 / %
汉中	30. 7	13. 9	53. 1
关中	45. 3	22. 1	15. 5
武威盆地	3. 7	33. 90	54. 4
酒泉盆地	4. 1	44. 2	47. 7
玉门盆地	3. 4	62. 8	33. 8

(据 赵运昌，2003，整理)

盆地内植被分带性明显。从盆地边缘到盆地中心，地貌、岩性和地下水的分带也反映出各带在水、土和盐分上的显著差异，这些差异直接影响到植被种群和群落的分布，使植被分布也出现明显的分带。为说明盆地内植被的分带性，以河西走廊张掖 - 酒泉断陷盆地为例。

河西走廊张掖 - 酒泉断陷盆地为北西走向，南临祁连山，北靠合黎山，南、北山前地带为洪积扇和洪积台地组成的山前倾斜平原带，其前缘为冲积平原带，分布在南、北山前倾斜平原之间，湖积平原较小，仅分布在高台西南、酒泉东北和盐池一带。由于各带水、土、盐环境条件不同，植物种类和群落也各不相同。

山前倾斜平原：为洪积扇顶部和洪积台地，属砾质戈壁，地表土层薄，地下水位埋深约 50 ~200m，植被为耐旱植物种群，植物成分以旱生、超旱生半灌木和草本为主，植被稀疏，总盖度小于 35%。常见物种有骆驼蓬、白刺、苏枸杞、枇杷柴、沙拐枣、珍珠、麻黄、骆驼刺等。倾斜平原下部细颗粒沉积物增加，地表土层变厚，地下水位埋深约 4 ~10m，植被出现较高大灌木，如梭梭、红柳等，其间以花花柴、白刺、骆驼刺、沙蒿等耐旱植物为主，植被覆盖度 <30%。

洪积扇前缘 - 冲积平原：为地下水泄出带，地下水埋深 1 ~4m，为绿洲分布区，植被中出现高大乔木，如柳树、杨树、沙枣、胡杨及各种果树等，为重要的农业区。在一些地形低洼、潜水埋藏浅的地区，土壤盐碱化程度较高，不适合种植，植被类型为湿地草甸草地，以耐盐和湿生植物为主，如芨芨草、芦苇、赖草、马蔺、苔草以及红柳等。

湖积平原：分布面积较小，地下水位埋深很浅，多为沼泽草地和低湿地草甸草地，芦苇为主要建群种，常见伴生植物有胖姑娘、甘草、红柳、莎草、三棱草、蒲草、苔草、芨芨草、苦豆子、枸杞等，植被覆盖度可达 60% 以上。盐池附近盐渍化作用强烈，常见植物物种有芦苇、红柳、盐爪爪、碱蒿等。

2. 冲积平原含水系统

华北盆地和松辽盆地是我国东部主要的两个沉降盆地。晚第三纪（N） - 中更新世（Q₂）盆地震荡性沉降，以河湖相沉积为主，上部岩性以粘土、亚粘土和中粗砂和中细砂为主，构成盆地内深层承压含水系统。由于埋藏深度大，粘性土层厚而稳定，呈半固结状，含水层封闭性好，补给条件差，开采其中的地下水，会引起地下水位持续下降，形成大面积的水位降落漏斗。例如，中原油田采油厂，取用中、下更新统地层中的承压水，开采深度自 100 至 400m，日取水量为 2.86×10^4 t，造成深层承压水水位持续下降，取用 10 年后，就形成面积为 1500km² 的水位降落漏斗。

晚更新世（Q₃），湖泊逐渐消失，代之以河流相沉积，以冲积扇和古河道沉积为主，组成浅层承压含水系统。古河道成因的含水层具有延伸远、分布面积广，汇水条件好，与地表水联系密切的特征，是工、农业和城市用水的主要水源之一。为说明含水系统的分布特征，以黄河下游冲积平原为例。

黄河下游冲积平原，含水系统的形成与黄河的沉积作用密切相关。中更新世晚期（Q₂），黄河自西部高原流入华北湖，开始一系列的沉积活动，起初，冲积扇规模不大，分布在长垣、新乡和郑州一带，岩性为含砾中粗砂、中细砂和砂质粘土，顶部有一层稳定的粘性土层，半固结状，含水层封闭较好，补给条件差。晚更新世（Q₃），黄河水量充

沛，形成的冲积扇规模最大，扇缘分为南、北两支：北支，沿 NE 方向延伸至长垣、濮阳一带；南支，沿 SW 方向延伸到太康（图 5 - 2）。含水层岩性为含砾中粗砂、中细砂、粉细砂，夹亚砂土和亚粘土，顶板埋深 12 ~30m，底板埋深 80 ~100 m，为微承压水，顶部粘性土层断续分布，与上部潜水水力联系密切，是浅部主要的含水系统。全新世（ Q_4 ），黄河游动在平原之上，以冲积相粉细砂、粉土和淤泥沉积为主，厚 12 ~30m，为潜水含水层，多为黄河故道沉积。今日黄河冲积扇，由上述三个时期形成的冲积扇沉积体系相互叠置而成。

含水系统分布受基底构造挽近期活动控制。从冲积扇结构来看，郑州、新乡以西，含水层厚而相对集中；以东，含水系统多为黄河古河道摆动、叠置而成。古河道的走向和分布，明显受 EW 向、NE 向和 NW 向基底构造的挽近期活动控制，这种控制作用延续至今。从现今黄河河道走向来看，郑州 - 兰考段，近 EW 走向，受 EW 向基底构造控制；黄河在兰考折向北东，径流入海，受 NE 向构造控制。中原油田勘探资料表明，黄河在兰考 - 台前段，正位于一条 NE 向基底断裂之上，该断裂由此得名为黄河断裂。从图 5 - 2 还可看出，中更新世晚期（ Q_2 ）和晚更新世（ Q_3 ）时期的黄河冲积扇在兰考西边分为两支，一支向 NE 延伸，与今日黄河走向一致，另一支向 SE 延伸，走向 NW，与淮河支流涡河、浍河流向一致。明显分别受 NE 向和 NW 向基底构造影响。

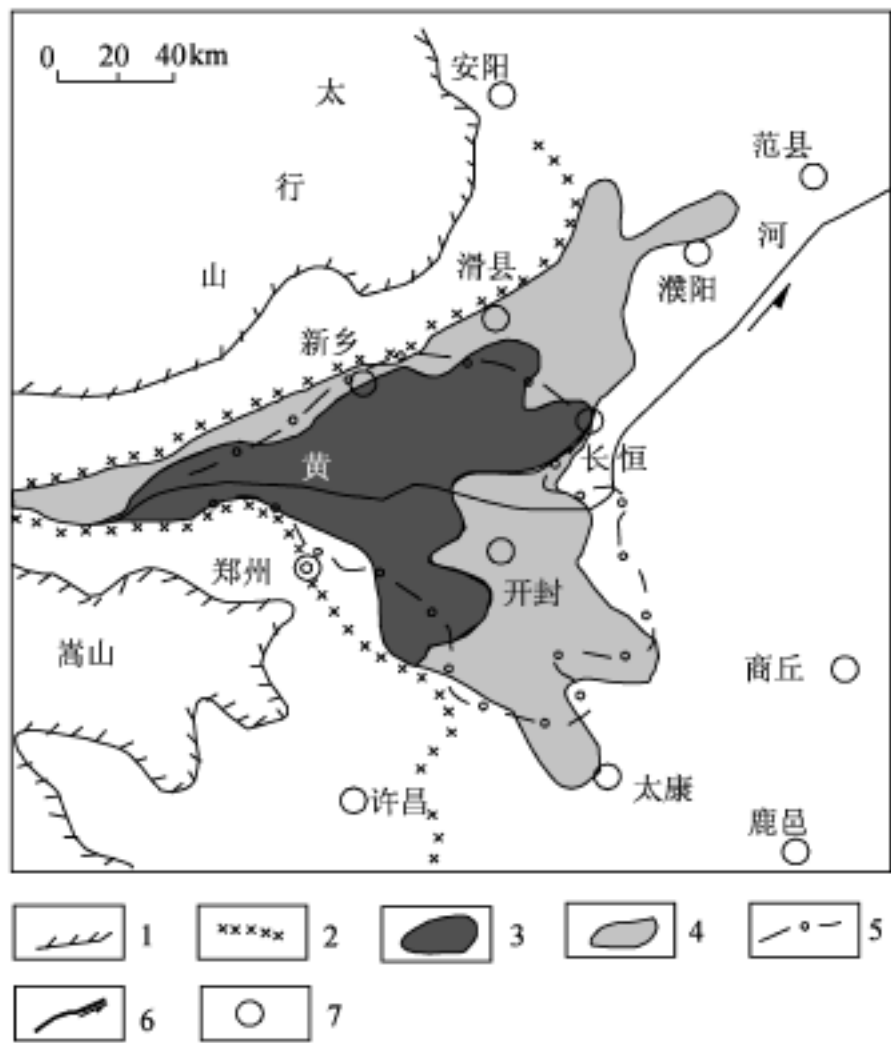


图 5 - 2 中更新世 - 全新世时期黄河冲积扇分布图

（据廖资生等，2004）

1—山区；2—山麓 - 平原分界线；3—中更新世晚期黄河冲积扇前沿界线；

4—中更新世时期黄河冲积扇前沿界线；5— 全新世时期黄河冲积扇前沿界线；6—现代黄河及流向；7—城市

濮阳市及其周边地区黄河古河道发育，分布着数条晚更新世 - 全新世不同规模的古河道，展布于长垣断裂（基底断裂）两侧，走向近 NE40°；见图 5 - 3。晚更新世古河道宽 1.6 ~ 6.5km，岩性为中细砂、粉砂夹薄层粘土透镜体，砂层厚 30 ~ 50m，底板埋深 90 ~ 103m，顶板埋深 30 ~ 40m，顶部粘性土断续分布，与潜水水力联系密切，为微承压含水层，见图 5 - 4。全新世古河道有 5 条，规模较小，宽 0.5 ~ 3km，岩性为粉细砂，厚 20 ~ 25m，为潜水含水层。

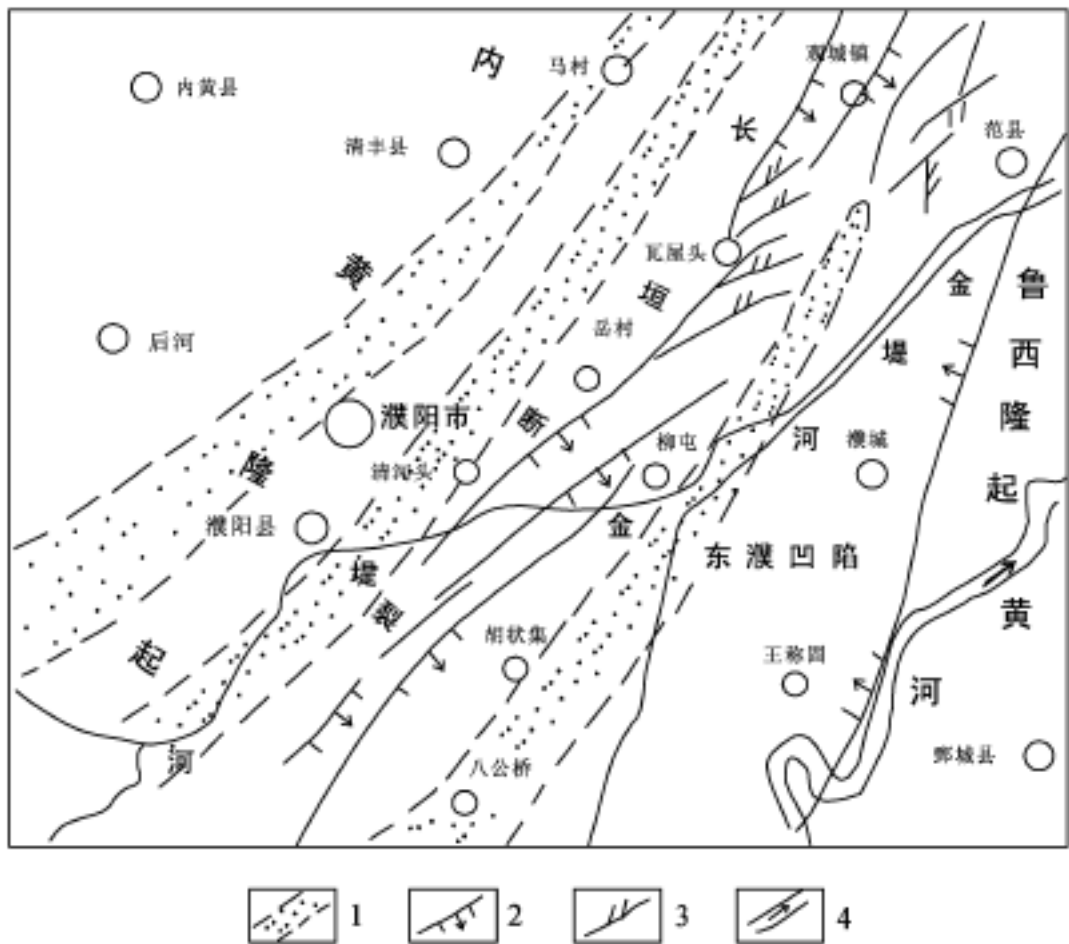


图 5 - 3 濮阳市晚更新世时期古河道与基底断裂分布关系
1—晚更新世时期古河道；2—正断裂；3—压性断裂；4—现代黄河及流向

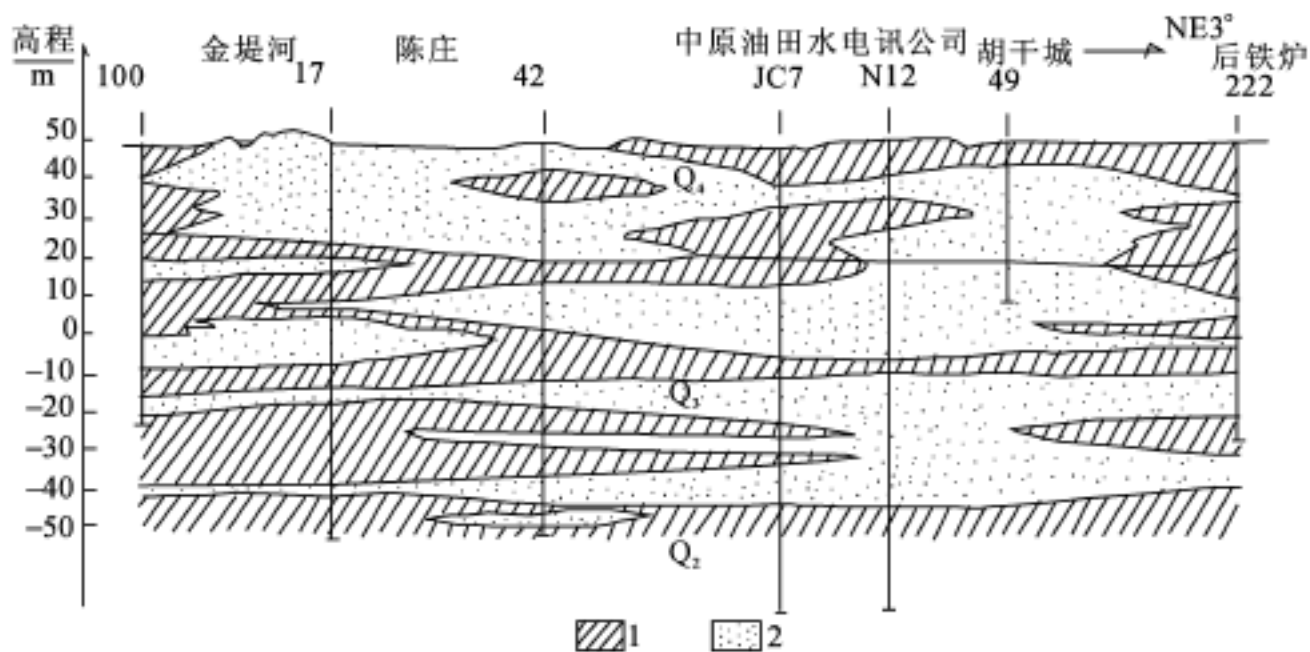


图 5 - 4 濮阳市全新世 - 晚更新世时期古河道剖面图
1—粘性土层；2—中细砂和粉砂层

含水系统的补给主要来自大气降水、河渠渗漏和地下径流，其中引黄灌渠的渗漏补给量占总补给量的 60% ~70%。古河道内水量丰富，单井涌水量为 $2000\text{m}^3/\text{d}$ ，矿化度小于 1g/L ，为重碳酸型水（濮阳市节约用水办公室，1993）。两条古河道之间为古河间带，带内，含水层少而薄，单井涌水量 $500 \sim 1000\text{m}^3/\text{d}$ 。由于曾是古黄河的河间洼地，地下水位埋深浅，盐渍化作用强烈，为硫酸 - 氯化物型水，矿化度为 $2 \sim 5\text{g/L}$ ，水质很差，不适合饮用。

当今黄河河道，由于泥沙淤积，河床逐年抬高，目前河床已高于堤外 $3 \sim 5\text{m}$ ，局部河段甚至高达 10m 以上，形成“地上悬河”。黄河河道的高位势，使之成为海河水系与淮河水系的分水岭，河水向下渗漏，补给河床两侧的含水系统，平均单位河长渗漏量为 $3344\text{m}^3/\text{a} \cdot \text{km}$ 。

综上所述，不同时期的冲积扇、古河道、古河间带，共同编织成结构复杂而有序的黄河冲积平原含水系统；浅层冲积扇和古河道含水层厚度大，补给、径流条件好，能作为较好的供水水源，其分布与古气候、古水动力条件变化和基底断裂挽近期活动有关。

总的来看，孔隙含水系统的发育，受地质结构、新构造活动、古水动力条件、沉积环境等因素控制，与盆地发展史密切相关。因此，了解新生代沉降盆地，尤其是第四纪以来的盆地发展史、古气候和水动力条件的变化，是掌握孔隙含水系统形成与分布的关键。

三、裂隙含水系统

坚硬的基岩在各种应力的作用下发生破坏变形后产生裂隙，赋存在裂隙空隙中的水属于裂隙水。就整个岩体来看，裂隙空隙率很小，只有 $0.1\% \sim 2\%$ ，较松散孔隙介质的孔隙度要小几倍到十余倍。裂隙在岩体上分布不均，具有明显的方向性。裂隙介质较孔隙介质，在均匀性、储水性、渗透特征等方面有很大不同。各种应力成因的裂隙互相切穿、连通构成裂隙网络，形成裂隙含水系统，其空间分布和架构，决定水的赋存、运移特征。

1. 裂隙含水系统的类型

按裂隙成因可分为风化裂隙水、成岩裂隙水、构造裂隙水和卸荷裂隙水。由于形成裂隙的应力类型不同，所形成的裂隙空间分布、发育规模及水流特性存在差异。

（1）风化裂隙含水系统

是温度变化，水、空气生物等风化营力作用使地表岩石产生的裂隙中的含水系统。在风化营力长期持续的作用下，风化裂隙密集而均匀，无明显的方向性，连通性较好，往往形成风化裂隙网络，包裹在岩石表层，一般厚度为数米到数十米。自上而下，岩石风化带可分为强风化带、中等风化带和弱风化带。表层为强风化带，岩石成壤作用强烈，为植被生长提供了良好的土壤条件；在中等风化带中，裂隙密集，连通性好，有利于地下水赋存、运移；弱风化带，风化裂隙发育不良，母岩新鲜，成为裂隙含水系统的隔水层。

风化裂隙的发育受岩性、气候和地形控制。通常，含泥质成分较高的岩石，风化裂隙虽然发育密集，但常被泥质充填，失去储水和导水能力。由多种矿物组成的结晶岩（如花岗岩、片麻岩和混合岩等）风化裂隙发育，常形成良好的风化裂隙带。

地形平缓、剥蚀作用微弱的地区，有利于风化壳的形成与保存，通常在地形低洼地区

和缓坡地带风化壳发育完全。在岩浆岩和深变质岩分布区，常形成上部为土壤层、中部为风化裂隙带、底部为不透水母岩的结构，这种结构为植被生长提供了十分良好的水、土条件。尤其在汇水条件较好的沟谷中，风化裂隙含水系统能汇集较多的水量，除满足植被需水外，风化裂隙水多以下降泉或泄流的形式排入地表水中。见图 5 - 5。

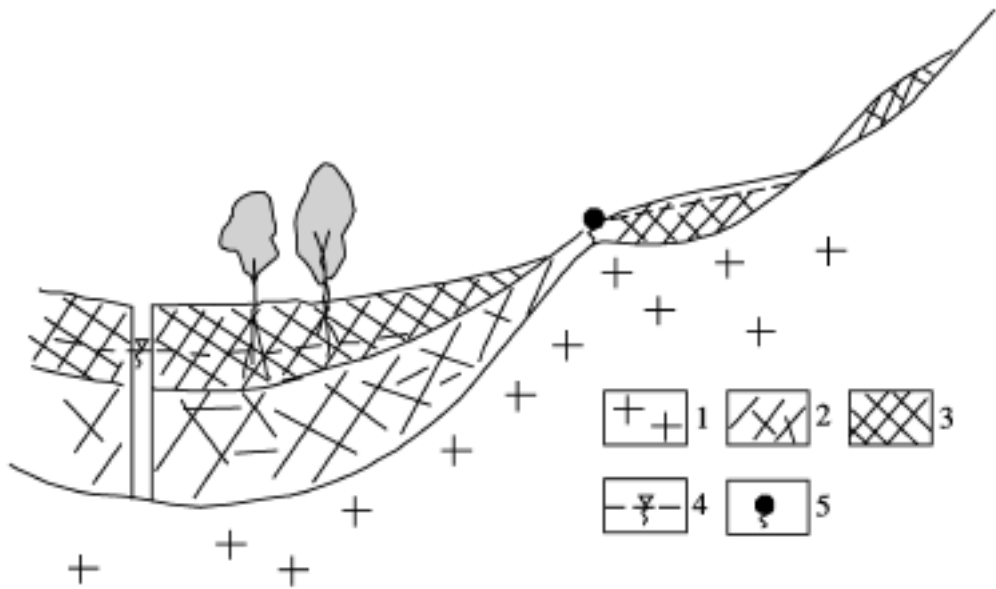


图 5 - 5 风化裂隙示意图

1—母岩；2—中等风化带；3—土壤化强风化带；4—地下水位；5—下降泉

风化裂隙随地形变化呈不连续分布，通常规模有限，补给、排泄途径短，泉水动态季节变化大。

(2) 成岩裂隙含水系统

是岩石在成岩过程中受内应力作用产生的原生裂隙中的含水系统。岩浆岩成岩过程中的冷凝收缩、沉积岩的脱水固结会产生成岩裂隙，通常这两种裂隙闭合性好，含水意义不大。只有两种类型成岩裂隙才有可能构成有供水意义的裂隙含水系统：一种是陆相喷溢型的玄武岩成岩裂隙构成的含水系统，这类玄武岩成岩裂隙最为发育，岩浆冷凝时，常形成六方柱状和层面节理，具有张开性、连通性好、分布密集的特点，能构成导水良好且水量丰富的含水系统，在喷溢型玄武岩分布区，常成为有供水意义的水源，例如夏威夷、我国内蒙古和海南省北部，喷溢型玄武岩中常赋存着丰富的地下水，成为当地重要水源；另一种是，岩脉冷凝形成的脉状裂隙含水系统，岩脉和侵入岩体冷凝收缩后，在与围岩接触带常形成张开性好的冷凝裂隙，这类裂隙发育深度大，近于垂直，当与其他成因的裂隙连通时，便构成具有导水和储水功能的裂隙含水系统。出露的上升泉，水量较小，动态不稳定。

(3) 构造裂隙含水系统

构造裂隙是在地壳运动中产生的构造应力造成岩石破裂形成的，包括断裂和裂隙。构造裂隙分布最广，最为常见，具有较强的方向性、非均匀性、各向异性和随机性。受构造应力场的控制，构造裂隙具有明显的方向性。人们所观察到的构造裂隙，是不同地质时期构造应力场的产物，具有明显的继承性。随着不同地质时期构造应力场作用方向的转换，受其影响的裂隙也会出现相应的压性和张性的相互转换。例如，区域构造应力场作用方向发生变化，使原来一些切穿长度大的压扭性裂隙转换为张性后，具有很强的导水和汇水能力。

(4) 褶皱中的裂隙含水系统

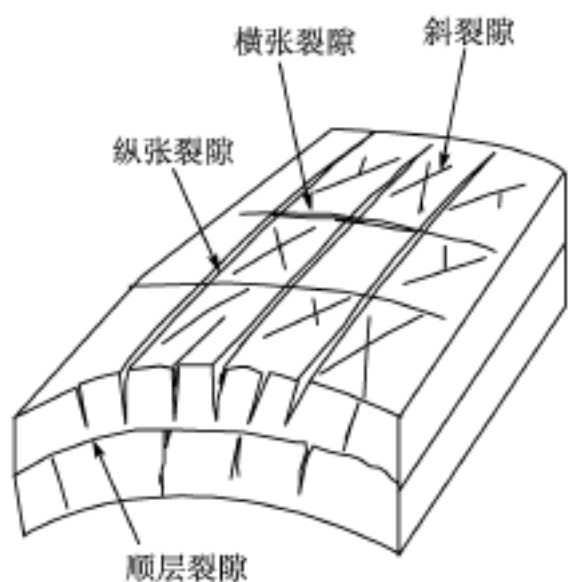


图 5 - 6 褶皱上的裂隙

层状岩石褶皱上的裂隙，按其褶皱轴线的关系可分为纵裂隙、横裂隙、斜裂隙和层面裂隙。纵裂隙走向与褶皱轴一致，在背斜顶部为张性裂隙，延伸较长，可切穿多层岩石，在褶皱核部，则为压性闭合裂隙。横裂隙与轴线走向近于垂直，多为张性裂隙，延伸短。斜裂隙为剪性应力形成，是一对共轭节理。层面裂隙是岩层褶皱时岩层之间顺层滑动所致。发育在褶皱上的裂隙相互切割、连通，构成网络状的裂隙含水系统（图 5 - 6）。一些隐伏在地下水位以下的背斜轴部水量较为丰富。褶皱中含泥质较高的塑性岩层，裂隙易被泥质充填，导水性差，脆性岩层裂隙发育，导水性好，因此，褶皱裂隙含水系统，往往被不透水的泥质岩层分割为若干个含水子系统。

(5) 断裂带中的裂隙含水系统

断裂带是构造应力集中释放造成具有位移的破裂形变。大断裂带可延伸几十千米乃至上千千米，断裂带宽达数百米至数千米。例如，阿尔金深断裂走向 NE—NEE，全长 1500km，由多条断裂组成，破碎带宽达 20km。一定条件下，断裂带及其次生断裂和裂隙有可能构成裂隙含水系统。

断裂的力学性质和两盘岩性控制着断裂的导水和储水性。压性断裂，通常规模较大，断裂面挤压紧密，密实不透水的构造泥充填其中，为阻水断裂。当其发育在脆性岩层中时，断裂两盘，尤其是主动盘，张扭性裂隙发育，导水性好，构成以阻水压性断裂为边界的带状裂隙含水系统，具备良好的导水和储水功能，常构成沿断裂分布的带状裂隙含水系统（图 5 - 7）。张性断裂，断裂面张开，破碎带多为构造角砾岩，发育在脆性岩层中的张断裂，常形成导水性能良好的裂隙含水系统。而发育在泥质地层中的断裂则不然，无论是压性断裂还是张性断裂，由于泥质经常充填在裂隙中，透水性很差，往往构成含水系统的隔水边界。

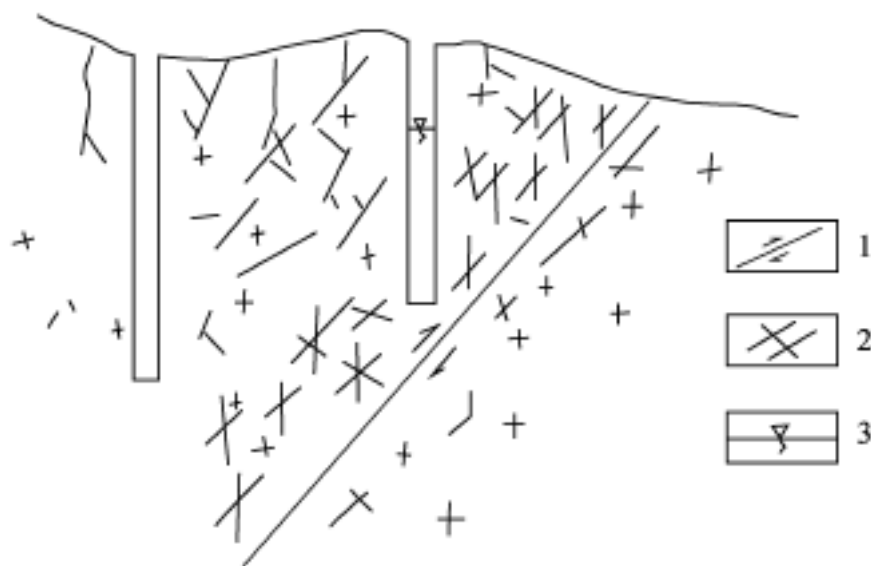


图 5 - 7 断裂带裂隙系统含水示意图

1—断层；2—裂隙；3—地下水位

区域构造应力场控制着构造裂隙的区域走向。在区域构造应力场作用下，形成的裂隙具有切穿长度大、方向性强、分布范围广的特点。如华东和华南地区，挽近区域主应力场方向近 SE - NW 向，垂直于应力场方向，NE 向断裂呈现压性，闭合，导水性较弱；而 NW 向断裂，却显示张性特征，其切穿长度大，导水性较好，往往形成规模较大的裂隙含水系统，具有一定的供水能力。南京大学肖楠森教授，很早就注意到这一现象，指出走向 NW270°~290° 的断裂具有良好的导水性，并利用该组断裂中氦气含量较高的特征，运用径迹法来探寻隐伏断裂。NW 向的断裂与其他方向的断裂组合，常构成导水性良好的裂隙含水系统。

2. 裂隙网络与裂隙含水系统

按岩石中裂隙尺度大小可分为微裂隙、中裂隙和大裂隙三种：微裂隙，在岩石中分布十分密集，裂隙宽度十分细小，导水性差，具备一定的储水功能；中裂隙，在岩石露头上经常见到，延伸长度几米到几十米，裂隙宽度很容易测量；大裂隙（包括断裂），张开宽度大，延伸远，汇水能力强，常成为主要的导水通道。

从三维空间来看，单个裂隙就像是一张在岩石中延伸的薄片（厚度为空隙宽度），当不同尺度的裂隙相互切割、连通，形成连续的导水通道时，便架构成立体的裂隙网络体系。在裂隙网络内，虽然水仅限于在狭缝状的裂隙空隙通道中流动，但还是遵循最小阻力原则，即裂隙水总是选择水头损失最小的裂隙通道运移，该通道应是裂隙网络中阻力最小裂隙的拓扑学路径组合。田开铭教授（1982）曾经做过窄缝交叉流试验，试验表明，在上、下游水头和进水流量保持不变的条件下，水流经缝隙交叉处后，细缝中流量减少，宽缝中流量增加，水流向宽缝中汇集。该试验说明，在裂隙网络体系中，水流总是选择宽导水性好、水流动水头损失小的裂隙通道运移、汇集。因此，空间位置低、导水性好的大裂隙，往往成为裂隙水汇集、运移的主要通道。裂隙含水系统中具有统一的水力联系，水位受最低排泄点位置控制。大尺度的裂隙含水系统汇水范围和径流，可以不受地形分水岭的限制，只受控于补给区与排泄点的空间位置。

例如，山东莱州望儿山金矿，周围地层为太古宙黑云母斜长片麻岩，矿体位于 NE 走向的望儿山大断裂带内，呈脉状，NE 走向，倾向 NW。望儿山断裂带经历多期活动，后期以压性活动为主，导水性差，有数条 NW280° 断裂穿过矿体。该组断裂先期为压扭性断裂，断裂平直，延伸远，倾角 75°~83°；后期以张性活动为主，属于导水断裂。采矿巷道与矿体走向一致。矿坑涌水量随掘进深度增加而增大。目前掘进深度为 -450m，矿坑涌水量达到 12000m³/d 以上，涌水量动态较为稳定，丰水年涌水量有所增加，枯水期涌水量也在 10000m³/d 以上。出水点位于 NWW 向断裂与 NE 向断裂交汇处或 NWW 向断裂附近的卸荷裂隙中（由 NE 向裂隙减压张开形成），呈面状和线状出露。望儿山金矿周围出露大面积的片麻岩，西部只有一个面积不足 50km² 的汇水盆地，按理不应有如此大的涌水量，但该矿恰位于 NWW 向区域裂隙含水系统导水通道上，采矿巷道变成该裂隙含水系统的最低排泄点，随着掘进深度加大，排泄点位置不断降低，汇集的水量也就不断增加。而周围数个与望儿山金矿毗邻的矿井，由于不在导水通道上，涌水量很小，不足 1000m³/d。从矿坑涌水量稳定而量大的特征来看，NWW 向区域裂隙含水系统具有汇水面积大、集水能力强的特点。要想降低矿坑涌水量，减少排水费用，必须查明导水通道结

构，选择适当的位置，进行封堵，才能收到事半功倍的效果。

裂隙含水系统中，地下水渗流十分复杂，要确定裂隙水的主渗路径很困难。目前从事裂隙水研究的学者，正试图在精确测量岩体上裂隙产状、延伸长度、裂隙间距、裂隙宽度等要素的基础上，通过三维裂隙网络空间分析，建立裂隙水三维流动模型，确定导水通道位置。该研究方向是现阶段裂隙水研究的前沿课题，可能为解决复杂的裂隙含水系统渗流问题带来希望。

四、岩溶含水系统

据中国地质科学院岩溶研究所最新统计，我国岩溶分布面积为 $363.0670 \times 10^4 \text{ km}^2$ (袁道先等，2003)，约占国土面积的 $1/3$ 强。岩溶含水系统主要发育在碳酸盐岩分布的岩溶区。赋存、运移在岩溶化岩层中的水称为岩溶水。岩溶是水与可溶性岩石相互作用的结果，含有 CO_2 的岩溶水通过可溶岩石（如灰岩、白云岩等碳酸盐）裂隙渗流过程中，不断地对岩石进行溶解，改变裂隙原有的空隙形态，扩大水流运移和赋存的空间。在岩溶介质中原来由大裂隙构成的导水通道，由于水流集中，水交替积极，岩溶作用强烈，因而有可能最先发育为较大的岩溶通道。水与碳酸盐岩介质相互作用的过程中，在不断地改造导水通道的形态和导水能力的同时，也不断地改造着自身的补给、径流、排泄和动态特征。

1. 影响岩溶含水系统发育的控制作用

影响岩溶发育的有气候、地形、植被、地质构造、可溶岩的成分结构等因素，在它们共同作用下，所形成的岩溶含水系统分布极不均匀，构成十分复杂的岩溶含水系统。

气候是影响岩溶发育的重要因素。我国南方气温高，地表植物繁茂，降雨充沛，年降水量普遍大于 1000mm，这种气候环境下，水具有良好的交替条件和丰富的 CO_2 来源，对碳酸盐岩的溶蚀作用得到加强，使岩溶发育过程完整。

(1) 降雨对岩石表面溶蚀的影响

桂林、拉弄和水城等亚热带观测站对裸露岩石表面的溶蚀过程水化学监测表明，雨水落到岩面后，水对岩石的溶蚀化学反应很快，1 小时左右，水中的 HCO_3^- 含量由不足 20mg/L 猛增到 40mg/L 以上，并迅速达到反应平衡状态（袁道先等，2003）。见表 5 - 2。表明雨水中 CO_2 含量较高，具有较强的溶蚀能力。

表 5 - 2 水城、桂林、拉弄雨后裸露岩面岩溶水的 HCO_3^- 浓度（mg/L）的变化

地点	雨水	雨后 20min 岩面水	雨后 1h 岩面水
水城	18.3	36.6	48.8
桂林	12.4	48.8	67.1
拉弄	10.4	66.0	73.4

（据袁道先等，2003）

(2) 植被对岩溶发育的影响

植被主要植根于覆盖在岩石上的土壤层中，植物根系的呼吸和微生物种群对有机物的

分解均会释放出 CO_2 ，使土壤空隙中 CO_2 浓度增加，当水通过土壤层向下渗透时，吸收较多的 CO_2 ，导致水的溶蚀能力增强。土壤中的 CO_2 含量与植被覆盖度和土壤层厚度有关。在植被覆盖度较高的森林地区，土壤中的有机物含量较高，在表层 O_2 充足，好氧菌将有机物分解为 CO_2 和 H_2O ；在厚度较大的土壤层下部， O_2 含量少，处于厌氧环境，以脱硫菌为代表的厌氧菌在将有机物分解为 CO_2 和 H_2O 的过程中，从 SO_4^{2-} 获取 O_2 ，并将 SO_4^{2-} 还原为 H_2S 。在土壤层中同时存在生物氧化作用和生物氧化还原作用的情况下，会给下渗的地下水提供更为充足的 CO_2 ，使水的溶蚀能力得到加强。

植物根系的呼吸和微生物群落繁衍的强弱与季节变化有关，夏季，气温高，降水充沛，植物生长茂盛，根系呼吸作用强，释放出的 CO_2 较多；高温与潮湿同样也使微生物群落繁衍机能增强，对有机物的降解活动更为活跃， CO_2 产量也随之增加；冬季，气温低，植物根系的呼吸和微生物群落繁衍趋弱， CO_2 产出量随之减少；土壤中 CO_2 浓度随季节变化的特征明显。见图 5 - 8。因此，夏季水的溶蚀能力较冬季强。

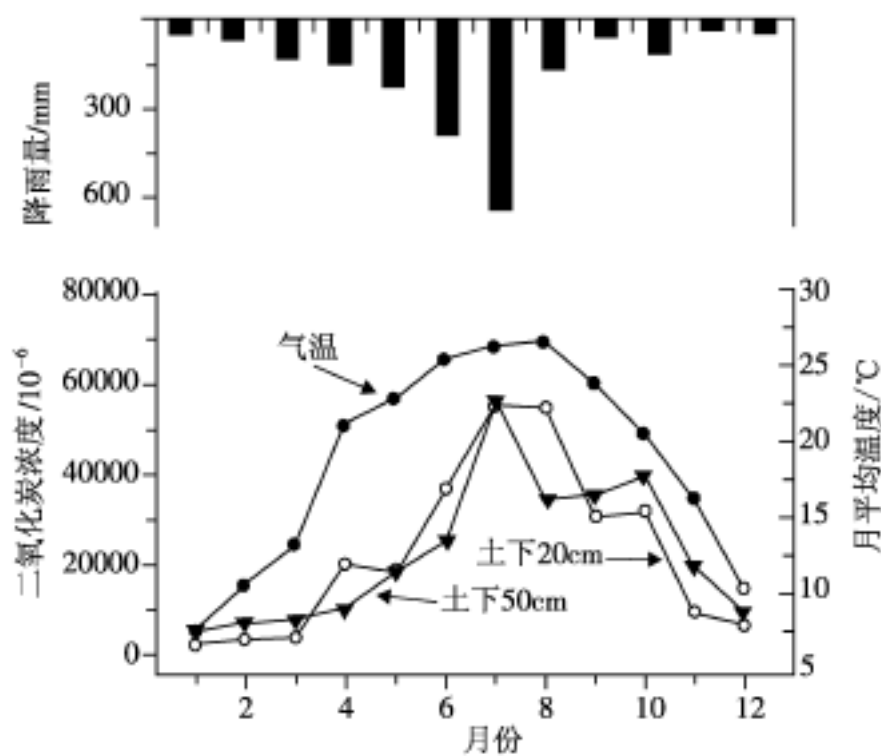


图 5 - 8 土壤剖面中浓度季节动态与降雨量和温度之间的关系
(据袁道先等，2003)

(3) 地质构造对岩溶含水系统发育的控制作用

地质构造活动往往使碳酸盐岩地层发生褶皱和断裂，形成相互连通的裂隙网络，为岩溶发育提供了良好的条件。几乎所有的岩溶含水系统的发育都与褶皱、断裂有关。例如，深圳市东部的龙岗等区，岩溶含水系统主要沿隐伏背斜轴部分布，轴部溶洞发育，富水性好，单井涌水量大于 $5000\text{m}^3/\text{d}$ ，过量取水，极易造成地面塌陷；自背斜轴部向两翼，富水性逐渐减小。又如，湖北利川的腾龙洞，位于巨厚嘉陵江组组成的金子山向斜 NW 翼与小青垭 - 鱼皮泽复背斜之间的翼部过渡带，主洞发育方向受纵张裂隙（走向 $\text{NE}40^\circ \sim 50^\circ$ 和走向 $\text{NE}75^\circ \sim 85^\circ$ ）控制，支洞受走向 $\text{NW}335^\circ \sim 345^\circ$ 的横张裂隙控制（沈继芳等，1996）。

断裂对岩溶含水系统的发育的控制作用也十分明显。例如，桂林的盘龙洞岩溶洞穴系统的主洞道，沿近 SN 向和 NE 向、NW 向断裂和裂隙发育，呈 SN 向延伸，与桂林弧形构

造走向一致；广西灌阳的响水岩洞穴系统的洞穴发育，明显受 N(N)E 和近 EW 向断裂、裂隙的控制；贵州荔波县垌塘董哥洞穴系统的主洞道，沿北（北）东向褶皱的层面裂隙及与褶皱伴生的 N(N)E 向和 N(W)W 向断裂展开、延伸（袁道先等，2003）。我国北方地区许多岩溶大泉含水系统的形成和分布也都与断裂构造有关。

（4）可溶岩的成分结构对岩溶含水系统发育的控制作用

碳酸盐岩主要成分为方解石和白云石，并含有不被水溶解的泥质和硅质等杂质，其成分和结构会对溶蚀速率产生影响。生物礁成因的灰岩质地较纯，因微孔隙较多，与水接触面较大，易溶蚀。而重结晶致密的结晶灰岩孔隙率小，最不容易溶蚀。含泥质高的泥灰岩，溶蚀后留下的泥质附着在缝隙表面，限制了水岩作用，降低了溶蚀速度。不同成分的岩性组合是造成差异性溶蚀的内因，石林地貌中形态各异石林造型多与此有关。

最新的岩溶理论认为：岩溶发育过程是全球碳循环的一个环节；岩溶动力系统控制着岩溶的形成和演化。袁道先等（2003）将岩溶动力系统定义为：是控制岩溶形成演化，并常受制于已有岩溶形态，在岩石圈、水圈、大气圈、生物圈界面之上，以碳、水、钙循环为主的物质、能量传输、转换系统；并认为，岩溶动力系统（碳酸盐岩 - CO_2 - H_2O 系统），在生物作用和传统概念的无机岩溶作用的协同下，积极参与全球碳循环，成为大气 CO_2 源汇的重要环节。

岩溶动力系统对环境十分敏感（袁道先等，2003）。岩溶动力系统作用强度受降水、气温、植被、水流状态、深度和开放程度等环境因素控制，这些控制因素无不与碳酸盐岩 - CO_2 - H_2O 系统中的 CO_2 和 H_2O 驱动力有关。我国南方气温高，降水充沛，径流强度大，植被发育，包气带表层土壤中 CO_2 浓度高，使岩溶动力系统具有较高的作用强度，而北方年平均气温、降水量、植被覆盖度均比南方来得低，岩溶动力系统作用强度较小，因此，北方岩溶发育程度远比南方差。刘再华等（1998）通过对桂林岩溶试验场和陕西鱼洞河观测站土壤中 CO_2 含量及岩溶水中 Ca^{2+} 、 HCO_3^- 动态进行对比后认为，我国南方岩溶发育强烈主要与其土壤 CO_2 含量较高、雨水中 Ca^{2+} 浓度较低以及降水量和径流量较大有关。

2. 岩溶含水系统的基本特征

我国南、北方因气候和植被系统差异较大，使两地岩溶动力系统作用强度有显著的不同，具有南强北弱的特点。南方岩溶发育强烈，岩溶现象典型，地表发育有峰林、峰丛、溶蚀洼地、溶斗、竖井和落水洞等典型岩溶地貌，地下有发育完整的地下河系。而北方则不然，地表岩溶景观不发育，完整的地下河系较为少见。南方和北方岩性和构造上的差异，也是造成两地岩溶发育程度不同的主要原因。南方，碳酸盐岩多为巨厚层到块状纯净灰岩，构造以紧密褶皱为主，有利于汇水的向斜构造和断裂构造形成，岩溶作用表现得十分强烈，地下河系往往发育在向斜的轴部或沿断裂展布；北方，碳酸盐岩一般岩层较薄，常有泥质或硅质夹层，多与非可溶岩互层，构造多以宽大舒缓褶皱为主，仅在汇水条件好的构造部位有小溶洞沿裂隙或断裂发育，岩溶水赋存、运移方式与裂隙水相近。

岩溶动力系统作用的强度，岩性、构造等方面的差异，使我国南方和北方岩溶含水系统，无论是空间分布特征，还是岩溶水的赋存、运移及径流排泄方式都迥然不同。

3. 南方地区岩溶含水系统特征

我国南方地区岩溶发育强烈，地下河系发育，地下河系统成为南方岩溶含水系统的主要特色。据李国芬等（1992）统计，我国南方有 2836 条地下河（流量大于 50L/s）。每一条地下河都构成一个独立的系统，面积从几平方千米到千余平方千米（袁道先等，2003）。地下河发育地区，岩溶含水介质具有很大的不均匀性，富水性也极为不均。

不同尺寸的岩溶管道网络将落水洞、竖井以及溶孔和溶蚀裂隙联系起来，与地下暗河（汇水廊道）连成一体，构成以地下河为主体的岩溶含水系统。地下河含水系统最主要的特征，是连通地表的落水洞和竖井等大型垂直管道将近水平的地下河联系起来，降水及其形成的地表径流，大部分通过大型垂直管道迅速灌入地下河系，使地下河系水文过程对暴雨的响应较快，洪峰与降雨滞后时间较短，导致降雨 - 地下河岩溶含水系统 - 地表水的转换十分迅速，造成含水系统调蓄能力低下。见图 5 - 9，5 - 10。

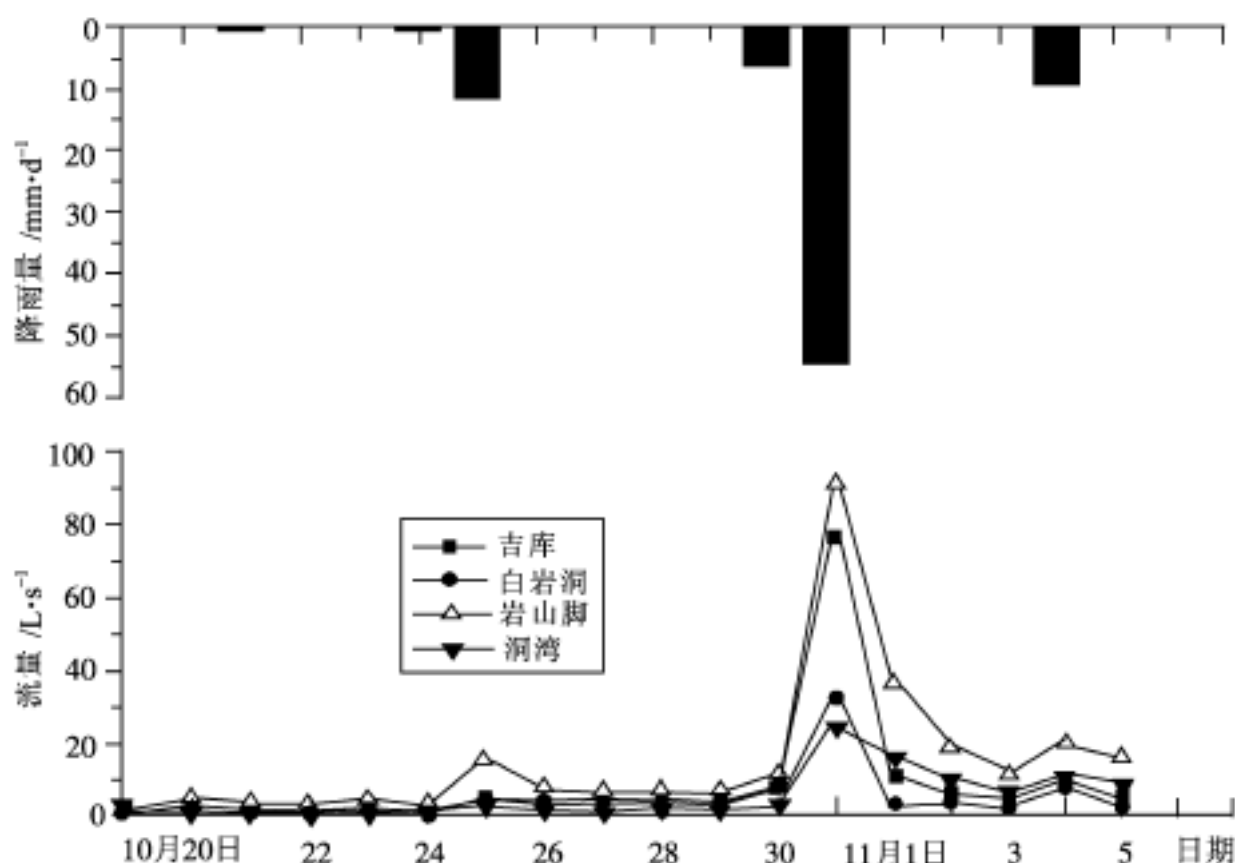


图 5 - 9 湖南保靖白岩洞地下河主要入口集中补给量与降水关系

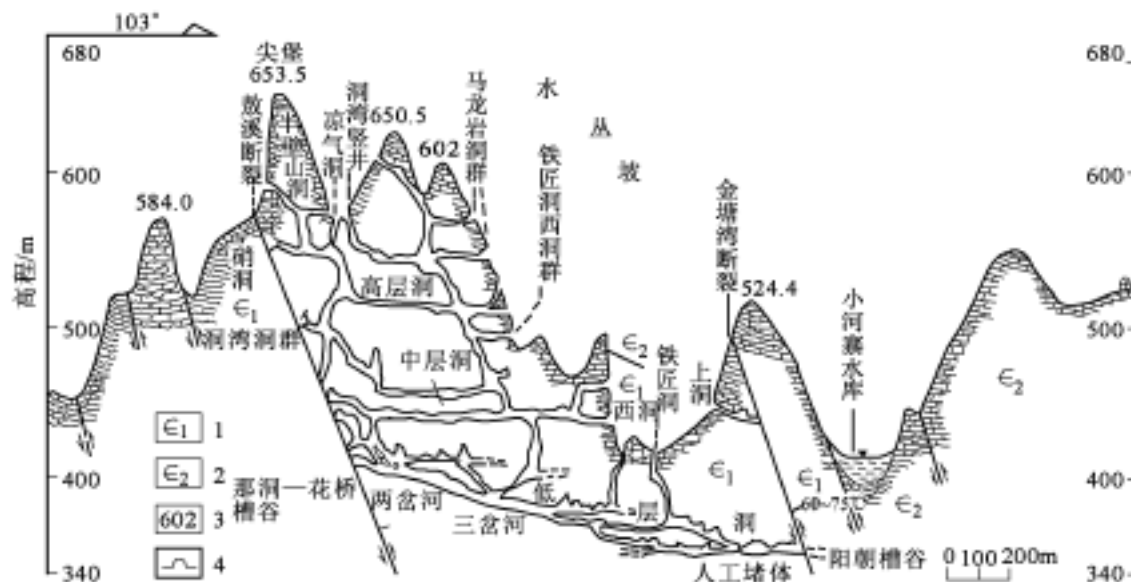
（据袁道先等，2003）

地下河岩溶含水系统上部岩石包气带的土壤盖层，能有效地阻止雨水和地表水沿溶蚀裂隙快速下渗，同时土壤层有较好的持水能力，为植被生长提供了良好的条件。具有这种结构的包气带，不仅对地下河系水文过程有较好的调节作用，而且对雨水和污染物有一定的净化作用，土壤层愈厚，这两种作用的效果愈明显。在植被未被破坏的岩溶地区，植被繁茂，植物根系深深地植入溶蚀裂隙中，与落下的枯枝败叶和有机质形成的团粒一起，将溶蚀裂隙堵塞，减缓雨水下渗速度，同样也会起到与土壤盖层相类似的功效。

总的来说，土壤盖层和植被具有调节地下河岩溶含水系统水文过程、净化水质的功效，是十分重要的地质和生态层面。

无土壤盖层的裸露岩石构成的包气带，持水度小，季节性的调节性能低，对水几乎没有任何净化作用，具有此类型包气带的地下河系统，水文过程洪水涨落与暴雨响应快，滞

在构造振荡上升地区，往往水平溶洞多层发育，形成类似楼层的结构，落水洞、竖井和垂向岩溶通道，将地表与各层水平洞道联系起来，构成底层地下河系的包气带中大型岩溶管道系统（见图 5 - 10）。具有该特征的包气带，厚度大，持水度极小，降雨和地表径流迅速通过大型岩溶管道系统汇入地下河系中，地表蓄水能力极差。这些地区往往成为石漠化严重的缺水区。



(据袁道先等, 2003, 稍作简化)

4. 北方地区岩溶含水系统特征

北方地区的岩溶裂隙含水系统，主要发育在宽缓向斜和单斜的寒武系 - 中奥陶统碳酸盐岩地层中，汇水面积较大，往往可达数千平方千米，富水性分布较为均匀，打井成功率较高。岩溶裂隙含水系统具有统一的地下水位，地下水在径流过程中，若遇到侵入体、岩墙和断层（阻水）等阻水构造，水位抬升，多以泉的形式排泄，泉水动态稳定。例如，山西省娘子关泉、济南趵突泉群和河南省辉县的百泉等。河谷切穿岩溶裂隙水含水系统，地下水也会出露成泉，向地表水排泄。例如，陕西省府谷县境内，黄河深切 150m，切穿奥陶系马家沟组部分灰岩含水层，使岩溶水出露成泉，形成南北长约 12km 的排泄段，排泄量达 $12.5 \text{ m}^3/\text{s}$ ，见图 5 - 11。

泉的汇水范围称为泉域。大型岩溶泉的泉域分布面积很广，岩石大部分被覆盖，岩溶裂隙水径流途径长，呈点状排泄。这种以泉为排泄方式的岩溶裂隙含水系统动态十分稳定，泉的流量变化通常滞后于降水较长时间。岩溶裂隙含水系统中，水的运移与裂隙含水系统相类似，主要沿岩溶裂隙网络中的导水通道运移。至今，还无法描述岩溶裂隙网络的真实分布状况，给岩溶学家带来不少困惑。为避开此难题，人们于是干脆将岩溶裂隙含水

系统看成是“黑箱”或“灰箱”，运用“黑箱”理论或“灰箱”理论，通过降水与泉的动态信息耦合关系来间接研究泉域型的岩溶裂隙含水系统；或是将岩溶裂隙含水介质粗略地等效为孔隙介质，来进行有关的计算和评价。

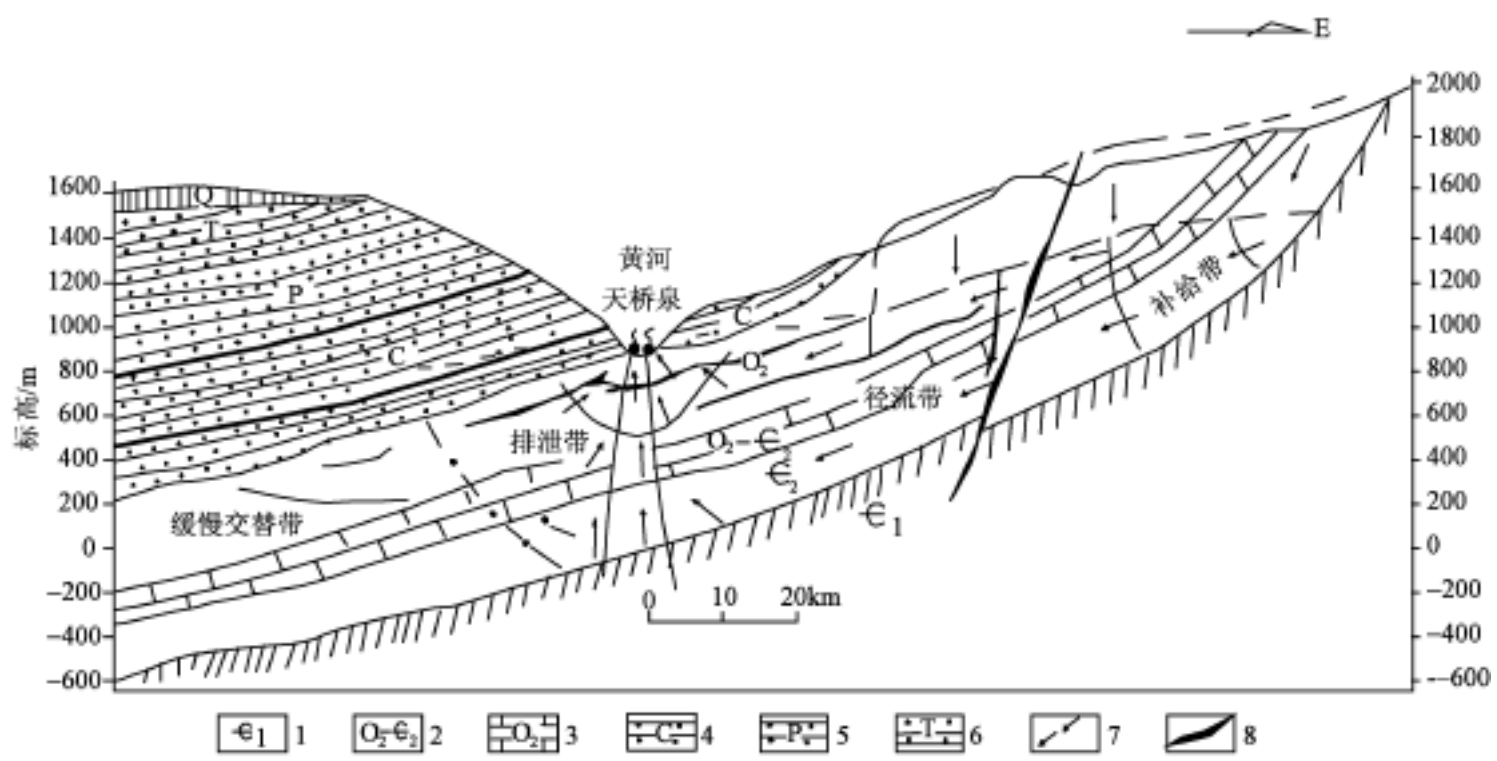


图 5 - 11 天桥泉城地下水与黄河补排关系图
(据西安地质矿产研究所，2003)

1—非岩溶隔水底板；2—寒武 - 奥陶系岩溶含水层；3—下奥陶统白云岩弱岩溶层；
4—石炭系煤系地层；5—二叠系碎屑岩地层；6—三叠系碎屑岩地层；7—地下水流向；8—强岩溶发育带

综上所述，在岩溶动力系统（碳酸盐岩 - CO₂ - H₂O 系统）中，CO₂ 和 H₂O 是对环境最为敏感的驱动力，受气温、降水量、径流状态以及土壤盖层和植被等因素影响最大。我国南方，气候炎热、降水充沛，植被繁茂，且土壤盖层中植物根系呼吸和各种微生物降解作用活跃，CO₂ 产出量大，岩溶动力系统作用强度高，岩溶作用强烈，在地表形成峰林、溶蚀洼地、竖井和落水洞等典型的岩溶景观；在地下则形成近水平发育的地下河，与竖井、落水洞等大型岩溶管道相连，共同架构成地下河含水系统。地下河水文过程对暴雨响应迅速。土壤盖层和植物不仅能在一定程度上调节水文过程，而且具有水净化能力，是重要的地质、生物层面。我国北方地区，气温、降水量和植被覆盖度，相对南方要低，岩溶动力系统作用强度较小，溶蚀作用较弱，仅以溶孔和小溶洞形式出现。岩溶裂隙含水系统多以泉的形式排泄。

第三节 地下水流动系统

一、地下水流动系统基本特征

地下水流动系统是指由源到汇的流面群构成的，具有统一时空演变过程的地下水体。托特（Tòh）、英格伦（G. B. Engelen）等人在分析地下水动力场及介质场的基础上，

发展起来的地下水流动系统理论，利用地下水流网做工具，来分析地下水的渗流场、水化学场和温度场，将它们统一在流动系统的框架内，可使人们从整体上来理解地下水系统中水循环特征、渗流场、水化学场变化及其与环境之间的联系。英格伦等（G. B. Engelen et al.，1986）认为，地下水向下流动时，除了释放势能以克服粘滞性摩擦外，还将一部分势能以压能形式（通过压缩水的体积）储存起来；而在作上升运动时，则又通过水的体积膨胀，将以压能形式储存的势能释放出来以做功。

自 20 世纪 80 年代，托特和英格伦等人提出地下水流动系统理论以来，国内学者颇感兴趣，在进一步研究的基础上，提出了一些看法。王大纯、张人权等（1995）认为：地下水流动系统是指由源到汇的流面群构成的，具有统一时空演变过程的地下水体；地下水流动系统具有统一的水流，沿水流方向，盐、热与水量发生有规律的演变，呈现统一的时空有序结构，是研究水质（水温、水量）时空演变的理想框架与工具；流动系统以流面为边界，属水力零通量边界，边界可变。这些对流动系统的认识，有助于运用流动系统理论来分析地下水系统与外界环境的相互关系，深刻理解系统内水量、水质的变化规律和特征。

二、地下水流动系统的水动力特征

地下水流动系统中重力势能是地下水流动的主要驱动能。位于补给区（源）的地下水势能高，地下水在流动过程中，要克服水质点之间的内摩擦力，以及水质点与介质表面的摩擦力，消耗势能，到了排泄区（汇），源 - 汇间的势能基本消耗殆尽。通常地下水含水系统结构复杂，要想绘制出符合实际的流网实属不易，即便是结构较为简单的孔隙含水系统也是如此，需考虑的因素很多。为简化问题，选择结构简单、研究程度较高的洪积扇流动系统，来说明地下水流动系统的水动力特征。见图 5 - 12。

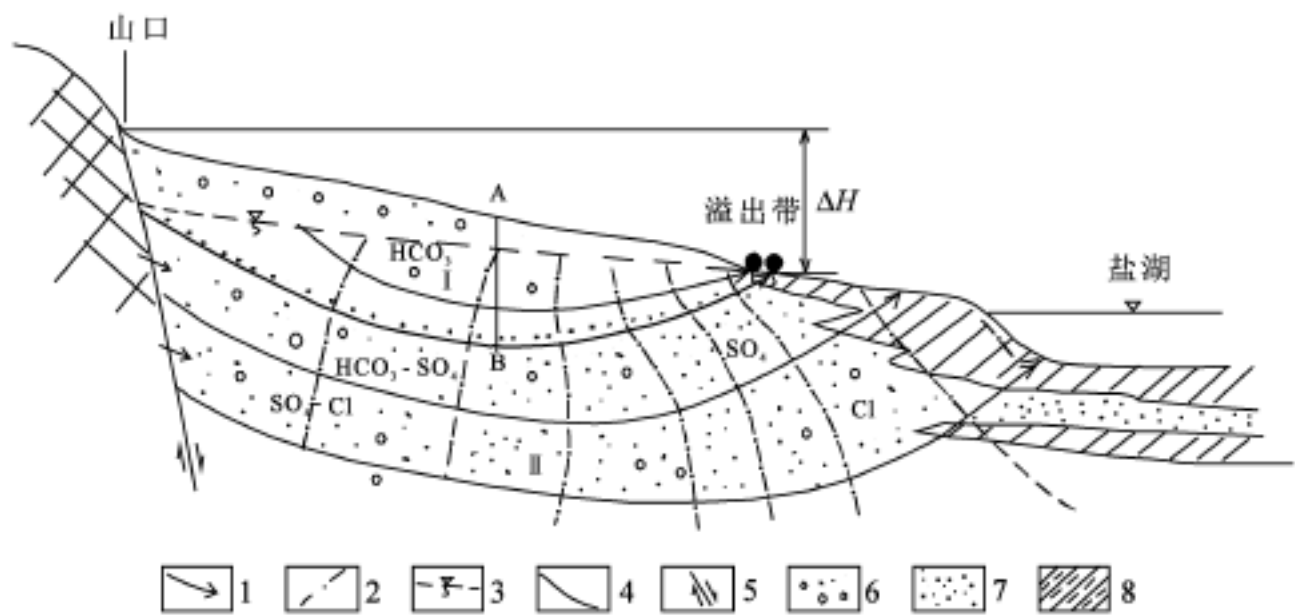


图 5 - 12 洪积扇流动系统分析示意图

1—流线；2—等势线；3—地下水水位；
4—地形线；5—断层；6—砾卵石层；7—砂层；8—粘性土层
—积极交替带； —缓慢交替带

河流出山口以后，在洪积扇上、中部渗漏补给地下水，将相应的重力势施加于地下

水，使水向位势低的盆地中心流动，途中因岩相分异出现的粘性土层起阻挡作用，发生壅水，使水位抬升，溢出地表排泄，成为溢出带。

下面以图 5 - 12 中，山口下方 - B 点 - 溢出带的流线来分析水沿流线运动时的能量转换。洪积扇流动系统中，河流山口处位势最高，下方的地下水具有较高的重力势能，水沿流线方向流动过程中，除克服粘滞性摩擦阻力、消耗部分势能外，随深度增加，部分势能转换为压缩能，B 点处于流线最低点，压缩能最大，水下降的势能与压缩势能在 B 点达到平衡。过 B 点后，储存的压缩势开始释放，压缩能转换为上升动力，水流作上升运动，流向溢出带。从能量转换观点来分析，水从山口下渗，到溢出带泄出，在地下径流过程中要消耗部分势能，消耗的势能应等于河流出山口与溢出带之间的位能差，即 $g \cdot \rho_w \cdot H$ (g 为重力加速度， ρ_w 为水的密度)。

图 5 - 12 中，山口下方 - B 点 - 溢出带的流线是洪积扇流动系统中十分重要的界线，其上方，流线分布较密，都汇聚于溢出带，表明河流渗漏进入含水系统中的水，大部分在溢出带泄出，水交替十分积极，称为积极交替带 ()；其下方，流线分布稀疏，径流途径长，水流滞缓，水交替缓慢，称为缓慢交替带 ()。按托特 (Tóth) 对流动系统的划分原则，可将积极交替带看作局部流动系统，缓慢交替带看作为中间流动系统，分别作为两个子流动系统，B 点应是积极交替带发育的最深位置，代表积极交替带所占据的空间大小。

关于流动系统占据空间的问题，英格伦等 (G. B. Engelen et al. , 1986) 认为：同一介质场中存在两个或更多的地下水流动系统时，它们所占据的空间大小取决于以下两个因素：势能梯度 (I)，它等于源汇的势差除以源汇的水平距离，势能梯度愈大的流动系统占据的空间愈大，反之亦然；介质的渗透性 (K)，透水性愈好，发育于其中的流动系统所占据的空间愈大。

为进一步说明流动系统占据空间问题，以洪积扇为例，洪积扇流动系统上部，积极交替带中水循环迅速，水的年龄应较小；缓慢交替带中水循环缓慢，水的年龄较老。若对洪积扇不同部位和深度的水进行氡同位素检测，配合流网分析，便能确定积极交替带的下限位置，也就是说能相对准确地确定积极交替带的分布空间。

表 5 - 3 柴达木盆地南缘主要洪积扇积极交替带发育最大深度

洪积扇名称	河流出山口与溢出带高差 (H) /m	山口到溢出带水平距离 (L) /km	势能梯度 (I = H/L)	积极交替带发育最大深度 (AB) m	AB/ H
诺木洪	249	20. 5	0. 012	210	0. 84
格尔木	330	34. 5	0. 01	210	0. 70
那棱格勒	210	27	0. 008	170	0. 81

青海省柴达木盆地南缘，自东向西，分布着诺木洪、格尔木和那棱格勒三个大型洪积扇，对其曾做过不同部位和深度水的氡同位素检测，根据氡同位素检测资料和水文地质资料，采用流网分析，绘制出三个洪积扇的流动系统剖面图，见图 5 - 14，5 - 15，5 - 16。

从三个洪积扇的流动系统剖面图和表 5 - 3 可知：

- 1) 积极交替带最大发育深度与河流出山口与溢出带之间的高差 (H) 有关，发育

深度均小于 H 值，只有 H 值的 0.7 ~0.84。

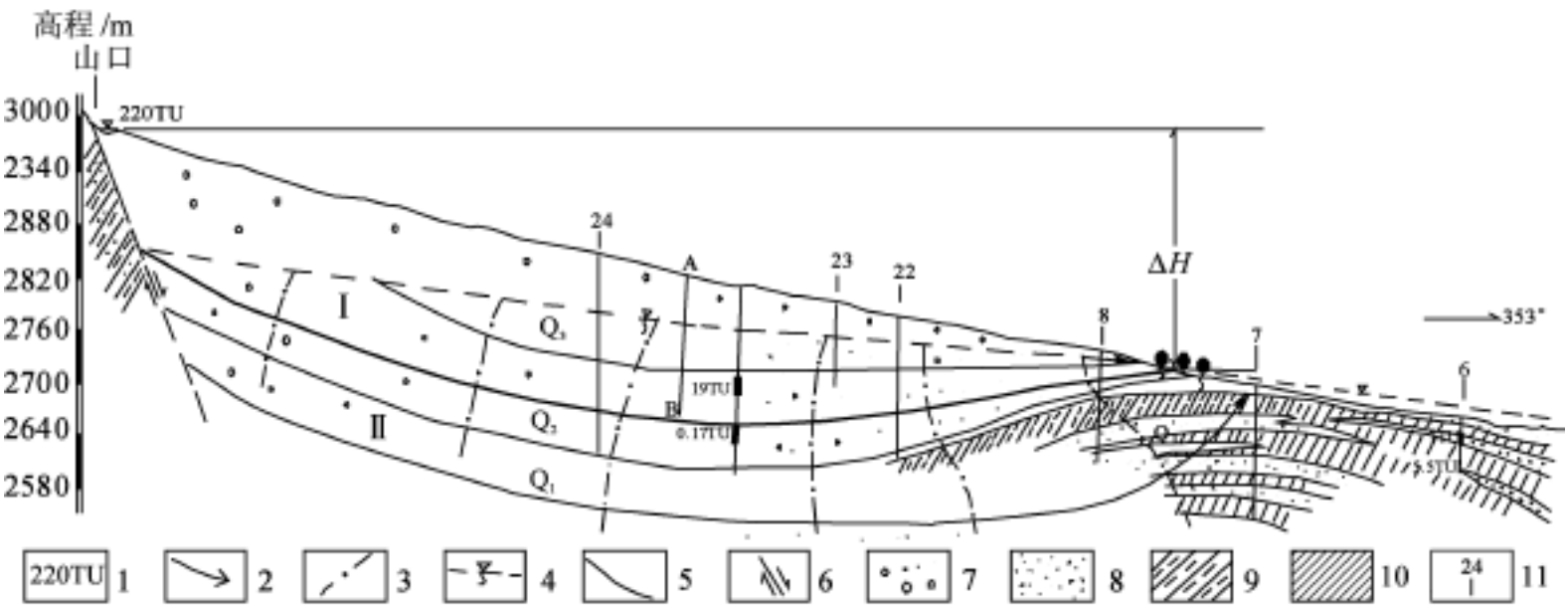


图 5 - 14 诺木洪洪积扇流动系统剖面分析

1—氡单位；2—流线；3—等势线；4—地下水水位；
5—地形线；6—断层；7—砾卵石层；8—砂层；9—亚粘土；10—粘性土层；11—取样孔号
—积极交替带； —缓慢交替带

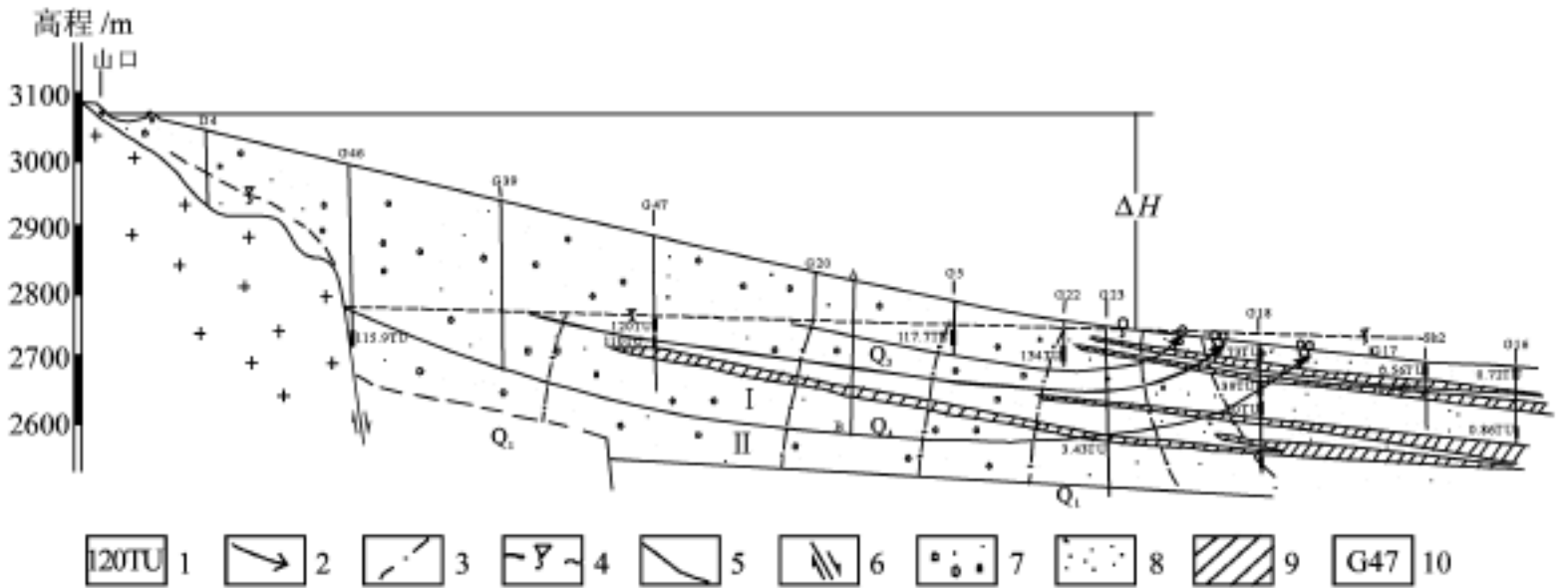


图 5 - 15 格尔木洪积扇流动系统剖面分析

1—氡单位；2—流线；3—等势线；4—地下水水位；
5—地形线；6—断层；7—砾卵石层；8—砂层；9—粘性土层；10—取样孔号
—积极交替带； —缓慢交替带

2) 三个洪积扇的势能梯度分别为 0.012、0.01 和 0.008，平均势能梯度为 0.01，平均积极交替带最大发育深度为 197m。

3) 积极交替带发育深度除受含水介质渗透性 (K) 影响外，还可能受含水系统结构的影响。例如，格尔木洪积扇，地下水径流途中有一个地下跌水，消耗了部分势能，造成积极交替带发育最大深度只有河流出山口与溢出带高差的 0.7，小于其余两个洪积扇；诺木洪洪积扇前缘的下部有一个由下更新统地层构成的隆起，影响到溢出带的位置，使势能梯度比其余两个洪积扇大些。

三个洪积扇的氡同位素检测表明，年龄小的水主要分布在洪积扇溢出带以上的扇体内，水交替十分积极，河水的测流资料和溢出带的测流资料证实，天然条件下，河流渗漏

补给量与溢出带泉水泄出量相当；周边冲积平原和湖积平原下的地下水年龄较老，水循环条件较差。

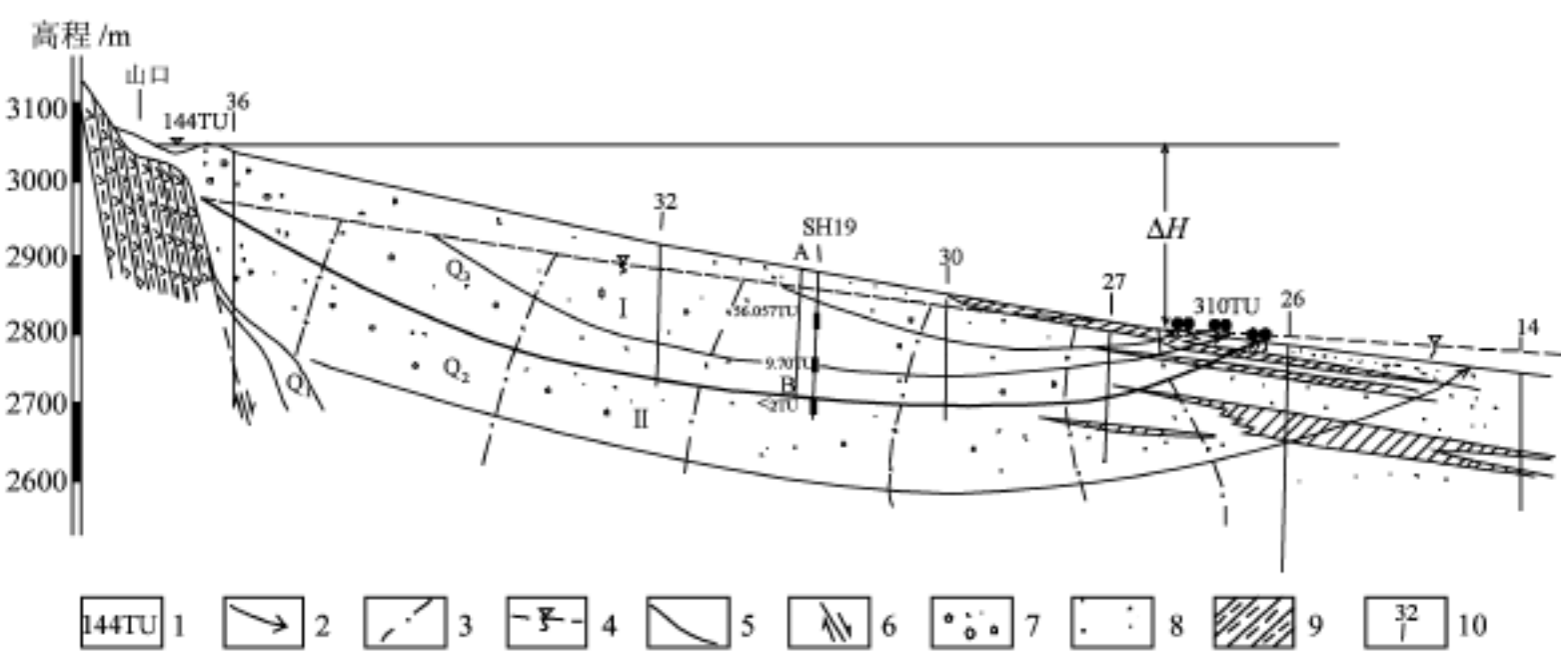


图 5 - 16 那棱格勒洪积扇流动系统剖面分析

1—流单位；2—流线；3—等势线；4—地下水水位；
5—地形线；6—断层；7—砾卵石层；8—砂层；9—粘性土层；10—取样孔号
——积极交替带； ——缓慢交替带

总的来说，重力是地下水流动的驱动力，补给区与排泄区之间的位势差决定了地下水流动发育的深度和规模，由于地下水流动过程中摩擦和内摩擦要消耗部分能量，故流动系统发育深度要小于补给区与排泄区之间的高差。了解这一特征，有助于正确分析大型地下水系统中，区域流动系统、局部流动系统之间的空间分布关系，及其对水交替程度和水质运移的影响。

三、地下水流动系统的水化学特征

在地下水流动系统中，任一点的水质取决于输入的水质、流程、流速、流动过程中遇到的物质及其可迁移性以及流动过程中经受的各种水化学作用（王大纯等，1995）。地下水在流动过程中会对流经的岩土进行溶滤，增加水中的水化学成分，水径流途径和滞留时间愈长，从含水介质中溶滤的成分便愈多，沿流线方向，地下水的可溶性固型物（矿化度）逐渐增加，水化学类型也随之从重碳酸盐型逐渐变为硫酸盐型，再转换为氯化物型，呈现出明显的分带。见图 5 - 12。

在洪积扇地下水流动系统中的积极交替带和缓慢交替带，因流程和循环速度上的差异，使得它们水化学特征有着明显的差异。这种差异以及两带排泄方式的不同，是造成含水系统中水化学垂向和平面分带的重要原因之一。

积极交替带：大部分地下水由河水渗漏转换而来，径流途径短，水循环快，溶滤的物质少，水化学类型主要为重碳酸盐型，矿化度低，即使在溢出带矿化度通常也小于 1g/L，成为干旱盆地内珍贵的淡水资源，滋养着溢出带周围的绿洲。积极交替带大体与山前倾斜平原分布范围相当，形成低矿化重碳酸盐型水分布带。大型洪积扇的积极交替带规模大，延伸距离长，所代表的低矿化重碳酸盐型水分布带宽，而小型洪积扇或扇间洼地则要窄

的多。

缓慢交替带：地下水径流途径长，水循环缓慢，与岩土介质作用时间长，溶滤的物质较多，以硫酸盐型水为主，沿流线方向逐渐变为氯化物型水，到盆地中心，矿化度一般可达十余克/升至百余克/升，向上越流排泄于冲积平原和湖积平原中的潜水含水层。缓慢交替带上部，径流途径相对较短，以硫酸盐型水为主，越流排泄于冲积平原潜水含水层，形成硫酸盐型水带，分布在低矿化重碳酸盐型水分布带外围。水循环缓慢的下部，地下水径流途径长，水循环缓慢，以氯化物型水为主，到盆地中心则成为高矿化度的氯化物型水，水头高于地表，向上越流补给潜水含水层或向盐湖排泄，形成大片氯化物型水分布区，并成为盐湖盐分堆积的主要来源之一，因此，在进行盐湖盐分均衡计算时，必须考虑地下水流动系统的盐分聚集作用对盐湖化学堆积的影响。见图 5 - 17。

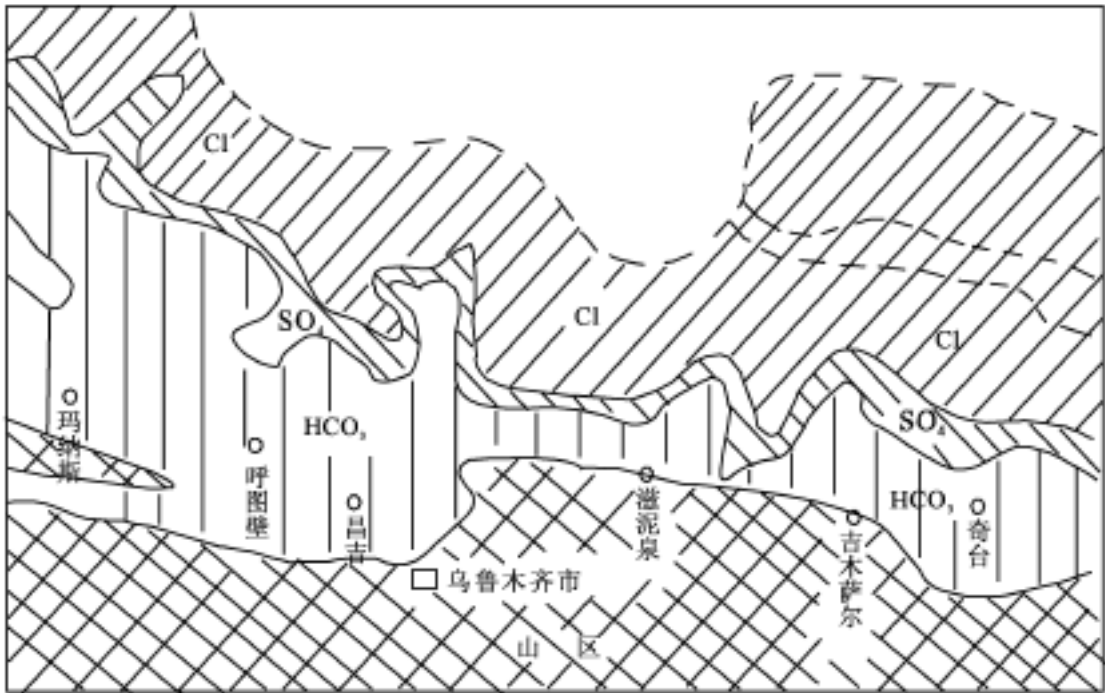


图 5 - 17 新疆准噶尔盆地南缘第四系水类型分布图
(据赵运昌, 2003, 略作修改)

在地下水流动系统中，地下水化学成分呈现出有序的时空变化，是西北诸多内陆盆地内呈现水化学分带的重要的内在原因。虽然水化学分带性也受表层潜水的蒸发浓缩作用和地表水汇入状态的影响，但总的水化学分带的格局受控于地下水流动系统对水化学物质搬运、聚集的分带作用。因此，通过地下水流动系统水化学特征分析，认识内陆盆地内水化学分带特征，对于合理利用地下水资源，了解土地含盐量分布对植被生态的影响，以及盐湖资源的合理利用有重要的理论意义和实用价值。

四、地下水流动系统的实际应用

虽然在实际工作中要想绘制出地下水流动系统图比较困难，但是绘制流动系统的局部边界流网却要容易得多，例如地下水系统与地表水的边界附近的流网分析等。尽管是流动系统的局部分析，但对分析地表水系统与地下水系统间的水量、水质转换颇有好处。

1. 污染物运移的可能途径

污染物质往往通过地表水渗入或随降水入渗经包气带进入地下水系统中，进入地下水中的污染物的运移受流动系统水动力场支配，因此可利用流网来分析污染物运移的可能途径，这对防止地下水系统污染、水质监测以及对污染物的治理显得十分重要。不了解这一点，只凭想像，随意设置取样孔或监测井，往往达不到预计效果，还可能得出与实际不符的结论。例如图 5 - 18 中，若河水受到污染， G_3 孔可监测到随河水渗入的污染物的成分，而 G_1 孔、 G_2 孔、 G_4 孔则监测不到与河水污染有关的成分。降水淋滤固体垃圾后，产生的污染淋滤液随降水一起进入含水层，污染影响范围仅位于流动系统的表层， G_1 孔能检测出与固体垃圾有关的污染成分，其余各孔则检测不到。若在仅有 G_2 孔作为水质监测孔，而无其余的监测孔的情况下，则有可能仅靠一孔之见，得出地下水未受污染的错误结论。

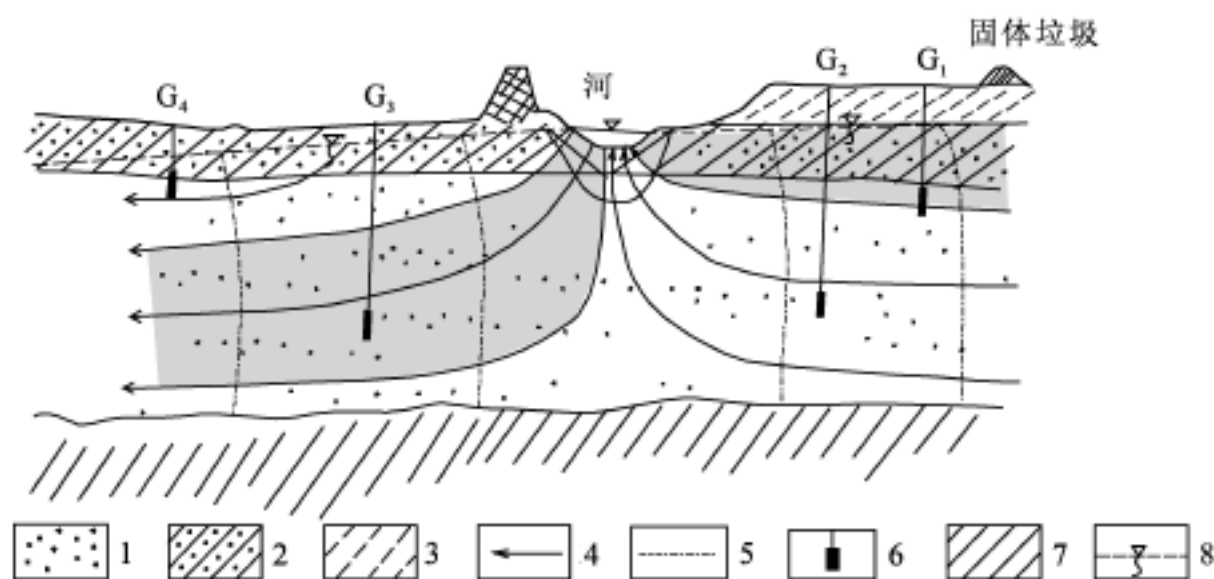


图 5 - 18 污染物运移路径示意图

1—含水层；2—亚砂土；3—亚粘土；

4—流线；5—等势线；6—取样观测孔；7—受污染带；8—地下水水位

2. 地表水与地下水的相互联系

河流与地下水系统联系密切，常成为地下水的补给或排泄地段，许多傍河水源地就是利用河流对地下水充足的补给，从而获得稳定的取水量。进行河流附近地下水流动系统的局部流网分析，能使我们清楚地认识，人工开采条件下，地下水流动系统的变化过程，以及由此而产生的地表水与地下水补排关系变化。这对于正确评估水源地的开采潜力，维护水量、水质平衡有重要意义。

例如，河南省洛阳市的供水水源地几乎都设置在洛河河旁。水源地建成前，洛河两岸的地下水向洛河排泄。位于洛河北岸的张庄水源建成后，在其影响范围内的河流段开始补给地下水（图 5 - 19）。而后隔岸相对的洛南水源地建成后，河水补给两个水源地（图 5 - 20）。由于洛河发源于黄土高原南缘，河水泥沙含量高，对河床有淤塞作用，使河床的垂直渗透性降低，导致河床下的地下水位与河床底部脱开，形成河水对地下水垂直补给。这时，河流不再是地下水系统的水位边界，而转化成为流量边界，河水补给量与单位河长渗漏量有关。根据沿河不同剖面上的流网分析，可确定河水对地下水垂直补给地段的长度，为建立水文地质模型提供可靠的依据。

由于洛河两岸水源的开采量大，使得张庄水源地在枯水期水位降深过大，影响到正常供水。为维持水源地的开采能力，特地在洛河旁的大型沙石坑内进行人工回灌试验，试验进行了一个月，总回灌水量达 $209 \times 10^4 \text{ m}^3$ ，结果使两个水源地的地下水位普遍回升 1 ~ 2m，河床底部的地下水位与河底重新衔接（图 5 - 21），张庄水源地取水量显著增加，保证了正常供水。

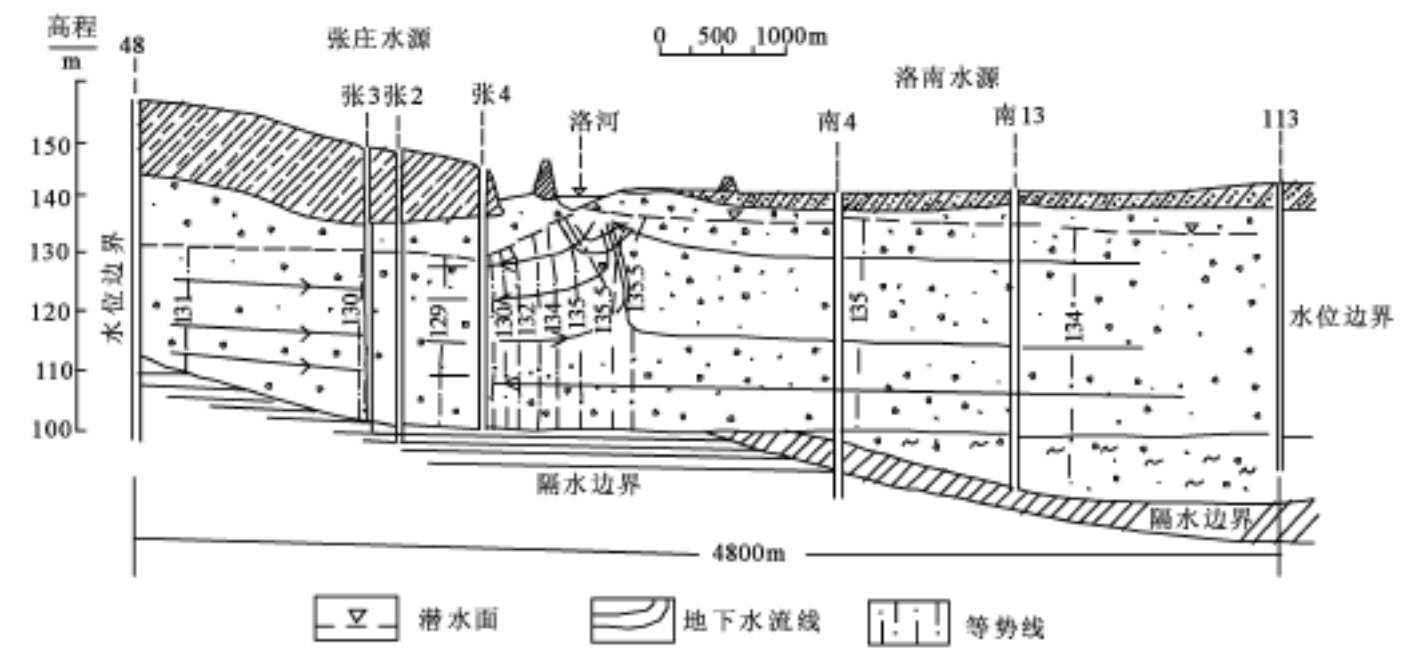


图 5 - 19 洛阳市洛河张庄傍河水源地开采后的流动系统剖面图

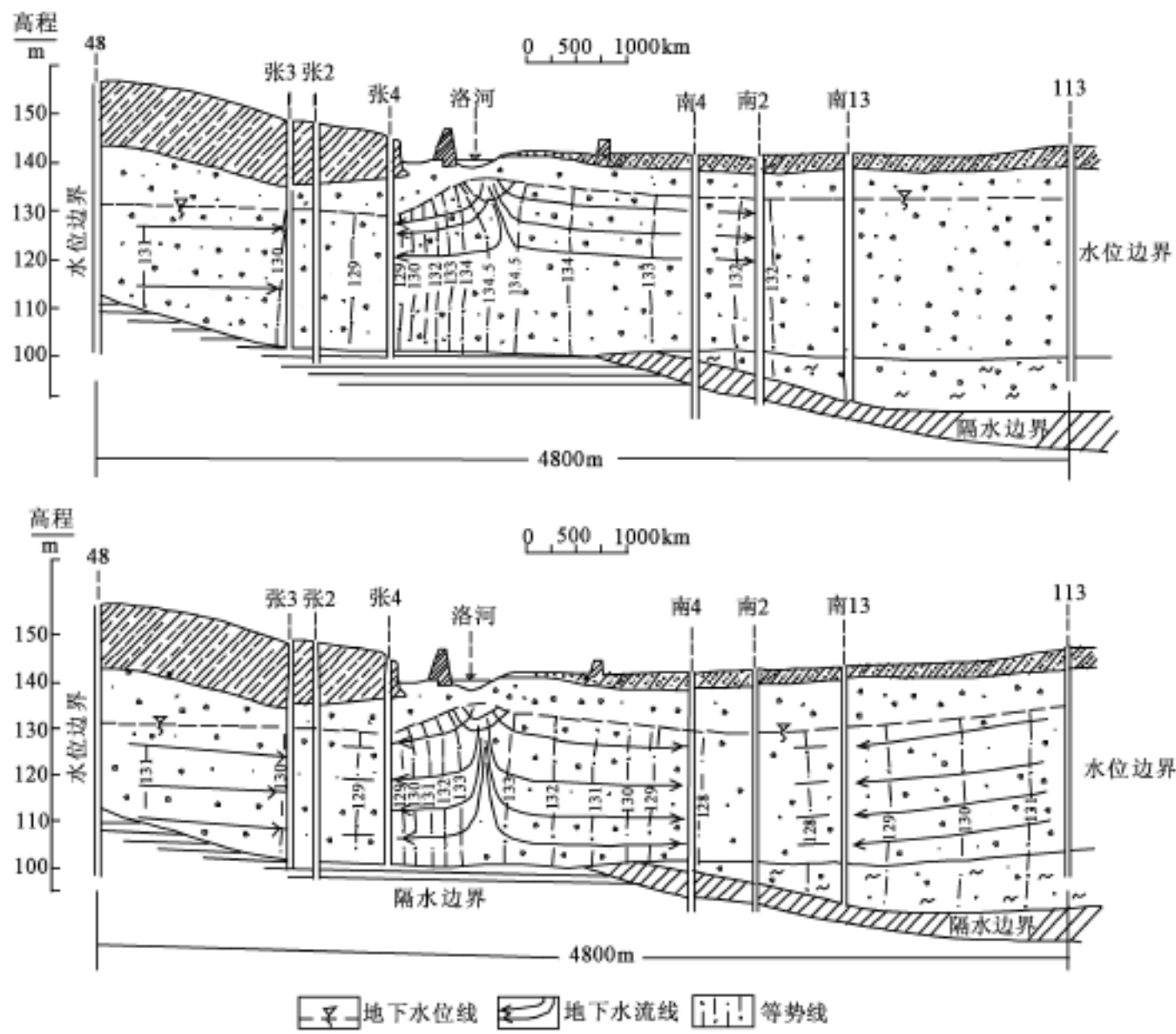


图 5 - 20 洛阳市洛河张庄、洛南傍河水源地开采后的流动系统剖面图

上述人工开采条件下，洛河两岸地下水流动系统化演化过程清晰地反映出，河水与地下水补给、排泄关系的变化；在出现河流垂直渗漏补给地下水的情况下，河流对傍河水源地的补给接近饱和；人工回灌能有效地改善傍河水源地的开采条件；保护河水免受污染是保证供水水质安全的最为重要的预防措施。

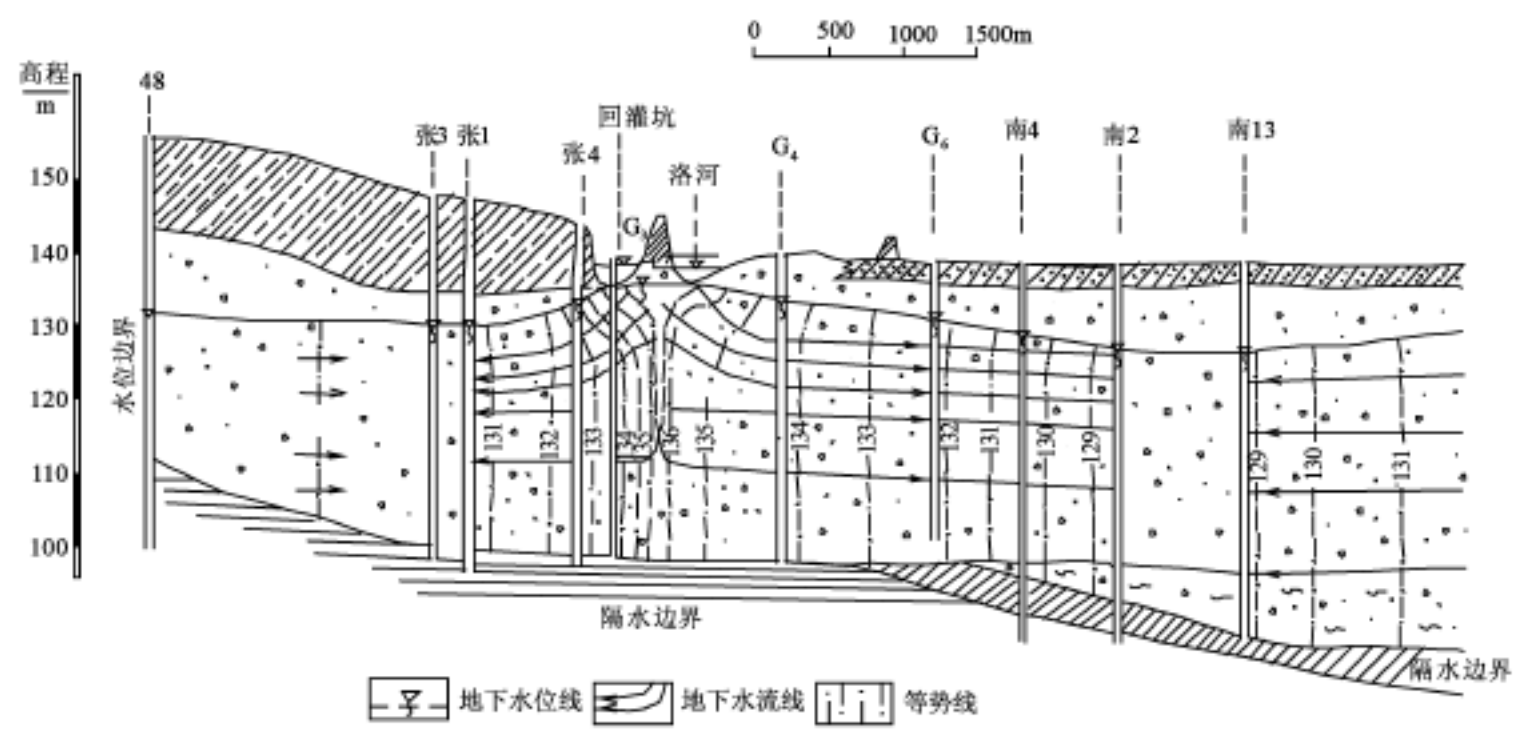


图 5 - 21 洛阳市洛河进行人工回灌后的流动系统剖面图

参考文献

李国芬，韦复才 . 1992. 中国岩溶水文地质图 . 北京：中国地图出版社

廖资生，林学钰，石钦周等 . 2004. 黄河下游傍河开采地下水的试验研究——以郑州北郊黄河滩地为例 . 中国科学，E 辑，Vol. 34，13 ~22

刘再华，袁道先等 . 1998. 土壤中的 CO₂ 及其对岩溶作用的驱动 . 水文地质与工程地质，Vol. 25，No. 162，42 ~44

濮阳市节约用水办公室 . 1993. 濮阳市市区及近郊地下水资源评价报告 . 北京：地质出版社，28 ~32

沈继芳，李焰云等 . 1996. 清江流域岩溶研究，北京：地质出版社，95

田开铭 . 1982. 裂隙水交叉流的水力特征，第二届亚洲流体力学会议论文 .

王大纯，张人权，史毅虹等 . 1995. 水文地质学基础 . 北京：地质出版社；81 ~94

袁道先，刘再华等 . 2003. 碳循环与岩溶地质环境 . 北京：科学出版社，3，45，71，101 ~168，228

赵运昌 . 2003. 中国西北地下水资源 . 北京：地震出版社，28 ~29

Engelen GB, Jones GP (ed) . 1986. Developments in the analysis of groundwater flow systems. IAHS Press

第六章 地下水的动态与均衡

第一节 地下水系统的信息传递

地下水系统始终与外界环境发生物质、能量和信息交换，交换过程中，地下水系统内的能量、水量、盐量和热量收支状况发生不平衡，通过水位、水量、水化学成分和水温等地下水要素的变化，在内部进行调节，以达到与外界环境的均衡。

环境对含水系统的信息输入，如降水、地表水入渗补给、人工开采和补给地下水等，这些输入信息在含水系统内经过变换后，以蒸发、蒸腾、泉、泄流以及盐分在地表堆积（盐渍化）的形式向外界环境输出。输入信息对含水系统的激励，在含水系统内以水位、水化学成分和温度变化的形式做出响应，同时这种响应也表现在输出（排泄）变化上。下面以降水引起含水系统内的水位变化响应为例进行信息传递分析。

天然状态下，降水渗入地下，通过包气带进入含水系统，进入的水作为一种输入脉冲信号，使地下水位升高。在雨季，降雨频繁，每次降雨作为一次输入脉冲，将地下水位不断推高，形成一个波峰。旱季，降水稀少，含水系统靠消耗储存的水量维持排泄，含水系统内水位不断下降，形成一个波谷。年复一年，地下水位对降雨的响应，就形成随季节变化峰、谷相间的历时动态变化曲线。

陈爱光等（1987）在分析地下水位对降雨脉冲响应机制时认为：将一次降雨看作为发生在某一时刻的“脉冲”，雨水形成的渗入水流中运移最快的水滴到达地下水面时，地下水位开始上升，当大部分渗入水流抵达后，水位上升达到峰值，渗入水流完全进入地下水面，降水的影响便宣告结束；地下水位变化出现的波峰滞后于相对应的降水脉冲；当相邻的两次或多次降水间隔时间不长时，各次降水引起的波形便会相互叠加，形成更高的峰值；间歇性的降水，通过含水系统的变换，将转化成比较连续的地下水位或泉流量变化，其作用相当于高频信号通过滤波器变换为低频信号输出的物理过程（王大纯等，1996）。见图 6 - 1。

地下水系统水位波峰相对于降水脉冲的滞后，以及水位波动幅度等响应特征，与含水系统的岩性、结构、分布范围及地形和地貌等因素有关。

另外，地下水系统，尤其是封闭良好的深层地下水系统，也是地壳内部地应力变化的信息传递者，地震前地应力会发生变化，使井水位发生突然升高或降低，并伴随有涌砂、冒泡、有异味等现象出现。地震前地下水传递的地应力变化信息是地震前兆信息之一，常作为地震预警的现象之一。

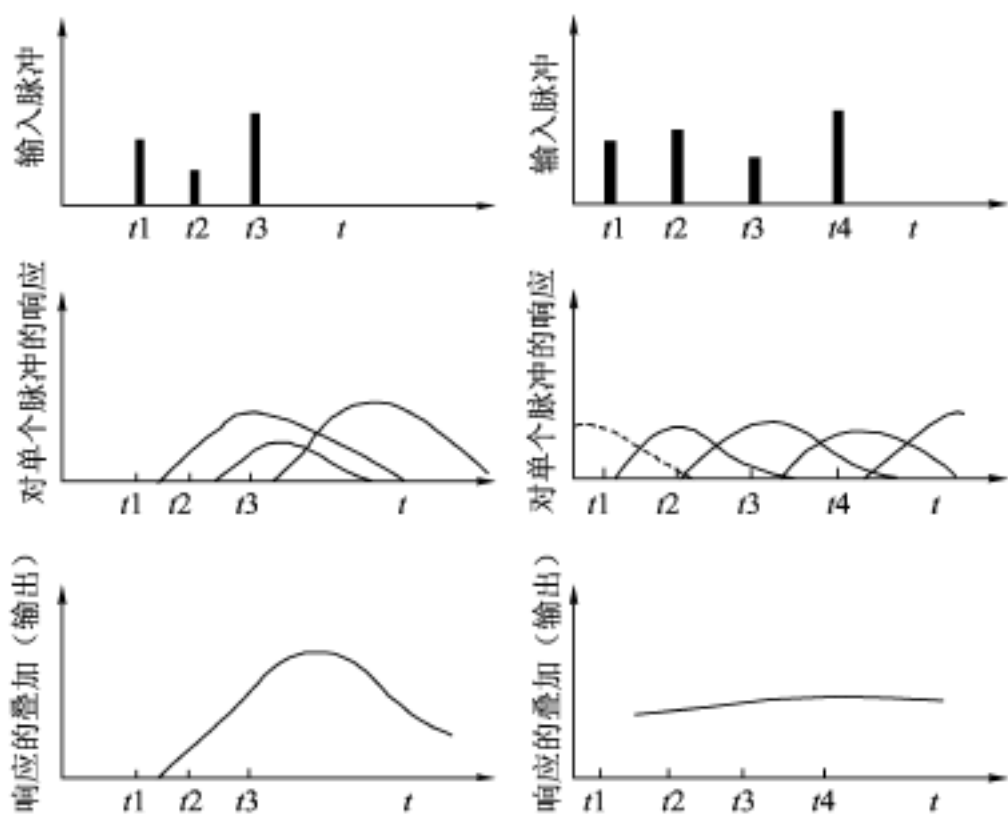


图 6 - 1 信息传输中的叠合
(据陈爱光等, 1987)

第二节 地下水动态

地下水要素（水位、水量、水温和水化学成分等）随时间的变化，称为地下水动态。影响地下水动态的因素主要有气象因素、水文因素、地质因素和人类活动。

一、气象（气候）因素

潜水含水系统埋藏最浅，水位变化受气象因素影响最大。潜水位变化周期与大气降水变化周期明显一致。我国大部分地区属季风气候区，受东南季风影响，大体上每年 4 ~7 月，自南向北，进入雨季，降水显著增加，潜水位逐渐升高。雨季结束后，降雨减少，由于径流排泄，潜水水位逐渐降低，到翌年雨季来临前，水位降低到谷底，全年潜水水位动态表现为单峰、单谷型，季节性变化明显。南方地区，由于受秋雨季节的影响，潜水水位动态表现为双峰型。

潜水动态变化主要受气候周期的影响。气候变化周期，除了年际间的周期性变化外，还有多年性的周期变化，存在丰水年和枯水年长周期的交替现象。例如，周期为 11 年左右的太阳黑子变化，会影响丰水年和枯水年的交替变化，从而引起潜水位长周期的峰、谷变化。因此，研究地下水动态变化，需根据多年气象资料分析，从中找出不同保证率下的降水量分布对潜水补给量和水位变化的影响。

二、水文因素

河水的水文变化对河流附近地下水的动态有明显的影响。河水位上升引起地下水位升高，随着远离河流，升高幅度逐渐衰减，与河水位变化响应的时间滞后延长，影响范围一般为数百米到数千米。见图 6 - 2。例如，洛阳市洛河与伊河对两岸地下水位的影响带宽约 3km，距离洛河 2000m 处的 A45 观测孔水位滞后河水位变化约 10 天。

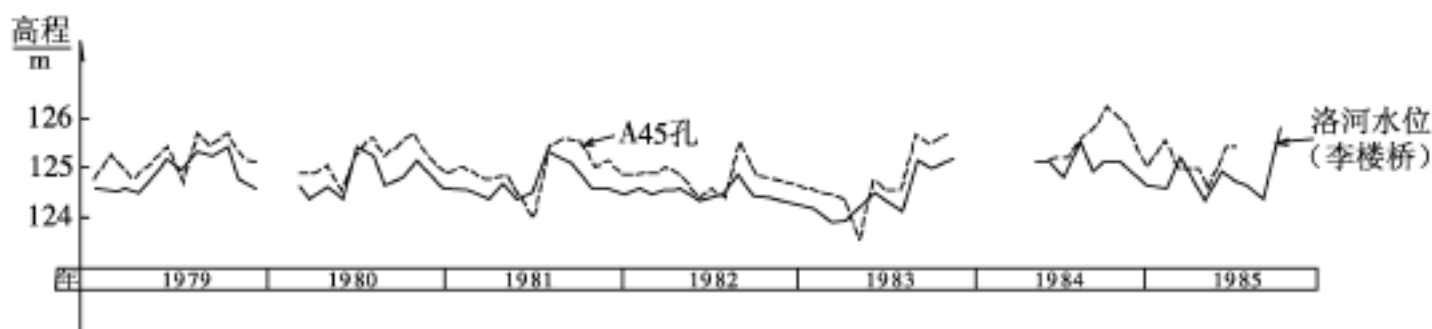


图 6 - 2 洛河水位与傍河潜水含水系统水位关系曲线

三、地质因素

地质因素是含水系统影响输入信息变换的主要因素。地质因素中，包气带厚度与岩性结构和含水系统的储存能力，对输入信息变换影响最大。

潜水位对降水的响应敏感程度受包气带厚度与岩性的影响。降水通过包气带补给地下水时，运移方式和速度受与包气带岩性有关的渗透性、持水度等因素控制，并对降水脉冲起到滞后和消减作用。含水系统的储存能力对降水脉冲同样也起到削幅作用，在其他条件相同的条件下，降水脉冲在储存能力大的含水系统中引起的水位上升幅度较小。

厚度较小，由亚砂土、粉土构成的包气带的潜水，水位对降雨较为敏感。例如，洛阳市伊河与洛河之间的河间地块，潜水埋深 1 ~3m，包气带岩性为亚砂土，大于 10mm 的降雨引起的潜水位上升，在降雨 2 ~8 小时后就会出现；而在包气带厚度大于 10m、由黄土构成的地区，潜水位对降水的反应则要滞后得多，通常在降雨 1 ~2 天后潜水位才出现上升。

在承压水的补给区，属于潜水性，水位动态变化与上述相同，在径流区水位变化要滞后于补给区的动态变化。例如，洛阳市北部邙山丘陵区的承压含水系统，含水层为下更新统 - 上第三系河湖相地层，承压水动态明显滞后于季节变化。从图 6 - 3 中可看出，承压水位在每年的 9 月开始上升，12 月至翌年的 3 月维持在高位，4 月开始下降，至 6 ~8 月达到谷值，年变幅 2 ~3m。变化周期与降水周期相比，水位上升期较雨期滞后 2 ~3 个月，水位下降期较非雨期滞后 5 个月。这一动态特征表明，承压含水系统因有隔水层，难以接受大气降水的直接补给，而是通过接纳来自距离较远的补给区的地下径流，间接接受大气降水补给，因而水位变化周期滞后于降水周期。至于承压水位维持在高位的持续时间较长，则是补给区储存能力较大所致。

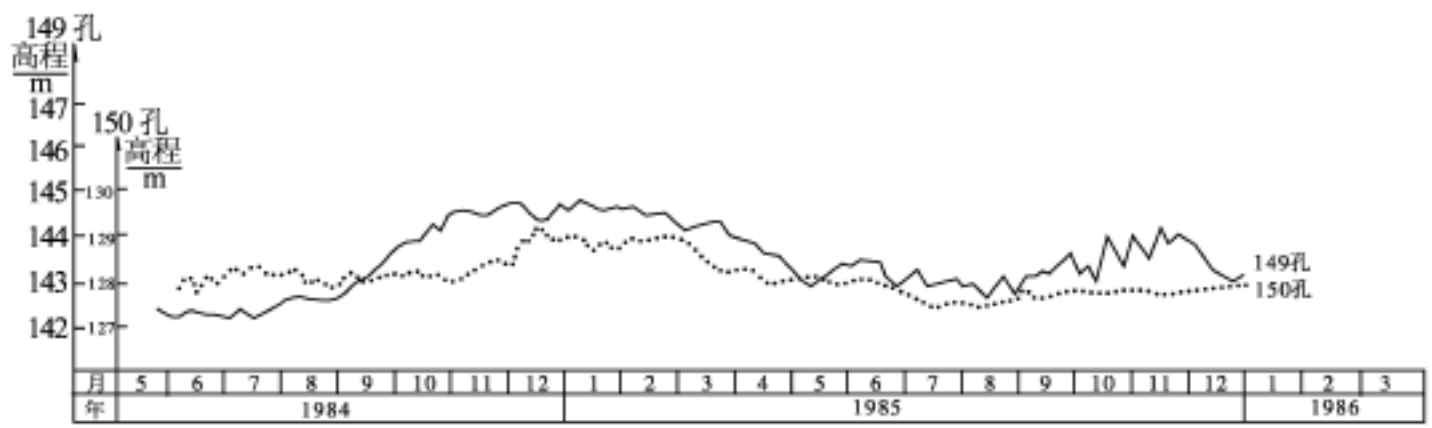


图 6 - 3 洛阳市承压含水系统动态曲线

四、地下水动态类型

根据影响地下水动态的因素可将其分为蒸发型、径流型、水文型和开采型四种类型。

蒸发型动态主要出现在干旱和半干旱地区的平原地区，地下水埋深较浅（1 ~3m），径流较弱，以蒸发排泄为主，动态变幅较小。例如，濮阳市东的黄河背河洼地，潜水位小于 3m，春季，受灌溉和渠道补给，水位上升；夏季，蒸发作用强烈，水位下降；秋季，受冬小麦灌溉的影响，水位再度上升，全年的水位波幅为 1m 左右。见图 6 - 4 中濮观 24 孔动态曲线。

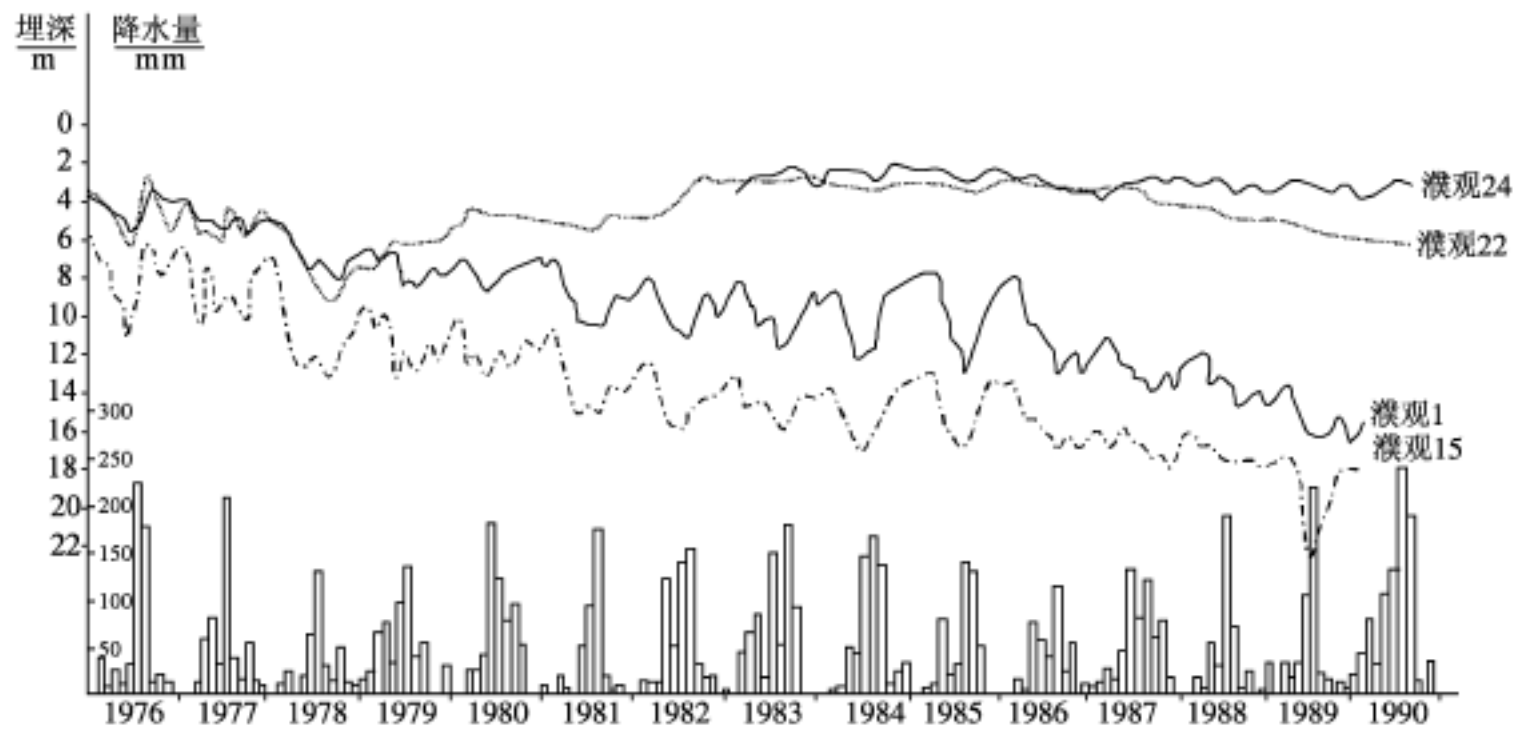


图 6 - 4 河南濮阳市地下水系统历年动态曲线

径流型动态主要分布在山区、山前倾斜平原。这些地区地下水位埋藏深度大，蒸发很小，以径流排泄为主。雨季接受降水补给，水位抬升，旱季，补给量减少，水位呈下降趋势，水位变幅随距补给区距离增加而减小。承压水的动态多属径流型动态。

水文型动态多出现在河、湖岸边，水位明显随河、湖水位升降而变动。

开采型动态受人为取水活动影响，水位动态随开采强度变化而起落。例如，图 6 - 4 中，1985 年以前开采强度较小，地下水水位开始小幅波动下降，1985 年以后，由于新建

市区和油田基地开采量大幅度增加，水位下降幅度增加，每年夏季开采量最大，水位降幅也大，10 月后开采量减小，水位才开始回升。图 6 - 5 为洛阳市洛南、临涧水源地水位与开采量、大气降水、洛河流量之间关系密切，水位变化与开采量变化最为密切。

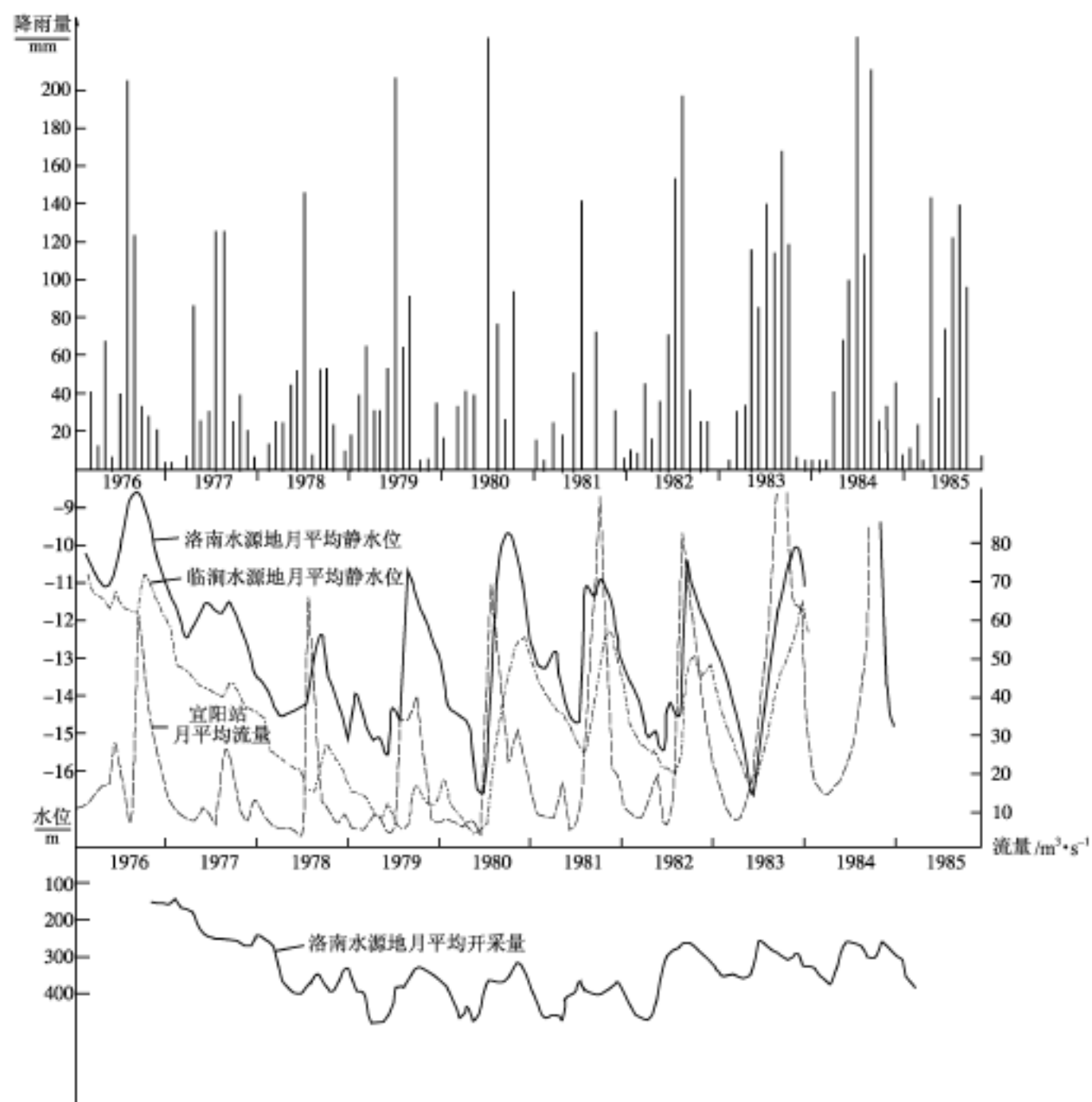


图 6 - 5 洛阳市大气降水、洛河径流量、水源的开采量及水位关系

第三节 地下水均衡

将在某一段时间某一地段内地下水水量（盐量、能量、热能）的收支状况称为地下水均衡。地下水系统通过地下水要素的变化来传递它与外部环境之间物质和能量交换量的信息，是系统内一种量之间的均衡反映。地下水系统与外界进行物质和能量的交换过程遵循质量守恒和能量守恒定律。地下水均衡就是用质量守恒定律，研究某一地区某一时段内，地下水水量（盐量、热量）的收支平衡的数量关系。进行均衡计算所选定的地区称为均衡区。通常是选择一个完整的地下水系统或具有明确边界的子系统作为均衡区。进行

均衡计算的时段称为均衡期，可以是一个月、一年，甚至是数年。地下水系统储存量变化反映收支平衡状况，收入大于支出，储存量增加，称为正均衡；反之，储存量减小，则称作负均衡。

地下水均衡的目的，是通过均衡计算评价地下水系统补给量（收入项）与排泄量（支出项）之间的平衡状况，定量评价或估算地下水资源量，为合理开发地下水资源提供依据。

地下水系统始终与外界进行水量和水质的交换，收支状况是一个动态过程，水均衡状态取决于补给量（大气降水、地表水渗漏）的变化。因此，选择均衡期时要考虑到降水的年内或年际变化，通常以年作为均衡期，进行不同保证率年降水量或地表水年径流量条件下的均衡计算，来评价补给量的保证程度，便于制定利用地下水的长期策略。

进行水均衡计算必须充分分析均衡的收入项和支出项，列出均衡方程式，通过水文地质勘察、水文地质试验和收集气象、水文系列资料，确定水均衡方程中各项。水均衡计算精度取决于各均衡项的精度。水均衡计算是水资源评价的基础，是一个必不可少的环节。

水均衡方程介绍如下。

一个地区天然状态下总的水均衡由收入项和支出项组成，收入项（A）一般包括大气降水（P）、地表水流入量（ R_1 ）、地下水流入量（ G_1 ）、水汽凝结量（ Z_1 ）；支出项（B）包括地表水流出量（ R_2 ）、地下水流出量（ G_2 ），蒸发蒸腾量（ Z_2 ）。均衡期水的储存量变化为 ΔW 。水均衡方程为：

$$(P + R_1 + G_1 + Z_1) - (R_2 + G_2 + Z_2) = \Delta W \quad (6 - 1)$$

水的储存量变化 ΔW 中包括：地表水变化量（ V ），包气带水量变化（ ΔW_g ），潜水变化量（ $\mu \Delta h$ ）和承压水变化量（ $\mu_e \Delta h_e$ ）；其中， μ 为潜水含水层的给水度， Δh 为均衡期潜水位变化值（上升为正，下降为负）， μ_e 为承压含水层的弹性给水度， Δh_e 为均衡期承压水位变化值。水均衡方程可写为：

$$P - (R_1 - R_2) - (G_1 - G_2) - (Z_1 - Z_2) = V + \Delta W_g + \mu \Delta h + \mu_e \Delta h_e \quad (6 - 2)$$

潜水水均衡方程，收入项包括：降水入渗补给量（ P_s ），地表水入渗补给量（ R_s ），凝结水补给量（ Z_c ），上游断面潜水流入水量（ G_{R_1} ），下伏承压水越流补给量（ Q_{y_1} ）（如潜水向承压水越流排泄，则列入支出项）；支出项有：潜水的蒸发、蒸腾量（ Z_u ，包括裸地和叶面蒸发），潜水以泉和泄流形式的排泄量（ Q_d ），下游断面潜水流出量（ G_{R_2} ）。均衡期内潜水储存量变化 $\mu \Delta h$ 。水均衡方程为：

$$(P_s + R_s + Z_c + G_{R_1} + Q_{y_1}) - (Z_u + G_{R_2} + Q_d) = \mu \Delta h \quad (6 - 3)$$

人类活动也会影响地下水的收支平衡，收入项包括：渠道渗漏（ R_u ，属于地表水渗漏补给），灌溉回渗（ Q_g ），人工回灌（ Q_h ）；支出项包括：开采地下水（ Q_k ）。可根据均衡区具体情况，在水均衡方程中加进相应的收支项，来定量评价人类活动对地下水动态和水均衡状态的影响。

例如，天津市地下水开采量主要来自孔隙承压含水系统，目前已形成面积为 $1 \times 10^4 \text{ km}^2$ 的水位降落漏斗，水均衡的收入项为来自降落漏斗周边的侧向径流量（ G_z ）、来自高水头含水层的越流补给量（ Q_{y_1} ）和粘性土的压密释水量（ Q_n ），而支出项仅是承压水

的开采量（ Q_K ）。均衡方程可写为：

$$\mu h_e = (G_Z + Q_{y_1} + Q_N) - Q_K \tag{6 - 4}$$

天津承压含水系统水均衡计算结果见表 6 - 1（王家兵等，2004）。从表中可知，开采水量中粘性土释水量和越流量占的份额较大，分别为 41.3% 和 38.2%，侧向径流量仅占 14.9%。粘性土的压密释水量是以不可恢复的地面沉降为代价所换取的部分开采水量，这部分水量在水均衡计算中必须加以考虑（王大纯等，1982；曹文炳，1983）。

表 6 - 1 天津 1991 ~2000 年深层地下水开采水量均衡计算结果 （单位： $10^4 m^3/a$ ）

含水组	越流补给量 (Q_{y_1})	粘性土释水量 (Q_N)	侧向径流量 (G_Z)	弹性释水量 ($\mu_e h_e$)	合计	实际调查开采量 (Q_K)
2		5775	2142	495		17158
3		4523	1933	857		16164
4		3719	1351	509		6800
5 及以下		5917	1741	842		6889
小计	18404	19934	7167	2703	48208	47011

（据王家兵等，2004，稍作删节）

对规模较大的含水系统进行水均衡计算时，应注意避免上、下游之间，地表水和地下水之间水量的重复计算。例如，西北干旱地区的内陆盆地水均衡项为：收入项，为来自周围山区的地表径流量（ R_l ），盆地内的大气降水（ P ），盆地周边地下水侧向流入量（ G_l ）、水汽凝结量（ Z_c ）；支出项，为蒸发蒸腾量（ Z_1 ）。均衡期水的储存量变化为 。全盆地水均衡方程为：

$$(P + R_l + G_l + Z_c) - Z_1 = \tag{6 - 5}$$

虽然全盆地的水均衡状态较为简单，但就盆地内某一大型常年性河流形成的山前倾斜平原和冲湖积平原而言，地表水与地下水的转换及上下、游之间关系就稍显复杂。河流出口山口后，在洪积扇中上部，下渗补给地下水，经历一段时间地下渗流后，于洪积扇前缘泄出，转换为地表水，汇入河流中或湖泊中。若将河水渗漏补给地下水的水量作为地下水资源量之一，来计算总水量（地表水和地下水），则有可能出现重复计算。内陆干旱盆地降水稀少，大部分水资源来自周围山区的地表径流，从图 6 - 6 中可看出，山前倾斜平原水量转换积极，收入项有河床渗漏量（ R_s ）、引水渠渗漏量（ R_u ）、盆地边缘侧向径流量（ G_l ）、降水入渗量（ P ）和凝结水量（ Z_c ），支出项有蒸发蒸腾量（ Z_1 ）、开采量（ Q_K ）、泉水泄出量（ Q_b ）和断面侧向流出量（ G_2 ）；而位于下游的冲湖积平原承压含水系统获得的补给量却很少，仅有来自上游断面的侧向流入量（ G_2 ），通过向上越流排泄，最终消耗于蒸发；若位于上游地区的山前倾斜平原，过度地开采地下水和引河水灌溉，增加种植面积，将会增大蒸发蒸腾量，使泉水泄出量减少，导致河水向下游的输水量减少，结果影响到下游地区的生态安全和经济发展。只要理清含水系统上下游之间各个均衡项及其与地表水之间的转换关系，就能有效地避免重复计算。

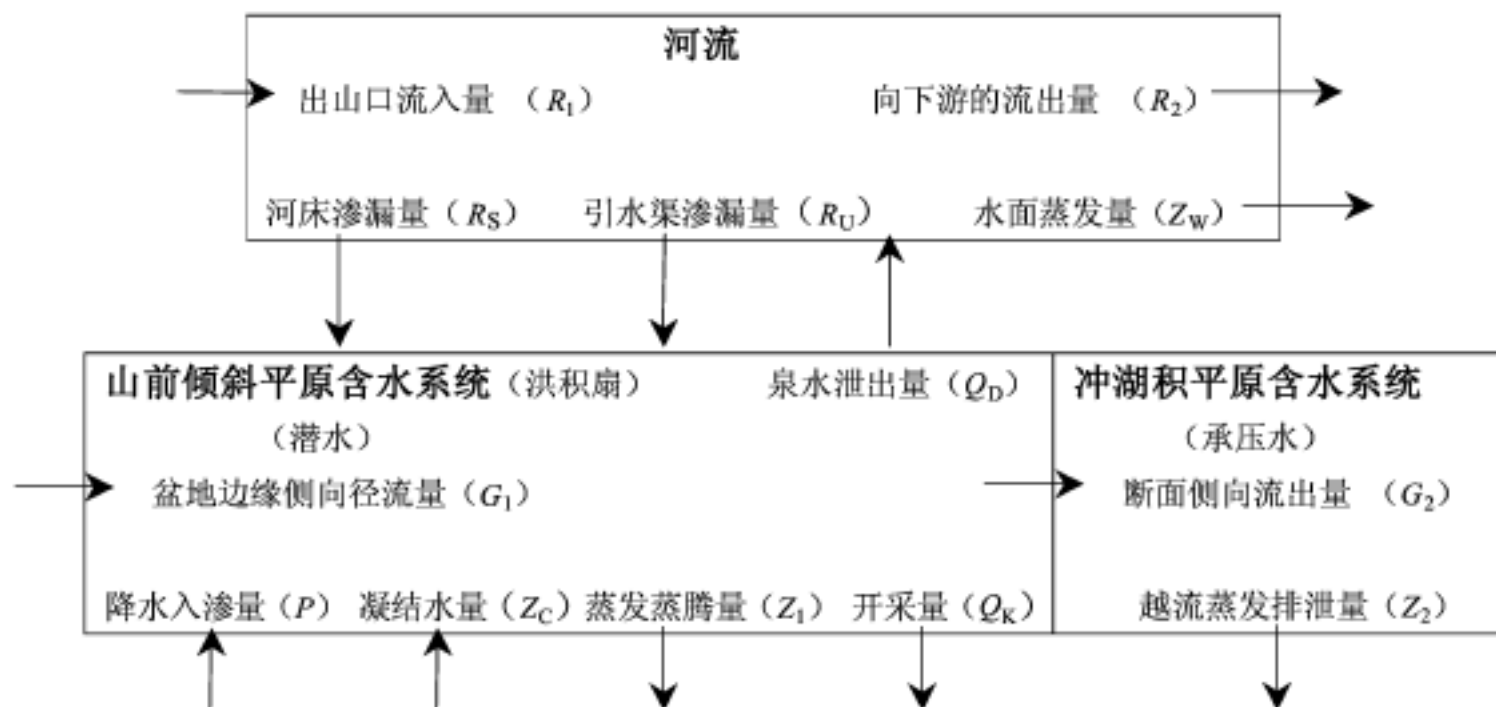


图 6 - 6 内陆盆地山前倾斜平原水资源转换框架图

参考文献

- 曹文炳 . 1983. 孔隙承压含水系统中粘性土释水及其在资源评价中的意义 . 水文地质工程地质, Vol. 4
- 王大纯, 张人权 . 1982. 天津平原地面沉降条件下的深层地下水资源组成 . 水文地质工程地质, Vol. 3
- 王大纯, 张人权, 史毅虹等 . 1995. 水文地质基础 . 北京: 地质出版社, 96
- 王家兵, 李萍 . 2004. 天津平原地面沉降条件下的深层地下水资源组成 . 水文地质工程地质, 31 (5): 35 ~37

第七章 地下水与植被生态的关系

陆地植被种类、群落分布受气候、降水量、地形、坡向、土壤类型、地下水等诸多因素影响。在西北干旱和半干旱地区，降水稀少，地下水与植被生态关系尤为密切，水文地质条件往往控制着植被种群的分布格局，成为影响植被生态的主控因素之一。

第一节 地下水对植被分布格局的影响

干旱、半干旱地区地下水与植被生态环境关系密切。同一个地区，气候要素基本相同，地下水对植被类型和群落分布的控制作用，主要体现在潜水水位的埋深（包气带厚度）、包气带含水量分布、土壤含盐量以及潜水的矿化度等因素对植被类型和群落分布的影响。而这些因素均受水文地质条件控制。例如，我国西北干旱地区分布着许多大型内陆盆地，就单个盆内的降水量和气温而言，相差不大，植被种类和群落分布格局，却因水文地质条件不同，呈现较大差异。几乎所有绿洲都分布在水、土条件好的大型洪积扇前缘，绿洲规模则取决于洪积扇规模和地下水排泄量的大小。植被繁茂的绿洲犹如一颗颗绿色的翡翠，沿祁连山、天山、昆仑山前倾斜平原断续分布，镶嵌在黄色苍凉的荒漠中，它们曾经是古丝绸之路的重要驿站，也是当地居民生存的惟一依赖。

洪积扇岩性和水文地质分带对植被类型和群落分布有明显的影响，下文以河西走廊黑河洪积扇为例。

洪积扇的顶部和中部，表土层很薄，岩性多为砾卵石层，地下水位埋深大，一般超过十米，甚至百米，包气带含水量低（含水量为1%~5%），为戈壁砾石带，水分条件差，只适合耐旱植物种群生长，主要建群种有红砂、骆驼刺、合头草、芨芨草等植物。

洪积扇中下部，岩性多为卵砾石层，表土层有所增厚，为亚砂土和粉沙土，厚度0.5~2m，地下水位埋深较大，一般为4~10m，包气带含水量低（含水量为2%~5%），为戈壁砾石与绿洲的过渡带，水分条件较差，主要建群种有泡泡刺、红砂、骆驼刺、白刺、麻黄等耐旱植物，呈稀疏分布。

洪积扇前缘，表土层厚，岩性为亚砂土和亚粘土，地下水位埋深较浅，一般为1~4m，包气带含水量较高（含水量为10%~25%），水、土分条件较好，为绿洲带。主要天然建群种有梭梭、怪柳（俗称红柳）、沙枣等，人工植被有枣树、杨树、苹果、梨、桃及小麦、玉米等作物。地下水集中出露地区（排泄区），多为湿地，地下水埋深小于1m，主要建群种为芦苇、香蒲、怪柳等。湿地周围地区，水位埋深浅，盐渍化作用强烈，植被以耐盐植物种群为主，主要建群种有碱蒿、盐爪爪、怪柳等植物。

通常大型内陆盆地内的洪积扇水文地质分带控制着植被分布格局，使山前倾斜平原植被种群分布呈现带状或斑块状景观。

在青藏高原的黄河源地区，地下水对植被分布格局控制也同样明显。黄河源区属多年冻土区，季节融化带内的地下水埋藏深度，控制着植被种群的分布。冲洪积扇前缘或地形低洼的冰蚀洼地和雪粒盆通常是地下水的汇集和排泄区，往往形成大片沼泽湿地，植被主要建群种有藏嵩草、矮嵩草和苔草，构成覆盖度大于 90% 的高寒沼泽草甸，其上水塘、小湖星罗棋布，形成青藏高原特有的高寒草甸湿地景观。例如，位于约古宗列曲和卡日曲冰水洪积扇前缘的星宿海沼泽湿地，是黄河源区众多高寒草甸湿地之一。扎陵湖、鄂陵湖两岸湖积平原和湖积阶地（地下水位埋深 1 ~2m），植被主要建群种有紫花针茅、小嵩草、异针茅，并有大黄、冰草和披碱草共生，覆盖度 30% ~50%，属高寒干草原景观。黄河源区植被分布格局与水文地质条件密切相关。

总的来说，干旱地区稀少的降水基本无法满足植物生长的需求，大多数天然植被依靠地下水而存活。在冲洪积扇前缘的绿洲，地下水埋深控制着植被种群分布的格局和稳定，这种稳定建立在地下水供给量与植被蒸腾量平衡的基础上，因此，维系地下水流场稳定，保持地下水动态平衡，是维护绿洲植被生态环境的关键。

第二节 生态地下水位

一、生态地下水位的概念

干旱地区，天然植被对地下水依存度很高，地下水埋深控制着植被种群的分布格局和稳定。对于某一植物种群来说，都有其相对应的地下水埋深，来维系种群的生长和繁衍，该水位埋深界定为这一植物种群的生态水位。宋郁东等（2000）将生态水位定义为，能维持非地带性自然植被生长所需水分的地下水埋藏深度所对应的地下水位（简称生态水位）。

不同植物种群具有不同的生态水位，通常是对某一种群出现的频率与相应的地下水位进行统计，然后找出与出现频率最大种群相对应的地下水位埋深区间，确定为该种群的生态水位。王芳等（2002）对塔里木盆地胡杨、柽柳、芦苇、甘草、罗布麻和骆驼刺等种群频率分布最大值进行了分析，它们相对应的地下水位埋深分别为 3.2m、3.7m、1.9m、2.7m、2.9m 和 3.4m。荒漠植物的生态水位为 2 ~4m。

植物根系从包气带和地下水中吸取水分，经过叶片的光合作用后，通过气孔进行蒸腾，蒸腾作用是地下水排泄的一种重要形式，不同种类的植物根系发育深度、细胞渗透负压以及叶片气孔结构等生理结构不同，对水环境和水分需求也不相同。天然条件下，生态水位是植物种群长期自然选择的结果，同时，也是地下水系统的排泄区与植被生态系统之间水质、水量交换的一种耦合平衡。

西北干旱盆地多属季节冻土区。冬季，季节冻土形成过程中，在季节冻土层内会形成冷生湿润砂层，使包气带在季节冻土深度范围内含水量增加，生态地下水位埋深较浅，有助于冷生湿润砂层的形成与发育，对植被群落的形成和生长十分有利。通常生态水位及冷生湿润砂层只能为已形成发达根系的青壮年植株生长提供必要的水分。植被的更新和新生幼株的萌生则是要依靠洪水泛滥或暂时性暴雨的浇灌。例如，2001 年笔者在黑河下游额

济纳旗绿洲调查时，观察到，由于连续干旱，胡杨林和柽柳林几乎全是青壮年株，枝枯叶黄，生长状态不好，见不到幼株；2002 年 5 月开始出现降雨，黑河上游洪水进入额济纳旗绿洲，凡是有洪水漫过的林地中，生机盎然，随处可见幼株，尤其是在禁牧林地中，幼株密度可达 $5 \sim 10$ 株/ m^2 ，而没有洪水漫过的林地，尽管林木生长良好，幼株却十分少见。

绿洲和周边地区的荒漠植被是维系绿洲生态安全的重要屏障，荒漠植被种群的分布与生态地下水位关联密切，只有维系生态地下水位的稳定，才能使荒漠植被种群正常生长，起到防风、固沙的作用。定期引洪灌溉和禁牧则是维系植被种群更新的必要手段。

研究和确定生态地下水位的主要目的是维护绿洲地区的生态稳定。根据绿洲及其周边地区不同植被种群相关的生态地下水位，建立地下水系统与植被生态系统之间的耦合模型，模拟不同地表水和地下水利用条件下，对生态环境的影响，制定出合理的水资源利用方案，以期提高绿洲水资源的利用率。

二、主要耐旱植物的生态地下水位

我国西北干旱地区主要耐旱植物种有柽柳（红柳）、胡杨、梭梭、骆驼刺和芦苇等，它们是西北地区的广布建群种，有良好的防沙、固沙能力，多属优良固沙树种。

1. 柽柳种群

柽柳是我国西北干旱地区的广布种，是一种耐旱、耐盐性植物，具有十分发达的根系，有研究报道柽柳根系最长可达 40m，适合在不同环境中生存。在黑河下游地区，地下水埋深 3 ~5m 最适合柽柳生长，常在植被群落中构成优势植物，地下水埋深 1 ~3m 时在植被群落中常成为伴生种群，当地下水位埋深大于 5m 时柽柳群落退化显著。在沙地中，柽柳的固沙作用明显，常形成丛状的柽柳沙丘，从黑河下游被风蚀作用剥开的柽柳沙丘可观察到，柽柳根系盘根错节布满沙丘内部，有很好的固沙作用，在这些地区尽管地下水埋藏深度大于 5m，沙丘顶部的柽柳却能生长良好。由于各地降水量、包气带岩性和结构不同，适于柽柳生长的地下水埋深有所差别，新疆塔里木河流域，地下水埋深为 1.0 ~8m，最适于生长的水位埋深为 1.5 ~3m；河西走廊的石羊河下游，适于柽柳生长的水位埋深为 1 ~7m，最适于生长的水位埋深为 5 ~7m。

2. 胡杨种群

胡杨是西北地区分布较为广泛的一种高大乔木，水平根系发达，在额济纳旗曾观察到水平根系延伸长度竟有 60m 以上，有一定的耐盐性，可在矿化度为 1 ~3g/L 地区正常生长。由于树冠较大，蒸腾量大，对水分需求较高，通常分布在地下水埋藏较浅的河边或古河道上。最适于胡杨生长的地下水埋藏深度为 1 ~3m。在地下水位埋深大于 3m 的地区，胡杨生长不良，退化严重。胡杨对水环境变化较为敏感，河道变迁，改变了原有河道的水环境，在干涸的河道两旁，退化和死亡的胡杨随处可见，往往形成“怪树林”，成为黑河下游的额济纳旗常见景观，为摄影爱好者所青睐。石羊河下游地区，20 世纪 50 ~60 年代，地下水埋深 1 ~3m；胡杨生长良好，到 70 年代，地下水位下降，水位埋深为 3 ~5m，胡杨林退化严重；80 年代后，地下水埋深降至 5m 以下，胡杨种群基本消失。

3. 梭梭种群

梭梭是我国荒漠植被的主要建群种，是一种耐旱的优良固沙树种，主要分布在降水量低于 130mm 的干旱荒漠区。我国荒漠地区仍保存着大量的原生梭梭林地，主要分布在准噶尔盆地的玛纳斯湖盆区，成年株往往高达 4 ~5m。额济纳旗年降水量只有 40mm，在古日乃西部的梭梭头和拐子湖周围的沙地也有大片原生梭梭林分布，梭梭高大，株高 3 ~4m，群落盖度 20% ~40%，地下水埋深 2 ~6m。在古日乃东部，由于地下水补给量减少，水位降低到 6m 以下，造成大片原生梭梭林死亡。在黑河中游地区，降水量大于 100mm，梭梭发达的根系能从包气带中吸取水分，人工梭梭林生长主要依靠降水，对地下水位的依赖不显著。在极度干旱地区，梭梭群落发育对地下水依存度高，生态水位埋深应小于 6m。新生株的发育则要依靠冬季积雪的融化或偶发的暴雨。

4. 芦苇种群

芦苇是一种隐域性植物，广泛分布，是湿地植被的主要建群种，对环境变化具有较强的适应性。在西北干旱地区，芦苇主要分布在地下水排泄区形成的湿地、河湖岸边，以及由湿地和湖泊退化形成的荒漠、沙地中，常成为主要建群种和伴生种。

芦苇种群特征与地下水位埋深密切相关。赵文智（2002）对河西走廊临泽县河床和湿地中的芦苇研究表明，在水分条件较好的湿地中，芦苇种群密度较大；芦苇种群密度随地下水埋深增加而逐渐降低，生长优势逐渐从地下转到地上，种群高度随地下水埋深增加而增加，当地下水位埋深大于 1m 时，种群高度增加迅速。

黑河下游的古日乃湿地由尾间湖退化而来，由于地下水排泄量减少，古日乃湖已干涸，在其南部为密集芦苇草原，属单一芦苇种群，种群高 20 ~50cm，覆盖度为 40% ~70%，地下水埋深 1 ~2m。在泉水附近，包气带水分充沛，芦苇高度达 3m 以上，十分密集，成丛状，芦苇群落发育高度与包气带水分条件有关。在地下水位埋深 2 ~3m 的地区，为稀疏芦苇草原，有梭梭或柽柳伴生，芦苇群落密度较小，群落覆盖度 20% ~30%，群落高度 10 ~20 cm。芦苇对环境的适应性强，适宜生长的生态水位埋深小于 5m，最适于生长的水位埋深为 1.5 ~3m。

5. 骆驼刺群落

骆驼刺是我国西北干旱地区的广布种，根系十分发达，是一种耐旱、固沙性好的灌木。在黑河中游降水量大于 150mm 的荒漠地区，尽管地下水位埋深大于 20m，骆驼刺靠包气带持有的水分仍能维持生长，与降水量和包气带岩性结构有关。在极度干旱地区，骆驼刺对地下水依赖程度高，地下水埋深 2 ~3.5m 最适宜骆驼刺生长。

三、地下水位变化对植被演替的影响

演替是植物群落中原来的优势种被取代而引起的系列过程。干旱半干旱地区，水分是

植被生存和变化的主导因子。植被群落更新和演替除受气候变化影响外，还受河流及地下水位变化的影响。

植被更新是指群落内新的成分有效地取代衰老成分，实现群落更新的新陈代谢过程。生长在荒漠河流两旁的胡杨群落的更新，需要洪水泛滥，增加包气带表层的含水量，幼株才能发育成长。在地下水位变化不大的条件下，若胡杨林长期得不到地表洪水的浇灌，无新生幼株替代老株，胡杨林会逐渐衰老，为怪柳等物种取代。

在地下水位埋深长期变化的条件下，原来的一些与地下水位相适应的优势植物，因水环境变化而丧失在群落中的优势地位，演替就会发生。例如，黑河下游的胡杨林带，地下水埋深为 1 ~3m 时，胡杨为优势种群；当地下水位降至 3m 以下后，怪柳、苦豆子等植物就会逐渐侵入，成为优势植物。在湖泊周围的芦苇种群，因注入水量减少，在逐渐干涸过程中，地下水位下降，当地下水位埋深大于 2m 时，地表无季节性积水，怪柳、梭梭、甘草等耐旱植物便会入侵，逐渐变成优势植物，因而，在古日乃湖周围的密集芦苇草原带外围出现梭梭、芦苇稀疏草原带和怪柳、甘草、芦苇草原带的景观。

黄河源区，同样也有因地下水位变化，而造成植物种群演替的现象。发育在高原沼泽中的高寒草甸以喜湿的嵩草类植物为优势植物，当地下水位埋深降低到 1m 以下后，紫花针茅、冰草、披碱草等长根植物便会入侵，逐渐取代嵩草类植物，成为优势植物，使高寒草甸景观转变为高寒干草原景观。当地下水位埋深进一步降低到 2m 以下时，蒿草、大黄等较为耐旱的植物便会取代紫花针茅等植物，成为优势植物，使高寒干草原转变为荒漠化干草原景观。

总的来说，干旱地区，每一优势种群都有相对应的地下水位埋深（生态水位），当地下水位埋深发生变化后，使这一优势种群的水环境发生变化，往往会导致适合这种变化的植物转变为优势植物，出现植物演替，这种演替便会引起植被景观的改变。

第三节 植被生态需水量

目前，比较公认的生态需水量概念是包括维持区域水热平衡、水盐平衡、水土平衡以及生物平衡等在内的生态环境健康运行所需要的水量。生态需水量应包括哪些需水项，需视某一区域主要的生态环境问题而定。

我国广大西北干旱半干旱地区，水是制约当地经济发展和影响生态环境变化的主控因子。大型内陆盆地，降水稀少，来自山区的河流的径流量是维系盆地内绿洲及其周边地区荒漠植被生态环境的主要水源，河流径流量决定着天然绿洲的规模，并在绿洲及其周边形成了相应稳定的植被种群分带结构，整个绿洲的植被生态依靠河流径流量来维系。对于一个稳定的天然绿洲来说，长期以来，其植被生态系统内的种群结构和规模已与河流多年平均径流量相适应，达到动态稳定。

总的来看，绿洲是我国西北大型干旱盆地经济发展的重要依托，具有水资源总量有限、生态环境脆弱的特点。河流径流量主要消耗于绿洲的人类经济活动和维护绿洲生态安全的植被生态耗水两部分。

绿洲生态需水量是维系绿洲生态环境系统和景观稳定并支撑经济发展所消耗的水量。

绿洲生态需水量中包括人类的生活及经济活动的需水量（生活用水量、农业用水量和工业用水量）和生态需水量两部分，其中，生态需水量是维护生态环境使之不会发生恶化并有所改善所需的地表水和地下水水量。

河流径流量的较大变化会引起绿洲生态环境的不稳定。例如，黑河下游，额济纳旗绿洲的生态环境完全靠黑河从正义峡流出的径流量维系，20 世纪 60 年代以前，正义峡黑河年径流量为 $(12 \sim 13) \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ ，额济纳旗绿洲生态环境良好，当时，东、西居延海四周、古日乃湖地区及河两岸林草丰美。60 ~80 年代，下泄水量有所减少，但仍保持在 $10 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 左右，额济纳旗绿洲，除西居延海因西河堵塞而干涸，引起周围地区生态环境恶化外，其余地区生态环境并无显著变化。90 年代以后，中游地区农灌水量大幅增加，黑河流入水量逐年减少，正义峡径流量降至 $7 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 左右，导致东居延海干涸，绿洲地下水位下降，造成乔、灌木大面积死亡，草地严重退化、沙漠化，生态系统严重恶化，直接威胁到当地牧民的生存。尤其是 1999 ~2001 年，连续 3 年狼心山水文站进入额济纳旗的径流量仅有 $(2.18 \sim 3.22) \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ ，产生诸多环境问题，如胡杨、红柳等植物群落出现大片死亡，干涸的东、西居延海成为影响巨大的沙尘暴源区等，引起政府部门和社会的广泛关注。2002 年开始执行国务院有关黑河水资源分配方案，黑河下游地区入境水量达到 $9.5 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 以上。当年，水过之处，一片葱绿，天然林地和草场中植物幼株明显增加，生态环境得到迅速恢复。由此可知，黑河下游 $9.5 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 的入境水量是额济纳旗绿洲维持 20 世纪 70 ~80 年代生态环境水平的基本绿洲生态需水量。

在绿洲内过度开垦农田，大量引河水或开采地下水灌溉，均会过量消耗水资源，造成地下水位下降，导致植被种群演替和退化，使绿洲逐渐失去植被构建的生态屏障，形成沙进入退的局面，对绿洲的长期发展极为不利。因此，在绿洲供给水量有限的条件下，如何合理调配水资源，是关系绿洲生态稳定和经济持续发展的重要课题。

绿洲生态稳定是实现绿洲地区可持续发展的首要条件。绿洲总的供给水量有限，生态环境十分脆弱，承载能力较低。因此，在水供给量有限的条件下，追求良好的生态效应和经济效益是水资源调配的最终目标。

水资源调配中，应优先考虑植被生态需水量。植被生态需水量的确定，必须在调查已有的植被群落分布及种群结构及密度基础上，依据植物蒸腾量、土壤水分和植物生长状况来确定。

植被生态需水量的估算方法：用仪器测定的单个植株的蒸腾耗水量，乘以植株密度来估算单位面积的蒸腾耗水量。估算时应注意统计不同种群中植物的组合和密度，估算出每个种群分布带的植物生态需水量，再算出总的植被生态需水量。单株蒸腾耗水量是估算植被生态需水量的基础，单株蒸腾耗水量的测定方法有许多，主要有蒸发渗漏仪法、气孔计法，树液流动法和放射性同位素法等试验方法。

从表 7 - 1 可知，除胡杨外，当地的天然植株生长期单位叶面积的蒸腾耗水量较小，而人工栽培的树种耗水量则较大。在分析现有的植被种群分布体系的防护功能（降低风速、减少风蚀作用）与覆盖度、植株高度、种群结构之间关系的基础上，尽量采用当地耐旱、适应性好的植物，调整植被生态防护体系的种群结构，建立起低、中、高的植被防沙、防风生态体系，即草、灌木、高大乔木的合理组合，将会有效地提高植被生态体系的防护功能，降低植被生态耗水量。调整过程中，应考虑选用植物的生态地下水位埋深与培

植地水位埋深相一致，若选用枸杞、梭梭、柽柳和白刺等有经济价值的植物，还可从枸杞子、肉苁蓉（梭梭、柽柳的根寄生）和锁阳（白刺的根寄生）获取一定的经济效益。

可用水量（包括生活用水量、农业用水量和工业用水量三部分）是总的水资源量扣除植被生态需水量后的剩余部分。绿洲地区生态环境脆弱，可用于经济发展的水资源量十分有限，从而限制了绿洲的人口、工、农业发展的规模，这些地区应以发展节水型高效农业和低耗水、低污染、高效的中小型工业来提升经济。目前，我国西北地区的大部分绿洲，如河西走廊的武威、张掖、安西、敦煌、新疆的和田、阿克苏等地区，农业用水量在总用水量中占有很大的份额，农田灌溉大多采用大水漫灌的古老灌溉方式，种植经济价值较低的小麦、玉米等作物，经济效益低下。这些地区具有夏季光热资源丰富、日温差大、农产品品质优良的特点，采用滴灌、喷灌等先进的灌溉技术，改变种植结构，种植花卉和优质瓜果，发展制种业和农产品深加工等，将会大幅提高单位用水量的产值，使经济得到持续发展。

表 7-1 额济纳旗主要植物生长期的蒸腾耗水量 (mm)

月份 植物	5	6	7	8	9	10	总计
胡杨	10.78	25.82	29.0	32.3	15.0	7.19	120.09
红柳	0.24	0.30	0.30	0.25	0.25	0.16	1.51
苦豆子	0.52	0.55	0.71	0.94	0.69	0.288	3.698
骆驼刺		0.75	0.89	1.21	0.73	0.342	3.923
胖姑娘	0.255	0.384	0.54	0.925	0.356	0.231	2.691
枸杞	0.250	0.315	0.64	0.423	0.317		1.945
芦苇	0.66	0.83	1.21	1.32	1.49	0.351	5.861
杜梨	11.36	26.72	29.46	26.87	13.32	05.41	108.271
新疆杨	8075	24.85	28.78	24.98	6.54	0.37	94.09
榆树	9.87	24.53	27.39	29.0	8.35	0.387	99.527
苹果梨	11.47	27.06	31.59	27.54	13.65	0.562	111.872

(据朱永华, 2002, 资料整理)

第四节 植被生态对地下水的养涵作用

植被生态系统具有良好的水土保持功能。发育良好的植被生态系统，如森林生态系统、草地生态系统、灌丛生态系统等能有效地防止暴雨对地面的冲刷，减缓片流流速，具有迟滞地表产流时间和降低洪水强度的功能。同时，也增加了降水入渗补给地下水的的时间和入渗量，即增加有效入渗补给量，对地下水起到很好的养涵作用。

生态系统变化对地下水的影响主要表现在对地下水补给的影响。植被生态系统的破坏不仅会加剧土壤流失，也会降低降水的有效补给，使地下水资源量减少。例如，湖南湘西

朱永华. 2002. 中国西北干旱区 GSPAC 水分运移规律研究. 中国科学院研究生院博士论文.

岩溶地区，20 世纪 70 年代末，森林覆盖率为 60% ~90%，水土流失面积 30% ~40%，降水入渗补给量为 $865748 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 。到 2001 年末，森林覆盖率降低到 30% ~60%，水土流失面积为 40% ~70%，降水入渗补给量降低到 $775710 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 。降水补给量的减少，引起区域地下水位大幅降低，地下河及泉的枯水期流量相应减少了 30% ~60%。

湖南龙山县阿亏岩溶泉域为典型的喀斯特准森林植被系统，泉域内乔木植被繁茂，覆盖率高。中国地质科学院岩溶地质研究所，对阿亏岩溶泉及坡面径流动态进行了观察，结果表明，泉水动态曲线比较平缓，属典型的多峰连续波状曲线，峰值与降水产生的坡流相对应；日降雨量大于 10mm 或连续降雨量大于 15mm，才产生坡流，出现时间滞后于降雨时间约 30 ~45min，且径流强度较小；降雨量大，降雨时间短时，出现最大坡面径流时间较短（一般较降雨滞后 15 ~50min）；降雨时段长，降雨量较小时，出现最大坡面径流时间较长，一般滞后降雨时间 2 ~3h，雨后坡面径流消退时间极短。见图 7 - 1。坡面径流曲线特征表明，土壤与植被对降雨入渗具有明显的调蓄功能；一旦生态系统遭到破坏，土壤植被对降雨入渗的调蓄功能将大大减弱。生态恶化是引起岩溶石山区水资源短缺的重要因素。封山育林、退耕还林，促进岩溶石山区、石漠化地区的生态向良性转变是维持岩溶山区区域水资源可持续利用的关键（邹胜章等，2004）。

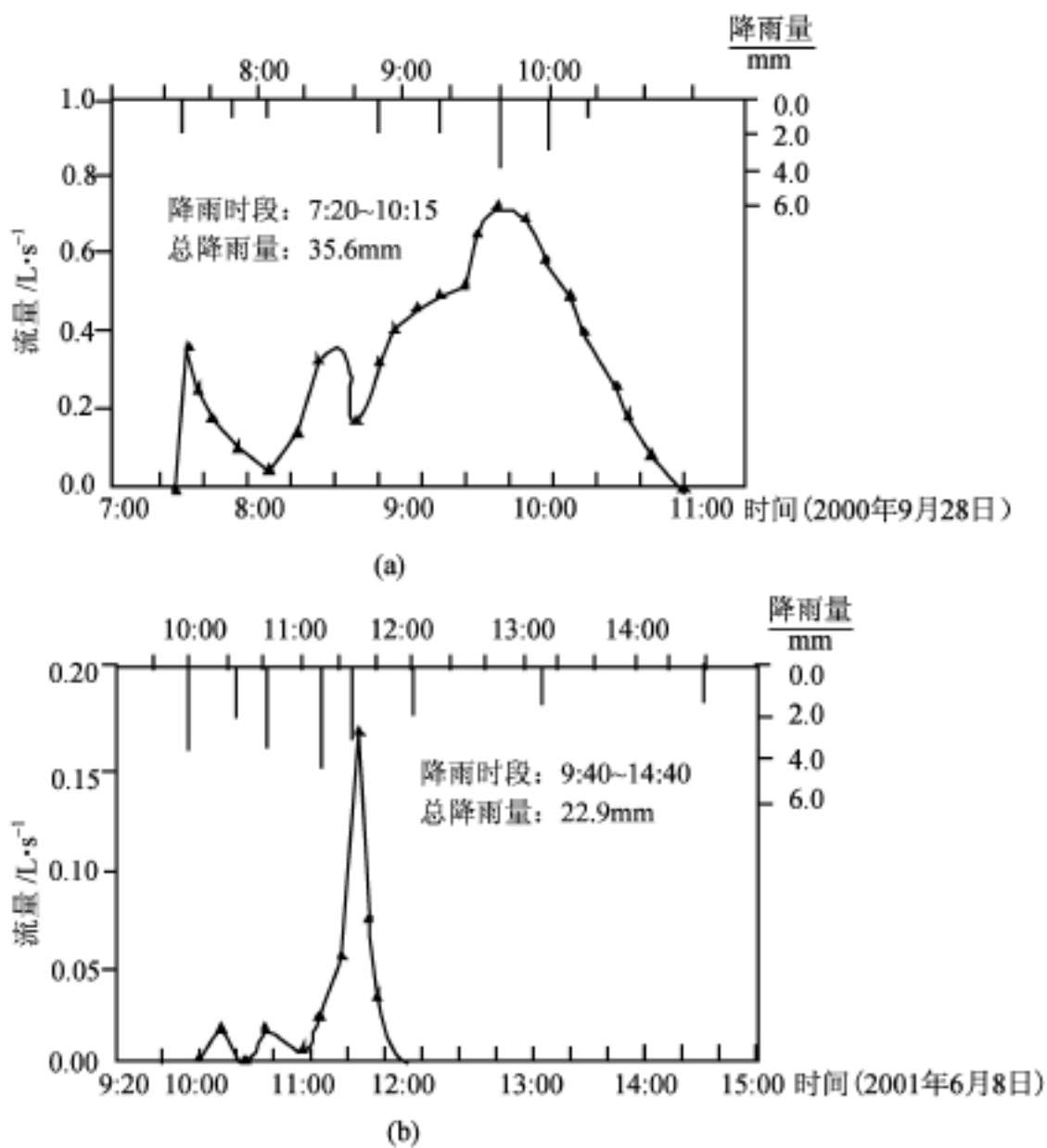


图 7 - 1 阿亏坡面径流动态曲线图
(据邹胜章等，2004)

不同植被生态系统对地下水的养涵功能不尽相同。例如，在黄河源区，覆盖在地势较高的坡地、台地上的高山草甸生态系统，主要由高山嵩草类植物群落组成，植物的覆盖度大于 90%，根系十分发育，盘根错节，构成土层的骨架，腐殖土充填其间，富有弹性，具有孔隙度高、饱和含水量大的特征。夏季降水较多，草甸不仅能降低片流流速，降低洪水强度，而且能保持大量水分，使有效降水渗入量增加。发育在地下水排泄区的高寒沼泽草甸生态系统，以藏嵩草、苔草群落为主，草甸中密集的植物根系和丰富的腐殖质对地表水有良好的净化功能，从沼泽草甸汇流出来的溪流水质都能达到二类水标准。

黄河源区的高寒沼泽草甸生态系统、高山草甸生态系统和高寒干旱草原生态系统，以其覆盖度很高的植被和良好的固土能力，在冬季能有效地防止强风对地表的侵蚀；在夏季绿茵的草甸不仅养涵着地下水和地表水资源，而且是各种候鸟和野生动物的天堂，维系着源区的生物多样性。近几十年来，由于全球性气候变暖、冻土退化、过渡放牧等因素影响，黄河源区出现大面积草场退化和沙化。为了解这些变化对水源养涵功能的影响，笔者曾采用寒区汇流数学模型进行研究，结果表明，1997 年与 1964 年相比，地下径流补给系数和储存系数有所降低，而地表径流补给系数则有所增加（曹文炳等，2003），显示出，水环境变化导致植被生态系统退化，植被生态系统的退化反过来又使得黄河源区的水源养涵功能降低。

第五节 小 结

我国西北干旱地区，稀少的降水无法满足植被生长的需要，植被生长对地下水的依存度高，绝大多数绿洲发育在水、土条件良好的大型洪积扇前缘，植被生态分布格局受水文地质条件控制。

生态水位是能维持非地带性自然植被生长所需水分的地下水埋藏深度所对应的地下水位。不同种类的植物根系发育深度、细胞渗透负压以及叶片气孔结构等生理结构不同，对水环境和水分的需要也不尽相同。天然条件下，生态水位是植物种群长期自然选择的结果。种群分布与生态地下水位密切相关，生态水位变化，往往造成植物演替，使植被景观发生改变。如果生态水位持续下降，会引起植被群落严重退化，使绿洲失去植被生态屏障，而危及绿洲生态安全。

绿洲生态需水量主要是维系绿洲生态环境系统和景观稳定并支撑经济发展所消耗的水量，该量应为支持绿洲存在的河流多年平均径流量。生态需水量是维护生态环境使之不会发生恶化并有所改善所需的水总量。绿洲生态需水量中包括人类的生活及经济活动的需水量（生活用水量、农业用水量和工业用水量）和生态需水量两部分。在绿洲内过度开垦农田，大量引河水或开采地下水灌溉，均会过量消耗水资源，造成地下水位下降，导致植被种群演替和退化，使绿洲逐渐失去植被构建的生态屏障，造成沙进入退的局面，对绿洲的长期发展极为不利。绿洲水资源量十分有限，生态环境十分脆弱，承载能力较低。在水供给量有限的条件下，追求良好的生态效应和经济效益是水资源调配的最终目标。

植被生态系统与地下水资源关系密切。植被生态系统不仅具有良好的水土保持作用，

而且能有效地影响水文过程滞后洪峰，增加降水入渗补给地下水的的时间和补给水量。完整的植被生态系统，对水资源有着良好的养涵功能。

参考文献

曹文炳，万力等 . 2003. 寒区汇流数学模型在描述环境变化中的应用 . 水文地质工程地质， Vol. 30, No 191: 1 ~4

宋郁东，樊自立，雷志栋等 . 2000. 中国塔里木河水资源与生态问题研究 . 乌鲁木齐：新疆人民出版社

王芳，梁瑞驹，杨小柳，陈敏建 . 2002. 中国西北地区生态需水研究（1）——干旱半干旱地区生态需水理论分析 . 自然资源学报， 1（1）： 1 ~8

邹胜章，朱志伟等 . 2004. 生态系统变化对湘西岩溶水资源的影响 . 水文地质工程地质， Vol. 31, No. 199: 26 ~30

第八章 植被生态地下水优化管理模型

第一节 生态水文地质学的尺度问题

M. G. Turner 指出：在某一尺度上的重要参数和过程，在另一尺度上常是不重要的或者是不可预测的，当在较粗的分辨率尺度上考虑空间（或时间）数据时，信息往往会丢失；这对所有地球科学、生物学包括生态文学水在内是适用的（M. G. Turner, 1990）。若用小尺度范围内获取的信息来描述大尺度系统，必然会随着空间和时间尺度的增加，分辨率会降低，并且也会丢失掉许多信息。因此，对地下水系统和生态系统进行描述必须有统一的尺度。

对于生态与地下水相互作用研究来说，首先要使所建立的数据系统，既要适用于生态学尺度，又要适用于主要描述地下水的学科——水文地质学尺度，也就是要有一个尺度标准。这里有两个问题，一是如何制定尺度标准，二是如何进行尺度转换；两者在探讨有关生态学与水文地质学相互关系的试验设计和建立模型中都是需要考虑的问题。尺度问题的核心就是要解决在某一尺度下采集到的信息匹配问题，使采集到的信息既能准确地描述在该尺度下地下水系统、植被生态系统、地表水系统的特征，也可用于建立地下水生态优化管理模型，对地下水资源进行管理，做到水资源的可持续利用。

一、水文地质观测尺度

描述地下水的学科——水文地质学也有大、中、小三种尺度之分，大尺度依据按气候、水文地质、含水介质、地形、地貌类型等条件综合后进行分区，如西北内陆干旱区、青藏高原多年冻土区、黄淮海冲积平原区、丘陵山区和岩溶区等，区内往往包含有多个生态景观类型或生态系统；中尺度通常是指区域地下水系统，如塔里木盆地地下水系统、柴达木盆地地下水系统等；小尺度通常指某一小型河流形成的洪、冲积成因的地下水系统。

长期以来，我国水文地质学已有成熟、规范的观测空间尺度。新中国成立 50 余年来，先后完成了 1:100 万、1:50 万全国性的水文地质普查。除青藏高原的部分无人区外，1:20 万水文地质综合调查调查范围几乎涵盖全国。在一些重要城市还进行过 1:1 万 ~ 1:5 万的水文地质详细调查。上述各种比例尺的水文地质调查，均提供了相应的报告和综合图件，刻画、描述了调查区内的水文地质条件、地下水系统空间分布以及地下水补给、径流、排泄状况，可基本满足不同尺度的生态调查和研究对地下水因素观察尺度的要求。近些年来，我国已开始建立地理信息系统，并逐步得到完善，已有中、小比例尺数字地形图。在地理信息系统（GIS）和数字地形模型（DTM）基础上建立的数字地形图，使水文地质学及其相关问题可以做到可视化和定量模拟。

地下水系统往往与地表水系统有着千丝万缕的联系，相互转化，构成一个不可分割的整体。大的江、河流域中往往包含着许多地下水系统，在中、上游地区，大多数情况下，地下水向河流排泄，成为河流径流量的重要组成；在下游地区河流对地下水进行补给。例如：黄河径流途径五千余千米，流域内涵括多个自然生态系统，植被类型复杂多样，群落特征复杂，数百个不同介质类型的地下水系统与河流水力联系密切，构成一个巨大而有序的地表水 - 地下水 - 植被生态系统。

黄河主要支流河段上均设有水文站监测水位、流量、含沙量等数据，并且流域内的县、市气象站也不间断地采集降水量、蒸发器蒸发量等气象数据。国内其他地区也相似，水文和气象观测网所提供的数据，基本上可满足水文学和水文地质学大、中尺度描述和预测的要求。但在西北偏远地区控制程度还比较差。

二、植被生态的观测尺度

就探讨地下水与植被生态的相互作用而言，植被生态观测尺度应与水文地质的观测尺度相适应。虽然早在 20 世纪 60 ~70 年代，水文地质调查曾要求在野外调查中注意：观测植物群落变化与地下水位的变化关系；植物根系分布情况及其与土壤水分、地下水水质的关系；植物群落及生态特征，包括植物种类名称、高度、分带特征、覆盖度等（河北省地质局水文地质第四大队 1978）。由于当时的目的只是为调查地下水位埋藏深度和水质状况服务，还未上升到生态调查的高度来认识地下水与生态系统的关系，故在一些调查报告中虽有显示，但对植被生态的描述远未达到尺度要求。

1999 年国土资源部下达了《黄河源区 1 25 万生态环境地质调查》、2000 年下达了《西北地区水资源与可持续利用》及《河西走廊黑河流域水资源开发对生态环境影响的研究》等一系列有关生态环境方面的地质或水文地质环境调查项目。在野外实地调查中，每一个观测点上，对植被生态状态均做了详细观察和描述，基本满足了对植被生态描述的尺度要求，与地下水系统的尺度描述相匹配。

调查中卫星遥感图像判释是必不可少的重要手段。采用 TM 卫星图像，可清晰地分辨出不同种类植被、覆盖率等要素在图像上的差异显示，不同色调和深浅的斑块或以清晰的界面镶嵌，或呈模糊界面过渡。斑块呈现出的颜色、色调深浅和纹路差异等信息，既反映出不同植被种群和覆盖率的综合特征，也反映出降水量、地形、坡向、土壤类型、包气带含水量等诸多因素对植被生态的影响。通过与斑块相对应地区的地面观察，便能详细描述每块斑块所反映的植被种类、群落特征，从中了解植被生态分布与土壤类型、含水量、地形地貌和地下水位之间的相互关系。通过这些调查，便可揭示地下水系统的水文过程变化对植被生态系统及环境的影响以及相互影响机制。

三、时间尺度

时间尺度主要是在某一时间段内，描述地下水的水文过程变化特征以及植被生态系统变化的信息分辨率。地下水的水文过程主要是描述地下水的水量、水位以及水质随时间的变化——地下水的动态变化。从 20 世纪 50 年代中期开始，国内各地陆续建立起地下水动

态长期监测网，在省会城市均建有完备的地下水长期监测系统，各省大部分地区也有监测网，基本可满足短期 - 中期尺度对地下水水文过程描述的要求。目前，已广泛采用数值模拟方法来预测不同开采条件下地下水水文过程的变化。可以说，已有的观测技术和模拟理论和方法已经基本满足了中、短期时间尺度对地下水水文过程描述的需要。

影响植被生态系统变化的因素很多，如气候的周期性变化、土壤和包气带含水量、地下水文过程变化等。在时间尺度上，对植被生态系统的观察要求提供植被覆盖率、活性生物量、群落组合特征等变化的量化信息，以及影响这些变化的因素。植被生态变化可从不同同时段的卫星遥感信息中获取，并能在相应地区的地面调查中得到验证和校正。

总的来说，我国长期以来十分重视水文地质、地质、地貌、水文监测等基础工作，积累了大量可靠的资料和信息储备，加上日臻成熟的遥感信息解译技术，基本上可满足大部分地区在大、中尺度上对地下水系统、水文过程和植被生态系统的描述，并能建立各种相应的与植被生态相耦合的模型，来预测开采地下水对植被生态可能带来的影响。

从更大的尺度来看，目前气象学家使用的大气模型尺度远比水文和生态模型尺度大的多，通常使用 $500 \times 500 \text{ km}^2$ 的方格，在观察尺度上与地下水 - 植被生态系统不匹配，因此，建立大气 - 水文 - 生态耦合模型还存在一定的难度。

第二节 植被生态地下水管理模型

在干旱地区，天然植被生态系统与地下水关系密切，地下水埋深控制着植被种群的分布格局和稳定，对于某一植物种群来说，都有其相对应的地下水埋深，来维系种群的生长和繁衍，这种稳定建立在地下水供给量与植被蒸腾量平衡的基础上。为维护天然植被生态系统的结构和功能，必须维系与此相关的地下水流场的稳定，即维持生态水位的稳定。地下水位变化过大，会导致植被群落出现逆演替，出现土地沙漠化等生态环境恶化现象。

通常某个种群的生态水位 ($h_{s,i}$) 是该种群出现频率最大、且生长良好的条件下所对应的地下水位区间。该区间的最低水位应为该种群生态水位的阈值 ($h_{d,i}$)，一旦地下水位低于该值，植被种群便会退化，出现逆演替。一般来说，干旱地区荒漠植被生态水位埋深大体在 2 ~ 4m。具体到某一种群，则会因地区和降水量、包气带岩性及结构的不同，而有所差异，需根据野外实地调查确定。

人为开采地下水、过量引用地表水灌溉都会影响地下水补排关系，引起地下水位动态发生变化，使地下水位低于生态水位阈值，造成植被生态系统退化。因此，需建立地下水系统与植被生态系统之间的耦合模型，模拟不同开采条件和地表水利用条件下，地下水动态对植被生态环境的影响，以实现地下水资源的优化管理，达到合理利用地下水、维系生态平衡的目的。

目前，地下水数学模型和地下水管理模型，已广泛用于地下水资源评价和地下水管理中，是一种成熟的数值模拟方法。只要将评价区内与植被生态有关的管理目标、管理方案、约束条件、生态水位等植入地下水管理模型中，便可很容易地建立起植被生态地下水优化管理模型，其本质是考虑到生态因素的地下水管理模型。章光新等 (2002) 曾用地下水系统模拟和优化管理模型，对吉林省西部大安试验区，制定了旨在保护湿地生态系统

的地下水最佳开采方案，取得了良好的效果。

一、地下水数学模型

三维地下水流动模型已广泛用于地下水数值模拟，数学模型如下：

$$-\left[K_x \frac{\partial H}{\partial x} \right] + -\left[K_y \frac{\partial H}{\partial y} \right] + -\left[K_z \frac{\partial H}{\partial z} \right] + W(x, y, z, t) = S_s(x, y, z) \frac{\partial H}{\partial t}$$

$$W(x, y, z, t) = \mu_1(x, y, z, t) + \mu_2(x, y, z, t) - E(x, y, z, t) - \sum_{i=1}^N Q_i(x - x_i, y - y_i, z - z_i)$$

$$H(x, y, z, t) |_{t=0} = Z - H_0(x, y, z) \quad (x, y, z) \in D$$

$$(K_x + K_y) \frac{\partial H}{\partial n} S_2 = q(x, y, z, t) \quad (x, y, z) \in S_2, t \geq 0 \quad (8-1)$$

式中：\$K_x\$、\$K_y\$、\$K_z\$ 分别为 \$x\$、\$y\$、\$z\$ 三个方向上的渗透系数（\$LT^{-1}\$，表示量纲，下同）；\$S_s\$ 为孔隙介质储水系数（\$L^{-1}\$）；\$W(x, y, z, t)\$ 为单位体积流入或流出量，即源、汇项（\$L^3\$）；\$\mu_1(x, y, z, t)\$ 为降水补给量（\$T^{-1}\$）；\$\mu_2(x, y, z, t)\$ 为灌溉回渗补给量（\$T^{-1}\$）；\$E(x, y, z, t)\$ 为蒸发、蒸腾水量（\$T^{-1}\$）；\$Q_i\$ 为 \$(x_i, y_i, z_i)\$ 处井的开采量（\$L^3T^{-1}\$）；\$H\$ 为含水层水位；\$N\$ 为计算区内开采井数；\$H_0(x, y, z)\$ 为初始水位（\$L\$）；\$q(x, y, z)\$ 为二类边界单位面积流量（\$L^3T^{-1}\$）；\$n\$ 为边界 \$S\$ 的外法线方向；\$(x, y, z)\$ 为渗流场中任意一点的空间坐标（\$L\$）；\$t\$ 为计算时间；\$q(x, y, z, t)\$ 为计算区第二类边界；\$S\$ 为计算域空间。

二、植被生态优化管理模型

优化管理模型的建立方法，是将有限差分或有限元数值计算方法与最优化技术相结合，采用地下水系统数值模拟和线性规划法，通过相应矩阵法耦合建模，确立在水位降深约束条件下，各管理亚区总开采量最大为管理模型的目标函数，在资源量、社会效益、生态效益、生态水位等约束条件下建立起地下水生态优化管理模型。

1. 管理目标

针对地下水研究区内开采地下水过程中出现的主要问题和维持植被生态稳定的主要特征，拟定出地下水资源管理的具体目标，主要包括以下两方面内容：一是，优化地下水开采井的布局，最大程度地既满足供水需求，也满足生态环境的需水；二是，有效地调控地下水位，使不同地段的地下水位，维持在植被种群生态水位允许变化范围之内，或是防止产生土壤盐渍化。

2. 管理方案及管理期

根据研究区内的地下水系统结构特征、行政区划、用水现状和规划、开采布局、取水量的时空分布以及植被群落分带特征，将其划分为若干个管理亚区。优化管理期通常需要一个水文年以上，至少涵盖整个植物生长期。

3. 决策变量

决策变量是表示研究系统状态的一组变量。可以是各个管理亚区的取水井的开采量 ($Q(i, k)$)，即 $Q(i, k)$ 是第 i 管理区在第 k 个管理时段末地下水的开采量 (m^3/d)， $i=1, 2, 3, 4, \dots, n$ ； $k=1, 2, 3, \dots$ 。

4. 目标函数

各管理亚区规划开采量最大，管理函数为下式：

$$Z_{\max} = \sum_{i=1}^{NQC} \sum_{k=1}^{NV} Q(i, k) \quad (8-2)$$

式中：NQC 为管理亚区数；NV 为管理时段数。

5. 约束条件

约束条件是关于决策变量和相关变量的限制范围，主要有水资源量的约束、水位约束、生态环境约束等。

(1) 水位约束

水位约束是一组保证各个管理亚区内各目标节点的水位降深值不超过最大允许降深值，用下式表示：

$$S(j, k) \leq S_{\max}(j) \quad (8-3)$$

式中： $S(j, k)$ 为 j 点在第 k 管理时段末的水位降深值 (m)； $S_{\max}(j)$ 为 j 点水位最大允许降深值 (m)。

线性含水系统中，当有 NQC 个抽（注）井存在时，它们在第 j 点引起的水位降深（或升幅）是每一口抽（注）井独立工作时，在第 j 点所引起的水位降深代数和。即可用相应矩阵线性来表示：

$$S(j, k) = \sum_{i=1}^{NQC} \sum_{k=1}^{NV} (i, j, k) Q(i, k) \quad (8-4)$$

式中： (i, j, k) 为在抽水时段 k 内，当 i 个井（亚区）抽取（注入）单位水量，在第 j 点引起的水位降深（或升幅），称为水位响应系数。式（8-3）可表示为：

$$\sum_{i=1}^{NQC} \sum_{k=1}^{NV} (i, j, k) Q(i, k) \leq S_{\max}(j) \quad (8-5)$$

(2) 生态环境约束

潜水含水系统与植被生态系统联系密切。潜水位既不能低于植被种群生态水位的阈值 ($h_{d,i}$)，也不能高于产生次生盐渍化的水位阈值 ($h_{z,i}$)，分别有：

$$S_d(j, k) = \sum_{i=1}^{NQC} \sum_{k=1}^{NV} (i, j, k) Q(i, k) \leq S_d(j) \quad (8-6)$$

式中： $S_d(j)$ 为 j 点初始水位与植被种群生态水位的阈值 ($h_{d,i}$) 的水位差。

$$S_z(j, k) = \sum_{i=1}^{NQC} \sum_{k=1}^{NV} (i, j, k) Q(i, k) \leq S_z(j) \quad (8-7)$$

式中： $S_z(j)$ 为 j 点初始水位与产生次生盐渍化的水位阈值 ($h_{z,i}$) 的水位差。

(3) 供水能力的约束

通常，考虑含水层的出水能力，各亚区取水量总和不超过含水层的极限开采量。对于西北干旱内陆盆地大型洪积扇含水系统来说，含水系统出水能力很强，但地下水补给量 $D_{\max}(k)$ 却有限，供水能力受补给资源量的限制。

$$\sum_{i=1}^{NQC} \sum_{k=1}^{NV} Q(i, k) \leq D_{\max}(k) \tag{8 - 8}$$

以上各式与地下水三维模型共同构成植被生态地下水优化管理模型。

总的来说，目前，无论水文地质的观察尺度，还是地下水流场动态模拟和地下水管理模型均可满足植被生态地下水优化管理模型的要求，模拟精度高低，取决于以下条件：

与地下水管理模型精度有关的水文地质概念模型是否能较真实地反映研究区的水文地质结构，以及水文地质参数系统反映地下水流场的真实程度；取决于所获取的地下水补给量（大气降水入渗补给量、河渠渗入量、侧渗补给量等）、排泄量（陆面蒸发量（含裸地蒸发量、蒸腾量）、地下水泄出量、开采量等）的真实性；研究区内植被群落生态水位阈值的准确程度等。只要深入细致地做好与上述有关的生态水文地质调查工作，准确获取所需各项参数，进行深入分析，建立实用的植被生态地下水优化管理模型并不困难。

参考文献

河北省地质局水文地质第四大队主编. 1978. 水文地质手册. 北京：地质出版社，167 ~172

章光新，邓伟，柯岩. 2002. 基于生态用水的地下水系统模拟与优化管理模型. 地理学报, Vol. 57, No. 5

Turner MG. 1990. Spatial and temporal analysis of landscape patterns. Landscape Ecology, 4 21 ~30

第九章 黑河流域水资源利用 对生态环境的影响

我国西北地区深居大陆腹地，气候干旱，降水稀少，属大陆性干旱气候区。区内分布着许多大型内陆大型断陷盆地，如准噶尔盆地、塔里木盆地、柴达木盆地、河西走廊等盆地。盆地边缘高耸的山脉（如天山、昆仑山、祁连山等），气候寒湿，降水量随高程增加而增大，降水量一般为 300 ~500mm，降水相对较为丰富。汇入盆地的河流的径流量，是盆地内水资源的主要来源，总量有限。它们汇入盆地内河流及其形成的冲洪积扇排泄区，控制着人类赖以生存的绿洲分布和规模。不适当利用水资源，必然会导致绿洲地区生态环境恶化，危害绿洲的生态安全。剖析黑河流域水资源利用对生态环境的影响，将有助于了解西北干旱内陆盆地的生态水文地质条件及水资源的合理利用。

第一节 黑河流域水文地质条件

一、自然地理概况

黑河流域位于祁连山及河西走廊中段（北纬 37°45′ ~42°40′，东经 96°42′ ~102°04′），东起山丹县的大黄山，西至嘉峪关的黑山，南起祁连县境内的祁连山分水岭，北至额济纳旗的居延海，总面积 $12.8 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，东、西分别与石羊河及疏勒河流域相邻，是我国西北干旱地区较大的内陆河流域之一。流域跨青海省海北自治州、甘肃省的张掖、酒泉、嘉峪关市，以及内蒙古自治区阿拉善盟西部，计三省、11 市县（旗）。流域内地貌景观具有明显的垂直分带性，南部为祁连山区，平均海拔在 3600m 以上；中部是以断陷盆地为特征的走廊平原，海拔高度 1100 ~1300m；西北部为中低山山地（海拔 1400 ~2800m）；东北部为黑河古冲积平原（海拔高度 1200 ~1000m），部分与巴丹吉林大沙漠相邻。

（一）气象

本区位于大陆腹地，为典型的大陆性气候，主要受中高纬度的西风带环流控制和极地冷气团影响，气候干燥，降水稀少而集中，多大风，日照充足，太阳辐射强烈，昼夜温差大。区内气候变化明显受纬度和地形影响，具明显的分带性，南部祁连山区地势高亢，气温低、寒冷，年均气温为 $3.6 \sim -3.1$ ，相对湿度大，约为 60%，为高山湿寒气候。降水相对充沛，多年平均降水量超过 300mm，最大可达 500mm，降水量由东向西，从 340.8mm 递减到 238.8mm，雪线高度由东向西逐渐升高。中部走廊地区气候干燥，为温

带干旱亚区，年平均气温 5 ~10 ，无霜期较长，热资源丰富，日照时间长达 3000 ~ 4000h，多年平均降水量由东向西递减，张掖年降水量为 193.3mm，到西部的酒泉降水量为 73.5mm，而蒸发量则由东向西递增，自 1324.6mm 增至 1704.8mm。下游地区，由南向北，气候逐渐变得更加干燥，降水十分稀少，中游地区的张掖、酒泉年降水量分别为 193.3mm 和 72.5mm，金塔县年降水量降低至 54.5mm，到额济纳旗年降水量仅为 40.76mm。见表 9 - 1。

表 9 - 1 黑河流域气象要素特征

位置		祁连山区			山前断陷盆地		下游盆地
地区		东部	中部	西部	张掖	酒泉	额济纳旗
气温	年均	0.7	3.6	- 3.1	7	7.3	8.2
	极高	30.5	32.4	28.4	38.6	38.4	43.1
	极低	- 31.1	- 27.6	- 39.6	- 28.7	- 31.6	- 37.6
10 年积温		785	1631	233.3	2896.6	2954.4	
降水 mm	年均	340.8	386.9	238.8	193.3	73.5	40.76
	6 ~9 月	253.6	257.8	186.1	136.5	53.7	30.7
年均蒸发量 /mm		867.1	980.3	1017.1	1324.6	1704.8	2248.8
干燥指数		2.5	2.5	4.3	6.8	23.2	82
无霜期日数 /d		60	123	11	153	161	130
年均风速 /m · s ⁻¹		2	2.5	2.1	2.2	2.4	4.2
8 级风日数 /d		29.9	7	54.4	14.9	17	88

（二）水文

1. 河流

流域内共有 35 条独立河流，绝大部分发源于南部的祁连山区，流经走廊平原，汇入黑河后，向北径流，最终，注入居延海。汇水面积大于 100km² 的河流有 17 条，其中，汇水面积最大的是东部的黑河及西部的讨赖河。1960 年以后，由于工农业发展，人口增加，需水量与日俱增，各河流均被引流灌溉，或在其上修建水库，使得汇入黑河的水量减少，到了 80 年代，大部分河流均已无水汇入黑河，东部的马营河（山丹）、洪水河（民乐）、梨园河等大部分河水被引去灌溉，只有在洪水期，才有部分洪水注入黑河；走廊平原中部的马营河（酒泉）、丰乐河等河流消失在肃南与高台间的盐池——明花盆地，不再有水汇入黑河；西部酒泉地区的讨赖河、洪水河（酒泉）注入金塔南的鸳鸯池水库，由灌渠将水引到金塔进行灌溉，使之与黑河联系基本断绝，只有在大洪水时，才有水经鼎新流入黑河。

黑河是流域内最大的河流，发源于南部的祁连山区，源头由俄博河与野牛沟两条支流组成，俄博河，源于俄博的锦阳岭，流长 80km；野牛沟，发源于铁里干山，流长流 190km；两河在藏黄寺汇合，向北径流，于莺落峡出山，进入张掖山前断陷盆地，先后汇集山丹河、民乐洪水河、梨园河及摆浪河等诸河，穿正义峡，进入金塔——鼎新盆地，继续向北径流，过地湾东梁、狼心山，最终，注入内蒙古自治区额济纳旗的居延海，径流总长

821km，流域面积 128283.4km²。黑河水量较为丰富，多来自上游，莺落峡以上河长 303km，流域面积 10009km²，据莺落峡水文站实测资料，多年平均径流量为 15.98× 10⁸ m³。

2. 冰川

中国科学院兰州冰川冻土研究所研究表明，黑河流域祁连山区发育有冰川 1078 条，总面积 420.55km²，估计冰储量 136.7× 10⁸ m³，年补给河流的冰川融水量 2.98× 10⁸ m³，占河流径流总量的 8%（杨针娘，1991）。“七一”冰川 1975 年比 1956 年最大退缩距离为 40m，平均每年退缩 2m。

3. 湖泊

黑河流域天然湖泊较少，多为位于内蒙古境内的黑河冲积扇前缘的尾间湖，古尾间湖有古日乃湖、土素进海子、居延泽等，由于黑河河道历经变迁，这些湖泊相继干涸。现仅存位于额济纳旗境内的现代黑河尾间湖西居延海（嘎顺淖尔）和东居延海（索果淖尔），但也无法摆脱干涸的命运，西居延海于 1961 干涸至今，湖底留下白色的盐壳；东居延海 1958 年时湖面积有 35.5km²，此后，逐年萎缩，到 20 世纪 80 年代湖面萎缩到 23.6km²，至 90 年代初干涸，2002 年湖面积曾一度恢复到 12km²左右，但到年底又复干涸。

黑河流域内因气候具有明显的垂向和水平分带性，上、中、下游的气候、地质、地貌以及水文地质特征有着明显的不同，使得它们的水环境差异较大，有各自地表水和地下水的形成、径流、排泄模式。目前，黑河流域上、中、下游划分的通行做法是，将祁连山区定为上游地区；中游地区由张掖、酒泉、山丹盆地组成；黑河的正义峡、北大河的佳山峡则是中游地区与下游地区的分界；下游地区包括金塔、鼎新和额济纳旗盆地。

二、黑河上游水环境

1. 气候

祁连山区各项气候要素的垂直分带十分明显，降水量随高程的增加而增加，根据资料显示，海拔每升高 100m，降水量约增加 12mm。另外，随高程的增加，气温和蒸发量下降，日照时数减少，而相对湿度增大。中山 - 高山区降水量相对较大，为 300 ~500mm，见表 9 - 2。降水量年内分布不均，有明显的雨季和旱季之分，5 ~9 月为雨季，降水量占全年降水量的 74% ~80%，其余为旱季，降水很少。从东到西，降水量从 300 ~500mm，逐渐下降到 200 ~300mm，呈现由强变弱的趋势。

表 9 - 2 祁连山区各气象要素简表

垂直分带带	年降水量 mm	年蒸发量 mm	年平均气温	年平均相对湿度 %	年日照时数 h
高山（海拔高程 3600mm）	350 ~500	700	- 5 ~-2	> 65	2200 ~2700
中高山（海拔高程 3100 ~3600 m）	350 ~450	700 ~1300	- 4 ~-1	60 ~65	2600 ~2900
中山（海拔高程 2600 ~3100m）	300 ~400	1300 ~1600	- 1 ~-1.5	55 ~60	2700 ~2900
低山（海拔高程 2000 ~2600m）	250 ~350	1600 ~2000	1.5 ~4.0	50 ~55	2800 ~3000

2. 地表水

上游地区降水较为充沛，相对湿度大，植被覆盖率高，水资源涵养条件好，对地表水

和地下水的形成十分有利，是流域内惟一的地表水产流区，产流面积约 32442km²。自东到西发育大小河流 35 条，主要有马营河（山丹）、洪水河（民乐）、大渚马河、黑河、梨园河、摆浪河、大磁窑河、大野口河、海潮坝河、小渚马河、童子坝河、马营河（酒泉）、丰乐河、红山河、观山河、洪水河（酒泉）、讨赖河，其中以黑河、讨赖河最大。这些河流汇集了山区的地表径流和地下径流，径流出山，出山口的总年径流量为 37.95×10⁸ m³/a（表 9 - 3），为中下游地区提供了必需的水资源。

表 9 - 3 黑河流域各河流出山口流量表

河流	计算断面	集水面积 10 ⁸ m ³	山区径流 10 ⁸ m ³	出山径流 10 ⁸ m ³
洪水河	上湾村	578		1. 23
大渚马河	瓦访城	217	0. 88	0. 88
酥油河	酥油口	147	0. 43	0. 43
大野口河	出山口	102	0. 145	0. 145
大磁窑河	出山口	220	0. 136	0. 136
童子坝河	扁都口	331	0. 71	0. 71
海潮坝河	出山口	146	0. 483	0. 483
小渚马河	出山口	101	0. 33	0. 33
黑河	莺落峡	10009	15. 97	15. 97
梨园河	梨园堡	2240	2. 50	2. 43
大河	水库	25	0. 536	0. 536
摆浪河	新坝	211	0. 39	0. 39
水关河	水库	67	0. 126	0. 126
石灰关河	水库	38	0. 126	0. 126
黑达板河	出山口	34	0. 0505	0. 0505
浅山沟	出山口	1680	0. 74	0. 74
干流系统小计	出山口	16176	24. 38	24. 23
山丹河系统	出山口	232	0. 6135	0. 6315
丰乐河系统	出山口	2708	3. 5	3. 5
北大河系统	出山口	8457	9. 6	9. 6
全流域		22500	38. 10	37. 95

3. 地下水

受降水和冰雪融水的补给，地下水补给较为充沛，以裂隙和裂隙 - 孔隙含水系统为主，变质岩系普遍为裂隙水，而上古生界及中古生界的灰岩、砂砾岩及砂岩则为裂隙 - 孔隙层状水。地下水的径流模数随地形增高、降水量增加而变大，低山区，地下水的径流模数为 0.1 ~2L/s · km²；中高山区，地下水的径流模数则增大到 10 ~20L/s · km²。祁连山

区的单井涌水量（降深 30m）一般为 $50 \sim 100\text{m}^3/\text{d}$ ，富水地段仅限于岩溶化的碳酸岩及与山体走向基本一致的断裂带，单井涌水量（降深 30m）可达 $100 \sim 500\text{m}^3/\text{d}$ 。大部分地下水矿化度小于 1g/L ，水化学类型为 $\text{HCO}_3 - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 型，水质良好。山区的地下水接受大气降水的补给，沿裂隙和裂隙 - 孔隙含水系统径流，向河谷排泄，构成地表径流的基流。

三、黑河中游水环境

黑河中游位于走廊平原，南靠祁连山，北依近东西走向的龙首山、合黎山和酒泉北山组成的走廊北山中段。构造上属于中、新生代断陷盆地，由一系列的北西和近东西向的断裂和断块将走廊平原分割成多个规模不等的构造盆地，自东向西，分别为山丹盆地、张掖盆地、酒泉盆地。盆地内地势平坦开阔，海拔高程 $1000 \sim 2000\text{m}$ ，南部的祁连山山麓分布着各条河流形成的洪积扇，它们相互连接、交叠，构成洪积扇裙，而北山山麓分布的洪积扇裙规模则相对小得多，两者组成盆地两侧双向不对称倾斜的平原，两倾斜平原之间为细土平原，是走廊平原重要的农业区。

1. 气候

中游的张掖和酒泉两地属典型的干旱地区，降水量空间分布不均，东部张掖地区年均降水量为 193.3mm ，向西逐步递减，到酒泉年均降水量为 73.5mm 。每年 5 ~ 9 月为雨季，年日照时间长达 3000h ，蒸发量大，张掖、酒泉两地，年均蒸发量分别为 $1324.6 \sim 1794.8\text{mm}$ ，无霜期为 $150 \sim 160\text{d}$ 。

2. 地表水

发源于祁连山区的黑河及其诸多支流出山后，进入盆地，由于盆地内地势平坦，包气带渗透性好，雨季，中游盆地内基本无地表径流产生，盆地内的地表径流全靠河流出口口的流量维持，其 $37.95 \times 10^8\text{m}^3/\text{a}$ 的年径流量大体上占中下游盆地水资源总量的 80% 以上。

3. 地下水

新生代以来，张掖盆地和酒泉盆地组成的黑河中游盆地一直振荡沉陷，盆地内沉积了巨厚的洪积相、冲积相砂卵砾石层。物探资料表明，仅第四系厚度就达 $500 \sim 800\text{m}$ ，构成盆地内良好的地下水含水系统。

中游地区，含水系统结构比较简单，盆地南、北边缘地带为洪积扇群及洪积台地组成的山前倾斜平原，含水层为厚度很大的卵砾石层，渗透性好，渗透系数为 $100 \sim 250\text{m/d}$ ，地下水类型为潜水，地下水埋深较大，边部埋深近 180m 。从盆地边缘到盆地中部的细土平原，含水层岩性逐渐变细，由卵砾石渐变为砂砾石，出现细砂和亚砂土及亚粘土层，构成细土平原，该区一般为承压水分布区，具双层结构，上部为潜水，下部为承压水；地下水埋深逐渐变浅，细土平原带水位埋深一般为 $0.5 \sim 4\text{m}$ ；地下水水化学类型由 HCO_3 型逐渐变为 $\text{HCO}_3 - \text{SO}_4$ 型或 $\text{SO}_4 - \text{Cl}$ 型，矿化度一般小于 1g/L ，细土平原上部的潜水，由于大陆盐渍化作用强烈，多为 $\text{SO}_4 - \text{Cl}$ 型水，矿化度较高，多在 5g/L 以上。

盆地北部近东西向合黎山 - 酒泉北山基岩隆起带，将中游盆地含水系统与下游盆地含水系统分割，使两个含水系统之间基本无水力联系。张掖和酒泉两盆地含水系统之间，并无明显的岩性差异分界，仅是元山子 - 清水河镇一带的地下水分水岭将两盆地流场分开，一部分地下水向东北径流，进入张掖盆地的高台；另一部分，向西北径流进入酒泉东盆地。

盆地内地下水的补给来自过境河流地表水的渗漏、大气降水、凝结水和侧向地下径流补给，其中，最主要的是河流地表水的渗漏，有三种渗漏方式：第一种，河流入渗，主要发生在河流出山后，进入中游盆地，流经透水性极强的洪积扇裙，大量河水渗入地下，转化为地下水，甘肃省第二水文队实测资料表明，当河流流量为 $1.70 \sim 49.13 \text{ m}^3/\text{s}$ 时，每千米河床的渗漏率为 $0.67\% \sim 14.7\%$ ，年均渗漏量约为 $9.072 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ ；第二种，渠道渗漏，是河水经人工渠道引流过程中产生的渗漏，由于渠系有效利用系数只有 $0.49 \sim 0.60$ ，总的渠系渗漏量较大，约 $10 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 左右；第三种，灌溉回渗，河水经渠系引入农田后进行大水漫灌，灌溉回渗量约为 $2.861 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 左右。通过上述三种方式，地表河水转化为地下水的总量为 $21.933 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 左右，占河流出山口总流量 ($37.95 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$) 的 57.79% 。大气降水、凝结水和侧向地下径流补给量分别约 $0.918 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 和 $1.723 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 。地下水总补给量为 $24.574 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ ，其中大部分由地表水转换而来。

地下水大体上由南向北径流，由于最低排泄区位置不同，各盆地的径流方向有所区别，张掖盆地地下水先由南向北径流，然后折向西北，受北山阻隔，以泉群溢出带的形式出露，转化为地表水排入黑河；酒泉东盆地，地下水向北径流，流向盐池，以蒸发排泄为主；酒泉西盆地，地下水向北径流后，折向东北，因北山隆起阻隔，在佳山峡以南的北大河谷中以泉群溢出带的形式出露，转化为地表水排入北大河。

中游盆地地下水的排泄形式主要有：泉群溢出带排泄，蒸发、蒸腾和地下水开采。据甘肃省水文二队实测资料，泉群溢出带排泄总量为 $18.344 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ ，其中以张掖盆地溢出量最大，地下水在鸭暖乡 - 正义峡一线溢出，溢出量达 $(8.429 \sim 14.727) \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ ；其次是酒泉盆地的大北河下游溢出带，溢出量达 $(3.589 \sim 4.257) \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 。地下水蒸发、蒸腾量为 $8.318 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ ，工、农业及生活用水地下水开采量为 $2.171 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 。

中游山前断陷盆地含水系统渗透性好，含水层厚度大，有很大的储存空间，并接受大量地表水渗漏补给，整个含水系统富水性好，单井涌水量大于 $1000 \text{ m}^3/\text{d}$ ，大部分地区单井涌水量为 $1000 \sim 3000 \text{ m}^3/\text{d}$ ，有的地区可达 $5000 \sim 10000 \text{ m}^3/\text{d}$ 。

4. 水资源利用状况

黑河中游地区是一个相对封闭而又完整的地下水盆地，水资源由地表水和地下水资源两部分组成，地下水补给资源由大气降水对地下水的补给量及地下水的侧向补给量组成，而河床、渠道渗漏及灌溉回渗对地下水的补给均是由进入盆地的地表水转化而来，这部分量不应再作为整个盆地的补给量来对待，如加进这部分量，便会出现重复计算，造成计算上繁复；由于降水在区内形成的产流量极小，地表水的资源量基本是流入河流出山口的总径流量，排入河流的地下水泄出量，系由地下水补给量转换而来，不应计入地表水的补给量内。因此，黑河中游地区的水资源量为河流出山口的总径流量 ($37.95 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$)、降水入渗及凝结水量 ($0.918 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$) 和来自盆地外的侧向径流量 ($1.723 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$)

之和，为 $40.59 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 。

黑河中游地区的张掖、酒泉是甘肃省经济发展较好的地区，有较多的水土资源。1960年以后，随着工农业发展和人口的增加，需水量与日俱增，修建了许多水库和引水渠道。据水利部门的统计，兴建大小水库共 98 座，多为中小型平原水库，概化总库容为 $3.4 \times 10^8 \text{ m}^3$ ；修建引水干渠 181 条，长 2364km；支渠 648 条，长 2408 km；斗农渠 9962 条，长 7530 km；总灌溉面积 $21.3 \times 10^4 \text{ hm}^2$ ；开凿取用地下水的机井共 5459 眼。良好的水利设施使中游地区具有很强的利用地表水和地下水的功能，使区内绝大部分河流的地表水或引用灌溉，或拦蓄于水库中，已无多余的水排入黑河，导致黑河通过正义峡流向下流的泄出水量不断减少。黑河中游地区水资源总量为 $40.59 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ ，流向下流地区水量为 $7.60 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ ，中游地区消耗水资源量为 $32.99 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ ，占总资源量的 81.28%。

四、黑河下游水环境

黑河下游地区包括金塔盆地、鼎新盆地及额济纳盆地，横跨甘肃省和内蒙古自治区，东邻巴丹吉林大沙漠，西靠天山东部余脉马鬃山，北与蒙古国接壤，南与合黎山相连，深居内陆，戈壁沙漠广布，降水稀少，海拔 980 ~1200m，是我国降雨最少、极干旱地区之一。区内绿洲面积较小，仅分布在黑河沿岸、额济纳旗和古日乃，其余大部分地区均为戈壁荒漠，生态环境十分恶劣。近几十年来，由于黑河进入下游地区的水量减少，水环境恶化，使草场荒漠化面积增大，天然胡杨、红柳大片死亡，林地面积减少，严重威胁着绿洲农牧民的生存。

（一）气候

黑河下游地区深居内陆，属大陆性气候极干旱区，冬季干冷而漫长，夏、秋酷热而短暂，日温差大，蒸发强烈，降雨稀少，风大沙多，日照时间长。大部分地区年降水量不足 60mm，年降水量自南向北逐渐递减，南部金塔、鼎新降水量为 60 ~80mm，到北部的额济纳旗年降水量只有 7 ~64mm。据额济纳旗气象站 1957 ~1995 年资料统计，多年平均降水量仅为 40.76mm，年平均蒸发强度 3755mm，干燥指数为 82，多年平均气温为 8.04℃，最高气温 43.1℃，最低气温 - 37.6℃，12 月至 2 月平均气温为 - 10.3℃，年日照为 3325.6 ~3432.4h，相对湿度 32% ~35%，年平均风速 4.2m/s，最大风速 15.0m/s，8 级以上大风日数平均 54 天，沙暴日数平均为 29 天。

（二）地表水

下游地区仅有北大河、黑河两条河流。北大河自佳山峡进入金塔盆地后，向东在鼎新汇入黑河，由于位于佳山峡口的鸳鸯池水库将水蓄积用于金塔地区的灌溉，现已基本无水流入黑河。黑河穿过正义峡，流入下游地区，向北经鼎新，进入内蒙境内额济纳旗后称为额济纳河，在狼心山北分为东西两支，分别称为东河及西河，东河在昂次河水闸以下分成 8 条支流汇入东居延海（索果淖尔）；西河最终汇入西居延海（嘎顺淖尔），自 1961 年以来，基本处于长期干涸状态，只有在特大洪水时才有短暂水流。境内黑河流长约 375km。东居延海（索果淖尔）和西居延海（嘎顺淖尔）是现代黑河的尾间湖。

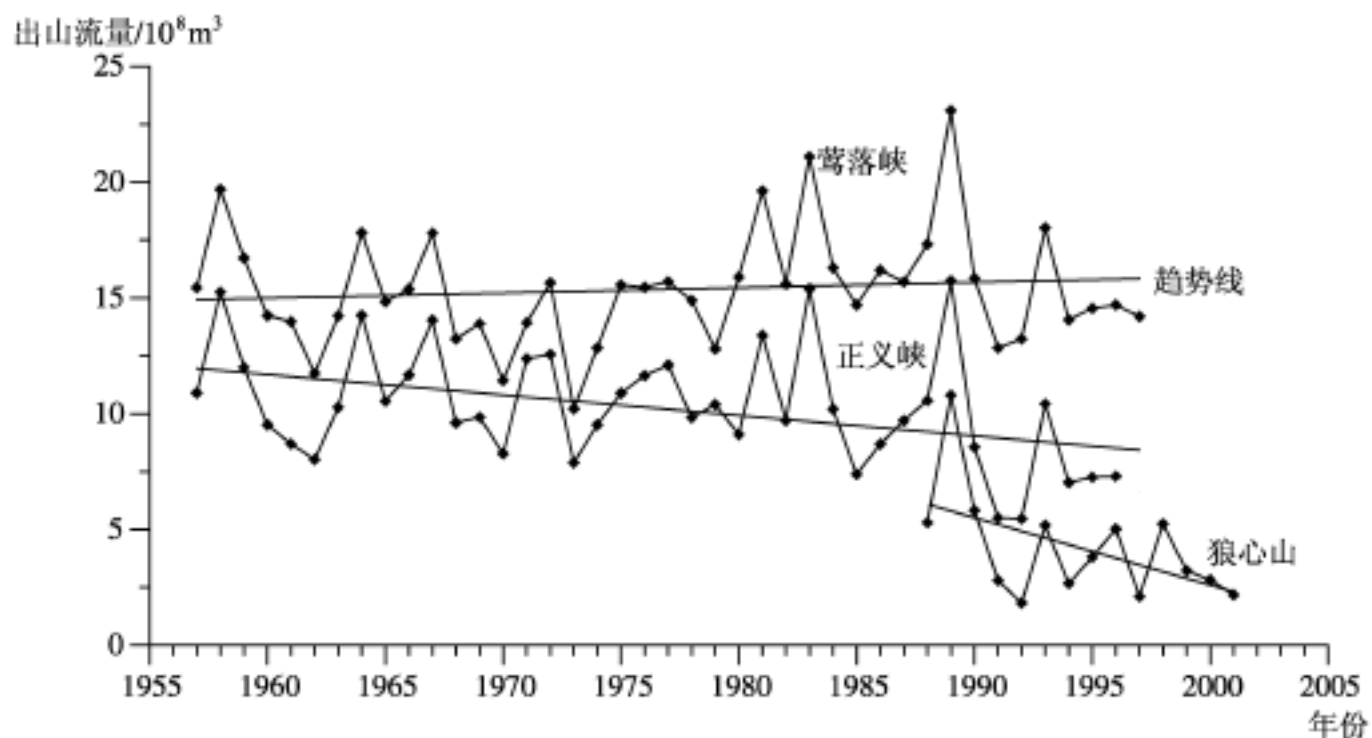


图 9 - 1 莺落峡、正义峡、狼心山水文站的多年年径流量统计曲线

表 9 - 4 黑河下游各时段水文站径流量表 ($10^8 \text{ m}^3 / \text{a}$)

时段	正义峡	中间耗水量	狼心山
1949 年以前	13.19		
1957 ~1960	11.92	6.46	5.46
1961 ~1970	10.53	6.38	4.15
1971 ~1980	10.64	6.61	4.03
1981 ~1990	10.94	6.73	4.21
1991 ~1995	7.10	3.84	3.26
1996 ~2001	6.91	3.45	3.46

注：1988 年以前狼心山径流量为水利部门史料。

黑河自正义峡流出的水量是区内水资源的唯一来源，黑河流入下游地区水资源水量的多寡，取决于黑河向下游的泄水量。从水利部门资料绘制出的莺落峡、正义峡、狼心山水文站的多年年径流量统计曲线（图 9 - 1）可以看出：自 1955 年至今，莺落峡年径流量具周期性波动特征，趋势线呈微有上翘的水平状直线，表明年径流量基本稳定；由于中游地区用水量逐年增加，正义峡的年径流量曲线则呈现明显的下降趋势；狼心山水文站自 1988 年建站以来，年径流量一直呈现下降趋势。从表 9 - 4 和表 9 - 5 可知，自 1949 年至 2001 年，50 多年来，正义峡流入下游地区的年径流不断减少，从 $13.19 \times 10^8 \text{ m}^3 / \text{a}$ 降低到 $6.91 \times 10^8 \text{ m}^3 / \text{a}$ ，减少了 48%；而狼心山的年径流量也从 20 世纪 50 ~60 年代的 $5.46 \times 10^8 \text{ m}^3 / \text{a}$ 下降到 $3.46 \times 10^8 \text{ m}^3 / \text{a}$ ，减少了 $2 \times 10^8 \text{ m}^3 / \text{a}$ 。总的来看，近 50 年来，黑河下游地区地表水的入境量逐年减少。

表 9 - 5 黑河下游年径流量

(10⁸ m³ /a)

年份	正义峡	狼心山	菜格敖包	年份	正义峡	狼心山	菜格敖包
1944	10.82			1973	7.889		
1945	11.20			1974	9.524		
1946	15.00			1975	10.89		
1947	11.11			1976	11.56		
1948	13.72			1977	12.10		
1949	11.35			1978	9.82		
1950	7.758			1979	10.387		
1951	10.4			1980	9.11		
1952	17.55			1981	13.89		
1953	11.29			1982	9.71		
1954	12.78			1983	15.4		
1955	12.21			1984	10.2		
1956	10.35			1985	7.39		
1957	10.90			1986	8.69		
1958	16.26			1987	9.71		
1959	12.00			1988	10.6	5.3	
1960	9.523			1989	15.73	10.8	
1961	8.898			1990	8.559	5.83	
1962	8.01		2.11	1991	5.507	2.8	
1963	10.28		3.5	1992	5.403	1.83	
1964	14.25		6.79	1993	10.423	5.18	
1965	10.59		3.72	1994	7.022	2.67	
1966	11.67		3.81	1995	7.049	3.81	
1967	14.04		7.34	1996	7.3	5.03	
1968	9.616			1997	6.38	2.11	
1969	9.852			1998	9.31	5.24	
1970	8.281			1999	6.76	3.22	
1971	12.38			2000	6.27	2.97	
1972	12.56			2001	5.45	2.18	

(三) 地下水

黑河下游地区地下水系统由盆地周边山区基岩裂隙含水系统和盆地内的第四系松散孔隙含水系统组成。周边山区基岩裂隙含水系统分为三部分：盆地的东北低山丘陵裂隙含水系统，为花岗岩岩体和玄武岩裂隙含水系统，补给条件不好，富水性很差，单井涌水量小于 10m³/d；西部马鬃山区裂隙含水系统，基岩主要是古生代的变质岩，地下水主要赋存在北东向和北西向构造裂隙网络中，富水性很差，单井涌水量小于 10m³/d，而在震

旦系结晶灰岩地层中，富水性要好一些，单井涌水量为 $10 \sim 100\text{m}^3/\text{d}$ ；南部合黎山等走廊北山基岩山区，含水系统由发育在侏罗系、白垩系砂泥岩、花岗岩中东西向和北东向构造裂隙组成的裂隙网络构成，其富水性很差，单井涌水量小于 $10\text{m}^3/\text{d}$ 。总的来说，由于降水稀少，补给不足，盆地周边山区的裂隙含水系统富水性很差，矿化度较高，一般大于 3 g/L ，而盆地内第四系松散孔隙含水系统是区内最重要的含水系统。

1. 含水系统的形成

黑河下游地区包括鼎新和额济纳旗盆地。盆地中的含水系统主要由第四系松散沉积物组成，其形成具明显的阶段性，沉积厚度受基底构造控制。

下更新世 (Q_1) 黑河业已形成，黑河自正义峡流出，经地湾东梁（马哨营）东，流向黑城和古日乃地区。主要的沉积区位于地湾东梁—青山头—木吉湖基底隆起以东，含水层厚度大于 50m ，沉积中心有两个：一个位于正义峡出口—芨芨墩庙一线，含水层厚度为 80m 左右，岩性为砾卵石层；另一个位于魏加杆—梭梭头一带，含水层厚度为 80m 左右，岩性为砂砾石层。在地湾东梁—青山头—木吉湖基底隆起以西，含水层厚度较薄，大部分地区厚度仅有 20m 左右，盆地边缘部分为洪积砾石层，中部和北部多为粘土和亚粘土。见图版 1。

中更新世 (Q_2) 时期，金塔盆地形成，与鼎新盆地连成一体，北大河自金塔盆地流出，在鼎新附近与黑河汇合后，分别从地湾东梁东西两侧向北径流。这一时期，气候湿润，水量充沛，盆地以沉降为主，沉积范围扩大，在地湾东梁—青山头—木吉湖基底隆起东西两侧形成三个沉积中心：第一个位于正义峡出口—鼎新一带，沉积厚度 80m ，岩性为砾卵石层；第二个位于魏加杆—三十八号一带，岩性为砂砾石层，沉积厚度为 80m ；第三个位于长征站—赛汗桃来镇（建国营）南一带，岩性为砂砾石和中粗砂层，沉积厚度为 80m 。见图版 1。

晚更新世—全新世 ($Q_3—Q_4$)，气候变得干旱，黑河、北大河水量减少，盆地抬升，沉积范围明显萎缩，沉积主要集中在魏加杆—三十八号一带以及黑河下游的东、西两河沿岸，沉积中心沉积厚度为 20m 左右，以砂砾石和中粗砂沉积为主。见图版 2。

2. 含水系统的结构

受区域地质构造、地貌基本格架控制，下游地区由金塔、鼎新和额济纳三个盆地组成。金塔盆地形成于中更新世，为一断陷盆地，近东西走向，黑山（金塔南山）、马鬃山的山前断层分别控制盆地的南、北边界。盆地内沉积物为 $Q_2—Q_3$ 冲洪积相砂砾石层，厚约 $50 \sim 120\text{m}$ ，由南向北颗粒逐渐变细，南部为卵砾石，向北渐变为砂砾石层，亚沙土、亚粘土夹层增加，地下水类型由潜水变为承压水。东部与鼎新盆地含水系统相连。

鼎新盆地为一北东走向狭长形断陷盆地，含水层为 $Q_1—Q_3$ 冲洪积相卵砾石层，厚 $101 \sim 163\text{m}$ 。南部，合黎山将鼎新盆地与张掖盆地分隔开，两者间水力联系微弱；北部，白墩东梁隆起是鼎新盆地与额济纳盆地的分界，地湾东梁北缘—咸水井断裂为一活动断裂，挽近活动强烈，使地湾东梁隆起， Q_1 砂卵砾石出露，南侧鼎新盆地地下水埋深较浅为 $3 \sim 9\text{m}$ ，而北侧额济纳盆地地下水埋藏较深为 39m ，鼎新盆地的地下径流以地下跌水的形式进入额济纳盆地。盆地东、西两侧分别为合黎山及马鬃山山前断裂控制，山前断裂为数条近于平行断裂构成的断裂带，呈断阶状，使得盆地边缘地带含水层厚度变化剧烈。

额济纳盆地为中新生代断陷盆地，北、西两侧，边界受山前断裂控制，含水层与山体基岩面接触；东侧，为巴丹吉林沙漠下部一近南北走向的隐伏断层所限；南部，以地湾东梁北—扎哈拉马嘎近东西向断裂为界，断裂南是巴丹吉林大沙漠的西南缘。盆地内部基底以侏罗系为主。盆地内沉积了数百米厚的第四系松散沉积物，盆地中部狼心山—木吉湖北东向隆起带控制了区内含水系统的分布和岩相特征，将盆地分成互相连通的两部分：北西侧为赛汗桃来—达来呼布沉降区，长征站—赛汗桃来—额济纳旗一带第四系厚度达 200m，赛汗桃来沉降中心厚度为 323m，含水层厚度为 120m；南东侧为魏家杆 - 三十八号 - 古日乃沉降区，第四系沉积厚度大于 150m，三十八号 - 苏厂图乌苏沉降中心厚度达 320m，含水层厚度 200 ~300m，以砂砾石为主，见图版 2、图版 3。

黑河下游地区的含水系统由潜水和承压含水系统组成，在图版 3 中，以长征站—木吉湖—梭梭头弧形线为分界，线南，潜水含水系统广为分布，含水层具单层结构，岩性以卵砾石层为主；线北，含水系统具双层结构，上部为潜水，含水层以砂砾石为主，下部为承压含水系统，顶板埋深 20 ~50m，含水层以中粗砂为主，由南向北，亚粘土、亚沙土夹层增加，含水层厚度减小，到盆地北部边缘含水层厚度不足 30m。

黑河下游地区在 $Q_1—Q_2$ 时期，沉积了巨厚冲洪积相—冲湖积相砾卵石层及中细砂，形成茈茈墩庙—双城、魏家杆—梭梭头—三十八号、长征站—赛汗桃来三个面积很大的沉积中心，构成三个储量可观的地下水富集地段。初步估算，仅含水层厚度大于 80m 范围内的地下水储存量就十分可观，合计达到 $1546.31 \times 10^8 \text{ m}^3$ ，其中以魏家杆—梭梭头—三十八号地区的地下水富集地段赋存水量最大，为 $1114.98 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。见表 9 - 6。整个下游地区面积巨大，总的地下水储存量近 $3000 \times 10^8 \text{ m}^3$ ，具有很强的调节功能，虽然自 20 世纪 60 年代以来黑河流入下游地区的水量不断减少，而额济纳旗绿洲地下水位仅下降了 1 ~3m。

表 9 - 6 地下水储存量计算表

位置	体积 10^6 m^3	岩性	给水度	储存量 10^8 m^3	水位埋深 m	水化学类型	矿化度 $\text{g} \cdot \text{L}^{-1}$
茈茈墩庙—双城	246273.936	卵砾石	0.13	320.16	2 ~8	$\text{HCO}_3 - \text{SO}_4 - \text{Na}$	1 <
魏加杆—梭梭头	929150.081	砾石、中粗砂	0.12	1114.98	12 ~18	$\text{SO}_4 - \text{HCO}_3 - \text{Na}$	1 <
赛汗桃来	113182.403	中粗砂、砾石	0.11	124.50	2 ~4	$\text{Cl} - \text{HCO}_3 - \text{SO}_4$	0.8 ~1.9

3. 地下水的补给、径流与排泄

黑河下游气候极度干旱区，年平均降水量为 37 ~80mm，大气降水对地下水系统的补给作用十分微弱，地下水的补给几乎全部来自黑河河床的渗漏。自正义峡到居延海，河床结构由卵、砾石逐渐变为中细砂，河床渗漏量大，多年平均渗漏量为 $7.056 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。河床渗漏量与过水流量有关，1989 年，正义峡年径流量为 $15.74 \times 10^8 \text{ m}^3$ ，下游河床渗漏量为 $9.06 \times 10^8 \text{ m}^3$ ；1992 年，正义峡年径流量为 $5.470 \times 10^8 \text{ m}^3$ ，下游河床渗漏量为 $4.915 \times 10^8 \text{ m}^3$ ，只有很少的水能进入东居延海。

黑河现代河床基本是 $Q_1—Q_2$ 时期黑河古河道的延续，古河道主流线附近导水性好，渗透性能好的古河道体系构成含水系统内部高透水网络，渗漏的水进入含水系统后，大体沿 $Q_1—Q_2$ 时期形成的古河道主流线网络径流。各河段渗漏水进入地下系统后的径流、排泄路径见表 9 - 7。

表 9 - 7 黑河不同河段多年平均渗漏量及其径流、排泄路径

渗漏河段	渗漏量 / ($10^8\text{m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$)	径流路径	排泄位置及主要方式
正义峡—白墩东梁	2. 864	经白墩东梁东侧，进入梭梭头—魏加杆地下水库后，流向古日乃	古日乃，泉、蒸发蒸腾
白墩东梁—狼心山	1. 689	一部分向东进入梭梭头—魏加杆，另一部分向北进入赛汗桃来	古日乃和居延海，蒸发蒸腾
狼心山—长征站	1. 161	向北进入赛汗桃来，流向居延海	居延海，蒸发蒸腾
长征站以下	1. 342	向北进入赛汗桃来，流向居延海，仅补给承压水含水层上部潜水	居延海，蒸发蒸腾

正义峡—长征站河段位于潜水分布区，河床渗漏水先转化为潜水，径流到长征站、木吉湖、梭梭头一线进入承压区后，一部分转化为承压水。长征站以下河段位于承压水分布区，渗漏水进入上部的潜水含水层，沿 $Q_3—Q_4$ 时期的古河道径流，流经额济纳旗绿洲，最后在居延海蒸发排泄。区内地下水开采水平很低，仅在鼎新和湖西新村及额济纳旗有少量开采，年取水量约 $0.4 \times 10^8 \text{m}^3$ ，地下水流场基本处于天然状态。

总的来说，黑河河床的渗漏是地下水最主要的补给来源，渗漏水进入地下水系统后，流经三个地下水富集地段，分别排泄于古日乃及居延海洼地，维系着十分脆弱的绿洲草场生态。黑河下游地区地下水含水系统储存空间大，总地下水储存量近 $3000 \times 10^8 \text{m}^3$ ，其中的一半储存在芨芨墩庙—双城、魏家杆—梭梭头—三十八号、长征站—赛汗桃来三个地下水富集地段。由于径流条件较好，大部分地区矿化度小于 1g/L ，水质较好。只有位于排泄区的古日乃、居延海地区的小盐湖附近上部潜水矿化度较高，多为微咸水或咸水。如能合理调配利用地下水库中的储存资源，对改善极度干旱的黑河下游地区生态和经济发展将会起到积极作用。

第二节 黑河流域生态环境

黑河流域自南向北跨越祁连山、河西走廊、蒙古高原西侧，是一个完整的内陆干旱盆地生态系统。由中纬度高山多年冻土带、山地森林植被、干草原、山前绿洲荒漠河岸林及荒漠组成，不同的植被生态系统与其下垫面的属性构成丰富多彩的景观类型。天然植被的组成和分布不仅取决于地形带的水热条件，而且还取决于水文地质条件。流域内植被分带性明显，受降水量、地形、坡向、水文地质条件、包气带岩性及结构的影响，其中海拔高度和降水量是植被分带的主控因素。根据区域地貌、植被类型、水文地质特征等差异将流域分为南部祁连山生态区（ ）、中部山前断陷盆地生态区（ ）及下游生态分布区（ ）三个大生态区。

一、南部祁连山生态区（ ）

南部祁连山生态区位于黑河干流莺落峡以上的祁连山区，包括青海省祁连县大部和甘肃省肃南部分地区。祁连山走向北西，延绵起伏近千千米，地势高亢，平均海拔高度在

3000m 以上，大部分地区有多年冻土分布。受青藏高原气候和蒙新荒漠气候的双重影响，气候寒湿，降水量随高程增高而增大，水资源较为丰富，使祁连山北麓成为石羊河、黑河、疏勒河的发源地，为河西走廊提供了必不可少的水资源。

1. 植被特征

景观类型：位于青藏高原北缘，区内，基岩裸露的山脊、雪山、冰川、草原、森林、河流及农田等景观要素，各自构成不同特征的非线性斑块。裸露基岩斑块，沿山脉走向，呈数条带状北西向展布，延绵数百千米；雪山、冰川以不规则块状镶嵌在裸露基岩斑块之中；高山草甸斑块，带状展布于裸露基岩斑块两侧的平缓坡地、沟谷及河谷中；高山灌木草原和干草原斑块成条带状，分布在靠河西走廊一侧的中山区；云杉林带呈块状镶嵌在高山灌木草原之中。景观分带性明显。

群落类型：祁连山区分布着草原和森林两大植被群落，草原群落可分为高山草甸草原、高山灌丛草原、干草原；森林为云杉林和灌丛林。高山草甸以藏嵩草、高山嵩草和矮嵩草为主要建群种，伴生有火绒草、苔草等。高山灌丛草原以山生柳、箭叶锦鸡儿、金露梅等为主要建群种，灌丛下植物较为复杂，有矮嵩草、火绒草、苔草等。森林主要建群种为青海云杉，个别地方还有祁连圆柏，林下分布有山生柳、黄檗、栒子等灌木。

2. 植被分区

植被群落分布受海拔高程和降水量等因素控制，垂向分带明显，可分为 6 个亚区。

_A 亚区：为雪山、冰川带，位于海拔 4800m 以上的高山，降水量在 500mm 以上，为多年冻土分布区，终年为冰雪覆盖，无植被，生态条件极恶劣。

_B 亚区：为高寒高山荒漠带，位于海拔 4500m 以上的山脊地带，基岩裸露，物理风化作用强烈，多碎石组成的倒石堆，表层为寒漠土，植被类型以垫状植物为主，有地梅、水母雪莲、蚤缀、红景天等，群落盖度小于 15%，生态条件极恶劣。

_C 亚区：为高寒草甸带，位于海拔 3300m ~4000m 的沟谷及缓坡，降雨量 400 ~500mm，在沟谷低洼地带多为高寒沼泽草甸，地下水埋深 0.5 ~2.0m，属多年冻土季节融化带，表层为高山草甸土，植被类型为藏嵩草、高山嵩草、苔草、拂子茅，群落盖度为 70% ~90%，生态条件良好。

_D 亚区：为高山灌丛草原带，位于海拔 3200 ~3800m 的山区，降雨量 330 ~500mm。地下水埋深大于 100m，富水性小于 100m/d³，包气带岩性为季节冻土，水化学类型为 HCO₃ 型，矿化度小于 1.0g/L，表层为亚高山草甸土，灌木类型为高山柳、金露梅、箭叶锦鸡儿，灌丛下草类主要是苔草、嵩草等，生态状态良好。

_E 亚区：为云杉林带，位于海拔 2500 ~3300m，降雨量 250 ~350mm。地下水埋深大于 100m，富水性小于 100m/d³，水化学类型为 HCO₃ 型，矿化度小于 1.0g/L，表层为灰褐土，阴坡植被类型为青海云杉，林下有黄檗、栒子等灌木，阳坡有祁连圆柏，生态状态良好。

_G 亚区：为干草原带，海拔 2300 ~2800m，降雨量 200 ~300mm。地下水埋深大于 100m，富水性小于 100m/d³，表层多位栗钙土，植被类型为紫花针茅、芨芨，羊草、律律蒿等，覆盖率多在 50% ~70%，生态条件较好。见表 9 - 8。

表 9 - 8 黑河流域生态地质分区表

生态分区			海拔 m	降水量 mm	水文地质条件				植被类型	生态环境评价
					地下水埋深 m	富水性 m · d ⁻³	包气带岩性	含水量 %	水化学类型矿化度 / (g · L ⁻¹)	
祁连山区	A	雪山、冰川	4800 以上	500	大于 200		多年冻土		HCO ₃ 型 < 1. 0	无植被 极恶劣
	B	高寒高山荒漠带	4500 以上	500	大于 200	> 100	多年冻土碎石		HCO ₃ 型 < 1. 0	雪莲、蚤缀 极恶劣
	C	高寒草甸带	3800 ~4000	400 ~500	0. 5 ~2. 0	100 ~1000	多年冻土季节融化带		HCO ₃ 型 < 1. 0	嵩草、苔草、拂子茅 良好
	D	高山灌木草原带	3200 ~3800	300 ~400	> 100	< 100	季节冻土		HCO ₃ 型 < 1. 0	毛柳、金露梅、箭叶、锦鸡儿 良好
	E	云杉林带	2800 ~3200	250 ~350	> 100	< 100	季节冻土		HCO ₃ 型 < 1. 0	青海云杉 良好
	G	干草原带	2300 ~2800	200 ~300	> 100	< 100	季节冻土		HCO ₃ 型 < 1. 0	针茅、冷蒿 良好

3. 植被的水源养涵功能

祁连山区植被覆盖条件良好，分布在黑河河谷、支流和缓坡上的高寒草甸，覆盖度高，具有良好的水源养涵功能。发育在坡地上的林地、灌丛草原及干草原具有减缓片流流速、增加降水渗入、延长径流历时过程、削减洪峰的作用。其中盖度高、分布面积最广的高寒草甸生态系统和云杉林生态系统水源养涵能力最好。黑河上游地区，森林被覆率 65% 的流域比森林被覆率 32% 的流域枯水期径流量增加 28. 87mm，洪水期径流减少 98. 90mm，并使单次降水（26. 6mm）形成的洪峰滞后 2. 5h；森林植被自始至终对径流过程产生影响，并且森林植被不会减少河川径流总量（王金叶等，1998）。祁连山区植被生态系统良好，在保证黑河水系的水量稳定方面，起到了不可或缺的作用。

二、山前断陷盆地生态区（ ）

山前断陷盆地生态区，南起祁连山麓，北至合黎山、龙首山，涵盖山丹—酒泉走廊平原及两侧中低山地。植被类型分带明显，主要受降水量及水文地质条件控制。该地区东、西部降水量和蒸发量差别较大，东部山丹—张掖一带多年平均降水量为 129. 0mm，蒸发量为 980. 3mm；向西降水量逐渐减少，蒸发量增加，到酒泉多年平均降水量降低到 85mm。年平均蒸发量 1017. 1mm，属典型的干旱性气候，为荒漠、绿洲生态区。

1. 植被特征

景观类型：基岩丘陵荒漠、洪积台地、洪积扇、风积沙丘、湿地、绿洲和农田等要素构成荒漠、绿洲景观。景观类型受地形、地貌和水文地质条件控制，在走廊平原两侧中低山区及洪积扇台地，呈现干旱的荒漠景观；在洪积扇前缘地下水溢出带附近地下水埋深较浅，形成绿洲带，成为生态环境良好的走廊平原重要农业区，原生湿地沼泽零星分布；而在封闭的地下水溢出带，如明花—盐池一带，大陆盐渍化作用强烈，呈现盐碱荒漠景观。绿洲斑块与荒漠斑块成非线性镶嵌，界线较为明显。

植被群落：荒漠植被群落，由超旱生灌木、半灌木或盐生、旱生肉质半灌木组成。主要建群种有红砂、白刺、珍珠、合头草等。绿洲植被主要有怪柳、梭梭、沙枣、沙棘、杨树、苹果、梨桃以及各种农作物。

2. 植被分区

根据山前断陷盆地生态区的地质、地貌、水文地质及植被类型特征可分为以下 8 个亚区。

_A 区：为基岩丘陵荒漠带。分布在走廊平原南、北的基岩裸露中低山，海拔 1000 ~ 2300m，降雨量 100 ~150mm。地下水埋深 100 ~150m，富水性小于 100m/d³。包气带岩性为基岩裂隙，植被类型为红沙、律律草、珍珠。植被覆盖率小于 3%，生态条件极为恶劣。

_B 区：为中低山丘陵荒漠带。海拔 1000 ~1500m，主要分布在合黎山区中低山周围的风蚀平原及残丘区，降雨量 100 ~150mm。地下水埋深 50 ~100m，富水性小于 100m/d³，表层岩性为碎石、风成粉细砂及亚沙土，厚 30 ~80cm。植被类型为红沙、合头草、窄叶锦鸡儿、猪毛菜、白刺等，植被覆盖率低于 3%，生态条件极为恶劣。

_C 区：为洪积扇顶荒漠区，海拔 1200 ~1700m，分布在走廊平原南、北两侧洪积扇中上部台地，降雨量 100 ~150mm，地下水埋深大于 150m，富水性 1000 ~3000m/d³，表层岩性为亚砂土及卵砾石。植被类型为泡泡刺、红沙、合头草等，生态条件很差。

_D 区：为洪积台地荒漠带，海拔 1000m 左右，降雨量 80 ~100mm，主要分布在元山子—清水镇以北到明花一带的马营河、丰乐河形成的古洪积台地，地下水埋深 50 ~200m，富水性 1000 ~3000m/d³，包气带岩性为风积砂亚粘土、砂砾石。植被类型为泡泡刺、红沙、猫儿刺，生态状态恶劣。

_E 区：为盐碱荒漠带，海拔 1000m 左右，主要分布在明花、盐池一带以及金塔盆地东部和北部盆地边缘，降雨量 60 ~100mm，地下水埋深 1 ~3m，富水性 1000 ~3000m/d³，包气带岩性为亚砂土、亚粘土，大陆盐渍化作用强烈，植被类型为盐生草甸，多为芨芨草、芦苇、马兰、红柳、盐爪爪等耐盐植物，植被覆盖率 15% ~30%，生态条件较差。

_F 亚区：为第三系丘陵荒漠带，由于东、西部地区降水量差异较大，植被类型有较大差别。因此，将其分为两个子区。

_{F-1} 区：海拔 1000 ~1500m，主要分布在山丹以南 - 民乐、大马营一带由第三系组成的丘陵地区，降雨量 200 ~300mm，富水性 100 ~1000m/d³。植被类型为苏枸杞、骆驼刺，紫花针茅、芨芨草等，植被覆盖率为 30% ~50%，生态条件较差。

_{F-2} 区：海拔 1000 ~1500m，主要分布在正义峡以西的金塔南山和北山由第三系组成的丘陵地区，降雨量 60 ~100mm，富水性小于 100m/d³，为干旱区，植物多为泡泡刺、红沙、猫儿刺，植被稀少，覆盖率小于 5%，生态条件很差。

_G 区：为绿洲带。海拔 1000 ~1200m，主要分布在山丹—张掖—高台黑河沿岸地区，以及酒泉北大河沿岸和金塔周围，降雨量 150 ~200mm，地下水埋深 1 ~5m，富水性 1000 ~5000m/d³，表层岩性为亚砂土、亚粘土。植被类型为各种农作物、柳树、沙枣、杨树、红柳、芦苇，属于洪积扇前缘绿洲带。自鸭暖乡到正义峡，黑河南岸一线为地下水

泄出带，沿河岸分布的沼泽水塘中生长着芦苇、菖蒲等水生植物，一派水乡景象。生态条件良好。

H 区：为风积沙丘带，主要分布在金塔盆地以西以及合黎山西北部，另外，在高台县的罗城西部及盐池南部也有风积沙丘呈片状分布，海拔 1000 ~1200m，降雨量 60 ~100mm，地下水埋深 10 ~50m，富水性 10 ~1000m/d³，包气带岩性为粉砂、细砂，植被稀少，边缘有梭梭、红柳、骆驼蹄瓣等耐旱植物分布，生态条件极恶劣。见表 9 - 9。

表 9 - 9 黑河流域生态地质分区表

生态分区			海拔 m	降水量 mm	水文地质条件					植被类型	生态环境评价	
					地下水埋深 m	富水性 m · d · 3	包气带岩性	含水量 %	水化学类型矿化度 / (g · L ⁻¹)			
山前盆地	A	基岩丘陵荒漠带		1000 ~2800	100 ~150	100 ~150	< 100	基岩裂隙	3 ~5	SO ₄ - Cl 型 > 1	律律草、红沙、珍珠	恶劣
	B	中低山丘陵荒漠带		1000 ~1500	100 ~150	50 ~100	< 100	碎石、亚砂土	2 ~4	SO ₄ - Cl 型 > 1	珍珠、合头草、锦鸡儿、猪毛菜	恶劣
	C	洪积扇顶荒漠区		1200 ~1700	100 ~150	> 50	1000 ~3000	卵砾石、亚砂土	5 ~7	HCO ₃ 型 < 1. 0	泡泡刺、红沙、猫儿刺	很差
	D	洪积台地荒漠带		1000 左右	100 ~150	50 ~200	1000 ~3000	风积砂亚粘土砂砾石	2 ~3	SO ₄ - HCO ₃ 型 < 1. 0	泡泡刺、红沙、猫儿刺	恶劣
	E	盐碱荒漠带		1000	60 ~100	1 ~3	1000 ~3000	亚砂土、亚粘土	20 ~30	Cl - SO ₄ 型 > 3	盐生草甸、芨芨草、芦苇、马兰、红柳	很差
	F	F - 1	第三系丘陵荒漠带	1000 ~1500	200 ~300		100 ~1000		10 ~15	HCO ₃ 型 < 1. 0	苏枸杞、骆驼刺	较差
		F - 2			60 ~100		< 100		3 ~5	SO ₄ - HCO ₃ 型 < 1. 0	泡泡刺、红沙、猫儿刺	很差
	G	绿洲带		1000 ~1200	150 ~200	1 ~5	1000 ~5000	亚砂土、亚粘土	20 ~40	SO ₄ - HCO ₃ 型 HCO ₃ 型 < 1. 0	各种农作物、柳树、沙枣、杨树、红柳、芦苇	良好
H	风积沙丘带		1000 ~1200	60 ~100	10 ~50	1000 ~3000	粉砂、细砂	3 ~7	HCO ₃ 型 < 1. 0	植被极少	极恶劣	

三、下游冲积湖积平原生态区（ ）

黑河下游地区位于正义峡以北到中蒙边界的广大地区，是黑河古冲积扇平原和湖积平原分布区，自鼎新到额济纳旗年均降水量由 53mm 降低到 40.76mm，气候极为干旱，绿洲仅分布在黑河沿岸和地下水溢出带。

1. 植被特征

景观类型：戈壁砾石荒漠、河流绿洲廊道、荒漠绿洲草原和绿洲构成黑河下游景观。景观类型分布受河流、水文地质条件控制。戈壁砾石荒漠分布在黑河古复合冲积扇（Q₁ + Q₂）中、上部，表层植被稀少，呈现戈壁砾石荒漠景观。荒漠绿洲草原分布在黑河古冲积扇前缘的洼地和古尾间湖周围。额济纳绿洲位于现代黑河冲积扇下游地区，沿黑河展布的绿洲廊道将额济纳绿洲与中游绿洲连接起来。

植被群落：荒漠植被群落主要是极耐旱的红沙、泡泡刺、梭梭等，分布分散。荒漠绿

洲草原分布在古日乃洼地，芦苇、梭梭、柽柳为主要建群种。绿洲廊道，胡杨林带沿黑河分布，构成荒漠河岸林带，林带外围分布着柽柳、梭梭等灌木和苦豆子、苏枸杞、大花罗布麻等半灌木群落；额济纳绿洲，胡杨、沙枣、梭梭、柽柳、芦苇为主要原生植被群落建群种，人工植被有杨树、苹果、梨桃和各种农作物。

2. 植被分区

植被分带受水文地质条件控制，可分为古冲积扇砾石戈壁荒漠带、上更新统山间盆地荒漠带、现代河流沿岸绿洲带、冲湖积平原荒漠绿洲带 4 个亚区。

A 区：为古冲积扇砾石戈壁荒漠带，海拔 1000 ~1200m，降雨量 40 ~60mm，为中更新世黑河形成的古冲积扇，扇顶位于正义峡—鼎新一线，呈扇形逐步向居延海南岸展开，地下水埋深 4 ~10m，富水性 1000 ~3000m/d³，包气带岩性为砂砾石，夹有坚硬的钙质和石膏胶结层，表层多砾石，植被类型为红沙、白刺，植被覆盖率小于 1%，生态环境极恶劣。

B 区：为上更新统山间盆地荒漠带，分布在研究区西北部雅布赖—北大山区的断陷盆地中，海拔 1200 ~1500m，降雨量 40 ~60mm。地下水埋深 4 ~15m，富水性 100 ~1000m/d³，包气带岩性为晚更新世冲洪积物，表层为亚砂土、砂砾石、风积砂。植被类型为红柳、白刺、骆驼刺，在大的构造上升泉附近有芦苇，呈小片状分布，植被覆盖率小于 5%，生态条件恶劣。

C 区：为现代河流沿岸绿洲带，位于黑河现代河床沿岸，呈线状分布，海拔 1000 ~1100m，降雨量 40 ~60mm，地下水埋深 1 ~4m，包气带岩性为全新世冲积亚砂土、亚粘土，植被类型为胡杨、红柳、甘草、苦豆子等，群落覆盖率为 30% ~50%，茂密红柳林地可达 50% ~70%，生态条件十分脆弱。

D 区：为冲湖积平原荒漠绿洲带，分布在研究区东北部古日乃地区，及其周边砾石戈壁荒漠边缘的古河道洼地中。这些地区曾是黑河古冲积扇前缘的古湖区，也是现代地下水的排泄区，水位埋深较浅，受古湖环境演变及地下水埋深控制，植被类型呈环带状分布，根据植被群落类型可分为 7 个子区。

D-1 区：为梭梭林带，位于梭梭头—多尔本呼都格一线，海拔 1000m 左右，降雨量 40mm，地下水埋深 2 ~6m，富水性 1000 ~3000m/d³，包气带岩性为风积砂、亚砂土、亚粘土。植被类型为梭梭，形成北东走向的林带，群落覆盖率 20% ~40%，生态环境脆弱。

D-2 区：为稀疏芦苇草原带，分布在梭梭林带东部，环古日乃湖分布，海拔 1000m 左右，降雨量 40mm，地下水埋深 2 ~3m，富水性 1000 ~2000m/d³，包气带岩性为湖相亚砂土、亚粘土和风积砂，植被类型为芦苇，株高 10 ~20cm，稀疏生长，群落覆盖率 20% ~40%，由于地下逐年水位下降，生态条件逐渐恶化，该带系由密集芦苇带退化而来。

D-3 区：为密集芦苇草原带，主要分布在古日乃湖南岸，海拔 1000m 左右，降雨量 40mm。地下水埋深 1 ~2m，富水性 1000 ~2000m/d³，包气带岩性为湖相亚砂土、亚粘土。植被类型为芦苇，株高 20 ~50cm，在有泉水出露处株高可达 2m 以上，群落覆盖率 40% ~70%，生态条件逐渐恶化。

D-4 区：为梭梭芦苇草原带，位于多尔本呼都格—巴特乌苏一带以及砾石戈壁荒

漠边缘的古河道洼地，海拔 1000m 左右，降雨量 40mm，地下水埋深 2 ~4m，富水性 1000 ~2000m/d³，包气带岩性为冲湖积亚砂土、亚粘土和风积砂。植被类型为梭梭、芦苇。梭梭多为单株稀疏分布，株高 40 ~150cm，芦苇稀疏分布其间，株高 10 ~30cm，植被覆盖率为 20% ~30%，生态条件很差。

D-5 区：为甘草、红柳、芦苇草原带，分布在原土素进海子的西部绿洲带，海拔 1000m 左右，降雨量 40mm。包气带岩性为湖相亚砂土、亚粘土及风积砂。由于黑河改道，地下水埋深 2 ~4m，植被类型为甘草、红柳、芦苇，生态状态很差。

D-6 区：为死亡梭梭林带，分布在古日乃、土素进海子东部，海拔 1000m 左右，降雨量 40mm，由于近几十年来，黑河来水量逐年减少，靠地下水排泄维持的古日乃、土素进海子干涸，使湖东地区的地下水位下降过大，导致梭梭林大片死亡，该地区地下水埋深 5 ~8m，包气带岩性为风积砂、亚砂土、亚粘土，植被类型为梭梭，生态状态极恶劣。

D-7 区：为干涸盐湖、盐壳带，为古日乃湖、土素进海子、居延泽、东西居延海等干涸的盐湖，海拔 1000m 左右，降雨量 40 ~60mm，地下水埋深 2 ~3m，包气带岩性为湖积亚粘土、粘土，无植被，表层白色的盐、碱晶体分散分布在亚粘土中，多为松散结构，只有在含盐量大的地方结成壳状，生态状态极恶劣，见表 9 - 10。

黑河流域生态分区详见黑河流域地质生态环境分区图（图版 4）。

表 9 - 10 黑河流域生态地质分区表

生态分区			海拔 m	降水量 mm	水文地质条件				植被类型	生态环境评价
					地下水埋深 m	富水性 m · d ⁻³	包气带岩性	含水量 %	水化学类型矿 化度 / (g · L ⁻¹)	
下游盆地	A	古冲积扇砾石戈壁荒漠带	1000 ~1200	40 ~60	4 ~10	1000 ~3000	砂砾石	1 ~3	HCO ₃ 型 < 1.0	红沙、白刺 极恶劣
	B	上更新统山间盆地荒漠带	1200 ~1500	40	4 ~15	100 ~1000	风积砂 砂砾石	4 ~7	SO ₄ - Cl 型 > 1	红柳、白刺 骆驼刺 恶劣
	C	现代河流沿岸绿洲带	1000 ~1100	40	2 ~4	< 100	亚砂土 亚粘土	10 ~20	HCO ₃ 型 < 1.0	胡杨、红柳、 甘草、苦豆子 十分脆弱
	D	D-1 梭梭林亚带	1000	40	2 ~6	1000 ~3000	风积砂亚砂土、亚粘土	4 ~8	SO ₄ - HCO ₃ 型 1.0 ~2.0	梭梭 很差
		D-2 稀疏芦苇亚带	1000	40	2 ~4	1000 ~2000	风积砂亚砂土、亚粘土	10 ~20	SO ₄ - HCO ₃ 型 1.0 ~3.0	芦苇 较差
		D-3 密集芦苇亚带	1000	40	1 ~3	1000 ~2000	亚砂土 亚粘土	20 ~40	SO ₄ - HCO ₃ 型 1.0 - 2.0	芦苇 较好
		D-4 梭梭芦苇草原亚带	1000	40	2 ~3	1000 ~2000	风积砂亚砂土、亚粘土	10 ~15	SO ₄ - Cl 型 > 1	梭梭、芦苇 很差
		D-5 甘草红柳、芦苇亚带	1000	40	2 ~4	1000 ~2000	风积砂亚砂土、亚粘土	10 ~15	SO ₄ - Cl 型 > 1	甘草、红柳、芦苇 很差
		D-6 死亡梭梭林亚带	1000	40	5 ~8	1000 ~2000	风积砂亚砂土、亚粘土	1 ~3	SO ₄ - Cl 型 > 1	梭梭 极恶劣
		D-7 干涸盐湖、盐壳亚带	1000	40	2 ~3	1000 ~2000	亚粘土 粘土	20 ~40	Cl 型 > 5	无植被 极恶劣

第三节 水环境对生态环境的制约作用

黑河流域地处西北干旱地区，生态环境明显受水环境制约。影响水环境变化的因素有：大气降水周期性的变化；人为过度使用水资源使地表水流量及地下水补给量减少，导致地下水位下降；以及人为改变天然河道，致使地下水天然流场发生改变等（曹文炳等，2004）。

黑河上游地区的祁连山区，由于降水量随高程增加而增大，降水量从 250mm 增加到 500mm 以上，夏季气候凉湿，适合高寒植物生长，在 2000m 以上的山区植被群落的垂直分带性十分明显，与高程相对应的降水量分布及土、热分布直接控制着山区的植被生态环境，由于地广人稀，受人为因素干扰较小，大部分区域仍保持河源区的原始生态。

黑河中游地区（山前断陷盆地）自东向西降水量逐渐减小，从张掖到酒泉，降水量从 129mm 降低到 85mm，为典型的干旱区。水文地质条件和降水是植被生态环境的主控因素，洪积扇群前缘地下水溢出带地下水埋深浅，土质为亚砂土和亚粘土，水环境条件好，形成了著名的金张掖绿洲，由于近年来地下水开采量增大，地下水位下降，已使张掖市东北部碱滩乡一带的大片盐碱地变为良田。盆地周围较高的低山丘陵和洪积台地因地下水埋深过大，表层缺水，成为只有耐旱植物稀疏分布的荒漠区，区内水环境受降水及人为因素影响，由于张掖、酒泉两市分别在黑河、北大河筑坝将河水引到表层有亚砂土覆盖的洪积台地，渠水所到之处变为新的绿洲。2001 年是张掖地区 60 年一遇的干旱年，洪积台地上耐旱植物因缺水而蛰伏，8 ~9 月间台地上仍披着黄色的凄凉。2002 年恰逢丰水年，5 月就开始降水，台地上的红沙、白刺、骆驼刺、合头草、木本猪毛菜等耐旱植物的枯枝上抽出新枝，新生幼株明显增多，8 ~9 月间在洪积台地上放眼望去，台面上一片郁郁葱葱，生机盎然。

黑河下游地区属极度干旱区，年降水量仅有 40.76mm，进入区内的黑河水量是维系生态系统的惟一水源，生态环境十分脆弱。

据史料记载，黑河下游地区曾是水草丰茂，绿茵遍野，汉朝至元朝一千多年间，哺育了历史上著名的古居延 - 黑城绿洲文化。1928 ~1932 年，中瑞西北考察队考察时，东居延海、西居延海水域面积分别为 35km² 和 190km²。到 1958 年（丰水年），东、西居延海水域面积分别仍有 35.5km²、267km²。据《额济纳旗志》记载（1998），20 世纪 50 年代黑河下游河段的额济纳河年径流量为 $(12 \sim 13) \times 10^8 \text{ m}^3$ ，当时，东、西居延海四周、古日乃湖地区及河两岸林草丰美，微风起时，绿波翻滚，湖中黄鸭、麻鸭、大雁、天鹅等水鸟，春来秋往，鼓翅翱翔，昼夜鸣喧，栖息繁衍；湖中鲫鱼、鲤鱼、鳊鱼肥美可口。至 20 世纪 60 ~70 年代，下泄水量有所减少，但仍保持在 $10 \times 10^8 \text{ m}^3$ 左右，额济纳绿洲除西居延海因西河堵塞而干涸，引起周围地区生态环境恶化外，其余地区生态环境并无显著变化。

进入 20 世纪 80 年代后，黑河流入水量逐年减少，入水量降至 $4 \times 10^8 \text{ m}^3$ 左右，导致绿洲地下水位下降，多年泉眼和沼泽消失，表层潜水矿化度明显增高，出现乔、灌木大面积死亡，草地严重退化、沙漠化等生态系统严重恶化现象，直接威胁到当地牧民的生存。尤其是 1999 ~2001 年，连续三年狼心山水文站进入额济纳旗的径流量仅有 $(2.18 \sim$

$3.22) \times 10^8 \text{ m}^3$ ，来水量严重不足，引起诸多环境问题：一是，流经额济纳旗绿洲的大部分河床长期处于干涸状态，依靠河水及洪水泛滥生存的胡杨、红柳等植物群落出现大片死亡，即使存活的林地中也全是青、壮年株，无幼年株；二是，河床渗漏对潜水补给不足，使地下水位持续缓慢下降，导致许多梭梭、白刺、骆驼刺等灌木枯萎；三是，绿洲区生态环境严重恶化，2001年7~8月，笔者在当地调查时，许多草场几乎见不到绿色，随处可见倒毙的骆驼，牧民生活濒于绝境。

2002年，黑河上、中游地区降水充沛，正义峡径流量达 $9 \times 10^8 \text{ m}^3$ 以上，5月就有水通过额济纳旗绿洲进入东居延海，凡是有水经过的地方，一片生机盎然，许多枯黄的红柳、白刺等植物枝头抽出新枝，林地中随处可见幼株，尤其在禁牧林地中，幼株密度可达 $5 \sim 10 \text{ 株/m}^2$ 。8月底笔者离开时，红柳林绽开紫红色花絮，如同花的海洋，林地中的幼株有的已长到 $0.5 \sim 0.8 \text{ cm}$ 高，生态环境得到迅速恢复，使2003年春季北方地区沙尘天气明显减少。

第四节 水资源利用对生态环境的影响

黑河流域资源总量为 $(37 \sim 40) \times 10^8 \text{ m}^3$ ，其中来自山区的地表水资源量为 $(33 \sim 35) \times 10^8 \text{ m}^3$ ，由大气降水入渗、地下径流侧向补给、凝结水等地下水补给的资源量为 $(4 \sim 5) \times 10^8 \text{ m}^3$ 。目前，中游地区人口168.22万，占流域总人口的91.7%，灌溉农田面积465万亩，国民生产总值144.22亿元，年消耗水资源量 $32.99 \times 10^8 \text{ m}^3$ ，占总资源量的80%左右。由于中游地区耗水量过大，使黑河流入下游地区的水量严重不足，导致下游地区生态环境恶化。水资源利用生态环境的影响，主要表现在中游地区过度用水和人为对天然河道的改变两个方面。

一、中游地区水资源利用对下游生态环境的影响

1960年以后，由于中游张掖地区工、农业迅速发展，人口增加，用水量逐年增加，使流入下游地区的流量逐年减少，从而导致下游地区生态环境逐渐恶化。20世纪80年代以来，中游地区不断拦河筑坝、修渠，目前已有山区水库22座，大小平原水库76座，总库容 $3.4 \times 10^8 \text{ m}^3$ ，支、干渠910条，总长4500km，灌溉面积从50年代的 $5 \times 10^4 \text{ hm}^2$ ，增加到目前的 $21.3 \times 10^4 \text{ hm}^2$ ，农业发展迅速，用水量激增，使黑河从正义峡流入下游地区的水量逐年减少，1949年前平均径流量为 $13.19 \times 10^8 \text{ m}^3$ ，50年代为 $12.69 \times 10^8 \text{ m}^3$ ，60年代为 $10.73 \times 10^8 \text{ m}^3$ ，70~80年代为 $(10 \sim 11) \times 10^8 \text{ m}^3$ ，到90年代平均径流量则下降至 $7.74 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。80年代与50年代相比，下游三角洲地区的胡杨、沙枣、红柳等天然林地面积减少了86万亩，草地面积减少40%，植被覆盖率小于30%的荒漠草地和戈壁、沙漠面积增加了68%。土地沙漠化和沙尘暴危害加剧，据60年代与80年代影像资料判读，额济纳旗的戈壁、沙漠增加了 462 km^2 ，每年增加 23.1 km^2 ，随着土地沙漠化面积的不断增加，沙尘暴危害也不断加剧。

20世纪90年代初期，黑河中游建成草滩庄分水枢纽工程，将黑河水经东、西两大灌

渠引到张掖南部的洪积台地，灌溉新垦农田，使下泄水量锐减，1990 年正义峡、狼心山流量分别为 $8.5592 \times 10^8 \text{ m}^3$ 、 $5.83 \times 10^8 \text{ m}^3$ ，到 2001 年，分别减至 $5.45 \times 10^8 \text{ m}^3$ 、 $2.18 \times 10^8 \text{ m}^3$ ，结果导致东居延海干涸，植被覆盖率大于 70% 的林地面积减少了 288 万亩，形成新的沙尘暴源区。1993 年以来，区内曾发生 4 次波及范围很广的特大沙尘暴。1999 ~ 2001 年，通过狼心山的流量仅有 $(2.18 \sim 3.22) \times 10^8 \text{ m}^3$ ，生态环境加速恶化，仅 2000 年春，就发生 12 次大规模的沙尘暴，波及到江南地区和邻国日本。2001 年 7 ~8 月间，笔者在额济纳绿洲野外实地调查时，所到之处，只见绿洲中大片胡杨、红柳、骆驼刺枯萎，只有少量绿枝在黄风中摆动，倒毙骆驼尸体随处可见，整个绿洲笼罩在黄褐色的凄凉中，生态环境近于崩溃。

额济纳绿洲日益严重的生态危机引起了党和国家的高度重视。1992 年，国家计划委员会做出批示，指出“在近期，当莺落峡多年平均河川径流量为 $15.8 \times 10^8 \text{ m}^3$ 时，正义峡下泄水量 $9.5 \times 10^8 \text{ m}^3$ ，其中分配给鼎新水量 $0.9 \times 10^8 \text{ m}^3$ ，东风场水量 $0.6 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。远期要采取多种节水措施，力争正义峡下泄水量 $10 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。”2000 年水利部成立了黑河流域管理局，统管全流域水资源调配。2001 年 2 月第 94 次总理办公会议明确了黑河流域综合治理大政方针，指出 2003 年实现正义峡下泄流量达到 $9.5 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。2002 年恰逢丰水年，下泄流量在 $9 \times 10^8 \text{ m}^3$ 以上，当年，干涸多年的东居延海重新荡起碧波，湖边绿意盎然，额济纳绿洲充满生机，生态环境得到恢复。2003 年干涸 42 年的西居延海也重荡碧波，清除了区内最大的沙尘暴源区，2003 年春季我国北方地区沙尘天气明显减少，显然与黑河下游生态环境改善有关。

二、人为改变天然河道对生态环境的影响

人为改变天然河道引起生态环境变化古而有之。明朝初年，为攻打黑城，人为将黑河改道，切断通往黑城的水源，同时，也使位于黑城东北的绿洲失去了地表和地下水的补给来源，导致延续千年的黑城绿洲文化从此湮灭，除留下了著名的被黄沙埋没的著名黑城遗址外，还在卫星遥感照片上留下了业已彻底沙漠化的绿洲影像。与此同时，改道后的黑河，造就了今天东居延海和额济纳旗绿洲。

目前，水利部门正准备在黑河下游修建甘 - 蒙引水工程，引水渠从大墩门枢纽到巴音保古都水闸（图 9 - 2），全线衬砌，分期实施，第一期工程，从狼心山至巴音保古都水闸；第二期工程，从大墩门枢纽至狼心山水闸。引水工程远离天然河道，全线防渗衬砌。目的是防止河道沿途渗漏，增加有效输水量，确保额济纳绿洲及东、西居延海生态需水。2002 年第一期工程已招标实施。

甘 - 蒙引水工程偏离天然河道，全线防渗衬砌，将彻底切断黑河河道对下游地区地下水的补给源，改变地下水系统的补给、径流、排泄条件，由此将会引发一系列的水环境及

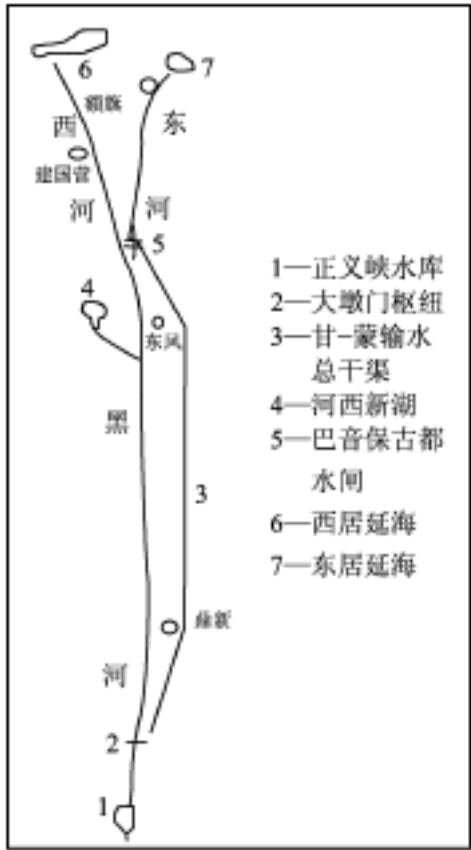


图 9 - 2 甘 - 蒙引水工程下游地区工程系统布置示意

生态环境问题:

1) 第一期引水工程建成后, 使狼心山以下地区地下水系统, 尤其是潜水含水系统得不到补给, 将导致额济纳旗绿洲地下水位大幅下降, 加快天然草场荒漠化速度, 而且也会使地下水资源枯竭。同时, 狼心山以下天然河道两岸原有的天然林带, 将失去地表水的滋养, 逐渐枯死, 消亡。这条连接甘肃—额济纳绿洲的消失, 不但使额济纳绿洲成为茫茫戈壁沙海中的孤岛, 而且也使阿拉善西部失去一道绿色的屏障。

2) 第二期工程建成后, 将切断鼎新一狼心山之间地下水系统的补给来源, 将引起两个后果: 第一, 古日乃荒漠绿洲消失, 形成新的沙尘暴源区, 该地区面积约 6517.5km^2 的冲湖积平原荒漠绿洲, 地下水位埋深 $1\sim3\text{m}$, 生长着大量芦苇、梭梭、甘草、红柳等耐盐、耐旱植物, 生态环境十分脆弱, 地下水补给来源被切断后, 该地区地下水位持续下降, 彻底断绝了荒漠绿洲的水源供给, 会使荒漠植被大片死亡, 由荒漠绿洲变成荒漠, 形成新的沙尘暴源区; 第二, 区内的很多重要单位(酒泉卫星发射基地)及边防连队的生产和生活用水取自地下水, 该地区来自河床渗漏的地下水补给来源被切断后, 供水得不到可靠保证, 将会危及国防安全。

3) 额济纳旗绿洲生活和生产用水绝大部分取自地下水, 引水工程修建后, 虽然能满足用水需求, 但严寒的冬季, 会给采用地表水供水带来困难。若冬季仍采用地下水, 则会加速地下水资源枯竭。

综上所述, 人为减少下游来水量, 对下游地下水环境及生态环境的影响程度, 与减少的水量有关, 是一个渐变过程; 而人为改变天然河道, 则会改变地下水的天然流场, 使与地下水排泄区密切相关的绿洲生态环境发生根本变化, 导致绿洲消失。这种事情一旦发生, 则是不可逆转, 而且是灾难性的, 同时, 这些绿洲会成为新的沙尘暴源区。

三、环境变化对沙尘暴源区形成的影响

黑河下游地区具有极易形成沙尘暴源区的气候、表层沙尘源及植被环境等条件。一旦水环境变化, 引起生态环境恶化, 极易形成新的沙尘暴源区。

1. 气候条件

额济纳旗地区, 属温带大陆性季风气候, 全年多风, 盛行偏西风和西北风, 夏季多为东风, 大于八级的大风, 年平均达 56 次, 最多可达 90 次左右。年平均风速为 4.0m/s , 春季最大风速可达 24m/s 。大风为沙尘暴形成提供了动力。

2. 表土沙尘源条件

东、西居延海及周边地区以及古日乃地区为广大的湖积平原区, 沉积了巨厚的粘土、亚粘土等细颗粒沉积物。经采用 x 光衍射分析、颗粒分析、扫描电子显微镜等方法, 对西居延海表层至 50cm 深处土样观察分析, 土样中绿泥石、伊利石含量超过 50%, 石英含量为 20%, 斜长石小于 10%, 方解石为 10%, 白云石为 5%; 绿泥石、伊利石形态多为易于飘浮的片状、长条弯叶状, 尺寸在 $0.005\sim0.01\text{mm}$ 之间, 石英、长石等大颗粒矿物与粘土矿物构成镶嵌结构的基质部分, 镶嵌体上可见相对较小的方解石和白云石晶体; 距表

层 20、30、50cm 处土样的粒径在 0.005 ~0.05mm 的土粒含量为 38% ~62%，粒径在 0.005 ~0.002mm 土粒含量为 13.6% ~21.6%，小于 0.002mm 的土粒含量分别为 15.9% ~28.2%。见图 9 - 3、9 - 4。这些干燥而松散的湖积细颗粒沉积物为沙尘暴提供了充足的沙源。

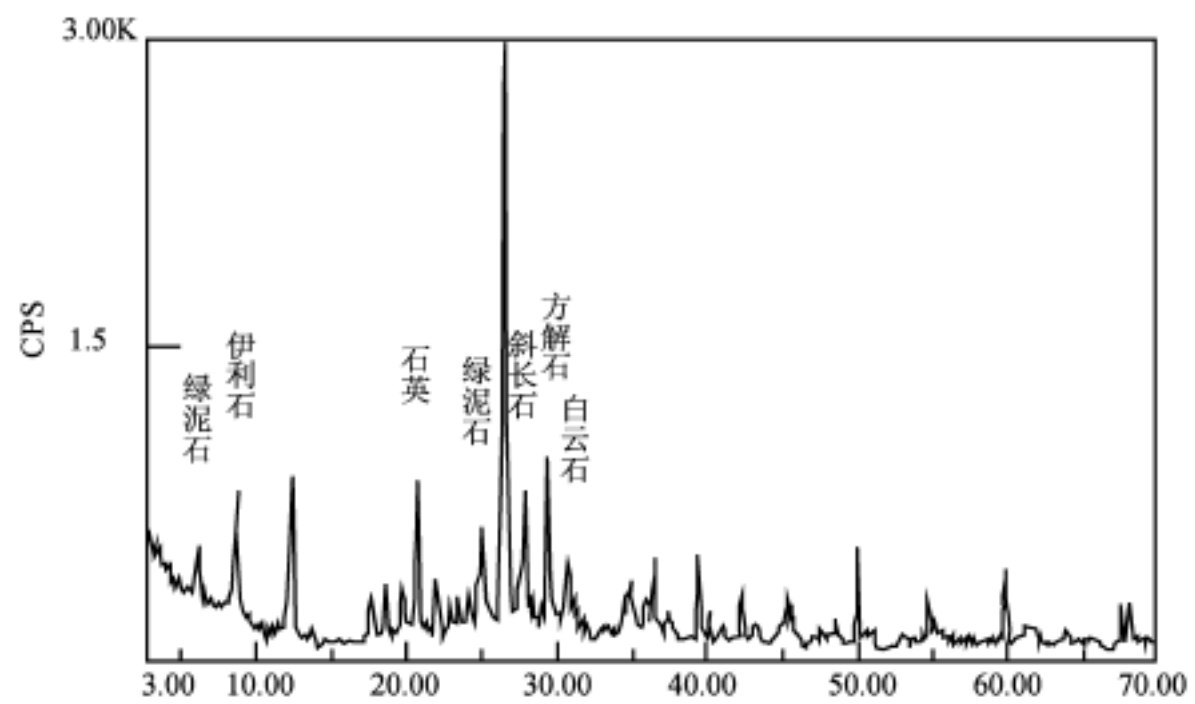


图 9 - 3 居延海土样各矿物成分含量分析

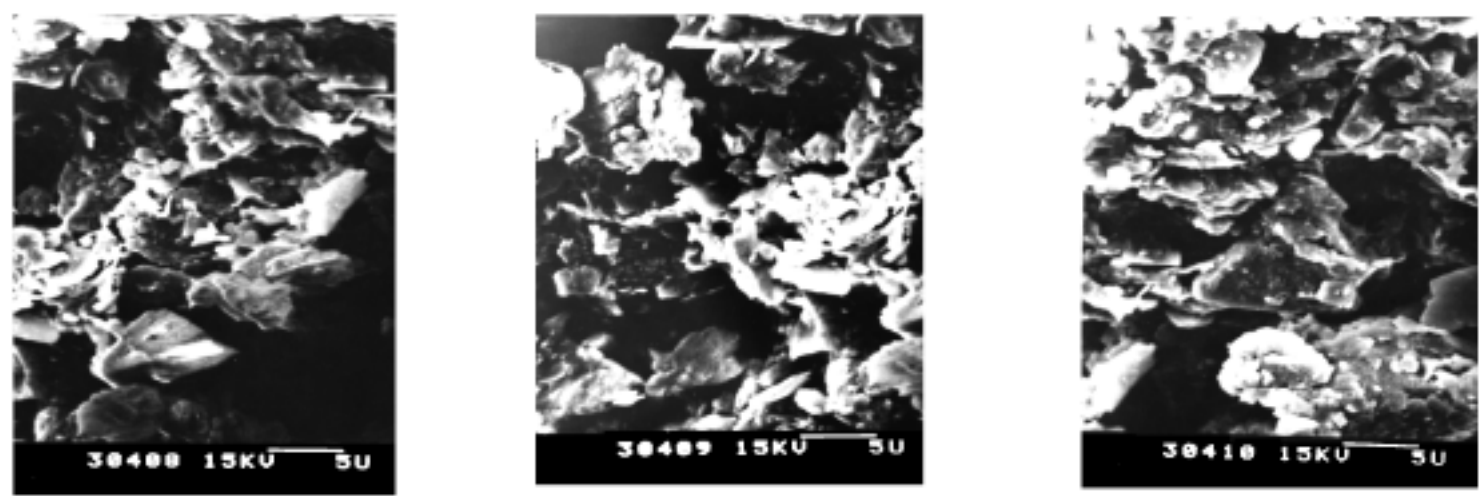


图 9 - 4 居延海湖底土样扫描电镜照片

3. 植被条件

黑河下游大部分地区为植被十分稀少的砾石戈壁。在易起沙尘的湖相地层分布区，按植被发育状况分为四种类型：干盐湖，无植被，布满白色盐壳；古日乃荒漠绿洲，植被较稀疏，植物有梭梭、芦苇、甘草和红柳等；黑河沿岸绿洲，胡杨、红柳、苦豆子等植被发育较好；额济纳旗绿洲，植物主要为胡杨、沙枣、红柳、苦豆子及农作物。其分布面积见表 9 - 11，其中以干盐湖和古日乃冲湖积平原荒漠绿洲植被条件最差，在东、西居延海、古日乃湖、土素进海子、居延泽等干涸盐湖的湖底，含盐量较高，表土松散，大部分为裸地，植被十分稀少；古日乃荒漠绿洲中的稀疏草原带植被稀疏，植被覆盖率仅有 20% ~ 40%。这些地区遇到强风，极易形成巨大的沙尘，是区内主要的沙尘暴源区。

表 9 - 11 黑河下游干盐湖与绿洲面积 (单位: km²)

区域	干盐湖	古日乃荒漠绿洲	黑河沿岸绿洲	额济纳旗绿洲
面积	1143. 6	6517. 5	1683. 2	773. 7

四、下游地区沙尘暴源区发展趋势预测

中国科学院寒区旱区环境与工程研究所杨根生教授分析认为，沙漠并不是沙尘暴和浮尘天气的主要成因，沙质草地、干旱湖盆及干旱河床平均含尘量高，对环境危害最大，它们才是沙尘暴形成的罪魁祸首（朱俊凤等，1995）。

干盐湖是最容易形成浮尘天气的地区。据当地牧民反映，20 世纪 60 年代以前，西居延海未干涸前，这一带水草丰茂，风很小；1961 年西居延海干涸以后，风多，草场也退化，只要刮大风西居延海中就会出现黑风，平时只要到中午西居延海中就会起风，卷起阵阵沙尘。离西居延海距离越近，受沙尘影响越大，空气中能见度变小，向四周望去，雾蒙蒙的。2002 年笔者在西居延海湖区内调查时见到，干涸湖底裸露着十分干燥、松散、含盐量高的湖积亚粘土和粘土层，显示出光亮的白色，遇微风便可飞扬。当时，正遇 3 ~4 级阵风，须臾间，周围地区就被风卷起的沙尘笼罩，5m 以外见不到人，风卷起的沙子扑打在脸上，自下而上，直往鼻孔里钻，呛得人透不过气来。这表明，干涸湖底反射能力强，地表辐射对其周围的空气加热远比周围地区来得快，容易形成上升气流，侧向来的较冷的气流将地表干燥、松散的粘粒和粉粒卷起，由上升气流带至高空，湖区上空经常被沙尘笼罩。若遇 7、8 级大风，气流将大量粘粒和粉粒卷起，带到高空，随风漂移到远方，便形成了沙尘暴。下游地区干盐湖面积达 1143. 6km²，与植被稀疏的荒漠绿洲一起构成阿拉善西部主要的沙尘暴源区。见表 9 - 11。据气象部门统计，额济纳旗出现沙尘暴年均日数为 19. 7 天，最多达 29 天。

2002 年执行了国务院有关黑河流域的分水方案后，下游地区绿洲生态得到一定程度的恢复，东、西居延海相继重泛碧波，消除了两个重要的沙尘源，将在很大程度上降低该地区沙尘暴的发生频率。

一旦甘 - 蒙引水干渠建成，下游地区地下水补给来源被阻断，受地下水滋养的古日乃荒漠绿洲及黑河沿岸绿洲将逐渐消失，使地表失去植被的呵护，最终，细颗粒湖相地层裸露面积会新增 8200. 7km²，形成新的沙尘暴源区，其面积是干盐湖的 7. 2 倍。届时，阿拉善地区失去西部惟一的绿色屏障后，茫茫黄色戈壁中只剩下一叶额济纳绿洲，沙尘暴将更为肆虐，波及范围更广。

第五节 小 结

黑河上游 - 祁连山区，降水量随海拔高度增加而增大，为 200 ~500mm，气候寒湿，植被垂直分带明显，植被生态良好，为中、下游地区提供了 37. 95× 10⁸ m³ /a 的地表水资源，占水资源总量的 90% 以上。中、下游地区地下水系统有很强的调蓄能力。

中游地区，气候干旱，酒泉年均降水量为 73.5 ~193.3mm，河流上游注入的地表水量不仅是地下水的主要补给来源，而且是工农业用水、生活用水及生态用水的重要来源。自 20 世纪 60 年代以来，由于人口增加和经济发展，农业用水量逐年增加，使黑河流入下游地区的水量不断减少。

黑河下游地区气候极为干旱，年降水量仅有 40 ~60mm，生态环境极为恶劣，大部分地区为戈壁荒漠，地表水径流路线和地下水泄出带的位置控制着绿洲分布，绿洲仅出现在东、西河沿岸以及位于地下水溢出带上的额济纳和古日乃地区。黑河流入水量是区内唯一的水资源来源，其量决定着绿洲水环境质量及生态环境的兴衰。20 世纪 90 年代，由于中游地区用水量大幅增加，通过正义峡进入下游地区的径流量降至 $7.74 \times 10^8 \text{ m}^3$ ，生态需水量严重不足，导致东、西居延海干涸，泉水消失，区域地下水位下降，绿洲中大片天然林地死亡，草场退化、沙漠化速度加快，大规模沙尘暴频发，引起了社会的广泛关注和政府的高度重视。2002 年贯彻国务院有关黑河流域分水方案，向下游地区放水 $9.5 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。当年，东居延海重泛碧波，水到之处，一片葱绿，天然林地和草场中植物幼株明显增加，生态环境得到迅速恢复。

我国西北干旱内陆盆地大多与黑河流域的气候、水文和水文地质条件极为相似，都是以来自山区河流的有限径流量，维持绿洲植被生态平衡和工农业及生活用水的需求，一旦过量使用水资源，必将导致绿洲植被生态系统失衡，造成绿洲 - 荒漠植被过渡带严重退化，使绿洲失去生态屏障，危及绿洲生态安全。因此，发展节水型高效工、农业，调整产业和种植结构，是绿洲经济的发展必由之路。

制定水资源利用方案时（包括建坝、修渠），应在查明地表水与地下水补排路径、荒漠生态与地下水关系的基础上，合理地调用地表水和地下水资源，充分利用地下水系统巨大的调蓄能力，在维系流域生态平衡基础上，求得持续发展。切不可大规模修建防渗河、渠，切断地表水对地下水的补给，改变地下水天然流场，忽视地下水对荒漠生态的重要作用，以牺牲大面积荒漠生态，换取少数绿洲的局部发展。其结果只能适得其反，将引发新的生态危机，这种做法显然有悖于西北大开发以保护生态环境为先的宗旨。

参考文献

- 曹文炳，万力等 . 2004. 黑河下游水环境变化对生态环境的影响 . 水文地质工程地质，Vol. 31, No. 199
- 额济纳旗志编撰委员会 . 1998. 额济纳旗志 . 北京：地方志出版社，69，225
- 杨针娘 . 1991. 中国冰川水资源 . 兰州：甘肃省科学技术出版社，138 ~139
- 王金叶，车克钧 . 1998. 祁连山森林复合流域径流规律研究 . 土壤侵蚀与水土保持学报，4（1）：22 ~27
- 朱俊凤，朱震达 . 1995. 中国沙漠化防治 . 北京：中国林业出版社

第十章 青藏高原生态水文地质特征

青藏高原西起帕米尔高原，东至横断山，北界昆仑山、阿尔金山、祁连山，南抵喜马拉雅山，平均海拔在 4000m 以上，高耸的地貌使之有世界屋脊之称，构成我国大陆最高的梯级。青藏高原大部分地区年平均气温低于 0℃，气候严寒，是世界上中、低纬度区海拔最高、分布面积最广、厚度最大的冻土区，总面积为 $141 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，占我国国土面积的 14.6%。青藏高原腹地，分布着大片多年冻土，周边为岛状多年冻土及季节冻土。

青藏高原严酷寒冷的气候条件和冻土共同构建成为一种特殊的冻结水环境。多年冻土的存在，使地下水类型和水文地质结构均发生变化，与非冻土区有着显著的差别，从而成为我国最大的冻结水环境条件下的水文地质区。我国著名的长江、黄河、澜沧江、怒江和雅鲁藏布江均发源于青藏高原，因而有“亚洲水塔”之称。近几十年来，由于全球性气候变暖，出现大面积冻土退化，以及过度放牧、鼠害加剧等原因，造成草场退化，沙漠化趋势日渐明显，严重地冲击着江河源区的水源养涵功能，导致黄河在源头段多次出现断流。因此，研究和阐明青藏高原生态水文地质特征有助于维护该地区的水资源和生态安全。

第一节 气候

青藏高原大部分地区属于大陆性气候区，仅在东部属于大陆性气候过渡带。年平均气温普遍低于 0℃，无四季之分，低温严寒。冷季，漫长而严寒，干燥多大风。暖季，短促而温凉，无霜期极短，日温差大，多雨。除藏北高原降水量不足 100mm 外，其余地区年降水量一般为 200 ~ 500mm，降水年内分布不均，多集中在暖季（夏、秋季），降水量占全年降水量的 70% ~ 90%。降水量分布趋势，有自南向北逐渐减少、由西向东逐渐增加、并随高度增加而增多的特征（周幼吾等，2000）。由于青藏高原纬度低，海拔高，空气稀薄而洁净，太阳辐射强烈，是全国总辐射最多的地区，达到 $6700 \sim 9200 \text{ MJ/m}^2$ ，并且随海拔高度增加而增大（周幼吾等，2000）。

第二节 冻土的基本特征

青藏高原是世界上分布面积最大的中纬度高山多年冻土分布区。著名的青藏公路和青藏铁路横跨该区。近几十年来，中国科学院兰州冰川冻土研究所、青海省地质矿产局和铁道部第一设计院等单位对青藏公路沿线及周边地区的冻土进行了深入研究，基本查清了冻土的分布规律及其影响因素，为青藏铁路的建设提供了可靠的科学依据。本节主要依据

《中国冻土》（周幼吾等，2000）一书中有关青藏高原的冻土部分，阐述与水文地质有关的冻土特征。

一、冻土的定义

冻土，一般指温度在 0 或 0 以下，并含有冰的各种岩土和土壤。温度在 0 或 0 以下，但不含冰的岩土和土壤，称为寒土。两者均是冻土区的重要组成。按土的冻结状态保持的时间长短，可分为季节冻土（保持半月至数月）和多年冻土（保持数年至万年），它们的分布区分别称为季节冻土区（带）和多年冻土区（带）。在多年冻土区内某些地段，因具有特殊的水热条件而没有多年冻土发育，这些地段称为融区。

地表经受季节冻结和季节融化作用的土层统称为季节冻结层和季节融化层。季节冻结层和季节融化层是两个不同的概念，季节冻结层是指季节冻土层，也就是非冻土层在冬季冻结的表土层；季节融化层是指多年冻土层近地表层发生融化的土层。季节融化层回冻时与冻土层相衔接，称为衔接冻土层，如果不相衔接则称为不衔接冻土。

多年冻土的顶面、底面分别称为冻土上限和冻土下限。上限是指多年冻土层地表以下冻融土交界的最深位置；冻土下限是多年冻土下部地温为 0 ~ - 0.1 的界面，界面以上为多年冻土层，下部为未冻土。多年冻土下限与上限之间的距离便是冻土厚度。见图 10 - 1。

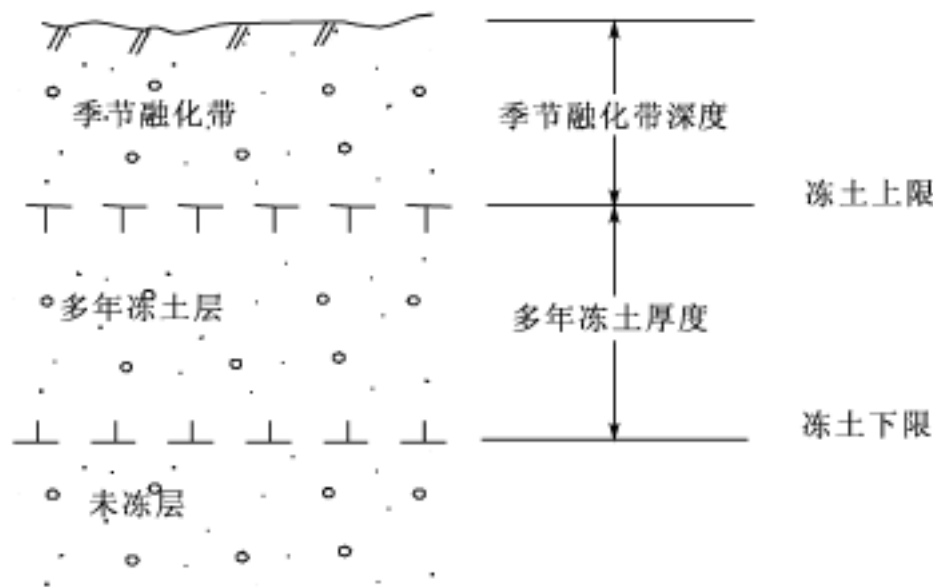


图 10 - 1 多年冻土结构图

二、冻土分布及其影响因素

青藏高原多年冻土的形成与发展，是高原地质构造演化及其抬升的直接产物，由晚更新世冰盛期和晚全新世所形成的冻土层叠加而形成。青藏高原多年冻土分布基本以青南藏北高原为中心向四周展开，随地面海拔降低、地温逐渐升高，由连续的大片多年冻土分布区，过渡为岛状多年冻土区。

青藏高原多年冻土的形成、发育和分布除受纬度影响外，主要受海拔高度的控制。多年冻土厚度具有随海拔高度升高而增大的特点，平均海拔每升高 100m，冻土厚度大致增

加 20m。由目前实测资料得知，青藏高原海拔 4500 ~4900m 范围内，冻土层最大厚度为 128.1m。估计 4900m 以上地区的冻土层厚度将更大。随着海拔的升高，大约每上升 100m，地温降低 0.6 ~1.0℃，多年冻土厚度增大 20m。

多年冻土分布与海拔高度相关，冻土存在最低的海拔高程称为冻土下界。与年平均气温相当，高原岛状多年冻土下界处的海拔高程，大致与年平均气温 - 2 ~ - 3℃ 等值线吻合，大片连续多年冻土区下界的标志与年平均气温 - 4℃ 等值线分布相近。

辽阔的青藏高原，南北跨越 12 个纬度，东西横越 30 个经度，多年冻土下界随纬度降低而升高，纬度每降低 1 度，冻土下界上升 172m（程国栋等，1995）。青藏高原多年冻土腹部地带，从南至北，纬度每升高 1 度，地温降低 1℃ 左右，多年冻土厚度增加 20 ~30m。

多年冻土分布除受自然地理分带因素的影响外，同时还受构造运动、地热背景、岩性、坡度、坡向面等因素的制约。

青藏高原是世界上最为年轻、地质构造变动强烈的地区，深大断裂多而密集，新构造活动频繁，许多地区地温梯度较大，地中热流高。在昆仑山垭口、沱沱河、通天河等新生代盆地中，地温梯度大于 5℃ /100m，在沱沱河南岸融土中地温梯度可达 8℃ /100m，与活动断裂密切相关。我国最大的羊八井湿热蒸气型地热田就位于念青唐古拉山南麓的深大断裂带上，勘探资料表明，羊八井地热田浅部（35 ~65m）温度为 130 ~160℃；附近硫磺矿 2006m 深处地温高达 262.3℃。丰富的地热资源使羊八井成为我国第一个利用地热发电的地热田。青藏高原多年冻土区内，在地温梯度大、热流大的地区冻土的年平均地温相应较高，冻土厚度变薄，在热流量大的活动深断裂附近冻土消失，形成沿断裂带分布的带状构造融区。

坡向对冻土分布也有明显的影响。一般北坡连续冻土下限的海拔高程比南坡低。例如，沿青藏公路，在昆仑山北坡连续冻土下界为 4350m，南坡冻土下界为 4450 ~4560m。

三、影响季节融化深度的因素

发育在多年冻土表层的季节融化层是多年冻土层与大气系统、植被系统进行水、热、气等物质交换的主要层面，与植被生态系统关系最为密切，同时，也是多年冻土区表层重要的水文地质结构层。

多年冻土层的季节融化层发育在暖季，每年 4 月中旬，冻土表层开始稳定融化，到 9 月中旬或 10 月中、下旬达到最大融化深度，此后，进入冷季，季节融化层因从顶部自上而下和底部自下而上两个方向冻结而迅速消失。季节融化层稳定融化过程中，层内的水分自上而下，由温度高处向下方的温度低的冻融面迁移，最后在冻土上限附近聚集。冷季，季节融化层冻结过程中水分会向季节融化层内的低温冻结面迁移。一年冻融循环结果使水分向多年冻土上限附近积聚，导致含冰量增加。

季节融化层发育深度受海拔、纬度、地形、坡向、植被、岩性以及含水量等诸多因素综合影响，空间变化十分复杂。一般来说，大致有以下特点：一是，山地和丘陵地带季节融化层发育深度略小于高平原区，例如，昆仑山、风火山、可可西里山等丘陵山地，最大季节融化深度为 0.9 ~2.2m；二是，纬度高的地区略小于纬度低的地区；三是，北坡的发育深度小于南坡，例如，昆仑山北坡的黄河源地区季节融化深度为 0.7 ~3m，在南坡的清

水河季节融化深度达到 3 ~7m。

在同一温度条件下，季节融化深度变化范围较大，主要受含冰量、岩性和植被等因素控制。一般来说，含冰量少的冻土热容量较小，季节融化深度较大；植被覆盖度高的地段，由于植被大量吸收太阳辐射，土层接受的辐射少，季节融化深度小，在植被覆盖度高的草甸下季节融化深度通常为 0.5 ~1 m，而裸地季节融化深度可达 2 ~3m；细颗粒粘性土层含冰量较大，季节融化深度要小于粗颗粒砂砾石，例如，青藏公路沿线，季节融化深度在砂卵砾石中为 3.0 ~3.5m，亚砂土中为 1.5 ~2.5m，亚粘土中为 1.1 ~1.8m，富含有机质的草炭中只有 0.8 ~1.1m。

四、冻土中的冰

众所周知，水冻结成冰时，体积增大 9.07%，密度相应减少 8.31%（冰的密度为 0.9168g/cm^3 ），比热将减小一倍多（冰的比热是 0.497 大卡/克·度）。冰是沿副轴生成六角型冰晶，呈片状构造，具有各向异性，主轴方向应力强度最大，在瞬时荷载下呈现弹性，而在不大的持续荷载作用下，会出现流变。冰是冻土的主要组成部分。冻土中的含冰量以及冰与土骨架间的相互组合关系，决定了冻土的水文地质与工程地质性质。冻土中的冰称为地下冰，是存在于土中的固态水，按其形成方式可分为孔隙冰、分凝冰和侵入冰。

孔隙冰：存在于土孔隙中的冰，在土体冻结时形成，以细小的冰晶或冰体，部分或全部充填在孔隙中，融化时产生水的体积不超过土冻结前的体积。

分凝冰：松散土中，由薄膜水向结晶锋面迁移而形成的冰体，通常呈透镜状、层状，可见厚度可由几厘米到几十米，在一定条件下，冰的体积可大大超过冻结前土体中的孔隙。分凝冰主要出现在季节融化带内，反复的融化和冻结有利于分凝冰的形成，在冻土上限附近往往形成冰透镜体。

侵入冰：是指承压水沿未冻结通道贯入多年冻土或季节冻土而形成的冰，参与侵入冰形成的水是重力水。侵入冰既可形成在松散沉积物中，也可形成于基岩裂隙中。在封闭环境中形成时，会产生很大的压力。侵入冰在距地表不深的松散沉积物中形成时，往往会产生冻胀丘。

另外，存在于各种冻土裂隙中的冰称为脉冰。脉冰既可存在于基岩裂隙中，也可存在于土质冻土的次生裂隙中，如冻胀丘的膨胀裂隙中。

多年冻土的融沉性、冻胀性、强度特征和融化后能给出的水量等工程地质和水文地质参数与冻土的含冰量有关。目前，在野外尚无可靠便捷的方法来测定体积含冰量，通常采用冻土重量含水量来衡量冻土含冰量，并作为划分冻土含冰量类别的依据。

水文地质对冻土的关注点之一，是冻土融化后是否能给出重力水。多年冻土季节融化过程中，含冰量高的冻土融化后，土中的含水量超过土的持水度，就会向下释出重力水，而在土中含水量小于土的持水度的情况下，则不会有重力水释出。据此，将冻土分为两类，冻融后能释出重力水的冻土称为富含冰冻土，而将冻融后不能释出重力水的冻土称为干燥冻土。富含冰冻土的季节融化层中通常有季节性潜水存在。

第三节 水文地质特征

青藏高原特殊的地质、地理环境构建起以多年冻土广为分布为特征的水文地质区。区内，液态水和固态水并存，使水文地质条件复杂多变，地下水的赋存和运动不仅受水文地质结构控制，而且还与多年冻土层分布和温度场变化有关。多年冻土层起到相当于“隔水层”的作用，随温度场变化，多年冻土可转换为透水层或含有液态水的含水层。土体冻结时，水的体积膨胀近 10%，使土孔隙扩大，冻土融化后，则会增加土的渗透性。

前苏联学者 . . 托尔斯齐欣将多年冻土区的地下水分为冻结层上水、冻结层间水和冻结层下水。此外，青藏高原多年冻土区还发育有融区水。

一、多年冻土区的地下水类型

(一) 冻结层上水

冻结层上水发育在多年冻土层上部的季节融化带中。暖季，季节融化带形成过程中，带内固态水转变为液态水，重力水向下运移，受未解冻的冻土层阻隔，在冻土上限上方聚集起来，成为冻结层上水，多数情况下属于潜水；冷季，因冻结，冻结层上水重新转变为固态水。冻结层上水的出现具有明显的季节性，暖季出现，冷季消失，并且多形成于富含冰冻土分布区，与冻土类型有关。

在汇水条件好的冰水洪积扇前缘、地形低洼的冰蚀洼地、雪粒盆以及沟谷中，富含冰冻土发育，这些地区成为冻结层上水的主要分布区。冻结层上水空间分布受水文地质条件、地形和冻土类型等因素控制。

冻结层上水构成多年冻土区主要的潜水含水层，接受大气降水补给，沿冻土上限构成的倾斜面由高处向低处流动，或是在由冻土上限面围成的盆地中汇聚储存；或是以泉的形式出露地表，形成泉、沼泽、溪流，最终汇聚到河流、湖泊之中。在冻结层上水大片出露的地方，水位埋深较浅，往往形成沼泽，其上发育着以藏嵩草、矮嵩草和苔草为主要建群种的高寒沼泽草甸，植被覆盖度很高，常构成高原的优质牧场。冻结层上水空间分布及水位变化直接影响着包气带中含水量的分布和高原寒区植被类型的分布和演替，同时也会使冻土类型发生变化。冻结层上水引起的水环境变化直接影响着生态环境，并对水源的涵养功能产生影响。

孔隙介质中的冻结层上水含水层一般较薄，厚度为 0.1 ~1.5m，一般在冷季到来前(9 月底至 10 月)，含水层厚度最大。冻结层上水的单泉水流量较小，一般为 0.1 ~1.0L/s，最大也只有 5L/s。而在山区的裂隙介质中的冻结层上水的泉水流量变化较大，小的仅有 0.01L/s，在巴颜喀拉山主峰地区有的泉群流量可达 10L/s 以上。

冻结层上水的水化学类型因地而异。在地下水径流条件好的地区，如昆仑山、唐古拉

山山区、河谷地带以及冰水洪积扇，水的矿化度较低，一般小于 0.5g/L，水化学类型以 $\text{HCO}_3 - \text{Ca} (\text{Ca} \cdot \text{Mg})$ 型为主，个别受冻结层下水补给地段出现 $\text{HCO}_3 - \text{SO}_4$ 型水；在地下水径流较为迟缓的地区，如长江源的高平原的湖积层，以及黄河源区的黄河谷地中， Cl^- 和 SO_4^{2-} 增加，以 $\text{Cl} - \text{HCO}_3 - \text{SO}_4$ 型、 $\text{HCO}_3 - \text{Cl}$ 型水为主，矿化度为 1 ~5g/L，有的甚至更高。

（二）冻结层间水

冻结层间水是被多年冻土层包围或半包围的常年处于液态的地下水。这种类型水的存在可能与某些水具有很低的冻结温度有关。仅见于黄河源区的玛多县城和邻近的花石峡。青海省第二水文队 1992 年在玛多县城进行水文地质勘探时发现冻结层间水存在，如 1 号孔有两层多年冻土层，第一层位于 7.70 ~12.3m，第二层位于 20.8 ~61.2m，两层之间有 8.5m 厚的未冻结的含水层。在花石峡邮局附近民井中也有冻结层间水存在。

冻结层间水得不到大气降水的直接补给，补给条件差，一般水量较小。玛多县城，冻结层间水的水化学类型为 $\text{HCO}_3 \cdot \text{Cl} - \text{Mg} \cdot \text{Na}$ 型，矿化度为 0.5 ~1g/L。花石峡地区，冻结层间水的水化学类型为 $\text{HCO}_3 - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 型，矿化度为 0.5 ~1g/L。

（三）冻结层下水

位于多年冻土下限以下的地下水称为冻结层下水。冻结层下水是具有正温的液态水，水温随深度增加而增高。在山区和山前地带，冻结层下水水位与冻土下限之间存在包气带，多为潜水，而在断陷盆地内冻结层下水则多为承压水。冻结层下水的水质好坏、水量大小，与补给、径流条件和其赋存状况有关。

例如，长江源区的楚玛尔河断陷盆地、北麓河断陷盆地、沱沱河等断陷盆地，主要由上更新统和更新统的湖相泥岩和泥灰岩组成，其中夹有薄层石膏，冻结层下水为承压水，水头随深度增加而增高。在沱沱河断陷盆地的山前地带，由于补给、径流条件较好，含水层为钙质砂岩，单井涌水为 $998\text{m}^3/\text{d}$ ，矿化度 0.71g/L，属 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 \cdot \text{Cl} - \text{Na} \cdot \text{Ca}$ 型水；在盆地中心，由于补给、径流滞缓，水质变差，矿化度增至 99.1g/L，水化学类型转变为 $\text{Cl} - \text{Na}$ 型。在黄河源区的山间断陷盆地，位于河流融区附近的山前冰水洪积扇及大型淡水湖泊附近的冻结层下水为潜水，由于补给和径流条件较好，水量丰富，单井涌水大于 $5000\text{m}^3/\text{d}$ ，矿化度小于 0.5g/L，为 $\text{HCO}_3 - \text{Ca}$ 型水。在阿涌哇玛错和阿涌贡玛错（星星海）断陷盆地中，冻结层下水为承压水，赋存在中更新统湖相砂、泥岩中，单井涌水为 $727.8\text{m}^3/\text{d}$ ，属 $\text{Cl} - \text{Mg} \cdot \text{Na}$ 型水，矿化度 4.05g/L，是湖水矿化度的 10 倍。

（四）融区水

融区水是赋存在各种类型融区内的地下水，终年为液态水。主要分布在构造 - 地热融区、构造 - 地下水融区、地表水融区和渗透 - 辐射融区，呈带状或片状分布在多年冻土区内。

1. 构造 - 地热融区

青藏高原属构造活动带，深大断裂、活动断裂密布，地下热水沿断裂带上升至地表形成温泉、热泉，在泉口和断裂带形成较大范围融化区。泉水温度高、地温增温梯度大，是构造 - 地热融区的主要特征，如布曲河谷地局部地温增温梯度达 $9 \sim 33$ /100m，羊八井附近地温最高，浅部温度达到 $130 \sim 160$ 。布曲河融区是青藏公路沿线分布面积最大的融区，沿岸的河床、漫滩及一级阶地均为贯穿融区。

青藏公路沿线主要有 4 条规模较大的构造 - 地热融区，均是深层热水沿构造断裂上升形成的地热异常区，主要位于青藏公路里程 K3288 至 K3310（103 ~104 道班）之间、布曲河谷地内（90 道班）南、唐古拉山主脊两侧公路里程 K3400 至 K3402（115 ~116 道班）之间以及公路里程 K3392 至 K3394 之间等地段。

2. 构造 - 地下水融区

是受沿断裂构造活动的地下水影响所形成的融区，形成机制与构造 - 地热融区并无本质的区别。不同之处在于，地下水的温度较低，融区范围较小，稳定性较差。青藏公路沿线的不冻泉北（公路里程 K2915）、二道沟（公路里程 K3092）和 85 道班（公路里程 K3112）等地均有此类融区存在，与断裂构造有密切关系，沿断裂带呈宽窄不一的或断续的带状分布。

黄河源区的玛多 - 花石峡一带，1940 年以来，发生大小地震十余次，新构造活动强烈，活动断裂较多。构造融区水沿活动断裂分布，融区宽度 $700 \sim 1200$ m，地下水沿断层两侧以上升泉的形式出露，呈线状排列，泉水终年不冻，水温最高达 28 ，单泉流量 $0.1 \sim 4$ L/s，最大可达 536 L/s，水化学类型以 $\text{HCO}_3 - \text{Ca}$ 型和 $\text{HCO}_3 - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 型为主，矿化度小于 0.5 g/L。

3. 地表水融区

地表水体热侵蚀作用是造成此类融区的直接原因，可分为河流融区和湖泊融区两类。

（1）河流融区

由于流动水体产生的热量传递作用，凡是流量较大的常年性河流底部和两侧都会形成贯穿性融区。如长江源区的沱沱河、通天河、布曲河、捷布曲河等河谷地带的融区都属于贯穿融区。融区沿河床、河漫滩及阶地呈带状分布，发育宽度与河流流量与河床结构有关，各地不同，一般为数百米至数千米。河流流量较小的楚玛尔河、北麓河和扎加藏布河等，由于河水携带的热量有限，影响范围和影响深度较小，属非贯穿融区。

黄河源区，河流融区沿较大的常年性河流分布（如黄河、多曲、邹玛曲等），在额鄂湖、扎陵湖以上地区，融区宽度一般为 $500 \sim 1000$ m。玛多以下黄河的融区宽度为 $700 \sim 3400$ m。含水层为全新统冲积、湖积、冲洪积相砂砾石及粉细砂层。含水层厚 $10 \sim 30$ m，水位埋深浅，一般为 $1 \sim 4$ m。融区潜水与地表水有良好的水力联系，是冻结层上水融水的汇集区，水量丰富，单井涌水量一般大于 $1000\text{m}^3/\text{d}$ ，矿化度一般小于 0.5 g/L，多属于 $\text{HCO}_3 - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 型和 $\text{HCO}_3 - \text{Ca}$ 型水。

（2）湖泊融区

分布在湖泊周围及湖泊底部。融区的大小，受湖泊水量的大小、湖深、湖水温度控制，以及湖底是否与断裂相通复合等。大的湖泊融区，影响范围较大，而小湖泊仅局限于

水域之内。额鄂湖、扎陵湖沿岸，融区水环湖呈环带状分布，融区宽度为 400 ~2000m。在两湖间，融区含水层总厚度达 30.70m，单井涌水量为 $916\text{m}^3/\text{d}$ 。在鄂陵湖北岸一带，有融区承压水分布，含水层由中上更新统湖积亚粘土及冰积泥质砂卵石组成，厚度为 10 ~30m，受冻结层下水补给，水量丰富，单井涌水量为 $1000 \sim 5000\text{m}^3/\text{d}$ ，矿化度为 0.5 ~ 1g/L，属 $\text{HCO}_3 \cdot \text{Cl}-\text{Na} \cdot \text{Ca}$ 型水。

4. 渗透融区

这类融区是在地表吸收较强太阳辐射和大气降水的入渗综合作用下形成的。渗透 - 辐射融区，大都出现在地温较高（- 1 以上）的开阔阶地或平缓的分水岭地带，冻土多为热容量较低的干燥冻土，属不稳定性多年冻土，包气带岩性为砂砾石层，地表裸露，具有很好的热交换条件，有利于暖季降水入渗。降水入渗过程中，将地表的太阳辐射热携带至地下，使季节融化层不断加大，最终，将多年冻土层贯穿，形成融区。在全球性气候变暖的条件下，此类融区有逐渐扩大的趋势。

总的来说，河流融区是汇集冻结层上水、冻结层下水的主要通道，并与构造融区和湖泊融区相连，构成区域地下水常年性运移的网络通道，是多年冻土分布区地下水系统的主要组成部分。冬季，青藏高原千里冰封，融区地下水系统的排泄量维系着江河源区河流的基流量，若融区地下水系统储存量不足，将会导致地表径流断流。例如，冬季，黄河源区段（黄河沿）的径流，主要靠额陵湖环湖融区调节水量维系，由于环湖融区地下水储存空间有限，单位水位储水量仅为 $0.167 \times 10^8 \text{m}^3$ ，调节能力低，遇到气候周期性干旱年份，调节量不足以维持整个冬季的径流时，就会出现断流。1960、1979、1997 年在玛多县黄河沿水文站发生过三次断流，均是因额陵湖环湖融区储存水量不足而引发（万力等，2003）。

二、水文地质结构

青藏高原多年冻土分布区，地下水环境属于冻结水环境，具有“隔水层”效应的多年冻土层，使该地区具有特殊的水文地质结构。根据多年冻土层分布与地下水的埋藏、赋存条件，可将源区的冻结水水文地质结构概括为以下几种新模式。

1. 高山 - 丘陵区

冻结层上水埋藏很深，多年冻土与冻结层下水之间存在包气带，冻结层下水为潜水。因多年冻土有干燥冻土与富含冰冻土之分。其结构可分为以下两种模式：

1) 多年冻土以干燥冻土形式的出现，水文地质结构自上而下为干燥冻土层—包气带—冻结层下水结构。多分布在地形较高的地区。

2) 多年冻土以富含冰冻土的形式出现，水文地质结构自上而下为冻结层上水—多年冻土层—包气带—冻结层下水。这类结构多分布在高山丘陵区地形较低的沟谷和洼地中。

在具有这种水文地质结构的地区，一旦多年冻土层遭到破坏或消失，冻结层上水便不复存在，地下水会下渗到更深的地下，使表层地下水疏干，将会引发植被生态系统一系列的变化。见图 10 - 2。

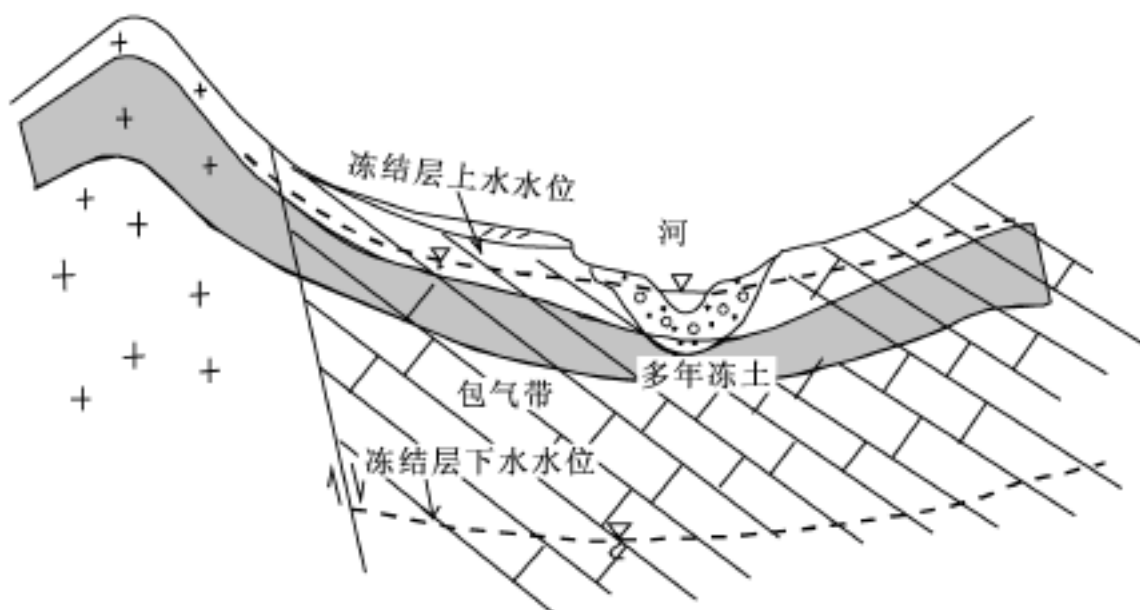


图 10 - 2 高山 - 丘陵区河谷中的水文地质结构

2. 湖积平原、黄河谷地

冻结层上水埋藏较浅，多年冻土层与冻结层下水之间几乎不存在包气带。多年冻土以富含冰冻土形式出现，水文地质结构自上而下为冻结层上水—多年冻土—冻结层下水。分布在两湖周围的冲湖积平原和冰水洪积扇前缘，这些地区通常有沼泽草甸分布。见图10 - 3。

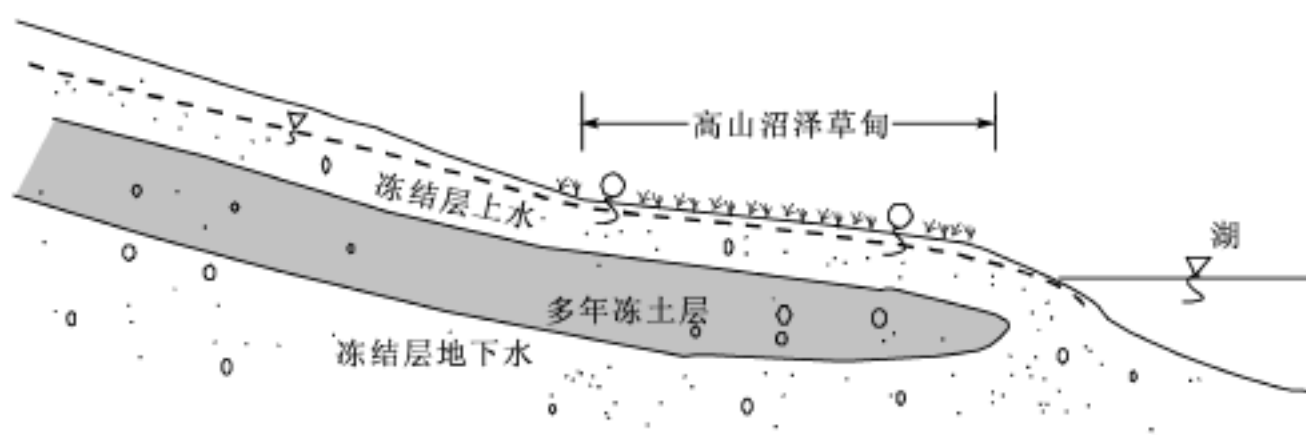


图 10 - 3 湖积平原的水文地质结构

3. 湖泊、河流及构造融区

无冻土影响，水文地质结构如常。主要分布在大型的常年有水河段，以及大中型湖泊周围。

第四节 植被生态特征

青藏高原年平均气温低于 0℃，气候严寒，无霜期极短，年降水量一般只有 100 ~ 500mm，属高寒大陆性气候，冬春季节干燥寒冷，多大风，夏秋季节温凉湿寒，降水量占全年的 70% ~ 90%，耐寒植物植根于季节融化带中，生长期短暂，只在 6 ~ 8 月能见到绿色，生态环境严酷而脆弱。暖季气候寒湿，降水量随高程增高而增大，植被垂向分带明显。有以下几种主要的植被类型。

高寒高山荒漠：位于海拔 4800m 以上的山脊地带，基岩裸露，物理风化作用强烈，多碎石组成的倒石堆，表层为寒漠土，植被类型以垫状植物为主，有垫地梅、雪莲、甘肃雪灵芝、红景天等，伴生植物种有凤毛菊属、虎耳草属等耐寒植物，群落覆盖度小于 5%，生态条件极恶劣，具高山寒漠景观。

高寒草甸：常见于海拔 3800 ~4500m 的滩地、河岸阶地、丘陵缓坡与浑圆山顶，以多年生的高山嵩草、矮嵩草、线叶嵩草和异穗苔草为优势种群，覆盖度为 60% ~90%。土层较薄，多为草甸土，表层有 20 ~50cm 土层，富含有机物，植物根系十分发育，孔隙度大，持水度达 40% ~60%，固土、吸水能力很强。暖季降水较多，草甸土能保存较多的水分，供给植物生长。高山草甸广泛分布于青藏高原，有良好的水土保持能力，是防止土地风蚀、水蚀的良好生态屏障。

高寒沼泽草甸：主要分布在海拔 3800 ~4500m 汇水条件好的沟谷、冰蚀洼地，雪粒盆和冰水洪积扇前缘，为冻结层上水排泄区或聚集形成的沼泽湿地，地下水埋深浅（0.5 ~1.0m），土壤为沼泽土，富含氮、磷、钾。植被以藏嵩草、小嵩草、苔草为主要建群种，群落盖度为 70% ~95%，产草量大，营养丰富，生态条件良好。高寒沼泽草甸不仅是青藏高原主要的优良牧场，而且对水具有很好的净化能力，是候鸟灰鹤、黑颈鹤、玉带海雕、大天鹅、赤麻鸭等珍禽夏季栖息的主要场所。在黄河源区，高寒沼泽草甸总面积达 5269.37km²（2001 年统计），主要有星宿海沼泽湿地、德陇冲洪积扇沼泽湿地、卡日曲冲洪积扇沼泽湿地、勒拉汤玛岔沼泽湿地和寇察沼泽湿地。

高寒干草原，以寒冷旱生紫花针茅、扁穗冰草、垂穗披碱草为主要建群种，伴生植物种有大黄、沙生凤毛菊、冷蒿等，覆盖度为 10% ~60%，主要分布在海拔 4000 ~4600m 的宽谷平原、冰水洪积扇中下部，河流阶地。分布区内，地下水埋深 1 ~2m，土壤以高山草原土和固定的风沙土为主，成土母质以冰碛、坡积、湖积冲积物为主。在植被覆盖度高的地区，水土保持较好，而植被受到破坏的地区，风蚀、水蚀作用强烈，沙漠化严重，生态环境脆弱。

高寒灌丛草甸：分布在阴湿的阴坡中下部，海拔 3800 ~4600m，土壤为高山高寒灌丛草甸土和风沙土，土层较厚，一般为 40 ~60cm。植被以山生柳、金露梅、百里香杜鹃、鬼箭锦鸡儿为主要建群种，灌丛下草类主要是苔草、嵩草等。高寒灌丛草甸有良好的水土保持作用，但十分脆弱。在黄河源区，额陵湖南岸高寒灌丛草甸被破坏后，其下的湖相砂土裸露出来，在风蚀和风积作用下，很快形成风积沙丘。

裸地：主要有砂砾裸地和风蚀堆积沙地两类，植被稀少，风蚀作用强烈。

砂砾裸地，分布在现代河流的河漫滩、低阶地以及大的冰水冲洪积扇的中上部，如长江源区的沱沱河、通天河、楚玛尔河等大型河流的河漫滩及低阶地及黄河源区热曲河漫滩和邹玛曲、多曲的冰水冲洪积扇的顶部。

风蚀堆积沙地，与第四系湖积砂层分布有关，如额陵湖、扎陵湖南岸的湖积阶地、绵沙岭以及黄河乡境内的黄河两岸，植被稀少，风蚀洼地 and 风积沙丘连绵。其形成机制有两种：一种是，现代湖泊萎缩后，出露的干涸湖底，经冬季强风的剥蚀、搬运，形成风积沙丘，如黄河源区阿涌哇玛错、阿涌贡玛错南部沙丘带；另一种是，发育在湖积阶地、河流阶地上的高寒干草原、高山草甸等植被遭到破坏后，在风蚀作用下，失去植被呵护的冲积、湖积砂层，被侵蚀、搬运，形成风积沙丘或堆积在沟谷等低洼处。在风蚀区，常可见

到植被呈块状残留在风蚀沙地中，如额陵湖、扎陵湖南岸到绵沙岭一带。自玛多县的黄河乡到达日县，黄河沿岸地区均有现代风积沙丘堆积。

高寒草甸、高寒沼泽草甸、高寒干草原及高寒灌丛草甸构成的草地植被生态系统，维系着青藏高原江河源区的生态安全。青藏高原生态环境极为脆弱，气候变化等自然因素以及人类活动都会对生态环境产生影响，使其发生重大变化。

近几十年来，由于全球性气候变暖、过渡放牧等原因，使草原出现严重退化、沙化。据青海省统计资料表明，青海省退化草场面积占总草场面积的 19.4%。与 20 世纪 50 年代相比，产草量下降 30% ~60%。青藏高原东部的果洛藏族自治州严重退化草场面积达 $464 \times 10^3 \text{ hm}^2$ ，轻度退化草场面积达 $1333.3 \times 10^3 \text{ hm}^2$ 。西藏那曲地区退化草场面积达 $4809.3 \times 10^3 \text{ hm}^2$ ，占草地面积的 22.0%。

青藏高原草地生态系统是长期自然演化的结果，生态环境极为脆弱，一旦遭到破坏，便难以得到恢复，其生态环境的变化直接影响到长江、黄河源区的水源养涵能力。因此保护江河源区的生态环境，对于我国这样一个水资源严重缺乏的国家来说，至关重要。下面以黄河源区为例，从生态水文地质的角度来探究，全球性气候变暖、水环境变化以及人为活动对生态环境的影响。

第五节 气候变暖对生态环境的影响

一、气候变暖趋势

近 40 年来，受全球气温升高的影响，青藏高原气温平均上升了 0.45℃，气温呈上升趋势（程国栋等，1995）。据玛多气象站资料表明，1961 ~1999 年 40 年间，黄河源区年平均气温呈上升趋势，以 0.25℃/10a 的速率上升。20 世纪 90 年代年平均气温最明显为 - 3.6℃，较多年平均气温（- 4.2℃）高出 0.6℃。年平均气温升高主要体现在夏、秋两季，90 年代两季平均气温分别为 7.0℃和 - 2.8℃，较多年夏、秋平均气温（6.6℃、- 3.5℃）高出 0.4℃和 0.7℃。自 90 年代以来，气温上升尤为明显，见表 10 - 1。气候变暖对环境的影响，主要表现在水平衡失调、湖泊萎缩和冻土退化等方面，对生态环境产生深远的作用。

表 10 - 1 玛多县 20 世纪各年代平均气温变化（℃）

年代	全年	春季	夏季	秋季	冬季
多年平均	- 4.2	- 3.8	6.6	- 3.5	- 15.9
60 年代	- 4.2	- 3.6	6.6	- 3.6	- 16.0
70 年代	- 4.3	- 3.7	6.7	- 3.9	- 16.5
80 年代	- 4.0	- 3.9	6.6	- 3.2	- 15.4
90 年代	- 3.6	- 3.3	7.0	- 2.8	- 15.1

二、水平衡失调

1. 水平衡估算

气候变暖使水平衡要素（降水量、径流量、蒸发量和储水量）发生变化，影响区域水平衡状态。区域水平衡原理是分析各均衡要素变化和水循环特征的主要方法。下面运用区域水平衡原理对黄河源区进行水平衡估计，分析气候变暖对黄河源区水量均衡状况的影响。

黄河源区为无冰川分布的多年冻土区，海拔在 4200m 以上，属高寒山区流域，玛多县黄河沿水文站以上流域面积为 20930km²，区内人烟稀少，总人口不足 2000 人，主要为牧民，过着半游牧的生活，用水量很小，可将其忽略。

寒区流域水量均衡方程一般表示为（杨针娘等，2000）：

$$V = R_m + P - E - R \tag{10 - 1}$$

式中：V 为流域的储水量变化；R_m 为冰雪融水量；P 为流域平均降水量；E 为流域平均蒸发量；R 为径流量。单位均以 mm 计。

流域平均蒸发量数值为实际蒸发量，很难直接测得，区内只有玛多气象站的蒸发量资料。根据相似性原理，采用与本区地理气候条件相似的天山空冰斗和祁连山冰沟水量均衡场资料（杨针娘，2000），换算出实际蒸发量与气象站蒸发量之间的折算系数，对蒸发折算系数作以下订正：50 ~60 年代蒸发折算系数按 0.22 订正；70 ~80 年代蒸发折算系数按 0.22 订正；90 年代蒸发折算系数按 0.255 订正。计算结果见图 10 - 4。

黄河源区多年平均水量均衡计算结果表明，自 20 世纪 50 年代以来，黄河源区的储水量变化，正值仅出现在丰水年，而其余年份均为负值；50 ~80 年代有正值出现，进入 90 年代储水量变化绝大部分为负值，表明进入 90 年代后，干旱化趋势十分明显（万力等，2003）。

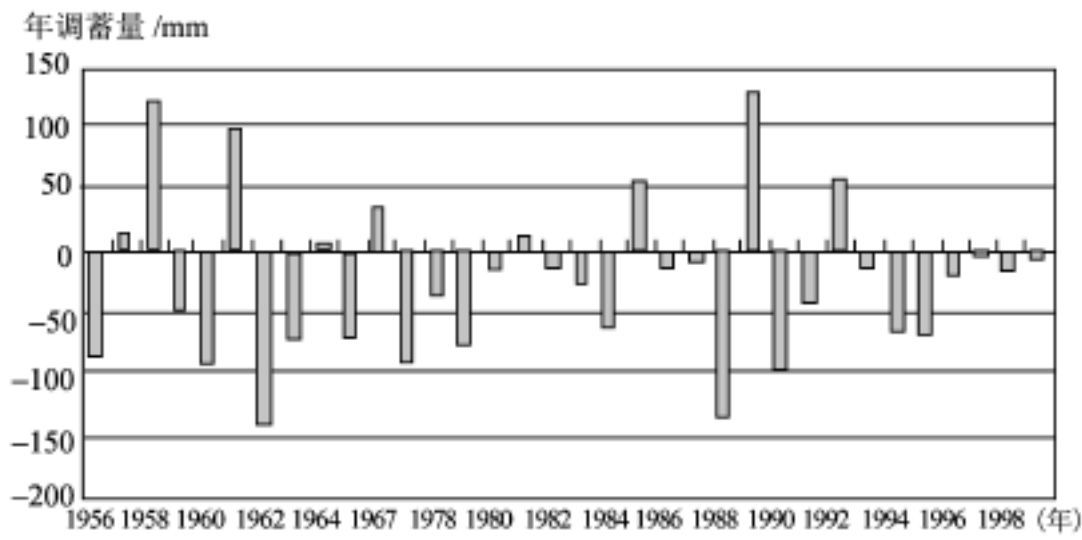


图 10 - 4 黄河源区多年平均地下水储存量变化图

2. 水平衡失调引起的生态环境变化

由于黄河源区水均衡失调，干旱化趋势明显，使中、小型湖、塘大量干涸，草场大面

积退化和荒漠化，沼泽湿地失水严重，饱冰冻土向少冰冻土退化趋势明显，而一些外流湖则变为内陆湖等，生态环境退化十分显著。

黄河源区湖泊星罗棋布，仅在玛多县境内就有大小湖泊 4077 个，有“千湖之县”之美誉，近几十年来，源区湖泊出现萎缩、碱化、盐湖化现象十分明显。主要表现为湖水位持续下降、矿化度和 pH 值增高等，见表 10 - 2。20 世纪 90 年代以后，干旱化趋势加剧，湖水下降速率明显加快。例如，1998 年，年平均气温达到 - 2.6℃，蒸发量增加，此后，阿涌贡玛错湖水位下降趋势明显加快，1998 ~1999 年，下降 12.7cm；1999 ~2000 年，下降了 19.8cm；2000 ~2001 年，下降了 29 cm（图 10 - 5）。在此期间，周围许多小湖干涸，露出黄白色的湖底。据统计，2000 年玛多县境内就有一半的中小型湖泊干涸。到 2004 年初，玛多县只剩下 300 个大中型湖泊还未干涸。

表 10 - 2 湖泊水化学成分表

湖泊名称	水化学类型	矿化度/(g·L ⁻¹)	pH	B ₂ O ₃ 含量/(g·L ⁻¹)	取样日期
扎陵湖	HCO ₃ ·Cl-Na·Ca·Mg	0.504	8.32		1988.7
	HCO ₃ ·Cl-Na·Mg	0.550	7.9		2001.8
茶木错	Cl-Na·Mg	8.42	8.22	487.0	1988.7
	Cl-Na·Mg	167.72	8.5	18.22 (B)	2001.8
鄂陵湖	HCO ₃ ·Cl-Na·Ca·Mg	0.376	9.37		1988.7
	HCO ₃ ·Cl-Na·Ca·Mg	0.324	9.1		2001.8 (筑坝蓄水)
鄂陵湖北岸潟湖	HCO ₃ ·Cl·SO ₄ -Na·Mg	0.819	9.0		2001.8
卓让错旁的潟湖	HCO ₃ ·Cl·SO ₄ -Na·Mg	12.07	8.3		2001.8
卓让错	HCO ₃ ·Cl·SO ₄ -Na·Mg	2.22	10.30		2001.8

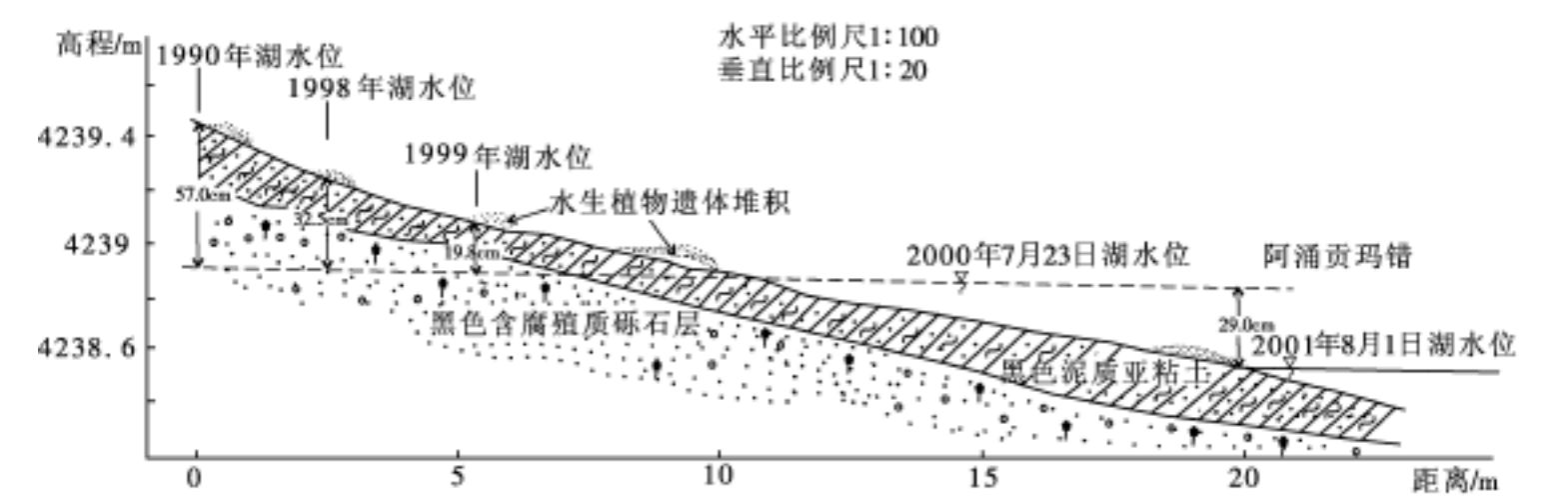


图 10 - 5 阿涌贡玛错湖岸退缩

水平衡长期负平衡状态不仅使湖泊水量减少，出现干涸，而且造成沼泽湿地失水萎缩、草场因干旱退化、裸地面积增加等生态环境问题。经用 1990 年和 2000 年遥感图像与 1976 年调查资料比对，黄河源区 1976 年沼泽湿地面积为 8864.01km²，1990 年减至 8005.41km²，到 2000 年 10 年间，大幅减少到 5743.40km²；裸地面积，1976 年为

1201.94km²，至 1990 年新增 2273.20km²，到 2000 年总面积达 5038.98km²，较 1976 年扩大了 4.19 倍。

水平衡的负平衡是导致地下水位下降的主要原因。地下水位下降原因有二：一是，蒸发增强，使降水入渗补给量减少；二是，湖泊水位下降或干涸，使排泄基准面降低，从而引起地下水位下降。扎陵湖、鄂陵湖为黄河的过水湖，不仅对黄河起着重要的调蓄作用，而且还是黄河源区地下水的排泄基准面。自 20 世纪 50 年代到 1998 年，黄河及鄂陵湖、扎陵湖水位持续下降，湖水位下降了 3.08 ~3.48m。它的变化直接影响到黄河源区区域地下水位的变化（万力等，2003）。

据玛多县城民井统测资料表明，自 1992 年到 2001 年，地下水位持续下降，8 年间，下降了 0.52 ~1.18m，最大下降 1.68m。两湖水位下降，降低了两湖以上地区的排泄基准面，河流侵蚀作用加强，使冻结层上水大量泄出，区域水位下降，改变了原有表层地下水系统与植被生态系统的关系。随之，出现了与此有关的沼泽草甸退化，草甸的黑土滩化，草场退化，小型湖泊、水塘干涸等一系列生态环境问题。

三、冻土退化

气候变暖使黄河源区多年冻土明显退化，主要表现为冻土下界上升、季节融化层深度增加、多年冻土层局部消失、冻土类型改变等。1991 年钻孔勘探时，青康公路沿线的黑河南滩地、阿涌贡玛错（星星海）湖岸、野牛沟山前洪积扇均有多年冻土层揭露，到 1998 年原位复勘时，冻土层已消融。2001 年勘探表明，巴颜喀拉山北坡，冻土下界高程上升幅度大于 50m；南坡，升幅大于 70m。据玛多县气象站冻土观测资料表明，自 1980 年以来，融区内季节性冻土厚度由 3.2m 渐变为 2.8m。黄河源区多年冻土退化总体趋势表现在以下几方面：由连续多年冻土区逐渐变为不连续冻土分布区；富含冰冻土逐渐退化为干燥冻土；季节融化深度增加；冻土下界高程上升等。

在冻结水环境条件下，多年冻土是以“隔水层”的形式，作为水文地质结构中的一个重要组成。冻土退化必然会引起水文地质结构发生变化，从而导致与其相关的地下水储存、补给、径流、排泄条件的改变，并使生态环境改变。

黄河源区大面积冻土退化，引起季节融化带深度增加，冻结层上水水位下降，是区域水位下降的主要原因之一。冻结层上水水位下降，往往会导致与其相关的水文地质条件和生态环境改变，普遍出现沼泽草甸、高寒干草原植被退化、泉水干涸或泉水排泄带上界位置下移等现象。图 10 - 6 表明，冰水洪积扇前因冻土退化，引起季节融化带深度增加，冻结层上水水位降低，造成泉水排泄带上界位置下移。与之相对应，沼泽草甸上部逐渐失水，出现退化，长根系的植物逐渐取代短根系的嵩草类植物。

冻土退化使季节融化带逐渐干旱化。全球性气候变暖，使得冻土上限下移，季节融化带厚度增加。暖季，季节融化带发育过程中，水分不断地向温度最低的冻土上限附近聚集，即使气态水也会在水汽压力梯度作用下，不断地向冻土上限运移、凝结，造成上部含水量不断减少，使得季节融化带上部不断失去水分，趋向于干旱，导致植被群落发生逆向

演替。

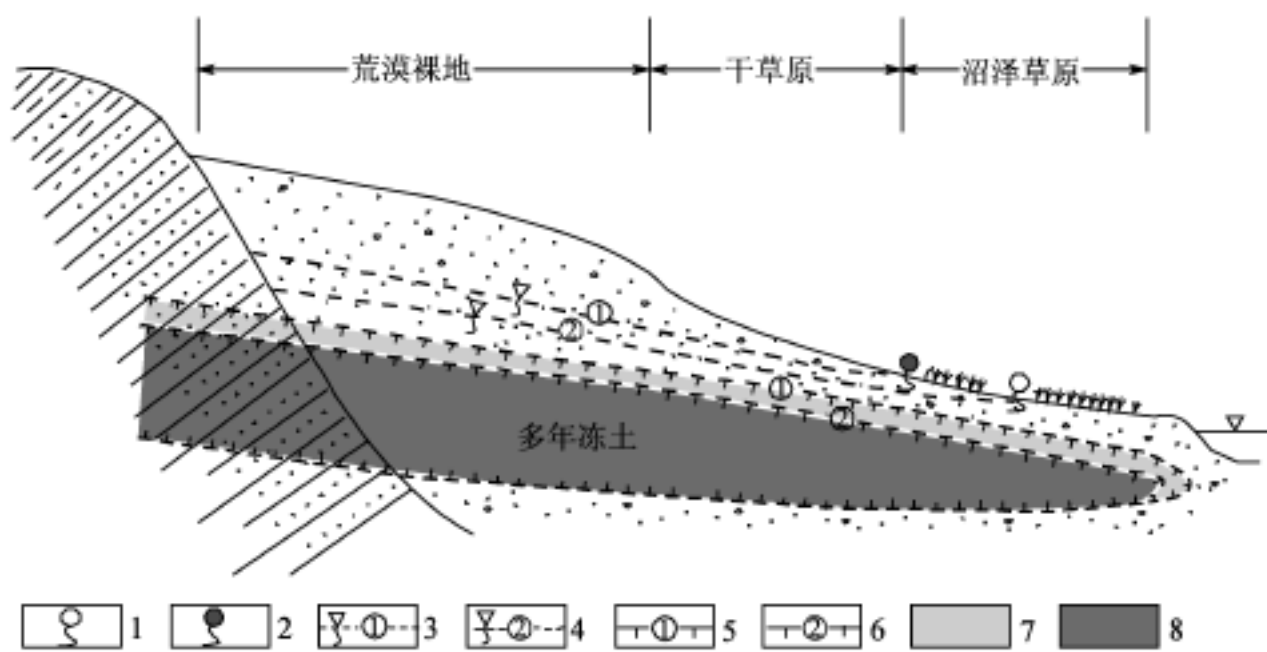


图 10 - 6 冻土退化引起泉水排泄带上线下移过程示意图

1—冻土退化后泉水泄出带上限；2—冻土退化前泉水泄出带上限；3—冻土退化前的水位；
4—冻土退化后的水位；5—冻土退化前的冻土上限；6—冻土退化后的冻土上限；
7—季节融化带增加部分；8—多年冻土

第六节 冻结层上水对生态环境的影响

一、冻结层上水的分布特征

1. 冻结层上水的平面分布

冻结层上水主要分布在地形相对低洼的地表水和地下水汇集区，如巴颜喀拉山主峰——尕拉拉错周围的大型古冰川雪粒盆，皱玛曲源头的冰蚀洼地，以及卡日曲、勒拉曲、多曲的冲洪积扇前缘及沟谷中。这些地区，地形相对低洼，冻结层上水埋深浅，往往形成植被盖度很高的沼泽化的沼泽草甸（属高寒草地亚类），构成黄河源区主要的优质牧场。从沼泽草甸泄出的冻结层上水汇聚成溪流，成为源区主要河流的发源地，是河流的主要补给来源之一。冻结层上水发育与冻土类型密切相关，主要发育在富含冰冻土层上部的季节融化带内，而在干燥冰冻土分布区，则无冻结层上水分布。冻结层上水每年 5 ~10 月出现在季节融化带中，厚度较薄，一般为 0.1 ~1m，9 月上旬厚度最大。季节融化带下部为多年冻土层，厚 2.35 ~42m，其顶面（冻土上限）大体随地形起伏，构成黄河源区的区域隔水层。正是由于它的存在，大气降水不会下渗至深部，大部分形成径流，成为河源区（曹文炳等，2003）。

2. 冻结层上水垂向分布特征及影响因素

黄河源区冻结层上水埋藏深度受岩性、地层结构、坡向、植被覆盖率等诸因素综合作

用控制（周幼吾等，2000），埋藏深度一般在 0.5 ~2m。40 多个探坑调查资料表明，黄河级阶地具二元结构，植被盖度小于 20%，冻结层上水埋深较大，为 1 ~2m；湖积平原，地层多为砂与淤泥质粘土互层，在植被盖度高的沼泽草甸下，冻结层上水埋深为 0.1 ~ 0.8m。

冻结层上水沿冻土上限构成的倾斜面由高处向低处流动，或是汇聚储存于由冻土上限面围成的盆地中，或是以泉的形式出露地表，形成泉、沼泽、溪流，最终汇聚到河流、湖泊之中。

3. 冻结层上水与植被生态系统的关系

在黄河源区，冻结层上水埋藏浅的地区（水位埋深 0.1 ~0.8m），往往形成沼泽草甸，蒿草类植物繁茂（藏蒿草、高原蒿草、短轴蒿草等），植被覆盖率通常大于 90%，构成优质牧场，仅玛多县这类草场面积就有 $64.33 \times 10^3 \text{ hm}^2$ 。探坑观测表明，蒿草类植物根系十分发达，盘根错节，深达 0.3 ~0.6m，直达冻结层上水含水层，或其附近的毛细带，即使在旱季，蒿草类植物依然可得到充足的水分。

在水位埋藏较深的地区（水位埋深 0.8 ~2m），往往形成高原干草原，植被覆盖率通常为 10% ~70%，植物种类以紫花针茅、冰草、披碱草、大黄等较为耐旱植物为主。探坑观测表明，前三种植物须根十分发达，深达 1m 以上；大黄的直根则可达 2m 左右，一直深入到冻结层上水含水层附近吸收水分。

在水位埋藏深的地区（水位埋深大于 2m），荒漠化景观十分突出，以蒿草类植物为主（沙蒿），并夹杂有火绒草、披针叶黄华等耐旱杂草，植被覆盖率通常低于 10%，见表 10 - 3。

总的来说，植被群落的类型及植被的分带与冻结层上水的埋藏深度有关，反过来，植被的盖度也影响冻结层上水的埋藏深度，如植被盖度高的沼泽草甸冻结层上水埋深均小于 1.0m。另外，在山坡、台地上依赖草甸土发育的高山草甸植被群落，则不受冻结层上水分布的影响。

表 10 - 3 冻结层上水埋深与植被发育关系

植被类型	沼泽化草甸 植被以苔草、藏蒿草、矮蒿草、金莲花为主，盖度 85% ~95%	高寒干草原 高原蒿草、异针茅、紫花针茅为主，大黄、冰草、披碱草，盖度 30% ~50%	荒漠化干草原 沙蒿、狼毒、黄花棘豆等，盖度 10% ~30%
冻结层上水埋深 /m	0.1 ~0.8	0.8 ~2	2 ~8
包气带含水量 / %	15 ~156.5	10 ~15	3 ~15

二、冻结层上水水位下降引起的生态环境问题

除了冻土退化引起的季节融化带变厚，造成冻结层上水水位下降的原因外，黄河源区冻结层上水水位下降，还与黄河在鄂陵湖出口下切作用密切相关。湖口下切使鄂陵湖、扎陵湖水位下降，降低了两湖以上地区的排泄基准面，导致河流侵蚀作用加强（上游河流下切了 0.5 ~0.8m），使冻结层上水大量泄出，造成区域水位下降，改变了

原有表层地下水系统与植被生态系统的关系。随之，出现了与此有关的沼泽草甸退化，“黑土滩”化，草场退化，小型湖泊、水塘干涸等一系列生态环境问题，其中，以沼泽草甸的“黑土滩”化问题最为突出。目前，仅玛多县就有十几万亩的沼泽草甸牧场变为“黑土滩”。

1. 冻结层上水水位下降是沼泽草甸“黑土滩”化的主要原因

沼泽草甸中主要生长着喜湿的蒿草类植物，其根系发达，且营养丰富，是高原鼯鼠最喜爱的食物。冻结层上水水位下降，使包气带厚度增加，为高原鼯鼠筑窝提供了条件，加之有丰富的蒿草类植物根作食物，高原鼯鼠群体迅速繁衍，大量啃食根系，导致蒿草类植物大片死亡，最终，绿草如茵的沼泽草甸，变为植物稀少的“黑土滩”。据当地牧民反映，仅3~6个月，高原鼯鼠就可使上百亩的草场变为“黑土滩”，其破坏速度十分惊人。在受两湖水位下降影响较小的沼泽草甸，冻结层上水水位较浅，则鼠洞很少，蒿草繁茂，无“黑土滩”化迹象，植被覆盖率在95%以上。“黑土滩”化实质上是沼泽草甸在冻结层上水水位下降后，引起高原鼯鼠对沼泽草甸破坏所产生的一种荒漠化类型。

勒那汤玛岔沼泽草甸水文地质结构如图10-7所示，含水层由渗透性较差的灰色湖相淤泥和灰色淤泥质粉砂组成，释水缓慢。黄河下切后，水位下降，使冻结层上水的泄流量加大，水位降低从排泄点开始，逐渐向上发展。大体上，黑土滩随此进程发育，在 T_{10} 附近的“黑土滩”形成较早，部分已被风蚀为沙砾裸地，在 T_{11} 附近“黑土滩”上还残存着零星块状的沼泽草甸，而在 T_{12} — T_{13} 之间沼泽草甸还未遭到破坏，植被覆盖率仍在95%以上。

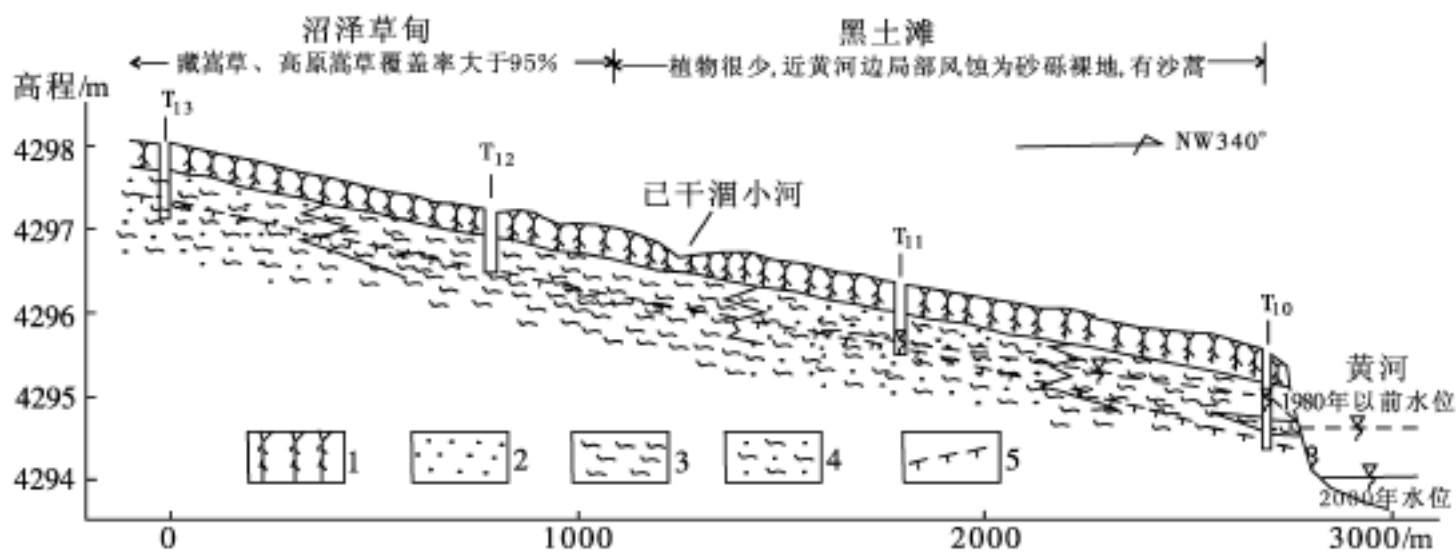


图 10 - 7 水文地质与生态环境综合剖面

1—草甸土；2—湖相中细砂；3—湖相淤泥；4—淤泥质粉砂；5—冻土上限

2. 水文地质结构是影响沼泽草甸“黑土滩”化进程的重要因素

冻结层上水水位下降是造成沼泽草甸“黑土滩”化的主要原因。另外，水文地质结构直接影响到沼泽草甸“黑土滩”发育的初始位置及发展趋势。

如图10-8所示，沼泽草甸的水文地质结构较简单，含水层为湖积中细砂和滨湖相的砂砾石层，河湖水位下降，会很快波及到整个冻结层上水含水层，上游包气带较厚，水位下降，首先使这一地段包气带厚度达到鼯鼠的筑窝要求（一般为30cm左右），则“黑土

滩”首先出现在这一地段，随冻结层上水水位继续下降，不断向前推进； T_1 和 T_{14} 附近的“黑土滩”部分已风蚀为砂砾裸地； T_3 附近大片沼泽草甸，正在被高原鼯鼠破坏，成形“黑土滩”包围的草甸孤岛。

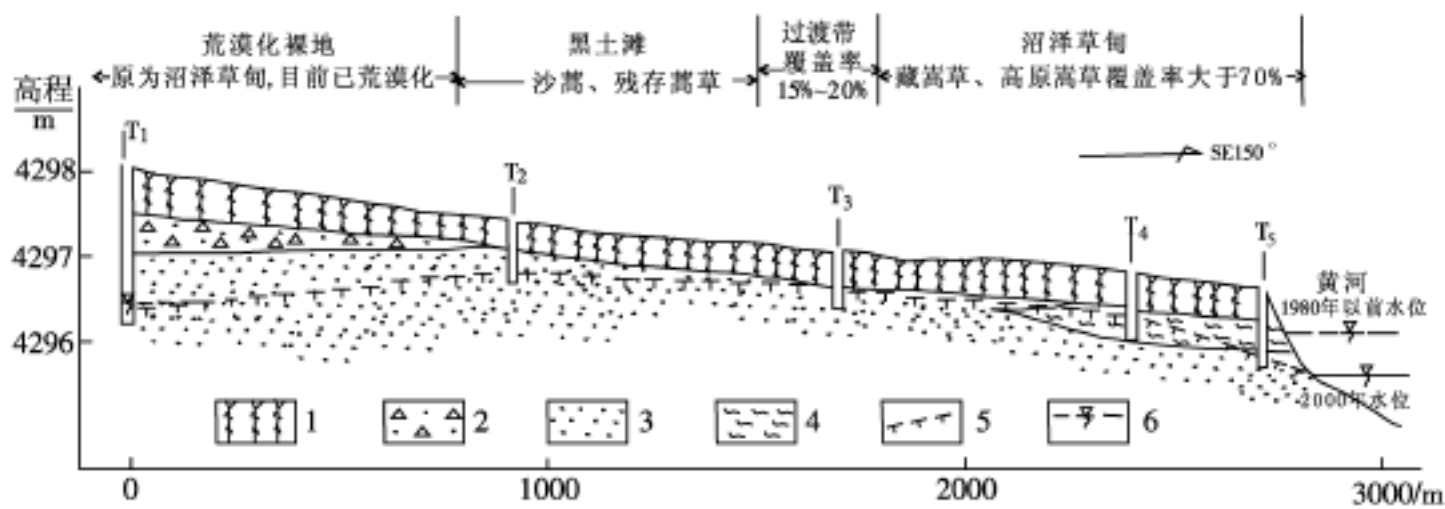


图 10 - 8 — 水文地质与生态环境综合剖面

1—草甸土；2—砂砾石层；3—湖相中细砂；4—湖相淤泥；5—冻土上限；6—地下水位

图 10 - 9 所示剖面，位于黑河北岸的野马滩，具有较为复杂的河相冲积物与湖相沉积物相变及相互交切的水文地质结构。由于岩性及地层结构的差异，冻土上限起伏变化较大。粗粒相冲积物和细粒相湖积物相互交切地段，冻结层上水水位埋深加大，高原鼯鼠的活动往往从这些地方开始， T_{42} - T_{43} 之间的“黑土滩”也正是出现在这一部位。

冻结层上水水位下降，引起高原鼯鼠对沼泽草甸的肆意破坏，是造成“黑土滩化”的重要原因。而水文地质结构则是影响沼泽草甸“黑土滩”化进程的重要因素。在冬季强烈的风蚀作用下，“黑土滩”最终会演变为植被稀疏的沙砾裸地，成为黄河源区生态环境的一大隐患。

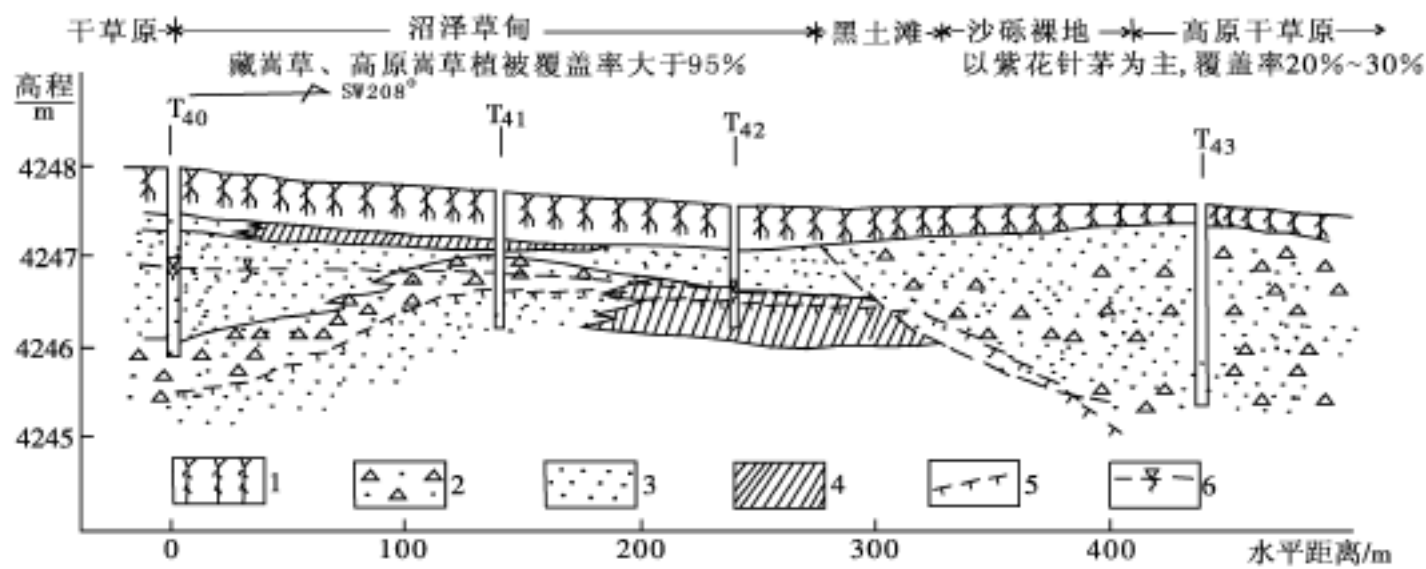


图 10 - 9 — 水文地质与生态环境综合剖面

1—草甸土；2—含砂砾石层；3—中细砂；4—湖相淤泥；5—冻土上限；6—地下水位

三、冻结层上水与冻土退化的关系

由于温室效应使气温上升，引起多年冻土消融，冻土上限普遍下移，导致冻结层上水

水位下降，是黄河源区冻土退化的根本原因。这里主要从冻结层上水的水均衡角度来说明它与冻土退化的关系。

富含冰冻土是一种封冻的固体地下水资源，一旦受到破坏，很难得到恢复。冻结层上水产于富含多年冰冻土层中的季节融化带内，产水量取决于多年冻土层的孔隙度和含冰量。融化季节，以径流、蒸发和植物蒸腾的形式排泄，同时，也得到大气降水和部分地表水的补给，维持相对的水均衡。冻结季节，冻结层上水逐渐冻结，重新变为富含冰冻土。然而，这种转化关系并不是一成不变的，而是取决于融化季节冻结层上水的水均衡状态，在融化季节，如出现入不敷出的负均衡，冻结层上水水位则会下降，含水层厚度变薄，包气带厚度增加；若这一状态持续到冻结期，包气带中的干燥冻土厚度增加，富含冰冻土厚度则相应减少。冻结层上水的这种入不敷出的负均衡状态长期持续下去，多年冻土则会由富含冰冻土逐渐退化为干燥冻土。

富含冰冻土退化为干燥冻土后，便会引起一系列的水文地质及生态环境问题：一是，冻土的热容量减小，季节融化层变厚，使冻土上限下移；二是，冻结层上水埋深加大，增加了大气降水补给的难度，相应冻结层上水得到的补给水量减少，结果，使人们不得不加大取用水井的深度；三是，冻结层上水水位降低，使得一些喜湿、较短根系的植物群落（如嵩草类）得不到充足的水分供应，逐渐衰落，由一些长根系的植物群落（如紫花针茅、大黄、蒿草等）取而代之，植物分带也随之改观。

20 世纪 80 年代前，牛头碑一带的滨湖平原是玛多县十分富饶的牧场之一，水草丰茂，排泄冻结层上水的溪流，流水潺潺，一派富饶草原景观。80 年代后，由于过度放牧、取用冻结层上水，风灾、气候变暖，降雨量减少及月降雨频次的改变等原因，使冻结层上水的水均衡长期处于负均衡，富含冰冻土逐渐转化为干燥冻土，冻结层上水水位下降，水量减少，原来排泄冻结层上水的溪流慢慢消失，泉口退缩，取用冻结层上水的水井也逐渐干涸。

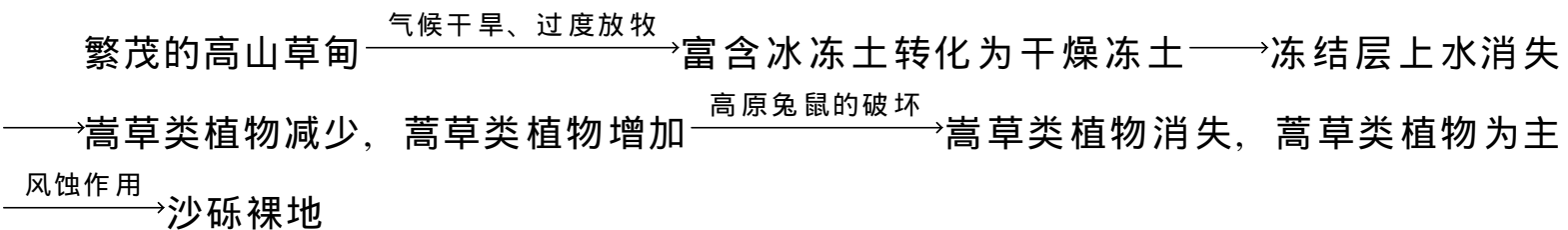
与此同时，植被景观也发生了明显的改变，原来几乎与小羊一样高的牧草，逐渐变矮，嵩草类植被退化，蒿草类耐旱杂草组分增加，草场退化严重，载畜量由 23 万头下降到 2 万头左右，牧民生活由富裕变为贫困。

总的来说，冻结层上水与多年富含冰冻土休戚相关，气候干旱、过度放牧、打井取用冻结层上水等环境的变化均会导致冻结层上水的水均衡失调，若水均衡长期处于负均衡状态，便会导致富含冰冻土转化为干燥冻土，并引发一系列的生态环境问题。

四、与冻结层上水有关的草场退化模式

黄河源区由冻结层上水变化引起的草场退化有以下两种模式。

1) 富含冰冻土转化为干燥冻土引起的草场退化模式：



2) 河湖水位下降引起的草场退化模式：

沼泽草甸^{河湖水位下降}→冻结层上水泄出，包气带增厚^{鼠害猖獗}→黑土滩化^{风力侵蚀}→沙砾裸地、沙漠化

第七节 人类活动对生态环境的影响

一、黄河上修建水电站的影响

1998 年玛多县在鄂陵湖口附近的扎陵湖乡黄河上修建水电站，水坝为土石坝，设计坝长 1525m，坝顶宽 6m，坝高 18.5m，发电水头 12.7 ~15.05m，坝顶高程 4273.6m，该高程比鄂陵湖口岸上最高点（4272.48m）高出 1.52m。电站装机容量 4× 800kW。1998 年底开始拦河蓄水，使大坝以上地区的黄河及两湖水位逐渐回升，到 2001 年 7 月 9 日，在鄂陵湖牛头碑附近湖水位回升近 1.2m 左右。1999 ~2001 年黄河源区湖泊水位下降最为严重，许多小型湖泊在此期间干涸，阿涌哇玛错湖水位就下降了 0.61m。水坝的建成，有效阻止了两湖水位下降，提高了鄂陵湖口以上黄河源区的排泄基准面。水坝建成后，两湖水位不降反升，维系了冻结层上水水位的相对平衡，避免了因湖水位下降引起的水环境进一步恶化，使两湖以上地区生态环境相对稳定。

二、打井取水的影响

在源区一些较大的居民点，打井取水，富含冰冻土融出的水不断被取用，破坏了冻结层上水的均衡，使冻结层上水长期处于负均衡状态，出现冻结层上水埋深加大、包气带厚度增加等现象，结果，造成草场退化，荒漠化特征逐步显现。这就是为什么黄河源区的一些城镇建镇初期，生态环境较好，取用地下水后，地下水位逐年加深，周围沼泽消失，草场退化等生态环境变差的原因。打井取水对冻结层上水均衡的破坏作用远比气候变化、过度放牧等其他使环境恶化的因素来得直接和迅速。

三、过度放牧的影响

过度放牧是影响黄河源区环境的重要人为因素之一。在黄河源区，受过度放牧危害最大的是高山草甸草场。

高山草甸是黄河源区的主要草场，分布在地、坡麓、浑圆山顶和滩地，仅玛多县就有 $6.32 \times 10^3 \text{ hm}^2$ 。高山草甸的土壤结构特征是表层为草甸土，下部多为岩石或不同成因的砂砾石。前已述及，草甸土是一种高原寒区特有的表层土，厚度较薄，一般厚 20 ~ 30cm，其中植物根系十分发育，构成土层的骨架，腐殖土充填其间，富有弹性，具孔隙度高、饱和含水量大的特征。夏季降水较多，草甸土犹如海绵，能储存足够的水分，使草甸植物能够抵御冬、春干旱。由于草甸土具有良好的保持水分的特性，使草甸植物得以在恶劣环境下生存。高山草甸犹如一张张薄薄的绿毯，将裸露的山地、坡麓和滩地遮盖起

来，使源区生机盎然，构成源区生态系统的重要一环。但由于草甸土层薄，由致密的植物根系与土壤组成，直接覆盖在干燥的基岩和砂砾石上，显得十分脆弱。

1965 ~1979 年是黄河源区畜牧业高速发展时期，玛多县 1965 年末牲畜存栏数为 32 万头，随后，逐年增加，到 1979 年达到 67.7 万头，人均占有牲畜 118 头，达到顶峰。其后的 80 年代牲畜存栏数维持在 50 万头左右。在此期间，由于过度放牧，高山草甸被牛羊长期践踏、啃食植物根茎，草甸土结构遭到破坏，保水能力下降，使草场退化日益严重，沙化面积不断扩大。进入 90 年代以后，玛多县 70% 的草场出现退化，牲畜存栏数逐年下降，到 1999 年仅有 28.6 万头。草地牧业的发展受到巨大的冲击，牧民生存环境极度恶化。

过度放牧会破坏脆弱的草甸土结构，降低其保水功能，若遇旱灾，牧草便会出现大片死亡，导致高原草场退化和沙化。这不仅危害到源区牧民赖以生存的草场，而且还会使源区的山地、坡麓和滩地失去高山草甸的呵护，暴露在地表，任由风雨侵蚀，出现大面积的沙砾地，危及到黄河源区及周边地区生态环境的安全。

四、乱采砂金的影响

布青山南麓的柯尔咱程地区和巴颜喀拉山北麓的洛曲上游盛产砂金。20 世纪 80 年代末至 90 年代初，西部淘金狂潮就是从柯尔咱程地区始发的，而后向西扩展。当年在这个被金农们称为红金台的地方，聚集了 3 万多金农对柯尔咱程及周围的 7 条河谷进行疯狂地采掘，采掘深度 2 ~3m，直达砂砾石层底部。整个河道被翻掘、淘洗数次，河床结构遭到彻底破坏，见图 10 - 10。如今，这些沟谷，从沟脑—两湖北岸的宽谷平原数十千米长的河道干涸，无数堆被淘洗过的砂砾石杂乱堆放在河床中，犹如一条条砾石长龙蜿蜒在荒漠草原上。

淘金狂潮前，1988 年青海省水文地质二队曾在柯尔咱程地区工作过，钻孔揭露多年冻土上限为 1.3 ~1.5m，冻土下限 44.27m，冻土厚度 20 ~42.97m。柯尔咱程整条沟谷中都有冻结层上水分布，水位埋深 1.1 ~1.64m，含水层厚 0.17 ~0.39m。周围是植被生长良好的干草原和高山草甸。

2001 年 8 月调查发现，柯尔咱程沟谷含水层整体遭破坏，挖掘的 3 个探坑中已无冻结层上水存在，完全被疏干；周围的干草原和高山草甸退化严重，植被以蒿草类植物、点地梅与耐旱杂草较多，沙化严重；而达洼曲以东未遭淘金者破坏的沟谷周围的草场植被盖度为 50% ~70%，以矮蒿草、紫花针茅为主，与柯尔咱程形成明显的对照。柯尔咱程一带季节融化带厚度超过 2m，表明肆意开采沙金已使多年冻土出现退化，由于多年冻土厚度大，目前评估采金对冻土产生整体性破坏性的影响还为时尚早。

两湖北部的柯尔咱程—哈曼儿呀娘地区由于淘金破坏了河床，使地下水失去储存空间，冻结层上水被疏干，地表、地下径流丧失，切断了下游数万公顷草场下的地下水系统补给，造成地下水位下降，引起草场退化与沙化，见图 10 - 10 和 10 - 11。据玛多县畜牧局调查，到 2000 年该地区已有 $2.7 \times 10^3 \text{ hm}^2$ 草场全部沙化；由于缺水、少草，已有半数的牧民搬出该区。这些表明，肆意开采沙金对黄河源区地下水系统和生态环境的破坏是灾难性的功能破坏，有波及范围大、难以恢复、影响久远的特点。

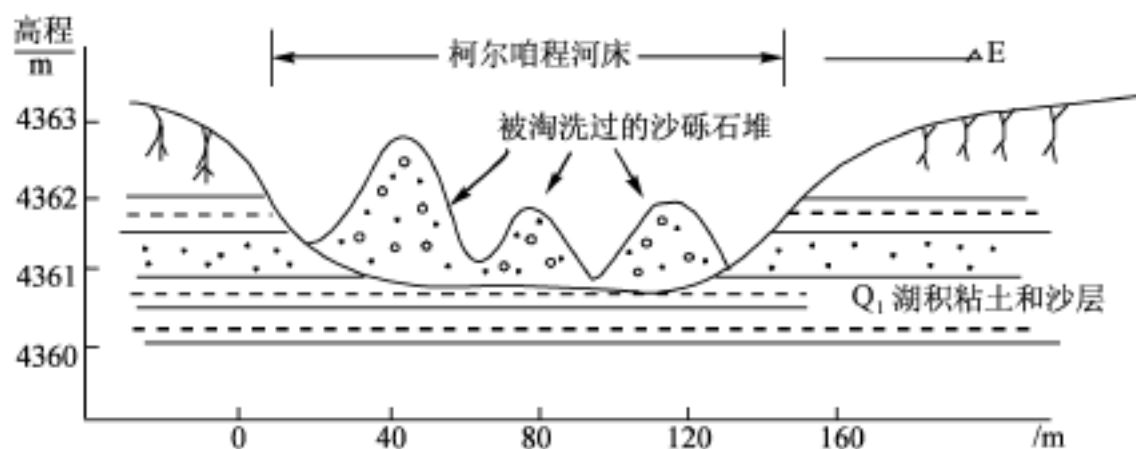


图 10 - 10 开采砂金对柯尔咱程河床的破坏剖面

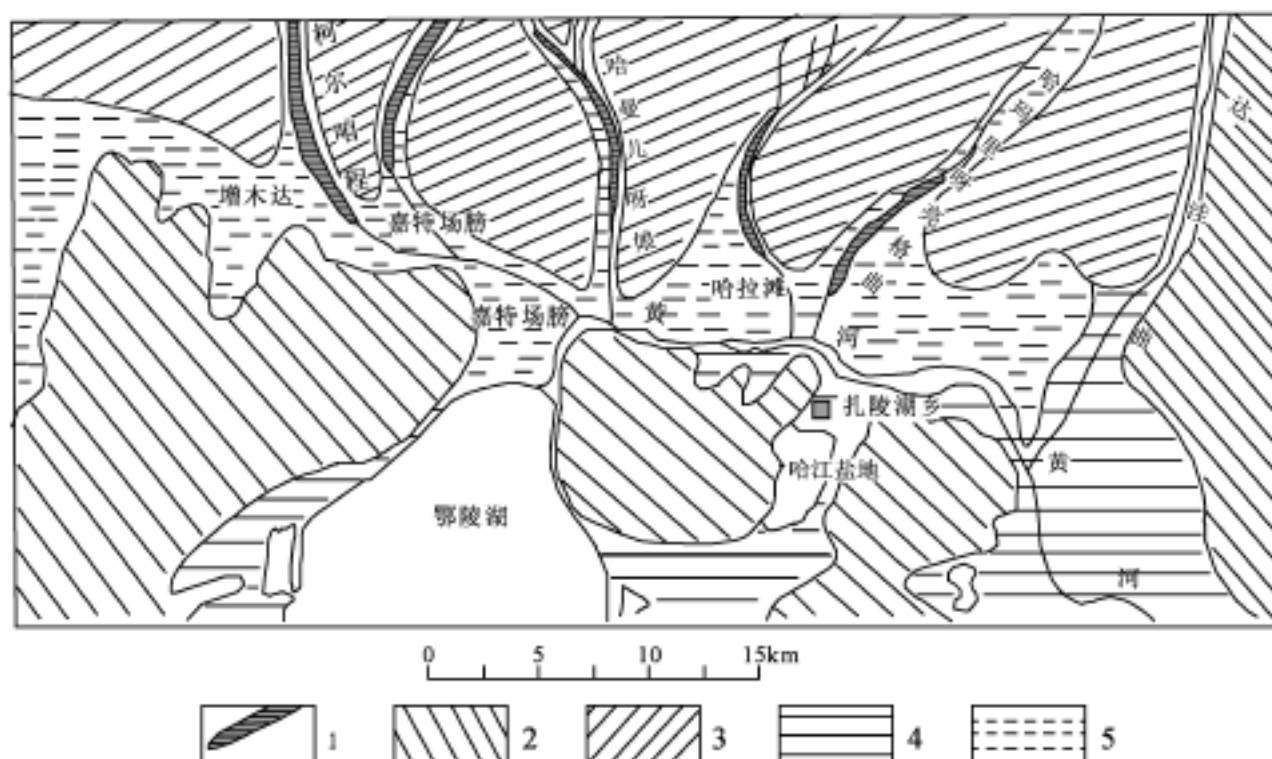


图 10 - 11 鄂陵湖北岸开采砂金对环境的影响

1—开采砂金破坏的河床；2—荒漠化轻的高山草甸；3— 荒漠化重的高山草甸；
4— 荒漠化轻的干草原；5—沙化严重的干草原

第八节 小 结

总的来说，青藏高原是我国分布面积最大，具有冻结水环境特征的生态水文地质区，环境寒冷严酷，生态环境极为脆弱。地下水主要类型有冻结层上水、冻结层下水和融区水。

冻结层上水产于富含多年冰冻土层中的季节融化带内，产水量取决于多年冻土层的孔隙度和含冰量。多年冻土通过季节融化带与大气系统、植被系统、地表水系统进行水、热交换，冻结层上水则是该交换中的重要纽带之一，其均衡状态不仅决定着冻土类型的转化，而且还会由此引发一系列的生态问题。河流融区是汇集冻结层上水、冻结层下水的主要通道，并与构造融区和湖泊融区相连，构成区域地下水常年性运移的网络通道，是多年

冻土分布区地下水系统的主要组成部分。冷季，融区地下水系统的排泄量维系着江河源区河流的基流量，若融区地下水系统储存量不足，将会导致地表径流断流。

青藏高原草地生态系统是长期自然演化的结果，生态环境极为脆弱，一旦遭到破坏，便难以得到恢复，其生态环境的变化直接影响到长江、黄河源区的水源养涵能力。因此保护江河源区的生态环境，对于我国这样一个水资源严重缺乏的国家来说，至关重要。

近几十年来，由于全球性气候变暖，使得水平衡失调，处于负平衡状态，在青藏高原东南的黄河源区尤显突出，造成大量湖泊干涸、湿地逐渐消失、多年冻土退化、区域水位下降，引起沼泽草甸大面积沙化和黑土滩化，裸地荒漠面积大幅增加，生态环境恶化趋势明显。不仅危害源区牧民的生存，而且还危及黄河源区的生态安全。

参考文献

曹文炳，万力等 .2003. 黄河源区冻结层上水地质环境影响研究 . 水文地质工程地质, Vol. 30, No. 194

程国栋，赵秀锋 .1995. 青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究 . 北京：科学出版社，175 ~179

杨针娘，刘新仁 .2000. 中国寒区水文学 . 北京：科学出版社，110 ~124

万力，曹文炳等 .2003. 黄河源区水环境变化及黄河出现冬季断流的原因 . 地质通报， Vol. 22, No. 7

周幼吾，程国栋等 .2000. 中国冻土 . 北京：科学出版社

第十一章 地面沉降引起的生态环境问题和防治

我国东部沿海平原地区经济发达，人口稠密，对水资源的需求量大，长期开采地下水，已造成大面积地面沉降，总沉降面积达到 48655km^2 以上，上海、天津最大累积沉降量分别达到 2.63m 和 3.916m 。地面沉降造成地面高程降低，已使天津市塘沽、汉沽两区沉降中心的地面高程与海平面持平或低于海平面，形成碟形洼地。近几十年来，由于气候变暖，北极和南极冰盖不断消融，海平面持续上升的趋势日渐明显。太平洋上的岛国即将被海水吞没、意大利优质海滩不断被海水吞噬的现实，已向人类发出预警信息。面对海平面上升，对于海拔高程小于 3m 的广大滨海平原来说，每一寸高程，都显得十分可贵。因此，有效地防止地面沉降，就能为减缓海平面上升带来的生态环境问题多争取一份空间和时间。

第一节 地面沉降现状

一、地面沉降的类型

地面沉降是指在自然或人为因素影响条件下地面出现高程降低的现象。自然因素对地面沉降的影响是一个长期缓慢的不以人们意志为转移的过程。人为因素对地面沉降的影响，仅限于人为活动影响范围内，一旦这种活动强度降低，地面沉降也就随之缓解。自然因素引起的地面沉降主要有以下两种。

1) 新构造活动引起的地面沉降：我国大部分地区处于新构造活动区，很多地区仍继承第四纪以来的新构造活动格局，即山区和丘陵区上升，盆地和平原区下降。黄河流域第四纪以来活动断裂及地壳升降的研究表明，位于黄河流域的青藏高原、秦岭山区，第四纪以来平均上升速率为 $1 \sim 2\text{mm/a}$ ；黄土高原，平均上升速率为 $0.2 \sim 0.5\text{mm/a}$ ；而汾渭地堑和黄河冲积平原，平均下降速率为 $0.1 \sim 1\text{mm/a}$ 。另外，地矿部门和地震部门分别用精密复水准测量、第四纪¹⁴C 研究表明，第四纪以来天津市平均下降速率为 $1.0 \sim 1.7\text{mm/a}$ 。

2) 新沉积土的自然固结引起的地面沉降：新沉积土的自然固结引起的沉降，多发生在滨海地区的浅部海相层和新生三角洲分布区。在这些地区，浅部海相层和新生三角洲的土层，在自重压力作用下，固结作用仍在进行，表现出地面缓慢沉降的特征。例如，天津的军粮城、汉沽、天津碱厂一带的第一海相层，平均下降速率为 $0.5 \sim 1.0\text{mm/a}$ ；位于山东东营的黄河新生三角洲，平均下降速率为 $1.5 \sim 3.0\text{mm/a}$ 。

开采油气、建筑物荷载、开采地下水等人为因素都会引起地面沉降，其沉降速率远大于自然因素引起的地面沉降，严重时会带来严重的经济损失和环境恶化。

开采油气引起的地面沉降，在国内外都有发生。如美国加利福尼亚威明顿油田，因开采油气，1928 ~1966 年 38 年间累积沉降量达到 9.0m，1937 ~1966 年水平位移达到 3.6m。国内的一些大油田，也陆续发现有地面沉降，大港油田开采油气和利用地下水，目前地面沉降已相当严重，平均下降速率为 34 ~48mm/a。

建筑物荷载引起的地面沉降，主要发生在滨海平原软土分布区。这些软土，承载力低，工程地质性质差，承受建筑物荷载后，建筑物的最终沉降量较大。在这些地区大规模的修建城市建筑，会引起一定规模的沉降。这种沉降是一次性的，当软土在建筑物荷载作用下固结后，沉降便会停止，沉降面积限制在建筑物分布区，沉降时间约 5 ~10 年。天津市对建筑物荷载引起的地面沉降研究表明，采用浅基础的六、七层楼房，平均最终沉降量为 13.6cm，年平均沉降 10 ~15mm。

早在 100 年前墨西哥的墨西哥城就发现因开采地下水引起的地面沉降，1898 ~1978 年累计沉降量达 12m 之多。据统计，美国加利福尼亚州、泰国曼谷、日本东京都是世界上地面沉降最严重的地区；我国目前已有 60 余座城市发生地面沉降，面积超过 $4.8 \times 10^4 \text{ km}^2$ 以上，每年的经济损失超过亿元。因此，开采地下水引起的地面沉降已成为我国的一大环境问题，故将其作为本章讲述的主要内容。

二、国内地面沉降现状

开采孔隙承压含水系统中的地下水均会出现地面沉降，地面沉降发展的严重程度与开采历史、开采强度及地层的工程地质性质有关。在我国，孔隙承压含水系统分布十分广，主要分布在新生代沉降盆地，在以下地区尤为发育：河流三角洲地区，如长江三角洲、黄河三角洲、珠江三角洲；冲积平原，如黄淮海平原、松辽平原、三江平原；东南沿海滨海平原；河谷平原和山间盆地，如关中平原、大同、太原、南阳等盆地。在这些地区孔隙承压含水系统十分发育，并且是当地工农业生产及生活用水的重要水源，随着工农业生产的发展和人民生活水平的提高，地下水开采量与日俱增，地面沉降危害也随之加剧。据 1996 年统计，我国发生地面沉降地区已有 60 余处，沉降面积达到 48655 km^2 以上，年均直接经济损失超过 1 亿元（段永侯，1998），见表 11 - 1。根据地面沉降严重程度、发展趋势及沉降控制情况，可将国内地面沉降地区分为以下几类。

1. 地面沉降严重但已得到控制的地区

这类地区有上海、天津、台北。这些地区具有地下水开发早、曾有过量开采史、地面沉降幅度大（累积沉降量大于 2m）、影响范围大损失严重的特点，经采取各种措施后，地面沉降已得到控制。

上海市自 1920 年开始开采地下水，1921 年发现地面沉降，1921 ~1949 年累积沉降量为 0.64m，年均地面沉降速率为 22.8mm/a。解放后，随着工业生产和人口的迅速增长，地下水开采量也迅速增长，到 1963 年，地下水开采量增加到 $1.1 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ ，地面沉降速率达到 77.9mm/a，最大累积沉降量达 2.63m（1921 ~1963 年），地面沉降影响范围达

300km² 以上。1965 年以后，上海市开始采用压缩地下水开采量、调整开采层位、人工回灌等措施，地面沉降基本得到有效控制，1966 ~1996 年的 31 年间，地面累积沉降量仅有 124.5mm，平均地面沉降速率为 4.0mm/a。

天津市开采地下水始于 1923 年，1957 年发现地面沉降。1923 ~1957 年地下水开采量从 2× 10⁶ m³/a 增加到 12× 10⁶ m³/a，地面沉降速率为 7.1 ~12.0mm/a。1957 ~1985 年，地下水开采量逐渐增加，到 70 年代，开采量增至 (1 ~1.2) × 10⁸ m³/a，地面沉降也随之日趋严重，1966 ~1985 年地面沉降速率为 80 ~100mm/a，其中 1975 年地面沉降速率竟达 159mm/a，最大累积沉降量超过 2.7m (1958 ~1996 年)，地面沉降影响范围达 10000km² 以上。引滦入津后，使天津市实行压缩地下水开采量、调整开采层位、人工回灌等措施成为可能。天津市自 1986 年开始大量压缩地下水开采量，市区的地下水年开采量压缩至 3.8× 10⁷ m³/a，地面沉降速率降至 15mm/a。地面沉降基本得到控制。

表 11 - 1 全国地面沉降统计表

地貌单元	发育分布	沉降面积 km ²	累计沉降量 m	沉降速率 mm · a ⁻¹
三角洲平原	上海	850	2.63	2.3
	长江三角洲 苏州、无锡、常州	379.5	1.10 ~1.45	25 ~50
	嘉兴	600	0.71	30
	海河三角洲 天津	10000	3.916	9 ~17
冲积平原	菏泽、济宁、德州	36000	1.13 (沧州)	96.8 (沧州)
	衡水、任丘、河间			
	沧州、保定、肥乡			
	邯郸、南宫、大城、			
	黄淮海平原	59	0.21 ~0.337	65
	开封、许昌、安阳	360	1.02	60 ~110
	阜阳	314	0.6	
	北京、坝州			
	松辽平原 哈尔滨、大庆、齐齐哈尔	117.3	1.05	90
	佳木斯			
	关中平原 西安			
山间盆地	南阳		1.967 (太原)	5 ~31
	太原、大同、介休、榆次			
	昆明			
东南沿海 滨海平原	福州	9	0.68	2.9 ~21.8
	湛江	0.2	0.346	
	宁波	362	0.07	18

2. 出现地面沉降后及时治理的地区

这类地区的特点是发现地面沉降后，便适时地着手进行控制，因此，这类地区地面沉

降影响范围小，危害轻。如北京市于 20 世纪 60 ~70 年代发现地面沉降灾害后，及时采取措施，减少地下水开采量，地面沉降基本得到控制。

3. 地面沉降仍在继续发展的地区

这类地区有苏州、无锡、常州、嘉兴、沧州、西安、太原、阜阳、菏泽、济宁等市，占国内发生地面沉降地区的大多数。其特点是，地下水是当地供水的主要水源，因缺乏地表水，或地表水受到严重污染，一时找不到替代水源，地下水开采量居高不下，使地面沉降仍在继续发展之中。以苏、锡、常为例，20 世纪 70 年代，苏州、无锡、常州三市就发现地面沉降，1979 年三市地下水开采量已达 $1.66 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ ，地下水水位埋深已从 60 年代的 1 ~2m 下降至 40 ~55m，形成一个涵盖三市的区域降落漏斗，地面沉降速率为 40 ~100mm/a。80 年代后，苏、锡、常地区成为我国经济发展速度最快的地区之一，随着经济的高速发展，人民生活水平不断提高，需水量也迅速增加，与此同时，地表水污染日趋严重，三、四类水遍及全区，水处理成本迅速上升，于是人们纷纷凿井，取用水质很好的地下水。到 1995 年，苏、锡、常地区水开采量已达 $4.54 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ ，地下水水位埋深竟达 70 ~90m，已形成一个面积为 5500 km^2 的水位降落漏斗。目前，该地区的地面沉降影响范围已超过三市市界，面积约 5000 km^2 ，苏、锡、常三市累积沉降量大于 0.6m 的面积，分别为 80.4、60.0、43.0 km^2 ，最大累积沉降量，苏州市为 1.45m，无锡市为 1.14m，常州市为 1.10m，地面沉降速率为 10 ~100mm/a。

目前在我国除上海、天津、北京等少数地区以外，其余大部分地区由于水的供需矛盾很大，地下水开采量居高不下，地面沉降仍在继续，要想有效地控制其发展，任重而道远。

第二节 地面沉降引起的生态环境问题

地面沉降是我国严重的地质环境问题之一，其起因于开采孔隙承压含水系统中的地下水，具缓变性和累积性，有影响面积大、不可恢复的特点。地面沉降造成的危害，直接表现在地面标高的损失，及差异性沉降造成的地裂缝。平时，地面沉降造成的危害并不显著，容易被忽视，一旦遇上暴雨、洪水、风暴潮等自然灾害，其灾害性便突显出来，给城市建设、交通运输、防洪排涝、生态环境等方面带来巨大损失及不良后果。造成的危害，主要表现在以下几个方面。

一、对城市生态的危害

地面沉降造成的地面标高损失，改变了城市规划时的房屋、道路等公共设施标高，使房屋基础下沉，路面低洼，降低了排水系统原有的设计坡度，导致排水不畅。每逢雨季，市内有地面沉降的地区普遍积水，严重影响交通和市民生活。据天津市地质环境监测总站统计，在 1986 ~1991 年的 5 年时间，天津市仅在加高路面、室内地面和回填土方，增加地面沉降区的标高，增设排水泵站方面的费用就达 1 亿元以上。苏州市素以河网交错，风

景秀丽，工商业发达而著称，有东方威尼斯之美誉。到 1997 年，地面沉降使市区及近郊的地面标高损失了 0.6m 以上地区的面积已达 80.4km²。市区绝大部分地区地面已和河水位基本持平，位于沉降中心的金阊区清洁路一带，河水位已常年高出地面 0.5m，汛期水位差则在 1m 以上，街巷、居民院落必须常年用水泵不停地向挡水墙外排水，即使如此，巷内居民家中仍有半年以上积水，居民不得不将床、柜、沙发等家具脚垫高一尺，家用电器放到桌子上，在水的长期浸泡下，居民生活苦不堪言。此外，苏州的一些园林古迹也深受地面沉降之害，例如，朴园中的亭台楼阁等古建筑常被水淹没，园内常年需备几台水泵排水，每到汛期，仍有被淹之虞，1997 年汛期，园内水深曾达 1m；已有 2500 年历史的著名水陆城门——盘门，因差异性沉降，已出现多处裂缝。每逢汛期，市政府都要抽调大量人力物力，进行防洪抢险，但仍有不少地方，因排水不及，被淹成灾，每年仅排水一项支出就十分可观（王则任，1998）。由此可见，地面沉降已给苏州的城市建设和人民生活带来了巨大损失，严重地阻碍了城市发展。

二、对水利和交通设施的危害

地面沉降所造成的地面标高降低，不仅降低了水利工程防洪、排涝及河流的泄洪能力，而且也加重了洪涝灾害带来的损失。

1. 地面沉降对水利设施的危害

天津市地质环境监测总站资料表明，地面沉降已使海堤、河堤的标高降低 0.28 ~ 2.5m，海河的行洪能力由原设计的 1200m³/s 下降到 250m³/s。仅 1992 年风暴潮侵袭，给天津市带来的直接经济损失就高达 3.99 亿元，其中因地面沉降而造成的损失为 1.45 亿元。到 1994 年天津的塘沽、大港、汉沽区的滨海防潮堤，仍分别以 18mm/a、22mm/a、41mm/a 沉降速率下沉。据水利部门测算，要恢复海河的行洪能力及加高堤坝等费用就需要 12.5 亿元。上海市自 20 世纪 60 年代起就开始不断加高黄浦江沿岸的江堤，以弥补地面沉降带来的堤岸标高损失，直到外滩改造工程期间花巨资才建成一条高标准江堤，同时也成为上海外滩一道独特的景观。浙江省地质环境监测总站研究资料表明，在杭、嘉、湖平原，由于地面沉降降低了水利工程防洪、排涝的效能，使洪水淹没面积和排涝费用大幅增加，仅嘉兴市一地，20 世纪 90 年代以来，因洪水淹没和排涝带来的经济损失，就高达 5.74 亿元；杭、嘉、湖地区的水利工程大多按 20 年一遇的洪水位 2.12m 标准设计，由于地面沉降已使水利工程防洪标准降低，若要重新达标，则要耗资十亿元以上（姜云等，1998）。

2. 地面沉降对交通设施的危害

地面沉降对交通设施的危害，主要表现在对桥梁、码头的危害。地面沉降使桥梁基础下沉，桥梁净空减小，影响船舶航行。在上海、苏州一带，每到汛期，吨位大一些的船舶都无法通航，大量船舶滞留在航道中，严重影响了该地区的内河航运。苏州齐门铁路桥，因地面沉降使桥梁基础以 100mm/a 的速率沉降，累积沉降量已达 1.45m，严重影响了铁路运输的安全，铁路部门不得不在桥下增加桥墩，不断加垫桥墩与铁道之间出现的缝隙，

以确保铁路运输安全（王则任，1998）。在地面沉降的影响下，天津新港以平均 15mm/a 的沉降速率下沉，1985 年风暴潮袭击时被淹，损失近亿元。苏州、无锡一带，有些码头因基础下沉，被水淹没，无法继续运营，而被废弃。

三、地面沉降产生的地裂缝危害

地面沉降产生的地裂缝有两类：一类是由于含水系统结构不均匀引起差异性沉降造成的地裂缝，多出现在沉积物相变剧烈地带和含水系统基底起伏大的部位，这类地裂缝分布方向无规律，且延伸较短，如无锡、江阴等地的地裂缝；另一类是，地面沉降加剧了基底新构造运动形成的地裂缝活动，这一类地裂缝多出现在山间盆地，如同属汾渭地堑的关中盆地、大同盆地中的西安市和大同市地裂缝，地裂缝的分布与走向基本与活动断裂一致，多为 NE 和 NEE 走向，具延伸长、影响范围大、破坏力强的特点。

地裂缝对建筑物、桥梁、道路的破坏十分强烈，凡是位于地裂缝上的建筑物、桥梁、道路均会出现断裂、下陷等破坏，使大量房屋毁坏无法居住。如锡山市钱桥镇毛村园，仅在 1991 ~1992 年期间，全村所有房屋均被地裂缝破坏，成为危房，村民只得全部搬迁，另寻新址，重建家园。西安市发育有 13 条大体平行、等间距的地裂缝带，地裂缝带走向 NEE70 °~80 °，向南倾斜，长度为 4 ~20km，北升南降，呈阶梯状排列，属于受基底张扭性断裂控制的新构造运动产物。新构造张扭性活动，破坏了地层结构，使其变得松散。原先，在未大量开采地下水前，地裂缝的危害并不十分明显，大量开采地下水后，地层释水压密，产生地面沉降，使地裂缝的危害突显出来。在西安凡是有地裂缝通过的地方，几乎所有建筑物、桥梁、道路均会出现断裂、下陷等破坏，已造成巨大的经济损失，也使西安成为我国地裂缝破坏最严重的地区之一。

四、地面沉降对生态环境的危害

我国沿海的长江三角洲、珠江三角洲及环渤海地区是我国经济最发达、人口密度最大的地区，在这些地区有相当一部分属滨海平原，其中，海拔小于 3m 的地区面积达数万平方千米。在这些地区，开采地下水引起地面沉降造成的地面标高损失，将严重危害这些地区的生存环境质量。

目前，苏、锡、常地区和天津均出现因地面沉降导致码头、港口被淹，低洼湿地面积大幅增加，土地沼泽化、渍害加剧等生态环境恶化的现象。个别城镇的生存环境已变得十分脆弱，例如，吴江市的盛泽镇是我国著名的丝绸之乡，年生产总值达 100 亿元，由于长期开采地下水，导致地面大幅沉降，每到汛期，河水位便高于地表 1m 左右，不得不修堤将全镇围起来，一年有一半时间需开泵排水，才能保全镇平安。

天津市近期观测资料表明，在地面沉降漏斗内，许多沉降中心已形成碟形洼地，有些洼地内地面高程已降至与海平面持平或更低。例如，塘沽城区西部、津南东部许多地区海拔高程与海平面持平；汉沽城京沈铁路以东地区及塘沽上海道、河北路一带地面高程已低于海平面 1m。这些地区，一旦遭到风暴潮或洪水袭击，极易形成内涝积水危害。

因此，从某种意义上说，地面沉降是一种危害城市生态安全的地质灾害。

国际政府间气候委员会 2001 年报告指出，到 2005 年，全球气温将有可能上升的最佳估计值为 1.3℃，相应海平面将有可能上升的最佳估计值为 18 cm，海平面上升值因地而异。国家海洋局发布的《2000 年海平面公报》指出：50 年来我国沿海海平面平均以 1 ~ 3 mm/a 的速率上升，与全球海平面上升速率基本一致。海洋专家认为，到 2030 年、2050 年、2100 年，我国沿海相对海平面上升值，分别约为 15 cm、15 ~ 30 cm、55 ~ 75 cm。近来，媒体有关海平面上升引起灾害的报道不断，例如，位于太平洋上的岛国图瓦卢（大部分岛屿海拔高度低于 4 m），正面临着随时被海水吞没的危险，意大利优质度假海滩正在被海水吞噬等。同时，我国的地壳变形资料表明，上述地区地壳下降速率为 1 ~ 5 mm/a。在此背景下，地面标高便成为评价滨海平原地区生态环境、土地资源的重要指标之一。

沿海平原是我国经济最发达地区，人口稠密，拥有相当巨大的社会资产和生产能力。这一地区有很大一部分海拔不足 3 m，也是地面沉降对生态环境的危害最重的地区。天津市自 1986 年以来，连续执行了多期控制沉降计划，尽管地面沉降速率有了大幅降低，但是到 2002 年，天津城区中心（540 km²）平均沉降速率为 22 mm/a，塘沽区（200 km²）平均沉降速率为 27 mm/a，汉沽区（270 km²）平均沉降速率为 49 mm/a。若按该地区平均沉降速率 30 mm/a 计，在未来不到 30 年的时间内，部分地区便会成为泽国，届时，不仅会严重危害到这一地区的经济发展，而且会危及这一地区生存环境的安全。

面对海平面上升的趋势，地面沉降降低了滨海平原抵御海平面上升带来的生态灾难的能力。因此，在加大防治地面沉降工作的基础上，有必要对今后几十年因海平面上升可能带来的生态危害进行定量评估，做到防患于未然。

第三节 地面沉降机理及特征

一、地面沉降机理

1. 基本原理

孔隙承压含水系统由含水层和粘性土组成，天然条件下，深度为 h 处地层所受的总垂直应力 P ，等于上覆地层自重压力的总和，即：

$$P = \sum_{i=1}^n \rho_i M_i \quad (11-1)$$

式中： ρ_i 为土的密度，潜水位以上地层取土的天然密度，潜水位以下地层取土的饱和密度； M_i 为土的单层厚， i 为第几层， n 为层数。

地层所受的总垂直应力，一部分由孔隙中的水承受，这部分相当于孔隙水压力（ u ），任意一点的孔隙水压力等于该点的侧压高度与水的密度之积；另一部分则由土的骨架所承受，称为有效应力（ P_z ）。这就是著名的太沙基（Terzaghi）有效应力原理。可用下式表示：

$$P = P_z + u$$

也可写为

$$P_z = P - u \quad (11-2)$$

解决开采地下水引起的地面沉降问题时，可采用太沙基有效应力原理及方程。未开采前孔隙承压含水系统中各地层的水头处于平衡状态，开采后，含水层的水头下降，同时也引起周围地层中的水头下降。水头下降降低了土层中的孔隙水压力，一部分原来由水所承担的上覆地层自重压力转嫁到土的骨架上，引起有效应力增加，使土层压密，产生地面沉降。在这一过程中，由于含水层和粘性土层在成分组成、结构、渗透性等方面存在很大差异，其产生的地面沉降过程及结果也不尽相同。

2. 承压含水砂层释水压密产生的地面沉降

为简化讨论，我们设定比较简单的条件：开采前，承压含水层和潜水含水层的水头相等（均为 H_1 ），开采后，承压含水层水头下降了 h ，潜水位保持不变，如图 11 - 1（a）所示。图 11 - 1（b）中，横坐标表示图 11 - 1（a）中各对应点的深度（曹文炳，1983）。

天然条件下，含水系统中各地层处于力平衡状态，开采承压水后，含水层的水位下降了 h ，孔隙水压力相应减少了 $u = \gamma_w h$ ，原来由水所承担的一部分上覆地层自重压力转嫁到砂层的骨架上，有效应力相应增加了 P_z ，此时新的平衡可用下式表示：

$$P_z + P_z = P - (u - u) \quad (11 - 3)$$

其中： $P_z = u = \gamma_w h$

含水砂层是通过砂粒接触点承受应力，有效应力增加使砂粒排列紧密，孔隙度变小，含水砂层压缩，地面相应沉降。停采后，水位恢复，则孔隙水压力增加，砂层承受的有效应力降低，砂层的颗粒排列恢复，地面出现回弹。开采引起水位下降，由于砂层压密产生地面沉降，当水位恢复后，砂层回弹，沉降消除，故含水砂层释水压密引起的地面沉降是暂时的，具有可恢复性。在水位反复升降的条件下，砂层中颗粒趋于最紧密排列，这部分压密产生的沉降是不可恢复的，但这部分压密量占可恢复量中的比例很小。总的来说，抽水引起的砂层释水压密大部分属于弹性变形，具有可恢复的特点。

3. 粘性土层释水压密产生的地面沉降

未抽水前，含水层及相邻粘性土层的水头处于平衡状态，抽水后，承压含水层的水头降低，粘性土与含水层之间产生水头差，在水力梯度作用下粘性土中的水向含水层释出，由于粘性土渗透性差，孔隙水释出缓慢，渗流开始发生在靠近抽水含水层一侧，滞后的向含水层另一侧发展。分别于 t_1 、 t_2 、 t_3 、 t_4 时刻，影响到 a、b、c、d 各点，土中不同时刻的水头分布见图 11 - 1（b）。随着各点的水头降低，孔隙水压力减小，有效应力增加，土体压密，随之产生地面沉降。该模式反映粘性土一侧水位下降，引起粘性土释水压密产生地面沉降的情况。开采孔隙承压含水系统时，粘性土与其相邻含水层之间水头变化条件不同，释水压密状况也不相同。可分为三种类型。

第一种类型：粘性土一侧含水层水位下降，而另一侧含水层水位保持不变。这种类型在前面已讨论过。

第二种类型：开采前，粘性土两边含水层水头相等，为 H_1 ；开采后，两个含水层水位等幅下降了 h ，如图 11 - 2 所示。粘性土中的水分别向两侧的抽水含水层释出。这时，粘性土中孔隙水压力降低及土体压密过程，由粘性土层两侧滞后地区向粘性土中心部分扩展，处于双面排水状态，其释水压密速率比第一种类型快。

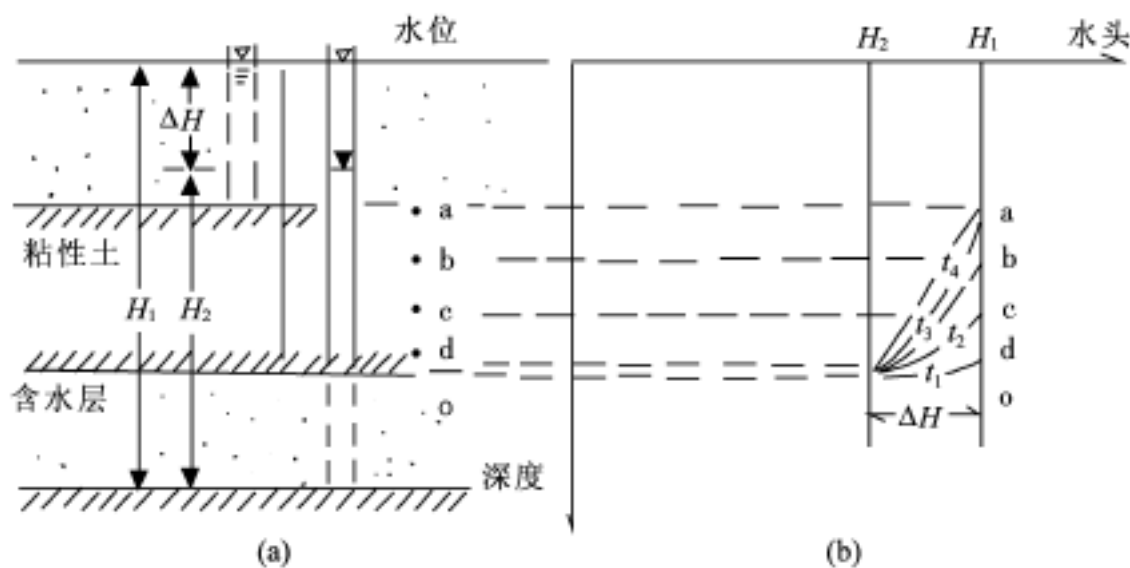


图 11 - 1 开采地下水时土层的单面释水压密

t 表示时间；a—o 为土中各位置点

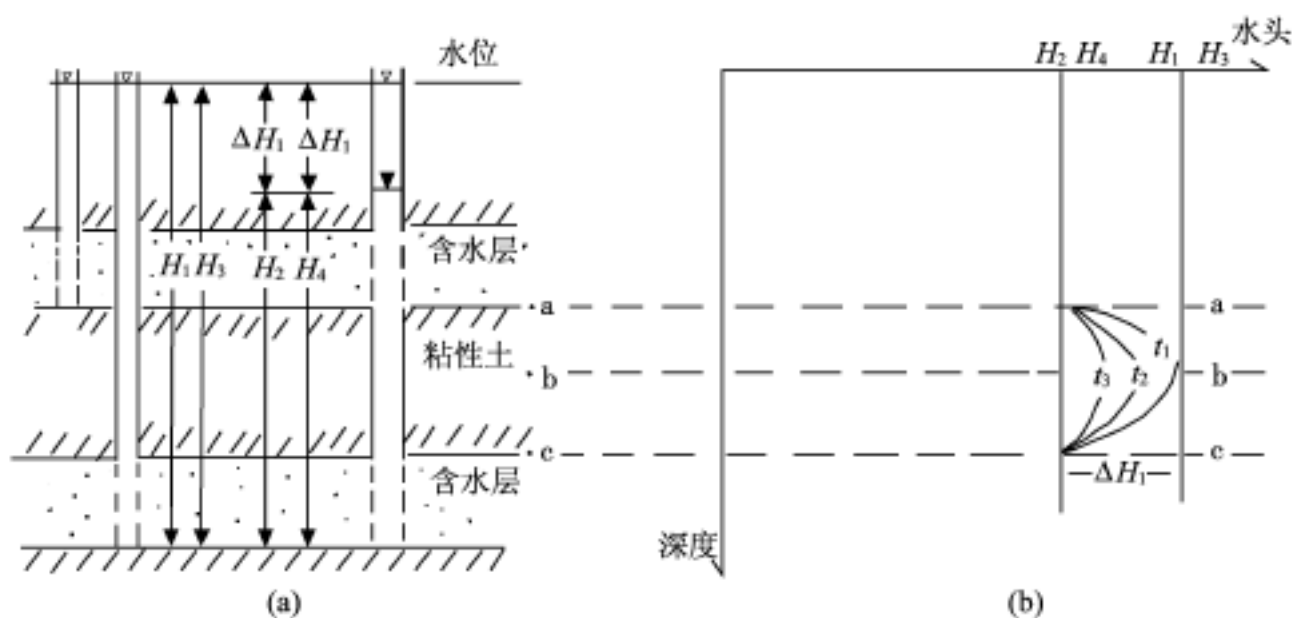


图 11 - 2 开采地下水时土层的双面释水压密（混合开采）

t 表示时间；a—c 为土中各位置点

第三种类型：抽水前，粘性土两边含水层水头不相等；开采后，两个含水层水位等幅下降了 h_2 ，如图 11 - 3 所示。粘性土中的水分别向两侧的抽水含水层释出。孔隙水压力降低及土体压密，由粘性土层两侧滞后地向粘性土中心部分扩展，在水位较低的一侧释水压密量大一些。

从上述粘性土释水压密基本过程可看出：含水层抽水时，相邻粘性土层释水压密在时间上是滞后的，由近抽水一侧向远侧滞后发生；粘性土层释水压密状况与两侧含水层水头下降形成的边界条件有关，在粘性土处于双面排水状态下，其释水压密量要比单面释水大；粘性土释水压密造成的粘性土变形，在微观上体现为粘性土内部结构体之间的相对位移及结构体内部粘土矿物定向排列、旋转、滑移使孔隙度变小，这些变形大部分是不可逆的塑性变形，即使在水位恢复后，土层也不会回弹，所引起的地面沉降是永久的，无法消除。

从水资源的角度来看，含水层与粘性土层中释出的水均属于储存资源。含水层在水位恢复后，其释出的水可重新得到补充，属可恢复的储存资源。而从粘性土层中释出的水在水位恢复后，则不能得到补偿，属不可恢复的储存资源，取用这部分水是以地面沉降为代价的。

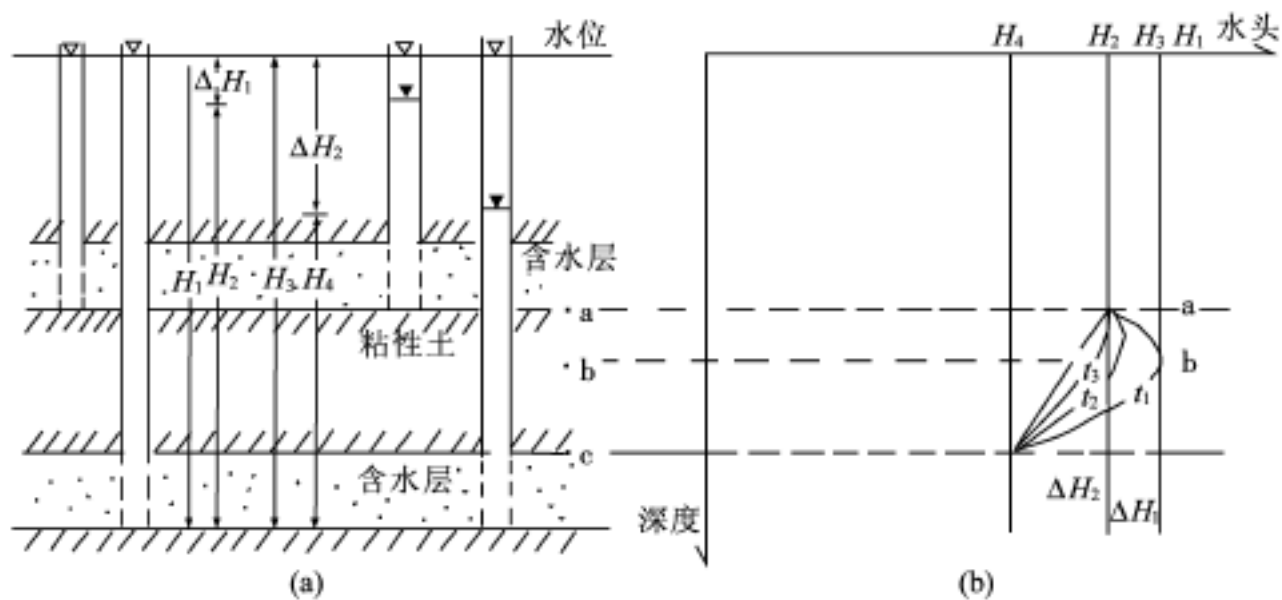


图 11 - 3 开采地下水时土层的双面释水压密（分层开采）

t 表示时间；a—c 为土中各位置点

一般来说，开采孔隙承压含水系统中的地下水，不可避免地会引起粘性土层释水压密，而出现地面沉降。采出的水量中，有相当一部分是粘性土中释出的水量，在过量开采条件下，粘性土释水量在开采量中所占的比例很大，同时也表现得相当严重。天津市地质环境监测总站曾对开采量与粘性土释水量之间的关系作过研究，结果表明，在 1986 年过量开采期间，开采量为 $9.251 \times 10^7 \text{ m}^3$ ，其中 36% 为粘性土释水量，相应的地面沉降速率为 62 mm/a ；在控制开采后的 1994 年，开采量为 $3.286 \times 10^7 \text{ m}^3$ ，其中粘性土释水量占开采量的 14%；年平均地面沉降速率为 14 mm/a ；在粘性土层厚、含水层薄的第三含水组中，粘性土释水量占开采量的比例最高，可达 36% ~ 95%。

二、地面沉降特征

地面沉降特征主要表现在以下几个方面。

1. 地面沉降的分布范围

地面沉降的分布范围及形态与水位降落漏斗相一致，水位降落漏斗中心，沉降量最大，边缘部分沉降量较小。

2. 地面沉降与孔隙承压含水系统的关系

地面沉降与孔隙承压含水系统中粘性土层的工程地质性质、固结程度、地层结构及沉积相有关。

（1）粘性土层的固结程度对地面沉降的影响

地层的固结程度反映地层在沉积历史过程中形成的固结状态，根据粘性土层的前期固结压力（ P_c ）与该土层目前承受的有效自重压力（ P_0 ）之间的关系，可确定粘性土层的固结状态，天然固结状态不同的土，其释水压密特征也有所不同。

1) 当 $P_c < P_0$ 时，粘性土层处于欠固结状态，这类地层分布在我国滨海平原区上部，以海相沉积为主，具有高含水量、高压缩性、低密度、低强度的两高两低的工程地质特征，并处于自然固结过程之中。这就决定了这类土对外部环境的变化十分敏感，如水位、

水化学成分等微小变化都会使其出现较大的沉降，且次固结作用明显，即使在水位恢复的条件下，仍会保持一定的沉降速率，这些特征给控制地面沉降带来一定的难度。天津的第一海相层和上海的浅层海相地层，均属这一类土。这类地层在自重应力作用下，孔隙水压力逐渐消散，自固结作用缓慢地进行，地面呈现微量下沉，天津第一海相层平均年沉降速率为 0.5 ~1.0mm/a。

2) 当 $P_c = P_0$ 时，为正常固结土，这类土广泛分布于孔隙承压含水系统中，其特点是无明显沉积间断，多出现在稳定下降盆地中，只要水位下降就会出现粘性土释水压密，产生地面沉降。

3) 当 $P_c > P_0$ 时，为超固结土，这类土主要分布于不整合面以下的地层中，或者是含钙、锰结核较多的地层中，只要水位下降满足 $w_h (P_c - P_0)$ 的条件，抽水引起的地面沉降量就很小，且是弹性变形。只有当 $w_h (P_c - P_0)$ 时，才会出现较大的沉降量，以塑性变形为主。

(2) 粘性土层的结构对地面沉降的影响

粘性土层的结构对地面沉降的速率有显著的影响，在同样的水位下降的条件下，夹有薄层砂的薄层粘性土层，释水压密速率大，沉降量大，且固结时间短；而厚层粘性土层，释水压密速度较慢，固结所需时间长，释水压密滞后明显，在水位上升后的一段时间内，释水压密仍在进行。

3. 不同的水位升降条件下地面沉降的特征

开采过程中水位的升降实质上是对粘性土层的一种加卸荷过程，水位升降方式决定了对粘性土层的加卸荷路径，因此，在不同水位升降条件下，地面沉降具有不同的特征。

(1) 水位持续下降条件下地面沉降的特征

在常年开采地下水、水位呈现持续下降的条件下，粘性土层处于连续加荷状态，释水压密不断地进行，地面沉降速率较大。天津市的北站地区属于地下水常年开采区，1980 ~ 1986 年在主要开采层第二含水组水位呈振荡持续下降期间，地面沉降的速率为 80 ~ 100mm/a，地面沉降量中，粘性土层释水压密量约占 77.6%，砂层占 22.4%。见图 11 - 4。

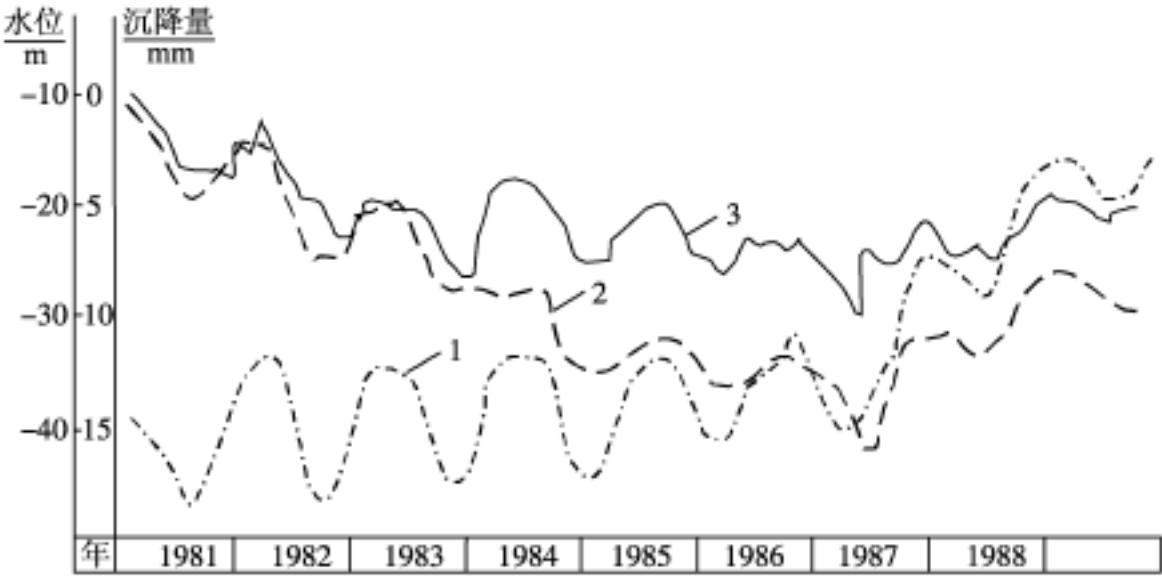


图 11 - 4 天津北宁公园地下水位与地层累积沉降量曲线

1—地下水水位；2—粘性土层（分层标 7—分层标 8）；3—砂层（分层标 9—分层标 10）

(2) 水位反复升降的条件下地面沉降特征

季节性开采或控制地下水开采期间，地下水位在一定的变幅内呈有规律升降的动态特征。在这种动态条件下，粘性土层处于反复加卸荷状态。初期，粘性土层释水压密量大，地面沉降明显；随后，由于粘性土层不断压密，固结程度逐渐提高，释水压密量也随之减小，粘性土层的变形由塑性变形转变为弹性变形，这时，地面沉降量显著减小。这一过程所需时间与粘性土的结构、岩性有关，薄层含粘粒少的粘性土层完成固结的时间短，而厚层含粘粒多的粘性土层完成固结的时间则要长一些。天津以薄层粘性土层为主的第二含水组，1981~1988年水位在-32~-45m范围内反复升降，变幅为13m，经过3~5年，地层的释水压密便呈现出弹性变形特征，水位下降时地层压密，水位上升时地层回弹，全年累积沉降量为零。见图11-5。

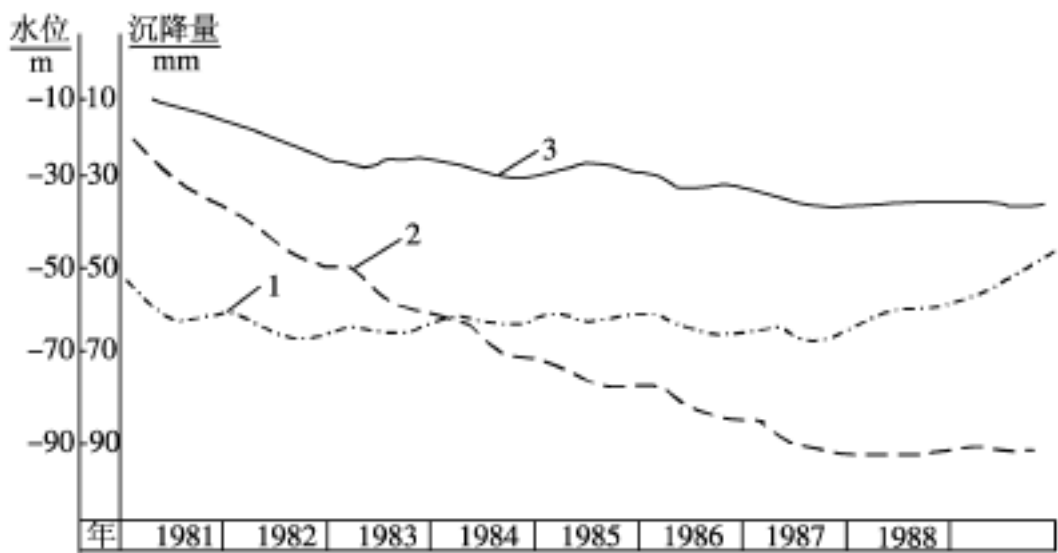


图 11 - 5 天津地下水位与地层累积沉降量曲线
1—地下水水位；2—粘性土层（分层标 7）；3—砂层（分层标 6）

第四节 地面沉降的监测技术及预测方法

我国从 20 世纪 60 年代就开始在上海探索地面沉降的防治技术及预测方法，70 年代初，上海地面沉降已得到初步治理。80 年代是我国地面沉降的防治技术及预测方法发展得最快的时期，上海、天津原地矿部环境监测工作者在总结经验的基础上，引进国外先进技术和方法，结合实际，研究出一整套适合我国的地面沉降的防治技术及测预方法，成功地治理了天津、上海两地的地面沉降，使我国的地面沉降的防治技术及测预方法跻身于世界前列。

一、地面沉降的监测技术

(一) 孔隙含水系统水文地质工程地质分析

孔隙含水系统水文地质工程地质分析是开展地面沉降防治及预测各项工作的基础，要求首先查清孔隙含水系统中含水层和粘性土层的空间分布规律及结构特征，在此基础上，

分别进行水文地质、工程地质分析。

水文地质分析的内容有：对含水系统的开采井的位置、开采量、开采层位进行调查并编绘出相应的图件；地下水动态分析，包括水量动态和水位动态分析两项内容，水量动态分析主要是对开采量进行统计分析，统计时应分层或者按含水组进行，并找出开采量随时间、季节的变化规律；水位动态分析，主要分析各个开采含水层组水位变化与开采量之间的关系，并编绘出等水位线图及相关图件；通过抽水资料分析，查清各含水层的水文地质参数（渗透系数、储水系数等）的空间分布。

工程地质分析是根据含水系统中主要粘性土层的沉积岩相、孔隙度、含水量、天然密度、压缩系数、压缩模量、前期固结压力等物理、力学指标和渗透系数，进行工程地质分层，划分出主要压缩层。在分析过程中应将重点放在主要开采层及其相邻的粘性土层上。

此项工作的目的是通过上述工作，用水文地质、工程地质参数对含水系统进行描述，使其数字化，并用时空动态数据描述含水系统与人工开采系统、地表水系统、大气降水系统之间的关系，为进行地面沉降防治及预测打下基础。这项工作中，对含水系统的分析程度和描述精度直接关系到地面沉降防治及预测的质量。

（二）基岩标的建立与观测

地面沉降观测是对沉降区沉降量的测量，该沉降量是相对于地面原标高的下沉量，由于地面沉降面积大，在沉降区内找不到稳定的基准点，地面沉降观测一般是以基岩山区的水准点作为稳定基准点。测量时往往需要从山区的基岩水准点出发，用一级导线水准测量出沉降区的沉降量，这样做，不但费工费时，而且精度受基岩水准点到沉降区距离的影响。天津在 20 世纪 70 年代末进行地面沉降观测时，每次都得从 90km 外的蓟县山区基岩水准点出发，进行水准测量，工作量很大。为解决这一问题，就需在沉降区内建立基岩标。基岩标是在沉降区内利用钻孔揭穿基岩以上所有的松散沉积层，将钢制标杆埋设在基岩上的水准点。在沉降区内，以基岩标作为稳定的水准基准点，进行沉降量的测量。天津在 80 年代中期，建立了以基岩标为基点的地面沉降观测系统，不仅节省了工作量和投资，而且提高了测量精度。基岩标结构见图 11 - 6（a）。

1. 分层标的建立与观测

通过对地面水准点进行水准测量得到的沉降量，代表该水准点地面以下各个地层沉降量的总和。在地面沉降研究中需要获得含水系统中主要地层（含水层、粘性土层）的沉降量，以了解它们单独在地面沉降总量中的贡献，这就需要建立分层标。分层标是将钢制标杆埋设在主要地层顶、底面上的水准点。两个相邻分层标的沉降量之差即为这两个分层标之间地层的沉降量。根据地层的沉降量即地层的变形量（ S ）、地层厚度（ M ）、水位下降值（ h ）及孔隙比（ e ）便可用以下公式计算出地层的压缩系数（ a_v ）、压缩模量（ E ）、单位释水系数（ S_s ）等工程地质、水文地质参数。

$$E = \gamma_w \cdot M \cdot \frac{h}{S} \quad (11 - 4)$$

$$a_v = \frac{S \cdot (1 + e)}{P \cdot M} \quad (11 - 5)$$

$$S_s = \frac{S}{h \cdot M} \quad (11 - 6)$$

这些参数代表性强，一方面，可直接用于地面沉降的预测；另一方面，这些参数是可变的，它反映出地层力学性质随应力（水位下降值）及土的固结程度的变化。一般来说，若采用从土工实验室获得的上述参数进行地面沉降的预测，误差较大，需用分层标资料来校核。分层标结构见图 11 - 6（b）。

例题 1：某市承压含水系统中第二含水组粘性土层厚 6m，孔隙比为 0.4，1980 年含水组水位下降 2m，分层标测得它的沉降量为 20mm，试计算出粘性土层的压缩模量（E）、压缩系数（ a_v ）、单位释水系数（ S_s ）。

$$E = M \cdot \frac{w \cdot h}{S} = 6\text{m} \times 0.2 \times 98.067\text{Pa} \div 0.02\text{m} = 5884.02(\text{kPa})$$

$$a_v = \frac{S \cdot (1 + e)}{P \cdot M} = 0.02\text{m} \times (1 + 0.4) \div (6\text{m} \times 0.2 \times 98.02\text{Pa}) = 0.00024(\text{kPa}^{-1})$$

$$S_s = \frac{S}{h \cdot M} = 0.02\text{m} \div 2\text{m} \div 6\text{m} = 0.0016(\text{m}^{-1})$$

(1kgf/cm² = 98.076kPa 100kPa)

2. 孔隙水压力观测

孔隙水压力观测是观测含水层或粘性土层中孔隙水的压力变化。通常是将专门的孔隙水压力测头埋设在已设置沉降标地层的中部、距沉降标很近的位置上，观测沉降层中孔隙水压力变化。孔隙水压力观测与沉降标观测同步进行，只是观测密度要大一些。进行孔隙水压力观测的目的是分析主要沉降层孔隙水压力消散与变形的关系，掌握在含水层水位变化条件下沉降层中孔隙水压力消散、固结特征及变形的滞后效应等。与沉降标观测一样，孔隙水压力观测是研究地面沉降的主要手段之一。孔隙水压力测头结构见图 11 - 6（c）。

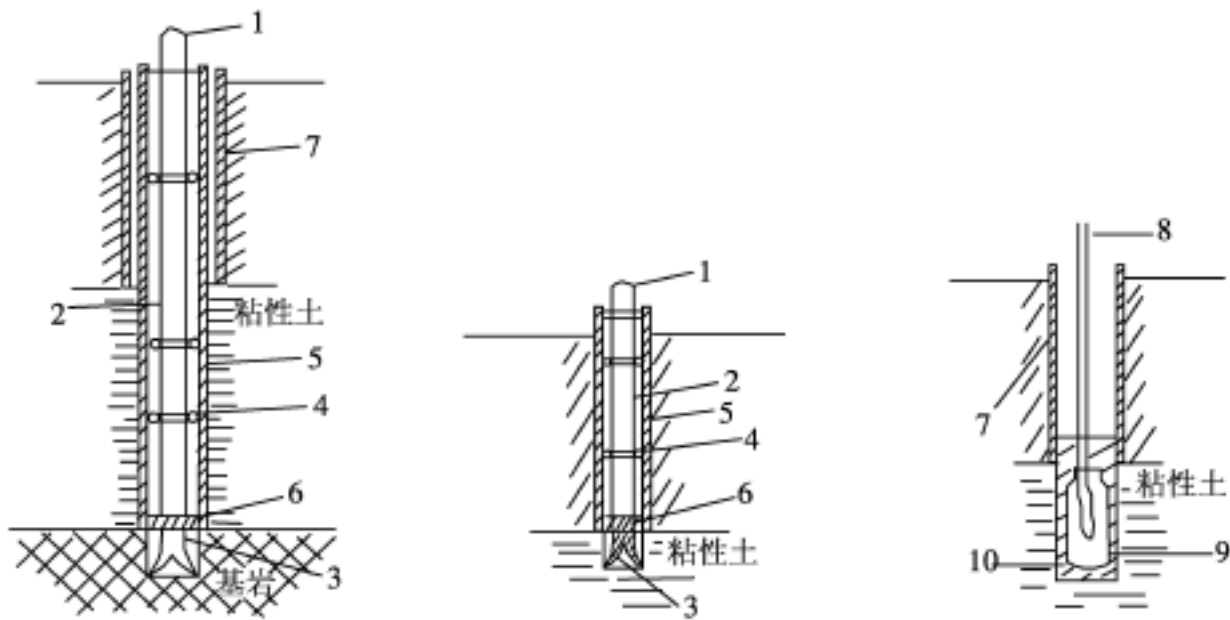


图11 - 6(a) 基岩标结构示意图 图11 - 6(b) 分层标结构示意图 图11 - 6(c) 孔隙水压力测头结构示意图
 1—标头；2—标杆；3—标爪；4—扶正器；5—密封套管；6—密封管头；
 7—套管；8—测管；9—透水测头；10—回填粘土

3. 地面沉降观测网

地面沉降观测网由基岩标、地面水准点、分层标及地下水长观系统组成，用来对地面沉降发展趋势进行有效的监测。地面水准点依据水位降落漏斗的形态布置，布置的点数以能控制沉降漏斗形态为标准，尽量利用已有的水准点，节省工作量和投资，在外围地区，

点的密度小一些，漏斗中心区，点的密度则大些。分层标设在沉降中心区的主要压缩层上，对压缩层的变形特征进行监测。地下水长观系统主要监测含水系统中各个含水层的水位及开采量变化，结合沉降量的观测资料分析开采量、水位下降值与沉降量之间的相互关系。

二、地面沉降的预测

20 世纪 70 年代以前，地面沉降的预测预报工作处于探索阶段，主要是采用太沙基一维固结理论预测法及相关分析法来刻画开采量、回灌量、沉降量之间的关系。70 年代以后，随着对地面沉降机理认识的深化及计算机的广泛应用，数学模型预测法开始用于地面沉降的预测预报工作。日本学者柴琦达雄等人（1976），开始将反映抽水引起地面沉降的准三维地下水流动模型和垂直二维多层模型运用于地面沉降的预测预报和地下水盆地管理中，以解决东京、千叶县等地因开采地下水引起的地面沉降问题（柴琦达雄，1982）。我国在 80 年代开始运用数学模型预测法进行地面沉降的预测预报工作。上海环境地质站、天津地质环境总站先后采用反映抽水引起地面沉降的三维地下水流动模型及垂向水流 - 沉降耦合模型，进行地面沉降的预测预报、调整开采层位和确定合理开采量等工作，均取得了很好的效果。下面将介绍主要的地面沉降预测预报方法。

1. 太沙基一维固结理论预测法

在地面沉降预测预报中常用太沙基一维固结理论来对地层的沉降量进行预测，预测精度取决于地层的工程地质特征和选用的参数是否正确。一般来说，对次固结作用不明显的正常固结土预测精度较好，而对次固结作用明显的正常固结土或者欠固结土则预测误差较大。预测计算中，水位下降值（ h ）可由水位动态分析、非稳定流水位预报、数值法水位预报等方法给出；土力学计算参数采用从分层标观测获得的参数。计算公式如下。

（1）粘性土层计算公式

$$S = \frac{a_v}{1 + e} P \cdot M$$
$$P = \rho_w \cdot h \tag{11 - 7}$$

式中：S 为土层最终变形量（mm）；
 a_v 为压缩系数，压缩时为 a_{vc} ，回弹时为 a_{vs} （ Pa^{-1} ）；
 e 为孔隙比；
 P 为水位变化施加于土层上的荷载（Pa）；
 M 为计算的土层厚度（cm）；
 h 为 t_1 — t_2 时刻含水层的水位变幅（m）；
 ρ_w 为水的密度（ g/cm^3 ）。

$$S_t = S \cdot U$$
$$U = 1 - \frac{8}{\pi^2} \cdot e^{-N} \tag{11 - 8}$$

式中: $N = \frac{{}^2C_v}{4h^2}t$

S_t 为 t 时刻土层变形量 (mm);

U 为固结度 (%);

N 为时间因数;

t 为时间 (月);

h 为双面排水时取土层厚度的一半, 单面排水时取土层的全厚度 (cm);

C_v 为固结系数, 压缩时为 C_{vc} , 回弹时为 C_{vs} , (cm^2/s)。

(2) 含水层及超固结土计算公式

含水层及超固结土的变形基本与水位变化同步进行, 无滞后效应, 属弹性变形, 可用下式计算

$$S = \frac{w \cdot h \cdot M}{E} \quad (11 - 9)$$

式中: S 为土层的变形量 (mm);

E 为土层的变形模量, 压缩时为 E_c , 回弹时为 E_s (Pa)。

2. 数学模型预测法

在地面沉降定量预测预报中常用到数学模型预测法。开采孔隙承压含水系统过程中, 既有地下水流的水平流动, 也有粘性土层压密释出的水进入含水层的垂向流动, 地下水的流动呈三维流动状态, 为反映这一流动特征, 通常使用三维地下水流动模型及垂向水流 - 沉降耦合模型。

1) 三维地下水流动模型:

$$-\frac{\partial}{\partial x} \left[K_x \frac{\partial H}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K_y \frac{\partial H}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_z \frac{\partial H}{\partial z} \right] + W_s = S_s \frac{\partial H}{\partial t} \quad (11 - 10)$$

$$H(x, y, z, t) \big|_{t=0} = Z - H_0(x, y, z)$$

$$H(x, y, z, t) \big|_{pl} = -H_1(x, y, z)$$

式中: S_s 为单位释水系数; K_x 、 K_y 、 K_z 分别为 x 、 y 、 z 三个方向上的渗透系数; W_s 为源、汇项; H 为含水层水头。

2) 土层的总沉降量公式为:

$$(x, y, t) = \int_0^H \frac{a_v(z)}{1 + e_0(z)} [P(x, y, z) - P_0(x, y, z)] dz \quad (11 - 11)$$

式中: a_v 为压缩系数; P 为水压值; P_0 为初始水压值。

三维地下水流动模型主要预测含水系统的水位变化, 可采用有限单元法或有限差分法计算。首先, 根据含水系统的含水层和粘性土层空间分布特征, 将其概化成水文地质模型, 按选定计算方法的要求, 进行离散, 在平面和剖面上剖分成若干个单元和节点; 然后, 根据地层的水文地质参数和工程地质参数分布特征, 将单元相似的土层归并为同一参数组, 构成参数分区。计算时, 每个分区的参数 (K 、 S_s) 先根据抽水试验和土工试验数据给出, 水位采用地下水长观网实测数据, 通过不断调整参数 (K 、 S_s), 直到计算水位与实际水位基本相同为止; 在此基础上, 进行回灌、调整开采量、调整开采层位等不同条

件下水位变化预测。

土层的沉降量计算利用直线相邻两节点有限单元模型进行，它把粘性土层（弱透水层）的垂向压缩与垂向水流耦合起来，上述三维地下水流动模型的预测水位作为一维粘性土柱模型的水压边界条件，该水压条件是随时间变化的。由于土层在压缩过程中土的水动力参数和力学参数是变量，因此，计算时还要不断地调整参数，使计算压缩量与实际压缩量达到最佳拟合。

三维地下水流动模型及垂向水流 - 沉降耦合模型计算工作量比较大，尤其是在模拟计算过程中，调参拟合工作量不仅较大，而且也较为繁琐。模拟计算精度和预测效果取决于水文地质概念模型、参数分区及取值对含水系统真实性的描述程度，仅这一点，就需要以大量深入细致的水文地质、工程地质基础工作和长期观测工作为依托。因此，这项工作的开展必须建立在扎实的水文地质、工程地质及长期观测工作的基础上，才能取得良好的效果。

第五节 地面沉降防治的主要方法

一、压缩地下水开采量

压缩地下水开采量是防治地面沉降的主要方法。要想使地面沉降严重地区的沉降得到有效控制，首先必须压缩地下水开采量。前提是要有替代水源和行之有效的节水措施。天津市，在引滦入津以前，因没有替代地下水的水源，无法压缩地下水开采量，地面沉降始终未能控制；在引滦入津以后，地表水取代了大部分地下水，地下水开采量得到压缩，地面沉降开始得到有效控制。压缩地下水开采量关键是确定临界开采水位和在临界开采水位限制条件下的临界开采量，临界开采水位是指能将地面沉降速率控制在可容忍范围内的最低水位。换句话说，开采地下水会使水位下降，由此所产生的应力，是造成地层释水压密引起地面沉降的根本原因，临界开采水位实质上是有目的地限制水位下降值，将所造成的沉降速率控制在一定范围内，不会出现由地面沉降引起的诸如城市积水、堤坝防洪能力下降、风暴潮危害加深、大片沼泽湿地出现等环境恶化问题。这个被限制的水位下降值所对应的最低水位便是临界开采水位，与此相应的开采量为临界开采量。确定临界开采水位是一个比较复杂的问题。首先，是如何确定地面沉降速率的标准，这个标准因地而异，在海拔高度小于 3m 的滨海平原区，地面标高是衡量这类地区生存环境、土地资源的重要指标，任何较大的累积沉降都会带来不可弥补的环境和土地资源损失，因此，制定的沉降速率的标准要求很高，一般要求小于 2mm/a；在海拔高度大于 50m 的冲积平原区、山间盆地，沉降速率的标准，则要求相对要低一些，一般要求小于 10mm/a。总的来说，制定沉降速率的标准，要因地制宜，不仅要排除沉降产生的近期危害，而且更要着眼于累积沉降量对环境的长远危害，若考虑不到这一点，一旦这种长远危害突现出来，便会殃及子孙后代。地层的工程地质性质是确定开采临界水位的另一个因素，在同样的水位下降条件下，粘性土层因其固结程度和压缩系数各有差异，压缩速率也不尽相同。这就决定了一个含水

系统中，在不同的开采层位和开采时期，有着不同的临界开采水位。

二、确定临界开采水位的方法

1) 根据数学模型预测法确定临界开采水位：采用上述三维地下水流动模型及垂向水流 - 沉降耦合模型可有效地确定临界开采水位和临界开采量。

2) 根据前期固结压力确定临界开采水位：在地层为超固结土情况下，若 $P_c > P_0$ ，当水位下降满足 $\omega h (P_c - P_0)$ 条件时，抽水引起的地面沉降量很小，且是弹性变形；只有在 $\omega h (P_c - P_0)$ 时，才会出现较大的沉降量，并以塑性变形为主。因此，很容易根据满足 $\omega h (P_c - P_0)$ 条件的 h 值，计算出临界开采水位。

3) 根据分层标观测资料确定临界开采水位：分层标观测资料能准确地反映所监测含水层组在不同水位条件下，沉降速率的变化。可通过调节水位，找出与所制定沉降速率相对应的临界开采水位。

4) 根据相似性原理估计临界开采水位：在缺少地面沉降观测资料的地区，确定临界开采水位比较困难，只能根据相似性原理估计临界开采水位。将本地区主要开采含水组的岩性、沉积相、地层结构、工程地质特征与上海、天津等有观测资料的含水组进行比较，用特征相近含水组的临界开采水位，作为本地区主要开采含水组的临界开采水位。

另外，长时间的水位持续下降或是一定幅度的水位反复升降均会使粘性土层固结，使土层逐渐超固结，这时，平均水位降值 (h_{cp}) 与 ω 之积可看作使土固结的附加应力，若水位下降值小于平均水位降值，则土层压缩变形大部分为弹性，沉降速率很小。根据上海、天津调整开采量与沉降速率之间的变化，临界开采水位可分别按以下两种条件进行估算：第一种情况，开采含水组中粘性土层具有层数少、厚度小、粘粒含量低的特点，可按 $0.618 h_{cp}$ 估计合理开采水位；第二种情况，开采含水组中粘性土层具有层数多、厚度大、粘粒含量高的特点，可按 $0.382 h_{cp}$ 估计临界开采水位。据上海、天津两市调控地面沉降的经验，开采量压缩到原采水量的 $1/5 \sim 1/3$ 以后，沉降速率明显减缓，故临界开采量可按此经验比例估算。

三、调整开采层位分层开采

含水系统中由于各含水组沉积环境、岩性、结构、水文地质特征及工程地质性质不同，使得各含水组的临界开采水位、临界开采量均不相同。因此，调整开采层位，分层开采，是加强含水系统管理，有效控制地面沉降的重要措施。调整开采层位主要调整那些沉降速率大的含水组，首先，对补给条件差、含水层薄、粘性土层厚的含水组，要大幅压缩开采量；对夹有海相淤泥层且次固结作用明显的含水组，则需停采；而对于具备补给条件好、含水层厚、粘性土层薄的含水组，开采量压缩幅度，则相对要小些。调整开采层位、分层开采的方案可在地面沉降定量预测中，利用三维地下水流动模型及垂向水流 - 沉降耦合模型，多方案对比后，进行评估。

四、人工回灌

从 20 世纪 60 年代后期开始，上海、天津先后利用人工回灌抬高地下水位，来控制地面沉降。到目前为止，已有 30 余年，不仅在控制地面沉降方面取得了令人满意的效果，而且在地下储能方面也成绩斐然，积累了很多经验。开展人工回灌工作并不一帆风顺。初期，人工回灌工作靠政府指令推行，用水单位进行人工回灌工作积极性不高。而后，通过对不同行业用水单位的用水目的进行深入研究后发现，钢铁、纺织等行业开采高峰在夏季，是用水降温；而食品、印染等行业用水高峰在冬季，是利用水的热能。于是针对不同行业的用水特点，推广冬用夏灌、夏用冬灌的回灌模式。结果，不但使用水单位节约了能源，而且还提高了水的单位利用率，用水量也随之减少，企业用水成本降低。于是，人工回灌也就成为一项用水单位乐于接受的工作。上海市自 1965 年开展人工回灌以来，回灌量逐年上升，到 20 世纪 80 年代，回灌量大体保持在 $(2500 \sim 2650) \times 10^4 \text{ m}^3 / \text{a}$ ，占开采量的 20% ~24%。显然，人工回灌在控制地面沉降中，起着举足轻重的作用。

人工回灌在控制地面沉降所起的作用表现在两个方面：一方面，人工回灌补偿了一部分开采量，将水位控制在一定范围内，减少地层压缩变形；另一方面，人工回灌使水位回升，增加了地层中的孔隙水压力，使有效应力降低，地层弹性变形部分出现回弹。通常水位降落漏斗中心区是进行回灌工作的首选区，回灌井尽量布置在有能储需求的企业中。回灌过程中，应十分注意开采量与回灌量之间要维系一定的比例关系（采灌比），目的是要控制水位持续下降，尽量使水位回升。上海市的采灌比一般维系在 5 : 1 ~4 : 1。回灌层位，多选择颗粒较粗的粗砂、中砂含水层作为回灌层位，对这些地层进行回灌，一般回灌率较高。而粉细砂含水层，则不宜作为回灌层，因为这些地层，回灌时易堵塞，回灌效果不好。单井回灌量大致取回灌井出水量的 1/4 ~1/3。

为防止含水系统污染，回灌对水质要求很严，要求回灌水质达到饮用水标准。回灌过程中，严禁混入纤维、粘粒、铁屑、有机物。因为纤维、粘粒会引起回灌井过滤器堵塞，而铁屑、有机物则会在回灌井过滤器附近产生电化学反应和生物化学反应，使过滤器锈蚀堵塞。这些都会导致回灌效率下降，成本增加。

第六节 地面沉降的综合治理

地面沉降的治理是一项复杂的系统工程。从社会层面上看，地面沉降是一个地区水的供需矛盾激化、无节制地开采地下含水系统的结果，要想从根本上解决地面沉降问题，首先要缓解水的供需矛盾。就我国目前水供需矛盾的起因而言，大体上分两种：一种是北方半干旱地区，如黄淮海平原、关中、太原、大同等盆地，年降雨量为 500 ~600mm，人口多，工农业及城镇用水量，区内工业废水和生活污水基本未经处理，就直接排入河渠中，使大部分地表水严重污染，在这种情形下，地下水不得不承担起供水的重任；另一种是南方湿润地区，如太湖周围的苏锡常地区和杭嘉湖平原，年降雨量为 800 ~1100mm，20 世纪 80 年代以前，丰富的地表水一直是这一地区的主要水源，后来，由于乡镇企业迅

速发展，工业废水、生活污水大量增加，未经处理，就排入河湖中，到太湖治理工程开始前，这一地区符合饮用水标准的一、二类水只占水资源量的 25% 左右，而不符合饮用水标准的劣五类水竟占到 50% 以上，成为富劣质水、贫优质水区，这种状况，使蕴藏优质水的地下含水系统成为采掠对象，目前，有的地方水位已下降到 - 90m 左右，已不堪重负，结果不仅使生态环境日益恶化，而且严重制约了当地经济的继续发展。从上述两个地区的自然条件来看，比以色列要优越得多，但水资源综合利用程度、水环境保护及水资源对国民经济的有效支持方面，则有很大差距。究其原因，就在于民众的环保意识、水资源管理水平、水处理技术、节水技术方面存在较大差距。要想缓解目前一些地区存在的水供需矛盾，对地面沉降进行综合治理，可从以下几方面进行。

一、加强宣传提高民众的环保意识

解决地面沉降问题，不是单纯的技术问题，也不能仅靠一两个部门努力就可以解决，而是要靠全社会共同努力，协作一致，才能取得成效。由于许多民众对水环境恶化，及其引起的地下水过度开发导致的地面沉降带来的危害缺乏认识，还没意识到今天周围的环境日益恶化是和自己切身利益密切相关。上海、天津在控制地面沉降时，就通过广播、报纸、电视等传媒进行宣传，使各级领导和社会各界都能充分地认识到，地面沉降产生的原因及其危害，理解、关心并积极地支持、参与地面沉降的各项治理。政府各级部门的领导、组织、管理以及社会各界广泛参与是地面沉降治理的基本保证。太湖周围的苏锡常地区和杭嘉湖平原是我国水污染和地面沉降最严重的地区之一，其根本原因就在于丰富的地表水资源受到污染。只要水污染得到很好的治理，改变富劣质水、贫优质水的现状，恢复太湖的原有风貌，地面沉降也就容易治理。要达此目标，不但要增强民众的环保意识，还要处理好经济高速发展与环境保护的关系。

二、开源、节流并举

开源、节流是控制地面沉降的另一项重要措施。地面沉降严重的地区都是水供需矛盾紧张的地区，在这些地区开源、节流显得十分重要。

1. 开源

有调水、充分利用各种水资源、污水资源化等措施。

调水：对天津、上海、西安这一类水供需缺口很大的城市，需进行调水才能弥补供水缺口。例如，天津市引滦入津前，地下水年采量为 $(1.0 \sim 1.2) \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ ；引滦入津后，可从滦河调用 $7.5 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 的地表水资源，在很大程度上缓解了城市的供水矛盾，使得地下水开采量下降到 $0.38 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ （1994 年），相应地面沉降速率降至 9.4 mm/a 。西安市每天需水量为 $120 \times 10^4 \text{ m}^3$ ，地下水开采量为 $90 \times 10^4 \text{ m}^3$ ，供水缺口 $40 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。计划从黑河引水 $(40 \sim 80) \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ ，目前已引水 $40 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 。天津、西安市通过调水，成功地缓解了城市供水紧张和地面沉降严重的状况。进行调水，首先要有稳定可靠的地表水源，而且一次性投资巨大。因此，调水这种方法，对于某些地面沉降严重的地区并不一定

都能适用。

充分利用各种水资源：黄、淮、海平原、关中平原及太原、大同等盆地，这类缺水的半干旱地区，尽管水的供需矛盾突出，但从水资源利用现状来看，还存在资源利用率不高、用水结构不合理等问题，在充分利用水资源方面还有很多工作可做。如增加地表的储水能力、加强浅层地下水的利用、污水资源化等。

增加地表的储水能力：修建小型蓄水工程，拦蓄丰水期的地表径流，增加地表水的蓄积量，减少农业对地下水的依赖，是一项行之有效的措施。天津市郊区，自 20 世纪 90 年代以来，修建了 39 处小型蓄水工程，新增蓄水能力 $2.27 \times 10^4 \text{ m}^3$ ，在很大程度上缓解了郊区地下水位下降过快的趋势。

浅层地下水的利用：平原区的浅部地层中分布着许多浅层地下水，因矿化度较高，未能得到利用。目前，一些地区已开展微咸水利用的探索工作，取得了一些成绩。一旦获得成功，便能增加数量相当可观的资源量。

污水资源化：据统计，城镇排放的污水量大约占总用水量的 70% ~80%，大部分未经处理，就直接排放到河渠中。这些污水不仅污染了地表水环境，而且浪费了大量水资源。国内外的很多实例表明，处理后的污水，可用于农田灌溉、养鱼、工业冷却等。提高污水的处理能力，使污水资源化，既能减轻环境污染的压力，还能在一定程度上缓解水的供需矛盾，减少地下水开采量。

2. 节流

城市节流措施，主要是推广先进节水器具，一水多用，循环用水，降低万元产值用水量等节流措施，目前已取得很大成绩。农村有巨大的节水潜力。据统计，我国北方地区用水结构中，农业灌溉用水占到总用水量的 60% ~80%，其中很大一部分取自地下水。到目前为止，很多地区仍采用大水漫灌的原始灌溉方式，水资源利用率很低。以冬小麦为例，用大水漫灌方式，浇一次水，用水量为 $80 \text{ m}^3 / \text{亩}$ ；若改用喷灌，用水量仅为 $20 \text{ m}^3 / \text{亩}$ ，是大水漫灌的 $1/4$ ，节水潜力十分巨大。经测算，在北方农村推广先进的喷灌、滴灌技术，形成规模节水农业后，将使取水量降低 25% 左右。这表明，推广先进的灌溉技术，不仅能加快农业现代化的进程，还能在很大程度上缓和水资源紧张的局面，使地下水系统得到养息。

三、加强水资源的综合管理

从我国地面沉降严重地区的水环境和水的供需状况来看，这些地区无一例外存在污水处理率低、地表水污染严重、用水结构不合理、水投入产出比低、供水矛盾突出、过量开采地下水等问题。这些问题的解决，必须通过政府部门加强水资源综合管理才能实现。加强水资源管理，第一，要治污，对污水进行处理，消除地表水污染，积极开拓再生水（处理后的污水）的利用范围，在实现污水资源化的同时，回收部分资金用于污水处理，使污水资源化过程纳入良性循环轨道；第二，结合本地区水资源条件，调整产业结构，推广节水工业和节水农业，提高水的投入产出比；第三，贯彻优水优价的原则。我国颁布的水法和环境保护法是进行水资源综合管理最根本的法律依据。只有依法对水资源进行综合

管理，提高人民大众的环境意识，水资源综合管理才能有效地得到实施。

参考文献

曹文炳 . 1983. 孔隙承压含水系统中粘性土释水及其在资源评价中的意义 . 水文地质工程地质, No. 4

柴崎达雄 . 1982. 地下水盆地管理 . 北京: 地质出版社

段永侯 . 1998. 我国地面沉降研究现状与 21 世纪可持续发展 . 中国地质灾害与防治学报, Vol. 9, No. 2, 5

姜云等 . 1998. 浙江省嘉兴市地面沉降及地下水资源开发利用 . 中国地质灾害与防治学报, Vol. 9, No. 2, 5

王则任 . 1998. “竭泽而渔”贻害无穷 防患未然——江苏省苏锡常地区地面沉陷灾害的发生及防治 . 中国地质灾害与防治学报, Vol. 9, No. 2, 5

第十二章 遥感技术在生态水文地质调查中的应用

卫星遥感技术是 20 世纪末发展迅速的科学技术领域之一，被广泛应用于气象、地学等诸多领域，其优势在于不仅能够不断地提供地表的面状信息，而且能够宏观、动态地提供地表环境变换特征。遥感技术通常利用地表土壤、岩石、植被的亮度、植被叶含水量及土壤湿度等作为提取植被盖度、岩石、土壤类型、质地和厚度等的要素指标。

目前，常用的遥感数据可分为高分辨率、中分辨率和低分辨率。低空间分辨率数据主要有 NOAA/AVHRR 数据、MODIS 数据和 SPOT VEGETATION 数据，其空间分辨率一般在 250 ~1000m，此类数据有较高的时间和空间分辨率。中空间分辨率数据主要有 Landsat TM 数据、ASTER 数据和 SPOT 数据，分辨率一般为 15 ~30m，重复周期 5 ~26d 不等。TM 卫星有 7 个波段，第 5 波段图像信息量最为丰富，第 7、4 波段信息量依次减少，而第 6、第 1、2、3 波段亮度覆盖范围较窄，提供的信息量较少。高空间分辨率数据有航片、IKNOS 数据和 Quick Bird 数据，分辨率可达到 1m。通常，利用 TM 卫星图像资料，结合已有的 1:50 万、1:20 万地质图和水文地质图，能较清晰地判读、分析研究区内各种地质、地貌、水系和植被分布特征，是水文地质和植被生态调查的主要辅助手段。运用 TM 卫星图像资料，结合地面实地调查，结合已有的地质、水文地质图件资料，可有效、迅速地编制出各种用途的数字化生态水文地质图件。

NOAA 系列气象卫星是美国国家海洋气象局的第三代气象观测卫星，它携带 AVHRR 传感器，空间分辨率为 1.1km，重访周期为 1/2d，在双星系统下，同一地点每天有 4 次过境资料，时间分辨率高，数据还可以从网络上免费下载。AVHRR 的 5 个通道中，Ch1、Ch2 为可见光和近红外通道，能较好地表达绿色植物对红光的线列吸收而对近红外的强反射特征，对绿色植被的生长状况较为敏感。它的主要优点是空间分辨率适合于区域尺度的生态环境监测，而时间分辨率则适合于多时相的数据比较。

由于植被具有明显的年际变化和季节变化的特点，并且是联结土壤、大气和水分的自然“纽带”，在一定的程度上能代表土地覆盖的变化，在全球环境变化中起到“指示器”的作用。因此对植被的动态监测可以从一定程度上反映气候变化的趋势，动态监测植被状况和植被覆盖也一直是生态环境研究的热点之一。近年来遥感技术的发展使植被面积的动态定量监测成为可能。卫星遥感数据用于大尺度植被分类及变化研究的优越性主要表现在两个方面：一是卫星遥感数据提供了植被的许多特征信息，如季节性信息、植被光合能力的信息等；二是遥感数据可以进行长时间的积累，因此还可以提供植被覆盖变化的信息。遥感技术主要是利用植被指数对植被动态进行定量监测。

第一节 植被指数

植被指数是由多光谱数据，经线性和非线性组合构成的对植被有一定指示意义的各种数值。在植被指数中，通常利用植物光谱中的近红外与可见光红波段两个最典型的波段值。根据这两个波段计算产生的各种参数都对植被生长状况、生产力敏感。因此，常被用作描述植被生理状况，估测现存绿色生物量、植被生产力等等。

归一化差值植被指数 NDVI 即是普遍利用的刻画植被的指数。植被归一化差值植被指数 NDVI (Normalization Difference Vegetation Index) 被定义为近红外波段与可见光红波段数值之差和这两个波段数值之和的比值。即

$$NDVI = \frac{IR - R}{IR + R} \quad (12 - 1)$$

式中：IR 为近红外波段地表反射率；R 为可见光红光波段地表反射率。

NDVI 可以用于季节性植被变化的研究，也可用于年际间植被变化的分析，如沙漠边缘的变化 (C. J. Tucker 等, 1991)、气候变化 (Los 等, 2001)、干旱地区植被变化规律等等。

我国利用卫星数据进行区域范围的植被分类及变化的研究时间较短，李晓兵等 (1999) 利用 NOAA/AVHRR 数据对中国主要植被类型 NDVI 指数 10 年的变化规律进行了研究；王心源等 (2001) 在 3 景 TM 卫星数据的基础上对额济纳旗地区近 15 年绿洲变化进行了分析；罗格平等 (2003) 用气象卫星数据和 TM 数据分析了天山北坡近 10 年植被的变化。

气象卫星影像中得到的植被指数受到土壤亮度、土壤颜色、探测器衰减和大气因子等诸多复杂因素的影响，如果不进行有效的校正将造成较大的误差。不同的卫星数据系统提供的数据在信息处理上有所差异。

例如，GIMMS (Global Inventory Modelling and Mapping Studies) NDVI 数据是美国国家航天航空局 (NASA) C. J. Tucker 等人于 2003 年 11 月推出的最新的全球植被指数变化数据 (C. J. Tucker, et al., 2003)。这套数据包括了 1981 ~2002 年间的全球植被指数变化，其时间分辨率是 15d，空间分辨率是 8km× 8km。GIMMS NDVI 数据采用卫星数据的格式记录了 22 年间区域植被的变化情况。它可以用于气候模型及生物化学模型计算光合作用、大气层与地表间的 CO₂ 交换、地表蒸发蒸腾量和地表吸收及释放的能量。

GIMMS NDVI 数据被认为是相对标准的数据，因为它考虑了全球范围内各种因素对 NDVI 值的影响，并作了如下几方面的校正：卫星传感器的不稳定性校正；热带阔叶林区云的覆盖引起的变形校正；太阳天顶角和观测角度的校正；火山气溶胶的校正；对北半球冬季缺失的数据采用了插值法；短期大气气溶胶、水蒸气及云层覆盖的影响校正。因此，GIMMS NDVI 数据可用于监测植被动态变化。

笔者应用 GIMMS NDVI 数据 (共计 504 幅影像)，对祁连山以北地区 1982 ~2002 年 21 年间植被的动态变化进行了研究。首先，对 1982 ~2002 年 (21 年) 504 幅图像每个像

素的 NDVI 值进行一元线性回归法拟合，将得到的直线斜率值放大（放大 10000 倍），作 5×5 均衡滤波后画等值线图（图 12 - 1），得到研究区多年的植被变化总趋势。直线斜率的计算公式为：

$$SLOPE = \frac{21 \times \sum_{i=1}^{21} i \times NDVI_i - \left[\sum_{i=1}^{21} i \right] \left[\sum_{i=1}^{21} NDVI_i \right]}{21 \times \sum_{i=1}^{21} i^2 - \left[\sum_{i=1}^{21} i \right]^2} \tag{12 - 2}$$

此处变量 x 为 1 ~21 的年序号，变量 y 为 1982 ~2002 年的 NDVI 值（式（12 - 2）中表示为 NDVI_i，当 i = 1 时为 1982 年，i = 2 时为 1983 年，以此类推至 2002 年），SLOPE 为由 x 和 y 计算出的一元线性回归斜率。

根据拟合结果，黑河中游的酒泉盆地及张掖盆地，石羊河流域的武威盆地及金昌盆地，植被指数呈上升趋势；而位于黑河下游的额济纳旗绿洲和巴丹吉林沙漠边缘的阿拉善右旗地区，植被指数为负增长。说明在 1982 ~2002 年的 21 年间，酒泉、张掖、武威及金昌盆地的植被情况是逐渐变好的，而黑河下游地区，由于中游地区用水量逐年增加，正义峡下泄水量锐减，额济纳旗绿洲呈现严重退化的趋势，生态环境恶化。

张掖地区的植被指数呈稳定而缓慢上升的趋势（图 12 - 1），其总的线性拟合方程为：

$$NDVI = 0.0065t + 17.84 \tag{12 - 3}$$

式中：NDVI 为张掖地区的植被指数平均值；t 为对应于时间的数据个数，t = 1, 2.....504。

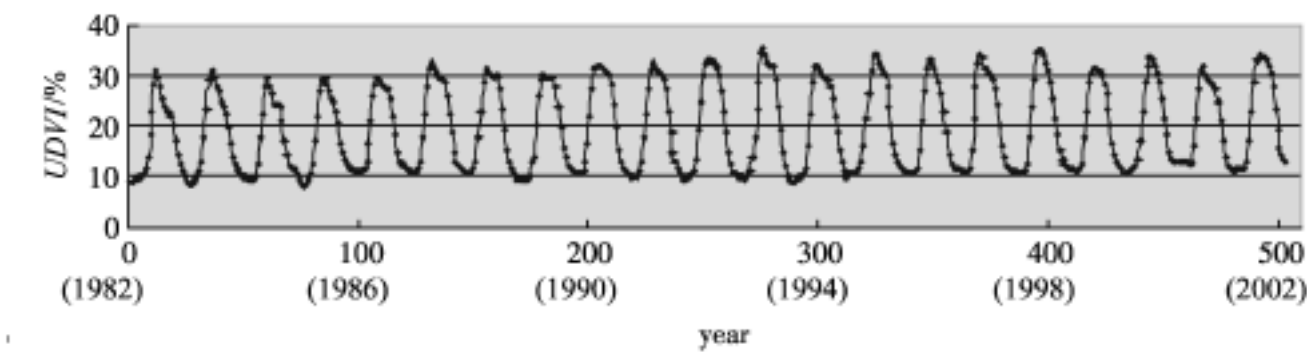


图 12 - 1 张掖地区植被指数总的变化趋势

从植被指数变化趋势可以看出，在 1982 ~1990 年中，植被指数呈持续上升的趋势，与此期间张掖地区大力发展农业、大量开垦农田，使得人工植被逐年增长的趋势相吻合，见图 12 - 2。

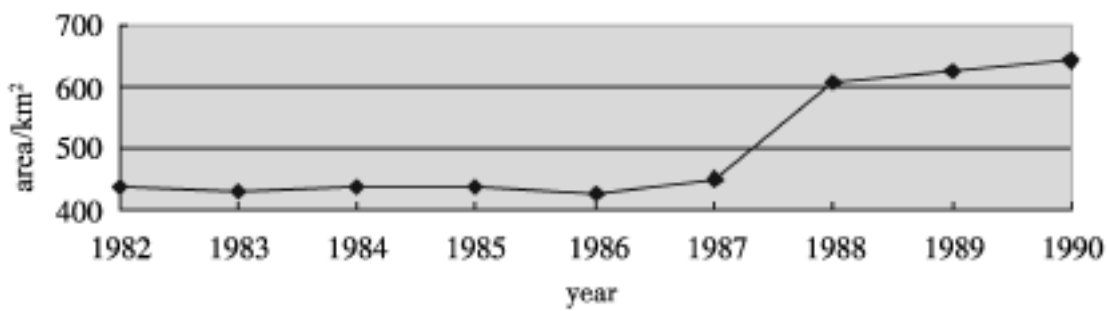


图 12 - 2 1982 ~1990 年张掖地区的农田面积统计
（据张掖市志编修委员会，1995）

从 1991 ~1998 年，特别是 1994 ~1998 年，植被指数有小的振荡，但总体趋势仍然是

上升的。但是，从 1998 至 2001 年，植被指数出现小幅下降趋势，与年降雨量较少、气候相对干旱有关。

额济纳旗地区的植被指数则呈下降的趋势，且处于不稳定状态（图 12 - 3），其总的线性拟合方程为：

$$NDVI = - 0.008t + 13.145 \tag{12 - 4}$$

式中：NDVI 为额济纳旗地区的植被指数平均值；t 为对应于时间的数据个数，t = 1, 2.....504。

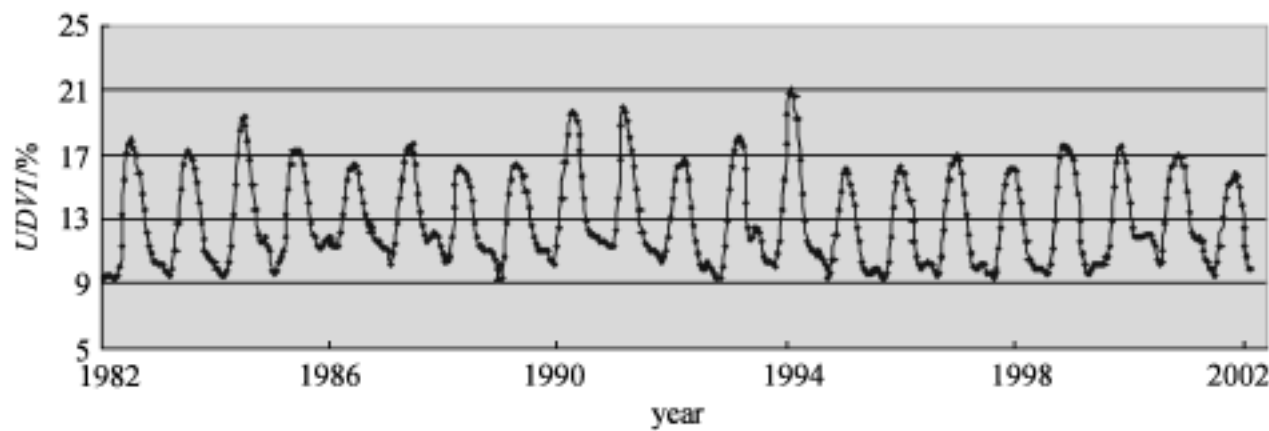


图 12 - 3 额济纳旗地区植被指数总的变化趋势

从图 12 - 3 中可以看出，在 1982 ~1994 年之间，植被指数不断变化，这种变化与狼心山排泄至黑河下游的水量大小有关。在 1982 ~1990 年间，年下泄水量均超过 $5 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 。虽然 1991 年和 1992 年的下泄水量较小，但是在这两年间植被指数的变化并不明显。而 1994 ~2002 年，由于狼心山向下游的排泄水量下降（图 12 - 4），使得额济纳旗地区的植被指数下降，绿洲萎缩，生态环境恶化。

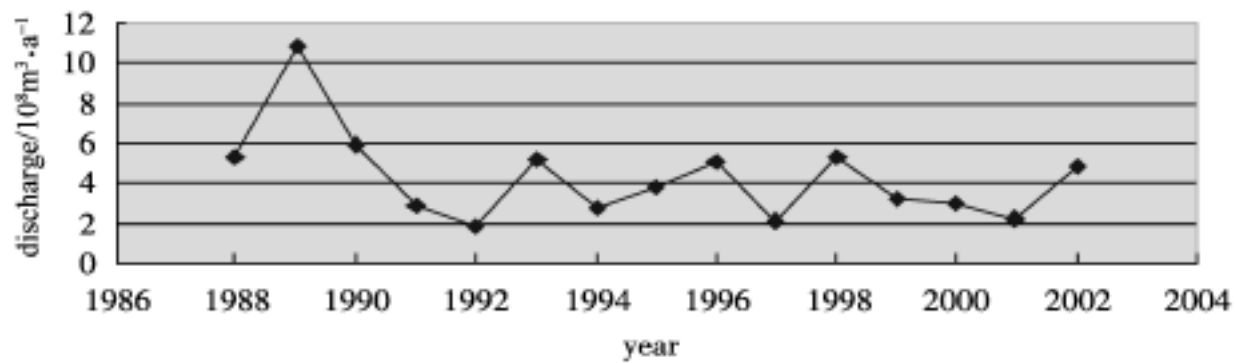


图 12 - 4 1988 ~2002 年狼心山的下泻水量统计图

（据国土资源部科技专项研究报告《河西走廊黑河流域水资源开发对生态环境影响的研究》，1995）

第二节 数据校正

NOAA 系列气象卫星提供的 NOAA/AVHRR 数据中，第一通道 CH1（0.58 ~0.68 μm ）相当于红光波段，第二通道 CH2（0.725 ~1.1 μm ）相当于近红外波段。NOAA/AVHRR 数据已经被广泛地应用于区域性的植被研究。但 NOAA/AVHRR 数据并未像 GIMMS NDVI 数据那样经过处理，应用时需进行数据校正。

通常 NDVI 大于 0 值时，影像解释为有植被存在；但是辐射观测角度、大气状况等对反映植被信息的光谱辐射有不同程度的影响，同时在光谱辐射信号中还附着土壤背景信号，相对于植被信号亦称土壤背景噪声。由于这些干扰因素的存在，遥感数据如果不经过校正，得到的植被指数很难反映出真实的植被信息。为了得到有效的植被指数，减少大气影响、减小植被指数中土壤背景噪声都是非常重要的校正步骤。国内外提出了回归分析法、直方图法、最大值合成法（MVC）和各种植被指数修正方法。这些方法能在不同程度上消除大气辐射校正和土壤背景噪声。但是这些方法有的不适用于低分辨率的卫星数据，有的不适用于多时像遥感数据间的比较。

一、土壤线校正法

为了实现不同时间的 NOAA 数据之间的比较，裸沙土壤线校正方法是比较实用的，池宏康等（1999）曾做过这方面的实验。其原理是，在同一地区，对同一种土壤，红光和近红外波段（NOAA Ch1, Ch2）不断变化的反射率形成一条特定的线性拟合直线，该线是固定且不随时间变化的，所以选择每年影像的同一块区域的红光和近红外波段的反射率拟合成土壤线，通过平移和旋转使它们都与一条标准的土壤线重合而完成对多年数据的校正。

由于没有地面实测反射率数据，可以选取某个数据作为其他数据校正的标准，其目的是为了不同时间的 NOAA 数据之间的比较，实践证明这样处理是可行的。

图 12 - 5 中直线 $L_{标准}$ 是选作校正标准 NOAA 影像中一块无植被覆盖的戈壁滩，利用最小二乘法把该区块内像元的 Ch1 和 Ch2 反射率拟合成直线，点 (IR_0, R_0) 为所有这些像元红光和近红外波段反射率的平均值。从需要校正的其他影像中选取对应区域的像元的 Ch1 和 Ch2 反射率数据 R_n, IR_n ($n = 1, 2, \dots, m$)，线性拟合所得直线为 $L_{待校正}$ ，这些像元红光和近红外波段反射率的平均值为 $(\overline{IR}, \overline{R})$ 。

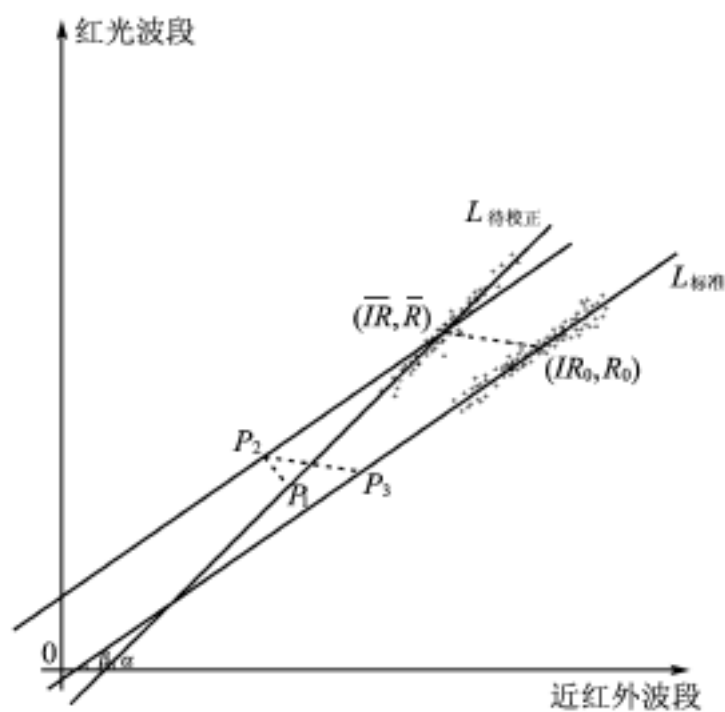


图 12 - 5 土壤线校正示意图

校正过程就是通过坐标变换将未校正的卫星遥感数据构成的土壤线 $L_{待校正}$ 变换到选作标准的土壤线 $L_{标准}$ 上。对于图 12 - 5 中点 P_1 所需进行的变换，就是先旋转到 P_2 ，然后平移到 P_3 。设 m 为选择区的像元个数，其变换公式为：

$$\begin{cases} IR_n^* = IR_0 - \frac{\cos}{\cos} * (\overline{IR} - IR_n) \\ R_n^* = R_0 - \frac{\sin}{\sin} * (\overline{R} - R_n) \end{cases} \quad n = 1, 2, \dots, m \quad (12 - 5)$$

式中： IR_n^* 为经过校正后的 IR_n ；

R_n^* 为经过校正后的 R_n 。

如果仅仅校正无植被覆盖卫星像元的大气影响，用（12 - 1）式即可，但 NOAA 影像中包含的其他地物所对应的像元反射率校正并不适用于（12 - 1）式。进一步假定在研究区范围内的大气影响各处基本相同，这样可先用（12 - 1）式对无植被覆盖的戈壁滩像元分别进行大气校正，然后计算出它们的平均大气校正值：

$$\begin{cases} IR = \frac{1}{m} \sum_{n=1}^m |IR_n^* - IR_n| \\ R = \frac{1}{m} \sum_{n=1}^m |R_n^* - R_n| \end{cases} \quad (12 - 6)$$

最后将 IR ， R 分别加在 Ch2 和 Ch1 全幅卫星影像的每个像元上，完成对卫星遥感数据的大气校正。

二、等面积校正法

经过土壤线校正的数据在一定程度上消除了大气和其他因素的影响，但是经过土壤线校正后的不同年份数据仍然有可能找不到一个统一的阈值来确定多年绿洲面积的变化趋势（图 12 - 6）。

本书主要利用绿洲周围沙漠地区的 NDVI 值随时间变化不大的特征对数据进行了进一步校正，使不同年份的数据之间具有可比性。首先对每年的遥感影像进行严格的几何配准，再剪裁包含沙漠和绿洲的一块等面积区域作出累积直方图（图 12 - 6），横坐标是 NDVI 值，纵坐标是小于该 NDVI 值的像素点个数。从图中可看出 B 到 C 段曲线陡然变化，C 到 D 段曲线开始变化平缓，不同年份同研究区域的累计直方图都具有此种相同的特征。这主要是因为绿洲周围大部分是沙漠，而每年沙漠地区 NDVI 值变化不大，所以图中曲线的陡然变化反映了研究区域的沙漠特征，对应遥感图像中这种陡然变化区域的都是非常明显地在沙漠地区。开始变化平缓是因为绿洲植被的覆盖率不同和生长程度不同，NDVI 变化相对较大，所以曲线变化平缓反映了研究区的绿洲特征。

在每年影像累积直方图中选择 BC 段中代表典型沙漠区的线段 EF，把各线段中点平移到同一个横坐标，不同年份的代表沙漠区的线段就会拟合成一条线段（图 12 - 6，图 12 - 7），这样不同年份的数据就可以以一个统一的阈值进行比较了。

笔者应用 1990 ~2001 年每年 10 月份的 NOAA/AVHRR 遥感影像，结合以上介绍的方法，初步分析了内蒙古额济纳旗地区绿洲面积的变化情况，其植被覆盖面积变化曲线如图

12 - 7。

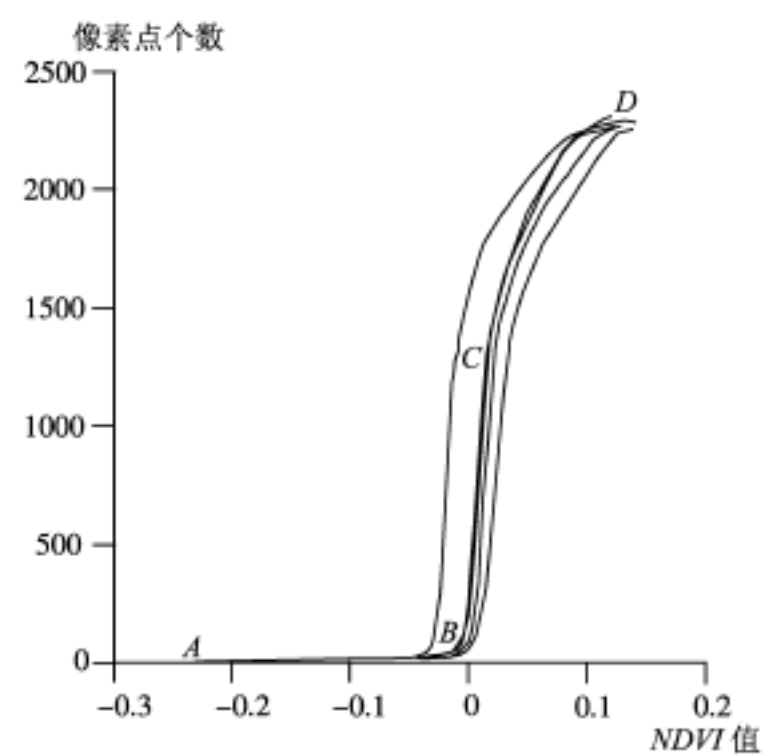


图 12 - 6 绿洲累积直方图（额济纳旗）

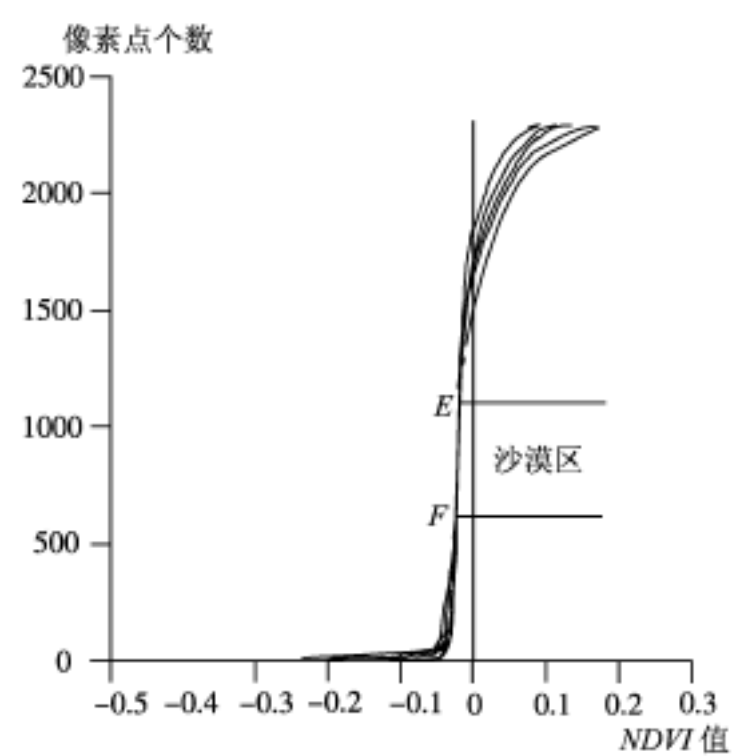


图 12 - 7 拟合后的累计直方图

拟合多年绿洲面积变化值，得到趋势线方程为：

$$S = - 9.46t + 687.42 \tag{12 - 7}$$

式中：S 为 植被面积（像素点个数）；t 为 时间（年）。

从图 12 - 8 可见，从 1990 年到 2001 年的 12 年时间中，额济纳旗绿洲萎缩的趋势非常明显，总体来看额济纳旗绿洲以每年约 9.5km² 的速度减少。图中绿洲面积值变化曲线起伏明显表明该地区生态环境处于极其不稳定的状态，生态脆弱性明显。

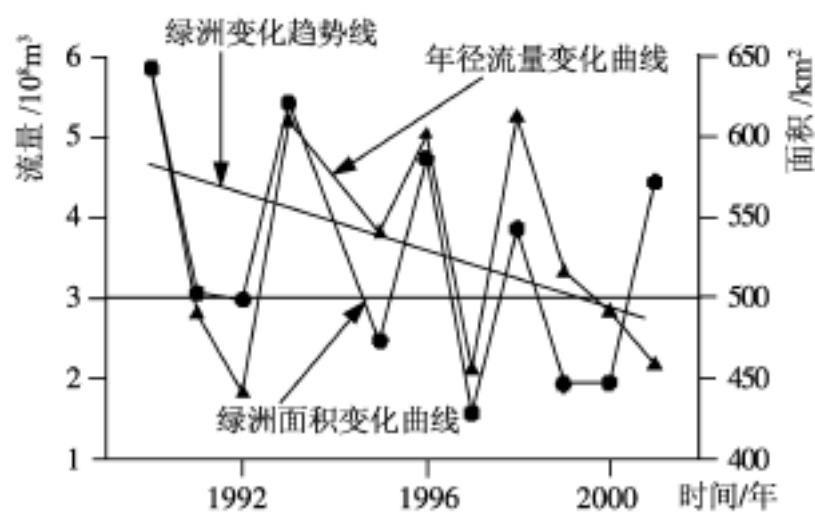


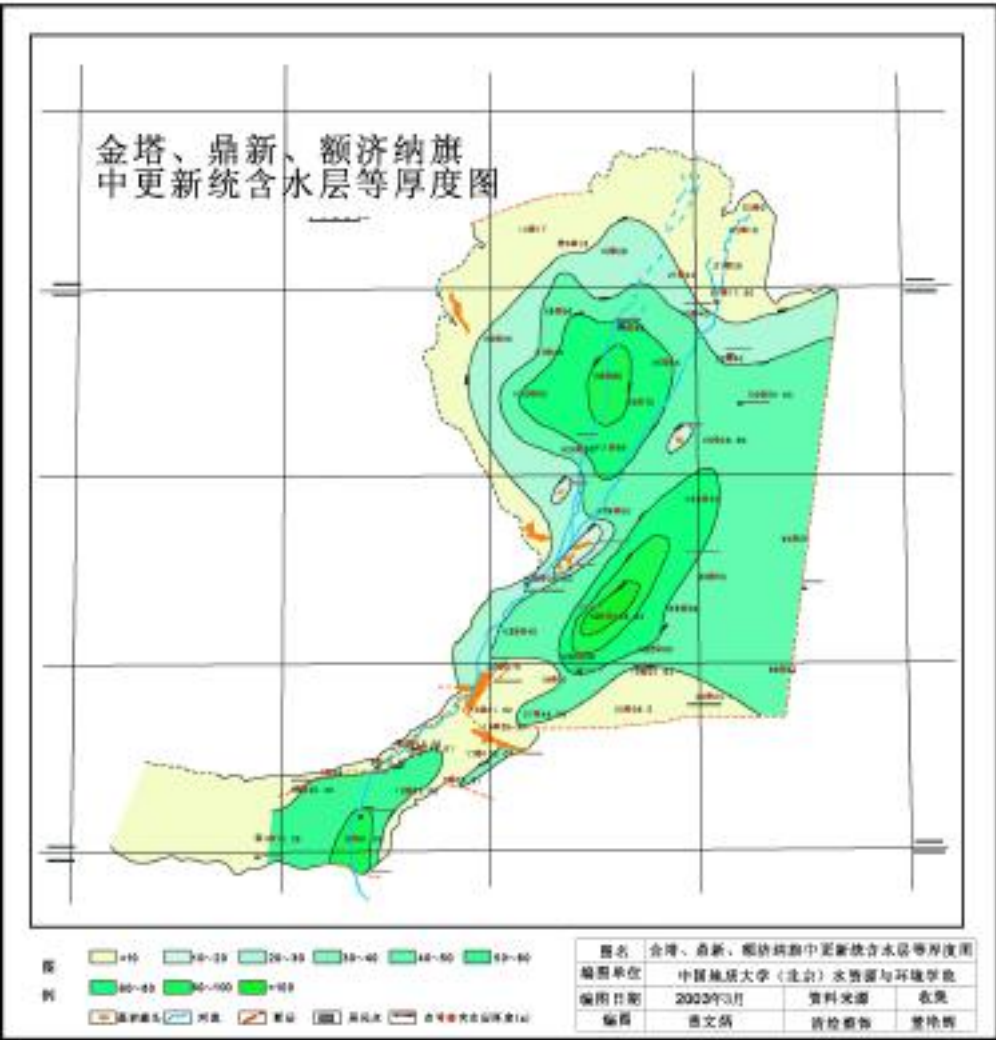
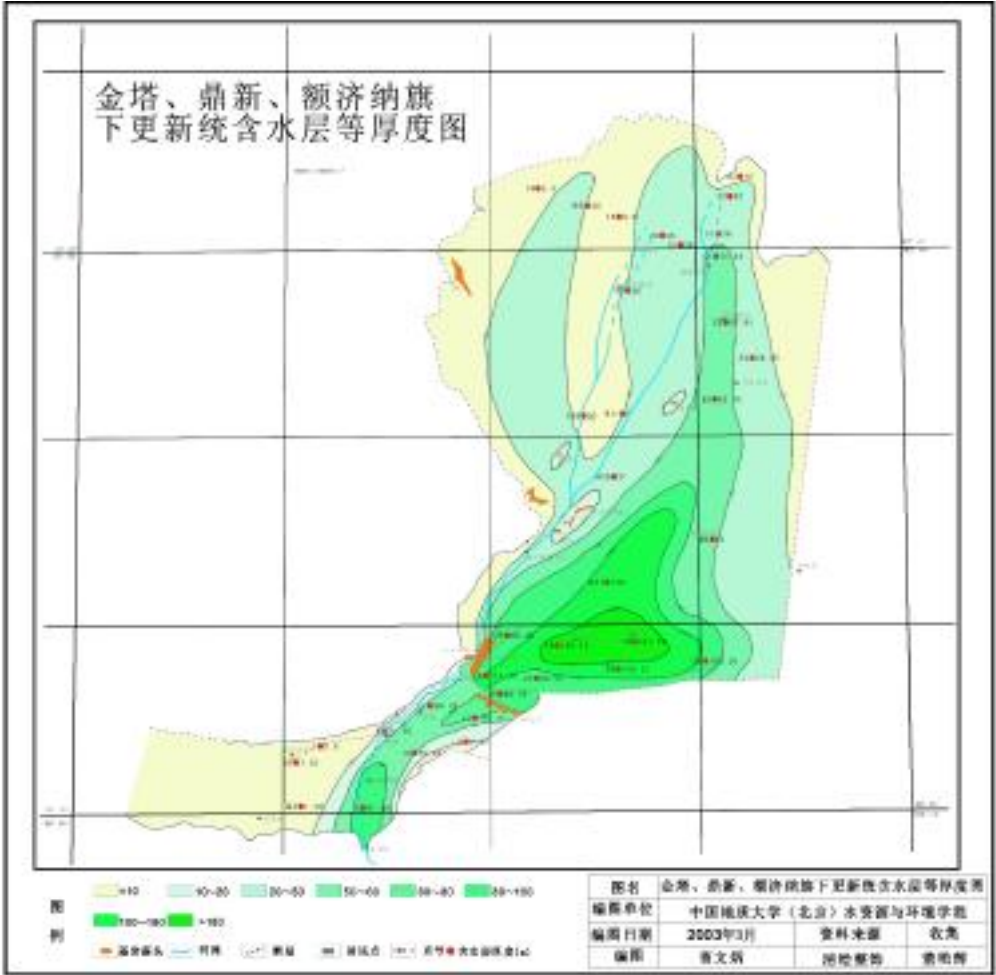
图 12 - 8 黑河流量（三角符号）和绿洲面积（圆点）随年份变化规律

综上所述，遥感卫星信息和图像资料，不仅可广泛应用于生态水文地质调查中，而且还能对植被生态系统环境状况进行大尺度的监测。8km 空间分辨率的 GIMMS NDVI 卫星数据是研究大区域、多年植被情况变化较好的数据源。通过对 21 年植被指数的时间序列分析可知，黑河中游的酒泉及张掖盆地，石羊河流域的武威及金昌盆地，其多年植被指数呈上升趋势，植被发育状况良好；而黑河下游的额济纳旗绿洲，不仅植被指数的多年变化幅度较大，敏感程度较高，生态环境脆弱，而且其多年植被指数呈负增长，绿洲呈退化趋势，生态环境恶化。利用 NOAA 气象卫星数据，运用归一化植被指数（NDVI）进行干旱

区大尺度范围的植被生态环境评价, 可有效反映植被生长状况随时间和空间的变化规律。土壤线校正与等面积校正法的使用, 较好地解决了沙漠绿洲面积的确定与对比问题。

参考文献

- 池宏康, 陈维英等. 1999. 遥感数据的裸沙土壤线校正方法. 地理学报, Vol. 54, No. 5
- 李晓兵, 史培军. 1999. 基于 NOAA/AVHRR 数据的中国主要植被类型 NDVI 变化规律研究. 植物学报, 41 (3): 314 ~324
- 罗格平, 陈嘻, 胡汝骥. 2003. 基于 AVHRR/NOAA 影像的天山北坡近 10 年植被变化. 冰川冻土, 25 (2): 233 ~237
- 王心源, 郭华东, 王长林等. 2001. 额济纳旗绿洲生态环境的遥感动态监测分析. 水土保持通报, 21 (1): 60 ~62
- 张掖市志编修委员会. 1995. 张掖市志. 兰州: 甘肃人民出版社
- Tucker C J, Brown M E, Mahoney R, et al. 2003. The global inventory mapping and monitoring 1981 ~2003 AVHRR 8-km Dataset. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing. (in Revision)



图版 2

