

青海地质环境

——青藏高原隆升与青海水文
地质工程地质环境地质工作

● 李小林 龙作元 高忠咏 胡贵寿 刘欣 著

地质出版社



QINGHAI DIZHI HUANJING

**QINGZANG GAUYUAN LONGSHENG YU QINGHAI SHUIWEN DIZHI GONGCHENG
DIZHI HUANJING DIZHI GONGZUO**

ISBN 978-7-116-06314-3



9 787116 063143 >

定价：98.00元

青海地质环境

——青藏高原隆升与青海水文地质工程地质环境地质工作

李小林 龙作元 高忠咏 胡贵寿 刘 欣 著

地质出版社

· 北 京 ·

图书在版编目 (CIP) 数据

青海地质环境: 青藏高原隆升与青海水文地质工程地质环境地质工作 / 李小林等著. —北京: 地质出版社, 2009. 9

ISBN 978 - 7 - 116 - 06314 - 3

I. 青… II. 李… III. 地质环境 - 研究 - 青海省 IV. P141

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2009) 第 166042 号

责任编辑: 郝梓国 何 曼

责任校对: 杜 悦

出版发行: 地质出版社

社址邮编: 北京海淀区学院路 31 号, 100083

咨询电话: (010) 82324508 (邮购部); (010) 82324580 (编辑室)

网 址: <http://www.gph.com.cn>

电子邮箱: zbs@gph.com.cn

传 真: (010) 82310759

印 刷: 北京地大彩印厂

开 本: 889mm × 1194mm 1/16

印 张: 20.75

字 数: 700 千字

版 次: 2009 年 9 月北京第 1 版 · 第 1 次印刷

定 价: 98.00 元

书 号: ISBN 978-7-116-06314-3

(如对本书有建议或意见, 敬请致电本社; 如本书有印装问题, 本社负责调换)

序

正当全国准备热烈庆祝新中国成立 60 周年大庆之际，意外地从遥远的青海传送来一条喜讯，欣悉青海省环境地质勘查局李小林高级工程师（教授级）等科技人员，在系统总结该省新中国成立以来在水文地质、工程地质、环境地质领域所完成的大量工作基础上，编写了名为《青海地质环境——青藏高原隆升与青海水文地质工程地质环境地质工作》的专著，现已基本完稿，要求我为该专著的正式出版，写一篇序言。我听到这一消息并看到部分内容以后，不能不为他们几十年来，通过辛勤劳动所取得的重大成就，以及他们对青海经济建设所作出的贡献，感到无比高兴。因此我立即表示同意，要为这本专著的尽快问世写序，同时也对该专著的即将出版，表示衷心的祝贺！

新中国成立以来，由于工作上的需要，我同各省都不同程度地存在业务上的联系，青海省当然也不例外，而且是其中少数几个交往较多的省份之一。早在抗日战争时期，我在前中央地质调查所兰州分所从事地质调查工作；1945 年曾参加以王曰伦先生为首的祁连山综合科学考察队，从西宁出发，经大通、门源进入大通河谷，并在俄博附近垭口，跨越祁连山主脉，经民乐进入甘肃的河西走廊，成为中国第一个跨越祁连山的地质队。那个时期青海还是一个半封闭的带有神秘色彩的地方，就地质工作而言，也基本上是个空白区。祁连山在地理上是青海与甘肃两省之间的天然分界线，同时也被认为是青藏高原北部的天然边界。考察期间，在深山中从电台广播听到抗战全面胜利的喜讯，日军无条件投降，令人欣喜若狂，终生难忘。

新中国成立后，原地质调查所撤销，我调入新成立的地质部，多次被派前往青海工作。例如 1955 年与中国科学院合作被派到青海，承担青海湖的一项科研任务。1956 年为了开展全国区域水文地质普查，被派前往柴达木，组建了青海省第一个水文地质队（632 队），担任技术负责兼队长。20 世纪 70 年代，为组建水文地质普查部队，我又多次出差到西宁，筹划加强青海省的普查工作。90 年代由柴达木综合地质大队（原青海省第一水文队）总工张勇同志陪同，再度进入柴达木，并从格尔木沿公路登上昆仑山，到达西大滩距冰川附近不远的地方，壮丽的雪山风光给我留下深刻印象。

昆仑山北麓分布着非常丰富的天然矿泉水资源，那时正在筹划开发“昆仑山矿泉水”。说来很凑巧，2009 年 4 月我在北京参加了昆仑山“玉珠峰矿泉水勘察报告”的评审工作，这是一个很有开发前景的矿泉水项目。由此可见，从 20 世纪 40 年代开始，一直到现在，我始终同青海省保持了紧密的合作关系，积累了深厚的友好情谊。

青藏高原号称“世界屋脊”，海拔高度达 4000~5000m，地广人稀，居民以藏、回、蒙古族等少数民族为主，是一个自然环境与一般地区完全不同的特殊地域。青海省是青藏高原的一个主要组成部分，根据地质环境与地貌景观的差异，一般可划分为以下 4 种不同类型：① 构造复杂、强烈切割的高山峡谷地区，例如北部的祁连山地区，南部的昆仑山、唐古拉山地区等，由于构造作用的影响，都属强地震带，常形成大型或特大型的滑坡坍塌，以及雪崩泥石流等地质灾害；② 由隆升作用形成的高寒冻土高原区，普遍分布巨厚的多年冻土层，以及以融冻作用形成的各类地质灾害；③ 由中新生界红层构成的低山丘陵区，主要分布在青海湖以东的东部地区，常形成面积较大的河谷盆地，如西宁盆地、贵德盆地等，大部分城市或居民点，都分布在此类河谷平原内，人类活动是影响或破坏地质环境的主要因素；④ 以戈壁、沙漠景观为代表的干旱内陆盆地，如柴达木盆地，这里是防治荒漠化、盐碱化，保护生态环境，合理开发利用水资源的区域。

该专著把青藏高原自古近纪以来所发生的强烈隆升，作为制约地质环境演化的主要因素，详细论述

了青藏高原强烈隆升的基本机制与演化过程及其对地质环境所造成的影响。例如青藏高原的隆升对地震地质作用的影响,以及隆升作用对地质灾害分布的影响等。结合生态环境地质工作,重点分析研究了柴达木盆地的生态环境地质特征,提出了生态重建的工作方向。结合全球气候变化,对三江源地区生态环境造成的不利影响,提出了生态重建的工作建议。

20 世纪 70 年代,青藏铁路线已铺轨进入柴达木,开始从格尔木攀登昆仑山,其主要难题,是如何通过长达 560km 的长年冻土地带,直抵拉萨。当时青海省第一水文地质工程地质大队与中国地质科学院地质力学研究所合作,共同完成了沿线的工程地质水文地质调查,并拟定了东线与西线两条线路比较方案,进行深入的分析对比。通过大量的勘探测试工作,明确了沿线多年冻土的时空分布及其边界,其最大厚度可达 126m,但受局部融区的分割,形成冻土片状分布的基本特征。同时初步查明多年冻土区地下水的分布规律,对层上水、层间水和层下水的水质、水量作出了评价,为沿线站址找到可供开采的地下水水源地。

青海省是我国几条大河的发源地,各类水利工程建设都与地质环境密切相关,特别是由于工程建设所造成的地质灾害,尤为严重。该专著结合所开展的环境工程地质工作,比较详细地论述了水库库区的主要环境地质问题,特别深入分析了青海省特大型滑坡形成的影响因素及其分布特征。

综上所述,该专著内容丰富,紧密联系生产实际,有重要参考价值。该书是青海省首部地质环境研究专著,不失为理论与实践相结合的环境地质学的力作。它的出版发行,不仅为青海水工环地质工作迈上新的台阶提供了有力的科学支撑,而且必将对青藏高原及其周边地区的水工环地质工作产生影响,为推进青藏高原地区环境地质研究发挥重大的作用。

陈梦熊

2009 年 6 月

前 言

环境是自然客体与人类客体相互联系的系统，这个系统可分为自然环境与人类环境两大部分。自然环境由生物、大气、水和岩石圈组成。岩石圈所组成的部分，即岩石、土壤、地下水、地质过程和现象都与大气、水、生物等自然环境紧密联系，并组成一个独立的地质环境系统。因此，地质环境是人类的栖息之地，人类的生存和发展都是寓于地质环境中。随着工业化进程的发展和人口的急剧增长，地质环境遭到不恰当开发和破坏，严重地影响着人类社会经济可持续发展，在一些地区还直接威胁着人类的生存。更为严重的是，由于无知或不关心，对地质环境所造成的无法挽回的损害，不仅影响现代人，更会给后代留下巨大的后患。

正是在这样的条件和背景下，地质科学自然地跨入了人类与环境的领域，产生了地质学的一门新的分支学科——环境地质学。同时，环境地质学也是当前一门全新学科——环境科学的组成部分。可见，环境地质学是一门具有广泛综合性的学科。目前，环境地质学还是正在形成和发展中的学科，许多认识还有待逐渐探讨、深化和统一。尽管存在着一些不同的看法，但摆在人们面前极其严峻的现实和挑战，迫使我们必须加快环境地质学的研究和发展，使之对人类赖以生存的地质环境获得新的认识，为我们自己和后代提供一个比较符合人类需要和希望的生活和生存环境。

我国是发展中的国家，也是人口大国。当前我国面临的环境问题已经相当严重，在我国特定的地质环境里和目前的国力条件下，粮食、资源、能源等都远远不能满足现在人口的需要，人均满足量都处在世界的后列，更不用说要满足不断膨胀的人口数量的需要。值得重视的是，在发展粮食、资源和能源的过程中，我们对地质环境的破坏，其损失远大于所获，更不用说其无法估计的长远影响了。

我国在发展过程中有众多的复杂的问题需要解决，而环境问题则是其中一项重大的基本问题。在自然环境的大系统中，地质环境的研究显得十分薄弱和滞后，这就使决策部门，无法审慎地考虑开发对地质环境产生的影响后果；因为不适当的决策往往会加剧已经恶化了的地质环境或产生新的问题。因此，我们需要把地质环境的研究纳入国民经济和科学技术规划和计划中，大力加强和促进地质环境的研究（全国的和地区的），以利更加合理地开发利用和保护以及改善地质环境。

近30年来，地质学的研究提出了许多新的认识，揭示地球的不稳定运动状态，深化了对大气圈、水圈、生物圈及岩石圈之间相互作用的认识，并在全国范围内进行了一系列的地质环境调查和研究工作。与此同时，青海省水工环地质调查和调研工作也进入了全面发展时期。

在水文地质方面，基本完成了青海中部柴达木盆地—共和盆地—河湟谷地以及北部祁连山地区的1:20万区域水文地质普查，完成了青海南部1:100万区域水文地质调查以及少部分地区1:20万区域水文地质普查，完成了全省水文地质远景区划以及两轮地下水资源评价。为城市、厂矿、产业园区勘察了诸多大型地下水供水水源地，地下水和盐湖卤水动态监测网日臻完善。基本查清了青海省的水文地质条件，地下水资源量及其开发利用条件与潜力，地下水动态特征以及主要环境水文地质问题。

在工程地质方面，完成了全省工程地质远景区划，完成了黄河龙羊峡至青铜峡段、宝鸡至兰州段铁路环境工程地质勘察，完成了某国防工程核污染物填埋场选址勘察，完成了西宁市水工环地质勘察评价，完成了黄河流域、西北地区工程地质图及说明书的编制，完成了南水北调西线工程超前期阶段区域工程地质及区域稳定性调查评价。为铁路、公路、桥梁、工民建、水电站等工程建设提交了大量的工程地质勘察报告，基本摸清了青海省和已建、拟建大型工程布设区的区域工程地质条件及所存在的主要环境工程地质问题。

在环境地质方面,完成了黄河源区1:25万生态环境地质调查、1:50万青海省环境地质调查,完成了《青海省矿山环境保护与治理规划(2006~2015年)》,完成了44个县(市)地质灾害调查与区划,完成建设工程地质灾害危险性评估324宗,公布了《青海省地质灾害防治规划(2006~2020年)》、《青海省突发地质灾害应急预案》,发布了《青海省地质环境保护办法》、《地质灾害危险性评估规程(DB63/489—2004)》,制定了《青海省矿山环境治理恢复保证金管理办法》,实施了地质灾害年度防灾预案编制、动态调(巡)查和地质灾害气象预警预报制度。建成了4个国家地质公园、1个国家矿山公园。基本摸清了青海省地质环境条件、地质灾害危害和主要环境地质问题。

上述工作,都从不同的学科和角度,提升了青海省水工环地质研究程度和水平,为更好地保护青海地质环境,客观地认识和了解青海地质环境条件和形成演化过程,掌握其时空变化规律,寻求拟定相应有效的保护和合理开发利用地质环境对策,对青海社会经济发展将起到一定的推动作用。为此,青海省环境地质勘查局李小林教授级高级工程师等工程技术人员,利用20余年水工环地质工作经验,从青海省水工环地质工作角度,分析论述了青藏高原隆升对青海省气候环境、第四纪以来沉积环境、水文地质结构与地下水资源、矿山地质环境、地震地质作用、地质灾害效应等地质环境现状及变化趋势,并综合其成果,编著了《青海地质环境——青藏高原隆升与青海水文地质工程地质环境地质工作》。

本专著共分十章,主要内容有以下几方面:

(1)从动力学角度,以活动论和系统论的观点,详细论述了青藏高原隆升对青海地质环境的影响,以及这种影响引起的不同地质地理单元内地质环境条件和环境地质问题的差异性。

(2)明确指出了青藏高原递进式隆升过程经历了四次较大的构造运动。喜马拉雅运动造就了青藏高原这一完整的新生地体;青藏运动,迎来了青藏高原盆岭构造发育阶段,并在向东滑移挤出过程中造就了高原内部最大的内陆湖泊—柴达木古湖,青海省现代地貌基本格局形成,并影响着青海省现代人类经济、工程活动的地质环境条件;昆黄运动,黄河溯源侵蚀到达青海,柴达木古湖分裂解体,山地进入冰冻圈范围,冰川地质作用十分活跃;共和运动,黄河、长江、澜沧江三大水系进入大切割期,青藏高原向东滑移挤出作用达到高潮,省域内北北西向构造活动强烈,串珠状盆地发育,突发性地质灾害频发,柴达木盆地汇水中心分离,盐漠化现象突出,黄河在距今1.0万年前后到达“两湖”地区,宣告青藏高原现今地貌格局形成,地质环境演化进入人类经济工程活动的全新世,并影响着青海省水、工、环境地质工作。

(3)明确提出了青藏高原隆升对青海地质环境的影响是累进式递增,这种累进式递增影响着青海省现今地貌格局、水文、气候环境、水文地质条件、岩(土)体工程性质及地震地质作用方式、地质灾害分布、人类经济、工程活动的场所和活动方式。主要表现在以下几方面。

地形地貌。巍峨的高山,横贯东西,海拔多在5000m以上,最高达6860m,是现代高原冰川地质作用场所;坦荡的青南高原依偎昆仑山系而生,海拔4200~4500m,这里是冻融地质灾害分布区;开阔的柴达木盆地面积达 $25.6 \times 10^4 \text{ km}^2$,海拔2800~3000m,是青海省最为干旱的区域,盐胀溶陷灾害和风蚀作用盛行;宽广的河谷是黄河、长江、澜沧江以及呈辐射状展布的内陆河在距今300万年以来锲而不舍流水作用的历史见证,最低点海拔1650m。这里高差变化大,是省内滑坡灾害多的主要因素。

气候环境。年均气温 $-5.9 \sim -8.7^\circ\text{C}$,东部 $3 \sim 9^\circ\text{C}$,西部 $2 \sim 5^\circ\text{C}$,南部 $-3 \sim -5^\circ\text{C}$;年均降水量多在200~500mm间,西部最少,17.6~43.6mm;湿润系数0.25~0.5间,属半干旱区,但降水集中,易诱发崩塌、滑坡、泥石流等突发性地质灾害。

地层岩性。发育有自下元古界以来各时代地层,并伴有大面积各时期侵入岩体,构造作用致使中生代以前地层多出露于基岩山区,而中生代以来碎屑岩类则呈叠瓦状覆于老地层之上,出露于各盆地边缘及中心,是省内易滑地层,尤其是新近系泥岩及第四系黄土极易发生滑坡。

地质构造与地震。受印度板块与欧亚板块碰撞挤压作用的影响,全省地壳处于收缩抬升过程,因而区域构造形迹、山系均呈北西西向弧形展布,而沉降盆地则呈近北西向排列构成省内“多隆多凹”的地貌格局。在这种挤压力的作用下,青藏高原在向东滑移挤出过程中导致了地震多发,历史上5级以上地震

188次,并引发了区内古老的特大型高速滑坡的发生。

岩土体工程特征及人类工程活动。喜马拉雅运动加速了青藏高原内部升降运动的差异,从而导致了区内古地理气候及沉积环境的改变,演化出渐新世以来两次大的夷平和成盐作用,为境内新近系泥岩特大型滑坡的发生奠定了物质基础。昆黄运动以及后期的共和运动促使了境内长江、黄河水系的外泄,构成了今天丘陵山地与河谷平原等量齐观的地貌景观格局。丘陵山地带构成了境内滑坡密集带,而河谷平原区内是境内人类经济、工程活动的主要场所,是今天区内人类经济工程活动对地质环境破坏的主要区域。

水文地质条件。由于青海盆岭构造十分发育,因而促使了青海省境内,山地是地下水的补给区,而山前倾斜平原区是地下水的径流区,盆地中心是地下水的排泄区。这种结构特征,也使得青海绝大多数内陆盆地成为独立的水文地质单元,而东部及南部地区则由于江河水系的切穿贯通而成为半开启式水文地质单元,相互间依赖江河水系发生水力联系。

青藏高原递进式隆升过程中,造就了昆仑山以南地区平均海拔达4200m以上,形成高原区面积分布最广、厚度最大的高原冻土区,形成了丰富多彩的冻结区地下水系统。

(4)以水文生态环境地质、环境工程地质、灾害地质、水文地质、矿山环境保护与综合治理、地质遗迹工作与工程的工程实例为依据,指出了青海省不同地质环境条件下水工环地质工作方法和思路。

一是依柴达木盆地北缘水文生态环境地质调查工作实例,系统论述了柴达木盆地生态环境演化的资源环境效应以及生态环境特征和生态重建工作方向,并结合青海省生态环境脆弱的特点,采取了查明地质环境对生态环境影响的调查方法,提出了不同地质环境条件下生态恢复重建的方式方法。

二是从系统论的观点分析了环境工程地质工作的针对性,并结合工程实例,对环境工程地质图的编制、环境水文地质研究方向、水库浸没问题预测分析、环境质量评价提出了研究方向和评价方法。

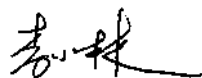
三是依青海省地质灾害分布的自然规律,提出了不同工程项目在不同地理单元内地质灾害调查与危险性评估工作方法和思路,并指出了青海省特大滑坡分布特征和影响因素,柴达木盆地土壤积盐与盐胀溶陷灾害对工程建设的影响。

四是在水文地质工作与实践中,首次提出了高压自流水资源评价工作方法和思想。结合工程实例,首次利用灰色线型数学理论,计算出青海东部浅脑山地区不同地质背景要素找水向量特征值,指明了青海东部浅脑山地区找水目标层依次是灰岩、断裂带及盆地边缘碎屑岩。

五是矿山环境保护与综合治理工作中,结合青海省情及自然环境条件,提出了覆坑平整,选用矮化披碱草为优势品系进行生态修复的理论。

六是从高原隆升对自然地质地理条件的影响效应角度,系统论述了青海地质遗迹资源的分布特征、类型及科学内涵和地学价值。对青海省水工环地质工作成果的提高和应用推广有一定的推动作用。

在本著作的编写过程中,中国科学院资深院士、著名水文地质环境地质学家陈梦熊教授给予了悉心指导,并为本书作序,使我们受到了极大的鼓舞;《水文地质工程地质》杂志社编辑部、中国国土资源地质环境记者站范宏喜主任及记者给予了关心与支持;青海省人民政府参事、省国土资源厅环境处处长李长辉、青海省地质环境监测总站站长刘红星给予了技术上的指导;青海省环境地质勘查局党委书记、局长及局委对本书的编写和出版给予了大力支持;青海省环境地质勘查局工程师朱娟、赵振参与了文字校核,以及文字、图表的编制工作。在此一并致以诚挚的谢意!



2009年6月28日

目 录

序	
前 言	
第一章 绪论	(1)
第一节 区域范围及地理位置	(1)
第二节 青海省水文、工程、环境地质工作发展历史	(2)
第三节 自然地质环境及主要环境地质问题概述	(4)
第二章 青海区域地质环境基本特征	(12)
第一节 地貌	(12)
第二节 水文气候	(22)
第三节 地层岩性与地质构造	(27)
第四节 水文地质	(34)
第五节 岩土体工程地质	(42)
第六节 人类经济工程活动对地质环境的影响	(45)
第三章 青藏高原隆升演化过程及其对地质灾害分布的影响	(47)
第一节 高原隆升基本事实	(47)
第二节 青藏高原隆升的基本过程	(49)
第三节 青藏高原隆升过程分析	(53)
第四节 高原隆升对地质环境的影响	(56)
第五节 青藏高原隆升与地质灾害的响应	(56)
第四章 青藏高原隆升对地震活动的影响	(65)
第一节 高原区地震活动强度和频度	(65)
第二节 高原区地震活动的时空分布特征	(67)
第三节 青藏高原活动构造与地震活动的关系	(70)
第五章 柴达木盆地及三江源地区生态环境特征及生态重建思想	(72)
第一节 柴达木盆地生态环境特征及生态重建方向	(72)
第二节 柴达木盆地生态环境演化的资源效应	(77)
第三节 三江源区生态环境演化与恢复重建研究方法讨论	(122)
第四节 三江源区生态重建工作建议	(126)
第六章 环境工程地质	(129)
第一节 环境工程地质勘查工作	(129)
第二节 环境工程地质图编制方法 (以黄河龙羊峡至刘家峡河段为例)	(133)
第三节 黄河上游龙羊峡-刘家峡段环境水文地质特征	(138)
第四节 黄河黑山峡库区水库浸没问题预测分析	(151)
第五节 宝兰铁路沿线环境工程地质质量评价	(159)
第七章 灾害地质	(170)
第一节 地质灾害危险性评估	(170)

第二节	青海特大滑坡分布特征及影响因素分析	(195)
第三节	青海龙羊峡—刘家峡河段特大型滑坡成因分析	(200)
第四节	青海省重大工程区潜在不稳定斜坡调查与风险评价	(206)
第五节	柴达木盆地土壤积盐与盐胀溶陷灾害对工程建设的影响	(210)
第八章	水文地质	(215)
第一节	青海省阿拉尔盆地高压自流水赋存特征及其资源评价	(215)
第二节	西宁市城北区朝阳村地下水位变化对地质环境容量的影响	(228)
第三节	青海省东部浅脑山地区环境背景条件对地下水资源 影响程度及找水方向分析	(231)
第九章	矿山环境保护与综合治理	(248)
第一节	青海茫崖石棉矿矿区地质环境治理、尾矿综合利用	(248)
第二节	青海省矿山地质环境调查与恢复治理	(252)
第十章	青海地质遗迹资源	(255)
第一节	青海地质遗迹资源概况	(255)
第二节	孟达天池地学价值分析	(267)
第三节	外星人遗迹成因分析	(271)
第四节	青海坎布拉丹霞地貌形成演化特征分析	(274)
第五节	青海省黄河干流地质遗迹资源	(280)
第六节	青海年保玉则国家地质公园地质遗迹	(290)
第七节	青海坎布拉国家地质公园	(299)
结 语		(305)
后 记		(307)
参考文献		(319)

第一章

绪 论

第一节 区域范围及地理位置

青海省位于我国西北部，青藏高原东北部，是青藏高原重要的组成部分。地理坐标：北纬 $31^{\circ}39'$ ~ $39^{\circ}19'$ ，东经 $89^{\circ}35'$ ~ $103^{\circ}04'$ 。东西长约 1200km，南北宽约 800km，总面积 $72.12 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，境内有我国最大湖泊——青海湖，由此而得名青海省，简称“青”。

新中国成立以来青海省的行政区划曾做过多次较大调整和变化，截至 2008 年底，全省 1 个直辖市、6 个自治州、1 个地区、49 个县级行政单位，115 个镇，283 个乡（图 1-1），共 554.3 万人。由于其特殊的地理位置，青海省东部地区是人口最密集的地区，青南高原是高原冻土分布区，柴达木盆地是现代积盐区，从而影响着全省水、工、环地质工作在时间和空间分布上有较大的差异。

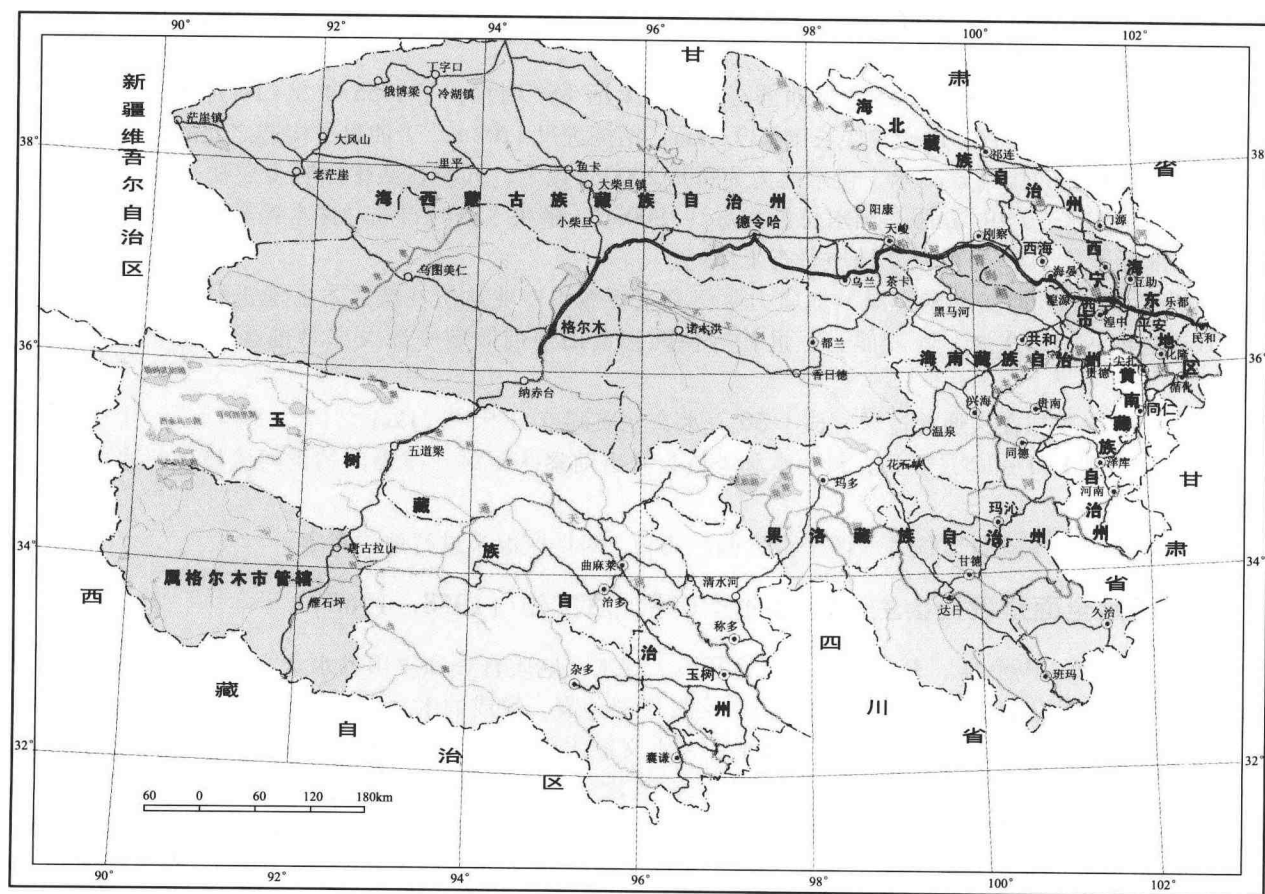


图 1-1 青海省行政区划图

第二节 青海省水文、工程、环境地质工作发展历史

一、新中国成立前的水工环地质工作（1949 年以前）

新中国成立前，青海没有水工环地质工作单位，基本属于水工环地质工作空白区。主要是历朝政府遣使和一些国内外地理地质学者对湟水、黄河源、青海湖、柴达木盆地、祁连山等地的自然地理、岩石、地层、构造的考察以及对砂金、煤、石油、池盐等矿产资源的调查。

虽然人类利用地下水资源的历史可以追溯到史前时期，而青海利用地下水的史实，目前最早的仅可追溯到 1983 年在西宁市城东区发现的距今近两千年，东汉时期的水井遗址。该井呈圆形筒状，井径 1.2m，井深约 10m。除此之外，史书所载全省各地居民将地下水资源用之于城防、饮用、洗浴、灌溉、辟景等数不胜数。如诗人李焕章（1613~1688 年）对贵德县地下热水用之于洗浴的诗曰：西郊卅里有沸汤，冬夏俨同烈火煎。张幕临渊为浴室，澡身每趁艳阳天。李氏当年对该热水的洗浴写照，可谓沿袭至今。

二、新中国成立初期的水工环地质工作（1949~1957）

新中国成立初期 1949~1957 年省内开展的水工环地质工作，主要部署在国民经济建设的重要地区，包括青海东部大通河流域的区域水文地质普查，黄河流域的工程地质考察，西部柴达木盆地中部和东部的水文地质普查及茫崖地区的详查，主要解决生产生活对水资源的急切需求。其中，代表性的水文地质、工程地质、地热地质工作有以下内容：

青海石油勘探局为解决柴达木盆地西部石油勘探生活生产用水，于 1955 年 5~10 月在油泉子、茫崖等地开展了水文地质详查，调查路线长度 739.2km，钻探进尺 1202m。于油泉子构造之北的向斜洼地找到了可供石油钻井用的盐（咸）水，供水能力为每日 2000m³ 以上，同时在茫崖探明表层盐（咸）水之下埋藏有淡承压自流水，钻井 20 眼，出水总量为每日 1800m³，解决了当时石油勘探水源需要。1956 年在盆地中部和东部开展了 1:20 万的水文地质普查工作。

1956 年 7~8 月地质部水文局、地质力学研究室等派出专业队伍在柴达木盆地进行工作。为解决冷湖石油基地生活饮用水源，陈梦熊、于世礼等在阿尔金山山前倾斜平原戈壁带前缘找到了地下水供水水源。

1957 年省水利局在大通河流域完成 1:50 万水文地质调查面积 19721km²。

1952 年 9 月 3 日~12 月 3 日，黄河水利委员会派出勘察队伍对青海境内的黄河流域进行水电资源及工程地质考察。

1956 年，地质学家张文佑等由西宁至贵德、共和，对地区温泉进行地质考察。

三、开始全面建设社会主义时期的水工环地质工作（1958~1965）

20 世纪 1950~1960 年，基本按自然单元开展区域水文地质普查和农田供水水文地质勘查工作，大多布置在国民经济建设重要地段，以解决经济社会发展的急需。完成的水文地质工作主要有：

（1）青海高原东部农业区 1:20 万综合地质-水文地质普查。1959~1963 年，为了查明青海高原东部地下水的补给、径流、排泄条件及含水层的分布及其水质的变化规律，为青海高原东部农牧业发展、厂矿企业供水提供可靠的地下水资源。西北地质局青海综合地质大队水文地质工程地质队在青海高原东部进行了 1:20 万综合地质-水文地质普查工作。普查区范围跨海南、海北、黄南三个自治州以及西宁、民和、乐都、互助、化隆、循化、湟源、湟中、门源、大通 10 个市县，地理坐标位于东经 101°00′~103°00′，北纬 35°20′~35°45′之间。该队范锡朋、刘炳鑫、金东锡、兰生惠、范正航、汪寿南等人以 1:20 万综合地质-水文地质测绘、水文地质钻探为主要手段，完成 1:20 万综合地质-水文地质测绘面积

29600km²、水文地质钻探 4000m, 抽水试验 260h, 浅井 354m/30 个, 试坑 527m/224 个, 水质分析样 1324 组, 土分析样 (包括岩石光片鉴定) 700 组, 地下水长期观测 20000 次/330 孔, 地球物探探测 (电测深联合剖面) 142.54km。

20 世纪 50 年代, 青海高原东部为我省最主要的工、农业区, 全省 80% 的人口聚居于此, 耕地面积 650 万亩, 占全省耕地面积的 70%~80%。“青海高原东部农业区 1:20 万综合地质-水文地质普查”的完成, 对我省工、农业建设的布局、发展, 起到了巨大的科学支撑作用。

(2) 青海省海南藏族自治州共和盆地 1:20 万综合地质-水文地质普查。其工作范围以海南藏族自治州府恰卜恰镇为中心, 范围跨越海南、海西两个自治州, 地理坐标位于东经 98°30′~101°17′, 北纬 35°20′~37°00′之间, 涉及共和、贵南、兴海、都兰 4 县。1959~1963 年, 为我省共和盆地农牧业发展提供可靠的地下水资源。西北地质局青海综合地质大队水文地质工程地质队田生茂、朱俊才、范锡朋、孙广仁等在共和盆地进行了 1:20 万综合地质-水文地质普查工作。该项工作以 1:20 万综合地质-水文地质测绘、水文地质钻探为主要手段, 共完成 1:20 万综合地质-水文地质测绘面积 21185.97km²、测绘路线 10965.36km, 地质及水文地质点 11080 个, 水样 719 件; 水文地质钻探 2960.61m, 水质分析样 719 组, 地球物探探测 (电测深联合剖面) 480km/7 条, 查明区内地下水天然资源量: 盆地东部 2101766.4m³/d, 西部 2287007m³/d, 发现矿泉 3 处。

此项工作, 为共和盆地的畜牧业、农业的发展规划和草场、农田灌溉供水、城镇工矿、居民供水提供了重要的水文地质科学依据。

(3) 青海湖盆地 1:20 万综合地质-水文地质普查。1959~1963 年, 为了满足青海湖地区农牧业发展的需要, 西北地质局青海综合地质大队水文地质工程地质队范锡朋、田生茂、戈庆云等在青海省青海湖盆地进行了 1:20 万综合地质-水文地质普查工作。本次工作以 1:20 万综合地质-水文地质测绘为主要手段, 共完成 1:20 万综合地质-水文地质测绘面积 15025km², 地质点 2042 个, 水文点 387 个, 测绘路线 4476km, 抽水试验 50 个/114h, 地球物探探测 (电测深联合剖面) 274km。该普查报告初步查明了青海湖盆地地质水文地质特征。粗略计算了青海湖山前平原及布哈河、倒淌河河谷平原第四纪地层中的地下水储量: 静储量 283.17×10⁸m³, 动储量 3.575×10⁸m³。

20 世纪 50 年代末 60 年代初, 随着我省人口的快速增长和所面临的粮食供给困难, 针对我省具体情况在青海湖盆地相继建立了六个国营农场, “青海省青海湖盆地 1:20 万综合地质-水文地质普查报告”的完成, 对当地农牧业发展布局及国营农场建设, 起到了巨大的支撑作用。

四、“文化大革命”时期的水工环地质工作 (1966~1976)

青海水工环地质工作在“三年困难时期”由于水工环地质队伍大量减员, 水工环地质工作基本处于停止状态, 至“文化大革命”的前期, 地质部于 1964、1965 年对处于“三线”的青海水工环队伍进行了充实, 水工环地质工作进入恢复期。而至 70 年代初期由于青海省第二水文地质工程地质队、中国人民解放军基建工程兵九〇六团相继成立, 青海省水工环地质工作队伍得到了进一步壮大, 点上尤其面上的水工环地质工作得以全面展开。

该时期的水工环地质工作主要是遵循地矿部颁《区域水文地质普查规范》, 按 1:20 万国际分幅在北纬 36°以北地区开展区域水文地质普查。所完成的图幅大多符合规范要求, 报告内容充实、全面, 重点突出, 阐明了区域水文地质规律。采用补给量总和法、排泄量总和法等方法概算了地下水天然资源量, 其中部分报告还采用断面法或平均、分散布井法对地下水的开采资源量进行了计算。20 世纪 70 年代中后期地质部在全国部署的 1:20 万国际分幅区域水文地质普查, 使全省的区域水文地质工作步入了新纪元。

该时期的水工环地质工作在农牧业供水勘察方面也进行了重点部署。如 1974~1975 年, 青海省地质局第二水文地质队徐德友等在贵德县三河地区进行了 1:5 万农牧业供水勘察, 完成钻探进尺 4828m/15 孔, 查明自流水区面积约 48km², 估算了自流可开采量: 黄河南岸 5×10⁴m³/d, 北岸 2.6×10⁴m³/d, 总计 7.6×10⁴m³/d。为我省主要产粮区的农业发展和碘缺乏病区改水工程的实施提供了重要的地下水资源

开发利用依据。

该时期的水工环地质工作在城镇供水勘察方面也进行了重点部署。如西宁市塔尔水源地经青海省第二水文地质队张恩沛等于1974年3月27日至1975年11月1日历时两年的水文地质勘察,完成1:2.5万水文地质测绘面积102km²,冲击钻探467m/10孔,岩心钻探516m/18孔,抽水试验24次/24孔,实测水文地质剖面15.3km/5条,物探剖面5km/5条,对14个钻孔进行了一年以上的长观。查明老幼庄以北地段含水层厚度达60m,水量丰富,水质好,于1975年底提交了《西宁市塔尔水源地水文地质勘察报告书》。提交的地下水调节量 $3 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$,地下水可开采量 $11.9 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 。为西宁市供水水源的规划建设提供了科学依据。

五、历史性转折和全面建设小康社会时期的水工环地质工作(1977~2007)

该时期随着我国经济社会的高速发展和经济转型期对生产性资源的旺盛需求,对环境保护压力的剧增特别是随着国家“西部大开发”、可持续发展战略的深入实施,青海省水工环地质调(勘)查和管理工作也都进入了全面发展时期。

水文地质方面。基本完成了青海中部柴达木盆地-共和盆地-河湟谷地以及北部祁连山地区的1:20万区域水文地质普查,完成了青海南部1:100万区域水文地质调查以及少部分地区1:20万区域水文地质普查,完成了全省水文地质远景区划以及二轮地下水资源评价,为城市、厂矿、产业园区勘察了诸多大型地下水供水水源地,地下水和盐湖卤水动态监测网日臻完善。基本查清了青海省的水文地质条件,地下水资源量及其开发利用条件与潜力,地下水动态特征以及主要环境水文地质问题。

工程地质方面。完成了全省工程地质远景区划,完成了黄河龙羊峡至青铜峡段、宝鸡至兰州段铁路环境工程地质勘察,完成了某国防工程核污染物填埋场选址勘察,完成了西宁市水工环地质勘察评价,完成了黄河流域、西北地区工程地质图及说明书的编制,完成了南水北调西线工程超前期阶段区域工程地质及区域稳定性调查评价,为铁路、公路、桥梁、水电站等工程建设提交了大量的工程地质勘察报告。基本摸清了青海省和已建、拟建大型工程布设区的区域工程地质条件及所存在的主要环境工程地质问题。

环境地质方面。完成了黄河源区1:25万生态环境地质调查、1:50万青海省环境地质调查,完成了《青海省矿山环境保护与治理规划(2006~2015年)》,完成了34个县(市)地质灾害调查与区划,完成建设工程地质灾害危险性评估324宗,公布了《青海省地质灾害防治规划(2006~2020年)》、《青海省突发地质灾害应急预案》,发布了《青海省地质环境保护办法》、《地质灾害危险性评估规程(DB63/489—2004)》,制定了《青海省矿山环境治理恢复保证金管理办法》,实施了地质灾害年度防灾预案编制、动态调(巡)查和地质灾害气象预警预报制度。建成了4个国家地质公园、1个国家矿山公园。基本摸清了青海省地质环境条件、地质灾害危害和主要环境地质问题。

上述工作,都从不同的学科角度,提升了青海省水工环地质研究程度和水平,为更好地保护青海地质环境,客观地认识和了解青海地质环境条件和形成演化过程,掌握其时空变化规律,寻求拟定相应有效的保护和开发利用地质环境对策起到了一定的推动作用。

第三节 自然地质环境及主要环境地质问题概述

一、自然地理环境

青海省深居欧亚大陆腹地,属高原大陆性气候,具有干燥多风、寒冷缺氧、光辐射强等特点。年平均气温为-5.9~8.7℃,气温差异大,垂直变化明显,年平均气温呈南、北低,中部高之势。省域内大部分地区年降水量为200~500mm,东南部的久治、达日、班玛、囊谦及北部的门源等地年降水量在500mm以上,其中久治高达1031mm(1981年)。柴达木盆地是青海省降水量最少的地区,年降水量大多在

50mm 以下, 其中冷湖仅 17mm。

青海省位居江河之源, 湖泊众多, 河流纵横、冰川发育。流域面积大于 500km^2 的河流有 278 条, 河道长度大于 100km 的河流有 65 条。乌兰乌拉山、博卡雷克塔格山、布青山、鄂拉山、日月山、大通山、疏勒山和冷龙岭一线的东南一侧为外流流域, 西北一侧为内陆流域。外流河流域包括长江水系、黄河水系和澜沧江水系, 总面积 $34.86 \times 10^4\text{km}^2$, 多年平均流量为 $1586.7\text{m}^3/\text{s}$, 年径流总量为 $500.4 \times 10^8\text{m}^3$ 。内陆河流域总面积 $37.41 \times 10^4\text{km}^2$, 多年平均流量为 $399.2\text{m}^3/\text{s}$, 年径流总量为 $125.9 \times 10^8\text{m}^3$ 。内陆河流域按地区分为祁连山北部、青海湖、哈拉湖、茶卡—沙珠玉、柴达木、可可西里盆地等 6 个水系。河流的天然水质总特点是河流水化学成分、矿化度、总硬度等由东南向西北逐渐增加, 在内陆盆地区有明显的随海拔而变化的规律。河流天然水呈弱碱性, 其 pH 值为 7.5~8.6; 大部分河流的天然水质良好, 水污染较轻, 但湟水和格尔木河河水污染较严重, 部分离子超标。

青海省是全国五大湖泊省(区)之一, 主要分布在内流水系及外流江河发源地。全省水面大于 0.5km^2 的湖泊有 458 个, 水面大于 1km^2 的湖泊有 265 个, 湖泊总面积 $1.29 \times 10^4\text{km}^2$, 湖水总储量 $2246.63 \times 10^8\text{m}^3$ 。湖泊中淡水湖 ($M < 2\text{g/L}$)、微咸水湖 ($2\text{g/L} < M < 5\text{g/L}$) 共 449 个, 咸水湖 ($5\text{g/L} < M < 35\text{g/L}$) 230 个, 盐湖 ($M > 35\text{g/L}$) 44 个。

青海省冰川面积有 4620.71km^2 , 冰川储量 $3987.87 \times 10^8\text{m}^3$ 。其中, 昆仑山冰川、祁连山冰川、唐古拉山冰川面积分别占全省冰川面积的 43.4%、28.4% 和 28.2%。

青海省东部和东南部为森林草原植被, 向西或西北植被类型依次是草原、高山草甸、高山草原、荒漠。全省的森林覆盖率为 3.01% (含灌木林地), 主要分布在东部山地; 灌丛植被广布在东部、东南部和东北部以及西南部海拔 3600~4500m 的山地阴坡和局部滩地; 温性草原分布在青海东北部, 而青南高原的北部和西部为高寒草原; 荒漠植被集中分布于柴达木盆地和共和盆地; 高寒草甸植被主要分布于青南高原的南部和东部海拔 4000~4800m 的地区及祁连山东部海拔 3200~4000m 的地区。

二、地质环境背景

1. 地貌

青海地域辽阔, 地势高峻, 与西藏自治区同称“世界屋脊”。平原占 40.6%, 丘陵占 26.8%, 平均海拔高度大于 3000m 的面积占全省总面积的 73.3%。青海地貌复杂多样, 境内有长达 1000km 以上的山脉多条, 其中海拔 5000m 以上的山体均终年积雪、分布有现代冰川。地势西高东低、南北高中间低。东西部地貌最大的差异是因为东部的内外地质作用强度大于西部, 在强烈的流水侵蚀作用下原始高原地貌形态不复存在, 地形上表现为山高谷深; 这种流水营力作用导致东部地区斜坡重力地质作用异常活跃。而西部则以剥蚀夷平占主导, 高原夷平面十分发育。

青海地貌按形态可分为山地和平原两大类; 按内外营力及其所形成的地貌形态和组成物质, 可分为构造地貌、流水地貌、湖泊地貌、冰川地貌、冰缘地貌、风成地貌、重力地貌和黄土地貌等多种类型。综合起来可划分为阿尔金山—祁连山高山山原、柴达木—(黄)河、湟(水)中海拔盆地及青南高原等 3 个大地貌区; 东阿尔金—北祁连高山宽谷、柴达木盆地、昆仑山大起伏高山等 10 个中地貌区; 阿哈提中起伏中山—高山、茫崖—冷湖风蚀残丘古湖盆、祁漫塔格—布尔汗布达高山等 25 个小地貌区。

2. 地质构造及新构造运动

青海位处几大构造域的结合部, 构造活动性强, 应力状态复杂, 地壳结构不均。新生代以来, 地壳收缩抬升, 新构造活动强烈, 主要表现在地震、活动断裂和地壳差异性运动方面。

唐古拉山、昆仑山山地第四纪以来上升 5621~5860m, 阿尼玛卿山上升 5282m, 宗务隆山北部—阳康—布哈河北山一带上升 3800~4000m, 从阿尔金山到冷龙岭于省区边界附近最高上升 4800m; 青海省北部地壳表现为大隆大陷的区域活动规律, 南部地壳表现为横向弧形运移、挤压活动规律。

青海是我国地震多发区之一, 仅次于台湾、西藏、云南、四川和新疆, 居全国第六位。20 世纪以来, 青海境内共发生 5 级以上地震 188 次; 5 级地震几乎遍布全省, 6 级地震主要分布在祁连山一带、柴达木

盆地、唐古拉山—玉树一带以及久治—达日一带，7级地震主要分布在花石峡—达日一带（即横贯青海的库赛湖—玛曲断裂带）和共和地区，2001年11月14日昆仑山8.1级地震创历史新高。

3. 岩土体类型

青海省内岩体类型按成因及岩性可分为碳酸盐岩建造、碎屑岩建造、岩浆岩建造和变质岩建造，主要分布在昆仑山、祁漫塔格山、柴达木山、祁连山及青海南部高原等地（表1-1）。其中青东古、新近系红色碎屑岩建造是省内易滑岩体。

表1-1 青海省岩体类型一览表

岩体建造	岩性组	主要分布范围	主要岩性	特征
岩浆岩建造	1. 坚硬的块状侵入岩岩组	昆仑山、祁漫塔格山、柴达木	花岗岩、正长岩、闪长岩、辉长岩	于多年冻土区多见融冻岩屑；非多年冻土区深切峡谷段及构造交错处多见崩塌与大型滑坡
	2. 坚硬的厚—中厚层状火山岩岩组	玉树、治多、结扎、同德、可可西里山	火山岩夹结晶灰岩、玄武岩、安山岩、凝灰岩	
	3. 坚硬的薄层状火山岩岩组	大通河上游、阿木尼克山、冷龙岭、布尔汗布达山	基性火山岩、安山岩、安山质火山角砾岩	
	4. 较坚硬的厚—中厚层火山岩岩组	都兰湖、祖尔肯乌拉山、低头山	火山岩、砾岩、中酸性或酸性火山岩夹砂岩	
	5. 较坚硬的薄层状火山岩岩组	黑河南岸、达坂山	安山岩、安山玄武岩、中基性凝灰岩	
碎屑岩建造	1. 软硬相间的厚—中厚层状碎屑岩岩组	结扎、潘尼	粉砂质泥岩、细砂岩、石英砂岩、砂砾岩	成岩程度较低，胶结差，浸水易软化，受构造影响裂隙发育，尤其是泥岩与石膏岩互层区更甚，多见危岩。易发生崩滑流灾害
	2. 较坚硬的薄层状碎屑岩岩组	走廊南山南坡	粗粒石英砂岩、云母砂质页岩、粉砂岩	
	3. 软弱的厚—中厚层状碎屑岩岩组	杂多、雁石坪、西宁、民和、小柴旦、贵德、化隆盆地	泥岩、粉砂质泥岩、长石石英砂岩、粉砂岩	
	4. 软弱的薄层状碎屑岩岩组	阿卡腾能山、五道梁、二道沟、土尔根达坂	杂色砂岩、泥岩、粉砂质泥灰岩夹泥灰岩、页岩	
	5. 软弱的厚—中厚层状碎屑岩岩组	杂多、雁石坪地区	泥灰岩、生物碎屑灰岩、砂岩、粉砂岩	
碳酸盐岩建造	1. 坚硬的块状碳酸盐岩岩组	玛沁以南、阿尼玛卿山南坡	灰岩、少量砂岩和钙质粉砂岩	岩体呈块状，坚硬致密，力学强度高
	2. 坚硬的厚—中厚层状碳酸盐岩岩组	欧龙布鲁克、托素山北坡、西倾山那棱郭勒	石英岩、结晶灰岩、少量页岩砂岩	
	3. 坚硬的薄层状碳酸盐岩岩组	黑河南岸、祁漫塔格、囊谦	灰岩夹砂岩、硅质灰岩、生物灰岩	
	4. 较坚硬的厚—中厚层状碳酸盐岩岩组	布赫特山、牦牛山、布哈河、阿拉克湖	白云岩、白云质灰岩、结晶灰岩、生物灰岩夹角砾岩	
	5. 较坚硬的薄层状碳酸盐岩岩组	大柴旦、欧龙布鲁克、杂多、阿拉克湖	砂岩、页岩、白云岩及竹叶状灰岩	
	6. 软硬相间的厚—中厚层状碳酸盐岩岩组	牦牛山、扎布杂秀、欧龙布鲁克	砂岩、砂砾岩、生物灰岩、粉砂质灰岩夹鲕状灰岩	
	7. 软硬相同的薄层状碳酸盐岩岩组	欧龙布鲁克、冷龙岭北	砂质页岩与石灰岩互层、灰质页岩夹灰岩	
	8. 软弱的薄层状碳酸盐岩岩组	怀头他拉、可鲁克	炭质页岩夹泥质灰岩、灰岩、不纯灰岩	

续表

岩体建造	岩性组	主要分布范围	主要岩性	特征
变质岩建造	1. 较坚硬的厚—中厚层变质岩岩组	党河南山、冷龙岭、纳赤台、玛多、甘德	板岩、石英长石砂岩夹板岩、中粗粒硬砂岩	构造裂隙发育，风化强烈，易产生泥石流、滑坡与岩质崩塌。在陡峻边坡带，往往出现顺层乃至切层岩块活动
	2. 较坚硬的薄层状变质岩岩组	苏海图河、博卡雷克山、宗务隆山、杂多、雁石坪	炭质页岩、长石砂岩、板岩、片麻岩	
	3. 软硬相间的厚—中厚层状变质岩岩组	乌丽、开心岭、大通河上游、贵南、同仁	长石砂岩、板岩夹砾岩、砂质泥岩	
	4. 软硬相间的薄层状变质岩岩组	达坂山、托莱南山、门源、都兰、阿尔金山	结晶片岩、角闪片岩及大理岩、绢云母石英片岩	
	5. 软弱的碎裂结构岩组	昆仑山、祁连山、唐古拉山	糜棱岩、角砾岩、碎裂岩	

土体类型主要有非粘性土（砾质土、砂性土）、粘性土（亚砂土、亚粘土、粘土等一般粘性土）、特殊土（软弱粘性土、黄土类土、盐渍土、冻土），广泛分布于柴达木盆地、黄河谷地、西宁—民和盆地、共和盆地、可可西里及通天河上游等地，现代河谷及山间盆地亦有零星分布。其中，黄土、盐渍土、冻土构成了青海特有的诸如黄土湿陷、盐胀溶陷、冻胀融沉等地质灾害类型的背景条件。

4. 水文地质

青海省分布着5种类型的地下水：①松散岩类孔隙水主要分布在第四系松散沉积物厚度较大的内陆盆地、山丘区较大谷地及湟水、黄河、长江上游干支流河谷平原区；②碎屑岩类裂隙孔隙水多为分布于中新世界陆相盆地内，含水层岩性有砂砾岩、砂岩、泥岩、灰岩、煤系地层及火山岩等，该类型水常具承压自流性质；③碳酸盐岩裂隙溶洞水较广泛地赋存于侏罗纪前的灰岩、结晶灰岩、大理岩、白云岩及其所夹的砂板岩、火山碎屑岩的裂隙孔洞中，多以大泉形式沿构造断裂或层间孔洞泄出，富水性从丰富到贫乏皆有，很不均匀；④基岩裂隙水主要赋存于前中生代各种沉积变质岩、侵入岩的风化裂隙和构造裂隙中，在不同地貌、气候、岩性及构造条件下，富水性极不均匀，埋深相差悬殊；⑤冻结层水广泛分布于祁连山地和青南高原中纬度高海拔型多年冻土区，赋存于冻结层上、下及其融区松散岩层孔隙及基岩裂隙孔洞中。

青海省地下水化学成分最显著的区域特点是广泛分布的淡水与大面积及点状、片状分布的咸水、盐水、卤水并存，矿化度跨度极大，从小于0.1g/L的淡水到大于325g/L（最高达487g/L）的卤水均有。在干旱的柴达木内陆盆地还呈现出典型的水平分带及垂直分带规律。

三、主要环境地质问题

1. 崩、滑、流灾害

崩塌类型主要有黄土崩塌和基岩崩塌两种。据资料统计，青海省共有崩塌345处，其中黄土崩塌64处，基岩崩塌281处。黄土崩塌主要分布在青海东部黄土梁峁沟壑的支毛沟、残塬边坡、高阶地前缘，一般规模不大；岩质崩塌主要分布于由半胶结和裂隙发育的岩石组成的丘陵、山区的陡坡地带和黄河、湟水及其支流的基岩峡谷段，规模一般较黄土崩塌大。主要发育分布特点：①发育在青海东部第四系黄土丘陵区；②发育在软硬相间的层状岩层和脆性地层的陡崖、高陡斜坡边缘；③发育在人类工程活动强烈的边坡陡峭的公路铁路沿线。

滑坡类型主要有黄土滑坡、堆积层滑坡和基岩滑坡3种。据资料统计，青海省共有滑坡671处。其中，黄土滑坡337处，大、巨型占黄土滑坡总数的29.1%，中、小型占70.9%，主要分布在青海东部的黄土丘陵区。堆积层滑坡88处，大、巨型占21.6%，中、小型占78.4%，多发育在丘陵与平原交接的斜坡地带和阶地前缘。基岩滑坡246处，大、巨型占35.0%，中、小型占65.0%，主要分布在山地区域和江河的峡谷地段，并以片岩、板岩、千枚岩组和侵入岩、片麻岩、碎屑岩分布区较为发育。基岩滑坡一

般规模大、突发性强。从地域分布来看,青海东部地区以黄土滑坡为主,间有堆积层滑坡和基岩滑坡,发育密度最大,老滑坡以大型、巨型者居多,新滑坡以中、小型居多;青海北部山地以基岩滑坡和堆积层滑坡为主,规模以中、小型者居多;青海南部地区以基岩滑坡居多,大、中、小型兼有;青海西部地区以堆积层滑坡为主,并以中、小型者居多。

泥石流类型据泥石流中的固体物质颗粒级别分为泥流、水石流和狭义的泥石流。泥流多发生在黄土丘陵沟壑区;水石流主要分布于山区和峡谷区,多为小型。按形成泥石流的地貌划分为沟谷型泥石流和坡面型泥石流。沟谷型泥石流发育普遍,规模大,来势汹汹,以黄河、湟水一、二级支流居多;坡面型泥石流发育在黄河(龙羊峡一曲什安)穿越滩地段的河岸坡体及同德县的巴曲、兴海县的曲什安河(温泉以下段)、青根河(大河坝—唐乃亥段)等河谷两侧。青海省泥石流具有空间分布不均匀、时间分布集中、多发和群发等特点。青海东部的黄土丘陵地区是泥石流集中分布区,占全省泥石流总数的90%以上,其中西宁市和海东地区1市9县泥石流多达606条,占全省泥石流总数的59.4%,互助县、乐都县、化隆县、湟源县、循化县5个县的泥石流占全省泥石流总数的41.5%,为泥石流的多发区;北部祁连山地和青南高原江河峡谷区呈零星分布;广大的柴达木盆地和高原面很少有泥石流发育。在时间分布上具有集中性,雨汛期是泥石流的高发期,丰水年是泥石流的多发年。据统计,每年的第一次连续降雨过程中的暴雨阶段,地表松散物质被充水饱和后最容易引发泥石流;降雨量大的丰水年份,泥石流暴发频繁。另外泥石流还具有同一地点多期发生和同一时期多处发生的特点,即具有明显的多发性和群发性。

2. 地面塌陷

(1) 采空塌陷。采空塌陷主要是煤矿开采区的采空区塌陷,多分布于青海北部地区的煤矿区,青海南部及达木盆地也有零星分布。据资料,青海省共有采空塌陷12处,塌陷面积达 8km^2 以上。其中大通煤矿塌陷最大,塌陷面积达 6.71km^2 ,占全省塌陷总面积的83.9%;其次为鱼卡煤矿和默勒煤矿,塌陷面积分别为 0.5km^2 和 0.9km^2 。采空塌陷共造成9013间房屋变形开裂,1226间房屋倒塌,万余亩耕地受损,20000余亩^①草场、林地遭到破坏,直接经济损失5000万元以上。

产生采空塌陷的主要原因有顶板岩层薄、岩性软弱、采矿爆破震动、不预留保安矿柱或回采预留矿柱、采空区不进行回填等。伴随着采煤业的发展,青海省采空塌陷灾害将进一步加重,表现为已有采空塌陷面积扩大和新采空塌陷的形成。强采、滥采、盲采也将加重塌陷灾害的发生与发展。

(2) 盐溶塌陷。盐溶塌陷系指盐层被低矿化度水溶解造成地表下陷的地质现象,这种地质现象在柴达木盆地均有分布,尤以察尔汗矿区北部的青藏铁路两侧最为显著,威胁青藏铁路和215国道的安全。盐溶塌陷可分为溶蚀沟、溶蚀漏斗和盐溶洞三种类型。

通常情况下,盐的溶蚀是在淡水或低矿化度水作用下进行的;盐溶塌陷分布区的淡水和低矿化度水主要来源于地下水(潜水及承压水),其次来源于大气降水。

3. 土地沙漠化、水土流失和土地盐渍化

(1) 土地沙漠化。青海省有沙化与沙漠化土地 $12.52 \times 10^4\text{km}^2$,占全省总面积的17.4%。其中,流动沙丘(地)、半固定沙丘(地)、固定沙丘(地)、风蚀残丘、戈壁、重盐碱地和盐漠,分别为 $1.83 \times 10^4\text{km}^2$ 、 $1.24 \times 10^4\text{km}^2$ 、 $0.95 \times 10^4\text{km}^2$ 、 $2.05 \times 10^4\text{km}^2$ 、 $4.59 \times 10^4\text{km}^2$ 、 $0.05 \times 10^4\text{km}^2$ 和 $1.81 \times 10^4\text{km}^2$,分别占沙化与沙漠化土地总面积的14.6%、9.9%、7.5%、16.3%、36.7%、0.4%和14.5%。另有潜在沙漠化土地 $0.98 \times 10^4\text{km}^2$ 。分布范围包括柴达木、共和和青海湖3个盆地以及青海南部黄河源区和长江源区,分属5个自治州的19个县(市),介于东经 $90^\circ30' \sim 101^\circ05'$,北纬 $35^\circ30' \sim 39^\circ19'$ 之间。

(2) 水土流失。据水利部1992年卫星遥感资料,青海省水土流失面积为 $33.41 \times 10^4\text{km}^2$ (占全省国土面积的46.33%),其中黄河、长江、澜沧江和内陆河四大流域的流失面积分别为 $7.54 \times 10^4\text{km}^2$ 、 $10.63 \times 10^4\text{km}^2$ 、 $2.38 \times 10^4\text{km}^2$ 和 $12.86 \times 10^4\text{km}^2$ 。每年从青海输入黄河、长江和内陆河的泥沙量达到

^① 1亩=0.0667 hm^2 。

1. $1495 \times 10^8 \text{ t}$ 。

(3) 土地盐渍化。青海省原生盐渍土(卤水湖、半干涸盐湖和干涸盐湖)主要分布于柴达木盆地,共和盆地、黄河源区,可可西里地区也有零星分布。柴达木盆地西北自杂斯库勒湖—冷湖,东南至团结湖—柯柯盐湖,分布着32个卤水湖及石盐滩地,总面积约 $3.18 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。

盐渍土对基础设施影响和危害较大,如盐渍土的盐胀和溶陷造成公路路基的翻浆及波状起伏,盐渍土对光缆、输油管道的腐蚀等,如敦煌至格尔木公路和青藏铁路的路基在察尔汗盐湖干盐滩区都进行过反复整治。

次生盐渍土主要是由于大水浸灌、渠道渗漏、没有排水系统,导致地下水位不断上升而使土壤表层积盐形成的。土壤次生盐渍化不仅在柴达木盆地比较严重,黄河流域河谷也有发生。青海省累计土壤次生盐渍化面积 198 km^2 ,柴达木盆地因次生盐渍化累计弃耕 195 km^2 ,几乎每个农场均存在耕地次生盐渍化现象,整个盆地绿洲耕地有近 46.7 km^2 因盐渍化而弃耕,近 33.3 km^2 土地因盐渍化而减产。

盐渍化破坏土壤结构,使其板结并降低肥力,破坏农作物的生理机能,严重的使种子和根系腐烂死亡,造成农作物大面积减产,甚至使土地无法耕种,形成大面积的盐滩或光板地,使草原退化成荒漠,还可引起水质变异使得人畜不能饮用。

4. 特殊岩土灾害

(1) 黄土湿陷。青海省黄土湿陷绝大部分分布在东部地区。其中,湟水流域分布比较连续,黄河流域则为小片状零星分布。黄土总面积约 $3.44 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。

青海东部各盆地的黄土质地均匀,富含碳酸钙,固结较差,垂直节理发育,无层理,湿陷系数为 $0.02 \sim 0.04$,抗剪强度为 $7.84 \sim 23.52 \text{ kPa}$,具湿陷性。黄土遇水湿陷是其特有的性质,据资料显示,黄土的湿陷性具有自西向东由大变小、自河谷上游向河谷下游由大变小的特点。

黄土湿陷灾害在青海东部较为发育。主要表现形式以湿陷坑、湿陷洼地、落水洞成灾,如湟源县星泉地区的青海省地球物理勘察队驻地,由于降雨和生活用水的任意排放,造成黄土湿陷,使得200多幢房屋发生不同程度的下沉,造成直接经济损失360万元。

(2) 冻胀融陷。青海省的多年冻土主要分布在省域南北的青南高原和北部山地(图1-2),为中低纬度高海拔多年冻土区。其多年冻土分布下限,于北部山地较低,于青南高原较高。从地域分布看,青海省北部山地的热水、江仓、木里、哈拉湖等地区,青南高原的昆仑山区、楚马尔河高平原、可可西里、北麓河盆地、风火山区、尺曲谷地、沱沱河盆地、开心岭等地区,均为致灾作用较强烈或强烈的多年冻土分布区。

位处青藏高原腹地的青南地区,中纬度高海拔多年冻土广泛分布。融冻泥石流、热融湖塘、热融滑塌、冻胀丘、疙瘩状冻土草沼等多见,致使公路路面波状起伏、路基沉陷变形、路基路面产生纵向裂缝等。如冻融造成道路翻浆,在通天河、五道梁等处均有发生,青藏公路出现高低不平 and 裂缝的现象也较多。祁连山地也有较大面积的多年冻土分布,冻融作用强烈,现实危害与潜在危险性较大,如江仓、木里等煤矿建筑物地基沉陷、开裂现象严重。

调查分析显示,青海省境内存在冻土退化现象。近年来,多年冻土下界普遍升高 $40 \sim 80 \text{ m}$,边缘地带多年冻土层减薄 $5 \sim 7 \text{ m}$,沿青藏公路岛状多年冻土的北界向南推移了 3 km 。比较20世纪70年代和90年代编制的高原冻土图发现,20年间青藏高原多年冻土面积减少 $16 \times 10^4 \text{ km}^2$,约占原面积的11%。

5. 环境水文地质问题

(1) 地下水水质污染。青海省地下水水质污染主要为局部地段污染,而且多数属于点上的工(矿)业废水污染。除格尔木等经济集中发展地区浅层地下水有一定污染外,柴达木盆地地下水总的情况相对较好;除某些矿业开发地段有局部污染外,青南高原地下水水质一般仍处于天然状态;东昆仑、北祁连等岩金成矿带高浓度含氰、含汞废水对环境造成了极其严重的污染。

近年来,地下水污染有日趋严重之势,特别是湟水流域的西宁、大通、互助、民和等经济相对发达地区,工业废水及生活污水的不合理排放,使河水及河谷潜水明显受到污染,尤其是西宁及其以东的湟

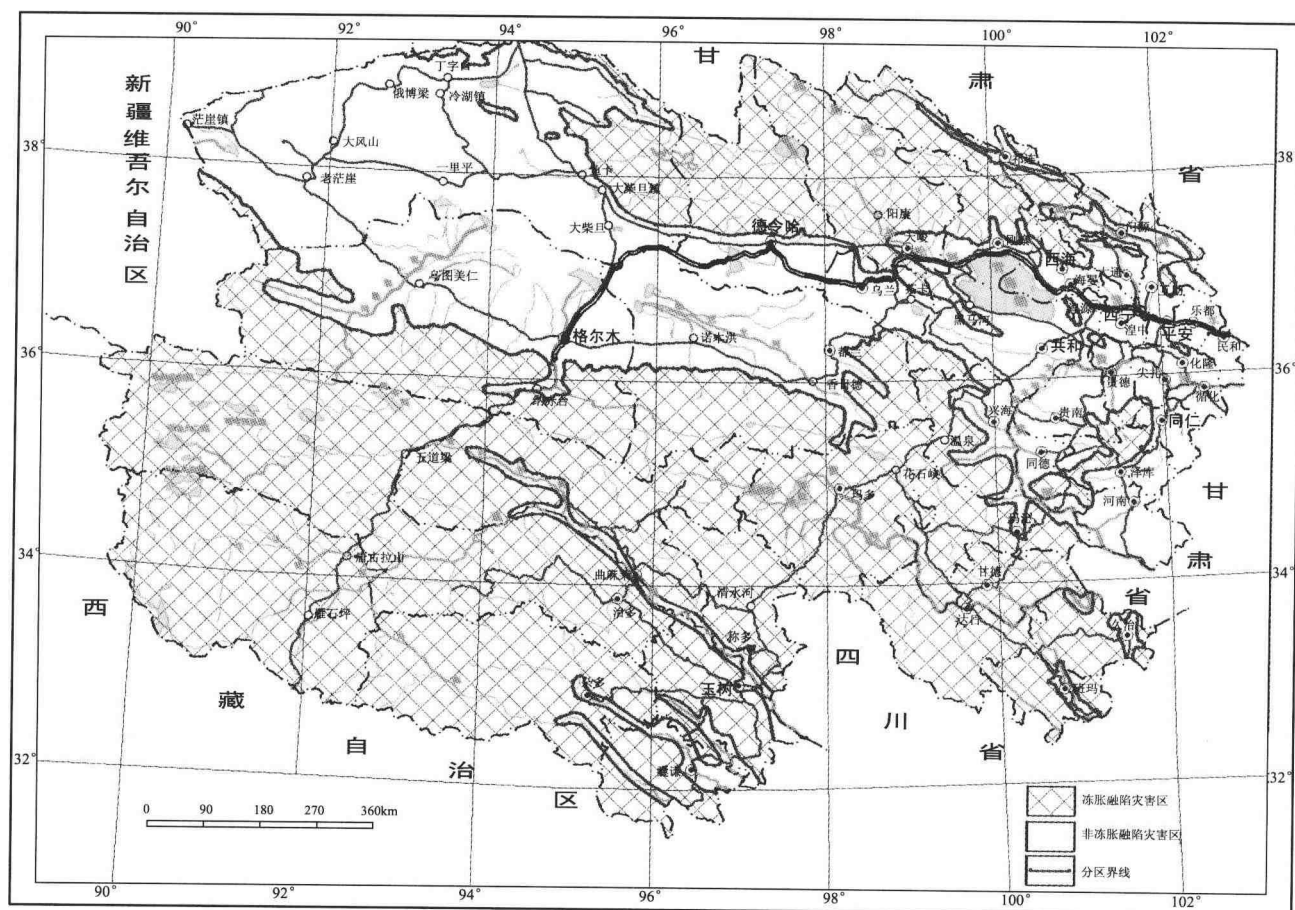


图 1-2 青海省多年冻土分布区略图

水河谷段，水资源污染极为严重。

主要污染源有海北化工厂铬污源、青海石油一库油污源、化隆县黄金公司氰化物污源、湟中县甘河工业废水污源、湟中县上五庄土法工艺提金、乐都县槽子沟岩金矿、格（尔木）拉（萨）输油管线油污染、格尔木冲洪积扇东翼水质咸化、格尔木炼油厂氧化塘废水等。

（2）地方病。青海省是全国地方病较严重的地区之一。主要病种有地方性甲状腺病、地方性氟中毒、克汀病及大骨节病，其中以地甲病和氟中毒为主。据青海省地方病防治部门调查，地方病主要集中分布在青海省东北部地区。全省有 23 个县、市（区）、297 个乡有不同程度的碘缺乏病，地方性甲状腺肿患病人数约 22×10^4 人，患病率达 12.05%；克汀病患者 1590 人，患病率为 0.09%；氟斑牙分布在青海东部互助等 14 个县（市）的 100 多个乡，患病人数达 11×10^4 余人，平均患病率为 55%，其中互助县患病率最高（82.8%），其次是贵德县、西宁市等。

地方性甲状腺病主要集中在湟中、贵德、尖扎、化隆、平安、乐都、民和等县及西宁市郊，山前区水中含碘量一般为 $15 \sim 271 \mu\text{g/L}$ （为重病区），丘陵区水中含碘量一般为 $21 \sim 34 \mu\text{g/L}$ （为中等病区），河谷区水中含碘量大于 $301 \mu\text{g/L}$ （为轻病区）。就地甲病的分布来看，农村大于城市；农业区大于以牧业为主、农业为辅的地区；以牧区为主、农业为辅的地区又大于牧业区。

地方性氟骨病主要流行于泉水、温泉、矿泉分布广泛的海东地区、海南藏族自治州等地。青海省地氟病病情较为严重，但氟中毒症以氟斑牙为主，氟骨症仅在少数地区有分布。据调查，2002 年全省病区有 19 个县、120 个乡、415 个村，病区人口 31.1537×10^4 人，患病率 62.53%。氟中毒主要流行于东部农业区，其次也散布在牧区定居点的人群中；氟斑牙患病率，随着水中氟含量的上升而升高，水中氟含量

的高低决定了病区发病的轻重。主要防治措施为“改水降氟”，改换低氟水源是防治地方性氟骨病的主要措施。

地方性克山病患者有 1590 人，患病率为 0.09%，其流行区域绝大多数分布在黄河河谷及其流域，5%~6% 分布于长江水系。

1982 年首次在贵德发现大骨节病，后又在班玛、兴海两县的 8 个乡发现有该病分布。受威胁人口达 2×10^4 余人，发现患者 2460 人。班玛县大骨节病区分布于深山峡谷中，病区均有大片带状落叶松、柏松和灌木丛等，海拔 3400m 左右，属高原性病区。据发现大骨节病的灯塔、班前、亚尔堂等乡及县林业局的调查统计，患病检出率分别为 41.76%、26.36%、3.23% 和 1.15%；贵德县以东沟乡高红崖大队患病率最高，达 63.33%。目前采用的防治办法是投硒和其他药物辅助治疗。

(3) 原生有害地球化学异常。青海省碘含量不足分布较广，主要分布在东北部地区。据不完全统计，青海省内有 19 个县（市）297 个乡有不同程度的碘缺乏病流行；氟含量超标严重的地区为海东地区、海南藏族自治州，全省计有 120 个乡 11.47×10^4 人患有氟斑牙病。另外，局部地区砷含量高，如黄河源头地区北部的再根日花—加塔龙浪一线和南部东风乡—折尔考等地即为砷高背景区，含量一般在 15~46mg/kg 间，最高含量为 158mg/kg；局部地区汞含量高，如青南地区的卡里恩卡着玛和加塔斜玛翁等地局部有汞异常，含量为 28~80 μ g/kg，最高 176 μ g/kg。

(4) 与人类工程经济活动有关的水文地质现象。一是地下水资源开采引起地下水位下降。2000 年，新安庄和杜家庄两个水源地的漏斗已连为一体，总面积 17.2km²；西宁市西纳川丹麻寺水源地漏斗面积 31.0km²；平安县白沈家沟新庄水源地漏斗面积 8.5km²；西川多巴水源地漏斗面积 28.0km²；察尔汗盐湖首采区 2001 年 9 月漏斗面积为 450km²，中心观测孔最大降深为 4.54m。二是湖水位下降及湖泊退缩。1959 年，青海湖平均水位为 3196.55m，湖面面积 4548.3km²；2002 年平均水位则为 3192.85m，湖面面积 4235km²。40 年来，青海湖水位下降 3.7m，湖面减少 313.3km²，湖水的含盐量也从 14g/L 上升到 16g/L。自 20 世纪 50 年代到 1998 年，鄂陵湖、扎陵湖水位下降了 3.08~3.48m。黄河源区区域地下水水位下降表现为山区泉水泉口下移、泉流量减少、崩前缘泄出带下移、流量减少，受地下水补给的低位沼泽湿地明显萎缩，河谷区地下水位下降等。长江源区湖泊退缩现象极为普遍：目前赤布张错湖已分离为 4 个串珠状小湖，乌兰乌拉湖已分离成 5 个小湖，雀莫错湖的面积减小了约 1/2。伴随水域缩小和内流化，湖水的矿化度升高而趋于盐化，许多淡水湖泊水已呈咸化—微咸化，如苟鲁错在 20 世纪 60 年代为咸水湖，1989 年变为盐湖，现已成为干盐湖；曲麻莱县西部的楚马尔河流域，许多小湖泊干涸，并出现盐碱化，河谷沼泽地也出现萎缩和盐碱化。

综上所述，由于青海省位于中国地壳最活跃的部位，从早古生代到新生代，不同时代的板块俯冲带，缝合线和深大断裂也相对集中在青海省境内。并且三江并流，短时间尺度下江河溯源侵蚀、切割，这一特殊的地质环境和动力地质作用使得青海省成为高大山地、高原和全国最大的高原性盆地。这种自然地质环境的差异性决定了青海水文地质、工程地质、环境地质工作地域差异性较大，这种差异性是由高原隆升对水工环地质工作影响的必然结果。

第二章

青海区域地质环境基本特征

青藏高原在漫长的、历经沧海桑田的地质演化过程中,以磅礴的气势使 $260 \times 10^4 \text{ km}^2$ 的青藏地区从海底掘起成为世界最大的高原,改变了地球外貌和气候环境条件,开创了新生代的历史。这种经过古近纪末喜马拉雅构造运动和第四纪早期的青藏运动、昆黄运动,高原急剧隆升,并达到阻挡西南季风、印度洋暖湿气流,使高原面达到季风稳定出现的临界高度,从而导致气候环境变化,山岳冰川开始发育,外流水系发育形成,地质环境发生急剧变化。

第一节 地 貌

一、地貌基本特征

(一) 地貌基本格局

喜马拉雅运动以来,受源自印度板块北北东向的挤压作用,整个青藏高原地貌基本格局呈北西西向同步弯曲,大地貌单元基本上沿纬线方向呈带状分布。自北向南依次为祁连山—阿尔金山、柴达木盆地—共和盆地—河湟谷地及黄南低地、东昆仑山脉、青南高原、唐古拉山脉。总的表现为北部山地,中部盆地、谷地和低地,南部高原,使高大山脉、山间盆地、高原相间排列,呈现马鞍形地貌格局。这些近平行东西走向的高大山脉,往往成为重要的自然地质地理分界线,也是青海地质环境条件变化的分界线。

(二) 地势基本特征

青海省是青藏高原的重要组成部分,平均海拔 3500m 以上,青南高原超过 4200m,西南部在 4700 ~ 4800m 以上,最高峰布喀达坂峰 6860m,也是青海省的最高点。省东部海拔大都在 3000m 以下,最低点位于黄河支流湟水在民和县下川口出省处,海拔 1650m。因此,全省地势总体呈现自西南向北东方向倾斜,相对高差达 5200m。这种短时间尺度下刻画出的巨大落差,使得青海省境外动力地质现象十分发育,而且种类齐全,规模大。

西高东低,地势悬殊,使得省内大河自西向东流;还由于水量充沛,自然落差大,而蕴藏着十分丰富的水力资源,成为我国水力资源最丰富的省份之一。这种地势有利于东南气流和西南气流伸入我省东南、东部地区,形成一定的降水。因而,青海省东南部的久治县年均降水量为我省之冠,达 748.4mm。

表 2-1 表明,省境内海拔 3000m 以上地域占 74%,2000m 以下只占 0.1%。山地面积占全省总面积的一半以上,海拔 3000m 以上的山地约占全省总面积的近 80%。这种高海拔和大落差地势,使得青海省成为我国冻融灾害和崩滑流地质灾害最发育的省份之一。

表 2-1 青海省各类地形面积统计表

单位: km^2

高度/m	平地	丘陵	山地	合计	占比/%
1650 ~ 2000	375.33		313.89	689.42	0.1
2000 ~ 3000	102746.05	27615.63	61478.37	191840.05	26.2

续表

高度/m	平地	丘陵	山地	合计	占比/%
3000 ~ 5000	97718.19	98502.79	293357.98	489578.96	67.0
5000 以上	6742.36	10439.57	19253.73	36435.66	5.0
水域	12644.47				1.7
合计	220226.47	136557.99	374403.97	731188.43	100.0
占比/%	30.10	18.70	51.20	100.00	

注：引自张忠孝等《青海地理》。

（三）地貌类型

全省地质构造和各地自然地理条件差异悬殊，导致地貌类型复杂多样，有高耸挺拔的山脉、辽阔的高原、大小高度不等的盆地和缓起伏的丘陵以及宽展的谷地、幽深的峡谷等。

（四）外营力地貌类型总体趋势

东部地区是我国一、二级地貌阶梯过渡带。自三大江河的切穿贯通以来，锲而不舍的流水作用，导致了这里侵蚀和堆积作用十分活跃。因而，省内地表切割深度和密度表现出东南部强，向西北部逐渐变弱的特点；这一特点，致使青海省东部崩、滑、流地质灾害十分频繁，河谷第四系孔隙水十分丰富。西部是在干旱、极干旱条件下的风化、蒸发浓缩作用强烈的区域，致使西部地区土地沙化及盐渍化现象十分严重；南部广大区域地势高亢，大都年均温在 0℃ 以下，是冰缘和寒冻作用强烈区，冻胀融沉灾害十分活跃，冻结层上、层下水十分发育。这种因外营力作用的差异，也导致了省内微地貌分布的差异。如东部以黄土地貌、河谷地貌、丹霞地貌等为主；西部以风蚀地貌为主，如风沙地貌、雅丹地貌；南部为高原冰缘地貌、冰川地貌、冻土地貌；湖泊分布区为湖泊地貌等。

二、主要地貌类型

青海省主要地貌类型有山地、高原、盆地和河谷地貌四大类，其中以前三种类型为主体。这里仅对青海省水工环地质工作有影响的主要地貌类型予以简述。

（一）山地

全省山地分布最广，面积约占全省总面积的 59%。众多山脉均呈北西西向有序排布，不仅构成了全省地貌轮廓的基本骨架（图 2-1），而且成为重要的自然地质地理分界线和行政区划的界山。依构造块体形变特征，省内山地可分为三大山系。

1. 祁连山—阿尔金山系

祁连山—阿尔金山系位于青海省东北部和西北部，当金山口为这两大山系分界处。它们共同组成了塔里木盆地—河西走廊与柴达木盆地的界山，也是青藏高原的北部边界。

（1）祁连山系。祁连山位于青藏高原东北部，西至当金山口与阿尔金山相接，东至乌鞘岭，北靠河西走廊，南临柴达木盆地东北缘和青海湖南山—扎马日更山，黄河斜贯于南面。它是由一系列大致相互平行的北西或北西西走向的山脉和山间谷地相间排列而成。省境内长约 800km，宽 200 ~ 300km，大部分高度达 4000m，西南部可达 5000m 以上。最高峰是疏勒南山主峰岗则吾结峰，海拔 5826.8m。祁连山系大地构造单元上可分为北祁连加里东褶皱带，中祁连前寒武褶皱带，南祁连加里东褶皱带。根据其外部形态特征差异，祁连山系可分为西、中、东段三部分，各部分代表性山脉及平均海拔，最高海拔如表 2-2。祁连山系是青海省湟水、大通河水系的水源涵养区，也是青海省降水较为丰富的地区，是青海省自然环境较好的地区之一。

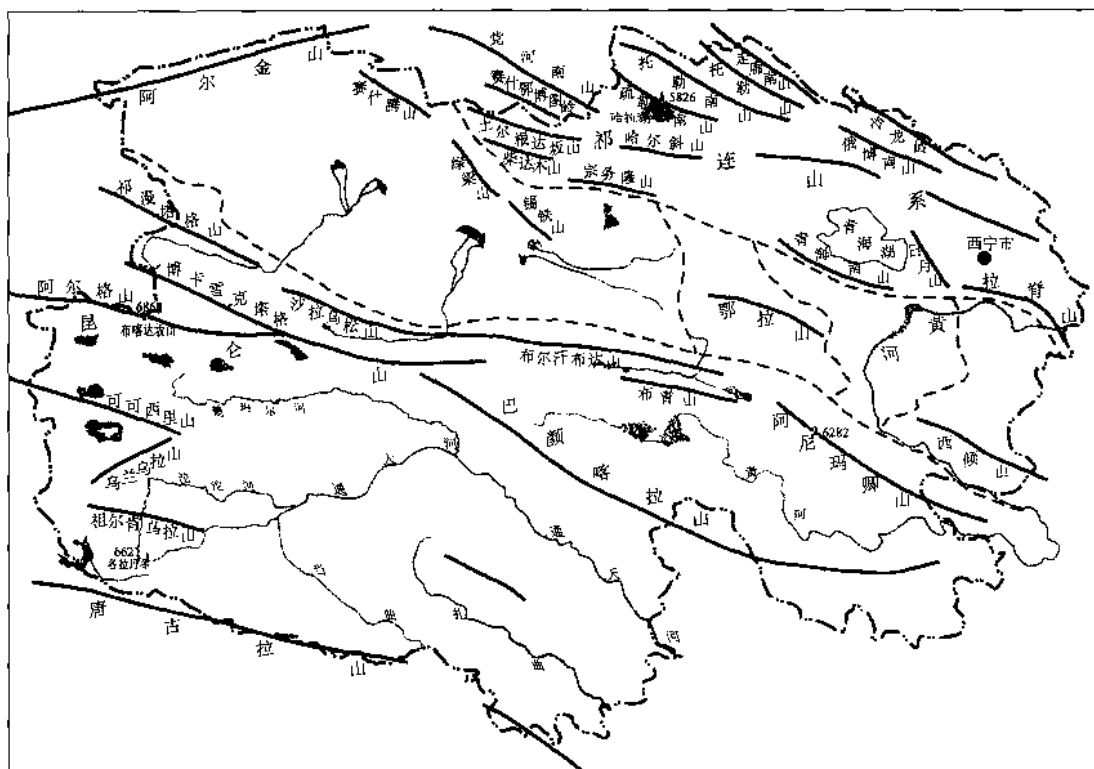


图 2-1 青海省山地分布图

表 2-2 祁连山系西、中、东三段代表性山脉一览表

西 段	中 段	东 段
党河南山 (4000m) (5620m)	走廊南山 (4500m) (5647m)	冷龙岭 (4500m) (5254m)
大哈尔腾河谷地 (3000m)	黑河谷地 (3500m)	大通河谷地 (3000m)
察汗鄂博图岭 (约 4500m) (5249m)	托勒山 (4500m) (5159m)	大通山—达坂山 (3500m)
小哈尔腾河谷地 (3200m)	北大河谷地 (3500m)	湟水谷地 (2300m)
土尔根达坂山 (4500m) (5592m)	托勒南山 (4500m) (5294m)	拉脊山 (3500m) (4469m)
鱼卡河谷地 (4000m)	疏勒河谷地 (3700m)	黄河谷地 (2000m)
柴达木山 (4500m) (5656m)	疏勒南山 (4500m) (5826.8m)	
大小柴旦盆地 (3000m)	哈拉湖—布哈河谷地 (4100m)	
宗务隆山 (4500m) (5102m)	哈尔科山—青海南山 (4000m) (5161m)	
	茶卡—共和盆地 (3200m)	

(2) 阿尔金山系。阿尔金山系呈北东—南西向绵延于青海省西北部，是青藏高原北部 300 万年以来快速隆起的最新的山系，并成为柴达木盆地与塔里木盆地的界山。东端在当金山口与祁连山系相接，西南端与昆仑山系北部祁曼塔格山相交，青海境内长约 370km，宽 15~20km。蒙古语意为“柏树山”，因昔日生长有柏树得名。而现在成为典型的岩漠区，反映了第四纪以来气候环境恶化趋势。阿尔金山系平均海拔 4000m，是由一系列雁行状山脉和谷地组成，地貌上表现为祁连山系与昆仑山系之间的联系地带。主要支脉有三条：

安南坝山：东北起于当金山口，西南至于冷湖西北，长 100km，平均海拔 4000m，最高峰阿尔金山峰，海拔 5798m，呈金字塔形，是阿尔金山系主峰。常年积雪，亦有冰川发育。山体主要由云母片岩、石

英岩等变质岩、花岗岩、绿色火成岩组成,大都为中等切割的中低山。山坡普遍覆盖岩屑与黄土混杂物。南麓宽浅谷地和低矮山岭相间分布,在强烈的干燥剥蚀作用下形成众多岛山,是青海省境内最干燥的山地区。

安极尔山:位于安南坝山西南部,平均海拔4000m以下。两麓均有岛山发育。因断层使纵向谷地发育,宽约1km左右,成为柴达木盆地与塔里木盆地和河西走廊之间的重要通道,地名为柴达木大门口,是柴达木盆地与塔里木盆地新近纪末期水力联系的历史见证。

阿哈堤山:位于安极尔山西南部,平均海拔3500~4000m,最高峰4758m,是阿尔金山系中最低矮的部分。北部隔索尔库里谷地为金雁山,索尔库里谷地海拔3000m,主要由山麓洪积倾斜平原和粉砂质的洪积冲积平原组成,广泛分布干燥剥蚀残丘,并有若干小湖分布,是阿尔金山系隆升时代变迁的历史见证。

2. 东昆仑山系

东昆仑山系是昆仑山系的重要组成部分,长约1200km,呈近东西向展布,是柴达木盆地和青南高原的界山。地势自西向东倾斜,位于西部的布喀达坂峰,海拔6860m,是青海省的最高点,海拔6000m以上多为雪峰和冰川。

东昆仑山系地势异常高峻,南北坡呈明显不对称性,北坡陡峭,与柴达木盆地之间形成1500~2500m的高差,源自于北坡的诸多河流注入柴达木盆地而成为柴达木盆地生命之源;南坡平缓,与青南高原高差仅500~1000m,源自于南坡的河流汇入羌塘高原内陆盆地和长江、黄河等外流水系。东昆仑山系横亘于青海省中部,南北部自然地质环境具有明显的差异性,因而成为青海省内一条非常重要的自然地理分界线。整个东昆仑山系从北向南由北、中、南三列近乎平行的山脉组成:北列为阿喀祁曼塔格山、祁曼塔格山、楚拉克塔格山、沙松乌拉山、布尔汗布达山、鄂拉山;中列为阿尔格山、博卡雷克塔格山、唐格乌拉山、布青山、阿尼玛卿山;南列为可可西里山、巴颜喀拉山,向东延伸至四川西北部与岷山、邛崃山相接。这三列山脉构成了青南高原地貌的基本框架。对黄河、长江水系和柴达木内陆水系有较大影响的山脉有6条:

布尔汗布达山:位于柴达木盆地东南缘,西北部起于格尔木河与沙松乌拉山相接处,东南至托索湖北岸,长360km,宽50km左右,海拔5200~5300m,最高峰舒尔干乌拉峰,海拔5731m,大部分山地处于冰缘环境下,寒冻风化强烈,山地中多有宽阔的平底谷,多季节性河流。地质构造属于昆仑褶皱系和柴达木地块的过渡地带,岩层主要为震旦系片麻岩和片岩,大面积海西期细粒花岗闪长岩和细粒花岗岩。

布尔汗布达山地势自西向东倾斜,托索湖北岸降至5000m以下。北侧与柴达木盆地高差2000~2500m,显得格外高耸、挺拔。南侧濒临格尔木河东支流舒尔干河和柴达木河上游西支流乌兰乌苏郭勒河谷地,海拔3800~3400m,谷宽平坦,沼泽发育,河网密集,泉水出露众多。大格勒河、五龙沟、诺木洪河等河流上游发育山间盆地、湖泊。许多横向河谷切穿山脉通向柴达木盆地。

博卡雷克塔格山:东昆仑山系主脉,为柴达木盆地西南部与青南高原的界山。西起新疆喀沙力克河附近,东止于格尔木河,近东西走向,青海境内长500km,海拔5000~5500m,宽100km,最高峰布喀达坂峰,海拔6860m,是一个巨大的山结,为青海省内最高点。南北坡明显不对称,南坡短且缓,北坡长且陡。地势自西向东倾斜,西段由于那仁格勒河源头众多支流的侵蚀切割,海拔5100~5200m,主分水线大大偏离到南麓,那仁格勒河正源红水河切穿主脉,袭夺库赛湖以西水源,那仁格勒河的河源伸入到布喀达坂峰西南部,使这个巨大冰川作用中心的冰雪融水大都纳入柴达木内陆水系,给干旱的柴达木盆地提供了宝贵的水资源。东段海拔多在5000m以上,出现了海拔5500m以上的众多山峰。东昆仑山口海拔4772m,是青藏公路通过的要隘,以东的岗欠查鲁马(5785m)、阿青岗欠日久(5642m),5000m以上冰川广布。

布青山:位于黄河源头鄂陵湖和扎陵湖北面,是柴达木盆地内流区域和黄河外流区域的界山,分水岭平坦,谷地和山间盆地宽广,海拔约5000m,最高峰5400m,山脊多处被黄河切割,在托索湖以南逐渐倾没。

阿尼玛卿山：亦称大积石山、玛积雪山，是昆仑山系中列最东部的一条山脉。西起花石峡，东南至于黄河出省处九曲黄河第一曲处，青海境内长 220km，宽 40~50km，海拔 5000~5500m，一般山脊在 4000m 以上，与谷地之间的高差超过 1000m。山体岩层主要为三叠系砂岩、板岩夹石灰岩、花岗岩侵入体组成。地质构造属巴颜喀拉褶皱系的一部分，印支运动褶皱成山，喜马拉雅运动强烈隆升形成今日之高大山脉。

阿尼玛卿山北坡雪线高度 4900~5000m，南坡 5050~5200m，雪线以上有现代冰川发育，雪线以下有古冰川地貌遗迹大量分布；海拔 4100~4300m 以下植被发育，其中 3600~3200m 生长有青海云杉、桦木等乔木，林下生长有灌木和草本植物；4300~3600m 的山地内部和阳坡，生长高山柳、金露梅、密枝杜鹃等灌木及草甸植物。

主峰阿尼玛卿峰，海拔 6282m，山势巍峨磅礴，山体由砂岩、石灰岩及花岗岩侵入体构成，是由海拔在 5000m 以上的 13 座山峰组成，周围冰川发育，形成南北长约 30km、东西宽约 11km 的冰川区，冰川面积 125.7km²，共有 57 条冰川，主要分布在东坡和北坡，其中位于东北坡的哈龙冰川长 7.7km，面积 23.49km²，冰川末端海拔 4350m，冰川垂直高差 1800m，是黄河流域最长最大的冰川。

可可西里山：东昆仑山系南列最西部山脉。蒙古语意为“青或绿色的山梁”。横亘于青海省西南部和西藏自治区东北部，西北—东南走向，长约 300km，宽约 20~30km，为断块山。平均海拔 5000~6000m，最高峰岗扎日东峰，海拔 6136m。山体由三叠系灰色砂岩、板岩及白垩系紫色砂岩、粉砂岩夹杂色砂岩、砂质页岩和泥灰岩组成，并有中生代早期辉长岩侵入体零星分布。第三纪末期准平原化，地貌表现为宽浅低山，坡度平缓，相对高差 500~700m。5600m 的山地夷平面上，发育有零星的平顶冰川，如天台山（5647m）、汉台山（5713m）的平顶冰川面积分别为 3km² 和 6km²。青新交界处山峰冰川发育很广泛，最大面积可达 1000km²，冰塔林世界五光十色，冰川积雪融水成为长江支流楚玛尔河的发源地。

巴颜喀拉山：位于青海省中南部。蒙古语意为“富饶而青（黑）色的山”，藏语称“茶拉”，意为“华丽的山”。西北—东南走向，西北部接可可西里山，东南部接邛崃山、岷山。省境内长 750km，宽 100~150km，海拔 4000~5000m，最高峰雅拉达泽山，海拔 5442m，主峰勒那冬则，海拔 5267m，是长江和黄河源头的分水岭。

山体岩性由三叠纪灰色砂岩、板岩，中生代早期闪长岩和第三系红色岩层组成，因长期构造剥蚀作用趋准平原化，峰岭低缓，沟谷切割不深，山体浑圆，呈现出山原地貌形态。在主峰一带的山脊线两侧，海拔 4700~5000m 处有夷平面，其中查拉坪夷平面最为典型，其上发育有宽浅的冰川 U 形谷，谷宽 2.5km，湖泊密布，这与多年冻土层的存在有直接关系。无现代冰川发育，更新世中、晚期冰川遗迹明显，海拔 5300m 以上有终年不化的积雪覆盖。山体南北翼明显不对称，北麓为黄河源区，坡度平缓，地势平坦，南坡因长江水系强烈下切而显得非常陡峻，多形成峡谷，并出现袭夺黄河水系的现象。

3. 唐古拉山系

唐古拉山系位于青海省西南部，是青海省与西藏自治区的界山。又称“当拉山”、“当拉岭”。藏语意为“台阶形的山”。是高原古夷平面保留最完整的地区之一。西起赤布张湖，北向东绵延 700km 后北西走向，与横断山脉相接，大致呈北西西—南东东走向，海拔 5400~5700m，宽约 160km，不少山峰在 6000m 以上，主峰各拉丹冬峰，海拔 6621m。

唐古拉山年均温 -4℃ 以下，多年冻土广泛发育，最厚可达 100m。雪线高度由东部的 5300m，向西上升为 5800m，冰川规模也由东向西逐渐增大，各拉丹冬峰和杂恰迪如岗成为冰川分布最集中地段。大规模冰川遗迹的存在，为研究青藏高原古地理环境、世界性气候变迁有重要意义。沿断裂带多处有热泉水出露，如华台温泉等。复杂的地质过程，形成铁、铜、铅锌、钼等多种矿床和质地优良的唐古拉水晶。

4. 秦岭山系

秦岭山系是横贯我国中部的一条东西走向的褶皱山系，是我国自然地理上南北的一条重要分界线。东起河南省中部，向西经陕西中部、甘肃西南部延伸到青海省东南部，青海境内称之为西倾山。

西倾山位于青海省东南部河南县与黄河干流之间。省境内东西长 270km，宽 30~50km，海拔 4200~

4500m, 最高峰位于甘青边界的哲合尔拉布肖, 海拔 4510m。山体主要由三叠系灰岩、砂质类板岩、泥质灰岩组成。山地上部多有古冰川遗迹, 冰缘冻土地貌发育, 沼泽广布。北坡平缓, 南坡濒临黄河谷地而陡峻。山体主脊多处被河流切穿, 多形成峡谷。

(二) 青南高原

青南高原, 因平均海拔在 4200m 以上, 并保持着完整的高原面, 故称之为“青南高原”。其位于东昆仑山系和唐古拉山系之间, 东面和西面分别同四川和西藏两省(区)为界, 面积 $47 \times 10^4 \text{ km}^2$, 约占全省总面积的 65%。这里高耸的冰峰雪山与开阔平坦的山原地貌表现得异常突出。东昆仑山系及其众多支脉, 唐古拉山系横亘其间, 这些高大山脉平均海拔 5000 ~ 6000m 以上。内外营力在不同区域内作用力不同, 各地地貌形态有着很大的差异。位于西部可可西里地区是羌塘高原的重要组成部分, 海拔 4800m 以上, 山体高度大都在 5500m 以上, 高差仅数百米。高原面上流水侵蚀微弱, 地表形态十分平缓, 或轻微的波状起伏。海拔 5000 ~ 5200m 存在较高一级山原面, 浑圆的丘顶面和山顶面。海拔 4500 ~ 5000m 较低一级高原面, 是由现代湖盆宽谷及波状起伏的坡地组成。中部地区海拔 4200m 以上, 年降雨量 300 ~ 400mm, 地面较湿润, 河湖较多, 流水不畅, 在地势较低的滩地和河谷地带, 发育广泛的沼泽沮洳地和淡水湖泊。因流水强度有所加强, 地表多呈现线状切割的山地, 高差有所加大, 但仍以波状起伏的山原地貌形态为主。东南部地区由于长江、黄河、澜沧江及其众多支流迂回曲折, 蜿蜒于高山草地之间, 高原面被河水强烈侵蚀下切, 形成高山深谷区, 地势由第一阶梯逐渐向第二阶梯过渡, 海拔 3500 ~ 4000m, 相对高差 700 ~ 800m, 不少在 1000m 以上。东北部阿尼玛卿山以北是被黄河从北、西、南三面环绕的地区, 是青南高原地势最低的部分。

(三) 盆地

青海省有全国四大盆地之一的柴达木盆地, 还有分布在高山峻岭之间的山间盆地, 如青海湖盆地、哈拉湖盆地、茶卡盆地、河南-泽库盆地、星海湖盆地等。也有在河谷中盆峡相间, 形成规模不等的小型盆地, 如黄河谷地内的贵德盆地、循化盆地等, 湟水谷地有西宁盆地、乐都盆地, 大通河谷地有门源盆地等。

1. 柴达木盆地

位于省境西北部, 四周被阿尔金山-祁连山和东昆仑山及其支脉所环抱, 东西长 700km, 南北宽 150 ~ 200km, 面积约 $15.0 \times 10^4 \text{ km}^2$, 约占全省总面积的 20%。盆地平均海拔 2700 ~ 3500m, 是我国地势最高的内陆山间大盆地。盆地内在干燥及强劲风力共同作用下形成了一些特殊的地貌类型。

(1) 干燥剥蚀中低山与山间盆地。是指盆地北部由古老变质岩系组成的山地, 如赛什腾山、绿梁山、锡铁山、阿木尼克山、牦牛山等, 海拔大都在 4000m 左右, 相对高度 1000m 以上。因深居内陆, 降水稀少, 植被条件差, 没有冰川发育, 岩石物理风化作用强烈, 地表岩石裸露, 冲沟发育。这些中低山之间, 形成一连串次级山间小型盆地, 如大、小柴旦盆地, 马海盆地, 德令哈盆地, 希里沟盆地等, 盆地内良好的水热条件, 成为重要的农牧业生产基地。

(2) 风成地貌。盆地内干燥荒漠环境, 加上风力强劲, 风成地貌发育典型而且分布很广, 是盆地地貌最显著的特点之一。其中风蚀地貌是盆地西北部第三系湖相地层, 经过强劲西北风的不断吹蚀剥蚀作用, 形成形态各异的风蚀残丘, 称之为“雅丹地貌”; 风沙地貌, 亦称风积地貌, 主要分布在盆地西北部和南部, 流动沙丘的高度一般在 5 ~ 10m, 少数也有超过 30m, 特别是位于祁曼塔格山北坡山前洪积扇上的大片沙漠, 有高达 50 ~ 100m 的新月形沙丘。流动沙丘对农牧业生产、交通等方面造成极大危害。

(3) 山麓冲洪积倾斜平原。主要分布在柴达木盆地南缘那仁格勒河、乌图美仁河、格尔木河、诺木洪河、柴达木河等强烈流水作用区。山前洪积物和冲积物形成的冲洪积倾斜平原, 沿昆仑山北麓东西延伸数百公里, 波状起伏, 平均宽度在 25km 左右。冲洪积倾斜平原分带明显, 从山地向盆地内部依次为砾石带、砂土带和细土带, 砂土带的下部和细土带的上部水土条件良好, 成为盆地农田、城镇居民点、工厂企业集中分布区。山前倾斜平原因新构造运动抬升, 加上流水强烈切割形成台地。盆地北部流水条件差, 冲洪积倾斜平原发育不充分, 阿尔金山南麓则几乎没有发育。因此, 柴达木盆地第四系孔隙水主要

分布在盆地南缘和东北缘。

柴达木盆地地貌类型除了复杂多样的特点外,还有下面三个显著特点:①冲洪积倾斜平原、湖积平原,除阿尔金山南麓少数部位呈不连续外,其他部位呈环带状分布结构,自盆地边缘向中心出现砾石带、砂土带、细土带的分异规律极为明显。②盆地平面近似四边形,且呈反“S”型展布,并出现了沉降中心与几何中心的不一致性。③柴达木盆地地貌发育结构,不仅有以盆地中部地区为中心的环带状结构,而且以次级小盆地为中心形成次一级环带状地貌结构的特点。因此,盆地不仅有一个大的地貌发育中心,而且还有许多个小的次级地貌发育中心。

2. 共和盆地

共和盆地位于青海东部青海南山和鄂拉山之间,东起瓦里关山和龙羊峡库区,西至茶卡盐湖,东西长160km,南北宽30~40km,呈西窄东宽的狭长地带,面积5400km²,海拔3000m左右。

黄河以南西—北东向穿过共和盆地,由于强烈侵蚀下切作用,使共和盆地呈阶梯状地貌特征(图2-2)。

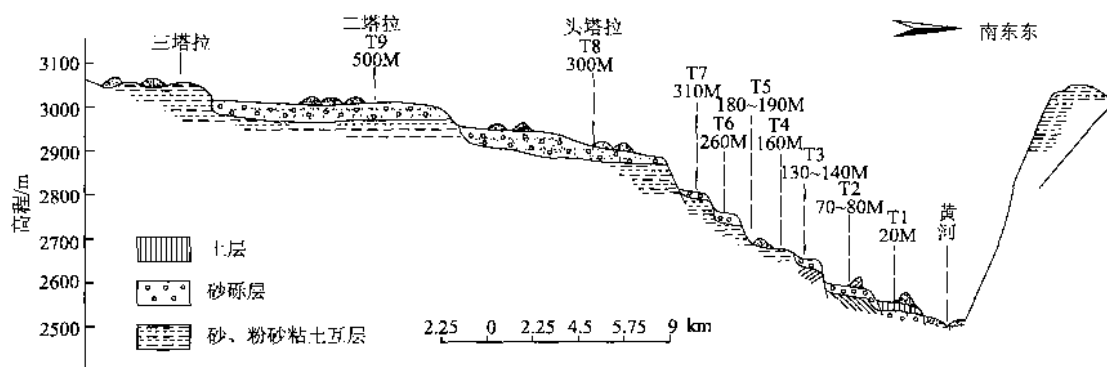


图2-2 共和盆地黄河河谷剖面图

3. 青海湖盆地

青海湖盆地是祁连山系中最大的内陆山间盆地,面积约 3.5×10^4 km²,四周为海拔4000~4500m的大通山、日月山、阿木尼克山和青海南山所环抱。中间地势平坦,平均海拔3200~3500m,最低处是我国最大咸水湖泊——青海湖,其形成演化历史与共和运动关系密切。

(四) 河谷地貌

河谷地貌是流水侵蚀作用所塑造的一种负地貌形态。全省由于不同的气候区域、地质构造区域和水系条件,河谷地貌类型差异较大。主要的河谷地貌有湟水谷地、黄河谷地、大通河谷地、隆务河谷地、玉树通天河谷地、澜沧江谷地等。这些众多河谷地带,大都地势较低且较平坦、土层厚且较肥沃、水量较充足,是省内主要经济发展区。

湟水谷地:位于青海省东北部祁连山系支脉达坂山与拉脊山之间,由黄河支流湟水作用下形成的谷地。西起湟源峡东多巴,东至湟水出省的甘青交界处,长170km,地势自西向东倾斜,海拔1650~2600m。

湟水流经不同岩性和构造区,因抗蚀力不同,出现了盆峡相同串珠式地貌形态,自西向东依次为扎马隆峡—西宁盆地—小峡—平安盆地—大峡—乐都盆地—老鸦峡—民和盆地。峡谷一般长1~5km,宽50~100m不等,岩层多为紫色砂岩、砂页岩、泥灰岩、花岗岩、结晶灰岩,两岸绝壁陡立,河水迂回曲折谷窄而深。盆地多呈宽谷形,长10~30km,宽1.5~4km不等,其中西宁盆地最大。

盆地边缘和峡谷地带有古、新近系红层出露,形成较为典型的丹霞地貌,第四纪黄土遍布谷地,其中浅山和高位阶地上为风成黄土,厚度可达数十米至200m,低位阶地上为次生黄土。经过流水侵蚀切割作用,多数成为黄土梁、峁和黄土低山丘陵,地表支离破碎,水土流失严重,时有滑坡等灾害发生。

湟水两岸有Ⅲ~Ⅶ级阶地,阶地发育普遍是湟水河谷地貌的特征之一。上游区阶地Ⅶ级,最高阶地高出河面180~230m,阶地面覆盖黄土,其下为厚度不等的砾石层;中下游一般可见Ⅴ级阶地,阶地下伏红层,上有数米厚的次生冲积黄土,其中Ⅱ级阶地面积宽广,为盆地主要农耕区。

黄河谷地:黄河流经不同岩性和构造区,抗蚀能力的差异,形成峡谷与盆地相间的串珠式形态,龙羊峡以下依次为龙羊峡—贵德盆地—李家峡—尖扎盆地—公伯峡—循化盆地—积石峡—官亭盆地—寺沟峡。峡谷一般长10~15km,宽仅百余米,甚至数十米,河床比降大,水流湍急,水流量大且稳定,谷坡陡峭,水力资源十分丰富,成为我国水电资源的“富矿区”和水电能源重点开发区。

黄河谷地内的山间盆地,大都长15~30km,宽2~4km,其中贵德盆地面积最大。峡谷和盆地边缘地带古、新近系红层出露,在长期流水作用下形成连绵不断的红色丘陵、中低山、劣地。部分地段发育了十分典型的丹霞地貌,如尖扎坎布拉、松坝峡、循化盆地边缘和积石峡、官亭盆地边缘等,成为丹霞地貌的集中分布区,具有较高的旅游观赏价值。黄河发育有Ⅰ~Ⅷ级阶地,其中Ⅰ~Ⅱ级阶地最为发育且连续,Ⅲ~Ⅷ级阶地完整性较差。整个河谷地带多数Ⅰ~Ⅱ级阶地为内叠式阶地,阶面平坦开阔,构成人类经济、工程活动的主要场所,而Ⅲ级以上高阶地多为基座阶地。

大通河谷地:位于祁连山系支脉冷龙岭与大通山—达坂山之间,西起大梁,东到克图,从西北向东南延伸并中部向南突出的弧形谷地。东西长90km,宽10~30km,西北高,东南低,海拔2500~3200m,大通河自西北向东南流贯其间。下古生界砂岩、板岩、千枚岩及结晶灰岩构成谷地北部界山。谷地内地势平坦,土质肥沃,是省内菜籽油生产基地。克图以下进入峡谷,形成Ⅴ级基座阶地。

(五) 冰缘地貌

冰缘作用是冻土地区以冻融和寒冻作用为其显著特征,又与冻土的发育和分布密切相关的一种特殊地貌类型。省内祁连山地、阿尔金山地、青南高原的广大地域,年均温在0℃以下,多年冻土发育,成为冰缘作用及冰缘地貌广泛分布区。雪线以下,多年冻土下界之间为冰缘作用及冰缘地貌分布区。冰缘现象主要有雪蚀洼地、冰缘突岩、融冻夷平面、石冰川、冻土多边形、冻胀草丘、古冰丘、冻胀石林、岩屑坡(石流坡)、石海、热融洼地、融冻蠕流、冰缘不对称宽谷等类型。目前世界上冰缘类型有50余种,在青海就达40余种。

融冻夷平面主要分布在青南高原4000m以上夷平面上,大部分属连续多年冻土区域,也有岛状冻土区;祁连山地有岛状冻土区分布,有冻胀草丘、融冻泥流及融冻沼泽等分布较广。雪融凹地分布在积雪长、雪融作用强的省东部山体阴坡。冰缘凸岩,又称寒冻风化岩堡,岩柱等,广泛分布于山地冰缘作用带上,是因山体不同岩体抗寒冻风化能力不同,抗寒冻风化能力强的基岩屹立于山体而形成凸岩。

(六) 冰川地貌

青海省现代冰川主要分布在唐古拉山、东昆仑山、祁连山、阿尼玛卿山、祖尔肯乌拉山等地。分布高度各地差异较大,如唐古拉山各拉丹冬峰约5800m,东昆仑山口及以西地区5500m,祁连山地冷龙岭4500m,疏勒南山5000m。

1. 冰蚀地貌

冰蚀地貌是冰川刨蚀作用下形成的一种地貌类型。在当地雪线之上或附近有角峰、刃脊、冰斗;雪线以下发育“U”形谷、悬谷;“U”形谷又称冰川槽谷,谷底横面呈“U”字形,省内古冰川作用的高山地均有分布,如年保玉则、玛积雪山南面的吾和玛、鄂拉山、巴颜喀拉山、疏勒南山等。冰川槽谷内保存有完好的羊背石和冰坎,在其两侧又有明显的悬谷,谷壁多被融冻泥流和岩屑坡所掩盖。

唐古拉山地的冰川地貌可以代表青藏高原内部山地的一般情况,海拔4980~5100m的北麓温泉河,即为一宽展的“U”形槽谷,最近一次冰川的终碛、冰碛丘等保存在海拔4900m以上的谷地里,现代河床已从槽谷下切20~30m。

2. 冰碛地貌

由冰川堆积物组成的冰碛地貌要有冰水平原、冰碛平原、冰碛台地、冰碛漂砾等。

冰水平原:出现于现代冰川堆积前缘河谷或盆地底部,冰水沉积物质主要是山坡上寒冻风化岩屑,

砾质磨圆度差。该地貌类型主要分布在祁连山地西段和昆仑山口以西。

冰碛平原：主要分布在海拔4000m以上高海拔盆地及古冰川作用的槽谷底部，组成物质主要为寒冻风化物，质地粗、砾质比例大，广泛分布于唐古拉山北麓长江黄河源地及青南高原东部区域。

冰碛台地：是一种较古老的冰碛地貌，常高出现代谷底100m以上，唐古拉山口西北和昆仑山口以西的山前一带多有分布。

冰碛漂砾：在祁连山地分布较广。如大通河谷地、北大河谷地等海拔3000m以上地区均有分布，说明祁连山早更新世时就已有冰川发生。

唐古拉山南坡有一套经过后期改造的起伏与缓和老冰碛地貌，沿青藏公路南北伸展50km，巨砾上有大量擦痕、冰碛物广泛分布在相对高度约80m的红层山丘山，冰碛地面湖泊众多，冰碛物覆盖在基岩上，但厚度不大，缺乏角峰、刃脊、侧碛岗和终碛垅等。

（七）风沙地貌

青海地处高寒干旱区，又处在西风带内，常年盛行高空西风，风力强劲。地面植被稀疏或多裸露的沙质地面，是我国大风和沙尘暴日数最多的省（区）之一。全省大于5m/s的风速（起沙风）天数一般在150天以上，地面大面积分布第四纪松散堆积物，在强劲风力作用下，广泛发育各种类型的风沙地貌。

1. 风蚀地貌

风蚀地貌主要分布于柴达木盆地西北部，长期风力作用下被吹蚀形成了多以风蚀残丘、风蚀洼地形态为主体的风蚀地貌，成为柴达木盆地最为主要的地貌类型之一。集中分布于老茫崖—三湖沉陷区以北和格尔木—大柴旦公路以西的盆地西北部地区，与裸露新近纪地层的分布近似一致。共和盆地黄河两岸风蚀地貌分布也较普遍。

风蚀洼地：盛行风经常性地吹过新近纪地层所形成的构造垄岗和穹丘时，首先受到风蚀的是迎风坡的上部，在此形成风蚀浅洼地。洼地形态随着细粒物质继续被风吹蚀而沿风的方向伸长，最后形成与风的方向一致的风蚀槽，这种槽形低地长度从数百米至数千米，宽数米至数百米，深数米至数十米不等。

风蚀残丘：大型风蚀槽内有坚硬岩层出露成为相对隆起部分，称之为风蚀垄岗。风蚀垄岗经过复杂的演化过程，形成各种风蚀残丘，根据外部形态有垄岗状残丘、鼻状残丘、覆舟状残丘、崩状残丘、桌状残丘、麦垛状残丘、锥状残丘、柱状残丘、城堡状残丘、鳍脊状残丘。

风蚀垅岗、土墩、风蚀沟槽及洼地的地貌组合称为“雅丹”，这种地貌以新疆罗布泊附近雅丹地区发育最为典型而得名“雅丹地貌”。柴达木盆地西北部南八仙、开特米里克等地发育典型，分布范围很广，成为国内雅丹地貌分布典型区之一。

2. 风积地貌

在风力作用下堆积形成的各种沙丘、沙堆的总称，常见的有新月形沙丘、沙丘链、格状沙丘和格状沙丘链、沙垄、沙山、沙堆等。

柴达木盆地风积地貌区：盆地西南边缘祁漫塔格山北麓沙区，平均宽10~12km，长约300km，沙丘类型主要为新月形沙丘、新月形沙丘链、格状沙丘链和固定沙丘。沙丘比较密集，高度一般15~20m，在强劲的西北风作用下，向东南方向移动；三湖沙区，长约40~50km，不连续状，发育有新月形沙丘、沙垅和固定沙丘，新月形沙丘一般高10~20m，最高可达40m，固定沙丘和沙垄以怪柳包为主，沙粒较细并因基部为盐渍地而受到强烈盐化，是这个沙带中沙丘和沙垄的特征之一；东南边缘沙区是盆地沙漠集中分布区，不仅分布于低平地带，而且分布在高阶地上，有的新月形沙丘高17m，由于风向不同，形成典型的格状沙丘链，这里的沙流主要是分选佳、磨圆度高的河流冲积物，与盆地西部沙粒完全不同。此外，盆地西北部风蚀槽形区也有沙丘发育。

共和盆地风积地貌区：分布于沙珠玉、龙羊峡库区沿岸、木格滩等地，以沙堆、新月形沙丘、沙丘链、沙垄为主，沙丘一般高5~20m，最高可达80m。一种是现代活动沙丘，近5000年以来才形成；还有一种已被流水、风化和风力所改造，顶部有腐殖质层或古土壤发育，或被更新的堆积物所覆盖，但其剖面上仍清晰保留着一系列风成沉积相特征，已停止活动的古沙丘距今6000~17000年。

青海湖盆地风积地貌区：分布在青海湖与同宝山—达坂山之间的滨湖平原上，南北近 60km，东西向 10~15km，面积约 320km²。虽然面积不大，但沙丘分布密集且形体高大，尤以金字塔形沙丘最为引人注目。金字塔形沙丘在尕斯库勒湖西缘、海晏湾北侧和达坂山西麓形成三条链状集中分布带，其走向与湖岸和山地延展方向一致。沙丘高度在尕斯库勒湖西缘 40~60m，海晏湾北侧 80~120m，达坂山前高达 100~140m，甚至有 160 余米，高出青海湖面 400m，越向东南方向沙丘越为高大的分布趋势。在形体上该类沙丘呈角锥形，具有尖削的丘顶和狭窄的脊线，迎风坡上还叠置着次一级的新月形沙丘和沙丘链，使沙丘呈复合形态。金字塔形沙丘植被稀疏，是一种流动沙丘，但由于沙丘十分高大，一般情况下每年向前移动不足 1m。

（八）黄土地貌

省内东北部日月山以东、冷龙岭以南、阿尼玛卿山以北的广大区域，是我国黄土高原分布的最西缘，成为我国黄土高原的重要组成部分。面积 2.48×10^4 km²，占全国黄土总面积的 3.9%。另外，在祁连山地区、柴达木盆地也有黄土零星分布。主要分布于省东部的湟水流域、黄河流域、大通河流域的山顶、山坡、山谷、阶地等不同高度的各种地形面上，厚度从几十厘米到 260 余米不等，位于湟水 VI 级阶地上的大墩岭黄土厚达 261.3m。黄土分布的高度主要集中在海拔 1700~2800m，明显具有高海拔的特点。

湟水流域的黄土集中分布于达坂山和拉脊山之间的湟水谷地，地貌表现为黄土所掩盖的第三纪红岩低山丘陵，按地貌形态特征，自盆地边缘至湟水干流两岸划分为以下 3 个地貌带。

边缘宽谷浅沟梁状丘陵：分布在盆地南北两侧边缘地带，海拔 2900~3000m，高出河床 150~200m，地貌上表现为低缓的梁状丘陵，为宽坦的谷地所分隔，黄土覆盖厚度不大，地面起伏较小，侵蚀作用微弱，主要以片蚀为主，为尚未被剥蚀破坏的古代剥蚀夷为平面。

中部深谷梁状低山丘陵：分布在盆地中部近湟水主干流之低山丘陵地带，是现代侵蚀作用最为强烈地区。这里的黄土被切割为峁状或脊状形态，峁状一般高出湟水河床水面 400~500m，黄土冲沟发育，水土流失严重，许多冲沟深深切入第三纪红色岩层中。一般沟道短促、坡降大，沟底常溯源侵蚀到峁顶，沟底呈槽状，谷坡大都在 40°以上，其上新生的悬沟林立，滑坡、崩塌等块体运动极为发育，在强烈的现代侵蚀作用下，红色岩层裸露，黄土仅见于山坡上部和峁顶。

深谷梁状低山丘陵是湟水谷地最为显著的地貌景观，占谷地总面积的 60% 以上。

中部深谷峁状低山丘陵：位于上述两种黄土地貌类型之间，地貌形态上具有上述两种类型的交错过渡特征，这里分布的黄土厚度最大。

湟水阶地上广泛分布有黄土和黄土状土，厚度一般在河流上游较薄，向下游逐渐变厚，如上游海晏县麻皮寺厚 3~5m，湟源巴燕峡附近 10~15m，西宁 15~20m。

黄河沿岸的黄土和黄土状土，分布在 III 级及其以上河流阶地上，下部由砾石层和上覆黄土状细沙和粉沙组成，局部可见交错层。砾石层的分选性和磨圆度较差，成分复杂，并常具洪积特征。上覆黄土类沉积，沿河向东黄土有增厚的趋势，黄土柱地征也渐趋明显。

柴达木盆地边缘地区黄土亦有部分出露，其中香日德及布尔汗布达山一带，断续覆盖在 2900~3400m 的山顶、山脊、山坡和山前低缓丘陵等不同地貌单元之上。黄土状土主要分布在海拔 2900m 以下的山前洪积平原的外缘或近大河两侧的高阶地上。

祁连山也有零星黄土状土分布，门源县纳龙沟黄土状土厚 4~6m，纳龙村黄土层厚 14m。祁连县城附近黄土厚达 20m。

青海东北部的黄土具有类型多样的特点，大墩岭黄土剖面自上而下为全新世黄土、马兰黄土、离石黄土和午城黄土层，其中晚更新世马兰黄土和全新世黄土分布广，主要沉积于河流 I~II 级阶地河流冲积砾石、砂粘土之上或超覆于离石黄土之上，马兰黄土一般厚 20~30m。其次，中更新世离石黄土分布亦广，且厚度大，主要沉积在河谷 III~V 级阶地的河流冲积砾石、砂粘土之上或超覆于午城黄土之上，其厚度在门源盆地 40m，大通盆地 50m，保安盆地 80m，西宁—民和盆地 70~220m，其间发育古土壤达 10 多层。

青海东北部黄土厚度普遍比较大,如西宁地区厚度 260m 左右,其中马兰黄土 22m、离石黄土 227m、午城黄土 12m、全新世黄土 1m,黄土总厚度是洛川黄土的 2 倍,马兰黄土和离石黄土的厚度是洛川相应时代黄土厚度的 3 倍。

黄土具有疏松、垂直节理发育的特点,易被流水冲刷和切割,沟谷十分发育,地表被分割得支离破碎,水土流失相当严重。黄土塬并不多见,少量的黄土塬大都面积也不大;黄土梁、峁、沟谷、陷穴等分布很广泛。黄土地貌是由黄河、湟水及其众多支流侵蚀切割所形成。另外,黄土台地分布于河流两侧,顶面平坦,面积规模不及黄土塬。

第二节 水文气候

一、古气候环境

自青藏高原开始降升以来,高原隆升的临界尺度与气候特征如表 2-3。

表 2-3 高原隆升的临界尺度和临界时间

时段/Ma	海拔高度/km	高原季风特征	气候型	高原热机效率/%	临界尺度判据 ^②	地质时代
>38	0~1	无	准天文气候	0.25	$L < L_0$	始新世
38~22	≤ 2	超薄季风 ^①	准天文气候	0.25	$L \geq L_0, H < H_d$	渐新世
22~18	≥ 2	深厚季风	季风气候	1.6	$H \geq H_d \approx H_e$	中新世
18~10	1~2	浅薄季风	准天文气候	0.7	$H \leq H_d \approx H_e$	中新世
10~8	≥ 2	深厚季风	季风气候	1.6	$H \geq H_d \approx H_e$	中、上新世
8~2.5	<2	浅薄季风	准天文气候	0.7	$H < H_d \approx H_e$	上新世
2.5~0.65	2~3	深厚季风	季风气候	1.6	$H \geq H_d \approx H_e$	早更新世
0.65~0.125	3~4	冬季风增强	季风气候	1.6	$H \geq H_i$	中更新世
<0.125	4~4.5	与现代同	季风气候	1.6	$H \geq H_0$	晚更新世

① 超薄季风是指仅有很浅薄的季风风系,而无“季风雨系”相伴的季风。

② $L_0 \approx 1400\text{km}$; $H_d \approx H_e \approx 2000\text{m}$; $H_i \approx 3000\text{m}$; $H_0 \approx 4000\text{m}$ 。

渐新世(38~22Ma)虽然高原的水平尺度已扩展到大于地转适应的临界尺度,具备了产生季风的动力条件,但此时高原的高度太低(大部分时间 $H < 500\text{m}$),不可能形成完整的季风体系,只能形成无“季风雨系”相伴的超浅薄季风。此时的夏季热低压有如今日阿拉伯半岛上的热低压,为超浅薄系统,全球行星风系仍是南、北极的“两涡对峙”局面。此时的气候只能是“准天文气候”。

距今 22Ma 后,高原又开始隆升,且很快(约在距今 20Ma)达到 2000m 的临界高度,这意味着高原地面上的超浅薄热低压此时已突变为深厚的季风低压,高空的季风高压(青藏高原)随之建立。即是说全球大气环流已由渐新世的“两涡对峙”变为“三涡鼎立”,于是“准天文气候”让位于“季风气候”。深厚高原季风的建立带动着亚洲季风(东南季风和西南季风)加强,从根本上改变了亚洲的气候和环境(施雅风等,1998)。中新世从此开始,内陆成盐环境形成,开始了青海中新世以来的溶盐胶结的成岩环境。

但自距今 18.28Ma 开始地磁极性倒转为负极,而且维持了 660ka,高原又被夷平至低于 2000m,深厚高原季风退化为浅薄高原季风,与今日美国西部的高原季风相似(Tang et al., 1984)。在 18.28~10.95Ma 共 733 万年的长时段里,地磁极为正向期的时间仅占 39.5%,其余的 60.5% 为负极性占据。此乃主夷平面发育时期(潘保田等,1998)。这一时期的气候主要表现为渐变,在高原夏季风区(如临夏盆地)是缓慢变干(方小敏等,1998)。

10.95~9.6Ma 地磁极性为强正向期,高原又一次快速抬升到约 2000m,深厚高原季风再次显现,气

候再度变湿。但距今 9Ma 以后随着高原高度的降低,季风减弱,气候又变干,如临夏盆地 8.5Ma 以前为森林植被,8.5Ma 以后变为草原(马玉贞等,1998);我国的黄土高原和云贵高原于 8Ma 前后开始有红黏土沉积(An et al., 2001)。

3.6~2.6Ma 的高斯正向期中,高原迅速抬升至 2000m 以上。高原季风又从“浅薄”变为“深厚”,热机效率提高了一倍多(从 0.7% 变为 1.6%),高原地层冬季冷高压、夏季热低压及对流层上部的青藏高压都大为加强。这是亚洲季风增强期和高原加速隆升期(安芷生等,1998; An et al., 2001)。由此同时引发了三个重大环境后果(汤懋苍等,1995b): ① 因热机效率提高,使行星西风加强→极赤温差增大→高纬降温→北极冰盖出现,形成第四纪大冰期; ② 因高空青藏高压的加强,其南侧的东风急流在上游增速,形成高层辐散上升流,下游减速形成高层辐合下沉流,使阿拉伯半岛和北非变干,由森林气候变为草原气候,“人属”始现; ③ 因冬半年近地冷高压增强和北极地区变冷,高原北面冬季风(厚度在 2km 以下)加强,被偏西风吹起来的黄土局限在 2km 以下,以沙尘暴或扬沙形式,输送到高原东北侧的地形辐散处沉降下来,开始形成黄土高原。高原进入季风气候阶段,距今 0.78Ma 开始进入布容正向期,高原又开始强烈隆升,大约在距今 0.65Ma,主高原面进入冰冻圈(海拔约 3000~3500m),出现“最大冰期”(施雅风,2000)。此时整个高原冬半年均被积雪覆盖,导致地表反照率显著增大,使青藏高原全年平均对大气起冷源作用,而此前是起热源作用(汤懋苍等,1998a)。导致全球气候又一次突变,表现在: ① 高原南侧的南支西风终年存在,这意味着西风带扩大,副热带和热带缩小,导致全球又一次降温,这与 MIS16 阶段(距今 0.68~0.63Ma)的降温相合; ② 南支西风整个夏季不北撤,意味着西太平洋副热带高压不会进驻长江流域,使长江流域降水大增; ③ 由于高原夏季风减弱,使西北地区更为干燥,塔里木盆地由局部沙丘变为“大沙漠”(施雅风,2000)。高原冰冻圈开始参与地球各子系统的相互作用,使气候系统的主导周期由 4.1 万年转变为 10 万年。当高原隆升到 $H = H_0$ ($\approx 4000\text{m}$) 时,随着主高原面上稳定积雪的消失,反照率变小,高原从年平均为冷源又开始变为热源。由此引起了全球气候环境如下突变: ① 高原及海陆冬季风减弱、夏季风加强; ② 夏季南支西风北撤,西风带范围缩小,出现全球性升温。这相当于深海氧同位素 5e 阶段(距今 125ka),它是整个第四纪的最暖时期。从晚更新世到现代,虽然高原仍在隆升,但绝对量已不大(从 4000m 到约 4500m),近 100ka 来的气候变化与高原的构造隆升运动关系已不大。这种气候环境的演化,影响着青海省现今水文气候环境特征。

二、现代水文气候特征

(一) 气候

高原隆升导致了青海省深居欧亚大陆腹地。又因受大面积地壳抬升和相对高差、纬度等因素的影响,气候具有干燥多风、寒冷缺氧、光辐射强烈等典型的高原大陆性气候之特点。全省可划分为东部半干旱、柴达木干旱、祁连山寒冷和青南寒冷等四个不同的气候区。

1. 气温

青海省年平均气温 $-5.9 \sim -8.7^\circ\text{C}$, 气温的地区分布差异大,垂直变化明显。海拔 2500m 以下的黄河、湟水谷地是全省的暖区,年平均气温 $3 \sim 9^\circ\text{C}$; 海拔 3000m 左右的柴达木盆地是次暖区,年平均气温 $2 \sim 5^\circ\text{C}$; 海拔 4000~5500m 的祁连山区和青南高原是次冷区,年平均气温 $-3 \sim -5^\circ\text{C}$; 祁连山的木里地区和青南高原的五道梁地区为全省的寒冷区,年平均气温 -6°C 左右(图 2-3)。

据全省 13 个主要气象观测站年均气温统计,全省气温年均值由 20 世纪 60 年代的 0.63°C , 升至 90 年代的 1.46°C , 40 年间上升了 0.83°C , 平均每年上升 0.02°C 。

2. 降水

省域内降水量各地差异悬殊。总的分布趋势是由东、东南向西北逐渐递减。若以年降水量 500mm 等值线为界,青海有两个多雨中心和一个次多雨中心。即:青南高原东部的河南一大武—清水河—杂多一线以南绝大部分降水在 500mm 以上,是全省的第一个多雨中心;祁连山东段的达坂山、冷龙岭年降水量在 500mm 以上,是省内第二个多雨中心;拉脊山地区年降水量在 500mm 左右,是全省的次多雨中心。省

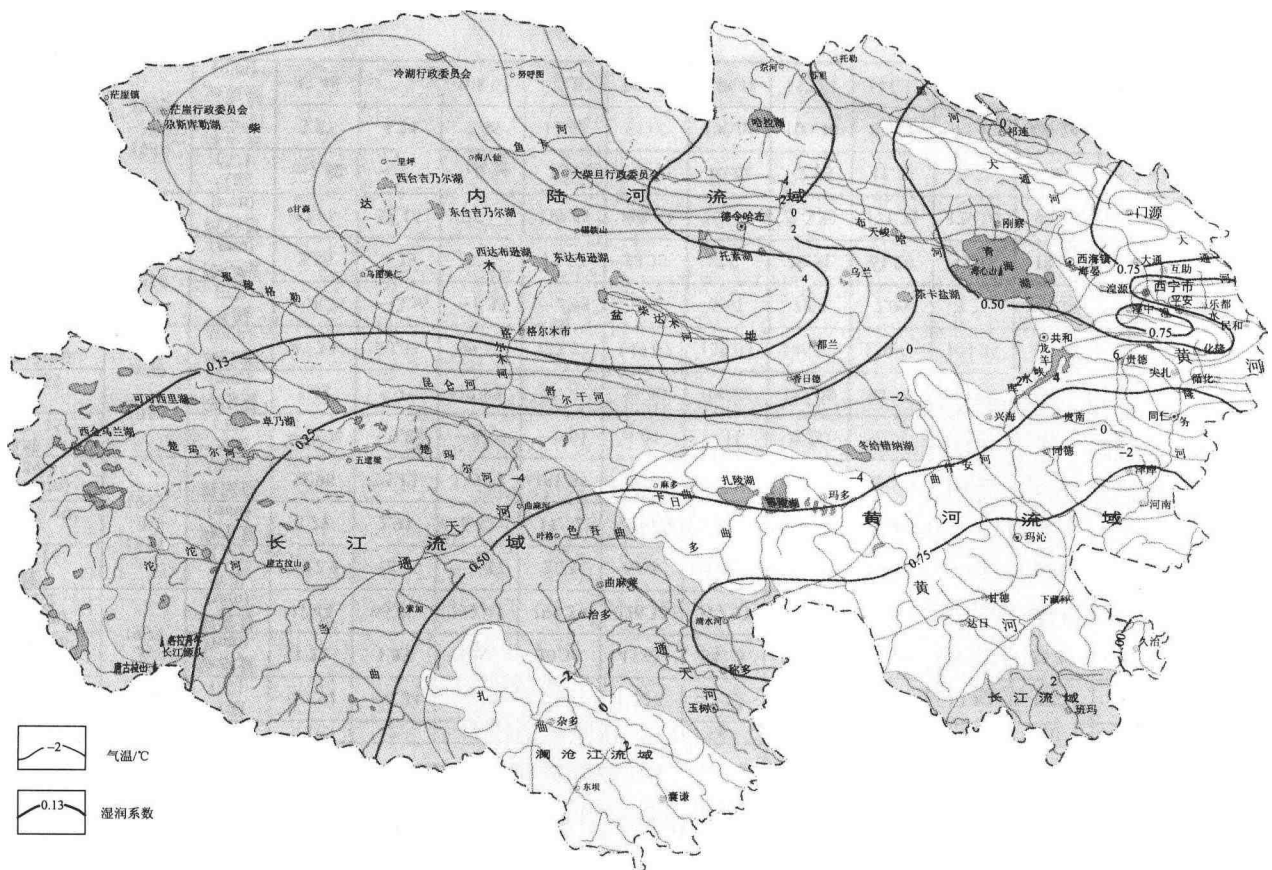


图 2-3 青海省气温、湿润系数等值线图

内其他地区降水情况是：祁连山西段和中段常年受西风影响，湿润的东南季风难以到达，降水少，一般在 200mm 以下；柴达木盆地是全省降水量最少的地区，也是我国最干燥的地区之一，年降水量大都在 50mm 以下，其中盆地的西北部少于 16mm；黄河、湟水河谷地区，降水量一般在 400mm 以下；青南高原江河源区年降水量在 300mm 以下；青海湖周围年降水量在 300~400mm 之间（图 2-4）。

据全省 13 个主要气象观测站年均降水量统计，全省年均降水量 20 世纪 60 年代最低，为 272.4mm，90 年代略高于 60 年代，为 277.9mm，80 年代最丰，为 299.3mm，70 年代亦高于 90 年代，为 281.7mm。

3. 湿度

青海省从东南向西北由湿润逐渐变为半湿润，以至于旱和极干旱，湿润系数逐渐降低。一些山地从山麓向上，由于海拔的升高，热量随之降低，降水逐渐增大，其湿润系数也依次递增。这在湟水、大通河、黄河两侧的山地较明显。柴达木盆地湿润系数在 0.25 以下，中、西部低于 0.05，属干旱、极干旱地区；海南藏族自治州南部、祁连山大部、黄南藏族自治州中部、果洛藏族自治州西北部、玉树藏族自治州大部、青海湖周围及大通、互助、化隆等地湿润系数在 0.5~0.75 之间，属半湿润地区；门源、黄南藏族自治州南部、果洛藏族自治州大部湿润系数在 0.75 以上，大部属于湿润地区；省内其余地区湿润系数在 0.25~0.5 之间，属半干旱地区（图 2-3）。

4. 大风及沙暴

省内大风、沙暴日数多。年平均风速 1.1~5m/s，由东向西递增，最大风速 28m/s（五道梁），风向多为北西西风或北风。年大风日数 5（尖扎）~104 天（沱沱河沿地区），且多为 8 级以上大风。年沙暴日数 1~18 天，以玉树藏族自治州的曲麻莱地区最多，次为柴达木盆地。风沙对自然环境有着较大的破坏作用，它是引起荒漠化的主要因素之一。

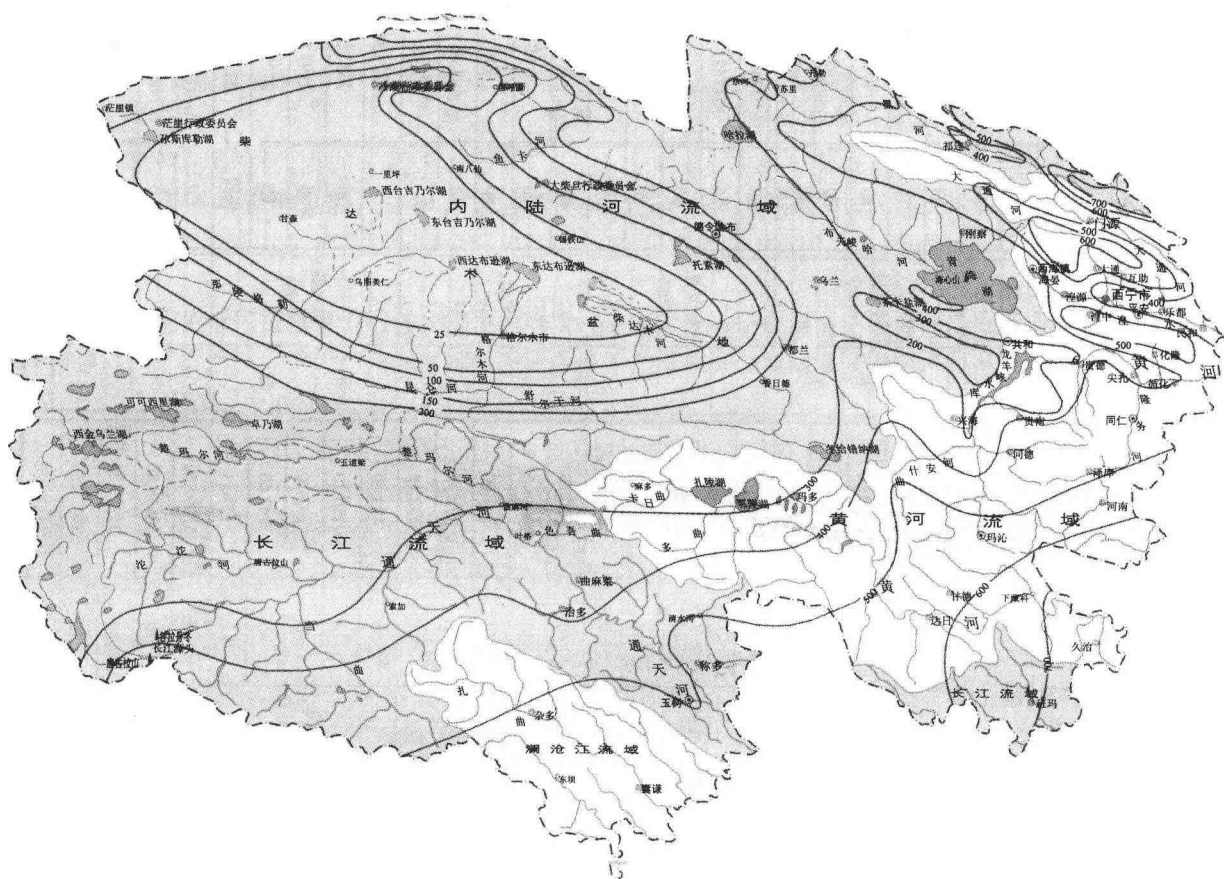


图 2-4 青海省多年平均降水量 (mm) 等值线图

(二) 水文

1. 河流

青海省河流众多, 水系发育。据统计, 流域面积在 500km^2 以上的河流有 278 条, 河道长度大于 100km 的有 65 条。青海省是长江、黄河、澜沧江的发源地。按河川径流的循环形式划分, 乌兰乌拉山、博卡雷克塔格山、布青山、鄂拉山、日月山、大通山、疏勒山和冷龙岭一线的东南一侧为外流流域, 西北一侧为内陆流域。外流流域的河流有黄河、长江、澜沧江三大水系; 内陆流域的河流有柴达木、青海湖、茶卡—沙珠玉、哈拉湖、祁连山和可可西里诸水系。

(1) 外流河流域。外流河流域总面积 $34.86 \times 10^4 \text{km}^2$, 占全省总面积的 48.24%, 多年平均总流量为 $1586.7 \text{m}^3/\text{s}$, 年径流总量为 $500.4 \times 10^8 \text{m}^3$, 占全省总径流量 $626.3 \times 10^8 \text{m}^3$ 的 79.90%。

1) 长江水系。长江为我国第一大河。上游通天河, 支流雅砻江、大渡河均发源于青海省。流域总面积 $15.8472 \times 10^4 \text{km}^2$, 约占全省总面积的 22.50%, 多年平均总流量为 $572.6 \text{m}^3/\text{s}$, 年径流总量为 $180.6 \times 10^8 \text{m}^3$ 。其中包括:

通天河水系。长江上源称通天河。其正源为沱沱河, 省内干流长 1206km , 河床平均比降 1.7‰ , 流域面积为 $14.1639 \times 10^4 \text{km}^2$, 年平均流量为 $424.9 \text{m}^3/\text{s}$, 年总径流量为 $134.0 \times 10^8 \text{m}^3$ 。

雅砻江水系。青海境内河段称扎曲, 为长江的一级支流。省内河长 199km , 河床比降 2.57‰ , 多年平均流量为 $52.9 \text{m}^3/\text{s}$, 年径流总量为 $16.7 \times 10^8 \text{m}^3$ 。

大渡河水系。为长江二级支流, 源头位于青海境内, 包括马可河和多柯河。其中马可河是大渡河正源, 马可河与多柯河在青海省的汇水面积为 $0.96 \times 10^4 \text{km}^2$, 年平均流量为 $94.8 \text{m}^3/\text{s}$, 年总径流量为 $29.9 \times 10^8 \text{m}^3$ 。

2) 黄河水系。黄河水系包括寺沟峡以上的黄河干流和在青海境内汇入的支流以及流出省境后注入黄河的支流。流出省境后注入黄河的支流有湟水、大通河、洮河、大夏河。黄河水系在青海的汇水面积为 $15.27 \times 10^4 \text{ km}^2$, 其中汇水面积大于 500 km^2 的支流有 82 条, 河道长度大于 100 km 的河流有 20 条。流域多年平均总流量为 $665.2 \text{ m}^3/\text{s}$, 年均径流总量为 $209.8 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

黄河干流在青海先后流经曲麻莱、玛多、玛沁、达日、甘德、久治、河南、同德、兴海、贵南、共和、贵德、尖扎、化隆、循化、民和等 16 个县, 至寺沟峡入甘肃省境。自源头至寺沟峡上口, 河道全长 1959.1 km 。其中在青海省境内河道长 1694 km , 汇水面积 $12.10 \times 10^4 \text{ km}^2$, 多年平均流量为 $729 \text{ m}^3/\text{s}$, 多年平均径流量 $157.9 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

湟水是黄河上游较大的支流, 位于大通山、达坂山和拉脊山之间。在青海境内先后经海晏、大通、湟源、湟中、西宁、互助、平安、乐都、民和等 8 县 1 市。河道长 373.9 km 。其中在青海境内长 335.4 km , 流域面积 $1.61 \times 10^4 \text{ km}^2$, 多年平均流量为 $65.6 \text{ m}^3/\text{s}$, 年径流总量为 $20.7 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

3) 澜沧江水系。澜沧江干流在青海境内称杂曲, 流长 448 km 。向东南流入西藏。较大支流有子曲、吉曲等, 流域面积 $3.75 \times 10^4 \text{ km}^2$, 多年平均流量为 $348.8 \text{ m}^3/\text{s}$, 年总径流量为 $110.0 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

(2) 内流河。内流河流域总面积 $37.41 \times 10^4 \text{ km}^2$, 占全省总面积的 51.76% , 多年平均总流量为 $399.2 \text{ m}^3/\text{s}$, 年径流总量为 $125.9 \times 10^8 \text{ m}^3$, 占全省总径流量的 20.10% 。按地区分为: 祁连山北部、青海湖、哈拉湖、茶卡—沙珠玉、柴达木、可可西里 6 个水系。

1) 祁连山北部水系。祁连山北部水系位于疏勒南山、托勒山、冷龙岭一线的北部地区。为山间谷地河流, 长度大于 100 km 的有疏勒河、托勒河、黑河及其支流八宝河。由降水和冰川融水补给。各河均流入甘肃省河西走廊境内。流域总面积 $2.51 \times 10^4 \text{ km}^2$, 年总径流量 $34.6 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

2) 青海湖水系。位于大通山以南, 青海南山以北, 大哈尔腾河以东、日月山以西, 由布哈河、依克乌兰河、哈尔盖河、倒淌河等大小 19 条河流组成。各河流均源于四周山地, 以青海湖为归宿。受地质环境和地形控制, 水系发育不对称, 西北部诸河源远流长, 东南部诸河源短流促。以降水、冰川融水为补给来源。河流汇水面积 $2.97 \times 10^4 \text{ km}^2$, 年径流总量 $16.4 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

3) 哈拉湖水系。位于疏勒南山之南, 哈尔科山之北的天峻县境内, 以哈拉湖为中心。由奥果吐乌兰河、哈尔古尔河等 16 条小河组成。盆地汇水面积 4768 km^2 , 多年平均径流总量为 $3.23 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

4) 茶卡—沙珠玉水系。位于青海南山以南, 鄂拉山以北。茶卡水系由茶卡河、小察汗乌苏河等 7 条山溪组成。沙珠玉水系由大水河、瓦洪河、切吉河等 12 条山溪组成。溪水出山后转为潜流, 然后在盆地低处溢出, 汇流成沙珠玉河, 汇水面积 11569 km^2 , 多年平均总径流量为 $2.31 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

5) 柴达木盆地水系。柴达木盆地水系发源于周围山地, 较大的河流有 40 余条, 靠冰川与降水补给, 以盆地为中心, 呈辐射分布。其中河长 100 km 以上的有大哈尔腾河、鱼卡河、塔塔梭河、巴音郭勒河、察汗乌苏河、柴达木河、诺木洪河、格尔木河等 12 条。盆地汇水面积 $25.78 \times 10^4 \text{ km}^2$, 年均总径流量 $44.1 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

6) 可可西里水系。位于省境西南部的波状山原。由为数众多而各自独立的河湖水系组成。注入这些湖泊的大小河流有曾松曲、巴日根曲、兰晶河等 50 条。各河流程短、水量小, 均由降水和冰川融水补给。汇水总面积 $4.52 \times 10^4 \text{ km}^2$, 年均总径流量 $25.3 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

2. 湖泊

青海是多湖泊的省区之一。湖泊主要分布在内流河流域及外流江河发源地。据统计全省水面大于 0.5 km^2 的湖泊有 458 个, 湖泊总面积 12855.8 km^2 。湖水总储量 $2246.63 \times 10^8 \text{ m}^3$, 占全国湖水总储量的 30.6% 。其中淡水湖 ($M < 2 \text{ g/L}$)、微咸水湖 ($2 < M < 5 \text{ g/L}$) 449 个, 咸水湖 230 个, 盐湖 44 个。

位于黄河上游的扎陵湖、鄂陵湖是省内最大的淡水湖。湖水面积分别为 526.1 km^2 、 610.7 km^2 , 储水量共计 $154.3 \times 10^8 \text{ m}^3$, 占全省湖泊淡水储量的 43.5% 。

青海湖是我国最大的内陆高原咸水湖, 位于日月山、大通山、青海南山之间。湖水面积 4340 km^2 。

柴达木盆地是我国现代盐湖最集中的地区之一, 达布逊湖、霍布逊湖、大柴旦湖、小柴旦湖、巴仑马海湖、德宗马海湖等众多盐湖密布。茶卡盐湖位于乌兰县茶卡镇南侧, 湖面明显受季节影响, 雨季湖

面积可达 10^4 km^2 ，旱季湖水面积明显缩小。

3. 冰川

据兰州冰川冻土研究所资料显示，青海冰川面积为 4620.71 km^2 ，冰川储量为 $3987.87 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。年融水量为 $35.84 \times 10^8 \text{ m}^3$ ，占全省年径流总量的 5.7%。外流水系冰川面积 1853.71 km^2 ，占冰川面积的 40.1%，其中 32.4% 集中在通天河上游；内流水系冰川面积 2767.00 km^2 ，占冰川面积的 59.9%。冰川融水量外流水系为 $17.4 \times 10^8 \text{ m}^3$ ，占融水总量的 48.5%，其中通天河占 33.1%；内流水系为 $18.44 \times 10^8 \text{ m}^3$ ，占融水总量的 51.5%，其中柴达木盆地占 49.8%。消融期一般为 5~9 月。

4. 水质

青海省河流的天然水质有着明显的地区和地带分布规律，总的趋势是：河流水化学成分、矿化度、总硬度等由东南向西北逐渐增加，在内陆盆地区有明显的随海拔而变化的规律。

河水的矿化度。在祁连山东部的大通河和黑河上游，因降水比较丰沛，其矿化度是全省的低值区，一般为 $0.2 \sim 0.3 \text{ g/L}$ ，属低矿化水；循化、民和以上的黄河干流、湟水干流以及省境内长江和澜沧江流域的河水为 $300 \sim 500 \text{ mg/L}$ ，属中等矿化水；长江上游的沱沱河在 0.5 g/L 以上，楚玛尔河在 300 mg/L 以上；内陆河流域柴达木盆地的鱼卡河、塔塔梭河和青海湖盆地等水系为 $0.2 \sim 0.3 \text{ g/L}$ ，属低矿化水；德令哈和都兰等地的河水为 $0.3 \sim 0.5 \text{ g/L}$ ，属中等矿化水；格尔木、乌图美仁、那陵（仁）郭勒、阿拉尔等地的河水为 $0.5 \sim 1.0 \text{ g/L}$ ，属较高矿化水。

河水的矿化度有明显的季节变化。一般在夏汛期（6~9 月）因雨水充沛，河水淡化、矿化度最低；春汛前后的枯水期矿化度最高，10 月到翌年 1~2 月，河流主要由地下水补给，其矿化度介于上述二者之间。

河水总硬度。其分布规律大致与矿化度相似，祁连山东部河水硬度小于 8.4 德国度，属软水；格尔木河及其以西的河水在 17~25 德国度之间，属硬水区；其余地区河水在 8.4~17 德国度之间，属中等硬水，长江源头的楚玛尔河水硬度大于 25 德国度，属极硬水。

河水的化学类型。全省以重碳酸盐类分布最广，约占 80%；氯化物类次之，占 15%；硫酸盐类最少，占 5%。其分布趋势是氯离子变硫酸根，其阳离子由钙变为钠。但在内陆盆地，从山区流向盆地中心的河水，在出山口以后，河水因渗漏、蒸发而浓缩，使其水化学类型向高矿化的硫酸盐、氯化物型转化。此外，在少数外流河下游，因沿途灌溉用水增大，回归水带来的农药、化肥及高盐分水增多，使得河水的化学类型发生变化，水质逐渐恶化。

全省河流天然水呈弱碱性，其 pH 值为 7.5~8.6。总的说全省大部分河流的天然水质良好。青海省的水污染较轻。但湟水和格尔木河河水污染较重。

第三节 地层岩性与地质构造

一、地层岩性

（一）区域前第四纪地层

青海省地质构造复杂，处于华北板块的南缘、华南板块的北缘及华南板块、藏滇板块缝合带的北部，为多旋回构造活动区。在每个地质发展历史阶段中，都表现出强烈的造山运动或造陆运动，同时亦受其控制而形成多旋回的沉积史。依据构造旋回和其控制的沉积历史，从古元古代至新近三纪大体可分为三大阶段。

（1）元古宙阶段：省内元古宙地层主要分布于北半部，具双层层系结构特征，其间以发生于 1900 Ma 的湟源运动形成的不整合面将其分隔。下部古元古代为活动型沉积：为砂泥质岩—中基性火山岩—镁质碳酸盐岩岩系，经受区域热流动力变质作用，具有以角闪岩相为主的多相变质，构成柴达木地块及祁连山造山带之结晶基底。上部中、新元古代，为次活动型或次稳定型沉积：下部为石英岩，砂泥质岩岩系，中部为碳酸盐岩岩系，上部为砂泥质岩岩系。受区域动力变质作用，形成绿片岩相变质岩，与古元古代

地层一起褶皱构成青藏高原北部稳定的大陆壳,新元古代晚期地层不整合其上。

(2) 晚古生代—早中生代阶段:构造运动向南迁移,在北部祁连造山带的基底上,盖层沉积(D_3-T)纵然有数次沉积间断存在,但均系升降运动为主,表现在相辅而行的晚泥盆世—石炭纪—二叠纪与三叠纪地层由北向南的沉积迁移。南部华力西期较为明显的活动,形成稳定地区早石炭世与晚石炭世地层间的普遍平行不整合接触。同时在宗务隆山、阿尼玛卿山以及青南、藏北等地发生广泛而强烈的地裂作用,使青南—藏北地壳解体,导致特提斯构造域形成与发展。晚期活动使东昆仑山南坡及阿尼玛卿山的晚古生代活动带形成闭合褶皱,因闭合不彻底,于三叠纪时又一次张裂为活动带。印支运动席卷青南、藏北、川西广大地区,是一规模宏伟的造山运动,早期活动使晚三叠世陆相、火山岩地层不整合于早、中三叠世地层之上;晚期活动强烈,影响广泛,使宗务隆山及其以南广大地区封闭,褶皱产生一系列的同斜褶曲与逆掩断裂,形成巴颜喀拉造山带。在此阶段由于构造运动频繁,地层沉积类型多变,组合复杂:既有活动型,又有稳定型;既有海相,也有陆相。生物群既有北方型,也有南方型。稳定型沉积主要分布于柴达木板片与祁连山加里东褶皱带上,次在西倾山和唐古拉山地区。岩石组合以碎屑岩、碳酸盐岩为主,局部夹有煤线。柴达木盆地北缘、南缘见有火山岩。活动型沉积以北西西向条带状分布于宗务隆山、纳赤台—阿尼玛卿山及通天河流域。在宗务隆山的南北两侧均为稳定型沉积,唯有沿宗务隆山狭长,断裂带内为活动型沉积。岩石组合以碳酸盐岩、碎屑岩为主夹片理化中—基性火山岩、火山角砾岩。在纳赤台—阿尼玛卿山一带地层呈东西向延伸,为碎屑岩、火山岩、碳酸盐岩建造;在可可西里—巴颜喀拉山及同德—泽库地区以三叠纪地层为主,前者以砂板岩系而著称,岩性单调,但韵律明显,递变层理与舌状象形印模发育,总厚在1500m以上,后者为碎屑岩夹中—酸性火山岩及灰岩,向西北延伸至宗务隆山,向东与西秦岭相接,在玉树—西金乌兰湖断裂带内地层呈东西向条带状分布,岩性组合以中性、中性—基性、酸性火山岩为主,夹碎屑岩、碳酸盐岩,以岩相急剧变化为特征,总厚在9600m以上。

(3) 中、晚中生代至新生代(侏罗纪—新近纪)阶段:青藏高原开始进入陆内造山阶段,沉积以陆相碎屑岩建造为特征,燕山运动在唐古拉山地区使陆相白垩纪地层不整合覆于海相侏罗纪地层之上,侏罗纪地层发生褶皱并伴有中—酸性岩浆活动。在北部地区表现为断块升降,出现山间断陷盆地沉积,并伴有陆相火山喷发堆积;喜马拉雅运动除形成中新世地层与下伏古近纪地层、中新世地层与上新世地层、上新世地层与第四纪地层之间的不整合外,不但产生了青海湖、花海子、茶卡、托素湖等新断陷盆地,同时使柴达木、西宁、共和等盆地继续大幅度下降,沉积了内陆湖泊相的砾、砂砾及砂、泥质碎屑岩岩系。东部含膏盐,西部具有生油层及储油层,同时使高原地壳水平方向缩短,垂直方向加厚,强烈隆起,古褶皱山系复活,发生强烈断块隆起,在山前及山间发生强烈推覆、逆掩,形成十分壮观的推覆体和辗掩构造,使地层体发生位移,形成复杂的分布格局。

纵观我省从古元古代至新近纪各类地层皆有分布,且以三叠纪沉积最为广泛,约占全省面积的1/2,石炭纪、二叠纪及元古宙地层亦占有重要位置。志留纪(包括志留纪)前为海相沉积,自白垩纪始为陆相沉积,泥盆纪至侏罗纪海相与陆相地层并存。沉积类型以活动型、次活动型(过渡型)为主。地层相变显著,多期变形变质叠加改造地层,大套复理石地层大面积分布,混杂岩带、强变形带、火山岩地层亦极为发育,中间稳定岩块和各推覆岩片多处可见,显示出较为典型的造山带特征。

(4) 区域易滑地层

高原隆升对青海古近纪以来地层的影响是十分明显的,主要表现在粒度、含盐量和空间分布上。

1) 古近纪西宁群(E_{xm})。主要分布于阿什贡、松坝、下李家、循化、大河家一带。为一套砖红、紫红、猪肝色砾岩、砂砾岩、夹含砾长石细砂岩、泥质砂岩、泥岩。岩性变化大,成分因地而异,岩屑含量不等。厚度变化甚大,尖扎一带厚度为200m,主要岩性为砖红色、蓝灰色粘土质泥岩、粘土岩及粉砂岩夹泥灰岩;李家峡一带厚度为1003m,自下而上,紫红色—橘红色砂砾岩、含砾砂岩、砂岩互层。松坝峡地区厚度730m,为一套紫红色、浅紫色、橘红色砾岩、砂砾岩、砂岩夹泥岩、泥灰岩,局部夹石膏薄层。

2) 新近纪贵德群(N_{gd})。主要分布于曲沟、贵德、群科、尖扎、刘家峡一带和阿什贡、罗汉堂、曲沟一带,为一套紫红、橘黄色泥岩、砂质泥岩、细砂岩、粉砂岩,局部夹泥质灰岩及少量石膏,最大可

见厚度 730m。底部呈角度不整合于下三叠统，印支期花岗岩之上；顶部被下更新统、上更新统覆盖。尖扎、群科一带，上部为橘黄—土黄色及灰色砂岩、泥岩、砂砾岩互层，中部为灰绿、青灰色及杂色粉砂岩、粉砂质或钙质泥岩互层，夹有砂砾岩及砂岩透镜体、灰岩、泥灰岩，局部含生物化石；下部为暗橘红、橘黄色砂岩、粉砂岩、钙质泥岩。总厚度为 1228m。与下部下伏古近系呈假整合接触，局部超覆于古元古界之上，上覆上更新统黄土状亚砂土。东部临夏、东乡、永靖一带，为一套褐红色、紫红色砂岩、泥岩、砂质泥岩互层夹有薄层砾岩，底部为一层含砂砾的钙质团块层，可见厚度 1573m。下伏古元古界及印支期花岗岩，上覆上更新统风积黄土及砂砾石层。综上所述，新近纪地层由东向西，沉积厚度由厚变薄，含石膏夹层由多变少，岩相变化迅速而明显，沉积规律清晰，交错层理和冲刷面普遍发育。

由于古近纪—新近纪地层成岩时间短，遇水易风化，崩解而成为青海省滑坡最为发育的地层。

（二）第四纪地层

第四纪地层在省区分布广泛，多见于河谷、丘陵及山麓地带，为陆相碎屑岩堆积。根据岩性、岩相、古生物、地层绝对年龄及出露的地貌部位，划分为：下更新统（ Q_1 ）、中更新统（ Q_2 ）、上更新统（ Q_3 ）、全新统（ Q_4 ）。

1. 下更新统（ Q_1 ）

下更新统为湖相沉积，主要分布于共和盆地、贵德盆地以及柴达木盆地等均有分布。共和盆地，为一套土黄、灰黄色为主的粉砂质泥岩、粉砂岩夹杂色细砂岩及含砂砾石透镜体。盆地边缘地段为泥岩、细砂岩、砂砾岩互层，含钙质结核，砾岩半胶结。贵德盆地野藏草滩、夜狼滩一带，为一套砾岩、细粉砂岩夹砂岩，出露海拔高程一般在 2800~3300m。化隆盆地乐羊桑，为一套灰白—淡橘黄色砾岩、砂砾岩夹有薄层砂岩、泥岩。东部临夏盆地为一套砾岩、砂质泥岩，并含有三门马化石。下更新统出露厚度因地而异，白刺滩至拉干一带达 405m，达玉 340m，汪什科 260m，贵德一带 340.95m，临夏一带 28~48m。综上所述，下更新统在省域柴达木盆地及共和盆地西部比较发育，分布广，沉积厚度大；向东厚度显著变薄，分布零星。

2. 中更新统（ Q_2 ）

中更新统冰水堆积（ Q_2^{gl} ）

中更新统冰水相堆积物有各大山系山前均有分布。岩性为分选性、磨圆度均较差的灰黄色砂岩、板岩、花岗岩等，砾石及砂组成的泥砾石及砂砾石层。

3. 上更新统（ Q_3 ）

上更新统在测区内分布比较广泛，根据其成因划分为四种类型。

（1）上更新统冲积物（ Q_3^{al} ）。呈条带状分布于长江黄河及各大支流阶地之上，根据热释光测定的绝对年龄及地文期对比，Ⅲ—Ⅷ级阶地为晚更新世堆积。临夏盆地Ⅲ级阶地、群科至循化地段阶地及羊曲至阿什贡段Ⅲ—Ⅷ级阶地为 Q_3 时期堆积。由一套冲积物相岩性组成，下部为砾石层，上部为细砂和粉砂、黄土、黄土状亚粘土层，厚度 5~30m。局部可见交错层，砾石成分复杂，分选性和磨圆度均佳。

（2）上更新统冲洪积层（ Q_3^{al-pl} ）。主要分布于贵南、共和盆地、贵德盆地山前堆积及各大山系山前倾斜平原区，岩性为一套灰色砾石、砂及亚粘土层。分选和磨圆度较差，砾石成分因地而异，厚度一般大于 30m。野藏草滩厚度为 120~150m，以砂砾石为主，底部砂砾石层厚 0.5~1.5m 左右，黄河东段由西向东，粒度由细逐渐变粗，详见表 2-4。

表 2-4 上更新统（ Q_3^{al-pl} ）粒度变化对比表

取样地点及编号	粒 度 成 分			名 称
	砂 2~0.5mm	粉土 0.05~0.005mm	粘土 <0.005mm	
木格滩	23.5	51.9	24.6	粉砂质亚粘土
巴洛滩	25.5	59.5	15	粉砂质亚粘土
巴洛滩	29.5	51.5	19	粉砂质亚粘土

续表

取样地点及编号	粒 度 成 分			名 称
	砂 2~0.5mm	粉土 0.05~0.005mm	粘土 <0.005mm	
贵德王屯 448	35.0	60.4	4.6	亚砂土
群科尔 87	36.0	63.0	1.0	亚砂土

(3) 山麓洪积相堆积 (Q_3^f)。测区内主要见于各大山体边缘地带, 为灰—土灰色砂砾石层夹含砾亚砂土透镜体, 砾石成分复杂, 砾径一般 5~20cm, 个别可达 1.5m, 多为棱角状、次棱角状, 泥砂质充填, 厚 30~60m, 密实度中等, 为暂时性洪流之产物。

(4) 风积黄土 (Q_3^{al})。主要分布于青海省东部, 披露于低山丘陵梁峁顶部及河谷谷坡之上, 厚度为 50~260m, 其岩性为土黄色, 浅灰黄色的粉砂。粉砂含量在 70% 以上, 手搓易碎, 有明显砂感, 结构微密均一, 具大孔隙和垂直节理。其物质含量: 砂 16%~20%, 粉土 64%~72%, 粘土 11%~17%, 有机质 0.22%~0.58%, 可溶盐 6.3~27.5 毫克当量/100g, 多属 SO_4-Ca 型, 微量元素见表 2-5。

表 2-5 上更新统风成黄土微量元素含量表

成分	Pb	Zn	Cu	Ga	Sn	Be	Cr	Ni	V
含量/ 10^{-6}	<0.01	<0.01	≤ 0.01	0.12~0.001	<0.001	0.0005	≤ 0.01	<0.01	0.01
成分	Ti	Mn	Ba	Br	Ae	B ₂ O ₃	P ₂ O ₅	Ca	Mg
含量/ 10^{-6}	>1	0.03	0.04	≤ 0.01	0.007	<0.05	<0.2	>1	>1

(5) 湖相化学沉积盐层类淤泥质亚粘土 (Q_3^{l-ch})。广泛分布于柴达木盆地北缘带, 岩性主要为盐类沉积夹淤泥质亚粘土, 盐类沉积主要为结晶盐, 其次为石膏、芒硝、白钠美矾, 层厚 1~5m。盐类沉积顺序, 由湖盆边缘至中心或自下而上, 都是从粘性土→石膏、芒硝→石盐。揭示了盐湖的发展经历了从碳酸盐→硫酸盐→氯化物的演变过程。

4. 全新统 (Q_4)

测区内全新世沉积物主要分布于江、河及其支流河谷地带和柴达木盆地等地, 根据其成因, 可划分为冲积型、冲洪积型、洪积型、沼泽相以及风积物。

(1) 冲积物 (Q_4^d)。分布于江、河河谷及一级支流河谷地带, 组成河漫滩及 I、II 级阶地, 岩性主要为河床相砂砾卵石层及漫滩相粉砂、粉细砂、亚砂土、亚粘土等。黄河谷地砂卵石层分布均匀, 砾石分选、磨圆度较好, 砾径一般为 5~10cm, 大者可达 20~70cm, 多为浑圆、扁圆状、椭圆状, 成分比较复杂。结构松散, 一般具有二元结构, 上部为黄色亚砂土、亚粘土, 水平层理清晰, 厚度一般 10~20m。据钻孔揭露, 贵德盆地 I、II 级阶地沉积厚度为 10.35~50m, 官亭 I、II 级阶地沉积厚度 12.36~57.79m。其他一级支流砂砾石层的分选性和磨圆度相对较差, 成分因地而异, 粒度一般 3~15cm, 大者可达 30cm, 结构松散, 微具水平层理, 厚度 10.25~45.15m。

(2) 冲洪积物 (Q_4^{d-pl})。主要分布于江、河二级和二级以上支流河谷之中及山前地带, 岩性为灰色、土灰色砂砾石层夹砂土透镜体, 上部为含细砂亚砂土。砾石分选、磨圆均较差。结构松散, 厚度变化较大, 一般 10~30m。

(3) 洪积物 (Q_4^f)。分布于山麓及冲沟沟口一带, 岩性为角砾、砾石、砂为主, 夹亚砂土透镜体, 分选性及磨圆度极差, 砾径一般 1~3cm, 大者 30cm。厚度 12~30m, 为暂时性洪流裹挟泥砂碎石之堆积, 地貌上呈扇形。

(4) 风成堆积 (Q_4^{eol})。主要分布于共和盆地黄河左岸哆滩贡玛, 左岸谷坡及木格滩及柴达木盆地南缘, 青海湖盆地东缘。由米黄色中、细粒石英砂 (80% 以上), 以及少量暗色矿物等组成, 砂砾浑圆, 粒径一般大于 0.5mm, 个别亦有较粗的, 结构松散均一, 厚度一般 20~40m, 最大可达 56m, 地貌上常呈沙

垄、新月形沙丘或沙滩等形式出现。

(5) 湖积、沼泽堆积 (Q_4^l)。湖积、沼泽堆积在省区内分为河谷沼泽和湖积沼泽类型, 分布于江河谷地及湖口三角洲地带, 为灰褐色含粉砂质粘土草灰层、腐殖质约占 60% 以上, 厚度一般为 20 ~ 50m。

(6) 近代湖泊化学(盐湖相)沉积 (Q_4^{l-ch})。主要分布于柴达木盆地, 地表为盐沼或新盐壳层。可分为湖沼淤泥相, 盐类化学沉积相, 一般厚 3 ~ 5m, 最大厚度可达 20m, 湖盆边缘为含盐亚砂、亚粘土或粉细砂夹盐尖, 湖盆中心则以盐类为主, 盐类以结晶石盐为主, 次为石膏、芒硝、白钠镁矾等, 是盐胀溶沉灾害的多发地层。

(三) 侵入岩

全省发育有自早古生代以来各时期侵入岩, 主要分布在昆仑山系及祁连山系, 其他地区零星分布, 多以岩枝、岩株形式产出, 其中以中生代岩浆活动最为强烈, 分布广, 岩性分别为中性、中酸性、酸性的闪长岩、石英闪长岩、花岗闪长岩、花岗岩。

二、地质构造

青海地处几大构造域的结合部, 构造活动性强, 应力状态复杂, 地壳结构不均。新生代以来, 本区地壳收缩抬升, 新构造活动强烈, 主要表现在地震、活动断裂和地壳差异性运动方面。

青海大地构造具有突出的构造旋回特点, 自北而南存在三个一级大地构造单元, 它们是秦祁昆加里东地槽及褶皱系、巴颜喀拉华力西—印支地槽及印支褶皱系、藏北—唐古拉准地台及台缘拗褶带。且前两个褶皱系是省区的主要构造单元。在平面上则围限在塔里木地台、中朝准地台、扬子准地台和藏南—北喜马拉雅地槽及褶皱系之间(图 2-5)。

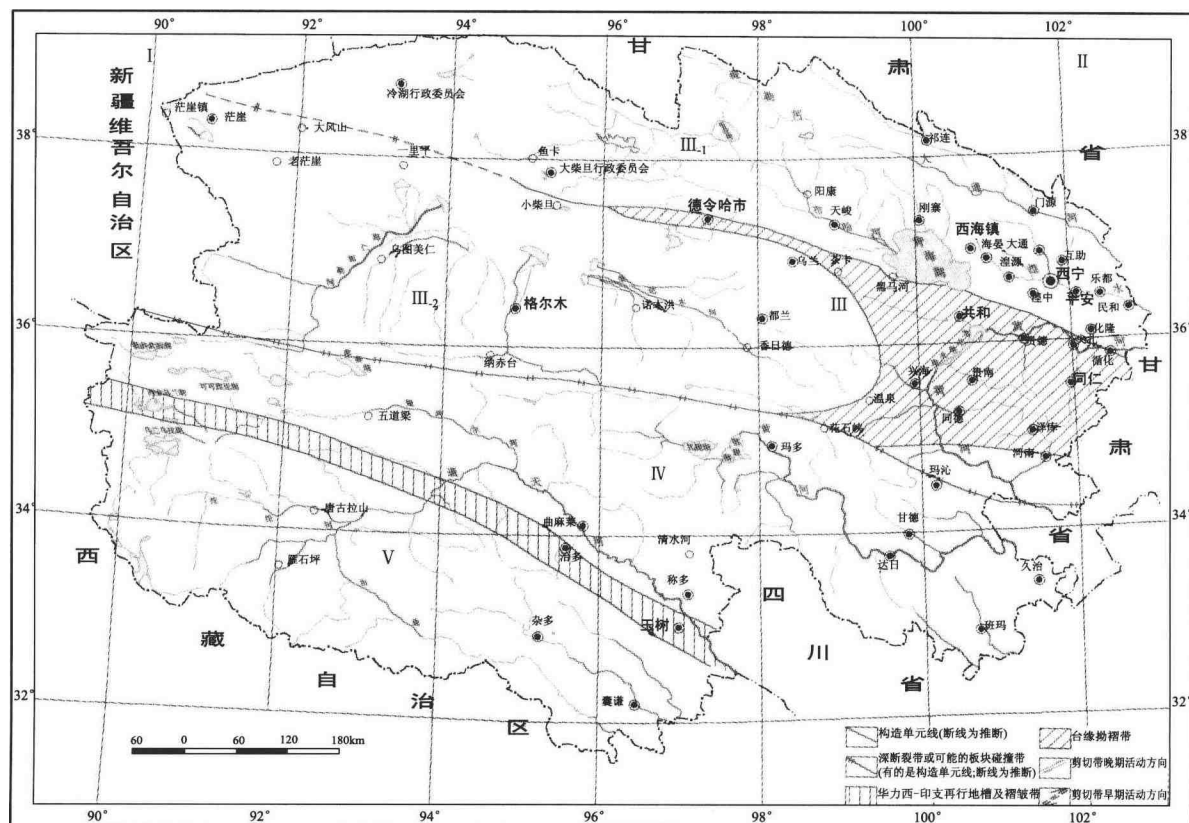


图 2-5 青海省大地构造略图

I—塔里木地台; II—中朝准地台; III—秦祁昆加里东地槽及褶皱系; III₁—祁连—北秦岭地; III₂—东昆仑带; III₃—南秦岭系;
IV—巴颜喀拉华力西—印支地槽及支褶皱系; V—藏北—唐古拉准地台及台缘拗褶带

(一) 深大断裂

据地质地球物理、地震资料,青海省区深大断裂之要有基底、地壳、岩石圈三种断裂类型(图2-6、表2-6)。

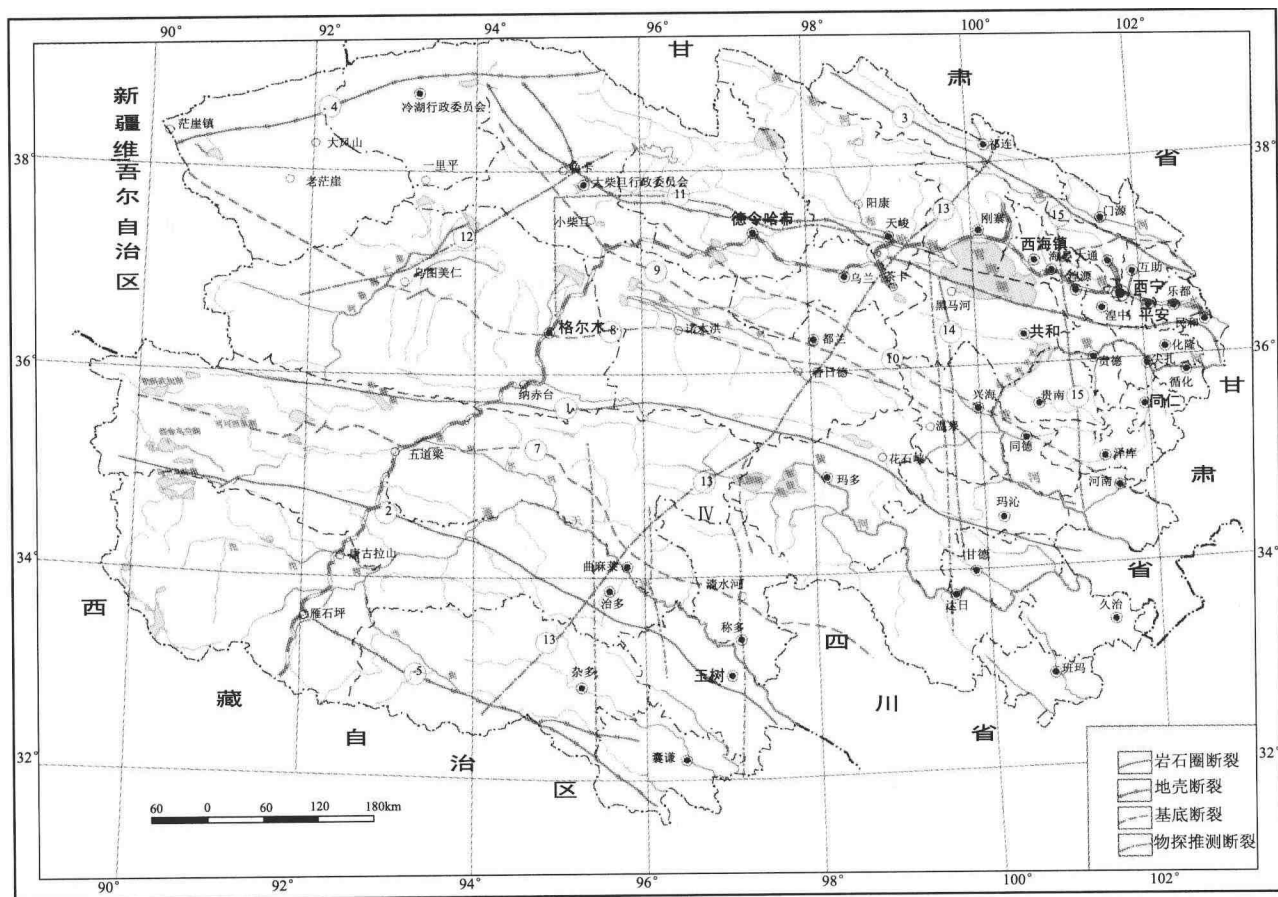


图2-6 青海省主要断裂分布图

表2-6 青海省主要活动断裂统计表

序号	断裂名称	断裂类型	断 裂 特 征
1	东昆仑—西秦岭断裂	岩石圈断裂	是省区北部秦岭加里东地槽及褶皱系与南部巴颜喀拉华力西—印支地槽及褶皱系两大构造单元的界线,在省区的长度近1000km。沿断裂两侧基岩十分破碎,断裂北侧形成宽2~3km的片理带,其走向与主断裂平行,沿断裂泉水成群分布,且常年不冻,是省内一条重要的地震活动断裂
2	西金乌兰湖—玉树断裂	岩石圈断裂	为巴颜喀拉华力西—印支地槽及褶皱系与藏北—唐古拉准台地及台缘,褶皱带两大构造单元分界断裂,长约800km,在杂多、治多一带主断裂旁的分支断裂十分发育
3	托莱山—达坂山南坡断裂	岩石圈断裂	为祁连山北部复向斜和祁连山中间复背斜地带的控制性断裂,该断裂由数条密集平行断裂组成,全长500km以上,呈北60°西展布,断裂面主体倾向南西,倾角60°左右,断裂破碎带宽达百余米,为构造活动带,进入第四纪以后又有活动,地震活动甚为频繁
4	茫崖镇—丁子口断裂	地壳断裂	位于阿尔金山南缘,与山体走向相伴延伸,走向北东东,长度大于470km,为一条强左旋扭动的走滑断裂。其上中强、强震多次发生,最大震级为6级
5	雁石坪—杂羊断裂	地壳断裂	断裂位于唐古拉北麓,北西西向展布,倾向不定,倾角一般在45°~60°间,个别在65°以上。该带6级左右地震多次出现,最大震级为6.7级

续表

序号	断裂名称	断裂类型	断 裂 特 征
6	柴达木山南麓— 拉脊山断裂	地壳 断裂	柴达木山南麓断裂：西起鱼卡北，经大柴旦北至大头羊煤矿以东，长约100km，断裂走向北西至近东西向，呈反S形，断面北东倾，倾角较陡。断裂带上有温泉出露，断裂西段曾发生5.6级地震。 拉脊山断裂：拉脊山南北坡均以断裂和两边盆地分开，断裂均向山体倾斜，倾角一般在40°~50°左右
7	西金乌兰湖— 清水河断裂	基底 断裂	西起西金乌兰湖北，经五道梁、过治多北，向东又经清水河延伸至省外，在省内长800km以上，总体走向自西向东由北70°西转为北30°西，而后又呈北70°西方向展布。主断层倾向北东，倾角45°~60°不等。该断裂之西段有较宽的破碎带，并有温泉出露。沿断裂曾发生多闪4~6级地震
8	柴达木盆地 南缘山前陷伏 断裂	基底 断裂	该带位于秦岭系中部复背斜北缘，构成布尔汗布达山与盆地之分界。西起青新边界，东至香日德巴隆，长约540km。诺木洪附近断裂曾发生数次5级地震
9	赛什腾山— 都兰断裂	基底 断裂	北起赛什腾山南麓之结录素附近，沿绿梁山、锡铁山、阿木尼克山延伸，经达达肯乌拉山，向东过都兰，直至与柴达木盆地南极山前隐伏断裂相接。走向由北45°~50°西，逐渐变为北70°西，倾向北东，全长540km
10	库尔雷克山 断裂	基底 断裂	该断裂由一系列北西西、东西、北西向的多组断裂组成，西起库尔雷克山北坡，经托素湖、怀头他拉北，向东延伸至省界。总体走向呈北西向，长约600km
11	大柴旦—天峻— 门源断裂带	物探推测 断裂	该断裂带位于省区北部，天峻以西基本与6号断裂相伴，大柴旦以西较之地表断裂作弧形东偏，大柴旦至天峻间地表断裂有反复穿插之特点，该断裂在大柴旦、天峻、海晏三处分别被北东向、北西西向断裂错断
12	布伦台—大柴 旦断裂带	物探推测 断裂	该断裂位于柴达木盆地内，呈北东—南西向展布，长度约300km，它将柴达木盆地分成了东西两部分，其西盘相对东盘北移，距离达30km，且西盘下降，断距约1km
13	治多—都兰— 天峻—祁连断裂带	物探推测 断裂	该断裂带长约80km，呈北东—南西向斜切全省，属平移断裂，东盘相对西盘北移，平移距离约30~40km，断面近于直立微向西倾
14	青海湖西— 玛沁西断裂带	物探推测 断裂	走向近南北向，长约300km，该断裂是都兰东大片印支期花岗岩体的东部边界和兴海东隆起的西部边界的分界线，该断裂几乎切断了通过它的所有断裂，另一方面在其南端似又被一组北西向断裂所错开，并有逐次向东滑动的趋势
15	青海湖—玛沁 东断裂带	物探推测 断裂	断裂带在布格异常图上反映明显，重力梯级带呈南北分布，其水平梯度最大可达20艾维，断裂带的其他特征与14号断裂带相似

（二）新构造运动

自新生代以来，青藏高原大面积整体抬升，在总体抬升的背景下，其内部又有差异性升降运动和断裂活动。具体表现为三个方面。

一是青海省区经过古新世—始新世时的山地、盆地分野和渐新世—上新世时的陆盆全盛发育两个阶段的长期剥蚀，形成了包括现在北部的祁连山山原山地和南部的昆仑山、巴颜喀拉山、唐古拉山台原地区的山原面等峰面在内的统一的夷平面。其后，省区新构造运动进入剧烈运动期，使这个统一的夷平面发生解体，其过程一直延续至今。进入第四纪以后，全省虽都处于隆升作用之中，但由于有相对沉陷区，各地的升幅差异明显。唐古拉山、昆仑山山地第四纪以来上升5621~5860m；阿尼玛卿山上升5282m；宗务隆山北部—阳康—布哈河北山一带上升3800~4000m；从阿尔金山到冷龙岭，于省区边界附近最高上升4200~4800m。

二是就全省而言，省区北部地壳在新构造活动期，有差异性断块或上升之特点，块体之间走滑活动强烈，表现为大隆大陷的区域活动规律；省区南部地壳有整体破裂式上升之特征，块体之间水平错动（走滑）强烈，表现出一种横向弧形运移、挤压活动规律。

三是据地震、活断裂差异和地壳差异性运动，省域各处情况大体是：

(1) 柴达木带：包括柴达木盆地、共和盆地等，新构造运动主要表现在盆地的继承性强烈下降。盆地南北山体向盆地推覆，全新世地层形成新构造穹丘和洼地。

(2) 祁连山带：位处祁连山地区，断裂发育，控制山间断陷盆地和谷地发育，新构造活动以断块挤压逆冲为主。此带地震强度大，频度高。

(3) 可可西里—巴颜喀拉山带：位于青藏高原中部，包括可可西里山，巴颜喀拉山、阿尼玛卿山等，新构造运动在该带表现为强烈隆升，伴随大量断裂活动，为强震带，具有频度低、强度大的特点。

(4) 玉树—雅鲁江带：包括杂多、玉树和四川西部鲜水河地区，带内新构造（断裂）运动强烈，沿断裂带分布有众多的小型断陷盆地及新生代沉降带，中高温泉水成群成带发育，7级以上地震与断裂关系极为密切，地震活动强烈。

第四节 水文地质

高原隆升影响着青海内陆沉积环境，同时也影响着省域内水文地质条件。由于高原内部推覆作用的影响，其内部盆岭相间地貌形态，导致了盆地内部多成为独立的水文地质单元。同时，由于黄河、长江水系的切穿和贯通，又使得很多独立的水文地质单元依赖于江河发生水力联系而成为半开启的水文地质单元，这就是青海水文地质单元的特色。

一、地下水类型

青海省地域辽阔，自然地理及水文地质条件多样。根据地下水赋存空间条件及其含水层的特性，省域内有五种地下水类型。

（一）松散岩类孔隙水

主要分布在第四系松散沉积物厚度较大的内陆盆地、山丘区较大谷地及湟水、黄河、长江上游干支流河谷平原区。

1. 柴达木盆地

柴达木盆地的松散岩类孔隙水，按其分布和含水特征大致可分为：山间盆地（谷地）松散岩类孔隙水、山前冲洪积平原松散岩类孔隙水、冲湖积平原多层孔隙承压自流水、湖积平原孔隙咸水及卤水。

(1) 山间盆地（谷地）松散岩类孔隙水。盆地中的河流在其上游的源区发育有诸多山间盆地及较大的谷地，如昆仑山区的那陵郭勒河布伦台盆地；格尔木河东、西大滩谷地，温泉谷地及小干沟谷地；香日德河阿拉克湖盆地、冬给措纳湖盆地，香加谷地；都兰地区的查查香卡盆地、野马滩盆地及沙柳河盆地、南戈滩盆地；祁连山区的乌兰盆地、泽令沟盆地及大哈尔腾河谷地等。含水层为上更新统、中更新统冰水相砂砾卵石、含泥沙砾卵石、砂砾等，钻孔涌水量 $98.67 \sim 6019.76 \text{ m}^3/\text{d}$ ，水化学类型 $\text{Cl} \cdot \text{HCO}_3 - \text{Na} \cdot \text{Ca}$ 型，矿化度 $0.38 \sim 0.92 \text{ g/L}$ ；上述盆地和谷地均赋存有第四系松散岩类孔隙水，其补给源为河流渗入水、降雨、冰雪融水及基岩裂隙水等。

(2) 山前冲洪积平原松散岩类孔隙水。主要分布在戈壁砾石带和细土平原带。前者是地下水径流区、后者是地下水排泄区。含水层由粗颗粒的、单一的大厚度含水层系统，逐渐变化为细粒的、多层含水层系统。地下水由潜水转化为承压—自流水。由于山区强烈上升，平原区相对下沉，在山前堆积了巨厚的第四系松散岩类物质，构成良好的含水介质，为地下水贮存提供了良好的空间。潜水主要接受河流补给，次为基岩裂隙水侧向补给。承压（自流）水含水层与潜水含水层直接沟通，接受潜水补给。

如昆仑山前的那陵郭勒河—香日德河冲洪积扇，都兰地区的察汗乌苏河冲洪积扇；北盆地的巴音河—阿尔金山冲洪积扇，西部的库拉木拉克河洪积扇等，都蕴藏有丰富的地下水（图2-7），含水层岩性为砂卵石、含泥沙卵石、含泥沙砾石，钻孔涌水量 $12.36 \sim 2878 \text{ m}^3/\text{d}$ ，水化学类型 $\text{Cl} \cdot \text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 - \text{Na} \cdot \text{Mg} \cdot \text{Ca} \cdot \text{HCO}_3 \cdot \text{Cl} - \text{Na} \cdot \text{Mg}$ 型，矿化度 $0.2 \sim 1.24 \text{ g/L}$ 。

(3) 冲湖积平原多层孔隙承压自流水。分布在盆地冲洪积扇的前缘。含水介质在横向上呈大面积连

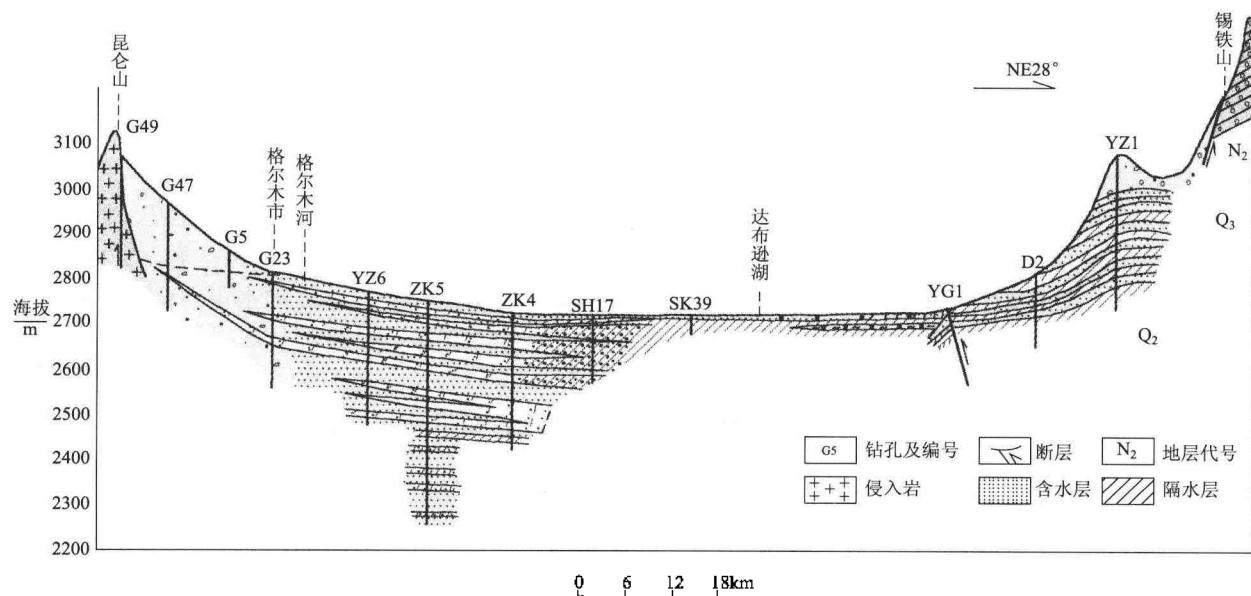


图 2-7 柴达木盆地水文地质剖面图

续展布,承压—自流水含水层厚度、岩性自洪积扇前缘向盆地中心厚度由厚变薄,岩性由粗变细,隔水层由薄变厚。宏观上可分为南、北盆地两区。

南盆地冲湖积平原多层孔隙淡水。其分布西自铁木里克河,东至察汗乌苏河,全长约 800km。南盆地承压—自流水分布广泛,沿冲洪积扇前缘平行展布,并具连续性。据钻孔揭露,在 300m 以内有 4~7 层承压—自流水含水层,随地势及沉积厚度变化,含水层顶板埋深各异。含水层厚度一般超过 50m,最薄小于 10m,其岩性为中细砂及粗中砂、粉细砂。其中易于开采的是第三层自流水(或承压水)、厚度较稳定,一般为 50m 左右,局部地区为 20m 左右,水头一般高出地面(承压水水头埋深也不会小于 10m)。含水层富水性中等,钻孔计算涌水量 200~1000m³/d,个别小于 100m³/d,最大达 4000m³/d,水质较好,矿化度小于 0.75g/L。但在冲湖积边缘近湖积平原矿化度剧增,第 I、II 承压自流水层在冲湖积边缘矿化度达到 15g/L 左右,第 III 层以下矿化度均小于 1g/L。水化学类型一般为 Cl·HCO₃(SO₄)—Na·Ca(Mg) 型。

北盆地冲湖积平原多层孔隙淡水。该区承压—自流水分布不及南盆地广泛,主要分布在祁连山、阿尔金山山前冲洪积扇前缘及冲湖积、湖积平原。钻孔揭露其承压—自流水含水层多及 8 层,其岩性多为中细砂及砂砾石,富水性较好。西部除花海子地区计算涌水量小于 1000m³/d 外,一般大于 1000m³/d,最大达 6000m³/d 以上;东部除怀头他拉外,一般大于 500m³/d。矿化度一般小于 0.50g/L,水化学类型一般为 HCO₃·Cl—Na·Mg 型水。北盆地承压—自流水含水层,横向上连续性较南盆地差,有些地区被山体阻隔各成独立单元,但在纵向上一般与冲(洪)积扇潜水相衔接并接受潜水补给。承压—自流水主要是垂向越流并通过潜水蒸发排泄。

盆地承压—自流水呈环状分布于绿洲带,该带是盆地最有生气的地区,也是耕地及草场地区,地下水承压自流便于开采利用。

(4) 湖积平原多层孔隙咸水及卤水。

尕斯库勒湖—东西台吉乃尔湖地区。该区位于盆地西部又可大致分为:西区尕斯库勒湖、红柳沟、油砂山、油泉子、老茫崖;北区大浪滩、牛鼻子梁、俄博梁、冷湖、大风山;东区东、西台吉乃尔湖、茶冷口;南区甘森、塔尔丁、乌图美仁等四区。自边缘至湖区依次分布有微咸水—半咸水(矿化度 2~5g/L),咸水—卤水(矿化度 >5g/L)。其水化学类型:微咸水为 Cl·SO₄—Na·Mg 型;半咸水为 Cl—Na(Mg) 型;咸水和卤水为 Cl—Na 型。无压微咸水和半咸水含水层为细砂、粉砂,钻孔计算涌水量大于 1000m³/d;承压—自流水含水层颗粒略粗,一般为中细砂,计算涌水量 1000~1500m³/d;咸水含水层为

中细砂或含砾及石盐细粉砂, 计算涌水量小于 $1000\text{m}^3/\text{d}$; 卤水含水层一般为石盐及粉细砂、淤泥质粉砂, 计算涌水量小于 $1000\text{m}^3/\text{d}$; 晶间卤水最大计算涌水量为 $4995\text{m}^3/\text{d}$, 最小为 $2447\text{m}^3/\text{d}$ 。

依克柴达木湖—巴嘎柴达木湖地区。该区系由大柴旦和小柴旦两盆地组成, 在湖区周围分布有微咸水、咸水及卤水, 微咸水富水性较差, 计算涌水量小于 $500\text{m}^3/\text{d}$; 卤水富水性强, 计算涌水量大于 $1000\text{m}^3/\text{d}$; 微咸水水化学类型为 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 - \text{Na} \cdot \text{Ca}$ 型及 $\text{Cl} - \text{Na}$ 型、卤水为 $\text{Cl} - \text{Na}$ 型。

东、西达布逊湖地区。该区是盆地咸、卤水蕴藏极其丰富的地区, 特别是晶间卤水尤甚。晶间卤水一般有三层: 上层厚 $10 \sim 20\text{m}$, 计算涌水量大于 $1000\text{m}^3/\text{d}$, 渗透系数一般大于 $300\text{m}/\text{d}$; 第二层为晶间卤水和孔隙卤水, 含水层厚度大于 15m , 具承压性, 一般为粉砂与石盐互层, 计算涌水量 $500 \sim 1000\text{m}^3/\text{d}$, 渗透系数小于 $150\text{m}/\text{d}$; 第三层分布不广泛, 为孔隙卤水, 含水层厚度一般小于 15m , 为含石盐粉细砂, 具承压性, 计算涌水量一般小于 $100\text{m}^3/\text{d}$, 渗透系数小于 $10\text{m}/\text{d}$ 。

南、北霍布逊湖地区。该区分布有丰富的咸水和卤水, 北霍布逊湖北部蕴藏着微咸水、半咸水及卤水, 卤水矿化度 $50\text{g}/\text{L}$ 左右。湖水矿化度为 $237.00 \sim 362.40\text{g}/\text{L}$, 水化学类型为 $\text{Cl} - \text{Na}$ 型。南霍布逊湖东部及北部, 蕴藏着丰富的卤水, 计算涌水量为 $644 \sim 3935\text{m}^3/\text{d}$, 矿化度 $315 \sim 346\text{g}/\text{L}$ 。

托素湖—尕斯库勒湖地区。该区包括怀头他拉南部, 可鲁克湖、托素湖及尕斯库勒湖。怀头他拉南部分布着潜水及承压微咸水、咸水, 矿化度 $1.72 \sim 3.70\text{g}/\text{L}$, 水化学类型为 $\text{Cl} \cdot \text{SO}_4 - \text{Na} \cdot \text{Mg}$ 型, 钻孔计算涌水量一般小于 $500\text{m}^3/\text{d}$, 含水层为砂砾石及中细砂。

2. 青海湖地区

(1) 布哈河谷地的潜水含水层, 以松散砂砾石层为主, 厚逾百米, 地下水位埋深多小于 30m (近河小于 5m)。富水性由河床向两侧逐渐变小, 单井出水量 $1000 \sim 5000\text{m}^3/\text{d}$, 水质良好, 矿化度小于 $0.3\text{g}/\text{L}$, 适于饮用和工业用水。

(2) 沙柳河、哈尔盖河冲洪积扇潜水, 含水层主要为砂砾卵石及含泥砂砾卵石层。厚 $20 \sim 100\text{m}$, 地下水埋深 $10 \sim 50\text{m}$, 单井出水量 $1000 \sim 5000\text{m}^3/\text{d}$, 矿化度小于 $0.5\text{g}/\text{L}$ 。

(3) 湖东、湖南山前地带的大部分地段, 含水层为砂砾石、含泥砂砾石, 厚 $16 \sim 33\text{m}$, 地下水埋深随地而异, 单井出水量 $100 \sim 1000\text{m}^3/\text{d}$, 矿化度小于 $0.5\text{g}/\text{L}$ (图 2-8)。

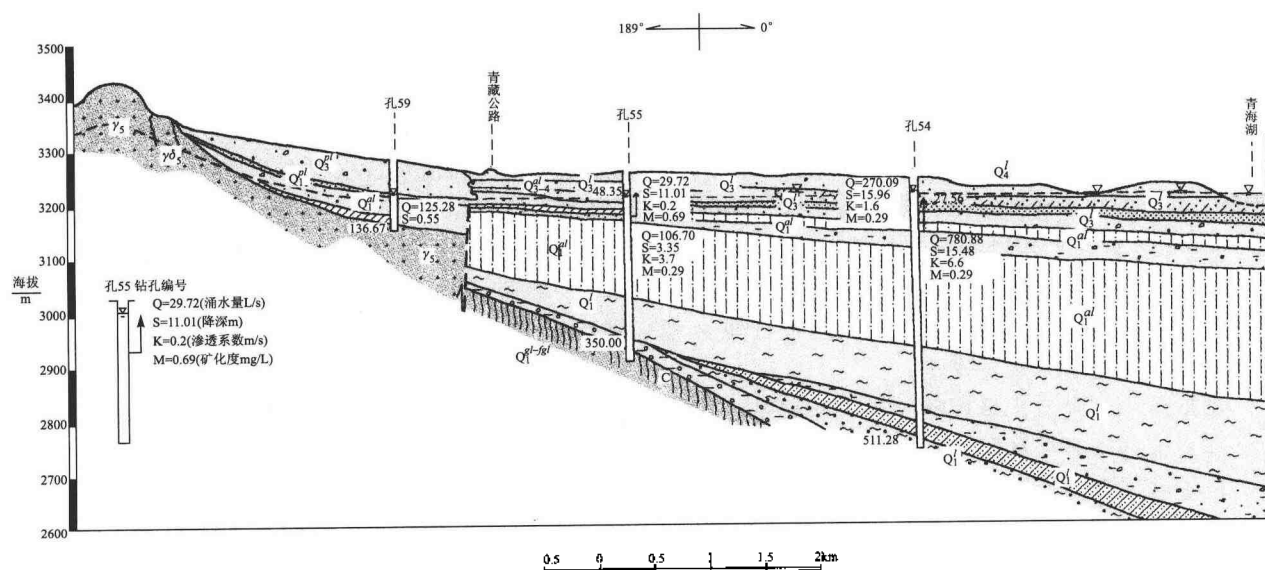


图 2-8 青海湖南岸水文地质剖面图

3. 湟水河谷平原

河谷平原潜水水量丰富地段, 主要分布在河水补给强的河流中、上游段及峡谷两侧松散沉积物厚度较大 ($10 \sim 50\text{m}$) 的地区。诸如大通县城关至桥头的北川河谷、湟中县多巴以西的湟水干流河谷及支流西

纳川, 湟中县大源至班沙的巴卡滩、南川河的老幼堡至沈家寨及互助县的城关至双树、平安县白沈家沟石壁至石沟沿、乐都县湟水北岸支流中、上游等河谷平原地下水都较丰富。这些地段水位埋深小于 30m, 水质好, 单井出水量多在 $1000 \sim 5000 \text{ m}^3/\text{d}$ 以上。西宁以下的干支流河谷多数地段松散沉积物不厚, 含水层薄, 厚度小于 10m, 不少地段还不及 5m, 地下水资源较贫乏, 而且水质较差, 矿化度 $1 \sim 3 \text{ g/L}$, 两侧高台地水质更差, 个别地段矿化度达 $3 \sim 10 \text{ g/L}$ 以上。

4. 海南高台地及黄河谷地区

海南台地主体松散堆积物由第四纪中、下更新统河湖相粉细砂及垂向断续分布其间的薄层粘性或半粘性土组成, 厚达 500 ~ 700m。地下水以埋藏深、水量小、水质好为特征。据钻孔揭露, 塘格木农场场部地下水埋深 144.9m, 其南 9.5km 的高平原上深达 224.9m, 塘格木农场四大队钻孔在 239m 深度揭露有承压水, 水头 -129.9m, 水头降低 7.84m 时, 涌水量 $237.6 \text{ m}^3/\text{d}$ 、矿化度 0.23 g/L 。

黄河龙羊峡至寺沟峡河段干支流, 多为侵蚀堆积类型的谷地, 松散沉积物不厚, 加上河流深切疏干作用, 其含水层较薄, 水量贫乏。仅在河流侵蚀作用较弱, 松散沉积物较厚, 补给条件较好的地段地下水较丰富。

(二) 碎屑岩类裂隙孔隙水

指中生界陆相盆地内分布的比较稳定的层间水。水力性质多为承压水或自流水。含水层岩性有砂砾岩、砂岩、泥岩、灰岩、煤系地层及火山岩等。在柴达木盆地西北部多为油田水。阿拉尔北的七个泉(上升泉), 是出自上新统砂岩层中的低矿化自流水, 泉水总流量达 2.975 L/s 。花土沟南 12km 附近深 1089.42m 的钻孔在 724.5 ~ 725.0m 深度揭露的自流水, 其含水层为中新统砂岩, 涌水量小于 $20 \text{ m}^3/\text{d}$, 矿化度 234.7 g/L , 为 $\text{Cl}-\text{Mg}$ 型卤水。

西宁一民和盆地承压自流水, 水量较大、单井涌水量 $100 \sim 1000 \text{ m}^3/\text{d}$ 比较富水的地段, 主要分布在西宁盆地西、西南及中央部位; 乐都以西湟水谷地和白沈家沟上游地段的古城附近。在西川湟水河谷南侧佐署村砖场近百米深度, 揭露出水量中等、微咸的自流水; 云固川口鲍家寨 115 ~ 129m 深度, 揭露出淡自流水, 水头高出地面 17.10m, 当水头降低 32.91m 时, 涌水量 3.43 L/s , 水温 11°C , 矿化度 0.70 g/L 。其余广大地区, 无论盆地边缘或中央地段, 钻孔在不同深度所揭露的承压自流水, 其水量都较小, 单井涌水量多小于 $100 \text{ m}^3/\text{d}$ 。其水质在盆地边缘多为淡或微咸水, 在盆地中央多为咸水、盐卤水。

(三) 碳酸盐岩裂隙溶洞水

裂隙溶洞水较广泛地赋存于侏罗纪前的灰岩、结晶灰岩、大理岩、白云岩及其所夹的砂板岩、火山碎屑岩的裂隙孔洞中。多以大泉形式沿构造断裂或层间孔洞泄出。岩层富水性从丰富到贫乏皆有, 很不均匀。柴达木盆地东北缘泽令沟水文站西侧有多处泉水从断层陡崖下的溶洞中溢出, 属淡水, 单泉流量 $30 \sim 50 \text{ L/s}$; 盆地南缘山区, 下古生界结晶灰岩中构造岩溶水也很发育, 沿青藏线从昆仑桥到三岔桥长 20km 的河谷内, 线状分布有五处泉水, 单泉流量多在 10 L/s 以上, 其中纳赤台泉流量达 156.3 L/s , 总流量为 356.7 L/s , 水温 $4 \sim 7^\circ\text{C}$, 矿化度 $0.36 \sim 0.47 \text{ g/L}$, 青海湖西北, 天峻舟群—江河一带泉水亦多, 结盛隆河沟口以下的峻河两岸, 沿二叠系中统中厚层结晶灰岩裂隙发育的溶洞, 洞口高 0.5 ~ 1.5m, 宽 6.5m, 深 110m。多处涌流的泉水流量分别达 8.04 L/s 、 187 L/s 、 206 L/s , 泉水动态较稳定, 水温 $6 \sim 9^\circ\text{C}$, 矿化度 $0.3 \sim 0.4 \text{ g/L}$, HCO_3-Ca 型水, 牧民奉之为“神泉”。西宁一民和盆地外缘、拉脊山西段北麓、大通老爷山至互助南门峡及乐都北部山区, 裂隙溶洞水分布面积达 554 km^2 。互助县五峰寺有三处从灰岩、白云岩裂隙溶洞中涌出的泉水, 单泉流量 $1.76 \sim 8.86 \text{ L/s}$, 总流量达 18.43 L/s , 水温 4°C , 矿化度 0.15 g/L , 为淡水。青南地区岩溶水主要分布在阿尼玛卿山—西倾山和玉树以南的三江源地区。具有分布广, 泉水流量大的特点, 如出露于玛沁二叠纪灰岩层中的某泉流量高达 1608 L/s ($138931 \text{ m}^3/\text{d}$)。出露于玉树上拉秀三叠纪灰岩中的泉水流量亦高达 349.6 L/s 、 480.48 L/s , 且 $10 \sim 25 \text{ L/s}$ 的泉水时有出露。矿化度低于 0.5 g/L 。

(四) 基岩裂隙水

主要赋存于前中生代各种沉积变质岩、侵入岩的风化裂隙、构造裂隙中, 在不同地貌、气候、岩性、构造条件下, 富水性极不均匀, 埋深相差悬殊。其水质除柴达木盆地边缘及径流循环条件较差的地段矿

化度稍高外,一般都较低,多为淡水。按岩石结构分层状岩类裂隙水和块状岩类裂隙水两亚类。

1. 层状岩类裂隙水

多为潜水,但在某些断裂构造带上,有时还赋存有脉状分布的承压自流水。它较广泛地分布在省域北半部的山地,富水程度中等到贫乏,泉水流量多小于 $1\sim 3\text{L/s}$ 。乐都北部山区曾调查过208眼泉水,其中流量小于 0.1L/s 的有67个,占32.3%; $0.1\sim 1.0\text{L/s}$ 的101个,占48.7%;大于 1L/s 的有40个,占19.3%;民和县松树乡杨家店钻孔在23.7m深度,揭露出赋存于石英岩、云母片岩中的裂隙水,降深26.6m,涌水量 1.89L/s ,单井出水量 $140\text{m}^3/\text{d}$ 、矿化度 3.38g/L ,为 $\text{Cl}\cdot\text{SO}_4-\text{Na}$ 型微咸水;拉脊山东段断层破碎带内有承压自流水,以上升泉的形式出露地面;民和北山山前(火车站附近)钻孔揭露的承压水,水头 -43.13m ,出水量 $122\text{m}^3/\text{d}$,水温 15.5°C ,矿化度 2.51g/L ,属微咸水;柴达木盆地南缘布尔汗布达山北麓,泉点少且多为季节性小泉,裂隙水水量贫乏,泉流量多小于 0.1L/s ,矿化度 $2\sim 3\text{g/L}$,属微咸水;柴达木盆地北缘的锡铁山矿区,钻孔揭露的裂隙水,水量贫乏,单位涌水量 $0.024\sim 0.041\text{L/s}\cdot\text{m}$,单井出水量小于 $1\text{m}^3/\text{d}$,为微咸水。

2. 块状岩类裂隙水

主要散布在东昆仑山、祁连山区各种岩浆岩、深变质岩的裂隙中。各地风化壳厚度、裂隙发育程度及补给条件的差异,使其富水性很不均匀。一般泉流量小于 $1\sim 3\text{L/s}$ 。湟水流域达坂山南麓及拉脊山西段水量较丰富,矿化度小于 0.6g/L ,为淡水;拉脊山中段上庄、元石山矿区的超基性岩体,富水性比较弱,水位降低 $0.5\sim 1.47\text{m}$ 时,涌水量仅 $0.45\sim 0.11\text{L/s}$,单井出水量小于 $100\text{m}^3/\text{d}$,矿化度小于 0.4g/L ,为淡水。

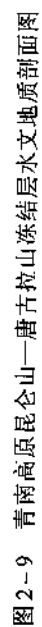
柴达木盆地东北、达肯达坂山西段,片麻岩中有多处泉水,流量 $0.1\sim 0.6\text{L/s}$,矿化度 $2\sim 3\text{g/L}$;马海达坂山前,钻孔在33.5m深度揭露出片岩中的裂隙水,含水层厚115.8m,水位降低3.72m时,涌水量 6.28L/s ($543\text{m}^3/\text{d}$),矿化度 8.08g/L ,为咸水。

(五) 冻结层水

冻结层水广泛分布于祁连山地和青南高原中纬度高海拔型多年冻土区,赋存于冻结层上、下及其融区松散岩层孔隙及基岩裂隙孔洞中。柴达木盆地东北的乌兰达坂、土尔根达坂山,在4200m以上,冻土的季节融化层一般不超过3m,在5月中旬~9月上旬的暖季的融冰、融雪和降水的补给作用下,冻结层上水发育,泉水很多,单泉流量小于 1L/s 的占70%以上,平均地下径流模数 $1.2\text{L/s}\cdot\text{km}^2$,水质属矿化度小于 0.2g/L 的极淡水。

大通河上游木里—江仓地区的基岩冻结层上水,一般厚 $1\sim 2\text{m}$ (木里最厚达10m以上),水量较丰富,单泉流量 $1\sim 3\text{L/s}$ (大的可达 19L/s),为极淡水。松散岩类冻结层上水赋存于含泥砂砾卵石层中,埋深 $0.2\sim 1\text{m}$,厚 $0.5\sim 2\text{m}$,最厚达 $7\sim 8\text{m}$,单泉流量 $0.5\sim 3\text{L/s}$,最大 5L/s ,为淡水。冻结层下水赋存于煤系地层中,深埋在 $40\sim 90\text{m}$ 的冻土层下,受河流融区地下水补给,富水性较差。木里地区承压水头为 $-2\sim 42\text{m}$,钻孔单位涌水量 $0.008\sim 0.079\text{L/s}\cdot\text{m}$ 。江仓地区水头为 $-0.2\sim 9\text{m}$,单位涌水量 $0.003\sim 0.020\text{L/s}\cdot\text{m}$,为淡水。

青南高原多年冻土区的冻结层上水和冻结层下水都有广泛分布。前者,在地形相对低洼处的山坡地带含水层厚 $1\sim 3\text{m}$ 左右,相态和动态都不稳定。泉水在含水层冻结期(10月~次年3月)枯竭,自融化季节始至雨季前为枯水期,流量多小于 0.05L/s ,雨季至冻结期前增大,以 0.5L/s 左右为主,但处于汇聚泄出带(洼地出口)处的泉水流量一般高达 $10\sim 20\text{L/s}$,持续时间短。多为淡水。后者,以唐古拉山北麓温泉谷地水量最为丰富,谷地中数百米厚的松散堆积物,在厚约 $10\sim 50\text{m}$ 的多年冻土层下,普遍有质淡量丰的承压自流水分布。青藏公路102道班处,钻孔于73m深度揭露出层下水,水头为 -12.03m ,水头降低3.91m,水量 11.2L/s ,单位涌水量 $2.88\text{L/s}\cdot\text{m}$,渗透系数 8.3m/d ,为淡水。昆仑山南,温泉谷地以北的陆相红层中的冻结层下水,单位涌水量 $1\sim 3\text{L/s}\cdot\text{m}$,水质较差,多为咸水。但赋存在断裂富水构造中的层下水,水量大、水质好,昆仑山南坡不冻泉钻孔单位涌水量 $24.8\text{L/s}\cdot\text{m}$,矿化度 0.7g/L ,属 $\text{Cl}\cdot\text{HCO}_3-\text{Na}\cdot\text{Mg}$ 型淡水(图2-9)。



二、地下水化学成分

地下水化学成分的形成、演变和盐分的运移、集聚等受气候、地貌、构造及水文地质条件的制约和影响。青海省地下水化学成分最显著的区域特点是广泛分布的淡水与大面积及点状、片状分布的咸水、盐水、卤水并存,矿化度跨度极大,从小于 0.1g/L 的极淡水到大于 325g/L (最高达 487g/L)的卤水均有,这是高原隆升以来气候环境演化的必然结果。在干旱的柴达木内陆盆地还呈现出典型的水平分带及垂直分带规律。下面分别阐述可以代表半湿润、半干旱外流区,干旱、极干旱内陆区及高寒山地高原区的湟水流域、柴达木盆地及青南高原区的地下水化学成分,以览其概貌。

(一) 湟水流域地下水的化学成分

1. 潜水的化学成分

湟水流域 81.6% 的面积上为矿化度小于 1g/L 的淡水,其中基岩山区多为矿化度小于 0.2g/L 的极淡水,仅在西川大堡子以东的干流河谷及两侧 $3\sim 18\text{km}$ 范围的支流河谷及部分低山丘陵区,分布着矿化度大于 1g/L 的微咸水、咸水。山区,尤其是中高山区地下径流短促,水循环交替积极,裂隙水、溶洞水的矿化度($<0.5\text{g/L}$)、总硬度($4\sim 20$ 德国度)、水温($2\sim 6^\circ\text{C}$)都较低、 pH 值多在 $7\sim 9$ 之间。但埋藏较深或受构造断裂影响时,矿化程度稍高。水化学类型多为 HCO_3-Ca 或 $\text{Ca}\cdot\text{Mg}$ 型。

低山丘陵区潜水的化学组分,主要来源于黄土、红层中盐分的溶滤。盆地边缘雨水较多,岩层含盐度低,地下水补给径流条件较好,潜水仍以矿化度小于 1g/L 的 HCO_3 , $\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4-\text{Ca}/\text{Ca}\cdot\text{Mg}$ 型淡水为主。西宁、民和盆地红层中含有多层石膏、芒硝等易溶盐类,随着降雨从流域周边向干流中下游的递减及干旱程度的增加,潜水矿化度急剧增高。出现矿化度大于 1g/L 的微咸、半咸水、咸水。水化学类型以 $\text{SO}_4\cdot\text{Cl}$, $\text{Cl}\cdot\text{SO}_4-\text{Na}\cdot\text{Mg}$ 型为主。

湟水干流河谷潜水,在远距河源 140km 的西宁附近,开始出现矿化度大于 1g/L 的微咸、半咸水。另外,随着潜水径流途径的增大和干支流河水与地下水补、排关系的互相转化、稀释淡化等混合作用,潜水盐分含量时高时低。作为淡水与微咸水分界标志的矿化度 1g/L 的等值线,在干流河谷多处呈舌状出现。横向上,河漫滩及Ⅰ、Ⅱ级阶地受河水补给影响较大的地段,水质较好,并多为矿化度小于 1g/L 的淡水;河流两侧Ⅲ、Ⅳ级阶地以上高阶地,多为矿化度较高的微咸—咸水。

2. 承压自流水的化学成分

以西宁盆地为例。属新生代自流盆地的西宁盆地,在不同地貌部位、不同深度上,承压自流水化学成分有很大差异,并显示出一定的分带特征:海拔 $2300\sim 3000\text{m}$ 的盆地边部(宽 $10\sim 18\text{km}$)地带,承压水处于水动力的强烈交替带,多为矿化度 1g/L 左右的 HCO_3 型淡水或微咸水;海拔 $2000\sim 2300\text{m}$ 的盆地中央部分,承压自流水矿化度 $1\sim 3\text{g/L}$ 或大于 3g/L ,为 $\text{SO}_4\cdot\text{Cl}-\text{Na}$ 型咸水、盐水。

另外,西宁盆地下部水化学带(埋藏在相当海拔 2000m 以深,距地面数百米的深度)径流几乎处于停滞状态,多是矿化度大于 10g/L 的 $\text{Cl}\cdot\text{SO}_4-\text{Na}$ 或 $\text{Cl}-\text{Na}$ 型咸水及盐卤水。

(二) 柴达木盆地地下水的化学成分

柴达木盆地地下水化学成分所显现的分带(图2-10)现象,是盆地地下水化学成分主要的特征之一。

1. 水平分带

地下水(主要是潜水)在水平方向上呈现的分带特征,一是在内陆干旱气候及地貌、岩性、水文地质条件的影响下,通过其盐分溶滤及浓缩积聚作用形成的。可分淡水、咸水、盐卤水三个带。

淡水带:主要分布于盆地围中高山区及盆地边缘的山前戈壁砾石带。

咸水带:主要分布在细土平原至盐沼平原的宽 $5\sim 40\text{km}$ 的地带,和盆地边缘中低山区。

盐卤水带:围绕北西—南东东向断线排列的现代盐湖分布,从外到内矿化度由每升 50g 至数百克。

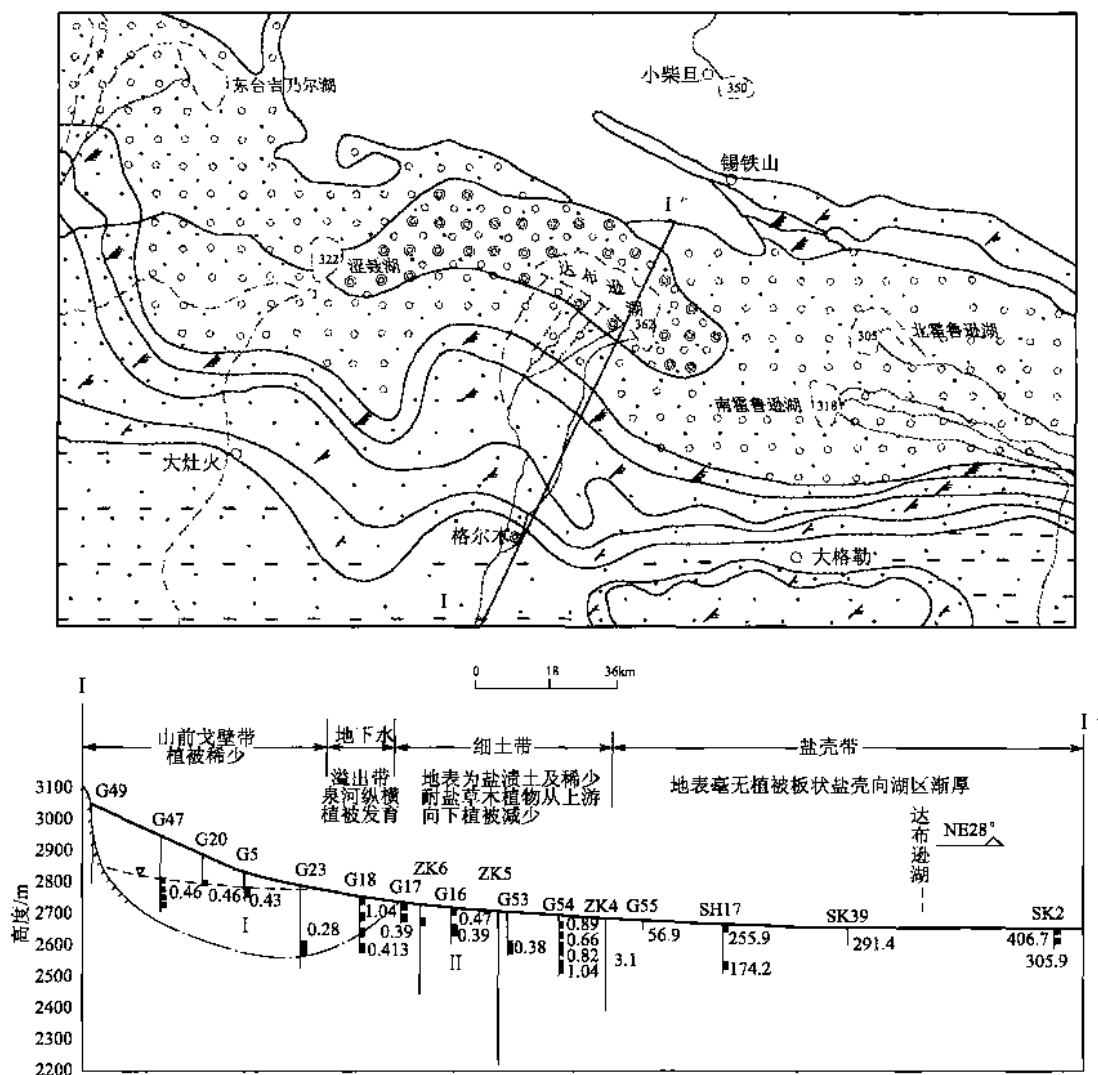


图 2-10 柴达木南盆地地下水流系统水化学分带略图

- | | |
|---|----------------|
| Cl-Mg 型卤水带
(矿化度大于 325g/L) | 基岩边界 |
| Cl-Na·Mg (Ca) 型卤水带
(矿化度 325~50g/L) | 潜水面 |
| Cl-Na 型极咸水带
(矿化度 50~35g/L) | 钻孔及取样位置 |
| Cl 及 Cl·SO ₄ -Na 型强碱水带
(矿化度 35~10g/L) | 0.38 矿化度 (g/L) |
| Cl·SO ₄ -Na 型半咸水带
(矿化度 10~3g/L) | 水流系统界线 |
| Cl·SO ₄ -Na·Mg (Ca) 型微咸水带
(矿化度 3~1g/L) | I 局部地下水流系统 |
| HCO ₃ 及 HCO ₃ ·Cl 或 Cl·HCO ₃ -Ca·MgO 或 Na·Mg 型淡水带 (矿化度小于 1g/L) | II 区域地下水流系统 |
| 水化学界线 | G47 钻孔编号 |
| 322 湖水矿化度 (g/L) | |

2. 垂直分带

从上到下,由浅及深可分为三个带:矿化度小于 1g/L ,以 HCO_3 水为主,少量为 $\text{HCO}_3 \cdot \text{Cl}$ 水的淡水带;矿化度 $1 \sim 50\text{g/L}$ 以 $\text{Cl} \cdot \text{SO}_4$ 水为主向 Cl 水过渡的咸水、盐水带以及矿化度大于 50g/L ,主要为 $\text{Cl}-\text{Na}$ 水,少量为 $\text{Cl}-\text{Mg}$ 、 $\text{Cl}-\text{Na} \cdot \text{Mg}(\text{Ca})$ 水的盐卤水带。

淡水带主要分布于盆地边缘及盆地的浅部。其厚度和宽度都以补给条件良好的冲洪积扇处最厚最宽。

咸水带分布于盆地内部,多处于淡水带之下,埋藏在 $200 \sim 300\text{m}$ 深度上,但在盆地腹部埋藏变浅,甚至缺失上部的淡水带。

盐卤水带主要分布于西盆地深部,其厚度甚大,可达千米以上。

(三) 青南多年冻土区地下水的化学成分

可分为唐古拉山以北至雁石坪地带的淡水区;可可西里山、风火山、乌丽山、开心岭等山地淡水、咸水区;楚玛尔河、北麓河、沱沱河、通天河等新生代早期断陷盆地咸水、盐水区。

第五节 岩土体工程地质

青海省跨秦昆、巴颜喀拉—松潘、藏北—唐古拉三大地层区,地层发育较全,除太古界宇外,从元古宇至第四系均有广泛分布。以元古宇、下古生界、三叠系及古近系、新近系最为发育。另外,省域内岩石建造、岩性、岩相比较复杂,在空间与时间上变化较剧烈,且有多期岩浆岩发育。从分布情况看,基岩主要出露在山地地区,古近纪、新近纪地层出露于丘陵地带,第四系地层广布于河谷盆地、山麓、台地及丘陵之上。这也是高原隆升对沉积环境的影响,进而影响着省域内地质环境条件的变化。

青海省岩土体类型依据岩性、岩石强度和结构类型及特殊工程地质性质,可分为两大类十小类(图2-11)。

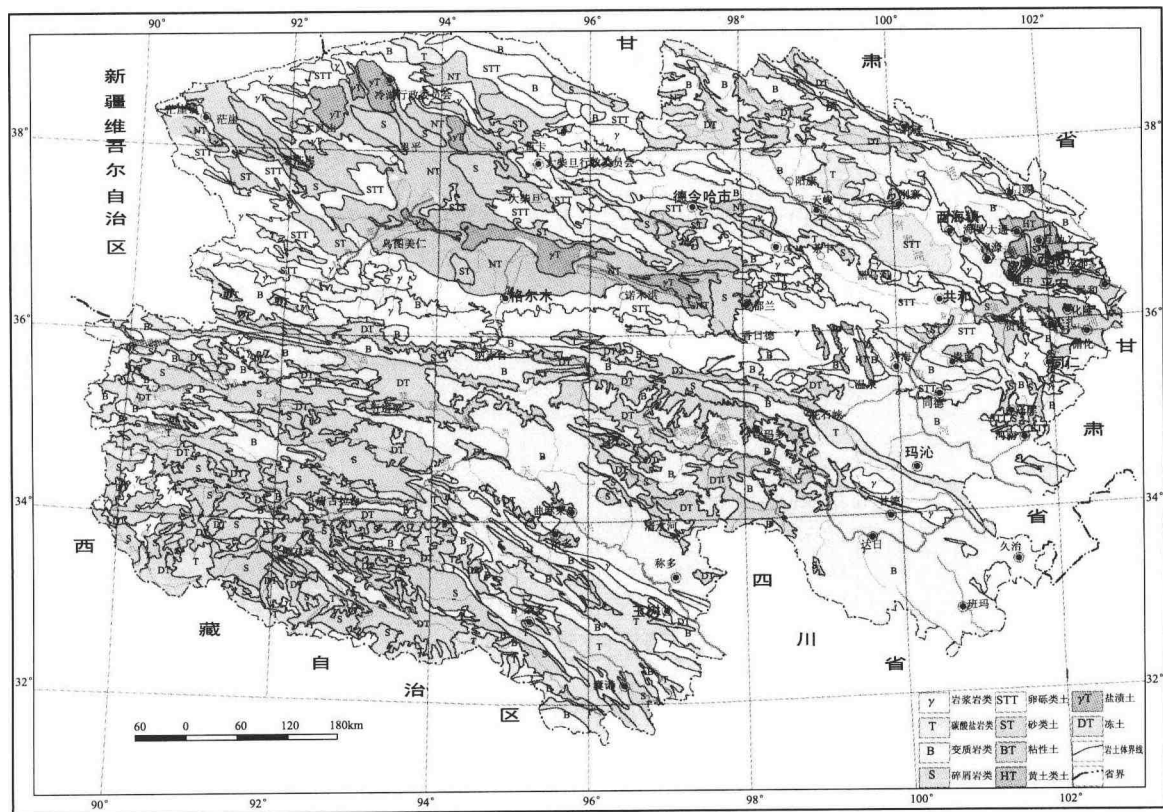


图2-11 青海省岩土体类型略图

一、岩体类型及特征

省内岩体类型按成因及岩性,分为碳酸岩建造、碎屑岩建造、岩浆岩建造和变质岩建造。分布及特征见表2-7。

表2-7 岩体类型表

岩体建造	岩性组	主要分布范围	地层时代	主要岩性	干抗压强度 MPa	软化系数	特 征
岩浆岩建造	1. 坚硬的块状侵入岩岩组	昆仑山、祁漫塔格山、柴达木山	加里东、华力西、印支、燕山、喜马拉雅	花岗岩、正长岩、闪长岩、辉长岩			于多年冻土区多见融冻岩屑;非多年冻土区深切峡谷段及构造交错处多见崩塌与大型滑坡
	2. 坚硬的厚—中厚层状火山岩岩组	玉树、治多、结扎、同德、可可西里山	二叠纪、三叠纪、古近纪、奥陶纪	火山岩夹结晶灰岩、玄武岩、安山岩、凝灰岩	98~25.4	>0.8	
	3. 坚硬的薄层状火山岩岩组	大通河上游、阿木尼克山、冷龙岭、布尔汗布达山	二叠纪、寒武纪、奥陶纪	基性火山岩、安山岩、安山质火山角砾岩			
	4. 较坚硬的厚—中厚层火山岩岩组	都兰湖、祖尔肯乌拉山、低头山	泥盆纪、三叠纪	火山岩、砾岩、中酸性或酸性火山岩夹砂岩	58.8~78.4	>0.6	
	5. 较坚硬的薄层状火山岩岩组	黑河南岸、达坂山	奥陶纪	安山岩、安山玄武岩、中基性凝灰岩	58.8~78.4	>0.6	
碎屑岩建造	6. 软硬相间的厚—中厚层状碎屑岩岩组	结扎、潘尼	石炭纪、二叠纪	粉砂质泥岩、细砂岩、石英砂岩、砂砾岩	29.4~78.4		成岩程度较低,胶结差,浸水易软化,受构造影响裂隙发育,尤其是泥岩与石膏岩互层区更甚,多见危岩。易发生崩塌滑流灾害
	7. 较坚硬的薄层状碎屑岩岩组	走廊南山南坡	石炭纪	粗粒石英砂岩、云母砂质页岩、粉砂岩			
	8. 软弱的厚—中厚层状碎屑岩岩组	杂多、雁石坪、西宁、民和、小柴旦、贵德、化隆盆地	侏罗纪、白垩纪、古近纪、新近纪	泥岩、粉砂质泥岩、长石石英砂岩、粉砂岩			
	9. 软弱的薄层状碎屑岩岩组	阿卡腾能山、五道梁、二道沟、土尔根达坂	侏罗纪、古近纪、新近纪	杂色砂岩、泥岩、粉砂质泥岩夹泥灰岩、页岩	<29.4	<0.6	
	10. 软弱的厚—中厚层状碎屑岩岩组	杂多、雁石坪地区	侏罗纪	泥灰岩、生物碎屑灰岩、砂岩、粉砂岩			
碳酸盐岩建造	11. 坚硬的块状碳酸盐岩岩组	玛沁以南、阿尼玛卿山南坡	二叠纪	灰岩、少量砂岩和钙质粉砂岩			岩体呈块状,坚硬致密,力学强度高
	12. 坚硬的厚—中厚层状碳酸盐岩岩组	欧龙布鲁克、托莱山北坡、西倾山那梭郭勒	寒武纪、奥陶纪、泥盆纪、石炭纪、二叠纪、三叠纪	石英岩、结晶灰岩、少量页岩砂岩	>78.4	>0.8	
	13. 坚硬的薄层状碳酸盐岩岩组	黑河南岸、祁漫塔格、囊谦	寒武纪、石炭纪、三叠纪	灰岩夹砂岩、硅质灰岩、生物灰岩			
	14. 较坚硬的厚—中厚层状碳酸盐岩岩组	布赫特山、牦牛山、布哈河、阿拉克湖	石炭纪、二叠纪、三叠纪	白云岩、白云质灰岩、结晶灰岩生物灰岩夹角砾岩	29.4~78.4	0.6~0.8	

续表

岩体建造	岩性组	主要分布范围	地层时代	主要岩性	干抗压强度 MPa	软化系数	特 征
碳酸盐岩建造	15. 较坚硬的薄层状碳酸盐岩岩组	大柴旦、欧龙布鲁克、杂多、阿拉克湖	寒武纪、奥陶纪、三叠纪	砂岩、页岩、白云岩及竹叶状灰岩	29.4~78.4	0.6~0.8	岩体呈块状, 坚硬致密, 力学强度高
	16. 软硬相间的厚—中厚层状碳酸盐岩岩组	牦牛山、扎布琼秀、欧龙布鲁克	石炭纪	砂岩、砂砾岩、生物灰岩、粉砂质灰岩夹鲕状灰岩			
	17. 软硬相同的薄层状碳酸盐岩岩组	欧龙布鲁克、冷龙岭北	奥陶纪、石炭纪、三叠纪	砂质页岩与石灰岩互层, 灰质页岩夹灰岩			
	18. 软弱的薄层状碳酸盐岩岩组	怀头他拉、克鲁克	石炭纪	碳质页岩夹泥质灰岩、灰岩、不纯灰岩	19.6~29.4	<0.6	
变质岩建造	19. 较坚硬的厚—中厚层变质岩岩组	党河南山、冷龙岭、纳赤台、玛多、甘德	震旦纪、奥陶纪、志留纪、泥盆纪、石炭纪、二叠纪、三叠纪	板岩、石英长石砂岩夹板岩、中粗粒硬砂岩	29.4~78.4	0.6~0.8	构造裂隙发育, 风化强烈, 易产生泥石流、滑坡与岩质崩塌。在陡峻边坡带, 往往出现顺层以至切层岩块活动
	20. 较坚硬的薄层状变质岩岩组	苏海图河、博卡雷克山、宗务隆山、杂多、雁石坪	晚元古代、寒武纪、志留纪、石炭纪、三叠纪	碳质页岩、长石砂岩、板岩、片麻岩	29.4~78.4	0.6~0.8	
	21. 软硬相间的厚—中厚层状变质岩岩组	乌丽、开心岭、大通河上游、贵南、同仁	二叠纪、三叠纪	长石砂岩、板岩夹砾岩、砂质泥岩			
	22. 软硬相间的薄层状变质岩岩组	达坂山、托素南山、门源、都兰、阿尔金山	二叠纪、寒武纪、志留纪、石炭纪、三叠纪	结晶片岩、角闪片岩及大理岩、绢云母石英片岩			
	23. 软弱的碎裂结构岩组	昆仑山、祁连山、唐古拉山		糜棱岩、角砾岩、碎裂岩			

二、土体类型及特征

省域内土体类型主要有：非粘性土（砾质土、砂性土）；粘性土（亚砂土、亚粘土、粘土等一般粘性土）；特殊土（软弱粘性土、黄土类土、盐渍土、冻土）。

青海土体分布广。以柴达木盆地、黄河谷地、西宁—民和盆地、共和盆地、可可西里及通天河上游等地最为发育；现代河谷及山间盆地亦有零星分布。

1. 卵砾类土

主要分布在柴达木、共和、青海湖盆地周边（山体前缘地带）以各大河流两侧，其形成时代虽跨越了整个第四纪但以晚更新世沉积为主，其成因有湖积、冰碛、冰水碛、洪积、冲积及冲洪积、冲—湖积、沉积厚度不等，从数十厘米至数百米不等。

2. 砂类土

主要分布在柴达木盆地的西部及南部边缘和共和盆地、青海湖盆地，可可西里山脉南有零星分布。为全新统的风积细砂，厚度数米至百余米不等。

3. 一般粘性土

分布广泛，厚度数米至数十米不等。主要分布在柴达木盆地砾质土带前缘，共和盆地、青海湖盆地

和黄河谷地等地区。柴达木盆地、青海湖盆地为中上更新统、全新统冲湖积相亚砂土、亚粘土；共和盆地为上更新统洪积相双层结构的砂砾石层及顶部亚砂土；黄河及其他河谷地区为全新统冲积、洪积相双层结构的亚粘土、亚砂土及下部砂砾石层。亚砂土、亚粘土的物理、水理、力学性质为：干容重 $1.65 \sim 1.76 \text{ g/cm}^3$ ；相对密度 $2.70 \sim 2.72 \text{ g/cm}^3$ ；天然孔隙比 $0.5\% \sim 0.8\%$ ；塑限 $10\% \sim 18\%$ ；压缩系数 $0.02 \sim 0.04$ ；内摩擦角 $20^\circ \sim 25^\circ$ 。

4. 软弱粘性土

零星分布在柴达木盆地的周边地带、青海湖盆地的南北边缘、共和盆地中部。为全新统沼泽相粉砂、淤泥、淤泥质土等。富含有机质、结构均一、厚度 $5 \sim 10 \text{ m}$ 不等。

5. 湿陷性黄土

多集中分布于青东湟水流域，为中上更新统和全新统的风积黄土和冲积坡积黄土类土，质地均匀富含碳酸钙，遇水易湿陷，固结较差，垂直节理发育，厚度 15 m 左右，最厚可达 50 m 以上。容重 $1.4 \sim 1.8 \text{ g/cm}^3$ ；干容重 $1.3 \sim 1.5 \text{ g/cm}^3$ ；含水量 $10\% \sim 15\%$ ；孔隙比 $0.8 \sim 1.2$ ；湿陷系数 $0.02 \sim 0.03$ 。

6. 盐渍土

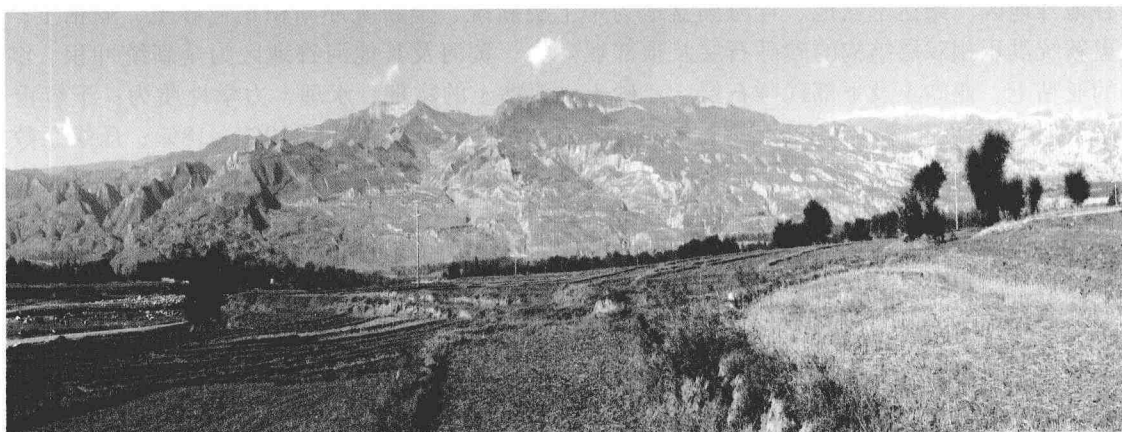
主要分布于柴达木盆地西部的盆地地区，为上更新统一全新统的盐类化学沉积，由细砂、粉砂组成，含石膏、石盐及其他盐类成分，易溶盐类含量在 3% 以上，土体软弱。

7. 冻土

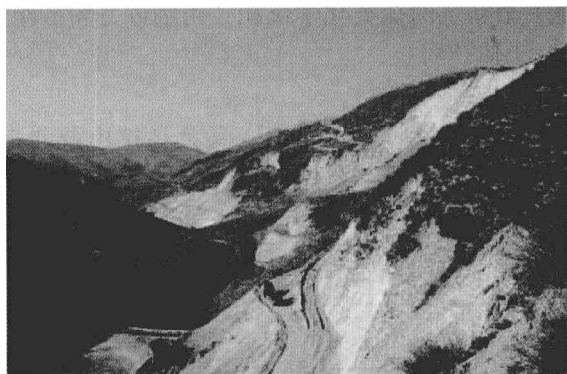
主要分布在青海省南部的东昆仑山、可可西里山、巴颜喀拉山、唐古拉山、乌兰乌拉山及北部托莱南山、疏勒南山、哈拉湖等地。多为全新统和上更新统的冲积—洪积层、冰碛层、冰水堆积层。岩性为砂砾石、砂、亚砂土及卵石、泥砾、冰川漂砾等。呈多年或永久性冻结状态，季节融化层深度为 $1 \sim 3 \text{ m}$ 。大面积的青南地区冻土冻结深度一般为 50 m 左右（唐古拉山南坡已查明最大冻土深度达 128.09 m ）。

第六节 人类经济工程活动对地质环境的影响

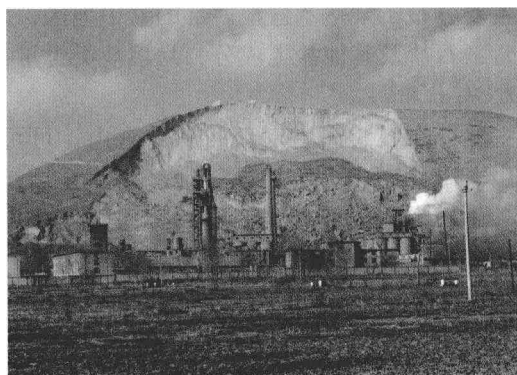
随着青海省经济快速增长，人民群众生活水平的不断提高，资源的利用与需求急剧增长，尤其是矿产资源的开发利用、水电工程建设、公路工程建设及蓬勃发展的工业与民用建筑业的快速掘起，给脆弱的青海省地质环境造成了较为严重的破坏。尤其是经济相对发达的青东地区尤甚。据资料显示：由于自然及人类工程活动的影响，使得全省共有沙漠化土地 $12.52 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，占全省总面积的 17.4% 。土地沙漠化给地质环境造成的负面影响是加速水土流失，斜坡失去原有支撑引发地质灾害。全省共有各类矿山企业 752 家，矿业工业总产值 59.48 亿元，占全省工业总产值的 17.81% ，由于矿产资源的开发利用对地质环境造成的负面影响是地质灾害和环境污染加剧，如井采造成地面塌陷、地裂缝、露天开采造成边坡失稳及植被生态的严重破坏。全省公路国道“两横（109、315 线）三纵（214、215、227 线）”以及高速公路、环西宁旅游线路、省、州、县、乡互通公路、青藏铁路等线性工程总里程近万千米。工程建设中对工程区地质环境的破坏是前所未有的，由此引发的灾害性地质问题十分严重，如烂泥滩滑坡（图片 1）。黄河龙刘段梯级电站的修建，水库蓄水改变了原有岸坡地质环境，引发地质灾害时有发生。如 2005 年 11 月引发龙羊峡库区文昌庙滑坡前缘再次滑动，约 $450 \times 10^4 \text{ m}^3$ 滑体滑入库中，涌浪高 $5 \sim 6 \text{ m}$ 。近年来城镇垃圾填埋场的快速兴建，为防渗及增加库容削坡引发的环境地质问题也时有发生，如大通垃圾场滑坡（图片 2）。其他工程建设不正当削坡引发地质环境问题的发生，如互助水泥厂滑坡（图片 3）。据统计，1990～2004 年 15 年间全省共发生各种突发性地质灾害 265 起，造成 177 人死亡，直接经济损失 5.1 亿元。这 15 年间是我省经济快速增长期，或多或少地反映人类经济、工程活动对地质环境破坏影响引发的灾害事件发生的递增效应。



图片1 烂泥滩滑坡全景



图片2 大通垃圾场滑坡



图片3 互助水泥厂滑坡

第三章

青藏高原隆升演化过程及其对地质灾害分布的影响

第一节 高原隆升基本事实

一、高原隆升基本事实

新近纪以来开始强烈隆升的青藏高原，不仅以其独特的地势高度、地貌、地质和自然环境等特征举世无双，而且还是地球陆内地震活动最为频繁而强烈的地区之一。这是由于印度板块与欧亚板块碰撞挤压下使青藏高原发生强烈的隆升，从而导致了高原本体和周边地区产生强烈的构造形变和现代活动构造等一系列的地质作用效应的结果。具体特征表现在以下几方面。

(1) 高原的垂直变形速率，在剖面上由南至北呈现出波动特征，这在历史构造变动记录中同样可以发现（潘桂棠等，1990）；在平面上其等值线异常呈北西西走向的条带状，与高原山体走向近于平行；沿变形速率梯度带，往往对应活动断裂带（图3-1）。

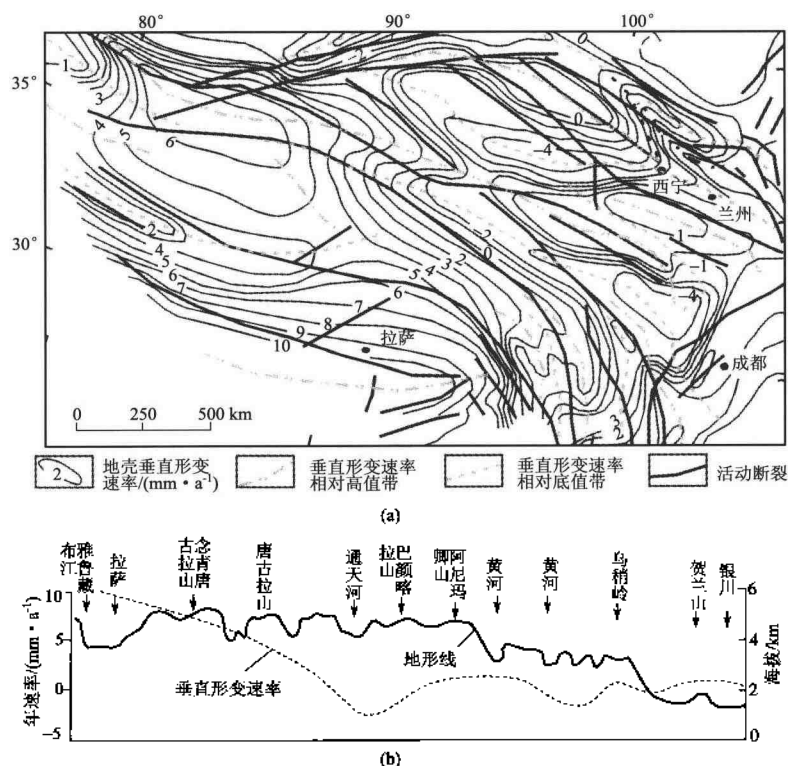


图3-1 青藏高原现代地壳垂直形变速率图

(a) 现代地壳垂直形变与活动断裂关系图；(b) 拉萨—银川地形及垂直形变速率剖面图

(2) GPS 观测结果显示, 横跨高原, 沿 NE20° 方向的地壳水平运动速率场由南至北逐步降低 (图 3-2)。在高原形成初期的地壳缩短过程中该特征同样存在 (丁国瑜, 1991)。

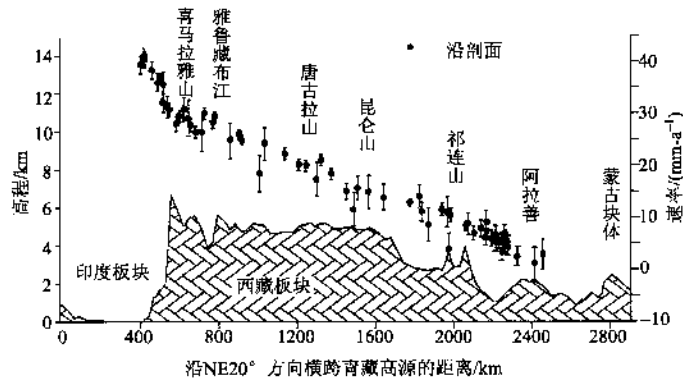


图 3-2 沿 NE20° 方向横跨青藏高原 GPS 观测站水平速度场 (NE20° 分量)
(据张培震等, 2002)

(3) 高原区各山系构造剖面除喜马拉雅山脉、龙门山脉为单冲式不对称结构之外, 祁连山脉、东昆仑山脉、横断山脉、念青唐古拉山等都表现为对冲式褶皱隆起山脉 (潘桂棠, 1990; 王根厚等, 1997)。

(4) 从高原南北两个磨拉石剖面的对比结果可知, 高原内部各地体间在同一隆升阶段的开始时代, 南部早于北部 1.0 ~ 1.4 Ma (李孝泽等, 2001)。

(5) 高原内的大断裂, 在北部缓倾者居多, 中南部多为高角度甚至直立。

(6) 高原岩石圈分层特征明显, 地壳可分出上、中、下三个构造层, 甚至可细分出 6 ~ 8 层。其中存在 4 个拆离层 (滕吉文, 1985; 熊绍柏等, 1985; 吴功建等, 1989; 孔祥儒等, 1996; 崔作舟等, 1992, 1999; 崔军文等, 1992; 袁学诚等, 1987), 上部岩层沿这些拆离层会发生运动、位移, 形成褶皱或断裂; 尤其是上拆离层是一低速高导层 (崔军文等, 1992), 高原浅源地震主要出现在该拆离层之上, 说明高原地壳在平面上具有整体性、垂向上具有分层性的特点。

(7) 高原内数条规模宏大而连续的山体在平面上从南到北近平行排列、同步弯曲、遥相呼应, 地貌上由南到北山系的海拔高度总体上呈逐步降低、山系间距呈逐步变宽的趋势 (图 3-3)。

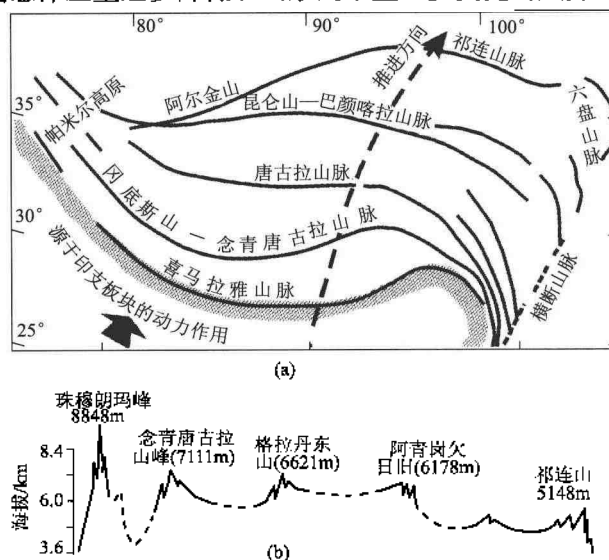


图 3-3 青藏高原山系分布示意图
(剖面图据崔军文等, 2001)

(a) 青藏高原山系平面分布; (b) 青藏高原山系剖面分布

二、高原隆升基本特征

上述基本事实,基本反映了青藏高原隆升机制及动力驱动效应的表现形式,归结起来可有如下几点认识:

(1) 高原腹地地形变水平运动速率远大于其垂直运动速率,且是自南而北逐步下降的。因此高原隆升的主要原动力是印度板块北东方向的水平推挤力。

(2) 高原内部垂直形变速率的此起彼伏现象可能反映了高原区地壳在印度板块的推挤作用下的褶皱形变,且自第四纪以来(王国灿等,2002)一直起着重要作用。

(3) 垂直变形速率的波动衰减特征(图3-1(b))与水平运动速率的递减特征(图3-2),反映了由于壳层底部滑脱面的摩擦、黏滞阻尼作用,导致水平挤压力沿东北方向传递中的逐步减损效应以及转换为由南到北的渐次隆升效应。

(4) 除喜马拉雅山脉和龙门山脉之外,高原内其他绝大多数山脉基本上都与地壳或地层的褶皱隆起有密切关系(张以蓓,1983;李光岑等,1983)。

(5) 从力学角度分析,山脉两侧逆冲构造的发育与褶皱隆起过程中两翼的剪切作用有关。

第二节 青藏高原隆升的基本过程

青藏高原隆升的因素非常复杂,但隆升的主要动力源来自印度板块北东方向的推挤,这一观点已为绝大多数学者所接受。青藏高原隆升具有持续性和阶段性加速的特征,因此在不同的隆升时期,其构造变形具有不同的时空特点。不同学者对高原隆升阶段(包括阶段数、时限)的划分各不相同,如李吉均等(1996)、施雅风等(1999)将高原的整个隆升过程划分为三大阶段,马宗晋等(1998)、潘裕生等(1998)和Zhong等(1996)均把青藏高原隆升划分为四大阶段,但在具体时段划分上又有所差异。从新特提斯海退出,内陆沉积环境形成以来,青藏高原构造变形效应以及对青海水、工、环地质工作影响角度出发,作者赞同长安大学彭建兵等(2006)的观点,将高原隆升划分为四大构造运动阶段,由老到新分别为喜马拉雅运动、青藏运动、昆黄运动与共和运动,并在总结前人研究成果对照省内环境地质问题的基础上又将其细化为15个隆升幕(图3-4)。

一、喜马拉雅运动

青藏高原块体最早是由祁连地体、北昆仑—柴达木地体、南昆仑—巴颜喀拉地体、羌塘地体、冈底斯地体、喜马拉雅地体等自北而南逐步拼合成的一个新生大陆块体。燕山运动序幕的拉开,新特提斯海开始退出,高原进入地体拼合初期阶段,内陆湖相沉积环境开始形成。而随着45Ma前后喜马拉雅运动的发动,印度板块与该新生大陆块体发生实质性碰撞之时起,青藏高原便开始了漫长的自南而北的递进式挤压隆升历程,到上新世初(约5.3Ma)隆升效应波及高原北部地区,从而宣告青藏高原大统一的新构造运动板块的完全形成。因此,喜马拉雅运动为青藏高原以后的整体隆升奠定了基础。

(1) 45Ma前后,随印度与欧亚两大板块碰撞(Dewey, 1988),青藏高原开始缩短并发生第一次抬升(Zhong et al., 1996),碰撞边缘开始形成喜马拉雅山脉及北部相关盆地。

(2) 35Ma前后,随高原的缓慢抬升,冈底斯山脉开始形成;因板块碰撞产生的热效应,高原南部火山活动强烈;第一级古夷平面开始形成(长达13Ma)(刘嘉麒,2001)。

(3) 21Ma前后,高原进入褶皱冲断抬升期,冈底斯—念青唐古拉山区快速增厚并开始隆升(邓万明,1995;吴珍汉等,2003;Harrison et al., 1992),进入喜马拉雅实质性造山运动。红河、澜沧江等断裂大规模左旋走滑(Leloup et al., 1993)并形成拉分盆地,以吸收板块汇聚所产生的应变,古夷平面逐步解体,兰州、西宁统一的古湖沉积环境形成。

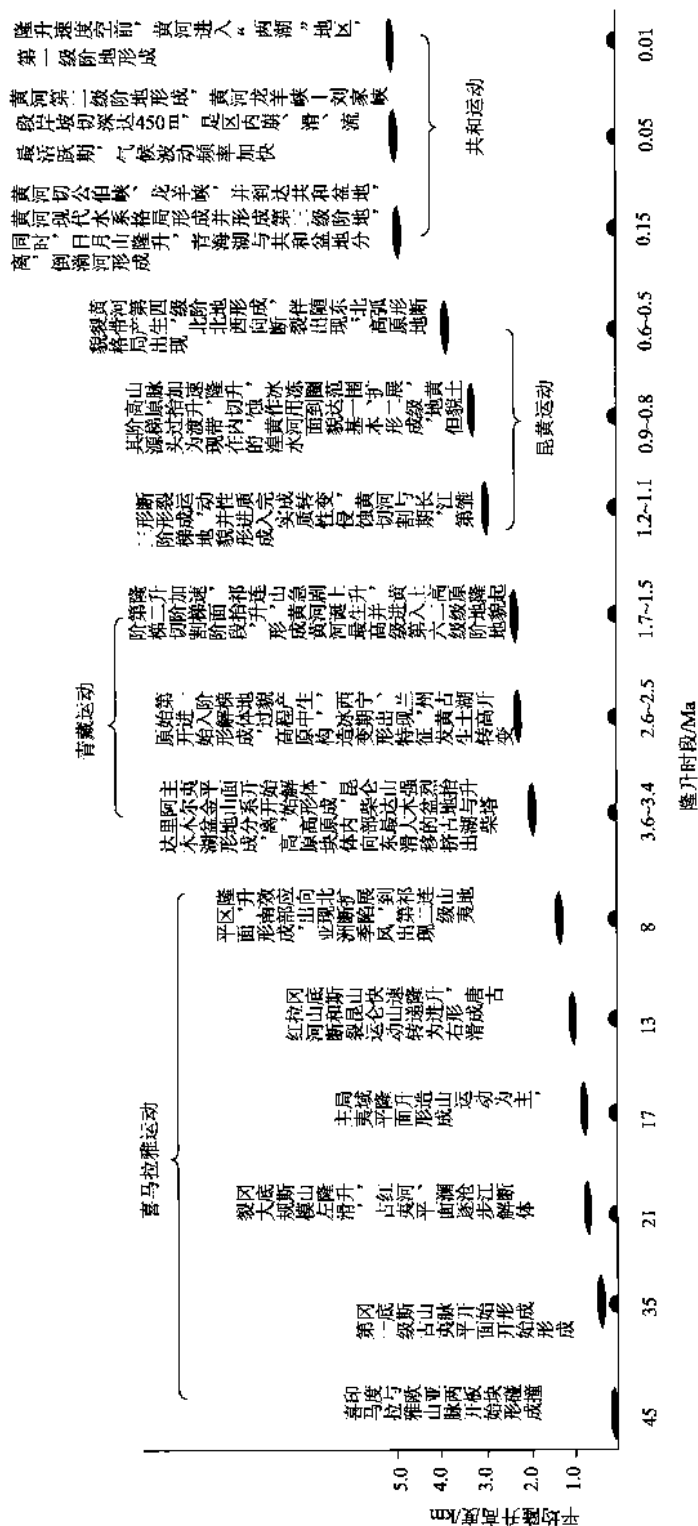


图 3-4 青藏高原隆升阶段划分图

(4) 17Ma 前后, 欧亚板块由整体变形缩短增厚逐步转变为局域隆升造山运动。喜马拉雅山前出现沉积, 并再次进入漫长的剥蚀夷平过程, 逐步形成高原上广泛分布的主夷平面 (Cui et al., 1996) (即我们所说的古近纪夷平面)。

(5) 13Ma 前后, 青藏高原进入新的隆升幕 (Zhong et al., 1996; 刘嘉麒, 2001)。南部火山活动强烈 (潘桂棠等, 1990), 可能反映了两大板块碰撞带附近产生的热效应; 南部冈底斯—念青唐古拉山脉快速隆升, 中部唐古拉山和昆仑山脉自南而北递进形成; 高原南部主边界断裂向南发生大规模逆掩推覆, 呈前展式逆冲扩展; 红河断裂运动性质由早期的左旋转变为右旋走滑 (Leloup et al., 1993)。

(6) 8Ma 前后, 高原进一步隆升 (汤懋苍等, 1997; Burbank et al., 1993; Zhong et al., 1996)。喜马拉雅山、冈底斯山强烈隆升 (Harrison et al., 1992), 高原南部开始形成一系列南北向断陷盆地和断裂谷地并逐步波及高原中部的羌塘地区 (潘裕生等, 1998); 阿尔金断裂的热事件 (陈正乐等, 2002)、高原东北边缘的海原—同心弧形构造区强烈的新生代构造变形 (申旭辉等, 2001) 以及祁连山发生、古近纪地层褶皱强烈的逆冲推覆作用, 反映了高原隆升效应的向北扩展; 高原多层结构以及壳内普遍存在的低速高导拆离层——弱结构面, 推测认为主要在该时期南北贯通成型, 为后期整个高原的加速隆升与构造形变速率的进一步增大奠定了基础; 受高原新生地貌影响, 印度季风和东亚季风开始出现, 亚洲内部干旱化开始, 中国风尘堆积开始 (An et al., 2001); 第二级夷平面形成 (Cui et al., 1996) (即新近纪古夷平面), 这时的高原海拔高度不大于 1500m (张林源, 1995)。

二、青藏运动

经喜马拉雅运动之后, 形成了包括祁连山地区在内的青藏高原大统一块体, 同时宣告青藏高原第二隆升阶段——青藏运动的开始。此后的高原变形效应, 具有统一性与整体性特征, 并仍保持自南而北的递进式隆升特征。该阶段有三个较明显的隆升幕, 并分别被称为 A 幕、B 幕和 C 幕 (潘保田等, 1995; Li et al., 1995)。

(1) 3.6~3.4Ma, 高原强烈隆升 (An et al., 2001), 统一的高原主夷平面开始解体 (施雅风等, 1999); 横断山系强烈隆起 (陈富斌, 1992), 红河断裂强烈右旋 (Leloup et al., 1993), 昆仑山强烈抬升 (崔之久等, 1999); 阿尔金基底断裂由逆冲逐步转变为左旋走滑, 标志高原开始向东滑移挤出, 阿尔金山系开始形成, 柴达木古湖沉降中心开始由西向东迁移, 并与塔里木盆地分离, 构成高原内部最大的古湖——柴达木湖形成。

(2) 2.6~2.5Ma, 气候与环境发生突变的主要时段之一: 大冰期出现, 黄土高原开始形成 (刘东生等, 1985); 高原内湖泊萎缩、消亡速度加快 (李祥根, 2003), 以高原为主体的第一阶梯地貌出现, 西宁—兰州古湖开始进入解体过程中; 整个高原构造变形转化为伸展变形和向东侧向滑移挤出为主的变形体制 (马宗晋等, 1998; Tapponier et al., 1977), 并导致断裂运动性质逐步发生转变, 如青藏中南部 SN 向地堑和裂谷大量形成 (汪一鹏等, 1995; Armijo et al., 1986), 中北部的金沙江—鲜水河、昆仑山南缘及祁连山北缘断裂带由压扭逐步向左旋走滑转变 (马宗晋等, 1998; 汪一鹏等, 1995), 六盘山和龙门山形成具左旋性质的挤压推覆构造, 最新出现的祁连逆冲褶皱山链隆起速度急剧加快 (傅开道等, 2001) 等。

(3) 1.7~1.5Ma, 进入高原周缘造山主阶段。随着隆升加速, 高原区众多湖泊因气候、河流下切或构造变形等原因而相继消亡 (李祥根, 2003); 受高原块体向东滑移和推挤的影响, 东北缘祁连—海原断裂带逆冲成山 (于庆文等, 2001), 鄂尔多斯地体隆升 (程绍平等, 1998)、旋转并影响到华北块体 (李万伦等, 2001; 丁国瑜, 1991), 使黄土高原开始隆起, 中国大陆第二阶梯状地形面大幅上升 (李祥根, 2003), 这些均反映了青藏高原隆升的远程效应; 临夏东山古湖被切穿消失, 黄河诞生, 进入二级地貌阶梯切割阶段, 其上游出现最高阶地, 到 1.5Ma 又形成第六级阶地 (李吉均等, 1996; 于庆文等, 2001); 长江上游金沙江水系切穿连通昔格达格湖面而诞生并形成巨大水系雏形 (潘保田等, 1995; 于庆文等, 2001)。

三、昆黄运动

在 1.2Ma, 伴随高原的加速隆升, 黄河干流向上游切穿积石峡, 0.6Ma 又切穿李家峡, 故称其为“黄河运动”(Li, 1991)。同样在该时段, 昆仑山哑口地区的抬升速度由此前的不到 0.01mm/a 急剧上升到 3.72mm/a, 昆仑古湖也逐步消退, 到 0.7~0.6Ma 形成新的拉分盆地。故把该时段的隆升过程称之为昆黄运动(崔之久等, 1997; Cui, 1998)。经过该隆升阶段之后, 高原现代地貌格局基本形成。昆黄运动阶段有三个明显的隆升幕:

(1) 1.2~1.1Ma, 为昆黄运动的第一幕。澜沧江、金沙江—红河、鲜水河、东昆仑、祁连山北缘以及海原等主要断裂的运动性质转变为走滑或走滑为主, 成为昆黄运动的主要特色(李祥根, 2003); 此前的古湖泊几乎全部消亡或移位, 代之以大幅度的山体隆升, 尤其在高原北部, 昆仑山加速隆起, 祁连山主峰隆升速率甚至达到 7.3mm/a(傅开道等, 2001), 高原北部一系列盆地相继封闭(于庆文等, 2001); 离石黄土堆积, 黄河中游切穿三门峡东流入海, 在上游切穿积石峡进入循化盆地, 并形成第五级阶地; 长江切开三峡东流入海(李祥根, 2003), 从此宣告中国大陆两大江河形成, 并进入实质性侵蚀切割期, 第三阶梯状地貌形成。

(2) 0.9~0.8Ma, 高原持续上升, 平均高度达 3km 以上。昆仑山快速隆升, 北祁连山隆起速率达到 7.1mm/a(傅开道等, 2001); 黄土高原进入新一轮抬升期, 黄河切蚀作用到达一、二级地貌阶梯过渡带内, 并溯源侵蚀到达李家峡, 黄河面貌基本形成, 但其源头在今天的湟水; 黄河中游第五级阶地的形成(潘保田等, 1994), 反映了高原隆升远程效应的增强; 高原区冰川大面积扩张, 高原大面积山地进入冰冻圈, 出现望昆冰期(崔之久等, 1997; 李吉均等, 2001); 高原山体抬升加速, 羌塘组及相邻山地抬升成山(崔之久等, 1997);

(3) 0.6~0.5Ma, 高原面抬升至 3.0~3.5km。昆仑山抬升速率达 10mm/a(崔之久等, 1997), 昆仑山哑口古湖消亡, 柴达木古湖处于分裂解体期; 黄河切穿李家峡(Li, 1991), 黄河上游第四级阶地形成; 青藏高原东北缘四大弧形断裂带全部产生(李祥根, 2003), 从此奠定了高原现代地貌基本格局。

四、共和运动

0.15Ma 以来高原以强烈的构造变形和周缘区地貌的剧烈切割为特征, 是青海省境内第四纪以来古湖消亡期, 也是境内滩地含水层结构剧变期和突发性地质灾害发育鼎盛期。这一时期出现三次加速隆升过程。

(1) 0.15Ma 前后, 高原急剧隆升, 黄河切龙羊峡而过, 并到达共和盆地, 河谷剧烈下切形成兰州黄河第三级阶地(Li, 1991; 李吉均等, 2001), 黄河现代水系格局形成; 与此同时, 青海省境内 3100m 左右高程内的高阶地及广大高台滩地开始形成, 日月山鄂拉山隆升, 青海湖与共和盆地分离, 倒淌河水北流, 但鄂拉山的隆升对共和盆地与柴达木盆地分离还有待研究。东昆仑山区湖泊强烈退缩和自北向南迁移(李长安等, 1998; 于庆文等, 2001); 寒冷的气候使冰川、冻土有较大规模发育(潘保田等, 1997)。

(2) 0.05Ma 前后, 高原以小幅继续隆升, 河谷继续下切, 兰州黄河第二级阶地形成; 黄河龙羊峡—刘家峡段黄河下切深达 450m 左右, 是区内崩、滑、流最活跃期。0.053~0.027Ma 的大间冰段期间, 气候温暖湿润, 导致山地冰川普遍后退, 多年冻土退化和下界上移(潘保田等, 1997), 使高原东部森林面积扩大, 喜暖植物增多。

(3) 0.01Ma 以来, 高原隆升速度空前, 整体抬升速率达到 5.8mm/a。随着河谷剧烈下切, 黄河溯源侵蚀到达“两湖”地区, 兰州黄河第一级阶地形成, 与此同时, 黄河龙羊峡—刘家峡段岸坡高度达到 650~700m, 进入晚期崩、滑、流鼎盛期。

综上所述, 青藏高原隆升经历四次较大的构造运动。喜马拉雅运动, 造就了青藏高原这一完整的新生地体, 为青藏高原整体隆升奠定了基础; 青藏运动, 迎来了青藏高原盆岭构造发育的新阶段, 并在向东推移挤出的过程中造就了高原内部最大的内陆湖泊——柴达木古湖, 与此同时, 我国二、三级地貌阶

梯格局形成,青海东部西宁,兰州古湖解体消亡;昆黄运动,黄河溯源侵蚀到达我国二、三级地貌阶梯过渡带内,北支(湟水)进入湟源峡一带,而南支仅到达李家峡,与此同时,柴达木古湖分裂解体,青海各大山系山前冰水洪积台地形成,冰川地质作用十分活跃,山地区进入“冰凉世界”鼎盛期;共和运动造就了青海省现今地貌格局,黄河切龙羊峡而过,到达共和盆地,青海湖流域形成。省域内北北西向构造活动强烈,山地抬升,山前带3100m左右的山前冲洪积平原发育,黄河切深达450~750m,区内早期和晚期巨型滑坡密布,柴达木盆地汇水中心分离,盐漠化现象突出,黄河在距今1.0万年前后到达“两湖”地区,宣告青藏高原现今地貌格局完成,环境演化进入人类经济工程活动的全新世,并影响着我省水、工、环地质工作。

第三节 青藏高原隆升过程分析

青藏高原隆升是晚近地球演化过程中十分重要的地史事件。其隆升对全球晚新生代以来,特别是第四纪以来气候和环境变化的影响是巨大的,它改变了世界、改变了风,让河流三江并流,让生命精彩,或许是人类演变历史的必然事件。

始新世以后,欧亚板块与印度板块的陆壳基底完全碰撞接触,南北大陆并为一体,青藏高原的大地构造格架基本形成。古生物和古气候资料证明,当时整个高原地区的海拔大约在1000m,与现今高原的平均海拔还相差3500~4500m。但古地磁资料表明,当时喜马拉雅地区尚在北纬5°左右,冈底斯地区只在北纬12°左右,巴颜喀拉地区也在北纬23°附近,柴达木南部在28°左右。说明青藏地区当时的古地理位置距今位置还差2600km左右,意味着青藏地区在大规模板块构造活动或洋壳演化结束后,除了整个印度与欧亚大陆的北移分量外,还经过了较大幅度的不少于1500km的挤压缩短。这是古近纪时期盆岭构造发育的鼎盛时期,也是内陆生命演化精彩快速发展期。

因此可知,青藏高原现在的海拔高度、地理位置和地壳异常厚度及独特构造格架的形成,与上新世以后以地幔热对流传送带在印度与欧亚板块碰撞后继续传动,印度板块北移,从而导致高原一系列A型俯冲作用,特别是藏南数条A型俯冲带的形成和由此引起的大规模地壳挤压缩短,明显分层(分区)加厚及动力变形作用减弱以后的均衡调整与快速抬升作用有关。在动力作用引起地壳的加厚基础上,转化为均衡抬升为主的青藏高原快速隆起为标志的喜马拉雅运动发生,这是青藏高原隆升的背景条件和动力来源。

一、板块构造与高原隆升

青藏高原隆升是发生在45Ma前雅鲁藏布江缝合带形成以来,印度洋扩张与印度板块继续向北挤压欧亚大陆(青藏高原各古陆地),各层块以不同速度向北漂移过程中的速差积累应力,通过岩石圈分层分块变形、壳幔物质能量转换、挤压缩短加厚、辅之物质剥蚀和侧向流动、动力与均衡作用矛盾交替、力学空间与热流运动配合,分阶段快慢递进中隆升起来的。板块之间的水平挤压形成非稳定状态的异常壳幔结构是主因,非稳定结构的重力均衡调整导致抬升隆起是结果。

高原异常壳幔结构的形成奠定了高原隆升的动力条件:

(1) 古地磁资料表明古近纪时喜马拉雅地区尚在北纬4.5°附近,距今位置相差2640km,藏北冈底斯地区在北纬12°左右,距今位置约1980km。青海南部、羌塘地区距现在位置也有1232km,柴达木盆地距今位置近1160km,北祁连山地区也有近770km。据此测算,雅鲁藏布江缝合带形成以来,青藏高原岩石圈各块体分别移动了2600~2700km。当时青藏高原南北宽约4000km,而目前高原岩石圈宽度约1600km。说明高原岩石圈除了整体向北漂移外,还遭受了很大程度的压缩。

(2) 高原地壳水平方向具明显的条块性:喜马拉雅、冈底斯、塘巴松、柴达木、祁连山这五个较刚性的板块或板段由四条较塑性变形的缝合带焊接,且板块或板段内部还发育许多规模很大的壳型深断裂,如从南往北的喜马拉雅主边界断裂和主中央断裂、康马—定日断裂、冈底斯南缘断裂、念青唐古拉南缘断裂、班公湖—安多断裂、可可西里—玉树—金沙江断裂、秀沟—玛沁断裂、柴达木北缘—青海南山断

裂和中祁连南缘断裂带，以及阿尔金山走滑断裂和红河走滑断裂等，都是新近纪以来形成或反复活动的逆错带，加上印度板块东西两隅的数条巨大走向滑动断裂，它们都成为高原地壳挤压缩短中释放和调节应力，产生上地壳形变和叠覆的主要部位。这些规模不等、强度不同的深大断裂带把高原地壳切割成为易于遭受挤压缩短的塑性复合块体。由于塑硬相间的复合块体特征板边带以逆推断裂和紧闭褶皱为形变特征，而板块（段）内部以块断叠覆为主。

总体来看，喀喇昆仑—丁青—澜沧江缝合带之南以发育一系列冲掩断裂和推覆构造为特色，北部则以紧密程度不同的褶皱构造为主。同时，高原中部以南北向挤压缩短为主，周缘以散射状推覆逆掩为主，其中印度板块东西两端以剪切滑动为特征，组成高原岩石圈物质以地块滑动形式向外流失的通道。

(3) 通过岩石圈的阶段性变形分层加厚来实现异常壳幔结构的形成（图 3-5）。岩石圈纵向分层变形上，20km（低阻层范围）以上的上部地壳以脆性形变特征为主，主要通过上述周边或内部平面上的数条壳型大断裂，以上陡下缓的铲式断层来完成地壳的逆掩推覆，这种形式可使高原地壳重叠加厚，并推覆到高原周边地区。20~70km 之间较塑性的中、下部地壳和部分壳幔混合层（异常上地幔）则以韧性和塑性流变为形变特征，通过挤压拉伸叠覆或叠瓦状韧性剪切带完成地壳物质的缩短和垂直加厚。下地壳的塑性流变则导致物质的垂向拉伸增厚，流变方向在高原内部为北东向，向北呈顺时针旋转，在昆仑山以北呈 NW—SE 向流变。青藏高原上地幔盖层的变形在藏南以较脆性变形为主，而在藏北或其他地方则仍以塑性变形为主。高原区上地幔塑性流变方向为 NE50°~85°，并由南到北呈顺时针旋转，藏南的流动变形要比藏北弱。

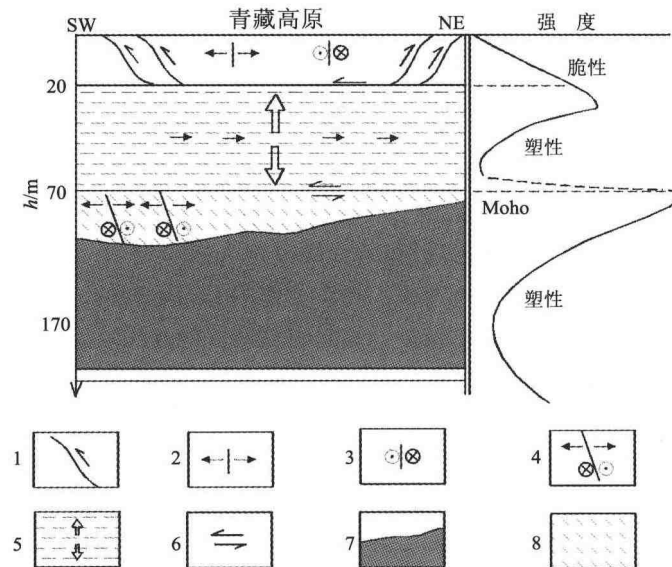


图 3-5 青藏高原岩石圈层变形特征示意图

（据吕庆田等，1997）

1—逆冲断层作用；2—张性正断层作用；3—左旋走滑作用；4—张性正断层和右旋走滑作用；5—中、下地壳垂向上拉伸和水平伸展作用；6—底部拖曳作用；7—上地幔塑性流动层，灰阶深浅表示流变变形强弱；8—上地幔盖层，藏南厚，藏北薄。注：深度未按比例

(4) 地壳的抬升与地表侵蚀作用与下地壳向地幔部分、固体上地幔向软流层物质的拆沉作用（delamination）也是高原岩石圈缩短、物质平衡、造成物质亏损不可忽视的条件因素。这种因软流圈传送带连续传送，以板块运动为主而引起控制的岩石圈不断变形或地壳的动力缩短加厚作用，导致莫霍面下沉和地壳下嵌，岩石圈根的形成成为重力均衡抬升奠定了基础。

二、高原隆升时间与过程

根据青藏高原渐新世—中新世湖相细碎屑岩沉积和煤系地层沉积建造特征，以及三趾马动物群和新

近纪植物群分析(许宏祥等, 1981; 潘保田等, 1995), 上新世前青藏高原的平均海拔大约在 500~1000m 之间, 高原内部和周边只是在上新世和早更新世以后才开始形成巨厚的磨拉石建造等事实说明, 青藏高原的真正快速隆升发生在雅鲁藏布江缝合带形成以后的晚上新世—更新世。即距今 3.4Ma 才隆升起来的, 在新生代高原经历了隆升—夷平—隆升等阶段。其总体过程可分为如下几个阶段, 这些过程, 对青海境内地质环境影响颇大。

(1) 始新世末—渐新世(E_2-E_3 , 距今约 45~21Ma) 为雅鲁藏布江缝合带碰撞挤压隆升阶段, 挤压应力使地壳大规模变形, 以动力作用为主, 但高原抬升缓慢, 构造隆升与侵蚀作用基本平衡。距今约 40Ma, 特提斯海水全部退出青藏高原地区, 转为内陆环境, 气候由炎热向湿热转化。在高原腹地可可西里、唐古拉山西段、巴颜喀拉地区古湖群开始成型, 分布最广, 构成古、新近纪古湖鼎盛期。其中沱沱河盆地沉积物厚达 800m, 为青藏高原北部古近纪沉积幅度最大地区。晚中新世以后, 巴颜喀拉山则为隆起剥蚀区, 湖泊开始缩小, 湖水盐度较前有明显变化。早古近纪末, 以唐古拉山为中心发生了造山运动, 同期沿可可西里—金沙江一线有浅成富钾中酸性岩浆岩侵入活动(33Ma), 并形成青海省及邻区主要的铜、铝成矿期。在日喀则、昂仁、冈底斯嘎尔县门土和川西理塘等地发现的桉树植物群、湖相细碎屑岩沉积和煤系地层发育, 表示当时为暖热潮湿的亚热带雨林环境, 海拔约 500m, 与占地磁资料可以相互印证。喜马拉雅地区当时在北纬 5° 左右, 与现代纬度差 24° , 冈底斯地区与现代纬度差约 $12^\circ \sim 14^\circ$ 。此期间高原地壳继续向北移动约 1500km。

(2) 中新世—更新世初期(N_1-Q_1 , 距今约 23~3.4Ma) 仍以压应力为主, 地壳进一步更大规模缩短, 构造抬升和侵蚀作用已不平衡, 侵蚀作用加强, 高原内部湖盆分布产生巨大变动, 沉积厚度加大, 四周磨拉石建造开始出现。现今高原地域是一个低缓丘陵和由构造沉降诱发的断陷湖盆棋布的地域。植物群开始变为常绿型高山栎树类, 亚热带阔叶开始消失, 至上新世中晚期高原内部主要分布着由北温带植物区系成分所组成的亚高山针叶林(徐仁, 1982)。藏南吉隆盆地和藏北夏秋卡布龙盆地及祁连山、民和盆地中部发现三趾马动物群, 表明已处于温凉的山地环境, 海拔在 1000m 左右。高原内部的许多断裂在这期间也发生重新活动。高原内部广泛发育着最后阶段的碱性火山岩岩浆岩, 青海从唐古拉山地区碱性岩侵入而从此结束了长期岩浆活动历史。其间高原地壳继续向北移动约 700~800km。这一时期是新近纪成盐期, 为新近纪地层颗粒间溶盐胶结奠定了物质基础, 这是喜马拉雅运动的结果。

(3) 更新世中—晚期(Q_1-Q_3 , 距今约 3.4~0.01Ma) 青藏高原于 3.4Ma 开始整体进入重力均衡作用调整下的强烈整体隆升阶段, 经历了三期强烈上升, 第一期为青藏运动(3.4~1.6Ma), 在 2.5Ma 高原平均海拔达到 1500~2000m; 第二期为昆仑—黄河运动(1.1~0.7Ma), 抬升了昆仑山系和祁连山系, 昆仑山垭口盆地从 5Ma 形成, 在 1.7~1.0Ma 开始封闭(葛道凯等, 1995), 柴达木盆地进入主要成盐期。高原在约 0.8Ma 时平均海拔达到约 3000m; 第三期叫共和运动(0.15Ma), 延续至今, 高原主体平均海拔可能接近 4000m(潘保田等, 1999)。其佐证是: 高原周边的一系列盆地于 3.4Ma 形成。如临夏盆地堆积砾岩层(3.4~2.48Ma)、祁连山麓玉门砾岩(2.46Ma)、昆仑北麓西域砾岩(2.97Ma)。西瓦利克凹陷于 3.4Ma 才首次出现大规模的扇砾岩, 而在此之前的整个古、新近纪, 这些地区是以湖泊和瓣状河流为主的低地沉积环境。同时孟加拉湾、阿拉伯海沉积速率于 3.4Ma 以后突然加速, 几倍于早先的沉积速率。高原周边的火山活动于 3.4Ma 后形成新的高潮, 开始于中新世早期—渐新世晚期的夷平面于 3.4Ma 结束。青藏高原的整体抬升引起东亚季风的出现, 高原湿热气候逐步为干冷气候所取代, 出现首次冰期(3.5~3.1Ma), 并在高原北部开始堆积中国黄土。高原岩石圈各块体继续北向移动约 300~500km, 接近现有地理位置。

(4) 全新世(Q_4 , 10000a) 以来, 青藏高原仍然继续上升, 其抬升速率达到 5~10mm/a, 平均抬升速率 ≥ 5.8 mm/a, 高原面逐步上升至海拔 4200~4800m。大量地质资料证明, 青藏高原直到目前还在上升之中。据近 30 年来中国对珠穆朗玛峰及其北部毗邻地区的大地测量工作结果表明上升速率平均 4mm/a(陈俊男等, 1996)。以浅源为主的青藏高原地震活动仍很频繁, 是世界多震地区之一。该时期经历了青藏高原第 6 期冰期(7200~7500a) 后进入冰后期, 气候冷热干旱交替, 人类从旧石器进入新石器、青铜

器至现代文明时代。这种高原间断性隆升的结果,导致了全球性气候环境的演化和高原内部地质环境条件的差异性变化,从而也导致了青海水、工、环地质工作的复杂和多样性。

第四节 高原隆升对地质环境的影响

青海省地处青藏高原与黄土高原过渡带,总面积 $72.12 \times 10^4 \text{ km}^2$,它不仅拥有自古生代以来各时期地壳岩石圈地块拼合、碰撞之完整和翔实的记录,而且处于平均海拔 4000m 以上,从而构成了世界上独一无二的地质环境背景特征:

(1) 地形地貌:巍峨的高山,横贯东西,海拔多在 5000m 以上,最高达 6860m,是现代高原冰川地质作用场所;坦荡的青南高原,海拔 4200~4500m,这里是冻融地质灾害分布区;开阔的柴达木盆地面积达 $25.6 \times 10^4 \text{ km}^2$,海拔 2800~3000m,是青海省最为干旱的区域,盐胀溶陷灾害和风蚀作用盛行;宽广的河谷是黄河、长江、澜沧江以及呈辐射状展布的内陆河在距今 300 万年以来锲而不舍流水作用的历史见证,最低点海拔 1650m,这里高差变化大,是省内滑坡灾害多的主要因素。

(2) 气候环境:年均气温 $-5.9 \sim -8.7^\circ\text{C}$,东部 $3 \sim 9^\circ\text{C}$,西部 $2 \sim 5^\circ\text{C}$,南部 $-3 \sim -5^\circ\text{C}$;年均降水量多在 200~500mm 间,西部最少,17.6~43.6mm;湿润系数 0.25~0.5 间,属半干旱区,但降水集中,易诱发崩塌、滑坡、泥石流等突发性地质灾害。

(3) 地层岩性:发育有自下元古界以来各时代地层,并伴有大面积各时期侵入岩体,构造作用致使中生代以前地层多出露于基岩山区,而中生代以来碎屑岩类则呈叠瓦状覆于老地层之上,出露于各盆地边缘及中心,是省内易滑地层,尤其是新近系泥岩及第四系黄土极易发生滑坡。

(4) 地质构造与地震:受印度板块与欧亚板块碰撞挤压作用的影响,全省地壳处于收缩抬升过程,因而区域构造形迹、山系均呈北西西向弧形展布,而沉降盆地则呈近北西向排列构成省内“多隆多凹”的地貌格局。在这种挤压力的作用下,青藏高原在向东推移挤出过程中导致了地震多发,历史上 5 级以上地震 188 次,并引发了区内古老的特大型高速滑坡的发生。

(5) 岩土体工程特征及人类工程活动:喜马拉雅运动加速了青藏高原内部升降运动的差异,从而导致了区内古地理气候及沉积环境的改变,演化出渐新世以来两次大的夷平和成盐作用,为境内新近系泥岩特大型滑坡的发生奠定了物质基础。昆黄运动(距今 1.2~0.5Ma)以及后期的共和运动(距今 0.125Ma 前后)促使了境内长江、黄河水系的外泄,构成了今天丘陵山地与河谷平原等量齐观的地貌景观格局。丘陵山地带构成了境内滑坡密集带,而河谷平原区内是境内人类经济、工程活动的主要场所,是今天区内人类经济工程活动对地质环境破坏的主要区域。

(6) 水文地质条件上,由于青海盆岭构造十分发育,因而促使了青海省境内,山地是地下水的补给区,而山前倾斜平原区是地下水的径流区,盆地中心是地下水的排泄区。这种结构特征,也使得青海绝大多数内陆盆地成为独立的水文地质单元,而东部及南部地区则由于江河水系的切穿贯通而成为半开启式水文地质单元,相互间依赖江、河水系发生水力联系。

(7) 青藏高原递进式隆升过程中,造就了昆仑山以南地区平均海拔达 4200m 以上,形成高原区面积分布最广、厚度最大的高原冻土区,形成了丰富多彩的冻结区地下水系统。

第五节 青藏高原隆升与地质灾害的响应

一、地质环境演变对地质灾害发育的影响

(一) 古、新近纪的沉积环境演变

65Ma 伴随印度板块与欧亚板块碰撞挤压的形成及发生、发展,新特提斯海逐步退出,于 45Ma 青藏

高原在缓慢隆升过程中迎来盆岭构造发育的鼎盛期,高原内陆“泛湖”期沉积环境形成。那时的祁连山系、昆仑山系、唐古拉山系、西秦岭山系仅以“千湖岛”的形式出露湖面,青南高原处于强烈剥蚀夷平阶段,并形成了距今 24Ma 前后的高原古夷平面。而柴达木盆地、青海湖盆地、茶卡盆地、河南—泽库盆地、星宿海盆地以及青东地区的西宁、民和、乐都、循化、贵德等山间盆地在接受沉积过程中,相互间有一定的水力联系。如青东的西宁、乐都、循化、贵德等应与兰州、临夏盆地构成统一的大湖盆,而柴达木盆地则与新疆的塔里木盆地相连。也就是说阿尔金山那时并没有隆起成山,而在湖面以下。这种内陆湖相沉积环境,在这些盆地区沉积了厚逾 1000m 以上的湖相—盐湖相红色砂岩、泥岩、粉砂质泥岩及局部地带的膏盐层(图 3-6),此时沉降中心各地不一,柴达木盆地在其西北缘,中祁连在民和盆地,唐古拉—巴颜喀拉山地区在玉树以南的唐古拉地区,这些地区为古近系、新近系泥岩滑坡及泥石流暴发奠定了物质基础。

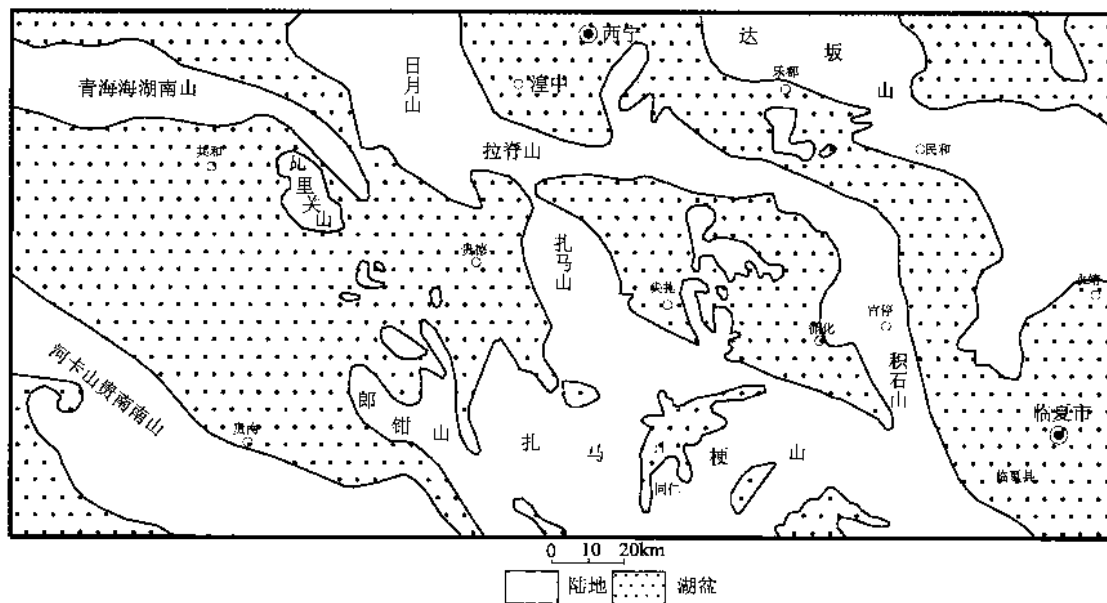


图 3-6 青海东部地区古近纪盆地分布图

(二) 第四纪地质灾害的发育

进入第四纪,青海乃至整个青藏高原在较短时间尺度下,刻画高原隆升事件和我国内流水系的切穿和贯通,从而促使了青海省现代地貌格局的形成和演化,也导致了省域内不同地质地理单元地质灾害发育的不一致。新近纪末至第四纪初期(3.6~1.5Ma)青藏运动(潘保田)的发生、发展。一方面,青藏高原开始整体大范围隆升,海拔高度达到甚至超过“动力临界高度”(施雅风等),使亚洲季风形成并加强,高原内陆河流、湖泊广泛发育,并形成新近纪末、第四纪早更新世初期的泛湖鼎盛期(图 3-7);另一方面,青藏高原在开始整体快速隆升过程中,其内部地质环境发生了巨大变化,使统一的高原主夷平面开始解体,祁连山地体、昆仑山—柴达木地体及松潘—甘孜—可可西里地体急剧隆升并进入剥蚀夷平阶段,形成青藏高原二级夷平面(3.4Ma),而柴达木盆地由于阿尔金山的隆升脱离了塔里木盆地的约束,成为青藏高原最大的湖盆,次为共和—青海湖盆地,而唐古拉山及可可西里地区部分则在接受早更新世湖相沉积过程中,亦接受冰碛、冰水堆积物开始进入早期冰冻圈范围。同时随青藏高原的进一步隆升,新近纪末第四纪初的泛湖鼎盛期结束,迎来早更新世中晚期的泛湖收缩期,气候变的干冷起来。因此可以说,河湖相地层的分布为全省风沙掩埋灾害提供了物质来源。

“昆黄运动”(距今 1.2~0.5Ma)序幕的拉开,青藏高原进入第四纪以来第二次强烈隆升阶段,



图 3-7 柴达木盆地泛湖鼎盛期及终端湖成盐区

主高原面海拔高度达到水的“冰结高度”（3000~3500m），出现第四纪以来“最大冰期”（施雅风，2000）。此时整个高原多半年均被积雪覆盖，导致地表反照率显著增大，使整个青藏高原全年均对大气起冷源驱动作用，从而促使青藏高原乃至全球性进入第四纪中更新世的“冰凉世界”。受本次构造隆升作用的影响，一方面，高原腹地最大的柴达木古湖从泛湖收缩期进入古湖分裂期，共和盆地古湖收缩进入消亡阶段，星宿海湖泊面积进一步缩小而成为真正意义的星宿海。此时，高原冬季风加强，夏季风减弱。其结果导致：①整个高原变干变冷；②黄土堆积动力条件形成，并开始向东南方面扩展；③整个高原腹地进入冰胀溶陷灾害发生、发展阶段。另一方面，长江、澜沧江水系开始进入高原腹地，而黄河在中游切三门峡东流入海。在上游，北支的湟水摆脱了达坂山东缘的禁锢，穿老鸭峡而过，切大峡、小峡，进入西宁盆地，到达大通县境内而成为当时黄河的源头。南支仅在刘家峡、寺沟峡徘徊，并未形成完整体系的黄河流域。与此同时，最大冰期冷源驱动的结果，引起大气环境改变，冬季风盛行，黄土堆积及冰缘作用十分普遍，为黄土湿陷灾害和冰胀融陷灾害的发生提供了背景条件。

距今 0.125Ma 前后的第四纪晚更新世早期，共和运动促使青藏高原进一步差异式隆升，其海拔高度 $\geq$ 无稳定积雪高度。随着高原面积雪的消失，反照率变小，高原从年平均为冷源又开始变为热源，由此引起了全球气候升温。同时，我国三级地貌阶梯格局定型，并伴随“共和运动”的发生、发展，区域北北西向断陷隆升与凹陷此起彼伏，从而导致了青海省局部区域的水系倒流，表现最为突出的是倒淌河（青海湖流域）的北流；可可西里地区内陆水系与长江水系分离，若尔盖（四川）地区长江与黄河水系的分化等晚更新世地史事件的发生。而此时，也是黄河、长江、澜沧江三大水系在青海境内进入大切割的鼎盛期。如黄河溯源侵蚀切李家峡，穿龙羊峡而过，并于全新世早期到达“两湖”（扎陵湖、鄂陵湖）地区，并在青海省境内形成海拔高 3100~3250m 的冲洪积平原、洪积台地、河湖阶地等众多层状堆积地貌。如共和的塔拉台、贵南的木格滩、尖扎的尖扎滩，柴达木盆地周边山前戈壁，湟水谷地的 V-VI 级阶地等。同时，该时期由于青藏高原地体在印度板块挤压作用下，向北东方向滑移挤出，北北西向基底构造隆升作用十分明显。其隆升导致了青海境内北北西向展布的串珠状隆升山地与盆地相间排列，造就了青海省境内一系列独立的水文地质单元仅依赖于外流水系的贯通进行水力联系，而成为特有水文地质单元系统；

而内陆水系系统则处于湖水急剧浓缩成盐期。如柴达木盆地随着周边山体及内部隆起区范围的迅速扩大,大浪滩、大盐湖、察汗拉斯图、昆特依等盆地率先进入干盐湖环境(图3-8),而尕斯库勒湖、马海湖、一里坪则仍处于盐湖或咸化浅湖环境中。可见,这一时期青海东部是以流水侵蚀,塑造高达450余米高陡斜坡的时期,为青海东部崩、滑、流突发性地质灾害事件提供了临空条件;而西部则因气候干旱少雨、蒸发大于降水而处于强烈浓缩积盐过程,为柴达木盆地盐胀溶沉灾害提供了物质基础;青南地区仍处于干冷和冻融环境,以热融滑塌和冻胀融陷灾害为主。

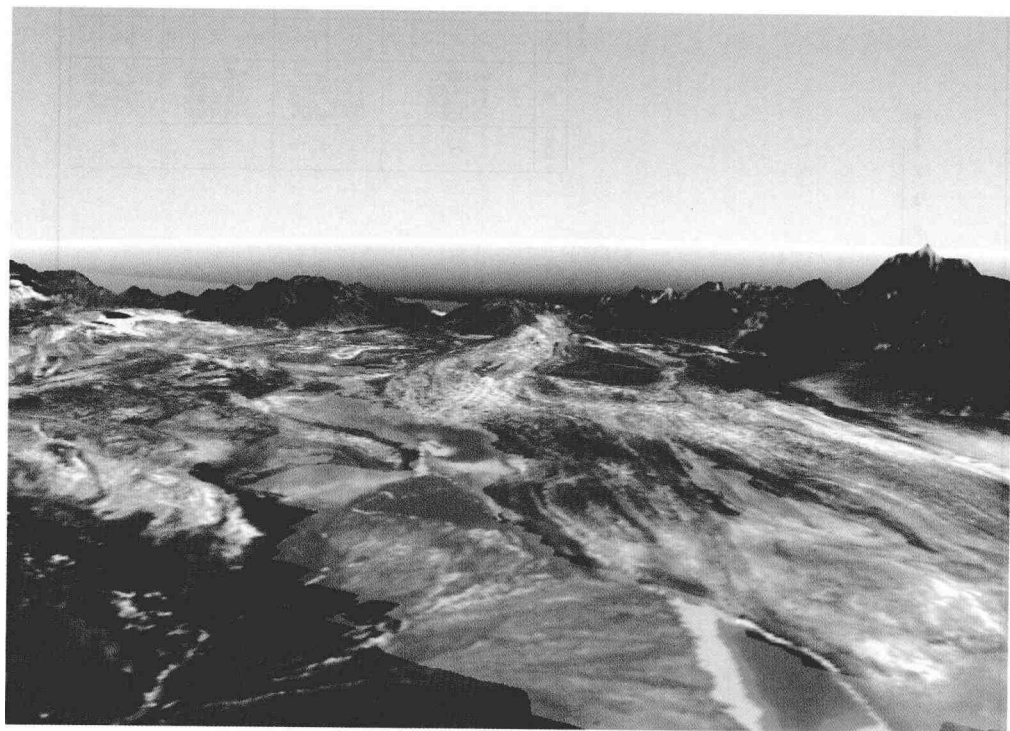


图3-8 柴达木盆地晚更新世中期(距今5万年左右)沉积环境

全新世以来,青海省境内地貌格局形成,地质灾害的分布呈“三足鼎立”的格局:①东部以崩、滑、流突发地质灾害为主,兼黄土湿陷灾害;②西部则因盐渍土的存在而引发盐胀溶陷灾害,兼周边山前泥石流灾害;③青南地区则以冻胀融陷灾害为主,兼有热融滑塌和热融泥石流灾害发育。可见,因高原隆升导致了青海境内不同区域的沉积环境和演化过程,由此也决定了不同地理单元内地质环境背景条件的差异,从而导致了不同区域地质灾害防治和危险性评估工作重点的不同。

二、地质灾害类型、发育分布特点

新近纪末期(距今3.6Ma)以来,印度板块与欧亚板块碰撞挤压的加速,引发了高原一系列的构造隆升事件,由此导致了高原腹地一系列的地质环境事件的发生和发展。青藏运动A幕,青藏高原泛湖鼎盛期,沉积了新近纪易滑地层。B、C幕泛湖收缩期,使青东地区及青南地区抬升为陆地,而其他地区大部分湖泊进入泛湖收缩期。昆黄运动,内陆湖盆进入古湖分裂期后,剥蚀夷平的山地则进入冰冻圈范围,干冷气候及西风带增强,古湖走向浓缩成盐过程,黄土地貌开始形成。共和运动导致了三江并流现象,溯源侵蚀现象加剧,青东及玉树地区形成高达450余米的高陡斜坡,内陆湖盆解体消亡,黄土、冰土、盐渍土等特殊土体类型增加,并导致了青海省境内地质灾害类型发育在空间分布上的差异(图3-9)。

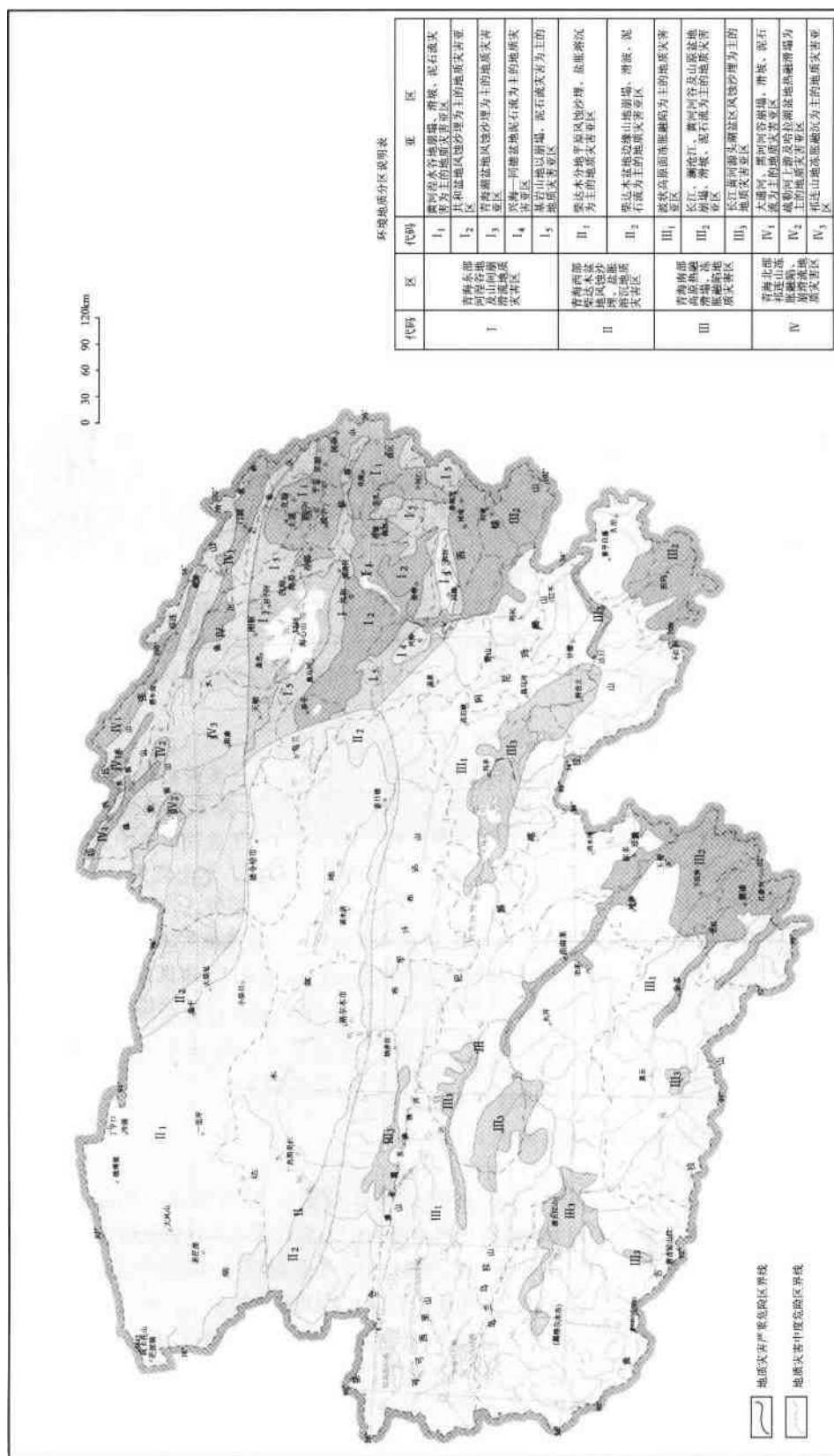


图 3-9 地质灾害类型分布图

(一) 青海东部河湟谷地及山间崩滑流地质灾害区

本区东与甘肃省毗邻, 西与柴达木盆地相连, 南北分别以鄂拉山—麦秀山和达坂山为界。面积 $7.43 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。该区大部分地区为农业区, 属半干旱大陆性气候, 降水量因地而异, 降水相对集中。地形切割强烈, 水土流失严重, 同时也是全省人口和城镇及工业相对集中的区域。该区生态环境脆弱, 主要有崩塌、滑坡、泥石流、风蚀沙埋、河流及水库塌岸、地下水位上升和地面塌陷等。该区分为 5 个亚区。

1. 黄河、湟水谷地崩塌、滑坡、泥石流及水土流失为主的地质灾害分布亚区 (I_1)

本亚区系指黄河、湟水河谷及其两侧的丘陵区, 面积为 $2.21 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。本区以崩塌、滑坡、泥石流地质灾害为主, 地面塌陷、地下水位上升、河流塌岸、水库塌岸等也有发育。总之, 本区地形破碎, 水土流失严重, 人为活动强烈, 地质灾害频发。本亚区又可划分出黄河河谷崩滑流灾害段、湟水河谷崩滑流灾害段和黄河湟水两侧丘陵山地崩滑流灾害段。

2. 共和盆地风蚀沙埋为主的地质灾害分区亚区 (I_2)

本区位于青海南山与河卡山之间, 面积 $1.18 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。共和盆地属干旱—半干旱气候, 年降水量 $311.1 \sim 402.1 \text{ mm}$, 变化较大, 多西北风, 年平均风速 $2.1 \sim 2.7 \text{ m/s}$ 。本区沙漠化土地面积 2246 km^2 , 其中流动沙丘 1556 km^2 , 半固定沙丘 321 km^2 , 固定沙丘 291 km^2 , 主要分布在共和县的塔拉滩、贵南县的木格滩和龙羊峡库区的两岸阶地。本区风沙灾害长期威胁着广大牧民的房屋和草场, 同时对龙羊峡库区的安全运行造成严重威胁。龙羊峡水库将共和盆地沙区分成西北、东南两大块, 西北为共和县塔拉滩沙区, 东南为贵南县的木格滩沙区, 故本亚区又可划分出塔拉滩风蚀沙埋灾害段、木格滩风蚀沙埋灾害段和贵南山山前平原泥石流灾害段。

3. 青海湖盆地风蚀沙埋为主的地质灾害亚区 (I_3)

本亚区系指日月山以西, 青海南山东北, 布哈河、沙柳河、哈尔盖河下游的湖滨地带, 面积 $0.78 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。主要环境地质问题是土地沙漠化、泥石流、湖水位下降和河流塌岸等。据资料, 沙漠化土地面积 430 km^2 , 风蚀沙埋主要分布在青海湖东的下巴台、青海湖北的甘子河、青海湖西北的鸟岛一带。

4. 兴海—同德盆地泥石流为主的地质灾害亚区 (I_4)

本亚区系指兴海—同德盆地, 面积 $0.29 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。该盆地为一山间断陷盆地, 海拔在 3400 m 以下, 盆地内以中海拔冲洪积台地、阶地、冲湖积台地为主, 台面十分平坦, 宽达 20 km 以上, 台坎陡峻, 陡崖状的台坎十分常见, 最高的宽谷台面分别高出黄河 $500 \sim 600 \text{ m}$, 黄河呈南北向将盆地切割成兴海、同德两部分, 盆地中河流将台地切割成数块台地, 而且切割较深, 台面虽然平坦, 但河谷边缘台坎处坡面泥石流发育, 水土流失较严重。本区主要环境地质问题是泥石流等, 主要分布在山前和台坎陡崖处。

5. 基岩山地以崩塌、泥石流为主的地质灾害亚区 (I_5)

本亚区系指达坂山南麓, 拉脊山主脊 (包括日月山、青海南山), 鄂拉山、同仁南山等地区, 面积 $2.97 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。本区为海拔 3000 m 以上中高山地, 年降水量 $400 \sim 600 \text{ mm}$, 山高坡陡, 天然植被较好, 但土薄石多, 虽然生态环境较好, 但土壤年侵蚀模数大 (2000 t/km^2 左右), 常见地质灾害有崩塌和泥石流。

(二) 青海西部柴达木盆地盐胀溶沉、风蚀沙埋地质灾害分布区

本区东与青海湖盆地毗邻, 北以阿尔金山、党河南山与甘肃省为界, 南依博卡雷克塔格山、布尔汗布达山, 西接新疆维吾尔自治区, 面积 $17.17 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。该区为干旱内陆盆地, 降水东部为 200 mm 左右, 愈往西降水愈少, 格尔木地区年降雨量仅 50 mm 左右, 茫崖年降雨量只有 20 mm 。由于降水少、大风多, 大部分地区呈现荒漠或半荒漠景观, 戈壁、沙漠、盐湖屡见不鲜。

1. 柴达木盆地平原风蚀沙埋、盐胀溶沉为主的地质灾害亚区 (II_1)

柴达木盆地沙漠化土地分布面积 $12.13 \times 10^4 \text{ km}^2$, 占全省沙漠化土地总面积的 83.79% , 广泛分布于全区 4 县 (市) 3 镇; 沙漠化土地有流动沙丘地、风蚀残丘、半固定沙丘地、固定沙丘地和裸露的沙砾地等 5 种类型, 主要危害为风蚀沙埋, 危害对象青藏铁路、公路以及农田。本亚区又可划分出冷湖风蚀灾害

段、格尔木风蚀沙埋灾害段、都兰—乌兰风蚀沙埋段、德令哈风蚀沙埋灾害段、湖积平原盐胀溶沉灾害段和山前平原泥石流灾害段。

2. 柴达木盆地边缘山地崩塌、滑坡、泥石流为主的地质灾害亚区 (Ⅱ₂)

柴达木盆地边缘山地系指山地前山带,包括北部的阿尔金山、祁连山和南部昆仑山的边缘山地,面积 $2.90 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。海拔高度 3500 ~ 4500m (最高山峰布哈达坡峰 7720m)。北部祁连山的前带,沟深坡陡,流水侵蚀作用强烈。南部祁漫塔格山、布尔汗布达山的前带,地形破碎,沟谷发育,荒漠景观明显,有崩塌、滑坡、泥石流发育。

(三) 青海南部高原热融滑塌、冻胀融陷地质灾害区

本区面积 $40.03 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。青南高原是内部构造运动相对稳定的地区,地貌上为近东西向的宽缓谷地湖盆、和缓的高海拔丘陵及小起伏高山组成的波状高原面。东北部的黄河及东南部的长江、澜沧江及其支流,一般切割较深,形成了高山峡谷地貌。青海南部地区是我国著名长江、黄河和澜沧江的发源地,气候寒冷,是冰缘地貌发育的最强烈地区,昆仑山以南有连续多年冻土分布,冻土厚 70 ~ 80cm,以冻胀作用、冻融作用和热融滑塌作用为主。该地区主要环境地质问题是冻胀融沉、崩塌、滑坡、泥石流地质灾害等。

1. 波状高原面冻胀融陷为主的地质灾害亚区 (Ⅲ₁)

本亚区位于长江、黄河和澜沧江源区,面积 $32.42 \times 10^4 \text{ km}^2$,是青海省雨雪较丰的地区,多湖泊、沼泽和湿地。本区地势起伏小,坡度平缓,河流切割不强烈,山地与丘间谷地起伏不大,整个高原面在地貌上呈高低不平波浪状。主要环境地质问题是冻融灾害,诸如道路翻浆、建筑物沉陷开裂等。本亚区又可划分出昆仑山、可可西里腹地冻融灾害段、通天河、澜沧江上游冻融灾害段和黄河上游冻融灾害段。

2. 长江、澜沧江、黄河河谷及山原盆地崩塌、滑坡、泥石流为主的地质灾害亚区 (Ⅲ₂)

本亚区系指长江、澜沧江、黄河上游峡谷区及山原盆地地区,面积 $4.49 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。本区河谷多为小盆地和峡谷相间分布,切割深度 500 ~ 1000m,谷坡较陡,河谷两侧有洪积台地发育。本区主要环境地质问题为崩塌、滑坡和泥石流灾害等。本亚区又可划分出长江河谷崩滑流灾害段、澜沧江河谷崩滑流灾害段、黄河河谷崩滑流灾害段、通天河下游、扎曲、吉曲下游、班玛高山山坡崩滑流灾害段和泽库、河南中山盆地崩滑流灾害段。

3. 长江、黄河源头湖盆区风蚀沙埋为主的地质灾害亚区 (Ⅲ₃)

本亚区面积 $3.12 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。地形较平缓,湖泊众多,属高原宽浅型河谷和盆地地形,大部分为极度干寒的多年冻土区,冻融侵蚀强烈,由此造成的土地沙漠化较为严重。区内有流动沙丘地、半固定沙丘地、固定沙丘地和裸露沙砾地等分布。由于沙化面积扩大造成大片的草场退化。本亚区又可划分出两湖地区风蚀沙埋灾害段、玛多—达口一带风蚀沙埋灾害段、北麓河、楚玛尔河一带风蚀沙埋灾害段和沱沱河上游、布曲、当曲一带风蚀沙埋灾害段。

(四) 青海北部祁连山冻胀融陷、崩滑流地质灾害区

本区西和西南与柴达木盆地相连,东与大通县、互助县、乐都县、湟中县、湟源县接壤,南与青海湖相接,北与甘肃省的河西走廊为邻,面积 $7.41 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。本区大部分为草场,仅大通河、黑河河谷分布有农业区;属高原干旱大陆性气候,降水集中在每年 6 ~ 8 月;东北部流水侵蚀作用强烈,西北部为多年冻土区。

1. 大通河、黑河河谷崩塌、滑坡、泥石流为主的地质灾害亚区 (Ⅳ₁)

本亚区位于大通河、黑河河谷区,面积 $1.09 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。该区地形陡峻,河流侵蚀作用强烈,水土流失严重,崩塌、滑坡、泥石流地质灾害。

2. 疏勒河上游、哈拉湖盆地热融滑塌为主的地质灾害亚区 (Ⅳ₂)

本亚区位于疏勒河上游和托莱河上游段及哈拉湖内流区,面积 $0.28 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。本区尤以冻融灾害为重,常造成道路翻浆、桥梁下沉、建筑物变形沉陷等。

3. 祁连山山地冻胀融沉为主的地质灾害亚区 (IV₃)

本区西起土尔根达坂山, 东至门源省界, 面积 $6.03 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。主要环境地质问题是冻胀融沉引起的道路翻浆和建筑物变形。本亚区又可划分出走廊南山和冷龙岭冻融灾害段、大通山和达坂山冻融灾害段、宗务隆山冻融灾害段。

三、高原隆升过程与地质灾害发育的耦合作用

(一) 青藏运动地质灾害效应

自青藏运动以来, 由于受到剧烈的构造变形与亚洲季风气候的双重耦合作用, 高原进入崩、滑、流灾害发育期, 其活动强度受隆升幕控制而具有一定的阶段性 (图 3-10)。

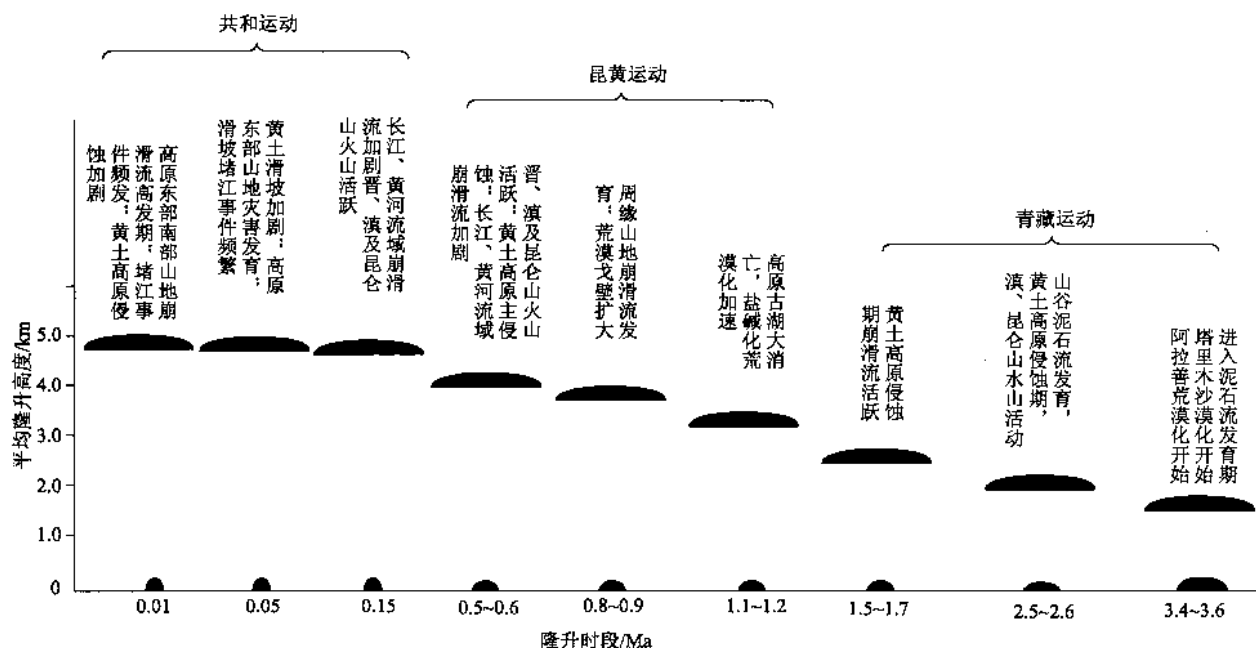


图 3-10 青藏高原区地质灾害发育历程
(据彭建兵等, 2004)

(1) 3.6~3.4Ma, 随高原山脉的快速隆起, 高原进入泥石流发育期。如临夏盆地出现的砾岩沉积中夹有一定数量的泥石流沉积 (李吉均等, 2001), 昆仑山垭口地区冲积物中有泥石流交替发育的沉积物记录 (崔之久等, 1999); 古近系西宁群岩性变化大, 岩屑含量不等也是该时期泥石流发育的历史见证。

(2) 2.6~2.5Ma, 高原地壳浅表岩石物理力学性能不断恶化, 沟谷切割落差不断增大以及与高原季风气候耦合作用的进一步增强, 周缘区山谷泥石流发育程度进一步加强。强盛的南亚夏季风, 给青藏高原山地带来丰沛的降水, 大大促进了因高原隆升所导致的大冰期中冰川的发育 (吴锡浩等, 1998) 和冰川泥石流的活动; 黄土高原的隆升 (刘东生等, 1985) 同时引起侵蚀活动的发育; 云南西部、昆仑山进入火山活动高发期。

(3) 1.7~1.5Ma, 黄土高原因其再次抬升而进入侵蚀高峰期 (于庆文等, 2001), 高原山麓沟壑崩滑流活动进一步增强。青东地区因古湖向西收缩到贵德—共和盆地, 而成为泥石流易发区。

(二) 昆黄运动地质灾害效应

(1) 1.2~1.1Ma, 伴随山脉的剧烈隆升与地形切割加剧, 再次进入崩滑流高发期。如在昆仑山垭口地区沉积了厚达 250m 的泥石流沉积物, 从晚上新世的 3.4Ma 左右延续到早更新世的 1.1Ma 左右 (李永化等, 2002), 干旱化、荒漠化进程加速。

(2) 0.9~0.8Ma, 高原东北部乃至东部周边地区再次发育崩滑流 (李永化等, 2002a、2002b; 王建

力等, 2002)。冰川大面积扩张, 高原大面积山地进入冰冻圈, 出现望昆冰期 (崔之久等, 1997; 李吉均等, 2001), 荒漠化继续扩大。

(3) 0.6~0.5Ma, 高原周缘东南部的长江上游流域崩滑流大规模发展 (李永化等, 2002a; 施雅风等, 1999; 王建力等, 2002); 黄土高原进入主侵蚀高峰期。

(三) 共和运动地质灾害效应

(1) 0.15Ma, 进入末次冰期, 随高原气候波动幅度剧烈 (施雅风等, 1999), 高原面与二级阶梯面间高差拉大及地形切割深度的增大, 崩滑流高度发育。长江上游的小江流域和白龙江流域均有崩滑流沉积记录 (李永化等, 2002a、2002b; 王建力等, 2002); 昆仑山火山喷发活跃 (李祥根, 2003)。

(2) 0.05Ma 前后, 0.053~0.027Ma 的大间冰段期间, 气候温暖湿润, 导致山地冰川普遍后退、多年冻土退化和下界上移 (潘保田等, 1997), 在小江流域、白龙江流域只有小股泥石流发育 (李永化等, 2002b); 黄土高原及其与青藏高原过渡带因其再次抬升而进入侵蚀高峰期, 黄河龙羊峡—刘家峡切深达 350m 以上, 巨型滑坡频发, 并出现大量堵塞河道事件, 有名的夏藏滩滑坡、康扬滑坡就是其杰作。

(3) 0.01Ma 以来, 由于构造隆升与剧烈切割, 高原东部缘区山高谷深, 挤压强烈, 碎屑物质丰富, 伴随气温的整体升高以及短尺度的季风气候耦合, 高原再次进入崩滑流高发期, 西南山谷出现多期滑坡堵江现象 (黄润秋等, 2001; 李永化等, 2002b), 尤其是近 200 年来, 人类活动的影响, 加剧了崩滑流灾害的发生; 高原侵蚀、荒漠化加剧。

综上所述, 地质灾害的频繁发生, 是青藏高原隆升对地质环境条件影响的结果, 也是地球岩石圈、水圈、生物圈与大气圈等多种要素相互影响、互相耦合、共同作用、不断发展的结果。从青藏高原所产生的地质灾害效应发育历程上看, 青藏高原的隆升过程是区域非稳定动力学过程逐步加剧的过程, 并由此导致地质灾害活动的周期越来越短, 活动强度越来越大, 波及的区域越来越广, 各类灾害间的耦合性与促发性越来越强。

青藏高原的持续隆升, 还将导致高原地貌格局改变和其东北部黄土高原的进一步抬升, 由此引发黄土高原侵蚀加强, 使水土流失进一步加重; 青藏高原的进一步隆升, 将使得山盆地形高差变大与高山峡谷反差变大而导致重力势差的增加, 从而将使得崩滑流频繁发生, 高陡边坡等问题更加突出; 青藏高原隆升, 将使得高原周缘构造活动性增强, 地壳稳定性变差, 导致地震活动更加频繁与强烈, 活断层引起的灾害问题更为严重, 势必使工程场地适宜性变差、工程抗震问题更加突出; 青藏高原隆升, 还将使得具有冬季冷源与夏季热源的青藏高原对气候的驱动与放大作用进一步加强, 导致西北干旱气候的加剧与戈壁化、沙漠化、荒漠化的不断扩大。

第四章

青藏高原隆升对地震活动的影响

地震是人类所面对的主要地质灾害之一。青藏高原的隆升过程是一种地壳的非稳定动力学过程,在这一非稳定动力学过程中,必然会发生强烈的地壳形变,进而引发强烈的构造活动,地震则是构造活动的集中体现。青藏高原区强烈的地震活动,不仅成为高原隆升过程中变形能释放的主要途径,同时还集中反映了快速隆升所引起强烈的构造活动效应。尤其是晚更新世以来,随青藏高原的强烈隆升,高原区乃至周缘活动断裂带进入强震活跃期,这种强烈的构造活动效应甚至波及天山构造带及鄂尔多斯周缘构造带等区域。

第一节 高原区地震活动强度和频度

青藏高原地区地震活动强度和频度明显高于周边地区,成为我国乃至世界上主要地震活动区。经初步统计,自1913~2002年,高原地区共发生6级以上地震达376次之多。其中7~7.9级地震73次,8级以上大地震达12次。1920年海原8.6级地震和1950年察隅8.6级地震是迄今为止记录到的面波震级最大的浅源地震,1897年印度西隆的8.7级地震是大陆上震级最高的地震;2001年11月昆仑山断裂带上发生的8.1级大地震和龙门山2008年5月12日8.0级地震则再次唤起人们对高原区断裂强烈活动的极大震撼与关注。从图4-1及表4-1可见,高原四周基本被7级以上地震所包围,与周边地区相比形成非常明显的地震活动密集区(带)。

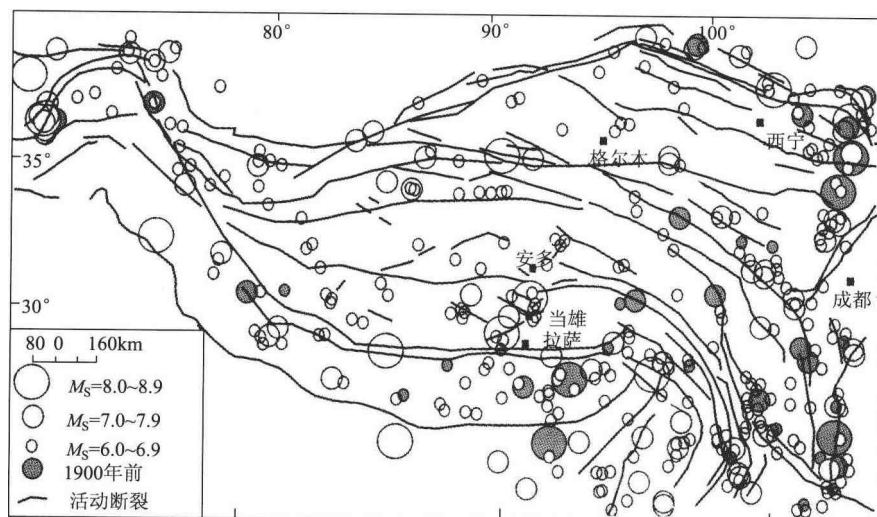


图4-1 青藏高原地震与活动构造分布图
(据国家地震局阿尔金活动断裂带课题组略有修改,1992)

表4-1 青藏高原地区地震 ($M_s \geq 7.0$) 简目

序号	时间 (年-月-日)	位置		震级 (M_s)	参考地名
		北纬/ (°)	东经/ (°)		
1	1913-12-21	24.15	102.45	7.2	云南峨山

续表

序号	时间 (年-月-日)	位 置		震级 (M_s)	参考地名
		北纬/ ($^{\circ}$)	东经/ ($^{\circ}$)		
2	1916-8-28	30.0	81.0	7.3	西藏普兰南
3	1920-12-16	36.6	105.3	8.6	海原
4	1920-12-15	36.6	105.2	7.0	海原
5	1923-3-24	31.3	100.8	7.3	道孚
6	1925-3-16	25.7	100.4	7.0	大理
7	1927-5-23	37.6	102.6	8.1	甘肃古浪
8	1932-12-25	39.7	97.0	7.6	昌马
9	1933-8-25	31.9	103.4	7.5	四川茂县、汶川
10	1934-12-15	31.3	89.0	7.1	西藏申扎
11	1937-1-7	35.5	97.6	7.6	青海花石峡
12	1941-12-26	22.1	100.1	7.0	云南澜沧
13	1947-3-17	33.3	99.5	7.6	青海达日
14	1948-5-25	29.7	100.3	7.3	四川雅江
15	1950-2-3	21.7	100.1	7.0	云南勐海
16	1950-8-15	28.5	96.0	8.6	西藏墨脱
17	1951-11-18	31.1	91.4	8.0	西藏申扎
18	1952-8-18	30.63	91.52	7.6	当雄
19	1954-2-11	38.9	30.0	7.0	山丹
20	1955-4-14	30.0	101.8	7.4	四川康定
21	1970-1-5	24.0	102.7	7.7	云南通海
22	1973-2-6	30.48	100.53	7.6	云南炉霍
23	1973-7-14	35.1	86.5	7.3	西藏玛尼
24	1974-5-11	28.2	103.9	7.1	云南大关
25	1976-5-29	24.45	98.87	7.3	云南龙陵
26	1976-5-29	24.61	98.83	7.4	云南龙陵
27	1976-8-16	32.62	104.13	7.2	四川松潘
28	1976-8-23	32.42	104.2	7.2	四川松潘
29	1988-11-05	34.6	91.6	7.0	可可西里南
30	1988-11-06	22.83	99.72	7.6	澜沧
31	1988-11-06	23.38	99.6	7.2	耿马
32	1990-4-26	36.12	100.13	7.0	青海共和
33	1996-2-3	27.3	100.21	7.0	云南澜江
34	1996-11-19	35.2	78.0	7.1	喀喇昆仑
35	1997-11-08	35.0	77.9	7.5	西藏玛尼
36	2001-11-14	36.6	90.8	8.1	库赛湖

注:数据主要来源于《中国岩石圈动力学概论》(丁国瑜主编,1991)。

青藏高原地震震中分布密度非常大,尤其是在其周缘的山系活动断裂带上,形成了与其周边断陷盆地构成鲜明对比的密集震中活动分布区。20世纪,我国青藏高原及其东北缘地区地震释放的能量就占了

全国的40%以上,其中5.0~5.9级地震564次;6.0~6.9级地震152次;7.0~7.9级地震28次;8级以上8次(时振梁等,2002),这些充分说明高原地震活动具有强度大和频度高的特点。

第二节 高原区地震活动的时空分布特征

一、地震活动的周期性与迁移特征

青藏高原地区地震活动频度虽然很高,但不均匀,强地震活动的周期总体上由南向北逐渐加大,其中,在西藏地区约30年为一强震活动期,昆仑山和唐古拉山一带为100年左右,阿尔金山和祁连山一带为300年左右(郑剑东,1992)。

此外,由于青藏高原板块的受力特征,在时间上有自南向北逐步推进的特点。因此,地震活动迁移时序整体上也相应的体现出一种自南而北逐步推进迁移发生的特点。据石特临等做的统计研究表明,喜马拉雅南缘、青藏高原南部地区的强震活动与高原北部地区强震明显相关,其中,当喜马拉雅南缘发生强震后,高原北部地区发生强震的概率87.5%;缅甸北部地区发生强震后高原北部地区发震的概率为66.7%,而且地震活动事件是由南向北逐步迁移发生的(石特临等,1989)。如果把青藏高原区地震活动分成南带(喜马拉雅南缘地震区带)、中带(高原中部地震区带)和北带(高原北部地震区带),图4-2反映的恰恰是地震活动存在自高原南缘板块碰撞带逐步往北迁移的发展趋势。

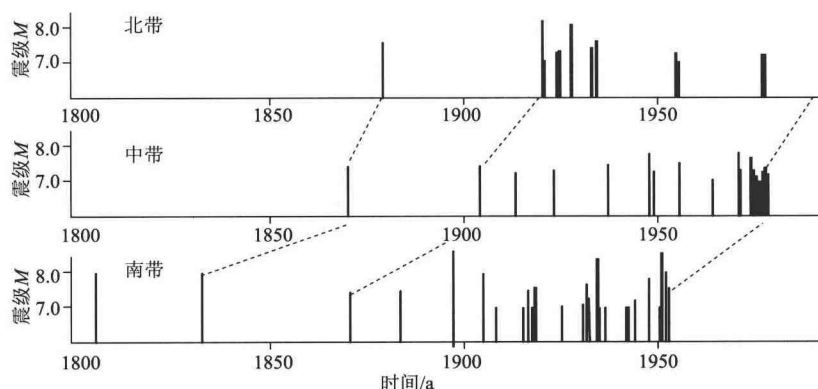


图4-2 青藏高原各带地震活动时序分布图
(据国家地震局阿尔金活动断裂带课题组,1992)

二、地震震中分布特征

青藏高原区的现代地震活动,特别是7级以上的大地震,主要集中分布在高原周缘的活动构造带上(图4-1,表4-2)。其中,高原南缘的喜马拉雅弧形断裂系、北祁连山断裂系以及东缘的六盘山-滇东南北向断裂系最为活跃,从20世纪初的100多年来,7级以上地震绝大多数位于这三大地震活动带上(表4-1、4-2)。在这三大地震活动带上,又存在三处更为集中的强震多发地,它们分别是喜马拉雅弧形带东端的墨脱、察隅到缅甸境内的那加山弯地区;喜马拉雅弧形带西端的喀喇昆仑-兴都库什弯地区;高原东北隅的祁连山东部弧形构造带(图4-1,表4-1)。

表4-2 青藏高原震源分布统计表

地区	震级 M (次数)			地震释放能量 10^{16}
	≥ 8	7~7.9	6~6.9	
高原周缘区	15	77	376	3206

续表

地区	震级 M (次数)			地震释放能量 10^{16}
	≥ 8	7~7.9	6~6.9	
高原内部	3	16	120	260
合计	18	93	496	3466

由于受印度板块的持续推挤,青藏高原南部次级拉张断裂和共轭剪切断裂等已发育演化成一定规模,因此,除了因东西向走滑断裂引起的地震之外,相当多的地震受后期形成的这些次级拉张断裂和共轭剪切断裂的控制。其中的日喀则—当雄—那曲断裂、申扎—格林错断裂等较为典型,清楚地显示出强烈的地震活动性(图4-3),并已具备了发生大地震的条件。如1951年11月18日发生的申扎8级地震,1952年8月18日的谷露7.5级地震以及1411年9月29日的当雄南8级地震等都是该类断裂活动的直接反映;喀喇昆仑—嘉黎断裂带以南至雅鲁藏布江断裂带以北范围之内,活动强度向北逐步趋弱。

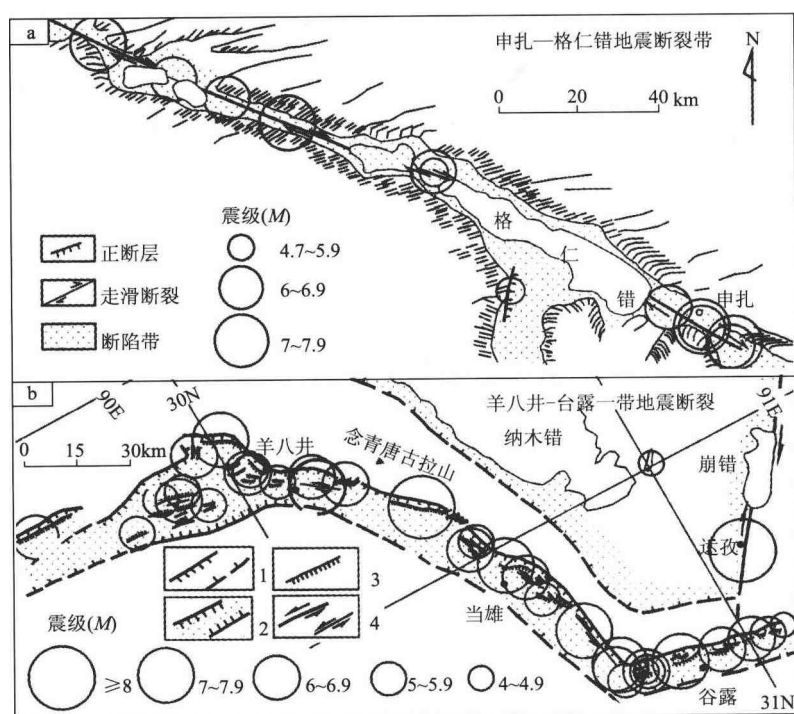


图4-3 申扎—格仁错、羊八井—谷露断裂震中分布图

(据韩同林, 1987)

喀喇昆仑—嘉黎断裂带以北至祁连山以南地区,以往一般认为震中零星分布,地震强度和频度均不高(崔作舟等,1992;李善帮,1981),乃至在第三代中国地震烈度区划图上把西昆仑、东昆仑活动断裂带的绝大部分划入到7度烈度区(国家地震局,1992)。然而,1997年11月8日西昆仑断裂带的西藏玛尼7.5级地震,以及2001年11月14日东昆仑断裂带库赛湖8.1级地震等都说明,高原内喀喇昆仑—嘉黎断裂带以北地区与高原南部相比,除了次级剪切断裂较少有强震发生外,东西向—北西向主要走滑活动断裂带的活动强度不仅没有趋弱,反而有由南到北逐步变强的趋势。这主要与高原区逆冲走滑活动断裂的倾角从南到北逐步变缓有关。从力学角度分析,水平挤压力作用下,倾角越缓的断裂越容易发生逆冲滑动,下面一组数据可以从某个角度说明该问题:初步统计,20世纪以来,整个祁连山活动断裂山系上共发生7级以上地震6次,其中两次为8级以上巨震;昆仑山—巴颜喀拉活动断裂山系上共发生7级以

上地震 4 次, 其中一次为 8 级以上巨震; 金沙江—红河活动断裂系上共发生 7 级以上地震 2 次, 无 8 级以上巨震; 而长达 1000 多公里的班公湖—怒江断裂带, 虽然是羌塘盆地的南部边界断裂, 可是沿该断裂带的地震活动很少, 历史上只发生个别 6~7 级地震, 且均位于与北东向断裂交汇的部位上 (李建华, 1998), 20 世纪以来尚无 7 级以上的地震记录。祁连山断裂带是青藏高原东北缘的边界断裂, 青藏高原整体隆升时, 边界断裂活动最为强烈, 这也是北祁连活动构造带始终是强震活跃的地方之主要原因。

由上可见, 高原区内震中分布密度总体上虽然是由南自北逐步减小, 且与整个高原构造时空变形规律一致, 但是, 它还与地震活动强度的空间分布特征、断裂类型密切相关。其中, 拉张剪切断裂发生的地震活动强度由南至北呈现逐步趋弱的趋势; 走滑断裂的地震活动强度由南至北反而呈现逐步变强的趋势, 而高原周缘的边界断裂则始终处于强烈活动之中。

三、地震震源深度

青藏高原内地震震源深度分布有两大特点。

(1) 青藏高原区绝大多数为浅源地震, 深度主要集中在 15~35km 以上范围之内, 如图 4-4 所示; 大于 70km 的中源地震深度较少, 绝大多数未超过 150km, 且主要集中在喜马拉雅弧形构造带两端的弧顶部位。其中, 西端的兴都库什、西昆仑以及帕米尔与天山南缘相连的地区最集中, 东端则集中在印缅山弧一带。

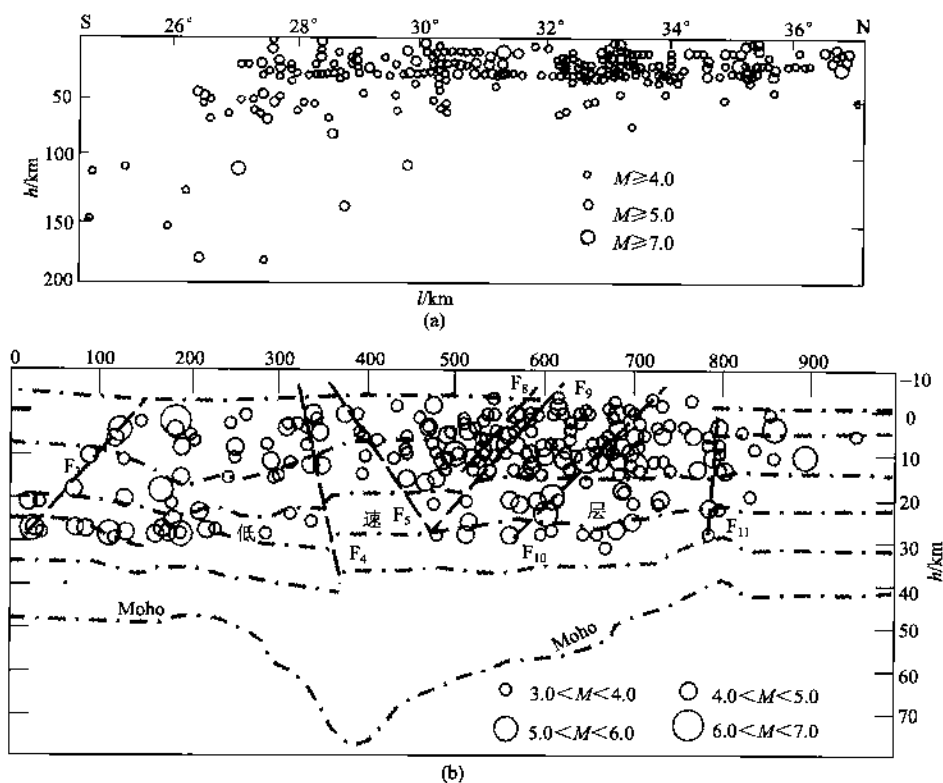


图 4-4 青藏高原震源深度分布图

(据崔作舟等, 1999)

(a) 格尔木以南; (b) 格尔木以北

(2) 据丁国瑜等 (1991) 提供的 1900~1984 年 6 级以上强震目录资料, 对青藏高原震源深度作了初步统计。结果表明高原区强震震源平均深度为 22km, 其中 15~25km 深度范围内的占了 70% 以上; 25km 深度范围内的占了近 95%。从汪良谋等的统计结果来看, 小于 6 级的中—强震以及弱震当中, 有

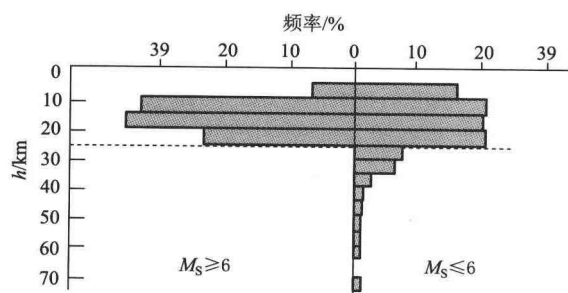


图 4-5 青藏地区震源优势分布频率图
(据汪良谋等, 1992)

75% 以上也是发生在 25km 深度范围内 (图 4-5)。由此说明青藏高原强震震源优势深度主要集中在 11km 左右。

青藏高原内绝大多数地震活动的震源深度如此集中地出现在这一深度范围内, 显然受某种因素的严格控制。使我们自然联系到高原地壳乃至岩石圈的多圈层结构, 并进而联系到位于该深度附近及其以上部分岩石圈层的物理力学性状。尤其是这一深度与高原内大约 20km 深处附近、上地壳底部普遍存在的低速高导层位置相吻合。由此看来这种吻合并

非偶然, 可能是一种在具有特定岩石圈结构下的必然结果, 这就涉及在青藏高原是否也存在多震层的问题。

第三节 青藏高原活动构造与地震活动的关系

地震活动是高原区断裂构造活动的集中体现和反映, 断裂构造的活动成为地震发生的根本动因。青藏高原地壳的运动变形速率集中反映在各大断裂的活动速率上 (张培震等, 2001), 活断层的性质、规模、活动速率等因素则决定了相应的地震构造带上地震活动性的整体水平 (马集遐, 1994), 体现了地震灾害活动强度和断裂构造活动强度的密切关系。地震灾害活动反映了断层的错动或岩石破裂的发生, 从而使活动断裂规模不断扩大。

高原区所划定的十数条地震构造活动带全部位于现代活动断裂带之上 (图 4-6)。例如, 外喜马拉雅带对应西瓦里克断裂带 (1877 年阿萨姆 8.7 级地震); 雅鲁藏布江带对应墨脱断裂和米林断裂 (1950 年墨脱 8.5 级地震); 唐古拉山南缘带对应当雄—羊八井断裂 (1411 年当雄 8.0 级地震); 祁连山—六盘山一带对应北祁连山北缘—古浪—中卫断裂、昌马断裂和海原断裂 (1920 年海原 8.6 级地震; 1932 年昌马 7.6 级地震; 1927 年古浪 8.0 级地震); 龙门山一带对应龙门山山前断裂 (1976 年松潘 7.2 级地震及 2008 年汶川 8.0 级地震); 鲜水河一带对应鲜水河断裂带 (1973 年炉霍 7.6 级地震); 则木河—小江一带对应则木河断裂带和小江断裂带 (1833 年嵩明 8.0 级地震) 等。

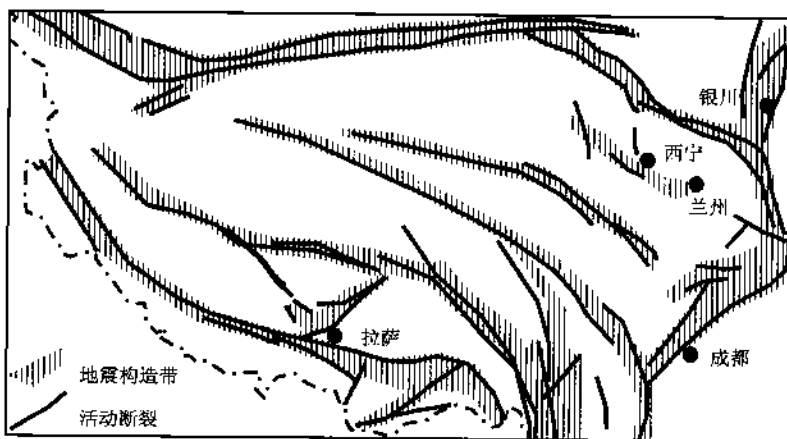


图 4-6 青藏高原地震构造带与活动断裂关系图
(据马集遐略作修, 1994)

青藏高原以 6 级以上强震灾害, 绝大多数发生在高原周缘三大地震活动带上。更引人注意的是 8 级以

上特大地震，均发生在这三大活动构造带上的三处弧形构造带内（图4-1，表4-1），占了整个高原区同级地震的83%；构成了高原内强震的集中发生区。这三处强震多发地的共同特点是：均位于高原周缘的新构造地质单元交界区；活动构造为曲率较大的一组弧形断裂，亦即构造带的急速转折区；不同方向构造带的大汇聚部位；断层活动速率高；从断裂力学角度讲，又是应力易于集中的地带，这些因素为强震的发生创造了良好的构造环境。仅19世纪以来，这三个地区发生8级以上地震分别有4次、4次和3次，因此成为高原区8级以上大震最多的发生地区，区域构造稳定性条件最差。其中，涉及大柳树坝址的祁连山北缘活动断裂带上，古地震事件频繁发生（国家地震局地质研究所等，1993），且这些古地震事件全部与断裂活动有关。仅20世纪以来就发生的数次大于7级的地震（例如1932年昌马地震、1927年古浪地震、1920年海原地震等）中，所产生的破裂带长度达100多公里乃至数百公里不等。

不仅如此，大震活动与高原地壳周缘活动构造网络具有整体性相互关联的特点，即沿周边主要断裂带的大地震活动表现出遥相呼应、接连发生的现象。例如，1920年海原8.5级地震后，1923年发生炉霍7.25级地震，1924年发生民丰7.25级地震，1927年发生古浪8级地震。前后7年高原周缘共发生6次7级以上地震（国家地震局阿尔金活动断裂带课题组，1992）。集中反映了在印度板块推挤作用下，青藏高原板块具有整体活动性，且在高原隆升过程中的构造变动具有统一协调性的特点。因此，作为断裂现代活动的一种主要表现形式的地震，尤其是强震事件，一旦因某个因素从某地被触发，在整个高原区必然出现牵一发而动全局的整体效应。这种效应也可佐证青海东部众多巨型滑坡几乎是同一时期形成的原因。

第五章

柴达木盆地及三江源地区生态环境特征及生态重建思想

第一节 柴达木盆地生态环境特征及生态重建方向

素有“聚宝盆”之称的柴达木盆地是我国四大内陆盆地之一，亦是青海省西部重要的盐化、石油、有色金属及石棉等工业生产基地和循环经济试验区。然而，由于全球性气候环境的影响以及人类掠夺式生产活动，导致盆地内森林减少、草原退化、土地沙化、盐漠化等生态环境恶化问题日趋突出，对周边地区经济社会的可持续发展构成了威胁。因此，客观地分析研究柴达木盆地的生态环境要素特征，掌握其时空变化规律，预测其发生、发展演变趋势，进而寻求拟定相应有效的防护治理对策，以阻止和减缓生态环境的进一步恶化意义重大。

一、生态环境现状

1. 自然概况

柴达木盆地位于青藏高原北部，地理坐标为东经 $90^{\circ}16' \sim 99^{\circ}27'$ ，北纬 $35^{\circ}00' \sim 39^{\circ}20'$ ，面积约 $25.6 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。呈北西西向展布。北部的阿尔金山海拔 $3800 \sim 4600 \text{ m}$ ，南部昆仑山及西部祁漫塔格山海拔 $4500 \sim 5500 \text{ m}$ ，东部祁连山地海拔 $4300 \sim 5000 \text{ m}$ ，中部盆地及盐漠、荒漠戈壁海拔为 $2675 \sim 3300 \text{ m}$ 。总人口约 28 万余，产业资源以有色金属、煤及油、盐化、石棉为主导，畜牧业经济为辅。

2. 气候环境特征

伴随印度板块与欧亚板块的碰撞挤压，青藏高原持续隆升，至第四纪晚更新世以来，既阻碍了印度洋暖湿气流的北上，又在高原北部带形成了东西向的负涡流带，促使区内气流以下降运动为主导，从而导致了区内：① 气候干燥少雨，年平均降水量 $40 \sim 200 \text{ mm}$ ，而蒸发量则高达 $2000 \sim 3000 \text{ mm}$ ；② 气温低寒，最低气温 $-25.7 \sim -34.3^{\circ}\text{C}$ ，夏季短暂，不足 40 天；③ 风大沙多，最大风速达 $12 \sim 18 \text{ m/s}$ ，对区内风蚀地貌景观的塑造起控制作用；④ 盛夏初秋雨水十分集中，占年降水总量的 80%，且大部分表现为最大雨月及最大雨日所降落。因此，区内植物生长期内高温与一定降水相结合，对植物的生长十分有利，对盆地生态环境的恢复重建起控制作用。

3. 地质构造背景条件

晚古生代二叠纪末期，阿尔金山和东昆仑的祁漫塔格山地隆升，构成了柴达木盆地西隅封闭的内陆沉积环境，柴达木盆地开始发育形成。因而盆地内自侏罗纪开始，大面积的振荡式沉降，接受了厚达 $2700 \sim 4200 \text{ m}$ 侏罗系和白垩系、 $4000 \sim 5000 \text{ m}$ 的古近系及 $400 \sim 500 \text{ m}$ 的新近系下更新统湖相碎屑岩沉积物。新近纪中新世以来至第四纪早更新世末期，印度板块与欧亚板块碰撞挤压加速，盆地周边山地继续隆升，盆地内部在接受中更新世以来沉积物的过程中，同时塑造了柴达木盆地内部一系列北西、北北西向斜列式排列的背斜隆升和向斜凹陷的若干个呈反“S”形展布的丘陵山地和湖积盆地，诸如阿拉尔盆地、冷湖盆地、大盐滩地及英雄岭、南翌山、水鸭子墩、赛什腾山等山地与盆地地貌景观格局，即典型的“多隆多凹”盆地景观。从而导致了柴达木盆地由前寒武系构成结晶基底，寒武系、奥陶系构成加里

东褶皱构造层,志留系、泥盆系、石炭系、二叠系构成的海西-印支褶皱构造层,伴随昆仑山、阿尔金山、祁连山等山地隆升而大面积裸露地表,而相对沉降的盆地内,则沉积了巨厚层中新世沉积物。因而,中新世侏罗系、白垩系、古、新近系及第四系地层多呈山间断陷盆地形式叠于老地层之上,构成盆地盐漠、荒漠戈壁生态景观和多个以湖泊为盆地中心的水文生态系统单元。

4. 水文特征及水文地质条件

(1) 水文特征。由于柴达木盆地深居欧亚大陆腹地,远离海洋,具典型的内陆干旱性气候特征,其水文背景特征具典型的干旱内陆水系特征。即所有河流均发源于周边山地。区内地(表)下水主要补给源为:西部的阿达滩河、斯巴利克河,东部的鱼卡河、大哈勒腾河、巴音河、柴达木河及南部的格尔木河、那陵格勒河等八大主系河流。他们均依赖于山地冰川(雪)融水和山区降水补给。整个柴达木盆地地表水资源十分匮乏,年均径流总量 $45.8 \times 10^8 \text{ m}^3$,且夏季冰川(雪)融水与季风降水同步,造成了夏季地表水径流占全年比重较大,冬季沟河多呈干枯的状况。地形和气候环境还决定了湖泊面积在整个流域面积中所占比例极小,仅占整个柴达木盆地面积的 0.795%,且没有统一的汇水中心,湖泊属盐湖类居多。如尕斯库勒湖、马海湖、苏干湖、东、西台吉乃尔湖等(图 5-1)。这也是盆地内存在荒漠绿洲生态系统的根源所在。

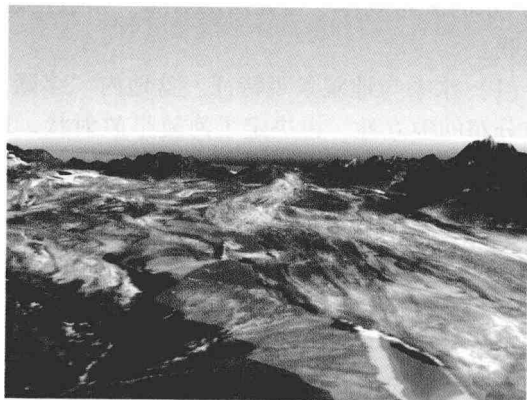


图 5-1 全新世早期东西台吉乃尔湖向终端湖发展趋势图

(2) 水文地质条件。盆地内部“多隆多凹”的地貌格局,导致了各凹陷盆地内构成完全独立的水文地质系统。如阿拉尔盆地、冷湖盆地、苏干湖盆地、马海湖盆地、德令哈盆地等。各盆地内的湖泊即构成各自地(表)下水汇水中心。因而构成各盆地边界的基岩山区,如阿尔金山主脉带、祁漫塔格山区、鱼卡河源山区、昆仑山区等在接收大气降水、冰雪融水入渗补给条件下,含较丰富的地下水,单泉流量 $0.1 \sim 1.0 \text{ L/s}$,尤以昆仑山为最大,泉水流量可达 10.35 L/s ,水质较好。而北部的阿尔金山区及马海盆地东部的赛什腾山等地带,由于山势低矮,降水量较小,补给源贫乏,基本无地下水出露。

由古新系湖相含盐地层及其下伏侏罗系、白垩系及上覆第四系下更新统含盐地层构成的湖积平原及隆升的剥蚀丘陵区,在其成岩过程中多形成宽缓的储油构造,同时富含高矿化油田水。该类型水多具承压自流动性,水头一般为 $+10 \text{ m}$,最高可达 $+60$ 余米,自流量各地不一。阿拉尔地区单井涌水量可达 $1540 \sim 1780.5 \text{ m}^3/\text{d}$,矿化度介于 $1.8 \sim 7.8 \text{ g/L}$ 间,冷湖地区可达 $1000 \sim 4800 \text{ m}^3/\text{d}$ 间,矿化度 $30 \sim 50 \text{ g/L}$,而广大盐滩地带自流量一般小于 $100 \text{ m}^3/\text{d}$,最小仅 $4.8 \text{ m}^3/\text{d}$,矿化度可高达 200 g/L 以上。对区内盐壳的形成及生态环境的影响较大。

盆地内第四系松散岩类分布区地下水主要分布于西部的阿拉尔盆地、冷湖盆地、马海盆地、德令哈盆地及南部的台吉乃尔湖-察尔汗湖-香日德一线。其水文地质要素特征表现为:山前平原的中部及后缘带为淡潜水,水位埋深一般在 $100 \sim 150 \text{ m}$ 间,地下水丰富,单井涌水量可达 $1000 \text{ m}^3/\text{d}$ 以上,矿化度多小于 1 g/L ,前缘溢出带,上部为淡潜水;下部表现为具双层结构特征的承压水。盆地中心部位,上部为咸潜水,局部具微承压性;下部则为多层(3~5层)高压自流水,水量大,多在 $1000 \sim 5000 \text{ m}^3/\text{d}$,水质好。而中部的大盐滩地带,受补给和蒸发作用的双重限制,主要为咸潜水,且水量较小,一般小于 $100 \text{ m}^3/\text{d}$ 。

(3) 水化学背景。受水文气象、地貌环境及补给条件的控制,区内地下水化学分带规律性较明显。淡水带主要分布于 4200 m 以上的高寒山区及第四纪堆积物厚达 100 m 以上的山前倾斜平原区,主要为矿化度小于 1 g/L 的 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 - \text{Na} \cdot \text{Mg}$ 型水。盐卤水带在测区广布,主要分布于山前倾斜平原前缘细土带以下和盐漠、盐沼、盐壳平原区,矿化度 $10 \sim 20 \text{ g/L}$,最高可达 325 g/L ,为 $\text{Cl} - \text{Na}$ 型水。油田水主要分

布于第三系湖相含盐地层内,矿化度为 $32 \sim 50\text{g/L}$ 。

5. 水文生态分布特征

江河、湖泊、雪山、冰盖及其他形式的地表(下)水体,是构成植物水分的物质基础。液态水中溶解各种化学的或其他的矿质营养及有机营养物质,给植物提供生存上的需要。因而地表(下)水的循环交替等水文(地质)要素决定着生态环境的优劣。由于盆地内气候寒冷,干燥少雨,多风且蒸发力强这些气候环境特征,导致了盆地内在地貌结构特征及水文生态特征方面也具独特的景观格局。如:地表(下)水的分布规律、盐壳层的分布、植被生态分布的年际变化和年内变化等各方面都与气候和地形条件相关联。

(1) 水系与地貌景观特征。盆地内“多隆多凹”的地貌格局,导致了众多自成体系的封闭的地形和流域分布的独立性,也决定了河流呈放射状、地貌呈同心环状的结构特征。即表现为以中心汇水的湖积平原向外围分布有冲洪积平原、丘陵山地或基岩山区,景观上呈同心环状分布(图5-2)。

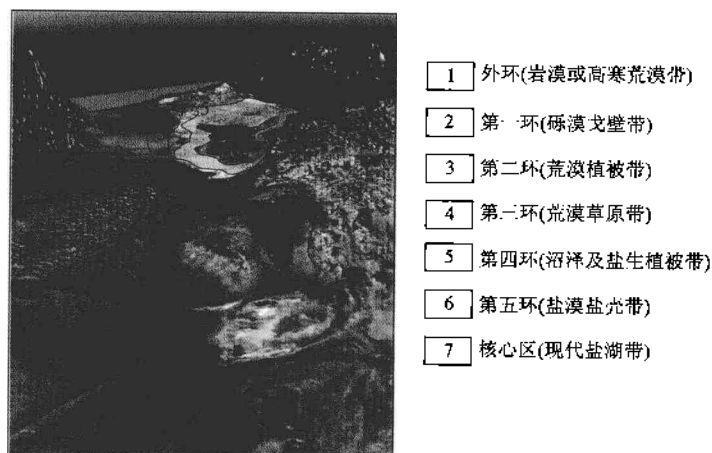


图5-2 阿拉尔盆地植被分布环状特征示意图

(2) 水系与盐壳分布特征。区内特殊的岩性结构、地貌及水文、气候特征共同决定了区内盐土的分布特征亦具特殊的同心环状特征。如自汇水中心带向外环,其盐土的分布特征是:中心带为现代湖区,在蒸发浓缩作用下,多为咸卤水分布区;向外第一环为蒸发浓缩作用形成的盐壳盐漠带。表部为氯化物堆积层,下部为硫酸盐类结晶物,底部则为泥砂类堆积物。其厚度与湖区汇水面积大小关系密切,如阿拉尔盆地可达 35.0m ,冷湖盆地 10 余米,大盐滩、大浪滩地带一般 $5 \sim 25\text{m}$,马海盆地 15m 左右;第二环,地下水埋深在 $1 \sim 5\text{m}$ 之间,受表土毛细水上升作用的影响,地下水在垂直运移过程中受气候环境的影响,表层蒸发浓缩积盐,从而导致土壤盐渍化的发生和发展。其积盐特征:表部为氯化物,下部为石膏、芒硝类硫酸盐,底部则为钙质胶结层,积盐厚度不大于 1.5m ;第三环,地下水埋深 $5 \sim 10\text{m}$,为过渡带。该带积盐特征表现为表层有 15cm 左右的松软层,结构松散,其下部即为积盐层,其特点表现为硫酸盐与氯化物交替出现,无明显的堆积次序,厚度为 40cm 左右;第四环为淋滤积盐带,水位埋深一般大于 25m ,其积盐特征表现出明显的淋滤积盐特征,即表层为钠钙质积盐层,厚度 5cm 左右,下部为硫酸盐积盐层,多为石膏层,底部为氯化物积盐层,总厚为 $15 \sim 30\text{cm}$;第五环,即山前坡麓带,常有两种情况出现,即当降水稀少时常形成风成沙丘地貌景观区。或当降水量足够大,达 100mm/a 以上时,降水入渗深度可达 5m 以上,可在地面以下形成积盐层,从而形成一层厚 1m 左右的钙质相对隔水层,构成上层滞水潮湿带,有利于植被的生长发育,如阿拉尔盆地东部及南部边界戈壁带有蒿类植被生长就是这一范例;最外环则为岩漠山区带。

广大大盐滩、俄博梁地区,其积盐特征与上述情况相似,但由于其构成物在成岩过程中背景含盐较高,因而其洼地带多为蒸发浓缩成盐带,形成盐晶或晶间卤水。而相对隆升的丘陵山地或风蚀残丘表部

则为淋滤盐壳层，表层为钙质层，中部为石膏、芒硝层，下部为氯化物层，它们与底部岩（土）层形成空洞或空隙。

(3) 水系与植物种群特征。区内植被稀疏，群落种类少，结构简单，覆盖率低，除荒漠植被外，很少其他类型。山地植被垂直带发育不完全，演替多因外因变化而变化。植被在对寒冷、干旱和土壤盐渍化等环境条件的长期适应过程中，形成了独特的区域性生态特征，如植株矮小，多呈丛状生长，根系发达，具有深根性和泌盐功能。

从植物种类上讲，区内广泛分布着超旱生灌木为主的荒漠植被，伴生少数怪柳、沙拐枣和其他蒿类植物。其分布亦与水系、地貌及盐分分布特征具同一性。平面上以湖泊为中心做同心环状分布，即核心为盐漠盐壳区，盐漠边缘为盐生植被，盖度极低，仅 3.14%，外一环为沼泽植被向外二环荒漠草原过渡，外三环为荒漠戈壁、荒漠植被，外四环则为荒漠、岩漠带直上中山至亚高山带，4200m 以上高山则为高寒荒漠地带，结构单一，植被覆盖率较低，约为 7%~8%（图 5-3）。

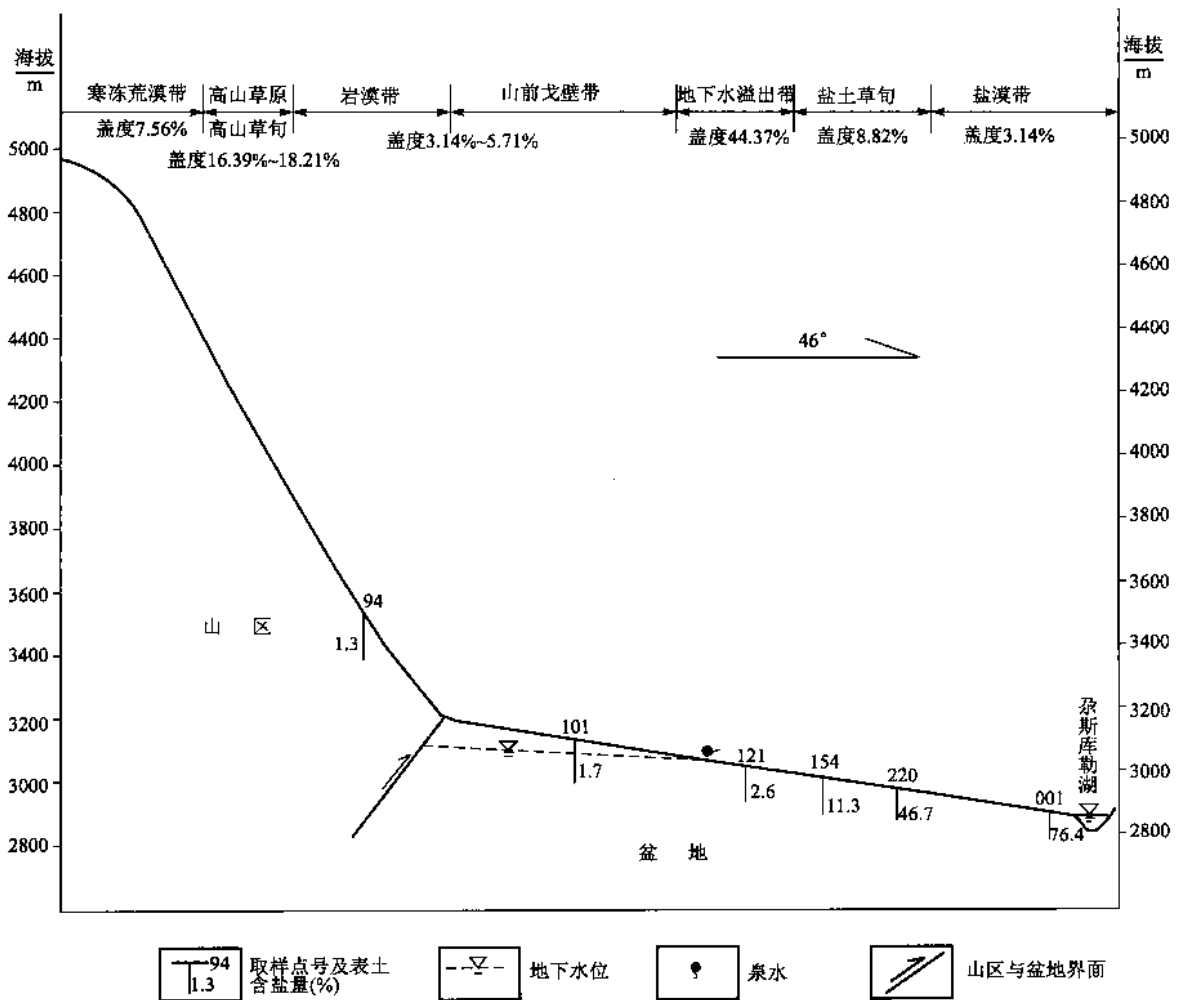


图 5-3 祁漫塔格山前水文生态特征示意图

(4) 水系与土层含盐特征。以湖泊为中心的盐漠盐壳带含盐量高达 50% 以上，植被盖度一般小于 3.0%，而盐土草甸构成的外一环含盐量一般介于 3.0%~50% 之间，植被盖度可达 10% 左右；外二环为细土平原带，也是盆地内地下水溢出带，土层含盐量一般小于 3%，其植被盖度可达 40% 以上；外三、四区的荒漠戈壁带和岩漠带，土层含盐量一般小于 2%，但由于其地下水埋深大，降水稀少，故植被盖度很低，小于 6%；而高山草原或高山草甸区则由于降水较充沛，植被盖度可达 15% 以上。

(5) 水系与土壤结构特征。现代土壤的分布形式与现代水系及植被分布格局具有很大的—致性。区内荒漠带属亚热带凉性荒漠,故地域性土壤以灰漠土和灰棕漠土为主。向周围山地则出现亚高山草原土、淡栗土和高山荒漠棕钙土、高山寒漠土等垂直结构。而由此基带向盆地内部则出现盐渍土、沼泽盐土、草甸盐土、盐土。因此,土壤植被在景观演化上主要受到水系、地貌等其他高—级景观因素的控制,它们在空间分布格局上具有很大的同一性。

二、生态环境演化趋势及问题

新生代以来,区内振荡式抬升促成了中新世前后两次大的沉积与剥蚀夷平及成盐过程。进入第四纪初期,由于青藏高原整体大面积的隆升,使东亚与南亚季风形成并加强,海拔 2000 ~ 3000m 高程动力和热力作用使季风深入本区,形成早中更新世的泛湖时期,沉积了厚达 400 余米的第四纪早期湖相地层。同时丰沛的季风降水,给周围高山冰川的形成扩展带来有利的条件,给早更新世早期区内湖泊形成鼎盛时期带来丰富的补给水源。晚更新世以来,由于青藏高原的进一步隆升,海拔在 4000m 以上。因地形的阻挡,季风,尤其南亚季风难以进入本区,加速了本区干旱化进程,冰川规模缩小,降水减少,地下水位下降、湖泊干涸,进入了第四纪严重的干旱成盐期。由此导致水文、植被、土壤的连锁反应,构成今日区内荒漠化水文生态环境整体变化。因此,由构造上升导致气候变化是本区生态环境变化的根本原因。而由气候的周期性波动导致景观生态环境的周期性往复旋回和干旱螺旋式发展则是本区气候环境恶化过程的基本特征。由于这种干旱螺旋式发展的气候环境恶化特征,导致了区内景观特征在成盐过程中,其水文生态特征均呈同心环状分布的特征。这是由于湖泊水位下降,湖岸线后退,咸化加剧,促使植被退化,荒漠化、石漠化类型扩展,草沼、草原呈同心环状缩小的结果,这种结果亦是区内构造作用引起的地貌类型发展的结果,从而决定了盆地内生态重建的特殊性。这种特殊性就是绿洲生态重建应结合水文地质要素特征进行。

三、生态重建工作方向

由于气候环境演化导致了盆地内所有的荒漠绿洲带均以湖泊为中心的同心状积盐、同心状水文地质结构及同心状生态环境特征等生态景观格局,从而决定了盆地内生态重建工作原则及方向。

1. 生态重建工作原则

上述资料显示,影响柴达木盆地生态环境的主控因子是水文地质条件及土壤积盐。广大盐漠滩地带因地下水及土壤含盐量已远远超过植物生长适宜的阈值。因此,盆地内生态重建的主要目标区是盆地荒漠绿洲区。其生态重建工作原则是针对导致荒漠绿洲区生态环境恶化的限制性因子有的放矢地进行恢复,最终达到重建盆地荒漠绿洲生态系统,使其进入良性循环,恢复其绿洲系统功能,促进绿洲区社会经济可持续发展。

2. 生态重建工作要点

依据柴达木盆地水文地质结构特点,首先应选择有代表性的绿洲区,如阿拉尔盆地、大柴旦盆地等进行生态环境演化趋势研究及模拟重建工作。

(1) 研究绿洲生态环境变化历史和规律,确定自然因子和人文因子在地质历史时期内各自对绿洲内生态环境演化所起的作用。把握第四纪以来盆地内气候变化特点,了解生态系统与盆地气候变化的响应和演化过程,对制定正确、适当的生态环境保护和重建政策,设计最佳的生态重建规划方案提供科学依据。

(2) 研究盆地内地质作用对生态环境演化的历史过程。生态重建工作,必须掌握和了解生态背景因素——地质体的形成演化规律。因为地质背景条件与生态环境是在地球形成过程中形成的客观存在的综合体。

(3) 研究绿洲区生态用水的质和量,分析人类因农业生产及牧业生产对绿洲区生态环境变化的影响,从而制定人类工程活动的强度和广度。

(4) 研究绿洲区水资源可持续利用方向和价值,为合理分配社会经济发展与生态用水方案提供科学数据。

(5) 研究绿洲区不同植被生态水位阈值, 为选择生态重建植被种群提供数据资料。

3. 生态重建工作目标

柴达木盆地生态重建的最终目的是: 恢复盆地内荒漠绿洲的昔日生机, 使绿洲生态环境进入自然状态的良性循环模式。可见: 盆地生态重建工作目标是依绿洲带水文地质条件及其他敏感因子特点进行生态重建工作。使绿洲带生态退化得以遏制, 生态功能得到恢复, 从而消除土壤盐渍化、盐漠化、荒漠化等生态环境地质问题的潜在危害, 促进绿洲区社会经济可持续发展。

4. 生态重建工作方向

依据柴达木盆地生态环境水文地质同心环状特点, 有选择性地确定一、两个绿洲带, 依据其同心环状生态环境特征, 确定同心环状的生态环境地质调查研究路线和同心环状的生态重建工作思想和模式, 从而确立以点带面、全面推广的生态重建工作方向。

综上所述, 喜马拉雅运动促使了柴达木盆地内部分化, 构成了“多隆多凹”的地貌格局, 从而影响着区内水系分布的同心环状格局。青藏高原的急剧隆升, 促使了区内气候干燥少雨、冷热剧烈, 风大沙多, 导致了区内新近纪以来的积盐过程。因而新近纪中新世以来堆积物背景含盐量较高, 是区内盐壳层广布的背景因素。气候干燥少雨的结果, 迫使区内各盆地汇水中心地(表)下水以蒸发、蒸腾为最终排泄方式。从而导致了区内以湖泊为中心的同心状积盐、同心状水系、同心状水文地质结构、同心状生态环境特征、同心状植被景观格局。因而, 柴达木盆地生态重建工作方向是在选择有代表性的荒漠绿洲进行生态环境水文地质调查的基础上, 确定同心环状的生态重建工作思想。也就是说干旱荒漠区生态环境地质调查和生态重建工作的方式、方法及技术线路的布置等, 必须注意其同心环状水文生态环境要素的同一性。

第二节 柴达木盆地生态环境演化的资源效应

一、生态环境演化

(一) 前第四纪地质历史背景条件

在漫长的地史发展过程中, 柴达木盆地经历了多次构造运动作用的影响。吕梁—晋宁运动, 导致了柴达木盆地中、新元古代海侵海退的过程, 开创了中国古陆解体与拼合的新局面, 并使得新元古代以前地层遭受强烈的变质, 并伴有超基性岩侵入。加里东构造运动幕的介入, 使柴达木盆地一度脱离了古特提斯海的约束, 上升为陆地而遭受强烈的夷平剥蚀。海西—印支运动, 结束了柴达木盆地古特提斯海侵的历史, 迎来了盆岭构造发育的中生代。周边山地逐渐隆起, 海水向西北退出, 接受中生代地层沉积。基底构造在阿尔金山断裂“左旋”及东昆仑断裂作用下形成内部反“S”形旋扭特征(图5-4)。

印支运动末期以来, 伴随印度板块与欧亚板块碰撞挤压的发生、发展, 调查区乃至整个青藏高原发生了几次激发性隆升和内部断块运动的加剧。隆升结束了盆地区及整个青藏高原大部海相、海陆交互相沉积历史, 由沧海变古陆, 一种温暖、潮湿的中生代古气候内陆沉积环境诞生。内部断块运动的加剧, 促使古断裂复活, 断裂陷落形成山前拗陷或山间盆地。与此同时盆地区西隅形成, 首先接受早侏罗纪沉积并逐步东移(图5-5)。此时古气候温暖潮湿, 是一个半湿润的沉积环境, 生物繁茂, 形成了暗绿色、紫红色砂岩、砂砾岩及含煤地层。燕山运动促使盆地区周边山体激发性上升, 内部侏罗系地层发生褶皱变形并表现大面积沉降, 接受白垩系及古近系沉积。此后喜山运动序幕的拉开, 青藏高原开始进入实质性拼合隆升阶段。伴随其隆升速度的加快, 阿尔金山开始隆起, 柴达木盆地处于脱离塔里木盆地约束之势。喜马拉雅运动早、中期, 盆地以断陷负向运动为主, 并经历了长达6300万年长期相对较稳定的内陆湖盆相沉积环境。这一时期是柴达木区盆地发展的全盛时期, 湖面广阔, 并与塔里木盆地相连, 盆地东部及南部缓慢抬升遭受剥蚀, 为盆地接受沉积得到补偿。其间由于若干较小的振荡运动的发生, 沉积环境动荡, 导致沉积物岩性差异及厚度的变化。如渐新世时期沉积中心在阿拉尔油石山一带(图5-6), 沉积了厚达1200余米的古近系湖相碎屑岩, 此后沉积中心逐渐东移, 至中新世沉降中心在七里坪一带(图

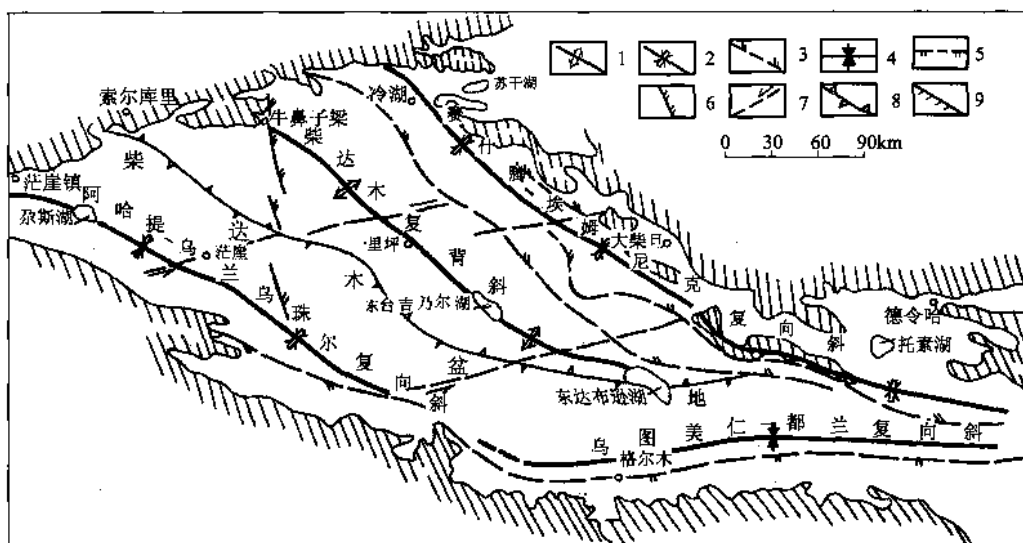


图 5-4 柴达木盆地基底古构造略图

1~3—西域系 (1—复背斜; 2—复向斜; 3—压扭性断裂); 4~5—昆仑山纬向构造带 (4—复向斜; 5—压性断裂); 6—河西系; 7—阿尔金韧性剪切带; 8—构造单元分界线; 9—周边老山

5-7), 上新世到达东西台吉乃尔湖地区 (图 5-8)。这种沉降中心东移趋势是喜山运动以来, 祁漫塔格山及阿尔金山走滑隆升, 导致盆地西部向东部掀斜抬升的结果。喜马拉雅运动中晚期活动的加剧, 导致阿尔金山系的急剧上升, 迎来了新近纪末期以来柴达木盆地完全脱离塔里木盆地的环境演化。

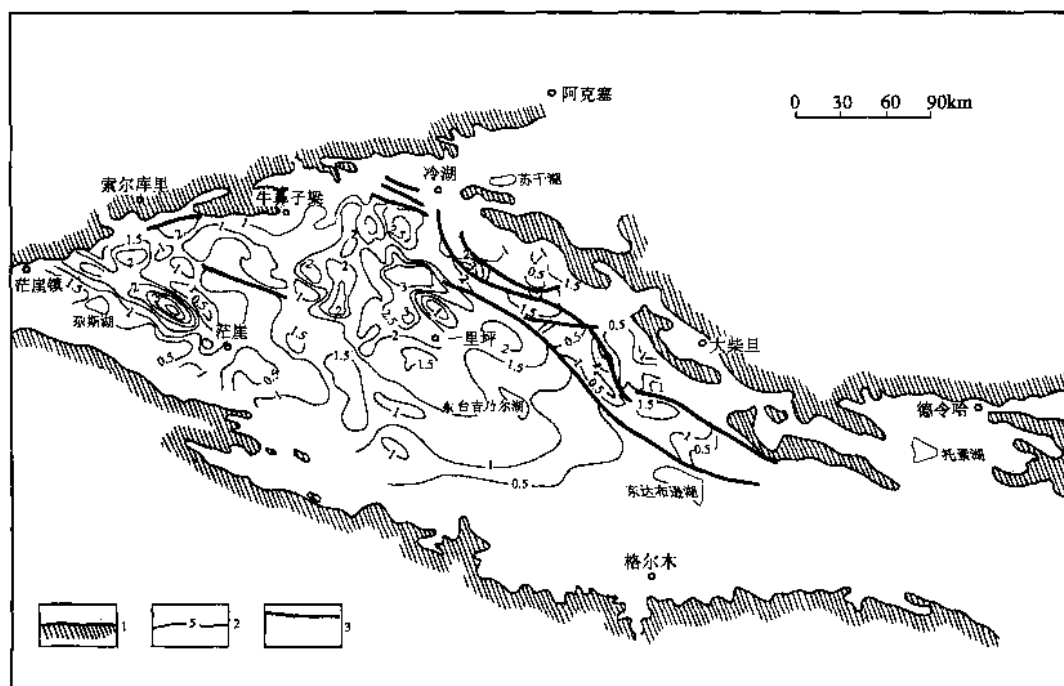
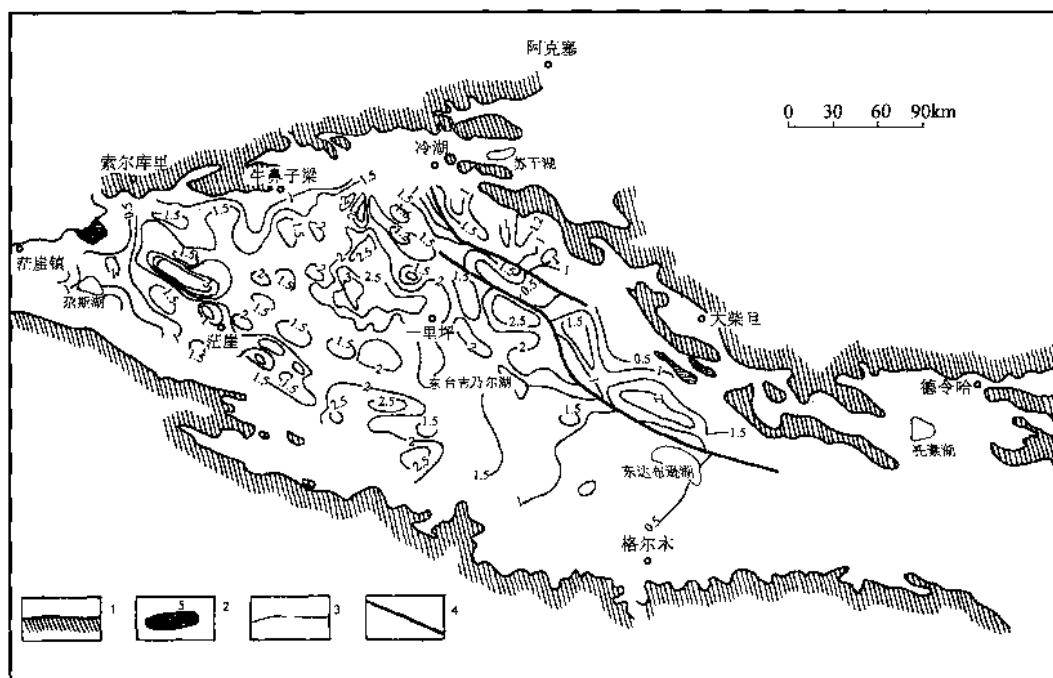
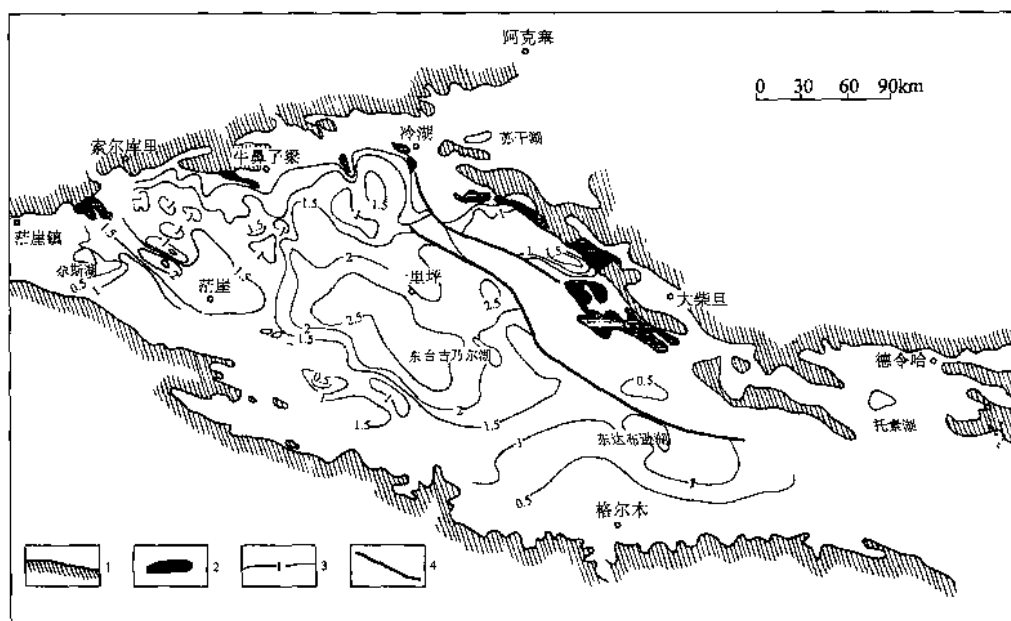


图 5-5 柴达木盆地中生界至古、始新统 ($Mz-E_{1+2}$) 等厚度图

1—周边老山中中生代基底; 2—中生界及古、始新统等厚度线/km; 3—压扭性断层

图 5-6 柴达木盆地渐新统 (E_3) 等厚度图

1—周边老山前中生代基底；2—前渐新统地质体；3—渐新统等厚度线/km；4—压扭性断层

图 5-7 柴达木盆地中新统上部 (N_2^1) 等厚度图

1—周边老山前中生代基底；2—前中新统上部地质体；3—中新统上部等厚度线/km；4—压扭性断层

(二) 第四纪地质环境演化

1. 阿尔金山隆起与柴达木盆地的形成

(1) 阿尔金山隆起和柴达木盆地形成时代的沉积证据。湖泊的盐类沉积模式有以下几种。

时间序列模式。即一个封闭的湖泊沉积大致遵循：碎屑沉积模式—有机沉积模式—盐类沉积模式。

而盐类沉积模式则大致遵循下列方向，即：碳酸盐沉积阶段→硫酸盐沉积阶段→氯化物沉积阶段。当然

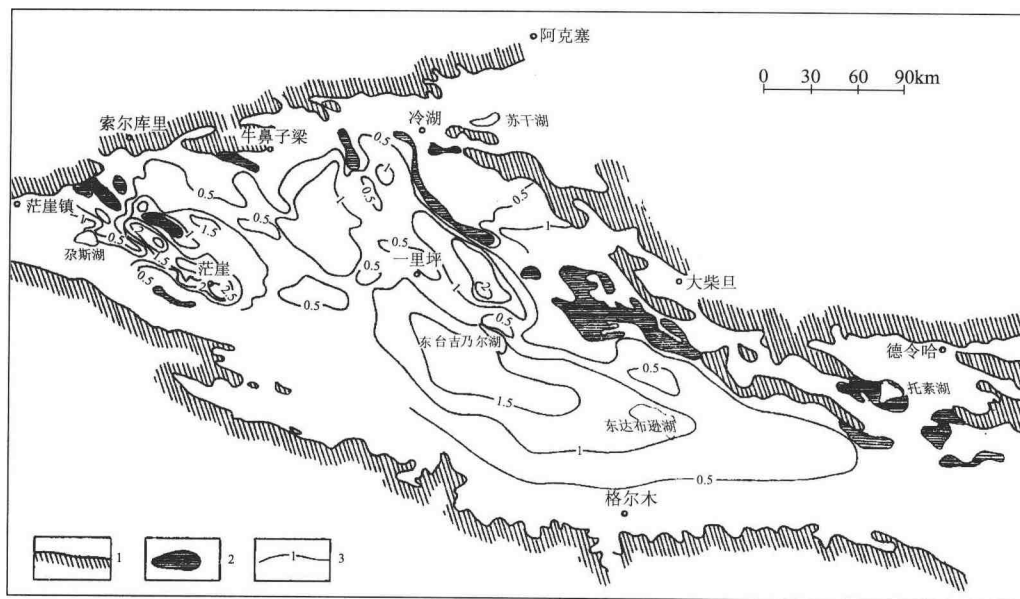


图 5-8 柴达木盆地上新统上部 (N_2^3) 等厚度图

1—周边老山前中生代基底；2—前上新统上部地质体；3—上新统上部等厚度线/km

在各个阶段它的离子组合及形成的盐类化合物是复杂的多相体系，这与水体离子平衡及湖泊所处地区的地球化学背景及湖周围侵蚀搬运堆积条件以及湖泊演化所处的时间阶段是密切相关的。

盐类沉积的空间序列模式。盐湖发育的最根本因素是湖泊水量平衡的长期的大规模的负平衡，在这种情况下湖泊盐分离子得到集聚和浓缩，满足这一条件的湖盆地质类型中最有利的则是封闭湖盆或终端湖盆，当然要有适当的如干旱气候条件的配合。因此终端湖泊的水量负平衡是盐湖发育的最本质的特征。

终端湖泊的发育模式是多种多样的。第一种模式是河流直接补给到终端湖泊。第二种模式是河流经过一个流通湖补给到一个终端湖泊，形成两湖相通，一湖流通，一湖为终端的形式。第三种模式则是河流串通多个湖泊，补给到一个终端湖中，形成多湖相通，多湖流通和一湖终端的模式。这几种情况在自然界屡见不鲜，它们对于湖泊盐类沉积的控制则是终端湖成为矿化度最高的湖泊，而连通湖则随着距离终端湖的远近矿化度向远距离方向减低。这种终端湖与连通湖在空间上决定了湖泊水体的盐度和盐分类型，进而影响着湖泊的盐分沉积类型。上游湖泊常为淡水，沉积碎屑，下游湖泊为咸水，沉积盐类。如柴达木盆地就有两个现实的例子，如：大、小苏干湖（图 5-9）可鲁克湖—托素湖（图 5-10）。它们均为上游连通湖为淡水，矿化度小，下游为咸水，矿化度高。我们将湖泊盐类沉积的这种空间上分异特点称之为“终端成盐模式”。

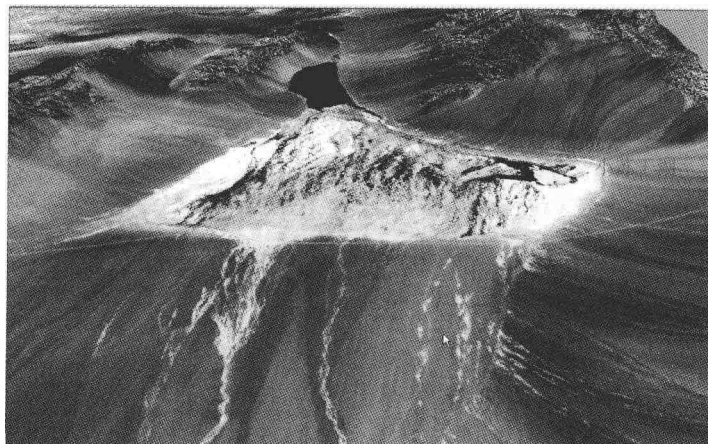
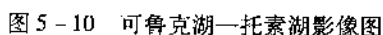


图 5-9 大、小苏干湖区水文特征图



(据青海盐湖勘查开发研究院地层组资料)

81

柴达木盆地在中生代相当的一段时间是曾与塔里木盆地相通,是古地中海水系的组成部分,中新生代中国地势“东高西低”,柴达木盆地处于关键的位置。因此古、新近纪几乎大部分时间柴达木盆地与塔里木盆地是连通的,河湖体系是由柴达木盆地向西流入塔里木盆地或塔里木海湾。但新近纪晚期在柴达木盆地广泛出现的盐类沉积则指示河湖发育的环境有了重大变化。它指示这些原与塔里木相通的河湖体系由此而变为终端湖泊。无疑,阿尔金山的强烈隆起是导致这次环境巨大变化的直接因素。因此西北部诸湖变为终端湖泊的时代,即开始大规模盐类沉积的时代,应当就是阿尔金山强烈隆起的时代。

大量的钻孔沉积和古地磁测年资料表明,柴达木盆地盐类沉积在空间上表现出西北部早,东南部晚,西北部成盐强度大,东南部相对小的特点,这些与柴达木盆地湖泊演化有着密切关系。西北部各湖的成盐最早年代都出现在 3.4~3.6Ma (图 5-11) 并不是偶然的,反映了阿尔金山的第一次强烈隆起是从这一时间开始的。这一时期也正是学术界称之为青藏运动的 A 幕,在青藏高原与周边地区都找到了大量的证据表明这是青藏高原构造强烈活动的时期,也是青藏高原递进式隆升到达北部边界的时期。这一时期青藏高原的强烈活动和阿尔金山左行走滑运动,导致了柴达木盆地与塔里木盆地的分离,并在柴达木盆地西北缘形成如大浪滩,察汗斯拉图,昆特依等大型终端湖泊,开始大规模的蒸发盐类沉积,现代意义上的柴达木盆地始此形成。这也从另一个角度证实了前人关于青藏运动 A 幕是我国西北部地区构造环境演化上的重要时期的结论是正确的。

(2) 第四纪构造运动与山地隆升和盆地分异。第四纪强烈的构造运动是生态环境演化的背景驱动因素,山地上升和盆地的进一步分异是第四纪构造运动最直接的结果。在山地上升时间问题上只讨论阿尔金山的上升问题,这不仅是因为阿尔金山的上升问题在高原隆升研究中地位的重要性,而且也是因为柴达木盆地与阿尔金山的隆升关系的密切。

① 层状地貌发育与隆升第四纪阿尔金山。所谓层状地貌是指 Davis 的夷平面和 Penck 所讲的山麓阶梯两种概念的结合,即所有的由于构造运动的阶段性抬升而塑造的阶梯状地貌。层状地貌研究过去大多是根据地貌学家的野外调查而做定性分析,因此在层状地貌的确定上和区域对比上有极大的困难和不确定性。GIS 高精度的 DEM 技术为层状地貌的准确研究提供了方法。在柴达木盆地北缘山地,发育有七级地形面,其特征如下:

第一级地形面,称为七个泉地形面,海拔 3000m,以七个泉台地为代表,是一个翘断台地。台地的组成为早中更新世七个泉组湖相地层,台地上覆盖有 MIS6 阶段的冰期砾石层,砾石层在前缘披覆于台地前缘,保持了倾斜的层位,在后缘砾石层中发育了与同期构造活动相关的砾石层。这表明这期构造运动发生在 MIS6 阶段以后,在河西走廊高台地区也发现了同期的同类型的构造地貌,指示在 0.128Ma 发生的共和运动。

第二级地形面,命名为低油砂山地地形面,海拔 3250m。在尕斯库勒湖地区表现明显,比第三级明显低一级,是尕斯库勒湖真正与柴达木大湖分离的分水岭。其形成时代,据沉积地层估计为 0.5Ma 左右,前人在尕斯库勒湖测得的³⁶Cl 的最早成盐年龄为 0.508Ma 左右,也支持了该地形面形成于 0.5Ma 的结论。

第三级地形面,命名为高油砂山地地形面,海拔 3500m,根据野外考察和室内钻孔资料实验分析,我们认为高油砂山的形成是柴达木盆地一次较为重要的构造活动,特别是对于尕斯库勒湖,正是由于高油砂山的形成及其相应的构造体系控制形成了尕斯库勒湖,使尕斯库勒湖与柴达木大湖分离。根据钻孔分析,这一时代是在距今 0.75Ma,因此高油砂山的形成时代应当为 0.75Ma 左右。

第四级地形面,海拔 3750m 左右,为典型的山麓梯地面。

第五级地形面,海拔 4000m 左右,为典型的山麓梯地面。

第六级地形面,海拔 4400m 左右,分布面积广大,接近准平面状态。

第七级地形面,可称山峰顶面,海拔 4800m 左右。需要注意的是这级峰顶面与青藏高原及周边大多数山脉的峰顶面有本质的不同。首先从形成时代上看,青藏高原周围山地的峰顶面,是形成于第三级的夷平面,而阿尔金山根据分布我们认为其隆起时代最早在 3.6Ma 左右。因此这一级峰顶面时代上可以定为 3.6Ma,即青藏运动 A 幕,相当于高原及周围的主夷平面。

因此在所有七级地形面的年龄讨论中,我们有把握的可以确定第一、第二、第三、第七地形面形成的时代,尽管暂时还缺乏7个地形面的直接测年资料,但可通过区域对比大致确定其他地形面形成的年龄依次为:

第七级:3.6Ma 青藏运动 A 幕,主要活动期。

第六级:2.4Ma 青藏运动 B 幕,主要活动期。

第五级:1.6Ma 青藏运动 C 幕。

第四级:1.2Ma 昆黄运动 A 幕。

第三级:0.7Ma 昆黄运动 B 幕,主幕,尕斯库勒湖形成。

第二级:0.5Ma 昆黄运动 C 幕。

第一级:0.13Ma 共和运动。

因此阿尔金山自3.6Ma隆起以来,其构造运动的节律与青藏高原及周围山地是完全同步的。这在机制上显然是由于高原向心挤压,从而使亚洲最为壮观的大型走滑活动——阿尔金左行走滑的阶段性的可知此幕导致的山地垂直上升是剧烈的。也从侧面证实了青藏高原的剧烈活动与上升始于3.6Ma以后,尽管在古近纪高原也有强烈活动,但真正的大规模上升运动始于3.6Ma前后。

阿尔金山的活动直接指示了柴达木盆地形成的时代和机制,在强大的挤压构造环境中,阿尔金开始左行走滑,并伴随着山地上升,阻隔了柴达木盆地和塔里木盆地的水文联系,使柴达木盆地西部成为河湖体系中的终端湖,开始沉积大量盐类。同时柴达木盆地在阿尔金大型走滑断裂围限下做整体上升,成为今日亚洲乃至世界罕见的大型高位盆地。

② 构造运动与盆地分异。柴达木盆地内部分布着广泛的反“S”形构造,这些构造有些是断裂,有些是褶皱,有些由较老的地层构成,有的由最新的第四纪湖相地层组成。由于它分布范围广,形态特征明确,又是在统一的区域应力场中产生形成的,因此盆地反“S”体系,显然是在统一的应力场作用下形成的,是对阿尔金第四纪大型走滑运动的区域构造响应而产生的。阿尔金山是在3.6Ma前后才开始隆起的,证明阿尔金大型走滑运动也开始于这一时代,盆地内的反“S”体系则是由此开始经历了三个主要的时段,它们均对盆地的进一步分化起了关键的作用。

反“S”体系的形成与湖盆分离:早更新世反“S”体系主要是指赛什腾山一线高山及其周围的反“S”体系,它们形成的年代是阿尔金山大断裂开始活动之后不久。根据野外考察,应当是属于早更新世体系,时代应当以2.4Ma为主。当然自此以后历次构造运动均对其有影响,在赛什腾山也形成了几级山麓梯地或层状地貌面,应当是中晚更新世几次构造运动的反映。这一体系目前仍有扩展隆起的趋势,它首先将此山之北的苏干湖盆地与柴达木大湖盆地相分离,但这一分离过程仍是漫长的,一直延续到中晚更新世,苏干湖才真正与柴达木大湖分离。

中更新世反“S”体系的形成与湖盆分离:中更新世的反“S”体系在空间上主要分布在西部的油砂山体系。根据尕斯库勒湖钻孔记录揭示的环境变化信息,高油砂山主要是在B/M界线附近开始隆起,尕斯库勒湖于此时形成,这是昆黄运动的主幕。低油砂山则主要是在0.5Ma左右开始隆起。有资料显示尕斯库勒湖测到最老的成盐地层的年龄为0.508Ma左右,证实了这个结论。因此,尕斯库勒湖也主要是在低油砂山隆起之后才真正与柴达木大湖分离,形成一个独立的流域。尕斯库勒湖在其盛行西风的下风方向,使湖盆东南岸形成大规模的晚更新世沙丘,也从另一方面证明了晚更新世尕斯库勒湖实际上已经不再与柴达木大湖有水力联系。但沿这一线往东,实际上这一构造还控制了茫崖湖的形成,茫崖湖与柴达木大湖之间现今在卫星影像上仍清晰表现着湖岸线的特征,显然是在末次间冰期,茫崖湖仍然是柴达木大湖的一部分,因此说这一构造实际上直到晚更新世共和运动仍在活动,向外围隆起范围有扩大趋势。

晚更新世反“S”体系的形成与湖盆的进一步分异,晚更新世的阿尔金山大型走滑使柴达木盆地形成一系列新生的以褶皱为主的反“S”构造。这一体系不仅在柴达木盆地有大量展布,反映了影响范围比前两次更加扩大,其主要运动时代从沉积和湖泊发育来看,应当属于晚更新世的共和运动。受这次运动的影响湖盆进一步分离,形成了西部大浪滩湖盆、察汗斯拉图湖盆、昆特依湖盆、马海湖盆、中部一系列

湖盆等。分割这些湖盆的牛鼻子梁、黄瓜梁等大都为一些将中更新世湖相沉积卷入背斜褶皱的分水高地。

因此,柴达木盆地自从与塔里木盆地在 3.6Ma 分离之后,其本身内部受阿尔金走滑运动的影响,形成了三个时代的反“S”体系。这些构造体系逐渐地进一步分割了古柴达木大湖,形成了今日的多隆多凹的盆岭相间的格局。特别是晚更新世的构造活动使盆地的分异在空间范围上更加扩大。

2. 第四纪冰川发育模式

影响柴达木盆地水文生态环境的三大山系:昆仑山、阿尔金山及祁连山,这三大山系在第四纪时期冰川发育模式是不相同的。昆仑山和祁连山是倒数第二次冰期首次发育冰川,时间在距今 20 万年左右,而阿尔金山此时仅仅处于临界冰冻圈高度,冰川首次出现的年代应在 MIS4 阶段,即距今 10 万年左右。对柴达木盆地水资源的影响昆仑山和祁连山的冰川具有较大的意义,而阿尔金山冰川规模小,无论是第四纪还是现代对柴达木盆地水量补给都很少,第四纪冰期的柴达木盆地西部湖泊主要是靠东中部的昆仑山和祁连山的冰川补给的河流补给,这与 GIS 模拟的湖泊发育的结论是一致的。

3. 第四纪湖泊演化过程及水文生态环境特征

(1) 泛湖鼎盛期(新近纪末)。如前述,新近纪末,距今 3.6Ma 青藏运动 A 幕的发动,阿尔金山激发性急剧隆升,至距今 3.4Ma 前后致使古柴达木盆地脱离塔里木盆地的约束,使古柴达木盆地西北部的大浪滩一带,成为古柴达木盆地终端湖。因此,新近纪上新世早、中期是柴达木盆地泛湖鼎盛期(图 3-7)(昆特依地区至 Q_1 末期才开始成盐,应与东部土尔根达坂山来水量大及此时的沉降中心仍在中西部有关),依这一时期沉积物特点分析,该时期气候温凉,植被繁茂。

(2) 泛湖收缩期(早更新世)。第四纪早更新世伴随青藏运动 B、C 幕的发生、发展,区内伴随阿尔金山左旋走滑的加剧,盆内一系列反“S”形中生代盖层褶皱隆起与凹陷此起彼伏,并改变了柴达木古湖盆地地貌,使东部的赛什腾山裸露地面接受剥蚀,而西部及中部的油砂山、南翼山、大风山、俄博梁、冷湖构造带则初露头角,使柴达木古湖进一步分化为大盐滩、昆特依、一里坪、南八仙等沉积盆地雏形(图 5-12)。花海—马海古湖沉积环境开始形成,沉积中心由西向东迁移,使东西台吉乃尔湖处于深湖环境中。同时湖水迅速东扩至达布逊湖区一线。此时盐类沉积中心由大浪滩向外扩展达大盐滩、昆特依、一里坪、南八仙及冷湖地区,出现石盐薄层、石膏层和含石膏碎屑层。这种沉积环境对区内水文生态环境带来严重的威胁。



图 5-12 早更新世湖泊范围及沉积环境 GIS 平台图

(3) 古湖分裂期(中更新世)。昆黄运动的发生、发展,柴达木盆地西北部及阿尔金山继续抬升。一方面,使阿尔金山进入临界冰冻圈行列,北部冰雪融水及碎屑物源增加,致使成盐期最早的大浪滩地区在 Q_2 晚期(距今0.125~0.30Ma)。盐层比例明显降低,碎屑比例明显增高。另一方面,盆地内部次级背斜隆起,西部尕斯库勒湖及东部马海湖从古柴达木湖内分离成为独立的水文地质系统。大浪滩、大盐滩、昆特依、一里沟等地进入终端自析盐系统(图5-13)。

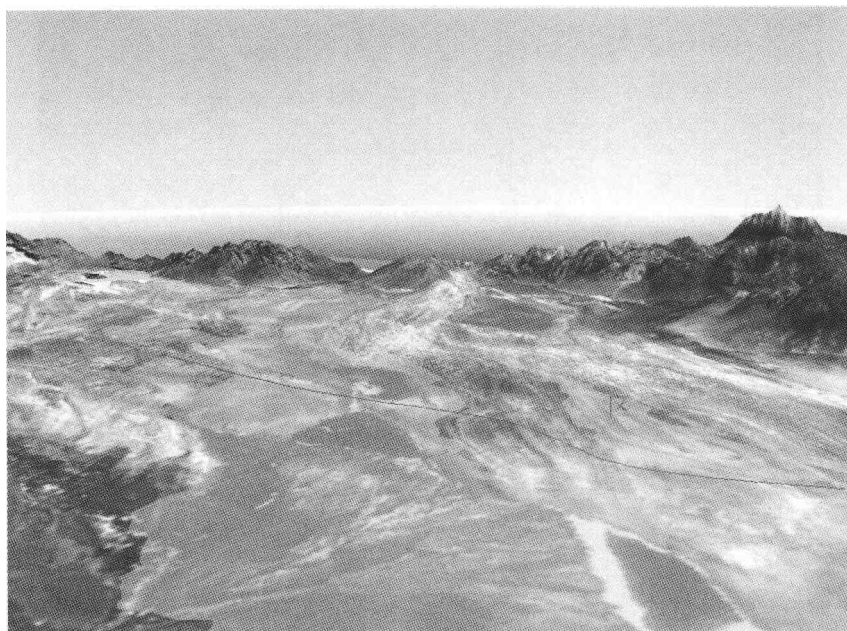


图5-13 中更新世末期沉积环境

(4) 湖水急剧浓缩成盐期(晚更新世)。共和运动的发生、发展,使测区乃至整个柴达木盆地周边山体及内部隆起区范围迅速扩大,大浪滩、大盐滩、察汗拉斯图、昆特依等盆地率先进入干盐湖环境(图3-8),而尕斯库勒湖、马海湖、一里坪仍处于盐湖或咸化湖浅湖环境中。此时生态环境迅速趋向恶化状态。

(5) 盐湖消亡阶段(全新世)。由于晚更新世晚期(0.03Ma左右开始)发生的末次构造强烈抬升的影响,加之气候极度干旱,除已进入干盐湖环境的大浪滩、昆特依外,使原来湖水面积较大的尕斯库勒、马海盐湖急剧收缩和浓缩,也变成干盐湖。而在一里坪盆地东南部及察尔汗盆地,湖水急剧浓缩,开始形成广布的石盐沉积,普遍进入盐湖阶段,并在全新世中期盐湖全面干涸成干盐滩,仅东、西台吉乃尔湖因受那陵格勒河的扇前补给,尕斯库勒湖、苏干湖、马海湖受河谷潜流补给而维持盐湖环境(图5-14),可称为盐湖的消亡阶段。

综上所述,第三纪末期(距今3.6Ma)以来,新构造运动与半干燥和干燥的古气候控制了调查区湖盆沉积环境的演化,青藏运动A幕导致了盆地泛湖鼎盛期(3.6~2.5Ma),B、C幕构成泛湖收缩期(2.5~1.6Ma)。昆黄运动致使柴达木古湖进入分裂期(1.2~0.5Ma),共和运动0.13Ma以来柴达木古湖经历了浓缩成盐、盐湖消亡的全过程。因此,各期新构造运动导致柴达木古湖逐渐遭受分割和解体,形成各个次级成盐盆地,加上半干燥和干燥古气候的影响,使各成盐盆地逐步收缩和浓缩,分别由淡水—微咸水湖阶段逐步发展到预备盐湖阶段、自析盐湖阶段、干盐湖阶段,最后全面干涸,基本上结束了柴达木盐湖的全部演化历史(图5-15)。

(三) 湖泊钻孔记录晚更新世以来水文生态特征

1. 晚更新世以来气候与生态环境概述

对尕斯库勒钻孔GSK222岩芯取上面4500cm,其明度、黄度、红度三条原始曲线进行5点滑动平均处理(图5-16)。并依全球性冰期划分得图5-17。

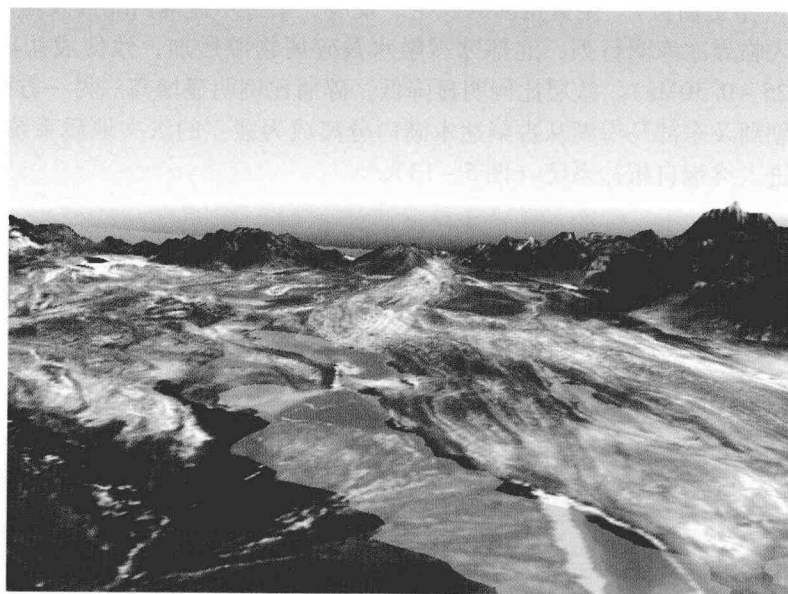


图 5-14 全新世早期东西台吉乃尔湖向终端湖发展趋势图

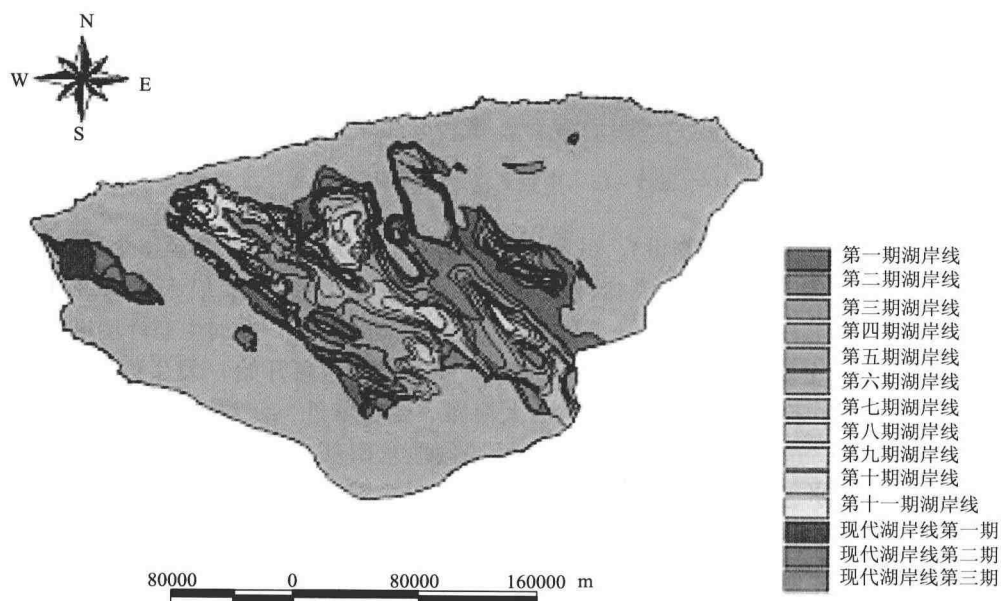


图 5-15 柴达木盆地古湖岸线复原图

依图 5-17 及野外岩芯描述可认定：4500cm 晚更新世的底部向上到 2700cm 附近，总共长 1800cm，跨越时段 125 ~ 74ka，时间总长为 51ka，它的沉积速率为 35.3cm/ka，沉积速率是相当高的，这一段岩芯的岩性特点主要以粉砂粘土为主，只有少数地方混有稍微粗一点的细砾粗沙，分选比较充分，颜色从表面上看主要呈深暗色调，有机质含量较为丰富，尤其是在 MIS5 阶段开始时更为突出，这说明了当时的沉积环境温暖湿润。

2700cm 开始，一直到大约 624cm 左右，一共 2076cm 的沉积物质，它们是末次冰期所沉积的，年代从 74 ~ 10ka 左右，经历了大约 64ka，因此，整个末次冰期的沉积速率大约为 32.4375cm/ka，比末次间冰期的沉积速率稍微低一些，这一段岩芯岩性主要以细砾中粗沙为主，中间也间有粉细沙、粘土，颗粒较

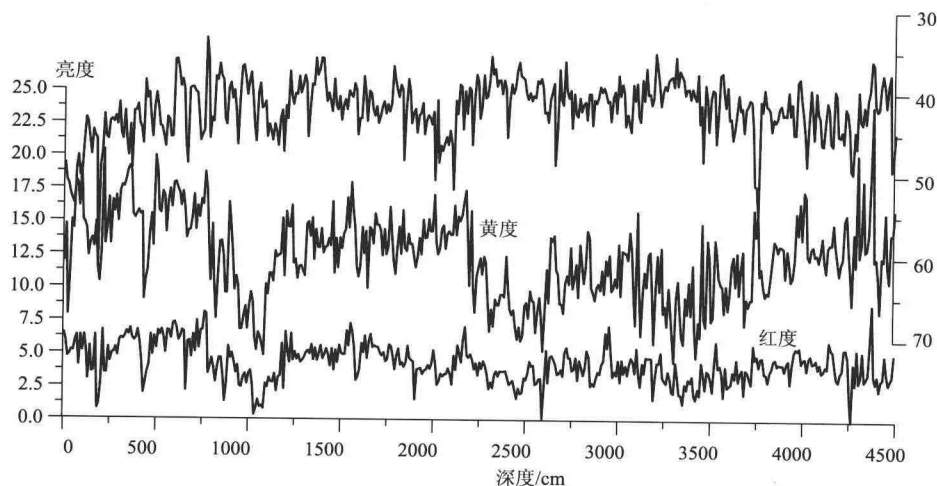


图 5-16 GSK222 上部 4500cm 色度随深度变化图

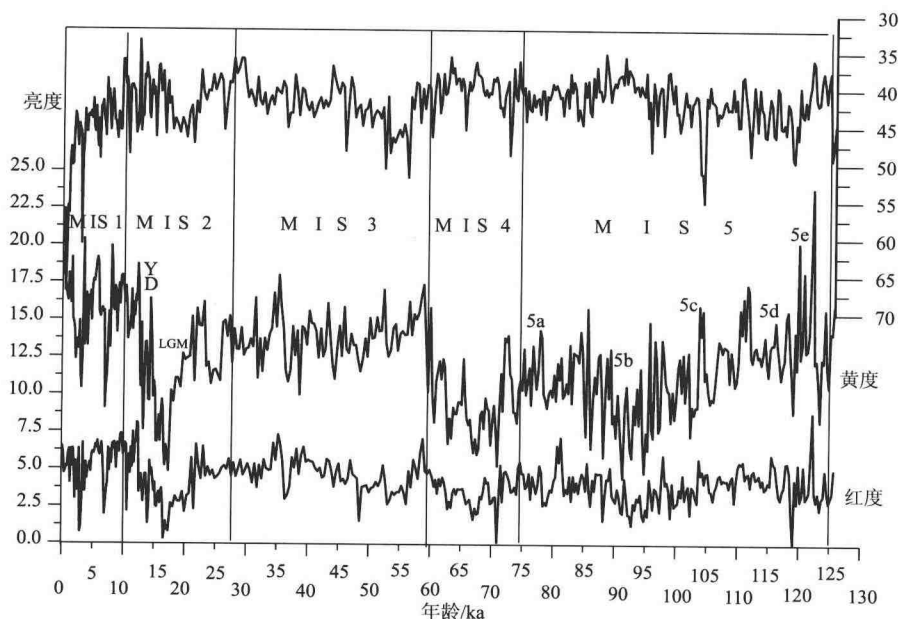


图 5-17 GSK222 岩芯上部 4500cm 随年代变化曲线

为粗大，分选也不是很充分，多棱角，且较为锋利，刺手，颜色以土黄色、浅灰色等色彩居多，有机质含量较少，代表了末次冰期时期比较干冷的沉积气候环境。

其中，从 2700cm 到 2274cm 处，大约长度为 426cm 的跨度，年代从 74 ~ 62ka，经历了 12ka，这一段的沉积速率 35.5cm/ka，与末次间冰期的沉积速率大体相配，这一段岩芯的岩性在整个末次冰期中比较突出，主要是细砾粗沙，有时甚至含有大颗的砾石，达 7mm × 2mm × 1mm，沉积物分选特差，说明是近处高山上所搬运下来的物质，浑浊的流水流程短，来不及进行细细地分选，砾石、粗沙、中细沙、粉沙、粘土混为一体，杂乱不堪。颜色以黄色为盛，说明这时的沉积环境，温度相当的低，降水十分稀少，干冷得很。从 2274cm 开始一直上溯到 1364cm，岩芯长约 910cm，年代从 62 ~ 28ka，年龄跨度为 34ka，该段岩芯沉积速率 26.7647cm/ka，沉积速率比 MIS5 和 MIS4 都要低约 9cm/ka。这一段岩芯，岩性在开始和结尾时都是以中细沙为主，中间间有粗中沙，明显显示出中间粗、两头细的特点，但是，开始时的中细沙含有较多的细砾，显示出明显的 MIS4 向 MIS3 强烈过渡特征，结尾也是一样，显示了强烈 MIS3 向 MIS2

过渡特征,可与中间的粗颗粒相当,但砂土分选较 MIS4 为充分,也细一些,说明了比 MIS4 稍微要暖和湿润的沉积环境。从 1364cm 一直到末次冰期结束时的 624cm,岩芯长约 740cm,年代跨越 28~10ka,经历了 18ka,这一段岩芯的沉积速率为 41.11cm/ka,显示出末次间冰期以来的最高沉积速率,比 MIS3 高出 14.35cm/ka,比 MIS4 和 MIS5 也高出 5.6cm/ka。这一段岩芯的岩性特点仍然以细砾粗沙为主,砾石的含量比前面任何阶段都要高,砾石的大小也要略粗一些,指示了比 MIS4 更为寒冷干燥的沉积的气候环境。其中从 1180cm 一直到 1062cm 的岩芯段,长度约为 118cm,跨越时代为 21~17ka,历时 5ka,沉积速率为 29.5cm/ka,低于整个末次冰期时期的沉积速率 32.43cm/ka,这一段岩芯岩性的砾石最为粗壮,直径达 2cm 左右,分选非常差,砾石棱角分明,磨圆度极为不好,有机质含量极少,说明当时降水稀少,且历时短,多为暴雨,流水流量少,流程短,将山上的碎屑物质携带下来,在出山口不远的地方马上沉积了下来,表明了末次冰期时期最为恶劣的气候环境。当时,极度干冷,陆地上又覆盖着大量的冰盖,生命现象受到极大地限制。

从 624cm 一直到地表,全部是全新世所沉积下来的物质,历时 10ka,沉积速率达到了 62.4cm/ka,这样的沉积速率在整个晚更新世以来是最高的。岩性仍然以粉砂粘土为主,颜色灰暗,富含有机质,中间还出现螺碎片,代表了全新世更为暖和湿润的气候环境。全新世如此高的沉积速率,沉积物如此高的分辨率,给我们研究全新世以来的气候环境变化提供了很大的空间。

综上所述,调查区晚更新世以来,早期(距今 125~74ka)气候温暖湿润,生态环境条件良好,进入末次冰期(距今 74~10ka)后气候干冷,沉积速率降低,尤其是距今 28~10ka 间,气候极度干冷,生态环境极度恶劣。

2. 全新世以来气候与环境演变

古里雅冰芯记录显示,10.9~10.8ka 之间,新仙女木事件结束,温度快速上升,百年间将近 11℃,结束末次冰期进入全新世(杨志红等,1997)。全新世环境变化一般可以划分为早、中、晚 3 期。综合各种记录,全新世早期与中期是在 8.5~7ka 之间过渡,中期和晚期在 4~3ka 之间过渡。

(1) 全新世年代划分。在尕斯库勒湖 GSK222 钻孔岩芯的记录(图 5-18)显示,色度黄度曲线表明全新世早期开始于 10ka 左右,结束于 8ka 左右,历时约 2ka 左右;全新世中期大约开始于 8ka 左右,结束于 3.65ka 左右,历时 4.35ka;全新世晚期开始于 3.65ka 左右,一直到现在,历时约 3.65ka。

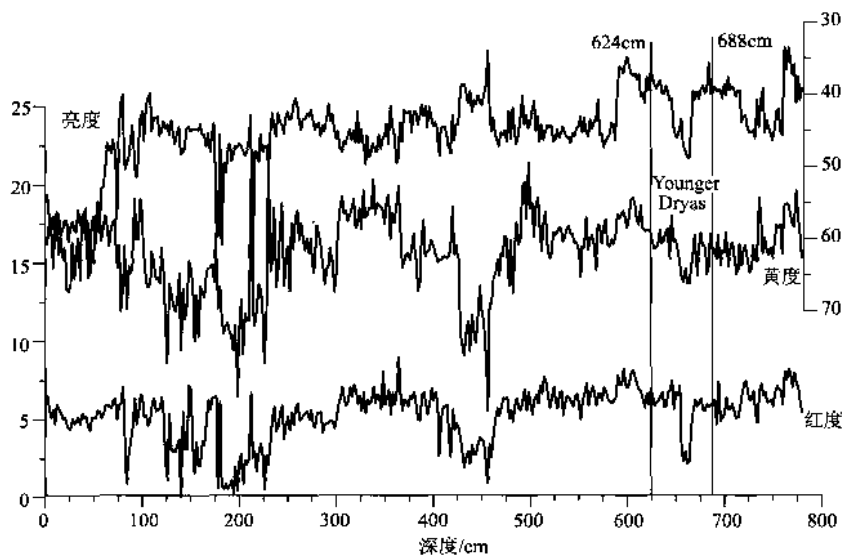


图 5-18 尕斯库勒湖钻孔 GSK222 全新世随深度变化图

(2) 全新世 GSK222 湖芯气候与环境变化。早全新世从新仙女木事件结束时开始升温,大约在 9.7ka 左右时温度上升至极高值,接着气温开始下降,到大约 9ka 左右时降到极低值。然后,气温回升,缓慢升

温持续到 8ka 左右时温度达到最高。这是一段早全新世比较暖和的时期。早全新世的气候特点是先升温,后缓慢降温,再升温。

中全新世时,承接早全新世的温度变化,从 8ka 左右开始气温一直变冷,到大约 6.8ka 左右时结束,持续时间达 1.2ka 之久,这是全新世最冷的时期,在 7.3ka 左右时达到全新世的最冷时刻。然后,猛烈升温,在极短的时间内,气温回升到全新世的平均水平,这样的水平一直保持到 5.9ka 左右,其间虽有升温或降温,但是大体还是稳定在平均状态,这样的时间大概持续有 0.9ka。随后,从 5.9ka 左右开始,气温再一次强烈上升,在很短的时间内,上升到高水平时,就不再升温,这时气温又稳定下来,持续到 4.85ka 左右,延续时间达 1.05ka 左右。这一千多年是全新世最暖和的一段时期,大大地超出了全新世的平均水平。然后,在 4.85ka 左右气温开始下降,突然温度降到较为暖和的前期水平,接着又从低温处开始升温,缓慢而曲折地上升,然后再一次下降,又降至前期水准,复又回升,这样升升降降大约到 3.65ka 左右才结束,持续时间大约为 1.2ka 左右。这也就是人们常说的全新世大暖期,是全新世气候的最佳时期,是气候适宜期、高温期、大暖期,一共可以划分为四个亚阶段:其中 8~6.8ka 左右时为第一亚阶段,这是冷期;从 6.8~5.9ka 左右时,为第二亚阶段,这是气温上升时期;从 5.9~4.85ka 左右时为第三亚阶段,持续时间达 1.05ka 左右,这是全新世气温最为鼎盛的时期;第四亚阶段,也是最后一亚阶段,从 4.85~3.65ka 左右时,这是中全新世的气温下降时期。整个中全新世先是强烈降温,后又升温,接着继续升温,至最高时期后,温度下降,变化还是比较有规律的,首先呈二级阶梯升温,再一级阶梯降温。

晚全新世的气候同样复杂多变,从中全新世结束时开始,气温突然下降,预示着冰期的来临,也就是说新冰期的到来。新冰期大约从 3.65ka 开始,一直持续到 1.95ka,中间总共历时大约为 1.7ka (图 5-19)。这一段寒冷时期大概包含有四个亚期,分别将其命名为新冰期 1、2、3、4,一共 4 个亚阶段,它们各自经历的时间分别大约为:新冰期 1 大约从 3.65ka 开始,一直持续到 3.35ka,中间历时约 0.3ka,第一亚阶段历时相对比较短暂;新冰期 2 大约从 3.35ka 时开始,延续至 2.80ka 结束,中间经历长约 0.55ka,这是新冰期亚阶段当中最长的;新冰期 3 大约从 2.80ka 开始,延伸到大约 2.35ka 结束,一共历时约 0.45ka;新冰期 4 大约从 2.35ka 开始,持续到 1.95ka 结束,中间历时 0.40ka 左右,这是新冰期亚阶段当中最后的一个时期。新冰期时期相当于竺可桢(1973)所命名的第一寒冷期,大约为西周时期,《竹书记年》中记载,周孝王时期长江支流汉水曾经有两次结冰,分别发生在公元前 903 年和 897 年。其中还提及在结冰之后,紧接着就是大旱。《史记》中则有更多的关于干旱灾害的记载,据《国语·周语》

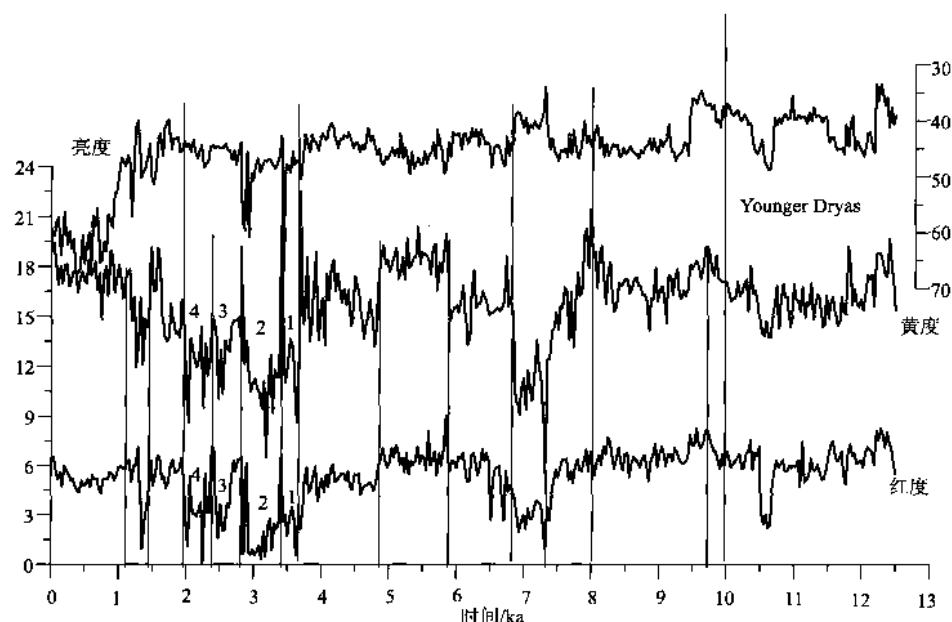


图 5-19 GSK222 钻孔 12.5ka 以来气候变化曲线

载：“殷纣三十三年（1066 B. C.）河竭而商亡，周武王十五年周大饥。”西周后期的历、宣、幽、平王时期的150年里，干旱则更甚，关于灾害的记载更多。新冰期过后，气温开始回暖，一直上升到1.42ka左右时，温度达到极大值，然后又出现一段时间的寒冷时期，持续到1.08ka左右，历时0.34ka左右，这是过去2ka以来最为寒冷的时期，相当于竺可桢（1973）研究中的第二寒冷期，即约为东汉、三国、晋和南北朝时期。三国时代，曹丕于公元225年到淮河广陵（淮阴）视察十多万士兵演习，由于气候严寒，淮河结冰，演习被迫停止。这是目前所知的淮河最早一次结冰寒冷气候一直持续到3世纪后期，特别是公元280~290年达到极点，当时每年阴历四月还降霜。然后，气温稳步上升，一直持续到现代，当然，中间也有微弱降温时段，鉴于年代和分辨率的限制，这里就不再赘述了。

总的来说，全新世GSK222湖芯色度曲线黄度所反映的气候与环境变化是：整个全新世都比较暖和，与末次间冰期时期相当，但在全新世早、中、晚3个时期的过渡阶段，在大约为从8~6.8ka和从3.65~1.95ka，温度下降比较剧烈，大大地低于平均水平，尤其是在7.3ka；中全新世气温还是较高的，尤其是在5.9~4.85ka时，为全新世气温最高的时段。

（四）晚更新世以来气候演化驱动机制

1. 高原效应

柴达木盆地地处青藏高原内陆青藏高原的主体东西横卧在北纬30°~40°之间，对西风带产生分流作用并影响大气活动中心的改变，即指高压中心的移动意味着副热带高压从30°~35°N移到目前的西伯利亚—蒙古高压的位置，表明东亚季风系统当中冬季风的出现。相应的在高原南方形成印度北部的季风低压中心（夏季），吸引印度洋湿润气流吹向印度半岛，在迎风的东喜马拉雅山南麓形成丰沛的降水。而背风的北侧则雨水稀少。

青藏高原气候变化的敏感性还表现在迅速地吸热和散热，全新世大暖期时比现在恐怕要高4~5℃，远远高于北半球的平均值1.5℃，因而藏北无人区在全新世气候适宜期曾有广泛的古人类活动。气候变幅大是高原古环境变化的一大特色，在冰芯中非常清晰地显示出末次冰期中的间冰段已经达到间冰期的量级，甚至高于全新世高温期，除了南半球影响外（刘东生等，1996），高原本身的放大作用可能更为重要。

印度洋季风的高度为6000m左右，东绒布冰川雪线远高于西绒布冰川以及周围其他山地冰川，原因是珠穆朗玛峰附近诸山口海拔均超过6000m，南坡湿润气流不能翻越，造成水汽隔绝，是山地雨影作用的最明显的表现。因此，150ka以来，发生在青藏高原的共和运动（李吉均，1979；1999）使高原平均海拔降升到4000m以上，喜马拉雅山普遍超过6000m，尤其是垭口地区，青藏高原内部必然变干，这一形势至少在末次冰期旋回开始之前即已出现，调查区从那时起，就一直向干旱化方向演变，以致演变成现在的干盐滩。

2. 北纬65°夏半年太阳辐射变化

天文学理论认为：由于太阳系内部星体间的引力摄动，地球轨道三要素（偏心率、地轴倾斜度和岁差）在时间上呈周期性变化，从而导致地球大气圈顶层所接受的太阳辐射在总量基本不变的情况下，沿纬度和季节的配置出现周期性改变（Berger A, 1976）。据此，米兰科维奇提出：北纬65°附近夏季太阳辐射量的变化是驱动第四纪冰期—间冰期旋回的初始动力（Milankovitch M M, 1941）。这个理论实质上隐含着三个前提：一是南极大冰盖在第四纪时期比较稳定，而北半球高纬地区的大冰盖可作大幅度变动；二是北半球大冰盖的生长中心在北纬65°附近，当这个地区接受的太阳辐射量夏季相对减少而冬季相对增加时，冬季的积雪不能在夏季全部融化，从而冰盖得以不断扩大；三是扩大了冰盖足以通过某些过程影响外围地区而使全球变冷。20世纪中叶开始，伴随着深海钻探技术的发展，科学家们陆续发现：指示全球冰量变化的深海氧同位素比值曲线具有明显的周期性，并且这些周期同米氏理论计算得到的地球轨道变化周期相对应；理论计算结果同地质记录的吻合程度之高在地质学研究史上少有前例（Shackleton N J et al., 1976）。从20世纪70年代开始，米氏理论逐渐被大多数第四纪地质学家所接受，与此同时，北

半球冰盖变化为其他地区千年到万年尺度气候变化的主要驱动力的观点亦被许多研究者自觉或不自觉地接受（丁仲礼等，1995）。可以说，20 世纪后半期直至现在，不论是在南极、北极、干极处钻取长序列的冰芯，还是在黄土高原找寻第三纪以来的天然剖面，还是在太平洋、印度洋、大西洋进行几千米的深海钻孔，很大程度上是为了对 100ka、21ka、19ka、40ka 等周期的最终确证。但是，新的研究带来新的证据说明，气候系统内部的驱动-响应关系很难以一个单一的模式完全解释。印度季风变化历史的地质记录表明：最近约 350ka 以来，印度季风变化的主导周期集中在 40ka 和 20ka 附近，而全球冰量变化所特有的 100ka 周期则很弱（Clemens S C et al., 1990）。由此推断，印度季风的大幅度波动主要由太阳辐射变化直接驱动（Clemens S C et al., 1991）。同时也反映了测区气候环境条件与北纬 65° 夏半年太阳辐射变化有密切联系。

总之，柴达木总的气候演化方向受制于全球变化的大环境（如图 5-20），北半球 65° 下半年太阳辐射量的变化始终制约着柴达木盆地晚更新世以来的气候变化；但地区特征也愈来愈显著，自从青藏高原经历运动和隆升至 4000m 以上时，柴达木盆地就由于水分被喜马拉雅山所阻挡而一直变干，最后成为今天的盐湖。这点从 GSK60 电导率变化规律可以得到证实（图 5-21）。晚更新世以来电导率值一直呈直线增大趋势。在 LGM 时达到鼎盛期，并析出白色石盐。

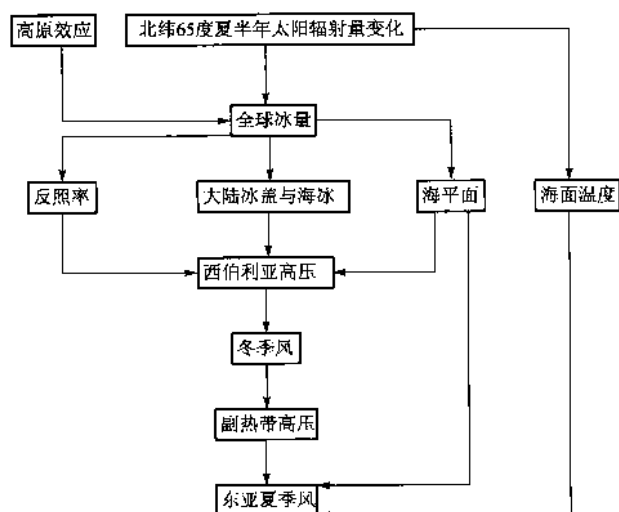


图 5-20 柴达木盆地气候演化驱动机制

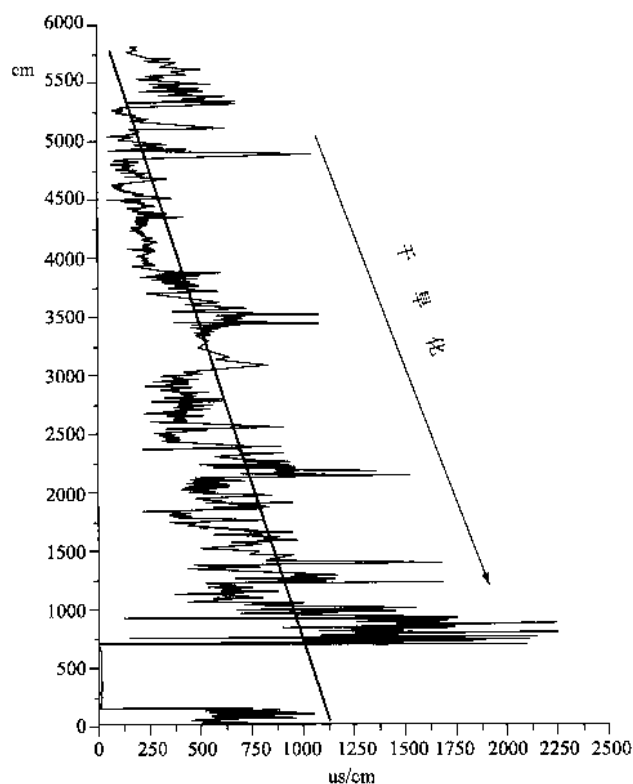


图 5-21 GSK60 电导率曲线所反映出的末次间冰期以来的干旱化趋势

二、生态环境演化的资源效应

（一）生态环境演化对水资源形成背景的控制

1. 山地上升与高山带水资源的形成

作为干旱区的柴达木盆地北缘现代水资源的形成区主要是高山带降水和冰川融水，这一背景格局是自末次间冰期（13Ma）以来形成的。尽管 10 余万年来也经历了气候干湿的波动，但高山区作为水资源

的主要形成区的格局没有改变。如阿拉尔盆地水资源主要依赖于祁漫塔格山地降水,花海盆地及马海盆地则依赖土尔根达坂山山地降水补给。丁字口地下水资源则完全依赖于安南坝山海拔 5789m 的冰川融水补给。促成这一格局的形成有两个重要的因素,一是晚更新世以来山地的强烈上升,10 余万年以来山地的上升高度在 1500~2000m,使山地的绝对高度增高,截获高空气流和水汽,形成高山降水。如果对比一下现代高山降水资源形成区的海拔高度可以发现,晚更新世 10 余万年间山地上升的高度为 1500~2000m,正是现今高山水资源形成区的分布高度。因此从这个意义上讲,晚更新世的构造上升形成了现今的高山降水资源,包括降水和冰雪融水。高山带水资源形成的第二个因素,则是晚更新世以来的干旱化发展。晚更新世以来干旱化的发展,调查区平原降水量大为减少,仅 15.04~43.6mm/a。使降水带向高山带上移,4000m 以上的高山区达 180mm/a 以上。这就是高山带水资源相对丰富的原因所在。这就导致了调查区径流主要形成于降水及冰雪融水的高山带,而山前带或中低山带及平原区是降水极少,蒸发和渗漏显著增强的径流散失区。这也是现代湖积平原区浓缩积盐的根本原因。因此保护高山带和中山带的生态环境,就是保护调查区的生命线。近年来全球气温升高,调查区由于地处高原,对全球变暖的响应极其强烈,且有放大趋势。例如全球 20 世纪增温平均为 0.5~0.7℃,而柴达木盆地仅在上个世纪的后几十年中增温即达 3℃。强烈的增温,导致山地景观带界线普遍上移 300~500m,雪线、冻土下限及植被景观线均大幅上移,使高山带径流形成区的面积逐步缩小。因此调查区未来水资源的变化趋势不容乐观,必须加强高山带和中山带的生态环境保护,减缓或遏止水资源形成区形成能力的下降。

2. 山地上升与山麓带地下水资源形成及找水方向

山麓带地下水水资源也包括山前带地下水,它包括两种地下水类型,一种是山地基岩裂隙水,另一种是洪积砾石层潜水。

(1) 山地基岩裂隙水。由于新构造运动强烈上升,盆地周围山地的前中生界岩层,节理、构造裂隙都比较发育,基岩裂隙水含量较丰富,有些灰岩还有溶隙溶洞。在通常情况下,这类基岩裂隙(溶隙)水在山地即以泉水形式补给河流,也可以潜流形式直接补给盆地边缘较厚的洪积砾石层。这类裂隙水流量不大,但矿化度较低,水质优良。如:大浪滩红沟子沟源构造上升泉流量 1.25L/s,矿化度 1.08g/L。因此对该区域水资源的解决方向是寻找更多的基岩裂隙水。

(2) 洪积砾石层潜水。指赋存运移于盆地边缘洪积平原或洪积扇中的地下水。洪积扇的组成物质主要为砂和砾石,当其有丰富补给源时,富水性极强。在测区达到现代冰冻圈(海拔 4700m)以上的山前洪积平原带均有丰富的地下水资源,如祁漫塔格山前带、安南坝山前带、土尔根达坂山前带单井涌水量均在 500m³/d 以上。而海拔小于 4500m 的阿尔金山西段大部分地段地处最干旱的大陆中心位置,其山地海拔低,山体不发育现代冰川,往往为高山草原带,以下为山地荒漠带,连高山草甸带也极不发育,故高山带的水资源形成总量很低,山麓带甚至不是由典型的冲洪积扇组成,其洪积砾石层潜水较为贫乏,且水质较差。如阿克提大山山前带地下水矿化度多大于 3.0g/L。

由此可见,山地上升的幅度越大,高山带占据的面积越大,其不仅高山带水资源丰富,而且山麓带水资源也较丰富。据此可以把测区的山麓地下水形成特点与机制划分为冰冻圈山地型和高山草原山地型。前者不仅高山带水资源丰富,而且山前带的基岩裂隙水和山麓带的洪积砾石潜水也丰富,是区内找水的重点区域,而后者则与之相反。

3. 湖泊演化与湖积平原区地下水形成背景及找水方向

海拔小于 3200m 的平原区历史时期大部分地带是湖泊或古湖泊占据的范围。因此,湖积平原区地下水的状况与盆地古湖泊沉积环境密切相关。因此,从古湖泊的形成发展过程来理解调查区湖积平原地下水的形成背景,试图对盆地平原地下水的形成做一初步的探讨。

柴达木盆地与塔里木盆地的真正分离是 3.6Ma,因为在晚新近纪之前柴达木盆地仍是一个外流区域,盆地与塔里木盆地相通,与柴达木河湖相关的碎屑沉积中无盐类堆积,是良好的淡水资源储存空间。但仍与现代补给条件密切相关。也就是说,当古、新近系红层分布于已进入现代冰冻圈的山体之前,补给

源充沛的条件下,富含较丰富的淡水资源,如花海盆地东部党河南山山前带 ZK40 号孔(花海幅)单位涌水量 $4.069\text{m}^3/\text{d}\cdot\text{m}$,矿化度 0.49g/L 。当其位置远离补给区时,其矿化度亦增加,如茫崖湖南 ZK20 号(茫崖幅)矿化度达 3.2g/L ,阿拉尔红柳泉地区虽远离祁漫塔格山百余公里,但地下水矿化度仅 $1.766\sim 2.19\text{g/L}$ 。

3.6Ma 以后柴达木平原地下水形成的背景主要与柴达木古湖的状况有关。而古湖的状况与全球气候波动,高原隆升,季风演化和冰川发育有关。因此 3.6Ma 以后的湖泊发育则表现为周期性的湖泊扩张和缩小,扩张时期的大湖几乎占据了整个盆地,面积在几万平方公里,几乎把现有的分割的独立盆地联为一体,同时湖泊水质淡化。在此时湖泊沉积中的地下水水质较好,为淡水,或低矿化度水。而在湖泊缩小时期,各个盆地分离,面积缩小,水质矿化度较高,此时形成的埋藏潜水或地下水的矿化度也高,水质较差。湖泊在 3.6Ma 至今多次经历了扩大与缩小,淡化与咸化的周期性循环。因此,湖泊沉积物含盐量也表现同期性循环,即表现一层高,一层低交替出现现象,这正是古湖泊水文演化的结果。湖泊扩大期,降水丰富,洪流携带粗碎屑多,沉积厚度大,含盐量低,是良好的淡水资源储存空间,是区内找水方向的重点靶区,如丁字口一带发现的层间淡水就是一例。正是由于中更新世与晚更新世之交时期(距今 20 万年前后),安南坝山进入冰冻圈时,湖水淡化的结果。这一结果在柴达木盆地影响极广,具有一定的推广意义。

碎屑物及其中的地下水矿化度除在整体上出现周期性循环以外,盆地的地下水这种周期性还存在着空间差异。第四纪期间柴达木古湖的湖泊水主要来源于昆仑山和祁连山两大山体,因此大浪滩、大盐滩、昆特依湖等是终端湖湖群,水体蒸发浓缩,矿化度增高。在多数旋回中表现为高盐度水(干盐湖)和低盐度水的交替。故第四纪堆积物中地下水也表现为高矿化度地下水和相对低矿化度地下水的交替,可利用价值不大,基本无找水前景。但西北部平原地下水也有两个找水方向值得注意:一是山前第三纪以前的地层中,再是在第四纪的某些层位中,因为第四纪整个气候波动的背景下,有季风事件的出现,加强、发展和减弱,又有冰川事件的产生和发展,这些事件都对区域水文条件产生重要影响,使湖泊水文发生重大变化。因此对第四纪湖泊沉积物中的地下水要具体分析,特别建议加强这一阶段各个含水层形成时代,形成环境,水质特征,和储水条件的进一步研究,为调查区找水提供更加具体的科学依据。

盆地中南部的一里坪,由于处于中部湖群,第四纪期间又多次都是统一的湖泊,东西部湖群水体交换的中转。虽也在很长时间里,在西部出现干盐湖阶段后,本地区一度是终端湖,也沉积大量盐类成为含盐地层。但总的来说,它的第四纪淡水形成条件要比西部优越,可望找到地下低矿化水。但同时与西部的问题一致,必须加强地下水形成岩系、条件和形成时代的研究,进一步详细查清地下水各层位的具体情况,为进一步开发利用提供基础。

尕斯库勒湖、苏干湖、马海湖及东西台吉乃尔湖,这些湖泊直到中—晚更新世气候变干的条件下才成为终端湖。它们的成盐时间大多发生在晚更新世的末次冰期到如今,即在上部百米范围内矿化度较高,以下尽管也有高矿化度的含盐地层,但总的来讲,其下部富含一定的地下淡水资源。如尕斯库勒湖 GSK220 钻孔和前人 ZK2605 孔对比, GSK220 号孔 110m 为 B/M 界线, 0~110m 内沉积物大量含盐,因此,其含水层内地下水矿化度均在 1.0g/L 以上,而 110m 以下属早更新世堆积物,地层不含盐,其内富含丰富的地下水资源,单井涌水量在 $2000\text{m}^3/\text{d}$ 以上,矿化度小于 1.0g/L ,而 ZK2605 孔 0~350m 深度范围内均为终端湖成盐系统堆积物,堆积物背景含盐量高,层内地下水矿化度均在 6.0g/L 以上。

(二) 湖泊演化对盐矿资源形成的影响

1. 湖泊盐类沉积的时间序列——成盐期

早在 20 世纪 80 年代就有学者指出,柴达木盆地存在两个成盐期,即新近纪晚期成盐期和第四纪晚期成盐期。进一步又将第四纪晚期成盐期划分为两个成盐期,即末次盛冰期成盐期和全新世成盐期。并且认为湖泊进入成盐期就是湖泊发育进入一个新的阶段——即老年期湖泊。成盐期是湖泊进入成盐阶段的时期,成盐期不仅仅与气候带、气候的干燥期有关,它还与区域构造运动,气候演化特征和湖泊空间发育特点等一系列问题相关联。因此在本项目执行过程中发现,就成盐期问题,实际上可以分为三个层次。

一是由构造运动控制的成盐期。柴达木盆地原先是与塔里木盆地相通的盆地。在盆地相通时期,则为非成盐时期,而在盆地分割时期则为成盐期。以此为依据,把柴达木盆地分为两个大的成盐期,一是渐新世晚期成盐期,二是新生代晚期即上新世末期以来的成盐期。前一个时期成盐规模小,盐类沉积并不是特别发育,但在此阶段的地层中出现盐类沉积使我们必须重视,将其作为一个弱成盐阶段来看待。二是上新世末期即 3.6Ma 以后以来的强烈成盐阶段,是一个强成盐时期。如前所说,3.6Ma 阿尔金山发生了强烈隆起,使柴达木与塔里木分离,而柴达木盆地西部诸湖成为终端湖泊,进而开始发育盐类沉积。因此而上推,渐新世的成盐也可能与阿尔金山的隆起有关,只是隆起的幅度较小,很快又夷平,两大盆地存在局部和暂时的分割现象。渐新世晚期也是青藏高原及周边山地的老夷平而(即山顶面)解体的时期,有证据证明此一阶段发生了大规模的构造运动,因此推断此时阿尔金山也有活动与区域构造活动背景也大致相符。只是这一期的成盐较弱,主要是隆起幅度较小,或存在局部阻隔,局部流通的情况。总之无论隆起状况如何,都有在以后不长的时间内山地被再次夷平,阿尔金山多数地区可能不能阻隔柴达木盆地河流西流,因而第一成盐期因山地夷平侵蚀,两盆地全面贯通而结束。

第二成盐期,即新生代晚期成盐期,与阿尔金山强烈隆起分割柴达木和塔里木盆地有关,是一次强烈的成盐阶段。自此以后,柴达木盆地西部尽管有成盐间断,但总体而言,成盐过程持续至今而没有停止。在时间上已经持续了 3.6Ma。

第二个层次的成盐期是由气候变化周期控制。例如测区各湖,尽管在 3.6Ma 以后总体上都处在一个超级成盐期或强烈成盐期,但仍然存在次一级的由气候干湿波动控制的湖泊成盐—淡化—成盐的周期性旋回。对比盆地沉积地层资料及本项目的钻孔资料可以认为,湖泊的成盐期与气候的干冷时期对应,而淡化时期与暖湿时期对应。同时成盐期与淡化期的旋回周期大致以 4 万年、10 万年为两个主导周期,这正是米兰柯维奇旋回驱动。因此这一时期如果把气候干冷时期的成盐阶段称为次一级的成盐期,那么气候变化控制的成盐期在 3.6Ma 以后有几十个旋回成盐期,2.4Ma 以后则有 37 个旋回,而 0.73Ma 以后就有 19 个旋回。由于湖泊的空间演化的特点,气候成盐期在测区各湖中表现最为充分。

应当指出,气候成盐期在周期性旋回过程中有两个重要的驱动作用。一是区域气候演化的方向性,二是环境事件对湖泊发育的影响。区域气候演化的方向性表现在成盐期周期波动的背景下,成盐的规模和范围不断加强和扩大,反映了气候总体向干旱方向发展。但同时区域环境事件的发展对湖泊盐类沉积也产生重要影响,如青藏高原隆升导致的中更新世季风加强事件,晚更新世冰川发育事件都对湖泊盐类沉积产生重要影响。

2. 湖泊盐类沉积的空间序列——成盐模式

湖泊盐类沉积在空间上的差异,使许多学者对湖泊空间上的成盐模式进行了研究,如提出湖泊盐类沉积的气候带模式,构造模式,以及高山深盆成盐模式等。在研究测区成盐过程的基础上,我们提出“终端湖成盐模式”。所谓“终端湖成盐模式”,即是把湖泊在空间上分为终端湖(群),流通湖(群)和源头湖(群),它们在水文联系上是上下游的关系,即源头湖(群)居于最上游,流通湖(群)居于中游,终端湖(群)居于最下游。认为湖泊盐类沉积主要发生在终端湖(群)中,中游湖泊和上游湖泊主要是碎屑为主,而终端湖则主要是盐类沉积为主。

终端湖泊成盐模式解释了若干以前不能解释的问题。以前关于我国盐湖成盐模式和成盐机制问题曾经涉及高原盐湖和干旱带盐湖等问题。例如,有人认为在青藏高原的藏北高原气温低,蒸发少,不应有盐类沉积,但藏北是我国主要的盐湖分布区。之所以如此,是因为藏北保存了广大平坦的高原面,是上一个地貌发育旋回中形成的老年期地形,在此基础上形成了许多内陆湖。这些湖泊被抬升到较高的海拔位置,尽管后期构造和气候变化改变着湖泊的水文状况,但内流湖的特点,使水体长期演化,形成大量的盐湖。这种状况与现今气候条件的关系并非本质问题。

同时终端湖泊成盐模式也对柴达木盆地本身成盐机制提供了新的解释。过去曾有学者指出,柴达木盆地曾是一个大湖,而同期盐类沉积只出现在西部,东部同期无盐湖沉积,这是一个至为费解的问题。其实这完全是因为西部长期以来扮演着终端湖的角色,而东部中部则为源头湖和流通湖泊。

终端湖泊成盐模式还解释了气候带成盐模式的不足。气候带成盐模式把现今的气候带与盐湖分布带进行形式上的比较,它们分布上的大致吻合的现象,使研究者做出了盐湖是气候带的直接产物的似是而非的结论。这一理论模式无法解释同一气候带的盐湖为何处于不同的水质发生阶段。即以测区为例,为什么在气候带相差不大的情况下,同一盆地同时存在着淡水湖、咸水湖和盐湖等不同矿化度类型的湖泊水体。而同在同一气候带的盐湖也可能处于不同的成盐阶段,有碳酸盐盐湖,也有硫酸盐盐湖,还有氯化物盐湖。即使氯化物盐湖,其盐类沉积方向也有较大的不同。终端湖泊成盐模式认为,气候带是盐湖形成的外在条件,在一定有利的气候条件下盐湖可以加速发展,但气候外在条件不是盐湖发育的必然条件。干旱气候带也存在淡水湖泊或低矿化度湖泊。即使认为蒸发不大可能形成盐湖(如藏北高原)的地区也有大量的盐湖存在。真正能够形成盐类沉积的只有终端湖。其实形成终端湖不仅是地貌上形成一个封闭的内流湖泊盆地,关键是在终端湖泊只接受上游河湖来水,水量的平衡主要依靠湖面蒸发。在携带充分化学离子的湖水不断进入终端湖泊,而终端湖面蒸发成为唯一水量负平衡因素时,终端湖泊的盐类沉积迟早就要发生。

按照终端湖泊成盐模式,测区的湖泊可以分为西北部终端湖群,中部流通湖群,和东南部源头湖群。

西部终端湖群主要包括阿尔金山脚下的大浪滩湖群,以大盐滩、昆特依为代表。它们在阿尔金山隆起之后(3.6Ma)一直是作为终端湖的面貌出现,接受盆地东部和中部的流水,且每当气候较干,水量较少时,湖水整体东撤,西部进入干盐湖发育阶段。而当水量较多的湿润时期,湖水又大规模西侵,使西北部湖区的湖水淡化,循环往复,至今未有大的变化。至于西部湖泊群,还有两个湖泊需要指出,即尕斯库勒湖和苏干湖,这两个湖泊大致在中更新世昆黄运动与主湖分离,目前都是独立的内流湖泊。尕斯库勒湖从距今80万年以来自成体系,为一内流湖泊,不再与柴达木主体大湖相联系,目前仍在进行盐类沉积,有人曾测到孕期库勒湖在113m处的盐类沉积年龄为50.8万年左右(^{36}Cl 断代法)。而北部苏干湖尽管与大湖盆地分离也较早,但从现今地势和DEM分析判断,在水位高时可能与大湖相通。除去尕斯库勒湖和苏干湖的特殊性不论,西北部终端湖群始终是盐类沉积中心,成盐时间早(3.6Ma),成盐规模大,湖盆之下有多层盐矿沉积,成盐类型也多种多样,是一个值得深入研究的课题。但总的讲,成盐类型上处于成盐链条末端的盐类矿物如K、Mg等都有可以在此获得前景极大的勘探和开采储量。

中部以一里坪为代表的流通湖群是连接东西部的水文通道,随着新生代晚期的气候方向性演化——干旱化,以及气候的周期性波动。在气候干旱时期,柴达木大湖湖水向东退缩,原来处于流通湖位置的中部湖群,则成为终端湖泊并开始盐类沉积。因此与西部盐湖相比,中部湖泊的盐类沉积,开始的时间晚而沉积的规模略小,且盐类地层比西部数目少。与东西湖群相比,中部湖泊群完全是一个过渡的状态,即在气候湿润时期湖水西扩时期扮演流通湖的角色,而在气候干旱时期,自己又成为终端湖,接受盐类沉积。

东南部湖泊群,或称源头湖泊群,包括今日的东西台吉乃尔湖和达布逊湖等。它们直接接受现代河流补给,这些河流在距今3.6Ma以后也一致补给这些湖泊。只是水量大时,湖面上涨,湖水西侵,经流通湖而达西部湖群,当气候干旱,来水减少时期,湖水东撤至中部流通湖,甚至只补给东部湖泊群。现今的状况就是如此,河水只补给东部湖泊群,使东部湖群直接成为终端湖泊。

(三) 矿业资源开发带供水前景分析

1. 大浪滩水文地质特征及供水前景分析

大浪滩位于调查区西北部,北邻阿尔金山西段,是调查区晚更新世以来浓缩成盐的滩地带。北部山体海拔标高3400~4000m间,最高峰4790m,山体呈北东东向展布,主要由前中生界变质岩系及相伴的侵入岩体构成。山脊尖棱,基岩裸露,年降水量100~200mm。西接由第三系湖相含盐地层构成的,海拔3200m左右的英雄山丘陵地貌区,并由阿尔金山与英雄岭共同构成大浪滩盆地西部汇水边界,总汇水面积约600km²。

大浪滩地带,地势平坦开阔,海拔标高在2705~3000m之间。其内部受晚期构造作用的影响,亦表现出“多隆多凹”现象。由王八山—南垌山、小梁山、黑尾梁构成滩地背斜隆起丘陵带,海拔标高

2750~3000m 间,其轴向走向北 45° ~ 50° 西。受西北风风蚀作用的影响,隆起带风蚀残丘、风蚀雅丹景观十分发育。其表层淋滤盐壳形似头盔戴于残丘或雅丹景观或覆于地表之上,形成一层十分坚硬的硬壳层,其厚度在 1~2.5m 间,这是大浪滩风蚀作用强烈却未能形成现代风成沙丘的主导因素。

向斜凹地带,亦是大浪滩积盐成矿的主要地带。其地势平坦开阔,海拔标高于 2705~2750m 间,盐卤地下水埋深 0~2.0m 间,表层蒸发浓缩作用使大量的 KCl、NaCl 盐矿资源析出并富集于地表,构成厚度达 1~8m 不等的盐壳层,大浪滩钾肥厂即坐落于此。

据调查,大浪滩钾肥厂由三个小厂共同构成,分布于小梁山西北及东北的盐碱滩地带。总人数约 600 人,年产能 11×10^4 t,日耗水量约 1000 m^3 。目前淡水资源仅依赖于 40km 外的水厂——东北锦业水利开发有限公司供水站供水。水资源源于阿尔金山西部腹地的阿卡土格格山区泉水。输水管道总长 32km,日供水量约 $100 \text{ m}^3/\text{d}$,属矿化度 1.38 g/L 的 $\text{SO}_4 \cdot \text{HCO}_3 - \text{Mg} \cdot \text{Na}$ 型水。生产用水来源于 30km 处的大浪滩西北角山前倾斜平原带。据了解,格尔木柴综队在西北角共打三口水井,孔深均在 80~88m 间,含水层岩性为第三系粉砂岩,自流量约 $120 \text{ m}^3/\text{d}$,水质差,为矿化度 15.712 g/L 的 $\text{SO}_4 \cdot \text{Cl} - \text{Na}$ 型水。调查发现,供水井处为第三系粉砂质泥岩构成,产状 $57^{\circ} \angle 27^{\circ}$,表部呈灰黑色潮湿状态,发育有盐生矮化芦苇等植被,表层蒸发浓缩形成的盐碱土厚达 0.7m,为泉水溢出潮湿带。

供水井西南约 5km 处的无名沟,沟谷两侧为第三系泥岩构成,沟床为第三系泥岩构成的向斜轴部,受构造作用影响,沟谷纵向呈四级台阶状自西向东倾斜,海拔分别为 2940、2970、3000、3030m,各台阶下均为泉水溢出潮湿带,芦苇长势良好,高可达 1.5~1.8m。红沟子沟口带泉流量 0.374 L/s ,矿化度 12.12 g/L ,说明大浪滩西北缘第三系碎屑岩类富含地下水。

大浪滩腹地前人资料显示,800m 深度范围内均为含盐地层构成,无良好的淡水资源储存空间。

大浪滩滩地带自距今 3.6Ma 以来沉积的第三系上新统及第四系碎屑岩呈厚达 804.32m 以上,但均为终端湖成盐堆积物,无地下淡水储水空间,故滩地带无供水前景。但大浪滩西北部的红沟子沟源带,有一定供水前景的可能性。其依据如下:

据 SW_2 钻孔资料,红沟子沟内第四系松散岩类堆积物厚度达 182.7m,岩性为半胶结状态砂岩、砂砾岩类,为地下水赋存运移提供了良好空间条件。

沟源带构造上升泉,单泉流量 1.25 L/s ,矿化度 1.08 g/L ,水质较好,为红沟子沟第四系松散岩类地下水提供了补给源。

沟源带海拔标高 4200~4500m,最高点 4790m,常年积雪,年降水量可达 200mm,降水入渗系数按 0.3 计算,则地下水径流模数可达 $164.3 \text{ m}^3/\text{d} \cdot \text{km}^2$ 。可见其沟源区地下水径流补给总量达 $16430 \text{ m}^3/\text{d}$,补给量较充沛。

据调查资料:沟口带泉流量 0.374 L/s (图 5-22),矿化度 12.12 g/L ,沟源带单泉流量 1.25 L/s ,矿化度 1.08 g/L ,中下游带 SW_2 钻孔资料显示,第四系松散岩类厚度 182.7m,顶板埋深 90.7m,水位埋深 76.0m,含水层岩性泥钙质细砂,降深 97.73m 时涌水量 $31.14 \text{ m}^3/\text{d}$,矿化度 5.07 g/L 。说明红沟子沟地下水水质自补给源至沟口带,矿化度呈递增趋势,其沟谷中上游带,应有矿化度 $\leq 1.0 \text{ g/L}$ 的地下淡水。但由于基底构造作用的影响,地下水径流方向应在 SW_2 孔以北地带。

综上所述,大浪滩供水目标区应在红沟子沟沟谷中上游带,目标勘探层为第四系中—上更新统冲洪积砂砾岩,预估单井涌水量 $\geq 100 \text{ m}^3/\text{d}$,矿化度 1.0 g/L 左右。

2. 矿业资源开发供水前景分区评价

柴达木盆地产业资源开发主要指石油、天然气,石棉及盐矿资源三大产业开发。石油、天然气产业主要分布于阿拉尔、大浪滩及油墩子、冷湖等地;石棉产业分布在阿拉尔西部的茫崖,盐矿产业主要分布在大浪滩、一里沟、一里坪及昆特依、马海等地。依上述产业,结合柴达木盆地西北缘地下水资源量等水文地质条件及生态环境演化对水资源形成背景的影响因素,确定调查区供水前景分级指标如表 5-1。

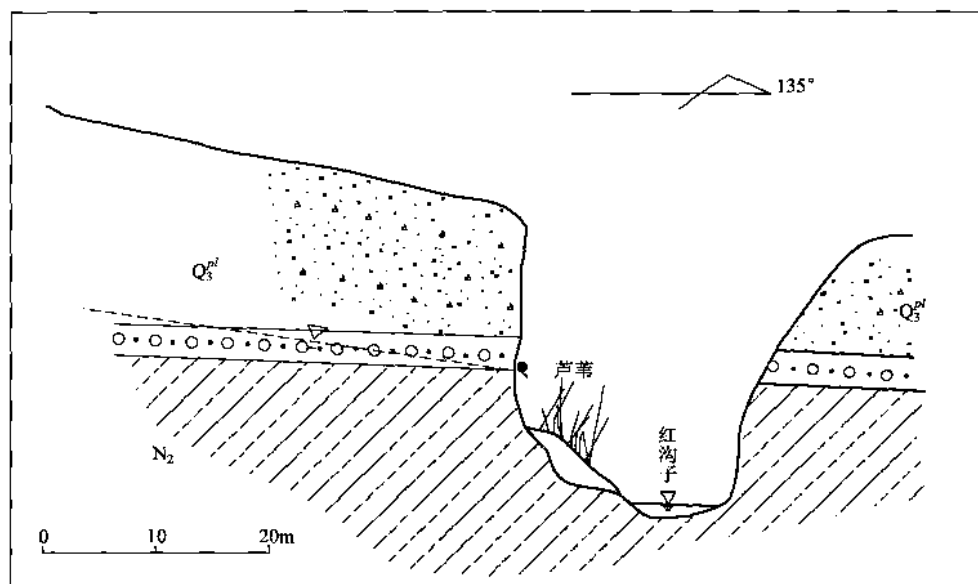


图 5-22 红沟子沟口泉水水文地质剖面示意图

表 5-1 测区供水前景分区指标一览表

权重 系数	分级系数	1	0.75	0.5	0.25
	指标	良好	一般	较差	无
	要素				
0.25	地下水矿化度 (g/L)	<1.0	1.0~3.0	3.0~6.0	≥6.0
0.15	地下水可开采量与需水量关系	大于	等于	小于	无可采资源量
0.14	单井涌水量 (m ³ /d)	≥500	100~500	≤100	无
0.13	开采地下水资源后是否导致咸水倒灌等不良水文地质问题	不发生	不易发生	有发生的可能	会发生
0.11	补给条件	良好	一般	较差	无
0.10	地下水埋深及成井难度	≤150m 容易	150~300m 较易	300~500m 较难	≥500m 难
0.07	供水距离/km	≤50	50~150	150~300	≥300
0.05	盐层厚度是第四纪以来沉积物总厚的比例	0	0~5	5~10	≥10

依表 5-1, 将野外实际水文地质条件要素赋给不同的权重系数 (依含水岩系 (组) 界线进行分区块赋值), 依此值与分级系数的乘积进行分级, 即 ≥0.85、0.85~0.6、0.6~0.35、≤0.35 量化指标分为供水前景良好、一般、较差、无四级。我们将柴达木盆地北缘产业资源开发供水前景分为四大区, 27 个亚区 (表 5-2)。

表 5-2 柴北缘供水前景分区评价一览表

分区及 代号	特征	位 置	分级 评分	评 价 说 明
(I)	祁漫塔格山前供水前景良好区 (I ₁)	祁漫塔格山前冲洪积平原及铁木里克西部戈壁带	0.955	该区地下水资源丰富,有良好的补给来源,可开采量远大于需水量,单井涌水量 >1000m ³ /d,含水层岩性为砂砾石,水位埋深多小于 150m,开采容易,为矿化度小于 1g/L 的优质生活饮用水,开采地下水资源过程中不会产生不良水文地质问题,但供水源区至花土沟城镇及油气开发地距离较远,介于 50~150km 间
	红柳沟下游供水前景良好区 (I ₂)	红柳沟下游冲洪积平原区	0.940	该区地下水资源丰富,能得到祁漫塔格山基岩裂隙水补给,可开采量大于老茫崖地区需水量,单井涌水量 ≥500m ³ /d,含水层为第四系砂砾石,水位埋深 30~80m,为矿化度小于 1g/L 的淡水资源,开采地下水资源过程中不会产生不良水文地质问题,可为老茫崖及大风山、油墩子油气及盐矿资源开发地供水,距离 30~150km 间
	丁字口—昆特依湖北山前供水前景良好区 (I ₃)	安南坝南山前倾斜平原带	0.883	该区能接受安南坝山冰雪融水补给,可开采资源量大于需水量。单井涌水量 ≥500m ³ /d,第四系淡水含水层下部含盐层,因此,上部淡水的开采可能引起下部咸水的补给,引起不良水文地质问题。淡水矿化度小于 1g/L,可为冷湖镇供水,冷湖石油供水,昆依特盐矿资源供水,供水距离 <100km
	马海农场供水前景良好区 (I ₄)	鱼卡河下游冲洪积平原区	0.955	该区能得到鱼卡河地表水的人渗补给,补给充沛,可采资源丰富,含水层岩性为砂砾及中粗砂,上部潜水及下部承压水水位埋深均小于 100m,矿化度小于 1g/L,水资源开发过程中不会引起不良水文地质问题,是马海湖及--里坪起因故资源开发良好的供水源地,但供水距离达 50~150km
	花海子供水前景良好区 (I ₅)	花海盆地广大冲洪积平原、冲湖积平原区	0.955	该区补给源十分丰富,含水层岩性为粗粒碎屑岩为主,地下水埋深 <100m,下部承压自流水顶板埋深 <50m,潜水及承压自流水水质好,水量丰富。水资源开发过程中不会引起不良水文地质问题
	祁漫塔格山区基岩裂隙水供水前景良好区 (I ₆)	祁漫塔格山区	0.867	海拔标高 4200m,年降水量多大于 200mm,构造风化裂隙发育,基岩裂隙水较丰富,水质好,可作为引泉供水选择区
	阿尔金山东段基岩裂隙水供水前景良好区 (I ₇)	安南坝山区	0.853	海拔标高 4000m 以上,年降水量可达 200mm,最大泉流量 7.734L/s,矿化度 0.5~1.5g/L 间,具良好开发利用前景
(II)	阿拉尔供水前景一般区 (II ₁)	尕斯库勒湖区及其以西的阿拉尔地区	0.803	该区 100m 以浅多为咸潜水或微承压水,矿化度 ≥6g/L,下部富含丰富的淡承压自流水,顶板埋深 80~110m,含水层岩性多为中细砂,呈多层结构,承压水头一般均大于 6m,为矿化度小于 1g/L 的 HCO ₃ ·Cl-Na·Mg 型水。资源丰富,单井涌水量大于 1000m ³ /d,但距需水点花土沟距离 >50km,成井困难,开采地下水过程中有可能发生咸水回灌现象
	茫崖湖西岸供水前景一般区 (II ₂)	红柳沟谷带及茫崖湖西岸	0.756	沟谷带水位埋深大于 100m,水量多在 100m ³ /d 左右,矿化度 1.0g/L 左右。近湖岸带 50m 以浅为咸卤水分布区,下部为多层承压自流水,水头 1~7m,含水层岩性 Q ₂₋₃ 冲洪积或冰水洪积砂、粗砂层,自喷量 ≥100L/s,为矿化度小于 1g/L,但距大风山、油墩子供水距离达 50~150km,开采地下水过程中有可能发生咸水回灌现象
	丁字口南—昆特依湖冲洪积平原供水前景一般区 (II ₃)	山前倾斜平原前缘细土带	0.719	该区上部 60m 以浅带为淡潜水,水量丰富,水质好,含水层岩性为 Q ₃ ^{al-p} 砂卵砾石层,厚度 30m 左右,下部为咸承压水。淡水资源量有限,单井涌水量可达 500m ³ /d,距冷湖及昆依特盐厂供水距离小于 100km,开采地下水过程中有可能产生下部咸水上灌

续表

分区及 代号	特征	位 置	分级 评分	评 价 说 明
供水前景一般区 (II)	当金山口供水前景一般区 (II ₄)	分布于花海盆地周边山前带	0.835	该区含水层岩性主要为晚更新世冰水洪积砂砾石层,厚度>50m,水质好,水量丰富,单井涌水量达500m ³ /d以上,由于分布位置较高,地下水埋深一般较大,达100~200m,开采条件一般
	南八仙供水前景一般区 (II ₅)	南八仙及其以北冲湖积平原区	0.665	该区为鱼卡河冲洪积平原前缘细土带,含水层岩性以中细砂为主,潜水及承压水位埋深小于10m,但水量较小,单井涌水量100~300m ³ /d,水质略差,多为0.5~1.5g/L,具有一定的开发利用前景
	阿尔金山西段基岩裂隙供水前景一般区 (II ₆)	阿卡腾能山区	0.624	海拔标高3800m以上,年降水量100~200mm,最大泉流量1.82L/s,矿化度一般在0.5~3.0g/L间,有一定的开采利用前景
供水前景较差区 (III)	阿克提山前供水前景较差区 (III ₁)	阿克提山前平原,花土沟凹陷带,尕斯库勒湖以东地带	0.558	该区地下水资源虽较丰富,但循环交替条件较差,矿化度≥1g/L,局部高达10g/L以上。承压水顶板埋深一般大于50m,水位埋深10~150m间,第四系堆积物含盐量达5%,仅可作为花土沟防护林灌溉用水
	红沟子沟供水前景较差区 (III ₂)	红沟子孙色源冲洪积平原带	0.595	该区分布面积约260km ² ,源头年降水量≥200mm,单泉流量1.25L/s,矿化度1.08g/L,第四系松散岩类厚度≥100m,最大达182.7m,具备较充沛的地下水补给源及储水空间,是大浪滩盐矿资源开发利用供水前景调查有利地带
	金鸿山沟供水前景较差区 (III ₃)	金鸿山沟冲洪积平原带	0.437	该区汇水面积300km ² ,金鸿山海拔标高3600~4300m,年降水量100mm,第四系堆积物厚可达150余米,有良好的补给条件及储水空间,对大浪滩盐矿资源开发利用有供水前景的可能性,可进一步工作
	茫崖湖东岸供水前景较差区 (III ₄)	湖东、湖东北及湖区带	0.378	该区地下水矿化度多大于3.0g/L,仅局部含有一定量的淡水资源,地下水可开采量较少,单井涌水量小于100m ³ /d,第四系含水层盐层含量5%左右,补给条件较差,地下水开采过程中有淡水咸化发生,供水前景较差
	苏干湖供水前景较差区 (III ₅)	苏干湖周边及以西地带	0.394	该区地下水矿化度1.0~6.0g/L间,局部含有小于1.0g/L淡水资源,地下水可采资源量较少,单井涌水量≤100m ³ /d,地层盐层含量达1%~5%,补给条件较差,地下水开采过程中会发生咸水倒灌现象,仅可作为湖边生态恢复用水
	阿尔金山中段基岩裂隙水供水前景较差区 (III ₆)	阿尔金山中段山区	0.367	海拔3500m以上,年降水量小于100mm,很少有泉水出露,水质较差,多为矿化度大于3g/L的微咸水,可进一步工作寻找生态恢复治理用水
	赛什腾山基岩裂隙水供水前景较差区 (III ₇)	赛什腾山区	0.384	海拔3500m以上,年降水量小于100mm,泉出露量少,水质一般,多为矿化度大于1g/L的Cl-Na型水,可进一步工作寻找生态恢复治理用水
	柴达木大门口供水前景较差区 (III ₈)	柴达木门口沟谷带	0.367	该沟汇水面积大,第四系堆积物厚可达350余米,能得到山区降水及基岩裂隙水的补给,其深部可能赋存有低矿化度承压淡水资源,前人沟下游钻孔揭露潜水埋深28~29m,矿化度27.85~34.78g/L,可进一步工作

续表

分区及 代号	特征	位 置	分级 评分	评 价 说 明
无 供 水 前 景 区 (IV)	大浪滩滩地带 无供水前景区 (IV ₁)	大浪滩地	0.25	该区地下水矿化度均大于 10.0g/L, 第四系地层盐层含量占总厚的 30% 以上, 800m 深度范围内淡水资源
	大盐滩无供水 前景区 (IV ₂)	盐滩地	0.25	多为高矿化度卤水, 无供水意义
	一里坪无供水 前景区 (IV ₃)	南部广大区域	0.25	该区主要为第四纪以来成盐岩区, 地层内盐晶、石盐含量极高, 多为盐卤水分布区或高矿化油田水, 无供水意义
	牛鼻子梁无供 水前景区 (IV ₄)	牛鼻子梁南部盐碱滩 地带	0.25	该区主要为第四纪以来成盐期堆积物, 地层内盐晶、石盐含量达 30% 以上, 多为盐卤水分布区, 无供水前景
	马海湖无供水 前景区 (IV ₅)	马海湖以西地带	0.324	该区地层主要为第四纪成盐期堆积物, 以粘土细砂为主, 含大量盐晶盐卤, 地下水水质极差, 多为咸卤水, 局部可见 1.0~6.0g/L 微咸水
	中部丘陵山地 无供水前景区 (IV ₆)	俄博梁等盆地内第三 系红色碎屑岩分布带	0.25	地下水主要以高压自流高矿化水为主, 矿化度均在 100g/L 以上, 无供水意义

由于柴北缘自然环境恶劣, 水资源十分贫乏, 从而导致供水前景良好区面积仅 2466.4km², 占总面积的 3.94%, 供水前景一般区面积 5233.4km², 占总面积的 8.36%, 供水前景较差区面积 6504.1km², 占总面积的 10.3%, 而无供水前景区面积达 48396.1km², 占总面积的 77.3%。

3. 矿业资源开发带生产、生活供水前景综述

(1) 尕斯库勒油田供水区。尕斯库勒油田位于柴达木盆地西部的阿拉尔盆地。因此, 阿拉尔盆地是尕斯库勒油气产业开发生产生活供水首选地。据资料显示: 阿拉尔盆地地下水天然补给资源量为 $4.3484 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$, 总开采资源量 $3.9423 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$, 地下水现状开采量 $0.1132 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$, 现状需水量 $0.2175 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$, 具较大的供水潜力。然而, 由于盆地内地下水含水岩组结构特征及补、径、排条件的不同, 选择合理的供水源区十分重要。依表 5-2, 供水源区应选择在祁漫塔格山前供水前景良好区 (I₁) 及阿拉尔供水前景一般区 (II₁) 为妥。前者, 单井涌水量 $>1000 \text{ m}^3/\text{d}$, 矿化度小于 1.0g/L, 水质好, 成井工艺简单, 但地下水埋深较大, 在 100~150m 间, 接近前缘细土带区, 水位埋深多小于 50m, 是理想的供水源地选择区。后者, 水量大, 单井地面自流量达 1800 余 m^3/d , 矿化度小于 1.0g/L, 水质好。但该区 0~100m 深度范围内为咸水或微咸水, 100m 以下为多层高压自流水, 成井工艺难度大, 如果选择该区做供水源地, 则应选择合理的成井工艺。

(2) 老茫崖、大风山、油墩子油气及盐矿资源开发供水区。该区供水源地选择老茫崖湖区为妥。这里天然资源补给总量 $0.1309 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$, 总开采资源量 $0.0483 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$, 红柳沟下游供水前景良好区及茫崖湖西岸供水前景一般区均有一定的供水前景, 前者单井涌水量 $\geq 500 \text{ m}^3/\text{d}$, 水位埋深 30~80m, 为低矿化淡水, 成井工艺简单。后者单井自流量 $\geq 100 \text{ m}^3/\text{d}$, 为低矿化淡水, 但近湖岸带 50m 以浅为咸卤水分布区, 开采下部承压自流水过量时, 有可能发生咸水倒灌现象。

(3) 大浪滩盐矿、油气资源开发供水区。前人资料显示: 大浪滩滩地带 800m 深度范围内均为含盐地层构成, 无良好的淡水资源储存空间。因此, 寻找合理的生产生活供水源区对大浪滩矿业资源开发经济

发展意义重大。据野外调查资料,大浪滩生产供水区域应选择在大浪滩西北部的山前倾斜平原区,距大浪滩资源开发区约 20km,这里含水层岩性为第三系砂岩,单井自流量约 $120\text{m}^3/\text{d}$ (孔深 80~88m),矿化度 15.712g/L 。生活用水应选择红沟子沟源带,2003 年 SW₂ 钻孔以西区域。虽 2003 年 SW₂ 钻孔未能达到预期目的,但该孔资料显示其以西地带地下水矿化度应在 $1.08\sim5.07\text{g/L}$ 间,第四系松散岩类厚度可达 182.7m,沟源泉水补给量 $108.00\text{m}^3/\text{d}$,矿化度 1.08g/L 。因此,选择合适的位置施钻,可望获得单井涌水量 $\geq 100\text{m}^3/\text{d}$,矿化度 1.0g/L 左右的淡水资源。

(4) 冷湖、昆特依石油盐业资源开发供水区。该供水区选择在丁字口—昆特依湖北部的山前倾斜平原带,这里地下水天然资源补给总量 $0.3161\times 10^8\text{m}^3/\text{a}$,可开采资源量 $0.1231\times 10^8\text{m}^3/\text{a}$,单井涌水量可达 $500\text{m}^3/\text{d}$ 。但该区地下水上淡下咸,开发利用过程中有可能产生下部咸水上灌的可能。因此,开发利用过程中应注意开采量及开采方案的选择。

(5) 马海、一里坪盐矿资源开发供水区。由于一里坪矿区地处柴达木盆地腹部,晚更新世以来一直处于终端成盐环境,200m 以浅未发现良好的淡水储水空间。因而其盐矿资源开发过程中生产生活供水只能选择在马海盆地带的鱼卡河河口冲洪积平原及马海湖东部环滨湖区。这里地下水天然总补给量 $1.2171\times 10^8\text{m}^3/\text{a}$,可开采资源总量 $0.7249\times 10^8\text{m}^3/\text{a}$,地下水资源丰富,单井涌水量可达 $500\text{m}^3/\text{d}$ 以上,属低矿化淡水,但环滨湖相带 60m 以浅有咸水分布,开采利用过程中应注意环境水文地质问题的发生、发展。

三、水文生态环境演化趋势及柴北缘生态环境恢复治理可行性分区评价

(一) 生态环境现象特征

1. 盐壳与植被分布特征及成因分析

柴达木盆地盐壳层分布严格受控于地层背景含盐量、地貌部位、地下水埋深及水文气象特征。一般来说,洼盆地地下水埋深小于 3m 时,即出现次生盐渍化现象,其结构特征亦表现出与现代积水洼(盆)地呈同心环状特征。即:核心部位为盐卤水分布区,无植被生长。外一环盐晶盐壳层,为现代盐漠氯化物结晶层,外观上呈灰黑色潮湿状态,厚度与岩性有关,一般 1~3m 间。其下部一般为厚达 50cm 的硫酸盐结晶体。如石膏、芒硝类物质,结构相对松散些。

外二环多为盐渍土层分布区,厚度一般为 2.0m 左右,这里地下水埋深一般介于 1~3m 间,为盐生植被及沼泽植被分布区。其结构特征是:表层白茫茫一片,多为氯化物板结层,厚度一般在 10~25cm 间,下部为 CaSO_4 或 MgSO_4 结晶层,厚度一般小于 25cm,表现出明显的蒸发浓缩成盐过程。

外三环为荒漠草原带,地下水埋深 3~5m,植被以冰草、芨芨草为主。这里蒸发浓缩积盐与淋滤型积盐交替出现。因而表层硫酸盐与氯化物含量相近。

外四环为荒漠植被带,地下水埋深 5~10m,植被以白刺、木紫菀类为主。

外五环为荒漠戈壁带,分布面积广,其堆积特征表现为:表层为 5~15cm 厚的松软层,岩性主要为含泥砂砾碎石,结构松散,人行于其中即有陷入之感觉,车行其中留下深深的轮迹。其下部一般有 20cm 左右的碳酸盐加硫酸盐盐壳层或钙质层,结构较坚硬,底部一般为原地层,盐分剧减。分布标高一般在 2850~3200m 间,这里也是现代风积沙丘分布区。

上述特征在调查区的阿拉尔地区、大浪滩地区、冷湖盆地、马海盆地、苏干湖盆地表现较为突出。

而广大盐滩地区、俄博梁地区、水鸭子墩地带的风蚀残丘分布带及干燥剥蚀的丘陵山地带,其积盐过程与上述恰好相反,主要表现为表层为 20~40cm 的钙质硬壳层,结构坚硬,锤击咚咚作响,中部为石膏或芒硝结晶层,厚 20~30cm。下部为氯化物粉末状结晶物,厚度可达 30~50cm 间,多结构松散,与底部原地层形成空隙或空洞。这种现象在第三系红层分布区广布,海拔高程可达 3500~3700m。

上述成盐过程综合起来可以说是:① 蒸发浓缩成盐;② 淋滤逆向成盐。即:当地下水埋深小于或等于土层毛细上升高度时,在蒸发浓缩作用下,如 NaCl 或 KCl 类易溶盐最后在地表浓缩结晶成盐,而可溶

盐类如 CaSO_4 或 MgSO_4 类物质在其蒸发浓缩过程中早已沉淀或结晶析出, 构成低洼带盐壳层底板。

广大丘陵山区及大浪滩、大盐滩、水鸭子墩等地成盐过程恰与上述相反。由于调查区气候干燥少雨, 雨日或雨月时期降水使原本含盐较高的湖相地层表部发生淋滤。表层易溶盐(氯化物)先溶于水, 随水下渗, 由于雨水的补给量不足够大, 易溶盐下渗至一定位置后终年结晶富集, 形成 Cl 物富集带, 可溶盐如 CaSO_4 类物质则随水下渗先于 Cl 物沉淀析出, 富积于 Cl 物之上, 微溶或难溶盐如 CaCO_3 类则在地表形成钙板层。

而广大戈壁地区表层为松软层, 下部为硬底层, 则介于上述积盐过程之间。

2. 地下水埋深与生态特征

据调查及物探资料显示:

荒漠戈壁区, 地下水埋深一般大于 10m, 无植被或很少有植被生长。

荒漠植被生长区, 地下水埋深一般在 3~10m 间, 以蒿类植被及灌丛为主。

盐生植被生长区, 地下水埋深一般在 0.5~3.0m 间, 为盐生芦苇为主。

沼泽植被生长区, 地下水埋深一般 $\leq 0.5\text{m}$ 。

3. 地下水位变化特征

据泉点及测流点验证结果显示: 测区地下水泉水流量剧减量 30%~90%, 地下水位下降量 3~5m, 矿化度增加量 1%~3% (表 5-3)。其依据如下:

倾斜平原前缘细土带植被退化枯黄或死亡, 如 044 号、122 号点, 死亡的芦苇根系厚达 30cm, 呈草垫状宽 20~40m。

阿克提山前七个泉, 20 世纪 70 年代末泉流量在 0.45~1.63L/s 间, 现已无泉流溢出, 仅为泉水溢出潮湿带, 并构成盐渍化区带, 仅生存有具深根系矮化芦苇。

红沟子沟北原泉水流量达 0.54L/s, 现为泉水溢出潮湿带, 无泉水溢出。

阿达滩河、攸苏普阿雷克河 20 世纪 70 年代末期在测区仍有显示, 并有较大的流量 (3~5L/s), 目前已退缩为干谷。

阿拉尔河南支原流量可达 0.5L/s, 现为干涸的洼地。据了解 5 年前就已成现状。

切克里克供水井, 原水位在 20m 左右, 现已降至 24m。

表 5-3 井泉水文要素变化特征一览表

时间 要素	1980 年秋				2002 年秋				变化值		
水点 类型	点号	流量 ($\text{L} \cdot \text{s}^{-1}$)	水位 m	矿化度 ($\text{g} \cdot \text{L}^{-1}$)	点号	流量 ($\text{L} \cdot \text{s}^{-1}$)	水位 m	矿化度 ($\text{g} \cdot \text{L}^{-1}$)	流量减少/%	水位/m	矿化度增加量 ($\text{g} \cdot \text{L}^{-1}$)
泉	478	0.14			162	0.008			-94.2		
测绘		976.0			077	386.80			-60.5		
测绘	50	199.0			076	119.80			-40.2		
泉	381	12.2			63	3.34			-72.6		
泉	615	40.56		0.549		9.549		0.603	-76.5		0.054
泉	848	1.24		0.314	83	0.680		0.34	-45.2		0.026
泉	953	20.40		1.39	144	1.578		1.514	-92.3		0.124
泉	32	0.5		12.88	90	0.374		12.119	-25.2		-0.761
泉	1064	1.82			230	1.243		1.08	-31.7		
井			25.0	0.50~0.65	G ₁		62.3	0.61		-37.3	
井			9.0	0.50~0.65	G ₂		16.9	0.65		-7.9	
井	阿水 12			0.866				0.877			0.011

切克里克细土带泉水流量原为 1.24L/s, 现已干涸无流可测, 据 104 号点试坑显示, 水位埋深已为 1.20m、109 号点以北泉流均干涸。

苏干湖盆地 151 号、153 号泉点已呈散流状, 出露后即消耗于蒸腾, 无法测流, 150 号点处水位埋深已达 1.5m。

马海湖草沼已无昔日风采, 其赛什腾山前泉流多已退缩干涸, 如 164 号点已不能形成泉流, 166 号点泉流出露后即入渗于地下, 168 号点已无流可测。

阿拉尔—茫崖段几个尕斯库勒湖基本消失殆尽, 仅存三处积水洼地带, 尕斯库勒东湖已不存在, 仅为盐壳盐壳区, 原补给河道已无水, 不能通行的沼泽变为盐壳盐壳层, 可以通行。

冷湖—昆台湖间的尕斯库勒湖已无显示。

综上所述, 青藏运动促使了柴达木盆地内部分化, 构成了“多隆多凹”的地貌格局, 从而影响着区内水系分布的同心环状格局。青藏高原的急剧隆升, 促使了盆地气候干燥少雨、冷热剧烈, 风大沙多, 从而导致了盆地自渐新世以来的积盐过程。因而渐新纪中新世以来堆积物背景含盐量较高, 这是调查区盐壳层广布的背景因素。气候干燥少雨的结果, 迫使调查区各盆地汇水中心地(表)下水以蒸发、蒸腾为最终排泄方式。从而导致了盆地以湖泊为中心的同心状积盐、同心状水系、同心状水文地质结构、同心状生态环境特征、同心状地貌景观格局。

(二) 生态环境现状评述

在 GIS 平台下, 结合植被类型图和植被盖度图、数字高程图、土壤湿度图及地貌图进行统计分析得到表 5-4、图 5-23。

表 5-4 柴达木西北部植被类型指标统计表

地貌	面积比 %	植被类型	面积比 %	平均植被盖度/%	平均海拔 m	土壤平均湿度/%
冲湖积平原	44.10	水域	0.67	—	—	—
		盐土草甸	6.86	8.82	2756	29.27
		裸地	36.57	3.14	2798	13.64
冲洪积平原	36.62	沼泽草甸	0.80	44.37	2817	74.00
		荒漠	35.81	5.71	2858	17.99
		农田	0.01	69.79	2868	53.63
坡洪积平原	8.63	草原化荒漠	3.32	8.67	3143	25.61
		沙漠	1.38	6.76	3300	6.80
		荒漠化草原	3.93	11.12	3400	26.28
剥蚀山地	10.65	高山草原	2.39	16.39	3686	40.99
		寒冻荒漠	7.56	7.56	3904	21.14
		高山草甸	0.70	18.21	4000	35.41

表 5-4 及图 5-23 显示了柴达木盆地一定范围内水文生态环境现状特征。

(1) 调查区植被基带属典型的内陆干旱荒漠植被类型, 植被盖度极低, 平均值仅 6%。

(2) 现代绿洲带分布于现代终端湖地区, 即尕斯库勒湖、茫崖湖、苏干湖、马海湖四个盆地区。现代绿洲带植被盖度 44.37%~69.79%、土壤平均湿度 53.63%~74.00%, 面积仅占总面积的 0.81%。

(3) 现代荒漠(裸地、荒漠、沙漠、草原化荒漠、寒冻荒漠五种类型)分布面积占盆地总面积的 84.65%, 植被盖度仅为 3.14%~11.12%, 其中盖度小于 5% 的裸地区域面积占总面积的 36.57%, 土壤平均湿度 6.80%~21.14%, 说明柴达木盆地气候干燥, 生态环境条件极差。

(4) 土壤平均湿度对植被生长影响较大, 土壤湿度大于 50%, 适宜植被生长, 盖度可达 50% 以上,

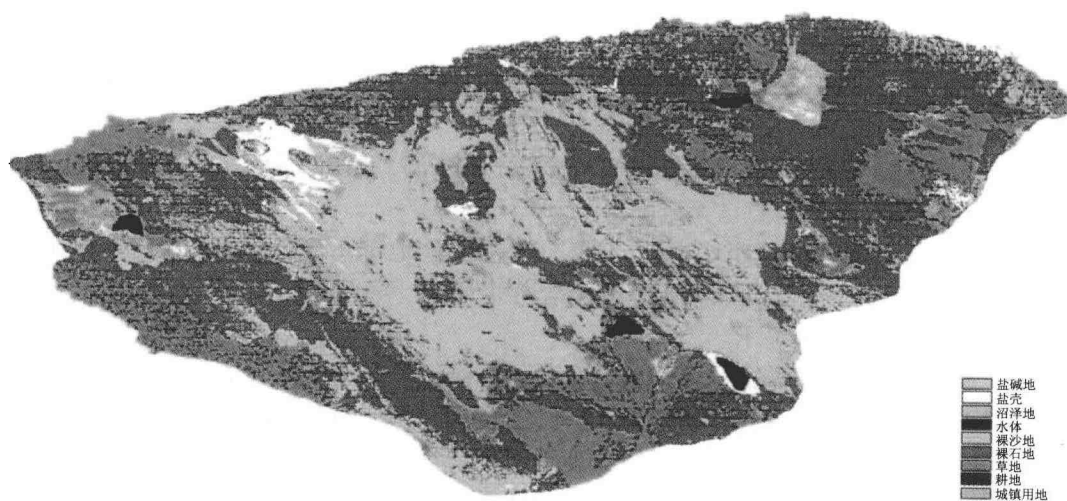


图 5-23 水文生态环境现状图

湿度小于 30% 时, 植被不易生长, 其盖度小于 10%, 且多以旱生蒿类植物为主。

(5) 土壤含盐量对植被的生长有较大的影响, 现代盐壳区及盐滩地, 基本无植被生长, 植被盖度小于 3.14 %。

(6) 地貌部位对植被的生长有一定的影响, 冲湖积平原区为多盐碱滩地带, 植被盖度小于 10%, 而冲洪积平原区为现代地(表)下水汇集流通区, 土壤盐分含量少、湿度大, 植被盖度可达 40% 以上。

(7) 除各现代绿洲带外, 植被盖度总趋势是西部大于东部, 山地大于盐滩地, 南部大于北部, 这与调查区降水量关系密切, 如西部阿拉尔年降水量达 43.60mm/年, 而冷湖仅 15.04mm/年。

(8) 由于极端干旱的内陆气候, 靠山地降水得以维系的高山草甸和高山草原发育欠佳, 原本处于植被垂直带谱顶端的寒冻荒漠大规模侵入到高山草甸带之下, 同时基带的荒漠类型又十分发育, 这样使得调查区北部的阿尔金山系中、西段和西南侧祁漫塔格山的垂直带谱不显著, 高寒荒漠、高山草甸、高山草原和荒漠化草原交织出现。阿尔金东段虽有植被带谱发育, 但带谱组成结构简单、局部发育不完整。

(三) 现代生态环境发展驱动因素分析

(1) 气候变化是现代生态环境变化的主要驱动因素, 其中气温、降水和蒸发起主导作用。

一是气温的作用。柴达木盆地具有典型的大陆性荒漠气候特征, 盆地中心海拔最低的察尔汗年平均温度为 5℃, 东部边缘地区为 4℃, 其余绝大部分地区都在 2℃ 甚至 0℃ 以下。但气温的年变幅和日变幅很大, 表现出极端的温带大陆性气候特点。1 月份平均气温为 -15 ~ -10℃, 7 月份平均气温 15 ~ 17℃。月平均气温的年较差近 30℃, 极端最低气温大都在 -30℃ 左右; 极端最高气温达 30℃ 以上, 有时可达 35.5℃ (察尔汗)。全年各月气温的平均日较差大都超过 15℃, 日差最大值达 23.5℃ (德令哈)。盆地中部一年中日平均气温超过 0℃ 持续稳定时间约为 200 天左右, 超过或等于 10℃ 的稳定时间为 90 ~ 100 天, $\geq 10^\circ\text{C}$ 积温约为 1500 ~ 2000℃。由于盆地气候干旱, 全年日照时数长达 3000 ~ 3300 小时, 高原空气稀薄, 太阳辐射强烈, 6 ~ 8 月各月地面最高温度均超过 60℃。盆地无霜期较短, 只有 30 ~ 120 天, 但这被较长的日照和强烈的太阳辐射所弥补。

如图 5-24、表 5-5 所示, 1956 年至 2000 年以来气温总的趋势是曲折中逐渐上升的。格尔木的年平均气温最低为 2.883℃, 逐步上升到 1998 年的气温最高值 6.575℃, 温度上升值达 3.692℃, 44 年的温度平均为 4.387℃, 标准差为 1.466; 大柴旦从 1957 年的气温最低值 -0.05℃ 升高到 1998 年的温度最高值 3.36℃, 升温幅度达 3.41℃, 44 年的年平均温度为 1.432℃, 标准差为 0.7887; 德令哈气象站观测的气温从 1956 年的温度最低值 1.583℃ 上升到 1998 年的温度最高值 5.208℃, 温度升高了 3.625℃, 44 年的

气温平均值为 3.39°C ，标准差为 1.06 ；都兰气象站从气温观测值的最低 1.7°C ，变化到 1998 年的最高 4.592°C ，温度增加了 2.892°C ，44 年平均为 2.982°C ，标准差为 0.58 ；冷湖气温从 1957 年的最低 1.842°C ，上升到 1998 年最高的 3.94°C ，气温相对升高达 2.10°C ，44 年平均为 2.57°C ，标准差为 0.8302 。上述五个气象站所观测到的气温分别上升了 3.692°C 、 3.41°C 、 3.625°C 、 2.892°C 、 2.10°C ，五地平均升高了 3.1438°C ，超过了 3°C 。在 1956 年至 2000 年的近 50 年中，柴达木盆地的气温变化可以分为三个阶段：第一阶段大约从 1956 年开始，结束于 1967 年，该阶段气温比较低，保持在平均水平左右波动，变化比较平稳，震荡幅度较小；第二阶段从 1967 年开始，结束于 1983 年，该阶段初始时猛烈升温，然后保持气温的高昂不变，中间有一点大的波动，降温幅度约为 0.7°C ，最低值出现在 1975 年左右，大致形状呈一“V”形；最后阶段开始于 1983 年，结束于 2000 年，气温一直保持在高值，但是有着剧烈的震荡，温度时高时低，变化无常，最后上升到 1998 年的最高值。三个阶段总的特点就是，前期温度保持平稳，中期快速升温，后期稳步上升但有较大的波动，最后上升到最高值。五个地方年平均气温以格尔木为最高，其次是德令哈，最低是大柴旦。年际变化最小的是都兰，最大的是格尔木。气温年较差最大的是格尔木，其次是德令哈，最小的冷湖。在短短的 44 年以内柴达木盆地气温竟然上升了 3°C ，远远超出 50 年来全球气温平均上升约 0.7°C 左右的水平。说明柴达木盆地对全球气候变化具有快速响应且有放大的特点，对外界气候环境的变化非常敏感。

二是降水的作用。柴达木盆地处于内陆中心，并且地形封闭，从中纬度北大西洋吹来的湿润气流运行至此要经过中亚、北非这样世界上最大的干旱荒漠中心，所携带的水汽到此几乎丧失殆尽。较弱的北冰洋气流受阻于阿尔泰山、天山，更达不到此地；印度洋季风从海拔 5000m 高空越过青藏高原山地到达昆仑山地区已很微弱，所携带的水汽在西风垄断作用下，降温、凝结，仅可在盆地南侧山区形成少量降雨；惟有强大的太平洋季风 6~8 月间可到达盆地东缘，带来一定的降雨。所以这里成为我国最干旱的地区，柴达木年降水量是很少的，并且 80% 的降水集中在太平洋季风活动盛期——夏季。这里各地年降水量按夏季季风方向向西递减，东部地区如都兰、香日德、德令哈等地年降水量为 $160\sim 170\text{mm}$ ，中间地区如诺木洪、格尔木等地，为 40mm 左右，西部的乌图美仁和冷湖仅为 $15\sim 20\text{mm}$ 。由于地形的影响，大柴旦与茫崖年降雨量稍有增加，约为 $50\sim 80\text{mm}$ 。而高山地区，如昆仑山的伍道梁与沱沱河约为 $50\sim 300\text{mm}$ 。这样，盆地的干旱中心便位于冷湖附近。

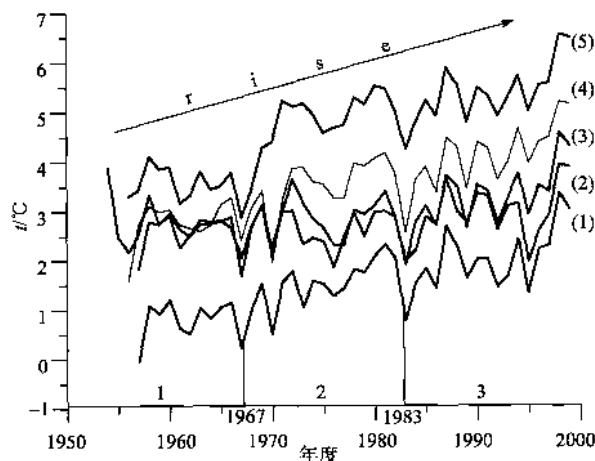


图 5-24 柴达木盆地各地 1956~2000 年年平均气温曲线图
(1) 大柴旦；(2) 冷湖；(3) 都兰；(4) 德令哈；(5) 格尔木

表 5-5 1956~2000 年柴达木盆地各地气温统计表

地名	大柴旦	德令哈	都兰	冷湖	格尔木
最小	-0.05	1.583	1.7	1.842	2.883

续表

地名	大柴旦	德令哈	都兰	冷湖	格尔木
最大	3.36	5.208	4.592	3.942	6.575
平均	1.432	3.39	2.982	2.57	4.387
Median	1.495	3.5	2.908	2.746	4.792
Std	0.7887	1.06	0.58	0.8302	1.466
Range	3.41	3.625	2.892	2.1	3.692

图5-25、表5-6所示,从1954年开始,一直到2000年的近47年柴达木盆地各地年总降水量分布。大柴旦年降水量最低值为33.7mm,最高值为166.9mm,年较差达133.2mm,47年多年平均为78mm,标准差36.82;德令哈年降水量最低为60.4mm,最高为318.7mm,年较差达258.3mm,47年多年平均为150.3mm,标准差为61.69;都兰年降水量最低为107.2mm,最高则为323.3mm,年较差达216.1mm,多年平均为188.2mm,标准差为46.95;冷湖地区年降水量最低为3.2mm,最高值为44.5mm,不足50mm,年较差为41.3mm,多年平均为15.04mm,标准差为9.968;格尔木地区降水量最低为11.4mm,最高达137.2mm,年较差为125.8mm,多年平均为40.47mm,标准差为23.93。从都兰(188.2mm)—德令哈(150.3mm)—大柴旦(78mm)—格尔木(40.47mm)—冷湖(15.04mm)的年总降水量逐渐递减,说明降水由东向西减少。并有1959年、1967年、1977年、1989年左右,降水量出现高值,好像有准10年左右的循环周期。

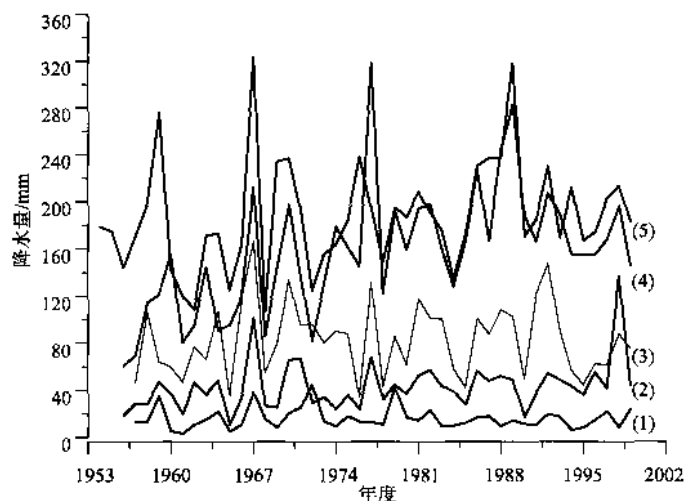


图5-25 柴达木盆地各地1954~2000年总降水量曲线图
(1) 冷湖; (2) 格尔木; (3) 大柴旦; (4) 德令哈; (5) 都兰

表5-6 柴达木盆地各地年降水量初步统计

单位: mm

地名	大柴旦	德令哈	都兰	冷湖	格尔木
Min	33.7	60.4	107.2	3.2	11.4
Max	166.9	318.7	323.3	44.5	137.2
Mean	78	150.3	188.2	15.04	40.47
Median	80	155.4	181.3	13.15	37
Std	36.82	61.69	46.95	9.968	23.93
Range	133.2	258.3	216.1	41.3	125.8

三是蒸发的作用。盆地东半部年平均相对湿度为40%,西部在30%以下;整个地区的年蒸发量为

2000~3000mm, 为年降水量的 20~30 倍以上, 湿度系数仅为 0.02 左右 (湿度系数为降水量与年蒸发量的比值)。

如图 5-26、表 5-7 所示, 1954 年以来到现在, 蒸散发量变化非常复杂。年总蒸散发量的多年最高地区为冷湖 2975mm, 其次是格尔木为 2473mm, 其他三个地方相差不大, 分别为大柴旦 1921mm、德令哈 2060mm、都兰 1982mm。年总蒸散发量最高值出现在冷湖为 3624mm, 最低值出现在都兰为 1577mm。年较差最大的是格尔木达 1228mm, 最小的是大柴旦, 其他三地相差不大为德令哈 935.9mm、都兰 872.9mm、冷湖 966.4mm。年际变化最大的冷湖达 8158mm, 最小的是 184.1mm, 大柴旦和格尔木相当, 分别为 691mm、713.1mm。蒸散发量的最低值分别出现在 1967 年和 1983 年, 依据这两个低值大概可以将柴达木盆地近 50 年的蒸散发量分为三个时段: 第一个时段为 1954 开始, 结束于 1967 年, 该时段年总蒸散发量基本保持稳定, 上下波动幅度很小, 只有格尔木地区一直是下降的; 第二时段从 1967~1983 年, 该时段年总蒸散发量上升, 且保持较高水平, 在 1971 年左右达到较高水准; 第三时段大概从 1983 年开始, 到 2000 年收尾, 该时段蒸散发量呈稳中有降的趋势, 在约 1989 左右年达到该时段最高值。从时间上看是, 1967 年大致稳定不变, 1967~1983 年保持升高, 在 1983 以后反而下降。从空间上看, 从东到西由都兰—德令哈—大柴旦—格尔木—冷湖, 蒸散发量逐渐递增。年总蒸散发量的变化受温度的影响效果比较显著, 也和降水量的空间变化趋势保持一致。

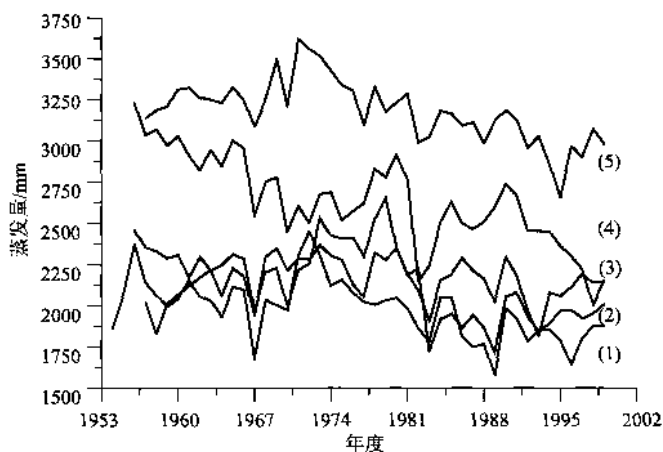


图 5-26 柴达木盆地各地 1954~2000 年年总蒸散发量曲线图

(1) 都兰; (2) 德令哈; (3) 大柴旦; (4) 格尔木; (5) 冷湖

表 5-7 柴达木盆地各地年总蒸散发量分布趋势

单位: mm

地名	大柴旦	德令哈	都兰	冷湖	格尔木
Min	1814	1718	1577	2657	2004
Max	2369	2654	2450	3624	3232
Mean	1921	2060	1982	2975	2473
Median	2160	2196	2005	3183	2612
Std	691	497	184.1	8158	713.1
Range	555.3	935.9	872.9	966.4	1228

(2) 人类工程—经济活动对现代生态环境变化的驱动作用。日前盆地已建成了包括石油开采、建材、冶金、煤炭、电力、采盐、钾肥、化工等比较完整配套门类齐全的工业经济体系。工业主要产品产量大幅度增长, 原油 $108 \times 10^4 \text{t}$, 比 1957 年增长 347 倍, 钾肥 $11 \times 10^4 \text{t}$, 比 1958 年增长 109 倍, 铅锌矿 $5.38 \times 10^4 \text{t}$, 比 1958 年增长 3.59 倍, 原盐 $87 \times 10^4 \text{t}$, 比 1954 年增长 81 倍, 原煤 $28 \times 10^4 \text{t}$, 比 1956 年增长 30

倍,发电量 42420×10^4 度,比 1958 年增长 814 倍。

到 2002 年,全区公路通域总里程达 1000 余千米,比 1970 年增加了 500 余千米;主干线公路有:青新线、敦格线、当黄线、茶冷线等,并以这些公路为主干,初步形成了全区的公路网骨架。随着公路通车里程的延伸,运输工具也迅速增加,公路货运量为 5×10^4 t。

经济开发给原本荒凉萧条的调查区带来了空前的繁荣,但也带来了一系列的生态环境问题。由于调查区的生态环境本来就非常脆弱,人类活动因子的不断加强,使得生态环境问题日趋严重。最初的开发只是盲目的进行各类建设,没有过多地考虑生态环境效应,这使得生态环境问题与人类开发活动之间出现了严重的不平衡。

首先,大规模的蓄畜和过度放牧破坏了脆弱的草地生态系统,使沙漠化面积不断扩大,草场退化严重。据统计,1949 年柴达木盆地共有大小牲畜 48.0 万头(只),至 1993 年增长为 222.86 万头(只),增长 4.6 倍,远远超出了盆地内草场的载畜能力。

其次,由于人口压力的不断增大,必须开垦大量的土地来种植所需的粮食。由于独特的自然地理环境和长久地质演化的结果,柴达木盆地的土地普遍具有盐碱化的趋势,再加上不合理的灌溉和管理措施,使得开垦的土地生产力低下,盐渍化程度不断加剧。受盐害影响的农田粮食产量,始终徘徊在亩产 150 kg 左右的低产,至今盐害仍然继续加剧,不得已之下只有弃耕。

第三,由于大规模的开发对交通的需求,使得盆地工程施工的规模不断扩大,对原始地表组分和生态系统产生严重的破坏,再加上不科学的养护措施,使荒漠化程度加剧。虽然在 20 世纪末人们已经认识到土地沙化带来的危害,并且采取了许多防止土地沙漠化的措施,开展了一些治沙项目,但收效甚微。

第四,盆地丰富的矿产资源,使得从 20 世纪末掀起了矿产开发的狂潮,随着地表的不断开挖和污染物质的不断排放,盆地内的环境问题也日趋严重。从新中国成立初期到上个世纪末,随着社会主义建设的不断进展,国家对矿产资源的需求也在不断加大。而从 20 世纪 50 年代开始至今,矿产资源开发的力度不断加强,所带来的生态环境问题也不断加剧。

第五,大规模的截流减少了河流下游地区的生态用水,使下游生态系统的平衡被破坏,造成草地退化甚至沙漠化等问题。

(四) 生态环境近期变化趋势分析

1. 荒漠化现象

柴达木盆地西北部是我国资源丰富的地区,近年来由于盆地生态环境的脆弱性和人类活动的频繁性,测区的生态环境恶化问题已十分突出,特别是荒漠化程度加剧,已对整个盆地的自然和社会经济的可持续发展产生了较大影响。

植被是区域生态环境尤其是干旱区生态环境最敏感的反应因子,研究植被及植被与其他环境因子之间的关系也是揭示自然规律的主要手段之一。因此本次工作运用遥感和 GIS 等方法研究了柴达木盆地西北部植被的分布状况,分析了植被与土壤水分等环境因子的空间分布关系及其生态环境指示意义,揭示了调查区荒漠化过程发生发展的现状(表 5-8)。

表 5-8 植被类型指标统计表

植被类型	面积比 %	平均植被盖度 %	平均海拔 m	土壤平均湿度 %
水域	0.67	—	—	—
盐土草甸	6.86	8.82	2756	29.27
裸地	36.57	3.14	2798	13.64
沼泽草甸	0.80	44.37	2817	74.00
荒漠	35.81	5.71	2858	17.99
农田	0.01	69.79	2868	53.63

续表

植被类型	面积比 %	平均植被盖度 %	平均海拔 m	土壤平均湿度 %
草原化荒漠	3.32	8.67	3143	25.61
沙漠	1.38	6.76	3300	6.80
荒漠化草原	3.93	11.12	3400	26.28
高山草原	2.39	16.39	3686	40.99
寒冻荒漠	7.56	7.56	3904	21.14
高山草甸	0.70	18.21	4000	35.41

综合分析第一章有关论述及各项专题图和表 5-8 统计结果可知：柴北缘地区植被基带属于典型的内陆干旱荒漠植被类型，植被盖度极低，平均值为 6%。裸地、荒漠、沙漠、草原化荒漠、寒冻荒漠五种类型共计占全区总面积的 84.65%，其中盖度小于 5% 的裸地区域占总面积的 36.57%，而且植被相对较好的高山草甸和高山草原区，盖度由 1985 年的 70% 和 50% 左右下降为不到 20%，全区生态环境呈现出进一步严重荒漠化趋势（图 5-27）。



图 5-27 极端荒漠化—沙漠化

上述统计不计水域和有人为因素干扰的农田两种类型，植被覆盖度和土壤湿度的相关性达到 0.95。因此，水分条件成为区内植被生长状况最重要的限制因子。但由于区内降水极少，因此地下水位和局部河网的分布成为植被赖以生存的保障。随着局部的构造隆升引起的地下水位下降以及河流的改道和消失，这些地区沙漠化情况严重，尤以祁漫塔格山前带为重，并沿坡体带形成了海拔 $3300 \pm 100\text{m}$ 的沙漠带（图 5-28）。

荒漠化的产生既有自然因素，又有人为因素。尤其至近几十年来，荒漠化加剧、生态环境恶化与不适当的人为活动关系密不可分。关于荒漠化的发展趋势是：

（1）严酷的自然条件是荒漠化的背景因素，并将在该地区长期存在。

柴达木盆地属于典型的高位高寒盆地。由于常年处于西风带的控制之下而且远离海洋，再加之四周环以高山，因此进入盆地的气流所携带的水汽甚微，造成了柴达木盆地的西北部寒冷干旱的气候条件。区内年平均降水量不到 50mm，年蒸发量却在 3000mm 左右，年日照时间平均在 3200 小时左右。荒漠和荒漠化草原为该区地带性景观，地表植被种类单一而且覆盖度极低。

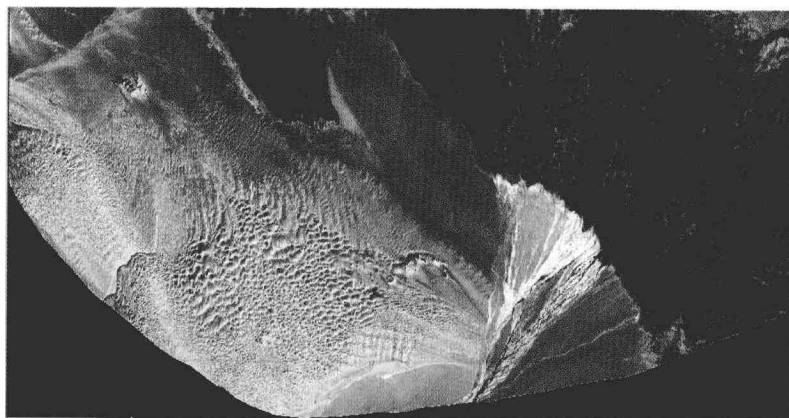


图 5-28 茫崖湖附近沙漠带成因示意图

盆地南北山地以机械风化尤其是寒冻风化为主,产生丰富的砂性物质,在间冰期或夏季流水作用下,将风化物带入盆地,盆地绝大部分为第三纪和第四纪堆积物所覆盖,其中在盆地分布非常广泛的第四系松散沉积物厚达 1000m 左右,而且质地轻粗,为风蚀荒漠景观的形成提供了丰富的物质基础。其次,多风是加深该区荒漠化的又一气候原因。盆地 8 级以上大风全年平均为 18~137d,月均大风日数为 10~15d,各地大风发生在 3~5 月。而调查区的植物生长季在 5~9 月,因此 3、4 两个月份成为沙漠化过程的主要发育期。断陷盆地和周围高山的地貌格局更为盆地的风成沙质沉积提供了发育条件。

区域的地形、地貌以及海陆位置是在漫长的地质历史时期发展所形成的,处于整个生态系统演化的最底层并具有长期的稳定性。因此测区自然背景条件将导致荒漠化现象在该区域长期存在。

(2) 现代气候变化将促进区内荒漠化过程。

气候变化往往是生态系统演化最重要的驱动因素之一。盆地属典型的干旱区气候,其热量充足,降水虽少但变化极大,而且植被对水分和温度变化极为敏感,因此气候对盆地荒漠化过程的影响十分显著。

根据从青海省气象局获得的柴达木盆地西北部两个气象站点(图 5-29、图 5-30)的气象资料分析得到如下结果:

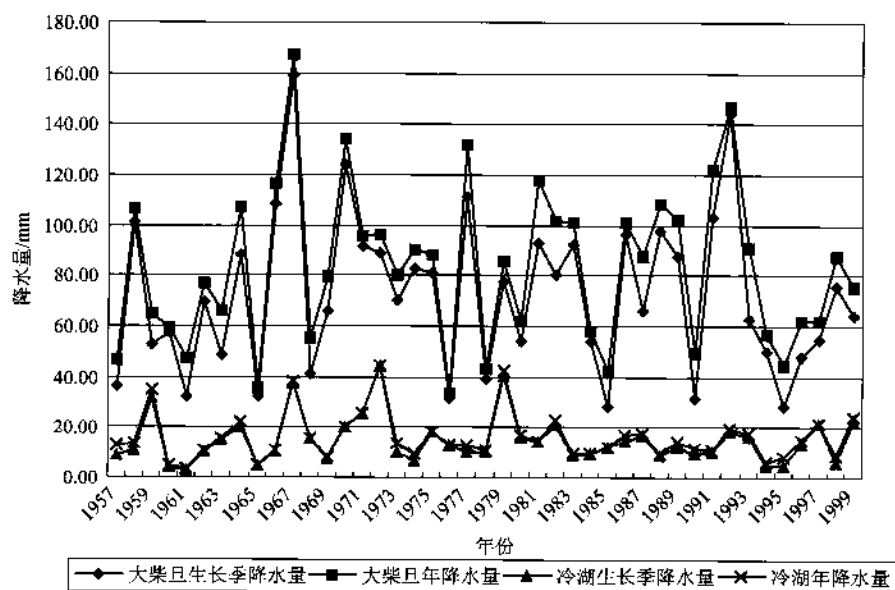


图 5-29 降水量变化曲线

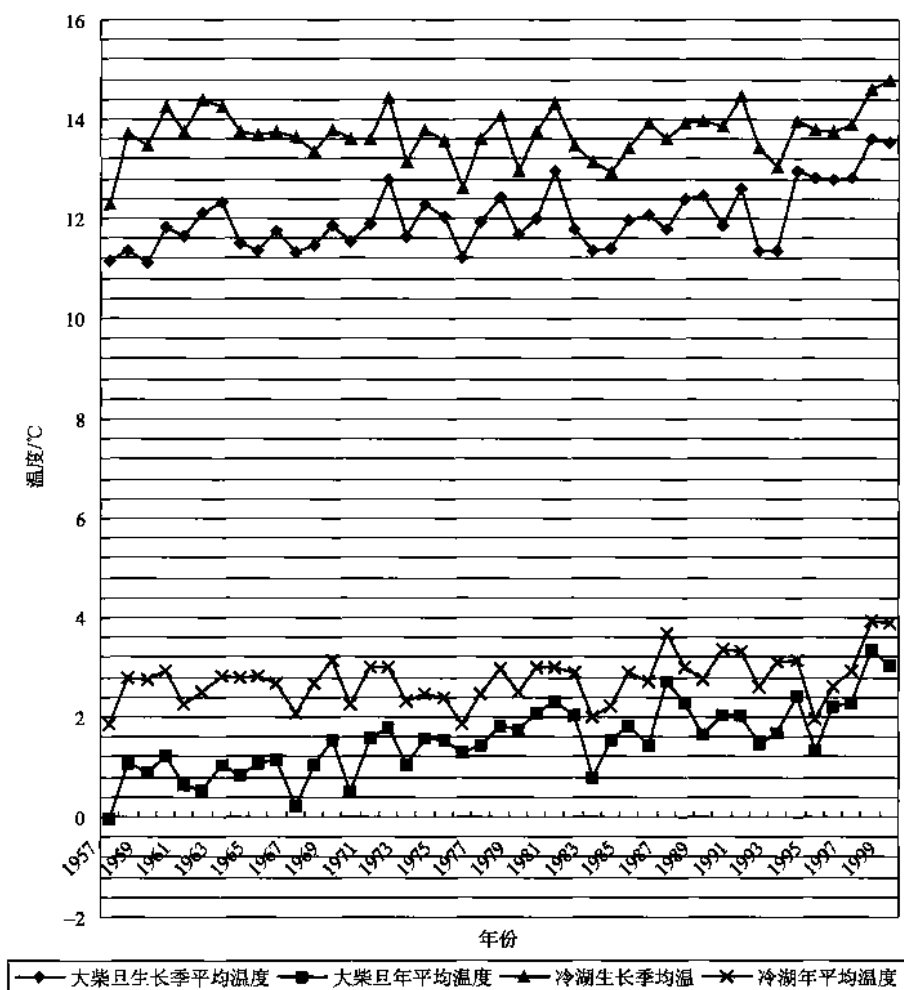


图 5-30 近期温度变化曲线

从曲线中可以看出,虽然两个站点的降水量年际变化都很大,但是从1957~1999年的43年时间内,降水量的值都是在各自的平衡点上下波动,没有明显的增加或下降的趋势。通过趋势统计分析,在此期间大柴旦生长季降水量下降了2.6mm,年总降水量增加了2.8mm,而冷湖站生长季降水量和年降水量都下降了2.3mm。由此可以看出,调查区降水量没有明显的变化趋势。

但经统计分析发现,区内生长季温度和年平均温度在此期间都存在明显的上升趋势。大柴旦生长季平均温度上升了1.3°C,年平均温度上升1.8°C;冷湖气温上升幅度相对较小,生长季平均温度上升了0.4°C,年平均温度上升0.7°C。

综上所述,由于降水量不变而气温却有很大程度的升高,势必会造成测区冰冻圈雪线上升,冰储量减少,冰雪融水补给量锐减,依赖于高山冰雪融水补给的测区现代绿洲带地下水水位下降,从而使得空气和地表干燥度加大。从区域空间尺度上看,该变化意味着土壤有效湿度的降低,由于得不到基本的水分保障,植被盖度会进一步降低,因此荒漠化程度也会加剧。但在局部受冰川融水补给的地区,由于温度升高促进了固态水向液态水的转化,河流来水量将在短期有所增加,从而将会使这些地区生态环境有所改善。

(3) 湿地退化过程中沙漠化进度快于植物群落演替速率,从而加速荒漠化过程。

测区湿地的退化成为区内局地沙漠化的重要原因。由于土壤湿度对区域植被覆盖度变率贡献极大,因此在泉眼、河流和湖泊周边局部排水不良地区发育有少量沼泽湿地。但这些湿地的存在是建立在水源长期稳定的基础上的,一旦水源由于某种原因消失,强烈的地表蒸发会使得土壤水分迅速降低,而且土

壤水中溶解的盐类物质也会随水分向上传输并在地表大量析出, 先前生长的喜湿植被将在干旱和盐渍的双重作用下大面积死亡, 在盆地大风多风的天气条件配合下, 松软细粒的地表沉积物将发生快速的沙化现象, 最终在耐旱耐盐植被开始迁入该地区之前完成整个区域的沙漠化过程。

(4) 盐渍化现象加剧了测区的荒漠化程度。

干旱蒸发、盐源丰富是测区盐渍化的自然条件。细土带中下部的地下水位较浅且含盐量高。在气候干旱, 蒸发强烈的条件下, 土壤水分以上升运动为主, 也为盐碱积聚地表创造了动力条件。柴达木盆地地形封闭, 第三纪沉积物和第四纪沉积物中都含有易溶盐; 河流携带这些易溶盐, 搬运到湖泊周围及河流冲积平原地区积聚, 为土壤积盐提供了丰富的盐源。受降水与蒸发比值地区差异制约, 积盐程度由东部向西部加大。

根据实地调查、土壤化验和对 TM 卫片的解译研究发现, 盐渍化土壤主要分布于测区北部地区。该区地表为老的湖相沉积, 地下水位高, 因此土壤大范围盐碱化且类型单一, 主要为高度盐渍化的荒漠土壤类型。从地貌上分析, 盐渍化过程主要分布于洪积冲积扇与湖积冲积平原过渡带的中下部, 即细土带的中下部。在细土带上, 随着地势的降低, 地下水位上升, 地下水矿化度升高, 土壤盐分中氯化物含量升高, 土壤的盐渍化程度逐渐加重。

盐渍化效应已成为测区内部制约植被生长的重要因素。据遥感影像解译分析, 测区内部裸地和荒漠土壤湿度分别为 12.3% 和 17.99%, 都远大于沙漠区的 6.80%, 而且海拔相差不大温度不会有很大差异, 但植被盖度却比沙漠区还低。这说明这些区域干旱和高度盐渍化双重制约下的环境适宜度, 已经差于极端干旱的沙漠区。在该区多风强风的气候条件配合下, 测区内部大部分地区正面临着由极端荒漠化到沙漠化的危险 (图 5-31)。

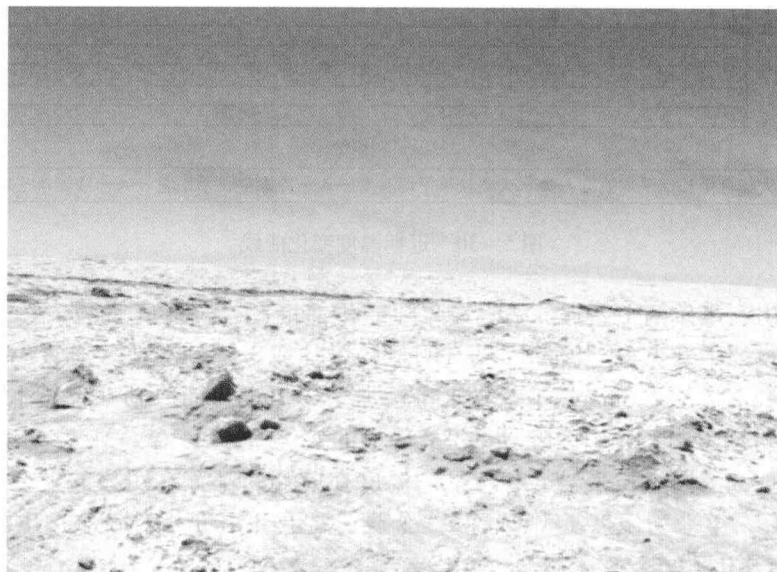


图 5-31 当黄公路两侧潜在的沙漠化及沙源区

(5) 人类活动对荒漠化趋势的影响, 原生植被的破坏导致沙漠化。

随着柴达木盆地的陆续开发, 区内人口剧增, 盲目开荒、过度放牧和过量采挖怪柳、白刺等沙生植被作为燃料等活动使得测区原生植被遭到极大破坏。据不完全统计, 从 20 世纪 50 年代至今 70 % 的沙生植被已遭破坏, 如不采取有效措施, 按此破坏速度估计, 盆地的全部沙生植被将在 25 年左右的时间破坏殆尽。

工业污染导致沙漠化。由于在工业发展的过程中环境保护建设没能同步发展, 使目前工业发展水平还较低的测区出现一些“三废”污染问题。工业污水大多不经处理直接向沙滩、戈壁滩排放, 或渗入地下, 从长远来看必然污染地下水。测区水系封闭, 地表水与地下水转换连通, 而且地下水是大多植被赖

以生存的水分来源,一旦大范围污染,后果不堪设想。

公路建设和矿产资源开发破坏地表,导致沙漠化。

公路建设和矿产资源开发对陆地表层系统的破坏分为两个方面。一是开发建设等人类活动对地表植被覆盖的直接破坏。改变区域的植被分布格局和覆盖度,能够影响地表蒸发和土壤水分迁移状况,从而打破生态系统长期演化形成的动态平衡。对干旱区而言,该过程促进了植被生态需水的丧失,因此生态系统的下一个动态平衡点往往表现为更深层次的荒漠化。二是对盐壳的破坏。在柴达木盆地西部的湖盆区,地表广泛分布的坚硬盐壳具有很强的抗风蚀性,它有效地防止了地表的沙化,而且对其下层土壤水分保持也有一定的防护作用。因此在对其人为开挖后若未能采取有效的保护措施,该地区将很可能成为沙漠化的突破口并迅速蔓延,使得整个盐碱荒漠区从潜在的沙源区演化为真正的沙漠区,从而实现荒漠化向沙漠化过程的转变。

2. 冰川变化

对调查区有水文意义的冰川主要分布在阿尔金山、祁连山、祁漫塔格山和土尔根大阪之上(图5-32),分布面积约为471.71km²。其中,东北部祁连山地区冰川分布下限海拔高度大致在4200~4500m之间,北部阿尔金山在5000~5300m之间,西北部阿尔金山在4100m左右,西南部祁漫塔格山在4900~5100m之间,土尔根大阪在4300m左右。

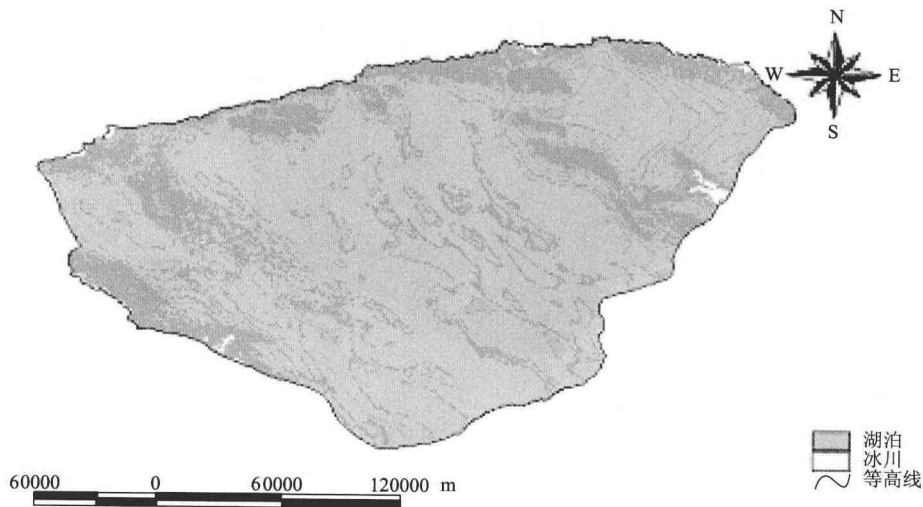


图5-32 柴达木西北缘冰川分布图

随着气候的不断波动变化,调查区及外围的冰川面积也发生急剧的变化,从20世纪50年代开始到本世纪初的气象观测数据表明,柴达木盆地的降水量虽没有发生明显的变化,但是盆地内的年平均气温增加了3℃左右,呈波动上升的趋势,这也是全球气候变暖的一个缩影。气候的变化对冰川最为明显的影响就是雪线升高和冰川面积的缩小。据调查,位于测区东北部的天峻县境内的祁连山南麓的两大著名冰峰团结峰和雪合力冰峰,近10年来,冰川退缩了近2000m。而南部祁漫塔格山塞北雪峰冰川的雪线则以每年76m的速度上升。冰川的退缩和雪线的上升导致冰川面积的骤减,以及冰川固体水资源的不断减少。

另外一个影响冰川冰量平衡的因素是沙尘暴。近年来,西北地区沙尘暴有愈演愈烈的趋势,年沙尘天气日数逐年递增,且扬沙量也不断增大。沙尘落到冰川表面,降低了冰面对太阳辐射的反射率,因而使冰川吸收了更多的热量,加快了冰川的消融速率。而多年来因冰川消融而带来的冰川供水能力的下降,更使依靠冰川融水为生的荒漠绿洲地带干旱化日渐加剧,产生更多的扬沙地,加剧沙尘暴危害。形成如此的恶性循环,是陆地生态系统内部调节功能减退,反馈机制丧失,系统严重失衡的表现。

3. 水体与湿地变化

按照国际湿地公约(Ramsar公约)中的定义:“湿地是指不问其为天然或人工、长久或暂时性的沼泽

地、泥炭地或水域地带，带有静止或流动的淡水、半咸水、咸水，包括低潮时水深不超过 6m 的海水水域”。

湿地是地球上水陆相互作用形成的独特生态系统，是重要的生存环境和自然界最富生物多样性的生态景观之一。在改善气候、调节径流、抵御洪水、控制污染和维护区域生态平衡等方面有其他系统所不能替代的作用，被誉为“地球之肾”和“物种的基因库”。

测区属于典型的大陆性干旱气候，水分条件是植被生长的绝对限制性生态因子，因此湿地的变化还能够一定程度上反映整个流域单元的生态环境演化状况。

(1) 水体。由柴达木盆地西北部数字地形图资料和遥感湖泊（图 5-33、5-34）解译结果对比发现，除台吉乃尔湖流域的三个湖泊面积有所增加外，盆地内其他湖泊均有所退缩，尤其是自身面积较小的湖泊几乎全部消失（表 5-9）。

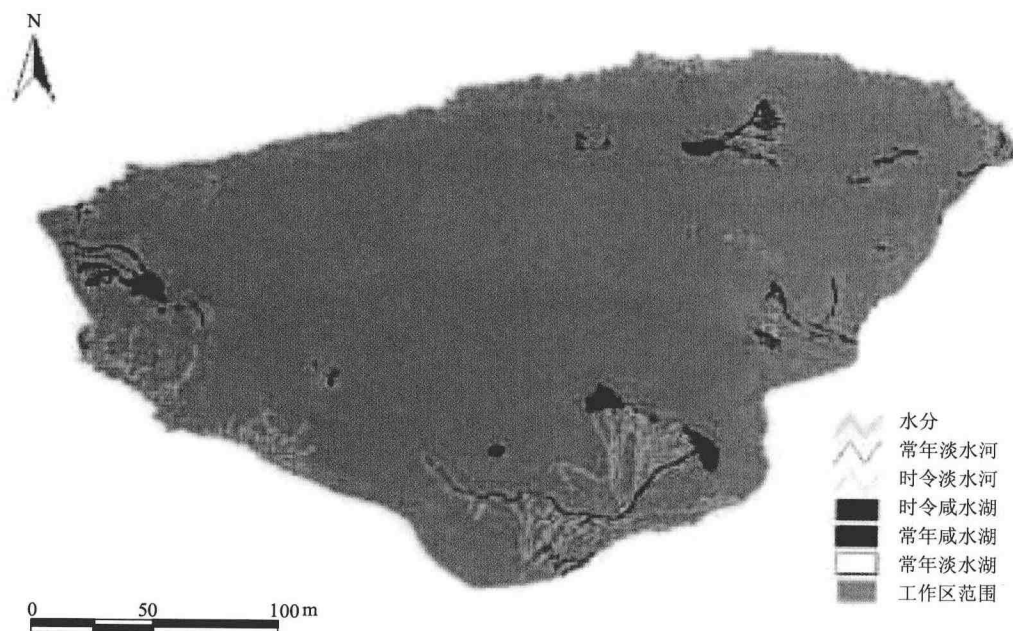


图 5-33 柴达木盆地西北部水体分布图

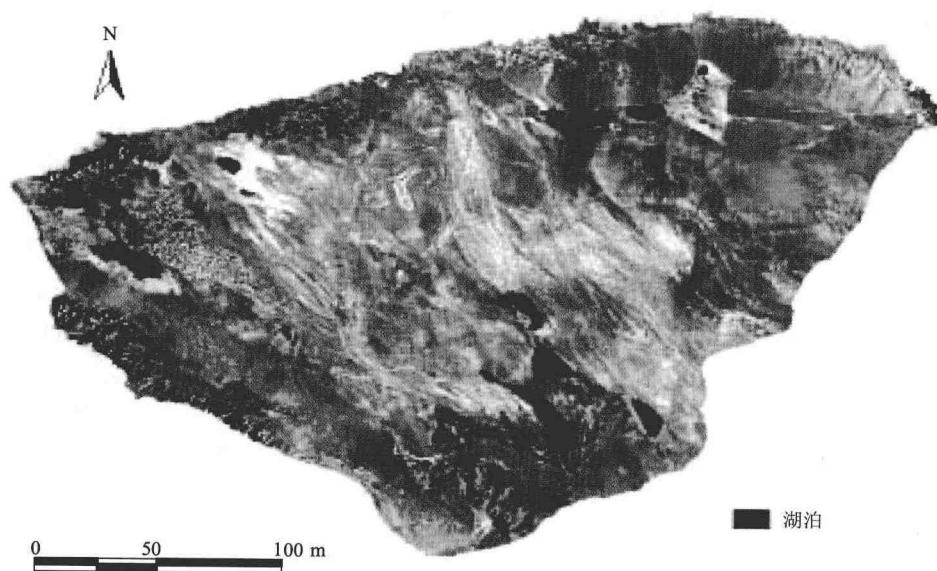


图 5-34 柴达木盆地西北部湖泊遥感解译图

表 5-9 柴北缘湖泊变化统计一览表

湖泊名称	湖泊类型 (据地形图)	64 年地形图湖泊 面积/km ²	遥感解译湖泊 面积/km ²	湖泊面积变化 km ²
尕斯库勒湖	时令咸水湖	122.28	108.80	减小 13.48
茫崖湖	时令咸水湖	1.37	1.05	减小 0.32
苏干湖	常年咸水湖	104.72	98.97	减小 5.75
小苏干湖	常年咸水湖	12.16	9.06	减小 3.1
巴仑马海湖	常年咸水湖	2.63	1.07	减小 1.56
宗马海湖	常年咸水湖	9.16	7.89	减小 1.27
东台吉乃尔湖	时令咸水湖	120.39	133.09	增大 12.7
西台吉乃尔湖	时令咸水湖	125.94	131.47	增大 5.53
鸭湖	时令咸水湖	3.020	3.64	增大 0.62
尕斯湖	时令淡水湖	0.07	—	消失
甘森泉湖	时令咸水湖	16.69	—	消失
冷湖	常年咸水湖	1.11	—	消失
盐湖	常年咸水湖	1.30	—	消失
无名湖 1	常年淡水湖	0.12	—	消失
无名湖 2	常年淡水湖	0.17	—	消失
无名湖 3	常年淡水湖	0.07	—	消失
无名湖 4	常年淡水湖	0.09	—	消失
无名湖 5	常年咸水湖	0.04	—	消失
无名湖 6	时令淡水湖	0.05	—	消失
无名湖 7	时令淡水湖	0.07	—	消失
无名湖 8	时令淡水湖	0.04	—	消失
无名湖 9	时令淡水湖	0.07	—	消失
无名湖 10	时令淡水湖	0.12	—	消失
无名湖 11	时令咸水湖	1.66	—	消失
无名湖 12	时令咸水湖	0.26	—	消失
无名湖 13	时令咸水湖	0.90	—	消失
小盐湖 1	常年淡水湖	0.03	—	消失
小盐湖 2	常年咸水湖	0.20	—	消失
小盐湖 3	常年咸水湖	0.13	—	消失

续表

湖泊名称	湖泊类型 (据地形图)	64 年地形图湖泊 面积/km ²	遥感解译湖泊 面积/km ²	湖泊面积变化 km ²
小盐湖 4	常年咸水湖	0.08	—	消失
小盐湖 5	常年咸水湖	0.45	—	消失
小盐湖 6	常年咸水湖	0.23	—	消失
小盐湖 7	常年咸水湖	0.05	—	消失
小盐湖 8	常年咸水湖	0.06	—	消失

调查区湖泊表现出的普遍退缩之势与气候变化有着密切的联系。据 50 年来气象资料统计,柴达木盆地西北部气温有明显的上升趋势,而降水量却只有小幅的年际波动,这意味着区域蒸发量与降水量的差值在这一时期进一步加大,湖泊作为流域水文的敏感要素则自然表现为水量的减小。另外,气候变化也导致了山地草原、草甸景观区的严重退化,而这些地区恰恰是一个流域的产流区,因而由此产生的上游地表径流减少亦成为湖泊退缩的主要原因之一。

另一方面据考察发现,在许多湖盆区作为湖泊重要水源补给的泉眼已经部分干涸。

(2) 沼泽。据遥感解译分析,调查区沼泽区占全区面积的 0.80%,平均植被盖度在 44% 左右,其形成与湖泊、河流的演化有着密切的联系。从成因上讲,盆地沼泽多数不是水体沼泽化,而是陆地沼泽化类型。由于湖水位季节升降的影响,湖岸线反复变动,沿岸有许多时而淹没、时而出露的平坦低地,经常处于过湿环境;河流进入盆地后的散乱分流,导致辫状水系发育,沿河岸低地也因而过湿;山麓冲洪积平原和洪积扇前缘泉水出露带,地下水接近地表并使之处于过湿状态,沼泽化过程即常在上述各地段进行。因此,调查区沼泽主要分布于河流尾间、沿岸低地、湖滨低地及洪积扇形地前缘。

水体沼泽化是湖泊退缩中常见的生态过程,但由于调查区极端干旱的气候条件,湖泊退缩后,强烈的地表蒸发会使得土壤水分迅速降低,这样使得分布在水域与盐土带之间适合沼泽景观发育的局部积水区变得非常的窄,而且蒸发析出的大量盐分也将富积在这些地区,从而制约了沼泽植被的生长。因此由于水体退化而形成的沼泽仅少量出现在地势十分平坦的低盐分地区。

除了少数河流沿岸地区及泉水出露带外,盆地沼泽都是不同程度盐化的。这种独特的高原盐沼泽上植被稀疏,只生长芦苇、藁草等少量的喜湿植物。

(五) 生态环境演变制约因素分析

环境演化进入晚更新世以来,青藏高原的再度崛起,区域性气候变冷,温度逐渐下降,季风开始衰退,降水明显减少,干旱性内陆气候特征在本区显露,从而导致测区水系极少,宽谷无流,滩地带干裂饥渴,溶盐淀积的荒凉景象。因而,晚更新世以来,青藏高原的急剧隆升及全球性气候环境干冷趋势,制约着区内生态系统的不完整性 and 脆弱性。这是大的气候环境制约因素。为对生态系统环境现状的研究和预测分析,势必要通过一定量的量化研究其时、空分布规律及其变化趋势,从而达到理想地阻止和减缓生态环境恶化的发生、发展及其成灾作用。由此,我们从系统论分析出发,在 GIS 平台解译的基础上,借助于数理统计概率论的方法,分析现代植被在其制约因子中的空间分布相对频数,以及各制约因子对植被影响的控制程度,在此基础上,建立区内生态环境演化趋势预测现状模型。

1. 生态系统空间分布相对频数

生态系统是一个开放的生物链系统,这里我们将它分为系统功能和系统要素两个子系统。系统功能是生态系统的行为和性状(这里仅指植物种群、个体)。系统要素是生态系统行为和性状的影响因素,亦

即生态系统背景要素——地质环境要素。系统要素由动态和静态两大群因素构成，动、静态要素的相互作用，决定着生态系统的行为 and 性状特征。依上述系统论分析观点，以阿拉尔子盆野外实际资料及 GIS 资料的系统分析，拟定测区生态系统要素与功能间相互关系的系统作用模型（图 5-35）。在此基础上，分别统计各系统要素对系统功能的相对分布频数。以式：

$$K'_{ij} = \frac{Z_{ij}}{X_{ij}}$$

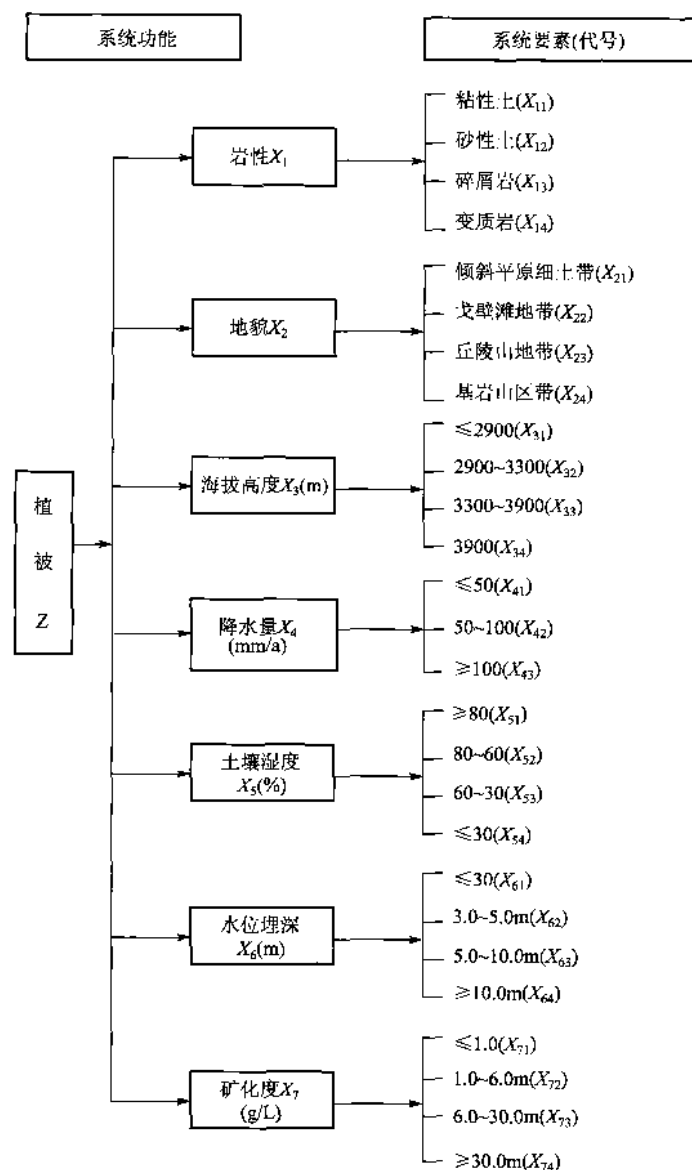


图 5-35 生态系统功能与系统要素关系模型图

计算植被覆盖面积与系统要素单因素面积之比（ K'_{ij} —无量纲系数， Z_{ij} —植被覆盖面积 km^2 ， X_{ij} —系统要素单因素分布面积/ km^2 ）。

为使 K'_{ij} 取得统一的值域，以式：

$$K_{ij} = K'_{ij} / K'_{ij\max}$$

对 K'_{ij} 进行小 1 化无量纲系数处理。通过上述统计方式与正规化无量纲系数处理，得阿拉尔盆地系统功能（植被）在各系统要素中的相对频数（表 5-10）。

表 5-10 系统功能与系统要素变量关系统计表

群因素	系统要素		分布 面积 km ²	植被 面积 km ²	K'值	正规划 变换值 K	向量 长度	显著向量 长度和	重要程度 率/%
	单因素 X _i	状态因素 X _{ij}							
静 态 因 素	岩性 (土壤) X ₁	粘性土 (X ₁₁)	1350	1050	0.778	1.00	9.54	17.73	11.4
		砂性土 (X ₁₂)	4500	2100	0.467	0.60	8.19		
		碎屑岩 (X ₁₃)	900	0	0.000	0.00	1.63		
		变质岩 (X ₁₄)	2650	500	0.189	0.24	3.61		
	地貌 X ₂	倾斜平原细土带 (X ₂₁)	1350	1050	0.778	1.00	9.54	15.37	9.9
		戈壁滩地带 (X ₂₂)	4500	2100	0.467	0.60	5.83		
		丘陵山地带 (X ₂₃)	900	0	0	0.00	1.65		
		基岩山区带 (X ₂₄)	2650	500	0.189	0.24	3.61		
	海拔标高 (m) X ₃	≤2900 (X ₃₁)	1250	1030	0.824	1.00	9.54	20.34	13.1
		2900~3300 (X ₃₂)	4300	2010	0.467	0.57	10.80		
		3300~3900 (X ₃₃)	3700	360	0.097	0.12	3.61		
		≥3900 (X ₃₄)	1400	250	0.179	0.22	1.54		
	降水量 (mm/a) X ₄	≤50 (X ₄₁)	5100	3100	0.608	1.00	9.54	15.37	10.0
		50~100 (X ₄₂)	1900	500	0.263	0.43	5.83		
		≥100 (X ₄₃)	2400	50	0.021	0.03	3.61		
	土壤湿度 % X ₅	≥50 (X ₅₁)	2100	1930	0.919	1	11.6	26.65	17.2
		50~40 (X ₅₂)	3900	1330	0.341	0.37	9.22		
		40~30 (X ₅₃)	2000	420	0.210	0.23	5.83		
		≤30 (X ₅₄)	1400	0	0	0	1.01		
	水位埋深 (m) X ₆	≤3.0 (X ₆₁)	1350	1300	0.963	1.00	9.54	28.62	18.5
		3.0~10.0 (X ₆₂)	700	500	0.714	0.74	6.93		
		10.0~50.0 (X ₆₃)	300	120	0.400	0.42	6.32		
		≥50.0 (X ₆₄)	4050	1730	0.245	0.25	5.83		
	矿化度 g/L X ₇	≤1.0 (X ₇₁)	3500	2600	0.743	1.00	12.9	30.82	19.9
		1.0~6.0 (X ₇₂)	3200	850	0.266	0.36	11.6		
		6.0~30 (X ₇₃)	1000	200	0.200	0.27	6.32		
		≥30 (X ₇₄)	1700	0	0	0	0		

表 5-10 表明:

(1) 植被的生长发育与土层 (地层、土壤) 质地有一定的相关性, 粘性土类最适合植被生长。碎屑岩类由于背景含盐量高而无植被生长, 变质岩构成的基岩山区则因气候环境恶劣, 植被分布较少。

(2) 植被与地貌条件的关系显示: 倾斜平原细土带分布频数最高, 原因为细土带水位埋深浅, 水热条件及土壤环境条件适宜植被生长, 而戈壁滩地带位居第二之因与降水条件, 沙地带因温差凝结水及地表以下 10m 左右的溶盐淀积层分布有关 (见第一节)。

(3) 植被与海拔高度的关系显示: 海拔越低, 植被分布相对频数越大, 而大于 3300m 后, 则分布频数甚低, 主要是地层含盐量 (碎屑岩)、山前带水热条件差及高寒岩漠带环境条件差。

(4) 降水量应对植被生长影响极大, 但测区特殊的水文地质结构特征, 导致降水量小反而影响较大的原因是: 盆地中心部位降水量虽小, 但却是盆地地下水泄出带, 水位埋深浅, 植被生长条件好, 而高寒山地带, 降水量虽大, 但由于气温极低, 不利于植被的生长发育。

(5) 土壤湿度: 湿度越大, 植被生长愈好, 但由于盆地高矿化咸卤水的存在, 植被生长差异性较大。

(6) 植被生长与地下水埋深关系密切, 当水位埋深大于 10m 时, 植物生长仅依赖于大气降水凝结水及上层滞水。

(7) 植被生长与矿化度的关系, 矿化度愈低, 植物生长条件愈好, 但当地下水矿化度达到或超过 30.0g/L 时几乎无植被生长。

2. 单因素水文地质变量对植被生长影响重要程度分析

上述统计分析, 各水文地质变量状态要素与植被生长的相关关系已基本清楚。但各单因素水文地质变量状态要素对植物生长影响的重要程度仍是等量齐观的。为此, 就需要确定一个权重系数来权衡。由此我们引用“特征向量长度分析法”定之。

仍以阿拉尔盆地为例代之, 依盆地内植被对水文地质要素依赖关系将植被种类分为: 灌木砾漠 (Z_1)、矮灌沙漠 (Z_2)、矮半灌丛 (Z_3)、盐生草甸 (Z_4)、盐生沼泽草甸 (Z_5)。将这 5 种类型看作 5 维空间, 每种单因素水文地质状态要素为其空间的一个向量, 以 X 示之。并将其构成一个 $m \cdot n$ 阶矩阵 M 。

$$M = \begin{bmatrix} 1 & 2 & 3 & \cdots & n=5 \\ X_{11} & X_{12} & X_{13} & X_{14} & 1 \\ X_{21} & X_{22} & X_{23} & X_{24} & 2 \\ \vdots & & & & \vdots \\ X_{m1} & X_{m2} & X_{m3} & X_{m4} & m \end{bmatrix} \quad \left. \vphantom{\begin{bmatrix} 1 & 2 & 3 & \cdots & n=5 \\ X_{11} & X_{12} & X_{13} & X_{14} & 1 \\ X_{21} & X_{22} & X_{23} & X_{24} & 2 \\ \vdots & & & & \vdots \\ X_{m1} & X_{m2} & X_{m3} & X_{m4} & m \end{bmatrix}} \right\} \text{状态要素 } m=27$$

矩阵 M 中的元素, 按二态逻辑确定, 以“1”表示某植被种类与某状态要素有关, “0”表示无关。从而建立 $m=27$, $n=5$ 的 5×27 矩阵及 27×5 的转置矩阵 M' 。令 $M \cdot M' = N$ 。则有:

$$M = \begin{bmatrix} X_{11} & X_{12} & X_{13} & X_{14} \\ X_{21} & X_{22} & X_{23} & X_{24} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ X_{m1} & X_{m2} & X_{m3} & X_{m4} \end{bmatrix} \quad \begin{bmatrix} X_{11} & X_{21} & \cdots & X_{m1} \\ X_{12} & X_{22} & \cdots & X_{m2} \\ X_{13} & X_{23} & \cdots & X_{m3} \\ X_{14} & X_{24} & \cdots & X_{m4} \end{bmatrix}$$

得 27×27 阶方阵。以式:

$$L_i = \sqrt{\sum_{j=1}^n X_{ji}^2}$$

求出每一状态要素 (影响因素) 的特征向量长度。在此基础上, 我们约定 $L_{\max} = 12.9$ 的 $1/3$ 为显著向量长度的终点 ($L_{\min} = 4.30$)。由此, 筛选出 7 个单因素水文地质要素变量的显著向量值。经归一化后得单因素水文地质变量对区内生态特征影响重要程度 (表 5-10)。

计算结果表明, 影响植被生长的主要水文地质因素依次是地下水矿化度 (表土含盐量)、水位埋深、土壤湿度、海拔标高及土壤岩性。这点与实际相符。水是植物生存之源, 表土及水体含盐量则是控制植物种群的主控因素, 因此, 区内生态环境的恢复治理必须依测区自然现状进行。

(六) 生态环境恢复治理可行性评估

依上述定量分析可得生态环境治理可行性评估分级指标如表 5-11。

表 5-11 生态环境恢复治理可行性评估分级指标

权重系数	0.24	0.22	0.19	0.14	0.11	0.10	分级 系数
指标	地下水 矿化度 ($g \cdot L^{-1}$)	水位 埋深 m	土壤 湿度 %	海拔 标高 m	岩性 (土壤)	地貌单元	
生态环境恢复治理可行区	≤ 1	≤ 3.0	≥ 50	≤ 2900	粘性土	倾斜平原前缘带	1

续表

权重系数	0.24	0.22	0.19	0.14	0.11	0.10	分级 系数
指标	地下水 矿化度 ($\text{g} \cdot \text{L}^{-1}$)	水位 埋深 m	土壤 湿度 %	海拔 标高 m	岩性 (土壤)	地貌单元	
生态环境恢复治理有 条件可行区	1.0 ~ 6.0	3.0 ~ 10	50 ~ 40	2900 ~ 3300	粘性土湿砂	戈壁与倾斜平原接壤带	0.75
生态环境恢复治理较 不可行区	6.0 ~ 30.0	10 ~ 50	40 ~ 30	3300 ~ 3900	砂性土及基岩山区	山前戈壁带	0.5
生态环境恢复治理不 可行区	≥ 30.0	≥ 50	≤ 30	≥ 3900	红色碎屑岩及盐漠带	红色丘陵山地及盐滩带	0.25

依表 6-10, 将权重系数与分级系数的乘积进行分级, 即 ≥ 0.90 、 $0.90 \sim 0.65$ 、 $0.65 \sim 0.40$ 、 ≤ 0.40 。以此为依据, 我们将测区生态环境恢复治理可行性分为四大区, 19 个亚区 (表 5-12、附录 1)。

表 5-12 柴达木盆地北缘生态环境恢复治理可行性分区评估一览表

分区及代号	特征	分布位置	分级 评分	评 价
生态 环境 恢 复 治 理 可 行 区 (I)	阿拉尔盆地生态环境恢复 治理可行亚区 (I_1)	阿拉尔盆地前缘 细土泉水溢出带	0.951	分布于测区西部的阿拉尔盆地, 分布面积约 1650km^2 , 这里是祁漫塔格山及阿克提山山前倾斜平原细土带, 亦是地下水溢出带, 表土含盐量 $\leq 3.0\%$, 地下水矿化度 $\leq 6.0\text{g/L}$, 多在 1g/L 左右, 水位埋深 $\leq 5.0\text{m}$, 土壤湿度大, 海拔低, 天然状态下的芦苇、海韭菜等沼澤盐生草甸植物生长良好, 由于地下水位埋深浅, 矿化度较低, 选择耐盐性植物种群有利于生态环境恢复
	老茫崖盆地生态环境恢复 治理可行亚区 (I_2)	茫崖湖西南岸前 缘细土带	0.915	分布于测区西部的茫崖湖盆地, 分布面积 100km^2 , 这里是祁漫塔格山红柳沟洪积平原前缘细土带, 虽未见地下水溢出, 但前人 22 口自流井, 总自流量 $112 \times 10^4 \text{m}^3/\text{a}$, 可作为生态恢复备用水源。表土含盐量 $\leq 3.0\%$, 地下水矿化度 $\leq 6.0\text{g/L}$, 水位埋深 $1 \sim 5\text{m}$, 海拔 2900m 左右, 土壤湿度较大, 天然状态下盐生芦苇较发育, 选择耐盐性植物种群有利于环境恢复
	花海盆地生态环境恢复治 理可行亚区 (I_3)	苏干湖东及小苏 干湖以南地带	1.0	分布面积 721km^2 , 这里是党河南山山前倾斜平原前缘细土带, 亦是地下水溢出带, 地下水丰富, 矿化度多小于 1.0g/L , 埋深多小于 3.0m , 草沼及荒漠草原植被十分发育, 是生态环境恢复治理可行区
	马海农场生态环境恢复治 理可行亚区 (I_4)	鱼卡河口带	0.945	分布面积约 670km^2 , 这里是鱼卡河口冲洪积平原前缘细土带, 有丰富的地下水溢出, 矿化度多小于 1.0g/L , 埋深 $1 \sim 7\text{m}$, 芦苇灌丛生长良好, 有利于生态环境的恢复
生态 环境 恢 复 治 理 有 条 件 可 行 区 (II)	切克里克生态环境恢复治 理有条件可行亚区 (II_1)	祁漫塔格山前带	0.665	分布于测区西部的阿拉尔盆地山前倾斜平原与戈壁接壤带。分布面积约 4400km^2 , 这里深部地下水水质好, 水量丰富, 矿化度多小于 1g/L , 水位埋深 $5 \sim 100\text{m}$, 土壤湿度 $\geq 40\%$, 质地良好, 表土含盐量小于 1% , 水热条件基本满足植被生长, 是区内芨芨草、冰草、白刺及其他荒漠灌丛等生长条件良好地带, 适量灌溉条件下, 能促使植物生长
	冷湖盆地生态环境恢复治 理有条件可行亚区 (II_2)	安南坝山前带细 土带	0.795	分布面积 123km^2 , 这里为倾斜平原前缘细土带, 海拔 2900m 左右, 水位埋深 $10 \sim 50\text{m}$, 土壤湿度 $\geq 40\%$, 但表土含盐量达 $3\% \sim 6\%$, 地下水矿化度介于 $1 \sim 10\text{g/L}$ 间, 盐生草丛较发育, 适量灌溉和选择耐盐植物, 可进行生态恢复

续表

分区及代号		特征	分布位置	分级评分	评 价
生态环境恢复治理有条件可行区(II)	苏干湖—花海生态环境恢复治理有条件可行亚区(II ₃)		花海盆地边缘带	0.815	分布面积 950km ² , 这里为山前平原戈壁与细土接壤带, 海拔小于 2900m, 水位埋深 10~100m, 土壤湿度 ≥40%, 表土含盐量较低, 地下水矿化度 ≤6.0g/L, 芨芨草、冰草及蒿类灌丛生良好, 适量灌溉条件下, 可进行生态环境恢复
	马海东部生态环境恢复治理有条件可行亚区(II ₄)		鱼卡河口平原带	0.860	分布面积 1340km ² , 这里为鱼卡河口冲洪积平原区, 年降水量可达 100mm, 土壤湿度 30% 左右, 表土含盐量小于 2%, 土壤质地较好, 地下水埋深 10~100m 间, 但水质较好, 矿化度多小于 1g/L, 是良好的冰草、芨芨草及蒿类植物生长地, 适量灌溉条件下可进行生态环境恢复
生态环境恢复治理较不可行区(III)	花土沟生态环境恢复治理较不可行亚区(III ₁)		阿克提大山山前戈壁带	0.635	分布面积 1110km ² , 这里地下水埋深可达 50~150m, 降水稀少, 为砾漠戈壁带, 无植被生长, 或偶见蒿类植物, 地下水埋深较大, 开采困难, 且矿化度介于 1~6g/L 间, 表土含盐量达 5% 以上, 多为棕钙土, 为生态环境恢复治理较不可行区
	红沟子—金湾沟生态环境恢复治理较不可行亚区(III ₂)		大浪滩北部山前带	0.473	分布面积 615km ² , 这里地下水埋深 30~80m, 降水量可达 150mm/a, 土壤背景含盐量 ≤3%, 地下水矿化度 1~10g/L 间, 海拔标高 ≥2900m, 为现代砾漠带, 很少有植被生长, 仅局部泉口带有盐生芦苇生长
	柴达木大门口生态环境恢复治理较不可行亚区(III ₃)		阿尔金山中段山前倾斜平原带	0.614	分布面积 1690km ² , 这里地下水埋深 10~100m, 年降水量 <100mm, 土壤背景含盐量较高, 地下水矿化度 3~10g/L, 土壤湿度小于 30%, 为现代砾漠带, 很少有植被生长, 为生态环境恢复治理较不可行区
	赛什腾山前生态环境恢复治理较不可行亚区(III ₄)		阿尔金山东段及赛什腾山前倾斜平原	0.491	分布面积 3535km ² , 这里地下水埋深多大于 50m, 降水稀少, 土壤背景含盐量较高, 地下水矿化度 1~10g/L, 海拔 ≥2900m, 多为现代砾漠带, 仅局部山区有荒漠灌丛分布, 为生态环境恢复治理较不可行区
	祁漫塔格山区生态环境恢复治理较不可行亚区(III ₅)		祁漫塔格山区	0.545	分布面积约 645km ² , 这里降水量虽可达 100~200mm/a 以上, 地表土壤含盐量较低, 地(表)下水矿化度多小于 1g/L, 但这里海拔高达 4000m 以上, 土壤植被极少, 为生态环境恢复治理较不可行区
	阿尔金山东段生态环境恢复治理较不可行亚区(III ₆)		柴达木大门口以东基岩山区	0.476	分布面积 1131km ² , 这里年降水量可达 100~150mm, 地下水矿化度 1~3g/L, 海拔标高 3900m 以上, 土壤湿度 40% 左右, 但山地带岩体裸露, 植被生长极少, 为生态环境恢复治理较不可行区
生态环境恢复治理不可行区(IV)	尕斯库勒湖东生态环境恢复治理不可行亚区(IV ₁)		巴尔喀什以南盐卤区	0.395	分布面积约 260km ² , 地下水矿化度 ≥30g/L, 埋深小于 10.0m, 评价指数 0.585, 表层土壤盐漠化, 无植被生长
	阿尔金山西段生态环境恢复治理不可行亚区(IV ₂)		阿克提大山及山前丘陵区	0.335	分布面积约 3464km ² , 这里年降水量 50~150mm, 地下水矿化度 1~6.0g/L 间, 海拔标高 3800m 以上, 为现代岩漠寒漠带, 地表岩体裸露, 为生态环境恢复治理不可行区
	赛什腾山区生态环境恢复治理不可行亚区(IV ₃)		东部赛什腾山及噉唠山区带	0.375	分布面积 2598km ² , 这里海拔标高多在 4000m 以上, 年降水量 80~150mm, 地下水埋深多在 100m 以上, 矿化度多为 1~3g/L, 局部小于 1g/L, 地表岩体裸露, 寒冻风化强烈, 基本无植被生长
	风蚀残丘(沙地)生态环境恢复治理不可行亚区(IV ₄)		中部广大碎屑岩丘陵山地区	0.311	分布面积 25981km ² , 这里海拔标高较低, 降水量小于 200mm/a, 地下水埋深均在 100m 以上, 且均为高矿化油田水, 地表风蚀砂地, 风蚀残丘遍布, 岩土层背景含盐量较高, 无植被生长
	盐漠区生态环境治理不可行亚区(IV ₅)		中部盐碱滩地带	0.250	分布面积 11617km ² , 海拔 ≤2900m, 降水稀少, 全区均为晚更新世以来成盐地层, 盐晶盐卤遍布, 为现代盐(碱)滩地带, 无植被生长

综合图6-37、表6-12,测区生态环境恢复治理可行区面积仅占总面积的5.02%,有条件可行区10.88%,较不可行区13.94%,不可行区达70.16%。

第三节 三江源区生态环境演化与恢复重建研究方法讨论

被誉为“中华水塔”的三江源区地处青藏高原东北部,地理坐标: $N31^{\circ}39' \sim 36^{\circ}16'$, $E89^{\circ}24' \sim 102^{\circ}23'$,海拔3450~6621m,面积 $31.8 \times 10^4 \text{ km}^2$,占青海省面积总量的43%。长江、黄河、澜沧江三江同源发源于昆仑山和唐古拉山挟持的青海省玉树自治州境内,并大致平行东流数百千米。昆仑山及其支脉阿尼玛卿山、巴颜喀拉山和唐古拉山构成区域基本骨架,具寒冷、干旱、多风的典型高原大陆型气候特征,年均气温 $-4 \sim -3^{\circ}\text{C}$,年均降水量260~770mm,具东南多、西北少的特点。土壤类型以高山寒漠土、高山草甸土、亚高山草甸土为主。严酷的自然地理环境,导致了三江源区经济欠发达。仅依赖于放牧、采金、挖药以及开采煤、铜等资源性产业获取经济与社会发展同步。然而,这种需求过程在发挥它正面效益的同时,对源区生态环境产生了较大的影响。因此,三江源区生态环境演化与恢复重建研究工作显得十分重要。本节力求从三江源区生态环境质量现状及面临的严峻问题,讨论三江源区生态环境演化与恢复重建工作研究方法。

一、三江源区生态环境区位价值

1. 我国“生命之源”

青藏高原被称为“世界屋脊”、地球的“第三极”,青藏高原的隆起打乱了行星风系的临界平衡,迫使大气环流改变行径,使之成为一个独立的气候区域,孕育了黄河、长江、澜沧江、恒河、印度河等国内外许多著名的河流,是欧亚大陆上大江大河发育最多的区域。三江源地处青藏高原腹地,起着各江河水文循环的初始作用。被誉为“中华水塔”甚至“亚洲水塔”。据资料显示,长江总水量的25%、黄河总水量的49%、澜沧江总水量的15%来自该区。因此,该区是黄河、长江流域文明得到保护、延续和发展的生命源。有江河源区较为稳定的生态环境和水源供应,才能确保我国社会经济的可持续发展。

2. 世界上海拔最高、面积最大的高原湿地——“地球之肾”

三江源地区具有世界上高海拔地区独一无二的大面积湿地生态系统,包括高原河流、湖泊、沼泽、雪山、冰川等多种湿地类型,面积达 $7.33 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。其中,沼泽分布率大于2.5%,是全国分布率最高的地区;有较大支流180余条;大小湖泊16500余个,其中 100 km^2 左右的星宿海就有2600多个;冰川总面积 1400 km^2 以上,年消融量10余亿立方米。区内许多湿地为世界和中国所知名,仅列入中国重要湿地名录的湿地就有扎陵湖、鄂陵湖、玛多湖、黄河源区岗纳格玛错、依然错、多尔改错,以及著名的约古宗列沼泽、星星海沼泽,格拉丹冬、阿尼玛卿山、尕斯库勒湖、祖尔肯乌拉山的岗钦等雪山冰川。由于大面积高寒湿地的存在,使得在地势高寒、大气储水能力甚差的半干旱气候区内可以储存生命之水,成为亚洲地表水策源地。由于其独特的水源涵养、降解污染、维护生物多样性及调节气候等方面的生态功能被誉为“地球之肾”。

3. 世界上高海拔地区生物多样性最集中区——“高原生物基因库”

三江源区特定的地理位置和独特的地貌特征决定了其具有丰富的生境多样性、物种多样性、基因多样性、遗传多样性和自然景观多样性。源区最低海拔约3335m,最高海拔6564m,海拔4000~5800m的高山是源区地貌的主要骨架。源区面积大、地形复杂、气候差异明显以及严酷的高寒环境,构成了独特的生命繁衍区,许多生物至此已达到边缘分布和极限分布,成为珍贵的种质资源和高原基因库。更由于地处黄土高原、横断山脉、羌塘高原和塔里木盆地等我国几个一级地理单元之间,“边缘效应”非常突出,生物的演化、变异等过程激烈进行,有丰富的物种多样性和遗传多样性,孕育了众多高原独有的生物物种。区内维管束植物有87科、471属、2238种,约占全国植物种数的8%,其中种子植物种数占全国相应种数的8.5%。脊椎动物370种,约占青海省脊椎动物种类的47%、全国的11%;其中哺乳纲84种,

占青海省哺乳纲种类的44%；鸟纲237种，占青海省的56%；两栖爬行类15种，占青海省的6%。此外，已鉴定昆虫11目87科378种。国家重点保护植物有3种，其中有著名的冬虫夏草，另有列入国际贸易公约附录Ⅱ的兰科植物31种。国家重点保护动物16种，国家二级重点保护动物53种。此外，还有三江源地区特有植物种类705种以及青海省级保护动物艾虎、沙狐、斑头雁、赤麻鸭等32种。区内独特的地貌类型、丰富的野生动物类型、多姿多彩的森林与草原植被类型和秀美的水体类型，构成了世界上高海拔地区生物及自然景观的多样性。

4. 我国生态系统最脆弱和最原始的地区之一

由于青藏高原隆起的时间不长，下垫面的物理属性较差，多数土壤、植被尚处于年轻的发育阶段，在寒旱生境中，系统的结构和功能简单，受到外界干扰时，其自身的调节机制不够健全，恢复能力较弱，一旦破坏，即发生退化和逆向演替现象。无论是其中西部和北部的滩地、沼泽，还是东南部的高山峡谷，由于地质发育年代轻，地质不稳定，山高、坡陡、峡谷深，风化壳浅薄，土壤厚度薄、质地粗，生态环境极为脆弱。特别是一旦地表植被破坏，很容易造成水土流失，并极难自然恢复，而人工恢复则要付出几倍甚至几十倍的代价。大量的黑土滩和沙化土地即是最好的例证。可见，进行三江源区生态环境演化与恢复重建工作迫在眉睫。

二、三江源区生态环境破坏现状

1. 草场退化与沙化加剧

据资料，三江源区50%~60%的草地出现了不同程度的退化。1996年退化草场面积达 $250 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，占本区可利用草场面积的17%。同50年代相比，单位面积产草量下降了30%~50%，有毒有害类杂草增加了20%~30%。仅黄河源头20世纪80~90年代平均草场退化速率比70年代增加了一倍以上。三江源区“黑土滩”面积已达 $119 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，占土地总面积的4%，占可利用草场面积的7%，占全省“黑土滩”面积的80%。而沙化面积也已达 $253 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，每年仍以5200km的速度在扩大。荒漠化平均增加速率由20世纪70~80年代的3.9%，增至80~90年代的20%。原生生态景观破碎化，植被演替呈高寒草甸→退化高寒草甸→荒漠化地区的逆向演替趋势。

2. 水土流失日趋严重

三江源区是全国最严重的土壤风蚀、水蚀、冻融地区之一，受危害面积达 $1075 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，占三江源区总面积的34%。其中极强度、强度和中度侵蚀面积达 $659 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。黄河流域水土流失面积为 $754 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，多年平均输沙量达 $8814 \times 10^4 \text{ t}$ ；长江流域水土流失面积达 $321 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，多年平均输沙量达1303万吨；澜沧江流域水土流失面积也达 $240 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。既损失了土壤，加快了生态环境的恶化，也给下游的河道淤塞、水利设施造成了一定的影响。

3. 草原鼠害猖獗

三江源区发生鼠害面积约 $503 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，占三江源区总面积的17%，占可利用草场面积的28%，高原鼠兔、鼢鼠、田鼠数量急剧增多。黄河源区有50%多的黑土型退化草场是因鼠害所致。严重地区有效鼠洞密度高达1334个/ km^2 ，鼠兔密度高达412只/ km^2 。

4. 源头来水量逐年减少

近年来随着雪线上升，湖泊萎缩，湿地缩小甚至干涸，湖水内流化和盐碱化，大片沼泽地消失，泥炭地干燥并裸露，源区来水量也逐年减少，黄河流域的形势更为严峻。水文观测资料表明：黄河上游连续7年出现枯水期，年平均径流量减少22.7%，1997年第一季度降到历史最低点，源头首次出现断流；源头的鄂陵湖和扎陵湖水位下降了近2m，两湖间发生断流。源头来水量减少不仅制约了源区社会经济发展和农牧民的生产生活，还由于黄河青海出境水量占到黄河总流量的49%，源头水量的持续减少致使下游断流频率不断增加，断流历时和河段不断延长，下游地区 $25 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，1亿多人口的生产生活发生严重困难。

5. 生物多样性急剧萎缩

青藏高原部分生物及其种群数量呈现锐减状态,生物多样性已经遭到并将持续面临巨大的破坏与威胁。一是生境破碎化、岛屿化和多样性的丧失;二是物种多样性面临严峻形势,目前青藏高原受到威胁的生物物种占总种数的15%~20%,高于世界10%~15%的平均水平;三是高原生物具有强大的抗逆基因和特殊种性,随着高寒生物物种资源的灭绝与濒危,这种适应高寒生境的遗传基因优势也受到了威胁。

6. 生态难民逐年增加

由于冰川退缩、湖泊萎缩,使得地下水位下降、湿地退化。由此,一方面使地表水径流减少,引起一些居民点(包括一些城镇)水资源危机,到了守着源头没水喝的尴尬境地;另一方面草场退化,可放牧草原资源减少,牧民为了维持生活,只得增加牧数,引起草原退化加剧,草原退化的最终结果是牧民搬家。

三、三江源区生态环境演化与恢复重建研究现状

曾是水草丰美、湖泊星罗棋布、野生动物种群繁多的高原草原草甸区,被称为生态“处女地”的三江源区,受全球性气候环境的影响及人口无节制增加和人类无限度的生产经营活动,草原退化,草地载畜量减少,野生动物栖息环境质量降低,栖息地破碎化、岛屿化,草原生命力急剧下降。这种生态环境演替面临的严峻问题已引起各方面的重视,众多科学工作者对该区进行了研究。如:三江源区基本生态特征的研究、湿地生态系统独特性研究、三江源区水土流失研究、三江源区生态农业研究、三江源区生态移民问题研究、黄河源区生态环境地质调查等,特别是对建立三江源区自然保护区的意义、方法有很多论述,这些研究对三江源区生态环境进行了较为详细的研究,并在一定程度上提出了解决环境退化与破坏的一些方法。在此基础上财政部、国土资源部、水利部及国家环保总局多部门投入了大量的资金,并实施了一些生态环境恢复治理项目,借以寻求拟定相应有效的生态环境恢复治理方法。但这些研究及实施项目大多只注重于源区生态环境的一个因素或几个因子,而缺乏全面、系统的研究,往往只运用传统的方法而忽视了3S手段的运用,导致研究结果不够精确或缺乏时效性。有的研究只停留在政策法规层面上,缺乏严谨的科学技术支持,流于形式。因此,在先进手段支持下对源区生态环境进行全面、系统的研究,并提出相应有效的保护与恢复方案已成当务之急。

四、三江源区生态环境演化与恢复重建研究目标

三江源区草场退化、沙化加剧,水土流失日趋严重,从而导致源头水量大幅度减少,大量湖泊干涸,生态难民逐年增加,严重影响下游经济快速发展区社会经济可持续发展。因此尽快查清三江源区生态环境诸影响因子,特别是导致生态环境退化的限制性因子,探明其内部演化机制与规律已迫在眉睫。可见,三江源区生态环境演化与恢复重建研究的目的是,通过对该区生态系统的调查研究,了解其生态环境发展演化的内在机制,查清区域生态环境系统及其各要素的形成演化规律,为区域生态环境综合治理提供客观依据。研究最终目标是:针对其导致生态环境恶化的限制性因子有的放矢地进行恢复,最终重建三江源区生态系统,使其进入良性循环,恢复其水源涵养功能,使源头水资源保持洁净和持续补给,从而达到促使三江源区社会经济与自然环境协调发展的目的。同时,在研究过程中探索建立一套保护生态系统的完整性和各类典型的自然环境免受各种外界因素侵扰的机制,继而建立高寒自然保护区保护、治理、发展、综合利用的一套模式。

五、研究方法及技术思路

1. 研究方法

三江源区地处青藏高原腹地高寒区,自然环境条件差、面积大、山高沟深、人烟稀少,民族构成复杂,交通、通信不畅等自然条件决定了传统的野外调查研究手段必然受到限制,不能适应生态环境恢复与重建的日益紧迫的需求。因此,综合运用GIS及RS手段对三江源区生态环境进行研究则有较大的优越

性, 遥感卫星具有实时、准确、连续地获取大范围地面信息的能力, 其时效、监测范围广的特点, 非常适合三江源区大范围的环境变化的动态监测。同时, 卫星遥感资料还具有多光谱物性, 可以依据不同的地物光谱波段, 准确地判别地物、比较地物不同时相的变化, 在研究生态环境要素, 尤其是植被、土壤、土壤含水量等方面具有无可比拟的优越性。GIS 地理信息系统是管理空间信息的计算机系统, 具有独特的空间分析、动态预测和提供决策支持的功能。因此, 在 GIS 平台上, 以卫星遥感信息为主要信息源, 同时结合具体的气象资料, 海拔、土壤类型及含水量等下垫面资料, 对生态环境进行监测及综合研究, 确定生态环境恶化的主动力因子, 是实现三江源区生态环境演化及恢复重建研究工作最为有效的方法。

2. 技术思路

运用 GIS、RS 方法进行生态环境演化及恢复重建分析研究, 涉及颇多, 流程复杂。主要思路如下:

(1) 资料收集。主要包括收集遥感数据资料、生态环境本底状况调查资料、地理基础调查数据资料、典型重点地区环境监测资料以及野外实地考察资料等。其中重点是卫星遥感资料, 包括 TM、MSS、SPOT、NOAA/AVHRR 等多种光谱、时空分辨率遥感数据的收集, 并特别注意不同时段、季相下数据的收集, 以确保研究的全面与准确性。

(2) 数据处理与信息提取。在遥感软件如 ERMapper、ERDAS、ENVI 同一些 GIS 软件如 ARC/INFO、PCI、MGF 的辅助下, 对遥感数据及其他生态环境本底资料进行处理, 进行轨道拼接、辐射订正、大气校正、去云处理, 提取诸如反射率 (ALB)、反照率 (ALBEDO)、归一化植被指数 (NDVI)、叶面积指数 (LAI)、土壤湿度等重要遥感信息。

(3) 气温降水模型的建立。收集三江源区各气象台站的多年观测资料, 统计气温降水的年际变化、降水资源季节分配的变化、蒸发量的变化, 光能资料的变化, 从而预测气温降水的变化趋势。

(4) 建立地理信息数据库。通过 RS 及 GIS 手段获取的地理信息通常是海量的, 如何有效管理这些海量数据是研究中必须面对的一个重要问题。为此, 应用 SQL、ORACLE 或 Arcgis SDE 等数据库软件建立江河源生态环境数据库。如气候、温度、降水、日照、水文、地质、地貌、冰川冻土、湖泊、湿地、草原、生物资源、各类灾害等各种环境要素数据, 以便快速有效地管理获取的地理信息, 为研究提供支持。

(5) 生态环境演化模型的建立。动态变化是生态环境的一个基本特征, 在不同的时间尺度上, 通常把生态环境的变化分为 3 种类型: ① 宏观时间尺度 (物理环境的长时间变化, 例如冰期的进退); ② 大时间尺度 (生物的进化); ③ 中小时间尺度演化。对中小时间尺度生态环境变化的研究应是本项目研究的侧重。

在充分占有、分析资料的基础上, 对三江源地区生态环境演化诸因子进行研究, 区分出导致生态环境退化的自然及人为干扰因素, 建立影响生态环境演化诸因子的评价体系, 充分运用空间分析、空间统计和空间生态模拟以及景观生态学的技术和方法, 研究生态环境演化规律, 建立三江源区生态环境演化模型。为保证演化模型的准确性可选择多个典型区域反复进行检验与修正。

(6) 三江源区生态环境的演化趋势研究及模拟重建。在建立三江源区生态环境演化模型的基础上, 根据遥感数据及各种资料将生态环境诸因子尤其是干扰因子量化输入演化模型预测未来一定时间段内生态环境的演化趋势, 更为重要的是评价未来发生重大生态灾难的可能性, 以便为政府提供预警支持。

三江源区生态环境演化研究的最终目的应是消除导致生态环境退化的干扰因素, 其中主要是人为因素的影响, 使生态环境进入自然状态的良性循环。然而, 消除不利的人为因素的各种手段诸如建立自然保护区、禁牧育草及生态移民等, 无不牵涉到巨大的资金投入, 而且必然面临复杂的社会效益问题。因此, 如何以较少的投入获得最大的生态效益产出, 实现生态效益、经济效益和社会效益的统一, 成为政府考量三江源区生态环境问题的重点之一。为此, 设想在以上生态环境演化模型的基础上, 利用先进的计算机虚拟手段, 实现三江源区生态环境的计算机模拟重建, 在此虚拟环境中, 虚拟实现生态移民等去除人为干扰因子的手段, 考虑其对生态环境恢复的贡献。此虚拟环境亦可评价各种生态保护手段对生态环境恢复的有效性 & 贡献率, 为政府决策提供支持。

(7) 提出生态环境恢复重建方案。在生态环境演化模型和虚拟环境的支持下, 综合考虑生态、经济、

社会效益的统一,提出科学的生态环境恢复重建方案。

三江源的生态环境保护与建设受到了党和国家领导人的高度重视,江泽民总书记亲笔题写了“三江源自然保护区”碑名,人大常委会副委员长布赫题写了碑文,并于2000年8月19日在玉树通天河畔举行了三江源自然保护区揭牌仪式,中央电视台向全国、全世界进行了现场直播,表达了中国政府对生态环境保护的决心。2000年2月2日,国家林业局以林护自字[2000]31号《关于请尽快考虑建立青海三江源自然保护区的函》下发青海省。青海省人民政府立即组织有关部门编写了青海三江源省级自然保护区规划初步意义,并在2000年3月21日,由国家林业局、中国科学院和青海省人民政府联合召开了“青海三江源自然保护区可行性研讨会”,会议认为:“中华水塔”面临着严重威胁,建立三江源自然保护区,保护三江源区生态环境是西部大开发中生态环境建设的一大战略任务,不仅将为西部地区的开发创造良好的自然环境,也为我国及东南亚各国的经济发展及生态安全提供了重要保证。加强三江源区的生态保护是历史赋予中国人民的重要使命,不仅意义重大,而且刻不容缓。

科学的方法是实现源头地区的生态环境保护和恢复的关键。为了迅速准确地探明三江源区生态环境变化的内在规律,采取恰当有效的保护措施,避免盲目举措导致更大的损失,建议尽快批准“三江源区生态环境演化与恢复重建研究项目”!

第四节 三江源区生态重建工作建议

一、三江源区生态环境质量现状

三江源区地处青藏高原腹地,自然资源十分丰富,水丰草绿,其矿产储备量占全省近60%,其中果洛藏族自治州的德尔尼铜钴矿是目前已探明的全国四大铜矿之一,位居全国第三,地区性高价值黄金保有储量十分可观,并造就班玛、玛多等县三江源区“首富”之誉,可可西里黄金开发“热潮”和源区畜牧业的快速发展,也促使了青海省自20世纪80年代以来的资源开发与经济迅猛增长的“向荣”景象。然而资源开发及经济增长与社会同步的同时,给三江源区生态环境带来沉重的话题:

(1) 近13年来,长江源头冰川年均退缩57m,年均增温 0.24°C (西宁晚报2004年8月25日A12)。

(2) 拥有4077个大小湖泊而有“千湖之县”美誉的黄河源头第一县——玛多县,大于 0.06km^2 的湖泊仅剩261个(西宁晚报2004年4月14日A03)。

(3) 黄河源区常年性高山积雪已经减少了95%,50%的河流干涸,没有断流的河流流量减少50%,地下水位在10年间下降了5m。十几年前,黄河源头未发生过扬尘和沙尘暴,而现在年扬沙天气都在10次以上,沙尘暴3~5次(西宁晚报2004年8月25日A01)。

(4) 1996年3~4月,黄河源头“姊妹湖”扎陵湖和鄂陵湖之间河段首次断流,此后时有发生,且逐年加剧,以至2003年12月以来,黄河源头鄂陵湖出水口出现历史上首次断流,源头地区生态再次亮起了红灯。

(5) 草地退化:据资料,三江源区高寒草甸和高寒草原退化率在不断加剧,高寒草甸由20世纪80年代的年均退化率3.9%上升到90年代的7.6%,高寒草原由2.3%上升到4.6%,目前退化草场面积达三江源自然保护区可利用草场面积的26%~46%,其中黄河源区尤为严重,中度退化草场面积达 $3.8 \times 10^4\text{km}^2$ 。

(6) 土地荒漠化:三江源区草地严重退化后形成的次生裸地面积已达 854km^2 ,约占全区可利用草场面积的10%~20%。黄河源区“黑土滩”型草地退化形成的次生裸土面积达 $1.7 \times 10^4\text{km}^2$,并且逐年以 20km^2 的速度递增。

(7) 由于采金、修路及矿产资源开发等活动,造成源区土地沙化面积 6000km^2 ,次生裸地面积 2500km^2 。

二、三江源区生态环境质量下降影响因素分析

据资料,三江源区生态环境质量下降的主控因素是全球性气候环境变化促使高原生态环境暖干化趋势发展加剧的结果。然而,人类不合理开发利用草地资源及矿产资源开发所引起的生态环境问题亦不可忽视。

1. 气候暖干化对生态环境退化的诱发

近40年来,长江、黄河源区的年平均气温呈显著变暖趋势,平均增温幅度:长江源区约为 $0.06^{\circ}\text{C}/10\text{a}$,黄河源区约为 $0.08^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ (汪春青等,1998),而同期内,长江、黄河源区的降水明显减少。据观测资料显示,近30年来,三江源区春季降水明显减少,平均每10年降水减少 $5\sim 7\text{mm}$ 。气候的暖干化发展变化趋势,最明显的佐证为冰川消融和退缩。蒲健辰等人对长江源区的冰川变化研究结果表明(蒲健辰等,1998),目前长江源区冰川正从多年略有前进的稳定状态向不利的方向发展,出现了小的退缩。三江源区冰川融水对河流的径流影响较大,据研究资料,冰川融水量约占长江干流径流量的 9.13% ,占黄河干流径流量的 2.24% ,而冰川消融占黄河春季径流量的 72.6% (田国良,1990)。冰川退缩使保护区气候环境的反馈作用和河流的调节作用减弱,并引发和促进了生态环境问题的发生发展。随着全球气候的进一步变化,尤其是向着暖干化的趋势发展,本区的冰川进一步退缩必然会更加强烈地弱化气候环境和河流对生态环境的调控作用,加剧生态环境问题的发展。气候暖干化发展的另一佐证就是本区湖泊和湿地的萎缩。目前仅黄河源区的湖泊萎缩仅存200余个;长江源区的赤布张湖、西金乌兰湖等众多湖泊均有明显的萎缩迹象,并且随着湖泊的萎缩,湖水矿化度明显升高,趋于盐化。目前长江源区的许多湖泊已经呈现微咸化,矿化度达 $1\%\sim 35\%$ 。

2. 草场超载过牧对生态环境退化的加速

在早期的畜牧业生产和发展中受到盲目追求牲畜存栏数错误思想的影响,三江源区天然草地的超载放牧现象十分严重,尤其是20世纪70~80年代间的大面积和大范围的天然草地过度利用,使草地牧草生机大大减弱,植被覆盖度降低,杂毒草孽生、地表侵蚀和鼠害大面积发生,都直接地体现了草地不合理利用引起的退化和由草地退化引发的一系列生态环境问题。由于三江源区生态环境的逆转性较差,加之草地放牧压力一直未得到十分有效的改善,草地退化,生态环境恶化的发展趋势一直处于加剧的状态,这种退化发展的佐证和表现主要体现在草地生物学产量和草地覆盖度的降低以及生态环境的演变方面。据青海省畜牧部门的调查统计资料,目前保护区的草地牧草生物学产量和植被覆盖度约比70年代分别下降 $30\%\sim 60\%$ 。由于植被覆盖度的下降,植被对区域水源涵养和生态环境的保护功能下降,导致生态环境问题不断发生和发展。

3. 矿产资源开发及其他生产活动加快了生态环境退化

矿产资源开发及其他生产活动直接对植被和草地生态环境的破坏,是加快三江源区生态环境退化和生态环境问题不断产生和恶化的重要因素。随着社会经济的发展,经济结构多元化发展,对资源的需求日趋增大,在经济利益的驱动下,资源的不合理开发利用,尤其是以破坏生态环境为代价的开发活动,导致了三江源区生态环境问题的进一步发展和扩大,例如20世纪80年代以来的采金、采挖汉藏药材和挖砂、取土、修建公路、电站等,均对区域生态环境造成了较大的影响,采金、采挖汉藏药材等活动不仅直接破坏植被,而且相关人员为了解决生活用能,大量樵采植被导致植被严重破坏,是区域人为破坏生态环境的主要因素。

4. 较为频繁的自然灾害加剧了生态退化

源区自然灾害的频繁出现和发生也是生态环境问题不断发生发展的重要原因之一。雪灾、滑坡、洪水、地震等导致的原有地质地貌和植被的破坏,依靠自然恢复十分困难,尤其是地质灾害引起的生态环境退化,自然恢复极其缓慢,是生态环境恶化的源条件,如滑坡、洪水形成的裸露地表,往往成为沙化或水土流失的源条件和扩展源地。

三、三江源区生态重建工作意义

三江源区涵盖了长江、黄河、澜沧江源头三大流域,其独特的生态环境造就了世界上独一无二的大面积高寒湿地、高寒荒漠、高寒干草原等独特的生态系统,在生态安全体系中被誉为“生命的摇篮”。在水资源涵养上形成了名副其实的“中华水塔”,生物区系上被列为高原生物自然种质资源库。然而,自然气候环境及人为因素的交互作用,已使得三江源区生态环境不断恶化,并直接影响到了源区生态系统的水源涵养能力。近几年已连续7次在黄河源头出现断流,导致长江、黄河流域旱涝灾害频发,水土流失加剧,已严重威胁中下游地区的社会经济发展和人民生命财产安全。为了从根本上扭转三江源区生态环境恶化的趋势,保护“中华水塔”,改善地区性生态环境、进行三江源区生态重建工作意义重大。

四、三江源区生态重建前期工作要点及最终目标

在当前地球上人类和所有生物生存环境不断恶化的趋势下,对生态环境变化规律以及人类在其中所起作用方面的研究,无论是对维护全球生物多样性,还是改善人类生存条件,都具有非常重要的意义。三江源区是一个山的王国,这里是全球海拔最高、面积最大、隆起时代最新、欧亚大陆上大江大河发育最多的地域,其生态环境的质量影响面积甚为广大。独特的气候条件和自然景观使得其生态系统相当脆弱,且极易遭到破坏,因此,该区生态重建工作十分紧迫。近年来,该区开展了一些生态环境保护方面的建设和研究工作,但由于三江源区自然气候环境恶劣及落后地区新技术方法使用上的严重滞后,导致了该区没有进行系统的生态环境调查与重建工作的研究。因此,确立三江源区生态环境调查与重建工作的研究显得十分重要。其工作要点及最终目标如下:

1. 生态重建工作要点

首先应对三江源区生态环境现状进行彻底而全面的调查,从而为源区生态重建规划提供基础数据资料。依据源区自然环境现状条件,建议采用GIS和RS对以下几方面内容进行调查研究。

一是研究源区生态环境变化历史和规律,确定自然因子和人为因子在地质历史时期内对区内生态环境演化所起的作用。把握第四纪以来源区气候变化特点,了解生态系统对青藏高原隆升和全球气候变化的响应以及生态环境演化的过程和规律,对制定正确适当的生态环境保护 and 重建政策,设计最佳的生态重建规划方案提供科学依据。

二是人类在生态环境演变中的作用愈来愈明显,人类对地表的改造作用使得地球上的自然景观发生了巨大的改变。就三江源区而言,进入20世纪80年代以来,近30年来的资源开发已导致6000km²的土地沙化。因此,对源区不同历史时期人类活动和气候变迁历史的研究,有助于了解人类在源区生态环境演变过程中所起的作用,并指导政府立法,以约束人类经济活动过激的需求。

三是研究源区地质作用对生态环境演化的历史地位。地质背景条件与生态环境是在地球形成过程中逐渐形成的客观存在的综合体。生态重建工作,必须掌握和了解生态背景因素——地质体的形成及演化规律。因此,加强源区生态环境地质调查,对生态重建的决策及规划将起推进作用。

2. 最终目标

针对生态环境现状及地质环境质量,依历史时期的生态演变规律,并结合生态学规律,提出适宜三江源区各自然景观区特点的生态环境治理和生态重建实施方案。

生态重建是确保三江源区水土涵养的有力措施,也是生态系统、人类经济和社会进步及可持续发展的重要举措。面对三江源区不断恶化的生态环境及日益突出的资源、环境与社会发展间的矛盾,党中央、国务院作出了西部大开发的战略决策,并将西部地区生态环境建设作为西部大开发战略的主导思想。因此,加强三江源区自然环境保护与生态重建是西部地区,也是中华民族生态环境建设的重要内容,是贯彻执行“以人为本,树立全面、协调、可持续发展”的科学发展观的内容。

第六章

环境工程地质

第一节 环境工程地质勘察工作

环境工程地质系统是个工程化了的大系统,它由工程、岩土、环境3个子系统所构成。工程系统与社
会经济相关,不同地区由于经济开发战略不同,具有不同的工程设施,形成各具特色的工程系统,如城
镇工程系统,水资源开发系统,矿山工程系统,铁路、公路工程系统等等,它们具不同的性状、结构及
边界特征;岩土系统是在工程作用下的地质体,即工程场地地基基础,受地形、物质成分、组构特征等
控制;环境系统属于自然系统,包括大气、水、生物或更大区域天地的地质环境。工程系统和岩土系统
构成了工程地质学研究的内容,它没有关注环境系统的制约作用。然而,随着人类社会的不断发展,光
强调工程与岩土两个系统的相互作用是很不够的,还要注意环境系统的制约作用,从多元系统相互作用
角度研究工程地质环境。这是由于工程建设影响了岩土系统,使之改变后或适应工程要求或不适应。环
境对工程、岩土两个系统作用的同时,又受到工程、岩土系统的反作用而作动态变化。因此,在环境工
程地质勘察过程中,首先应在考虑开发工程系统的性状、结构及边界特征的基础上分析、研究工程开发
组合对地质环境的适宜性,为工程对场地地质环境的适宜性及工程对场地地质环境的改变、破坏自然平
衡所引起的一系列灾害性地质问题的调查研究和系统可调性进行预测分析,进而寻求拟定相应有效的工
程设施边界、成分、性状和病害防护治理对策。不同的工程设施,对工程地质环境质量的适宜性是千差
万别的。也就是说,工程设施对地质环境质量或容量是有选择性的,如宽阔的平原尤其是河谷平原地区,
有利于工业交通及城市建设,而江河峡谷区则有利于水电工程的开发利用。因而,工程项目决定了环境
工程地质勘察的工作日和和研究内容。

一、铁路环境工程地质勘察

我国铁路多穿行于高山峡谷斜坡带,因而,其工作重点应放在对斜坡地质环境改变、破坏自然平衡
引起的一系列灾害性地质问题的研究和预测分析上,进而寻求拟定相应有效的铁路病害防护治理对策。
只有这样,才能从根本上最大限度地减少突发性地质灾害对铁路的威胁,并保持自然生态的平衡。其工
作研究的边界及成分仅是以铁路为轴线参照物的自然斜坡及其组构条件,多为条带状。研究内容包括以
下几方面:

1. 斜坡自然稳定性及趋势预测分析

斜坡稳定性决定于斜坡自身组构特征及外界扰动破坏条件。斜坡自身组构特征,诸如斜坡坡形、坡
高、坡度、坡向与主结构面角、岩性结构特征等斜坡静态要素均属此列。因而在调查过程中应注意系统
要素的调查研究。外界扰动破坏条件,亦即斜坡变形破坏(包括地表面蚀破坏),诸如影响铁路正常营运
的表生灾害问题,如崩塌、滑坡、泥石流、水土流失等等,对其变形破坏面的形态、数目、组合特征及
其力学特性进行调查研究,以寻求各类型变形破坏形式的工程地质组合特征和建立斜(边)坡变形破坏
地质模型,分析其破坏机理。

由于地质环境条件的差异,斜(边)坡变形破坏的发生和发展是千变万化的。因此,仅靠几种类型
或形式的划分是不利于进一步评价斜坡稳定性的。为此,必须在详细调查各灾害群(个)体的基本特征

基础上,建立斜(边)坡变形破坏地质模型。斜(边)坡变形破坏地质模型不仅包括斜(边)坡破坏的形态和运动形式,还包括斜(边)坡变形破坏的成因及其发生发展过程。由此,须翔实调查斜(边)坡工程地质岩组特征、岩体结构特征、应力分布特征及变形破坏形态、水文地质条件、变形破坏时间效应等。

2. 场地地基质量稳定性

对以场地地形条件、地质构造、岩土体组合类型及工程地质特性、地下水条件为中心,进行铁路工程场地地基稳定性评价。因而,其调查对象是铁路工程作用下的岩土系统,包括岩土系统的边界展布、物质成分及结构特征、理化性质等。铁路路基质量的好坏,直接影响铁路工程设施的正常使用和铁路病害治理工程对策的建立。可见铁路路基质量调查与研究,是为铁路工程建设合理开发利用提供场地地基质量指标,并为寻求拟定相应合理的线路工程设计方案而服务。

3. 区域及场地地壳稳定性

铁路地质灾害证明,忽视对区域及场地地壳稳定性的分析评价,并据以拟定相应有效的工程对策所带来的危害是深刻的。陇海线宝天段位于秦岭东西褶皱带北缘区域活动断裂的影响带,灾害频繁发生,治理费用已达到 3.14×10^8 元,平均每公里 213.6×10^4 元,为修建造价的4.3倍。类似情况有宝成线、七支线、襄渝铁路襄达段、成昆线等地。这些铁路线多穿越于构造应力集中的构造带,为大规模的滑坡崩塌及泥石流等地质灾害严重而多发地带。由于对区域及场地的地壳稳定性的研究、认识不足,在选线及设计过程中,不恰当地压缩桥隧数量,大量采用高陡边坡,破坏了山体植被及自然应力平衡,不但增加了新的地质灾害,而且也诱发了泥石流或导致古滑坡的复活。以上事实说明对区域及场地地壳稳定性的研究分析、评价、并据以拟定相应有效的工程对策也是防治铁路地质灾害的关键措施。

4. 铁路病害时空分布强度及其成生联系

对地质灾害的研究和预测分析,势必要通过定量化研究其时空分布强度及变化趋势,从而达到理想地阻止或减缓地质灾害的发生、发展及成灾作用的目的。借助于数理统计、概率论、灰色控制等方法可分析地质灾害的空间分布强度以及动、静态环境地质要素对地质灾害产生的重要程度,在此基础上进行地质灾害生成联系分析评价。

5. 斜坡及场地地基与社会经济技术体系的关系分析

实质就是铁路环境工程地质系统可调性分析或者说环境质量评价。主要指由于人类经济、工程活动所引起的及可能诱发的地质环境的变化,以及这种变化所造成的对工程系统、岩土系统及环境系统的影响和人类现有技术开发利用的可能性。从而将人类的盲目行为降到最低限度,促使工程开发与区域地质环境相协调。

6. 铁路病害防护与治理对策和建议

铁路环境工程地质勘察的最终目的,就是要通过野外系统调查和研究分析,提出合理的防护治理对策,研究完善铁路地质灾害防护的技术方法。

二、城市环境工程地质勘察

城市化的潮流早在19世纪晚期就已出现,到20世纪60年代形成了全球性的高潮。到21世纪的今天,全球城镇人口总数达到了25亿,在人类历史上首次超过农村居民人口。毫无疑问,随着城市人口数量的增加,城市规模不断扩大,城市地区占地面积将成倍增长,因而城市地区将成为人类历史上前所未有的工程-经济活动强度最大的地区。城市人口的增长对社会、自然环境的平衡状态将产生巨大的冲击力,城市环境工程地质问题必然日益突出。因而,开展城市环境工程地质勘察已势在必行。然而目前城市环境工程地质勘察服务目标仍无定式,但大多数人认为,其目标就是为城市规划布局、地表与地下建筑工程场地选择、地基勘察、寻找水源、建材与矿产开发、废气物排放与处理,以及地质环境利用与保护等服务。归纳起来就是利用地学知识最大限度地有效利用土地资源、防治各类地质灾害、保护地质环境、为城市工程建设服务。因而其勘察工作的主要内容包括以下5个方面。

(1) 土地的合理有效利用: 如城市的地形地貌及地质构造条件, 地基的岩土工程地质性质, 地下水埋藏深度, 岩土体的出露与埋藏条件, 地下空间的可利用程度。

(2) 城市供水水源的开发和利用: 如地下水可供利用的程度, 地表水的开发与远程引水工程建设的水源与配套工程的地质研究。

(3) 城市地质灾害的研究和专门性评价, 整治及减缓地震、活断层、滑坡、泥石流、水土流失、洪水淹没、岸边流水侵蚀冲刷、海水倒灌等的不良影响。

(4) 城市建筑材料、地热等资源开发、利用的经济论证。

(5) 城市地质环境质量综合评价与保护: 对与人类工程—经济活动最密切的工业和生活废弃物的堆放与处理, 地下水环境污染以及城市地面沉降等问题进行地学预测与评价。

此外, 从长治久安的安全角度还需进行区域地壳稳定性和地区地面稳定性评价, 以及以场地地形条件、地质构造、岩土体组合类型及工程特征、地下水条件等为中心, 进行工程场地的地基稳定性评价。在此基础上, 进行场地利用的工程适宜性与选择性分析与评价, 以求完善工程抗震设防措施的需要。

由此不难看出, 城市环境工程地质研究的内容, 既包括原生地质作用, 也包含次生地质作用, 还有人为地质作用。三者的相互制约和影响, 共同构成了一个统一的城市环境工程地质系统, 它们的作用对城市工程地质环境起着控制和调节作用。

根据我国城市分布的自然地理条件, 可将城市分为滨海型、内陆河谷型和高原河谷盆地型 3 大类。由于各类型城市所处地质环境不同, 各地区工程地质作用和灾害类型、强度有明显的差异, 而城市环境工程地质勘察又必须查清城市及城市周边一定范围内可能发生的各种工程地质作用给城市带来的危害。根据我国目前的城市规模及一般工程地质灾害的影响范围, 地面稳定性评价研究大体以 100km 半径范围为宜。

三、水利水电工程开发环境工程地质勘察

水利水电开发利用, 无疑是对主要江河流域进行。就黄河上游而言, 峡谷地带地形狭岸坡陡峻, 水流湍急, 山体雄厚, 岩体完整性较好, 是水利水电工程场地良好选址区, 而盆地地带, 地形平坦开阔, 土地资源丰富, 是农牧业经济开发的场所。鉴于此, 江河流域环境工程地质勘察的目的, 在于为流域内自然资源(水力、土地)的开发利用及工程设计布局提供区域性、综合性、预测性的环境工程地质基础资料, 旨在综合反映自然条件下工程地质环境变化及预测环境工程地质问题发生的可能性和变化趋势, 并在通过定量或半定量分析人类工程、经济活动适宜程度的基础上进行环境工程地质分区与评价。为此, 根据江河流域水能开发的工程布局性状及自然地质环境条件和人类工程经济活动特点, 确定其研究内容有以下 6 个方面:

(1) 场地地基稳定性: 就是调查在工程作用下岩土系统的适宜性, 包括其边界展布(地形地貌特征)、物质成分(岩性)、结构组合特征及其理化特征。

(2) 斜坡稳定性调查: 调查研究区斜(边)坡变形破坏规模及其分布特征, 分析其形成机理, 对水利水电工程建设的影响及这种影响的变化趋势作出预测, 从而对水利水电工程场地斜坡稳定性进行现状评价。

(3) 区域地壳稳定性分析、评价: 是水利水电环境工程地质勘察的主要内容, 评价目的是在分析研究区域地球物理场特征、新构造活动与地震等区域地壳稳定性诸影响因素的基础上, 建立地震与地壳稳定性诸影响因素间的相关关系, 从而寻求确定潜在震源、震级、对水利水电工程场地的影响程度, 并对区域地壳稳定性进行分区评价, 其实质就是在地壳活动较为强烈的地区寻找适合工程建设的相对稳定地块——“安全岛”。

(4) 地下水资源与建筑材料(主要指水工建筑材料)的调查: 调查地下水资源及建筑材料的质和量现状, 可利用及开采难易程度, 可溶盐含量及其水理性质、侵蚀性与腐蚀性的强弱等。

(5) 环境工程地质问题预测分析: 环境工程地质问题的发生时间、空间和强度分布方面都极大地表现出人类经济、工程活动参与的特点, 因此, 环境工程地质问题, 主要是指由于人类经济工程活动所引发及可能引发的地质环境的变化, 以及由于这种变化所造成的对人类生存环境的影响。就江河流域水利水电工程场地而言, 主要表现在对地形地貌条件、水文地质条件、斜坡稳定性现状的改变及地震潜在震源的改变。其预测分析的主要内容是水库渗漏、水库诱震、水库岸边再造、水库淹没与浸没、水库淤积等。

(6) 水利水电开发利用系统可调性分析: 就是确定地质环境与工程两个系统之间的最佳适应能力并维护这种最佳适应能力, 它以工程地质环境开发利用整体效益为目标, 其内容是分析工程地质环境的目标、环境、结构、趋势以及系统可调性、系统的目标实现等。

此外, 随现代科学技术的发展和人类经济—工程活动向深度和广度发展, 其活动范围与活动强度呈现前所未有的变化, 几乎在地球每一个角落或地区都留下人类活动的足迹。人类活动大大加速了自然环境的演化, 也干扰了自然环境的演化。在现在与未来人类社会将会产生更多的工程活动场所, 诸如矿山工程、海洋工程、宇宙工程等, 在这些工程的建设过程中, 仍然会产生不同的环境工程地质问题。如公路工程建设过程中, 主要是诱发路基、边坡变形破坏问题; 矿山的梁、疏、注工程过程中, 会产生地面沉降、岩溶塌陷、突水突泥等灾害; 农、林、牧开发工程又以淤积、土地沙漠化、水土流失等灾害较为突出; 而海洋开发工程则以海底滑坡、塌陷、海啸等灾害为多。可见, 在工程开发前期论证或开发过程中的环境工程地质勘查工作需对其灾害问题发生的成生联系和形成机制进行分析论证, 在此基础上, 提供不同级别、不同开发阶段和目标的环境工程地质综合性预测性资料。

综合上述, 不同工程开发系统的边界、成分、结构的不同, 其环境工程地质勘查的目的和研究内容是有差异的 (表 6-1)。因而可以说, 随工程开发系统目标的不同, 其环境工程地质勘查有不同的针对性, 它应满足于工程开发系统的需要。作为与社会总体发展同步的参照物, 同时又反映时代变迁与其深刻性的环境工程地质勘查工作, 是随社会的不断发展、人们对自己赖以生存的环境表示强烈关注时兴起的一项新型地学研究工作, 其研究内容随人类经济、工程活动的深入而不断更新与完善。

表 6-1 不同工程系统环境工程地质勘查的目的和研究内容差异性对比

工程项目或系统		铁路工程系统	城市工程系统	水资源开发系统
工程系统	边界成分结构	线状 土、石、钢 均一的层状结构	方形或不规则体 砖石、钢筋砼 棋盘格式框架结构	带状或不规则体 土、石或钢筋砼 网状或层状结构
勘查目的		寻求拟定相应有效的铁路病害防护治理措施	最大限度地有效利用土地资源, 防治各类地质灾害的发生, 保护城市地质环境, 为城市工程建设服务	为江河流域自然资源 (水、土) 的开发利用及工程设计布局提供合理工程场地及预测环境工程地质效应的发生发展
勘查内容	主要	① 斜坡稳定性及趋势预测分析; ② 场地地基条件对铁路线性工程的适应性; ③ 铁路病害时空分布强度及成生联系; ④ 铁路病害防护、治理对策	① 城市地面稳定性; ② 供水水源地开发利用; ③ 城市废弃物的堆积环境; ④ 地壳稳定性	① 区域地壳稳定性; ② 斜坡稳定性; ③ 水库环境工程地质问题预测分析
	次要	① 区域地壳稳定性; ② 斜坡及场地地基与社会经济技术体系的关系; ③ 道砟用料的质量与调查	① 城市建材及地热资源质与量; ② 除地面稳定性、地壳稳定性的其他地质灾害; ③ 水体污染及防护治理措施	① 地质灾害调查; ② 水文地质条件; ③ 建筑材料; ④ 对比资源现状

第二节 环境工程地质图编制方法（以黄河龙羊峡至刘家峡河段为例）

根据黄河上游龙羊峡至刘家峡段（图6-1）环境工程地质勘查的目的、任务，本图要为勘查区的国土开发与整治、人类工程—经济活动的适宜性和环境保护提供区域性、综合性、预测性的基础资料，宗旨是综合反映自然条件下工程地质环境条件和人类工程、经济活动引起的地质环境变化和预测环境工程地质问题发生的可能性及其变化趋势，并在通过半定量分析人类工程、经济活动适宜程度的基础上进行环境工程地质分区和评价。为此，根据河段内自然地质环境和人类工程经济活动情况可主要表示以下6个方面的内容。

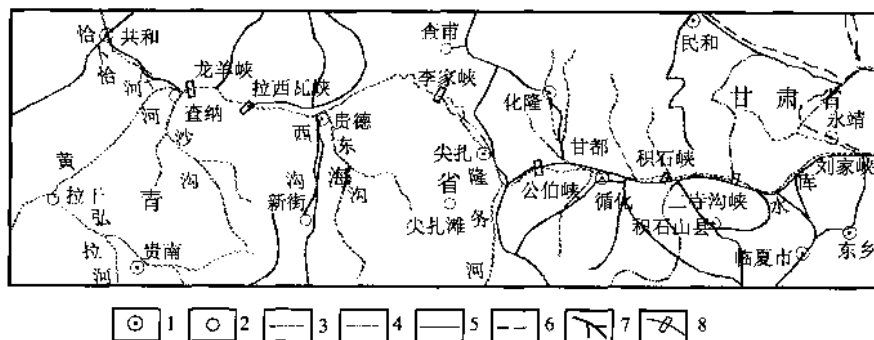


图6-1 黄河上游龙羊峡至刘家峡段人类经济工程活动规划展布图

1—县、市；2—村镇；3—省界；4—编图区界线；5—公路；6—铁路；7—水系；8—水库

一、工程地质岩类

表示工程地质岩类的目的在于反映河段内人类工程—经济活动的地基条件，又不与岩（土）体工程地质类型图发生重复。

工程地质岩类，仅指河段内各斜坡内部岩体结构的组合特征及岩性指标。岩体结构分为块状、层状、片状、破碎、松散和黏性6类。岩性指标主要是指岩体物理力学性质和水理性质，以抗压强度和软化系数为主要指标分为坚硬、坚硬至较坚硬、较坚硬至软弱、软弱4个类别。综合两者划分工程地质岩类。以颜色表示。

二、斜坡稳定性

斜坡稳定性决定于斜坡自身的结构条件和外界干扰破坏条件。因此，图中除表示一定量的具代表性的自然动力地质现象外，重点应放在斜坡变形破坏程度的分析研究和确定。

斜坡变形破坏程度主要按照外动力地质现象发育系数（ k_w ）的大小来衡量。对其计算可先将河段分成若干个5km×5km的网络，以网络方格为单元，分别计算各单元的（ k_w ）值。

1. 外动力地质现象发育系数（ k_w ）的各项参数选择和确定

（1）滑坡密度（ a_w ）：指单位面积的滑坡个数，以0.04个/km²为单位。

（2）滑坡强度（ b_w ）：指单位面积内滑坡残留体所占面积的百分比，无量纲。

当 $b_w \in (<10.40)$ 、 $(10.40, 31.40)$ 和 (>31.40) 时，分别赋值1、2、3。

（3）崩塌（含危岩体）密度（ c_w ）：崩塌个体在河段内出现十分频繁，因此，崩塌密度是指单位面积内的崩塌群体数，以0.04个/km²为单位。

当 $c_w \in (<1)$ 、 $(1, 3)$ 和 (>3) 时，分别赋值1、2、3。

（4）泥（石）流密度（ d_w ）：泥（石）流主要发育于各盆地边缘的丘陵区，它不能以5km×5km为计算单元，只能依黄河河谷纵向的单元区段长度为计算单元。因此，泥（石）流密度（ d_w ）是指特定的

低山丘陵范围内泥石流发育的条数,以10条/km为单位。

当 $d_w \in (<2.35)$, $(2.35, 4.06)$ 和 (>4.06) 时,分别赋值1、2、3。

(5) 冲沟率(e_w):指区段长度内冲沟宽度总和占区段长度的百分比,无量纲。

当 $e_w \in (<30.8)$, $(30.8, 43.5)$ 和 (>43.5) 时,分别赋值1、2、3。

(6) 水土流失模数(f_w):采用区段内水土流失模数(e)表示,即单位面积的水土流失量,以 t/km^2 为单位。

当 $f_w \in (100, 1000)$, $(1000, 2500)$ 和 (>2500) 时,分别赋值1、2、3。

(7) 其他外动力地质现象发育程度(g_w):对一些次要的外动力地质现象,诸如撒落、黄土湿陷、风成沙及岩体风化等,给予定性指标。

当 $g_w \in$ (不发育)、(一般发育)和(较发育)时,分别赋值1、2、3。

2. 外动力地质现象发育系数(k_w)的计算及斜坡变形破坏程度的圈定

外动力地质现象发育系数(k_w)的计算,是按单元累计法,即: $k_w = a_w + b_w + c_w + d_w + e_w + f_w + g_w$ 的赋值。

根据各单元外动力地质现象发育系数(k_w)的大小划分出斜坡变形破坏微弱区($k_w \leq 11$)、斜坡变形破坏一般区($11 < k_w < 17$)和斜坡变形破坏强烈区($k_w \geq 17$)。界线的圈定是按各单元的 k_w 值等级,并结合外动力地质现象发育的地形地质背景条件进行的,以花纹符号表示。

三、区域稳定性

区域稳定性:系区域地壳现代活动的综合反映,是指在工程建设地区的一定范围内外动力的作用下,现今地壳及其表层地块的稳定程度,以及这种稳定程度与工程建筑物之间的相互作用和影响。因此,影响区域稳定性的因素是多方面的,包括地质构造、地壳结构、深断裂、新构造运动与现今活动断裂、地震及山体斜坡的稳定性。但为了不与基础性《区域稳定性分区评价图》发生过多的重复,而增加环境工程地质图的图面负担,笔者认为,图面上除表示一些古近纪以来和第四纪以来的活动断裂及地震要素外,主要反映区域稳定程度。

区域稳定程度取决于区域地表稳定性、区域山体稳定性和区域地面稳定性3个稳定性指标。评价方法类同于斜坡变形破坏程度,即以 $5km \times 5km$ 的网络为评价单元。其参数的选择和确定是:

(1) 区域地壳稳定性(a_s):主要指在构造与地震作用下,现今地壳及其表层的相对稳定程度。其稳定性等级和判别指标见表6-2。

表6-2 地壳稳定性等级和判别指标综合

指标 稳定 等级	地壳 结构	地形变上升、 下降速率 ($mm \cdot a^{-1}$)	深断裂规模 及活动特征	主应力与活动 断裂走向夹角	地 震		地壳应变 能量 N_3 数	重力异常梯度 ($mGal \cdot km^{-1}$) ^①	赋值
					最大震 级(M)	基本烈 度(I)			
稳定区	块体结构,缺乏深断裂或仅有基底断裂,地壳完整性好	早中更新世下降速率为0.4~0.6,晚更新世以来上升速率为2.3	断裂活动不太明显	$\alpha_1 = 0^\circ \sim 10^\circ$ $\alpha_2 = 71^\circ \sim 90^\circ$	$M < 5.5$	$I < VII$	等于或小于 $75N_3$	较均匀,缺乏梯度带	1
次稳定区	镶嵌结构,深断裂少,部分地段发育有深部隐伏断裂,地壳完整性较好	早中更新世缓慢上升,晚更新世以来上升速率为2.5~3.1	存在较连续的深大断裂,晚近期有活动,断层切入中更新统地层	$\alpha_1 = 11^\circ \sim 24^\circ$ $\alpha_2 = 51^\circ \sim 71^\circ$	$5.5 \leq M < 6$	$VII \leq I < VIII$	$75 \sim 431N_3$	局部地段出现异常,梯度在0.5~2.5之间	2

续表

稳定等级	指标	地壳结构	地形变上升、下降速率 (mm·a ⁻¹)	深断裂规模及活动特征	主应力与活动断裂走向夹角	地震		地壳应变能量 N_3 数	重力异常梯度 (mGal·km ⁻¹) ^①	赋值
						最大震级 (M)	基本烈度 (I)			
不稳定区		块裂构造, 深断裂较发育, 地壳完整性较差		有基底断裂存在, 晚近期以来活动较频繁	$\alpha_1 = 25^\circ \sim 50^\circ$	$M \geq 6$	$I \geq \text{VIII}$	422 ~ 3349 N_3	区域性异常梯度在 2.5 ~ 3.5 之间	3

① 1mGal/km = 10 μ m/km·s²。

(2) 区域山体稳定性 (b_s): 主要指山体斜坡在地球内外动力及人类工程、经济活动影响下的相对稳定程度。因此, 区域山体稳定性等级和判别指标是给斜坡变形破坏微弱区、斜坡变形破坏一般区和强烈区分别赋值 1、2、3。

(3) 区域地面稳定性 (c_s): 指地壳表面在内、外动力地质作用和人类工程、经济活动影响下的相对稳定程度。对于影响地面稳定性的自然地质作用和人类活动影响因素非常复杂, 很难提出包括各种因素在内的综合性评价指标。因此, 根据河段内的实际情况, 仅考虑黄土分布带、黄土过渡分布带和非黄土分布带, 分别赋值 3、2 和 1。

(4) 区域稳定性指标 (k_s) 的计算及区域稳定程度的划分: 按单元累计 k_s 的值, 即: $k_s = a_s + b_s + c_s$ 。根据 k_s 的大小划分为稳定区 ($k_s \leq 4$)、次稳定区 ($4 < k_s < 8$)、不稳定区 ($k_s \geq 8$)。界线的圈定除按 k_s 值等级外, 还应考虑地震基本烈度界线。用代号表示。

四、地下水资源

水文地质条件对工程地质环境虽有直接或间接的影响, 特别是地下水埋藏深度、水质等影响更大, 在有资料的情况下应尽量表示, 但这次编图的主要目的在于为国民经济建设规划布局服务。因此, 图面应以供水为主要目的, 突出反映地下水资源分布、数量、质量和开发利用条件, 适当选择一些具代表性的井、孔、泉等。用通用符号与方法表示。

五、环境工程地质问题

主要指由于人类工程、经济活动所引发的及可能引发的地质环境的变化和由这种变化所造成的对人类生活环境的影响。如河段内主要因破坏植被导致的加剧沙漠化和水土流失, 引水灌溉和开采建筑材料引起的地面塌陷、斜坡变形破坏; 修建水渠、道路引起的边坡失稳; 水能资源开发利用过程中引起的淹没、浸没; 水库蓄水引起的诱发地震、岸边最终塌岸宽度、百年淤积量及水库蓄水引起的盐碱化等。在编图过程中应予以重点表示。用数字与红色个体符号表示。

六、环境工程地质分区

1. 分区原则

纵观全区, 峡谷地带地形狭窄、岸坡陡峻、水流湍急、山体雄厚、完整性较好; 盆地地带地形平坦开阔, 土地资源丰富。鉴于本区这一独特的地理环境, 以目前及今后人类经济主要活动的特点为基础, 将该河段划分为峡谷水能开发和盆地经济开发两个环境工程地质区。

由于构成各区的工程地质岩类、区域稳定性、斜坡稳定性、地形地貌、水与土地资源以及水库岸边变形、淤积、诱发地震等因素不同, 笔者在编图过程中, 把这些对工程地质环境起控制作用的因素作为“二级”划分依据。划分时首先以 5km×5km 或更小的网络为单元, 进行各单元综合系数 (k_z) 的大小累计。

2. 综合系数 (k_z) 参数的选择与确定

环境工程地质分区综合系数 (k_z) 的选择与确定是按各环境工程地质影响因素在各单元中所占的不同赋值确定的。即:

(1) 工程地质岩类 (a_m) 指标值: 以岩体坚硬程度的强弱来划分。但由于峡谷水能开发和盆地经济开发两个环境工程地质区对工程地质岩类的侧重不同, 赋予的指标值也应不同。

当 $a_m \in$ (坚硬, 坚硬—较坚硬) 时, 峡谷区赋值 1, 盆地区赋值 2;

$a_m \in$ (较坚硬, 较坚硬—软弱) 时, 峡谷区赋值 2, 盆地区赋值 3,

$a_m \in$ (松散、黏结) 时, 峡谷区赋值 3, 盆地区赋值 1。

(2) 区域稳定性 (b_m) 指标值: 以区域稳定程度的差异来确定。

当 $b_m \in$ (稳定) 时, 赋值 1;

$b_m \in$ (次稳定) 时, 赋值 2;

$b_m \in$ (不稳定) 时, 赋值 3。

(3) 斜坡稳定性 (c_m) 指标值: 以斜坡变形破坏程度的强弱来确定。

当 $c_m \in$ (微弱) 时, 赋值 1;

$c_m \in$ (一般) 时, 赋值 2;

$c_m \in$ (强烈) 时, 赋值 3;

(4) 水文地质要素 (d_m) 指标值: 峡谷区主要按地下水质量的好坏, 即地下水对水工建筑的侵蚀性来确定。

当 d_m (峡) $\in$ (无侵蚀性) 时, 赋值 1;

d_m (峡) $\in$ (弱至中等侵蚀性) 时, 赋值 2;

d_m (峡) $\in$ (中等至强侵蚀性) 时, 赋值 3。

盆地是按地下水天然资源丰富程度与开采资源的质、量及开采条件的难易程度确定。

当 d_m (盆) $\in$ (资源丰富, 水质好, 易开采) 时, 赋值 1;

d_m (盆) $\in$ (资源中等, 水质较好, 开采条件一般) 时, 赋值 2;

d_m (盆) $\in$ (资源贫乏, 水质较差, 不易开采) 时, 赋值 3。

(5) 人类工程、经济活动的适宜性 (e_m) 指标值: 峡谷区考虑水能开发的适宜性, 盆地考虑经济开发的适宜性。按其不同活动程度及人类工程、经济活动能否引起环境质量变化等因素确定。

当 $e_m \in$ (适宜) 时, 赋值 1;

$e_m \in$ (较适宜) 时, 赋值 2;

$e_m \in$ (不适宜) 时, 赋值 3。

3. 综合系数 (k_z) 的计算和分区

将各单元计算参数的指标赋值累计, 即:

$$k_z = a_m + b_m + c_m + d_m + e_m$$

视 k_z 值的大小将峡谷水能开发和盆地经济开发两个环境工程地质区划分为良好区 ($k_z \leq 8$)、一般区 ($8 < k_z < 13$)、不良区 ($k_z \geq 13$) 3 个“二级区”。然后依 k_z 值的 3 个等级, 进行“二级区”的划分 (图 6-2)。

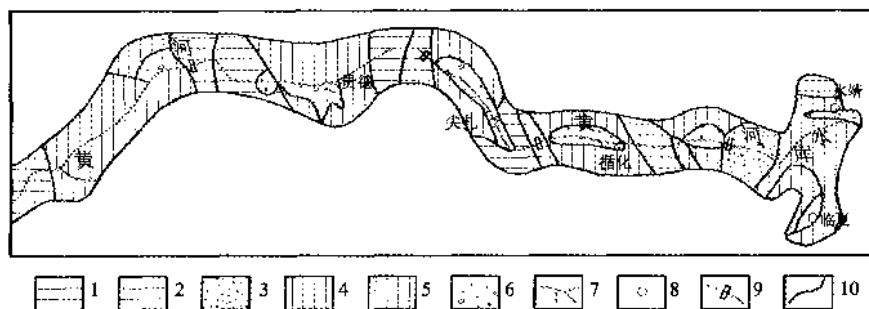


图 6-2 黄河上游龙羊峡至刘家峡段环境工程地质分区略图

1—峡谷不良区; 2—峡谷一般区; 3—峡谷良好区; 4—盆地不良区; 5—盆地一般区; 6—盆地良好区;
7—水系; 8—县市; 9—已拟建电站; 10—分区界限

4. 分区评价

分区评价是在上述综合分析基础上进行的, 各区的主要环境工程地质条件详见表 6-3。

表 6-3 环境工程地质分区评价说明

环境工程地质大区代号	环境工程地质大区名称	环境工程地质亚区代号	环境工程地质亚区名称	环境工程地质特征
I	峡谷水能开发环境工程地质区	I ₁	良好区	分布于刘家峡、寺沟峡峡谷及公伯峡部分地段, 区内地层由古元古界深变质岩系、加里东早中期侵入岩体及中三叠统砂岩、砂板岩夹少许灰岩组成。岩体结构致密坚硬, 抗压强度大于 800kg/cm^2 , 地震烈度属 VI 度, 无第四纪以来活动断裂, 不存在人类经济工程活动引起的或可能引起的诸如塌滑、水库诱震等不良现象。自然外力地质现象不发育, 塌滑密度小于 5 个/ 100km^2 , 强度小于 $1 \times 10^8\text{m}^3/100\text{km}^2$, 由坚硬岩体构成的中等切割的“V”字型峡谷相对高差 300m 左右, 其稳定性较好。在区域稳定上, 处于整体隆起上升的相对稳定的“安全岛”, 不存在对人类经济工程活动有影响的水文地质要素, 属适宜水能资源开发的环境工程地质区
		I ₂	一般区	分布于羊曲—拉干、龙羊峡坝址区、松坝—李家峡段、拉西瓦峡坝址区、公伯峡坝址区、积石峡谷区。羊曲—拉干峡由断续分布的下二叠统碳酸盐岩夹碎屑岩构成。龙羊峡坝址区、松坝—李家峡段、拉西瓦峡坝址区、公伯峡坝址区, 由燕山期花岗岩、花岗闪长岩体, 古元古界深变质岩系构成。积石峡主要由古元古界深变质岩系及白垩系、砂砾岩、砂岩构成。岩体结构及坚硬程度各处不一, 多呈坚硬块状岩体, 少呈坚硬—较坚硬层状岩体, 地震烈度介于 VI ~ VII 级之间, 古近纪以来活动或活动不明显的断裂较发育, 有的还是现代发震断裂, 地震震级小于 4 级, 存在人类经济工程活动引起的及可能引起的诸如老滑坡的复活、水库诱震、水库淤积等不良地质现象、自然外力地质现象较发育, 塌滑密度介于 5 ~ 25 个/ 100km^2 , 强度介于 $1.0 \sim 5.0 \times 10^8\text{m}^3/100\text{km}^2$ 之间, 峡谷相对高差达 400 ~ 650m, 其稳定性较差。在区域上, 基本位于次不稳定地区的相对稳定地段, 基本不存在对人类经济、工程活动有影响的水文地质要素, 属适宜水能资源开发的环境工程地质区
		I ₃	不良区	分布于龙羊峡的当郎沟段, 公伯峡的隆务河口段及松坝—阿什贡段, 这些区段主要由变质岩、砂板岩、侵入岩体构成, 岩体致密、坚硬, 但完整性和均一性较差, 多呈零星分布, 地震烈度多属 VII 度区。自古近纪、第四纪以来断裂活动不明显, 有的地震震级达 5.4 级, 水热活动强烈, 有 $15^\circ\text{C} \sim 85^\circ\text{C}$ 温泉出露。人类经济、工程活动可能引起的水库诱震、岸边失稳等现象, 自然外力地质现象较发育, 峡谷相对高差在 500m 以上, 两边坡危岩、松动体、崩(坍)塌比比皆是。区域上这些地区也多位于次稳定地区的相对不稳定地段, 属不适宜水能资源开发的环境工程地质区
II	盆地经济开发环境工程地质区	II ₁	良好区	分布于曲沟盆地、贵德、群科、循化、大河家及临夏—永靖盆(谷)地。该区主要由第四系全新统、上更新统松散岩类构成。地震烈度介于 VI ~ VII 度区, 有的地段存在震级小于 4.5 级的地震, 土地肥沃、水文气象上集测区范围之精华, 气候宜人, 降水量适中, 地下水、地表水资源丰富, 水质较好。盆地中河网以下的古近系红色碎屑岩类孔隙、裂隙承压—自流水对峡谷水能开发及盆地中人类经济、工程活动无影响或影响不大。由于位置较低, 各种动力地质现象不发育, 是人类生活、农田开发建设、发展农牧业生产的良好场所
		II ₂	一般区	分布于曲沟盆地北山、拉乙亥、林河家、临夏—永靖地区。这些地区一般由第四系全新统、中上更新统冲积、冲洪积砂土、砂砾质土及风成黄土类构成。地震烈度介于 VI ~ VII 度之间, 区域稳定性较好, 但由于分布位置较高, 多处于河谷冲洪积平原与红色丘陵山区接壤带, 地形切割较强烈, 水土流失较严重, 水源较缺乏, 泥石流、洪流危害性较大, 山前陡坎、陡坡较普遍, 对人类生存、经济建设有一定的影响, 在采取一定的防护措施, 如兴修水利设施, 增加固土保土林木, 加强陡坎、陡坡变形破坏的预测, 减少肥水、肥土的流失后, 可作为农田经济开发的远景地段

续表

环境工程地质大区代号	环境工程地质大区名称	环境工程地质亚区代号	环境工程地质亚区名称	环境工程地质特征
II	盆地经济开发环境工程地质区	II ₃	不良区	分布于黄河的白刺滩河段,共和盆地黄河左岸的风成砂分布区,贵德北山、群科、尖扎盆地丘陵红层区以及循化盆地的丘陵红层区,大河家北山,临夏—永靖盆地的丘陵区等地。这些地带大部分由古近系红色碎屑岩构成,岩体软弱,易风化剥蚀,崩滑十分严重,密度 $10\sim 30$ 个/100km ² ,强度多大于 $5\times 10^8\text{m}^3/100\text{km}^2$,最发育的群科—尖扎红色丘陵区崩滑强度达 $19.16\times 10^8\text{m}^3/100\text{km}^2$,崩塌、滑坡、泥石流、沙丘十分发育,地形支离破碎,水土流失严重。同时这些地区水源缺乏,岩石中含盐量较高,常出现岩层裸露、白霜遍布现象,植被不发育。另一方面,由于塌滑现象普遍,陡坎陡崖林立,对人类经济、工程活动的危害性较大,因此,这些地段不适宜人类经济、工程活动

第三节 黄河上游龙羊峡—刘家峡段环境水文地质特征

一、地下水化学类型及背景值特征

1. 地下水化学类型

区内地下水化学成分比较复杂,影响因素诸多,无论是哪种类型地下水,发生的水化学作用以及水化学成分的形成都是受地下水的补给、径流、排泄条件及地貌、岩性条件所控制。基岩山区岩体裸露,风化、构造裂隙发育,补给、排泄条件好,径流途径短,水交替作用强烈,各种矿物质含量较少,矿化度多小于 0.5g/L ,属 HCO_3-Ca 或 $\text{HCO}_3-\text{Ca}\cdot\text{Mg}$ 型水。但贵南南山南麓、龙羊峡北部及拉脊山部分南麓地带,受蒸发、浓缩作用的影响,地下水矿化度普遍增高,从而使这些地区地下水中 SO_4^{2-} 离子含量偏高,水化学类型相对复杂,多为 $\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4-\text{Ca}\cdot\text{Mg}$ 或 $\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4\cdot\text{Cl}-\text{Ca}\cdot\text{Mg}$ 型水。东部黄土地区受新近系红层及补给条件的影响,溶滤作用强烈,多为矿化度大于 1g/L 的 $\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4-\text{Ca}\cdot\text{Mg}$ 或 $\text{Cl}-\text{Na}$ 型水。河谷地区地下水具有补给条件好、径流畅通、矿化度低、水质好的特点。黄河谷地、隆务河谷地及大夏河谷地I级阶地和河漫滩地带,多为矿化度小于 0.5g/L 的 $\text{HCO}_3-\text{Ca}\cdot\text{Mg}$ 型水,II、III级阶地水质略差。但循化河谷I级阶地内,多属矿化度 1g/L 左右的 $\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4-\text{Ca}\cdot\text{Mg}$ 型水。湟水河谷及循化地区的黄河II级以上阶地则水质较差,多属矿化度 $1\sim 3\text{g/L}$ 的 $\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4\cdot\text{Cl}-\text{Na}\cdot\text{Ca}$ 型水或 $\text{SO}_4\cdot\text{Cl}-\text{Na}$ 型水。VI级以上高阶地地下水补给条件差,且多与红层丘陵山区接壤,受新近系红层水影响明显水质差,地下水中 $\text{Cl}\cdot\text{SO}_4-\text{Na}$ 离子占主导地位,矿化度可达 10g/L 以上,一、二级支流谷地地下水矿化度一般较低,多小于 0.5g/L , HCO_3-Ca 或 $\text{HCO}_3-\text{Ca}\cdot\text{Mg}$ 型水占多数,但随径流长度的递增,水中 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 Na^+ 离子有逐步增高的趋势,地下水转化为 $\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4\cdot\text{Cl}-\text{Ca}\cdot\text{Mg}$ 或 $\text{Cl}\cdot\text{SO}_4-\text{Na}$ 型。

分布于各盆地边缘的古、新近系红层区,由于表部覆盖程度的差异,导致了东西两地带水质类型的差异,积石山以东地区,多为矿化度 1g/L 左右的 $\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4-\text{Mg}$ 或 $\text{SO}_4\cdot\text{HCO}_3-\text{Na}$ 型水;以西地区,多为矿化度 $1\sim 3\text{g/L}$ 的 $\text{SO}_4\cdot\text{Cl}-\text{Na}$ 或 $\text{SO}_4\cdot\text{Cl}\cdot\text{HCO}_3-\text{Na}$ 型水。此外这一地区黄河南北岸坡地带由于日照条件的差异,蒸发浓缩作用不同,故北岸为矿化度一般 $1\sim 3\text{g/L}$ 、局部可达 10g/L 以上的 $\text{Cl}\cdot\text{SO}_4-\text{Na}$ 、 $\text{SO}_4\cdot\text{Cl}\cdot\text{HCO}_3-\text{Na}$ 或 $\text{Cl}-\text{Na}$ 型水,南岸则多为 1g/L 左右的 $\text{Cl}\cdot\text{HCO}_3-\text{Na}$ 或 $\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4-\text{Na}$, $\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4-\text{Ca}\cdot\text{Mg}$ 型水(图6-3)。分布于各盆地的古、新近系红层中孔隙裂隙承压水或层间无压水普遍出现,自补给区到排泄区矿化度由低变高,水化学类型由简单到复杂(图6-4),即由 $\text{HCO}_3-\text{Ca}\cdot\text{Mg}$ 或 $\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4-\text{Ca}\cdot\text{Mg}$ 型水过渡到 $\text{SO}_4\cdot\text{HCO}_3-\text{Na}\cdot\text{Mg}$ 或 $\text{HCO}_3\cdot\text{Cl}\cdot\text{SO}_4-\text{Na}$ 型水,最终发展为 $\text{SO}_4\cdot\text{Cl}-\text{Na}$ 或 $\text{Cl}-\text{Na}$ 型水,矿化度由 0.5g/L 渐增到 $1\sim 3\text{g/L}$ 或为更高的咸卤水。

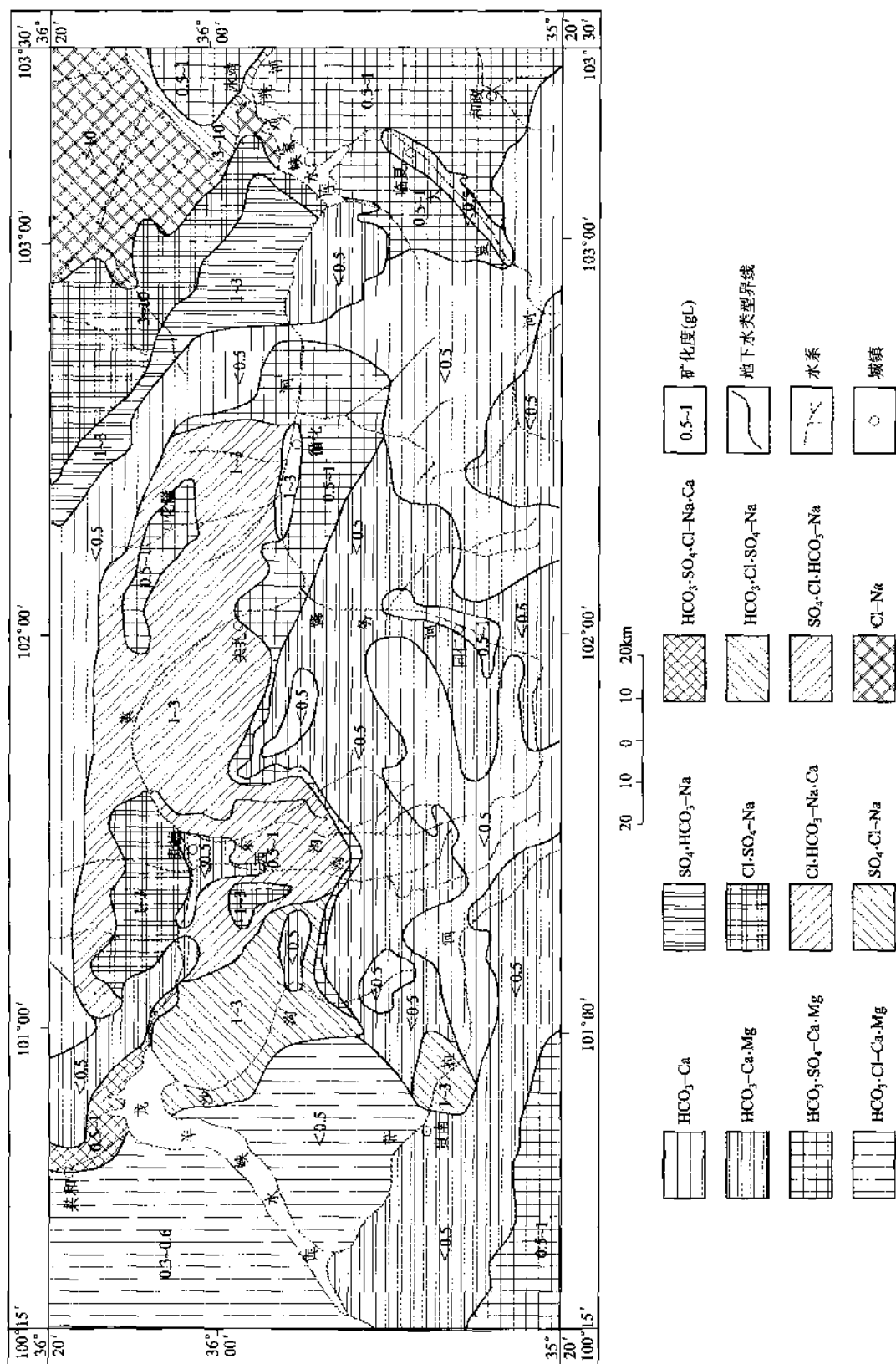


图 6-3 潜水化学类型图

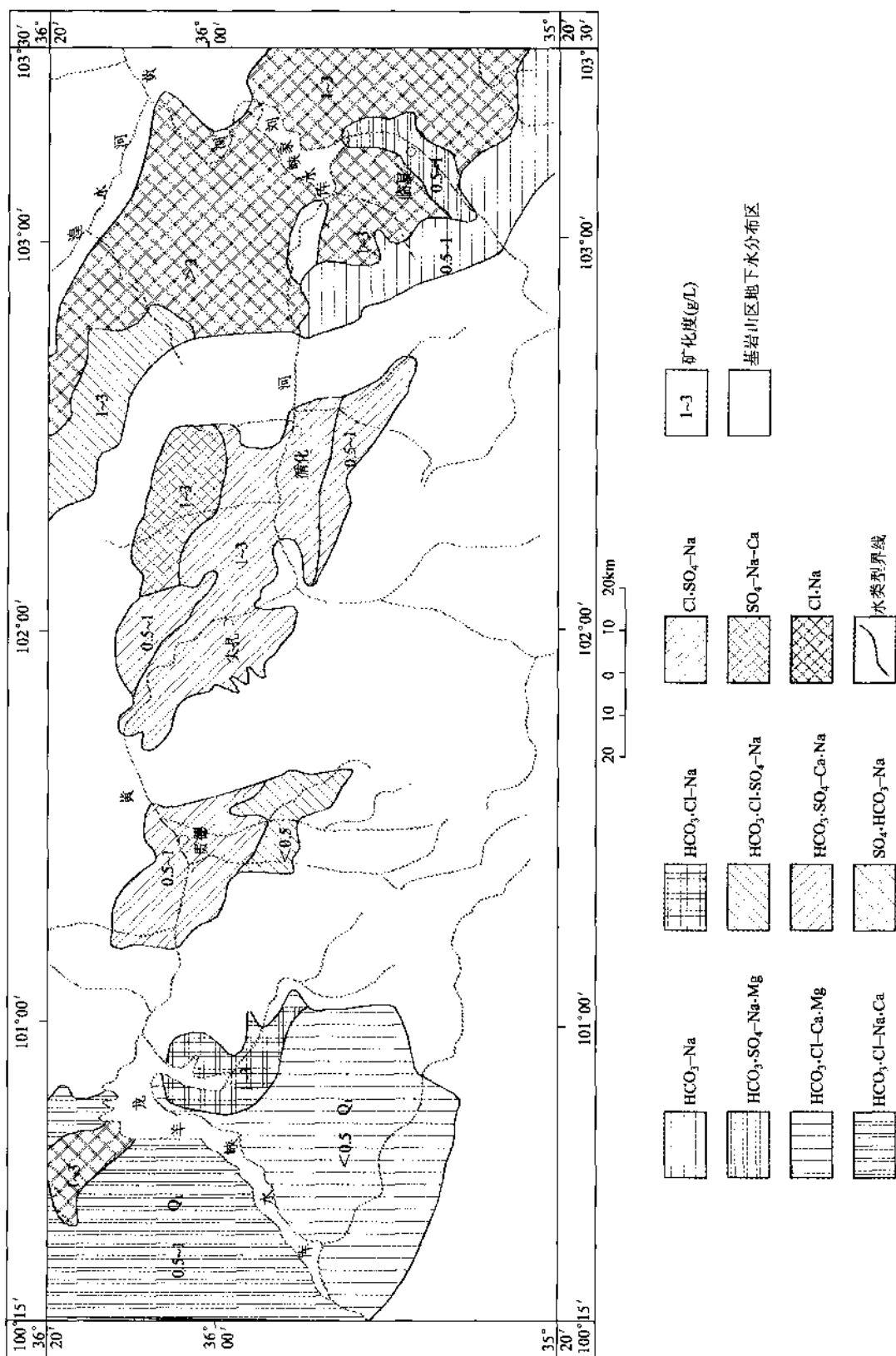


图6-4 古近-新近系碎屑岩类承压水水化学类型

2. 地下水背景值

依前人水质分析资料,区内1982年以前地下水基本上不受人类经济—工程活动的影响,仍保持着原生地质背景状态下的水化学特征。因此,在进行地下水背景值的评价中将其地下水水质分析成果作为天然地下水背景资料。采用:

$$\bar{X} = \frac{\sum X_i}{n}, X_0 = \bar{X} \pm 2S \text{ 计算式确定地下水背景值和污染起始值,}$$

式中: X_0 为污染起始值; $\bar{X}$ 为背景值; n 为样品数量; S 为标准差; X_i 为实测值。

数据统计结果表明,虽然数据不是太多,但各种离子含量服从于正态或近似正态分布规律,用此值来表征区内第四系孔隙水,古、新近系孔隙裂隙水,基岩裂隙水及冻结层水的背景值,污染起始值及95%的置信区间是可靠的,其计算成果见附录2。

由附录2可以看出,该区地下水背景值与污染起始值显示出如下规律:

1) 污染起始值一般与背景值相差甚远,主要是因为地下水动态变化幅度较大所致,其次是因为样品的离散程度较大造成的。

2) 海拔4000m以上山区冻结层水相应水化学类型简单,而山区基岩裂隙水相关水化学类型相对较复杂,这与太阳辐射条件及样品离散程度有关,但总体仍然是矿化度低,水质好,水中 HCO_3^- 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 离子占主导地位,这与基岩裂隙水仅经过最初矿化作用是相吻合的。

3) 古、新近系红层地下水普遍水化学类型复杂,矿化度较高, SO_4^{2-} 、 Cl^- 离子含量剧增,以 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 \cdot \text{Cl} - \text{Ca} \cdot \text{Na}$ 型水占主导。但由于所处地貌区间的差异,各地不一,贵南—共和地区矿化度背景值为1.47g/L,贵德地区为0.5g/L,循化地区为5.67g/L,临夏地区为0.81g/L,民和地区为0.89g/L,这一差异主要是各地区红层中背景含盐量的差异所致。

4) 第四系孔隙水水化学特征普遍与所处地貌区间的红层地下水有相关关系,特别是循化地区第四系孔隙水化学类型基本与红层水相吻合,矿化度背景值高达1.52g/L,这与该地区第四系孔隙水循环交替条件差有密切联系,其他地区第四系孔隙水与红层水水化学类型虽有一些相关关系,但第四系孔隙水补给条件好,循环交替作用强烈,水质较好,矿化度一般小于1g/L。

二、地表水与地下水污染概况

(一) 地表水污染现状与污染源

1. 污染现状

区内地表水体主要以黄河主干水系为主,沿途有一、二级支流汇入,进入刘家峡水库之后,库水构成区内地表水水体的最大汇集场所,1969年刘家峡水电站正式发电前,黄河及其支流地表水水体pH为7.8~8.2,矿化度为0.78g/L,属 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 - \text{Ca} \cdot \text{Na}$ 型水,其他微量元素均未检出。1972年之后,黄河及其支流已陆续检出与人类经济—工程活动有关的特殊离子,但这些特殊离子,除油类与细菌总数、大肠杆菌群指数超过国家饮用水与地面水质量标准外,其他指数均未达到标准。1973~1975年,各种特殊离子随着人类经济—工程活动的扩展逐步显现出来,1976年以后水中各种特殊离子逐年增高。1983年循化以上地区挥发性酚增加到0.003mg/L,超过0.001mg/L的国家饮用水标准,达到国家地面水标准的二级标准,砷也达到0.0055~0.0046mg/L(未达标),汞与六价铬也有微量显示(未达标)。刘家峡剖面的水质中挥发性酚由未检出增加到0.004mg/L,超过国家饮用水标准0.002mg/L的一倍,达到国家地面水标准的二级标准,氰化物由原来未检出增加到0.002mg/L(未达标),砷由1973年的0.005mg/L增加到0.06mg/L,已超过国家饮用水标准0.045mg/L,达到国家地面水标准的三级标准,汞由1973年未检出增加到0.003mg/L,已超过国家饮用水0.001mg/L的标准,超过国家地面水三级标准。油类最高达3mg/L,已超过国家生活及地面水质量标准。

此外,黄河的一、二级支流据目前水质分析资料来看,也存在一定程度的污染,水中挥发性酚大夏河在 $0.001 \sim 0\text{mg/L}$ 之间,超过国家饮用水的 0.001mg/L 标准,达到国家地面水标准的二级标准。氰化物在 $0.001 \sim 0.002\text{mg/L}$ 之间,未超过国家生活及地面水质量标准。汞仅达 0.0001mg/L (未超标),六价铬在 $0.004 \sim 0.036\text{mg/L}$ 之间,最高含量 0.036mg/L (未超标),达到国家生活饮用水水质标准。洮河水中挥发性酚在 $0.001 \sim 0.006\text{mg/L}$ 之间,超过国家生活饮用水标准,达到国家地面水三级标准。湟水河挥发性酚为 0.007mg/L ,砷为 0.1mg/L ,六价铬为 0.1mg/L ,均超过国家饮用水标准,达到国家地面水三级标准。

2. 污染源

综上所述,河段内地表水体污染已超过国家生活饮用水与地面水质量标准,主要有挥发性酚、砷、汞、油类以及细菌总数、总大肠杆菌群几种元素及菌类,其污染源各不相同,现分述如下:

挥发性酚主要是由沿黄河两岸县城居民与厂矿排放煤渣、石油残渣、化工用料残渣以及其他工业废水不当造成的。其中,尤以贵德县城、尖扎县城、循化县城、临夏县(市)、永靖县城人口集中区与工业集中区为主。据统计这五县一市人口达60多万,工业以小型机修、制造业为主,这些厂矿污水直接排入河,没有任何排污与污水处理措施与设备,故而造成黄河水中挥发性酚含量高。

此外,刘家峡水库各种机械动力船只排放废油也是造成挥发性酚增多的一个重要原因。

砷除黄河水本身有部分微量存在外,主要是当地居民使用化肥(特别是氮肥)与农药造成的,据统计全区耕地面积达819.6万亩,每亩按 0.5kg 施肥计算,全区每年共施肥达 $0.4098 \times 10^4\text{t}$,在大气降水的冲刷下,一部分化肥未被农作物吸收而直接排入水中,故而造成黄河水中含砷量增高。此外,区内的化工、铁、砷合金冶炼,医药工业的残渣与污水也是造成黄河水中含砷量增高的一个原因,仅刘家峡一个化工厂每升水中含砷就达 0.99mg/L 。

汞与六价铬主要是区内五县一市的化工、电镀、仪表等工业污水及农药施放造成的,如区内的临夏市设有西北最大的光学仪器厂,每年生产大量电镀光学仪器。此外,刘家峡与龙羊峡两座大型电站的建成,使区内中小型电镀化工、仪表、工业迅速发展,这些工厂多数没有污水处理设备,故而造成水中汞与六价铬的含量增加。

油类主要是区内五县一市的生活用油加工厂与食品加工厂残渣和污水排入黄河之中造成的。由前所述知,区内油菜生产量高,是甘肃、青海两省(区)的主要产油区,各村、镇、县、市都有食油加工厂,由于这些加工厂炼油技术不高,设备落后,在生产中难免有油污、残渣排入河水之中,特别是各县城的食品加工厂,没有排污措施,污水直接入河,仅刘家峡化工厂每升水中含油就达 11.3mg/L ,从而造成水中油类含量增高。

细菌总数与总大肠杆菌群含量增高主要有3个方面的原因:①是黄河沿途人畜粪尿有一部分直接排入黄河之中,有些经大气降水冲刷带入河水之中;②是黄河沿岸当地一些死牛、羊直接抛入水中造成的;③是工、矿企业污水排入河水之中造成的。

(二) 地下水污染现状与污染源

地下水污染主要表现在几个盆地的农田地段。经水质分析,贵德地区第四系砂砾石水中 NO_3^- 含量高达 80mg/L ,比山前古近-新近系泥砂岩中 NO_3^- 含量 19.0mg/L 的背景值还高 61mg/L 。循化地区第四系砂砾石水中 NO_3^- 含量高达 49.95mg/L ,比山前古近-新近系泥砂岩 NO_3^- 天然背景值 2.0mg/L 高出 47.95mg/L 。民和第四系砂砾石层水中含 NO_3^- 为 26.0mg/L ,比山前古近-新近系泥砂岩水中 NO_3^- 背景值 10.0mg/L 高出 16mg/L 。临夏第四系砂砾石水中 NO_3^- 含量为 18.0mg/L 。此外在循化河谷第四系砂砾石中检出 NH_4^+ ,其含量为 22.4mg/L ,比山前古近-新近系水中 0.4mg/L 背景值高出 22mg/L ,在民和第四系砂砾石水中检出As,其含量为 0.16mg/L ,比其背景值 0.02mg/L 高出 0.14mg/L 。

造成地下水中 NO_3 与 NH_4 离子含量高出的主要原因是区内大量使用化肥及人畜肥料所致。据统计全测区每年大约要使用化肥 $0.4098 \times 10^4 \text{t}$, 人畜肥料多达几十万吨, 在大气降水及灌溉作用下, 化肥与人畜肥料中 $\text{NO}_3 + \text{NH}_4$ 进入地下, 造成地下水中 NO_3 、 NH_4 增高。故化肥与人畜肥料是测区 NO_3 、 NH_4 的主要污染物, 砷的主要污染源除上述化肥与人畜肥料之外, 还与其区内化工, 铁、砷合金冶炼, 医药工业的残渣有一定关系。

三、地方病与水文地质环境的关系

有关资料表明, 人体的各组织中都含有多种矿物质。一般认为: 占人体重 0.01% 以下的所谓机体微量元素有 33 种, 其中 Fe、I、F、Zn、Sr、Se、Cu、Mo、Cr、Co 以及 V、Ni 等都是机体不可缺少的元素。某些元素本身就是组成人体的某些酶或蛋白质中的组成物质。如: 锌是人体酶的组成部分; 碘是人体甲状腺的必要成分; 铁是构成血红蛋白的主要成分, 铜在人体内参与组织细胞的生长、增殖和某些酶系统的生化过程。微量元素在人体组织中的分布, 又有明显的选择性, 也就是说某些元素在某些组织中特别易于吸收和富集。

人体所需的矿物质, 大部分从水中摄入, 另一部分则从食物中吸取。而土壤和水中矿物质背景高的地区, 食物中元素含量也比较高。如正常情况下农作物氟含量: 玉米 $0.2 \sim 1 \text{mg/g}$ 、高粱 $0.2 \sim 1.0 \text{mg/g}$ 、黄豆 $0.02 \sim 0.1 \text{mg/g}$, 而在高氟区, 由于水土中含氟高, 食物中含氟量也比较高。据东北经济开发区某地氟病区的调查结果: 玉米含氟量最高达 4mg/g , 黄豆达 0.7mg/g , 高粱达 9.7mg/g , 相当于正常值的 7~9 倍。因而这些地方的居民从水及食物中摄入过量的氟, 并被消化吸收储留在体内, 逐渐积累起来, 破坏钙磷的正常代谢, 使骨质发生异常改变。同理, 其他某种微量元素含量的不足或过高, 也会引起某一器官组织的病变, 导致地方病的形成。因此, “水土”的质量是地方病形成的基础。

土壤的种类很多, 不同的地区有不同的土壤, 不论是土质, 还是土体结构, 其所含营养物质等都各有差异。然而, 土壤的形成是由岩石经成土作用演化而来的。不同的岩类, 有不同的建造, 形成于不同的地质年代, 有不同的沉积环境, 而不同的沉积环境, 有不同的物质组分。因此, 在自然状态下, 地层岩性——成土母质的差异, 就是造成土壤差异的最重要因素。而水汽被蒸发上升到空中, 在一定的条件下, 便会散落下来。在较大区域内自然环境条件下, 不管哪个地方, 雨水刚从天上降下来的时候, 其理化成分大体一致, 但从地面流过, 甲地和乙地的就不一样了, 因为此时的水已夹带了地面土壤或地下含水层中的背景物质了。因此, 在某种意义上说, 水土的问题就是成土母岩的问题, 亦即地质环境问题。

1. 甲状腺肿

地方甲状腺肿是区内对人类危害最严重的疾病之一, 贵南、贵德、尖扎、化隆、循化、同仁、临夏、积石山等县均有分布, 其主要病情为人体中的甲状腺肿大, 轻者似鸡蛋大, 重者达几斤, 随病情的发展成为克汀病, 使人变呆变哑, 据不完全统计 (表 6-4), 区内甲状腺肿患病率占总人数的 3.2%, 病区患病率达 43%~89%。

甲状腺肿是一种由人体缺碘造成的甲状腺代偿性增生肥大疾病, 与人类生存的水文地质环境有着密切的关系。据调查, 区内甲状腺肿大病区的地形地貌、地质环境、水文地质条件都区别于非病区。在地貌上, 病区多处在山前冲洪积扇的前缘地带, 以及河谷 II~V 级阶地之上。在黄河与其支流的切割下, 多高出河水面 $5 \sim 30 \text{m}$, 地形上多以 $3^\circ \sim 10^\circ$ 向河谷倾斜, 表面受黄河的 I~II 级支流切割地形支离破碎。如发生在尖扎的康杨、坎布拉、加让, 循化的宁巴村, 多什则、孟达村与临夏一带的甲状腺肿病区, 部分分布在山前冲洪积扇及黄河河谷 II~V 级阶地之上。此外, 共和县沙珠玉村一带甲状腺肿病区位于一个强烈隆起带的凹陷河谷地带, 河谷呈近东西向展布, 在横向上构成箱状地形。在沉积物特征上, 黄河沿岸的尖扎、循化一带, 多为冲洪积第四系砂砾石与亚砂土堆积层, 大、小砾石混杂, 堆积层结构松散, 共和沙珠玉河谷堆积全新统风积中粗砂层与砂砾石层。

表 6-4 测区甲状腺肿患病分布状况

病区名称	人口总数/人	患病人数/人	患病率 %	碘含量/($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)
共和县沙珠玉	648	63	11	0.0065
尖扎县俄加	487	215	43.3	0.0013
尖扎县杂布	427	177	49.2	0.0013 - 0.014
尖扎上李家	611	467	78.9	0.006 - 0.013
尖扎下李家	593	215	43.3	0.006 - 0.009
尖扎直卡	731	134	18.8	0.0014 - 0.0018
尖扎拉德	322	90	3.4	
兴海唐乃亥	3150	448	12.59	
循化宁巴村	450	42	11.44	0.001
循化多什则村	370	41	12.02	0.001
循化拉木龙	510	118	23.05	0.0075
循化孟达村	400	340	85	0.0004
临夏北源区	100135	877	0.87	0.0025
临夏韩集区	118073	2256	17.91	0.0019
临夏白藏区	86699	1400	2.03	0.0019
临夏城关区	37708	155	0.41	0.0025
积石山谷吹麻滩	91682	1338	1.45	0.004
积石山肖家村	497	21	3.3	0.0024
积石山深沟村	484	4	1.45	0.0022

在水文地质环境上,病区多处地下水强烈径流带。由于黄河的侵蚀切割,使地下含水层抬高5~30m不等,故地下水位多埋深在15~25m之间,地下水沿下伏新近系隔水层顶板向黄河河谷排泄,水力坡度高达2%~3%,地下径流快,同时水量又严重受季节性降水控制。沙珠玉河谷地下水主要接受上河段的地面水补给,因风沙堆积层较厚,地表水在下卡力岗一带转化为地下水,然后经过地下径流在次汗土亥一带出露。由于病区处在地下水的强烈径流地带,使原地表水,地下水含碘量大量流失,造成饮用水中含碘量缺少;另一方面由于天然水及土中的碘一部分在地下水强烈径流中流失,另一部分碘与新近纪钙质胶结岩层中的钙结合形成碘钙石与碘铬石,影响了农作物的吸收,使人体需碘量从食物中补充达不到所需,故而导致甲状腺肿发生。此外,其分布与地貌环境关系密切。一般来讲,在基岩山区,阴坡较阳坡发病率高,气候潮湿寒冷有利于该病的发生发展;在饮用水源上,饮用表水或表层潜水较饮用深层地下水或基岩裂隙水发病率高。这是因为,阴坡带多为植被繁茂区,太阳辐射强度低,湿度较大,在这样的还原环境条件下,大量的枯枝落叶腐殖化,形成大量的腐殖酸进入地下含水层,这是产生大骨节病的生物地球化学环境特征;气候潮湿寒冷及地下水径流滞缓、水资源不足的地带,地貌上一般是地形平缓或是三面环山或呈碟状洼地带。这些地带多处于典型的还原环境,水质较差,水中多汇集了大量的地面有机质,致使饮用水中镁和硫酸根离子含量低,多属低矿化偏酸性富含腐殖质的软水。长期饮用这种低矿化偏酸性富含腐殖质的软水是患大骨节病的主要原因。此外,大骨节病除与气候潮湿寒冷饮用水中镁和硫酸根离子含量低有关外,还与地表腐殖层发育、地下水多属低矿化偏酸性富含腐殖质的软水有关。而这些在还原环境下才能形成的富含腐殖质的软水又与地貌环境关系密切。因此,地貌环境与大骨节病的形成有相关关系。

2. 氟骨病

氟骨病是一种因人体饮水中氟含量过高而引起的一种慢性氟中毒。此病主要是人体摄入过多的氟,

导致了氟与血钙的反应形成氟化钙,沉积于骨骼系统,从而使骨质硬化,密度增加。此外,摄入过多氟以后,还能使钙从正常的骨骼系统游离出来,造成骨质疏松、软化,轻者牙齿黄斑,重者关节变形、驼背、半身不遂,甚至全身瘫痪。这种病区主要分布在共和、贵德、临夏,积石山、东乡等县,病区发病率一般在37.76%~90.28%(表6-5)。

氟骨病是在特殊的地貌、地质、水文地质环境中发生的。据调查,氟骨病区在地貌上多分布于新生代隆起的凹陷洼地之中,地貌上常形成三面环山、谷地呈碟状的山间洼地。如共和上村,下托勒台,贵德上刘屯、保宁、贺尔加一带。

表6-5 测区氟骨病分布状况

病区名称	人口总数/人	患病人数/人	患病率/%	氟含量/($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)
贵德尕让	1054	960	90.28	2.2
贵德上刘屯	1607	1430	88.81	2.1
贵德邓家	1071	957	89.28	1.84~2.5
贵德贺尔加	653	555	85.19	1.5~2.3
贵德保宁	423	292	65.56	4
共和曲沟	1251	247	20.0	3.2~18.1
积石山韩山家	437	165	37.76	3.31
积石深沟村	484	有患者		1.54
积石山红坪村	539	360	66.79	4.73
积石山阳坡村	425	413	97.16	7.08

在水文地质条件上,病区多数为地下水排泄区前缘的积水洼地。如临夏、积石山一带,由于病区三面环山,地下水沿凹地周围出露,形成沼泽地与积水洼地,地下水径流迟缓。在背景条件下病区岩体中含有大量黄玉、角闪石、云母、电气石、石英等含氟矿物,在地下、地表水运移过程中溶滤作用使这些矿物中的氟离子和其他可溶盐一起被溶滤出来,随地下水的流动而运移,在平缓的阶地与凹地逐渐富集起来,并且在土壤的毛细孔作用下,被强烈的蒸发上升到地表,影响到植物及食物,进而影响人体健康。

除上述地区水文地质环境中氟离子高,导致氟骨病发生外,贵德扎仓寺一带,水中含氟量达 1.14mg/L ,也有少量氟骨病发生。一方面是由于花岗岩在高温下,含氟矿物风化加快使氟从岩石中分离出来,另一方面通过深部断裂通道使下部氟上升到地表,从而使水中氟离子含量增高。

四、地下水的防护性能

(一) 地下水的防护性能划分原则

地下水污染条件,指在不同的水文地质条件下,地下水遭受污染的难易程度、受污染后自身的净化能力(防止污染和消除污染的能力),其划分原则是:

(1) 一级单元,根据地貌条件、地下水的开采利用现状及污染源的分布特点进行划分。地下水的开采利用现状和污染源的分布,严格受地貌条件的控制。如区内黄河谷地,特别是大夏河冲积平原区,是地下水大量开采、污染源分布较为集中的地带。而丘陵山区,特别是基岩山区地带,大多数未进行大量地下水的开采利用,无污染源或污染源零星分布。因此,一级单元的划分应能表现出地下水的污染条件在区域分布上的特征。

(2) 二级单元,按地下水接受补给的途径和方式及含水层上覆介质(保护层)的连续程度和地下水自身净化能力进行划分。地下水接受补给的途径和方式,指所有进入含水层水的入渗方向和所经通道的形式。入渗方向有垂向渗入和侧向渗入(或两者兼而有之),入渗通道则指岩石在自然状态下存在的空

间,它们受含水岩石和渗水岩石的孔隙和裂隙发育程度制约。不同的含水岩组,其裂隙和孔隙的发育程度各有差别,入渗方式也各有不同。

含水层上覆介质(保护层)的作用,在于能够对外来地表水进入含水层的过程中起防渗性作用并对其进行污染质产生自净能力(吸附性)。在没有不同岩性、不同厚度的上覆介质入渗试验的情况下,仅依靠区域岩土体结构与分布特征,进行划分。即划分为:含水层顶板覆盖连续的(80%以上),较连续的(60%~80%),不连续的(<60%),无覆盖物。

地下水的自净能力,指地下水受污染后,由于其自身的理化特性和生化作用,在一定条件下,经过一定时间,其水质又可逐渐恢复或接近原生状态的作用,包括稀释、扩散、沉淀、堆积、离子交换及生物的分解等。同时又与地下水水量、水质背景及地下水循环交替条件等因素有关。如水资源丰富,补给源充沛、循环交替条件好的地下水自净能力强,而水资源贫乏、补给源不足、循环交替条件较差的地下水自净能力弱。因此,根据区内地下水循环交替条件的强弱,将其划分为自净能力强、中、弱3种(表6-6)。

表6-6 地下水自净能力划分标准

含水量 渗透系数 ($\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$)	单井涌水量 ($\text{m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$)	补给条件	循环条件	自净能力
<10	<100	较差	差	弱
10~50	100~1000	一般	较好	中等
>50	>1000	较好	好	强

(二) 地下水的防护性能评价

依据上述划分原则,综合分析区内地下水在天然状态下遭受污染的难易程度(即污染条件),共划分出4个大类,16个亚类。现分述如下:

1. 已大量开采污染源密集的大夏河、湟水河谷冲积平原地下水

(1) 沿孔隙以侧向渗漏补给为主、无黏性土覆盖或覆盖不连续、自净能力强的地下水。主要分布于大夏河谷的野狐峡—石头洼一带河漫滩及其I、II级阶地带,该地带含水层以上无稳定的保护层,主要覆盖层以亚砂土为主,厚度0~5m,防护性能较差,水位埋深0.5~10m,易接受地表污染物的直接入渗。单井涌水量达1000~5000 m^3/d ,补给源充沛,径流畅通,稀释自净能力强。

(2) 沿孔隙以垂向渗漏补给为主、黏性土覆盖连续、自净能力中等的地下水。分布于大夏河谷II—III级及III级以上阶地,该区表部有5~15m的良好黏性土连续的覆盖层,水位埋深达10~48m,单井涌水量在100~1000 m^3/d ,径流较畅通,稀释自净能力中等。

(3) 沿孔隙以垂向渗透补给为主、黏性土覆盖连续、自净能力弱的地下水。分布于湟水河谷带状冲积平原带内,该区表部有良好黏性土连续覆盖层,其防护性能较好,地下水较贫乏,循环交替条件较差,矿化度局部可达10 g/L 以上,自身净化能力弱。

2. 尚未大量开采、污染源零星分布的黄河及其支流河谷冲积、冲—洪积平原及黄土丘陵区地下水

(1) 沿孔隙以垂向渗透补给为主、无覆盖物或覆盖物不连续、自身能力强的地下水。主要分布于黄河及其支流沟谷漫滩及I、II级阶地带,表部多无黏性土覆盖,地下水埋深一般不超过10m,防护性能差,透水性好,富水性强,水量较丰富,补给源充沛,径流迅速,具有良好的循环交替条件,自身稀释净化能力强。

(2) 沿孔隙以垂向渗透补给为主、覆盖物不连续、自身净化能力中等的地下水。主要分布于黄河谷地III、IV级阶地及广大的山前冲洪积平原区,这些地区多无稳定的黏性土覆盖层,河谷阶地断续分布,覆盖层极不连续。山前冲洪积平原黏性土分布不连续,防护性能较差,但局部地带,如贵南——共和盆

地的塔拉台、木格滩、巴洛滩,由于其水位埋深达 100 余米,其保护层厚,地下水不易遭受污染。单井涌水量在 $100 \sim 1000 \text{ m}^3/\text{d}$ 之间,径流条件较好,补给源充沛,地下水稀释自净能力中等。

(3) 沿孔隙以垂向渗透补给为主、覆盖物不连续、自净能力弱的地下水。主要分布于循化、尖扎黄河谷地 II 级阶地及其他地带 IV 以上高阶地。这些地带覆盖物不连续,由于水位埋深大,防护性能较好,地下水多为大于 1 g/L 的高矿化水,水量贫乏,补给条件差,循环交替条件差,自身净化能力弱。

(4) 沿孔隙以垂向渗透补给为主、覆盖物较连续、自净能力弱的地下水。主要分布于积石山以东的广大黄土丘陵地貌区,虽黄土覆盖物较连续,由于黄土垂直节理发育,地下水易受垂直入渗污染,因而其防护性能较差。黄土及其底砾含水层水溶滤作用较强,水质较差,水量极为贫乏,单泉流量多小于 0.01 L/s ,自净能力弱。

(5) 沿孔隙垂向渗入、无覆盖物、自净能力弱的地下水。主要分布于西部风成砂分布区,该区表部无覆盖物,易污染,由于风成砂多覆于高阶地及侵蚀构造高台地上,仅局部地带含水,又无良好的隔水底板,地下水不易富集,故自净能力较弱。

3. 尚未开采、基本无污染源分布的基岩山区地下水

(1) 沿孔隙裂隙呈层状渗透补给为主、自净能力中等的地下水。分布于龙羊峡以上河岸地带,由第四系半固结成岩类层间水组成,其水位埋深大于 100m,上覆堆积物较厚,故防护性能较好,单井涌水量多介于 $100 \sim 1000 \text{ m}^3/\text{d}$ 之间,补给和循环交替条件良好,自净能力中等。

(2) 沿孔隙裂隙呈层状渗透补给为主、自净能力差的地下水。主要指赋存分布于含盐量较高的侏罗系、白垩系、古、新近系中的孔隙裂隙潜水,地下水储存于含盐量较高的地质环境之中,多为高矿化咸卤水,径流不畅、水量贫乏、单泉流量多小于 0.1 L/s ,自净能力弱。

(3) 沿网状风化裂隙及构造裂隙渗透补给或贯通式补给自净能力中等的地下水。指赋存于基岩山区的层状、块状岩体中的裂隙潜水,地下水补给源充沛,水量较丰富,径流途径短,交替作用较强烈,自净能力中等。但由于地貌部位及风化、构造裂隙发育与相互间连通性的差异,导致该类型地下水自净性能具有各向异性的差异。

(4) 沿孔隙或裂隙以渗透补给为主、自净能力弱的冻结层水。分布于海拔 4000m 以上的高寒基岩山区,降水量丰富,补给源充沛,但受冻融作用的影响,地下水动态变化大,循环交替作用随时间、空间的变化而变化,故地下水自身稀释自净能力也各不相同。

4. 盆(谷)地尚未大量开采、污染源零星分布的承压-自流水

(1) 沿孔隙(裂隙)呈层状渗透补给为主、自净能力中等的第四系承压-自流水。指赋存分布于贵南—共和盆地的第四系下更新统砂岩、砂砾岩层中的承压自流水。泥岩覆盖层分布连续,防护条件较好,该类型水补给区多在山前带,基本无污染源分布,原生地质背景条件好,径流通畅,自净能力中等。

(2) 沿孔隙裂隙呈层状渗透补给为主、自净能力强的古、新近系承压-自流水。主要分布于临夏、贵德盆地的古、新近系承压-自流水,含水层隔水顶板埋深达 50 ~ 150 余米,岩性以泥岩层为主,防护性能好,地下水径流通畅,补给源较充沛,稀释自净能力强。

(3) 沿孔隙裂隙呈层状渗透补给为主、自净能力中等的古、新近系承压自流水。主要分布于曲沟地区现代河网以下的古、新近系承压-自流水区,覆盖物分布连续,防渗条件好,水位埋深达 30 ~ 150m,单井涌水量介于 $100 \sim 500 \text{ m}^3/\text{d}$ 之间,地下水自净能力中等。

(4) 沿孔隙裂隙呈层状渗透补给为主、自净能力弱的承压-自流水。赋存分布于循化、同仁、官亭、民和等地区的古、新近系红层中的承压-自流水,覆盖物连续分布,防渗条件好,地下水贫乏,单井涌水量多小于 $100 \text{ m}^3/\text{d}$,水质类型复杂,矿化度多大于 3 g/L ,最高达 29.5 g/L ,自净能力弱。

五、环境水文地质分区评价

(一) 分区原则和依据

环境水文地质分区是建立在为水能开发后的国土整治与规划服务之上的。因此,分区主要反映两个

方面的问题。第一,主要反映区内环境水文地质条件和存在的环境水文地质问题,并对环境水文地质问题影响环境因素作出评价,从而确定主导因素和激化因素。第二,针对干旱、半干旱地区的特点,考虑国土规划与治理对水文地质环境的影响,对浅层地下水及其地表水状态与发展趋势作出预测性的评价。

鉴于上述原则,大区的划分,主要依据第一环境的主要表征因素——大地貌和降水量,即干旱—半干旱青藏高原环境水文地质区与半干旱黄土高原环境水文地质区。这样划分主要是由于这两个大的地貌单元的地下水补给条件、储存空间、水文地球化学环境均有很大的差异,地下水开采价值和存在的环境水文地质问题也有很大差异。

亚区的划分,以次一级地貌单元或基本独立的水文地质单元为主,主要以水资源丰富程度、水质的好坏、地下水的类型与保护意见为主进行划分,全区共划分出 15 个亚区(表 6-7)。

表 6-7 环境水文地质分区一览表

大区名称及代号	亚区名称及代号	
干旱—半干旱青藏高原 环境水文地质区(I)	水资源丰富水质良好的高山冻结层上水保护区(I ₁)	水资源较丰富水质中等的山前倾斜平原孔隙潜水防护区(I ₅)
	水资源较丰富水质良好的中山基岩裂隙水保护区(I ₂)	水资源丰富水质良好的河谷孔隙潜水防护区(I ₆)
	水资源贫乏水质良好的中低山基岩裂隙水保护区(I ₃)	水资源较丰富水质良好的河谷孔隙潜水防护区(I ₇)
	水资源贫乏水质差的低山丘陵孔隙裂隙水治理区(I ₄)	水资源较贫乏水质中等的河谷孔隙潜水防护区(I ₈)
半干旱黄土高原 环境水文地质区(II)	水资源较丰富水质良好的中山基岩裂隙水保护区(II ₁)	水资源较丰富水质良好的山前倾斜平原孔隙潜水保护区(II ₄)
	水资源较贫乏水质较差的河谷基岩裂隙水治理区(II ₂)	水资源中等水质差的河谷孔隙水治理区(II ₅)
	水资源贫乏水质较差的黄土梁峁塬孔隙裂隙水治理区(II ₃)	水资源丰富水质良好的河谷孔隙潜水保护区(II ₆)
	水资源较丰富水质良好的河谷孔隙潜水防护区(II ₇)	

(二) 分区评价

1. 干旱—半干旱青藏高原环境水文地质区(I)

(1) 水资源丰富水质良好的高山冻结层上水保护区(I₁)。该区主要分布于海拔 4000m 以上的高山多年冻土分布地带,地下水主要接受大气降水入渗补给,单泉流量多大于 1L/s,花岗岩冰结层上水,单泉流量最大 43.1L/s,三叠系碎屑岩区冻结层上水单泉流量最大为 19.1L/s,第四系砂砾石层区冻结层上水单泉流量最大为 6.6L/s,整个冻结区地下水矿化度小于 1g/L,属 HCO₃-Ca 或 HCO₃-Ca·Mg 型水。该层地下水自净与防护性能一方面靠植被本身的保护与自净,另一方面靠寒冻风化裂隙的运移能力自净。目前尚未发现地表、地下水污染,该区为测区地下水的补给区,如一旦污染势必影响径流、排泄区,为此必须扩大与保护植被,防止地下水污染。

(2) 水资源较丰富水质良好的中山基岩裂隙水保护区(I₂)。该区主要分布于海拔 3500~4000m 之间的中山地带,地表水流较发育,地下水主要接受大气降水与高山区冻结层上水的侧向补给,单泉流量 1~3L/s,靠近断裂带最大可达 22L/s,矿化度小于 1g/L,属 HCO₃-Ca 或 HCO₃-Ca·Mg 型水。该区阴坡地带植被较发育,防护性能较好,阳坡地带植被不发育,防护性能较差。地下水主要靠风化与构造裂隙运移,故自净能力中等。仅分布一些小型人工活动污染点,尚未发现地表水、地下水污染。今后应注意保护与扩大植被,加强地表、地下水资源管理,局部可建设小型水源地。

(3) 水资源贫乏水质良好的中低山基岩裂隙水防护区 (I_3)。该区主要分布于测区河谷两岸,受黄河侵蚀基准面的影响,地下水露头较少,单泉流量一般小于 0.5L/s 。据钻孔揭露单孔涌水量为 $5.48 \sim 43.2\text{m}^3/\text{d}$,水质较好,矿化度小于 1g/L ,属 $\text{HCO}_3 - \text{Ca}$ 型或 $\text{HCO}_3 - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 型水。该区山体中下部有 $0.5 \sim 2.5\text{m}$ 的风化与剥蚀残积土覆盖,植被较发育,故防护性能尚好。中上部与靠近河水面地带因地形较陡,无任何堆积物覆盖,植被不甚发育,地下水防护性能较差;地下水主要靠裂隙运移,故自净能力一般。仅分布一些小型人工活动污染点,目前尚未发现地表、地下水污染。今后应加强种草植树,保护地下水资源。

(4) 水资源贫乏水质差的低山丘陵孔隙裂隙水治理区 (I_4)。该区主要分布于盆地两侧的低山丘陵地带,由古、新近系红色泥岩砂岩组成。在现代河网的强烈侵蚀切割下,使原层间承压含水构造遭到破坏,部分含水层裸露于地表。地下水主要接受大气降水的垂直入渗补给,单泉流量一般为 $0.001 \sim 0.3\text{L/s}$,由于古、新近系泥砂岩在沉积过程中处于干燥炎热环境,故岩层本身含盐量较高,使地下水矿化度较高,一般 $1 \sim 3\text{g/L}$,个别地段可达 29.4g/L ,属 $\text{Cl} - \text{Na}$, $\text{Cl} \cdot \text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 - \text{Ca} \cdot \text{Na}$ 型水。该区无植被覆盖,故防护性能与自净能力均差。今后应注意保护山体的完整性,不宜开挖边坡,在与第四纪地层接触处应修建防渗排水渠道,防止该区地下、地表水入渗污染。

(5) 水资源较丰富水质中等的山前倾斜平原孔隙潜水防护区 (I_5)。该区分布于贵南南山、扎马日梗山、拉脊山、五雷山山前地带,由下更新统与上更新统、全新统河湖相与冲洪积相砂砾石层构成。含水层厚度各处不一,贵南南山山前地带含水层厚 $20 \sim 55\text{m}$,地下水埋深 $29.9 \sim 119.98\text{m}$,单井涌水量一般 $100 \sim 1000\text{m}^3/\text{d}$,最大 $1231 \sim 2707\text{m}^3/\text{d}$,靠近河边地带受黄河深切排泄的影响,地下水埋深大于 200m ;木格滩一带单井涌水量为 $35\text{m}^3/\text{d}$;一、二、三塔拉地区地下水埋深均大于 100m ,单井涌水量仅为 $24.19\text{m}^3/\text{d}$;北巴滩一带地下水埋深为 47.66m ,单孔涌水量为 $462.24\text{m}^3/\text{d}$;过马营山前地带地下水埋深为 47.35m ,单孔涌水量为 $18.7\text{m}^3/\text{d}$;循化起台沟、街子沟、积石山东侧一带,含水层为全新统冲洪积砂砾层,含水层厚 10.95m ,单孔涌水量达 $1308\text{m}^3/\text{d}$;在一些冰水、冰碛物堆积区,含水层为含泥砂砾石、漂砾层,单泉流量为 $0.5 \sim 2.6\text{L/s}$ 。地下水水质各处不一,龙羊峡以西地区的下更新统砂砾石层中地下水矿化度多在 $1.0 \sim 2.5\text{g/L}$ 之间,山前地带与中更新世以来沉积物中的地下水矿化度一般小于 1g/L 。龙羊峡以东地带山前冲洪积砂砾石层中的地下水矿化度均小于 1g/L ,该区地下水防护性能各处不一,贵南南山山前地带表部沉积有 $3 \sim 5\text{m}$ 的亚砂土层,植被也较发育,地下水防护性能较好。一、二、三塔拉地带上部多为现代风沙堆积,植被不发育,地下水防护性能不好,过马营山前地带和拉脊山山前地带,上部覆盖有 $2 \sim 3\text{m}$ 的亚砂土层,贵德以东地带的山前地带一般上覆有 $0.5 \sim 1.5\text{m}$ 的黄土状土,植被也较发育,这些地区地下水防护性能尚好。此外,据大量抽水实验资料,山前平缓地带地下水的渗透系数为 $0.69 \sim 2.58\text{m/d}$,冲洪积扇地带较大,地下水自净能力中等。区内仅分布一些人工活动污染点,目前尚未发现地表、地下水污染,今后可开采山前后缘地带与冲洪积扇前缘地带地下水。应加强水土保持工作,逐步退耕还牧,扩大植被范围,防止地下水污染。

(6) 水资源丰富水质良好的河谷孔隙潜水防护区 (I_6)。该区主要分布于黄河河谷及其一、二级支流地带,含水层厚度一般大于 10m ,最厚达 51m ,地下水主要接受大气降水及其支流河水的入渗补给,靠近山区还接受基岩裂隙水的侧向补给。地下水单井涌水量多在 $1000 \sim 3000\text{m}^3/\text{d}$ 之间,矿化度小于 1g/L ,属 $\text{HCO}_3 - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 型水。靠近新近系红层地段矿化度可达 1.59g/L ,属 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 - \text{Ca} \cdot \text{Na} \cdot \text{Mg}$ 型水。多数地段有 $1.5 \sim 3.5\text{m}$ 的亚砂土层覆盖,少数地段含水层直接裸露,整个河谷地段植被较发育,地下水的渗透系数多数在 $10 \sim 60\text{m/d}$,最大可达 82.51m/d ,地下水防护性能中等,自净能力较强。但人工活动污染源较集中,循化以下黄河干流与湟水、大夏河、洮河地段地表水体中所含的砷、挥发性酚、氰化物、汞、油类、大肠杆菌群均超标。为此在“三废”排放集中地段应加强污水的排放管理工作,决不能再允许随意乱排放污水和堆放垃圾。应加强水土保持工作,防止新近系红层中的地表、地下水入渗污染,控制农用化肥的使用,减少地下水污染。

(7) 水资源较丰富水质良好的河谷孔隙水防护区 (I_7)。该区分布于茫拉、曲沟、恰卜恰河谷及群科黄河谷地, 含水层厚 15 ~ 20m, 最厚达 62m, 单井涌水量 100 ~ 1000m³/d, 矿化度小于 1g/L, 属 $\text{HCO}_3 - \text{Ca}$ 或 $\text{HCO}_3 - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 型水。含水层上部多数地段覆盖有 1.5 ~ 3m 的亚砂土层, 植被较发育, 地下水渗透系数一般在 10 ~ 20m/d 之间, 地下水的防护性能较好, 自净能力较强。分布有一些人工活动污染源 (点), 从水质分析结果看区内地表水、地下水均未发现水污染现象。可作农田供水与生活饮用水的供水水源地。今后应扩大与保护区内植被, 防止新近系红层咸水的侧向污染, 保护地下水资源。

(8) 水资源贫乏水质中等的河谷潜水防护区 (I_8)。该区主要分布在尖扎—隆务河河口、隆务河、羊曲一带, 含水层厚 5 ~ 13m, 主要接受大气降水与基岩裂隙水的侧向补给, 该区地形支离破碎, 单孔涌水量 10 ~ 80m³/d, 地下水矿化度受新近系泥砂岩的影响, 矿化度普遍较高, 一般为 1 ~ 3g/L, 属 $\text{Cl} \cdot \text{HCO}_3 - \text{Na}$ 型水。含水层上部多数地段有薄层亚砂土与中细砂层覆盖, 透水性较好, 植被不发育, 防护性能较差, 地下水渗透系数多为 0.02 ~ 2.3m/d, 自净能力较差。今后应加强防护, 防止新近系红层对地表及地下水的人渗污染。

2. 半干旱黄土高原环境水文地质区 (II)

(1) 水资源较丰富水质良好的基岩裂隙水保护区 (II_1)。该区分布于官亭以东的基岩山区, 地下水主要接受大气降水的人渗补给, 单泉流量 0.1 ~ 1L/s, 最大 1.6L/s, 矿化度小于 1g/L, 属 $\text{HCO}_3 - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 型水。地下水的防护性能主要靠植被的保护, 地下水的自净主要靠风化与构造裂隙的运移。该区是半干旱黄土高原环境水文地质区的地表、地下水的补给区, 基本上无污染点分布, 目前尚未发现地表、地下水污染现象。为此, 必须扩大与保护植被, 防止地下水污染, 保护地下水资源。

(2) 水资源较贫乏水质较差的峡谷基岩裂隙水治理区 (II_2)。该区分布于寺沟峡、刘家峡、盐锅峡峡谷地带, 地下水主要接受大气降水垂向补给, 受黄河侵蚀切割的影响, 泉水出露较少, 单泉流量多数小于 0.1L/s, 矿化度在 1 ~ 3g/L 之间, 属 $\text{Cl} \cdot \text{HCO}_3 - \text{Na} \cdot \text{Mg}$ 型水。该区多数地段基岩裸露, 植被不发育, 自净能力与防护性能较差, 今后应加强部分覆盖物的保护和扩大植被。

(3) 水资源贫乏水质较差的黄土梁峁塬孔隙水防治区 (II_3)。该区分布于测区东部的黄土梁峁塬地区, 地下水主要接受大气降水的人渗补给, 地下水主要赋存于黄土底部砂砾石层中, 受河网侵蚀切割, 冲沟发育, 地形完整性较差, 单泉流量一般在 0.01 ~ 0.5L/s 之间, 在一些台塬中部单井涌水量在 160 ~ 170m³/d 之间。矿化度变化较大, 靠近基岩山区矿化度则小于 23g/L, 山区到河谷过渡地带矿化度在 0.5 ~ 1g/L 之间, 排泄区矿化度达 1 ~ 3g/L, 属 $\text{HCO}_3 - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 或 $\text{SO}_4 - \text{Na} \cdot \text{Mg}$ 型水。区内广泛覆盖有风成黄土, 植被不甚发育, 水土流失严重, 地下水的防护性能一般, 自净能力较差。仅分布一些人类污染点, 未发现污染迹象。今后应加强植树造林, 防止水土流失, 加强梁峁塬源头水质保护。

(4) 水资源较丰富水质良好的山前倾斜平原孔隙潜水保护区 (II_4)。该区分布于积石山东麓山前地带, 地下水主要接受大气降水、中高山基岩区地表水及裂隙水的侧向补给, 单泉流量 0.1 ~ 1L/s, 靠近前缘地段最大可达 2.5L/s, 矿化度小于 0.3g/L, 属 $\text{HCO}_3 - \text{Ca}$ 型水。区内 70% 以上地带带有 1 ~ 1.5m 的亚砂土覆盖, 植被也较发育, 防污能力较好。地下水的透水性较强, 自净能力较强。分布一些人类污染点, 目前尚未发现污染迹象。该区地下水埋深较浅, 水质良好, 可作为农牧业供水与生活饮用水, 但由于分布位置较高, 应加强扩大与保护植被, 防止地下水污染。

(5) 水资源中等水质差的河谷孔隙水治理区 (II_5)。该区分布于盐锅峡及湟水谷地, 地下水主要接受大气降水与基岩山区地表水、地下水入渗补给, 单井涌水量 100 ~ 1000m³/d, 含水层为第四系中更新统及全新统砂砾石层、亚砂土层。由于含水层隔水底板为新近系红层, 加之该亚区降水量较小, 蒸发作用强烈, 故水中 SO_4^{2-} 、 Cl^- 离子含量较高, 矿化度多在 2g/L 以上。该亚区位于甘肃、青海两省 (区) 的工业开发区, 污染源集中, 地下水虽部分地段上覆盖有粘土, 防护性能较好, 但多数地段上部无覆盖层, 防护性能较差, 自净能力较差, 不宜做灌溉及饮用水, 今后应加强水土保持, 防止地表水、地下水的污染。

(6) 水资源丰富水质良好的河谷孔隙潜水防护区 (II_6)。该区主要分布于大夏河谷地带, 地下水主

要接受大气降水与地表水的入渗补给,单井涌水量祁家庄一带可达 $3000\text{m}^3/\text{d}$ 以上,拜家庄一带为 $681.7\text{m}^3/\text{d}$,矿化度小于 1g/L ,属 $\text{HCO}_3 - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 型水,该区含水层上部均有 $1 \sim 2.5\text{m}$ 的亚砂土与植被覆盖,地下水渗透系数达 81m/d ,地下水的防护性能中等,但自净能力强。分布一些人类污染源(点),从水质分析来看,区内地下水未发现污染迹象,但地表水中砷、挥发性酚、油类均超标,故应加强管理,禁止地表污水的排放,并保护与扩大植被,防止地下水污染。

(7) 水资源较丰富水质良好的河谷潜水防护区(Ⅱ₇)。该区主要分布于官亭谷地、广通河及湟水的一级支流河谷地带,地下水主要接受大气降水、基岩裂隙水及地表水的入渗补给,单井出水量在 $100 \sim 1000\text{m}^3/\text{d}$ 之间,矿化度 $0.3 \sim 1\text{g/L}$,属 $\text{HCO}_3 - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 型水。区内多数地带有 $1.5 \sim 2\text{m}$ 的黄土状土覆盖,植被也较发育,地下水渗透系数在 $8 \sim 10\text{m}^3/\text{d}$ 之间,其防护性能与自净能力较好,是区内农牧业及生活饮用水的良好开发场所。分布一些人类污染点,目前未发现污染迹象,今后应防止地下水的入渗污染,种草植树,防止水土流失,保护地下水资源。

第四节 黄河黑山峡库区水库浸没问题预测分析

就黑山峡水利枢纽工程而言,无论是一级开发还是二级开发,其设计正常水位均按海拔 1380m 考虑。因而,水库蓄水后靖远川两岸滩地、Ⅰ级阶地及野马滩、小口子、车木峡、五佛寺等小盆地将被淹或有引发浸没问题,淹没耕地 65895 亩,搬迁人口 60970 人。为保持库区影响范围内土壤原有肥力与水动态不受回水的影响,不致加重土壤盐渍化,减少产量或耕地缩减,以及防止塌岸,保证城镇居民安全,对黑山峡水利枢纽工程蓄水后可能引起的浸没做如下预测分析。

一、水库浸没影响因素分析

就本库区而言,产生浸没的因素主要涉及地形地貌、土体类型及含盐量、地下水质、埋藏条件及水文气象、人类经济、工程活动因素等。产生浸没的实质就是:在库水上壅、土地排灌失调的情况下,地下水位的升高为盐分的积累和垂直运移或表水排泄不畅、洼地积水提供了动力条件,从而导致土壤次生盐渍化或沼泽化。

1. 地形地貌条件的影响

地形地貌条件是产生水库浸没的基础。一般,在水库蓄水位上下 10m 高程范围内地形坡度小于 5° ,特别是有封闭或半封闭的洼地顺河坝或围堤的外侧,地面高程低于库岸的地段,由于地下水受水位顶托,原地下水位上升,导致洼地积水形成沼泽;或由于地下水位上升,在毛细水上升作用下,低缓的阶地面因强烈蒸发作用致使盐分聚积而形成盐渍土。

2. 土体类型及其含盐量的影响

土体类型及其含盐量是水库浸没(盐渍化)的背景要素。土体类型、结构特征、胶结组合形态、颗粒成分及大小的不同,具有不同的毛细管性,亦有不同的毛细水上升高度和输水能力。如:砂粒的毛细管粗,毛细水上升高度小($1 \sim 2.2\text{m}$),但上升速度快;黏性土的毛细水上升高度大,可达 4.50m ,但上升速度慢,且孔隙常为薄膜所阻塞,难以供给地面蒸发以充足的水源;亚砂土的毛细管粗细适度,最宜毛细水上升,通常在 $2 \sim 4\text{m}$ 之间,为地面蒸发及盐分的垂直运移和积累创造了良好条件。因而,广大亚砂、亚粘土库岸滩地带,将是未来水库浸没的主要地带。

盐渍土的化学类型、发育强度及空间分布规律与土壤中背景含盐量有密切关系。测区有浸没可能的五佛寺盆地,靖远川等地亚砂、亚粘土层中,其自身含盐量较高,加之受地貌及气候因素的影响,表水下渗或孔隙潜水在其运移、径流过程中,常是补给量远小于蒸发量,使得水中盐分不断聚积,促使土壤盐渍化加剧而影响水库浸没范围。

3. 地下水埋藏条件及背景矿化度的影响

地下水埋藏条件及背景矿化度的高低常常是导致水库浸没的重要因素之一。其不同组合,对产生水

库浸没的强度、速度和产生与否有较大的影响（表6-8）。即：当地下水埋深在蒸发深度以内，但地下水背景矿化度小于 1g/L 时，一般不会产生次生盐渍化，但可在低洼的积水洼地中形成沼泽；当地下水埋深在蒸发深度内，地下水矿化度在 1g/L 以上时，则会在强烈蒸发作用下造成水库浸没。因而，地下水背景矿化度是影响积盐速度的重要因素。

表6-8 水库浸没与地下水埋深、背景矿化度组合关系

矿化度/ $(\text{g} \cdot \text{L}^{-1})$	2	4	6	10
产生浸没时地下水临界埋深/m	2	2.5	3	3.3

4. 水文气象条件的影响

极端的干旱背景，气候干燥，当蒸发量远大于降水量时，若地下水位在临界深度以内则处于现代积盐状态，导致库岸土壤盐渍化；若气候湿润，蒸发量远小于降水量，地下水位又在临界深度以内时，会造成洼地沼泽和高地土壤盐渍化同时存在。

综上所述，当水库蓄水致使地下水位上升后，只要地下水处于蒸发状态，即有水库浸没产生。因而，地下水埋深是水库浸没的首要前提条件。而地下水矿化度、库岸带土体类型及水文气象条件，只是影响水库浸没的速度和作用强度。

二、浸没类型及预测

据调查，峡谷与川地相间排列的黑山峡水利枢纽工程场区，由于库水上壅，致使地下水位上升，从而打破了区内原有地下水平衡状态，导致地下水位埋深产生持久影响。依据上述影响因素分析，我们认为有可能产生水库浸没的地段主要是五佛寺盆地高阶地和靖远川三滩地区。因而，这些地段是水库浸没预测的主要地段。

（一）靖远川三滩地区浸没类型及预测

1. 三滩地区浸没背景要素分析

在长 $4.1 \sim 5.5\text{km}$ 、宽 $0.7 \sim 4.0\text{km}$ 的高漫滩及Ⅰ→Ⅱ级阶地后缘及Ⅲ级阶地（仅上、下沙河间有发育）的三滩地区，透水而不含水的黄河Ⅳ—Ⅴ级基座阶地像一堵天然隔水屏障，使滩地地下水与外界隔绝，仅依赖黄河的贯通与其他滩地发生水力联系。因而，三滩地区地下水的循环交替作用是在一个半封闭的洼地中进行的。即使库水上壅，滩地地下水的循环交替作用，仍会按现有规律进行，只是水位埋深及水力坡度将有一定的变化。

（1）三滩地区土体类型及其结构特征。三滩地区东西边缘海拔在 1393m 以上的黄河Ⅳ级高阶地，其基座出露高度 $15 \sim 20\text{m}$ ；岩性：右岸为N1紫红色厚层状含钙质结核砂砾岩，左岸主要为 K_1 砖红色中细砂岩，基座顶托有 $5 \sim 7\text{m}$ 的 Q_3^{al} 砂砾石和 $2.5 \sim 3.5\text{m}$ 的亚砂土，表部披覆有 $15 \sim 20\text{m}$ 的 Q_3^{col} 黄土（未见古土壤条带），其边坡自然组构特征如图6-5，多为上缓（ $25^\circ \sim 30^\circ$ ）下陡（ $70^\circ \sim 80^\circ$ ）张裂松动变形斜坡。海拔介于 $1377 \sim 1393\text{m}$ 之间的高漫滩及其Ⅰ、Ⅱ级阶地，河漫滩均为黄河冲积相地层，仅局部地带存在冲洪积、坍塌或撒落堆积物、泥沼相堆积及少许人工填土等，面积 1.3km^2 。因而滩地高漫滩及Ⅰ、Ⅱ级阶地成为水库浸没研究之主导。据调查，滩地Ⅱ级阶地前缘坎高 $1.1 \sim 1.8\text{m}$ ，拔河高度 $7 \sim 9\text{m}$ ；分布面积，左岸 2.0km^2 （右岸缺），约占滩地总面积的 6.45% ；岩性：表部有 $3.87 \sim 6.4\text{m}$ 的轻亚粘土层偶夹砂砾碎石，其底部有 $0.5 \sim 1.5\text{m}$ 的粉细砂层，下部为 $15 \sim 20.35\text{m}$ 的砂砾石层，基底为白垩系或新近系基岩。Ⅰ级阶地前缘坎高 $1 \sim 1.5\text{m}$ ，海拔高 4.5m ；分布面积：左岸 12.96km^2 ，右岸 6km^2 ，两者和约占滩地总面积的 61.16% ；岩性：表部为 $1.6 \sim 7.6\text{m}$ 的轻亚粘土夹粘土层，其底部有厚 $0.5 \sim 1.7\text{m}$ 的粉细砂层，下部砂砾卵石厚 $8.43 \sim 17.40\text{m}$ 。高漫滩前缘坝高 1.2m 左右，拔河高度 $2.5 \sim 3.2\text{m}$ ；分布面积：左岸 5.04km^2 ，右岸 4.2km^2 ，两者和占滩地总面积的 29.01% ；岩性：表部为 $2.16 \sim 4.11\text{m}$ 的轻亚粘土层，其底部有 $0.2 \sim 1.2\text{m}$ 的粉细砂层，下部为厚 7.35m 左右的砂砾卵石层。仅占滩地总面积 2.58% 的现代河漫

滩,高出水面0~1.1m,岩性以砂砾卵石为主,局部有粉细砂或轻亚粘土层或夹层。结合钻探、物探资料,滩地第四系堆积物岩性结构具有以下特征:

表土:横向上表现为自滩地边缘向中心,厚度由厚变薄,边缘厚达6.4~7.6m,中心带小于0.5m;岩性由复杂变简单,边缘多中、轻亚粘土层交替出现且夹有少量砂砾及碎石,中心则以轻亚粘土层为主,偶尔有泥沼堆积层。

第四系沉积物厚度具西南厚、东北薄之特点,西南部14.36~20.00m,东北部11.48~12.09m,从而导致了滩地带基底自北东向西南倾斜,这点恰与该区北升南降掀斜抬升作用相一致。

由于新构造运动升降的差异,该河段不遵循科里奥利斯加速度作用之规律,表现出右岸侵蚀几率大于左岸,致使左岸古河道较右岸发育且规模大些,第四系基底埋深左岸大于右岸(图6-6)。

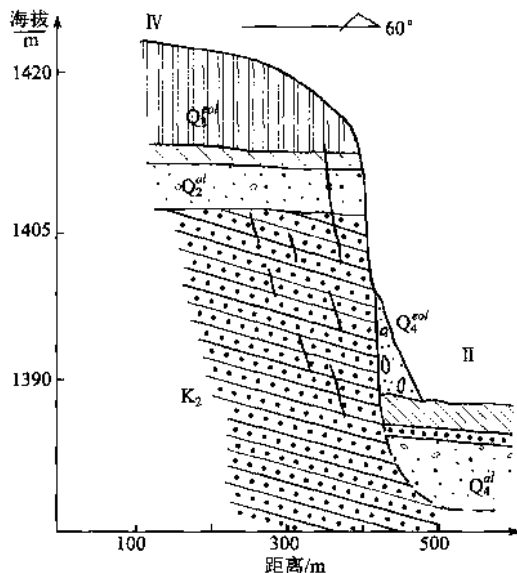


图6-5 三滩地区Ⅳ级高阶地陡坎结构类型

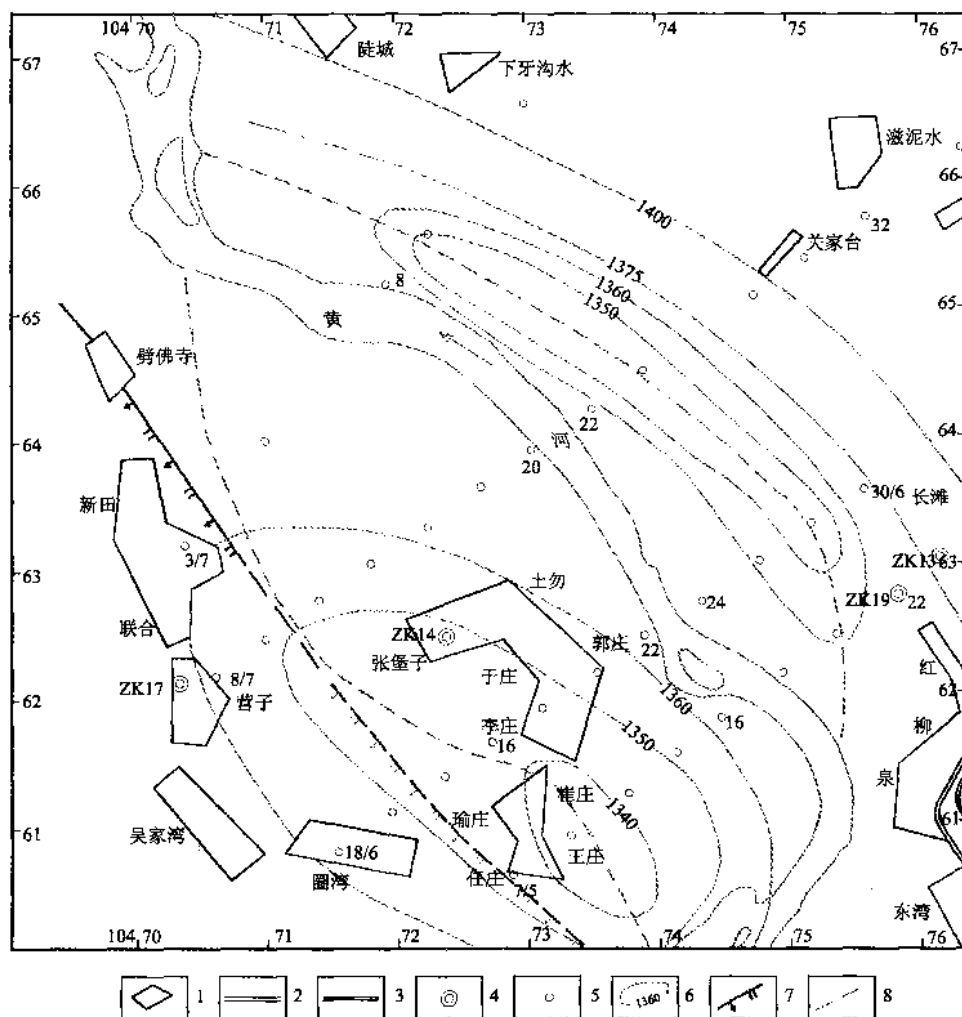


图6-6 靖远三滩地区第四系基底等高程图

1—居民地; 2—公路; 3—铁路; 4—钻孔; 5—测深点; 6—等高线 (m); 7—推测压扭断层; 8—推测古河道

滩地历经人类工程、经济活动的作用和影响,原地貌形态已面目全非,原河漫滩已成为居民居住的高漫滩型Ⅰ级阶地(即上述的高漫滩)。

正是由于构造升降的差异及河道变迁之故,滩地带第四系沉积物成分、颗粒组构及厚度、含盐量及类型等随空间位置的不同而有一定差异性变化(附录6)。

(2) 滩地带水文地质条件。正是由于滩地带两侧透水而不含水的黄河Ⅳ、Ⅴ级基座阶地像一堵天然屏障使其第四系孔隙水外界隔绝,才促使滩地带地下水循环交替作用几乎在一个半封闭的洼地中进行。因而,滩地带第四系孔隙潜水主要赋存运移于黄河Ⅰ、Ⅱ级阶地及漫滩带砂砾卵石层中,接受大气降水及渠系、灌溉渗水的补给,仅局部地带可接受沟谷潜流补给,以潜流的形式排泄于黄河。含水层厚7.35~17.40m,岩性以砂砾卵石为主,局部夹粉细砂层或透镜体,单井涌水量均在1500m³/d以上,尤以高漫滩最富,达2500~3000m³/d。

水质分析资料表明,滩地带地下水水化学类型及矿化度严格受地貌及地下水径流条件的优劣控制。Ⅱ级阶地,因地处位置较高,径流条件较好,矿化度相对较低,多在0.41~1.25g/L之间,多属HCO₃·SO₄-Ca·Na型水。原黄河古道,因地势低洼,表水聚集,地下水排泄不畅,其水质亦较差,矿化度:左岸1.11~2.89g/L,且有由南向北递增之趋势,最高达6.37g/L;右岸1.27~1.9g/L。水质类型多属HCO₃·SO₄·Cl-Na·Ca型水。现代河漫滩及高漫滩和Ⅰ级阶地,其位置较低,补给源充沛,交替条件较好,其水质亦较好,矿化度介于0.54~1.41g/L之间,多属HCO₃·SO₄-Ca·Na型水。

滩地带因自然及人为因素引起的水文地质问题主要有沼泽化、土壤盐渍化、高矿化水等。

沼泽化:主要分布于新田东北角及长滩西南高漫滩后缘,岳滩一带高漫滩后缘及Ⅰ级阶地中部原古河道地势低洼带。这些地带因地势低洼平坦,长年积水形成沼泽地。

土壤盐渍化:除由于沼泽带周边因蒸发浓缩作用促使土壤中盐分的不断聚集外,滩地带还因排水不畅及超量引水,致使地下水位升高并达到临界深度,在强烈的蒸发作用下,土壤中盐分通过毛细作用聚集于地表,造成土壤盐渍化。据资料证实,滩地带表土全盐含量在0.06%~0.11%的地区占滩地总面积的70%,尤以高漫滩后缘及Ⅰ级阶地中部最为严重,最高达0.22%。

高矿化水:主要分布于现代沼泽地周边及劈佛寺东地势低洼带。据资料,这些地带矿化度一般在2.31~4.61g/L之间,最高达8.43g/L。可见滩地高矿化水问题主要是地下水排泄不畅,在强烈蒸发作用下,致使地下水矿物质大量聚集。

2. 水库浸没范围及其发展趋势

(1) 滩地带水库浸没因素分析。据水库浸没影响因素分析表明,滩地带产生水库浸没的优势条件。即:

地形地貌条件:低阶地面地形坡度小于5度,且有半封闭的古河道洼地和现代沼泽及因灌溉不当引起的次生盐渍化分布。

土体类型及含盐量:滩地带表土厚1.6~7.60m,地下水位以上大多为轻亚粘土(表6-8),毛细上升高度适中(1.83m),为地面蒸发及盐分的垂直运移和积累创造了良好条件,且土层现代含盐量已达0.06%~0.22%,有助于水库浸没增速和作用强度的加剧。

地下水埋藏条件及背景矿化度:滩地带地下水埋深小于2.0m的区域达滩地总面积的60%以上,当库水上壅后,地下水埋深普遍提高0.8~1.3m,最高达2.5m,甚至高出地表(附录6、图6-7)。因而,滩地带未来地下水埋深小于2.0m的区域将达90%,在毛细水上升作用下,有利于盐分的垂直运移和地面积水。且滩地带地下水矿化度多介于1.0~2.0g/L之间。

水文气象条件:滩地带地处黄土高原西北边缘与腾格里荒漠接壤带,气候干燥少雨。据靖远县气象资料:多年平均蒸发量是降水量的4.9倍,前者为1201.1mm/a,后者仅244.0mm/a。

(2) 滩地带浸没预测。据前人研究资料表明,当水库蓄水致使地下水位上升后,水库浸没类型及范围的大小受控于地下水埋深及浸没对象。因此,在水库浸没预测前,有必要先确定如下几方面的要素。

浸没对象的确定。滩地带人类经济、工程活动方式主要是农业耕种及渠系排灌。因而,我们确定水

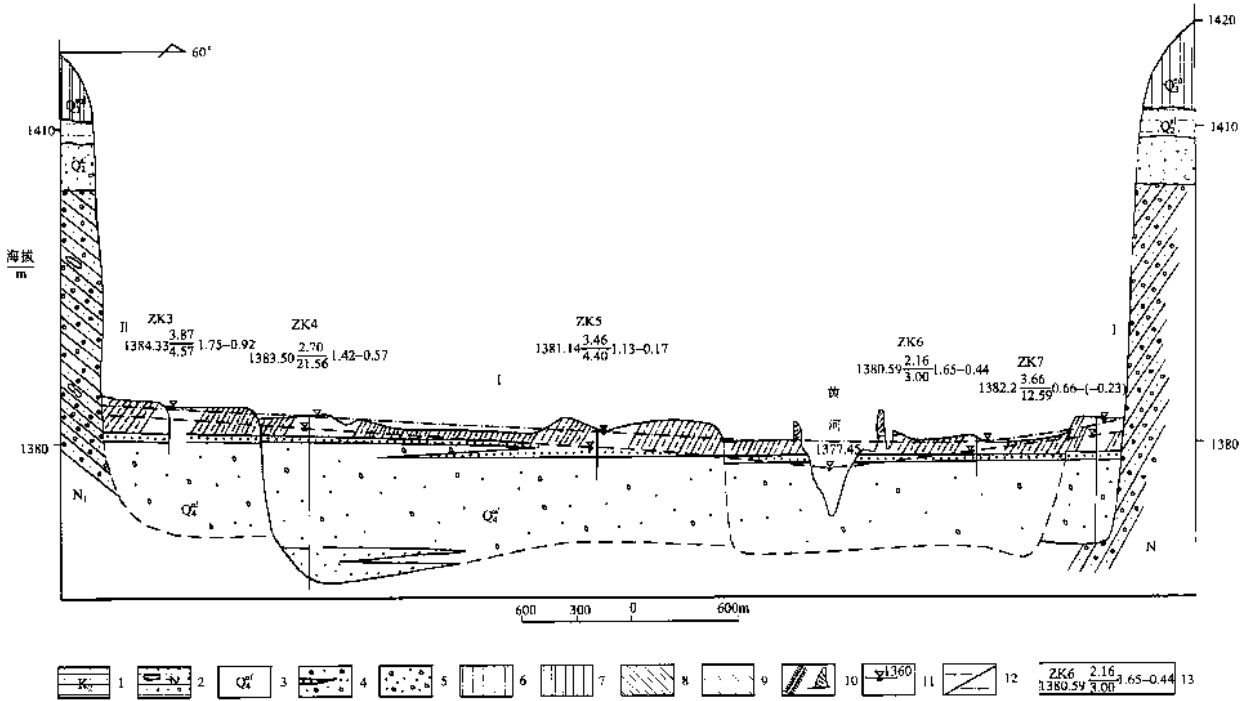


图 6-7 靖远川三滩地区河谷地质剖面

- 1—白垩系砂岩; 2—第三系含钙结核砂砾岩; 3—地层时代成因代号; 4—砂砾石夹粉细砂层; 5—砂砾卵石; 6—黄土状土;
7—黄土; 8—轻亚粘土; 9—亚砂土; 10—人工填土护堤; 11—黄河水位及标高; 12—水库蓄水前/后地下水位;
13—钻孔编号, 钻孔标高(土层厚(m)/孔深(m)) 水库蓄水前-后地下水埋深/m

库浸没对象是农作物, 其根系埋深按 0.5m 计算。

地下水安全埋深的确定。安全埋深, 即产生浸没时地下水的临界埋藏深度。据野外调查, 0.2~0.5m 表土含盐量大于 0.06% 时地下水埋深多小于 1.5m, 最大不超过 2.0m, 中、轻亚粘土毛细上升高度 1.5~2.23m, 自然含水率达 5%~10% 的土层多高出地下水水面 1.25~1.65m 之间, 且土壤蒸发与潜水埋深关系曲线和潜水埋深与土壤表层含盐量关系曲线(图 6-8)拐点也介于 1.7~2.0m 之间。由此, 我们确定三滩地区浸没对象为农作物时, 地下水临界埋深为 1.85m。也就是说, 当地下水埋深小于 1.35m 时, 地表将有积盐现象, 这点与实地调查结果相吻合, 可信度达 95%。

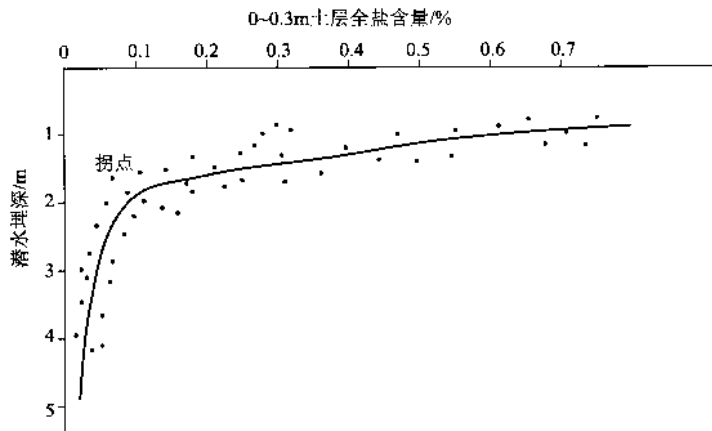


图 6-8 潜水埋深与土壤表层含盐量关系曲线

滩地带水文地质条件变化趋势。如前述, 滩地带受周边 IV、V 级基座阶地的阻隔而自成水文地质系

统。因而,可以认定,滩地带地下水化学类型、矿化度及水质状况在水库蓄水前后基本保持不变。依据钻孔及野外实地资料分析,滩地带地下水水力坡度,左岸 0.11%~0.14%,右岸 0.33%~0.35%,当水库蓄水达到正常高水位,受库水回灌的影响,其潜水位上升值依式:

$$Y_x^2 = [L' \cdot (h_2^2 - h_1^2) / L] + Y_1^2 \quad (\text{我们认定含水层介质为砂砾卵石层,隔水底板近似水平})$$

式中: Y_x 为计算点潜水位上升后含水层厚; L' 为水库正常高水位至计算点间距; h_2 为计算点含水层厚; h_1 为河水位至含水层底板厚; Y_1 为水库正常高水位至含水层底板厚 (单位: m); L 为河水位至计算点间距。

计算的 C37~C39 剖面潜水位升值如表 6-9。依表 6-9 计算成果确定水库蓄水后地下水等埋深线,并算得其水力坡度为 0.08%~0.10%,与水力坡度受阻尼系数的作用衰减值为 0.097% 基本吻合。说明计算结果较为理想。

(3) 浸没类型及预测。如上述,浸没类型受控于地下水埋深、水化学类型及土层中可溶盐含量。依地下水安全埋深,结合滩地带实际资料及水库蓄水后水文地质条件变化状况,将滩地带浸没划分如下几个类型。

马家庄西沼泽带,分布面积约 0.18 km²,占滩地总面积的 0.6%。该区呈长条状展布,与原古河道现代盐沼分布区相吻合。地面标高 1380~1381.5 m,水库蓄水后地下水埋深 0~-0.5 m,潜水位升值 0.89~1.21 m,为未来积水洼地分布区。

尾滩渠西—谢家庄北沼泽带:分布面积约 2.16 km²,占滩地总面积的 7.0%。该区呈长条状展布与半封闭的古河道洼地相吻合。地面标高 1380~1382.4 m,地势低洼、水库蓄水后地下水埋深 0~-0.9 m,潜水位升值在 0.83~1.59 m,为未来积水洼地分布区。

硫酸盐浸没带:主要分布于左岸广大区域及右岸的下沙河以北地带。分布面积约占滩地总面积的 50%,海拔标高多在 1381~1385 m 之间,地下水矿化度多小于 1.2 g/L,多属 HCO₃·SO₄-Ca·Na 型水, pH7.1~7.5,低洼带现代盐渍土 Cl⁻/SO₄²⁻ 毫克当量比在 0.35~0.48 之间,多属硫酸盐渍土。

氯化物—硫酸盐浸没带:主要分布于黄河右岸高漫滩后缘及左岸 ZK13~ZK09~ZK04 一线的古河道分布区,分布标高在 1382~1384 m 之间。分布面积约占滩地总面积的 20%。地下水矿化度多大于 1.2 g/L,多属 HCO₃·SO₄·Cl-Na·Ca 或 SO₄·Cl-Na·Ca 型水, pH7.3~7.6,低洼带现代盐渍土 Cl⁻/SO₄²⁻ 毫克当量比值多在 0.51~0.74 之间,属氯化物—硫酸盐渍土。

表 6-9 C37~C40 剖面各控制点地下水位上升计算成果表

剖面号	代表性控制点	水库蓄水前地下水位埋深 m	河水位至含水层底板厚 ($h_1 \cdot m^{-1}$)	计算点含水层厚度 ($h_2 \cdot m^{-1}$)	河水位至计算点距离 ($L \cdot m^{-1}$)	水库正常高水位至计算点距离 ($L' \cdot m^{-1}$)	水库正常高水位至含水层底板厚/ Y_1	剖面含水层底板标高均值 m	水库蓄水后计算点含水层厚 ($Y_x \cdot m^{-1}$)	水库蓄水后地下水埋深值 m
C37	ZK01	1.81	8.67	10.44	2600	1250	10.52	1369.48	11.27	0.98
	ZK02'	2.50	8.67	8.96	1630	220	10.52	1369.48	10.55	0.91
	ZK02	1.45	8.67	9.24	1455	20	10.52	1369.48	10.52	0.16
C38	ZK03	1.75	8.69	12.47	3600	3550	9.89	1370.11	13.29	0.92
	ZK04	1.42	8.69	11.97	2470	2690	9.89	1370.11	12.81	0.57
	ZK05	1.13	8.69	9.90	1200	1150	9.89	1370.11	10.93	0.10
	ZK06	1.65	8.69	8.83	700	670	9.89	1370.11	10.01	0.44
	ZK07	0.66	8.69	11.43	1430	1400	9.89	1370.11	12.32	-0.23
C38'	ZK08	1.55	9.73	12.58	2420	2420	11.0	1370.0	13.58	0.54
	ZK09	1.35	9.73	12.48	1400	1400	11.0	1370.0	13.49	0.34
	ZK10	1.16	9.73	11.52	850	850	11.0	1370.0	12.61	0.07
	ZK11	2.00	9.73	9.6	210	210	11.0	1370.0	10.89	0.71
	ZK12	3.04	9.73	10.88	910	910	11.0	1370.0	12.03	1.89

续表

剖面号	代表性控制点	水库蓄水前地下水埋深 m	河水位至含水层底板厚 ($h_1 \cdot m^{-1}$)	计算点含水层厚度 ($h_2 \cdot m^{-1}$)	河水位至计算点距离 ($L \cdot m^{-1}$)	水库正常高水位至计算点距离 ($L' \cdot m^{-1}$)	水库正常高水位至含水层底板厚/ Y_1	剖面含水层底板标高均值 m	水库蓄水后计算点含水层厚度 ($Y_x \cdot m^{-1}$)	水库蓄水后地下水埋深值 m
C39	ZK13	0.84	10.48	12.47	1980	1980	10.81	1370.17	12.74	0.58
	ZK14	0.24	10.48	12.38	1250	1250	10.81	1370.17	12.66	0.02
	ZK15	3.09	10.48	9.51	350	350	10.81	1370.17	9.87	0.50
	ZK16	2.98	10.48	9.67	50	50	10.81	1370.17	10.08	2.62
	ZK17	2.37	10.48	13.34	700	700	10.81	1370.17	13.60	2.13
C40	河水位 1381.77m, 高于水库 2 库高水位。									

(二) 五佛寺盆地浸没类型及预测

地处库腹的五佛寺盆地, 新生界以来受陇西旋扭构造引张的结果, 长期处于间断式侵蚀堆积状态, 因而发育不同高程的 I~Ⅷ级阶地。由于阶地类型及其基底新近系红层构成的隔水边界的差异, 各阶地富水性及水质状况也不尽一致。I~Ⅱ级阶地, 属内叠式堆积阶地, 位置较低, 表水与地下水水力联系密切、补给源充沛, 水资源丰富, 单井涌水量多在 $1500m^3/d$ 以上。而Ⅲ级以上高阶地, 属侵蚀堆积基座阶地, 分布位置较高, 海拔 1330~1450m, 含水层薄, 地下水相对贫乏, 尤以 V 级以上高阶地, 多为透水不含水的疏干层。据资料, Ⅲ级以上高阶地地下水矿化度多大于 $2g/L$, 多属 $SO_4 \cdot Cl - Na$ 型水, 其表土全盐含量在 0.03%~0.12% 之间, 渠系渗水带土体 Cl/SO_4 毫克当量比在 0.5~1.2 之间。当水库蓄水后, 盆地内Ⅵ级以下阶地将被淹, 淹没面积近 $35km^2$, 占盆地总面积的 90%。有产生浸没的Ⅶ级高阶地, 据钻孔揭露为疏干层, 新近系红层水水位埋深 14.86~27.32m, 水质较差, 矿化度多在 3~5g/L 之间。岩性: 表部有 3~5m 的轻亚粘土层, 下部为 4~20m 的 Q_3^{al-pl} 砂砾石夹碎石层, 基底为新近系含膏盐砂岩夹泥岩, 背景含盐量较高。水库达正常蓄水后, 地下水水位上壅。依含水层隔水底板近似水平潜水位上升计算公式确定计算点潜水位上升高程, ZK4 为 1383.8m, ZK8 为 1387.0m, ZK9 为 1389.9m, 分别低于地面 2.08m, 1.96m, 2.28m。依据三滩地区浸没对象为农作物产生浸没的地下水安全埋深为 1.85m 时, 盆地内将受浸没的类型及分布范围如图 6-9。

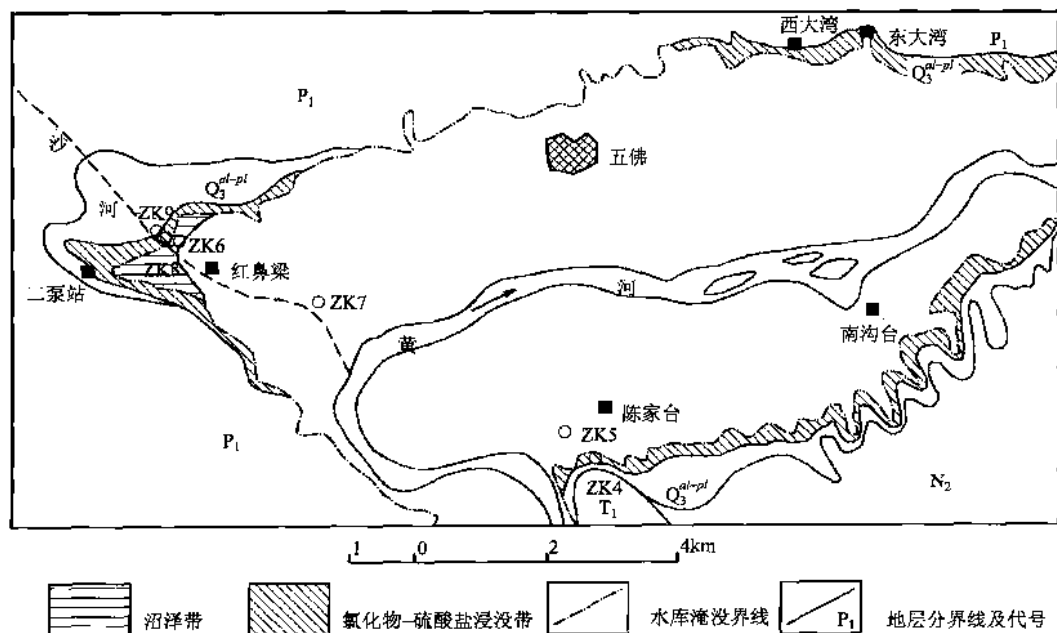


图 6-9 五佛盆地水库浸没类型分布示意图

(1) 沙河—三井沟浸没带, 分布面积 0.8km^2 , 占盆地总面积的 2.06% , 海拔标高 $1380 \sim 1385\text{m}$ 之间, 水库蓄水后地下水埋深值 $0 \sim 2.5\text{m}$, 地下水矿化度将在 $1 \sim 3\text{g/L}$ 之间, 多属 $\text{SO}_4 \cdot \text{Cl}-\text{Na}$ 型水, 为未来氯化物—硫酸盐浸没带。

(2) 东、两大湾及陈家台—南沟台Ⅶ级阶地前缘浸没带: 分布面积 2.5km^2 , 占盆地总面积的 6.41% , 海拔标高 $1380 \sim 1384\text{m}$ 之间, 水库蓄水后地下水埋深值小于 2.5m , 现代渠系渗漏带表土全盐含量在 0.5% 左右, $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$ 毫克当量比在 0.9 左右, 为未来氯化物—硫酸盐浸没带。

(3) 红鼻梁—二泵站浸没带, 分布面积 0.6km^2 , 占盆地总面积的 1.54% 。该带分布高程介于 $1370 \sim 1383\text{m}$ 之间, 地势平坦低洼且三面环山, 为沙河, 总干渠及青沟沟谷潜水排泄主要场所, 当水库蓄水达正常值前, 地下水即已上壅泄出, 致使表水及地下水排泄不畅, 且现代就已有沼泽分布, 为未来积水洼地沼泽浸没区。

(三) 中卫盆地浸没类型及预测

1. 梁园子煤矿浸渗

梁园子煤矿位于中卫县香山乡黑山峡水库右岸, 地质储量 1 亿万吨, 属多层焦性煤, 为上石炭统含煤向斜构造, 地貌为山间盆地。盆地中部煤层底板标高约 1100m , 地面标高 1520m , 盆地西缘煤系地层已被黄河切穿, 并有 F_1 和 F_3 断层通过, 切沟发育。在水库蓄水后, 由于水压力增大, 有可能通过断层, 砂岩层及切沟回水产生浸渗作用而影响煤矿开采。但根据 $ZK2$ 、 $ZK3$ 号孔砂岩层及煤层的注水试验表明, K 小于 0.0054L/s , W 小于 $0.0034\text{L/f} \cdot \text{m}^2$, F_1 和 P_3 断层亦为不导水的压扭断层。因而, 水库蓄水后对煤矿产生浸渗作用的可能性是极小的。

2. 中卫灌区土壤盐渍化

大柳树工程控制灌溉面积将达 1000 万亩, 它的建成对于调节黄河径流, 改变西北干旱缺水面貌, 缓解宁夏水资源紧张状况, 改善生态环境是有效的。然而, 该灌区形成后, 必然对老灌区造成次生盐渍化或沼泽化。而高级地形成的新灌区土壤多为灰钙土, 含盐量较大, 如果灌溉不当, 也会产生次生盐渍化。根据地形土壤条件, 产生次生盐渍化的面积可达 20% 左右。

三、浸没危害程度及防护治理对策

据两盆地浸没类型预测结果表明, 零星分布的沼泽带, 未来将是干涸的盐沼地区, 即土壤沼泽化过程中也发生强烈积盐。因此, 土壤除具有作为盐渍土特征的积盐层外, 还有沼泽化的剖面特征, 且沼泽盐地多集中于表层, 常有盐霜, 盐结皮或盐结壳现象, 土壤结构遭到严重破坏, 以致无法治理和耕种。

广大盐渍土分布区, 无论是硫酸盐浸没还是氯化物—硫酸盐浸没, 如不采取防护措施, 若干年后将带来严重的恶果。尤以水库蓄水后, 地下水位埋深小于 1.3m 的低洼带旱作物将会在土壤溶液渗透压的作用下引起生理干旱或引起旱作物代谢混乱以至枯萎或死亡。

盐渍土的改良主要是排除土壤中过多的可溶盐, 改良土壤理化性质, 并提高肥力, 具体措施概括起来有水利、农业、生物、化学等四个方面。水利的改良措施, 本区仅适宜开设排水沟, 截地下水流返回黄河, 控制地下水位。农业土壤改良, 可种植水稻或在水位埋深大于 1.3m 区铺石压盐, 并开挖大于 1.3m 的排水沟, 降低毛细水上升高度。生物改良主要选种耐盐作物, 如蚕豆、甜菜、青稞、水稻等。总之需因地制宜, 根据具体情况, 以防为主, 防治结合, 尽量使浸没区盐渍化降到最低限度。

此外, 依水库淤积分析计算表明, 1960 年后, 淤积总量达 $44.43 \times 10^8\text{m}^3$, 库尾翘高 4m , 上延 6km 至长尾滩一带。此时, 水库浸没、淹没范围将扩大, 应予以重视。水库分期蓄水, 其不同高程变化时的浸没特征及不同年时内, 因气候条件的变异, 水库浸没特征及危害将有差异性变化, 有待在进行详查的基础上, 进一步讨论。

第五节 宝兰铁路沿线环境工程地质质量评价

一、区域环境工程地质问题

工程地质环境问题的特点在于其自发性（原发性）；环境工程地质问题的特点是其诱发性（继发性）。可见，环境工程地质问题的发生时间、空间和强度分布等方面都极大的表现出人类经济、工程活动参与的特点。因此，环境工程地质问题，主要是指由于人类经济、工程活动所引起及可能引起的地质环境的变化，以及由于这种变化所造成的对人类生存环境的影响。就宝兰铁路而言，其环境工程地质问题主要表现在不合理垦殖，破坏植被导致的水土流失加剧；工程施工中废弃物的不合理堆放，导致的环境质量恶化；引水灌溉和开采建筑材料，引起的地面塌陷；工业交通及基本建设工程中，诱发的工程地质问题；铁路运营过程中，动荷载振动诱发的铁路病害；铁路线曲率较大，侧压导致的路基、钢轨变形；拦水筑坝工程引起的河床淤积等方面。

1. 不合理垦殖、破坏植被，导致的水土流失加剧

在人类发展的初期，地球上主要是自然侵蚀裸露的大地而引起的水土流失。人类为了维持生存对自然的影响越来越显著。历代肆意破坏，拉锯式的战争和不合理的土地利用，又在坡面上加剧了这一过程。据文献记载，历史上的黄土高原，皆是草丰林茂的沃野，西周时期，森林面积约 1.8×10^8 亩，覆盖率达 55%，其余地方则为一望无际的茫茫草海。《汉书》“地理志”记载，天水—陇西—线，山多林茂，民以板为宝，唐朝中叶在此设有陇郡牧监。可见还是茂林庇护，水草丰美的草原环境。开元十三年（公元 725 年）在此一带饲养马、牛、羊总量达 78.6 万匹/只，自唐朝开始，历经 300 多年至北宋尚有原始森林，公元 962 年设“采选务”于秦州夕阳镇，古伏羲县之地面北接大树，林植所出，戍人久擅其权，岁伏大木万本，以给京师。经明、清两朝，由于大量采代，屯兵垦田，移民开耕，至民国初期，这里早已面貌皆非，山变成荒山秃岭，千沟万壑的黄土丘陵区。新中国成立以来，虽历经根治，但因人口增长过快和各项建设事业的发展，对土地的需求越来越大。土地的来源势必开垦，破坏自然植被所得。据资料，20 世纪 50 年代末至 70 年代末期的 20 年中，宝鸡市耕地年增长率为 3.97×10^4 亩，林缘退缩达 3~5km，武山县南部林区林缘线后移 5~7.5km，破坏植被面积达 15×10^4 余亩，占林地总面积的 35.7%；北道区林区破坏面积 3540 亩，开垦造田 3088.5 亩；甘谷县滥砍滥伐林区面积 17535 亩，1971~1981 年间毁林造田 922.6 亩。正是由于这种长期无节制的人口生育和无节制的乱砍滥伐、毁林开荒，森林草场连年遭受破坏，固土保水林木、草场不断减少，肥水、肥土外流，从而导致愈垦愈穷、愈穷愈生，愈生愈垦的恶性循环，人为的加剧了水土流失。

本区地处黄土高原，山坡地面积大，不合理的利用土地资源，亦加剧了水土流失。宝鸡峡以北的黄土丘陵区 and 土石山区，坡面耕地面积占坡面总面积的 73.12%，人均耕地 6.4 亩，劳力人均耕地 16.8 亩；天水至兰州的黄土斜坡，坡面耕地面积占坡面总面积的 30%~50%。由于人均耕地多，负担重，势必导致耕作粗放，广种薄收。单一的农业经营，一方面侵占很多宜林宜牧用地，另一方面又把大量可利用荒地弃置，不断开发水土草木资源。因而导致抗蚀力弱的黄土斜坡更加疏松易冲。特别是坡耕地，七月以后，夏田成熟，70%~80% 的耕地被耕翻疏松，时逢雨季，暴雨频繁，在强烈的雨滴击打下，发生大面积的溅蚀，产生细沟侵蚀，加大侵蚀量。

此外，天水—定西一带，人们在冬季里，为解决燃料紧缺之现状，不得不铲草皮，挖树根，破坏植被来获取燃料。致使植被遭到破坏，造成水土流失。

2. 工程施工中废弃物不合理堆放，导致的环境质量恶化

自宝兰铁路修建、运营、改造、治理 40 余年来，开挖路堑弃土、刷方弃土、整治弃土、隧道出碴，总量达数百万立方米，如 K1350+500 截至 1954 年，已被水冲失塌方弃渣 $20 \times 10^4 \text{ m}^3$ ，还存弃渣 $20 \times 10^4 \text{ m}^3$ ；K1384 工点处，据统计在河岸弃土达 $70 \times 10^4 \text{ m}^3$ 以上，范围沿线长达 5000m，迫使渭河河床外移

70~80m, 加速右岸冲刷; K1512 弃入渭河的土石约 $6 \times 10^4 \text{ m}^3$, 估计已有 $2 \times 10^3 \text{ m}^3$ 流失; 毛家庄车站, 年开采石料废弃残渣达数万立方米堆积于东沟, 导致的水石流常年淤积桥涵, 每年需清淤 3~5 次, 对车站存有威胁; K1524 采石场, 每年有 $4 \times 10^4 \text{ m}^3$ 的碎渣, 自 1958 年以来的 30 年中, 已有 $120 \times 10^4 \text{ m}^3$ 碎渣弃入渭河, 迫使渭河冲刷搬运; 另外, 还有小规模弃土弃碴点数十处。这些为数浩大的废弃物, 多数的出路就倾倒在路基傍水的一面, 造成依山傍水的宝兰铁路沿河两岸的大量弃土堆。这些弃土堆, 一方面给水土流失提供了物质基础, 另一方面迫使河床左右外移, 曲率增加, 加速河岸冲刷, 破坏岸坡结构, 改变岸坡形态, 进而冲刷路堤, 轨排悬空, 甚至诱发斜坡变形破坏, 从而导致铁路沿线地质环境质量恶化。

3. 引水灌溉及开采建筑材料, 引起的地面塌陷, 边坡变形

随着农业生产的发展, 农业灌溉系统日趋完善。据统计, 宝鸡—兰州一线引灌水渠达 1000 余条, 总量达 3000km 以上。这些灌溉水系, 大多修筑于塬边带或塬边坡脚带的黄土或黄土堆土层中, 由于修建时防渗措施的忽视及管理检修系统的脱节, 致使大多数灌溉水系成为庞大的渗水槽。黄土及黄土状土一般疏松, 具大孔隙、垂直节理发育、湿陷性强、适水性能好之特征。据资料, 该类土稳渗速度 $0.3 \sim 1.3 \text{ mm/min}$, 持水性差, 孔隙周围附着钙镁盐类。因此, 灌溉水下渗, 大大降低了土层强度, 一旦土体下部湿润, 则会发生劈裂崩塌或滑塌, 如渗入水分呈局部积聚则发生大面积地面塌陷。如, 武山县新关村于 1970 年 6 月 22 日晚, 因暴雨致使渠系暴涨, 表水外溢造成大面积聚集下渗, 使整个村 49 户居家 238 人的所住房屋全部沉陷, 沉陷面积 1964 亩, 滑塌土方埋没良田 809 亩, 经济损失 2 万多元; 洛门镇新关村及高楼乡高窑村, 20 世纪 70 年代曾因水渠渗水发生滑坡, 严重威胁村庄安全; 东梁渠耐之湾因水渠漏水, 滑塌渠堤 500m, 面积 500 亩, 毁坏农田 100 亩; 中梁渠、西梁渠, 由于大面积滑塌使渠道至今无法修通; 车家岸渠, 1974 年 5 月, 由于滑坡将修渠的 30 名民工埋入渭河, 幸抢救及时, 未受损失; 宝鸡引渭渠, 自 1971 年修建以来, 在一定程度上对区段内的地形地貌和水文地质条件都有所改变。

城乡建设和发展与天然建筑材料的开采息息相关。无论以砂砾石料, 或是块石料、粘土料为天然建材, 均会因开采破坏原有地形或斜坡结构, 引起斜(边)坡失稳。颜家河、毛家庄、南河川等地采石场采取道碴, 人工采石斜坡面积均达 $10 \times 10^4 \text{ m}^2$, 采石边坡角达 $60^\circ \sim 90^\circ$, 因人工放炮开采, 使岩石表面破碎, 加大岩石裂隙的宽度和深度, 常引起崩(坍)塌; 坪头车站北侧, 1958 年铁路大整治时, 开挖山体斜坡取土, 形成 30 余万方的滑塌; 南河川西 205km 处一沟谷中, 因老乡开采块石料, 形成多处滑塌, 总体积达 $6 \times 10^4 \text{ m}^3$ 以上, 致使铁路两级拦石坝淤满, 局部遭受破坏, 铁路桥下淤积厚达 2.5m; 1969 年甘谷渭水峪大队滥炸斜坡采石建房, 引起崩塌, 堵塞沟道, 致使东刘庄在洪水暴发时将 500m 外的 K1442 铁路桥冲毁, 中断行车 62 小时; 武山县郭槐村 1983 年, 因老乡在 II 级阶地前缘陡坎下取土, 因坡脚被掏空, 12m 高的土崖突然崩滑, 压死 1 人, 伤 1 人; 武山县北沟, 自 1978 年采取夜光杯石料——绢云母绿泥片岩以来, 崩塌屡见不鲜, 崩塌体压埋破坏 612 油路面长达 1.7km; K1511+168 渭河右岸石料场开挖面积达 $25 \times 10^4 \text{ m}^2$, 造成 $50 \times 10^4 \text{ m}^3$ 的崩塌堆积于渭河岸边, 致使渭河北移 70 余米, 冲刷 K1510+500 至 K1511+500 铁路路基; 王家嘴南 (K1523—K1524 对岸), 自 1958 年以来, 人工采取花岗岩块石料, 导致基底失稳, 形成长达 450m、宽 100m、厚 5~10m 的塌落体 (图 6-10), 影响武山至陇西简易公路交通安全; 兰州—夏官营一带, 当地居民兴办的小型预制件厂, 贪图便利, 就地大量开挖高阶地底砾层, 致使阶地边缘斜坡千疮百孔, 形成大量的土质滑塌 (图 6-11); 兰州地区旧社会的贫民们, 为生活所迫, 大量开挖厚度并不大的白垩系砂砾岩中所夹石盐层, 导致由白垩系构成的山体斜坡变形破坏加剧, 撒落、崩(坍)塌时有发生, 从而降低区域环境质量。

4. 工业交通及基本建设工程中, 诱发的工程地质问题

铁路沿线工业交通及其基本建设工程中诱发的工程地质问题, 主要表现在下列几个方面:

(1) 修筑公路诱发的边坡失稳。全区随着工农业生产的发展, 公路交通网线四通八达, 总长达 1200km。这些穿越在渭河盆地与峡谷斜坡坡脚带的公路网络大多均在修建或扩建工程中, 大量开挖山体斜坡, 压缩桥涵隧洞数量, 采用 $60^\circ \sim 80^\circ$ 的高陡边坡, 从而导致山体斜坡变形破坏, 引起崩(坍)塌、撒落、坠落、滑坡等灾害性地质问题。如蜿蜒在宝鸡峡右岸的宝兰 310 公路沿线, 原始渭河岸坡 $40^\circ \sim$

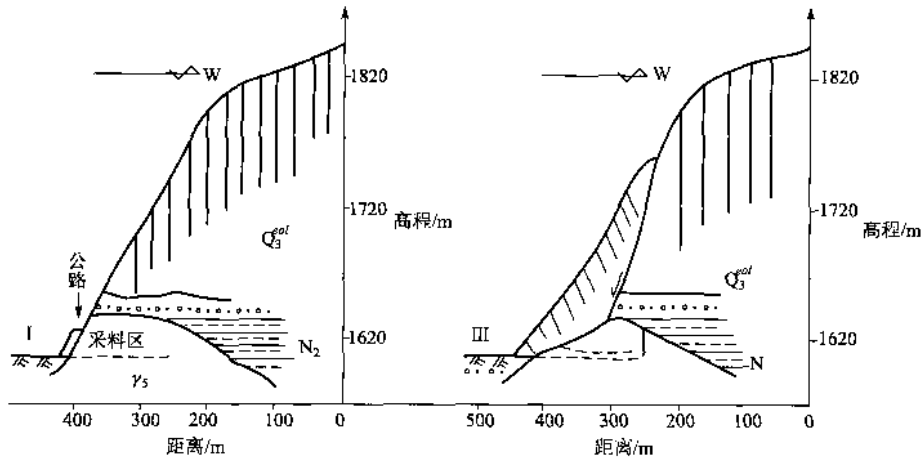


图 6-10 人工采石引起边坡失稳演变图

70°, 此段公路一侧为削坡, 另一侧为填方或路堑式边坡, 边坡高度数米至数十米, 坡度多大于 45°, 特别是石家滩、立远、拓石一带多为半壁隧道式倒坡。由于人工开凿, 炸裂, 一方面使公路沿线基岩斜坡岩体松动, 原生结构面延伸扩展, 在雨季时, 坡面流水沿层面、裂隙面入渗, 边坡岩体在自重作用下, 产生大量的崩塌、滑塌、掉块。据调查, 坪头至元龙总长约 50km 的 310 公路基岩边坡带, 共发生崩塌 40 余处, 而掉块、撒落等, 据当地居民说时有发生。1990 年 7~8 月份, 因暴雨诱发多处边坡坍塌, 中断交通月余; 10 月份坪头西 3km 处, 因边坡崩落, 中断行车 3 天; 1991 年 5 月中旬猫窝里公路边坡岩体错落, 几乎中断行车; 又如武山何家沟、天水南河川、甘谷卅里铺至甘里铺一带, 定天公路旁古近系红色砂岩或下元古界变质岩, 常有滑塌、掉块或滚石落在公路上, 堵塞交通。1983 年甘谷甘里铺西发生的大块崩塌, 压塌公路 50 余米, 阻塞交通 3 天, 天水至南河川路段至今仍有滑塌体悬于坡体之上, 摇摇欲坠。另一方面使公路沿线土质边坡增高变陡引起滑坡。如宝天 310 公路南窝处, 在不到 500m 的长度内, 因高角度开挖坡残积层, 引起滑坡 5 处 (图 6-12), 总体积达 7000m³。还有吴砦东黄土滑坡, 元龙的关峡东高阶地边缘滑坡均属此例。此外, 天水至渭南镇公路南河川一带, 公路依山侧, 卸荷裂隙断续分布长达 500 余米, 单条长达 15~30m, 宽 1~3m 不等, 大有向下滑落之势。

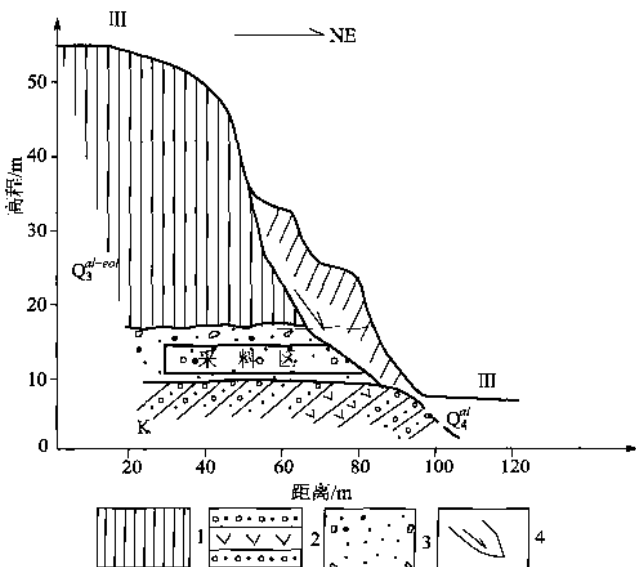


图 6-11 兰州-夏官营一带采取砂砾料引起的滑坡
1—黄土; 2—砂砾岩夹岩盐层; 3—砂砾石; 4—滑坡堆积物

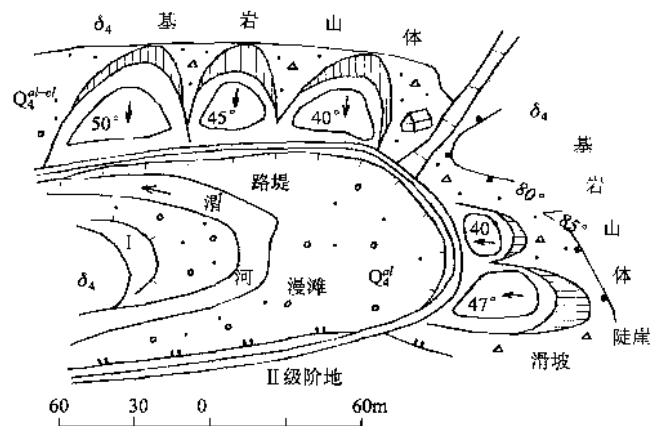


图 6-12 310 公路南窝人工边坡滑坡平面示意图

(2) 铁路工程诱发的工程地质问题。与铁路工程相伴生的工程地质作用在一定情况下, 对铁路工程场地岩土系统的环境质量起破坏和不利作用。诸如不合理开挖路堑破坏了边坡的应力平衡, 引起的边坡变形破坏; 大爆破破坏了山体岩体结构, 引起的崩塌、掉块; 不合理填土, 导致的路基变形; 水文条件不清, 导致的路基、桥涵、隧道变形破坏等。

1) 不合理开挖路堑破坏了边坡的应力平衡, 引起边坡变形破坏。位于华北地台、祁连地槽和秦岭地槽系之大构造单元交界部位的宝兰铁路, 大部分路段蜿蜒于秦岭东西褶皱带北缘区域活动断裂的影响带之中, 穿越马衔山断褶带, 进入定西—兰州盆地。历史地震烈度七度以上, 沿渭河断陷地貌明显, 断层破碎带宽度达 1~2km。这些高度挤压的构造带由于隆起、剥蚀而处于应力松弛状态。因此岩石碎裂变形严重的宝兰铁路工程场地自然斜坡多接近其临界坡度, 稳定性差, 尤以宝鸡至陇西段活动断裂带影响范围内为甚。但由于建路初期, 对区域及工程场地工程地质条件的认识、研究及考虑不周, 在选线及设计过程中某些不恰当的压缩桥隧数量, 大量采用高陡边坡, 破坏了山体植被及其自然临界平衡条件, 不但增加了新的地质灾害, 而且也诱发了泥石流的暴发和老滑坡的复活。据统计, 铁路沿线开挖的一侧边坡和路堑式边坡多达 630 余处, 其中宝天段 155km 长度内有 366 处。全线每千米开挖 1.25 处, 其中天兰段为 0.76 处/km, 宝天段达 2.36 处/km。全线边坡开挖率为 35.3%, 宝天段为 53.7%, 天兰段为 27.1%。由于高陡边坡的大量开挖, 从而导致了—系列的斜坡环境质量的变化。如林家村东 K1250 土质滑坡, 由于勘测设计时没有考虑到工点处的自然条件, 盲目地采用 1:0.5~0.7 ($63^\circ \sim 55^\circ$) 的坡度开挖路堑, 坡度大大地超过了黄土状亚砂土的休止角, 致使 1943 年 8 月 173~291m 处塌落 500m³, 1945 年 8 月坍塌 200m³, 1951 年 8 月 173~341m 间滑落 8×10^4 m³, 毁坏农田 7.8 亩, 滑落物将电杆推入渭河, 直至 1956 年以后, 每年都有规模不等的塌落出现。渭滩西青崖段 K1376~1777, 由于修建铁路时沿老滑坡坡脚开挖路堑, 破坏了其稳定现状, 引起老滑坡复活, 导致路堑变形破坏, 1951 年将路基拱起 2m, 钢轨翻转, 为避后患, 不得不改隧洞 1.7km 绕避。有名的葡萄园至元龙间 K1357~K1361 段, 由于人工开挖葡萄园 3 个规模达百万方的岩质滑坡和两处危岩坡脚路堑, 从而导致大规模的严重滑塌灾害久治无效而不得不采取改线 4km, 以 29 孔 32m 钢筋混凝土梁桥及一座 510m 隧道加以绕避根治。1981 年 11 月 29 日葡萄园东 K1357 深堑突滑 60×10^4 m³, 毁明洞 75m, 埋洞外线路 66m, 中断行车 314 小时 14 分。1985 年 9 月 17 日葡萄园西 K1362+500~K1363+800 段长期不稳的滑坡群, 因坡脚被开挖长期处于临空状态而局部下滑 30×10^4 m³, 中断行车 66 小时。类似的由于不合理开挖路堑, 破坏了边坡的应力平衡而引起的边坡变形破坏, 据粗略统计, 全线达 134 处, 其中宝天段为 75 处, 天兰段为 59 处。由于不合理开挖路堑而产生的斜坡变形破坏长占全线总长的 10.1%, 宝天段为 20%, 天兰段为 5.6%; 占开挖边坡长, 全线为 28.5%, 宝天段为 37.3%, 天兰段为 20.1%。占超限边坡长, 全线为 66.6%, 宝天段为 69.8%, 天兰段为 61.9% (表 6-10)。

表 6-10 开挖路堑与边坡变形破坏率对照表

区段	区间长 km	开挖边坡			超限边坡			边坡变形破坏			
		点数 处	长度 km	开挖率 %	点数 处	长度 km	占开挖边坡 %	点数 处	长度 km	占开挖边坡 %	占超限边坡长 %
全线 (宝兰)	503	630	177.55	35.3	322	76.06	42.8	134	50.62	28.5	66.6
宝天	155	366	83.35	53.7	208	44.5	53.4	75	31.07	37.3	69.8
天兰	348	264	94.2	27.1	114	31.6	33.5	59	19.55	20.1	61.9

综合上述, 铁路沿线开挖边坡与边坡变形破坏有如下规律: ① 边坡变形破坏与超限边坡的开挖成正比, 超限边坡开挖愈多, 边坡变形破坏愈严重, 相关系数达 0.6~0.7。② 边坡变形破坏与边坡开挖的相关关系受地貌环境及其工程地质条件控制。宽阔的河谷平原区, 工程地质条件简单, 两者间相关系数几

乎为零;黄土丘陵区为0.1~0.2之间;峡谷区,地形破碎,应力松弛,工程地质条件复杂,两者间相关系数可达0.3~0.5。③边坡变形破坏与开挖区地层岩性、地质构造的关系:岩层结构致密坚硬,构造变动不强烈,完整性和连续性好的地带,大量或超限开挖边坡,其变形破坏率也较低,相互间相关系数不是0.5,典型地段为仿塘铺至东口白垩系砂岩、砂砾岩分布区。构造作用强烈、岩层破碎,连续性与完整性较差的地带,大量或超限开挖边坡,其变形破坏率较高,相互间相关系数可达0.6,典型区段为东口至社棠下元古界变质岩系与黄土组合分布区。④边坡变形破坏与边坡设计施工的不合理性之间的关系,宝天段1938年施工,1945年通车,由于勘测手段落后,认识水平局限,铁路技术政策标准又低,路堑边坡高陡,多达 $60^{\circ}\sim 90^{\circ}$,虽经解放初期的大规模整治,边坡变形破坏率达20%,占开挖边坡长的37.3%。而新中国成立后修建的天兰段,区段边坡变形破坏率仅5.6%挖边长的20.1%。

2) 大爆破破坏了山体岩体结构,引起边坡崩塌、掉块。蜿蜒于山川峡谷之中的宝兰段铁路,沿线高大陡峻的岩石斜坡五百余处,为了削坡修路,不得不在施工方法上采取大爆破。其结果破坏了山体斜坡岩体结构,原生结构面爆裂扩张,形成新的危岩、孤石等松动体,因而导致铁路沿线崩塌、掉块时有发生,影响铁路正常运行。据统计全线由于爆破引起的边坡崩(坍)塌、掉块、落石达70余处。其中宝天段37处,天兰段33处且集中分布于天水—陇西一带的三个峡谷区。全线因爆破产生的不稳定体密度为0.14处/km,宝天段为0.24处/km,天兰段为0.09处/km,其中固川更东口1.09处/km,南河川峡谷区为0.58处/km。可见,铁路沿线因爆破致使边坡质量恶化主要集中于岩体结构致密坚硬的渭河峡谷带,这与峡谷区高大陡峻的岩石斜坡出现频率较高,不得不采取大爆破施工是一致的。

3) 水文地质环境改变造成的危害问题。铁路的修建不仅会引起地质环境的改变,导致各种工程地质问题的产生,而且也导致水文地质环境的改变,产生地基下沉,施工中突泥突水现象严重,以及井泉地下水干枯等社会问题。

长隧道及深路堑开挖后引起漏水、渗水,促使地下水位下降,破坏了原有环境。如歇马店隧道施工后,洞顶漏水,迫使黄土底砾层地下水位下降,中咀山泉眼断流;松树湾隧洞施工后成为渭河流域与祖厉河流域分水岭地下水排泄通道,致使地下水本来就不富的松树湾地下水位下降,井泉近于干枯;青崖K1379+299~1381+0.33。隧洞在施工过程中,K1379+570~655处曾因突泥突水现象造成人身伤亡,修建后1.733km的隧洞漏水、渗水70余处,造成洞顶老湾沟断流。

长路堤三合一填土造成的天然水坝,促使地下水位上升引起地质环境质量的改变,如渭滩车站东(K1371+850~1372+100)渭滩滑坡前缘低洼带,由于长250m、宽15~50m、高15~25m的三合一填土路堤,促使洼地带地表水、地下水聚集,地下水位抬升,孔隙压力增大,从而促使路基下滑,桥涵变形破坏,危及行车安全。坪头车站修筑在渭河n级阶地前缘带,由于阶地位置量较低,站台及路基依赖于填土加高,致使其内侧低洼带雨季积水,地下水位上升,潜水溶解填土层中易溶盐类物质,导致路基下沉,地表裂缝、危房毗连。天水拖拉机厂北侧铁路右侧沟固有地下水出露,水随季节增减,雨季由于路堤阻水,铁路内侧长期积水,地下水位抬升,路基长期处于饱水状态,使路基松软翻浆、冻害,继1972年和1984年两次整治,仍在路基内土壤间隙中存有滞水,冬季造成冻害,新砌路肩鼓出。由于路基填土促使水位抬升造成的路基冻害,据不完全统计全线有15处。

4) 水文气象条件不清,线路设计不合理造成的问题。由于50年代以前的历史原因,水文资料短缺,还不能掌握山区洪水规律,不可避免的留下后遗症。虽经多次整治,终因“先天不足”而无法抵御特大洪水的破坏。如柿树林站K1306+324泥石流沟口,原为5.6m钢梁桥,1957年车站扩建时改为2.0m拱涵,施工中曾反映拱涵孔径太小,但未得到解决。完工后拱涵经常淤积。1958年7月25日夜,山洪暴发,大块碎石夹泥水冲下,将涵洞堵塞,掩埋线路500余米,线路上堆积泥石厚1.5m,中断行车月余。凤阁岭东K1336+454泥石流沟口原4m的轨束桥梁,1949年9月山洪将桥孔堵塞漫道,两侧桥内泥石流厚达6~7m。元龙四大泥石流沟,新中国成立初期由于桥孔孔径不足,历年淤积漫道多达10次,后虽经多次治理、改建,仍因线路位置较低,有淤积漫道之危。由于位置设计较低,天水西K1389~1390路段,1965年8月洪水暴涨,冲毁右侧路基坡脚,坍之道床,水漫路基,致使钢轨悬空中断行车50余小时。类

似由于水文气象条件不清,线路设计标高低于最大洪水位,桥涵未能充分考虑排洪、排泥石流造成的桥涵堵塞、洪水漫道、路基冲刷等问题,据统计全线多达28处。

5. 铁路运营过程中,动荷载振动影响诱发的铁路病害

从焦枝线列车运行20年来产生的动荷载连续振动,导致河南龙门石窟局部受损、起皮、掉块事件后,洛阳地震台测定,每次列车通过时,佛洞内均发生不同程度的水平和垂直位移现象。虽动荷载影响强度较低,影响范围小于500m,但其长期作用结果,除影响斜(边)坡岩体结构面的拓宽、加深和松动,促使地表水体的下渗和连通,从而导致斜(边)坡岩体变形破坏加剧,同时对铁路路基岩土质量也产生一定影响。前者的影响,仅是一种斜(边)坡变形破坏的潜在动能,很难由其产生一个有单独意义的变形破坏体。而其促使铁路路基岩土质量降低,导致的路基下沉、翻浆变形等则是显著的。如:渭滩东K1311+700-1372+050高路基带,由于路基基础松软((10m)以下有15~25m的淤泥质亚砂土),长年处于饱水状态,在列车动荷载影响下,路基一直处于沉降下滑状态(最大下滑位移量达20.5cm),路堤外鼓起(鼓胀裂缝断续排列长达32.5m,宽0.1~5cm)致使列车在此处限速25km/h之内,以求安全。北道西K1391+576-688路堤处受河流冲刷,填筑石块未压实,经列车荷载震压后,底部产生缓慢的滑动,以致影响上部建筑物遭受破坏,路基下沉。槐树湾站K1393+381-1394+125.63段路基填土湿陷和表水入渗共同作用下,道砟陷槽、路基下沉,陷槽一般为1m,最大达1.4m,路基下沉量一般150~250mm,最大达300mm。渭南镇车站K1418+474-1412+704段排水不良,路基松软,在列车动荷载影响下,路基下沉,道砟陷槽;1961年票房以西地带下沉达0.1~0.3m,致使票房裂缝变形,1420+962-1421+262道砟陷槽深达0.5~2.0m,1985年3月调查,站内1~3道西头2、4、6岔严重下沉。类似路基病害,据不完全统计全线多达83处,其中以天水至定西黄土丘陵地貌区为甚,这与黄土动载湿陷效应和触变液化现象相一致。因而,黄土区铁路路基填土的选择应考虑湿陷标准、动载湿陷效应和触变液化特征对地基沉降的敏感性。

6. 铁路线曲率较大,侧压导致的路基、钢轨变形破坏

由 $F = m \cdot \frac{V^2}{R}$ 计算,当铁路弯曲率大于0.003时,火车运行时侧压受力($m = 45 \times 80T$, $V = 60\text{km/h}$)

达 $300 \times 10^4\text{N}$ 以上,铁路弯曲率介于0.003~0.0015时,侧压受力为 300×10^4 至 $150 \times 10^4\text{N}$,曲率介于0.0015~0.001时,侧压受力为 $150 \times 10^4\text{N}$ ~ $100 \times 10^4\text{N}$;因而,铁路线曲率越大,侧压越大,路基、钢轨变形破坏越严重,营运效能越低。为解决这一矛盾,铁路部门在宝天段除因根治灾害性问题而改线外,对于线路曲率过大,行速受限的局部路段亦进行改线或截弯取直。诸如元龙东刘家坪河口段、老葡萄园西黄龙段,坪头至庙沟段、固川至烧燎沟等则是由于修建电气化设施后,行速增加,效能提高,但原线路曲率半径小于350m,曲率大于0.003,外轨切蚀变形严重,路基外移,诱发了路基变形破坏严重。据了解,类似由于线路曲率接近或超过0.003的毛家庄至新店、通关河、鸭峡岭等地段,外轨切蚀变形严重,起道更换频繁,行速受限,营运效率低,铁路部门已拟定截弯取直之方案。可见,山区铁路曲率较大,由此产生的侧压而导致的钢轨变形,道床外移现象较为普遍,也是铁路工程系统不可忽视的环境工程地质问题。

7. 拦水筑坝工程引起的沟床淤积

铁路沿线拦水筑坝工程十分普遍,由此而引起的沟床淤积,已越来越受到人们的重视。据资料,截至1985年,宝鸡市大小133座水库累计淤积量 $7167.43 \times 10^4\text{m}^3$,年淤积量 $602.31 \times 10^4\text{m}^3$ 。有名的引渭工程,拦水坝上泥沙淤积区面积达 16500m^2 ,淤积泥沙量达 $11.55 \times 10^4\text{m}^3$,拦水坝几乎失去调节能力。宝鸡跃进水库近2/5的库容毁于泥沙淤积。渭水峪K1445+200泥流沟四道拦挡坝早已被泥沙淤积填满,失去了昔日之风采。K1322+819石浪沟,据资料记载修筑有六座挡泥坝,调查时已淤千成为卡道滴水陡坎。类似情况,在宝兰铁路沿线已是屡见不鲜,多达百十余处。然而,这些已失去其昔日工效的拦水坝或挡泥坝上游的淤积物,一旦受暴雨冲击而下将带来不可估量的危害。

二、铁路路基质量评价

铁路路基质量评价,是铁路工程场地环境工程地质系统评价的前奏和重要组成部分,是研究以场地地形条件、地质构造、岩土体组合类型及工程特征、地下水条件等为中心,进行铁路工程场地地基稳定性评价。因而其评价对象是铁路工程作用下的岩土系统,包括岩土系统的边界展布、物质成分及结构特征。铁路路基质量的好坏,直接影响铁路工程设施的正常使用和铁路病害治理工程对策的建立。可见铁路路基质量评价,是为铁路工程建设合理开发利用提供场地地基质量评价,并为寻求拟定相应有效的铁路路基病害治理的工程对策而服务。

1. 路基质量影响因素的确定

如上所述,铁路路基质量受控于铁路工程作用下的地基稳定性条件。地基稳定性条件取决于铁路工程作用下的地形条件,地下水条件、承载力、场地卓越周期、场地平均剪切波速、场地土类别(谭周地、城市工程地质环境质量评价与区别、水文地质工程地质论丛4)和铁路路基曲率、地表水体冲刷等因素。为了确使铁路路基质量由定性走向定量化,我们参照 TJ1-78 抗震规范(修订本)选择对应于路基质量好、较好、较差和差四个等级的单因素评价指标值。其中,场地土类别按规范划分为软、中软、中硬、硬四类。就区段而言,坚硬场地土是指岩石和密实碎石三合一土;软弱场地土为松散砂、淤泥、淤泥质土和未经夯实的回填土;中硬为高阶地密实土或湿陷性较弱的黄土状土;中软为湿陷性黄土类。

2. 各指标隶属函数的确定

路基质量的好坏,是由多个影响因素交互作用的结果。对于某个区域,用“是”和“否”两个明确的概念来确定单个因素指标属于某一好坏级别是很困难的,实际过程中往往是某个指标同时属于几个稳定级别,只是属于的程度不同而已。因此,必须引用隶属函数来衡量某个指标隶属于某一级别的程度。故,我们依据表 6-11,建立宝兰段铁路沿线路基质量分级指标隶属函数(表 6-12)。

表 6-11 路基质量分级与因素变量指标关系一览表

因素 指标取值及变换值 路基质量分级	场地土别	承载力 MPa	地下水条件	排水设施	地形条件	铁路线曲率	河水冲刷	路基病害
好	坚硬/ 1	>0.4/1	水位埋深 > 20m, 无侵蚀性/1	齐全/1	平坦, 500m 宽度内坡度 < 5%, 场地相对高差 < 2.0m/0.25	≤0.001/0.33	无/1	无/1
较好	中硬/ 0.75	0.4 ~ 0.5/0.7	水位埋深 10 ~ 20m, 微侵蚀性/0.75	较齐全/0.75	平缓, 500m 宽度内坡度 < 10%, 场地相对高差 < 5m/0.5	0.001 ~ 0.0015/0.42	微弱/0.75	偶有病害发生/0.75
较差	中软/ 0.5	0.15 ~ 0.08/0.3	埋深 5 ~ 10m, 中等侵蚀性/0.375	较不齐全/0.5	地形复杂, 500m 宽度内坡度 10% ~ 20%, 场地相对高差 5 ~ 10m/0.75	0.0015 ~ 0.003/0.75	中等/0.5	有病害发生/0.5
差	软弱/ 0.25	<0.08/0.2	埋深 < 5m, 强侵蚀性/0.25	不齐全/0.25	地形极复杂, 500m 宽度内坡度 > 20%, 相对高差 > 20m, 切割强烈/1	>0.003/1	严重/0.25	常有病害发生/0.25

表 6-12 宝兰铁路路基质量分级指标隶属函数一览表

因素	隶属函数	路 基 质 量 分 级			
		好	较 好	较 差	差
场 地 土 质 类 别	1	1	0.6	0.2	0
	0.75	0.6	1	0.6	0.2
	0.5	0.2	0.6	1	0.6
	0.25	0	0.2	0.6	1
承载力		$u_I = \begin{cases} 0 & x \leq 0.75 \\ 3.3(x-0.7) & 0.7 < x < 1 \\ 1 & x \geq 1 \end{cases}$	$u_{II} = \begin{cases} 0 & 1 \leq x \leq 0.3 \\ -3.3(x-1) & 0.7 < x < 1 \\ 2.5(x-0.3) & 0.7 < x < 3.3 \end{cases}$	$u_{III} = \begin{cases} 0 & 0.7 \leq x \leq 0.2 \\ -2.5(x-1) & 0.3 < x < 0.7 \\ 10(x-0.2) & 0.2 < x < 0.3 \end{cases}$	$u_N = \begin{cases} 0 & x \geq 0.3 \\ -10(x-0.3) & 0.2 < x < 0.3 \\ 1 & x \leq 0.2 \end{cases}$
		$u_I = \begin{cases} 0 & x \geq 0.75 \\ 4(x-0.75) & 0.75 < x < 1 \\ 1 & x \geq 1 \end{cases}$	$u_{II} = \begin{cases} 0 & 1 \leq x \leq 0.375 \\ -4(x-1) & 0.75 < x < 1 \\ 2.7(x-0.375) & 0.375 < x < 0.75 \end{cases}$	$u_{III} = \begin{cases} 0 & 0.75 \leq x \leq 0.25 \\ -2.7(x-0.75) & 0.375 < x < 0.75 \\ 8(x-0.25) & 0.25 < x < 0.375 \end{cases}$	$u_N = \begin{cases} 0 & x \geq 0.5 \\ -8(x-0.375) & 0.25 < x < 0.375 \\ 1 & x \leq 0.25 \end{cases}$
地下水条件	1	1	0.6	0.2	0
	0.75	0.6	1	0.6	0.2
	0.5	0.2	0.6	1	0.6
	0.25	0	0.2	0.6	1
地形条件		$u_I = \begin{cases} 0 & x \geq 0.5 \\ -4(x-0.5) & 0.5 > x > 0.25 \\ 1 & x \leq 0.25 \end{cases}$	$u_{II} = \begin{cases} 0 & 0.25 \leq x \leq 0.75 \\ 4(x-0.25) & 0.5 > x > 0.25 \\ -4(x-0.75) & 0.75 < x < 0.5 \end{cases}$	$u_{III} = \begin{cases} 0 & 0.5 \leq x \leq 1 \\ 4(x-0.5) & 0.75 > x > 0.5 \\ -4(x-1) & 1 > x > 0.75 \end{cases}$	$u_N = \begin{cases} 0 & x \leq 0.75 \\ 4(x-0.75) & 1 > x > 0.75 \\ 1 & x \geq 1 \end{cases}$
		$u_I = \begin{cases} 0 & x \geq 0.42 \\ -11.1(x-0.42) & 0.42 > x > 0.33 \\ 1 & x \leq 0.33 \end{cases}$	$u_{II} = \begin{cases} 0 & 0.33 \leq x \leq 0.75 \\ 11.1(x-0.33) & 0.42 > x > 0.33 \\ -3.0(x-0.75) & 0.75 > x > 0.5 \end{cases}$	$u_{III} = \begin{cases} 0 & 0.42 > x > 1 \\ 3.0(x-0.42) & 0.75 > x > 0.42 \\ -4(x-1) & 1 > x > 0.75 \end{cases}$	$u_N = \begin{cases} 0 & x \leq 0.75 \\ 4(x-0.75) & 1 > x > 0.75 \\ 1 & x \geq 1 \end{cases}$
铁路线路率	1	1	0.6	0.2	0
	0.75	0.6	1	0.6	0.2
	0.5	0.2	0.6	1	0.6
	0.25	0	0.2	0.6	1
路基病害	1	1	0.6	0.2	0
	0.75	0.6	1	0.6	0.2
	0.5	0.2	0.6	1	0.6
	0.25	0	0.2	0.6	1

3. 影响因素权重系数的确定

由于各种因素对铁路路基质量的影响程度有很大的差异性,因而,根据研究区实际情况,按各因素指标对铁路路基质量影响的重要程度顺序分别进行数值分配。在分配过程中,对路基质量影响大的因素指标,赋给相对较大的权值;反之则赋予相对较小的值(表6-13)。

表6-13 铁路路基质量诸影响因素权重系数赋值一览表

影响因素	影响因素权值			
	代号	赋给值	归一化值	录用值
场地土别	a_1	6	0.1034	0.103
承载力	a_2	7	0.1207	0.121
地下水条件	a_3	8	0.1379	0.138
排水设施	a_4	5	0.0862	0.086
地形条件	a_5	9	0.1552	0.155
铁路曲率	a_6	8	0.1379	0.138
河水冲刷	a_7	5	0.0862	0.086
路基病害	a_8	10	0.1724	0.173

4. 模糊评判

在模糊评判前,我们先确定评判范围为宝兰段铁路沿线南北宽2km。在此基础上,自宝鸡站起,按4km为一评判单元,划分为252个评判单元。然后依表6-12求出各评判单元诸因素实测值对应于路基质量好、较好、较差、差四个级别的隶属度,从而建立模糊关系矩阵经 $B=A \cdot R$ 模糊合成运算,得到宝兰铁路沿线铁路路基质量评价结果图。

5. 铁路路基质量评价

由上述模糊综合评判结果,将宝兰铁路沿线路基质量分为4级31段。即:

I. 路基质量好区

- I₁ 兰州—东岗镇段;
- I₂ 冯家湾—高崖段;
- I₃ 饒口—景家店段;
- I₄ 马河—土店子段;
- I₅ 谢家坡—鸳鸯镇段;
- I₆ 山丹镇—渭水峪段;
- I₇ 吴家村—三阳川东段;
- I₈ 天水—社棠段;
- I₉ 福林堡—宝鸡段;

II. 路基质量较好区

- II₁ 称钩—饒口段;
- II₂ 景家店—唐家堡段;
- II₃ 土店子—谢家坡段;
- II₄ 鸳鸯镇—山丹镇段;
- II₅ 渭水峪—吴家村段;
- II₆ 南河川—樊家滩段;
- II₇ 元龙—牙什格段;

II₈ 东口—坪头段;II₉ 林家村—福林堡段。

III. 路基质量较差区

- III₁ 东岗—冯家湾段;
- III₂ 三阳川—南河川段;
- III₃ 樊家滩—天水段;
- III₄ 社棠—渭滩段;
- III₅ 白家庄—元龙段;
- III₆ 老葡萄园—石家滩段;
- III₇ 仿塘铺—林家村段;
- III₈ 高崖—称钩段。

IV. 路基质量差区

- IV₁ 唐家堡—马河段;
- IV₂ 渭滩—白家庄段;
- IV₃ 牙什格—老葡萄园段;
- IV₄ 石家滩—东口段;
- IV₅ 坪头—仿塘铺段。

三、铁路沿线环境工程地质质量分区(段)评价

1. 评价原则

环境工程地质系统,是个工程化了的生态环境大系统,它由工程、岩土、环境三个子系统所构成。其质量评价的总目标是将人类的盲目行为降到最低限度,促使工程开发与区域地质环境相协调,达到经济效益、社会效益和环境效益三统一。其研究核心问题是,决定区域工程地质环境质量诸因素的相互作用和地质环境的工程建设的相互作用。宝兰铁路这个工程系统,在经过40余年的运营,其自然地质环境,经过建造、破坏、治理、保护等一系列的工程措施,使其质量变得:有的过去好,现在差;有的过去较差,现时变好或此时好彼时差,与原来已有很大的差别。这是由于道路工程建设影响工程场地岩土系统,使之改变后或适宜或不适宜,以及铁路环境对工程、岩土二系统作用的同时,又受到工程、岩土系统反作用而作动态变化的结果。因而,在该铁路沿线环境工程地质质量评价过程中,光强调工程与岩土二系统的交互作用是很不够的,还要考虑环境系统的制约作用,从多元系统相互作用角度研究工程地质环境。由此,我们在确定已开发利用的宝兰铁路工程性状、组构及边界特征的基础上,依据铁路沿线地质灾害的发育程度、区域地壳稳定性、斜(边)坡稳定性、铁路工程场地地基条件进行环境工程质量分区评价,从而服务于铁路工程质量在时间、空间上的改造、治理和保护。

2. 评价方法

如上所述,铁路环境工程地质是以研究区域及工程场地地质环境与铁路工程系统相互作用的大系统为背景,以研究铁路工程地质环境质量为目的。然而,影响铁路工程地质环境质量的因素是十分复杂的,各因素划分级别的指标界线又是相当模糊,是难以用“非此即彼”的经典数学理论去评价的。而引用过去传统的综合系数法或工程地质类比法,将环境质量相近的量级划分到不同的等级中去,又显得不那么合乎情理。因此,对这样复杂大系统的问题我们引用模糊数学的方法,对宝兰段铁路沿线环境工程地质质量进行综合评价,试图更趋于接近实际些。

3. 指标选取

如上述,铁路沿线环境工程地质质量分段评价是以区域地壳稳定性、斜(边)坡稳定性、铁路工程场地地基条件为基础,结合铁路沿线地质灾害发育规律,进行模糊综合评价的。为此,我们将区域地壳稳定性、斜(边)坡稳定性及铁路工程场地地基质量三大元素作为铁路沿线环境工程地质质量评价的模糊集合(为避免计算的重复将地质灾害发育程度归入斜(边)坡变形率)。在评价单元确定后,定义评价集上共分四级,即环境工程地质质量良好、较好、较差、不良。然后根据本报告前有关章节模糊综合评价结果(B值)构成铁路沿线环境工程地质质量评价的模糊关系矩阵 R 。

为区分区域地壳稳定性、斜(边)坡稳定性和铁路工程场地地基条件对铁路环境工程地质质量影响的重要程度,定义 A 为权函数。根据野外实际资料及专家数值的对比分析,我们约定 $A = (0.33, 0.34, 0.33)$ 。

4. 铁路沿线环境工程地质质量分段评价

模糊关系矩阵及权函数确定后,经式 $B = A \cdot R$ 选取概率算子 $M(\cdot, \oplus)$,求出各评判单元网络的模糊向量值。得到各评判单元网络隶属分级中的某一等级。在此基础上,依据铁路环境工程地质背景特征、地质灾害发育程度以及环境工程地质问题现状特性,将沿线环境工程地质质量划分为4级16段。即:

I. 环境工程地质质量良好级

I₁ 兰州盆地段;

I₂ 下官营—甘草店段;

I₃ 定西—景家片段。

II. 环境工程地质质量较好级

II₁ 梁家坪—俸口段;

II₂ 通安驿—陇西段;

II₃ 武山—渭水峪段;

II₄ 目南镇—三阳川段;

II₅ 东口—颜家河段。

III. 环境工程地质质量较差级

III₁ 桑园子—陆家崖段;

Ⅲ₂ 高崖—称钩段；
Ⅲ₃ 唐家堡—马河段；
Ⅲ₄ 葡萄园—胡店段；
Ⅲ₅ 坪头—宝鸡段。

Ⅳ. 环境工程地质质量不良级
Ⅳ₁ 土店子—贺家店段；
Ⅳ₂ 新阳镇段；
Ⅳ₃ 南河川—元龙段。

第七章

灾害地质

第一节 地质灾害危险性评估

地质环境演变历史事件,引发了不同区域沉积环境和侵蚀剥蚀能力,从而导致了不同地质地理单元内地质灾害发育现状特征和分布规律。如青东地区以崩滑流为主,青南地区则以热融滑塌和冻胀融陷为主,而柴达木盆地则以盐胀溶沉为主的区域灾害特点。这是地质灾害危险性评估工作接受任务时就应在脑子里应有的第一印象,也是确定不同区域地质灾害危险性评估工作主要针对的调查目标所在。

其实,地质灾害危险性评估工作是一个系统工程,它涉及工程、岩土、灾害体3个子系统。工程系统与社会目标相关,不同地区由于经济开发战略不同,具有不同的工程建设、形成各具特色的工程系统。比如城镇工程系统、水资源开发利用系统、矿山工程系统、铁路、公路等工程系统。它们具有不同的性状、结构及边界特征。岩土系统是在工程作用下以及控制地质灾害发育特征的地质体,即工程场地地基土及其周边的其他地质背景条件,它受地形、物质成分、组构特征等原始沉积环境所控制。地质灾害系统是受控于地形、地貌、岩土工程条件、构造、地震、降水及人类工程活动等动、静态要素作用下外力地质现象,如崩塌、滑坡、泥石流等突发性灾害和缓变的冰胀融沉、风蚀沙埋、盐胀溶陷等缓变灾害等。可见,工程系统和岩土系统仅仅构成了工程地质学研究的范畴,它没有注意到地质灾害系统的制约作用。然而,随着人类社会的不断发展,灾害事件对人类工程活动的影响已越来越显现,光强调工程与岩土二系统的相互作用是很不够的,还要注意地质灾害系统的制约作用,从多元系统相互作用角度研究建设工程地质灾害危险性评估工作,这是由于工程建设影响了岩土系统,使之改变后有引发或加剧地质灾害系统的变化,使之适宜或不适宜工程建设的需要。因此,在地质灾害危险性评估过程中,首先应在考虑拟建工程系统的性状、结构及边界特征的基础上,研究工程建设系统组合对地质环境及地质灾害致灾特点和对地质灾害的适宜性等条件。可见,其工作目的在于工程对地质灾害的适应性及工程对场地地质环境条件的改变,破坏自然平衡所引起的一系列灾害性地质问题的调查、研究和地质灾害危险性预测分析,并制定相应有效的地质灾害防护治理对策。然而,不同的工程设施,引发或加剧以及遭受地质灾害的危险性是不同的,也就是说,不同工程设施对地质灾害的适宜性是有选择性的,如宽阔的平原,有利于工业交通及城市建设,引发灾害的可能性小,而江河流峡谷则有利于水电工程的开发利用,但引发水库塌岸、边坡失稳灾害的可能性就大,不同工程切坡也不尽一致,引发的灾害问题也不尽一致。因而,工程建设项目决定了地质灾害危险性评估工作的目的和任务,以及工作目标,这就是地质灾害危险性评估工作的针对性。

一、铁路、公路等交通道路地质灾害危险性评估工作要点

作为线性工程的铁路、公路工程建设,由于其边界、成分、性状和工程施工特点,决定了青海省线路工程地质灾害危险性工作重点应放在对地质环境的改变、破坏自然平衡引发的一系列灾害性地质问题的调查和预测分析,寻求拟定相应有效的地质灾害防护治理对策。只有这样,才能告诉建设单位在设计、施工、运营过程中最大限度地减少地质灾害对线路工程的危害。其工作研究的边界及成分仅是以线路工程为轴线参照物的自然斜坡及其组构条件,多为条带状。

这种工程活动对地质环境的改变引发的一系列灾害性地质问题在不同地区有不同的表现形式,如青南地区会引发热融滑塌和冻胀融陷灾害,而青东地区则以崩塌、滑坡等边坡失稳事件为主,柴达木盆地则是边沟渗水引发盐胀溶沉灾害。然而,这仅是大的指导思想。涉及具体工程应有具体的工作方法和思路。下面以黄河隆务峡至公伯峡段公路工程地质灾害危险性评估报告为例,针对线路工程地质灾害危险性评估工作要点进行论述。

(一) 评估工作概述

黄河隆务峡至公伯峡段公路工程横贯整个公伯峡,为确保公路工程建设经济、安全,可研中指出四种方案,即方案一(红线),主要布设在北岸,长24.5km,隧道15座,大中桥22座及四段比选线长8.32km;方案二(蓝线),沿北岸布设,长24.93km,隧道11座,大中桥20座;方案三(紫线),南岸布设,长26.55km,隧道10座,大中桥17座,比选线长3.36km;方案四(组合线),南、北岸交替布设,长26.26km,隧道10座,大中桥29座。设计路面宽8.1m,按旅游三级公路标准建设。

野外调查过程中,调查崩塌9处,滑坡28个,泥石流沟22条,盐溶溶陷3处,潜在不稳定斜坡12段,库岸再造18段。灾害之多、活动性之强实属罕见。

由于评估区地处高山峡谷区,地形地貌条件复杂,线路工程方案较多,但线路走势及路基标高基本一致,高出公伯峡设计库水位30~60m。基于这些条件,我们认为工作中应注意的问题是:①已有灾害的稳定性;②水库塌岸及最终塌岸对线路工程的影响;③公路修建过程中削坡引发的边坡失稳对公路工程的影响。基于这种思想,我们在野外调查过程中,先以库水面为参照物,向两侧扩展到第一斜坡带。首先调查带内所有地质灾害,并判定其稳定性、易发性。在此基础上,依四条线路方案的展布为轴线,逐一对四个方案的桥台、隧洞进出口进行调查,调查这些地方的可能开挖方式、引发地质灾害的可能性以及已有灾害对桥台、隧洞进出口的影响,并对线路可能开挖段及可能开挖深度、岩体结构特征进行调查,以备预测评估用。由于公伯峡水库运营时间不足5年,其水库塌岸仍未稳定,为预测水库塌岸对拟建公路的影响,还应调查水库塌岸现状,塌岸带水下坡角现状等。

(二) 评估区地质环境条件

评估区地处青海省东部黄河峡谷带,属青藏高原温带半干旱性气候区,年降水量虽不足300mm,但降水集中在6~9月,且以最大雨月或雨日所降落,因此为区内滑坡、泥石流提供了动力条件。黄河自东向西横贯全区,并经历了共和运动的强烈切割期和全新世早期以来的溯源侵蚀加速期,使得评估区沿黄两岸坡高达600~800m,坡度35°~65°,为区内崩塌、滑坡的形成提供了空间条件。

线路段主要由 P_{t1} 下元古界变质岩系构成,评估区在区域大地构造上处在文都大寺—关滩大断裂以北的祁连褶皱系南祁连褶皱带(图7-1),自西向东为尖扎—群科拗陷带,德恒隆隆起带和循化—化隆拗陷带。三个构造带均呈南北向展布,并由近南北向逆冲断层分割,呈现出断块隆升山地与断陷盆地相间的构造地貌格局。主要构造形迹为NNW向,以断裂构造为主。拟建公路横跨德恒隆隆起,而德恒隆隆起具有自北向南掀斜抬升之趋势,故而影响着评估区北岸崩、滑、流地质灾害较南岸发育。由于这些复杂的构造背景条件,导致了沿黄两岸岩体结构破碎,崩塌、滑坡灾害十分发育。

评估区无其他人类经济、工程活动,但2000年以来公伯峡水库开始修建及下闸蓄水以来,原峡谷地貌景观变化极大,侵蚀基准面由原来的1890m上升到2010m。由此引发的老滑坡复活,斜坡变形破坏加剧,库岸坍塌时有发生。同时大坝上游一定范围内为防古滑坡复活引发涌浪影响大坝安全,近坝带三个古滑坡被削除,这些都对评估区原地质环境产生了较严重的破坏。

综上所述,评估区地形地貌类型复杂,地质构造条件复杂,岩体工程地质性质不良,地质灾害发育强烈,破坏地质环境的人类工程活动强烈,综合评判评估区地质环境条件复杂程度为复杂类型。然而,在野外过程中又是怎样判定的呢?

1. 地质灾害发育程度分级

一般应依崩、滑、流突发性地质灾害的线密度来度量,按三级划分。在宝兰铁路环境工程地质调查工作中,我们认定为:当线密度 ≥ 1.0 个/km(不论崩塌、滑坡、泥石流)时为强烈发育区, $0.1 < X <$

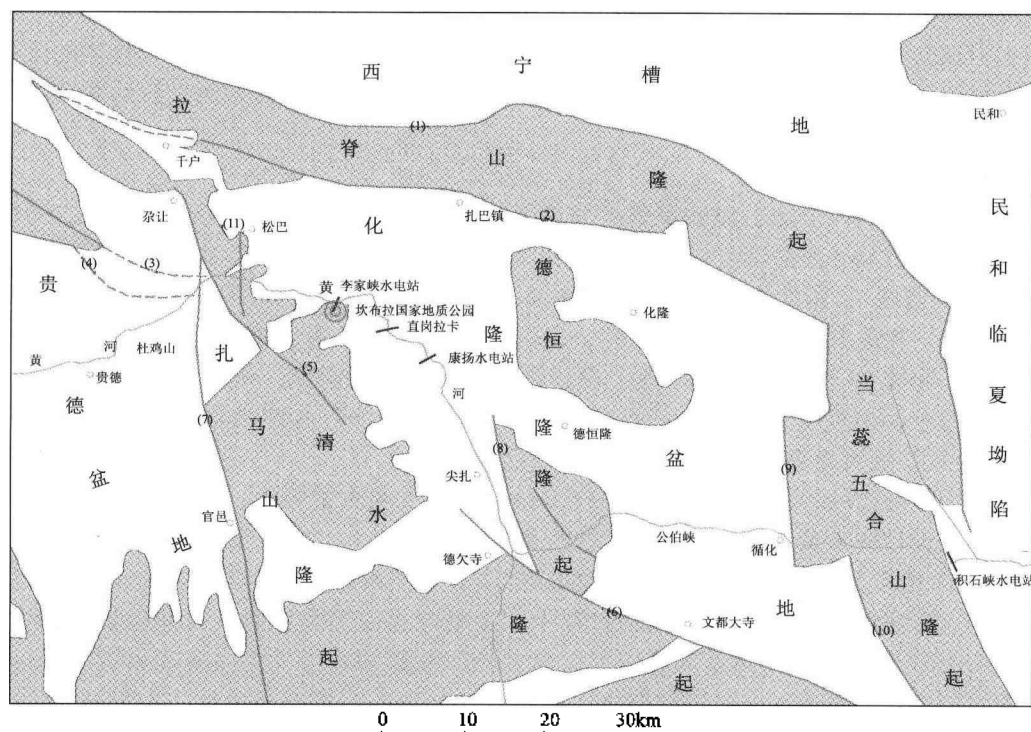


图 7-1 区域地质构造略图

- (1) 拉脊山北缘断裂；(2) 拉脊山南缘断裂；(3) 野牛山断裂；(4) 德欠寺-阿什贡断裂；
(5) 扎马山断裂；(6) 文都大寺断裂；(7) 岗察寺断裂；(8) 尖扎东断裂；
(9) 循化东断裂；(10) 乌龙沟断裂；(11) 松巴断裂；◎—坎布拉国家地质公园

1.0 (个/km) 为中等发育区, $X \leq 0.1$ 个/km 时为一般不发育区。

然而, 青海地质地理环境条件复杂, 仅考虑突发性地质灾害事件是不够的。故本人认为: 在柴达木盆地地区风蚀沙埋和盐胀溶陷灾害是不可忽视的。其分级应按这两类灾害的特点进行。风蚀沙埋灾害强发育区应该是活动型沙丘成片状分布, 面积达到或超过 5km^2 为强发育区, $0.1 < X < 5$ 为中等发育区, $X \leq 0.1\text{km}^2$ 为一般不发育区。如果是半固定型则降一级标准; 固定型则为不发育; 盐胀溶陷灾害则以强氯酸盐或强硫酸盐渍土为强发育区, 中氯盐或中硫酸盐则为中等区, 其他为不发育区; 青东黄土湿陷灾害则按黄土湿陷性强弱定级: 湿陷性强的原生黄土则为强发育, 反之则不发育。青南地区冻胀融沉灾害则以粘性土含量和饱冰量为标准划分强弱。

2. 水文地质条件分级

水文地质条件分级不能按供水水文地质或矿区水文地质条件论述好坏, 而应该考虑地下水活动对灾害事件发生的影响程度来衡量。一般来讲, 地下水位变幅大, 其变化过程中对评估区崩、滑、流等灾害的稳定性影响较大, 或地下水的存在, 对崩、滑、流等灾害的稳定性影响较大, 则为水文地质条件不良, 没有影响则为水文地质条件好, 而有一定影响则为较差。

3. 其他地质环境条件分级 (如表 7-1)

(三) 地质灾害危险性现状评估

地质灾害危险性现状评估是在收集分析地质环境条件的基础上, 查明不同地质灾害类型及其分布特征, 分析其形成诱发因素、稳定性、易发性。查明现状条件下致灾对象和造成损失的可能性大小, 即风险概率评估, 最后逐一进行危害性和危险性评估。

表 7-1 其他地质环境条件分级一览表

地形地貌条件	极高山、高山, 相对高度 > 500m, 坡面坡度一般 > 25° 的山地为地形地貌类型复杂	中山、低山, 相对高度 200 ~ 500m, 坡面坡度一般 > 15° ~ 25° 的山地为较简单	高丘陵、低丘陵, 坡面坡度一般 < 15° 为简单
地质构造条件	褶皱、断裂构造发育, 新构造运动强烈, 地震频发, 最大震级 $M_s > 6$ 级或地震加速度 $A > 0.1g$ 为地质构造条件复杂	褶皱、断裂构造较发育, 新构造运动较强烈, 地震较频发, 最大震级 $4.5 < M_s \leq 6$ 级或地震加速度 $0.05g < A \leq 0.1g$ 为地质构造条件较复杂	地质构造简单, 新构造运动微弱, 活动断裂不发育, 地震少, 最大震级 $M_s \leq 3$ 级或地震加速度 $A \leq 0.05g$ 为地质构造条件简单
岩土体工程地质条件	层状碎屑岩体, 层状碳酸盐岩夹碎屑岩体, 片状变质岩体, 碎裂状构造岩体, 碎裂状风化岩体; 淤泥类土、湿陷性黄土、膨胀土、冻土等特殊类土为岩土体工程地质性质不良	层状碳酸盐岩体, 层状变质岩体; 粉土、黏性土为岩土体工程地质性质较差	块状岩浆岩体; 碎砾土, 砂土为岩土体工程地质性质良好
人类工程活动条件	大、中型水库, 公路、铁路沿线边坡开挖量大, 矿山开采活动强烈, 城镇化建设速度快, 城镇化率 > 30%, 为人类工程活动强烈	小型水库, 公路、铁路沿线边坡开挖量较大, 矿山开采活动较强烈, 城镇化建设速度较快, 城镇化率 20% ~ 30%, 为人类工程活动较强烈	无水库工程建设, 公路、铁路沿线边坡开挖量小, 矿山开采活动微弱, 城镇化建设速度缓慢, 城镇化率 < 20%, 为人类工程活动一般

1. 地质灾害类型及分布特征

这里指的地质灾害类型是规程中所指的崩塌、滑坡、泥石流、地面塌陷、岩溶塌陷、盐胀溶陷、黄土湿陷、冻胀融陷、塌岸、潜在不稳定斜坡（危岩归并在潜在不稳定斜坡内为妥）。仅交待灾种和个数，分布特征指评估区各灾种的区域分布特征，一般指规模上、地形地貌上、人类工程活动上等的的影响作用和控制作用的分布特征。如公伯峡公路工程地质灾害危险性评估报告就是这样做的。

野外调查显示，评估区现状条件下发生的地质灾害类型主要有崩塌、滑坡、泥石流、潜在不稳定斜坡，盐溶溶陷、水库塌岸等 6 种地质灾害。其中崩塌（B）9 处、滑坡（H）28 处、泥石流（N）22 条、潜在不稳定斜坡（Q）12 段，盐溶溶陷（Xy）3 处，水库塌岸（T）18 段，其分布特征如下：

（1）滑坡（H）。滑坡是评估区内最为发育、也是对拟建公路工程建设和正常运营破坏性最强的一种地质灾害。据本次调查，区内大小滑坡 28 处，平均线密度（按线路里程 25km 计）1.12 个/km，强度（以评估区面积 53.7km² 计） $1872.247 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{km}^2$ ，最大残留方量 $8550 \times 10^4 \text{ m}^3$ （列表示之，本文因版面限制未列，下同）。其分布特征如下：

滑体规模以中大型为主。据统计，规模大于 $1000 \times 10^4 \text{ m}^3$ 的巨型滑坡共 6 个，占滑体总数的 21%； $(100 \sim 1000) \times 10^4 \text{ m}^3$ 的大型滑坡 10 个；占滑坡总数的 36%； $(10 \sim 100) \times 10^4 \text{ m}^3$ 的中型滑坡 11 个，占滑坡总数的 39%；小于 $10 \times 10^4 \text{ m}^3$ 的小型滑坡 1 个，占滑坡总数的 4%。最大规模 $8550 \times 10^4 \text{ m}^3$ ，最小规模 $0.125 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。

地形地貌对滑坡分布的控制作用。公伯峡峡谷区分布 25 处规模不等的滑坡，滑坡发育线密度达 1.37 处/km；而公伯峡峡口以东的丘陵红层区发育 3 处巨型滑坡，滑坡发育线密度为 0.57 处/km，平原区无滑坡分布。

岩土体工程地质类型与滑坡发育强度关系。按滑坡物质组成的母岩岩土体工程地质类型统计，坚硬至较坚硬片状、片麻状云母片岩，斜长片麻岩岩组内滑坡个数 25 个，面积发育密度为 0.97 处/km²，发育强度为 $260.90 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{km}^2$ ；软弱中厚层状泥岩砂岩岩组内滑坡 3 个，面积发育密度为 0.52 处/km²，发育强度为 $3483.59 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{km}^2$ ；表明坚硬—较坚硬片状、片麻状云母片岩是区内工程建设应关注的岩体类型。这与峡谷区坡体高大陡峭，因应力释放，致使坡体变形破坏，易发生滑坡有关。

滑坡发育密度左岸大于右岸。调查显示：峡谷区 25 个滑坡中（峡口以东黄河右岸滑坡分布在评估区外围，故不参与对比），左岸分布有 21 个滑坡，而右岸仅 4 个。说明德恒隆晚近期掀斜抬升是区内滑坡形成的内动力因子。

水库蓄水加剧滑坡的活动性。虽然评估区 28 个滑坡发生时并没有受到人类经济工程活动的影响，但本次调查稳定性差的滑坡都有复活的迹象，这种复活主要受水库蓄水的影响。因此，我们将这一影响认定在人类工程活动上，调查显示：28 个滑坡中，人类工程活动对滑坡稳定性有影响的滑坡 18 个，占总滑坡数的 64.29%。

对拟建线路工程影响。我们把拟建线路将在滑体上通过的稳定性差一较差的滑坡统称为对拟建线路工程有影响的滑坡。统计结果：对方案一（红线）有影响的滑坡 11 个；对方案二（蓝线）有影响的滑坡 10 个；对方案三（紫线）有影响的滑坡 2 个（由于方案一和方案二两线基本平行，且相距在 0~400m 间，故统计时有重叠现象，即一个滑坡对两条线路都有影响）。

（2）崩塌。区内崩塌灾害较发育，对拟建公路工程有一定影响的崩塌 9 个，堆积体规模多在数万立方米间，这些大小不一（最大规模 $56.25 \times 10^4 \text{ m}^3$ ，最小规模 $0.2 \times 10^4 \text{ m}^3$ ）（列表示之），形态相近的崩塌体主要集中在坡体大于 45° 的峡谷地带。其中峡谷左岸 6 处，右岸 3 处，均发生在下元古界变质岩系地层中，全部为自然地质营力作用形成。但对拟建公路工程建设有影响的崩塌：方案一（红线）5 处，方案二（蓝线）4 处，方案三（紫线）3 处（不含比拟线）。

（3）泥石流。评估区内泥石流灾害也是十分发育的灾种之一，共 22 条，但拟建线路多在泥石流的流通区以桥涵的形式跨越，所以，只要桥涵设计合理，对拟建公路工程建设和正常运行影响不很大。这 22 条泥石流中，泥流型 11 条，均发育在峡谷以东地带，形成区均在新近系红层区，均对拟建公路工程有一定影响。泥石流型 11 条，均分布在峡谷带，形成区为基岩山区，山体基底为下元古界变质岩系，且岩体裸露，山顶顶托有第三系红层及黄土层。在峡谷区的 10 条泥石流中，左岸发育有 9 条，而右岸仅一条。易发程度上，中易发泥石流 19 条，低易发泥石流 3 条。拟建工程均以桥涵的形式跨越。规模上，大型泥石流 1 条，中型泥石流 5 条，小型泥石流 16 条（列表示之）。

（4）潜在不稳定斜坡。区内潜在不稳定斜坡共 12 段，这 12 段潜在不稳定斜坡中，峡谷地带发育有 8 段。在岩性分布上，中三叠砂板岩一段，下元古界变质岩系内 7 段；在黄河左右岸分布上，左岸 5 段，右岸 3 段。峡口以东地段发育有 4 段。其中，在岩性分布上，土质坡 2 段，岩质坡 2 段；在影响因素分布上，人类工程削坡引发 3 段，自然因素引发 1 段（列表示之）。

（5）盐溶溶陷。评估区盐溶溶陷共 3 处，主要分布在峡口以东上更新统泥流堆积体内，均因人类工程排水不当引发，有盐溶溶陷发生可能的区段在 K16+250~K21+050 段（方案一（红线）里程）。

（6）水库塌岸。区内水库塌岸共 18 段，主要分布在公伯峡水库库腹地。这 18 段塌岸中，发生在崩塌坡积层内的塌岸有 3 段，发生在崩塌或滑坡体前缘带的有 15 段。在水库南北岸分布上，北岸 12 段，南岸 6 段。

综上所述，评估区内地质灾害主要分布在峡谷区，其中黄河左岸比右岸更为发育，且以滑坡、泥石流和水库塌岸为主。

2. 地质灾害形成及诱发因素分析

地质灾害形成及诱发因素分析是在典型案例解剖的基础上，分别总结概括不同类型的主导诱发因素。目的是为提出防治措施提供依据。

（1）滑坡。依评估区 28 个滑坡调查资料分析，按引起滑动的力学性质，结合滑动面通过岩层情况，对评估区滑坡形成进行初步分析如下：

一是推移式滑坡。该类型滑坡多属滑落旋转式近似圆弧形破坏，破坏时上部物质滑动挤压下部产生变形，且发展迅速，容易稳定，典型代表有 H_1 、 H_2 、 H_4 、 H_8 、 H_{13} 、 H_{14} 、 H_{16} 、 H_{18} 、 H_{19} 、 H_{22} ，共 10 个滑坡（下面仅以 H_1 为例进行分析，报告中，一级评估应逐一进行）。

H₁滑坡位于公伯峡进口黄河左岸, 方案一(红线) K1+900-K2+320、方案二(蓝线) K1+940-K2+320 段。该滑坡滑体长 320m, 宽 430m, 厚度约 70m, 总残留方量 $963.2 \times 10^4 \text{m}^3$, 主滑方向 150°。该滑坡平面上呈马蹄型, 表部呈四级台阶状以 40°的坡降向 150°方向倾斜(图 7-2a、b)。

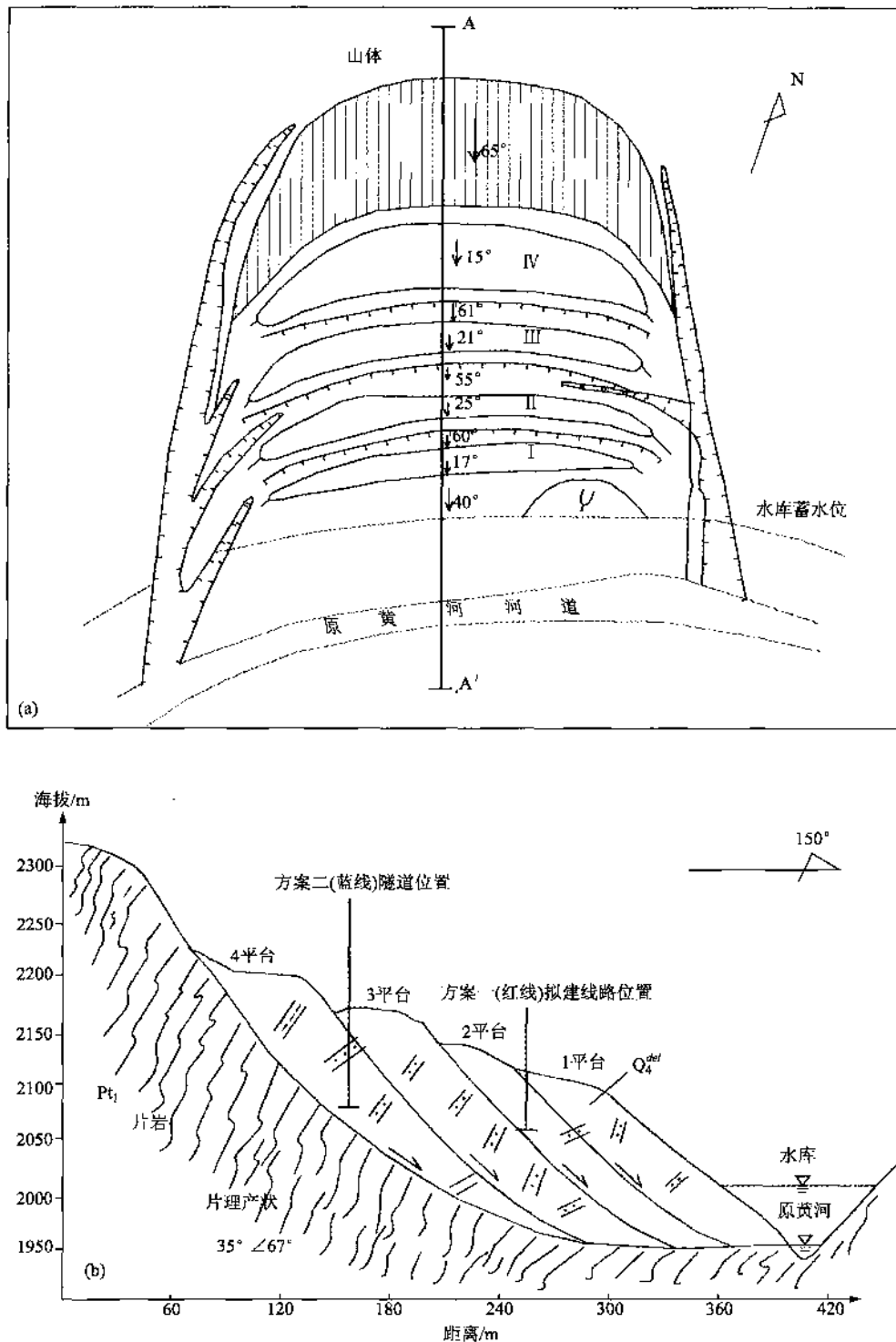


图 7-2 H₁ 滑坡平、剖面示意图

该滑坡发生在黄河左岸下元古界云母片岩,斜长片麻岩体内。从堆积物结构看,具备高速滑动,滑落旋转式近似圆弧形破坏特点。滑坡后壁呈圈椅状,高达65m,总体倾向 150° ,倾角 65° ,滑壁清晰,有细沟和蒿类植被生长,滑体呈四级台状向 150° 方向倾斜。第四平台海拔2200m,宽约100m,总体以 15° 的坡降向 150° 方向倾斜。后缘有崩坡积物堆积;第三平台宽70m左右,总体以 21° 的坡降向 150° 方向倾斜;第二平台海拔高度2120m左右,总体以 25° 的坡降向 150° 方向倾斜;第一平台高出库水位约85m,总体以 17° 的坡降向水库方向倾斜。第三、二、一平台后缘有清晰的高10~35m的次级滑壁,滑体左右肩均有冲沟发育,具典型的双沟同源现象。滑体堆积物为下元古界变质岩碎块体,其碎裂块体表现出第四平台堆积物块体相对较完整,能看出变质岩系原岩结构,表现出错落特征,而第一平台物质则多为较小的碎块石,粒径多在5~25cm间,能见到粉末状碾碎物。说明前缘物质曾受到后缘物质高速推动挤压、碾压过。滑坡堆积物已伸入水库水位之下,估计被淹宽度在50~70m,滑床应与原黄河侵蚀基准面高度一致。目前滑坡前缘左肩因库水浪蚀作用,发生了局部坍塌,塌岸宽度约15m,水下坡角 25° ,水上坡角 49° 。

滑坡形成首先应与德恒隆隆起强烈隆升和黄河水下切作用导致边坡高陡,主控结构面 $152^{\circ}\angle 42^{\circ}$ 和 $170^{\circ}\angle 62^{\circ}$ 构成滑面,在降水入渗,高位临空相互作用下快速滑移。

滑坡稳定性评估:受公伯峡水库库水浪蚀作用和库水浸泡下,前缘局部失稳导致了坍塌的发生,但滑体中、后缘堆积物未见变形迹象,总体评估为稳定性较差。

牵引式滑坡。该类型滑坡多属滑动平移式折线破坏,破坏时下部物质先滑动,使上部物质失去支撑而变形滑动。这类滑坡一般前缘多为错落式滑动,堆积物基本能保持原岩结构特性,而后缘一般为浅层滑动,堆积物原岩结构破坏较严重。典型代表有 H_3 、 H_5 、 H_6 、 H_7 、 H_9 、 H_{10} 、 H_{11} 、 H_{12} 、 H_{15} 、 H_{17} 、 H_{20} 、 H_{21} 、 H_{23} 、 H_{24} 、 H_{25} 、 H_{26} 、 H_{27} 、 H_{28} 。其中 H_{26} 、 H_{27} 、 H_{28} 为新近系泥岩滑坡,其他均为基岩滑坡(下面仅以 H_{17} 滑坡进行分析)。

H_{17} 滑坡分布于库腹左岸,方案一(红线) $K9+335-K9+700$ 、方案二(蓝线) $K9+850$ 处,分别是 S_{10} 和 S_8 隧洞通过。滑体长350m,宽300m,厚20m,残留方量 $210\times 10^4\text{m}^3$ 。

滑坡平面上呈圈椅状,主滑方向 155° ,总体呈二级台阶状以 45° 的坡降向 155° 方向倾斜并伸入库中。两级台阶后缘均有新鲜的滑壁,无植被生长。顶部滑壁高20m,倾向 150° ,倾角 65° ,滑壁光滑,滑壁与滑体间有呈弧形长达150余米的拉裂缝。下部滑壁高35m,倾角 60° ,滑壁光滑无植被生长,可见弧形裂缝。滑体堆积物为片岩坡体,大部分被库水所淹,判定为稳定性差(图7-3、图7-4)。

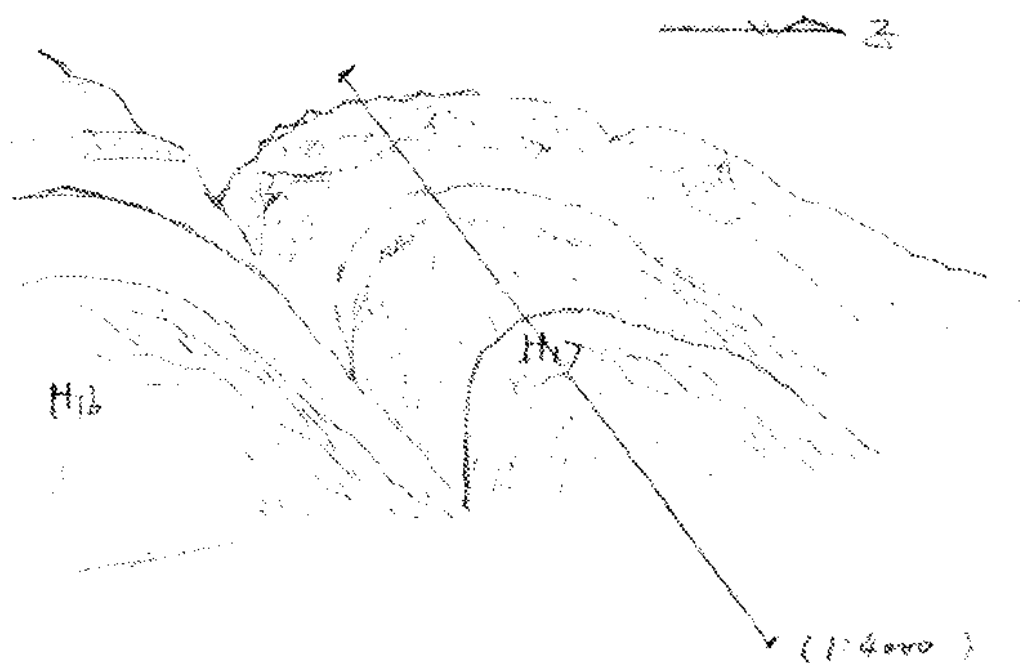
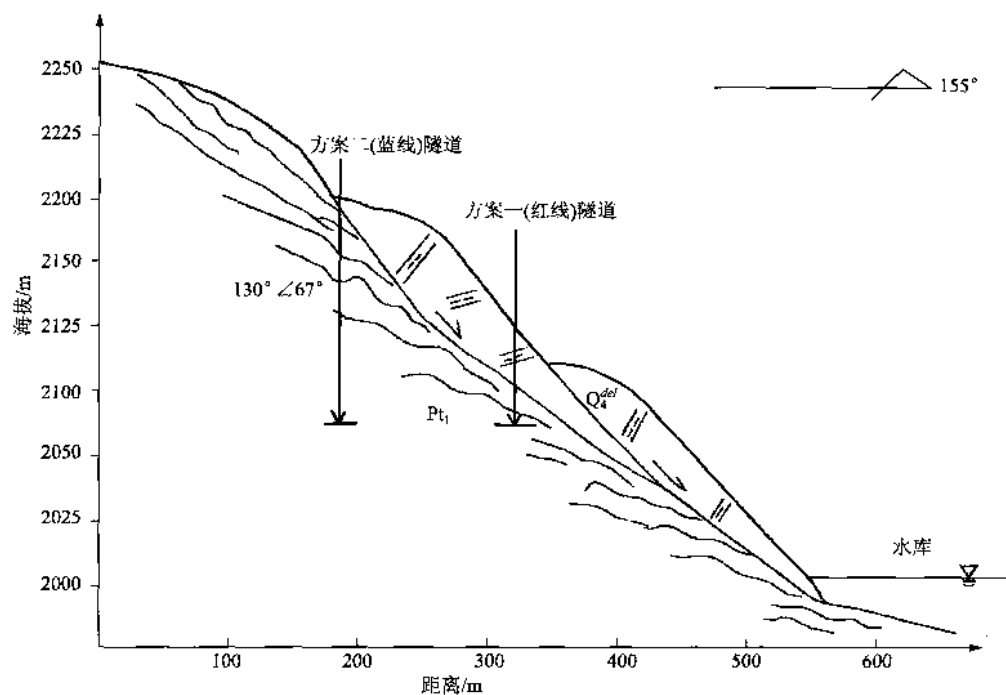
形成因素:老滑坡在库水淹泡作用下使其前缘先发生滑移,牵引后缘也发生滑移。

综上所述,区内滑坡形成主导动力因子是,一方面挽近期以来呈北北西向展布的德恒隆山体快速隆升,黄河侵蚀基准面快速下降,使得黄河岸坡高达500~600m,从而导致峡谷带岸坡高位临空。另一方面,受早期北北东向压应力(清水隆起;图7-1)和挽近期北东东向压应力(德恒隆隆起)作用下,应力集中的峡谷带基岩破碎,节理裂隙发育,尤以走向北东东向张裂最为发育。因此,高位临空和构造裂隙发育是滑坡发生的背景条件。而降水或水库蓄水是诱发因素。

另外,黄河北岸滑坡灾害多于南岸也应与德恒隆隆起挽近期快速隆升,导致北岸隆升速率大于南岸有密切关系,这也是掀斜抬升的最终结果。

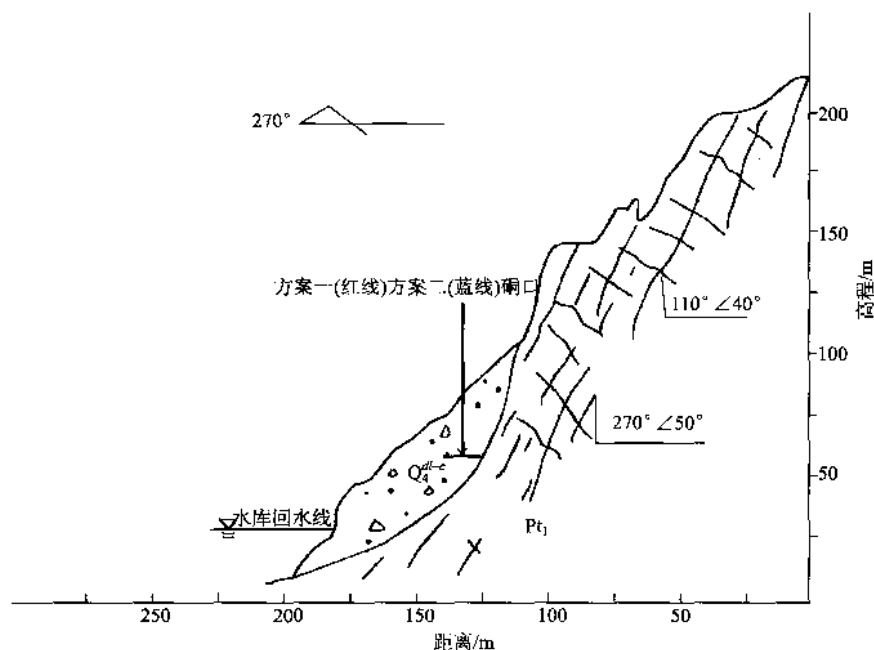
(2) 崩塌作为整体岩块脱离母体而沿斜坡崩落或下坠等突发性地质灾害问题在评估区峡谷带时有发生,其发生极大地表现出斜坡高位临空和人类工程活动参与的特点。典型代表如下:

B_1 崩塌分布在公伯峡水库左岸,方案一(红线)隧1入口 $K0+630-K0+690$ 、方案二(蓝线)隧1入口 $K1+700$ 段,崩塌呈锥形堆积于坡脚带,体长200m,宽200m,堆积厚10m左右,堆积方量 $40\times 10^4\text{m}^3$ 。崩塌体发生在由 Pt_1 斜长片麻构成的斜坡上,斜坡坡度 72° ,坡高200m左右,坡向 300° 。崩塌体主控结构面 $270^{\circ}\angle 50^{\circ}$,破裂面 $110^{\circ}\angle 40^{\circ}$ 。按力学性质为滑移式崩塌。崩塌体大部分被库水所淹,近库岸带存在塌岸,宽度5~7m,其他地段未见变形迹象,判定为稳定性较差(图7-5)。

图 7-3 H₁₇滑坡素描示意图图 7-4 H₁₇滑坡剖面示意图

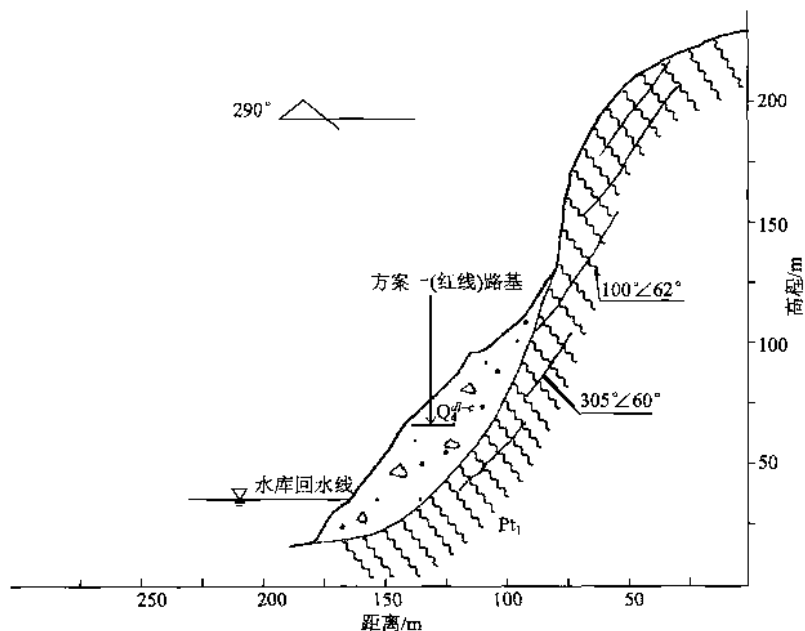
崩塌的形成, $270^{\circ} \angle 50^{\circ}$ 、 $110^{\circ} \angle 40^{\circ}$ 两组裂面的存在及高位临空是背景因素, 降水入渗是诱发因素。

B₅崩塌分布在水库库腹右岸, 方案一(红线) K2 + 500 - K2 + 750 段明线通过。崩塌体呈锥形堆积于坡脚带, 体长 250m, 宽 150m, 厚度 15m, 堆积方量 $56.25 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。崩塌体发生在由下元古界云母片岩层构成的斜坡带, 坡高 220m, 坡角 67° , 坡形呈直线型。斜坡坡体特征: 陡倾反向, 由软硬


 图 7-5 B₁崩塌剖面示意图

相间岩体构成,存在顺坡结构面 $305^{\circ} \angle 60^{\circ}$,片理产状 $110^{\circ} \angle 62^{\circ}$ 。变形破坏特征是坡体在自重力作用下,迫使陡倾结构面挠曲变形,最终发生倾倒式崩塌破坏。该崩塌体大部分被库水所淹,库岸再造宽度达 10m 以上,有明显的滑移迹象,坡体仍存在倾倒变形迹象(图 7-6)。判定稳定性差,其形成与降水有关。

综上所述:评估区内崩塌仅存在两种破坏形式,一是滑移式崩塌,多在自重作用下沿某一组或几组结构组合面发生崩落;另一种类型是在自重作用下,迫使陡倾结构面挠曲变形,最终发生倾倒式崩塌破坏。


 图 7-6 B₅崩塌剖面示意图

(3) 潜在不稳定斜坡。存在不利组合结构面, 有可能发生崩塌或滑坡的斜坡统称为潜在不稳定斜坡。评估区内较典型的潜在不稳定斜坡有 6 段, 其形成及诱发因素分述如下 (仅以两段为例分析)。

Q_1 潜在不稳定斜坡。分布在线路起点, 水库左岸, 斜坡坡长 250m, 坡高 30m, 坡向 240° , 坡度 50° , 坡面形态折线型。组成物质, 中三叠砂板岩, 产状 $55^\circ \angle 60^\circ$ 。为反向坡。该段斜坡修建阿赛公路时为人工开挖所为, 坡脚带有人工护坡挡墙, 挡墙高 2.0m, 顶宽 0.35m, 墙顶及内侧有崩落物堆积, 残留方量小于 $10m^3$, 堆积物多为粒径小于 10cm 的碎石。斜坡破坏主控结构面 $330^\circ \angle 62^\circ$, 大于坡角, 可视为稳定。但由于人工切坡过程中, 其顶部主控结构面小于坡角, 且岩体受构造因素作用, 处于强风化状态, 有发生小规模崩塌的可能性, 判定为稳定性较差 (图 7-7)。

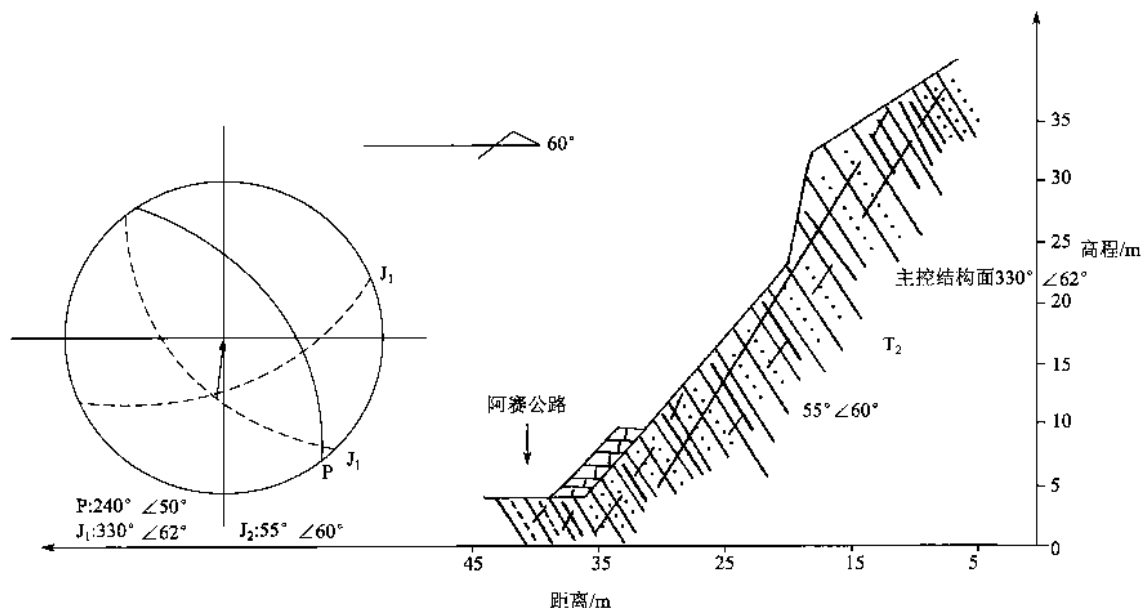


图 7-7 Q_1 不稳定斜坡结构示意图

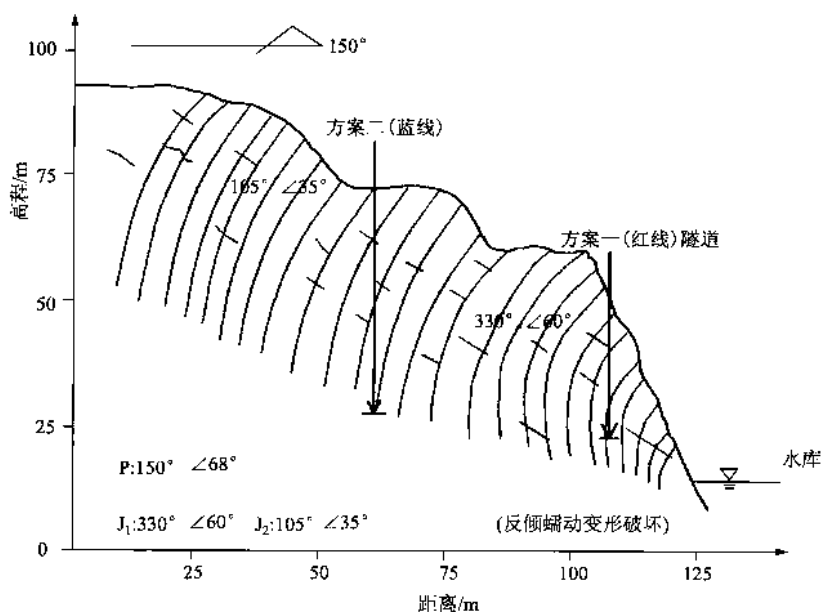
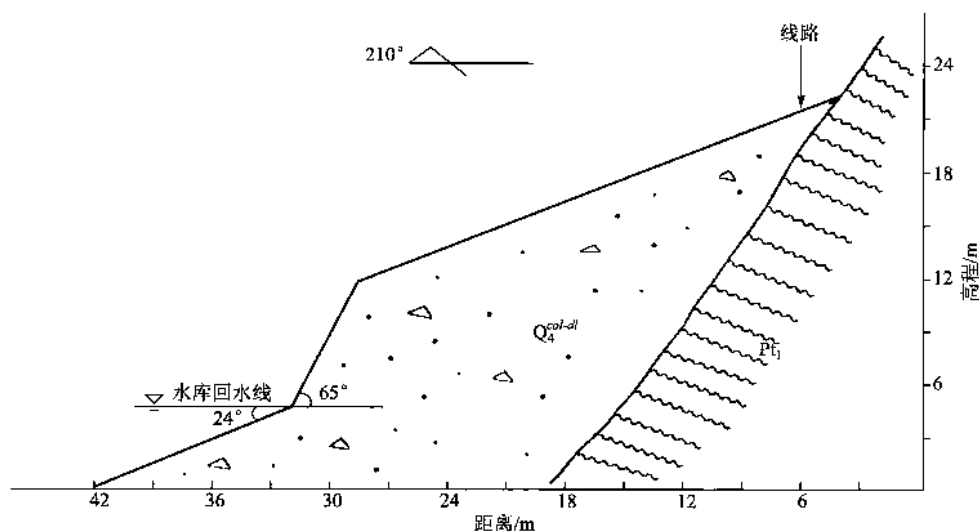
Q_7 潜在不稳定斜坡。分布于近库首带左岸, 方案一 (红线) 隧 12 出口 K10+790-K10+950 段, 方案二隧洞通过。坡长 220m, 坡高 80m, 坡向 150° , 坡角 68° , 坡型直线型, 由 P_{t1} 斜长片麻岩构成反向坡, 片麻岩产状 $330^\circ \angle 60^\circ$, 有明显的陡倾挠曲变形迹象, 表部松动崩落明显 (图 7-8), 坡体将沿挠曲拉裂结构面 $105^\circ \angle 35^\circ$ 发生滑动变形破坏的可能性大, 稳定性差。

(4) 水库塌岸 (T)。公伯峡水库自 2005 年下闸蓄水到库水位 2003m (海拔) 以来。库水浪蚀作用下, 发生水库塌岸共 18 段。这 18 段塌岸中, 发生在崩坡积层内有三段, 其他均发生在崩塌体或滑坡体前缘带, 其典型代表有 T_1 塌岸和 T_8 塌岸。

T_1 塌岸分布于库尾左岸, 方案一 (红线) K0+500 段。该塌岸发生在崩坡积层中, 崩坡积堆积物分布长达 400m, 宽 60m, 厚度约 10m, 地面坡度 25° , 堆积物堆覆于 P_{t1} 斜长片麻岩坡脚带。岩性: 粒径小于 30cm 的碎石含量达 65%, 细粒土含量不足 20%, 大块石含量约 15%, 调查过程中发现水下坡角 24° , 水上坡角 65° , 塌岸宽度约 12m, 塌岸长度约 900m。依经验资料: 块碎石土水上坡角一般为 50° , 水下坡角 16° , 依此推断, 该段岸坡仍未稳定, 还有塌岸发生的可能性大 (图 7-9)。

T_8 塌岸分布于库腹左岸, 方案一 (红线) K4+050、方案二 (蓝线) K4+250 段。该段塌岸发生在 H_3 滑坡堆积体前缘, H_3 滑坡堆积物厚 30m, 岩性为碎块石土, 表层有棕黄色泥岩块体风化物覆盖, 厚度 1.5m 左右。该段塌岸长度约 1100m, 水下坡角 27° , 水上坡角 70° , 塌岸宽度约 15m (图 7-10), 水上堆积物内现今仍发育有连通性很好的拉裂缝 4 条, 缝长 $\geq 20m$, 宽 5~25cm, 随时有发生滑塌的可能性。

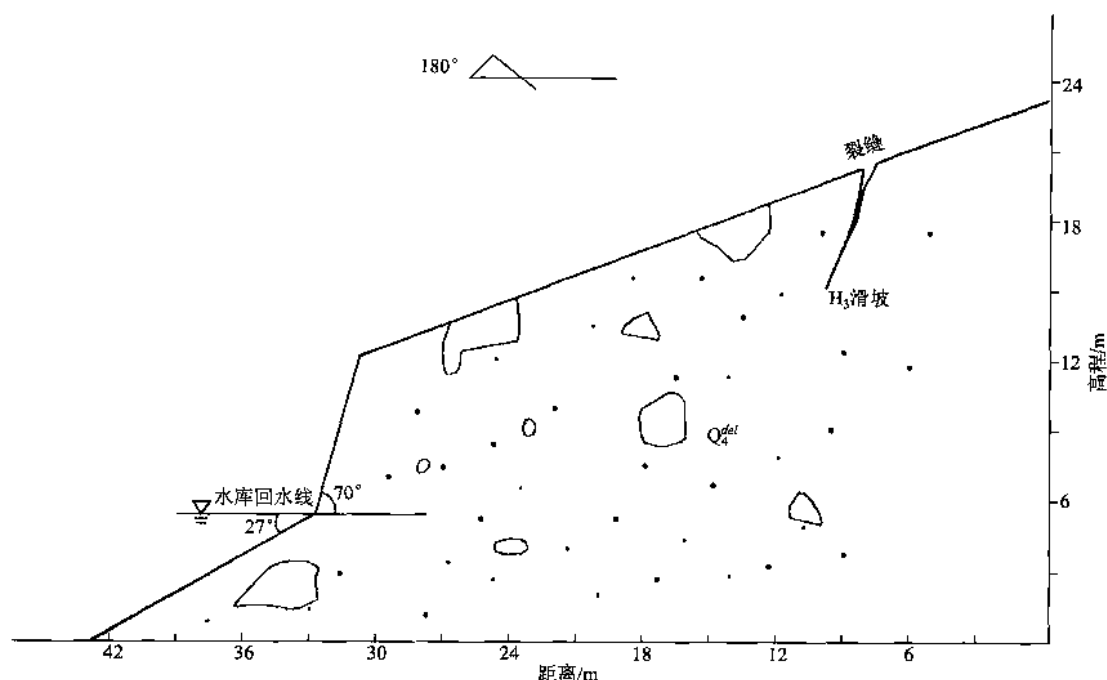
(5) 盐溶溶陷。区内盐溶溶陷有三段, 其形成背景因素是土层含盐量高, 易溶盐分析资料显示: 每


 图 7-8 Q_7 潜在不稳定斜坡剖面示意图

 图 7-9 T_1 塌岸现状剖面示意图

100g 土体中含 $K \cdot Na$: 77.68mg、 Ca^{2+} : 179.36mg、 Ma^{2+} : 79.28mg、 Cl^- : 3.55mg、 SO_4^{2-} : 871.74mg、 HCO_3^- : 34.78mg, 含盐总量达 1.23%, 属硫酸盐渍土类, 其典型代表有 Xy_1 和 Xy_2 。

Xy_1 盐溶溶陷分布于原劳改农场北部, 甘都镇至公伯峡公路路北 50m 处, 方案一(红线) K19+800 段北 50m。由于人工排挡坡面泥流将地表水流汇集到一集水坑内, 集水坑呈圆形, 水深约 15cm, 面积 60m², 由于表水入渗, 将土层中盐分溶解, 破坏了土层溶盐胶结结构, 引发溶陷, 陷坑直径达 100m, 因溶陷造成的圆弧形裂缝呈台阶状向集水坑方向倾斜, 裂缝宽在 3~25cm 间, 条数 6 条, 台坎高度 5~15cm。

Xy_2 盐溶溶陷分布在劳改农场北公伯峡至甘都镇公路上, 方案一(红线) K20+150-K20+510, 分布长 360m, 该路段为路堑通, 公路在 Q_3^{col} 老泥流堆积物中通过, 路堑两边坡高 2.0~3.5m 间, 路肩带有边

图 7-10 T₈ 塌岸现状剖面示意图

沟,但边沟修建后因土层及地表水硫酸结晶型腐蚀影响,水泥砂浆脱落而漏水十分严重。由于老泥流扇堆积物硫酸盐含量达 871.74mg/100g,含盐总量达 1.0%~2.5%,属中盐渍硫酸盐土,遇水易溶陷。且该路段边沟积水渗漏,在长期的溶滤作用下,原土层溶盐胶结结构遭到破坏,进而出现路基沉陷,边坡拉裂变形破坏,影响公路工程的正常运营。路基沉陷长约 360m,沉陷高度 10~40cm 不等,路面破坏十分严重。边坡长约 230m,边坡因盐溶溶陷形成的拉裂缝宽达 20cm,从而构成该路段潜在不稳定斜坡。

(6) 泥石流。

1) 泥石流易发程度评判。泥石流易发程度评判采用表 7-2,按表 7-3 中的 15 项影响因素对 N_1 — N_{22} 泥石流分别评分,依次累计各条泥石流总分值 R_d ,依照泥石流易发程度综合评判表,划分出易发(严重)程度不同类型的泥石流。评判结果显示:评估区内无高易发泥石流沟,除 N_4 、 N_{12} 、 N_{21} 为低易发泥石流外,其余 19 条泥石流沟均为中易发泥石流沟(列表表示之)。

2) 泥石流特征值估算。

A. 简易计算公式及参数取值。

小流域设计清水洪峰流量 (Q_w)

$$Q_w = 0.278 \alpha i F \quad (\text{公式 1})$$

式中: Q_w 为清水洪峰流量 (m^3/s); 0.278 为单位换算系数; α 为洪峰径流系数,根据沟谷中土壤和植被条件,取值 $\alpha = 0.7$; i 为造峰时段平均雨强,引用《青海东部地区暴雨洪水图集》,重现期为 50 年一遇,最大 1 小时暴雨量,为 $i = 34.48\text{mm}$ 。 F 为流域面积/ km^2 。

B. 泥石流峰值流量 (Q_m)。

$$Q_m = Q_w (1 + \phi) D_m \quad (\text{公式 2})$$

式中: Q_m 为泥石流峰值流量/ ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$); Q_w 为设计清水洪峰流量/ ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$); ϕ 为泥石流修正系数; $\phi = (\rho_c - 1) / (\rho_s - \rho_c)$, $1 + \phi$ 值取“规程”表 H.14 中的评分值的对应值; D_m 为泥石流堵塞系数。

表 7-2 泥石流沟严重程度数量化评分表

易发程度	R _d 划分指标
高易发 (严重)	>114
中易发 (中等)	84 ~ 114
低易发	40 ~ 84
不易发	≤40

表 7-3 泥石流易发 (严重) 程度综合评判表

影响因素	权重	量 级 划 分							
		严重 (A)	得分	中等 (B)	得分	轻微 (C)	得分	一般 (D)	得分
崩塌、滑坡及水土流失 (自然和人为的) 的严重程度	0.159	崩塌滑坡等重力侵蚀严重, 多深层滑坡和大型崩塌, 表土疏松, 冲沟十分发育	21	崩塌滑坡发育, 多浅层滑坡和中小型崩塌, 有零星植被覆盖, 冲沟发育	16	有零星崩塌、滑坡和冲沟存在	12	无崩塌、滑坡、冲沟或发育轻微	1
泥沙沿程补给长度比/%	0.118	>60	16	60~30	12	30~10	8	<10	1
沟口泥石流堆积活动	0.108	河形弯曲或堵塞, 大河主流受挤压偏移	14	河形无较大变化, 仅大河主流受迫偏移	11	河形无变化, 大河主流在高水位不偏, 低水位偏	7	无河形变化, 主流不偏	1
河沟纵坡/ (度, ‰)	0.090	>12	12	12~6	9	6~3	6	<3	1
区域构造影响程度	0.075	强抬升区, 6级以上地震区, 断层破碎带	9	抬升区, 6级地震区, 有中小支断层或无断层	7	相对稳定区, 4级以下地震区有小断层	5	沉降区, 构造影响小或无影响	1
流域植被覆盖率/%	0.067	<10	9	10~30	7	30~60	5	>60	1
河沟近期一次变幅/m	0.062	2	8	2~1	6	1~0.2	4	0.2	1
岩性影响	0.054	软岩、黄土	6	软硬相间	5	风化和节理发育的硬岩	4	硬岩	1
沿沟松散物贮量 ($10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-2}$)	0.054	>10	6	10~5	5	5~1	4	<1	1
沟岸山坡坡度/ (°)	0.045	>32	6	32~25	5	25~15	4	<15	1
产沙区沟槽横断面	0.036	V型谷、谷中谷、U型谷	5	拓宽U型谷	4	复式断面	3	平坦型	1
产沙区松散物平均厚度/m	0.036	>10	5	10~5	4	5~1	3	<1	1
流域面积/ km^2	0.036	0.2~5	5	5~10	4	0.2以下 10~100	3	>100	1
流域相对高差/m	0.030	>500	4	500~300	3	300~100	2	<100	1
河沟堵塞程度	0.030	严重	4	中等	3	轻微	2	无	1

C. 一次泥石流输移总量 (Q_{1m})

$$Q_{1m} = 0.264 Q_m T \quad (\text{公式 3})$$

式中: Q_{1m} 为一次泥石流输移总量 (10^4 m^3); Q_m 为泥石流峰值流量; T 为泥石流历时, 根据“规程” $T = 1800 \text{ s}$ 。

D. 一次泥石流冲出固体物总量 (Q_{ms})

$$Q_{ms} = C_c Q_{1m} \quad (\text{公式 4})$$

$$C_c = (\rho_s - \rho_w) / (\rho_s - \rho_w) \quad (\text{公式 5})$$

式中: Q_{ms} 为一次泥石流冲出固体物总量 (10^4 m^3); ρ_c 为泥石流流体重度 (t/m^3), 依据 DB63/489—2004 表 H. 14《泥石流流量化评分与重度及 $(1 + \phi)$ 关系对照表》取值; ρ_s 为泥石流固体颗粒密度, $\rho_s = 2.65 \text{ t/m}^3$; ρ_w 为水的重度, $\rho_w = 1.0 \text{ t/m}^3$ 。

采用公式 1~5 简易计算的泥石流特征值, 小流域设计洪峰流量 (Q_w)、泥石流峰值流量 (Q_m)、一次泥石流输移总量 (Q_{1m}) 及一次泥石流冲出固体物质总量 (Q_{ms}) 及其计算参数 (列表表示之)。

3) 泥石流特征。

A. 泥石流按集水区地貌特征分类。按泥石流集水区地貌类型特征分类, 评估区 22 条泥石流分为沟谷型泥石流和坡面型泥石流。 N_1 — N_{16} 及 N_{22} 为沟谷型泥石流, 此类泥石流的形成区、流通区明显, 形成区的分布面积大, 流通区较短, 一般不超过 2.0km, 暴发泥石流的输移质均汇入黄河, 因而泥石流固体物质堆积扇在沟口不发育。其余为坡面型泥石流。

典型泥石流特征描述如下:

N_1 泥石流位于 K0 + 250 处 (方案一)。该泥石流为沟谷型泥石流, 汇水面积 0.39 km^2 , 沟道平均坡降 176.33% , 两岸谷坡坡度 $30^\circ \sim 38^\circ$, 沟谷横断面呈“V”字型, 坡体裸露, 植被稀少, 沟道右岸由于人工开挖形成崩塌, 规模 $20 \text{ m} \times 10 \text{ m} \times 3 \text{ m}$, 沟道内较完整, 未发生大的崩塌现象, 松散物平均厚约 1m, 储量约 $1.3 \times 10^4 \text{ m}^3$, 该沟呈狭长形, 有明显汇流条件, 松散物主要来源于两侧坡面的崩坡积松散堆积物, 其形成区与流通区基本一致, 泥石流堆积物大部分直接冲入黄河, 少部分沿程堆积, 堆积物主要为崩坡积风化破碎的花岗岩、砂岩等。沟口设有涵洞 ($2 \text{ m} \times 2 \text{ m}$) 排导, 该涵洞现已淤高约 30cm, 对库阿赛公路有一定的影响。

N_7 泥石流位于 K8 + 780 (方案一), 汇水面积 4.96 km^2 , 沟道平均坡降 363.97% , 两岸谷坡坡度 $35^\circ \sim 40^\circ$, 沟谷横断面呈“V”字型, 坡体裸露, 植被稀少, 沟道左侧发育 H_{12} 和 H_{13} 滑坡, H_{13} 为一老滑坡, 坡体后缘有裂隙发育, 稳定性较差。 H_{12} 为浅层滑坡, 发育于 H_{13} 的右肩, 现已发生表层滑动, 稳定性差。沟道右侧发育 H_{14} 和 H_{15} 滑坡, H_{14} 为一老滑坡, 稳定性好。 H_{15} 该滑坡为基岩表层的松散层沿基岩接触面滑动, 主滑方向 190° 滑体后部发育弧形裂隙, 由于水流掏蚀作用, 该滑坡局部已发生滑动, 目前稳定性差, 泥石流沟左右两岸的滑坡堆积物为泥石流的发生提供了丰富的物源, 在强降雨条件下, 较易发生泥石流; 该泥石流目前仅对公伯峡水库有一定的淤积作用。

N_{15} 泥石流沟位于黄河右岸, 紫线方案以隧道形式通过该段, 泥石流沟岸坡度 $35^\circ \sim 40^\circ$, 主沟纵坡约 305.73% , 沟谷呈“V”字型, 沟口扇形地小, 宽约 5~7m, 长约 20~30m, 距离现有公路较远, 目前设有导流堤。沟道口以上约 200m 处有一料石厂, 料石及废弃物约 $100 \text{ m} \times 300 \text{ m} \times 10 \text{ m}$ 左右, 为泥石流的发生提供了丰富的物源。

$N_{17} \sim N_{21}$ 为坡面型泥石流, 由于坡面风化严重, 坡体破碎, 该段地层为 N_2 泥岩, 遇暴雨容易发生坡面泥石流, 该类泥石流汇水面积较小, 雨水汇集后冲蚀作用较强烈, 坡体植被覆盖率小于 5%, 坡面坡度较陡, 岩性较软易发生泥石流, 泥石流距现有公路较远, 约 50m 以外, 并在坡体上修有导流堤, 目前导流效果较好。

N_{21} 为典型的坡面型泥石流, 坡面风化严重, 雨水汇集后冲切蚀作用较强烈, 坡面破碎, 坡体坡度较陡, 可见明显的水流冲蚀痕迹, 汇水面积小, 泥石流发生时岩土侵蚀强烈, 物源以新近系泥岩为主, 在

距现有公路 50 ~ 70m 的坡体上修筑有导流堤, 日前导流效果较好。该泥石流距现有公路较远 (70 ~ 100m)。

B. 泥石流按水源和物源成因分类。评估区泥石流按水源分类, 均为暴雨型泥石流, 青海省可能发生泥石流的 24h、1h、10min 的临界暴雨量分别为 25mm、15mm、5mm。与之对应的 50 年一遇暴雨强度分别大于临界暴雨量, 暴雨为泥石流的发生提供了前期降雨和激发条件, 致使评估区泥石流密度较大。根据评估区泥石流易发程度数量化表, 本区低易发泥石流仅 N_{14} 、 N_{12} 、 N_{20} 、 N_{21} 共 4 条, 占泥石流总条数的 18.18%; 而中易发的泥石流高达 18 条, 占泥石流总条数的 81.82%。评估区泥石流按物源成因分类, 评估区 22 条泥石流都是由于坡面侵蚀、冲沟侵蚀和浅层崩滑产生的, 在一定水动力条件下形成泥石流。

4) 泥石流形成机制。

A. 地形地貌条件。评估区泥石流多属于沟谷型泥石流, 沟谷上游地形多为三面环山, 一面出口的瓢状或漏斗状, 有利于地表降水和松散物的迅速汇集, 沟谷两侧冲沟纵横, 其断面多呈“U”-“V”字型, 冲沟两侧谷坡坡度多在 $20^{\circ} \sim 50^{\circ}$ 之间, 纵坡坡降一般 122‰ ~ 466‰, 纵坡降大, 沟谷狭窄, 有利于泥石流的快速流动, 而下游为开阔的库区和平原区, 地形骤然开阔且纵坡相对较小, 有利于泥石流的堆积。

B. 物源条件。沟谷两侧植被覆盖率相对较低, 大于 50% 的地段岩土裸露; 地层岩性主要为黄土状土、砂岩、板岩及节理裂隙发育的片麻岩、片岩等, 表层松散, 风化剥蚀强烈。沿沟谷两岸有松散坡积物, 并发育有崩塌、滑坡等堆积物, 这些松散物为泥石流的形成提供了丰富的物质来源。

C. 水动力条件。评估区内年平均降雨量 400mm 以上, 多集中在 6 ~ 9 月份, 全年降水量的 80% 集中于这几个月, 据《地质灾害危险性评估培训辅导教材》年降水量 400 ~ 500mm 的地区发生泥石流灾害的降水量临界值为 1h 降雨强度大于 17.5mm, 24 小时最大降雨强度 35mm, 而评估区 1h 最大降雨量达 34.48mm, 十分接近临界值雨强, 具备了激发泥石流的水动力条件。

3. 地质灾害危险性现状评估

现状评估是评估区内所有灾种对评估时评估区内已有工程致灾风险概率评价。这里的已有工程是指人类工程经济活动过程中, 已经形成了的客观灾体, 涵括矿产及土地资源。致灾风险风险概率是指灾害体可能失稳概率与承载体的关系。如滑坡稳定性差, 在其失稳后影响范围内有承载体时, 我们认定的危害大, 危险性大, 反之则小。当然, 这里的承载体有经济损失量的问题 (即易损性情况), 其量级划分如表 7-4。影响范围的确定即按崩滑距进行测算。后缘按组成斜坡坡体岩性的内摩擦角推定。当斜坡坡体由岩体构成时, 则以最不利的结构面测定。其评估方法如下:

表 7-4 地质灾害发生后可能造成的损失大小划分表

损失大小分级	可能造成的直接经济损失 万元	可能造成的直接经济损失 占建设工程总投资的比例 %	受威胁人数 人
损失大	≥ 500	≥ 35	≥ 100
损失中等	100 ~ 500	5 ~ 35	10 ~ 100
损失小	≤ 100	≤ 5	≤ 10

注: 损失大小由损失大向损失小推定, 受威胁人数、可能造成的直接经济损失、可能造成的直接经济损失占建设工程总投资的比例三因素中有一项为损失大即为损失大, 有一项为损失中等即为损失中等。

地质灾害发生后可能造成的损失, 应是不良地质体分布范围和影响范围内可能造成的损失之和。

(1) 滑坡危险性现状评估。评估区内共有 28 个滑坡, H_{26} 、 H_{27} 、 H_{28} 滑坡虽分布在峡口以东人类工程活动的平原北部丘陵山区, 但滑坡现状稳定性好, 大规模复活的可能性小, 且前缘远离居民区, 无人类工程活动场所, 现状评估危险性小。而峡谷区发育的 25 个滑坡中, H_{22} 、 H_{23} 因滑坡位于近坝址区, 直

线距离小于 20km, 规模分别为 $1125 \times 10^4 \text{ m}^3$ 和 $252.0 \times 10^4 \text{ m}^3$, 滑坡处于高位临空且稳定性较差, 浪蚀作用下有再次发生滑动的可能。由于高位临空, 有发生高速滑动而引发涌浪的可能性较大, 进而影响大坝及右岸码头的安全, 现状评估危险性中等。其他 23 个滑坡, 虽然稳定性有好有差, 有产生涌浪灾害的可能性。但均远离坝址, 又无人类居住的活动场所, 即使发生滑动, 仅产生水库淤积, 且轻微涌浪对大坝的影响较小, 现状评估危险性小。

(2) 崩塌危险性现状评估。区内共有崩塌 9 个, 这 9 个崩塌均发育在峡谷水库岸坡带, 其中稳定性好的三个 (B_3 、 B_7 、 B_8), 稳定性较差的四个 (B_1 、 B_2 、 B_4 、 B_9), 稳定性差的两个 (B_5 、 B_6), 规模最小 $0.2 \times 10^4 \text{ m}^3$, 最大 $56.25 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。离坝区最小距离大于 25km, 而且这些崩塌所处部位无人类居住及活动场所, 即使再次发生崩滑, 仅产生水库淤积, 且轻微, 涌浪对大坝的影响较小, 现状评估危险性小。

(3) 泥石流危险性现状评估。区内共发育泥石流 22 条, 其中库区发育 11 条, 库区外发育 11 条; 22 条泥石流中中等易发的 19 条, 低易发的 3 条 (N_4 、 N_{12} 、 N_{21}), 泥石流规模大型的 1 条 (N_{22}), 中型 5 条 (N_3 、 N_7 、 N_9 、 N_{10} 、 N_{14}), 其余为小型。

N_1 泥石流现已淤埋涵洞约 30cm, 对现有公路构成较大的危害, 危险性中等, N_{18} 泥石流规模小, 但现有公路仅以直径不足 0.5m 的圆管涵排导, 现已淤积过半, 再次发生泥石流时, 对现有公路有一定危害, 现状危险性中等。 N_{20} 泥石流沟口处无排导设施, 泥石流已淤满公路边沟, 长约 30m, 再次发生时将会对公路构成一定危害, 现状危险性小, N_{22} 泥石流规模大, 但现公路设有高约 10m, 长约 50m 的中桥跨越, 调查时泥石流泥位 1.5m 左右, 泥石流对现公路影响小, 危险性小。 $N_2 \sim N_{11}$ 泥石流发育于公伯峡库区内, 现状条件下仅对水库有一定淤积作用, 其危害小, 危险性小; 其余泥石流规模较小, 均设有排导设施, 对现有公路危害小, 危险性小。

(4) 潜在不稳定斜坡危险性现状评估。评估区内发育的 12 段潜在不稳定斜坡中, 有 7 段 ($Q_2 \sim Q_8$) 分布在库区, 其稳定性处于较差一差, 距大坝最近距离 20km, 这些潜在不稳定斜坡周边均无人类居住及活动场所, 发生失稳后涌浪对大坝影响较小, 仅产生水库淤积且轻微, 现状评估危险性小。

Q_1 分布在线路起点, 为阿赛公路人工开挖的潜在不稳定斜坡, 其坡顶仍存在小于坡角的不利结构面, 随时有发生崩塌的可能性, 但规模小, 现状评估影响阿赛公路危险性中等。

Q_9 、 Q_{10} 因人工修路削坡所致, 高 15~20m 岩质边坡, 现状条件下稳定性较差, 坡脚带有规模小于 10m^3 的崩塌堆积物, 影响着公路的正常运行, 现状评估危险性中等。

Q_{11} 虽然其稳定性差, 发生滑塌的可能性大, 但人工削坡坡高小于 5m, 且为土质边坡, 发生滑塌时对已有公路的正常运行有一定的影响, 现状评估危险性中等。

Q_{12} 潜在不稳定斜坡是流水侧蚀所致, 其稳定性差, 有发生滑塌破坏的可能性大, 但其距已有公路达 50~80m, 发生滑塌后对已有公路危害性小, 危险性小。

(5) 盐溶溶陷危险性现状评估。评估区内三处盐溶溶陷中的 X_{y1} 因没有危害对象, 现状评估为危险性小, 而 X_{y2} 对已有公路造成了地基变形破坏, 边坡失稳长度达 250m, 边沟严重破坏, 对已有公路的危害性较大, 危险性中等, 而 X_{y3} 使已有公路拦截坡面泥石流挡墙 (土质) 溶陷变形破坏, 将有失去拦截效果, 危害性中等, 危险性中等。

(6) 水库塌岸危险性现状评估。18 段塌岸周边均无人类居住及活动场所, 且发生塌岸时产生涌浪的可能性小, 因此, 评估区内 18 段塌岸危害对象仅是产生水库淤积, 其危害性小, 危险性小。

(四) 地质灾害危险性预测评估

地质灾害危险性预测评估是根据地质灾害体对拟建工程致灾的风险概率进行预测评估的。因此, 依据评估区地质环境条件和地质灾害现状特征, 结合工程设置、位置、通过方式、工程措施等情况对拟建公路工程建设引发或加剧以及工程建设本身遭受地质灾害的危险性进行预测评估。

1. 工程建设引发或加剧地质灾害危险性预测

(1) 工程建设引发或加剧已有地质灾害危险性预测。指公路工程建设 (路基、洞门、桥台、隧道工

程) 削方、切坡、开挖等活动引发或加剧已有地质灾害危险性预测 (在预测分析过程中, 应依工程对已有灾害体的影响和所在的位置等进行分析判定)。为了方便叙述我们将分别对方案一 (红线)、方案二 (蓝线)、方案三 (紫线)、方案四进行预测评估。

1) 依评估技术规程要求, 方案一 (红线) 工程建设引发或加剧地质灾害危险性预测评估结果如附录 3。

附录 3 表明: 方案一 (红线) 路基工程建设将引发或加剧 H_1 、 H_2 、 H_3 、 H_4 、 H_9 、 H_{10} 、 H_{12} 、 H_{13} 、 H_{21} 、 H_{22} 10 个滑坡, B_1 、 B_3 、 B_6 3 个崩塌, Q_1 、 Q_5 、 Q_6 、 Q_7 4 段潜在不稳定斜坡活动的可能性大, 危险性大; 线路长度 2.305km, 占线路总长的 9.41%, 引发或加剧 B_7 崩塌, Q_{11} 潜在不稳定斜坡, X_{y1} 、 X_{y2} 、 X_{y3} 盐溶溶陷的可能性较大, 危险性中等; 引发或加剧其他滑坡、崩塌及泥石流等已有灾害活动的可能性小, 危险性小。

隧道工程建设引发或加剧 H_9 、 H_{12} 、 H_{13} (隧 9)、 H_{21} (隧 13)、 H_{22} (隧 14) 滑坡, B_1 (隧 1) 崩塌, Q_4 、 Q_7 (隧 12) 潜在不稳定斜坡活动的可能性大, 危险性大, 隧道长度 0.88km, 占隧道总长的 10.6%; 引发或加剧其他滑坡、崩塌等已有灾害活动的可能性小, 危险性小。但弃渣不合理堆放有引发或加剧 $N_2 \sim N_9$ 泥石流灾害的可能性, $N_2 \sim N_9$ 泥石流承灾区是公伯峡水库, 对公路工程影响小, 危险性小。洞门工程建设引发或加剧 H_9 (隧 9 入口)、 H_{12} 、 H_{13} (隧 9 出口)、 H_{21} (隧 13 出口)、 H_{22} (隧 14 入口) 滑坡, B_1 (隧 1 入口) 崩塌, Q_5 (隧 7 入口)、 Q_6 (隧 8 入口)、 Q_7 (隧 12 入口)、 Q_4 、 Q_8 (隧 10 入口) 潜在不稳定斜坡变形破坏的可能性大, 危险性大, 洞门个数 9 个, 占总洞门个数的 30%; 引发或加剧 H_2 (隧 2 出口)、 B_7 (S_2 : 隧 2 入口)、 B_9 (S_{13} : 隧 13 入口) 崩塌活动的可能性较大, 危险性中等; 引发或加剧其他滑坡、崩塌、泥石流等已有灾害活动的可能性小, 危险性小。

桥台工程建设将引发或加剧 H_1 (q_2^1)、 H_2 、 H_3 (q_3 、 q_3^1)、 H_{10} (K8+160 桥两墩)、 H_{12} 、 H_{13} (K8+830 桥西墩)、 H_{22} (q_5 、 q_5^1 滑坡)、 Q_5 (K7+110 两墩)、 Q_6 (q_4^1) 潜在不稳定斜坡失稳的可能性大, 危险性大; 引发或加剧其他滑坡、崩塌、泥石流等已有灾害活动的可能性小, 危险性小。

方案一 (红线) 比选线 (黄线) 路基工程建设将引发或加剧 H_{11} 、 H_{12} 、 H_{21} 、 H_{22} 、 H_{23} 滑坡, Q_2 潜在不稳定斜坡失稳可能性大, 危险性大; 线路长 1.32km, 占比选段长 15.87%; 引发 H_6 滑坡、 B_1 、 B_2 、 B_3 崩塌、 Q_9 、 Q_{10} 、 Q_{11} 潜在不稳定斜坡失稳的可能性较大, 危险性中等。隧道工程建设将引发或加剧 H_{21} 、 H_{22} 、 H_{23} (比 S_1) 活动的可能性大, 危险性大; 洞门、桥台工程建设引发或加剧 H_{21} 、 H_{22} 、 H_{23} 滑坡活动的可能性大, 危险性大; 引发或加剧其他滑坡、崩塌、泥石流等已有灾害活动的可能性小, 危险性小。

综上所述: 对方案一 (红线) (含比选段) 工程最为不利的灾害是: H_1 、 H_2 、 H_3 、 H_4 、 H_9 、 H_{10} 、 H_{12} 、 H_{13} 、 H_{21} 、 H_{22} 、 H_{23} 11 个滑坡和 Q_5 、 Q_6 、 Q_7 3 段潜在不稳定斜坡。

2) 方案二 (蓝线) 工程建设引发或加剧地质灾害危险性预测评估结果 (列表, 格式同附录 3): 方案二 (蓝线) 路基工程建设引发或加剧 H_2 、 H_3 、 H_4 、 H_9 、 H_{10} 、 H_{12} 、 H_{13} 、 H_{14} 、 H_{22} 9 个滑坡, B_3 崩塌, Q_1 、 Q_5 、 Q_6 3 处潜在不稳定斜坡失稳的可能性大, 危险性大, 线路长度 2.203km, 占线路总长的 8.84%; 引发或加剧 H_{17} 、 H_{20} 滑坡, Q_{11} 潜在不稳定斜坡及 X_{y1} 、 X_{y2} 、 X_{y3} 盐溶溶陷的可能性较大, 危险性中等; 引发或加剧其他崩塌、滑坡、泥石流等已有灾害活动的可能性小, 危险性小。

隧道工程建设引发或加剧 H_1 、 H_2 、 H_3 、 H_4 (S_2 : 隧 2)、 H_{12} 、 H_{13} 、 H_{14} (S_7 、 S_8 : 隧 7、隧 8)、 H_{22} (S_9 、 S_{10} : 隧 9、隧 10) 8 个滑坡, B_1 (S_1 : 隧 1) 崩塌, Q_6 (S_6 : 隧 6) 潜在不稳定斜坡失稳的可能性大, 危险性大, 隧道长度 1.76km, 占隧道总长的 16.51%; 引发或加剧 H_{17} (S_8 : 隧 8) 滑坡, Q_7 (S_9 : 隧 9) 潜在不稳定斜坡失稳的可能性较大, 危险性中等; 引发或加剧其他崩塌、滑坡等已有灾害的可能性小, 危险性小。但弃渣不合理堆放有引发或加剧 $N_2 \sim N_9$ 泥石流灾害的可能性, 因 $N_2 \sim N_9$ 泥石流承灾区为公伯峡水库对公路工程影响小, 危险性小。

洞门工程建设引发或加剧 H_1 、 H_2 、 H_3 、 H_4 (S_2 、 S_2^1 : 隧 2 进出口)、 H_9 (S_7 : 隧 7 入口)、 H_{10}

(S_6^1 : 隧6出口)、 H_{12} 、 H_{13} 、 H_{14} (S_7^1 、 S_8 : 隧7出口、隧8入口)、 H_{22} (S_9^1 、 S_{10} : 隧9出口、隧10入口) 滑坡、 B_1 (S_1 : 隧1入口)、 B_3 (S_{11} : 隧1出口) 崩塌、 Q_6 (S_6 : 隧6入口) 潜在不稳定斜坡失稳的可能性大, 危险性大; 引发或加剧其他崩塌、滑坡、泥石流等已有灾害活动的可能性小, 危险性小。

桥台工程引发或加剧 H_2 、 H_3 、 H_4 (K4+150、K4+550、K4+850 桥台)、 H_9 、 H_{10} (K8+330 桥台)、 H_{12} 、 H_{13} 、 H_{14} (K9+080 桥台)、 H_{22} (q4、 q_4^1 桥台) 滑坡, Q_5 (K7+100 桥台) 潜在不稳定斜坡失稳的可能性大, 危险性大; 引发或加剧其他崩塌、滑坡、泥石流等已有灾害活动的可能性小, 危险性小。

综上所述, 对方案二(蓝线)工程最为不利的灾害是 H_1 、 H_2 、 H_3 、 H_4 、 H_9 、 H_{10} 、 H_{12} 、 H_{13} 、 H_{14} 、 H_{22} 十个滑坡和 Q_5 、 Q_6 两处潜在不稳定斜坡。

3) 方案三(紫线)工程建设引发或加剧地质灾害危险性预测评估结果(列表, 格式同附录3): 方案三(紫线)路基工程建设将引发或加剧 H_{18} 、 H_{19} 两个滑坡, B_2 崩塌失稳的可能性大, 危险性大, 线路长度 0.185km, 占线路总长的 0.72%; 引发或加剧 H_7 滑坡, Q_{11} 潜在不稳定斜坡, X_{y1} 、 X_{y2} 、 X_{y3} 盐溶溶陷的可能性较大, 危险性中等; 引发或加剧其他崩塌、滑坡、泥石流等已有灾害活动的可能性小, 危险性小。

隧道工程建设引发或加剧 H_{18} 、 H_{19} 两个滑坡、 B_2 崩塌失稳的可能性大, 危险性大, 线路长度 1.125km, 占隧道总出口的 12.56%; 引发或加剧其他崩塌、滑坡等已有灾害活动的可能性小, 危险性小。但弃渣不合理堆放有引发 N_{10} 泥石流灾害的可能性, 因 N_{10} 泥石流承灾区为公伯峡水库对公路工程影响小, 危险性小。

硐门工程建设引发或加剧 H_{18} 、 H_{19} 两个滑坡、 B_2 崩塌失稳的可能性大, 危险性大; 引发或加剧其他崩塌、滑坡、泥石流等已有灾害活动的可能性较小, 危险性小。

桥台工程没有建设在已有崩塌、滑坡等地质灾害体上, 引发或加剧已有地质灾害失稳的可能性小, 危险性小, 但不能忽视未来工程建设开挖基坑引发或加剧基坑边坡失稳的可能性。

方案三(紫线)比选线(灰线)路基工程建设引发或加剧 Q_2 潜在不稳定斜坡失稳可能性大, 危险性大; 引发或加剧 B_4 、 B_5 崩塌灾害的可能性大, 危险性大; 引发或加剧 B_2 崩塌失稳的可能性较大, 危险性中等。引发或加剧其他崩塌、滑坡、泥石流等已有灾害活动的可能性小, 危险性小。

综上所述, 方案三(紫线)工程最为不利的灾害是 H_{18} 、 H_{19} 滑坡及 B_2 崩塌。

4) 方案四是方案一(红线)、方案三(紫线)比选组合线, 全长 26.26km, 其工程建设引发或加剧地质灾害危险性预测评估(列表, 格式同附录3): 方案四路基工程建设引发或加剧 H_2 、 H_3 、 H_4 、 H_{11} 、 H_{12} 、 H_{21} 、 H_{22} 、 H_{23} 八个滑坡, B_4 、 B_5 两个崩塌, Q_1 、 Q_2 、 Q_5 、 Q_7 四个潜在不稳定斜坡失稳的可能性大, 危险性大, 线路长度 2.9km, 占线路总长的 11.04%; 引发或加剧 H_6 滑坡, B_1 、 B_2 崩塌, Q_9 、 Q_{10} 、 Q_{11} 潜在不稳定斜坡, X_{y1} 、 X_{y2} 、 X_{y3} 盐溶溶陷的可能性较大, 危险性中等; 引发或加剧其他崩塌、滑坡、泥石流等已有灾害活动的可能性小, 危险性小。

隧道工程建设引发或加剧 H_{21} 、 H_{22} 、 H_{23} (方案一药水汤比选段隧一) 三个滑坡, Q_7 (方案一隧12) 潜在不稳定斜坡失稳的可能性大, 危险性大, 隧道长度 0.76km, 占隧道总长的 18.03%; 引发或加剧其他崩塌、滑坡等已有灾害失稳的可能性小, 危险性小。但弃渣不合理堆放有引发 $N_2 \sim N_9$ 泥石流灾害的可能性, 因 $N_2 \sim N_9$ 泥石流承灾区为公伯峡水库对公路工程影响小, 危险性小。

硐门工程建设引发或加剧 H_{21} 、 H_{22} 、 H_{23} (方案一药水沟比选段隧一进出口) 滑坡, Q_7 (方案一隧12进口)、 Q_5 (方案一隧7进口)、 Q_8 (方案一隧10进口) 潜在不稳定斜坡失稳的可能性大, 危险性大; 引发或加剧 B_9 (方案一隧13) 崩塌失稳的可能性较大, 危险性中等; 引发或加剧其他崩塌、滑坡等已有灾害失稳的可能性小, 危险性小。

桥台工程建设引发或加剧 H_2 、 H_3 、 H_4 (方案一 q_3 、 q_3^1)、 H_{21} 、 H_{22} (K12+120 桥台)、 H_{23} (方案一药水沟比选段 q_5) 滑坡, Q_5 (方案一 K7+110 桥台) 潜在不稳定斜坡失稳的可能性大, 危险性大; 引发或加剧其他崩塌、滑坡等已有灾害失稳的可能性小, 危险性小。

综上所述: 方案四工程最为不利的灾害是 H_2 、 H_3 、 H_4 、 H_{11} 、 H_{12} 、 H_{21} 、 H_{22} 、 H_{23} 八个滑坡, Q_1 、 Q_2 、 Q_5 、 Q_7 四个潜在不稳定斜坡。

(2) 工程建设过程中引发边坡失稳灾害危险性预测。工程建设过程中引发边坡失稳灾害危险性预测是指公路工程建设过程中路基、隧洞口、桥台、基坑开挖引发新的边坡失稳灾害预测。它涉及可能开挖高度、深度和结构面的组合特征:

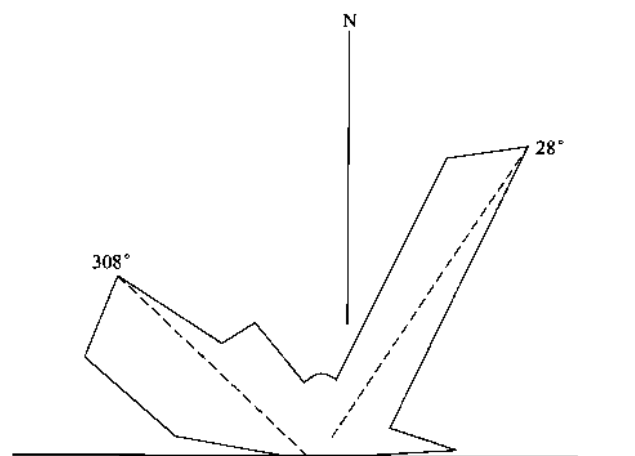


图 7-11 公伯峡下元古界岩体内张裂隙玫瑰图

1) 路基削坡引发边坡失稳灾害危险性预测。

A. 路基削坡引发边坡失稳灾害危险性预测依据。依本次调查资料统计分析 (图 7-11) 可知, 控制评估区内岩体稳定性的两组节理是: ① 走向 308° , 倾向北东占主导, 约占总数的 55%, 倾角 $45^\circ \sim 62^\circ$ 间; ② 走向 28° , 倾向东南占主导, 约占总数的 58%, 倾角 $40^\circ \sim 55^\circ$ 间。因此, 当拟建线路走向 $298^\circ \sim 318^\circ$ 或 $118^\circ \sim 138^\circ$, 坡向 $28^\circ \sim 48^\circ$ 或 $208^\circ \sim 228^\circ$, 削坡坡角大于 62° , 削坡高度大于 3m 及走向 $18^\circ \sim 38^\circ$ 或 $198^\circ \sim 218^\circ$, 坡向 $98^\circ \sim 128^\circ$ 或 $278^\circ \sim 298^\circ$, 削坡坡角大于 55° 的路段均有引发

边坡失稳遭受边坡失稳灾害的可能性大, 并危险性大; 填方段为危险性小, 其余则为危险性中等。

B. 路基削坡引发边坡失稳灾害危险性预测。依上述标准: 对各拟建方案路基削坡引发失稳灾害危险性预测如表 7-5。

表 7-5 路基削坡引发边坡失稳灾害危险性预测评估一览表

方案	线路里程及长度	线路经过段斜坡			可能削坡高度 (m) / 角度 ($^\circ$)	危险性预测评估	危险性等级
		走向	坡向 ($^\circ$)	坡角 ($^\circ$)			
方案一 (红线)	K0-K0+500 0.5	130	220	42	5~7/65	将受走向① 308° 倾向西南结构面控制, 削坡引发失稳, 遭受边坡失稳灾害可能性大, 危险性大	大
	K0+500-K0+630 0.13	130	220	42	填方段		小
	K1+540-K2+815 1.275	70	165	40~60	5~8/65	与①、② (走向 28°) 两组结构面斜交, 但 H_1 滑坡及 B_6 、 B_7 崩塌的存在, 削坡后边坡失稳的可能性大, 遭受边坡失稳灾害危险性大	大
	K3+515-K4+515 1.0	60	150	40~60	5~8/65	与①、② 两组结构面斜交, 但 H_2 、 H_3 、 H_4 滑坡的存在, 削坡后边坡失稳的可能性大, 遭受边坡失稳灾害危险性大	大

续表

方案	线路里程及长度	线路经过段斜坡			可能削坡高度 (m) / 角度 (°)	危险性预测评估	危险性等级
		走向	坡向 (°)	坡角 (°)			
方案一 (红线)	K4 + 635 - K5 + 215 及 K5 + 385 - K5 + 860 1.055	80	170	45 ~ 50	$\geq 10/65$	与①、②两组结构面斜交, 削坡引发边坡失稳的可能性较大, 遭受边坡失稳灾害危险性中等	中等
	K6 + 400 - K6 + 870 0.47	360	90	45 ~ 55	$\geq 10/65$	与①、②两组结构面斜交, 削坡引发边坡失稳的可能性较大, 遭受边坡失稳灾害危险性中等	中等
	K6 + 980 - K7 + 180 及 K7 + 280 - K7 + 600K8 + 105 - K8 + 225 0.64	25	115	45 ~ 55	$\geq 10/65$	与①结构面斜交, 与②结构面近平行, 削坡引发边坡失稳的可能性大, 遭受边坡失稳灾害危险性大	大
	K9 + 820 - K10 + 790 及 K10 + 950 - K11 + 180 1.2	80	170	45 ~ 52	3 ~ 5/65	与①、②两组结构面斜交, 削坡引发边坡失稳的可能性较大, 遭受边坡失稳灾害危险性中等	中等
	K11 + 860 - K12 + 190 0.33	30	20	45 ~ 50	5 ~ 10/65	与①结构面斜交, 与②结构面近平行, 削坡引发边坡失稳的可能性大, 遭受边坡失稳灾害危险性大	大
	K15 + 140 - K15 + 540 0.4	40	130	35 ~ 45	5 ~ 8/65	与①结构面斜交, 与②结构面近平行, 削坡引发边坡失稳的可能性大, 遭受边坡失稳灾害危险性大	大
	K15 + 540 - 终点段	25 ~ 45	东南	3 ~ 13		该区段大部分地段为填方段, 削方段极少, 或总体小于 3m, 削方引发失稳的可能性小, 危险性小	小
⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮

表 7-5 表明:

方案一(红线)路基开挖削坡引发边坡失稳灾害危险性大的路段共 6 段, 路线长 4.145km, 占峡谷段线路总长的 27.4%; 危险性中等的路段三段, 路线长 2.725km, 占峡谷路段的 18%, 其余路段危险性小, 但不排除因不合理开挖引发边坡失稳的可能性。方案一(红线)比选线(黄线)路基开挖削坡引发边坡失稳灾害危险性大的路段共 6 段, 路线长 4.54km, 占比选路段长的 54.6%; 危险性中等的两段, 长 2.27km, 占比选路段长的 27.3%; 其余路段危险性小。

方案二(蓝线)路基开挖削坡引发边坡失稳灾害危险性大的路段共 5 段, 长 3.05km, 占峡谷段路长的 22.2%; 危险性中等的路段 4 段, 长 1.8km, 占峡谷段路长的 7.7%。其余路段危险性小。

方案三(紫线)路基开挖削坡引发边坡失稳灾害危险性大的路段共 2 段, 长 1.06km, 占峡谷段路长的 6.6%, 危险性中等的路段共 4 段, 长 4.715km, 占峡谷段路长的 29.5%; 其余路段危险性小。方案三(紫线)比选线(灰线)路基开挖削坡引发边坡失稳灾害危险性大的路段共 3 段, 长 1.48km, 占比选段

路长 44.0%；危险性中等路段 2 段，长 1.11km，占线路长的 33.0%。

方案四：K0 - K0 + 500、方案三（紫线）比选线（灰线）K1 + 035 - K2 + 065、K3 + 100 - K3 + 380，方案一（红线）K7 + 280 - K7 + 600 及方案一（红线）比选线（黄线）的 6 段（见 1）共 10 段路基削坡引发边坡失稳灾害危险性大，线路长 6.67km，占峡谷段线路总长的 33.4%；危险性中等段是方案一（红线）K4 + 635 - K5 + 215、K5 + 385 - K5 + 860；方案三（紫线）K0 + 500 - K1 + 030 及方案三（紫线）比选线（灰线）K2 + 590 - K3 + 100、K3 + 550 - K3 + 850 共 5 段，长 2.385km，占峡谷段总长的 11.9%。

2) 洞门开挖削坡引发边坡失稳灾害危险性预测。依洞门处岩体完整性和结构面发育情况，考虑洞门开挖、削坡对围岩的影响程度，列表如表 7-6，表 7-6 表明：

方案一（红线）洞门开挖削坡引发边坡失稳灾害危险性大的是 S_1 、 S'_1 、 S_3 、 S'_3 、 S'_9 、 S_{10} 、 S_{13} 、 S'_{13} 、 S_{14} 共 9 处洞门，危险性中等的是 S_2 、 S'_2 2 处洞门，其余危险性小；方案二（蓝线）洞门开挖、削坡引发边坡失稳灾害危险性大的有 S_1 、 S'_1 、 S_2 、 S'_2 、 S_3 、 S'_3 、 S'_6 、 S_7 、 S'_7 、 S_8 、 S'_9 、 S_{10} 共 12 处洞门，危险性中等的是 S_{10} ，其余危险性小；方案三（紫线）危险性大的有 S_1 、 S'_7 、 S_8 、 S'_8 共 4 处洞门，其余危险性小。

2. 工程建设可能遭受地质灾害的危险性预测

工程建设可能遭受地质灾害的危险性预测评估涉及水库塌岸的最终宽度，已有潜在不稳定斜坡崩滑距和已有地质灾害的危险性预测。这种预测也要按工程与灾害的位置进行预测分析。

(1) 路基工程建设遭受水库塌岸灾害危险性预测。

1) 水库塌岸最终宽度预测。评估区已有水库塌岸共 18 段，塌岸段岩性为崩坡积或崩积、滑坡堆积碎块石层，调查时水下坡角 $17^\circ \sim 28^\circ$ ，水上坡角 $55^\circ \sim 70^\circ$ 间。按经验数据（黄河上游龙羊峡至刘家峡段环境地质勘察报告，地矿部第九〇六地质工程地质大队）库岸岩性为碎块石时的稳定休止角：水上坡角 50° ，水下坡角 16° 。以此推断公伯峡库区水库塌岸并未完成。据公伯峡水库设计资料，水库最低水位海拔 2000m，最高水位 2010m，变幅 10m。按水下坡角 16° ，水上坡角 50° ，用解析几何法（图附录 4（4-1~4-18））计算各区段最终塌岸宽度如表 7-7。

2) 路基工程建设遭受水库塌岸灾害危险性预测。表 8-7 表明，方案一（红线）遭受 T_8 、 T_{16} 塌岸灾害危险性大，遭受 T_4 、 T_5 塌岸灾害危险性中等，其他危险性小；方案一（红线）比选线（黄）遭受 T_{12} 、 T_{16} 、 T_{17} 塌岸灾害危险性大，遭受 T_{10} 塌岸灾害危险性中等；方案二（蓝线）遭受 T_8 、 T_{16} 塌岸灾害危险性大，遭受其他塌岸灾害的危险性均小；方案三（紫线）遭受 T_{11} 塌岸灾害危险性中等；方案三（紫线）比选线（灰线）遭受 T_2 、 T_3 塌岸灾害危险性中等，遭受其他塌岸灾害的危险性均小。方案四遭受 T_{12} 、 T_{16} 、 T_{17} 塌岸灾害危险性大，遭受 T_2 、 T_3 、 T_{10} 危险性中等，其他危险性小。

(2) 遭受泥石流灾害危险性预测。 N_1 泥石流现已淤埋涵洞近一半，公路工程建设不清淤或加大涵洞直径，遭受其致灾的可能性较大，危险性中等。 N_{20} 泥石流沟口无排导设施，公路工程建设有遭受其致灾的可能性，危险性小；其他泥石流均有良好的排导设施或公路工程以桥涵的形式通过泥石流的流通区，遭受泥石流灾害危险性小。

(3) 遭受崩塌、滑坡、潜在不稳定斜坡及盐溶溶陷等已有地质灾害危险性预测。工程建设有引发和加剧已有地质灾害失稳致灾，必然将遭受其致灾，工程建设引发和加剧地质灾害危险性大的，遭受其灾害的危险性亦大，反之则小，故不重述。

3. 小结

小结是概略总结工程建设过程中引发或加剧地质灾害的危险性，以及工程建设过程中或运营后遭受地质灾害的危险性预测结果，供建设单位决策部门使用的总结性文字，故不叙述。

表 7-6 硐门开挖削坡引发边坡失稳灾害危险性预测评估一览表

方案	硐门编号	里程	硐门斜坡参数		危险性预测评估	危险性等级
			坡向 (°)	坡角 (°)		
方案一 (红线)	S ₁	K0+700	210	30	硐门设在 B ₁ 崩塌体内, 开挖深度大于 3m, 开挖削坡引发边坡失稳可能性大, 危险性大	大
	S' ₁	K1+540	115	35	硐门设在 B ₃ 崩塌体内, 开挖削坡引发边坡失稳可能性大, 危险性大	大
	S ₂	K2+815	200	30	硐门设在 B ₆ 崩塌体内, 开挖削坡引发边坡失稳可能性大, 但 B ₆ 崩塌规模较小, 施工过程中可消除, 故评定危险性中等	中
	S' ₂	K3+515	150	35	硐门位于 H ₂ 滑坡壁上, 削坡坡向与区域主控结构面①、②(4-19) 均斜交, 施工过程中削坡引发边坡失稳可能性较小, 危险性小	小
	S ₃	K4+515	175	45	硐门位于 Q ₄ 潜在不稳定斜坡带, Q ₄ 现状条件下稳定性差, 硐门开挖削坡引发失稳可能性大, 危险性大	大
	S' ₃	K4+635	175	45	硐门处主控结构面 180°∠50°、155°∠65°, 硐门开挖将受这两组结构面的作用, 引发失稳的可能性大, 危险性大	大
	S ₄ S' ₄ S ₅	K5+215 K5+385 K5+860	175	45	硐门处岩体完整性较好, 坡向与区域结构面①、②斜交, 硐门开挖削坡小于 3m 时, 引发失稳可能性小, 危险性小	小
	S' ₅	K6+400	100	45	硐门处岩体完整性较好, 但坡向与结构面②一致, 当硐门开挖削坡有引发边坡失稳的可能性, 危险性中等	中等
	S ₆ S' ₆	K6+870 K6+980	90	43	硐门处岩体完整性较好, 坡向与结构面①、②斜交, 硐门开挖削坡小于 3m 时, 引发失稳可能性小, 危险性小	小
	S ₇ S' ₇	K7+180 K7+280	135	43	硐门处岩体完整性较好, 坡向与结构面①、②斜交, 硐门开挖削坡小于 3m 时, 引发失稳可能性小, 危险性小	小
	S ₈ S' ₈	K7+875 K8+105	135 10	40 45	硐门处岩体完整性较好, 坡向与结构面①、②斜交, 硐门开挖削坡小于 3m 时, 引发失稳可能性小, 危险性小	小
	S ₉	K8+225	190	45	硐门处岩体完整性较好, 坡向与结构面①、②斜交, 硐门开挖削坡小于 3m 时, 引发失稳可能性小, 危险性小	小
	S' ₉	K8+765	80	40	硐门设在 H ₁₂ 滑坡体内, H ₁₂ 稳定性差, 硐门开挖将引发边坡失稳可能性大, 危险性大	大
	S ₁₀	K8+880	260	40	硐门处岩体完整性较差, 存在倾向 270°, 倾角 41° 的软弱结构面, 硐门开挖有引发边坡失稳可能性, 危险性大	大
	S' ₁₀	K9+820	180	45	硐门处岩体完整性较好, 坡向与结构面①、②斜交, 硐门开挖削坡小于 3m 时, 引发失稳可能性小, 危险性小	小
	S ₁₁ S' ₁₁	K10+570 K10+670	140	40	硐门处岩体完整性较好, 坡向与结构面①、②斜交, 硐门开挖削坡小于 3m 时, 引发失稳可能性小, 危险性小	小
	S ₁₂ S' ₁₂	K10+790 K10+950	140	40	硐门处岩体完整性较好, 坡向与结构面①、②斜交, 硐门开挖削坡小于 3m 时, 引发失稳可能性小, 危险性小	小
⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮

表 7-7 水库塌岸预测评估一览表

塌岸编号	水库岸坡	原始坡面坡度(°)	高出库水面(m)	水下坡度(°)	水上坡度(°)	图示	最终塌岸宽度m	拟建工程遭受塌岸灾害危险性预测评估	危险性分级
T1	左岸	25	10	24	65	4-1	32	方案一、二、三 K0+500 段前后 300m 长度内线路距现库岸 50~60m, 最终塌岸不影响公路工程建设	小
T2	右岸	35	8	26	70	4-2	33	方案三(紫)比选(灰) K0+100-K230 段线路距现库岸 15~25m, 布设在最终塌岸范围内	中
T3	右岸	35	8	26	70	4-3	33	方案三(紫)比选(灰) K3+300-K510 段线路距现库岸 15~25m, 布设在最终塌岸范围内	中
T4	左岸	40	13	27	70	4-4	32	方案一(红) K1+900-K2+300 段线路距现库岸 35~40m, 未来塌岸对线路工程有一定的影响	中
T5	右岸	42	15	26	68	4-5	32	方案一(红) K2+520-K730 段线路距现库岸 35~40m, 未来塌岸对线路工程有一定的影响	中
T6	右岸	10	8	17	65	4-6	23	方案三(紫) K2+900-K3+380 及方案比选(灰) K4+150-K360 段线路距现库岸 50~110m, 未来最终塌岸不影响公路工程	小
T7	右岸	15	10	20	65	4-7	28	方案三(紫) K3+460-K4+050 段线路距现库岸 40~50m, 未来最终塌岸不影响公路工程	小
T8	左岸	35	20	27	70	4-8	28	方案一(红) K3+515-K4+415 及方案二(蓝) K3+530-K4+400 段线路距现库岸 20~40m, 最终塌岸对公路工程影响大	大
T9	右岸	37	18	26	68	4-9	37	方案三(紫)远离库岸, 最终塌岸不影响公路工程	小
T10	左岸	31	10	25	68	4-10	35	方案一(红)比选线(黄) K6+140-K210 段距现库岸 35~50m, 最终塌岸对公路工程有一定影响	中
T11	右岸	36	13	26	65	4-11	36	方案三(紫) K8+590-K730 段距现库岸 40~50m, 最终塌岸对公路工程有一定影响	中
T12	左岸	35	20	17	65	4-12	23	方案一(红)比选线(黄) K8+300-K610 段距现库岸 10~30m, 最终塌岸对公路工程影响大	大
T13	左岸	41	25	25	65	4-13	31	线路不经过该塌岸	小
T14	左岸	38	15	26	68	4-14	37	线路不经过该塌岸	小
T15	左岸	35	12	24	62	4-15	35	线路不经过该塌岸	小
T16	左岸	38	15	26	65	4-16	36	方案一(红) K12+175-K12+275, 方案一(红)比选线(黄) K12+190-K290, 方案二(蓝)	大
T17	左岸	30	20	27	65	4-17	36	方案一(红)比选线(黄) K13+200-K210 段在最终塌岸范围内, 塌岸对公路工程影响大	大
T18	左岸	41	20	27	60	4-18	37	线路不经过该塌岸	小

(五) 地质灾害危险性综合评估及防治措施

1. 地质灾害危险性综合分区评估原则与量化指标的确定

依据地质灾害危险性现状评估、预测评估结果, 充分考虑评估区的地质环境条件及地质灾害点的分布、危险性及工程运营过程中遭受地质灾害的可能性, 结合本工程的特征和存在的不良工程地质现象,

根据“区内相似、区际相异”的原则进行分区。

2. 地质灾害危险性综合分区(段)评估

依据以上分区原则将评估区划分为地质灾害危险性大区(Ⅰ)、地质灾害危险性中等区(Ⅱ)和地质灾害危险性小区(Ⅲ)三个区(附录5)。各区现分述如下:

(1) 地质灾害危险性大区(Ⅰ)。按该区分布的地理位置又分为库北岸崩塌、滑坡危险性大区(Ⅰ₁)和库南岸滑坡危险性大区(Ⅰ₂)。

1) 库北岸滑坡危险性大区(Ⅰ₁)。该区位于库区北岸, 里程(红线)K0+000—K14+120段。由于黄河及其支沟的强烈侵蚀作用, 地形破碎, 坡度一般在30°~50°之间。该区发育滑坡22个(H₁、H₂、H₃、H₄、H₆、H₇、H₈、H₉、H₁₀、H₁₁、H₁₂、H₁₃、H₁₄、H₁₅、H₁₆、H₁₇、H₂₀、H₂₁、H₂₂、H₂₃、H₂₄、H₂₅), 其中稳定性差的滑坡14处(H₃、H₄、H₇、H₉、H₁₀、H₁₁、H₁₂、H₁₅、H₁₇、H₂₁、H₂₂、H₂₃、H₂₄、H₂₅), 稳定性较差的3处(H₁、H₂、H₁₃), 稳定性好的4处(H₈、H₁₄、H₁₆、H₂₀), 现状危险性中等的2处(H₂₂、H₂₃), 其余为危险性小; 预测危险性大11处(H₁、H₂、H₃、H₄、H₉、H₁₀、H₁₁、H₁₂、H₁₃、H₂₁、H₂₂、H₂₃), 其余为危险性中等—小。发育崩塌6处(B₁、B₂、B₃、B₆、B₇、B₉), B₆稳定性差, B₁、B₉稳定性较差; 现状危险性均小, 但预测评估危险性大的有4处(B₁、B₂、B₃、B₆); 发育有潜在不稳定斜坡8段, 稳定性差的7段, 较差的1段; 现状危险性小, 但预测评估危险性大的6段(Q₁、Q₂、Q₅、Q₆、Q₇、Q₈); 发育泥石流13条, 其中中易发的12条, 低易发的1条, 泥石流仅对水库有一定淤积作用, 综合评估该区为地质灾害危险性大区。

2) 库南岸滑坡危险性大区(Ⅰ₂)。该区位于公伯峡水库南岸方案三(紫线)K10+650—K12+000段, 该段地形破碎, 冲沟发育, 植被稀少, 发育两处滑坡(H₁₈、H₁₉), 规模大—巨型, 目前稳定性好, 拟建工程方案三(紫线)隧洞从滑坡体中通过, 工程建设引发和加剧该两滑坡的可能性大, 危险性大。综合评判该区为危险性大区。

(2) 地质灾害危险性中等区(Ⅱ)。该区按地理位置又可分为崩塌、滑坡危险性中等区(Ⅱ₁), 泥石流危险性中等区(Ⅱ₂)和滑坡、泥石流危险性中等区(Ⅱ₃)三个亚区。

1) 崩塌、滑坡危险性中等区(Ⅱ₁)。该区位于公伯峡水库南岸K1+850—K10+650(方案三紫线)段, 该段地形破碎, 冲沟发育, 坡体陡峭, 植被稀少。发育崩塌3处(B₄、B₅、B₇), 目前B₅稳定性较差, B₄、B₇稳定性好, 规模小型, 中型, 发育滑坡1处(H₅), 稳定性较差, 而比选线从B₄、B₅前缘通过, 工程建设引起B₃、B₄崩塌的失稳的可能性较大, 危险性中等, 综合认为该区地质灾害危险性中等区。

2) 泥石流危险性中等区(Ⅱ₂)。该区位于公伯峡水库南岸K12+000—K15+960段(方案三紫线), 该段地形破碎, 风化强烈, 冲沟发育, 植被稀少, 岸坡较陡约50°~60°, 局部可达65°, 发育3条泥石流沟(N₁₀、N₁₂、N₁₅), 其中中易发两条(N₁₀、N₁₅), 低易发1条, 现状条件下仅对水库有一定的淤积作用, 拟建公路的方案三(紫线)在此段绝大部分以隧道形式通过, 沟道以桥涵跨越, 泥石流对拟建工程基本不构成危害, 危险性小。而N₁₂泥石流紧临隧洞出口, 该泥石流的暴发对隧洞出口及公路路基有较大的影响, 危险性中等。

3) 滑坡、泥石流危险性中等区(Ⅱ₃)。该区位于公伯峡大坝下游黄河北侧丘陵区, 里程(红线)K14+120—K22+350段。该段为山地丘陵区, 地形极为破碎, 冲沟极发育, 植被稀少, 地质环境条件复杂, 坡体陡峭。发育巨型滑坡3个, 目前滑坡均为稳定性好; 发育泥石流8条, 均为中易发泥石流, 规模中型1条, 其余均为小型; 发育盐溶溶陷3处, 潜在不稳定斜坡3处, 现状条件下滑坡危险性小, 泥石流危险性中等的2条(N₁₈、N₂₀), 危险性小1条; 3处盐溶溶陷对路基构成一定危害, 危险性中等。潜在不稳定斜坡危险性中等, 工程建设加剧Q₁₁斜坡失稳的可能性较大, 危险性中等, 加剧3处盐溶溶陷的可能性较大, 危险性中等。

(3) 地质灾害危险性小区(Ⅲ)。该区位于公伯峡大坝以下黄河两岸的阶地地带, 总体地势平坦开阔, 仅发育1条泥石流和1段潜在不稳定斜坡, 泥石流为中易发, 规模巨型, 但现有公路和拟建公路均以大桥(长40m, 高约10m)跨越, 该泥石流对现有公路和拟建公路均基本不构成危害, 危险性小, 而潜

在不稳定斜坡距公路较远,对公路建设不构成危害,危险性小。

3. 建设场地适宜性分区评估

根据现状评估、预测评估和综合评估的结论建设场地适宜或适宜修建公路为,方案一 K15+600-K16+250、K17+750-K19+150、K21+000-K24+500,合计长 5.55km,占方案一总长的 22.65%;方案二、四建设场地适宜的分布与方案一相同;方案三(南岸)建设场地适宜或适宜修筑公路的为 K15+960-K18+100、K19+700-K21+100、K22+920-K25+550,合计长度 6.17km,占方案三路线总长的 24.1%。建设场地基本适宜或基本适宜修筑公路的方案一长度为 5.1km,占长度的 20.8%;方案二长度为 5.48km,占长度的 22.0%;方案三长度为 16.06km,占长度的 62.9%。建设场地适宜性差的路段,方案一长度为 13.85km,占长度的 56.55%;方案二长度为 13.90km,占长度的 40.1%;方案三长度为 3.32km,占长度的 13%。其中方案一(红线) K1+900-K2+450、K3+515-K4+515、K8+220-K9+000 和 K11+860-K12+560 四段为极不稳定的大型滑坡体,不适宜明线和隧洞建设。根据建设场地适宜性分区评估及地质灾害防治工程投入与产出定性比,认为方案三(右岸)优于左岸的方案一、二及综合方案四。

4. 地质灾害防治措施

(1) 滑坡防治措施。对 K1+900-K2+450、K3+515-K4+515、K8+220-K9+000 和 K11+860-K12+560(方案一红线)四处滑坡集中地段,采取避让措施,若线路必须从 H₁₇、H₂₃、H₁₈、H₁₉号滑坡处通过,建议对该 4 处滑坡进行进一步勘察,以确定其对线路、隧道的影响程度。

(2) 对崩塌的防治措施。由于 B₁、B₂、B₆均位于隧道口,在施工过程中必须清除,无需专门防治;而 B₃、B₄、B₅线路从其下部通过,无疑会对其进行开挖,对开挖形成的坡体进行必要的护坡。

(3) 泥石流的防治。对 N₁₇、N₂₀泥石流增设排导渠排导,对 N₁及 N₁₈应增大排导涵洞。

(4) 潜在不稳定斜坡的防治。拟建公路从 Q₁-Q₈潜在不稳定斜坡下部通过,应采取避让或半基半桥形式通过,同时应注意坡面防护,如设挡墙等,而 Q₉、Q₁₀为现有人工边坡在新的工程活动情况下,可不进行专门防护, Q₁₁建议进行护坡处理, Q₁₂距公路较远,可不采取防护措施。

(5) 盐溶溶陷的防治。盐溶塌陷与水的关系十分密切,在溶陷区边缘修筑排导沟渠,将地表水排出溶陷区范围以外。

(6) 水库塌岸防治。水库最终塌岸宽度 23~37m,考虑到水上稳定坡角及未来失稳按 45°圆弧形滑移变形破坏为标准,线路设计时应考虑距现水库岸边宽度不小于 42m。

二、市政工程等规划建设用地地质灾害危险性评估

城市化潮流不可逆转地摆在人类历史的进程中,随着城市人口数量的增加,城市规模的不断扩大,城市地区占地面积将成倍增长。因而城市地区将成为人类历史上前所未有的工程、经济活动最强大的地区。就青海省而言,随着“生态立省”战略和“退牧还草”步伐的推进,城镇建设用地规模也越来越大。因而市政工程等规划建设用地地质灾害危险性评估工作显得十分重要。然而城镇规划或市政工程一般很难确定工程建设目标,仅是一种功能性建设目标意向。因此,地质灾害危险性评估工作的重点应考虑场地地形条件,岩土体组合类型及工程特征,潜在的高陡斜(边)坡和已有地质灾害类型及分布特征以及因开采地下水引发的地面沉降或因矿业活动引发的地面塌陷等,分析论证已有地质灾害对已有工程的危害程度和危险性。

在预测评估工作用既要考虑工程建设过程中因开挖平整土地引发或加剧已有地质灾害的危险性,又要分析评价因开挖平整土地形成新的边坡失稳的可能性以及管道工程、排水、排污工程基础开挖引发边坡失稳的可能性,城镇道路工程削坡或填筑工程边坡失稳的可能性。在黄土分布区要考虑排水、排污工程引发黄土湿陷,在盐渍化分布区,要分析盐胀溶陷灾害,在冰土分布区要分析冰胀融陷灾害。

三、水利水电工程地质灾害危险性评估

水利水电开发利用,无疑是针对江河流域,一般来讲,江河峡谷地带地形狭窄,岸坡陡峻,水流湍

急,山体雄厚,且多由完整性较好的基岩构成,是水利枢纽工程良好的选择区。而盆地带,地形平坦开阔,土地资源丰富,是农牧业经济开发的场所。鉴于此,江河流域水利水电工程地质灾害危险性评估站在两个层面去分析预测地质灾害对工程建设的影响。首先考虑枢纽工程区,涵括坝基、坝肩、泄洪道、导流、发电厂房等工程建设可能引发的边坡失稳,可能引发或加剧已有地质灾害的复活以及绕坝渗漏、坝基渗漏引发地下水位变化而引发或加剧地质灾害的问题。另一方面,水电工程将产生回水在平原区将引发水库岸边再造,水库浸没等灾害性地质问题,同时因蓄水,有导致斜坡失稳后引发涌浪灾害,对近坝区要评估大坝遭受涌浪灾害,在库区要评估库岸一定范围内遭受涌浪灾害的居民、耕地及其他资源危险性大小。

此外,随着现代科学技术的发展和人类经济、工程活动向深度和广度的发展,其活动范围与强度呈现前所未有的变化,人类将会产生更多的工程活动场所,诸如矿山工程、垃圾填埋工程、农林、牧业开发工程等前期论证或开发利用过程中的地质灾害危险性评估工作,仍然坚持“以人为本”的原则,在调查地质灾害现状的基础上,以工程活动为目标,进行地质灾害危险性预测分析,只要工程活动在灾害体上就有引发或加剧其活动的可能性。只要工程活动在灾害体致灾范围内,就有遭受其致灾的可能性。只要工程活动进行了挖掘方或填方,就有形成新的边坡失稳的可能性,即就有引发边坡失稳致灾的可能性,就必须进行预测分析。

综上所述,不同工程开发系统的工程特征、边界、成分、结构的不同,其地质灾害危险性评估的调查边界和分析预测内容是有一定差异的。如风蚀沙埋或冰胀溶沉灾害对公路工程、垃圾处理填埋场的危害性、危险性必定比输电路路大。因而可以说,随着工程开发系统目标的不同,其地灾评估工作是有不同的针对性,它应满足于工程开发系统避让及防护治理的需要,是不定式的。

第二节 青海特大滑坡分布特征及影响因素分析

一、前言

位于“世界屋脊”之上的青海省,地处青藏高原东北部,是我国第一级地貌阶梯的重要组成部分。其面积之大、隆起之新、构造之复杂、动力地质现象之丰富,实属世界罕见。尤其是环境演化进入晚更新世晚期快速隆升期(距今0.13Ma的共和运动)以来,伴随高原内陆湖盆的切穿和贯通,内陆水系外泄。漫长的黄河、长江、澜沧江三大江河发育史塑造了区内多级侵蚀阶段和强烈的剥蚀、侵蚀山地地貌景观和与之伴生的多期崩、滑、流等外动力地质现象。据资料:黄河上游龙羊峡至刘家峡段380km的河谷带内,新、老滑坡个数达205个,滑坡平均密度0.54个/km。其中大于 $5.0 \times 10^8 \text{ m}^3$ 的约占4%, $(1.0 \sim 5.0) \times 10^8 \text{ m}^3$ 的约占30%, $(0.1 \sim 1.0) \times 10^8 \text{ m}^3$ 的约占31%。最老的滑坡推覆于黄河IV级阶地之上,残留方量 $13.5 \times 10^8 \text{ m}^3$,最新滑坡发生于2005年8月27日,残留方量达 $2.3 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。随全球气候环境变暖趋势的影响,区内年均气温逐年回升,年降水量逐年增加,崩、滑、流灾害开始十分活跃。如:1990~2004年全省共发生各种突发性地质灾害265起,共造成177人死亡,直接经济损失达5.1亿元。因此,为客观地认识和了解青海省滑坡灾害的分布特征,分析研究其与地质环境条件的相互关系,掌握其时空变化规律,预测其发生、发展、演变趋势,进而拟定相应有效的防护治理对策和建议意义重大。

二、青海特大型滑坡分布特征

1. 背景要素

青海,东西横跨亚洲内陆干旱荒漠区和湿润季风区,南北纵越三大江河水系,其地域广阔,既有干旱的荒漠、广袤的草原、星罗棋布的湖泊、沼泽、山川、河流、高山、雪峰交相辉映,形成丰富多彩的自然景观。燕山运动以来,伴随印度板块与欧亚板块的碰撞挤压,青藏高原急剧隆升,内部差异性构造

活动加剧,并形成多个南北向排列的新生代盆地,从而堆积了厚达数千米的古、新近系红色碎屑岩及第四系泥质半成岩和厚达数十米的黄土层。中更新世以来,伴随青藏高原进一步隆升,我国三级地貌阶梯格局的定型,江河水系溯源侵蚀加剧,在青藏高原与黄土高原过渡带内的青海东部地区形成了众多高达五百余米的高陡边坡,为区内特大型滑坡的形成提供了空间条件。

2. 滑坡发育基本事实

青海省国土面积 $72.12 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。共有滑坡 671 个,其中特大型滑坡 156 个,占总数的 23.2%。671 个滑坡中:黄土滑坡 337 个,特大型 36 个,占该类型滑坡总数的 10.7%;堆积层滑坡 88 个,特大型 3 个,占该类型滑坡总数的 3.4%;基岩滑坡 246 个,特大型 117 个,占该类型滑坡总数的 47.6%;其中新近系红色碎屑岩特大型滑坡 89 个,占基岩特大型滑坡总数的 76.1%。因此,青海省新近系红层是特大型滑坡发育的主要背景地层。

3. 滑坡分布特征

(1) 地貌部位 (图 7-12)。

4000m 以上的高山区:如青南地区,由于流水切割不强烈,且处于多年冻结区,滑坡类型多以热融滑塌类居多,规模多小于 $1000 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。除此之外,在海拔 5500m 以上的高山区,分布有现代冰川,因全球气候变暖,导致冰雪消融,常形成大规模的冰崩,如 2004 年 3 月 18 日发生的阿尼玛卿雪山冰崩,规模 $3600 \times 10^4 \text{ m}^3$ (图片 4)。

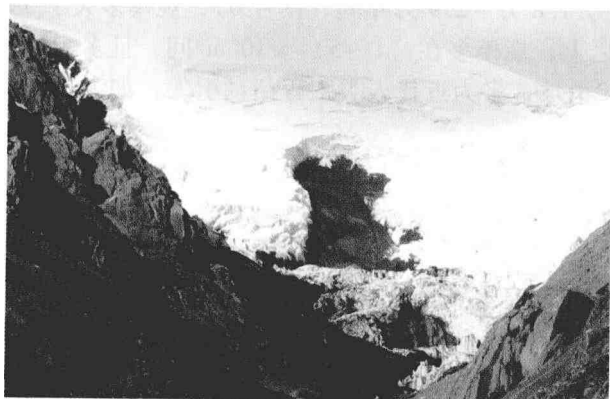


图 7-12 青海省地貌影像图

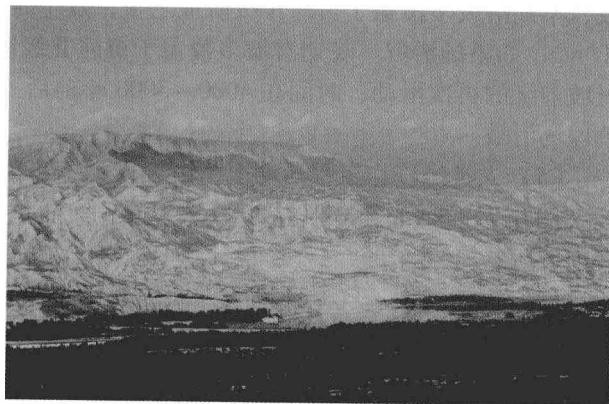
① 青南高原区; ② 黄河龙羊峡—刘家峡谷地区; ③ 湟水谷地及祁连山区; ④ 柴达木盆地区

黄河干流区:强烈的黄河流水下切,沿河两岸断续塑造了高达 400~600 余米的岩土质高陡边坡,而导致该区滑坡众多,尤以第三系泥岩滑坡最为典型。而且该区水能资源丰富,已建和待建梯级电站 13 座,由于近年来降水增多,由此引发的灾害性地质问题十分突出。如 2005 年 8 月 17 日,引发了公伯峡水库库尾的烂泥滩滑坡,威胁烂泥滩村生命财产安全 (图片 5),公路中断。据资料:黄河龙羊峡—刘家峡段滑坡总数达 205 个,其中大于 $0.1 \times 10^8 \text{ m}^3$ 占总数的 65%,最大残留方量 $29.7 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。因此,是青海省境内特大滑坡最发育的地区。

湟水流域区:是青海省人口稠密区,由于大面积风积黄土的分布 (图 7-13),导致该区以黄土滑坡为主。 $1.61 \times 10^4 \text{ km}^2$ 流域范围内发生黄土滑坡 234 个,其中大于 $1000 \times 10^4 \text{ m}^3$ 的特大型滑坡 31 个,占该类滑坡总数的 13.1%。因此,湟水流域是黄土特大型滑坡的主要分布区。



图片4 阿尼玛卿雪山冰崩



图片5 烂泥滩滑坡

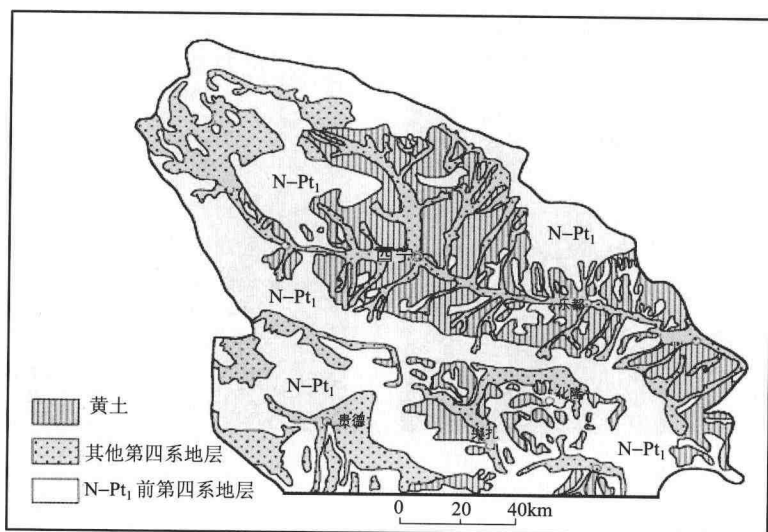


图7-13 青海省东部地区黄土分布图

柴达木盆地区：距今300万年以来，盆地一直处于强烈的蒸发浓缩成盐过程，地势平坦，故以盐胀溶陷灾害为主，不属突发性地质灾害类型之例。

(2) 岩性结构。自古近纪以来青海沉积了厚达数百至数千米的古、新近系红色碎屑岩，及第四纪以来的黄土和松散碎屑物，为青海新近系泥岩和第四系黄土滑坡创造了物质基础。资料显示，青海省671个滑坡中，黄土滑坡337个，占总量的50.2%；新近系红色碎屑岩滑坡203个，占总量的近30.3%，其中特大型占总数的18.6%。因此，黄土及新近系红色碎屑岩是青海滑坡主要易滑地层。

(3) 降水分布。青海省为典型的高原大陆性气候，多年平均降水量17.6~766.4mm，其中6~9月份降水量占年降水量的80%强，且多以最大雨月或雨日出现。因此，地质灾害的分布多集中在6~9月份（图7-14）。

(4) 发生时间。黄河干流发育有三期滑

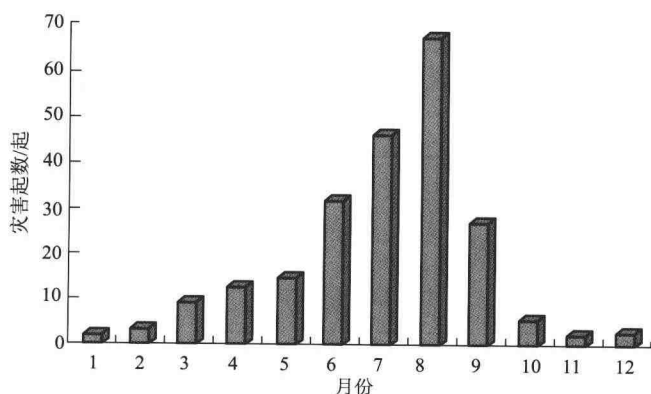
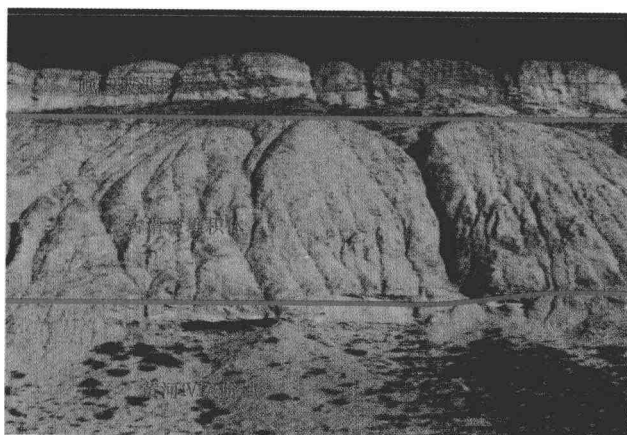


图7-14 多年月平均发生地质灾害起数直方图

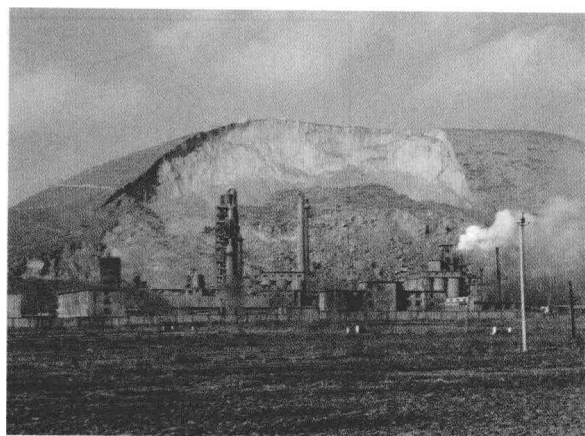
坡, 早期滑坡多覆盖于黄河Ⅳ级阶地之上, 发生时间距今 1.8 万~2.9 万年 (图片 6), 规模多大于 $5 \times 10^8 \text{ m}^3$, 如康扬滑坡。晚期滑坡多覆盖于黄河Ⅱ级阶地之上, 规模多在 $(1 \sim 5) \times 10^8 \text{ m}^3$ 间, 且多为早期滑坡前缘的再次滑动, 时间在 4000~5000 年前后。现代滑坡, 多为近代人类工程活动引发, 如大通垃圾填埋场滑坡。

(5) 人类经济、工程活动上。由于人类不当削坡, 时常引发大规模的黄土滑坡。如互助县水泥厂滑坡 (图片 7), 造成经济损失 3000 余万元; 大通垃圾填埋场滑坡, 造成经济损失 1000 多万元, 均属不合理削坡所致。

(6) 经济损失。气候环境条件及地貌类型决定了黄河、湟水谷地是人类经济工程活动的最佳场所, 而这些场所正好地处青藏高原与黄土高原过渡带内, 带内沟河纵横, 侵蚀切割作用十分强烈, 外动力地质现象十分发育, 从而导致该区地质灾害频发、经济损失总量最大。如自 1990~2004 年, 15 年间该区共发生各种突发性地质灾害事件 198 起, 占全省突发地质灾害事件 (265 起) 的 74.7%, 造成 159 人死亡, 是总数的 89.8%, 直接经济损失达 4.3 亿元, 是总数的 84.3%。



图片 6 康扬滑坡堆积体



图片 7 人工削坡引发的互助县水泥厂滑坡

4. 滑坡分布影响因素分析

(1) 构造因素。新近纪末期以来, 伴随印度板块与欧亚板块碰撞挤压的加速, 我国三级阶梯地槽格局雏形形成。中更新世以来, 伴随青藏高原进一步隆升, 地处青藏高原与黄土高原过渡带内的青海东部地区构造作用强烈, 岩体风化、破碎得到加强, 为区内特大滑坡的形成和发生提供了内动力条件。

(2) 地形因素。构造抬升和流水切蚀, 促使区域性侵蚀基准面下降, 是构成岸坡相对高差大的自然营力。据资料 (表 7-8), 青东地区的黄河龙羊峡—刘家峡河段, 晚更新世以来地壳强烈抬升, 隆升速率 $2.3 \sim 6.7 \text{ mm/a}$ 。地壳快速抬升, 促使流水切蚀作用加强, 侵蚀基准面下降, 使得青东地区黄河及其支流形成高达 200~600m, 坡度多大于 40° 的高陡边坡, 为区内特大滑坡发育创造了空间条件。

表 7-8 龙羊峡至刘家峡部分峡谷区地壳平均隆起速度表

地点	时间 隆起 速度	晚更新世初期以来			全新世以来		
		幅度 m	时间 万年	速度 ($\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$)	幅度 m	时间 万年	速度 ($\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$)
龙羊峡		500	15	3.3	80	1.2	6.7
松坝峡		615	15	4.1	70	1.2	5.8
李家峡		341	15	2.3	28	1.2	2.3

(3) 降水因素。资料显示：青东地区年平均降水量 250 ~ 500mm 间，月最大降水量 74.1mm，日最大降水量达 49.4mm，且降水多集中在 6 ~ 9 月份，占年降水总量的 80%，这种降水集中，且多以最大雨月或雨日降落的地区，既对依赖溶盐胶联结的黄土及第三系红层起湿润、浸泡作用，又易形成洪流，加速岸坡坡体侧蚀，使坡体支撑力下降，导致滑坡灾害的发生。

(4) 蒸发因素。区内蒸发量多在 2000mm/a 左右，是降水量的 3 ~ 5 倍，这种地区性干旱少雨，是区内黄土及第三系红层这种依赖于溶盐胶联结作用而导致其峰值强度较高的地层能形成高陡边坡的重要原因。

(5) 岩土体背景因素。青海省 671 个滑坡中，黄土滑坡和新近系泥岩滑坡总数达 540 个，占总数的 80.5%。因此，黄土和新近系泥岩的组成物质及力学性质是控制青海滑坡发生的主控因素。青海黄土，以粉粒为主，含量达 60% ~ 70%，且多孔性，孔隙度 40% ~ 50%，钙质含量 20% ~ 30%，厚度 20 ~ 200m 不等，垂直节理发育，在干旱少雨的青海易形成大于 50° 的高陡边坡。但其具湿陷性，遇水易湿陷而遭受侵蚀，而且结构强度急剧下降。有试验表明，当含水量由 7.8% 增加到 18.2% 时，黄土 C 、 φ 值均降低 25% 左右。这是青海东部黄土滑坡发育的根本原因。

区内新近系红层为内陆湖盆相含盐粘土岩、粉砂岩、砂岩等，其具有可溶盐含量高的特点，可溶盐离子总量达 25% ~ 35%。其中易溶盐含量为 0.5% ~ 5.0%，多具盐晶胶结的微结构特征。单轴抗压强度一般在 3MPa 左右， C 值可高达 1.9MPa，有较高的结构强度，而且在溶盐的胶结作用下，破坏时有较高的峰值强度。这是区内新近系红层能构成高达 300 ~ 600m 高陡边坡的根本原因。然而，正是由于其依赖于黏结和溶盐胶联结特性，决定了其特殊的物理力学性质是：遇水易崩解，并随含水量增加， C 、 φ 值急剧下降（表 7-9）。这是区内新近系红层滑坡规模大、频率高，而且大多是高速滑坡的根本原因所在。

表 7-9 第三系泥岩剪切试验资料统计表

抗剪强度	$\lg \varphi$	C/MPa
峰值	0.637	0.343
残余值	0.480	0.049
饱和残余值	0.460	0.0098
溶滤后残余值	0.389	0.0049

(6) 地震作用因素影响。青海是地震多发区之一，仅次于台、藏、滇、川、新疆，位居全国第六。有历史记载以来，境内共发生 5 级以上地震 188 次，其中 7 ~ 7.9 级地震 6 次，6 ~ 6.9 级地震 34 次，5 ~ 5.9 级地震 148 次，不同震级的地震中以 5 级地震最普遍，而且几乎遍布全省。6 级地震主要分布在祁连山、柴达木盆地，唐古拉山—玉树以及久治—达日一带。这些地区，地势平坦，河谷纵向坡降较小，侵蚀能力较低，因而滑坡灾害不甚发育。而 7 级以上地震主要分布在花石峡—达日—玛沁—共和一线。这里山高沟深，沟河纵横，崩塌、滑坡灾害频发，有名的军功滑坡、白刺滩滑坡、查纳滑坡均在此带，而且均属特大型高速滑坡，不能不说这与强烈的地震关系可能很密切。如 1943 年 3 月 17 日达 7.7 级地震，形成了长达 18km 的崩塌碎石带；1990 年 4 月 26 日共和县塘格木 7.0 级地震，三贵公路沿线湟中县塔尔寺等地均有崩塌、滑坡伴生，造成交通阻塞。

(7) 人类工程活动影响。人类开挖、破坏植被、堆放弃渣、水库蓄水、爆破以及修建工程等活动，破坏了坡体自然平衡状态，改变了地表（下）水的排泄方式，从而诱发灾害。据资料：1990 ~ 2004 年青海省境内共发生滑坡 113 个，其中自然因素引发的 50 个，而人为引发的 63 个，占总的 55.8%。如大通垃圾填埋场滑坡是由于人工不合理削坡所致，尖扎烂泥滩 $2.8 \times 10^8 \text{ m}^3$ 滑坡与修筑公路关系密切；龙羊峡水库水位的急剧抬升或下降曾引发过 2002 年 6 月 $600 \times 10^4 \text{ m}^3$ 的汪什科滑坡，2005 年 11 月引发 $450 \times 10^4 \text{ m}^3$ 的文昌庙滑坡，形成涌浪 5 ~ 10m。可见，地震及人类工程活动是区内诱发滑坡的重要因素之一。

5. 滑坡灾害防治的基本措施

由于特殊的地理位置和自然营力的交互作用，青海省地质灾害十分发育，尤其是新一轮降水高峰期

的出现,滑坡灾害频发,危害十分严重。但资金十分缺乏的省情,致使灾害防治一直难以得到重视。然而,随着“以人为本”科学发展观的逐步实施,特别是国务院《地质灾害防治条例》的颁发,灾害问题已日益受到省政府和社会各界的重视。笔者综合各界之经验,认为行政管理措施与技术支撑措施相结合的防治办法,是防治滑坡灾害的关键。

(1) 行政管理措施。滑坡灾害的防治是一项开放的环境地质工程系统,涉及水文、气象、地质、环境、地震、城建、交通、水利、农林及民政等多学科、多部门的密切配合,协调工作才能完成。因此,政府统一组织、管理、领导,才能在遵循国务院《地质灾害防治条例》等法律、法规要求的前提下,采取必要的措施,达到以防为主,防治结合的最高境界。可见:① 加强滑坡灾害防治的组织领导,才能保障滑坡防治工作的顺利进行;② 依法进行滑坡灾害防治、宣传预防知识,才能保证全民皆兵,提高群防能力和地质环境保护意识;③ 完善救灾措施,增强防灾能力,才能变被动救灾为主动防灾;④ 加强建设用地地质灾害评估,才能减少人为引发灾害的发生,从而起到防灾效果。

(2) 技术支撑措施。行政管理措施,在防灾、减灾、救灾上提供了组织管理及资金和群防力量上的支撑。但要彻底根除滑坡灾害及其隐患,必须有强大的技术支撑,依实际情况寻求拟定相应有效的防护治理措施,从而达到社会效益、环境效益与经济、安全相统一的最佳效果。因此:① 全面开展省域内滑坡分布规律调查,分析其影响因素及形成演化过程,才能为行政管理措施提供技术支撑,增强行政管理措施的针对性,达到防灾减灾的目的;② 加强滑坡灾害的监测预警的建设和技术研究,才能预测滑坡灾害的发生发展过程,达到防灾避让的效果;③ 深入滑坡机理和致灾过程的研究,才能对滑坡灾害提供有针对性地进行治理和制定有效的防灾措施;④ 进行滑坡灾害环境经济技术评估,是政府选择“防”、“治”方法、方法技术支撑;⑤ 有针对性地进行滑坡防治技术和对策的研究,才能获取事半功倍的效果。

(三) 结论

(1) 青海特大滑坡的分布严格受地形地貌条件、构造营力、岩性结构特征以及内陆水系的切穿和贯通控制。而人类经济、工程活动、降水及地震作用仅仅是诱发因素。

(2) 青海特大滑坡主要分布在青藏高原与黄土高原过渡带内的青东地区,这里人类经济工程活动强度大,又是黄土及新近系泥岩分布区,构造及流水作用强烈,有利于滑坡灾害的发生发展。

(3) 青海特大滑坡灾害的防治主要依赖于行政管理措施和技术支撑措施,以避让为主,治理相结合的方法行之有效。

(4) 青海特大滑坡发育区是青海人类经济、工程活动的密集区,又是黄河水能开发的黄金地段,近年来随全球气候变暖趋势的影响,降水量大增,雪线上升,江河水量增加,同时又是高原地震活跃期。因此,境内将又是一次重大地质作用事件的到来,加强境内地质灾害的预警预报及防灾工作是环境工程地质工作者的责任和义务。

第三节 青海龙羊峡—刘家峡河段特大型滑坡成因分析

一、前言

素有中国水电资源开发“富矿”之称的黄河上游龙羊峡至刘家峡河段隶属青海省东部及甘肃省西部,横跨我国两大地貌阶地,是强烈隆升的青藏高原与相对隆升的黄土高原过渡地带。黄河自第四纪中更新世末期至晚更新世早期切穿贯通该区段,并在全新世早期溯源侵蚀到达两湖(扎陵湖、鄂陵湖)地区以来,锲而不舍的流水侵蚀作用,在其流经的山地峡谷和丘陵盆地,形成了多级侵蚀堆积阶地和强烈的剥蚀、侵蚀山地地貌景观。特别引人注目的是在内外营力的作用下,沿河两岸断续塑造了众多高达300~600m的岩土质高陡边坡。据调查:380km的河段内发育有大小滑坡205个,其中规模大于 $5.0 \times 10^8 \text{ m}^3$ 的占总数的4%, $(1.0 \sim 5.0) \times 10^8 \text{ m}^3$ 的占总数的30%, $(0.1 \sim 1.0) \times 10^8 \text{ m}^3$ 的占总数的31%。严重制约着河段内水能资源的开发利用和发展。为合理开发利用河段内水能资源,保障梯级水电工程安全正常运

营, 阻缓滑坡灾害对生命财产的损失, 本文试图从黄河的形成演化着手, 分析河段内特大型滑坡的形成。

二、滑坡类型及分布

(一) 滑坡类型

根据滑坡组成物质及滑动面所通过的地层, 可将河段内滑坡分布分为五种类型。

1. 坚硬至较坚硬岩质滑坡

主要分布于由古近纪以前的坚硬至较坚硬砂岩、砂砾岩、片岩、片麻岩及各期侵入岩构成的峡谷带(表 7-10), 这类滑坡主要受层面及构造裂隙控制, 多为一些顺层滑坡。河段峡谷地带构造应力集中, 岩体构造风化裂隙发育, 黄河切深达 500m 以上, 岸坡坡角达 60° 以上。全河段该类型滑坡 15 个, 占总数的 7.3%, 规模多在 $1000 \times 10^4 \text{ m}^3$ 左右, 个别达 $2.1 \times 10^8 \text{ m}^3$, 如有名的李家峡 I、II 号滑坡、拉西瓦泥鳅滑坡。

表 7-10 黄河龙羊峡—刘家峡河段各区滑坡密度统计表

区段名称	统计面积 km^2	滑坡个数 个	残余方 量总数 10^8 m^3	滑坡密度 (个 $\cdot 100 \text{ km}^{-2}$)	滑坡强度 ($10^8 \text{ m}^3/100 \text{ km}^{-2}$)	主要滑坡类型
巴仓农场	100	8	13.42	8	13.42	③
龙羊峡口查纳段	43	7	3.017	16.28	7.02	②
龙羊峡—贵德县以西	785	4	0.15	0.5	0.02	①
贵德县—阿什贡	260	12	6.75	4.62	2.6	②
阿什贡—李家峡	224	10	3.11	4.46	1.39	①
尖扎—群科	380	50	72.8	13.16	19.16	②
公伯峡	340	23	10.23	6.76	3.01	①、⑤
循化盆地	370	20	11.39	5.41	3.08	②
积石峡	165	7	0.15	4.2	0.1	⑤
大河家盆地	300	22	6.73	7.33	2.23	②
寺沟峡	172	9		5.23		⑤
刘家峡库区上游	80	22	3.04	27.5	3.8	④、②
刘家峡库区及下游段	600	11	1.3	1.83	0.22	④

① 坚硬至较坚硬岩质滑坡; ② 较坚硬至软弱岩质滑坡; ③ 半固结型土质滑坡; ④ 黄土滑坡; ⑤ 岩土质混合型滑坡。

2. 较坚硬至软弱岩质滑坡

主要分布于由新近系中上新统红色泥岩、砂岩、砂砾岩夹不稳定的膏盐层构成的龙羊峡口查纳段、贵德盆地北部、群科尖扎盆地、循化盆地及官亭盆地黄河岸坡带。这类滑坡主要受一、二、三级支流水位 3~15m 的灰绿色薄层状粉砂质泥岩或膏盐, 构造裂隙及层面三者因素控制。而贵德至循化河段第三系滑坡除上述因素外, 更重要的控制因素是第四纪以来的构造活动及地震活动。总之, 上述滑坡多发生于黄河的侵蚀岸及其与一、二级支流交汇带, 多为切层崩滑型高速滑坡。该类型滑坡总个数 133 个, 占区段滑坡总数的 64.9%。其分布面积广、密度大、强度高, 规模上亿立方的达 34%, 尖扎群科段滑坡密度为 $13.6 \text{ 个}/100 \text{ km}^2$, 强度为 $19.16 \times 10^8 \text{ m}^3/100 \text{ km}^2$, 最大的草滩滑坡残留方量达 $29.7 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

3. 半固结成岩型岩质滑坡

主要分布于由第四系下更新统砂砾岩、砂岩夹泥岩构成的龙羊峡库区右岸的巴仓农场段及贵德盆地的黄河两岸高陡边坡带。其形成主要受高出现代河水位 10~30m 的中厚层状橘黄色泥质粉砂岩及卸荷裂隙控制。半固结成岩型岩质滑坡个数为 10 个, 占滑坡总数的 4.9%, 规模多在 1 千至 1 亿立方之间, 多为崩滑型高速滑坡, 最大的白刺滩滑坡方量达 $5.8 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

4. 黄土滑坡

主要分布于临夏盆地及刘家峡库区两岸,其形成主要受库水浪蚀、水位升降、黄土的湿陷性及底砾岩控制,多发生于冲洪积平原前缘陡坎,沟谷两侧的高边坡带及黄土台塬边缘带,滑坡个数16个,占总数的7.8%,规模多在数十至数千万立方之间。

5. 岩土质混合型滑坡

主要分布于第四系黄土盖帽于第三系红层之上的寺沟峡部分地段及官亭盆地的东缘,其形成主要受暴雨、第四系黄土底砾层及下伏第三系红层中缓倾角的卸荷裂隙控制,多发生于梁状地形的边缘带。滑坡个数31个,占滑坡总数的15.1%,规模多在1千至1百万立方之间。

(二) 滑坡分布

1. 滑坡两岸数量分布

据统计(表7-11),以积石山为界,东侧的官亭盆地、刘家峡库区滑坡灾害在密度和强度上均为左岸大于右岸。而以西地区滑坡灾害在密度和强度上则是右岸大于左岸。其原因是:一方面以积石山为界,以西地段受分布于黄河南部的共和至天水深大断裂的影响,西南侧抬升速度大于东北侧,黄河右岸遭受流水侧蚀作用增强。另一方面,在地球自转作用下,北半球河流受科里奥利斯加速度作用的影响,黄河水流运动方向向右岸发生偏离,右岸浸蚀机率高,使得该河段黄河右岸多呈侵蚀状态,左岸多呈堆积状态。两种作用力的交互作用,导致了积石山以西河段黄河右岸在坡度、高度及滑坡密度、规模上均大于左岸的局面。而积石山以东河段,则受祁连山褶皱隆起带的影响,北侧抬升速度大于南侧,黄河左岸处于侵蚀状态,但由于地球自转产生的离心力,使水体又要向右岸偏移,这就导致了积石山以东河段黄河左右两岸地貌形态基本对称。滑坡灾害分布密度和强度基本相近。因此,河段内滑坡的分布主要受科里奥利斯加速度作用及地壳不均匀掀斜抬升作用的影响。

表7-11 黄河龙羊峡至刘家峡河段两岸滑坡分布对比表

区 间		右 岸		左 岸	
		个数	最大滑坡方量 10^8 m^3	个数	最大滑坡方量 10^8 m^3
积石山 以西河段	龙羊库区	15	5.8	1	<1
	尖扎群科	36	29.7	21	7.1
	循化盆地	13	5.8	7	5.5
积石山 以东河段	官亭盆地	6	<0.4	8	0.8
	刘家峡库区	8	<0.5	10	1.4

注:不包括黄河支流带内滑坡数。

2. 滑坡空间分布

表7-11表明:河段内滑坡主要集中分布在贵德至循化段,滑坡总数达115个,密度7.3个/ 100 km^2 ,占河段内滑坡总个数的56.1%,而该河段长155km,仅为全河段长的40.1%。残余方量总数 $104.28 \times 10^8 \text{ m}^3$,为全河段滑坡残留总方量的78.9%。可见,贵德至循化段滑坡灾害分布在密度和强度上均为全河段最大。其原因应与挽近期近南北向隆起带急剧隆升及第三纪堆积厚度有关。

3. 滑坡时间分布

黄河龙羊峡至刘家峡河段内滑坡发育时间分布有三期,早期滑坡多覆盖于黄河Ⅲ-Ⅳ级阶地之上,热释光年龄时间为5.0万年,规模多大于 $5 \times 10^8 \text{ m}^3$,总数8个,约占总数的4%。晚期滑坡多覆盖于Ⅱ级阶地之上,热释光年龄5000年左右,规模多在 $(1 \sim 5) \times 10^8 \text{ m}^3$ 间,且多为早期滑坡前缘的再次滑动,总数64个,约占总数的30%。现代滑坡,规模多在 $(500 \sim 1000) \times 10^4 \text{ m}^3$ 。个数133个,占总数的66%,多为近代人类工程活动引发。

三、黄河形成演化与滑坡发育的相关分析

(一) 地质环境演变历史事件

距今 46Ma, 伴随印度板块与欧亚板块碰撞挤压的发生、发展, 新特提斯海逐渐退出, 青藏高原在急剧隆升过程中, 迎来盆岭构造发育的新生代, 高原“泛湖”期沉积环境形成, 在河段内的贵德盆地、尖扎—循化盆地沉积了厚逾千米的湖相—盐湖相红色砂岩、泥岩、粉砂质泥岩夹膏盐层, 而此时的沉降中心在尖扎—群科盆地 (表 7-12), 为区内特大型第三系泥岩滑坡的形成奠定了物质基础。

表 7-12 第三纪各盆地沉积厚度表

厚度/m 时间	地区	曲乃亥	罗汉堂	松巴	群科	尖扎	循化	临夏
新近系		640	580	730	1228			
古近系				73	1003	200	512	1512

环境演化进入第四纪以来, 区内乃至整个青藏高原在较短的时间尺度下刻画高原隆升事件和我国内流水系的切穿和贯通, 从而促使河段内现代地貌景观的形成和演化。第四纪初期 (距今 3.4Ma), 青藏运动的发生、发展, 一方面: 青藏高原又一次整体大范围隆升, 海拔高度达到甚至超过“动力临界高度”, 使亚洲季风形成并加强, 高原内部河流、湖泊广泛发育, 形成早更新世的泛湖期。另一方面: 青藏高原在开始整体隆升过程中, 其内部地质环境发生了巨大变化, 使统一的高原主夷平面开始解体, 祁连山地槽急剧隆升并进入剥蚀夷平阶段, 而柴达木地块则相对沉降, 接受沉积, 并在共和、贵德盆地沉积了厚达 386.4~1400m 的早更新统土黄色—灰黄色粉砂质泥岩、粉砂岩夹杂色细砂岩, 其中共和盆地沉积厚度最大, 而且含有 5%~8% 的易溶盐, 成为早更新世终端湖区 (图 7-15)。说明青藏运动使得区内扎马山以东河段处于强烈隆升剥蚀阶段, 而扎马山以西河段则处于相对沉降过程, 沉降中心在共和盆地, 贵德盆地的地表水流向共和盆地。这就是说黄河还没有到达该区, 仅为共和、贵德盆地发育半固结成岩型岩质滑坡提供了物质基础。

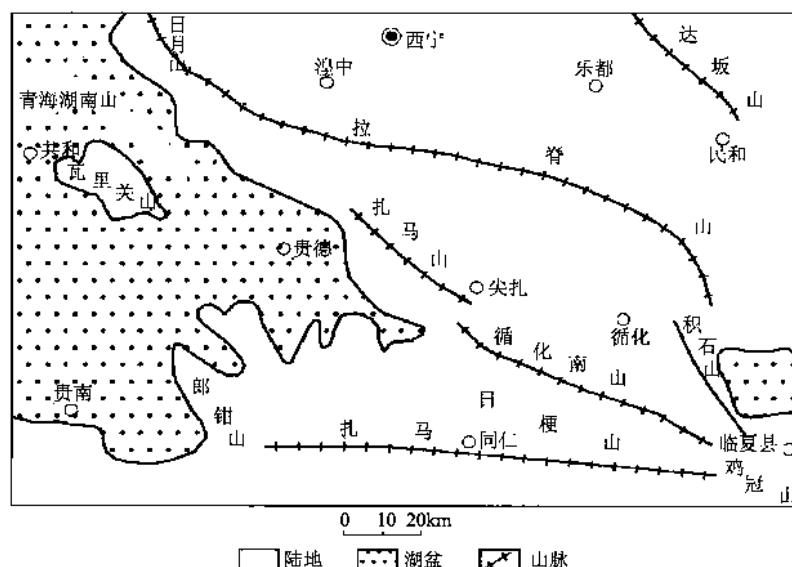


图 7-15 早更新世湖泊分布图

“昆黄运动”序幕的拉开（距今1.2Ma），青藏高原进入第四纪以来第二次强烈隆升阶段，主高原面海拔高度达到水的“冰结高度”（3000~3500m），出现第四纪以来“最大冰期”（施雅风，2000）。此时整个高原多半年均被积雪覆盖，导致地表反照率显著增大，使青藏高原全年均对大气起冷源作用，从而促使该河段乃至全球性进入第四纪中更新世的“冰凉世界”。受本次构造隆升的影响，黄河在中游切过三门峡东流入海。在上游，北支的湟水摆脱达坂山东缘的禁锢，穿老鸦峡而过，切过大峡、小峡，进入西宁盆地到达大通山腹地，成为原黄河的源头。南支仅穿刘家峡、寺沟峡，过积石峡到达循化盆地，并未形成完整体系的黄河流域。与此同时，最大冰期的形成，引起大气环流改变、冬季风盛行、黄土及冰碛堆积普遍，在黄河循化河段以西地区主要堆积形成山前滩地平原地貌，为区内黄土滑坡的形成奠定了物质基础。

距今12.5万年前的第四纪晚更新世早期，青藏高原进一步差异式隆升，其海拔高度 $\geq$ 无稳定积雪高度。随着高原面积雪的消失，反照率变小，高原从年平均“冰凉世界”冷源驱动又开始进入热源驱动。由此引起了全球性升温。同时，我国三级阶梯地貌格局定型。并伴随“共和运动”的发生、发展，河段内的扎马山—日月山隆升加剧，迫使倒淌河（青海湖水系）倒流（距今12万年左右），黄河上游进入大切割期，溯源侵蚀切公伯峡、李家峡，穿龙羊峡而过（表7-13、7-14），并于全新世早期到达“两湖”（扎陵湖、鄂陵湖）地区。因此，“共和运动”是黄河溯源侵蚀加剧促使沿黄两岸形成高达350m以上高陡边坡的内动力因素，而黄河流水切蚀作用则是沿岸特大滑坡发生的外营力条件。可见，河段内特大滑坡的发生时间应在这段时间内形成和发展是可信的。

表7-13 松巴峡—李家峡阶地沉积物测年结果汇总表

野外样号		海拔/m	位 置	测年结果/年	阶地级数
SB01		2660	36°09'22"N 101°41'14"E	72200 ± 1300	XI
SB02		2660	36°09'22"N 101°41'14"E	81600 ± 3400	VIII
SB03		2535	36°09'25"N 101°41'28"E	78400 ± 9300	VII
SB04		2480	36°09'30"N 101°41'36"E	62100 ± 7200	VII
SB05		2466	36°09'28"N 101°41'47"E	56300 ± 4300	
SB06		2340	36°09'31"N 101°42'05"E	50300 ± 6400	VI
SB07		2326	36°09'37"N 101°42'18"E	42100 ± 7400	
SB08		2266	36°09'37"N 101°42'32"E	17600 ± 1600	V
SB09		2238	36°09'44"N 101°42'36"E	35200 ± 6100	
LJX01	A	2170	36°06'57"N	20200 ± 3300	IV
	B		101°49'22"E	21300 ± 4100	
LJX02	A	2170	36°06'57"N	18300 ± 6200	
	B		101°49'22"E	26300 ± 4200	
LJX03	A	2170	36°06'57"N	23300 ± 6300	
	B		101°49'22"E	29400 ± 3100	
LYX01		2754	36°03'49"N 101°08'38"E	92100 ± 7400	拉西瓦峡VI级阶地
LYX02		2754	36°03'49"N 101°08'38"E	101200 ± 11400	

表 7-14 黄河龙羊峡—刘家峡段第四纪地文期对比表

时代	共和盆地	贵德、化隆、循化、临夏盆地	龙羊峡、拉西瓦峡、松坝峡、李家峡、公伯峡、积石峡、寺沟峡	西宁—民和盆地
(板桥期) 现代	一级阶地 (高出河面 3~10m) 二级阶地 (高出河面 26m)	一级阶地 (高出河面 3~18m) 二级阶地 (高出河面 20~38m)	一级阶地 (高出河面 6~15m) 二级阶地 (高出河面 20~70m)	一级阶地 (高出河面 3~5m) 二级阶地 (高出河面 5~10m)
(清水期) 上更新世	三级阶地 {砂砾石, 亚砂土} 侵蚀 四级阶地 {砂砾石, 亚砂土} 侵蚀 五级阶地 {砂砾石, 亚砂土} 侵蚀 六级阶地 {砂砾石, 亚砂土} 侵蚀 七级阶地 {砂砾石, 亚砂土} 侵蚀 八级阶地 {砂砾石, 亚砂土} 侵蚀	三级阶地 {砂砾石, 亚砂土} 侵蚀 四级阶地 {砂砾石, 亚砂土} 侵蚀 五级阶地 {砂砾石, 亚砂土} 侵蚀 六级阶地 {砂砾石, 亚砂土} 侵蚀 冰水相堆积、洪积 高原剥蚀面	三级阶地 {砂砾石, 亚砂土} 侵蚀切割, 比高 43~95m 四级阶地 {砂砾石, 亚砂土} 侵蚀切割, 比高 90~264m 五级阶地 {砂砾石, 亚砂土} 侵蚀切割, 比高 124~294m 六级阶地 {砂砾石, 亚砂土} 侵蚀切割, 比高 225~417m 七级阶地 {砂砾石, 亚砂土} 侵蚀切割, 比高 240~560m 八级阶地 {砂砾石, 亚砂土} 侵蚀切割, 比高 43~95m	三级阶地 {黄土, 黄土状土, 冰水砾石} 侵蚀 四级阶地 {黄土, 黄土状土, 冰水砾石} 侵蚀
(湟水期) 中更新世	IX—X X II 级阶地 {砂砾石, 亚砂土} 侵蚀 {盆地边缘, 冰水堆积} 高原剥蚀面	{冰水相堆积, 黄土堆积} 高原剥蚀面	{断块隆起, 山地强烈上升} 盆地相对沉降, 河湖相沉积	五级阶地 {风积黄土} 侵蚀 六级阶地 {冰水砾石, 黄土} 侵蚀 七级阶地 {冰水砾石, 黄土} 侵蚀 八级阶地 {冰水砾石, 黄土} 侵蚀 九级阶地 {冰水砾石, 黄土} 侵蚀
(甘肃期) 下更新世	湖盆大幅度沉降, 巨厚河湖相沉积	山地隆升, 高原准夷面	山地隆升, 高原准夷面	高原准夷面

全新世以来,大规模冰川作用虽已停止,特别是1.09万~1.08万年间的仙女木事件的结束,全球快速升温,以结束冰期阶段代号末次冰期而进入全新世早期。黄河首先因溯源侵蚀强烈下切进入源区,两湖河道相连外泄,黄河进入新一轮快速下切期,并于距今4000~7000年前后达到鼎盛期。这是区内晚期滑坡发育的根本原因。此后,区域性气候变冷,季风开始衰退,降水明显减少,自然引发的特大滑坡相对减少。

(二) 黄河龙羊峡—刘家峡黄河形成演化时间的确定

表4资料是2005年5月1日~5日由青海省环境地质勘查局和兰州大学资源环境学院共同在野外采集,由兰州大学及中国地质大学联合测试确定的。黄河松坝峡次级高阶地年龄在7.2万~8.2万年前后,海拔标高2660m,最高阶地标高2850m,高出XI级阶地190m,如按隆升速度4.1mm/a(黄河流域环境地质因素)计算,则其形成年龄为11.8万~12.8万年。在黄河拉西瓦峡最高阶地年龄为9.2万~10.1万年。因此,可以说原黄河与原共和内陆湖贯通的时间在距今9.2万~12.8万年是可信的。

(三) 黄河演化与滑坡相关分析

上述资料显示,该河段黄河的贯通是“共和运动”的结果,因此,在距今12.5万年前的共和运动是黄河切龙羊峡而过的一个重大自然地质事件。由于黄河与原共和湖盆乃至整个青海湖流域水系的贯通形成统一黄河源区后,短时间内水动力条件剧增,黄河下蚀作用得到空前加强。并于距今2.0万年前后使得黄河岸坡高度达到或超过350m,斜坡地质体卸荷,松动、开裂,坡体逐渐变形破坏,甚至有地震或其他动力因素,导致了河段内早期特大滑坡的形成。此后,黄河继续上延,并于末次冰期结束前后到达“两湖”地区,在距今4000~7000年的全新世温暖期,冰雪消融加丰沛的季风降水,黄河水流侵蚀切割作用又一次得到加强,导致了河段内晚期滑坡的发生。这点可从喇家文化灾难可以佐证。

(四) 结论

黄河上游龙羊峡—刘家峡河段全长380km,发育有大小滑坡205个,其中大于 $1000 \times 10^4 \text{ m}^3$ 的滑坡占总数的65%,尤其是第三系红层构成的较坚硬至软弱岩质特大滑坡最为发育,规模上亿立方的占总数的34%,密度之大、强度之高实属世界罕见。经分析认为:距今12.5万年前后第四纪晚更新世早期,青藏高原进一步差异式隆升,导致黄河溯源侵蚀加剧,切寺沟峡、公伯峡、李家峡、龙前峡而过,并继续上延。水资源的重新分配,导致黄河切蚀能力加强,并于距今2.0万年前后使得黄河岸坡高度达到或超过350m,斜坡地质体卸荷、松动、开裂,坡体逐渐变形破坏,甚至有地震或其他动力因素,导致了河段内早期特大滑坡的形成。此后,黄河继续上延,并于末次冰期前后到达“两湖”地区,在距今4000~7000年的全新世温暖期,黄河水流侵蚀切割作用又一次得到加强,导致了河段内晚期滑坡的发生。因此,构造抬升致使黄河水流快速下切,以及黄河将共和盆地的切穿贯通,黄河切蚀能力加强是造就区内特大滑坡的主要因子。

第四节 青海省重大工程区潜在不稳定斜坡调查与风险评价

据资料:“5·12”汶川地震引发的地质灾害隐患点共18997处,威胁着28.33万户118.4万人的生命和552亿元资产的安全。这些次生灾害中崩、滑类共6935个,占次生灾害总数的36.6%。因崩、滑灾害的发生而引发或加剧泥石流灾害更为惊人。为什么“5·12”汶川地震引发如此多的崩、滑灾害,这与龙门山断裂带所处的地理位置密切相关,震区属青藏高原与四川盆地过渡带,构造应力集中,地形切割强烈,地表破碎,潜在不稳定斜坡及原生崩、滑动力地质现象发育。而这种地形地貌类型复杂,地表凸起特征明显的斜坡,对地震作用效应反应敏感。因此,山梁地带及地形突出的部位,也就是说潜在不稳定斜坡分布带会因地震地质作用而引发失稳,成为地震灾区主要的地震次生灾害。这就不能不让我们想到:在我国重点工程区尤其是我国一、二级阶地过渡带内存在着很多这样有被地震或其他诱发因素引发潜在

不稳定斜坡失稳致灾的隐患,仍在威胁着我们的安全。这就给我们提出了重点工程区潜在不稳定斜坡调查与风险评价的研究课题。

一、重点工程区潜在不稳定斜坡调查与灾害风险评价理念

重点工程区是指人类工程、经济活动的重要场区,涉及国防安全设施、社会供给保障设施、人类社会政治、经济、文化中心;重要的交通干线和生命线工程设施等。而潜在不稳定斜坡是指发育有各种类型的崩塌、滑坡,斜坡岩体中有倾向坡外,但倾角小于坡角的软弱结构面或斜坡后缘已产生拉裂(御荷)缝、表层岩土体已有蠕动变形迹象或坡足存在缓倾的软弱结构面且有地表、地下水作用的斜坡,可认定是潜在不稳定斜坡。因此,潜在不稳定斜坡不属地质灾害类,它归属于地质灾害隐患范畴,在一定的外界诱因作用下,极易发生崩塌、滑坡等突发性地质灾害事件。潜在不稳定斜坡致灾风险评价实际上是灾前风险评价,它是在查明潜在不稳定斜坡地质环境背景条件的基础上,分析研究潜在不稳定斜坡历史活动程度、灾变种类、灾变规模、强度、范围、等级以及灾变概率,并通过易损性评价核算危害区内各种承灾体的数量和可损毁程度划分风险等级,并拟定风险管理对策。因此,要对潜在不稳定斜坡进行灾害风险评价,就必须了解重点工程区所在位置、掌握重点工程区潜在不稳定斜坡形成的地质作用过程,分布发育活动规律,重点工程特征及破坏损失要素,这就离不开潜在不稳定斜坡的调查。在调查的基础上探索潜在不稳定斜坡地质环境变化要素,正确预测潜在不稳定斜坡变形破坏发生发展趋势,从而寻求拟定相应有效的风险管理对策。

二、青海省重点工程区潜在不稳定斜坡灾害调查与风险评价意义

青海省是青藏高原重要组成部分,青藏运动以来,伴随印度板块与欧亚板块的碰撞挤压,青藏高原急剧隆升,内部差异性构造活动加剧,并形成多个南北向排列的新生代盆地,从而堆积了厚达数千米的第三系红色碎屑岩及第四系泥质半成岩和厚达数十米的黄土层。晚更新世以来,伴随青藏高原进一步隆升,我国三级阶梯地貌格局的定型,江河水系溯源侵蚀加剧,在青海东部地区形成了众多高达五百余米的潜在不稳定高陡斜坡,为区内地震引发次生灾害提供了空间条件。如青海目前共有 671 个滑坡,其中巨型滑坡 36 个,集中分布在黄河上游龙羊峡至刘家峡段,尤以尖扎县最为显著。如夏藏滩滑坡残留方量达 15 亿方之巨,康扬滑坡达 12 亿方之巨。这些规模之大,形成因素之复杂,致灾能力之强的巨型滑坡都发生在黄河Ⅳ级阶地形成之后(即距今 2 万~3 万年前后),不能不联想其发生、发展是否与地震有关。如夏藏滩滑坡发生后其后缘反向地形成的湖泊面积达 5km^2 ,湖泊堆积物厚达 26.3m,纵向滑行距离达 6.8km。这种速度快,规模大,滑行距离远的巨型滑坡致灾能力难以想象。然而黄河上游龙羊峡—刘家峡段是中国水电资源开发的“富矿区”,13 座大中型水电站总装机容量达 $1307 \times 10^4\text{kW}$ 。黄河上游“龙头”水电站龙羊峡水电站肩负着下游防洪、防凌、调蓄等多项功能,涉及半个中国社会经济及人民生命财产安全。其右岸斜坡高达 520m,坡度均在 50° 以上,曾发生过 $5.8 \times 10^8\text{m}^3$ 的白刺滩滑坡, $1.0 \times 10^8\text{m}^3$ 以上的查纳滑坡及龙羊峡滑坡。龙羊峡之下的拉西瓦水电站库岸边坡高达 650m,坡度达 70° 以上,曾发生过超亿方的滑坡有:多隆滑坡,多右滑坡等。巨型滑坡的发生,曾堵塞黄河。如果这里有 6.5 级以上地震的发生,这些高陡斜坡是否失稳,是否致灾,致灾风险概率有多大?是我们急于需要回答的问题,也是灾害预警工作的当务之急。另一方面,青藏铁路肩负着西部地区国家安全和西部地区社会经济发展和社会安定。了解沿线潜在不稳定斜坡在地震地质作用下失稳的风险概率,显得十分重要。上述问题自汶川地震发生后,青海省委、省政府十分重视地震灾害的潜在风险,多次组织专家咨询和了解黄河上游,青藏铁路沿线等是否存在大的地震或大的地震地质灾害。因此,地方政府对高陡潜在不稳定斜坡调查与灾害风险评价是很重视的,也是他们急需决策管理的问题。

三、重点工程区潜在不稳定斜坡调查与灾害风险评价目标任务

以遥感、地面调查、测绘和勘查为主要手段。① 基本查明不同重点工程区潜在不稳定斜坡的地质环

境条件;②对潜在不稳定斜坡在地震地质作用下的失稳概率进行评价;③对危害人民生命财产和重大工程建设的潜在不稳定斜坡进行致灾风险评价,提出风险管理对策。

四、重点工程区潜在不稳定斜坡调查与灾害风险评价研究方法及技术思路

(一) 工作部署原则

依据青海省省情及地理要素特征,依不同潜在不稳定斜坡的类型、规模、分布特征,可造成的经济损失等,本着“区域展开,一般控制,重点解剖”的工作部署原则,分年度将重点工作部署在城镇人口密集区,交通、水电等重要工程建区。如黄河干流水能资源区,湟水流域人口密集区,青藏铁路沿线及109国道等地区。目的是查明这些区域潜在不稳定斜坡的发育特征、活动要素,成灾背景要素,受灾体特征要素及破坏损失等风险概率。

(二) 总体工作方法

在充分收集前人成果资料及1:1万QUICKBIRD数据解译的基础上,进行1:50000工程地质测绘,选取不同类型的潜在不稳定斜坡区段进行1:2000地质剖面测量及工程地质钻探和注水试验,借以解剖不同类型潜在不稳定斜坡的形成演化趋势及对人类工程、经济活动的致灾风险概率,提出风险管理对策。其工作主要内容如下。

1. 潜在不稳定斜坡致灾灾情基本要素调查

(1) 致灾背景要素。潜在不稳定斜坡形成的自然条件和社会经济条件调查。其中自然条件主要包括地质条件——地层、岩性、地质构造与新构造、地壳稳定性等因素;地震条件——发震断裂、地震震级、震中位置等;地形地貌条件——地貌类型、海拔高程、地形高差或切割深度等因素;气候条件——气候类型、降水量、降雨强度等因素;水文条件——所属水系、水位、流量、水温、水质等要素及其动态变化因素;植被条件——植被类型、覆盖程度等因素。社会经济条件主要包括人口数量、密度;城镇及重要企业、工程和基础设施等的分布;工农业产值、国民生产总值及社会经济发展水平;防灾工程及减灾能力等。

(2) 致灾体活动要素。与潜在不稳定斜坡可进行类比的已有崩、滑灾害活动程度,亦称为灾变要素。主要包括:灾害种类、灾害活动规模、强度、频次、密度、成灾范围、灾变等级等。

(3) 受灾体特征要素。即潜在不稳定斜坡失稳影响范围内的受灾体调查,主要包括受灾体类型、范围、数量、价值、密度、对不同失稳灾害的承御能力和灾后的可恢复性等。

(4) 破坏损失要素。主要包括潜在不稳定斜坡成灾后的破坏效应和损失构成;受灾体种类、损毁数量、损毁程度、价值;灾害造成的经济损失、人员伤亡等。

(5) 防治工程要素。主要包括已有可类比的地质灾害防治工程措施、工程量、资金投入、防治效果与预期减灾效益等。上述潜在不稳定斜坡致灾灾情基本要素,是开展潜在不稳定斜坡致灾风险评价工作的基础。只有通过系统调查、统计、分析各项基本要素,才可能做好灾害风险评价工作。

2. 灾害风险评价思想

从一般意义上说,潜在不稳定斜坡致灾风险评价的范围应该包括成灾全部过程和各个方面的情况。即成灾前失稳概率和灾后损失评估。为不同工程区的灾害风险评价工作,其侧重点不同。这里所说的是潜在不稳定斜坡可能成灾,是为隐患防治工程决策服务的灾前风险评价工作。其主要内容是确定可能造成破坏损失情况,进而与防治工程投入成本比较分析,确定最优方案。这些分析评价,自然不能孤立地进行,它必须在分析成灾背景条件基础上,深入调查和研究成灾的可能性以及受灾体破坏损失情况,才能核算灾害经济损失,确定灾度等级或风险等级。

综上所述,潜在不稳定斜坡致灾风险评价可分为以下四个方面,一是危险性评价,其基本任务是分析潜在不稳定斜坡成灾的活动条件,确定成灾活动强度(规模)、频度、密度、危害范围;二是易损性评价,其基本任务是划分受灾体类型,统计分析可能受灾损毁数量,损毁程度、并核算价值;三是破坏损失评价,其基本任务是核算人员伤亡和经济损失程度,评定灾度等级和风险等级;四是防灾工程效益评

价,其基本任务是分析成灾后的可防治性,评价防治工程的经济效益和社会效益、环境效益。以上4个方面的评价工作中,危险性评价和易损性评价是灾害风险评价的基础,破坏损失评价是灾害风险评估的核心,防治工程效益评价是灾害风险评价的应用。

地质灾害危险性评价、易损性评价、破坏损失评价和防治工程效益评价构成灾害风险评价系统,它们的相互关系可由图7-16表示。

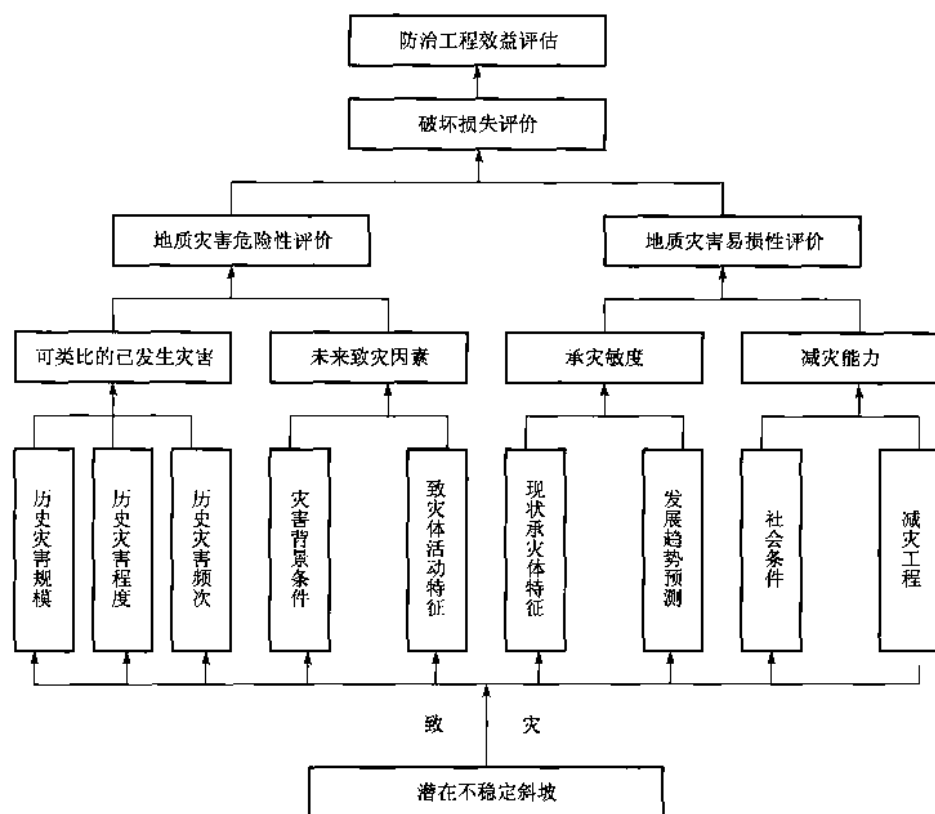


图7-16 灾害风险评价系统结构示意图

五、灾害风险评价技术要点

1. 潜在不稳定斜坡成灾危险性评价

潜在不稳定斜坡成灾危险性实际是潜在危险性,即以其失稳的可能性大小来衡量。可能性大,即危险性大,反之则小。其可能性大小可以用专家判定,模糊聚类分析,也可以由不同类型潜在不稳定斜坡已有失稳灾害发生的频率和密度进行类比分析,频度高、密度大的则为可能性大,反之则小。同时也可参照《地质灾害危险性评估技术要求(试行)》(国土资发[2004]69号)进行危险性判定。

2. 潜在不稳定斜坡致灾易损性评价

易损性是指受灾体遭受潜在不稳定斜坡失稳破坏机会的多少与发生损毁的难易程度。其致灾程度一方面取决于致灾体条件,另一方面取决于受灾体条件。在灾害风险评价中,通过危险性分析评价致灾体条件,通过易损性分析评价受灾体条件。

在受灾体条件中,影响致灾结果的直接要素是:评价区(或致灾范围内)受灾体的种类、数量,不同受灾体对不同种类、不同强度地质灾害的承灾能力和可能损毁程度,以及灾后的可恢复性。在同等致灾规模条件下,受灾体的数量越多,受灾体对灾害的抗御能力的可恢复性越差,灾害造成的破坏损失越严重。易损性所要表征的正是这些对致灾结果具有直接影响的受灾体特征。因此,易损性由社会经济条

件和受灾体直接条件两方面基本要素构成。既反映了社会经济条件的背景要素：人口分布、城镇分布、土地资源分布、水资源分布、交通设施分布、大型企业分布、产值分布等。又反映了受灾体条件的直接要素：受灾体类型、数量、价值、遭受不同强度灾害危害时的损毁程度与价值损失率。

在灾害风险评估中，易损性评价的基本目标是获取各方面易损性要素参数，为破坏损失评价提供基础。根据易损性构成，易损性评价的主要内容包括：划分受灾体类型，调查统计各类受灾体数量及分布情况，核算受灾体价值，分析各种受灾体遭受斜坡失稳灾害危害时的破坏程度及其价值损失率。

六、结语

潜在不稳定斜坡调查与灾害风险评价是对重点工程区潜在的地质灾害进行调查及危险性和可能造成的破坏损失程度，以及防治工程效益进行预测评价。其带有一定的风险性，它的目的除了了解潜在不稳定斜坡的分布特征、规模、失稳概率和为政府部门提供减灾决策和防治工程提供依据外，还可以对地区经济发展规划，城市建设规划以及土地资源合理开发利用提供参考依据，所以意义重大。建议以环境经济专业委员会的名义，提议国土资源部门尽快设立全国性重点工程区潜在不稳定斜坡调查与灾害风险评价项目。

第五节 柴达木盆地土壤积盐与盐胀溶陷 灾害对工程建设的影响

一、前言

柴达木盆地位于青海省西北部，总面积 $25.6 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。距今 45 ~ 50Ma 开始发生的印度板块与欧亚板块陆—陆碰撞事件，造就了区内北部的阿尔金山、南部的东昆仑祁漫塔格山构造剥蚀高山为主体的山系及中部相对沉降的内部复式褶皱为主体的向斜凹陷盆地与背斜隆升丘陵相间排列的新生代断凹盆地。从而形成了区内南北高（平均海拔 4000m 以上），中间低（平均海拔 2700m）的同心环状地貌格局（图 7-17）。这种自然地理特征，造就了区内人口稀少，但区内矿产资源丰富，资源储量潜在价值达 7 万亿之巨，具有很大的开发利用前景。独特的自然资源结构将成为柴达木资源经济发展的重要组成部分。因此，区内公路及其他工程建设对该地区资源经济的发展将起到举足轻重的作用。然而，由于区内特定的气候环境条件及地质环境背景特征，导致了区内盐岩遍布，地表干裂，盐胀溶陷及风蚀灾害极为发育。严重制约着区内工程建设的发展。因

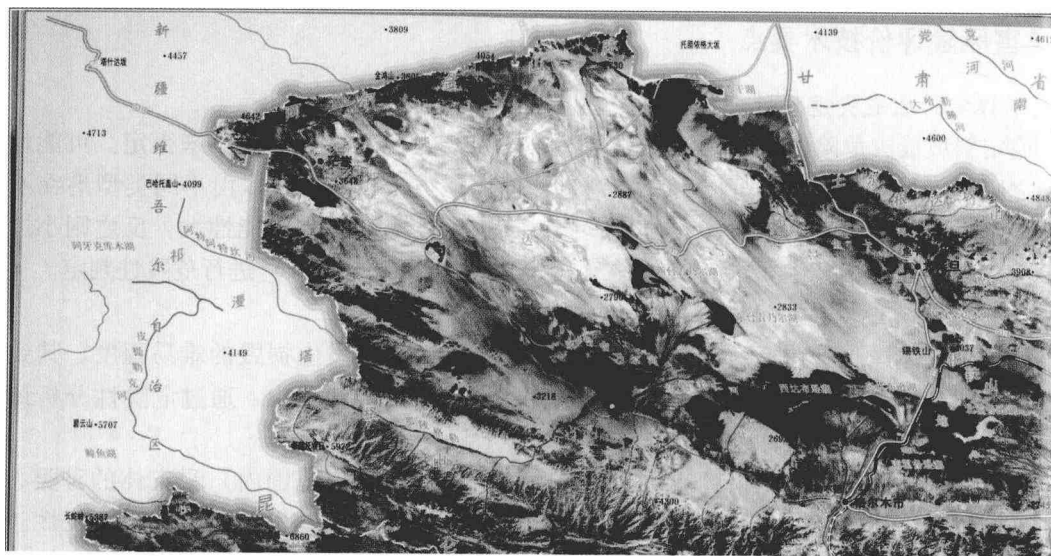


图 7-17 区域卫星影像图

此, 客观地认识和了解柴达木盆地土壤成盐环境及盐胀溶陷灾害形成演化特征, 掌握其时空变化规律, 寻求拟定相应有效的防护治理对策, 对区内公路及其他工程建设意义重大。

二、表土层积盐分布特征

区内能构成盐胀溶陷灾害的地段与区内表土积盐的分布关系十分密切。因此, 可以说盐胀溶陷灾害与表土积盐的形成、分布以及表土积盐对工程构筑物造成的灾害有直接的关系。

区内表土积盐的分布受控于地貌部位, 地层岩性结构特征、水位埋深及地层背景含盐量。受晚近期以来构造运动作用的影响, 盆地地貌格局及封闭的水文网特征, 导致了区内不同地带表土积盐类型及分布特征差异性较大。第四纪以来呈背斜隆起的丘陵山地带, 主要由第三系红色砂泥岩构成, 背景含盐量较高, 可达 5% ~ 12%, 地下水多为高矿化油田水, 矿化度多大于 30g/L, 呈高压自流形式深埋岩层内。因此, 其表土积盐与地下水无关, 多表现为淋滤型钙化积盐。剖面特征: 表层为棕褐色钙板层, 厚度 10 ~ 30cm 不等, 质地坚硬, 主要成分为碱金属和碱土金属的碳酸盐和重碳酸盐类。中部为膏盐聚积层, 一般出现在 10 ~ 30cm 深处, 呈白色或玫瑰红色的粒状或纤维状结晶, 主要成分为硫酸盐类, 厚度 20 ~ 40cm 间。下部一般分布有一层灰白色粉末状氯化物结晶物, 厚度 10cm 左右 (图 7-18)。这种积盐特征常使第三系红层表层形成硬壳层, 下部灰白色粉末状结晶物构成硬壳层与原岩接触空洞层。

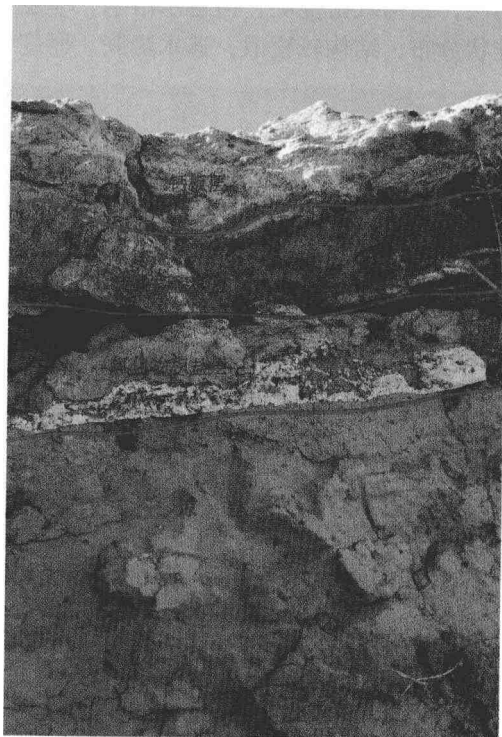


图 7-18 钙化积盐剖面

地下水埋深大于 50m 的广大山前倾斜平原砾漠带, 由于夏季热而少雨, 冬季冷而少雪, 年降水量小于 100mm, 以及母质的粗骨性及背景含盐量少等特征, 构成区内典型的淋滤型碳酸积盐。其剖面特征: 表层为发育良好的干面包状结皮, 厚度 2 ~ 3cm, 灰色—浅灰色, 车行其中留下深深的印痕, 下部为褐棕或红褐色紧实层, 厚度 5 ~ 10cm, CaCO_3 、 NaHCO_3 含量最多, 由于质地较粗, 片状、鳞片状结构不明显。底部为石膏与石盐聚集层, 一般出现于 10 ~ 40cm 深处, 石膏呈白色粉红色粒状或纤维状结晶, 遇水易膨胀 (图 7-19)。

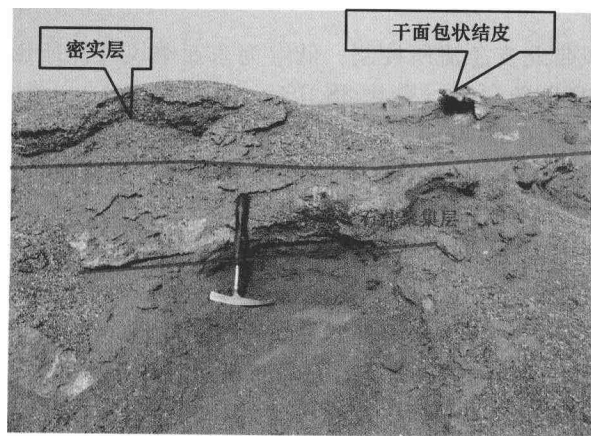


图 7-19 淋滤型积盐剖面特征

地下水埋深大于 50m, 第四纪晚更新世以来形成的湖积平原区, 如大盐滩、一里坪等地。由于其母质质地较细 (粉土类), 背景含盐量较高, 达 20% 以上。其积盐类型为典型的淋滤型硫酸盐特性, 表层为明显的石膏聚集层, 厚度 20 ~ 30cm, 多为白钠镁矾类结晶物, 下部为盐基或盐盘层, 厚度 50cm 左右, 盐基或盐盘多直接与氯化物混合。

地下水埋深 5 ~ 50m 的现代湖积平原区及山前倾斜平原前缘带。由于晚更新世以来全球性气候朝干旱化方向发展。因此, 其积盐过程较为复杂。但总体是: 表层有 10cm 左右的干面包状结皮松软

层(图7-20),属近代淋滤型积盐层,下部多为玫瑰红类硫酸盐硬板层,主要成分为白镁钠矾,厚度一般在30~50cm,遇水膨胀,常构成盐胀鼓包,路面龟裂等灾害。

地下水埋深2~5m的现代湖积平原区,由于母质颗粒较细,高矿化水在毛细水作用下,常在地表形成蒸发浓缩型积盐,土壤盐渍化现象十分严重,且与现代汇水中心呈环状一致性分布。其表层为氯化物板结层,结构致密坚硬,但遇水溶陷,厚度30~50cm不等,其下部为灰白色硫酸盐结晶层,多呈粒状或纤维状分布,结构较松散,遇水膨胀。厚度可达1.0m以上(图7-21)。



图7-20 干面包状结皮



图7-21 环状积盐

地下水埋深小于2m的现代湖岸区,则形成蒸发浓缩型现代盐漠带,表层1.0m深度范围内均为粒状石盐晶壳,遇水溶陷。

三、表土层积盐形成背景条件

1. 沉积环境及物源条件

晚白垩世末期,伴随印度板块与欧亚板块碰撞挤压的发生、发展,新特提斯洋关闭、喜马拉雅海槽退却,青藏高原开始迅速崛起,其内部的柴达木盆地内陆沉积环境从此开始形成,并相继形成渐新世、中新世两次大的夷平和成盐期,为第四纪湖积成盐打下了坚实的基础。环境演化进入第四纪以来,青藏高原进一步急剧隆升,区域性气候变冷,季风降水明显减少,干旱与半干旱性气候持续侵入本区。内陆湖盆在蒸发浓缩作用下,水域面积缩小,并进入第四纪末期成盐阶段,区内土层及水化学背景含盐量增高,为表土积盐提供了物质条件。

2. 气候环境条件

本区高空与地面大气环境基本特征是:高空为西风带北支急流所控制,低空为东亚季风环流所影响。因而夏季雨水十分集中,5~8月份降水量占年降水量的88%以上(茫崖88.3%,冷湖94.9%),且大部分或部分地为雨月及最大雨日所降落(最大日降水量:茫崖22.7mm,冷湖12.6mm),对本区表土淋滤积盐起控制作用。然而,由于本区位于欧亚大陆腹地,远离海洋,干冷气流活动异常活跃,尤以冬季最为显著,从而导致了区内气候干旱且寒冷,属典型的内陆干旱性气候,并呈如下特征:

(1) 日照时间长。全年日照一般在2500~3000小时以上,是区内盐分聚集能量的主控因素。

(2) 降水稀少,蒸发作用强烈。多年平均降水量17.6~43.6mm,与降水稀少形成鲜明对照的年蒸发量则高达3177.01mm,是冷湖地区年降水量的201倍强。这种干旱少雨且蒸发强烈的条件是区内地下水埋深较大(>5m)的洪积滩地带、盐滩地带、第三系红色丘陵山地带地表形成淋滤积盐和地下水埋深较小(<5m)的现代湖区带表土形成蒸发浓缩型积盐的主导因素。

3. 水动力运移条件

据资料,在蒸发量远大于降水量的情况下,当地下水埋深大于5m,年均降水量 $\geq 100\text{mm}$ 时,雨水入

渗深度可大于 20cm, 0~20cm 深度内不积盐而成为松软层, 20cm 以下才形成积盐层; 当地下水埋深大于 5m, 而年降水量 <50mm 时, 表层土积盐、盐渍化现象十分明显; 当地下水埋深小于 5m, 年均降水量 ≤ 300mm 时, 毛细水作用下均可形成蒸发浓缩型积盐。因此, 降水入渗量的多少, 是区内大盐滩地带, 倾斜平原砾漠带、第三系红色丘陵山地带, 湖积平原地下水埋带表层土淋滤积盐厚度及类型的主控因素。而毛细水上升, 盐分的垂向运移则是现代湖区地下水浅埋带蒸发浓缩型积盐的主控因素。

四、表土层积盐成灾特点及危害

(1) 淋滤型钙化积盐带: 主要分布于区内第三系红色碎屑岩构成的丘陵山地带, 由于其表部为厚 10~30cm 的钙板层, 代换性钙镁含量较高, 具有良好的隔水性和较高的结构强度, 对公路工程建设一般不形成灾害。但当钙板层较薄, 小于 10cm, 或工程建设使钙板层被破坏时, 一方面, 地表水或大气降水入渗, 会使其底部的膏盐聚积层及下部粉末状石盐结晶物吸湿溶陷变形, 从而导致公路工程网裂或吸湿溶陷等灾害。

(2) 山前倾斜平原砾漠带: 这里地下水埋深大于 50m, 表土具典型的淋滤型碱土化特征。其表层含盐少而下部含盐高, 具明显的底聚特征。这里易溶盐含盐比盐土少得多, 盐分组分以 NaCO_3 、 NaHCO_3 为主。碱化度高、代换性钙、镁较少, 而代换性钠在 20% 以上。一方面, 这种土壤胶体因吸附大量钠离子而被分散, 导致粘粒随水下移淀积, 出现底部致密层, 而表层结构松散。另一方面, 又由于非结晶性膨胀作用致使土层湿胀干缩而产生垂直裂缝, 从而导致路面龟裂, 路肩松散等灾害。

(3) 早期湖积平原盐滩带: 这里是晚更新世时期形成的湖积平原区, 地下水埋深大于 50m, 土层颗粒较细, 存在层间卤水或晶间卤水。由于土层表层硫酸盐含量达 5% 以上, 硫酸盐沉淀结晶时, 体积增大, 脱水时体积缩小, 致使土体结构破坏而疏松, 常使公路路肩、路基松散、盐胀鼓包而变形破坏。

(4) 现代湖积平原及山前倾斜平原前缘带: 这里地下水埋深 5~50m, 表层常为碳酸盐松软层, 下部主要为硫酸盐淀积层, 这里硫酸盐结晶性膨胀与碳酸盐非结晶性膨胀交替出现, 常导致路基路肩胀裂、网裂、龟裂或土质泥泞不堪。

(5) 现代湖积平原近湖岸带: 这里地下水埋深 ≤ 5.0m, 表土层氯盐含量 5% 以上。由于区内干燥少雨, 土层多干燥或呈稍湿状态。但一方面, 由于氯盐较强的吸湿性和保水性, 使得土层“泛潮”, 结构强度降低, 路面易变形破坏。另一方面, 在天然状态下, 氯盐受浸湿后产生溶陷变形, 且大多为自重溶陷, 常使路面溶陷破坏, 道路泥泞翻浆。

五、防护治理对策

1. 基础设计方面

建筑物基础应选择含盐量较低类型单一的土层作为持力层, 并做好竖向设计, 防止水淹没或浸湿地基, 对于地下水位较高的地段, 一定要考虑有害毛细水对地基土的影响。

桥涵基础宜选用抗腐蚀性能好的材料, 当采用桩基时, 桩的埋入深度应大于盐胀性积盐的盐胀临界深度。对于荷载不大对地基承载力要求在 200kPa 左右的桥涵建筑物, 可以用挤密碎石桩和振冲碎石桩处理。

2. 具体操作方面

(1) 设计应结合柴达木盆地自然条件, 贯彻因地制宜、就地取材, 室内地面高出原有地面的原则进行设计。

(2) 淋滤型钙化积盐带应做好边沟排水畅通工作, 尽量不破坏钙化层的基础上进行平面填土作业。

(3) 山前倾斜平原砾漠带应清除表层碳酸盐积盐松散层后, 换填部分三合土进行保温防渗后填筑地基, 并做好边沟防渗和排水畅通工作。

(4) 湖积平原滩地带及山前倾斜平原前缘带, 应清除部分盐渍土后换填透水性弱的碎石粘土层后, 设置土工布 + 防水膜隔水层后填筑地基土, 并保证外延宽度不小于 1.5m, 借以抑制表水入渗导致膏盐吸

水膨胀加剧盐渍土害。

(5) 现代湖积平原近湖岸带,应清除表层盐土后换透水性强的碎石土,并设置土工布+防水膜隔水层后填筑地基土,并保证室内地平面高出原地面不小于1.5m,以抑制毛细水上升导致地基冻害及溶陷的发生发展。

六、结论与建议

干旱性气候及沉积环境是区内表土积盐的背景因素,能构成盐胀溶陷灾害与区内表土积盐类型关系密切。柴达木盆地区表土积盐类型可分为:淋滤型钙化积盐、淋滤型碳酸积盐、淋滤型硫酸积盐、蒸发浓缩型积盐。表土积盐的分布受控于地貌部位,岩性结构特征、干旱性气候、水位埋深及地层背景含盐量。其成灾特点及危害是吸湿性盐胀溶陷,针对这一特点提出设计应因地制宜、就地取材、室内地面高出原有地面的原则,并做好防渗排水工作是预防盐胀溶陷的关键。

第八章

水文地质

第一节 青海省阿拉尔盆地高压自流水赋存特征及其资源评价

一、前言

阿拉尔盆地位于青海省柴达木盆地西北边陲,地理坐标:东经 $90^{\circ}00' \sim 91^{\circ}13'$,北纬 $37^{\circ}45' \sim 38^{\circ}23'$,总面积为 6200km^2 (图8-1)。属内陆闭流型山间盆地,盆地内尕斯库勒湖是盆地地表水和地下水的汇集中心。在盆地的山前冲洪积平原及尕斯库勒湖的冲湖积平原内,赋存有丰富的地下水,尤其是平原深部储存有丰富的高压自流(淡)水,面积约 350km^2 。据青海省尕斯库勒油田阿拉尔水源地的勘探资料,在 $100 \sim 260\text{m}$ 深度范围内赋存的高压自流(淡)水水头 $+50 \sim +60\text{m}$,单井自流量 $1500 \sim 3000\text{m}^3/\text{d}$,最大达 $5000\text{m}^3/\text{d}$,水质良好,矿化度小于 1g/L ,属 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 - \text{Na} \cdot \text{Mg}$ 型水,系典型内陆湖盆相高压自流水水源地。本节在分析已有开采井(5口)和报废井(7口)及2004年水源地扩采施工的四眼探采结合井的基础上,据依阿拉尔盆地水文地质条件,研究盆地高压自流水在区域上补、径、排特征和赋存规律,结合阿拉尔水源地的开采现状和2004年勘探资料,讨论水源地高压自流水开采方式及水资源量的评价方法,并预测水源地的保证程度,开采现状条件下环境水文地质条件演变趋势。

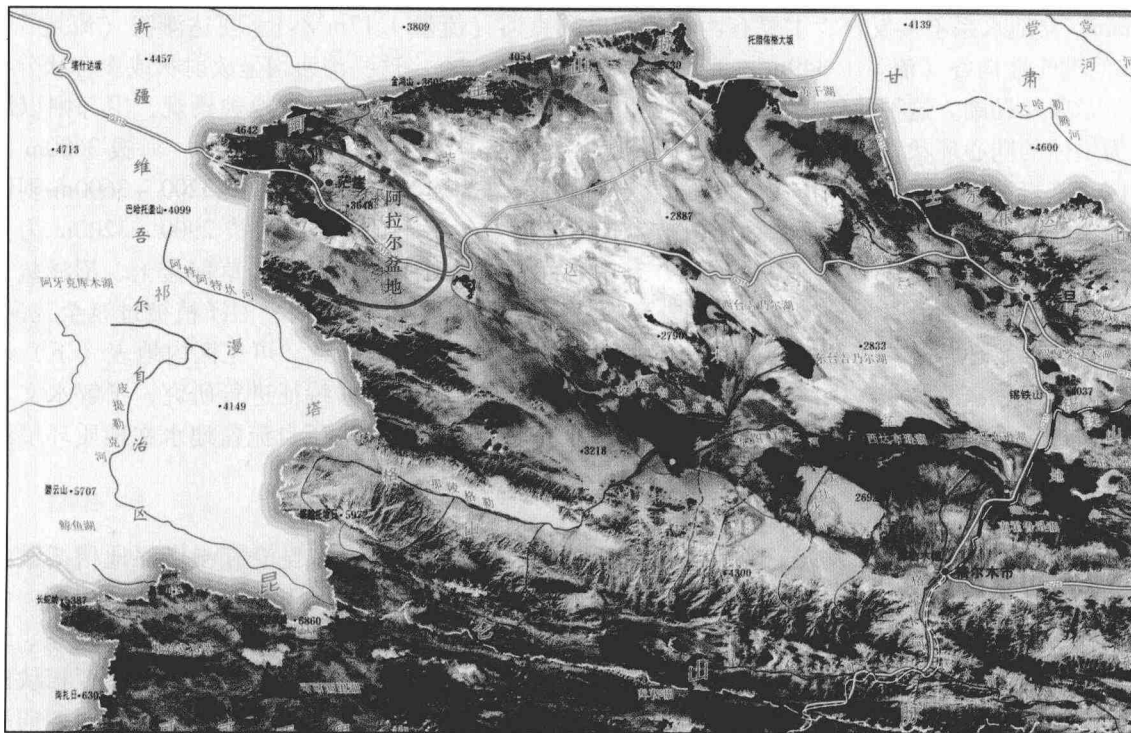


图8-1 交通位置图

二、地质背景条件

1. 自然经济现状

素有中国自然资源“聚宝盆”之称的青海柴达木盆地是我国四大内陆盆地之一，规划年产石油 $500 \times 10^4 \text{t}$ 、产气 $50 \times 10^8 \text{m}^3$ 、石棉 $50 \times 10^4 \text{t}$ ，是青海省重要的石化与石棉工业生产基地和经济开发区。而盆地西缘的阿拉尔盆地，则是青海西部重要的石油、盐化及石棉等工业生产重镇——花土沟镇所在地。

2. 水资源需求现状概况

青海石油局现开采油井近千口，而自喷采油井仅占全采油井的 1.1%，已建成尚未投入生产的井 1626 口。为保持采压，最大限度地开发利用地下油、气，目前已建有注水井 80 余口，燃油自备电厂装机能力达 $18 \times 10^4 \text{kW}$ ，总日耗水量达 $1.4 \times 10^4 \text{m}^3$ ，预估 2010 年需水量达 $3.0 \times 10^4 \text{m}^3$ 。

自 20 世纪 70 年代以来，青海石油局在花土沟设有炼油厂一个，年脱盐能力近 $20 \times 10^4 \text{t}$ ；常压蒸馏设备 2 套，年炼油及处理原油能力超过 $50 \times 10^4 \text{t}$ ；职工及其他居民人数超过 2.0×10^4 人，日耗水总量达 $0.7 \times 10^4 \text{m}^3$ ，2010 年需水量达 $1.2 \times 10^4 \text{m}^3$ 。

此外，茫崖石棉矿蕴藏量大，探明储量 $2100 \times 10^4 \text{t}$ ，质量好，其地质储量占世界 40.9%，世界著称，前景广阔。1983 年石棉矿产开采量达 $2.16 \times 10^4 \text{t}$ ，目前正以惊人的速度飞速发展，年开采量达 $20 \times 10^4 \text{t}$ ，产品畅销国内外，其开发利用石棉矿及其制品的日耗水量预估 $0.5 \times 10^4 \text{m}^3$ 。阿拉尔盆地东南部的大乌斯盐化工业基地正处于飞速发展阶段、预估日耗水量超过 $1 \times 10^4 \text{m}^3$ ，2010 年需水量达 $2.0 \times 10^4 \text{m}^3$ 。

阿拉尔牧场各种牲畜 3.2×10^4 头以上，切克里克农场及石棉矿大河坝农场耕地面积 1300 余亩，日耗水量 $0.2 \times 10^4 \text{m}^3$ 以上。上述 4 项合计目前日耗水量超过 $3.8 \times 10^4 \text{m}^3$ 。2010 年日耗水量将突破 $6.4 \times 10^4 \text{m}^3$ 。故分析研究阿拉尔盆地地下水资源开发利用潜力，寻求拟定合理开发利用阿拉尔地下水资源已成燃眉之急。

3. 阿拉尔盆地水文生态环境特征

阿拉尔盆地系柴达木盆地子盆，降水稀少、蒸发强烈，多年平均降水量 55.34mm，蒸发量高达 2856.9mm。盆地水系不甚发育，主要有西部的斯巴利克河（流量 $4.17 \text{m}^3/\text{s}$ ）、阿达滩河（流量 $3.53 \text{m}^3/\text{s}$ ）及其他洪流性沟谷（流量 $1.349 \text{m}^3/\text{s}$ ），总产流量 $9.049 \text{m}^3/\text{s}$ 。这些沟河均呈放射状或聚合状分布，最终汇聚于尕斯库勒湖。这种放射状水系分布特征决定了盆地四周为丘陵山地地貌景观，中部则以湖积平原地貌为主体的同心环状荒漠化地貌景观群体组合。这种群体组合在垂向上表现为：海拔 3600m 以上的中高山区，基岩裸露，差热风化作用十分强烈，植被稀少，为岩漠分布区；海拔 3200 ~ 3600m 剥蚀丘陵风蚀、淋滤、积盐现象十分显著，为无植被生长的岩漠盐生钙土分布区；海拔 2900 ~ 3200m 为荒漠戈壁、荒漠草原景观区；海拔 2858 ~ 2900m 间，其中心部位向外环分别为盐土、草甸盐土、沼泽盐土、沼泽土，植被上表现为核心带无植被生长，向外环为盐生植被、盐生沼泽植被、沼泽植被过渡至荒漠草原。这种生态环境同心环状结构特征的起因是地下水埋深及表水蒸发积盐所致。可见区内地表（下）水的排泄方式即为蒸发、蒸腾为主。因此，对盆地深层高压自流水的赋存运移特征进行研究，了解水文与生态环境的关联性，确定盆地地表（下）水排泄量，将对高原内部闭流型高压自流盆地水文地质环境演变历史研究将起推动作用。

4. 区域水文地质结构特征

伴随华力西运动的发生、发展，晚古生代二叠纪末期，阿尔金山和东昆仑祁漫塔格地槽褶皱系的发展，构成了柴达木盆地西隅封闭的内陆沉积环境。至此，柴达木断陷盆地开始发育形成。因而，盆地自侏罗纪开始，大面积振荡式沉降，接收厚达 2700 ~ 4200m 侏罗、白垩系，4000 ~ 5000m 古近系、新近系及 400 ~ 500m 的第四系下更新统碎屑岩沉积。中新世以来至早更新世初期，印度板块与欧亚板块的碰撞挤压，区内喜马拉雅构造运动活动的波及与加剧，塑造了柴达木盆地内部一系列北西、北西西向斜列式排列的背斜隆升和向斜凹陷的若干个呈反“S”型丘陵山地和湖积平原地貌格局。各小型盆地由于构造作用的影响，又构成相互独立的封闭式水文地质单元。阿拉尔盆地亦是这种漫长地史发展过程中的产物。

据资料：阿拉尔盆地基底褶皱断裂较为发育。自北东向西南方向（图8-2）形成三个向斜（断）凹陷挟持两个背斜隆起，构成“三隆三凹”的基底格局。即红柳泉以东向斜凹陷盆地，红柳泉丘陵背斜隆起，尕斯库勒湖向斜凹陷盆地，铁木里隐伏隆起及昆仑山前凹陷盆地。由于各隆起与凹陷沉降差异性变化，导致盆地内部第四系沉积物厚度的差异。从而决定了盆地内不同地段水文地质结构特征及富水性各地异性。昆仑山前凹陷盆地，第四纪堆积物厚达674m，铁木里隐伏隆起带仅300余米，尕斯库勒湖凹陷盆地厚450~507.5m，红柳泉凹陷盆地350~435m。这种差异性变化导致了盆地内地下水水质、水量、形成历史及承压特性上亦有差异。

三、区域水文地质条件及高压自流水赋存特征

（一）区域水文地质条件

阿拉尔盆地为一独立的水文地质单元。分布于盆地南部的祁漫塔格山地，山体高大，降水充沛，海拔5000m以上地带终年积雪，并发育有现代冰川，降水及冰雪融水补给条件良好，基岩裂隙水比较发育，泉水流量1~10L/s。出山后全部渗失于盆地之中，成为盆地地下水主要补给来源。其中西南部的斯巴克和阿达滩河为最大，合计流量7.70m³/s，占总补给量的85%。而盆地北侧阿哈提山和东北部的阿克阿特的荒漠山区，山势较低，降水量少，又无终年积雪，补给条件极差，基岩裂隙水也不太发育，系季节性沟溪，无实际补给意义。

阿拉尔盆地内地下水主要赋存在山前冲洪积平原及冲湖积平原第四系松散岩类孔隙中。山前平原孔隙潜水和承压水赋存于洪积、冲洪积砂砾卵石层中，含水层颗粒粗，而且厚度大，其富水性能的强弱和水质的好坏决定于补给来源的充沛程度。祁漫塔格山山前平原地下水主要接受山区河流出口后垂直渗漏补给，补给来源充足，地下水丰富，换算单井涌水量1000~3000m³/d，局部地段为3000~5000m³/d，矿化度小于1g/L。位于盆地北侧及东侧，补给条件差，仅靠洪流渗漏补给，其量较小，地下水量相对贫乏，换算涌水量100~1000m³/d，水质亦差，矿化度大于3g/L。

冲湖积平原表层（浅部）赋存有孔隙潜水及弱承压水，水量小，水质差，多为咸、卤水。而冲湖积平原下部（70~260m）分布有高压自流水，承压水头高出地面54~62m，换算单井涌水量1000~3000m³/d，最大达5000m³/d以上。尕斯库勒湖以西地段水质良好，矿化度小于1g/L。北部边缘及湖周和湖东地段，水质较差，矿化度大于3g/L。最高达376g/L。

综上所述，盆地内地下水主要来源于盆地周边山区地表水和基岩裂隙水补给，径流于山前平原砂砾卵石层及冲湖积平原中细砂层中，汇集于盆地中心的尕斯库勒湖，最终靠地面和湖水面蒸发蒸腾垂直排泄。

（二）高压自流水分布及水文地质特征

1. 水文地质特征

盆地内多层自流水含水层是山前平原潜水和承压含水层向冲湖积平原区的延续，它埋藏于潜水和弱承压水之下，与上部含水层之间存在以亚砂土、亚粘土为主的隔水层，隔水层厚3.87~15.40m。据勘探资料，在260m以内，从含水层结构上看，大体可分为三个自流水含水层（组）。

第Ⅰ层自流水含水层（组），埋深于18.00~37.0m以下，含水层厚度14.19~44.11m，岩性为细粉砂、中细砂及含砾中粗砂，据ZK8号孔资料，水头+12.30m，单位涌水量1.31L/s·m，渗透系数2.6m/d，自流量为1580m³/d，矿化度0.647g/L，为HCO₃·Cl-Na·Mg·Ca型水，属水量丰富的淡自流水。该层水由于水头压力较低，作为自流开采的水源地，供水意义不大，故一般不予以利用。

第Ⅱ、Ⅲ层含水层（组）为高压自流水。以阿拉尔水源地G3'孔为例，第Ⅱ层自流水，隔水层顶板埋深于85.47m，岩性为亚粘土及亚砂土互层，厚度为26.04m。含水层顶板埋深于111.51m，厚度为23.38m，岩性为细砂和细粉砂（共9层）；第Ⅲ层自流水，隔水层顶板埋深于149.26m，厚度为24.15m。岩性为亚粘土，含水层（段）顶板埋深173.41m，岩性为中砂、中细砂及细粉砂（共10层）厚度为41.22m。第Ⅱ、Ⅲ层自流水含水层（以下统称开采段）混合抽水试验，水头高出井口54.00m，水头降低54.00m，涌水量为21.132L/s，单位涌水量为0.391L/s·m，渗透系数10.43m/d，自流量为1825.80m³/s，矿化度0.737g/L，属HCO₃·Cl·SO₄-Na·Mg型水，为水量丰富的高压自流淡水（表8-1）。

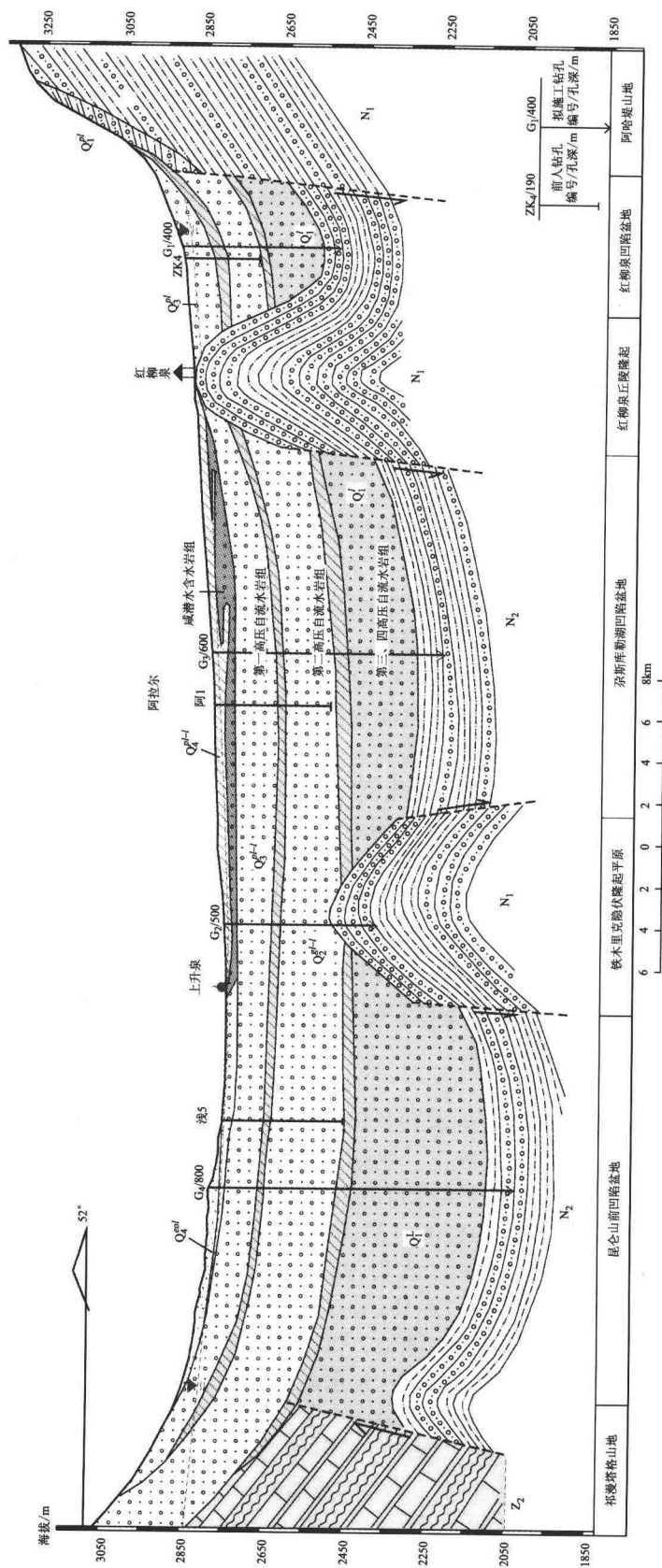


图 8-2 阿拉尔盆地基底褶皱及松散岩类水文地质特征

表 8-1 阿拉尔水源地质钻孔(井)抽水试验成果一览表

孔(井)号	孔深 m	含水层(段)				水头 高度 m	降深 m	涌水量 ($L \cdot s^{-1}$)	单位涌水量 ($L \cdot s^{-1} \cdot m$)	渗透 系数 ($m \cdot d^{-1}$)	影响 半径 m	单井涌水量 ($m^3 \cdot d^{-1}$)	矿化度 ($g \cdot L^{-1}$)	水质类型
		编号	位置 m	厚度 m	岩性									
G3'	308.20	II	111.51 ~ 149.26	23.38	中砂、中细砂、 粉细砂	+54.00	54.00	21.132	0.391	10.15	77.44	1825.80	0.737	$HCO_3 \cdot Cl - Na \cdot Mg$
		III	173.41 ~ 287.38	41.22	中砂、中细砂、 粉细砂									
G4	263.80	II	113.5 ~ 182.00	50.20	粉细砂	+55.00	55.00	16.55	0.30	15.99	249.00	1429.92	0.737	$HCO_3 \cdot Cl - Na \cdot Mg$
		III	185.00 ~ 263.80	48.00	中细砂、细砂									
G5	264.19	II	119.20 ~ 173.6	17.10	中粗砂、细砂	+62.00	62.00	28.385	0.45	21.26	200.56	2452.46	0.707	$HCO_3 \cdot Cl - Na \cdot Mg$
		III	182.80 ~ 261.40	31.80	中粗砂、细砂									
G6	262.00	II	116.70 ~ 161.80	41.90	中粗砂、粉细砂	+58.00	58.00	19.264	0.33	11.25	130.68	1664.41	0.705	$HCO_3 \cdot Cl - Na \cdot Mg$
		III	165.5 ~ 262.00	60.59	中粗砂、中细砂									
阿水 14	260.00	II	116.30 ~ 165.60	22.70	含砾中粗砂、 粉细砂	+36.00	35.03	23.941	0.68	1.26	393.21	2247.12	0.728	$HCO_3 - Na$
		III	287.00 ~ 260.00	44.91	砂砾石、中粗砂									
阿水 19	255.10	II	111.40 ~ 123.57	12.17	细粉砂	+29.60	28.39	21.873	0.77	1.68	367.59	2085.38	0.728	$HCO_3 - Na$
		III	175.00 ~ 249.00	53.85	砂砾石、中细砂									

图 8-3、图 8-4 显示了整个高压自流水区的水文地质结构看, 100~264m 间, 存在着两个明显的高压自流含水层(段), 第二隔水层顶板埋深于 82.50m, 岩性为亚粘土及亚砂土, 厚度为 26.04~34.20m, 此隔水层在区内水平分布比较稳定, 厚度大, 隔水性好。第 II 高压自流含水层(段), 埋深于 111.51m, 厚度为 12.17~50.20m, 向东北部逐渐变薄为 12.17~22.70m。从岩性上看, 西南部以中粗砂为主夹细砂薄层, 向东渐变为中细砂、细砂及粉细砂; 第三隔水层顶板埋深于 149.26m, 岩性亦为亚粘土及亚砂土, 厚度为 3.00~24.15m, 从厚度上看在区内由西向东由薄逐渐增厚的变化规律, 但是比较稳定, 隔水性能亦好。第 III 层含水层(段) 顶板埋深于 165.50m, 厚度为 31.80~60.59m, 该含水层段从厚度上由西向东由厚逐渐变薄, 且层数上由少变多, 在岩性上由粗变细之规律。

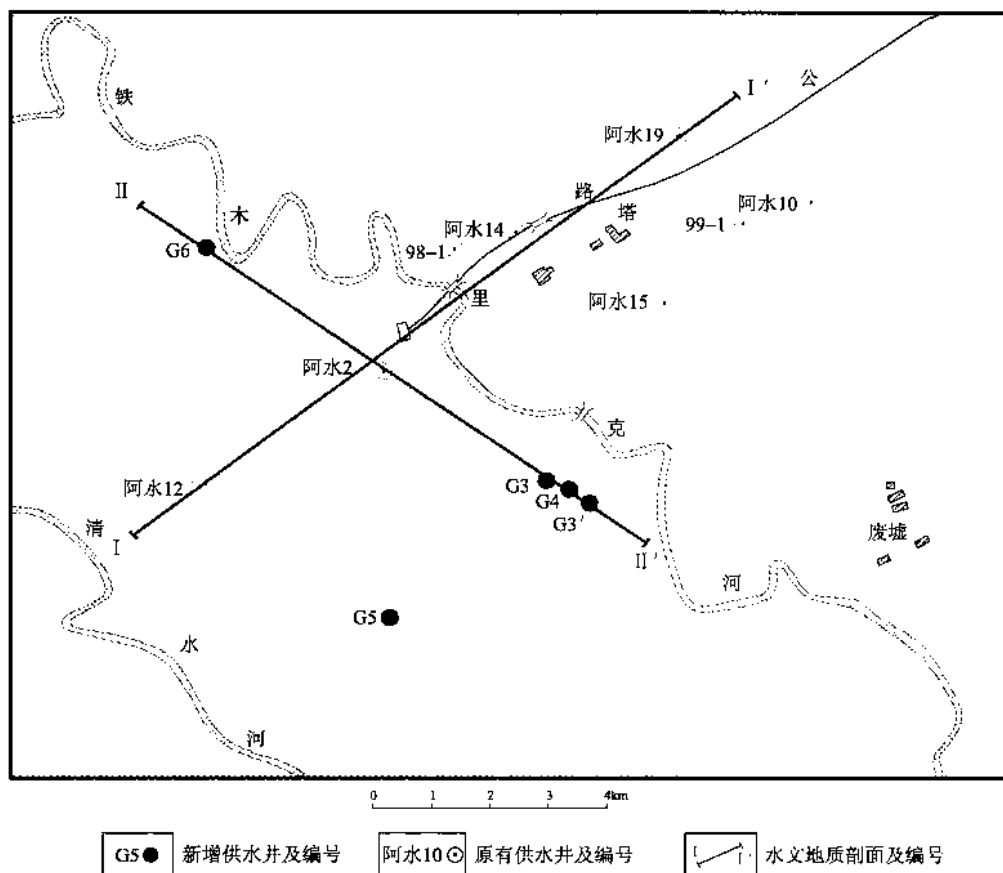


图 8-3 阿拉尔水源地下水井分布及剖面位置图

上述两个含水层(段), 没有分层试验, 只进行了混合抽水试验。区内承压水头高出地面一般为 +54~+62m, 单位涌水量为 0.30~0.77L/s·m, 渗透系数为 10.15~21.26m/d, 单井自流量为 1429~2452m³/d, 矿化度 0.705~0.737g/L, 水化学类型为 HCO₃·Cl·SO₄-Na·Mg 型水。属水量丰富的高压自流淡水。此外, 据 G3'号钻孔揭露, 深部 256~308m 孔段, 地层岩性以亚砂土、亚粘土为主, 间夹薄层细粉砂, 没有进行分层试验, 从岩性推测该段岩层富水性较弱。

2. 高压自流水的补径排条件

深部的高压自流水主要来源于西南部冲洪积、冲湖积平原深层的承压—自流水径流的补给, 据计算, 盆地西南部的天然补给量为 35×10⁴m³/d, 这些水径流于高压自流水区深部的细粉砂、中细砂、中粗砂及含砾砂层含水层中, 高压自流水水头高出地面 54~62m, 水头标高为 2917.20~2924.29m, 自西南流向东北, 这些高压自流水在区内只作短暂的径流, 即向东北方向径流排泄出淡高压自流水区。其次, 近些年水源打井开采高压自流水, 也是区内深层地下水排泄的一个重要途径。

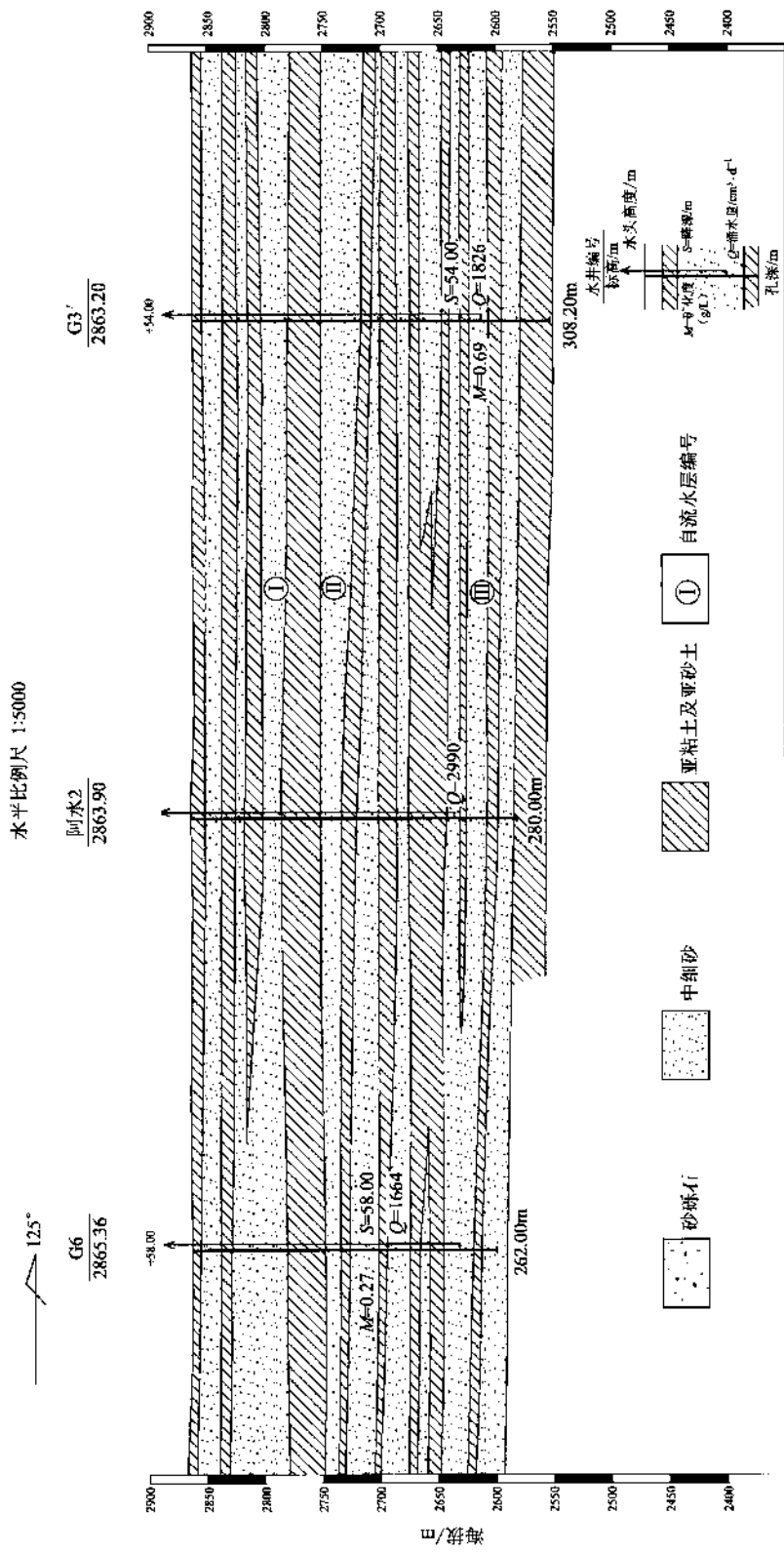


图 8-4 II—II' 水文地质剖面图

四、高压自流水资源计算与评价

(一) 阿拉尔盆地地下水天然补给量计算

1. 盆地天然资源的概算方法

阿拉尔盆地是一个完整的水文地质单元,具有独立的水循环—均衡系统,盆地内地下水主要来源于周边山区地表径流的渗漏补给,其次为盆地内大气降水的渗入补给,至于地下水侧向补给,由于周边基岩裂隙水十分贫乏,因此略去不计。闭流盆地内地表水、地下水主要消耗于蒸发蒸腾,其次为人工开采。因此,盆地内水均衡方程式为:

$$Q_{\text{外}} + Q_{\text{X}} = Q_{\text{Z}} + Q_{\text{K}}$$

式中: $Q_{\text{外}}$ 为盆地周边山区地表径流渗漏量; Q_{X} 为盆地内降水渗透补给量; Q_{Z} 为盆地内地表水、地下水蒸发消耗量; Q_{K} 为地下水开采量。

2. 盆地水资源均衡分析结果

据资料统计计算结果(如表8-2),盆地内水资源总补给量与总消耗量分别为:

补给项总量: $Q_{\text{外}} + Q_{\text{X}} = 3.9923 + 0.1571 = 4.149 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 。

消耗项总量: $Q_{\text{Z}} + Q_{\text{K}} = 3.8495 + 0.1132 = 3.9627 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 。

由各自独立统计出的水资源补给总量与排泄总量基本相等,误差在5%以内,说明所取的宏观水文与气象参数是可行的。盆地内地下水天然补给量取值为 $4.149 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 。

表8-2 阿拉尔盆地水资源均衡要素统计表

项 目			水量 $(10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1})$	合 计 $(10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1})$	总 计 $(10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1})$
补给项	山区地表 径流补给量	常年性河流	2.8537	3.9923	4.1494
		季节性河流	1.1386		
	降水渗入量 (冲湖积平原区)	水面接受量	0.0652	0.1571	
		地面渗入量 (水位埋深 < 5m)	0.0919		
消耗项	湖水面蒸发量		0.7827	0.7827	3.9627
	地面蒸发量 (冲湖积平原区)	水位埋深 < 1m	2.7581	3.0668	
		水位埋深 1 ~ 5m	0.3087		
	地下水开采量		0.1132	0.1132	
	平 衡				4.1494 $\approx$ 3.9627

(二) 阿拉尔水源地勘探区地下水天然补给量计算

阿拉尔水源地勘探区位于阿拉尔承压自流水盆地中部,呈正方形,面积为 36 km^2 ,其范围较小,所以计算勘探区地下水天然补给量,只能采用断面法计算断面径流量。通过水源地上游 G_5 、 G_6 两井(孔)呈335方向(垂直地下水流向)设一计算断面,断面长度为6200m。该水源地主要开采深部的高压自流水,因此,只计算100~260m开采段的断面径流量。

计算公式: $Q = KIF (F = BM)$

计算结果,断面径流量为 $6.5185 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$,可视为阿拉尔水源地勘探区开采段的天然补给量。

(三) 允许开采资源量计算

1. 开采试验法评价允许开采资源

(1) 开采性涌水试验一般情况。阿拉尔水源地主要开采 100~260m 之间的高压自流水, 利用已有开采井五口、本次施工的探采结合井四口及已失控的原有自流井 3 口, 共计 12 口井进行长时间、大流量的开采涌水试验。试验涌水期为 25 天, 水头恢复期 5 天。自流涌水试验延续时间: 正在投入供水生产的 98-1、阿水 2、10、12、15 号井及失控的原有自流井 99-1、阿水 14、19 号井涌水延续时间为 768h, 探采结合井 G3、G3'、G5、G6 号井涌水延续时间为 600h。涌水量稳定时间为 336~768h。涌水结束后, 对 G3、G3'、G5、G6 号井进行了为时 120h (即 5 天) 的水头恢复观测工作。另外, 位于试验区中心的 G4 号井在试验期间一直作为压力观测井进行水头压力变化的观测。

(2) 开采试验自流涌水量的统计。分以下三种情况进行自流涌水量的统计 (表 8-3)。

1) 正在投入供水生产的井有 98-1、阿水 2、10、12、15 号井, 水直接送入储水罐中, 压力水头降低至海拔 2875m 的罐内水位高程, 合计稳定自流量为 $10379.92\text{m}^3/\text{d}$ 。

2) 新增探采结合井有 G3、G3'、G5、G6 号井, 压力水头降低至地面, 海拔 2863m 左右, 合计稳定自流量为 $7201.36\text{m}^3/\text{d}$ 。上述两项可控试验涌水量合计为 $1.7581 \times 10^4\text{m}^3/\text{d}$ 。

表 8-3 开采性涌水试验资料一览表

井 号	压力水头 高度 m	涌水延续 时间 h	涌水稳定 时间 h	水 头 降 低 m	涌水量		恢复水位 时 间 h	水头恢复 高 度 m	备 注
					($\text{L} \cdot \text{s}^{-1}$)	($\text{m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$)			
G3	+46.00	600	584	46.00	7.315	632.02			水量太小无供水意义 (废井)
G3'	+54.00	600	576	54.00	28.042	2422.83	130	+54.57	新增供水井
G4	+55.00			(55.00)	(16.55)	(1429.92)			新增供水井, 仅作观测井, 所列数值为单井试验数据
G5	+62.00	600	546	62.00	28.728	2482.10	106	+60.70	新增供水井
G6	+58.00	600	590	58.00	19.264	1664.41	130	+57.78	新增供水井
98-1		552	336		18.611	1607.99			原有供水井
99-1		768	768		35.816	3094.50			堰板测量, 废井无法修复
阿水 2		727	727		34.611	2990.39			原有供水井
阿水 10		768	768		17.833	1540.77			原有供水井
阿水 12		728	524		27.583	2383.17			原有供水井
阿水 14	+36.00	744	596	36.00	35.816	3094.50			堰板测量, 井已坏, 修复后可参与供水
阿水 15		720	720		21.52	1857.6			原有供水井
阿水 19	+29.00	720	528	29.60	51.093	4414.44			堰板测量, 此井已坏, 修复后可参与供水
合 计						28184.72			

3) 失控的自流井有 99-1、阿水 14、19 号井, 压力水头降低至地面, 海拔 2863m 左右, 合计稳定自流量为 $10603.44\text{m}^3/\text{d}$ 。

该开采性涌水试验, 总计稳定自流量为 $2.818 \times 10^4\text{m}^3/\text{d}$, 为勘探目标供水量 $2.1 \times 10^4\text{m}^3/\text{d}$ 的 133%, 其中可控开采资源量为 $1.7581 \times 10^4\text{m}^3/\text{d}$, 为勘探目标水量的 83.7%。

(3) 水源地压力水头与自流涌水量稳定性分析。在开采性涌水试验的 12 眼自流井中, 真正对含水层有“刺激”作用的增采井只有 G3、G3'、G5、G6 四眼井, 总增采流量为 $7201\text{m}^3/\text{d}$ 。在一个月的试验期

间,原五眼供水井与失控自流井的流量(可间接地表示压力水头)未见减少,总自流溢出量呈拟稳定波动。表明现有自流井的井距与干扰降深在合理的允许范围内是可行的。

2. 数值模型法评价允许开采资源

(1) 建立阿拉尔盆地的数学模型。利用数值模型法评价允许开采资源,首先为便于定量地论述阿拉尔水源地可采资源以及对周围环境的影响,对整个阿拉尔盆地建立地下水数学模型,模拟计算区域,概化含水层结构,确定盆地内潜水含水层,开采段承压水含水层及深层承压水含水层的水头初始条件及流量边界条件。该数学模型用美国通用地下水模拟程序 Modflow 进行计算,用矩形网络有限差分法进行剖分,外围剖分格距为 1km,勘探区剖分格距为 500m,其剖分为 3515 个单元格(图 8-5)。

阿拉尔盆地地下水数学模型通过对两类信息拟合进行校验。通过反复模拟调试,对全盆地范围内浅层潜水含水层水位场及泉水(泉集河)流量进行了拟合,相对误差小于 5%;对于开采段承压含水层(即目的勘探层),实现了勘探区局部地段承压水头的拟合以及勘探区之外地区的粗略拟合。

经上述识别后的阿拉尔盆地地下水数学模型,统计其各项均衡要素(表 8-4、8-5),其结果全盆地地下水多年平均总补给量为 $116.2088 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 。

上述所建立的数学模型,能够近似地模拟区域地下水流域与勘探区开采段承压含水层地下水运动规律,可用于阿拉尔水源地的扩采模拟近似预测。

表 8-4 阿拉尔盆地数学模型地下水现状均衡分析表

补 给 项	水量/ ($10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$)	排 泄 项	水量/ ($10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$)
出山河流渗漏	79.488	浅层潜水蒸发	75.4991
季节性洪流入渗及边界侧向径流	31.5618	泉水溢出	32.1475
大气降水入渗	3.902	开采	3.7499
平原河流渗漏	1.257	含水层向湖水排泄	4.8123
地下水总补给资源	116.2088	地下水总排泄	116.2088

表 8-5 阿拉尔水源地勘探区开采段承压水现状均衡分析表

补 给 项	水量/ ($10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$)	排 泄 项	水量/ ($10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$)
来自上游径流	4.8860	开采地下水	2.0748
来自下部向上越流	0.4433	向下游径流	1.3758
		向浅层水越流	1.8787
地下水总补给	5.3293	地下水总排泄	5.3293

注:开采地下水量中,包括失控自流井。

(2) 水源地扩大开采方案。在分析抽水试验资料的基础上,从地下水的水质、水量和埋藏条件三个主要要素来衡量,区内高压自流水含水层具有较大的扩大开采潜力。较理想的扩采布井方案应具有以下两个特点,一是井群相对集中,便于生产管理;二是含水层水头压力降低不能过大,以保持开采段含水层水头压力,使单井产量维持在一个适当的规模,继续以自流的方式进行开采。现利用数学模拟分析技术拟订两个扩采布井方案。第一扩采方案:该扩采方案设计总自流量为 $40000 \text{ m}^3/\text{d}$ 。据数值模型试算,扩采后水源地井群区水头压力减少 7.2m 左右,届时已有井涌水量衰减 8% 左右,按 10% 计算,全部已有井的总自流量为 $26183 \text{ m}^3/\text{d}$,距总自流量 $40000 \text{ m}^3/\text{d}$,目标尚差 $13817 \text{ m}^3/\text{d}$,在现状条件下,单井平均产量 $2000 \text{ m}^3/\text{d}$,扩采后以 10% 衰减单井产量按 $1800 \text{ m}^3/\text{d}$ 计算,则需要新增加 7 眼开采井(井距 350m),使总自流量达 $40000 \text{ m}^3/\text{d}$ 。第二扩采方案:该扩采方案拟订总自流溢出量为 $60000 \text{ m}^3/\text{d}$,据数值模型计算,该扩采方案运行后,水源地井群区的水头压力将减少 11m,现有井的涌水量将衰减 12.5%,为安全计,按 15% 计算。则第一扩采方案全部开采井总流量将再进一步向下衰减 5%,即总自流量衰减至 $38000 \text{ m}^3/\text{d}$,其中可控井自流量为 $25973 \text{ m}^3/\text{d}$,距总自流溢出量 $60000 \text{ m}^3/\text{d}$,目标尚差 $22000 \text{ m}^3/\text{d}$,按扩采后的降深值推算,单井产量不小于 $1700 \text{ m}^3/\text{d}$,在第一扩采井数的基础上,则需要新增 13 眼开采井,使总自流量达 $60000 \text{ m}^3/\text{d}$ 。

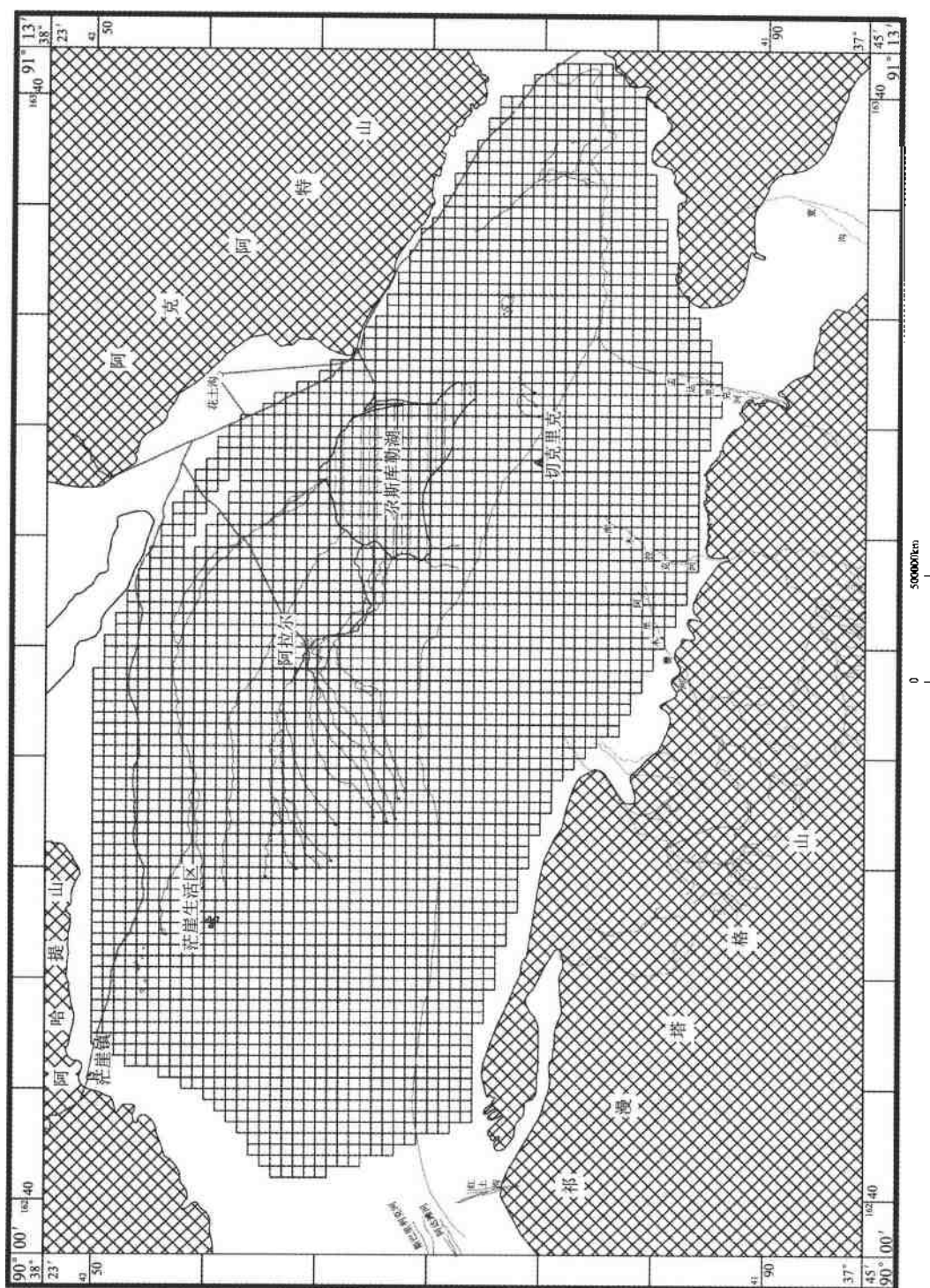


图 8-5 阿拉尔盆地地下水数值模型计算范围与剖面图

(3) 水源地扩采数值分析。第一扩采方案数值模拟分析结果, 扩采方案运行后, 井群中心的初期水头降落较快, 两年后降深达到 7.0m, 5 年后基本达到稳定, 10 年后达到稳定, 最大降深值为 7.17m。勘探区数值模拟流网(图 8-6)表明, 水源地近距离范围内, 局部地下水的流向都是以辐射状指向开采区, 但从宏观范围来看, 所开采的地下水均来自西南部向开采段含水层径流及深部承压水的少量越流。同时, 开采区以东向东部径流速度虽有所降低, 但仍能保持一定的向东部径流速度, 不会使东部的咸卤水向开采区倒流, 水源地水质不会有恶化的趋势。

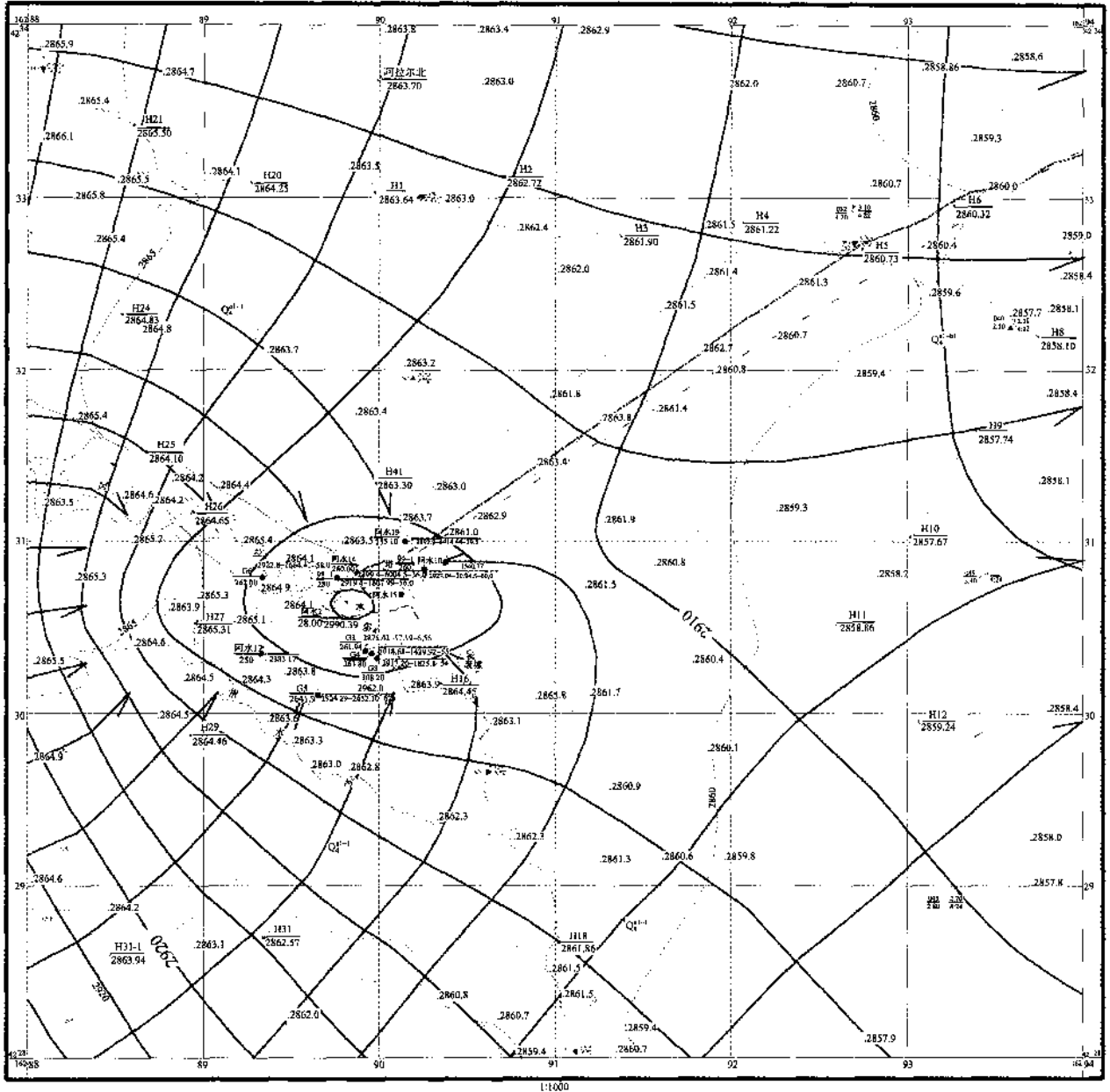


图 8-6 第一扩采方案勘探区开采段承压水数值模拟流网图

第二扩采方案数值模拟分析结果, 扩采方案运行后, 扩采初期井群中心水头降落过程较快, 两年后降深达到 10.6m, 10 年后基本达到稳定, 15 年后达到稳定, 最大降低值为 11m。扩采方案运行后, 会使阿拉尔盆地地下环境发生相应的变化, 15 年后, 由现状的稳定状态过渡到新的稳定状态。与现状相比, 地下水自流量增加 $3.9252 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$, 浅层地下水蒸发量在现状基础上将减少 $2.8983 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$, 入湖水量

将减少 $1.0269 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 。开采段承压含水层上游径流补给量增加 $3.0211 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ ，向下游径流排泄量将减少 $0.5346 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ ，向浅层水越流量减少 $0.2271 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ ，深部承压水越流量将增加 $0.1424 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 。数值模拟流场表明，所开采的地下水仍是全部来自西南部向开采段含水层的径流及下部深层的少量越流，同时，开采区以东仍保持一定向东部的径流速度，亦不会使东部的咸卤水区向开采区倒流，水源地的水质不会有恶化趋势。

(四) 地下水资源评价

开采性涌水试验及数值模拟分析结果，阿拉尔水源地地下水可开采资源量主要由以下因素决定：

① 区域水资源保证程度；② 自流开采模式下的允许降深；③ 维持向东部咸卤水区一定的径流量，以免咸水区劣质水向水源区倒流使水质恶化。

1. 区域水资源保证程度

据均衡计算结果，阿拉尔盆地地下水多年平均补给资源量为 $113.68 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ ，现状条件下全盆地地下水的开发利用尚不足 $4 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ ，未被利用的资源最终消耗于蒸发。即使阿拉尔水源地总溢出量达到 $6 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 时，全盆地的总开采量不到 $8 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ ，尚不足盆地总补给量的 10%。由此表明，当阿拉尔水源地总自流量不超过 $6 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 时，都有极其充足的区域资源补给保证。

2. 自流开采模式下的允许降深

用开采性涌水试验和数值模型分析两种方法来评价阿拉尔水源地的允许水头压力降深。

开采性涌水试验总涌水量为 $2.818 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ ，若扣除三眼不可控自流井的流量 $1.0714 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ ，则可控自流量为 $1.747 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ ，该数值达到勘探目标值 $2.1 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 的 80%。在开采性涌水试验期间，虽增加了四眼探采结合井的自流放水，原已有生产井的流量并未见减少（实际上就是压力未减少），各井之间没有明显的干扰，总自流溢出量呈拟稳定波动。由此可以说明两个问题，一是再适当增加 2~4 眼开采井，可充分满足勘探目标 $2.1 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 自流供水量，即含水层的产量没有问题；二是扩采后不会产生大的水头降。阿拉尔水源地运行 20 余年，其压力水位并没有持续下降，而是稳定在一定的水平，这也间接说明该水源地扩采后压力水位降不会太大。

数值模型预测结果表明，阿拉尔水源地扩采后，当总溢流量分别达到 $4 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 、 $6 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 时，经过一定时期后，最大压力水位降分别为 7.2m 和 11.0m，自流压力水头仍能够保持 40 米以上，单井自流产量分别不小于 $1800 \text{ m}^3/\text{d}$ 、 $1700 \text{ m}^3/\text{d}$ 。说明易管理经济的自流开采模式是可行的。若以单井平均产量不小于 $1500 \text{ m}^3/\text{d}$ 为下限，即单井涌水量允许衰减比例为 25%，推算允许水位降深可达 20m，届时阿拉尔水源地总允许自流量可超过 $6 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ ，表明该水源地尚有较大的自流开采潜力。

3. 水源地供水水质演化趋势

在现状条件下用径流断面法分析勘探区地下水补给量为 $6.52 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ ，而勘探区内地下水总溢流量尚不足 $3 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ ，溢出量仅为补给量的 46%，尚未利用的资源量 $3.5 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 流向东部下游。说明现状条件下勘探区周围能够保持一定的向下游的径流速度，即东部咸水区地下水不会倒流。水源地扩采后，勘探区地下水补给量（即上游向勘探区的径流量）将会进一步增大，当水源地供水能力达到勘探目标 $2.1 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 时，届时包括失控井在内的总溢流量将达到 $3.4 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ ，即使不考虑上游径流量的增量，补给量仍按 $6.5 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 计算，将有 $3.1 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 流向下游，表明供水能力达到 $2.1 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 时，水质不会有恶化的趋势。

据数值模拟分析流网图及勘探区地下水均衡结果，当阿拉尔水源地自流溢出量达 $6 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ （第二扩采方案）时，开采段承压含水层仍能保持向东部咸水区径流。勘探区东界 6km 宽，距离开采井群东界约 3km，向东部的径流量（可间接表示地下水流速大小）由现状的 $1.376 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 减少到 $0.841 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 。这说明在扩采 $6 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 条件不仅能够保持向东部的地下水径流，而且有不小的安全余量，即在长期开采条件下，东部咸水区地下水不会向阿拉尔水源地倒流，水源地水质不会有恶化的趋势。

五、结束语

(1) 阿拉尔盆地属内陆闭流型山间盆地,为一独立的水文地质单元。盆地周边山区地表径流出山后全部渗入地下转化为地下水,山区是盆地地下水的补给源区,地下水径流于山前冲洪积平原和冲湖积平原,最后以地表径流和地下径流形式归宿于尕斯库勒湖,最终靠冲湖积—湖积平原和尕斯库勒湖水蒸发而消耗。

(2) 阿拉尔盆地平原区天然地下水补给资源量为 $4.15 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$,盆地地下水的开采量(包括失控自流井)约为 $0.15 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$,仅占补给资源量的4%,当阿拉尔水源地总溢出量不超过 $6 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 时,总开采量不足盆地总补给量的10%。

(3) 通过勘探查明,阿拉尔水源地勘探区内有三个自流含水层(段),第Ⅰ自流含水层(段)顶板埋深于37.04m,层岩性为中细砂和粉细砂,厚度为14.69m,水头高出地面+12.3m,换算单井自流量为 $1580 \text{ m}^3/\text{d}$;第Ⅱ自流水含水层(段)顶板埋深于111.51m,含水层(段)厚度12.17~50.20m;第Ⅲ自流含水层(段)顶板埋深于165.50m,厚度为31.80~60.59m,岩性为中粗砂、中细砂、细砂及粉细砂。据Ⅱ、Ⅲ层自流水混合抽水试验结果,水头高出地面+54.00~+62.00m,单井自流量为 $1429 \sim 2452 \text{ m}^3/\text{d}$,矿化度 $0.70 \sim 0.74 \text{ g/L}$,属水量丰富的高压自流淡水。

(4) 用断面径流法与数值模型法分别计算,现状条件下阿拉尔水源地勘探区(100~260m开采段)地下水补给资源量分别为 $6.5 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 、 $5.3 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$,地下水总溢流排泄量不足 $3 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$,尚未利用的地下水资源量为 $3 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 。

(5) 通过对第Ⅱ、Ⅲ自流含水层(段)长时间开采性扩采试验,获得稳定开采量 $2.818 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$,其中,可控自流井流量 $1.75 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$,达勘探目标 $2.1 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 的83%。扩采试验期间,各自流井的流量未见减少。表明再增加3~4眼开采井,完全可满足 $2.1 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 自流供水能力。

(6) 在现状条件下,阿拉尔水源地增加7眼开采井,井距350米左右,可达 $4 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 自流量,如果增加20眼开采井,井距350米左右,可达 $6 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 自流量,通过地下水数值模型分析,前者井群开采中心区压力降为7.2m,平均单井产量 $\geq 1800 \text{ m}^3/\text{d}$;后者,井群开采区中心压力降为11m,平均单井产量 $\geq 1700 \text{ m}^3/\text{d}$,开采量全部来自上游方向第Ⅱ、Ⅲ自流含水层的径流及少量来自深部承压水的越流,在长期开采条件下,东部咸水区地下水亦不会向阿拉尔水源地倒流,水源地水质不会有恶化的趋势。

青海省对高压自流水区水源地的地下水资源评价也是首次,由于高压自流水具有含水层埋藏深度大,层数多,颗粒细,水头高,压力和水量大等特点,在勘探试验中难以取得像潜水和一般承压自流水容易取得的所有水文地质计算参数,所以准确评价高压自流水资源难度很大。在阿拉尔水源地地下水资源计算和评价中,尤其是允许开采量的计算和评价,我们采用了群井开采试验法计算允许开采量,利用数学模拟法计算了现状条件下允许开采量和水源地扩大开采方案对压力水头降,自流水量的衰减,下降漏斗的形成速度,形状变化等进行分析预测,取得了较准确的数值。我们认为在高压自流水区采用上述方法计算和评价水源地地下水资源量是可行的,也是比较正确的。

第二节 西宁市城北区朝阳村地下水位变化对地质环境容量的影响

一、前言

2002年6月份以来,朝阳立交桥西南角的西宁市城北区朝阳村(以下简称“朝阳村”)部分民房,尤其是临桥西南侧一定范围内的民房其潜在和已发生的病害如下:

(1) 基础埋深小于2.5m的大部分1~3层民房,地基土在地下水浸泡或盐渍化形成过程中,产生胀缩变形,而导致建筑物结构变形,如房屋主体开裂,门窗变形,最大变形量可达3cm以上。

(2) 在临界浸没高度范围内, 墙脚表层或地面积盐(硫酸盐)现象明显, 从而导致墙脚带 0.4m 高度内抹灰或瓷砖脱落等灾害性问题的发生。

(3) 部分房屋内地面施工过程中, 其填土的压实系数 ≤ 0.65 , 在地下水的浸润作用下, 形成局部沉降, 从而导致室内地面残破不堪。

(4) 部分民房因施工过程中其抹灰浆未能考虑地下水硫酸结晶性侵蚀问题, 从而导致墙体表层抹灰或瓷砖脱落等现象的发生、发展。

(5) 基础埋深在大于 2.5m 的 2~4 层楼房, 仅出现地下室内积水, 地下室内墙壁表层抹灰脱落、长毛(积盐)及地面部分沉降、沉陷, 未发现结构上的变形破坏现象。

二、朝阳村环境地质背景条件

1. 自然环境条件

区内属高原半干旱大陆性气候区, 寒长暑短、多风少雨、昼夜温差大、日照充足、四季不分明等特点, 多年平均气温 5.9℃, 多年平均降水量 368.2mm, 最大降水量 541.2mm, 最大日降水量 62.2mm, 降水量年内分配极不均匀, 年降水量主要集中在 6~9 月, 占全年总降水量的 73%, 年平均蒸发量为 1762.8mm。

2. 环境地质背景条件

(1) 地下水埋深 2.4~2.7m, 地表(下)水总体流向自北西向东南。由于村北 150m 外为一东西向古河道, 地势低洼, 雨季洼地能获得地表水及北侧高阶地地下水补给而成为积水洼地。积水洼地地表水在蒸发、蒸腾消耗过程中, 亦渗漏补给地下水, 对朝阳村地下水位的抬升起一定的作用(图 8-7)。

(2) 朝阳村区地下水含水层岩性为第四系砂砾卵石层, 渗透系数达 30m/d, 为强透土层, 地下水排泄畅通。

(3) 村区一定范围内表层为填筑土, 厚 1.4~2.45m, 底部有一层厚达 1.0~1.6m 的黄土状土亚粘土(图 8-8、8-9), 为上层滞水创造了储水条件。毛细水升高度值在 1.5~2.2m 之间, 易溶盐含量 0.18%~0.224%, 以硫酸盐类为主, 为硫酸结晶性腐蚀创造了物质基础。

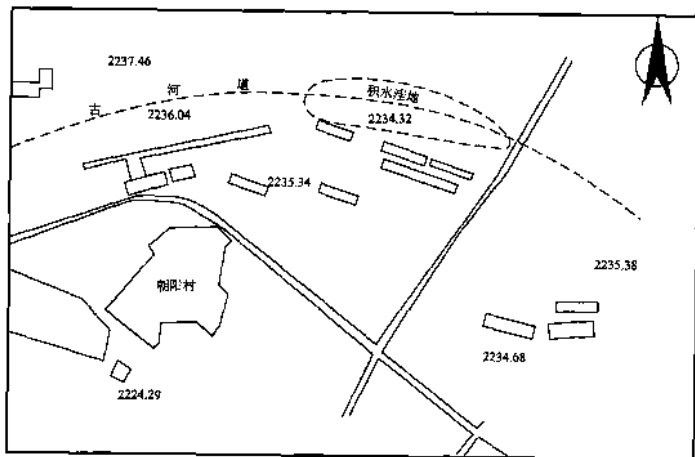


图 8-7 朝阳立交桥平面图

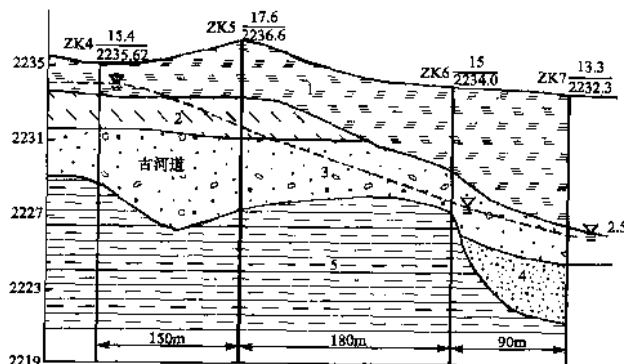


图 8-8 朝阳立交桥地基纵断面图

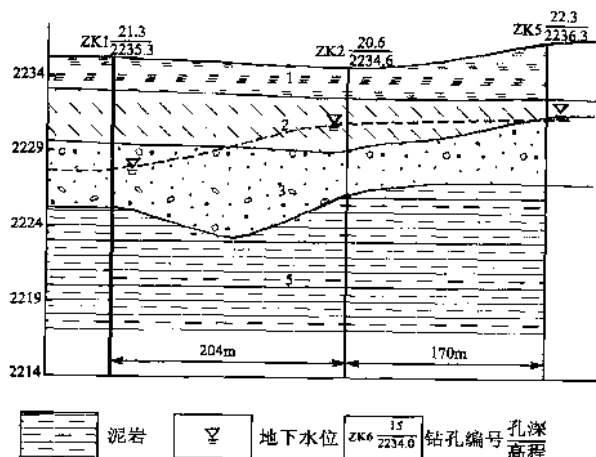


图 8-9 朝阳立交桥地基纵断面图

(4) 村区一定范围内地下水矿化度较高, 达 $0.36 \sim 4.12\text{g/L}$, SO_4^{2-} 含量高达 1368.9mg/L 以上, 具中—强结晶性侵蚀作用。

(5) 区内建筑物基础持力层为埋深于地表以下 $1.4 \sim 2.45\text{m}$ 的黄土状土、亚粘土层, 其标准承载力 $f_k = 170\text{kPa}$, 变形模量 $E_0 = 9.0\text{MPa}$, 压缩系数 $a_{1-2} = 0.17\text{MPa}^{-1}$ 。下部为卵石—圆砾层, 标准承载力 $f_k \geq 360\text{kPa}$, 变形模量 $E_0 = 32\text{MPa}$ 。

三、朝阳村危房成因分析

村区一定范围内危房的形成主导因素为地下水位抬升所致。据调查, 自 2002 年 6 月份以来, 地下水埋深由原来的 $2.4 \sim 2.7\text{m}$ 升高到 9 月中旬的 1.0m 左右。此后, 地下水位又缓缓下降, 目前水位维持在 2.0m 左右。

由于 8~9 月份地下水位的急剧抬升, 朝阳村一定范围内地面积水、积盐、土壤次生盐渍化, 部分民宅因水位的升降及盐渍化引起地基土持力层力学性质发生变化, 地质环境容量降低。从而导致房屋变形破坏, 或墙体底部抹灰脱落、积盐等环境水文地质问题的发生。

导致上述问题的原因有三种, 即:

(1) 季风降水增多, 导致地下水位上升。村区具典型的高原内陆性气候特征, 即: 夏末初秋季风与降水同步, 降水量占全年的 73%, 同期内地下水位亦急剧抬升。据西宁市近期降水资料 (表 8-6) 显示, 自 1995 年以来, 西宁地区一直处于干旱年份, 降水量多小于年平均降水量, 而进入 2002 年 4 月份以来, 西宁市即进入季风降水期。4 月至 9 月 12 日不足 6 个月的时间内降水总量为 365.6mm , 比 1995 年以来年降水量还多, 尤其是进入 8 月份以来更为显著。说明 2002 年 4 月份以来, 西宁市迎来了新的降水丰水期。因此, 季风降水量增加, 一方面导致西宁市一定范围内, 包括朝阳村在内的区域地下水位上升, 村区一定范围内第四系孔隙潜水转化为弱承压水补给上层滞水。另一方面也为村北低洼带积水创造补给来源。

表 8-6 西宁市近期年日降水量统计一览表

年 份	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001
降水量/mm	362.62	364.9	413.9	406.0	411.9	342.7	397.7
2002 年/月份	2	3	4	5	6	7	8
降水量/mm	0.2	9.9	48.3	62.3	70.8	46.0	79.2

(2) 地下自来水跑、冒、漏加速了朝阳村地下水位上升趋势。据朝阳村水表资料 (表 8-7) 显示, 自 2000 年 3 月份朝阳村搬迁 100 余户居民以来, 因地下自来水管处理不当造成跑、冒、漏等现象, 损耗量数以万计, 仅 2002 年 1~8 月份日耗水量达 366.5m^3 之多, 这其中有相当一部分为非正常损耗。自来水的跑、冒、漏加速了村区一定范围内地下水位的上升, 尤其是上层滞水水位的上升。因为自来水管的埋深一般在 1.5m 左右, 位于村区一定范围内北部填筑土内, 下部黄土状土亚粘土为隔水底板, 上部滞水。因此, 自来水的跑、冒、漏首先补给上层滞水, 为房屋的基础破坏及墙基的腐蚀性创造了动力条件。

表 8-7 朝阳村水费统计表

年份	2000 年以前 平均以上	2000	2001	2002 年 1~8 月份	备 注
水费/万元	1.2900	6.1797	12.2920	11.1321	资料来源于朝阳村委
换算耗水量/ m^3	10320	49435.2	98336	89056.8	按 $1.25\text{元}/\text{m}^3$ 计算

(3) 人类经济、工程活动过程中, 因不合理的生产布局导致村北积水洼地积水, 增加了地下水近期补给量。自 2000 年 3 月份朝阳村 100 余户居民搬迁及朝阳互通立交桥开工以来, 人们在获取经济效益与

社会同步的同时,一方面村北菜地、果园荒弃,引水渠疏于管理,为积水洼地积水创造了条件;另一方面,由于村民的迁出,积水洼地至湟水河排水渠系的疏通不及时,或工程施工过程中废弃物使排水渠系堵塞,以及桥头电厂弃水补给过多,均会给积水洼地积水过多带来影响,从而影响了朝阳村一定范围内地下水,尤其是上层滞水的补给量,导致地下水位上升。

可见朝阳村一定范围内地下水位上升的主导因素应为:①进入降水丰水年,季风与降水同步,导致区域性地下水位抬升;②村区部分居民搬迁,地下自来水管处理不慎,自来水跑、冒严重,加速了朝阳村一定范围内地下水位抬升,尤其是上层滞水水位;③人类经济、工程活动不当,导致村北积水洼地积水过多,地表水补给量增加,对地下水位的抬升也有较大的影响。上述三种因素的共同作用,促使朝阳村一定范围内7~9月份地下水位抬升1.2~1.8m,埋深仅1.0m左右,在毛细水作用下,引起部分地段土壤盐渍化。当建筑物基础埋深小于2.5m时,水位上升使浅基础的地基土力学性质发生变化,降低地质环境容量从而导致建筑物变形破坏,墙底部抹灰脱落,积盐等环境水文地质问题的发生。

四、结论

综上所述,朝阳村部分民房变形,墙脚及地面沉陷,抹灰及瓷砖脱落等问题的诱发因素为地下水位抬升导致的地质环境容量降低所致。因此,地下水位变化对地质环境容量的影响不可忽视,加强地质环境容量影响因素分析,对阻缓环境地质问题的发生、发展意义重大。

可见在工程建设中,分析地下水位的变化,制定合理的基础埋深及工程措施,如设置土工布加防水膜隔水层或铺设砂砾卵石垫层,借以抑制毛细水上升高度,阻缓灾害性问题的发生。

第三节 青海省东部浅脑山地区环境背景条件 对地下水资源影响程度及找水方向分析

一、地下水化学类型及背景特征

1. 地貌条件与水化学特征

区内地下水化学成分的形成受地下水的补、径、排条件及地形地貌、岩性和水循环交替条件所控制。据统计(表8-8),基岩山区:岩层风化构造裂隙发育,植被覆盖率高,水分涵养能力强,补给排泄条件好,径流途径短,水循环交替作用强烈,各种矿物含量少,矿化度置信区间值0.09~0.29g/L,为 $\text{HCO}_3 - \text{Ca}$ 或 $\text{HCO}_3 - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 型水。脑山区:即盆地边缘带、山前冰水洪积平原带,这里碎屑物颗粒较粗,地下水除接受大气降水补给外,还能接受充沛的基岩裂隙水补给,水循环交替条件较好,矿化度起始背景值0.18~0.29g/L,为 $\text{HCO}_3 - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 或 $\text{HCO}_3 - \text{Ca}$ 型水。浅山区降水稀少,地形切割破碎,受蒸发浓缩作用的影响,地下水矿化度普遍偏高,从而使水中 SO_4 离子含量增高,水化学类型复杂,山前多为矿化度0.5~1.0g/L的 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 \cdot \text{Cl} - \text{Ca} \cdot \text{Na}$ 型水,由山前向盆地中心的水平方向上则变为矿化度大于1g/L的 $\text{SO}_4 \cdot \text{Cl} - \text{Na} \cdot \text{Ca}$ 型水。川水带湟水河谷地漫滩带及I、II级阶地,湟水河支流中上游带,能得到地表水资源的直接补给,多为矿化度小于1g/L的 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 型,而湟水河高阶地,湟水河支流下游带,地下水在径流运移过程中,盐溶物质增大,多为矿化度>1g/L的 $\text{SO}_4 \cdot \text{Cl} - \text{Na} \cdot \text{Ca}$ 型水。

2. 岩性条件与水化学特征

表8-9表明,测区不同的岩性条件与水化学特征关系密切。变质岩系、灰岩及花岗岩类地下水化学类型单一,矿化度起始背景值0.07~0.28g/L,以 $\text{HCO}_3 - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 型水为主。碎屑岩类地下水化学类型较复杂,矿化度起始背景值0.44~30.7g/L。黄土及其底砾水以及河谷松散岩类地下水亦较复杂,这与该类型岩层分布范围广、地貌部位多样、样品离散性大有密切关系,一般的分布于海拔大于2800m以上的黄土及底砾层水和湟水河低阶地,支流中上游带地下水矿化度一般小于1g/L。

表 8-8 海东浅脑山地区人畜饮用水找水研究地貌与化学成分统计一览表

地貌	地下水 背景指标	分析项目/ $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$										地下水化学类型
		矿化度/ $(\text{g} \cdot \text{L}^{-1})$	pH	$\text{K}^+ + \text{Na}^+$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-			
基岩 山区	n	55	55	55	55	55	55	55	55			$\text{HCO}_3 - \text{Ca}$ 或 $\text{HCO}_3 - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$
	m	0.061 ~ 0.677	7.4 ~ 9.9	0.7 ~ 35.7	1.98 ~ 54.3	2.4 ~ 85.62	2.7 ~ 42.4	1.5 ~ 80.1	48.2 ~ 301.26			
	$\bar{X}$	0.17	8.08	8.39	29.12	20.80	9.92	18.94	153.52			
	S	0.10	0.39	5.44	14.76	17.27	6.50	13.61	57.98			
	X_0	0.09 ~ 0.29	7.69 ~ 8.47	2.94 ~ 13.83	14.36 ~ 43.88	3.53 ~ 38.07	3.42 ~ 16.42	5.33 ~ 32.55	95.54 ~ 211.5			
脑山区	n	72	72	72	72	72	72	72	72			$\text{HCO}_3 - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$, $\text{HCO}_3 - \text{Ca}$
	m	0.056 ~ 0.294	7.48 ~ 8.55	4.1 ~ 19	12.77 ~ 74	3.1 ~ 22.3	4.7 ~ 18.7	6 ~ 42.8	43.72 ~ 282.6			
	$\bar{X}$	0.24	7.84	8.76	55.72	16.21	11.12	29.33	182.04			
	S	0.05	0.33	4.20	15.52	3.75	4.58	11.11	76.11			
	X_0	0.18 ~ 0.29	7.51 ~ 8.17	4.56 ~ 12.97	40.21 ~ 71.24	12.46 ~ 19.97	6.54 ~ 15.7	18.22 ~ 40.44	105.93 ~ 258.15			
浅山区	n	63	63	63	63	63	63	63	63			$\text{HCO}_3 - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$, $\text{HCO}_3 - \text{Na} \cdot \text{Ca}$, $\text{SO}_4 \cdot \text{Cl} - \text{Na} \cdot \text{Mg}$ $\text{Cl} \cdot \text{SO}_4 - \text{Mg} \cdot \text{Na}$
	m	0.43 ~ 11.43	6.8 ~ 8.73	60 ~ 4280	3.9 ~ 1159.5	24.4 ~ 311.9	11.9 ~ 23625	19.9 ~ 3074.7	97.4 ~ 9025.8			
	$\bar{X}$	3.87	7.80	1044.32	246.77	106.27	2161.51	1197.85	1268.58			
	S	2.82	0.42	947.67	256.61	71.98	2819.54	931.34	1275.16			
	X_0	1.05 ~ 6.69	7.38 ~ 8.23	96.66 ~ 1991.99	3.9 ~ 503.38	34.29 ~ 178.25	11.9 ~ 4981.05	266.51 ~ 2129.18	97.48 ~ 2543.74			
川水区	地下水背 景指标	矿化度/ $(\text{g} \cdot \text{L}^{-1})$	pH 值	$\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}$	Zn^{2+}	NH_4^+	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-			地下水化学类型 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 \cdot \text{Cl}$ - $\text{Na} \cdot \text{Ca}$
	n	35	35	35	35	35	35	35	35			
	m	0.24 ~ 3.08	7.62 ~ 8.65	0.23	0.022 ~ 1.15	0 ~ 0.2	18.5 ~ 609.4	29.3 ~ 1311.7	7.12 ~ 24.53			
	$\bar{X}$	1.04	7.94	0.73	0.26	0.10	158.40	377.11	15.52			
	S	0.71	0.21	0.51	0.26	0.06	129.23	355.45	5.91			
	X_0	0.32 ~ 1.75	7.73 ~ 8.15	0.22 ~ 1.24	0 ~ 0.51	0.04 ~ 0.16	29.17 ~ 287.63	21.67 ~ 732.56	9.61 ~ 21.43			

 注: n —样品数; m —含量范围; $\bar{X}$ —平均值; S —样本方差; X_0 —起始背景值。

表 8-9 海东浅脑山地区人畜饮用水找水研究岩性与水化学成分统计一览表

岩性	地下水背景指标	分析项目/ (mg·L ⁻¹)									地下水化学类型
		矿化度/ (g·L ⁻¹)	pH	K ⁺ + Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻		
变质岩	n	45	45	45	45	45	45	45	45	HCO ₃ - Ca · Mg 或 HCO ₃ - Ca	
	m	0.061 ~ 0.469	7.1 ~ 9.9	0.7 ~ 49.7	1.98 ~ 96.4	2.4 ~ 85.62	2.7 ~ 42.4	1.5 ~ 140.5	48.2 ~ 301.26		
	$\bar{X}$	0.19	8.02	11.14	33.61	19.95	10.69	27.04	160.41		
	S	0.09	0.41	8.92	17.87	16.58	7.10	25.65	61.46		
	X_0	0.1 ~ 0.28	7.6 ~ 8.43	2.22 ~ 20.06	15.73 ~ 51.48	3.37 ~ 36.53	3.6 ~ 17.79	1.4 ~ 52.69	98.95 ~ 221.88		
灰岩	n	36	36	36	36	36	36	36	36	HCO ₃ - Ca	
	m	0.229 ~ 0.294	7.48 ~ 8.55	4.1 ~ 19	46.4 ~ 74	16.2 ~ 22.3	4.7 ~ 18.7	19.1 ~ 42.8	214.2 ~ 282.6		
	$\bar{X}$	0.27	7.88	9.52	62.88	18.40	11.65	33.22	245.47		
	S	0.02	0.34	4.19	8.88	1.30	4.63	7.78	19.89		
	X_0	0.25 ~ 0.28	7.53 ~ 8.22	5.33 ~ 13.71	54 ~ 71.77	17.1 ~ 19.7	7.02 ~ 16.28	25.44 ~ 40.99	225.58 ~ 265.36		
花岗岩	n	40	40	40	40	40	40	40	40	HCO ₃ - Ca 或 HCO ₃ - Ca · Mg	
	m	0.056 ~ 0.164	7.1 ~ 8.4	0 ~ 21.2	10 ~ 41.8	1.8 ~ 17.5	3.6 ~ 20.7	0 ~ 48.9	43.72 ~ 124.2		
	$\bar{X}$	0.10	7.73	7.80	24.15	4.76	9.38	10.39	81.14		
	S	0.03	0.30	4.76	9.58	2.86	4.39	9.37	25.28		
	X_0	0.07 ~ 0.13	7.43 ~ 8.03	3.04 ~ 12.56	14.57 ~ 33.73	1.9 ~ 7.62	4.99 ~ 13.77	1.02 ~ 19.76	55.87 ~ 106.42		
J - K	n	32	32	32	32	32	32	32	32	HCO ₃ - Na · Ca SO ₄ · Cl - Na · Mg	
	m	0.63 ~ 4.49	6.8 ~ 8.5	60 ~ 739	19.2 ~ 618.7	24.4 ~ 155.5	29.7 ~ 627.5	19.9 ~ 1721.3	327.6 ~ 2055.7		
	$\bar{X}$	1.74	7.68	352.54	160.47	72.66	238.42	533.62	708.17		
	S	0.67	0.45	134.05	173.68	38.00	112.13	318.85	411.67		
	X_0	1.07 ~ 2.4	7.24 ~ 8.13	218.49 ~ 486.6	19.2 ~ 334.15	34.65 ~ 110.66	126.29 ~ 350.55	214.77 ~ 852.47	296.5 ~ 1119.83		
E - N	n	34	34	34	34	34	34	34	34	HCO ₃ - Na · Ca Cl · SO ₄ - Mg · Na SO ₄ · Cl - Na · Mg	
	m	0.43 ~ 64.75	7.05 ~ 8.73	84.9 ~ 20219.5	3.9 ~ 1703.8	29 ~ 311.9	11.9 ~ 23625	57.4 ~ 30252.6	32.8 ~ 9025.8		
	$\bar{X}$	15.57	7.67	4322.79	582.15	117.01	5810.14	5472.14	1127.87		
	S	15.13	0.41	4362.32	385.44	82.45	5526.95	6275.82	1331.28		
	X_0	0.44 ~ 30.7	7.26 ~ 8.08	84.9 ~ 8685.11	196.71 ~ 967.58	34.56 ~ 199.46	283.19 ~ 11337.1	57.4 ~ 11747.96	32.8 ~ 2459.14		
松散岩类	地下水背景指标	矿化度/ (g·L ⁻¹)	pH 值	Fe ³⁺ + Fe ²⁺	Zn ²⁺	NH ₄ ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	地下水化学类型	
	n	35	35	35	35	35	35	35	35		
	m	0.24 ~ 3.08	7.22 ~ 8.65	0.23 ~ 1.7	0.022 ~ 1.15	0 ~ 0.2	18.5 ~ 609.4	29.3 ~ 1311.7	7.12 ~ 25.44		
	$\bar{X}$	1.21	7.85	0.69	0.26	0.11	167.85	484.10	16.76		
	S	0.84	0.25	0.48	0.23	0.05	126.93	444.75	6.41		
	X_0	0.37 ~ 2.06	7.6 ~ 8.1	0.21 ~ 1.17	0.03 ~ 0.49	0.05 ~ 0.16	40.93 ~ 294.78	39.35 ~ 928.85	10.35 ~ 23.17		

注: n—样品数; m—含量范围; $\bar{X}$ —平均值; S—样本方差; X_0 —起始背景值。

碎屑岩类孔隙裂隙水, 自盆地边缘向盆地中心水平方向上及由浅部到深部垂向上, 矿化度呈递增趋势。边缘及其浅部一般为矿化度小于 1g/L 的 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 型水, 而中心带及边缘带 200m 以深带则为矿化度大于 1g/L 的 $\text{SO}_4 \cdot \text{Cl} - \text{Na} \cdot \text{Mg}$ 型水为主。

二、地貌条件对地下水资源影响程度及找水特征值分析

测区地下水资源分布受控于地貌条件, 依区内泉点个数及泉流量统计结果 (表 8-10) 表明, 区内地貌条件对地下水资源的影响程度及找水特征值如下:

表 8-10 地貌条件对地下水资源 (泉点) 影响程度计算成果表

指标 区间	总泉流量 ($\text{L} \cdot \text{s}^{-1}$)	总面积 km^2	富水性特征 向量长度	平均 单泉流量 ($\text{L} \cdot \text{s}^{-1}$)	泉点 分布频数	地下水资源 分布频数	找水 特征值
基岩区	51.19	1330.95	558.5	1.4219	32.50	59.53	84.94
脑山区	26.44	1190.00	96.1	0.7553	35.40	34.39	14.623
浅山区	5.40	5255.27	1.7	0.0931	13.30	1.59	0.254
川水区	2.60	894.73	1.2	0.1857	18.80	4.50	0.183

1. 基岩山区

该区是区内地 (表) 下水的涵养区和策源地。因此其富水性特征向量长度 (把已调查的泉点 (泉流量) 看做是 n 维空间, 每种岩性或地貌单元变量为其空间的一个向量, 对各岩性或地貌单元变量的向量长度进行计算, 以评价和预测岩性或地貌单元变量对泉点分布的支持程度, 长度愈大, 表明支持程度愈高、关系愈密切, 以下简称 (富水性特征向量长度) 最大, 达 558.5, 单泉平均流量达 1.42L/s , 泉点分布频数 (该区泉点总数占测区泉点总数的百分数, 以下简称泉点分布频数) 虽小于脑山区, 为 32.5%, 但地下水资源分布频数 (该区泉流总量占测区泉流总量的百分数, 以下简称地下水资源分布频数) 却高达 59.53%, 计算出找水特征值 (为富水性特征向量长度, 泉点分布频数, 地下水资源分布频数等变量经变异序列法筛选出能反映地下水赋存运移主要场所或岩性区的量化值, 或叫打井、找水成功随机概率值, 以下简称找水特征值) 达 84.94, 为最高。因此, 基岩山区是区内寻找地下水的主要研究对象, 找水打井成功率较高。

2. 脑山区

该区既是区内基岩裂隙水山前溢出带, 又是盆地地下水补给区, 水资源补给较充沛, 水循环交替条件较好, 其富水性特征向量长度 96.15, 单泉平均流量 0.76L/s , 泉点分布频数 35.40%, 地下水资源分布频数 34.39, 找水特征值 14.62。因此该区找水成功概率相对较低, 需对区内岩性结构、构造特征及沉积环境做深入研究后决策较为合理。

3. 浅山区

为区内地形切割强烈区, 因此, 其富水性特征向量长度仅 1.67, 平均单泉流量仅 0.09L/s , 泉点分布频数 13.30%, 地下水资源分布频数 1.59%, 找水特征值 0.25, 找水成功率低, 这与该区地形切割破碎, 蒸发浓缩作用强烈, 地下水背景含盐量高有密切关系。

4. 川水区

川水区各项特征指标均为最小, 这与川水区主要接受地表 (下) 水的补给、很少有泉水溢出有密切关系, 在地貌部位上, 该区找水应选择湟水河漫滩及 I ~ II 级阶地以及支流中上游地带。

三、含水岩组对地下水资源影响程度及找水特征值分析

地貌条件对地下水资源的分布影响较大, 同时表明找水方向定格于基岩山区及脑山区。然而, 在这

些地区应寻找什么样的目标层亦有一定的规律。依表 8-11 富水目标层——各含水岩组富水性特征值按其大小排列如下:

(1) 构造及其影响带各特征指标最大, 富水性特征向量长度达 514.7, 平均单泉流量 2.42 L/s。因此, 无论何地貌单元内, 寻找构造裂隙水意义最大。

表 8-11 岩性条件对地下水资源 (泉点) 影响程度计算成果表

岩性	指标	总的泉流量 ($L \cdot s^{-1}$)	总面积 km^2	富水性特征 向量长度	平均 单泉流量 ($L \cdot s^{-1}$)	泉点 分布频数	地下水资源 分布频数	找水 特征值
侵入岩		7.24	960.38	10.6	0.4259	9.47	5.55	1.518
基岩 ($P_1 - T_3$)		36.27	733.90	246.8	1.1699	22.60	36.36	35.287
灰岩 (P_2)		30.63	482.98	435.6	1.5314	22.15	46.66	62.272
侏罗—白垩系 (J-K)		2.83	268.86	1.7	0.2018	27.85	7.73	0.242
碎屑岩 (E-N)		1.33	1010.04	0.4	0.1108	6.36	0.97	0.052
Q_{2-3}		4.64	4223.60	3.2	0.1288	4.56	0.81	0.451
Q_{3-4}^{u-l} (混)		2.60	990.96	1.2	0.2000	7.02	1.93	0.178
构造及其影响带		43.64		514.7	2.4244			

(2) P_2 灰岩、大理岩区富水性特征值为区内各含水岩组之首, 富水性特征向量长度 435.6, 找水特征向量值 62.27。其次为变质岩系及侵入岩, 侏罗—白垩系及黄土底砾地层内找水亦有一定意义, 找水特征向量长度均大于 0.2, 第三系红层内找水特征向量值不足 0.1, 表明第三系红层内可开发利用的水资源极度贫乏。

四、构造条件与地下水

西宁—乐都盆地是印支末期构造运动形成的断陷盆地, 其南北山区 (拉脊山、达坂山) 在保留中生代以前许多重大的造山运动所形成的构造格架的基础上, 经晚近期构造作用又使得盆地基底构造活动得到发展。自西向东形成内部“多隆多凹”格局。因此测区南北边界受 NNW 向断裂控制, 而东西边界则主要受 NNW 向构造控制。这种基底断裂与盖层断裂的相互交织, 不仅控制着盆地内部的隆起与凹陷, 而且为地下水的富集及上升运移提供了空间条件。因此, 构造条件与特征对寻找区内地下水具有一定的指示意义。

1. 向斜构造与地下水

印支构造运动序幕的拉开, 结束了西宁—乐都盆地长期遭受剥蚀的局面, 走向了新的海陆交互相沉积环境, 从而堆积了数千米中、新生代碎屑岩。后期燕山、喜马拉雅构造运动的发动, 为区内盖层形成边界倾角达 $10^\circ \sim 30^\circ$, 中心带产状近于水平的中、新生代宽缓向斜构造, 为区内碎屑岩孔隙裂隙承压—自流水的形成与发展打下了坚实的基础 (图 8-10)。

(1) 基岩向斜构造与地下水。典型代表为乐都努木沟三叠纪向斜构造 (图 8-11), 据 4#、5#孔 (表 8-12) 资料: 向斜构造补给源区水量虽小, 仅 $64.29 m^3/d$, 但水质较好, 为 $HCO_3 - Na$ 型淡水。而近轴部带的 5#孔水量可达 $354.46 m^3/d$, 但水质较差, 矿化度高达 $2.49 g/L$, 属 $SO_4 \cdot Cl - Na \cdot Ca$ 型水。这与 4#、5#孔补给源区面积大小及水质、水量、地下水循环交替条件有密切关系。4#孔位于向斜构造补给区, 地貌上属浅 (脑) 山边界, 汇水面积较小, 但水循环交替条件较好, 故水量小, 而水质好。而 5#孔位于向斜构造中心部位, 水循环运移滞缓, 地貌上位于浅山区, 并接受黄土淋滤水的补给, 故水量大, 但水质较差。

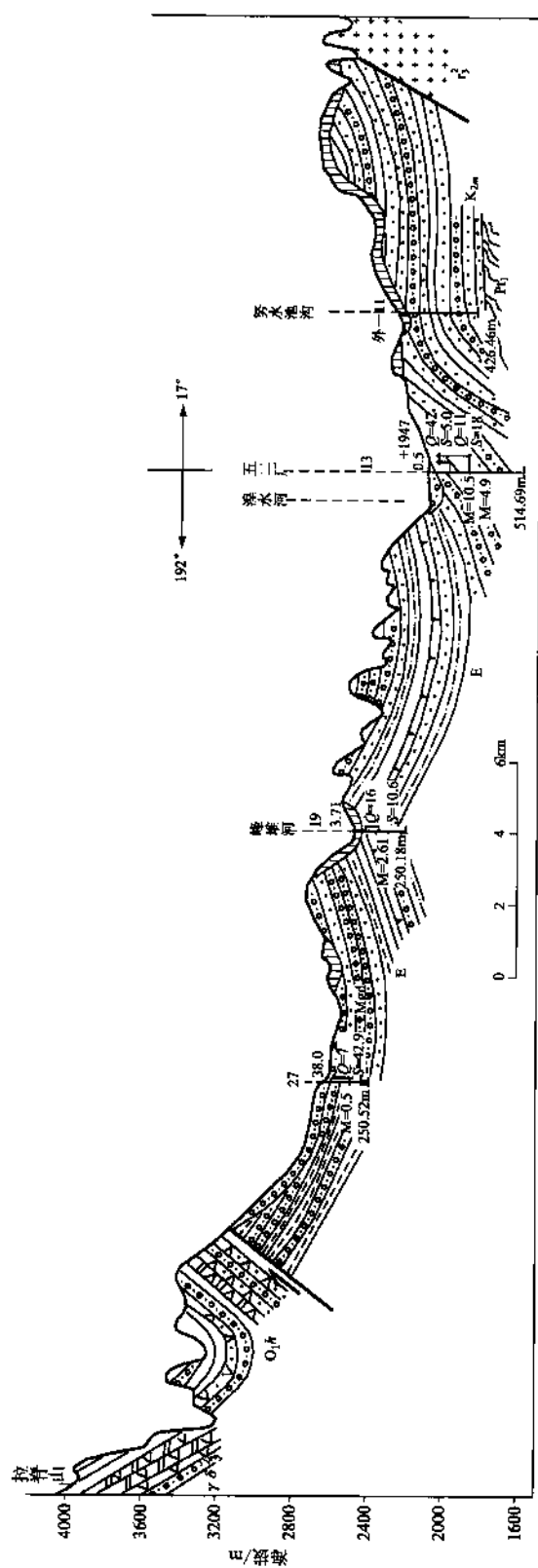


图 8-10 盆地水文地质剖面图

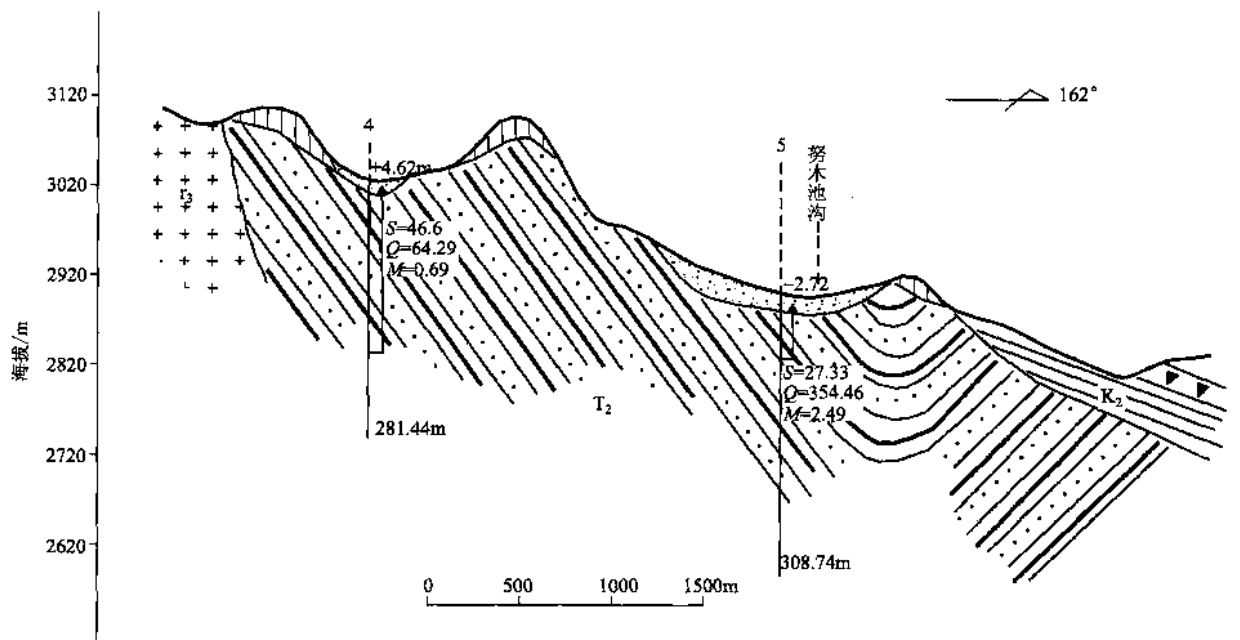


图 8-11 三叠系承压-自流水构造剖面略图

表 8-12 三叠系承压水钻孔资料

钻孔	孔深 m	地下水 类型	含水层 厚度 m	水头 m	抽水资料				矿化度 ($\text{g} \cdot \text{L}^{-1}$)	水化学类型
					降深 m	涌水量 ($\text{L} \cdot \text{s}^{-1}$)	单位 涌水量 $\text{L} / (\text{s} \cdot \text{m}^{-1})$	渗透系数 ($\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$)		
5	308.74	承压水	51.78	-2.72	37.33	4.1026	0.15	0.2818	2.498	$\text{SO}_4 \cdot \text{Cl} - \text{Na} \cdot \text{Ca}$
4	281.44	自流水	256.44	+4.62	46.6	0.7441	0.016	0.0078	0.6999	$\text{HCO}_3 - \text{Na}$

可见,寻找基岩向斜构造水资源,应考虑:①补给源区有足够大的边缘地带;②水循环交替条件好;③覆盖层地下水水质较好;④有断裂构造存在区段,其水循环交替条件亦好区。

(2) 中、新生代碎屑岩向斜构造与地下水。盆地内中、新生代碎屑岩构成的宽缓向斜构造为孔隙裂隙承压水的形成创造了空间条件。据前人资料:该类型向斜盆地承压-自流水具自盆地边缘向中心的水平方向上和浅部至深部垂向上均表现为水量由大变小,水质由好变坏。一般来讲:边缘带多为矿化度小于 1g/L 的 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 型水,分布宽度自山前向盆地中心约 $5 \sim 8\text{km}$,界线一般与湟水河支流主沟分叉处,即中上游地带。构造部位上一般表现为岩层产状由陡变缓带向山前侧约 1.5km 以远。该处一般地层产状紊乱,如乐都的曲云-亲仁乡,平安的石灰窑、沙沟乡一带、互助北山山前带,即山前基底隐伏构造带。

因此,碎屑岩孔隙裂隙承压-自流水资源有开发利用潜力区应选择边缘带,即:①自山前向盆地中心 $3 \sim 8\text{km}$ 宽度内;②山前基底隐伏构造上升盘以外至山前;③岩层产状由陡变缓带向山前侧约 1.5km 以远区;④湟水河支流中上游带。

2. 基底隆起构造带与地下水

喜马拉雅构造运动的结果,激活了测区基底断裂,近东西向与北北西向断裂的交互作用,致使盆地内部基底隆凹,构成“多隆多凹”的构造格局,导致区内不同地段封存的深部基岩裂隙水与外部发生了水力联系,从而使其有一定的资源潜力。据资料分析(表 8-13),该类型水主要分布于小峡及乐都县湟水河谷地大部分地区。寻找淡水资源必须满足下列条件:①埋深不大于 100m ,且上覆地层背景含盐量较低;②有基底断裂存在,且地下水循环交替条件好;③表水资源与地下水资源联系密切。

表 8-13 基底隆起带地下水资源

孔号	分布位置	水位埋深 m	含水层 厚度 m	基底埋深 m	岩性	单 位 涌水量 ($\text{t} \cdot \text{d}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$)	单 孔 涌水量 ($\text{t} \cdot \text{d}^{-1}$)	水温 $^{\circ}\text{C}$	矿化度 ($\text{g} \cdot \text{L}^{-1}$)	水质类型
97	乐都 高店	白流	17.3	132.24	花岗岩		0.285		8.3	$\text{SO}_4 \cdot \text{Cl} - \text{Na}$
129	岗子沟	46.61	117.39	69.7	花岗岩 石英岩	13.46	167.36	13	2.08	$\text{SO}_4 \cdot \text{Cl} - \text{Na} \cdot \text{Ca}$
ZK05	乐都	+13.93	83.03	115.18	基底断 裂破碎岩		256.60		0.91	$\text{HCO}_3 \cdot \text{Cl} \cdot \text{SO}_4 - \text{Na} \cdot \text{Ca}$

3. 断裂构造与地下水

(1) 山前断裂带与地下水。已有资料证实：测区盆地南北边界多为 NW 向断裂，内部次级子盆则由 NNW 向断层控制，其断裂规模大，破碎带宽 100 ~ 200m，最宽可达 500m 以上。断裂上盘多为刚性变质岩系，而下盘则多为中、新生界柔性碎屑岩。构造应力作用下，断层带多形成断层泥，角砾岩片理化或糜棱岩化现象严重，呈挤压致密状，透水性较差，往往构成阻水断裂。因此，一方面，本身富水性较差，单井涌水量多小于 $100\text{m}^3/\text{d}$ ；另一方面，在水文网的切割及本身阻水的作用下常有使山区地下水以泉的形式出露地表，故一般很难找到丰富的地下水。

(2) 山区断裂带与地下水。与山前断裂相伴生，走向一致，发生在山前断裂上盘带的多条与山前断裂相距 800 ~ 1000m 左右的次级断裂，一般富含地下水。如互助红崖子沟山前断裂本身富水性差，而其东部变质岩系内部的次级断裂带上盘有泉水出露，单泉流量 0.5L/s (图 8-12)，钻孔 ZK24 揭露 73.6 ~ 82.66 断层带单井计算涌水量达 $2051\text{m}^3/\text{d}$ ，水质为 $\text{HCO}_3 - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 型水。说明山后断裂带地下水较山前带更富水。

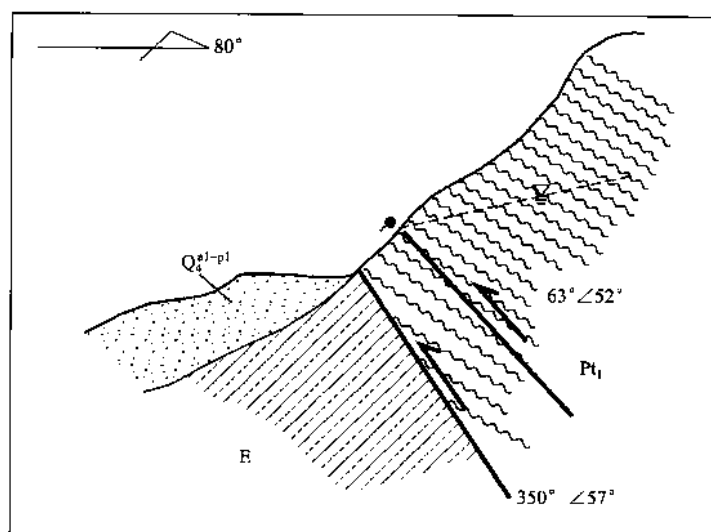


图 8-12 红崖子断裂示意图

(3) 盆地中部断裂带与地下水。盆地中部断裂多为基底激活断裂。由于晚近期构造活动，使中生界碎屑岩盖层发生变形或破坏，为地下水的循环交替提供了良好空间条件。因此，其断裂带越富水。如洪水泉、石沟沿、沙沟乡上升泉即为该类型断裂构造作用的结果。平安三合镇 ZK10 (地调院) 单井自流量达 $900\text{m}^3/\text{d}$ ，但矿化度较高。台子乡直沟 ZK2，单井自流量 $2050\text{m}^3/\text{d}$ ，矿化度 0.61g/L 。据野外调考查

资料显示,马营乡花岗岩内断裂物探解译结果,单井涌水量 $\geq 300\text{m}^3/\text{d}$,为矿化度小于 0.5g/L 的 $\text{HCO}_3-\text{Ca}\cdot\text{Mg}$ 型水。

(4) 灰岩区断裂带与地下水。由于灰岩的可溶性,断裂构造为溶隙裂隙的发育创造水动力条件。因而只要有断裂构造存在,就必定有丰富的地下水,如ZK24,单井计算涌水量达 $2051\text{m}^3/\text{d}$,互助南门峡及五峰寺钻孔资料显示单井涌水量 $> 1125.63\text{m}^3/\text{d}$,矿化度 0.70g/L ,佑宁寺F02单井涌水量 $3047\text{m}^3/\text{d}$,史纳ZK07单井涌水量 $1125.6\text{m}^3/\text{d}$ 。因此,灰岩区断裂带地下水丰富,具较大的地下水资源开发利用潜力。

综上所述,测区找水方向是基岩山区及脑山区,找水目标层是构造带,灰岩、花岗岩。这些区内找水特征值大于50,单泉流量大于 1L/s ,矿化度均低于 0.5g/L ,资源量丰富,具有良好的开发利用潜力。

五、典型区段找水方向分析

(一) 湟水河一级支流谷地带松散岩类孔隙水

谷地带前人资料十分丰富,分析研究表明,一级支流谷地带富含地下水,地下水可开采资源量达 $9200 \times 10^4\text{m}^3/\text{a}$,且水质好。富水优势区间为支流中游带,距湟水河轴线距离 $8 \sim 10\text{km}$ 以上区带。一般单井涌水量在 $100 \sim 1000\text{m}^3/\text{d}$ 间,最大可达 $4000\text{m}^3/\text{d}$ 以上。这一特点在区内所有支流均有显示,尤以松树沟、引胜沟、白沈家沟、沙塘川河等最为明显。导致这种优势特点的原因应与山前盆地带基底构造关系密切。

测区自进入第四纪中更新世的“冰凉世界”以来,开始进入大侵蚀切割时期,尤其是进入晚更新世“热源驱动”作用导致全球性升温、水能资源丰富、表水切蚀能力加大,至全新世中期(距今 0.7 万年)达到第四纪以来最暖阶段。至此,湟水河支流谷地形成,并堆积了较厚的 Q_{3-4}^{al-pl} 砂砾卵石层,为地下水赋存运移提供了良好的空间条件。晚期,尤其是“共和”运动B、C幕活动的加剧,高原急剧隆升,区域性干旱少雨气候形成,湟水河及其支流侵蚀基准面下降,侵蚀能力降低,同时山前平原带基底断裂活动加剧,致使湟水河支流中上游相对沉降,堆积宽厚的松散层,而下游带相对隆起,形成松散层堆积较薄的峡口。这种上宽厚下窄薄的松散层堆积环境,促使了湟水河支流松散层富水性差异变化,也为支流中、上游调蓄地下水资源提供了空间条件。因此,湟水河支流中游谷地带是最具找水意义及开发其空间储水功能的地带。

(二) 基底隆起带基岩裂隙水

前人资料显示,寻找该类型地下水具一定的前景。在湟水河谷地带或支流中上游地带亦有先例。如青海地调院2001年实施的ZK05孔即为一例(图8-13)。该孔位于乐都县湟水河南岸双塔营,该处湟水河两岸均发育基座阶地,基座为白垩纪含石膏红层。地层背景含盐量高,致使地下水矿化度增高,水质较差。据高庙火车站自流井和679院内自流井位置分析,两自流井的连线基本与断裂带平行,均位于断裂带上盘。而在远离断裂带上盘或下盘前人均未打出承压自流淡水。出露于湟水河北岸的双龙泉(上升泉群)属构造断裂控水所致。该断裂呈北东—南西向斜切湟水河谷地,双龙泉正好处在该断裂带上。ZK05孔西 4km 处的湟水河床中及南岸,上元古界石英岩及绢云石英片岩呈“断隆”状出露。ZK05孔揭露第四系松散层沉积厚度为 13.10m ;下伏白垩纪地层 102.08m ,上元古界石英岩及绢云石英片岩埋深为 115.18m 。该区明显处于基底隆起部位。据遥感解译及野外调查,该区发育大致相互平行的一系列北东—南西向张扭性构造断裂,并与近东西向及北西—南东向发育的压扭性构造断裂构成网格状构造格局。据此实施ZK05号钻孔并打出了水头 13.38m 自流量 $111.97\text{m}^3/\text{d}$ 的高压自流水。

该类型地下水在区内呈点线状,如湟水河谷地带的小峡、乐都高店以东的大峡、石嘴子至高庙、老鸦峡、莲花台及距湟水河 $5 \sim 8\text{km}$ 一线的山前谷地带冲断裂上盘一线,如晁家庄129#孔亦属此列。寻找该类型水必须满足下列条件:①基底埋深 $\leq 100\text{m}$;②基底岩层必须是“刚性”岩体,尤以白云岩、大理岩、灰岩及花岗岩最佳;③有断裂存在,且断裂构造带与地表水体或松散岩类潜水有密切的

水力联系。

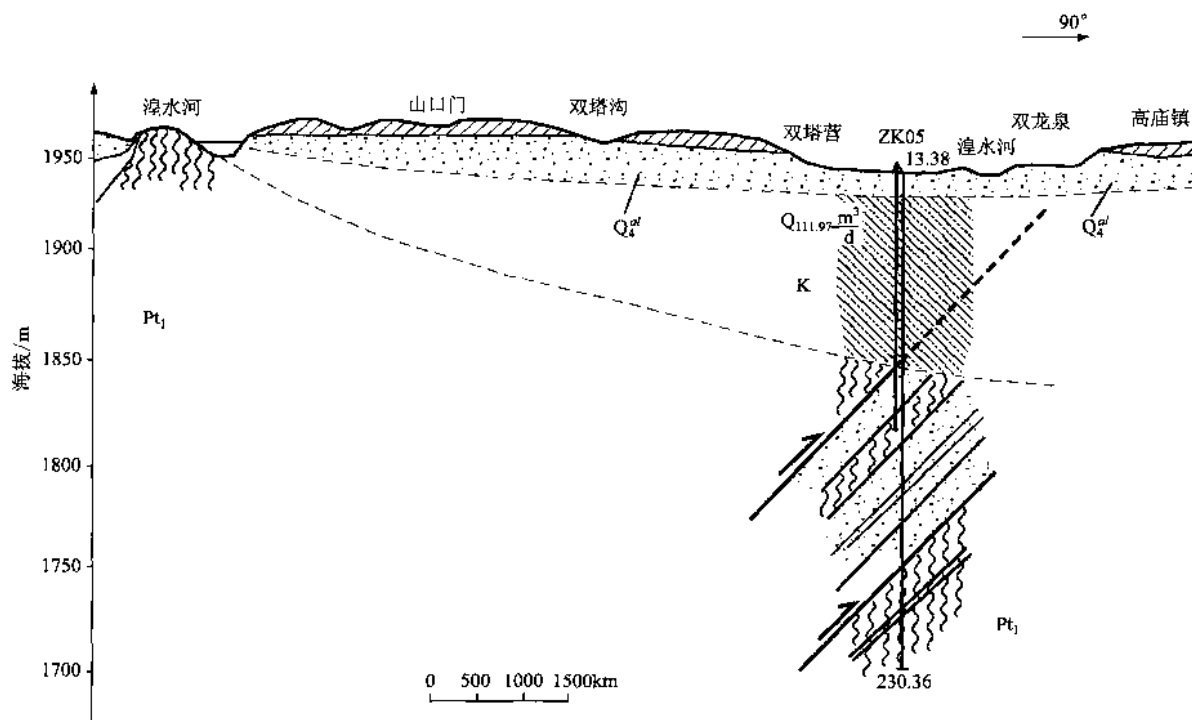


图 8-13 ZK05 孔水文地质剖面图

(三) 构造脉状裂隙水

测区南北山体带在保留中、新生界以前许多重大的造山运动所形成的构造格架的基础上, 经过挽近期上升幅度达千米以上的强烈隆升, 逐步形成数条巨大的 NWW—SEE 向的断块山。这里地势高亢, 降水相对丰富, 是测区水源涵养区和径流的产流区。而山前湟水谷地中部则存在与山体相平行的逆冲隐伏基底断裂和与之斜交的河西系构造隆升峡谷边界断裂的交互作用, 使之“刚性”岩体挤压破碎, 为地下水的赋存运移提供了空间条件。其典型区段如下:

1. 红崖子沟小寨东沟构造脉状裂隙水

据本次考察及物探资料显示, 小寨村东沟近沟口带分布有走向北北西, 倾向东, 延伸长在 15km 以上, 断带宽 80 余米, 影响带宽 300 余米, 倾角 $55^{\circ} \sim 60^{\circ}$ 的盆地边界断裂—红崖子沟断裂。该断裂属第三纪以来活动断裂 (图 8-14)。其上盘充水。在断裂东侧与之平行且配套的相距 800m 左右发生在下元古界变质岩系内的次级构造有三条, 断裂带上盘有泉水出露, 单泉流量 $0.1 \sim 0.3 \text{ L/s}$ (图 8-15)。该断裂带切小寨东沟而过, 有泉水出露处断裂距小寨村约 7km。该断带以东海拔 3100m 以上的风台岭一带为山前倾斜平原, 据前人钻孔资料显示 Q_3^{col} 底砾单井涌水量 $177.00 \text{ m}^3/\text{d}$ 。说明断裂带以东的风台岭—白山坡基岩山区地下水补给源较为丰富, 有良好的供水前景。

2. 马营乡构造脉状裂隙水

乐都马营乡埡豁村龙泉沟断裂, 系山前谷地带内断裂。该处花岗岩内发育有一条 $334^{\circ} \angle 47^{\circ}$ 构造, 走向 257° , 延长大于 3km, 断裂宽 3.5m, 影响带宽 150 余米, 断带内断层角砾、片理及次级构造极为发育, 呈破碎状态, 沿断带一线有井泉分布。物探显示在 5 线中梯激电 ρ_s 、 η_s 剖面上, ρ_s 、 η_s 在 16~24 号点上出现低值异常结合岩性出露情况分析推断 16~24 点处分布一条逆断层, 断层倾角约 40° , 断层岩性破碎宽度约 15m, 根据 η_s 曲线反映分析, 初步推测该断层在公路部位 25m 以上无地下水, 推测地下水位埋深 25m, 即 25m 以下有赋水前景 (图 8-16)。

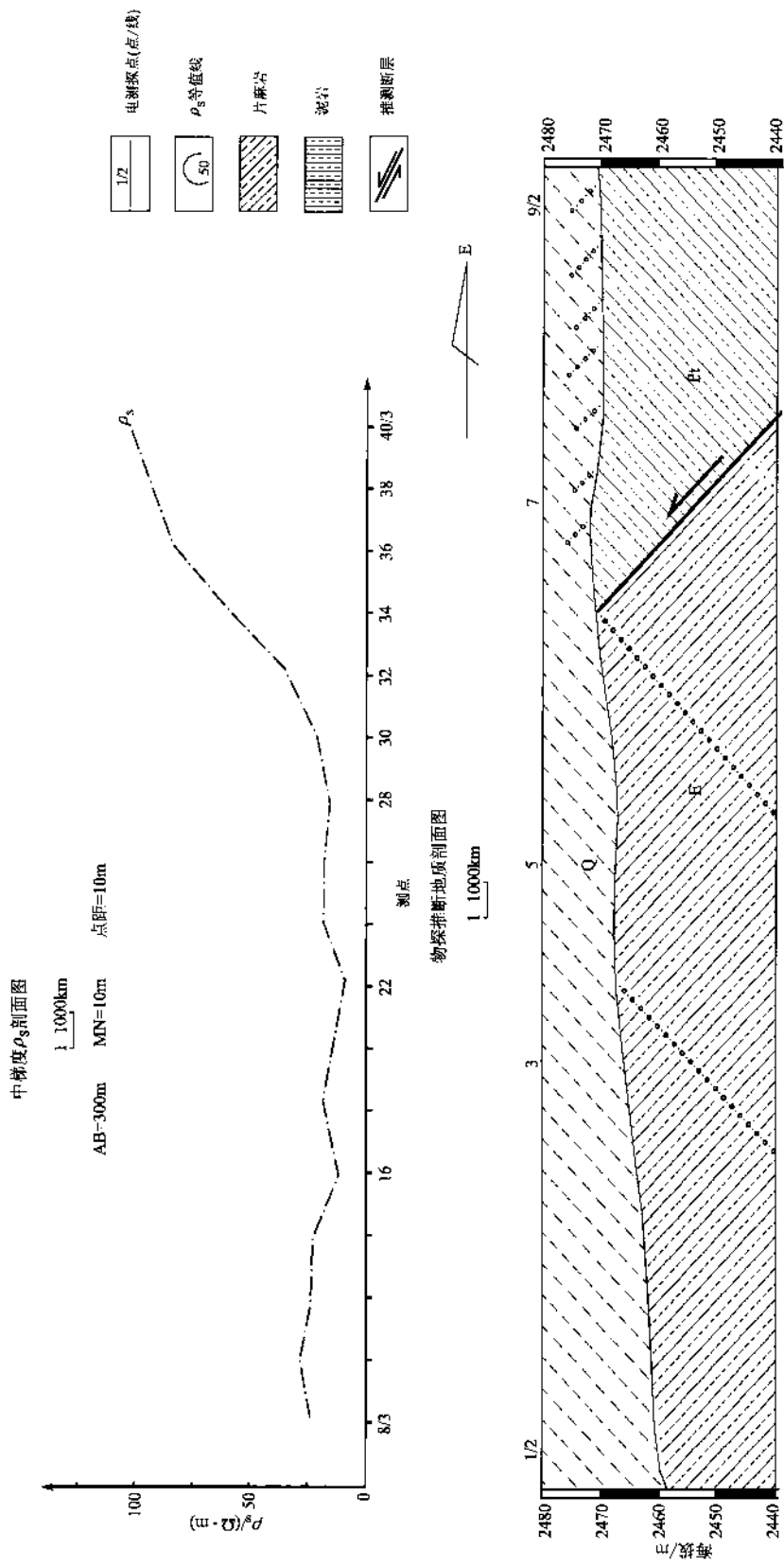


图 8-14 互助县红崖子沟乡小寨村东沟水文物探综合剖面图

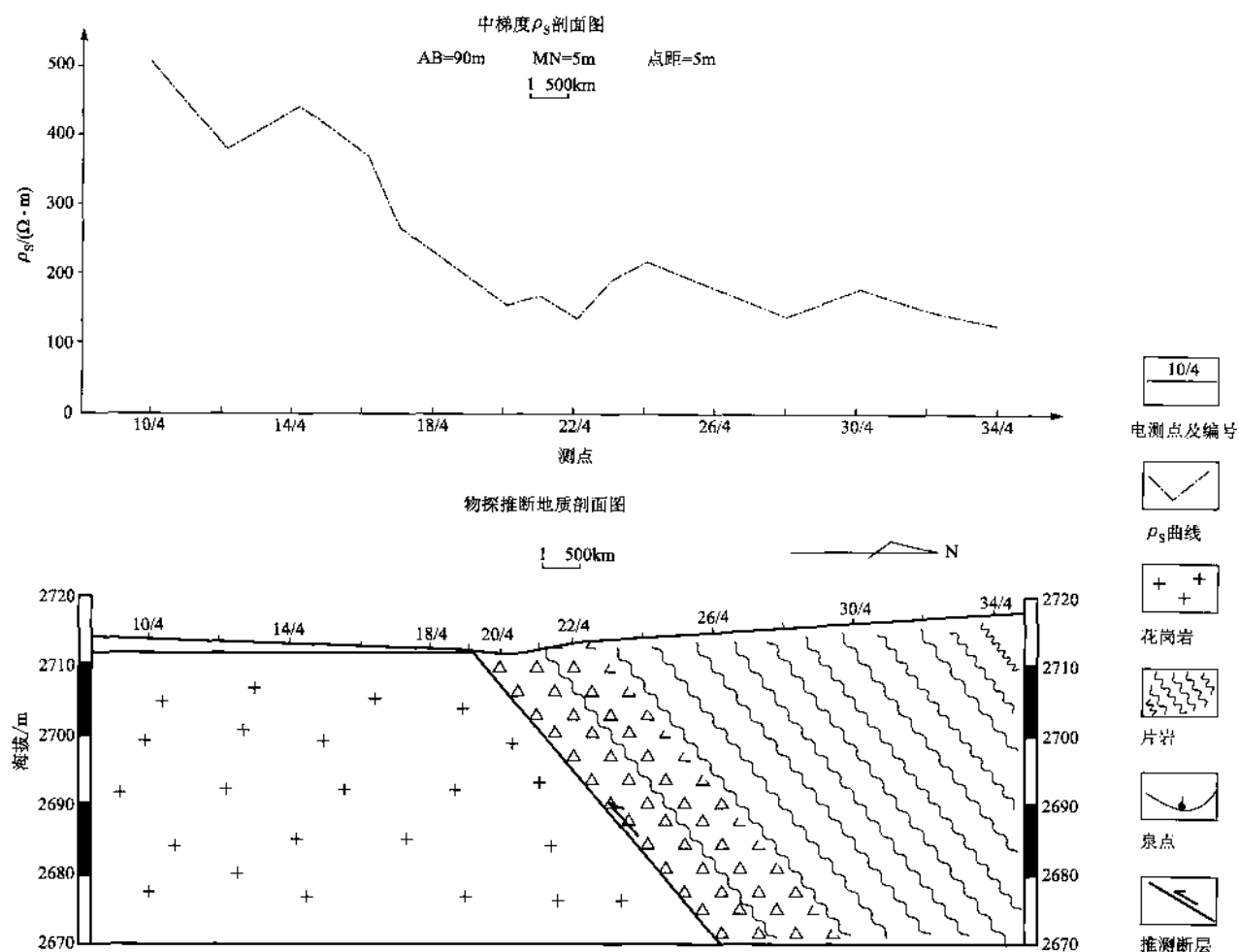


图 8-15 互助县红崖子沟乡小寨村大水泉沟水文物探综合剖面图

在 7 线中梯激电 ρ_s 、 η_s 剖面上, 28、30 号 ρ_s 、 η_s 低值异常明显、异常幅度大, 据此推测在 28~30 号点处有一断层分布, 断层宽约 10m, 倾角 40° 左右, 且在 28~30 号点之间有泉水出露, 故推断该断层为赋水构造 (图 8-17)。预估单井涌水量在 $200\text{m}^3/\text{d}$ 以上。

3. 互助台子乡直沟脉状裂隙水

直沟 ZK02 孔 (地调院 2003) 孔深 175.80m, 含水层岩性白垩系砂砾岩, 顶板埋深 65.8m, 水头 $>10\text{m}$, 自流量 $2050\text{m}^3/\text{d}$, 矿化度 0.63g/L 。为白垩系地层中寻找丰富的淡水资源打下了坚实的基础。据已有资料分析: 该孔位于一北东向断裂上盘 (图 8-18)。构造导水性为地下水的富集创造了空间条件, 因而 ZK02 孔水量大、水质好。而位于该断裂下盘与 ZK02 孔相距不足 200m 的 20 号孔 (湟水流域水文地质钻孔) 孔深 355.85m, 其水头为 -11.91m , 水量 $<100\text{m}^3/\text{d}$ 。

脉状裂隙水富水性具各向异性特征, 因而在寻找上有一定的难度。一般的构造规模必须满足: 延长 $\geq 10\text{km}$, 破碎带宽 $\geq 20\text{m}$, 影响带宽 $\geq 50\text{m}$ 。基岩山区断裂带较明显, 易于发现, 而盆谷地带隐伏断裂则依赖于物探及 TM 数据显示。在区内盆地边界断裂上盘 5km 范围内的次级构造带, 有一定的找水意义。距湟水河 8~10km 的山前谷地断裂沿线有一定的找水意义。

(四) 基岩风化裂隙水

区内浅 (脑) 山区寻找基岩风化裂隙水有一定意义的地带主要分布于乐都县北部的上水磨沟一下水磨一线挟持带。该区带内主要由加里东期及印支期花岗岩、花岗闪长岩等“刚性”岩体构成, 且北西西、北北西向节理裂隙十分发育, 同时花岗岩多由粗粒结晶的石英、长石、云母组成, 其热胀冷缩

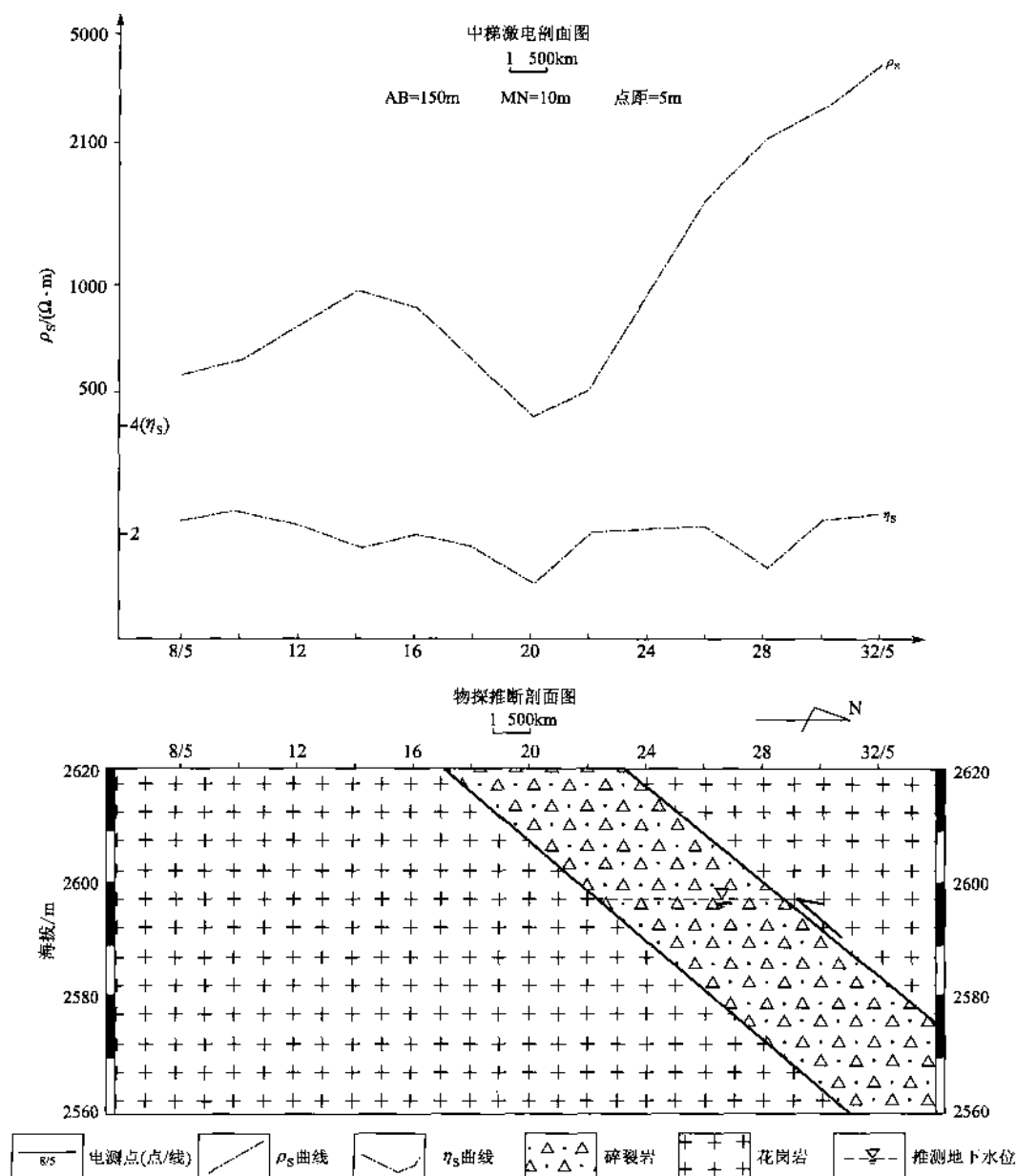


图 8-16 乐都县马营乡亚辖村龙泉沟水文物探综合剖面图

系数的差异性,导致岩体易风化,且厚度大,一般可达 30~50m,在一些构造带附近厚 100 余米。因而为地下水的赋存运移提供了良好的空间条件。如引胜沟 105 号、106 号孔(湟水流域水文地质钻孔)花岗岩风化裂隙水单井涌水量均在 500m³/d 以上。

(五) 中新界碎屑岩类孔隙裂隙水

测区宽缓的中、新生界碎屑岩类向斜构造中,富含较丰富的承压-自流水。但由于其成岩环境及地下水循环交替条件具自盆地边缘向中心的水平方向和自上而下的垂向上颗粒由粗变细、背景含盐量由低变高、水循环交替条件由好变差多韵律变化。因而该类型水具资源开发利用潜力区主要分布于盆地边缘带,即距山前边界断裂 3~8km 范围内的浅(脑)山界线区。前人资料该区地下水单井涌水量 100~500m³/d,多属矿化度小于 1g/L 的 HCO₃·SO₄-Ca·Mg 型水。

1. 平安县石灰窑乡红崖村碎屑岩孔隙裂隙水

野外调查及物探资料显示(图 8-19):红崖村新近系红色泥岩中所夹厚一般 0.5~1.5m、仅占该

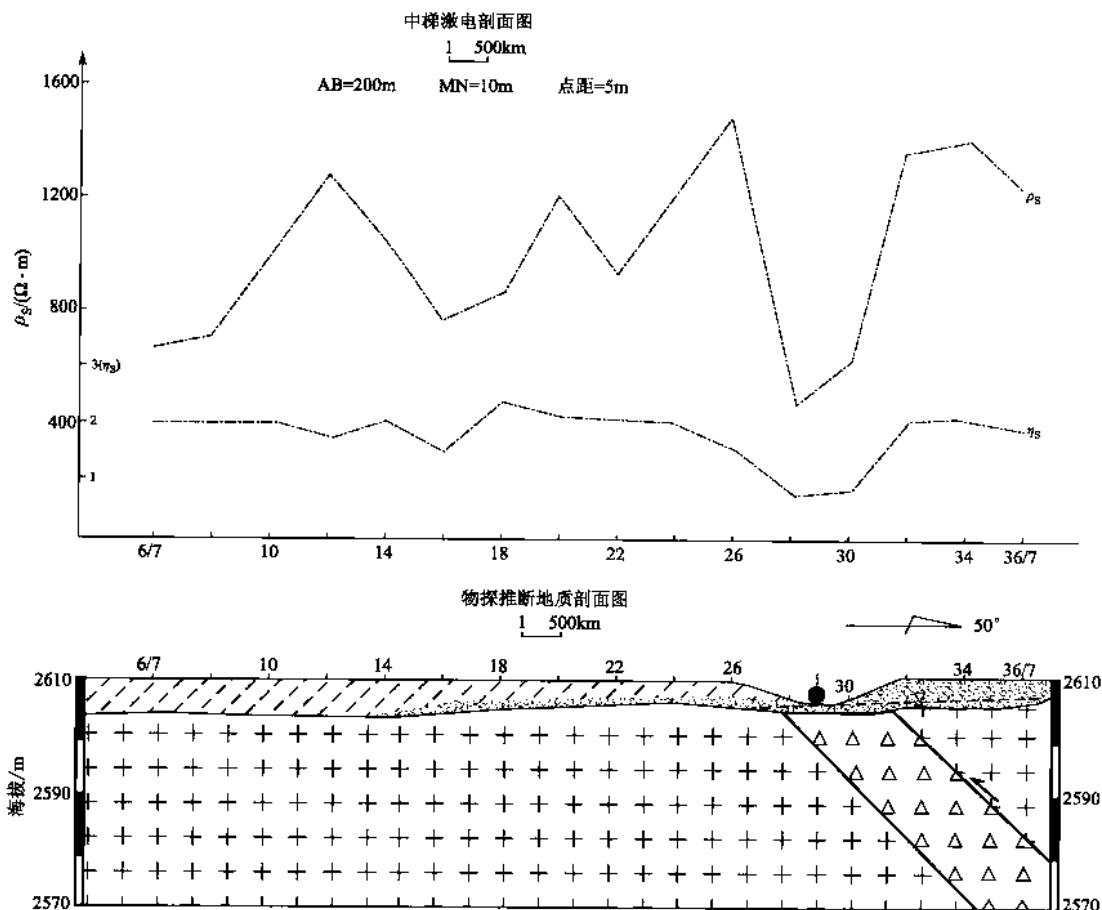


图 8-17 乐都县马营乡埡槽村龙泉沟水文物探综合剖面图

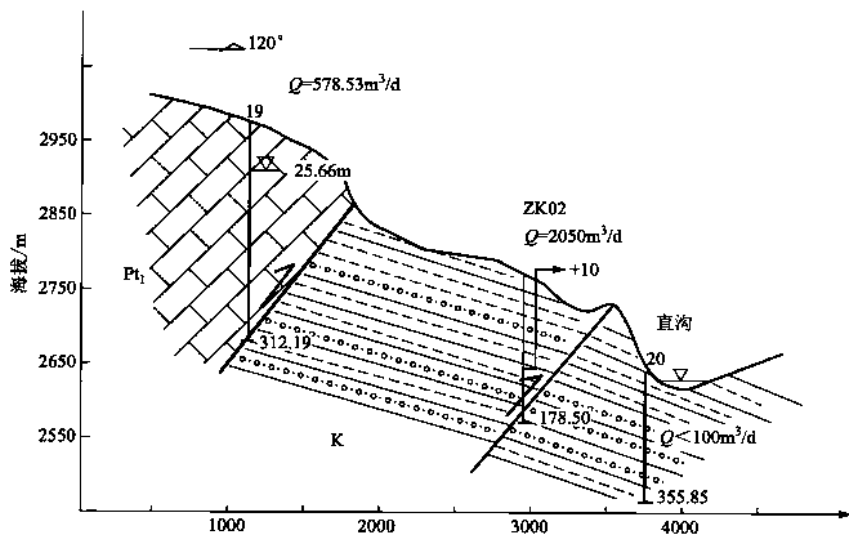


图 8-18 ZK02 孔一线剖面示意图

岩层总厚 6.7% 的灰绿色细砂岩中含淡水资源，单泉流量 0.03 ~ 0.15L/s 间，矿化度 0.595g/L，为 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 \cdot \text{Cl} - \text{Ca} \cdot \text{Na}$ 型水。

2. 互助县东沟东龙卧脑碎屑岩孔隙裂隙水

由 N_1 红色碎屑岩构成的浅（脑）山界线带，岩性为橘黄色泥岩、粉砂质泥岩夹黄色—浅灰色砂

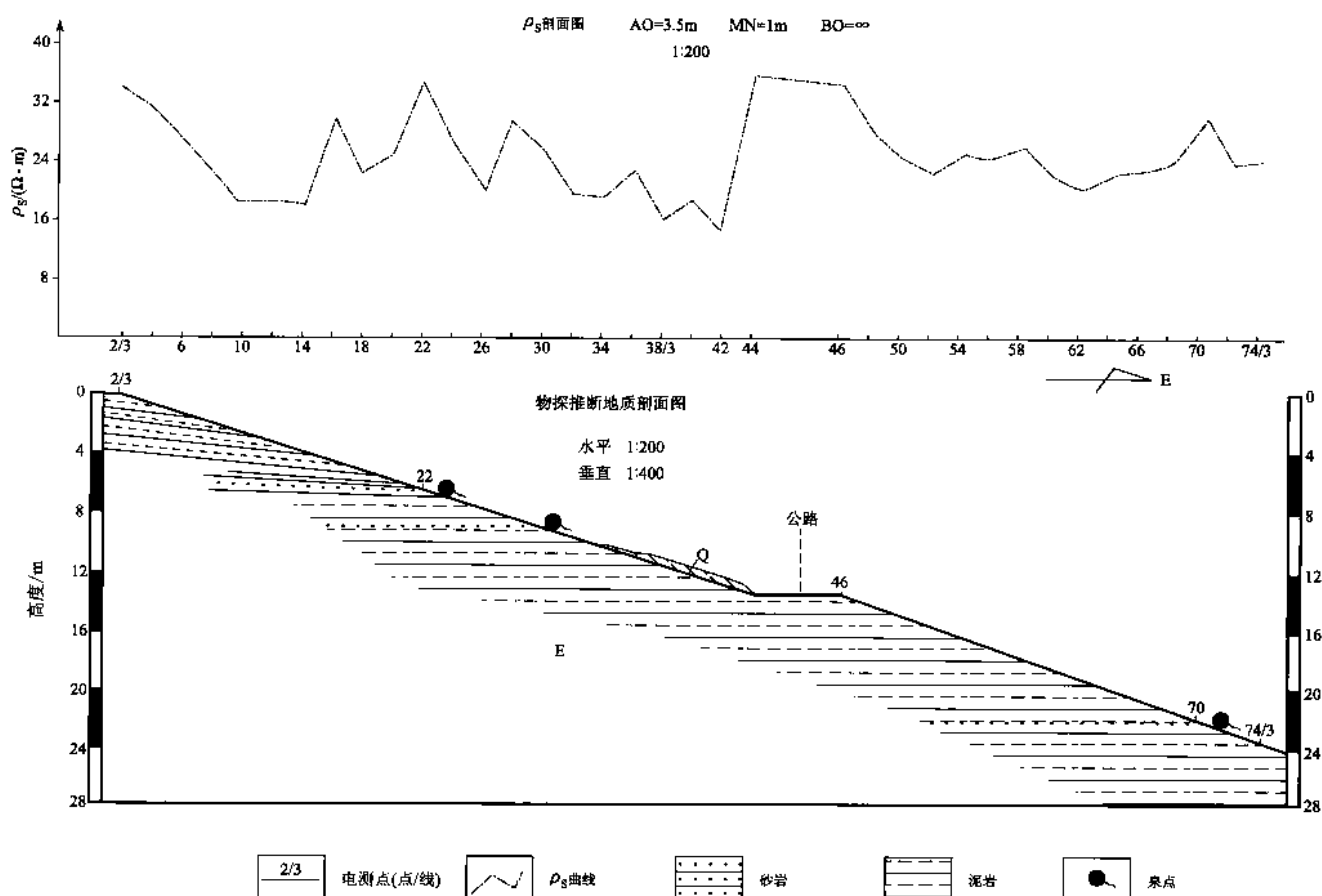


图 8-19 平安县石灰窑乡红崖村水文物探综合剖面图

岩、含砾砂岩。岩层倾向西或西南，倾角 $8^\circ \sim 13^\circ$ ，泉水自砂岩中流出，单泉流量 $0.15 \sim 1.1 \text{ L/s}$ ，矿化度 $0.304 \sim 0.345 \text{ g/L}$ ，为 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 型水。

上述典型区内灰、灰绿色细砂岩、砂岩为还原状态下形成的产物，其原生背景条件应是寒冷而且是动水环境中形成，其背景含盐量较低，是地下淡水良好的赋存空间。同时由于其分布位置近山前，补给源充沛，地下水循环交替条件好。因此，山前碎屑岩类找水必须将发现并追索灰、灰绿色砂岩、砂砾岩作为主攻方向。

(六) 碳酸岩溶裂隙水

测区寒武系中统以前地层均不同程度地分布有厚—巨厚层结晶灰岩、大理岩、白云质结晶灰岩。主要分布于互助县五峰寺北山，东沟东部的龙王山，乐都北部的松多山及老鸦峡。这些古老基底岩层，在经历加里东构造运动以来漫长的地史发展中，溶隙溶洞呈层分布，埋藏于现代侵蚀基准面以下的溶隙（洞）富含相当丰富的地下水。

民和县川口镇史纳村 ZK07 孔（地调院 2002），该孔含水层岩性为元古界湟源群东岔沟组（ Pt_2 ）大理岩（图 8-20）。地层走向北偏东，出露宽度 $500 \sim 600 \text{ m}$ ，长约 5 km ，分布面积约 2.5 km^2 ，且被多条冲沟穿越。构造上呈构造透镜体或构造条带产出。

该套大理岩地层，呈巨厚—块层状、质纯、可溶性较强。大理岩南端逆冲推覆于白垩纪砂砾岩之上，逆冲推覆边界断裂总体走向北东东，倾向北北西，倾角 $60^\circ \sim 70^\circ$ ，断裂破碎带岩性以碎粉岩为主，宽 2 m 左右，为一阻水断裂（ F_{10} ）。大理岩东、西两侧均为走滑—压性阻水断裂（ F_7 、 F_9 ），两侧为上元古界下岩组青石坡组石英片岩。 F_7 断裂规模较小，破碎带不甚发育。 F_9 断裂规模较大，北端延至大

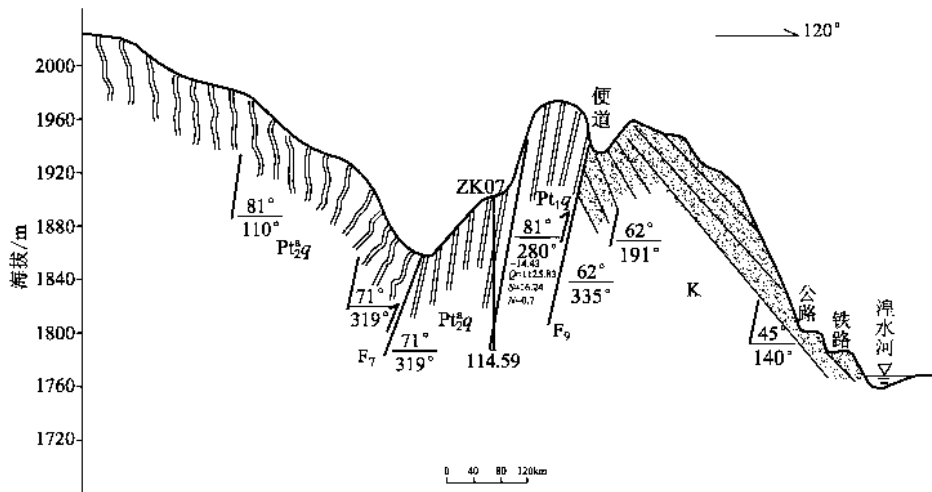


图 8-20 民和川口镇 ZK07 孔水文地质剖面图

通河西岸,走向北偏东,倾向西偏北,倾角 $80^{\circ} \sim 86^{\circ}$, 断裂带岩性以碎粉岩为主,宽 $3 \sim 5\text{m}$, 断裂破碎带(上盘)宽度达数十米至百米。 F_7 、 F_9 两走滑—压性断裂与逆冲推覆边界断裂(F_{10})共同构成了推覆构造的“弓箭”式结构。

通过资料分析,将 ZK07 号孔布置在史纳村东端北山大理岩条带南端盆缘带逆冲断裂 (F_{10}) 上盘。抽水资料表明:该孔出水量达 $1125.63\text{m}^3/\text{d}$,矿化度 0.7g/L ,水质好,取得了较好的找水与出水效果。该类型水在五峰寺、南门峡 ZK23、24 号孔(溁源幅水文地质报告),五十乡东北部的 ZK24(天祝幅水文地质报告)、佑宁寺 F02(水勘院 2003)(图片 11、12)均有类似的显示。其指示标志:① 岩体内能观察到呈层分布的溶隙溶洞;② 断裂构造密集分布带且有明显的显示;③ 电性特征 ρ_s 值介于 $80 \sim 200\Omega \cdot \text{m}$ 间。

(七) 黄土底砾孔隙水

伴随青藏高原急剧隆升,中更新世“冰凉世界”的到来,冰碛、冰水洪积在山前大量堆积,并被随之而来的黄土覆盖,为区内黄土底砾含水提供了背景条件。但后期基底构造的不均匀隆升及地表水侵蚀切割破坏,致使黄土及其底砾含水空间遭到破坏,故其富水性一般较贫乏。典型代表区为乐都马营乡杂家湾。

该区主要由黄土及其底砾构成, 基底为第三系泥岩或加里东期花岗闪长岩构成。黄土厚度 100 余米, 底砾层厚一般 20m 左右。黄土厚度总体由南向北递减, 具北薄南厚的特点, 受湟水河南北向展布的支流的强烈切割, 致使黄土底砾层裸露, 储水空间被破坏, 常成为透水不含水疏干层, 仅局部地带有泉水出露。据野外调考查发现, 该类型水有泉水出露的点、线或带一般在近沟脑部位, 高出湟水河现代水位 600m 左右, 海拔标高一般 2600 ~ 2800m 间, 单泉流量一般在 0.1L/s 左右, 为矿化度多小于 1g/L 的 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 \cdot \text{Cl} - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 型。其找水标志: ① 未被切割破坏的黄土及其底砾分布面积 $\geq 5\text{km}^2$; ② 黄土及底砾覆于山前未被单独切割分离; ③ 海拔高度: 互助、平安地区 $\geq 2800\text{m}$, 乐都、民和地区 $\geq 2600\text{m}$; ④ 掌间洼地带且基底为不透水层。

六、找水方式方法

1. 找水工作原则

是在充分考虑当地政府的积极要求,收集分析前人地质、水文地质资料,供需现状的条件下进行水文地质调查,地面物探确定供水前景和意义。然后采用针对性较强的成井工艺,开采地下水资源。

2. 找水方式方法

研究区地质、水文地质条件复杂,找水难度大。在对已有资料分析及水文地质调查的基础上,应充分采用“3S”技术、先进的地球物理勘探技术、同位素技术、先进的取水技术与钻探成井工艺等新技术

新方法及水质分析、抽水试验等工作开展地下水勘查示范。首先通过野外水文地质调查,借助遥感解译(RS)、地理信息系统(GIS)对综合信息的叠加分析处理及GPS的定位功能圈定富水地段,并根据不同示范区不同的水文地质条件及取水目的层,采用适宜的地球物理与地球化学勘查技术方法,确定宜井位置和成井深度。因而,不同地段及富水岩层,应采用不同的方法。

川水区地下水及黄土梁、峁及黄土区宽谷掌形地、杖形地中黄土孔隙裂隙水,在地面调查基础上采用直流电测深法和激发极化法可取得较好的效果,配合使用核磁共振法会取得更好的效果。

碎屑岩类地下水勘探深度一般为100~300m,勘探这类地下水需确定地下水矿化度和含水层分布情况,宜采用的物探方法有直流电测深法、EH-4音频大地电磁测深法、瞬变电磁法、浅层地震法等,同时需开展 α 杯测量、同位素测试及井中物探等工作可获得良好效果。

对岩溶水分布区,需要通过物探了解溶隙溶洞及地下水埋深的准确位置,除常规的电测深外,采用EH-4电磁测深、瞬变电磁、浅层地震等综合物探方法效果较理想。

对下伏基岩裂隙水区,基岩埋藏较浅时宜采用的方法有音频大地电场法、激发极化法、甚低频法、 α 杯法,主要任务是查明构造富水带,确定宜井位置。对埋藏较深的隐伏基岩裂隙水的勘探,宜采用音频大地电磁测深(EH-4)、瞬变电磁法、核磁共振等新技术方法。

黄土地区取水工程可分为管井、渗流井、大口井、辐射井、渗渠等。在黄土区大的沟谷第四系弱含水层地带,宜采用水平集水建筑物如渗流井、渗渠等取水方式,在黄土掌形地、杖形地地区宜采用大口井、辐射井取水方式,其他基岩区则只能采用井管井采取水。

3. 找水战略方向

解决水资源问题,在很大程度上已成为区内开发战略,促进青海东部经济振兴和社会发展的首要前提。依本次研究项目的目的任务,充分考虑国计民生和社会政治经济安全的需要和区内地质、水文地质研究程度,由易到难的原则,以探采结合的原则,首先对严重缺水进行勘查示范,以达到勘查示范带动作用,其勘查示范目标如表8-14。

表8-14 研究区勘查示范战略目标一览表

典型区段	示范位置	勘探目标层	找水方式方法及宜井深度
湟水河谷地带	湟水河Ⅲ级以上高阶地	古河道砂砾卵石层孔隙水	分析第四纪晚更新世以来构造升降运动与河道变迁关系,用直流电测深和激发极化定位,宜井深度 $\leq 80\text{m}$
湟水河支流谷地带	支流带中上游	古河道砂砾卵石层孔隙水	分析各支流中、上游带基底构造对第四系松散岩堆积厚度的影响。采用直流电测深、EH-4音频大地电磁测深、地震物探确定含水层厚度。宜井深度 $\leq 50\text{m}$
基底隆起带	小峡、高店、高庙、莲花台、晁家庄	变质岩、花岗岩、灰岩等构造、风化裂隙水	寻找构造隆起依据,采用“3S”技术,确定隆起带范围和构造活动带。运用地震物探及直流电测深、EH-4音频大地电磁测深对下部目标层富水性及水质进行探测。宜井深度 $\leq 300\text{m}$
构造断裂带	F6、F9、F10、F11及中坝—峡门、马营等断裂	脉状裂隙水	运用“3S”技术,确定断裂位置,采用激化剖面、电测深、地震勘探手段,确定断层要素及富水性,宜井深度 $\leq 300\text{m}$
碎屑岩区	台子、东沟、边滩、石灰窑、中坝等山前带	碎屑岩孔隙裂隙淡水	分析前人资料,在山前断裂外8~12km范围内寻找基底构造活动迹象或确定泛湖期沉积物结构特征标志,用地震勘探法确定导水构造及含水层位。宜井深度 $\leq 300\text{m}$
碳酸岩区	五峰寺、台子、东和、五十乡及老鸦峡	碳酸岩溶隙溶洞水	在确定碳酸岩分布可能性区域进行电测深, EH-4电磁测深,浅层地震进行勘探。宜井深度 $\leq 300\text{m}$
黄土分布区	2600m以上山前带	黄土及其底砾水	用“3S”技术确定分布面积 $\geq 5\text{km}^2$ 的黄土分布区,采用电测深、激发极化或核磁共振寻找理想含水层。宜井深度 $\leq 50\text{m}$

第九章

矿山环境保护与综合治理

第一节 青海茫崖石棉矿矿区 地质环境治理、尾矿综合利用

一、前言

茫崖石棉矿位于青海省柴达木盆地循环经济区西部边缘的茫崖镇,创建于1958年,系国家大型石棉采选联合企业。然而,由于20世纪中期的粗放管理以及20世纪80年代群开群采高能低效的掠夺式开采。一方面致使矿区地质环境破坏十分严重,尾矿堆遍布,在强劲的西北风吹蚀作用下,其风向下近 30km^2 范围内粉尘飞扬,严重影响着荒漠绿洲阿拉尔盆地近5.5万人的身体健康和阿拉尔水源地供水安全问题;另一方面,由于历史时期采选技术水平较低,采选回收率不足50%,尾矿中仍有大量的短棉有待进一步采选。其潜在可利用价值可达 3.1×10^8 元。再者:由于当地自然环境条件恶劣,气候极端干燥,水资源十分匮乏,被破坏的地质环境自然修复能力极差。冬春季节粉尘灾害频频发生,在夏季还引发泥石流灾害,直接危及茫崖镇及茫崖石棉矿生活区人民生命财产安全。因此,进行矿区地质环境保护性修复和尾矿资源综合利用显得十分重要。本文力求从矿区地质环境问题分析入手,讨论矿区地质环境治理和尾矿综合利用方向。

二、矿区基本情况

1. 自然地理

矿区位于青海省柴达木盆地西北缘,荒漠绿洲—阿拉尔盆地西部,阿尔金山西端。这里是阿拉尔盆地(表)下水补给源区,海拔 $3000 \sim 3800\text{m}$,相对高差 150m ,属中低山与山前冲洪积平原接壤带。阿拉尔盆地为一北西向西展布的沉降盆地,盆地汇水中心为尕斯库勒湖,湖面高程 2853.70m ,环湖区是柴达木盆地为数不多的荒漠绿洲带,是柴达木盆地西部唯一的人畜、工业用水基地。因而保护和开发利用盆地地下水资源十分重要。

矿区因深居内陆腹地,形成了典型的内陆干旱气候特点。据茫崖镇气象站资料:多年平均降水量 55.34mm ,且多以最大雨月或雨日出现,其中6~9月份降水量占年降水的85%。年均蒸发度 2856.93mm 。这种高温与降水同步的特点,有利于植被的生长。多年平均风速 5.1m/s ,最大风速 23.3m/s ,风向东南,出现在春季。因此,矿区强大的西北风吹蚀是矿区周边粉尘污染的动力因子。

阿拉尔盆地为内陆闭流型山间盆地。其水系不甚发育,无论是常年水流还是洪流沟谷,均呈放射状或聚合状分布,最终汇聚于尕斯库勒湖。盆地地(表)下水的主要补给源为盆地南部的祁漫塔格山及北部的阿尔金山,总补给量 $9.049\text{m}^3/\text{s}$,这些山区地表水流一般在出山口后即转化为地下水。因此,阿拉尔的泉集河是比较发育的。

2. 社会经济与生产状况

矿区所在地属海西蒙古族藏族自治州茫崖行政管理委员会管辖。区内人口相对集中,总人口约5.5万,以蒙、维、汉、回等民族为主。区内矿产资源极为丰富,主要有钾、石棉、石油、天然气等资源,

且储量丰富,具有很大的开发利用前景。独特的自然资源结构将使本区未来建成石棉、石油、盐化、天然气等以工矿产业占主导的资源密集型经济,成为柴达木盆地资源经济区的一个重要组成部分。目前区内年产石油 $500 \times 10^4 \text{t}$, 产气 $500 \times 10^8 \text{m}^3$, 石棉年产量 $10 \times 10^4 \text{t}$ 。

三、矿区主要环境地质问题及危害

(一) 矿山地质环境现状

据调查:茫崖石棉矿建矿 53 年来,为我国石棉水泥、制动、摩擦等行业的发展及社会经济的发展作出了突出贡献。然而由于不同时代的采选工艺,导致矿区环境地质问题十分突出。在阿卡腾能山与乌屑山之间的鞍部矿区,矿山采坑 17 处,其中含新疆境内矿坑 5 处。矿坑大小多在 $100\text{m} \times 500\text{m} \times 80\text{m}$ 左右,最大的矿坑可达 $300\text{m} \times 700\text{m} \times 100\text{m}$ 。这些大小不一的矿坑,给矿区周边地质环境造成了严重的破坏,也给矿区行人及交通带来较大的负面影响。尤其是有的矿坑坑帮因不合理的放坡,导致帮坡形成潜在不稳定边坡。一方面留下了灾害隐患,给矿工生命及施工设备安全带来较大的威胁;另一方面,由于灾害隐患的存在,被弃或被压埋的优质矿石无法开采,造成资源浪费,影响矿区生产规模及生产年限。在尾矿堆放上,由于矿山采选年限长,各时期对环境保护政策或制度的要求不尽一致,从而导致矿区周边废尾矿堆遍布。大大小小数十处,总量达 $1300 \times 10^4 \text{t}$ 。其中规模超过 $100 \times 10^4 \text{m}^3$ 的有 12 处。如 14 勘探线南端废弃的四个排土场,废弃渣堆高已达到 34m,占地面积达 0.3km^2 ,堆积量超过 $500 \times 10^4 \text{m}^3$,已影响矿区生产、生活及道路交通安全。同时,由于大大小小的裸露的废弃渣及尾矿堆,在冬季强劲的西北风吹扬作用下,尘土飞扬,空中乌烟瘴气,粉尘污染面积达 30km^2 。更有甚者,在矿区和生活区沿途公路两侧的电杆树上,远看似长满白色菌毛的干树,近看是吹扬的石棉纤维,影响沿线公路长达 15km。

(二) 矿区环境地质问题

茫崖石棉矿区地表原始生态地质环境为中低山丘陵和荒漠绿洲外缘戈壁带。石棉矿产资源开采利用对矿山地质及环境的破坏主要表现为:尾矿弃渣压埋土地资源及矿产资源;开、选矿过程中引发的环境污染及水土流失等。

1. 粉尘严重影响当地环境质量

茫崖石棉矿位于阿尔金山西端柴达木盆地西北部风口带,干旱少雨且常年处在强劲的西北风的吹蚀。由于矿产品开发后废尾矿的随意堆放,在风蚀作用下,矿区周边粉尘飞扬,呈北西向展布的粉尘污染影响长度达 25km,在卫星影像图上有明显的乳白色粉尘带(图 9-1),严重影响荒漠绿洲阿拉尔盆地居民的生存安全和阿拉尔油田供水源地的用水安全。

另一方面,由于高原内陆气候环境条件是冬季地温低,而高空气温相对较高,这样的条件下导致粉尘无法随气流运移而排开,而是粉尘随气流而下沉,从而导致生产区工作人员长期处于粉尘的压抑状态下工作,严重影响工作人员生理和心理健康。

2. 珍贵的荒漠植被资源遭受破坏

由于地区性干旱少雨,矿区周边仅生长极少量的蒿类和盐生矮化芦苇。由于废尾矿的压埋及粉尘污染的影响,植被光合作用受阻,从而导致废尾矿堆放区及粉尘吹扬带内植被枯萎甚至死亡,加剧了绿洲的荒漠化进程。

3. 矿产资源的压埋和浪费

茫崖石棉矿开矿年限达 50 余年,了解放初期的无序开挖,20 世纪 60 ~ 70 年代的粗放洗采,

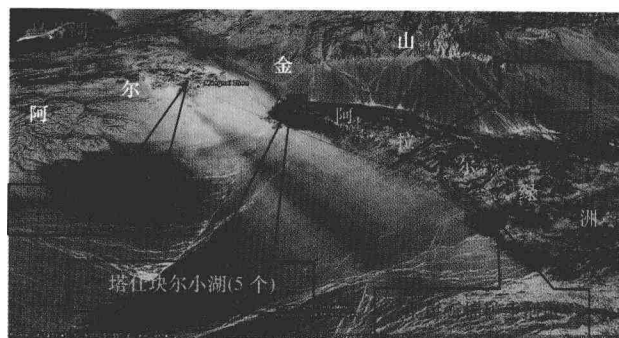


图 9-1 茫崖石棉矿粉尘污染区影像图

80~90年代的泛采群挖。因而废尾矿堆遍布，压埋了有开采价值的石棉矿资源达 $3000 \times 10^4 \text{t}$ 以上。另一方面，由于历年来的粗放洗采，废尾矿堆残余短棉估算资源量达 $25.35 \times 10^4 \text{t}$ 。

4. 不合理放坡引发安全事故

矿区一采区北老矿7-9线北边坡因人为滥采石棉矿而存在边坡潜在滑塌灾害，严重影响矿工人身安全。据调查，北边坡高180m，坡度53°，岩体缓倾角节理、裂隙发育，在爆破及强降水诱发下，有引发崩滑灾害的可能性。同时由于废尾矿及边坡不稳定状态，压埋石棉矿合计纯棉量达 $5.152 \times 10^4 \text{t}$ ，影响矿区开采年限。

5. 固体松散物堆放，加剧了泥石流灾害

矿区生产50余年来共产生废尾矿 $1300 \times 10^4 \text{t}$ ，大量废尾矿的堆积在暴雨洪流作用下，加剧了该区泥石流灾害的发生。资源显示，塔什坎尔湖西北角已被泥石流淤塞，国道315线曾被泥石流灾害影响行车安全。

四、矿区地质环境治理对策

(一) 治理目标

封存 $1300 \times 10^4 \text{t}$ 废尾矿，消除地质灾害隐患，增加矿山开发年限，粉尘污染得到有效控制，地质环境得到明显改善，从而实现矿山生态效益、经济效益和社会效益三统一，促进地区经济和社会的可持续发展。

(二) 治理措施

1. 废尾矿封存

以14勘探线南端4个排土场为堆放点，将石棉矿周边所有废尾矿集中堆放，做到边集中、边修筑铅

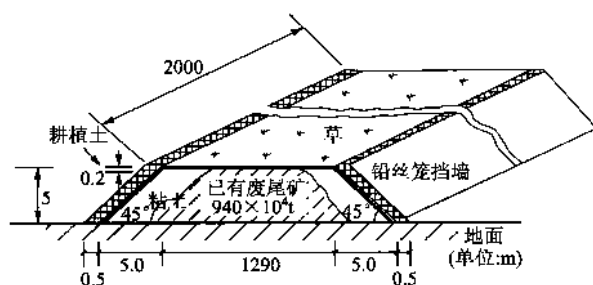


图9-2 废尾矿铅丝笼挡墙封存堆工程示意图

丝笼挡墙。挡墙内填30cm的粘土，以防废尾矿流失。为了确保挡墙的稳定，挡墙按45°坡角紧贴尾矿堆。设计挡墙厚1.0m。为保证封存的废尾矿不再产生粉尘污染，表部覆盖0.2m的耕植土，并种草，使矿区环境得到改善（图9-2）。

2. 植被恢复措施

(1) 草种的选择。依据矿区自然条件及当地已有人工草种生物学特征，避免草种的长期调研、物种试验期，设计采用垂穗披碱草进行地质环境

治理。垂穗披碱草植物、生物学特征及适于生存地段见草种简表9-1。

表9-1 草种简介表

草种名称	适宜地段	植物学和生物学特征 (高寒高海拔)	栽培技术要点 (高寒高海拔)
垂穗披碱草 (钩头草、弯茎草)	河漫滩和水 分条件较好的阶地	多年生疏丛型草本植物，株高0.6~1.2m，叶片扁平，根须状，茎直立，通常3~4节，每节2个小穗。幼苗耐低温达-38℃，可生存于海拔4700m的高寒山区，再生力强，抗旱性差。对土壤要求不严，但在水分充足时生长更盛。播种当年株高30~40cm，亩产干草75~175kg，第二年后株高70~120cm，亩产干草350~800kg	一般在5~6月播种。播种前把地整平灌溉，撒播，播后镇压。播深3~4cm，播量7.0~7.5kg/亩。播种当年每亩追施磷酸二铵或尿素15~20kg，不采种、不刈割，每亩可收种子25~75kg。播种第三年后可交由原土地使用权牧民适度利用

(2) 耕作。播前进行浅耕操作，耕深10cm，随后耙磨。要求表层土块细碎，以保证种子与土壤密接。

播种后必须进行镇压,以利出苗。

(3) 种子处理。所购草种需请草原站或质检部门鉴定,以保证种子质量。

垂穗披碱草采用机播,播前需用断芒器或环形镇压器进行滚轧断芒;人工撒播无需断芒。

(4) 播种。处理后的种子与适量砂土混匀,均匀撒播。按照青海省高海拔地区多年人工牧草播种经验,当年播种量需达 $15\text{kg}/\text{亩}$,补种量视出芽率而定,播后并进行耙磨、镇压,确保种子与土壤紧密接触,利于种子吸水发芽。要求种子入土时间在6月初。

3. 北边坡削坡剥离

为了消除一采区北老矿7-9线北边坡地质灾害隐患,增加矿山开采年限,采用两级台阶状 45° 放坡的方式解决问题(图9-3)。

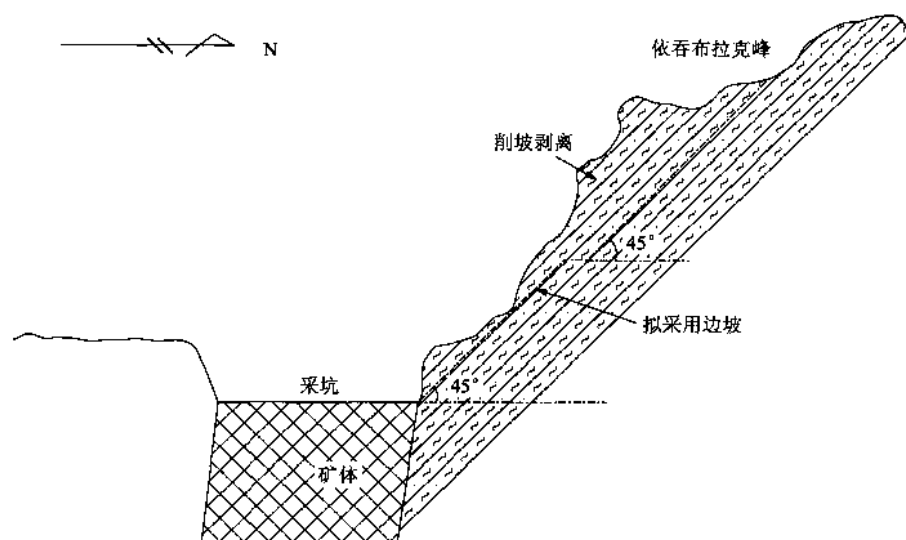


图9-3 7-9线北坡削坡剥离工程示意图

五、预期社会 and 经济效益

1. 经济效益

该项目的实施,将使 $1300 \times 10^4\text{t}$ 尾矿封存后再利用。资料显示:原矿品位 $2\% \sim 5\%$, 由于回收率较低,20世纪仅 50% (目前可达 80%), 其中短棉回收率仅 15% 。如果原矿品位平均按 3% , 平均按 55% 的已有回收率,则 $1300 \times 10^4\text{t}$ 尾矿料中还有 $(1300 \times 10^4 \times 3\% \times 45\%) 25.35 \times 10^4\text{t}$ 纯棉需选采。目前市场纯棉售价 $1400\text{元}/\text{t}$, 则有 3.55 亿元的资源价值储备在 $1300 \times 10^4\text{t}$ 尾矿料中。因此,将现有尾矿料封存起来,目前可减少粉尘污染,待采选技术水平达到一定高度后再利用又将产生较大的经济效益,是利国利民,推动社会可持续发展的好事。由于20世纪80~90年代滥采,致使一采区北老矿区7-9线北边坡削坡不当,下部压矿 $161 \times 10^4\text{t}$, 初步计算,要采挖 $161 \times 10^4\text{t}$ 的矿石,需削坡支挡。削坡量 $211 \times 10^4\text{m}^3$ 后可获得石棉储量 $6.44 \times 10^4\text{t}$ (矿石品位 4.0%), 回收率按 80% , 则有 $5.152 \times 10^4\text{t}$ 成品棉产量。一旦项目实施又产生 $7212.8 \times 10^4\text{元}$ 的经济价值 (单价按 $1400\text{元}/\text{t}$ 计)。

2. 生态环境效益

对废尾矿封存,可减少矿区粉尘污染,改善荒漠绿洲阿拉尔盆地生态环境,确保该地区畜牧业健康发展。

3. 社会效益

矿区周边均为少数民族同胞的牧场及油田供水阿拉尔水源地源区,由于粉尘污染严重,当地牧民要求治理的呼声日趋高涨。通过治理工作能够缓和日趋尖锐的政府与牧民的矛盾,增进民族团结,有利于

社会的稳定。将为实现青藏高原矿山土地资源的整理、开发、利用和保护效益协调统一起到有益的促进作用。

第二节 青海省矿山地质环境调查与恢复治理

一、矿山地质环境现状及存在主要问题

随着我国经济快速增长,人民群众生活水平的不断提高,资源的利用与需求急剧增长,尤其是矿产资源的需求尤为显著。这就势必加大了矿产资源的开发和利用,以获取对社会经济发展的巨大推动作用。这种推动作用既给社会经济及人类文明历史进程注入了动力,同时也对全球环境产生了重大影响,使人们不得不发出“救救地球,救救人类”的呼声。矿产资源的开发、利用,不可避免地要占用和破坏大量的土地,并由此造成原有土地或草场等原有地质环境的严重破坏并引发一系列的环境问题。这些环境地质问题主要起因于矿区人为生态环境的破坏,主要表现在矿山开发与生产过程中对地表土壤、地形及植被的破坏以及矿区及其邻近一定范围内的生物生存条件的破坏,并减少生物种群量,降低生存环境质量。纵观青海省矿区生态环境的破坏因素中,草场的破坏是最直观,也是大量的。据资料,青海省各类矿山企业 585 家,开采业工业总产值 35.99 亿元,矿产资源开发已成为促进青海经济发展的重要组成部分,但由于采金修路和矿产资源开发等活动,已造成三江源区土地沙化面积 6000km^2 ,次生裸地面积 2500km^2 ,每年仍以 132km^2 的速度递增,从而严重地破坏了三江源区草原生态系统,造成土地资源的严重损失,加剧了人地矛盾。此外,矿区产生的大量废气、废水、废弃渣,严重污染了矿区的空气和水系,致使矿区大气和水中的有害物质及悬浮物超标,严重影响了矿区职工和附近民众的身体健康和矿区动植物的正常生长。因此,为了既能有效地利用与开发矿产资源,推动社会经济发展,又能保护矿区生态环境,满足社会经济可持续发展需要,土地复垦与生态重建就成为矿区生态环境恢复治理工作最重要的任务。

二、生态重建对矿山地质环境调查的需求

矿区生态环境破坏中,最直接、最明显的破坏是土地生态系统,所以,土地复垦与生态重建就成为矿区生态环境恢复治理工作最重要的目标。因此,土地复垦及生态重建是紧紧围绕破坏或退化的土地这一独特的对象,其核心问题是破坏或退化土地的再生利用及其生态系统的恢复。要解决好这一核心问题,势必涉及破坏或退化土地资源本身的研究,即通过调查,分析研究因矿产资源开发利用过程中引起土地破坏或退化的原因、形式、影响因素、破坏或退化机理、破坏程度以及对破坏或退化土地种类,破坏或退化土地的再生利用及其生态系统恢复的可行性,优化复垦方法及恢复和提高复垦土地生产能力技术可能性,实现经济、社会和环境效益三统一。这就向人类社会提出了矿山地质环境调查与评价需求。通过开展矿山地质环境现状调查,摸清矿山基本现状及其开发利用过程中对生态环境的影响,查明已存在的主要环境地质问题,并初步分析预测其潜在危害,为合理开发矿产资源、保护矿山地质环境、矿山环境整治及生态重建,实施矿山地质环境监督管理提供基础资料和依据。

三、青海省矿山地质环境调查现状及矿山地质环境恢复治理目标

1. 矿山资源储备现状及开发利用过程中存在的问题

青海地域辽阔,自然环境复杂多样,矿产资源十分丰富,是资源型大省。据资料,现已发现各类矿产 125 种,产地 2630 余处,其中探明储量的 105 种,编入《青海省矿产资源储量表》的有 89 种,产地 589 处。矿产资源的储备带来了青海省 20 世纪 80 年代以来矿产资源开发热潮,为青海省经济发展注入了生机。然而,由于青海省属欠发达地区,自然条件恶劣,基础设施落后,自我投资能力差,发展后劲不足,加之劳动者素质相对偏低,造成矿业开发方面存在较大的问题。

(1) 资源开发规模水平低:绝大多数矿山企业规模小,大多数生产能力仅几千吨,未形成规模化经

营。对地质环境的破坏是零散的,很难制定切实有效的资源开发与地质环境恢复治理的目标计划。

(2) 浪费严重:开采回收率普遍较低(如有色金属综合回收率不及50%),增加了尾矿的排放量,给地质环境治理带来更大的压力。

(3) 地质环境恶化:在矿产资源开发利用中不合理的开采和“三废”排放,加剧了环境恶化,引发多种地质灾害,如地表水污染、矿山选冶过程中大量粉尘导致空气污染,乱采滥挖砂金,造成草场退化,生态环境恶化。

上述问题反映了青海省矿产资源开发在取得巨大成就的同时导致了矿山地质环境问题与日俱增,矿山环境形势日趋严峻,因此,根据矿山环境地质条件,制订科学可行的矿山环境恢复治理措施,对矿山环境进行恢复治理已成为当务之急。

2. 矿山地质环境调查现状及问题

自20世纪50年代以来,青海地矿系统主要从事区域地质调查及固体矿产调查工作,直至20世纪70年代中期才开始进行水文地质工程地质及环境地质工作。其工作内容主要涉及1:20万区域水文地质普查工作,普查面积约 $37 \times 10^4 \text{ km}^2$,占青海国土面积的53%,其余部分精度仅为1:100万。1:50万精度工程地质评价面积近 $30 \times 10^4 \text{ km}^2$,占省国土面积的40%强。大、中比例尺的环境工程地质、环境地质、供水水文地质勘查工作仅集中在青东地区,近年做过的生态环境地质、水文生态环境地质仅在黄河源区及柴达木盆地北缘带进行,面积仅为省国土面积的15%左右,可以说绝大多数地区仍为环境地质工作空白区。但青海省特有的高原隆升与新构造运动机制以及特殊的地理环境,冰川退缩与水环境变化,湖泊、沼泽、湿地萎缩及荒漠化等生态环境敏感因子变化历史与现状均缺乏实际调查资料。而且,在西部大开发的热潮中,为确保社会经济的高速发展,仍在继续加大矿产资源开发利用的力度。这种无限制的对矿产资源进行开发,将加重青海省生态环境灾难。而且由于青海省位于我国大江大河源头独特的地理位置,其后果将不可避免地延伸到江河中下游我国经济发达、人口密集的中心地区。因此,为推动青海省矿山环境地质科技水平,合理开发利用矿产资源,保护生态环境,加速社会经济可持续发展及青海省矿山地质环境恢复重建工作,进行矿山地质环境调查工作势在必行。

3. 矿山地质环境恢复治理目标

矿山地质环境调查最终目标就是为合理开发矿产资源、保护矿山地质环境,为矿山环境整治、土地复垦与生态重建工作提供基础数据资料。其意义是有利于尽快了解和掌握矿山地质环境现状及存在的问题,便于决策部门尽快制定解决矿山地质环境问题的对策,对矿山地质环境进行有效的管理,遏制矿山地质环境不断恶化的趋势,为国土资源部门进行国土整治、恢复和治理遭到破坏的矿山环境提供基础资料,有利于引导矿业开发与矿山环境保护相互协调发展,使青海省的矿业开发走向良性发展的轨道,促进青海省国民经济的可持续发展。可见,青海省矿山地质环境恢复治理目标就是对灾难性矿区进行土地复垦与生态重建工作,使矿区地质环境生态退化得以遏制,生态功能得到恢复,从而消除因矿业开采引发环境工程地质问题的潜在危害。

四、青海省矿山地质环境恢复治理项目实施过程及经验

1. 矿山地质环境恢复治理项目起源

青海省矿山地质环境调查及恢复治理工作起步较晚,在国土资源部“争取2004年完成全国矿山地质环境调查”及财政部、国土资源部关于印发《探矿权采矿权使用费和价款使用管理办法(试行)》的通知精神,青海省于2003年12月底在青海省国土资源厅地环处领导下组织有关专家仅对果洛藏族自治州班玛县多卡吉卡砂金矿区及玉树藏族自治州称多县扎朵金矿区进行了矿山地质环境恢复治理项目可行性调研,并由青海省环境地质勘查局编写两矿区地质环境恢复治理项目可行性研究报告。在中央财政部、国土资源部的支持下,青海省获取中央财政探矿权采矿权使用费及价款支出补助费600万元,开创了青海省矿山环境治理示范工程的先河。

2. 矿山地质环境恢复治理实施方案及技术方法

(1) 项目实施目的。通过对 20 世纪 80 年代末期群众性开采砂金矿过采区修复河道, 覆坑平整, 引水淤灌, 回填覆土、播种草籽、围栏封育、验收交付使用等土地复垦生态重建工作, 恢复草地植被, 遏制江河源区矿区水土流失、土地荒漠化进程, 改善当地牧民的生存条件和矿区生态环境, 起到促进民族团结和当地社会经济持续发展的示范作用。

(2) 项目实施总体目标。通过矿区地质环境恢复治理项目的实施, 恢复示范区草场生态环境, 使草场植被盖度达到 50% 以上, 矿区河道基本恢复原状, 水土流失得到有效控制, 生态环境得到明显改善, 有效地推进生态系统良性循环, 消除因矿区开采引发环境地质问题的潜在危害, 实现矿山经济效益、环境效益和生态安全效益三统一, 推动青海省矿山地质环境生态重建工作的顺利进行。

(3) 项目实施方案及技术方法。依上述两砂金矿区地质环境问题及现状特征, 两矿区地质环境恢复治理步骤如下:

1) 修复河道: 整修河道时, 新建河道走向、宽度、深度等尽量按原河床进行整修, 其横断面、纵坡等应与原河床大致相同。对原地貌改变较大的过采区无法确认原河床时, 应根据河性及演变规律与造床作用特点, 因势利导, 使新河道更趋合理。

2) 覆坑平整: 用推土机、装载机等大型机械设备将过采区进行回填、整平尾矿砂, 整平剥离砂砾石。

3) 引水淤灌: 尾矿砂堆推平后先引水淤灌, 以便于形成新的地下径流和尾矿砂的自重压实, 保持覆土后的土壤湿度, 并在砂土表层形成一层淤土。

4) 回填表土: 上述工作结束后即可进行覆盖表土, 选择富含有机质的砂粘土进行土层回覆工作, 土层厚不得小于 20cm。

5) 播撒种子: 选择适宜高寒气候环境条件生长的长穗披碱草种籽进行消毒侵种后播撒, 并进行浅耕操作, 确保土层与种籽紧密接触。种子量 5~7kg/亩。

6) 围栏封育: 用围栏将示范区围封养护。

7) 组织验收: 交付牧民使用, 依设计要求进行上述工作达到矿区生态恢复重建工作要求后进行, 周期一般 3 年。

从 20 世纪 80 年代“发展是硬道理”到今天的“以人为本, 全面、协调、可持续发展”的科学发展观, 道出了青海省乃至整个世界资源与环境协调发展的历程。矿产资源为国家所有, 环境属于全人类共有, 为了保障社会经济的可持续发展, 就必须在保障环境不被破坏的前提下, 进行资源的合理开发利用, 这就是实行矿山地质环境调查与生态重建的战略目标。宏观上说明了作为资源型大省的青海, 加强矿山地质环境调查与矿山地质环境恢复治理工作是遵循科学发展观的基础性、公益性和可持续发展的重要工作。因此, 矿山地质环境调查的最终目标就是为合理开发矿产资源, 保护矿山地质环境, 为矿山环境整治、土地复垦与生态重建工作提供矿山地质环境恢复治理可行性基础数据资料。为确保矿山地质环境恢复治理目标的实现, 砂金矿区地质环境治理恢复的方法步骤为: 修复河道、覆坑平整、引水淤灌、回填表土、播撒种子、围栏封育, 最终验收。

第十章

青海地质遗迹资源

第一节 青海地质遗迹资源概况

雄居“世界屋脊”之上的青海，地处强烈隆升的青藏高原东北部，是我国一级地貌阶梯的重要组成部分，东西横跨亚洲干旱荒漠区和湿润季风区，南北纵越三大江河水系。其面积之大、隆起之新、构造之复杂、地质遗迹资源之丰富实属世界罕见。这里记载着高原深处纯真粗犷的自然风光、沧海桑田的地体变迁、博大精深的地史、波澜壮阔的高原古夷平面、气势磅礴的山系、山崩地裂的地震遗迹、晶莹剔透的冰山雪峰、碧波荡漾的川水湖泊、妩媚深邃的现代盐湖、婀娜多姿的盐晶晶髓、变幻莫测的风蚀雅丹、雄浑与精巧兼备的丹霞地貌、揭示地史演化的动植物化石、反映三大江河形成演化史的河谷阶地和两岸山嶂陡峻的峡谷，刻画黄河流水侵蚀切割过程的喇家文化及三期崩、滑、流、记载高原隆升事件的古冰川……当您站在苍然凝重的青藏高原，欣赏地质作用赐予高原深处众多的地质遗迹景观资源时，渴望您也有肩负着保护它们的神圣职责，因为它们是地球亿万年以来遗留给我们的珍贵资源遗产。

一、高原深处纯真粗犷的自然风光

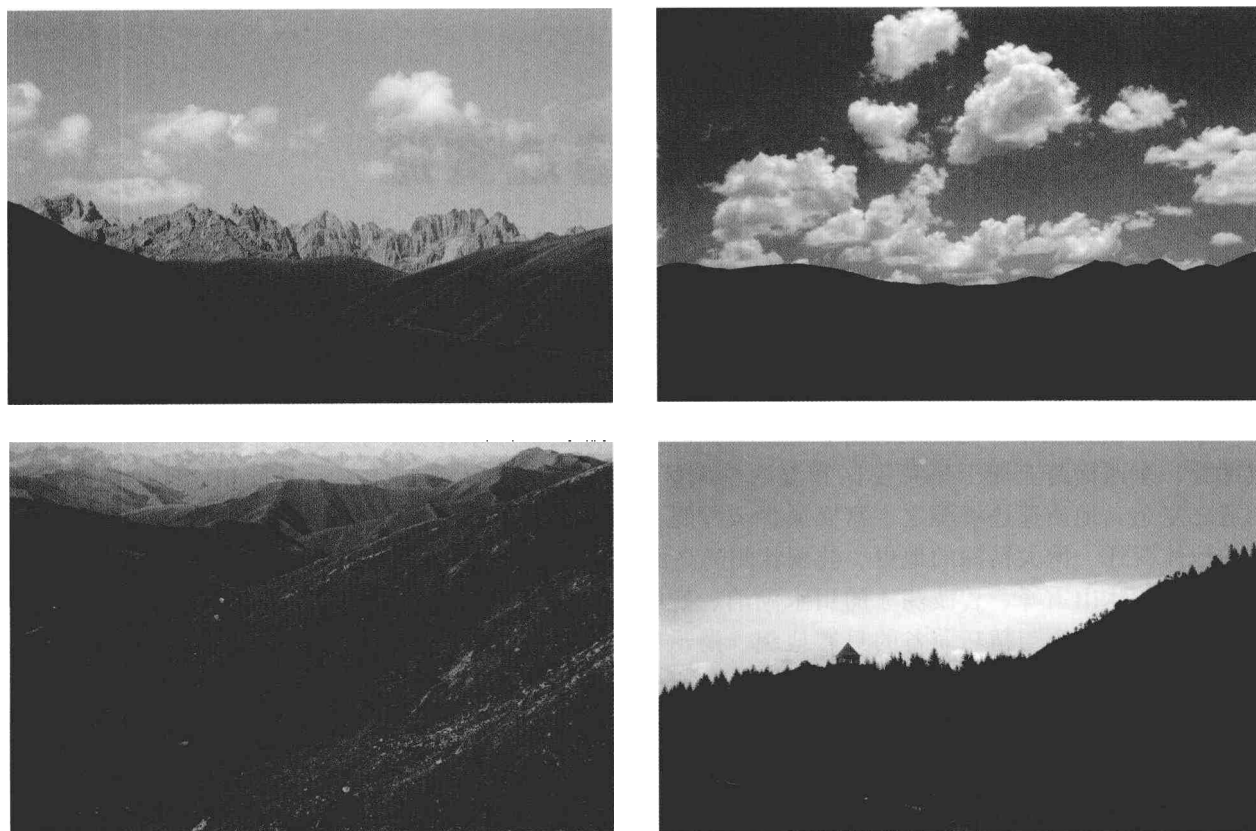
青海是大山的王国、冰雪的世界、水源的故乡，这里山脉绵亘，地势高亢，莽莽昆仑自西向东横贯全省，巍巍祁连山脉由西北向东南逶迤于东北部，奇雄险峻的唐古拉山蜿蜒于青南高原，构成了青海地貌景观骨架。阿尔金山、日月山、巴颜喀拉山、鄂拉山……一道道险峰峻岭又把青海分割成许多山间盆岭。这里既有坦荡无垠的高原，又有巍峨的高山和起伏的丘陵；既有纵横交错的江河、溪流，又有星罗棋布的内陆湖泊。奇山秀水纵横分布，自然营力作用绘就了高原深处纯真粗犷的自然风光（图片8）。

二、沧海桑田的地体变迁

青藏高原块体最早是由祁连山地体、北昆仑—柴达木地体、南昆仑—巴颜喀拉地体、羌塘地体、冈底斯地体、喜马拉雅地体等自北而南逐步拼合成的一个新生大陆块体。伴随喜马拉雅运动序幕的拉开（距今45Ma），印度板块与该新生大陆块体开始碰撞挤压，青藏高原开始了漫长的自南而北的递进式挤压隆升历程。这种递进式挤压隆升历程造就了青海大地构造基本格架为“两缝”、“一洋”、“两块”特征。即：昆南结合带构成缝合带，西金乌兰—金沙江结合带组成辅缝合带；巴颜喀拉盆地为残留洋主域；北部为北中国古陆块群的西域板块，南部为昆南—羌塘缝合系中的唐古拉—北羌塘洋中微陆块。在漫长的地史演化过程中，有这些缝合线带留下的珍贵的地质遗迹资源。

1. 西大滩—阿尼玛卿（东昆南）蛇绿岩遗迹

主要集中分布于布青山—玛沁一带。基性熔岩大致有两种类型：一是中高钛、低钾、轻稀土亏损的N-MORB型玄武岩；二是高钛、高钾轻稀土富集的OIB（或WPB）型玄武岩。超基性岩均为轻稀土富集型，其中一些具有韧性变形组构的地幔岩。该蛇绿岩具有典型洋脊型蛇绿岩残片特征，是青藏高原沧海桑田的地史见证。



图片 8 美丽的青海风光

2. 西金乌兰—金沙江蛇绿岩遗迹

主要分布于西部的西金乌兰湖—苟鲁山古措及东部的哈秀—玉树两个地带。蛇绿岩组分较齐全，但各地恢复出来的层序均不完整，多数基性组分并非在大洋中脊，而是产于具有大洋岛的构造背景。上述地区还有与蛇绿岩密切共生的远洋放射虫硅质岩遗迹资源。

上述两处蛇绿岩地质遗迹是青藏高原古特提斯海洋壳物质消亡的真实记录。

其他几处结合带地质遗迹特征略。

三、源远流长的地史

青藏高原是在经历了从元古宙至始新世漫长的地质历史以及多块体的逐次相继拼合并不断增生到古亚洲大陆之上的形式组合而成的。因此，其连续而完整地记录了自元古宙到新生代以来各时代地层和岩浆活动。其记录的地史演化和阶段如表 10-1，图 10-1。

表 10-1 青藏高原形成阶段表

演进方向	形成期	地质年代		地形演进特点	构造运动	
高↑ 上升↑ 低	高原上升期	第四纪	全新世		高原平均海拔 4700m	喜马拉雅运动
			更新世	晚	4000m	
				中	3000m	
				早	2000m	
		晚第三纪	上新世末			

续表

演进方向	形成期	地质年代		地形演进特点	构造运动
南 海 退 北	成陆期	早第三纪	始新世末	藏南成陆, 喜马拉雅山形成	
		白垩纪中期		南羌塘成陆, 冈底斯山、念青唐古拉山形成	燕山运动
		侏罗纪中期		北羌塘成陆, 喀喇昆仑山、唐古拉山、横断山形成	印支运动
		二叠纪末期		昆仑-可可西里地区成陆, 昆仑山-可可西里山、祁连山形成	海西运动
		泥盆纪		阿尔金山成陆	加里东运动

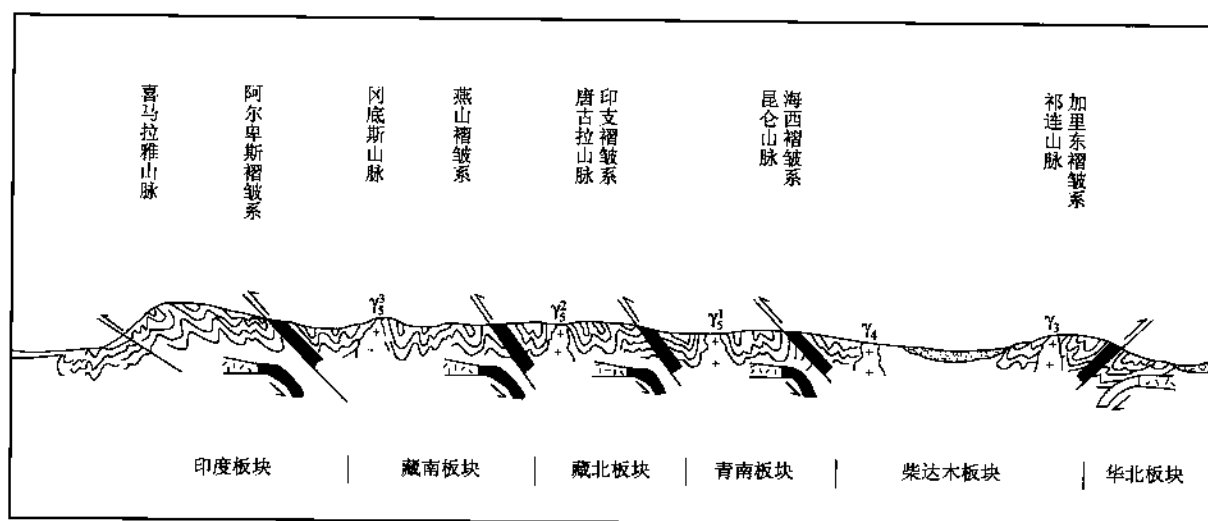
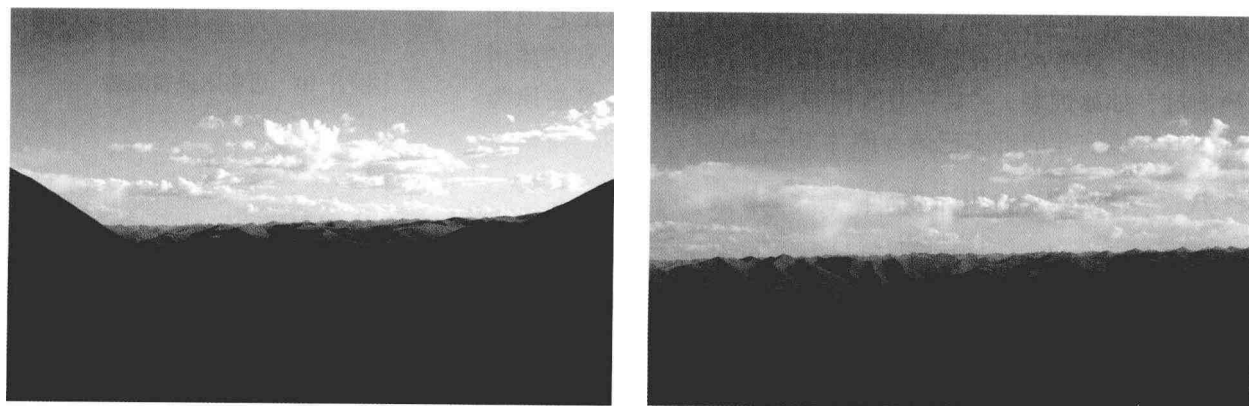


图 10-1 青藏高原地史演化示意剖面图

四、波澜壮阔的高原古夷平面

夷平面, 地壳相对稳定时大面积的剥蚀夷平后, 被抬升一定高度的层状地貌。高原古夷平面是青藏高原最古老的主夷平面, 海拔 5000 ~ 5200m, 形成时间距今 17Ma 前后, 记载着喜马拉雅运动曾经历过长达 5Ma 剥蚀夷平历史 (图片 9)。



图片 9 青海高原古夷平面

五、气势磅礴的山系

青海山川纵横交错,最为有名的山系有昆仑山、祁连山、巴颜喀拉山、唐古拉山等大的山系,它们均是青藏高原北部古陆的典型代表,记录了青藏高原不同古陆形成演化历史,而其美学价值和地学价值可用昆仑山有感表述:

晨 一道亮丽的电弧闪现
我看见在云雾中涌动的山
像一条巨龙
从帕米尔高原飞来
孕育黄河长江
滋润柴达木盆地盐晶晶砾
哦
这就是山之魂
这就是通天塔
这就是见证三百万年来
柴达木盆地地史的昆仑山神
啊

横贯东亚的昆仑山
你目睹过古、新特提斯海
海进海退的地史
你记载了印度板块与欧亚板块
碰撞挤压的历史进程
你刻画着三百万年来时间尺度下
高原隆升与气候环境演变历史
你见证柴达木盆地
从西到东的沉积地史变迁后
书写自己万山之魂
唱响万山之尊的首歌

六、山崩地裂的地震裂缝

地壳某个部分的岩石在内、外动力作用下突发剧烈运动而引起的一定范围内的地面震动现象称为地震。青海构造地震活动强度和频度明显高于周边地区,成为我国乃至世界上主要地震活动区。据统计,青藏高原自1992~2002年发生8级以上地震12次,2001年11月昆仑山断裂带上发生的8.1级地震,2008年“5·12”龙门山断裂8.0级地震则再次唤起人们对高原区断裂强烈活动的极大震撼与关注。这些地震遗迹记录了地壳内部活动特征和高原隆升过程及断裂活动现今应力场变化。是研究地震地质作用与地震地质灾害效应珍贵的地质遗迹资源(图片10~12)。

七、晶莹剔透的冰山雪峰

高原隆升造就了青海众多冰山雪峰和现代冰川。据资料,全省冰川面积达4620.71km²,主要分布在唐古拉山、东昆仑山和祁连山地区。这些冰川在长期的冰蚀作用下,遗留有丰富的冰川地质遗迹,如冰蚀湖,“U”型冰槽谷、冰蚀洼地等。是高原隆升与气候环境演化的真实记录(图片13~16)。

八、碧波荡漾的川水湖泊

川水湖泊是动力地质作用遗留下的珍贵遗迹,其湿地生态系统是研究高原湿地水源涵养,维护生物多样性及调节气候等方面生态功能的最佳场所(图片17~19)。

九、妩媚深邃的现代盐湖

现代盐湖主要分布在柴达木盆地,盆地内的盐湖和干盐湖共75个,这些湖泊均记录了阿尔金山左旋走滑隆升过程及柴达木盆地独立以来气候演化与成盐过程效应(图片20)。



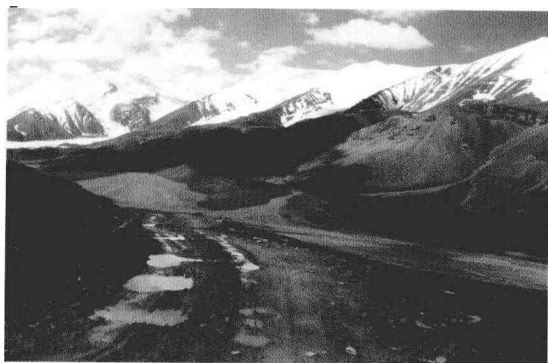
图片10 唐格木地震裂缝



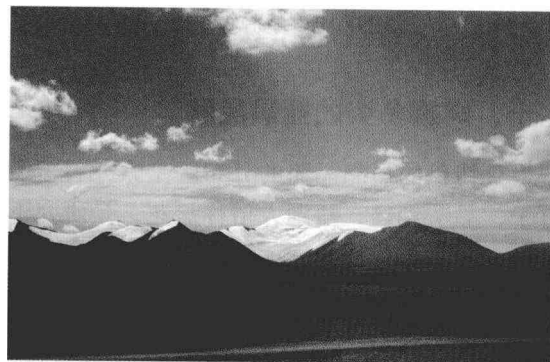
图片 11 地震崩塌



图片 12 古地震液化脉（早更新世时期）



图片 13 阿尼玛卿雪山



图片 14 唐古拉雪山



图片 15 年保冰川



图片 16 云在山中



图片 17 黄河源蛇曲



图片 18 克鲁可湖一角



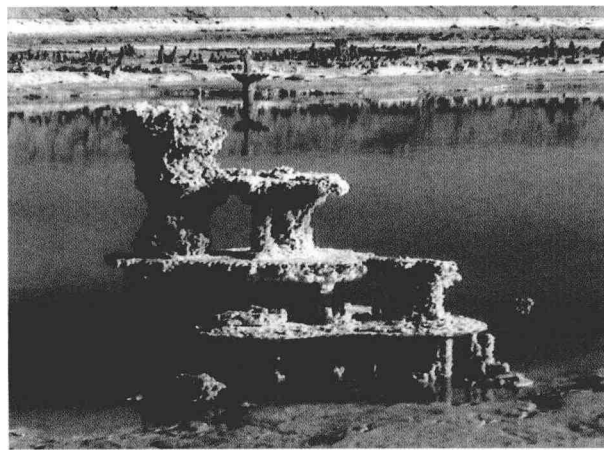
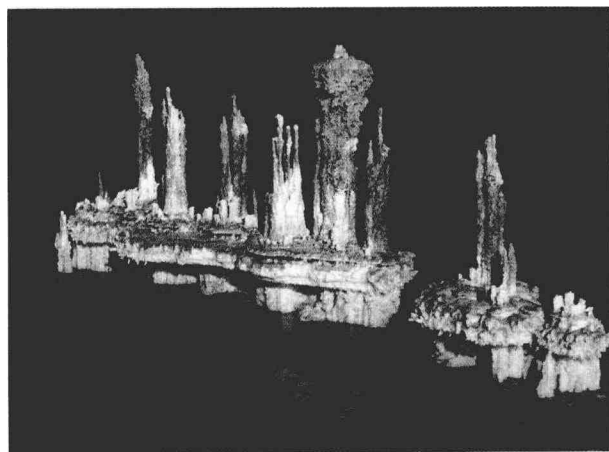
图片 19 星宿海湿地



图片 20 现代盐湖

十、婀娜多姿的盐晶晶髻

最具特色的盐晶晶髻的分布区是察尔汗盐湖，这里的盐晶体常似柱、似塔、似台、似菇、似花，形象万千，晶莹剔透，盐湖人俗称盐花，是研究不同盐晶内部结构和形态特征的珍品（图片 21）。



图片 21 盐晶晶髻

十一、变幻莫测的风蚀雅丹

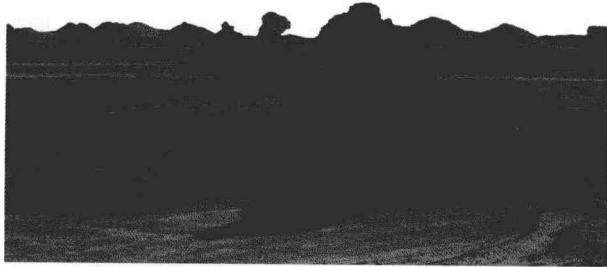
风蚀雅丹，在我省柴达木盆地北缘分布十分广泛，似物似兽，形态各异，是柴达木古湖消亡及第四纪以来高原气候环境演化的历史见证（图片 22）。

十二、雄浑与精巧兼备的丹霞地貌

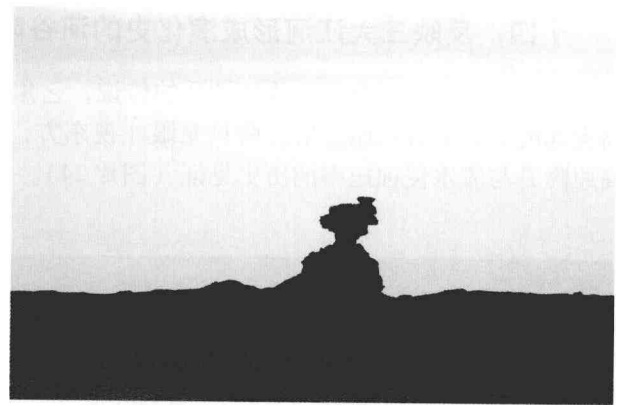
在我省东部河湟谷地两侧广泛分布，其形态各异，典型代表为青海尖扎坎布拉国家地质公园丹霞地貌群，其记载着我国内陆水系切穿和贯通的演变历史。是研究高原干旱气候环境下，丹霞地貌形成演化珍贵的地质遗迹资源（图片 23）。

十三、揭示地史演化的动植物化石

我省地史演化的动植物化石分布种类较齐全，尤以反映第四纪气候环境和沉积环境的动植物化石为主，如南八仙硅石木、黄河源植物化石、“外星人遗址”铁泥植物群、诺木洪贝壳梁等。



(a)



(b)

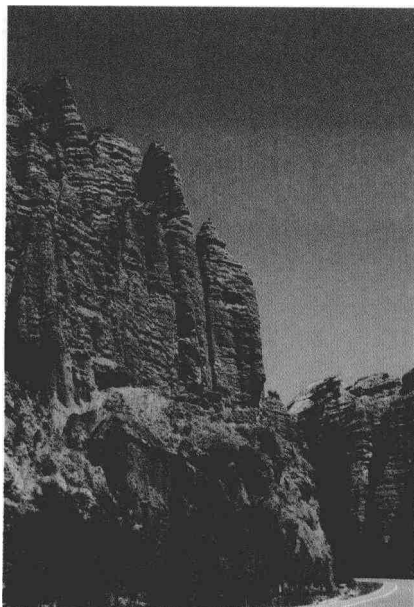
图片22 迎风傲立 (a) 和鹤立 (b) 景观



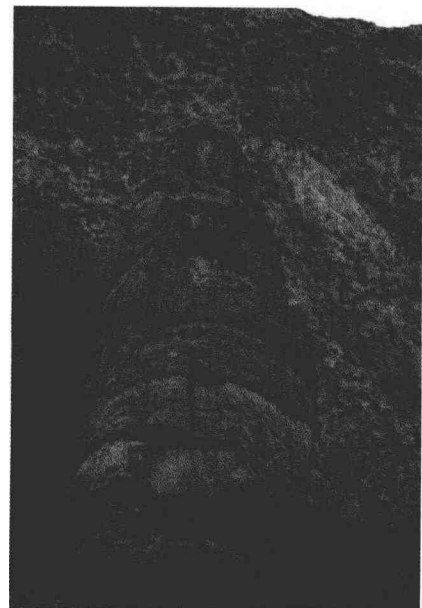
(a)



(b)



(c)

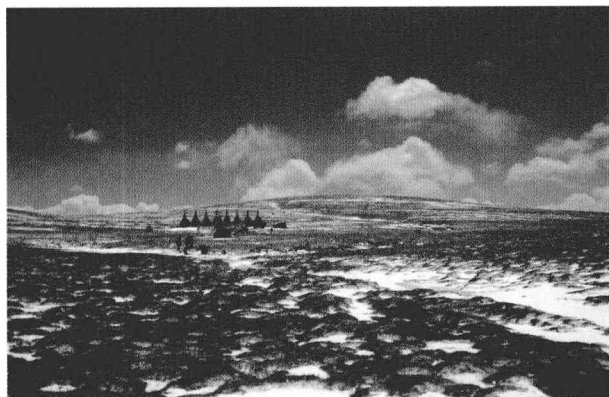


(d)

图片23 方山 (a)、丹山之恋 (b)、傲然挺立 (c) 和笋 (d)

十四、反映三大江河形成演化史的河谷阶地和两岸山幛陡峻的峡谷

黄河源，见证地史，也验证神话的传说，它象一条黄龙驾祥云而来，取天上之水，哺炎黄子孙。高高突起的额头下有八座莲塔，两只龙眼注视东方，两溪交合似龙须，一碗清泉口中吐。峡谷阶地地貌是高原隆升与流水侵蚀速率的历史见证（图片 24）。



(a) 黄河源



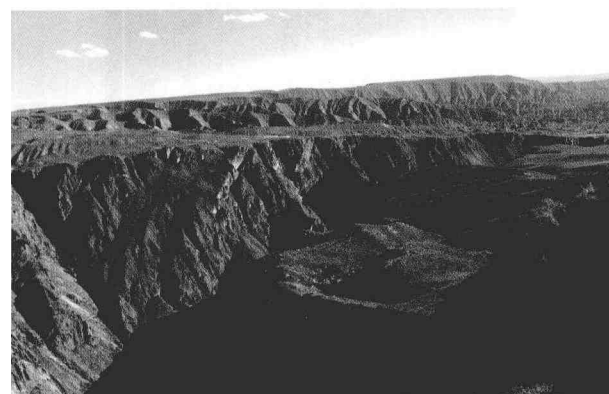
(b) 松坝峡基座阶地



(c) 松坝峡侵蚀阶地



(d) 共和黄河阶地



(e) 龙羊峡：黄河水早期面蚀与晚期切蚀遗迹



(f) 黄河高台地



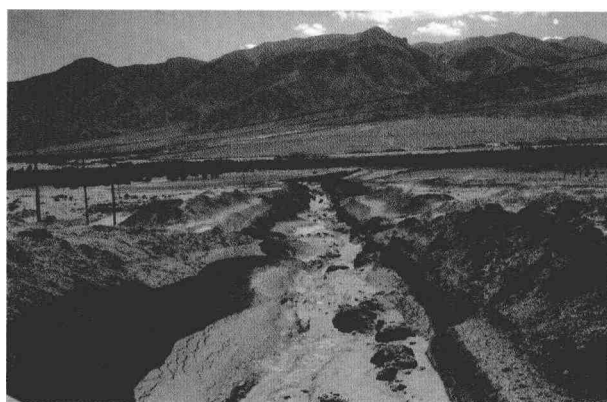
(g) 龙羊峡口
图片 24 河谷阶地

十五、刻画黄河流水侵蚀切割过程的喇家文化及三期崩、滑、流（图片 25）

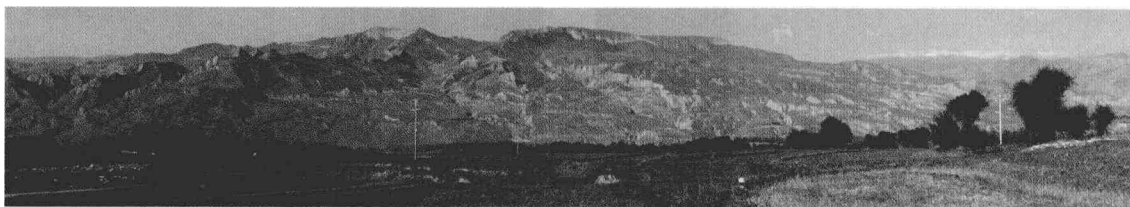
它们见证了黄河形成演化过程中，形成高陡斜坡后变形破坏的过程，是研究黄河形成演化珍贵的遗迹资源。



(a) 喇家文化遗迹、泥石流灾害的杰作



(b) 贵德泥流，S101 公路地质灾害的元凶



(c) 烂泥滩滑坡，老滑坡复活的典型代表



(d) 中国滑坡之最——夏藏滩滑坡



(c) 崩滑型堰塞湖——孟达天池
图片 25 黄河流水侵蚀切割剖面

十六、记载高原隆升事件的古冰川等

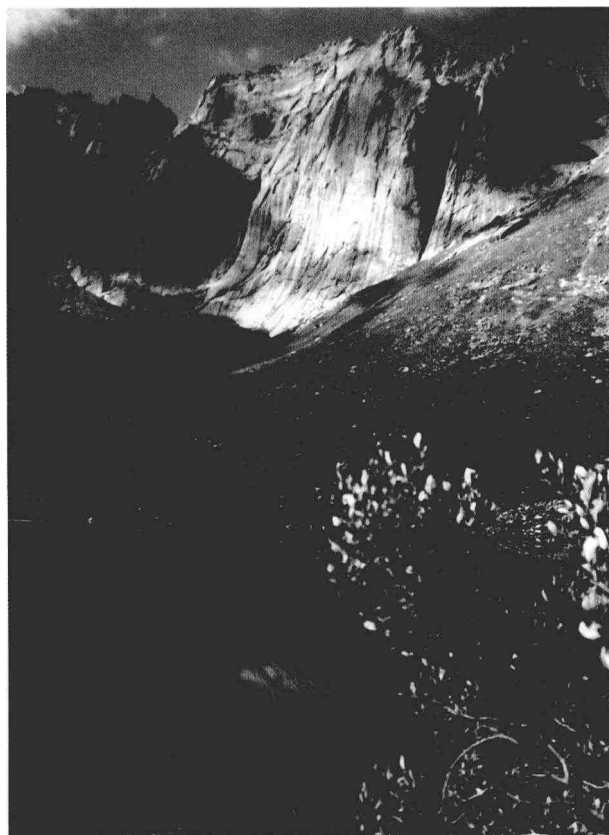
古冰川地质遗迹记录了高原隆升进入冰冻川的时间、分布特征、分布范围以及冰期对比与划分，气候环境的演化过程（图片 26）。



(a) 日干措冰槽谷：冰川刨蚀作用的杰作



(b) 冰蚀洼地、冰斗形成早期



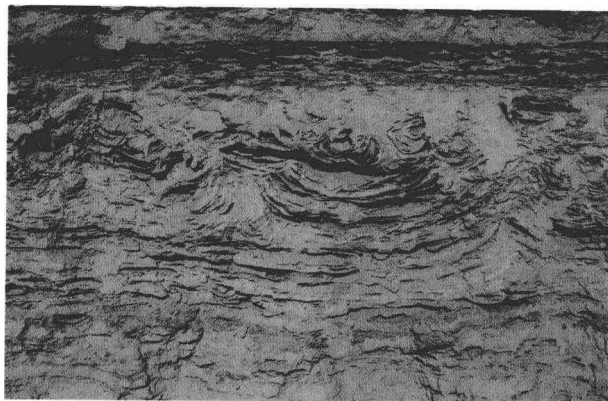
(c) 冰蚀磨光面：冰川刨蚀遗迹



(d) 年保湖：冰川堰塞湖



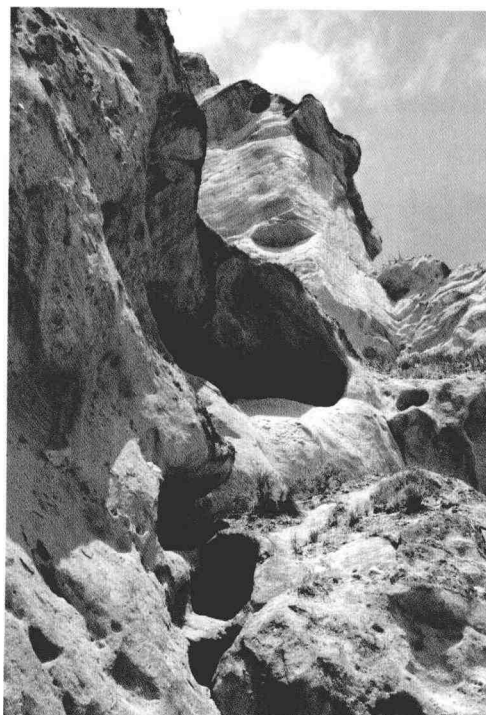
(e) 侧破垅，冰川堆积作用的典型代表



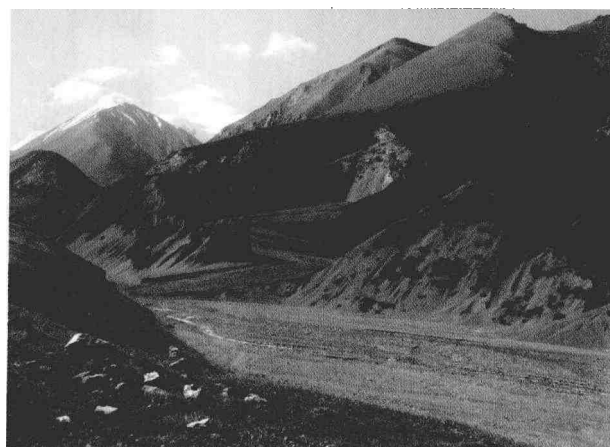
(f) 冻融褶皱：早更新世冰雪世界的历史见证



(g) 冰 楔



(h) 贵德石窝：风蚀雕琢的历史见证



(i) 寒冻风化的杰作

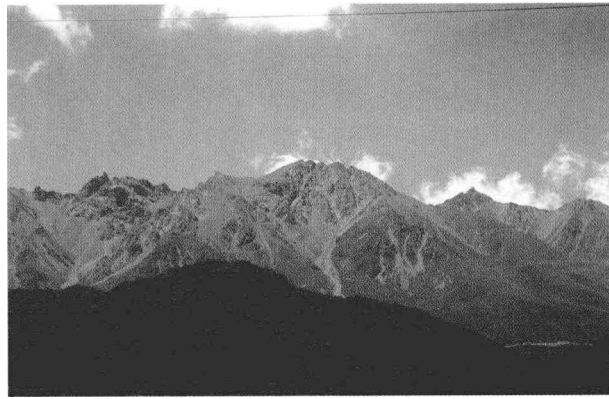
图片 26 古冰川遗迹

十七、其他遗迹

这些反映风蚀、寒冻风化、盐胀溶陷等地质遗迹均是地质作用的结果（图片 27）。



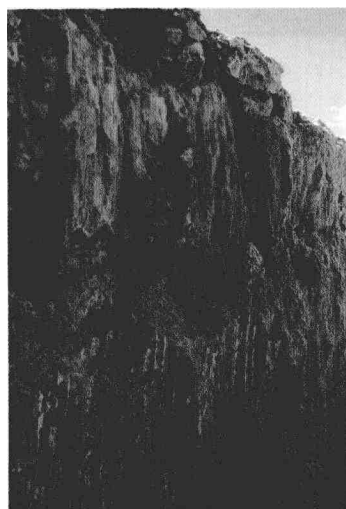
(a) 盐胀溶陷的典型代表



(b) 高山流石坡



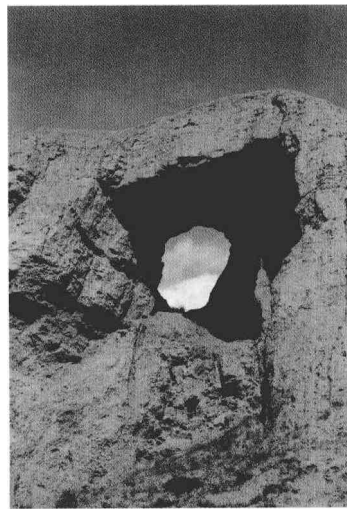
(c) 壑穴形成过程的典型代表



(d) 淋滤积盐过程



(e) 硫酸结晶性侵蚀作用过程



(f) 黄土湿陷

图片 27 其他地质遗迹

第二节 孟达天池地学价值分析

一、前言

被誉为“青海西双版纳”的国家级孟达自然保护区，地处我国一、二级地貌阶梯过渡带，镶嵌在青海省循化撒拉族自治县东 20km 的当蕊五台山腹地（图 10-2），面积 93.5km²。这里黄河奔腾咆哮着擦肩而过，切蚀出高达 700 余米的丹山峡谷，似刀削斧劈般构成垒垒红岩积石峡谷险境和自然生态景观界线。河北：丹山嵯峨，峰崖奇危，唯有蒿草为伍；河南：却是峰林凸起的阳刚之中满盛湖泊、溪沟和瀑布飞溅的妩媚深邃，一派植被繁茂、兽禽同悦、景色秀美、清幽宜人的江南景象。最引人注目的是与泉流飞瀑襟袵的孟达天池，犹如一颗晶莹剔透的高山明珠，镶嵌在高山峡谷之壁、林木蔓延之中，而成为自然之谜。天池成因有神话说、古冰蚀湖说、构造断陷说。但这一记载着高原隆升与气候环境演化及黄河发育历史进程与流水侵蚀切割的地质遗迹最终会大白天下而成为珍贵的遗迹资源。本文在分析、利用前人资料的基础上，结合本次考察结果，从黄河形成演化过程与沿黄特大型滑坡形成演化史角度，分析了孟达天池的形成原因及地学内涵。认为：孟达天池是滑塌型堰塞湖，形成时间应该是全新世暖期。

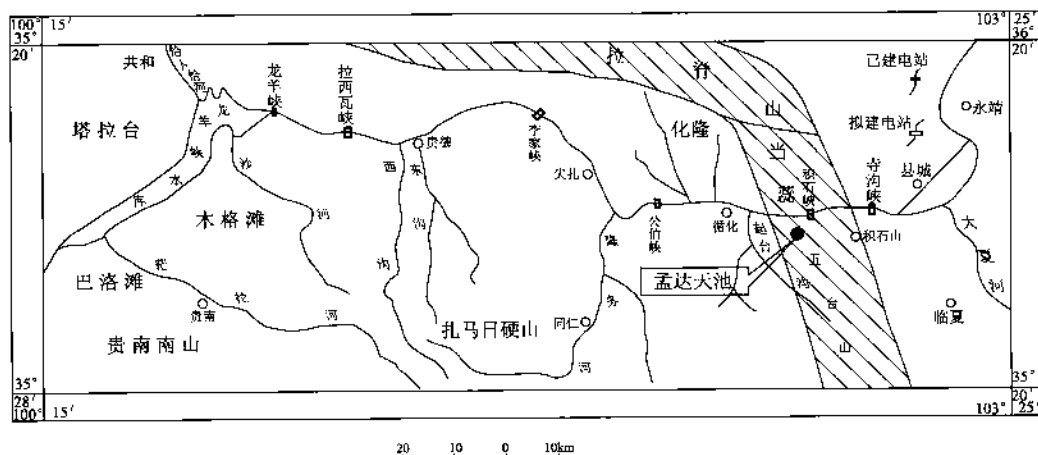


图 10-2 黄河上游龙羊峡—刘家峡地理位置图

二、天池周边自然景观及地质背景特征

1. 自然景观特征

孟达天池：位于孟达自然保护区黄河南岸一级分水岭支沟上游，东西长 800 余米，南北宽 330 余米，总面积约 0.27km²，外形椭圆形，最大水深 30 余米，平均 15m，水面海拔标高 2504m，高出当地黄河水位 724m。池内，水面如镜，波光粼粼；池周，松桦环抱，野花飘香；池面云缠雾绕，飘飘缈缈；池尾，神仙河夹带的碎屑物堆积三角洲（图 10-3），已使天池退缩了约 0.03km²，大有吞食天池之势；池首，天然坝体上的松桦千奇百怪，块根纠结显露，似虎踞龙盘，以显示其古老。

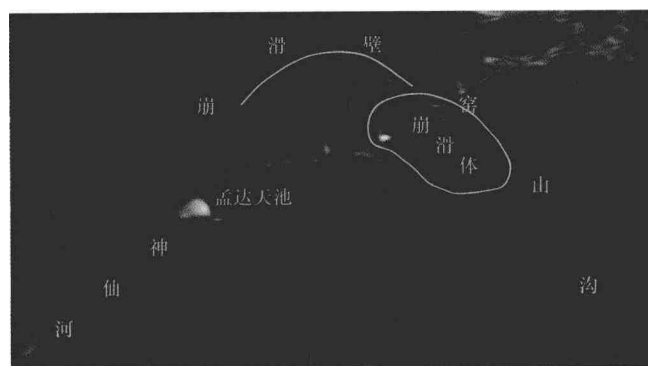


图 10-3 孟达天池影像

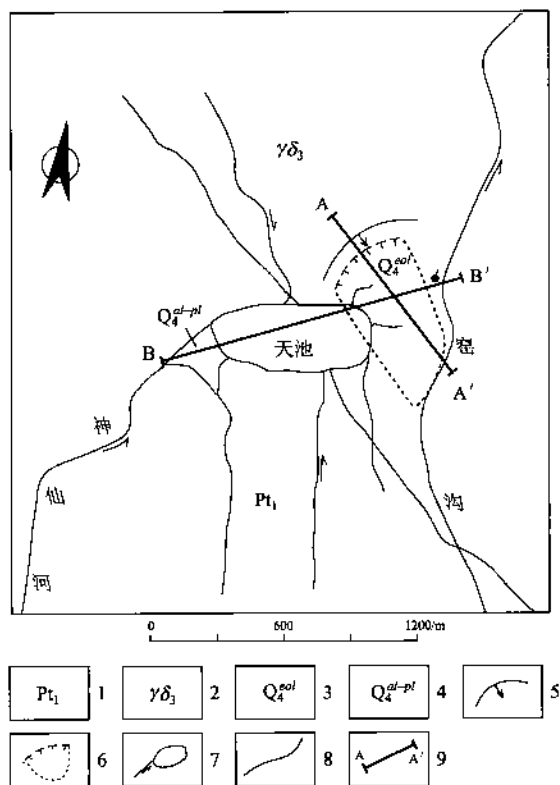


图 10-4 天池区地质平面图

- 1—下元古界片麻岩；2—加里东早期花岗岩；
3—现代滑塌体（天然坝体）；4—现代冲洪积物；5—滑塌后壁；
6—滑塌堆积区界；7—水系、天池及流向；
8—地层界线；9—剖面线

2. 天然坝体特征

据调查：天然坝体平面形态呈椭圆形（图 10-3），长 670m，宽 360m，平均厚度 90m，残留体积约 $2171 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。堆积体总体以 $10^\circ \sim 15^\circ$ 的坡降由南向北倾斜（图 10-5）。沿神仙河纵向上（图 10-6），水体长 720 余米，池尾有冲洪积型堆积三角洲，池首坝体宽 250~480m，坝外侧自然休止角 $50^\circ \sim 60^\circ$ 间。坝基为加里东早期花岗岩。坝体与坝基接触界面上有泉水出露，流量约 13.0 L/s 。坝体堆积物岩性为呈棱角状碎块石，成分为花岗闪长岩碎块石，碎块石直径大小不一，一般 1~5m，最大可达 25m，无任何分选及磨圆现象（图片 28），显然是滑塌形成的。堆积体中直径小于 5cm 的碎石及泥砂等含量不足 30%，它们均充填于较大的碎块体孔（空）隙中，使坝体有一定的阻水作用。

3. 天然坝体两肩形态特征

天然坝体右肩斜坡走向北 30° 东，为凸形陡坡，高 280m，坡角 45° 左右，局部形成陡崖，坡角带有少

2. 地质环境特征

天池地处中祁连地背斜东端强烈隆升的青藏高原与陇西黄土高原自然地理分界处，是中生代末期以来长期隆起地带。下元古界地层及加里东期侵入岩体广泛出露，中生代地层仅出露白垩系地层。天池周边出露有下元古界地层及加里东期侵入岩和第四系堆积层（图 10-4）。图 10-4 显示，天池东侧为加里东早期（ $\gamma\delta_3^I$ ）花岗闪长岩，颜色灰白；正东处为天然坝体，岩性为碎块石，粒径多大于 1.0m，呈棱角状，无分选，成分为花岗闪长岩碎块体；西侧为下元古界（ Pt_1 ）灰、灰白色斜长片麻岩、云母片岩构成；正西的神仙河口为高出现代池水面 0.2~2.0m，面积约 0.03 km^2 的冲洪积（ Q_4^{al-pl} ）砂砾碎石堆积物。

三、天池成因基本事实

1. 神仙河形态特征

神仙河全长约 8km，源区海拔标高在 3400~3600m 之间，河谷呈北东向展布，纵向坡降 $6^\circ \sim 7^\circ$ ，沟谷呈“V”字型，两岸坡坡度 $40^\circ \sim 55^\circ$ ，谷坡带仅分布有 0.5~1.0m 厚的坡残积层，谷底冲洪积物厚小于 1.0m，呈次棱角状。天池池尾分布有厚大于 5m 的冲洪积型三角洲，成分为石英片岩、斜长片麻岩碎石砂砾，粒径一般 2~5cm，呈次棱角状，含量达 50% 以上，分选性较好，具典型的冲洪积型特点。可以肯定，天池源头的神仙河是流水侵蚀切割而成。



图片 28

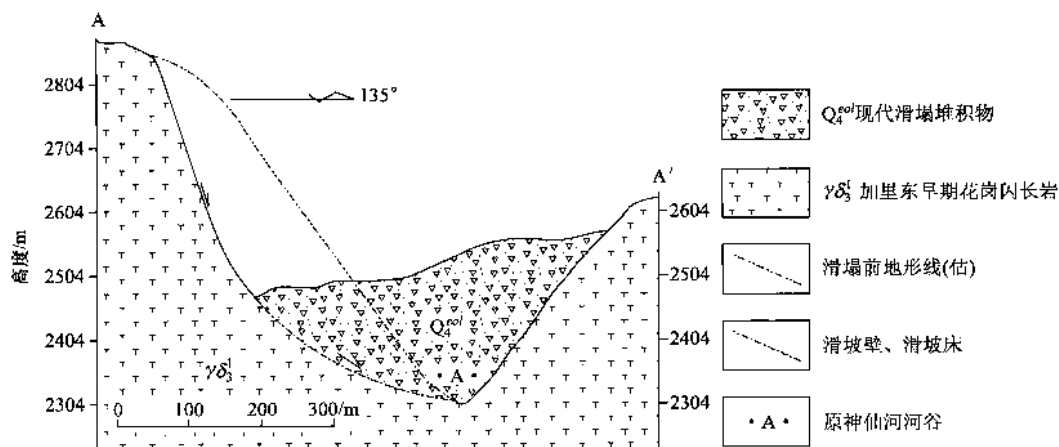


图 10-5 天池滑坡(天然坝体)纵剖面图

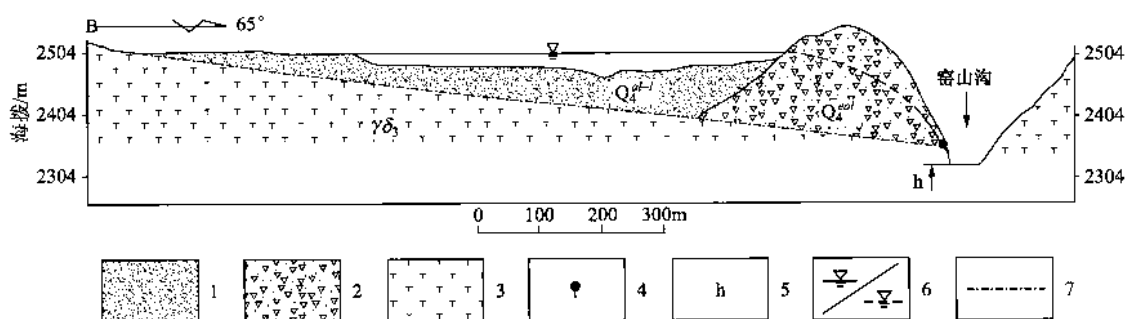


图 10-6 天池纵剖面示意图

1—池中淤积物；2—滑岩堆积物；3—花岗闪长岩；4—下降泉；5—天池形成后窑山沟下切深度；
6—地表水体水面/地下水水位；7—神仙河原纵向坡降（估7°）

量的崩塌堆积物，块体直径多小于1.0m，为坝体形成后覆盖在坝体之上的小型崩坡积型堆积物。坝体左肩，山脊线呈弧形展布，而且与天池左岸坡形构成明显反差，存在不协调的拐角。左肩坡体形态为凹形坡，坡向135°，具上陡下缓特征。高约300m，坡角：上部为53°，下部约45°，坡体植被相对右肩盖度稍低。弧形脊线展布长480余米，具明显的滑塌壁特征。

四、孟达天池形成演化及其地学价值

1. 天然坝体形成时间的确定

影像资料显示：原神仙河应与窑山沟相连，也就是说，原神仙河是窑山沟的源头。据调查：坝体与基底接触界面有泉水出露，量与神仙河来水一致。因此该界面应为天然坝体形成时原神仙河的侵蚀基准面。而窑山沟流水与现代黄河相连，其侵蚀基准面一直保持与黄河下切能力一致，并使得坝体基底界面高出窑山沟约13.6m，这就是说，坝体（滑塌）体形成后，窑山沟侵蚀基准面下蚀了13.6m。根据黄河上游贵德、循化盆地全新世以来地壳平均隆升速率为3.3mm/a（引自黄河流域环境地质图系）计算，坝体（天池）形成于距今 $(13600 \div 3.3)$ 约4121年。

2. 孟达天池形成演化史

据资料：中更新世晚期至晚更新世初期的“共和运动”，黄河上游开始进入大切割期，并溯源侵蚀切积石峡、公伯峡，穿龙羊峡而过，到达共和盆地。黄河上游进入第一轮快速下切过程，促使黄河上游沿黄两岸形成高达350m左右的高陡边坡，并形成黄河沿岸规模特大的早期崩、滑、流地质灾害。全新世以来，大规模冰川活动虽已停止，特别是1.09万~1.08万年间的仙女木事件的结束，全球快速升温，以

结束 LGM 末次冰期而进入全新世暖期。黄河首先因溯源侵蚀强烈下切到达“两湖”（扎陵湖、鄂陵湖）地区，两湖河道相连，水流外泄，黄河进入第二轮快速下切阶段，并于距今 4000 ~ 7000 年前后达到鼎盛期。从而形成沿黄两岸第二期规模较大的崩、滑、流灾害事件。因此，依天然坝体形成时间上推论，在距今 4000 ~ 7000 年时，原神仙河伴随黄河侵蚀基准面的下降，下蚀能力加强，使神仙河岸坡切深达 300 余米，为神仙河左岸滑塌提供了临空条件。

据左肩坡体裂隙统计资料（表 10-2），花岗闪长岩体内发育有 5 组裂隙。裂隙的相互交割，使左肩岩体破碎呈碎裂结构。在强降水或是地震作用下，碎裂块体沿走向 $225^{\circ} \sim 45^{\circ}$ ，倾向 135° ，倾角 55° ，这组主控结构面快速滑塌，并堵塞原神仙河，形成滑塌型堰塞湖。因此，天池应为滑塌型天然湖泊。这点在印度 P6 卫片上也有所显示，天然坝体至左肩为一马蹄形阴影，滑壁清晰，颜色灰白，后缘有一清晰的弧形脊线，与调查结果吻合。

表 10-2 左坝肩裂隙统计表

序号	走向/ ($^{\circ}$)	倾向/ ($^{\circ}$)	倾角/ ($^{\circ}$)	发育程序	裂隙性质及其他
1	225 ~ 45	135	55	发育	压扭，无充填物，裂面平直，光滑
2	305 ~ 125	35	15	发育	压扭，无充填物，裂面平直，不光滑
3	205 ~ 25	295	45	发育	压扭，无充填物，裂面较平直
4	335 ~ 155	65	45	不发育	扭性，石英脉充填，裂面平直光滑
5	355 ~ 175	85	85	不发育	压扭，石英脉充填，舒缓波状

由于距今 4100 余年前滑塌发生堵塞原神仙河后，水位升高，天池形成。估计天池形成时平均水深约 60m，长约 1000m，平均宽 250m，容积 $1500 \times 10^4 \text{m}^3$ 。据访，现天池容积仅 $405 \times 10^4 \text{m}^3$ 左右。这就是说，自天池形成 4121 年后的今天，神仙河及池周坡面流水挟带的碎屑物淤积量达 $1095 \times 10^4 \text{m}^3$ 。淤积速率达 $2660 \text{m}^3/\text{a}$ ，这与当地侵蚀速率基本一致。

3. 天池池面无落叶之谜分析

天池周边林木繁茂，然而天池池面及池周无枯枝落叶残留物。当地群众说是：王母娘娘天天要来天池洗澡，因而其侍女每天晚上来此清扫而故。其实池面无枯枝落叶的根本原因是：池内草虾众多，而草虾有依附枯枝落叶的习性，当白天池周枯枝落叶飘落池面后，草虾便附着其上，尤以傍晚时分最为活跃。枯枝落叶在大量草虾附着的情况下，不堪重负，便沉落水中。而天然坝体是滑塌堆积体，坝体孔（空）隙较多，是强透土层。池水通过坝体孔（空）隙向坝外渗漏，长约 350m 的渗漏压差高达 90 余米。这种强大的渗漏压差，将沉落水中的枯枝落叶吸附在坝体迎水面，进而再长时间浸泡、腐烂，最后淤积充填在坝体孔（空）隙中。这也是坝体能使池水位升高的根本原因。

4. 孟达天池地学价值

孟达天池系统而完整地记录了距今 4000 年来高原隆升与气候环境演化及黄河发育历史进程与流水侵蚀切割的关系。对研究黄河形成演化对沿黄两岸崩、滑、流发生发展具极高的科学价值。另一方面，孟达天池是全省唯一的一处至今未受人类经济、工程活动的干扰，完整地保留着高原腹地原始森林粗犷美，具极高观赏价值的岩质滑塌堰塞湖。对研究外动力地质现象的形成与流水侵蚀切割关系意义重大。同时，池尾及池内淤积速率的研究，对孟达自然保护区水土流失及环境保护，能提供基础规划依据。

五、结论

综上所述，孟达天池是基岩滑塌型堰塞湖，形成时间距今约 4100 年，其地学价值系统而完整地记录了距今 4000 年来高原隆升与气候环境演化及黄河发育历史进程与流水侵蚀切割的关系，对研究黄河上游水土流失速率及构造抬升速率意义重大。

第三节 外星人遗迹成因分析

一、前言

传说中的“外星人遗址”位于柴达木盆地东北缘的德令哈市西 40km 的托素湖南岸白公山岸边。这里广博凄凉,基本无植被生长,见证“外星人”遗留的管状物,只有自甘寂寞的一汪托素湖水和第三系红色碎屑构成的丘陵山地。晚近期构造运动,使得红色碎屑岩褶皱隆起与凹陷此起彼伏,构成一座天然的单斜山。传说中的“外星人”遗迹——铁质的“管状物”,横七竖八地“插在”单斜山中的中粗砂岩内,而成为自然之谜。虽然传说之离奇,但这一记载着青藏高原隆升对柴达木盆地古地理、气候环境演变影响的地质遗迹最终会纳入地质工作者的视线,而成为珍贵的遗迹资源。本文在分析、利用前人资料的基础上,从柴达木的形成演化史、古地理沉积环境入手,分析了铁质“管状物”的形成原因。认为铁质“管状物”是以有机质作碳源,在微酸性水环境中,异营性铁细菌吸附交代植物残体,经成岩后,在构造作用下,出露地表而成为传说中的“外星人”遗物。

二、铁质管状物基本特征及物质组成

(一) 基本特征

1. 感观特征

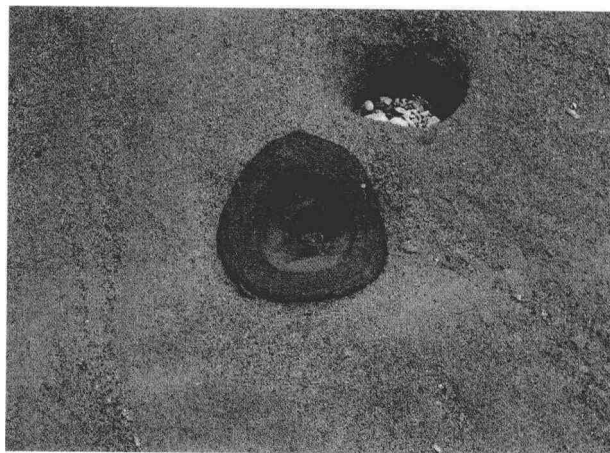
走近白公山近托素湖岸边,山的正面有一个明显的三角形岩洞,洞内有一根直径约 40cm 的铁质管状物,它的半边管壁从顶部斜通到底(图片 29)。另一根相同口径的管状物从洞底直通地下,只露出管口。在洞口之上还有直径大小不一的管子插入山体之中,管壁与岩石完全吻合,好像是直接将管子插入岩石之中。洞邦及崖壁上还有呈铁锈色的条带若干条与层理平行。在湖滩带,亦分布有大小不一、排列零乱,但大多长轴方向与层理平行的铁质管状物。

2. 断面特征

铁质管状物虽没有统一的大小,但断面同心环状特征十分明显,核心部位为棕黑色,似有植物碳化特征,内环为黄—黄白色,结构相对松散,外环呈锈黄色,质地较坚硬(图片 30)。



图片 29



图片 30

3. 切面特征

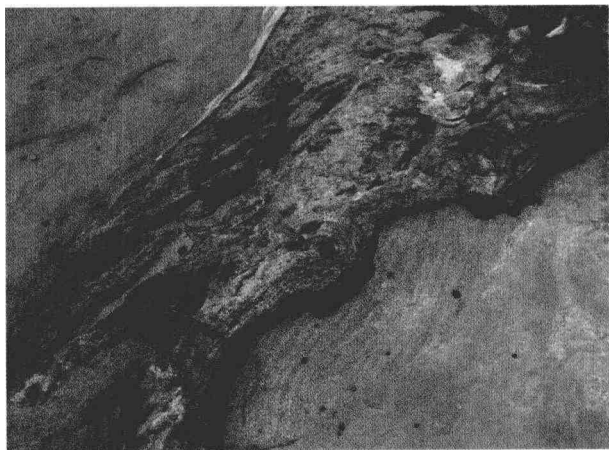
铁质管状物切面上,具备植物倒地后残蚀的树木年轮、节骨特征(图片 31)。

4. 长度特征

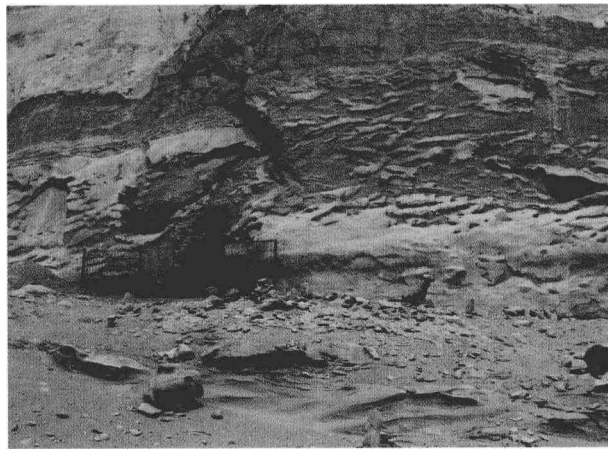
从实地挖掘可知,铁质管状物的长短不一,一般在不超过0.5m,直径大于5cm以上的可大于1.5m。所以管状物并非直插地下长度无限,而是有终端,且多与岩层层面平行排列。

5. 分布层位特征

铁质管状物所在的白公山由橘黄色泥岩夹灰—灰绿色中粗砂岩构成。层厚一般3~15m,属内陆湖相地层。铁质管状物仅分布于灰—灰绿色中粗砂岩中,泥岩内未发现有铁质管状物分布(图片32)。



图片 31



图片 32

6. 中粗砂岩层理特征

盛产铁质管状物的中粗砂岩层面产状 $342^{\circ}\angle 51^{\circ}$,颜色灰—灰绿色,厚度5~8m,节理裂隙不发育,但层理却十分发育。层理多呈交错状,层内灰—灰黑色的细砂岩结核十分发育。中粗砂岩遇水易软化风化剥蚀,而灰—灰黑色细砂岩结核则相对致密坚硬。因此,湖边散落众多形态各异的奇石而成为“外星人”遗迹之谜的一种添加剂(图片33)。

(二) 物质组成

托素湖畔白公山脚下散落着大量类似铁锈般的渣片,各种粗细不一的铁质管状物和奇形怪状的石块,有些管状物还延伸到湖中,似乎有些离



图片 33

奇。因而20世纪80年代曾有人将一些铁质管状物碎片送到锡铁山冶炼厂进行化验。结果是铁化合物含量70%以上,二氧化硅和氧化钙含量20%强,还有8%为不明元素。鉴于当年的设备与技术精度,这一结论增加了铁质管状物的神秘程度,于是“外星人”遗址的观点便依据推论于1998年公布于世。2001年5月由中国地震局地质研究所的郑剑东教授牵头组成的托素湖铁质管状物临时科考队经分析认为:管状物中有机物总量为0.26%~0.27%,铁14.58%,铝4.0%,钙2.02%,钾1.41%,钠1.71%,镁0.79%,钡0.031%,铯0.010和其他常见元素。而且还发现:铁质管状物由内壁到外壁钙和铁含量是增加的,而钾元素则是内高外低。并且铁质管状物中心部位有植物碳化碎屑。上述分析可以得出如下结论,即铁质管状物的中心部位为植物的根或颈,而包裹着这些根或颈的物质则是铁钙质吸附物。

三、铁质管状物形成演化分析

1. 前人研究推论

(1) 海底“黑烟囱”说：指海底喷溢的热泉口形成的堆积物。这一学说虽可解释管状物形状特征，但柴达木地块早在2.5亿年前就已全面海退而成为陆地。而盛产铁质管状物的中粗砂岩是距今300万~800万年间的上新世晚期沉积物，时间上相差太远。

(2) 史前人类遗物说：指古人类生活遗物。据资料显示，柴达木盆地先民仅在距今3万前后才进入石器时代，不可能遗留有铁管类工具。

(3) 洪流沉积说：指距今300万~800万年因富含铁离子水长期的沉积，在还原环境条件下逐渐形成。但沉积过程中要使铁质富集成具有几何形状的物质，自然界是不存在的。

(4) 岩浆侵入说：指岩浆侵入后的低温热液作用而成。虽说铁质管状物核心圈内放射性铀含量很高，但没有证据证明柴达木盆地在距今300万年以来有过岩浆活动迹象。而且如果有岩浆侵入的话，也不仅侵入在砂岩内，而与之互层的泥岩层没有这种侵入迹象。因为泥岩内没有铁质管状物存在。

(5) 植物埋葬形成的化石说：指植物在突发性地质事件过程中，被后期沉积物埋葬，在经过深埋、压密、脱水、铁钙物质交替吸附后形成铁质管状物。这一学说较为接近实际状况，但很难解释铁含量外多内少，且呈同心圆管状特征。尤其难以解释管状物端头亦有铁质封口，铁质管状物长轴方向与岩层层面平行，以及在“外星人”洞内看见的与层理平行的铁锈色条带。

2. 盛产铁质管状物地层岩性岩相分析

据调查：白公山“外星人”遗迹断面由灰—灰绿色中粗砂岩与黄—橘黄色泥岩构成。而盛产铁质管状物的灰—灰绿色中粗砂岩中，交错层十分发育，具明显的动水沉积环境特征。说明灰—灰绿色中粗砂岩当时属动水环境下的滨湖相沉积物。滨湖区在浪潮的作用下，可以将动植物残骸推到岸边并富集。前人资料显示，白公山地区地层为距今300万~800万年间的上新世沉积物。因此可以说：“外星人”遗址带在距今300万~800万年时是柴达木古湖东北边缘。那时的湖边可以说是波涛汹涌。

3. 柴达木古湖形成演化及植物来源分析

据资料：早印支运动柴达木地块持续上升为陆地，并于燕山运动末期开始进入以断陷负向运动为主。并经历长达6300万年长期相对较稳定的内陆湖盆相沉积环境，到距今300万~800万年的上新世，托素湖一带进入滨湖相沉积环境（图10-7）。据《青海省区域地质志》资料，那时柴达木古湖周边是乔木、灌木、草本植物共生，相当于今天的南方半湿润气候环境条件。因此，柴达木古湖周边山地是林木繁茂，植被蔓延。自然死亡的枯枝落叶，在强劲的西北风作用下，伴随波涛汹涌的湖水冲浪作用推向柴达木古湖东北隅的托素湖、德令哈一带的湖湾或滨湖滩地带是很自然的事了。同时温暖潮湿的气候环境是以氧化环境为主，使得柴达木古湖二价铁离子大量氧化为三价铁而淀析，这也是砂岩内薄层状锈黄色条带形成的佐证。

4. 铁质管状物的形成演化过程分析

上述资料显示，上新世时期托素湖一带属于湖湾、滨湖滩地带，大量已死亡的乔木、灌木残体被西北风和浪潮的作用运移堆积在柴达木古湖东北隅的德令哈盆地滨湖滩地带。在半湿润气候环境条件下（年均气温 $\geq 6^{\circ}\text{C}$ ），应该有一种特殊的生物酸—铁细菌会依附有机物残体作碳源大量繁殖（如煤矿区或硫铁矿区水中枯枝残体表面吸附的一种滑溜溜，呈黄褐色的絮状物样的东西就是铁细菌物质），并利用在柴达木古湖水中二价铁被溶解氧化的反应过程中所释放的能量，以满足自己生命活动的需要并大量繁衍。据测定，铁细菌大约每氧化224g的二价铁，才能合成1g有机碳（细胞物质）。但由于二价铁的氧化反应释放出来的能量很少，所以铁细菌必须具有强大的催化作用，以迅速地氧化大量的二价铁，借以获得足够的能量，扩充自己的体积。久而久之就形成以植物残体为母体碳源，外层为铁细菌繁殖过程中形成的铁泥排泄物。随气候环境年轮的变化，这种以植物残体为母体碳源，以铁泥排泄物为胶合物的同心环状铁结核体逐渐形成并长大。后期，柴达木盆地经过短暂的相对沉降，堆积了盛产铁质管状物的中粗砂岩

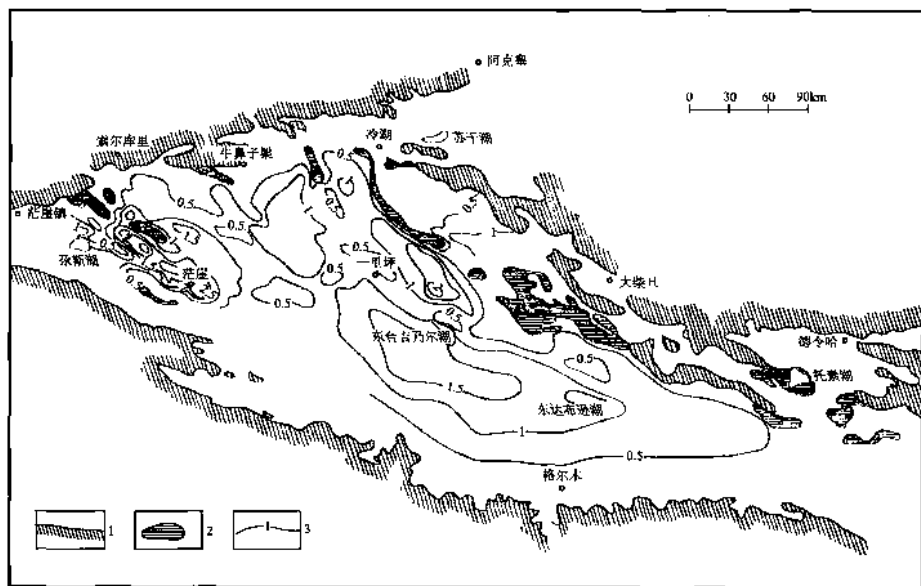


图 10-7 柴达木盆地上新统上部等厚度图

1—周边老山前中生代基底；2—前上新统上部地质体；3—上新统上部等厚线/km

顶部的一层厚达 20m 的泥岩，将逐渐形成并长大的同心环状铁结核体深埋地下，经脱水、钙化，最后形成外部铁含量高，而核心部分为有机碳的同心环状铁质管状物。在距今 300 万年前的青藏运动，印度板块与欧亚板块碰撞挤压加速，阿尔金山左旋走滑并隆升，独立的柴达木古湖形成，其内部受构造挤压作用的影响，褶皱隆升与凹陷此起彼伏。造就了白公山背斜隆升，托素湖水的浪蚀作用使白公山南侧形成陡崖，盛产铁质管状物的中粗砂岩出露地表，而让这一珍贵的地质遗迹资源现身。

5. 铁锈色条带的形成

上述分析认定：当时的沉积环境为滨湖相。因此，伴随浪潮的作用，植物残体粗枝形成管状，而细的则成层聚集于相对平静的湖湾或积水洼地带，这时铁细菌的催化作用则成层状分布。如南方水池或坑塘底部常堆积一层俗名为“铁板砂”的东西，就是这种状态下形成。

综上所述：铁质管状物及薄层状锈黄色条带与灰—灰绿色中粗砂岩是同时形成的，这是管状物横七竖八地插入中粗砂岩内，但长轴方向却与层面一致的根本原因。铁质管状物核心部位有碳化的原因是植物残体为有机碳源，铁细菌氧化二价铁后的有机碳（细胞物质）聚中是主导原因。铁细菌强烈催化二价铁的作用，为自己的长大是铁质富集表部并形成同心环状特征的根本原因。

四、结论

综上所述：白公山脚下的铁质管状物并非人工或外星人杰作，而是在距今 300 万 ~ 800 万年的上新世时期，在滨湖相的沉积环境中，以植物残体为母体碳源，在铁细菌的催化作用下，铁泥排泄物为胶合物的铁结核体在经深埋、脱水、钙化最后成岩的一种外部铁含量高，而核心部分为有机碳的同心环状铁质结核体。

第四节 青海坎布拉丹霞地貌形成演化特征分析

一、丹霞地貌景观简况

“赤壁丹霞”这一特殊的地貌类型在我国南方及西北水汽通道带湿润—半湿润性气候环境中较为发



育,尤以广东的丹霞山、江西的龙虎山最为典型。然而在我国内陆腹地,青藏高原向黄土高原过渡带内干旱—半干旱性气候环境中的沿“黄”(河)两岸亦发育有由第三系红层构成的“丹霞”地貌,这就是青海省乃至整个西北地区显示第三纪以来地球内外营力及青藏高原隆升事件与气候环境演化、黄河发育历史的青海坎布拉国家地质公园丹霞地貌景观区(图片34)。该丹霞地貌景观的物质基础亦为陆相红色碎屑岩构成。其地貌姿态奇美,景色丰富,奇峰方山、洞穴、峭壁为其主要特征。远远望去,山色丹红,宛若朝霞。山体形状如塔、似堡似壁,平地拔起,陡峭直立,雄伟壮观。还有一些小的山体造型,有的似人,有的如兽,有的像物,栩栩如生,形态各异,有鬼斧神功之妙。丰富的造型,宛如一位艺术大师精心制作的一处红石雕塑园。因此,2004年2月它被批准为国家地质公园,列入国家级地质遗迹保护之列。



图片34 坎布拉神韵

二、坎布拉丹霞地貌形成演化历史

20世纪30年代,中国地质学家、现中国科学院院士陈国达先生在对丹霞山及华南地区的红层山地作了深入研究之后,以发育最典型的“丹霞山”为名,将这一地貌命名为“丹霞”地貌,并逐渐被国内外学术界广为接受。依其命名地及组成物质条件和气候环境特征可认定,我国南方丹霞地貌形成的物质基础为距今约250~65Ma的中生代内陆干热和干湿交替十分明显的气候条件下形成的红色砂砾岩。距今65百万年前后的喜山运动促使丹霞地貌物质基础——红色碎屑岩逐渐隆升接受强烈的侵蚀,此后的多次抬升和流水下切,在距今6Ma前后的第三纪上新世丹霞地貌雏形开始形成。此后,地壳间歇性上升和气候温暖潮湿,加速了南方丹霞地貌的形成和演化。然而,坎布拉丹霞地貌的物质基础及其演化历史与我国南方丹霞地貌的物质基础和演化历史不尽一致。

1. 坎布拉地区前新生代地质发展史(表10-3)

25亿年前坎布拉地区在大陆型地壳初始发育并增生扩大的过程中,经受阜平运动的煎熬,进入沧海之苦,接受厚达7850余米的早元古代海相沉积,并伴随有中基性火山岩侵入。

晋宁运动(距今18.5亿年前),在“槽台”开始出现明显分野过程中,坎布拉地区乃至祁连山地槽系大部脱离沧海之苦,进入强烈剥蚀夷平阶段。这种剥蚀夷平持续了16.1亿年地质历史,使得下元古界地层经历了晋宁运动、加里东运动构造作用发生褶皱变质,混合岩化,形成了变质岩系—片岩、片麻岩、大理岩、石榴云英片岩夹变质中基性火山岩、混合岩。

环境演化进入晚古生代时期(距今4.0亿~2.4亿年),海西施回(距今4.0亿~2.4亿年)的介入,坎布拉及其周边地区在大陆型地壳解体过程中,仍处于跨“世代”的剥蚀状态(区内一定范围内缺失晚古生界地层)。

规模宏伟的印支造山运动(距今1.95亿~2.4亿年),促使坎布拉地区乃至整个青藏高原发生了几次激发性的断块运动。这种断块运动大多表现为古断裂的复活,断裂陷落形成山前拗陷或山间盆地,海水入侵,并在坎布拉地区及外围沉积了厚300~1200m的浅、滨海,海陆交互相碎屑岩建造。

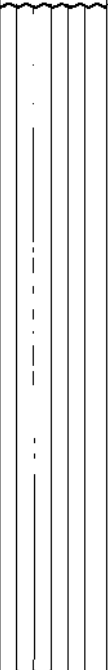
印支运动的急剧隆升,结束了园区乃至整个青藏高原大部海相、海陆交互相沉积历史,由沧海变古陆,一种温暖、潮湿的中、新生代古气候内陆沉积环境由此诞生。至晚三叠纪末,燕山运动(1.95亿年)开始后,坎布拉一直处于隆升剥蚀时期。

喜山运动序幕的拉开（距今0.65亿年），伴随印度板块与欧亚板块碰撞挤压的加速，迎来了盆岭构造发展阶段的新生代，坎布拉进入“泛湖”时期红层堆积阶段（图10-8）。

表 10-3 尖扎地区地层及地质发展史

年代地层				同位素年 龄值(Ma)	岩石地层		构造事件及岩浆活动	地质发展 阶段			
字 (宙)	界 (代)	系 (纪)	统(世)		地层	岩性特征					
显 生 代 (宙)	新 生 界 (代) CZ	第四系 (纪)Q	全新统(世)Qh	0.01	第四系	黄土层、砂砾层、褐土层	串珠状断陷盆地形成	新构造 强烈活 动阶段			
			更新统(世)Qp	2.24							
		新近系 (纪)N	上新统(世)N ₂	5.4	贵德群	湖相泥岩、砂岩	高原夷平面(海拔3200m)形成				
			中新统(世)N ₁	23.3							
		古近系 (纪)E	渐新统(世)E ₃	32	西宁群	湖相砂砾岩, 含砾砂岩、石岩	喜马拉雅运动				
			始新统(世)E ₂	32							
			古新统(世)E ₁	56.5							
				65							
	中 生 界 (代) MZ	白垩系 (纪)K	上白垩统(世)K ₂	96			燕山运动(晚)	盖层褶皱 断裂强烈 活动阶段			
			下白垩统(世)K ₁	137							
		侏罗系 (纪)J	上侏罗统(世)J ₃	205							
			中侏罗统(世)J ₂	227							
			下侏罗统(世)J ₁	241							
		三叠系 (纪)T	上三叠统(世)T ₃	250					香阿洞组	长石石英砂板岩	晚印支运动
			中三叠统(世)T ₂	257							
			下三叠统(世)T ₁	277							
	古 生 界 (代) PZ	二叠系 (纪)P	上二叠统(世)P ₃	295			早印支运动	盖层发 展阶段			
			中二叠统(世)P ₂	320							
			下二叠统(世)P ₁	354							
		石炭系 (纪)C	上石炭统(世)C ₂	372							祁连运动
			下石炭统(世)C ₁	386							
		泥盆系 (纪)D	上泥盆统(世)D ₃	410							怀远上升(沉积间断)
			中泥盆统(世)D ₂	438							
			下泥盆统(世)D ₁	490							
		志留系 (纪)S	上志留统(世)S ₃	500							
			中志留统(世)S ₂	513							
			下志留统(世)S ₁	543							
		奥陶系 (纪)O	上奥陶统(世)O ₃								
中奥陶统(世)O ₂											
下奥陶统(世)O ₁											
寒武系 (纪)Є	上寒武统(世)Є ₃										
	中寒武统(世)Є ₂										
	下寒武统(世)Є ₁										

续表

年代地层				同位素年龄值(Ma)	岩石地层		构造事件及岩浆活动	地质发展阶段
宇 (宙)	界 (代)	系 (纪)	统(世)		地层	岩性特征		
元 古 宇 (宙) PT	新元古界 (代) Pt ₃	震旦系 (纪)Z		680				盖层发展阶段
		南华系 (纪)Nh		800				
		青白口系(纪) Qb		1000				
		蓟县系 (纪)Jx	上蓟县统(世)	1200				
	中元古界 (代) Pt ₂	长城系 (纪)Ch	下蓟县统(世)	1400				
			上长城统(世)	1600				
			下长城统(世)	1800				
				2300				
	古元古界 (代) Pt ₁	津沱系 (纪)Ht		2500				
太 古 宇 (宙) AR	新太古界 (代) Ar ₃			2800			~~~ 吕梁运动 ~~~ 使杂让群固结成岩,褶皱变质,祁连山地槽系基底形成 ~~~ 阜平运动 ~~~ ~~~ 迁西运动 ~~~	地台基底形成
	中太古界 (代) Ar ₂			3200				
	古太古界 (代) Ar ₁			3600				
	始太古界 (代) Ar ₀							

2. 坎布拉丹霞地貌景观形成演化过程

红层堆积阶段: 距今 18.5 亿年的吕梁运动结束了坎布拉园区结晶基底的形成, 经历漫长的地史发展及剥蚀夷平历程, 至距今 0.65 亿年的燕山运动末期, 高原在距今 0.40 亿年的大陆碰撞和 0.22 亿年的板内俯冲造山运动作用下, 区内拉脊山、扎马山再度断块式隆升, 使坎布拉乃至整个尖扎盆地断块沉降,

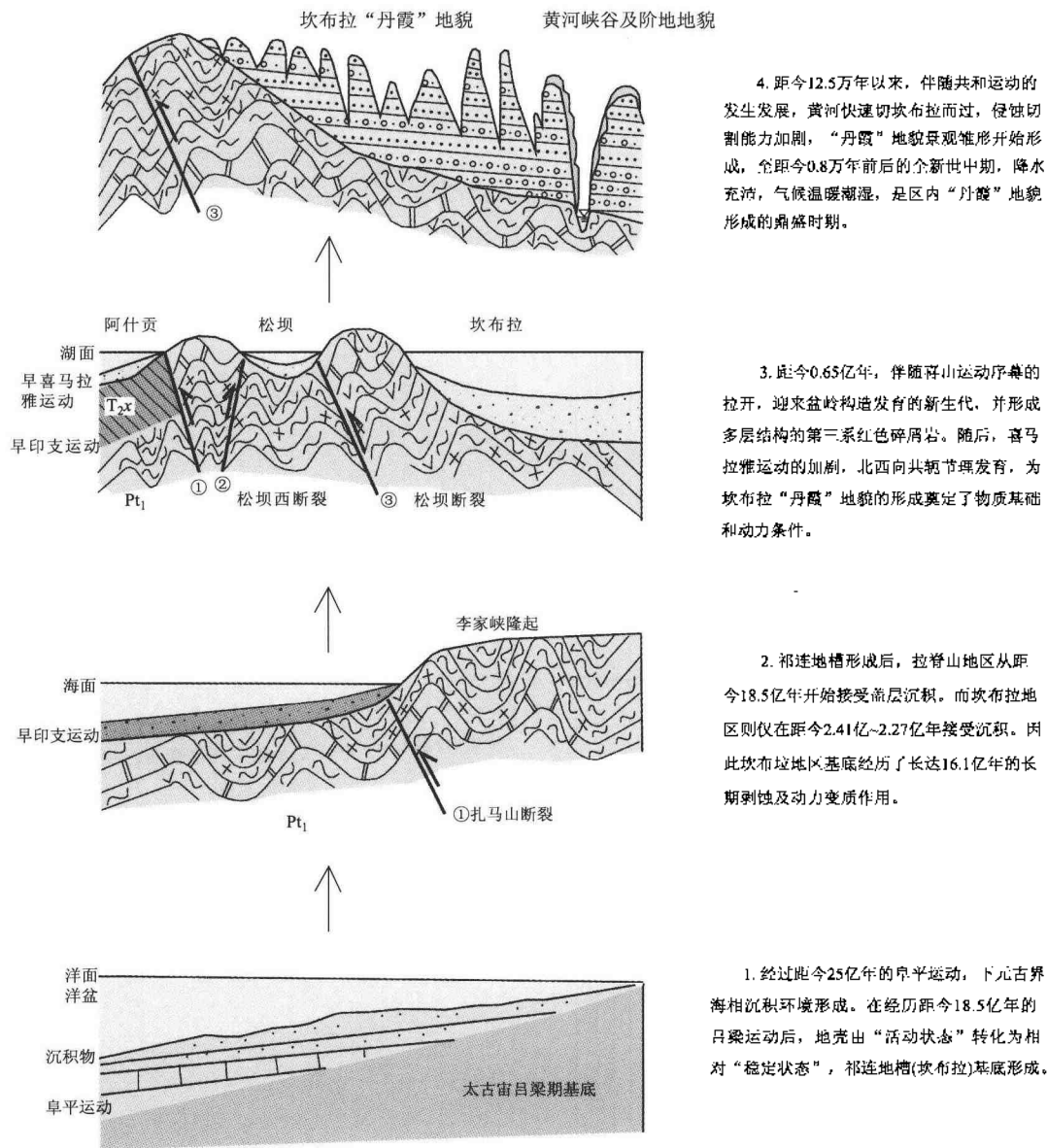


图 10-8 坎布拉地区地质构造演化与“丹霞”地貌形成关系示意图

沉积了一套微含盐河湖相红色碎屑岩, 厚度 261~1752m (图 10-9A)。

红层盆地构造抬升阶段 (图 10-9B): 距今 360 万年前, 青藏高原向外仰冲, 盆地抬升, 以断裂为主的块状构造发育, 岩层内逆冲状断裂, “X” 共轭节理发育, 局部形成宽缓褶曲, 地壳处于相对稳定期, 环境演化进入“划世纪”的第四纪。

“丹霞”地貌发育幼年期, 晚更新世 (距今 12.5 万~1.08 万年), “热源驱动”作用导致全球性升温, 水能资源丰富, 伴随“共和运动”的发生、发展, 黄河溯源侵蚀切园区而过, 并在园区形成 200m 左右的峡谷景观, 红色碎屑岩被抬升一定高度而遭受侵蚀、剥蚀, 区内“丹霞”地貌景观雏形形成 (图 10-9C)。

“丹霞”地貌壮年期: 进入第四纪全新世以来, 大规模冰川作用停止, 特别是新仙女木事件的结束, 全球性快速增温, 至全新世中期 (距今 0.7 万年) 左右达到全新世以来最暖阶段。这一时期冰 (川) 雪消融加丰沛的季风降水, 黄河水流增大, 进入快速下切冲蚀阶段。温暖潮湿的气候特征, 黄河水流侵蚀

切割,区内老第三系红层进一步抬升到高出黄河水位约 500m,黄河岸坡带坡面流水沿老第三系构造、风化裂面切蚀,伴随崩、坍塌的发生和黄河支流冲切沟溯源侵蚀作用的加强,促成了区内“丹霞”地貌景观的形成与发展(图 10-9D)。随后进入晚全新世(距今 3000~4000 年),区域性气候变冷,干旱与半干旱性气候侵入本区,使含盐地层能形成高耸直立的景观地貌,从而为本区“丹霞”地貌景观的保存发挥了重要作用。

三、结语

综上所述,始新世—渐新世时期,区内延续了白垩纪干暖气候特征堆积的一套以泥、钙质胶结为主的砂岩、砾岩、含砾粗砂岩,是区内“丹霞”地貌景观形成的物质基础。中新世—第四纪中更新世,伴随喜马拉雅运动的发生、发展,印度板块与欧亚板块的碰撞挤压,高原内部差异性构造活动的加剧,区内李家峡—松坝峡处于相对隆升夷平剥蚀阶段,并堆积了厚达数十甚至数百米的中更新世黄土及其底砾,为保护下部老第三系红色碎屑岩延缓风化剥蚀起到了举足轻重的作用。晚更新世以来,伴随青藏高原进一步隆升,我国三级阶梯地貌格局的定型,黄河溯源侵蚀加剧,达到本区,并继续上延,在区内形成黄河峡谷地貌景观,老第三系红层裸露,“丹霞”地貌景观雏形形成。进入第四纪全新世以来,黄河切蚀作用伴随气候的变化在距今 7000 年左右达到高潮。此时区内老第三系红层进一步抬升,黄河坡体带冲切沟密集发育,构成区内“丹霞”地貌景观形成的鼎盛时期。因此可以说,区内“丹霞”地貌景观的形成时间为距今 7000 年左右。此后,气候干冷,其顶托的黄土及底砾和本身钙质胶结联结特征,为保护这一千奇百怪、高耸林立的景观形态不被风化剥蚀、淋滤破坏起了举足轻重的作用。

可见,神奇、奥妙、美丽的坎布拉丹霞地貌的形成是区内第三纪以来地球内外营力作用及青藏高原隆升与气候环境演变历史事件和黄河形成发育历史的真实记录。也就是说,环境演化进入第四纪以内,坎布拉乃至整个青藏高原在较短的时间尺度下刻画高原隆升事件和我国内陆水系的切穿和贯通,从而促使坎布拉地区黄河侵蚀堆积及丹霞地貌景观的形成和演化。让我们共同掀开这一记载着我国青藏高原隆升与气候环境演变历程,黄河发育历史的地史万卷书,去享受大自然赐予的地质历史画卷。

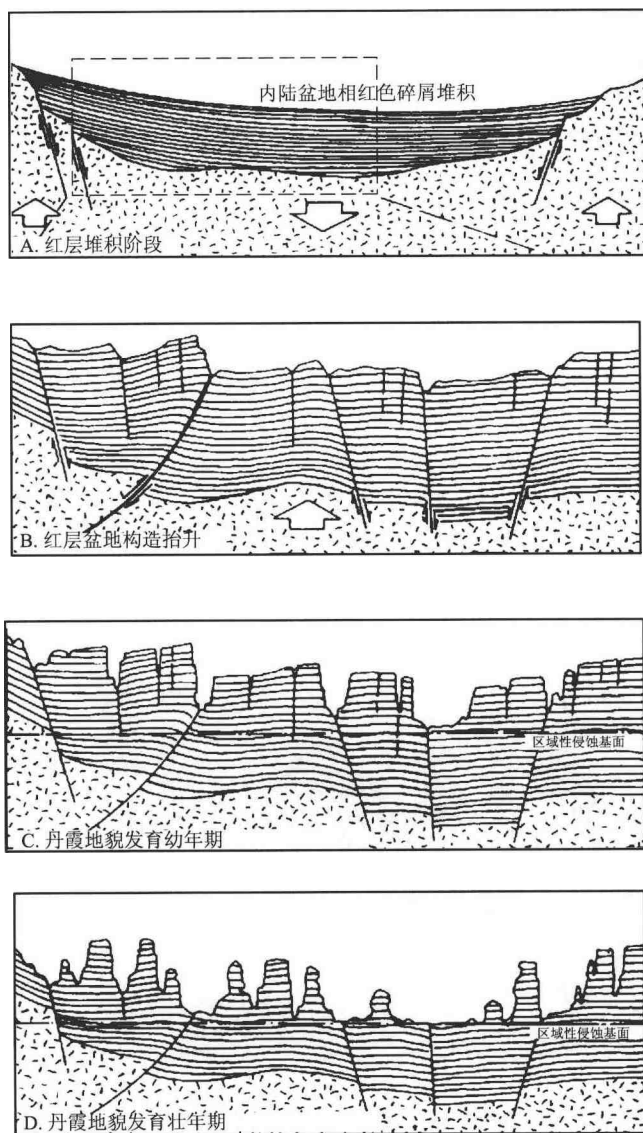


图 10-9 区内“丹霞”地貌景观演化过程示意图

第五节 青海省黄河干流地质遗迹资源

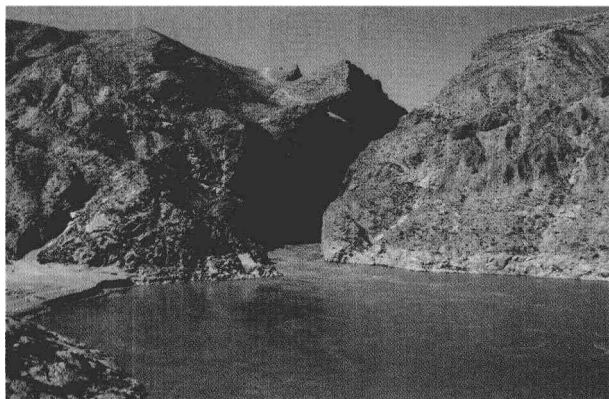
一、主要地质遗迹

漫长的地质发展史和锲而不舍的流水雕琢在调查区内塑造并遗留了众多珍贵的地质遗迹。依据遗迹资源的自然属性,调查区内地质遗迹资源分布如下:

(一) 内动力地质作用地质遗迹

1. 峡谷地貌

晚更新世以来黄河流水锲而不舍的雕琢,将调查区内呈北北西向展布的晚近期山系刻蚀成流水峡谷地貌:调查区有名的峡谷地貌有黄河寺沟峡、积石峡、公伯峡、李家峡、松坝峡、龙羊峡、野狐峡。这些峡谷带内排天巨浪奔腾咆哮,气势磅礴,峡崖似斧劈刀削(图片35~40)。这里岸坡陡直,高差400~650m,松动体、崩滑体密布,险象环生;黄河阶地悬于半坡,顶托之态,能看到流水切蚀之力,构造作用之功。这里完整地保留了黄河流水切蚀过程,是研究流水地质作用及黄河、湟水形成演化过程的最佳场所。



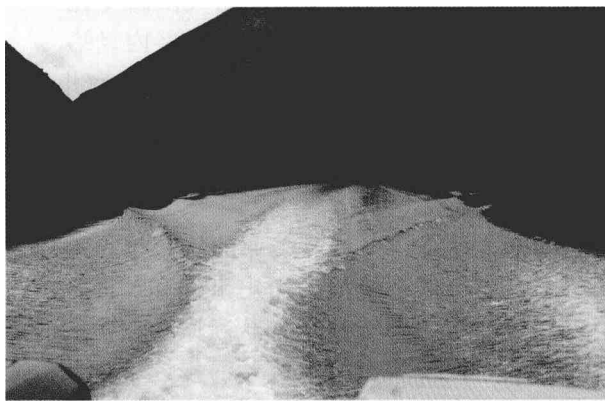
图片 35 野狐峡



图片 36 龙羊峡



图片 37 松坝峡



图片 38 积石峡



图片 39 公伯峡



图片 40 李家峡

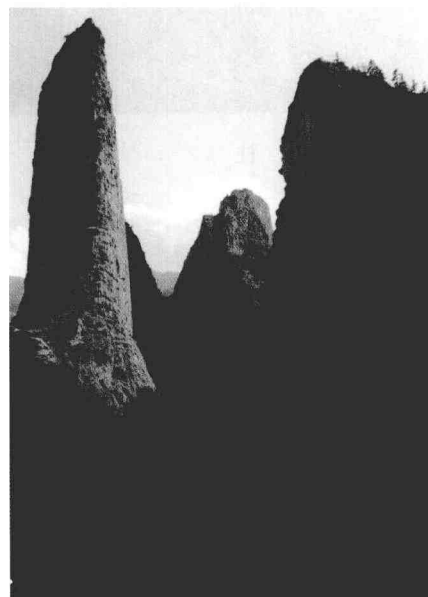
2. 丹霞地貌

尖扎坎布拉丹霞地貌以其独特的“奇、险、秀、美、幽”的景观可视性、遗迹资源的典型性和稀有性于2003年被国土资源部批准为国家级地质公园（图片41~43）。

丹霞地貌在黄河沿岸的炳灵寺、积石峡、合群峡、松坝峡、阿什贡等地均有分布（图片44~46），其分布面积、规模、景观的可视性及保护价值，目前没有系统而专业地进行。因此，有必要调查、建立必要的保护措施，以备开发利用。

3. 褶皱地质遗迹

地壳运动时水平岩层受到挤压而产生一系列波状弯曲，称为褶皱，在褶皱影响下形成的地貌，称为褶皱构造地貌景观。区内最为典型的如贵德阿什贡背斜（图片47~48）。这种褶皱地质遗迹还有单斜山一类（图片49~50），直立岩层类（图片51）。这些褶皱均反映了第三纪末期以来青藏高原隆升事件及调查区新构造运动作用的结果。



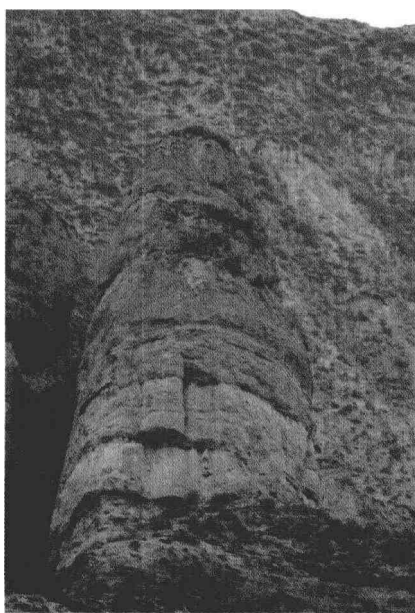
图片 41 阳起石



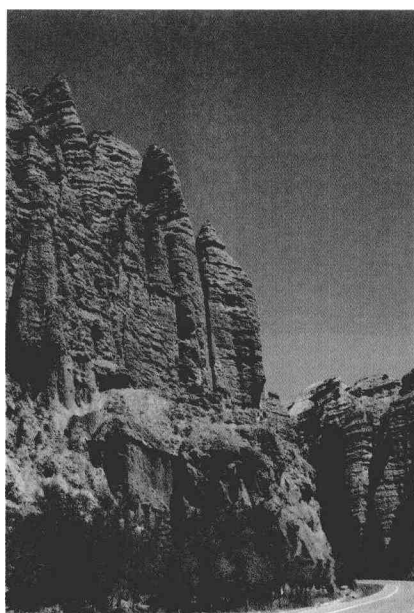
图片 42 碑林



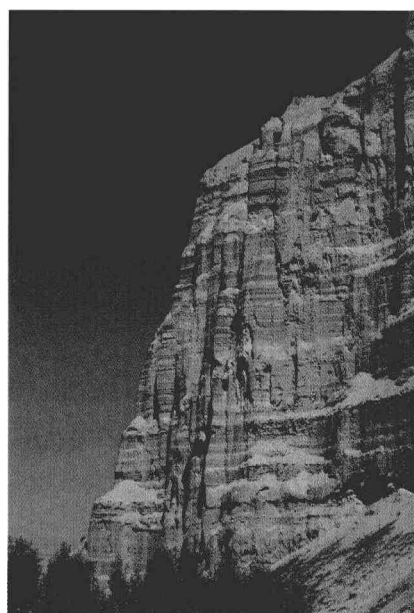
图片 43 坎布拉神韵



图片 44 柱



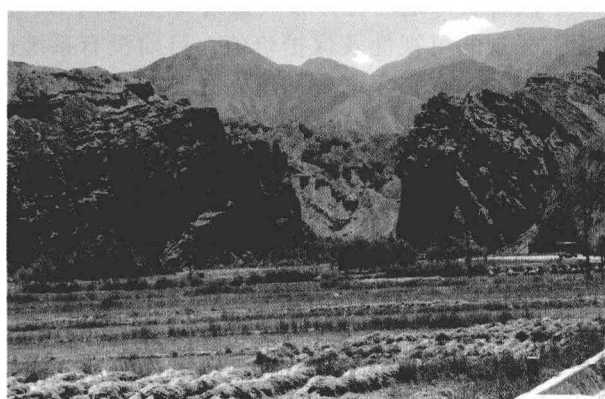
图片 45 千层塔



图片 46 丹霞



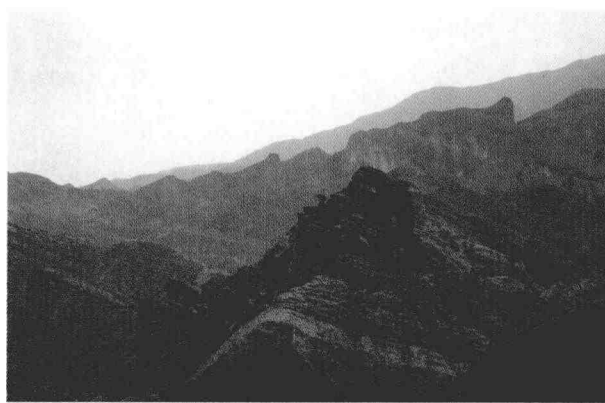
图片 47 背斜



图片 48 背斜张裂岩



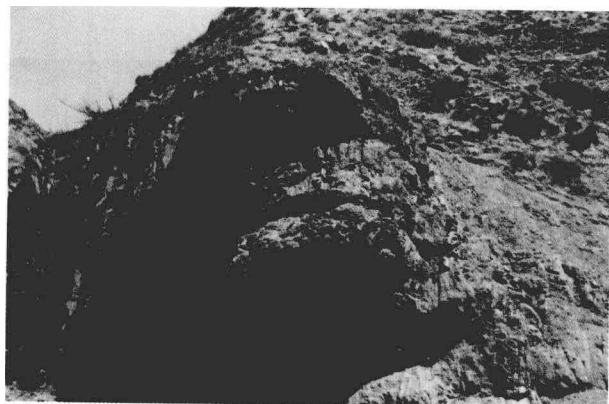
图片 49 单斜山



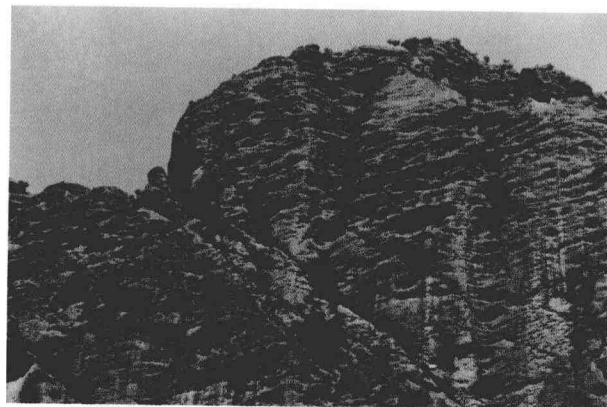
图片 50 红霞山

4. 断层地质遗迹

调查区断层地质遗迹较多,主要有伊黑龙断裂、阿什贡断裂、尖扎断裂、循化断裂,这些断裂主要是逆冲断裂。表现在晚近期以来,断层上盘第三系地层逆冲在下元古界地层之上,断距达600余米。这是新构造活动迹象的表现(图片52)。



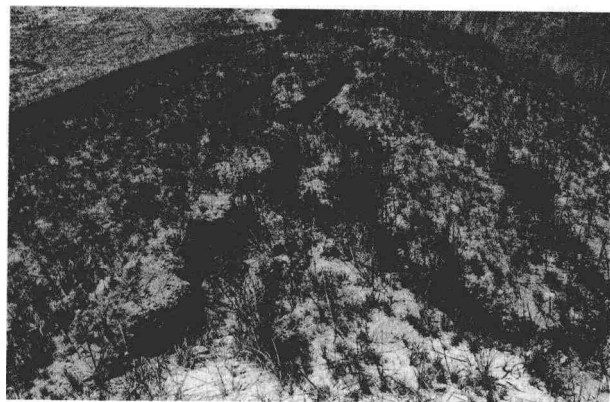
图片51 直立岩层



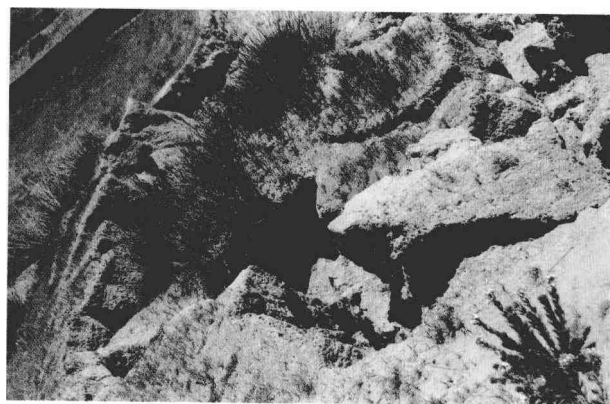
图片52 推覆断层

5. 地震地质遗迹

1991年4月唐格木地震残留的地震裂缝(图片53)及地震崩塌(图片54),至今还保留在二塔拉台。这里是研究现今地球内应力作用形成的最佳场所。



图片53 地震裂缝



图片54 崩塌

(二) 外动力地质作用地质遗迹

1. 石窝

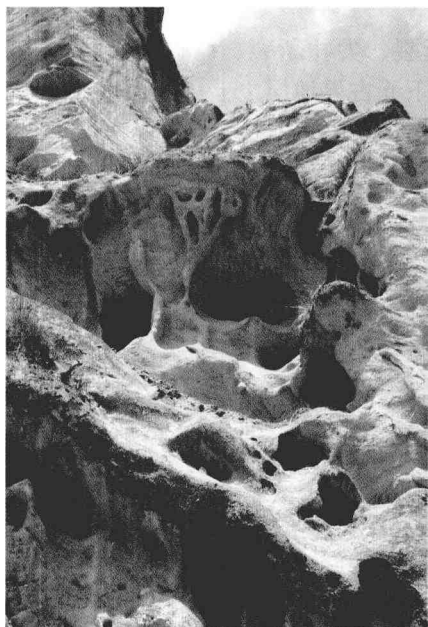
石窝又称风蚀壁龛。陡峭的岩壁经风蚀后形成许多圆形或不规则椭圆形小洞穴和凹坑,其形如窗格或蜂窝,称石窝(图片55~56)。这种地质遗迹主要分布在贵德县的新街一带古近系地层中。

2. 壶穴

水流湍急的峡谷地带,完整基岩经风化或构造作用形成许多圆形或不规则的凹形破裂带,在水流的冲刷回旋、滚石长期碾磨形成口小肚大的穴坑称壶穴(图片57~58)。这种现象在各峡谷均有出现,尤以寺沟峡进口处最为显著。

3. 古冰川地质遗迹

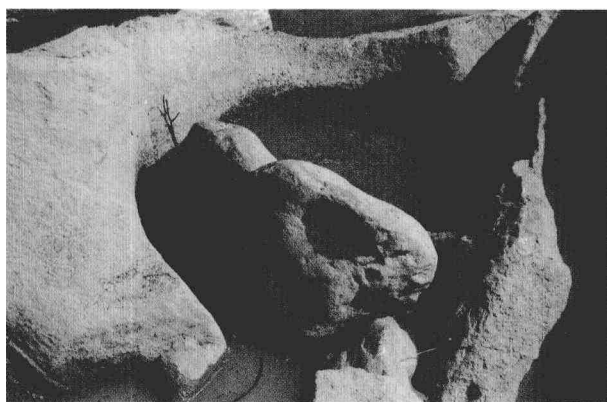
主要分布在拉脊山群加一雄先一线,古冰斗(图片59)、角峰、刃脊林立(图片60)。



图片 55 石窝



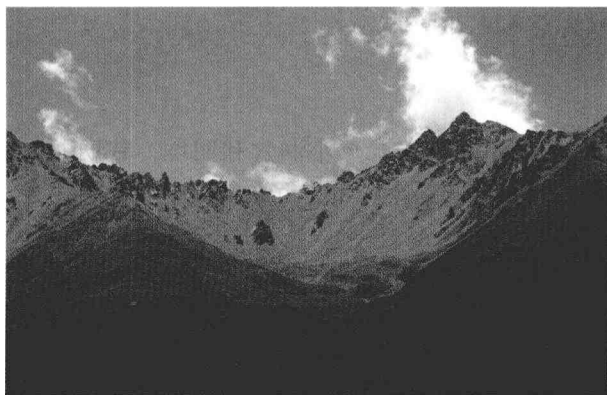
图片 56 风蚀壁龛



图片 57 壶穴演化背景



图片 58 壶穴



图片 59 古冰斗



图片 60 刃脊

4. 岩溶地质遗迹

主要分布在黄河的拉干峡一带,据调查,溶洞分6层,这是地表(下)水侵蚀基准面振荡式下降结果的反映,是高原隆升和黄河下切的历史见证。

5. 河流堆积作用地质遗迹

黄河流水堆积作用地质遗迹主要表现在阶地的分布,以基座阶地为最多,侵蚀阶地在峡谷带分布较广(图片61~64)。说明黄河上游属新构造运动强烈上升区。



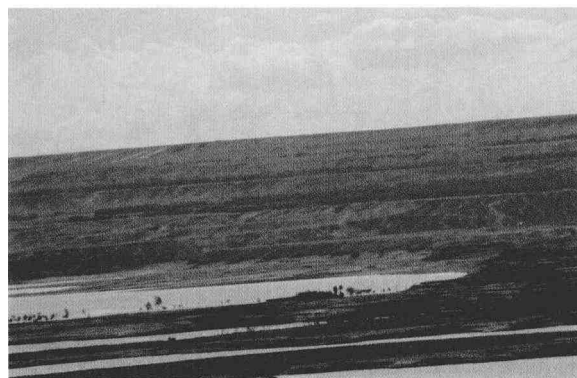
图片 61 层状地貌



图片 62 基座阶地



图片 63 黄河谷地



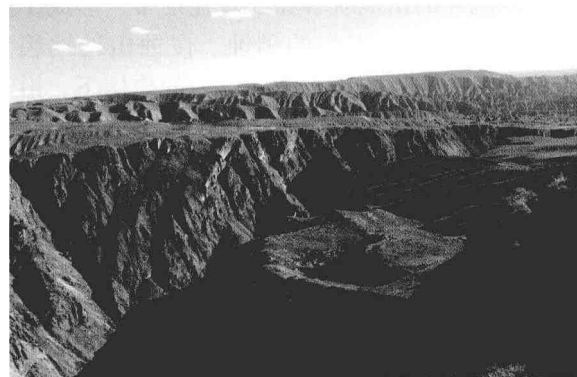
图片 64 塔拉台

6. 冲洪积台地

主要分布在拉脊山南麓的黄河高台地带。台面平坦开阔,台缘沟河深切,这是共和运动的历史见证(图片65),与黄河匹配的是黄河古道平台遗迹(图片66)。



图片 65 台地



图片 66 黄河古道平台

7. 流水冲蚀遗迹

最为有名的黄河水冲石（图片 67）。

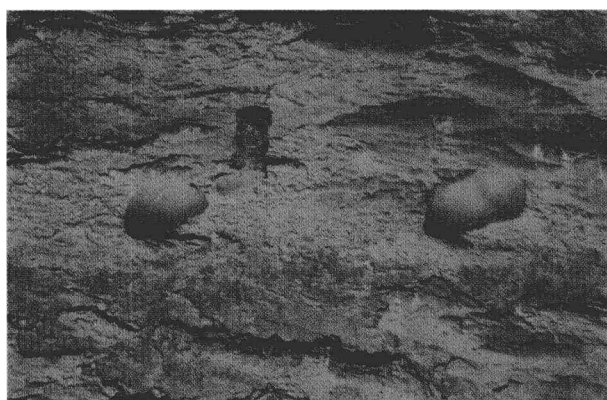
（三）其他作用地质遗迹

1. 结核及冻融褶皱遗迹

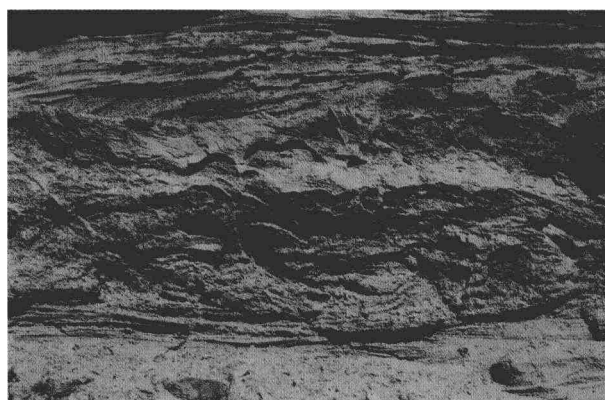
早更新世湖积地层钙质结核（图片 68），反映了早更新世沉积环境。早更新世湖积地层中的冻融褶皱遗迹（图片 69）是早更新世时期冰川活动的历史见证。



图片 67 黄河奇石



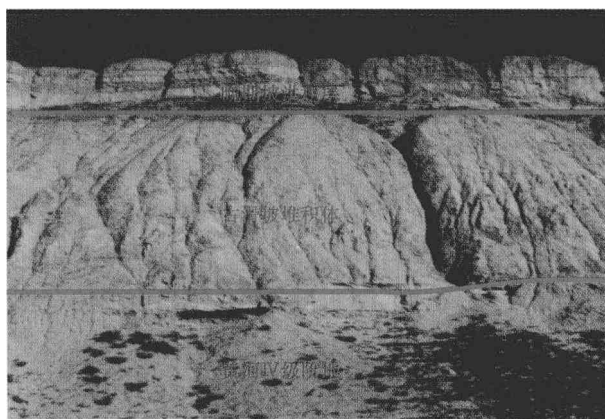
图片 68 钙质结核



图片 69 冻融褶皱

2. 灾害地质遗迹

（1）滑坡。素有中国水电资源开发“富矿”之称的黄河上游龙羊峡至刘家峡河段隶属青海省东部及甘肃省西部，横跨我国两大地貌阶地，是强烈隆升的青藏高原与相对隆升的黄土高原过渡地带。黄河自第四纪中更新世末期至晚更新世早期切穿贯通该区段，并在全新世早期溯源侵蚀到达两湖（扎陵湖、鄂陵湖）地区以来，锲而不舍的流水侵蚀作用，在其流经的山地峡谷和丘陵盆地，形成了多级侵蚀堆积阶地和强烈的剥蚀、侵蚀山地地貌景观。特别引人注目的是在内外营力的作用下，沿河两岸断续塑造了众多高达 300~600m 的岩土质高陡边坡。



图片 70 古滑坡

其间滑坡、崩塌、泥石流等灾害性地质问题屡见不鲜。据资料：380km 的河段内发育有大小滑坡 205 个，其中规模大于 $5.0 \times 10^8 \text{ m}^3$ 的占总数的 4%， $(1.0 \sim 5.0) \times 10^8 \text{ m}^3$ 的占总数的 30%， $(0.1 \sim 1.0) \times 10^8 \text{ m}^3$ 的占总数的 31%（图片 70~73）。严重制约着河段内水能资源的开发利用和发展。

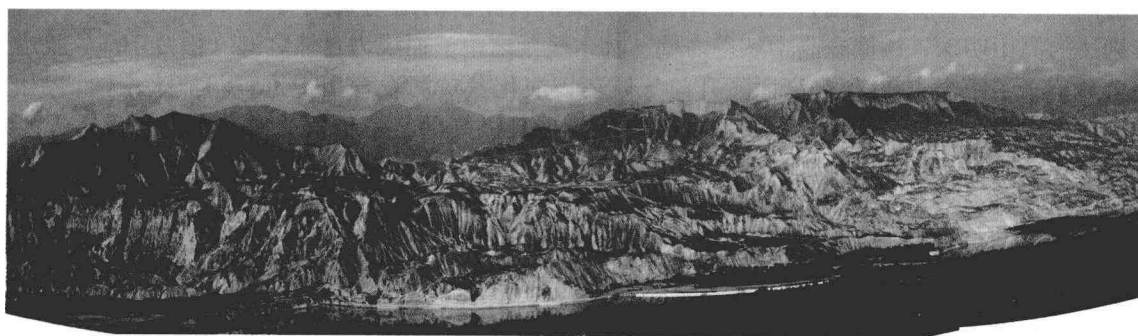
经资料分析，该河段黄河的贯通是“共和运动”的结果，因此，在距今 12.5 万年前的共和运动是黄河切龙羊峡而过的一个重大自然地质事件。由于黄河与原共和湖盆乃至整个青海湖流域水系的贯通形成统一黄河源区后，短时间内水动力条件剧增，黄河下蚀作用得到空前加强。并与距今 2.0 万年前后使得黄河岸坡高度达到或超过 350m，斜坡地质体卸荷，松动、开裂，坡体逐渐变形破坏，甚至有地震或其他



图片 71 夏群寺滑坡



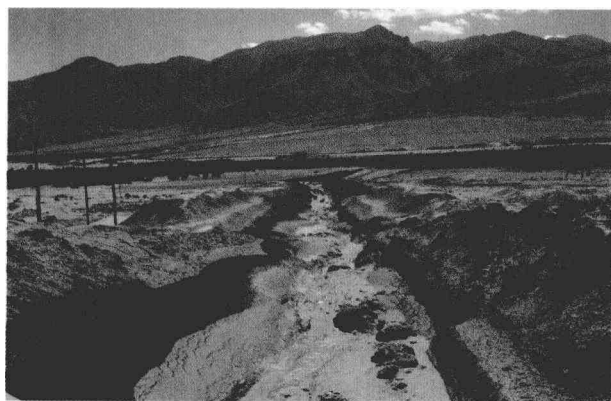
图片 72 公伯峡滑坡



图片 73 康杨滑坡

动力因素,导致了河段内早期特大滑坡的形成。此后,黄河继续上延,并于末次冰期结束前后到达“两湖”地区,在距今 3000 ~ 8000 年的全新世温暖期,冰雪消融加丰沛的季风降水,黄河水流侵蚀切割作用又一次得到加强,导致了河段内晚期滑坡的发生。

(2) 泥石流。泥石流灾害在区内也十分发育(图片 74 ~ 75),其发生时间、规模、期次与滑坡的发生有相一致性特点。其发育期次分期最明显的当属尖扎盆地和贵德盆地。这里能看到气候环境演化及黄河形成演化过程中对泥石流灾害的影响,是很好的教学科普实习基地。

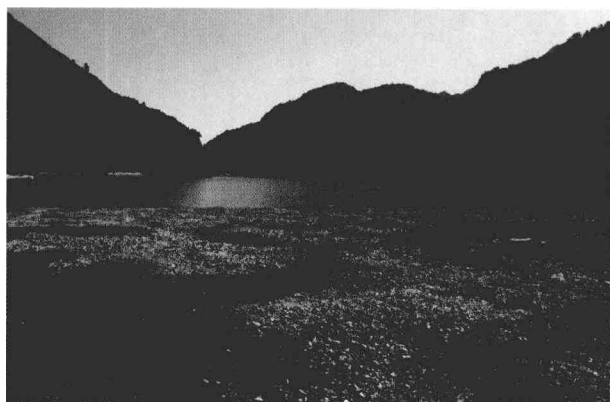


图片 74 贵德泥流



图片 75 古泥石流层状地貌

(3) 不稳定斜坡。不稳定斜坡最为典型的区域分布在黄河各峡谷带及贵德县,这里是晚更新世以来地壳抬升与黄河侵蚀基准面下降的地史见证。其坡体带高差 400 ~ 600m,卸荷松动裂隙、压致裂隙、危



图片 76 孟达天池池尾堆积

岩、崩塌十分发育，具一触即发之势，是极好的不稳定斜坡实习基地。

(4) 滑坡堰塞湖—孟达天池。被誉为“青海西双版纳”的国家级孟达自然保护区，地处我国一、二级地貌阶梯过渡带，镶嵌在青海省循化撒拉族自治县东 20km 的当蕊五台山腹地，面积 93.5km²。这里黄河奔腾咆哮着擦肩而过，切蚀出高达 700 余米的丹山峡谷，似刀削斧劈般构成垒垒红岩积石峡谷险境和自然生态景观界线。河北：丹山嵯峨，峰崖奇危，唯有蒿草为伍；河南：却是峰林凸起的阳刚之中满盛湖泊、溪沟和瀑布飞溅的妩媚深邃，一派植被繁

茂、兽禽同悦，景色秀美、清幽宜人的江南景象。最引人注目的是与泉流飞瀑襟袖的孟达天池，犹如一颗晶莹剔透的高山明珠，镶嵌在高山峡谷之壁、林木蔓延之中，而成为自然之谜（图片 76）。孟达天池系统而完整地记录了距今 4000 年来高原隆升与气候环境演化及黄河发育历史进程与流水侵蚀切割的关系。对研究黄河形成演化对沿黄两岸岸崩、滑、流发生发展具极高的科学价值。另一方面，孟达天池是我省唯一的一处至今未受人类经济、工程活动的干扰，完整地保留着高原腹地原始森林粗犷美，具极高观赏价值的岩质滑塌堰塞湖。对研究外动力地质现象的形成与流水侵蚀切割关系意义重大。同时，池尾及池内淤积速率的研究，对孟达自然保护区水土流失及环境保护，能提供基础规划依据。

孟达天池是基岩滑塌型堰塞湖，形成时间距今约 4100 年，其地学价值是系统而完整地记录了距今 4000 年来高原隆升与气候环境演化及黄河发育历史进程与流水侵蚀切割的关系，对研究黄河上游水土流失速率及构造抬升速率意义重大。

(5) 官亭喇家文化遗址及丹阳古城（图片 77）。喇家遗址，位于民和县南部黄河北岸二级阶地前端的官亭镇喇家村，面积约 25 万平方米。遗址因早年（20 世纪 70 年代）在平整土地时出土大量的齐家文化玉器而被发现，是一处以青铜时代早期的齐家文化内涵为主，多有马家窑文化、马厂类型等不同时期文化内涵的大型聚落遗址，也是黄河上游最重要的考古学文化遗址之一。从 1999 年开始，由中国社会科学院考古研究所、青海省文物考古研究所与民和县博物馆联合组成考古队，在省、地、县各地政府和有关部门的共同努力下，经过多



图片 77 丹阳古城

年的田野考古发掘工作，现已获得重要成果，先后出土了目前国内最大的制作精致（呈长方形，长 96cm、宽 67cm、厚 4cm，用深色页岩加工制成），形制巨大的黄河特磬和大型玉刀（为长条形，已残半，残长 32.8cm、宽 16.6cm、厚仅 0.4cm，复原长度约 66cm，为三孔玉刀，孔径 2cm）等一批重要文物，发现了迄今齐家文化时期保存最好的房址和前所未有的史前地震、洪水瞬间发生的灾难遗迹以及我们的先民在 4000 年前已经用谷子和黍子混合做成了最早的面条等。这些重要文物和遗迹的出土与发现，已引起了国内外学者和各级政府部门的高度重视。2001 年 6 月 25 日，该遗址被国务院公布为第五批全国重点文物保护单位，同年发掘成果被评为全国十大考古新发现。并且以其发现了全国绝无仅有的史前洪水、地震等灾难遗迹而被誉为“东方的庞贝城”。

该遗址遗存内涵丰富，以罕见的史前灾难遗迹而闻名，它十分难得地保留有史前古地震、古洪水等

多种灾变遗迹，揭示出了距今 4000 多年前，先因地震，后由洪水，接踵而至的灾难把“喇家村落”彻底摧毁的灾变过程，直观的再现出齐家文化时期人们的生活方式和生存状态。喇家遗址揭示的史前灾变现象，可能印证了远古时期洪水传说，也反映了历史上多变的自然环境对人类社会的强烈影响。这些重要的灾害遗迹，不仅是考古学的重要发现，其科学意义超出了考古学范畴，为环境考古及多学科的交叉研究提供了重要的资料，具有独一无二的科研价值，是不可多得的文物考古资源，是我国文化遗产的重要组成部分。

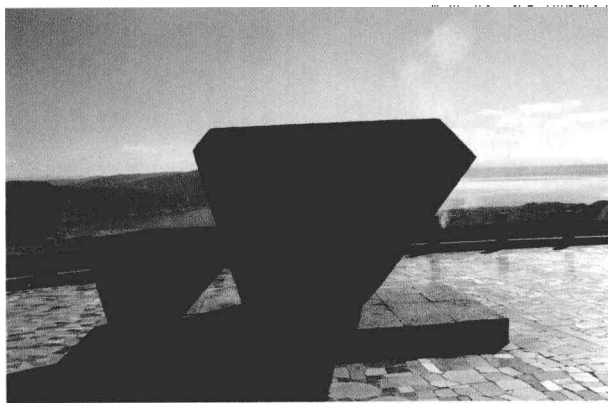
上述资料显示，喇家文化遗址是揭示第四纪晚更新世中期黄河上游气候环境演化及灾害性地质事件的窗口，有必要进行综合调查、研究和保护。

（四）人文景观及森林资源

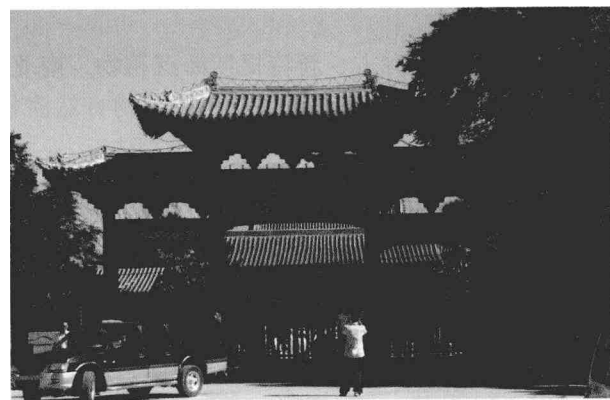
调查区人文景观资源十分丰富（图片 78~81）。



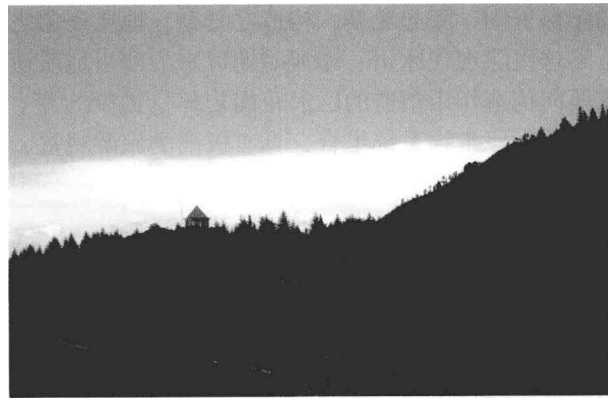
图片 78 龙羊峡水库坝下



图片 79 龙羊峡观景台



图片 80 人文景观



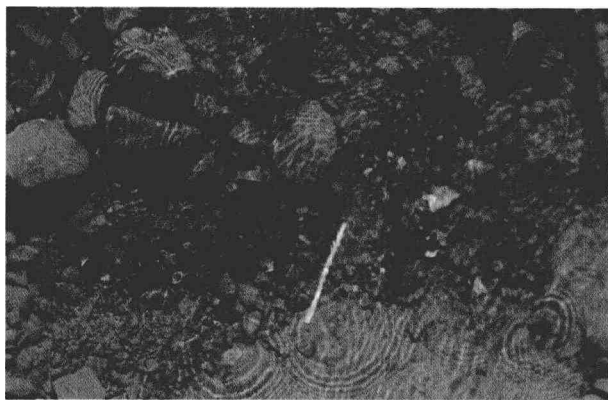
图片 81 支扎森林

（五）热气泉

有贵德的扎仓寺热气泉，水温达 93.5°C （图片 82~83），是研究地热资源形成的最佳场所。

二、地质遗迹保护现状

黄河干流拉干峡—寺沟峡段地质遗迹资源从未系统而深入地调查和研究过，沿线仅尖扎坎布拉丹霞地貌遗迹资源被列入国家级地质遗迹保护范围，其他地段未做过调查和地质遗迹保护工作。



图片 82 扎仓寺热气泉



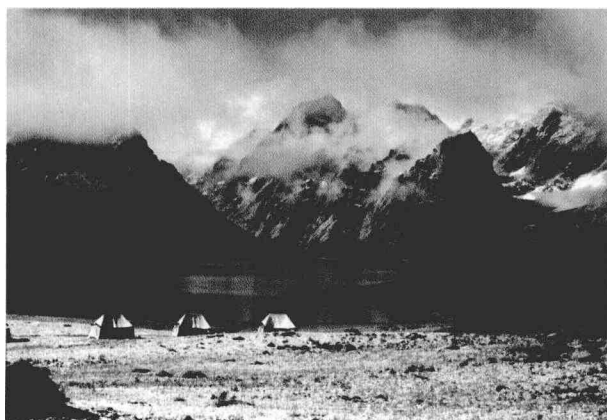
图片 83 热气

第六节 青海年保玉则国家地质公园地质遗迹

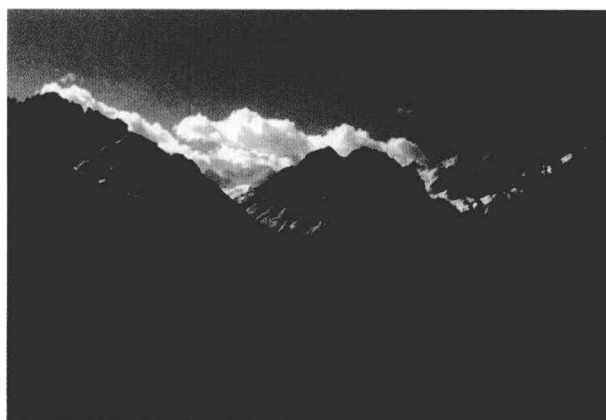
一、年保玉则国家地质公园简介

燕山运动以来，神奇、奥妙的青藏高原开始急剧隆升并成为“世界屋脊”。而地处“世界屋脊”之上的年保玉则，隆起之新，构造之复杂，地质现象之丰富，实属罕见。

这里除现代冰川、冰河时期以来的冰川地质遗迹外，还完整地保留有古、新特提斯海沉积物，南北、东西向构造作用塑造的巨大花岗岩体、蚀变岩带、侏罗纪古火山碎屑岩、热矿泉以及高原生物自然演替形成的高原生物系统组合，具有极高的旅游观赏、科学考察双重价值。



图片 84 年保湖



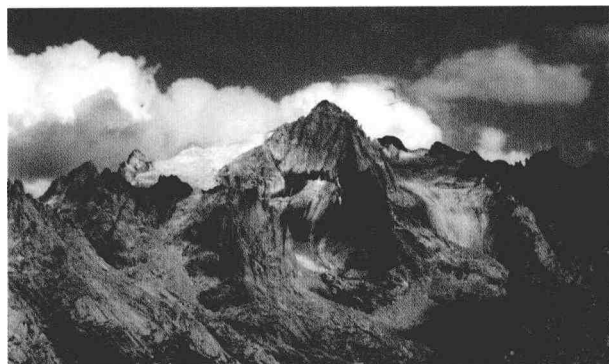
图片 85 高原风景

二、年保玉则地质公园的自然属性

(一) 典型性

年保玉则地区是我国乃至世界典型的高原半干旱性气候环境中至今依然充满活力的现代冰川和冰川、冰缘地貌的分布区。

园区发育有典型的自倒数第三次冰期以来各时期冰川地质遗迹，尤以末次冰期遗迹最为丰富，冰碛物标准剖面在园区海拔 3800 ~ 3900m 高度范围内最为典型。



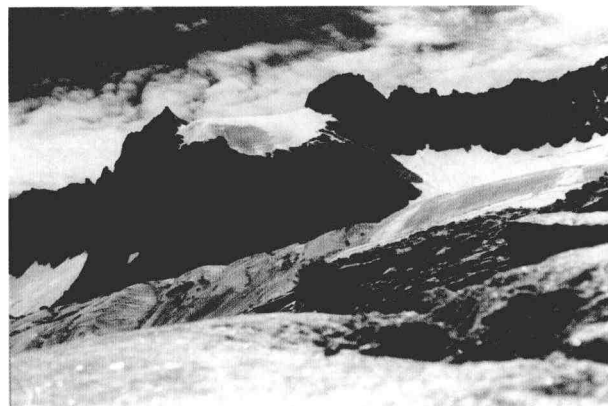
图片 86 现代冰斗



图片 87 年保冰川



图片 88 年保山顶



图片 89 现代冰川



图片 90 末次冰期晚期冰斗

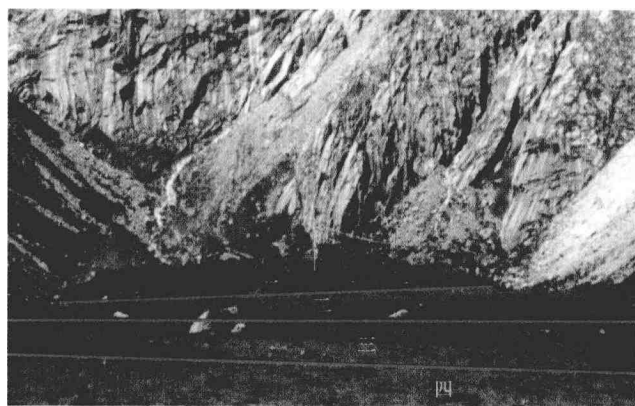
是全国乃至世界迄今发现高原腹地发育最典型、最完整的倒三次冰期以来冰川地貌和冰川遗迹地貌，其类型齐全，内容丰富，规模宏大，而且是适宜大多数人群登山、探险、科考、游览的景观区。

(二) 稀有性

年保玉则所处的地理位置特殊，其冰川地貌既不归属于海洋型冰川地貌，如我国的海螺沟、国外的阿尔卑斯山勃朗峰，又不同于高原大陆型冰川，如我国高原腹地的阿尔金山、昆仑山冰川地貌。而是我国也是世界上稀有而又典型的亚海洋型或亚大陆型高原冰川地貌，是国内外高海拔地区第四纪冰川地貌遗迹保存最完整、最连续的地区，亦是世界第三极——青藏高原隆升事件与气候环境演变历程及世界唯一的三江同源区江河发育历史见证。



图片 91 末次冰期晚期冰斗湖



图片 92 末次冰期晚期五道终碛垅



图片 93 末次冰期早期冰川湖



图片 94 末次冰期早期七道终碛垅



图片 95 遍布山谷的末次冰期早期漂砾



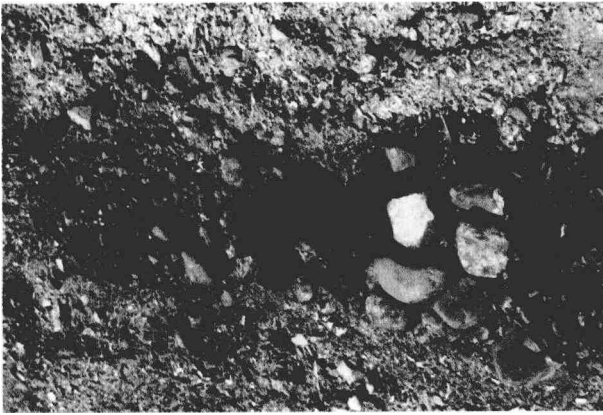
图片 96 强烈风化的倒数第二次冰期冰碛物

(三) 自然性

年保玉则的美集中体现在原始、纯真的自然美，这里至今仍未受人类活动的影响，完整地保留着自然界固有的粗犷美和原始的自然地质地貌景观特征。

(四) 系统性和完整性

年保玉则地区系统而完整地保留了 3.8 亿年以来高原经历古、新特提斯海海进海退的历史及岩浆活动与构造作用的地质遗迹。



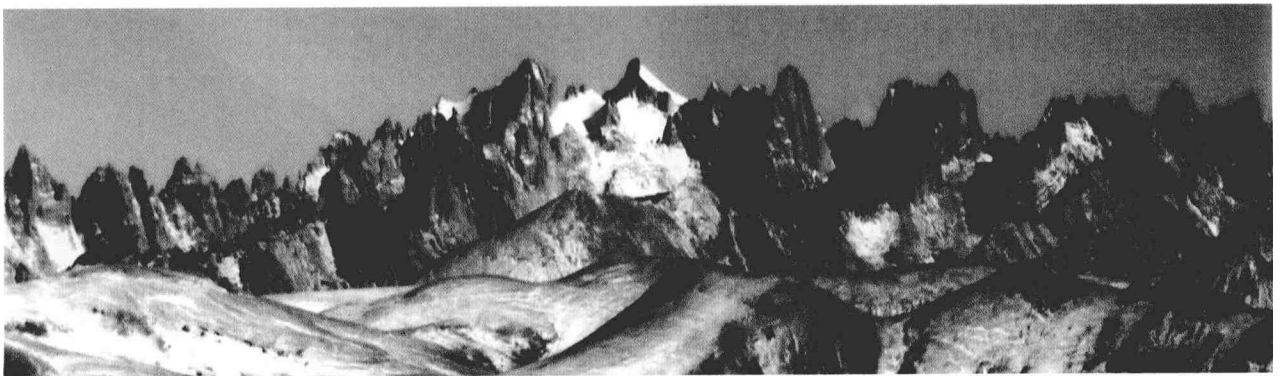
图片 97 半胶结状态的倒数第三次冰期冰碛物



图片 98 末次/倒二/倒三次冰期冰碛物标准剖面

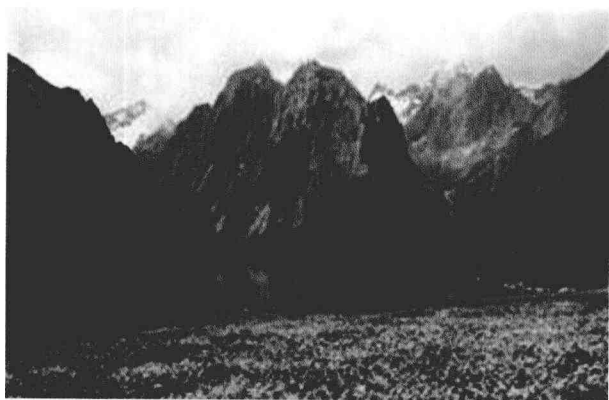


图片 99 冰蚀磨光面



图片 100 角峰林立

特别是环境演化进入第四纪以来，青藏高原隆升与全球气候环境演化，板内成藏作用过程、冰川形成演化过程及高原冰川地质作用，都具有极高的科学研究和保护价值。



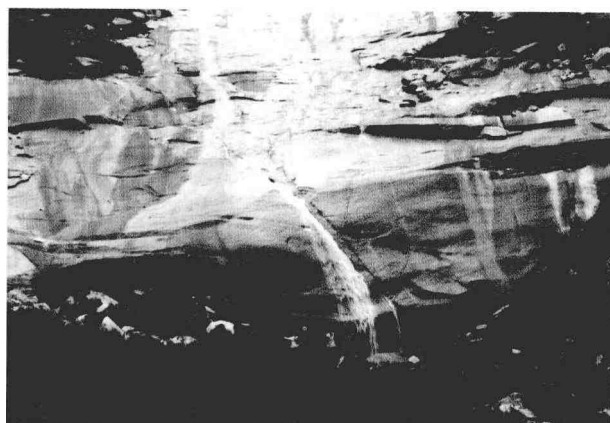
图片 101 “U”型冰槽谷



图片 102 冰盖



图片 103 三叠纪深海浊流遗迹



图片 104 燕山期花岗岩体



图片 105 三叠系砂板岩（新特提斯海沉积）



图片 106 三叠系灰岩（古特提斯海沉积）

（五）优美性

园区内最引人注目的是奇、险、秀、美的冰蚀峰林地貌，冰川地质作用遗迹地貌。雄浑与精巧兼备，从不同角度观察有不同的艺术感受。

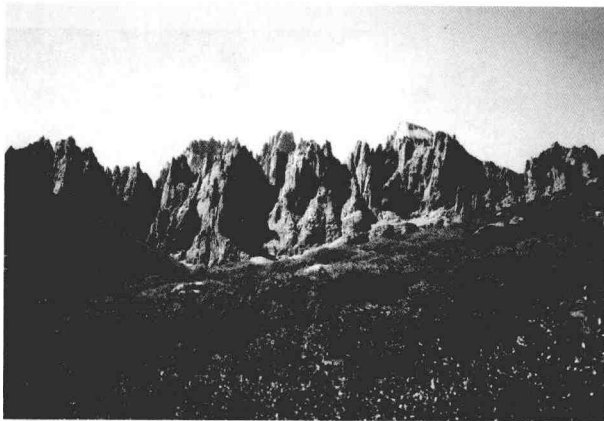
这里有洁白的峰顶、苍然凝重的山体，飞来卷去的云雾，众多静卧的“卧牛石”、峰林凸起的阳刚之中，满盛冰川湖泊河流和瀑布飞溅的妩媚深邃，宛如瑶池仙境，或是一座神秘的仙山园林，为中外之罕见。



图片 107 现代冰川舌



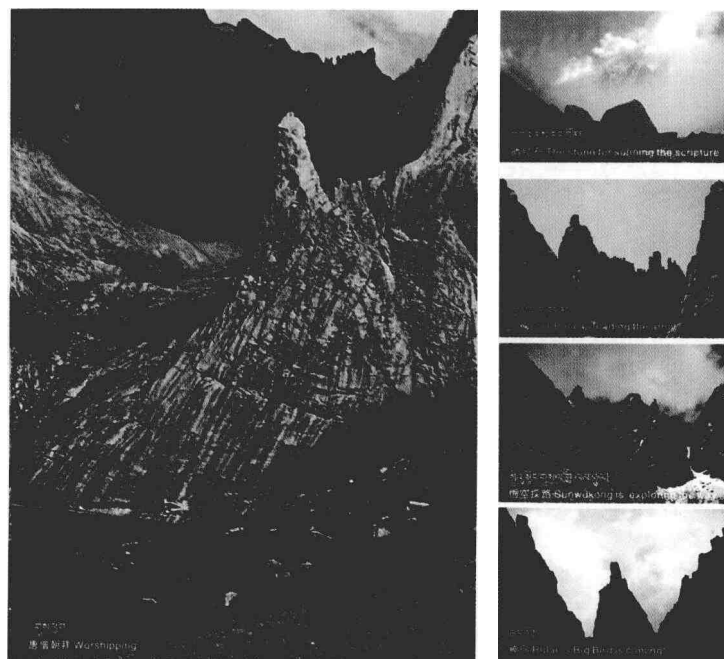
图片 108 现代冰川



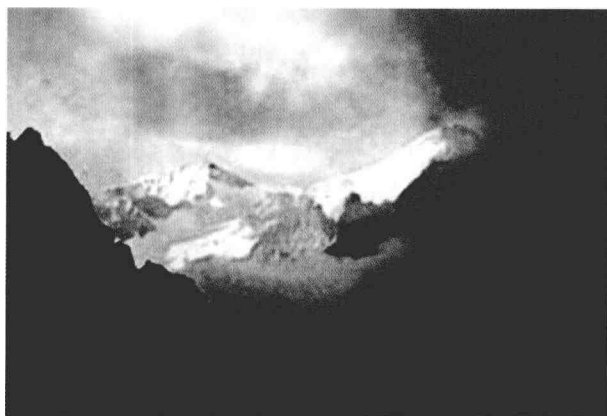
图片 109 峰林



图片 110 峰丛



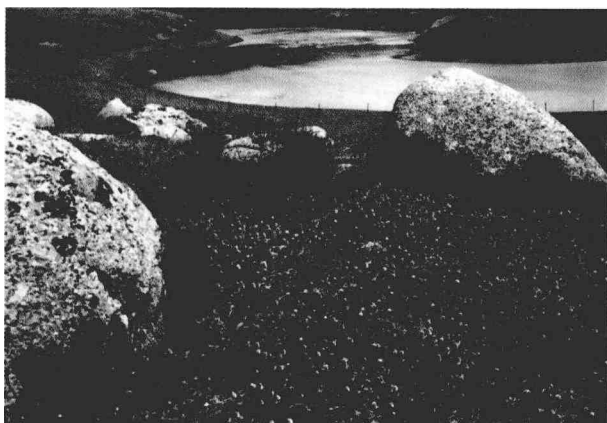
图片 111 年保冰蚀地貌



图片 112 年保冰盖一角



图片 113 冰蚀坝



图片 114 漂砾



图片 115 瀑布



图片 116 冰蚀湖



图片 117 仙女湖风光

(六) 面积适宜性

年保玉则国家地质公园面积虽大,但拟建保护区为四个带状典型区,保护范围小,人类工程活动很少波及,尤其是核心保护区现代冰川分布面积仅 5.05km^2 ,距观光游览区 $4\sim 8\text{km}$,高出游览区 1200 余米,在现有的经济技术条件下,可有效地保护区内地质遗迹。



图片 118 年保冰川地质遗迹保护区影像图

（七）环境资源科学价值

1. 地学价值

年保玉则地区是黄河、长江水系的分水岭、完整地保留着地质历史时期古、新特提斯海海进海退历史进程、冰河时期以来冰川地质遗迹和现代冰川风貌。是研究青藏高原隆升与全球气候环境演化，探索印度板块与欧亚板块碰撞挤压作用过程，揭示黄河、长江水系发育历史，了解高原冰川形成演化过程的地史教科书，具极高的科研保护价值。

2. 生态价值

由于年保玉则地区面积大，地形复杂，气候差异明显以及严酷的高寒环境，构成了独特的生命繁衍区，许多生物至此已达到边缘分布和极限分布，成为珍贵的种质资源和高原基因库。



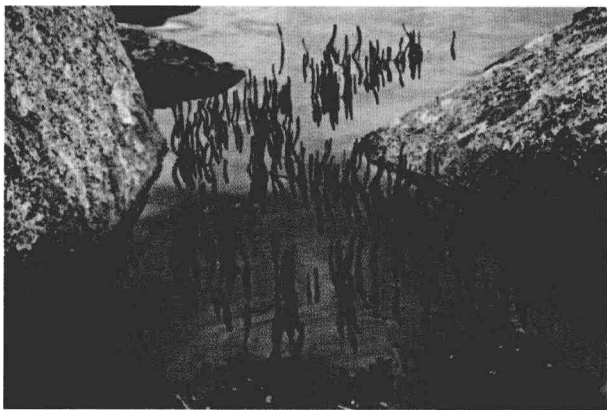
图片 119 年保植被



图片 120 格桑花

3. 高原湿地研究价值

年保玉则地区湖泊、沼泽众多，号称“年保三千六百峰”，造就了 360 个湖。这些山峰、河流、湖泊、沼泽构成了年保玉则大面积高原湿地生态系统。是系统研究高原湿地水源涵养，维护生物多样性及调节气候等生态功能的最佳场所。



图片 121 水生植物



图片 122 冰碛堰塞湖

4. 历史文化价值

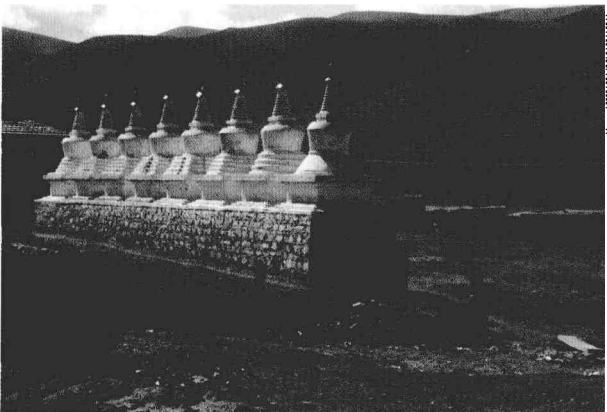
园区内宁玛、格鲁、觉囊、三大教派庙宇交相辉映，其中宁玛派的白玉寺，不仅历史悠久，建筑宏伟、壮观奇特，而且收藏极丰，在国内颇有影响。



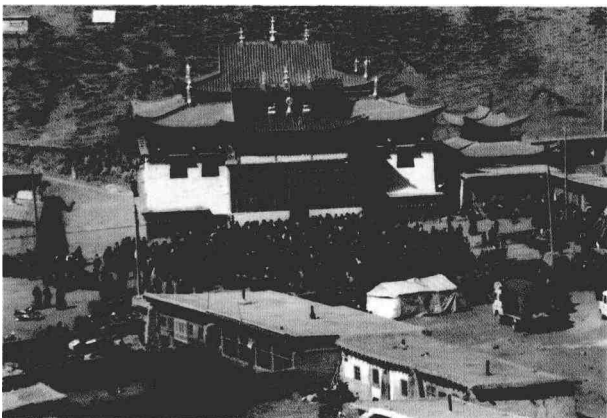
图片 123 白玉寺



图片 124 隆格寺



图片 125 八宝莲塔

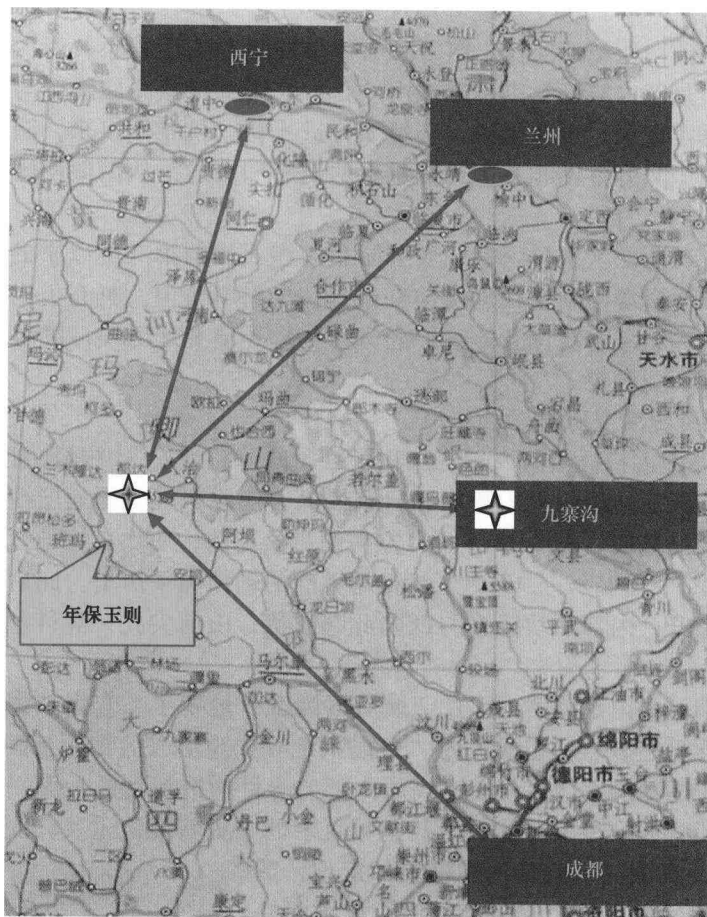


图片 126 佛事活动

(八) 经济和社会价值

年保玉则位于西宁、兰州、成都三大城市中心，区位优势明显，因此，年产值不足 8000 万元的久治

县,可依赖于旅游资源开发带动地方经济发展,有效地保护好年保玉则这一珍贵而又十分脆弱的地质遗产。可见,旅游资源的开发,既可为地方经济和社会进步提供产业支柱,又可为子孙后代保留一块永久性珍贵的地质遗产。



图片 127 年保玉则地区区位图

第七节 青海坎布拉国家地质公园

坎布拉国家地质公园位于西宁市南约 131km 的青海省尖扎县西部,黄河右岸坎布拉国家森林公园内,面积约 154km²。其内除引人注目的“奇、险、曲、秀、美、雅”的“丹霞”地貌景观资源外,还蕴藏着丰富的森林景观资源、宗教文化景观资源和黄河水能资源及高原湖泊景观资源。这里除能领略大自然赐予的自然界固有的粗犷美和自然景观外,还能让你看到园区乃至整个青藏高原在较短的时间尺度下刻画高原隆升事件和我国内陆水系的切穿和贯通,从而促使黄河侵蚀堆积及“丹霞”地貌遗迹的形成和演化。因此,这里蕴藏着地质遗迹与现代文明、景观资源与新生代地史演变于一体的科学价值,具极高的旅游观赏、科研考察双重价值。由此,2002 年 10 月青海省国土资源厅、青海省环境地质勘查局及当地政府组织科考,并进行了地质公园总体规划,于 2004 年 1 月 19 日被国土资源部批准为国家地质公园。

一、走进青海坎布拉国家地质公园

“赤壁丹霞”这一特殊的地貌类型在我国南方较为发育,如广东省的丹霞山、江西省的龙虎山。然而在我国青藏高原干旱—半干旱型气候环境中的沿“黄”两岸亦发育有由白垩系—第三系红层构成的“丹

霞”地貌，这就是我省乃至整个西北地区显示第三纪以来地球内外营力及青藏高原隆升事件与气候环境演变历程的青海坎布拉国家地质公园。其地理坐标：东经 $101^{\circ}38' \sim 101^{\circ}49'$ ，北纬 $36^{\circ}04' \sim 36^{\circ}10'$ ，面积约 154km^2 ，是典型内陆干旱性气候区的“沿黄绿洲”，亦是青藏高原腹地，乃至我国一、二级阶地过渡带地貌单元内唯一的白垩系—第三系“丹霞”地貌景观区。

坎布拉国家地质公园前白垩纪地层仅出露下元古界前震旦系变质岩系，而白垩纪特别是第三纪以来各时代地层却十分齐全，是区内第三纪以来地球内外营力作用及青藏高原隆升与气候环境演变历史事件和黄河形成发育历程的真实记录。也就是说，环境演化进入喜马拉雅期以来，园区乃至整个青藏高原在较短的时间尺度下刻画高原隆升事件和我国内陆水系的切穿和贯通，从而促使区内黄河侵蚀堆积及丹霞地貌遗迹的形成和演化。

可见，神奇、奥妙、美丽的坎布拉国家地质公园是一座天然的第三纪以来的地史教科书，它蕴藏着地质遗迹与现代文明、景观资源与新生代地史演变于一体的科学价值。具有极高的旅游观赏、科研考察双重价值。让我们掀开这一记载着我国青藏高原隆升与气候环境变迁历程，黄河发育历史的“万卷书”，去享受大自然赐予的地质历史画卷。

（一）地质地貌景观资源演变历史

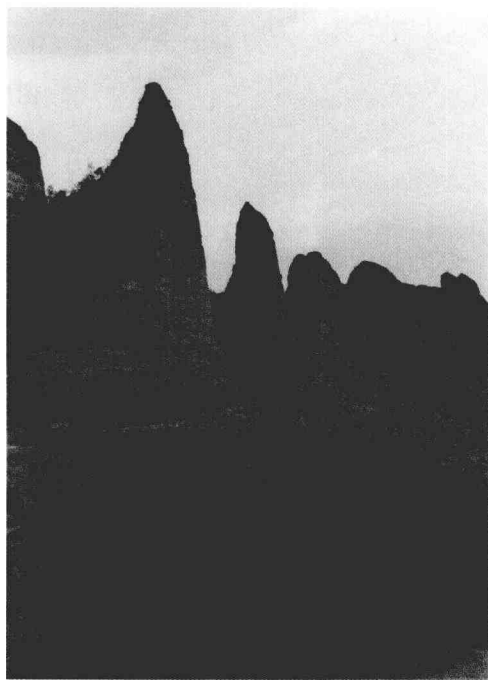
25 亿年前，坎布拉伴随古特提斯海入侵，沉积了巨厚的海相地层，并经历翻天覆地、移山倒海的阜平运动、五台运动，伴从天崩地裂的火山喷发和岩浆侵入，使原来沉积的地层褶皱变形，形成面目皆非的片岩、片麻岩、混合结晶基底。距今 18.5 亿年左右的吕梁运动，使坎布拉地区抬升成为祁连山地槽系内为数不多的“陆地组织”，并持续了 17.9 亿年相对平静的剥蚀夷平历史。此后，印度板块与欧亚板块的碰撞挤压，青藏高原隆升，内部断块隆升与凹陷此起彼伏，山前尖扎—群科盆地形成，环境演化进入划“世代”的新生代。

始新世—渐新世时期，盆内延续了白垩纪干暖气候特征，堆积了一套内陆湖盆相以泥、钙质胶结为主的红色砂岩、砾岩、含砾粗砂岩，构成区内“丹霞”地貌景观形成的物质基础。中新世晚期—第四纪中更新世，伴随喜马拉雅运动的发生、发展，高原内部差异性构造活动的加剧，区内李家峡—松坝峡处于相对隆升夷平剥蚀阶段，并堆积了厚达数十甚至数百米的中更新统黄土及其底砾。晚更新世以来，伴随青藏高原进一步隆升，我国三级阶梯地貌格局的定型，黄河溯源侵蚀加剧，达到本区并继续上延，在区内形成黄河峡谷及阶地地貌景观。同时白垩纪—第三系红层裸露，“丹霞”地貌景观雏形形成。进入第四纪全新世以来，黄河切蚀作用伴随气候的变化在距今 7000 年左右达到高潮。此时区内白垩系—老第三系红层进一步抬升，黄河岸坡带冲沟密集发育，伴随崩塌、滑坡地质现象的发生、发展，构成区内“丹霞”地貌景观形成的鼎盛时期。此后，气候干冷，其顶托的黄土及底砾，为这一千奇百怪、高耸林立的景观形态不被淋滤、剥蚀起到了举足轻重的保护作用。

（二）坎布拉地质地貌景观遗迹简介

1. “丹霞”地貌景观遗迹

坎布拉是以红色砂砾岩构成的奇特、美丽的“丹霞”景观地貌为著称。这种地貌姿态奇美，景色丰富，奇峰、方山、洞穴、峭壁为其主要特征。远远望去，山色丹红，宛若朝霞。山体形状如塔，似堡似壁，平地拔起，陡峭直立，雄伟壮观。还有一些小的山体造型，有的似人，有的如兽，有的像物，栩栩如生，形态各异，有神功鬼斧之妙。丰富的造型，宛如一位艺术大师精心制作的一处红石雕塑园（图片 128）。



图片 128 瑶池仙境

2. 古近系红色碎屑岩“X”节理及逆冲断层遗迹

早第三纪末喜马拉雅运动波及坎布拉地区时,北西西向的继承性断裂表现“左旋”走滑,而北北西向新生断裂表现正向挤压。说明早第三纪末期,区域主压应力方向 65° 左右。在该主压应力作用下,老断裂产生强烈差异运动,构成叠瓦式逆冲断层,并形成“X”共轭节理(图片129)。

3. 松坝峡地层沉积序列及下元古界地层构造遗迹

“二代同堂”、“三纪”同室的地层沉积序列在园区北侧的松坝峡一览无遗,显示区内沧海桑田的历史变迁(图片130)。

4. 黄河侵蚀基座阶地及峡谷地貌遗迹

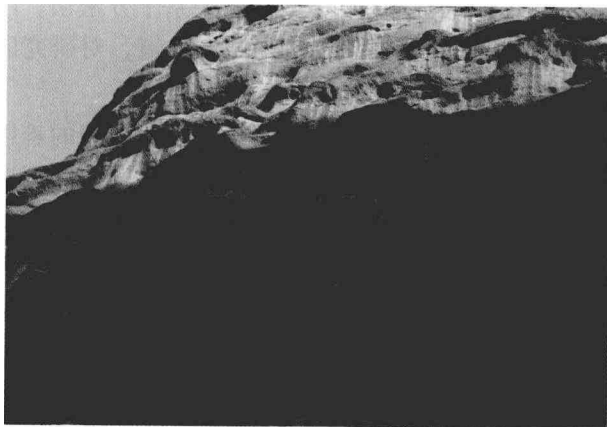
环境演化进入第四纪以来,同区乃至整个青藏高原在较短的时间尺度下刻画高原隆升事件和我国内流水系的切穿和贯通,从而促使区内黄河侵蚀堆积阶地及峡谷地貌的形成和演化。这一历史事件在园区内松坝峡谷带均有遗迹保留。这一历史事件也是园区“丹霞”地貌峰林叠起高达330余米的历史见证。

5. 松坝峡松动体及李家峡滑坡遗迹

松坝峡谷带内松动体总数达19处,分布面积 1.645km^2 ,最大残留方量 $540 \times 10^4\text{m}^3$,多悬挂于岸坡带,具一触即发之势(图片131)。李家峡滑坡虽已“削头填足”,但蠕滑之势仍历历在目。



图片129 第三系红色碎屑岩内“X”共轭节理



图片130 “二世”同堂



图片131 拉裂松动

6. 申宝山冰缘地貌遗迹

分布于园区南部的申宝山海拔4000m以上高山区,古冰蚀角峰林立,流石坡遍布,古冰缘地貌发育,显示了第四纪“冰凉世界”前后地史演变历程。

(三) 人类经济工程活动景观

1. 高峡平湖

园区内李家峡水库水面标高2180m,面积 32km^2 。雄伟的重力拱坝不仅让游人看到中华民族科技兴国之果,还能为游人提供千倾碧水乘船畅游,领略湖光丹霞之美,多彩的自然和人文景观之韵,考研水库浸没、淹没、岸边再造及库尾淤积三角洲等水库环境工程地质问题。

2. 宗教文化景观

坎布拉被称为藏传佛教后弘期的发祥地。距今已有1100多年历史的阿琼南宗寺、南宗尼姑庙是青海省唯一的一处僧尼同存的宗教法地。这里你会听到阿琼南宗寺、南宗尼姑庙这对“佛祖”的儿女,讲述

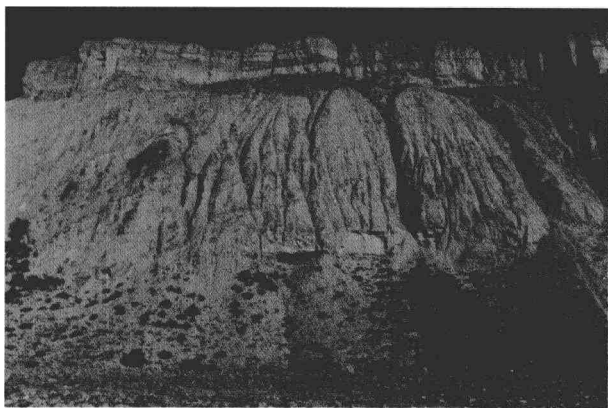
宗教的传说“佛手指天，种下阳刚之气，红绿相映，明示柔情似水”，亦反显了区内“丹霞”地貌景观的演变历史。

3. 森林资源

坎布拉国家森林公园林地面积 4200 公顷，森林覆盖率达 25.9%，蓄积量 $37 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。植物种类 800 余种，分属于 76 科 276 属。其中有较高观赏价值的花卉达 80 余种。

由于地势高差大，不同高度水热条件差别悬殊，所以植被类型分布的垂直带谱十分明显。自下向上依次分布着温性河谷草原—温性针阔叶林—寒温性针阔叶林—高寒灌丛—高寒草甸—高山流石坡稀疏植被，形成较为典型的森林景观。

良好的生态环境使其林间草丛中栖息有珍禽异兽几十种。



图片 132 古滑坡

（四）外动力地质现象遗迹

第四纪晚更新世以来，青藏高原振荡式不均匀抬升一方面导致了河谷阶地分布不连续，另一方面呈现地区性沟深坡陡，面蚀、溯源侵蚀作用强烈，地形支离破碎，崩塌、滑坡、泥石流等动力地质现象比比皆是（图片 132）。据统计：李家峡水库下游在长约 11.5km，宽约 10.5km，面积 120 km^2 范围内发育有数十万方以上滑坡 17 个，最大残留方量达 13.75 亿方，崩塌 10 处，泥石流 17 条。其分布频度、广度之大，全国罕见。而且其滑坡、阶地的形成时间与黄河振荡式溯源侵蚀关系十分密切。因此，研究区内滑坡、阶地的形成与发展，对研究区

内晚更新世以来气候环境演化与黄河水能冲刷具较高的科学价值。

坎布拉“丹霞”地貌遗迹是一种自然赋予人类的一种特殊的不可再生的环境资源，具有长期的难以估量的潜在社会经济价值。其“地质公园”的建立，可大大提高地质遗迹的科学价值。知名度的提高对“西北地区”建立对青藏高原“丹霞”地貌形成演化历史与青藏高原隆升、气候演化、区域沉积环境、黄河发展史的研究、科考基地具有重要的社会价值。由此，2001 年 10 月青海省国土资源厅、青海省环境地质勘查局及当地政府组织科考，并进行了地质公园总体规划，于 2004 年 1 月被国土资源部批准为国家地质公园。

二、建立坎布拉国家地质公园的意义

1. 建立地质公园是保护地质遗迹的需要

坎布拉国家地质公园位于我省著名的坎布拉国家森林公园内，以奇、险、幽、雅、秀的丹霞地貌为主体景观，辅以高原平湖及水库环境地质问题遗迹、内外动力地质现象遗迹、森林资源景观，集我国西北地区、青藏高原和黄土高原气候演变、黄河发育历史进程与侵蚀剥蚀等地质构造作用于一身，被誉为“黄土高原”向“青藏高原”过渡带第三纪“丹霞”地貌的典型代表和“青藏高原”、“黄河发育”地质历史事件的“万卷书”，有必要建立开发与保护的必要。

保护地质遗迹的有效方式，就是动员地方的社会力量，合理而科学地开发、利用地质遗迹资源。把建立地质公园与地区经济发展结合起来，通过建立地质公园带动旅游业的开发，使地质遗迹资源成为地方经济发展新的增长点。促进地方经济发展，提高当地群众的生活水平，从而达到保护地质遗迹的目的。

2. 建设地质公园有利于社会精神文明建设

建立地质公园是崇尚科学和破除迷信的重要举措，地质公园建设是以普及地学知识、宣传唯物主义世界观、反对封建迷信为主要任务，要把过去自然景观的人文解释即童话般、神话般的解释转向到地学

知识的解释。

3. 地质公园为科学研究和科学知识普及提供了重要场所

对整个社会来说,地质公园是科学家成长的摇篮和进行科学探索的基地。对广大青少年朋友、对民众,地质公园是普及地质科学知识,进行启智教育的最好课堂。

三、坎布拉国家地质公园的地学价值和品位

1. 典型性

目前国内外 135 个地质公园中,红层地貌类 13 个,其中“丹霞”地貌类型中,中国有 7 个,而这 7 个丹霞地貌地质公园均属干旱—半湿润性气候环境中由白垩系红层构成,而坎布拉“丹霞”地貌则是我国乃至世界典型的高原干旱性气候环境中由第三系红层构成的“丹霞”地貌景观。1997 年 7 月,全国“丹霞”地貌旅游学术研讨会在这里举行,与会海内外专家学者认为:该区是全国乃至世界迄今发现新第三纪红色砂砾岩层中发育最典型、最完整的“丹霞”地貌区,不仅有很高的旅游观赏价值,而且有很高的科研价值。

2. 稀有性

坎布拉“丹霞”地貌遗迹是国内外“丹霞”地貌遗迹形成时间距现代历史最近,亦是世界第三极——青藏高原隆升事件与气候环境演变历程及三江同源区江河发育的历史见证,对新生代以来全球性气候环境演变及江河源形成发展历史具极特殊的研究价值。

3. 自然性

坎布拉“丹霞”地貌的美集中体现在原始、纯真的自然美,这里至今受人类活动干预极少,完整地保留着自然界固有的粗犷美,即使是为了开发利用该区的景观资源而修筑的三级油路,其削坡带亦进行了自然环境的生态恢复。

4. 系统性和完整性

区内“丹霞”地貌景观形成演化历史完整而系统地记录了新生代以来青藏高原隆升、气候演化、区域沉积环境、黄河发育历史。

5. 环境资源的美学价值

区内“丹霞”地貌景观雄险奇秀,具阳刚之气、震撼之力、变化万千秀美之幻。多变的造型、雄浑与精巧兼备,宛如一位艺术大师精心雕琢的一处红石雕塑园,具极高的美学价值。

6. 环境资源地学价值

坎布拉“丹霞”地貌景观及黄河峡谷、阶地地貌景观的形成集我国西北地区、青藏高原和黄土高原气候演变、黄河发育历史进程与侵蚀、剥蚀等地质作用于一身的地质历史事件“万卷书”。具有很高的科学研究和保护价值。

四、坎布拉国家地质公园建设之路

20 世纪 80 年代末期坎布拉森林公园旅游开始涉足。1992 年被国家批准为国家森林公园,1996 年伴随李家峡水电站建设的发展,坎布拉旅游业快速发展。1999 年坎布拉国家森林公园旅游总体规划出台。由此,区内丹霞地貌景观的科考、保护被纳入国土资源部门的视线。2002 年以来,省国土资源厅、青海省环境地质勘查局、尖扎县人民政府积极为这一记载着第三纪以来青藏高原和黄土高原过渡带地球内外营力作用历程,集我国西北地区青藏高原和黄土高原构造运动、气候环境演变与侵蚀剥蚀,尤其是第四纪晚更新世以来黄河形成演化历史等地质环境作用于一身的,将对我国西部环境演变具有很高科研价值的坎布拉丹霞地貌景观区纳入国家地质公园统一规划管理,进行了前期调研和总体规划,并于 2004 年 1 月 19 日被国土资源部批准为国家地质公园。为客观地宣传和积极保护高原腹地干旱性气候环境中的坎布拉“丹霞”地貌遗迹,寻求拟定相应有效的科研目标和保护中开发利用规划管理措施,以求达到旅游经济、科研考察、地质遗迹保护与规划管理四统一,财政部、国土资源部拨款 240 万元进行坎布拉地质遗迹保护

工作。

五、让坎布拉国家地质公园走出青海

作为具有特殊地学价值和较高美学观赏价值并融合自然景观与人文景观资源的坎布拉国家地质公园的建立,对发展我省旅游业,带动地方经济社会发展具有重要意义。有效保护、合理开发和持续利用坎布拉珍贵的地质遗迹资源,促进坎布拉国家地质公园健康、快速发展,使其成为名符其实的国家地质公园,我们将继续进行下列工作:

1. 保护措施

严格执行国家有关地质遗迹保护的法律法规及方针、政策,依法行政,依法保护;制定地方性地质遗迹保护法规、条例、管理制度。

2. 收集资料、分析决策坎布拉地区可持续发展方向

基于以公园内地质遗迹保护和开发与地区性经济可持续发展的需要,我们将在收集坎布拉地区周边自然资源与文化资源及社会经济发展状况,征集各社会团体对园区建设的建议、森林公园历年旅游业统计资料的基础上,预测坎布拉地区区域性可持续发展方向。

3. 深化地质园区行政隶属关系

为了加强地质公园的社会经济综合管理,便于协调旅游开发、资源保护与农村经济的关系,将坎布拉国家森林公园管委会、国家地质公园管委会合并,由县政府统一管理。

4. 协调促进园区农村经济发展

在地质公园园区内,散布16个自然村,总人口3600人,以藏族居民为主,兼汉、回、土族等。村民均从事传统的农业生产或农牧结合生产。随着坎布拉国家地质公园的建成,将改变区内原有的村落散布、农村经济结构单一现状。我们拟在园内核心区范围内,结合农村产业结构与园区建设、管理、保护等实际情况,进行农村产业结构的调整。

5. 建设信息时代的坎布拉立体博物馆

积极筹措资金,深化地质遗迹的调研、保护、管理和建设,对区内地质遗迹的形成演化过程进行进一步深化,运用GIS技术,结合地质信息,建立起信息时代的坎布拉立体博物馆,借助多媒体等科技手段,更深一步、更直观的注解、重现坎布拉神奇的地质历程。

6. 进一步做好坎布拉区域社会经济发展规划和远景规划

(1) 全力运用各级职能,在现有规划、建设、管理、保护的基础上,积极筹措资金,使坎布拉国家地质公园达到一流的水平。

(2) 深化地质遗迹的保护管理和建设,加大新技术、新方法的使用,使坎布拉国家地质公园从筹建到建成更科学、更经济、更合理。

干旱气候条件下形成的“山色丹红、宛若朝霞”的“丹霞”地貌景观及黄河流水地貌是区内水能资源景观及森林资源景观衬托下地质景观资源的主旋律。如何合理开发利用保护这一珍贵的环境资源对地区性资源开发利用和可持续发展意义重大,我们将一如既往地遵循国家有关法律法规,将这一珍贵的地质历史画卷贡献给社会。

总之,我们希望坎布拉不只存在于青海,它更应归属于自然科学,让我们共同期盼神奇的坎布拉走出青海,让人类看到青藏高原隆升与气候环境演化及黄河发育历程。

结 语

人类的生存和发展都是寓于地质环境中,随着社会经济发展和人口的急剧增长,地质环境遭受到不合理的开发和破坏,严重地影响着人类社会经济的可持续发展和人类生存环境的安全。由此,自1972年联合国人类环境会议发表“人类环境宣言”以来,环境问题引起了世界各国的普遍关注和重视,积极投入大量工作对地质环境基本特征和演变规律以及人类工程、经济活动与地质环境相互作用进行了深入的研究,对人类生存的地质环境有了更进一步的认识和了解,对推动社会经济发展和保障地质环境安全起到了积极的推动作用。

我国地域辽阔,地质构造复杂多样,地质环境条件差异性大。而青海省是青藏高原的重要组成部分,其面积之大、隆起之新、构造之复杂、地质现象之丰富,实属罕见。这里不仅拥有自古生代以来各时期地壳岩石圈地体拼合、碰撞之完整和翔实的记录,而且在其隆升过程中,作为对上升运动的补偿,不同时期的断陷盆地先后相对下陷,并伴随江河水系溯源侵蚀的加剧和内陆水系的切穿和贯通,使青海成为地形高差最大,景观对照性最强,地质环境条件最复杂的区域之一。这种差异性的变化,也导致了青海南部高原一直处于寒冻风化剥蚀,青海东部地区处于强烈侵蚀切割过程,而北部地区的柴达木盆地则一直处于风蚀堆积过程。这种差异性的变化和特殊的地质结构特征,促使了青海地质环境条件复杂,环境地质问题突出,地质灾害多发而且灾种多样,已成为制约青海省社会经济可持续发展的重要因素。因此,客观地认识和了解青海省地质环境条件和形成演化过程,掌握其时空变化规律,寻求拟定相应有效的保护和合理开发利用地质环境对策,对青海省社会经济发展将起到一定的推动作用。为此,笔者在充分分析利用前人资料的基础上,用自己二十余年水工环地质工作经验,从青海省水工环地质工作角度,分析论述了青藏高原隆升对青海省气候环境、第四纪以来沉积环境、水文地质结构与地下水资源、矿山地质环境、地震地质作用、地质灾害效应等地质环境现状及变化趋势。并综合其成果,编著了《青海地质环境——青藏高原隆升》与青海水文地质工程地质环境地质工作这本书。其主要内容和创新点在于:

(1) 在阐述青海省自然地质环境及主要环境地质问题的基础上,从动力学角度详细论述了青藏高原隆升演化过程,并认为青藏高原在递进式隆升与变形过程中,于距今3.6Ma前后的青藏运动造就了青海省现代地貌格局,并影响着青海省现今人类经济、工程活动场地地质环境背景条件。

(2) 系统论述了因青藏高原隆升对青海地质环境条件、地震地质作用及地质灾害分布的影响和耦合关系,并提出了青藏高原隆升对青海地质环境的影响是累进式递增,地质环境越来越脆弱。

(3) 以二十余年来青海水工环地质工作实例,指明了青海省不同地质环境条件下水工环地质工作的方法和技术思路,对青海省水工环地质工作有积极的推进作用。

1) 在水文生态环境地质工作中,结合青海省生态环境脆弱的特点,采取了查明地质环境对生态环境影响的调查方法,提出了不同地质环境条件下生态恢复重建的方式、方法。

2) 结合工程实例,从系统论观点分析了环境工程地质工作的针对性。

3) 依青海省地质灾害分布的自然规律,提出了不同工程项目在不同地质地理单元内地质灾害调查与危险性评估工作方法和思想。

4) 在水文地质工作与实践,首次提出了利用灰色线型数学理论、计算不同地质背景要素找水向量特征值,指明了青海干旱缺水找水目标层是灰岩、断裂带及盆地边缘碎屑岩。

5) 矿山环境保护与综合治理工作中,结合青海省情及自然环境条件,提出了覆坑平整,选用矮化披碱草为优势品系进行生态修复。

6) 从高原隆升对地质景观的影响效应角度,系统论述了青海地质遗迹资源的分布特征、类型及科学内涵和价值。

本专著虽然有一些新的内容和创新点,对青海省水文地质工程地质环境地质工作起到一定的推进作用,但其仅仅是《青海地质环境》专著系列之一,仅涉及青藏高原隆升机制及其对青海地质环境的影响,以及这种影响引发的不同地质环境条件下,青海省水文地质工程地质环境地质工作的方法及技术思想。然而,由于青海地质环境条件的复杂性和生态环境的脆弱性,以及人类经济、工程活动的深度和广度的不断加强,地质环境条件会发生变化。同时因时间紧,笔者水平有限,必然存在一些问题和不足。如天然矿泉水资源及其合理开发利用;干旱荒漠区地下水资源开发利用对终端生态环境的影响;高原冻结层地下水资源合理开发利用;高原冻土层的形成及其灾害效应等,本专著未能深入分析研究,有待下一步在工作中作进一步论述和提升。另一方面,青海省地质环境问题、矿山环境地质问题、城市环境地质问题、荒漠绿洲环境地质问题有待进一步深入研究;全省东部地区崩、滑、流等突发性地质灾害发育,柴达木盆地风沙灾害及盐胀溶陷灾害发育、青南地区则以冻融灾害发育,对其诱发机制和防治还需进一步深入探讨,社会公众保护地质环境的意识有待提高,水文地质工程地质工作学科提升有待加强;使青海省水文地质工程地质环境地质工作能真正为政府相关决策提供科学依据的能力还需提升。以上问题为青海水文地质工程地质环境地质工作提出了新的课题,也为提升水文地质工程地质环境地质工作的服务功能提供了新的机遇。

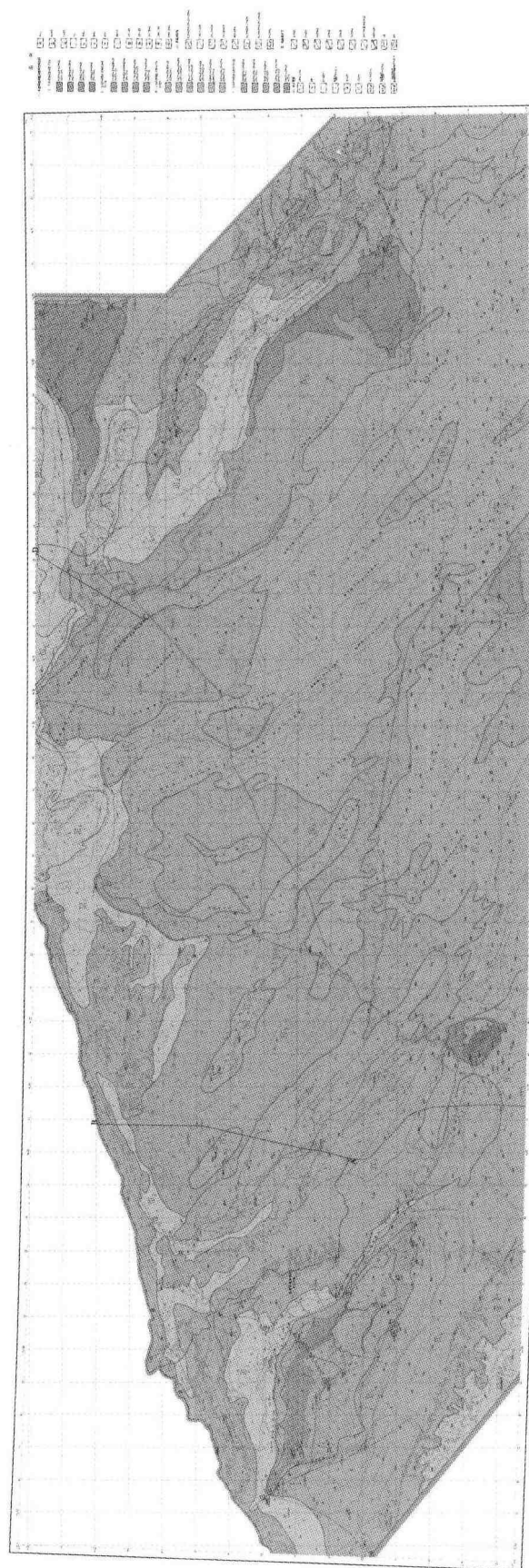
机遇与挑战共存,在青海省委、省政府提出的“生态立省”战略的实施过程中,我相信,关乎民生的水文地质、工程地质、环境地质工作者,一定会为青海省基础性地质工作作出应有的贡献。

后 记

自1981年毕业以来,作者一直从事水文地质工程地质环境地质工作。在前辈们精心培养和教导下,先后担任过地质小组长四年、地质大组长三年、分队副技术负责两年、分队长兼技术负责四年、地质部主任八年、局地勘处处长两年、局副总工程师三年、局总工程师两年。28年的时间里,从一名普通的学生成长为能胜任省、部级重点项目的设计、施工、组织、管理科研者和省水、工、环专业技术的学术带头人、省级优秀地质专家,心里倍感欣慰。在此,感谢前辈的精心培养、领导和组织的信任、同行们的支持和帮助。

毕业以来,主持完成了省、部级重点项目十六项,局管重点项目十四项。其中:《青海省海东浅(脑)山人畜饮用水找水方向研究》获省“十五”重大地质成果三等奖;《青海省尕斯库勒油田供水阿拉尔水源地水文地质勘探报告》获部级地质找矿成果二等奖;《青海省地质灾害危险性评估规程》获省厅科技成果二等奖;《柴达木盆地北缘水文生态环境地质调查报告》被省厅推荐为部科技二等奖;《青海省德令哈市巴音河山前冲洪积平原水文地质勘探报告》提交了B级储量 $5 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$;《共和盆地恰卜恰地热资源勘查》获得省内地热勘查重大突破称号;《黄河隆务峡至公伯峡段公路工程地质灾害危险性评估报告》成为全省唯一一份被专家评定的优秀报告;青海省坎布拉国家地质公园申报成功,结束了青海省没有国家级地质公园的空白等工作。这些工作表现出了作者以下科学发现及技术创新的思路:①在国家地质公园申报及建设方面,其创新点在于用文学的语言阐述了地质景观的内涵和科学价值;②在矿山地质环境恢复治理可研申报工作上,结合青海省情及自然环境条件,提出了覆坑平整,选用矮化披碱草为优势品系进行恢复治理,仅2007年班玛一个项目立项就争取国家资金2000.00万元;③在水文生态环境地质调查上,结合青海省生态环境脆弱的特点,采取了查明生态水位变化对生态环境影响的调查方法,提出了不同地理地质条件下生态恢复重建的方式方法;④在浅脑山地区找水方向研究上,利用灰色线型数学理论,计算找水向量特征值,依向量特征值成功为大通县石山乡打出了一口208m见目标含水层,出水量达 $5000 \text{ m}^3/\text{d}$ 的优质水井,对青海东部浅(脑)山地区找水有一定指导意义;⑤依柴达木盆地积盐对公路工程建设的影响,提出了粗碎石压底隔毛细水隔盐的方法,减少了盐渍土对公路构筑物的影响;⑥在公路工程选线上,率先提出了用卫星数据解译选线的方法,为选线合理性指明了方向;⑦曾在中央电视台地理探奇栏目中,就德令哈“外星人”遗迹、孟达天池成因提出了合理的科学答疑;⑧针对黄河上游特大滑坡成因,提出了构造抬升与水动力快速侵蚀的交互作用是滑坡形成的主导因素,为黄河上游特大型滑坡灾害风险评价提供了指导性依据。这些都是作者近三十年来在青海水工环地质工作经验的积累,也是各级领导长期关怀和学术界朋友经常研讨的见证,并从侧面反映了青海省水工环地质工作的发展历史。本着“思于斯、事于斯、乐于斯”的态度,结合青藏高原隆升对青海地质环境的影响,将多年来青海水工环地质工作经验与实践形成《青海地质环境》成果系列之一奉献给各位同仁,渴望能共同为青海水工环地质事业作出贡献。

附录1 青海省柴达木盆地北缘生态环境恢复治理可行性分区评价图



附录2 地下水背景值计算成果表

地下水类型	地貌区划	地下水背景指数	分析项目 / (mg·L ⁻¹)														相关水化学类型
			pH值	矿化度	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	总Fe	Zn ²⁺	Hg ²⁺	As ³⁺	NH ₄ ⁺	
			样品数 (n)	34	14	36	34	19	14	14	13	19	15	11	17	18	
基岩裂隙水	基岩山区	含量范围 (m)	7.0~8.92	0.085~3.37	61.0~393.4	10.6~936.6	5.8~1180.8	0.2~48.0	18.8~102.6	3.4~32.6	4.6~21.2	0.12~63.0	0.7~3.0	0~0.05	0~0.07	0~0.36	阳离子: HCO ₃ ⁻ ·SO ₄ ²⁻ ·Cl ⁻ ·Ca·Mg 或 HCO ₃ ⁻ ·SO ₄ ²⁻ ·Ca·Mg 阴离子: HCO ₃ ⁻ ·Ca 或 HCO ₃ ⁻ ·Ca·Mg
		平均背景值 (x̄)	8.01	0.44	248.21	83.07	52.39	7.17	57.51	19.75	10.97	4.36	0.61	0.01	0.015	0.09	
		标准差 (S)	0.46	0.61	107.3	165.97	200.74	7.9	24.30	14.35	4.88	14.14	0.72	0.022	0.019	0.16	
		污染起始值 (x ₀)	7.55~8.47	0~1.05	140.91~355.51	0~249.04	0~253.13	0~15.07	33.21~81.81	5.4~43.1	6.09~15.85	0~18.5	0~1.33	0~0.03	0~0.035	0~0.25	
		95%置信区间	7.11~8.89	0~1.66	336~462.81	0~415.01	0~453.0	0~23.0	8.92~106.1	0~48.46	1.0~20.73	0~33.14	0~2.07	0~0.06	0~0.5	0~0.42	
冻结层水	四千米以上山区	样品数 (n)	17	17	17	17	17		17	17	17						HCO ₃ ⁻ ·Ca
		含量范围 (m)	7.1~8.39	0.05~0.03	58.0~256.3	1.4~34.6	1.4~11.7		14.1~70.9	2.2~12.2	2.8~15.4						
		平均背景值 (x̄)	7.86	0.125	138.01	14.77	7.19		37.66	5.85	5.96						
		标准差 (S)	0.39	0.07	60.50	9.73	2.36		16.99	3.29	3.15						
		污染起始值 (x̄)	7.47~8.55	0.085~0.195	77.51~196.51	5.04~24.5	4.83~9.55		20.67~54.66	2.25~9.14	2.81~9.11						
第四系孔隙水	贵州共和盆地	95%置信区间	7.07~8.55	0.0002~0.3	26.8~259.0	0~34.24	2.47~1.192		3.68~71.64	0~12.44	0~12.26						HCO ₃ ⁻ ·Cl·SO ₄ ²⁻ ·Ca·Na 或 CO ₃ ²⁻ ·Cl·Ca
		样品数 (n)	15	21	15	15	15		15	13	16						
		含量范围 (m)	7.3~8.4	0.116~1.17	103.1~636.0	5.8~520.6	13.5~530.3	10±	8.0~84.6	1.2~72.5	21~444.4	0.04±	0.03±	0.01±	0.04±		
		平均背景值 (x̄)	7.41	0.67	338.3	119.71	181.4		43.9	24.2	138.4						
		标准差 (S)	0.21	0.25	126.37	121.34	158.2		25.7	21.8	125.4						
基岩裂隙水	基岩山区	污染起始值 (x̄)	7.2~7.62	0.42~0.92	211.95~464.67	0~241.05	232~339.6		18.2~69.6	3.2~45.2	13.0~263.8						HCO ₃ ⁻ ·Cl·SO ₄ ²⁻ ·Ca·Na 或 CO ₃ ²⁻ ·Cl·Ca
		95%置信区间	7.0~7.8	0.17~1.18	85.6~591.1	0~362.3	0~497.8		0~94.4	0~66.8	0~388.4						
		样品数 (n)	6	9	5	6	6	3	5	4	5	3	3	3	3		
		含量范围 (m)	7.75~8.2	0.54~2.42	205~636	57~520.6	55.2~530.6	2.0~3.2	27.6~57.3	3.2~26.4	144~751.1	0.12~4.27	0.1~1.0		0~0.1		
		平均背景值 (x̄)	7.96	1.47	336.1	230.1	240.0	2.67	39.02	10.55	332.3	2.23	0.48		0.053		
基岩裂隙水	基岩山区	标准差 (S)	0.21	0.76	175.0	212.0	201.2		14.25		261.5						HCO ₃ ⁻ ·Cl·SO ₄ ²⁻ ·Na·Ca
		污染起始值 (x̄)	7.75~7.79	0.71~2.23	161.1~511.1	18.1~442.1	38.8~441.2		14.77~53.27		70.8~593.8						
		95%置信区间	7.5~8.8	0~2.98	0~686.3	0~684.2	0~642.4		10.5~67.5		0~855.3						

续表

地下水类型	地貌 区划	地下水背景指数	分析项目 / (mg·L ⁻¹)													相关水 化学类型	
			pH值	矿化度	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	总Fe	Zn ²⁺	Pb ²⁺	As ³⁺	NH ₄	
第四系孔隙水	柴达木盆地	样品数 (n)	29	29	19	29	29	11	18	18	29	11	11	4	9	11	HCO ₃ ·SO ₄ ·Cl-Na·Ca·Mg 或HCO ₃ ·SO ₃ -Ca·Mg
		含量范围 (m)	7.05~8.85	0.102~1.269	205~416.8	13.9~354.5	6.4~347.4	0.7~80.0	34.9~132.7	17~111.4	9.5~309.1	0.1~4.0	0~0.75	0~0.3	0~0.04	0~0.13	
		平均背景值 ($\bar{x}$)	8.07	0.49	299.3	102.7	82.8	13.8	69.2	51.2	77.9	0.87	0.15	0.02	0.01	0.04	
		标准差 (S)	0.4	0.3	61.3	80.8	98.5	23.3	24.2	27.4	90.0	1.3	0.4		0.018	0.05	
		污染起始值 (x_0)	7.67~8.47	0.19~0.79	238~360.6	12.9~192.5	0~181.3	0~37.1	45~93.4	23.8~78.0	0~167.9	0~2.17	0~0.55		0~0.028	0~0.09	
		95%置信区间	7.2~8.9	0~1.1	176.6~421.9	0~282.5	0~279.9	0~60.3	20~117.6	0~106.0	0~259.8	0~3.4	0~1.0		0~0.05	0~0.14	
古近—新近系孔隙裂隙水	柴达木盆地	样品数 (n)	1.9	23	1	5	5	4			2	2	3	3	4	3	HCO ₃ ·Cl·SO ₄ -Na·Ca·Mg
		含量范围 (m)	7.1~8.88	0.21~0.825	430.8	18.3~136.9	102.7~135.5	4.0~19.0			171.8~175.0	0.14~0.52	0.02~0.5		0~0.004	0.01~0.04	
		平均背景值 ($\bar{x}$)	8.4	0.5		74.84	115.5	11.89			173.4	0.46	0.18		0.001	0.023	
		标准差 (S)	0.49	0.18													
		污染起始值 (x_0)	7.91~8.89	0.32~0.68													
		95%置信区间	7.4~9.3	0.14~0.87													
第四系孔隙水	循化—化隆—尖扎—同仁地区	样品数 (n)	2.7	26		27	28	26				22	19	8	14	24	SO ₄ ·Cl·HCO ₃ -Na·Ca或 HCO ₃ -Ca·Mg
		含量范围 (m)	5.8~8.5	0.119~9.59		0~6075.8	2.5~3491.8	0.01~49.95				0~42.8	0~0.9	0~0.3	0~0.025	0~22.4	
		平均背景值 ($\bar{x}$)	7.7	1.52		717.4	414.6	8.04				2.6	0.35	0.037	0.005	1.0	
		标准差 (S)	0.45	1.88		1242.0	764.2	13.3				9.1	0.28	0.1	0.007	4.5	
		污染起始值 (x_0)	7.25~8.15	0~3.4		0~1959.4	0~1178.8	0~21.34				0~11.7	0.07~0.63	0~0.137	0~0.012	0~5.5	
		95%置信区间	6.8~8.6	0~5.29		0~3202.2	0~1943.0	0~34.7				0~20.8	0~0.9	0~0.2	0~0.001	0~10.16	
古近—新近系孔隙裂隙水	柴达木盆地	样品数 (n)	7	7		7	7	6				6	3			5	Cl·SO ₄ ·HCO ₃ 或HCO ₃ - Ca·Mg
		含量范围 (m)	6.95~8.5	0.27~29.43		32.2~4995.11	2.5~13357.6	0.3~2.0				0~0.4	0.6~3.0			0.02	
		平均背景值 ($\bar{x}$)	7.6	5.67		963.7	2471.1	0.765				0.125	1.48			0.086	
		标准差 (S)	0.6	10.6		1801.7	4887.6										
		污染起始值 (x_0)	7.0~8.2	0~16.27		0~2765.4	0~7358.7										
		95%置信区间	6.3~8.9	0~2.93		0~457.2	0~12246.3										
第四系孔隙水样品数	柴达木盆地	样品数 (n)	12	12		12	12	11				10	9	3	2	9	
		含量范围 (m)	7.3~8.2	0.12~0.52		6.2~54.3	1.4~22.7	1.5~18.0				0.02~0.25	0~0.4	0.02~0.035	0.002~0.006	0~0.1	
		平均背景值 ($\bar{x}$)	7.75	0.29			6.48	8.9				0.09	0.18	0.028	0.004	0.05	
		标准差 (S)	0.32	0.15			5.96	6.5				0.07	0.5			0.04	
		污染起始值 (x_0)	7.43~8.07	0.14~0.44			0.52~12.44	2.4~15.4				0.02~0.16	0~0.68			0.01~0.09	
		95%置信区间	7.1~8.4	0~0.59			0~18.4	0~21.9				0~0.25	0~1.2			0~0.13	

续表

地下水类型		地貌区划	分析项目 / (mg·L ⁻¹)															相关水化学类型
			pH值	矿化度	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	总Fe	Zn ²⁺	Pb ²⁺	As ³⁺	NH ₄		
古近—新近系孔隙裂隙潜水		样品数 (n)		14														
		含量范围 (m)		0.32~1.72														
		平均背景值 ($\bar{X}$)		0.81														
		标准差 (S)		0.51														
		95%置信区间		0~1.8														
		样品数 (n)	16	16	16	16	16	16	16	14	16	16	9	12	16			
第四系孔隙水		含量范围 (m)	7.3~9.1	0.16~2.46		27.9~1186.3	5~388.5	0~26.0			3.5~44.0	0.12~10.9	0~3.0	0~0.05	0~0.16	0~0.32		SO ₄ ·Ca·Na或HCO ₃ ·SO ₄ ·Ca
		平均背景值 ($\bar{X}$)	8.09	8.09		372.24	133.36	10.77			117.29	2.25	0.1	0.005	0.017	0.37		
		标准差 (S)	0.47	0.67		332.99	109.61	7.9			124.1	3.04	0.40	0.017	0.046	0.85		
		污染起始值 (X ₀)	7.62~8.56	0.22~1.56		39.25~105.23	3.95~223.17	2.37~18.17			0~141.39	0~5.09	0~0.5	0~0.022	0~0.063	0~1.22		
		95%置信区间	7.1~9.0	0~2.22		0~1038.2	0~332.7	0~26.0			0~365.5	0~8.6	0~0.9	0~0.03	0~0.1	0~2.1		
		样品数 (n)	4	4		4	4	4			4	3		4	4	4	4	
古近—新近系孔隙裂隙潜水		含量范围 (m)	7.15~7.8	0.2~29.53		4.8~4995.13	5~13357.6	0~10.0			0.14~6.4	9.0~112.0		0~0.85	0~0.06	0~0.02	0~0.2	Cl·SO ₄ ·Na
		平均背景值 ($\bar{X}$)	7.54	16.72		1263.0	3359.15	2.92			2.39	55.3		0.41	0.03	0.005	0.08	
		样品数 (n)	3	17		3	3		3	3	3							
		含量范围 (m)	7.44~8.27	3.03~14.18		190.4~289.22	579.6~2169.9		20.4~294.6	134~289.4	584.4~1627							
		平均背景值 ($\bar{X}$)	7.76	6.3		1777.1	1578.2		255.2	212.5	1274.8							SO ₄ ·Cl·HCO ₃ ·Na·Ca·Mg
		标准差 (S)		2.4														
第四系孔隙水		污染起始值 (X ₀)		3.9~8.7														
		95%置信区间		1.5~11.1														

附录3 方案一（红线）工程建设引发或加剧地质灾害危险性预测评估一览表

灾种	编号	线路里程 区间及长度 km	隧道编号及 里程长度 km	闸门编号 及里程	桥台编号 及里程	引发或加剧地质灾害危险性预测评估	危险性等级			
							线路	隧道	闸门	桥台
滑	H ₁	K1+900-K2+320 0.42			q ₂ K1+900	H ₁ 现状条件下稳定性较差,前缘受库水淹没,已有塌岸宽度15m,线路从其前缘通过,地面标高2050m,未来线路标高2036m,削坡达14m,路基施工及桥台施工削坡将引发或加剧其活动的可能性大,危险性大	大			大
	H ₂ 、H ₃ 、H ₄	K3+500-K4+500 1.00		S ₂ K3+515	q ₃ K3+810 q ₃ K3+990	H ₂ 现状条件下稳定性较差,H ₃ 、H ₄ 现状条件下稳定性差,前缘受库水淹没,塌岸较严重,线路从其前缘通过,桥台在滑体中,地面标高2055m左右,路基标高2045m左右,路基及桥台施工削坡将引发或加剧H ₂ 、H ₃ 、H ₄ 滑坡活动的可能性大,危险性大,S ₂ 闸门位于H ₂ 滑坡右肩滑壁上,工程建设引发或加剧H ₂ 活动的可能性较大,危险性中等,但不可忽视闸门的稳定性	大		中等	大
	H ₅ 、H ₆ 、 H ₇ 、H ₈					线路不经过H ₅ 、H ₆ 、H ₇ 、H ₈ 工程建设引发或加剧其活动性小,危险性小	小	小	小	小
	H ₉	K8+200-K8+225 +225 0.025	S ₃ 、K8+225 -K8+275 0.05	S ₃ 、K8+225		H ₉ 现状条件下稳定性差,但其厚度约为10m,隧道工程在滑床以下通过,工程建设其影响较少,危险性小,闸门设在滑体内,线路从滑体中通过,地面标高2040m,路基标高2047m,填方加载或闸门开挖将引发或加剧其活动的可能性较大,危险性大	大		大	
	H ₁₀	K8+140-K8+175 0.035			K8+160右拱桥	H ₁₀ 规模虽小,但现状条件下稳定性差,前缘受库水淹没,已有塌片存在,线路及桥台施工对其影响大,将引发或加剧其活动的可能性大,危险性大	大			大
	H ₁₁					线路不经过H ₁₁ ,工程建设引发或加剧其活动性小,危险性小				
	H ₁₂ 、H ₁₃	K8+765-K8+800 +800 0.035	S ₃ 、K8+615 -K8+765 0.15	S ₃ 、K8+765	K8+830	H ₁₂ 现状条件下稳定性差,至今仍有活动迹象,地面标高2065m,闸顶标高2044.25m,隧洞在H ₁₂ 滑面之下,但H ₁₂ 是H ₁₃ 滑坡右后新滑坡,H ₁₃ 斜坡估计厚40m,隧洞将从滑体内通过,路基及隧道等工程建设引发或加剧H ₁₂ 、H ₁₃ 活动的可能性大,危险性大	大	大	大	大
	H ₁₄ 、H ₁₅ 、H ₁₆					线路不经过H ₁₄ 、H ₁₅ 、H ₁₆ ,工程建设引发或加剧其活动性小,危险性小	小	小	小	小
	H ₁₇	S ₁₀ 、K9+420 -K9+720 0.30				H ₁₇ 现状条件下稳定性差,前缘已被库水淹没,存在水库塌岸,地面标高2100m,闸顶标高2039m,隧洞从滑面以下通过,隧洞工程建设对其影响较小,危险性小		小		

续表

灾种	编号	线路里程 区间及长度 km	隧道编号及 里程长度 km	洞门编号 及里程	桥台编号 及里程	引发或加剧地质灾害危险性预测评估	危险性等级			
							线路	隧道	洞门	桥台
滑	H_{18} 、 H_{19} 、 H_{20}					线路不经过 H_{18} 、 H_{19} 、 H_{20} ，工程建设引发或加剧其活动性小，危险性小	小	小	小	小
	H_{21}	$K11+860-K11+910$ 0.05	S_3 、 $K11+810-K11+860$ 0.05	S_3^1 、 $K11+860$		H_{21} 现状条件下稳定性差，前缘已被库水浸泡，存在水库塌岸，地面标高 2040m，洞顶标高 2025.58m，隧道从滑体中通过，路基开挖、洞门及隧道工程建设引发或加剧其活动性可能大，危险性大	大	大	大	
	H_{22}	$K11+910-K11+995$ 及 $K12+175-K12+190$ 0.115	$S14$ 、 $K12+190-K12+500+190$ 0.30	$S14$ 、 $K12+190$	q_5 、 $K11+995$ q_5^1 、 $K12+175$	H_{22} 现状条件下稳定性差，前缘已被库水浸泡，存在水库塌岸，地面标高 2035m，洞顶标高 2023.33m，隧洞工程在滑体内，路基为削坡段，桥台、洞门将有开挖工程，公路工程引发或加剧其活动的可能性大，危险性大	大	大	大	大
崩	H_{23} 、 H_{24} 、 H_{25} 、 H_{26} 、 H_{27} 、 H_{28}					线路不经过 H_{23} 、 H_{24} 、 H_{25} 、 H_{26} 、 H_{27} 、 H_{28} ，工程建设引发或加剧其活动性小，危险性小	小	小	小	小
	B_1	$K0+630-K0+690$ 0.06	S_1 、 $K0+690-K0+860$ 0.17	S_1 、 $K0+690$		B_1 现状条件下稳定性较差，前缘已被库水浸泡，存在水库塌岸，地面标高 2055m，路面标高 2028.91m，路基隧道及洞门均设置在堆积体内，工程建设过程中将引发或加剧 B_1 活动的可能性大，危险性大	大	大	大	
	B_2					线路不经过 B_2 ，工程建设引发或加剧其活动性小，危险性小				
塌	B_3	$K1+540-K1+550$ 0.01	S_1 、 $K1+510-K1+540$ 0.03	S_1^1 、 $K1+540$		B_3 现状条件下稳定性好，前缘未被库水浸泡，隧道从崩塌体下通过，但洞门位于崩塌体内，因此，隧道工程建设对 B_3 的影响不大，危险性小，但洞门及路基工程开挖将引发灾害发生，危险性大	大	小	大	
	B_4 、 B_5					线路不经过 B_4 、 B_5 ，工程建设引发或加剧其活动性小，危险性小	小	小	小	小
	B_7	$K2+550-K2+770$ 0.22				B_7 现状条件下稳定性差，前缘被库水浸泡，存在水库塌岸，地面标高 2038m，路面标高 2041m，公路开挖将引发或加剧 B_7 活动的可能性大，危险性大	大			
	B_6	$K2+770-K2+800$ 0.02	S_2 、 $K2+815-K2+835$ 0.02	S_2 、 $K2+815$		B_6 现状条件下稳定性好，但路基及洞门工程削坡将引发或加剧其活动可能较大，危险性中等，隧道工程位于崩塌体之下稳定基岩内，对其影响不大，危险性小	中等	小	中等	
	B_8					线路不经过 B_8 ，工程建设引发或加剧其活动性小，危险性小	小	小	小	小
	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...

附录4 (4-1-4-18) 塌岸预测解析图

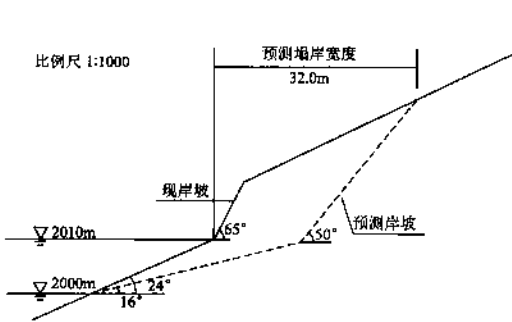


图 4-1

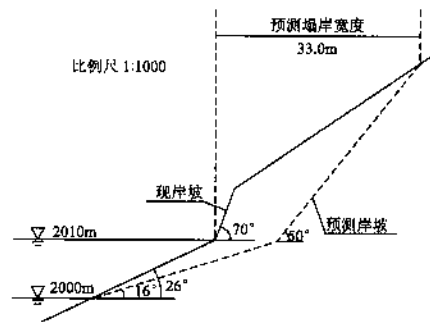


图 4-2

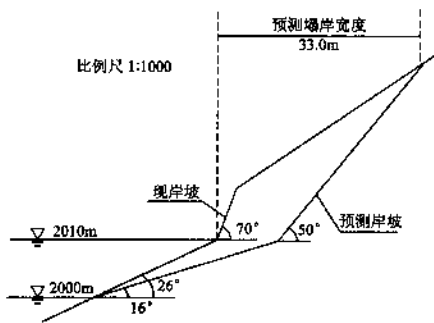


图 4-3

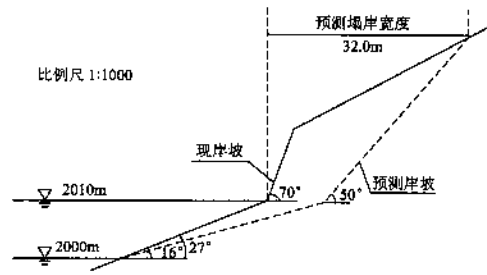


图 4-4

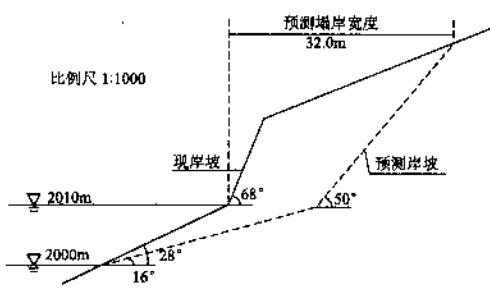


图 4-5

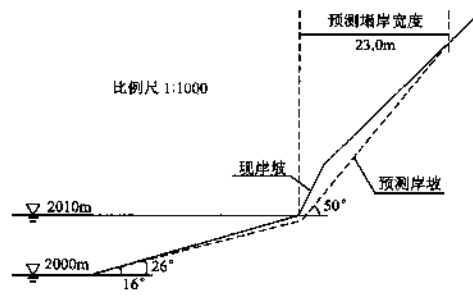


图 4-6

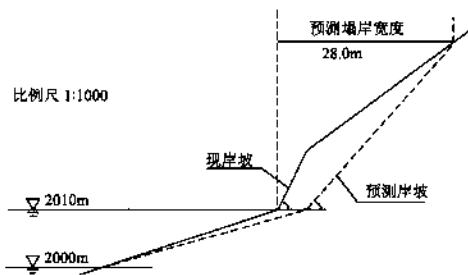


图 4-7

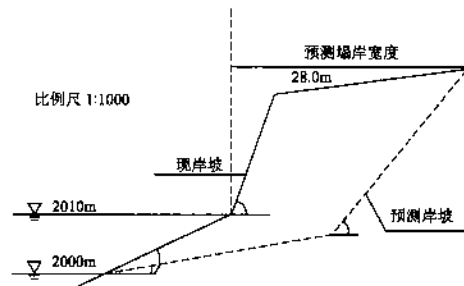


图 4-8

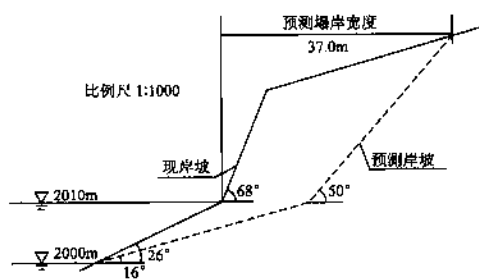


图 4-9

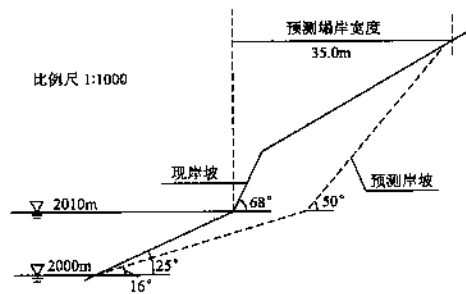


图 4-10

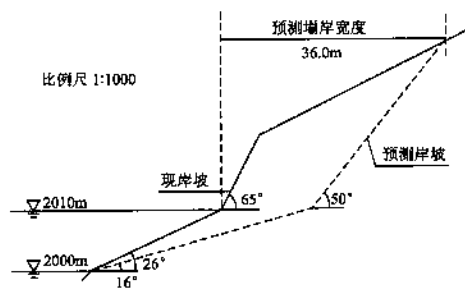


图 4-11

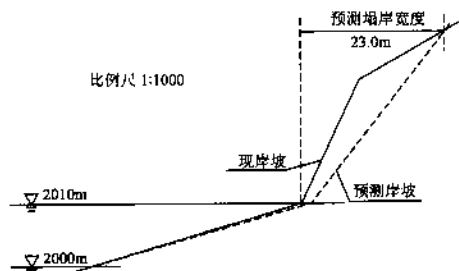


图 4-12

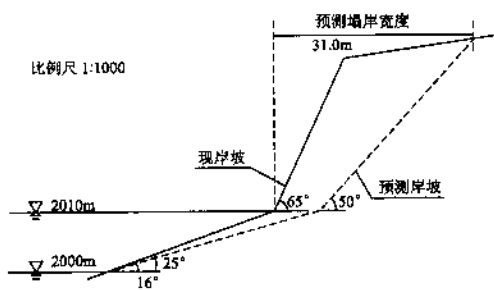


图 4-13

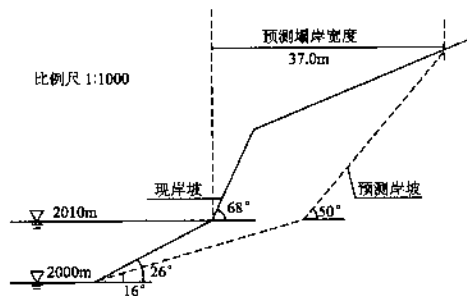


图 4-14

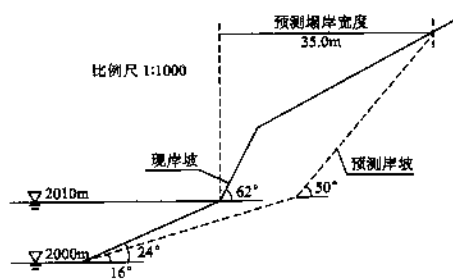


图 4-15

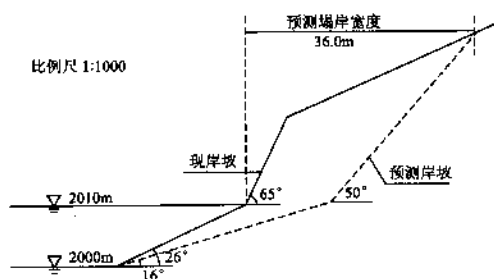


图 4-16

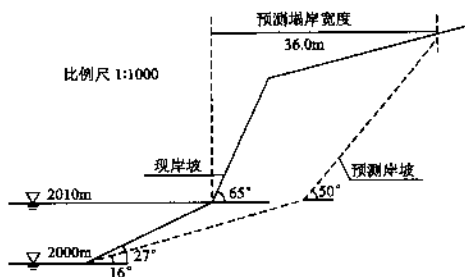


图 4-17

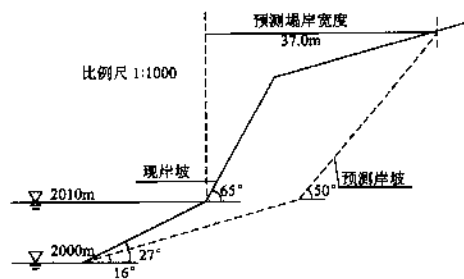


图 4-18

附录5 地质灾害危险性综合分区表

区	分区	位置	工程地质条件	地质灾害类型及发育特征	危险性	防治措施及建议	建设场地适宜性
I	I ₁	位于库区北岸， 里程（红线） K0+000—K14+ 120段	由于黄河及其支沟的强烈侵蚀作用，地形破碎，坡度一般在30°~50°间	该区发育滑坡21个，其中稳定性差的滑坡14处，稳定性较差的3处，稳定性好的4处，现状危险性人的10处，其余为危险性小；预测危险性大11处，其余为危险性小。发育崩塌5处，B ₁ 、B ₂ 稳定性较差，B ₃ 、B ₄ 稳定性较好；现状危险性大的3处，发育潜在不稳定性斜坡10段，稳定性差的7段，较差的3段；现状危险性大的7段，危险性中等2段，危险性小的1段；发育泥石流13条，其中易发的12条，低易发的1条，泥石流仅对水库有一定淤积作用，对工程无影响，危险性小，综合评判该区为地质灾害危险性大区	大	对滑坡集中地段采取避让措施，若线路必须从H ₁₇ 号滑坡处通过，建议对该号滑坡进行进一步勘察，以确定其对线路隧道的影响程度	适宜性差
	I ₂	位于公伯峡 水库南岸（紫线） K10+650—K12+ 000段	该区地形破碎，冲沟发育，植被稀少	发育2处滑坡（H ₁₈ 、H ₁₉ ），规模大—巨型，目前稳定性好，拟建工程方案三（紫线）隧道从滑坡体中通过，工程建设引发和加剧该两个滑坡的可能性较大，危险性大，综合评判该区为危险性大区	大	若线路必须从H ₁₈ 、H ₁₉ 处通过，建议对2处滑坡进行仔细勘察，确定其对线路的影响程度	适宜性差
	II ₁	位于公伯峡水库 南岸（紫线） K1+850—K10+ 650段	该分布区地形破碎，冲沟发育，坡体陡峭，植被稀少	发育崩塌3处（B ₃ 、B ₄ 、B ₇ ），目前B ₄ 稳定性较差，B ₃ 、B ₇ 稳定，规模小，中型发育滑坡1处（H ₅ ），稳定性较差，现状条件下仅对水库有一定的淤积作用，危险性小，拟建线路方案三（紫线）未涉及B ₃ 、B ₄ 崩塌和H ₅ 滑坡，危险性小，而比选线从B ₃ 、B ₄ 前缘通过，工程建设引起B ₃ 、B ₄ 崩塌及失稳可能性较大，危险性中等	中	B ₃ 、B ₄ 线路从其下部通过，无疑会对其进行开挖，对开挖形成的坡体进行护坡处理	基本适宜
	II ₂	位于公伯峡水库 南岸（紫线） K12+000—K15+ 960段	分布区地形破碎，风化强烈，冲沟发育，植被稀少，山坡较陡，坡度约50°~60°，局部可达65°	发育3条泥石流沟（N ₁₀ 、N ₁₂ 、N ₁₅ ），其中中易发2条（N ₁₀ 、N ₁₅ ），低易发1条，现状条件下仅对水库有一定的淤积作用，拟建公路的方案（紫线）在此段绝大部分以隧道形式通过，沟道以桥涵跨越，泥石流对拟建工程基本不构成威胁，危险性小。而N ₁₂ 泥石流紧临隧洞出口，该泥石流的暴发对隧洞出口及公路路基有较大的影响，危险性中等	中	对N ₁₂ 泥石流设排导渠排导	基本适宜

续表

区	分区	位置	工程地质条件	地质灾害类型及发育特征	危险性	防治措施及建议	建设场地 适宜性
II	II ₃	位于公伯峡大坝下游黄河侧丘陵区, 里程 (红线) K14 + 120 - K22 + 350 段	分布区为山地丘陵区, 地形极为破碎, 冲沟极发育, 植被稀少, 地质环境条件复杂, 坡体陡峭	发育巨型滑坡 3 个, 目前滑坡均为稳定性好, 发育泥石流 8 条, 均为中易发泥石流, 规模中型 1 条, 其余均为小型, 发育盐溶溶陷 1 处, 潜在不稳定斜坡 1 处, 泥石流危险性中等 3 条 (N ₁₇ 、N ₁₈ 、N ₂₀), 危险性小的 1 条, 3 处盐溶溶陷对路基构成一定危害, 危险性中等。潜在不稳定斜坡危险性较大, 工程建设加剧 Q ₁₁ 的可能性较大, 危险性中等, 加剧 3 处盐溶溶陷的可能性较大, 危险性中等	中	对 N ₁₇ 、N ₂₀ 泥石流增设排导架排导, 对 N ₁₈ 应增大排导涵洞, Q ₁₁ 建议进行护坡处理	基本适宜
III		(红线) K15 + 600 - K16 + 250 K17 + 750 - K19 + 150 K21 + 000 - K24 + 500 (紫线) K15 + 960 - K16 + 630 其后与红线 K17 + 750 - K19 + 150 K21 + 000 - K24 + 500 重合	分布区地段为黄河两岸的阶地, 带, 总体地势平坦开阔。工程地质条件良好, 地质灾害不发育	仅发育 1 条泥石流、1 处盐溶溶陷和 1 处潜在不稳定斜坡, 泥石流为中等易发, 规模中型, 但现有公路和拟建公路均以大桥 (长 40m, 高约 10m) 跨越, 该泥石流对现有公路和拟建公路均基本不构成危害, 危险性小, 而盐溶溶陷和潜在不稳定斜坡距公路较远, 对公路不构成危害, 危险性小	小		适宜

附录6 三滩地区第四系沉积物物理化特征及水库蓄水前后水位变化分析计算成果

分析计算成果资料																		
地质部位	钻孔揭露			水位埋深 m	水位以上 土质岩性	粘土含量 %	粘土类型	粘土当量 比值	水位以上 土层毛细水 上升高度 m	pH值	自然容量 ($g \cdot cm^{-1}$)	自 然 含水量 %	孔隙比 e	平均渗透 系数 K	地下水 类型	矿化度 ($g \cdot L^{-1}$)	水库蓄水后	
	孔号/孔深 ZK/m	土层厚 (包括砂层 砂层厚)/m	砂层厚度 m														水位 升高 m	水位 埋深 m
II级阶地 (右岸)	ZK03/4.57	3.87	>0.7	1.75	中细粘土		$Ca(HCO_3)_2$ Na_2SO_4	0.07	1.5	7.7					HCO_3-SO_4 -Ca-Na	0.62	0.83	0.92
	ZK18/4.51	3.51	>1.0	1.33			$Ca(HCO_3)_2$ Na_2SO_4											
	ZK06/2.85	2.16	>0.69	1.65	细砂粘土		Na_2SO_4 $Ca(HCO_3)_2$	0.11	1.83	7.3					HCO_3-SO_4 -Na-Ca	1.34	1.21	0.44
	ZK11/4.71	2.79	>1.92	2.00	细砂粘土		Na_2SO_4 $Ca(HCO_3)_2$	0.06	1.83	7.61		32.3					1.29	0.71
	ZK16/3.71	2.89	>0.82	2.98	细砂粘土		Na_2SO_4 $Ca(HCO_3)_2$	0.06	1.83	7.78							0.36	2.62
	ZK02/12.54	4.11	7.35	1.42	细砂粘土		$Ca(HCO_3)_2$ Na_2SO_4	0.07	1.83	7.69							1.29	0.16
	ZK15/5.86	2.40	>3.46	3.09													2.59	0.50
	ZK07/12.09	3.66	8.43	0.66	细砂粘土		$NaCl$ $Ca(HCO_3)_2$	0.12	1.83	7.79	1.89	24.7	0.79	6.43×10			0.89	-0.23
	ZK12/4.00	3.50	>0.50	3.04	细砂粘土		$Ca(HCO_3)_2$ Na_2SO_4	0.06	1.83	7.47	1.90	21.9	0.73	2.11×10	HCO_3-SO_4 -Ca-Na	0.60	1.15	1.89
	ZK17/7.60	7.60	>0	2.37	细砂粘土		$NaHCO_3$ Ca_2SO_4	0.07		7.31					HCO_3-SO_4 -Ca-Na	0.98	0.24	2.13
I级阶地	ZK19/7.56	5.59	>1.97	0.50	细砂粘土		$NaHCO_3$ Ca_2SO_4	0.07		7.76								
	ZK01/4.5	4.07	>0.43	1.81	细砂粘土		$Na(HCO_3)_2$ Ca_2SO_4	0.12	1.83	7.63					HCO_3-SO_4 -Na-Ca	0.83	0.83	0.98
	ZK02'/4.0	3.3	>0.7	2.80	细砂粘土		$Ca(HCO_3)_2$ Na_2SO_4	0.06	1.83	7.69					HCO_3-SO_4 -Ca-Na	0.70	1.59	0.91
	ZK04/21.5	2.7	17.40	1.42	细砂粘土		$NaHCO_3$ $CaSO_4$	0.07	1.83	7.66	1.92	29.3	0.81	5.89×10	HCO_3-SO_4 -Na-Ca	1.01	0.85	0.57
I级阶地	ZK05/4.46	3.46	>1.00	1.13	细砂粘土		$CaSO_4$ $NaHCO_3$	0.22		7.49		36.2					1.03	0.10
	ZK08/7.46	5.46	>2.00	1.55													1.01	0.54
	ZK09/3.86	2.40	>1.46	1.35	细砂粘土		$Ca(HCO_3)_2$ Na_2SO_4	0.11		7.38		23.2					1.01	0.34
	ZK10/4.56	1.60	>2.96	1.16	细砂粘土		$Ca(HCO_3)_2$ Na_2SO_4	0.12		7.62		22.1					1.09	0.07
I级阶地	ZK13/3.45	2.96	>0.49	0.84	细砂粘土		$Ca(HCO_3)_2$ Na_2SO_4	0.11		7.50							0.26	0.38
	ZK14/15.46	3.76	10.60	0.24	细砂粘土		$Ca(HCO_3)_2$ Na_2SO_4	0.10		7.51		33.7					0.26	-0.02

参考文献

- 陈梦熊. 2007. 论地质环境系统与生态环境地质调查. 见: 中国地下水研究论文选集. 北京: 中国大地出版社.
- 陈梦熊, 马凤山. 2007. 中国地下水资源与环境 [M]. 北京: 地震出版社.
- 彭建兵等. 2006. 区域稳定动力学的应用实践研究——区域非稳定动力学环境下的大型水电工程环境灾害效应 [M]. 北京: 地质出版社.
- 崔之久等. 1998. 关于昆仑——黄河运动 [D]. 中国科学.
- 李吉均等. 1996. 晚新生代黄河上游地貌演化与青藏高原隆起 [D]. 中国科学.
- 李吉均等. 2001. 新生代晚期青藏高原强烈隆起及其对周边环境的影响 [J]. 第四纪研究.
- 李瑞敏等. 2007. 中国主要环境地质问题 [M]. 地质出版社.
- 赵家绪等. 2003. 青海省环境地质调查报告 [R]. 青海省地质环境监测总站.
- 李小林等. 柴达木盆地北缘水文生态环境地质调查报告 [R]. 青海省环境地质勘查局, 2004. 12.
- 李小林等. 青海东部浅脑山地区人畜饮水找水方向研究 [R]. 青海省环境地质勘查局, 2003. 12.
- 高学忠等. 1988. 黄河上游龙羊峡至刘家峡河段环境地质综合评价报告 [R]. 地矿部九〇六水文地质工程地质大队.
- 李小林等. 1993. 黄河黑山峡水库库区环境工程地质勘查报告 [R]. 地矿部九〇六水文地质工程地质大队.
- 李小林等. 1991. 陇海线宝兰铁路环境工程地质勘查报告 [R]. 地矿部九〇六水文地质工程地质大队.
- 张忠孝. 2004. 青海地理 [M]. 青海: 青海人民出版社.
- 李迪强等. 2003. 三江源生物多样性——三江源自然保护区科学考察报告 [R]. 北京: 中国科学技术出版社.
- 姚正武等. 2006. 盐湖奇葩——盐花 [M]. 青海: 青海人民出版社.
- 孙崇仁等. 1997. 青海省岩石地层 [R]. 青海省地质矿产局.
- 孙广仁等. 2002. 青海省地下水资源评价 [R]. 青海省国土资源厅.
- 李小林等. 2005. 尕斯库勒油田供水阿拉尔水源地质勘探报告 [R]. 青海省环境地质勘查局.
- 周元等. 2000. 柴达木盆地水资源供需关系及生态保护 [M]. 青海: 青海人民出版社.
- 三江源自然保护区生态环境编辑委员会. 2002. 三江源自然保护区生态环境 [M]. 青海: 青海人民出版社.
- 黄汉纯等. 1996. 柴达木盆地地质与油气预测 [M]. 北京: 地质出版社.
- 李小林等. 2008. 青海省茫崖石棉矿区环境地质问题及治理对策 [J]. 中国地质灾害与防治学报.
- 李小林等. 2008. 柴达木盆地生态环境特征及生态重建工作方向 [J]. 中国科技成果.
- 李小林等. 2008. 柴达木盆地北缘生态环境水文地质调查评价简介 [J]. 中国科技成果.
- 李小林等. 2007. 柴达木盆地土壤积盐与盐胀溶陷灾害对工程建设的影响 [J]. 水文地质工程地质.
- 李小林等. 2007. 黄河龙羊峡—刘家峡河段特大型滑坡成因分析 [J]. 中国地质灾害与防治学报.
- 李小林等. 2008. 青海省特大滑坡分布特征及影响因素分析 [J]. 城市地质.
- 李小林等. 2005. 三江源区生态环境演化与恢复重建研究方法讨论. 见: 青藏高原东北部地质研究文集. 北京: 地质出版社.
- 李小林等. 2005. 三江源区生态重建工作建议. 见: 青藏高原东北部地质研究文集. 北京: 地质出版社.
- 李小林等. 2005. 青海省矿山地质环境调查与恢复治理. 见: 青藏高原东北部地质研究文集. 北京: 地质出版社.
- 李小林等. 2004. 青海省尖扎坎布拉国家地质公园考察报告 [R]. 青海省环境地质勘查局.
- 李小林等. 2006. 青海年保玉则国家地质公园考察报告 [R]. 青海省环境地质勘查局.
- 秦大河等. 2002. 中国西部环境演变评估 [M]. 北京: 科学出版社.
- 潘保田等. 1995. 青藏高原: 全球气候变化的驱动力与放大器——Ⅱ青藏高原隆起的基本过程 [D]. 兰州大学学报.
- 潘桂棠等. 1990. 青藏高原新生代构造演化 [M]. 北京: 地质出版社.
- 丁国瑜等. 1991. 中国岩石圈动力学概论 [M]. 北京: 地质出版社.
- 王根厚等. 1997. 西藏中部念青唐古拉山链中生代以来构造演化 [D]. 现代地质.