可可西里地区综合科学考察丛书

青海可可西里地区自然环境

可可西里综合科学考察队

主 编

李 炳 元

副主编

顾国安　李树德

科 学 出 版 社

50,51
159

可可西里地区综合科学考察丛书

青海可可西里地区自然环境

可可西里综合科学考察队

主　编

李炳元

副主编

顾国安　李树德

科学出版社

1996

00320

THE SERIES OF THE COMPREHENSIVE SCIENTIFIC EXPEDITION TO THE HOH XIL REGION

PHYSICAL ENVIRONMENT OF HOH XIL REGION, QINGHAI

THE COMPREHENSIVE SCIENTIFIC EXPEDITION TO THE HOH XIL REGION

Editor-in-Chief
Li Bingyuan

Associate editors
Gu Guoan and Li Shude

SCIENCE PRESS, BEIJING, CHINA

1 9 9 6

(京)新登字092字

内容简介

本书属可可西里地区综合科学考察报告(分地质演化、古生物、自然环境、生物与人体高山生理四部专著和一部画册)之三。本书对青海可可西里地区的自然环境各要素：地貌、气候、湖泊、冰川、冻土、植被、土壤进行了较全面的论述，同时对土地类型、自然环境的结构与分异、晚新生代以来的环境变化、二万年以来的气候环境记录、环境背景值以及自然环境保护与合理利用等问题进行较详细探讨。书内附有四幅1:100万彩图(地貌图、植被图、土壤图、土地类型图)。

本书可供地理、生物、气象、国土整治、第四纪环境等专业科研人员及高校有关专业师生参考。

可可西里地区综合科学考察丛书
青海可可西里地区自然环境
可可西里地区综合科学考察队
主　编　李炳元
副主编　顾国安　李树德
责任编辑　刘卓澄
科学出版社　出版
北京东黄城根北街16号
邮政编码：100717
江苏句容市排印厂印刷
新华书店北京发行所发行　各地新华书店经售
*
1996年11月第一版　开本787×1092 1/16
1996年11月第一次印刷　印张17 1/8插页1
印数1—600　字数388 000
ISBN 7-03-005562-4/P·943
定价：48.00元

00320

可可西里综合科学考察队
学 术 委 员 会

刘东生　李炳元　吴征镒　张以茀
张彭熹　郑　度　武素功　温景春

可可西里地区综合科学考察丛书编辑组

温景春　武素功　李炳元
沙金庚　郑祥身　张以茀　杜泽泉

编 写 单 位

中国科学院地理研究所
中国科学院南京土壤研究所
中国科学院兰州冰川冻土研究所
中国科学院植物研究所
中国科学院青海盐湖研究所
青海省气象局
青海省环境保护局
青海省高原地理研究所

作 者

（按文章出现先后顺序排列）

李炳元　张　琳　胡东升　李世杰　李树德
郭　柯　顾国安　杨　军　张百平　李栓科
黄赐璇　朱立平　李元芳　山发寿　孔昭宸
杜乃秋　谢建湘

序

青海省可可西里地区位于北纬33°20′—36°36′、东经89°30′—94°00′的青藏高原腹地，包括昆仑山以南，唐古拉山以北，青藏公路以西的青海西南部以可可西里山为主体的广大区域，面积约8.3万平方公里。西部与西藏自治区毗邻，西北角与新疆维吾尔自治区相连。行政区划归青海省海西蒙古族藏族哈萨克族自治州和玉树藏族自治州管辖。

青海省可可西里地区地势高亢，平均海拔约在5000m以上，气候寒冷，空气稀薄，自然环境恶劣，广大地区至今仍为无人区，有"人类禁区"之称。该区由于受人类活动的干扰较小，大部分地区仍保持着原始的自然状态，其特殊的地理位置、地壳结构和自然环境以及特有的生物区系组成等，一直为国内外科学界所注目。除本世纪50—60年代青海省地质局、中国人民解放军总参谋部测绘局等部门曾对这一地区进行过不同比例尺的区域地质填图和地形图调绘工作外，再未进行过任何专业的科学考察，一直是我国在地学、生物学研究领域中了解最少的地区之一。

1988年国务院国务委员、中华人民共和国国家科学技术委员会主任宋健同志在青海省视察时，在听取了青海省及有关部门的汇报后，提出了在青海省可可西里地区建立自然保护区和进行综合性科学考察的设想。这一设想得到了有关部门的重视。鉴于对该地区进行科学考察意义重大，条件又特别艰苦，经协商，中华人民共和国国家科学技术委员会、中国科学院、中华人民共和国国家环境保护局和青海省人民政府共同集资重点支持，对该地区开展综合科学考察。同时由中华人民共和国国家科学技术委员会、中国科学院、中华人民共和国国家环境保护局和青海省人民政府共同组成了先后以青海省省长宋瑞祥、副省长班玛丹增为组长，中国科学院副院长孙鸿烈、中华人民共和国国家环境保护局副局长金鉴明为副组长的青海省可可西里地区综合科学考察领导小组，领导可可西里地区综合科学考察工作。中国科学院和青海省共同组织成立了以武素功为队长，张以苇、李炳元、温景春、丁学芝为副队长的可可西里地区综合科学考察队，具体负责实施开展该项目的考察与研究。考察队重点开展了以下四方面的研究：①可可西里地区地质特征和演化，晚新生代以来青藏高原隆起对自然环境的影响；②可可西里地区动植物区系的特征、形成及高原隆起对生物区系演变的影响以及人类对高原的适应；③可可西里地区环境特点、区域分异及演化；④可可西里地区自然资源（矿产、土地、动植物资源等）开发利用前景的评价与自然保护。其任务是通过对该地区的综合科学考察，较全面

地积累基本的科学资料，填补“空白”，为阐述青藏高原的隆起、环境演变、生物区系形成演替及资源开发利用与保护等地学、生物学中重大理论问题的深入研究提供科学依据，并为建立青海可可西里自然保护区而进行可行性研究。为了完成上述任务，考察队的组成包括了地质、地理、生物等27个专业，参加考察人员68名，分别来自中国科学院所属自然资源综合考察委员会、昆明植物研究所、地理研究所、地质研究所、植物研究所、动物研究所、南京土壤研究所、南京地质古生物研究所、兰州冰川冻土研究所、青海盐湖研究所、西北高原生物研究所和青海省所属的地质科学研究所、气象科学研究所、环境保护研究所、地理研究所、高原医学科学研究所、地震局、草原总站、林业厅野生动物保护办公室以及新华社、人民画报社、民族画报社、青海省电视台、中国人民解放军84504部队等单位。

考察队在青海省人民政府和青海省科学技术委员会的关怀和大力支持下，在青海省有关部委及格尔木市等单位的大力协助下，于1989年5月首先完成了对青海省可可西里地区的预查。依据考察计划的要求，在充分准备的基础上，考察队于1990年5—8月间对青海省可可西里地区进行了多学科的综合科学考察。在一百多天的艰难历程中，考察队员克服了高山缺氧和恶劣自然条件带来的重重困难，爬山涉水，风餐露宿，艰苦奋斗，团结协作，圆满地完成了野外考察工作，积累了丰富的第一手资料，揭开了这片“神秘国土”的奥秘，对该地区的地质和地理特征、自然区域分异规律、生物区系的组成及自然环境的演化等方面有了全面的认识。在此基础上，首先完成了“建立青海可可西里自然保护区的可行性论证报告”及附件“青海可可西里地区自然环境和附图”。随后，经过对大量的第一手资料认真的室内测试、鉴定和分析以及资料整理、综合研究，编写了《青海可可西里地区地质演化》、《青海可可西里地区古生物》、《青海可可西里地区自然环境》、《青海可可西里地区生物与人体高山生理》四本专著和一部画册。

在青海可可西里地区综合科学考察和成果出版工作的过程中，自始至终得到了各参加单位的大力支持和帮助，我们表示衷心的感谢。

由于我们的水平有限，加之野外工作时间的限制，青海可可西里地区综合科学考察专著尚存在许多不足之处，欢迎广大读者批评指正。

可可西里综合科学考察队

前　言

青海可可西里地区地处青藏高原腹地的可可西里地区东部，该区地势高亢，气候干寒，自然环境极端恶劣，交通条件十分困难，除南部和东部有零星的藏族牧民外，广大地区至今仍为高寒无人区。

本世纪50年代以前，对本区自然环境的调查研究极少，在17世纪中叶蒙古人和硕特从新疆进入青海，在此期间，用蒙语给江源地区的一些山脉、河流命了名。到了清代有些关于长江河源情况描述，如根据1708—1718年实测资料绘制的(康熙内府舆图)上已绘出通天河和木鲁乌苏河。此后，少数外国探险家也涉足本区，如1879年俄国人普尔热瓦尔斯基(N. M. Prjivalsky)从柴达木进藏途经本区东部，1892年美国人洛克希尔(W. W. Rockhill)曾经过现青藏公路附近的尕尔曲并认为长江源为尕尔曲，1896年英国人韦尔伯(M. S. Wellby)曾到过楚玛尔河上游的多尔改错(叶鲁苏湖)一带。此外，辛克兴(Kishan Singu)(1878)和菲尔希纳(W. Filchner)(1927)等进藏探险先后途经本区，但均为一般的探险或地理调查，并没有有关本区自然环境的专门报道(徐尔灏，1945)。

50年代以来，我国科学工作者在本区进行单学科的研究，如60年代后期，地质部门曾在本区作过路线地质调查，70年代测绘部门完成了该区1:10万航测地形图的野外调绘工作，在我国历史上第一次揭示了长江河源及羌塘东部山水情况及其它自然环境信息，为本区自然环境调查研究提供了基本图件。1976年、1978年长江流域规划办公室组织了长江河源调查，1974—1975年青藏铁路沿线工程地质、水文地质方面的研究，以及80年代长江漂流科学探险等方面都涉及有关的自然环境研究。与此同时，中国科学院等单位对青藏高原进行了多次综合科学考察，但涉及本区的部分仅限于青藏公路沿线。纵观这些科学考察与调查，主要限于青藏公路沿线及长江河源地区某些自然条件要素研究，因此，仍然可以说，本区自然环境方面的研究尚属空白区。

1989年和1990年由可可西里综合科学考察队先后两次进入该地区进行综合科学考察，对青海可可西里地区自然环境各要素进行较全面的路线调查(见考察路线图)。通过野外考察、实地观测和室内分析研究取得了较丰富的第一手资料。首次取得了近8个月的各种气象要素的野外实地观测资料，采集了大量土壤、植物、湖泊与河流水样品，以及第四纪沉积样品，并以实地考察资料编绘了本区的地貌图、植被图、土壤图及土地类型图。对本区的地貌、气候、湖泊、冰川、冻土、植被、土壤土地类型等自然环境的各要素及其综合体的基本特征、分异、演化取得较全面的认识，填补了青藏高原上最大的空白区。通过植被、土壤以及自然结构类型研究确定本区以高寒草原为主，高寒草甸主要分布于沱沱河与唐古拉山之间地区，而高寒荒漠草原仅分布于本区的西北边缘，区内景观垂直分异明显，但结构简单。此外，在本区新发现有龟裂土、碱土、盐土和风沙土等4个土类以及大面积的垫状植被分布，还首次对自然环境背景值问题进行了初步研究。这些研究成果对青藏高原自然地带的研究上有重要意义。

同时，对本区晚新生代以来自然环境的演化方面也有一些新的认识。本区是青藏高

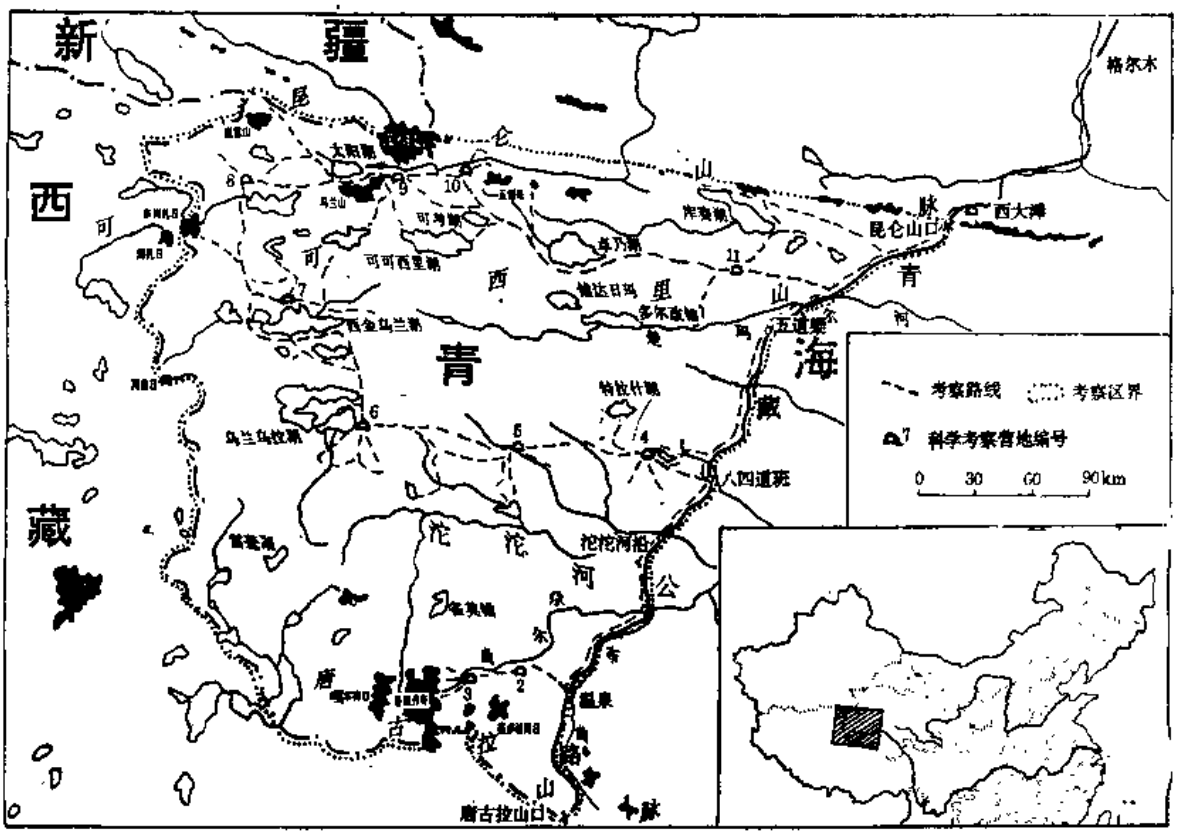
原上原始高原面保存最完整的地区之一，也是中亚内流水系与太平洋水系交汇地区，据研究本区西北部广大地区封闭的内流湖泊水系，曾经是长江河源水系的一部分。通过冰川演化综合研究中大量的事实否定了本区在第四纪冰期中全为大冰盖覆盖的推论。近二万年以来气候变化问题通过湖泊岩芯的孢粉、微体古生物、地球化学、磁化率和^{14}C等分析，得出了较详细的气候变化曲线记录，目前在高原其它地区也不多见的。总之，本书的出版不仅是青藏高原地区自然环境方面基本科学资料的系统积累，同时对青藏高原自然环境的分异与演化研究也是一个贡献。

1989 年参加野外考察的有中国科学院地理研究所李炳元、中国科学院兰州冰川冻土研究所李树德。1990 年参加野外考察的有李炳元、中国科学院南京土壤研究所顾国安、李树德、青海省气象局张琳、中国科学院青海盐湖研究所胡东升、中国科学院兰州冰川冻土研究所李世杰、中国科学院植物研究所郭柯、青海省高原地理研究所杨军、中国科学院地理研究所张百平、李栓科、中国科学院青海盐湖研究所山发寿、青海省环境保护局谢建湘。此外，陈继元、胡东升、李树德等在湖泊岩芯钻探工作中作了大量工作。在野外考察期间还得到本队后勤和其它专题科研人员的支持和帮助，保证了野外考察任务的顺利完成。中国科学院地理研究所黄赐璇、朱立平、李元芳，中国科学院植物研究所孔昭宸、杜乃秋参加室内分析和总结工作。

通过近 2 年的室内分析测试和资料整理，在各参加单位和有关同志支持帮助下，取得了理想的结果。测试分析主要由中国科学院地理研究所、南京土壤研究所、盐湖研究所、兰州冰川冻土研究所有关实验室承担，并得到兰州大学等单位热情支持。

本书系集体劳动成果，主要执笔人员及其负责部分分别为李炳元：前言、第一章、第十章第一、三、五节，第十一章第一、二、三、七节，第十三章，并负责全书内容的协调和修改，以及全书附图编辑；顾国安：前言、第七章、第十三章，并负责全书内容协调和修改；李树德：第五章，并部分负责全书协调；张琳：第二章；胡东升：第三章、第十三章第三节；李世杰：第四章、第十章第二节；郭柯：第六章；杨军：第八章、第十三章第三节；张百平：第九章，并负责全书英文目录、图名和摘要的翻译和修改；李栓科：第十章第一、五节和第十一章第二、六节；黄赐璇：第十章第四节；李元芳：第十一章第二、三、五、六节，并负责第十一章内容协调；朱立平：第十一章第二、三节；山发寿：第十一章第四节；孔昭宸：第十一章第四节；杜乃秋：第十一章第四节；谢建湘：第十二章。此外曹继秀（兰州大学）参加了第十一章第六节的工作。

本书稿完成后得到了张青松、阳燮、周陆生、林振耀、陈克造、于升松、郑本兴、任炳辉、童长江、何同康、申元村等先生的帮助，分别审阅了有关章节，提出了很多宝贵意见。郑度先生自始至终关心本书的编写，详细审阅了全部书稿，提出了许多重要修改意见。在此，我们谨向上述单位和专家以及其他曾给予我们帮助的同志表示衷心感谢。



附图 青海可可西里地区科学考察路线图

Figure Scientific expedition route map in Hoh Xil region of Qinghai Province

目　录

序……（i）
前言……（iii）
第一章　地貌……（1）
　第一节　地貌基本特征……（1）
　第二节　构造地貌……（3）
　第三节　气候地貌……（7）
　第四节　基本地貌类型……（11）
　第五节　地貌分区简述……（13）
第二章　气候……（16）
　第一节　大气环流背景……（16）
　第二节　太阳辐射分布及日照时数……（17）
　第三节　温度分布特征……（24）
　第四节　降水量分布特征……（30）
　第五节　其它气候要素特点……（33）
　第六节　特殊天象和物候现象……（36）
　第七节　小结……（38）
第三章　湖泊……（47）
　第一节　湖泊概况……（47）
　第二节　湖泊水文环境……（50）
　第三节　湖泊水化学……（51）
　第四节　湖泊沉积……（76）
　第五节　湖泊演化……（77）
第四章　冰川……（84）
　第一节　冰川的分布规律……（84）
　第二节　冰川的发育特征……（88）
　第三节　冰川的近期变化……（90）
第五章　冻土……（91）
　第一节　多年冻土……（91）
　第二节　冰缘地貌……（96）
第六章　植被……（100）
　第一节　植物区系组成及其生态适应特点……（100）
　第二节　主要植被类型……（104）
　第三节　植被分布的规律……（114）
第七章　土壤……（118）
　第一节　土壤形成的主要特点……（118）
　第二节　土壤分类系统及主要土壤类型……（121）
第八章　土地类型……（132）

第一节　土地分类的原则和系统 …… (132)
第二节　土地类型的基本特征与土地结构 …… (136)
第九章　自然环境特征与地域分异 …… (146)
第一节　自然环境的总体特征 …… (146)
第二节　地域分异因素及其作用 …… (148)
第三节　自然环境的三维地带分异 …… (150)
第四节　自然分区及各区特征 …… (152)
第十章　晚新生代以来的环境变化 …… (156)
第一节　沉积和地层 …… (156)
第二节　古冰川演化 …… (160)
第三节　水系演化 …… (166)
第四节　古植被演化 …… (171)
第五节　自然环境演化 …… (179)
第十一章　二万年以来的气候环境记录 …… (183)
第一节　概况 …… (183)
第二节　钻孔剖面沉积特征 …… (184)
第三节　沉积地球化学特征 …… (191)
第四节　古植被与环境变化 …… (197)
第五节　介形类化石与古环境 …… (206)
第六节　沉积物的磁化率与古环境 …… (211)
第七节　二万年以来的气候环境演变 …… (212)
第十二章　环境背景值 …… (218)
第一节　概论 …… (218)
第二节　空气环境背景 …… (221)
第三节　水环境背景 …… (226)
第四节　自然环境放射性核素背景 …… (228)
第五节　结论 …… (237)
第十三章　自然环境保护与合理利用 …… (239)
第一节　独特的自然环境 …… (239)
第二节　高原环境问题 …… (240)
第三节　环境保护和利用 …… (241)
参考文献 …… (244)
英文摘要 …… (248)
图版和图版说明(Ⅰ—Ⅱ) …… (259)
照片 (1—27)
附图 1　青海可可西里地区地貌图
附图 2　青海可可西里地区植被类型图
附图 3　青海可可西里地区土壤图
附图 4　青海可可西里地区土地类型图

PHYSICAL ENVIRONMENT OF THE HOH XIL REGION, QINGHAI

CONTENTS

Preface ..... (i)

Foreword ..... (iii)

Chapter 1 Geomorphology ..... (1)

Section 1 General features ..... (1)

Section 2 Structural geomorphology ..... (3)

Section 3 Climatic geomorphology ..... (7)

Section 4 Main geomorphological types ..... (11)

Section 5 geomorphological regionalization ..... (13)

Chapter 2 Climate ..... (16)

Section 1 Atmospheric circulation ..... (16)

Section 2 Radiation and sunshine hour ..... (17)

Section 3 Temperature distribution ..... (24)

Section 4 Precipitation distribution ..... (30)

Section 5 Other meteorologic elements ..... (33)

Section 6 Special synoptic phenomenon and phenoloty phenomenon ..... (36)

Section 7 Summation ..... (38)

Chapter 3 Lakes ..... (47)

Section 1 General condition ..... (47)

Section 2 Lake hydrology ..... (50)

Section 3 Lake hydrochemistry ..... (51)

Section 4 Lake deposition ..... (76)

Section 5 Lake evolution ..... (77)

Chapter 4 Glaciers ..... (84)

Section 1 Distribution pattern of glaciers ..... (84)

Section 2 Characteristics of glacial development ..... (88)

Section 3 Recent changes of glaciers ..... (90)

Chapter 5 Frozen Ground ..... (91)

Section 1 Permafrost ..... (91)

Section 2 Periglacial landforms ..... (96)

Chapter 6 Vegetation ..... (100)

Section 1 Floristic components and their ecological adaptive characteristics ..... (100)

Section 2 Main vegetation types ..... (104)

Section 3 Vegetation distribution pattern ..... (114)

Chapter 7 Soil ..... (118)

Section 1 Main features of soil formation ..... (118)

Section 2 Main features of soil classification system and soil types ..... (121)
Chapter 8 Land Types ..... (132)
Section 1 Land Classification Principles and System ..... (132)
Section 2 Basic Features of Land Types and Land Structure ..... (136)
Chapter 9 Physico-environmental Structure and Areal Differentiation...(146)
Section 1 General Features of Physical Environment..... (146)
Section 2 Differentiating Factors and Their Effect..... (148)
Section 3 Three-dimensional Differentiation of Physical Environment..... (150)
Section 4 Division of Physical Regions and Their Features..... (152)
Chapter 10 Environmental Changes Since Late Cenozoic Era..... (156)
Section 1 Deposition and Strata..... (156)
Section 2 Evolution of Paleoglaciers..... (160)
Section 3 Evolution of River System ..... (166)
Section 4 Evolution of Paleo-vegetation..... (171)
Section 5 Physico-environmental Changes ..... (179)
Chapter 11 Climatic Environment during the Last 20 000 Years ..... (183)
Section 1 Introduction ..... (183)
Section 2 Deposition Properties of Drilling Profiles ..... (184)
Section 3 Geochemical Properties of Deposits ..... (191)
Section 4 Paleo-vegetation and Environmental Changes..... (197)
Section 5 Ostracod Fossils and Paleo-environment..... (206)
Section 6 Megnetic Susceptibility of Deposits and Paleo-environment..... (211)
Section 7 Climatic Environmental Changes Since 20 000 a BP ..... (212)
Chapter 12 Environmental Background Value ..... (218)
Section 1 Introduction ..... (218)
Section 2 Atmospheric Environment Background..... (221)
Section 3 Water Environment Background..... (226)
Section 4 Radiative Nuclear Element Background..... (228)
Section 5 Conclusion..... (237)
Chapter 13 Environmental Protection and Rational Utilization of Natural Resources ..... (239)
Section 1 Unique Natural Environment ..... (239)
Section 2 Environmental Problems ..... (240)
Section 3 Environmental Protection and Rational Utilization ..... (241)
References..... (244)
English Abstracts..... (248)
Plates and Explanation of plates (I — I)..... (259)
Photo (1—27)
Attached Map I Geomorphological Map of the Hoh Xil Region, Qinghai
Attached Map I Vegetation Type Map of the Hoh Xil Region, Qinghai
Attached Map I Soil Type Map of the Hoh Xil Region, Qinghai
Attached Map IV Land Type Map of the Hoh Xil Region, Qinghai

第一章 地 貌*

第一节 地貌基本特征

青海可可西里地区处于青藏高原腹地，其南北边缘分属于唐古拉山脉和昆仑山脉，东至青藏公路沿线，西抵省界，中部广大地区为可可西里山等山地及其相间的宽谷盆地。

本区为青藏高原最高的地区之一，平均海拔 5 000m 左右。区内地势南北两侧高，中部较低缓。昆仑山脉和唐古拉山脉海拔较高，本区海拔 6 000m 以上的极高山和海拔 5 500m 以上的高山几乎全部集中在这两条山脉，北缘中昆仑山脉东段有布喀达坂峰(又称新青峰或莫诺马哈峰)海拔 6 860m，为本区最高峰(照片 1)，此外还有马兰山(6 016m)、巍雪山(5 814m)、五雪峰(5 805m)、大雪峰(5 863m)等；南缘的唐古拉山脉的西段，最高峰为长江源头的各拉丹冬(海拔 6 621m)，另外还有一系列海拔 6 000m 以上的高峰，如嘎尔岗日(6 513m)、赛多浦岗日(6 016m)和唐古拉峰(6 205m)等，唐古拉山的平均高度超过昆仑山。在区内两大山脉的相对起伏也是最大的，一般可达 1 000m 左右，这些山地是本区第四纪冰川和现代冰川发育的中心。

至今，可可西里地区未受到青藏高原强烈隆起所造成的河流溯源侵蚀影响，因而区内地势起伏较小，相对高度仅 300—600m 左右，甚至更小，地面坡度一般只有 15°左右(照片 3)。主要地貌形态是起伏和缓的高原面，高原面由小起伏高山、高海拔丘陵、台地和平原组成。可可西里山、冬布勒山及乌兰乌拉山横贯区内中部，平均海拔在 5 100—5 400m，仅有少数高峰超过5 600m，山地之间为宽阔的宽谷湖盆带，有楚玛尔河、沱沱河等纵贯区内，还有乌兰乌拉湖、可可西里湖、西金乌兰湖等镶嵌其中。这些湖盆的海拔高度在 4 900—4 500m之间。昆仑山南麓、红水河向北横穿博卡雷克塔格山的拐弯处是本区最低点，海拔不足 4 200m。

本区的基本地貌类型大多呈北西西—南东东方向展布，具有明显的带状分布规律，自北向南依次有 7 个地貌带：阿尔格山-博卡雷克塔格山和马兰山-大雪山大、中起伏的高山、极高山带；勒斜武担湖-可可西里湖-库赛湖高海拔湖盆带；可可西里山中、小起伏的高山带；西金乌兰湖-楚玛尔河高海拔宽谷湖盆带；冬布勒山-乌兰乌拉山中、小起伏高山带；乌兰乌拉湖-沱沱河高海拔湖盆宽谷带；祖尔肯乌拉山-唐古拉山大起伏极高山、中起伏高山带(图 1.1)。

---

* 本章执笔人李炳元。

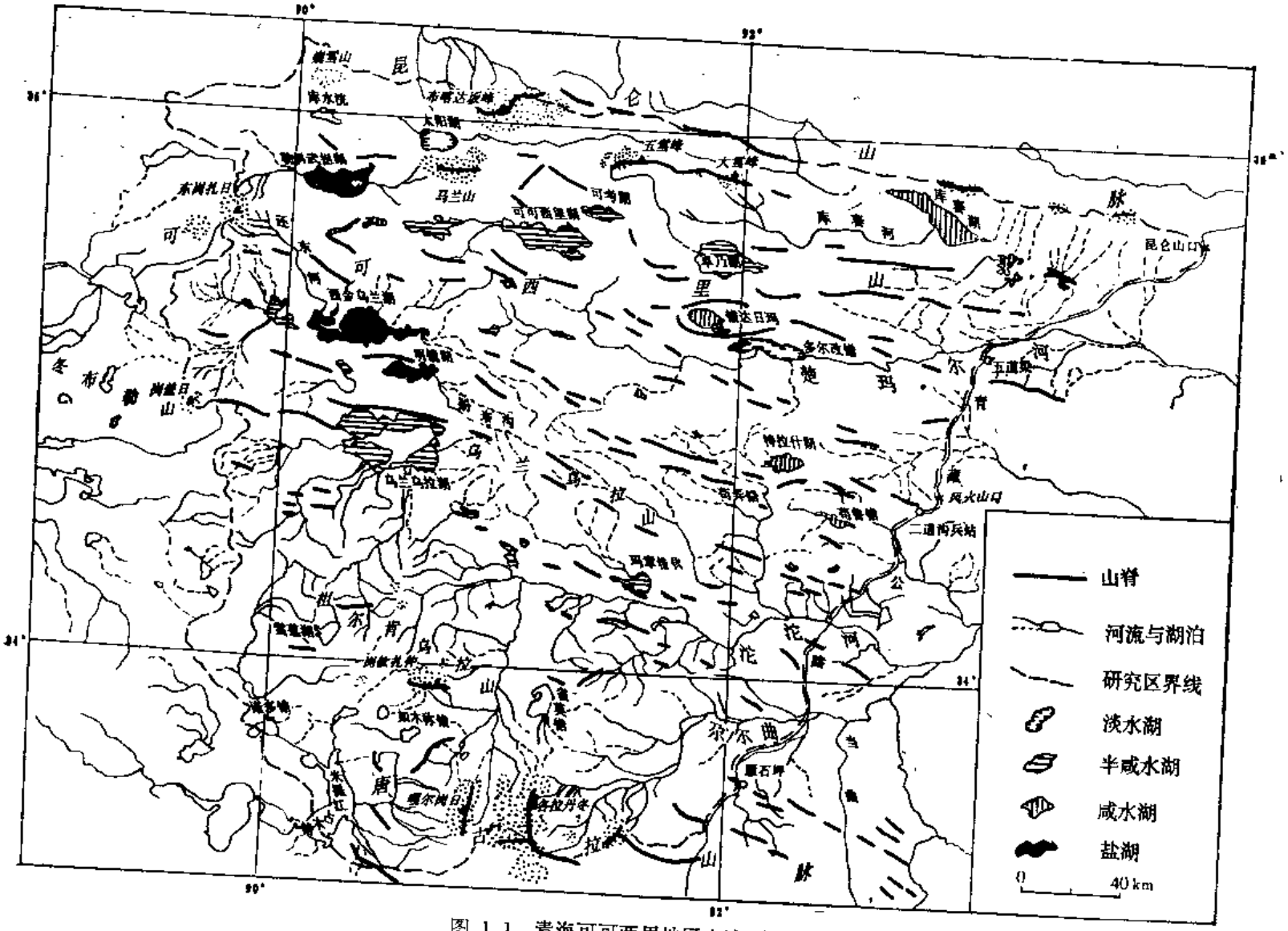


图 1.1 青海可可西里地区山脉、水系图

Fig. 1-1 MaP of mountains and river system in the Hoh Xil region, Qinghai Provincs

本区地处中亚内流水系与太平洋水系的交汇地带，其东部和南部是由楚玛尔河、沱沱河和尕尔曲组成的长江河源水系区，沱沱河和尕尔曲有冰川融水补给，水量较大，常年流水，而楚玛尔河等多数河流为雨水、地下水补给，水量较小，为季节性河流。本区西部和北部是以湖泊为中心的内流水系，处于羌塘内流水系的东北部，是可可西里地区大湖最集中的地区，它是由一系列湖泊为中心的内流水系构成。本区 1km²以上的 107 个湖泊大多数集中在西部和北部，200km²以上的乌兰乌拉湖等 7 个大湖全部集中在这里。现代绝大多数湖泊是封闭的，但它们周围的湖盆往往有"出口"，同相邻水系，甚至与长江河源水系之间没有明显的分水岭，它们之间不少地段在历史上是有流水相通的。

本区地貌类型多样，不仅有构造差异运动形成的海拔 6 000m 以上的极高山、海拔 4 000m 以上的高山、高海拔丘陵、台地和平原等基本地貌形态，还有受构造控制的火山熔岩地貌；气候地貌类型亦较丰富，有高寒地区特有的现代冰川和冰缘冻土，还有最常见的流水地貌、湖成地貌、风成地貌等。

地貌组合的纬向、经向和垂直方向的差异均有表现。纬向差异在一定程度上是受构造控制的，形成本区南北方向上山地与河谷湖盆相间的地貌。经向差异主要受气候影响，由于自东南向西北逐渐变干，东南部流水作用和冰川作用较强，冰缘作用多样，而西北部流水作用较弱、冰川作用受到限制，冰缘作用及类型相对单调，而风成地貌和湖泊地貌发育。垂直分异较简单，仅有极高山，小起伏高山、高海拔丘陵台地和平原三个层次，高原内的夷平面主要有二级，即平坦的极高山山顶面(6 000m 左右)所构成的高级夷平面和小起伏高山和高海拔丘陵组成的低级夷平面(5 000—5 300m)。

第二节 构造地貌

一、地质构造

在大地构造上本区处于欧亚大陆与冈瓦纳古陆之间的古特提斯缝合系的中段，亦可称为特提斯中生代地槽的重要组成部分——滇藏褶皱区，该褶皱区包括松潘-甘孜印支地槽褶皱系、三江印支地槽褶皱系和喀喇昆仑-唐古拉褶皱系(任纪舜等，1980)。本区的北界就是古特提斯缝合系的北界(这里是昆南断裂带)，南界在唐古拉中间地块内，其内以乌兰乌拉-夏仑曲深断裂为界将本区分为南北两个二级构造单元，北部的称北可可西里缝合带，南部的称做南可可西里地块(边千韬等，1992)。

北可可西里缝合带是北可可西里-巴颜喀喇缝合带的一部分，其中最老的地层为石炭-二叠纪的蛇绿混杂岩，区内分布广泛的地层是三叠系，其中分布最广的是上三叠统，为岩性单一的灰色砂岩和板岩，中三叠统(？)分布局限，有灰白色、黄灰色石英砂岩、含砾石英石砂岩和青灰色、灰绿色砂岩、灰色板岩夹安山岩组成。区内未见侏罗系。白垩系和第三系主要是紫红色砂岩、泥岩、夹砾岩、泥灰岩和石膏层。

南可可西里地块出露的最老地层是开心岭上石炭统顶部的灰岩。二叠系主要为碳质页岩夹砂岩、含生物碎屑的钙质砂岩、石灰岩、粉砂质泥岩及安山岩、玄武安山岩、玄武岩

和粗玄岩。三叠系仅见上三叠统，为一套浅海和滨海相砂岩、砾岩、砂砾岩，夹粉砂岩、泥质砂岩及少量碳质页岩和煤线。侏罗系仅有中、上统，为碎屑岩和碳酸岩的韵律层，岩性主要是紫红色砂岩、粉砂岩，泥岩，夹灰岩及石膏。白垩系、第三系和第四系的岩性与北可可西里缝合带内的地层岩性基本相似。

本区断裂构造在北部较发育，前述的昆南断裂、乌兰乌拉-夏仑曲断裂和西金乌兰-风火山断裂均为深大断裂，这些断裂为逆冲断裂，后来又具有左旋走滑断层性质。南可可西里地块的构造断裂弱得多，仅有一般断层，断层走向近东西向或北西西走向，区域构造的走向与此基本一致。

二、断裂构造地貌

本区不少断层至今仍在活动，它们对本区地貌的形成和演化起重要的作用。如前所述，本区从北至南的7个地貌带皆受同方向的地质构造的控制，呈近东西和北西西走向。区内发育的次一级近南北或北北东向展布的地貌如谷地、盆地和山地亦受同一方向的次级断裂构造控制。

本区活动断裂地貌发育。在昆仑山南侧，从布喀达坂峰东南的布喀冰川向东，以走向南东东方向沿昆仑山前经库赛湖北岸到昆仑山口一线，有规模宏大的活动断层地貌；在布喀冰川东的昆仑山南翼发育典型的断层三角面，断层三角面平直清晰，相对高度可达100—200m(照片4)。活动断裂的新近活动造成五雪峰附近、洪水河北岸洪积扇上出现反坡地震陡坎，陡坎相对高1m左右，另外在太阳湖东北布喀达坂峰南麓冰川前缘出露汽温92℃、水温达90℃的高温沸泉，面积达200—300m²，泉眼达100个以上，这亦是断裂活动的产物。在其他断裂带上亦能见到活动断裂地貌，如西金乌兰-风火山断裂带上，在移山湖东南发现一条长约300m的地震破裂带，在乌兰乌拉-夏仑曲断裂带上的岗齐曲南的地表也有近10km长的地震破裂带，在破裂带上有各种地震微地貌发育，如地震鼓包、地震裂缝、地震陡坎、地震塌陷坑等。这两条地震破裂带的走向与断裂带走向一致，从活动断裂地貌推测，这些活动断裂具有左旋平移的性质，在昆仑山口西其位移量有70—140m(据叶建青面告)。

断裂构造不仅控制了地貌走向，而且亦影响了地表起伏和主要地貌类型的形成。据地貌分析，本区晚新生代强烈隆起表现出整体抬升的特点，从而保持了本区和缓起伏的原始高原面的完整性。但在隆升过程中一些地区亦出现明显的差异，以致产生一系列盆地和山地，使本区地表起伏加大。在昆仑山脉和唐古拉山脉中的极高山如布喀达坂峰、马兰山、各拉丹冬、嘎尔岗日均为断裂控制的断块山地，它们高出高原面达1 000m左右。同时也产生一些沉降盆地，如本区东北部昆仑山间的西大滩谷地，谷地内沉积了巨厚的第四系，物探资料表明第四系厚度310m左右，上部170m厚的沉积物为中更新世以来的含亚砂土的砂砾石及其与砂砾石的互层。另外，唐古拉山山间温泉盆地也有400m余厚的第四纪砂砾石和亚砂土砾石层，这些都反映了高原内部的差异运动。南部的唐古拉山脉被一系列北北东的次级构造错断并形成各拉丹冬、嘎尔岗日等一系列短轴断块山和镶嵌其间的断陷谷地和盆地，在这些断块山顶上往往保存了较完好的平坦山顶面，其上发育了冰帽冰川。

本区的主要大湖盆地如勒斜武担湖、太阳湖、西金乌兰湖、乌兰乌拉湖等湖盆以及沱沱河、楚玛尔河、洪水河、岗齐曲等也呈近东西向或北西西走向，均表现出与断裂构造方向一致，目前除太阳湖、勒斜武担湖等少数湖泊外，大都没有直接证据来说明它们是断陷湖泊或断裂谷地，但通过考察发现它们不仅是顺断裂带发育的，而且宽谷湖盆内往往有同方向的活动断裂遗迹，活动断裂地貌发育，因此可以认为它们的形成与断裂有关。

三、火 山 地 貌

自从1981年美国出版了《世界火山》一书，并记载1973年7月16日(？)在本区月雪山附近发生过火山喷发以来(Sinkin et al., 1981)，青海可可西里地区的火山活动问题就引起中外学者的瞩目。作者在1989年5月和1990年5—8月考察期间不仅对月雪山，而且对全区火山活动进行了野外考察和遥感影象分析，收集了本区大量火山活动的直接和间接证据，从火山地貌研究中没有发现本区有活火山存在，月雪山本身连火山岩也没有找到。然而自晚新生代以来本地区火山活动是十分活跃的，火山作用的遗迹是广泛分布的，不少地区原生的火山地貌形态仍然保存完好，构成区内一个独特的自然景观，并在青藏高原上具有重要的地位。

本区火山熔岩地貌集中分布于北部和西部，昆仑山南侧火山带有黑驼峰(照片5)、平台山、大坎顶(照片6)、五雪峰西北和马鞍山等点构成，马鞍山位于东经92°14′，为青藏高原北部火山带分布最东的一个火山地貌点；可可西里山火山带有黑蹄山、平顶山、圆顶山、小黑台、双头山等。在本区南部形成乌兰乌拉湖与米提江古木错之间祖尔肯乌拉山火山群，这一火山群是本区火山熔岩地貌分布最广的地区，有桌子山、枕头崖、岗尕路、赛日木等(图1.2)。

本区火山熔岩地貌主要有熔岩方山、火山锥以及熔岩平原。熔岩方山分布最普遍，这是一种熔岩覆盖的火山地貌，熔岩类型有粗安岩、流纹岩、碱流岩、玄武岩等，熔岩被厚度有数十米至100—200m以上，其顶面平坦，熔岩被的垂直节理后经寒冻风化等作用，在其周边形成众多直立的峻峭陡崖，相对高度达100—200m，整体上成为顶面平坦、周边为陡崖所围绕的桌状方山地貌。其中有些方山顶部具有浅平的碟形洼地，有的洼地发育成直径100—300m的小湖，如可考湖东北的大坎顶(照片6)和桌子山——枕头崖之南的方山。最大的桌状方山达100—200km²，一般也有数平方公里，熔岩方山的海拔高度以岗尕路最高，海拔5 700m余，其上有小型的平顶冰川发育，一般在5 100—5 500m，相对起伏200—400m。这些熔岩方山是可可西里山和祖尔肯乌拉山主体的一部分，而昆仑山的熔岩方山则形成于山前地带。火山锥地貌在本区并不典型，真正的火山喷发口形成的锥状地貌或残留的火山颈锥地形少见，在黑驼峰西南可能为火山颈锥地貌，而多为熔岩方山进一步受到风化剥蚀破坏后形成顶部为熔岩覆盖的锥状体，其形态如火山锥，但实际上是一种残留的熔岩锥状地貌，如双头山和平顶山等。熔岩平原在本区不多见，仅见于乌兰乌拉湖南的熔岩方山的东北部，由于风化作用熔岩平原的表层分布着大量的石块，犹如石海。

本区熔岩方山和残留火山锥的山体具有二元结构即上部为熔岩，下部是早第三纪至三叠纪的地层。熔岩被覆盖的最新地层为渐新统，尚未发现与中新世以后地层接触。熔岩上面的覆盖物不多见，本次考察中仅在五雪峰北见倒数第二次冰期的冰碛覆盖在火山熔

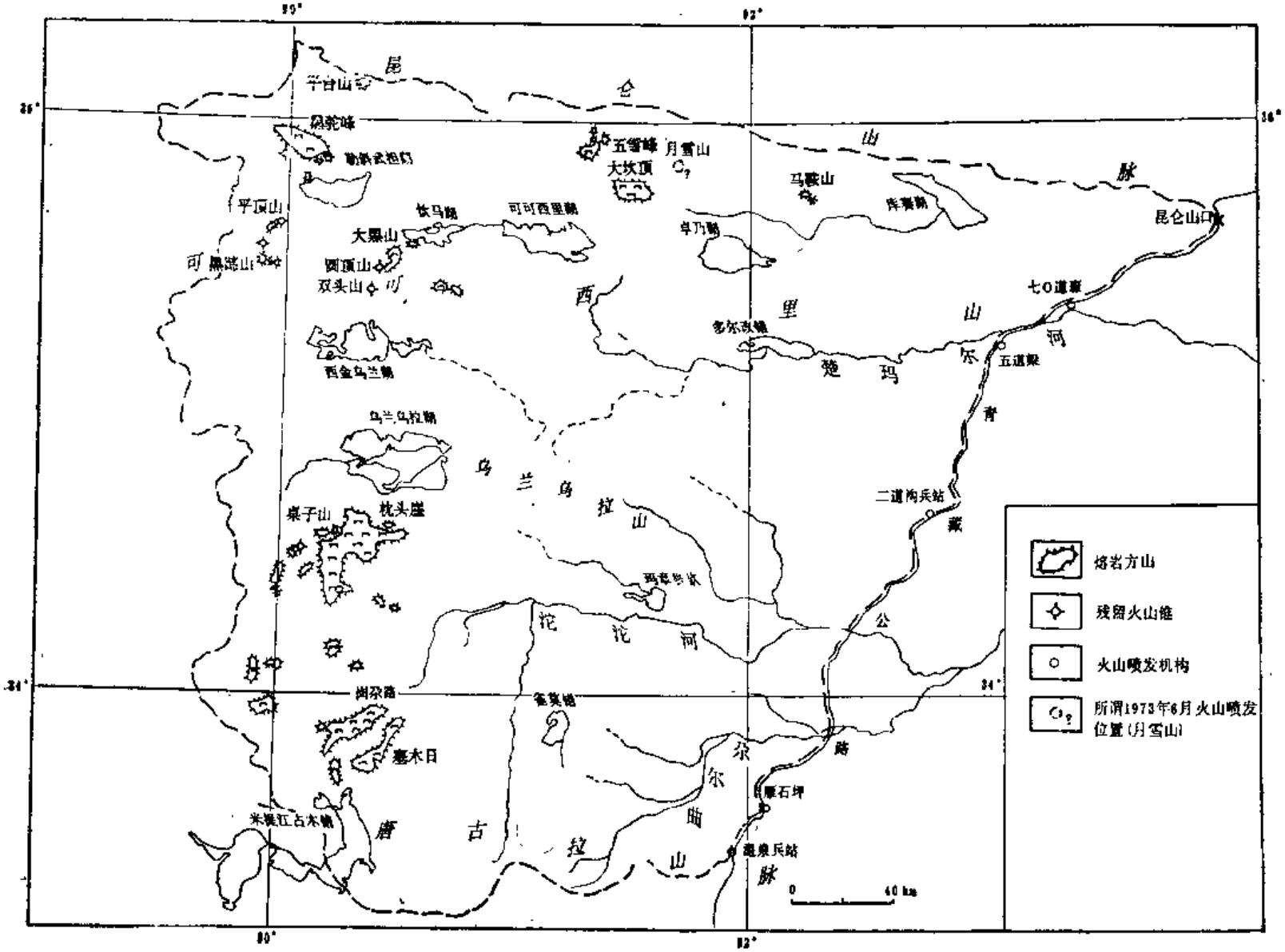


图 1.2 青海可可西里地区火山分布图

Fig. 1.2 MaP of volcanic distribution in the Hoh Xil region, Qinghai Province

岩之上。本队地质组等单位对区内火山熔岩进行了同位素年代测定，所获得的近20个年代数据在2.11±0.03Ma—53.5±3.0Ma之间，据绝大部分属于中新世的产物。这些年代数据与地层接触关系推论的时代相一致，这说明本区火山地貌主要是晚第三纪以来形成的。熔岩分布在最老一级夷平面至现代盆地边缘这一事实表明火山活动是与青藏高原隆起相一致的，成因上也是相互联系的。

第三节 气候地貌

本区受青藏高原强烈隆起的影响，现代气候严寒干燥，据野外气象观测并采用"气象学统计方法"进行订正延长，以及与边缘站资料进行对比分析估算，本区年平均气温在-4.1—-10.0℃之间，年降水量494.9—173.0mm，年平均风速一般为5—8m/s，由此看来，本区气候具有气温低、降水少、风速大的特点。气候地貌过程与气候密切相关，本区的气候地貌类型主要有冰川地貌、冰缘地貌、流水地貌、湖泊地貌和风成地貌等。

一、冰川地貌

本区现代冰川集中分布在海拔5 500m(昆仑山)—5 800m(唐古拉山)以上的山地，据统计现代冰川面积达1 552km²，冰川作用范围有一定局限性，其面积仅占全区面积的1.9%，而昆仑山和唐古拉山地区的冰川占全区冰川面积的3/4，其余零散分布于祖尔肯乌拉山、冬布勒山、乌兰乌拉山和可可西里等少数5 500m以上的高峰，如东岗扎日、汉台山、多索岗日、岗钦扎仲。本区高山和极高山的山顶面平缓，有利于平顶冰川和冰帽冰川的发育，其周围伸出大小不一的冰舌，冰舌末端高度在唐古拉山海拔5 400m左右，冰舌消融区有壮丽的冰塔林发育，分布在昆仑山冰川末端海拔5 000m左右。本区现代冰川的积累和消融都小，冰川运动速度缓慢，冰川侵蚀作用和堆积作用都较弱，因而现代冰蚀和冰碛地貌规模较小，冰川槽谷和冰斗一般不甚典型，冰碛丘陵和冰碛垅的相对高度也较小。

更新世时期本区古冰川地貌的类型和规模是中外学者关心的问题，有人认为本区卓乃湖—可可西里湖一带都是冰蚀丘陵、冰碛丘陵、冰蚀洼地和冰盆等地貌，那么本区为青藏高原大冰盖的一部分(韩同林，1991年)，但我们考察结果表明该区不仅没有冰盖的典型地貌如冰岛型槽谷和蛇形丘，而且广大高原湖盆也没有其他任何冰川遗迹。本区更新世有2—3次冰期，各次冰期的冰川地貌保存情况不同，有形态完整的冰碛丘陵，它们分布于现代冰川外围，而最老的冰碛地貌经长期破坏所剩无几，仅有零星的冰漂砾。更新世古冰川地貌的分布限于区内高山、极高山的外围地区，在唐古拉山脉的古冰川地貌分布在长达30—40km的范围内，个别达60km以上，昆仑山的古冰川地貌仅在现代冰川外围分布，而在区内广阔的高原湖泊周围、平原、台地、丘陵以及海拔5 500m以下的山地几乎完全缺乏古冰川地貌的遗迹，由此可见在唐古拉山地区古冰川作用的范围最大，古冰帽达数千平方公里，而在西北部范围很小，不存在所谓的大冰盖，这与青藏高原其他地区研究结果是一致的(李炳元、李吉均，1991年)。

二、冰 缘 地 貌

本区位于地球上罕见的低纬度高山多年冻土区的东部，多年冻土分布广泛，除乌兰乌拉湖、勒斜武担湖等湖泊及沱沱河等常年有水的大河以及局部地热异常区外，其他地区多为连续的多年冻土区，冻土厚度最大的近 100cm。本区暖季气温日较差达15.7℃(沱沱河)—13.4℃(太阳湖)，地表温度正负频繁交替，距地表 1—2m 的季节融化层中冻胀作用、冻融作用及由此所产生的冰缘地貌几乎到处可见。在山体上部较高部位因寒冻风化重力作用而形成冰缘突岩、石海、石条、石河和岩屑坡等；在较低缓的山体下部和谷地底部由于冻融分选作用形成多边形土和石环等，其直径 10—20cm(马兰山东面)至 10—20m(五雪峰西南)；另外还有冻胀作用形成的冻胀石笋(如荷鲁错南面的冻胀石笋高 20—80cm) 和冻胀丘(如青藏公路沿线、4 号营地西河谷底部)；冻融蠕流作用形成的泥流阶地、草坡滑塌以及热融滑塌和热融洼地在本区东南部等地均可见到。

本区冰缘地貌类型丰富、目前世界上已发现的许多冰缘地貌类型都在本区出现。随着气候干湿变化本区各地的冰缘地貌组合类型也有差异，在东南部气候较湿润，这里主要是冻融蠕流形成的多种热融地貌和冻胀丘；而在较干旱的西北部地区，以寒冻风化作用为主，这里的冰缘地貌类型简单，规模亦较小。由于受温度和坡度的影响，冰缘作用的垂直分异较明显，冰雪作用带以下有寒冻风化雪蚀作用带；融冻蠕流带；融冻分选和冻胀作用分选带；冻胀作用、热融流水作用带。

冰缘作用包括寒冻作用、风沙作用到流水作用各个方面，它是区内最广的一种地貌作用，虽然其强度有限，它仅对大地貌起着修饰作用，但本区长期处于冰缘环境下，对地貌形态的塑造起着重要作用，在冻融和雪蚀等综合作用下地表寒冻夷平作用强烈，促使地表日趋和缓化。

三、流 水 地 貌

在本区流水地貌亦是一种较普遍的气候地貌类型，但由于区内气候干燥，河流水量相对较小，河流作用较弱。本区东部有长江河源水系的沱沱河(照片 7)、楚玛尔河(照片 8)、尕尔曲(照片 9)等，北部有红水河、库赛河等内陆河流。发源于昆仑山和唐古拉山的河流多有冰川融水补给，水量较大，河流作用较强，发源于本区内部可可西里山、冬布勒山、乌兰乌拉山等山地的河流以雨水补给为主，一般河流较短小，水量不大，多为季节性河流，有的一年中大部分干枯，仅在夏季降水后才有小股水流。本区河流流量较小，河流搬运能力较弱，河谷宽缓，河床宽浅，有的发育为辫状水系，阶地不发育，阶地前缘坡坎平缓，多数河段具加积特征，仅在个别河段受局部构造影响形成相对明显的阶地或较窄的谷地。另外本区河床多为砾质河床，河流砾石的砾径一般在 10cm 左右，砾石磨圆度较差，以次棱角为主，砾石成分大都与当地基岩相近，流水堆积地貌则显示出冰缘河流堆积特征。

长江源河流一般可分为高山源头和高海拔平原两部分，前者有宽谷发育，不少河谷承袭了古冰川槽谷，河流散流在冰水砾石上，后者大多发育在新生代盆地中，呈盆地型高原宽谷。沱沱河是区内长江源河流中最大的一条河流，连同源头冰川在内至沱沱河沿共

296.8km 长，该河属冰融水与雨水混合补给的河流，据沱沱河沿水文站实测资料，其多年平均流量 29.4m³/s，小于当曲，最大流量 750m³/s，最小流量仅 0.04m³/s。以江塔曲口直角转折处为界可将沱沱河分为上下两段：

上段——源头段：从河源至江塔曲口，总长度为 132km，河床纵比降 5.45‰，本段河流自南向北流，源头纳钦曲流经唐古拉山中段各拉丹冬与尕恰迪如岗雪山群之间，其中姜根迪如峰南侧冰川是长江的源头[1]，该冰川长 12.5km，冰舌末端海拔 5 400m。河流在两极高山之间流经长 15km、宽 3km 的古冰川槽谷，再向北流经由末次冰期冰碛组成的狭谷，然后进入唐古拉山与祖尔肯乌拉山之间的雀莫错盆地，在盆地中谷地开阔，河床有 2—3km宽，河谷与江源地区最大的内陆湖——雀莫错之间被数十米高的岗丘隔开，并有一连串湖泊镶嵌在岗丘中，这可能是河湖相通的遗迹。在宽谷中发育相对高度为 3—5m 和 12—15m 的两级阶地。

沱沱河流出雀莫错盆地至祖尔肯乌拉山区时，河谷缩窄到 0.5km 左右，河宽仅 60m，水深 0.5m。

下段——宽谷段，即江塔曲口至沱沱河沿段。沱沱河在江塔曲口急转 90°，由近南北向转向东流，本段长 161km，平均纵比降约 1.39‰，河床宽浅多汊，变化频繁，是高原上较典型的游荡型河流。在沱沱河沿附近河谷宽达 10 余公里，河床宽 500—600m，河谷中分布着相对高度约 5m 的第一级堆积阶地，还有 1—2 级具薄层堆积的基座阶地，但阶地的前缘阶坎都不很明显(照片 7)。

从沱沱河河源至青藏公路上的沱沱河沿，河床质粒径和河床比降沿程是递减的(表 1.1)，表明河流搬运能力也逐渐减小。

表 1.1 沱沱河河床质粒径、比降沿程变化

Table 1.1 Changes of bed material size and bed slope along the Tuotuo River

站 点	距河源长度 (km)	河床质中径 (mm)	河床比降
切苏美曲汇口以下0.5km	48.6	41.5	6.25
拉日干木 [illegible]以下[illegible]km	67.5	16.5	2.38
鹿扎首各	271.1	5.0	1.48
沱沱河沿	293.8	3.5	1.16

注：据吴立人资料。

楚玛尔河为区内第二大河，横贯本区的中、北部，它发源于可可西里湖之南的可可西里山南侧，全长约 530km，其中有近一半的河段在青藏公路以东，不在本区境内。楚玛尔河的平均比降为 1.27‰，据楚玛尔河沿水文站观测，其多年平均流量为 8.37m³/s，最大流量 293m³/s，最小流量为零，夏季也可能断流，年际极值比达 93.89，通常 6—10 月径流量占全年的87.5%。

1) 以姜根迪如南侧冰川为长江源头是长江流域规划办公室实地考察确定的，之后有人提出异议，认为当曲比沱沱河长数公里，应以当曲为源。我们认为以长度为原则，两者相差无几，考虑已成习惯，没有必要再作更改，仍以沱沱河为长江源较妥。

楚玛尔河河源有东西两支，汇合后东流100km从西南侧注入多尔改错，该湖面高4 688m，东西长约30km，是江源地区最大的湖泊，多尔改错西浅东深，楚玛尔河从湖东流出，进入楚玛尔盆地，经127km到达楚玛尔河沿。在盆地内由于局部地段上升，阶地发育，如贡昌日玛西北楚玛尔河北岸有相对高10m的基座阶地(照片8)，零散的薄层冲积砾石层分布在第三纪红层剥蚀面上，砾径1—7cm，磨圆度较差，呈次圆状，砾石成分有灰褐色石英砂岩、脉石英和燧石等。而下游的楚玛尔河谷盆地中阶地不发育，谷底平浅，河谷形态不明显，在河谷两侧和缓的低台地上有薄层砂砾层，其下部为上新世至早更新世的湖相沉积层。

四、湖泊地貌

本区湖泊众多，属羌塘高原北部湖区大湖集中的地区，湖泊率达4.6%，它超过西藏北部内流湖区的湖泊率(3.6‰)，也高于喀喇昆仑西昆仑地区(3.49%)。本区1km²以上的湖绝大部分是封闭的内流湖，多数属半咸水湖(矿化度1—35g/L)和咸水湖(矿化度35—50g/L)，少数为盐湖(矿化度>50g/L)(如西金乌兰湖)，仅个别为淡水湖(矿化度<1g/L)(如太阳湖)。区内湖盆宽浅，湖泊周围一般为洪积冲积平原、冰水平原和湖滨沉积平原，多数由砂砾石组成，在湖滨地带有细颗粒沉积。最高湖岸线高出现代湖面一般不超过10m，如乌兰乌拉湖东北为8.5m，明镜湖南5m，太阳湖西南为6m，可考湖北为4.5m，可可西里湖东为4m，而卓乃湖北仅有1m左右，其东端仅有2—3m的沙堤将它与库赛湖水系隔开，与此形成鲜明对比的是与西藏可可西里西面的东喀喇昆仑湖区古湖岸线高出现代湖面100m左右的情况十分普遍。本区湖滨地貌表明近期湖成地貌作用过程不发育，现存的古湖岸线有的仍处于现代波浪作用范围之内，故可能是新近时期形成的，反映湖滨地貌的年轻性。湖蚀地貌形态亦不明显。有一些较小的湖泊已逐渐干枯，或为冬季无水的季节性湖泊。总之，本区湖泊面积不小，但湖泊作用并不活跃，湖泊地貌单调，一般在现代湖泊之外的古湖岸线都为砂砾质的，没有粉砂质粘土组成的典型的湖相堆积平原或台地，仅在考察中发现西金乌兰湖西、还东河南有相对高15m的较细的河湖相沉积。

五、风成地貌

本区地势开阔，受近地面冷空气活动和高空强劲西风的影响，风速大。据五道梁和沱沱河沿气象观察资料，大风瞬时风速大于17.2m/s，年平均大风日数超过110天，为青海省之冠，也是全国风速最大地区之一。

风蚀作用为本区普遍的一种地貌现象，地表面普遍由细角砾组成，就是由于风力作用将地表细颗粒吹走而粗化，形成砾质戈壁状地面，这种地面在区内是较常见的。局部地区亦有风蚀和冰蚀交互作用形成的风蚀土砾柱，其相对高度一般在5m之内。

风积地貌以砂砾质地面上覆盖的平沙地为主，这是本区分布最广的一类风积地貌类型，它在河谷湖盆边缘都有分布，该类型地貌与莫氏苔草相联系，往往形成莫氏苔草沙地，为本区分布最广的一种风沙地貌类型。另外在一些背风地段形成微起伏的草丛沙包，如明镜湖以南有一些沙包，相对起伏高度1—3m。流动沙丘主要分布于冬布勒山北-西金乌

兰湖北一楚玛尔河南至五道梁南一线，新月形沙丘和沙丘链呈断断续续分布(照片10)，近东西向展布，沙丘带延伸达300km左右；如还东河南、西金乌兰湖北、移山湖北、多尔改错南等都有典型的新月形沙丘、沙丘链和沙垅分布，相对高度一般5—10m，在巍雪山以北，东西向的宽谷中也有大片较密集的沙丘链，其相对高度有10—20m或更高。本区所有的沙丘分布是东西走向的，它们背风坡的方向或沙垅的指向为东，显然沙丘主要运动方向是由西向东移动的。

六、气候地貌组合特征

冰川地貌和冰缘地貌是寒冷气候环境中特有的地貌类型，它们在区内普遍出现表明了本区气候地貌的基本特征；风成地貌在一些地貌分类中亦把它作为与冰缘环境密切相关的地貌类型；河流地貌在各种气候环境中都是最基本的一种地貌，但在本区河流地貌特征如河谷形态、河床类型及沉积结构等均反映出干寒多年冻土区的河流特点；湖泊地貌中广泛发育的是封闭湖泊，并且以咸水湖、半咸水湖居多，还有盐湖发育，湖泊沉积以粗颗粒沉积为主，亦反映干旱化的寒冷环境。总之，本区现代地貌作用过程反映出寒冷半干旱环境特征。

本区气候地貌作用的地域分异明显。冰川地貌的分布与海拔高度有关，主要集中在唐古拉山与昆仑山脉及其山前地带，在中部广大地区仅零星分布于局部的高山地区，显示了与大地貌分布一致的南北方向上的差异。湖泊地貌与河流地貌则显示出东西方向或称为经度地带上的差异，本区东部为长江河源水系，集中了区内主要大河，河流作用较强，而湖泊较小，其规模不大，多为半咸水湖，而西部地区则为内流湖区，集中了主要的大湖，多为咸水湖和盐湖，这里河流短、流水作用较弱。风成地貌虽然是一种广泛分布的地貌类型，但其营力的作用是有限的，典型流动沙丘的规模亦不大，由于地貌条件和沙物质供给来源的关系仅集中在东西方向上的狭窄地带。各种冰缘地貌类型的分布无论是在水平方向或是垂直方向上都有一定的差异性，也显示出地带性分布的规律。

第四节　基本地貌类型

对基本地貌类型的划分目前仍有多种方法，过去普遍采用了平原、台地、丘陵、低山、中山、高山和极高山的分类方案(沈玉昌等，1959)，在其划分的指标中3 500—5 000m都为高山，而5 000m以上为极高山，这样划分难于反映高原地貌特点，通过近年高原地貌研究，根据地貌形态特征及其海拔高度两个因素作为划分基本地貌类型的依据(李炳元等，1988)。形态特征主要依据起伏高度(即相对高度)和切割深度分别将山地和平原两大基本地貌形态类型分为极大起伏山地(起伏高度大于2 500m)、大起伏山地(2 500—1 000m)、中起伏山地(1 000—500m)、小起伏山地(500—200m)、丘陵(小于200m)、台地和平原七类基本地貌形态类型。它们主要由构造运动性质和强度决定的。这些形态类型可以分布在不同高度上，其高度的差异主要反映地壳构造运动强度的不同。不同海拔又影响所在

地区温度、水分状况，对气候地貌产生重要影响。关于海拔高度的分级主要考虑我国大地貌等级即我国地貌上的三大地貌阶梯差异，从全国的角度划分了极高海拔(大于6 000m)、高海拔(4 000—6 000m)、高中海拔(2 000—4 000m)、中海拔(1 000—2 000m)和低海拔(小于1 000m)五个级。本区海拔高度最高点为布喀达坂峰(6 860m)，最低点在红水河向北横穿博卡雷克塔格山的拐弯处(4 200m左右)，从海拔分级上看，本区属高海拔和极高海拔之列，由此看来高海拔是本区最基本的地貌特征。本区地处青藏高原腹地，相对起伏较小，没有极大起伏的类型，但高海拔类型较齐全。本区的基本地貌类型包括大起伏极高山、中起伏极高山、大起伏高山、中起伏高山、小起伏高山、高海拔丘陵、高海拔台地和高海拔平原八个基本地貌类型(见附图：青海可可西里地区地貌图)。

极高海拔地貌是突出于高原面之上的超过海拔6 000m的极高山，它们是青藏高原强烈隆起的中心，构成昆仑山和唐古拉山脉的主要组成部分，其顶部大都保留着平缓的夷平面，其上发育了现代冰川。极高山地主要分布在唐古拉山的各拉丹冬(6 621m)、嘎尔岗日(6 513m)、赛多浦岗日(6 016m)、姜根迪如岗日(6 543m)和昆仑山脉的布喀达坂峰(6 860m)，另外本区可可西里山的东岗扎日(6 102m)、冬布勒山的岗盖日(5 963m)、祖尔肯乌拉山的岗钦扎仲(6 131m)等。极高山地基本上顺各大山系的走向断续分布，往往呈孤立山体。唐古拉山脉和昆仑山脉的极高山都为大起伏极高山，而位于这两大山脉之间的岗钦扎仲、东岗扎日和岗盖日为中起伏极高山。

高海拔地貌是本区基本地貌类型，除极大起伏高山外都有分布，它组成区内各大山脉的主体。

中昆仑山东段组成本区北界，其中大雪山、五雪峰、湖北冰峰等为超过5 500m以上的大起伏高山，其余为海拔5 200—5 400m、起伏高度在500—1 000m的中起伏高山，局部地段起伏高度不到500m。

可可西里山主要是有中、小起伏的高山组成，其主体汉台山、天台山等为海拔5 400m以上的中起伏高山，其余部分为小起伏高山。

乌兰乌拉山—冬布勒山地，除多索岗日个别山地海拔达5 600m以上为中起伏高山，绝大部分山地海拔为5 100m左右，山脉的主体由小起伏高山和高海拔丘陵组成。

唐古拉山脉北坡和祖尔肯乌拉山主要由中、小起伏的高山组成的，他们在沱沱河以南大片分布。

高海拔丘陵相对起伏都在200m以下，大多位于山地与盆地之间的过渡地带，主要分布于尕尔曲、沱沱河、楚玛尔河、乌兰乌拉湖、勒斜武担湖、西金乌兰湖等宽谷盆地的边缘，多为较大面积的高海拔丘陵。

高海拔台地可做为盆地的一个组成部分，是高原隆起过程中相对稳定和沉降的交接部分。台地表面比较平整，坡度较小，一般在10°以下。平原与台地的主要区别是前者地面未受切割或切割很小，高差一般小于20—30m，台地切割较大，台坡高度一般大于20—30m，它们组成青藏高原高原面的一部分。台地主要分布于库赛湖东南、昆仑山山前盆地、可可西里湖—勒斜武担湖、西金乌兰湖—楚玛尔河、乌兰乌拉湖—沱沱河等宽谷盆地带以及其他湖盆边缘。

在海丁诺尔—盐湖以南、青藏公路沿线附近沱沱河谷地以及84道班以西等地为晚第三纪泥灰岩组成的剥蚀台地；在盼来沟等地为上新世和早更新世的河湖相沉积台地。另外

还有零星分布的冰碛台地和洪冲积台地。不管是剥蚀台地还是堆积台地分布都较广，但堆积台地的规模较小。

本区平原可分为堆积平原和剥蚀平原两类，堆积平原包括冰碛平原、冰水平原、洪积平原、洪冲积平原、冲积平原、湖积冲积平原和湖积平原等，它们的分布与河流、湖泊和现代冰川有关，通常组成各种盆地的底部。在昆仑山前的库赛湖东、乌兰乌拉湖南、西金乌兰湖北、沱沱河谷地和楚玛尔河谷地等都有大面积的堆积平原。剥蚀平原主要指地表基岩裸露或有薄层残坡积物等沉积覆盖的平原，覆盖物厚度小于 1m，平原形态多呈波状起伏，分布较零星，主要分布于可可西里山和乌兰乌拉山山间河谷盆地和湖盆边缘，在唐古拉山南翼也有零星分布。

第五节　地貌分区简述

受地质构造和新构造运动的影响，本区基本地貌形态有明显的南北方向差异，又因东西向的和垂直方向的气候干湿、冷暖变化产生不同的外营力作用，形成多种多样的地貌类型，根据地貌组合的区域分异，本区可以分为五个地貌区(图 1.3)。

一、昆仑山中、大起伏高山区

本区位于昆仑山的主脉阿格尔山、博卡雷克塔格山的主脊线南侧，包括两列东西向山地，北部一列是阿尔格山-博卡雷克塔格山，南部一列是马兰山-大雪山。北列山地的海拔高度在布喀达坂峰以西一般 5 300m 左右，布喀达坂峰至湖北冰峰之间为 5 200m 左右，湖北冰峰以西海拔 5 400m 左右。南列山地的平均海拔 5 300—5 500m，其中有布喀达坂峰等极高山，五雪峰和大雪峰等 5 500m 以上的高山、山地都有现代冰川发育，其余为冰缘作用的山地。在两列山地之间为太阳湖盆地和沿断裂发育的红水河谷地，其海拔为 4 900—4 700m，红水河两侧洪冲积台地发育，古冰碛丘垅分布在一些高山谷地至宽谷盆地边缘。

二、长江源小起伏高山宽谷盆地区

本区北起昆仑山南麓，南至唐古拉-祖尔肯乌拉山的北缘(雁石坪—枕头崖一线)，西界大致沿长江河源水系与羌塘内流水系交接地带。区内山地与河谷盆地相间、呈近东西向分布，从北向南有库赛湖-海丁诺尔盆地、可可西里山、楚玛尔河宽谷盆地、乌兰乌拉山、沱沱河宽谷盆地等。区内的河谷盆地海拔一般在 4 400—4 600m 之间，其中有较宽的冲积平原和洪冲积平原，在其边缘地带分布着剥蚀台地和河湖相沉积台地。区内山地的海拔大致在 5 000—5 300m左右，以小起伏山地为主，中起伏高山在可可西里山地呈连续的分布，在乌兰乌拉山仅出现个别的中起伏高山。高海拔丘陵仅有零星分布，主要分布在乌兰乌拉山。本区内无现代冰川，又无第四纪古冰川，广大地面为冰缘作用地区，因而寒冻风化至热融滑塌各种冰缘地貌都有分布。在楚玛尔河谷地风沙地貌发育。沱沱河和楚玛

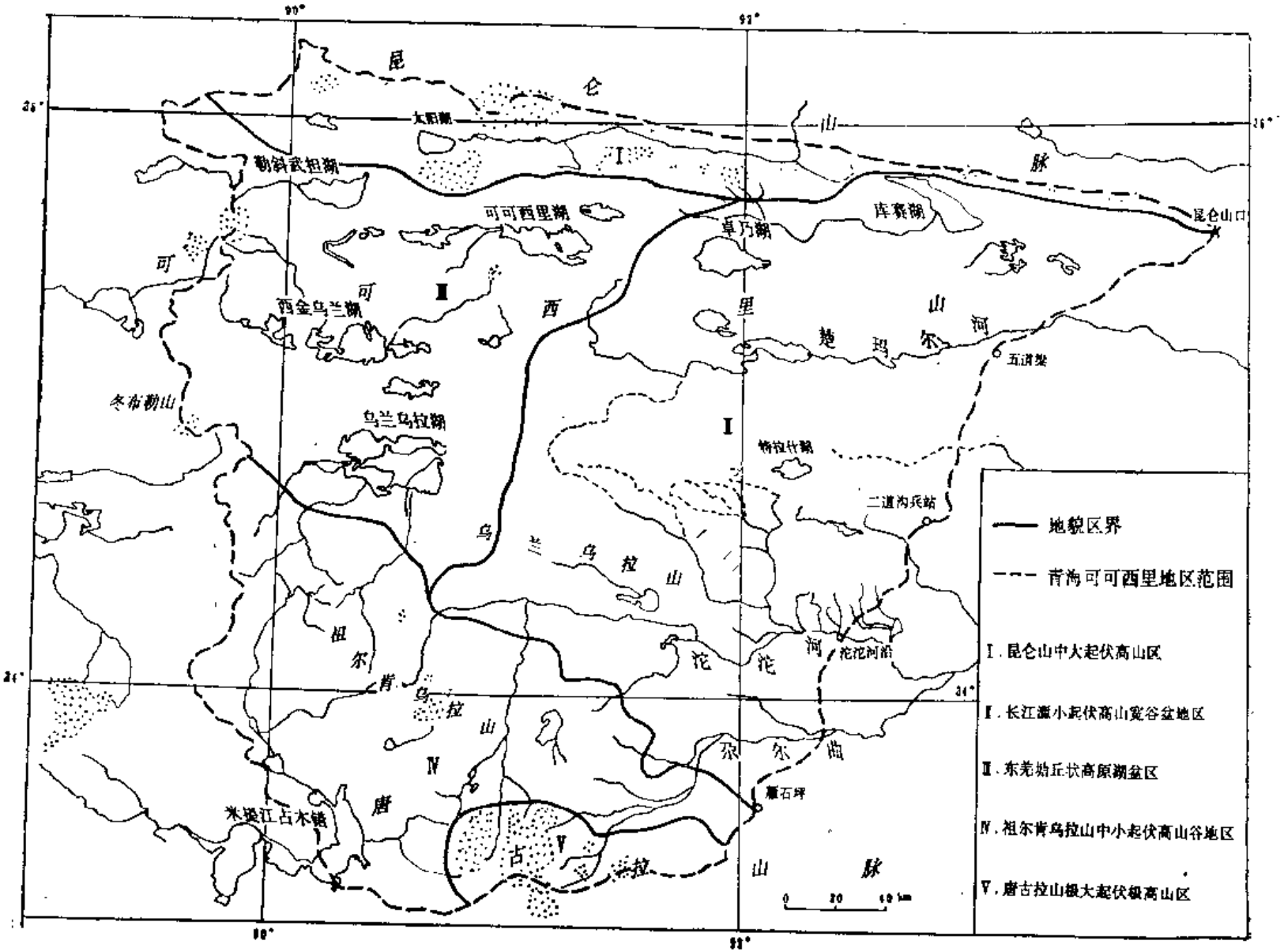


图 1.3 青海可可西里地区地貌区划图

Fig. 1.3 MaP of geomorphologic regionalization in the Hoh Xil region, Qinghai Province

尔河都是河流溯源侵蚀尚未到达的地区，地面基本上未遭受切割，因而成为外流区内高原面保存较好的地区。

三、东羌塘丘状高原湖盆区

本区位于长江源小起伏高山宽谷盆地区以西，南与祖尔肯乌拉山相连，北与昆仑山接壤，为羌塘高原内流湖区的一部分。区内仍呈近东西向宽谷盆地与山地相间的地貌格局。本区除东岗扎日、汉台山、岗盖日等山接近或超过6 000m并于其上有现代冰川发育和外围有古冰川遗迹分布外，广大的山地多以高海拔丘陵为主，此外在可可西里山还有零星分布的小起伏山地。本区有乌兰乌拉湖盆、西金乌兰湖盆、可可西里湖盆、勒斜武担湖盆等，成为可可西里地区较大湖盆集中地，这些湖盆大致呈东西走向，每个湖盆往往不对称，表现为一侧湖滨平原窄小，甚至直接为基岩湖岸，另一侧有较宽的平原。湖盆底部海拔一般4 800—5 000m，湖泊均为半咸水湖、咸水湖或盐湖，湖泊都表现出退缩的趋势。本区冰缘作用普遍，相应出现各种冰缘地貌。在可可西里山还有少量零星分布的熔岩方山和火山锥。

四、祖尔肯乌拉山中小起伏高山谷地区

本区位于雁石坪-枕头崖以南、唐古拉山极高山带以北地区。除祖尔肯乌拉山主峰岗钦仲扎(6 137m)为极高山外，一般为海拔5400m左右的高山，山体呈北西西走向，其间发育了一系列近南北向和北北东向的宽谷盆地，如沱沱河源头的钠钦曲和尕尔曲谷地。本区山地多为中起伏高山，其次是小起伏山地，另外在山间盆地边缘零星分布着高海拔丘陵。在祖尔肯乌拉山晚新生代火山熔岩方山广泛分布。山地的现代地貌过程以冰缘作用过程为主。

五、唐古拉山极大起伏极高山区

本区位于青海可可西里地区南缘，山地呈北西西至东西走向，它常被一些北北东走向的谷地错断，形成同方向的短轴山地与谷地相间的格局。山地平均海拔在6 000m以上，谷地则在5 000m左右。区内有各拉丹冬、嘎尔岗日、赛多浦岗日等极大起伏极高山，它们的海拔高度虽然没有布喀达坂峰高，但平均海拔在青海可可西里地区是最高的一个地貌区。本区现代冰川发育，有规模较大的冰帽冰川，山地之间的谷地不是被现代冰川所占据，就是被古冰川遗迹所覆盖，而且是可可西里地区现代冰川分布最大的一个区，同时也是冰缘作用十分强烈的地区。

第二章　气　　候*

第一节　大气环流背景

一、夏季平均流场

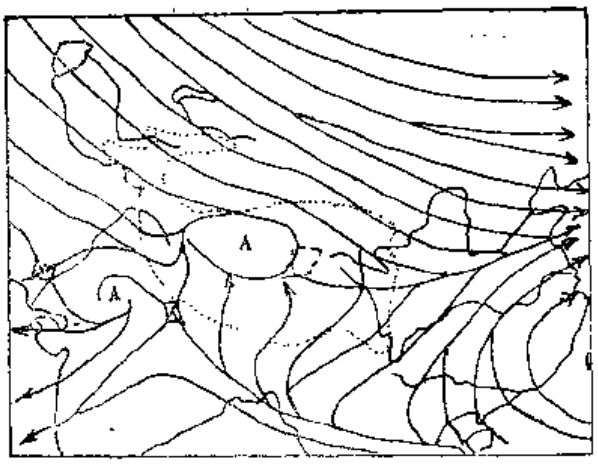


图 2.1 多年平均7月5 000 m合成风流场(据代加洗资料)
Fig. 2.1 Multi-year average air current in July (5 km)

本次考察在暖季，据文献(代加洗，1990)夏季影响青藏高原的大尺度基本气流是对流层热带东风、副热带西风、平流层东风以及相应的东西风急流。此外，西南季风对高原的影响也是不能忽略的。由图2.1可见，高原东侧的辐合线是对流层中下层的深厚系统。7、8月辐合线可达35°N，是夏季5km高度的最北位置，5km以上稍有南倾。它的季节位移和强度变化，与西太平洋副热带高压的位置关系密切。

二、冬季平均流场

据研究，冬季对高原天气和气候有重要影响作用的是对流层西风、极地西风、平流层西风以及这些风带中的急流。3km以下的西风气流受高原阻挡，在高原西面被分为南北两支，北支被迫形成高原北侧的动力性高脊，南支西风则沿高原南缘形成动力低槽。这是冬季高原及邻近地区对流层环流的基本形势(见图2.2)。

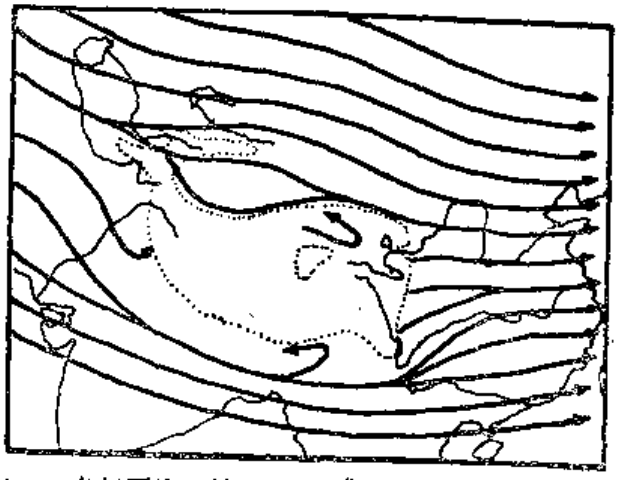


图 2.2 多年平均1月3km合成风流场图(引自代加洗资料)
Fig. 2.2 Multi-year average air current in January (3km)

* 本章执笔人张琳。

三、春秋季环流特征

高原地区平均气压场及相应的流场结构，具有冬夏两种基本相反的型式，春秋季乃是这两种基本环流型式的转换季节。转换的主要表现是影响高原的西风带、东风带气流和印度西南季风的进退和消长(代加洗，1990)。

高原及邻近地区环流从冬到夏的转变始于3月上旬南支西风急流的第一次显著减弱，4月中下旬发生第二次减弱及北撤，5月下旬从高原南侧突然消失与北支在40°N合并，强度弱于冬季。与此同时，高空东风向北推进到高原南侧，其下的印度西南季风抵达高原南麓，高原春季即告结束。

高原及邻近地区环流从夏到冬的转变始于9月上旬西风急流的增强向南扩展以及高空东风开始南移。10月上旬高空西风带明显南进，开始控制高原，东风带南退至20°N。10月下旬西风带急流再次增强，急流中心出现在高原主体上空，西风带控制高原南侧，东风带继续南退到15°N附近，印度西南季风消失，至此高原短暂的秋季即告结束。

第二节　太阳辐射分布及日照时数

气象上一般指的太阳总辐射(Q)为直接辐射(S')和散射辐射(D)之和。它是反映各地太阳能资源的基本数量。青海省辐射观测资料比较少，只有西宁、玉树、格尔木三个实测站，而可可西里地区在历史上从未有过气象资料。这次考察辐射观测共设了六个点，因途中仪器被颠损，最终用了四个点资料，加之考察时间短。因此，以下就考察期的总辐射资料对应格尔木、玉树同期资料进行对比分析(以格尔木为主)。

一、考察期总辐射量(Q)的地区差异

通过考察资料分析得出，考察期57%时间的日总辐射值均大于格尔木。西大滩(5月27、29、31日)、各拉丹冬(6月9日)、乌兰乌拉湖(6月30日—7月4日)、西金乌兰湖(7月7—9日)的日总辐射值分别比格尔木高2.93—8.70MJ/m²，7.70MJ/m²，0.28—10.16MJ/m²，0.71—1.86MJ/m²。43%考察时间的日总辐射值少于格尔木(表2.1)。

在西大滩时已经是5月底6月初，雨季已经开始，晴阴天交叉出现，所以平均日总辐射量与格尔木的差值甚微(−0.44MJ/m²)。而各拉丹冬观测点因纬度偏南，且处在各拉丹冬山峰底下，云雨天气多，导致日总辐射明显少于格尔木。这和降水分布特征相吻合。到乌兰乌拉湖、西金乌兰湖时，下垫面有所改变，主要以裸露砂土为主，云雨天气相对较少，所以造成日总辐射量值均大于格尔木。考察期各点和同期格尔木日总辐射量及各分量分布见图2.3。

表 2.1 考察区与格尔木同期日总辐射量的差值(ΔQ)(MJ/m²)

Table 2.1 Balance of daily total radiation between the Hoh Xil region and Golmud during field survey

地点	西大滩									各拉丹冬					
时间	5/26	27	28	29	30	31	1/6	2/6	$\overline{\Delta Q}$	9/6	10	11	12	13	$\overline{Q}$
ΔQ(考Q—格尔木Q)	−112.8	7	−46.3	3.92	−9.83	2.93	−3.40	−0.10	−0.44	7.7	−15.03	−5.92	−6.47	−7.17	−5.38

地点	乌兰乌拉湖						西金乌兰湖			
时间	30/6	1/7	2	3	4	$\overline{\Delta Q}$	7/7	8	9	$\overline{\Delta Q}$
ΔQ(考Q—格尔木Q)	4.69	3.86	0.28	10.16	4.19	4.63	1.86	0.71	0.80	1.12

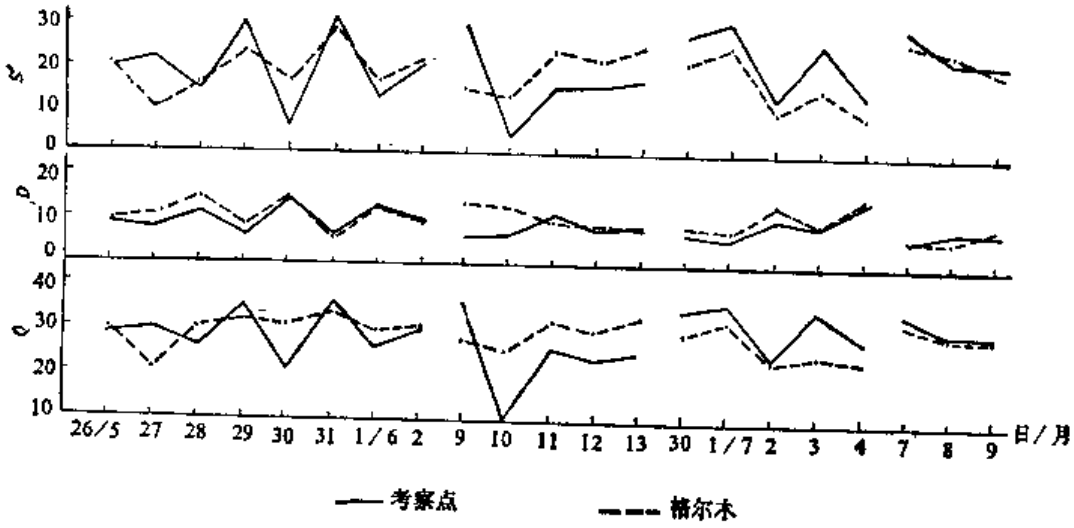


图 2.3 考察期各点和同期格尔总辐量(Q)、散射(D)、直射(S')分量分布图(单位：MJ/m²)

Fig. 2.3 Comparison of total radiation(Q), disperse radiation(D), and direct radiation(S') (MJ/m²) at Hoh Xil region and Golmud

由图 2.3 看出，考察期各点的总辐射(Q)和直接辐射(S')变化趋势几乎完全相似，而散射辐射(D)的变化不同于以上两项，并且与格尔木同期的散射辐射的差值相对较小。另外，由图还看出，散射辐射总的变化趋势位相和总辐射、直接辐射基本上相反。

以上分析表明，考察期 57% 时间的日总辐射量高于格尔木，其主要原因是海拔高(一般在 5 000 米左右)，考察区的大气干洁度高，空气透明度好，且无污染等。

二、总辐射量(Q)的日变化

为了便于比较，本文将考察期各点选取晴天(总云量小于 2 成)和阴天(总云量大于 8 成)用逐时水平面上的直接辐射通量、散射辐射通量和水平面上的总辐射通量分析其日变

化规律(对应格尔木同期资料,在同一日光情况下进行分析)。由图2.4、2.5可见,可可西里地区在晴天状况下,一日中水平面上的总辐射在正午前后(11—12时)最大,早晚很小,

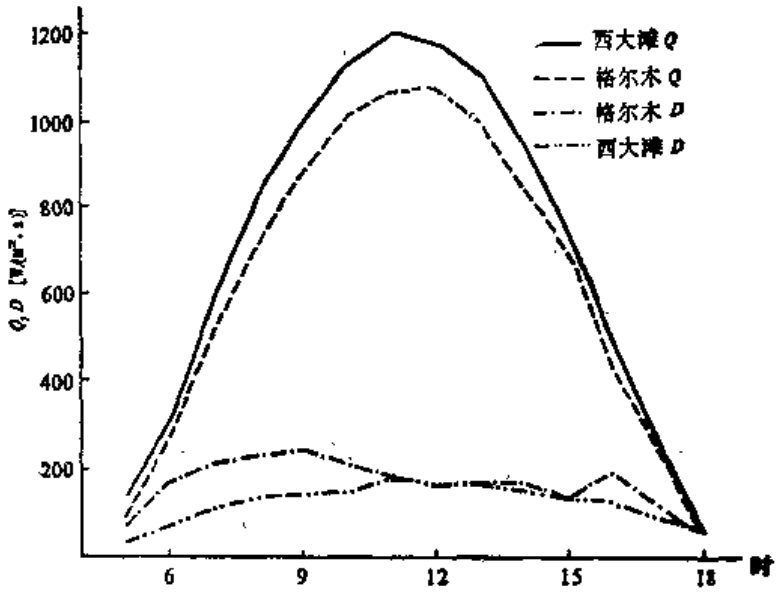


图 2.4 西大滩、格尔木晴天 Q、D 日变化曲线(5月29日)

Fig. 2.4 Daily change curve of Q and D on sunny day (May 29) at Xidatan and Golmud

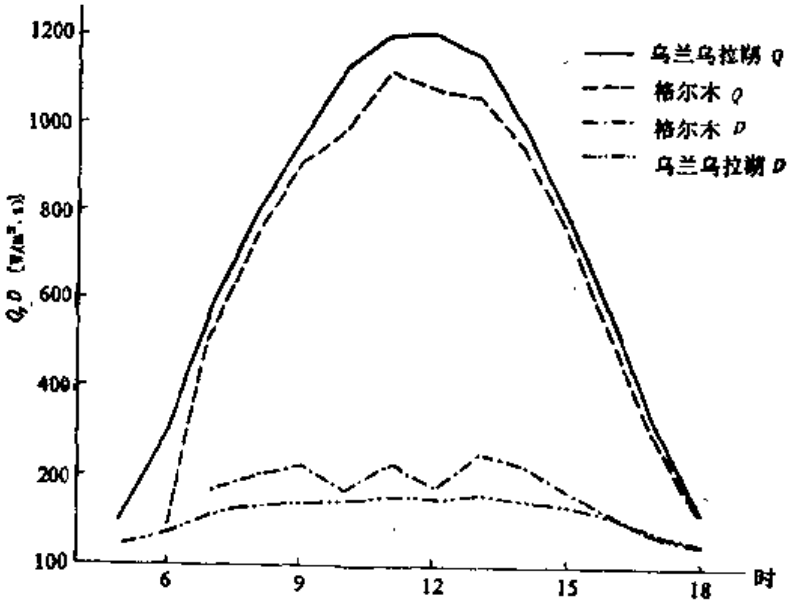


图 2.5 乌兰乌拉湖、格尔木晴天 Q、D 日变化(7月1日)

Fig. 2.5 Daily change curve of Q and D on sunny day (July 1) at Ulan Ul Lake and Golmud

大小值相差悬殊。此规律和格尔木、玉树相类似。需要指出的是,在晴天里考察点的总辐射值均大于格尔木。直接辐射日变化和总辐射变化相一致,不再赘述。散射辐射(D)在一天中的变化很小,最大最小的差值$\Delta D(D_{max}-D_{min})$分别为0.110 kW/(m²·s)(乌兰乌拉

湖)、0.114kW/(m²·s)(格尔木)。但是在晴天中只要某一次观测时有云,散射辐射就明显增大,总辐射明显减小(见图 2.6);在天空有云状况下,考察期的总辐射明显小于格尔木(见图2.7)。散射辐射的变化也同于晴天,ΔD 明显高于晴天:考察点为 0.503kW/(m²·s),格尔木为 0.504kW/(m²·s)。显然,各考察点和格尔木的散射辐射(D)分布趋势阴天和晴天有着显著的区别。ΔD 大小的变化因观测时的晴阴状况而异。ΔD 的增加是随一日观测时间中阴天次数的增加而增加。反之,晴天时次越多,ΔD 越小。

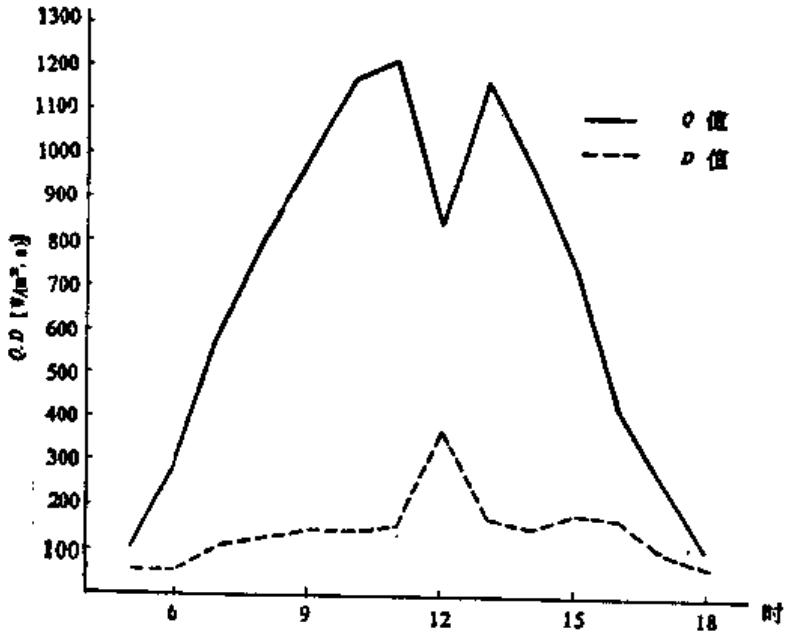


图 2.6 乌兰乌拉湖Q和D日变化图(6月30日)

Fig. 2.6 Daily changes of Q and D at Ulan Ul Lake (June 30)

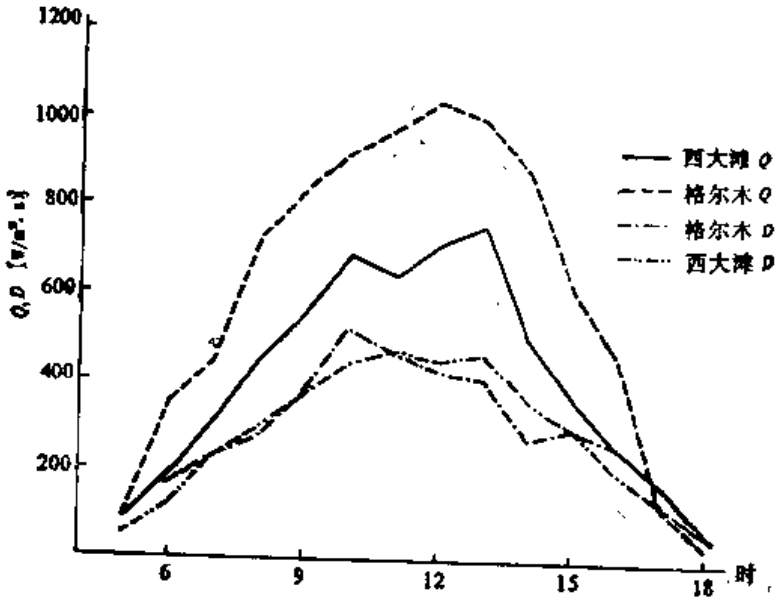


图 2.7 西大滩、格尔木阴天Q、D日变化曲线(5月30日)

Fig. 2.7 Daily change curve of Q and D on cloudy day (May 30) at Xidatan and Golmud

另外，在日光可透过云、地影明显的情况下：格尔木（5月27、28、30日、6月1、9、10日）在一日记录中有50%—73%的时次直接辐射大于散射辐射；而考察区（5月30日、7月4日）在一日记录中分别有100%、64%的时次直接辐射小于散射辐射。说明可可西里地区的云层（主要指中、低云）相对较厚，有云直接辐射则明显减少，这和有中、低云就有降水的特点相一致。

阴雨天气的辐射变化则受天空云雨状况影响，随云天状况不同而异。

三、日辐射量和一日最大辐射强度

日辐射量的多寡和辐射强度，对太阳能的利用具有重要意义。本文将考察期的辐射资料分别进行了平均日总辐射量、日最大总辐射量、一日最大辐射强度以及各分量的最大强度和一日最大辐射量的统计（见表2.2），并且对应格尔木、玉树同期资料进行对比分析。

表 2.2 考察期各点与同期格尔木、玉树站实测太阳辐射各分量一日值

（量单位：J/cm²，强度单位：W/cm²）

Table 2.2 Simultaneous comparison of recorded radiation at Hoh Xil region, Golmud and Yushu

项目	地点	格尔木	西大滩	玉树	格尔木	各拉丹冬	玉树	格尔木	乌兰乌拉湖	玉树	格尔木	西金乌兰湖	玉树
Q	日平均值	2957.3	2913.1	1948.4	2962.8	2424.6	1805.0	2725.8	3189.4	2252.4	3097.0	3209.3	2804.7
	日最大值	3341.0	3634.0	2880.0	3263.0	3550.0	2912.0	3279.0	3665.0	3074.0	3290.0	3476.0	2874.0
	一日最大强度	0.120	0.133	0.109	0.129	0.127	0.111	0.112	0.128	0.119	0.109	0.123	0.116
D	日平均值	0150.0	963.3	888.0	1032.8	799.4	884.4	1107.2	966.4	634.8	759.0	782.3	456.3
	日最大值	1464.0	1433.0	1437.0	1306.0	1109.0	1091.0	1498.0	1487.0	831.0	970.0	865.0	499.0
	一日最大强度	0.053	0.047	0.046	0.051	0.045	0.042	0.051	0.056	0.038	0.049	0.044	0.035
S'	日平均值	1907.3	194.99	1060.4	1930.0	1625.2	920.6	1618.6	2223.0	1617.6	2338.0	2427.0	2348.3
	日最大值	2822.0	3023.0	2340.0	2456.0	2958.0	2405.0	2492.0	3071.0	2510.0	2625.0	2849.0	2381.0
	一日最大强度	0.101	0.102	0.093	0.095	0.106	0.091	0.090	0.106	0.089	0.094	0.104	0.091
考察时间		5月26日—6月2日			6月9—13日			6月30日—7月4日			7月7—9日		

表2.2表明，考察期平均日总辐射量最大值在乌兰乌拉湖和西金乌兰湖，两地比同期的格尔木和玉树高112.3—937.0J/cm²。西大滩、各拉丹冬的平均日总量比同期的格尔木各低44.2J/cm²、538.2J/cm²。而比同期的玉树高619.6—964.7J/cm²；日平均直接辐射量在考察期除各拉丹冬外，均高于同期的格尔木和玉树，最大值又出现在西金乌兰湖；日平均散射辐射量只有西金乌兰湖大于同期的格尔木、玉树外，其余均小于格尔木，特别是各拉丹冬比玉树还要小。西大滩、乌兰乌拉湖虽比格尔木小但大于玉树。

日最大总辐射量考察点大于格尔木和玉树，其值乌兰乌拉湖3 665.0J/cm²、格尔木3 341.0J/cm²、玉树3 074.0J/cm²。特别是考察点的最大值比格尔木、玉树的多年最大值（格尔木3 519.8J/cm²、玉树3 612.8J/cm²）分别高145.2J/cm²、52.2J/cm²；日最大直接辐射量类似于日最大总辐射量状况，乌兰乌拉湖为3 071.0J/cm²、格尔木为2 822.0J/cm²、

玉树为 2 510.0J/cm²，考察点比格尔木、玉树分别高249.0J/cm²、561.0J/cm²。但因考察时间太短，未能测到考察区实际最大直接辐射量值，故考察点直接辐射最大值略低于玉树、格尔木多年最大值(玉树 3 192.0J/cm²、格尔木 3 136.3J/cm²)；日散射辐射最大值考察点均低于格尔木，略高于玉树，其值格尔木 1 498.0J/cm²、玉树 1 437.0J/cm²、乌兰乌拉湖 1 487.0J/cm²。但与基本站多年最大值(玉树 1 938.1/cm²、格尔木 2 112.7J/cm²)相比明显低。由上分析表明：考察期各点的总辐射最大值均大于基本站；直接辐射最大值和基本站差异不很大；散射辐射最大值远小于基本站。这完全取决于大气透明度。

一日最大强度：总辐射一日最大强度考察期除各拉丹冬略小于基本站外，其余地点都大于基本站(见表2.2)；直接辐射一日最大强度由表 2.2 表明，考察期各点均大于基本站，特别是乌兰乌拉湖、各拉丹冬的直接辐射强度要比格尔木多年最大强度 (0.105W/cm²) 大；散射辐射一日最大强度考察期除乌兰乌拉湖略大于基本站外，其余都小于基本站。特别是考察点和格尔木多年一日最大强度(0.116W/cm²)比较，则相差 2.5 倍多。

由上所知，考察期四分之三的地点总辐射大于格尔木的原因，主要在于直接辐射从强度、量值上都比格尔木强(大)。

四、直接辐射在总辐射量中所占的比例

由于考察时间所限，资料反映的某些特征只限于考察时段。资料表明(见表2.3)，考察期直接辐射占总辐射的百分比，乌兰乌拉湖、西金乌兰湖略低于玉树(2%—8%)，但均高于格尔木。然而与考察期所在月份的格尔木、玉树的多年平均(百分比)相比较，考察期都大于格尔木和玉树(见表2.4)。所以可可西里地区的直接辐射占总辐射的年百分比可能比格尔木、玉树要大。

表 2.3 考察期各点、格尔木、玉树的S'占Q的百分率(%)

Table 2.3 Percentage of S' in Q at Hoh Xil region, Golmud and Yushu

地点	格尔木	西大滩	玉树	格尔木	各拉丹冬	玉树	格尔木	乌兰乌拉湖	玉树	格尔木	西金乌兰湖	玉树
S'占Q的百分比(%)	64	67	54	65	67	51	59	70	72	75	76	84
考察时间	5月26日—6月2日			6月9—13日			6月30日—7月4日			7月7—9日		

表 2.4 格尔木、玉树S'占Q 5—7月的百分比(%)

Table 2.4 Percentage of S' in Q from May to July at Golmud and Yushu

月份		5	6	7	全年
多年平均	玉树	52.6	52.6	58.8	56.5
	格尔木	54.7	55.4	59.1	60.1

另外，通过资料分析推估：可可西里地区的直接辐射占总辐射的百分比要大于格尔

木和玉树。从资源利用角度来讲，可可西里地区的直接辐射量大，具有一定的利用价值。

五、日照时数、日照百分率

由考察资料表明(见表2.5)，考察点和格尔木同期相比在不同的天空状况下，有七分之四地点的日照时数少于同期的格尔木。并且日照时数少的点有50%—80%的时间(天数)有降水过程(见表2.5中备注)。而在天空状况基本相同的情况下(如：5月26日—6月2日；6月30日—7月4日；7月24日—8月5日)，考察点的日照时数比格尔木多10.8—36.1小时。特别是在6月30日—7月4日五天时间里考察点比格尔木多22小时，平均每天多4.4小时。

表 2.5 考察期各点的日照时数和日照百分率

Table 2.5 Sunshine hours and percentage in the Hoh Xil region

项目＼地点	格尔木	西大滩	格尔木	各拉丹冬	格尔木	苟鲁错	格尔木	岗齐曲	格尔木	乌兰乌拉湖	格尔木	西金乌兰湖	格尔木	太阳湖
日照时数(小时)	68.6	79.4	46.4	38.9	52.7	36.5	77.7	55.0	32.9	54.9	100.7	86.0	79.6	115.7
日照百分率(%)	60	70	64	54	72	51	76	54	45	76	70	60	44	64
考察时间	5月26日—6月2日		6月9—13日		6月16—20日		6月22—28日		6月30—7月4日		7月7—16日		7月24—8月5日	
备注	格尔木27日有雨 西大滩27、28日有雨		格尔木晴 各拉丹冬10—13日有雨		格尔木晴 苟鲁错16—18日有雨		格尔木24日有雨(0.2mm) 岗齐曲22、23、27、28日有雨		格尔木1日有雨(0.3mm) 乌兰乌拉湖4日有雨		格尔木晴 西金乌兰湖8—13日、15、16日有雨		格尔木24日(0.1mm)29日(1.5mm) 太阳湖23、24、26、28、30日、8月5-6日有雨	

日照百分率是实际日照时数和天文可照时数的比值。其变化是随日照时数的规律。考察点与同期格尔木相比，考察点的云量大于格尔木的情况下，考察期的日照百分率比同期的格尔木小10%—22%；天空状况基本相似的情况下考察期的日照百分率比同期的格尔木大10%—31%(见表2.5)，特别是乌兰乌拉湖的日照百分率比格尔木7月的多年平均值(63%)大13%。

六、影响日照百分率、总辐射变化的因子——云量

表 2.6 可可西里地区云量、日照百分率、总辐射三者之间的关系

Table 2.6 Correlation between cloud, sunshine percentage and total radiation in the Hoh Xil region

项目＼地点	各拉丹冬	西大滩	乌兰乌拉湖	西金乌兰湖
云量(低/总)	7.7/7.9	5.8/7.6	3.7/4.7	4.2/4.7
日照百分率(%)	54	70	76	77
总辐射[J/(cm²·d)]	2424.6	2913.1	3189.4	3209.3
备注	以上资料均为考察期平均值，云量单位：成。			

由表 2.6 可见，可可西里地区的云量、日照百分率、总辐射之间的关系和高原上其他地区相似，存在着较好的规律性关系，日照百分率、总辐射的大小变化完全取决于云量。云量的逐渐减小，导致日照百分率和总辐射逐渐增大。

第三节　温度分布特征

一、实测资料分析及处理方法

考察期实测资料详见表 2.7。资料表明，可可西里地区因海拔高度差异导致 60%—70% 地区的平均气温、平均最高气温、平均最低气温、极端最高气温、极端最低气温比基本

表 2.7　考察期各点及五道梁站同期气温值(%)

Table 2.7　Comparison of air temperature in the Hoh Xil region and Wudaoliang

项目＼地点	西大滩	五道梁	各拉丹冬	五道梁	苟鲁错	五道梁	肖齐曲	五道梁	乌兰乌拉湖	五道梁
平均气温	1.0	0.4	2.0	2.7	3.8	3.1	3.0	3.6	5.7	5.7
平均最高气温	6.8	6.9	9.5	10.0	9.9	8.5	10.8	10.7	12.6	13.2
平均最低气温	−4.0	−4.5	−2.4	−2.4	−1.0	−1.4	−3.8	−1.5	−1.6	−1.3
日较差	10.8	11.4	11.9	12.4	11.5	9.9	14.6	12.2	14.2	14.5
极端最高气温	10.1	8.5	12.2	12.9	13.3	11.0	15.1	13.3	14.4	15.4
极端最低气温	−6.2	−7.0	−3.3	−3.7	−5.2	−3.8	−7.8	−3.5	−3.4	−2.3
云量(总/低)	7.6/5.8	7.9/4.5	7.9/7.7	8.5/5.3	6.9/6.7	6.6/5.2	8.0/7.5	6.6/5.3	4.7/3.7	4.3/2.4
考察时间	5月26日—6月2日		6月9—13日		6月16—20日		6月22—28日		6月30日—7月4日	

项目＼地点	西金乌兰湖	五道梁	勒斜武担湖	五道梁	太阳湖	五道梁	五雪峰	五道梁	库赛湖	五道梁
平均气温	7.7	7.2	2.0	3.7	2.8	4.9	3.9	4.3	5.1	5.8
平均最高气温	14.6	14.4	7.5	10.1	9.2	11.5	9.4	12.2	12.9	13.5
平均最低气温	2.0	1.5	−4.0	−0.3	−3.3	−0.9	−2.7	−2.0	−2.6	−1.1
日较差	12.6	12.9	11.5	10.4	12.5	12.4	12.1	14.2	15.5	14.6
极端最高气温	17.3	17.7	10.6	11.9	14.5	17.2	11.9	15.8	14.8	15.4
极端最低气温	0.0	−2.3	−6.9	−0.6	−3.3	−7.0	−3.6	−3.1	−5.2	−2.7
云量(总/低)	7.3/6.4	7.3/6.2	5.8/5.1	6.6/4.7	6.1/4.9	5.8/4.4	4.3/4.3	5.5/5.3	7.8/3.9	7.2/3.5
考察时间	7月7—16日		7月18—21日		7月24日—8月6日		8月7—8日		8月10—14日	

站五道梁低，平均气温低 1.4—5.8℃；平均最高气温低 1.4—6.7℃；平均最低气温低 1.4—6.7℃；极端最高气温低 0.4—4.6℃；极端最低气温低 0.5—6.3℃。另外，气温日较差大于和小于基本站的考察点各占一半。

由各考察点的海拔高度、温度与基本站伍道梁的海拔高度、温度的差值分析表明，高度差为负值时(考察点低于基本站)，温度差为正值(考察点温度高于基本站)；高度差为正值时，温度差为负值(考察点温度低于基本站)。这种格局充分说明夏季可可西里地区温度低主要是由海拔高度所引起。

由于考察资料太短，据张尧庭(1979)平均气温订正延长方法均采用一元回归分析，统计效果检验都通过 $\alpha=0.01$ 信度，相关系数(γ)都在 0.82 以上(见表 2.8)。

表 2.8 考察点与基本站的相关系数、信度及检验标准 γ 值

Table 2.8 Correlation analysis between survey sites and reference meteorological stations

项目＼地点	各拉丹冬	苟鲁错	岗齐曲	乌兰乌拉湖	西金乌兰湖	勒斜武担湖	西大滩	五雪峰	库赛湖	太阳湖
基本站	沱沱河	沱沱河	沱沱河	沱沱河	沱沱河	沱沱河	五道梁	五道梁	五道梁	五道梁
相关系数	0.834	0.9506	0.9055	0.945	0.8605	0.9206	0.8824	0.9596	0.9836	0.8211
信　度	$\alpha=0.01$	$\alpha=0.01$	$\alpha=0.01$	$\alpha=0.01$	$\alpha=0.01$	$\alpha=0.01$	$\alpha=0.01$	$\alpha=0.01$	$\alpha=0.01$	$\alpha=0.01$
样本数	20	20	28	20	40	12	32	8	19	58
相关检验值	0.561	0.561	0.478	0.561	0.403	0.708	0.4366	0.834	0.575	0.3308

另外，各拉丹冬、苟鲁错、岗齐曲、乌兰乌拉湖、西金乌兰湖、勒斜武担湖六个点的平均最高气温、平均最低气温资料延长采用的是"多元回归"(二元回归)。其方程式为 $y=a+b\Phi+cH$，式中 y 为考察点平均最高气温；Φ为考察点纬度；H 为考察点海拔高度；a、b、c为系数。经检验平均最高气温信度为 $\alpha=0.01$，相关系数 γ 为 0.97；平均最低气温信度为 $\alpha=0.02$，相关系数 γ 为 0.95，效果也很好。

二、年平均气温分布

年平均气温分布(图2.8)趋势是由东南向西北逐渐降低。其中，东西相差4.4℃，南北相差2.1℃。在可可西里山和乌兰乌拉山之间有一暖区，这与下垫面有密切关系。境内最暖地为南端的温泉，年均温为 -4.1℃；最冷地为最西边的勒斜武担湖年均温为 -10.0℃，其两地差值近 6.0℃。比黄孔怒(1989)指出的温度差值要大 4.0℃。可可西里地区各点各月及年平均气温详见附表 3。

另外，勒斜武担湖的年均温与全国平均气温最低的六个气象站相比，要低 2.7—5.1℃。根据目前的气象资料，可可西里地区的勒斜武担湖年平均气温拟为全国 5 000m以下地区的最低值(表 2.9)。

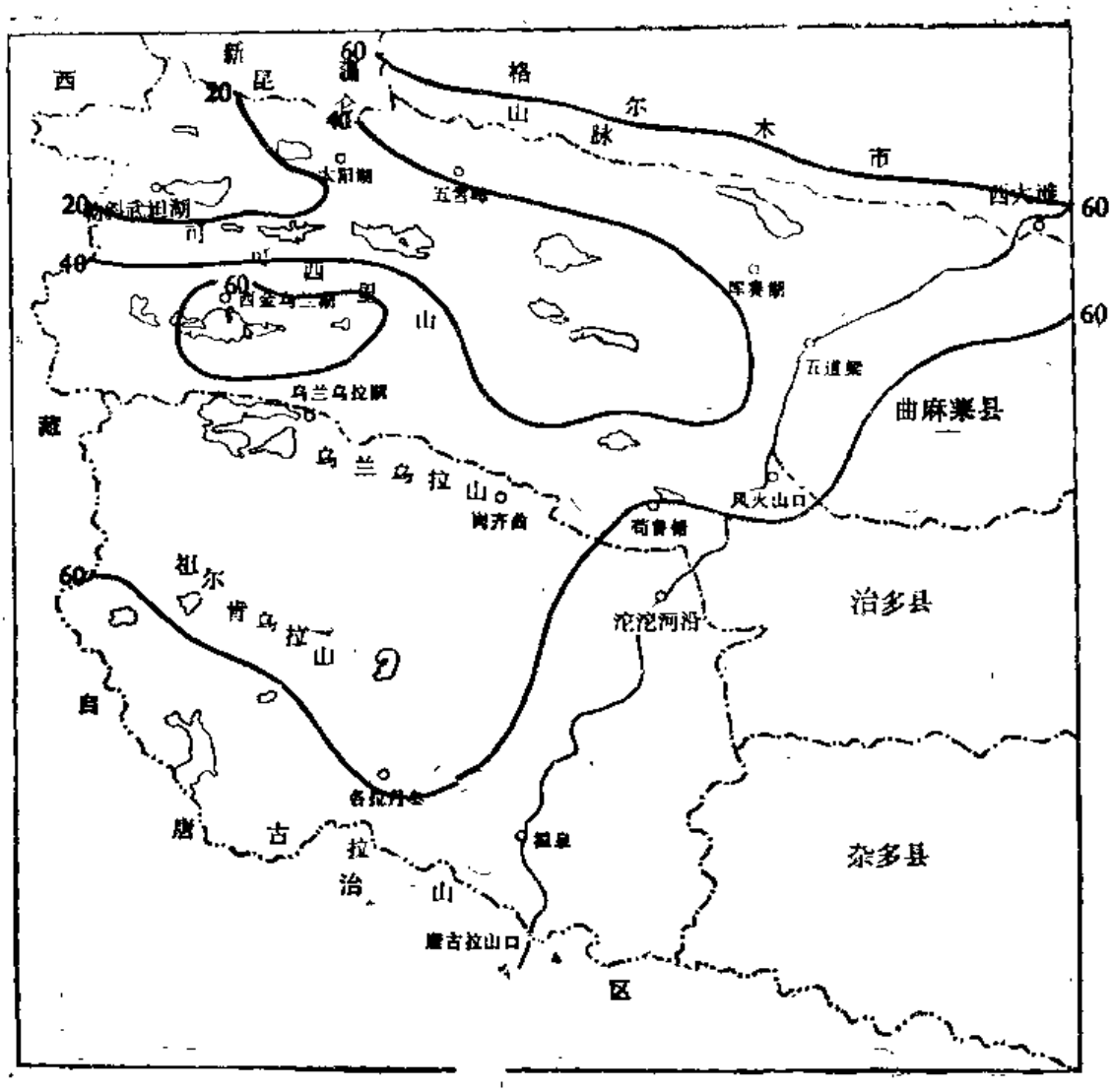


图 2.8 年平均气温分布图

Fig. 2.8 Distrjbution map of annual mean temperature in the Hoh Xil region

表 2.9 勒斜武担湖与全国年均温最低的六个气象站的年均温(℃)

Table 2.9 Comparison of minimum annual mean temperature at Lexiewudan Lake and other stations in China

地　点	吉林省安图天池	勒斜武担湖	青海省五道梁	内蒙古根河	内蒙古图里河	黑龙江漠河	青海省清水河
年平均气温	−7.3	−10.0	−5.6	−5.3	−5.2	−4.9	−4.9

三、1月、7月、平均最高、平均最低气温分布

境内1月、7月、平均最高、平均最低气温分布规律和年均温基本相似。但仍有自身的一些特点表现在：①1月平均气温分布高低差值为8.8℃(见附表3)。比黄孔怒推估的差值高5.3℃；②7月平均气温分布变化规律由该地区东缘中部逐渐向西北递减(图2.9)。最低值比黄孔怒推估值低3.3℃；③平均最低气温分布特点和1月均温分布十分

相似，冷区明显为可可西里腹地。在东部的风火山出现了低值区。而西金乌兰湖相对于风火山是个暖区(见图 2.10)。可可西里地区平均最高、平均最低气温资料见附表 4.5。

由于本次考察时间所限，不可能测到可可西里地区实际的极值，现就该地区东缘南北

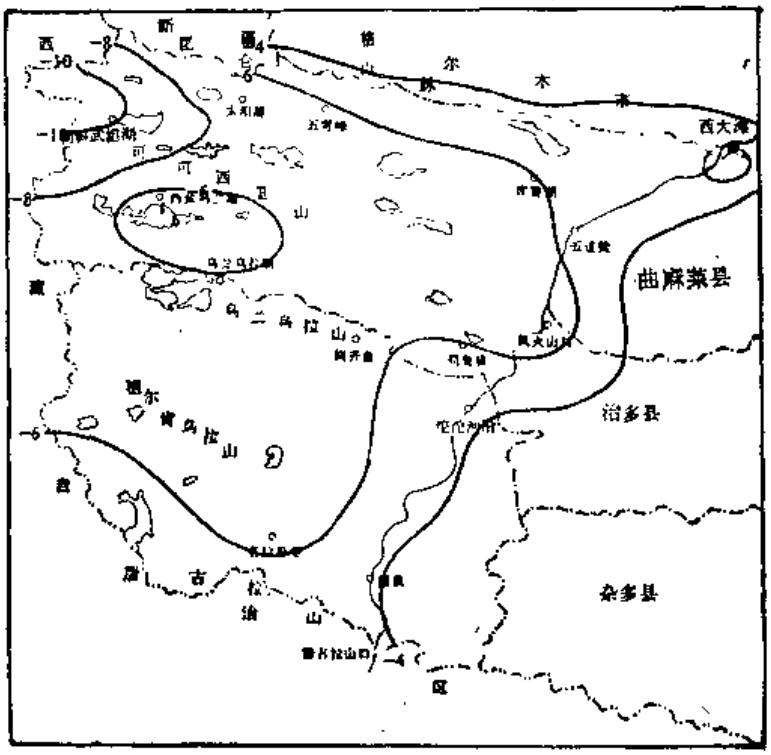


图 2.9　7 月平均气温分布图

Fig. 2.9 Average air temperature in July in the Hoh Xil region

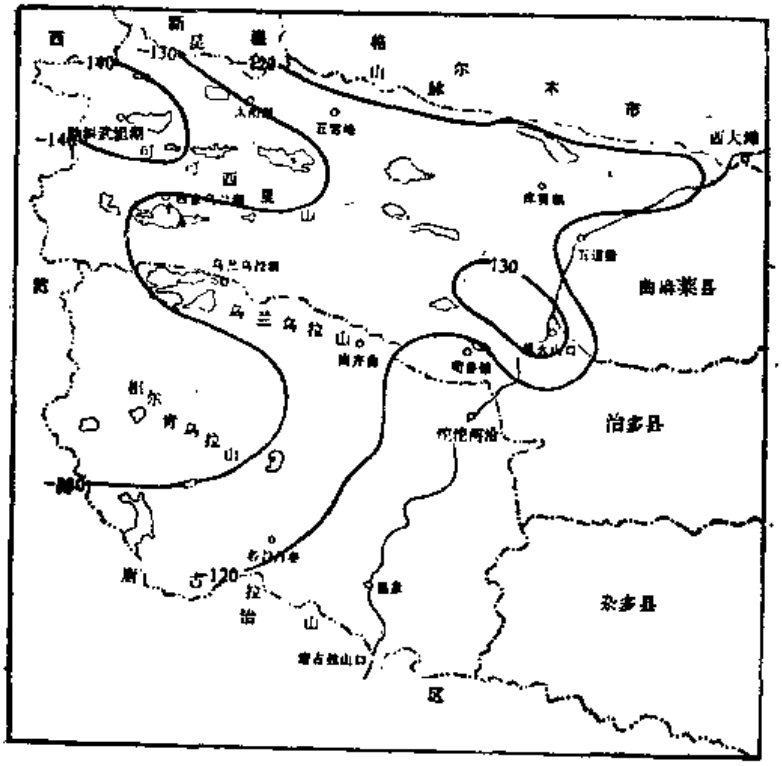


图 2.10　年平均最低气温分布图

Fig. 2.10 Distribution of minimum annual mean temperature in the Hoh Xil region

两点资料来推估腹地的极值。极端最高气温五道梁和温泉分别为 23.2℃和 21.1℃(同时出现在 1961 年 6 月 11 日)。因为温度随海拔高度增高而递减，而可可西里腹地海拔比五道梁、温泉都高，因此极端最高气温不会高于23.2℃。极端最低气温该区东缘的沱沱河在1986年 1 月 5 日曾出现了 -45.2℃的记录，估计可可西里的局部地区可能还要低于该值。

四、气温年变化及年较差分布

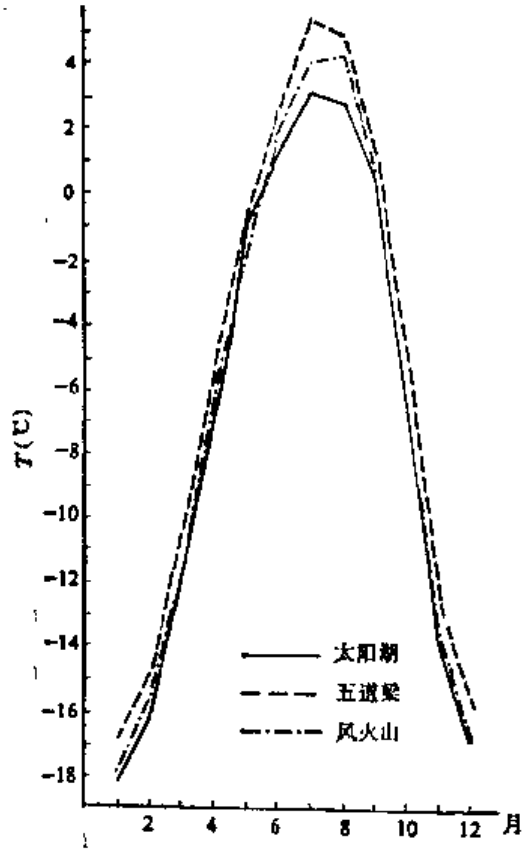


图 2.11 平均气温年变化曲线

Fig. 2.11 Annual variation of average temperature

高原上最冷月都出现在 1 月份，这和内地平原地区相似。最暖月出现在 7 月份，但也有少数地区出现在6月或 8 月，由太阳湖、五道梁、风火山三地的气温年变化曲线图(见图2.11)看出，太阳湖、五道梁气温年变化很相似，暖月在 7 月。而风火山则在 8 月。

气温年较差分布形势基本上是腹地大边缘小。整个可可西里地区差异不很大，最大值为 24.1℃(沱沱河)，最小值为 21.4℃(太阳湖)。其余地区在两者之间。

青藏高原气温年较差比我国同纬度地区要小 4—6℃以上。可可西里地区地势高亢，平均海拔 5 000m 左右，相当于处在对流层中部，受高空气温年变化的影响，也具有年较差小的特点，并随着海拔的增高而减小(见表2.10)。此外，年较差似有随纬度增高而增大的规律。见表 2.11。这与张家诚(1985)的有关结论相吻合。

除上述主要原因外，该地区气温年较差小，可能与众多的湖泊有一定的联系，水体的热力特性总的效应导致年较差减小。

表 2.10 可可西里地区海拔高度与年较差的关系

Table 2.10 Relationship between altitude and annual range of temperature in the Hoh Xil region

项目 \ 地点	沱沱河	苟鲁错	岗齐曲	太阳湖
海拔 (m)	4 533	4 700	4 860	4 970
年较差 (℃)	24.1	24.0	23.7	21.4

表 2.11 可可西里地区年较差与纬度的关系

Table 2.11 Relationship between latitude and annual range of air in the Hoh Xil region

项目 \ 地点	温泉	各拉丹冬	岗齐曲	乌兰乌拉湖	勒斜武担湖
纬度	33°11′	33°32′	34°38′	34°42′	35°50′
年较差(℃)	21.5	23.6	23.7	23.8	24.0

五、气温日较差及气温日变化

气温日较差以乌兰乌拉湖以东的中部为高，特别是东缘沱沱河为境内最高(15.7℃)。最低为太阳湖(13.4℃)，其余地区均在两者之间。通过资料附表6分析，可可西里有43%的地区日较差小于14.0℃，这些地区的日较差仍不失高原气候具有日较差大年较差小的基本特征。

由五道梁、太阳湖气温日变化图(见图2.12)看出，一日中最低气温出现在07时，最高气温出现在16—18时，17时为峰值。两地的变化趋势基本相似。由图还可看出，升温过程约9—10个小时，而降温时间较长在14—15小时。因为此次考察正值暖季，上面分析的结果为7月份日变化。冷季1月份气温日变化和代加洗(1990)指出的变化趋势很相似，只是最低出现时间向后延迟两小时左右，一般出现在09时前后。另外，由图2.12看出五道梁一日中高温维持时间长于太阳湖，这进一步说明气温东高西低的分布特征。

以上分析结果均为考察期的平均状态，将一些差异平均化了。下面根据考察资料(太阳湖7月28,29,30日)，主要分三种类型来着重讨论可可西里地区不同天空状况下的温度日变化。

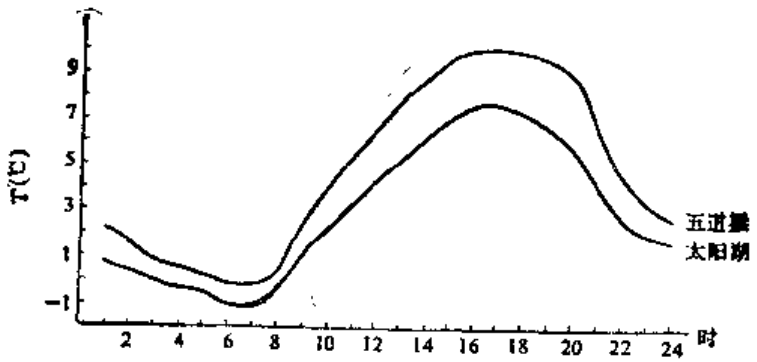


图 2.12 五道梁、太阳湖气温日变化图

Fig. 2.12 Daily changes of air temperature at Wudaoliang and Taiyong Lake

(1) 晴天状况(昼夜晴)：由图2.13看出，温度在一日中变化比较规则，高温在15—

19 时；低温在 07 时，变化基本平缓。但是在晴天里只要低云过天顶，温度明显下降，特别是有阵性降水的那段时间，温度显著下降。

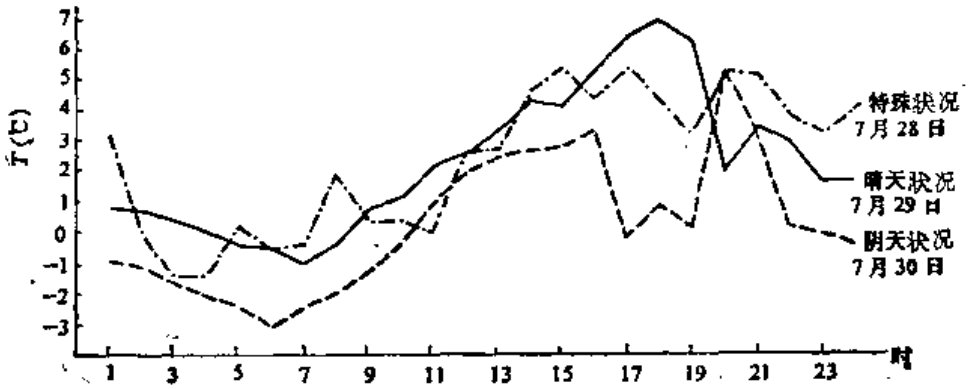


图 2.13 可可西里地区不同类型的温度日变化图

Fig. 2.13 Different type daily changes of air temperature

(2) 阴天状况(昼夜阴且伴有降水)：在阴天状况下只要不出现降水，温度变化还是比较稳定的。一旦出现降水，温度明显下降，如 7 月 30 日 16—20 点处在降水时段，所以温度曲线出现了低谷(见图 2.13)。一日中低温的出现比平均状态提前一小时，出现在 06 点。高温峰值的出现时间不稳定，如 7 月 30 日高温出现在 20 点，而 8 月 5 日出现在15 点。并且高温峰值在一日中出现了 3 次。

(3) 特殊状况(夜间有降水，白天上午晴下午阴且有降水)：夜里有降水次日上午晴，在上午太阳的照射下，大量水蒸气上升，酿成下午较好的降水条件，进一步使得午后降水频繁，造成下午温度变化很不稳定(见图 2.13)，一日中出现两个高温和两个低温时段。高温出现在 15、17 时(5.1℃)；低温出现在 03、04 时(-1.4℃)，低温出现时间比平均状态提前 3—4 小时。

由上分析充分表明，温度日变化不仅与云量有关，而且与降水有着密切的联系。

第四节 降水量分布特征

一、水汽来源

青藏高原的水汽输送路径有东西两条(见图2.14)，东路水汽源于孟加拉湾，西路源于阿拉伯海。由可可西里地区所处的地理位置(北纬 33°11′—35°55′N；东经 90°03′—94°12′E)分析，该区处在东路范围之内，所以水汽主要来源于孟加拉湾(林振耀等，1990)。

二、观测资料分析及处理方法

考察期湿度、降水量资料详见表2.12。资料分析得出，可可西里地区考察期的相对湿

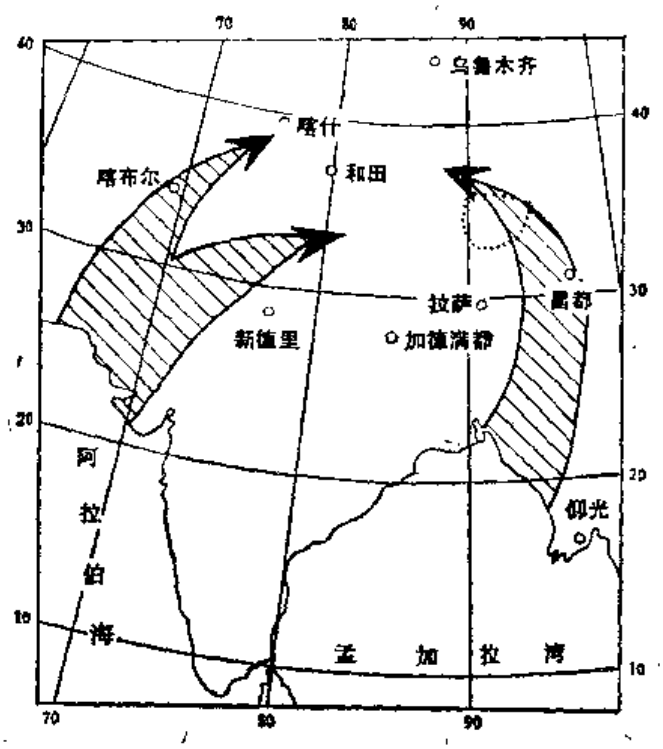


图 2.14 青藏高原水汽输送路径示意图（引自文献[5]）

Fig. 2.14 Transportation routes of moisture-laden air current on the Qinghai-Xizang Plateau

度有60%以上的考察点比基本站沱沱河高4%—17%。说明可可西里腹地湿润程度不比边缘地区差。降水量有60%的考察点比基本站多0.1—22.6mm，40%考察点少于基本站

表 2.12 考察期各点及沱沱河站同期相对湿度和降水量

Table 2.12 Comparison of relative humidity and precipitation befween the Tuotuo River station and relevart suneying sites

项目 \ 地点	沱沱河	西大滩	沱沱河	各拉丹冬	沱沱河	荀鲁错	沱沱河	岗齐曲	沱沱河	乌兰乌拉湖
相对湿度（%）	56	73	74	81	66	66	61	66	47	45
降水量（mm）	1.5	13.3	9.5	8.1	20.1	6.9	6.5	3.7	0.0	2.0
日最大降水量（mm）	2.5	11.3	3.1	4.0	17.4	3.3	2.2	2.4	0.0	2.0

项目 \ 地点	沱沱河	西金乌兰湖	沱沱河	勒斜武扎湖	沱沱河	太阳湖	沱沱河	五雪峰	沱沱河	库赛湖
相对湿度（%）	65	60	64	72	64	68	54	58	54	52
降水量（mm）	12.8	35.4	5.5	16.8	26.4	14.8	0.0	0.1	2.4	7.0
日最大降水量(mm)	8.7	22.0	5.0	8.7	16.3	5.9	0.0	0.1	2.3	2.3

1.4—13.2mm，多的幅度大于少的幅度。从日最大降水量来看，70%以上的考察点比基本站多0.1—13.3mm；30%考察点的降水量少于或等于基本站降水量。苟鲁错、太阳湖分别少14.1mm、10.4mm。其少的幅度大于多的幅度。说明腹地降水强度不很大。

以上结果表明，可可西里地区的降水量不比周围基本站少。但是腹地的降水强度不及该区的东缘地区。境内订正后的相对湿度见附表7。

由于降水资料订正比较复杂，本文根据多种降水资料延长订正方法在可可西里地区的适应性，考虑到该区有正式气象记录的沱沱河、五道梁等五站在暖季6—8月降水量占年降水量的比值较一致(见表2.13)，最终选用了"比值法"作为基本订正方法，同时参照了各点的自然景观(牧草的长势、草高、分布密度等)情况，其结果和实际相吻合。

表 2.13 可可西里东缘五站6—8月降水量占年降水量的百分比(%)

Table 2.13 Percentage of June-August precipitation in annual total at the five stations on the eastern border of Hoh Xil region

地　　点	温泉	沱沱河	风火山	五道梁	西大滩
6—8月降水量占年降水量	72	72	65	69	67

三、年降水量的地理分布

由图2.15可见，可可西里地区年平均降水量总的分布趋势是由该区东南向西北逐渐

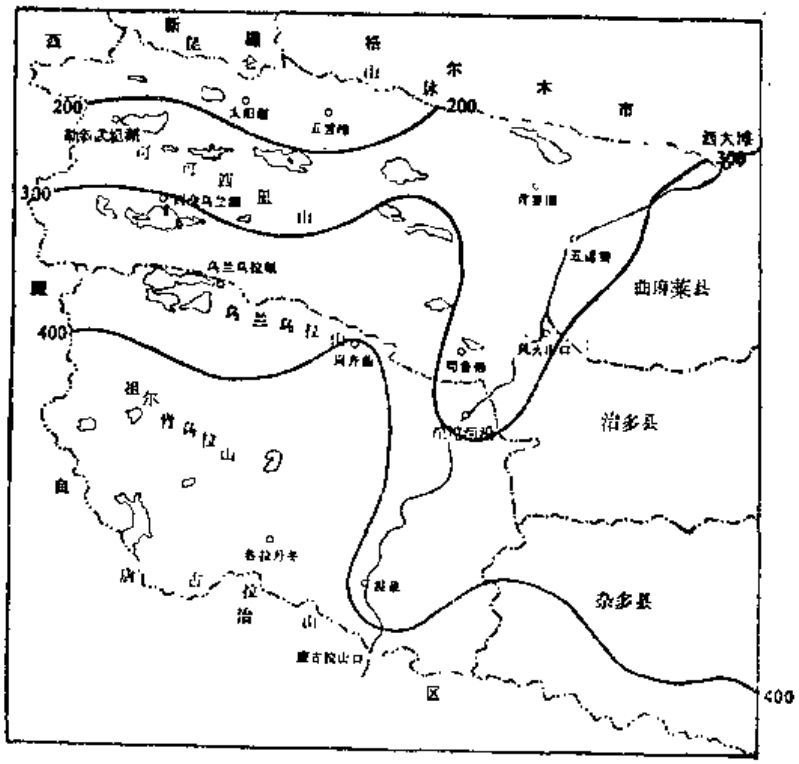


图 2.15 年降水量分布图

Fig. 2.15 Distribution of annual precipitation

减少。境内降水量最多为南面的各拉丹冬 404.9mm，最少为太阳湖 173.0mm。其余地区在两者之间。另外由图明显看出沱沱河、荀鲁错、风火山、五道梁地区为相对低值区，岗齐曲为相对次高值区。可可西里地区各类各月及年降水量见附表 8。

四、降水年变化

高原上的降水量主要集中在夏半年，雨季和干季分明。可可西里地区降水量在全年的分配上绝大部分集中在5—9月(见图2.16)，可占年降水量的90%以上，其中暖季(6—8月)占年降水量的70%左右。年内各月降水量的分配呈单峰型，大部地区峰值在7月份，温泉峰值在8月份。峰值月降水量占年降水量的30%左右。

由于复杂的下垫面对其上空气的加热作用，使空气层结不稳定，易导致热对流，引起阵性降水。同时，还由于海拔高，温度低，所以降水不仅以固态形式为主，而且还以阵性降水为主。另外，夜雨较多约占总量的50%以上。

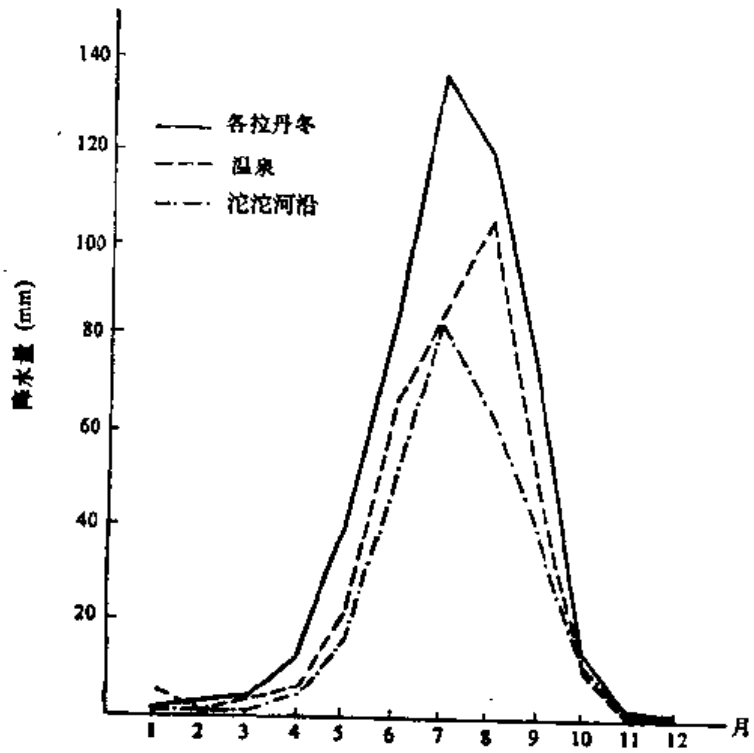


图 2.16 可可西里地区各月降水量分布图

Fig. 2.16 Monthly precipitation in the Hoh Xil region

第五节 其它气候要素特点

一、地面气压分布特征

1. 年平均气压地域分布

众所周知，地面气压是随高度增高而降低。可可西里地区气压最低为554.3×10^2Pa(各拉丹冬海拔 5 060m)，最高为596.9×10^2Pa(西大滩海拔 4 460m)。境内西北、西南高海拔地区气压低，东北和东缘中部的相对低海拔地区气压高。高低差值为42.6×10^2Pa。可可西里地区各月及年平均气压见附表 9。

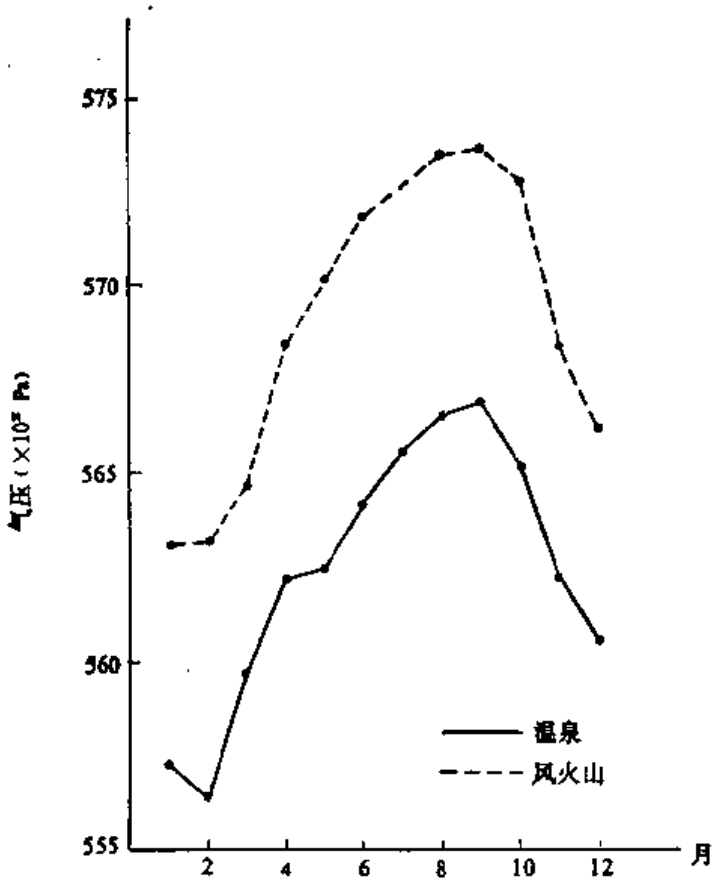


图 2.17 温泉、风火山气压年变化曲线

Fig. 2.17 Annual changes of air pressure at Wenquan and Fenghuo Mountains

2. 气压年变化特征

可可西里地区地面气压的年变化属"高原型"，完全不同于"平原型"(1月最高，7月最低)，几乎和"平原型"相反。最高值大都出现在8月，温泉、风火山出现在9月。最低值大都出现在2月，风火山出现在1月(见图2.17)。这是由于海拔高，受高空气压年变化的影响所致。

3. 气压的日变化

在青藏高原，气压日变化曲线由平原地区的双波型逐渐变为单波型，其波峰(气压最高)与波谷(气压最低)出现时间基本上与双波型的主高和主低相对应。高原地区气压日较差大约在2.0×10^2—5.0×10^2Pa(各拉丹冬实测资料日较差为4.7×10^2Pa)。一般干季日较差要大于湿季的气压日较差。

二、风速地理分布及最大风速事实

1. 年平均风速分布

可可西里地区由于地势高亢开阔，又受到高空强劲西风的影响，成为整个高原乃至全国风速高值区之一。由图2.18表明，境内年平均风速分布由东南、东北向腹地及西逐渐增大，等值线基本呈"喇叭口型"。年平均风速高值区由图2.18可见，境内有两地：一地是范围较大的西金乌兰湖地区为8m/s；另一地是区域较小的库塞湖地区为8.4m/s。年平均风速低值区(西大滩)为3.4m/s，高低差值达5.0m/s。特别是库赛湖区比"高原年平均风速最大值之一"的五道梁(4.8m/s)要高3.6m/s。可可西里地区各月及年平均风速详见附表10。

2. 风速年变化

可可西里地区与高原上其它地方一样，绝大部分地区冬春之交风速最大(一般出现在2、3月份)其值可达4—10m/s。因此，这个季节为风季。最小值出现在夏秋之交，境内近70%地区出现在9月，30%的地区出现在8月，其值在2.4—7.3m/s，略低于风季风

速。由于整个可可西里地区风速较大，这个季节的风速在年内是风速较弱季节。

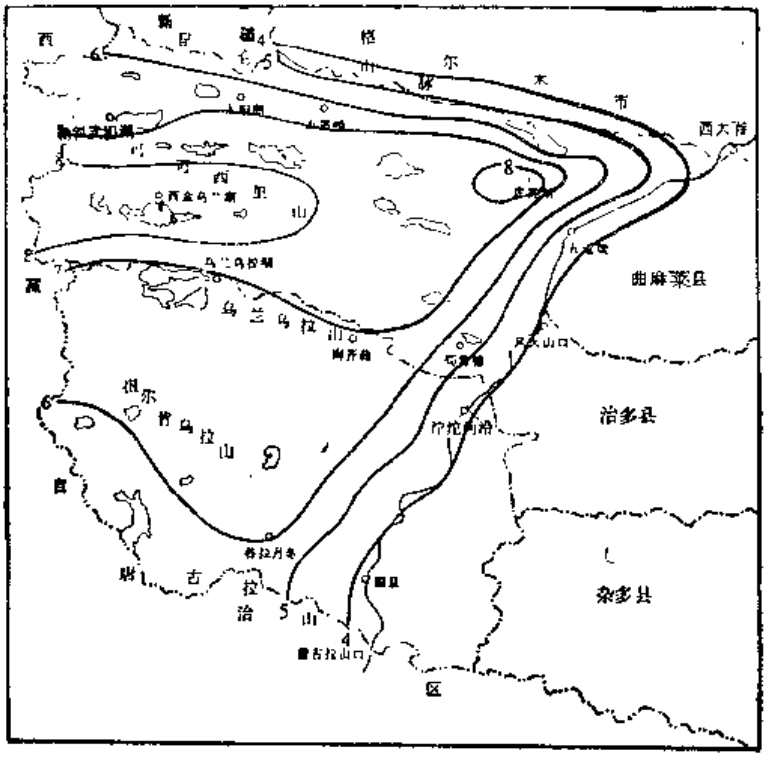


图 2.18 年平均风速分布图

Fig. 2.18 Distribution map of annual average wind velocity

3. 风速日变化

可可西里地区风速日变化规律和平原地区相似，即白天风大，夜间风小。而且在夜间风速变化比较平稳，午夜以后到清晨之前风速变化很小。最小风速一般出现在清晨前后。最大风速一般出现在 14—20 时，此时正是高原加热作用最强的时候，大风次数占总次数的 80% 以上，如沱沱河 12 时以后出现的大风占 98%。大风在夜间(20—08时)出现的机会一般不多。

4. 最大风速事实

可可西里地区最大风速资料(考察资料)与同期五道梁的最大风速资料分析表明，除西大滩和苟鲁错稍低于基本站(0.2、0.6m/s)外，其余八个点的资料均大于基本站(3.6—13.0m/s)。特别是西金乌兰湖和岗齐曲的最大风速是五道梁最大风速的 2.2 倍和 2.4倍。在高原上风速较弱季节为 7 月份，西金乌兰湖(1990 年 7 月 9 日 16 时 47 分)实测到了 24.0m/s的瞬时大风(相当于9级风)。说明可可西里地区暖季的风比高原上其他地区要大。

三、雹日、雷暴事实

境内年降雹日数自南向北、自东南向西北减少(见表 2.14)。本区内的南部可达 20

天左右，最北部可能在10天以下。北羌塘东部的暖季据林振耀等人考察，降雹日数达15天。因此，可可西里地区年雹日大致在20—10天之间。雹日的季节性变化很大，年雹日全部或绝大部集中在6—9月，其中7月最多，南部8月最多。降雹的最早初日由南向北明显推迟，温泉出现在3月，沱沱河、五道梁分别在5月和6月，迟早差两个多月。降雹终日南部晚、北部早，温泉和沱沱河在10月，五道梁是在9月。因此，降雹时间南部长、北部短，南北相差三个多月。

表 2.14 可可西里东缘及中部地区年降雹日数

Table 2.14 Annual hail days in central and eastern Hoh Xil region

地点(东缘)	温 泉	沱沱河沿	五道梁	地点(中部)		苟鲁错	岗齐曲	西金乌兰湖
降雹日数 (d)	19.0	18.2	12.6	考察期	出现日数	3	2	1
					总 天 数	5	7	10

年雷暴日数也是南部多北部少、东部多西部少。由表2.15可见，可可西里地区东缘南部的温泉年雷暴日数达60多天，北部的五道梁也在40天以上，是青海省多雷暴地区之一。与降雹日数类似，雷暴日数也有很强的季节性，绝大部分集中在6—9月，其中7月(南部是8月)最多，占年雷暴日数的25%以上。雷暴初日的南北差异不及降雹(初日)那样悬殊。最早初日在4月上、中旬，平均初日在5月中、下旬。最晚终日出现在10月中旬，平均终日在8月下旬。雷暴平均初终间日数均在150天以上。

表 2.15 可可西里东缘及中部地区年雷暴日数

Table 2.15 Annual storm days in central and eastern Hoh Xil region

地点(东缘)	温 泉	沱沱河沿	五道梁	地点(中部)		苟鲁错	岗齐曲	勒斜武担湖
雷暴日数 (d)	63.8	55.1	42.7	考察期	出现日数	1	1	0
					总 天 数	5	7	4

第六节 特殊天象和物候现象

一、特殊天象——“地滚雷”

高原夏天的天气变化无常，强对流云时常可以出现，造成一些罕见的天气现象。1990年6月13日16时后各拉丹冬天气骤变，从营地南面移来了强对流云——聚积雨云，伴随着电闪雷鸣和降雪。云团先移到东，后移动到北，在移动到东北方时(17点左右)，乌云笼

罩了山帘，雷电距离地面很近，似乎紧贴地表，距离营地400m的一个缓坡上，紫青色的积雨云天地相接像一堵墙。忽然，一道耀眼的"S"型闪电在地表跳跃、闪现，几乎同时震耳欲聋的雷声由近及远，当时的雷声非常吓人。尔后闪电雷声随着云团的移动移到西，最后又回到南面慢慢消失。恰好云团围绕营地转了一圈。

二、一次罕见的强沙暴

1990年7月9日下午16时许在西金乌兰湖一团发展旺盛的强对流云——积雨云由营地西面向东移动，到16时10分时，在离营地不远的湖面形成了一个很完整的"蘑菇云"。大约在湖面维持了10分钟左右，随之向湖东渐渐消失。就在"蘑菇云"过境之前几分钟和过境之后30—40分钟之内风速很大，当时是天昏地暗，飞沙走石。于此同时实测了沙暴过境时两组风向风速数据(见表2.16)。由表可见，这次沙暴的风速最小14.6m/s，最大可达24.0m/s。

表 2.16 西金乌兰湖沙暴过境时的风速(m/s)记录

Table 2.16 Recorded wind velocity during a sand storm at Xijin Ulan Lake

第一组	时间	16时00分	16时03分	16时05分	16时07分	16时09分	第二组	时间	16时45分	16时47分	16时49分	16时51分
	风速	19.1	18.2	18.3	14.6	16.2		风速	18.5	24.0	16.8	18.6
	风向	S	S	S	S	S		风向	W	W	W	W

三、气压降低导致高山反应

高原空气稀薄，自然气压降低，缺氧是高原气候的重要特点。可可西里地区气压只有海平面的55%左右，含氧量约为总气体的五分之一；氧分压为83(mmHg)。特别是该地区的各拉丹冬年平均含氧量为166 g/m³，不足海平面的60%、沸点温度约75℃。

根据生活经验，一般在夏季强雷阵雨过境时，人感觉不舒服，出现胸闷、头晕等症状。雨停天晴，人的感觉随之好转。这是天气系统过境气压降低所致。在低海拔地区人体对气压变化尚且如此，对于涉足"各拉丹冬"的人来说，气压变化对人体影响则更明显。考察队进驻各拉丹冬的第二天(6月9日)晚20点观测气压值为554.0×10^2Pa，6小时内降低4.0×10^2Pa，12小时内降低4.7×10^2Pa。这是气压的一次剧变。结果当晚0点左右下了一场雪，到04点10分雪停，天空晴朗。08点气压回升到555.7×10^2Pa，当时测得雪深2.3 cm，降水量0.8 mm。在9点半吃早饭时，反映昨晚没睡好，感到头痛、胸闷的队员占全队的70%。根据随队医生王占刚提供的资料数据：在各拉丹冬平均血压比西宁增高12.30(mmHg)；血氧饱和度比西宁降低11%；心跳次数比西宁增高10次/分钟；尿蛋白、尿潜血在西宁未出现，而在各拉丹冬各出现了18%、61%。这些人体生理数据充分说明了在高海拔地区气压降低时对人体的严重影响。

第七节 小 结

(1) 可可西里地区总辐射由东南向西北递增。根据实测资料，该地区总辐射量、日照时数以及直接辐射与总辐射的比值明显高于青海高原其它辐射测站资料。通过资料对比分析得知，散射辐射的日较差阴天大于晴天。

(2) 可可西里地区年、月平均气温分布由东南向西北递减。气温年变化和日变化规律与我国东部平原地区基本相似，但具有明显的日较差大，而年较差小的高原气候特征。

(3) 可可西里地区降水分布由东南向西北逐渐减少。降水年变化与我国东部季风区基本相似，干湿季分明，最大降水高度可能有两个。

(4) 地面气压的年变化为典型的"高原型"，最低出现在1—2月，最高出现在8—9月，与"平原型"(1月最高，7月最低)几乎成反位相。

(5) 与高原其他地区相比，可可西里地区为一多雷暴区，而雹日相对较少。"地滚雷"是该地区特殊的天气现象。该地区位于对流层中部风速强劲，沙暴盛行。

附表 1 资料站点表(照片11)

Appendix 1 Meteorological survey sites

项目 / 地点	东经(E)	北纬(N)	海拔(m)	资料时间
西大滩	94°12′	35°42′	4 460	1990年5月26日—6月2日
各拉丹冬	91°21′	33°32′	5 060	6月9日—6月13日
苟鲁错	92°22′	34°35′	4 700	6月16日—6月20日
闪齐曲	91°37′	34°38′	4 860	6月22日—6月28日
乌兰乌拉湖	90°43′	34°42′	4 880	6月30日—7月4日
西金乌兰湖	90°16′	35°20′	4 800	7月7日—7月16日
勒斜武拉湖	90°03′	35°50′	4 980	7月18日—7月21日
太阳湖	90°51′	35°55′	4 970	7月23日—8月6日
五雪峰	91°18′	35°55′	4 760	8月7日—8月8日
库赛湖	92°52′	35°28′	4 620	8月10日—8月14日
沱沱河沿	92°26′	34°13′	4 533.1	1957年—1990年
五道梁	93°05′	35°13′	4 612.2	1957年—1990年
温泉	92°35′	33°11′	4 888.7	1957年—1960年
风火山口	92°52′	34°43′	4 745	1976年—1979年

附表 3 可可西里地区各月平均气温及年较差(℃)

Appendix 3 Monthly mean temperature and annual range in the Hoh Xil region

地点 \ 月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年	年较差
西大滩	−17.3	−15.2	−10.9	−5.8	−1.2	2.2	5.0	4.7	0.8	−5.5	−12.8	−15.9	−6.0	22.3
各拉丹冬	−19.1	−16.2	−11.4	−6.3	−0.8	2.4	4.5	4.2	1.2	−6.6	−14.8	−18.3	−6.8	23.6
希鲁特	−18.0	−15.1	−10.3	−5.2	−0.3	3.5	6.0	5.6	2.1	−5.5	−13.7	−17.2	−5.7	24.0
冈齐日	−19.1	−16.2	−11.4	−6.3	−1.0	2.4	4.6	4.2	1.1	−6.6	−14.8	−18.3	−6.8	23.7
乌兰乌拉湖	−18.2	−15.3	−10.5	−5.4	−0.7	3.7	5.6	5.3	1.8	−5.7	−13.9	−17.4	−5.9	23.8
西金乌兰湖	−17.5	−14.6	−9.8	−4.7	0.0	4.5	6.3	6.0	2.5	−5.0	−13.2	−16.7	−5.2	23.8
昆仑武巴湖	−22.3	−19.4	−14.6	−9.5	−4.8	−0.8	1.7	1.3	−2.3	−9.8	−18.0	−21.5	−10.0	24.0
太阳湖	−18.2	−16.1	−11.8	−6.7	−0.9	1.3	3.2	2.9	0.4	−6.4	−13.7	−16.8	−6.9	21.4
五雪峰	−17.4	−15.3	−11.0	−5.9	−1.1	2.1	4.7	4.4	0.8	−5.6	−12.9	−16.0	−6.1	22.1
库赛湖	−17.5	−15.4	−11.1	−6.0	−1.5	2.0	4.8	4.4	0.6	−5.7	−13.0	−16.1	−6.2	22.3
沱沱河沿	−16.6	−13.7	−8.9	−3.8	0.9	4.9	7.5	7.1	3.4	−4.1	−12.3	−15.8	−4.3	24.1
五道梁	−16.9	−14.8	−10.5	−5.4	−0.8	2.6	5.4	5.0	1.2	−5.1	−12.4	−15.5	−5.6	22.3
温泉	−14.5	−14.4	−9.5	−4.3	0.0	3.4	7.0	5.6	2.6	−3.7	−9.1	−11.5	−4.1	21.5
风火山口	−17.8	−15.5	−11.8	−6.2	−1.7	1.9	4.1	4.3	0.4	−6.7	−13.4	−16.7	−6.6	22.1

附表 4 可可西里地区各月平均最高气温(℃)

Appendix 4 Maximum monthly mean temperature in the Hoh Xil region

地点 \ 月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年	备注
西大滩	−7.6	−5.6	−0.8	3.9	7.2	10.1	14.6	14.2	7.4	2.9	−2.9	−6.1	3.1	推算
各拉丹冬	−9.4	−7.2	−2.3	2.5	7.3	9.8	11.4	11.1	8.5	1.7	−4.9	−8.0	1.7	推算
苟鸡错	−8.3	−6.1	−1.2	3.6	7.8	10.9	12.9	12.5	9.4	2.8	−3.8	−6.9	2.8	推算
昆齐曲	−9.3	−7.1	−2.2	2.6	7.2	9.9	11.6	11.2	8.5	1.9	−4.8	−7.9	1.8	推算
乌兰乌拉湖	−9.5	−7.3	−2.4	2.4	6.4	10.1	11.5	11.2	8.1	1.6	−5.0	−8.1	1.6	推算
西金乌兰湖	−9.6	−7.4	−2.5	2.3	6.3	10.1	11.4	11.1	8.0	1.5	−5.1	−8.2	1.5	推算
勒斜武担湖	−11.1	−8.9	−4.0	0.8	4.8	8.1	10.1	9.7	6.5	0.0	−6.6	−9.7	0.0	推算
太阳湖	−10.2	−8.2	−3.4	1.3	5.5	7.7	9.7	9.5	6.6	0.3	−5.5	−8.7	0.4	推算
五雪峰	−9.0	−7.0	−2.2	2.5	6.0	8.9	11.4	11.3	7.4	1.5	−4.3	−7.5	1.6	推算
库赛湖	−9.2	−7.2	−3.4	2.3	5.6	8.7	11.4	11.2	7.1	1.3	−4.5	−7.7	1.3	推算
沱沱河沿	−6.9	−4.7	0.2	5.0	9.6	12.3	14.4	14.0	10.7	4.2	−2.4	−5.5	4.2	实测
五道梁	−8.5	−6.5	−1.7	3.0	6.3	9.4	12.1	11.9	7.8	2.0	−3.8	−7.0	2.1	实测
温泉	−7.9	−7.0	−2.0	3.2	7.0	10.0	13.8	12.0	9.6	3.6	−1.2	−4.1	3.1	实测
风火山口	−9.3	−7.0	−2.9	3.0	5.3	8.8	10.9	11.1	6.8	0.9	−4.0	−7.8	1.3	实测

附表 5 可可西里地区各月平均最低气温(℃)

Appendix 5 Minimum monthly mean temperature in the Hoh Xil region

地点 \ 月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年	备注
西大滩	−23.9	−22.4	−18.6	−12.9	−6.7	−2.8	0.0	−0.3	−3.4	−10.6	−19.1	−22.4	−11.9	推算
各拉丹冬	−25.4	−22.8	−18.2	−12.6	−6.1	−1.9	0.7	0.3	−2.0	−11.1	−20.9	−24.5	−12.1	推算
苟鲁错	−25.0	−22.4	−17.8	−12.2	−6.3	−1.5	1.5	1.0	−1.8	−10.7	−20.5	−24.1	−11.7	推算
岗齐曲	−25.8	−23.2	−18.6	−13.0	−6.7	−2.3	0.4	−0.1	−2.5	−11.5	−21.3	−24.9	−12.5	推算
乌兰乌拉湖	−26.0	−23.4	−18.8	−13.2	−7.5	−2.1	0.3	−0.1	−2.9	−11.7	−21.5	−25.1	−12.7	推算
西金乌兰湖	−26.3	−23.7	−19.1	−13.5	−7.8	−2.3	0.0	−0.4	−3.2	−12.0	−21.8	−25.4	−13.0	推算
勒斜武拉湖	−27.7	−25.1	−20.5	−14.9	−9.2	−4.2	−1.2	−1.7	−4.6	−13.4	−23.2	−26.8	−14.4	推算
太阳湖	−25.0	23.2	−19.7	−14.0	−6.6	−3.9	−2.0	−2.3	−4.0	−11.7	−20.2	−23.5	−13.0	推算
五雪峰	−24.2	−22.7	−18.9	−13.2	−6.8	−3.1	−0.5	−0.8	−3.6	−10.9	−19.4	−22.7	−12.2	推算
库赛湖	−24.3	−22.8	−19.0	−13.3	−7.2	−3.2	−0.4	−0.8	−3.8	−11.0	−19.5	−22.8	−12.3	推算
沱沱河沿	−24.8	−22.2	−17.6	−2.0	−6.3	−1.3	1.8	1.3	−1.7	−10.5	−20.3	−23.9	−11.5	实测
五道梁	−23.7	−22.2	−18.4	−12.7	−6.5	−2.6	0.2	−0.2	−3.2	−10.4	−18.9	−22.2	−11.7	实测
温泉	−21.5	−21.9	−17.3	−12.3	−7.1	−1.7	1.6	0.8	−2.5	−10.1	−17.0	−19.3	−10.7	实测
风火山口	−25.2	−23.2	−20.4	−14.5	−7.6	−3.6	−2.1	−0.8	−3.8	−12.4	−21.1	−24.2	−13.2	实测

附表 6 可可西里地区各月平均气温日较差(℃)

Appendix 6 Monthly mean temperature range in the Hoh Xil region

地点 \ 月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年	备注
四大滩	16.3	16.8	17.8	16.8	13.9	12.9	14.6	14.5	10.8	13.5	17.2	16.3	15.0	推算
各拉丹冬	16.0	15.6	15.9	15.1	13.4	11.7	10.7	10.8	10.5	12.8	16.0	16.5	13.8	算推
苟鲁错	16.7	16.3	16.6	15.8	14.1	12.4	11.4	11.5	11.2	13.5	16.7	17.2	14.5	推算
岗齐田	16.5	16.1	16.4	15.6	13.9	12.2	11.2	11.3	11.0	13.3	16.5	17.0	14.3	推算
乌兰乌拉湖	16.5	16.1	16.4	15.6	13.9	12.2	11.2	11.3	11.0	13.3	16.5	17.0	14.3	推算
西金乌兰湖	16.7	16.3	16.6	15.8	14.1	12.4	11.4	11.5	11.2	13.5	16.7	17.2	14.5	推算
蒙斜武扫湖	16.6	16.2	16.5	15.7	14.0	12.3	11.3	11.4	11.1	13.4	16.6	17.1	14.4	推算
太阳湖	14.8	15.3	16.3	15.3	12.1	11.6	11.7	11.8	10.6	12.0	14.7	14.8	13.4	推算
五雪峰	15.2	15.7	16.7	15.7	12.8	12.0	11.9	12.1	11.0	12.4	15.1	15.2	13.8	推算
库赛湖	15.1	15.6	15.6	15.6	12.8	11.9	11.8	12.0	10.9	12.3	15.0	15.1	13.6	推算
沱沱河沿	17.9	17.5	17.8	17.0	15.3	13.6	12.6	12.7	12.4	14.7	17.9	18.4	15.7	实测
五道梁	15.2	15.7	16.7	15.7	12.8	12.0	11.9	12.1	11.0	12.4	15.1	15.2	13.8	实测
温泉	13.6	14.9	15.3	15.5	14.1	11.7	12.2	11.2	12.1	13.7	15.8	15.2	13.8	实测
风火山口	15.9	16.2	17.5	17.5	12.9	12.4	13.0	11.9	10.6	13.3	17.1	16.4	14.5	实测

附表 7　可可西里地区各月平均相对湿度(%)

Appendix 7　Monthly average relative humidity in the Hoh Xil regiog

地点 \ 月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年	备注
西大滩	36	37	45	38	48	61	63	56	60	43	32	31	46	实测
各拉丹冬	50	47	42	48	60	66	69	68	70	63	50	49	57	推算
苟鲁错	52	51	47	50	60	67	70	70	71	61	47	48	58	推算
岗齐曲	56	55	51	54	64	70	74	74	74	65	51	52	62	推算
乌兰乌拉湖	40	39	35	38	49	55	57	57	58	50	35	36	46	推算
西金乌兰湖	44	43	39	42	53	59	62	62	63	54	39	40	50	推算
太阳湖	52	49	44	50	61	68	72	71	72	64	52	51	59	推算
五雪峰	54	51	46	52	63	70	74	73	74	66	54	53	61	推算
库赛湖	47	44	39	45	53	63	68	67	69	58	47	46	54	推算
沱沱河沿	46	43	38	44	53	62	67	66	68	57	46	45	53	实测
五道梁	51	50	46	49	58	66	70	70	71	59	46	47	57	实测
风火山口	50	49	45	51	59	65	65	71	71	57	45	45	56	实测
温泉	41	41	39	41	46	67	66	70	65	48	30	30	49	实测

附表 8 可可西里地区各月及年降水量(mm)

Appendix 8 Monthly and annual precipitation in the Hol Xil regiol

地点 \ 月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	11	全年	备注
西大滩	0.6	2.1	9.1	3.6	33.2	70.8	94.5	45.8	44.9	7.2	0.4	0.6	312.8	实测
各拉丹冬	1.7	3.2	4.6	12.5	40.6	86.0	135.7	119.4	74.3	13.7	1.7	1.5	494.9	推算
苟鲁错	1.3	1.5	1.5	5.0	16.5	50.0	84.9	65.5	40.6	11.5	0.4	0.9	279.6	推算
岗齐曲	1.6	3.0	4.4	11.8	38.4	81.4	128.5	112.9	70.3	13.0	1.6	1.4	468.3	推算
西金乌兰湖	1.8	2.0	2.0	6.6	21.8	66.2	112.4	86.8	53.7	15.3	0.5	1.4	370.5	推算
勒斜武担湖	1.2	2.2	3.3	8.8	28.7	60.8	96.0	84.4	52.5	9.7	1.2	1.0	349.8	推算
太阳湖	0.8	1.0	1.0	3.1	10.2	30.9	52.5	40.5	25.1	7.1	0.2	0.6	173.0	推算
库赛湖	1.0	1.9	2.8	7.4	24.2	51.3	81.0	71.2	44.3	8.2	1.0	0.9	295.2	推算
风火山口	1.0	1.5	3.0	9.6	24.1	59.4	70.4	61.1	53.8	8.0	1.1	1.9	294.9	实测
温泉	5.7	1.8	3.8	6.5	21.7	66.1	86.2	105.8	48.4	10.0	0.4	0.6	357.0	实测
沱沱河沿	1.3	1.5	1.5	4.9	16.3	49.5	84.1	64.9	40.2	11.4	0.4	1.0	277.2	实测
五道梁	0.9	1.7	2.5	6.7	21.8	46.2	72.9	64.1	39.9	7.4	0.9	0.8	265.8	实测

附表 9 可可西里地区各考察点各月平均气压(10^2Pa)

Appendix 9 Monthly mean air pressure at survey sites in the Hoh Xil regiol

地点 \ 月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年	备注
西大滩	591.2	590.0	592.5	595.9	598.8	599.5	600.4	601.1	601.1	600.0	597.4	594.3	596.9	推算
各拉丹冬	549.2	548.2	550.7	553.5	554.8	556.0	557.2	558.7	558.5	557.5	555.2	552.4	554.3	推算
苟鲁错	571.3	570.3	572.8	575.6	577.3	578.3	579.3	580.5	580.4	579.6	577.3	574.5	576.4	推算
岗齐比	563.3	562.3	564.8	567.6	569.8	570.6	571.3	572.1	572.1	571.6	569.3	566.5	568.4	推算
乌兰乌拉湖	557.8	556.8	559.3	562.1	564.1	564.9	565.8	566.8	566.7	566.1	563.8	561.0	562.9	推算
西金乌兰湖	564.9	563.9	566.4	569.2	570.8	571.9	572.9	574.2	574.1	573.2	570.9	568.1	570.0	推算
勒斜武担湖	556.1	555.1	557.6	560.4	562.0	563.1	564.2	565.4	565.3	564.4	562.1	559.3	561.3	推算
太阳湖	555.0	553.8	556.3	559.7	562.1	563.1	564.4	565.3	565.2	563.8	561.2	558.1	560.7	推算
五雪峰	562.5	561.3	563.8	567.2	569.2	570.4	571.9	573.1	573.0	571.3	568.7	565.6	568.2	推算
库赛湖	580.0	578.8	581.3	584.7	587.0	588.0	589.4	590.4	590.3	588.8	586.2	583.1	585.7	推算
沱沱河沿	579.2	578.2	580.7	583.5	585.4	586.3	587.2	588.3	588.2	587.5	585.2	582.4	584.3	实测
五道梁	573.0	571.8	574.3	577.7	580.2	581.1	582.3	583.2	583.1	581.8	579.2	576.1	578.6	实测
温泉	557.2	556.4	559.6	562.1	562.4	564.1	565.5	566.4	566.7	565.0	562.1	560.4	562.3	实测
风火山口	563.0	563.1	564.6	568.3	570.0	571.7	572.5	573.3	573.4	572.6	568.2	566.0	568.9	实测

附表 10 可可西里地区各月平均风速(m/s)

Appendix 10 Monthly average wind velocity in the Hoh Xil region

地点 \ 月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年	备注
西大滩	4.4	4.7	4.1	3.4	3.0	2.7	2.6	2.7	4.2	3.1	3.2	4.2	3.4	实测
各拉丹冬	7.0	8.1	8.3	7.4	6.9	6.5	6.0	5.8	5.8	5.9	6.0	6.5	6.7	推算
岱钦错	7.7	8.2	7.9	6.6	5.9	5.4	4.9	4.5	4.4	4.7	4.9	5.4	5.9	推算
岗齐北	7.7	8.8	9.0	8.1	7.6	7.2	6.8	6.6	6.5	6.7	6.8	7.2	7.4	推算
乌兰乌拉湖	6.9	8.0	8.2	7.3	6.8	6.4	6.0	5.8	5.7	5.9	6.0	6.4	6.6	推算
西金乌兰湖	9.3	9.7	9.4	8.3	7.9	7.3	7.1	6.8	6.8	7.0	7.9	9.0	8.0	推算
勒新武坦湖	7.5	7.9	7.6	6.5	6.1	5.7	5.5	5.1	5.2	5.4	6.1	7.2	6.3	推算
太阳湖	8.4	8.9	8.6	7.3	6.9	6.4	6.2	5.7	5.9	6.0	6.9	8.0	7.1	推算
五雪峰														资料太短未订正
库赛湖	9.6	10.0	9.7	8.6	8.2	7.8	7.6	7.2	7.3	7.4	8.2	9.3	8.4	推算
沱沱河沿	4.7	5.8	6.0	5.1	4.6	4.2	3.8	3.5	3.4	3.7	3.8	4.2	4.4	实测
五道梁	6.0	6.4	6.1	5.0	4.6	4.3	4.0	3.5	3.6	3.8	4.6	5.7	4.8	实测
温泉	3.8	3.5	4.0	3.5	3.7	3.4	3.4	3.0	3.2	3.1	3.5	3.8	3.5	实测
风火山口	4.8	5.2	5.4	4.7	4.3	3.9	3.7	3.4	3.4	3.5	3.7	4.3	4.2	实测

第三章　湖　　泊*

第一节　湖泊概况

青海可可西里地区湖泊众多，是青藏高原湖泊集中分布区之一。据初步统计面积大于 1km² 的湖泊有 107 个，总面积为 3 825km²，湖泊度约为 0.05。本区主要湖泊面积及特征见表 3.1。

可可西里地区湖泊发育的基本特点是：湖泊数量大、类型多，结构复杂。淡水湖(矿化度<1g/L)、半咸水湖(矿化度 1—35g/L)、咸水湖(矿化度 35—50g/L)、盐湖(矿化度>50g/L)齐全。湖泊水色一般清澈透亮，淡水湖多呈淡绿及绿色，咸水湖多呈浅蓝—深蓝色，盐湖多呈白色及浅灰色。

区内湖泊盆地及其湖泊展布走向为近东西向呈带状发育，由北往南依次分布如下(参见图 1.1)。

表 3.1　可可西里地区主要湖泊(>10km²)特征一览表

Table 3.1　Main lakes in the Hoh Xil region

序号	湖名	地理位置		海拔	面积	水深	类型	特征
		北纬	东经	(m)	(km²)	(m)		
1	乌兰乌拉湖	34°48′	90°30′	4854	544.5	6.9	半咸水湖	内流湖，湖中有鱼-眼子菜-水蚤等；周围沉积有季节性石盐析出
2	豌豆湖	34°34′	90°50′		17.9		半咸水湖	内流湖及渗流湖
3	葫芦湖	34°25′	91°01′		29.1		半咸水湖	内流湖及渗流湖
4	玛章错钦	34°20′	91°34′	4678	58.1		半咸水湖	季节性外流湖
5	玛日错	34°12′	91°42′		12.3		半咸水湖	内流湖
6	明镜湖	35°04′	90°34′	4790	88.1		盐湖	内流湖，以石盐沉积为主
7	节约湖	35°04′	90°16′	4810	17.0	1.1	半咸水湖	季节性外泄湖，湖中有大量咸水蟹
8	西金乌兰湖	35°14′	90°22′	4769	346.2	4.7	咸湖	内流湖，盐类矿物析出：石盐＋芒硝＋石膏，湖周发育子湖及干盐湖
9	永红湖	35°13′	90°00′		69.9		半咸水湖	外泄流
10	移山湖	35°14′	90°54′	4840	18.5		半咸水湖	内流湖

* 本节执笔人胡东升。

（续 表）

序号	湖名	地理位置 北纬	地理位置 东经	海拔 (m)	面积 (km²)	水深 (m)	类型	特征
11	滋湖	35°33′	90°14′	4915	26.3		咸水湖	内流湖，局部湖湾有盐碱结皮
12	月亮湖	35°37′	90°22′	4915	15.0		咸水湖	内流湖及渗流湖
13	饮马湖	35°30′	90°38′	4918	107.2		半咸水湖	内流湖，湖中有眼子菜
14	可可西里湖	35°34′	91°07′	4878	299.9		半咸水湖	内流湖，岸边有盐碱结皮
15	卓乃湖	35°33′	91°57′	4751	256.4		半咸水湖	内流湖，湖中水蚤，局部湖湾发育子湖并有季节性石盐析出
16	错达日玛	35°20′	91°52′	4770	84.2		咸水湖(？)	内流湖
17	多尔改错	35°14′	92°07′	4685	144.1		淡水湖	外流湖
81	特拉什湖	34°48′	92°12′	1808	66.8		咸水湖	内流湖及渗流湖
19	苟鲁错	34°36′	92°27′	4665	23.5	1.3	咸水湖	内流湖，湖湾子湖为盐湖，其中有石盐沉积，并有卤虫生存
20	勒斜武担湖	35°46′	90°12′	1867	227.0	1.5	盐湖	内流湖，卤水盐湖，岸边浅滩有季节性石盐析出
21	太阳湖	35°56′	90°38′	1882	100.9	41	淡水湖	外流湖，季节性外流
22	库水泥	35°59′	90°07′		31.6		半咸水湖	内流湖
23	库赛湖	36°44′	92°50′	4470	254.4		咸水湖	内流湖，湖湾子湖有季节性石盐
24	海丁诺尔	35°34′	93°10′		35.7		咸水湖	内流湖及渗流湖，湖中苦草、水蚤丰富
25	盐湖	35°32′	93°24′	4440	32.8		盐湖	内流湖及渗流湖、盐类矿物沉积：石盐＋白钠镁矾＋水钙芒硝＋无水芒硝＋石膏
26	雪莲湖	34°06′	90°15′	5274	51.7		半咸水湖	内流湖
27	波涛湖	34°00′	90°00′		70.2		半咸水湖	内流湖
28	燕子湖	33°52′	89°56′		16.1		半咸水湖	内流湖
29	靖多错	33°44′	90°02′		57.3		半咸水湖	内流湖
30	米提江占木错	33°29′	90°12′		476.8		半咸水湖	内流湖
31	欧错	33°48′	90°30′		16.3		半咸水湖	内流湖
32	口塔错	33°48′	90°22′		25.9		半咸水湖	内流湖
33	如木称错	33°44′	90°38′		50.5		半咸水湖	内流湖
34	雀莫错	33°53′	91°12′		86.4		半咸水湖	内流湖及渗流湖
35	可考湖	35°42′	91°22′	4882	64.0		半咸水湖	内流湖及渗流湖，湖中有眼子菜

一、太阳湖-库赛湖湖盆带

该带沿昆仑山脉南缘断陷谷地展布，西窄东宽，包括太阳湖(4 882 m)、库赛湖(4 470m)、盐湖(4 440m)及库水浣、布南湖、海丁诺尔等小湖。西部太阳湖湖水向东间歇性的外泄到红水河，是区内实测的最大淡水湖泊(照片 12)。东部的盐湖、海丁诺尔、库赛湖随着湖泊封闭时代的先后，由东向西依次出现盐湖(海丁诺尔东面的盐湖)、咸水湖(海丁诺尔)、半咸水湖(库赛湖)变化。

二、勒斜武担湖-卓乃湖湖盆带

该带处于马兰山—五雪峰—大雪峰—大梁山和可可西里山之间，为半封闭状的近东西向展布的湖盆带，包括勒斜武担湖(4 867m)、涟湖-月亮湖(4 915m)、饮马湖(4 918m)、可可西里湖(4 878m)、可考湖(4 882m)、卓乃湖(4 751m)。西端的勒斜武担湖是卤水型盐湖；涟湖为咸水湖，滨湖地带常有盐霜析出；饮马湖、可可西里湖(照片 13)、可考湖、卓乃湖等均为半咸水湖。

三、西金乌兰湖-多尔改错湖盆带

该带位于可可西里山和乌兰乌拉山—查香结德山所夹持的东西向构造宽谷中，由新生代低矮丘陵形成半封闭状的两个次级湖盆链，其西为内流湖泊盆链，其东为外流湖泊盆链。前者包括涟湖—永红湖—西金乌兰湖(4 769m)、节约湖(4 810m)—明镜湖(4 790m)、移山湖(4 840m)等，其中西金乌兰湖、明镜湖均为盐湖(照片 14)，其源头湖泊一半为半咸水湖。后者包括错仁德加—多尔改错(4 685m)等，是楚玛尔河近源地带的串珠状河间湖，为淡水湖或半咸水湖。

在可可西里山南侧有较小的封闭湖泊盆地，如高台湖等，东部的错达日玛(4 770m)是较完整的环形湖泊盆地。

四、乌兰乌拉湖-苟鲁错湖盆带

该带位于乌兰乌拉山—查香结德山和祖尔肯乌拉山山脉之间，为半封闭状湖盆带，总体展布方向为北西西向，包括乌兰乌拉湖(4 854m)、豌豆湖、葫芦湖、玛章钦错(4 678m)苟鲁错(4 665m)、苟弄错等，多为咸水—半咸水湖。其中玛章钦错和苟弄错为间歇性外流湖，与沱沱河在丰水时期还维持着微弱的联系，其它湖泊已与外流水系相分离，并在封闭较久的湖泊局部地段进一步分离出小盐湖(如苟鲁错西部)或卤水分异带(如乌兰乌拉湖东北部)。

另外，该带东部的特拉什湖(4 808m)为封闭湖盆。

五、雪莲湖-雀莫错湖盆带

该带位于祖尔肯乌拉山和唐古拉山之间的山间断陷盆地中，总体展布方向为北西西向，主要包括雪莲湖(5 274m)、波涛湖(4 988m)、米提江占木错(4 931m)、欧错(5 047m)、如木称错(4 999m)、雀莫错(4 923m)等，多为短流程的雪山水系补给的湖泊。

总之，可可西里地区湖泊星罗棋布，类型繁多，组成复杂，资源潜力大，它们的形成、发育及演化是受青藏高原地质环境的变迁所控制的。此外，湖泊不仅是区内大气降水，冰雪消融水以及泉水的归宿地，而且也是风化易溶物质和盐类矿物及稀散元素的聚集地。同时，湖泊本身也记录了青藏高原发展过程中的沉积事件和演化历史。

第二节　湖泊水文环境

可可西里地区湖泊水体与地表水(冰、雪、雨、河等)、地下水(泉水、潜水等)存在着广泛的联系。这种水力联系的动力条件受到了水文地质条件的控制，其主要因素有地质构造和地貌特征、含水层结构属性以及气候变化等。

一、水文地质条件

本区发育两套性质不同的含水岩系，即青灰色砂岩及板岩夹灰岩、红棕色砂岩及砾岩。在这两套不同性质含水岩系的山前地带，则发育着结构松散的晚新生代以来形成的各种堆积物，构成了本区湖泊盆地内部水分运移的涵水带。

1. 砂板岩含水岩系

成岩时代以三叠纪为主，局部有二叠纪、石炭纪岩层零星出露。岩系建造以浅海及半深海相的青灰色细碎屑岩和碳酸盐为主体，岩石质地较致密，孔隙度较差，但次生裂隙发育；岩层厚度大，走向及延展较稳定。

在这类含水岩系分布地区，地下水的水质良好，杂质含量也较少。如库赛河西段长山山口泉水矿化度为 0.28g/L，pH 为 8；苟弄错北山泉水矿化度为 0.79g/L，pH 为 7.8。

2. 砂砾岩含水岩系

成岩时代为侏罗纪、白垩纪和早第三纪，多沿着湖泊盆地的边缘出露。岩系建造以海陆交互相(侏罗纪)和陆相(白垩纪和早第三纪)的红棕色粗碎屑岩为特征，岩性以砂岩及砾岩为主，局部夹有石膏盐岩系；孔隙发育，岩层厚度较大，走向及延展若断若续。

这类泉水水质一般较差，水色较混浊，杂质含量较大。如苟弄错南山泉水矿化度为 4.67g/L、pH 为 7.6；苟鲁错北岸泉水矿化度为 6.2g/L，pH 为 6.0。

本区现代湖泊是发育在晚新生代以来形成的盆地之中。盆地内部除湖泊外，周围为

第四纪堆积平原和台地，地表水分渗滤较为严重，而其下部因冻土层的影响，对水分起着滞留作用。另一方面高原冻土区的热融现象导致涵水带中出现岛状融区，融区则构成了大气降水、地表水及地下水之间发生联系的通道(郭东信，1990)。涵水带不仅调节了本区地表水的运动状态，并且还改造了地下水的滞留时间。另外，还由于土壤的蒸发作用，促进盐分表聚，造成地表水质恶化，这也是可可西里地区河水水质多呈苦涩的原因之一。

二、湖泊的水文气候条件

可可西里地区湖盆绝大多数是封闭的，湖泊便成为水分唯一向外排泄的场所——依靠蒸发而排入大气空间。这种水汽循环受地质水文环境条件的限制，并可反馈影响到局部气候、流域水质及其盆地内部水力联系等。

可可西里地区属于半干旱-半湿润气候，为蒸发大于补给的水量收支负平衡区域，水系补给来源以冰雪消融水为主，次为泉水和大气降水。由于区内南北边界山系高大，内部山地起伏和缓，这种地形结构对湖泊和水系以及气候环境的影响很大，表现为降水量由东南向西北逐渐减少，降水量在本区南部的各拉丹冬最高，可达 495mm，太阳湖地区最少，仅 173mm。本区南部和北部的河流由高山冰雪融水补给，水流较大，而中部多为径流量小，流程短的季节性溪流。

第三节　湖泊水化学

内陆湖泊的水化学组成，通常都具有区域性特征，因为湖泊流域的自然环境和岩石类型在很大程度上决定了湖水的化学组成。根据可可西里地区考察采集的湖泊、河流等丰富的水样，对其进行了系统的水化学检测分析(表 3.2)，讨论如下。

一、湖泊理化特征

(一) 理化关系

据可可西里地区水样分析资料，本区各种水体在其理化关系上具有相关性。

本区水体矿化度与相对密度的关系图解(图 3.1)表明，它们之间具有很好的相关性，以斜率为 0.273 的函数关系分布。

本区水体的 pH 值介于 6.6—9.2 之间，随着水体矿化度的增高，其 pH 值有减小的趋势。

湖泊水体变化形式由低矿化度向高矿化度、其酸碱度由弱碱性-偏酸性向偏酸性、其氧化还原环境由弱还原态向偏氧化态的方向发展。从图 3.2 可清楚的看到，水体空间向量出现几个相对分离的区域，即卤水、咸水、半咸水、淡水四个类型。

表 3.2 可可西里地区水体化学组分及水化学类型计算表

Table 3.2 Chemical composition ard hydrochemical type of water body in the Hol Xil region

编号	地点	物质空间向量	样品及组数	比重	pH	矿化度 (g/L)	主要化学组分 (mg/L)								难溶盐系数		水化学类型*
							Na	K	Mg	Ca	Cl	SO_4	CO_3	HCO_3	K_a	K_b	
1	明镜湖		1	1.077	7.80	105.365	34280.0	1079.0	3542.0	227.0	60114.0	5655.0	61.2	407.2	0.2	2.5	SM
2	康曲上游小湖		1	1.008	8.88	2.258	528.0	14.0	140.2	3.6	523.3	154.4	137.2	757.1	− 5.32	− 1.64	C
3	太阳湖(89)	二维	2	1.000	7.51	0.115	19.0	1.5	7.5	5.8	36.3			44.8	0	0	C
4	葫芦湖		1	1.003	7.18	3.328	248.0	21.0	214.3	449.2	366.0	1753.0		276.4	0.49	0.97	SN
5	可考湖(89)		1	1.002	8.70	1.895	568.0	9.0	73.0	15.7	898.3	18.5	51.4	261.5	−13.54	2.04	SM
6	乌兰乌拉湖(89)		1	1.006	9.16	7.734	2646.0	88.0	135.1	10.9	3645.0	724.4	186.2	298.8	− 0.7	0.04	SN
7	卓乃湖(89)		1	1.001	7.55	1.499	450.0	8.0	41.1	30.3	722.0	45.3		201.7	− 1.9	1.68	SM
8	苟弄错潜水		1	1.029	7.80	41.026	14699.9	140.5	591.5	203.1	23778	587.2	99.9	926.3	− 0.69	3.29	SM
9	苟鲁错西台小湖		1	1.000	6.80	4.25	1253.7	130.5	30.2	205.7	2255.0	171.3		207.9	1.92	2.62	CL
10	苟鲁错	二维	4	1.017	8.40	33.718	11801.9	433.3	880.0	139.5	17737.3	2135.9	172.9	416.7	0.127	1.50	SM
11	改日娃错		1	1.000	7.10	11.221	2883.4	111.1	540.7	424.4	5852.0	1274.4		135.1	0.71	2.39	SM
12	涟湖		1	1.026	6.60	35.861	9089.8	246.3	1995.0	1036.0	17433.0	5889.7		170.9	0.407	1.732	SM

13	乌兰乌拉湖	三维	9	1.006	7.98	10.916	3689.7	80.5	189.2	39.0	5265.9	967.6	155.3	473.0	−0.545	0.227	SN
14	西公乌兰湖	三维	13	1.164	7.13	256.733	92970.0	3128.2	2478.8	1284.2	152373.6	4106.9	10.8	369.8	0.674	3.056	SM
15	芍药湖		1	1.000	8.10	2.86	835.2	26.8	91.4	51.1	1312.0	153.8	27.3	362.7	1.344	1.003	SM
16	特拉什湖		1	1.020	8.40	34.914	11708.4	280.5	1067.0	47.2	20636.0	195.7	241.9	736.9	−4.364	17.160	SM
17	岡曲中段小湖		1	1.001	7.40	6.932	1608.5	30.2	357.8	183.4	1660.0	2682.0		400.8	0.046	0.573	SN
18	勒斜武坦湖	二维	3	1.093	7.00	135.526	44755.4	2320.0	2191.7	2848.0	81086.3	2112.2	9.1	166.3	3.152	7.247	CL
19	五仙湖		1	1.006	8.50	5.921	1775.3	56.1	179.7	66.8	2576.0	276.6	122.6	867.4	−2.598	−0.034	C
20	玛章钦错		1	1.001	7.70	6.947	2280.7	42.5	111.6	30.1	3027.0	787.9	21.6	445.8	−0.397	0.162	SN
21	芍弄错南山湖		1	1.025	7.20	38.554	10446.8	192.5	1925.0	1318.0	23100.0	1311.6		259.9	2.251	8.045	CL
22	涟湖西湖		1	1.000	6.90	4.985	1238.4	21.7	120.0	306.5	2062.0	956.1		90.1	0.69	1.19	SM
23	白云湖		1	1.000	8.20	1.553	413.6	10.5	42.9	51.1	528.5	102.5	39.8	363.8	−2.22	−0.57	C
24	太阳湖	三维	4	1.000	3.13	0.61	115.1	7.7	33.7	29.9	131.6	82.5	9.6	199.9	−1.226	0.387	SN
25	布南湖		1	1.000	7.60	3.504	1114.7	134.0	24.3	91.1	1948.0	40.6	9.1	142.1	2.26	4.62	CL

（续 表）

编号	地点	物质空间向量	样品及组数	比重	pH	矿化度 (g/L)	主要化学组分 (mg/L)								难溶盐系数		水化学类型
							Na	K	Mg	Ca	Cl	SO_4	CO_3	HCO_3	K_a	K_b	
26	饮马湖		1	1.000	8.70	2.548	731.2	18.9	85.9	62.9	1161.0	175.9	55.6	256.4	−0.80	1.13	SM
27	饮马湖潜水		1	1.000	7.70	0.866	193.3	6.0	23.1	62.9	306.8	69.7	8.0	196.4	−0.24	1.07	SM
28	可考湖		1	1.002	9.00	10.340	3283.1	91.7	326.0	108.7	5407.0	104.4	353.2	661.8	−7.91	4.42	SM
29	可可西里湖	二维	2	1.008	8.80	13.412	4372.5	76.8	379.8	41.3	6467.0	1194.6	301.4	426.7	−0.602	1.940	SN
30	卓乃湖	二维	3	1.006	8.67	12.815	4351.7	82.2	269.8	87.3	6834.2	299.2	225.1	740.9	−2.453	1.106	SN
31	海丁诺尔	二维	2	1.019	8.60	27.569	8978.2	142.5	883.3	182.1	15277.0	986.4	340 7	778.5	−0.732	2.803	SN
32	盐湖	多维	2	1.150	6.85	221.851	72395.3	1929.4	6675.1	462.4	123330.0	15866.5		891.6	0.026	1.686	SM
33	库赛湖	多维	3	1.017	8.33	28.538	8935.4	185.8	961.1	355.0	14989.7	1890.8	458.1	762.4	−0.253	1.751	SM
34	可可西里湖东端子湖		1	1.000	7.80	0.419	69.0	7.2	10.3	39.3	74.2	70.9		147.8	−0.31	0.26	SN
35	苟弄错		1	1.009	8.10	15.51	5564.0	7.0	260.2	12.3	8713.0	400.1	47.6	509.1	−1.12	1.45	SM
36	苟鲁错西端子湖		1	1.206	6.70	307.58	105128.0	3185.7	4822.0	5452.3	187726.0	865.2		404.1	14.74	36.75	CL
37	苍错		1	1.249	6.70	357.45	63790.3	11019.1	10147.0		179564.0	58544.8		4386.9	−0.06	2.65	SM
38	五雪峰冰蚀湖		1	1.002	8.60	2.20	500.0	1.5	126.4	81.7	714.2	597.1		179.4	0.09	0.93	SN

39	楚玛尔河上游小湖		1	1.001	8.80	1.04	305.8	0.5	37.2	12.3	408.1	160.5	15.9	96.9	−0.45	0.46	SN
40	雪	三维	3	1.000	8.20	0.032	0.5	0.5	0.2	1.5	3.7		5.3	2.05	0	0	C
41	冰雹	三维	2	1.001	7.95	0.118	6.8	1.0	2.8	14.3	10.7	9.1	4.0	68.7	−2.878	−1.667	C
42	雨		1	1.000	9.00	0.040	1.0	0.5	0.9	0.6	5.1		7.9	24.2	0	0	C
43	冰川	三维	2	1.000	8.20	0.117	2.0	0.5	6.0	14.6	5.1		13.5	75.2	0	0	C
44	冰川水	二维	4	1.001	8.43	0.168	10.3	1.5	7.5	20.1	4.8	17.1	5.9	100.2	−2.357	−0.617	C
45	泉水	多维	5	1.001	7.36	2.765	370.0	23.7	110.3	52.4	1414.9	201.2	3.2	591.8	−1.715	0.449	SN
46	楚玛尔河	多维	2	1.002	7.40	3.493	1071.3	14.5	51.1	111.4	1682.5	305.1	7.9	236.4	0.223	0.884	SN
47	沱沱河	二维	2	1.000	7.90	0.766	168.6	11.0	18.9	44.5	266.9	88.4	4.0	162.8	−0.315	0.531	SN
48	红水河	二维	3	1.005	8.10	0.567	35.8	10.8	19.7	54.4	174.5	103.7	28.6	152.8	−0.344	0.406	SN
49	布喀达坂峰汽泉(浅部水)		1	1.000	8.60	0.240	2.0	0.5	5.0		102.0	23.0	31.7	80.8	−4.985	−4.134	C
50	布喀达坂峰汽泉(深部水)		1	1.032	6.90	46.550	14345.0	2040.2	118.9	2042.3	27812.0	4.9		185.8	959.835	1054.767	CL
51	布喀达坂峰冰水		1	1.004	8.00	3.970	1300.0	140.0	23.4	92.1	2219.0	32.9		163.2	2.81	5.62	CL

（续 表）

编号	地点	物质空间向量	样品及组数	比重	pH	矿化度 (g/L)	主要化学组分 (mg/L)								难溶盐系数		水化学类型
							Na	K	Mg	Ca	Cl	SO_4	CO_3	HCO_3	K_a	K_b	
52	苟鲁错水系	二维	4	1.001	7.60	2.187	417.6	15.8	74.4	305.4	592.7	623.0	5.4	239.4	0.820	1.292	SM
53	岗齐曲	二维	3	1.000	7.90	0.381	41.8	2.6	31.6	50.7	43.8	35.8	5.3	190.9	−1.043	2.444	SM
54	乌兰乌拉湖水系	多维	3	1.004	6.93	9.263	3152.1	142.4	29.6	24.0	3207.7	2212.2		494.1	−0.150	−0.097	C
55	西金乌兰湖水系	二维	4	1.001	7.63	2.736	869.1	45.0	25.8	93.4	1449.3	106.9	2.0	145.3	0.993	1.948	SM
56	勒斜武担湖水系	二维	2	1.001	7.25	0.328	59.4	4.0	3.8	35.4	78.2	29.7		117.2	−0.252	0.223	SN
57	错乌湖—可可西里湖水系	二维	3	1.001	7.73	0.226	9.5	1.3	14.2	30.9	18.1	47.3	4.9	99.4	−0.256	0.932	SN
58	海丁诺尔水系		1	1.000	7.40	0.281	16.1	1.3	4.0	56.3	29.5	24.1	4.5	145.5	0.55	1.20	SM
59	可考湖水系		1	1.000	7.40	0.230	10.0	0.5	22.9	33.3	25.5	12.7	7.9	121.5	−2.24	4.91	SM
60	太阳湖水系	二维	2	1.000	7.45	0.242	24.4	1.7	8.8	41.3	34.5	26.0	3.4	108.0	0.323	1.662	SM

*C——碳酸盐型，SN——硫酸钠亚型，SM——硫酸镁亚型，CL——氯化物型。

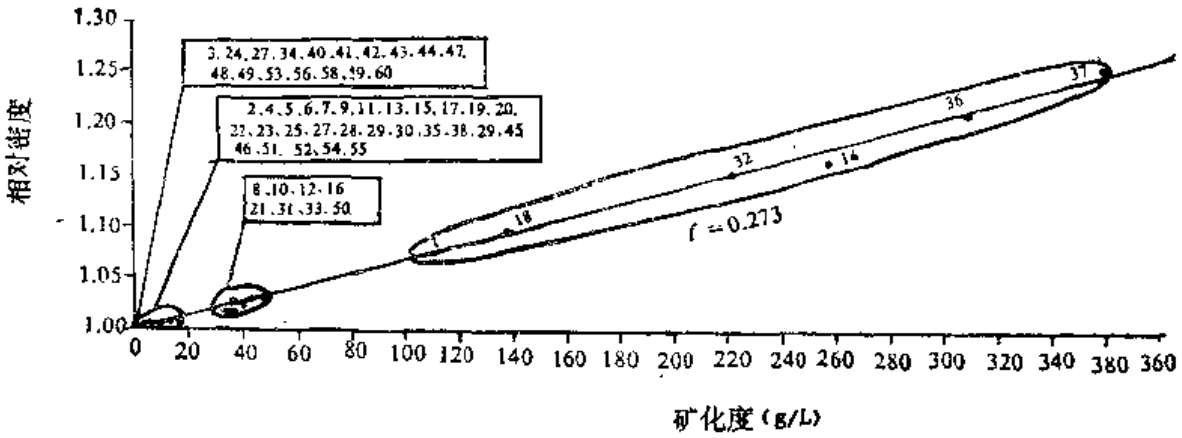


图 3.1 可可西里水体矿化度与相对密度关系
(图中水体编号见表 3.2)

Fig. 3.1 Relationship between water mineralization degree and relative intensity in the Hoh Xil region

1. 卤水型

包括西金乌兰湖、明铠湖、勒斜武担湖、盐湖(海丁诺尔东面)、苟鲁错西端子湖、苍错等;矿化度为 105.6—357g/L,pH 为 6.7—7.8,相对密度 1.08—1.25。

2. 咸水型

包括苟鲁错、涟湖、特拉什湖、海丁诺尔、库赛湖等;矿化度为 27—46g/L, pH6.6—8.6,相对密度 1.02—1.03。

3. 半咸水型

包括乌兰乌拉湖、葫芦湖、可考湖、卓乃湖、节约湖、五仙湖、玛章错钦、白云湖、布南湖、饮马湖、可可西里湖、苟弄错、扎日娃错等,本区中部地带的补给水系也多为半咸水;矿化度为 1—15g/L,pH 为 6.8—9.2,相对密度 1.00—1.01。

4. 淡水型

主要有太阳湖,本区边界山系前缘地带的补给水系也多为淡水;矿化度<1g/L, pH 为 7.5—9.0,相对密度为 1.00。

(二) 水 质 状 况

本区干寒环境效应明显地影响地表径流水系的水质状况(见 图 3.2)。根 据 O.A. 阿列金天然水分类,进行水质总硬度(以 Ca^{2+}、Mg^{2+} 等为主)的计算,可可西里地区中央地带为弱硬水(总硬度3.0—6.0)—极硬水(总硬度>9.0),外围地带(主要是北部和南部)为软水(总硬度 1.5—3.0)—极软水(总硬度<1.5)和弱硬水(总硬度 3.0—6.0)分布区。

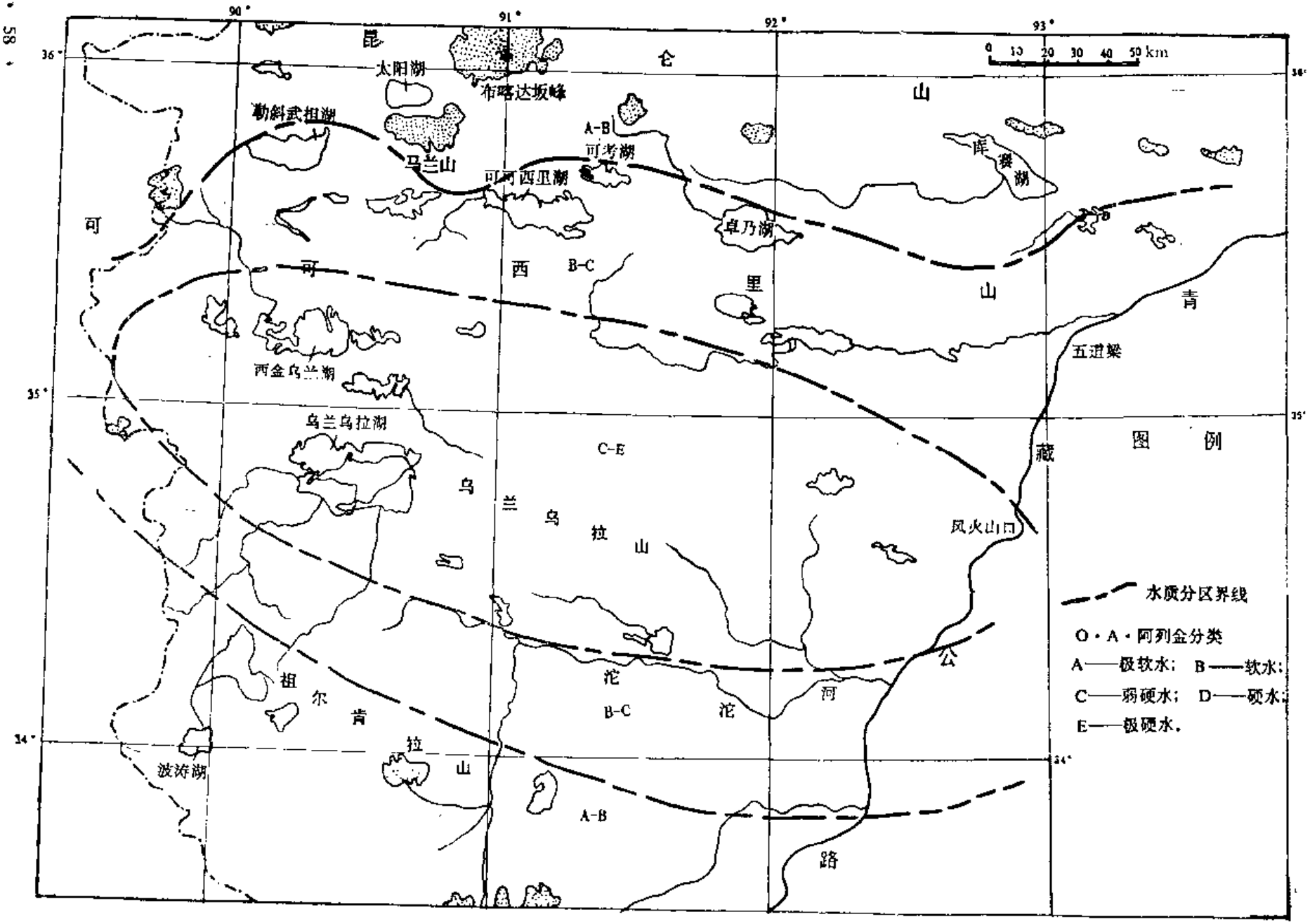


图 3.2 可可西里地区河流水质类型分布图

Fig. 3.2 Types of water quality in the Hoh Xil region

（三）理化分异

1. 水温分异

据1990年7月份考察时实测，太阳湖水深41m，湖水表层水温15℃，水深10m处水温14℃，水深20m处水温13℃，水深30m处（测温仪导线最大值）水温12℃；湖水pH值从表层8.4经中层（15m）8.1到深层（30m）8.3发生缓慢变化；湖水矿化度从表层0.64g/L经中层（15m）0.58g/L到深层（30m）0.62g/L亦发生缓慢变化。这些现象表明，太阳湖深部可能有温跃层的出现；根据调查分析结果推断，温跃层存在的层位为水深35m左右。

2. 湖水化学成分分异

一般湖泊湖水分异现象不显著，仅在盐湖中发育较完整的带状分异，在封闭盆地的咸水—半咸水湖的局部地段也可出现某些化学组分富集区域。乌兰乌拉湖东南湖由于湖水分异形成带状展布，由西南面等马河河口往东北侧湖湾依次为：河口淡水带（矿化度0.14—0.5g/L，pH 7）—半咸水带（矿化度2.3—5.8g/L，pH8.0）—咸水带（矿化度5—38g/L，pH 8.7）—湖滨浅滩还可出现季节性盐霜，在远岸沙堤则发育湖滩岩（胡东生，1991.）。这种湖水分异现象受湖泊侧向补给水系动力学的驱动，在干燥气候环境下受蒸发场的影响，湖水由入水岸向背水岸的动力蒸发和化学分异作用所致。

西金乌兰湖被沙嘴将其分为西湖、中湖、东湖三部分。西湖和中湖在水深小于4.7m的湖水中均有大量石盐沉积，厚度在0.3m左右；东湖卤水还未达到NaCl饱和状态。西湖卤水矿化度270.8—284.9g/L、pH7.3—7.5、相对密度1.180—1.184；在其西端还东河河口及河口射流区还存在不饱和卤水，矿化度<50g/L。中湖矿化度317.8—322.5g/L、pH6.8—7.2、相对密度1.204—1.208；在其东部还发育宽1km、长10km的半咸水带，矿化度3.4g/L、pH8.9、相对密度1.000；由于这两种不同水质的湖水进行参杂发生兑卤作用，在中湖东部湖水中便可析出新的盐类矿物——水钙芒硝或水菱镁矿等的沉淀。东湖卤水矿化度10.7—211.0g/L、pH6.9—7.0、相对密度1.00—1.14，为NaCl不饱和卤水。

这种由于卤水析盐（由液相转变为固相）以及兑卤作用（不同水质的参杂）而产生的湖水变异现象，在我国湖泊地区并不多见。它的发育与湖泊周边补给水系的性状以及盆地结构、湖水演变均存在密切的关系。

二、湖泊水化学类型

（一）基本类型

对天然水体水化学类型的划分方案很多，但一般多采用离子当量的比值来进行水化学分类，并筛选出一些简便灵活的计算法——难溶盐法（姚宁钢，1990）。

计算公式：

$$K_a=\frac{N\mathrm{Ca}^{2+}-(N\mathrm{CO}_3^{2-}+N\mathrm{HCO}_3^-)}{N\mathrm{SO}_4^{2-}}$$

$$K_b=\frac{(N\mathrm{Ca}^{2+}+N\mathrm{Mg}^{2+})-(N\mathrm{CO}_3^{2-}+N\mathrm{HCO}_3^-)}{N\mathrm{SO}_4^{2-}}$$

当 $K_a\leqslant 0$、$K_b\leqslant 0$ 时，水体为碳酸盐型，$K_a\leqslant 1$、$K_b>0$ 并 $\leqslant 1$ 时，水体为硫酸钠亚型，$K_a\leqslant 1$、$K_b>1$ 时，水体为硫酸镁亚型；$K_a>1$、$K_b>1$ 时，水体为氯化物型。

经过计算，可可西里地区水体水化学类型以硫酸镁亚型为主，硫酸钠亚型为次，有少量氯化物型，局部有碳酸盐型(表 3.2)。

1. 碳酸盐型

主要为大气降水(雪、雨、雹)以及冰川和冰川水，也有一些少量的山前洼地小水泡子。

2. 硫酸钠亚型

主要为沱沱河水系湖泊带西南部的半咸水湖及其水系、横跨太阳湖—可可西里湖—

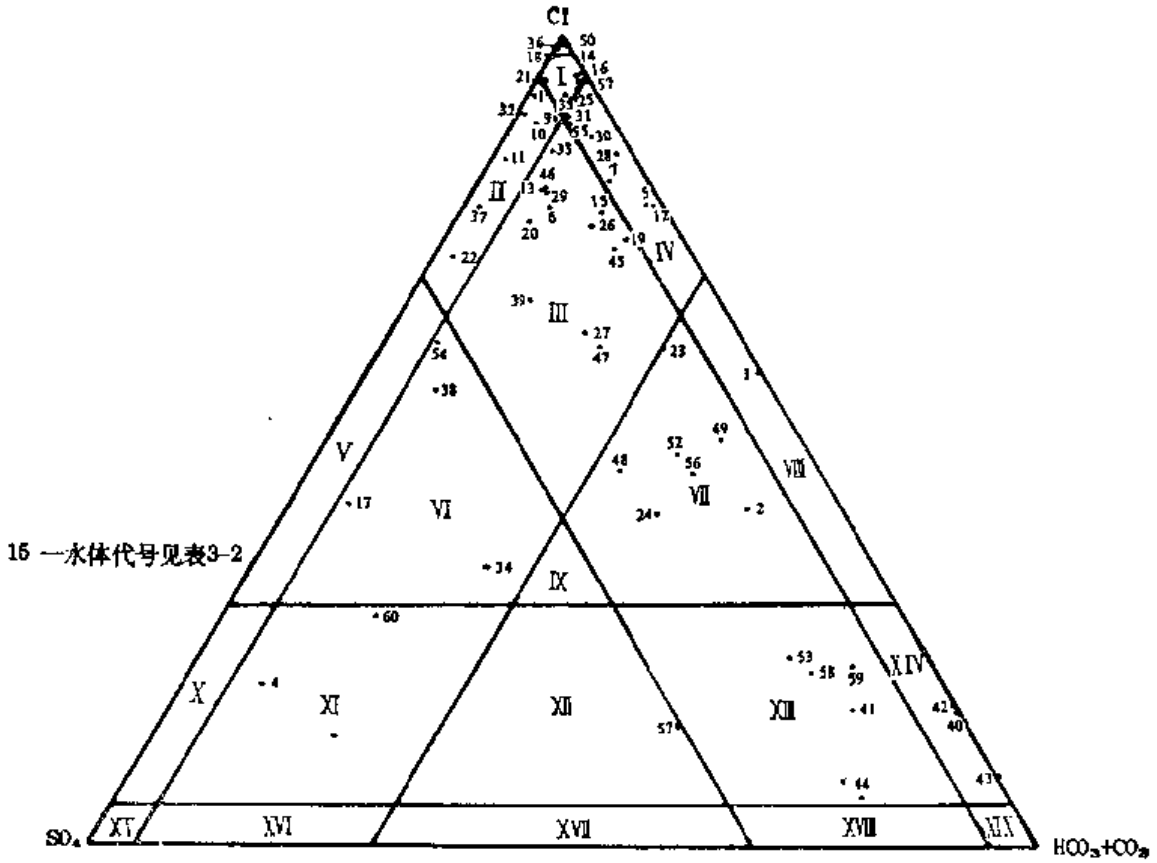


图 3.3 可可西里地区水体阴离子域聚类图式

Ⅰ：Cl；Ⅱ：Cl—(SO_4)；Ⅲ：Cl—(SO_4)—(CO_3)；Ⅳ：Cl—(CO_3)；Ⅴ：Cl—SO_4；Ⅵ：Cl—SO_4—(CO_3)；Ⅶ：Cl—CO_3—(SO_4)；Ⅷ：Cl—CO_3；Ⅸ：Cl—SO_4—CO_3；Ⅹ：SO_4—(Cl)；Ⅺ：SO_4—(CO_3)—(Cl)；Ⅻ：SO_4—CO_3—(Cl)；XIII：CO_3—(SO_4)—(Cl)；XIV：CO_3—(Cl)；XV：SO_4；XVI：SO_4—(CO_3)；XVII：SO_4—CO_3；XVIII：CO_3—(SO_4)；XIX：CO_3.

Fig. 3.3 Cluster analysis of anion in water body of the Ⅱol Ⅻl region

卓乃湖—多尔改错一带的湖泊及其水系。

3. 硫酸镁亚型

主要为楚玛尔河水系湖泊带的上段——沱沱河北支湖泊带的湖泊及水系、昆仑山南缘湖盆带东段的湖泊及水系。

4. 氯化物型

主要为勒斜武担湖，也有一些沱沱河北支湖泊带中的小湖泊。

综上所述，可可西里地区湖泊水体水化学类型以硫酸镁亚型为主，硫酸钠亚型为次，有少量氯化物型，局部有碳酸盐型。

又依据随机图式对湖泊水体离子域进行归纳分类，能够清晰地掌握湖泊主要组分变化及其相互关系。在离子域聚类分析中，主要离子含量不到总阴离子或总阳离子的 5 克分子百分数，不予进入命名；离子>5、<25 克分子百分数者，用括号表示；离子>25 克分子百分数者，按其丰度顺序来表示。根据可可西里地区水样分析资料及化学组分计算的结果，阴离子域存在 11 个水型区(见图 3.3)；阳离子域存在 10 个水型区(见图 3.4)。

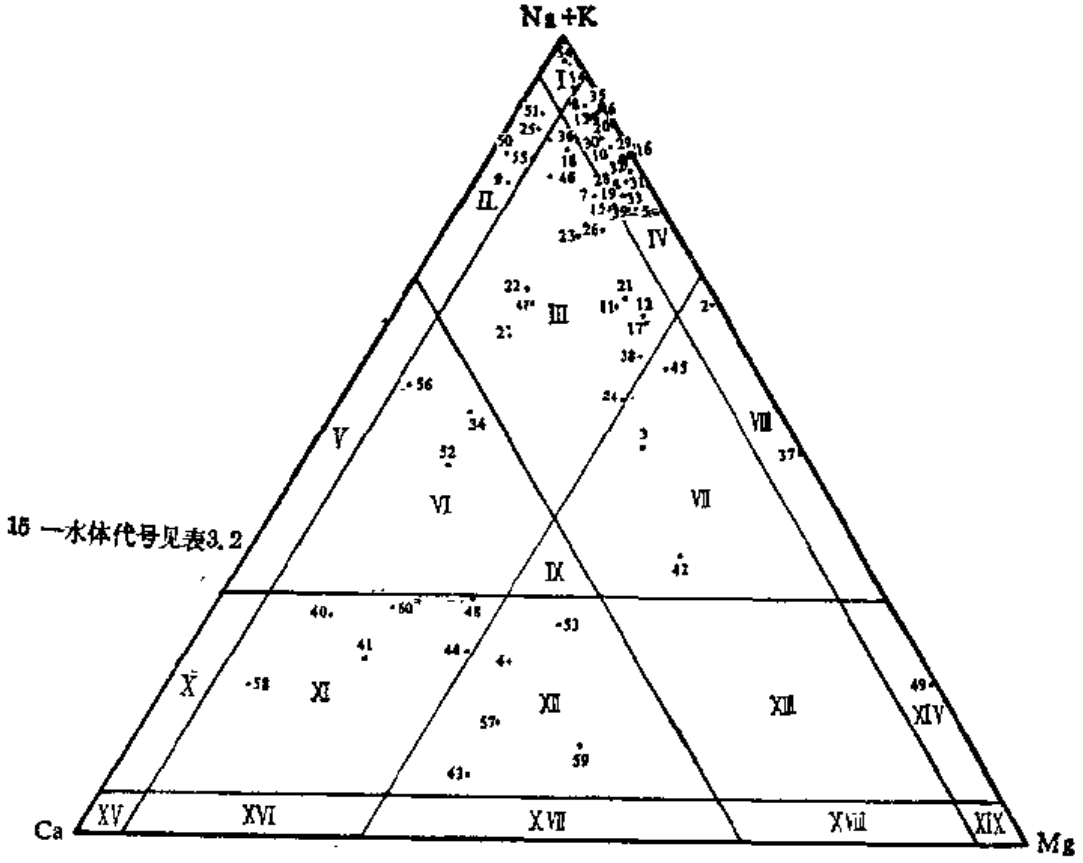


图 3.4 可可西里地区水体阳离子域聚类图式

Ⅰ：Na；Ⅱ：Na—(Ca)；Ⅲ：Na—(Ca)—(Mg)；Ⅳ：Na—(Mg)；Ⅴ：Na—Ca；Ⅵ：Na—Ca—(Mg)；Ⅶ：Na—Mg—(Ca)；Ⅷ：Na—Mg；Ⅸ：Na—Ca Mg；Ⅹ：Ca—(Na)；Ⅺ：Ca—(Mg)—(Na)；Ⅻ：Ca—Mg—(Na)；XIII：Mg—(Ca)—(Na)；XIV：Mg—(Na)；XV：Ca；XVI：Ca—(Mg)；XVII：Ca—Mg；XVIII：Mg—(Ca)；XIX：Mg

Fig. 3.4 Cluster analysis of cation in water body of the Hol Xil region

利用上述水体离子的域际关系，即阳离子域与阴离子域互为配比的关系，可可西里地区水化学亚型具有如下类别：

Ⅰ—Ⅰ型*：Na-Cl水体代号**14。

Ⅰ—Ⅵ型：Na-Cl-SO_4-(CO_3)水体代号54。

Ⅱ—Ⅰ型：Na-(Ca)-Cl水体代号25,50,51。

Ⅱ—Ⅱ型：Na-(Ca)-Cl-(SO_4)水体代号9。

Ⅱ—Ⅳ型：Na-(Ca)-Cl-(CO_3)水体代号55。

Ⅲ—Ⅰ型：Na-(Ca)-(Mg)-Cl水体代号18,21,36。

Ⅲ—Ⅱ型：Na-(Ca)-(Mg)-Cl-(SO_4)水体代号11,22。

Ⅲ—Ⅲ型：Na-(Ca)-(Mg)-Cl-(SO_4)-(CO_3)水体代号15,26,27,46,47。

Ⅲ—Ⅳ型：Na-(Ca)-(Mg)-Cl-(CO_3)水体代号7,12。

Ⅲ—Ⅵ型：Na-(Ca)-(Mg)-Cl-SO_4-(CO_3)水体代号17,38。

Ⅲ—Ⅶ型：Na-(Ca)-(Mg)-Cl-CO_3-(SO_4)水体代号23,24。

Ⅳ—Ⅰ型：Na-(Mg)-Cl水体代号8,16,35。

Ⅳ—Ⅱ型：Na-(Mg)-Cl-(SO_4)水体代号1,10,32。

Ⅳ—Ⅲ型：Na-(Mg)-Cl-(SO_4)-(CO_3)水体代号6,13,19,20,29,33,39。

Ⅳ—Ⅳ型：Na-(Mg)-Cl-(CO_3)水体代号5,28,30,31。

Ⅵ—Ⅵ型：Na-Ca-(Mg)-Cl-SO_4-(CO_3)水体代号34。

Ⅵ—Ⅶ型：Na-Ca-(Mg)-Cl-CO_3-(SO_4)水体代号52,56。

Ⅶ—Ⅲ型：Na-Mg-(Ca)-Cl-(SO_4)-(CO_3)水体代号45。

Ⅶ—Ⅷ型：Na-Mg-(Ca)-Cl-(CO_3)水体代号3。

Ⅶ—Ⅻ型：Na-Mg-(Ca)-CO_3-(Cl)水体代号42。

Ⅷ—Ⅱ型：Na-Mg-Cl-(SO_4)水体代号37。

Ⅷ—Ⅶ型：Na-Mg-Cl-CO_3-(SO_4)水体代号2。

Ⅺ—Ⅶ型：Ca-(Mg)-(Na)-Cl-CO_3-(SO_4)水体代号48。

Ⅺ—Ⅺ型：Ca-(Mg)-(Na)-SO_4-(CO_3)-(Cl)水体代号60。

Ⅺ—Ⅻ型：Ca-(Mg)-(Na)-CO_3-(SO_4)-(Cl)水体代号41,44,58。

Ⅺ—Ⅻ型：Ca-(Mg)-(Na)-(CO_3)-(Cl)水体代号40。

Ⅻ—Ⅺ型：Ca-Mg-(Na)-SO_4-CO_3-(Cl)水体代号4。

Ⅻ—Ⅻ型：Ca-Mg-(Na)-SO_4-CO_3-(Cl)水体代号57。

Ⅻ—Ⅻ型：Ca-Mg-(Na)-CO_3-(SO_4)-(Cl)水体代号53,59。

Ⅻ—Ⅻ型：Ca-Mg-(Na)-CO_3-(Cl)水体代号43。

Ⅻ—Ⅶ型：Mg-(Na)-Cl-CO_3-(SO_4)水体代号49。

从上述资料获知，本区水体组分变化频带较宽，说明水体补给及组分的多源性。从湖泊水体离子域的聚类趋势分析，本区湖泊水体以离子域Na (Ca, Mg)—Cl(SO_4,CO_3)型水为主要形式。这一水型特征表明可可西里地区湖泊盆地水体中物质组分主要来源于碎屑沉积岩系(Na,K以及Cl等含量高)和钙碱性火山岩系(Ca, Cl等含量高)，这与湖泊盆地区域岩石特征相吻合。

* Ⅰ—Ⅰ前者代表阳离子域水型，后者代表阴离子域水型。** 见表3-2。

（二）分布特征

可可西里地区水体水化学类型展布规律表明，由南往北，水化学类型呈北西西向的带状延展（见图 3.5），即：

（1）乌兰乌拉湖—葫芦湖—玛章错钦—沱沱河硫酸钠亚型带；

（2）涟湖—钦马湖—西金乌兰湖—明镜湖—特拉什湖—苟鲁错—苍错硫酸镁亚型带（夹杂氯化物型——勒斜武担湖等、碳酸盐型——白云湖等）；

（3）太阳湖—可可西里湖—卓乃湖—多尔改错硫酸钠亚型带（局部有氯化物型——布南湖、硫酸镁亚型——可考湖）；

（4）库赛湖—盐湖（海丁诺尔东面）硫酸镁亚型带（局部有硫酸钠亚型——海丁诺尔）。

本区这种水体水化学类型展布格局与区域地质特征具有一致性，表明水体水化学类型与水体流域的地壳结构、岩石属性以及地貌单元等环境条件存在一定的内在联系，湖泊是地壳物质及其环境变迁的综合体。地质环境条件必然控制着水体化学组成及离子间的比值变化，也即水化学类型表征了水体在地壳-大气环境下的时空变化，代表一定环境条件下水体演化所能达到的化学离子配比的形式和物质组成的发展阶段。

（三）季节变化

可可西里地区湖泊水体的补给来源，主要依赖于冰川融水以及大气降水，泉水补给为辅。由于这些水系的水量随季节的不同变化很大，因此丰水期与枯水期的湖泊水质势必受到补给水量的影响，其水化学类型发生季节变化。湖泊水化学类型的波动变化需要进行长期动态观测取样分析和计算。本文只能根据 1989 年 5 月和 1990 年 7 月两次在少数湖泊中采集的水样的数据加以讨论。

1. 太阳湖

太阳湖是可可西里地区最深（测点水深 41m）的湖泊，并且在其东端有间歇性外泄河道；该湖不但具有很大的贮水能力，而且还具备水量的调节能力。通过 1990 年 7 月间太阳湖水质三维向量（水平方向控制长度 8.4km、垂直方向控制水深 30m）的计算表明，太阳湖基本水型为硫酸钠亚型（表 3.2）。而 1989 年 5 月间采集的水样为碳酸盐型，是受暖季开始补给水系水量骤增和周边地带雪水大量涌入影响的结果，并且它只能影响到表层（或浅层）湖水变化。

2. 乌兰乌拉湖

1989 年 5 月乌兰乌拉湖取样（李炳元等，1990）分析表明，该湖为硫酸钠亚型（见表 3.2）。1990 年 6 月底经水质三维向量（水平方向长度为 29km、垂直方向控制水深 6.8m）的计算表明，该湖水主要水型为硫酸钠亚型（见表 3.2），但在局部地段（东南湖的东北湾）近岸水域湖水属碳酸盐型（K_a:—0.81，K_b:—0.003，pH8.5，矿化度为 3.5g/L），与 1989

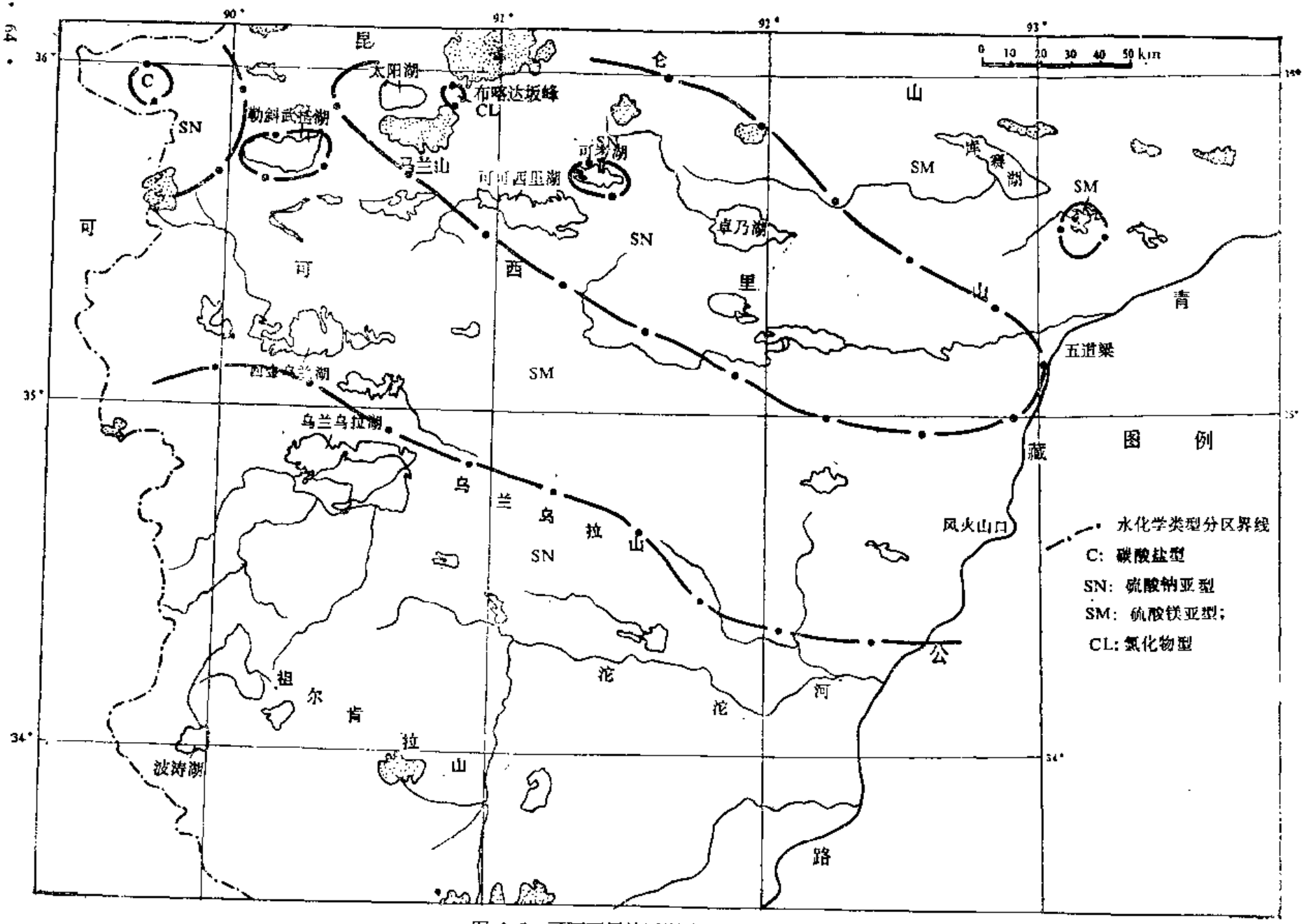


图 3.5 可可西里地区湖泊水化学类型分布图

Fig. 3.5 Distribution of hydrochemical types of lakes in Hoh Xil region

年5月间的观测相比发生了变化。这种变化可能反映了乌兰乌拉湖支流等与河补给水量对湖水(主要为表层湖水)的影响。故而7月间湖湾水型出现碳酸盐型，5月间则呈硫酸钠亚型。

综上所述，可可西里地区湖泊水化学类型主要呈现为季节性的变化特征，它受湖泊补给水系水量(主要是冰雪融水和大气降水)变化的制约。在本区湖水化学构型上是一种间歇性的逆向变质，即主要表现为湖水淡化，从湖泊主体水型硫酸钠亚型逆变为碳酸盐型。

三、湖水的主要化学组成

天然水的化学组成主要有：Na^+、K^+、Mg^{2+}、Ca^{2+}、Cl^-、SO_4^{2-}、CO_3^{2-}、HCO_3^- 等。这八种元素离子的含量约占水体总盐类含量的99%以上。其次，天然水体中还常含有多种微量，它的含量不足水体总盐量的1%。前者是天然水体的主要元素，构成了水体的基本化学组成，但在不同的水体中其主要离子的比率各不相同，并对水体的化学物理性状产生了不同的影响。后者是天然水体中的微量元素，虽其含量比例微小，但它往往是某些矿物、岩石及其地质环境发生变迁的指示剂，甚至还会形成某些特殊化学元素的矿产资源。研究水体化学组成及其相互关系对认识湖泊的发育、演化及物质来源具有重要的表征意义。

(一) 湖泊水化学组成

根据本区主要湖泊的统计资料(表3.2)，不同水质湖泊的主要组分含量及比率如表3.3，其中盐湖水样为6个湖21组样品的平均值，咸水湖为4个湖10组水样的平均值，半咸水湖13个湖24组水样的平均值，淡水湖1个湖4组水样的平均值。从表中可见湖泊水体中阳离子比率较稳定，而阴离子含量比例相差较大。同一离子在淡水湖→半咸水湖→咸水湖→盐湖中含量比例分别为：Na=1:20.13:89.95:598.32，K=1:6.87:33.9:491.47，Mg=1:5.82:28.12:295.94，Ca=1:2.65:6.06:57.36，Cl=1:26.76:130.42:993.34，SO_4=1:6.22:15.79:176.1，CO_3=1:11.5:31.64:1.41，HCO_3=1:2.02:3.37:5.52。这种变化表明，湖水在由淡水湖经半咸水湖—咸水湖往盐湖的水体变化过程中，主要组分的含量是累积增长的，仅有CO_3^{2-}离子含量在盐湖中呈下降态势。

综上所述，可可西里地区湖泊水体中阳离子含量比率比较稳定，而阴离子含量比率变化悬殊。从而说明阳离子含量对湖泊水体的水化性质影响不大，起决定性因素的是水体中阴离子的含量；其中SO_4^{2-}和CO_3^{2-}、HCO_3^-的含量比率变化更加活跃，即意味着它对湖泊水化属性具有决定作用。从湖水变质演化的意义而言，湖水化学组分来源和湖泊沉淀作用以及环境条件控制了可可西里地区湖泊水体的主要组分含量。

(二) 其它水体和降水化学组成

根据本区河流、冰川、泉水、降水(雪)等水化学组分分析资料(表3.2)，大气降水、淡水河水、半咸水河水中主要组分含量及比率变化如表3.3所列，其中大气降水包括雨、雪、

表 3.3 可可西里地区不同水质水体主要化学组分含量及比例

Table 3.3 The contents and ration of the main chemical constituents in the waters with different quality in the Hoh Xil region

水体 \ 化学组分		阳离子含量 (mg/L)					阴离子含量 (mg/L)				
		Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	$Na^+:K^+:Mg^{2+}:Ca^{2+}$	Cl^-	SO_4^{2-}	CO_3^{2-}	HCO_3^-	$Cl^-:SO_4^{2-}:CO_3^{2-}:HCO_3^-$
湖水	盐湖	68888.0	3776.91	9976.0	1712.3	40.23:2.21:5.83:1	130699.0	14525.1	13.5	1104.3	118.35:13.15:0.01:1
	咸水湖	10356.0	260.5	947.8	180.9	57.23:1.44:5.24:1	17160.0	1302.2	303.4	673.6	25.47: 1.93:0.45:1
	半咸水湖	2318.1	52.8	169.3	79.2	29.26:0.76:2.14:1	3520.6	512.7	110.7	403.0	8.74: 1.27:0.27:1
	淡水湖	115.3	7.7	33.7	29.9	3.86:0.26:1.13:1	131.6	82.5	9.6	199.9	0.66: 0.41:0.05:1
其它水体	大气降水	2.56	0.63	2.47	7.76	0.33:0.08:0.32:1	6.61	2.27	7.67	95.62	0.06: 0.02:0.08:1
	淡水河	41.76	3.85	14.59	40.76	1.02:0.09:0.36:1	75.09	42.74	7.18	133.1	0.56: 0.33:0.05:1
	半咸水河	1377.5	54.4	45.3	133.6	10.31:0.41:0.34:1	1733.0	811.8	3.83	286.3	6.50: 2.84:0.01:1

雹、冰川等4类8组样品的平均值，淡水河有9条河流21组样品的平均值、半咸水河为4条河流13个组水样的平均值。从表中可看出河流中阳离子的含量比例比较稳定，阴离子含量比率变化很大。

从河水与其主要来源大气降水的主要组分的对比可以看出，淡水河与大气降水的元素离子含量比率较接近，反映出了它们之间的渊源关系；而半咸水河与大气降水的元素离子含量比率相差很大，其主要离子大部分呈累积增长趋势，仅阴离子间 CO_3^{2-} 含量比率则有降低的趋势。

所以，可可西里地区河水主要组分的变化除与其主要来源天然降水的组分构成有密切的关系外，还与流域内的地球表生作用有关。尤其值得注意的是，CO_3^{2-} 离子含量比率的削减受水系中物质变换及沉淀过程的影响。

四、湖水的微量元素

根据水化分析资料，可可西里地区水体中已查明赋存 B,Li,Sr,Ba,P,Sn,Zn,Pb,Cd,Co,Ni,Mn,Fe,Cr,Mo,Si,Al,V,Cu,Ti,As,Hg,Se, Sc 等30余种稀散元素(见表3.4)。在干旱气候环境的制约下，湖泊组分含量发生累积性增长。当主要组分(如 Na^+, K^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, Cl^-, SO_4^{2-}, CO_3^{2-}, HCO_3^-)含量达到一定浓度时，便会导致某种盐类的结晶及析出作用；而微量元素除部分的受盐类矿物晶体置换作用和粘土矿物沉降吸附作用发生少量的带出减少外，大部分在湖水中以离子态继续滞留下来(不同的元素有不同的滞留时间)；并且在湖水正向演变过程中发生微量元素组分的浓集作用，甚至还可形成一些有利用价值的卤水资源。

由于可可西里地区湖泊类型繁杂，湖水中微量元素的含量及其元素组合也有所差异。一般而言，在流域内的各种水体中微量元素的含量，湖水中的含量高于河水、河水中的含量高于大气降水(雪、雨、雹、冰川)；盐湖高于咸水—半咸水湖、咸水—半咸水湖高于淡水湖；泉水一般高于河水。经过119组水样的测定结果表明，可可西里地区水体中 B,Li 等元素含量较高，在盐湖中有富集的趋势。

根据可可西里地区水体中微量元素的地球化学特征，仅以其具有指示意义的几种化学元素(如 B, Li,Sr,Ba,As,Hg 等)为代表进行讨论。

从可可西里地区水体中 B,Li,Sr,Ba,As, Hg 等微量元素的含量分布趋势分析而知，在主要湖区——尤其是盐湖区各种微量元素的含量均高于其区域背景值，形成以盐湖区为中心的含量高值域。微量元素的这种展布态势说明，水体中赋含稀散化学组分一方面与区域地球化学背景有关，另一方面与湖泊演变作用及其效应有关。同时，可可西里地区水体中微量元素还表现出一些地球化学属性——元素对(洪业汤，1982.)，如 B-Li 元素对具有协同消长关系——称之为协同性元素对；如 Sr-Ba,As-Hg 元素对具有对抗消长关系——称之为对抗性元素对。

可可西里地区水体中 B,Li 分布趋势(见图3.7,3.6)清晰地表明，在区域含量变化趋势上，B,Li 元素存在协调消长的特征，说明二者的物质来源、搬运条件及富集环境具有相似性。表生作用下 B,Li 的物质来源主要是古盐类沉积的再溶解、再聚集，这对认识和研究可可西里地区第四纪以前的古盐类矿产资源提供了线索和找矿标志依据。

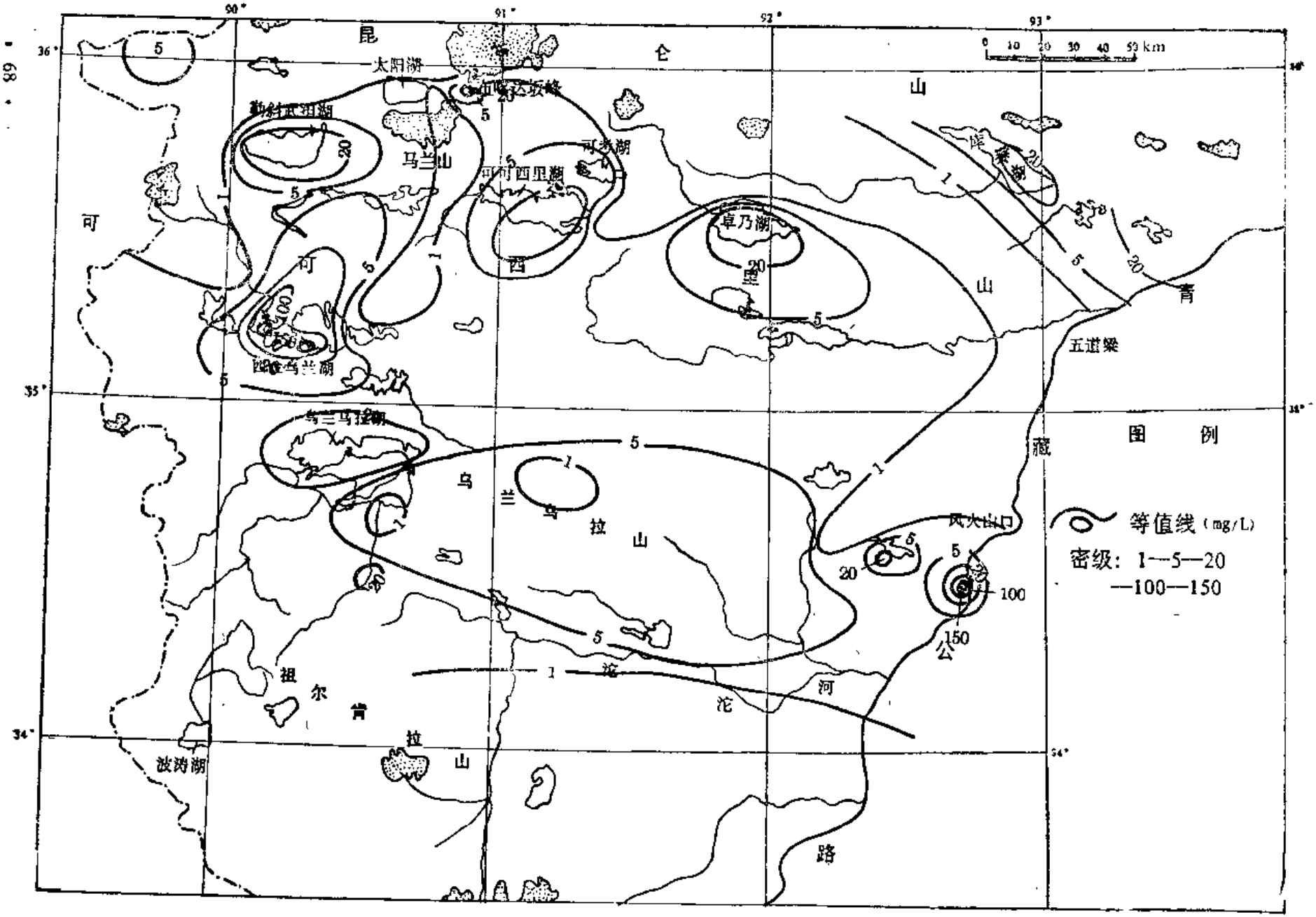


图 3.6 可可西里地区水体 B 分布趋势图

Fig. 3.6 Distributional trend of B in water in the Hoh Xil region

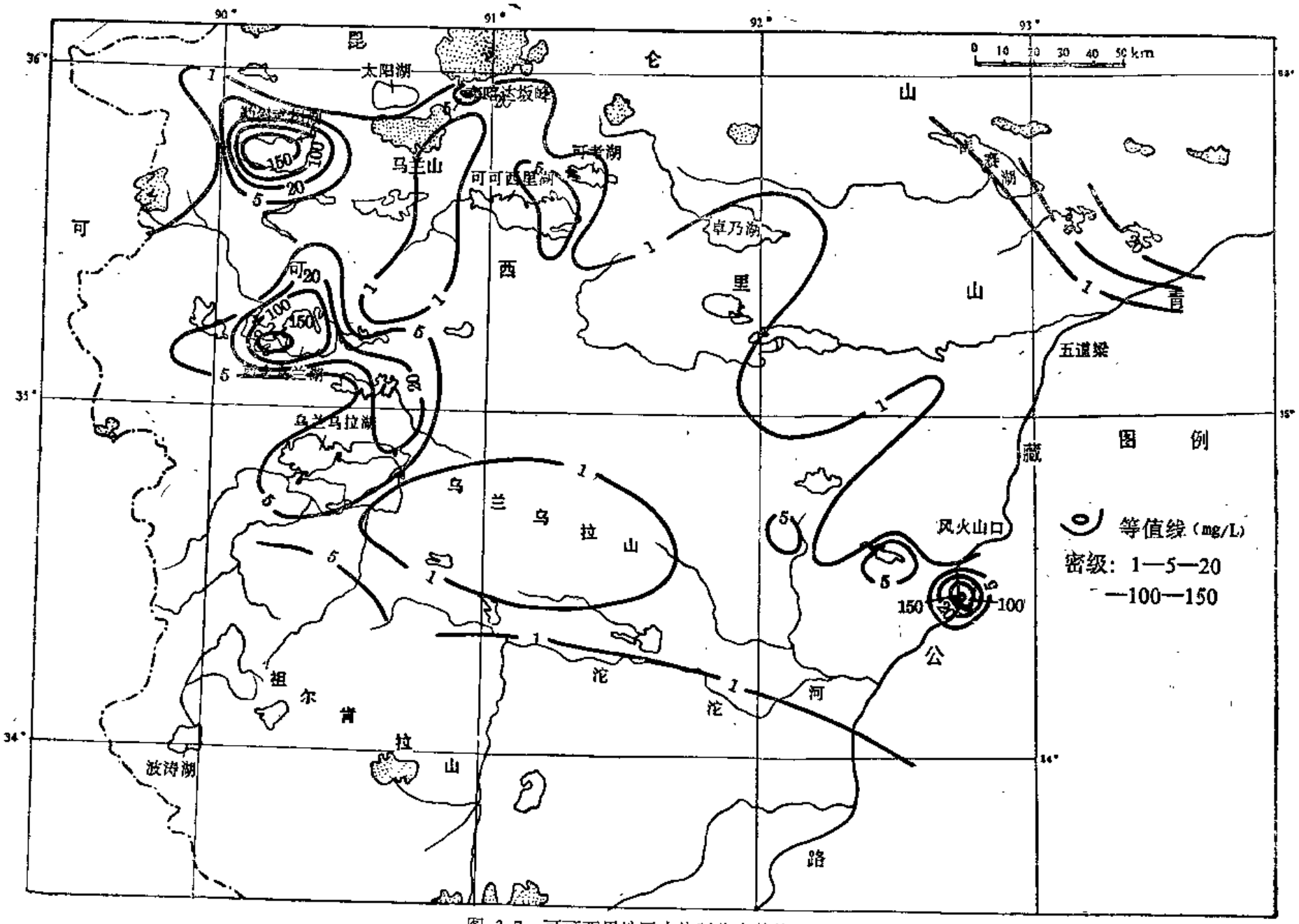


图 3.7 可可西里地区水体Li分布趋势图

Fig. 3.7 Distributional trend of Li in water in the Hoh Xil region

表 3.4 可可西里地区水体微

Table 3.4 Content of trace elements in water

编号	地点	B	Li	Sr	Ba	P	Sn	Zn	Pb	Cd
8	苟弄错潜水	2.000	9.000	8.000	0.100	0.200	0.400		0.100	0.001
9	苟鲁错西台小湖	4.000	2.000	3.000	0.200		0.040		0.010	
10	苟鲁错	14.250	8.250	6.350	0.033	1.125	0.675		0.613	0.014
11	改月娃错	2.000	1.000	8.000	0.030	0.500	0.400		0.020	0.002
12	涟湖	8.000	3.000	31.000	0.060	2.000	4.000		0.200	0.040
13	乌兰乌拉湖	15.784	5.044	0.633	0.078	0.288	0.253	0.005	0.081	0.004
14	西金乌兰湖	89.846	100.615	26.746	0.224	1.946	3.169		0.446	0.025
15	节约湖	5.000	2.000	1.000	0.100	0.200	0.100	0.007	0.200	0.001
16	特拉什湖	12.000	7.000	0.090	0.060	0.900	2.000			0.020
17	岗由中段小湖	3.000	0.400	5.000		0.300	0.700	0.005	0.040	0.010
18	勒斜武担湖	88.000	171.000	0.333	0.533	1.333	3.333		0.400	0.037
19	五仙湖	2.000	1.000	0.070	0.040	0.100	0.500	0.003	0.003	0.005
20	玛章钦错	6.000	2.000	0.800	0.070	0.080	0.070	0.003	0.020	0.001
21	苟弄错南山湖	12.000	12.000	5.000	0.090	0.900	2.000			0.010
22	涟湖西湖	2.000	3.000	7.000	0.070	0.300	0.900	0.005	0.100	0.004
23	白云湖	6.000	0.200	1.000	0.070	0.300	0.800	0.020	0.100	0.004
24	太阳湖	1.750	0.300	0.475	0.045	0.045	0.235	0.005	0.015	
25	布南湖	15.000	8.000	4.000	0.800	0.060	0.400	0.010	0.060	0.002
26	饮马湖	3.000	0.500	2.000	0.100	0.060	0.700	0.020		
27	饮马湖潜水	0.600	0.100	0.500	0.002	0.500	0.700	0.004		
28	可考湖	6.000	1.000	2.000	0.600	0.300	1.000	0.100	0.050	0.002

量元素含量一览表(mg/L)
body in the Hoh Xil region

Co	Ni	Mn	Fe	Cr	Mo	Si	Al	V	Cu	Ti	As	Hg	Se	Sc
		0.010	0.020	0.100	2.000	3.000	0.060	0.010			0.400	0.080		0.006
0.002	0.002	0.001	0.020	0.020	0.300	0.100	0.200	0.007	0.036		0.050	0.010	0.040	0.001
0.033	0.035	0.015	0.040	0.100	2.000	0.700	0.560	0.232		0.001	0.475	0.110	0.500	
		0.010	0.030	0.100	1.000	0.800	0.100	0.020		0.010	0.300	0.100		
0.200	0.030	0.030	0.100	0.300	4.000	1.000	2.000	1.000	0.020	0.040	0.700	0.100	1.000	0.010
0.015	0.010	0.002	0.034	0.025	0.314	1.233	1.894	0.834	0.003	0.002	0.400	0.037	0.042	
0.096	0.075	0.104	0.228	0.346	3.544	14.123	1.562	0.614	0.029	0.077	2.035	0.205	1.077	0.016
0.020	0.020	0.003	0.050	0.020	0.200	2.000	1.000	0.900	0.005	0.002	0.030	0.006	0.050	
0.100		0.010	0.040	0.100	2.000	0.600	2.000	1.000			0.900	0.200		
0.060	0.010	0.005	0.060	0.030	0.700	0.200	1.000	0.900	0.009	0.005	0.007	0.010	0.080	
0.133	0.063	0.050	0.100	0.300	3.000	2.967	1.067	0.400	0.043	0.090	0.567	0.167	0.600	0.009
0.004		0.003	0.030	0.030	0.300	0.004	4.000	1.000	0.003		0.090	0.009	0.020	
0.005		0.002	0.030	0.020	0.200	3.000	4.000	1.000	0.005	0.003	0.100	0.010	0.060	
0.030		0.001	0.050	0.100	2.000	0.600	4.000	1.000		0.004	0.400	0.100		
0.050	0.009	0.010	0.030	0.020	0.400	0.400	0.100	0.010	0.010	0.010	0.070	0.009		
0.008	0.009	0.002	0.050	0.010	0.100	3.000	0.300	0.003	0.003	0.003	0.080	0.005		
	0.001	0.001	0.029	0.003	0.053	0.550	0.033				0.040	0.004	0.008	
0.002		0.005	0.200	0.008	0.005	0.700	0.200	0.004	0.005	0.005	0.700	0.005	0.010	
		0.004	0.060	0.020	0.200	2.000	0.200	0.002	0.004	0.002	0.030	0.006		
		0.003	0.100	0.010	0.070	2.000	0.200	0.001	0.002	0.010	0.020	0.002		
0.005	0.008	0.002	0.030	0.040	1.000	1.000	0.070	0.004	0.001		0.070	0.010	0.070	

编号	地点	B	Li	Sr	Ba	P	Sn	Zn	Pb	Cd
29	可可西里湖	18.000	3.500	0.035	0.003	0.300	1.050	0.004	0.115	0.003
30	卓乃湖	15.667	2.000	3.000	0.167	0.433	1.033	0.006	0.040	0.003
31	海丁诺尔	15.000	6.000	0.290	0.035	2.500	4.000		1.400	0.550
32	盐湖	40.000	62.000	5.000	0.050	7.500	10.000	0.075	3.000	0.150
33	库赛湖	24.333	5.000	2.687	0.018	3.000	4.667		1.167	0.060
34	可可西里湖东端子湖	0.900	0.060	0.500		1.000	0.900	0.006		
35	苟弄错	2.000	2.000	0.400	0.080	0.200	0.100	0.010	0.050	0.005
36	苟鲁错西端子湖	238.000	111.000	263.000	2.000	4.000	5.000		0.600	0.040
37	苍错	608.000	389.000	14.000	0.200	22.000	23.000		6.000	0.300
38	五雪峰冰蚀湖	3.000	0.900	0.800	0.010	0.200	0.070		0.020	
39	楚玛尔河上游小湖	2.000	0.200	0.700	0.020	0.080	0.030		0.020	
40	雪	0.047	0.001	0.009	0.006	0.011	0.006	0.006		
41	冰雪	0.075	0.007	0.080	0.040	0.050	0.015	1.001		
42	雨	0.040		0.007	0.004			0.005		
43	冰川	0.085	0.003	0.070	0.019			0.001		
44	冰川水	0.133	0.009	0.073	0.060	0.018	0.010	0.001	0.002	
45	泉水	1.900	0.406	0.680	0.032	0.140	0.220	0.006	0.038	0.001
46	楚玛尔河	0.600	0.225	2.000	0.060	0.060	0.320	0.002	0.020	0.002
47	沱沱河	0.440	0.265	0.600	0.030	1.015	1.502	0.001	1.000	0.040
48	红水河	4.367	2.222	1.467	0.067	0.180	0.417	0.002	0.010	0.001

（续 表）

Co	Ni	Mn	Fe	Cr	Mo	Si	Al	V	Cu	Ti	As	Hg	Se	Sc
0.006	0.009	0.005	0.060	0.049	1.100	1.600	0.050	0.004	0.002		0.150	0.014	0.055	
0.018	0.006	0.003	0.005	0.013	0.700	3.000	0.047	0.003	0.003	0.003	0.133	0.017	0.047	
0.145	0.125	0.020	0.045	0.200	2.000	0.550	0.200	0.030			0.500	0.130	0.150	0.002
0.350	0.550	0.450	0.600	0.750	13.000	22.000	0.950	0.150	0.050	0.130	4.350	0.450	3.000	0.020
0.133	0.117	0.020	0.060	0.200	2.222	1.700	0.300	0.043	0.006	0.002	0.153	0.027		
0.003	0.002	0.002	0.040	0.100	0.040	3.000	0.060		0.003	0.001	0.010	0.002		
0.005	0.010	0.003	0.030	0.010	0.300	2.000	0.100	0.004	0.003	0.001	0.100	0.010	0.090	
0.200	0.400	1.000	0.800	1.000	11.000	40.000	1.000	0.200	0.100	0.500	7.000	0.600	3.000	0.060
0.800	2.000	0.400	2.000	3.000	50.000	59.000	4.000	0.500	0.200	0.200	12.000	1.000	10.000	0.050
0.002	0.010	0.003	0.030	0.007	0.200	2.000	0.080	0.001	0.002	0.001	0.100	0.009	0.090	
	0.006	0.003	0.100		0.050	2.000	0.100				0.100	0.006	0.030	
	0.001	0.006	0.020			0.267	0.003				0.053	0.003	0.015	
	0.001	0.012	0.040		0.003	0.750	0.340		0.005	0.001	0.055	0.003		
		0.002	0.005			0.200	0.007				0.050			
		0.001	0.020	0.002	0.010	1.500	0.000				0.060	0.002	0.005	
	0.001	0.002	0.027	0.001	0.011	1.400	0.050			0.001	0.067	0.003	0.003	
0.006	0.010	0.418	0.034	0.021	0.230	4.200	0.064	0.009	0.006	0.004	0.078	0.005	0.042	0.001
0.004	0.007	0.003	0.025	0.015	0.200	1.950	0.070	0.006	0.006	0.006	0.040	0.005	0.030	
0.100	0.101	0.001	0.015	0.013	0.060	3.500	0.060				0.050	0.002	0.015	
0.002	0.006	0.002	0.016	0.006	0.077	1.400	0.057	0.003	0.004	0.004	0.333	0.001	0.013	

编号	地　　点	B	Li	Sr	Ba	P	Sn	Zn	Pb	Cd
49	布喀达坂汽泉(浅部水)	0.500	0.010	0.070	0.040	0.040	0.030		0.010	
50	布喀达坂汽泉(深部水)	180.000	90.000	56.000	16.000	5.000	2.000		0.200	0.060
51	布喀达坂冰水	0.200	0.020	0.060	0.080	0.003		0.003		
52	苟鲁错水系	0.875	0.276	2.275	0.063	1.300	2.075	0.001	0.675	0.040
53	岗齐曲	1.433	0.333	0.433	0.031	0.133	0.567	0.003	0.030	0.001
54	乌兰乌拉湖水系	6.733	5.000	7.783	0.006	0.433	0.833	0.004	0.033	0.001
55	西金乌兰湖水系	0.650	0.525	0.668	0.055	0.393	0.500	0.004	0.010	0.004
56	勒斜武担湖水系	0.450	0.150	0.250	0.015		0.450	0.003		0.004
57	饮马湖-可可西里湖水系	0.133	0.003	0.400	0.007	0.017	0.170	0.003	0.010	0.001
58	海丁诺尔水系	0.040		0.400		0.500	0.700	0.040		0.001
59	可考湖水系	0.200	0.010	0.200	0.030					
60	太阳湖水系	0.125		0.250	0.025	0.600	0.800	0.003		0.001

（续 表）

Co	Ni	Mn	Fe	Cr	Mo	Si	Al	V	Cu	Ti	As	Hg	Se	Sc
0.001	0.002	0.001	0.01			9.000	0.030			0.001	0.100	0.002		
0.060	0.200	5.000	0.500			80.000				0.040	46.000	0.060	2.000	
		0.001	0.040		0.005	2.000	0.080				0.100	0.003		
0.075	0.075	0.004	0.020	0.042	0.350	2.500	0.144	0.019	0.013	0.018	0.150	0.010	0.075	0.001
0.003	0.007	0.030	0.030	0.040	0.267	4.933	0.083	0.008	0.007	0.003	0.073	0.007	0.033	
0.003	0.010	0.001	0.016	0.031	0.153	2.667	0.077	0.013	0.007	0.007	0.240	0.003		
0.003	0.005	0.001	0.048	0.002	0.063	1.350	0.168	0.004	0.004	0.005	0.005			
0.002	0.001	0.002	0.003	0.002	0.035	1.250	0.220		0.002	0.002	0.100			
0.004	0.005	0.001	0.016	0.017	0.113	1.200	0.070	0.007	0.007	0.007	0.026	0.003	0.017	0.001
0.002	0.003	0.001	0.010	0.002	0.040	2.000	0.040		0.003	0.001				
			0.010	0.001	0.009	2.000	0.030		0.001		0.050	0.002		
0.005			0.007	0.002	0.055	1.400	0.035		0.003					

从可可西里地区水体中 Sr,Ba,As,Hg 元素的分布趋势(见表 3.4)可以看出,其含量在河水、淡水湖以及咸水-半咸水湖中是逐渐增高的，在具有盐类沉积的盐湖卤水中呈富集状态;而在未饱和的盐湖卤水中,元素对的主、副元素存在反消长关系。这种变化状态表明,Sr-Ba, As-Hg 元素对中主、副元素的物质来源及溶蚀条件具有对抗性地球化学特征,从而决定了区内主、副元素本底值的反消长关系。在水体迁移-聚集过程中,粘土矿物及局部化学胶体沉淀也可能影响元素对中某些组分的吸附聚合作用，导致湖泊卤水中微量元素组分的降低,在盐类矿物析出过程中由于卤水浓缩继而回升并增至最大值。

综上所述,可可西里地区水体中微量元素的元素对性质,对认识和分析区域地球化学背景和评价卤水资源以及研究湖泊演化过程均有积极意义。

第四节 湖泊沉积

湖泊的沉积过程有：机械沉积、化学沉积、生物沉积。通过对各类沉积物的研究，可以弄清湖泊发育过程及物质演化历史。湖泊的聚集力(汇集易溶元素的能力)是湖泊水体对汇水盆地周边山系地壳岩石矿物的改造与转化,是一种特殊的未饱和流预沉积过程。

一、机械沉积

可可西里地区流量大而稳定的河流并不多见，机械沉积作用也仅在河口及附近的湖区发育。本区湖泊补给水系通常流量较小,并且水系多呈漫流状态,这是影响湖泊机械沉积的主要因素。通常在河口地段沉积速率大,碎屑较粗(砂砾及粗砂),深水区则沉积速度小,多为细碎屑(粉砂及淤泥)。很显然,湖泊机械沉积的速率与补给水系运载碎屑物的能量有紧密联系。

在可可西里地区湖泊碎屑沉积中,粗碎屑矿物成分以石英为主,并有少量长石，暗色矿物很少,基本不含岩屑。这种矿物组合表明本区剥蚀作用强烈,岩石粉末化较完善，机械分异显著。细碎屑沉积中主要粘土矿物组合为：伊利石＋斜绿泥石＋高岭石，以乌兰乌拉湖深水相沉积为代表;伊利石＋斜绿泥石＋高岭石＋蒙脱石,以布南湖浅水相沉积为代表。与粘土矿物伴生的碳酸盐矿物组合为：方解石＋菱镁矿，以乌兰乌拉湖深水相沉积为代表;方解石,以布南湖浅水相沉积为代表。

另外,本区湖滨相冰水沉积物中,粗碎屑主要原生矿物为石英、长石和暗色矿物角闪石、黑云母等,并含少量的岩屑和岩砾；细碎屑矿物主要粘土矿物为伊利石＋绿泥石＋高岭石,并且不含碳酸盐矿物。如布南湖东北湾的冰水沉积冲沟剖面就是如此。

可可西里地区湖泊机械沉积中粘土矿物组合与我国干旱-半干旱区湖泊早期末成盐阶段沉积物中的分布(徐昶，1990)相吻合，体现了区域气候环境和表生搬运沉积条件的一致性；而且还可以

二、化学沉积

根据野外调查，可可西里地区存在化学盐类沉积的湖泊有：西金乌兰湖、盐湖（海丁诺尔东面）、明镜湖、苟鲁错西面的子湖、苍错等。另外，勒斜武担湖（是NaCl不饱和的卤水型盐湖）和一些咸水-半咸水湖的湖湾浅滩局部地段，也可以出现季节性化学盐类沉积（如乌兰乌拉湖的东北湾、葫芦湖的北部以及一些山前小湖浅滩等）。

经过西金乌兰湖鹰头半岛干盐湖老盐层50多厘米剖面U系法年龄测定，上部为11.31±1.26ka、下部为22.10±1.84ka，证实可可西里地区湖泊最早出现石盐沉积的时期约在距今22ka以前，并且还发生过多次析盐-溶蚀的间歇动荡变化。

可可西里地区湖泊化学盐类沉积的主要矿物组合为：石盐＋芒硝＋石膏，以西金乌兰湖（本区最大的盐湖）和苍错（八四道班西侧）为代表；石盐＋白钠镁矾＋水钙芒硝），以海丁诺尔东面的盐湖为代表。可可西里地区季节性的化学沉积和表生析盐过程中，其主要矿物组合为：石盐（如葫芦湖北部和苟弄错）；石盐＋水钙芒硝，（如乌兰乌拉湖东北湾）；石盐＋水钙芒硝＋水碱的混合物，（如岗齐曲附近的水泡子及山前小湖浅滩等）。

此外，在乌兰乌拉湖东南湖东北湾湖滨沙堤上发育有湖滩岩（胡东生，1991），是较早的碳酸盐（方解石）饱和沉淀胶结的产物。

湖泊化学沉积的矿物组合主要受卤水变质程度和气候环境的影响，持续发展的区域气候条件控制了卤水分异及化学盐类饱和流的发育及演化，季节性温度的变化可以进一步制约盐类矿物组合的生成和更替。可可西里地区湖泊化学沉积的矿物组合比较单调，反映了本区卤水变质程度较低、气候环境的发展趋势相对稳定。

三、生物沉积

可可西里地区湖泊中；生物沉积物主要是水草。结合本区各湖（如乌兰乌拉湖、布南湖、可考湖、库赛湖、卓乃湖等）的湖相沉积物测年资料分析，发现距今10ka以来的生物沉积物大多保存有水草残体，距今800a以来的湖滨相生物沉积层保留的水草基本未腐烂且有弹性（如可考湖）；但距今10ka以前的生物沉积大多炭化，生成黑色淤泥（如苟鲁错、节约湖等）。

第五节 湖泊演化

一、湖泊水体化学演化

可可西里地区湖泊水体的基本化学组分及类型是十分复杂的、湖水补给来源多样，水体化学演化趋势多元化。如图3.8所示，本区绝大多数湖泊和大部分水系均处于Na-Cl水型域，如水体达到饱和流状态便可析出石盐；仅有一个湖泊位于Na-Mg-Cl水型域，

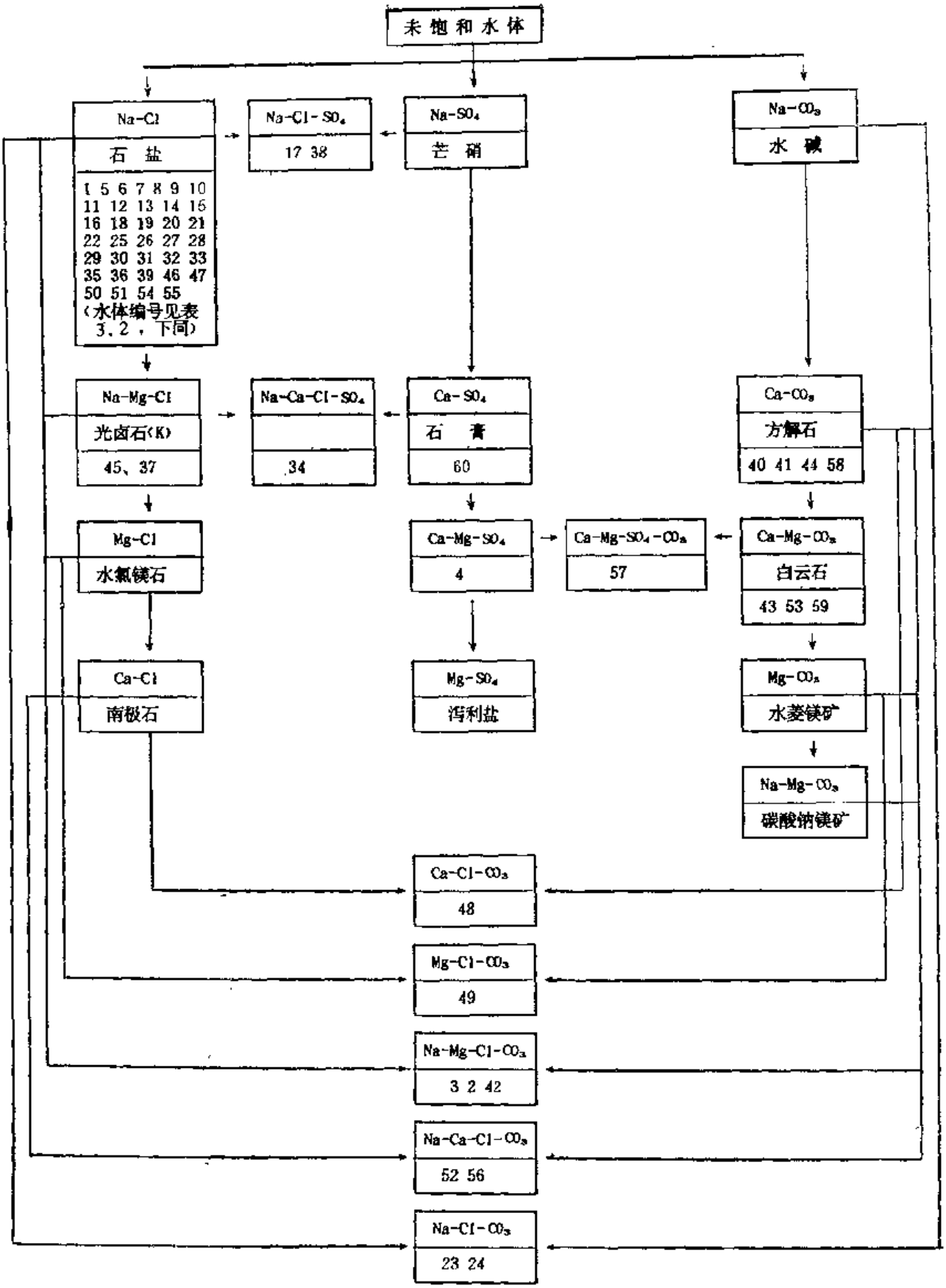


图 3.8 可可西里地区水体演化趋势框图

Fig. 3.8 Water-body evolution directions in the Hoh Xil region

即区内矿化度最高的盐湖——苍错，它已超过 Na-Cl 饱和流的石盐沉积阶段，如水体继续浓缩将进入光卤石析出阶段(即 Na-Mg-Cl 饱和流)；区内泉水大多处于 Na-Mg-Cl 未饱和流状态。其次，大气降水(包括雪、雨、雹)、冰川及冰川融水均位于 CO_3 离子域未饱和流状态。也有部分水系受流域基岩性质的影响处于 Ca-CO_3(海丁诺尔水系)和 Ca-Mg-CO_3(岗齐曲和可考湖水系)的未饱和流状态。另外，个别水系(太阳湖水系)受古膏盐系的溶蚀影响较大而处于 Ca-SO_4 未饱和流水型域。

总之，可可西里地区湖泊及补给水系的演化途径以 Cl 离子域为主，次为 SO_4 离子域，大气降水均为 CO_3 离子域；其它派生和繁衍的水型多是受特殊的补给来源、表生作用和构造部位的控制。

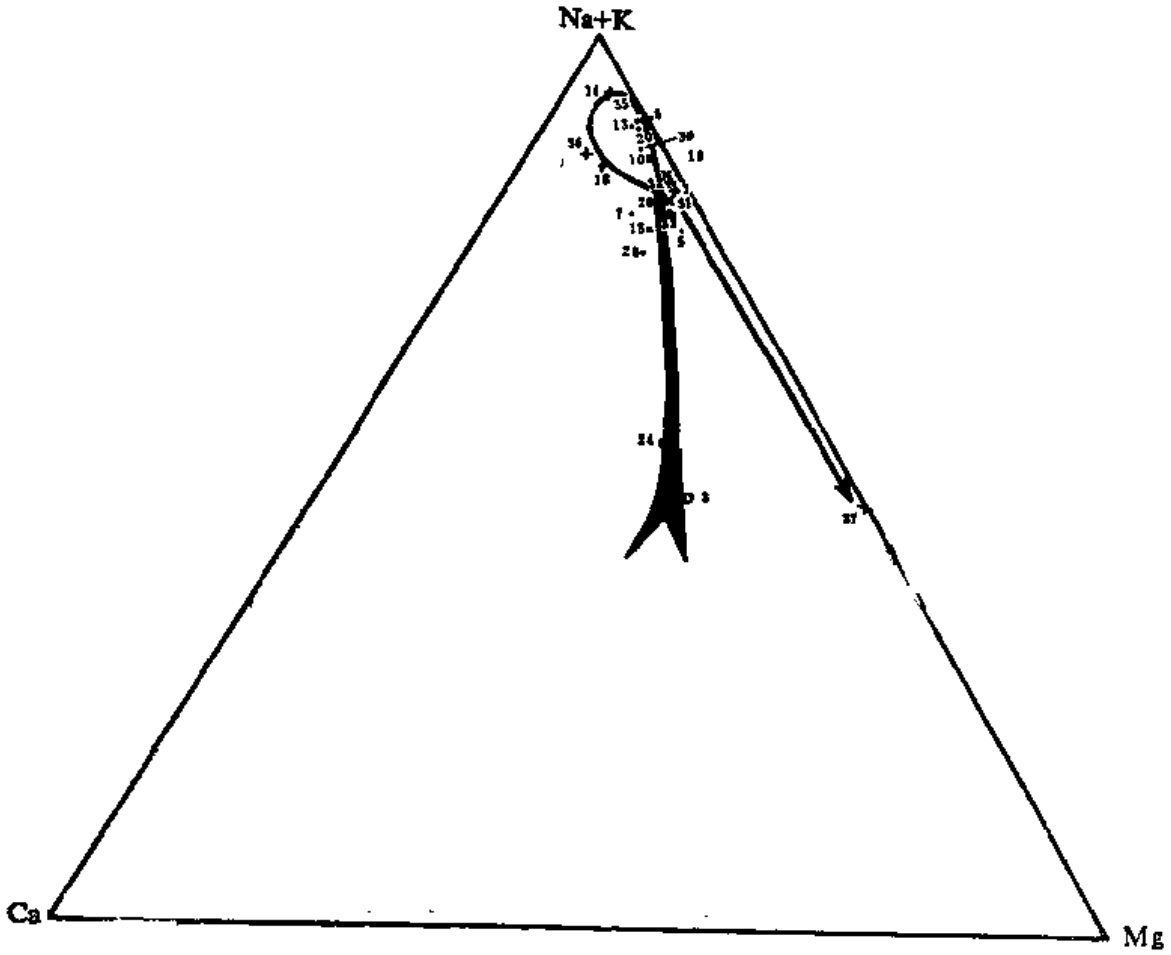


图 3.9 可可西里地区主要湖泊 Na+K-Ca-Mg 三角相图
(图中水体编号，意义见表 3.2)

+：盐湖(1,14,18,32,36,37)；
×：咸水湖(10,16,31,33)；
●：半咸水湖(5,6,7,13,15,20,26,28,30,35)；
⊃：淡水湖(3,24)

Fig. 3.9 Triangle-facies map of Na+K-Ca-Mg for the main lakes in the Hoh Xil region

可可西里地区湖泊演化阶段可分为淡水阶段、咸化阶段、成盐阶段，它们相应于耗散结构的混沌态、组织态和有序态，即湖泊在外界环境条件影响下，由原来无序状态经自组

织作用达到有序的状态。可可西里地区湖泊的混沌态(淡水阶段)—组织态(咸水阶段)—有序态(咸盐阶段)的比率为77%:13%:10%;这种宽底顶尖的金字塔结构说明可可西里地区湖泊蕴藏的自组织能量还很大,即湖泊朝咸盐阶段发展的潜力是十分巨大的。

湖水在正向演化过程中,其组分浓度随之升高,而且化学元素离子的浓集度也出现方向性变化,由不饱和朝饱和转变。根据湖水化学分析数据,可可西里地区湖泊组分变化比较复杂,主要受到区域地质条件及气候环境的影响较大。

1. 阳离子域的变化

根据本区主要湖泊 Na+K-Ca-Mg 三角相图(见图 3.9)分析,湖水由淡水湖→半咸水湖→咸水湖→盐湖方向变化,其阳离子组分随着其在水体浓度的增高则阳离子演化方向是 Ca→Na+K→(Mg),但在半咸水、咸水以及卤水(盐湖)区出现复杂的交叉结构、Na+K 均有先升后降的趋势。Na+K 的这种变化应是钠盐析出后卤水组分重新分配出现的变化,这与野外调查获得的凡在咸水—半咸水的水边(湖边和河边)大多发育盐碱结皮以及盐湖卤水中石盐大量沉积的事实是相符的。湖水 Na+Ka-Ca-Mg 三角相图分析也表明,本区湖泊普遍贫 Ca。

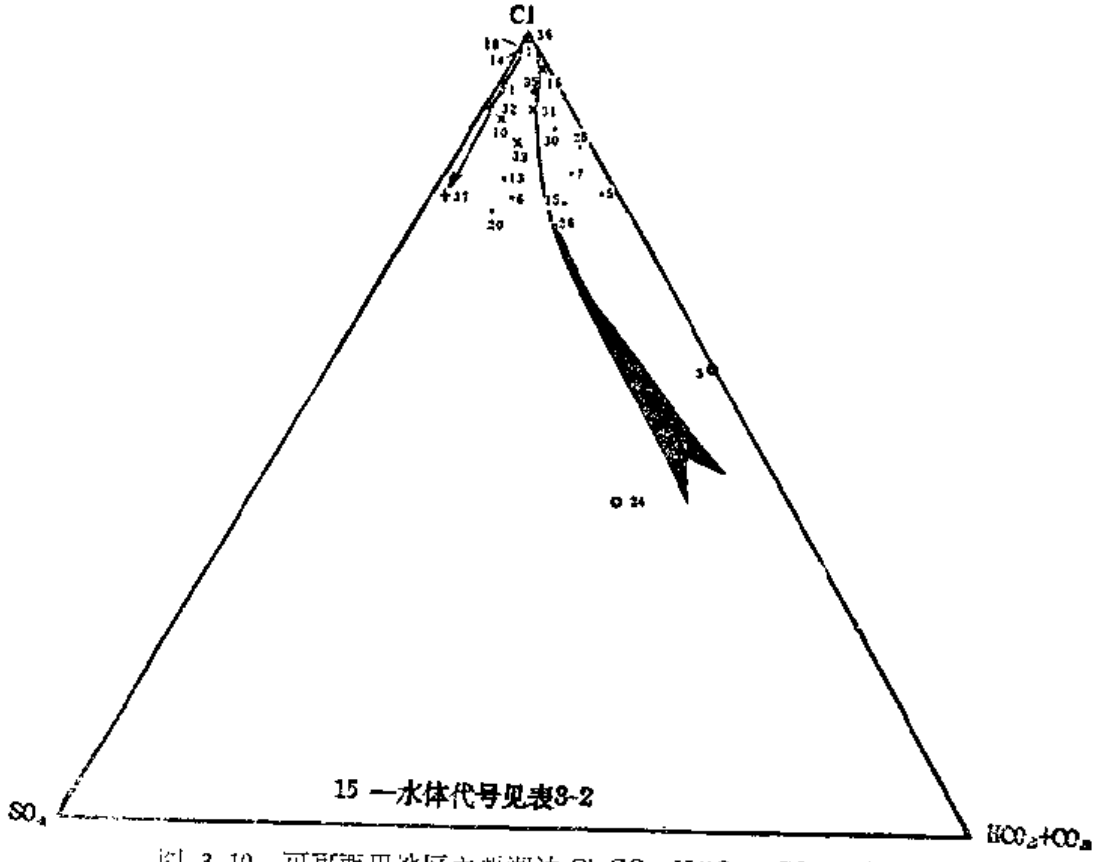


图 3.10 可可西里地区主要湖泊 $Cl-SO_4-HCO_3+CO_3$ 三角相图
(图中水体编号意义见表 3.2)

+: 盐湖(1,14,18,32,36,37);
×: 咸水湖(10,16,31,33);
⊕: 半咸水湖(5,6,7,13,15,20,26,28,30,35);
○: 淡水湖(3,24)

Fig. 3.10 Triangle-facies map of $Cl-SO_4-HCO_3+CO_3$ for the main lakes in the Hoh Xil region

2. 阴离子域的变化

在可可西里地区主要湖泊 $Cl-SO_4-HCO_3+CO_3$ 三角相图(见图 3.10)分析中，湖水由淡水湖→半咸水湖→咸水湖—盐湖方向变化，其阴离子组分随着其在水体浓度的增高，由 $HCO_3+CO_3\rightarrow Cl\rightarrow SO_4$ 方向变化。在本区湖泊阴离子域的演变结构上，普遍存在 Cl 高和 SO_4 偏低的趋势。根据区域调查和综合分析，本区地表水中 Cl 离子含量均较高，它与古盐类沉积的表生侵蚀作用有关。湖水中 SO_4 偏低与地表水中 CO_3 含量很低，这与影响石膏盐层($CaSO_4$)大量分解的机制有关。

综上所述，可可西里地区湖泊水体化学演化方向应该为：①阴离子域由 $HCO_3+CO_3\rightarrow Cl\rightarrow SO_4\rightarrow(Cl)$方向发展；②阳离子域由 $Ca\rightarrow Na+K\rightarrow Mg\rightarrow(Na+K)$方向发展；③湖泊沉积由未饱和水体向饱和水体转变过程的产物相应为水碱＋方解石→石盐＋芒硝→泻利盐＋石膏＋芒硝→石盐＋光卤石。

二、湖泊演化

可可西里地区湖泊盆地主要是晚新生代以来形成的，并且随着青藏高原整体持续抬升过程中发生的差异运动而逐步发展的。北西西向、北西向及北东向断裂系，控制了湖泊盆地的菱形边界和带状展布。湖泊形成之后气候波动变化又对湖面涨缩、湖泊水位升降和水质盐分增减产生明显的影响。

可可西里地区现代湖泊是第四纪早期湖泊演化的结果，而第四纪湖泊是在晚第三纪湖泊盆地的基础上重新发展起来的，所以第四纪湖盆嵌套在第三纪湖盆之内，并且由于青藏高原内部的差异运动发育了第四纪的湖泊盆地，其周边上隆的早第三纪地层(湖缘褶皱)组成了低缓丘陵台地，造成第四纪湖泊盆地若断若续的展布格局。

早更新世时期本区湖泊分布较广，从青藏公路沿线清水河盆地至巍雪山东的早更新世湖泊广布，多以淡水湖为主。中更新世时，本区东部有些湖盆虽让河流代替，西部有些湖盆开始封闭，但总体来看，本区湖泊仍较发育。晚更新世以来本区湖泊普遍退缩，大多数湖泊封闭而成为内流湖。根据野外工作时对 16 个古湖沉积的考察，以及同位素年代测量结果的初步分析，距今 32ka 以来，本区湖泊经历了多次波动。

(1) 距今 32ka 以前湖进，从苟鲁错剖面看，主要为粘土沉积，并叠加有碳酸钙组分的混合沉淀，形成厚层泥灰岩，沉积物呈暗黑灰色，还原环境特征明显，反映深水环境(见图 3.11A)。

(2) 距今约 32—22ka 湖退，在苟鲁错主要表现为碎屑沉积物粒度变粗，并发育滨岸过渡相沉积相浅水面层位，反映湖水变浅；在西金乌兰湖地区当时为干盐湖。本区实测年龄最老(距今 22ka 以前)的盐层，推测厚度在 1.5m 以上(见图 3.11A,B)。

(3) 距今约 22—18ka 湖进，在西金乌兰湖干盐湖出现老盐层上发育侵蚀镜面，在这次湖进事件以后，干盐湖石盐层曾反复发生过多次析盐-溶蚀作用。在苟纠麦尕沟河湾剖面，则由粘土组成，沉积层色调加深，呈黑色(见图 3.11 B,C)。

(4) 距今约 18—15ka 之间湖退，以苟纠麦尕沟河湾、乌兰乌拉湖Ⅱ级沙堤等为代表，碎屑沉积物变粗，分选性较差，并且在湖湾尾流区发育湖滩岩(碳酸钙胶结)碎片；碎

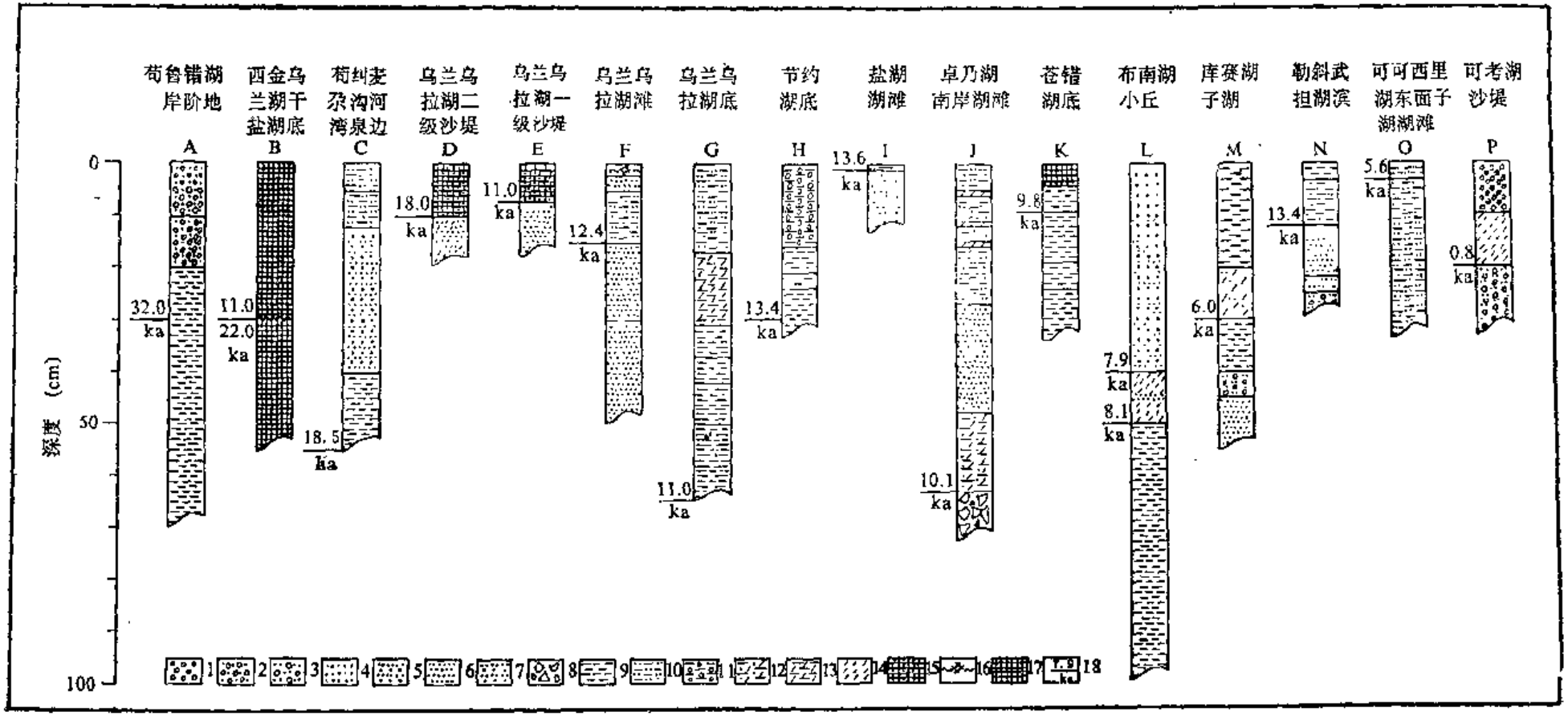


图 3.11 可可西里地区湖泊沉积地质剖面对比

1—砾石层;2—砂砾层;3—含砾粗砂;4—细砂中砂;5—细砂粗砂互层;6—粉砂;7—细砂、中砂互层;8—岩砾层;9—粘土;10—粉砂粘土;11—含砾粘土;12—含植物粉砂粘土;13—含植物粘土;14—植物层;15—湖滩岩;16—盐碱结皮;17—石盐层;18—年代

Fig. 3.11 Comparison of lacustrined deposits in the Hoh Xil region

屑沉积层呈红棕色，氧化环境特征较明显(见图 3.11C,D)。

(5) 距今约 15—13ka 湖进，以节约湖、盐湖(海丁诺尔以东)剖面为代表(见图3.11 H,I)，主要为粉砂粘土沉积，并有碳酸钙絮状沉淀和钙质结核出现，还夹有生物堆积薄层，多呈黑—青灰色，具弱还原环境。

(6) 距今约 13—10ka 湖退，以西金乌兰湖干盐湖、乌兰乌拉湖 I 级沙堤和湖边钻孔为代表(见图 3.11B,E,F)，碎屑沉积物颗粒变粗，分选较差；在滨滩地带出现湖滩岩(碳酸钙胶结)碎片；盐湖地区重新沉积石盐和发育干盐湖。沉积层以黄褐色为主，具弱氧化环境特征。

(7) 距今约 10—8ka 湖进，以乌兰乌拉湖底钻孔、苍错(八四道班西侧)湖底探坑、布南湖中的小丘和西金乌兰湖干盐湖、卓乃湖湖滩等为代表(见图 3.11G,K,L,B,J)，主要为粘土沉积，个别见水草夹裹其中，有些则见碳酸钙沉积物叠加在淤泥之中，局部层段显示存在较稳定的季候泥韵律层，沉积层呈黑—青灰色，具还原环境特征。盐湖地区干盐湖重新淡化溶蚀，其石盐层顶部发育溶蚀镜面。

(8) 距今约 8—6ka 湖退，以布南湖中的小丘、库赛湖子湖、勒斜武担湖滨等为代表见图 3.11L,M,N)，主要表现为湖水变浅，子湖发育；碎屑沉积物粒度变粗，沉积层呈黄褐色，具氧化环境特征。

(9) 距今约 6—5ka 湖进，以库赛湖子湖、可可西里湖子湖等为代表(见图 3.11M, O)，主要为粉砂质粘土沉积，在库赛湖的沉积物中夹有草炭层，沉积层呈黑—黑灰色，具弱还原环境。

距今 5ka 以来本区湖泊具有退缩趋势，从邻区湖泊演化情况(陈克造等，1990；潘保田等，1989)分析，湖泊退缩过程中仍有波动，但由于本区缺乏年代数据，难于展开讨论。

第四章　冰　　川*

地处青藏高原腹地的可可西里地区，平均海拔在5 000m以上，气候严寒。横贯本区的昆仑山、可可西里山、乌兰乌拉山、祖尔肯乌拉山和唐古拉山海拔5 500—6 000m以上的山峰上终年冰雪覆盖，发育着各种类型的冰川。根据中国冰川目录(中国科学院兰州冰川冻土研究所编，1988)和作者在1/10万地形图上重新统计，全区发育现代冰川437条，覆盖面积达1 552.39km²，冰储量为162.8349km³(表4.2)，成为本区众多河流湖泊水体的重要补给源泉。由于区域内气候条件和地形地势上的差异，使冰川在分布和发育特征上具有明显的区域分异和一定的规律性。

第一节　冰川的分布规律

一、以高大山体和高峰为中心分布

可可西里地区的现代冰川分布极不均匀，这和本区的地形地势条件密切相关。区内的南北界线分别是唐古拉山和昆仑山的主脊，海拔6 000m以上的极高山地几乎全部集中于此，而横贯本区中部的可可西里山、乌兰乌拉山和祖尔肯乌拉山绝大多数山地海拔一般在5 500m左右。冰川的统计表明，在海拔6 000m以上的山地，集中分布了本区现代冰川条数的61.8%，冰川总面积的85.5%，冰储量的91.4%(表4.1)。

表 4.1　区内不同山地高度段内现代冰川分布状况

Table 4.1　Distribution of existing glaciers on ifferent altitudes of various mountains in the Hoh Xil region

山地高度段	冰川条数	百分比(%)	冰川面积(km³)	百分比(%)	冰储量(km³)	百分比(%)
6 000m以上	270	61.8	1327.33	85.5	148.8822	91.4
5 500—6 000m	167	38.2	225.06	14.5	13.9528	8.6
5 500m以下	无					
合　计	437	100	1552.39	100	162.8350	100

表4.2列出的区内各山地冰川分布状况可以看出本区现代冰川主要集中于山体高大的昆仑山南坡和唐古拉山北坡，那里发育的冰川条数、面积和冰储量分别占全区总量的76%，84%和88%。如昆仑山的布喀达坂峰(又名新青峰，6 860m)南坡有冰川53条，面积

* 本章执笔人李世杰。

达243.61km²，冰储量32.6496km³；马兰山(6 056m)发育有冰川42条，冰川面积195.12km²，冰储量达24.6989km³。在唐古拉山的各拉丹冬(6 621m)，发育冰川69条，冰川面积415.70km²，冰储量达45.3240km³；嘎尔岗日(6 513m)发育冰川35条，面积195.42km²，冰储量为21.2357km³。在中部地区，仅可可西里山的东岗扎日(6 102m)，在本区内有冰川13条，面积70.45km²，冰储量为6.8734km³；祖尔肯乌拉山的岗钦扎仲(6 137m)发育有冰川29条，冰川面积95.32km²，冰储量为7.8380km³。其它山地则冰川发育甚少。

表 4.2 可可西里地区各山地现代冰川分布状况

Table 4.2 Distribution features of existing glaciers in various mountains in the Hoh Xil region

山脉	山峰	主峰高度(m)	冰川条数	冰川面积(km²)	冰储量(km³)	平均平衡线高度(m)	冰川末端高度(m)	资料来源
昆仑山南坡	巍雪山	6 004	16	63.11	5.1424	5 470	5 000—5 500	根据杨惠安等1988年资料整理
	布喀达坂峰南坡	6 860	53	243.61	32.6496	5 550	4 900	
	马兰山	6 056	42	195.12	24.6989	5 550	5 000—5 500	
	五雪峰	5 577	38	65.34	4.1615	5 470	5 000—5 340	
	大雪峰	5 863	36	54.46	3.5910	5 470	5 000—5340	
	湖北冰峰	5 769	32	19.45	0.7274			
	小计		217	641.09	70.9708			
可可西里山	东岗扎日	6 102	13	70.37	6.8725	5 540	5 120—5 250	据杨惠安、焦克勤等1988年资料整理
	天台山	5 647	3	3.56	0.1633	5 420	5 300	
	汉台山	5 713	6	6.07	0.2785	5 450	5 200	
	小计		22	80.00	7.3143			
乌兰乌拉山	长盖日东北坡*	5 963	10	33.71	3.0628	5 540	5 250	焦克勤等1988年统计，作者1992统计
	多索岗日	5 717	6	5.9	0.3010	5 500	5 320	
	小计		16	39.61	3.3638			
祖尔肯乌拉山	西北段	5 700—5952	32	34.86	1.6135	5 600	5 320—5 360	据焦克勤等1988年资料
	岗钦扎仲	6 137	33	97.11	7.8926	5 600	5 320—5 440	
	小计		65	131.97	9.5061			
唐古拉山北坡	嘎尔岗日	6 513	35	195.42	21.2357	5 730	5 400	作者统计
	各拉丹冬	6 621	69	415.70	45.3240	5 700	5 360	
	赛多浦岗日	6 016	13	48.60	5.1202	5 580	5 250	
	小计		117	659.72	71.6799			
合计			437	1 552.39	162.8349			

* 应属冬布勒山。

二、冰川与湖群的分布关系

可可西里地区的湖泊星罗棋布，在西部和北部主要为封闭湖盆，其水体的补给来源大多靠冰雪融水，以湖盆为流域统计，其冰川的数量分布(表4.3)则可看出，湖泊大者，其流域内冰川数量则多，如太阳湖(面积 100.9km²)，流域内冰川共有 87 条，冰川面积达 365.81km²，冰储量为 46.0585km³。但是，在中部的乌兰乌拉湖，是本区最大的湖泊(面积

表 4.3 可可西里地区各流域现代冰川分布

Table 4.3 Distribution of glaciers in different lake basins in the Hoh Xil region

流域名称	湖泊面积 (km²)	湖面高度 (m)	冰川条数	冰川面积 (km²)	冰储量 (km³)
库 水 浣	31.6	5 005	1	0.23	0.0053
勒斜武担湖	227.0	4 867	6	44.93	4.3765
可可西里湖 (包括饮马湖)	407.1	4 878	17	94.61	13.0100
卓 乃 湖	256.4	4 751	10	22.92	1.5964
库 赛 湖	254.4	4 470	29	39.67	2.6872
盐 湖	32.8	4 440	13	7.26	0.2645
太 阳 湖	100.9	4 882	87	365.81	46.0585
西金乌兰湖	346.2	4 769	19	71.37	6.6597
乌兰乌拉湖	544.5	4 854	17	23.76	0.9635
雪 莲 湖	51.7	5 274	1	0.05	0.0005
赤布张错			31	124.03	12.7609
欧 错	16.3		4	7.70	0.4254
长江源头			136	642.1	67.3377

达 544.5km²)，然而流域内冰川数量并不多，主要分布于南侧的祖尔肯乌拉山脉和西侧的冬布勒山地，共有冰川 17 条，冰川面积 23.76km²，冰储量仅 0.9635km³。由此看来，该湖泊的补给源中冰川融水所占比例有限，而湖盆区年降水量在 200—300mm 之间(见本书气候一章)，而蒸发量可能要远大于降水量。如此大的湖泊水体的保持必须有较大的水源，因此可以认为，湖盆周围山地的降雪融水和泉水(地下水)是该湖泊的主要补给源。

三、冰川平衡线的高度分布

一个地区的平衡线高度是该地气候、地形和地势诸因素对冰川发育条件的综合反映，它控制着冰川的发育规模。通常，在无多年实际观测资料的情况下，人们在地形图上判读平衡线高度时，多采用赫斯法，假定平衡线位于等高线由消融区的上凸转为积累区的下凹处；霍费尔法(Höfer, 1897，假定平衡线位于冰川末端和山脊平均高度或边缘裂隙高度的算术平均值处)；库罗夫斯基法(Kurowsky, 1891，假定平衡线将冰川按面积平均分为积累区和消融区)和列希顿克尔法(Lichtencker, 1938，假定平衡线在冰川边缘首先出现冰碛的高度上)。李吉均等(1986)和施雅风等(1988)对青藏高原和中国西部山地冰川的平均雪线高度分布曾做过研究，指出雪线高度的分布具有明显的纬度地带性，在可可西里地区的平均雪线高度大致在5 600m左右。但是，具体到本区的各个山地，由于南北跨2个多纬度，气候条件差异较大，故雪线高度分布不一。图4.1是根据各山地的平均平衡线高度所画的本区平衡线高度等值线分布状况。虚线部分因无实际资料，仅根据其等值线变化趋势推测得来。

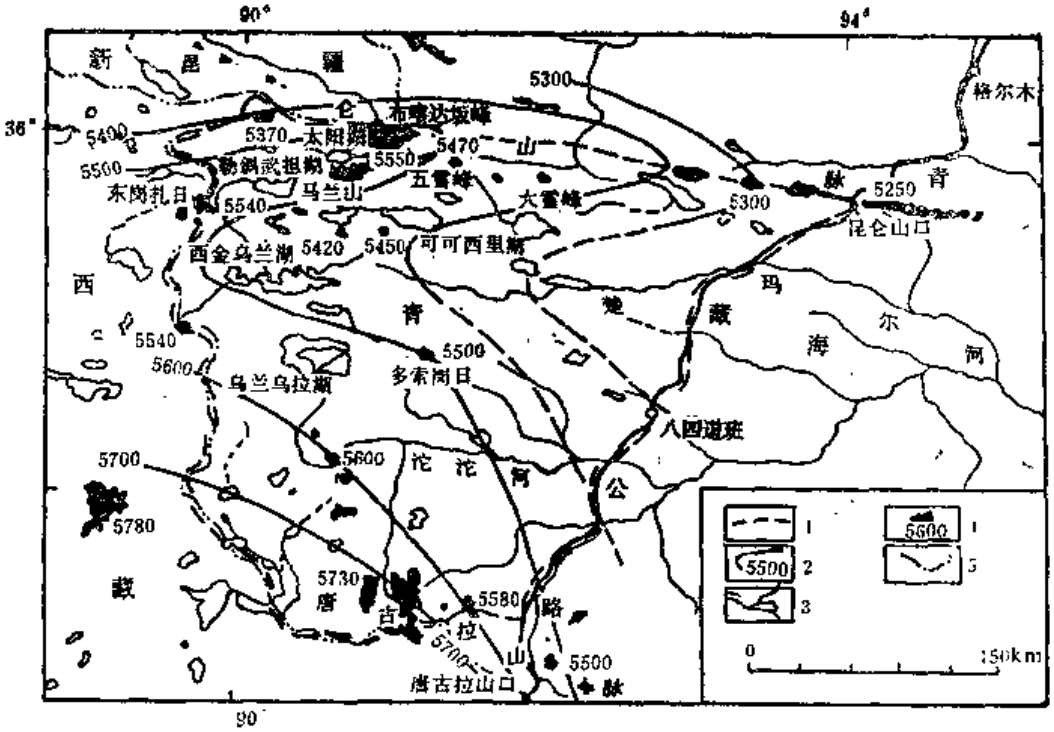


图 4.1 可可西里地区冰川平衡线高度等值线分布图

1. 可可西里地区界线；2. 平均平衡线高度等值线；3. 河流湖泊；
4. 现代冰川及平衡线高度；5. 省(区)界

Fig. 4.1 Isochion distribution of the glacial equilibrium line in the Hoh Xil region

从平衡线高度和冰川末端高度的分布状况(表4.2)上可以看出，从南向北，平衡线高度的分布基本符合纬度地带性的规律，从南侧的唐古拉山各拉丹冬峰(33°29′N)到北侧

的可可西里山的汉台山(35°30′N)，相差2个纬度，平衡线高度降低250m，平均每升高一个纬度，平衡线降低125m左右。但在昆仑山南坡，平衡线又趋升高(图4.1)，这可能是由于坡向(阳坡)和降水少的原因所致。另一方面，从东向西，平衡线高度也表现出升高趋势(图4.1)，在唐古拉山，从东侧的赛多浦岗日到西侧的嘎尔岗日之间直线距离约66km，平衡线升高150m；在乌兰乌拉山，从东边的多索岗日到西边的岗盖日相距约150km，平衡线升高了40m；在可可西里山，从东边的汉台山到西边的东岗扎日相距约100km，平衡线升高了90m；在昆仑山南坡，从东边的大雪峰到西边的布喀达坂峰相距约100km，平衡线升高了80m。这些事实反映了本区降水从东向西递减的趋势。同时也表明本区降水的水汽来源为东南方向，这与林振耀等(1990)指出的青藏高原水汽输送路径的东路相一致。

第二节　冰川的发育特征

从本区冰川的分布规律中可以看出地形地势和气候等条件明显制约着冰川的发育，这和整个青藏高原的冰川发育特征相似。

一、地形地势条件的影响

本区的冰川发育均是以山地为依托的，因此，山地的形态类型对冰川的发育规模、类型均有很大影响。它的南、北边缘分别为唐古拉山和昆仑山的主脊，以大、中起伏的高山和极高山分布为主，而中部地区则是中小起伏的高山和高海拔丘陵、台地和平原，山地平缓，河谷、盆地宽坦，是青藏高原上高原面保存最完好的地区之一。因此，本区的冰川在唐古拉山和昆仑山最为发育，且以较大的冰帽冰川和山谷冰川类型组合为主，并在较低的山头发育有冰斗冰川、悬冰川和坡面冰川。如昆仑山的布喀达坂峰、马兰山，其山顶均为古夷平面，冰川的积累区相对宽展平缓，形成冰帽，四周冰舌下伸达山麓，形成山谷冰川，有的尾部伸到山麓平原上展布成为宽尾冰川(照片15)。在唐古拉山各拉丹冬峰，其平顶冰川面积达181.5km²。最大的山谷冰川——姜根迪如冰川，长12.8km，面积35km²，冰舌末端下伸到海拔5 395m的山麓，在冰舌消融区形成形状各异的冰塔林；卧美通冬曲冰川长10.8km，面积32.4km²，冰川末端下伸到海拔5 320m。但在内部山地，冰川零星分布，除在个别极高山地发育平顶冰川外(如可可西里山的岗扎日，祖尔肯乌拉山的岗钦扎仲等)，多以小的悬冰川、冰斗冰川和坡面冰川为主要类型，并通常形成于阴坡。如乌兰乌拉山的多索岗日峰，在平缓的山脊北坡，发育小的坡面冰川(照片16)，而南坡则无冰川发育。在可可西里山东段和祖尔肯乌拉山西北段也均以小的坡面冰川或冰斗冰川点缀在阴坡之上。

二、影响冰川发育特征的气候条件

由于本区处于高原腹地的地理位置和东低西高的地势条件，从高原东南方向来的水汽经长途输运和沿途截留，抵达本区已残存甚少，造成较干旱的气候条件。同时，本区冰川的补给主要靠夏季降水(雪)，这又和冰川的夏季消融期相重合，共同抑制了冰川的发育规模。此外，区内年降水的分布很不均匀，在南缘的唐古拉山各拉丹冬年降水量为500mm

左右，在冰川平衡线之上所挖雪坑剖面测量的年积累量折合年降水量也在500多毫米。向北逐渐减少，至北侧的太阳湖一带降至170mm左右(见本书气候一章)。因此，造成本区的冰川发育状况在各山地也很不平衡。

如果把本区冰川发育状况和高原其它地区相比较，将会发现降水在这一中低纬度高海拔的高原上对冰川发育规模起着举足轻重的作用。如在帕米尔、喀喇昆仑山地区，西风气流带来的水汽和阿拉伯海来的水汽，在其西侧被迫抬升，造成那里的丰沛降水，如在巴托拉冰川的雪线附近年降水量可达2 000mm以上(施雅风等，1980)，故那里的冰川发育规模大，中国境内最长的冰川——音苏盖提冰川就发育在那里，其长度41.5km，面积为329km²(张祥松，1980)。在喜马拉雅山南坡，南亚季风带来的水汽造成特别显著的年降水达2 000mm左右的多雨带和高山第二大降水带，使冰川末端高度下伸抵海拔3 000m左右。在孟加拉湾水汽入侵高原的通道——念青唐古拉山东段，雪线附近处年降水量可达2 500mm左右(施雅风等，1988)，冰川末端可伸入森林带，抵海拔2 000多米。

另一方面，从本区冰川平衡线高度在各山地从东向西升高的状况来看，明显受到降水从东向西递减的因素制约。从平衡线升高的变化幅度看出，以唐古拉山为最大，这和当地较丰的降水量以及向西迅速减少的状况关系密切。而可可西里腹地的变幅较小，除降水量小的原因外，还与西金乌兰湖地区是本区中一个明显暖区有关，这一暖区抬高了可可西里山东段和乌兰乌拉山的雪线高度，缩小了东西段之间的雪线高度的变幅。

除了外来水汽造成的降水对本区冰川发育的影响之外，必须指出局部环流给各山地带来的地形性降水也成为本区腹地冰川的重要补给来源，尤其是本区的山地与湖盆、宽谷相间分布的地貌格局为局地环流的形成提供了条件，众多湖泊的蒸发又为局地环流提供了水汽。这种地方性对流引起的阵性降水尤以被冰川覆盖的山地最为明显，因为它们相对于同高度的大气来说是一个冷点，成为水汽凝结中心，即"湿岛效应"。

三、新构造活动对冰川发育的影响

青藏高原的新构造活动特别活跃，这对冰川的发育规模也有一定的影响，尤其是对冰川末端位置的变化影响颇为显著。这一点也许在降水量多、冰川极为发育的地区不明显，但在可可西里地区则存在着这一特殊现象。如昆仑山南坡的昆南大断裂带，沿东西向展布数百公里，在布喀达坂峰南坡断陷谷地内沿山麓断层线分布许多温泉，有的已死亡而留下大片的泉华沉积层，现代活动沸泉水温高达92℃。显然，这也是一个高地热带。有趣的是这一条带也正是不同冰期阶段中冰川的终碛垄所抵达的位置，它使不同时期的冰碛物相互叠置，在山麓形成高出地面几十米至上百米高的冰碛物冰床，但均无超过此界线。这可能是因为在这极大陆性冰川发育区，冰川物质平衡量水平和运动速率都低的条件下，当冰川末端到达这高地热带便加速融化，造成末端不能超越其界，限制了冰川的伸展范围。这种现象在昆仑山垭口东侧的西大滩谷地中也能见到，西大滩断裂线的位置也正是末次冰盛期发育于昆仑山主脊冰川的末端抵达位置，造成冰碛物展布的界线与断层线相重合的现象。

第三节　冰川的近期变化

冰川变化是气候波动的必然结果，但冰川进退变化对气候波动的响应是有一滞后期的，其滞后期的长短取决于冰川的规模和气候波动的幅度及持续时间。自20世纪初期以来，世界各地的冰川均以退缩为主要趋势。中国西部的冰川在60年代前期，前进冰川只占百分之几，至70年代前期就超过30%，后退冰川由80%减到43.4%(任炳辉，1988)。70年代后期以来，尤其在80年代，气候的急剧变暖，使许多冰川又快速后退。在可可西里地区，根据沱沱河气象站资料，在60年代，平均气温为-4.6℃，但到80年代，平均气温为-3.9℃，相比之下升高了0.7℃，冰川也表现出明显的退缩。根据1970年航摄测绘的地形图与考察实测资料对比，各拉丹冬的岗加曲巴冰川从1970年到1990年的20年间，冰舌末端至少后退了500m，年平均后退速率为25m左右(照片17)，在东岗扎日东北坡的还东河冰川，从1970年到1990年，末端后退距离为50—80m(照片18)，在布喀达坂峰南坡的布喀冰川末端，也出现快速崩解式后退，即在冰舌前端的冰体由于强烈消融而先脱离冰川舌，形成分散的冰塔状死冰，构成如"魔鬼城"般的地貌形态，末端后退也在200m左右。值得指出的是，在腹地的乌兰乌拉山多索岗日峰(5 717m)北坡，根据1970年航摄地形图和航空照片所进行的冰川编目统计有6条冰川，面积为5.9km²，冰川末端高度为海拔5320m（中国科学院兰州冰川冻土研究所编，1988)，1990年实地考察发现仅剩下冰川3条，冰川末端高度退到海拔5 400m左右，在地形图上量测冰川面积已缩小到2.4km²左右。相比之下，冰川缩小在50%以上，反映出小冰川对气候变化的敏感性。

气候的变化导致冰川的进退扩缩，然而，冰川的存在在一定程度上又影响了局地的气候状况，即冰川这一特殊下垫面对气候的反馈作用是不容忽视的。在有冰川覆盖的高山区气温本来就低，当气候变暖时，大量冰川和积雪的消融要消耗部分热量，另一部分热量还要损耗于冰川冰和粒雪层的增温，这种作用缓和了高山区的气候变暖过程和变暖幅度。但对于下伸到山麓或高原面上的冰川来说，冰川末端的后退又敏感地反映了气候的变暖过程，这是由于亚大陆性和大陆性冰川的运动速度缓慢，气候一旦变暖，冰川末端的消融量超过由冰川运动补给到末端的冰量，造成冰川末端明显后退。

第五章 冻 土*

素有地球第三极之称的青藏高原以其巨大的海拔高度，独特的地质地貌和自然环境著称于世，随着高原的强烈隆升，高原气候及自然环境发生了一系列重大改变，青藏高原多年冻土的形成和冰缘地貌的存在就是高原形成过程中自然环境变革的产物。

青海可可西里地区位于青藏高原腹部，地势高亢，气候寒旱，是青藏高原上高原面保存最完整的地区，也是青藏高原上多年冻土和冰缘地貌最发育的地区。

第一节 多 年 冻 土

一、多年冻土形成与分布

冻土的形成是岩石圈与大气圈之间的热交换产物、自然界各种地质、地理因素积极参与热交换过程，对多年冻土的形成有密切关系。

本区气候严寒，地面封冻期长达8个月之久，只有冷季和暖季之分，年平均气温－4.1—－10.0℃，年较差21.4—24.1℃，日较差大，可达13.4—15.7℃，有利于冰缘地貌的形成。降水量由东南向西北逐渐减少，最大降水量在南部的各拉丹冬为494.3mm，最少降水区在西部的太阳湖附近仅173.0mm，降水量的70%—90%主要集中在暖季。本区降雪少并保存的时间很短，不利于高原面的保温。年日照时数长达2 600—3 000小时，海拔5 000m以上地表辐射平衡各月均为正值，全年达2 520—3 360MJ/m²，年感热通量占辐射平衡的60%—80%，潜热通量占20%—30%，消耗了地表的绝大部分。寒冷干燥的冰缘环境和热量状况为该区多年冻土的形成和发展提供了良好的条件。

本区多年冻土基本上呈连续分布，冻土面积占总面积的90%左右，从北向南可分为五个基本带：

(1) 昆仑山主脊极高山基岩冰雪冻土带，多年冻土最发育，冻土厚度大于120m，冻土年平均地温低于－3.5℃，其中有现代冰川集中发育的海拔5 600m以上的基岩极高山，多年冻土厚度可达400m。

(2) 楚玛尔河流域高海拔平原多年冻土分布带，多年冻土的年平均地温－1.2—－3.5℃，多年冻土的厚度40—100m。

(3) 可可西里山、冬布勒山、风火山、乌兰乌拉山、乌尔肯乌拉山等海拔在5 000m以上的小起伏高山及高海拔丘陵冻土分布带，冻土厚度60—120m之间，冻土的年平均地温－1.4—－4.0℃，地下冰发育，冻融地貌广布。

(4) 沱沱河宽谷盆地多年冻土分布带，年平均地温0.0—－1.0℃，多年冻土厚度1—

* 本章执笔人李树德。

50m 不等，带内有地表水形成的河流融区和太阳辐射形成的渗透-辐射融区。

(5) 唐古拉山脉各拉丹冬冰峰极高山多年冻土带，在海拔 5 200m 以上，年平均冻土温度 -1.7—-4.5℃，多年冻土厚度 10—128.5m。有现代冰川大量发育在海拔 5 600m 以上的山脊，地下冰广泛分布，多年冻土厚度可达 300m 以上。

总之，本区多年冻土的形成与分布主要受海拔高度的严格控制，就是说在一定的海拔高度以上才有多年冻土发育，并有明显的垂直地带性规律。

二、多年冻土的温度与厚度

冻土的温度与厚度是多年冻土发育的基本特征，其地温的高低和冻土的厚度又是正确评价冻土环境的主要因素和冻上地基工程稳定性的主要依据。因此，正确测定多年冻土的温度和厚度有一定的理论意义和实践意义。大气环境是控制多年冻土形成发育的首要条件，地温是衡量有无多年冻土的主要标志。本区的多年冻土是历史时期寒冷气候长期作用的产物，它能保存至今的特殊条件就是年平均气温是负温。海拔越高，温度越低，多年冻土的厚度越大。

表 5.1 青海可可西里地区各地多年冻土温度、厚度、季节融化一览表

Table 5.1 Temperature, depth and seasonal thawing of permafrost in the Hoh Xil region

地点	纬度 (N°)	海拔 (m)	年平均气温 (℃)	年平均地温 (℃)	多年冻土厚度(m)	季节融化深度(m)
昆仑山	35°40′	4 800—5 000	<-6.5	-2.8—-3.5	75—120	1.5
楚玛尔河	35°20′	4 480—4 500	-6.2	-1.2	40	2—3
五道梁	35°15′	4 610	-6.5	-1.4	36—60	3—3.2
卓乃湖地区	35°13′	4 800	-6.5(约)	—	74.0	2.40
风火山	34°20′	4 700—5 100	-6.6	-2.0—-4.0	60—120	1—2
沱沱河	33°50′	4 500—4 700	-4.4	0.0—-1.0	1—50	0.8—3.0
通天河	33°30′	4 500—4 600	-4.4	-0.3—-1.0	25	1—4
唐古拉山	32°57′	4 900—5 300	-6.4	—	10—120	1—3
唐泉沟	32°40′	5 000	<-6.4	—	128.5	2.8

三、季节冻结与季节融化

冷季冻结，暖季融化的地表土层，通常称为活动层，按其形成条件可分为季节冻结层

与季节融化层，它们与人类活动的关系密切，季节冻结层指具有年平均地温为正值的无多年冻土区的地表面产生季节性冻结土层。季节融化层是指具有年平均地温为负温的多年冻土其表层产生的季节融化土层。它们的厚度常随气候环境、纬度、岩性、含水量等变化而异。在本区分布于海拔4800m以下的季节冻土地区局部融区地段如：昆仑山南坡洪水河东段融区，沱沱河融区，一般季节冻土层厚度3m左右。最大冻结深度可达4—6m。沱沱河融区内的季节冻结层在4—5月达到最大冻结深度。8月下旬到9月上旬季节冻结层消融完毕。季节冻结层的融化是从上下界面同时进行的，但下部界线融化的速度和能量是很小的。

本区广大多年冻土分布区的季节融化层融化方向是单一的自上而下地融化，一般融化深度为0.8—3.0m，根据地貌、地质构造、植被覆盖度、地表水、地下水、地层含水量、含冰量、岩性特征等不同而异。如在海拔4600m左右的宽谷盆地冻土带内地形低洼，水分富集，地下冰发育，第四纪沉积的砂粘土及粘土类地层，季节融化层一般在0.8—1.2m之间，并有上限冰形成。在小起伏高山及高海拔丘陵地带季节融化层深度一般在1.0—3.0m之间。海拔5500m以上的高山基岩出露地和粗岩屑分布山地、由于它的导热率良好，季节融化深度可达3—4m或更大。在西金乌兰湖北岸风砂堆积的山前缓坡，6月中旬的季节融化深度达2.0m。7月3日在马料山海拔5100m的北坡测得其季节融化深度仅0.3m。在乌兰乌拉湖东岸阶地上，海拔4800m，7月1日季节融化深度达1.2m，最大季节融化深度2.4m以上。卓乃湖南岸湖滨相地层中季节融化深度为2.5m。1989年6月1日我们在可可西里采金通道上测得季节融化深度为1.0—1.5m，通道两侧有植被而未经破坏的原始地表季节融化深度仅0.5m。

四、地下冰与冻土构造

冰是冻土中最主要的组成部分，它在土(岩)中的分布具有一定的规律性，从而使得冻土层具有特殊的组构。本区多年冻土层上部普遍发育的地下冰与土岩形成整体状、扇状、网状、网格状和砾岩状冻土构造，其中层状构造最多。冰层本身的厚度极不一致，有的仅几毫米形成薄冰层，有的冰层厚至3m，有的纯冰层厚几十厘米，但在冻土层中相间分布达几十米深。本区大气降水除大部分蒸发外，剩余部分随季节融化向深度下渗，在融化层底部形成富水层，又随着冷季的到来，季节融化层则上部从地表向下，下部由多年冻土层顶面向上逐渐冻结。多年冻土层上水在季节融化层内迁移、聚集形成季节性的地下冰，这种冰一般呈层状、薄层状及砾岩状构造，分布于季节融化层的中、下部，这种冰体叫做上限冰。在本区勘探时常见这种冰体埋藏深度一般为1—3m，冰体纯净，结晶程度好，是土岩冻结过程中胶结和分凝作用下形成的，如1990年7月27日在太阳湖湖岸阶地上(海拔4885m)坑探证明1.0m以下有砾岩状冻土构造，结晶完好，日估含冰量为30%—40%(周幼吾，1981)。楚玛尔河高平原湖相地层中有水平层理的冰层自上而下均匀的分布，冰层厚度一般在几厘米到几十厘米。青藏公路68道班附近的湖相地层中发现20.6m深处仍有厚达10—12cm的纯冰层。在整个冻土层中体积含冰量约30%左右。

本区现代冰川集中发育，在冰川群的外围海拔5200m以上的现代冰碛和老冰碛物中发现多处冰川埋藏冰和冰缘坡地上形成的地下厚冰层如：巍雪山、东岗扎日海拔5500m

的冰碛中埋藏有厚度超过 10m 的冰川冰(冰川末端的死冰)。五雪峰现代冰川的北坡，海拔 5 300m 的坡地上热融滑坍形成的陡坎上出露的地下冰层厚度在 1.0—1.5m，冰层上部覆盖有饱水的砂粘土层。

本区地下冰形成条件及分布特征可分为三种主要类型：

(1) 胶结冰——地层中的水分在冻结过程中，由于温度低，冻结速度快，水分在原地冻结，形成整体状和砾岩状冻土构造。

(2) 分凝冰——饱水或富水的细颗粒沉积物中，由于冻结过程缓慢，水分在反复冻结过程中有充分的时间向冻结锋面迁移，便形成多次重复分凝的厚层地下冰如：风火山垭口盆地及东西大沟都有发育完好的分凝作用形成的厚层地下冰(郭东信、李树德，1982)。

(3) 裂隙冰和埋藏冰——由于地表水下渗在基岩裂隙中冻结形成的脉状冰体，在风火山、可可西里山及昆仑山脉的基岩裂隙中均有发现。埋藏的冰川冰、河冰、泉水冰及湖冰在本区都有发育。

五、融区的形成与发育

本区融区的形成原因比较复杂，它的发生、发展和特征受到气候环境、地质构造、水文因素及地表覆盖条件的制约和影响，其中地质构造作用是一个长期起作用的背景因素，根据上述主导因素将本区融区分为地质构造融区、地表水融区(河流融区、湖泊融区)、渗透-辐射融区等 3 种主要类型。

1. 地质构造作用融区

这类融区的产生与构造断裂和岩浆活动有密切的关系，主要是地热显示区，一般是由地下水沿断裂带上升或地下水潜流对周围岩层产生热作用而形成。它分布于昆仑山主脊南坡的昆南断裂带上，布喀达坂峰南麓有沸泉群(水温高达92℃)，该带内形成南北宽约 200m 以上的融区，并于太阳湖—洪水河沿河湖主流线形成带状融区。温泉谷地两侧、青藏公路 103、104 道班等地温泉大量出露的构造断裂带上均有构造融区发育(水温 45℃)，其中 103 道班附近规模最大的融区面积约 $2km^2$(郭东信，1982)。

2. 地表水融区

在地表水体的作用下形成的融区视水体类型和融区特征分河流融区和湖泊融区。长年流水的河流，冷季河面有时封冻，但冰下仍有水流，由于水体赋存的热量传递作用和保温作用，在河床下部及两侧形成沿河分布的线形状河流融区，根据研究(邱国庆，1982；尚建义，1982；郭东信、黄以职等，1982)，沱沱河、通天河、布曲河等都有河流融区分布，其中沱沱河形成的融区最为发育，融区最大宽度达 875m。

本区星罗棋布的湖泊，面积大于$1km^2$的有 107 个，根据湖水对湖底的隔冷保温作用和周围多年冻土的温度、厚度分析：太阳湖、乌兰乌拉湖、西金乌兰湖、勒斜武担湖、可可西里湖、卓乃湖等湖底下可能都形成湖泊融区，但在湖岸阶地上坑探时均发现有多年冻土分布。

3. 渗透-辐射融区

这类融区的形成是由于大气降水下渗以及地表水吸收太阳辐射热的结果，一般形成在高温冻土(年平均地温0.0—－1.0℃)分布区。以透水性好的松散岩层为主的融区范围小，本区主要分布在沱沱河北岸风沙堆积阶地和西金乌兰湖北岸风沙形成的新月形沙丘坡地上以及布曲河谷地砂砾石组成的裸露地表下形成的渗透-辐射融区。

六、多年冻土的发展历史

本区多年冻土的生成、发展及消退不仅受第四纪以来全球气候波动的控制，同时又与青藏高原在各自地质历史时期隆起的高度、幅度有密切的关系。

根据昆仑山垭口相当于早更新世的湖相亚粘土里发育的冻融褶皱及楚玛尔河高平原冰期的存在，表明中更新世青藏高原曾有过冰期或冰缘期环境，当时多年冻土层一度发展，中更新世冰期之后气温回升，进入间冰期，冰期环境下形成的多年冻土除局部极高山顶部有残存外，其它地区基本消失。晚更新世初期气候再度变冷，严寒干燥的气候再一次笼罩青藏高原，发生更新世最后一次冰期。青海可可西里地区广大地区虽未有冰川盘踞却处在冰缘气候环境下，多年冻土得以有利的发展。风火山左昌西孔曲二级阶地上形成的砂楔经 ^{14}C 年龄测定为 23 500±12 000aBP。另外在楚玛尔河、岗齐曲、玛章错钦、沱沱河、通天河、布曲河二级阶地上均发现砂、砾石楔及冻融褶皱(冰卷泥)。据 T·L·Péwé研究，冰楔发育的年平均气温是－6.0—－8.0℃，据此标准青海可可西里地区，晚更新世冰期时平均气温比现今低2—4℃。多年冻土要比现今发育的多。青藏高原多年冻土分布的北部下界可能在海拔 3 000—4 000m 之间，末次冰期之后，全球气候普遍转暖，气温回升，进入全新世气候最适宜期，导致了末次冰期形成的多年冻土上部 20—30m 全部消融，形成巨厚的融化层，进入距今 3 000—1 500 年间周汉寒冷期，即新冰期使最适宜期被融化的老冻土又重新冻结，并和晚更新世时期的多年冻土连结起来。据研究距今 3 000—2 000年的新冰期形成厚约 30m 新冻土(丁德文、郭东信，1982)。西大滩滩地 8 号钻孔揭示 4.4m 深的腐殖层年代为距今 7 530±300 年和其上多年冻土是新冰期时形成的。纳赤台第一阶地堆积物上砂土层所夹灰烬状物质的 ^{14}C 年代为 4 910±100 年，它上部发育的众多融冻褶皱指示了新冰期时多年冻土的北部下界的位置(浦庆余，1982)。

另据本次考察的 ^{14}C 年代资料，本区冻土形成可划分为两个时期，即：第一期约在1—2万年前形成的有：布喀冰川末次冰期的冰碛物为距今 17 520±245a。距今 22 010±455a，距今 23 870±710a。岗齐曲下游湖相沉积淤泥为距今 11 320±350a，苟鲁错湖底下 50cm 处粘土为距今 16 260±580a。第二期在 3 000 年前形成的如：乌兰乌拉湖北岸湖相淤泥质粘土为 5 530±220a。勒斜武担湖岸阶地 70cm 深处的泥质粘土为距今 6 730±220a，岗加曲巴现代冰川的新冰碛物为距今 5.410±225a。

综上所述，本区多年冻土主要形成于晚更新世的冰盛期(末次冰期)，随着气候波动经历着退化、发展的历史进程，有中更新世残存的冻土，也有新冰期以来形成的新多年冻土，分布于本区不同的地貌部位上。

七、“冷　土”

“冷土”是本区发育的一种特殊土类型，一般分布在干涸的湖塘低地和季节性的积水洼地中，地表呈现白色或灰白色的盐霜，其下是湖相或河湖相沉积物，淤泥和砂粘土，土体含水量较大，一般在20%—40%，并含有各种成分的盐类。经野外观测，温度低至－4—－7℃时，冷土还未冻结。在该区广泛分布的多年冻土中非冻结的低温“冷土”分布十分广泛，如本区西北部的涟湖盆地干涸的湖塘地段和东南部苟鲁错一带都有一定面积的“冷土”形成。本区气候严寒干燥，盐湖、咸水湖、半咸水湖分布众多，“冷土”的形成面积一定很广，以上仅是初步的结论，这是一个有待深入研究的问题。

第二节　冰 缘 地 貌

在广阔的多年冻土分布地区，由于地面的反复冻结与融化，使多年冻土活动层（季节融化层）和多年冻土的上部成为冰缘地貌的主要形成基地。

本区冰缘地貌的发育及活动过程，主要受现代地貌外营力的控制和影响。而外营力作用的性质又与本区特有的海拔高度、地理位置等因素密切相关。按照各类冰缘地貌形成的主导作用、本区地貌类型可分为以下七类：

（1）寒冻风化——重力作用形成的冰缘地貌：石海、石河、石流坡、冰缘岩柱、岩屑锥等。

（2）冻胀作用形成的冰缘地貌有：冰椎、冻胀丘、泥炭丘、冻胀草丘、冻胀拔石、冰楔及冰楔假型——砂楔、砾石楔等。

（3）冻融分选作用形成的冰缘地貌有：泥流舌、泥流阶地、泥流坡坎、构造土、分选环、石条、石冰川、冰卷泥（冻融褶皱）等。

（4）热融作用形成的冰缘地貌有：热融滑塌体、热融洼地、热融湖塘、热融沉陷等。

（5）雪蚀——重力作用形成的地貌有：雪蚀洼地、雪崩槽、高夷平阶地等。

此外还有冰缘风力作用形成的地貌有：冰缘黄土、风蚀地貌和冰缘流水形成的地貌有：冰缘宽谷、冰水扇、冰水平原等。

本区冰缘地貌类型多样，分布广泛（图5.1），其中主要类型有：

1. 冻胀丘

冻胀丘是多年冻土分布区冻胀作用形成的主要冰缘地貌，本区有广泛的发育，如昆仑山垭口盆地、等马河上游、岗齐曲、玛章错钦、楚玛尔河上游等，其中以昆仑山垭口的最为著名，该冻胀丘位于昆仑山主脊南坡与惊仙谷交界的垭口盆地，海拔4 760m，近南北展布，整个丘体长140m，宽45m，高18m。冻胀丘四周被10余米的土堤包围，南北各有一个因冻胀丘融化沉陷形成的洼地，洼地之间被土堤分开，显然是两个冻胀丘联生而成，属于复式开放型多年生冻胀丘。在冻胀丘顶部地下水喷出再形成冰高 1.5—2.0m 的季节性的冰椎。又据青海省第一水文地质队的钻探资料，该丘下部有 50 余米的厚冰层，从地质构造上讲该处有两组活动断裂在冻土层中形成构造通道，以致地下水沿着通道流向冻胀丘底部，是

形成冻胀丘的主要水源，目前该冻胀丘有向西南迁移的迹象。岗齐曲-玛章错钦断陷谷地中形成的季节性的冻胀丘，丘高 2—3m，直径 40—50m，暖季融化塌陷后形成周边 40—50cm 的纯冰层和 30—40cm 的砂粘土层。中间有喷出的水、泥浆和气体。等马河上游山前缓坡发育有直径 50m 的冻胀塌陷坑，周边有 30cm 厚的冰层(1990 年 8 月)、形成热融湖塘；湖塘中心喷发泥水混合物(照片20)。

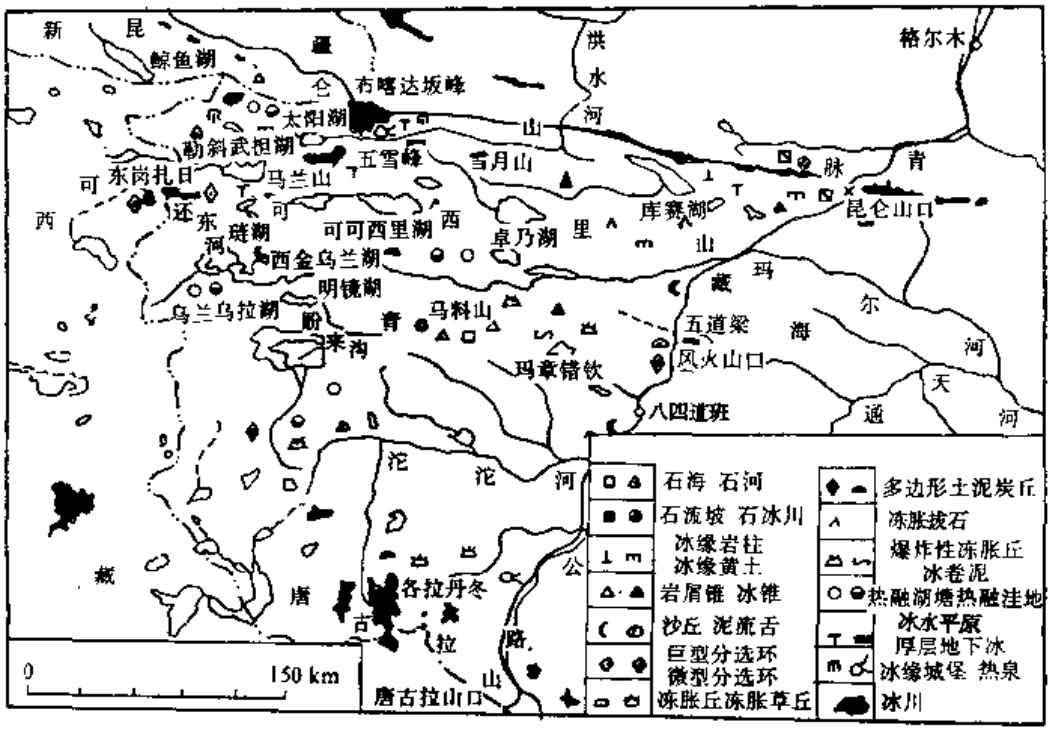


图 5.1 青海可可西里地区冰缘地貌图

Fig.5.1 Map of periglacial landforms in the Hoh Xil region

2. 冰椎

地表水或地下水在多年冻土冻结承压作用下喷出地表冻结形成锥形和丘形冰体，称做冰椎或冰丘。本区冰椎广布于河床谷地、阶地、山间洼地、山前缓坡。冰椎的大小、形态和色泽各有所异，有直径 1—2m，高 1—1.5m 的尖顶形冰椎；有直径 1m 左右，高几十厘米的馒头型冰丘；有直径几十米，椎高仅 1—2m 的覆盖式冰椎(一般称做冰幔)。若按其补给水源的形式，冰椎可分为泉水冰椎、河冰椎、混合型冰椎等。冰椎一般为一年生，冷季形成，暖季消亡，冰椎顶端一般都有十字形裂缝。冰椎消亡使地面形成洼地，如青藏公路 86 道班乌丽山前形成的爆炸性冰椎、岗齐曲北侧山前串珠状的泉冰椎、等马河上游河床中形成的河冰椎和山前缓坡上形成冰幔冰椎却是比较多见的。

3. 冻胀拔石

在本区高山、极高山和高海拔丘陵和冰碛物中均有发育，如本区西部的可可西里湖东岸砂板岩出露的高海拔丘陵顶部，山坡有单体的冻胀拔石和成排分布的冻胀拔石成“石林”，一般高 20—30cm，在长岭见有冻拔高度 1m 的单体拔石。在东岗扎日、巍雪山现代冰川外围冰碛堆积物中发现块石拔起的现象(照片21)。

4. 冻胀草丘

它是冻土沼泽经过频繁的冻融作用形成的小草墩，草丘富有一定的弹性，其上生长西藏蒿草和苔草，草丘全为草根串结、坚固的盘结在泥水中，草丘一般直径 20—40cm，高 10—30cm，草丘之间的间距的大小视草丘发育程度不同而不同。如岗齐曲南侧山间洼地及分水岭上的夷平面都有冻胀草丘发育。沱沱河、楚玛尔河河源冻土沼泽地中有大片的冻胀草丘分布。这是由于多年冻土层的隔水作用，地表水不能下渗而形成，冻胀草丘的分布一般能指示多年冻土存在(照片22)。

5. 石冰川

这是寒冷地区特有的一种冻融地貌，也是多年冻土存在的地表标志，我们一般称做运动的多年冻土体，它是由寒冻风化的岩屑及地下冰共同组成，昆仑山型石冰川为我国特有的类型(崔之久，1982年)。昆仑山型石冰川群居在惊仙谷东西两侧，山体上部堆积了40—50m 以上的冰碛物。在频繁的冻融作用下，松散的堆积物沿一定的坡度向下运动，在坡面洼地中形成石冰川。惊仙谷西侧海拔 4 973m 昆仑山的山北坡发育了 16 条石冰川，石冰川长度多在 150—400m，宽 20—200m 不等。这群石冰川运动的速度并不相同，最快速率为 2—3cm/a，最慢的为 0.2—0.4cm/a。另外在海拔 5 500m 的马料山寒冻风化和雪蚀作用强烈，在山顶发育有雪蚀洼地，在山坡由岩屑、块碎石、地下冰组成了冰缘石舌，其长约 100多米、宽仅 10 多米，发育在该山的西北坡，目睹有两条石冰川(照片23)。

6. 热融洼地、热融湖塘

地表热量平衡被破坏，地下冰融化、地表面沉陷形成的负地形称热融洼地，地下冰融化地表水汇集洼地形成热融湖塘，在本区楚玛尔河、沱沱河河源都有广泛分布，其中楚玛尔河上游泉水形成的冻胀丘融化后形成的热融湖塘，直径超过 50m，湖边有 20—30cm 的纯冰层。豌豆湖附近的星星湖滩上分布着大小不等、深浅不一的洼地，一般不超过 1m 是热融作用的产物。西金乌兰湖西北与永红湖接壤处形成大小不一的热融湖塘，低于原始地表约 5—10m，有的积水成湖塘，有的干涸成洼地(四周坍塌破碎)。

7. 冻融滑塌

冻融滑塌又称融冻滑坡、塑性滑坡、融冻塌方等，是指在多年冻土分布区，在季节融化过程中由于自然或人为因素破坏了山坡完整，使湿润软化的草皮土体以多年冻土或冰面为滑动底面，顺坡层滑动，形成规模不同的舌状、阶梯状、簸箕状和不规则坍塌形态。这为本区高山丘陵地带所特有，活动过程强烈，破坏性极大，由此而引起山坡后退，边坡滑塌寒冻夷平作用活跃。如本区风火山地区，在具有厚层地下冰发育的地段形成，这里的热融滑塌最长可达 100—300m，宽度 100m 左右，有明显的形成区，流通区和堆积区，滑塌体的厚度一般在 1—2m，在滑塌体的形成区有厚层地下冰出露，风火山南坡青藏公路拐弯地段，海拔 4 800m 左右有一大片热融滑塌体。五雪峰北麓厚层地下冰出露处，同样形成壮观的滑塌体。

8. 分选环(又称石环、石玫瑰)、石链和多边形构造

在有细颗粒土(粘土、砂粘土)和块砾石混合堆积的平坦地面，由于地面水分充足，冻融分选作用强烈，致使在冻结过程中水分迁移和块砾石位移，形成中间低下或高起，四周被块、碎石围成圆型、椭圆型或多边型的环状体，称为石环，有的直径达 5—10m 为巨型石环，和有的直径只有几厘米的微型石环。我们这次考察在可可西里山脊平坦处见有大片直径在几厘米到 20cm 的微型石环互相镶嵌在一起组成石玫瑰(照片 24)。在缓坡上见到拉长的石链。在巍雪山现代冰川外围的冰碛物上也发育有直径在50—100cm的石环。崔之久曾在唐古拉山发现直径 150m 的超巨型石环。多边型构造在本区也有分布，它们大多由直径 2—3m 的多边型冻胀裂缝组成，交织成网格状图案，裂缝中有三种物质充填：①细颗粒土；②砂砾石；③杂草丛生形成草环和草多边形，一般分布在有细颗粒土发育的平缓山地上。在风火山地区左冒西孔曲二级阶地有发育。

9. 冰卷泥(冻融褶皱)

在青藏公路沿线有多处分布，其中昆仑山地区和唐古拉山地区的第四纪地层的上部最多。玛章错钦河湖阶地上出露的冻融褶皱是砾石和砂组成。

10. 冰水平原

冰水平原广泛分布在海拔 5 000m左右的平原、宽谷，构成本区特别宽广的冰缘宽谷地貌，如马兰山北坡冰水沉积一直到达太阳湖边。东南坡冰水沉积物延伸到可可西里湖阶地上。昆仑山南坡的冰水沉积地貌可分布在楚玛尔河北岸和青藏公路 66 道班附近。

第六章　植　　被*

植被是自然地理景观最主要的组成部分，是特定自然地理环境中各种生态因素相互作用的结果。青海可可西里地区严酷的生态环境深刻地影响着该区植物区系的组成及其生态适应特点，以及植物群落的组成、结构和植被分布的规律。

第一节　植物区系组成及其生态适应特点

一、植物区系组成

据统计，青海可可西里地区的种子植物有199种，7个亚种，40个变种，分属于30个科的93个属。其中，裸子植物仅1科1属2种，双子叶植物23科74属154种4个亚种31个变种，单子叶植物6科18属43种3个亚种9个变种。菊科所含种类最多，有11属29种2个亚种3个变种。十字花科次之，有13属22种9个变种。其它几个较大的科是禾本科11属21种2个亚种6个变种，豆科3属23种，毛茛科9属17种1个亚种2个变种和莎草科2属18种1个亚种1个变种(见表6.1)。这6个大科所含种类约占本区种子植物种、亚种和变种总数的63.8%，其余的24个科仅占36.2%。也就是说，本区种子植物区系组成主要集中在上述的几个大科。与本区相邻的新疆和西藏相比较，物种主要集中在若干大科的现象在可可西里地区表现的特别突出(见表6.2)。这种现象在某种程度上反映了本区生态环境相对一致的特点，即高寒半干旱到半湿润。而新疆和西藏地域辽阔，生态环境差异性极大，植物区系组成相对丰富，物种集中于某些科的现象相对就不明显。

在植物群落中，优势度最大的植物通常是禾本科、莎草科、豆科、菊科、石竹科和报春花科。本区除了高寒荒漠和河谷灌丛外，几乎所有植被类型的建群种和优势种都是这几个科的植物。十字花科和毛茛科种类虽然较多，但一般是以伴生种出现在植物群落中。

蕨类植物在本区未见分布，也未见到这方面的报道。苔藓植物在本区东南部唐古拉山北坡，特别是洪积扇上的高寒草甸中有少量分布，其它植被类型中则少见。各式各样的地衣则大量出现在多种植被类型中，特别是高山冰缘稀疏植被地段的地表和石头表面常有许多地衣贴附生长。

种子植物的区系地理成分主要有分布于青藏高原或以青藏高原为主要分布区的青藏高原成分(郑度，1985)；分布于青藏高原西北部和中亚内陆干旱地区高山的中亚成分；分布于北温带、北极-高山、旧大陆温带和温带亚洲的北温带成分；分布于青藏高原东部和东亚湿润、半湿润地区的东亚成分和世界广布成分。青藏高原成分(包括青藏高原特有成分)，如紫花针茅(*Stipa purpurea*)、扇穗茅(*Littledalea racemosa*)、高山嵩草(*Kobresia pygmaea*)、青藏苔草(*Carex moorcroftii*)、藏西风毛菊(*Saussurea stoliczkai*)、唐古拉点地梅

---

* 本章执笔人郭柯。

(*Androsace tangkulashanensis*)、藓状雪灵芝(*Arenaria bryophylla*)等，约占种子植物总数的63.0%，这样高的比例是与本区处于青藏高原腹地有关。中亚成分，如矮喜山葶苈(*Draba oreades* var. *commutata*)、伊朗棘豆(*Oxytropis savellenica*)、垫状点地梅(*Androsace tapete*)、异叶青兰(*Dracocephalum heterophyllum*)、鼠曲风毛菊(*Saussurea gnaphalodes*)、中亚早熟禾(*Poa litwinowiana*)、镰叶韭(*Allium carolinianum*)等，约占19.1%，仅次于青藏高原成分，反映了本区高寒半干旱的气候特点和青藏高原与中亚高山在物种分化、形成过程中通过喀喇昆仑山和西昆仑山等山地的植物区系相互迁移与交融。北温带及北极-高山成分，如赖草(*Leymus secalinus*)、穗三毛(*Trisetum spicatum*)、矮生二裂委陵菜(*Potentilla bifurca* var. *humilior*)、四裂红景天(*Rnodiola quadrifida*)、高山唐松草(*Thalitrum alpinum*)等，约占12.6%。东亚成分，如小垂头菊(*Cremanthodium nanum*)、短穗兔耳草(*Lagotis brachystachys*)、云生毛茛(*Ranunculus longicaulis* var. *nephelogenes*)等，约占4.9%。世界广布的成分仅有生长在沼泽草甸的海韭菜(*Triglochin maritimum*)。

表 6.1 青海可可西里地区种子植物区系和生活型组成*

Table 6.1 The seed-plant flora and its lifeform composition in the Hoh Xil region, Qinghai Province

科名	属数	种(亚种，变种)	区系地理成分					生活型				
			青藏高原	中亚	东亚	北温带	世界	矮高位芽植物	地上芽植物	地面芽植物	隐芽植物	一年生植物
麻黄科	1	2(0,0)	1			1			2			
蓼麻科	1	1(0,0)		1						1		
蓼科	2	3(0,2)	2	1		2				5		
藜科	2	3(0,0)	2	1					2	1		
石竹科	5	9(0,5)	12	1	1				12	2		
毛茛科	9	17(1,2)	15	1	2	2				16	4	
罂粟科	3	6(0,2)	7			1				6		2
十字花科	13	22(0,9)	21	8	1	1				28		3
景天科	1	1(0,0)				1			1			
虎耳草科	1	5(0,0)	4		1				1	2	2	
蔷薇科	1	5(0,5)	4	1	3	2		1	1	8		
豆科	3	23(0,0)	13	6		4				20	3	
柽柳科	1	1(0,0)	1						1			
大戟科	1	1(0,0)	1								1	
瑞香科	1	1(0,0)				1					1	
虎颜子科	1	1(0,0)	1						1			
伞形科	3	3(0,0)	3							3		

（续 表）

科 名	属数	种(亚种,变种)	区系地理成分					生活型				
			青藏高原	中亚	东亚	北温带	世界	矮高位芽植物	地上芽植物	地面芽植物	隐芽植物	一年生植物
报春花科	2	8(0,0)	5	2	1				6	2		
龙胆科	3	5(0,2)	4	2		1				7		
紫草科	4	4(0,0)	3	1						4		
唇形科	1	1(0,0)		1						1		
茄 科	1	1(0,0)	1							1		
玄参科	4	4(1,1)	3		1	2				5	1	
菊 科	11	29(2,3)	23	10	1				6	27		1
眼子菜科	1	1(0,0)			1						1	
水麦冬科	1	1(0,0)					1				1	
禾本科	11	21(2,6)	15	5		9				25	4	
莎草科	2	18(1,1)	12	5		3				11	9	
百合科	2	2(0,0)		1		1					2	
芦尾科	1	0(0,2)	2								2	
小 计	93	199(7,40)	155	47	12	31	1	1	33	175	31	6
百分比(%)			63.0	19.1	4.9	12.6	0.4	0.4	13.4	71.1	12.6	2.5

* 植物标本由中国科学院植物研究所分类室同志们鉴定，武素功同志提供部分名录，谨致谢意。

表 6.2 青海可可西里地区及新疆和西藏六个最大科种数目比较

Table 6.2 Comparison of the six biggest families among Hoh Xil region of Qinghai, Xinjiang and Xizang (Tibet)

顺序号	可可西里地区			新疆**			西藏***		
	科 名	种数*	占总数(%)	科 名	种数	占总数(%)	科 名	种数	占总数(%)
1	菊科	34	13.8	菊科	340	14.4	菊科	496	9.4
2	十字花科	31	12.6	禾本科	219	9.2	禾本科	331	6.3
3	禾本科	29	11.8	藜科	175	7.3	豆科	250	4.7
4	豆科	23	9.4	豆科	172	7.2	杜鹃花科	245	4.6
5	毛茛科	20	8.1	十字花科	136	5.7	蔷薇科	242	4.6
6	莎草科	20	8.1	蔷薇科	107	4.5	兰科	192	3.6
总计		157	63.8		1149	48.3		1756	33.2

* 包括种、亚种和变种；

** 资料摘自《新疆植被及其利用》；

*** 资料摘自《西藏植被》。

二、植物的生态适应特点

可可西里地区高原面平均海拔4 600—5 000m，气候严寒、干旱、多风、昼夜温差大、辐射强烈，土壤贫瘠等严酷的生态环境对植物的生存和生长都极为不利，只有能够适应这种恶劣环境的植物才能在此地生存。一般说来，植物对不利生态环境的适应方式主要表现在植物的外部形态(植物生活型)和内部生理生化机制上。如高寒地区地面芽植物比例很高；干旱地区的许多肉质植物具有独特的景天酸代谢途径。生活型组成上，可可西里地区缺失乔木和大灌木，多年生草本植物占绝对优势，其中包括直立型草本植物、垫状草本植物、匍匐型草本植物和莲座草本植物等。根据 Raunkiaer 的生活型分类系统，本区矮高位芽植物仅1种，占0.4%，地上芽植物占13.4%，地面芽植物占71.1%，隐芽植物占12.6%，一年生植物占2.5%。如果将这样的生活型谱与 Raunkiaer 的标准生活型谱比较，并根据他所划分的世界植物气候类型(Kachroo et al., 1977)，可可西里地区可归属于极寒温地区地面芽植物气候。这个结论与本区年平均温度－4—－10℃，年日均温高于0℃的日数约100天的寒冷气候是完全吻合的。地面芽植物不仅依靠其老的叶基和枯枝叶以及地面相对较高的温度条件(图6.1)能较地上芽植物和高位芽植物更好地保护越冬芽过冬，而且可以在暖季到来时，较早于地下芽植物萌动返青。无疑，它更能适应高原气温和土温低、土壤结冻期长，植物生长季短的特殊生态环境。从图6.1中可以看出，一年中无论什么季节地面温度都明显高于大气温度，特别是在生长季节，地面温度平均高出大气温度5℃以上，这对生长在海拔4 600—5 000m，生长季平均气温仅5℃左右的高原植物而言，显然具有极其重要的生态学意义。可可西里地区的植物正是利用了这个地面界面层的有利温度条件，绝大部分双子叶植物都贴地面生长。垫状植物如藓状雪灵芝、唐古拉点地梅、钻叶风毛菊(*Saussurea subulata*)、簇生柔子草(*Thylacospermum caespitosum*)等；莲座植物如马尿泡(*Przewalskia tangutica*)；和匍匐型生长的植物如短穗兔耳草、匍匐水柏枝(*Myricaria prostrata*)等才得以广泛分布。

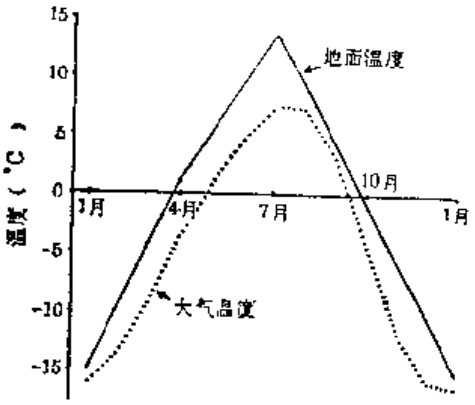


图 6.1 沱沱河气象站的地面温度和气温

(资料引自《青海省农牧业气候资源分析及区划》，1985年9月，青海省气象科学研究所，青海省气象局农牧业气候区划办公室合编)

Fig. 6.1 The temperatures of ground surface and atmosphere at Tuotuohe meteorological station

由于生长期短，很多植物不能正常结实，即便能够结实，其种子的寿命和生活力往往也很有限，加之不利的生态环境影响种子的发芽和幼苗的生长，因而生长在这里的绝大部分植物都依靠营养繁殖来延续种群，特别是禾本科和莎草科植物，大部分都具有根茎，有利于营养繁殖和在低温与温度剧变的高原生态环境中生存。

第二节　主要植被类型

可可西里地区的植被类型主要有高寒草原、高寒草甸和高山冰缘稀疏植被。高寒荒漠仅在局部地区小面积分布。沼泽草甸、高山河谷匍匐灌丛、山地灌丛和垫状植被等类型也都有分布(见青海可可西里地区植被图)。

一、高寒草原

高寒草原是可可西里地区分布面积最大的植被类型，约占该区总面积的48.3%，主要分布在中东部。西北部部分地区的高寒草原因有较多的垫状驼绒藜(*Ceratoides compacta*)而趋向荒漠化草原。高寒草原植物群落的种类组成一般比较简单，结构层次分化不明显，生物生产力较低。根据群落组成和建群种的不同，可可西里地区的高寒草原大致可以划分为以下群系和类型：

1. 紫花针茅草原

紫花针茅草原是青藏高原高寒草原中分布面积最大、最具有代表性的类型，主要分布在羌塘高原的南部和中部地区(中国植被编辑委员会，1980；张经纬等，1988；王金亭等，1982)，在高原的其它地区和周边山地垂直带上也有一定的分布(李世英等，1978)。在青海可可西里地区紫花针茅草原主要分布在东部青藏公路沿线一带，内部腹地分布极为零散。

紫花针茅草原分布地区的生态环境特点是年平均气温－4—－7℃左右，年平均降水量约200—280mm，70%以上的降水集中于仅80—110天的生长期。土壤为高山草原土，土体比较干燥，质地较轻，常含大量小石砾，表层覆砂普遍。

分布于本区东南部沱沱河和青藏公路沿线的紫花针茅草原，群落的种类组成相对比较丰富，主要有青藏苔草、密丛棘豆(*Oxytropis densa*)、镰形棘豆(*Oxytropis falcata*)、密花黄芪(*Astragalus densiflorus*)、丛生黄芪(*Astragalus confertum*)、垫状棱子芹(*Pleurospermum hedinii*)、裂叶独活(*Heracleum millefolium*)、藓状雪灵芝、短穗兔耳草、扇穗茅、矮生二裂委陵菜、唐古拉点地梅、黄白火绒草(*Leontopodium ochroleucum*)、梭罗草(*Roegneria thoroldiana*)、蓝花卷鞘鸢尾(*Iris potaninii*)、粗壮嵩草(*Kobresia robusta*)、镰叶韭、柔软紫菀(*Aster flaccidus*)、大花嵩草(*Kobresia macrantha*)、紫堇(*Coridalis hedinii*)、藏西风毛菊、异叶青兰、矮羊茅(*Festuca coelestis*)、羽柱针茅(*Stipa subsessiflora* var. *basiplumosa*)、细叶亚菊(*Ajania tenuifolium*)、钻叶风毛菊、黑苞风毛菊(*Saussurea humilis*)等。群落总盖度约20%—35%，其中建群种紫花针茅的分盖度一般可达8%—20%左右。群落大致可以划分出禾本科草和镰叶韭等植物的生殖枝层(20—35cm)和营养叶层(0—20cm)。

分布于可可西里地区内部个别谷地、湖盆周围的紫花针茅草原，群落种类组成相对简单，常见的伴生植物有藏西风毛菊、矮火绒草(*Leontopodium nanum*)、冰川棘豆(*Oxytropis glacialis*)、丛生黄芪、青藏苔草、矮生二裂委陵菜、胀果棘豆(*Oxytropis stracheya-*

na)、粗壮嵩草、高原早熟禾(*Poa alpigena*)、长爪黄芪(*Astragalus hendersonii*)、梭罗草、蒿子、异叶青兰、垫状驼绒藜、垫状棱子芹等。群落总盖度一般仅11%—23%，紫花针茅的分盖度约3%—10%。

分布于中部个别山地(一般不超过海拔 5 000m)上的紫花针茅草原，种类组成成分除以上常见的伴生植物外，还常会出现云生毛茛、腺毛异蕊芥(*Dimorphostemon glandulosus*)、单头亚菊(*Ajania scharnhortii*)、美花草(*Callianthemum pimpinelloides*)、弱小火绒草(*Leontopodium pusillum*)等。群落盖度较高，可达55%，其中紫花针茅分盖度约15%—35%。

2. 青藏苔草草原

青藏苔草具匍匐根茎、喜砂耐寒，对水分生态的适应幅度极广，有多种生态型。在青藏高原青藏苔草出现在沼泽草甸、草甸、草原、荒漠草原和荒漠等多种植被类型中(张经纬等，1988)。

以青藏苔草为建群种的草原类型主要分布于青藏高原中北部的砂质地，构成该区域最主要的景观类型，也是青藏高原高寒草原中分布面积仅次于紫花针茅草原的又一重要类型。青海可可西里地区的青藏苔草草原主要分布于沱沱河和祖尔肯乌拉山以北的宽阔湖盆和山前覆砂地。因土壤基质的形成条件、机械组成和化学性质的不同，群落的结构、种类组成和生物量都有较大的差别。

在风成地貌堆积沙地上，砂层深厚、松散，水分条件较好。因为不断发生风积或风蚀，一般的草原植物难以生长，而具根茎、耐砂埋的青藏苔草则生长良好。此种土壤基质上形成的草原群落往往为青藏苔草单优势种类型，群落的种类组成简单，通常仅3—5种植物。伴生植物较常见的有长爪黄芪、密花黄芪、藏西风毛菊以及粗壮嵩草、梭罗草等几种。群落层次分化不明显，总盖度约18%—25%。青藏苔草的分盖度常达10%—25%，甚至有时形成单一种的纯种群群落类型。

在砂层深厚，颗粒稍细，固结程度较好，风蚀弱的沙地上，群落的种类组成较上述类型丰富。常见伴生植物除上述以外，还有紫花针茅、中亚早熟禾、曲枝早熟禾(*Poa pagophila*)、羽柱针茅、丛生黄芪、冰川棘豆、钻叶风毛菊和矮生二裂委陵菜等。群落总盖度较上述类型稍高，一般约20%—30%，在部分地段有的甚至可达40%以上。青藏苔草的分盖度约8%—25%，通常为总盖度的一半左右。这种类型往往有一个或几个优势种存在。

在砾质沙地，或半风化砂岩上覆盖薄层砂砾的地方，青藏苔草草原的种类组成更为复杂，常见的伴生植物达20多种，除了上述两个类型中经常出现的植物外，还有胀果棘豆、少花棘豆(*Oxytropis pauciflora*)、密丛棘豆、扇穗茅、藓状雪灵芝、异叶青兰、紫堇、柔软紫菀、镰叶韭、短穗兔耳草、穗三毛、垫状棱子芹、矮羊茅等。群落盖度一般约11%—26%，青藏苔草虽为建群种，但其分盖度一般不到总盖度的三分之一，豆科植物在群落中的盖度则比较大，甚至超过群落总盖度的一半以上。这种类型也往往是共优势种群落。

3. 扇穗茅草原

扇穗茅草原是作者在这次考察中发现，并首次报道的一个高寒草原群系。扇穗茅是青藏高原特有的根茎禾草，耐寒旱、耐贫瘠，主要分布于藏东和青南高原(吴征镒主编，

1987)，东昆仑山高山带也有分布。在可可西里东北部，即乌兰乌拉山以北、昆仑山以南、可可西里山以东的外流区及其间湖盆地区，扇穗茅广泛分布，特别是在气候较干燥的宽阔谷地和湖盆周围多泥灰岩砾块的砂砾质地上，往往分布着扇穗茅为建群种的稀疏群落。

扇穗茅单优势种草原常占据可可西里东北部开阔谷地、湖盆周围的含大量泥灰岩碎块的砂砾地、剥蚀残丘顶部和砂砾质冲积扇。常见的伴生植物有青藏苔草、唐古拉点地梅、垫状点地梅、短穗兔耳草、钻叶风毛菊、镰叶韭、单花翠雀花(*Delphinium candelabrum* var. *monanthum*)、藓状雪灵芝、长爪黄芪、冰川棘豆、胀果棘豆、密丛棘豆和藏西风毛菊等。群落总盖度一般10%左右，最低不足5%，最高可达18%，明显形成两层，即扇穗茅和镰叶韭等形成第一层(约25—35cm)，其余植物形成第二层(10cm以下)。

扇穗茅和青藏苔草为共优势种的高寒草原主要分布在谷地有较厚积砂的地方，且表土含较多的石砾或泥灰岩碎块。伴生植物有点地梅、钻叶风毛菊、藏西风毛菊、丛生黄芪、梭罗草、短穗兔耳草、早熟禾、藓状雪灵芝、密丛棘豆、垫状棱子芹等。群落总盖度约22%—24%，同样有明显的两层分化。

扇穗茅和丛生黄芪等豆科植物形成的草原在楚玛尔河北部老第三系砂岩风化形成的砂砾地上有分布，该处表层为数厘米厚的黄色疏松干燥砂层，其下是胶结十分紧实的深红色碱化层。植物根系难以穿透此层，多集中在表层10cm以上。这种群落的伴生植物有紫花针茅，青藏苔草、梭罗草、镰形棘豆、密丛棘豆、胀果棘豆、密花黄芪、长爪黄芪、镰叶韭、点地梅、垫状棱子芹、裂叶独活、藏西风毛菊、矮火绒草、美花草、钻叶风毛菊和藓状雪灵芝等。群落总盖度约21%，其中豆科杂类草一般约11%，扇穗茅约7%。

4. 早熟禾草原

青海可可西里地区以建群种出现的早熟禾有两种，即曲枝早熟禾和中亚早熟禾。曲枝早熟禾草原分布于可可西里地区北部昆仑山南坡的山谷，多占据海拔4 800—4 900m平坦的河岸砾质阶地和五雪峰北坡的冰碛台地。土壤常含大量的石块。常见的伴生植物是密丛棘豆，丛生黄芪、短茎黄芪(*Astragalus malcolmii*)、点地梅、青藏苔草、帕米尔委陵菜(*Potentilla pamiroalaica*)、藏西风毛菊、异叶青兰和藓状雪灵芝、火绒草、钻叶风毛菊、垂穗披碱草(*Elymus nutans*)、梭罗草、无味苔草和阿尔泰葶苈(*Draba altaica* var. *altaica*)等。群落的盖度较大，约37%。在昆仑南坡洪冲积扇被切割后的冰水谷地阶地上，部分地段的曲枝早熟禾草原群落盖度甚至高达68%。群落大致可分出两层，曲枝早熟禾等禾草为第一层(约12—18cm)，其它杂类草为第二层(10cm以下)。

中亚早熟禾草原见于乌兰乌拉湖湖岸的局部砂土地区，分布面积较小，且与青藏苔草草原在一起复合分布。其种类组成极为贫乏，记录到的有青藏苔草、垫形蒿、紫花糖芥(*Erysimum chamaephyton*)等。群落总盖度约19%，其中中亚早熟禾一般在15%以上，青藏苔草一般为1%—5%。

5. 镰叶韭草原

镰叶韭分布于我国青藏高原北部和青海、甘肃、新疆及克什米尔、帕米尔等中亚高山(吴征镒主编，1987)，是一种高度耐旱耐寒的植物。其肉质的鳞茎和叶片使之能适应较长时间的极度干旱和寒冷条件，甚至生长在长时间无水分补给的山地阳坡干燥的剥蚀基岩

岩隙。压制的镰叶韭标本采集后两个多月不仅未干，而且发现仍在生长。镰叶韭几乎存在于可可西里地区海拔 5 000m 以下的各类草原中。在海拔 4 900m 的西金乌兰湖西北、还东河河岸砂砾阶地等几处，镰叶韭成为群落的建群种而形成杂类草草原群落。在楚玛尔河上游的扇穗茅草原和库赛湖西部的部分青藏苔草草原中，镰叶韭常以次优势种存在。镰叶韭草原的伴生植物有密丛棘豆、宽苞棘豆(*Oxytropis latibracteata*)、紫花针茅、青藏苔草、粗壮嵩草、梭罗草、冰川棘豆、长爪黄芪、藏西风毛菊、雪灵芝、蓝花卷鞘鸢尾等。群落总盖度一般 18%—23%，但在干燥的缓坡，经常见到盖度不足 3%的类型。群落可划分出三层，第一层 20—35cm，主要有镰叶韭、紫花针茅、梭罗草等；第二层 8—20cm，由青藏苔草、粗壮嵩草、冰川棘豆等组成；第三层一般在 5cm 以下，由藏西风毛菊、雪灵芝、长爪黄芪等组成。

6. 豆科杂类草草原

在可可西里地区，豆科棘豆属和黄芪属植物在草原群落中占有重要的地位。密花黄芪、丛生黄芪、长爪黄芪、短茎黄芪、团垫黄芪(*Astragalus arnoldii*)、小垫黄芪(*Astragalus pulvinatus*)、冰川棘豆、镰形棘豆、密丛棘豆、宽苞棘豆、伊朗棘豆、拉伯兰棘豆(*Oxytropis lapponica*)、少花棘豆等有时以单优势种出现，更多的则是彼此结合在一起形成多优势种群落。豆科杂类草草原广泛分布在各类湖岸、阶地、山坡、冰碛、玄武岩台地和冰水阶地上。

团垫黄芪、小垫黄芪和密丛棘豆等几种垫状豆科植物为优势种的草原群落常分布于海拔 5 000m 左右流河两侧宽阔平坦的石砾阶地上、昆仑山南坡老冲积扇上部等特殊地形部位。土壤水分条件较好，表层寒冻作用明显，发育石环等冰缘微地貌形态。植物群落常见的伴生植物多是高山适冰雪植物，如鼠曲风毛菊、羌塘雪兔子(*Savssurea wellbyi*)、黑毛雪兔子(*Saussurea hypsipeta*)、昆仑雪兔子(*Saussurea depsangensis*)、无苞双脊荠(*Dilophia ebracteata*)、无味苔草(*Carexpseudofoetida*)、雪灵芝、异叶青兰、葶苈等等。群落的总盖度一般不超过 20%，有时仅 7%。

密花黄芪和丛生黄芪为优势种的草原群落常分布于玄武岩台地和砂质地，并且常与紫花针茅和青藏苔草等组成共建种群落。这类草原常见的伴生植物有长爪黄芪、冰川棘豆、密丛棘豆、宽苞棘豆、梭罗草、藏西风毛菊、粗壮嵩草、雪灵芝、镰叶韭、矮生二裂委陵菜、多头委陵菜(*Potentilla multiceps*)等。群落总盖度一般可达35%左右，其中豆科植物的盖度往往可占到总盖度的80%。

镰形棘豆为优势种的群落片段一般分布在山坡有基岩露头的部位和山脊剥蚀垄地上，在较新形成的石砾阶地上也常出现。这些部位一般土层较薄，且夹杂着大量的石块。群落常见伴生植物是藏西风毛菊、丛生黄芪、密花黄芪、冰川棘豆、密丛棘豆、粗壮嵩草、青藏苔草、梭罗草、雪灵芝等。群落总盖度因环境条件的差异而变化较大，低的不足10%，高的可达 47%，一般约 20%。在总盖度较低的地方，镰形棘豆的相对盖度往往较大，其它伴生植物不仅种类少，而且个体数量也少。在总盖度较高时，镰形棘豆的相对盖度则较低，这时群落种类组成较丰富，且常有一个或几个次优势种存在。

可可西里地区以豆科植物为建群种的草原群落一般具有先锋性，其土壤形成历史较短，养分贫乏，特别是氮素的不足使其它禾本科、莎草科、菊科和十字花科等非固氮植物的

定居和繁衍受到限制，而具固氮作用的豆科植物则处于相对优越的地位，往往捷足先登，进而在长期的生长过程中改善土壤养分状况，为其它非固氮植物的侵入创造较适宜的条件。类似的现象在青藏高原的北部也普遍存在。例如，与可可西里地区紧邻的昆仑山内部阿尔金山自然保护区的鸭子泉谷地，曾记录到不同时期的三个阶地上存在着如下的演替关系：粗砂河漫滩，无任何植物生长；高出河滩沙地仅 20—30cm 的第一级阶地，生长镰形棘豆；高出第一级阶地约 1m 的第二级阶地，生长有镰形棘豆、香叶蒿(*Artemisia rutifolia*)、紫花针茅、黄芪、藏西风毛菊和异叶青兰；最后第三阶级地，生长有紫花针茅、香叶蒿、黄芪、赖草、垫状驼绒藜。植物种的覆盖度和群落的总盖度如下表：

表 6.3 鸭子泉谷地植物群落在三级阶地上的演替

Table 6.3 The succession of plant communities on the three terraces in Yaziquan

物种	覆盖度(%)			
	河漫滩	第一级	第二级	第三级
镰形棘豆 *Oxytropis falcata*		4	8	—
香叶蒿 *Artemisia rutifolia*			10	10
紫花针茅 *Stipa purpurea*			1	18
黄芪 *Astragalus* sp.			1	8
藏西风毛菊 *Saussurea stoliczkai*			0.2	—
异叶青兰 *Dracocephalum heterophyllum*			0.1	—
赖草 *Leymus secalinus*				3
垫状驼绒藜 *Ceratoides compacta*				1
群落总覆盖度	0	4	20.3	40

7. 青藏苔草-垫状驼绒藜荒漠草原

青藏苔草或紫花针茅为建群种，垫状驼绒藜为伴生种的草原在青藏高原分布面积很大(照片25)，在可可西里地区分布也较广，但垫状驼绒藜在群落中构成次要层片的荒漠草原在可可西里地区分布却很少，仅见于个别盐湖周围土壤含盐分较高的地方，其分布面积不足总面积的 2 %。群落常见的伴生植物有羽柱针茅、钻叶风毛菊、藏西风毛菊、镰叶韭、柔软紫菀、二裂委陵菜、帕米尔碱茅等。总盖度一般不足 20%，有时仅 3%左右。

二、高寒草甸

高寒草甸在可可西里地区主要分布于东南部的唐古拉山北坡、长江源一带、中东部山地垂直带以及有利于积雪和水分汇聚的坡麓和凹地，分布面积不足全区总面积的15%。主要有以下类型。

1. 高山嵩草草甸

高山嵩草高寒草甸是青藏高原高寒草甸中分布面积最大的一个草甸群系，广泛发育

在藏北高原东部以及唐古拉山脉、念青唐古拉山脉、冈底斯山脉、横断山脉、喜马拉雅山脉和昆仑山脉东部等高大山脉的高山带(张经纬等，1980)。在可可西里地区主要分布在东南部海拔5 200米以下的山坡、冰碛台地和谷地，在各拉丹冬峰东北坡甚至分布到5 400m以上。祖尔肯乌拉山、日阿尺山、五道梁西部的贡冒日玛山和风火山口等山地垂直带上也有分布。

高山嵩草草甸分布的环境特点是气候寒冷、较湿润、年降水量一般不小于300mm，冬季常有雪被覆盖，土壤为高山草甸土，表层有10—15cm厚的草皮层，植物根系主要集中在表层15cm。草皮层以下植物根系稀少，土壤常含大量砾块，永冻层出现部位较高。暖季到来时土壤开始由上至下逐渐解冻消融，这时土壤水分饱和且不易下渗，有利于植物生长。由于草皮层与下垫土壤间的结持密切程度差，加上频繁的冻融交替，坡面上的草皮层常会发生错动下滑现象，从而形成鱼鳞状的斑块结构草甸景观。在坡度较大，土壤粗骨性强或为砂壤土的地方，这一现象尤为突出。在平坦的丘顶，常因积水昼融夜冻和雪蚀、淹埋等原因，高山嵩草草甸也会出现数厘米到数十厘米深，直径20—60cm左右的不规则小坑。在缓坡上则形成水平方向的条形槽沟。

高山嵩草草甸是青藏高原高寒草甸中较能适应寒冷干旱(包括生理性干旱)环境的草甸类型。群落种类组成也较贫乏，并常含有一些草原成分而趋草原化。有人甚至根据高山嵩草的形态解剖学特点和其生态环境，认定以高山嵩草为优势种的植物群落应归属于草原化草甸(周兴民等，1987)。

可可西里地区的高山嵩草草甸主要有高山嵩草单优势种群落和高山嵩草与点地梅、无味苔草等组成共优势种群落两大类。

分布于唐古拉山北坡的高山嵩草草甸绝大部分为单优势种类型，土壤水分条件好，群落覆盖度较高，约80%—95%。群落水平结构比较均匀，垂直结构无明显层次分化，一般仅一层，高约3cm。通常高山嵩草的相对盖度在90%以上，伴生植物的盖度较低。群落主要伴生成分有：唐古拉点地梅、四裂红景天、葶苈、鸭趾花(*Oxygraphis glacialis*)、矮羊茅、藏三毛(*Trisetum tibeticum*)、珠芽蓼(*Polygonum viviparum*)、火绒草、委陵菜等植物。在有些潮湿的地段还常有苔藓植物出现，但其盖度很低。在海拔4 800米以上的平缓剥蚀残丘顶部，因土层不断遭受剥蚀而缺乏厚实的草皮层，草甸群落常表现出退化的迹象，一种矮小的金露梅常在群落中形成次优势种，群落的盖度一般仅40%—60%左右。

分布于中东部山地上的高山嵩草草甸，大部分是与唐古拉点地梅和无味苔草组成共建种的群落，结构也有较大的差异，总盖度一般约55%—85%，水平结构常呈斑块状。群落的种类组成中有很多草原成分，如扇穗茅、寡穗茅(*Littledalea przewalskii*)、二裂委陵菜、绢毛委陵菜(*Potentilla sericea*)、黄芪、棘豆等。一些分布于冰缘的适冰雪植物也大量出现，如黑毛雪兔子、藏虎耳草(*Saxifraga tibetica*)、鼠曲风毛菊、多刺绿绒蒿(*Meconopsis horridula*)、矮喜山葶苈等，具有明显的过渡性。

2. 无味苔草-唐古拉点地梅草甸

无味苔草-唐古拉点地梅草甸见于本区中北部地区，在祖尔肯乌拉山、乌兰乌拉山、可可西里山以及五雪峰等山地阴坡、坡麓、马鞍形山地的鞍部、冰碛台地和冰冻洼地等局部特殊环境中分布。土壤表层缺乏一般草甸常见的草皮层，地表常有白色盐霜。石环等冻

融地貌比较发育。与高山嵩草草甸分布的环境相比较，气候更加干旱寒冷，土壤石质化更强。与帕米尔东部高山及亚高山带广泛分布的无味苔草草甸很相似(Станюкович,К. В., 1949)。群落结构比较简单，层次分化不甚明显，除了禾本科草、马先蒿等几种植物生长稍高外，其余大部分植物均贴地面生长。水平结构受土壤质地和冻融作用影响而呈斑块状分布。群落盖度一般40%左右，甚至更低，其中垫状植物比例常较高。伴生植物主要是矮羊茅、碎米蕨叶马先蒿(*Pedicularis cheilanthifolia*)、阿尔泰葶苈、藓状雪灵芝、高原委陵菜等和大量高寒草原与高山冰缘成分，如曲枝早熟禾、扇穗茅、寡穗茅、镰形棘豆、密花黄芪、二裂委陵菜、火绒草、簇生柔子草、藏虎耳草、鼠曲风毛菊、钻叶风毛菊、光缘虎耳草(*Saxifraga nanella*)、紫花糖芥等。显然，这种草甸类型具有较强的草原性质(大量草原成分存在，其相对盖度较高，土壤缺乏一般草甸常有的致密草皮层)和高山冰缘植被的性质(存在大量高山冰缘的适冰雪植物，土壤表面冰缘冻融微地貌形态特征明显，如石环等普遍存在)。事实上，这种类型正是分布在草原地带的局部，特别是草原植被随海拔上升而向高山冰缘植被过渡的高度带上。

3. 垂穗披碱草草甸

小唐古拉山海拔 4 950—5 200 米的山谷侧坡常分布着以低矮密丛团垫状的垂穗披碱草为建群种的先锋性高寒草甸。其气候条件与高山嵩草草甸分布地区相类似，但地形和土壤的区别较大。垂穗披碱草草甸多分布在坡度较大的坡地，土壤粗骨性强，砂砾含量高，常缺失草皮层和明显的有机质层，冻融作用明显，特别是暖季到来时土壤从上到下逐渐解冻融化，冻层之上土层水分饱和后，在重力的作用下易沿坡面(实际上是未融化冻土层面)下移，造成表土层经常处于更新复幼状态，致使其上生长的植物群落保持在以垂穗披碱草为优势种的群落演替先锋阶段。群落中常见的伴生植物有早熟禾、矮羊茅、藏三毛草、黄芪、棘豆、紫堇、红紫桂竹香(*Cheiranthus roseus*)、葶苈、二裂委陵菜、委陵菜、短穗兔耳草、火绒草、密丛棘豆、紫花针茅等。群落总盖度在12%—40%之间。

4. 藏北嵩草草甸

以藏北嵩草 (*Kobresia littledalei*)为优势种的群落有发育在积水谷地和排水不良洼地的高寒沼泽草甸和发育在坡麓山裙部水分条件较好，但无积水的高寒草甸两类。两者均属于因地形影响土壤水分的再分配和下部冻土隔水层的共同作用而产生的隐域性植被类型。前者主要见于东南部，后者则分布范围较广。

高寒沼泽草甸常有终年积水或较长时间的季节性积水，地表形态特异，形成20—60cm深的积水坑和 30—50cm 高的塔头草墩。通常积水坑大小随所处海拔高度、地形部位、积水时间和水分多少等因素不同而异，坑内一般不再生长高等植物。群落的盖度因积水坑的大小和多少而变化，除积水坑外，盖度常接近 100%，其中建群种藏北嵩草的分盖度可达90%—99%。伴生植物有柔小粉报春(*Primula pumilio*)、高山唐松草、鸭趾花、委陵菜等。

分布在山裙部、鞍部和坡麓的藏北嵩草草甸多少也表现出塔头形式，但低凹处并不见积水，土壤有干湿期交替，表层 15cm 左右质地较细，有机质含量较高，15cm以下往往多为灰色的冲、堆积砂砾。其水分的补给除大气降水外，主要是通过表层下的砂砾层由高处渗

移而来，地表径流不明显。群落总盖度约 80%—95%，其中建群种分盖度约 50%—90%，无味苔草约占 5%—40%。伴生植物常见的还有蓝白龙胆(*Gentiana leucomelaena*)、点地梅、镰萼喉毛花(*Comastoma falcatum*)、钻叶风毛菊、早熟禾、四裂红景天、矮毛茛(*Ranunculus pseudopygmaeus*)、柔小粉报春等。这种高寒草甸是可可西里地区生物生产力最高的类型。

5. 碱茅、赖草盐化草甸

可可西里地区的盐化草甸多局限于盐湖退缩后的湖底和湖滨地带，分布面积很小，主要有两种类型。以克什米尔碱茅(*Puccinellia kashmiriana*)为建群种的群落类型分布在湖水退缩后的平坦湖盆底部(如察日错)，土壤表面具大量小砾块，呈现灰黑到棕灰色的结皮，结皮之下的土壤在冻胀作用下形成均匀的鱼鳞状(粒状)结构。克什米尔碱茅因为密丛生生长，以营养繁殖为主，生长高度仅数厘米，所以形成低矮密实的草丛，一般丛幅直径达 15—20cm，在未抽穗前高度仅 5cm 左右。群落总盖度一般约 10%，生长旺季也不超过 20%。种类组成简单，常为单种植物，偶见伴生植物有钻叶风毛菊和点地梅等几种。以赖草为建群种的群落类型，见于东北部个别盐湖周围的水道附近，特别是地势相对较低的古湖水排水道(如库赛湖东端)，土壤质地较轻，地下水位较高，甚至可能存在地下径流。群落总盖度变化较大，一般25%左右。种类组成较复杂，大多是周围草原群落中的常见植物，如扇穗茅、青藏苔草、紫花针茅和垫状驼绒藜。

三、高寒荒漠

垫状驼绒藜是青藏高原特有的超寒旱生、耐盐碱的半匍匐型小半灌木。以它为建群种的高寒荒漠主要分布在高原西北部湖水退缩或干涸的湖盆基部和冲积扇下部。青海可可西里地区西金乌兰湖、可可西里湖等盐湖的东部狭长湖岸带和库赛湖北部的博恰雷克塔格山山前丘陵坡地下部有垫状驼绒藜高寒荒漠分布。

可可西里地区每年有 8 个月时间盛行干寒的西风，随风吹起的盐沫和细粒在湖的东边狭长湖岸带堆积较多，加上本区降水少，不足以淋溶和冲刷掉这些盐分，以致湖东岸的砂砾质轻壤土盐分含量较高，地表具有 0.4cm 厚左右的干结皮，常见有白色盐霜，尤以垫状驼绒藜植丛基部更为明显。室内分析结果表明，土壤 pH 值超过 9.4，碱化度在 40%以上，已达到碱土标准[1]。生长在这种基质上的垫状驼绒藜荒漠，因受周围植被的渗透影响物种较丰富。群落的总盖度约 22%，其中垫状驼绒藜约占 2/3，其余种类仅占约1/3或更少，分布较多的有帕米尔碱茅(*Puccinellia pamirica*)约 2%、丛生黄芪约 2%、鼠曲风毛菊 1%、藏西风毛菊 1%、垫状棱子芹 1%。常见的植物还有密丛棘豆、藏荠(*Hedinia tibetica*)、钻叶风毛菊等。

库赛湖北部山前丘陵下部海拔 4 720m 左右的粗砂细砾基质上分布着稀疏的长爪黄芪和弯茎还羊参(*Crepis flexuosa*)，盖度不足 2%，甚至低于 1%。海拔 4 800m 左右的砂壤质土上分布着垫状驼绒藜荒漠。海拔 4 870m 以上的冰碛丘和山坡上分布着鼠曲风毛

1) 土壤分析结果由顾国安先生提供。

菊冰缘稀疏植被。这片高寒荒漠与其所处的典型高寒草原地带和周围的高寒草原极不协调，显然与其土壤相对较高的盐分有关。群落种类组成和结构极为简单，植物生长极稀疏。该类型中记录到的植物仅有4种。群落总盖度约4%，其中垫状驼绒藜约2%—4%，鼠曲风毛菊约1%—2%，长爪黄芪和垫状棱子芹两种植物还不足0.1%，仅有个别植株零星出现。

四、灌　　丛

可可西里地区分布的灌丛主要是砾质河滩及湖泊周围砂砾地上的匍匐水柏枝（*Myricaria prostrata*）群落。除此之外小片分布的有长江源头山地洪积扇砾质冲沟和低洼地上的西藏沙棘（*Hippophae thibetana*）群落和察日错西北砂岩岩壁上的金露梅群落。

匍匐水柏枝耐寒喜温，能忍耐轻度的盐渍化土壤环境，地上部分枝多，匍匐生长，平展于砂砾质地表，常形成直径数十厘米到100多厘米的斑块，地下根系粗壮深长。分布在地表全为石砾上的匍匐水柏枝群落常为单种群群落，这是因为草本植物根系短浅，不易在此扎根生长，而匍匐水柏枝根系可以穿过石砾间隙吸收石砾层下部和砾块间的水分和养分。这种类型群落盖度一般在15%以下。分布在湖滨湿地和湖滨砂砾质宽阔冲积地，特别是乌兰乌拉湖、西金乌兰湖、可可西里湖、太阳湖等湖盆周围的匍匐水柏枝灌丛，群落中往往以点地梅为次优势种。伴生植物有藓状雪灵芝、中亚早熟禾、钻叶风毛菊、青藏苔草等。群落的盖度一般可达15%—20%，其中匍匐水柏枝占一半左右。

五、高山垫状植被

可可西里地区的垫状植物，即座垫植物（李渤生等，1985，1987）主要有唐古拉点地梅、垫状点地梅（*Androsace tapete*）、簇生柔子草、藓状雪灵芝、改则雪灵芝（*Arenaria gerzeensis*）、钻叶风毛菊等。这些植物广泛存在于本区的各种植被类型中，并在群落中出现的频率很高，盖度较大，在群落组成中的作用也比较显著。然而，它们往往是以伴生植物或次要优势植物存在于植物群落之中。垫状植被是由具有垫状形态的植物为建群种而组成的群落（张经纬等，1988）。可可西里地区的垫状植物以建群种出现在群落中而组成垫状植被的主要类型，除了草原性质的团垫黄芪和小垫黄芪群落外，还有：

1. 簇生柔子草垫状植物群落

簇生柔子草是分布在青藏高原和亚洲中部高山的垫状植物，在可可西里地区见于多种植被类型，但成为群落的建群种却仅见于西北部地区五雪峰西部，海拔5 000m左右的宽阔冰碛坳地。这里气候寒冷干燥，谷地开阔平坦，两侧冰碛丘浑圆，寒冻作用强烈，地表多边形发育，覆少量小砾。土层深厚，表层土壤粉砂质，上部有1—2cm厚的孔状结皮层，其下为鱼鳞状结构的深厚土层，层次分化不明显，唯上部的颗粒较细，且比较圆滑，愈往下则颗粒愈大，表面粗糙度亦增加，土壤湿度也更大，甚至可在深80cm左右析出水分。无疑这与周围地区地表和地下径流在谷地汇聚，以及永冻层出现部位高有关。经1990年8月7日采土测定，其解冻层深度仅84cm。簇生柔子草垫状植物群落的种类组成和结构

简单，群落盖度约5%—12%，其中簇生柔子草一般不超过10%。伴生植物有鼠曲风毛菊、阿尔泰葶苈、雪灵芝、紫花糖芥和早熟禾等。

2. 点地梅垫状植物群落

可可西里地区以建群种出现的点地梅主要有唐古拉点地梅和垫状点地梅，前者分布于东南部较多，后者在西北部分布普遍。点地梅垫状植物群落一般分布在湖盆边缘和平缓坡地轻度盐渍化的地方，其环境往往较干燥。点地梅一般总是与其它植物组成共优势种群落，这些植物有无味苔草、俯匍水柏枝和豆科杂类草，群落往往也是斑块状。因它所处地段环境各异，故群落的盖度变化也很大，约14%—43%，其中点地梅的分盖度为5%—38%。群落常见伴生植物有无味苔草、钻叶风毛菊、曲枝早熟禾、青藏苔草、马先蒿、四裂红景天、镰形棘豆、鼠曲风毛菊、葶苈、羌塘雪兔子、密丛棘豆、雪灵芝、多刺绿绒蒿、短穗兔耳草、密花棘豆和弱小火绒草等。

六、高山稀疏植被

"高山冰缘植被是高山无植被地段与连续植物被覆地段之间过渡地带的一种特殊植被类型"(李渤生等，1981)。由于其群落中植物个体密度很低，盖度很小而又被称为高山冰缘稀疏植被。可可西里地区这种类型分布广泛，特别是在西北部的内流区，由于气候干燥，雪线较高(约5 500m)，而高原面平均海拔高度又在4 900m左右，达到(甚至超过)了这里连续植物被覆的上限，绝大部分地面处在连续植物被覆与雪线之间的高山冰缘植被分布范围，所以，冰缘稀疏植被成了这里最主要的景观类型，无论山坡、冰碛、山脊和台地，还是山麓及山前冲积扇，甚至谷地底部，都能见到。

高山冰缘植被的组成和结构常因其所处生态环境的不同而存在着极大的差别。在可可西里地区东南部，海拔5 200(5 400)m以上，高寒草甸直接过渡到倒石堆上的高山冰缘稀疏植被。这样的冰缘植被由个别适冰雪高等植物，如四裂红景天、虎耳草、垂头菊等的零星株丛和大量贴伏在石头表面的地衣组成，高等植物的盖度往往不足1%。在西北部地区平缓的山坡、坡麓冲积扇和谷地，土壤的机械组成含有较多的粉砂和细砂，除了个别地段特殊地形(如山麓)和土壤(如沙地)因素导致分布着高寒草甸和草原外，绝大部分地区分布着鼠曲风毛菊、雪灵芝、密丛棘豆、团垫黄芪、密花黄芪、多种葶苈、异叶青兰、无味苔草、矮羊茅、虎耳草、多裂委陵菜和青藏苔草、点地梅等植物组成的高山稀疏植被。盖度往往不足5%，但在个别地段(如在马兰山南坡冲积扇上)可达26%。在坡度较大的山坡、倒石堆和剥蚀山脊，生长着高原芥(*Christolea himalayensis*)、小垂头菊、团花绢毛菊(*Soroseris glomerata*)、昆仑雪兔子、垫状繁缕(*Stellaria decumbens* var. *pulvinata*)、多刺绿绒蒿、西藏扁芒菊(*Waldheimia glabra*)、虎耳草、黑毛雪兔子、毛萼单花荠(*Pegaeophyton scapiflorum* var. *pilosicalyx*)等植物的零星株丛。总盖度不足1%。各色各样的地衣常大量出现在冰缘植被的基质表面。

除了上述的冰缘稀疏植被外，可可西里西北部地区平坦的湖滩和冰水河滩，在土壤质地较细、地下水位较高，甚至有间歇性淹没的地段，往往分布着卵果大黄占优势的稀疏

植被。伴生植物有无苞双脊荠、肉叶雪兔子和曲枝早熟禾等。总盖度因环境差异而变化，一般在2%—10%之间。

第三节　植被分布的规律

植被是各种生态因素相互作用的结果，气候和土壤条件又是最主要的生态因子。青海可可西里地区独特的地理位置、地势结构和与此相对应的气候条件，特别是水热复合因素，决定了本区植被分布的总体格局。与地形的影响相联系的土壤水分再分配、土壤的机械组成和土壤的化学性质(特别是盐碱化程度)等则与各种植被类型在中小尺度上的分布存在着密切的联系。植被的垂直分布也因高原面平均海拔高达4 600—5 000m，山地相对高度较低而比较简单。

可可西里地区位于青藏高原腹地，昆仑山和唐古拉山之间，区内西北部分布着与昆仑山主脊平行延伸的可可西里山，中西部分布着祖尔肯乌拉山和乌兰乌拉山，中东部还有相对较低的五道梁梁地和日阿尺山。地势西高东低，高原面由东部的海拔4 600m渐渐向西北上升到5 000m左右。与此地理位置和地势结构相对应，气候寒冷、多大风是这个地区的最主要特点。如东部海拔4 612m的五道梁，年平均气温仅-5.6℃，最热月7月均温5.3℃，最冷月1月均温-16.9℃，年平均日均温≥0℃的日数还不足110天，牧草生长季节还不到90天[1]、与之相比较，本区绝大部分地区的海拔高度更高，气候也就更加寒冷。根据温度在高原上随海拔高度和纬度的变化规律推测，海拔5 000m左右的西北部地区，年平均气温约-8℃，最热月均温不到3℃。由于远离海洋，又有层层大山阻截，湿润的海洋性气团往往难以到达本区。通过雅鲁藏布江谷地(杨逸畴等，1987)和横断山区怒江、澜沧江和金沙江等谷地润泽高原东南部的高原夏季季风(徐淑英、高由禧，1962)，虽然有时也影响到本区的降水，但却已是强弩之末，而且其影响的程度在本区东南部远强于西北部，相应本区降水量也呈现由东南向西北逐渐减少的趋势。如东部的沱沱河站年平均降水量为282.6mm，到五道梁减少到262.2mm，至西北部年降水量估计不足200mm。也就是说，可可西里地区水热复合因素的分布规律是由东南的相对温湿向西北逐渐变干寒。与此生态环境(气候)相对应，本区由东南向西北分布着高寒草甸、高寒草原、高寒荒漠草原和大面积的高山冰缘稀疏植被。应当指出的是本区西北部地区广泛分布的高山冰缘稀疏植被与区域整体隆升的高度密切相关，是草原植被地带中因海拔高度和气温、降水的差异而产生的垂直带上的类型。分布在部分谷地和湖泊周围的草原才真正具有高原水平地带指示意义。事实上，这种高山冰缘稀疏植被在青藏高原的北部、帕米尔高原(Станюкович, 1949)和中亚干旱地区的高山植被垂直带谱中普遍存在，所不同的是在可可西里地区西北部它不仅出现在山坡，而且展布到海拔5 000m(甚至下降到4 700m)的高原面，使人容易产生将其与其它水平分布的植被地带等同的错觉。由此可以得出这样的结论：从高原整体和植被的性质看，本区东南部温泉到各拉丹冬一带主要分布着高山草甸，属于青藏高原高寒草甸地带，其余绝大部分地区处于高寒草原地带(包括高寒荒漠化草原)。青藏高原高寒草原地带与高寒荒漠地带的界线应该在该区以西的西藏和新疆内，青海可

1) 资料引自《青海省农牧业气候资源分析及区划》，青海省气象科学研究所、气象局农牧业气候区划办公室1985年9月合编。

可西里地区不存在这两个地带的界线。

地形、土壤的机械组成和盐渍化程度等对可可西里地区各种植被类型分布的影响极为明显，甚至常起着决定性的作用。地形作为间接因子影响降水、土壤水分的再分配，以及光照强度和时间、土壤表层和近地面层大气的温度、湿度、风速等生态因子，甚至影响土壤的机械组成和化学性质。如迎风坡、坡麓和低凹形地水分条件较好；阳坡和坡顶的光照强度比阴坡和谷地的强，光照时间也较长；阳坡，特别是阳坡的坡麓温度往往较高等。这样在高原生态环境极为脆弱，温度和水分成为植物生存和生长的限制因子的情况下，地形的差异就会引起植被空间分布的显著变化。如乌兰乌拉湖东南的星星湖滩，主要分布着无味苔草草甸和点地梅垫状植物群落的复合类型。在冰冻洼地中分布的是无味苔草草甸，而鼓胀的地方是点地梅，两者斑块的直径一般也仅几米，红景天则沿着低凹的浅槽沟生长。再如中部和东南部的坡麓和洼地，由于局部地形引起土壤水分的再分配使它在这些地方积聚，从而形成以藏北嵩草为优势种的塔头沼泽草甸或草甸，而相邻排水良好的坡地上则分布着草原。表 6.4 简单的归纳了可可西里地区主要植被类型分布与地貌的相互关系。从中可以看出，东南部、中部和西北部地区既有一致性，又有各自的特点，而且，同一地貌类型上可以有不同的植被类型，同一植被类型也可以出现在几种地貌类型上。这种自然现象再次证明植被是多种生态因素综合作用的结果，地貌作为一个重要的间接因子，通过影响其它生态因子而深刻影响着植被的类型和分布，但绝不是唯一决定性的因子，即使在生态环境极为脆弱的可可西里地区也是这样。因此，从某种意义上讲，表 6.4 中的这些关系只具有相对的意义，它们之间相关性的大小也不尽相同。

土壤的机械组成和化学性质影响土壤水分的有效性和植物对矿物养分的吸收，从而影响植物群落的组成和植被类型的分布。如沙地上往往分布的就是青藏苔草为优势种的群落类型。这种现象不仅存在于以草原为主的中部，而且还存在于以草甸为主的东南部或冰缘稀疏植被为主的西北部。这种超地带性分布现象与沙地特殊的物理性质和青藏苔草的生态生物学特性有关。在草甸地带的沙地土，超过土壤持水量的重力水，在地下水位较低时能够及时地排走或下渗到一般草本植物根系层以下的深度，不利于植物根系的吸收，沙土的田间持水量又很低(约为壤土的1/3—1/2)，植物可利用的有效水分不及壤土的一半，因而一般草甸中的中生植物就很难在这种基质上竞争过像青藏苔草这样对水分广幅适应的植物。在西北部寒旱生境下的沙地上仍然生长着青藏苔草草原则是由于疏松的砂层有利于减少地表水分的蒸发，从而提高了土壤水分的有效性，青藏苔草的根茎在这种疏松的砂层中易于延伸，浅埋于砂层的匍匐根茎和其上生长的芽在相对于地表面温差较小，水分条件较优越的环境中能得到有效的保护。又如土壤中可溶性盐分的增加会降低土壤水溶液的水势，从而影响植物对水分的吸收和土壤水分的有效性。土壤中钠、镁等离子的大量存在影响植物对其它必需元素的吸收，限制植物的生长和植被类型的分布。只有像垫状驼绒藜这样的耐盐碱、耐旱植物才能在这样的地方生长。可可西里地区垫状驼绒藜荒漠都分布在局部盐渍化土壤上。

山地植被的垂直分布在可可西里地区尽管比较简单，但仍具有明显的区域差异和变化规律。图 6.2 是可可西里地区不同地点的五个山地植被的垂直带结构。这五个山地是南部的唐古拉山主峰各拉丹冬，东部的日阿尺山，中部的乌兰乌拉山多索岗日，西部的可可西里山主峰岗扎日和北部的马兰山。通过比较可以发现：基带植被除了南部的各拉

表 6.4 青海可可西里地区植被类型分布与地貌类型的相互关系

Table 6.4 The correlation between vegetation distribution and landform in Hoh Xil region

区域	地貌类型	植被类型分布的海拔高度(m) 4 600 4 700 4 800 4 900 5 000 5 100 5 200
东南部地区	平原,阶地,丘顶台地	AAAAAAAAAAAAAAAAAAAAAAAAAAAAAAAAAA DDDDDD EEEEEEEE
	沙地及覆沙地	EEEEEEEEEEEEEEEEEEE DDDDDDDDDDDDDD
	冲积石砾地	LLLLLLLLLLLLLLLLLLLL
	山坡和冲积扇	AAAAAAAAAAAAAAAAAAAAAAAAAAAAAAAAAAAAAA
	坡麓、洼地	CCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCC MMMMM
	湖滨	CCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCC EEEEEEEEEEEEEEEEE
中部地区	平原	DDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDD FFFFFFFFFFFFFFFFFFFFFFFFF EEEEEEEEEEEEEEEEEEEEEEEEE HHHHHHHHHHHHHHHHHH
	台地、阶地	DDDDDDDDDDDDDDDDDDDD FFFFFFFFFFFFFFFFFFFF IIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIII QQQQQQQQQQQQQQQQQQQQQQQQQQQQQQQQQQQQ
	沙地及覆沙地	EEEEEEEEEEEEEEEEEEEEEE
	山坡和冲积扇	AAAAAAAAAAAA FFFFFFFFFFFFFFFFF DDDDDDDDDDDDDDDDD
	坡麓、洼地	CCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCC
	湖滨	KKKKKKKK BBBBBBBBBBBBBBBBBBBBB LLLLLLLLLLLLLLLLLLLLL JJJJJ
西北部地区	平原、阶地	GGGGGGGGG IIIIIIIIII BBBBBBBBB PPPPPPPPP
	沙地及覆沙地	EEEEEEEEE
	山坡和冲积扇	QQQQQQQQQQQQQQQQQQQQ IIIIII
	坡麓、洼地	IIIIII BBBBB OOOOOO
	湖滨	LLLLLLL NNNN

A=高山嵩草草甸;
B=无味苔草-点地梅草甸;
C=藏嵩草草甸和沼泽草甸;
D=紫花针茅草原;
E=青藏苔草草原;
F=扇穗茅草原;
G=曲枝早熟禾草原;
H=镰叶韭草原;
I=豆科杂类草草原;
J=青藏苔草-垫状驼绒藜荒漠草原;
K=垫状驼绒藜荒漠;
L=匍匐水柏枝灌丛;
M=藏沙棘灌丛;
N=大蕨群落;
O=簇生柔子草垫状植被;
P=点地梅垫状植被;
Q=鼠曲风毛菊稀疏植被

丹冬为草甸外，其余四个山地基带植被基本上都是草原，需要说明的是马兰山因周围谷地海拔比较高，高山冰缘植被便沿山坡向下一直伸展到海拔4 900多米的冲积扇和谷地，高寒草原则仅在个别谷地出现。在各拉丹冬和日阿尺山，草甸是垂直带上的主要类型，草甸带直接向上过渡到只有少量高山冰缘的适冰雪植物零星株丛和石块表面贴附大量各色地衣的高山倒石堆(上部亚冰雪带)。可以称具这种过渡方式的类型为高山带半湿润型。西北部的岗扎日和马兰山，由鼠曲风毛菊、雪灵芝、点地梅、虎耳草、藏荠、葶苈、无味苔草及豆科和十字花科其它的一些高山植物组成，盖度一般为5%—10%(部分地段高达26%)的冰缘植被(下部亚冰雪带)成为垂直带上的主要类型，向上才渐渐过渡到高山倒石堆，向

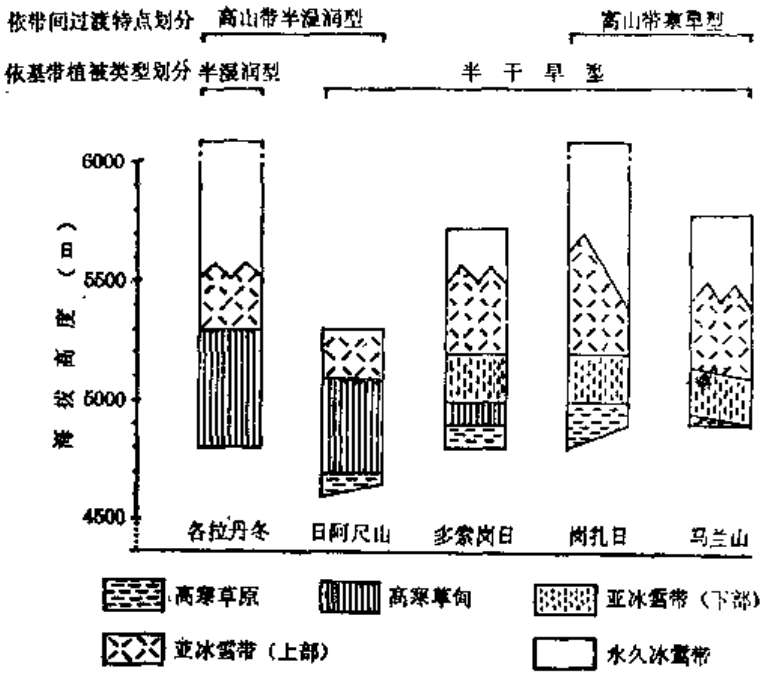


图 6.2 青海可可西里地区植被垂直带结构和其类型

Fig. 6.2The altitudinal belts of vegetation and their types in Hoh Xil region

下则分布着草原，草甸仅在有冰水汇聚的个别地方有分布。对应于上述高山带半湿润型，具有这种过渡方式和结构的类型可称为高山带寒旱型。在青海可可西里地区，处于东南部外流区的山地一般具有高山带半湿润型的垂直带，而西北部的内流区山地一般具有高山带寒旱型的垂直带，处在分水岭附近的山地如多索岗日，具有明显的过渡性质。如果根据山地植被垂直带类型的传统划分方法，把基带植被作为首要参考因素，则植被垂直带在各拉丹冬属于半湿润-高山带半湿润型；在日阿尺山属于半干旱-高山带半湿润型；在岗扎日和马兰山属于半干旱-高山带寒旱型；在多索岗日属于半干旱型内的过渡类型。

第七章　土　　壤*

本区地势高耸，气候寒旱，人迹罕至，生境恶劣。几列大致东西向山脉构成高原面的骨架，山脊平均海拔5 500—6 000m，冰川、永久积雪发育。高原面平均海拔由青藏公路沿线的4 500—4 600m，向西上升至4 800m以上，宽谷坦荡，湖泊星布。土壤类型以高山草原土(寒冻钙土)，高山草甸土(寒冻毡土)和寒冻土(寒漠土)三个地带性土壤为主，类型简单，垂直带谱简化。隐域性土壤广泛发育，类型较多，除沼泽土(潜育土)、草甸土(潮土)和风沙土外，通过这次考察，首次发现有碱土、盐土和龟裂土等土壤分布。本区土壤的形成有下述4个显著特点，即成土条件的特殊性、土壤分布的过渡性、土壤发育的多元性和土壤旱化趋势的明显性。

第一节　土壤形成的主要特点

一、成土条件的特殊性

本区地势高，主体山脉走向平行，山地与宽谷湖盆相间，西为羌塘内陆湖区，湖泊众多，可可西里山多成浑圆丘状的中、小起伏高山，山势和缓，湖面海拔高度一般在4 800—5 000m。火山活动活跃，形成了不少山顶平坦的方山地形和火山锥；东部为长江源头外流区，地势开阔坦荡，河流比降小。

本区气候严寒干旱，气温随着地势由东南向西北升高而降低，年均气温-4.1℃至-10℃。降水也呈东南向西北递减，沱沱河年降水量为278mm，位处西北的太阳湖仅173.0mm。从整个青藏高原来看，本区正处在由东南部的多雨湿润区向西北部少雨干旱区过渡的中间地带。

与整个青藏高原气候的变化总趋势相适应，本区处于高寒草甸向高寒荒漠的过渡地带，故以高寒草原的分布最广，主要建群种有紫花针茅、扇穗茅、青藏苔草等。高寒草甸的面积也比较大，尤其在东南部，它的建群种有高山嵩草和无味苔草等。还有高山冰缘植被。高寒荒漠仅分布在个别地区。植被类型简单，草层低矮。

本区海拔较高的融冻层(一般为1.2—2m)，漫长的土壤冻结(指冷季)和频繁交替的昼融夜冻(指暖季表土)，深刻地影响着土壤的形成和发育，其主要表现：

(1) 低温和冻结期间，土壤微生物活动弱，致使成土过程停滞；

(2) 永冻层阻碍土壤水分下渗，促进沼泽土的形成和高山草甸土崩塌现象发生；

(3) 冰缘地貌，诸如"细土岛"、石环、石带、蛤蟆状冻融泥流和土壤表层的孔状结皮、剖面中部的细粒状(鱼鳞状)结构，中下部的鳞片状结构以及蓝灰色潜育斑均是冻融交替的结果。

---

* 本章执笔人顾国安。

二、土壤分布的过渡性

本区土壤处在青藏高原东南部的高山草甸土向西北部寒漠土演替的过渡带。高原面的基带土壤自东南向西北依次为高山草甸土—高山草原土—高山荒漠草原土(淡寒冻钙土)。作为基带的高山草甸土仅见于唐古拉山北翼地区。高山草原土分布最广,但以紫花针茅为建群种的典型高山草原土主要分布于青藏公路沿线和玛章错钦湖边、荀鲁错南山等地。由此往西北,随着干旱化程度加强,荒漠化草原成分增多,至西北部已过渡到高山荒漠草原土(见青海可可西里地区土壤图)。

由于本区土壤的基点高,高原面的最低海拔高度在 4 500m 以上,高原面上山地的相对高差小,土壤类型简单,垂直带谱简化。大致有 3 个带谱类型:

(1) 高山草原土—寒冻土—冰雪带;

(2) 高山草原土—高山草甸土—寒冻土—冰雪带;

(3) 高山草甸土—寒冻土—冰雪带。

三、土壤发生的多元性

本区土壤在高寒干旱气候和随着高原不断抬升,干旱化程度逐渐加强的条件下,具有浅(土壤厚度一般为 30—40cm),粗(颗粒粗、石砾含量常占 500—700g/kg,土壤颗粒组成中以细砂粒和砂粒为主,其量可逾 700—800g/kg),幼(土壤发育年青,剖面分化差)的特点。加之第四纪期间,青藏高原至少有 4 次冰期和 3 次间冰期气候相间出现(张治安,1982)。而且经历了地壳的强烈隆升和流水的侵蚀与堆积作用,在不少现代土壤剖面中埋藏有不同时期形成的古土壤层或古土壤残遗特征。如采自本区西部龟裂土地区深 55—80cm 处的古土壤层,经孢粉测定:木本植物花粉中的松属 (*Pinus*) 占 41.4%,云杉属 (*Picea*) 占 4.1%;灌木及草本植物花粉中藜科(*Chenopodiaceae*)占 37.6%,蒿属(*Artemisia*)占 6.6%。反映它是晚更新世—全新世的产物。又据东昆仑西大滩 8 号孔位资料,在距地表 4.4m 处有一土壤腐殖质层,测得其绝对年龄为距今 7 530±300 年,证明该腐殖质层为半坡温暖期形成的古土壤(张治安,1982)。

四、土壤生态系统的脆弱性

可可西里地区的土壤基质,粗骨性强,干燥松散,在严寒干旱多风的气候条件下又频繁的冻融交替,不利于植物生长和根系伸展,而且高山陡坡上的土壤,在重力与水的参与下,易发生滑崩现象。在此土壤上植物种类少,结构简单,生长期短,覆盖度低,多呈垫状或丛状,不连续分布,年生物量很低,食物链简单,土壤表层难以形成多根系、富有机质、结构良好的保护层。因此,土壤缓冲性能弱,抗冲性差(指土壤抵抗径流机械破坏和推移的能力),自我调节和恢复能力低,生态系统脆弱。一旦自然植被破坏,暖季冻融层深度增加,在大风的吹蚀下,极易发生风蚀,加速土壤沙化和水土流失,底土和基岩裸露。

五、土壤旱化趋势明显

本区土壤的干旱化发展趋势，除了受独特的地理位置和土壤本身形成特点的制约外，在很大程度上还取决于人为活动的干预和影响。从总体上来说，海拔 4 000m 以上的高寒地区，人迹罕到，基本上保持着自然状态。由于高原的强烈隆升，导致高原气候渐成严寒、干旱、多风的冰缘环境，冰川退缩，湖面缩小，土壤干旱化加剧，现从土壤沙化、盐碱化 2 个方面来分析。

1. 土壤沙化

本区沙化现象相当普遍，因为这里气候寒旱，大风频繁，植被盖度低，地表裸露部分多，土体干燥，有机质含量低，土粒松散，具备了土壤沙化的条件；广大河湖相沉积物和在强烈的寒冻风化作用下，以细砂粒和粉粒占优势的风化产物都是土壤沙化的物质基础；本区土壤沙化进程由来已久，据研究在晚更新世末期，风沙堆积物几乎遍布整个高原面。五道梁北的小河陡坎，地表下 1.0—1.1m 沙层内粗腐殖质夹层经 ^{14}C 测定年龄为距今 12 700±820a。目前沙化仍在扩展，如西大滩西侧沙丘在 1956—1974 年的 22 年间，南北翼分别移动了 88.4m 和 29.4m(赵秀锋，1991)。西金乌兰湖畔的流动沙丘高达 20m，目前正在蔓延。

应该强调的是可可西里山区有相当面积的高山草原土和草甸土(潮土)都是在砂质母质上发育起来的。如采自青藏公路沿线的高山草原上，地表下 60cm 的细砂粒含量高达 800g/kg。(图 7.1)，这类土壤都是潜在的沙漠。

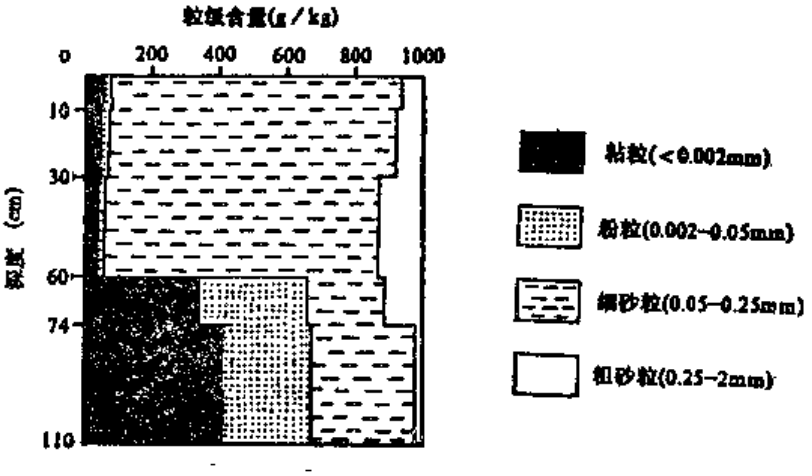


图 7.1 高山草原土的机械组成

Fig. 7.1 Physical composition of cold calcium soil

2. 土壤盐碱化

随着高原隆升，气候变干，湖水的补给水源减少，而蒸发量增大，使湖水中含盐量和矿化度增高，出露的地面易溶盐积聚而成盐土，如青藏公路 69 道班北盐湖，盐层下 60cm 处淤泥经 ^{14}C 测定距今 1094±344 年，说明该盐湖是近 1000 年来气候变干而形成的(王绍

令,1989)。特别是高原宽谷湖盆发育,出流不畅,盐源丰富,盐碱化普遍。

上述现象基本上属于自然状态下的土壤旱化趋势。如果有人为活动直接干预，则会大大加剧这一过程。目前唐古拉山北麓，放牧人群进入长江源头各拉丹冬附近。这种暖季超强度的过牧,冷季天寒地冻,植被难以恢复,年复一年,退化严重。特别是马兰山一带的盲目淘金为害更烈,不但破坏了金矿资源,而且被称之为"黄金大道"和淘金区一带，土壤和植被资源遭到严重破坏,水土流失加剧。

第二节　土壤分类系统及主要土壤类型

一、土壤分类系统

表 7.1　青海可可西里地区土壤分类系统表

Table 7.1　Soil classification system for the Hoh Xil region

土纲	土类	亚类	相当于中国土壤系统分类(首次方案)
高山土	寒冻土	寒冻土	寒漠土
	高山草甸土	原始高山草甸土	寒冻毡土
		高山草甸土	
		钙积高山草甸土	
	高山草原土	高山荒漠草原土	寒冻钙土
		高山草原土	
		高山碱化草原土	
		高山草甸草原土	
盐成土	盐土	普通盐土	盐土
		结壳盐土	
	碱土	普通碱土	碱土
		龟裂碱土	
半水成土	草甸土	草甸土	潮土
水成土	沼泽土	草甸沼泽土	潜育土
		泥炭沼泽土	
		腐沉沼泽土	
初育土	风沙土	流动风沙土	风沙土
		固定、半固定风沙土	
	龟裂土	普通龟裂土	龟裂土
		盐化龟裂土	
		碱化龟裂土	
	冲积土	普通冲积土	冲积土
		盐性冲积土	

二、主要土壤类型

(一) 寒冻土(寒漠土)

对这一土壤名称,目前叫法不一。在大多数专著和作者近年的昆仑山考察报告中,都把发育于亚冰雪带,成土年龄短,在山地垂直带中分布位置最高、深受冰冻作用影响的一类原始土壤称之为寒冻土。把发育于高原面和海拔 4 000m 左右的高山荒漠带,由寒冷和干旱双重影响下的一类土壤称之为寒漠土。同时,也有不少专著中大体上把前者称为寒漠土,后者称为高山漠土(高山荒漠土)。在 1991 年出版的中国土壤系统分类(首次方案)中把上述共具寒性土壤温度的土壤称为寒漠土,归属于干旱土纲,高寒干旱土亚纲(南京土壤研究所,1991)。

作者根据近年野外实地考察和总结前人资料的基础土,把前者命为寒冻土,其成土过程是在冰缘寒冻因素影响下的冻融土壤形成过程,土体湿润,淋溶作用较强。后者命为寒漠土,其成土过程是在寒冷和干旱双重影响下的(原始)荒漠土壤形成过程,土体干燥,淋溶作用微弱。它们的主要区别有:

寒冻土分布于冰雪带下缘的亚冰雪带,或称冰缘,地面石环、石带等冰缘地貌发育,土壤中易溶盐和石膏基本淋失,剖面中出现鱼鳞状结构和蓝灰色潜育斑。

寒漠土多分布于高原面及海拔 4 000m 左右的高山带,地面覆砾,不见冰缘地貌。土壤中盐分表聚(有的绝对量不一定很高),石膏富集,甚至出现石膏含量超过 400g/kg 的石膏层。剖面中出现具有荒漠土壤特征的红棕色铁质化紧实层,而不见因冻融交替引起的鱼鳞状结构和蓝灰色潜育斑。本区因有一定量的降水,寒漠土发育不典型,仅在库赛湖一带有小面积分布,故不作单独叙述。

本区寒冻土分布在相对高差大于 1 000—500m 的大中起伏高山的冰雪带下缘,下接高山草甸土或高山草原土。海拔高度因不同山体而异,其下限大致在 5 000—5 200m 以上,居土壤垂直带顶部。

严寒、冰冻、多雨、大风是寒冻土形成的主要环境条件,冷季漫长,一年中土壤冻结期长达 7—8 个月以上,暖季短促,融冻深度不足 1m,终日云雾悬绕,寒风凛冽,年均气温 -4—-10℃,年降水量 400—600mm,寒冻风化作用强烈,冻融崩塌频繁,成土环境不稳定,地表裸岩巨砾满布,细土只能停积在石块中间,土被不连片。土层厚度和剖面分化程度,主要随地形部位而异。在陡坡峻岭,崩塌频发,土层浅及 30cm,剖面构型多属 A-AC-C 层;缓坡宽脊,成土环境渐稳,土层厚度大于 50cm,剖面构型多为 A-B-C 型,地面除着生冷生壳状地衣和苔藓外,在石缝和平缓地段稀疏散生有点地梅、蚤缀、风毛菊、红景天等垫状植物。

寒冻土严寒缺氧,人畜难至,利用困难,但却是红景天等珍贵药材的繁生地,具有潜在的科研和经济价值。

现以采自黑熊山顶,海拔 5 150m 的原始寒冻土和乌兰乌拉山,海拔 5 180m 的寒冻土剖面为代表,列主要理化性质于表 7.2。前者 12cm 以下即为半风化残积母质,石砾含量超过 700g/kg,土壤含水量小于 100g/kg。后者发育于缓坦的乌兰乌拉山分水岭上,地面

石环等冰缘地貌发育，有机质含量明显高于前者，土壤含水量达 150—200g/kg。

表 7.2 寒冻土的理化性质

Table 7.2 Physico-chemical properties of cryogenic soil

土壤剖面	深度 (cm)	石砾 >2mm (g/kg)	颗粒含量 (g/kg) 2—0.05 (mm)	0.05—0.002 (mm)	<0.002 (mm)	pH	有机质 (g/kg)	全氮 (g/kg)	C/N	$CaCO_3$ (g/kg)	阳离子交换量 [cmol(+)/kg]
原始寒冻土(可-55)，黑熊山顶，海拔5 150m	0—2	100	365	359	276	9.2	8.4	0.55	8.9	46.0	6.79
	2—12	350	420	322	258	9.3	7.1	0.51	8.1	35.8	6.37
	12—30	760	264	521	215	9.3	13.2	0.83	9.2	1.7	10.04
寒冻土(可-25)，乌兰乌拉山，海拔5 180m	0—5	0	736	155	109	9.0	13.1	0.88	8.6	122.8	4.84
	5—9	150	700	165	135	8.8	11.1	0.88	7.3	114.5	7.90
	9—24	300	675	173	152	8.7	12.1	0.78	9.0	122.8	5.26
	24—40	360	671	191	138	8.6	11.0	0.70	9.1	130.3	7.19
	40—60	500	643	207	150	8.6	16.2	1.18	8.0	106.2	6.67

（二）高山草甸土(寒冻毡土)

高山草甸土在寒冷、半湿润气候和嵩草草甸植被下发育而成，多见于高山中上部，下连高山草原土，上接寒冻土。年平均气温 0℃以下，年降水量 300—500mm。随着降水自东南向西北减少，高山草甸土分布呈现水平地带性(主要是经度地带性)与垂直地带性交互作用的特点。由于本区降水呈现由东南向西北减少之势。同时，沿澜沧江、怒江河谷北上的印度洋暖湿气流也能越过唐古拉山，在其北坡至小唐古拉山边缘形成部分降水，年降水量达 350—450mm(孙广友，1990)，故在该区域的高原面上有高山草甸土分布。但至沱沱河沿一带的年降水量为 276.8mm，向西北降至 173.0mm(太阳湖)。以致在青藏公路沿线，高山草甸土起自高山下部，海拔 4 800m 左右，再往西北，下限渐升至 5 000m，而孤零的高山升至 5 100m 以上，其下为高山草原土所取代。

植被以高山嵩草、矮嵩草、线叶嵩草为建群种，伴有唐古拉点地梅、四裂红景天、葶苈、矮羊茅、珠芽蓼、雪毛菊、龙胆等，盖度 60%—80%。地表冻融滑塌，草皮斑块状脱移明显。

高山草甸土的成土过程是大气湿润(降水丰沛，冰雪融水常注)和冻融作用影响下的草甸过程。腐殖质积累、氧化还原和钙积过程强烈，冻融作用对土壤形态和结构的塑造明显。草皮层(草毡层)和腐殖质层发育良好，碳酸钙有一定淋溶，在剖面中下部出现鳞片状结构和蓝灰色潜育斑、棕色锈斑，或有明显的钙积现象。特别是坡向选择性强(多发育于阴坡)、钙积层出现部位较高、假菌丝状碳酸钙新生体清晰，以及鳞片状结构等更是本区高山草甸土的特征。

高山草甸土的氧化还原过程主要为冰冻作用所致，因它处于高山中上部，山高多雾，冰雪融水常注，降水多，湿度大，土体湿润。土壤上部的解冻和冻结都呈水平状上下移进，加之冻土层的不透水作用，可产生临时渍水潜育，导致氧化还原过程交替，剖面中下部的蓝灰色潜育斑和棕色锈斑即为印证。高山草甸土分原始高山草甸土、高山草甸土和钙积高山草甸土 3 个亚类。它们之间的主要区别是：自前至后，分布高度依次降低，土壤水分

周围和楚玛尔河冲积平原上均有分布，pH>9.5，钠碱化度25%以上。

现以采自楚玛尔河冲积平原的高山草原土和可可西里湖畔的高山碱化草原土为例：前者植物以紫花针茅为主，伴火绒草、蚤缀、棘豆、风毛菊等，盖度50%—60%；后者植物为垫状驼绒藜、青藏苔草、紫花针茅等，盖度30%。青藏公路沿线和唐古拉山北麓一带已有牧民定居，羊群多，牧草利用率高，但过牧严重。

表 7.4 高山草原土的理化性质

Table 7.4 Physico-chemical properties of alpine steppe soil

土壤剖面	深度(cm)	石砾>2mm (g/kg)	粒径含量(g/kg) 2—0.05(mm)	0.05—0.002(mm)	<0.002(mm)	pH	有机质(g/kg)	全氮(g/kg)	C/N	全磷 P_2O_5(g/kg)	全钾 K_2O(g/kg)	$CaCO_3$(g/kg)	阳离子交换量[coml(+)/kg]	钠碱化度(%)
高山草土原(K88-55)，楚玛尔河冲积平原，海拔4 450m	0—11	295	677	255	68	9.0	12.1	0.70	10.0	0.87	14.8	111.4	3.22	
	11—25	189	657	161	182	9.0	10.0	0.69	8.4	0.78	17.3	154.9	5.95	
	25—48	132	695	149	156	9.2	3.1	0.27	6.7	0.67	16.1	153.1	3.41	
	48—70	209	714	159	127	9.0	1.9	0.21	5.3	0.70	15.0	135.7	2.73	
高山碱化草原土(可-79)，可可西里湖畔，海拔4 892m	0—4	509	696	130	174	9.3	7.8	0.43	10.5	1.22	20.7	116.2	2.68	53.0
	4—16	511	779	105	116	9.4	4.9	0.29	9.8	1.05	20.0	104.7	3.20	43.1
	16—27	633	552	161	287	9.4	7.0	0.25	16.2	1.11	26.5	107.4	6.35	45.7
	27—52	680	751	106	143	9.6	4.3	0.24	10.4	1.15	20.8	78.3	3.22	50.0

（四）沼 泽 土

广布于唐古拉山北麓至乌兰乌拉山之间的宽谷河滩、湖岸阶地、山间洼地和平缓的分水岭脊等局部浅洼低地中。由于本区地势高亢又深居内陆，现代冰川广泛发育，加之冻土层的不透水作用(通常位于地表下1.2—2m)，致使沼泽土具有分布海拔高、坡度陡、草丘化普遍等冰缘环境影响下的特殊性。该土类以在长江河源区分布面积最大，如果包括考察区之外的沼泽土在内，则是世界上面积最大的中，低纬度高原沼泽土。其最高上限达5 350m，是迄今所知世界上海拔最高的。同时可分布在22°的山坡上。

沼泽土的主要成土过程是有机质积累和潜育化过程，因此剖面分化简单，一般上为草根层，下是潜育层，或间腐殖质层和泥炭层。沼泽土属于隐域性水成土，但它的地域分布仍带有一定地带性。随着本区干旱程度由东南向西北增强，沼泽土的分布和发育程度也相应由东南向西北减少和减弱，唐古拉山北麓长江源头区多发育成泥炭沼泽上，草墩高大，墩宽40—60cm(个别大于100cm)，高30—40cm，墩间凹槽距离30—50cm，暖季有水。建群植物有青藏苔草、嵩草等，有机质含量高达190g/kg。向西至乌兰乌拉山西侧，沼泽土明显减少，发育程度也大为减弱，草根层之下直接潜育层。草墩的高度仅20cm左右，宽度很少超过40cm，常见白色盐霜，有机质含量降至30—50g/kg，多是草甸沼泽土。

此外，我们发现本区许多湖泊，如卓乃湖、乌兰乌拉湖浅水带都长有眼子菜等水草，它被风浪吹逐上岸与质地粘细的湖积物不断混合埋压后，在嫌气还原条件下眼子菜逐渐分解而发育成特殊的腐沉沼泽土(顾国安，1992)。

现以1990年6月4日采自小唐古拉山平缓岭脊上的泥炭沼泽土为例，海拔5 300m；植物以嵩草为主，地表下30—50cm为未融冻土层。表层有机质含量高达190.5g/kg；碳酸钙含量39.8g/kg，但往下降至1.0g/kg左右。表层高碳酸钙含量主要来自生物积累，部分可能是风积的。

表 7.5 泥炭沼泽土的理化性质

Table 7.5 Physico-chemical properties of bog soil

深度 (cm)	石砾 >2mm (g/kg)	颗粒含量 (g/kg)			pH	有机质 (g/kg)	全氮 (g/kg)	C/N	全磷 P_2O_5 (g/kg)	全钾 K_2O (g/kg)	$CaCO_3$ (g/kg)	阳离子交换量 [emol(+)/kg]
		2—0.05 (mm)	0.05—0.002 (mm)	<0.002 (mm)								
0—13	——	634	197	169	7.8	190.5	7.17	15.4	1.80	20.1	39.8	32.62
13—30	——	681	150	169	7.8	158.3	6.01	15.3	1.52	20.9	0.8	29.61
30—50	——	639	176	185	7.7	110.4	4.69	13.7	1.16	22.5	1.1	21.34

（五）盐　土

本区盐土分布广散，总面积不大，主要见于湖泊边缘和干涸小湖，如西金乌兰湖、勒斜武担湖、明镜湖和海丁诺尔湖等新近出露的滨湖平原上就有大片盐土，地面平坦，白色盐结皮连片，土体潮湿无结构。如采自勒斜武担湖岸，海拔4 870m的盐土剖面，地表为0.2—0.5cm的白色薄盐结皮，盐分含量表层0—25cm为28.19g/kg，25—33cm因质地粘重增至40.62g/kg，33—85cm降为12.03—12.58g/kg，以氯化钠为主。表层有机质含量3.8g/kg(表7.6)。另如西金乌兰湖岸聚积在砾石上的白色盐晶，厚度达10—20cm，其含盐量高达913.0g/kg。

盐土的形成过程就是在寒旱多风，蒸发强烈的气候下，低洼地形成为地表、地下径流的汇聚中心，高矿化地下水在强烈蒸发下沿土壤毛细管上升地表，为失水聚盐所成。

表 7.6 盐土的理化性质(可-48)

Table 7.6 Physico-chemical properties of saline soil

深度 (cm)	石砾 >2mm (g/kg)	颗粒含量 (g/kg)			pH	有机质 (g/kg)	全氮 (g/kg)	C/N	全磷 P_2O_5 (g/kg)	全钾 K_2O (g/kg)	$CaCO_3$ (g/kg)	阳离子交换量 [emol(+)/kg]
		2—0.05 (mm)	0.05—0.002 (mm)	<0.002 (mm)								
0—25	——	889	84	27	8.5	3.8	0.13	17.0	0.74	12.9	46.3	1.48
25—33	——	476	305	219	8.3	8.1	0.21	22.4	1.05	24.0	62.0	4.98
33—68	——	907	45	48	8.7	3.1	0.12	15.0	0.71	14.0	44.6	2.02
68—85	——	903	63	34	8.6	2.3	0.09	14.8	0.67	12.6	40.2	1.65

表 7.7 盐土的盐分组成(可-48)

Table 7.7 Saline composition of saline soil

深度 (cm)	pH	全盐 (g/kg)	离子组成 [emol(+-)/kg]							
			CO_3^{2-}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	K^+	Na^+
0—25	8.5	28.19	0.130	0.151	46.800	0.756	2.627	2.325	1.621	41.935
25—33	8.3	40.62	0.130	0.259	66.593	1.465	3.799	3.515	2.992	59.677
33—68	8.7	12.03	0.130	0.194	19.598	0.321	1.134	0.926	0.879	17.742
68—85	8.6	12.58	0.130	0.151	20.719	0.246	1.191	1.077	0.832	18.548

（六）碱　　土

高原碱土和低海拔地区的一样，具有明显的碱化层，土体紧实，棱柱状或柱状结构发育，pH>9.2，钠碱化度40%以土。本区碱土可分为龟裂碱土和普通碱土2个亚类。

龟裂碱土主要分布在湖泊边缘新近出露水面的平缓湖滩地，或被湖堤围成的小碟形洼地中。由于它们仅高出湖面几十厘米，而低于周围其它地方，时有来自高处的地表散流汇经，既能使土壤产生一定淋溶作用，又可携带少量细土和盐分盖于地表，但因地面高出湖面不多，受湖面顶托，限制了表土盐分淋移至深处，由此年复一年的轻度脱盐和细土覆盖，成土环境不很稳定，碱土尚处于低级阶段，表层含盐量相对较高，接近10g/kg。龟裂碱土的地面形态似同龟裂土，地表光滑平坦、紧实，布满龟裂缝，有白色盐霜，不长高等植物。如采自玛章错钦湖畔的龟裂土，粘粒含量高达380—620g/kg，pH9.2—9.9，钠碱化度表层91.9%，下层也达47.7%，表层的盐分和有机质含量分别为8.61g/kg和11g/kg。

普通碱土的相对位置应高于龟裂碱土，主要分布在河、湖阶地、洪积-冲积扇上部及残积台地。这些现今的相对高地，历史时期曾是地势低洼的积盐部位，后因地势抬升，湖面退缩，河流下切或改道，低地渐成高地，甚至突起为山地。长期处在降水或冰雪融水引致的土壤淋溶作用之下，土壤脱盐而碱化，地表开始生长植物，向草原化或荒漠化发展。普通碱土的主要特征是：

（1）土壤质地不一定都很粘重，变幅较大；

（2）剖面分化明显，表层已出现腐殖质层，有机质含量10g/kg左右；

（3）土壤含盐少，表层的盐分含量一般不超过5g/kg。

现以采自可可西里湖长岛的碱土剖面为例：海拔4 800m，植物有青藏苔草、垫状驼绒藜等，盖度30%。

表 7.8　碱土的理化性质

Table 7.8　Physico-chemical properties of chenonetz

土壤剖面	深度 (cm)	石砾 > 2mm (g/kg)	颗粒含量(g/kg) 2—0.05 (mm)	0.05—0.002 (mm)	< 0.002 (mm)	pH	全盐 (g/kg)	有机质 (g/kg)	全氮 (g/kg)	$CaCO_3$ (g/kg)	阳离子交换量 [cmol(+)/kg]	钠碱化度 (%)
龟裂碱土(可-27)，玛章错钦湖畔，海拔4 680m	0—3	——	140	452	408	9.2	8.61	11.0	0.76	204.1	6.06	91.9
	3—15	——	207	414	379	9.9	2.28	11.0	0.79	182.3	6.58	76.0
	15—30	——	105	271	624	9.5	3.10	4.1	0.77	156.5	8.79	57.3
	30—50	——	107	307	586	9.2	2.67	5.9	0.62	153.8		47.7
普通碱土(可-43)可可西里湖长岛，海拔4 800m	0—2	——	103	305	592	8.6	3.04	12.1	0.89	295.5	11.56	17.6
	2—14	——	94	277	629	9.6	1.98	8.3	0.56	263.9	11.71	31.9
	14—27	——	463	172	365	9.7	1.58	6.5	0.56	260.6	8.23	31.3
	27—60	——	328	244	428	9.7	2.05	6.3	0.47	273.9	7.29	43.1

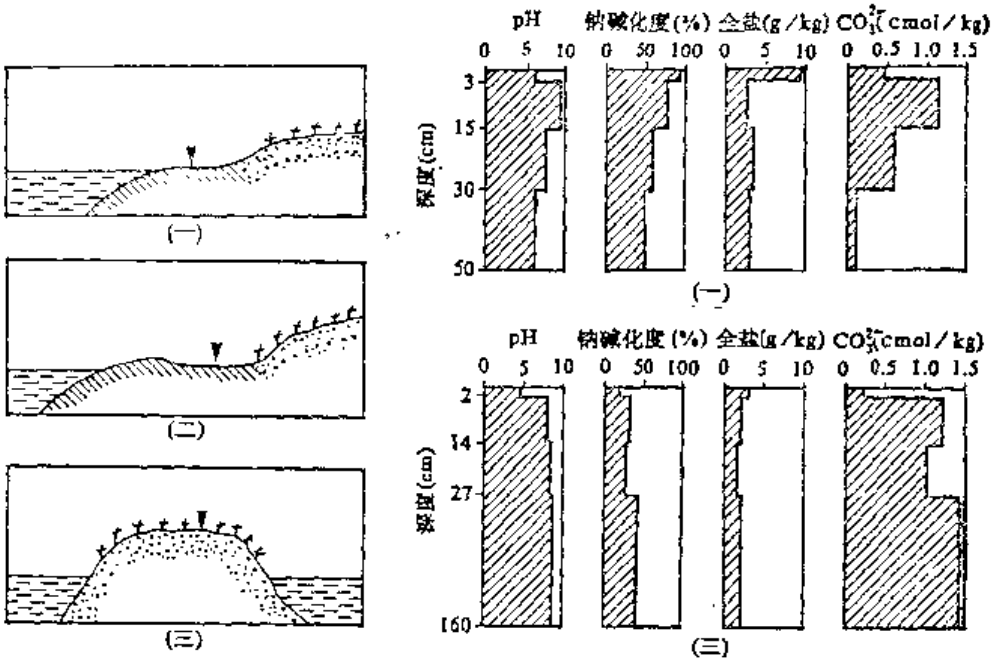


图 7.2 高原碱土的分布位置及主要特征

(一)、(二) 龟裂碱土；(三) 普通碱土

Fig. 7.2 Distribution position and major properties of plateau chenonetz

(七) 龟 裂 土

多见于海拔 4 500—5 000m 间的滨湖平原，干涸小湖和丘间平地中，如涟湖、乌兰乌拉湖、西金乌兰湖周缘都有分布，但面积不大(照片 26)。可可西里地区除了气候寒旱，浅洼地形众多，利于龟裂土的形成发育外，还有两个高原特殊的有利条件；地表频繁的冻融交替，因冰的体积比水增加 11%，故对龟裂土裂隙壁起有扩大作用；较高永冻层的不透水作用能促进上部土壤的湿胀干缩的交替过程。

龟裂土的形成过程是暖季冰雪融水和少量降水形成的微弱地表水流从四周高处向中间浅洼平地汇聚，促使干燥的表土吸水膨胀，甚至临时积水，当中断地表来水后，裸露的地面在强烈蒸发下，表土可迅速失水缩裂。同时，随水流携带的少量细土覆盖于低地表面，成为粘细的母质来源。如此年复一年的湿胀干缩交替和细土复加而成龟裂土，属于荒漠土壤形成系列中比较初期的阶段(文振旺，1965)。

龟裂土的最大特点是地面光滑平坦，坚硬紧实，布满多角形龟裂缝，一般裂块直径 7—10cm，缝宽 0.2—2cm，向下渐窄成楔形，深 3—5cm，常为砂粒填充，不长高等植物。质地粘重，小于 0.002mm 的粘粒含量≥300g/kg。腐殖质层不明显，有机质含量低，大多小于 7g/kg。土壤普遍具碱性，pH8.0—8.5 以上，盐分含量变幅较大，在 2—20g/kg 之间。阳离子交换量一般为 4—13cmol(+)/kg，由于有机质含量很低，它的多少主要决定于粘粒含量(图 7.3)。根据盐化或碱化附加成土过程的有无，续分普通龟裂土、盐化龟裂土和碱化龟裂土 3 个亚类。它们的主要区别见表 7.9。

表 7.9 龟裂土亚类间的主要区别

Table 7.9 Main difference between subtypes of takyr

亚类名称	附加成土过程	主要区别
普通龟裂土	无	无盐积和碱化现象
盐化龟裂土	盐化	在土表至 100cm 内有盐积现象
碱化龟裂土	碱化	在土表至 50cm 内有碱化现象

表 7.10 所列剖面采自涟湖畔，海拔 4 920m，地表龟裂，有白色盐霜。0—7cm 表层的含盐量达 13.13g/kg，表聚明显。粘粒含量>500g/kg，有机质含量<7.4g/kg。

表 7.10 盐化龟裂土的理化性质(可-42)

Table 7.10 Physico-chemical propertics of saline takyr

深度 (cm)	石砾 >2mm (g/kg)	颗粒含量 (g/kg)			pH	全盐	有机质	全氮	C/N	全磷 P_2O_5	全钾 K_2O	$CaCO_3$	阳离子交换量 [cmol(+)/kg]
		2—0.05 (mm)	0.05—0.002 (mm)	<0.002 (mm)		(g/kg)				(g/kg)			
0—7	—	31	432	537	8.5	13.13	7.4	0.56	7.7	1.37	37.8	118.8	9.78
7—19	—	44	424	532	8.3	8.37	5.0	0.59	4.9	1.30	37.4	120.6	9.92
19—35	—	100	391	509	8.7	7.74	4.9	0.50	5.7	1.36	37.0	110.1	8.13
35—60	—	126	374	500	8.5	7.63	4.9	0.60	4.2	1.34	36.4	107.5	7.94

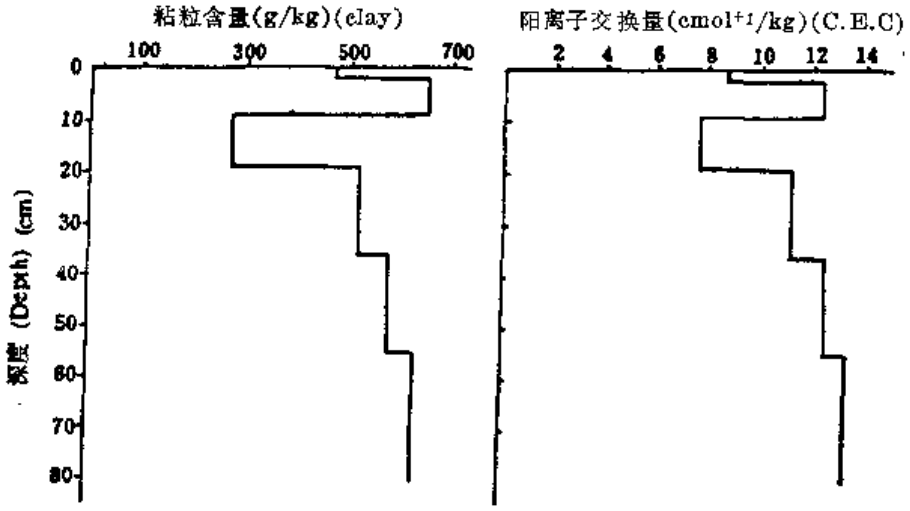


图 7.3 龟裂土的粘粒含量与阳离子交换量

Fig. 7.3 Content of clay and exchangeable amount of positive ion in takyr

(八) 风 沙 土

本区虽然地势高耸，气候寒冷，土壤冻结期长，不利于风沙土的形成。但辽阔的高原面，又具有形成风沙土的自然条件：风力强劲，一年中≥8 级大风日数达 100—150天；植被矮小稀疏，地表裸露面大，沙源丰富(整个原面广覆第四纪松散物质；强烈的寒冻风化作用，使风化产物多停滞在细沙—粉沙阶段)。因此风沙土广布于湖泊边缘、河流两岸，山麓等地，分流动、半固定和固定风沙土 2 个亚类。如西金乌兰湖、乌兰乌拉湖、玛章错钦湖等

湖岸和通天河、沱沱河两岸都有不同类型风沙土分布。它们的主要特征是颗粒匀细、松散、植被稀少(以青藏苔草为主)、腐殖质层不明显、有机质含量低。

本区风沙土形成历史久远，现代尚在扩展。如五道梁东2km湖边沙垄 1.5—2m 深处植物残体的 ^{14}C 测定年龄为距今 9 716±270a(赵秀锋，1991)。西金乌兰湖畔的流动沙丘最高达20m左右，应是近期才形成的，其主要理化性质见表 7.11。它的砂粒含量高达 974—976g/kg，粘粒含量仅 15g/kg。pH 高达 9.7，可能是大风掠过湖面携带含盐水汽所致。有机质含量极低，不到 1g/kg。

表 7.11 流动风沙土的理化性质(可-97)

Table 7.11 Physico-chemical properties of shifting sandy soil

深度 (cm)	石砾 >2mm (g/kg)	颗粒含量 (g/kg)			pH	有机质	全氮	C/N	全磷 P_2O_5	全钾 K_2O	$CaCO_3$	阳离子交换量 [cmol(+)/kg]
		2—0.05 (mm)	0.05—0.002 (mm)	0.002 (mm)		(g/kg)			(g/kg)			
0—10	—	976	9	15	9.8	0.7	0.1	4.1	0.34	9.5	42.3	0.94
10—30	—	974	11	15	9.7	0.8	0.1	4.6	0.36	9.1	64.7	1.03

(九) 冲 积 土

多见于河流的河漫滩和湖周滩地。由于可可西里地区是青藏高原湖泊最集中的地区，以它为归宿的河流均以流程短，河道宽坦，冲积物沙性强为特点。如注入勒斜武担湖的大沙河、永红湖的陷车河，冲积物都是细砂或中砂。当上述湖泊退缩后，出露水面的砂质湖积物也可成为冲积土，如大沙河的入湖口两边，出露水面较早的砂质湖积物(原本也是大沙河的冲积物)开始生长少量植物，成为已有轻度发育的冲积土。所以，冲积土的母质为新近出露水面的河流冲积物和砂质湖积物，具有近代冲积物岩性特征。其主要特点：地下水位较高，在暖季冰雪融化时常受到河水或湖水淹没。成土年龄短，剖面尚未分化，没有或很少着生植物，腐殖质层不明显，有机质含量低，土层厚度不一，颗粒均匀，质地多为砂壤或砂土，下部常是粗砂砾石层，剖面构型属 A-C 型。

现以采自洪水河滩地土的冲积土剖面为例，列表于 7.12。表层砂粒含量高达 845g/kg，而粘粒含量只有 45g/kg，表明该层是近期冲积覆盖而成。表层有机质含量 8.4g/kg。冲积土的植被很少，尚难利用。

表 7.12 冲积土的理化性质(可-68)

Table 7.12 Physico-chemical properties of alluvial soil

深度 (cm)	石砾 >2mm (g/kg)	颗粒含量 (g/kg)			pH	有机质	全氮	全磷 P_2O_5	全钾 K_2O	$CaCO_3$	阳离子交换量 [cmol(+)/kg]
		2—0.05 (mm)	0.05—0.002 (mm)	<0.002 (mm)		(g/kg)					
0—11	—	845	110	45	9.2	8.4	0.44	1.09	17.1	32.4	1.74
11—28	290	559	205	234	8.8	7.6	0.46	1.31	26.0	34.0	5.64
28—43	334	589	202	209	8.7	7.9	0.45	1.05	23.7	58.9	5.64
43—70	688	621	242	137	8.6	7.9	0.43	1.16	25.3	32.4	5.59

(十) 草 甸 土

草甸土是在草甸草本植被下，受地下水浸润所形成的半水成土壤，在本区分布较少，多零星散布在河滩地、河阶地或湖滨等部位。地下水位 1—2m。植被以苔草占优势，盖度 90%以上，局部砂性母质上可以出现青藏苔草为建群种的植被群落。它常与河道中新近出露水面的冲积土组成复区。

草甸土的主要成土过程是有机质积累过程和周期性的氧化还原过程。上部腐殖质层呈灰色或棕灰色，厚 10—20cm，根系较多；剖面下部有锈纹、锈斑和潜育斑。由于高原河道宽坦，比降较小，主流线在河床内摆移频繁，十分有利于草甸土发育。但因本区气候严寒，植物生长期短，土壤冻结期长，又影响了河谷草甸土的形成发育，主要表现在腐殖质积累弱，土壤有机质含量低，一般仅 10g/kg 左右。草甸土的成土母质一般较粗，沉积层理清晰，表明成土年龄尚短，故大多为淡草甸土。

现以采自尕尔曲河滩地上的草甸土剖面为例，列表于 7.13。表层 0—11cm 有机质含量 9.5g/kg，比 11—60cm 的高，说明腐殖质有所积累。但 60—80cm 的有机质含量高达 13.2g/kg，这是被埋藏的老表层。

表 7.13 草甸土的理化性质(可-9)

Table 7.13 Physico-chemical properties of meadow soil

深度 (cm)	石砾 >2mm (g/kg)	颗粒含量 (g/kg)			pH	有机质	全氮	C/N	全磷 P_2O_5	全钾 K_2O	$CaCO_3$	阳离子交换量 [cmol(+)/kg]
		2—0.05 (mm)	0.05—0.002 (mm)	<0.002 (mm)		(g/kg)			(g/kg)			
0—11	—	585	101	41	8.7	9.5	0.51	10.8	1.26	29.0	129.5	1.79
11—48	139	853	100	47	8.9	8.1	0.43	10.9	1.29	30.0	125.3	2.12
48—60	271	814	105	51	8.7	6.7	0.45	8.6	1.18	31.2	125.3	2.44
60—80	536	722	151	127	8.1	13.2	0.87	8.8	1.01	27.1	190.1	5.59

第八章　土地类型*

"土地"是一个综合的概念，指的是地表环境中某一地段、地貌、气候、水文、植被、土壤等全部自然地理要素长期相互作用、以及包括人类活动对自然环境影响在内所形成的综合体。研究本区土地形成及空间分布规律，探讨土地类型的划分，了解其特征，对认识青南高原土地资源，合理利用及环境保护具有重要意义。

本区是青藏高原上高原面保留最完整的地区之一，虽整个地区水热条件呈三度空间分异，但变化幅度均不甚大。高海拔的地势造成环境普遍低温，纬向分异也不明显。相反中小地貌形态的差异造成水热条件再分配，往往超过水平分异，如阴坡比阳坡湿润。因此，上述土地形成因素是在降水区域水平分异基础上叠加垂直分异的产物。这就是本区土地形成和分布的背景。

第一节　土地分类的原则和系统

按照一定原则把千差万别的各种土地进行归类，是土地分类的基本任务。基于土地本身的特性和合理利用保护土地这一目的，根据前人经验和本区实际，应用的具体原则是：

(1) 综合性原则：把自然地理的所有要素当作土地的组成部分，着眼于土地的空间分布、组合方式，自然属性及发生一致的自然综合体。强调它们共同作用造就的外部形态和内在特征，而不是某一因素的反映；

(2) 主导因素原则：在综合分析各土地要素的基础上，充分注意影响和制约中某因素的主导或决定作用，以此作为土地分类的主导指标；

(3) 实用性原则：本区土地类型研究和制图中，考虑建立自然保护区和牧业生产发展，最终为经济建设服务。

为此，从土地的适宜性与限制因素改良措施的相似性，进行类群归并。此外，土地的划分应是多级的，其命名原则上应能代表土地综合特征。

根据本区实际情况，尽管这次土地类型研究仍属中、小比例尺地理分异规律的研究范畴，然而在占有较多资料的基础上，按上述原则我们采用三级分类。第一级土地类型(土地类)，是土地分类的最高级，由第二级土地类型归并而成，在自然地带内，以引起土地分

---

* 本章执笔人杨军。

异的主导因素地貌划分。一般来说，同一土地类具有相似的中地貌，土地利用方向大致相似。第二级土地类型(土地型)，是由第三级土地类型归并而成，主要根据中(小)地貌和地面组成物质的差异划分，具有一致的中(小)地貌、土壤亚类和植被型(或亚型)，土地利用方向、土地生产率基本相似，是土地资源评价和土地合理利用的主要依据。第三级土地类型(土地组)，是土地类型划分的基本单位，具有相同的地貌部位和植被群系，在土地利用方向、土地生产率和土地改良措施等基本相同，也是土地资源评价和土地合理利用的基本单位。土地组命名采用地貌、土壤、植被三联名法，用代码三位数表示，如 211 高山嵩草草甸土高寒山地。在土地类中缺某个型或组，则相应位置空号。

根据实际情况和考察资料，本次我们将高寒草原与高寒草甸之间出现的过渡类型分为草原草甸和草甸草原。相应的出现草原草甸土和草甸草原上，前者草甸植被占优势、草原植被也有较大比例，反之则为后者。二者在海拔高度、地形部位，生物气候方面均不同，形成土壤不一样，因而相应的土地类型有区别。

根据上述土地类型划分的原则、分级指标，本区土地分类共分 8 个一级类型，35 个二级土地类型，77 个三级土地类型。本区土地类型分类系统如下(表 8.1)。

表 8.1 青海可可西里地区土地类型系统表

Table 8.1 Land classification system of the Hoh Xil region

土地类	土地型	土地组	面积 (km²)
1 极高寒山地	01 冰川和永久积雪极高寒山地	101 冰川和永久积雪极高寒山地	1 676.7
	02 裸岩极高寒山地	102 裸岩极高寒山地	1 282.9
2 高寒山地	20 寒漠土高寒山地	201 垫状植被寒漠土高寒山地	9 285.3
	21 草甸土高寒山地	211 高山嵩草草甸土高寒山地	6 899.5
		212 稀疏高山嵩草草甸土高寒山地	2 153.2
	22 草原草甸土高寒山地	221 早熟禾、高山嵩草草原草甸土高寒山地	55.0
		222 杂类草草原草甸土高寒山地	299.3
		223 稀疏莎草、禾草草原草甸土高寒山地	1 292.1
	23 草甸草原土高寒山地	231 青藏苔草草甸草原土高寒山地	683.5
		232 青藏苔草、早熟禾草甸草原土高寒山地	98.0
		234 青藏苔草、针茅草甸草原土高寒山地	199.5
		237 稀疏青藏苔草、杂类草草甸草原土高寒山地	927.9
	24 草原土高寒山地	241 紫花针茅、青藏苔草草原土高寒山地	1 113.2
		242 紫花针茅草原土高寒山地	484.0
		243 扇穗茅、青藏苔草草原土高寒山地	394.1
		244 稀疏杂类草草原土高寒山地	4 094.7
	25 荒漠草原土高寒山地	251 稀疏针茅、垫状驼绒藜荒漠草原土高寒山地	409.1

（续 表）

土地类	土 地 型	土 地 组	面 积 (km²)
	26 草甸沼泽土高寒山地	261 莎草草甸沼泽土高寒山地	70.3
		262 莎草泥炭沼泽土高寒山地	37.3
		263 莎草沼泽土高寒山地	18.8
3 高寒平地	31 草甸土高寒平地	311 高山嵩草草甸土高寒平地	1232.5
		312 稀疏高山嵩草草甸土高寒平地	568.7
	32 草原草甸土高寒平地	322 杂类草草原草甸土高寒平地	249.4
		323 稀疏莎草、禾草草原草甸土高寒平地	192.6
	33 草甸草原土高寒平地	331 青藏苔草草甸草原土高寒平地	2299.8
		332 青藏苔草、早熟禾草甸草原土高寒平地	234.5
		333 青藏苔草、扇穗茅草甸草原土高寒平地	89.8
		334 青藏苔草、针茅草甸草原土高寒平地	69.8
		337 稀疏青藏苔草、杂类草草甸草原土高寒平地	1110.7
	34 草原土高寒平地	341 紫花针茅、青藏苔草草原土高寒平地	4320.5
		342 紫花针茅草原土高寒平地	1396.2
		343 扇穗茅、青藏苔草草原土高寒平地	1037.7
		344 稀疏杂类草草原土高寒平地	5084.1
	35 荒漠草原土高寒平地	351 稀疏针茅、垫状驼绒藜荒漠草原土高寒平地	872.6
	36 草甸沼泽土高寒平地	361 莎草草甸沼泽土高寒平地	191.4
		362 莎草泥炭沼泽土高寒平地	17.0
		363 莎草沼泽土高寒平地	68.5
		364 莎草盐化沼泽土高寒平地	22.3
4 高寒缓丘地	41 草甸土高寒缓丘地	411 高山嵩草草甸土高寒缓山地	1678.0
		412 稀疏高山嵩草草甸土高寒缓丘地	853.1
	42 草原草甸土高寒缓丘地	422 杂类草草原草甸土高寒缓丘地	99.8
		423 稀疏莎草、禾草草原草甸土高寒缓丘地	324.3
	43 草甸草原土高寒缓丘地	431 青藏苔草草甸草原土高寒缓丘地	2050.7
		432 青藏苔草、早熟禾草甸草原土高寒缓丘地	55.0
		433 青藏苔草、扇穗茅草甸草原土高寒缓丘地	279.4
		434 青藏苔草、针茅草甸草原土高寒缓丘地	134.7
		435 镰形棘豆、黄芪草甸草原土高寒缓丘地	25.2
		437 稀疏青藏苔草、杂类草草甸草原土高寒缓丘地	498.6

（续 表）

土地类	土地型	土地组	面积 (km²)
4 高寒缓丘地	44 草原土高寒缓丘地	441 紫花针茅、青藏苔草草原土高寒缓丘地	3 781.7
		442 紫花针茅草原土高寒缓丘地	908.1
		443 扇穗茅、青藏苔草草原土高寒缓丘地	1 117.5
		444 稀疏杂类草草原土高寒缓丘地	5 108.5
	45 荒漠草原土高寒缓丘地	451 稀疏针茅、垫状驼绒藜荒漠草原土高寒缓丘地	454.0
	46 草甸沼泽土高寒缓丘地	461 莎草草甸沼泽土高寒缓丘地	226.1
		462 莎草泥炭沼泽土高寒缓丘地	69.2
5 高寒台地	51 草甸土高寒台地	511 高山嵩草草甸土高寒台地	334.0
		512 稀疏高山嵩草草甸土高寒台地	99.8
	52 草原草甸土高寒台地	522 杂类草草原草甸土高寒台地	114.5
	53 草甸草原土高寒台地	523 稀疏莎草、禾草草原草甸土高寒台地	59.9
		531 青藏苔草草甸草原土高寒台地	558.5
		532 青藏苔草、早熟禾草甸草原土高寒台地	234.5
		535 镰形棘豆、莫氏草甸草原土高寒台地	39.8
		536 青兰、羊茅、早熟禾草甸草原土高寒台地	63.0
		537 稀疏青藏苔草、杂类草草甸草原土高寒台地	568.6
	54 草原土高寒台地	541 紫花针茅、青藏苔草草原土高寒台地	743.3
		542 紫花针茅草原土高寒台地	937.9
		543 扇穗茅、青藏苔草草原土高寒台地	508.9
		544 稀疏杂类草草原土高寒台地	1 460.6
	55 荒漠草原土高寒台地	551 稀疏针茅、垫状驼绒藜荒漠草原土高寒台地	429.0
6 高寒河谷地	61 草甸土高寒河谷地	611 高山嵩草草甸土高寒河谷地	1 167.4
		612 稀疏高山嵩草草甸土高寒河谷地	129.7
	62 草原草甸土高寒河谷地	622 杂类草草原草甸土高寒河谷地	49.9
	63 草甸草原土高寒河谷地	631 青藏苔草草甸草原土高寒河谷地	259.4
		637 稀疏青藏苔草、杂类草草甸草原土高寒河谷地	543.8
	64 草原土高寒河谷地	641 紫花针茅、青藏苔草草原土高寒河谷地	673.5
		642 紫花针茅草原土高寒河谷地	114.7
		644 稀疏杂类草草原土高寒河谷地	1 217.3

（续 表）

土地类	土 地 型	土 地 组	面 积 (km²)
7 地沙	71 固定沙地		289.4
	72 半固定沙地		816.2
8 湖泊	81 淡水湖		245.0
	82 半咸水湖和咸水湖		2 883.5
	83 盐湖		694.1

第二节 土地类型的基本特征与土地结构

一、土地类型的基本特征

了解土地类型的自然特点，有助于土地资源评价、合理利用土地，以及为制定相应的改造措施提供依据。通过对土地主要形成要素，如地貌条件、温度和水分状况、土壤性状、植物群落类型等为描述内容，表现土地类型综合性的基本属性。以下就一、二级土地类型的分布和特征简述如下(见青海可可西里地区土地类型图)：

1. 极高寒山地

该类型占本区总面积的 3.55%。主要分布在昆仑山、唐古拉山等高大山体顶部、雪线为其下限、现代冰川发育。海拔高度因各山地所处的地理位置和山文条件的不同而异，昆仑山南坡 5 000m 以上，唐古拉山 5 300m 以上，气候极其寒冷，以冰冻作用为主，在雪线下部，地表常有岩石碎屑堆积如倒石堆、流石滩，基本没有高等植物生长和土壤发育。目前该土地农林牧业不能利用。这里可分为：

01 冰川永久积雪极高寒山地：主要分布在昆仑山、唐古拉山脉及区内东岗扎日、马兰山等较为平缓的山体顶部，有现代冰川及各种冰川地貌发育，气候酷寒，年均气温 -8—-10℃以下，无植物生长和土壤发育，该土地不能为农牧林业利用。但冰川永久积雪是天然固体水库。

02 裸岩极高寒山地：主要分布在冰川永久积雪带下部雪线附近或冰舌末端，气候严寒，年均气温 -8℃左右。地表多岩石堆积，岩屑和岩缝中可有低等植物如冷生壳状地衣，无土壤。该土地无农林牧业利用价值。

2. 高寒山地

主要分布在昆仑山、祖尔肯乌拉山和唐古拉山、可可西里山、冬布勒山和乌兰乌拉山等山体上部，占本区面积的 34.22%。一般海拔 4 800—5 400m 较为集中连片。气候寒冷，年均气温 -6℃左右。冰缘地貌发育，多年冻土连续分布。由于各山体的海拔高度和地理位置及走向均有变化，因而生物气候和土壤亦产生区域分异。高寒山地有效土层薄，质地

较粗且多砾石，生长草本耐寒植物。根据土地内部差异造成生产力不同，可分为7个二级土地类型。

20 寒漠土高寒山地：主要分布于高大山体上部裸岩带下缘，海拔高度下限大致为5 000—5 200m，地形多为岭脊、冰碛台地、古冰斗，冰缘地貌广布，地表多砾石，寒冻风化强烈，气候寒冷，年均气温－6℃左右，冰冻期很长，降水较多。寒漠土发育，土层薄，剖面分化弱，土体湿润，通体粗骨质，土壤pH 7.0—8.5，有机质含量低。植被稀疏并成垫状，间或有点地梅、蚤缀、红景天、高山风毛菊、唐古特雪莲散生于岩屑坡和石缝中，盖度小于5%。该土地质量差，无农林牧业利用价值，但生长有雪莲等药用植物。

21 草甸土高寒山地：主要分布于沱沱河以南高山中上部，海拔4 800—5 300m，向西下限升高。高寒半湿润气候，年均气温＜－4℃，降水400mm左右。土壤多为原始高山草甸土，地表有大量砾石，成土母质为残积物，处于高山寒漠土之下，生草过程和腐殖化过程较微弱，土层厚约30cm，草皮层薄，融冻季节常见草皮层滑脱和剥离现象。主要植被有高山嵩草、矮嵩草、伴生有火绒草、苔草、风毛菊、二裂委陵菜，盖度60%左右。该土地是质量中等的暖季草场。

22 草原草甸土高寒山地：主要分布于乌兰乌拉山阴坡、半阴坡，海拔由东4 700—5 000m向西升高达5 000m以上以至尖灭。降水量350—400mm，气候寒冷。土壤为草原草甸土，成土母质为残积、坡积物，剖面分化较明显，草皮层厚5—14cm，土壤干燥坚硬、淋溶程度软弱，心底土常可见钙积层，表层有机质含量3%，心底土递减。植物有高山嵩草、矮嵩草、苔草、火绒草、黄芪、棘豆，盖度70%左右。该土地是质量中等的春秋草场。

23 草甸草原土高寒山地：主要分布于乌兰乌拉山、可可西里山东部草甸与草原过渡段山地阳坡，海拔4 800—5 000m。地温较高，水分条件相对差些。土壤为草甸草原土，有薄层松软草皮层或草根层，多呈斑秃状分布，腐殖质层较厚，具粒状结构，$CaCO_3$含量以心底土最高。植被主要有紫花针茅、青藏苔草，但嵩草等草甸成分也占有一定比例，盖度40%—60%。该土地是中等的夏季牧场。

24 草原土高寒山地：分布于可可西里山、乌兰乌拉山坡麓地带，海拔4 700—5 000m。土壤为高山草原土，地表多砂砾，成土母质多坡积洪积物，土层厚40cm左右，有机质含量表层10—20g/kg，心底土骤减，全剖面呈碱性反应、pH8.5左右。植被以青藏苔草、紫花针茅为主，盖度25%—45%。该类土地是较差的暖季草场。

25 荒漠草原土高寒山地：分布于西北隅勒斜武担湖以北山体中部。气候寒旱化强，年降水量小于200mm，年均温－5℃。土壤为荒漠草原土，粗骨性强，土层薄，剖面分层不显。钙积层位高，有机质含量10g/kg以下，土体呈碱性反应。植被由半旱生、旱生草本和半灌木组成的荒漠化草原，以垫状驼绒藜、针茅为主，盖度不到20%，长势差，产量低。该土地质量差。

26 草甸沼泽土高寒山地：主要分布于东南部尕日曲以南高山带。地貌多是河流上源、高山鞍部，海拔5 000m左右。降水较多，地下水位高。土壤为沼泽土，冻土层对径流有阻隔作用，土壤常处于季节性积水状态，土体通气不良，剖面可分为上部根系密集层、中间腐殖质层、下部潜育层。有机质含量可达100g/kg、土体偏酸性至中性。植被由喜湿性草本组成，以藏嵩草为主，伴生有矮嵩草、高山嵩草等，盖度70%—90%。该土地为中等质量的暖季草场。

3. 高寒平地

该类型分布于宽谷湖盆带，占全区面积的22.87%。地貌为冲积-洪积平原、湖积平原，地形平坦，地表物质为现代河流冲、洪积物，海拔在 4 500—5 200m，地面坡度一般<1°，气候寒冷，年均温<4℃，由于水分条件由东南向西北递减，干旱程度增加，相应出现由草甸向荒漠草原地带性植被和土壤。该土地不宜农林业，有的可作牧场。根据土地内部性质差异，可分为 6 个二级土地类型。

31 草甸土高寒平地：主要分布于东南部河流上游排水良好的宽谷地段，海拔>4 800m。气候寒冷半湿润，地下水位高，母质为冲洪积物。土壤为高山草甸土，土壤发生层次分异明显，草皮层松软，土层厚 40—50cm。有机质含量 30—80g/kg，pH 7.0 左右。植被多属高山嵩草、线叶嵩草，盖度 60%—80%。该土地是质量较高的暖季草场。

32 草原草甸土高寒平地：主要分布于长江源区山间平原，海拔 4 700—5 000m。土壤为草原草甸土，受生草过程和弱淋溶作用、剖面分化清晰、草皮层厚 5—12cm，土体上部有 $CaCO_3$ 聚集，pH8.0。土层厚度不均(30—80cm)。植被多属高山嵩草-针茅草原化草甸，盖度 45%—70%。该土地是中等质量的夏秋草场，常见鼠害和草皮剥落现象。

33 草甸草原土高寒平地：主要分布于沱沱河与乌兰乌拉山之间的草甸和草原过渡区域。地形为湖盆宽谷，开阔平坦，海拔 4 600—5 000m，处于高寒草原带上游段。土壤为高山草甸草原土，表层有薄层松软草皮或草根层，有机质含量一般为 10—30g/kg，具粒状结构，$CaCO_3$ 在剖面中有一定程度移动。植被主要有青藏苔草、紫花针茅、高山嵩草以及杂类草，盖度 35%—60%。该土地属中等暖季草场。

34 草原土高寒平地：分布于沱沱河以北海拔 4 500—5 000m 宽谷湖盆带之内。地貌为冲、湖积平原，地形平坦。气候高寒半干旱，年降水量 250—300mm。土壤为高山草原土，成土母质多为洪冲积物、湖积物，表层多砂砾，腐殖质积累过程和钙积过程十分强烈，剖面分化差，通体强石灰反应，pH8.5 以上，有机质含量 10—20g/kg，土壤有轻度盐化现象。植被由寒冷旱生半旱生多年生密丛禾草、根茎苔草组成、伴生有垫状植物。主要有紫花针茅、青藏苔草、扇穗茅，盖度 20%—45%。该土地是质量较差的草场，放牧不当易使土地沙化。

35 荒漠草原上高寒平地：主要分布于西北部，库赛湖东部也有。地貌多为湖盆外缘滩地，海拔 5 000m 左右。气候寒旱，降水不足 200mm。上壤为荒漠草原土，地表覆砂砾和见有盐霜，钙积层位高，有机质含量低。植被为荒漠化草原，以垫状驼绒藜为主，盖度10%—15%。该土地质量差，分布区缺淡水，目前牧业尚难利用。

36 草甸沼泽土高寒平地：主要分布于沱沱河源宽坦河谷两侧的低洼滩地。气候冷湿，地表排水不畅，局部积水。土壤为高寒草甸沼泽土，表层根系密集交错形成草丘，生草层厚达 10cm 以上，下部长期处于冰冻状态，永冻层起不透水的隔水作用，暖季解冻时土体潮湿，同时因暖季多雨，土体内水分常处于饱和状态，且地温低，微生物活动微弱，有机质长期处于嫌气状态，分解不良，土层上部形成厚度不等的泥炭层。植被由湿生、半湿生的藏嵩草、矮嵩草组成，生长较好，群落结构简单，层次分化不显，草高 4—20cm，盖度 70%—90%。此类土地质量较差，是牦牛的天然牧场。

4. 高寒缓丘地

该类型全区均有分布，中西部较多，占全区面积的22.11%。处于山地与平原过渡地段，地貌类型为山前倾斜平原、洪积扇，地势和缓，坡度<7°，呈缓坡丘陵状，起伏在200m上下、地表多为寒冻风化坡积物，地下水位较深，土层薄，土壤质地轻。因所处地理位置和海拔高度的不同，土地内部性质有差异，可分为6个二级土地类型。

41 草甸土高寒缓丘地：主要分布在沱沱河源上段，海拔4 800—5 000m，地貌为山麓冲洪积扇、浑圆低丘、缓坡地段。气候寒冷半湿润，年均温<4℃，年降水量400mm以上。土壤为高山草甸土，母质为坡积物，草皮层和腐殖质层发育良好，$CaCO_3$有一定淋溶，土层厚<50cm，有机质含量高，腐殖质累积明显。植被为高山嵩草和苔草组成的高寒草甸，盖度50%—90%，草质好，产草量较高。该土地综合自然条件较优，是质量较高的牧场。

42 草原草甸土高寒缓丘地：主要分布于乌兰乌拉山一带，所处地形多为山地半阴坡的平缓低丘、坡麓滩地。常年低温，永冻层发育，排水良好。土壤为草原草甸土，草皮层松软不连续，其下各层可见石灰新生体，有机质含量30g/kg左右。植被以莎草科的高山嵩草、苔草为主，伴生有火绒草、黄芪、棘豆等，盖度60%—80%。该土地是质量较高的春秋牧场。

43 草甸草原土高寒缓丘地：分布于乌兰乌拉山西段，地形为山麓平缓的半阴坡、阳坡及山前冲积倾斜平原，海拔4 600—4 900mm。气候属高寒半湿润。母质为冲洪积物，土壤为高山草甸草原土，土壤剖面分化较好，同高山草原土亚类相比，有机质含量较高，具粒状结构。植被由中生草本组成，主要有苔草、针茅、嵩草等，盖度50%—60%，长势良好。该土地是质量中等的草场。

44 草原土高寒缓丘地：主要分布于中西部宽谷湖盆带内山前倾斜平原或起伏不大的平缓山体阳坡，分布高度由东部海拔4 500m向西可达海拔5 000m以上。气候寒冷半干旱，年降水量250—300mm。土壤为高寒草原土，其母质多系坡积物、残积物。土层薄，有机质含量低，土体干燥呈碱性反应，粒-块状结构，有钙积层。植被是旱生、中旱生草本组成的高寒草原，主要有青藏苔草、紫花针茅等。组成植物种类少，长势差，盖度20%—40%。该土地是质量较差的草场。

45 荒漠草原土高寒缓丘地：主要分布于西北部山地坡麓平缓段，海拔超过5 000m，气候寒冷干旱多风，地表砂砾质，地下水位低。土壤是高山荒漠草原土，土层薄，粗骨性强，土体呈碱性反应。植被由旱生、半旱生草本组成，主要有垫状驼绒藜、紫花针茅，种类贫乏，长势差，分布稀疏，盖度<15%。该土地质量差。

46 草甸沼泽土高寒缓丘地：分布于本区东南部坡麓潜水溢出地段，地形平缓，地下水位高，地表经常积水。气候寒冷半湿润。土壤是高山草甸沼泽土，剖面分层较明显，表层形成草丘或塔头，心上层为青灰色潜育层，土壤呈酸性反应，有机质含量高。植被由湿生、中湿生草本组成，主要有藏嵩草、矮嵩草、高山嵩草、苔草等，盖度10%—90%。该土地是质量中等的夏季牧场。

5. 高寒台地

该类型本区各地均有分布，占全区总面积的7.31%。一般处于山前，海拔4 700—

5 000m，主要地貌类型有剥蚀、冰碛、冰水、洪冲积等高海拔台地，台面较平坦，边缘有陡坎或急坡，相对高度一般<50m，完全不受地下水影响。植被和土壤具有地带性特征。在寒冷气候条件下，高寒台地不能为农林业利用，部分可作牧业用地。根据土地内部性质差异、可分为 5 个二级类型。

51 草甸土高寒台地：分布于沱沱河源排水良好的山地和山原过渡带上，为剥蚀、冰碛台地，海拔 5 000m 左右。气候属高寒半湿润、气温很低、水分条件好。土壤为高山草甸土，表层为草皮层，腐殖质层下或有轻度潜育化现象，土层厚 50cm，有机质含量高，土体呈酸性反应。植被由耐寒旱中生草本组成、主要有高山嵩草、苔草等，长势较好，盖度 65%—85%。该土地是较好的暖季草地。

52 草原草甸土高寒台地：主要分布在东南部，海拔大于 4 700m 的山地与平地过渡地段，地貌为高海拔冲洪积台地。地温稍高，水分条件相对于高寒草甸差些。土壤为高山草原草甸土，土体稍干，有薄草皮层，有机质含量较高。植被为高寒草原化草甸，主要植物为嵩草、针茅，伴生黄芪、苔草、火绒草及垫状植物，盖度 50%—75%。该土地是中等质量的草场。

53 草甸草原土高寒台地：分布于中东部山地与平原过渡带，海拔 4 600—4 800m，地貌类型多为剥蚀台地。气候属高寒半湿润类型，年降水量 350—400mm。土壤为高山草甸草原土，表层有零星松薄草皮，表土有机质含量>30g/kg，土体呈中性至微碱性反应，10cm 以下可见粉末状碳酸钙新生体。植被是由中生、旱中生草本组成的高寒草甸草原，主要有苔草、针茅、嵩草及杂类草等，盖度 35%—45%。该土地是质量中等的草场。

54 草原土高寒台地：分布于沱沱河以北中东部盆岭区山地与山原的过渡带，海拔 4 600—5 000m，地貌类型为冲洪积、冰碛的高海拔台地。气候寒冷半干旱、多风，地下水位低，地表旱象明显。土壤为高山草原土，土体干燥，碳酸钙新生体很多，有机质含量低。植被由半旱生的紫花针茅、青藏苔草、扇穗茅组成，长势差，盖度 25%—40%，产草量低，人畜饮水不便。该土地是质量较差的草场。

55 荒漠草原土高寒台地：分布于西北部可可西里山以北，海拔 5 000m 左右。气候寒旱、降水少，地下水位低，地表多砂砾。土壤是高山荒漠草原土，土层浅薄发育弱，有机质含量<10g/kg，碱性反应。植被由旱生半旱生草本组成，主要有垫状驼绒藜、针茅等，植物稀疏，长势差，盖度 10%—15%。该土地质量差，目前牧业也难利用。

6. 高寒河谷地

该类型分布于本区沱沱河、楚玛尔河等较大河流两侧，包括河漫滩和低阶地，占本区面积的 4.99%。外流水系河谷宽阔，地表物质为冲积物，土层较厚；内流水系河流短、河谷宽坦，成土母质多为冲洪积物，土层薄。由于河谷地分布于境内不同水热区域和不同的植被-土壤带，根据土地内部性质差异，分为 4 个二级土地类型。

61 草甸土高寒河谷地：分布于沱沱河上源高寒草甸带河流两侧，包括河床、河漫滩及河流低阶地，河床宽浅，一些地段成为游荡型河床，切割浅，地面完整，地表组成物质为冲击物和洪积物。气候属高寒半湿润，地下水位高。土壤为高山草甸土、高山沼泽草甸土，土层较厚，有机质含量 70—100g/kg，土壤潜育化程度高。植被是由耐寒、中生草本组成的高寒草甸，主要有嵩草属、珠芽蓼等，覆盖度 50%—80%。该土地是质量较好的草场。

62 草原草甸土高寒河谷地：分布于本区东南部高寒草甸和高寒草原过渡地段河流两侧。土壤为草原草甸土，成土母质为冲、洪积物，草皮层厚 10—15cm，根系盘结有弹性，土层厚土体稍干，有机质含量较高。植被多属高山嵩草-针茅草原化草甸，伴生有苔草、火绒草、黄芪及垫状植物等，盖度 85%左右，植被长势较好。该土地是质量中等的草场。

63 草甸草原土高寒河谷地：分布于本区南部祖尔肯乌拉山北坡河流两侧，海拔 4 800m 以上。地形开阔，河流宽坦，切割浅，地表组成物质为冲、洪积物。气候寒冷，水热条件较好。土壤是高山草甸草原土，有呈斑秃状分布的草皮层，有机质含量 30g/kg 左右。土壤具粒状结构，土体弱碱性反应。植被是由中生、旱中生草本组成的高寒草甸草原，主要有青藏苔草、紫花针茅、嵩草属及杂类草，盖度 35%—50%。该土地是质量中等的草场。

64 草原土高寒河谷地：主要分布于中部宽谷湖盆带内河流两侧，地形开阔，河谷宽坦，切割很浅，气候属高寒半干旱类型。地表组成物质多为洪、冲积物。内流河短小、流向内陆湖泊；外流河宽大，谷底宽 1—2km。土壤为高山草原土，土层较薄，通体碱性反应，碳酸钙新生体较多，地表砂砾多，有机质含量不高。植被是由半旱生草本植物组成的高寒草原，主要有青藏苔草、紫花针茅、扇穗茅等，长势较差，盖度 15%—45%。该土地是质量较差的暖季牧场。

7. 沙地

沙地主要分布于本区西金乌兰湖至五道梁一线，一般多处在湖盆东南山麓迎风地带，面积占全区面积的 1.33%。地表大部分为细砂堆积，地下水位低。气候属高寒半干旱，年降水量<300mm。土壤是风沙土，植被稀少，多为青藏苔草、固沙草等沙生耐旱草本植物。根据细砂流动和植被状况，可分为二级土地类型 2 个。

71 固定沙地：多分布于河流两岸、湖泊边缘。稍受地下水影响，地表物质轻粗。风沙土表层有植物残根，腐殖质层不明显，有机质含量低。植被稀少，主要是青藏苔草。该土地质量差，目前很少利用。

72 半固定沙地：分布于湖泊边缘、山麓、河岸等迎风地段，形成半固定沙丘或平沙地，如西金乌兰湖边、沱沱河岸等地。地下水位高，地表旱象明显，气候寒旱，多大风。风沙土质地粗且松散，地表细砂颗粒匀细并缓慢流动，几无植物生长，局部为流沙覆盖。该土地质量很差，牧业无利用价值。

8. 湖泊

本区湖泊众多，占全区面积 4.62%。本次研究把湖泊水面作为一种特殊土地类型，因其演化过程与湖滨土地有关，如盐碱土、龟裂土的形成，故在分类中统一考虑。依湖泊水化学性质，该土地可分二级类型 3 个。

81 淡水湖：矿化度<1g/L。

82 半咸水湖和咸水湖：矿化度 1—35—50g/L。

83 盐湖：矿化度>50g/L。

第三级土地类型是据第二级土地类型中内部性质的差异而划分，主导因素是植被群系的变化。它本身是一个完整的生态系统，同时又属于高一级土地生态系统的组成部分。在牧业生产中，其牧草优势种、主要伴生种、盖度和产草量均不同，故利用价值也不一样。

例如：

201 垫状植被寒漠土高寒山地：分布于海拔 5 100m 或 5 300m 以上山体上部。气候严寒，高山寒漠土贫瘠，30—40cm 以下常冻结，只有高山稀疏垫状植被呈岛状分布，草高 2—3cm，盖度<15%，植物生长期约 50 天，产草量极低，牧业无利用价值。

211 高山嵩草草甸土高寒山地：东南部各拉丹冬一带分布面积大。气候寒冷半湿润，高山草甸土发育，有机质含量>100g/kg，牧草优势种为高山嵩草，主要伴生种有苔草、火绒草、黄芪、紫菀、蒲公英，草高 0.5—7cm，平均亩产鲜草约 50kg。植物生长期 80 多天，盖度 60%左右。该土地是本区产值较高的牧场，适合绵羊、牦牛放牧。受冻胀、融冻滑塌影响，草根层产生斑块状脱落；另外因分布区山高路远、遇大雪封山，牲畜难转移等因素对土地利用限制性大。

341 紫花针茅、青藏苔草高寒平地：本区宽谷湖盆带中分布广。气候寒冷半干旱，高山草原土发育。植被为高寒草原，牧草优势种为紫花针茅、青藏苔草，主要伴生种有扇穗茅、冰草、火绒草、点地梅，草高2—8cm，盖度<50%，亩产鲜草约82kg。植物根系难在土壤中形成草皮层，因而不耐放牧践踏，一旦遭破坏难以恢复。这类土地质量较差，适于秋季放牧。

461 莎草草甸沼泽土高寒缓丘地：分布于东南部尕尔曲一带山麓浅洼低地泉水出露处。气候寒冷湿润。草甸沼泽土发育，有机质含量高。植被为湿生、中湿生的草本组成，牧草优势种为藏嵩草，主要伴生有矮嵩草、黄芪、毛茛、马先蒿。植物高 4—10cm，盖度 70%—90%，平均亩产鲜草约 83kg。该土地分布区高寒潮湿，一些适应冷湿生境的莎草科植物长势好、生活力强、根系发达。这类土地是质量中等的牧场，适宜牦牛利用。

531 青藏苔草草甸草原土高寒台地：分布于中部山地与山原过渡地段。气候寒冷，年降水量 300—350mm。土壤为草甸草原土，地表多沙，土层薄。植被由中生、旱中生草本组成的草甸草原，牧草优势种为青藏苔草、早熟禾，主要伴生种有火绒草、黄芪、冰草、委陵菜等。草高 3—12cm，盖度 25%—50%，亩产鲜草 29—43kg。牧草营养成分及适口性较差。该土地是质量较差的牧场。

二、土 地 结 构

本区位于青藏高原高寒草原区东部，所处地理位置是由东部半湿润向西部半干旱过渡地区，包括高寒草甸、高寒草原和高寒荒漠草原三个自然带。其土地类型的特征与分异规律与青藏高原总体分异规律一致。在大区域分异前提下，它尚有自己的特点。第一是高耸的地势对土地分布远超过纬度的影响，水平地带性主要是经度地带性的反映；第二是土地垂直分布明显，阴阳坡水分条件差异大；第三是地域分布同时呈现水平和垂直分异相结合的复合分布规律，即高原地带性。

境内不同等级的土地类型，在空间上都有一定的分布部位。它们又是相互联系的，并具有一定的组合形式——土地结构。如"水平结构"和"垂直结构"，分别表示土地类型按水平和垂直方向的组合分布规律。

1. 水平空间分布

反映的是土地类型地理基带的差异。表现为土地类型与生物气候条件的相关分布，是

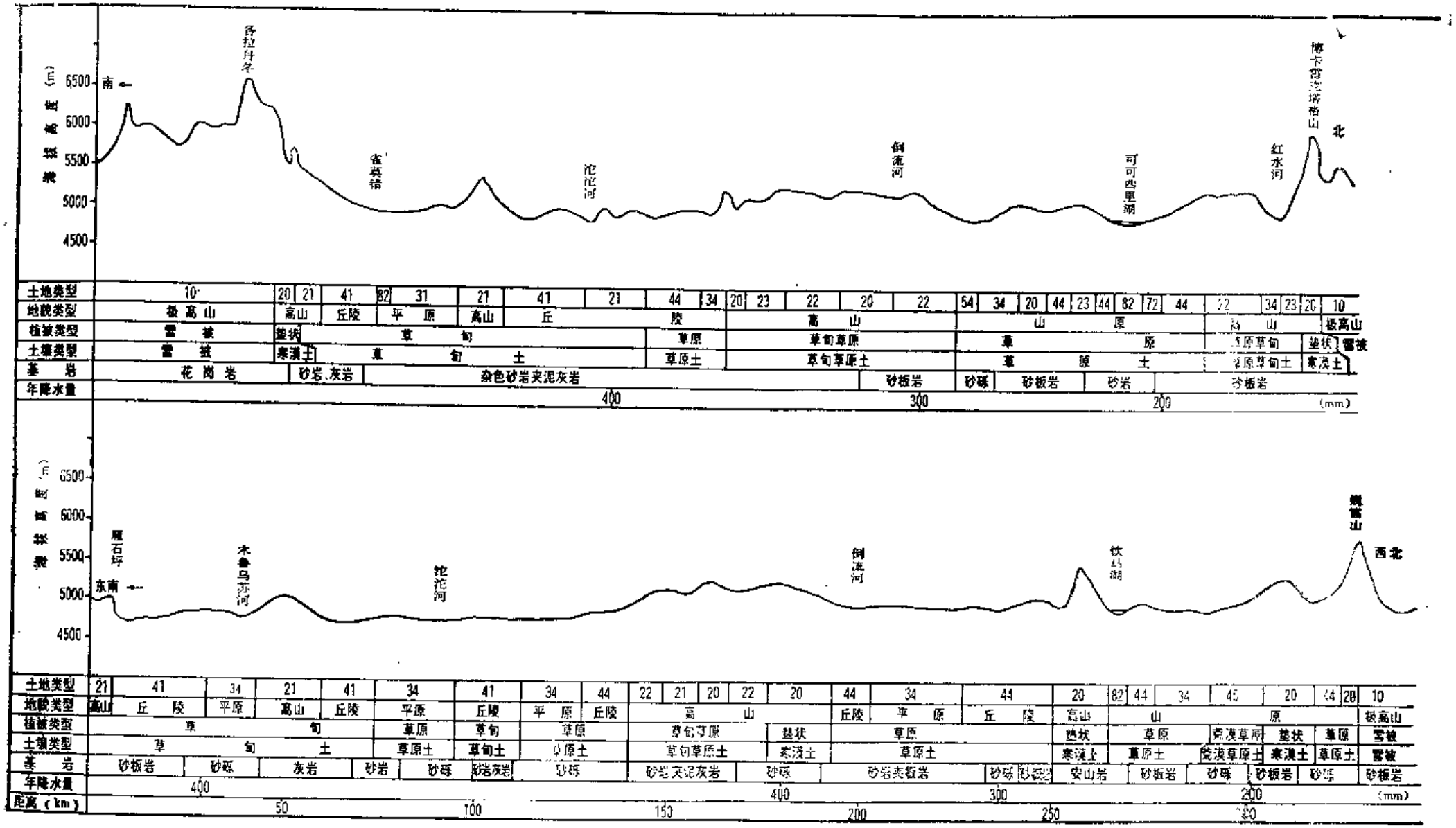


图 8.1 可可西里地区土地类型综合剖面

注：1.土地类型代号说明见分类系统表。2.各植被类型前省略"高寒"。3.各土壤类型前省略"高山"。4. 各地貌类型前省略"高海拔"。

Fig. 8.1 Land type composite profile map of Hoh Xil region

综合反映地带性特征的显域性土地类型，相应地体现类似的地带性分布规律。本区降水由东南向西北递减，与其相吻合的自然景观也沿该方向演变。与此相应的土地类型水平分异，应认为是经度地带性的表现。基带土地类型依次为草甸土高寒平地→草原土高寒平地→荒漠草原土高寒平地。由于境内高原面广阔完整、水热条件变化幅度不大，其上广布的湖泊、冰川及覆沙地，对水热差异又有一定的平抑作用，故各土地类型呈逐渐过渡，分界不大明显，常互相渗透、交错分布(图 8.1)。

2. 垂直空间分布

在高原土地类型水平空间分异规律背景下，由于各地山体和山原面海拔的影响，引起土地类型相应的垂直分布呈现明显差异。表现在东南部山地垂直带谱完整，草原上高寒平地出现部位较低(4 700m 以下)，向西北渐趋简化，草原土高寒平地可达海拔 5 000m 以上。根据水分条件决定的垂直带谱基带的差异，本区有如下垂直带谱结构类型：

(1) 分布于各拉丹冬的半湿润类型。草甸土高寒山地—寒漠土高寒山地—冰川永久积雪极高寒山地；

(2) 乌兰乌拉山分布的半湿润-半干旱类型。草原土高寒平地—草甸土高寒山地—寒漠土高寒山地—冰川永久积雪极高寒山地；

(3) 可可西里山东南分布的半干旱类型。草原土高寒平地—寒漠土高寒山地—冰川永久积雪极高寒山地；

(4) 巍雪山附近分布的半干旱-干旱类型。荒漠草原上高寒平地—寒漠上高寒山地—冰川与永久积雪极高寒山地(图 8.2)。

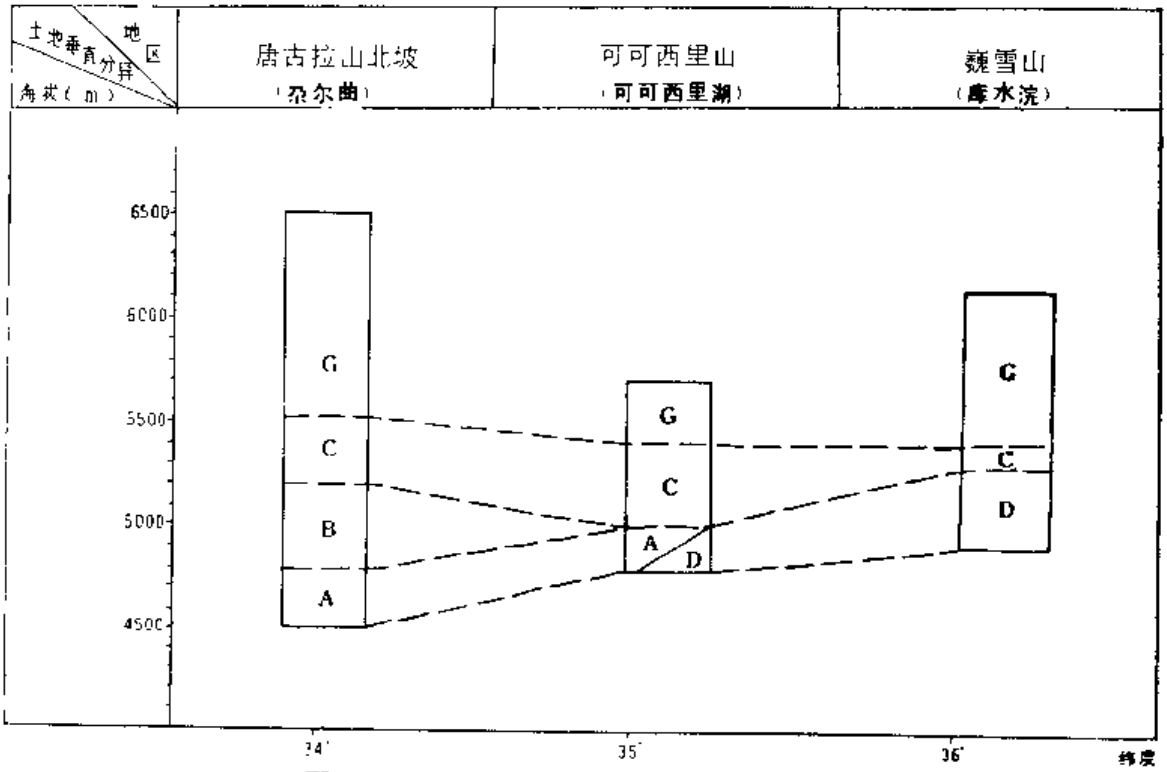


图 8.2 可可西里地区土地垂直带谱示意图

A：草原土高寒平地；B：草甸土高寒山地或(草甸沼泽土高寒山地)；C：垫状植被寒漠土高寒山地；D：荒漠草原土高寒平地或(高寒缓丘地)；G：冰川和永久积雪极高寒山地

Fig. 8.2 A sketch map of altitudinal land belts in Hoh Xil region

由上述土地分布规律不难看出：土地类型的空间分异、并非单一的水平或垂直分异所能说明。它总是二者交织在一起，呈复合分布的特征，反映了高原土地类型空间分异的特殊形式——高原地带性分异。正如郑度等学者研究曾指出，青藏高原的自然地带南北方向依纬度变化；东西方向依环流形式变化，垂直方向依海拔高度变化。这在本区土地类型空间分异上表现很明显。

3. 土地的主要组合结构类型

在本区土地类型水平和垂直地带性分布规律的基础上，还形成了一系列区域分布规律：

（1）条带状或似平行状重复式土地结构。在沱沱河等宽谷两岸，地形平缓，水热条件趋于相似，由河谷地—高寒平地—高寒缓丘地多种土地类型沿河岸呈近东西向似平行状展布，且多重复出现的条带状结构。

（2）似同心状土地结构。以湖泊为中心，从湖盆外缘依次出现有草原土高寒平地、草原土高寒台地、草原土高寒缓丘地、草甸土高寒山地，各种土地环绕湖泊更替。

（3）镶嵌状土地结构。山原区多见，有两种形式：一种是一、二种土地类型镶嵌在另外较大面积的土地类型中，如东南部草甸土高寒平地包围沼泽土高寒平地；另一种是多种土地类型相互穿插，面积大小差别不大，呈交错分布，在草甸与草原过渡地段多见。

（4）阶梯状土地结构。在山地多见。如东南部尕尔曲一带，从河谷至山顶依次出现：草甸土高寒河谷地、草原土高寒平地、草甸土高寒缓丘地、寒漠土高寒山地。主要受地势高程控制。

（5）树枝状土地结构。指长江源水系，坡降小，水热条件相似，多为同类型土地组合，平面呈树形状。

前三种土地结构在本区最多见、分布面积广（青海可可西里地区土地类型图）。

上述土地组合结构类型，反映了不同区域中自然因素相互作用及空间组合的差异，不仅是认识自然地理区域特征，为综合自然区划和农业区划提供重要的科学依据；也是合理利用和保护土地的基础。

由于土地类型属性和结构类型的差异，牧业利用方式也有区别。唐古拉山至雁石坪之间，处于唐古拉山北翼、海拔 4 700mm 以上，主要山峰海拔多在 6 000m 以上，土地带谱由草甸草原土高寒缓丘地、草甸土高寒山地、寒漠土高寒山地、冰川永久积雪极高寒山地四个带构成，具阶梯状组合结构。牧民群众利用土地的经验是：羊放高山，马放川，牦牛放在水纳滩（草甸沼泽）。雁石坪至乌兰乌拉山，地形开阔，分布草原土高寒平地，多为似平行条带状组合结构，仅放牧少数藏羊。可可西里山以北，分布荒漠草原土高寒山地，其上为寒漠土高寒山地，土地多为似同心状结构，牧业在这里已不存在。

第九章　自然环境特征与地域分异*

在对可可西里地区地貌、气候、冰川、湖泊、土壤和植被等主要自然地理要素以及自然综合体的土地类型分别研究的基础上，本章将概述本地区自然环境的总体特征，探讨自然地域分异规律并阐明各自然区的基本特征。

第一节　自然环境的总体特征

作为全球高海拔地区的一个独特的自然地域单元，青藏高原具有与毗邻低海拔地域迥然有别的一系列基本自然特征，即：海拔高亢、自然地理过程年轻；空气稀薄、太阳辐射强、气温低、日较差大；现代冰川、冻土发育，冰缘、寒冻风化作用普遍；独特的高原动植物区系的生态效应；垂直自然带普遍发育与水平地带紧密结合；地旷人稀，人为因素对自然环境的影响相对较弱。

位于中昆仑山和唐古拉山之间的可可西里地区正好处于整个青藏高原中心腹地的位置，这对其自然环境的总体特征有显著的决定作用，而且就青藏高原而言也有很大的代表性。可可西里地区位于青海、西藏和新疆的接壤地带，除了在其东缘南北纵贯的青藏公路有人类活动外，基本上为无人常年居住的区域，甚至连在暖季流动放牧的也仅限于其东南边缘。人类活动对自然环境的影响极其微弱，自然环境基本上保持着原始的天然状态，其总体特征可以综述如下。

一、高寒半干旱的气候

由于海拔高亢，本区气候以寒冷为主要特征。东部边缘五道梁和沱沱河，海拔4 500—4 700m，最冷月（1月）平均气温分别为－16.9℃和－16.2℃，最暖月（7月）平均气温也只有5.3℃和7.4℃。由此向西以及在山区，随着海拔增高，气温更趋降低。不仅是没有夏天，更可以说是全年皆冬，高寒气候的另一特点是太阳辐射强，直接辐射所占比例均在56%以上。由于地势开阔、高空西风强劲，可可西里地区成为青藏高原乃至全国风速高值区之一，在西金乌兰湖附近，年平均风速可达8.0m/s，但在唐古拉北翼的温泉附近风速相对较小，约3.5m/s。

降水季节集中分布在6—8月，以五道梁和沱沱河为例，多年平均降水量分别为

* 本章执笔人张百平。

262mm 和 283mm。在空间分布上具有自东南向西北逐渐减少的趋势。野外观测和对比分析表明，南部各拉丹冬地区降水最多，估计可达 495mm，西北角的太阳湖附近最少，约 173mm。计算表明，东缘五道梁和沱沱河的湿润系数为 0.38—0.37(郭柯，1993)，属于半干旱气候。总之，可可西里地区的大部分属于高寒半干旱气候，仅南缘唐古拉山地具有高寒半湿润的气候特征。

二、典型的高原自然景观与普遍的寒冻作用

可可西里地区自然环境在许多方面都具有典型的高原特色，包括缓坦的高原地貌、普遍的寒冻作用和高寒土壤等。

虽然可可西里地区海拔很高，从东缘青藏公路海拔 4 600m 左右向西递升到海拔 5 000m 以上，但相对起伏较小，一般仅有 300—600m 的高差，地势开阔坦荡，地形起伏和缓。本区处于高原中心腹地位置，由于高原强烈隆起导致的边缘地区河流溯源侵蚀尚未影响到这里，因而成为青藏高原原始高原面保存最完整的地区之一。仅在南、北两侧的极高山区，即唐古拉山和昆仑山山地相对起伏超过或接近 1 000m。整个研究区域以高原宽谷盆地为主要的地貌类型。

青藏高原是中低纬地区最大的冻土岛，而其主体则在可可西里地区。冻土厚度可达 80—120m，且多为连续多年冻土区。由于高原上太阳直接辐射强，夜间有效辐射也大，因而地表温度日变化大，且经常出现正负温度频繁交替的变化。寒冻作用成为这里非常普遍的地貌外营力，主要包括寒冻风化、融冻和冻胀作用等，物理风化过程加快，而且形成了分布广泛的各种冰缘地貌类型，如多边形土、石条、石海、热融洼地、冰丘、冻胀丘等。

可可西里地区土壤的成土作用时间短，土壤发育过程缓慢，土壤比较年轻，主要表现在土层浅、石质化强、剖面分化差、铁和铝的氧化物再分配弱等。在高寒半干旱气候条件下，成土过程受融冻作用影响深刻。如土壤表层的孔状结构、剖面中部的粒状结构、中下部的鳞片状结构、蓝灰色潜育斑甚至潜育层等都是冻融作用的产物。此外，土壤的形成和发育始终未受到人类活动的干扰和破坏，一直保持着完好的原始状态。土壤类型比较简单，主要有高山草原土、高山草甸土和高山寒冻土 3 个地带性土类，而隐域性的沼泽土、龟裂土、盐土和碱土等也有较广的分布。

三、内外流域交替过渡的地表水文

可可西里地区是青藏高原上内外流域交错的过渡地带，东部为外流区，主要是长江上源通天河的河源区，包括楚玛尔河、沱沱河、尕尔曲等源区河流，其中沱沱河和尕尔曲主要由冰川融水补给、水量较大，常年有水。而楚玛尔河为雨水、地下水补给，水量较小，河流的季节性变化明显。

本区西部为青藏高原内陆湖区，湖泊总面积达 3 825km²，面积在 100km² 以上的湖泊有 10 个，湖泊率达 4.6%，成为青藏高原湖泊最多的地区之一。湖泊大多为咸水湖或半咸水湖和盐湖，有个别湖为淡水湖，如太阳湖。

湖泊面积大成为本区最显著的特征之一，它们不仅是区内野生生物的较稳定的水分

涵养地，也是无机盐营养元素的聚集地和汲取地，对于维持高寒生态系统结构有着重要的作用。这些湖泊的变化也反映出区域环境的演化变迁。

四、高寒生态系统的独特性

从植物区系地理成分看，青藏高原成分在可可西里地区占有绝对优势。由于气候寒冷、风大、生长季短，匍匐的垫状植物和莲座状植物广泛分布。按 Raunkiaer 生活型分类，本地区地面芽植物约占 69%、地上芽植物占 21%，地下芽植物占 9%，其它类型占 1%，可划归极寒温地区地面芽植物气候，表明地面芽植物对这里特殊生态环境的良好适应。

本区主要植被类型包括高寒草原、高寒草甸、高山座垫植被、高山冰缘稀疏植被等。其中高寒草原是青藏高原分布面积最广的植被类型，大部分均为青藏高原成分，如紫花针茅、青藏苔草、扇穗茅等。高寒草甸则仅分布在东南部山地或中、北部山地阴坡垂直带中，以小嵩草草甸占优势。座垫植被在可可西里地区有广泛分布，如藓状雪灵芝等。分布在亚冰雪带的高山冰缘植被在可可西里地区也较常见。

研究地区内哺乳动物特有种占重要地位，有 11 种，占总种数的 69%[1]。最著名的有藏野驴(*Asinus kiang*)、野牦牛(*Poephagus mutus*)、藏羚(*Pantholops hodgsoni*)和藏原羚(*Prosapra picticaudata*)等。本区虽然气候寒冷，植被类型简单，食物条件及隐蔽条件差，动物区系组成贫乏和单纯，但种群密度大，动物数量多，特别是许多动物均具有结群活动或群聚栖居的习性，常可见上百或千头一起的动物种群，这是青藏高原东南部森林动物所不能比拟的。上述几种主要动物都是濒危珍稀物种，属国家一、二级保护动物。

第二节　地域分异因素及其作用

在青藏高原大地势格局与大气环流形势作用下，形成了从东南向西北、由温暖湿润向寒冷干旱的变化，表现为山地森林—高山草甸—高山/山地草原—高山/山地荒漠的地带更迭。可可西里地区位于半干旱地带内，并在区域性、地方性分异因素作用下形成各种尺度的地域分异。

一、水汽输送与宏观尺度分异

可可西里地区大部分处在海拔 4 500—5 000m，属于高原亚寒带范围，温度的区域分异较不明显。

大气中水汽输送方向和路径直接影响研究地区的干湿变化，这是可可西里地区自然环境分异的首要因素，决定着本区宏观地域分异特征。研究表明(林振耀，1990)，青藏高

1) 可可西里综合科学考察队，1991，青海可可西里地区自然环境。

原东部水汽主要源于印度洋孟加拉湾，通过高原东南部的纵向谷地，向高原西北方向移动，因此，本区降水具有自东南向西北减少的趋势。由于区内若干东西向或东北-西南向山地，例如乌兰乌拉山、可可西里山等，与水汽输送方向交叉或垂直，对水汽向西北方向输送起到一定的阻挡作用，进一步增强了水分条件东南-西北向分异的梯度。干湿分异的结果是唐古拉山北翼为本区最湿润的地区，向西向北则逐渐变干，降水量由东南部的400mm左右降至西北角的150mm上下，形成了从高寒草甸—高寒草原分异的空间格局。

二、地势变化及其分异作用

可可西里地区相对高差虽只有数百米至千余米，但地势高低变化引起温度，水分条件的不同，进而导致整个自然地理环境的差异。在北部昆仑山、南缘唐古拉山、东部岗札日等山区，基带(高寒草甸或高寒草原)随海拔增高、温度降低、降水增加而由以稀疏植被为主要特征的亚冰雪带所代替。在一些极高山区上部还发育了多年积雪和冰川。

前面已经提到过，可可西里地区整体上自东南向西北逐渐升高，幅度只有400m上下，即自东南部的海拔4 600m上下逐渐上升至西北部的5 000m左右。这种变化由于梯度小，引起的分异现象不象在高山区那样明显，而是往往叠加了其它分异因素的作用。因此地势的分异作用及效果就与高山区有很大的不同。自东南向西北海拔升高，但降水不但不增加反而减少。这是因为大气环流的水分分异作用远远超过了地势对水分重新分配的作用。值得注意的是，本区西北部海拔5 000m左右的高原面上广泛分布着冰缘稀疏植被。如果把它们看成是高原水平自然地带，则有悖于青藏高原自然地带分布模式。如果把它们看成是垂直带，它们却不分布在山坡上。合理的解释只能是：它们是以水平地带形式出现的垂直带性的类型，是由于垂直分异因素与水平分异因素作用交错叠加的情况下产生的特殊分异现象。它体现了高原地域分异因素作用的复杂性和特殊性。

在可可西里地区内，就山体而言，作为迎风坡的大南坡，其降水要比背风坡(大北坡)多。这从山体南北翼冰川发育规模的差异可以得到证明。具体到一定的山段，阴坡则比阳坡表现得更为湿润，阴坡的植被发育相对好些。例如本区中、北部，高山草甸主要分布在阴坡一定高度上。这主要反映了阴阳坡太阳辐射和地面蒸发不同造成的干湿条件的分异。

三、地表物质及其分异作用

地表物质是可可西里地区自然环境分异的重要因素。本区大部分地面都覆盖有一定厚度的砂层，它可以使天然降水或冰雪融水很快渗入到下层，保存起来。由于沙层阻隔，土壤下层水分蒸发微弱，水分条件较好，而上部沙层则相当干燥，这直接影响到植物的生长和发育：凡是有覆砂的地方，植物多以青藏苔草为主。覆砂层与青藏苔草之间这种紧密的联系在整个青藏高原北部高寒草原和高寒荒漠地带内普遍存在。因而从宏观角度看，覆砂层的存在减弱了自然环境的空间变异性，但从局部来看，它又增加了自然环境的复杂性。

可可西里地区河湖滩地面积较大，它们的发育主要受地下水的强烈影响，形成隐域、

半隐域景观，打乱或干扰了高原地带性景观的连续分布。在某些湖边台地上，由于盐分含量较高，往往形成特别干燥的生境，形成局部性的垫状驼绒藜高寒荒漠景观。这都是地方性因素作用的结果。

第三节　自然环境的三维地带分异

三维地带分异是指水平地带分异、垂直带性分异以及两者的关系。水平地带分异所涉及的分异方向在不同地区是不同的。研究一般地区的三维地带分异，通常包括自区域中心至边缘地区的分异、纬向分异和垂直分异。Troll Carl 在研究喜马拉雅山三维分异时则涉及了南北翼分异、自东南至西北(沿山体走向)的分异和垂直分异(Troll Carl, 1972)。当然，不同方向的分异既具有相对独立性而又有相互联系。

根据整个青藏高原区域自然环境的形成背景、分异势态以及区域内部地域分异因素作用的特点，可可西里自然地理景观的三维分异可以分解为自东南向西北的高原地带性分异和山地的垂直带性分异。

一、高原地带性分异

可可西里地区高原地带性分异主要表现在自东南向西北自然景观由高寒草甸过渡到高寒草原。在本区东南部发育了高寒草甸自然地带，西北部和中部发育着高寒草原自然地带，只是前者在面积上远远小于后者。两者的界线大致在沱沱河至各拉丹冬一线。因而从整个高原来看，唐古拉山并没有形成高寒草甸与高寒草原之间明显的地理界线，原因部分是由于唐古拉山在这里的山势比较和缓，阻碍作用不突出；另一方面则是作为北翼高寒草原基带之上的高寒草甸带与南翼的高寒草甸基带相连而形成的。例如主峰各拉丹冬山前地带年降水量较多，为这里高寒草甸的发育提供了较好的水分条件。而在本地区的中部和西北部则由于降水量小，发育了大面积的高寒草原。可见，自然景观的分异与降水的分异在空间上相当吻合。这种格局也与整个青藏高原自然景观宏观地带性分异模式基本一致。

由于高寒草原在可可西里地区内分布广阔，其内部也发生了明显的分化。高寒草原地带内部的地域分异同样受到高原地带性分异的强烈影响。东南部为紫花针茅高寒草原景观；东北部为扇穗茅高寒草原景观；中部地区主要为青藏苔草高寒草原景观；西金乌兰湖附近可见高寒荒漠草原的类型分布；西部则由于地势明显升高，降水减少，发育了类似亚冰雪带的垫状、稀疏植被景观。可见，由于气候、地势和地面物质的变化，高寒草原地带内分化出多种不同的景观类型。如果与整个青藏高原的情况联系起来分析，这种分化的特点就更为突出：

(1) 紫花针茅草原是青藏高原草原景观中分布面积最大、最主要的景观类型，但在本区高寒草原带内仅局限于东南角；

(2) 扇穗茅高寒草原也是青藏高原特有的草原景观类型，在可可西里地区则主要见

于东北部，在乌兰乌拉山以北、中昆仑山以南、可可西里山以东的外流区域，特别是镶嵌其内的湖盆之中；

(3) 青藏苔草高寒草原主要分布于高原中北部的覆砂地区，是青藏高原高寒草原地带内分布面积仅次于紫花针茅草原的景观类型。在可可西里地区，它不仅是高寒草原带内的主要类型，也是全地区的主导景观；

(4) 本区出现的大面积垫状植被和稀疏植被冰缘景观，说明这里发育了与亚冰雪带相似的环境条件(包括温度、水分和土壤等)。这与喀喇昆仑山东段河尾滩一带的情况类似，在那里这种景观分布在海拔 5 200—5 300m 以上，而在可可西里西部则主要在 5 000m 上下。从大范围景观地带变化来看，这种景观是非常有限的，可以看成是区域地势变化所致，即这里的地势比周围高，造成温度偏低，从而发育了亚冰雪带景观。

二、垂直地带分异

在可可西里地区，大部分地区仅有数十米至百米的起伏变化，只在南北边缘及其它少数地区有高差超过千米的山地，如中昆仑山、唐古拉山、祖尔肯乌拉山、岗扎日等。因而景观的垂直分异相当简单。

在高寒草甸地带内，基带之上仅有亚冰雪带和冰雪带。以唐古拉山主峰各拉丹冬地区为例，高寒草甸可上升到 5 400m 左右，雪线高度在 5 700—5 800m 左右。整个垂直带谱只有 3 个垂直分带。高寒草原地带内有两种带谱类型：一是基带之上有高寒草甸的存在，二是基带直接与亚冰雪带相连。前一种分布于高寒草原带的东南部地区，后一种则分布在中部地区。这样我们可以把可可西里地区垂直带谱分成两个结构类型组(以高寒草甸为基带的高寒半湿润结构类型组和以高寒草原为基带的高寒半干旱结构类型组)，后者可以再分为 2 个带谱类型，即高寒旱中生类型和高寒旱生类型，见表 9.1。

作为垂直分带的高寒草甸在高寒草原地带内有明显的高度变化。在东部它起始于海拔 4 800m 或更低，向西上升至 5 000m 上下，带幅变窄，并尖灭。

表 9.1 可可西里地区垂直带谱分类

Table 9.1 Structure types of altitudinal belts in the Hoh Xil region

带谱结构类型组	带谱类型	垂直带组合系列
高寒半湿润结构类型组	高寒中生带谱类型	冰雪带(>5 800m) 亚冰雪带(5 400—5 800m) 高寒草甸带(<5 400m)
高寒半干旱结构类型组	高寒旱中生带谱类型	冰雪带(>5 700m) 亚冰雪带(5 000—5 700m) 高寒草甸带(4 800—5 000m) 高寒草原带(<4 800m)
	高寒旱生带谱类型	冰雪带(>5 800m) 亚冰雪带(5 000—5 800m) 高寒草原带 (<5 000m)

垂直分带的重要界线——雪线在本区位于海拔 5 700—5 000m 上下，没有明显的区

域变化规律。这与本区冰雪极高山面积小有关。

可可西里地区的自然地域分异规律可以归纳如下：

(1) 与整个青藏高原自东南向西北逐渐变干的总体趋势相适应，可可西里地区自然地理景观自东南向西北表现为高寒草甸—高寒草原的过渡，西北部还出现了局部分布的高寒荒漠草原景观；

(2) 高寒草甸自然地带仅分布在东南部唐古拉山北翼地区，在某些部位上与小灌木金露梅共同构成高寒灌丛草甸景观。高寒草原则占据着可可西里绝大部分地区，为主导地带性景观；

(3) 高寒草原带内发生明显的分化。典型的紫花针茅高寒草原分布面积较小，仅在沱沱河中上游两岸青藏公路附近出现。扇穗茅高寒草原以东北-西南向呈长条形分布在海丁诺尔—五道梁—苟鲁错—乌兰乌拉山一带。可可西里腹心大湖区则以青藏苔草高寒草原为主。西部地区则分布有大面积的垫状和稀疏植被景观。

(4) 作为垂直带的高寒草甸在高寒草原地带内多分布于山体阴坡、半阴坡，多呈斑状，而且自东向西由 4 800m 左右上升到 5 000m 左右。带幅较窄，一般只有几十米或更少；

(5) 区内景观的垂直分化明显但简单，可以区分出 2 个带谱结构类型组：①高寒半湿润结构类型组；②高寒半干旱结构类型组。在高寒半干旱结构类型组下可依高山草甸带的出现与否再划分出 2 个不同的结构类型，即高寒旱中生类型和高寒旱生类型。

第四节　自然分区及各区特征

可可西里地区的自然分区一方面应是与整个青藏高原的自然区划相衔接，另一方面则根据考察成果反映区域内部的分异特点，使分区界线更加明确或加以修订。

一、自然区的划分

自 70 年代以来，对青藏高原及青海省的自然区划是在宏观尺度区域性调查考察及编制土地类型图的基础上进行的。青藏高原的自然区划分依温度、水分条件及其组合划分为不同的高原温度带和干湿地区，然后将这种类型区划转变为区域区划，即划分为不同的自然地带，其下再按地形及其引起的生物气候的差异划分不同的自然区。青海省的自然区划有不同的方案。伍光和等(1989)划分为青北山地盆地地区和青南山原地区；申元村等(1991)则划分为三大块，即青南高原山原区、青中山地盆地区和青北祁连山——阿尔金山区。

可可西里地区的主体在上述几个自然区划方案中都划归青南高原或青南山原。因此，可以按照温度、水分条件的组合及其所代表的地带性的植被、土壤类型将可可西里划分为三个自然区，即：

Ⅰ　唐古拉山北翼高寒草甸区；

Ⅱ 通天河源高寒草原区；

Ⅲ 东羌塘高原高寒草原区。

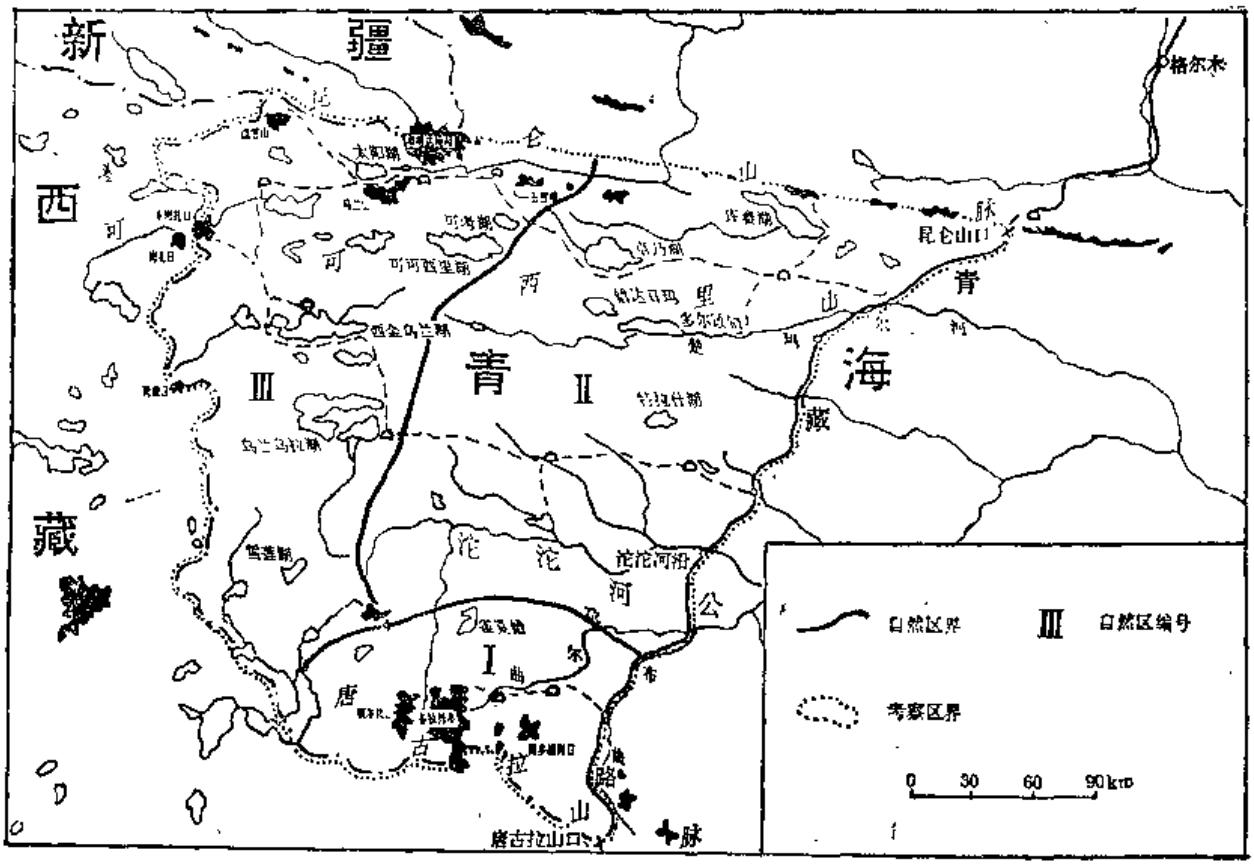


图 9.1 可可西里地区自然分区图

Fig. 9.1 Physico-regionalization of the Hoh Xil region

由于此次综合考察的地域广阔、时间有限，根据考察路线所获得的资料数据还难以对这三个自然区作进一步的划分，仅对区内的差异予以说明。

二、各自然区的特征

1. 唐古拉山北翼高寒草甸区

本区位于可可西里地区的南部，气候比较湿润，年均降水量多在300—400mm之间。高寒草甸为地带性景观。由于夏季地表具有日融夜冻的特征，坡地上的草甸常发生滑塌，因而草甸多不连续分布或斑状分布。缓坡地或平地上的高寒草甸则植被盖度较高，约达80%—95%。植物以高山嵩草(*Kobresia pygmaea*)为建群种，分盖度约占群落总盖度的90%以上，伴生植物分盖度较低。主要伴生成分包括：唐古拉点地梅(*Androsace tangkulashanensis*)、四裂红景天(*Rhodiola quadrifida*)、葶苈(*Draba* spp.)、矮羊茅(*Festuca coelestis*)等。海拔4 800 m以上的平缓剥蚀残丘顶部，因土层不断遭受剥蚀而缺乏深厚密实的草皮层，草甸植被常表现出退化的迹象，群落盖度一般仅40%—60%。不少坡地上草甸植被与金露梅小灌木群落镶嵌分布，颇具高寒灌丛草甸的特点。在一些覆砂地上，

植物则以针茅和金露梅为主，甚至还有青藏苔草的发育，反映了相对干燥的生境。在积水洼地和排水不良的低洼地，常发育高寒沼泽草甸。它们有常年积水或季节性积水，地表形态为 20—60cm 深的积水坑和 30—50cm 高的草墩镶嵌分布的图案。植物主要是藏嵩草(*Kobresia littledalea*)。积水坑和草墩随所处地海拔高度、地形部位、积水时间长短不同而有所变化。草墩上的群落盖度接近 100%。

本区由于植被条件较好，特别是某些平地和低凹地上，草甸植被盖度 90%以上，而且面积也较大，是较好的牧场。主要放牧的是牦牛和绵羊。野生动物不多见。由于路途难行，不少草甸植被还未能充分利用。另外，本区具有吸引人的探险和旅游资源。一是唐古拉山主峰，海拔 6 621m 的各拉丹冬，是登山活动的佳地。二是真正的长江源头就在各拉丹冬脚下，这是探险旅游的圣地，非常有吸引力。在区域开发利用方面，要考虑这种特有的资源价值。

2. 通天河源高寒草原区

通天河源高寒草原区是整个青藏高原地带的重要组成部分，为可可西里地区东部外流区。根据地域分异规律，可将其分成南北两个亚区。

南部：沱沱河高寒草原、高寒草甸草原亚区

本亚区分布在沱沱河南北两岸，处于通天河源高寒草原区的南部。在这个亚区内，东部地区靠近青藏公路附近，紫花针茅草原发育较好，地表以细土质为多。群落种类组成比较丰富，群落总盖度 20%—40%，其中建群种紫花针茅的分盖度 10%—20%左右。西部多为青藏苔草高寒草原与紫花针茅高寒草原交错分布地带，覆砂地上为青藏苔草为建群种的群落，土质平地或平缓地上是以紫花针茅为建群种的群落。沱沱河两岸低湿地上大多为草甸草原甚至高寒草甸。

北部：楚玛尔河高寒草原亚区

本亚区指碗豆湖、乌兰乌拉山至昆仑山之间的大片地方。此亚区以扇穗茅高寒草原为主要特征。扇穗茅是分布于青藏高原东部和北部特有的根茎禾草，耐寒耐旱。特别是在宽阔的谷地和湖盆周围多泥灰岩砾块的砂砾质地，分布尤为明显。这里群落常见的伴生种包括青藏苔草、唐古拉点地梅、冰川棘豆、胀果棘豆等。群落盖度 15%—30%。在较厚积砂地上往往分布扇穗茅和青藏苔草共为优势种的群落，伴生植物钻叶风毛菊、丛生黄芪、早熟禾、藓状雪灵芝等。群落盖度 25%—35%。在楚玛尔河北部早第三纪砂岩风化形成的砂砾地上，发育了以扇穗茅和丛生黄芪等豆科植物为优势种的高寒草原群落。伴生植物很多，主要有紫花针茅、青藏苔草、镰形棘豆、密丛棘豆、藏西风毛菊、矮火绒草等等。植被覆盖度 20%—30%。土壤上层为砂层，下部为硬度较大的深红色土层，碱性比较大。此亚区放牧很少，但有较多的野生动物活动，因为这里海拔较低，温度条件较好。

3. 东羌塘高原高寒草原区

本区为可可西里内流区，自乌兰乌拉湖至昆仑山脉，西与羌塘高原相连。本区在很多方面都是可可西里地区的精华所在。它包含了可可西里地区几乎所有的大湖，如西金乌兰湖、乌兰乌拉湖、勒斜武担湖、可可西里湖、卓乃湖等，可可西里地区的频危、珍稀野生动物也主要集中在这里。

本区青藏苔草高寒草原为主导景观。青藏苔草是喜砂耐寒、水分生态适应幅度极广的以在青藏高原分布为主的高寒植物。在砂层较厚的沙地上，它多为单优势种，群落组成极其简单。伴生植物有长爪黄芪、藏西风毛菊、粗壮嵩草、梭罗草等。植被覆盖度20%—25%或更高。在基质稳定、风蚀弱、质地较细的沙地上，群落组成则较为丰富，伴生植物包括紫花针茅、中亚早熟禾、丛生黄芪、冰川棘豆、藏西风毛菊、二裂委陵菜等。植被覆盖度30%左右，高者可达40%以上。

西金乌兰湖周围可以看到青藏苔草与垫状驼绒藜为建群种的高寒荒漠草原植物群落，甚至在湖周一些细土或粘土质平缓地上有以垫状驼绒藜为主形成的高寒荒漠植物群落。在海拔稍高或较为阴湿的地境上，还形成以多种棘豆为主，紫花针茅为辅的特殊的高寒草原植物群落。

西金乌兰湖北岸分布有典型的新月型沙丘，高10m左右，背风坡朝向东南，说明这里的盛行风来自西北。

在本区西部由于地势较高发育了以垫状和稀疏植被为主的景观现象。本亚区熔岩方山和残留火山锥比较发育。北部地区5 000m上下的海拔高度上广泛发育着簇生柔子草群落，群落盖度5%—10%左右。伴生植物包括鼠曲风毛菊、阿尔泰葶苈、藓状雪灵芝，紫花糖芥和早熟禾等。地表因冻融交替多产生干裂，冰缘现象比较普遍。南部地区多分布以唐古拉点地梅为建群种的植物群落。植被覆盖度15%—40%。常见伴生植物有无味苔草、钻叶风毛菊、马先蒿、四裂红景天、多刺绿绒蒿、密花棘豆、弱小火绒草等。在部分覆砂地上仍发育有以青藏苔草、紫花针茅、各种棘豆组成的植物群落。南部地区有藏族牧民的放牧活动。野生动物不常见。环境条件相当严酷。

第十章　晚新生代以来的环境变化

第一节　沉积和地层*

本区地势起伏和缓，地面切割微弱，再加上地表寒冻风化、融冻蠕流作用，因而使天然地层剖面出露较少，剖面厚度不大，且保存较差。从零星出露的剖面和地表沉积看，本区晚新生代以来的沉积成因类型较多，有湖相和河湖相沉积、洪积、洪冲积、冲积、冰水沉积、冰碛、风沙沉积以及火山熔岩堆积等。

湖相沉积物主要由具水平层理的粉砂、细砂、粘土以及它们的互层组成，有时夹钙质化学沉积(泥灰岩)等；在河流沉积中常常有冲积的砂砾层，砂砾石的分选性、磨圆度较好。上述沉积在现代湖盆内往往没有出露，而是在一些湖、河的分水垭口处见有露头剖面，如可考湖与红水河垭口北、巍雪山与平台山以及著名的昆仑山垭口，更多的湖相、河湖相地层埋藏于宽谷盆地之中，如东部青藏公路沿线楚玛尔河、清水河、沱沱河沿、尕尔曲河沿钻孔所揭示的地层看，都有较厚的湖相、河湖相沉积物，这些地层中含有较多的环境信息，对古环境研究有较大的意义。

洪积、洪冲积和冲积物均为流水相沉积物，因流水作用过程的差异而分为不同的沉积物。在本区这些沉积物的共同特点是都以粗碎屑沉积为主，其分选、磨圆程度不同，它们主要分布在现代河谷和盆地边缘地带，在唐古拉山一些沉降盆地中如温泉盆地有厚达208m的砂砾层。此外，冰水沉积则是一种特殊的流水沉积，分布于现代冰川外围的河流上源地区，也以砂砾石为主，有一定磨圆度。这些沉积所包含的环境信息不多亦缺少断代的依据，在阶地发育地区主要采用地貌地层法来推断其相对年代。

冰碛主要是大小块石混杂的堆积物，由于它与相应的地貌相联系，所以它是确定第四纪气候变化中冰期与间冰期的重要依据之一。虽然取得了本区末次冰期的一些^{14}C年代数据，但数量不多，目前冰碛物的年代仍建立在地貌地层学和相对年代学的基础上。本区冰碛物可分为四类：全新世冰碛，它主要是分布于现代冰川外围的终碛和侧碛。冰碛较新，保存完整，其外形基本上没有遭受破坏，但有的已经长植物，有的没有生长植物，前者往往为新冰期冰碛，后者为小冰期以来的冰碛；末次冰期冰碛，分布于新冰期冰碛外围，冰碛地貌基本上保存了原来的面貌，破坏较少，表面有一定风化，古冰斗和槽谷等侵蚀地貌保存完好；倒数第二次冰期冰碛，分布于末次冰期冰碛物外围，冰碛地貌已被破坏，有时仅残留零星的以漂砾为主的残丘、丘岗和平地，表层的冰碛遭到一定的风化作用，但冰蚀槽谷地貌仍较明显；倒数第三次冰期冰碛，由于后期破坏，几乎面目全非，单凭地貌形态常难以辨

* 本节执笔人李炳元、李徐科。

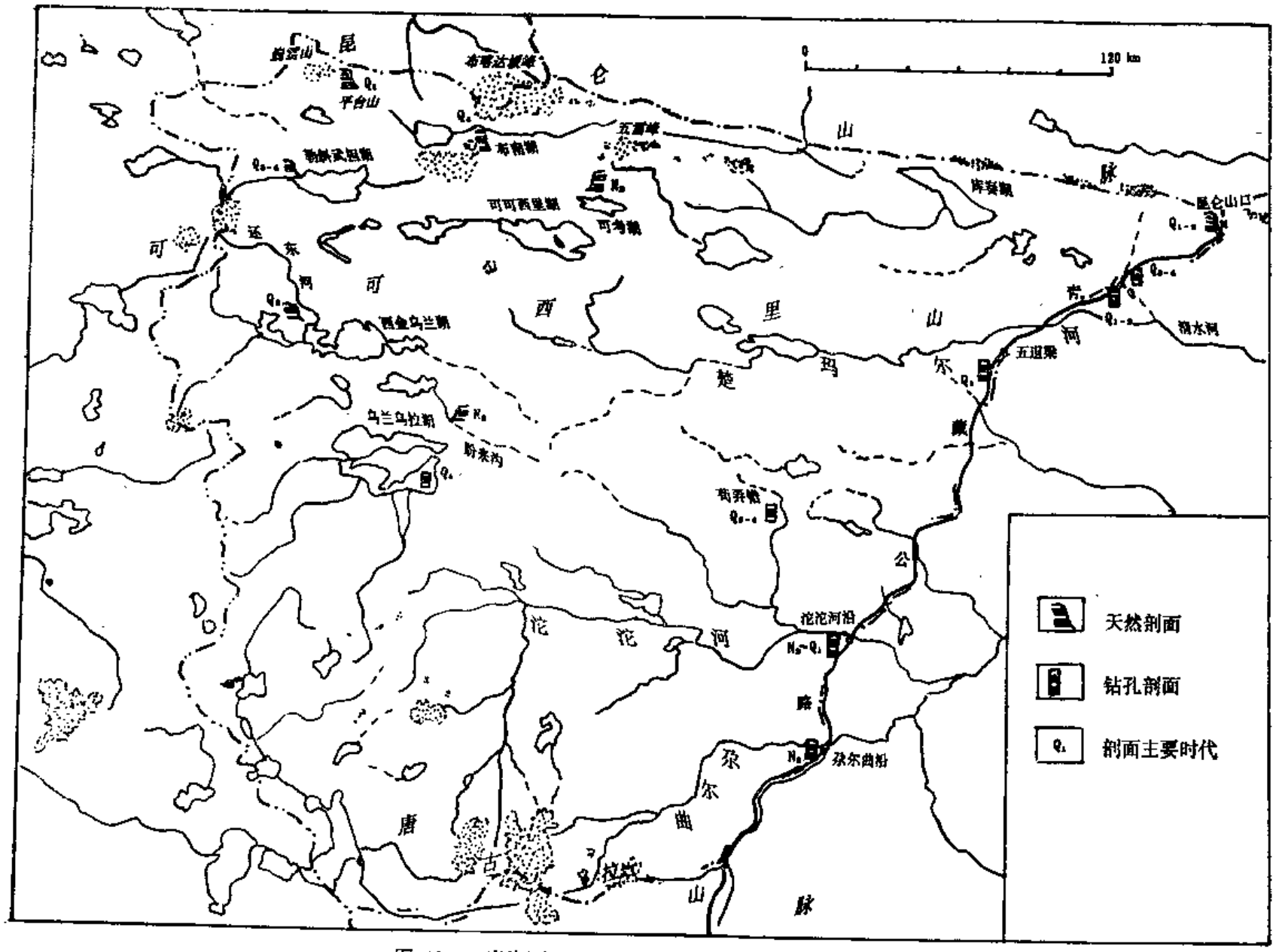


图 10.1 青海可可西里地区晚新生代地层剖面分布图

Fig. 10.1 Distribution of late Cenozoic stratigraphic section in the Hoh Xil region, Qinghai Province

认，有的仅残留零星的漂砾，亦有的在较低部位呈半埋藏状态，冰碛物有一定的风化，分布于不同的地貌部位(详见下节)。

风沙沉积分布较广，主要以平沙地和草丛砂包堆积形式出现，但厚度较小，一般仅有3—5m，其形成时代大都为全新世。此外在西金乌兰湖—楚玛尔河一带有流动沙丘沉积，沉积厚度可达10m以上，在局部地区可见古沙丘沉积，沙丘沙中夹有灰褐色的古土壤层，如乌兰乌拉湖东南部的马料山附近。

本区上新世以来形成了多种类型的沉积物，但在古环境研究上有较大意义的主要是湖泊沉积、河湖相沉积和冰碛，有关古冰川沉积与演化将在本章第二节中讨论，本节主要就湖相和河湖相沉积地层剖面作一讨论。

本区上新世以来的地层都有发育(图10.1)，其地层时代的划分主要根据区域地层对比、零星的古生物(主要是孢粉)和古地磁分析成果。

上新统：除昆仑山及唐古拉山内部可能为砾岩层外，大部分地区以细屑碎的湖相和河湖相沉积为主，在本区西部五雪峰西南(可考湖盆北)和盼来沟有天然剖面露头，而在东部多呈埋藏形式，如沱沱河沿盆地和尕尔曲河沿钻孔下部都发现该统沉积(孔昭宸等，1981年)。上新世地层一般为一套灰黄色、灰绿色、棕褐色半胶结的粉砂、亚粘土、粘土沉积，局部夹有泥灰岩或砂层等。如在明镜湖东南的盼来沟剖面(图10.2 照片27)，为高出盼来沟约20m的台地剖面，自下而上分层如下：

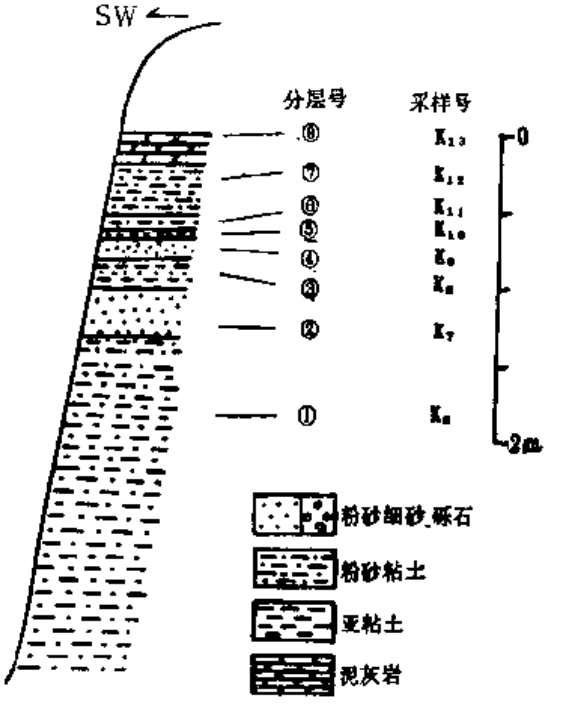


图 10.2 盼来沟上新世地层剖面

Fig. 10.2 The Pliocene stratigraphic section on the eastern bank of Panlaigu River

① 棕褐色的粉砂质粘土，厚度大于150cm，未见底。

② 黄色、灰色粉细砂，厚度30cm。

③ 灰绿色、灰黄色亚粘土夹细砂层，厚度20cm。

④ 灰白色的粉细砂，厚度5—10cm。

⑤ 灰色夹黄色的粉细砂，厚度5cm。

⑥ 黄绿色的粉砂质粘土，厚度8cm。

⑦ 灰绿色的粉砂质粘土，厚度30cm。

⑧ 灰白色的泥灰岩，厚度15—20cm。

五雪峰西部宽谷垭口北侧的地层剖面自上而下分别为：

① 褐色夹黑褐色的粉砂质粘土，厚度5cm左右。

② 灰绿色亚粘土，厚度60cm。

③ 灰黄色泥灰岩，厚度30—40cm。

④ 褐色泥岩，厚度5cm。

⑤ 黄色粉砂质粘土，含冰块，厚度大于10cm。

下更新统：在昆仑山垭口和巍雪山与平台山之间的垭口所出露的剖面由早更新世湖相沉积组成，其上被中更新世冰碛物覆盖。昆仑山垭口西侧中更新世冰碛物之下为一套灰绿色、灰黄色、灰色、灰褐色的亚粘土、粘土和细砂、粉砂的互层，并夹有砂砾石层，其厚度至少近200m以上。这套沉积形成时代认识不一(唐领余等，1976；孔昭宸等，1981；李吉均等，1979、吴锡浩，1982)，但从该剖面所处的地貌部位、与冰碛层接触关系以及区域地

层对比分析，它定为早更新世沉积更为妥当。在巍雪山与平台山之间的垭口处有一剖面(图 10.3)，其顶部为花岗岩等漂砾覆盖，这层与巍雪山北部所见的末次冰期冰碛不同，可能为中更新世冰碛，其下部出露的 3.5m厚的湖相沉积为早更新世沉积，自上而下分别为：

① 灰绿色和棕褐色粉砂与粉砂质粘土互层，总厚度 1m，单层厚 10—20cm 不等，具有水平的微层理。

② 黄褐色砂层，厚度 0.5m，具有交错层理。

③ 灰绿色粉砂层，厚度0.5m，具水平层理。

④ 灰绿色粉砂质粘土，具有水平层理，厚度达 1.5m。

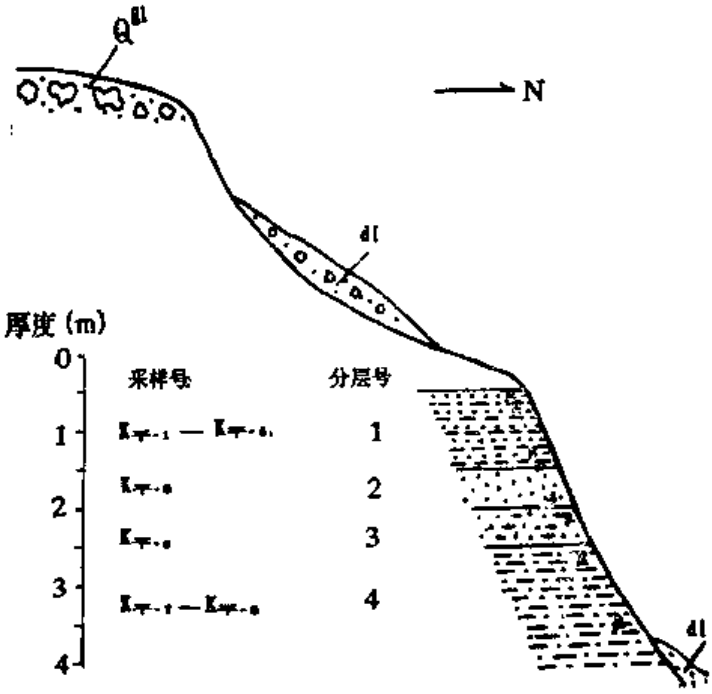


图 10.3 平台山西侧早更新世地层剖面

Fig. 10.3 The Pleistocene stratigraphic section on the west of Pingtai Mountain

此外在青藏公路沿线的沱沱河沿五道梁附近及清水河西的钻孔中也有早更新世的湖相地层。沱沱河沿湖相地层厚约 228m，为一套灰绿色棕褐色粉砂岩与泥岩互层，含较多的淡水螺化石和植物碳化痕迹。清水河钻孔深度达 203m，岩芯主要为黄绿色、青灰色，蓝灰色、灰色亚粘土及粉细砂层，在孔深 77.5—81.2m处为青灰色风化岩块组成的夹层、该夹层将剖面分为上下两部分，下部地层(埋深 81.2m 以下)自下而上为青灰色、蓝灰色、灰色亚粘土；色、灰色、蓝灰色亚粘土夹粉细砂层；土黄色夹草绿色的亚粘土与粉细砂互层，这套沉积为草绿湖相沉积物，属早更新统(唐领余、王睿，1976)。

中更新统：在唐古拉山、昆仑山垭口、五雪峰、巍雪山、东岗札日等地出现 1—2 次冰期沉积物外，其他沉积分布情况了解甚少。在清水河 203m 深的钻孔中，在埋深 77.5—81.2m 青灰色风化岩块之上的湖相沉积层属中更新统，其岩性特征如下：埋深 0—19.0m 为浅灰色、黄绿色的亚粘土和粉砂；埋深 19.0—54.3m 为青灰色、草绿色亚粘土和亚粘土碎石层；埋深 54.3—77.5m 为青灰色、灰绿色、土黄色、黄灰色、暗褐色亚粘土夹粉细砂(唐领余、王睿，1976)。

上更新统和全新统：现代冰碛外围普遍分布着由砂砾石组成的末次冰期冰碛物(详见本章第二节)，洪积冲积相和冰水沉积物广泛分布在河流两侧，河湖相沉积层则在湖盆内偶有出露，如西金乌兰湖西北的还东河下游南岸地层剖面，剖面岩性自上而下分别为：

① 灰黄色细砂层，具有斜层理，厚度 40cm。

② 灰褐色细砂层，呈透镜体状，厚度约 5cm。

③ 灰黄色细砂与灰白色亚粘土的互层，砂层具有交错层理，厚度 80cm。

④ 灰黄色和灰褐色亚粘土层，并夹有薄层褐色草炭层，厚度 10cm。

⑤ 灰黄色、灰白色粉细砂夹亚粘土层，厚度 40cm。

⑥ 灰白色的亚粘土层，夹薄层褐色亚粘土层，厚度 12cm。

晚更新统和全新统湖相沉积主要以埋藏形式分布在现代湖盆内，如本次考察中发现在苟弄错东侧、布南湖、勒斜武担湖的西北以及清水河等现代湖滨平原或冲积平原地区，在全新世湖相和河流相沉积的下部都有青灰色、灰绿色、灰黑色或灰褐色的粉砂、粘土，有时夹有薄层砂，它们基本上属湖相沉积，^{14}C年龄测定结果表明它们为1万年以前晚更新世时期的产物，如苟弄错 KX-1 孔埋深 2.2—5.35m 之间的灰绿色、灰黑色和灰褐色粘土、粉砂质粘土、砂质粘土等均为距今 1—2 万年间即晚更新世晚期形成的，其上部属全新统。

第二节 古冰川演化*

青藏高原第四纪冰川的发育及演化与整个高原在第四纪期间的强烈隆升过程和全球气候变化两者有密切的关系。对可可西里地区第四纪冰川作用遗迹的考察表明，这里仅保留着二至三次古冰川作用遗迹，均围绕着高大山地分布，在广阔的高原面和众多的湖盆区不见任何冰川作用痕迹，亦不见任何漂砾存在。下面将分别阐述该区几个主要山地的第四纪冰川作用遗迹并讨论其古冰川与环境的演化。

一、第四纪冰川作用遗迹及冰期划分

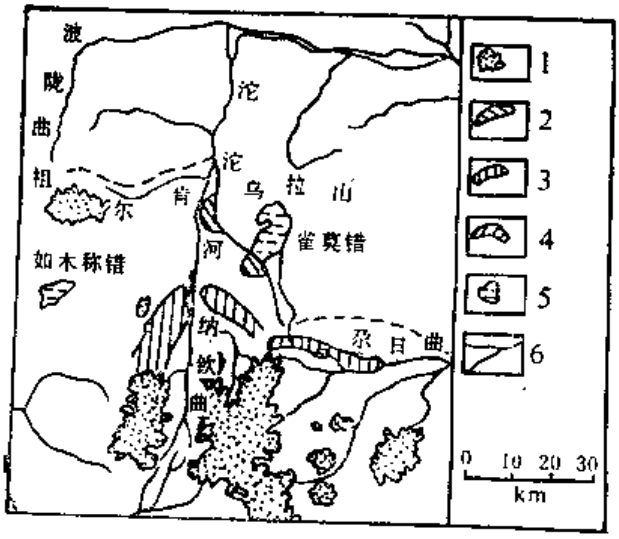


图 10.4 沱沱河源头地区第四纪冰川遗迹略图（据张林源，1981）

1. 冰川；2. 倒数第三冰期冰碛；3. 倒数第二冰期冰碛；4. 倒数第一冰期冰碛；5. 湖泊；6. 水系

Fig. 10.4 Remains of Quaternary glaciations in the head area of Tuotuo River

1. 唐古拉山各拉丹冬峰地区

各拉丹冬是唐古拉山主峰，海拔 6 621m，它是长江的发源地。这里的古冰川遗迹保存较好。在沱沱河源头，可划分出三次第四纪冰期遗迹（图 10.4）：倒数第三次冰期的冰碛物仅部分残存在雀莫错南岸和沱沱河流入祖尔肯乌拉山处的东岸山坡上，冰碛所在位置的地面高程为 4 900—5 000m 冰碛物受到强烈的湿热风化作用，表面呈红色。倒数第二次冰期冰川作用界线在山前地带，堆积有宽 7—8km、长 22km、高 30—50m 的终碛垄，其冰碛风化程度不如前期。末次冰期的冰川规模较小，终碛垄仅分布于纳钦曲谷口海拔5 100m 处，有 4 列终碛，宽达 3km 多，垄高 60—70m。现代冰川末端以外还分布着新冰期和小冰期的多列冰碛垄（张林源，1981）。

* 本节执笔人李世杰。

在各拉丹冬峰东北侧的尕日曲河谷内，根据考察所及，仅见到两次更新世冰期的冰碛物(图 10.5)，从老到新依次为：

倒数第二次冰期冰碛：外围分布界线与图 10.1 中倒数第二次冰期界线的东延相衔接，在尕日曲谷地抵海拔 4 940m 处，距现代冰川末端约 30km。冰碛物已被后期各种营力荡平，失去垄状形态而广布于地表和 5 100—5 200m 高的山梁之上。在尕日曲源头支流卧美通冬曲盆地内可见到鼓丘，相对高度为 20—30m，长 200—300m，宽 70—80m，表面覆盖冰碛，内为基岩，形态如熨斗状，尖头朝冰川来向(SW)。该期冰碛物已有一定程度的风化。据冰碛物外缘界线恢复出当时冰川长 40.8km，已溢出山口和相邻的冰川汇合形成巨大的山麓冰川体系。这与唐古拉山口附近的扎加藏布冰期相对应。

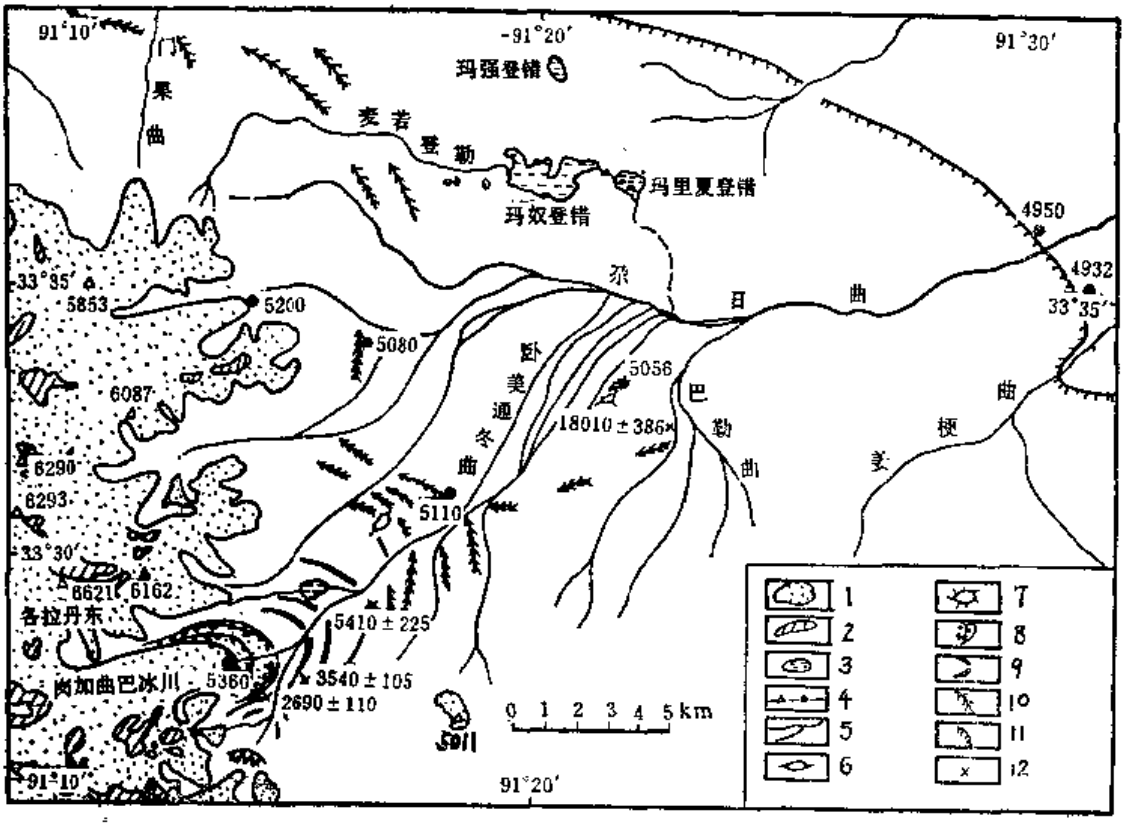


图 10.5 各拉丹冬峰东北坡尕日曲谷地古冰川遗迹略图

1. 现代冰川；2. 冰面裸露基岩；3. 湖泊；4. 山峰及高程点；5. 河流；6. 羊背石；7. 鼓丘；8. 小冰期冰碛；9. 新冰期冰碛；10. 末次冰期冰碛；11. 倒数第二次冰碛分布界线；12. ^{14}C样点

Fig. 10.5 Remains of Quaternary glaciation in the Gari Qu valley at northeast side of Mt. Geladaindong

末次冰期冰碛：此期冰川承袭了上一次冰期的冰川谷，但冰川规模要小得多，终碛垄至少可划出 4 列。最外侧一列位于卧美通冬曲谷口处，海拔 5 100m 左右，垄状形态已被破坏荡平。据冰碛位置量测当时冰川长度约为 20km。对巴勒曲沟口该期冰碛垄外侧距地表 70cm 下泥炭层的^{14}C测定为距今 18 010±386 a（邓晓峰等，1992）。在唐古拉山口，该冰期称为巴斯错冰期，也保留着 4 列冰碛垄，最外侧一道分布高度在 5 100m，据焦克勤所采多个冰碛样品的^{14}C测年，均集中在距今 16 085—22 653 a 之间。当时冰川长度

为 34km。这 4 列终碛代表着末次冰期中冰川的主要进退波动事件。

全新世冰进序列：在卧美通冬曲谷地，末次冰期冰碛垄以内，至少可划分出 3 列新冰期终碛垄和小冰期的 3 列终碛垄。新冰期 3 列终碛分布高度分别在海拔5 200m，5 230m和5 270m 左右处，其终碛的中间部分已被河流所冲毁，留下两侧的垄高在 5—15m 之间。在最外侧一道终碛垄表层下 60cm 处所采样品的^{14}C测年为距今5 410±225 a，最内侧一道冰碛垄表面土壤层底部的有机质 ^{14}C 年代为距今 2 690±110 a，该终碛垄外低洼地草甸下 75cm 处所采泥炭样品的 ^{14}C年代为距今 3 540±105 a，因此，可推测中间一列终碛时代大致在距今 4 000 a 左右。公元 16—19 世纪形成的小冰期多列终碛分布在距现代冰川末端约 2km 范围内(岗加曲巴冰川)，表现出波状起伏的冰碛地形，大的垄状形态可分成 3 列，表面无土壤层和草皮覆盖，这和新冰期冰碛形成鲜明的对比。

2. 乌兰乌拉山多索岗日峰地区

乌兰乌拉山是可可西里地区腹地的山地，地势较平缓。多索岗日为一平坦的山岭，宽仅 2km，长约 20km，最高点为 5 717m。在阴坡上发育数条现代小冰川，它是楚玛尔河支流岗齐曲的发源地。在其南北两坡，其古冰碛物分布局限在 2—3km 范围内，海拔 5 100m 左右处(图 3)，向东沿山岭分布达 10km 之远。当时形成一小冰帽冰川，面积达 80km² 左右。雪线比现代降低约 300m 左右。根据在冰碛物分布范围外的岗齐曲高出河床 1m 多的低阶地上所采黑色淤泥有机质 ^{14}C 测年为距今 11 320±350 a，代表着该阶地时代的上限，推测上述这些古冰碛是末次冰盛期之产物。更远处没有发现更老的冰碛物。

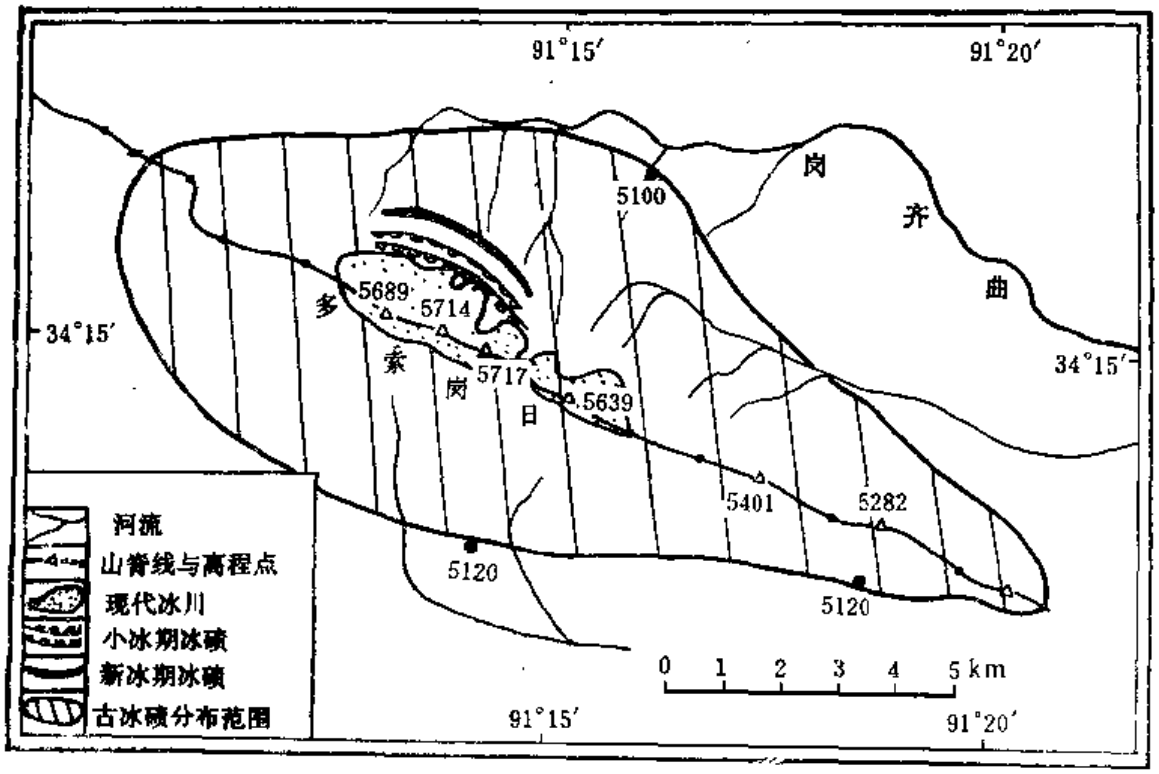


图 10.6 乌兰乌拉山多索岗日古冰碛分布范围图

Fig. 10.6 Extent of paleo-till in the area of Dosoigangri, Ulan Ul Mountains

3. 可可西里山岗扎日地区

岗扎日山有两个峰，在本区境内的为东峰称东岗扎日(32°36′25″N,89°46′E)，海拔6 167m。顶部发育现代小冰帽冰川。根据对还东河源头的东岗扎日东坡古冰川作用遗迹的初步考察，发现这里保存着多道终碛垄(图 10.7)，最外侧一列距现代冰舌末端 8km，位于海拔 5 040m 处，其形态已被后期流水分割成段段残丘(相对高度 50m 左右)，它们排列呈弧形半包围在冰川前缘，对应到两侧面的基岩山地，则平行排布着数条冰融水切割沟槽，代表着不同阶段的冰川边缘部位。第二道终碛呈冰碛丘陵形态，宽达 3km 左右，它由多列终碛所组成，外缘距现代冰舌末端 6km。冰碛垄高出河床最高达百米，垄的前部已被冲毁，侧面部分保存较好。第三道终碛垄的前部也被河流切割破坏，侧面垄高约 50m，距冰舌末端 1km 左右，该冰碛垄的 ^{14}C 测年为距今 5 760±170 a，表明它为全新世中期的一次冰进产物。距冰舌 1km 范围内，分布着至少 3—4 列冰碛垄，其中外侧的两列上有片状分布的土壤和少量的草被，高出地面 50m 左右。内侧 2 列冰碛砾石表面新鲜无风化，属于小冰期的冰碛垄无疑。

对于该区的第四纪冰期划分，目前仅能根据冰碛垄形态和砾石风化程度，参考第三道

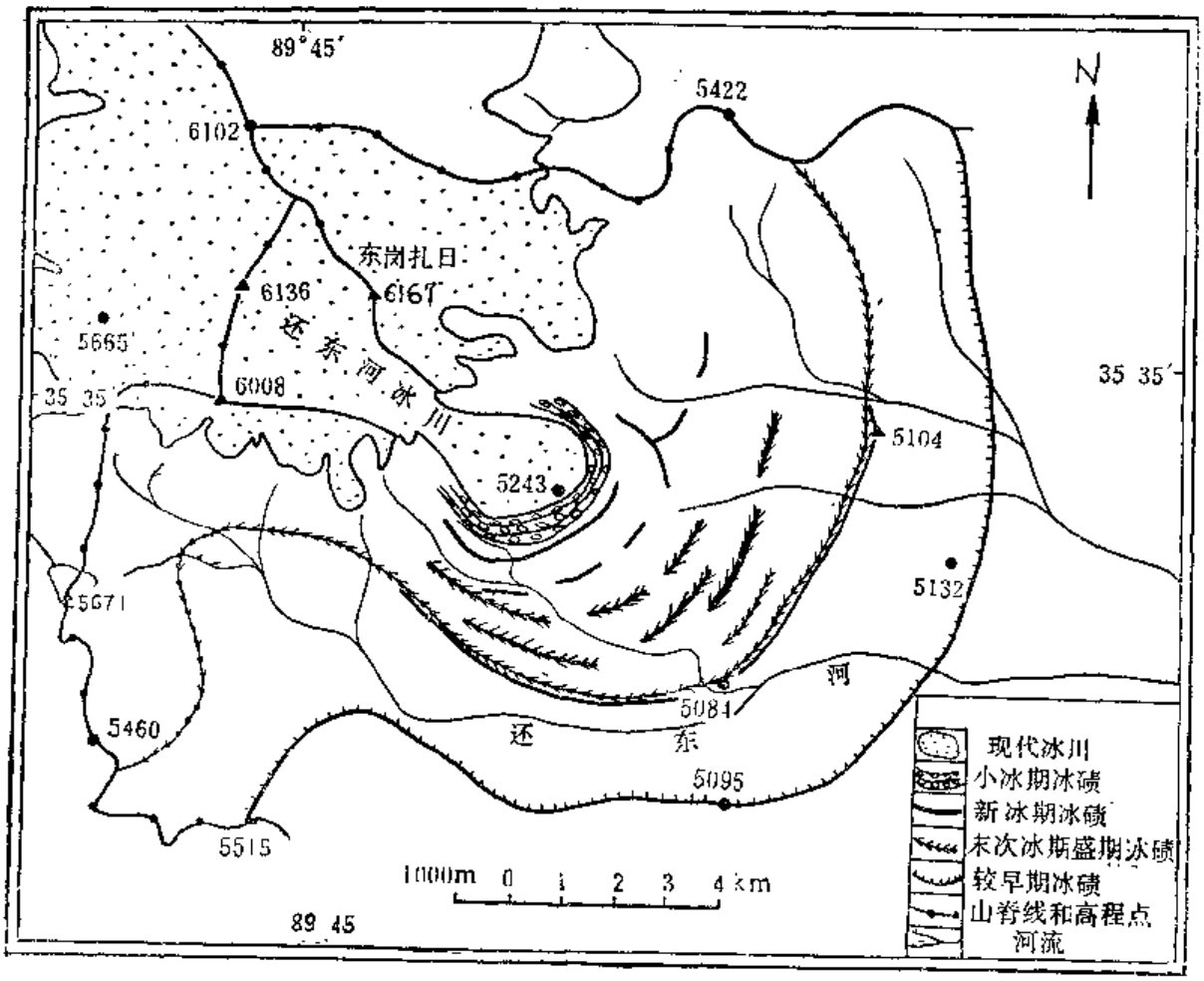


图 10.7 东岗扎日峰东坡还东河源头古冰川遗迹分布图

Fig. 10.7 A sketch map of paleo-glacial remains in the head area of Huandong River. Mt, East Kangzhag Ri

终碛 ^{14}C 年代，推测第二道冰碛体系属末次冰期盛期之产物，当时还东河源头冰川面积为 120km² 左右，是现代冰川面积的 3.2 倍。雪线高度比现今降低 300m 左右。至于第一道冰碛垄的时代，它有可能是末次冰期早期阶段的产物，也可能是倒数第二次冰期的产物，目前因缺乏证据尚难断定。

4. 昆仑山布喀达坂峰-马兰山地区

该区位于中昆仑山东段，布喀达坂峰，海拔6 860m，其中心为大片完整的山顶夷平面，北坡较为平缓。三条大断裂带的交汇(新青峰)，形成南坡陡峻的地势。山顶上发育着小型的冰帽冰川，从冰帽伸出的冰舌成放射状沿沟谷溢出山口，有些呈宽尾状展布于山麓，冰川末端最低高度在南坡抵 5 050m。南坡的一些沟口，冰川在长期的运动和消融过程中，把搬运来的物质铺垫成高出地面约百米左右的冰川床。然而，古冰碛仅分布在距现代冰舌末端约 2—3km 范围内(图 10.8)，之外是冰水沉积的磨圆砂砾石层，而见不到一块大漂砾。在东南侧的布喀冰川冰舌末端前的冰碛物上采集数个细颗粒样品，经 ^{14}C 测年分别为距今 11 450±430，距今 17 520±245，距今 22 010±455 和距今 23 765±795 a，表明这些冰碛物是末次冰盛期之产物，后来的冰川进退过程均是在老冰川用冰碛物铺就的冰床上进行的。更老的冰碛物很可能掩埋于下。如果真是如此，就意味着这里的古冰川和现代冰川的末端位置变化甚小，这和西昆仑山的冰川变化具有相似性(李世杰等，1991)。

马兰山位于布喀达坂峰南面，中间以太阳湖盆地相隔。山顶部是平坦的古夷平面，海

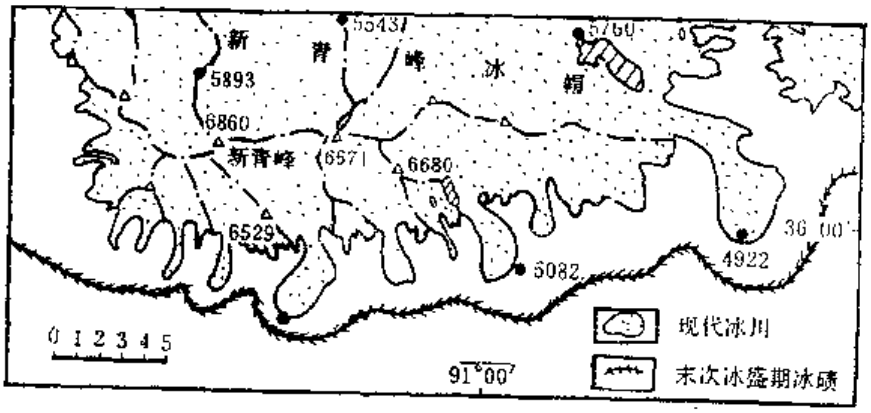


图 10.8 布喀达坂峰(新青峰)南坡末次冰盛期冰碛分布界线

Fig. 10.8 Till distribution limit of last glaciation maximum on the southern slope of Mt. Buka Daban

拔大多在 5 600—5 800m，最高点海拔 6 056m，山顶被冰帽冰川所覆盖，冰舌沿周围山谷下伸，末端在北坡抵 5 000m，南坡最低为 5 150m，大多在 5 200m 以上。这里古冰川沉积不见明显的终碛垄和侧碛垄，而代之以散布于地表面的冰碛漂砾，有些地方已被后期流水所改造，呈现冰水沉积的特征。其典型的冰碛物分布最远界线在西侧位于勒斜武担湖东5—6km 处，海拔 5 000m 左右。北坡，太阳湖南岸堆积着被冰水改造过的老冰碛物，其砾石上可见冰川擦痕。湖岸边距现在冰川末端仅 2km 左右。在东侧，迎军沟和春进沟内已不见冰碛物，淘金者掘地三尺皆属冰水沉积的砂砾石层。南坡，现代冰川外围其地表广布着冰水沉积物，波状起伏的地形中镶嵌着许多小湖泊，在海拔 5 000m 一线出现一垄坎呈近弧形东西向分布，距冰舌末端最近处仅 6km。据地貌形态分析，该垄坎可能为末次冰期时的冰

川末端位置。据此范围推算古冰帽冰川面积达900km² 左右，约是现代冰川面积的 4.5 倍。因冰碛无明显的阶段标志，故而该山地在第四纪期间究竟有几次冰川作用尚不太清楚。

二、古冰川演化

第四纪以来，全球气候寒暖频繁交替，形成冰期(冷期)和间冰期(暖期)交相发展的规律。但根据陆地上冰碛地层所划分的冰期-间冰期旋回才只不过 4—5 次，甚至更少。郑本兴等(1976)对青藏高原第四纪冰川作用的遗迹划分出四次冰期；吴锡浩等(1990)则划分了六次冰期。但可可西里地区各山地保存的第四纪冰川作用遗迹并不一致，在昆仑山和唐古拉山，可清楚地分辨出三次更新世冰川作用的遗迹，而可可西里腹地的山地仅能找到一次或两次较晚的更新世冰川作用遗迹。其原因有两种可能：第一，早期的冰川作用规模较小，所留下的遗迹被后来的冰川作用所毁灭；第二，因本区地处青藏高原腹地，在早期，第三纪形成的夷平面及熔岩被等基本地貌形态变化不明显，可能无冰川作用。后期，本区构造活动的垂直差异性升隆运动较活跃，局部断陷形成封闭湖盆；局部抬升形成山地，使得山地在后来的全球冷期时发生冰川作用。因此造成可可西里地区腹地的较低山地第四纪冰川作用次数少于其它高大山地。

可可西里地区的第四纪冰川演化除了上述的区域性特征外，还有与整个青藏高原相一致的共同规律，即受到整个高原在第四纪期间的隆升过程和全球气候变化规律的共同制约。从冰川作用遗迹恢复的各次冰川作用规模来看，唐古拉山地区、西昆仑山地区和喜马拉雅山希夏邦马峰地区以倒数第三次冰期为最大(施雅风等，1990；郑本兴等，1990)，在有些地区，如青藏高原东部地区，则以倒数第二次冰期为最大(李吉均等，1991)，这与当时当地的地形、地势和降水条件密切相关。从全球的冰期、间冰期气候变化历史来看，气温的冷暖变化具有全球(至少北半球)的一致性，然而降水则区域分异性很大。从整体上讲，青藏高原的第四纪冰川演化是随着其隆升过程有从小→大→小的变化规律。第四纪早期，仅个别高大山地耸入雪圈以上而发育冰川，但冰川规模不大。到第四纪中期，青藏高原已隆升到一定的高度，然尚不能阻挡印度洋和其它来路的水汽的输入，而高原的存在又导致高原季风，进而更加强了南亚季风带来的水汽输入，造成降水较丰的时期，当遇全球冰期气候来临时，发育起规模较大的山地冰川。而到了第四纪晚期，高原已接近现代高度，严重阻挡了水汽的输入，造成高原内部的干旱条件，尽管地势高、气温低，但缺少发育大规模冰川的物质条件(降水)，而抑制了冰川发育的规模。这可能是青藏高原至今发现冰川作用规模最大遗迹的时代均集中在第四纪中期(倒数第二次或第三次冰期)，而在绝大部分地区没有发现确切的第四纪早期冰川作用遗迹的原因。

总的说来，本区第四纪冰川遗迹仅分布于高山及其边缘地区，第四纪冰川并没有覆盖整个青藏高原。西德学者 M.Kuhle (1985, 1987 a , 1987 b)则部分继承了 Huntington (1906)、Trinkler(1930)和西尼村(1958)等人的观点，把冰期时青藏高原外缘山地雪线高度平行地移至高原内部，重新提起青藏高原末次冰期统一大冰盖的论调。而韩同林(1989)则提出在早更新世时青藏高原存在统一大冰盖，并认为可可西里地区的湖盆是由冰盖侵蚀而成。然而，可可西里地区的考察结果表明许多湖泊及其周围地区并未发现任何古冰

川作用遗迹。综上所述之事实充分证明青藏高原统一冰盖论是不可信的。

第三节 水系演化*

一、现代水系

如前所述，本区为东亚太平洋水系与中亚内流水系交汇地段，它的东部和南部为沱沱河、楚玛尔河和尕尔曲等组成的长江河源水系；西北和北部以乌兰乌拉湖、西金乌兰湖、勒斜武担湖、可可西里湖、库赛湖等一系列湖泊为中心组成的内流水系，即羌塘内流湖区的一部分；在西北部小部分地区是发源于布喀达坂峰的红水河流域，它则属于柴达木内流水系。

本区内外流水系的分界线：北段从昆仑山口以西开始，由北向南至可可西里山东端，再向西沿可可西里山至汉台山；西段从汉台山向南经多索岗日、岗钦扎日至嘎尔岗日呈微曲折的界线；南段沿嘎尔岗日向东经唐古拉山主脊。上述界线大致从东北向西南将青海可可西里地区分为内流和外流两大区。这条分水线并不完全由山岭组成，不少地段为平坦的堆积平原、台地和宽谷。另外在长江河源水系内零星分布着一些面积较小的内流湖水系，如雀莫错水系、苟弄错水系、特什拉错水系等(图 10.9)。

总之，本区内流水系与外流水系分布的区域差异，内外流水系交错分水现象，以及平原型分水"岭"发育的特点均显示出本区水系演化的重要信息，这与青藏高原强烈隆起有密切关系。

二、长江河源水系演化

本区东部沱沱河、楚玛尔河和尕尔曲三大河的主要河段均具有东西向的宽谷盆地。根据青海省地质矿产局第一水文地质与工程地质队在青藏公路沿线钻探揭示，本区主要大河的宽谷盆地中广泛分布着湖相沉积地层，这表明它们是发育在晚新生代构造盆地之中。在南部的尕尔曲沿(通天河沿)，上部有厚约 10m 的第四纪砂砾石层，砾石磨圆程度一般，呈次圆状或次棱角状，砾径一般 1—2cm 左右，大者 5cm，其下部为厚度近 90m 的上新世灰色、紫灰色泥岩和砂岩层。在沱沱河东西向宽谷低阶地上，除表层为 2.20m厚的浅黄色含砾粉细砂外，中部为灰绿色、粉褐色粉砂岩和泥岩互层，含有淡水螺化石，为厚度达 228m 的早更新世湖相沉积；下部见有 30m 厚的紫红色、灰白色粉砂岩和泥岩，并夹薄层石膏，为新第三纪的湖相沉积。在楚玛尔河宽谷盆地低阶地上深达 203m 的钻孔中，上部 77.5m 为中更新世河湖沉积，下部有近 120m 厚的早更新世湖相沉积。东昆仑山垭口亦有近 200m 的早更新世河湖相沉积。

长江河源水系是在新第三纪断陷盆地基础上发育的，中新世时期盆地中发育了一系列半闭封的内陆湖盆，堆积了以泥灰岩为主的沉积，尤其在北部这类沉积更为广泛，而在

* 本节执笔人李炳元。

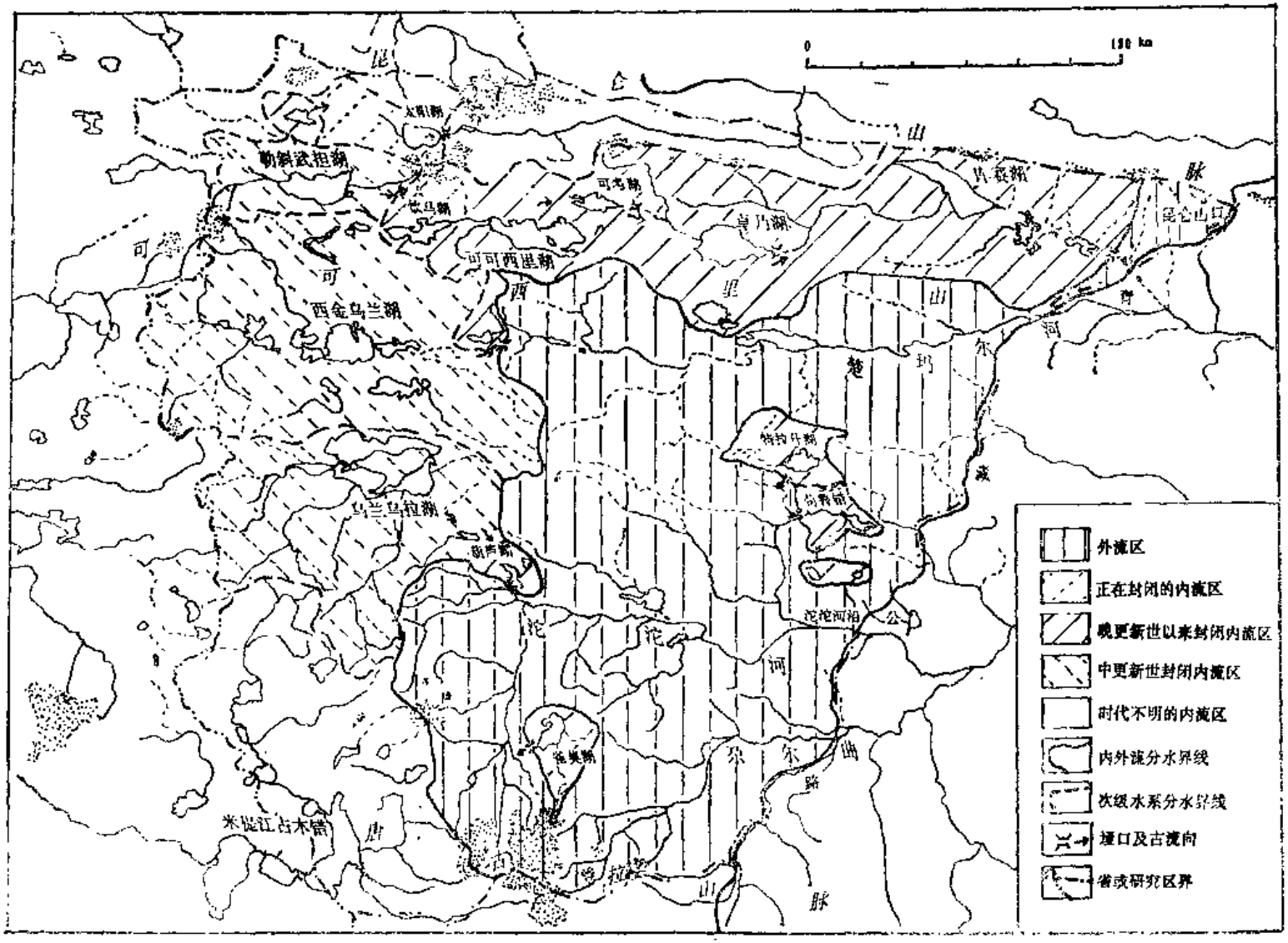


图 10.9 青海可可西里地区水系演化图

Fig. 10.9 Evolution of the drainage systems in the Hoh Xil region, Qinghai Province

上新世盆地内以湖相沉积为主，局部具有薄层的泥灰岩或石膏沉积。至更新世初随着青藏高原强烈隆起，沱沱河、楚玛尔河等宽谷盆地以及昆仑山垭口古湖继续下降。早更新世时期区内淡水湖泊分布广泛，江源地区主要是串珠状湖泊组成的水系。长江河源地区湖泊消失、河流发育的时代主要在早更新世以后，但各条大河开始发育时代并不一致，南部的尕尔曲在上新世以后湖泊已经消失，中部的沱沱河在早更新世才开始发育河流，北部的楚玛尔河、清水河直至中更新世以后湖泊才完全消失。在这些东西向的宽谷盆地中湖泊消失之后，流水作用形成的沉积物不多，其厚度一般在 10m 以内。由此表明湖泊消失的原因可能是本内南北方向的构造差异运动趋于和缓，盆地相对沉降速度减缓甚至极其微弱。早更新世时期本区湖泊都为淡水湖，这表明当时湖泊大都具有外流性质，当时长江河源水系已经具有一定规模，但长江河源主要大河则随着湖泊消失开始其发育的新阶段。目前主要大河河谷中河流阶地不甚发育，如沱沱河沿似有三级阶地存在，一级阶地相对高度 5m 左右，为砾径 2—3cm的砂砾石组成的堆积阶地；二级阶地相对高度 10m 左右，为基座阶地，基座为早更新世湖相沉积物；三级阶地前缘高出河面约 30m，由早更新世湖相沉积物组成。各阶地之间坡折不明显，说明本区河流发育过程中处于相对稳定的构造环境，高原整体强烈隆升所导致的河流溯源下切作用并未波及本区，区内侵蚀与堆积作用是在近于相对稳定的构造运动中进行的，现代地表的冻融夷平作用使区内地势更趋于和缓，相应地本区河流地貌作用不明显。由此可见，本区自中更新世以来的河流作用主要表现为缓慢微弱的间歇性下切和缓慢的堆积。

在长江河源区大河之间的河间地区有零星的以中小湖泊为中心的内流水系，如特拉什湖内流水系、荀弄错内流水系、雀莫错内流水系等，其中以雀莫错水系为最大，流域面积可达 660km²，湖西仅有一个相对高度数十米的丘岗与沱沱河相隔，最低的垭口不足 50m。据史立人等考察认为，河湖之间有"一连串的湖泊继续分布，可能是中更新世间冰期河湖相通的遗迹"。荀弄错和特拉什湖等内流湖泊与沱沱河等长江河源水系之间都有古河道沟通，其分水垭口高出湖面不足 50m，以此推测它们曾是长江水系一部分。

三、东羌塘内流区水系的演化

在青海可可西里地区西部许多内流湖泊水系之间及其与长江源水系之间是由宽坦的平原和台地组成的低缓分水垭口，有的还保留着古水系遗迹，从地貌和沉积物特征分析，其中绝大多数湖泊水系曾经是相互沟通的。

本区北部湖泊带自西向东有勒斜武担湖、饮马湖、可可西里湖、可考湖、卓乃湖、库赛湖等，这些湖泊除饮马湖与可可西里湖相连外，其他湖泊都已是各自独立的内流水系。这些湖泊的湖面高度自西向东逐渐降低，西部的勒斜武担湖海拔 4 967m，而东部的库赛湖 4 478m。勒斜武担湖与饮马湖之间通过马兰山西南的垭口连接起来，该处海拔 5 070m，高出勒斜武担湖约 100m，其上覆盖着来自马兰山的冰水或冰碛物，它们可能曾是相通的，饮马湖湖水至今仍有水流入可可西里湖。可可西里湖北面和东面都有冲积、洪积平原与可考湖相连；而可考湖与东部水系之间的联系更为明显（图 10.10）可考湖（4 890m）与卓乃湖（4751m）之间由宽谷勾通，其间的分水垭口（海拔 4 920m）为洪冲积相的砂砾石组成的谷地。卓乃湖与其东侧的库赛湖水系之间仅以约 2—3m 高的砂砾堤相隔，砂砾堤以

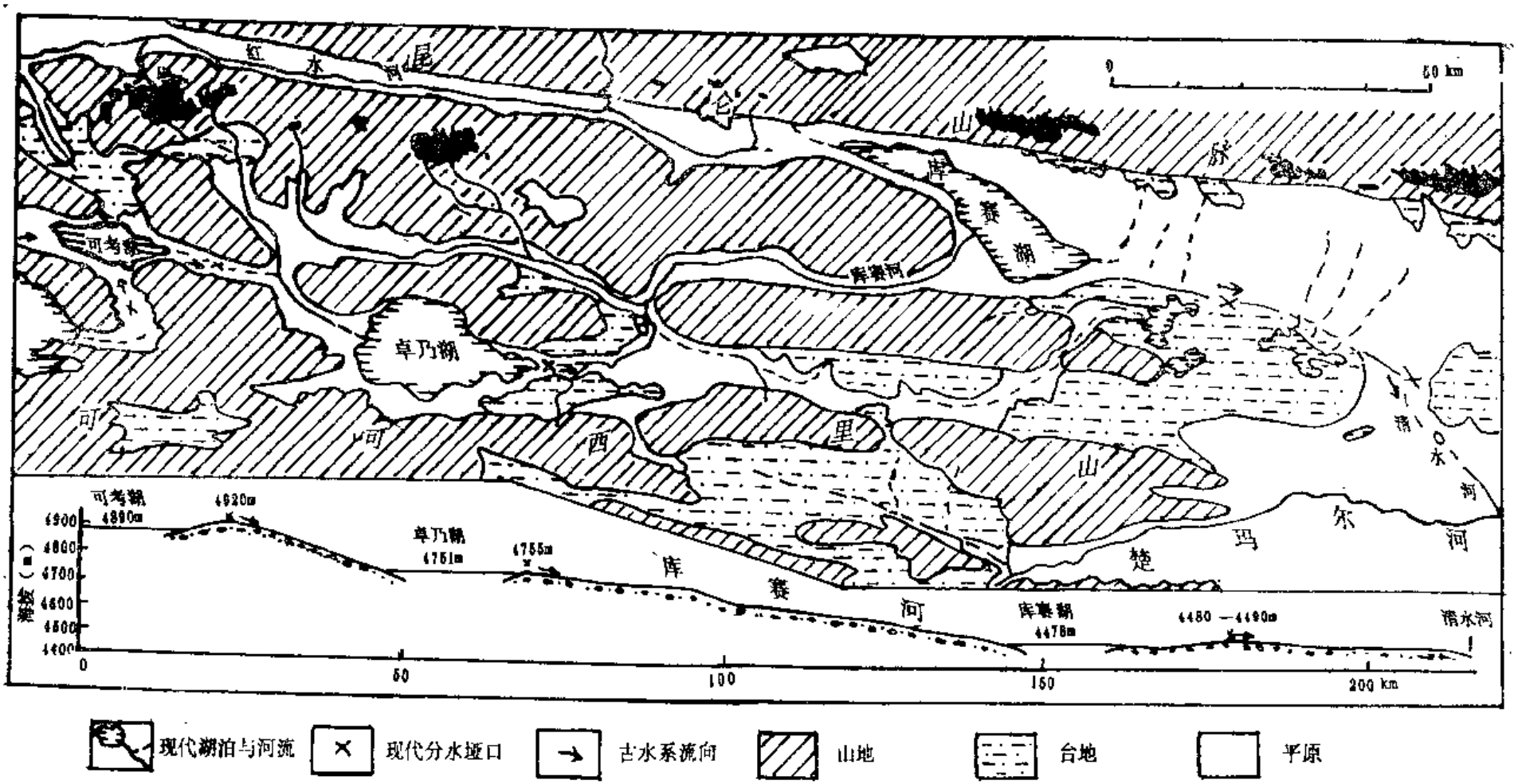


图 10.10 青海可可西里地区东北部水系演化图

Fig. 10.10 Evolution of the drainage systems on the northeast of the Hoh Xil region, Qinghai Province

东的一个泻湖即为库赛河一支流的源头。库赛湖与楚玛尔河支流——清水河之间相距50km，其间为昆仑山南侧的山前洪冲积或冰水微倾斜平原，它们之间的分水段高度为海拔4 480—4 490m，高出库赛湖面仅2—12m，由此推测它们曾是长江水系的一部分。

本区西北端的库水浣与太阳湖之间亦是洪积或洪冲积平原，库水浣曾有水流入太阳湖，而太阳湖与归属于柴达木水系的红水河之间为湖积冲积平原，在1989年5月实地考察其分水地带时，这里为高出湖面仅有0.5m的砂砾堤，从砂砾石层中的眼子菜等植物残体所作^{14}C分析结果说明是现代的，从而可以认为太阳湖是目前正在封闭的湖泊。

本区中部西金乌兰湖内流水系与楚玛尔河之间的最低垭口位于西金乌兰湖以东30km处，海拔约4 870m，高出西金乌兰湖约100m，垭口北面的移山湖与楚玛尔河源水系之间的野马川是十分平坦的洪冲积平原，显然它们曾有流水相互沟通过。乌兰乌拉湖与沱沱河之间为乌兰乌拉湖东南的洪冲积平原、豌豆湖周围的微起伏的波状平原以及葫芦湖水系，而葫芦湖与沱沱河被洪冲积平原隔开，由此推测葫芦湖可能是闭封不久，而乌兰乌拉湖与沱沱河也曾彼此相连过，目前乌兰乌拉湖南部水域还有与沱沱河相似的裂腹鱼生存，这在一定程度上反映出水系演化的状况。

综上所述，在本区内的东羌塘内流湖水系中，除西北角的鲸鱼湖水系和西南部的米提江占木错等少数内流水系缺少资料、难于讨论其水系演变外，其余广大地区在历史上都是长江河源水系的一部分。从地貌、沉积物以及少量^{14}C年代数据分析，本区内流湖泊水系闭封的时代并不一致，有的湖泊目前正处在向内流水系转化时期，如太阳湖；有的是晚更新世以来逐渐分别封闭的，如可考湖、卓乃湖、库赛湖、葫芦湖等；也有中更新世或更早时期封闭成内流湖的，如乌兰乌拉湖、西金乌兰湖和勒斜武担湖等。

四、水系演化模式

本区水系演化与高原隆起、环境变迁有密切关系。本区在高原强烈隆升之前是湖泊广泛分布的外流区，绝大部分地区的河湖是沟通的。第四纪开始高原强烈隆起，本区南部昆仑山北麓的尕尔曲古湖已经消失，本区中部和北部构造差异运动明显，沱沱河古湖盆和楚玛尔河古湖盆中仍然湖泊广布，从沉积物含有淡水螺化石表明，当时是外流的河源湖泊分布最广的时期，本区西部情况相似，亦为外流湖区。中更新世以来本区内部南北方向的相对差异运动减弱，湖泊沉降作用甚微，东部地区的湖泊自南向北依次逐渐消失，这时高原整体强烈隆升所引起的河流溯源下切作用并未到达本区，本区处于整体抬升的相对稳定的环境，发育了浅平的宽谷和低平的阶地。中更新世时高原已经上升到3 000m左右，山地已达更高的高度，东南部与西北部干湿环境差异逐渐明显，同时可能有局部的横向构造运动，使本区西部的勒斜武担湖、西金乌兰湖、乌兰乌拉湖封闭。晚更新世以来，由于青藏高原强烈隆起，本区干旱化的趋势更趋明显，造成湖水补给来源变小，特别是对无冰雪融水补给的湖泊影响更大，同时湖面蒸发变大，使那些补给量小于蒸发量的湖泊逐渐缩小、封闭。原来为串珠状的河湖水系也逐渐解体，其上游转化为独立的内流水系，在本区东部长江河源水系支流上的湖泊亦出现类似情况，形成一些独立的内流湖泊水系。这种外流水系向内流水系转化的现象是高原内部水系演化的一个普遍规律，也是高原隆起引起环境分异的产物(李炳元，1981年)。

第四节 古植被演化*

在五雪峰、平台山、盼来河和还东河附近，对上新统—更新统沉积剖面进行了地质测量，并对4处露头剖面进行孢粉采样[1]，其中两个剖面位置在昆仑山南麓山前带，另两个剖面在可可西里中部的河湖区。共分析样品28块，大多数含较多的孢粉，在上述4个剖面的孢粉分析基础上，应用本区已有的孢粉资料，并与青藏高原其它地区的孢粉分析结果进行对比，从而恢复可可西里地区上新世至更新世期间植被的面貌，这对讨论本区古气候是极其有意义的。

一、孢粉组合特征

1. 五雪峰剖面

剖面位于五雪峰西10km的宽谷垭口北侧，共分析样品5块(K五1—K五5)，孢粉组合以乔木植物花粉占优势，平均占70%[2]，最高可达89%，其中以松属(*Pinus*)、云杉属(*Picea*)、桦属(*Betula*)、榛属(*Corylus*)、鹅耳枥属(*Carpinus*)花粉为主，夹有少量亚热带针阔叶树成分，如罗汉松属(*Podocarpus*)、山核桃属(*Carya*)，其余乔木植物有2%—8%的冷杉属(*Abies*)、还有栎属(*Quercus*)、榆属(*Ulmus*)、柳属(*Salix*)、胡桃属(*Juglas*)等的花粉。

灌木草本植物花粉平均不到30%，以藜科(Chenopodiaceae)和唐松草属(*Thalictrum*)花粉较多，其次有中麻黄(*Ephedra intermedia*)、白刺属(*Nitraria*)、忍冬属(*Lonicera*)、莎草科(Cyperaceae)和水生植物黑三棱属(*Sparganium*)花粉。蕨类植物孢子仅占4%，有石松属(*Lycopodium*)、水龙骨属(*Polypodium*)和凤尾蕨属(*Pteris*)，根据石松孢子的纹饰可定为地刷子石松(*Lycopodium complanatum*)(表10.1)。

孢粉组合在剖面中的变化：在下部，乔木植物花粉占较高比例，向上部减少；灌木草本类型的植物花粉含量的变化正好相反(图10.11)。

2. 盼来河剖面

剖面位于盼来河东岸(图10.2)，共分析样品8块，剖面下部第1—6层(样品号K_6—K_{11})的孢粉很少，只统计未作分析，但在剖面上部第7—8层(样品号K_{12}、K_{13})，含丰富的孢粉，其组合特征是以乔木植物花粉为主(占54%—67%)，主要有桦属、鹅耳枥属、榛属和桤木属(*Alnus*)等桦木科花粉，其次有柳、栎、榆、胡桃花粉，亚热带阔叶树山核桃占7%，针叶树花粉共占24%—27%，主要是云杉和松的花粉；灌木草本植物花粉占28%—46%，有白刺、唐松草、藜、麻黄、蔷薇(*Rosa*)、蒿(*Artemisia*)、葎草(*Humulus*)、莎草等，水

* 本节执笔人黄赐璇。

1) 孢粉采样和地质资料由李炳元提供，于浅黎完成样品的实验室化学处理。

2) 本文中的百分数均指占孢粉总数的百分比。

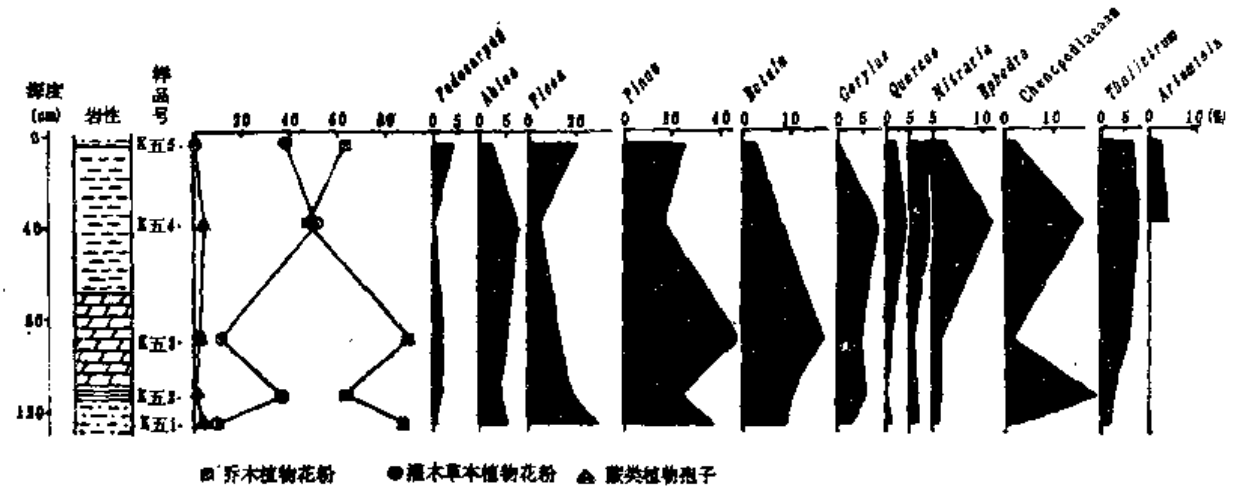


图 10.11 五雪峰剖面孢粉图式

Fig. 10.11 Pollen diagram of Mt. Wuxue profile

生植物有黑三棱属，蕨类植物有水龙骨属和石韦属(*Pyrrosia*)孢子(表 10.1)。

3. 平台山西剖面

剖面位置在巍雪山与平台山之间，共分析样品 8 块(K 平 1—K 平 8)(图 10.3)，以剖面底层的 K 平 8 号样品含孢粉较多，其余样品含孢粉都很少。在底层沉积物中，灌木草本植物花粉占总数 61.4%，以藜科最多，次为白刺、葎草、蒿和麻黄，其它还有豆科(Lequminosae)、毛茛科(Ranunculaceae)、菊科(Compositae)、禾本科(Gramineae)等类型较丰富；乔木植物花粉占总数 37.8%，以鹅耳枥(占 17.0%)和桦(10.8%)为主，有一些松、榆、栎和个别胡桃花粉；蕨类植物孢子不到 1%，为水龙骨属(表 10.1)。

剖面的中、上部孢粉很少，只见藜、蒿和少量桦、松的花粉，而且越靠上部乔木植物花粉越少。

4. 还东河剖面

剖面位于还东河南岸台地上，共取样品 7 块，剖面下部第 1—4 层(样品号K21—K17)含孢粉化石较多，每块样品可统计 400—700 粒孢粉，剖面上部(K16, K15)孢粉很少，每块样品不足 50 粒孢粉。

剖面下部以灌木和草本植物花粉占优势(67%—86%)，其中藜科花粉最多，占总数约一半(42%—58%)，其次白刺和麻黄，各占 4% 和 7%，还有唐松草属、蒿属、蓟属(*Cirsium*)、禾本科、莎草科、葎草属等，未见水生植物花粉；乔木植物花粉占 13%—31%，以桦属为主，但最高不超过 18%，云杉花粉占 3%—5%，其余有一些松、鹅耳枥、榛、栎、柳、榆，未见亚热带针阔叶树花粉；蕨类植物孢子很少，占 1%—3%，均为水龙骨属(表 10.1)。

剖面上部孢粉很少，主要有藜科、白刺和麻黄等花粉，有少量松和云杉花粉。

还东河剖面孢粉组合总的变化是下部乔木植物花粉较多，向上减少，而灌木草本植物花粉则相反，向上呈增加的趋势(图 10.12)。

以上 4 个剖面的孢粉化石统计见表 10.1。

表 10.1 可可西里上新世—更新世沉积物孢粉谱

Table 10.1 Pollen spectrum in Pliocene-Pleistocene deposits from Hoh Xil region

剖面	五雪峰					盼来河								还东河							半台山							
样品号	K五1	K五2	K五3	K五4	K五5	K6	K7	K8	K9	K10	K11	K12	K13	K15	K16	K17	K18	K19	K20	K21	K平1	K平2	K平3	K平4	K平5	K平6	K平7	K平8
孢子花粉总数	160	205	307	26	48	28	0	23	18	0	42	503	1023	42	39	582	503	723	502	384	5	10	8	7	5	17	64	241
乔木植物花粉数	140	130	274	12	30	12		5	6		14	270	682	11	14	78	83	222	140	104	1	2	2	2	2	2	9	91
灌木和草本植物花粉数	16	75	32	13	18	16		18	12		28	229	287	31	25	498	410	481	347	270	4	8	6	5	3	15	55	148
蕨类植物孢子数	4		1	1								4	54			6	12	20	15	10								2
罗汉松属*Podocarpus*	1	3	4		2																					1		
冷杉属*Abies*	9	8	16	2	1																							
云杉属*Picea*	47	36	40	1	10	1			2		1	36	172	2	5	18	20	34	26	20			1			1		
松属*Pinus*	59	48	147	4	12	10		4	1		10	84	104	7	3	9	10	16	8	3	1	1		2	2		2	6
落叶松属*Larix*	1																											
柳属*Salix*	1											14	20			2	3	6	3	1								
山核桃属*Carya*													72															
胡桃属*Juglans*					1								13		1													1
桤木属*Alnus*					1							2	22									1						
桦属*Betula*	15	21	51	2	2	1			2		3	56	132	2	4	22	45	130	80	65			1				4	26
鹅耳枥属*Carpinus*	1	2	1					1				42	85		1			24	20	15							3	41
榛属*Corylus*	4	11	14	2					1			34	15					4	1									4
栎属*Quercus*	1		1	1	1								15			2	3	6	2									
榆属*Ulmus*		1										2	31					2										7
麻黄属*Ephedra*	1	3	4	3	1	5		7	2		8	33	31	5	2	26	30	32	29	26			1			1	2	15
葎草属*Humulus*												6	41			2	8	22	3	5							7	21
荨麻属*Urtica*		1																										
蓼属*Polygonum*	3	3										14			1	4	3	2	1	1						1		
大黄属*Rheum*			1																									
酸模属*Rumex*		1	1									16	3															

（续 表）

剖面	五雪峰					盼来河								还东河							平台山							
样品号	K五1	K五2	K五3	K五4	K五5	K6	K7	K8	K9	K10	K11	K12	K13	K15	K16	K17	K18	K19	K20	K21	K平1	K平2	K平3	K平4	K平5	K平6	K平7	K平8
苋科Amaranthaceae		3																										
藜科Chenopodiaceae	4	40	4	4	1	3		6	4		2	64	37	10	7	340	260	316	250	160	2	4	1	3	2	5	30	63
毛茛科Ranunculaceae			2													4	1											3
唐松草属*Thalictrum*	3	5	16	2	3	1		1	2		1	6	51	2	5	20	20	26		20	1		2					
十字花科Cruciferae		1										6	26	1	3	7	3	2	2	1							2	
鼠李科Rhamnaceae									1			2																
蔷薇科Rosaceae													33			3												
豆科Leguminosae												2																4
白刺属*Nitraria*	3	3	2	1	2	4		3	1		10	52		9	4	38	30	29	20	21		1		2			7	19
冬青属*Ilex*					1																							
龙胆科Centianaceae	1	2																										
唇形科Labiatae		1																										
忍冬属*Lonicera*	1	2	1																									
菊科Compositae												2		1	1											1		1
蓟属*Cirsium*																16	13	10	8	4							1	1
蒿属*Artemisia*				1		3		1	2		7	26	33	3	2	12	20	24	16	12	1	3	2		1	7	6	18
禾本科Gramineae																10	10	8	7	7								3
莎草科Cyperaceae		2		1	3								21			16	12	10	11	13								
黑三棱属*Sparganium*		8	1	1	7								11															
石松属*Lycopodium*	4																											
凤尾蕨属*Pteris*				1																								
水龙骨属*Polypodium*			1									4	36			6	12	20	15	10								2
石韦属*Pyrrosia*													7															
铁线蕨属*Adiantium*													1					1										

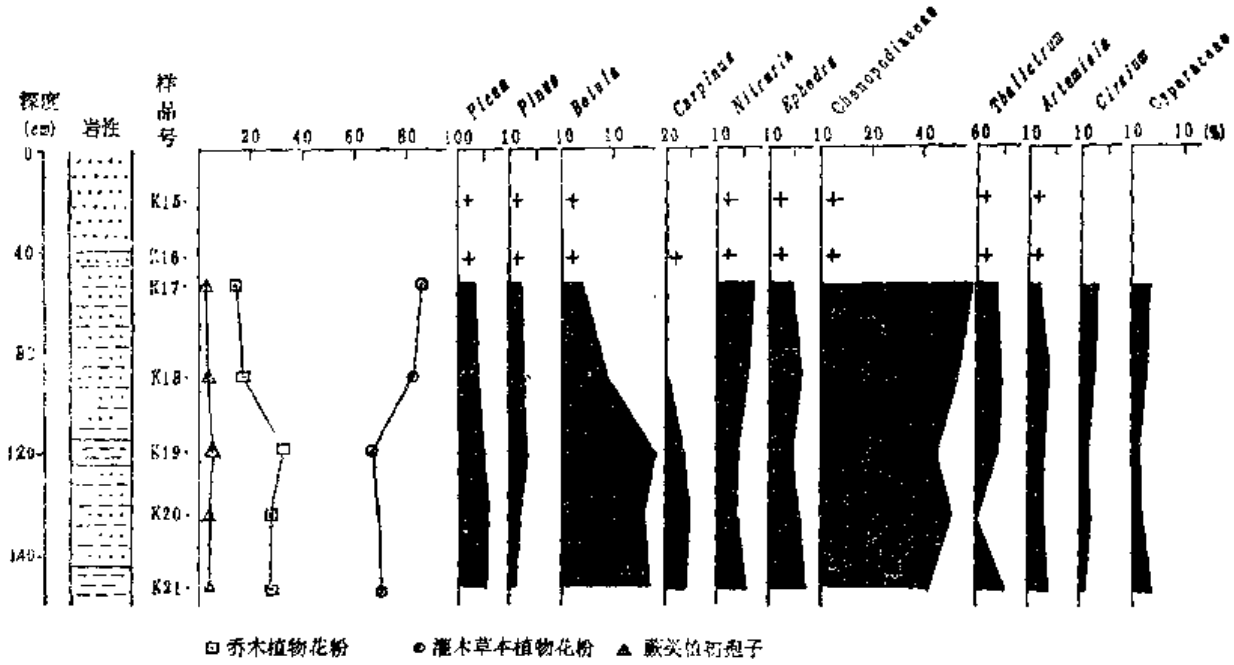


图 10.12 还东河剖面孢粉图式

Fig. 10.12 Pollen diagram of Huandong River profile

二、地质时代

总的看来，北半球第三纪仍是裸子植物繁盛的时期，其间被子植物中的乔木、灌木和草本植物也逐渐发展，随着气候的分异，植物群也在不断演替，至晚第三纪，北半球中纬度地区的植被普遍以松科植物、木本被子植物和一定数量的草本植物为特征。在青藏高原地区，晚第三纪时相当广泛地分布着针叶林和阔叶林，即以松、云杉、冷杉为主，伴有雪松、铁杉、罗汉松的针叶林，以及由木本被子植物构成的阔叶林，包括山毛榉科(栎属、山毛榉属、栗属)、桦木科(桦属、榛属、鹅耳枥属、桤木属)、胡桃科(胡桃属、山核桃属、枫杨属)、金缕梅科(枫香属、檵木属、蜡瓣花属)和榆属等植物，草本植物则多为中生、旱生类型。上述植物群中，雪松、铁杉、罗汉松、山核桃和金缕梅科的三个属都是亚热带地区的代表性植物，它们在晚第三纪青藏高原的植被中几乎都占有不同程度的地位，如西藏南部南木林的当金堂组和才多组(李浩敏等，1976)，吉隆盆地卧马组中段(吴玉书等 1980)，达涕盆地的达涕组(黄赐璇等 1980)，西藏北部西昆仑山瓦恰盆地的阿图什组[1]，都含有上述植物群的孢粉化石，类似的孢粉组合在高原西部阿里地区上新统地层中有发现，往西在孟加拉盆地上西瓦里克地层中有出现(Agrawal et al, 1985)，与本区毗邻的振泉错上新统湖相层(黄赐璇，1983)、通天河沿 18 号孔下部(井深 5—100m)沉积物的孢粉组合(孔昭宸等，1981)均反映有上述性质的植物群曾经存在。

在五雪峰剖面的孢粉组合中，乔木植物花粉平均占 70%，有大量的松、云杉和桦木科(桦、榛、鹅耳枥)花粉，其次有冷杉、栎、榆、胡桃花粉，并出现亚热带植物罗汉松、山核桃花粉；盼来河剖面(以第 7、8 层为代表)的乔木植物花粉占 54%—67%，以桦木科为主，其余

1) 黄赐璇，1989，西昆仑山上新世沉积的孢粉组合研究，

有云杉、松、榆、胡桃、栎和山核桃花粉。这两个剖面的孢粉组合均反映当时有针叶林和阔叶林生长，并存在有1%—7%的亚热带乔木植物成分，两地古植物群与青藏高原晚第三纪植物群的特征相似，可能同属一地质时代。上新世后期的气候已有较明显的变凉变干，在五雪峰和盼来河剖面也有反映，它们都有一些适应干旱气候的灌木草本植物，如藜科、白刺属和麻黄属。

五雪峰和盼来河剖面主要是一套灰黄、灰绿、棕褐色半胶结的粉砂、亚粘土、粘土，局部夹泥灰岩、砂层的湖相沉积，从区域地层对比以及综合孢粉和岩性的分析，五雪峰、盼来河两剖面的地质时代属上新世较合适。

与上述两剖面的孢粉组合比较，还东河和平台山西两剖面的孢粉组合有较大的差别，这两剖面中，乔木植物花粉的比例并不很高，不超出总数的40%，乔木植物花粉中缺乏亚热带成分，这些特征不同于五雪峰、盼来河剖面。因而推测还东河与平台山西剖面沉积的地质时代不会是第三纪，而应该属于第四纪时期。

平台山西剖面与还东河剖面相比较，孢粉组合类型虽然相似，但也有不同的特征，平台山西剖面的孢粉组合中，乔木植物花粉占37.8%，高于乔木植物花粉占13%—31%的还东河剖面孢粉组合，反映前者代表温带森林草原，后者则代表温带稀疏森林草原。平台山西剖面沉积时期的古植被、生态环境要好一些，气候要暖湿一些，当时的森林主要由落叶阔叶树——桦木科植物组成，含有喜暖的胡桃树。

从沉积物岩性对比平台山西剖面是由粉砂、粘土夹砂层组成的湖相地层，时代可能属早更新世；还东河剖面的沉积物较新，形成时代较晚，可能属晚更新世。因此我们把平台山西剖面定为早更新世沉积，还东河剖面定为晚更新世沉积比较合适。

为了对可可西里第四纪的植被演替有较全面的认识，有必要根据近期的野外考察、孢粉分析和有关资料进行比较。据唐领余等(1976)对昆仑山垭口近200m的河湖相沉积的孢粉分析，自下而上分4个阶段：①以藜、蒿、麻黄为主的灌木草本植物。②以云杉占优势，次为桦属的乔木植物。③藜、蒿、麻黄优势植物。④以藜、蒿、百合为主的草本植物。这套沉积的地质时代被定为中更新世，把第2阶段(森林植被阶段)看作中更新世间冰期。我们认为第2阶段(深161—142m)的孢粉组合可以与沱沱河17号孔中部(深250—137m)的孢粉组合、以及藏北玛尔果茶卡、玛尔盖茶卡湖相沉积的孢粉组合相对比，它们的孢粉组合特征非常相似，昆仑山垭口第2阶段中，木本植物花粉占70%—90%，云杉花粉占总数67%，次为桦木科，少量松和喜暖的罗汉松、栎花粉(唐领余，1976)；沱沱河17号孔中部的组合中，乔木植物花粉占48%—98%，以云杉最多(59%)，次为松、榛、桦花粉，并有一些喜暖的雪松、栎、胡桃、芸香和凤尾蕨(孔昭宸，1981)；玛尔果茶卡和玛尔盖茶卡两剖面的组合都是以木本植物花粉为主(52%—87%)，也是以云杉最多，约占总数一半以上，次为松和桦，还有榆、栎和少量雪松、罗汉松、铁杉、山核桃等植物花粉(黄赐璇，1980)。沱沱河17号孔中部、玛尔果茶卡和玛尔盖茶卡这3个孢粉组合和昆仑山垭口湖相剖面第二阶段(161—142m)基本相似，前三个孢粉组合所在的湖相层都定为早更新世沉积，昆仑山垭口第二阶段沉积也应属早更新世，而不是中更新世。

清水河203孔位置在五道梁附近的清水河旁，根据孢粉组合变化，从下到上可明显分出3个不同阶段：①深197—138m，云杉、桦优势段。②深138—62m，孢粉贫乏带。③深62—0.4m，桦、云杉、榆、榛优势段(唐领余等，1976)。唐领余等(1976)将该钻孔与相距不

远的昆仑山垭口沉积剖面相对比，从而都定为中更新世，即清水河203孔孢粉分析第1阶段与昆仑山垭口湖相沉积孢粉分析第2阶段相对应，都是以云杉为主、桦为次的组合。我们把这两处相同孢粉组合的沉积层的地质时代都订正为早更新世，清水河旁钻孔第2阶段(孢粉贫乏带)应为冰期沉积，并把其第3阶段(桦、云杉、榆、榛优势段)定为中更新世沉积。

孔昭宸、刘兰锁等(1981)对本区东缘的昆仑山口、五道梁、沱沱河和通天河沿等地的钻孔和剖面进行过大量的孢粉研究，确定了从中新世至早更新世时期沉积的9个孢粉组合类型，其中上新世以来的大多数都可以与我们研究的剖面孢粉组合相对比；由于可可西里地域广阔，同一地质时代的不同地点，沉积环境不尽相同，孢粉组合自然也会有些差别，但总的来说，现有的本区孢粉资料已十分清楚地反映自上新世至晚更新世期间植被的大致变化。

三、古植被与古气候

如前所述，本区的现代植被属于由高寒草甸向高寒荒漠过渡的类型，主要为高寒草原，并呈不连续的间断分布。现代植被是经历过漫长的地质时期，随着气候环境的不断变化、不断演替而形成的，孢粉分析资料揭示了可可西里晚新生代植被的巨大变化。

从孢粉分析可以看出，上新世是可可西里晚新生代期间森林最为茂盛的时期，由于山地的继续隆升，使植被又有明显的垂直分带和水平分异，如山地的上部，分布云杉林，伴有一些冷杉、雪松，山地下部生长着松树林或松、桦混合林，并有一些罗汉松、栎等。山麓和河湖区分布种类较丰富的阔叶林，主要有榛、鹅耳枥、桤木、胡桃、柳、榆和山核桃。本区东部沱沱河，通天河一带还生长有榆树林、松、桦林，林中有少量亚热带树种，如芸香科(Rutaceae)、楝科(Meliaceae)和枫香(*Liquidambar formosana*)。区内蕨类植物种类较多，有水龙骨、凤尾蕨、石韦，瘤足蕨(*Plagiogyria*)、卷柏(*Selaginella*)、石松。在比较干燥贫瘠地方，分布有灌丛草原，以藜科、唐松草属、蒿属、菊科、禾本科、莎草科、葎草属等草本植物为主、伴有麻黄、白刺、鼠李(*Rhamnus*)、忍冬(*Ronicera*)和蔷薇等多种灌木植物。云杉属植物分布很广，按其生态条件可分两类，一类为冷性云杉林，生长在年降水量多于600mm的温带高山寒冷气候下；另一类为暖性云杉林，生长在亚热带高山凉湿气候下，常为云雾缭绕，空气潮湿。后一类云杉林所在的山地的下部或山麓、谷地，可以生长有多种热带、亚热带植物，共同构成复杂的亚热带山地植物组合。本区上新世云杉林的性质显然是暖性类型，它们并不要求十分寒冷的山地环境，只需要一年中最重要的生长季节(5—8月)平均气温10—14℃，便可生存。桦木科植物是典型的温带乔木，较能适应环境的变化，常常可以在云杉林或其他森林受破坏之后很快侵入，发展成林。亚热带乔木植物则需要一定的湿热条件，现代罗汉松在亚洲的分布北限为北纬34°，海拔1 000—2 600m；山核桃和枫香等分布在亚热带低海拔湿润地区。藜科植物的许多属在中亚的荒漠植物区系中占有重要位置，它们的分布区与古地中海海岸带大致相符合。第三纪期间，随地中海西撤，藜科植物沿喀喇昆仑山、昆仑山绵延分布，随着气候干旱化扩展其分布范围，直至昆仑山垭口；曾经生长在古地中海北岸的麻黄属植物，纯粹属大陆性气候的产物，在昼暖夜冷

或夏日酷热、冬日严寒之地皆能生存；白刺属植物具有耐盐、耐旱、耐风沙的特点，和麻黄属一起为我国西北荒漠灌丛的成员。根据上述古植被组成的生态分析，上新世时期，本区既有大量温带乔木植物，又有一些热带、亚热带植物，还有一定数量的干旱型灌木草本植物，反映当时气候环境较为复杂，属于由亚热带向温带过渡，相当于我国东部北亚热带气候，年平均气温约 14—16℃，具有冬冷夏热的季风气候特点，年降水量 600—800mm 或更多一些，一年中降水的季节分配不等，出现较明显的干湿季，局部地区受大陆性气候和风砂影响，比较干燥和发生盐碱化。到上新世晚期，气候趋向寒冷、干旱，灌木草本植物迅速发展。

当以气温大幅度下降为标志的第四纪第一次冰期来临时，植被发生重大变化，许多喜暖湿的乔灌木、蕨类植物大量减少，分布区退缩，而藜科、蒿属、麻黄属等小灌木草本植物发展，一些松、榆、桦等乔木植物仍可生存，它们较能适应变得干冷的气候，因此本区呈现一片疏林草原和荒漠景观。冰期之后，气候转暖，森林重新恢复，山地上部仍为云杉林分布，以松、桦、栎为主的针阔混交林遍及全区，森林中保存有少量亚热带乔木植物铁杉、雪松、罗汉松等，这是早更新世暖期时的植被，它以亚热带成分和乔木种类的大量减少为特点，而区别于上新世植被，气候温暖湿润，属于暖温带类型。

中更新世早期，气候又变得比较干旱寒冷，区内重现疏林草原和荒漠景观，主要有由云杉、松、桦组成的稀疏森林和由藜、蒿、麻黄等组成的荒漠草原。到中更新世中期，出现了温带森林草原景观，当时昆仑山尚残留一些云杉林，区内以桦木科植物较多，例如山麓与河湖区分布有桦、榆、榛等组成的阔叶林；在西部森林稍多一些，有桦、鹅耳枥、榆等阔叶林，还有松、栎混合林；和早更新世暖期时相比较，森林减少了，而以藜科为主、白刺、麻黄有所增加的小灌丛草原扩展了，气候温和湿润，但到了中更新世晚期，气候变得恶劣，乔木植物逐渐减少，几乎消失，只有藜科、白刺属、麻黄属等植物构成的灌丛草原广泛分布。

晚更新世，可可西里地区平均海拔已接近 4 000m，乔木植物的种类和数量进一步减少，在气候温暖时期，也只有一些桦树林稀疏分布，局部山地有一些云杉生长，而鹅耳枥、榛、栎、柳、榆大大减少；灌木草本植物占有较大的优势，除藜、白刺、麻黄，还有唐松草属、蒿属、蓟属、禾本科、莎草科、葎草属等，反映灌丛草原的植被比较发育，气候温凉半干旱。晚更新世晚期，当末次冰期来临时，植被又一次受到破坏，由于气候变得更为寒冷干旱，高原上阔叶树木完全消失，仅有极少的松和云杉残留下来，灌丛草原稀疏分布，而且组成十分单调，主要是藜和白刺、麻黄(表 10.2)。

表 10.2 可可西里地区晚新生代古植被与古气候

Table 10.2 Paleo-vegetation and paleoclimate in late Cenozoic Era in the Hoh Xil region

时代		主要植被	主要组成	气候
现代		草原和荒漠	禾本科、莎草科、菊科	严寒干旱大风
晚更新世	冷期	稀疏灌丛草原	藜科、白刺属、麻黄属	寒冷干旱
	暖期	疏林灌丛草原	桦属、藜科、白刺属、麻黄属 唐松草属、菊科、禾本科、莎草科	温凉半干旱

（续 表）

时代		主要植被	主要组成	气候
中更新世	冷期	灌丛草原	藜科、蒿属、白刺属、麻黄属、	寒冷干旱
	暖期	森林草原	桦木科、藜科、榆属、栎属、云杉属、松属	温带温和湿润
	冷期	疏林草原和荒漠	藜科、蒿属、麻黄属、云杉属、松属、桦属	寒冷干旱
早更新世	暖期	森林或森林草原	云杉属、松属、桦木科、栎属、少量铁杉、雪松、罗汉松、	暖温带温暖湿润
	冷期	疏林草原和荒漠	藜科、蒿属、麻黄属、松属、榆属、桦属、	寒冷干旱
上新世		森林	云杉属、桦木科、冷杉属、松属、栎属、枫属、罗汉松、雪松、山核桃、枫香、芸香	亚热带暖热湿润
中新世		森林灌丛	铁杉属、榉属、瓦韦属、冬青属、栎属、桦属、山核桃属、杜鹃属、柳属	亚热带暖热湿润

四、小　　结

位于青藏高原腹地的可可西里，在晚新生代中新世以来，大约2 500万年期间，如同整个青藏高原一样，自然环境发生了重大变化，经历了多次气候冷暖干湿的交替变化，森林、灌丛、草原植被交替出现，总的变化看来，植被的演替依次为森林灌丛—森林—森林草原—疏林灌丛草原—草原；气候的变化是亚热带暖热湿润—暖温带温暖湿润—温带温和湿润—温凉半干旱—严寒干旱。促使本区自然环境变化的原因，一方面是受全球气候变化因素的支配，另一方面来自高原隆升的地质背景的影响。随着地质时代的进程，森林越来越少，草本植物的比例越来越大，植物种类也越来越贫乏，反映了本地区气候的变化不利于植被的发展。根据古今植被生活环境的对比，上新世时期年平均气温比现今高达20℃或更多，年降水量比现代多400—600mm，并推测上新世时，可可西里高原面的海拔高度大约是1 000多米，和现今相比，抬升幅度达到3 000多米。

第五节　自然环境演化*

一、第三纪自然环境

地质历史表明，晚侏罗纪形成本区最晚的海相地层，这也标志着特提斯海侵历史在本区的结束。从白垩纪开始本区上升并出现陆地地貌发育的新阶段，白垩纪地层分布广泛，为一套以砂质和泥质碎屑岩为主的红色岩系，其底部和顶部为砾岩和砂砾岩。早第三纪

* 本节执笔人李炳元、李哲科。

本区为内陆盆地堆积，据本队地质组研究，认为本区缺失古新统和始新统，但渐新统发育。

渐新统为紫红色、桔红色含膏盐的碎屑岩系。本区西部以砂岩为主，下部地层中砾岩较多，并向上逐渐转变为砂岩、泥岩或它们的互层，在中、上部一般夹有石膏层多层，局部地区下部出现菱铁矿；本区东部则以泥岩为主，下部地层砂岩较多，向上逐渐变为泥岩、砂质泥岩夹砂岩，含石膏层和岩盐层。上述两地区的地层均以底砾岩与下伏地层不整合。早第三纪地层分布在可可西里山、乌兰乌拉山、冬布勒山和唐古拉山北侧等山，组成这些山体的主要部分，成为本区高级夷平面的组成部分。

早第三纪地层普遍为碎屑沉积，粒径自下而上变细，说明当时地壳运动强度逐渐减弱、地势起伏渐次和缓，至渐新世晚期已发育了准平原地面，目前分布于高山顶部的包括渐新世地层在内的高级夷平面(海拔 6 000m 左右)就是这一时期形成的，渐新统红色细碎屑岩可视为该级夷平面的相关沉积物，红色岩系中有大量薄层石膏分布，说明第三纪早期气候干燥炎热，多为内陆湖盆沉积。本区南面，大致在狮泉河、改则、班戈和丁青一线以南有这一时期的含煤建造，反映当时气候湿热，森林茂盛，与本区相比显示出明显的纬向气候分异，表明当时还不存在季风环流(李吉均等，1979 年)。

晚第三纪初期构造运动明显，在本区西、北部火山活动强烈，火山堆积物覆盖在早第三纪夷平面上，在祖尔肯乌拉山山顶夷平面上有大片地区为熔岩被覆盖，熔岩方山亦组成可可西里山山顶的一部分。根据本队地质组资料，大部分火山熔岩的年代为 32.9—11.9Ma。晚第三纪早期的构造差异运动，使早第三纪形成的原始准平原面遭到破坏，并在其上发育了一系列中新世沉积盆地，这一时期的沉积物组成分布广泛的台地面，尤其东部更为普遍，如东北部的海丁诺尔—盐湖一带。

据本队地质组研究中新统为灰白色、黄白色、褐黄色薄层状泥质灰岩和生物碎屑灰岩，夹有钙质岩屑砂岩，局部夹有菱铁矿和油页岩层，它们覆盖在渐新统上，两者呈假整合接触，其底部常见有灰质砾岩层，局部地区该统也不整合地超覆在三叠系之上。从岩相和所含的介形类、双壳类、腹足类生物化石分析，当时本区是半封闭、半干旱的湖盆沉积环境，局部地方(昆仑山口北面)中新世砾石层中的孢粉组合则反映该地为亚热带的落叶阔叶和常绿阔叶混交林(孔昭宸，1981年)。

如本章第一节所述，本区亦有上新世地层，本区西部五雪峰西南、盼来沟等地有天然地质剖面，而东部少见，仅尕尔曲沿附近等地钻孔岩芯下部出现。上新世地层多的细碎屑的湖相和河湖相沉积，在地貌上，它组成盆地内的台地面或为沉积盆地底部沉积，沉积物较细，在五雪峰剖面中见有足腹类印模和多量介形类土星介化石，一般认为土星介是生活在淡水—少盐水水域的喜暖属。孢粉分析结果表明当时以乔木为主，乔木中以松、云杉、冷杉、桦木科等为主，还有雪松、罗汉松、山核桃等亚热带森林树种，说明植被主要是山地亚热带混交林，局部有旱生的灌木和草本植物，如藜科、石刺属和麻黄等。由上看来，上新世基本上处于湿润的亚热带气候。综合分析表明，当时地面起伏和缓，湖盆与宽谷相间分布，河湖贯通，绝大部分属外流水系。到上新世末可能本区再次处于夷平状态，形成由宽谷湖盆和低缓台地、丘陵组成的高原面，盆地中产状平缓的上新统湖相或河湖相沉积是这一级夷平面的相关堆积。这级夷平面海拔 4 700—5 000m，它组成高台地和丘陵以及少部分小起伏的高山顶面，它也是青藏高原上广泛分布的低级夷平面。根据孢粉等分析，表明

当时唐古拉山地区海拔高度大约有 1 000m 余(徐叔鹰等,1981)。

二、第四纪自然环境

上新世末第四纪初青藏高原大面积地强烈隆起，在隆起过程中地处青藏高原腹地的青海可可西里地区却保持着整体性的特点(李吉均等,1979年)。但从本区东缘青藏公路沿线大河宽谷盆地中钻孔所揭示的第四纪沉积物厚度分析，在隆起过程中构造运动仍有一定的差异性,因此发育了一系列东西向的构造盆地,从已有的资料分析表明早更新世沉积厚度在昆仑山口湖相沉积物约 200m 厚,沱沱河沿南的早更新世湖相沉积 228m 厚，这些湖相沉积主要是粉砂、细砂和亚粘土，在沱沱河剖面中普遍含淡水螺化石和植物碳化痕迹,以上特征显示了本区相对稳定的构造环境,湖盆下沉量可能与沉积量接近，区内仍保持了地势起伏和缓的特点，淡水外流湖泊广布，这一时期为长江河源湖泊分布最广的时期,本区广大地区仍属外流水系区。

平台山西、昆仑山垭口和沱沱河等地早更新统湖相沉积物中的孢粉分析表明进入第四纪以来植被类型发生明显变化,许多喜暖湿的乔木、灌木及蕨类减少、退缩甚至消失,并且转变为以灌木和草本为主,藜科、麻黄和蒿占优势,木本乔木有松、桦等。在这期间植被仍有变动、出现荒漠草原、草原和温带森林草原的交替过渡(唐领余等,1976；孔昭宸等,1981),表明早更新世气候摆动于温带温暖湿润与温凉半干旱之间(见第四节)。本区气候变化既受控于整个青藏高原隆起,又受到全球气候波动的影响。根据本区现有资料难于推论早更新世本区海拔高度,但考虑青藏高原整体大面积隆起的特点,整个青藏高原该时期的平均高度为海拔 2 000m 左右(李吉均等,1979 年),另外考虑到本区西北面中昆仑山阿其格库勒盆地发现的植物化石(张青松等，1990 年)，那么可以认为本区早更新世时海拔高度已有 2 000 多米。由此可见，本区早更新世时气候明显变冷,这与本区平均海拔增高也有一定关系。

早更新世末期以后的构造运动对本区自然环境产生较大的影响，使唐古拉山和昆仑山等高山地区发生大幅度抬升,并在全球气候变冷影响之下,在中更新世时期高山地区发生了二次冰川作用,其中早期的冰川作用(即倒数第三次冰期)为本区第一次冰川作用,在唐古拉山此期冰碛分布已到达低夷平面之上,成为半覆盖式的大冰帽,冰川循南北向的早期谷地下注曾达 101 道班附近,长达 60km 以上,占据了布曲断陷谷地。在昆仑山口附近,此期冰碛物不整合地覆盖在倾角 10° 左右的早更新世河湖相地层之上，冰碛中含许多花岗岩漂砾,但在昆仑山垭口以南 30km 和东西向百余公里的范围内并未发现此种堆积物,而在本区北面西大滩以北的本头山发现，以此推测当时发源于本头山的冰川一直伸展到昆仑山垭口(张治安,1981),昆仑山主脊仍在西大滩以北。这次冰期为本区最大的一次冰期。中更新世中期青藏高原又处在最大的一次间冰期之中，早期的冰碛地貌遭受到强烈的破坏和改造,多数呈残留冰碛。中更新世晚期本区又出现第二次冰期(倒数第二次冰期),此时在唐古拉山北坡以典型的山谷冰川为主，冰川规模小于前期。在昆仑山地区冰川作用规模也有差异,在东段昆仑山口附近规模较小，而在西段五雪峰、布喀达坂峰和东岗扎日倒数第三次冰期遗迹难于找到，目前在这些地区所见的以倒数第二次冰期规模为大。必须指出在本区内部的宽谷盆地和中小起伏高山区没发现古冰川遗迹。

中更新世以来本区构造差异运动明显，位于本区南北两侧的昆仑山、唐古拉山构造抬升加剧，差异运动明显，唐古拉山地区发育了一系列近南北向的断裂谷地，堆积了巨厚的砂砾石层，如在布曲谷地钻孔中，中更新世以来堆积的砾质亚砂土和砾质亚粘土层厚度达400m以上。在昆仑山口附近，昆仑山主脊南移至西大滩以南，西大滩断陷成谷，此处中更新以来的差异运动达1 000m左右(张治安；1981年)。本区内部宽谷盆地的相对沉降量甚小，长江河源早更新世古湖由此向南逐渐消失，江源地区河流发育处于新的阶段。高原边缘河流的溯源侵蚀作用未达到本区，虽然海拔已达3 000m以上，但没有出现青藏高原外围地区河流大切割，本区内的地势平缓。此外局部地区东西向构造差异以及因高原已达相当高的位置，强烈的蒸发使本区西部大水系解体，勒斜武担湖、西金乌兰湖和乌兰乌拉湖等湖泊退缩、封闭，成为独立的内流水系。

晚更新世时，随着青藏高原大面积强烈整体隆起，高原各大山系继续急剧地上升，唐古拉山各拉丹冬和昆仑山布喀达坂峰上升已成为接近6 000m的极高山，但由于喜马拉雅山等周边山地的隆起，阻碍了湿润季风气流进入本区，使本区日趋干燥寒冷，本区干寒化趋势抑制了高山区末次冰期冰川前进，因而晚更新世高原冰川规模普遍地相对缩小，在各拉丹冬西侧的长江河源冰川呈树枝状，长达30km，形成3—4道终碛，尕尔曲河源亦有类似情况，布喀达坂南坡冰川则规模较小，仅在现代冰川1—2km范围之内。本区末次冰期时的古雪线与现代雪相比，其下降值较小，仅有200—300m，此值明显地小于青藏高原边缘山地末次冰期雪线下降值(500—800m)，这表明本区冰期气候更为干旱。多年冻土则广泛发育并一直保存到现在，至今仍为连片多年冻土区。

晚更新世时期的植物以灌木和草本占优势，藜科最多，占一半，还有白刺、麻黄等，乔木种类和数量较少，反映当时是疏林灌丛草原至荒漠草原的植被，属于温凉半干旱至严寒干旱气候。

晚更新世以来气候干寒化，使本区中部、西部水系进一步解体，由于湖泊补给来源减少，湖泊退缩，可考湖、卓乃湖、库赛湖、葫芦湖等转化为独立的内流水系，在东部长江河源水系中也出现孤立的以湖泊为中心的小型内流区。

晚更新世时期高原加速上升，其高度达到4 000m左右，同时气候转为寒冷干旱，高原自然景观接近现代。末次冰期晚期和全新世气候仍有波动，但干寒化的趋势继续发展，森林植被在本区消失，主要为高寒草原，高寒荒漠草原和高寒荒漠。此时冰缘作用为最广泛的地貌作用，寒冻夷平作用十分普遍，风沙活动也较为活跃，冰川亦出现进退，遗留下晚冰期、新冰期和小冰期的冰碛丘垅。湖泊进一步退缩，像太阳湖等以冰川补给为主的湖泊退缩亦明显，并开始向内流水系转化。二万年以来的气候变化规律将在下章详细讨论。

第十一章　二万年以来的气候环境记录

第一节　概　　况*

一、概　　况

目前有关青藏高原腹地二万年以来环境变化研究的结果较少。在1990年可可西里综合科学考察中于6月2日至6日在青藏公路八四道班以西60km (34°38′N, 92°09′E) 处的苟弄错东面距湖边100m处进行了钻探，打了二个钻孔，主孔KX-1孔孔深7.25m (图11.1)，其中上部5.35m的沉积主要为湖相沉积；在KX-1孔以东2m处又打了一个副孔(KX-2孔)，该孔深5.59m，其岩性结构与KX-1孔基本相似。室内着重对KX-1孔埋深620cm以上的沉积地层进行了详细分析研究。

苟弄错位于青海可可西里内部的小起伏高山和高海拔丘陵相间的盆地中。钻孔位于

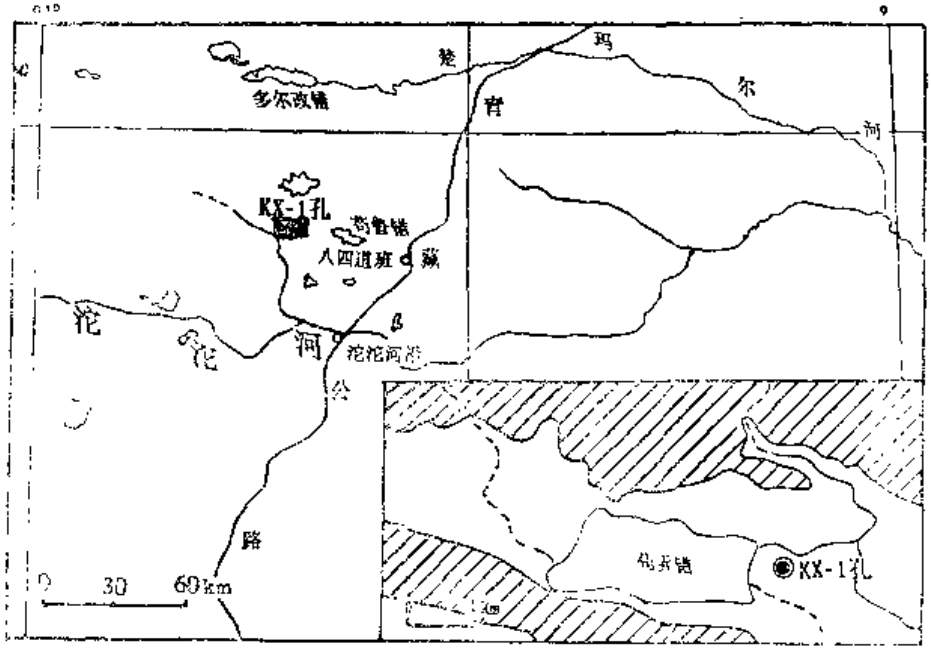


图 11.1　苟弄错KX-1孔位置图

Fig. 11.1　Location map of core KX-1 near the Gounong Lake in the Hoh Xil region

* 本节执笔人李炳元。

苟弄错东侧湖滨滩地上，海拔为4 670m，与平坦的湖底之间没有坡折，钻孔点地面仅高出当时湖面20cm左右。目前苟弄错已经是季节性湖泊，1989年5月9日在该湖南岸考察时湖已干枯，表层有一薄层白色盐霜，湖岸处有1cm厚的盐层，而到1990年6月2日再次考察时，该处已被湖水所占据，湖水矿化度为15.51‰。航测地图上所示的湖泊面积为3.0km²，湖泊仅有几个小河汇入，无现代冰川融水补给，地处高寒草原带，区域环境在青海可可西里具有一定的代表性。苟弄错湖泊岩芯中的气候环境记录在可可西里亦有一定的代表性。

二、年代和时间标尺

钻孔剖面沉积形成的年代主要是用^{14}C年龄测定方法获得的。苟弄错钻孔^{14}C年龄测定结果如下：埋深314.5—318.7cm含植物残体的灰绿色粘土的^{14}C测年值为距今13 035±155 a，埋深381—385cm含大量植物残体的灰绿色粉砂质粘土为距今15 237±461 a，埋深486.3—494.8cm的灰黑色砂质粘土的^{14}C测年值为距今22 204±1 454 a，埋深527.5—535cm含少量植物残体的浅灰色粉砂质粘土的^{14}C测年值为距今19 210±455 a[1)]。从钻孔岩性结构和层序看，湖相沉积具有明显的水平层理，并没有扰动迹象，所分析的^{14}C测年物质都含植物残体或有机碳，因此4个测年值基本上可以相信的。下部两个数据出自不同实验室，根据沉积速率本文选用距今13 035±155 a，距今15 237±461 a和距今19 210±455 a三个^{14}C测年值，然后据这些年代数据采用回归方程计算的沉积速率来估计各个层位的年代，其结果表明本孔揭示了苟弄错地区二万年以来的环境变化与其周围地区甚至全球是可以对比的。

本钻孔埋深535cm以下的岩心为棕色、红色和杂色砂质粘土或砂砾质粘土组成的洪冲积物，埋深535cm以上的沉积物除顶部43.7cm以上的灰黄色粉砂质粘土属季节性干涸的浅水湖泊沉积外，其余都为连续性沉积。工作过程中在KX-1孔上部620cm长的沉积岩心柱中采集131样品，其中535cm湖相沉积中取样126个，样点之间的平均间隔为4.25cm，代表的时间间隔约为160年。对这些样品进行了粒度、孢粉、介形类、硅藻、地球化学，磁化率分析，除硅藻发现很少并破碎难于取得环境信息外，均得到较短时间尺度的环境变化信息。

第二节　钻孔剖面沉积特征*

一、粒度成分

沉积物颗粒组成受搬运营力的控制，与沉积环境关系密切，因此，由沉积物粒度分析所获得的粒度参数和级配曲线在很大程度上反映沉积物发育时的介质性状、搬运方式和能量，这为判断沉积环境提供了可靠的依据，为此对苟弄错KX-1孔上部620cm岩芯的79

* 本节执笔人李炳元、李栓科、李元芳、朱立平。

1) ^{14}C年龄值由中国社会科学院考古研究所和中国科学院地理研究所^{14}C实验室测定。

块样品进行了粒度分析研究。

1 .粒径分布范围

在获得粒度样品的每一级百分含量后，将其按照不同的粒级范围(砂>0.05 mm，粉砂 0.05—0.005mm，粘土<0.005mm)作出颗粒直径分布的三元散点图(图 11.2)。由图可见，所有分析样品的粒径散点集中分布在两个区域，位于三角形顶部的样品，粘土含量超过50%，可以认为是近乎静水环境的沉积物；而另一密集区位于三角形的左下部，砂粒成分高于 50%，而粉砂、粘土组分低于 50%，可以认为是水动力稍强的流水环境或受外界扰动的湖滨沉积物。

根据上述分析，本钻孔沉积物包括缓慢流动的河流、受外界扰动的湖滨和静水湖泊三种环境。

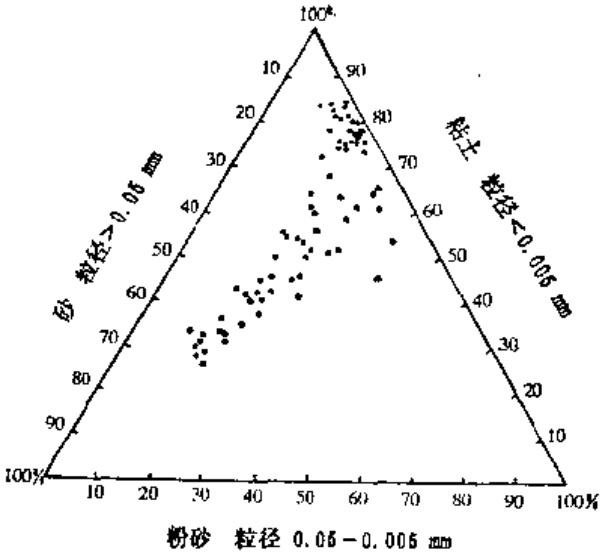


图 11.2 苟弄错 KX-1 孔沉积物分类三角形图解
Fig. 11.2 Triangular classification diagram of the sediments in the core KX-1 near the Gounong Lake

2. 粒度参数特征

运用微机程序对样品粒度数据进行处理，按照 Folk 和 Ward(1957)的公式，计算了每个样品的中值粒径(Md)、平均粒径(M_z)、标准差(δ_1)、偏度(Ski)和尖度(Kg)，并绘制了全部样品的概率累积曲线。运用微机图形处理，将这些粒度参数与样品深度结合，作出粒度参数随深度变化的曲线图(图 11.3)。

图 11.3 表明，沉积物的中值粒径(Md)、标准差(δ_1)随深度出现明显的分段变化，反映不同时段沉积环境有所改变。

埋深 370cm 以下的沉积物具有粗细颗粒交替变化的特点，但从整体上看，显示出粒径普遍偏大的趋势，此段内代表沉积物分选状况的标准差较大(多在 3.0—5.0 之间)，沉积物分选很差，说明该段沉积时水动力作用较强，且变幅大，指示沉积期间入湖水流的年际变率大，据此推测其时降水量较大但也有较大的年变率，沉积环境可能是受扰动的滨岸浅水区。埋深 270—370cm 的沉积颗粒普遍较细，标准差较小，反映沉积时的动力条件减弱，且稳定性增强，沉积物的分选度有所提高，指示水体深度的增加和湖泊面积的扩大。当时的沉积环境可能是相对稳定的封闭湖泊。埋深 180—270cm 的沉积颗粒又趋于粗化，标准差增大，说明沉积水动力条件受入湖水量年变率增大的影响又趋于增强，且频繁波动，不稳定性增加，导致湖面涨缩和湖泊水位升降的交替发生，沉积部位处于季节性淹没的浅水环境。埋深 180—44cm 的沉积物颗粒很细，标准差缺乏数值统计。但粘土和亚粘土的高含量，说明当时湖面面积扩张、湖泊水位上升，湖泊环境比较稳定，因此，沉积物较均匀，少受外界的扰动。44cm 以上沉积物明显变粗，并夹有多层细砾碎屑，反映湖面收缩、水位下降，沉积环境的不稳定性明显增强，为季节性的浅湖环境。

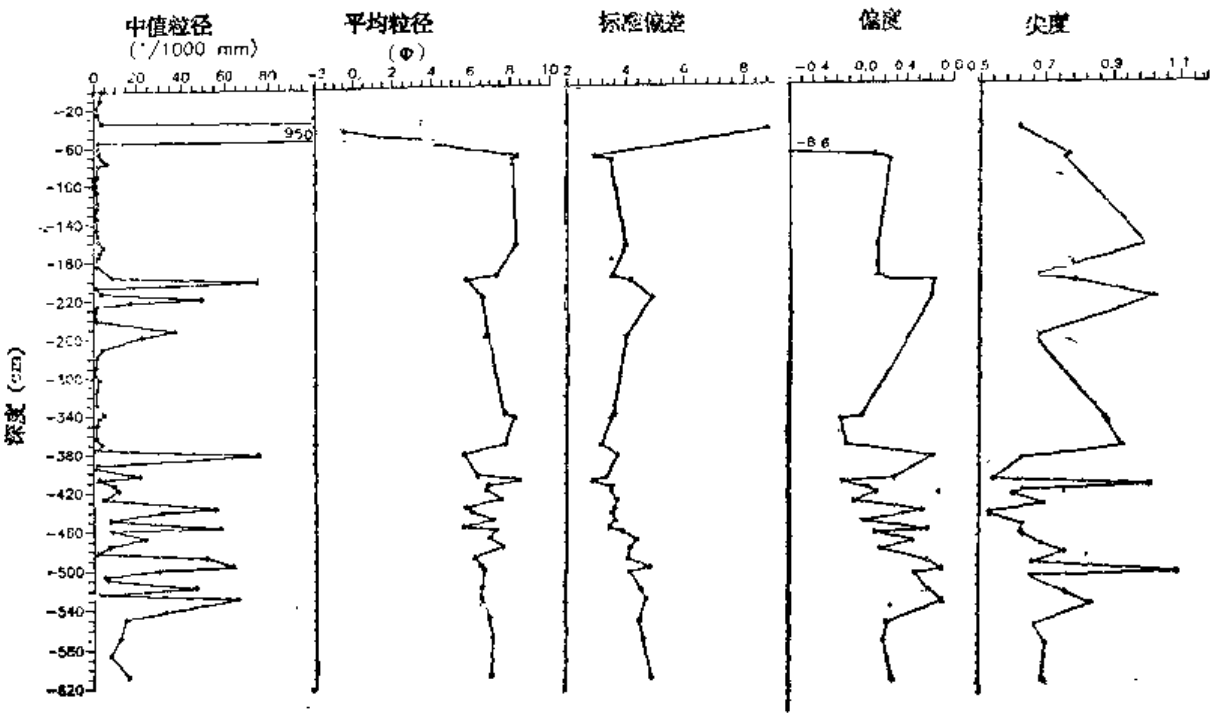


图 11.3 苟弄错 KX-1 孔粒度参数变化曲线

Fig. 11.3 Variational curve of grain size in the core KX-1 near the Gounong Lake

偏度系数随深度变化而变化，自底部向上到 370cm，级配曲线由正偏向对称态过渡，即粗粒含量相对减少而细粒含量相对增加；由 370cm 到 270cm，级配曲线由近正态对称向正偏态过渡，指示粗粒含量相对增加而细粒含量相对减少；由 270cm 到 180cm，级配曲线出现由正偏—极正偏—近乎正态对称—正偏的变化，即粗细颗粒的相对含量交替变化；180cm 到 44cm，级配曲线由正偏演变为极正偏，指示粗颗粒相对含量不断提高。偏度系数所标志的粗细颗粒相对比例实际上也是由沉积动力和环境控制的，强而不稳定的动力环境，其沉积物级配曲线明显正偏，反之亦反。据此，上述关于级配曲线偏态的推论结果与运用中值粒径和标准差描述的沉积环境是吻合的。

尖度随深度的变化不甚明显，介于 0.60—1.00 之间，即大多数级配曲线呈现宽平的峰态，反映了沉积介质的相对均匀性和沉积动力的单一性，这只有湖泊或缓慢流动的河流才能具备，说明上述关于沉积环境变化的推论是正确的。

沉积物概率累积曲线也具有分段变化的特点，(图 11.4)。埋深 370cm 以下的沉积物，其曲线为二段式，即包括悬移质和跃移质，部分样品的曲线为三段式，即还有推移组分，表明此段内粒度组成较复杂，沉积环境波动大，指示明显地湖面涨缩、水位升降并间有季节性的流水注入。埋深 270—370cm 的沉积物，其曲线为单斜式，部分虽有转折，但彼此斜率相差微小，说明此段颗粒组成较单一，多集中在粘土范围内，反映相对均匀而稳定的湖泊环境，入湖水流的作用明显降低。埋深 180—270cm 之间的沉积物颗粒组成又出现粗细交替的变化，但变化的频次较之底部稍有降低，指示湖滨环境。180cm 以上的沉积物，其曲线型式由单斜式向二段式、三段式转变，指示湖面收缩下降及入湖水流的作用明显增强，且入湖径流的年变率有明显提高。

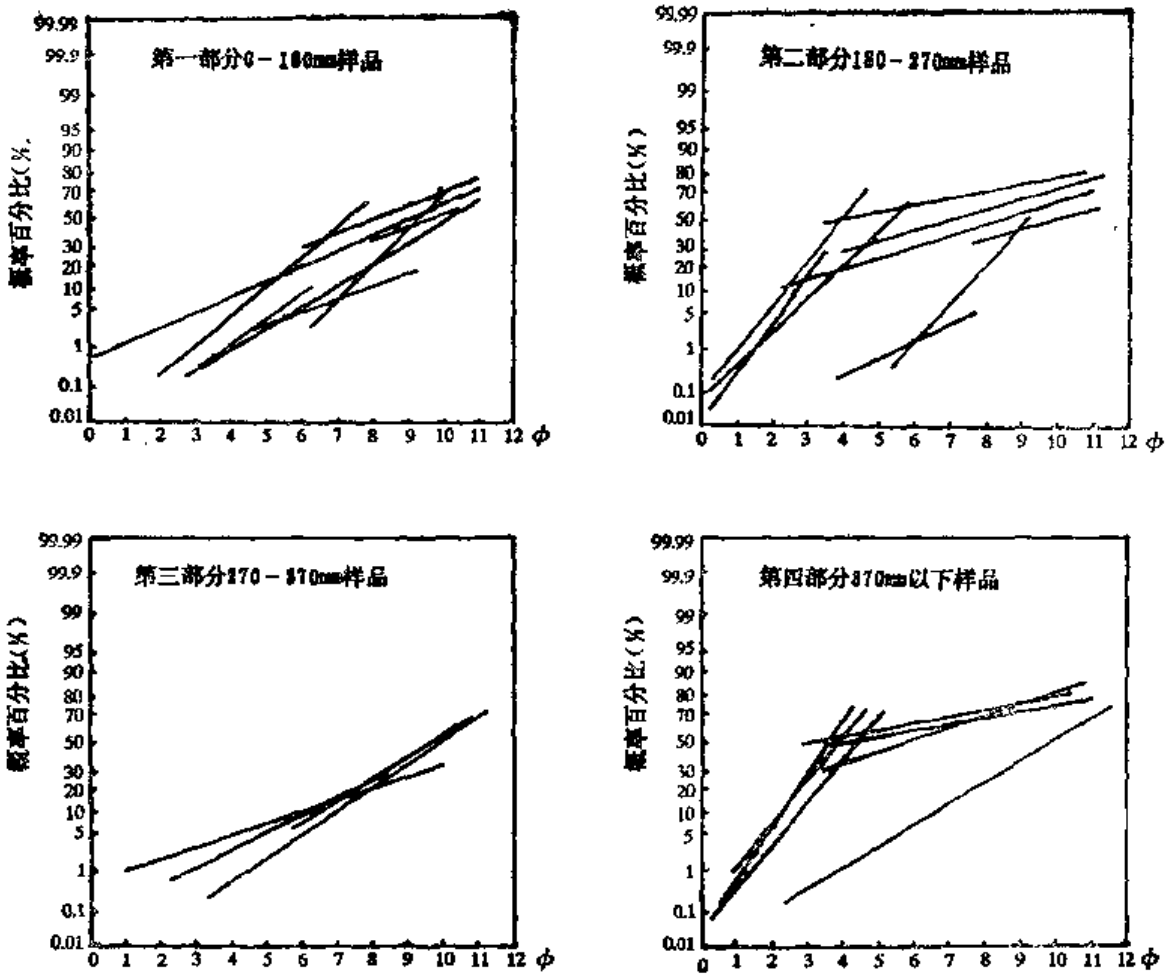


图 11.4 苟弄错 KX-1 孔沉积物粒度概率累积曲线图式

Fig. 11.4 Probability accumulation curve of the sediments in the core KX-1 near the Gounong Lake

二、钻孔剖面沉积的垂直层序

根据沉积物成分、结构、颜色和沉积相等特征，可将苟弄错 KX-1 孔剖面埋深 620cm 以上的层段划分为九个层组，58 个沉积层(图 11.5)。层组与层组之间通常有较明显的沉积界面，而每个层组又由若干自然沉积层组成。

现将各沉积组和沉积层自上而下描述如下(图 11.5)：

第一组　季节性干涸的浅湖相灰黄色粘土和含少量细砾的粉细砂层。埋深 0—44cm。

1. 灰黄色粉质粘土：表层含小砾石，砾径 0.2—1cm，呈棱角状，磨圆度差，在埋深 8—10cm 处为含细砾的粗砂层，砾径 0.3—0.7cm。

埋深0—38cm

2. 灰黄色含砾的细砂层：沉积物中值粒径 0.07mm，所含砾石多为半棱角状，磨圆度较差，砾径0.2—0.7cm。

埋深 38—44cm

本组沉积物是季节性洪水所含泥沙在湖岸带附近堆积的或是季节性湖泊内的堆积物。

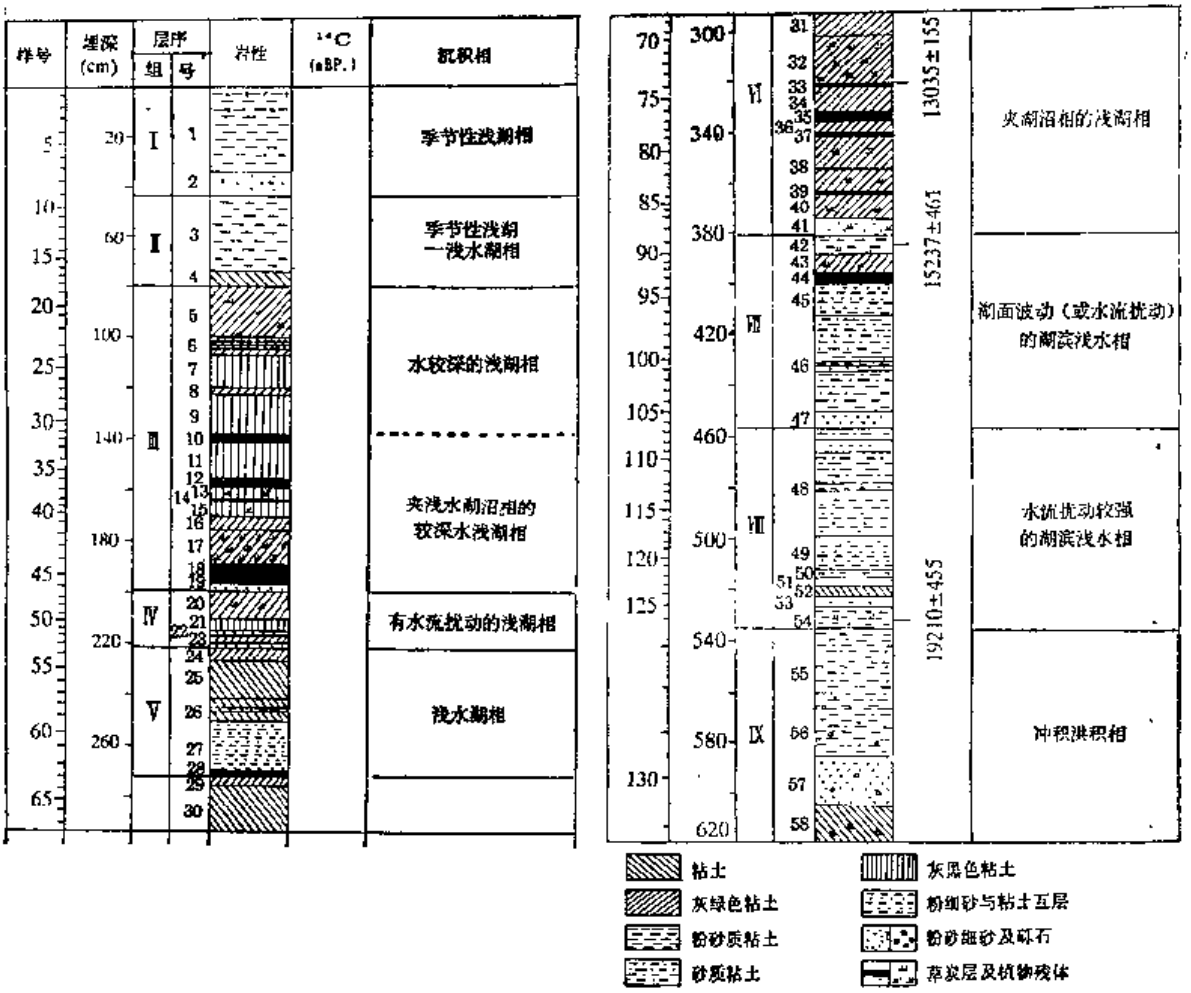


图 11.5 苟弄错 KX-1 地质剖面图

Fig. 11.5 The geological profile of the core KX-1 near the Gounong Lake

第二组 可能为季节干枯的浅水湖相的黄褐色粉质粘土(44—80cm)。

3. 黄褐色粉质粘土：在上部埋深 44—59cm 的粉质粘土中含多量小砾石，砾径为 0.5—1.5cm。磨圆度差，另外在埋深 63—66cm 的土体呈团粒状结构，偶夹稀少的 1—1.5cm 直径的砾石，有时见少量锈斑。

埋深 44—74cm

4. 灰黄色粘土：具有隐约的水平层理。

埋深 74—80cm

第三组 上部为水较深的浅湖相灰黑绿色粘土 (80—139cm)，下部为浅水湖沼相和水较深的浅湖相交替沉积的灰黑色粘土夹水草层(139—200cm)

5. 灰绿色粘土：含少量植物残体，在粒度概率图上，无截点或有 3.76—4.3 ϕ 的截点，但跃移组分只占 0.77%—2.17%，表明沉积物形成时水流扰动干扰较小，是较深水的沉积。

埋深 80.0—100.6cm

6. 灰绿色与灰黑色粘土互层，粘粒占 80% 左右，具明显的水平纹层理，这种韵律整齐的灰绿色与灰黑色组成的层理，可能是季节层理，在水近于停滞、缺氧，还原环境中形成的。

埋深 100.6—106.01cm

7. 灰黑色粘土：质地均匀。

埋深 106—120cm

8. 灰绿色粘土：质地均匀。

埋深 120—124cm

9. 灰黑色粘土：含少量植物残体。 埋深 124—139cm

10. 草炭层：为水平排列的眼子菜水草，夹有灰黑色粘土。 埋深 139—142cm

11. 灰黑色粘土：含少量植物残体。 埋深 142—157cm

12. 草炭层。 埋深 157—159cm

13. 灰黑色粘土：含少量植物残体。 埋深 159—164cm

14. 草炭层。 埋深 164—165cm

15. 灰黑色粉砂质粘土。 埋深 165—170cm

16. 浅灰绿色粘土：夹有少量植物残体。 埋深 170—175cm

17. 暗灰绿色粘土：含有大量植物残体。 埋深 175—189cm

18. 草炭层：含有灰绿色粘土。 埋深 189—196cm

19. 灰色中细砂：含有少量植物残体。 埋深 196—200cm

本组沉积物由下向上逐渐变细，中值粒径由 0.004mm 渐变为 0.001mm，下部沉积物是在微受湖流作用的近岸浅水湖沼环境中形成的。本组上部沉积物中粘粒含量占 73%—84%，推测沉积物是在较深的静水环境中形成的。

第四组　有水流扰动的浅水湖相灰绿色、灰黑色粘土夹薄层粉细砂(200—222cm)。

20. 灰绿色粘土：含少量植物残体。 埋深 200—210cm

21. 灰黑色粘土：含少量植物残体。 埋深 210—216cm

22. 灰褐色粉细砂：内夹 0.6cm 厚的灰黑色粘土层。 埋深 216—217cm

23. 浅灰绿色粘土：质地均匀，底部有厚 1cm 的灰褐色粉细砂。 埋深 217—222cm

第五组　浅水湖相的灰褐色为主的粘土与粉细砂层(222—273cm)。

24. 灰绿色粘土。 埋深 222—226cm

25. 浅灰色粘土：带有隐约的棕黄色斑。在埋深 237—237.5cm 处为灰黄色粉细砂。 埋深 226—241cm

26. 浅灰色粘土：含少量植物根，根系周围有浅棕色铁质锈斑侵染，中间夹厚 0.5cm 的浅褐黄色粉细砂。 埋深 241—251cm

27. 灰褐色粉细砂与灰黑色粘土互层：具有明显的水平层理，层厚 1—5mm 不等。 埋深 251—270cm

28. 草炭层：夹有灰绿色粘土。 埋深 270—273cm

第六组　浅水湖相的灰绿色粘土夹草炭层(273—381cm)

29. 灰绿色粘土：含极少量的碳酸盐白色斑点。 埋深 273—277cm

30. 灰褐色粘土：含少量植物残体，具黑色的植物炭化斑点。 埋深 277—293cm

31. 灰绿色粘土：质地均匀细腻，粘土含量占 60%—80%，粉砂占 20%—26%。 埋深 293—302cm

32. 灰绿色粘土：含大量植物残体。 埋深 302—322cm

33. 草炭层：含少量灰绿色粘土。^{14}C 测年值为距今 13 035±55a。 埋深 322—323cm

34. 灰绿色粘土：质地细腻，粘土含量占 84.2%，含少量植物碎屑。 埋深 323—329cm

35. 草炭层：含少量灰绿色粘土。 埋深 329—336cm

36. 灰绿色粉质粘土：含少量植物残体。 埋深 336—339cm

37. 草炭层：该层总厚度 3.7cm，但中间夹厚 1cm 的灰绿色粘土。 埋深 339—343cm

38. 灰绿色粘土：质地均匀细腻，粘土含量占 80% 以上，含少量植物残体。在埋深 354—355cm 处夹厚 1cm 的草炭层。 埋深 343—363cm

39. 草炭层：夹有少量灰绿色粘土。 埋深 363—366cm

40. 灰绿色粘土：质地均匀细腻，含少量植物残体，其中顶部埋深 365.7—367.4cm为灰白色粘土，化学分析表明这一薄层的碳酸钙含量达 79.2%。 埋深 366—375cm

41. 灰色粉细砂：细砂含量占 55%，层内含少量植物残体。 埋深 375—381cm

第七组 水面波动较频繁的浅水湖相的灰黑色、灰色砂质粘土与粉细砂互层(381—467cm)。

42. 灰绿色粉质粘土：含有大量植物残体，在埋深 384—385cm 处夹 1cm 厚的草炭层，^{14}C 测年值为距今 15 237±461a。 埋深 381—388cm

43. 灰绿色粘土：含少量植物残体。 埋深 388—395cm

44. 草炭层：夹少量灰绿色粘土。 埋深 395—400cm

45. 灰绿色砂质粘土与粉细砂互层：顶部和底部为粉细砂层，细砂层中含大量厚度 1mm 左右的植物碎屑薄层，中部埋深 403—407.2cm 为灰色粘土层。 埋深 400—413cm

46 灰黑色砂质粘土与灰绿色粉细砂互层，在埋深 430.8—431.3cm 和 433.1—434.1cm 处为灰绿色、灰色粉细砂层，具水平层理。 埋深 413—450cm

47. 浅灰色、灰黑色粉细砂为主，在埋深 457.8—461.9cm 处夹有一层灰黑色的砂质粘土，具水平层理，还夹有厚约 1mm 左右由极细的植物残片组成的水平微层理。 埋深 450—467cm

第八组 有水面波动、水动力扰动较强的浅水湖相灰褐色砂质粘土(467—535cm)

48. 灰黑色砂质粘土：具水平原理，在埋深 479—482cm处夹厚 2.8cm的灰黑色粘土层。 埋深 467—499cm

49. 灰褐色与浅灰黑色粉砂与粘土互层：具水平纹层，纹层厚 1mm 左右，在粉砂层中含少量植物残体。 埋深 499—514cm

50. 浅灰褐色砂质粘土：具小棱块状结构，含稍多的植物残体。 埋深 514—517cm

51. 浅灰褐色砂质粘土：土层颜色不均匀，有的具隐约的红色，结构稍松散，具有少量的粗砂粒。 埋深 517—520cm

52. 浅灰褐色粘土：质地均匀细腻。 埋深 520—523cm

53. 浅黄棕色粉细砂：含少量粘土，砂含量占 57%。 埋深 523—528cm

54. 浅灰色粉砂质粘土：含少量植物残体，^{14}C 测年值为距今 19 210±455a。 埋深 528—535cm

第九组 洪冲积相的含砂砾的棕黄、红棕及杂色粘土(535.0—620.0cm)

55. 浅棕黄色砂质粘土：具黑色斑点，含极少量的植物残体，夹少量的细砂团块，下部含砾石，砾径 3—4.5cm，磨圆度差，半棱角状。 埋深 535.0—567.4cm

56. 浅红棕色砂质粘土：有少量灰绿色斑，夹有少量的粗砂、砾石，砾径 0.5—1cm，磨圆度差，半棱角状，砾石已风化。 埋深 567.4—585.2cm

57. 浅红棕色的粉细砂层：含砾径为 0.5—1cm 的砾石，砾石磨圆度差。 埋深 585.2—606.8cm

58. 以灰绿色、棕红色为主的杂色粘土：夹有已风化的砾石，砾石磨圆度差，砾径 0.5—1.5cm。 埋深 606.8—620.0cm

该组为含砾的棕黄、棕红色砂质粘土，缺乏年代数据、孢粉分析和介形类分析资料，据地球化学分析资料，本组是在湿热的气候条件下形成的。

本钻孔底部埋深 620—725cm 的地层由棕黄色、红棕色、黄褐色的砂质粘土和含砾的砂质粘土组成，其形成环境可能与第十一组相近。

第三节　沉积地球化学特征*

研究苟弄错 KX-1 孔沉积地球化学元素含量、分布、迁移以及富集规律可以获得沉积过程中的环境信息，为恢复本区古地理、古环境提供科学依据。

一、地球化学分析方法

对苟弄错钻孔埋深 620cm 以上的沉积岩心进行了系统采样，共采集 131 个地球化学分析样品。采集后，首先将样品在硬胶皮板上粗碾，挑除草根等，再进行细碾，然后用 100 目孔径的筛网筛选。

分析主要化学元素的氧化物和微量元素时用氢氟酸-硝酸-高氯酸溶解样品，再用 ICP 发射光谱法(即等离子光谱仪)测定[1)]，测试的元素和氧化物包括Al_2O_3, Fe_2O_3,MgO, CaO, K_2O, Na_2O, TiO_2, MnO, P, Ba, Sr, V, Ni, Cu, Co, Cr, Mo, Zn, Ga, Sc, Sn Ta,Y,Yb,Be, Zr, La, Li, Nb, Pb。$CaCO_3$ 采用容量法进行测定。有机碳采用重铬酸钾法，总氮量采用蒸馏法进行测定。

二、主要地球化学元素含量及其分布

沉积物中的主要化学元素多以氧化物的形式存在，其含量变化大，Al_2O_3 的含量变化范围 4.175%—17.46%，平均含量11.731%；MgO 含量的变化范围为0.958%—14.97%，平均含量 2.845%；CaO 的含量变化范围 0.781%—26.1%，平均含量 8.099%；K_2O 的含量变化范围 1.015%—4.084%，平均含量 2.7428%；Na_2O 的含量变化范围 1.063%—2.735%，平均含量 1.764%；TiO_2 的含量变化范围 0.178%—0.951%，平均含量 0.610%。

在不同时期各元素含量是不同的，每一元素的分布也是不均匀的(图 11.6)，但多数氧化物的变化趋势近于一致，并具有一定的规律性，这表明这些元素在地质历史时期发生多次迁移再分配。影响它们迁移的因素很多，有内在因素，也有外在因素，主要的外在因素有温度、压力、浓度，氧化-还原电位、酸碱度，其中温度是决定元素迁移的主要因素之一，这些外在因素的变化与沉积物堆积时的地球化学环境和古气候波动密切相关，特别是与气候冷暖、干湿交替变化有明显的对应关系，一般在相对温湿期有利于岩石化学风化和元素的迁移，氧化物含量较高，而在相对冷干的气候条件下，不利于化学风化，湖盆周围的化学物质向湖内的搬运也受到限制，氧化物的含量也相对降低。在整个 KX-1 孔剖面沉积中，Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2 的含量变化几乎是同步的，表现出自下而上增高的趋势，特别

---

* 本节执笔人李元芳、朱立平、李炳元。

1) 元素地球化学分析测试工作由中国科学院地理研究所中心实验室承担。

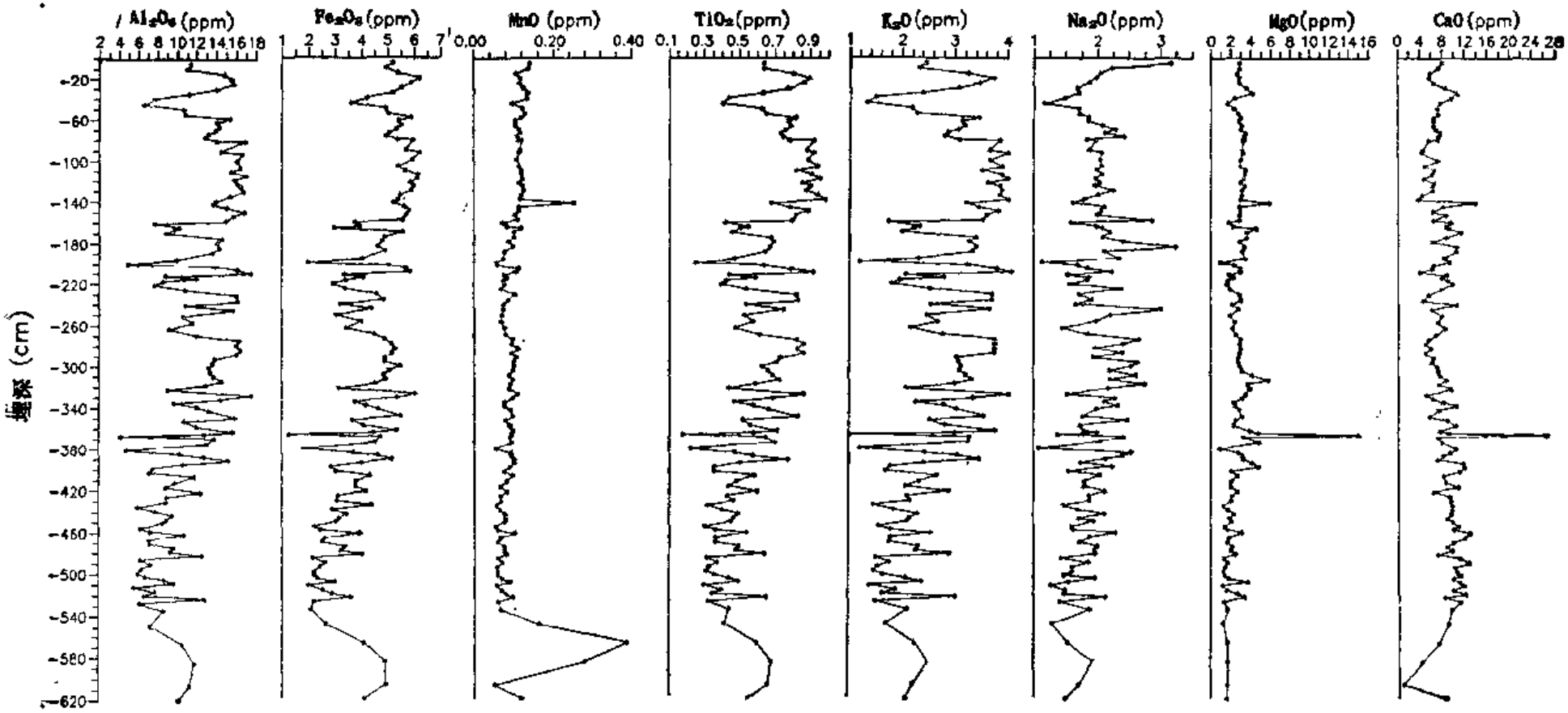


图 11.6 苟弄错KX-1孔氧化物含量变化曲线

Fig. 11.6 Variations of oxidic content in the core KX-1 of Gounong Lake in the Hoh Xil region

是在埋深395cm以上的地层中它们的含量明显增大，其中埋深260—320cm和55—139cm两段为稳定的高值段，在其他层段中它们的含量波动较大。如在埋深55—139cm的灰黑色、灰绿色粘土中，这些氧化物的含量相当高，反映当时湖泊周边地区的化学风化作用较强，有利于它们的富集，也有利于它们在水溶液中溶解并向低洼的苟弄错湖区迁移，致使这些氧化物在苟弄错沉淀并富集，造成这一利于元素富集的地球化学环境，推测可能是中全新世的气候相对温湿。有些层段如埋深220—260cm沉积中Al_2O_3，Fe_2O_3和MnO的含量降低，造成这种结果的原因可能是由于气候干冷，氧化能力降低。

沉积地球化学环境因素对元素的迁移和富集影响也是很大的，一般在暴露于大气中的陆上环境中的氧化物含量要比处于水体内的还原环境中要高些，因此造成KX-1孔剖面顶部埋深30cm左右的黄褐色粉质粘土和底部埋深535cm以下的红棕色砂质粘土中Al_2O_3和Fe_2O_3的含量相对较高。

从图11.6中看出，CaO和MgO在地层中的含量变化趋势接近，呈明显的正相关关系。钙、镁是活动性中等或稍强的元素，从气候条件分析，半干旱半潮湿气候对钙、镁的溶解、迁移和富集是有利的(高尚玉等，1985年)。从CaO和MgO含量变化曲线看，变化幅度小，含量与今日接近，这可能表明本区自末次冰期以来基本上是干旱性的气候。

在剖面中Na_2O和K_2O的含量变化明显，波动幅度较大。钾、钠是化学性质活泼的元素，而Na_2O和K_2O也是易于淋溶迁移的，其含量变化曲线与Al_2O_3和Fe_2O_3是相似的，也有自下而上略有增高的趋势。

三、微量元素

对苟弄错KX-1孔剖面中的微量元素Co, Mo, V, Ni, Cu, Cr, Ga, Sn, Zr, Ta, Nb Sr, Ba, Zn, Li, La, Be, Sc, Y, Yb, Pb, P进行分析，分析结果表明除Sr外，绝大多数微量元素的分布具有一定规律，其含量变化几乎是同步的(图11.7)。最明显的规律是它们的丰度与沉积物粒径大小呈负相关，即粗颗粒沉积物中含量低，而细颗粒沉积物中相对富集，主要原因是大部分微量元素被粘土矿物胶体所吸附而呈悬浮状态搬运，颗粒越细，吸附元素能力增强，元素含量相应增多。如在本钻孔埋深196—200cm的灰色中细砂中微量元素含量普遍低，而埋深80—158cm的粘土中各种微量元素含量相当高。化学性质极不相似的微量元素的变化呈现相似的曲线，可以认为控制元素分布的决定性因素是沉积物形成时的自然地理环境，即气候、风化性质和强度、生物活动、水的物理化学性质等(南京大学地质学系，1979年)，而后几种因素又受气候的影响，在温湿气候条件下，不稳定矿物容易风化，促进稳定矿物含量的增加，同时生物风化作用增加、粘粒组分增多，从碎屑矿物中释放出来的微量元素较快地被粘粒吸附，致使微量元素含量增加。由此推测KX-1孔埋深60—158cm沉积中微量元素含量相当高，它们正是全新世气候适宜期时形成的。

四、元素比值

在干旱气候条件下，K, Na, Ca, Mg, Sr, Ba易于富集，并与卤族元素Cl, Br等共同

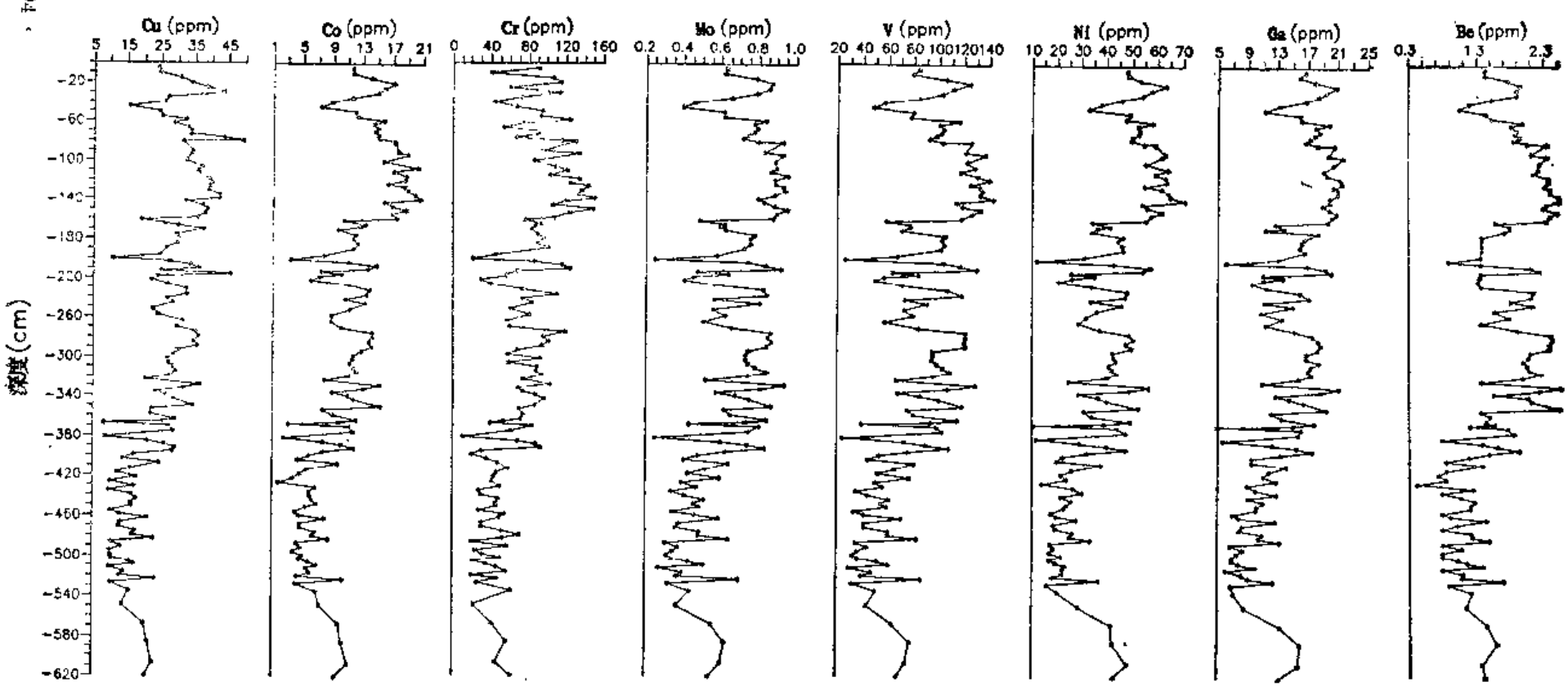


图 11.7 苟弄错 KX-1孔微量元素含量变化曲线

Fig 11.7 Variations of trace elemental content in the core KX-1 of Gounong Lake in the Hoh Xil region

组合形成易溶的化合物迁移和沉淀。因而这些元素，特别是K，Na含量高的层段标志着气候变干，而Al，Fe，Mn等元素在温湿或湿热气候条件下易于富集，沉积物中含量高时，标志着湖泊扩大，气候相对温湿，因而在研究青藏高原晚第四纪气候变迁时曾采用C值做为地球化学气候指标$\left(C=\frac{\sum(Fe+Mn+Al+Cr+Co+Ni)}{\sum(K+Na+Ca+Mg+Sr+Ba)}\right)$，C值越大，气候越潮湿，相反则干燥(陈克造等，1990年)。

从时间上看(图11.16)，C值变化具有一定的规律，它反映了气候的干湿变化，明显地揭示出本区二万年来的气候变化有两个半干湿变化的大周期，C值低值段反映气候干旱，出现在埋深460cm左右和220cm左右的地层，而反映气候相对湿润的C值高值段出现在埋深260—320cm和80—139cm左右的层段。

五、$CaCO_3$含量及分布

利用$CaCO_3$含量变化研究古气候演变已有很多的报道(刘东生等，1985年；施雅风等，1990年)，他们利用$CaCO_3$含量变化和其他地球化学参数推测黄土地区和柴窝堡盆地地区的古气候波动。

苟弄错KX-1孔剖面$CaCO_3$含量变化也可为本区古气候变化提供良好的信息，剖面$CaCO_3$含量变化范围在3.36%—79.02%之间，平均含量为16.99%。

在不同沉积物中$CaCO_3$含量有明显差异，在灰黑色、灰绿色淤泥质粘土中$CaCO_3$含量较高，而在棕黄色、棕红色及杂色粘土中$CaCO_3$含量较低，砂砾石层中更低。

在埋深535cm以上的湖相沉积中$CaCO_3$含量有明显波动(图11.8)，埋深80—139cm和226—302cm层段为$CaCO_3$含量低值段，而埋深535—320cm和165—189 cm层段则为$CaCO_3$含量相对较高段。通常在潮湿地区或淡水盆地的沉积物中$CaCO_3$含量少，不难推测埋深535—320cm的高值段正是末次冰期盛冰期时形成的，而埋深8—139cm处的低值段是与全新世气候最宜期相当。

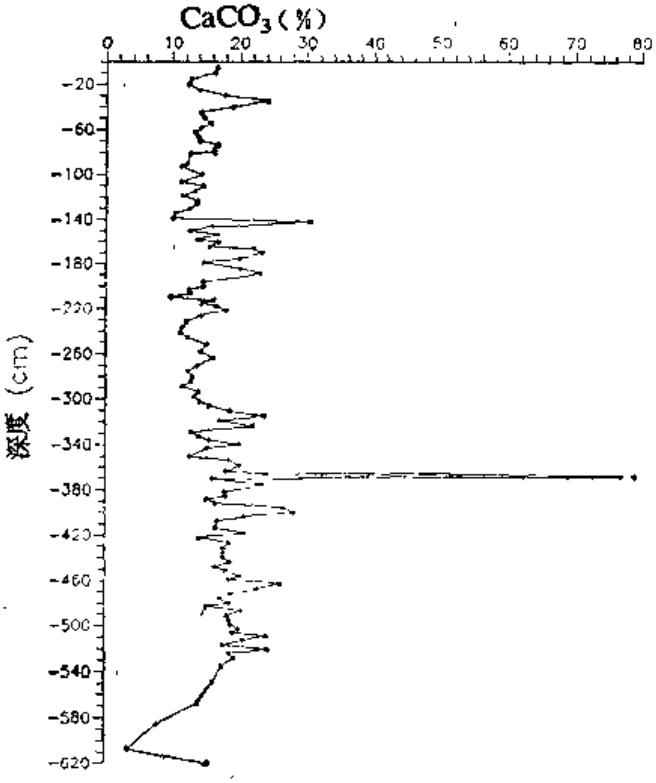


图11.8 苟弄错KX-1孔$CaCO_3$含量变化曲线

Fig. 11.8 Variational curve of $CaCO_3$ content in the core KX-1 of Gounong Lake

六、有机碳分布

沉积物中有机碳含量是生物被埋藏到沉积物内，经过生物化学作用和成岩作用后遗

存在沉积物内的，其含量能反映有机质储存在沉积物中的量，亦反映它在沉积物中经受氧化破坏的程度，因此研究有机质在沉积物中的分布有助于了解生物发育的环境及环境演变。苟弄错 KX-1 孔内有机碳含量变化范围在0.177%—8.802%之间，平均含量2.989%，其中灰绿色粘土和草炭层中含量较高，在埋深 165—196cm 和 306—366cm 地层中其含量可达 4.416%—8.802%，平均含量前者为 6.610%，后者为 5.874%。在黄褐色、棕黄色、杂色粘土中有机碳含量低，仅有 0.18%—1.5%。从有机碳含量在剖面地层中的变化分析(图 11.9)，有机碳含量的高值段往往与含草炭多的层段有关，是在浅水环境或湖沼环境中形成的，由此推测有机碳含量高的时期是气候相对温和时期，但有时在暖湿气候条件下，湖泊扩大，湖水达到一定深度后不利于水草的生长，虽然深水环境有利于有机质保存，但有机质含量反而减少，如全新世气候最宜期形成的沉积物(埋深 80—139cm)中有机碳含量却低于前期。

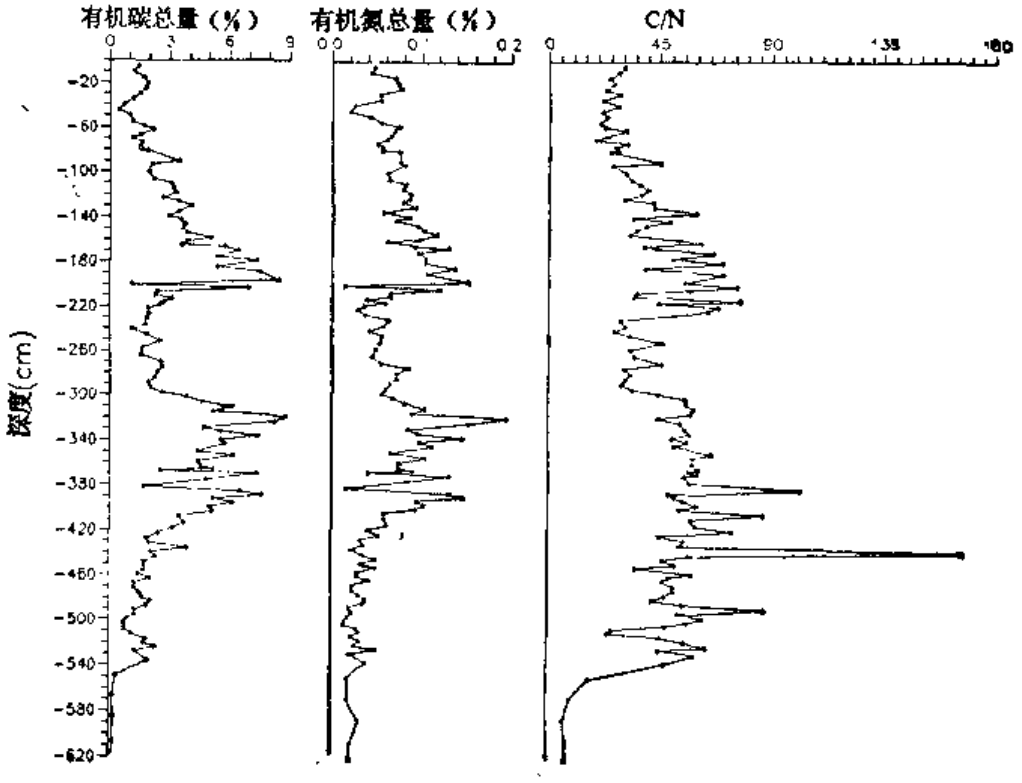


图 11.9 苟弄错 KX-1 孔有机碳、N 与 C/N 变化曲线

Fig. 11.9 Variational curve of organic C and N content and C/N in the core KX-1 of Gounong Lake

有机碳和 N 含量之间多呈正相关，C/N 值变化与有机碳和 N 含量变化也近于同步的，N 含量变化的原因与有机碳一样，主要是与生物的丰度有关，而生物量的多寡与气候条件以及所处的地理环境、地形部位等有关。

第四节　古植被与环境变化*

本区海拔高，气候寒冷干燥，致使植物区系成分贫乏。在总共只有200种的高等植物中，缺少蕨类，裸子植物仅见麻黄和柏，被子植物区系中主要是青藏高原特有种和喜马拉雅至中亚分布型和中亚分布型(武素功等，1992)。植被主要由中生、湿生、旱中生和旱生的草本及小半灌木所组成的高寒草甸、高寒草原和荒漠化草原。作者对剖面所在的乌兰乌拉湖、布南湖和苟弄错等湖区的表土进行了孢粉分析，得知组合中占优势的依次是藜科、蒿、莎草科、禾本科、豆科、麻黄、白刺和石竹科。组合中还见到个别的裸子植物(松、冷杉)和被子植物(桤木、桦、榆)所组成的乔木植物花粉，但其含量仅占表土孢粉总数的5%以下。这些乔木植物花粉是经气流从外地带入的。因此其表土孢粉组合基本上反映了本区现代高寒草原和高寒草甸的植被特征。进而为恢复本区自两万年以来的历史植被及环境变化提供了对比资料。

一、孢粉组合特征

为了恢复本区近两万年来的古植被与环境，对乌兰乌拉湖、布南湖和苟弄错钻孔剖面进行研究，共分析孢粉样品160多块。统计孢粉分属40多个科属。其中灌木、半灌木及草本主要有白刺(*Nitraria*)、麻黄(*Ephedra*)、柽柳科(Tamaricaceae)，藜科(Chenopodiaceae)、蒿(*Artemisia*)、菊科(Compositae)、莎草科(Cyperaceae)、禾本科(Gramineae)、豆科(Leguminosae)、蓼科(Polygonaceae)、石竹科(Caryophyllaceae)、毛茛(*Ranunculus*)、伞形科(Umbelliferae)等。水生及沼生植物中有香蒲(*Typha*)、眼子菜(*Potamogeton*)和通常生长在淡水、静水和浅水水体中的短棘盘形藻(*Pediastrum boryanum*)、水绵(*Spirogyra*)。引人注目的是在苟弄错钻孔中找到了龙须眼子菜(*Potamogeton pectinatus*)或窄叶眼子菜(*P.perfoliatus*)的坚果和大量苦草(*Vallisneria*)的叶片[1]。蕨类植物中有水龙骨科(Polypodiaceae)、卷柏(*Selaginella*)和瘤足蕨(*Plagiogyria*)。

乔木植物花粉种类较表土孢粉的类型明显增多，计有冷杉(*Abies*)、云杉(*Picea*)、松(*Pinus*)、桦(*Betula*)、榛(*Corylus*)、桤木(*Alnus*)、栎(*Quercus*)、柳(*Salix*)、榆(*Ulmus*)、胡桃(*Juglans*)等属(图版Ⅰ)。

1. 乌兰乌拉湖剖面

海拔高4 854m，在湖水深6m处取得长65cm的湖相沉积岩心、剖面揭示，中下部为黑色粘土，上部为黑色粉砂质粘土。整个剖面均含植物残体，并测得底部^{14}C年龄为距今11 195±344a。本剖面以5cm的间距连续取孢粉样13个，统计孢粉共3 000余粒。孢粉

---

* 本节执笔人山发寿、孔昭宸、杜乃秋、

1) 坚果和叶片经中国科学院植物研究所陈耀东先生协助鉴定。

分属 26 个科属。其中乔木花粉占 6.9%(2.9%—10.4%)，主要有松 3.1%(1.2%—6.3%)、桤木 1.9%(0.6%—3.8%)和桦 1.0%(0—2.1%)，其次为云杉、冷杉及个别栎榆花粉；灌木及草木平均占 90% 以上，并以藜科 28.2%(9.6%—46.7%)、蒿 20.9%(7.6%—33.8%)、莎草科 18.6%(10.7%—29.7%)、禾本科 8.3%(5.1%—12.0%)为主，其次有麻黄 2.8%(0.6%—5.5%)、石竹科 1.8%(0.5%—3.9%)、菊科 1.3%(0—3.3%)、龙胆属 1.2%(0—3.2%)、蓼科 1.1%(0—3.8%)，并有少量豆科、毛茛科、白刺等花粉；水生植物在 40—50cm 及 55—60cm 段见香蒲，在 0—10cm 段见短棘盘形藻；蕨类孢子占 2.0%(0—4.3%)，主要为光面单缝孢(图 11.10)。

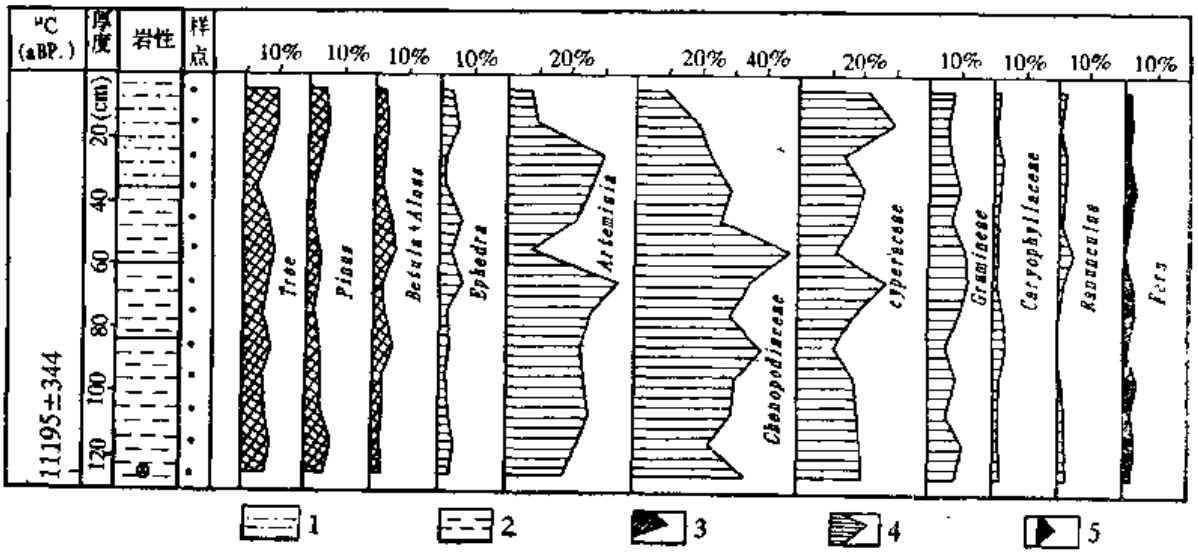


图 11.10 乌兰乌拉湖剖面全新世孢粉百分比图式

1. 粉砂质粘土；2. 粘土；3. 乔木；4. 灌木及草本；5. 蕨类

Fig. 11.10 The Holocene pollen percentage diagram for Ulan Ul Lake

乌兰乌拉湖剖面的孢粉图式，从测年资料分析基本上揭示的是全新世沉积。该剖面中部的乔木植物花粉含量占 4.6%—10.4% 高于表土孢粉中的乔木含量。即使我们把这些乔木植物花粉都看着当时远距数百公里森林生长地传播过来的话，那也说明当时可可西里山区的森林线较今上升，林区扩大。正因为当时气候温暖潮湿，作为中生、湿生植物的禾本科、莎草科和蒿的比例增加，而旱生、盐生的麻黄和藜科比例下降，喜温的蕨类和淡水生的藻类植物比例亦有增加。

2. 布南湖剖面

本剖面海拔 4 876m，为湖中一低丘采挖剖面，其岩性特征为：0—25cm为粉砂质粘土层，底部夹植物残体；25—40cm为褐色粉砂层及细砂层；40—85cm为含大量植物残体粉砂层，成层性好，风化后成褐色。本段测得 40—50cm 段两个有机碳年龄分别为距今 8 111±192 a 和距今 7 996±183 a；85—110cm，从上至下依次为灰色粉砂层、细砂层和中砂层；110—150cm 为含大量植物残体粘土质粉砂层，成层性好；150cm 以下为细砂层。该剖面

平均以 10cm 间距采样 17 个，共统计孢粉 5 000 余粒，孢粉分属 28 个科属。乔木花粉含量很低，仅为 1.8%(0.7%—4.0%)，主要有桤木、桦，次为松、冷杉、云杉、榆；灌木及草本平均占 95% 以上，主要有藜科 50.9%(37.3%—62.3%)、蒿 27.3%(11.9%—38.3%)，其次是莎草科 3.3%(1.3%—7.3%)、石竹科 3.2%(1.6%—5.9%)、麻黄 3.3%(0.9%—6.1%)、禾本科 1.4%(0—3.5%)，另外还有菊科、豆科、龙胆科、蓼科、毛茛科；水生植物仅在 82—85cm 段见到一粒指纹孢(*Concentrisystes*)。剖面中蕨类孢子占 2.2%(0—9.8%)，主要有光面单缝孢、卷柏、瘤足蕨(图 11.11)。

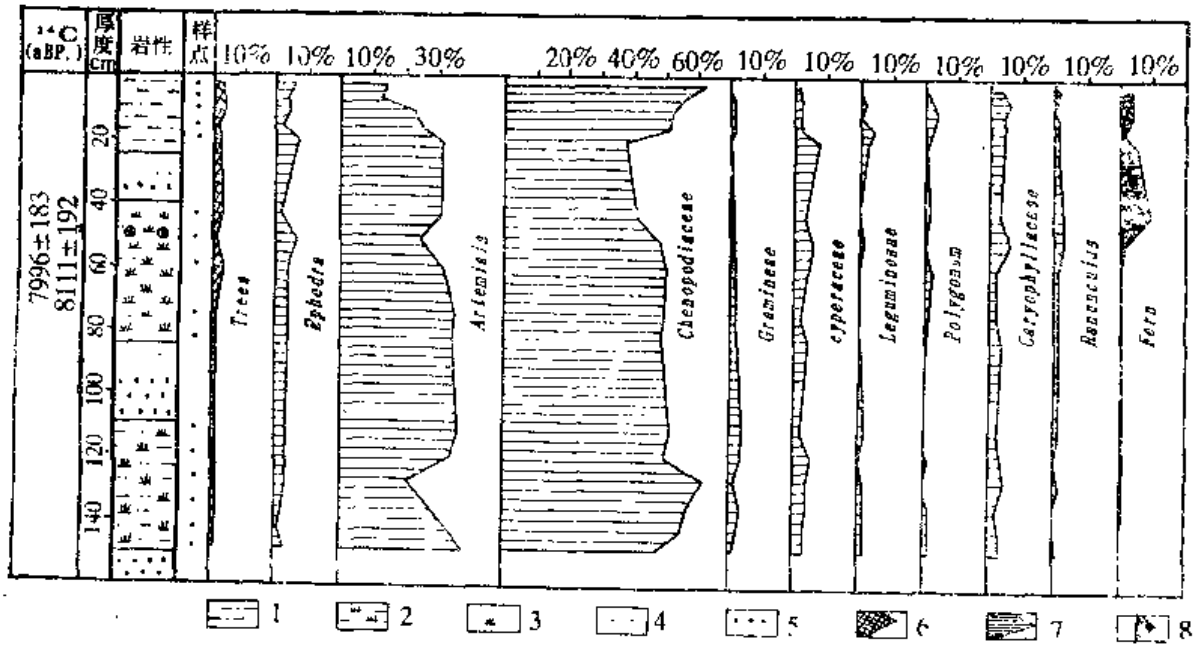


图 11.11 布南湖孢粉百分比图式

1. 粉砂质粘土；2. 粘土质粉砂及植物残体；3. 粉砂及植物残体；4. 粉砂；6. 细砂；7. 乔木；8. 灌木及草本；9. 蕨类

Fig. 11.11 The Holocene pollen percentage diagram for Bunan Lake

本次在布南湖仅从深 40—50cm 测得二个距今 8 000 a 左右的年龄数据，但剖面底部的年龄尚不得而知。就整个图式看，乔木植物花粉的比例下降，藜科花粉比例增加，更多显示高寒草原和荒漠的植被和气候特征。但在深 80—40cm 的粘土质粉砂及植物残体层的孢粉组合中，包括桦、榆和桤木在内的乔木植物花粉则比距今约 8 000 a 时的比例增加，尤其是喜温的水龙骨科植物孢子比例上升为 10%。反映当时气候较今温暖潮湿，并可与其它地区对比(孔昭宸等，1990；Wang Fubao et al., 1987)。

3. 苟弄错 KX-1 钻孔剖面

本剖面海拔 4 670m，孔深 725cm，在井深 535cm 以下不仅烧失量低，而且未分析出孢粉，而在 535cm 以上的湖相沉积物中共取样 126 个，样品平均间距 4—5cm，均分析出孢粉。该剖面分析时，取样品重 2 克，采用外加石松孢子进行孢粉分析，同时测定了每个样

品的烧失量。共统计孢粉 8 000 余粒，分属 40 多个科属，并将镜下孢粉鉴定统计结果输入微机，采用 LOTUS 123 程序计算各类孢粉的百分比含量(占陆生植物孢粉总数)和重量浓度(每克样的孢粉含量)。从中选出一些具有生态学意义，在组合中占有较高比例连续出现的孢粉类型，应用绘图仪绘出苟弄错 KX-1孔孢粉百分比图式(图11.12)和重量浓度图式(图 11.13)，其烧失量亦被表示在浓度比图式右侧。鉴于本钻孔部分样品统计孢粉不足百粒，使得在计算各类植物占孢粉总数的百分比时，由于组合中孢粉彼此间互相牵动，所作的百分比图式，并不能较真实地表达植被的实际组成，因此我们则主要依据孢粉浓度图式和孢粉百分比图式，将苟弄错钻孔的孢粉组合从下至上划分出九个区域性孢粉带。

Ⅰ带，埋深 535—460cm，为粘土质粉砂及粉砂质粘土，烧失量大多在 10%以下。年龄为距今 19 200—17 200 a，本带的特征是花粉浓度低，只有92粒/g(23—186粒/g)，并以灌木及中旱生草本植物花粉占优势，且以藜科为主，有 35 粒/g(12—95 粒/g)，次为莎草科 18 粒/g(0—50 粒/g)、麻黄 11 粒/g(0—24 粒/g)、禾本科 6 粒/g(0—18 粒/g)、蒿 4 粒/g(0—13 粒/g)，另有少量蓼科、柽柳、石竹科、伞形科等花粉。罕见蕨类孢子及水生植物花粉。乔木植物花粉仅有 11 粒/g(0—24 粒/g)，并以松、桦为主，其次有冷杉和个别的云杉、桤木花粉。

Ⅱ带：埋深 460—395cm，岩性为黑色粘土质粉砂、粉砂质粘土，并夹植物残体。年龄为距今 17 200—15 400 a。本带的特征是花粉浓度较Ⅰ带增加，上升为 181 粒/g(90—418 粒/g)，并含少量水生植物香蒲的花粉和蕨类孢子，且发现了眼子菜的坚果。灌木及草本仍是本带的主要成分，并以藜科 56 粒/g(7—169 粒/g)为主，其次是莎草科 36 粒/g(0—320 粒/g)、麻黄 17 粒/g(4—40 粒/g)、蒿 13 粒/g(4—43 粒/g)、禾本科 10 粒/g(0—22 粒/g)，另有石竹科、柽柳、豆科和蓼科花粉；本带乔木含量上升为 22 粒/g(9—74 粒/g)，以松、桦为主，同时见到冷杉、桤木、栎、胡桃、榆、榛花粉；此外，有少量连续分布的水绵孢子。

Ⅲ带：埋深 395—340m，岩性为粉砂质粘土及含粉砂植物残体(层)，年龄为距今 15 400—13 800 a，本带花粉浓度较Ⅱ带下降，为 142 粒/g(24—298 粒/g)，未见水生植物孢粉。本带的灌木及草木植物仍以藜科为主，计有 58 粒/g(10—181 粒/g)，并有蒿 12 粒/g(5—29 粒/g)、莎草科 10 粒/g(0—30 粒/g)、禾本科 11 粒/g(0—28 粒/g)、麻黄 8 粒/g(0—25 粒/g)和少量豆科、石竹科、柽柳科等花粉，偶见蕨类孢子。本带乔木植物花粉的含量为 15 粒/g(0—27 粒/g)，主要有松、桦和落叶松。

Ⅳ带：埋深 340—260cm，岩性主要为黑色粘土及植物残体(层)，年龄为距今 13 800—11 500 a。本带的花粉浓度较Ⅲ带又有增加，为 177 粒/g(50—316 粒/g)。灌木及草本仍以藜科 80 粒/g(24—141 粒/g)为主，次为蒿 22 粒/g(0—49 粒/g)、禾本科 17 粒/g(0—86 粒/g)、莎草科 10 粒/g(0—52 粒/g)，另有少量豆科、石竹、麻黄等花粉；水生植物花粉在本带断续分布，除有水绵外，还见香蒲和短棘盘形藻，且有少量蕨类孢子；本带乔木植物花粉含量为 16 粒/g(0—40 粒/g)，且以桦、松为主，并有冷杉、桤木、栎、胡桃、柳、榆等植物花粉。

Ⅴ带：埋深 260—220cm，岩性为灰色粉砂质粘土及植物残体(层)，年龄为距今 11 500—10 400 a。本带主要特征是花粉浓度很低，仅为 34 粒/g(14—66 粒/g)，无水生植物，罕见蕨类孢子；灌木及草本仅有少量藜科 17 粒/g(0—25 粒/g)、蒿 9 粒/g(0—22

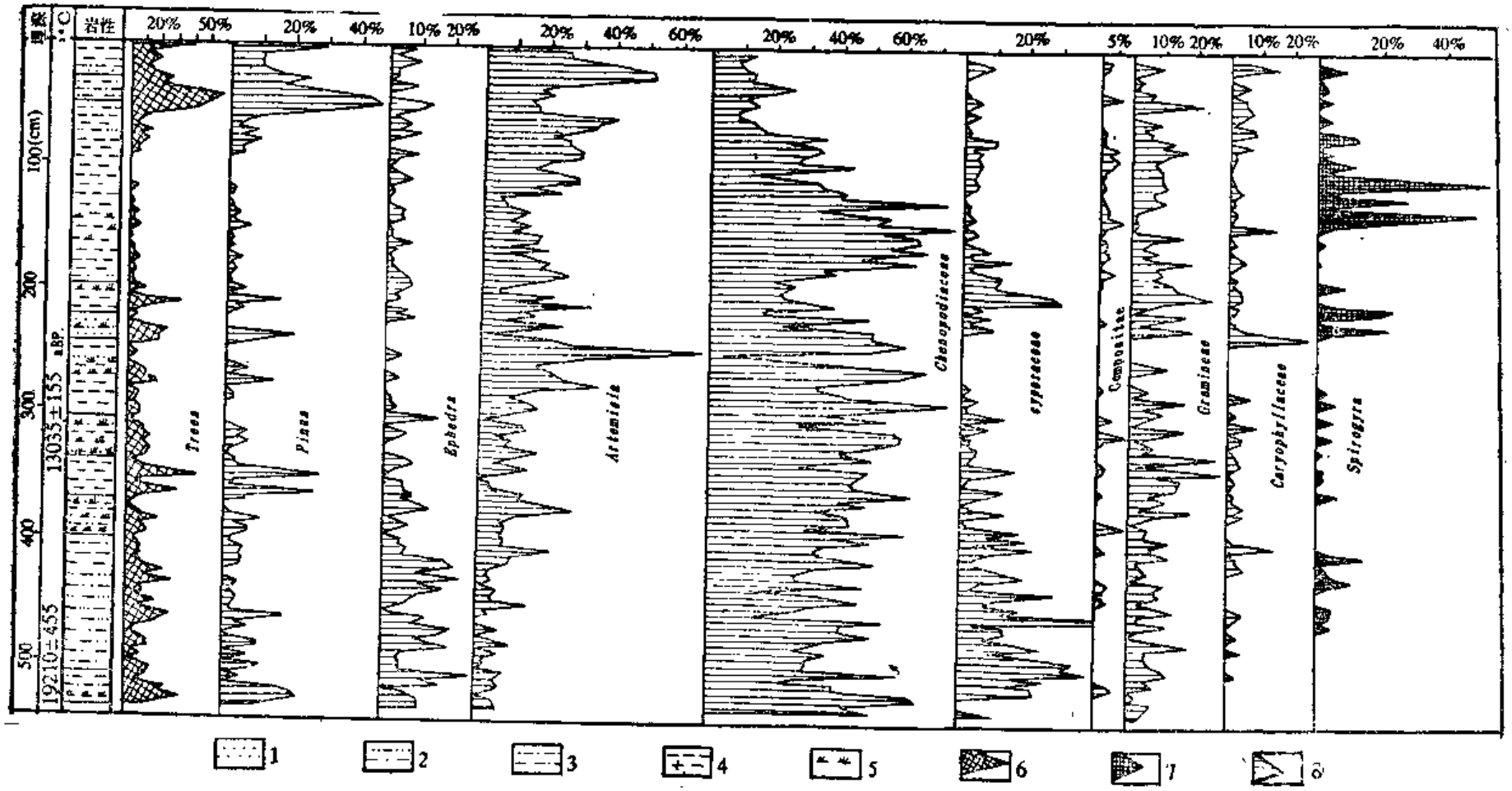


图 11.12 苟弄错KX-1孔孢粉百分比图式

1. 细粉砂；2. 砂质粘土；3. 粉砂质粘土；4. 粘土；5. 植物残体；6. 乔木；7. 水生植物；8. 灌木及草本

Fig. 11.12 The pollen percentage diagram for selected taxa in core KX-1 of Gounong Lake in the Hoh Xil region

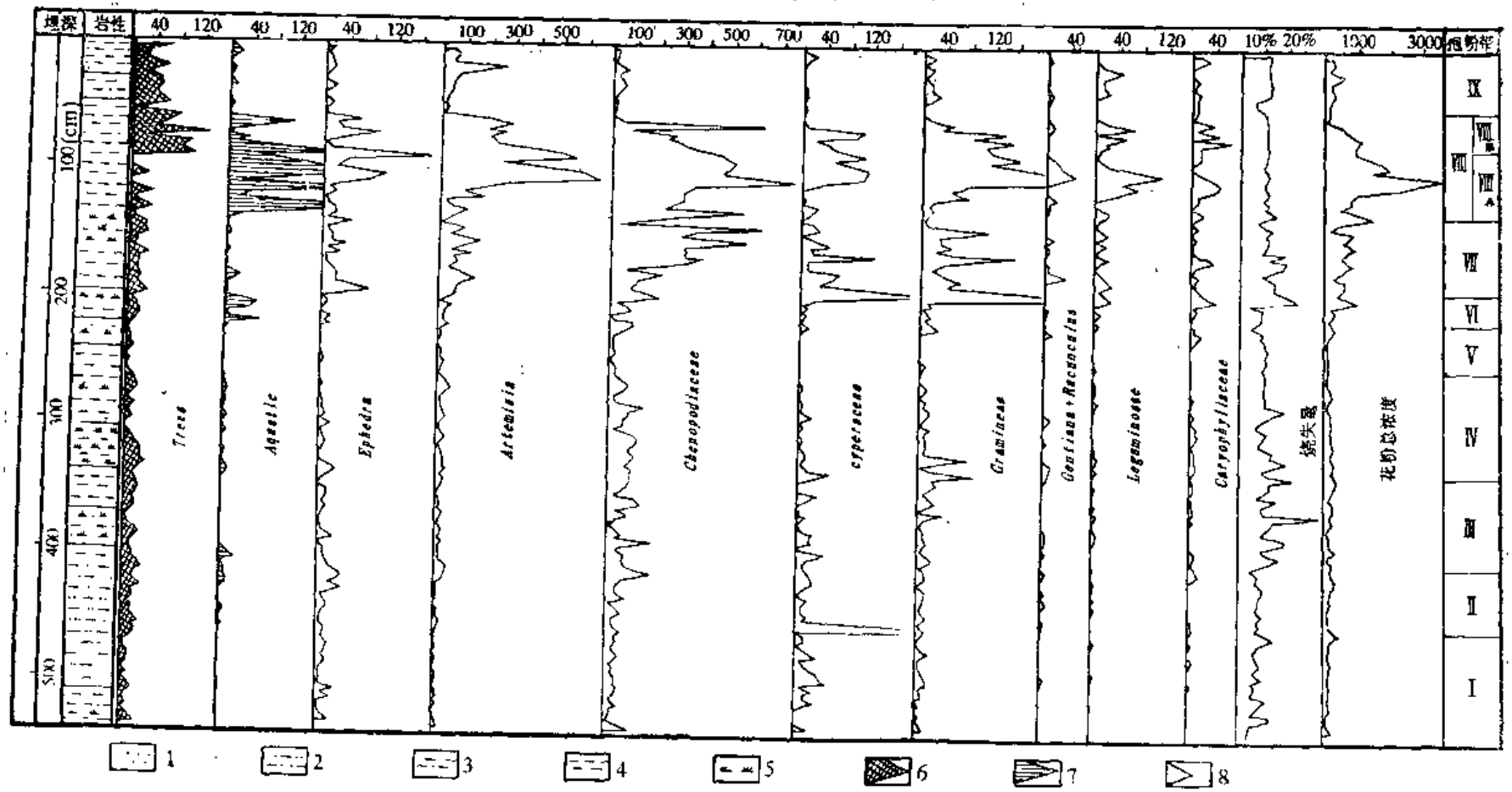


图 11.13 可可西里地区苟弄错 20.0kaBP以来的孢粉浓度图式

1. 砂层；2. 砂质粘土；3. 粉砂质粘土；4 粘土；5. 植物残体；6. 乔木；7. 水生植物；8. 灌木及草本植物

Fig. 11.13 The pollen concentration diagram for selected taxa in core KX-1 of Gounong Lake in the Hoh Xil region, Qinghai Province since 20.0 kaBP

粒/g)和个别禾本科、豆科花粉；该带乔木植物仅见个别松和桦的花粉。

Ⅵ带：埋深220—198cm，岩性主要为黑色、灰色粘土及植物残体(层)，年龄为距今10 400—9 800 a。本带的主要特征是花粉浓度较Ⅴ带明显增加，上升为163粒/g(49—237粒/g)，并见较多的水生植物花粉本带仍以灌木及草本花粉占优势，且以藜科54粒/g(8—96粒/g)、蒿23粒/g(5—48粒/g)为主，其次是禾本科12粒/g(0—28粒/g)、莎草科12粒/g(0—28粒/g)，并有少量石竹科、麻黄等植物花粉；本带含较多的水绵孢子，但偶见蕨类孢子；本带乔木植物花粉浓度为12粒/g(0—20粒/g)，主要为松、桦、冷杉和榛的花粉。

Ⅶ带：埋深198—137cm，为黑色、灰色粘土夹植物残体(层)，年龄为距今9 800—8 000 a。本带的特征是花粉浓度高，达574粒/g(69—931粒/g)。灌木及草本主要为藜科278粒/g(35—629粒/g)，其次有蒿78粒/g(7—159粒/g)、禾本科59粒/g(1—236粒/g)、莎草科46粒/g(0—249粒/g)、麻黄21粒/g(4—74粒/g)、柽柳7粒/g(0—18粒/g)，还有少量豆科、菊科、蓼科等，并见少量断续分布的水生植物及蕨类孢子。本带乔木植物花粉含量为17粒/g(0—29粒/g)，主要是松、桦，其次有冷杉、落叶松、榛、栎、桤木、胡桃、榆、柳等花粉。

Ⅷ带：埋深137—55cm，岩性为黑色、灰色粘土夹粉砂质粘土，年龄为距今8 000—5 500 a。本带的主要特征是花粉重量浓度很高，有1 080粒/g(105—3 631粒/g)，并且含大量的水绵孢子，有194粒/g(0—1 913粒/g)，本带依据乔木花粉含量的高低，又将本带分为两个亚带：

Ⅷa亚带：埋深137—90cm，岩性为黑色、灰色粘土，年龄为距今8 000—6 700 a。本亚带花粉浓度为1 236粒/g(353—3 631粒/g)，灌木及草本主要有藜科388粒/g(218—742粒/g)、蒿228粒/g(19—653粒/g)，其次是禾本科92粒/g(7—329粒/g)、莎草科36粒/g(0—110粒/g)、麻黄33粒/g(5—104粒/g)、菊科16粒/g(0—30粒/g)、柽柳8粒/g(0—48粒/g)，此外还有豆科、石竹科、毛茛科等花粉；本亚带水绵孢子含量高，达323粒/g(19—1 913粒/g)，并有少量蕨类孢子。本亚带尽管花粉浓度很高，但乔木花粉浓度却很低，仅有少量桦、松及个别榛、落叶松。

Ⅷb亚带：埋深90—55cm，岩性为灰色粘土，少量粘土质粉砂，推测年龄为距今6 700—5 500 a。本亚带花粉浓度较高，为905粒/g(105—1 867粒/g)，其中乔木花粉达到本剖面的最高值，为75粒/g(29—127粒/g)。主要是松58粒/g(29—86粒/g)，次为桦、榛及少量桤木、榆等植物花粉；灌木及草本主要有藜科318粒/g(59—618粒/g)、蒿291粒/g(178—553粒/g)，其次有禾本科92粒/g(13—156粒/g)、麻黄48粒/g(0—173粒/g)、莎草科48粒/g(0—104粒/g)、菊科28粒/g(0—84粒/g)、柽柳28粒/g(0—70粒/g)，并有石竹、蓼科、豆科等花粉；水生植物含量仍较高，为54粒/g(0—182粒/g)，但偶见蕨类孢子。

Ⅸ带：埋深55—0cm，岩性为粘土质粉砂、细砂及含砾粗砂，推测下界年龄为距今5 500 a。本带花粉浓度较Ⅷ带明显下降，为180粒/g(5—512粒/g)，但乔木花粉含量仍较高，为39粒/g(1—63粒/g)，主要为松34粒/g(1—55粒/g)，并有少量桦及个别落叶松、胡桃等；灌木及草本主要以蒿60粒/g(1—261粒/g)、藜科24粒/g(1—66粒/g)为主，其次有豆科、禾本科、石竹科，并见少量莎草科和麻黄等花粉，而水生植物仅见少量断续分布的水绵孢子。

二、研究区植被及环境变化

晚第三纪以来，由于青藏高原的强烈抬升，致使本地区的植物区系组成和植被发生了明显的变化。原在中新世晚期或上新世早期的亚热带常绿和落叶阔叶混交林，至上新世中晚期该区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年)。进入第四纪，受青藏高原阶段性上升和全球性气候冷暖波动的影响，使本区出现过以温带干草原、荒漠为特征的冰期植物群和以温带森林草原为代表的间冰期植物群，至中更新世性喜干寒气候的荒漠区系成分进一步增加。至晚更新世，植被基本上与现在接近，属于高寒草原、草甸及荒漠(孔昭宸等，1981年)。但由于受全球性气候急剧变化的影响，出现过引人注目的气候事件(黄汲清等，1992年；Shi Yafeng et al., 1992)这很好地反映在可可西里山湖区所取得的具有测年数据的孢粉资料中。从苟弄错第Ⅰ孢粉带的组合特征，不难看出在距今19 200—17 200 a 期间，该区稀疏的生长着由旱生、盐生的矮半灌木和草本状的藜科、麻黄；水质条件较好的地区则生长着莎草科、禾本科、石竹科、伞形花科、豆科和蓼科。此段花粉浓度和沉积物烧失量很低，反映当时气候干燥寒冷。鉴于大区域性缺少森林，因此乔木植物花粉亦难以传播到本区。该时段正值全球性盛冰期(Li Jijun et al., 1988)受全球性气候变化的影响和本区生态因子的控制，形成苟弄错地区稀疏的荒漠和草原植被特征。

由于苟弄错第Ⅱ孢粉带的花粉浓度较Ⅰ带提高，并找到斜宽倒卵形具有短喙，脊背呈圆形、全缘而腹面微凹的眼子菜属的小坚果以及香蒲的花粉。说明当时湖面上升，致使沉水和挺水植物在湖域增加。本区陆生植被中仍以藜为主，由湿生和中生草本植物如莎草科、禾本科、石竹科、蓼科和蒿所组成的草甸和草原，由藜科、麻黄和蒿组成的荒漠植被并且较Ⅰ带繁盛。据此说明本区在距今17 200—15 400 a 期间，当时气候条件较前温湿。

约至距今15 400 a，以莎草科、禾本科、豆科、石竹科和蒿组成的草甸、草原植被分布面积减少，而由藜和蒿组成的荒漠植被则占据更广阔的范围，但其覆盖度并不高。至距今14 800 a，湖泊中淡水生植物消失，反映了距今15 400—13 800 a 期间是冷干的气候环境。

约从距今13 800 a 前，本区不仅表现为以禾本科、莎草科、豆科、石竹科等组成的草原、草甸植被的发育和分布范围的扩大，而且也表现为荒漠生藜科、蒿、麻黄等植物较前期的繁茂。不仅如此，除有水绵植物生长外，且还出现淡水静水、生的短棘盘形藻和香蒲等植物，反映了较温湿的气候环境。

至第Ⅴ带(距今11 500—10 400 a)，花粉浓度极低，并缺少水生和乔木植物花粉和蕨类植物孢子。以藜科、蒿、麻黄等组成的荒漠型植被分布稀疏。由禾本科、莎草科和豆科所组成的草原草甸的植被仅能生长在局部水热条件较好的地段。由于当时气候极度干燥寒冷，似乎和气候突变的转折时期即新仙女木期(Younger Dryas)进行对比(Pateet et al., 1990；许靖华，1992)。

约从距今10 400 a 起，由禾本科、莎草科、石竹科、豆科所组成的草原和草甸植被面积扩大，而以藜科、蒿和麻黄等组成的荒漠植被也得到迅速发展。生长在淡水、静水和富营养水体的水绵十分繁盛，反映了进入全新世气候较今温湿的气候环境。至距今9 800 a，本区仍生长着由禾本科、莎草科、豆科、菊科、石竹科和藜科、蒿、麻黄等组成的草原、草甸

和荒漠植被，但在Ⅵ带前期大量出现的水生植物后期明显减少，反映湖泊水体减小气候向温暖偏干的方向发展。

进入距今 9 800—8 000 a 的第Ⅶ带，不仅花粉浓度增加，而且远距离传播过来的乔木植物花粉的浓度也有上升。约至距今 8 000 a，无论是苟弄错还是乌兰乌拉湖、布南湖区，都出现以莎草科、禾本科、菊科、豆科和石竹科等组成的草甸和草原植被的扩大。由于作为草原主要组成成分的蒿和荒漠植被主要组成的藜之间的比值增加，大量淡水生植物繁盛，喜温的蕨类植物占有较高的比例，似乎反映开始进入较今温暖潮湿的全新世高温期（施雅风等，1992；孔昭宸等，1991）。至距今 8 000—5 500 a，苟弄错第Ⅷ孢粉带，花粉浓度上升为 KX-1 钻孔剖面中的最高值。由于禾本科、莎草科、龙胆科、豆科、石竹科和水生植物孢粉浓度增大和在$Ⅷ_a$。亚带中乔木植物的花粉浓度和百分比增加，可能反映当时的森林线上升。特别是至距今 6 700—5 500 a 期间，花粉浓度虽较距今 8 000—6 700 a 的$Ⅶ_c$亚带下降，但其乔木植物的花粉浓度及它占孢粉总数的百分比均上升为本剖面的最高值，年平均气温较今高出 2—5℃（施雅风等，1992），森林草原植被有可能分布在局部水热条件较好的地段。

约从距今5 500 a 起，由禾本科、豆科、石竹科、莎草科和菊科等组成的草甸草原收缩由藜科、蒿和麻黄组成的盐生或旱生荒漠或荒漠化草原扩大，但其盖度小。由于苟弄错属于高原寒带气候区，其 K1-1 孔揭示地表的沉积年龄难以通过下部实测年龄进行上推，因此对距今 5 500 a 以来各时段的植被和环境的变化尚不能作进一步的论述。但总的看距今 5 500 a 以来确定了本区的植物区系特征。

三、结论和讨论

（1）可可西里山区作为羌塘高原的重要组成部分，其末次冰期气候模式与位于东亚季风边缘的青海湖和受季风强烈影响的中国北部平原区和黄土高原区相似。自末次冰期以来，引人注目的显示出盛冰期、新仙女木期和高温期气候条件。只不过因地区性不同、样品时间分辨率不等，得出的变化幅度有所差异。

在距今19 200—17 200 a 的苟弄错孢粉组合中，缺少乔木、蕨类和水生植物的孢粉。其植物种类和花粉浓度明显的低于代表近期沉积的湖区表层孢粉组合。作为恢复植被和气候具有较重要指示意义的蒿与藜的浓度比值和反映沉积时期生物量的烧失量、有机碳和有机氮的含量都非常低。显示植被不发育，气候较今冷干的特征。此时，青藏高原上的内陆湖面下降，柴达木盆地出现了蒸发岩沉积，青海湖出现了代表干冷气候的"干化面"（陈克造等，1990；孔昭宸等，1990）。在中国东部大陆架进入最低海面的旺盛堆积作用期。受亚洲季风模式的影响，在中国北方平原区和黄土高原区内，森林植被减少，而被更抗寒旱的草原甚至荒漠所代替（孔昭宸等，1991）。

在距今 17 200—15 400 a 间，尽管该时段尚处于盛冰期的时间范围，但不同的是苟弄错 KX-1 孔的样品中找到了生于沉水水体的眼子菜坚果和湖缘生长的香蒲花粉，反映当时湖泊发育，气候较前温湿。至距今 15 400—13 800 a 间，由于苟弄错的花粉浓度再次下降，乔木和水生植物的花粉减少，在经历了距今13 800—11 500 a 年间的植被繁盛，气候较

前温暖潮湿之后进入距今 11 500—10 400a 时段相当的第Ⅴ孢粉带。引人注目的是在该带诸多样品组合中，花粉浓度极低，水生植物消失，罕见蕨类和乔木树种的花粉，同样，样品的烧失量和有机碳、有机氮的含量亦很低。因此反映气候极其冷干，有可能揭示出当前学术界所注目并在青海湖有所显示的新仙女木期(许靖华，1992)。上述资料不难看出，在距今 19 200—11 500 a 期间，可可西里地区的植被和气候虽有波动，但总的看属于干旱的气候特征。

(2) 从青藏高原湖沼相沉积物中取得的孢粉分析资料揭示出距今 10 400 a 以来气候由凉干向暖湿再转温干的变化趋势(孔昭宸等，1990；Flohn，1987)。由于气候的变化，对植被的水平地带和垂直地带性都会产生同步的影响。但对本区来说，植被垂直带的变化反映的更为明显。由于可可西里山区的现在年平均气温只有 -4—-10℃，最冷月均气温达 -14.5—-22.3℃，其水热条件不可能使在孢粉组合中所出现的乔木树种，诸如松、桦、榛、栎、胡桃和榆在本区生长。但在距今 8 000—5 500 a 的第Ⅷ和区孢粉带中，不仅中生、湿生和水生植物的花粉浓度增高，而且乔木树种的花粉有了明显的增加。如果说在位于东亚季风边缘的青海湖区在高温期间尚分布有温带针阔叶混交林，是因夏季风加强的话，苟弄错在距今 6 700—5 500 a 所出现的乔木树种花粉浓度及其较高的比例就不能简单地解释成它们是由远距离通过气流携带而来。从现有的资料来看，在全新世高温期间森林树种是否有可能分布在水热条件较好的可可西里山湖区，尚待更多的资料证明。

(3) 总括可可西里山区乌兰乌拉湖、布南湖和苟弄错 KX-1 孔等剖面取得的具有测年所支持的孢粉分析资料，说明距今 20 000 a 以来，本区受青藏高原上升和全球性气候变化的影响，植被已与现在接近。引人注目的是苟弄错 KX-1 孔以其较高精度的孢粉浓度图式辅以百分比图式，为探讨高原腹地的植被和气候变化提供了一个较为完整的剖面，其浓度图式较根据统计不足的陆生植物花粉作出的百分比图式更能反映各时段的气候特征，进而与青藏高原乃至亚洲季风区的已有资料进行对比。但不足的是，KX-1 孔中各孢粉带的时限，只是根据本孔中有限的年龄数据其年龄有很大的局限性。

第五节　介形类化石与古环境*

介形类壳体微小，一般壳长 0.4—4mm，最小只有 0.14mm，它对环境变化反映灵敏，地层中又易保存，因此成为恢复古环境的良好生物标志之一。本节通过地层中介形类种类、地层分布及其古生态特征，恢复大约近两万年来的古地理环境。

为研究可可西里地区环境演变，以 4—5cm 的间距采集苟弄错KX-1 孔介形类化石分析样品 131 块，采集布南湖露头剖面样品 10 块，分别取 KX-1 孔每一样品重 20g，布南湖剖面样品 2.5g 进行介形类分析，分析结果表明 KX-1 孔沉积样品中有 93 块样品、布南湖剖面全部样品含介形类化石。

---

* 本节执笔人李元芳。

一、介形类化石分布特征

经初步鉴定，所获得的全部化石共计有4属10种(图版Ⅱ)。按照岩性特征、介形类组合，自上而下阐述苟弄错KX-1孔介形类化石群的分布特征(图11.14)：

埋深0—80cm(样品号1—17)：灰黄色、黄褐色粉砂质粘土，为6.4kaBP以来的沉

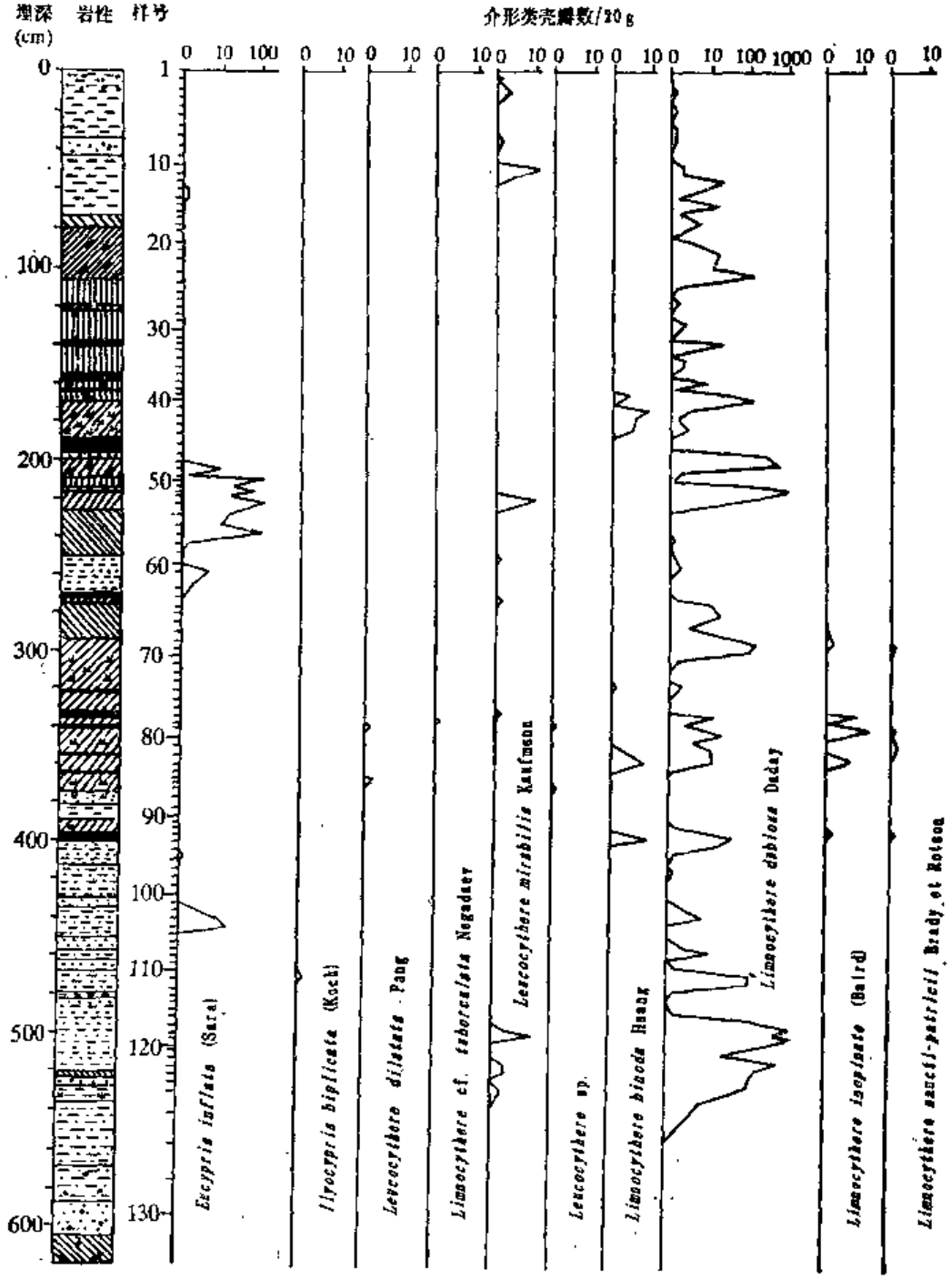


图 11.14 苟弄错KX-1孔介形类化石分布图

Fig. 11.14 Distribution of ostracodes in the core KX-1 nearby Gounong Lake

积，上部 44cm 以上的地层中含少量化石，仅有奇异白花介 *Leucocythere mirabilis* Kaufmann，疑湖花介 *Limnocythere dubiosa* Daday 两种，下部地层含化石稍多，其中疑湖花介数量明显增多，此外，还有少量胖真星介 *Eucypris inflata* (Sars)。

埋深 80—170cm(样品号 18—39)：上部为灰绿色粘土，下部为灰黑色粘土，底部夹厚度不等的草炭层，年代为距今 6 400—9 000a，地层中介形类贫乏，仅有疑湖花介一种，化石不多，保存差，多幼体壳。

埋深 170—203cm(样品号 40—47)：含多量植物残体的浅灰绿色粘土，夹厚4cm的灰色细砂层和 6.9cm 厚的草炭层，年代约为距今 9 000—10 300a。中细砂层中不含化石，其他层位化石数量稍多，下部地层只含疑湖花介，上部地层含疑湖花介和双瘤湖花介 *Limnocythere binoda* Huang。

埋深 203—264cm (样品号 48—61)：以灰色粘土为主，并夹灰褐、灰棕色粉细砂薄层，年代约为距今 10 300—11 700a。该层段化石数量多，有疑湖花介、奇异白花介和胖真星介三种，其中喜盐的胖真星介比较多。

埋深 264—319cm(样品号 62—73)：浅灰褐色粘土夹薄层粉细砂，并夹 2cm 厚的草炭层，年代约为 11.7—13.2kaBP。该层化石数量少，但在埋深 302—306cm 地层中化石较多。以疑湖花介为主，个别层位见奇异白花介、意外湖花介 *Limnocythere inopinata* (Baird)和圣贵湖花介 *Limnocythere sancti-patricii* Brady et Rotberson。

埋深 319—413cm(样品号 74—96)：灰绿色粘土、粉砂质粘土、内含植物残体，并夹数层草炭层，年代约为距今 13 200—15 900a。该层段化石种类稍多，如在埋深399—403cm的地层内含疑湖花介、意外湖花介、圣贵湖花介和双瘤湖花介 *Limnocythere binod* Huang。在其他地层内还有奇异白花介、胖真星介、膨凸白花介 *Limnocythere dilatata* Pang、背瘤白花介 *Leucocythere dorsotuberosa* Huang 和白花介未定种。

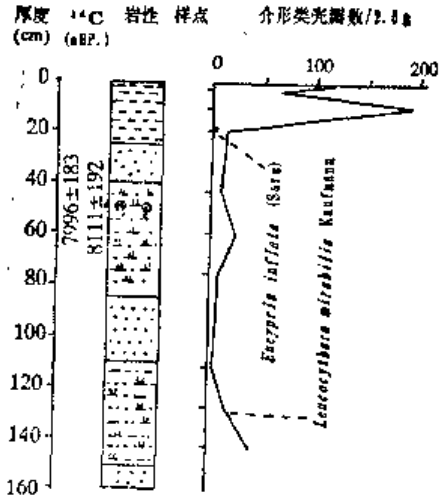


图 11.15 布南湖剖面介形类化石分布图

Fig. 11.15 Distribution of ostracodes for the geological profile of Bunan Lake

埋深 413—499cm(样品号 97—117)：灰黑色粉砂质粘土、砂质粘土，夹少量粉细砂薄层，年代约为距今 15 900—18 400a。本层段化石数量和种类不多，主要种为疑湖花介，还有少量的胖真星介和双折上星介 *Ilyocypris biplicata* (Koch)。

埋深 499—535cm (样品号 118—126)：浅灰褐色砂质粘土、粉砂质粘土，夹厚约 4cm的黄棕色粉细砂，年代约为距今18 400—19 200a。本层段化石数量最多，含疑湖花介和奇异白花介两种。

埋深535—620cm(样品号 127—131)：棕黄色、棕红色、杂色含粗砂小砾石的砂质粘土，年代为两万年以前，仅在顶部一个样内含少量疑湖花介，下部地层不含化石。

布南湖剖面介形类分布特征如下：

本剖面所含介形类种类单调，只含 2 属 2 种，即奇异白花介和疑湖花介。根据岩性和化石数量多寡可分两个层段(图11.15)：

上部0—12cm 地层(采样号1—3)：棕黄、黄绿、灰绿色粉砂质粘土，化石丰富，几乎全部为奇异白花介，仅在3号样中含一瓣疑湖花介化石。

中下部12—150cm 地层(采样号 4—10)：灰绿、灰黄、棕黄色粉砂，含大量植物残体，但所含介形类化石不多，仍以奇异白花介为主，只有在7号和10号样品中含1—2瓣疑湖花介。

二、介形类化石组合特征

荀弄错 KX-1 孔和布南湖剖面介形类种类不多，除壳面光滑的胖真星介，多为壳面具有网纹、瘤、刺等装饰的土星介、湖花介和白花介属的诸种，不同的种和种群以不同的方式来适应它们的生态环境，因而根据化石组合特点，可以恢复化石的生境，从而恢复古环境。因布南湖剖面各层位中化石组合差异甚微，不再细分。根据荀弄错 KX-1 孔介形类化石群的差异，将其分为四个组合：

第一组合 *Leucocythere mirabilis-Limnocythere dubiosa* 组合，本组合分布在钻孔顶部和下部地层中，埋深0—58.8cm 和499.1—535cm。疑湖花介为优势种，有时占全群总量的50%—90%，根据现代介形类在青藏高原湖泊中分布状况，该组合代表微咸水环境。

第二组合 *Eucypris inflata - Limnocythere dubiosa* 组合。在组合中除胖真星介和疑湖花介外，个别层位含奇异白花介。胖真星介的含量可占全群的1%—99%，如埋深210—212.4cm 的地层中化石共138瓣，其中胖真星介就有137瓣。本组合主要分布在210.4—263cm 的地层中。喜盐种胖真星介的大量出现，反映湖泊退缩、湖水咸化的环境。

第三组合 *Limnocythere inopinate - Limnocythere dubiosa* 组合，本组合化石种类较丰富，钻孔沉积中所含的介形类除胖真星介和双折土星介外都在本组出现，主要种是疑湖花介，其次是意外湖花介和双瘤湖花介，其余种化石稀少。本组合出现在埋深319—413cm 的地层中，代表适于介形类生活的一种环境。

第四组合 *Limnocythere dubiosa* 组合，该组合中主要是以单属单种出现在埋深80—169.7和413—499.2cm 的地层中，个别层位见壳体形态与它相似但壳面具有两个瘤的双瘤湖花介，或双折土星介。本组合内化石数量稀少时，可能反映湖泊加深、湖水淡化。

三、介形类生态与古生态

根据化石解释古环境的基本方法是假设化石种生活的环境与亲缘关系最近的现代生物所代表的环境是相同的，进而通过现代的环境信息来推断化石的环境。生物死后或被埋葬后可能遭受机械的、化学的以及生物的作用而使原始群落面貌发生变化，但在一般情况下，群落中保存下来的分子仍与生活群落有密切关系，因而以化石种类为基础，用现代生态解释古生态、古环境是可信赖的。

布南湖剖面和荀弄错 KX-1 孔沉积中所出现的介形类全部或绝大多数都找到它们的现生种，在地层中最常见的、化石数量较多的种是疑湖花介、胖真星介、奇异白花介和意外

湖花介，现将这些种的生态做一分析，这对准确地解释古生态、古环境是有益的。

疑湖花介 *Limnocythere dubiosa* (Daday)是现生种，生活在西欧、前苏联、我国等地，它也是青藏高原现代湖泊中的常见种，在斯潘古尔湖(矿化度 6.04g/L)，可可西里湖(矿化度1.9g/L)和苟弄错(矿化度15.51g/L)均采集到它的活个体。据报道，在夏季平均表层水温为 18.9℃，底层 6 ℃，盐度为 12.94‰，pH 值 9.1—9.4 的青海湖也发现现生种(青海石油管理局勘探开发研究院等，1988 年)；另外在西藏的雅个冬错(矿化度 39.58g/L)以及申错、达则错、兹格塘错等咸水、半咸水的湖泊底质中也发现本种，杨留法等指出该种在咸水湖沉积物中特别丰富(杨留法等，1982年)；在班公错矿化度为 0.72g/L 的水域底质中也发现它的壳体，但数量不多。上述事实表明疑湖花介是生活在淡水—咸水水体中的广盐种，数量多时可能水体含盐度较高，数量极少时可能是淡水水体。

胖真星介 *Eucypris inflata* (Sars)，它可以生活在少盐—超盐水的湖泊或沼泽等水体中，胖真星介最高耐盐值是110‰(De Deckker P.,1981年)，最低含盐值记录为0.844‰(青海石油管理局勘探开发研究院等，1988年)。在青藏高原许多微咸湖—盐湖的现代底质中找到本种，如西藏海拔 4 785m 的马尔盖茶卡湖(矿化度 323.46g/L)，在青海省"气温接近零度的情况下观察到大量胖真星介在水深仅数厘米的小水塘(水质盐度高，口尝味苦咸)中沿底面活动"(青海石油管理局勘探开发研究院等，1988年)。可见胖真星介是能抗低温的微咸水—咸水介形类种。在地层中发现本种表明当时的水体具有一定的盐度。

意外湖花介 *Limnocythere inopnata* (Baird)是西欧、前苏联、我国等地的现生种。它在青海湖中相当繁盛，出现在水深 2—27m 的湖泊底质中，西藏班公错矿化度为10.61g/L的水体底质中也找到本种。Loffler(1953 年)采集到意外湖花介的水体最高盐度值为10.6g/L；Hiller(1972 年)在含盐度 0.5—6.7g/L 的水体中也发现本种(De Deckker, P., 1981 年)。从目前已掌握的资料分析，它是能在淡水又能在半咸水水体中生活的广盐种。

奇异白花介 *Leucocythere mirabilis* Kaufmann 为西藏、青海、欧洲瑞士等地湖泊中的现生种。在西藏西北部的松西错(矿化度 0.48g/L)采集到活体，在本区内的察日错、西金乌兰湖(矿化度 256.73g/L)和长梁山东湖(矿化度 1.04g/L)也都采集到活个体。另外在西藏仓木错(矿化度 174.63g/L)的底质中也找到它的壳体，这些表明本种是适应性相当强的广盐种。

值得注意的是现代苟弄错表层沉积中仅发现胖真星介一种，布南湖仅有奇异白花介一种。

总之，上述四种介形类是青藏高原现代湖泊的常见种，疑湖花介、奇异白花介和意外湖花介出现在淡水、半咸水甚至咸水水体中，疑湖花介单独出现并相当繁盛时表明水体具有一定盐度。胖真星介是典型的真盐生生物，它在地层中出现说明当时水体也具有一定盐度。

四、晚更新世晚期以来的环境演变

根据苟弄错 KX-1 孔和布南湖地质剖面沉积中所含介形类化石及其组合，以及国内外有关的生态资料的综合分析，将本区晚更新世晚期以来的古环境演变作初步探讨。

晚更新世以来本区环境演化在很大程度上受全球气候变迁影响，同时也明显地受特

殊的地域条件特别是青藏高原强烈隆升的影响。

苟弄错 KX-1 孔底部为夹有少量小砾石的杂色、棕红、棕黄色砂质粘土，不含介形类化石，这类沉积物可能属洪冲积物，形成时代大于二万年。

末次冰期时昆仑山和唐古拉山山脊的南、北坡发育冰川，少数冰舌一度曾达山麓(见第十一章)，但在苟弄错流域及其邻近地区无冰川作用。在距今 19 200—18 400a 期间苟弄错地区堆积了灰褐、黄褐色砂质、粉砂质粘土，内含第一介形类组合的化石，其中以在湖泊生活为主的疑湖花介出现并大量繁衍为特征，并有少量奇异白花介，这一事实表明约距今 19 200a 前后本区湖泊已存在，距今 19 200—18 400a 间古苟弄错为微咸水湖。

在距今 18 400—15 900a 期间，地层中的介形类化石数量明显减少，主要种是疑湖花介，中部地层中含喜盐种胖真星介，如埋深 435—448cm 的灰黑色粘土中含胖真星介和疑湖花介，前者化石数量占56%—100%。疑湖花介数量少，又与双折土星介同时出现，反映当时是淡水至微咸水的浅水湖泊环境，胖真星介出现，说明在这期间也有一度气候更为干冷、湖泊退缩、湖水咸化。

在距今 15 900—13 200a 期间所形成的地层中所含化石种类明显增加，形成分异度较高的第三组合，含疑湖花介，意外湖花介和双瘤湖花介等 8 种。介形类种类的增加表明有一个有利于各种介形类生长的环境，从全球变化看，距今 15 000—14 000a 间北半球大冰流开始迅速消融（杨怀仁，1987 年），当时本区虽仍处盛冰期，但气候可能较前稍有改善，导致生物繁多，介形类种类增加，但化石数量不多，表明生态环境变化还不明显。

距今 13 200—10 300a 期间的介形类表现出明显的变化，下部灰绿色粘土中化石数量稍多，保存良好，有疑湖花介、意外湖花介、圣贵湖花介和奇异白花介，反映前期大约距今 13 200—11 700a 间水体较今日优越，而后期大约距今 11 700—10 300a 形成的地层中喜盐种胖真星介连续地大量地出现，反映湖泊退缩，湖水咸化，进而表明气候明显变冷变干，这一干冷气候波动与新仙女木期大致相当。

距今 10 300—5 500a 期间形成的沉积物内，介形类单调，主要是疑湖花介，根据青藏高原矿化度较低的现代湖泊中疑湖花介数量少这一特征推断，全新世中期苟弄错为一淡水湖。另外布南湖介形类分布特征表明约距今 8 000a 之后介形类迅速增多，反映当时湖泊水文条件适宜奇异白花介繁衍，可能与水温增加有关，反映当时相对温湿的气候。

距今 5 500a 以来苟弄错介形类数量明显减少，甚至缺失，所出现的疑湖花介-奇异白花介组合，在现代西藏数十个湖泊介形类活体样分析中，该组合仅见于矿化度为 1.9g/L 的可考湖，从现代生态环境推测，5 500年以来苟弄错湖泊具有一定含盐度，可能由于青藏高原隆升，气候干旱化趋势明显，苟弄错湖泊缩小，湖水矿化度增加。

第六节　沉积物的磁化率与古环境*

目前我国已开展了沉积环境磁学研究，主要研究磁化率和某些磁参数如等温剩磁、

* 本节执笔人李元芳、曹继秀。

非磁滞剩磁、天然剩磁等。

湖泊沉积物的矿物磁性特征可以指示矿物来源和沉积过程。其来源主要有两类：一是地表水搬运来的作为土壤侵蚀产物的磁性矿物颗粒，以及风和降水带来的大气中所含的各种来源的磁性矿物微粒，如森林火灾、火山喷发等产生的磁性微粒；二是沉积物形成后由于化学条件变化和生物活动产生的针铁矿、纤铁矿等新生矿物，因此沉积剖面沉积物磁性矿物的类型、浓度和大小及异常的分析，可反映堆积过程中环境的变化。气候变化也是控制湖泊沉积物中磁性矿物聚集状态的重要因素(安芷生、马醒华，1990)，特别是磁化率的变化是认识气候变化的重要依据，通常在气候温湿程度较高、植被覆盖较好、生物活动较强、沉积速率相对较小时，磁性矿物的浓度相对增加。苟弄错 KX-1 孔剖面中磁化率的变化极为明显(见图11.16)，并显示出明显的分段变化规律，埋深 540—310cm，大约距今 20 000—13 000a 形成的沉积物，其磁化率数值低，这样低的磁化率持续的时间较长；随后磁化率急剧增高，并在埋深 270cm 左右、大约距今 12 000a 形成的沉积物中产生磁化率的异常高值；嗣后又发生逆转，至埋深 200—180cm、大约距今 9 000a前后又出现另一个低值段；从埋深 140cm 开始沉积物磁化率又开始增加，并在埋深 140—100cm，即距今 8 000—6 500a 之间出现较大的峰值。KX-1 孔剖面沉积磁化率数值的转换与古气候冷暖变化有明显的联系，高的磁化率反映相对温湿的气候，但埋深 270cm 处的沉积物磁化率的异常高值的形成除与古气候变暖有关外，还可能与其他因素引起的周围环境突变有关，这是值得深入研究的。

第七节　二万年以来的气候环境演变*

在距今 20 000a 以前本区沉积了夹有砾石的杂色粘土以及含粗砂砾石的红棕色粘土和含砾细砂，该沉积物可能属山前洪积冲积物。从微量元素含量和综合地球化学气候指标 C 值分析，它们都相当高，代表一个相对温湿的环境。

通过苟弄错 KX-1 孔长达 535cm 的湖泊岩心沉积地球化学、有机碳含量、孢粉、介形类、粒度、磁化率等综合分析，揭示了本区二万年来的气候环境变化规律，在距今 10 400a 前后的气候环境明显不同，因而可以分两个阶段，即距今 20 000—10 400a 末次冰期后期和距今 10 400a 至今全新世时期的气候环境(图 11.16)。

一、末次冰期后期的气候环境

距今 20 000—10 400a 时世界各地的冰盖和冰川扩展，本区雪线高度也比现在低，雪线下降值可达 100—500m，冰川发育，并达到较大的规模，比现代冰川长 2—3km，少数冰舌曾一度达到山麓。孢粉分析表明当时本区植被稀疏，生长着旱生、盐生的矮半灌木和草本植物，其中以藜科、麻黄为主，次为中生、湿生的莎草科、禾本科、石竹科，还有少量的水生植物，乔木植物极少，花粉浓度低。结合其他环境指标综合分析结果表明末次冰期时本

* 本节执笔人李炳元、李元芳、李栓科。

区为干冷的气候环境，但仍有波动。

距今 20 000—17 200a 期间，本区生长着稀少的藜科、麻黄，局部地区有莎草科、禾本科、石竹科，花粉浓度低，有机碳含量低，这时沉积物中的 Al_2O_3，Fe_2O_3 等氧化物和多种微量元素含量低，地球化学气候指标 C 值也呈现低值，而碳酸钙含量高。上述事实表明距今 20 000--17 200a 期间本区处在寒冷干燥的盛冰期气候中。这时有疑湖花介和奇异白花介两种介形类出现，后期又有双折土星介，由此推测由于气候，也可能受构造因素的影响，在距今 19 200a 时苟弄错开始成湖，从沉积物粒度特征和介形类生态分析，当时本区是流水扰动稍强的浅水湖泊环境。虽然这一时期气候寒冷，但盛冰期内本区仍无冰川作用遗迹。

距今 17 200—15 400a 期间，花粉浓度较前稍有提高，但此时仍是以灌木和草本植物为主的荒漠植被，在其主要成分中藜科亦占优势，次为莎草科、麻黄、蒿、还有水生植物生长稍好，含眼子菜属的小坚果和香蒲，有机碳含量与前期比，显示出增加趋势，以上反映此段气候环境较前稍有改善。但是介形类仍以疑湖花介为主，还出现少量的喜盐种胖真星介；在地层中 Cr,V,Co,Ni,Li 等微量元素含量、碳酸钙含量以及地球化学气候指标 C 值与前期地层比没有明显变化；沉积物相对较粗，在以灰黑色砂质粘土和灰绿色粉细砂为主的沉积地相层中韵律性的纹层发育，这些表明当时气候依然干燥寒冷，属盛冰期气候，湖泊波动明显，曾一度湖泊退缩，湖水咸化。

距今 15 400—13 200a 期间孢粉组合与前一时段相比未发生重大变化，在孢粉Ⅲ带中仍以荒漠生的藜科为主，并有蒿、莎草科、禾本科等，乔木花粉主要是松、桦和落叶松，这一时段沉积物中含多层草炭层，为距今 20 000—10 400a 期间草炭主要发育时期，有机碳和氮含量高。这一时期的介形类种类丰富，在本湖心沉积中所含的介形类除胖真星介和双折土星介外都在本时段出现，主要种为疑湖花介，还有意外湖花介、双瘤湖花介等 7 种。微量元素 Cr,Co,Ni,V, Ga 等及综合地球化学气候指标 C 值均显示出逐渐增大的趋势。这一时期沉积物的粒度细化，尤其是后期。上述种种信息表明距今 15 400—13 200a 期间本区虽然仍处于寒冷的冰期气候之中，但环境较以前有所好转，气温稍有回升，湖水相对稳定，后期可能略有增加，当然在回升过程中也出现局部的波动。

距今 13 200—11 500a 期间，花粉浓度增加，灌木和草木植物中虽然仍以藜科为主，并有不少的蒿、禾本科、莎草科，但水生植物中出现了淡水、静水生的香蒲和短棘盘形藻，以桦和松为主的乔木花粉也增加，还有冷杉、桤木、栎、胡桃、柳、榆等，但由于草炭减少，有机碳含量相应降低。介形类数量较前增加。沉积物粒径比前期小。沉积层中所含 V,Ni,Mo, Cu, Co 等微量元素及氧化物(除 CaO)含量表现出相对较长时间的高值，地球化学气候指标 C 值也为高值，而碳酸钙为低值。这一时期形成的埋深 260—300cm 处沉积物，其磁化率极高(图 11.16)。上述各要素特征均表明这一时段，特别是距今 13 200—11 500a 间曾出现过较温湿的气候，为末次冰期中一次明显的温湿波动。在西昆仑山南坡松西错地区此时气候也具有类似的特征(Gasse et al., 1991)；从甘肃东乡巴谢黄土剖面磁化率曲线分析，距今 12 000—13 000a 期间也有一次明显的暖湿波动(安芷生等，1991 年)。由此可见，距今 13 000—12 000a 前后本区气候向温湿方向的转化，也许是全球气候变化的响应。

距今 11 500—10 400a 期间，作为古气候环境指标的各个方面又发生明显的逆转，首

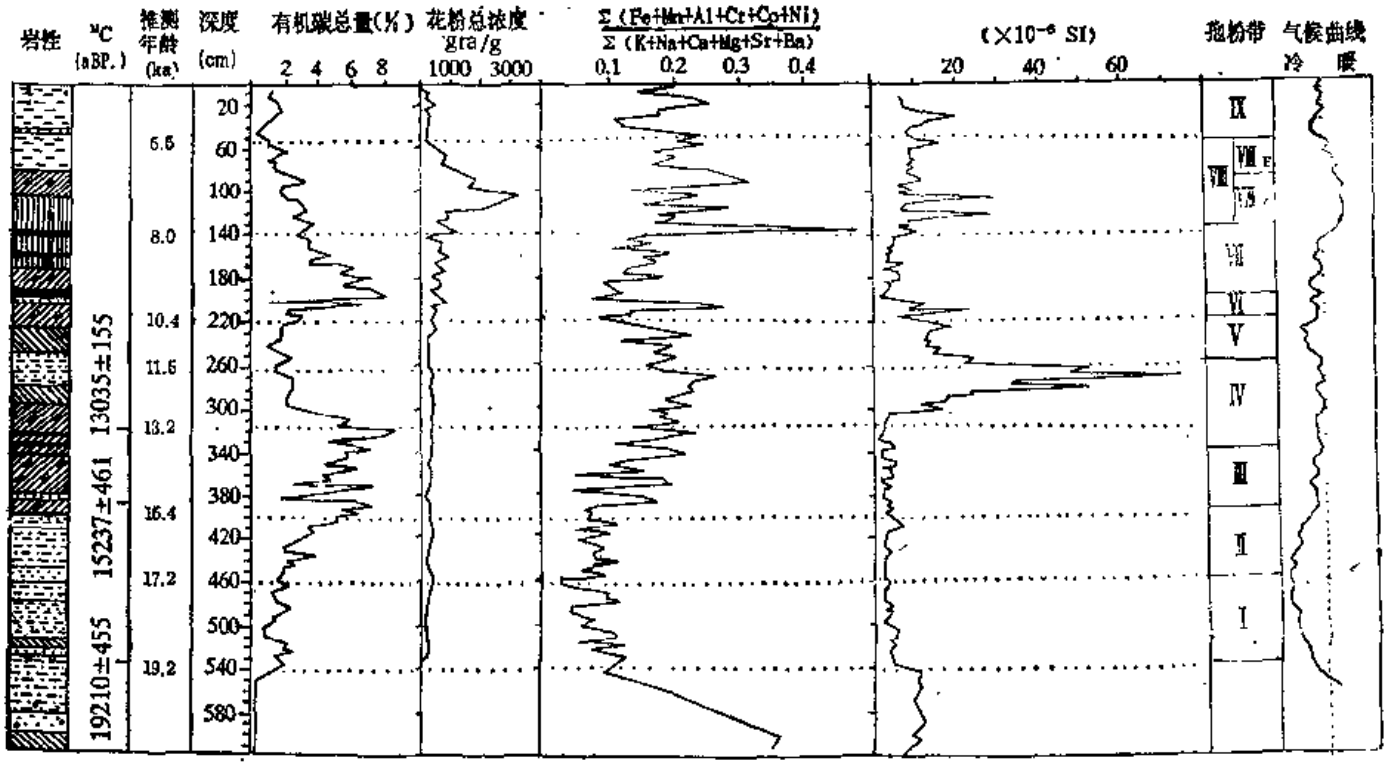


图 11.16 苟弄错 KX-1 孔综合分析对比图

Fig. 11.16 A map of comprehensive analysis and comparison for the core KX-1 near the Gounong Lake

先是生物数量和种类的显著减少，孢粉分析结果表明花粉浓度极低，在花粉组合中缺少水生和乔木植物花粉和蕨类植物孢子，只有少量的藜、蒿和个别的禾本科、豆科，以及少量的松、桦，它们组成稀疏的荒漠植被；介形类种类也稀少，化石破碎，保留差，并且有1/2至1/3的壳体呈黑色或银灰色，在介形类动物群中疑湖花介急剧减少，而喜盐的胖真星介大量出现，并逐渐成为绝对优势种，有时它的数量可达100%；微量元素、氧化物、有机碳和氮含量明显降低。根据上述事实推断当时气候再次逆转，变得寒冷干燥，而本区湖泊退缩，湖面下降，湖水变咸。本区出现的这一干冷气候事件可与北欧和北大西洋地区的新仙女木事件对比(高迪，1981；Faure et al.,1992)，在青藏高原西北部地区的松西错和班公错也存在末次冰期晚期这一干冷的气候颤动(李元芳等，1994年)，这一寒冷事件在本区的出现，再次显示了区域性气候变化过程受全球性气候变化制约这一特点。

二、全新世的气候环境

继距今11 500—10 400a的寒冷干旱气候之后，又急促地转变为温湿的气候。由祁连山敦德冰岩芯所提供的青藏高原东北部晚第四纪气候与环境状况记录中，距今10 750±150a是$\delta^{18}O$突然变化的年代，即揭示出新仙女木期到全新世跃进现象的存在(李克让，1992)，可看末次冰期向全新世气候的转变是具有突变的性质，进入全新世后本区气温有明显增高，湖泊扩大，湖水水质逐渐淡化。在全新世气候环境进入新阶段，如图11.16所示，苟弄错地区距今10 400a以来形成的地层(埋深220cm以上)所记录下来的气候环境信息与晚更新世末期有明显差异，花粉总浓度、有机碳、氮以及多数氧化物含量等都有明显地增加，孢粉组合亦有相应的变化，这标志着本区气候转暖，植被迅速发展，冰后期的到来。全新世气候环境仍有波动，可分为下列几个时段。

距今10 400—8 000a期间，花粉浓度明显增加，仍以灌木和草本花粉为多，以藜和蒿为主的荒漠植被，以及由禾本科、莎草科、石竹科、豆科所组成的中、湿生草原和草甸植被都有发展，并出现较多的水绵，偶见蕨类孢子；介形类动物增加，种类发生显著变化，即胖真星介消失，疑湖花介大量增多；地球化学元素含量的变化趋势与生物变化相符，如一些微量元素Cr、Co、V等含量、氧化物含量以及综合地球化学气候指标C值都呈上升趋势，本层段中草炭沉积的大量出现，有机碳含量随之升高。由上可见，全新世早期气候普遍转好，但好转过程中仍有波动，如在距今10 000a前后的暖期之后，孢粉中水生植物明显减少，碳酸钙含量增加，多种地球化学元素含量减少，这可能标志着发生过短时段的相对干冷的气候波动，这一时段的低温事件在我国南北也曾出现过(杨怀仁等，1985)。

距今8 000—5 500a期间，这一时期孢粉浓度明显上升，并达到最高值，从整个钻孔不同层位的孢粉带谱进行比较，这一时期花粉种类最为丰富，尽管孢粉数量仍以藜、蒿为多，但中生、湿生植物花粉比值明显增大，作为草原主要组成成分的蒿和荒漠植被主要组分的藜之间的比值增加，木本花粉比例相对上升，其中乔木和水生植物花粉含量成为整个钻孔剖面中最高的，主要为松，其次是桦、榛以及少量桤木、榆等，反映气候比以前任何一个时期都温暖，另外水绵含量也高，并有少量蕨类孢子；大多数微量元素和氧化物呈现持续较长时段的高值，综合地球化学指标C值也高，而碳酸钙含量降低，由上可见距今8 000—5 500a期间是本区气候最为温暖湿润的时期。这一时期苟弄错介形类并不繁盛，有时还

断续出现，种类也单调，前期几乎只有疑湖花介一种，后期出现少量奇异白花介和喜盐的胖真星介，在布南湖沉积剖面中距今 7 000—6 000a 期间介形类大量繁衍；从岩性分析、本段中下部是粒度较小，水平纹层发育的灰绿色、灰黑色粘土，而上部是黄褐色粘土，从粒度参数综合分析表明前期是有一定水深、稳定的湖泊环境，后期是氧化、还原环境交替的季节性湖泊。介形类特征也表明前期可能水深较大；不利于介形类在苟弄错中生长，而后期湖水变浅，甚至出现短期的咸化，布南湖介形类特征表明距今 7 000—6 000a 是有利于介形类生长的环境。

距今 5 500a 以来各种古气候环境信息发生变化，花粉浓度下降，花粉中蒿最多，乔木花粉含量仍较高，主要是松，还有少量桦，中生和湿生植物比例下降，而盐生、旱生荒漠或荒漠化草原成分比例增加；介形类中只有少量的疑湖花介和奇异白花介，现有生态资料表明湖泊底质中只出现这两种介形类的湖泊是具有一定含盐度；另外绝大多数微量元素含量和综合地球化学气候指标 C 值呈现下降趋势，但其中也曾出现过峰值(埋深20—25cm 地层中)；这一时期的沉积物粒径明显变粗，为灰黄色粉质粘土，并夹小砾石，还出现灰黄色含砾细砂层。由上推测距今 5 500a 以来的气候向干寒方向发展，湖泊缩小，退化为季节性湖泊，但在发展过程中气候也曾有一次明显的相对温暖的波动。

三、结　　论

综上所述，二万年来本区气候环境是在全球气候波动和青藏高原强烈隆升的大背景下发生演化的，在演化过程中气候波动是明显的，显示出干冷和温湿频繁交替的特点，而在每一个气候期中都形成独特的水热条件，并对本区环境演变有着深刻影响。孢粉分析表明二万年来本区植被中始终以藜、蒿占优势，植被类型虽有变化，但所反映的是干旱气候特征。

在末次冰期晚期本区为十分寒冷干旱的冰期气候，其间仍有若干波动，距今 20 000—17 200a期间为极干燥寒冷的气候环境，这一时段可为盛冰期气候的鼎盛期；距今17 200—15 400a 期间仍处在干燥寒冷的盛冰期气候，但气温与以前相比稍有回升；距今 15 400—13 200a 期间环境有明显好转，虽然还属冰期气候，但已脱离盛冰期；距今13 200—11 500a 间出现末次冰期后期的相对温湿时期；距今 11 500—10 400a 期间为末次冰期向冰后期转变的时期，气候颤动强烈，出现明显的干冷气候事件。

自距今 10 400a 前后气候转暖，进入温暖的全新世时期，这期间气候波动频繁，表现较明显是距今 10 400—8 000a 期间，气候较前明显好转，但在转暖过程中，有一个较冷的气候波动出现；距今 8 000—5 500a 期间为全新世气候最宜期，各种环境信息揭示当时为二万年来气候最暖湿的时期，当时的环境比现代好。距今 5 500a 以来本区气候向干旱化方向发展，苟弄错成为季节性干涸的湖泊，因此地层中所记录的湖泊环境信息还不完全。

苟弄错发育与气候及本区构造等因素密切相关，现代湖泊发育的历史是从距今 19 200a 左右开始的，当时正值盛冰期，当时是干冷的环境，湖泊形成是与湿度平衡，还是与构造有关有待深入研究。成湖以来湖泊经历了多次变动，距今 19 200—15 400a 苟弄错古湖是有流水扰动的较浅的淡水外流湖，曾一度半封闭，湖水变咸；距今 15 400—13 200a 期间，为较稳定的浅水湖泊，湖面微有波动，水草繁盛；距今 13 200—11 500a 期间湖泊扩

大，湖水加深；距今 11 500—10 400a 期间，湖泊退缩，变为较封闭的半咸水浅水湖。全新世以来，在距今 10 400—8 000a 间，湖泊稍扩大，湖水淡化，当时为水草较多的浅水湖；距今 8 000—5 500a 期间湖泊再度扩大，湖水明显加深，但在晚期呈现出退缩封闭的迹象；距今 5 500a 湖泊封闭，发展成为季节性干涸的湖泊。

第十二章 环境背景值*

第一节 概 论

一、研究意义

环境背景值是指未受人类活动的直接影响或未受污染的原生环境的本征组成与特征结构，但由于人类智慧圈的巨大活力，在人类社会的发展过程中，其活动的影响遍及全球，环境污染也几乎波及全球的每一个角落，要寻求绝对未受污染的区域环境是非常困难的。因此，环境背景值在时间上与空间上的概念都具有相对的含义。

青海可可西里地区位处青藏高原腹地，现今绝大部分地区仍为无人区，基本未受人类活动的影响，这对进行环境背景值的研究来说是一片十分难得的净土。而且这是我国首次对该地区进行环境背景值的研究。因此，它的研究结果，在一定程度上可以看作是原生环境的背景值。

进行环境背景值研究有助于深入了解和认识环境特征的结构与功能，追溯环境的原始状况及其变迁，揭示环境中物质流、信息流、能量流的变化规律，从而达到更好的优化规划和合理开发利用环境资源，以资永远利用。

二、研究内容

这次环境背景值的研究内容包括空气、水和放射性核素三方面，主要研究(测定)项目列于表12.1。

表 12.1 环境背景值的主要研究项目

Table 12.1 Main research items of environmental background

研究内容	研究(测定)项目	野外采样方法
空 气	总悬浮微粒(TSP)	以考察区各宿营地为采样点
	总氟化物(F)	
	降水酸度	
水 体	铜 (Cu)	以考察区内的主要河流及湖泊为采样对象，包括地表水、湖泊、泉水、冰川融水等。
	铅 (Pb)	
	锌 (Zn)	
	镉 (Cd)	
	砷 (As)	
	铬 (Cr)	

* 本章执笔人谢建湘。

（续 表）

研究内容		研究(测定)项目	野外采样方法
放射性核素	土壤	铀-238(^{238}U)	采用 50×50(或 25×25)km² 作为采样单元的网格法
		钍-232(^{232}Th)	
		镭-226(^{226}Ra)	
		钾-40(^{40}K)	
	水体	铀-238 (^{238}U)	根据水环境所取样本进行测试
		钾-40 (^{40}K)	
	环境γ辐射剂量率		根据土壤放射性核素背景值估算的间接测量法

三、质 量 控 制

(一) 空　　气

1. 布点及采样

根据空气采样基本要求，布点原则是：依据主导风向，尽可能避开考察队宿营地的人为影响；地形相对开阔平坦，保持水平气流畅通。采样方法按《环境监测标准分析方法》中的规定进行，采样动力设备为 KB120-C 型空气采样泵，流量控制在 120L/min 左右，连续采气 120 min；采样天气条件为无雨雪、无大风；采样高度距地面 1.5m。采样过程中，每隔 30 min记录一次气温、气压、风向、风速、空气湿度以及总云量、低云量等气象要素。

2. 样本分析及实验室内质量控制

总悬浮微粒采样选用 49 型超细玻璃纤维滤膜。总氟化物选用经磷酸氢二钾浸渍过的 49 型超细玻璃纤维滤膜。分析方法为：

总悬浮微粒：称量法。以实验室内允许误差进行室内分析质量控制。

总氟化物：滤膜—酸液—氟离子电极法。采用加标回收率试验进行实验室内分析质量控制。

降水酸度：玻璃电极法(P-1 型笔式酸度计)。采用标准溶液法进行质量控制。

3. 数据处理

对分析所得数据，剔除个别因人为污染等原因造成的异常值后，分别用 W 检验法、x^2(皮尔逊)检验法、置信带检验法、偏度峰度法和 K.S.法对数据进行检验(高玉常，1980)确定其分布类型及标准差，用以表征环境背景值。

（二）水　体

1. 布点原则及采样

布点依据以下三条基本原则：

（1）根据不同区域的环境条件，选择具有代表性的河段布设断面。

（2）根据湖泊、泉眼自然分布情况，选择有代表性的点，较大湖泊增加取样点。

（3）各层次水环境统计单元的样本数满足统计学的基本要求，样本数不少于三个。

样本采集按实际情况而定，对河流原则上采取中泓垂线二分之一水深处样品；对无法涉足的河流取边样；湖泊取样以湖边为主；对能深入湖中的湖泊，亦取湖心样；泉水和降水自然收集取样。样量 2.5L。

所取各类水样均现场加浓硝酸 2—3ml 使之 pH 降至 2 — 3 左右以保存水样。

2. 样本分析及实验室内质量控制

pH：玻璃电极法（仪器同前）。

砷：二乙基二硫代氨基甲酸银比色法。

铜、铅、锌、镉：原子吸收分光光度法。

分析质量控制：pH与降水酸度分析质量控制措施相同；微量元素的分析质量控制采用平行双样。明码标样、加标回收率试验等质控方法。控制结果：平行双样相对偏差在19%范围之内；明码标样在标准值控制范围内；加标回收率达90%以上。表明整个试验分析过程符合实验室分析质量保证的要求。

（三）自然环境放射性核素

1. 布点及采样

主要采用网格法（每 50×50 或 25×25km²为一个采样点），同时根据土壤类型、地质构造、地形地貌和水系分布等特征，适当加密采样点。

土壤采样点选择在地势平坦、自然植被未被破坏，土层较厚，避开由于人为活动致使环境天然 γ 辐射场发生变化的地方，采样深度为 0—20cm，除去石块、杂草后的土样重不少于 3kg，装入特制的编织袋内妥善保存。

水体采样布点及保存与水环境背景值研究要求相同。

2. 分析方法

（1）土壤核素。采用 γ 能谱分析法（仪器：FH1906 低本底 γ 谱议、FH1920微机），逆矩阵解谱分析，采用相对测量法。样本经前处理后装入与标准源几何条件相同的 $\phi 75\times 50$ 聚乙烯盒内，用聚乙烯胶带和胶布两层密封，放置平衡 15 天以上再上机测量。

（2）水体核素。

^{238}U 采用激光荧光法（仪器：JU-1 型激光分析仪）。

^{40}K 采用火焰光度法（仪器：6400 型火焰光度计）。

(3) γ辐射剂量率(空气吸收)。采用间接测量法。由土壤样品中放射性核素含量值，按照 2π 无穷大半空间均匀分布源的模式，算得离地面 1m 高处的 γ 辐射剂量率。

3. 实验室质量控制

(1) 土壤。通过对分析谱仪状态的检查(分析已知参考源考核样、跟踪对比分析)、分析方法的考核、实验室间的互检对比及复测、样品的自检等质控措施进行分析质量控制。

(2) 水体。质控措施有以下几点：

1) 空白试验值的控制，使试验条件和试验用水的纯度满足方法探测下限值的要求；

2) 分析过程中，同时抽取 ^{238}U 30%、^{40}K 70%的样本进行平行双样分析；

3) 进行加标回收率测定，使分析样品处在受控状态；

4) 全部样品分析完后，再随机抽取部分样本进行复测。

第二节　空气环境背景

青海可可西里地区高寒缺氧，绝大部分是无人区，自然环境基本保持着原始的状态。空气质量很好，大气能见度较高，未见因当地自然环境变异或外界环境输入干扰所引起的空气污浊、恶臭等现象。

一、各取样点的环境条件

空气取样点共 9 个，其地表环境特征如表 12.2 所示。累计取得有效样本 78 个。采样过程中同时观测了 3 200个气象数据，并列气温、气压、相对湿度等主要气象要素值列于表12.3。

表 12.2　空气取样点环境特征

Table 12.2　Environmental properties of sites for air sampling

序号	点位名称	地理位置		海拔 (m)	地表环境特征
		东经	北纬		
1	各拉丹冬	91°38′	33°32′	4 950	草原、沙地、斜坡
2	苟鲁错	92°23′	34°35′	4 700	草原、沙地、缓坡
3	岗齐曲	91°37′	34°38′	4 900	草原、河滩、沙地
4	乌兰乌拉湖	90°43′	34°42′	4 870	草原、湖岸、沙地
5	西金乌兰湖	90°19′	35°20′	4 760	荒漠草原、河流、地表浮沙
6	勒斜武担湖	90°03′	35°49′	4 980	环山、河道、地表浮砂、石[illegible]
7	太阳湖	90°51′	35°55′	4 960	环山、河谷台地、地表湿润、[illegible]
8	五雪峰	90°18′	35°55′	4 760	沼泽草甸、低山、地表湿润
9	库赛湖	92°52′	35°27′	4 600	草原、地形平坦、地表湿润

表 12.3 空气取样时气象要素平均值

Table 12.3 Average value of meteorological elements when air samples are taken

点位名称	气温(℃)	气压(10^4Pa)	相对湿度(%)	主导风向	风速(m/s)
各拉丹冬	5.9	557	53	SSW	4.4
苟鲁错	4.1	581	66	NW	2.2
岗齐曲	2.6	572	61	NW	3.3
乌兰乌拉湖	7.0	565	37	NW	3.3
西金乌兰湖	9.3	575	43	NE	4.2
勒斜武担湖	4.0	563	68	NNE	3.3
太阳湖	3.2	564	61	W	4.3
五雪峰	5.0	575	58	WNW	3.0
库赛湖	7.1	588	42	NW	3.8

二、环境背景值特征

根据测定结果，考察区空气中总悬浮微粒(TSP)及总氟化物(F)浓度(见表 12.4)具有下述特点：

表 12.4 空气质量分析结果(μg/m³)

Table 12.4 Analysis results of air quality

点位名称	浓度范围		最大日平均值		TSP数日平均值
	TSP	F	TSP	F	
各拉丹冬	2—42	0.00—0.194	21.3	0.068	21.5
苟鲁错	7—92	0.00—0.396	43.3	0.158	21.4
岗齐曲	2—59	0.00—0.00	19.7	0.00	20.8
乌兰乌拉湖	2—44	0.091—0.094	22.7	0.093	22.4
西金乌兰湖	28—63	0.087—0.095	36.7	0.090	38.0
勒斜武担湖	2—113	0.096—0.141	69.3	0.124	56.0
太阳湖	13—78	0.00—0.093	66.7	0.053	55.1
五雪峰	7—58	0.037—0.136	30.7	0.120	19.3
库赛湖	43—146	0.017—0.132	113.3	0.079	79.8

(一) 浓 度 特 征

1. 低于国家规定的一级标准

考察区内空气总悬浮微粒一次值为 2—146μg/m³，总氟化物为 0.000—0.396μg/m³。

最大日均值总悬浮微粒为113.3μg/m³(库赛湖)；总氟化物为0.158μg/m³(荷鲁错)。国家大气环境质量标准中总悬浮微粒一级标准的一次值为300μg/m³，日平均值为150μg/m³；按卫生部批准的《大气监测检验方法》规定的居住区大气中有害物质的最高容许浓度总氟化物一次值为20μg/m³，日平均为7μg/m³(童志权，1988)与国家标准比较，可可西里地区空气中总悬浮微粒及总氟化物的背景浓度均大大低于国家规定的浓度限值。如果与1990年全国城市大气总悬浮微粒年日均值的平均值为387μg/m³(北方城市为475μg/m³，南方城市为258μg/m³)和最高的城市兰州为910μg/m³，西宁800μg/m³相比较(毛文水，1992)更显得微不足道，表明本区空气未被污染。

2. 时空分布特点

从表11.4所列总悬浮微粒日平均值来看，大致上呈现南低北高的趋势。南部的各拉丹冬、荷鲁错、岗齐曲和乌兰乌拉湖4个点的总悬浮微粒为20—23μg/m³；而最高的3个点均出现在北部，库赛湖、太阳湖和勒斜武担湖分别高达79.8μg/m³，55.1μg/m³和56.0μg/m³。究其原因，主要是南部的自然植被盖度高于北部，与本区气候由东南向西北干旱化程度逐渐加强，自然植被也相应由高寒草甸—高寒草原—高寒荒漠草原过渡相吻合。其次，还与这3个点的特殊地理位置、地表形态及测定时的气象因素有关。库赛湖距青藏公路较近，汽车日夜兼程。它紧邻通往马兰山掏金区的"黄金大道"，地表破坏，风起土扬。又正逢1990年8月11日8时测定时地面浓雾笼照，能见度较低，空气湿度大，综而使测值高达146μg/m³。太阳湖紧挨马兰山掏金区，挖地淘金，自然植被遭到严重破坏，水土流失加剧，沙尘随风飘腾，必致总悬浮微粒偏高。勒斜武担湖周围，大多为砂性母质，特别是河面宽坦的大沙河，全是松散的细砂，易被大风吹扬，正好1990年7月18日14时采样时三遇小阵雨和雪，停止采样15分钟，在这过程中空气湿度增大，悬浮液体增多，致使总悬浮微粒偏高，达113μg/m³。

从表11.5中可见，总悬浮微粒的另一趋势是早晚略高，中午稍低，平均早晚为40.8μg/m³和37.2μg/m³，中午33.6μg/m³，这与边界层大气扩散特征规律是相吻合的。但至于各个点早、中、晚之变化，则未必能全部反映这一趋势。因为在测定过程中还会受到突降雨、雪或刮大风等气象因素，植被盖度、土壤质地等诸多因素的影响而出现个别异常值，这是一个比较复杂的问题。

表 12.5 各时段数日总悬浮微粒平均浓度(μg/m³)

Table 12.5 The mean concentrations of total suspended particles (TSP) over several days in different periods

时段＼点位	各拉丹冬	荷鲁错	岗齐曲	乌兰乌拉湖	西金乌兰湖	勒斜武担湖	太阳湖	五雪峰	库赛湖	平均
早	26	40	24	30	33	53	61	7	93	40.8
中	6	17	25	19	40	58	43	17	77	33.6
晚	33	9	9	19	41	56	61	34	33	37.2

（二）分布特征及环境背景值表征

为了较确切的表征可可西里地区空气环境背景值，对所获取的总悬浮微粒 78 个有效样本进行了分布类型检验。取 90%的置信率，检验结果列于表 12.6。检验表明，空气中总悬浮微粒浓度分布以偏态为主，且数据的离散程度（标准差）较大，反映了本区空气环境背景值的多样性及复杂性。

表 12.6 总悬浮微粒(TSP)分布特征

Table 12.6 TSP distribution pattern

点位名称	样本数	全距(μg/m³)	背景值(μg/m³)	标准差(μg/m³)	变异系数	分布类型
各拉丹冬	6	2—42	18.0	16.2	0.90	偏态
苟鲁错	10	2—92	21.4	26.1	1.22	正态
岗齐曲	8	2—59	20.8	21.5	1.03	正态
乌兰乌拉湖	10	2—44	22.0	10.5	0.48	偏态
西金乌兰湖	9	28—63	38.0	11.8	0.31	正态
勒斜武担湖	9	2—113	58.0	36.7	0.63	偏态
太阳湖	9	13—80	59.0	22.6	0.38	偏态
五雪峰	6	7—58	19.3	20.5	1.06	正态
库赛湖	11	43—143	78.0	29.5	0.38	偏态
全区	78	2—143	33.0	30.5	0.92	偏态

三、气象要素对背景值的影响

在空气采样过程中，同时记录了当时的气温、气压、相对湿度、风向风速等气象要素，并统计分析了大气稳定度状况，现就气象要素对总悬浮微粒浓度的影响作简略分析。

1. 气温

经对总悬浮微粒浓度值与对应的平均气温之间的关系分析，二者无显著的线性相关关系。但从统计学角度分析，却表现出一定规律性，即总悬浮微粒浓度随气温增高而降低的概率增大。当气温升高时，空气密度减小，浮力也相应减小，使空气中粒径较大的颗粒产生沉降作用，导致总悬浮微粒浓度值降低。

2. 湿度

空气中总悬浮微粒是指分散在大气中的固体物质以及液体物质。当空气湿度发生变化时，总悬浮微粒浓度也会随之而变。经对比分析，可可西里地区空气湿度和总悬浮微粒浓度之间虽无显著的相关关系。但经概率统计分析指出：空气中总悬浮微粒浓度大体上随相对湿度的增大而增加。其原因可能与空气中悬浮液体随相对湿度增大而增加有关。

3. 风速

风速也是影响总悬浮微粒浓度的一个因素。按照一般的概念，风速增大时，吹起的地面尘土就多，总悬浮微粒值应趋于增大。但初步考察表明：可可西里地区的情况并非完全如此，概率统计分析表明，风速在0—5.9m/s时，总悬浮微粒浓度呈增大趋势，当风速大于6.0m/s时又呈下降趋势。其原因可能有两个：一是风的吹净作用，可可西里地区基本未受人为污染，绝大部分的地表状况保护完好，大风一来，地面尘土很快吹净并稀释扩散；二是当风速增大到一定程度，总悬浮微粒运动状态发生质变，即由悬浮态变为沉降态。

四、降水环境背景

1. 降水酸度

考察中共采集降水40次，测定结果：pH值介于6.0—8.4之间，平均值为7.3，按雨量加权均值为7.4，大都偏弱碱性。

本区降水pH值高于全球及我国降水背景pH值(魏复盛，1990)(表12.7)，反映了我国西北干旱区降水酸度的特点。因为该区气候干旱，大风频繁，土壤偏碱性，蒸降比较大，地表水分蒸发时，可从土表带走部份碱性物质，致使降水pH值偏高。

2. 降水微量元素背景

现把3个大气降水的Cu,Zn,Pb,Cd,As,Cr等微量元素和放射性核素^{40}K及^{238}U的测定结果列于表12.8。Cu,Zn,Pb,Cd, As和Cr等均有验出，且变幅不大。这种情况的出现多半是与当地背景地理环境的蒸腾作用有关。因为这3个样点相距不太远，基本为同一天气形势所控制，下垫面植被、土壤、湖泊等环境因素又较相似，故而3点间差异不大。同时，还可反推本区未受外环境输入造成污染的迹象。

表 12.7 全球降水背景点降水酸度

Table 12.7 Global precipitation background sites and rain water acidity

地点	全球					我国			
	Amsferdam (印度洋)	Pokerflat (阿拉斯加)	Katherine (澳大利亚)	Sancarlos (委内瑞拉)	Bermada (大西洋)	峨江	黄山	普陀	可可西里
样本数	26	16	40	14	67	47	91	53	40
pH均值	4.92	4.96	4.78	4.81	4.79	6.07	6.33	5.66	7.3

表 12.8 降水微量元素分析结果

Table 12.8 Analysis results of trace elements

大气降水采集点	时间(1990年)	微量元素(μg/L)						放射性核素	
		Cu	Zn	Pb	Cd	As	Cr	^{40}K (Bq/m³)	^{238}U (ug/L)
西金乌兰湖	7月11日	3.0	11	12.1	1.3	3	[illegible]	0.00	0.03
茫斜武担湖	7月19日	4.1	23	6.0	0.9	9	7	0.00	0.01
太阳湖	7月28日	3.0	23	6.0	0.4	—	7	0.00	0.01

第三节 水环境背景

青海可可西里地区的水环境类型，既有东南部属于长江源的外流水系，又有西北部属于羌塘的内陆水系，湖泊众多，淡、半咸、咸、盐湖皆有，泉水出露多，冰雪融水丰沛。因此，本区水环境系统是一个多层次，结构复杂的系统。

一、水环境背景值特征

表 12.9 列示了本区各单元水体 pH 及 Cu, Pb, Zn, Cd, As, Cr 等微量元素的背景值，及其与世界标准背景值的比较(表 12.10)。

表 12.9 可可西里地区水环境背景值

Table 12.9 Water environmental background value in the Hoh Xil region

水体单元	样本数	pH	微量元素 (mg/L)					
			Cu	Pb	Zn	Cd	As	Cr
地表水(外流)	7	8.3	0.0040	0.0060	0.044	0.0002	0.003	0.004
地表水(内流)	10	8.1					0.037	0.005
湖水(淡)	3	8.6	0.0020	—	0.034	0.0004	—	0.017
湖水(咸)	9	7.9	0.0020	0.0040	0.011	0.0002	0.114	0.011
冰川融水	3	8.7					0.042	0.035
泉水	6	7.9	0.0021	0.0031	0.029	—	0.014	0.012
大气降水	3	6.8	0.0034	0.0080	0.019	0.0009	0.004	0.008

表 12.10 可可西里地区水环境背景值与世界标准值比较

Table 12.10 Comparison of water environmental background value between Hoh Xil region and the global standard value

名 称	微量元素 (mg/L)					
	Cu	Pb	Zn	Cd	As	Cr
世界标准值	0.0018	0.0002	0.010	0.00007	0.002	0.0005
可可西里原水平均	0.0027	0.0042	0.027	0.00036	0.031	0.013

本区水体微量元素背景值的总趋势偏高，铜是世界标准值的 1.5 倍，铅为 21 倍，锌为 2.7倍，镉为 5.1 倍，砷为 15.5 倍，铬为 26 倍。其中地表水(外流)微量元素背景值也普遍高于国内外的其它河流(表 12.11)，属水环境高背景值区。但以国家《地面水环境质量标准》(GB3838-88)衡量，本区多数地表水、泉水及部分湖泊水中微量元素含量尚能满足源头水即Ⅰ类水值标准。同时还具有下述地球化学共性：

(1) 除特例外，相同环境单元中同一微量元素的背景值或丰度，大体上处于同一数

表 12.11 可可西里地区水环境背景值与其它地区环境背景值比较

Table 12.11 Comparison of water environmental background value between Hoh Xli region and other areas

河 流	背景值(mg/L)					
	Cu	Pb	Zn	Cd	As	Cr
Satton 河	0.006	0.004	0.004			0.0008
Matlyup 河	0.004	0.004	0.005			0.0012
密西西比河	0.002	0.0002	0.010		0.003	0.0005
北江(原水)	0.00143	0.00142	0.00138	0.00009	0.00099	0.00082
洞庭湖水系(原水)	0.0014	0.0014	0.00500	0.00008	0.0012	0.00164
松花江(原水)	0.00145	0.00102	0.00388	0.000064	0.00052	0.00085
可可西里地表水(外流)	0.004	0.0060	0.044	0.0002	0.020	0.004

量级水平，差别不很大。

(2) 不同环境单元中同一微量元素的背景值或丰度，其差异也不是很大，无明显的分布或富集规律。

(3) 根据水体中微量元素的摩尔丰度可将其分为三类：宏量(10^{-5}J以上)、微量(10^{-6}—10^{-8}J)、痕量(<10^{-8}J)。由表 12.12 可见，本区各单元水体中微量元素均处在微量范围。

表 12.12 可可西里地区水环境摩尔丰度

Table 12.12 The abundance of mole in the waters in Hoh Xil region

水体单元	微量元素(10^{-6}mg/L)					
	Cu	Pb	Zn	Cd	As	Cr
地表水(外流)	0.06	0.03	0.67	0.002	0.04	0.08
地表水(内流)					0.49	0.09
湖水(淡)	0.03	—	0.52	0.004	—	0.33
湖水(咸)	0.03	0.02	0.17	0.002	1.52	0.21
冰川融水					0.56	0.67
泉水	0.03	0.01	0.44	—	0.19	0.23
大气降水	0.05	0.04	0.29	0.008	0.05	0.15

二、水环境背景值特异区

通过比较可以看出，本区存在着若干水环境背景值特异区，即乌兰乌拉湖和布喀达坂峰—乌兰山一带水体中砷含量较高，乌兰乌拉湖东南湖北侧水体砷含量高达 0.527mg/L，超过国家《渔业水质标准》(GB 11667-89) 9 倍多。究其原因，主要为该区的地质条件所引致，根据地质组考察资料：在乌兰乌拉湖南约 25km 的等马河出山口处下方有一温

泉，涌水量大，水温约 30℃。它正处在北东向活动断裂上，附近山区有中、上侏罗统，白垩系，渐新统和上第三系火山岩等分布，泉带呈北东-南东方向展布，长约 500m 多，宽约 200m，主泉段面积约 3000m²，由黄色和灰白色的土状物和粘土形成小丘或垄，高 3m 左右，黄色土状物经光谱半定量测定，其砷含量超过 10 000mg/kg，锶约 3000mg/kg，如此高含量的砷和锶溶入泉水出露，最后汇入湖水，导致乌兰乌拉湖东南湖水中砷含量特高。

布喀达坂峰南太阳湖旁一小湖水体砷含量达 0.462mg/L，源自布喀达坂峰和马兰山冰川融水汇成的那仁郭勒河水的砷含量也高达 0.275mg/L。以上均超过国家《地面水 环境质量标准》(GB 3838-88)中的最低水质标准(Ⅴ类水体 0.1mg/L)。这可能也与该区域正处在大的活动断裂带上有关。

第四节　自然环境放射性核素背景

一、土壤天然放射性核素水平

1. 背景值特征

根据土壤样品的天然放射性核素测定结果表明(表 12.13)：本区土壤中 ^{238}U，^{232}Th，^{226}Ra，^{40}K 的含量范围分别为 12.8—84.9Bq/kg、18.6—82.4Bq/kg、12.6—45.9Bq/kg、180.9—1040.5Bq/kg。其算术平均值±标准偏差分别为 (36.7±16.3) Bq/kg、(37.4±9.9)Bq/kg、(27.0±6.9)Bq/kg、(415.2±158.3)Bq/kg。土壤中各核素浓度的总趋势为：$^{40}K > ^{232}Th > ^{238}U > ^{226}Ra$。

土壤中各核素含量频数分布直方图见图12.1—12.4。分布类型检验及其背景值的表征见表 12.14。

表 12.13　土壤放射性核素含量

Table 12.13　Content of radiative nuclear elements in soils

样品编号	海拔(m)	东经	北纬	土壤类型	天然放射性核素含量(Bq/kg)				γ辐射 ×10⁻⁸Gy/h
					^{40}K	^{238}U	^{226}Ra	^{232}Th	
格-1	4 950	91°28′	33°35′	高山草甸土	586.9	41.6	40.8	45.1	6.51
格-2	5 400	91°14′	33°28′	高山草甸土	354.9	84.9	32.7	46.8	5.42
格-3	5 100	91°47′	33°34′	高山草甸土	467.6	44.9	32.3	45.6	5.76
可-1-1	4 780	92°22′	34°31′	高山草原土	369.5	50.2	22.8	35.8	4.43
可-1-2	4 800	92°10′	34°52′	高山草甸土	365.3	26.6	22.0	34.0	4.27
可-1-3	4 700	92°23′	34°35′	高山草原土	251.4	54.8	17.6	23.7	3.06
可-1-4	4 760	92°08′	34°41′	高山草原土	364.3	19.5	19.1	29.7	3.90
可-1-5	4 872	92°06′	34°37′	高山草原土	271.6	39.9	18.8	24.2	3.21
可-1-6	4 850	91°54′	34°39′	高山草原土	516.8	29.7	29.0	41.1	5.55
可-2-1	5 282	91°19′	34°43′	寒漠土	370.2	23.4	29.4	41.2	5.01
可-2-2	4 707	91°35′	34°22′	龟裂土	695.2	29.9	29.3	47.7	6.64

（续 表）

样品编号	海拔(m)	东经	北纬	土壤类型	天然放射性核素含量(Bq/kg)				γ辐射 $\times10^{-8}$Gy/h
					^{40}K	^{238}U	^{226}Ra	^{232}Th	
可-2-3	4 900	91°37′	34°37′	高山草原土	373.4	26.0	24.4	33.6	4.38
可-2-4	4 950	91°31′	34°43′	高山草原土	299.5	18.4	18.0	25.3	3.46
可-2-5	5 070	91°04′	34°46′	寒漠土	381.4	24.7	24.1	33.7	4.40
可-2-6	4 900	90°46′	34°41′	高山草甸土	213.1	17.6	17.2	20.8	2.72
可-3-1	4 880	90°40′	34°51′	高山草原土	314.4	19.6	18.8	30.2	3.73
可-3-2	4 980	90°34′	34°23′	高山草甸土	392.7	25.6	25.0	41.3	4.93
可-3-3	5 100	90°51′	34°29′	高山草甸土	315.7	77.9	23.4	36.1	4.27
可-3-4	4 870	90°28′	34°42′	高山草原土	276.2	22.9	22.4	29.9	3.71
可-3-5	4 900	90°44′	34°56′	高山草原土	301.6	13.4	13.2	20.6	2.89
可-3-6	4 820	90°44′	35°06′	高山草原土	398.0	33.7	23.7	32.6	4.38
可-3-7	4 750	90°09′	35°09′	高山草原土	240.9	26.3	25.7	33.3	3.90
可-4-1	4 800	90°28′	35°22′	高山草原土	274.6	21.7	21.2	25.2	3.38
可-4-2	4 920	90°18′	35°29′	龟裂土	856.6	36.6	35.8	50.2	7.64
可-4-3	4 800	90°22′	35°14′	高山草原土	286.8	34.1	28.8	29.3	3.96
可-4-4	4 800	90°15′	35°13′	高山草原土	233.7	28.0	27.4	34.2	4.00
可-4-5	4 900	90°01′	35°30′	高山草原土	365.9	38.4	21.1	32.0	4.13
可-4-6	5 150	89°50′	35°33′	高山草甸土	180.9	22.9	21.2	39.2	3.87
可-4-7	4 760	90°19′	35°20′	高山寒漠草原土	418.2	27.3	26.7	39.4	4.98
可-4-8	5 040	90°53′	35°36′	高山草原土	395.5	23.2	22.7	29.9	4.17
可-5-1	5 080	90°09′	35°48′	高山寒漠草原土	243.7	29.8	23.0	50.0	4.81
可-5-2	5 180	90°04′	35°49′	寒漠土	613.3	35.4	34.6	49.5	6.86
可-5-3	5 020	90°04′	35°49′	高山草甸土	359.8	44.0	21.9	29.4	3.98
可-5-4	5 020	90°04′	35°49′	高山草原土	568.2	28.9	28.3	37.3	5.49
可-5-5	5 000	89°56′	35°56′	寒漠土	600.7	31.4	29.0	40.1	5.81
可-5-6	5 100	90°26′	35°02′	寒漠土	476.7	45.5	40.7	35.6	5.52
可-6-1	5 240	90°55′	35°57′	高山草甸土	214.3	25.2	25.6	43.8	4.43
可-6-2	5 100	90°42′	35°52′	高山草甸土	222.8	36.3	35.5	40.8	4.67
可-6-3	5 170	90°49′	35°51′	寒漠土	254.6	12.8	12.6	18.6	2.57
可-6-4	5 080	90°56′	35°42′	高山草原土	376.8	34.3	25.2	34.0	4.44
可-6-5	4 900	90°53′	35°55′	高山草甸土	423.7	34.0	26.0	32.0	4.53
可-6-6	5 053	90°13′	36°10′	高山草原土	353.0	24.1	23.6	31.6	4.15

（续 表）

样品编号	海拔(m)	东经	北纬	土壤类型	天然放射性核素含量(Bq/kg)				γ辐射 ×10⁻⁸Gy/h
					^{40}K	^{238}U	^{226}Ra	^{232}Th	
可-6-8	4 870	90°26′	35°58′	高山草原土	482.2	32.2	31.5	41.2	5.52
可-6-9	4 950	90°36′	35°53′	高山草原土	281.9	36.3	26.9	43.0	4.69
可-6-10	4 960	91°08′	36°02′	高山草原土	420.4	63.5	30.7	40.4	5.20
可-6-11	5 070	90°46′	35°46′	寒漠土	456.8	33.7	33.0	52.2	6.14
可-7-1	4 900	91°23′	36°00′	高山草原土	479.9	58.0	29.9	42.3	5.51
可-7-2	4 970	91°23′	36°00′	寒漠土	699.3	67.4	40.2	48.8	7.14
可-7-3	4 760	91°25′	35°59′	高山草原土	417.7	27.2	26.6	35.9	4.77
可-7-4	4 760	91°25′	35°59′	高山草原土	500.6	47.0	45.9	82.4	8.61
可-7-5	4 900	91°20′	35°35′	碱土	479.8	83.5	31.2	39.2	5.38
可-7-6	4 760	91°18′	35°55′	高山草甸土	488.5	33.6	32.9	36.9	5.34
可-7-7	4 930	91°17′	33°53′	寒漠土	477.5	30.0	29.3	40.5	5.37
可-7-8	4 860	91°39′	35°40′	高山草原土	356.4	24.7	22.6	29.9	4.02
可-7-9	4 820	92°03′	35°35′	高山草原土	553.4	31.1	27.6	42.0	5.69
可-7-10	4 760	92°37′	35°29′	高山草原土	476.0	53.7	24.3	33.6	4.76
可-8-1	4 530	93°10′	35°39′	龟裂土	1040.5	44.9	43.9	50.0	8.65
可-8-2	4 900	93°08′	35°47′	寒漠土	587.2	57.8	34.9	42.7	6.14
可-8-3	4 650	92°35′	35°12′	高山草原土	304.8	30.6	20.6	26.7	4.16
可-8-4	4 600	92°52′	35°27′	高山草原土	356.2	35.7	24.0	35.1	4.39
可-8-5	4 750	92°53′	35°25′	高山草原土	570.8	32.4	31.7	45.3	6.10

表 12.14 可可西里地区土壤放射性核素背景值表征

Table 12.14 Background value of radiative nuclear clements in soils in the Hoh Xil region

核 素	样本数	背景值(Bq/kg)		标准差	全 距	分布类型
		均值	范 围			
^{238}U	61	36.7	15.67—57.73	16.3	12.8—84.9	偏 态
^{232}Th	61	37.4	24.53—50.17	9.9	18.6—82.4	偏 态
^{226}Ra	61	27.0	18.1—35.9	6.9	12.6—45.9	偏 态
^{40}K	61	415.2	210.99—619.41	158.3	180.9—1040.5	偏 态

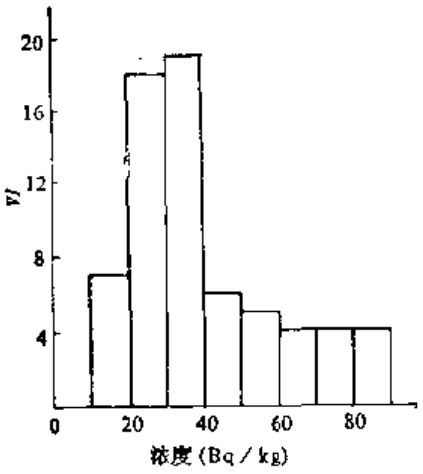


图 12.1 可可西里地区土壤核素^{238}U浓度频数分布直方图

Fig. 12.1 Histogram of the density frequencies of nuclide ^{238}U in the Hoh Xil region

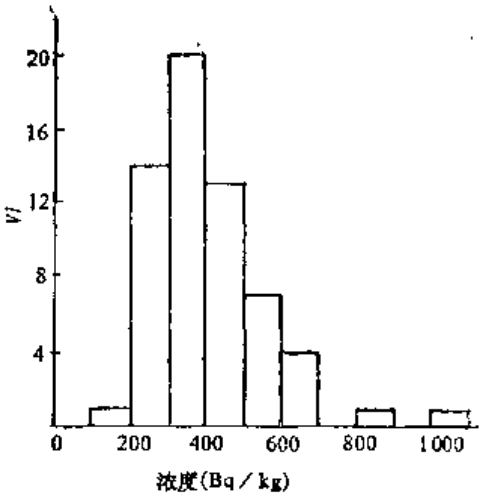


图 12.2 可可西里地区土壤^{40}K 浓度频数分布直方图

Fig. 12.2 Histogram of the donsity frequencies of nuclide ^{40}K in the Hoh Xil region

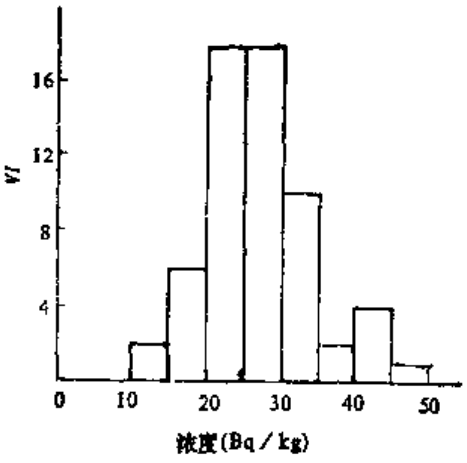


图 12.3 可可西里地区土壤^{226}Ra 浓度频数分布直方图

Fig. 12.3 Histogram of the donsity frequencies of nuclide ^{226}Ra in the Hoh Xil region

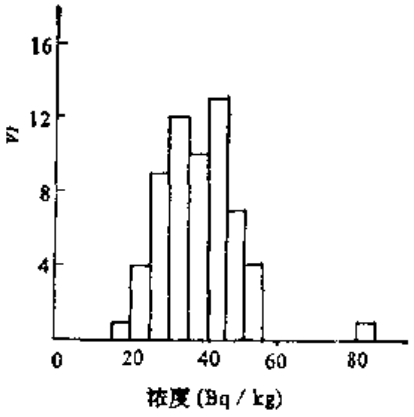


图 12.4 可可西里地区土壤^{232}Th 浓度频数分布直方图

Fig. 12.4 Histogram of the donsity frequencies of nuclide ^{232}Th in the Hoh Xil region

表 12.15 可可西里地区与国内土壤中放射性核素含量比较

Table 12.15 Comparison of content of natural radiative nuclear elements in soils between Hoh Xil region and other areas of China and the world

核素	^{238}U (Bq/kg)		^{232}Th (Bq/kg)		^{226}Ra (Bq/kg)		^{40}K (Bq/kg)		γ ($\times10^{-8}$Gy/h)	
	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围
可可西里地区	36.7	12.8—84.9	37.4	18.6—82.4	27.0	12.6—45.9	415.2	180.9—1040.5	4.88	2.52—8.65
青海	44.2	11.9—135.9	45.1	14.4—107.8	35.5	11.7—103.6	528.3	204.5—900.5	6.22	2.47—12.80
甘肃	51.2	17.8—200.0	41.4	16.4—105.6	29.0	14.4—65.2	513.6	115.5 —817.3	6.28	4.95—7.59
山东	33.5	15.7—90.9	45.3	20.8—202.0	30.3	9.79—50.0	671.0	391.7—1870.0	5.65	1.69—16.26
吉林	26.48	6.29—96.02	49.47	10.82—140.02	37.00	5.58—100.27	708.37	299.77—1233.28	5.45	1.69—12.86
河北	30.4	13.2—69.9	41.1	14.3—247.4	27.1	10.5—58.9	613.5	406.6—1202.2	5.51	2.80—19.87
广东	74.7	12.4—186.9	59.8	1.0—152.7	49.9	2.4—134.6	426.5	35.8—1131.5	6.23	1.17—32.58
浙江	46.3	13.5—123.0	63.0	26.3—156.5	43.4	17.4—150.2	771.0	118.0—1603	7.23	1.13—15.06
辽宁	27.0	7.8—50.9	37.4	4.9—82.5	36.7	6.2—97.2	676.0	335.0—1121	5.86	1.68—17.83
贵州	48.6	3.2—123.1	41.3	8.3—88.0	71.4	3.7—226.1	350.0	23.7—802.6	6.47	1.31—14.58
新疆	33.9	5.2—153.7	38.5	10.5—190.4	31.6	10.9—203.5	612.0	190.5—1792	5.94	1.17—32.64
世界典型均值 (1982)	25	10—50	25	7—50			370	100—700		3.7—9.4

如表 12.15 所示，本区土壤核素含量均值高于世界典型值[UNSCEAR. 1982]。^{238}U，^{232}Th，^{40}K 高于世界典型值范围上限的样本数分别占其总数的 14.8%，4.9%和 3.3%，处于世界典型值范围之内的样本数则分别占其总数的 85.2%，95.1%和 96.7%。与国内10个省区相比较，各核素含量低于青海省均值，介于其它省区之间，表明本区土壤中天然放射性核素含量属正常背景水平，未遭受外来污染。

2. 不同土壤的放射性核素含量

区内各类土壤的天然放射性核素含量列于表 12.16，经 t 检验法($P\leqslant0.05$，下同)分析，龟裂土中的 ^{232}Th，^{226}Ra，^{40}K 含量显著高于其它土壤类型。其均值分别为 47.7Bq/kg，36.3Bq/kg，864.1Bq/kg，分别是全区均值的 1.28，1.34，2.08 倍。碱土中 ^{238}U的含量显著高于其它土壤类型，其值(83.5Bq/kg)是全区均值的 2.28 倍。各核素含量均以高山草原土为低，其均值：^{238}U 为 32.9Bq/kg，^{232}Th 为 35.5Bq/kg，^{226}Ra 为 25.1Bq/kg，^{40}K 为 36.9Bq/kg，它们的排列顺序是：

^{238}U：碱土>龟裂土>高山草甸土>寒漠土>高山草原土。

^{232}Th：龟裂土>碱土>高山草甸土>寒漠土>高山草原土。

^{226}Ra：龟裂土>碱土>寒漠土>高山草甸土>高山草原土。

^{40}K：龟裂土>碱土>寒漠土>高山草甸土>高山草原土。

表 12.16 可可西里地区各类土壤的天然放射性核素含量比较

Table 12.16 Comparison of content of natural radiative nuclear elements in different soils in the Hoh Xil region

土壤类型	^{40}K (Bq/kg)		^{238}U (Bq/kg)		^{232}Th(Bq/kg)		^{226}Ra(Bq/kg)		γ(×10⁻⁸Gy/h)	
	范围	均值±标准差	范围	均值±标准差	范围	均值±标准差	范围	均值±标准差	范围	均值±标准差
寒漠土	213.1—699.3	471.9±152.3	12.8—67.4	39.1±18.9	18.6—52.2	38.5±10.4	12.6—40.7	29.5±8.4	2.57—7.14	5.24±1.43
高山草甸土	180.9—586.9	377.3±111.5	22.9—84.9	41.9±20.1	29.4—46.8	39.1±5.6	21.2—40.8	27.6±5.9	3.87—6.51	4.85±0.79
高山草原土	222.8—570.8	369±99	13.4—63.5	32.9±11.6	20.6—82.4	35.5±10.4	13.2—45.9	25.1±5.8	3.06—8.61	4.52±1.04
龟裂土	695.3—1 040.5	864.1±141	29.9—44.9	37.1±6.1	47.7—50.2	49.3±1.1	29.3—43.9	36.3±6	6.64—8.65	7.64±0.82
碱土		479.8		83.5		39.2		31.2		5.38

二、原野陆地γ辐射剂量率

原野陆地γ辐射空气吸收剂量率(简称γ辐射剂量率)的主要贡献者是土壤中天然放射性核素含量。根据经验可由土壤中天然放射性核素含量计算出距地面 1m 高处的γ辐射剂量率。本区γ辐射剂量率(表 12.13)的变化范围为 (2.52—8.65)×10^{-8}Gy/h，均值

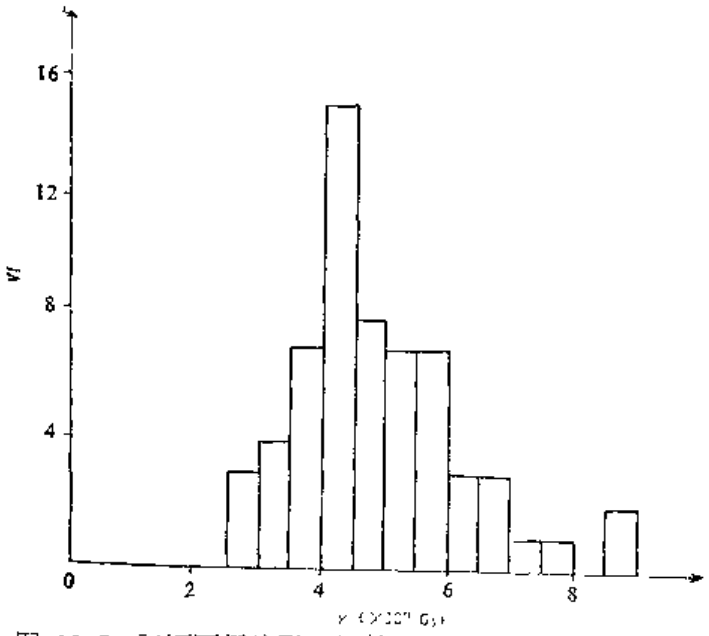


图 12.5 可可西里地区γ辐射剂量率频数分布直方图

Fig. 12.5 Histogram of radiation dose frequency distributions in the Hoh Xil region

高，碱土和寒漠土稍高于高山草原土和高山草甸土。

为$(4.88\pm1.27)\times10^{-8}$ Gy/h。其频数分布见图 12.5，分布类型为偏态。

与其它地区比较（表 12.15），本区的γ辐射剂量率范围居于世界典型值和国内部分省区范围之内，而其均值略低，为4.88×10^{-8}Gy/h，其它地区为$(5.45—7.23)\times10^{-8}$ Gy/h。因此，本区原野陆地γ辐射剂量率亦属正常背景水平。

如前所述，土壤放射性核素含量是陆地γ辐射剂量率的主要贡献者，因此，土壤类型不同，其γ辐射剂量率自然就不同。其大致规律是龟裂土最

三、水体天然放射性核素水平

据统计，区内各类水体中天然放射性核素含量水平：^{40}K 为 0.04—61.25Bq/L，均值 9.14Bq/L；^{238}U 为 0.04—68.20μg/L，均值 7.23μg/L。从总体上看，水中核素含量属正常含量范围（表 12.17），其背景值表征见表 12.18。

表 12.17 可可西里地区水体放射性核素背景值

Table 12.17 Background value of radiative nuclear elements in water bodies in the Hoh Xil region

水体		采样点		元素	
		编号	名称	^{40}K(Bq/L)	U(天然)(μg/L)
河流	外流河	1	录尔曲中上游	0.108	2.82
		2	东昆矿（录尔曲河源）	0.097	6.53
		3	录尔曲中游	0.073	2.99
		5	苟鲁错南出口	0.998	3.95
		7	岗齐和中游	0.112	1.10
		53	楚玛尔河（上游）	0.835	2.28
		54	楚玛尔河（下游）	0.895	2.71
	内流河	17	还东河	1.217	2.88
		21	洪水河	0.370	2.52

（续 表）

水体		采样点		项目	
		编号	名称	^{40}K(Bq/L)	U(大然)(μg/L)
水	流河	25	白沙滩	0.340	0.43
		28	勒斜武坦无名沟	0.346	0.89
		31	太阳湖东无名沟	0.064	0.96
		37	可可西里湖西北	0.062	0.72
		40	楚雪山	0.064	3.79
		44	那仁郭勒河源	0.445	5.13
		46	五雪峰西北	0.079	1.65
		55	库赛湖南	0.047	2.47
湖	咸水湖	4	苟鲁错湖	23.800	2.02
		6	特拉什湖(苟鲁山克错)	17.450	5.85
		8	玛章钦错	3.270	0.72
		9	乌兰乌拉湖(北湖)	24.050	18.55
		11	乌兰乌拉湖(南湖)	7.030	6.10
		12	乌兰乌拉湖(东湖)	6.270	68.20
		18	节约湖	6.640	1.41
		24	无名湖	3.340	5.15
		36	可可西里湖(西端)	0.345	1.13
		38	太阳湖西侧	8.300	3.42
		43	饮马湖(北侧)	3.000	1.26
		45	可可西里湖(东端)	1.614	8.75
		47	可考湖	9.760	3.33
		48	卓乃湖	8.990	5.21
		50	海丁茶尔	11.500	19.95
		51	库赛湖	12.640	26.05
		52	库赛湖	17.140	25.75
	淡水湖	32	太阳湖(中)	0.325	3.10
		33	太阳湖(边)	0.317	1.66
		35	太阳湖	12.000	3.65
	盐	13	西金乌兰湖(东)	39.950	3.70
		15	西金乌兰湖(西)	49.600	4.18
		19	西金乌兰湖(大湖中)	48.500	3.10

（续 表）

水体		采样点		项目	
		编号	名称	^{40}K(Bq/L)	U(天然)(μg/L)
泊	湖	20	西金乌兰湖(大湖边)	57.800	15.65
		26	勒斜武担湖	61.250	10.15
		49	海丁诺尔旁	32.450	16.80
泉水	泉水	10	乌兰乌拉湖东	0.238	1.99
		14	西金乌兰湖西北角	0.935	1.47
		23	还东河源	0.082	1.34
		29	布喀达坂峰南坡	0.073	4.40
		39	巍雪山西北侧	0.044	1.76
		42	五雪峰西北	0.095	0.08
冰川融水	冰川融水	22	还东河源	0.229	0.20
		30	布喀达坂峰南坡	0.139	56.15
		41	莫诺尼山峰东冰川	0.199	0.03

表 12.18 可可西里地区水体中核素背景值表征(^{40}K, Bq/L, U(天然), μg/L)

Table 12.18 Background values of nuclear elements in water bodies in the Hoh Xil region

统计单元		核素	样本数	背景值		标准差	全距
				平均值	范围		
水体	河流	U(天然)	17	2.58	0.54—4.62	1.58	0.43—6.53
		^{40}K		0.36	−0.12—0.84	0.37	0.05—1.22
	外流河	U(天然)	7	3.20	1.17—5.23	1.57	1.10—6.53
		^{40}K		0.45	−0.07—0.97	0.40	0.07—1.00
	内流河	U(天然)	10	2.14	0.28—3.58	1.44	0.43—5.13
		^{40}K		0.30	−0.14—0.74	0.34	0.05—1.22
	湖泊	U(天然)	35	10.19	−7.64—28.02	13.82	0.72—68.20
		^{40}K		17.97	0.14—41.63	18.34	0.32—61.25
	盐水湖	U(天然)	6	8.93	1.63—16.23	5.66	3.10—16.80
		^{40}K		48.26	35.57—60.95	9.84	32.45—61.25
	咸水湖	U(天然)	17	11.93	−9.17—33.03	16.36	0.72—68.20
		^{40}K		9.71	0.63—18.79	7.04	0.35—24.05
	淡水湖	U(天然)	3	2.81	1.74—3.88	0.83	1.66—3.65
		^{40}K		4.21	−2.9—11.32	5.51	0.32—12.00

（续 表）

统计单元		核素	样本数	背景值 平均值	背景值 范围	标准差	全距
水体	泉水	U（天然）	6	1.84	0.16—3.52	1.30	1.34—4.40
		^{40}K		0.24	−0.17—0.65	0.32	0.04—0.94
	冰川融水	U（天然）	3	18.79	−15.31—52.87	26.42	0.03—56.15
		^{40}K		0.19	−0.29—0.68	0.37	0.14—0.23

1. 河流水体中天然放射性核素水平

本区各河流水体中天然放射性核素含量列于表12.17，可以看出，外流河水的天然放射性核素含量平均值稍大于内流河水，但差异并不十分明显，几乎都处于在同一数量级水平。

2. 湖泊、泉、冰川水中天然放射性核素水平

本区湖泊、泉、冰川中天然放射性核素含量列于表 12.17。除乌兰乌拉湖外，本区淡水湖、咸水湖和盐湖中 ^{238}U，^{40}K 含量的序列是淡水湖＜咸水湖＜盐湖。盐湖中 ^{238}U，^{4}K 的平均含量分别为 8.93μg/L 和 48.26Bq/L，分别是淡水湖平均浓度的 3.19 倍和 11.46 倍，表现出一定的富集规律。

乌兰乌拉湖（东南湖）和布喀达坂峰南坡的冰川融水中天然 ^{238}U浓度显著高于其它水体，其值分别为 68.20μg/L 和 56.15μg/L，均超过了国家规定的露天水源中的限制浓度（50μg/L）。究其原因，可能与上述两地区地质条件有关（详见本章第三节）。

第五节 结 论

青海可可西里地区的环境背景值结果表明本区环境质量好，基本未受到人类活动的影响。

由于受自然环境条件的限制，本区环境承载能力较弱，极易受到外来环境压力的破坏，本区北部的采金活动造成空气中总悬浮微粒值增大就是一例。

一、空 气

本区空气质量很好，大气能见度较高，绝大部分地区基本未受到人为污染。空气中总悬浮微粒及总氟化物背景浓度水平均优于国家最佳大气质量标准（一级标准）的要求。

区内总悬浮微粒浓度水平分布大致北高南低。同时，它还受到气候因素如温度、湿度、风速等的影响，通常气温升高时，总悬浮微粒浓度降低的概率增大；空气湿度降低时，总悬浮微粒浓度降低的概率增大；风速增大时，总悬浮微粒表现为浓度增加的概率增加，

但风速大于 6.0m/s 时，其浓度值又表现为随风速增加而下降的趋势，总悬浮微粒浓度与大气稳定度之间表现出了平原地区边界层大气扩散特征。

本区大气降水大都偏碱性，无酸雨迹象。

二、水　　体

本区各类水体的环境质量差异较大，比较而言，区内冰川融水及其形成的外流地表水和地下水(泉水)的环境质量优于其它水体。湖水多数为咸水，矿化度高，无开发饮用价值。

水体中微量元素 Cu,Pb,Zn,Cd,As，Cr 等背景值基本满足国家《地面水环境质量标准》中规定的源头水即Ⅰ类水值标准。但其含量普遍高于世界标准背景值以及国内外一些河流的自然背景值，属高背景值区。

区内相同水体中同一微量元素的背景值或丰度大体上处于同一数量级水平。不同水体中同一微量元素的背景值或丰度，其差异也不很大，无明显的富集规律。

本区乌兰乌拉湖和布喀达坂峰—马兰山一带 As 的背景值较高，属异常区，可能与该区域处于活动断裂带，岩浆活动较强等因素有关。

三、自然环境放射性核素

本区环境天然放射性核素水平属正常背景水平。土壤中核素 ^{238}U，^{232}Th，^{40}K 均值高于世界典型均值[UNSCEAR—1982]。^{238}U、^{232}Th、^{226}Ra 含量均值与我国新疆土壤中的含量均值相当，^{40}K 含量均值低于邻近省区均值。土壤中核素含量随土壤类型、成土母质不同而异。

本区原野陆地γ辐射剂量率为自然背景水平，其主要贡献者为土壤放射性核素含量。

本区水体中天然放射性核素含量总体上属正常背景水平。地表水中核素含量未超过世界典型河水的浓度范围，同时表现为核素含量外流水大于内流水，且明显高于国内其它河流。区内湖水中核素含量遵从淡水湖＜咸水湖＜盐湖的富集规律。另外，乌兰乌拉湖(东南湖)和布喀达坂峰南坡冰川融水中 ^{238}U 浓度较高，属异常值，其原因可能与当地地质条件有关。

第十三章　自然环境保护与合理利用*

第一节　独特的自然环境

青藏高原是全球海拔最高，最年轻的大高原，具有独特的气候条件，连片的冻土、湖盆及缓丘构成原始的高原面。而且本区正处于青藏高原腹地，成为青藏高原水热条件、河流水系、生物、土壤等自然环境的交接和过渡地带，降水量和气温由东南向西北减少和降低，羌塘高原内流湖区和长江河流水系在本区交汇，自然景观自东南向西北呈现高寒草甸—高寒草原—高寒荒漠更替，土壤也相应由高山草甸土—高山草原土—寒漠土过渡。本区不但自然环境独特，而且还保持着完好的原始状态。本区除南部沱沱河和唐古拉山前有零星的牧民放牧和北部昆仑山前太阳湖一带有掏金者出现外，绝大部分地区至今仍为无人区。区内的植被演替，湖泊、河流的演变，土壤发育等各种自然过程都未受到人为活动的干扰。本区野生动物生活基本没有受到人为活动的影响，不见明显的畏人行为。本区的空气质量好，大气能见度高，大气中的总悬浮微粒和总氮化物含量很低，均低于国家一级标准，说明本区还未受到外界环境的干扰，可以说是难得的一片净土，是人类宝贵的自然遗产。此外，本区自然环境尚有下述主要特征：

一、典型的高寒草原生态系统

本区是青藏高原保存得最完好的原始高原面。随着高原内部水热条件的差异，形成了由高山灌丛、高寒草甸、高寒草原、高寒荒漠组成的高寒生态系统，具有独特的高寒自然环境和高寒生物区系，其中，尤以高寒草原分布最广，有紫花针茅、亚柱针茅、青藏苔草、昆仑蒿草等植物群落。高寒草原不仅是亚洲中部高寒环境中典型的自然生态系统之一，而且在世界高寒地区中亦具有代表性，高寒草原的典型景观在这里均有代表。在这次考察中发现的大面积独特的扇穗茅草原是青藏高原其它地区所没有的。同时还发现本区西北部高原面上出现大面积垫状植被也属罕见。野生动物如藏野驴、野牦牛、藏羚羊、藏原羚等皆为特有的生物群落。

二、丰富的珍稀特有物种

本区物种虽少，但珍稀特有种较多，种群数量大，哺乳动物共有16种，其中特有种有11种，占本区总种数的68.7%。鸟类种特有种有7种，占总种数的23%。在1990年考察期间所见藏野驴、野牦牛、藏羚羊和藏原羚达6 000余头。

---

* 本章执笔人顾国安、李炳元、杨军、胡东升。

据统计本区面积虽小，但也有199种植物，其中高原特有种80种以上。

三、多样的自然景观

一般高寒草原地区生物群落比较单调，在本区却包括了多种多样的生态序列，既有高寒草甸、高寒草原、高寒荒漠草原组成的水平地带系列；又有高寒草原、高寒草甸、冰雪带等垂直带系列。同时，在水平地带系列中还间布有一定面积的沼泽植被、垫状植被，更增加了自然景观的多样性。本区西北部为羌塘内流湖盆区，东南部为长江河源外流水系区，致使本区生态系统具有开放性质，生态系统结构比较复杂。

本区还有许多奇特的自然景观令人瞩目。如各拉丹冬和布喀达板峰等冰峰雪岭，悬挂着一条条山谷冰川；多年冻土区冻融冰缘作用在地表形成冻胀丘、冻胀石林、石环、石条、石河等多姿画面；波状起伏的高原面上镶嵌了多彩的高原湖泊，有银白色的，蓝色的，蓝绿色的，靛青色的，由近而远湖色由浅而深形成一条条色带。湖泊中既有淡水湖、咸水湖，也有盐湖。盐结晶集合而成的一朵朵洁白"盐花"在湖边盛开，有的湖泊中还有鱼群游弋；形态奇特的火山熔岩组成的平顶方山和火山地貌形态，布喀达坂峰的现代冰川下冒着沸热蒸气，温度高达91℃的沸泉群，以及湖畔、山前的流动沙丘，由一个个草墩组成的沼泽景观等，都有机的组合在可可西里高原上，构成本区特有的高原风光，丰富多彩，为其它地区所不及。

第二节　高原环境问题

由于本区海拔高，气候寒冷，湿度小，缺失森林，以高寒草原为主，生长期短，生物量低、食物链简单，生态系统中物质循环和能量的转换过程缓慢且简单，特别是植被受到破坏，就会发生连锁反应，使整个生态系统遭到破坏，高原自然环境十分脆弱。

目前，本区绝大部分地区仍为无人区，自然环境还保持着完好的原始自然状态，但人为活动正沿着青藏公路沿线向西渗透，随之自然环境的破坏也在愈益加剧。尤以近年马兰山一带的淘金热更为突出，它不但严重破坏和浪费了宝贵的矿产资源，而且造成植被破坏，地面裸露，水土流失，野生动物已在此很少见到。所以，不合理的人为活动是导致脆弱的高原自然环境破坏的根本原因。

因为寒冷地区与一般地区不同，它的地表稍有扰动就会引起环境很大的变化，具有变化快、恢复慢、影响大和后果复杂等特点。长期低温和短促的生长季节使寒冷地区的植被一旦破坏，恢复十分缓慢。而且植被破坏，地表失去保护，土温增加，加速冻土融化，特别是本区土壤大多为砂性母质，极易引起土壤砂化。据李树德1989年6月1日在采金道上(即指自然植被遭到破坏的地段)测得季节融化深度为1.0—1.5m，而通道两侧植被未遭破坏的原始地表的季节融化深度仅0.5m。再以青藏公路沿线来说，自50年代修建以来，几经维修改线，尤其是1974—1980年改为沥青路面，由于工程浩大，又多机械施工，使沿线植被遭到严重破坏，有的地段，公路两侧百米以内无一块草皮，沙漠化日渐发展，流沙覆

盖路面常有发生，有的路面积沙厚达一米余(郭东信，1990)。

寒冷地区植被破坏后所引起的环境问题在国外都有发生。如西伯利亚北部生长森林的多年冻结的土丘上，表面植被破坏后的第5年才有了覆盖度为10%—20%的草本植物重新生长(程国栋，1984)。

第三节　环境保护和利用

一、提高对高原环境保护的认识

虽然高原面上气候严寒、热量不足，严重缺氧，无农林业(海拔4 500m以上)，目前只限于放牧业和部分地区的采矿业，如金矿、水晶矿等，利用率不高。但整个青藏高原对全球环境变化，特别是对气候所产生的深刻影响，已为大家所公认。同时，高大的青藏高原还直接影响其周围地区水资源的多寡、洪涝、干旱及泥石流等自然灾害的频度。以源自唐古拉山各拉丹冬的长江(包括支流注入)而论，平均每年有$10\times10^{16}m^3$的水量注入东海，约占全国河流径流总量的40%(石铭鼎，1990)。还有黄河、塔里木河、怒江、澜沧江等许多大河流都源自青藏高原。因此，如何保护好这一号称"世界屋脊"的青藏高原河源区，对其周边平原区国民经济发展和人类生命财产安全起有重要作用。例如1989年9月昆仑山北麓的和田杜瓦烧矿所有建筑工程、生活设施被泥石流顷刻之间夷为平地(徐筱军，1991)。

本区独特的自然环境，不仅哺育了我国，甚至世界特有的生物种类，而且还保持着原始的自然演变过程。因此，我国的青藏高原是研究高寒自然环境演变和它对全球环境影响的天然实验室，从而引起了国内外科学家的浓厚兴趣和关注。而且它还有广阔的草场，众多的矿产和盐湖资源。但同时又必须清醒地指出，高寒自然环境十分脆弱，容易破坏，难以恢复。更重要的是高原环境一旦破坏，不仅直接危害高原本身，而且还会严重影响周边广大地区。为此，必须加强宣传，制定有关法律，使人们清醒地认识到保护这一独特高寒环境的重要性和必要性。

二、合理利用天然草地

天然草地是本区目前可以人为利用的重要自然资源。据考察队员洛加的资料：高寒草原分布最广(221万公顷)，高寒草甸为128万公顷，全区总计年产可食鲜草8.67亿公斤。理论载畜量约82万个羊单位，开发潜力较大。但草场也存在一些问题，诸如地势高耸、交通不便、严寒缺氧、放牧时间短，利用率偏低(但局部地区如青藏公路附近则过牧严重)，土壤基质砂性强，牲畜过牧后草场退化，易导致沙漠化等。1985年10月本区连续降雪32个小时，平均积雪厚50cm，且23—26cm厚的积雪持续3个月之久，期间极端最低温－45℃，造成牲畜大量死亡。鼠害面积达20 000ha，缺水草场近30 000ha，管理粗放，生产效益不高。

今后应根据不同的草地类型确定最佳畜种和载畜量，实行分季、分区、划片轮牧，推广季节性畜牧业生产，在河谷地带、泉水出露等避风向阳处，发展部分围栏和半人工草地，建设一些冷季饲草基地，逐步改善生产条件。对天然草地的合理利用和保护，不仅是牧业发展的需要，也是为本区野生动物创造一个良好的栖息环境，两者必须兼顾，才能发挥高原持续的经济、社会和生态综合效益。

同时，高山药用植物如红景天、雪莲等都可以适度采集利用。

三、盐湖利用

本区湖泊众多，盐湖发育，盐类资源较丰富，主要盐湖有勒斜武担湖（含盐量135g/L），西金乌兰湖（257g/L）、明镜湖（105g/L）、盐湖（海丁诺尔东面，221g/L）、荷鲁错西端子湖（308g/L）、苍错（84道班西，357g/L）等，可分为卤水型盐湖和析盐型盐湖两类，前者为勒斜武担湖，氯化物型，Li的含量也达171mg/L，接近工业利用品位，其他四个盐湖都达到自析阶段，有的已形成石盐矿床，湖泊卤水中有B，Li等微量元素。目前对这些盐湖尚未进行全面研究，但在靠近青藏公路的盐湖、苍错等已有人工采盐活动，出现乱挖滥采的状况，导致盐下碎屑层翻起，造成石盐与淤泥混杂现象，这既影响采盐的质量，又破坏了盐湖析盐层序及地下卤水自流方式。为此必须采取适当措施，结合保护区的规划方案，在靠近青藏公路的缓冲区的盐湖和苍错，应保护和利用相结合，采用科学方法，适度采盐，在"核心区"的盐湖如西金乌兰湖除特批专题研究外，应采取闭封式保护。

四、建立自然保护区

如前所述，本区绝大部分地区至今仍保持着原始的自然状态，不但具有独特的自然景观和高原风光，而且还是许多高原物种的贮藏处。此外，还分布有许多地理、地质、生物遗存、其特殊性和多样性，具有重大科学价值。建立青海可可西里自然保护区，不仅是对这一世界上唯一的高寒环境及珍贵的生物资源，长江河源等起着保护作用，同时也为科学研究提供了难得的基地。因为它是地学、生物学、环境学等学科研究青藏高原隆起对全球环境影响等问题的天然实验室。若能在保护区内建立生态观察站，观测高寒生态系统在自然状态下的演替规律，将有助于预测全球环境变化。因此，建立自然保护与科学研究相结合的综合保护区具有较高的生态保护价值，科研价值和观赏价值。

保护区设核心区和缓冲区。核心区内应严禁人为利用，如放牧和采矿等。缓冲区内可以有计划地适度人为利用。

五、开展科学探险旅游

旅游业是世界上最有发展前途的一个新兴经济部门。本区自然环境独特，旅游资源丰富，开发条件优越，可以开发出一系列新颖独特的高原科学探险旅游项目。诸如雄踞于"世界屋脊"之上的地理位置，原始的自然景观，奇特的地形地貌，稀罕的高寒植物，珍贵的高原动物等，都是吸引国内外游客的佳景。近年来，青藏公路的改建，为开展旅游提供了

方便的交通条件，拟建的旅游点大多靠近青藏公路，可以对国内外开放。如各拉丹冬，是万里长江之源，有雄伟壮丽的雪岭冰峰，悬挂着条条巨大冰川，无数的冰塔林千奇百怪。山前大片泥炭沼泽是世界上分布海拔最高的沼泽。在库赛湖、太阳湖等地，观览野牦牛、野驴、藏羚羊成群集队的活动。还有大面积的冻土、形态奇特的冰缘地貌，垫状植物、西金乌兰湖的白色盐花(在卵石上结晶的白色盐晶)、由火山熔岩组成的平顶方山等火山地貌的流动沙丘，水温达91℃的布喀达坂峰沸泉群等。所有这些堪称一绝的高原奇观，将吸引着中外来客旅游、观光、考察、探险。

参 考 文 献

丁德文、郭东信，1982，青藏高原多年冻土发育历史的初步探讨，冰川冻土学术会议论文选集(冻土学)，科学出版社，78—82.

文振旺，1965，新疆土壤地理，科学出版社.

王苏民、吴瑞金、姜新禾，1990，内蒙古岱海末次冰期以来的环境变迁与古气候，第四纪研究，(3)，223—232.

王金亭等，1982，西藏羌塘高原高寒草原的基本类型与特征，植物生态学与地植物学丛刊，6(1)，1—13.

中国1:100万土地类型图编委会，1989，中国1:100万土地类型图制图规范，测绘出版社.

中国科学院兰州冰川冻土研究所，1988，中国冰川目录(Ⅶ)，科学出版社.

中国科学院南京土壤研究所，1991，中国土壤系统分类，科学出版社.

中国植被编辑委员会，1980，中国植被，科学出版社.

中国科学院中国自然地理编辑委员会，1981，中国自然地理(地貌)，科学出版社，255—299.

王文水等，1992，资源环境常用数据手册，中国科学技术出版社，176.

孔昭宸等，1981，从昆仑山—唐古拉山晚侏罗纪、始新纪的孢粉组合讨论青藏高原的隆起，青藏高原隆起的时代、幅度和形式汇编，科学出版社，78—88.

孔昭宸、杜乃秋，1990，中国某些地区全新世植被和气候的初步研究，海洋地质与第四纪地质，10(1)93—102.

孔昭宸、杜乃秋等，1990，青海湖全新世孢粉数值分析——QH85-14孔孢粉数值分析，海洋地质与第四纪地质，10(3)，79—90.

孔昭宸、杜乃秋，1991，中国东部晚更新世以来植被和气候的双向性变化，中国海陆第四纪对比研究，科学出版社，165—172.

邓起东、张文敬，1992，唐古拉山各拉丹冬峰东坡第四纪冰川与环境演变，冰川冻土，14(3)，153—160.

石宝珩，1990，江源首次考察记，水力电力出版社.

叶笃正、高由禧，1979，青藏高原气象学，科学出版社，37.

代加洗主编，1990，青藏高原气候，气象出版社，133—135.

申元村、陶炳炎，1991，青海省自然地理，海洋出版社.

边千韬、郑祥身，1992，青海可可西里地区构造特征与构造演化，大陆岩石圈构造与资源，海洋出版社，19—23.

孙广友，1990，长江源区冰缘环境的研究，地理科学，10(1).

孙鸿烈，1980，青藏高原土地类型及其农业利用评价原则，自然资源，(2).

任纪舜、姜春发、张正坤、秦德余，1980，中国大地构造及其演化，科学出版社，30—33.

任炳辉，1988，中国现代冰川进退变化，中国冰川概论(第十章)，科学出版社.

西尼村，B.M.，1958，关于亚洲高原第四纪冰期问题，地理译报，(1)，22—30.

刘东生，1985，黄土与环境，科学出版社.

刘秀铭、刘东生、F.Heller、洛同春，1990，黄土剖面磁化率与古气候冷暖变换，第四纪研究，(1)，42—50.

许靖华，1992，新的女巫事件——全球变化的一段地质历史，第四纪研究，(2)，179—180.

安芷生、马醒华，1990，环境磁学初步研究，黄土、第四纪地质、全球变化(第二集)，科学出版社，143—151.

安芷生、吴锡浩、卢演俦、张德仁、孙湘君、韦光荣，1990，最近2万年中国古环境变迁的初步研究，黄土、第四纪地质、全球变化，科学出版社，1—26.

伍光和等，1989，青海省综合自然区划，兰州大学出版社.

吴锡浩、李永昭，1990，青藏高原的冰碛层与环境，第四纪研究，(2)，146—158.

李元芳、张育恭、李炳元、刘福海，1991，西藏班公错地区晚更新世晚期介形类及其古地理意义，微体古生物学报，8(1)，57—64.

李世杰、黄克勋，1991，3万年以来西昆仑山南坡的冰川变化，冰川冻土，12(4)，311—318.

李世英等，1978，新疆植被及其利用，科学出版社.

李吉均等，1979，青藏高原隆起的时代、幅度和形式的探讨，中国科学，(6)，608—616.

李吉均等，1986，西藏大山，科学出版社.

李吉均、周兆叶、潘保田，1991，青藏高原东部第四纪冰川问题，第四纪研究，(3)，193—203.

李克让、张丕远，1992，中国气候变化及其影响，海洋出版社.

李炳元等，1988，青海省地貌图，测绘出版社.

李炳元，1990，青海可可西里地区综合科学考察初报，山地研究，8(3)，161—166.

李炳元、李吉均等，1991，青藏高原第四纪冰川遗迹分布图(1:3 000 000)，科学出版社。
李浩敏、郭双兴，1976，西藏南木林中新世植物群，古生物学报，15(1)。
李渤生等，1981，西藏高山冰缘植被的初步研究，植物学报，23(2)，132—139。
李渤生等，1985，西藏的高山座垫植被，植物学报，27(3)，311—317。
李渤生等，1987，西藏座垫植物的区系特点及地理分布，山地研究，5(1)，14—20。
沈玉昌等，1959，中国地貌区划(初稿)，科学出版社。
吴玉书、于浅黎，1980，西藏高原含三趾马动物群化石地点孢粉组合及其意义，西藏古生物(第一分册)，科学出版社，76—81。
吴征镒主编，1987，西藏植物志(第五卷)，科学出版社。
吴锡浩、钱方、浦庆余，1982，东昆仑山第四纪冰川地质，青藏高原地质文集(4)，地质出版社，1—18。
汪品先、陈嘉树、刘传联、陈东敬，1991，古湖泊学译文集，海洋出版社。
何培元，1982，昆仑山口第四纪羌塘组粒度分析及其某些地球化学特征，青藏高原地质文集(4)，100—109。
张尧庭等，1979，气象资料的统计分析方法，农业出版社。
张治安，1981，从青藏公路沿线某些盆地第四纪沉积物的厚度看青藏高原内部的差异运动，青藏高原隆起的时代，幅度和形式问题，科学出版社，154—158。
张治安，1982，青藏高原的多年冻土，青藏高原地质文集，地质出版社，82—94。
张青松等，1990，中昆仑山晚新生代植物化石的发现，科学通报，(1)，51—53。
张经纬等，1988，西藏植被，科学出版社。
张冰源，1981，长江上游沱沱河源头地区的冰川及其演变，冰川冻土，3(1)，1—9。
张家诚、林之光，1985，中国气候，上海科技出版社，101。
张祥松，1980，喀喇昆仑山音苏盖提冰川及其邻近冰川的近期变化，冰川冻土，2(3)。
陈克造、J.M.Bowler、K.Kelts，1990，四万年来青藏高原的气候变迁，第四纪研究，(1)，21—31。
杨怀仁、谢志仁，1985，中国近20000年来的气候波动与海面升降运动，第四纪冰川与第四纪地质文集(第二集)，地质出版社，1—18。
杨怀仁，1987，第四纪地质，高等教育出版社。
杨留法、范云涛、黄宝仁，1982，西藏高原现代湖泊沉积中的介形类化石及其与湖水矿化度间关系的初步研究，海洋湖沼通报，(1)，20—28。
杨逸畴等，1987，雅鲁藏布江下游河谷水汽通道初探，中国科学(B辑)，(8)，893—902。
杨　涛，1981，从介形类化石分布试论柴达木盆地东部地区第四系的划分与对比，中国微体古生物学会第一次学术会议论文选集，科学出版社，46—53。
林振耀、吴祥定，1990，青藏高原水汽输送路径的初步研究，地理研究，9(3)，37。
郑本兴、施雅风，1976，珠穆朗玛峰地区第四纪冰川探讨，珠穆朗玛峰地区科学考察报告(1966—1968)，第四纪地质，科学出版社，29—62。
郑本兴、焦克勤、李世杰、刘嘉麒，1990，青藏高原第四纪冰期年代研究的新进展，科学通报，(7)，533—537。
郑　度，1985，西藏植物区系地理区域分异的探讨，植物学报，27(1)，84—93。
郑　度等，1979，试论青藏高原的自然地带，地理学报，34(1)，1—12。
周兴民等，1987，青海植被，青海人民出版社。
庞其清，1982，青藏高原昆仑山口第四纪羌塘组介形虫化石的地质意义，青藏高原地质文集(4)，地质出版社，151—165。
青海石油管理局勘探开发研究院、中国科学院南京地质古生物研究所，1988，柴达木盆地第三纪介形类动物群，南京大学出版社。
青海省综合自然区划编写组，1989，青海省综合自然区划，兰州大学出版社。
尚占义，1982，青藏公路沿线多年冻土发育的某些特征，冰川冻土学术会议论文选集(冻土学)，科学出版社，38—43。
施雅风，1980，喀喇昆仑山巴托拉冰川研究概述，喀喇昆仑山巴托拉冰川考察与研究，科学出版社。
施雅风等，1988，中国冰川概论，科学出版社。
施雅风、郑本兴、李世杰，1990，青藏高原的末次冰期与最大冰期，冰川冻土，12(1)，1—16。
施雅风、文启忠、曲耀光等，1990，新疆柴窝堡盆地第四纪气候环境变迁和水文地质条件，海洋出版社。
施雅风、孔昭宸等，1992，中国全新世大暖期的气候波动与主要事件，中国科学(B辑)，12期，1300—1308。
南京大学地质系，1979，地球化学，科学出版社。
胡东生，1991，现代沉积环境中形成的海滩岩、湖滩岩、河滩岩，青海环境，1(1)，34—38。
胡东生，1991，青海察尔汗盐湖现代沉积中的变质变形规律，大地构造与成矿学，3(15)，243—274。

赵秀峰,1991,青藏公路沿线风沙堆积的成因及其环境意义,干旱区资源与环境,5(4),61—69。
姚宁钢,1990,卤水类型判别的简便方法——难溶岩法,2(2),71—73。
姚檀栋、施雅风,1992,祁连山敦德冰岩芯中的全新世高温期,中国气候与海面变化研究进展(二),海洋出版社,116—118。
钱　方、马醒华、吴锡浩、潘庆余,1982,羌塘组和曲果组磁性地层的研究,青藏高原地质文集(4),地质出版社,121—130。
徐　仁,1982,青藏古植被的演化与青藏高原的隆起,植物分类学报,20(4),385—391。
徐　昶,1990,我国盐湖粘土矿物及其意义的初步研究,中国科学(B辑),(3),303—312。
徐叔英、高由禧,1962,西藏高原的季风现象,地理学报,28(2),111—122。
徐叔鹰等,1981,应用地貌分析法探讨唐古拉山隆起的时代与幅度,青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题,科学出版社,64—76。
徐俊军,1991,新疆土地退化现状与基本对策的探讨,干旱地区农业研究,(4),67—71。
唐领余、王　睿,1976,青藏昆仑山垭口盆地第四纪湖相沉积孢粉组合及其意义,冰川冻土沙漠研究所集刊(第1号),科学出版社,106—119。
唐领余、王　睿,1976,青藏公路清水河二〇三米钻孔粉孢组合及其意义,兰州大学学报,1—13。
陶玉常,1980,环境监测常用统计方法,原子能出版社。
高　迪,A.(邢嘉明等译),1981,环境变迁,海洋出版社。
王尚玉、蓝光荣、李保生、李传珠,1985,萨拉乌苏河第四纪地层中化学元素的迁移和聚集与古气候的关系,地球化学,(3),269—275。
郭东信等,1982,唐古拉山北坡布曲河谷地融区的初步研究,冰川冻土学术会议论文选集(冻土学),科学出版社,11—18。
郭东信、李树德,1982,青藏高原风火山地区厚层地下冰的形成及其历史,冰川冻土学术会议论文选集(冻土学),科学出版社,60—66。
郭东信,1990,中国的冻土,甘肃教育出版社。
郭　柯,1993,青海可可西里地区的植被,植物生态学与地植物学学报,17(2),120—132。
潘庆余等,1982,青藏公路沿线多年冻土的历史演变,冰川冻土学术会议论文选集(冻土学),科学出版社,74—77。
顾国安,黎泽斌,1992,青藏高原腐泥沼泽土的发生特点,土壤,24(4),205—207。
黄孔怒,1989,可可西里地区气候概况,青海环境,(1),28—29。
黄汲清、阎连瑞,1992,青藏高原的隆起、沙漠和黄土的形成,人类的起源与演化,第四纪研究,(1),24—28。
黄赐璇等,1980,西藏亚汝雄拉达涕古湖盆湖相沉积的时代和孢粉分析,西藏古生物(第一分册),科学出版社,97—105。
黄赐璇、梁玉莲,1983,藏北高原北部地区湖相沉积的孢粉分析,西藏第四纪地质,科学出版社,153—161。
崔之久,1983,论昆仑山型石冰川,第二届全国冻土会议论文选集,甘肃省出版社,65—74。
康建成、陈发虎等,1991,中国西部全新世环境变化—冰川、黄土与气候,中国西部第四纪冰川与环境,科学出版社,131—137。
程国栋,1984,寒区环境,百科知识,(4),55—58。
韩同林,1989,青藏高原第四纪大陆冰盖形成的野外证据,地质评论,35(5),468—478。
韩同林,1991,青藏大冰盖,地质专报·二地层古生物(第13号),地质出版社。
蒋寒荣等,1988,新疆土地资源,新疆人民出版社。
童志权,1988,大气环境影响评价,中国环境科学出版社,432。
管中天,1982,四川松杉植物地理,四川人民出版社,36—82。
潘保田、徐叔鹰,1989,青藏高原晚第四纪自然环境演化探讨,科学通报,7(34),534—536。
魏复盛,王文兴,1990,大气降水酸度背景值的初步研究,中国环境科学出版社。
A.莱尔曼,1989,湖泊的化学、地质学和物理学,地质出版社,26—256。
E.B.吴鲁夫,1964,历史植物地理学,科学出版社,260—266。
H.Faure, N-A. Morner,刘东生,1992,当前第四纪研究的进展和任务—第届INQUA大会报告集锦(第一部分),全球环境变化,第四纪研究,(2),136—192。
J.M.鲍敏,1987,研究水文演化和相变的湖泊空间分析方法,中国-澳大利亚第四纪学术讨论会论文集,科学出版社,92—95。

Agrawal, D.P. Sheela Kusumgar and R.V. Krishnamurthy, 1985, Climate and geology of Kashmir the last 4 million years, Today & Tomorrow's Printers and Publishers, New DElhi, 1—12.

Flohn, H. 1987. Recent investigation on the climate genetic role of the Qinghai-Xizang; now and during the late Cenozoic. Reports on the Northeastern Part of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau, by Sino W. German Scientific Expendition, Science Press, Beijing, China, 387—411.

Gasse, F. M. Arnold, J. C. Fontes, M. Fort, E. Gibert, A. Huc, Li Bingyuan. Li Yuanfang. Liu Qing, F. Melleres, E. Van Campo, Wang Fubao and Zhang Qingsong, 1991, A 13000 year climate record from western Tibet, NATURE, 353(6346), 742—745.

Hofer, H., 1897. Gletscher und Eiszeitstudien, S.B. AK. W. Wien, Math. Physikal, Kl, I(79), 331—367.

Huntington, E., 1906, Pangong: A glacial lake in the Tibetan Plateau, J. of geology, 14(7), 599—617.

Kachroo, P. et al., 1977, Flora of Ladakh, Dishen Singh Mahendra Pal Singh, Dehra Dun, 1—43.

Kuhle, M., 1985, Glaciation research in the Himalayas: A new Ice Age theory, University, 27(4), 281—294.

Kuhle, M., 1987a, The problem of Pleistocene inland glaciation of the northeastern Qinghai-Xizang Plateau, In: J. Hovermann and Wang Wenying(eds): Reports on the Northeastern Part of Qinghai-Xizang Plateau, Science Press, Beijing. 250—315.

Kuhle, M., 1987b, Subtropical mountain and highland glaciation as ice age triggers and the wanning of the glacial periods in the Pleistocene, Geo-Journal, 14(4), 393—421.

Kurowski, L., 1891, Die Hohe der schneegrenze mit besonderer Beru cksichtigung der Finstera arhorn Gruppe. Penck's Geogr. Abhandlung, 5(1), 119—160.

Li Bingyuan et al., 1981, Formation and evolution of the drainage systems in Xizang Plateau, Geological and ecological studies of Qinghai-Xizang Plateau, II, Sci ence Press.

Lichtenecker, N., 1938, Die rezente und diluviale Schneegrenze in den Ostalpan, Verh. III, Internat. Quart. Konf. Wien (1936).

Li Jijun, Feng Zhaodong and Tang Lingyu, 1988, Late Quaternary monsoon patterns on the Loess Plateau of China, Earth surface process and landform, 13, 125—135.

Liu Tungsheng, Editor in chief. 1991, Quaternary geology and environment in China, Science Press, Beijing, China, 434—441.

Pateet D.M. et al., 1990, Younger Dryas climatic reversal in northeastern USA? AMS Ages for an old problem, Qunternary Research, (33), 219—230.

Sevastyanov, D.V. G.N. Bosdovskaya, A.A. Liiva, 1990, Evolution of mountain lakes of central Asia in late Quaternary, Scientia limnologica Sinica, 2(2), 17—24.

Shi Yafeng, Zhong Benxing and Li Shijie, 1992, Last glaciation and maximum glaciation in the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau: A controversy to M. Kuhles ice sheet hypothesis, Z. Geomorph. N.E. Suppl. Bd, 84, 19—35.

Sinkin T., et al., 1981, Volcanoes of the world, Stroudsboury, 201, Pennsytvania. Hutchinson Ross Publishing Company.

Trinkler, E., 1930, The Ice Age on the Tibetan Plateau and in the adjacent regions, Geo-Journal, 75(3), 225—232.

Wang Fubao and C. Y. Fan. 1987, Climatic changes in the Qinghai—Xizang (Tibet) region of China during the Holocene, Quaternary Research, 2850—60.

Станюкович, К.В., 1949, Растителый покров Восточного Памира. Москва.

ENGLISH ABSTRACT

Chapter 1 Geomorphology*

With an average altitude of about 5,000m a.s.l., the Hoh Xil region is one of the highest regions of the Qinghai-Xizang Plateau. Two immense mountain systems, the Kunlun on the northern border and the Tanggula on the southern, are characterized by many ice-covered peaks over 6000m. But in the vast central part, the landscape is open and gentle, with broad valleys and lake basins at 4,500—4,900m and some mountains such as Hoh Xil and Ulan Ul mountains at altitutes of 5,100—5,400m.

Affected by geological structures, basic landforms stretch in the direction of WNW-ESE. Difference exists in topography from south to north, and seven topography belts can be identified from north to south.

There are many types of landforms in this region such as extremely high mountains over 6,000m; high mountains over 4000m; high-altitude hills, terraces and plains; structural and volcanic landforms; climatic landform; modern glaciers and periglacial landforms; alluvial, lacustrine and colian landforms; etc.

Modern glaciers are mainly distributed on the Kunlun and Tanggula mountains. Glacial landform formed during the 2—3 times of glacial periods in the Pleistocene appears near modern glaciers. But no paleo-glacial relics have been found in the broad lake basins, on terraces and hills, showing that the so-called "Largeice sheet" did not exist.

In the western Hoh Xil region, colian and lacustrine landform is dominant. Major interior lakes, such as Xijir Ulan, Ulan Ul, Hoh Xil, etc., lie in this part and are usually filled with brackish or salt-water.

Five geomorphological regions can be distinguished: (1) Kunlun middle-high-relief high mountain area; (2) Yangtze-River-head low-relief high mountain and broad valley and basin area; (3) East Qiangtang round-relief plateau and lake basin area; (4) Jurhen Ul middle-low-relief high mountain and valley area; (5) Tanggula great-relief extremely high mountain area.

Chapter 2 Climate**

According to the field meteorological survey in the Hoh Xil region, this chapter

* Li Bingyuan

** Zhang Jiu

states the observed facts of major meteorological elements. The comparison between short-range data and station data observed on the Tibetan Plateau reveals the spatial and temporal distribution of radiation, temperature and precipitation. Temperature and precipitation gradually decrease from southeast to northwest. The temporal variation of meteorological elements is of properties of both plateau and local climates. Because of the limitation of mobile observation, this paper is just a preliminary understanding of the climate in the study areas.

Chapter 3 Lakes*

A large number of lakes are extensively distributed in Hoh Xil region of Qinghai Province, with a lake degree of about 0.05 and a total lake area of about 3825 km^2. There are many kinds of lakes, including fresh-water lake, brackish lake, salt-water lake, and salt lake. They extend in several parallel eastward belts.

Exterior river systems and lakes present in southern and northern boundary mountains, and interior river systems and lakes in the vast central areas.

Lake water types range from Na-(Ca-Mg) to Cl(SO_4-CO_3). The hydrochemical types of lakes and related river water are mainly sulfate, and partly chloride and carbonate; all rainfall water is carbonate type. Short-term climatic phenomena may also influence lake water quality. Contents of Na^+, K^+ and Mg^{2+} in local lake water are several or tens times that of Ca^{2+}; while contents of Cl^-, SO_4^{2-}, CO_3^{2-} and HCO_3^- vary greatly: high Na^+ and Cl^- and low K^+, Mg^{2+} and SO_4^{2-} with some Ca^{2+} and $CO_3^{2-}+HCO_3^-$ are the basic properties of chemical composition of lake water in the Hoh Xil region.

The coarse clastic deposits of shallow water facies are mainly quartz, with a little feldspars. In fine clastic deposits of deep water facies, clay mineral assemblage is made up of illite, clinochlore, and kaolinite (montmorillonite), and accompanying carbonate mineral assemblage of calcite (magnesite). The majority of chemical deposition minerals of the lakes is halite, mirabilite (uklonskovite and hydroglauberite) and gypsum. Biogenical deposition in the lakes shows very weak.

Statistics show that 77% of the local lakes are in freshwater evolutional stage, 13% in salinization stage, and 10% in salt genesis stage.

Chapter 4 Glaciers**

The Hoh Xil region is located in the interior of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau, with an average elevation of 5,000m a.s.l. Mountain ranges, Kunlun, Hoh

* Hu Dongsheng
** Li Shijie

Xil, Ulan Ul, Jurhen Ul and Tanggula, cross parallely from west to east over the region. On the top of high mountain peaks above 5,500—6,000m, there are 437 glaciers covering a total area of 1552.39km^2 with an ice storage of 162.8349km^3. However, due to regional differentiation of climate and topographical conditions, the distribution and development of glaciers show distinct regularity.

1. Glaciers center around extremely high mountain peaks. The Kunlun and the Tanggula are the north and south boundaries respectively, of the Hoh Xil region, and most of the ice-covered mountain peaks in the study area are concentrated in the two mountain ranges. Mountains in central Hoh Xil region are usually below 5 500m, with only a few glaciers. Statistical data show that 61.8% of total glaciers, 85.5% of total glacial area, and 91.4% of the total ice storage are concentrated on the extremely high mountains above 6,000m.

2. The equalibrium line altitude (ELA) of glaciers synthetically reflects the climatic and topographical conditions. The isohypse of the ELA has been drawn according to average elevation of the equalibrium line at each mountain peak. It shows that the altitude of the equalibrium line decreases with latitude. From the Geladaindong peak in the south to the Hantai peak in the north, the ELA lowers by 250m. In addition, the ELA gradually goes up from east to west in each mountain range, which is coincident with the decrease in precipitation from east to west.

3. The precipitation caused by local air circulation in addition to that is quite an important source to the glacial development in the mountains. The alternation of lake basins and mountain ranges is responsible for the local air circulation. Evaporation of lake water provides major vapour supply to the precipitation.

4. Most of the modern glaciers in the Hoh Xil region are retreating.

Chapter 5 Frozen Ground*

The Hoh Xil region is located in the interior of the Qinghai-Xizang Plateau, with an average elevation of over 5,000m. As frigid and arid climate (annual temperature −4.1—−10℃, annual freezing time 8 months), there has developed widespread plateau-alpine type permafrost in midlow latitudes, which is endemic to the plateau. Its formation and development are strictly controlled by altitudes: its lowest limit lies at 4,250m a.s.l. Its depth varies considerably, from 1 to 128.5m. The maximum depth of permafrost appears on bedrock mountains over 6000m.

The average temperature of permafrost is 0.0—−3.5℃. The largest area of underground ice, which is the main feature of permafrost, occurs in the high-altitude hills of Fenghuo Mountains with deepest Quaternary deposits. Here, permafrost is

* Li shude

not continuous because of structural geothermal and ground surface running water.

Permafrost came into being in the last glacial and Neo-glacial periods in the Hoh Xil region.

Owing to harsh periglacial environment and frequent alternation of freezing and thawing, there exist widespread periglacial landforms of many kinds and various shapes: stone circle, stone stripe, patterned ground, solifluction, high danudational terrace, ice wedge, sand wedge, tor, thaw depression, periglacial loess landforms, etc.

Chapter 6 Vegetation*

The flora of Qinghai Hoh Xil region is very simple. Only 199 species, 7 subspecies and 40 varieties of seed-plants have been recorded in this area. They belong to 93 genera of 30 families. Daisy family (Compositae), cabbage family (Cruciferae), grass family (Gramineae) and pea family (Leguminosae) are the four richest species families. The four most important families in vegetation constitution, however, are grass family, sedge family (Cyperaceae), pea family and daisy family. The genera of *Stipa*, *Littledalea*, *Kobresia*, *Carex*, *Astragalus*, *Oxytropis* and *Saussurea* etc. are the most important ones.

The flora geographic elements include Qinhai-Xizang (Tibet) Plateau (63.0%), Central Asia (19.1%), North Temperate (12.6%), East Asia (4.9%) and world distribution (0.4%). About 71.1% of the total taxas are hemicryptophytes. Its lifeform is the most adaptable one to the climate and environment of this region. Chamaephytes, cryptophytes, theropytes and phanerophytes are 13.4%, 12.6%, 2.5% and 0.4% of the total taxas respectively.

Alpine steppe, alpine meadow and alpine sparse vegetation are the main types of vegetation. They occupy 51%, 14%, and 26% of the total area respectively. Other types such as cushion vegetation, alpine desert, prostrate scrub etc. are also found. *Stipa purpurea* var. *purpurea*, *carex moorcroftii* and *Littledalea racemosa* are the main dominant species of alpine steppe while *Kobresia pygmaea* and *Kobresia littledale* are the main dominant species of alpine meadow. *Saussurea gnaphaloides* and *Draba* spp. are the most common and important plants in alpine sparse vegetation.

Generally, alpine steppe distributes in the central part of the region, while alpine meadow in the southeast and alpine sparse vegetation in the northwest part. This pattern of vegetation distribution is determined by the climatic factors, especially the availabilities of precipitation and temperature. From southeast to northwest

---

* Guo Ke

Precipitation gradually reduces as the effect of plateau monsoon becomes less and less, and temperature falls as altitude rises. Because of the harsh ecological environment, vegetation distribution is strongly affected by the factors of landform, soil constitution, soil moisture and soil salinity etc.

Vegetation altitudinal belt spectrums are simple because of the low relative elevation. According to the base belt, semi-arid type (alpine meadow as the base belt) and semi-arid type (alpine meadow as the base belt) and semi-arid type (alpine steppe as the base belt) have been classified. According to the characteristics of altitudinal belt transition, alpine semi-hunid type (a transition form alpine meadow belt directly to upper subnival belt) and alpine cold-arid type (a transition from alpine steppe, via lower subnival belt dominated by *Saussurea gnaphaloides*, to upper subnival belt) have been classified.

Except southeast part of the region belongs to the alpine meadow zone of the plateau, most part of the rest area belongs to the alpine steppe zone. The wide distributed alpine sparse vegetation in northwest part is a vegetation type on altitudinal belt. The vegetation on its base belt is alpine steppe.

Chapter 7 Soil*

Situated in the interior of the Qinghai-Xizang Plateau, Qinghai Hoh Xil region stands at altitudes of over 4,600—4,800m a.s.l. and on the transitional zone of alpine meadow in the southeast and alpine desert-steppe in the northwest. Precipitation and air temperature decrease from southeast to northwest, and alpine meadow is gradually replaced by alpine steppe. Accordingly, alpine meadow soil, alpine steppe soil, and alpine desert-steppe soil appear in succession. Among them, alpine steppe soil is most widespread.

For the low relative relief (<1,000—1,500m), altitudinal differentiation of bioclimatical conditions is not very clear. Therefore the spectrum of soil altitudinal belts is simple: alpine steppe soil belt→cryogenic soil belt→nival belt; or alpine meadow soil belt→cryogenic soil belt→nival belt; or alpine steppe soil belt→alpine meadow soil belt→cryogenic soil belt→nival belt.

The Hoh Xil region is located in the transitional zone between the exterior Yangtze River system and the Qiangtang interior river system, and where permafrost is close to surface ground, so water can not permeate into lower soil layers, especially in the inland areas where water can not flow out due to closed landform. As a result, azonal soils such as bog soil, meadow soil, and saline soil are developed.

During field survey, it was found for the first time that there existed alkaline

* Gu Guoan

soil, saline soil and takyr on the plateau. In addition, the study region is also characterized by endemic soil forming conditions, transitional soil distribution, multiple soil development, and conspicuous soil desiccation trend.

Chapter 8 Land Types*

Based on the survey carried out in the Hoh Xil region of Qinghai, this chapter discusses the forming conditions, classification principles and system, properties, and rational utilization of land types in the study region.

Zonal and azonal factors and their resulting areal differentiation are the background and prerequisits of the formation of various land types. This area lies in the interior of the Qinghai-Xizang Plateau, far from all oceans of the world. The surface ground, gentle or round, rises gradually from southeast to northwest. Precipitation and temperature show evident areal differentiation. And because of the difference in geological and landform structures, moisture and temperature conditions vary vertically. By the combining action of horrizontal zonality and vertical zonality, moisture and temperature conditions change regularly on the whole region, resulting in zonal vegetation and soil and many kinds of land types.

Through comprehensive analysis by the principles of highlighting the dominant factors and serving production 8 first-category land types, 32 second-category, and 76 third-category have been distinguished. Land type map at 1:1 000 000 scale was also drawn, with the united name of vegetation, soil and landform as the name of land type.

Basic properties, distribution pattern, quality and quantity of every land type are dealt with. Proposals of rational land use and natural conservation are put forward. Finally, this paper provides scientific basis for agricultural production, scientific research, teaching and regional development.

Chapter 9 Physico-environmental Structure and Areal Differentiation**

The Hoh Xil region is located in the heartland of the Qinghai-Xizang Plateau —— the loftiest, most immense and youngest plateau in the world. It represents the plateau in many aspects: open and round landform, alpine semi-arid climate, typical alpine landscape, typical alpine steppe ecosystem, and transitional location from interior lake system to exterior river system.

---

* Yang Jun

** Zhang Baiping

Atmospheric circulation above the Qinghai-Xizang Plateau acts as the first important factor giving rise to zonal differentiation of environment. Like the whole plateau, the Hoh Xil region has an aridity increasing from southeast to northwest. Accordingly, alpine meadow gradually gives way to alpine steppe in the direction. At some local areas in the northwest, alpine desert-steppe may be seen. In the south, or the northern flank of the Tanggula Mountains and its northern areas, alpine meadow, alpine shrubmeadow develops on some slopes.

Ground surface materials are the major differentiating factor in the alpine steppe zone. The following facts are closely related to the difference of ground surface material: *Stipa purpurea* alpine steppe only appears on the two banks of the Tuotuo River; *Littledalea racemosa* alpine steppe is situated from the Ulan Ul Mountains to the Kunlun Pass; *Carex moorcroftii* alpine steppe occupies the heartland of the Hoh Xil region. Absolutely and relatively high altitude makes the western part of the Hoh Xil a subnival-like region.

Due to relatively small relief, altitudinal differentiation of landscape is quite simple: only 2—3 altitudinal belts can be identified in mountains. Only 3 types of spectra of altitudinal belts may be generalized: alpine subhumid (alpine meadow —subnival belt—nival belt), alpine subhumid-semiarid transitional (alpine steppe—alpine meadow—subnival belt—nival belt), and semiarid (alpine steppe—subnival belt—nival belt).

Based on areal differentiation pattern, 3 natural regions are distinguished: (Ⅰ) Northern Tanggula Mts. alpine meadow region and subregion; (Ⅱ) Tongtian River Source alpine steppe region; (Ⅲ) Eastern Qiangtang Plateau alpline steppe region.

Chapetr 10 Environmental Changes Since Late Cenozoic Era*

According to analysis of paleo-landform, strata, sporepollen, and micropalontology, Qinghai Hoh Xil region was characterized by round relief and widespread lakes in Pliocene. At that time, the majority of the region is exterior river basins, with warm-wet subtropical coniferous and broadleaf forest. Since the Quaternary period, its physical environment has undergone conspicuous changes owing to the large-scale and intensive uplift of the whole Qinghai-Xizang Plateau and alternation of global climate (cold, warm, arid and humid).

In early Pleistocene, the Hoh Xil region mainly belonged to exterior river system, with the most widespread lakes in the geological history of the source area of the Yangtze River. Vegetation varied from desert-steppe to steppe and to tem-

---

* Li Bingyuan, Li Shijie, Huang Cixuan and Li Shuanke

perate forest-steppe, indicating a climatic oscillation between temperate warmhumid and cool-semiarid.

At the end of early Pleistocene, tectonic movement exerted strong effect on the physical environment of the Hoh Xil region, resulting in the intensive upheaval of the Kunlun and Tanggula mountains. In the early and late Middle Pleistocene, the first glaciation and the second glaciation occurred in the study region. This is the period of the largest scale glaciation in the Hoh Xil region. But in open and broad lake basins and on moderate-low relief high mountains, no relics of fossil glaciers have been found. This shows that did not exist a ice sheet in the region then Between two arid-cold glacial periods was relatively warm and humid interglacial period, with such vegetation as forest-steppe, desert, and steppe. River system in western Hoh Xil region began to collapse, and some lakes such as the Lexiwudan Lake become interior lakes.

In late Pleistocene, the Qinghai-Xizang Plateau had approximated present altitude. Because neighboring high mountains blocked most of the moisture-laden air currents out of the plateau, the study region evolved toward desiccation. Climate was cool and semiarid or arid, with sparse forest-shrub-steppe. The scale of the last glaciation was smaller than that of its previous two. However, permafrost began to develop in large areas, some of which still can be seen nowadays. River system in central and western Hoh Xil region was further disintegrated, and many lakes turned into independent interior lakes.

In late period of the last glaciation and in Holocene, environmental desiccation continued, although climatic oscillation occurred sometimes.

Chapter 11 Climatical Environment During the Last 20 000 Years*

According to climatical environment information derived from the analysis of lithological characteristics, spore-pollen, ostracods and chemical elements of the Gounong Co KX-1 drill, the environment, since 20 000 a BP, in this area has been evolving under the background of global climate change and the intensive uplift of the Qinghai-Xizang Plateau. The evolution is characterized by alternation of cold-arid climate and warm-humid. The special hydro-thermal conditions formed in each climatical period had deep influence on environmental changes of the study areas.

The climate was cold and arid in the last glacial period, and very cold during 20—16 ka BP. Glaciation was most prosperous in the last glacial period, with low

---

* Li Yuanfang, Li Bingyuan, Li shuanKe, Shan Fashou, Kong Shaochen, Zhu Liping, Du Nai-Qiu and Cao Jixiu

temperature, little evaporation and high relative humidity. Many lakes were formed at about 20ka. BP. After 16ka BP, especially after 15ka BP, temperature rose and lakes were enlarged, indicating an apparent temperature going-up period. Then, during 11.5—10.2ka BP the climate was colder and more arid than nowadays, with lakes shrinking and being salinized. This event of cold-arid climate may be compared with the event of the Xiannumu of North Europe.

The climate became warmer and warmer after 10.2ka BP, and a warm period appeared at about 10.0ka BP so that lake levels rose again and lake water was fresbened. After this period, another event of cold-arid climate occurred in 9.0—8.6ka BP in Holocene. Then, the temperature gradually rose again and lakes were enlarged. During 7.8—5.5ka BP, the temperature was obviously higher than that in present days and the Gounong Co became a shallow lake with fresh water. After 5.5ka BP, the climate began to evolve toward arid and the Gounong Co shrank apparently. Finally, it became a quite shallow or even seasonal lake.

Chapter 12 Environmental Background Value*

This chapter discusses the environmental background values of air, water and soil in Qinghai Hoh Xil region. It analyses total suspend articles, total fluoride, and rainfall acidity in the air; As, Cr, Cu, Pb, Zn, Cd, radiative nuclear elements in water; and the background value, distribution and influencing factors of radiative nuclear elements in soils.

Based on experimental analysis, a series of background values of air, water and soil have been obtained. By comparison with other regions, it has been concluded that Qinghai Hoh Xil region has suffered little human impact, the air is of good-quality, traee elements in water belong to high background value type, and the background of radiative nuclear elements in the physical environment falls in normal level.

Chapter 13 Environmental Protection and Rational Utilization of Natural Resources**

There is a unique natural landscape in the Hoh Xil region. Meadow, grassland and cold desert made up the alpine ecosystem. Of which, the alpine grassland is a representative ecosystem in the world alpine region. There are plentiful rare animals and complete original plateau surface in the Qinghai-Xizang Plateau. The plateau surface landscapes, such as snow mountains, ice peaks, pattern ground, vol-

* Xie Jianxiang

** Gu Guoan, Li Bingyuan, Yang Jun, Hu Dongsheng

canic landforms, boiling springs and lakes, are the focus of the world attention. Even though, the environment still retains original conditions, some serious environmental problems also are observed in the region. Because of the human activities under fragile alpine environments, it is urgent to establish a comprehensive protective zone. For the purpose of management, the protective zone should be divided into a core zone and a buffer zone. The buffer zone will be utilized under protective program, such as moderate development, appropriate grazing, mining, scientific exploration and travel, etc.

图版和图版说明

图版 I

1.2. 松×470. 3.雪松×500. 4.胡桃×470. 5.胡桃×500. 6.榆×580. 7.8.桤木×580. 9.桦×580. 10.栗×680. 11.豆科×500. 12.13.麻黄×630. 14.菊科×460. 15.蒿×460. 16.伞形花科×560. 17.18.藜科×480. 19.唐松草×500. 20.21.唇形科×500. 22—24.蓼×500. 25.禾本科×500. 26.水龙骨科×560. 27.水绵×500. 28.泥炭藓×580. 29.短棘盘星藻×500. 30.狐尾藻×500. 31.香蒲×500. 32.眼子菜坚果(扫描电镜照片)×12.

Plate I

Fig. 1, 2, *Pinus* sp. ×470 Fig. 3, *Cedrus* sp. ×500
Fig. 4, *Juglans* sp. ×470 Fig. 5, *Juglans* sp. ×500
Fig. 6, *Ulmus* sp. ×580 Fig. 7, 8, *Alnus* sp. ×580
Fig. 9, *Betula* sp. ×580 Fig. 10, *Castanea* sp. ×680
Fig. 11, Leguminosae ×500 Fig. 12, 13, *Ephedra* sp. ×630
Fig. 14, Compositae ×460 Fig. 15, *Artemisia* sp. ×460
Fig. 16, Umbelliferae ×560 Fig. 17, 18, Chenopodiaceae ×480
Fig. 19, *Thalictrum* sp. ×500 Fig. 20,21, Labiatae ×500
Fig. 22—24, *Polygonum* sp. ×500 Fig. 25, Gramineae ×500
Fig. 26, Polypodiaceae ×560 Fig. 27, *Spirogyra* sp. ×500
Fig. 28, *Sphagnum* sp ×580 Fig. 29, *Pediastrum boryanum* ×500
Fig. 30, *Myriophyllum* sp. ×500 Fig. 31, *Typha* sp. ×500
Fig. 32, *Potamogeton* sp. ×12 (SEM)

图版 II

1—4. 疑湖花介 *Limnocythere dubiosa* Daday
1.雌性右壳×78, 登记号:93929—1.
2.雌性右壳×78, 登记号:93929—2.
3.雌性右壳×60, 登记号:93905—1.
4.雌性右壳, ×60, 登记号:93905—2.

5—8. 奇异白花介 *Leucocythere mirabilis* Kaufmann
5.雄性左壳, ×60, 登记号:93910—1.
6.雌性右壳, ×60, 登记号:93910—2.
7.雄性左壳, ×60, 登记号:93930—1.
8.雌性右壳, ×60, 登记号:93930—2.

9—10. 意外湖花介 *Limnocythere inopinata* (Baird)
9.雌性左壳, ×66, 登记号:93916—2.
10.雌性左壳, ×66, 登记号:93915—1.

11—12. 双瘤湖花介 *Limnocythere binoda* Huang
11.雌性右壳, ×66, 登记号:93914—1.
12.雌性右壳, ×66, 登记号:93914—2.

13. 圣贵湖花介 *Limnocythere sancti-patricii* Brady et Robertson
13.雌性右壳, ×66, 登记号:93917—2.

14. 白花介未定种 *Leucocythere* sp.
14.雌性左壳, ×43, 登记号:93920—1.

15. 小结节湖花介(相似种)*Limnocythere* cf. *tuberculata* Negadaev

15.雌性右壳，×48，登记号:93920—2。

16. 双折土星介 *Ilyocypris biplicata* (Koch)

16.成年右壳，×54，登记号:93918.

17—19. 肿真星介 *Eucypris inflata* (Sars)

17.成年右壳，×42，登记号:93931—1.

18.成年左壳，内视，×48，登记号:93912.

19.幼年右壳，×42，登记号:93931—2。

20—21. 膨凸白花介 *Leucocythere dilatata* Pang

20.雌性左壳，×48，登记号:93919—1。

21.雄性左壳，×48，登记号:93919—2。

Plate Ⅰ

1—4. *Limnocythere dubiosa* Daday

1. Right valve of female, ×78, Cat. No. 93929-1.
22 Right valve of female, ×78, Cat. No. 93929-2.
3. Right valve of female, ×60, Cat. No. 93905-1.
4. Right valve of female, ×60, Cat. No. 93905-2.

5—8. *Leucocythere mirabilis* Kaufman

5. Left valve of male, ×60, Cat. No. 93910-1.
6. Right valve of female, ×60, Cat. No. 93910-2.
7. Left valve of male, ×60, Cat. No. 93930-1.
8. Right valve of female, ×60, Cat. No. 93930-2.

9—10. *Limnocythere inopinata* (Baird)

9. Left valve of female, ×66, Cat. No. 93916-2.
10. Left valve of female, ×66, Cat. No. 93915-1.

11—12. *Limnocythere bionda* Huang

11. Right valve of female, ×66, Cat. No. 93914-1.
12. Right valve of female ×66, Cat No. 93914-2.

13. *Limnocythere sancti-patricii* Brady et Robertson

Right valve of female, ×66, Cat. No. 93917-2.

14. *Leucocythere* sp.

Left valve of female, ×48, Cat. No. 93920-1.

15. *Limnocythere* cf. *tuberculata* Negadaev

Right valve of female, ×48, Cat. No. 93920-2.

16. *Ilyocypris biplicata* (Koch)

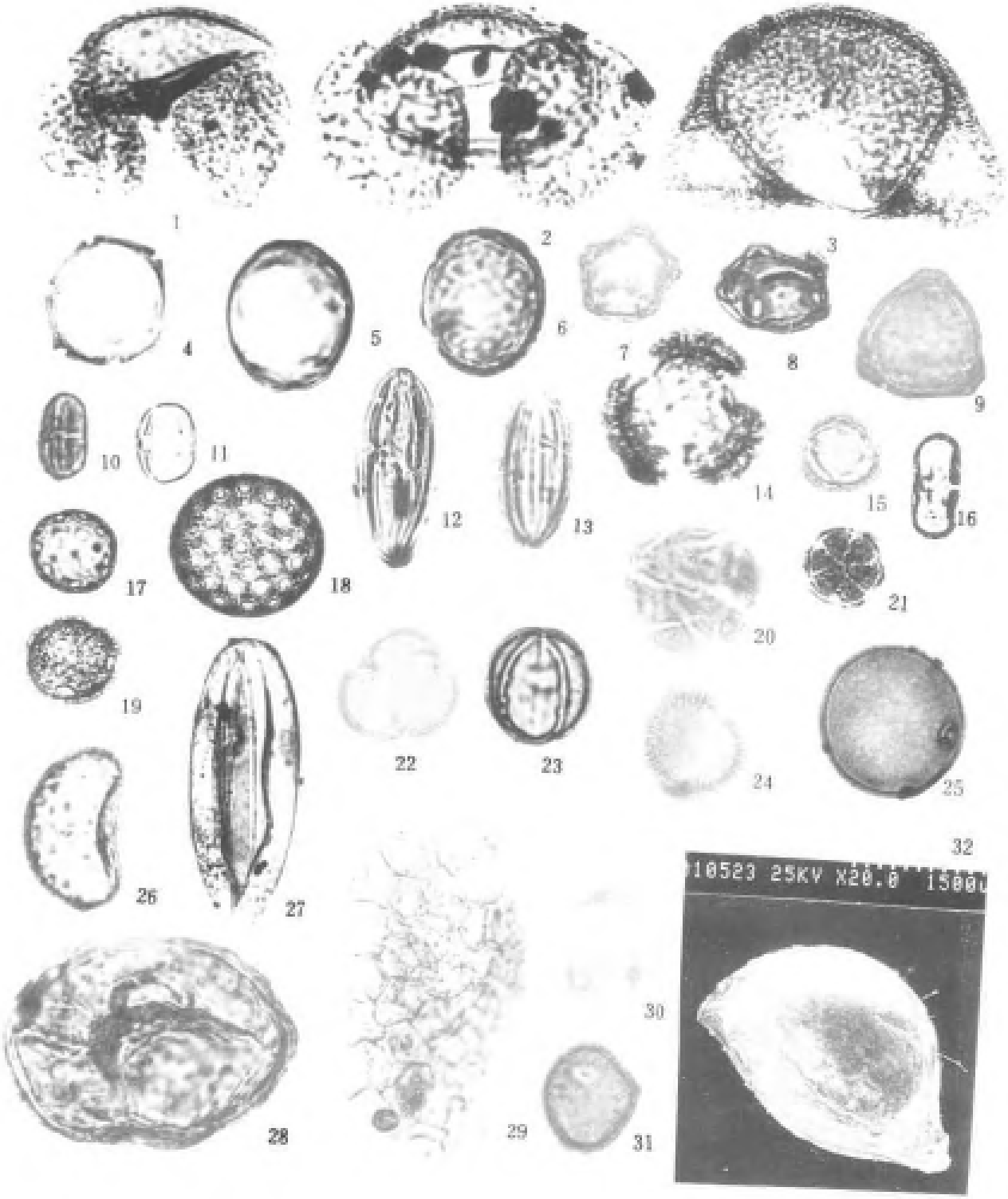
Right valve of adult, ×54, Cat. No. 93918.

17 19. *Eucypris inflata* (Sars)

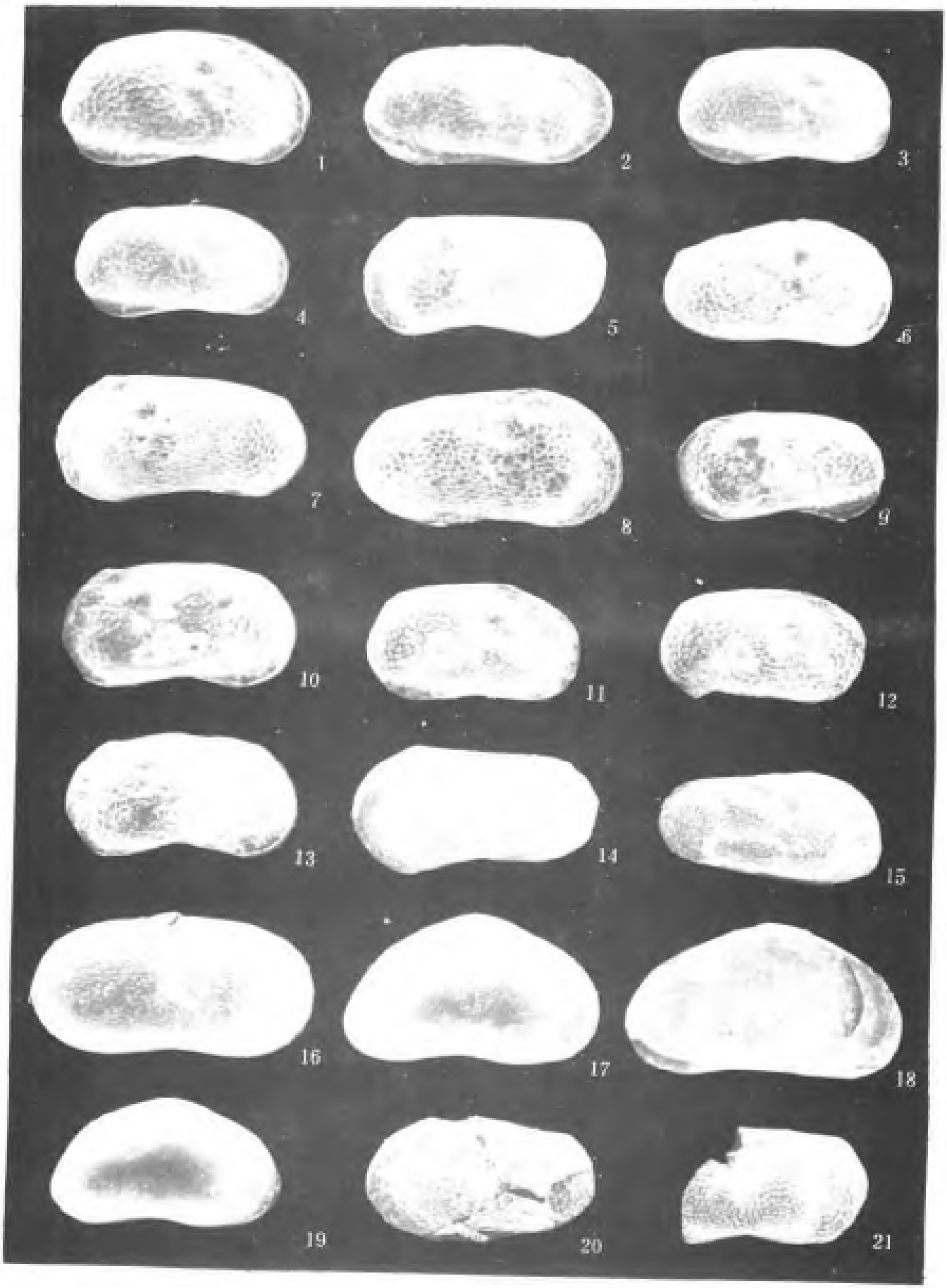
17. Right valve of adult, ×42, Cat. No. 93931-1.
18. Left valve of adult, Interior view, ×48, Cat. No. 93912.
19. Right valve of larva, ×42, Cat. No. 93931-2.

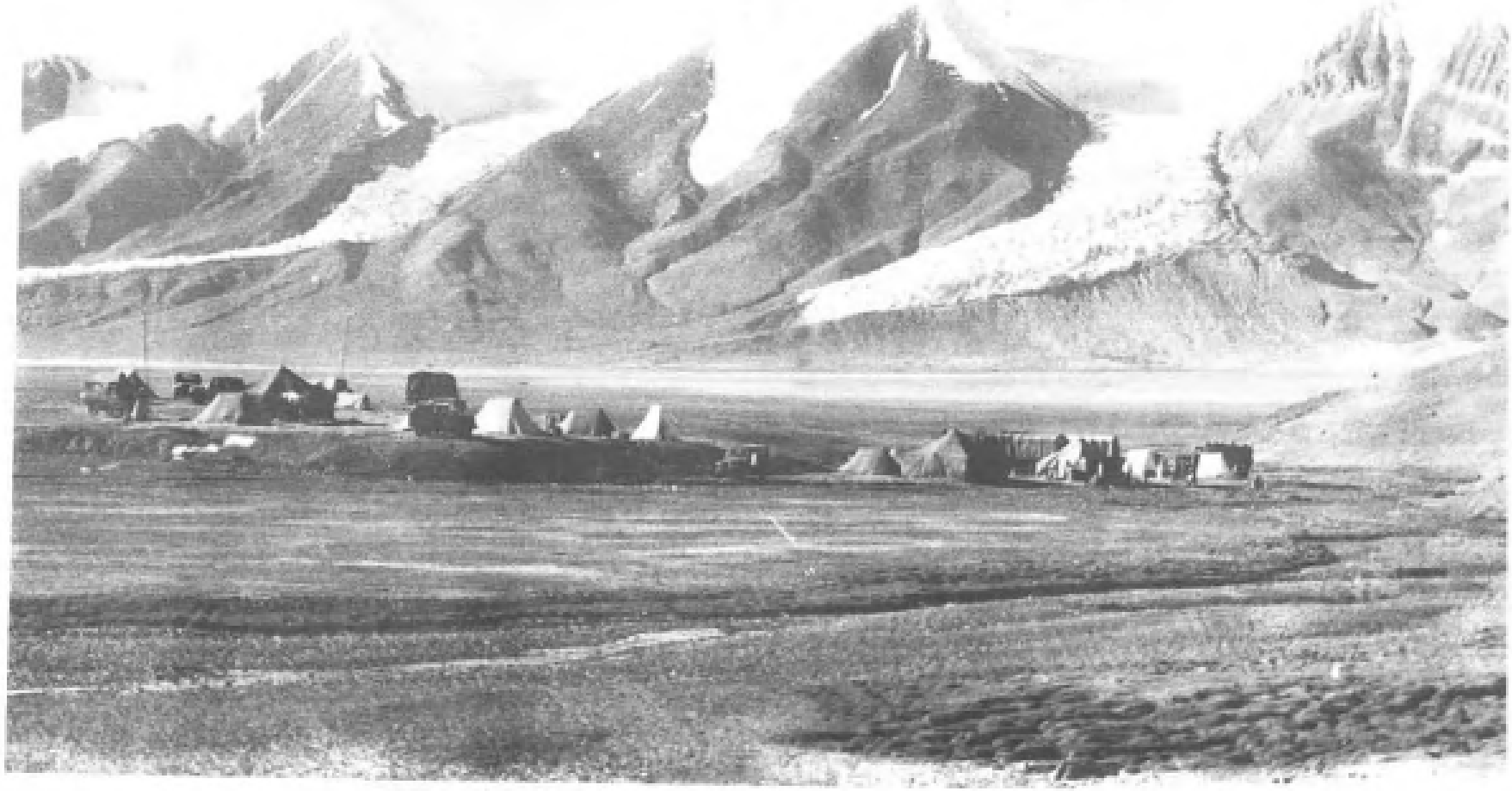
20—21. *Leucocythere dilatata* Pang

20. Left valve of female, ×48, Cat. No. 93919-1.
21. Left valve of female, ×48, Cat. No. 93919-2.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
10523 25KV X20.0 1500U

图版 Ⅰ





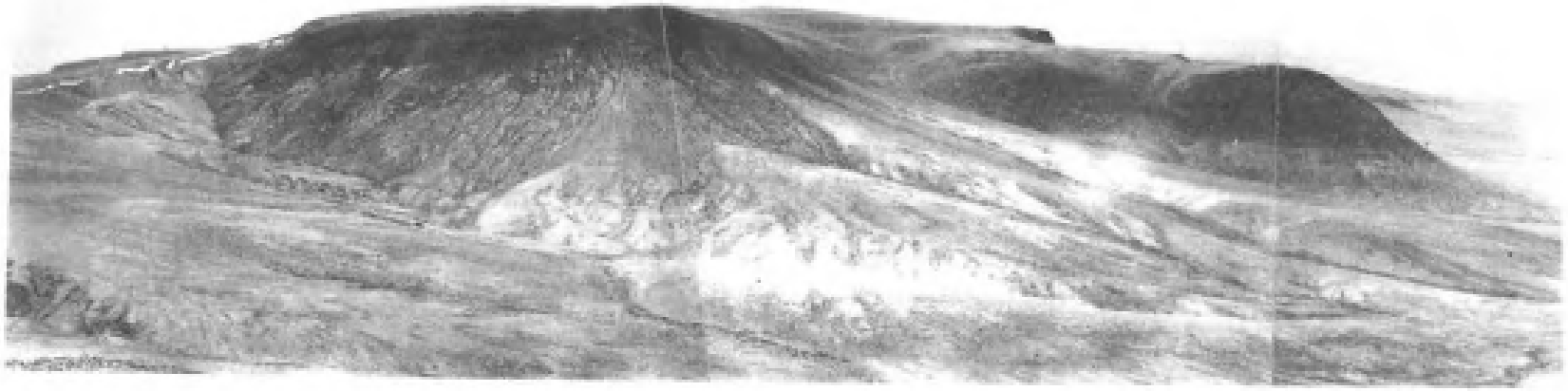
照片 1　昆仑山脉的布喀达坂峰(6860m)——青海省最高峰(李炳元摄)

照片 2　长江源头的唐古拉山脉最高峰　各拉丹冬(6621m)(张百平摄)

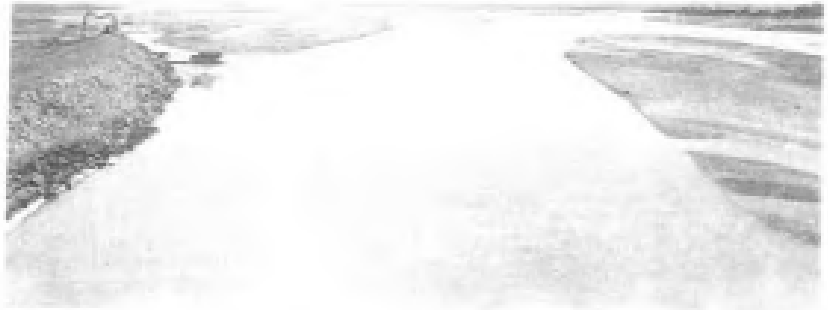
照片 3　可可西里地区北部五雪峰附近和缓起伏的山地(李炳元摄)

照片 4　布喀达坂峰东面昆仑山南翼断层三角面(李炳元摄)

照片 5　勒斜武拱湖北面的黑驼峰熔岩方山和残留火山锥(李炳元摄)



照片 6　五雪峰西南的大坎陡峭岩方山（李炳元摄）

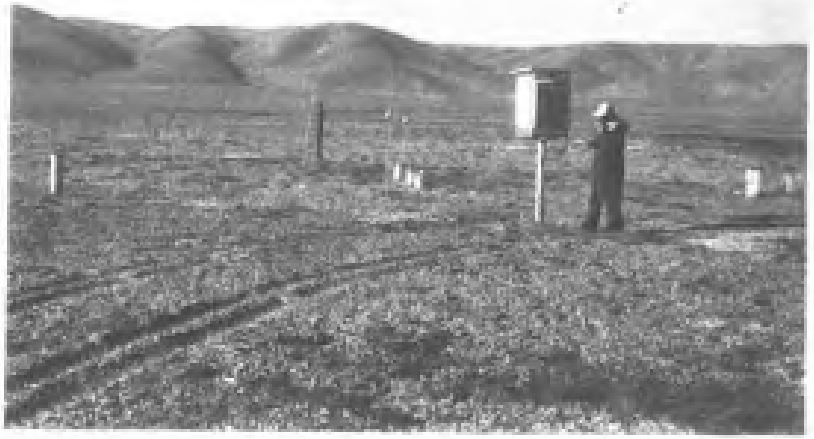


照片 7　长江源头沱沱河（沱沱河沿附近）（李炳元摄）

照片 8　贡昌日玛西北楚玛尔河（李炳元摄）

照片 9　柴尔曲沿附近多分叉的柴尔曲河道（李炳元摄）

照片 10　五道梁南约 20km 处沙丘链（李炳元摄）



照片 11　可可西里山东段高山北面的库赛湖南气象观测场（李炳元摄）

照片 12　青海可可西里地区最大的淡水湖——太阳湖湖滨（李炳元摄）

照片 13　可可西里湖东侧（李炳元摄）

照片 14　西金乌兰湖及其湖滨盐类沉积（张百平摄）

照片 15　布喀达坂峰南侧冰川群，冰舌下伸至山麓，有的形成窦尼冰川（李炳元摄）

照片 16　乌兰乌拉山多查岗日峰阳坡的坡面冰川（李世杰摄）

照片 17　唐古拉山各拉丹冬峰岗加曲巴冰川末端后退，冰川厚度减小（李世杰摄）

照片 18　东岗扎日峰还东河冰川末端（李世杰摄）

照片 19　岗齐曲北侧缓坡坡麓冻胀丘（李国德摄）

照片 20　等马河上游冻胀丘融化后形成的热融湖塘（李树德摄）

照片 21　库赛湖南缘丘下部的冻胀拱石（李树德摄）

照片 22　各拉丹冬附近 5000 多米处的高山草甸和冻胀草丘（李树德摄）

照片 23　祁连山海拔 4800m 附近的石冰川（李树德摄）

图片 24 与三叶虫共生的石英砂岩中的黄铁矿颗粒，呈立方体晶形，25 倍

图片 25 呼伦贝尔盟海拉尔市西郊的含黄铁矿石英砂岩中的黄铁矿颗粒，呈立方体晶形，25 倍

图片 26 与三叶虫共生的石英砂岩中的黄铁矿颗粒，呈立方体晶形，25 倍

图片 27 呼伦贝尔盟海拉尔市西郊的含黄铁矿石英砂岩中的黄铁矿颗粒，呈立方体晶形，25 倍