

青藏高原

河流湖泊生态地质环境 遥感调查与研究

朱大岗 孟宪刚 郑达兴 等著

地质出版社

THE INVESTIGATION AND RESEARCH OF RIVER-LAKE ECOLOGICAL GEO-ENVIRONMENT REMOTE SENSING IN QINGHAI-TIBET PLATEAU

Zhu Dagang Meng Xiangang Zheng Daxing et al.

GEOLOGICAL PUBLISHING HOUSE
BEIJING

ISBN 978-7-116-05320-5



9 787116 053205 >

定价: 45.00 元

青藏高原河流湖泊生态 地质环境遥感调查与研究

朱大岗 孟宪刚 郑达兴 乔子江 邵兆刚 余佳 著
韩建恩 杨朝斌 王 津 孟庆伟 吕荣平 王 艳

地 质 出 版 社

· 北 京 ·

内 容 提 要

本书通过遥感调查查清了青藏高原河流、湖泊的分布及变迁规律并据此进行生态地质环境区划,为青藏高原的生态环境保护提供依据。

本书可供从事青藏高原地质、环境研究的人员及相关院校的师生参考。

图书在版编目(CIP)数据

青藏高原河流湖泊生态地质环境遥感调查与研究/朱大岗等著. —北京:地质出版社, 2007. 7
ISBN 978-7-116-05320-5

I. 青... II. 朱... III. ①青藏高原—河流—生态环境:地质环境—遥感地面调查 ②青藏高原—湖泊—生态环境:地质环境—遥感地面调查 IV. P942.707 X171.1

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2007) 第 111548 号

责任编辑:孙亚芸
责任校对:李 玫
出版发行:地质出版社
社址邮编:北京海淀区学院路 31 号, 100083
咨询电话:(010)82324508 (邮购部); (010)82324569 (编辑室)
网 址: <http://www.gph.com.cn>
电子邮箱: zbs@gph.com.cn
传 真:(010)82310759
印 刷:北京地大彩印厂
开 本:787 mm × 1092 mm $\frac{1}{16}$
印 张:14.75 彩版:4 幅
字 数:359 千字
印 数:1—700 册
版 次:2007 年 7 月北京第 1 版·第 1 次印刷
审 图 号:GS (2007) 1723 号
定 价:45.00 元
书 号:ISBN 978-7-116-05320-5

(如对本书有建议或意见,敬请致电本社;如本书有印装问题,本社负责调换)

Introduction

Basing on total more than 9000km routing geological investigation in field including southern Tibetan valley area (Lhasa-Xigazê-Lhazê-Saga-Paryang-Moincêr-Bar-Zanda-Shiquanhe, Zanda-Burang-Saga-Lhazê-Tingri-Gyirong-Nyalam-Dinggyê-Yadong-Gyangzê-Nagarzê-Qûixû) and along Qinghai-Tibetan road area (Lhasa-Damxung-Nagqu-Bilung-Amdo-Tanggulashankou-Wudaoliang-Kunlunshankou-Xidatan), we have known geological structure, geomorphology, glacial remnants (glacial till, ice-water deposit and so on), lacustrine deposits (lacustrine stratum, lake-shore levees, lacustrine beach rock and so on), lacustrine landform (lacustrine eroding cave, lacustrine eroding flute, lacustrine eroding cliff), fluvial deposit, Quaternary geology and geomorphology, the modern fluvial-lacustrine and other facets basic feature in Qinghai-Tibetan plateau.

Geological investigation in field, remote sensing interpretation in laboratory and other integrative studies have been carried out during the last two years. The main achievements of remote sensing geology and Quaternary geology are shown as following.

1. The regional geology, geomorphology, lacustrine and fluvial geology

The fluvial and lacustrine investigation on Qinghai-Tibetan plateau were taken two times. On the first geological investigation, we took investigation on key paleo-lake and geological events, observed and sampling the late Cenozoic key lacustrine geological section, and found the interpretive symbol of remote sensing of the key rivers and lakes with remote sensing interpretation in laboratory, dating of structural events and so on. On the second geological investigation in field, we measured several lacustrine stratigraphic section on different area and different period of late Cenozoic, established the standard section of the late Cenozoic key lake, systemically collected samples.

1.1 The tectonic location of Qinghai-Tibetan plateau

Qinghai-Tibetan plateau is located in eastern Tethys-Himalayan tectonic domain section between the Eurasia and Gondwana continent. It is held by the three ancient rigid blocks that are Tarim-China-Korea block on north, Yangtze block on east, India block on south. There exists abnormal thickness of crust and altitude of geomorphology. Active structures develop and mountain-lakes spread on the plateau.

1.2 The basic crustal structure of Qinghai-Tibetan plateau

The crustal structure of Qinghai-Tibetan plateau which is surrounded by "plasticity platform"

of the old block and formed by different period "micro-continent" is different from other crustal structure of stability cratons "plateau" in the world. We divided it into five micro-continent and five sutures from north to south. They are shown as following: west Kunlun-Qilian mountain Caledonian suture, Qaidam block, Kunlun Variscan suture, Bayan-Har block, Jinsha River India suture, Qiangtang block, Bangong Co-Nujiang suture, north Tibetan block, Yarlung Zangbo Jiang-Himalayas suture, Himalayas block. They are the products of the repeatedly collision of plates since Paleozoic.

1.3 The active structural feature of Qinghai-Tibetan plateau

Fault block movement that mostly differential uplift, fault depression and fault under whole uplifting is the basic style of Qinghai-Tibetan plateau active structure. Folds only can be seen in several segments.

The basic framework of the active structure on Qinghai-Tibetan plateau is shown as following, the early compressional structure superimposed on late extend-strike slip structure in the background of the plateau whole uplifting, that is the early marginal convergent belts, marginal upwarding belts, inner uplifting areas and "X" conjugate fault systems superimposed on late NS, NE and NW fault belts, strike slip faults and block slips.

1.4 The Quaternary geological and morphologic feature of Qinghai-Tibetan plateau

Quaternary geology and morphology of Qinghai-Tibetan plateau can be divided into three great regions approximately by the Qinghai-Tibetan road, that is eastern external drainage area, western internal drainage area and periphery area. The morphology can be divided into 14 types and shown as following: glacier deposit, glacial marginal deposit, lacustrine deposit, fluvial deposit, gravitational pile, mudflow pile, blown sand pile, spring deposit, volcanic pile, chemical deposit, weathering crust and paleosol pile, talus pile, cave pile and peat swamp deposit. Moraine, lacustrine and glacial morphology developed best in western internal drainage area. Fluvial deposit, gravitational pile, fluvial and gravitational morphology developed best in eastern external drainage area and glacial deposit, glacial morphology, fluvial deposit, river valley morphology and gravitational morphology developed in periphery area.

2. Remote sensing interpretation of rivers and lakes on Qinghai-Tibetan plateau

We use ETM remote sensing images to interpret the trunk rivers, lakes geological topography, divide the rivers into superimposed river and prior river according to the relationship between the river developing history and the tectonic movement history, to understand the changes about nearly 30 years by contrasting the interpretation of the 1970s MSS (refer to the historical geographical terrain information) to the beginning of 21 century's ETM image of major lakes and trunk rivers.

2.1 The interpreting symbol of rivers and lakes on Qinghai-Tibetan plateau

According to the status investigation of rivers and lakes on Qinghai-Tibetan plateau based on

the information of 1 : 250000 ETM remote sensing data, we made the edges enhancement processing and composite negative processing, established working standard of the remote sensing investigation, ascertained the interpreting symbol of the rivers and 6 interpreting symbols (tectonic lake, glacier lake, crater lake, fluvial lake, check-up lake, man-made lake) of the lakes on Qinghai-Tibetan plateau, which provided technical methods for extracting remote sensing information of rivers and lakes and studying the evolution of the rivers and lakes.

2.2 The current distribution of the rivers on Qinghai-Tibetan plateau

The trunk river and its 3-level branch both of external drainage system and general internal drainage system, and the trunk river and its 2-level branch of normal internal drainage system have been interpreted by remote sensing. There exist 8 external drainage systems such as Yellow River, Changjiang, Lancangjiang, Nujiang, Yarlung Zangbo Jiang, Yiluowadijiang, Ganges and Indus river, and 5 internal drainage river areas such as Hexi corridor, Tarim basin, Qaidam-Qinghaihu basin, Qiangtang and Mapam Yumco in study area. External drainage in total include 34 I-level branch and 188 II-level branch, internal drainage in total include 36 I-level branch and 269 II-level branch which belong to 27 I-level and 170 II-level internal drainage and 4 major internal drainage of Tarim river, Qarqan river, Shule river, Heihe river. There exists 12 trunks, 70 I-level branches and 457 II-level branches in study area.

2.3 The distributing law of the rivers on Qinghai-Tibetan plateau

Drain water of the external drainage system come from the hinterland of the Qinghai-Tibet plateau, from northwest to southeast in a radiation shape, and its tributaries have different levels of the distribution branches. The source areas of main river have flat terrain with more snow and rain but less evaporation, so there are lots of lakes and marshes. In the southeast of Qinghai-Tibet plateau, paralleling to the main river and the mountains, there are high mountain and valley landscape, Where the mountain are dissected, there formed in verted flow, three rivers juxtaposed flow and turning flow landscape.

The center of endorheic systems is lake or basin, distributing centripetally, finally inflood into lakes, or disappear in deserts. The headstreams of important and I-level endorheic systems are overlayers by mass serac, and the water is very abundant. The endorheic rivers break off, or become to intermittent stream when they inflood into basins in Hexi corridor, Tarim basin and Qaidam-Qinghai Hu basin.

2.4 The variance analysis of the rivers on Qinghai-Tibet plateau

Among 24 years, the variety of rivers is unobvious in Qinghai-Tibet plateau, some reach of drain water swing appreciably, a little of reach in endorheic systems change its route or break off, and there are extendability or shrink appears in embouchure.

2.5 The distributing status of the lakes on Qinghai-Tibet plateau

The number of lakes is 1128 which area is larger than 1km^2 , the total area is 41183.74km^2 . There are 61 man-made lakes (reservoirs), and the total area is 772.17km^2 ; there are 1067 natural lakes, and the area is 40411.57km^2 . Among the natural lakes, there are 3 giant lake (area $>1000\text{km}^2$), the total area is 8013.57km^2 ; there are 11 great lake (area between $500 \sim$

1000km²), the total area is 6785.76km²; there are 71 medium-sized lakes (area between 100 ~ 500km²), the total area is 13848.18km²; there are 303 small lakes (area between 10 ~ 100km²), the total area is 9612.83km²; there are 679 lakes which area is 1 ~ 10km², the total area is 2151.23km². The number of fresh water lake is 309, salt-water lake is 758; the tectonic lake is 897, glacial lake is 117, volcanic lake is 4, fluvial lake is 25, barrier lake is 24.

2.6 The distributing law of the natural lakes on Qinghai-Tibetan plateau

The lake area of Qaidam-Qinghai Hu basin and Qiangtang are the two biggest dense lake regions in Qinghai-Tibetan plateau, indeed in China. The lake ratio is 2.36% in Qaidam-Qinghai Hu basin, and 3.82% in Qiangtang region, which are respectively 2.5 and 4.0 times of the national lake ratio (0.95%) .

The natural lakes distribute in source regions, upper reach of drain water and intermountain basin in Yellow river drainage area, Sanjiang drainage area and south-Tibet valley. Most of natural lakes are inland lake in source basin and intermountain basin, the lake water is a little salt to salt, and the lakes almost belong to tectonic lake. Most of the natural lake are outflow river in mountain ridge, upper reach of source region and river course of tributary, the lake water is fresh, and the lake almost belong to tectonic lake or glacier lake, a little is check-up lake.

The most of natural lakes are inland lake in Tarim basin, Qaidam-Qinghai Hu basin and Qiangtang lake regions. The lake water is salt to a little salt, the lake mostly belongs to tectonic lake, some is fluvial lake or check-up lake. The distribution of natural lake is firmly controlled by regional tectonics in Qiangtang regions, the direction of overall extendability and single lake major axis accord with the direction of regional tectonics.

The natural lakes are the end of river, or there are river cross, they are all the center of water catchment in Qinghai-Tibetan plateau. The water is mainly from direct surface runoff, spring water and precipitation. The surface of most rivers source region is covered by serac, where the waterhead is abundant.

2.7 The variety analysis of the lakes on Qinghai-Tibetan plateau

Among 24 years, most of natural lakes varies greatly in Qinghai-Tibetan plateau, some area is reduced, some area is enlarged; a small quantity of lakes are disassembled or amalgamative; some lakes that had been dried collect water again, and some lakes approach to dry. The result of remote sensing investigation indicates; the total number of natural lakes (area $\geq 1\text{km}^2$) increase from 1029 to 1067 in Qinghai-Tibetan plateau, the increasing number of lakes is 38, the increasing area is 199.42km², which occupy respectively 3.56% and 0.50% of the number and total area of natural lakes in Qinghai-Tibetan plateau. From the former 1029 natural lakes, The area of 509 lakes is steady, the total area is 8568.32km², it occupy respectively 47.70% and 21.20% than the total numbers and area of natural lakes in Qinghai-Tibetan plateau. The area of 322 lakes is reduced, the total area is 19692.98km², it occupy respectively 30.18%, 48.73%. The area of 198 is enlarged, the total area is 11950.85km², it occupy respectively 18.56%, 29.57%; the total reduced area of natural lakes is 1652.26km², the increasing area is 1454.18km², the both counteract one another, the net area added is 1.34km²; the total area of natural lakes in-

crease from 40410.23km^2 to 40411.57km^2 , the net area added is 1.34km^2 .

2.8 The variety analysis of lake subarea on Qinghai-Tibetan plateau

The variety types of natural lakes is differentiated 3 kinds by us, that is: the lake which MSS area and ETM area is the same is steady; the lake which MSS area is larger than ETM area is atrophic; the lake which MSS area is smaller than ETM area is outstretched. The induced area of atrophic lake than MSS area is atrophic ratio, the increasing area of outstretched lake than MSS area is outstretched ratio, the two ratio are the index that weigh the variety of lake. The factors that affect atrophic ratio and outstretched ratio is so many, for example, the time phase of remote sensing data and size of lake, that can not reflect intuitionisticly variety degree of lake, but they have some reference value. By calculating, the atrophic ratio of atrophic lake is 7.73%, the outstretched ratio of outstretched lake is 13.87%.

Based on all-side investigation of rivers and lakes, we choose giant and large lakes to investigate and research deeply. The achievement of actuality investigation and variety analysis are obtained, which are from 3 giant lakes: Qinghai Hu, Nam Co, Siling Co, and from 11 large lakes: Zhari Namco, Tangra Yumco, Yamzho Yumco, Ayakkum Hu, Bangong Co, Har Hu, Ngoring Hu, Gyaring Hu, Chibuzhang Co, Ulan Ul Hu, Ngangla Ringco.

3. Laboratory studies

By mensurating the age of sample systemically, identifying micropaleontology and paleobotany, the index of paleoecology and paleoenvironment, we want to estimate the climatic change that reflected by the variety of rivers and lakes in Qinghai-Tibetan plateau. By founding an ecological geological environment model, we discuss the course of environment change and its evolution.

3.1 The trend of climatic change in Qinghai-Tibetan plateau

According to the change characters of temperature and precipitation for nearly 40 years past in Qinghai-Tibetan plateau, we forecast the climatic changes in future 30 years and 300 years. The study indicates: ①during the last 40 years in 20 centry in Qinghai-Tibetan plateau, the temperature changes is reverse with southwest China but same to north China, which rises in a little high range; ②the temperature has complex spatial differentiation in summer in Qinghai-Tibetan plateau, which is different from other regions in China, but the temperature rises greatly in winter, which is same as the other regions; ③the temperature variety ratio is higher than other regions in China, cold and warm behaves obviously in 40 years; ④the annual precipitation reduce gradually in Qinghai-Tibetan plateau, which is same as other regions in China while the precipitation increase in north-Tibetan and most of Qinghai province where the precipitation reduce since 1990s.

3.2 The quantitative analysis of lake evolution in Qinghai-Tibetan plateau

According to the variety of temperature and precipitation in every drainage area, the variety of inland river runoff, the variety of outflow rivers runoff and the variety of lakes for recent several

decades, we developed the quantitative analysis of lake evolution in Qinghai-Tibetan plateau. The study indicates, the global climate become warm for recent several decades, and resource is empoldered and used too much, which lead to different variety of lakes in regions, such as the level of some lake water descends, the area of lakes shrinks, the salinity of lake water increase, and some lakes die out gradually. At the same time, as the climate become warm and dry, the runoff descend greatly.

Among 24 years, the total number of natural lakes (area $\geq 1\text{km}^2$) increase from 1029 to 1067 in Qinghai-Tibetan plateau, the increasing number of lakes is 38, the total area is 40411.57km^2 . At the begining of 21 century, because of the global climate getting warm, the glacier thaws, and the numbers of lakes increase. As the climate get warm and dry, the lake shrinks in semiarid and arid inland, the entironment is deteriorated gradually.

3.3 The ecologic geological environment regionalism in Qinghai-Tibetan plateau

Based on investigation and evolution analysis to rivers and lakes, we developed the effect analysis of ecologic geological environment, according to 1 : 1500000 rivers and lakes remote sensing image interpretation of Qinghai-Tibetan plateau, we work out 1 : 1500000 map of ecologic geological environment about rivers and lakes in Qinghai-Tibetan plateau. By the sign with status of natural lakes evolution, we differentiate the ecologic geological environment of rivers and lakes with improving region, steady regions and degenerate regions. Focus on describing primary partition sign of rivers, lakes ecological and geologic environment, giving integrated estimate to ecological and geologic environment of rivers and lakes in important developing region in Qinghai-Tibet plateau.

目 次

Introduction

绪 言	(1)
第一章 工作区地理地质环境	(9)
第一节 工作区	(9)
一、地理位置	(9)
二、行政区划	(9)
三、工作区范围	(9)
第二节 自然地理概况	(10)
一、地势与地貌的结构特征	(11)
二、高原气候	(12)
三、高原水文	(14)
四、高原生物	(17)
第三节 地质概况	(19)
一、高原地质概况	(19)
二、高原隆起与环境演化	(21)
第四节 工作区前人调查研究程度及评价	(22)
一、国内外研究现状与存在问题	(22)
二、有关青藏高原古湖泊的调查与研究	(23)
三、藏北高原古大湖的发现	(24)
第五节 野外调查验证	(29)
一、区域地质地貌、湖泊与河流地质调查	(29)
二、藏北高原东南部古大湖演变的地质调查	(32)
第二章 遥感技术方法	(33)
第一节 信息源的选择和专题信息提取方法	(33)
一、信息源的选择	(33)
二、专题信息提取方法	(34)
第二节 专题遥感信息增强处理方法	(35)
一、图像边缘增强处理	(35)
二、图像求反处理	(36)

第三节 河流湖泊解译标志的建立和厘定方法	(37)
一、解译标志的建立和工作标准	(38)
二、河流湖泊遥感解译标志厘定方法	(39)
三、青海湖湖泊卫星监测与冰情初步分析	(44)
第四节 GIS 数字成图技术	(45)
第三章 青藏高原河流湖泊现状遥感调查	(46)
第一节 遥感信息源	(46)
一、ETM 遥感数据	(46)
二、MSS 遥感数据	(46)
第二节 河流湖泊现状遥感调查	(50)
一、内流水系级别划分	(50)
二、河流、湖泊名称	(51)
三、河流、湖泊编号	(51)
四、河流、湖泊属性	(52)
第三节 河流湖泊现状调查结果	(53)
一、河流现状调查结果	(53)
二、湖泊现状调查结果	(53)
第四章 青藏高原河流湖泊的分布规律	(56)
第一节 青藏高原河流的分布规律	(56)
一、外流区河流分布规律	(56)
二、内流区河流分布规律	(73)
三、小结	(91)
第二节 青藏高原湖泊的分布规律	(92)
一、河西走廊-塔里木盆地湖泊分区 (I)	(92)
二、柴达木-青海湖盆地湖泊分区 (II)	(93)
三、羌塘湖泊分区 (III)	(96)
四、黄河流域湖泊分区 (IV)	(106)
五、三江流域湖泊分区 (V)	(107)
六、藏南谷地湖泊分区 (VI)	(109)
七、小结	(111)
第五章 青藏高原河流湖泊的变迁分析	(113)
第一节 青藏高原河流变迁分析	(113)
一、外流水系河段摆动	(113)
二、内流水系河段改道与断流	(114)
第二节 青藏高原湖泊变迁分析	(115)
一、天然湖泊变迁遥感影像特征	(118)
二、湖泊分区变迁分析	(121)

第三节 河流、湖泊变迁的主要影响因素	(133)
一、气候变化	(133)
二、冰雪变化	(134)
第六章 重点湖泊现状遥感调查与变迁分析	(136)
第一节 青海湖	(136)
第二节 纳木错	(138)
第三节 色林错	(139)
第四节 扎日南木错	(141)
第五节 当惹雍错	(142)
第六节 羊卓雍错	(143)
第七节 阿牙克库木湖	(145)
第八节 班公错	(146)
第九节 哈拉湖	(147)
第十节 鄂陵湖、扎陵湖	(148)
第十一节 赤布张错	(150)
第十二节 乌兰乌拉湖	(151)
第十三节 昂拉仁错	(152)
第七章 河流湖泊地质背景调查与演变分析	(154)
第一节 青藏高原构造背景现状调查	(154)
一、青藏高原大地构造位置	(154)
二、青藏高原地壳基本结构	(154)
三、青藏高原活动构造特征	(155)
第二节 第四纪地质与地貌现状调查	(168)
一、青藏高原第四纪地质	(168)
二、青藏高原第四纪地貌	(172)
三、第四纪地质讨论的几个问题	(174)
第三节 河流湖泊分布规律与演变分析	(177)
一、河流湖泊分布规律	(177)
二、河流湖泊演变分析	(178)
第八章 河流湖泊综合分析与环境区划	(179)
第一节 河流湖泊综合分析	(179)
一、青藏高原的气候变化	(179)
二、青藏高原的水系特征	(183)
三、河流湖泊演变分析	(187)
第二节 青藏高原河流湖泊分区评价	(199)
一、河流湖泊分区	(199)
二、河流湖泊分区评价	(202)

第三节 河流湖泊生态地质环境区划	(203)
一、河流、湖泊生态地质环境区划主要标志	(203)
二、青藏高原河流、湖泊生态地质环境区划	(204)
第九章 结论与建议	(211)
第一节 主要结论	(211)
一、青藏高原野外地质调查方面	(212)
二、青藏高原遥感地质调查方面	(213)
第二节 建议	(215)
一、有关青藏高原环境研究	(215)
二、有关青藏高原河流湖泊的科学研究	(216)
参考文献	(218)
附图 1 青藏高原 1:250000 ETM、MSS 影像图接图表	
附图 2 青藏高原河流分布图	
附图 3 青藏高原湖泊分布图	
附图 4 青藏高原河流湖泊生态地质环境区划图	

绪 言

本书以青藏高原 1:25 万区域地质调查及前期开展的“西藏纳木错第四纪环境演变调查研究”项目为基础,将国土资源大调查与前缘性重大科学问题的研究紧密结合起来,系统调查晚新生代以来重点湖泊与河流的分布范围及其演变关系,深入研究青藏高原晚新生代以来的环境变迁过程与地质生态演化规律,为我国长江、黄河演变、东亚古环境变迁与全球气候、环境变化研究,为青海、西藏等西部省区社会经济发展规划,提供重要的基础资料。

一、目的任务

1. 总体目标

建立青藏高原湖泊与河流的遥感解译标志,厘定湖泊与河流的分布范围、现—近代演化时段,编制青藏高原湖泊与河流遥感解译图,探讨湖泊与河流演变及其与环境变迁、高原隆升历史的相关性。测定晚新生代以来重点湖泊不同时期的古环境参数,在纳木错等湖泊高精度标准剖面建立的基础上,初步探讨青藏高原晚新生代以来环境演化过程与动力学机理,为研究青藏高原湖泊与河流尤其是长江、黄河的演变,对我国东部地区气候变化的影响等,提供科学依据。

2. 主要任务

(1) 调查、鉴别重点湖泊与河流的地域分布

搜集以往地理、地貌资料,结合典型地区野外观测资料,调查、鉴别、筛分青藏高原重点湖泊与河流的地域分布及演变过程,分析重点湖相地层的时空分布及其组合特征,为湖泊与河流遥感解译提供地质依据。

(2) 综合解译重点湖泊与河流

鉴别青藏高原重点湖泊与河流的地理地貌特征,建立遥感解译标志和属性特征,并运用这些特征判定青藏高原重点湖泊与河流的分布范围、演化过程,分析重点湖泊与河流环境变化及其与高原隆升历史的相关关系。

(3) 分析重点湖泊与河流的动态变化趋势

在重点湖泊与河流遥感解译的基础上,判定主要河流干流变迁方向及幅度,计算不同时期主要湖泊面积大小及湖面升降幅度;同时,根据湖泊水化学和物理性质,大致判别湖水的性质,确定湖泊的成因类型。分析重点湖泊与河流季节性变化及近 30 年来的变化趋势等。

二、总体技术路线

本研究以 ETM、MSS 遥感数据为信息源,采用遥感解译与野外检查验证相结合的技术路线,进行青藏高原河流、湖泊现状调查和变迁分析。

1:25 万河流、湖泊遥感解译:以 MAPGIS (6.1) 软件为平台,在建立解译标志基础上,进行逐一解译。

1:50 万、1:150 万河流、湖泊现状遥感解译图和变迁遥感解译图编制:以 1:25 万河流、湖泊 ETM、MSS 遥感解译资料为依据,在 MAPGIS (6.1) 软件平台上分别进行逐级缩编,同时标记河流、湖泊的相关属性。

1. 技术路线

以遥感地质为主要手段,充分发挥遥感技术在地质调查中的重要作用。在遥感解译的基础上选择重点地区,将区域地质调查与前缘性科学问题的研究紧密结合在一起,将第四纪地质事件调查与古环境变迁联系在一起,将晚新生代重点湖泊标准剖面测制与样品的古环境参数测定有机地结合在一起,将不同技术方法良好地配合起来,将调查与研究、点上突破-线上深入-面上展开、定性与定量、区域分析与全球对比相结合,围绕中心任务,系统、深入地开展工作。

2. 主要技术方法

(1) 遥感综合解译

采用常规遥感技术开展以下几方面的调查与研究:

1) 湖泊、河流解译:利用 ETM 遥感图像解译主干河流、湖泊的地质地貌,如湖蚀崖、湖蚀平台、湖蚀岬角、湖岸堤、沙坝、沙岛、湖岸沙丘、湖积平原、湖岸阶地等,恢复河流和湖泊晚更新世以来的分布及成因类型。

2) 湖泊、河流分类与成因:根据河流发育历史与构造运动历史的关系,将河流划分为叠置河与先成河两类。叠置河是指在古老的构造基岩面上有松散层覆盖,在松散层上发育的河流;先成河是指河流发育在下部的构造最后发生变形之前形成的。通过遥感调查和对地质构造、火山活动、河流、冰川、冰缘、风蚀、喀斯特、地质灾害等的解译确定湖泊成因,如构造湖、火山湖、河成湖、冰蚀湖、风蚀湖、堰塞湖、人工湖等。

3) 湖泊、河流演变:通过对 20 世纪 70 年代 MSS (参照历史地理地形资料) 和 21 世纪初 ETM 图像的对比解译,选择重点湖泊(如冰川湖等)、主干河流,了解其近 30 年来的变化。根据湖泊与河流周边地表温度、色调、植被的遥感调查与对比,判定湖泊与河流的季节性变化,研究变化所带来的生态环境效应。

(2) 测试与分析研究

在遥感综合解译分析基础上,视经费情况,选择重点河湖的少量样品进行:

1) 地质测年:包括 U 系法、ESR 法、TL 法、OSL 法、 ^{14}C 法等方法,测定晚新生代重点湖泊的地层与古地质事件的时代。

2) 古环境测定:包括粒度分析、磁化率测定、碳酸盐测定、石英颗粒电镜扫描与环境地球化学分析等方法,确定晚新生代重点湖泊的古环境参数。

3) 古生态分析:包括微体古生物组合、孢粉组合分析,古生态指标分析等方法,恢

复晚新生代重点湖泊的古生态环境。

4) 古气候对比: 包括晚新生代重点湖泊的古气候与青藏高原内部地区、青藏高原周缘地区、东亚及全球古气候对比分析。

(3) 生态地质环境区划分析

在上述调查研究成果基础上进行河流湖泊生态地质环境效应分析, 建立生态地质环境评价模型, 划分生态地质环境研究区级别 (I、II、III) 与类型 (常规、一般、应急), 初步分析各级各类研究区今后应重点研究的内容、周期、方法等。

三、工作概况

完成的主要调查研究内容是: 在研究青藏高原藏南谷地、青藏公路沿线等地遥感地质背景的基础上, 完成了长达数千千米的长距离路线地质调查, 室内对数百张 1:25 万 ETM、MSS 遥感图进行解译, 选择典型湖相地层剖面作重点解剖, 并对湖岸堤、湖蚀地貌等开展了水准仪测量, 1:50 万、1:150 万遥感图编制, 对湖相地层剖面样品进行了 U 系法、¹⁴C 法等同位素测年, 旨在运用遥感地质、环境地质的有关理论, 在本区深入探讨对比区内的湖泊、河流的环境演变规律, 为在工作区开展青藏高原生态地质环境遥感调查与研究提供科学的思路 and 具体的技术路线。

调查研究工作分阶段实施, 包括如下几个阶段:

1) 遥感地质、第四纪地质调查准备阶段: 收集必要的遥感地质、区域地质、第四纪地质与地质环境资料, 进行遥感地质、区域地质调查和第四纪地质工作方法初步研究, 进行遥感图像处理 and 初步遥感地质解译。

2) 遥感地质、野外第四纪地质调查阶段: 系统开展全区野外遥感地质调查、第四纪地质调查、实测剖面、湖岸堤和湖相沉积的水准测量、遥感资料野外验证 and 综合研究工作, 对研究区遥感地质、第四纪地质与地貌开展了全面的地质调查与系统的研究工作。

3) 资料整理 and 综合研究阶段: 在室内工作中开展遥感解译、清绘地质图, 整理、登记各类标本、样品、照片, 开展岩矿鉴定、测试分析工作, 编制实际材料图、遥感解译图 and 第四纪地质图, 进行综合研究, 撰写论文, 编写专著。

四、主要实物工作量

本项研究完成的主要实物工作量如下:

- 1) 解译 1:25 万青藏高原河流、湖泊 ETM 影像 217 幅;
- 2) 解译 1:25 万青藏高原河流、湖泊 MSS 影像 202 幅;
- 3) 编制 1:50 万青藏高原河流、湖泊现状遥感解译图 61 幅;
- 4) 编制 1:50 万青藏高原河流、湖泊变迁遥感解译图 61 幅;
- 5) 编制 1:150 万青藏高原河流、湖泊现状遥感解译图 1 幅;
- 6) 编制 1:150 万青藏高原河流、湖泊变迁遥感解译图 1 幅;
- 7) 编制 1:150 万青藏高原河流、湖泊生态地质环境区划图 1 幅;
- 8) 编辑青藏高原主要湖泊 ETM 影像特征图 1 册;

9) 编制青藏高原1:50 万分幅河流、湖泊遥感调查表1册。

10) 野外地质调查路线9000km;

11) 野外观测湖相地层剖面3条;

12) 湖相沉积物分析鉴定(包括 ^{14}C 法、U系法、ESR法测年等)样品32个。

本专著是经过充分讨论、分工负责、集体编写而成的。绪言由朱大岗执笔,第一章由朱大岗、孟宪刚、邵兆刚执笔,第二章由郑达兴、乔子江执笔,第三章由乔子江、杨朝斌、王津执笔,第四章由郑达兴、乔子江、朱大岗、邵兆刚执笔,第五章由朱大岗、孟宪刚、杨朝斌执笔,第六章由邵兆刚、乔子江、韩建恩执笔,第七章由乔子江、郑达兴、余佳执笔,第八章由孟宪刚、朱大岗、孟庆伟执笔,第九章由朱大岗、郑达兴执笔。“青藏高原河流湖泊分布图和区划图”由郑达兴、乔子江统编,并指导余佳、韩建恩、孟庆伟、吕荣平、王艳等清绘。本书最后由朱大岗、孟宪刚、郑达兴汇总、统编、定稿。

五、主要成果

通过野外对藏南谷地(拉萨—日喀则—拉孜—萨嘎—帕羊—门士—巴尔—札达—狮泉河、札达—普兰—萨嘎—拉孜—定日—吉隆—聂拉木—定结—亚东—江孜—浪卡子—曲水),及青藏公路沿线(拉萨—当雄—那曲—布隆—安多—唐古拉山口—五道梁—昆仑山口—西大滩)几条总计长达9000多千米的野外路线地质调查,全面了解了青藏高原的地质构造、地质地貌、冰川遗迹(冰碛物、冰水沉积物等)、湖相沉积(湖相地层、湖岸堤、湖滩岩等)、湖成地貌(湖蚀洞、湖蚀凹槽、湖蚀崖等)、河流沉积、第四纪地质与地貌、现代河流湖泊等方面的基本特征。经过两年的野外地质调查和室内遥感解译及其综合研究工作,研究区内遥感地质、第四纪地质调查与研究所取得的主要成果进展包括以下几个方面。

(一) 在区域地质地貌、湖泊与河流地质方面

对青藏高原河流与湖泊的现状调查,分两次进行。第一次野外地质调查工作中,主要对重点古湖泊、古地质事件开展调查,对晚新生代重点湖泊地质剖面进行观测与采样,配合室内遥感初步解译、古地质构造事件测年等,建立重点河流、湖泊遥感解译标志;第二次野外地质工作中,实测了不同地区、不同时期晚新生代湖相地层剖面,建立了晚新生代重点湖泊标准剖面,系统采集样品。

1. 确定了青藏高原的大地构造位置

青藏高原位于欧亚大陆与冈瓦纳大陆之间的巨型特提斯—喜马拉雅构造域东段,夹持于三大古老刚性地块之间,北有塔里木—中朝地块,东有扬子地块,南有印度地块,具有异常的地壳厚度和地貌高度,活动构造极为发育,山川湖泊星罗棋布。

2. 确定了青藏高原地壳的基本结构

青藏高原与世界上大多数稳定克拉通“高原”的地壳结构明显不同,它是围限于古老地块之间的“塑性槽型”构造区。其地壳由不同时期形成的“微大陆”拼合而成。由北到南可划分出5个微陆块和“焊接”它们的5条缝合带,依次是:西昆仑—祁连山加里东缝合带、柴达木地块、昆仑山华力西缝合带、巴颜喀拉地块、金沙江印支缝合带、羌

塘地块、班公-怒江缝合带、藏北地块、雅鲁藏布江喜马拉雅山缝合带、喜马拉雅地块。它们是古生代以来板块多次碰撞拼合的产物。

3. 确定了青藏高原的活动构造特征

青藏高原活动构造的基本表现形式,是在不断整体隆升背景上的以差异性隆起、断陷和断裂为主的断块运动,褶皱仅在个别地段有所表现。

青藏高原活动构造的基本轮廓为:在高原整体隆升背景上早期挤压构造与晚期伸展-走滑构造的叠加复合,即早期边界会聚带、边界翘起带、内部隆升区及“X”共轭扭断层系统叠加晚期的南北、北东、北西向断陷带和断块边界走滑断层及地块滑移。

4. 确定了青藏高原的第四纪地质及地貌特征

青藏高原的第四纪地质与地貌,大致以青藏公路为界,可分3个大区域,即东部外流区、西部内流区及周边区;大致可划分出14种类型,即冰川堆积、冰缘堆积、湖积、河流堆积、重力堆积、泥石流堆积、风成沙堆积、泉华堆积、火山堆积、化学沉积、风化壳和古土壤堆积、残坡积、洞穴堆积和泥炭沼泽堆积等。西部内流区以冰碛、湖积和湖成地貌、冰原冰川地貌最发育,东部外流区以河流堆积、重力堆积及河流地貌、重力堆积地貌分布最多,高原周边区以冰川堆积、冰川地貌、河流堆积及河谷地貌、重力堆积的地貌为主。

(二) 在青藏高原河流与湖泊的遥感解译方面

利用ETM遥感图像解译主干河流、湖泊的地质地貌;根据河流发育历史与构造运动历史的关系,将河流划分为叠置河与先成河两类;通过对20世纪70年代MSS(参照历史地理地形资料)和21世纪初ETM图像的对比解译,选择重点湖泊、主干河流,了解其近30年来的变化。

1. 厘定了青藏高原河流湖泊的解译标志

根据青藏高原河流、湖泊现状调查以1:25万分幅ETM遥感数据为信息源,进行了边缘增强处理和求反处理,建立了遥感调查的工作标准,判定了河流、湖泊主要属性,确定了河流的解译标志,厘定了青藏高原6种成因类型湖泊(构造湖、冰川湖、火山湖、河成湖、堰塞湖、人工湖等)的解译标志,为准确提取河流、湖泊遥感信息,深入研究河流、湖泊的演变历史,提供了技术方法。

2. 查明了青藏高原河流的分布现状

遥感解译了外流水系干流及其三级支流、重要内流水系干流及其三级支流、一般内流水系干流及其二级支流。工作区内计有黄河、长江、澜沧江、怒江、雅鲁藏布江及伊洛瓦底江、恒河、印度河等8条外流水系,河西走廊、塔里木盆地、柴达木-青海湖盆地、羌塘、玛旁雍错等5个内流河集中分布区。外流水系共计Ⅰ级支流34条,Ⅱ级支流188条;内流区计有塔里木河、车尔臣河、疏勒河、黑河等4条重要内流水系,27条一级内流水系和170条二级内流水系,共计Ⅰ级支流36条,Ⅱ级支流269条。区内共计干流12条、Ⅰ级支流70条、Ⅱ级支流457条。

3. 查明了青藏高原河流的分布规律

1) 外流水系各干流都源于青藏高原腹地,由西北向南东呈辐射状展布,其不同级别支流呈树枝状分布。各干流源区地形平缓,雨雪较多、蒸发较弱,多湖泊、沼泽。在青藏

高原东南部,各干流与山脉平行地段均形成高山峡谷地貌景观;切割山脉地段,则分别形成“倒流”、“三江并流”和“大拐弯”的奇丽景观。

2) 内流水系都以湖泊或盆地为中心,呈向心状展布,最终注入湖泊,或消失在沙漠中。重要内流水系和一级内流水系源区多有大片冰雪覆盖,水源丰富。河西走廊、塔里木盆地和柴达木-青海湖盆地内流分区的内流河进入盆地后或断流,或转为时令河。羌塘内流分区多数一级、二级内流水系的展布方向与区域构造线方向一致。

4. 青藏高原河流的变迁分析

20世纪70年代中期至20世纪末的24年中,青藏高原河流总体变化不明显,部分地区外流水系个别河段略有摆动,内流水系少数河段有改道、断流,以及入湖河流在河口段出现延伸、退缩等变化。

5. 查明了青藏高原湖泊的分布现状

工作区内分布有面积 $\geq 1\text{km}^2$ 的湖泊共计1128个,总面积达 41183.74km^2 ,其中人工湖泊(水库)61座,合计面积 772.17km^2 ;天然湖泊1067个,合计面积 40411.57km^2 。天然湖泊中特大型湖泊(面积 $>1000\text{km}^2$)3个,合计面积 8013.57km^2 ;大型湖泊(面积为 $500\sim 1000\text{km}^2$)11个,合计面积 6785.76km^2 ;中型湖泊(面积为 $100\sim 500\text{km}^2$)71个,合计面积 13848.18km^2 ;小型湖泊(面积为 $10\sim 100\text{km}^2$)303个,合计面积 9612.83km^2 ;湖泊面积为 $1\sim 10\text{km}^2$ 的有679个,合计面积 2151.23km^2 。天然湖泊中淡水湖309个,咸水湖758个;构造湖897个,冰川湖117个,火山湖4个,河成湖25个,堰塞湖24个。

6. 查明了青藏高原天然湖泊的分布规律

1) 柴达木-青海湖盆地湖泊分区、羌塘湖泊分区是青藏高原乃至全国天然湖泊分布密度最大的两大稠密湖群区。柴达木-青海湖盆地湖泊分区湖泊率为2.36%,羌塘湖泊分区湖泊率为3.82%,分别是全国湖泊率0.95%的2.5倍和4.0倍。

2) 黄河流域、三江流域和藏南谷地湖泊分区的天然湖泊多分布在各外流水系的源区、上游及流域山间盆地中。位于源区盆地和流域山间盆地的天然湖泊大部为内陆湖,湖水性质多为微咸水、咸水,湖泊成因类型以构造湖居多;位于源区山岭、上游及支流河道上的天然湖泊大部为外流湖,湖水性质多为淡水,湖泊成因类型多数为构造湖、冰川湖,少数为堰塞湖。

3) 塔里木盆地、柴达木-青海湖盆地和羌塘湖泊分区天然湖泊绝大多数为内陆湖,湖水性质多为盐水、咸水和微咸水,湖泊成因类型大部分为构造湖,部分属河成湖、堰塞湖。羌塘湖泊分区天然湖泊的分布受区域构造严格制约,湖泊总体展布和单个湖泊长轴延伸方向都与区域构造方向基本一致。

4) 青藏高原天然湖泊或为河流尾闾,或有河流通过,都是河流的汇水中心。湖泊湖水主要依赖地表径流、泉水和降水补给,多数入湖河流的源区都有面积不等的冰雪覆盖,水源丰富或较丰。

7. 青藏高原湖泊的变迁分析

从20世纪70年代中期至20世纪末的24年中,青藏高原多数天然湖泊变化较大,主要是部分湖泊面积缩小或扩大,少数湖泊解体或归并,有的已干涸湖泊又重新汇水,有的湖泊则接近干涸。遥感调查结果表明:24年中青藏高原面积 $\geq 1\text{km}^2$ 的天然湖泊总数从

1029 个增至 1067 个, 新增湖泊 38 个, 合计新增面积 199.42km^2 , 分别占青藏高原天然湖泊总数和总面积 (40411.57km^2) 的 3.56%、0.50%。在先存的 1029 个天然湖泊中, 509 个湖泊面积稳定, 合计面积 8568.32km^2 , 分别占青藏高原天然湖泊总数和总面积的 47.70%、21.20%; 322 个湖泊面积缩小, 合计面积 19692.98km^2 , 分别占 30.18%、48.73%; 198 个湖泊面积扩大, 合计面积 11950.85km^2 , 分别占 18.56%、29.57%; 天然湖泊合计减少面积 1652.26km^2 、扩大面积 1454.18km^2 , 两者相抵, 净减面积 198.08km^2 ; 天然湖泊总面积从 40410.23km^2 增至 40411.57km^2 , 净增面积 1.34km^2 。

8. 青藏高原湖泊的分区变迁分析

我们将天然湖泊变迁类型划分为三种, 即湖泊 MSS 面积与 ETM 面积相等的称稳定型湖泊; 湖泊 MSS 面积 > ETM 面积的称萎缩型湖泊; 湖泊 MSS 面积 < ETM 面积的称扩张型湖泊。同时, 将萎缩型湖泊的减少面积与其 MSS 面积的百分比称为萎缩率, 扩张型湖泊的增加面积与其 MSS 面积的百分比称为扩张率, 作为衡量湖泊变迁程度的指数。虽然湖泊萎缩率和扩张率的影响因素较多, 如遥感数据时相、湖泊规模等, 不可能直观地反映湖泊的变迁程度, 但是作为湖泊变迁分析的指数之一还是有参考价值的。经计算, 青藏高原萎缩型湖泊的萎缩率为 7.73%, 扩张型湖泊的扩张率为 13.87%。

9. 论述了青藏高原湖泊的演变

在河流、湖泊全面调查的基础上, 选择特大型、大型湖泊作为重点区进行深入调查与分析。叙述了青海湖、纳木错、色林错等 3 个特大型湖泊, 扎日南木错、当惹雍错、羊卓雍错、阿牙克库木湖、班公错、哈拉湖、鄂陵湖、扎陵湖、赤布张错、乌兰乌拉湖、昂拉仁错等 11 个大型湖泊的现状调查与变迁分析成果。

(三) 在室内综合研究方面

室内系统测定样品时代、微体古生物与古植物鉴定、古环境与古生态参数等, 用以判断青藏高原河流湖泊演变所反映的气候变化, 建立了生态地质环境评价模型, 探讨其演化与环境变化过程。

1. 探讨了青藏高原气候变化的趋势

根据青藏高原 20 世纪后期近 40 年的气温变化特征的对比、近 40 年降水变化特征的对比, 对未来 30 年和 300 年我国气候变化进行了预测。研究表明: ①青藏高原 20 世纪后期 40 年气温的变化与相邻的中国西南地区相反, 而与中国北方一致, 都表现为升温, 但升温幅度略大; ②与中国其他地区的不同还表现为青藏高原夏季气温趋势存在复杂的空间分异, 冬季气温则与其他地区一样, 为较明显的升温; ③青藏高原气温变率大于中国其他地区, 40 年里冷暖期表现显著; ④西藏大部分地区与中国其他地区一致, 年降水量呈减少趋势, 而藏北和青海大部分地区降水增加, 但进入 20 世纪 90 年代, 这些地区降水有所减少。

2. 开展了青藏高原河流湖泊演变的定量分析

根据近几十年来青藏高原各流域气温和降水量变化、内陆河流的径流变化、外流河的径流变化、湖泊的变化等, 对青藏高原河流湖泊的演变进行了定量分析。研究表明, 近几十年来, 由于全球气候变暖, 加之人类对资源过度地开发和利用, 导致本区湖泊均发生了不同程度的变化, 许多湖泊的水位下降, 湖泊面积缩小, 湖水含盐量增加, 有的湖泊则逐

步干涸、消亡。同时，随着气候变暖、变干，各大江、大河的径流量也大幅度下降。

从 20 世纪 70 年代中期至 20 世纪末 24 年中，青藏高原面积 $\geq 1\text{km}^2$ 的天然湖泊总数，从 1029 个增至 1067 个，新增湖泊 38 个，湖泊总面积为 40411.57km^2 。21 世纪初，受全球气候变暖的影响，高山冰川溶化，湖泊数量增加。而且，随着气候变暖、变干，内陆干旱、半干旱地区的湖泊湖面开始萎缩，生态环境不断恶化。

3. 进行了青藏高原河流湖泊生态地质环境区划

在河流、湖泊现状调查和变迁分析的基础上，进行了河流湖泊生态地质环境效应分析，以 1:150 万青藏高原河流湖泊变迁遥感解译图为依据，编制成 1:150 万青藏高原河流湖泊生态地质环境区划图。以天然湖泊变迁状况为主要标志，将青藏高原河流、湖泊生态地质环境，划分为改善区、稳定区和退化区三大区划类型。重点叙述了河流、湖泊生态地质环境区划主要标志，并对青藏高原重要自然地理、经济建设地区的河流、湖泊生态地质环境进行了综合评价。

第一章 工作区地理地质环境

第一节 工 作 区

一、地理位置

青藏高原位于我国的西南部，西起东经 $78^{\circ}50'$ ，东至东经 $102^{\circ}10'$ ，横跨经度 $23^{\circ}20'$ ，南北介于北纬 $27^{\circ}40'$ 与北纬 $38^{\circ}40'$ 之间，纵跨纬度 11° 。东西长 2700km，南北宽 1400km，总面积约 $250 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，占我国国土总面积的 $1/4$ 以上，是全球最年轻、海拔最高的自然地理单元，素有“世界屋脊”和“地球第三极”之称，是世界上最引人注目的大高原之一。同时，青藏高原又是东亚著名大河长江、黄河、印度河、湄公河、雅鲁藏布江、怒江等江河的发源地，是我国河流、湖泊最发育，第四纪沉积物分布最广的区域之一。

青藏高原地域辽阔，西起帕米尔高原和喀喇昆仑山，与克什米尔地区、阿富汗和独联体中亚诸国接壤，东达横断山脉，与缅甸及我国的云贵高原毗邻，且濒临亚热带的“天府之国”——四川盆地，北越昆仑山、阿尔金山和祁连山，陡跌 4000~5000m，与亚洲内陆著名的干旱荒漠区塔里木盆地及河西走廊相连，南侧以喜马拉雅山为界，与印度、尼泊尔、不丹和缅甸诸国相望，是我国与周边国家接壤较多的区域。

二、行政区划

青藏高原范围内的行政区划，包括西藏自治区和青海省两个完整的省级行政区的 15 个地（州、市）117 个县（市、区），还包括云南省迪庆藏族自治州、四川省阿坝藏族羌族自治州和甘孜藏族自治州，以及凉山州木里藏族自治县、甘肃省甘南藏族自治州和武威地区天祝藏族自治县等 3 省 6 地（州）的 47 个完整县，以及云南省西北部、四川省西部、甘肃省西南部 and 新疆维吾尔自治区南缘等 4 省（区）的 47 个县的一部分，也就是说，青藏高原的范围包括上述 6 个省（区）的 38 个地（州、市），共 211 个县（市、区）的全部或部分。

三、工作区范围

工作区为整个青藏高原，包括藏南谷地、藏北高原、羌塘地区、可可西里地区和柴达木盆地，以及昆仑山、唐古拉山、冈底斯山和喜马拉雅山脉等（图 1-1），行政区划上隶属于西藏、青海、新疆、甘肃、四川、云南等省区。

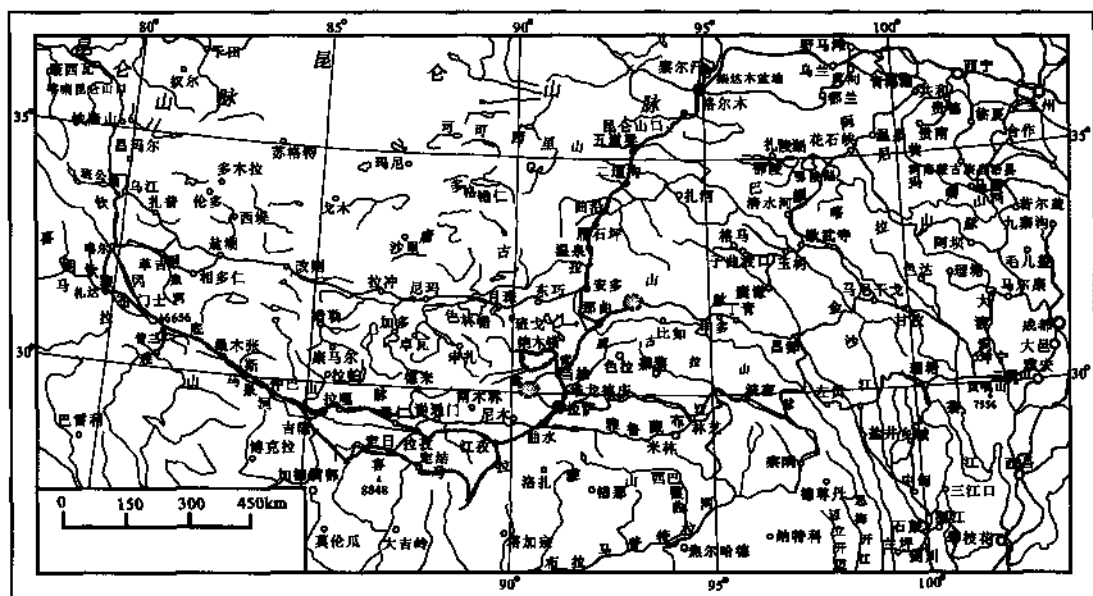


图 1-1 工作区范围 (粗线为野外地质调查路线)

Fig. 1-1 The scope map of working area

工作区平均海拔高程大于 4000m，北部有昆仑山脉、唐古拉山脉，中部有冈底斯山脉、念青唐古拉山脉，南部有喜马拉雅山脉。山顶常年有冰雪覆盖，主峰海拔高程多达 7000~8000m 以上。区内水系发育，河流与湖泊众多，最大湖泊为青海湖、纳木错、色林错、扎日南木错、当惹雍错等；青藏高原腹地的大部分河流为内流河，汇聚于高原湖泊之中。青藏高原是我国乃至东亚地区所有大江、大河的发源地，包括长江、黄河、恒江、印度河、萨尔温江、湄公河等。

主要地质调查工作区位于西藏拉萨市、日喀则地区、阿里地区、那曲地区和青海省格尔木、柴达木盆地及其相互交界的地区，交通条件在青藏高原相对较为便利，有几条公路贯穿全区，如格尔木—安多—那曲—当雄—拉萨公路（青藏公路），中部的那曲（安多）—班戈—申扎—尼玛—改则公路，南部的拉萨—日喀则—阿里公路，日喀则—申扎—尼玛公路，措勤—改则—阿里公路，以及遍布全区的简易公路等。每年 4 月中旬至 10 月中旬，适合作野外地质调查，野外可工作的时间为半年左右，大部分地区为可测地区，地质露头良好，具备了调查研究的基本自然地理条件。

第二节 自然地理概况

青藏高原的绝大部分位于我国境内，包括西藏自治区和青海省的全部，以及新疆维吾尔自治区、甘肃、四川和云南等省区的一部分。它的自然地理特征与众不同，是地球上的一个独特的自然地理单元。

一、地势与地貌的结构特征

青藏高原是我国最高一级地势台阶，其北、东、南三侧的前沿阶坎分别以三四千米以上的高差急剧下降到盆地和平原，从而衬托出独具特色的高原地貌单元。

1. 地貌的基本结构和形态

青藏高原的宏观地貌格局是边缘高山环绕、峡谷深切，内部由辽阔的高原、高耸的山脉、棋布的湖盆、宽广的盆地等大的地貌单元排列组合而成。高原的主体部分是以高原面为基础，随着总体地势从西北向东南逐渐倾斜，海拔由 5000m 以上渐次递降到 4000m 左右，由低山、丘陵和宽谷盆地组合而成。高原面以上，纵横延展着许多高耸的巨大山系，构成高原地貌的骨架；在高原面中间，镶嵌着众多的盆地和湖泊；高原面之下，交织着性质不同的内外流水系。此外，岩溶、风沙、火山和冰缘现象等地貌类型也在这种大格局下发育。

2. 东西横向为主的高大山系

青藏高原西起帕米尔高原，极西端尚有兴都库什山，向东则由南向北依次排列东西向的高大山系，即喜马拉雅山系、冈底斯—念青唐古拉山系、喀喇昆仑—唐古拉山系、昆仑山系、阿尔金山与祁连山。此外，高原东南部有岭谷呈南北走向平行并列的横断山地。喜马拉雅山系的北带称大喜马拉雅，多位于我国与南部邻国交界处，其中段雪峰林立，海拔 7000m 以上的山峰达 40 余座，8000m 以上的高峰位于边界及境内的就有 5 座。

3. 相间的宽谷、高原和盆地

青藏高原地貌呈网格状结构，由山体组成的网格之间分布着宽谷、高原和盆地。按照主体结构特征，可将高原划分为藏南谷地、藏北—青南高原及柴达木盆地等三大地貌单元。

(1) 藏南谷地

藏南谷地位于高原南部雅鲁藏布江流域中部，西起萨噶东至米林，长达 1200km，南北宽约 300km，是夹在喜马拉雅山和冈底斯山与念青唐古拉山之间的相对洼陷地带。谷底高度自西而东由海拔 4500m 降至 2800m，其两侧山地多在 5000m 左右。谷地宽窄相间呈串珠状，宽谷段有拉孜—仁布宽谷、曲水—泽当宽谷、米林宽谷。宽谷中河流阶地呈不连续带状分布，可宽达数千米，为农业基地。谷地两侧还发育有冲积、洪积扇。谷肩坡面上有风沙堆积。谷地中水系呈网状，中游拉萨河发育着类似的谷地地形，自北而南有当雄盆地（图 1-2）、林周盆地、拉萨平原。藏南谷地的山地地形破碎，海拔 4700~5000m，以流水作用、坡面冻融滑塌作用为主；向上依次为受冻融蠕变作用、寒冻与重力崩塌作用、冰雪作用的高山区和极



图 1-2 西藏当雄盆地和念青唐古拉山脉
Fig. 1-2 Damxung basin and Nyainqentanglha mountain in Tibet

高山区。海拔 5600 ~ 6000m 山地可见古冰川遗迹。

(2) 藏北 - 青南高原

藏北 - 青南高原占据青藏高原约 1/3 的面积, 从高原西北部延伸到东部, 地形丘状起伏, 宽谷、盆地广布, 星罗棋布地点缀着大小不等的湖泊。这是青藏高原的中心部分, 地势自西北海拔 5000m, 向东南倾斜至 4000m。在寒冷、干燥气候下, 以冰缘环境的强烈冰蚀与寒冻风化为主要, 冻土发育。该区包括了藏北高原湖盆区和青南高原区两部分。藏北高原湖盆包括昆仑山以南、冈底斯山以北的广大地区, 东西长约 1000km, 南北宽达 700km, 其南部集中分布着纳木错、色林错等众多湖泊, 湖盆宽谷多在海拔 4400 ~ 4700m 范围内, 构成完整的高原面, 并成为山地、丘陵的侵蚀基准面。山麓带洪积扇发育, 湖滨阶地发育且高出湖面 100 ~ 200m 或更高。藏北高原的北部是永久冻土区发育地带, 平均海拔 5000m, 湖盆一般高达 4900m。青南高原包括青海省南部和四川省西北部, 平均高度 4000m 左右, 地势自西北向东南倾斜。青南高原上起伏和缓的平行山岭相对高度不大, 山岭间的河谷宽广, 曲流、沼泽湿地发育。本区大部属外流区, 但高原面地形保存较完整, 仅边缘切割较强。

(3) 柴达木盆地

柴达木盆地是青藏高原北部相对的低地, 盆地呈不等边的三角形, 海拔 2600 ~ 3000m。气候极为干旱, 自第三纪中期大湖期以来的湖水蒸发, 使盆地堆积了大量盐类和石膏。盆地四周为山地环境, 其西部为新构造相对隆升区, 发育向心状水系, 河流自山口外即呈潜流汇入湖盆。周边发育 10 ~ 20km 宽的山前洪积平原, 再向盆地内则为地势平坦的冲洪积平原。在强烈风蚀作用下, 发育雅丹地形和平行于主风向的垄岗状风蚀丘地形。柴达木盆地东南部是长期沉降区, 水源汇集、湖泊面积较大、沼泽广布, 冲洪积平原上多砾石、沙丘、盐土硬壳。

二、高原气候

青藏高原平均海拔约 4000m 以上, 耸立于对流层的中部, 与同高度的自由大气相比, 这里的气候最暖、湿度最大、风速最小, 但就地面而言, 与同纬度的周边地区相比, 这里的气候最冷、最干、风速最大, 这是巨大高原的动力和热力作用的结果。归纳起来, 高原气候有以下特点。

1. 大气干洁, 太阳辐射强

空气稀薄、大气干洁的青藏高原上, 太阳总辐射高达 $540 \sim 800 \text{ kJ/cm}^2 \cdot \text{a}$, 比同纬度低海拔地区高 50% ~ 100% 不等。太阳辐射资源中的红外线、可见光和紫外线各波段 4 ~ 9 月的总量约占全年辐射总量的 67%, 主要集中在春末至秋初作物发育季节。晴天时高原地区大气对紫外线辐射的消光能力很弱, 如海拔 4500m 的那曲观测到晴天正午紫外线辐射瞬间值达 70 W/m^2 。总的来说, 随海拔上升太阳光各波段辐射强度均有所增大, 但紫外线波段上升最强, 所占比例相对升高, 而可见光波段略有下降, 红外线波段下降较多。紫外线辐射虽在总辐射量中所占比例很小, 但对植物的形状、颜色与品质优劣起着重要作用, 这也许就是目前高原冬小麦和青稞的单产能创全国纪录的原因。

2. 气温低, 日差较大

青藏高原高海拔导致的相对低温和寒冷非常突出。高原面上最冷月平均气温低达 $-10 \sim -15^{\circ}\text{C}$ 。与我国温带地区大体相当。暖季青藏高原成为全国最凉快的地区, 7 月平均气温与南岭以南的 1 月平均气温相当, 比同纬度低地低 $15 \sim 20^{\circ}\text{C}$ 。与同纬度低地相比, 高原上气温日差大一倍左右, 具有一般山地与高山的特色。同时, 由于受强烈大陆性气候的影响, 气温年差也不小, 而与我国同纬度低地接近, 表明其与热带高山有着根本不同的温度特征, 因而其特征的气温条件对自然地理过程及植物生长而言具有特殊意义。

3. 降水少, 地域差异大

青藏高原降水量自藏东南 4000mm 以上, 向柴达木盆地西北部的冷湖, 逐渐减少到仅有 17.6mm, 相差 200 多倍。雅鲁藏布江河谷的巴昔卡年降水达 4500mm, 为我国降水最多的中心之一。这是由于喜马拉雅山和缅甸西部那加山, 在此合围成一向西南开口的马蹄形地形, 夏季形成孟加拉湾暖湿季风复合区, 气流转变成气旋性弯曲, 易造成丰沛降水。溯雅鲁藏布江北上深入高原腹地, 降水急剧减少, 但其河谷地常年降水可达 400mm, 比两侧山麓多。至念青唐古拉山以北地区, 降水又增多, 为 400 ~ 600mm。藏北地区因为受切变线、低温系统影响, 加上



图 1-3 藏南谷地中向南流的亚东河

Fig. 1-3 Yadong river flows southward in south Tibet valley

有利地形条件, 成为藏北多雨中心, 气候比较湿润。此外, 雅鲁藏布江下游、黄河流域的松潘地区、祁连山脉东南部也都是年降水量较多的地区, 平均分别在 500 ~ 800mm 的水平。高原上的其他大部分地区年降水量偏少, 多为 200 ~ 500mm。高原的南缘比较特殊, 三江流域总的降水偏少, 在 400mm 以下, 怒江河谷是著名的干热河谷; 而吉隆、聂拉木、亚东 (图 1-3) 等地的河流切割向南开口, 迎着印度洋暖湿季风, 年降水量可达 1000mm 以上。

4. 高原气候分带

根据温度、水分、植被指标, 结合大地形影响做综合分析, 将青藏高原划分为高原亚寒带、高原温带、藏东南较低海拔的亚热带山地、热带北缘山地, 并依据水分状况进一步划分为湿润、半湿润、干旱、半干旱等 13 个气候类型区。以下仅以主要特征气候带为例说明其基本特征。

高原亚寒带位于冈底斯山、念青唐古拉山以北, 通天河河源以东, 包括西藏那曲至青海阿尼玛卿山、青海东南隅的地区, 平均海拔 4500 ~ 4800m, 年大于等于 10°C 区间天数少于 50 天, 年降水量为 100 ~ 300mm, 为高原主要牧区之一。水分条件较好, 但西部多大风和风沙。

高原温带主要包括青藏高原东部边缘金沙江、澜沧江、怒江流域高山峡谷区, 中部喜马拉雅山以北雅鲁藏布江、拉萨河、尼洋河、年楚河流域的河谷, 及青海湟水、黄河流域。这一带地形复杂, 高低悬殊, 平均海拔 2700 ~ 3700m, 年大于等于 10°C 的天数为

50~150天不等,年降水量为400~600mm,西部极为干旱。本带是高原最重要的农业区。

藏东南山地属亚热带、热带北缘的气候带,位于高原东南隅,海拔很低,谷地海拔多在1000m至100余米,为热带北缘山地、亚热带气候,气候异常温暖湿润。全年的平均气温几乎均超过10℃,降水丰沛,年温差小,日差较大,春温低于秋温,表明气候的海洋性十分明显。降水随海拔升高呈线性递增,最大降水高度约在海拔3500m处,南部降水量在2500mm以上。

三、高原水文

青藏高原的水文条件依气候环境的降水分布不均而呈现变化。同时,在喜马拉雅山脉、藏东南地区、及其他有许多高大山脉的地区发育有众多的现代冰川。

1. 现代冰川

青藏高原现代冰川均发育在高原上巨大的山系中,冰川总面积为49162km²,占全国冰川总面积58651km²的83.8%,占亚洲山地冰川面积的40%。

高原上冰川在地区间分布不均匀,主要分布在高原南半部(图1-4)和东部地区。昆仑山脉冰川面积最大(约12482km²),其次是喜马拉雅山脉(11055km²),分别占全区冰川总面积的27%和24%,两个山系合占高原冰川总面积的一半;冰储量38563×10⁸m³,约占全国冰川储量51322×10⁸m³的75%,昆仑山和喜马拉雅山的冰川储量分别占高原冰川总储量的33.8%和25.8%。

此外,在念青唐古拉山、喀喇昆仑山、羌塘高原、唐古拉山、冈底斯山、祁连山、横断山脉之中,均有或多或少的现代冰川。其中念青唐古拉山的恰青冰川长达35km,面积172km²,比阿尔卑斯最大的阿列其冰川规模还大。念青唐古拉山也是地球上中低纬度地区最大的原冰川作用中心之一。



图1-4 西藏浪卡子现代冰川的冰塔林
Fig. 1-4 Modern glacier ice-tower forest in
Nagarze, Tibet



图1-5 西藏萨嘎县境内的雅鲁藏布江
Fig. 1-5 Yarlung Zangbo river in Saga county,
Tibet

2. 高原河流

青藏高原为我国三级地势的最高阶,向南、向东倾斜,成为我国长江、黄河以及怒江、澜沧江、雅鲁藏布江(图1-5)、恒河、印度河等国际主要大江大河的发源地和分水岭。高原的隆起以及地质构造、地质地貌和气候对众多河流的发育具有决定性影响。高原

东南部、东部和南部属湿润和半湿润地区，河网密度大，属常年性河流，且多为外流河；高原西部和北部属于干旱、半干旱地区，河网欠发达，多为季节性河流，且多为内流河。

河流水系按流域归宿，可分为太平洋水系、印度洋水系和内流水系。其中内流水系又可分为藏南内流水系、藏北羌塘高原内流水系和青海省柴达木盆地内流水系，内流水系基本上以内陆湖泊为归宿。

外流水系中河流多，水量充沛、河道落差大，蕴藏有极丰富的水能资源。据不完全统计，该区主要河流天然水能理论蕴藏量达 $31906 \times 10^4 \text{ kW}$ ，约占全国河流天然水能理论蕴藏量的 44%，是我国、也是世界上河流水能蕴藏量最集中的地区。但高原水能蕴藏量在地区间分布极不均匀，主要分布在高原的东南部和东部地区。

3. 高原湖泊

中国面积大于等于 1 km^2 的湖泊约有 2300 个，其中一半以上分布在青藏高原。高原上有最大的湖——青海湖（面积 4350 km^2 ）和海拔最高的大湖——纳木错（海拔 4718m，面积 1920 km^2 ）（图 1-6）。

青藏高原是我国湖泊数量最多、面积最大的地区。仅青海、西藏两省区，面积大于 1 km^2 的湖泊就有 1019 个，其中面积大于 100 km^2 的有 63 个，大于 1000 km^2 的有 3 个。全区湖泊总面积为 36889 km^2 ，占全国 70988 km^2 的 52%（王苏民，1998）。

根据水系特点，可将其划分为外流湖和内流湖两大类。高原湖泊的分布，大致可分为藏东南—横断山外流湖区，藏北内流湖区和青海湖—柴达木盆地内流湖区 3 个区域。其中，外流湖区的湖泊有 235 个，总面积为 5277 km^2 ，分别占全区的 23.1% 和 14.3%；内流湖泊 784 个，总面积为 31612 km^2 ，分别占全区的 76.9% 和 85.7%。湖泊总储水量达 $5182 \times 10^8 \text{ m}^3$ ，占全国湖泊总储水量 $7077 \times 10^8 \text{ m}^3$ 的 73.2%。其中淡水占 $1035 \times 10^8 \text{ m}^3$ ，仅占总储量的 12.7%。

4. 青藏高原湖泊的成因类型

(1) 构造湖

青藏高原上大多数湖泊都受到高原隆起的影响和控制，归属于构造湖成因类型，其中包括地质构造运动所产生的构造断陷湖、构造拗陷湖和构造沉陷湖等。

青藏高原内部近似东西向的深大断裂谷发育，在构造谷地的低洼处分布着纵向延伸成带的湖泊群，其长轴与区域构造线方向吻合，表明湖盆的形成明显受区域断裂线的控制。羊卓雍错是藏南最大的湖泊，位于海拔 4500m 左右的高原上，河谷与湖盆交错分布，北部受近东西向逆断层控制，岸线平直，湖盆形成深槽。在藏北海拔 4500—5000m 的高原上，在山岭之间分布着众多的内陆湖盆。唐古拉山与冈底斯山—念青唐古拉山之间的宽广地带，湖泊成带分布，面积较大的有纳木错、色林错、昂孜错、加仁错、当惹雍错等。昆仑山在青海南部分成 3 支，在中支阿尔格山和南支可可西里山之间，是一个中新世代的坳



图 1-6 西藏三大神湖之一的纳木错和念青唐古拉山主峰

Fig. 1-6 Nam Co, one of the three supernatural lakes in Tibet, and the peak of Nyainqentanglha mountain

陷带,分布有一连串山间湖泊,如可可西里湖、卓乃湖和库赛湖等。在可可西里山及其南侧的唐古拉山之间,亦有一连串山间湖泊,如西金乌兰湖、乌兰乌拉湖、多尔孜错和多格仁错等。所有这些湖泊的分布都有与山脉走向相同的特点,所以基本都属于构造湖。不论其在盛冰期是否曾被冰雪覆盖,也不论其现在是否依靠冰雪融化补给湖水,它们均是雪线以上的山脉中由横向、斜向断裂控制的断陷构造湖。巴颜喀拉山是黄河与长江的分水岭,山北的黄河宽谷之中,由山系褶皱隆起同时出现由几组断裂控制的构造湖,它们就是高原上面积最大的外流淡水湖鄂陵湖和扎陵湖,及其周围的湖群。

柴达木盆地有众多湖泊分布在这一构造盆地的低洼处,均属于第三纪柴达木古大湖的残留湖。盆地受周缘阿尔金山、祁连山、昆仑山的山麓深大断裂控制,渐新世、中新世、上新世以来盆地演化过程中,湖泊发育经历了由小范围中央湖泊、扩大、干旱盐湖化、萎缩的过程。青海湖则是晚更新世初期由于东部日月山等急剧上升,湖盆发生相对断陷,断绝了与湟水—黄河的连通,由外流湖成为封闭的内陆构造断陷湖泊。

高原东南横断山系新构造运动强烈。元江大断裂带上的洱海、金沙江以北的程海都是典型的构造断陷湖。

(2) 冰川湖

冰川湖是由冰川挖蚀形成的洼地或冰碛物堵塞冰川槽谷积水而成的。据青藏高原综合科学考察队的调查(1984)认为青藏高原地区冰川多以山谷冰川形式出现,冰川湖主要分布在高海拔的山区,规模比较小,多数是有出口的小湖。在高山冰川作用过的地区,以念青唐古拉山、喜马拉雅山区和高原东南部较为普遍地存在着冰川湖。如藏南工布江达县境内的八松错,是由扎拉弄巴和钟错弄巴两条古冰川汇合,在冰川槽谷谷口,经终碛封闭堵塞形成。藏东丁青县北的普塘错,是在出口处有4条平行侧碛垄和2条终碛垄围堵而形成的一个冰碛堰塞湖。藏南的普塘错属冰川挖蚀而形成的冰蚀湖,湖东南岸有沿湖长达30km以上的冰碛丘,尚木附近的平原上残留有漂砾,表明湖区曾有古冰川活动。此外,现代冰川退缩常在冰舌前端造成复杂的冰面地形,形成深浅大小不一的冰面湖。如加布拉冰川冰舌段、祁连山疏勒南山的南坡冰川冰舌等地,都发育有冰面湖,由于多数面积小于1km²而不在本次统计之列。

(3) 河成湖

河成湖的形成与河流的发育变迁有关,按形成原因可分为以下几种,即在天然堤间洼地积水、支流淤塞壅水、洪水漫浸进入两岸外高地的低洼处、河堤决口在河道以外侵蚀后占位等形成的湖泊,以及河道横向摆动在废弃的古河道上形成的湖泊。青藏高原上与河流邻近的湖泊多数发育在与山脉隆起有关的构造断陷—拗陷带中,上述5种成因中的前4种都被认为是构造湖,不再另划分为河成湖。但是某些相对稳定的洼地中的河流,可以在中老年期形成旁侧的牛轭湖,如新疆喀什的026~029湖泊串,即可归为河成湖类型。

(4) 火山湖

火山湖的形成与火山喷发有关,包括火山口休眠后积水形成的火山口湖,以及由火山熔岩流堰塞原先河道而形成的火山熔岩堰塞湖。青藏高原发育新生代火山喷溢活动,形成典型的火山口湖。

(5) 堰塞湖

堰塞湖是指由地震活动等原因引起山崩、滑坡体堵塞河床而形成的湖泊,或指由火山

熔岩流堵塞河谷形成的湖泊。后者可以归属在火山湖类型中,由于青藏高原新生代隆升后受降水量、火山活动地区的限制,火山熔岩堰塞湖并不发育。青藏高原急剧隆升过程一直持续至今,在高原周边,尤其是其西南边缘喜马拉雅山脉中下游和三江流域的河流峡谷地带地质构造活动强烈,由新构造运动、地震活动引起的山崩、滑坡、泥石流频发,这些地质灾害造成河道堵塞形成的堰塞湖较为典型。如藏南察隅的八嘎错就是1950年在近代地震基础上由山崩堵塞形成的,波密的易贡错形成于1900年,古乡错形成于1953年,八宿的然乌错形成于200年前后。岷江峡谷中茂汶附近曾在1933年大地震后出现过高山平湖,而金沙江及黄河上游也有近代多次出现山崩堵塞成堰塞湖的记载,均曾断流数日或数十日。新构造活动、地震引起的山崩本身就是地质灾害,而由此形成的堰塞湖堤坝一旦崩塌,湖水急剧下泄造成的次生灾害将更为严重。因此,对青藏高原这类堰塞湖的调查研究,应纳入减灾防灾的国土调查工作范围。

(6) 人工湖

为调蓄径流量用于通航、灌溉、城市工业用水和发电,人们在平原或山区河道建闸筑坝形成的湖泊或水库通称人工湖。青藏高原周边水能蕴藏量极大,对黄河、长江以及澜沧江、怒江、雅鲁藏布江等水系的水能资源开发已经在逐步实施过程中,刘家峡水库等的建成,为青藏地区和大西北的经济发展作出了巨大贡献。在高原的北缘干旱地区,也有拦截高山冰雪融水用于灌溉供水用的小型水库。这些人工湖多建在冲洪积扇下端潜水面出露地表的位置,在扇体前缘作弧形分布。

四、高原生物

青藏高原地域辽阔,高山纵横,生态环境十分复杂,为各类生物的生存、生长和繁育发展提供了有利条件,生物种类相当丰富。

1. 高原物种的多样性

青藏高原地区已知包括苔藓在内有高等植物13000余种,陆栖脊椎动物近1100种,均分别占全国各自物种总数的45%左右。此外,有鱼类115种、真菌5000余种,以及包括昆虫在内而目前尚难以统计的无脊椎动物和藻类、地衣、细菌、病毒等巨大数量的物种。高等植物中,高原有蕨类800余种,裸子植物88种,被子植物12000种以上;陆栖脊椎动物中,哺乳动物206种,鸟类678种,爬行类83种,两栖类80种。以上物种的多样性和丰富程度,显示了青藏高原在物种多样性中的重要地位。

从生物地理上看,青藏高原地跨植物的泛北极区和古热带区,以及动物的古北界和东洋界两大生物地理区域。以陆栖脊椎动物为例,东洋界有331种,古北界有180种。

就高原主体而言,不论是植物区系还是动物区系,最具特色的当属高原特有种。这些特有种是第三纪以来青藏地区经历巨变形成高原以来,自然地理条件、生态环境深刻变化过程中孕育和形成的,而且这个过程还在继续之中。由于新物种受生态习性或遗传基因的影响,或形成较晚而年轻,迄今仅在高原分布,如植物中的垫状驼绒藜、羽叶点地梅、画笔菊、黄花垫柳、匙苞黄堇和玉龙蕨,以及动物中的多种鼠兔、喜马拉雅旱獭、棕草鹑、温泉蛇等等。此外,还有些古老物种在高原边缘或干热河谷等特殊地带寻觅到合适生存的避难所,得以保存成为孑遗种,如植物中的巨柏、冬麻豆、独叶草,动物中的大熊猫、野

牦牛、斑尾榛鸡、西藏山溪鲵等。

青藏高原尤其是其东南部是物种分化活跃的地区，也是物种特有现象最显著的地区之一。被子植物就有 55 个特有属，特有的植物种多达 955 种，约占西藏植物总数 5296 种的 18.03%。特有的陆栖脊椎动物计有 281 种，占高原总数 1047 种的 26.8%。其中属高原型特有种 71 种，如哺乳类中的藏野驴、藏狐、喜马拉雅旱獭、野牦牛、白唇鹿，鸟类中的藏雪鸡，高原山鹑，黑颈鹤，爬行类中的青海沙蜥、温泉蛇，两栖类中的西藏蟾蜍、倭蛙等。此外，水栖脊椎动物鱼类特有种有高原裸鲤、异齿裂腹鱼、唐古特高原鳅和温泉裸裂尻鱼等。

青藏高原珍稀濒危物种之多在全国少见，仅哺乳类属国家一级保护的就有 15 种，二级保护的有 26 种，以及其他类种 6 种；鸟类中受国家一级保护的有 13 种，属二级保护的有 16 种，其他濒危种 20 种；爬行动物中有国家一级保护的 1 种；两栖类有属国家二级保护的 3 种。

2. 高原生态系统

青藏高原因其生物的多样性和环境的异质性，而导致了其生态系统的多样性，发育分布着一些高原高山特有的生态系统。其中，森林生态系统又可分为 3 个子系统，即热带常绿雨林、半常绿雨林，亚热带常绿阔叶林（图 1-7）、半常绿阔叶林，山地寒温性暗针叶林；灌丛生态系统仅按分布海拔及其生态条件就又可分为 4 个子系统，即山地灌丛、亚高山灌丛、高山灌丛、干旱河谷灌丛等；草甸生态系统则主要为高寒草甸子系统；草原生态系统（图 1-8）是高原上占据面积最大的生态系统类型，主要可分为温性草原和高寒草原两个子系统；荒漠生态系统可分为温性荒漠和高寒荒漠两类。此外还有高山垫状植被生态系统、高山流石坡生态系统、沼泽生态系统等。以上合计共存在 8 个大的生态系统，青藏高原各类动植物，以及低等生物包括细菌病毒等生命形式均生存、繁衍或蛰伏其中，构成了高原环境多样复杂、虽条件严酷恶劣、万物仍生生不息的奇特景象。



图 1-7 西藏樟木地区的亚热带常绿阔叶林
Fig. 1-7 Evergreen foliage forest of subtropical zone in Zham area, Tibet



图 1-8 藏北高原的苔草草原
Fig. 1-8 Lichen grass land in north Tibet plateau

3. 自然保护区

初步统计，截至 1993 年青藏高原的自然保护区已有国家级的 8 个，省、自治区级的

38 个, 市县级的 26 个。其中高原东侧外缘的卧龙自然保护区, 已进入世界生物圈保护区网。青海湖鸟岛自然保护区, 是由国家指定列入“国际重要湿地名册”的我国 6 个保护区之一。青藏高原有全国面积最大的羌塘、阿尔金山、珠峰、祁连山、塔什库尔干等 5 个自然保护区。这些自然保护区有以保护高原与周缘珍稀濒危动物及其生存环境为主的 (图 1-9), 也有以保护珍稀濒危植物为主要目的的如西藏巴结巨柏保护区, 还有保护特殊生态系统的如西藏岗乡保护区 (以保护高生产力云杉林为主), 以及保护水源涵养林的祁连山保护区, 自然风景区的如四川黄龙和九寨沟, 综合性的如珠峰和墨脱保护区等。

总之, 这些自然保护区的设立, 不但可以使人们学会珍惜世界上独一无二的青藏高原上的物种及其生态环境, 而且也可以教会人们去认识高原自然地理环境的奇特之处, 及其在经济可持续发展中的重要意义。

从以上简介可以看出, 青藏高原垂直自然分带结构类型是世界上独一无二的, 而且有着并不简单的自然地域分异特点。在对青藏高原自然地理认识的基础上, 结合其土地类型、矿产资源等条件进行综合自然区划, 属于经济地理学的范畴。以高原社会经济可持续发展理念制定高原现代化与资源-环境发展政策, 才能较长期地保持和改善青藏高原的自然地理-生态环境。



图 1-9 藏北高原的国家级保护动物——藏野驴
Fig. 1-9 National protected animal—*Equus hemionus*
in north Tibet plateau

第三节 地质概况

青藏高原平均海拔在 4000m 以上, 是近百万年以来地壳强烈隆升的结果。它经历了由海洋变成陆地, 成陆后随着地壳的隆升, 由过去的低海拔热带和亚热带环境向现在的高寒环境发展的演变过程。这里是亚洲几条大河, 如长江、黄河、印度河、恒河、雅鲁藏布江、怒江和澜沧江的发源地, 也是亚洲人类古老文明发源地的最上游。

一、高原地质概况

青藏高原地区地质历史复杂, 经历了特提斯洋发展演化的多个不同阶段与多期陆-洋体制转换。不同时期处于不同的板块构造环境, 形成不同类型的建造。古生代发育多期海相复理石建造, 中生代发育海相火山-沉积建造, 晚新生代以陆相沉积为主。前中生代地层经历了不同程度的变质作用, 形成以念青唐古拉山为代表的变质杂岩, 石炭-二叠纪低级变质岩系。中生代中晚期与新生代早期, 发育强烈的中酸性岩浆侵入事件, 形成了一系

列的喜马拉雅期的花岗岩岩基、燕山期的花岗岩岩基、花岗杂岩岩基等不同规模的侵入体，还发育白垩纪末期酸性火山喷发与第三纪早期中基性火山喷发事件。区内发育复杂的构造变形历史，不同时期、不同类型的构造叠加在一起，形成复杂的区域构造格局（图 1-10）。古生代晚期、中生代早期、中生代晚期与新生代早期，伴随着不同时期特提斯洋板块的俯冲与消减，青藏地区受到多期近南北向的强烈挤压，导致多期强烈的造山作用，形成不同的俯冲或碰撞构造带及不同程度的区域挤压构造变形。

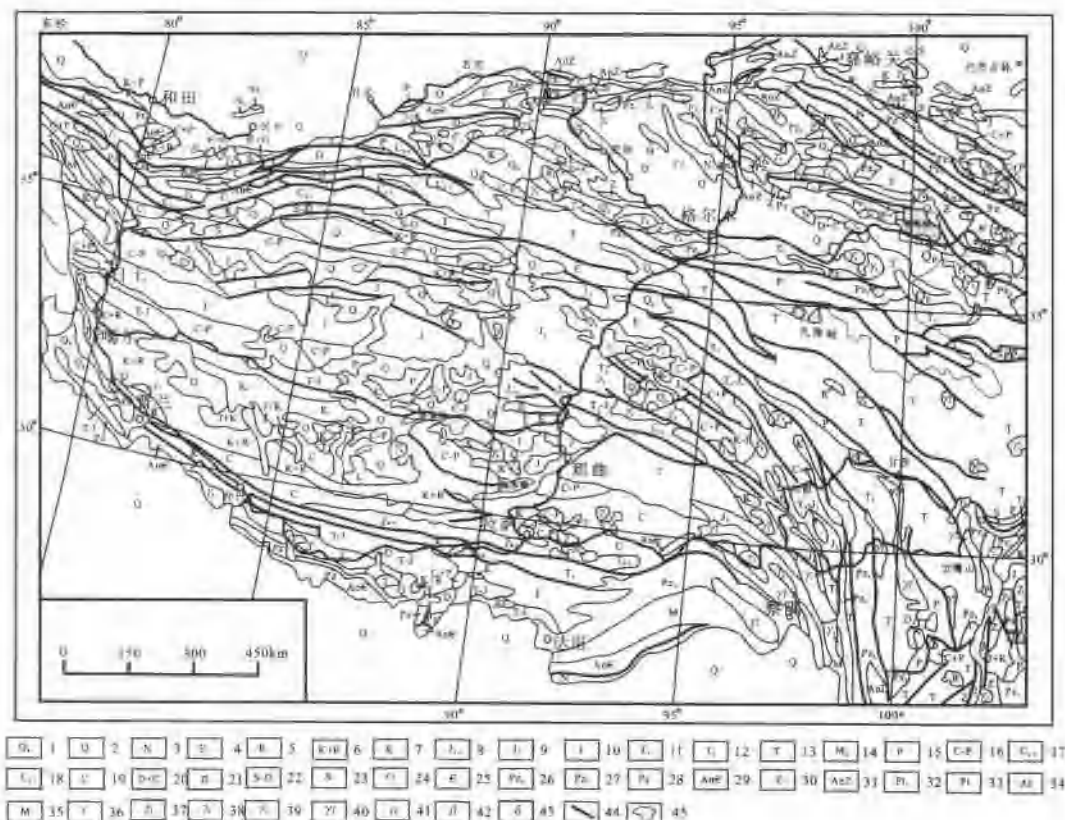


图 1-10 研究区地质构造简图

Fig. 1-10 Simplified tectonic map of study area

1—第四系冲积、湖积；2—第四系未分；3—第三系陆相为主；4—第三系；5—第三系陆相红层为主；6—火山岩；7—白垩系海相地层；8—侏罗系海相碎屑岩；9—侏罗系火山岩；10—侏罗系；11—三叠系陆相、海陆交互相；12—三叠系海相碳酸盐岩及碎屑岩；13—二叠系未分；14—井层未分；15—二叠系未分；16—石炭—二叠系未分；17—海陆交互相；18—石炭系火山岩系；19—石炭系未分；20—泥盆—石炭系未分；21—泥盆系未分；22—志留—泥盆系未分；23—志留系未分；24—碳酸盐岩、页岩；25—寒武系碳酸盐岩；26—寒武系火山岩；27—海相火山岩；28—古生界未分；29—前寒武纪变质岩系；30—震旦系；31—前震旦纪变质岩系；32—浅变质岩系；33—震旦系未分；34—中—深变质岩系；35—时代不明的变质岩；36—花岗岩类；37—华力西期；38—时代不明的变质岩；39—印支期；40—燕山期；41—安山岩类；42—晚第三纪至第四纪玄武岩；43—闪长岩类；44—断裂；45—湖泊

新生代早期，印度大陆向欧亚大陆快速俯冲，在青藏及邻区产生强烈的近南北向挤压作用，使早期的近东西向断裂带活化并产生新的逆冲推覆活动，导致地壳在近南北方向的

巨量缩短、地壳增厚与青藏高原的快速隆升。新生代晚期，在近南北向构造动力的挤压背景下，发育近南北向、北东—北北东向与北西—北西西向裂隙作用，形成一系列裂谷盆地和以纳木错断陷湖盆、色林错、扎日南木错、当惹雍错等为代表的萎缩湖盆。北东—北北东向与北西—北北西向断陷、裂隙盆地及其盆缘断裂现今仍有强烈活动，构成本区张性—张扭性活动断裂网络，控制区内中强地震与主要地热田的分布。

二、高原隆起与环境演化

青藏高原是由若干个从冈瓦纳古陆分裂出来、并向北漂移的块体，在不同地质时期逐一拼合起来的，其中印度板块在距今 1.5 亿年前，又从非洲板块中分离出来，随着印度洋中脊的扩张，以逆时针旋转的方式向东北方向不断漂移。到距今 1 亿年前后漂移加速，使得其与亚欧大陆之间的特提斯海消失，海洋底部的亚欧大陆南缘下插，逐渐消失在大陆地壳之下。到距今 4 千万年前，印度板块与欧亚大陆拼合并继续北移，板块间岩层弯曲、破裂并隆起，形成喜马拉雅山脉的雏形。与此同时，强大的推挤力向北遇到欧亚大陆内部坚稳地块（如塔里木地块）的阻挡，相对地向南反推使这些地块俯冲到昆仑山之下。因此现今青藏高原范围内是一个以南北方向挤压、缩短的运动学格局，造成了高原周边一系列巨大的断裂带，地壳在挤压下不断加厚超过正常大陆地壳的 2 倍，达到 60 ~ 70km，在均衡补偿作用下，发生了强烈隆起，上升成为巨大的高原。

晚新生代以来，随着隆升作用青藏高原的环境变迁剧烈，且其对中国和亚洲以至北半球的气候、环境都具有决定性的影响。

1. 上新世末以前为原始高原阶段

此时，青藏地区内部地面起伏和缓，海拔 1000m 左右，昆仑山和喜马拉雅山达到或超过 2000m。高原上三趾马动物群繁衍，同时发育热带、亚热带喀斯特地貌，具有亚热带山地森林或森林草原景观。

2. 上新世末到第四纪初为第一上升阶段

此时，青藏高原的平均海拔为 1000m 左右。原始高原地貌的一系列变化表现为边缘河流切割作用加强，水系流路发生调整，一些古湖被切割疏干，外流水系主要河道基本定型。

3. 早更新世末至中更新世为第二上升阶段

此次上升使高原面上升 1000m，海拔达到约 2000m，一些高山山峰进入当时的雪线范围，中更新世冰期发育了空前规模的冰川。冰期后湖泊发育，河流加剧切割作用，一些河流溯源侵蚀并袭夺其他河流。

4. 中更新世末至上更新世为第三上升阶段

青藏高原上升了 1700m，总体海拔达到 3700m 左右。该阶段，地形强烈切割，高山深谷地貌基本定形。地势抬升后，高大山系和整个高原的突兀显现阻挡了气流，从而改变了大气环境，确立了海洋性与大陆性气候的地域分区，垂直变化与水平差异交错复合，构成高原及周缘自然景观复杂而又清晰的三维空间分异特征。

5. 全新世以来至现今阶段

从距今 1 万年前的全新世开始至今，青藏高原加速隆起，平均年上升 4 ~ 6mm，昆仑

山地区年上升6~8mm,喜马拉雅地区年上升达8~10mm,高原内部及边缘盆地则处于相对沉隆之中。该期青藏高原气候向寒冷干旱化发展。全新世晚期进入新冰川作用期,到近代冰川普遍退缩,多年冻土和沼泽化均在退化之中,冰缘地貌发育,许多上新世广泛分布的湖泊被疏干,内流水系区形成许多内陆湖,一些大湖退缩、分离、盐化,昆仑山北坡发育风成黄土。地貌形态变化显著,山岭被蚀低,山坡和谷坡后退,谷地拓宽和加积,夷平作用使高原内部地势进一步向和缓方向发展。在该阶段,全新世中期曾有过气候转暖时期,当时森林植被发育、沼泽泥炭广布,藏北无人区有细石器分布,是古人类活动适宜时期。

第四节 工作区前人调查研究程度及评价

青藏高原新一轮国土资源大调查的开展,为青藏高原晚新生代环境研究的突破提供了新的机遇,奠定了坚实的基础;同时,青藏高原晚新生代环境演化研究,为提高青藏高原新一轮国土资源大调查的质量和水平提供了重要保障。在新一轮国土资源大调查过程中,将青藏高原区域地质调查与晚新生代环境演化研究有机地结合在一起,特别是将晚新生代以来重点湖泊与河流的研究用于阐释气候、生态环境、高原隆升,必将取得重要的突破。

一、国内外研究现状与存在问题

青藏高原新生代以来,尤其是第四纪环境演化是国际地学界关注的焦点,是国内外地球科学研究的重点,也是东亚环境变迁与全球环境、气候变化研究的关键,具有非常重要的调查研究意义。

1. 国内外研究现状

国内外对青藏高原第四纪地质与古环境的系统研究工作,开始于20世纪70年代。中国科学院青藏高原综合考察队、施雅风、刘东生、郑绵平、叶笃正、李吉均、崔之久、吴锡浩、钱方、李炳元、韩同林、中英联合科考队、王苏民、郑本兴等,先后对青藏高原第四纪地质、第四纪冰川、第四纪地貌、第四纪环境、高原湖泊与第四纪盐湖等进行过调查、研究工作,出版了大量论著。

美国自然科学基金委员会、德国GFZ地球科学研究中心、中国国家自然科学基金委员会与英国、法国科学界,相继将青藏高原第四纪环境演化列为优先资助、研究领域。

近年来,中国国家自然科学基金委员会将青藏高原形成演化及其资源环境效应,列为优先资助领域;原国家科委将“东亚古环境变迁”列为“九五”攀登预选项目;中国科学院长期将青藏高原隆升过程与环境演化的关系,列为重要研究方向;科技部和中国科学院将“青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究”,列为攀登项目和重大基础研究项目;中国地质调查局将“青藏高原东部黄河源头地区的地质生态填图”、“西藏纳木错第四纪环境演化”、“青藏铁路沿线灾害地质调查”等,列为国土资源大调查的重要内容,并在近年的工作中取得了重要进展。中国科学技术部资助的国家重点科技发展规划项目“青藏高原形成演化及环境资源效应”(简称为青藏973项目),将青藏高原隆升过程与环

境演化列为重要研究课题,并在青藏高原腹地实施了专门的环境科学钻探工程。

国内外专家在本区开展了大量的第四纪地质调查、第四纪冰川、高原湖泊与古环境研究工作,积累了较丰富的资料;中国地质调查局正在区内进行多幅1:25万区域地质调查,先期进行的且由朱大岗研究员负责的国土资源大调查项目“西藏纳木错第四纪环境演变调查研究”,均为本项调查研究工作奠定了良好的工作与资料基础。

2. 存在的主要问题

迄今为止,青藏高原绝大部分地区仅完成了1:100万区域地质调查,1:25万区域地质调查正在进行中,使青藏高原及邻区很多国际前缘性地球科学问题,因缺乏详细的基础性区域地质调查资料而难以取得重大突破。总的来说,对第四纪地质调查研究不够深入,全区的遥感地质调查和湖泊与河流的遥感解译工作尚未开展。

目前,国内外在青藏高原环境演化的相关研究中,对青藏高原隆升过程研究较多,而对青藏高原古环境演化研究较少,更缺乏深入系统的研究及精细可靠的量化内容;对青藏高原周缘及东亚的古环境研究较多,而对于青藏高原内部环境的变迁研究较少;对青藏高原新构造运动与活动构造研究较多,而对青藏高原第四纪以来河流湖泊环境与生态演化的研究较少。目前,在青藏高原尚缺乏国内外公认的河流湖泊遥感演变的生态地质调查与研究,及相关古环境、古气候的系统分析。而且,前人对青藏高原古环境的研究工作绝大部分都以路线地质调查与典型地点剖析为主,对高原内部第四纪以来(古)地质事件、(古)环境的遥感地质调查工作开展较少;前缘性科学问题的研究与基础地质调查的结合不够紧密。

(1) 青藏高原研究的关键问题

经我们综合分析后认为,研究青藏高原晚新生代以来尤其是第四纪以来的地质-环境-气候,应该阐述以下关键问题:①在总体快速隆升的背景下,青藏高原陆内碰撞造山带持续发育时段及其相对上升幅度;②青藏高原南北各区块剥蚀、夷平的地质-地文记录及其差异;③青藏高原南北各区块湖泊的沉积记录中所反映的气候-环境-生态差异、演化进程,及它们与高原周缘拗陷的对比;④河流对青藏高原的向源袭夺历史和进一步发展趋势。

(2) 青藏高原前缘性重大科学问题

目前,青藏高原前缘性重大科学问题包括:①青藏高原的岩石圈结构与构造演化;②青藏高原隆升的动力学过程与机制;③青藏高原内部环境变迁与生态演化历史;④青藏高原深部过程与表层动力学过程的耦合关系;⑤青藏高原隆升对东亚环境与全球环境、气候变化的影响等。

二、有关青藏高原古湖泊的调查与研究

半个多世纪以来,我国科学家对纳木错、色林错等湖泊进行过一系列科学考察(徐近之,1937;中国科学院青藏高原综合科学考察队,1983,1984;韩同林,1983,1984;朱大岗,2004)。他们发现了不同高度的三级湖积阶地、8~10条古湖岸堤,因而形成了中、晚更新世在西藏有一个“大水湖时期”的看法,认为藏北高原东南部的几个大中型湖泊,包括纳木错和色林错在内,曾有河道相连,且一度是怒江外流水系的一部分(郑

绵平等, 1989; 李炳元, 1998; 中科院地理所, 1990)。

近年来, Zheng Mianping *et al.* (2000) 和李炳元 (2000), 还进一步提出了青藏高原的 40~28/25kaB. P. 时期为“泛湖期”(pan-lake stage) 和“大湖期”的观点。其“大湖期”和“泛湖期”所指的含义是: 藏北高原现存的湖泊在“大湖期”和“泛湖期”时的水面要比现在大几倍至数十倍, 湖与湖之间以河道相连。

三、藏北高原古大湖的发现

2000~2002 年, 由中国地质科学院地质力学研究所承担、朱大岗研究员负责的国土资源大调查项目“西藏纳木错第四纪环境演变调查研究”, 根据发育在环纳木错的拔湖高达 139.2m 的高位湖相沉积(水准仪测量结果)、纳木错与仁错-久如错分水谷地、纳木错-申错分水谷地、仁错-本纠错的湖相沉积, 以及那曲南部、安多西部等地多处高达 4700~4800m 的高位湖相沉积(现在内外流区分水岭的海拔高度为 4690m), 结合室内 444 幅 1:10 万地形图解读、遥感图解译, 判定在青藏高原腹地存在一个晚更新世古大湖——“古羌塘湖”(朱大岗等, 2001)。古大湖呈网格状分布, 面积可达 100000km² 以上, 现今的纳木错、色林错、扎日南木错、当惹雍错等湖盆, 均是古大湖萎缩后的残留湖盆(图 1-11)。

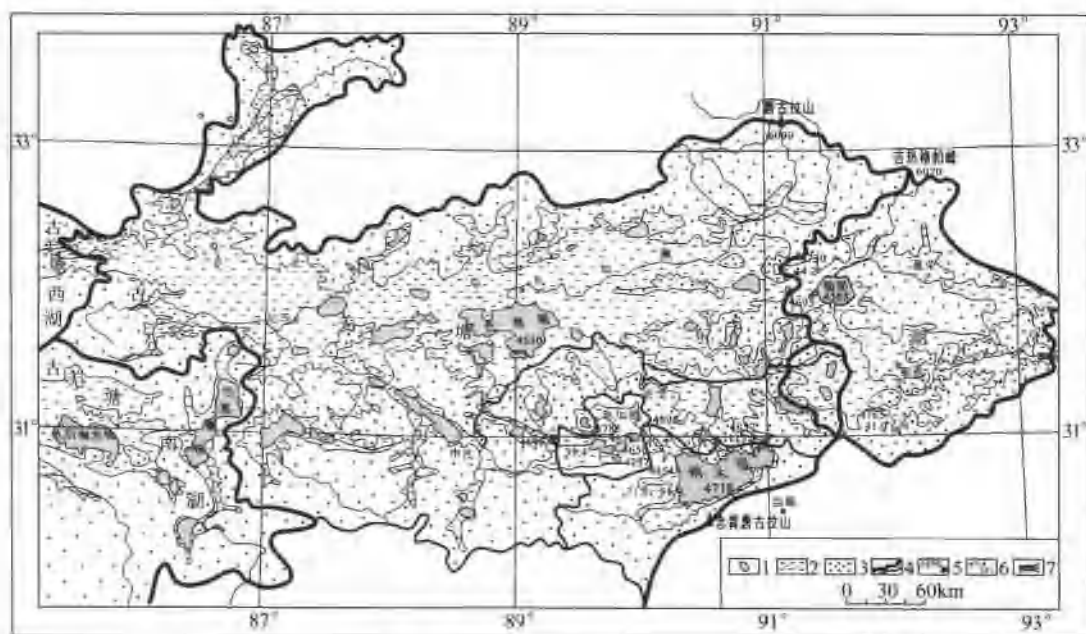


图 1-11 “古羌塘东湖”分布图

Fig. 1-11 The distribution of east Qiangtang paleolake

- 1—湖泊及湖面海拔高程; 2—古东湖的可能范围; 3—陆地与古湖中的岛屿; 4—主分水岭与支分水岭; 5—山峰、垭口及其海拔高程; 6—高位湖相沉积发现地点(有数字者为其最大海拔高度(m)和 U 系年龄(kaB. P.)); 7—古湖的可能外泄通道

1. 藏北高原古大湖的演化阶段

依据纳木错周缘和藏北高原湖相沉积物的 ESR 法、 ^{14}C 法、铀系法样品的测年结果 (表 1-1 至表 1-3), 我们将藏北高原东南部古大湖的演化划分为 3 个阶段: ①古大湖期 (11~3.7kaB. P.), 即古大湖的发育期; ②外流湖期 (3.7~3kaB. P.), 即古大湖的分裂期, 湖水开始外泄; ③纳木错期 (3kaB. P.), 即以河道相连通的残留湖盆期 (赵希涛等, 2003)。首次确定了青藏高原腹地晚更新世以来湖泊演化的时间序列。

表 1-1 纳木错及邻区湖泊沉积的铀系测年结果

Tab. 1-1 U-series dates of the lacustrine deposits from Nam Co and adjacent lakes

样品编号	剖面地点与采样部位	拔湖/m	海拔/m	岩性	CaCO_3 含量/%	年龄/kaB. P.
6-24-1-52	扎弄湖东岸 T_1 中部	1.2	4719.2	粉砂粘土		11.2 $\pm$ 2.0
6-25-1-64	扎弄湖东岸 T_2 底部	8.0	4726.0	细砂		28.2 $\pm$ 2.8
6-26-1-7	扎弄湖东岸 T_3 中部	16.1	4734.1	细砂	57	32.3 $\pm$ 4.4
6-30-1-2	丘贡 T_4 上部	22.0	4740.0	粉细砂	24	35.2 $\pm$ 3.0
6-7-2-8	干玛弄西南 T_4 中部	22.9	4740.9	粘土粉砂		36.1 $\pm$ 2.2
6-7-1-10	干玛弄西南 T_5 上部	26.3	4744.3	粘土粉砂	58	39.5 $\pm$ 3.0
6-26-2-8	塔吉古日西南坡 T_5 下部	27.0	4745.0	粘土粉砂	52	41.2 $\pm$ 4.7
6-27-1-7	塔吉古日西南坡 T_6 中部	42.1	4760.1	粉砂	46	53.7 $\pm$ 5.2
6-27-2-7	塔吉古日西南坡拔湖 47.5m 剖面	46.8	4764.8	粘土细砂	43	71.8 $\pm$ 8.5
6-27-3-5	塔吉古日西南坡拔湖 68.9m 剖面	68.4	4766.4	粘土粉砂	61	90.7 $\pm$ 9.9
6-27-4-6	塔吉古日西南坡拔湖 88.8m 剖面	88.3	4806.3	粉砂粘土	45	78.5 $\pm$ 4.2
6-9-72-2	干玛弄西南高位湖相沉积	115.8	4833.8	粘土粉砂		86.5 $\pm$ 5.9
6-27-6-1	塔吉古日西南坡高位湖相沉积	128.0	4846.0	粉砂粘土		96.1 $\pm$ 10.5
6-9-73-2	干玛弄西南高位湖相沉积	119.8	4837.8	粘土粉砂		101.7 $\pm$ 9.7
6-9-78-1	干玛弄西南高位湖相沉积	139.0	4857.0	粘土粉砂		115.9 $\pm$ 12.1
6-8-1	期波拉 16.8m 湖岸堤上部	16.5	4734.5	湖滩岩	<5	29.3 $\pm$ 2.7
6-3-1	多青岛西北岸东溶洞底砂砾岩上部	20.5	4738.5	湖滩岩	78	18.7 $\pm$ 3.8
6-1-1	多青岛西南岸湖蚀台地基岩石缝中	15.4	4733.4	湖滩岩	>95	26.7 $\pm$ 2.8
7-11-1-3	久如错 (4678m) 东岸 4805m 小丘	90.0	4768.0	粉细砂	35	47.5 $\pm$ 3.3
7-1-1-5	仁错 (4650m) 北岸马尺西	102.0	4752.0	粉细砂	38	39.4 $\pm$ 4.5
5-16-2-7	错那 (4588m) 西北岸	137.0	4725.0	粘土		44.2 $\pm$ 4.7
3-10-2-3	那曲夹不弄 4760m 剖面下部			细砂		41.0 $\pm$ 3.7

表 1-2 纳木错湖岸阶地的 ^{14}C 法测年结果

Tab. 1-2 ^{14}C dates of the lake terrace from Nam Co

样品编号	采样部位	样品物质	距今年代/a. B. P.	树轮校正/Cal. a. B. P.
6-24-1-5	扎弄湖 T_1	水草	4220 $\pm$ 85	4830 $\pm$ 120
6-24-1-103	扎弄湖 T_1	水草	4350 $\pm$ 85	4870 $\pm$ 100
6-25-1-4	扎弄湖 T_2	螺壳	8060 $\pm$ 100	9010 $\pm$ 170
6-24-1-45	扎弄湖 T_1	水草	2380 $\pm$ 60	2350 $\pm$ 60
6-25-1-32	扎弄湖 T_2	水草	7780 $\pm$ 80	8560 $\pm$ 90
6-27-8-2	波曲河口 T_1	淤泥	11805 $\pm$ 100	13820 $\pm$ 240
6-27-8-49	波曲河口 T_1	螺壳	4540 $\pm$ 65	5290 $\pm$ 130
6-28-1-2	波曲河口 T_2	螺壳	8130 $\pm$ 90	9030 $\pm$ 125

续表

样品编号	采样部位	样品物质	距今年代/a. B. P.	树轮校正/Cal. a. B. P.
6-7-3-8	干玛弄 T ₁	水草	2610 ± 70	2750 ± 25
6-2-1-55	打曲怕 T ₁	水草	9230 ± 95	10390 ± 145

注：由中国地震局地质研究所碳十四实验室测定。

表 1-3 当惹雍错湖相沉积 ESR 电子自旋共振法测年结果

Tab. 1-3 ESR dates of the lacustrine deposits from Tangra Yumco

样品编号	采样部位	岩性	年剂量 D/ (mGY/年)	TD/GY	T/ka
5767	昂仁县达果乡热拉当惹雍错东岸 T ₅	细砂	7.42	720.65	97.12
5767-1	昂仁县达果乡热拉当惹雍错东岸 T ₅	细砂	9.33	2534.62	271.66
5768	昂仁县达果乡热拉当惹雍错东岸 T ₁	细砂	13.86	1447.32	104.42

注：由中国地质科学院地质力学研究所 ESR 实验室测定。

2. 藏北高原古大湖湖水面变化

根据 19 条长达 30km 环纳木错水准仪测量结果 (图 1-12, 表 1-4), 以现代纳木错湖水面的高度为基准, 可将古大湖划分为: ①古大湖期, 拔湖 140 ~ 26m; ②外流湖期, 拔湖 26 ~ 19m; ③纳木错期, 拔湖 < 19m。测量首次得到了青藏高原腹地晚第四纪以来湖

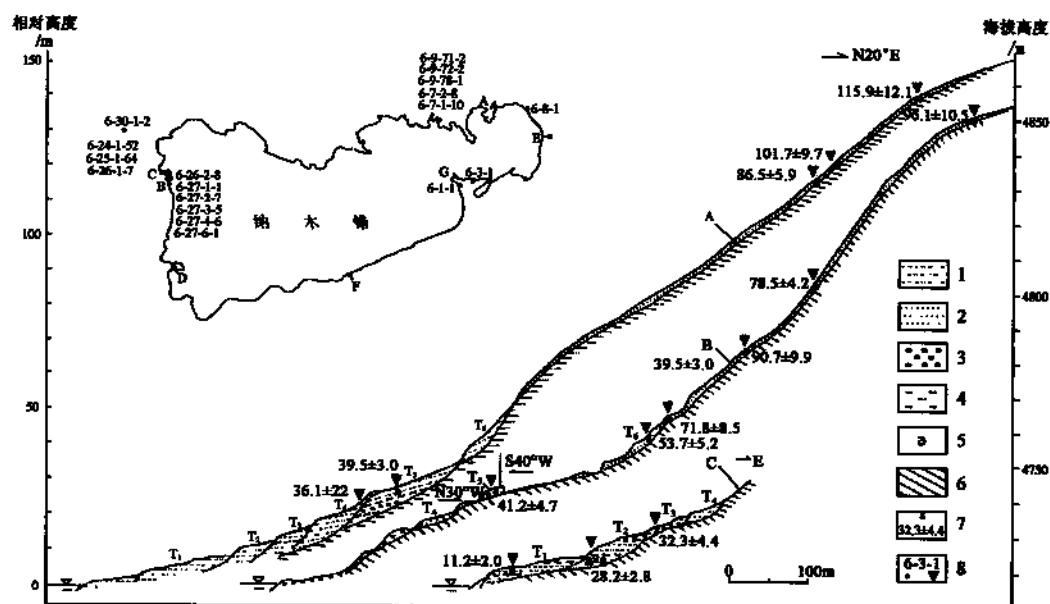


图 1-12 纳木错沿岸湖岸阶地与高位湖相沉积实测剖面及平面位置图

Fig. 1-12 Measured section and location map of lake terraces and high-level lake deposits along the bank of the Nam Co

1—粘土质砂层; 2—砂层; 3—砂砾层; 4—水草层; 5—螺壳; 6—基岩; 7—铀系样品采样位置及测年数据 (kaB. P.); 8—采样点及编号

实测剖面位置: A—干玛弄及西南; B—塔吉古日西南; C—扎弄滴; D—夺玛南; E—马尼洋滴; F—丁曲怕; G—多育岛西北

泊演化的高精度实测数据，在环纳木错岸边首次发现了“湖滩岩”，并提出了“湖滩岩”的定义。

表 1-4 纳木错沿岸的湖岸阶地与最高湖相沉积高于纳木错湖面的相对高度
Tab. 1-4 Relative heights of terraces and highest lake deposits above the lake level along the bank of the Nam Co

剖面地点	湖岸阶地/m						最高湖相沉积/m
	T ₁	T ₂	T ₃	T ₄	T ₅	T ₆	
扎弄湖	2.2~8.0	8.7~15.6	17.0~18.2	18.7~22.4			
塔吉古日西南			15.0~19.5		27.7~33.3	42.8~45.8	136.7
夺玛南	3.8~4.6	8.3~12.9	17.4~19.9				90.8
干玛弄及西南	4.5~8.3	9.6~10.8	14.0~17.1	19.0~25.8	26.0~36.9	38.3~47.6	139.2
马尼洋湖	3.0~6.3						
丁曲怕	2.4~4.4						
扎西多半岛西	1.5~3.2						

3. 纳木错群（干玛弄组和扎弄淌组）的建立

本区内 T₃—T₆阶地及高位湖相地层的 U 系年龄值在 11.59~1.87 万年之间，属晚更新世；而环纳木错的 T₁、T₂湖积阶地的¹⁴C 年龄值为 13820~2350a，属全新世以后，故纳木错沿岸湖相地层的形成时间为晚更新世早期—全新世中晚期（图 1-13）。



图 1-13 纳木错北岸干玛弄的高位湖相沉积

Fig. 1-13 High-level lake deposits along Ganmanong, north bank of the Nam Co

纳木错一带属班戈—八宿和措勤—申扎地层小区的交汇处，本区出露的湖相沉积物具有完整的剖面、丰富的微体古生物、特征的岩相与古地理环境，故有必要建立新的群（组）级岩石地层单位——纳木错群，我们将其定义为：由湖水作用形成的一套灰色、灰白色、灰黄色、青灰色湖相沉积物，不整合覆盖于聂丁空巴单元（K₂¹）中细粒花岗闪长

岩的棕红色残坡积物或爬然冰碛物之上。以纳木错沿岸出露的湖相沉积物为代表,形成时代属晚更新世—全新世,其中全新统出露最佳地点在扎弄淌,上更新统出露最好地点在干玛弄,其特征见表1-5。因此,根据环纳木错沿岸实测第四系湖相地层剖面、同位素测年、孢粉分析等资料,并结合沉积相、岩相组合等特征,将该套湖相地层命名为纳木错群($Q_{3-4}N$)。纳木错群由上更新统干玛弄组(Q_{3g})和全新统扎弄淌组(Q_{4z})组成(朱大岗等,2002)。

表1-5 西藏第四系地层的划分对比

Tab. 1-5 Classification and correlation of Quaternary strata in Tibet

地层 层位 (系)	地层 层位 (统)	念育唐古拉 (钱方等, 1982)	唐古拉 (浦庆余, 1982)	藏北湖区 (郑绵平, 1989)	① (西藏自治区地质 矿产局, 1991)	②③	藏北湖区 (西藏自治区 地质矿产局, 1997)	②	①③
第四系	全新统			棚厂组 (盐湖组)		盐湖组	松砂砂砾	西布冰碛与 现代冰川	扎弄 淌组
	上更新统	纳兵错冰碛	巴斯错冰碛	同旧藏布组	扎仓茶卡组	Q	鱼鳞山组	拉曲冰碛	纳木错群 干玛弄组
		三级阶地冲积物	二级阶地冲积物						
			扎加藏布冰碛						
	中更新统	海龙冰碛		夏穷错组	鱼鳞山组	Q	鱼鳞山组	爬然冰碛	
		羊八井冰碛	布曲冰碛					宁中冰碛	
		曲登组							
		当雄冰碛	拜多冰碛						
	下更新统	吉达果群		猪头山组	鱼鳞山组	Q	鱼鳞山组	吉达果群	
			曲果群						
第三系	上新统			中段					
				浆东如瑞组					

①措勤—申扎地层小区; ②拉萨—察隅地层小区; ③班戈—八宿地层小区。

4. 藏北高原古大湖调查研究中存在的问题

该项调查研究成果得到了国土资源部、中国地质调查局、中国地质科学院的领导、专家及国内地学界同行的极大关注,被列为中国地质调查局“地调科研2001年度的重大成果”之一:“在纳木错发现的巨型古高原湖,为研究青藏高原地质演化史及资源环境评价提供了新的基础资料”(寿嘉华,2002),与之有关的论文在国内核心期刊、SCI期刊上公开发表,引起了关注。

但是,由于该地调项目的研究内容、范围、时间和经费的限制,我们只是提出了“古大湖”在纳木错以外地区存在的可能,而无力进一步开展这方面的研究。

有关青藏高原东南部第四纪古大湖还存在很多需要调查研究的问题：①古大湖的分布范围尚需进一步的野外证实，我们已确定了“古羌塘东湖”和“古羌塘西湖”，但对它们的西延问题还需进一步调查，是否应分为“古羌塘东湖”、“古羌塘中湖”和“古羌塘西湖”？②古大湖的标准湖相剖面尚需野外测制，我们已测定和建立了纳木错周缘的晚更新世—全新世湖相地层剖面，古大湖的剖面是否与之相似，尚需调查研究证实；③古大湖的高精度实测数据有待于进一步测试分析；④古大湖的环境演化与气候变化过程尚需进一步探讨；⑤古大湖与青藏高原隆升的关系尚需研究；⑥古大湖与第四纪冰川的关系尚需进一步调查等等。这些问题都需要开展深入的调查与研究，才能得出令人信服结论，取得国内外公认的领先调查研究成果。

第五节 野外调查验证

前人仅在本区开展过1:100万区域地质调查和局部的第四纪地质调查，1:25万区域地质调查工作正在进行中，总的来说对第四纪地质调查研究不够深入，全区的遥感地质调查和湖泊与河流的遥感解译工作尚未开展。

因此，野外调查工作部署主要依据遥感图像的解译程度、交通和自然地理条件等因素确定，同时，要兼顾有关遥感图斑验证规定。野外调查方式以点、线结合调查为主，适当考虑相对集中的面状调查，并进行适当的样品采集。

本项研究通过遥感解译和野外查证，对本区的湖泊和河流以及第四纪地层、地貌等进行了初步的调查与研究，对藏北高原东南部晚更新世古大湖和纳木错湖泊的演化进行了深入研究，取得了一些重要的成果。

一、区域地质地貌、湖泊与河流地质调查

青藏高原湖泊密布，湖滨地带新生代地层发育，由于地理环境恶劣，所以地质研究程度很低。高原地区的新生代各类沉（堆）积在ETM遥感影像上反映清晰，解译标志明显，解译效果较好。采用遥感解译与地面调查相结合的工作方法，无疑是加快高原地质调查进度、提高地质研究程度的捷径。

通过野外对藏南谷地（拉萨—日喀则—拉孜—萨嘎—帕羊—门士—巴尔—札达—狮泉河、札达—普兰—萨嘎—拉孜—定日—吉隆—聂拉木—定结—亚东—江孜—浪卡子—曲水）、藏北高原纳木错周缘（当雄—纳木错—仁错—久如错—木纠错）和藏北青藏公路沿线（拉萨—当雄—那曲—布隆—安多—五道梁—昆仑山口—西大滩）几条总计长达9000多千米的野外路线地质调查，全面了解了青藏高原的地质构造、地质地貌、冰川遗迹（冰碛物、冰水沉积物等）、湖相沉积（湖相地层、湖岸堤、湖滩岩等）、湖成地貌（湖蚀洞、湖蚀凹槽、湖蚀崖等）、河流沉积、第四纪地质等的基本特征（图1-14，图1-15）。



图 1-14 昆仑山口和玉珠峰

Fig. 1-14 Kunlun Mountain pass and Yuzhu peak



图 1-15 阿里札达象泉河谷地

Fig. 1-15 Xiangquanhe valley in Zanda county, Ngari

1. 活动构造特征

青藏高原活动构造的基本表现形式是，在不断整体隆升背景上的差异性隆起，及以断陷和断裂为主的断块运动。在高原整体隆升背景下，早期挤压构造与晚期伸展-走滑构造叠加复合，即早期边界汇聚带、边界翘起带、内部隆升区及“X”型共轭扭断层系统叠加晚期的南北、北东、北西向断陷带和断块边界走滑断层及地块滑移。

2. 第四纪冰川遗迹与冰期划分

青藏高原第四纪冰川活动强烈，冰川遗迹发育，主要分布在海拔 5000~6000m 以上的高



图 1-16 念青唐古拉山东南麓的中更新世晚期的冰碛物

Fig. 1-16 Late Mid-Pleistocene till in southern foot of Nyainqentanglha mountain

山区，如念青唐古拉山（图 1-16）、冈底斯山、昆仑山、阿伊拉日居山、喜马拉雅山脉的两侧。根据第四纪地层剖面、冰碛物与冰水沉积、地层层序、地质地貌特征及其相互接触关系，在青藏高原可划分出 5 期冰期，从新到老依次为：新冰期（ Q_4 ）；晚更新世冰期（ Q_3 ），其 U 系与 OSL 年龄约为 0.07~0.03MaB. P.；中更新世晚期冰期（ Q_3^1 ），其 U 系与 ESR 年龄约为 0.2~0.14MaB. P.；中更新世早期冰期（ Q_2^1 ），其 ESR 年龄约为 0.7~0.6MaB. P.；早更新世中晚期冰期（ Q_1^2 ），其 ESR 年龄约为 1.16~0.73MaB. P.。每期冰期及间冰期的沉

积物中的砾石及其岩性、砾态、沉积厚度、风化程度等都有明显区别。另外，我们还对老冰期与冰碛层、各次间冰期和本区冰期与其他地区冰期进行了对比和讨论（表 1-6）。

表 1-6 欧洲、中国及青藏高原第四纪冰期划分对比表

Tab. 1-6 Correction of the division of Quaternary glacial epochs of Europe, China and Tibetan plateau

时代		欧洲	中国	喜马拉雅山	唐古拉山	东昆仑	西昆仑	念青唐古	札达盆地及
纪	世	阿尔卑斯	东部	中段	地区	山地区	山地区	拉山地区	周缘高山区
第四纪	全新世			绒布德小冰期				西布冰期	觉各弄小冰期
	晚更新世	玉木冰期	大理冰期	绒布寺冰期	巴斯错冰期	木头山冰期	里田冰期	拉曲冰期	弄穷冰期
		末次间冰期							巴端间冰期
	中更新世	里斯冰期	庐山冰期	基隆寺冰期	扎加藏布冰期	纳赤台冰期	布拉克巴什冰期	爬然冰期	学郎冰期
		间冰期							游玛切间冰期
		明德冰期	大姑冰期	聂聂雄拉冰期	布曲冰期	望昆冰期	玉龙喀什冰期	宁中冰期	阿伊拉日居冰期
	早更新世	大同冰期				无塘组	西域砾石层	古砾石层	大同冰期
		群智冰期	鄯阳冰期	希夏邦马冰期	唐古拉冰期				札达冰期
		间冰期		曲果组	间冰期				
		多瑞冰期			贡巴砾石层				香孜冰缘期

3. 青藏高原现今部分湖泊、河流的野外调查

对西藏阿里地区的玛旁雍错、拉昂错、公珠错、象泉河、狮泉河、马泉河、多雄藏布河等，日喀则地区的朋曲河、夏曲、年楚河、雅鲁藏布江、佩枯错、帕莫错、羊卓雍错（图 1-17）等，拉萨市的拉萨河、羊八井河、纳木错等，那曲地区的那曲、仁错、久如错、错那等，青海省的格尔木河、楚玛尔河、北麓河、沱沱河（图 1-18）、布杂尔曲等湖泊和河流，进行了遥感地质调查与野外验证。



图 1-17 西藏三大神湖之一的羊卓雍错
Fig. 1-17 Yamzho Yumco, one of the three
supernatural lakes in Tibet



图 1-18 长江上游——沱沱河
Fig. 1-18 Tuotuo river, upriver of
Yangtze River

根据野外的调查与室内综合研究，建立了现今河流湖泊的遥感解译标志，确定了部分湖泊的成因，并进行了部分河流类型的划分。

二、藏北高原东南部古大湖演变的地质调查

在野外，我们根据连接纳木错与其西的仁错、久如错的雄曲—那曲谷地分水岭地段发现的湖相沉积与湖岸阶地，确证了纳木错与其西的仁错、久如错，在纳木错第三级与第四级湖岸阶地形成时期，确实是相互连通的大湖。而且仁错与其西的木纠错（有河流流入色林错盆地）之间的分水岭宽谷（宽达8km），海拔不到4700m，仅高出仁错贡玛（海拔4650m）不足50m。故在纳木错的第三级阶地与第四级阶地形成时期，纳木错与色林错是连通的一个大湖，而不是通过河流相连的两个湖泊。

因此，我们提出在藏北高原东南部存在一个晚更新世古大湖。从最高湖岸线的分布与湖相沉积物、湖成地貌等标志综合判定，古大湖的面积要比现代湖泊面积大数十倍，其总面积可达 $10 \times 10^4 \text{ km}^2$ 以上。

由于缺乏藏北高原大范围的地质调查和纳木错、扎日南木错等湖盆的连续性湖心取样与分析，故本项调查与研究的结论只能是初步的，希望有机会开展进一步的工作。

第二章 遥感技术方法

本项研究在工作中采用的技术方法, 主要涉及专题遥感信息增强处理方法、河流湖泊遥感解译标志厘定方法、野外检查验证技术、GIS 数字成图技术等方面。

第一节 信息源的选择和专题信息提取方法

当代高新技术及其应用为本项调查研究工作, 提供了重要的支撑条件。航空、卫星遥感资料及先进的影像处理技术, 为分析河流湖泊分布及其演变, 提供了重要手段。

一、信息源的选择

本项研究使用的遥感信息源, 涉及 ETM 数据 217 景、MSS 数据 202 景, 工作区的地理坐标为北纬 $27^{\circ}40' \sim 38^{\circ}40'$; 东经 $78^{\circ}50' \sim 102^{\circ}10'$ 。

(一) 遥感数据资料

青藏高原全区遥感数据, 采用美国陆地卫星 MSS、ETM、TM 数据为主要遥感信息源, 其中 MSS 数据采自 20 世纪 70 年代末, ETM/TM 数据采自 20 世纪 90 年代末或 21 世纪初。

对河流湖泊生态地质环境遥感调查与研究试验区, 采用 MSS、ETM、SPOT 等卫星数据资料。其中, 常规研究试验区数据以 ETM、SPOT 数据为主, 5 年内研究不小于 3 期, 试验区面积约 1000km^2 ; 应急研究试验区以 SPOT 数据为主, 一年内研究不小于 2 期, 试验区面积约 100km^2 。

(二) 辅助资料

1. 地形控制资料

全区以 1:10 万地形图作为基准控制资料, 重点地区采用 1:1 万或 1:5 万地形图, 作为基准控制资料, 在无大比例尺地形图条件下, 可采用影像的纠正方法。对地形起伏大的地区采用 1:25 万 DEM 数据, 进行影像纠正。同时, 为地貌分区、地类辅助判读, 提供地形信息。

2. 专题调查辅助资料

充分收集区内已有的地质、土地、生态、环境、人文、经济、森林、植被、气象、水文、行政区划及各种地质调查研究成果资料, 为河流湖泊专题研究信息的提取提供参考。

二、专题信息提取方法

本项研究以遥感数据为依据,进行青藏高原河流湖泊遥感解译,同时开展了重点地区、地段的野外地质调查,以检验遥感解译的正确性。

(一) 专题信息的确定

根据研究工作的需求,工作区 ETM 遥感影像图的比例尺定为 1:25 万。

1. 遥感资料收集

(1) 遥感数据资料

全区采用美国陆地卫星 MSS、ETM、TM 数据,为主要遥感信息源。

要求同批(次)卫星数据选择的时间、季节,应尽可能接近;两批(次)卫星数据选择的季节,应尽可能接近。

(2) 辅助资料

地形控制资料:全区以 1:10 万地形图作为基准控制资料,对地形起伏大的地区采用 1:25 万 DEM 数据,进行影像纠正。

河流湖泊专题辅助资料:收集区内已有的地质、地貌、河流、湖泊等调查研究成果资料,为河流湖泊专题信息的提取提供参考。

2. 遥感资料预处理

包括地形图等扫描、纠正处理、索引图制作、DEM 处理,以及遥感卫星数据的纠正、融合、增强、镶嵌等。

上述遥感资料收集和预处理工作,由中国国土资源航空物探遥感中心完成。

(二) 专题信息的提取方法

为满足青藏高原河流湖泊及相关地表状况(河流、沟谷、冲积扇、湖泊等地表因素)调查的需求,本项研究尽量选择相同时相的 ETM 数据,使遥感数据质量优等、云雾覆盖率很小。

1. 数据准备

按河流湖泊专题信息特点,选择 1:25 万的 ETM、MSS 标准分幅影像地图,检查影像质量。

2. 叠合分析

将 ETM 遥感正射影像与已有的成果图叠合,并结合其他数据资料进行分析。

3. 单元特征图谱提取

选择代表性研究区整体特征的典型样板区,按河流湖泊提取不少于 10 个的特征图斑要求,组成河流湖泊特征图谱及典型样片。

4. 判读解译

根据提取的河流湖泊特征图谱,在 MAPGIS 支持下,以计算机辅助的方式,进行遥感影像河流湖泊的判读和解译。

5. 变化信息提取

(1) 信息源

包括 20 世纪 70 年代的 MSS 和 21 世纪初的 ETM 两个时相的遥感影像数据。

(2) 变化信息发现方法

有差值法、差异主成分法、多波段主成分分析法、主成分差异法、分类比较法、光谱特征变异法等。

(3) 变化区域提取方法

有阈值法、分类法、手工描绘法等。

(4) 变化类型判定方法

圈出的变化区域为模板罩在两个时相的影像上,交互显示两个时相的图像,通过目视解译判断变化区域在两个时相上对应的河流湖泊类型,当影像特征难以判定时,可参考已有成果图、资料等综合分析确定。

6. 信息分层管理

河流湖泊信息按分层形式表示。具体图层包括:图幅名称、公里格网、县级行政界线、1:50 万接合图表(含图幅号)、光谱特征图斑及其编码、注记、专题信息、图斑编号、已有成果图等。

第二节 专题遥感信息增强处理方法

本研究仅对部分图像进行了边缘增强处理和求反处理。数字图像增强是根据图像数据的特征参数,结合显示介质和人视觉系统的特征,选择一种从记录图像到增强图像的变换,从而起到突出图像的某些特征参数的作用。图像增强的目的是突出图像的有用信息,扩大不同影像特征之间的差别,以提高对图像的解译和分析能力,便于信息的提取。

一、图像边缘增强处理

图像上的边缘是指影像色调或纹理上的突然变化,一个边缘区分两个相对均匀但具有不同的灰度级或纹理的区域,它通常反映了图像不同目标图斑的边界。图像边缘增强的目的是扩大目标图斑与非目标图斑之间的差别,突出边缘的清晰程度,以提高对目标图斑的解译和分析能力。边缘增强处理主要方法有拉普拉斯算子、高通滤波、定向滤波、同态滤波等。

位于柴达木盆地、塔里木盆地边缘的天然湖泊由于沙漠侵蚀、沼泽发育,因此湖泊边界多不清晰。为此,本研究采用 ENVI (4.0) 图像处理软件对图像进行拉普拉斯算子边缘增强处理,有效地消除了图像上因扩散作用产生的模糊,增强了湖泊边界的清晰程度。如 J46c003003 的西台吉乃尔湖(图 2-1)和 J44c004004 的硝尔库勒(图 2-2)。

图 2-1 中,在彩色合成图像上,西台吉乃尔湖不同深浅的湖水分别显黑色、蓝色、蓝绿色和湖蓝色,色调均匀,大体呈同心环状分布。其周边不同时期发育的沼泽分别显浅绿色、墨绿色和浅墨绿色,具明显的色斑和色带,环绕湖水呈环带状分布。西侧湖泊边界在湖-4 与沼-1 间比较模糊;东侧湖-1 与沼泽间界线更不清晰。在经拉普拉斯算子处

理的图像上，各种色调都转化为排列有序的色线或排列无序的星点状色斑，不但湖泊与沼泽间界线十分清晰，而且不同深浅湖水间也显现出明显的界线。

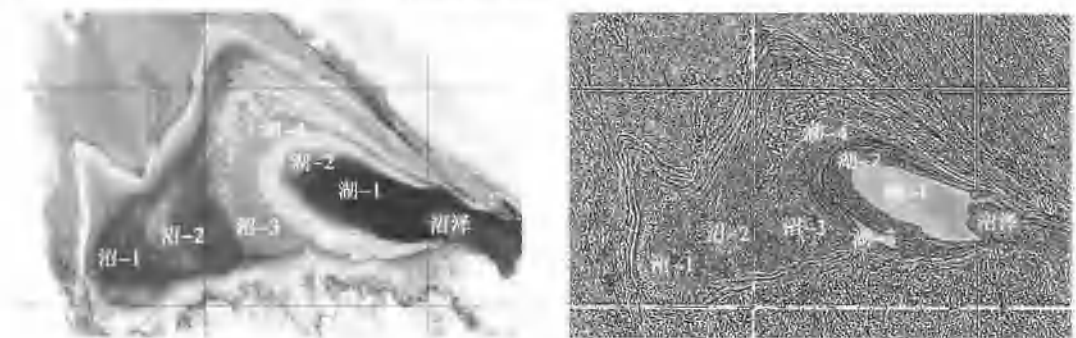


图 2-1 西台吉乃尔湖不同处理的影像特征
左图为彩色合成图像；右图为拉普拉斯算子处理图像
Fig. 2-1 Image character by different process on Xi Taijinar lake

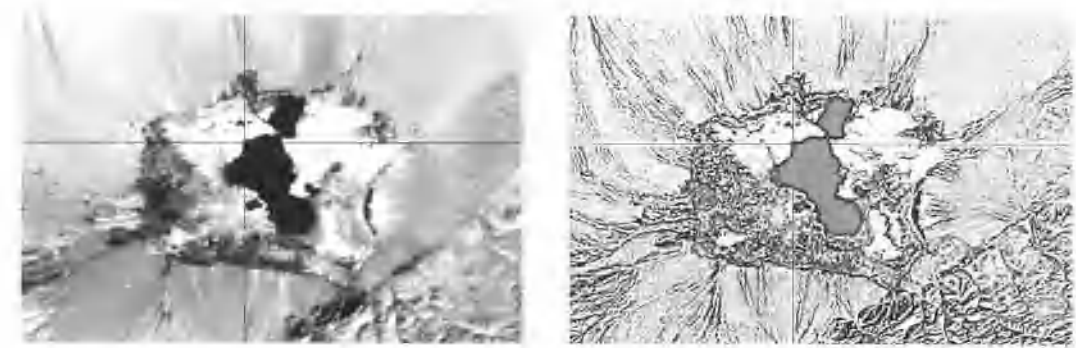


图 2-2 硝尔库勒不同处理的影像特征
左图为彩色合成图像；右图为拉普拉斯算子处理图像
Fig. 2-2 Image character by different process on Xorkol lake

图 2-2 中，在彩色合成图像上，硝尔库勒湖水显深蓝色，色调均匀，湖泊界线比较清晰。但出现在湖泊西侧和南东侧的蓝绿色色斑是否属湖泊的浅水区，难以分辨。在经拉普拉斯算子处理的图像上，湖水显紫色，湖泊边界为黑色、紫红色色线，清晰醒目。湖泊旁的蓝绿色色斑转化为杂色星点状色斑，其色调、纹理都与湖水差异显著，显然不属湖泊的范围。

二、图像求反处理

“光栅文件求反”是 MAPGIS 软件的一项功能。遥感图像经求反处理后，不但完全颠倒了图像的原始色调，而且增加了同一色调不同色阶间的层次，可以达到区分色调相近、不同属性图斑的效果。经实践，图像求反处理对区别 ETM 影像的阴影与湖泊、冰雪与湖泊和 MSS 影像的盐碱滩与湖泊都十分有效。如 H46c004001 的羊卓雍错（图 2-3）和

G45e001003 的陈塘区冰川湖 (图 2-4)。

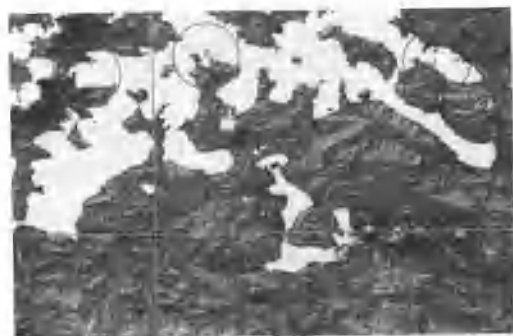


图 2-3 羊卓雍错不同处理的影像特征

左图为彩色合成图像；右图为求反处理图像

Fig. 2-3 Image character by different process on Yamzho Yumco



图 2-4 陈塘区冰川湖不同处理的影像特征

左图为彩色合成图像；右图为求反处理图像

Fig. 2-4 Image character by different process on glacier lake in Chentang area

图 2-3 中,在彩色合成图像上,羊卓雍错的若干地段被云彩覆盖(图中圆圈部位),湖水和云彩阴影都显示为黑色,两者混为一体,致使湖泊边界难以勾画。图像经求反处理后,湖水显淡黄色,云彩阴影为白色,两者界线清楚。

陈塘区喜马拉雅山北坡的现代冰川末端多发育有规模不等的冰川湖。图 2-4 中,在彩色合成图像上,冰川湖显黑色、深蓝色;其上方的冰川呈蓝色、蓝绿色。两者之间界线有的清楚,有的模糊。在经求反处理的图像上,冰川湖显白色、淡黄色和深黄色,冰川则显红色。两者色调差异显著,界线清晰。

第三节 河流湖泊解译标志的建立和厘定方法

对青藏高原晚新生代以来重点湖泊与河流分布及演变的遥感应用研究,可对湖泊与河流的成因、范围、物理性质、化学成分,以及湖泊与河流的近、远期演变得出初步结果。同时,也可了解高原气候、环境、构造运动等的相对变化。因此,建立工作标准,确定河

流、湖泊的解译标志,是开展遥感地质调查工作的基础。

一、解译标志的建立和工作标准

采取点面结合、遥感技术与多种资料及技术手段相结合、室内研究与野外调查验证相结合、多学科多部门协同的方式开展调查工作。

“面”上遥感调查工作,以 ETM、TM、MSS 卫星数据为主要信息源,通过全空间分辨率标准影像地图制作、不同生态地质环境因子遥感解译标志建立、人机交互解译、图像增强处理、计算机自动分类、野外调查验证等,快速查明青藏高原的河流湖泊演化变迁,编制完成相应成果系列图件。

“点”上工作是在“面”上遥感综合调查的基础上,选择 2~3 处典型重点生态环境脆弱区,利用 ETM、SPOT、QUICKBIRD 等不同时期、不同空间分辨率的卫星和航空遥感数据,开展大、中比例尺生态地质环境遥感调查研究。根据“点”、“面”结合式的调查研究成果,综合研究分析青藏高原的生态地质环境和存在的重大生态地质环境问题。

1. 地质工作标准要求

(1) 沉积类型与沉积环境

区分晚新生代重点湖泊的沉积类型与沉积环境,厘定湖相沉积的遥感解译标志和属性特征。

(2) 时间序列

确定晚新生代重点湖泊演化的时间序列及其与环境变化的关系。

(3) 分辨率

在标准剖面上高密度连续取样,力求使晚更新世事件分辨率达到万年一千年的尺度、全新世事件分辨率达到千年一百年的尺度。

2. 遥感解译编图技术要求

根据已有成果资料、野外调查结果建立河流湖泊遥感解译标志,在 MAPGIS 软件支持下进行河流湖泊专题图件编制,完成 1:50 万河流湖泊系列成果图件。成果图件要求充分反映本次遥感调查与研究成果,图件上已有成果资料、野外调查的重点河流湖泊图斑信息要分别建立相应的调查卡片予以描述,卡片内容包括:编号、地理位置、特征、成因类型、演化变迁描述等,对重要图斑应附加照片、素描、样品测试结果等资料,卡片用文本保存,以利于信息系统建立数据库属性时使用。

3. 遥感解译编图质量控制要求

(1) 调查精度

- 1) 全区进行 1:50 万比例尺的专题调查。
- 2) 重点湖泊河流进行 1:5 万~1:10 万比例尺的专题调查。

(2) 工作参考标准

- 1) (GB/T13989—92) 国家基本比例尺地形图分幅和编号;
- 2) (DZ/T0159—95) 1:50 万、1:100 万省(市、区)地质图地理底图编绘规范;
- 3) (GB15968—1995) 遥感影像平面图制作规范;
- 4) (DZ/T0151—95) 1:5 万区域地质调查中遥感技术规定;

5) 1:25 万遥感地质调查技术规定 (送审稿);

6) (DZ/T0190—1997) 1:5 万区域环境地质勘查遥感技术规程;

7) 本项研究在工作实施过程中还参照了相关部委、中国地质调查局和中国航空物探遥感中心的有关最新规定,以便对工作质量进行控制。

4. 遥感解译精度控制

外流水系解译精度为二级支流,内陆水系为一级支流。河流实际宽度大于 250m 用双线表示,小于 250m 用单线表示,解译偏差精度不低于 90%;湖泊的最小上图图斑为 4mm^2 ,解译偏差精度不低于 80%。河道和湖岸的解译偏差精度,以同比例尺地形图为依据。解译成果图件应确保内业信息表达、外业资料成果一致。调查、研究任务完成后应对整体质量给予准确的评价。

二、河流湖泊遥感解译标志厘定方法

河流、湖泊在遥感图像上都具有特殊的形状、色调和纹理,通常容易识别,在此不再赘述。本项研究主要就不同成因类型湖泊的遥感解译标志进行了探索。

湖泊是在自然界的各种内外营力长期作用下形成,由湖盆、湖水、水中所含物质(矿物质、电解质、有机质以及水生生物等)所组成的自然综合体,并参与自然界的物质和能量循环。形成湖泊的地质、地理背景通常具有一定的事件性,而且从其形成到成熟直至消亡的演化过程中,各种地质、地理事件发生更替并相互关联,而湖泊周边及其中的物理、化学、生物作用又彼此相互影响并依存。由于湖泊的形成是以地质、地理背景为主导条件,因此湖泊的成因类型表现出明显的区域特点。不论湖泊属于何种成因类型,都必须具备湖盆洼地和提供盆地积水的足够水量,即划分成因类型时需要考虑湖盆形成的事件与湖泊环境的区域特征。G. E. Hutchanso (1957) 将湖盆成因分为 11 个大类 75 个小类,王苏民等 (1998) 在《中国湖泊志》中,主要考虑湖盆成因并结合湖泊的多因素混成特点,参考我国不同区域背景下湖泊的成因归属,提出了构造湖、火山口湖、堰塞湖、冰川湖、岩溶湖、风成湖、河成湖、海成湖等 8 大成因类型。

本项研究在参考前人对湖泊成因类型划分的基础上,以青藏高原湖盆形成的地质、地理条件为主,突出反映高原隆升时间短、速率大、海拔高、面积大的特点,拟将青藏高原范围内的湖泊划分为构造湖、冰川湖、火山湖、河成湖、堰塞湖、人工湖等 6 种成因类型。

根据以往的工作实践和经验,本项研究以湖泊所处地理、地质环境,湖泊形态特征,湖岸、湖滨和水下阶地展布特征,湖泊排列、组合方式,湖水汇集和排放方式等为重点,初步厘定了上述 6 种成因类型湖泊的遥感解译标志。

1. 构造湖遥感解译标志

构造湖是指湖盆的形成明显受区域地壳运动控制的湖泊。按地壳运动方式可划分为构造断陷湖、构造拗陷湖和构造沉陷湖等。

(1) 构造断陷湖

构造断陷湖是指沿区域深大断裂谷发育的湖泊,如展布于雅鲁藏布江断裂带的羊卓雍错 (H46c003001、H46c004001),班公错—怒江断裂带的班公错 (I44c003001、I44c003002)、崩错 (H46c001001),昆仑山断裂带的冬给措纳湖 (I47c001002) 等 (图 2-5, 图 2-6)。



图 2-5 崩错 ETM 影像特征

Fig. 2-5 ETM image character of Bong Co



图 2-6 冬给措纳湖 ETM 影像特征

Fig. 2-6 ETM image character of Donggei Co

构造断陷湖主要遥感解译标志：

- 1) 湖泊位于狭长构造谷地或宽缓的河谷中；
- 2) 湖泊地处区域深大断裂带或其旁侧；
- 3) 湖泊呈折线形、长条形和等轴形，其长轴方向与区域构造线方向一致；
- 4) 湖岸陡峭平直，呈直线状或锯齿状；
- 5) 沿断裂带湖泊成带分布，构成绵延数百千米的湖泊带。

(2) 构造拗陷湖

构造拗陷湖是指发育在中新生代构造拗陷带的湖泊，如阿尔喀山与可可西里山之间的可可西里湖（I46c001001）、霍通诺尔（I46c001002）和库赛湖（I46c001002、I46c001003）等，可可西里山与唐古拉山之间的西金乌兰湖（I46c001001）、乌兰乌拉湖（I46c002001）、叶鲁苏湖（I46c001002）和多格错仁（I45c002004）等，唐古拉山与冈底斯山—念青唐古拉山之间的纳木错（H46c002001）、色林错（I45c004004、H45c001004）、昂孜错（H45c001002、H45c001003、H45c002002、H45c002003）、格仁错（H45c001003、H45c001004、H45c002003、H45c002004）、当惹雍错等（H45c001002、H45c002002）（图 2-7、图 2-8）。



图 2-7 可可西里湖 ETM 影像特征

Fig. 2-7 ETM image character of Hoh Xil lake



图 2-8 多格错仁 ETM 影像特征

Fig. 2-8 ETM image character of Dogai Curing

构造拗陷湖主要遥感解译标志：

- 1) 湖泊位于盆岭山地的内陆湖盆中；
- 2) 湖泊地处区域中新生代构造拗陷带；

- 3) 湖泊呈面形, 形态各异, 其长轴方向与山脉走向基本相同;
- 4) 湖岸受区域性断裂控制, 一侧较平直、陡峭, 有的可见线性湖滨和水下阶地;
- 5) 沿拗陷带湖泊成群成串分布, 构成横亘数万平方千米的湖泊、沼泽地带。

(3) 构造沉陷湖

构造沉陷湖是指分布于中新生代构造盆地低洼处的古巨湖的残留湖, 如柴达木盆地的西台吉乃尔湖、东台吉乃尔湖、西达布逊湖 (J46c003003)、东达布逊湖 (J46c003004、J46c004004)、北霍鲁逊湖、南霍鲁逊湖 (J46c004004) 等 (图 2-9, 图 2-10)。



图 2-9 东台吉乃尔湖 ETM 影像特征

Fig. 2-9 ETM image character of Dong Taijinar lake



图 2-10 东达布逊湖 ETM 影像特征

Fig. 2-10 ETM image character of east Dabusan lake

构造沉陷湖主要遥感解译标志:

- 1) 湖泊位于大型内陆湖盆的低洼处;
- 2) 湖泊地处区域中新生代构造盆地;
- 3) 湖泊呈面形, 形态各异;
- 4) 湖岸受风蚀作用多呈不规则状;
- 5) 湖泊均不同程度地干旱盐湖化, 正处萎缩、消亡过程中。

2. 冰川湖遥感解译标志

本项研究所划分的冰川湖包括两类, 一是晚更新世盛冰期保存下来的古冰川槽谷中与冰坎对应洼地形成的冰川湖, 二是古冰川、现代冰川终碛垄后的冰川堰塞湖。前者如多庆错 (H45c004004) (图 2-11), 后者如八松错 (H46c002003) (图 2-12)。



图 2-11 多庆错 ETM 影像特征

Fig. 2-11 ETM image character of Duqin Co



图 2-12 八松错 ETM 影像特征

Fig. 2-12 ETM image character of Basong Co

冰川湖主要遥感解译标志:

- 1) 湖泊位于高海拔古冰川、现代冰川发育地带;

- 2) 湖泊所处地段冰蚀地形、冰川堆积清晰;
- 3) 湖泊呈长条形、簸箕形;
- 4) 湖泊湖体较小, 多数是有出口的小湖;
- 5) 在古冰川槽谷中不同阶段形成的冰川湖呈多级次、阶梯状排列。

3. 火山湖遥感解译标志

火山湖是指与火山喷发作用有关的湖泊, 包括火山口休眠后积水形成的火山口湖, 以及由火山熔岩流堰塞原先河道而形成的火山堰塞湖。青藏高原发育中新世代火山喷溢活动, 形成有典型的火山堰塞湖, 如 I44c001003 的阿什库勒, 乌鲁克库勒, H45c002003 的 H45020 (图 2-13, 图 2-14)。



图 2-13 阿什库勒、乌鲁克库勒 ETM 影像特征
Fig. 2-13 ETM image character of Ashenkule and Wulukekule



图 2-14 H45020 ETM 影像特征
Fig. 2-14 ETM image character of H45020

火山湖主要遥感解译标志:

- 1) 湖泊坐落在河流上游地段;
- 2) 湖泊所处地段中新世代火山喷溢活动强烈, 火山机构清晰;
- 3) 湖泊呈长条形, 长轴方向与河流流向一致;
- 4) 裂隙式火山喷溢地带, 火山湖常呈线性排列。

4. 河成湖遥感解译标志

本项研究仅将某些相对稳定洼地中的河流进入中老年期时形成的旁侧牛轭湖归为河成湖, 如 J43c002004 叶尔羌河两岸的涝洼荡湖和 J43012、J43013 等, H45c002002 的玛拥错等 (图 2-15, 图 2-16)。

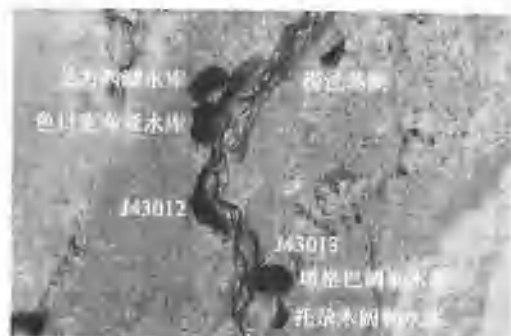


图 2-15 涝洼荡湖等 ETM 影像特征
Fig. 2-15 ETM image character of Laowadang lake



图 2-16 玛拥错 ETM 影像特征
Fig. 2-16 ETM image character of Mayong Co

河成湖主要遥感解译标志:

- 1) 湖泊位于河流两侧或河道中,有河道或古河道与河流相通;
- 2) 湖泊呈长条形、等轴形,其形态与邻近河段相似;
- 3) 湖泊以邻近河流为补给区和排泄区。

5. 堰塞湖遥感解译标志

堰塞湖是指由地震、火山、重力等内、外营力作用引起的崩塌、滑坡、泥石流堵塞河床而形成的湖泊。本项研究已将火山熔岩堰塞湖归属于火山湖类型中,因此本节将重点讨论由地震活动、重力作用引起的崩塌、滑坡、泥石流等地质灾害造成河道堵塞形成的堰塞湖。

青藏高原的三江地区新构造活动强烈,地质灾害频繁发生,分布有众多的堰塞湖。如察隅县的八嘎错(H47c004001),是在1950年大地震产生的地裂基础上,于1959年由暴雨引发山体崩塌塞堵河谷形成;波密县的易贡错(H46c002004),约是在1900年由地震后暴发特大泥石流堵塞河道形成的;波密县的古乡错(H47c003001),是1953年由冰川泥石流堵塞形成的;八宿县的然乌错(H47c003001),是200年前因右岸发生巨大的山体崩塌塞堵河道形成的(图2-17,图2-18)。



图2-17 易贡错 ETM 影像特征
Fig. 2-17 ETM image character of Yigong Co

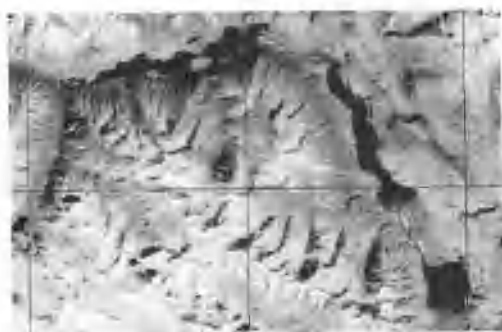


图2-18 然乌错 ETM 影像特征
Fig. 2-18 ETM image character of Rawu Co

堰塞湖主要遥感解译标志:

- 1) 湖泊位于河谷中;
- 2) 湖泊所处地段由内、外营力作用引发的崩塌、滑坡、泥石流等遗迹清晰;
- 3) 湖泊呈长条形,其形态与河道相似;
- 4) 湖泊作为河流组成部分,其补给,排泄区渠道与河流一致;
- 5) 湖泊水位不稳定,有的逐步萎缩,有的完全消失。

6. 人工湖遥感解译标志

人工湖是指人类为调蓄径流量用于通航、灌溉、发电和防洪,在河道建闸筑坝形成的湖泊,通常称之为水库。如在黄河上游修建的龙羊峡水库、盐锅峡水库和刘家峡水库等;沿叶尔羌河修建的喀塔苏盖特水库、前进水库、苏库恰克水库、罕库勒水库、依盖尔其水库等(图2-19,图2-20)。

人工湖主要遥感解译标志:

- 1) 湖泊位于河谷中;



图 2-19 刘家峡水库 ETM 影像特征
Fig. 2-19 ETM image character of
Liujiakou reservoir



图 2-20 龙羊峡水库 ETM 影像特征
Fig. 2-20 ETM image character of
Longyangxia reservoir

- 2) 湖泊呈长条形，形态与河谷相似，其前缘有规则的线性人工拦水坝；
- 3) 湖泊作为河流组成部分，其补给、排泄区渠道与河流一致。

三、青海湖湖泊卫星监测与冰情初步分析

湖泊作为青藏高原一种自然景观，经常处于变化过程中，尤其是近 100 年来受全球气候变化的影响，高原湖泊均处于萎缩状态，湖面面积缩小，湖水矿化度增大。湖泊的这种变化以不同的时间、空间尺度和敏感性，对气候变化和高原水分循环产生不同程度的响应和反馈，特别是湖泊对气候变化的指示作用，已为国内外学者所瞩目。因此，在地理信息系统的支持下，利用遥感数据研究高原湖泊变化、湖冰动态及其对高原气候变化的响应，具有重要意义。

1. 青海湖湖冰卫星监测

星罗棋布的高原湖泊，集中分布在藏北高原及其他人迹罕至的地区，而设有湖水水文观测站的湖泊却是屈指可数的。因此，只有依靠卫星遥感技术对高原湖冰进行长期研究和综合分析，才能全面地把握高原湖泊变化的动态。下面以青海湖为例，研究利用 NOAA/AVHRR 数据监测湖冰的技术方法，为今后全面开展青藏高原湖冰卫星监测研究奠定基础。

青海湖位于高原东北侧 ($E99^{\circ}36' \sim 100^{\circ}47'$, $N36^{\circ}32' \sim 37^{\circ}15'$)，面积约 4458.2km^2 ，海拔约 3200m (王苏民等, 1998)，属内陆咸水湖。由于它地处东南季风边缘，为半湿润半干旱、干旱区过渡带，对全球气候变化响应很敏感。根据最近的研究，由于受全球气候的影响，1956 年至 1986 年间，湖水水位下降了 3.35m ，面积缩小了 264km^2 (施雅风, 1990)。

2. 青海湖遥感影像湖冰的判别方法

在可见光和近红外波段 ($0.58 \sim 1.10\mu\text{m}$)，冰雪具有很高的反射率，尤其是新雪，其反射率达 90% 左右，因而在图像上呈现高亮度，很容易与其他地物区别开。但在这一波段，云也呈现高亮度，提取冰雪信息常常因为受到云的干扰而产生很大误差，此时，区别云与冰雪尤为重要。在 NOAA/AVHRR 红外波段，图像的亮度值取决于物体的表面温度，温度越高，亮度越低。在青藏高原，尤其是在冬季，地表温度很低，图像上表现为与低云的色调很相近，中高云的云顶温度更低，色调也更白，故在红外线波段难以区分云和冰雪。

在遥感图像上判别云和冰雪，主要依据以下经验：

1) 云有阴影, 且云层越厚, 阴影越重, 阴影大小除了取决于云块本身之大小外, 还受太阳高度角的影响。

2) 封冻的湖泊位置是固定不变的, 与云较好区别, 积雪的形状与地形有关, 尤其在山区, 积雪分布呈树枝状, 而云的色调均匀, 其形状与地面景物无关。

3) 云是相对移动的, 冰雪则相对变化较小。据此, 利用连续几天同一地区的 NOAA/AVHRR 的图像即可区别云与冰雪。比较同一位置像素亮度值, 取较小亮度值为去云后图像亮度值, 达到去云的目的。

3. 青海湖湖冰卫星监测与冰情初步分析

在高原所有湖泊中, 青海湖不仅水文气象观测资料最完整、系列长, 而且也是前人对形成、演化及水量平衡等研究得最为详细的高原湖泊, 也是本项研究选择试点研究的湖泊。根据青海湖水文站及周围气象站观测资料, 以及 1993~1994 年 NOAA/AVHRR/HRPT 数据等, 对青海湖湖冰状况初步分析结果如下。

(1) 青海湖湖冰冻结与解冻过程

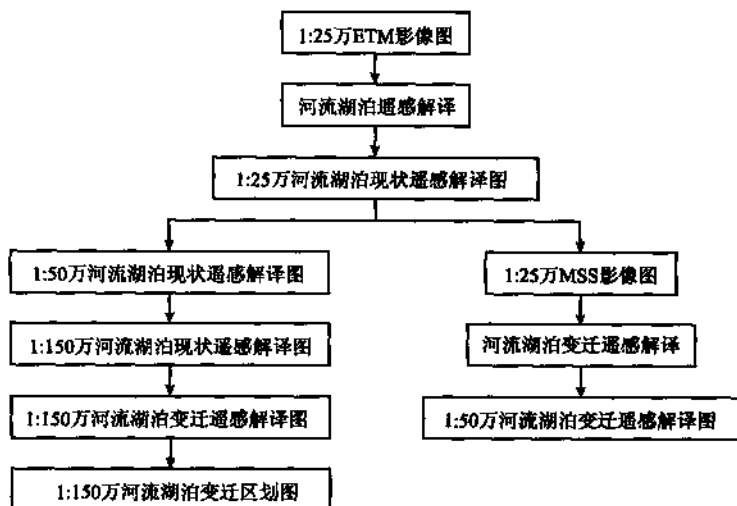
由 1993 年冬至 1994 年春的 NOAA/AVHRR 数据经几何纠正及图像处理, 获得 1993~1994 年青海湖湖冰冻结与解冻过程, 青海湖一般 11 月初出现岸冰并逐渐扩大至 12 月底或元月初封冻, 至 4 月初开始解冻, 先于湖心附近湖冰破裂, 4 月下旬或 5 月初全部融化完毕。而湖冰冻结过程、湖冰厚度与气温波动有着密切的关系。

(2) 青海湖气温变化

根据实测资料分析, 青海湖及其邻近地区近 30 年来气温普遍上升。以共和站为例, 20 世纪 60 年代冬季 (12 月至翌年 2 月) 距平为 -0.65, 而 80 年代为 0.92, 高原其他地区也有类似的情况, 导致了青海湖湖冰厚度逐渐变薄的趋势。

第四节 GIS 数字成图技术

本项研究在遥感解译、图件编制工作中都采用 MAPGIS (6.1) 数字成图技术, 具体工作流程如下:



第三章 青藏高原河流湖泊现状遥感调查

河流、湖泊是调查研究的对象。青藏高原水系发育、湖泊众多,既是我国乃至东南亚地区大江大河的发源地,又是我国湖泊分布最密集的地区。青藏高原河流、湖泊遥感调查,是以不同时相的 ETM、MSS 遥感数据为信息源,在厘定遥感解译标志的基础上,分别解译主要河流和湖泊;判别主要河流和湖泊属性特征和在不同时期的分布范围。本章将重点叙述遥感信息源和河流、湖泊现状调查结果。

第一节 遥感信息源

遥感信息源是本项调查研究的第一手资料。遥感数据的时相和季节选择直接决定调查阶段的划分和调查结果的实质。本研究使用的遥感数据是 1:25 万分幅 ETM 遥感数据和 1:25 万分幅 MSS 遥感数据。其中,1:25 万分幅 ETM 遥感数据共计 217 幅,1:25 万分幅 MSS 遥感数据共计 202 幅。1:25 万分幅遥感数据的编号、名称和分布见附图 1。

一、ETM 遥感数据

工作区内 1:25 万分幅 ETM 遥感数据涉及 ETM 遥感数据共计 172 景,数据时相自 1987 年至 2002 年。各景 ETM 遥感数据的轨道编号、时相,如图 3-1 所示。

1. ETM 遥感数据时相时段分布

在 172 景 ETM 遥感数据中,1999 年 90 景,占 52.3%;2000 年 61 景,占 35.4%;2001 年 13 景,占 7.6%;2002 年 1 景,1998 年 3 景,1994 年 1 景,1993 年 2 景,1987 年 1 景,共 8 景,占 4.7%。

2. ETM 遥感数据时相季节分布

根据青藏高原气候、大气降水、地表径流和河流、湖泊补给、排泄的特点,拟将遥感数据时相划分为雨季和旱季两个季节,即 6~10 月为雨季,11~(次年)5 月为旱季。上述 172 景 ETM 遥感数据中,雨季时相 104 景,占 60.5%;旱季时相 68 景,占 39.5%(图 3-2)。

二、MSS 遥感数据

工作区内 1:25 万分幅 MSS 遥感数据涉及 MSS 遥感数据共计 167 景,数据时相自 1972 年至 1979 年。各景 MSS 遥感数据的轨道编号、时相如图 3-3 所示。

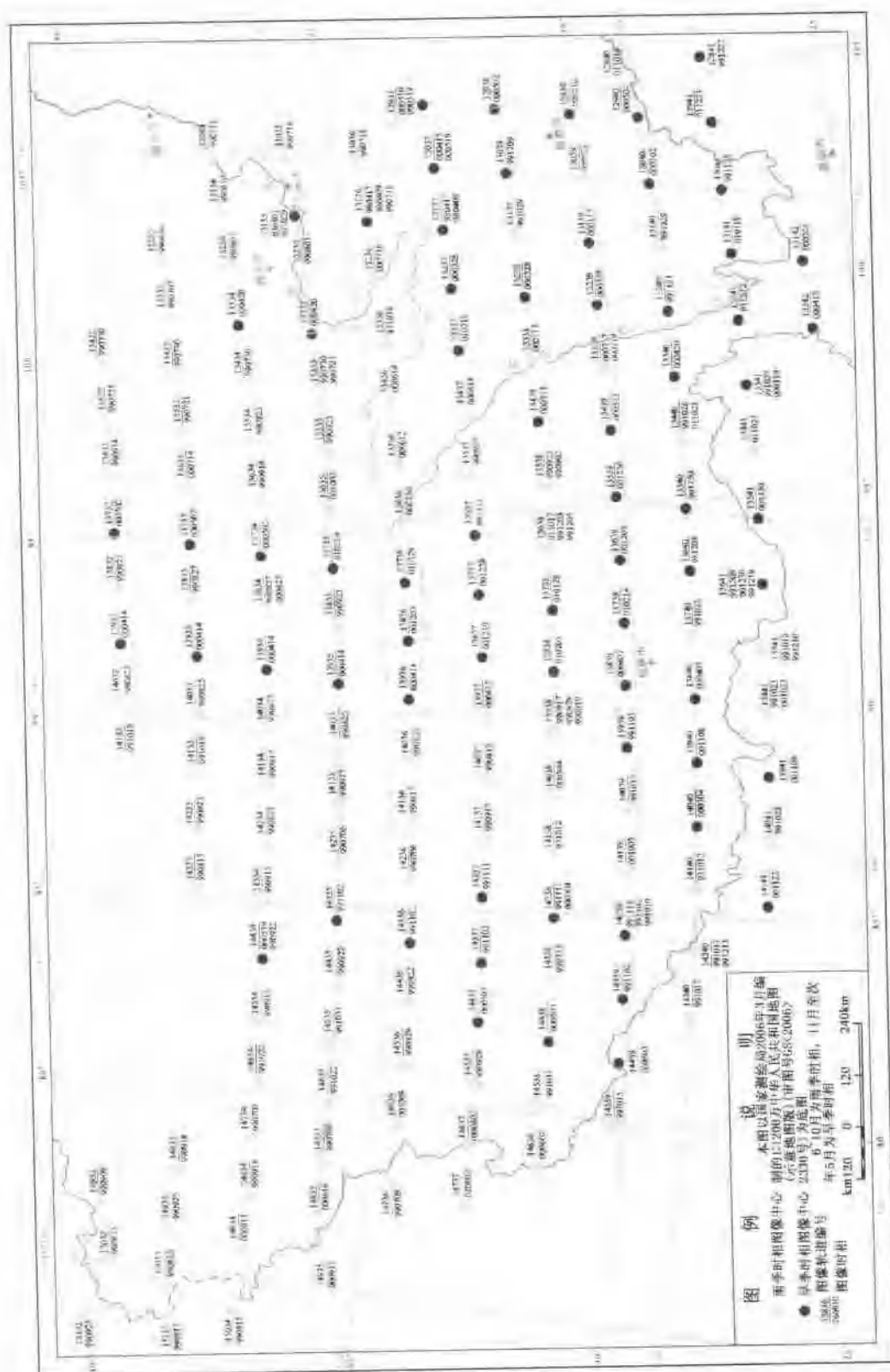


图3-1 青藏高原ETM⁺遥感数据索引图
Fig.3-1 Index of ETM remote sensing data on Qinghai-Tibetan plateau



图 3-3 青藏高原 MSS 遥感数据索引图

1. MSS 遥感数据时相时段分布

在 167 景 MSS 遥感数据中, 1976 年 67 景, 占 40.1%; 1977 年 56 景, 占 33.5%; 1975 年 14 景, 占 8.4%; 1973 年 14 景, 占 8.4%; 1974 年 12 景, 占 7.2%; 1979 年 2 景, 1978 年 1 景, 1972 年 1 景, 共 4 景, 占 2.4%。

2. MSS 遥感数据时相季节分布

上述 167 景 MSS 遥感数据中, 雨季时相 28 景, 占 16.8%; 旱季时相 139 景, 占 83.2% (图 3-2)。

综上所述, 本项研究使用的两套遥感数据的特点是:

(1) 遥感数据时相

ETM 遥感数据时相以 1999 年、2000 年居多; MSS 遥感数据时相相对集中在 1976 年和 1977 年。两套遥感数据时相平均间距为 24 年。

(2) 遥感数据季节匹配

ETM 遥感数据多数属雨季时相, MSS 遥感数据则大多数为旱季时相, 两套遥感数据时相在季节上很不匹配。其中, 79 景遥感数据时相季节相同, 88 景遥感数据时相季节相左 (图 3-3)。由于青藏高原河流径流量和湖泊水位季节性差异显著, 因此只有时相季节相同的遥感数据, 才能反映河流、湖泊 24 年来的变迁特征。

第二节 河流湖泊现状遥感调查

青藏高原河流、湖泊现状调查以 1:25 万分幅 ETM 遥感数据为信息源, 调查内容包括: 遥感解译外流水系干流及其三级支流, 重要内流水系干流及其三级支流, 一般内流水系干流及其二级支流和面积 $\geq 1\text{km}^2$ 的湖泊; 判别河流、湖泊主要属性; 编制 1:50 万分幅河流、湖泊现状遥感解译图等。现将调查工作中相关问题的处理方案和调查结果叙述如下。

一、内流水系级别划分

青藏高原各内流水系规模不等、归宿不同, 以往地理资料中对其级别划分极不一致。为便于图面处理, 本项研究根据青藏高原 1:50 万分幅地理资料, 1:25 万分幅 ETM 遥感数据反映的各内流水系的现状, 并考虑各图幅的图面结构, 将青藏高原内流水系级别划分作如下调整。

(1) 重要内流水系

将塔里木河、车尔臣河、疏勒河和黑河等 4 条河流划为重要内流水系, 其支流级别划分标准与外流水系相同。

(2) 一般内流水系

其他内流水系都视为湖泊、已干涸湖泊或内陆盆地的一般内流水系, 根据其规模划分为三级。

一级内流水系是指干流长度 $\geq 200\text{km}$ 、次级支流发育的内流水系。其干流定为 I 级支

流, 支流依次定为Ⅱ级支流、Ⅲ级支流……如注入青海湖的艾尔盖曲长 287.96km, 其北侧发育有盐坎河等 3 条长度接近或超过 100km 的支流。

二级内流水系是指干流长度 $\geq 100\text{km}$ 、次级支流发育的内流水系。其干流定为Ⅱ级支流, 支流依次定为Ⅲ级支流、Ⅳ级支流……如注入青海湖的公贡麻西河长 103.56km, 其两侧发育有 12 条长度 6.88~42.56km 的支流。

三级内流水系是指干流长度 $< 100\text{km}$ 、次级支流不发育的内流水系。其干流定为Ⅲ级支流, 支流依次定为Ⅳ级支流……如注入青海湖的倒淌河。

(3) 羌塘地区的内流水系

规模都较小, 为平衡图面结构将部分干流长度 $\geq 100\text{km}$ 的河流划分为一级内流水系, 部分干流长度 $\geq 50\text{km}$ 的河流划分为二级内流水系。如注入班公错的一级内流水系支流 -3, -6, -7, 长度分别为 147.02km、101.96km、153.89km; 二级内流水系, 支流 -2 长度为 91.67km。

二、河流、湖泊名称

青藏高原多数外流水系、重要内流水系的Ⅱ级支流, 一般内流水系的多数Ⅰ级、Ⅱ级支流和规模较小的湖泊, 都没有或难以查找到其名称。为方便编录和读图, 本项研究对没有名称的河流、湖泊, 均暂行赋予相应的名称。具体命名方式如下。

(1) 外流水系、重要内流水系的Ⅱ级支流

干流名称+支流序号, 或Ⅰ级支流名称+支流序号。支流序号自干流或Ⅰ级支流上游至下游逐一编排。如雅鲁藏布江, 共有 18 条没有命名的Ⅱ级支流, 分别称为雅鲁藏布江支流 -1, -2……-18; 其Ⅰ级支流易贡藏布有 2 条没有命名的Ⅱ级支流, 分别称为易贡藏布支流 -1, -2。

(2) 一般内流水系的Ⅰ级、Ⅱ级支流

湖泊名称+支流序号。支流序号不分级别自上往下、从左到右逐一编排。如班公错的 8 条Ⅰ级、Ⅱ级支流都没有命名, 分别称为班公错支流 -1, -2……-8。

(3) 少数无法确定隶属关系的内流水系Ⅱ级支流

以其附近城镇的名称命名。如 J43b001002, J43b002002 的叶城东河 -1、叶城东河 -2; J45b001001, J45b001002, J45b002002 的亚克托格拉克河等。

(4) 湖泊

1:100 万图幅编号+湖泊序号。即以 1:100 万图幅为单位, 自上往下、从左到右逐一编排。如 I45 图幅中共有 105 个没有命名的湖泊, 自 I45b001001→I45b001002→I45b002001→I45b002002, 分别命名为 I45001, I45002……I45105。

三、河流、湖泊编号

为方便编录和统计, 本项研究将 1:50 万分幅河流、湖泊现状遥感解译图上Ⅱ级支流以上河流及部分Ⅲ级支流、面积 $\geq 1\text{km}^2$ 的湖泊及部分面积 $< 1\text{km}^2$ 的典型湖泊都进行了统一编号。

(1) 河流、湖泊编号

1 条河流、1 个湖泊原则上只编 1 个号码。跨图幅的河流和湖泊,以最先出现图幅的编号为准。

(2) 河流、湖泊编号顺序

河流、湖泊号码以 1:100 万图幅为单位,自上往下、从左到右顺序编号。全图顺序为 J43→J44→..., J48→I43→I44→..., I48→..., 1:100 万图幅内顺序为 I45b001001→I45b001002→I45b002001→I45b002002。

(3) 河流、湖泊分段编号

分段命名的外流水系干流、重要内流水系干流,按分段分别编号。如长江干流,沱沱河编号为“297”,通天河为“302”,金沙江为“356”,长江为“582”。

四、河流、湖泊属性

1:50 万分幅河流、湖泊现状遥感解译图中河流属性包括:河流编号、河流名称、河流长度、河流级别等内容;湖泊属性包括:湖泊编号、湖泊名称、湖泊面积、湖水性质、湖泊成因类型等内容。现就河流长度、湖泊面积计算方法,湖水性质、湖泊成因类型划分原则说明如下。

1. 河流长度计算方法

以 1:50 万图幅为基准,MAPGIS (6.1) 软件显示的数值为依据进行计算。跨图幅的河流标示整条河流的长度。河流长度的具体计算方法以加注“河段”、“区内”、“图幅内”、“流出国境”、“国境外”等方式说明。其中:

- 1) 河段:表示河流长度为河段累计长度,不包括河流穿越湖泊、水库的长度。
- 2) 区内:表示河流长度为工作区内长度。
- 3) 图幅内:表示河流长度为 1:50 万图幅内长度。
- 4) 流出国境:表示河流流出国境,其长度为 1:50 万图幅内长度。
- 5) 国境外:表示该河流在国境外,其长度为 1:50 万图幅内长度。

2. 湖泊面积计算方法

以 1:50 万图幅为基准,MAPGIS (6.1) 软件显示的数值为依据进行计算。

- 1) 跨图幅的湖泊,标示整个湖泊的面积。
- 2) 跨国界的湖泊,分别标示整个湖泊的面积、国境内湖泊面积和国境外湖泊面积。
- 3) 加注“区内”的,表示该湖泊在工作区内的面积;“国境外”表示该湖泊在国境外。

3. 湖水性质区分原则

以 1:150 万地理图上标示的湖水性质为依据进行具体区分。个别湖泊参照王苏民等主编的《中国湖泊志》(1998)作了调整。

4. 湖泊成因类型划分原则

参照王苏民等主编的《中国湖泊志》(1998)将工作区内湖泊成因类型划分为构造湖、冰川湖、火山湖、河成湖、堰塞湖、人工湖等 6 种类型。其中构造湖成因类型不再细分为构造断陷湖、构造拗陷湖和构造沉陷湖等 II 级成因类型。具体划分时以前述厘定的湖

泊遥感解译标志为依据,并参照中国地质调查局成都地质矿产研究所《青藏高原及邻区地质图》(2004年)等资料进行逐一确定。

第三节 河流湖泊现状调查结果

在对青藏高原河流、湖泊遥感调查中,以不同时相的 ETM、MSS 遥感数据为信息源,在厘定了河流、湖泊遥感解译标志的基础上,分别解译出了面积 $\geq 1\text{km}^2$ 以上的湖泊和主要河流,其解译的结果如下。

一、河流现状调查结果

工作区内计有黄河、长江、澜沧江、怒江、雅鲁藏布江及伊洛瓦底江、恒河、印度河等 8 条外流水系,河西走廊、塔里木盆地、柴达木-青海湖盆地、羌塘、玛旁雍错等 5 个内流河集中分布区。外流水系共计 I 级支流 34 条, II 级支流 188 条;内流区计有塔里木河、车尔臣河、疏勒河、黑河等 4 条重要内流水系, 27 条一级内流水系和 170 条二级内流水系, 共计 I 级支流 36 条, II 级支流 269 条。区内共计干流 12 条、I 级支流 70 条、II 级支流 457 条。

二、湖泊现状调查结果

工作区内分布有面积 $\geq 1\text{km}^2$ 的湖泊共计 1128 个,总面积达 41183.74km^2 。其中人工湖泊(水库) 61 座,合计面积 772.17km^2 ;天然湖泊 1067 个,合计面积 40411.57km^2 。天然湖泊中特大型湖泊(面积 $>1000\text{km}^2$) 3 个,合计面积 8013.57km^2 ;大型湖泊(面积为 $500 \sim 1000\text{km}^2$) 11 个,合计面积 6785.76km^2 ;中型湖泊(面积为 $100 \sim 500\text{km}^2$) 71 个,合计面积 13848.18km^2 ;小型湖泊(面积为 $10 \sim 100\text{km}^2$) 303 个,合计面积 9612.83km^2 ;面积为 $1 \sim 10\text{km}^2$ 的有 679 个,合计面积 2151.23km^2 。天然湖泊中淡水湖 309 个,咸水湖 758 个;构造湖 897 个,冰川湖 117 个,火山湖 4 个,河成湖 25 个,堰塞湖 24 个。

青藏高原湖泊 ETM 遥感调查结果统计见表 3-1,表 3-2。

表 3-1 青藏高原天然湖泊 ETM 遥感调查统计表

Tab. 3-1 Statistics of ETM remote sensing survey of natural lakes on Qinghai-Tibetan plateau

图幅编号	湖泊数量	面积 $1 \sim 10\text{km}^2$		面积 $10 \sim 100\text{km}^2$		面积 $100 \sim 500\text{km}^2$		面积 $500 \sim 1000\text{km}^2$		面积 $>1000\text{km}^2$	
		数量	合计面积/ km^2	数量	合计面积/ km^2	数量	合计面积/ km^2	数量	合计面积/ km^2	数量	合计面积/ km^2
J43b001001	4	4	11.18								
J43b001002	6	5	18.48	1	11.84						
J44b002002	2	2	7.77								

续表

图幅编号	湖泊 数量	面积 1 ~ 10km ²		面积 10 ~ 100km ²		面积 100 ~ 500km ²		面积 500 ~ 1000km ²		面积 > 1000km ²	
		数量	合计 面积/km ²	数量	合计 面积/km ²	数量	合计 面积/km ²	数量	合计 面积/km ²	数量	合计 面积/km ²
J45b001002	3	2	7.34	1	28.49						
J45b002001	16	14	33.75	2	21.55						
J45b002002	27	14	45.86	9	228.20	3	708.83	1	637.52		
J46b001001	2			1	45.35	1	156.00				
J46b001002	7	4	19.93	2	25.58	1	105.54				
J46b002001	17	8	26.68	8	182.99	1	107.54				
J46b002002	11			6	203.22	5	817.79				
J47b001001	4	3	5.82					1	633.51		
J47b001002	1	1	1.12								
J47b002001	7	3	7.75	3	99.07	1	129.39				
J47b002002	9	6	14.84	1	44.37	1	112.87			1	4238.08
I44b001001	38	26	97.92	7	273.35	5	760.99				
I44b001002	55	29	94.50	20	547.86	6	905.26				
I44b002001	20	14	57.90	5	144.76			1	450.36		
I44b002002	42	24	83.90	16	407.36	2	185.14				
I45b001001	65	45	130.70	20	696.78						
I45b001002	106	73	216.13	30	949.26	3	731.50				
I45b002001	59	33	120.44	25	733.74	1	165.6				
I45b002002	81	41	128.16	35	1137.44	4	768.48			1	1798.56
I46b001001	54	26	86.05	18	527.07	9	1877.87	1	503.34		
I46b001002	18	10	22.27	8	172.26						
I46b002001	27	18	81.64	6	204.20	2	408.08	1	512.53		
I46b002002	5	4	19.66	1	32.28						
I47b001001	34	22	75.90	9	224.17	1	233.72	2	1161.55		
I47b001002	2	1	1.28	1	49.99						
I47b002001	4	3	14.63	1	20.80						
I47b002002	5	5	10.80								
I48b001001	1	1	2.76								
I48b002001	5	5	15.76								
H44b001001	2	1	15.17	1	4.31						
H44b001002	45	32	109.52	6	266.92	6	1715.11	1	497.89		
H44b002002	8	8	24.41								
H45b001001	54	36	118.95	11	465.94	5	988.31	2	1789.37		
H45b001002	61	36	108.86	18	778.89	7	1660.82				

续表

图幅编号	湖泊数量	面积 1 ~ 10km ²		面积 10 ~ 100km ²		面积 100 ~ 500km ²		面积 500 ~ 1000km ²		面积 > 1000km ²	
		数量	合计 面积/km ²	数量	合计 面积/km ²	数量	合计 面积/km ²	数量	合计 面积/km ²	数量	合计 面积/km ²
H45b002001	22	15	46.86	5	95.32	2	384.01				
H45b002002	20	11	24.06	9	268.98						
H46b001001	43	29	72.47	9	403.28	4	635.35			1	1976.93
H46b001002	9	8	34.39	1	25.86						
H46b002001	19	12	26.95	5	207.61	1	289.98	1	599.69		
H46b002002	7	7	10.75								
H47b001001	3	3	9.82								
H47b001002	8	8	16.51								
H47b002001	9	8	26.69	1	20.33						
H47b002002	8	8	16.93								
H48b001001	2	2	3.53								
G45b001002	2	2	5.78								
G46b001001	2	2	3.52								
G47b001002	6	5	21.41	1	57.06						
合 计	1067	679	2151.23	303	9612.83	71	13848.18	11	6785.76	3	8013.57
总 面 积	40411.57km ²										

表 3-2 青藏高原人工湖泊 ETM 遥感调查统计表

Tab. 3-2 Statistics of ETM remote sensing survey of man-made lakes on Qinghai-Tibetan plateau

图幅编号	湖泊数量	面积 1 ~ 10km ²		面积 10 ~ 100km ²		面积 100 ~ 500km ²		面积 500 ~ 1000km ²		面积 > 1000km ²	
		数量	合计 面积/km ²	数量	合计 面积/km ²	数量	合计 面积/km ²	数量	合计 面积/km ²	数量	合计 面积/km ²
J43b001002	26	21	92.02	5	118.35						
J43b002002	2	2	4.38								
J44b002001	1	1	2.14								
J44b002002	3	3	5.19								
J47b001001	3	3	15.76								
J47b001002	8	8	19.33								
J47b002002	4	2	4.40	1	18.90	1	304.79				
J48b002001	2	2	4.13								
H48b001001	1					1	108.17				
H48b001001	5	4	10.42	1	18.89						
H48b002001	2	1	7.20	1	19.17						
G47b001002	4	4	18.93								
合 计	61	51	183.90	8	175.31	2	412.96				
总 面 积	772.17 km ²										

天然湖泊数量 + 人工湖泊数量 = 1128 个; 天然湖泊总面积 + 人工湖泊总面积 = 41183.74km²

第四章 青藏高原河流湖泊的分布规律

对青藏高原河流、湖泊的分布规律,主要结合全区河流、湖泊现状遥感调查、地理特点与地区分布等方面的研究成果,分析主要河流和湖泊的组合特征及其分布规律,探讨影响河流、湖泊分布的主要因素。

第一节 青藏高原河流的分布规律

青藏高原河流大体以喀喇昆仑山、拉达克山、冈底斯山、念青唐古拉山西段、头二九山、唐古拉山中段、昆仑山中段、布尔汗达山、日月山、大通山、托来山、冷龙岭一线为界,西北部属内流区,东南部为外流区(附图2)。本书重点叙述各流域和分区的范围、干流、I级支流和主要II级支流的分布特征。

一、外流区河流分布规律

青藏高原河流的外流区面积为 1452934.35km^2 ,划分为黄河(I₁)、长江(I₂)、澜沧江(I₃)、怒江(I₄)、雅鲁藏布江(I₅)及伊洛瓦底江(I₆)、恒河(I₇)、印度河(I₈)等8大流域,详述如下。

(一) 黄河流域(I₁)

1. 流域范围

黄河流域位于外流区北部,行政区划隶属青海省、甘肃省和四川省。其北部以托来山东段、冷龙岭为分水岭与河西走廊内流分区相邻;西北部与塔里木盆地内流分区以疏勒南山东端为界;西部大致以大通山、日月山、布尔汗达山为界与柴达木-青海湖盆地内流分区接壤;南部以巴颜喀拉山、岷山为分水岭与长江流域相邻;东部延出工作区。工作区内黄河流域面积 261582.70km^2 。

2. 干流展布特征

黄河干流发源于巴颜喀拉山北麓,上游称约古宗列渠(332,河流编号,下同),汇入卡日曲后称黄河(147)。

(1) 约古宗列渠

始于 146b001002(曲麻莱县),流向南东东,止于 147b001001(玛多县),长 121.03km。据以往地理资料,黄河河源地区多湖泊、沼泽,星宿海就是一片沼泽。2000年6月12日ETM影像显示,星宿海地带已严重沙化,连片沼泽不复存在(图4-1)。



图 4-1 黄河源区 ETM 影像
Fig. 4-1 ETM image of Yellow river source area



图 4-2 黄河倒流河段 ETM 影像
Fig. 4-2 ETM image of inverted Yellow river

(2) 黄河

西自 147b001001 (玛多县), 往南东流经 147b001002 (玛沁县)、147b002002 (达日县), 于 148b002001 (武都县) 的阿尼马卿山东端折向北西, 再流经 147b001002 (玛沁县), 形成长达 360km 多的“倒流”景观, 这在我国的大江大河中是罕见的 (图 4-2); 然后于青海同德县拉加寺西转向北北东→北东流经 147b002002 (西宁市)、148b001001 (白龙江)、148b002001 (兰州市), 在宁夏中卫县西流出工作区。同时, 在 147b001001 (玛多县) 的黄河河道上分布有扎陵湖和鄂陵湖; 在 147b001002 (玛沁县)、147b002002 (西宁市)、148b001001 (白龙江) 的黄河河道上分别修建有龙羊峡、盐锅峡、刘家峡等水库。工作区内黄河河段长度为 2215.15km, 黄河干流河段总长度为 2336.18km。

3. 支流分布特征

工作区内黄河流域发育有黑河、洮河、大通河、渭河等 4 条 I 级支流, 卡日曲、查曲、白河、泽曲、曲什安河、大夏河、庄浪河、祖厉河等 26 条 II 级支流 (表 4-1)。

表 4-1 黄河流域 I、II 级支流一览表

Tab. 4-1 Schedule of level I、II branch of Yellow river drainage area

编号	河流名称	河流长度/km	河流级别	备 注
333	卡日曲	138.83	II	146b001002, 147b001001
334	多曲	157.03	II	147b001001
337	查曲	185.45	II	147b001001, 147b002001
349	黄河支流-1	98.05	II	147b002001, 147b002002
359	黄河支流-2	104.33	II	147b002002
360	黄河支流-3	94.76	II	147b002002
346	甘德东河	142.01	II	147b001002, 147b002002
345	清珍西河	155.96	II	147b001002, 147b002002
361	黄河支流-4	69.79	II	147b002002
377	白河	263.02	II	148b002001
375	黑河	490.41	I	148b002001
376	热曲	189.28	II	148b002001 (黑水支流)

续表

编号	河流名称	河流长度/km	河流级别	备 注
344	泽曲	261.59	II	I47b001002
343	玛沁西河	151.80	II	I47b001002
342	巴沟	144.10	II	I47b001002
341	曲什安河	217.80	II	I47b001002
340	兴海西河	131.57	II	I47b001002
339	茫拉沟	131.76	II	I47b001002
347	隆务河	120.25	II	I47b001002, I48b001001
368	大夏河	184.76	II	I48b001001
348	洮河	684.84	I	I47b001002, I48b001001
369	冶力关河	82.34	II	I48b001001 (洮河支流)
131	大通河	624.72	I	J47b001002, J47b002002, J48b002001
132	大通河支流-1	48.67	II	J47b001002
133	大通河支流-2	36.64	II	J47b001002
146	湟水	294.55 (河段)	II	J47b002002, J48b002001 (大通河支流)
153	庄浪河	184.88	II	J48b002001
154	祖厉河	273.30	II	I48b001001, J48b002001
370	渭河	136.33 (区内)	I	I48b001001
371	武山西河	93.27	II	I48b001001 (渭河支流)

(1) 黑河

位于 I48b002001 (武都县), 发源于松潘草地, 流向北西, 于青海玛曲县附近汇入黄河, 长 490.41km。黑河及其 II 级支流热曲、白河等流经松潘草地的河流、河段河曲都十分发育, 这在工作区的河流中是不多见的。

(2) 洮河

位于 I47b001002 (玛沁县)、I48b001001 (白龙江), 发源于西倾山, 流向南东→北东→北西, 呈“V”字形, 于刘家峡水库下游汇入黄河, 长 684.84km。洮河中游伴有冶力关河 1 条 II 级支流。

(3) 大通河

位于 J47b001002 (张掖市)、J47b002002 (西宁市)、J48b002001 (兰州市), 发源于托来南山南麓, 南东流向, 于青海永靖县附近汇入黄河, 长 624.72 km。大通河发育有湟水等 3 条 II 级支流。

(4) 渭河

位于 I48b001001 (白龙江), 发源于鸟鼠山, 区内流向南东, 于武山附近流出工作区, 区内长 136.33km。在区内, 武山西河为其 II 级支流。

(二) 长江流域 (I₂)

1. 流域范围

长江流域位于外流区中北部, 行政区划隶属青海、西藏、四川、甘肃、云南等五省(区)。其北部分别以昆仑山、巴颜喀拉山、岷山为分水岭与柴达木—青海湖盆地内流分

区,黄河流域相邻;西部大致以可可西里山、冬布勒山、祖尔肯乌拉山为界与羌塘内流分区接壤;南西部与怒江流域、澜沧江流域分别以唐古拉山东段、达马拉山、芒康山、云岭相隔;东部、南部延出工作区。工作区内长江流域面积 541671.19km²。

2. 干流展布特征

长江干流发源于各拉丹东雪山,发源后称沱沱河(297),汇入尕尔曲后称通天河(302),青海玉树县以下称金沙江(356),四川宜宾市以下称长江(582),为长江上游。

(1) 沱沱河

始于 I46b002001(安多县),向北流入 I46b001001(沱沱河),于葫芦湖(I46021)南转为南东东流向,长 334.38km(图 4-3)。

(2) 通天河

西自沱沱河(图幅号 I46b001001),往北东流入 I46b001002(曲麻莱县),汇入科欠曲后折向南东流经 I46b002002(治多县)、I47b002001(玉树县),长 755.45km。

(3) 金沙江

流向南东—南南东,西起 I47b002001(玉树县),经 H47b001001(昌都县)、H47b001002(康定县)、H47b002001(芒康县)、H47b002002(理塘县),流入 G47b001002(攀枝花市)后于云南石鼓折向北东,又于云南三江口汇入水落河后转为正南流向,然后于云南金江往东流出工作区,形似 2 个连续的“L”形。在四川得荣县以南金沙江、澜沧江和怒江奔腾在横断山脉的峡谷之中,形成“三江并流”的雄伟景观,已于 2003 年列入世界自然资源遗产名录(图 4-4)。此外,在 H48b002001(宜宾市)的云南永善县南金沙江再次流进工作区,流向北东,于四川新市镇转为近东西流向。工作区内金沙江累计长度 1582.43km。



图 4-3 长江源区 ETM 影像

Fig. 4-3 ETM image of Yangtze river source area



图 4-4 “三江并流” ETM 影像

Fig. 4-4 ETM image of three parallel rivers belt

长江位于 H48b002001(宜宾市),流向北东东,区内长度为 46.83km。

长江上游干流在工作区内累计总长度为 2719.09km。

3. 支流分布特征

工作区内长江流域分布有楚马尔河(291)、尕尔曲(301)、雅砻江(336)、定曲(536)、水洛河(564)、岷江(381)、沱江(573)等 7 条 I 级支流,扎木曲、勒玛曲、色吾曲、赠曲、硕曲、硕多图河、南广河、鲜水河、理塘河、大渡河、越溪河、白龙江、涪江等 65 条 II 级支流(表 4-2)。

表 4-2 长江流域 I、II 级支流一览表

Tab. 4-2 Schedule of level I, II branch of Yangtze river drainage area

编号	河流名称	河流长度/km	河流级别	备 注
298	沱沱河支流-1	84.92	II	I46b001001
299	沱沱河支流-2	108.64 (河段)	II	I46b001001
300	扎木曲	172.57	II	I46b001001
301	尕尔曲	212.81	I	I46b001001, I46b002001
313	布曲	183.96	II	I46b002001 (尕尔曲支流)
314	东曲	117.24	II	I46b002001 (尕尔曲支流)
315	当曲	313.06	II	I46b002001 (尕尔曲支流)
303	通天河支流-1	121.37	II	I46b001001, I46b001002
307	木哥曲	137.09	II	I46b001002, I46b002002
308	牙哥曲	111.24	II	I46b001002, I46b002002
296	勒玛曲	193.33	II	I46b001001, I46b001002
309	科欠曲	144.71	II	I46b001002, I46b002002
310	通天河支流-2	67.37	II	I46b001002
288	库赛湖支流	149.76	II	I46b001001
291	楚马尔河	491.42 (河段)	I	I46b001001, I46b001002
292	楚马尔河支流	91.32	II	I46b001001
305	巴拉大才曲	61.47	II	I46b001002 (楚马尔河支流)
306	拉日曲	45.34	II	I46b001002 (楚马尔河支流)
311	色吾曲	155.86	II	I46b001002
312	通天河支流-3	177.44	II	I46b001002, I46b002002
326	登艾龙曲	100.66	II	I46b002002, I47b002001
335	德曲	137.95	II	I47b001001, I47b002001
327	通天河支流-4	172.13	II	I46b002002, I47b002001
357	金沙江支流-1	91.52	II	H47b001001, I47b002001
358	金沙江支流-2	147.93	II	H47b001001, I47b002001
526	赠曲	222.60	II	H47b001001, H47b001002
527	偶曲	127.80	II	H47b001001, H47b001002
528	金沙江支流-3	153.31	II	H47b001001
530	金沙江支流-5	128.07	II	H47b001001, H47b002001
535	金沙江支流-6	149.72	II	H47b001002, H47b002002
558	金沙江支流-7	92.12	II	H47b002002
551	金沙江支流-8	159.23	II	H47b002001, H47b002002
536	定曲	249.09	I	H47b001002, H47b002002
539	定曲支流	164.19	II	H47b002002

续表

编号	河流名称	河流长度/km	河流级别	备 注
560	硕曲	289.83	II	H47b002002
561	翁水河	88.92	II	H47b002002
562	硕多图河	161.06	II	H47b002002, G47b001002
564	水洛河	288.39	I	H47b002002, G47b001002
563	牙垭河	120.76	II	H47b002002, G47b001002 (水洛河支流)
578	安宁河	108.75	II	H48b002001
579	黑水河	14.02 (区内)	II	H48b002001
580	西溪河	80.29 (区内)	II	H48b002001
581	横江	122.72 (区内)	II	H48b002001
336	雅砻江	685.57 (区内)	I	I47b001001, I47b002001, I47b002002, H47b001002, H47b002002, G47b001002
350	巴若寺东河	96.80	II	I47b002001 (雅砻江支流)
351	雅砻江支流-1	122.90	II	I47b002001
352	雅砻江支流-2	104.30	II	I47b002001
353	雅砻江支流-3	65.70	II	I47b002001
362	雅砻江支流-4	87.71	II	I47b002002
538	雅砻江支流-5	115.74	II	H47b001002
354	泥曲	386.64	II	I47b002001, I47b002002, H47b001002 (鲜水河上游、雅砻江支流)
542	鲜水河	191.82	II	H47b001002 (雅砻江支流)
539	雅砻江支流-6	121.74	II	H47b001002
540	雅砻江支流-7	167.46	II	H47b001002, H47b002002
541	雅砻江支流-8	202.83	II	H47b001002, H47b002002
537	理塘河	513.02	II	H47b001002, H47b002002, G47b001002 (雅砻江支流)
565	雅砻江支流-9	129.97	II	H47b002002
381	岷江	777.12	I	I48b002001, H48b001001, H48b002001
382	岷江支流	136.01	II	I48b002001
380	黑水河	137.60	II	I48b002001, H48b001001 (岷江支流)
569	理县河	155.22	II	H48b001001 (岷江支流)
570	卧龙东河	87.26	II	H48b001001 (岷江支流)
571	南河	139.03	II	H48b001001 (岷江支流)
365	马可河 (麻尔曲)	423.83	II	I47b002002, I48b002001, H47b001002, H48b001001 (大渡河上游、岷江支流)
545	大金川	141.91	II	H47b001002, H48b001001 (大渡河中游、岷江支流)

续表

编号	河流名称	河流长度/km	河流级别	备 注
546	大渡河	512.22	Ⅱ	H47b001002, H48b001001, H48b002001 (岷江支流)
576	马边河	182.68	Ⅱ	H48b002001 (岷江支流)
577	越溪河	224.31	Ⅱ	H48b002001 (岷江支流)
573	沱江	310.91 (区内)	I	H48b001001, H48b002001
574	绵远河	118.05	Ⅱ	H48b001001 (沱江支流)
575	沱江支流	103.46	Ⅱ	H48b001001
583	南广河	167.34 (区内)	Ⅱ	H48b002001
584	长宁东河	106.33 (区内)	Ⅱ	H48b002001
372	白龙江	379.35 (区内)	Ⅱ	I48b001001, I48b002001 (嘉陵江支流)
383	涪江	346.94 (区内)	Ⅱ	I48b002001, H48b001001 (嘉陵江支流)

(1) 楚马尔河

位于 I46b001001 (沱沱河)、I46b001002 (曲麻莱县), 发源于可可西里山, 流向南东→北东东→南东, 于青海曲麻河南汇入通天河。楚马尔河河道中分布有叶鲁苏湖等湖泊, 河段长 491.42km。楚马尔河伴有巴拉大才曲、拉日曲等 3 条Ⅱ级支流。

(2) 尕尔曲

位于 I46b001001 (沱沱河)、I46b002001 (安多县), 发源于唐古拉山, 流向北东, 于青海沱沱河沿东汇入通天河, 长 212.81km。尕尔曲南东侧发育有布曲、东曲、当曲等 3 条Ⅱ级支流。

(3) 定曲

位于 H47b001002 (康定县)、H47b002002 (理塘县), 发源于沙鲁里山西麓, 流向南南西, 于四川得荣县南汇入金沙江, 长 249.09km。定曲东侧发育有硕曲等 2 条Ⅱ级支流。

(4) 水洛河

位于 H47b002002 (理塘县)、G47b001002 (攀枝花市), 发源于沙鲁里山东麓, 流向南南西, 于四川水洛南汇入金沙江, 长 288.39km。水洛河Ⅱ级支流不发育, 仅在下游出现牙垭河。

(5) 雅砻江

发源于巴颜喀拉山, 总体流向南东—南南东, 先后流经 I47b001001 (玛多县)、I47b002001 (玉树县)、I47b002002 (达日县)、H47b001002 (康定县)、H47b002002 (理塘县), 于 G47b001002 (攀枝花市) 流出工作区。工作区内雅砻江累计长度 685.57km。雅砻江是金沙江最大的Ⅰ级支流, Ⅱ级支流十分发育, 共计 12 条。其中, 以理塘河、鲜水河规模最大, 长度分别为 513.02km、578.46km。

(6) 岷江

发源于岷山, 总体流向南南东, 先后流经 I48b002001 (武都县)、H48b001001 (成都

市)、H48b002001 (宜宾市), 于四川宜宾市汇入长江, 长 777.12km。岷江是长江重要支流之一, II 级支流发育, 共计 8 条。其中, 以大渡河最为著名。大渡河发源于巴颜喀拉山北麓, 上游称马可河, 长 423.83km; 汇入杜柯河后称大金川, 长 141.91km; 丹巴以下称大渡河, 长 512.22km, 累计长度为 1077.96km。

(7) 沱江

位于 H48b001001 (成都市)、H48b002001 (宜宾市), 发源于九顶山, 流向南东, 于四川自贡市境内几度流出、流进工作区。工作区内沱江河段累计长度为 310.91km。沱江也是长江重要支流之一, 区内分布有绵远河等 2 条 II 级支流。

(三) 澜沧江流域 (I₃)

1. 流域范围

澜沧江流域位于外流区中部, 行政区划隶属青海、西藏、云南等三省 (区)。其西部、北东部以达马拉山、芒康山、云岭为分水岭与长江流域相邻; 南西部与怒江流域以他念翁山、怒山相隔; 南部延出工作区。工作区内澜沧江流域面积 91980.53km²。

2. 干流展布特征

澜沧江干流发源于青海杂多县境内, 上游称扎曲 (324), 汇入昂曲后称澜沧江 (531)。

(1) 扎曲

始于 I46b002002 (治多县), 向南东流经 I47b002001 (玉树县)、H47b001001 (昌都县), 长 602.35km。

(2) 澜沧江

流向南东→南南东, 先后流经 H47b001001 (昌都县)、H47b002001 (芒康县)、G47b001001 (福贡县)、G47b001002 (攀枝花市)。工作区内澜沧江长 780.08km, 澜沧江干流总长度为 1382.43km。

3. 支流分布特征

工作区内澜沧江流域分布有子曲 (325)、昂曲 (329)、紫曲 (493) 等 3 条 I 级支流, 格曲、泚江等 5 条 II 级支流 (表 4-3)。

表 4-3 澜沧江流域 I、II 级支流一览表

Tab. 4-3 Schedule of level I, II branch of Lancangjiang drainage area

编号	河流名称	河流长度/km	河流级别	备 注
325	子曲	293.57	I	I46b002002, I47b002001, H47b001001
355	格曲	141.75	II	I47b002001, H47b001001 (子曲支流)
329	昂曲	300.03	I	I46b002002, I47b002001, H47b001001
532	澜沧江支流	150.83	II	H47b001001
493	紫曲	307.93	I	H46b001002, H47b001001
494	紫曲支流	70.60	II	H46b001002, H47b001001

续表

编号	河流名称	河流长度/km	河流级别	备 注
596	沱江	99.52	II	G47b001002
597	漾濞江	105.54 (河段)	II	G47b001002

(1) 子曲

位于 I46b002002 (治多县)、I47b002001 (玉树县)、H47b001001 (昌都县), 发源于青海杂多县境内, 流向南东, 于西藏生达县西汇入扎曲, 长 293.57km。子曲下游发育格曲 1 条 II 级支流。

(2) 昂曲

位于 I46b002002 (治多县)、I47b002001 (玉树县)、H47b001001 (昌都县), 发源于唐古拉山北麓, 流向北东, 于青海结多西折为南东流向, 在西藏昌都县汇入澜沧江, 长 300.03km。

(3) 紫曲

位于 H46b001002 (丁青县)、H47b001001 (昌都县), 发源于他念他翁山, 流向南东, 于西藏察雅县汇入澜沧江, 长 307.93km。紫曲上游发育 1 条 II 级支流。

(四) 怒江流域 (I₄)

1. 流域范围

怒江流域位于外流区中南部, 主体在西藏自治区境内, 南部延至云南省。其北东部分别以唐古拉山、他念他翁山、怒山为分水岭与长江流域、澜沧江流域相邻; 西部大致以头二九山、安多北山、申公里克山为界与羌塘内流分区接壤; 南西部与雅鲁藏布江流域、伊洛瓦底江流域分别以念青唐古拉山、横断山、高黎贡山相隔; 南部延出工作区。工作区内怒江流域面积 109875.55km²。

2. 干流展布特征

怒江干流发源于西藏安多县境内的申公里克山, 发源后称桑曲 (474), 嘎弄湖以下称那曲 (475), 汇入索曲后称怒江 (485)。

(1) 桑曲

位于 H46b001001 (那曲县), 总体流向南西西, 长 59.17km。

(2) 那曲

流向南东→北东东, 呈向南凸的弧形, 西自 H46b001001 (那曲县) 东至 H46b001002 (丁青县), 长 394.70km。

(3) 怒江

流向南东→南东东, 呈向北东凸的弧形, 先后流经 H46b001002 (丁青县)、H47b001001 (昌都县)、H47b002001 (芒康县)、G47b001001 (福贡县) 等 4 个图幅, 区内怒江长 1196.15km。在桑曲与那曲间, 怒江干流河道上分布有嘎弄湖, 工作区内怒江干流河段总长度为 1650.02km。

值得指出的是: 在以往地理资料中错那与嘎弄湖是不相通的, 所以都将注入嘎弄湖的

桑曲认定为那曲上游。在 ETM 影像上, 错那与嘎弄湖之间有河道相通, 因此那曲上游应当是注入错那的桑曲, 而非注入嘎弄湖的桑曲 (图 4-5, 图 4-6)。

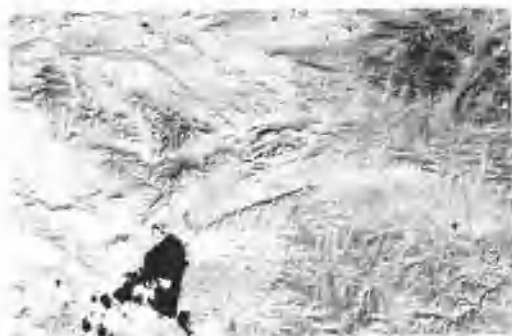


图 4-5 怒江源区 ETM 影像
Fig. 4-5 ETM image of Nujiang
source area

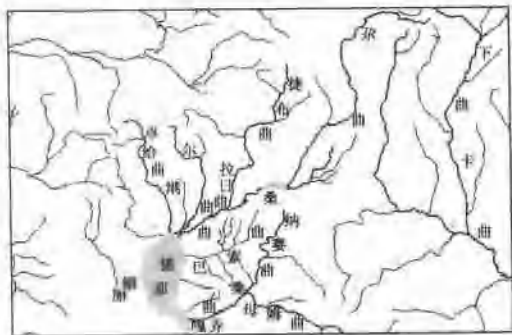


图 4-6 怒江源区 ETM 影像解译图
Fig. 4-6 ETM image interpretation map of
Nujiang source area

3. 支流分布特征

工作区内怒江流域分布有索曲 (322)、解曲 (486)、玉曲河 (534) 等 3 条 I 级支流, 下曲卡曲、嘎曲、达曲等 13 条 II 级支流 (表 4-4)。

表 4-4 怒江流域 I、II 级支流一览表

Tab. 4-4 Schedule of level I, II branch of Nujiang drainage area

编号	河流名称	河流长度/km	河流级别	备 注
320	错那支流	128.99	II	I461002001
321	下曲卡曲	227.24	II	I461002001, H461001001
322	索曲	279.17	I	I461002001, I461002002, H461001002
323	索曲支流-1	148.31	II	I461002001, I461002002
328	索曲支流-2	89.77	II	I461002002
330	怒江支流-1	129.42	II	I461002002, H461001002
486	解曲	151.58	I	H461001002
487	解曲支流-1	91.32	II	H461001002
488	解曲支流-2	71.21	II	H461001002
489	怒江支流-2	78.97	II	H461001002
331	嘎曲	154.69	II	H461001002, I461002002
490	怒江支流-3	83.68	II	H461001002
491	达曲	105.89	II	H461001002, H471001002
492	怒江支流-4	81.98	II	H461001002, H471001001
533	怒江支流-5	121.16	II	H471001001, H471002001
534	玉曲河	481.86	I	H471001001, H471002001

(1) 索曲

位于 I46b002001 (安多县)、I46b002002 (治多县)、H46b001002 (丁青县), 发源于唐古拉山南麓, 流向南东→南南东, 于西藏比如县东汇入怒江, 长 279.17km。索曲发育 2 条 II 级支流。

(2) 解曲

位于 H46b001002 (丁青县), 发源于念青唐古拉山, 流向北东东, 于西藏雅安多东汇入怒江, 长 151.58km。解曲发育 2 条 II 级支流。

(3) 玉曲河

位于 H47b001001 (昌都县)、H47b002001 (芒康县), 发源于他念他翁山, 总体流向南东, 下游形成“Z”字形拐弯, 于西藏碧土县西汇入怒江, 长 481.86km。

(五) 雅鲁藏布江流域 (I_{5.5})

1. 流域范围

雅鲁藏布江流域位于外流区南部, 横亘西藏自治区南部地区。其北部以冈底斯山、念青唐古拉山西段为界与羌塘内流分区接壤; 北东部以念青唐古拉山东段、伯舒拉岭为分水岭与怒江流域、伊洛瓦底江流域相邻; 西端与玛旁雍错内流分区接壤; 西南部与印度河流域大致以喜马拉雅山相隔; 东南部延出国境。国境内雅鲁藏布江流域面积 345612.76km²。

需要说明的是: 察隅河、西些尔河、雄曲、卡门河、鲁库河、多尔萨河等都是发源于中国境内的布拉马普特拉河 I、II 级支流。为方便叙述, 本研究将它们涉及的流域, 一并纳入雅鲁藏布江流域范围。同时, 将它们及其 II 级支流都视为雅鲁藏布江流域组成成员参加统计和描述。

2. 干流展布特征

雅鲁藏布江干流发源于喜马拉雅山北麓的杰马央宗冰川, 上游称当却藏布 (马泉河) (411), 岗久以下称雅鲁藏布江 (421), 入印度后称布拉马普特拉河 (589)。

(1) 当却藏布 (马泉河)

始于 H44b001002 (普兰县), 流向南东东→南东, 止于 H44b002002 (巴巴扎东)。当却藏布上游河道中分布有扎浪丁错、热布杰错等湖泊, 河段长度为 203.06km (图 4-7)。



图 4-7 雅鲁藏布江源区 ETM 影像

Fig. 4-7 ETM image of Yarlung zangbo river source area

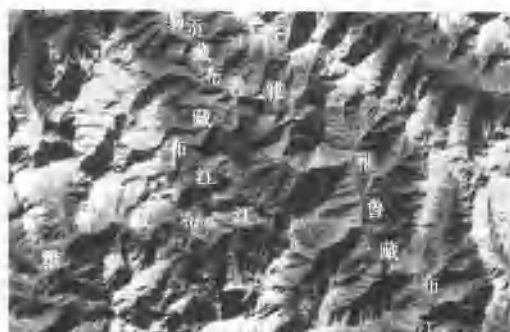


图 4-8 雅鲁藏布江“大拐弯”ETM 影像

Fig. 4-8 ETM image of Yarlung zangbo river "Big Bend"

(2) 雅鲁藏布江

西自 H44b002002 (巴巴扎东), 往南东流入 H45b002001 (萨嘎县), 于萨嘎县西转为南东东流向, 先后流经 H45b002002 (日喀则市)、H46b002001 (拉萨市), 流入 H46b002002 (林芝县) 后流向折为北东→南东→南西→南东, 形成著名的“大拐弯”切过喜马拉雅山地, 于巴昔卡流出国境 (图 4-8)。国境内雅鲁藏布江长度为 2004.70km, 雅鲁藏布江干流总长度为 2207.76km。

3. 支流分布特征

雅鲁藏布江流域发育有当却藏布支流-5 (416)、多雄藏布 (451)、拉萨河 (478)、尼洋曲 (484)、易贡藏布 (482)、锡约姆河 (516) 和察隅河 (552)、雄曲 (510)、卡门河 (588)、鲁库河 (508)、多尔萨河 (586) 等 11 条 I 级支流, 柴曲藏布、年楚河、美曲藏布、怕隆藏布和西些尔河、贡日嘎布曲、丹巴河、坎拉河等 55 条 II 级支流 (表 4-5)。

(1) 当却藏布支流-5

位于 H44b001002 (普兰县)、H44b002002 (巴巴扎东), 发源于喜马拉雅山北麓, 流向北东→南东, 呈向北凸的弧形, 于岗久附近汇入当却藏布, 长 160.45km。其南西侧发育有 3 条 II 级支流。

表 4-5 雅鲁藏布江流域 I、II 级支流一览表

Tab. 4-5 Schedule of level I, II branch of Yarlung zangbo river drainage area

编号	河流名称	河流长度/km	河流级别	备 注
412	当却藏布支流-1	64.77	II	H44b001002
413	当却藏布支流-2	79.24	II	H44b001002
414	当却藏布支流-3	120.21 (河段)	II	H44b001002
415	当却藏布支流-4	148.69	II	H44b001002, H45b001001
416	当却藏布支流-5	160.45	I	H44b001002, H44b002002
417	当却藏布支流-6	63.53	II	H44b001002, H44b002002 (当却藏布支流-5 支流)
419	当却藏布支流-7	125.81	II	H44b002002 (当却藏布支流-5 支流)
420	当却藏布支流-8	76.55	II	H44b002002 (当却藏布支流-5 支流)
422	雅鲁藏布江支流-1	68.49	II	H44b002002, H45b002001, H47b002001
418	柴曲藏布	164.61	II	H44b001002, H44b002002, H45b002001
448	雅鲁藏布江支流-2	76.59	II	H45b002001
449	雅鲁藏布江支流-3	68.20	II	H45b002001
450	雅鲁藏布江支流-4	69.11	II	H45b002001
434	雅鲁藏布江支流-5	179.78	II	H45b001001, H45b002001
452	雅鲁藏布江支流-6	93.26	II	H45b002001, H45b002002
462	雅鲁藏布江支流-7	89.83	II	H45b002002
451	多雄藏布	344.64 (河段)	I	H45b002001, H45b002002
446	美曲藏布	221.15	II	H45b001002, H45b002002 (多雄藏布支流)
463	雅鲁藏布江支流-8	75.89	II	H45b002002

续表

编号	河流名称	河流长度/km	河流级别	备 注
464	雅鲁藏布江支流-9	197.85 (河段)	II	H45b002002
465	雅鲁藏布江支流-10	104.19	II	H45b002002
466	年楚河	202.65 (河段)	II	H45b002002
447	雅鲁藏布江支流-11	178.29	II	H45b001002, H45b002002
467	雅鲁藏布江支流-12	74.72 (河段)	II	H45b002002, H46b002001
468	雅鲁藏布江支流-13	91.97	II	H45b002002, H46b002001
477	麦地藏布	298.00	I	H46b001001, H46b001002 (拉萨河上游)
478	拉萨河	239.71	I	H46b001001, H46b002001
479	麦地藏布支流-1	93.45	II	H46b001001
480	麦地藏布支流-2	120.82	II	H46b001001
481	学绒藏布	84.74	II	H46b001001, H46b002001 (拉萨河支流)
501	墨竹普曲	96.81	II	H46b002001 (拉萨河支流)
500	拉萨河支流	69.30	II	H46b002001
483	克雅曲	156.57	II	H46b001001, H46b002001 (拉萨河支流)
505	羊卓雍错支流-1	78.25	II	H46b002001
506	羊卓雍错支流-2	117.51 (河段)	II	H46b002001
507	沉错支流	49.66	II	H46b002001
502	雅鲁藏布江支流-14	83.60	II	H46b002001
503	雅鲁藏布江支流-15	51.91	II	H46b002001
504	雅鲁藏布江支流-16	84.54	II	H46b002001
484	尼洋曲	312.73	I	H46b001001, H46b001002, H46b002001, H46b002002
498	尼洋曲支流-1	70.32	II	H46b001002
499	尼洋曲支流-2	117.10	II	H46b001002, H46b002002
482	易贡藏布	342.39	I	H46b001001, H46b001002, H46b002002
495	易贡藏布支流-1	88.91	II	H46b001002
496	易贡藏布支流-2	90.61	II	H46b001002, H46b002002
497	帕隆藏布	247.87 (河段)	II	H46b001002, H46b002002, H47b002001 (易贡藏布支流)
514	雅鲁藏布江支流-17	79.48	II	H46b002002
515	雅鲁藏布江支流-18	70.15	II	H46b002002
516	锡约姆河	192.14	I	H46b002002
517	锡约姆河支流	65.18	II	H46b002002
518	亚水乃河	82.74	II	H46b002002
552	察隅河	401.19 (图幅内)	I	H47b002001, G47b001001 (流出国境)
553	贡日嘎布曲	175.67	II	H47b002001 (察隅河支流)
555	戈仑河	63.50	II	H47b002001, G47b001001 (察隅河支流)
554	蒂丁河	72.74	II	H47b002001, G47b001001 (察隅河支流、流出国境)

续表

编号	河流名称	河流长度/km	河流级别	备 注
520	丹巴河	200.97 (图幅内)	II	H46b002002 (察隅河支流、流出国境)
519	西些尔河	124.01	II	H46b002002, G46b001002 (流出国境)
510	雄曲 (西巴霞曲)	533.95	I	H46b002001, H46b002002, G46b001002
511	雄曲支流-1	101.18	II	H46b002001, G46b001001
512	雄曲支流-2	123.97	II	H46b002001, H46b002002
513	坎拉河	189.91	II	H46b002001, H46b002002, G46b001002 (雄曲支流)
590	梭嘎错	160.80	II	G46b001002 (雄曲支流、流出国境)
591	迪克朗河	158.10	II	G46b001002 (雄曲支流、流出国境)
588	卡门河	309.08	I	G46b001001, G46b001002 (流出国境)
508	鲁库河	267.00 (图幅内)	I	H46b002001, G46b001001 (流出国境)
509	鲁库河支流	205.26	II	H46b002001, G46b001001 (流出国境)
586	多尔萨河	139.06 (图幅内)	I	G45b001002 (流出国境)

(2) 多雄藏布

位于 H45b002001 (萨嘎县)、H45b002002 (日喀则市), 发源于冈底斯山南麓, 近正东流向, 于彭错林附近汇入雅鲁藏布江。在桑桑西, 多雄藏布河河道中分布有贡斗错等湖泊, 河段长度为 344.64km。多雄藏布下游发育有美曲藏布 1 条 II 级支流。

(3) 拉萨河

位于 H46b001001 (那曲县)、H46b001002 (丁青县)、H46b002001 (拉萨市), 发源于念青唐古拉山, 上游称麦地藏布 (477), 林周以下称拉萨河, 于曲水县汇入雅鲁藏布江。麦地藏布总体流向南西, 长 298.00km, 发育有 2 条 II 级支流。拉萨河流向南东→南西, 呈“V”字形, 长 239.71km, 分布有学绒藏布、墨竹普曲、克雅曲等 4 条 II 级支流。

(4) 尼洋曲

位于 H46b001001 (那曲县)、H46b001002 (丁青县)、H46b002001 (拉萨市)、H46b002002 (林芝县), 发源于工布江达县敏拉山, 流向南东东→南东, 于林芝县南汇入雅鲁藏布江, 长 312.73km。尼洋曲北侧发育有 2 条 II 级支流。

(5) 易贡藏布

位于 H46b001001 (那曲县)、H46b001002 (丁青县)、H46b002002 (林芝县), 发源于念青唐古拉山, 流向南东, 呈直线状, 于通麦县南汇入雅鲁藏布江, 长 342.39km。1900 年左右, 易贡藏布支流扎木弄巴曲在地震后暴发特大泥石流, 将易贡藏布河道堵塞形成堰塞湖——易贡错。据中国科学院西藏考察队 1966 年 8 月简测资料, 易贡错长 17km, 最大宽 2km, 平均宽 1.29km, 面积 22km²。2000 年 12 月 30 日 ETM 影像显示“易贡错”长约 12.5km, 最大宽 0.56km, 表明经河水长期冲刷该堰塞湖已经消失, 易贡藏布河道已恢复正常。易贡藏布发育有帕隆藏布等 3 条 II 级支流。

(6) 锡约姆河

位于 H46b002002 (林芝县), 发源于喜马拉雅山北麓, 流向南东东→南南东→北东, 呈“Z”字形, 于里戛南汇入雅鲁藏布江, 长 192.14km。锡约姆河伴有 1 条 II 级

支流。

(7) 察隅河

位于 H47b002001 (芒康县)、G47b001001 (福贡县), 发源于伯舒拉岭, 流向多变, 呈向南东凸的连环弧形, 于前门里流出国境。其中, 戈仑河口—前门里段为中印界河。察隅河在图幅内长 401.19km, 国境内长 325.97km。察隅河发育有贡日嘎布曲、戈仑河、蒂丁河、丹巴河等 4 条 II 级支流。其中, 蒂丁河、丹巴河流出国境。

(8) 雄曲

又称西巴霞曲, 位于 H46b002001 (拉萨市)、H46b002002 (林芝县)、G46b001002 (乔尔哈特), 发源于喜马拉雅山北麓, 流向南东→南南东, 呈向北东凸的弧形, 于勒林南流出国境。雄曲全长 533.95km, 国境内长 429.26km。雄曲发育有坎拉河、梭嘎错、迪克朗河等 5 条 II 级支流。其中, 梭嘎错、迪克朗河流出国境。

(9) 卡门河

位于 G46b001001 (错那县)、G46b001002 (乔尔哈特), 发源于喜马拉雅山北麓, 流向南东→南西→南东, 呈“Z”字形, 于西召瑟西流出国境。卡门河全长 309.08km, 国境内长 269.53km。

(10) 鲁库河

位于 H46b002001 (拉萨市)、G46b001001 (错那县), 发源于喜马拉雅山北麓, 流向北北东→北东→南南东, 呈倒“L”形, 于拉康南流出国境。鲁库河在图幅内长 267.00km, 国境内长 146.80km。鲁库河有 1 条 II 级支流, 并流出国境。

(11) 多尔萨河

位于 G45b001002 (亚东县), 发源于喜马拉雅山南麓, 总体流向南南东, 于亚东南流出国境。多尔萨河在图幅内长 139.06km, 国境内长 96.94km。

(六) 伊洛瓦底江流域 (I₆)

1. 流域范围

伊洛瓦底江流域位于怒江流域西侧, 地处西藏自治区与云南省交界地带。其东部以横断山、高黎贡山为分水岭与怒江流域相邻; 西部与雅鲁藏布江流域以伯舒拉岭为分水岭; 南部延出国境。伊洛瓦底江流域主体在国境外, 国境内面积 4340.75km²。

2. 干流展布特征

伊洛瓦底江干流发源于伯舒拉岭, 上游称独龙江 (557), 流出国境后称恩梅开江。

独龙江: 位于 H47b002001 (芒康县)、G47b001001 (福贡县), 流向南东→南西→南东, 于云南贡山县巴坡村西流出国境。独龙江 (恩梅开江) 在图幅内长度为 432.65km, 国境内长度为 181.11km。

3. 支流分布特征

伊洛瓦底江流域 II 级以上支流都分布在国境外。

(七) 恒河流域 (I₇)

1. 流域范围

恒河流域位于外流区西南边缘, 主体在国境外, 国境内为 5 个不连续的片段。其中,

东部 2 个片段位于雅鲁藏布江流域南侧，两者以喜马拉雅山地相隔；西部 3 个片段位于印度河流域和玛旁雍错内流区西南侧，它们大体以喜马拉雅山为分水岭。国境内恒河流域行政区划隶属西藏自治区，合计面积 39202.94km²。

2. 干流展布特征

恒河干流发源于喜马拉雅山南麓，上游称阿拉克南达河（396）。

阿拉克南达河：展布于 H44b001001（札达幅），流向南东→南南东→南西，呈向南东凸的弧形，图幅内长度为 230.92km，国境内长度为 25.59km。

3. 支流分布特征

恒河流域发源于国境内的Ⅱ级以上支流共计 11 条，其中马甲藏布（397）、布地干达基河（455）、澎曲（459）等 3 条为Ⅰ级支流，孙科西河、叶如藏布等 8 条为Ⅱ级支流（表 4-6）。

表 4-6 恒河流域Ⅰ、Ⅱ级支流一览表

Tab. 4-6 Schedule of level I, II branch of Ganges drainage area

编号	河流名称	河流长度/km	河流级别	备 注
395	阿拉克南达河支流	82.10（图幅内）	Ⅱ	H44b001001（流出国境）
397	马甲藏布	332.33（图幅内）	Ⅰ	H44b001001, H44b001002, H44b002002（流出国境）
455	布地干达基河	167.61（图幅内）	Ⅰ	H45b002001（流出国境）
454	布地干达基河支流-1	140.08（图幅内）	Ⅱ	H45b002001（流出国境）
456	布地干达基河支流-2	34.47	Ⅱ	H45b002001
459	澎曲	282.33	Ⅰ	H45b002001, H45b002002（阿龙河上游）
470	阿龙河	252.99（图幅内）	Ⅰ	H45b002002, G45b001002（流出国境）
460	澎曲支流-1	72.77	Ⅱ	H45b002001
469	澎曲支流-2	61.28	Ⅱ	H45b002002
471	叶如藏布	219.89（河段）	Ⅱ	H45b002002（阿龙河支流）
461	阿龙河支流	111.05	Ⅱ	H45b002001, H45b002002
458	孙科西河	81.19（图幅内）	Ⅱ	H45b002001, G45b001001（阿龙河支流、流出国境）

（1）马甲藏布

位于 H44b001001（札达幅）、H44b001002（普兰县），发源于喜马拉雅山北麓，流向北东→南东→南西，于普兰县科加流出国境。马甲藏布在国境外称呼那卡那里河，图幅内长度为 332.33km，国境内长度为 107.80km。

（2）布地干达基河

位于 H45b002001（萨嘎县），发源于喜马拉雅山地，流向南东东→南南西→南东→南西，于吉隆县吉隆南流出国境。布地干达基河在图幅内长度为 167.61km，国境内长度为 126.39km。布地干达基河伴有 2 条Ⅱ级支流，其中 1 条流出国境。

（3）澎曲

定结县拉西尔以下称阿龙河（470），于定结县拉当流出国境。澎曲位于 H45b002001（萨嘎县）、H45b002002（日喀则市），发源于喜马拉雅山希夏邦马峰北坡，流向北北西→南东东→北东→南南东，长 282.33km。阿龙河位于 H45b002002（日喀则市）、G45b001002（亚东县），与澎曲以 H45038 湖泊相连，流向南西→近正南，图幅内长度为

252.99km, 国境内长度为 101.15km。澎曲-阿龙河在国境内发育有孙科西河、叶如藏布等 5 条 II 级支流, 其中孙科西河流出国境。

(八) 印度河流域 (I₈)

1. 流域范围

印度河流域位于外流区西部边缘, 主体在国境外, 国境内为 2 个不连续的片段。其中, 南部片段行政区划隶属西藏自治区, 其北东与羌塘内流分区大体以岗日(山)为界; 南东部与玛旁雍错内流分区接壤; 南西部以喜马拉雅山为分水岭与恒河流域相邻; 北部片段行政区划隶属西藏自治区和新疆维吾尔自治区, 其北东部分别与塔里木盆地内流分区、羌塘内流分区相邻。国境内印度河流域合计面积 58667.93km²。

2. 干流展布特征

印度河干流发源于冈底斯山北麓, 上游称森格藏布(207)。

森格藏布: 又称狮泉河, 总体北西流向, 始于 H44b001002(普兰县), 流经 I44b002002(革吉县)和 I44b002001(斯诺乌山), 于西藏噶尔县典角北流出国境, 图幅内长度为 593.03km, 国境内长度为 483.39km。

3. 支流分布特征

印度河流域发源于国境内的 II 级以上支流共计 19 条, 其中噶尔藏布(209)、什约克河(156)和朗钦藏布(389)等 3 条为 I 级支流(表 4-7)。

表 4-7 印度河 I、II 级支流一览表

Tab. 4-7 Schedule of level I, II branch of Indus drainage area

编号	河流名称	河流长度/km	河流级别	备 注
399	森格藏布支流-7	46.80 (河段)	II	H44b001002
388	森格藏布支流-6	61.70 (河段)	II	H44b001001, H44b001002
224	森格藏布支流-5	62.74	II	I44b002002, H44b001002
212	森格藏布支流-4	105.55	II	I44b002001, H44b001001
211	森格藏布支流-3	68.05	II	I44b002001
210	森格藏布支流-2	97.18	II	I44b002001, H44b001001
209	噶尔藏布	237.37	I	I44b002001, H44b001001
155	什约克河	241.08 (图幅内)	I	I43b001002, I44b001001 (流出国境)
156	什约克河支流-1	70.19	II	I44b001001 (流出国境)
157	什约克河支流-2	90.46	II	I44b001001 (流出国境)
389	朗钦藏布(象泉河)	465.19 (图幅内)	I	H44b001001, H44b001002 (流出国境)
394	朗钦藏布支流-8	90.17	II	H44b001001
393	朗钦藏布支流-7	62.62	II	H44b001001
392	朗钦藏布支流-6	76.59	II	H44b001001
216	朗钦藏布支流-5	100.34 (河段)	II	I44b002001, H44b001001
391	朗钦藏布支流-4	68.85	II	H44b001001
215	朗钦藏布支流-3	140.31	II	I44b002001, H44b001001
390	朗钦藏布支流-2	61.12	II	H44b001001
214	朗钦藏布支流-1	296.12	II	I44b002001, H44b001001 (流出国境)

(1) 噶尔藏布

位于 I44b002001 (斯诺乌山)、H44b001001 (札达县), 发源于冈底斯山, 流向北西→北西, 于西藏噶尔县扎西岗汇入森格藏布, 长 237.37km。

(2) 什约克河

位于 I43b001002 (神仙湾)、I44b001001 (阿克萨依湖), 发源于喀喇昆仑山北麓, 流向北西→南南东→北西, 呈“S”形, 于喀喇昆仑山口南东流出国境。什约克河主体在国境外, 图幅内合计长度为 241.08km, 国境内长度为 38.41km。什约克河发源于国境内的Ⅱ级支流共 2 条, 且都流出国境。

(3) 朗钦藏布

又称象泉河, 位于 H44b001001 (札达县)、H44b001002 (普兰县), 发源于冈底斯山南麓, 总体流向北西, 于西藏札达县什布奇流出国境。朗钦藏布在图幅内长度为 465.19km, 国境内长度为 368.78km。朗钦藏布在国境内发育有 8 条Ⅱ级支流, 其中 1 条流出国境。

二、内流区河流分布规律

青藏高原河流的内流区面积为 1532352.25km², 可划分为河西走廊 (Ⅱ₋₁)、塔里木盆地 (Ⅱ₋₂)、柴达木-青海湖盆地 (Ⅱ₋₃)、羌塘 (Ⅱ₋₄)、玛旁雍错 (Ⅱ₋₅) 等 5 个内流分区, 详述如下。

(一) 河西走廊内流分区 (Ⅱ₋₁)

1. 分区范围

河西走廊内流分区位于内流区东北边缘, 行政区划隶属甘肃省和青海省。其南西部以祁连山、托来南山为界与塔里木盆地内流分区接壤; 南部、南东部以托来山、冷龙岭为分水岭与黄河流域相邻; 北部和北东部延出工作区。河西走廊内流分区在工作区内面积为 80575.56km²。

2. 干流展布特征

河西走廊内流分区主要发育黑河、石羊河两大内流水系, 其中黑河水系属重要内流水系, 石羊河水系为一级内流水系。

(1) 黑河 (123)

黑河水系干流, 是弱水上游。黑河发源于 J47b001001 (嘉峪关市) 的祁连山主峰东侧, 向南东流入 J47b001002 (张掖市), 在青海祁连县流向转为北西→北东, 于甘肃张掖市又折为北西流向, 呈向斜歪的“M”形, 于甘肃高台县天城北流出工作区。黑河在区内长 533.49km。

(2) 石羊河 (149)

石羊河水系干流, 是河西走廊Ⅰ级支流。石羊河发源于 J48b002001 (兰州市) 的冷龙岭主峰, 流向北东东→北东, 于甘肃武威市北流出工作区。石羊河在区内长 11844km。

3. 支流分布特征

河西走廊内流分区在工作区内共计Ⅱ级以上支流 18 条。其中, 黑河水系Ⅰ级支流 1

条, II级支流 10 条;石羊河水系 II级支流 7 条(表 4-8)。

表 4-8 河西走廊内流分区 I、II 级支流一览表

Tab. 4-8 Schedule of level I, II branch of Gansu corridor inner drainage area

编号	河流名称	河流长度/km	河流级别	备 注
黑河水系				
118	石油河	98.18 (区内)	II	J47b001001
119	玉门东河	91.45 (区内)	II	J47b001001
120	托莱河	323.19 (区内)	I	J47b001001, J47b001002
121	洪水坝河	151.95	II	J47b001001 (托莱河支流)
122	清水西河	85.66	II	J47b001001
125	清水东河	114.62	II	J47b001002 (黑河支流)
126	新坝东河	85.64 (河段)	II	J47b001002 (黑河支流)
127	梨园河	153.85 (河段)	II	J47b001002 (黑河支流)
129	黑河支流-2	49.96	II	J47b001002
130	俄博河	102.95	II	J47b001002, J47b002002 (黑河支流)
128	黑河支流-1	64.86	II	J47b001002
石羊河水系				
134	西大河	99.65 (河段、区内)	II	J47b001002, J47b002002
135	东大河	79.55 (河段、区内)	II	J47b001002, J47b002002
145	西营儿河	90.02 (河段、区内)	II	J47b002002, J48b002001
148	武威东河	80.19 (河段、区内)	II	J48b002001 (石羊河支流)
151	古浪西河	73.63 (河段)	II	J48b002001 (石羊河支流)
150	红水河	89.84 (区内)	II	J48b002001 (石羊河支流)
152	古浪东河	68.60 (河段)	II	J48b002001

(二) 塔里木盆地内流分区 (II₂)

1. 分区范围

塔里木盆地内流分区位于内流区北部,行政区划隶属新疆维吾尔自治区、甘肃省和青海省。其南部西段大体以喀喇昆仑山、昆仑山为界与印度河流域、羌塘内流分区相邻;南部东段大体以阿尔金山、党河南山、疏勒南山为界与柴达木-青海湖盆地内流分区接壤;东北部与河西走廊内流分区以祁连山、托来南山为界;北部延出工作区。塔里木盆地内流分区在工作区内面积 405130.99km²。

工作区内塔里木盆地内流分区主要发育塔里木河、车尔臣河、疏勒河三大重要内流水系,它们之间还分布有数量众多的一般内流水系。

2. 塔里木河水系

(1) 干流展布特征

塔里木河发源于喀喇昆仑山北麓,上游称叶尔羌河(012),在新疆莎车县喀群进入

塔里木盆地，于上游水库附近汇入阿克苏河、和田河后称塔里木河。塔里木河环流于塔里木盆地北半部，下游河水分别注入罗布泊和台马特湖，是我国最长的内流河。

叶尔羌河：始于 I43b001002（神仙湾），流向北东→北西→北东；进入 J43b002002（叶城县）后由北东流向转为北西西，汇入克勒青河后折为近正北流向，于新疆阿克陶县库斯拉甫又转为南东→北东流向；然后往北东流入 J43b001002（喀什市），在新疆麦盖提县附近流出工作区。叶尔羌河在区内长 836.93km。

（2）支流分布特征

塔里木河水系在工作区内共计Ⅱ级以上支流 30 条，其中克勒青河（024）、塔什库尔干河（018）、提孜那甫河（015）、克孜勒苏河（001）、喀拉喀什河（031）、玉龙喀什河（034）等 6 条为Ⅰ级支流（表 4-9）。

表 4-9 塔里木河水系Ⅰ、Ⅱ级支流一览表

Tab. 4-9 Schedule of level I, II branch of Tarim river system

编号	河流名称	河流长度/km	河流级别	备 注
028	叶尔羌河支流-1	56.82	Ⅱ	J43b002002, I43b001002
027	叶尔羌河支流-2	78.97	Ⅱ	I44b001001, J43b002002, J44b002001
026	叶尔羌河支流-3	112.57	Ⅱ	J43b002002, I43b001002
024	克勒青河	250.46	Ⅰ	J43b002002, I43b001002
025	克勒青河支流	31.72	Ⅱ	J43b002002, I43b001002
023	叶尔羌河支流-4	118.58	Ⅱ	J43b002002
018	塔什库尔干河	300.33	Ⅰ	J43b002001, J43b002002
020	塔什库尔干河支流-1	62.38	Ⅱ	J43b002002
014	塔什库尔干河支流-2	50.42	Ⅱ	J43b001002, J43b002002
019	塔什库尔干河支流-3	67.85	Ⅱ	J43b002002
013	叶尔羌河支流-5	72.67	Ⅱ	J43b001002, J43b002002
022	叶尔羌河支流-6	71.51	Ⅱ	J43b002002
021	叶尔羌河支流-7	100.61	Ⅱ	J43b002002
015	提孜那甫河	398.64（区内）	Ⅰ	J43b001002, J43b002002
016	叶城东河-1	157.00	Ⅱ	J43b001002, J43b002002（提孜那甫河支流）
017	叶城东河-2	213.57	Ⅱ	J43b001002, J43b002002（提孜那甫河支流）
001	克孜勒苏河	348.20（图幅内）	Ⅰ	J43b001001, J43b001002
002	克孜勒苏河支流-1	27.37（区内）	Ⅱ	J43b001001
003	克孜勒苏河支流-2	62.38	Ⅱ	J43b001001
004	克孜勒苏河支流-3	132.68（区内）	Ⅱ	J43b001001
005	克孜勒苏河支流-4	78.20	Ⅱ	J43b001001, J43b001002
008	克孜勒苏河支流-5	89.81（区内）	Ⅱ	J43b001002
031	喀拉喀什河	652.23（区内）	Ⅰ	J43b002002, J44b002001, I44b001001
160	喀拉喀什河支流-1	51.07	Ⅱ	I44b001001
032	喀拉喀什河支流-2	48.96	Ⅱ	J43b002002

续表

编号	河流名称	河流长度/km	河流级别	备 注
034	玉龙喀什河	397.54 (区内)	I	J44b002001, I44b001001, I44b001002
163	玉龙喀什河支流-1	45.10	II	I44b001001
162	玉龙喀什河支流-2	64.97	II	I44b001001
161	玉龙喀什河支流-3	99.51	II	I44b001001
035	玉龙喀什河支流-4	54.27	II	J44b002001

克勒青河：位于 J43b002002 (叶城县)、I43b001002 (神仙湾)，发源于喀喇昆仑山北麓，流向北西；在国境附近转为南东→北西，于新疆塔什库尔干县开营地西汇入叶尔羌河。克勒青河长 250.46km，伴有 1 条 II 级支流。

塔什库尔干河：位于 J43b002001 (克克吐鲁克)、J43b002002 (叶城县)，发源于喀喇昆仑山北麓，流向南东东→北东东，汇入支流-1 后转为北北西，汇入支流-2 后又转为南东东，总体呈反“Z”形；于新疆塔什库尔干县北汇入叶尔羌河，长 300.33km。塔什库尔干河分布有 3 条 II 级支流。

提孜那甫河：位于 J43b001002 (喀什市)、J43b002002 (叶城县)，发源于昆仑山北麓，流向北北西→北北东，于前进水库北流出工作区。提孜那甫河在工作区内长 398.64km，其东侧伴有叶城东河-1、叶城东河-2 等 2 条 II 级支流。

克孜勒苏河：喀什噶尔河上游，位于 J43b001001 (乌鲁克恰提)、J43b001002 (喀什市)，发源于吉尔吉斯斯坦阿赖山，流向南西→北东东；于新疆乌恰县西姆哈拉西进入国境，流向北东东→南东，在新疆喀什市东流出工作区。克孜勒苏河在图幅内长度为 348.20km，工作区内长度为 287.92km。克孜勒苏河发育有 5 条 II 级支流。

喀拉喀什河：和田河支流之一，发源于 I44b001001 (阿克萨依湖) 的喀喇昆仑山东端，流向北北东→北北西，汇入支流-1 后转为北东东；于新疆和田市大红柳滩附近折为北西西流向，并进入 J44b002001 (和田市)；至 J43b002002 (叶城县) 的和田市赛图拉转为近正北流向；然后再次进入 J44b002001 (和田市)，于和田市蒙古包附近转为北东东流向，在和田市南流出工作区。喀拉喀什河在工作区内长 652.23km，在其上游发育有 2 条 II 级支流。

玉龙喀什河：和田河支流之一，发源于 I44b001002 (土则岗日) 的乌斯腾塔格山克里雅山口西北，流向由发源后正北渐转为北西→北西西，并进入 I44b001001 (阿克萨依湖)；在慕士山南西进入 J44b002001 (和田市)，流向转为北西→北北西，于和田市南流出工作区。玉龙喀什河在工作区内长 397.54km，其两侧发育有 4 条 II 级支流。

3. 车尔臣河水系

(1) 干流展布特征

车尔臣河 (044) 发源于 J45b002002 (阿牙克库木湖) 的昆仑山木孜塔格峰西北，总体流向近正北，汇入支流-6 后折向北西西；进入 J45b002001 (阿羌) 后，于新疆库拉木勒克附近由南西西转为北北西流向；然后往北北西进入 J45b001001 (且末县)，于新疆且末县塔他让附近转为北东流向；继续往北东流入 J45b002001 (羌县)，并流出工作区。车尔臣河在区内长 682.57km。

(2) 支流分布特征

车尔臣河在工作区内共计Ⅱ级以上支流 11 条, 其中车尔臣河支流-1 (059) 为Ⅰ级支流 (表 4-10)。

表 4-10 车尔臣河水系Ⅰ、Ⅱ级支流一览表

Tab. 4-10 Schedule of level I, II branch of Qarqan river system

编号	河流名称	河流长度/km	河流级别	备 注
059	车尔臣河支流-1	186.14	I	J45b002001, J45b002002
062	车尔臣河支流-2	75.11	II	J45b002001 (059 支流)
061	车尔臣河支流-3	76.10	II	J45b002001 (059 支流)
060	车尔臣河支流-4	48.02	II	J45b002001 (059 支流)
071	车尔臣河支流-5	100.86	II	J45b002002 (059 支流)
072	车尔臣河支流-6	92.03	II	J45b002002
058	车尔臣河支流-7	50.93	II	J45b002001
057	车尔臣河支流-8	121.36	II	J45b002001
045	车尔臣河支流-9	115.98	II	J45b001001, J45b002001
046	车尔臣河支流-10	116.06	II	J45b001001, J45b002001
047	车尔臣河支流-11	83.64	II	J45b001001, J45b002001

车尔臣河支流-1: 位于 J45b002001 (阿羌)、J45b002002 (阿牙克库木湖), 发源于昆仑山北麓, 流向北西→北北东, 于新疆且末县托格鲁苏东汇入车尔臣河。该支流长 186.14km, 并发育有 4 条Ⅱ级支流。

4. 疏勒河水系

(1) 干流展布特征

疏勒河 (113) 发源于 J47b001001 (嘉峪关市) 的托来南山北麓, 流向北西→北北西, 于甘肃玉门市昌马北流出工作区。疏勒河在区内长 370.74km。

(2) 支流分布特征

疏勒河水系在工作区内共计Ⅱ级以上支流 6 条, 其中党河 (090) 为Ⅰ级支流 (表 4-11)。

表 4-11 疏勒河水系Ⅰ、Ⅱ级支流一览表

Tab. 4-11 Schedule of level I, II branch of Shule river system

编号	河流名称	河流长度/km	河流级别	备 注
117	疏勒河支流-4	40.36	II	J47b001001
116	疏勒河支流-3	68.76	II	J47b001001
115	疏勒河支流-2	65.54	II	J47b001001
114	疏勒河支流-1	73.44	II	J47b001001
090	党河	438.76 (区内)	I	J46b001002, J47b001001
091	野马河	178.27	II	J46b001002, J47b001001

党河：发源于 J47b001001（嘉峪关市）的疏勒南山，流向南西西→北西；在甘肃肃北县盐池湾进入 J46b001002（肃北县），于甘肃敦煌市沙枣园转为北东流向，并流出工作区。党河在工作区内长 438.76km，其Ⅱ级支流野马河在肃北县大别盖汇入。

5. 一般内流水系

塔里木盆地内流分区在工作区内发育一般内流水系 22 条，其中一级内流水系 3 条，即恰克马克河（009）、盖孜河（006）、克里雅河（039）；二级内流水系 19 条，如亚克托格拉克河、瓦石峡河、若羌西河、米兰河、木勒切河、喀拉米兰河等；分区内一般内流水系共计Ⅰ级支流 3 条，Ⅱ级支流 22 条（表 4-12）。它们分别发源于帕米尔山地、昆仑山和阿尔金山，从不同方向流向塔里木盆地，最终消失在塔克拉玛干沙漠中。

表 4-12 塔里木盆地内流分区一般内流水系Ⅰ、Ⅱ级支流一览表

Tab. 4-12 Schedule of level I, II branch of inner river system in Tarim basin

编号	河流名称	河流长度/km	河流级别	备 注
009	恰克马克河	131.08（区内）	Ⅰ	J43b001002
006	盖孜河	344.15（区内）	Ⅰ	J43b001001, J43b001002
007	盖孜河支流	85.99	Ⅱ	J43b001001, J43b001002
010	J43008 支流	161.81	Ⅱ	J43b001002
011	J43009 支流	118.65	Ⅱ	J43b001002
029	塔斯洪河	120.11	Ⅱ	J43b002002, J44b002001
030	皮山河	83.13	Ⅱ	J43b002002, J44b002001
033-1	桑珠河	110.39（河段）	Ⅱ	J44b002001
033-2	杜瓦河	93.43	Ⅱ	J44b002001
036	策勒河	131.11	Ⅱ	J44b002001
037	奴日河	136.76（区内）	Ⅱ	J44b002001, J44b002002, J44b001001
038	喀希河	130.65（区内）	Ⅱ	J44b002002, J44b001002
039	克里雅河	163.35（区内）	Ⅰ	J44b002002, J44b001002
185	克里雅河支流-1	60.12	Ⅱ	J44b001002
186	克里雅河支流-2	73.02	Ⅱ	J44b001002
040	尼雅河	127.50（区内）	Ⅱ	J44b002002
041	雅通古孜河	142.99（区内）	Ⅱ	J44b002002
042	安迪尔河	108.18（区内）	Ⅱ	J44b002002, J45b002001
048	亚克托格拉克河	160.71	Ⅱ	J45b001001, J45b001002, J45b002002
049	瓦石峡河	190.56（区内）	Ⅱ	J45b001002, J45b002002
050	若羌西河	163.61	Ⅱ	J45b001002
051	若羌河	138.49	Ⅱ	J45b001002
052	米兰河	230.14（区内）	Ⅱ	J45b001002
063	木勒切河	160.49	Ⅱ	J45b002001
064	喀拉米兰河	225.99	Ⅱ	J45b002001

(1) 恰克马克河

位于 J43b001002 (喀什市), 发源于费尔干纳山, 在新疆乌恰县托云附近进入工作区, 流向南东; 于新疆阿图什市上阿图什附近转为北东东, 并流出工作区。恰克马克河在区内长 131.08km。

(2) 盖孜河

发源于 J43b001001 (乌鲁克恰提) 帕米尔山地, 流向北东东→南东; 进入 J43b001002 (喀什市) 后流向转为北东东→北东, 于新疆阿克陶县北又转为南东, 经昆都孜苏昂别里水库流出工作区。盖孜河在区内长 344.15km, 其上游伴有 1 条 II 级支流。

(3) 克里雅河

发源于 I44b001002 (土则岗日) 的乌斯腾塔格山克里雅山口东北, 流向北东, 汇入支流-2 后转为北西, 并进入 J44b002002 (于田县); 于新疆于田县普鲁流向转北北西→北北东, 在于田县北流出工作区。克里雅河在区内长 163.35km, 其上游发育 2 条 II 级支流。

(三) 柴达木-青海湖盆地内流分区 (II₋₃)

1. 分区范围

柴达木-青海湖盆地内流分区位于内流区中北部, 行政区划隶属新疆维吾尔自治区、青海省。其北部大体以阿尔金山、党河南山、疏勒南山为界与塔里木盆地内流分区接壤; 东部与黄河流域以大通山、日月山、布尔汗布达山相隔; 南部以昆仑山为分水岭与羌塘内流分区、长江流域相邻。柴达木-青海湖盆地内流分区面积 373435.00km²。

柴达木-青海湖盆地内流分区大致以祁漫塔格山和阿尼尼可山、青海南山为界, 划分为库木库里盆地 (II₋₃₋₁)、柴达木盆地 (II₋₃₋₂)、青海湖盆地 (II₋₃₋₃) 3 个内流小区, 分布有一级内流水系 7 条, 二级内流水系 24 条, 共计 I 级支流 7 条、II 级支流 39 条 (表 4-13)。

表 4-13 柴达木-青海湖盆地内流分区 I、II 级支流一览表

Tab. 4-13 Schedule of level I, II branch of inner river system in Qaidam-Qinghai lake basin

编号	河流名称	河流长度/km	河流级别	备 注
II ₋₃₋₁	库木库里盆地内流小区			
073	阿其克库勒湖支流-1	189.77	II	J45b002002
074	阿其克库勒湖支流-2	100.58	II	J45b002002
075	阿其克库勒湖支流-3	147.47	II	J45b002002
077	皮提勒克河	343.13	I	J45b002002, J46b002001 (阿牙克库木湖 I 级支流)
078	皮提勒克河支流-1	78.15	II	J45b002002, J46b002001
095	皮提勒克河支流-2	184.57 (河段)	II	J46b002001
076	阿牙克库木湖支流	132.51	II	J45b002002
087	鲸鱼湖支流-1	88.53	II	J45b002002, J46b002001
088	鲸鱼湖支流-2	72.70	II	J45b002002, I45b001002, I46b001001

续表

编号	河流名称	河流长度/km	河流级别	备 注
II-3-2	柴达木盆地内流小区			
053	托格拉萨依河	238.24	I	J45b001002, J45b002002, J46b001001 (杂斯库勒湖 I 级支流)
054	托格拉萨依河支流-1	119.69	II	J45b001002, J45b002002
055	托格拉萨依河支流-2	91.98	II	J45b001002, J45b002002
056	托格拉萨依河支流-3	177.44	II	J45b001002, J45b002002, J46b002001
089	杂斯库勒湖支流	49.50	II	J46b001001
096	那陵格勒河	326.12	I	J46b002001, J46b002002 (东台吉乃尔湖 I 级支流)
097	那陵格勒河支流-1	115.54	II	J46b002001
098	那陵格勒河支流-2	267.95 (河段)	II	J46b002001, J46b001001
099	那陵格勒河支流-3	60.60	II	J46b002001
100	台吉乃尔河	148.63 (河段)	II	J46b002001, J46b002002 (东台吉乃尔湖支流)
102	乌图美仁河	109.65	II	J46b002002 (察尔汗盐湖支流)
103	拉陵灶火	127.79	II	J46b002002 (察尔汗盐湖支流)
104	中灶火河	81.05	II	J46b002002 (察尔汗盐湖支流)
105	灶火河	131.83	II	J46b002002 (察尔汗盐湖支流)
106	托拉黑河	129.24	II	J46b002002 (察尔汗盐湖支流)
107	格尔木河	307.49	I	J46b002002, J46b001002 (察尔汗盐湖支流)
101	黑海支流	36.89	II	J46b002001, J46b002002, J46b001002 (格尔木河上游?)
304	修沟郭勒河	242.78 (河段)	II	J46b001002, J47b001001 (格尔木河支流)
110	柴达木河	484.71 (河段)	I	J46b002002, J47b002001, J47b001001 (察尔汗盐湖支流)
338	东曲	136.29 (河段)	II	J47b001001, J47b001002 (柴达木河支流)
109	索林郭勒河	252.66	II	J46b002002, J47b002001 (察尔汗盐湖支流)
111	南霍鲁逊湖支流	269.24	II	J46b002002, J47b002001, J47b001001 (察尔汗盐湖支流)
112	诺木洪河	245.51	II	J46b002002, J47b002001, J46b001002, J47b001001 (察尔汗盐湖支流)
092	哈尔腾郭勒河	257.70	I	J46b001002, J47b001001 (苏干湖 I 级支流)
093	哈尔腾郭勒河支流	79.82	II	J46b001002
094	鱼卡河	182.67	II	J46b001002, J46b002002 (宗马海湖支流)
108	塔塔梭河	213.36	II	J46b002002, J47b002001 (柴达木湖支流)
136	巴音郭勒河	238.30 (河段)	II	J47b002001 (库雷克湖支流)
137	沙柳河	136.31	II	J47b002001
138	察汗乌苏河	150.47	II	J47b002001, J47b001001, J47b001002
144	沙珠玉河	123.91	II	J47b002002

续表

编号	河流名称	河流长度/km	河流级别	备 注
II-3-3	青海湖盆地内流小区			
124	艾日盖曲	287.96	I	J47b001001, J47b002001, J47b002002 (青海湖 I 级支流)
139	盐坎河	97.20	II	J47b002002 (艾日盖曲支流)
140	水里乡东河	115.38	II	J47b002002 (艾日盖曲支流)
141	结合盛乡东河	114.89	II	J47b002002 (艾日盖曲支流)
142	沙柳河	103.73	II	J47b002002
143	公贡麻西河	103.56	II	J47b002002

2. 库木库里盆地内流小区

本区位于柴达木-青海湖盆地内流分区西部,阿尔金山与昆仑山之间的库木库里盆地,分布有一级内流水系 1 条,即皮提勒克河 (077),二级内流水系 6 条,共计 I 级支流 1 条,II 级支流 8 条。

皮提勒克河:位于 J46b002001 (老芒崖)、J45b002002 (阿牙克库木湖),发源于昆仑山布喀达坂雪山,流向北东→北北东→北西西,呈“Z”字形,从东岸注入阿牙克库木湖,长 343.13km。皮提勒克河东侧分布有 2 条 II 级支流。

3. 柴达木盆地内流小区

本区位于柴达木-青海湖盆地内流分区中部,分布有托格拉萨依河 (053)、那陵格勒河 (096)、格尔木河 (107)、柴达木河 (110)、哈尔腾郭勒河 (092) 等 5 条一级内流水系,乌图美仁河、素林郭勒河、诺木洪河、鱼卡河、塔塔棱河、巴音郭勒河等 16 条二级内流水系,共计 I 级支流 5 条,II 级支流 26 条。它们中的绝大多数分别注入尕斯库勒湖、东台吉乃尔湖、察尔汗盐湖、苏干湖、宗马海湖、柴达木湖和库尔雷克湖。

(1) 托格拉萨依河

尕斯库勒湖 I 级支流,发源于 J45b002002 (阿牙克库木湖) 阿尔金山,总体流向北东东,经 J45b001002 (羌县),于 J46b001001 (索尔库里) 西部边缘潜入沙漠。托格拉萨依河长 238.24km,其南侧分布有 3 条 II 级支流。

(2) 那陵格勒河

发源于 J46b002001 (老芒崖) 昆仑山鹤托坂日雪山,流向北西→北东→南东,于青海格尔木市多喀克转为北东,并进入 J46b002002 (格尔木市)。那陵格勒河在多喀克以下属时令河,雨季时河水经台吉乃尔河注入东台吉乃尔湖。那陵格勒河长 326.12km,发育有 3 条 II 级支流。其中以发源于昆仑山布喀达坂雪山的支流-2 规模最大,其河段长度为 267.95km。

(3) 格尔木河

察尔汗盐湖 I 级支流,发源于 J46b001002 (曲麻莱县) 的黑海,流向南东东→北东东,汇入 II 级支流修沟郭勒河后转为北北西,并进入 J46b002002 (格尔木市);于青海格尔木市南山口流向转为北北东,然后河水分 3 支从西南岸注入东达布逊湖。格尔木河黑海以下河段长度为 307.49km。

此外,发源于 J46b002001 (老芒崖) 黑尖山的黑海支流 (101) 可能是格尔木河的真正源头。

(4) 柴达木河

察尔汗盐湖 I 级支流,发源于 I47b001001 (玛多县) 布尔汗布达山南麓,流向南东,汇入 II 级支流东曲后转为北北东;于青海都兰县沟里流向转为北西→北北西,并进入 J47b002001 (德令哈市);然后转为北西流向,从东岸注入 J46b002002 (格尔木市) 的南霍鲁逊湖。柴达木河上游河道中分布有阿拉克湖,其河段长 484.71km。

(5) 哈尔腾郭勒河

苏干湖 I 级支流,发源于 I47b001001 (玛多县) 党河南山,流向北西;进入 J46b001002 (肃北县) 后流向转为北西西,于青海努呼图北潜入沙漠;然后于青海花海子流出地表,从东岸注入苏干湖。哈尔腾郭勒河长 257.70km,其下游伴有 1 条 II 级支流。

4. 青海湖盆地内流小区

位于柴达木-青海湖盆地内流分区东部,分布有注入青海湖的一级内流水系——艾日盖曲 (124),二级内流水系——沙柳河、公贡麻西河,共计 I 级支流 1 条,II 级支流 5 条。

艾日盖曲:发源于 J47b001001 (嘉峪关市) 疏勒南山,流向北东→南东→南南东;进入 J47b002001 (德令哈市) 后,于青海天峻县上环仑西北流向转为南东;然后在 J47b002002 (西宁市) 的天峻县吉尔孟南东,从西岸注入青海湖。艾日盖曲长 287.96km,其下游北东侧发育有盐坎河等 3 条 II 级支流。

(四) 羌塘内流分区 (II₄)

1. 分区范围

羌塘内流分区位于内流区中南部,行政区划隶属新疆维吾尔自治区、西藏自治区和青海省。其北部以昆仑山为界与塔里木盆地内流分区、柴达木-青海湖盆地内流分区接壤;东部以可可西里山、冬布勒山、祖尔肯乌拉山、唐古拉山和头二九山、安多北山、申公里克山为界与长江流域、怒江流域相邻;南部与玛旁雍错内流分区、雅鲁藏布江流域以冈底斯山、念青唐古拉山为分水岭;西部与印度河流域以喀喇昆仑山、岗日 (山) 相隔。羌塘内流分区面积 665805.73km²。

羌塘内流分区地域宽广,内流水系密布,根据分区地理、地质环境,将其划分为 10 个内流小区。为叙述方便,本项研究以新生代构造地质区划为依据将各小区分别命名为:西昆仑山山间断陷盆地内流小区 (II₄₋₁)、西昆仑山南坡拗陷盆地内流小区 (II₄₋₂)、中昆仑山南坡拗陷盆地内流小区 (II₄₋₃)、可可西里山南坡断陷盆地内流小区 (II₄₋₄)、喀喇昆仑山北坡拗陷盆地内流小区 (II₄₋₅)、羌塘中西部断陷盆地内流小区 (II₄₋₆)、羌塘中东部断陷盆地内流小区 (II₄₋₇)、班公错-色林错断陷盆地内流小区 (II₄₋₈)、冈底斯山北坡拗陷盆地内流小区 (II₄₋₉) 和念青唐古拉山西北坡拗陷盆地内流小区 (II₄₋₁₀)。分区内共计一般内流水系 140 条,其中一级内流水系 16 条、二级内流水系 124 条,共计 I 级支流 16 条、II 级支流 149 条 (表 4-14)。

表 4-14 羌塘内流分区 I、II 级支流一览表

Tab. 4-14 Schedule of level I, II branch of inner river subarea in Qiangtang basin

编号	河流名称	河流长度/km	河流级别	备 注
II-4-1	西昆仑山山间断陷盆地内流小区			
164	I44004 支流	114.00	II	I44b001001
165	I44007 支流	55.86	II	I44b001001
166	阿克萨依湖支流-1	151.62	I	I44b001001
167	阿克萨依湖支流-2	55.38	II	I44b001001 (166 支流)
168	阿克萨依湖支流-3	60.13	II	I44b001001 (166 支流)
169	阿克萨依湖支流-4	53.34	II	I44b001001 (166 支流)
193	郭扎错支流	75.61	II	I44b001002
174	邦达错支流-1	58.63	II	I44b001001, I44b001002
194	邦达错支流-2	81.92	II	I44b001002
176	窝尔巴错支流	30.24 (河段)	II	I44b001001, I44b001002
175	I44025 支流	43.17	II	I44b001001, I44b001002
195	独立石湖支流	66.71	II	I44b001002
196	普尔错支流	58.31 (河段)	II	I44b001002
II-4-2	西昆仑山南坡坳陷盆地内流小区			
188	黑石北湖支流	56.61	II	I44b001002
189	碱水湖支流-1	113.86	I	I44b001002
190	碱水湖支流-2	57.33	II	I44b001002 (189 支流)
191	碱水湖支流-3	96.20	II	I44b001002 (189 支流)
192	碱水湖支流-4	44.69 (河段)	II	I44b001002
197	拜热布错支流	77.70 (河段)	II	I44b001002
043	硝尔库勒支流	70.67	II	J44b002002, I44b001002
187	I44019 支流-2	65.97	II	I44b001002
065	阿克苏库勒湖支流-1	164.27	I	J45b002001
068	阿克苏库勒湖支流-2	36.18	II	J45b002001 (065 支流)
067	阿克苏库勒湖支流-3	67.97	II	J45b002001 (065 支流)
066	阿克苏库勒湖支流-4	46.12	II	J45b002001 (065 支流)
II-4-3	中昆仑山南坡坳陷盆地内流小区			
230	潘波湖支流	127.17 (河段)	II	I45b001001
069	连水湖支流	55.85	II	J45b002001, I45b001001
070	振泉湖支流-1	52.01	II	J45b002001, I45b001001
079	振泉湖支流-2	63.98	II	J45b002002, I45b001002
243	振泉湖支流-3	49.28	II	I45b001002
231	青波湖支流	56.17	II	I45b001001, I45b001002
246	得雨湖支流	84.05	II	I45b001002

续表

编号	河流名称	河流长度/km	河流级别	备 注
080	雪景湖支流-1	48.37	II	I45b002002, I45b001002
081	雪景湖支流-2	50.46	II	I45b002002, I45b001002
244	雪景湖支流-3	69.97	II	I45b001002
082	水乡湖支流	68.31	II	I45b002002
083	仙鹤湖支流-1	86.33	II	I45b002002
084	仙鹤湖支流-2	44.39	II	I45b002002, I45b001002
085	银波湖支流	56.91	II	I45b002002
245	I45023 支流	47.19	II	I45b001002
086	玉液湖支流	90.28	II	I45b002002, I45b001002
II-4-4 可可西里山南坡断陷盆地内流小区				
232	羊湖支流-1	259.31	I	I45b001001
233	羊湖支流-2	87.49	II	I45b001001 (232 支流)
234	羊湖支流-3	86.10 (河段)	II	I45b001001 (232 支流)
235	羊湖支流-4	95.03	II	I45b001001 (232 支流)
236	羊湖支流-5	71.75 (河段)	II	I45b001001
237	玛尔盖茶卡支流	157.88	II	I45b001001
238	葫芦池支流-1	126.85 (河段)	I	I45b001001
239	葫芦池支流-2	93.93	II	I45b001001 (238 支流)
247	朝阳湖支流	69.01	II	I45b001002
257	雪环湖支流	51.23	II	I45b001002
248	双莲湖支流	83.47	II	I45b001002
249	淡水湖支流	71.81	II	I45b001002
250	若拉错支流	57.04	II	I45b001002
251	多格错仁强错支流-1	80.53	II	I45b001002
252	多格错仁强错支流-2	84.53	II	I45b001002
253	多格错仁强错支流-3	53.13	II	I45b001002
262	永红湖支流	47.35	II	I45b001002
254	西金乌兰湖支流-1	61.74	II	I45b001002, I46b001001
289	西金乌兰湖支流-2	56.10	II	I46b001001
290	西金乌兰湖支流-3	58.86	II	I46b001001
295	明镜湖支流	57.00	II	I46b001001
II-4-5 喀喇昆仑山北坡坳陷盆地内流小区				
170	到滕格湖支流-1	68.66	II	I44b001001
171	到滕格湖支流-2	69.67	II	I44b001001
172	萨利吉勒干南库勒支流	82.98	II	I44b001001
173	松木希错支流	72.68	II	I44b001001

续表

编号	河流名称	河流长度/km	河流级别	备 注
177	龙角错支流	36.01	Ⅱ	I44b001001
180	泽错支流-1	44.62	Ⅱ	I44b001001
181	泽错支流-2	38.80	Ⅱ	I44b001001
Ⅱ-4-6	羌塘中西部断陷盆地内流小区			
183	结则茶卡支流	58.93	Ⅱ	I44b001001, I44b002001
184	鲁玛江冬错支流-1	96.09	Ⅱ	I44b001001, I44b002001, I44b002002
217	鲁玛江冬错支流-2	94.96	Ⅱ	I44b002002
218	I44048 支流	72.44	Ⅱ	I44b002002
219	I44050 支流	55.28	Ⅱ	I44b002002
220	纳屋错支流	115.20 (河段)	Ⅱ	I44b002002
221	I44054 支流	58.33	Ⅱ	I44b002002
222	喀湖错支流	55.16	Ⅱ	I44b002002
199	托和平错支流-1	86.99	Ⅱ	I44b001002
200	托和平错支流-2	49.94	Ⅱ	I44b001002, I44b002002
198	万泉湖支流	86.53 (河段)	Ⅱ	I44b001002
223	查波错支流	100.64	Ⅱ	I44b002002, I45b002001
266	才玛尔错支流-1	77.17	Ⅱ	I45b002001
267	才玛尔错支流-2	85.92	Ⅱ	I45b002001
Ⅱ-4-7	羌塘中东部断陷盆地内流小区			
268	戈木茶卡支流-1	71.35	Ⅱ	I45b002001
269	戈木茶卡支流-2	84.52	Ⅱ	I45b002001
241	嘎尔孔茶卡支流	61.23 (河段)	Ⅱ	I45b001001, I45b002001
270	喷响湖支流	74.78	Ⅱ	I45b001001, I45b001002
240	吐坡错支流	131.52	Ⅱ	I45b001001, I45b001002
242	玛尔果茶卡支流	75.91	Ⅱ	I45b001001, I45b001002
255	确旦湖支流	36.52	Ⅱ	I45b001002
274	向阳湖支流-1	33.93	Ⅱ	I45002002
256	向阳湖支流-2	39.00	Ⅱ	I45001002, I45002002
258	多格错仁支流-1	89.60	Ⅱ	I45001002
259	多格仁错支流-2	69.78	Ⅱ	I45001002
260	多格仁错支流-3	74.86	Ⅱ	I45001002
261	多格仁错支流-4	103.28	Ⅱ	I45001002, I45002002
263	长湖支流	92.37	Ⅱ	I45001002
264	乌兰乌拉湖支流-1	72.22	Ⅱ	I45001002, I46001001
293	乌兰乌拉湖支流-2	85.81	Ⅱ	I46001001
294	乌兰乌拉湖支流-3	96.16	Ⅱ	I46001001

续表

编号	河流名称	河流长度/km	河流级别	备 注
271	依布茶卡支流	192.59	II	I45002001, I45002002
272	洞莫错支流	78.52	II	I45002001, I45002002
281	达杂迪扎错支流	76.09	II	I45002002
282	帕度错支流	66.29	II	I45002002
275	阿木错支流	88.75	II	I45002002
276	东湖支流	41.50	II	I45002002
280	鸭湖支流	66.07	II	I45002002
279	吐错支流	79.42	II	I45002002
277	美日切错玛日支流	61.71	II	I45002002
265	波涛湖支流	63.08	II	I45001002, I46001001
278	赤布张错支流-1	103.96 (河段)	II	I45002002, I46001001, I46002001
316	赤布张错支流-2	82.61	II	I46002001
II-4-8 班公错-色林错断陷盆地内流小区				
179	班公错支流-2	91.67	II	I44b001001, I44b002001
201	班公错支流-3	147.02 (河段)	I	I44b002001, I44b002002
202	班公错支流-4	60.29	II	I44b002001 (201 支流)
182	班公错支流-5	109.29	II	I44b001001, I44b002001 (201 支流)
203	班公错支流-6	101.96 (河段)	I	I44b002001, I44b002002
204	班公错支流-7	153.89 (河段)	I	I44b002001
205	班公错支流-8	46.15 (河段)	II	I44b002001 (204 支流)
206	斯潘古尔湖支流	66.66	II	I44b002001
213	扎哥拉哥藏布	81.45	II	I44b002001, I44b002002 (阿翁错支流)
226	别若则错支流	100.02	II	I44b002002, H44b001002
227	塔拉不错支流	64.39	II	I44b002002
228	吓嘎错支流	188.05 (河段)	II	I44b002002, I45b002001
229	仓木错支流	79.58	II	I44b002002, H44b001002
398	果昔错支流	66.82	II	H44b001002
423	拉果错支流	136.11	II	H45b001001
273	洞错支流	131.70	II	I45b002001, I45b001001
424	波仓藏布	289.20	I	H45b001001, H45b001002 (达则错支流)
425	波仓藏布支流-1	148.53	II	H45b001001, H45b001002
426	波仓藏布支流-2	73.99	II	H45b001001
435	色林错支流-1	232.98 (河段)	I	H45b001002
436	色林错支流-2	76.61 (河段)	II	H45b001002 (435 支流)
438	格仁错支流	118.21	II	H45b001002 (435 支流)
437	色林错支流-3	101.44 (河段)	II	H45b001002

续表

编号	河流名称	河流长度/km	河流级别	备 注
439	错鄂支流	184.55 (河段)	II	H45b001002
287	扎加藏布	432.92	I	H45b002002, H46b002001, H45b001002 (色林错 I 级支流)
317	扎加藏布支流-1	103.30	II	H46b002001
318	扎加藏布支流-2	167.30	II	H46b002001
319	扎加藏布支流-3	85.76	II	H46b002001
440	班戈错支流	81.53 (河段)	II	H45b001002
283	纳江错支流-1	56.90	II	H45b002002
284	纳江错支流-2	71.34	II	H45b002002
285	果根错支流	62.93	II	H45b002002
286	其香错支流	53.80	II	H45b002002
II-4-9	冈底斯山北坡坳陷盆地内流小区			
225	聂拉错支流	170.14	II	H44b002002, H44b001002
400	昂拉仁错支流-1	192.77	I	H44b001002
401	昂拉仁错支流-2	101.08	II	H44b001002 (400 支流)
402	昂拉仁错支流-3	69.89	II	H44b001002 (400 支流)
403	昂拉仁错支流-4	108.43	II	H44b001002
404	俄港错支流	74.15	II	H44b001002
405	仁青休布错支流	86.07	II	H44b001002
427	扎布耶茶卡支流-1	119.68	II	H45b001001
428	扎布耶茶卡支流-2	167.34	I	H45b001001
429	扎布耶茶卡支流-3	87.19	II	H45b001001 (428 支流)
433	达果藏布	222.94	I	H45b001001, H45b001002, H45b002001 (当惹雍错支流)
442	昂孜错支流	140.67	II	H45b001002
443	马尔下错支流	71.83	II	H45b001002
406	塔若错支流-3	57.63	II	H44b001002
430	塔若错支流-1	196.21	I	H45b001001, H45b002001
432	扎日南木错支流	267.34	I	H45b001001, H45b002001
II-4-10	念青唐古拉山西北坡坳陷盆地内流小区			
444	纳木错支流-1	102.25	II	H45b001002, H46b001001
445	纳木错支流-2	115.98	II	H45b001002, H45b002001
476	纳木错支流-3	27.55	II	H46b001001
441	仁错支流	83.25 (河段)	II	H45b001002

2. 西昆仑山山间断陷盆地内流小区

位于羌塘内流分区北部西段,地处金沙江断裂带西段,走向南东东→北东东,属新生代山间弧形断陷盆地。小区内分布有一级内流水系1条,即阿克萨依湖支流-1(166),二级内流水系9条,共计I级支流1条、II级支流12条。

阿克萨依湖支流-1:位于I44b001001(阿克萨依湖),发源于昆仑山中峰,流向南西→南西西→北北西→北西,呈向南凸的弧形,从东岸注入阿克萨依湖,长151.62km。其两侧发育有3条II级支流。

3. 西昆仑山南坡坳陷盆地内流小区

位于羌塘内流分区北部中段,地处金沙江断裂带西段北侧,走向北东东,属新生代坳陷盆地。小区内分布有碱水湖支流-1(189)、阿克苏库勒湖支流-1(065)等2条一级内流水系,黑石北湖支流等5条二级内流水系,共计I级支流2条、II级支流10条。

(1) 碱水湖支流-1

位于I44b001002(土则岗日),发源于乌斯腾塔格山,流向南东→南东东→北东东,从西岸注入碱水湖。碱水湖支流-1中游河道中分布有野鸭湖,河段长113.86km。其下游发育有2条II级支流。

(2) 阿克苏库勒湖支流-1

位于J45b002001(阿羌),发源于昆仑山,流向南西→北北西→北西,汇入支流-4后转为南西西,从东北岸注入阿克苏库勒湖,长164.27km。其中上游分布有3条II级支流。

4. 中昆仑山南坡坳陷盆地内流小区

位于羌塘内流分区北部东段,北邻昆仑山中段,南接可可西里山,走向近东西,属新生代山间坳陷盆地。小区内分布有二级内流水系16条。区内河流规模较小,除涌波湖支流河段长度为127.17km外,其他河流长度都不足100km;河流流向各异,除涌波湖支流、青波湖支流和得雨湖支流总体东流或西流外,其他河流都分别从昆仑山南流或自可可西里山北流。

5. 可可西里山南坡断陷盆地内流小区

位于羌塘内流分区中北部东段,地处金沙江断裂带西段,走向近东西,属新生代断陷盆地。小区内分布有羊湖支流-1(232)、葫芦池支流-1(238)等2条一级内流水系,玛尔盖茶卡支流等15条二级内流水系,共计I级支流2条、II级支流19条。

(1) 羊湖支流-1

位于I45b001001(羊湖),发源于西藏尼玛县独雪山,流向北北西→北西,下游转为北东流向,从西岸注入羊湖,长259.31km。其南西侧有3条II级支流。

(2) 葫芦池支流-1

位于I45b001001(羊湖),发源于西藏尼玛县藏色岗日北,流向北东,汇入支流-2后转为北北东→北东,从西岸注入葫芦池。葫芦池支流-1上游河道中分布有淡水湖、前卫湖等4个湖泊,河段长126.85km。

6. 喀喇昆仑山北坡坳陷盆地内流小区

位于羌塘内流分区西南边缘,地处班公错-怒江断裂带北侧,走向南东,属新生代山间坳陷盆地。小区内分布有二级内流水系7条。小区内河流规模较小,长度都小于100km;多数河流都源于喀喇昆仑山地,往北东东方向分别注入腾格湖、萨利吉勒干南库

勒、松木希错和泽错等。

7. 羌塘中西部断陷盆地内流小区

位于羌塘内流分区中西部，地处金沙江断裂带与班公错—怒江断裂带之间，属相对稳定地块。小区发育一组北西走向、等间距展布的新生代断陷盆地。区内共计二级内流水系14条，大体分成5列，以30km左右的间距，分布在上述北西向断陷盆地中。自南西往北东分别是：结则茶卡支流—纳屋错支流列；鲁玛江冬错支流-2—I44054支流列；喀湖错支流列；托和平错支流-1—查波错支流列；万泉湖支流—才木茶卡支流-2列。

8. 羌塘中东部断陷盆地内流小区

位于羌塘内流分区中东部，属羌塘中西部断陷盆地内流小区东延部分。小区发育一组北东走向、雁行排列的新生代断陷盆地，它们在接近金沙江断裂带时走向偏转为北东东。区内共计二级内流水系29条，大体分成6列，以30~35km的间距右行雁列在上述北东向断陷盆地中。自北西往南东分别是：戈木茶卡支流-1—吐波错支流列；玛尔果茶卡支流—确旦错支流列；依布茶卡支流—向阳湖支流-2列；达杂迪扎错支流—东湖支流列；帕度错支流—乌兰乌拉湖支流-1列；鸭湖支流—赤布张错支流-1列。

9. 班公错—色林错断陷盆地内流小区

位于羌塘内流分区中南部，地处班公错—怒江断裂带西段，走向南东→近东西，沿断裂带发育有新生代断陷盆地、断陷谷地和断裂谷。小区内分布有班公错支流-3（201）、班公错支流-6（203）、班公错支流-7（204）、波仓藏布（424）、色林错支流-1（435）、扎加藏布（287）等6条一级内流水系，扎哥拉哥藏布等17条二级内流水系，共计I级支流6条、II级支流27条。

（1）班公错支流-3

位于I44b002001（斯诺乌山）、I44b002002（革吉县），发源于西藏日土县扎普北雪山，流向北西，汇入支流-5后转为南西西，从东北岸注入班公错。班公错支流-3中游为一片沼泽，上游属时令河，河段长147.02km。其中下游分布有2条II级支流。

（2）班公错支流-6

位于I44b002001（斯诺乌山）、I44b002002（革吉县），发源于西藏日土县昂龙岗日北，总体流向北西，从东岸注入班公错。班公错支流-6中下游河道中分布有6个湖泊，河段长101.96km。

（3）班公错支流-7

位于I44b002001（斯诺乌山），发源于冈底斯山北麓，流向南西→北西→北东，呈折线形，从西南岸注入班公错。班公错支流-7河口分布有大片沼泽，河段长153.89km。在西藏日土县甲岗附近汇入的支流-8，河道中分布有热邦错、昆仲错、芦布错、左用错等5个湖泊，河段长46.15km。

（4）波仓藏布

达则错I级支流，位于H45b001001（措勤县）、H45b001002（申扎县），发源于西藏尼玛县它日错，河段呈南南西、北东、北北东向折线形，总体流向北东东，从西岸注入达则错，长289.20km。其中下游伴有2条II级支流。

（5）色林错支流-1

位于H45b001002（申扎县），发源于冈底斯山北麓，发源后总体流向北北东，申扎

至吴如错间转为北西流向, 恰规错以下转为正东流向, 从西岸注入色林错。色林错支流-1 从上游至下游先后流经查藏错、越恰错、格仁错、孜桂错、吴如错、恰规错等 8 个湖泊, 是工作区内流经湖泊最多的河流。色林错支流-1 河段长 232.98km, 在西藏申扎县多德、格仁错各有 1 条 II 级支流汇入。

(6) 扎加藏布

色林错 I 级支流, 发源于 I46b002001 (安多县) 唐古拉雪山当玛岗北坡, 流向南西→南南西; 进入 I45b002002 (吐错) 后流向转为南西→北西西, 从北岸注入色林错, 长 440.13km。扎加藏布上游北西侧分布有 3 条 II 级支流, 是西藏自治区最长的内流河。

10. 冈底斯山北坡坳陷盆地内流小区

位于羌塘内流分区西南部, 地处班公错-怒江断裂带南侧, 走向南东, 属新第三纪坳陷盆地。第四纪时期, 大体以昂拉仁错、塔若错、扎日南木错、昂孜错一线为界, 小区北部属走向南东的断陷盆地, 南部为北西向雁行排列的断陷盆地。小区内分布有昂拉仁错支流-1 (400)、扎布耶茶卡支流-2 (428)、塔若错支流-1 (430)、扎日南木错支流 (432)、达果藏布 (433) 等 5 条一级内流水系, 昂孜错支流等 8 条二级内流水系, 共计 I 级支流 5 条、II 级支流 11 条。

(1) 昂拉仁错支流-1

位于 H44b001002 (普兰县), 发源于冈底斯山北麓, 流向南西西→北西→北东→南东, 呈向西凸的弧形, 从西岸注入昂拉仁错, 长 192.77km。昂拉仁错支流-1 中下游, 分布有 2 条 II 级支流。

(2) 扎布耶茶卡支流-2

位于 H45b001001 (措勤县), 发源于西藏措勤县康琼岗日东坡, 中上游总体流向北西, 下游汇入支流-3 后流向转为北西西, 从东岸注入扎布耶茶卡。扎布耶茶卡支流-2 河道中分布有麦穷错和加波错, 河段长 167.34km。

(3) 塔若错支流-1

位于 H45b001001 (措勤县)、H45b002001 (萨嘎县), 发源于冈底斯山罗波峰北, 总体流向北西, 从南岸注入塔若错, 长 196.21km。

(4) 扎日南木错支流

位于 H45b001001 (措勤县)、H45b002001 (萨嘎县), 发源于冈底斯山北麓, 流向北北西→北西→北北西→北东东, 呈“S”形, 从西北岸注入扎日南木错, 长 267.34km。

(5) 达果藏布

当惹雍错 I 级支流, 发源于 H45b002001 (萨嘎县) 冈底斯山北麓, 流向北东; 进入 H45b001002 (申扎县) 后折为北西流向, 并流入 H45b001001 (措勤县); 然后于许如错东流向转为北东→北北西, 从东南岸注入当惹雍错, 长 222.94km。

11. 念青唐古拉山西北坡坳陷盆地内流小区

位于羌塘内流分区东南边缘, 地处班公错-怒江断裂带南侧、亚东-那曲断裂带西侧, 走向北东东, 由纳木错、仁错两个平行排列的新生代坳陷盆地组成。小区内共计二级内流水系 4 条, 其中 3 条从西岸注入纳木错, 1 条经玖如错从东南岸注入仁错。

(五) 玛旁雍错内流分区 (II₅)

玛旁雍错内流分区位于雅鲁藏布江、恒河、印度河源区的交汇部位, 东北部与羌塘内

流分区以冈底斯山相隔, 面积 7404.97km²。

玛旁雍错内流分区地处雅鲁藏布江断裂带西段, 属新生代断陷盆地。盆地四周高山环绕, 盆地内分布有玛旁雍错、拉昂错、公珠错等湖泊, 地理环境相对封闭。鉴于该盆地地理位置特殊, 故本研究将其单独作为一个内流分区, 以便今后深入研究。

玛旁雍错内流分区共计有二级内流水系 3 条, 其中 2 条属玛旁雍错支流, 1 条为拉昂错支流 (表 4-15)。区内内流河规模均较小, 都以湖泊为中心呈向心状展布。

表 4-15 玛旁雍错内流分区 I、II 级支流一览表

Tab. 4-15 Schedule of level I, II branch of inner river subarea in Mapam Yumco

编号	河流名称	河流长度/km	河流级别	备 注
407	拉昂错支流	56.26	II	H44001002
408	玛旁雍错支流-1	51.20	II	H44001002
409	玛旁雍错支流-2	77.36	II	H44001002

三、小结

1. 青藏高原各外流水系、内流分区特征参数

青藏高原 8 大流域和 5 个内流分区的面积, 干流和重要内流水系长度, 一般内流水系和 I、II 级支流组成如表 4-16 所示。

表 4-16 青藏高原外流水系、内流分区特征参数表

Tab. 4-16 Character parameters of outer river, inner subarea on Qinghai-Tibetan plateau

流域、分区名称	面积/km ²	干流长度/km	重要内流水系长度/km	一般内流水系	I 级支流/条	II 级支流/条
黄河流域	261582.70	2336.18			4	26
长江流域	541671.19	2719.09			7	65
澜沧江流域	91980.53	1382.43			3	5
怒江流域	109875.55	1650.02			3	13
雅鲁藏布江流域	345612.76	2207.76			11	55
伊洛瓦底江流域	4340.75	181.11	(独龙江)			
恒河流域	39202.94	25.59			3	8
印度河流域	58667.93	483.39	(森格藏布)		3	16
河西走廊内流分区	80575.56	(黑河)	533.49	1 (1)	2	17
塔里木盆地内流分区	405130.99	(叶尔羌河) (车尔臣河) (疏勒河)	836.93 682.57 370.74	22 (3)	11	61

续表

流域、分区名称	面积/km ²	干流长度/km	重要内流水系长度/km	一般内流水系	I级支流/条	II级支流/条
柴达木-青海湖盆地内流分区	373435.00			31 (7)	7	39
羌塘内流分区	665805.73			140 (16)	16	149
玛旁雍错内流分区	7404.97			3		3
合 计	2985286.60			197 (27)	70	457

注：一般内流水系括号内数据为一级内流水系数量；恒河干流长度为阿拉克南达河在国境内的长度。

2. 青藏高原河流分布规律

1) 外流水系各干流都源于青藏高原腹地，由西北向南东呈辐射状展布，其不同级别支流呈树枝状分布。各干流源区地形平缓，雨雪较多、蒸发较弱，多湖泊、沼泽。在青藏高原东南部，各干流与山脉平行地段，都形成高山峡谷地貌景观；切割山脉地段，则分别形成“倒流”、“三江并流”和“大拐弯”的奇丽景观。

2) 内流水系都以湖泊或盆地为中心，呈向心状展布，最终注入湖泊，或消失在沙漠中。重要内流水系和一级内流水系源区多有大片冰雪覆盖，水源丰富。河西走廊、塔里木盆地和柴达木-青海湖盆地内流分区的内流河进入盆地后或断流，或转为时令河。羌塘内流分区多数一级、二级内流水系的展布方向与区域构造线方向一致。

第二节 青藏高原湖泊的分布规律

青藏高原湖泊、河流关系密切，在外流区多数湖泊都分布在河道中，均属外流湖；在内流区湖泊都是内流河的尾间和汇水中心，多数湖泊为内陆湖。据此，本项研究在青藏高原河流地理分区基础上，将青藏高原湖泊划分为6个地理分区，即河西走廊-塔里木盆地湖泊分区（I）、柴达木-青海湖盆地湖泊分区（II）、羌塘湖泊分区（III）、黄河流域湖泊分区（IV）、三江流域湖泊分区（V）、藏南谷地湖泊分区（VI）（附图3）。本书重点叙述各湖泊分区的范围、湖泊数量、属性和分布特征。

一、河西走廊-塔里木盆地湖泊分区（I）

河西走廊-塔里木盆地湖泊分区位于工作区北部，其范围包括河西走廊内流分区和塔里木盆地内流分区，面积485706.55km²。分区共计湖泊68个，合计面积357.35km²。

1. 人工湖泊

分区共计人工湖泊46个，合计面积263.78km²，分别占工作区人工湖泊总数和总面积的75.41%、34.16%。其中，面积为1~10km²的人工湖泊41个，合计面积145.53km²；面积为10~100km²的人工湖泊5个，合计面积118.35km²。分区人工湖泊集中分布在叶尔羌河、黑河等重要内流水系和恰克马克河、盖孜河等一级内流水系的河道中。

2. 天然湖泊

分区共计天然湖泊 22 个, 合计面积 93.57km^2 , 分别占工作区天然湖泊总数和总面积的 2.06%、0.23%。其中, 面积为 $1\sim 10\text{km}^2$ 的天然湖泊 19 个, 合计面积 55.95km^2 ; 面积为 $10\sim 100\text{km}^2$ 的天然湖泊 3 个, 合计面积 37.62km^2 。

分区湖泊率 (分区天然湖泊合计面积/分区总面积) 为 0.0736%, 是工作区天然湖泊数量最少、面积最小的湖泊分区。

天然湖泊中淡水湖 11 个, 咸水湖 11 个; 构造湖 9 个, 冰川湖 7 个, 火山湖 2 个, 河成湖 4 个。

分区天然湖泊主要分布在帕米尔高原山间盆地, 西昆仑山北坡山间盆地和山前拗陷中; 都属小型湖泊, 形态不规则, 零星分散。

二、柴达木 - 青海湖盆地湖泊分区 (II)

柴达木 - 青海湖盆地湖泊分区位于工作区中北部, 其范围相当柴达木 - 青海湖盆地内流分区, 面积 373435.00km^2 。分区内湖泊都属天然湖泊, 共计 76 个, 合计面积 8801.98km^2 , 分别占工作区天然湖泊总数和总面积的 7.12%、21.78%。其中, 面积为 $1\sim 10\text{km}^2$ 的天然湖泊 30 个, 合计面积 94.75km^2 ; 面积为 $10\sim 100\text{km}^2$ 的天然湖泊 29 个, 合计面积 812.73km^2 ; 面积为 $100\sim 500\text{km}^2$ 的天然湖泊 14 个, 合计面积 2385.39km^2 ; 面积为 $500\sim 1000\text{km}^2$ 的天然湖泊 2 个, 合计面积 1271.03km^2 ; 面积 $> 1000\text{km}^2$ 的天然湖泊 1 个, 面积 4238.08km^2 。分区中型以上湖泊共计 17 个, 合计面积 7894.50km^2 , 分别占分区天然湖泊总数和总面积的 22.37%、89.69%。位于分区东部的青海湖, 是我国第一大内陆微咸水湖。

分区湖泊率为 2.36%, 是工作区中天然湖泊分布密度最大的两大稠密湖群分区之一。

天然湖泊中淡水湖 25 个, 咸水湖 51 个; 构造湖 76 个。

参照内流河的地理区划, 将分区天然湖泊划分为库木库里盆地 (II₋₁)、柴达木盆地 (II₋₂)、青海湖盆地 (II₋₃) 等 3 个湖泊小区。各小区湖泊 ETM 遥感调查统计见表 4-17。

表 4-17 柴达木 - 青海湖盆地湖泊分区各小区湖泊 ETM 遥感调查统计表

Tab. 4-17 ETM remote sensing survey statistics of every little area in Qaidam-Qinghaihu basin lake subarea

小区编号	湖泊数量	面积 $1\sim 10\text{km}^2$		面积 $10\sim 100\text{km}^2$		面积 $100\sim 500\text{km}^2$		面积 $500\sim 1000\text{km}^2$		面积 $> 1000\text{km}^2$	
		数量	合计面积/ km^2	数量	合计面积/ km^2	数量	合计面积/ km^2	数量	合计面积/ km^2	数量	合计面积/ km^2
II ₋₁	14	7	22.63	4	99.68	2	619.84	1	637.52		
II ₋₂	55	18	57.98	24	668.68	12	1765.55	1	633.51		
II ₋₃	7	5	14.14	1	44.37					1	4238.08
小区湖泊总面积/ km^2		II ₋₁	1379.67	II ₋₂	3125.72	II ₋₃	4296.59				

1. 库木库里盆地湖泊小区

位于分区西部,其范围相当库木库里盆地内流小区,面积 43622.63km^2 。小区内共计天然湖泊 14 个,合计面积 1379.67km^2 。

小区湖泊率为 3.16%。

小区大、中型湖泊共计 3 个,即阿牙克库木湖(0065)、阿其克库勒湖(0066)和鲸鱼湖(0088),合计面积 1257.36km^2 ,占小区湖泊总面积的 91.13%。鉴于大型、特大型湖泊将另辟章节叙述,因此本节着重描述中型湖泊的主要特征。

(1) 阿其克库勒湖

位于 J45b002002(阿牙克库木湖),库木库里盆地西南部,行政区划隶属新疆若羌县。阿其克库勒湖呈等轴形,面积 359.75km^2 ;湖中有石质小岛 4 个,合计面积 1.96km^2 ;湖水性质属硫酸镁亚型盐水,湖泊成因类型为构造湖。湖区属高原大陆性荒漠干旱气候,湖水主要依赖地表径流补给。入湖主要河流有阿其克库勒湖支流-1 等 3 条二级内流水系。它们都源于昆仑山,源区有少量冰雪覆盖,河口地带发育有大片盐碱沼泽。

(2) 鲸鱼湖

位于 J45b002002(阿牙克库木湖),库木库里盆地南部,行政区划隶属新疆若羌县。鲸鱼湖呈长条形,长轴北西-南东向延伸,面积 359.75km^2 ;湖水性质属氯化物钠组Ⅲ型盐水,湖泊成因类型为构造湖。湖区属高原大陆性荒漠干旱气候,湖水主要依赖地表径流补给。入湖主要河流有鲸鱼湖支流-1 等 2 条二级内流水系,其源区有冰雪覆盖,水量较丰。

2. 柴达木盆地湖泊小区

位于分区中部,其范围相当柴达木盆地内流小区,面积 300551.10km^2 。小区内共计天然湖泊 55 个,合计面积 3125.72km^2 。

小区湖泊率为 1.04%。

小区大、中型湖泊共计 13 个,合计面积 2399.06km^2 ,占小区湖泊总面积的 76.75%。其中,中型湖泊有尕斯库勒湖(0094)、苏干湖(0096)、J46011(0115)、太阳湖(0643)、西台吉乃尔湖(0120)、东台吉乃尔湖(0121)、西达布逊湖(0124)、东达布逊湖(0127)、北霍鲁逊湖(0128)、冬给措纳湖(0749)、托素湖(0150)和茶卡盐湖(0162)。

(1) 尕斯库勒湖

位于 J46b001001(索尔库里),柴达木盆地西部,行政区划隶属青海海西蒙古族藏族自治州。尕斯库勒湖呈多边形,北西-南东方向略长,面积 156.00km^2 ;湖水性质属硫酸镁亚型盐水,湖泊成因类型为构造湖。湖区属柴达木荒漠干旱、极干旱气候,湖水主要依赖地表径流补给。入湖主要河流为一级内流水系托格拉萨依河。据王苏民等主编的《中国湖泊志》(1998)资料,尕斯库勒湖平均水深仅 0.65m,加之托格拉萨依河径流量季节差异显著,因此尕斯库勒湖水面面积季节性变化十分明显。

(2) 苏干湖

位于 J46b001002(肃北县),柴达木盆地北部,行政区划隶属青海海西蒙古族藏族自治州。苏干湖呈长条形,长轴近东西向延伸,面积 105.54km^2 ;湖水性质属硫酸钠亚型微咸水,湖泊成因类型为构造湖。湖区属柴达木荒漠干旱、极干旱气候,湖水主要依赖哈尔

腾郭勒河补给。哈尔腾郭勒河属一级内流水系，源区冰川覆盖面积较大，水源充足。由于哈尔腾郭勒河流程长，入盆地后即进入广阔的砂砾地，河水被大量蒸发、渗漏而中途断流，及至苏干湖湖滨低洼处，复以泉水形式再次出露汇集成河，因此其对苏干湖湖水的补给十分有限。据王苏民等主编的《中国湖泊志》(1998)资料，在第四纪时期，苏干湖与其北侧的小苏干湖属同一大湖，后因气候变干，湖泊退缩，遂分离成两个独立湖泊。

(3) 西台吉乃尔湖、东台吉乃尔湖

位于 J46b002002 (格尔木市)，柴达木盆地中西部，行政区划隶属青海海西蒙古族藏族自治州。据王苏民等主编的《中国湖泊志》(1998)资料，西台吉乃尔湖、东台吉乃尔湖原同属一湖泊，后因湖泊退缩而分离。西台吉乃尔湖呈似长方形，长轴北西—南东向延伸，面积 41.60km^2 ；东台吉乃尔湖呈长条形，长轴北西—南东向延伸，面积 260.81km^2 ；湖水性质均属硫酸镁亚型盐水，湖泊成因类型都为构造湖。湖区属柴达木荒漠干旱、极干旱气候，湖水主要依赖台吉乃尔河补给。台吉乃尔河上游为一级内流水系那陵格勒河，其源区为昆仑山鹤托坂日雪山和布喀达坂雪山，冰雪覆盖面积大，水源充足。台吉乃尔河在 20 世纪 70 年代中期河水大部分注入西台吉乃尔湖，至 90 年代末期因河流改道，大部分河水注入东台吉乃尔湖，仅在夏季有少量河水补给西台吉乃尔湖。

(4) 太阳湖 (J46011)

位于 J46b002001 (老芒崖)，台吉乃尔河中游河道中，行政区划隶属青海海西蒙古族藏族自治州。该湖泊呈长条形，长轴南北向延伸，面积 107.54km^2 ；湖中多土质岛屿，合计面积 18.66km^2 ；湖水性质属微咸水，湖泊成因类型为构造湖。太阳湖位于 I46b001001 (沱沱河)，那陵格勒河支流-2 上游河道中，行政区划隶属青海治多县。该湖泊呈近东西向的似长方形，面积 102.70km^2 ；湖水性质属硫酸钠亚型淡水，水质清澈、口感良好，是优质饮用水源；湖泊成因类型为构造湖。湖水主要依赖冰雪融水补给。

(5) 西达布逊湖、东达布逊湖、北霍鲁逊湖

位于 J46b002002 (格尔木市)，柴达木盆地中南部，行政区划隶属青海格尔木市和都兰县。据王苏民等主编的《中国湖泊志》(1998)资料，西达布逊湖、东达布逊湖、北霍鲁逊湖和南霍鲁逊湖等 10 个常年性、季节性湖泊，以及大片盐碱滩共同组成察尔汗盐湖。该盐湖长 168km 、宽 $20\sim 40\text{km}$ ，面积 4704.8km^2 ，是我国最大的固、液并存盐湖。1958 年在湖区建立海西蒙古族藏族自治州察尔汗钾肥厂。1986 年筹建青海钾肥厂，1990 年一期工程建成投产，年产氯化钾肥 $20\times 10^4\text{t}$ ，是我国目前规模最大的钾肥厂。

西达布逊湖呈似长方形，长轴近南北向延伸，面积 108.49km^2 ；东达布逊湖呈长条形，长轴北西—南东向延伸，面积 223.96km^2 ；北霍鲁逊湖呈蝌蚪状，长轴北东—南西向延伸，面积 182.93km^2 。湖水性质分别属硫酸镁亚型盐水、氯化物型盐水，湖泊成因类型都为构造湖。湖区属柴达木荒漠干旱、极干旱气候，湖水主要依赖地表径流补给。入湖一、二级内流水系共计 10 条，以格尔木河、柴达木河规模最大。上述河流都源于昆仑山，源区虽有较大面积的冰雪覆盖，水源较丰，但因沿程蒸发等消耗，净入湖径流量有限。

(6) 冬给措纳湖

位于 I47b001001 (玛多县)，柴达木河支流东曲河道中，行政区划隶属青海玛多县。冬给措纳湖呈长条形，长轴北西—南东向延伸，面积 233.72km^2 ；湖水性质为淡水，湖泊成因类型为构造湖。湖区属青南高寒草原半干旱气候，湖水主要依赖地表径流补给。

入湖主要河流为东曲。

(7) 托素湖

位于 J47b002001 (德令哈市), 柴达木盆地东北部, 行政区划隶属青海省德令哈市。托素湖呈似等边三角形, 面积 129.39km^2 ; 湖中有北西-南东向延伸的长条状小岛, 面积 6.92km^2 ; 湖水性质属硫酸镁亚型微咸水, 湖泊成因类型为构造湖。湖区属柴达木荒漠干旱、极干旱气候, 湖水依赖北侧库尔雷克湖湖水补给。

(8) 茶卡盐湖

位于 J47b002002 (西宁市), 柴达木盆地东部, 行政区划隶属青海乌兰县。茶卡盐湖呈椭圆形, 长轴北西-南东向延伸, 面积 112.87km^2 ; 湖水性质属硫酸镁亚型盐水, 湖泊成因类型为构造湖。湖区属柴达木荒漠干旱、极干旱气候, 湖水主要依赖泉水补给。茶卡盐湖以盛产石盐著称, 开采历史悠久。

3. 青海湖盆地湖泊小区

位于分区东部, 其范围相当青海湖盆地内流小区, 面积 29261.27km^2 。小区内共计天然湖泊 7 个, 合计面积 4296.59km^2 。

小区湖泊率为 16.68%。

小区除青海湖外, 其他 6 个天然湖泊都是小型湖泊。其中, 尕斯库勒湖等 4 个天然湖泊分布在青海湖周围, 另外 2 个天然湖泊分布在艾日盖曲源区。

三、羌塘湖泊分区 (Ⅲ)

羌塘湖泊分区位于工作区中西部, 其范围相当羌塘内流分区, 面积 665805.73km^2 。分区内湖泊均属天然湖泊, 共计 693 个, 合计面积 25456.07km^2 , 分别占工作区天然湖泊总数和总面积的 64.95%、62.99%。其中, 面积为 $1\sim10\text{km}^2$ 的天然湖泊 415 个, 合计面积 1343.07km^2 ; 面积为 $10\sim100\text{km}^2$ 的天然湖泊 221 个, 合计面积 7221.47km^2 ; 面积为 $100\sim500\text{km}^2$ 的天然湖泊 49 个, 合计面积 9362.55km^2 ; 面积为 $500\sim1000\text{km}^2$ 的天然湖泊 6 个, 合计面积 3753.49km^2 ; 面积 $>1000\text{km}^2$ 的天然湖泊 2 个, 面积 3775.49km^2 。分区内中型以上湖泊共计 57 个, 合计面积 16891.53km^2 , 分别占分区天然湖泊总数和总面积的 8.23%、66.36%。位于分区东南部的纳木错是世界上海拔最高的大型湖泊, 素以海拔高、湖面大、景色瑰丽著称。

分区湖泊率为 3.82%, 是工作区中天然湖泊分布密度最大的两大稠密湖群分区之一。

天然湖泊中淡水湖 80 个, 咸水湖 613 个; 构造湖 634 个, 冰川湖 22 个, 火山湖 2 个, 河成湖 20 个, 堰塞湖 15 个。

参照内流河的地理区划, 将分区天然湖泊划分为 10 个湖泊小区, 即西昆仑山山间断陷盆地湖泊小区 (Ⅲ₋₁)、西昆仑山南坡拗陷盆地湖泊小区 (Ⅲ₋₂)、中昆仑山南坡拗陷盆地湖泊小区 (Ⅲ₋₃)、可可西里山南坡断陷盆地湖泊小区 (Ⅲ₋₄)、喀喇昆仑山北坡拗陷盆地湖泊小区 (Ⅲ₋₅)、羌塘中西部断陷盆地湖泊小区 (Ⅲ₋₆)、羌塘中东部断陷盆地湖泊小区 (Ⅲ₋₇)、班公错-色林错断陷盆地湖泊小区 (Ⅲ₋₈)、冈底斯山北坡拗陷盆地湖泊小区 (Ⅲ₋₉) 和念青唐古拉山西北坡拗陷盆地湖泊小区 (Ⅲ₋₁₀) 等。各小区湖泊 ETM 遥感调查统计见表 4-18。

表 4-18 羌塘湖泊分区各小区湖泊 ETM 遥感调查统计表

Tab. 4-18 ETM remote sensing survey statistics of every little area in Qiangtang lake subarea

小区编号	湖泊数量	面积 1 ~ 10km ²		面积 10 ~ 100km ²		面积 100 ~ 500km ²		面积 500 ~ 1000km ²		面积 > 1000km ²	
		数量	合计面积/km ²	数量	合计面积/km ²	数量	合计面积/km ²	数量	合计面积/km ²	数量	合计面积/km ²
Ⅲ ₋₁	31	23	66.98	5	231.58	3	541.11				
Ⅲ ₋₂	17	11	45.24	5	108.42	1	101.30				
Ⅲ ₋₃	78	54	133.81	19	540.88	5	846.28				
Ⅲ ₋₄	76	53	163.92	19	692.76	4	790.94				
Ⅲ ₋₅	14	7	33.61	5	167.55	2	217.20				
Ⅲ ₋₆	65	35	130.73	25	545.38	5	750.05				
Ⅲ ₋₇	157	82	270.70	68	2094.58	5	1194.49	2	1015.87		
Ⅲ ₋₈	170	101	316.49	54	2112.08	13	2679.50	1	450.36	1	1798.56
Ⅲ ₋₉	74	45	166.21	16	549.76	10	2137.59	3	2287.26		
Ⅲ ₋₁₀	11	5	15.38	4	178.48	1	104.09			1	1976.93
小区湖泊 总面积/km ²		Ⅲ ₋₁	839.67	Ⅲ ₋₂	254.96	Ⅲ ₋₃	1520.97	Ⅲ ₋₄	1647.62	Ⅲ ₋₅	418.36
		Ⅲ ₋₆	1426.16	Ⅲ ₋₇	4575.64	Ⅲ ₋₈	7356.99	Ⅲ ₋₉	5140.82	Ⅲ ₋₁₀	2274.88

1. 西昆仑山山间断陷盆地湖泊小区

位于分区北部西段,其范围相当西昆仑山山间断陷盆地内流小区,面积 26641.85km²。小区内共计天然湖泊 31 个,合计面积 839.67km²。

小区湖泊率为 3.15%。

小区分布有阿克萨依湖 (0183)、郭扎错 (0185)、邦达错 (0232) 等 3 个中型天然湖泊,合计面积 541.11km²,占小区湖泊总面积的 64.44%。

(1) 阿克萨依湖

位于 I44b001001 (阿克萨依湖),西昆仑山山间断陷盆地西部,行政区划隶属新疆和田市。阿克萨依湖呈似肾状,长轴北西-东南向延伸,面积 169.06km²;湖水性质属硫酸镁亚型盐水,湖泊成因类型为构造湖。湖区属高原干旱气候,湖水主要依赖地表径流补给。入湖主要河流为一级内流水系阿克萨依湖支流-1,其源区有大面积冰雪覆盖,水源丰富。

(2) 郭扎错

位于西昆仑山山间断陷盆地中部,跨 I44b001001 (阿克萨依湖)、I44b001001 (土则岗日) 两个图幅,行政区划隶属西藏日土县。郭扎错呈葫芦状,长轴北东东-南西西向延伸,面积 267.14km²;湖水性质属硫酸镁亚型微咸水,湖水矿化度北部明显高于南部;湖泊成因类型为构造湖。湖区属昆仑高寒半荒漠、荒漠干旱气候,湖水主要依赖冰雪融水补给。入湖河流主要是二级内流水系郭扎错支流,其流域内冰川众多,冰雪覆盖面积大,水源丰富。

(3) 邦达错

位于 I44b001001 (土则岗日),西昆仑山山间断陷盆地中东部,行政区划隶属西藏日

土县。邦达错呈似长方形，长轴近东西向延伸，面积 104.91km^2 ；湖水性质属硫酸镁亚型盐水，湖泊成因类型为构造湖。湖区属昆仑高寒半荒漠、荒漠干旱气候，湖水主要依赖地表径流补给。入湖河流有邦达错支流-1等2条二级内流水系。

本小区内小型湖泊中面积为 $1\sim 10\text{km}^2$ 的天然湖泊，多分布在盆地西部；面积为 $10\sim 100\text{km}^2$ 的天然湖泊，则集中分布在盆地东部。

2. 西昆仑山南坡坳陷盆地湖泊小区

位于分区北部中段，其范围相当西昆仑山南坡坳陷盆地内流小区，面积 35604.86km^2 。小区内共计天然湖泊 17 个，合计面积 254.96km^2 。

小区湖泊率为 0.72% 。

小区天然湖泊以小型湖泊为主，中型湖泊仅黑石北湖 1 个。多数天然湖泊集中分布在盆地西南部，其他地区零星分散。

黑石北湖：位于 I44b001001（土则岗日），西昆仑山南坡坳陷盆地西南部，行政区划隶属西藏改则县。黑石北湖呈似蝌蚪形，长轴北东-南西向延伸，面积 101.30km^2 ；湖水性质属氯化钠型咸水，湖泊成因类型为构造湖。湖区属昆仑高寒半荒漠、荒漠干旱气候，湖水主要依赖冰雪融水补给。入湖河流主要是二级内流水系黑石北湖支流。

3. 中昆仑山南坡坳陷盆地湖泊小区

位于分区北部东段，其范围相当中昆仑山南坡坳陷盆地内流小区，面积 38199.02km^2 。小区内共计天然湖泊 78 个，合计面积 1520.97km^2 。

小区湖泊率为 3.98% 。

小区中型天然湖泊共计 5 个，分别是玉液湖（0089）、向阳湖（0405）、勒斜武担错（0645）、竹马湖（0650）和可可西里湖（0651），合计面积 846.28km^2 ，占小区湖泊总面积的 55.64% 。

（1）玉液湖

位于中昆仑山南坡坳陷盆地中部，跨 J45b002002（阿牙克库木湖）、I45b001002（多格仁错）两个图幅，行政区划隶属西藏班戈县。玉液湖呈似箭头状，长轴近东西向延伸，面积 88.99km^2 ；湖中有一石质岛屿，面积 1.81km^2 ；湖水性质为咸水，湖泊成因类型为构造湖。湖区属昆仑高寒半荒漠、荒漠干旱气候，湖水主要依赖冰雪融水汇成的多条时令河补给。入湖河流主要是二级内流水系玉液湖支流。

（2）向阳湖

位于 I45b001002（多格仁错），中昆仑山南坡坳陷盆地中部，行政区划隶属西藏班戈县。向阳湖呈似长方形，长轴北东-南西向延伸，面积 93.00km^2 ；湖水性质为咸水，湖泊成因类型为构造湖。湖区属昆仑高寒半荒漠、荒漠干旱气候，湖水主要依赖冰雪融水径流补给。

（3）勒斜武担错

位于 I46b001001（沱沱河），中昆仑山南坡坳陷盆地东部，行政区划隶属青海治多县。勒斜武担错呈似菱形，长轴近东西向延伸，面积 236.15km^2 ；湖东侧伴有 1 个由湖泊退缩后形成的残留小湖，湖中有一小岛，面积 0.07km^2 ；湖水性质属氯化物型盐水，湖泊成因类型为构造湖。湖区属羌塘高寒草原半干旱气候，湖水主要依赖冰雪融水径流和泉水补给。

(4) 竹马湖

又称饮马湖,位于 I46b001001 (沱沱河),中昆仑山南坡坳陷盆地东部,行政区划隶属青海治多县。竹马湖形状不规则,长轴呈北东-南西西向延伸,面积 110.36km^2 ;西部有河道与月亮湖相连,东部有连水河与可可西里湖相通;湖水性质属碳酸钠亚型微咸水,湖泊成因类型为构造湖。湖区属羌塘高寒草原半干旱气候,湖水主要依赖冰雪融水径流补给。入湖河流短小,大多为时令河,源区有冰川发育。

(5) 可可西里湖

位于 I46b001001 (沱沱河),中昆仑山南坡坳陷盆地东部,行政区划隶属青海治多县。可可西里湖似葫芦形,长轴北西-南东向延伸,面积 317.78km^2 ;湖中有4个大小不等的小岛,合计面积 1.58km^2 ;东北部有连水河与湖泊 I46004 相连;湖水性质属硫酸钠亚型微咸水,湖泊成因类型为构造湖。湖区属羌塘高寒草原半干旱气候,湖水主要依赖冰雪融水径流补给。入湖河流短小,大多为时令河,源区有冰雪覆盖,水源较丰。

小区内天然湖泊总体分布特点是:由西往东湖分布密度逐渐变稀,湖泊规模逐渐增大。大体以雪景湖-得雨湖和向阳湖为界,盆地西部均为小型湖泊,属稠密湖区;中部以面积为 $10\sim 100\text{km}^2$ 的小型湖泊为主,伴有中型湖泊,属较稠密湖区;东部则以中型湖泊为主,伴有面积为 $10\sim 100\text{km}^2$ 的小型湖泊,属稀疏湖区。

4. 可可西里山南坡断陷盆地湖泊小区

位于分区中北部东段,其范围相当可可西里山南坡断陷盆地内流小区,面积 65863.32km^2 。小区内共计天然湖泊 76 个,合计面积 1647.62km^2 。

小区湖泊率为 2.50%。

小区中型天然湖泊共计 4 个,分别是拜惹布错 (0221)、多格仁错强错 (0426)、西金乌兰湖 (0654) 和明镜湖 (0660),合计面积 791.03km^2 ,占小区湖泊总面积的 48.00%。

(1) 拜惹布错

位于 I44b001002 (土则岗日),可可西里山南坡断陷盆地西部,行政区划隶属西藏改则县。拜惹布错似长方形,长轴北东-南西向延伸,面积 126.32km^2 ;湖水性质为咸水,湖泊成因类型为构造湖。湖区属昆仑山高寒半荒漠、荒漠干旱气候,湖水主要依赖冰雪融水径流和泉集河补给。入湖河流主要有二级内流水系拜惹布错支流。湖区环境恶劣,交通闭塞。

(2) 多格仁错强错

位于 I45b001002 (多格仁错),可可西里山南坡断陷盆地东部,行政区划隶属西藏班戈县。多格仁错强错呈似梯形,长轴北西-南东向延伸,面积 225.02km^2 ;湖水性质为咸水,湖泊成因类型为构造湖。湖区属羌塘高寒草原半干旱气候,湖水主要依赖冰雪融水径流和泉集河补给。入湖河流有多格仁错强错支流-1 等 3 条二级内流水系。

(3) 西金乌兰湖

位于 I46b001001 (沱沱河),可可西里山南坡断陷盆地东部,行政区划隶属青海治多县。西金乌兰湖形似蟹状,长轴呈近东西延伸,面积 357.28km^2 ;半岛和砂堤将湖体分为西、中、东湖三部分,中、西湖间有水道相连;西湖有一小岛,面积 0.20km^2 ;湖水性质属硫酸钠亚型微咸水,湖泊成因类型为构造湖。湖区属羌塘高寒草原半干旱气候,湖水主

要依赖地表径流补给。入湖河流有西金乌兰湖支流-1等3条二级内流水系。另外,永红湖湖水通过永红河流入西金乌兰湖。

(4) 明镜湖

位于 I46b001001 (沱沱河),可可西里山南坡断陷盆地东部,行政区划隶属青海治多县。明镜湖形状不规则,长轴近东西向延伸,面积 82.41km^2 ;湖中有一小岛,面积 0.82km^2 ;东部滨湖分布有3个由湖泊退缩残留的小湖;湖水性质属硫酸镁亚型盐水,湖泊成因类型为构造湖。湖区属羌塘高寒草原半干旱气候,湖水主要依赖地表径流补给。入湖河流主要有二级内流水系明镜湖支流。此外,丰水期有湖水(I46008)泻入。

小区内天然湖泊总体分布特点是:盆地西部湖泊分布稀疏,规模较小;中部湖泊分布稠密,面积为 $10\sim 100\text{km}^2$ 的小型湖泊相对集中;东部以中型和面积为 $10\sim 100\text{km}^2$ 的小型湖泊为主,但湖泊数量较少。

5. 喀喇昆仑山北坡坳陷盆地湖泊小区

位于分区西南边缘,其范围相当喀喇昆仑山北坡坳陷盆地内流小区,面积 10903.46km^2 。小区内共计天然湖泊14个,合计面积 418.36km^2 。

小区湖泊率为 3.84% 。

小区天然湖泊多分布在坳陷盆地中部地带,西部相对分散,东部相对集中。代表性湖泊有到滕格湖、萨利吉勒干南库勒、松木希错、龙木错和泽错等。其中,龙木错(0198)、泽错(0204)属中型湖泊,合计面积 217.20km^2 ,占小区湖泊总面积的 51.92% 。

(1) 龙木错

位于 I44b001001 (阿克萨依湖),喀喇昆仑山北坡坳陷盆地东部,行政区划隶属西藏日土县。龙木错呈似葫芦形,长轴近东西向延伸,面积 100.42km^2 ;湖水性质属硫酸镁亚型盐水,湖泊成因类型为构造湖。湖区气候严寒干燥,无地表径流汇入,湖水主要依赖地下径流补给。

(2) 泽错

位于 I44b001001 (阿克萨依湖),喀喇昆仑山北坡坳陷盆地中南部,行政区划隶属西藏日土县。泽错形似“凸”字形,长轴近南北向延伸,面积 116.78km^2 ;湖水性质为咸水,湖泊成因类型为构造湖。湖区气候干寒,湖水主要依赖冰雪融水径流补给。入湖河流有泽错支流-1等2条二级内流水系,其源区冰雪覆盖面积大,水源丰富。

6. 羌塘中西部断陷盆地湖泊小区

位于分区中西部,其范围相当羌塘中西部断陷盆地内流小区,面积 77167.93km^2 。小区内共计天然湖泊65个,合计面积 1426.16km^2 。

小区湖泊率为 1.85% 。

小区天然湖泊多分布在北西走向的新生代断陷盆地中,单个湖泊多呈长条形,长轴北西-南东向延伸,总体以 30km 左右的间距呈等间距展布。大体分成5列,自南西往北东分别是:结则茶卡-纳屋错列,鲁玛江冬错-I44054列,清澈湖-喀湖错列,托和平错-查波错列,万泉湖-才木茶卡列。各湖列规模不等,湖泊数量和等级差异明显,以清澈湖-喀湖错列规模最大、湖泊数量最多、湖泊等级最高。清澈湖-喀湖错列延伸约 235km ,宽约 25km ,共计天然湖泊16个,其中中型湖泊2个、面积为 $10\sim 100\text{km}^2$ 的小型

湖泊 7 个。

小区内分布有结则茶卡 (0207)、鲁玛江冬错 (0244)、纳屋错 (0301)、美马错 (0248)、阿鲁错 (0249) 等 5 个中型天然湖泊, 合计面积 750.05km^2 , 占小区湖泊总面积的 52.59%。

(1) 结则茶卡

位于羌塘中西部断陷盆地西北部, 跨 I44b001001 (阿克萨依湖)、I44b002001 (斯诺乌山) 两个图幅, 行政区划隶属西藏日土县。结则茶卡呈似椭圆形, 长轴北西-南东向延伸, 面积 107.59km^2 ; 湖水性质为盐水, 湖泊成因类型为构造湖。湖区气候干寒, 湖水主要依赖冰雪融水径流补给。湖区属昆仑山高寒半荒漠、荒漠干旱气候, 湖水主要依赖西北岸入湖的结则茶卡支流等泉集河径流补给。

(2) 鲁玛江冬错

位于羌塘中西部断陷盆地西北部, 跨 I44b001002 (土则岗日)、I44b002002 (革吉县) 两个图幅, 行政区划隶属西藏日土县。鲁玛江冬错呈近似鸟足状, 长轴北西西-南东东向延伸, 面积 349.48km^2 ; 湖水性质为咸水, 湖泊成因类型为构造湖。湖区气候干寒, 环境恶劣, 湖水主要依赖西南岸和东南岸入湖的 2 条二级内流水系径流补给。

(3) 纳屋错

位于 I44b002002 (革吉县), 羌塘中西部断陷盆地西南部, 行政区划隶属西藏革吉县。纳屋错呈宽带状, 长轴北西-南东向延伸, 面积 69.64km^2 ; 湖中有一小岛, 面积 0.11km^2 ; 湖水性质为咸水, 湖泊成因类型为构造湖。湖区属羌塘高寒半干旱气候, 湖水主要依赖西北岸入湖的 1 条二级内流水系径流补给。

(4) 美马错

位于 I44b001002 (土则岗日), 羌塘中西部断陷盆地北部中段, 行政区划隶属西藏改则县。美马错呈长条形, 长轴北西-南东向延伸, 面积 115.18km^2 ; 湖水性质属硫酸钠亚型微咸水, 湖泊成因类型为构造湖。湖区属昆仑山高寒半荒漠、荒漠干旱气候, 湖水主要依赖阿鲁错及西部山区冰雪融水补给。

(5) 阿鲁错

位于羌塘中西部断陷盆地北部中段, 跨 I44b001002 (土则岗日)、I44b002002 (革吉县) 两个图幅, 行政区划隶属西藏改则县。阿鲁错呈长条形, 长轴北西-南东向延伸, 面积 108.16km^2 ; 湖水性质属碳酸盐型微咸水, 湖泊成因类型为构造湖。湖区属昆仑山高寒半荒漠、荒漠干旱气候, 湖水主要依赖冰雪融水径流补给。入湖河流规模较小, 多为时令河, 源区有冰雪覆盖, 水源较丰。流出由西北端外泄注入美马错。

7. 羌塘中东部断陷盆地湖泊小区

位于分区中东部, 其范围相当羌塘中东部断陷盆地内流小区, 面积 127946.27km^2 。小区内共计天然湖泊 157 个, 合计面积 4575.64km^2 。

小区湖泊率为 3.58%。

小区天然湖泊多分布在北东走向的新生代断陷盆地中, 单个湖泊多呈长条形, 长轴北东-南西向或北东东-南西向西向延伸, 总体以 30~35km 的间距呈右行雁列。大体分成 8 列, 自北西往南东分别是: 香桃湖-拉雄错列, I45068-布若错列, 戈木茶卡-吐波错列, 玛尔果茶卡-确旦错列, 依布茶卡-浩波错列, 达杂迪扎错-东湖列, 帕度错-乌兰

乌拉湖列, 鸭湖-赤布张错列。各湖列规模不等, 湖泊数量和等级差异明显。总体特点是: 中部各湖列湖泊数量多、延伸较远, 西北部、南东部各湖列湖泊数量少、延伸较短; 西北部各湖列都为小型湖泊, 中部各湖列中、小型湖泊并存, 南东部各湖列则有大型湖泊分布。

小区内分布有多格仁错 (0462)、东湖 (0564)、依布茶卡 (0540)、雅根错 (0595)、吐错 (0592) 等 5 个中型湖泊, 乌兰乌拉湖 (0665)、赤布张错 (0727) 等 2 个大型湖泊, 合计面积 2210.19km², 占小区湖泊总面积的 48.31%。

(1) 多格仁错

位于 I45b001002 (多格仁错), 羌塘中东部断陷盆地北部东段, 行政区划隶属西藏班戈县。多格仁错呈长条形, 长轴北西西-南东东向延伸, 南东段较宽、西北段较窄, 面积 413.48km²; 湖水性质属氯化物型盐水, 湖泊成因类型为构造湖。湖区气候干寒, 环境恶劣, 湖水主要依赖地表径流和泉水补给。入湖河流有多格仁错支流-1 等 4 条二级内流水系。

(2) 东湖

又称令戈错, 位于 I45b002002 (吐错), 羌塘中东部断陷盆地中部东段, 行政区划隶属西藏尼玛县。东湖呈似长方形, 长轴北东-南西向延伸, 面积 104.72km²; 湖水性质属硫酸钠亚型淡水, 湖泊成因类型为构造湖。湖区属羌塘高寒草原半干旱气候, 湖水主要依赖东湖支流等径流补给。东湖支流属二级内流水系, 源区冰雪覆盖面积大, 水源丰富。

(3) 依布茶卡

位于 I45b002001 (改则县), 羌塘中东部断陷盆地南部西段, 行政区划隶属西藏尼玛县。依布茶卡呈似哑铃状, 长轴北东-南西向延伸, 面积 165.60km²; 湖水性质属硫酸钠亚型盐水, 湖泊成因类型为构造湖。湖区属羌塘高寒草原半干旱气候, 湖水主要依赖依布茶卡支流等径流补给。依布茶卡支流属二级内流水系, 源区冰雪覆盖面积大, 水源丰富。

(4) 雅根错

位于 I45b002002 (吐错), 羌塘中东部断陷盆地南部东段, 行政区划隶属西藏尼玛县。雅根错呈似哑铃状, 长轴近南北向延伸, 面积 114.94km²; 湖水性质为咸水, 湖泊成因类型为构造湖。湖区属羌塘高寒草原半干旱气候, 湖水主要依赖冰雪融水和泉水补给。

(5) 吐错

位于 I45b002002 (吐错), 羌塘中东部断陷盆地南部东段, 行政区划隶属西藏班戈县。吐错呈似长方形, 长轴北西东-南南西向延伸, 面积 395.75km²; 湖水性质为咸水, 湖泊成因类型为构造湖。湖区属羌塘高寒草原半干旱气候, 湖水主要依赖吐错支流等径流和泉水补给。

8. 班公错-色林错断陷盆地湖泊小区

位于分区中南部, 其范围相当班公错-色林错断陷盆地内流小区, 面积 177005.00km²。小区内共计天然湖泊 170 个, 合计面积 7356.99km²。

小区湖泊率为 4.16%。

小区横亘分区中南部, 东西延伸约 1250km, 是分区中天然湖泊数量最多、湖泊总面积最大的小区。小区西部以新生代断裂谷为主, 天然湖泊分布相对稀疏, 除班公错、夏布错外, 都属小型湖泊; 东部新生代断陷盆地发育, 天然湖泊分布相对稠密, 不但湖泊数量

多,而且湖泊规模大。小区内中型以上天然湖泊共计 15 个,合计面积 4928.42km²,占小区湖泊总面积的 66.98%。其中中型天然湖泊有夏布错(0304)、达则错(0912)、吴如错(0915)、格仁错(0944)、错鄂(0926)、班戈错(0932)、果芒错(0948)、其香错(0627)、兹格塘错(0738)、懂错(1025)、蓬错(1026)、巴木错(1030)、崩错(1033)等 13 个。

(1) 夏布错

又称扎仓茶卡,位于 I44b002002(革吉县),班公错-色林错断陷盆地中西部,行政区划隶属西藏革吉县。夏布错呈似哑铃状,长轴近东西向延伸,面积 115.50km²;湖水性质属硫酸镁亚型盐水,湖泊成因类型为构造湖。湖区属羌塘高寒草原半干旱气候,湖水主要依赖地表径流补给。入湖河流规模小,属时令河。

(2) 达则错

位于 H445001002(申扎县),班公错-色林错断陷盆地东部,行政区划隶属西藏尼玛县。达则错呈似椭圆形,长轴北东-南西向延伸,面积 238.82km²;湖水性质属碳酸盐型咸水,湖泊成因类型为构造湖。湖区气候严寒干燥,湖水主要依赖波仓藏布等地表径流补给。波仓藏布属一级内流水系,Ⅱ级支流发育,源区无冰雪覆盖,水源欠缺。

(3) 吴如错

位于 H445001002(申扎县),班公错-色林错断陷盆地东部,行政区划隶属西藏申扎县。吴如错呈似平行四边形,长轴北东-南西西向延伸,面积 352.02km²;湖水性质属重碳酸盐镁组淡水,湖泊成因类型为构造湖。湖区气候严寒干燥,湖水主要依赖降水和地表径流补给。吴如错属色林错水系内陆吞吐湖,由色林错支流-1 串联。

(4) 格仁错

位于 H445001002(申扎县),班公错-色林错断陷盆地东部,行政区划隶属西藏申扎县和尼玛县。格仁错呈宽带状,长轴北西-南东向延伸,面积 481.18km²;湖南东部有 4 个小岛,合计面积 0.21km²;湖水性质属重碳酸盐钙组淡水,湖泊成因类型为构造湖。湖区气候严寒干燥,湖水主要依赖降水和地表径流补给。格仁错属色林错水系内陆吞吐湖,由色林错支流-1 串联。

(5) 错鄂

位于 H445001002(申扎县),班公错-色林错断陷盆地东部,行政区划隶属西藏申扎县。错鄂呈似三角形,长轴近南北向延伸,面积 274.07km²;湖中多岛屿,最大的面积达 57.81km²;湖水性质属重碳酸盐镁组淡水,湖泊成因类型为构造湖。湖区属羌塘高寒草原半干旱气候,湖水主要依赖错鄂支流等二、三级内流水系径流补给。错鄂属色林错水系,出流经阿里藏布注入色林错。

(6) 班戈错

位于 H445001002(申扎县),班公错-色林错断陷盆地东部,行政区划隶属西藏班戈县。班戈错由时令湖、干盐湖和半干涸盐湖组成,湖面形状多变,长轴北东-南西向延伸,面积 106.09km²;湖水性质属碳酸盐型盐水,湖泊成因类型为构造湖。湖区属羌塘高寒草原半干旱气候,湖水主要依赖班戈错支流等二、三级内流水系径流补给。班戈错支流是班戈错、色林错全新世晚期间歇性水道的遗迹,旱季流量甚微。

(7) 果芒错

位于 H445001002 (申扎县), 班公错 - 色林错断陷盆地东部, 行政区划隶属西藏申扎县。果芒错呈宽带状, 长轴近南北向延伸, 面积 104.55km^2 ; 湖水性质属碳酸盐型微咸水, 湖泊成因类型为构造湖。湖区属羌塘高寒草原半干旱气候, 湖水主要依赖地表径流补给。

(8) 其香错

位于班公错 - 色林错断陷盆地东部, 跨 I45b002002 (吐错)、I46b002001 (安多县) 两个图幅, 行政区划隶属西藏班戈县。其香错呈似长方形, 长轴北东 - 南西向延伸, 面积 153.07km^2 ; 湖水性质属碳酸盐型盐水, 湖泊成因类型为构造湖。湖区属羌塘高寒草原半干旱气候, 湖水主要依赖其香错支流等二、三级内流水系径流和泉水补给。

(9) 兹格塘错

位于 I46b002001 (安多县), 班公错 - 色林错断陷盆地东部, 行政区划隶属西藏安多县。兹格塘错呈似菱形, 长轴近东西向延伸, 面积 218.85km^2 ; 湖水性质属重碳酸盐型咸水, 湖泊成因类型为构造湖。湖区属羌塘高寒草原半干旱气候, 湖水主要依赖地表径流和泉水补给。湖西岸有多处热泉, 水温最高约 100°C 。

(10) 懂错

位于 H46b001001 (那曲县), 班公错 - 色林错断陷盆地东部, 行政区划隶属西藏安多县。懂错呈长条形, 长轴北北东 - 南南西向延伸, 面积 137.15km^2 ; 湖水性质属碳酸盐型微咸水, 湖泊成因类型为构造湖。湖区属羌塘高寒草原半干旱气候, 湖水主要依赖地表径流。

(11) 莲错

位于 H46b001001 (那曲县), 班公错 - 色林错断陷盆地东部, 行政区划隶属西藏安多县和班戈县。莲错呈长条形, 长轴北北东 - 南南西向延伸, 面积 152.34km^2 ; 湖水性质属碳酸盐型微咸水, 湖泊成因类型为构造湖。湖区属羌塘高寒草原半干旱气候, 湖水主要依赖地表径流。崩错部分河水经罗可曲注入莲错。

(12) 巴木错

位于 H46b001001 (那曲县), 班公错 - 色林错断陷盆地东部, 行政区划隶属西藏班戈县。巴木错呈似长方形, 长轴近南北向延伸, 面积 204.68km^2 ; 湖水性质属碳酸盐型微咸水, 湖泊成因类型为构造湖。湖区属羌塘高寒草原半干旱气候, 湖水主要依赖地表径流。入湖河流都属三级内流水系, 流域面积较大, 水量较丰。

(13) 崩错

位于 H46b001001 (那曲县), 班公错 - 色林错断陷盆地东部, 行政区划隶属西藏班戈县和那曲县。崩错呈似长方形, 长轴北西 - 南东向延伸, 面积 141.18km^2 ; 湖水性质属碳酸盐型微咸水, 湖泊成因类型为构造湖。湖区属羌塘高寒草原半干旱气候, 湖水主要依赖地表径流。入湖河流都属三级内流水系, 源区有冰雪覆盖, 水源较丰。

9. 冈底斯山北坡坳陷盆地湖泊小区

位于分区中南部, 其范围相当冈底斯山北坡坳陷盆地内流小区, 面积 90636.05km^2 。小区内共计天然湖泊 74 个, 合计面积 5140.82km^2 。

小区湖泊率为 5.67% 。

小区大体以昂拉仁错、塔若错、扎日南木错、昂孜错一线为界，北部属走向南东东的断陷盆地，南部为北西向雁行排列的断陷盆地。北部天然湖泊分布稠密，大、中型湖泊相对集中，湖泊沿北西西-南东东方向呈线性展布；南部天然湖泊分布稀疏，单个湖泊都呈北西-南东长条形，总体呈雁行排列。小区内中型以上天然湖泊共计 13 个，合计面积 4424.85km²。占小区湖泊总面积的 86.07%。其中大型天然湖泊有昂拉仁错（0810）、扎日南木错（0884）、当惹雍错（0879）等 3 个；中型湖泊有仁青休布错（0825）、扎布耶茶卡（0827）、塔若错（0828）、达瓦错（0874）、姆错丙尼（0901）、昂孜错（0880）和帕龙错（0829）、杰萨错（0905）、打加错（0972）、许如错（0909）等 10 个。

（1）仁青休布错

位于 H44b001002（普兰县），冈底斯山北坡坳陷盆地北部中段，行政区划隶属西藏隆格尔县。仁青休布错呈似菱形，长轴近东西向延伸，面积 183.19km²；湖水性质为咸水，湖泊成因类型为构造湖。湖水主要依赖冰雪融水径流补给。入湖河流有仁青休布错支流等二、三级内流水系，源区有大面积冰雪覆盖，小型冰川湖发育，水源丰富。

（2）扎布耶茶卡

位于冈底斯山北坡坳陷盆地北部中段，跨 H44b001002（普兰县）、H45b001001（措勤县）两个图幅，行政区划隶属西藏隆格尔县。扎布耶茶卡呈似葫芦状，长轴近南北向延伸，面积 237.32km²；湖水性质属硫酸钠亚型盐水，湖泊成因类型为构造湖。湖区属羌塘高寒草原半干旱气候，湖水主要依赖地表径流补给。入湖河流主要有扎布耶茶卡支流-2 等 3 条一、二级内流水系。

（3）塔若错

位于冈底斯山北坡坳陷盆地北部中段，跨 H44b001002（普兰县）、H45b001001（措勤县）两个图幅，行政区划隶属西藏隆格尔县。塔若错呈似长方形，长轴近东西向延伸，面积 476.87km²；湖水性质属碳酸盐亚型淡水，湖泊成因类型为构造湖。湖区属羌塘高寒草原半干旱气候，湖水主要依赖地表径流补给。入湖河流主要有塔若错支流-1 等 2 条一、二级内流水系。塔若错支流-1 源区有大面积冰雪覆盖，小型冰川湖十分发育。

（4）达瓦错

位于 H45b001001（措勤县），冈底斯山北坡坳陷盆地北部中段，行政区划隶属西藏措勤县。达瓦错呈似椭圆形，长轴近东西向延伸，面积 102.38km²；湖水性质为咸水，湖泊成因类型为构造湖。湖区属羌塘高寒草原半干旱气候，湖水主要依赖地表径流补给。入湖河流都属三级内流水系。

（5）姆错丙尼

位于 H45b001001（措勤县），冈底斯山北坡坳陷盆地北部东段，行政区划隶属西藏昂仁县。姆错丙尼湖体分为东、西两部分，单个湖泊呈似椭圆形，长轴近南北延伸，面积 145.47km²；湖水性质为盐水，湖泊成因类型为构造湖。湖区属羌塘高寒草原半干旱气候，湖水主要依赖地表径流补给。

（6）昂孜错

位于冈底斯山北坡坳陷盆地北部东段，跨 H45b001001（措勤县）、H45b001002（申扎县）两个图幅，行政区划隶属西藏尼玛县。昂孜错呈长靴状，长轴北东-南东向延伸，面积 389.71km²；湖水性质为咸水，湖泊成因类型为构造湖。湖区属羌塘高寒草原半干旱

气候,湖水主要依赖地表径流补给。入湖河流主要有昂孜错支流等二、三级内流水系。

(7) 帕龙错

位于 H44b001002 (普兰县),冈底斯山北坡坳陷盆地南部中段,行政区划隶属西藏隆格县。帕龙错呈似椭圆形,长轴近南北向延伸,面积 142.71km^2 ;湖水性质为咸水,湖泊成因类型为构造湖。湖区属羌塘高寒草原半干旱气候,湖水主要依赖地表径流补给。

(8) 杰萨错

位于 H45b001001 (措勤县),冈底斯山北坡坳陷盆地南部中段,行政区划隶属西藏措勤县。杰萨错呈长条形,长轴北西-南东向延伸,面积 141.56km^2 ;湖水性质为淡水,湖泊成因类型为构造湖。湖区属羌塘高寒草原半干旱气候,湖水主要依赖地表径流补给。入湖河流属三级内流水系,源区有冰雪覆盖,水源较丰。

(9) 打加错

位于 H45b002001 (萨嘎县),冈底斯山北坡坳陷盆地南部中段,行政区划隶属西藏措勤县和昂仁县。打加错呈长靴状,长轴近南北向延伸,面积 109.19km^2 ;湖水性质属碳酸盐亚型微咸水,湖泊成因类型为构造湖。湖区属藏南山地灌丛草原半干旱气候,湖水主要依赖地表径流补给。

(10) 许如错

位于 H45b001001 (措勤县),冈底斯山北坡坳陷盆地南部东段,行政区划隶属西藏昂仁县。许如错呈似梨形,长轴近南北向延伸,面积 209.19km^2 ;湖水性质为盐水,湖泊成因类型为构造湖。湖区属羌塘高寒草原半干旱气候,湖水主要依赖地表径流补给。

10. 念青唐古拉山西北坡坳陷盆地湖泊小区

位于分区中南部,其范围相当念青唐古拉山西北坡坳陷盆地内流小区,面积 15837.97km^2 。小区内共计天然湖泊 11 个,合计面积 2274.88km^2 。

小区湖泊率为 14.36%。

小区天然湖泊分布在走向北东东的纳木错、仁错两个新生代坳陷盆地中。纳木错盆地分布有纳木错(1040)特大型湖泊,以及申错等 4 个小型湖泊;仁错盆地中分布有仁错(西)(0953)中型湖泊,以及玖如错等 5 个小型湖泊。

仁错(西):又称仁错贡玛,位于 H45b001002 (申扎县),念青唐古拉山西北坡坳陷盆地西部,行政区划隶属西藏申扎县。据王苏民等主编的《中国湖泊志》(1998)资料,仁错(西)与其东侧的仁错(东)(又称仁错约玛)、玖如错在第四纪时期属同一大湖,后因气候变干,大湖退缩并解体分离成 3 个独立的湖泊。仁错(西)形状不规则,长轴近东西向延伸,面积 104.09km^2 ;湖中有 2 个小岛,合计面积 0.15km^2 ;湖水性质为咸水,湖泊成因类型为构造湖。湖水主要依赖地表径流补给,入湖河流都属三级内流水系,湖水东流注入仁错约玛。

四、黄河流域湖泊分区(IV)

黄河流域湖泊分区位于工作区东北部,其范围相当黄河流域,工作区内分区面积 261582.70km^2 。分区湖泊共计 47 个,合计面积 1888.91km^2 。

1. 人工湖泊

分区人工湖泊共计 4 个, 合计面积 433.78km^2 , 分别占工作区人工湖泊总数和总面积的 6.56%、56.18%。其中, 面积为 $1\sim 10\text{km}^2$ 的人工湖泊 1 个, 面积 1.92km^2 ; 面积为 $10\sim 100\text{km}^2$ 的人工湖泊 1 个, 面积 18.90km^2 ; 面积为 $100\sim 500\text{km}^2$ 的人工湖泊 2 个, 合计面积 412.96km^2 。

分区人工湖泊在黄河干流河道中有 3 个, 即龙羊峡水库、盐锅峡水库 (J47016) 和刘家峡水库; 另一小型水库 (J47013) 位于湟水上游河道中。

2. 天然湖泊

分区天然湖泊共计 43 个, 合计面积 1455.13km^2 , 分别占工作区天然湖泊总数和总面积的 4.03%、3.60%。其中, 面积为 $1\sim 10\text{km}^2$ 的天然湖泊 33 个, 合计面积 104.69km^2 ; 面积为 $10\sim 100\text{km}^2$ 的天然湖泊 8 个, 合计面积 188.89km^2 ; 面积为 $500\sim 1000\text{km}^2$ 的天然湖泊 2 个, 合计面积 1161.55km^2 。

分区湖泊率为 0.544%。

天然湖泊中淡水湖 38 个, 咸水湖 5 个; 构造湖 40 个, 冰川湖 3 个。

分区天然湖泊主要分布在黄河河源地区, 其次在青海久治县黄河支流 4 源区和黑河下游地区也有少量分布。

黄河河源地区共计天然湖泊 34 个, 合计面积 1428.54km^2 , 分别占分区湖泊总数和总面积的 79.07%、98.17%。其中, 位于黄河河道上的大型湖泊扎陵湖、鄂陵湖是青海最大的一对淡水湖。阿涌哇玛错、岗纳格玛错、阿涌贡玛错、杂拉拉错、阿涌杂玛错、隆热错、寇察错、日格错岔玛等 8 个面积为 $10\sim 100\text{km}^2$ 的小型湖泊或分布在黄河上游两岸, 或位于其支流河道中, 属常年性或季节性外流淡水湖。

五、三江流域湖泊分区 (V)

三江流域湖泊分区位于工作区中东部, 其范围相当长江流域、澜沧江流域、怒江流域和伊洛瓦底江流域, 工作区内分区面积 747868.02km^2 。分区湖泊共计 118 个, 合计面积 1843.22km^2 。

1. 人工湖泊

分区人工湖泊共计 11 个, 合计面积 74.61km^2 , 分别占工作区人工湖泊总数和总面积的 18.03%、9.66%。其中, 面积为 $1\sim 10\text{km}^2$ 的人工湖泊 9 个, 合计面积 36.55km^2 ; 面积为 $10\sim 100\text{km}^2$ 的人工湖泊 2 个, 合计面积 38.06km^2 。

分区人工湖泊主要分布在长江流域、澜沧江流域的 II、III 支流河道中, 其中长江流域 7 个, 澜沧江流域 4 个。

2. 天然湖泊

分区天然湖泊共计 107 个, 合计面积 1768.61km^2 , 分别占工作区天然湖泊总数和总面积的 10.03%、4.37%。其中, 面积为 $1\sim 10\text{km}^2$ 的天然湖泊 83 个, 合计面积 281.96km^2 ; 面积为 $10\sim 100\text{km}^2$ 的天然湖泊 20 个, 合计面积 626.23km^2 ; 面积为 $100\sim 500\text{km}^2$ 的天然湖泊 4 个, 合计面积 860.42km^2 。

分区湖泊率为 0.236%。

天然湖泊中淡水湖 58 个, 咸水湖 49 个; 构造湖 76 个, 冰川湖 31 个。

分区天然湖泊主要分布在长江流域沱沱河和金沙江支流尕尔曲、楚玛尔河、色吾曲, 怒江流域桑曲、那曲上游, 即“三江源”地区; 其次在长江流域沙鲁里山地区、澜沧江流域漾濞江上游地区也有少量分布。

“三江源”地区共计天然湖泊 69 个, 合计面积 1566.2km^2 , 分别占分区湖泊总数和总面积的 64.49%、88.56%。包括库赛湖 (0676)、霍通诺尔 (0675)、叶鲁苏湖 (0679)、错那 (0739) 等 4 个中型湖泊; 雀莫错、苟鲁山克措、玛章错钦、东日昂巴坎错、尼日阿错改、嘎弄等 17 个面积为 $10 \sim 100\text{km}^2$ 的小型湖泊; 孕鄂恩错纳玛、清水湖、裹极措、错莫绒、夯错等 48 个面积为 $1 \sim 10\text{km}^2$ 的小型湖泊。

(1) 库赛湖

位于楚玛尔河上游、昆仑山南坡新生代断陷盆地, 跨 I46b001001 (沱沱河)、I46b001002 (曲麻莱县) 两个图幅, 行政区划隶属青海治多县。库赛湖呈似平行四边形, 长轴北西-南东向延伸, 面积 263.28km^2 ; 湖水性质属硫酸镁亚型微咸水, 湖泊成因类型为构造湖。湖区属青南高寒草原半干旱气候, 湖水主要依赖库赛湖支流等径流补给。库赛湖支流属二级内流水系, 源区有冰雪覆盖, 水源较丰。

(2) 霍通诺尔

又称卓乃湖, 位于 I46b001001 (沱沱河), 昆仑山南坡新生代断陷盆地, 行政区划隶属青海治多县。霍通诺尔形似蝌蚪状, 长轴近东西向延伸, 面积 259.10km^2 ; 湖水性质属硫酸钠亚型微咸水, 湖泊成因类型为构造湖。湖区属青南高寒草原半干旱气候, 湖水依赖地表径流补给。出流经库赛湖支流注入库赛湖。

(3) 叶鲁苏湖

又称多尔改错, 位于 I46b001001 (沱沱河), 楚玛尔河上游河道中, 行政区划隶属青海治多县。叶鲁苏湖形状不规则, 长轴近东西向延伸, 面积 148.81km^2 ; 湖水性质为淡水, 湖泊成因类型为构造湖。湖区属青南高寒草原半干旱气候, 湖水主要依赖楚玛尔河补给。叶鲁苏湖属长江流域楚玛尔河上的外流湖。

(4) 错那

位于桑曲下游河道中, 跨 I46b002001 (安多县)、H46b001001 (那曲县) 两个图幅, 行政区划隶属西藏安多县。错那呈似椭圆形, 长轴近南北向延伸, 面积 189.23km^2 ; 湖水性质属碳酸盐型淡水, 湖泊成因类型为构造湖。湖区气候严寒湿润, 湖水主要依赖桑曲补给。桑曲源区冰雪覆盖, 水源较丰。错那出流经东南端的尾间河入嘎弄错, 转入那曲, 属怒江上游桑曲上的外流湖。

“三江源”地区面积 $>10\text{km}^2$ 的中、小型天然湖泊, 按出流方式可划分为内陆湖、外流湖两个类型。内陆湖分布在“三江源”新生代断陷盆地中, 包括中型湖泊库赛湖和雀莫错、海丁诺尔、盐湖、东日昂巴坎错等小型湖泊, 共计 10 个; 湖水性质多为微咸水、咸水, 个别属盐水。外流湖均位于不同级别支流的河道上, 包括中型湖泊霍通诺尔、叶鲁苏湖、错那和苟鲁山克措、玛章错钦、尼日阿错改、嘎弄等小型湖泊, 共计 11 个; 湖水性质为淡水, 或微咸水。

六、藏南谷地湖泊分区 (VI)

藏南谷地湖泊分区位于工作区西南部,其范围相当雅鲁藏布江流域、恒河流域、印度河流域和玛旁雍错内流分区,工作区内分区面积 450888.60km²。分区湖泊都属天然湖泊,共计 126 个,合计面积 2836.21km²,分别占工作区天然湖泊总数和总面积的 11.81%、7.02%。其中,面积为 1~10km²的天然湖泊 99 个,合计面积 270.81km²;面积为 10~100km²的天然湖泊 22 个,合计面积 725.89km²;面积为 100~500km²的天然湖泊 4 个,合计面积 1239.82km²;面积为 500~1000km²的天然湖泊 1 个,面积 599.69km²。

分区湖泊率为 0.629%。

天然湖泊中淡水湖 97 个,咸水湖 29 个,构造湖 62 个,冰川湖 54 个,河成湖 1 个,堰塞湖 9 个。

分区天然湖泊主要分布在雅鲁藏布江、恒河、印度河源区的交汇部位,即“三河源”地区、吉隆-定结-嘎拉断陷盆地、羊卓雍错断陷盆地;其次在多雄藏布谷地、易贡藏布-尼洋曲谷地也有少量分布。

1. “三河源”地区

位于分区西部,包括森格藏布上游谷地、当却藏布谷地和玛旁雍错断陷盆地。因其恰处雅鲁藏布江、恒河、印度河源区的交汇部位,故本项研究称之为“三河源”地区。区内共计天然湖泊 32 个,合计面积 912.16km²,分别占分区天然湖泊总数和总面积的 25.40%、32.16%。其中,面积为 1~10km²的天然湖泊 27 个,合计面积 93.12km²;面积为 10~100km²的天然湖泊 3 个,合计面积 144.02km²;面积为 100~500km²的天然湖泊 2 个,合计面积 675.02km²。

(1) 森格藏布上游谷地

天然湖泊都属小型湖泊,以吓萨尔错(0799)规模最大,面积 14.10km²。多数湖泊分布在源区,少数位于河道中。湖水性质均为淡水,湖泊成因类型以构造湖为主,个别属冰川湖。

(2) 当却藏布谷地

天然湖泊也都属小型湖泊,以森里错(0895)规模最大,面积 82.34km²。绝大多数湖泊分布在当却藏布干流及其支流河道中。湖水性质均为淡水,当却藏布干流及其北东侧支流河道中湖泊属构造湖成因类型,南东侧支流河道中湖泊属冰川湖成因类型。

(3) 玛旁雍错断陷盆地

共计天然湖泊 6 个,包括中型湖泊玛旁雍错、拉昂错,以及公珠错等 4 个小型湖泊。

玛旁雍错:位于 H44b001002(普兰县),玛旁雍错断陷盆地西部,行政区划隶属西藏普兰县。玛旁雍错呈似梨形,长轴北北东-南南西向延伸,面积 411.80km²;湖水性质属重碳酸盐型镁组淡水,湖泊成因类型为构造湖,是世界上高海拔地区淡水资源最丰富的湖泊之一。湖区属藏南山地灌丛草原半干旱气候,湖水主要依赖降水和地表径流补给。入湖主要河流有玛旁雍错支流-1 等 2 条二级内流水系,其源区多有冰雪覆盖,水源丰富。丰水季节出流经干嘎河注入拉昂错。

拉昂错:位于 H44b001002(普兰县),玛旁雍错断陷盆地西部,行政区划隶属西藏

普兰县。据王苏民等主编的《中国湖泊志》(1998)资料,在第四纪时期,拉昂错与东部的玛旁雍错属同一大湖,后因气候逐渐干旱,古湖萎缩,分离肢解成独立湖泊。拉昂错呈似汤勺形,长轴近南北向延伸,面积 263.22km^2 ;湖水性质属中度碳酸盐型微咸水,湖泊成因类型为构造湖。湖区属藏南山地灌丛草原半干旱气候,湖水主要依赖拉昂错支流等径流补给。拉昂错支流属二级内流水系,源区有大面积冰雪覆盖,水源丰富。

小型湖泊中以公珠错规模最大,湖水性质属碳酸盐亚型微咸水,湖泊成因类型为构造湖。其他3个湖泊都分布在玛旁雍错内流水系河道中,湖水性质为淡水,湖泊成因类型为构造湖,或冰川湖。

2. 吉隆-定结-嘎拉断陷盆地

位于分区南部中西段,包括吉隆断陷盆地、澎曲谷地、叶如藏布谷地和嘎拉断陷盆地。区内共计天然湖泊28个,合计面积 602.01km^2 ,分别占分区天然湖泊总数和总面积的22.22%、21.23%。其中,面积为 $1\sim 10\text{km}^2$ 的天然湖泊18个,合计面积 45.42km^2 ;面积为 $10\sim 100\text{km}^2$ 的天然湖泊9个,合计面积 281.77km^2 ;面积为 $100\sim 500\text{km}^2$ 的天然湖泊1个,面积 274.82km^2 。

(1) 吉隆断陷盆地

包括中型湖泊佩枯错,以及浪强错等小型湖泊。

佩枯错:位于H45b002001(萨嘎县),吉隆断陷盆地中部,行政区划隶属西藏吉隆县和聂拉木县。佩枯错呈似长靴形,长轴北西西-南东东向延伸,面积 274.82km^2 ;湖水性质属硫酸钠型微咸水,湖泊成因类型为构造湖。湖区属藏南山地灌丛草原半干旱气候,湖水主要依赖降水和地表径流补给。入湖河流都属三级内流水系,源区有冰雪覆盖,河道上有冰川湖分布,水源丰富。

分布在澎曲源区和雅鲁藏布江支流河道中的小型湖泊都属构造湖成因类型,湖水性质为淡水。

(2) 澎曲-叶如藏布谷地

天然湖泊都属小型湖泊,绝大多数湖泊分布在澎曲、叶如藏布及其支流的河道上,以定结错(1004)规模最大,面积 18.77km^2 ;个别湖泊属内陆湖,如错母折林(1003),面积 59.15km^2 。定结错等外流湖湖水性质为淡水,湖泊成因类型为构造湖,或堰塞湖。错母折林湖水性质属硫酸钠亚型微咸水,湖泊成因类型为构造湖。

(3) 嘎拉断陷盆地

包括嘎拉断陷盆地、雅鲁藏布江支流-9和年楚河上游的天然湖泊,也都属小型湖泊,以多庆错(1014)规模最大,面积 90.44km^2 。湖水性质为淡水或微咸水;湖泊成因类型为冰川湖或构造湖。

3. 羊卓雍错断陷盆地

位于分区南部中东段,包括羊卓雍错、普莫雍错和哲古错等3个断陷盆地,共计天然湖泊10个,主要有大型湖泊羊卓雍错,中型湖泊普莫雍错,小型湖泊哲古错、空母错、沉错、巴纠错等,合计面积 1081.99km^2 ,分别占分区天然湖泊总数和总面积的7.94%、38.15%。

普莫雍错:位于H46b002001(拉萨市),普莫雍错断陷盆地,行政区划隶属西藏浪卡子县。普莫雍错呈似椭圆形,长轴北西西-南东东向延伸,面积 289.98km^2 ;湖中东北

部有石质小岛3个, 合计面积 0.97km^2 ; 湖水性质属重碳酸盐型淡水, 湖泊成因类型为构造湖。湖区属藏南山地灌丛草原半干旱气候, 湖水主要依赖降水和地表径流补给。入湖河流主要有羊卓雍错支流-2等二、三级内流水系, 源区有冰雪覆盖, 水源较丰。出流经羊卓雍错支流-2注入羊卓雍错。

哲古错、空母错、沉错、巴纠错等小型湖泊与羊卓雍错、普莫雍错组成了藏南最大的内陆湖群。其中空母错、沉错、巴纠错分布在羊卓雍错周围, 有的有河道或古河道与羊卓雍错相连。它们都为构造湖成因类型, 空母错湖水性质为淡水, 沉错、巴纠错为微咸水。哲古错呈长条形, 长轴近南北向延伸, 面积 68.12km^2 ; 湖水性质属碳酸钠型淡水, 湖泊成因类型为构造湖。

4. 多雄藏布谷地

位于分区北部中西段, 共计天然湖泊11个, 合计面积 85.62km^2 , 分别占分区天然湖泊总数和总面积的8.73%、3.02%。其中, 面积为 $1\sim 10\text{km}^2$ 的天然湖泊7个, 合计面积 25.26km^2 ; 面积为 $10\sim 100\text{km}^2$ 的天然湖泊4个, 合计面积 60.36km^2 。谷地内天然湖泊都分布在多雄藏布及其支流河道上, 其中昂仁金错、阿木错、打加芒错规模较大; 湖泊成因类型均为构造湖, 湖水性质为淡水或微咸水。

5. 易贡藏布-尼洋曲谷地

位于分区东北部, 包括麦地藏布和易贡藏布源区, 易贡藏布、帕隆藏布和尼洋曲谷地, 共计天然湖泊29个, 合计面积 98.02km^2 , 分别占分区天然湖泊总数和总面积的23.02%、3.46%。其中, 面积为 $1\sim 10\text{km}^2$ 的天然湖泊28个, 合计面积 72.16km^2 ; 面积为 $10\sim 100\text{km}^2$ 的天然湖泊1个, 面积 25.86km^2 。

区内分布在源区的天然湖泊规模小, 都属冰川湖成因类型, 湖水性质均为淡水; 位于河道上的天然湖泊湖水性质也均为淡水, 湖泊成因类型为冰川湖(如八松错)或堰塞湖(如然乌湖)。

七、小结

1. 青藏高原各湖泊分区特征参数

青藏高原各湖泊分区天然湖泊总数和总面积, 各级别湖泊数量和合计面积如表4-19所示。

表4-19 青藏高原各湖泊分区天然湖泊特征参数表
Tab. 4-19 Character parameter of natural lakes of each lake subarea on Qinghai-Tibetan plateau

分区编号	湖泊数量	面积 $1\sim 10\text{km}^2$		面积 $10\sim 100\text{km}^2$		面积 $100\sim 500\text{km}^2$		面积 $500\sim 1000\text{km}^2$		面积 $>1000\text{km}^2$	
		数量	合计面积/ km^2	数量	合计面积/ km^2	数量	合计面积/ km^2	数量	合计面积/ km^2	数量	合计面积/ km^2
I	22	19	55.95	3	37.62						
II	76	30	94.75	29	812.73	14	2385.39	2	1271.03	1	4238.08
III	693	415	1343.07	221	7221.47	49	9362.55	6	3753.49	2	3775.49

续表

分区编号	湖泊数量	面积 1 ~ 10km ²		面积 10 ~ 100km ²		面积 100 ~ 500km ²		面积 500 ~ 1000km ²		面积 > 1000km ²	
		数量	合计面积/km ²	数量	合计面积/km ²	数量	合计面积/km ²	数量	合计面积/km ²	数量	合计面积/km ²
IV	43	33	104.69	8	188.89			2	1161.55		
V	107	83	281.96	20	626.23	4	860.42				
VI	126	99	270.81	22	725.89	4	1239.82	1	599.69		
合计	1067	679	2151.23	303	9612.83	71	13848.18	11	6785.76	3	8013.57
各分区湖泊 总面积/km ²		I	93.57	II	8801.98	III	25456.07				
		IV	1455.13	V	1768.61	VI	2836.21	合计	40411.57		

2. 青藏高原天然湖泊分布规律

1) 柴达木 - 青海湖盆地湖泊分区、羌塘湖泊分区是青藏高原乃至全国天然湖泊分布密度最大的两大稠密湖群区。柴达木 - 青海湖盆地湖泊分区湖泊率为 2.36%，羌塘湖泊分区湖泊率为 3.82%，分别是全国湖泊率 0.95% 的 2.5 倍和 4.0 倍。

2) 黄河流域、三江流域和藏南谷地湖泊分区的天然湖泊多分布在各外流水系的源区、上游及流域山间盆地中。位于源区盆地和流域山间盆地的天然湖泊大部为内陆湖，湖水性质多为微咸水、咸水，湖泊成因类型以构造湖居多；位于源区山岭、上游及支流河道上的天然湖泊大部分为外流湖，湖水性质多为淡水，湖泊成因类型多数为构造湖、冰川湖，少数为堰塞湖。

3) 塔里木盆地、柴达木 - 青海湖盆地和羌塘湖泊分区天然湖泊绝大多数为内陆湖，湖水性质多为盐水、咸水和微咸水，湖泊成因类型大部为构造湖，部分属河成湖、堰塞湖。羌塘湖泊分区天然湖泊的分布受区域构造严格制约，湖泊总体展布和单个湖泊长轴延伸方向都与区域构造方向基本一致。

4) 青藏高原天然湖泊或为河流尾间，或有河流通过，都是河流的汇水中心。湖泊湖水主要依赖地表径流、泉水和降水补给，多数入湖河流的源区都有面积不等的冰雪覆盖，水源丰富或较丰。

第五章 青藏高原河流湖泊的变迁分析

对青藏高原河流、湖泊的变迁分析,主要是结合重点区河流、湖泊现状调查、展布特点与变迁演化等方面的研究成果,分析主要河流和湖泊变迁特征及变迁趋势,探讨影响河流、湖泊变迁的主要因素。

河流、湖泊变迁是指某一时段内河流、湖泊的变化状况。本研究以 1:50 万分幅河流、湖泊现状遥感解译图为准,以 20 世纪 70 年代中期 1:25 万分幅 MSS 遥感影像图作对照,进行青藏高原河流、湖泊自 70 年代中期至 20 世纪末共 24 年的变迁调查和综合分析。调查内容包括:河流摆动、改道和断流状况,湖泊湖面、湖中岛屿变化状况,编制 1:50 万分幅河流、湖泊变迁遥感解译图,综合分析青藏高原 24 年的湖泊变迁特征及变迁趋势,探讨影响河流、湖泊变迁的主要因素。

第一节 青藏高原河流变迁分析

24 年中,青藏高原河流总体变化不明显,部分地区外流水系个别河段略有摆动,内流水系少数河段有改道、断流,以及入湖河流在河口段出现延伸、退缩等变化。

一、外流水系河段摆动

主要反映在松潘草地黄河干流,白河河口段河道有小幅摆动(图 5-1)。

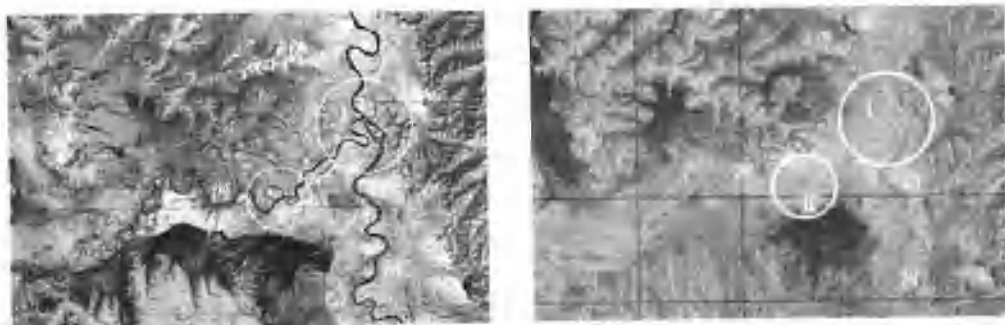


图 5-1 松潘草地黄河河段遥感影像
(左为 ETM 影像,右为 MSS 影像)

Fig. 5-1 Remote sensing image of Yellow river on Songpan grassland

在四川、甘肃交界的松潘草地(1481002001(武都县)),黄河及其支流黑河、白河“牛轭”状河曲十分发育。MSS、ETM 影像都显示黄河西北岸存在多期次的“牛轭”状古河道,表明黄河河道经历了多次摆动。对照图 5-1 中 I、II 两处 MSS、ETM 影像,可以

看出黄河河道都以“裁弯取直”的方式进行迁移；白河河口段则沿黄河先前河道向北西方向延伸。

二、内流水系河段改道与断流

在柴达木-青海湖盆地内流分区、羌塘内流分区少数一、二级内流水系下游河段存在改道、断流等现象，以台吉乃尔河（J46h002002（格尔木市））、扎布耶茶卡支流-2（H45h001001（措勤县））最为明显（图5-2，图5-3）。

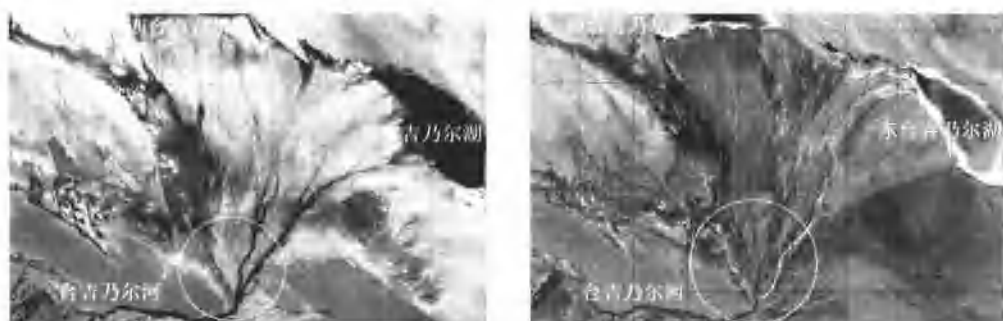


图5-2 台吉乃尔河下遥感影像

（左为ETM影像，右为MSS影像）

Fig. 5-2 Remote sensing image of Taijinar river

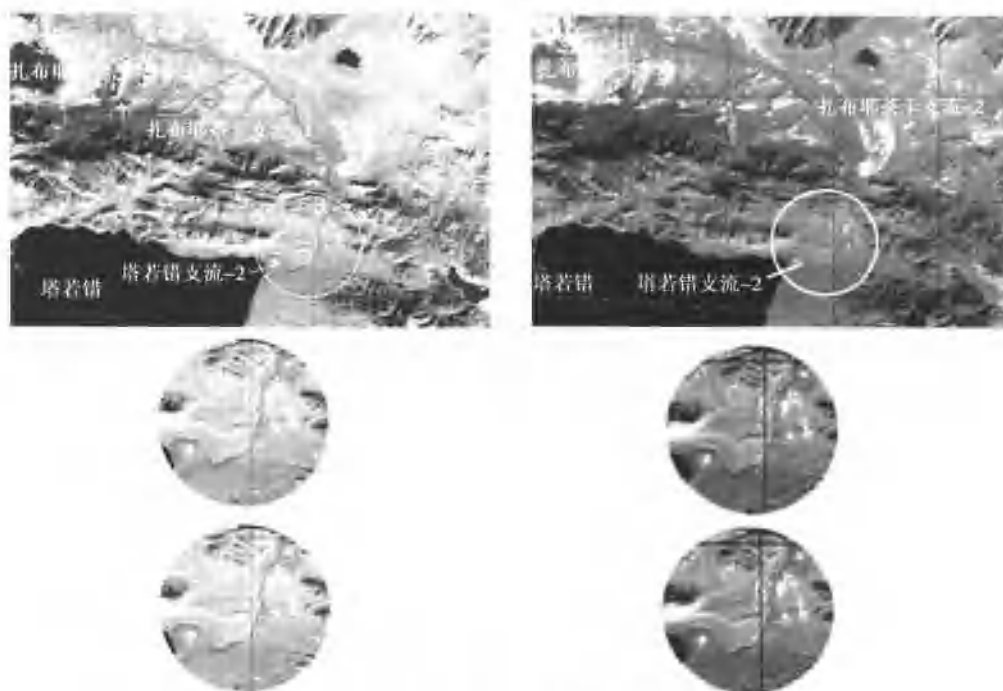


图5-3 塔若错出流遥感影像

（左上为ETM影像，右上为MSS影像，左下、右下分别为塔若错出流处放大影像）

Fig. 5-3 Remote sensing image of Taro Co out flowing

由于湖泊湖面的扩张或萎缩,致使入湖河流河口段都有不同程度的延长或消失。在青藏高原内流水系中,这种变迁状况比较普遍,其中以注入色林错的扎加藏布河口段最为显著(图5-4)。

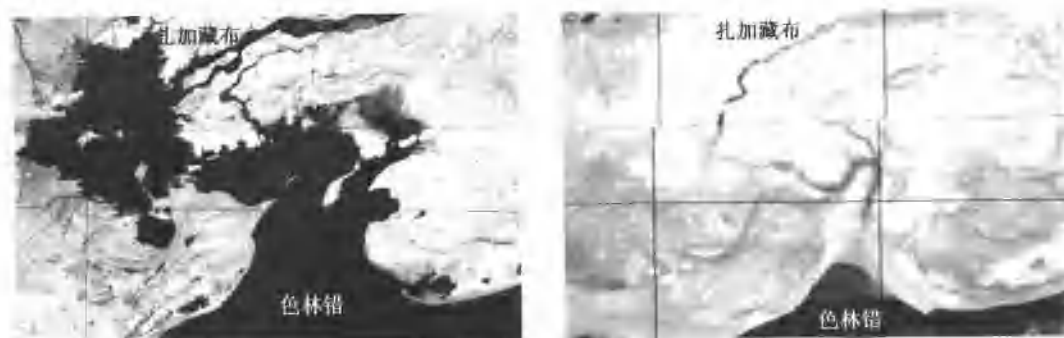


图5-4 扎加藏布河口段遥感影像

(左为ETM影像,右为MSS影像)

Fig. 5-4 Remote sensing image of Za'gya Zangbo issue

扎加藏布:西藏自治区最长的内流河,源于唐古拉当玛岗雪山北坡,注入色林错。据中国地质科学院地质矿产研究所1974年资料,扎加藏布河口宽500~600m,河水深度季节性差异明显,6~9月水深2.5m左右,春季水深0.5~1m。1976年12月19日MSS影像图显示,扎加藏布于H45b001002(申扎县)注入色林错,河口位置为 $156^{\circ}90' \sim 156^{\circ}39'$ 。在1999年9月19日ETM影像图上,扎加藏布于I45b002002(吐错)注入色林错,河口位置为 $156^{\circ}83' \sim 156^{\circ}45'$ 。据测算,扎加藏布河口段约有14.56km已被色林错吞噬。

第二节 青藏高原湖泊变迁分析

24年中,青藏高原多数天然湖泊变化较大,主要是部分湖泊面积缩小或扩大;少数湖泊解体或归并;有的已干涸湖泊又重新汇水,有的湖泊则接近干涸。遥感调查结果表明:24年中青藏高原面积 $\geq 1\text{km}^2$ 的天然湖泊总数从1029个增至1067个,新增湖泊38个,合计新增面积 199.42km^2 ,分别占青藏高原天然湖泊总数和总面积(40411.57km^2)的3.56%、0.50%。在先存的1029个天然湖泊中,509个湖泊面积稳定,合计面积 8568.32km^2 ,分别占青藏高原天然湖泊总数和总面积的47.70%、21.20%;322个湖泊面积缩小,合计面积 19692.98km^2 ,分别占30.18%、48.73%;198个湖泊面积扩大,合计面积 11950.85km^2 ,分别占18.56%、29.57%;天然湖泊合计减少面积 1652.26km^2 、扩大面积 1454.18km^2 ,两者相抵,净减面积 198.08km^2 ;天然湖泊总面积从 40410.23km^2 增至 40411.57km^2 ,净增面积 1.34km^2 。

1:50万图幅湖泊MSS遥感调查结果统计见表5-1,表5-2。

表 5-1 青藏高原天然湖泊 MSS 遥感调查统计表

Tab. 5-1 MSS remote sensing survey statistic of natural lakes on Qinghai-Tibetan plateau

图幅编号	湖泊数量	面积 1 ~ 10km ²		面积 10 ~ 100km ²		面积 100 ~ 500km ²		面积 500 ~ 1000km ²		面积 > 1000km ²	
		数量	合计面积/km ²	数量	合计面积/km ²	数量	合计面积/km ²	数量	合计面积/km ²	数量	合计面积/km ²
J43b001001	4	4	11.09								
J43b001002	6	5	17.32	1	9.23						
J44b002002	2	2	7.77								
J45b001002	3	2	7.34	1	28.49						
J45b002001	12	10	23.43	2	32.03						
J45b002002	27	14	48.10	9	226.31	3	751.79	1	643.15		
J46b001001	2			1	18.93	1	123.24				
J46b001002	7	4	19.93	2	25.58	1	103.17				
J46b002001	17	8	26.68	8	187.87	1	107.54				
J46b002002	11			6	176.55	5	704.50				
J47b001001	4	3	5.82					1	633.51		
J47b001002	1	1	1.12								
J47b002001	6	2	6.41	3	107.42	1	151.64				
J47b002002	9	6	17.90	1	49.07	1	130.07			1	4298.68
I44b001001	36	24	83.22	7	208.95	5	749.16				
I44b001002	54	28	85.62	20	598.00	6	926.28				
I44b002001	19	13	53.25	5	141.13			1	440.37		
I44b002002	35	18	70.30	15	419.96	2	272.61				
I45b001001	61	41	141.24	20	731.06						
I45b001002	101	68	205.63	30	941.31	3	783.32				
I45b002001	59	33	143.63	25	780.30	1	141.50				
I45b002002	76	37	112.71	34	1087.32	4	749.17			1	1658.04
I46b001001	54	26	96.36	18	591.55	9	1981.92	1	563.14		
I46b001002	17	10	24.30	7	179.27						
I46b002001	27	18	81.82	6	208.12	2	414.46	1	512.17		
I46b002002	5	4	19.66	1	35.11						
I47b001001	34	22	80.72	9	228.31	1	233.72	2	1166.25		
I47b001002	2	1	1.28	1	49.99						
I47b002001	4	3	14.63	1	20.80						
I47b002002	4	4	9.70								
I48b001001	1	1	3.32								
I48b002001	5	5	22.52								
H44b001001	2	1	15.17	1	3.21						

续表

图幅编号	湖泊数量	面积 1 ~ 10km ²		面积 10 ~ 100km ²		面积 100 ~ 500km ²		面积 500 ~ 1000km ²		面积 > 1000km ²	
		数量	合计面积/km ²	数量	合计面积/km ²	数量	合计面积/km ²	数量	合计面积/km ²	数量	合计面积/km ²
H44b001002	44	31	111.01	6	281.14	6	1689.41	1	514.99		
H44b002002	8	8	23.06								
H45b001001	54	36	130.18	11	495.80	5	1023.76	2	1815.31		
H45b001002	57	32	89.88	18	771.02	7	1600.76				
H45b002001	22	15	48.72	5	97.07	2	392.31				
H45b002002	19	10	16.92	9	207.63						
H46b001001	43	29	70.67	9	373.92	4	617.65			1	1952.56
H46b001002	9	8	34.39	1	25.86						
H46b002001	19	12	27.92	5	152.49	1	285.69	1	601.15		
H46b002002	7	7	10.26								
H47b001001	3	3	9.82								
H47b001002	8	8	16.51								
H47b002001	9	8	26.69	1	18.65						
H47b002002	8	8	16.93								
H48b001001	2	2	3.53								
G45b001002	2	2	5.78								
G46b001001	2	2	3.52								
G47b001002	6	5	13.36	1	50.65						
合计	1029	644	2117.14	300	9560.10	71	13933.67	11	6890.04	3	7909.28
总面积	40410.23km ²										

表 5-2 青藏高原人工湖泊 MSS 遥感调查统计表

Tab. 5-2 MSS remote sensing survey statistic of man-made lakes on Qinghai-Tibetan plateau

图幅编号	湖泊数量	面积 1 ~ 10km ²		面积 10 ~ 100km ²		面积 100 ~ 500km ²		面积 500 ~ 1000km ²		面积 > 1000km ²	
		数量	合计面积/km ²	数量	合计面积/km ²	数量	合计面积/km ²	数量	合计面积/km ²	数量	合计面积/km ²
J43b001002	21	16	47.74	5	70.22						
J43b002002	1	1	2.79								
J44b002001	1	1	2.14								
J44b002002	2	2	3.94								
J47b001001	3	3	9.72								
J47b001002	8	8	19.33								

续表

图幅编号	湖泊数量	面积 1~10km ²		面积 10~100km ²		面积 100~500km ²		面积 500~1000km ²		面积 >1000km ²	
		数量	合计面积/km ²	数量	合计面积/km ²	数量	合计面积/km ²	数量	合计面积/km ²	数量	合计面积/km ²
J47b002002	1					1	200.08				
J48b002001	2	2	3.88								
I48b001001	1					1	122.44				
H48b001001	5	4	10.42	1	18.89						
J48b002001	1	1	7.20								
G47b001002	4	4	13.76								
合 计	50	42	120.92	6	89.11	2	322.52				
总面积	532.55km ²										

天然湖泊数量+人工湖泊数量=1079个；天然湖泊总面积+人工湖泊总面积=40942.78km²

一、天然湖泊变迁遥感影像特征

1. 湖泊面积缩小或扩大

湖泊面积缩小或扩大是湖泊常见的一种变迁方式。由于青藏高原湖泊面积季节性变化明显，所以不同时期遥感影像所反映的湖泊面积变化可能属阶段性变迁，也可能是季节性变化与阶段性变迁的综合结果。本项研究认为：如果两期遥感影像时相季节相同，则湖泊面积变化属湖泊阶段性变迁，例如巴木错（1030）（图5-5）；如果两期遥感影像时相季节相左，则湖泊面积变化不能真正反映湖泊阶段性变迁，例如孕斯库勒湖（0094）（图5-6）。



图5-5 巴木错遥感影像
(左为ETM影像，右为MSS影像)

Fig.5-5 Remote sensing image of Bam Co



图 5-6 尕斯库勒湖遥感影像
(左为 ETM 影像, 右为 MSS 影像)

Fig. 5-6 Remote sensing image of Gas Hure lake

(1) 巴木错

位于 H46b001001 (那曲县), 行政区划隶属西藏班戈县。MSS 影像时相为 1976 年 12 月 17 日, 湖泊面积 194.62km^2 ; ETM 影像时相为 1999 年 10 月 28 日, 湖泊面积 204.68km^2 。在巴木错北部浅水区, ETM 影像显示的湖面范围较 MSS 影像有所扩大, 湖泊面积增加 10.06km^2 。ETM 影像与 MSS 影像时相基本相同, 巴木错湖泊面积变化应属阶段变迁结果。

(2) 尕斯库勒湖

位于 J46b001001 (索尔库里), 行政区划隶属青海海西蒙古族藏族自治州。MSS 影像时相为 1976 年 12 月 19 日, 湖泊面积 123.24km^2 ; ETM 影像时相为 1999 年 8 月 25 日, 湖泊面积 156.00km^2 。ETM 影像显示的尕斯库勒湖湖面范围较 MSS 影像有很大差异, 除南部岩岸外, 几乎都往外扩展, 湖泊面积增加 32.76km^2 。由于 ETM 影像属雨季时相, MSS 影像为旱季时相, 加之尕斯库勒湖平均水深仅 0.65m , 湖面范围季节性变化十分明显, 因此湖泊面积变化应是季节性变化与阶段性变迁的综合反映。

2. 湖泊解体与归并

湖泊解体或归并也是湖泊常见的一种变迁方式。前者是单个湖泊剧烈变迁的反映, 后者则是相邻湖泊变迁的结果。在羌塘湖泊分区、藏南谷地湖泊分区湖泊解体比较常见, 如羊卓雍错 (1072)、美马错 (0248)、涌波错 (0351) 等 (图 5-7); 在羌塘湖泊分区湖泊归并也时有发生, 如赤布张错 (0727) 与吐错 (0592) (图 5-8)。

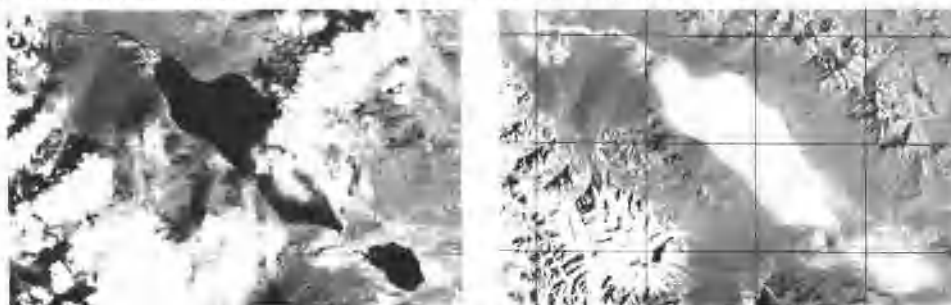


图 5-7 美马错遥感影像
(左为 ETM 影像, 右为 MSS 影像)

Fig. 5-7 Remote sensing image of Mema Co

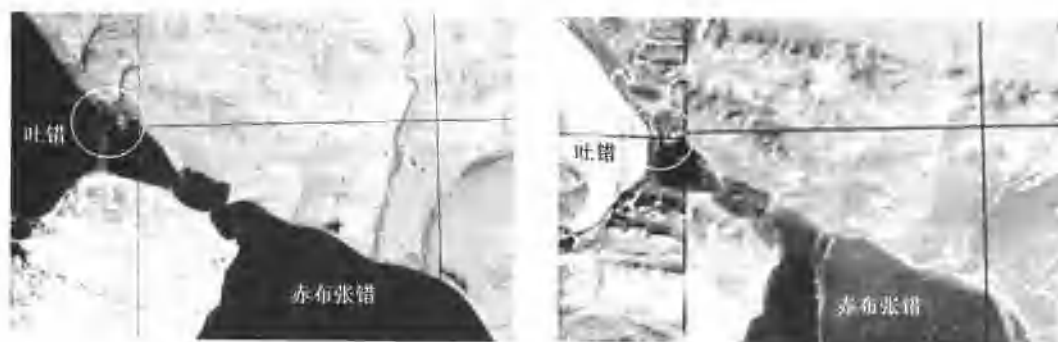


图 5-8 吐错、赤布张错交界处遥感影像

(左为 ETM 影像, 右为 MSS 影像)

Fig. 5-8 Remote sensing image of boundary of Tuco and Chibuzhangcu

(1) 美马错

位于 I44b001002 (土则岗日), 行政区划隶属西藏改则县。在 1976 年 6 月 22 日 MSS 影像图上, 美马错呈北西—南南向长条状延伸, 湖面连成一体, 面积 135.71km^2 。在 1999 年 9 月 22 日 ETM 影像图上, 美马错已分解为 2 个独立湖泊, 两者之间以河道相连, 面积 115.18km^2 。MSS 影像和 ETM 影像均为雨季时相, 表明美马错在此期间逐渐萎缩, 湖泊面积减少了 20.53km^2 , 相当 MSS 影像湖泊面积的 15.13%, 经历了剧烈变迁。

(2) 吐错

位于 I45b002002 (吐错), 行政区划隶属西藏班戈县; 赤布张错位于 I46b002001 (安多县), 行政区划隶属西藏班戈县和青海格尔木市。据王苏民等主编的《中国湖泊志》(1998) 资料, 吐错东岸分布有 4 道古湖岸砂堤, 其中 1、2 道堤长约 8km, 距湖岸 100 ~ 200m; 3、4 道堤长 1.5km, 距湖岸 800 ~ 900m。在 1976 年 12 月 19 日 MSS 影像图上, 吐错与赤布张错之间有砂堤相隔, 互不相通; 但在 2000 年 6 月 17 日 ETM 影像图上, 吐错湖水已漫过砂堤, 两湖连成一体。可见, 在丰水时期, 吐错与赤布张错有相互归并之势。

3. 已干涸湖泊重新汇水

已干涸湖泊重新汇水是天然湖泊周期性变迁的一种方式。在工作区 ETM 影像图上新增的 38 个天然湖泊中, 有 10 个天然湖泊是列入王苏民等主编的《中国湖泊志》的。例如: 朝勃湖 (0055, 8.78km^2)、玉环湖 (0226, 9.59km^2)、布木错 (0286, 9.81km^2)、查嘎玛里错 (0312, 3.55km^2)、查布康错 (0316, 3.85km^2)、喜鹊错 (0411, 2.40km^2)、达杂迪扎错 (0596, 8.09km^2)、扎木错玛琼 (0593, 19.09km^2)、夏穷错 (0933, 6.65km^2)、错敌错 (0934, 2.08km^2) 等。经分析, 它们多为丰水时期汇水、枯水时期干涸的时令湖, 如扎木错玛琼 (图 5-9)。

扎木错玛琼: 位于 I45b002002 (吐错), 行政区划隶属西藏班戈县。在 1976 年 12 月 19 日 MSS 影像图上, 扎木错玛琼湖体部位呈蓝棕色、棕黑色斑驳状, 纹理清晰; 四周有白色块状、条带状盐碱滩, 表明湖中已无水体存在。在 2000 年 6 月 17 日 ETM 影像图上, 扎木错玛琼湖体部位呈蓝黑色, 色调均匀, 不显纹理, 表明湖中已充满水体, 湖泊面积达 19.09km^2 。

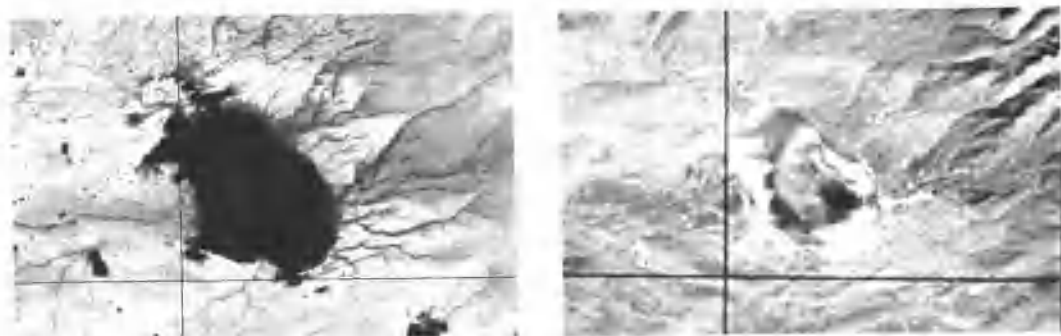


图 5-9 扎木错玛琼遥感影像
(左为 ETM 影像, 右为 MSS 影像)

Fig. 5-9 Remote sensing image of Zhamucomaiong

4. 接近干涸的湖泊

在羌塘湖泊分区、柴达木-青海湖盆地湖泊分区部分湖泊已经干涸, 部分湖泊已接近干涸, 如羌塘湖泊分区的亚美错 (0296) (图 5-10)、吓那错 (0297) 等。

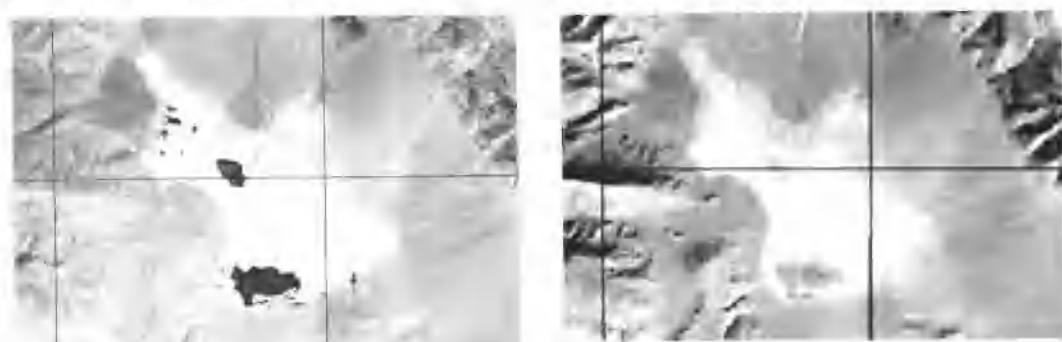


图 5-10 亚美错遥感影像
(左为 ETM 影像, 右为 MSS 影像)

Fig. 5-10 Remote sensing image of Yameico

亚美错: 位于 I44b002002 (革吉县), 行政区划隶属西藏革吉县。据王苏民等主编的《中国湖泊志》资料 (1998), 亚美错长 2.6km, 平均宽 1.7km, 面积 4.4km²。1976 年 12 月 6 日 MSS 影像亚美错面积 3.59km², 2000 年 5 月 3 日 ETM 影像亚美错面积 2.34km²。MSS 影像和 ETM 影像均为旱季时相, 表明亚美错面积缩小属正常变迁。遥感影像显示, 亚美错及其北侧的数个小型湖泊原属同一古湖, 面积为 37.98km², 后因湖区气候逐渐干旱, 古湖逐步解体。24 年中, 亚美错面积又减少了 1.25km², 相当于 1976 年湖泊面积的 34.82%, 现已接近干涸。

二、湖泊分区变迁分析

为叙述方便, 将天然湖泊变迁类型划分为三种, 即湖泊 MSS 面积与 ETM 面积相等的

称稳定型湖泊；湖泊 MSS 面积 > ETM 面积的称萎缩型湖泊；湖泊 MSS 面积 < ETM 面积的称扩张型湖泊。同时，将萎缩型湖泊的减少面积与其 MSS 面积的百分比称为萎缩率，扩张型湖泊的增加面积与其 MSS 面积的百分比称为扩张率，作为衡量湖泊变迁程度的指数。虽然湖泊萎缩率和扩张率的影响因素较多，如遥感数据时相、湖泊规模等，不可能直观地反映湖泊的变迁程度，但是作为湖泊变迁分析的指数之一还是有参考价值的。经计算，青藏高原萎缩型湖泊的萎缩率为 7.74%，扩张型湖泊的扩张率为 13.85%。青藏高原各湖泊分区新增湖泊数量和面积，稳定型、萎缩型、扩张型湖泊数量和合计面积，合计减少或扩大面积等变迁特征参数见表 5-3。

表 5-3 青藏高原各湖泊分区天然湖泊变迁特征参数

Tab. 5-3 Change feature parameters of natural lake on Qinghai-Tibetan plateau lake subarea

湖泊 分区 编号	新增湖泊		稳定型湖泊		萎缩型湖泊			扩张型湖泊		
	个数	合计面积 /km ²	个数	合计面积 /km ²	个数	合计面积 /km ²	合计减少面积 /km ²	个数	合计面积 /km ²	合计增加面积 /km ²
I	1	1.89	11	43.17	4	16.50	2.76	6	32.01	6.15
II	2	27.24	43	1526.30	18	6187.43	301.74	13	1061.01	343.26
III	32	166.82	265	4580.60	248	10709.51	1159.73	148	9999.14	947.88
IV	0	0	27	802.34	14	624.73	23.63	2	28.06	1.77
V	1	1.10	76	778.92	24	891.51	131.69	6	97.08	16.14
VI	2	2.37	87	836.99	14	1263.30	32.71	23	733.55	138.98
合计	38	199.42	509	8568.32	322	19692.98	1652.26	198	11950.85	1454.18

1. 河西走廊-塔里木盆地湖泊分区

20 世纪 70 年代中期分区天然湖泊有 21 个，90 年代末期有 22 个，新增湖泊 1 个 (I44001 (0172))，面积 1.89 km²，分别占分区天然湖泊总数和总面积 (93.57km²) 的 4.55%，2.02%。在先存的 21 个天然湖泊中，稳定型湖泊 11 个，合计面积 43.17km²，分别占分区天然湖泊总数和总面积的 50.00%，46.14%；萎缩型湖泊 4 个，合计面积 16.50km²，分别占 18.18%，17.63%；扩张型湖泊 6 个，合计面积 32.01km²，分别占 27.27%，34.21%。分区萎缩型湖泊合计减少面积 2.76km²，扩张型湖泊合计增加面积 6.15km²，两者相抵，净增湖泊面积 3.39km²。24 年中分区天然湖泊合计增加面积 5.28km²。

分区天然湖泊萎缩率为 14.33%、扩张率为 23.78%。

分区天然湖泊分布地段的 MSS 影像都属旱季时相，ETM 影像均为雨季时相，两者时相季节相左。由于分区内扩张型湖泊多位于叶尔羌河两岸，或叶尔羌河与喀拉喀什河之间的山间盆地中，河流雨季径流量较大，所以分区天然湖泊扩张率偏高。

分区大多数天然湖泊为稳定型、萎缩型湖泊，只有分布在叶尔羌河、喀拉喀什河流域的少数天然湖泊属扩张型湖泊。可见，在调查时段河西走廊-塔里木盆地湖泊分区天然湖泊总体处萎缩状态，部分地区可能处扩张状态。

2. 柴达木-青海湖盆地湖泊分区

20 世纪 70 年代中期分区天然湖泊有 74 个，90 年代末期有 76 个，新增湖泊 2 个

(I47007 (0151), I44001 (0172)), 合计面积 27.24km^2 , 分别占分区天然湖泊总数和总面积 (8801.98km^2) 的 2.63%, 0.31%。在先存的 74 个天然湖泊中, 稳定型湖泊 43 个, 合计面积 1526.30km^2 , 分别占分区天然湖泊总数和总面积的 56.58%, 17.34%; 萎缩型湖泊 18 个, 合计面积 6187.43km^2 , 分别占 23.68%, 70.30%; 扩张型湖泊 13 个, 合计面积 1061.01km^2 , 分别占 17.11%, 12.05%。分区萎缩型湖泊合计减少面积 301.74km^2 , 扩张型湖泊合计增加面积 343.26km^2 , 两者相抵, 净增湖泊面积 41.52km^2 。24 年中分区天然湖泊合计增加面积 68.76km^2 。分区天然湖泊萎缩率为 4.65%、扩张率为 47.82%。分区各湖泊小区天然湖泊变迁状况差异显著, 从总体看, 库木库里盆地湖泊小区 (II₋₁) 和青海湖盆地湖泊小区 (II₋₂) 处萎缩状态, 柴达木盆地湖泊小区 (II₋₃) 大部分地段处萎缩状态、部分地段处扩张状态 (表 5-4)。

表 5-4 柴达木-青海湖盆地湖泊分区各湖泊小区天然湖泊变迁特征参数

Tab. 5-4 Change feature parameters of natural lake on Qaidam-Qinghaihu basin lake subarea

湖泊 分区 编号	新增湖泊		稳定型湖泊		萎缩型湖泊			扩张型湖泊		
	个数	合计面积 /km ²	个数	合计面积 /km ²	个数	合计面积 /km ²	合计减少面积 /km ²	个数	合计面积 /km ²	合计增加面积 /km ²
II ₋₁	0	0	10	95.84	3	1257.36	32.90	1	26.47	1.69
II ₋₂	0	0	4	12.03	3	4284.56	67.80	0	0	0
II ₋₃	2	27.24	29	1418.43	12	645.51	201.04	12	1034.54	341.57
合计	2	27.24	43	1526.30	18	6187.43	301.74	13	1063.19	345.44

(1) 库木库里盆地湖泊小区

共计天然湖泊 14 个, 其中稳定型湖泊 10 个, 合计面积 95.84km^2 , 分别占小区天然湖泊总数和总面积 (1379.67km^2) 的 71.43%, 6.95%; 萎缩型湖泊 3 个, 合计面积 1257.36km^2 , 分别占 21.43%, 91.13%; 扩张型湖泊 1 个, 面积 26.47km^2 , 分别占 7.14%, 1.92%。小区萎缩型湖泊合计减少面积 32.90km^2 , 扩张型湖泊增加面积 1.69km^2 , 两者相抵, 湖泊面积净减 31.21km^2 。24 年中小区天然湖泊合计减少面积 31.21km^2 。

小区天然湖泊萎缩率为 2.54%、扩张率为 6.82%。

小区大、中型天然湖泊分布地段的 MSS 影像都属旱季时相, ETM 影像均为雨季时相, 两者时相季节相左; 加上大、中型湖泊合计面积占小区湖泊总面积 90% 以上, 所以小区湖泊萎缩率偏低。

总之, 库木库里盆地湖泊小区天然湖泊绝大多数为稳定型、萎缩型湖泊, 表明在调查时段小区天然湖泊总体处萎缩状态。

(2) 青海湖盆地湖泊小区

共计天然湖泊 7 个, 其中稳定型湖泊 4 个, 合计面积 12.03km^2 , 分别占小区天然湖泊总数和总面积 (4296.59km^2) 的 57.14%, 0.28%; 萎缩型湖泊 3 个, 合计面积 4284.56km^2 , 分别占 42.86%, 99.72%。小区萎缩型湖泊合计减少面积 67.80km^2 。24 年中小区天然湖泊合计减少面积 67.80km^2 。

小区天然湖泊萎缩率为 1.56%。

小区天然湖泊都属稳定型、萎缩型湖泊。青海湖及其周边地段的 MSS 影像、ETM 影像都属旱季时相，两者时相季节相同，湖泊面积变化属阶段性变迁。可见，在调查时段青海湖盆地小区天然湖泊正处萎缩状态。

(3) 柴达木盆地湖泊小区

共计天然湖泊 55 个，其中新增湖泊 2 个，合计面积 27.24km²，分别占小区天然湖泊总数和总面积 (3125.72km²) 的 3.64%，0.87%；稳定型湖泊 29 个，合计面积 1418.43km²，分别占 52.72%，45.38%；萎缩型湖泊 12 个，合计面积 645.51km²，分别占 21.82%，20.65%；扩张型湖泊 12 个，合计面积 1034.54km²，分别占 21.82%，33.10%。小区萎缩型湖泊合计减少面积 201.04km²，扩张型湖泊合计增加面积 341.57km²，两者相抵，湖泊面积净增 140.53km²。24 年中小区天然湖泊合计增加面积 167.77km²。

小区湖泊萎缩率为 23.75%、扩张率为 49.29%。

小区分布在内流水系河道上的外流湖，除格尔木河水系的 I46041 (0703) 属新增湖泊外，其他都属稳定型湖泊。如柴达木河水系的冬给措纳湖 (0749)、阿拉克湖 (0747)；格尔木河水系的黑海 (0130)、多尔纽巴卡错 (0704)、东阿鄂巴拉错 (0707)；台吉乃尔河水系的太阳湖 (0643)、J46011 (0115) 等。

小区东南部的内陆湖泊多数为萎缩型湖泊，如托素湖 (0150)、库尔雷克湖 (0149)、尕斯库勒湖 (0152)、茶卡盐湖 (0162) 等；个别为稳定性湖泊 (哈拉湖 (0136))，或扩张型湖泊 (都兰湖 (0154))。可见，该地段在调查时段天然湖泊总体处萎缩状态。

小区西北部、中部的内陆湖泊大部分为扩张型湖泊，部分为稳定型、萎缩型湖泊。在 10 个扩张型湖泊中，有的 MSS 影像与 ETM 影像时相季节相左，湖泊面积增加叠加有季节性变化，如尕斯库勒湖 (0094)、J46001 (0093)、依克柴达木湖 (0122)、巴嘎柴达木湖 (0123)、北霍鲁逊湖 (0128) 和南霍鲁逊湖 (0129)；有的 MSS 影像与 ETM 影像时相季节相同，湖泊面积增加属正常阶段变迁，如苏干湖 (0096)、东台吉乃尔湖 (0121)、西达布逊湖 (0124) 和 J46013 (0125)。有的萎缩型湖泊是由于入湖河流改道，或人工采矿所致。前者如西台吉乃尔湖 (0120)，后者如东达布逊湖 (0127)。

柴达木盆地湖泊小区是工作区湖泊扩张率最高的地区之一。其中 J46001、东台吉乃尔湖、西达布逊湖、北霍鲁逊湖、南霍鲁逊湖等 5 个湖泊扩张率达 45% 以上 (表 5-5)。究其缘由，除遥感数据时相季节不匹配、入湖河流改道、人工采矿等原因外，遥感图像在制作过程中的误差也是不可忽视的因素。

表 5-5 柴达木盆地湖泊小区主要扩张型湖泊特征参数

Tab. 5-5 Feature parameters of main expanding lake on Qaidam basin lake subarea

湖泊名称	图幅编码	湖泊 MSS 面积/km ²	湖泊 ETM 面积/km ²	湖泊增加面积/km ²	湖泊扩张率/%
J46001	J46b001001	18.93	45.35	26.42	139.57
尕斯库勒湖	J46b001001	123.24	156.00	32.76	26.58
苏干湖	J46b001002	103.17	105.54	2.37	2.30
东台吉乃尔湖	J46b002002	149.51	260.81	111.30	74.44

续表

湖泊名称	图幅编码	湖泊 MSS 面积/km ²	湖泊 ETM 面积/km ²	湖泊增加面积/km ²	湖泊扩张率/%
依克柴达木湖	J46b002002	34.69	35.51	0.82	2.36
巴嘎柴达木湖	J46b002002	49.55	61.18	11.63	23.47
西达布逊湖	J46b002002	73.50	108.49	34.99	47.61
J46013	J46b002002	16.44	19.47	3.03	18.43
北霍鲁逊湖	J46b002002	84.40	182.93	98.53	116.74
南霍鲁逊湖	J46b002002	24.00	38.83	14.83	61.79

鉴于柴达木盆地湖泊小区天然湖泊变迁影响因素复杂,因此难以准确判断天然湖泊的变迁状况。结合邻区天然湖泊的变迁状况认为,柴达木盆地湖泊小区在调查时段大部分地段天然湖泊处萎缩状态,东台吉乃尔湖水系、察尔汗盐湖水系天然湖泊可能处扩张状态。

3. 羌塘湖泊分区

20 世纪 70 年代中期分区天然湖泊有 661 个,90 年代末期为 693 个,新增湖泊 32 个,合计面积 166.82km²,分别占分区天然湖泊总数和总面积(25456.07km²)的 4.62%,0.66%。在先存的 661 个天然湖泊中,稳定型湖泊 265 个,合计面积 4580.60km²,分别占分区天然湖泊总数和总面积的 38.24%,17.99%;萎缩型湖泊 248 个,合计面积 10709.51km²,分别占 35.79%,42.07%;扩张型湖泊 148 个,合计面积 9999.14km²,分别占 21.35%,39.28%。分区萎缩型湖泊合计减少面积 1159.73km²,扩张型湖泊合计增加面积 947.88km²,两者相抵,湖泊面积净减 211.85km²。24 年中分区天然湖泊合计减少面积 45.03km²。分区天然湖泊萎缩率为 9.77%、扩张率为 10.47%。分区各湖泊小区天然湖泊变迁状况差异明显,其中西昆仑山山间断陷盆地湖泊小区(Ⅲ₋₁)、西昆仑山南坡坳陷盆地湖泊小区(Ⅲ₋₂)西南段、喀喇昆仑山北坡坳陷盆地湖泊小区(Ⅲ₋₃)东南段、羌塘盆地中东部断陷盆地湖泊小区(Ⅲ₋₇)总体处相对稳定状态;西昆仑山南坡坳陷盆地湖泊小区(Ⅲ₋₂)东北段、中昆仑山南坡坳陷盆地湖泊小区(Ⅲ₋₃)西段、可可西里山南坡断陷盆地湖泊小区(Ⅲ₋₄)、羌塘盆地中西部断陷盆地湖泊小区(Ⅲ₋₆)、班公错-色林错断陷盆地湖泊小区(Ⅲ₋₈)中段、冈底斯山北坡坳陷盆地湖泊小区(Ⅲ₋₉)总体处萎缩状态;中昆仑山南坡坳陷盆地湖泊小区(Ⅲ₋₃)东段、喀喇昆仑山北坡坳陷盆地湖泊小区(Ⅲ₋₃)西北段、班公错-色林错断陷盆地湖泊小区(Ⅲ₋₈)西段和东段、念青唐古拉山西北坡坳陷盆地湖泊小区(Ⅲ₋₁₀)总体呈扩张状态(表 5-6)。

表 5-6 羌塘湖泊分区各湖泊小区天然湖泊变迁特征参数

Tab. 5-6 Change feature parameters of natural lake on Qiangtang basin lake subarea

湖泊 分区 编号	新增湖泊		稳定型湖泊		萎缩型湖泊			扩张型湖泊		
	个数	合计面积 /km ²	个数	合计面积 /km ²	个数	合计面积 /km ²	合计减少面积 /km ²	个数	合计面积 /km ²	合计增加面积 /km ²
Ⅲ ₋₁	1	1.58	10	296.62	13	244.61	18.24	7	296.86	20.17
Ⅲ ₋₂	2	10.19	6	31.61	2	59.77	35.60	7	153.39	29.96
Ⅲ ₋₃	4	6.79	13	24.79	46	878.18	158.11	15	611.21	89.13

续表

湖泊 分区 编号	新增湖泊		稳定型湖泊		萎缩型湖泊			扩张型湖泊		
	个数	合计面积 /km ²	个数	合计面积 /km ²	个数	合计面积 /km ²	合计减少面积 /km ²	个数	合计面积 /km ²	合计增加面积 /km ²
Ⅲ ₋₄	5	19.47	36	195.59	22	1035.24	174.70	13	397.32	105.55
Ⅲ ₋₅	0	0	6	246.00	0	0	0	8	172.36	70.69
Ⅲ ₋₆	6	54.64	24	706.04	25	460.87	177.28	10	204.61	22.02
Ⅲ ₋₇	5	41.58	63	806.25	51	1802.78	235.42	38	1925.03	214.49
Ⅲ ₋₈	8	25.23	60	969.79	59	2510.24	220.77	43	3851.73	322.97
Ⅲ ₋₉	0	0	42	1158.33	29	3715.47	139.55	3	267.02	39.33
Ⅲ ₋₁₀	1	7.34	5	145.58	1	2.35	0.06	4	2119.61	33.57
合计	32	166.82	265	4580.60	248	10709.51	1159.73	148	9999.14	947.88

(1) 西昆仑山山间断陷盆地湖泊小区

共计天然湖泊 31 个, 其中新增湖泊 1 个 (I44006 (0181)), 面积 1.58km², 分别占小区天然湖泊总数和总面积 (839.67km²) 的 3.23%, 0.19%; 稳定型湖泊 10 个, 合计面积 296.62km², 分别占 32.26%, 35.33%; 萎缩型湖泊 13 个, 合计面积 244.61km², 分别占 41.93%, 29.13%; 扩张型湖泊 7 个, 合计面积 296.86km², 分别占 22.58%, 35.35%。小区萎缩型湖泊合计减少面积 18.24km², 扩张型湖泊合计增加面积 20.17km², 两者相抵, 湖泊面积净增 1.93km²。24 年中小区天然湖泊合计增加面积 3.51km²。

小区湖泊萎缩率为 6.94%、扩张率为 7.29%。

小区范围内的 MSS 影像属旱季时相, ETM 影像时相为雨季时相, 两者时相季节相左, 少数天然湖泊面积增加叠加有季节性变化。小区各变迁类型湖泊分布比较均匀, 湖泊萎缩率和扩张率都不高、且数值相近, 表明在调查时段小区天然湖泊总体处相对稳定状态。

(2) 西昆仑山南坡拗陷盆地湖泊小区

共计天然湖泊 17 个, 其中新增湖泊 2 个 (朝勃湖 (0055), I45001 (0325)), 合计面积 10.19km², 分别占小区天然湖泊总数和总面积 (254.96km²) 的 11.76%, 4.00%; 稳定型湖泊 6 个, 合计面积 31.61km², 分别占 35.30%, 12.40%; 萎缩型湖泊 2 个, 合计面积 59.77km², 分别占 11.76%, 23.44%; 扩张型湖泊 7 个, 合计面积 153.39km², 分别占 41.18%, 60.16%。小区萎缩型湖泊合计减少面积 35.60km², 扩张型湖泊合计增加面积 29.96km², 两者相抵, 湖泊面积净减 5.64km²。24 年中小区天然湖泊合计增加面积 4.55km²。

小区湖泊萎缩率为 14.22%、扩张率为 24.27%。

小区天然湖泊分布地段的 MSS 影像属旱季时相, ETM 影像时相为雨季时相, 两者时相季节相左, 天然湖泊扩张率偏高, 叠加有季节性变化。小区天然湖泊在西南部相对集中, 且各变迁类型湖泊分布比较均匀, 表明在调查时段小区西南部天然湖泊处相对稳定状态, 东北部则处萎缩状态。

(3) 中昆仑山南坡拗陷盆地湖泊小区

共计天然湖泊 78 个, 其中新增湖泊 4 个 (J45006 (0053)、J45007 (0054)、J45009

(0064)、I45012 (0350)), 合计面积 6.79km^2 , 分别占小区天然湖泊总数和总面积 (1520.97km^2) 的 5.13%, 0.45%; 稳定型湖泊 13 个, 合计面积 24.79km^2 , 分别占 16.67%, 1.63%; 萎缩型湖泊 46 个, 合计面积 878.18km^2 , 分别占 58.97%, 57.74%; 扩张型湖泊 15 个, 合计面积 611.21km^2 , 分别占 19.23%, 40.18%。小区萎缩型湖泊合计减少面积 158.11km^2 , 扩张型湖泊合计增加面积 89.13km^2 , 两者相抵, 湖泊面积净减 68.98km^2 。24 年中小区天然湖泊合计减少面积 62.19km^2 。

小区湖泊萎缩率为 15.26%、扩张率为 17.07%。

小区大体以东经 90° 为界, 西段的 MSS 影像属旱季时相, ETM 影像时相为雨季时相, 两者时相季节相左, 少数天然湖泊面积增加叠加有季节性变化。东段 MSS 影像与 ETM 影像时相季节相同, 都属旱季时相, 天然湖泊面积变化属正常阶段变迁。

小区大多数天然湖泊属萎缩型、稳定型湖泊, 东段中型湖泊竹马湖、可可西里湖的扩张率都在 3% 以下, 表明在调查时段小区西段天然湖泊总体处萎缩状态, 东段天然湖泊则处扩张状态。

(4) 可可西里山南坡断陷盆地湖泊小区

共计天然湖泊 76 个, 其中新增湖泊 5 个 (I45003 (0332)、I45020 (0386)、喜鹊湖 (0411)、I45028 (0420)、I45041 (0440)), 合计面积 19.47km^2 , 分别占小区天然湖泊总数和总面积 (1647.62km^2) 的 6.58%, 1.18%; 稳定型湖泊 36 个, 合计面积 195.59km^2 , 分别占 47.37%, 11.87%; 萎缩型湖泊 22 个, 合计面积 1035.24km^2 , 分别占 28.95%, 62.83%; 扩张型湖泊 13 个, 合计面积 397.32km^2 , 分别占 17.10%, 24.12%。小区萎缩型湖泊合计减少面积 174.70km^2 , 扩张型湖泊合计增加面积 105.55km^2 , 两者相抵, 湖泊面积净减 69.15km^2 。24 年中小区天然湖泊合计减少面积 49.68km^2 。

小区湖泊萎缩率为 14.44%、扩张率为 36.18%。

小区大体以东经 90° 为界, 西段的 MSS 影像属旱季时相, ETM 影像时相为雨季时相, 两者时相季节相左, 少数天然湖泊面积增加叠加有季节性变化。东段 MSS 影像与 ETM 影像时相季节相同, 都属旱季时相, 天然湖泊面积变化属正常阶段变迁。

小区大部分天然湖泊属稳定型、萎缩型湖泊, 中型湖泊都呈萎缩状态; 扩张型湖泊多分布在小区西段, 都属小型湖泊, 扩张率偏高。从总体看, 小区天然湖泊在调查时段处萎缩状态。

(5) 喀喇昆仑山北坡断陷盆地湖泊小区

共计天然湖泊 14 个, 其中稳定型湖泊 6 个, 合计面积 246.00km^2 , 分别占小区天然湖泊总数和总面积 (418.36km^2) 的 42.86%, 58.80%; 扩张型湖泊 8 个, 合计面积 172.36km^2 , 分别占 57.14%, 41.20%。小区扩张型湖泊合计增加面积 70.69km^2 。24 年中小区天然湖泊合计减少面积 70.69km^2 。

小区湖泊扩张率为 69.53%, 是羌塘湖泊分区乃至工作区湖泊扩张率最高的地段。

小区范围内的 MSS 影像属旱季时相, ETM 影像时相为雨季时相, 两者时相季节相左。由于小区扩张型湖泊都属小型湖泊, 又叠加有季节性变化, 所以湖泊扩张率很高。

小区大体以松木希错为界, 西北部以扩张型湖泊为主, 东南部以稳定型湖泊为主。这表明小区西北部天然湖总体呈扩张状态, 东南部天然湖泊总体呈稳定状态。

(6) 羌塘盆地中西部断陷盆地湖泊小区

共计天然湖泊 65 个, 其中新增湖泊 6 个 (I44048 (0283)、I44050 (0285)、布木错 (0286)、I44054 (0302)、I44055 (0311)、查嘎玛里错 (0312)), 合计面积 54.64km², 分别占小区天然湖泊总数和总面积 (1426.16km²) 的 9.23%, 3.83%; 稳定型湖泊 24 个, 合计面积 706.04km², 分别占 36.92%, 49.51%; 萎缩型湖泊 25 个, 合计面积 460.87km², 分别占 38.46%, 32.31%; 扩张型湖泊 10 个, 合计面积 204.61km², 分别占 15.39%, 14.35%。小区萎缩型湖泊合计减少面积 177.28km², 扩张型湖泊合计增加面积 22.02km², 两者相抵, 湖泊面积净减 155.26km²。24 年中小区天然湖泊合计减少面积 100.62km²。

小区湖泊萎缩率为 27.78%、扩张率为 12.06%。

小区大体以东经 82°30' 为界, 东部的 MSS 影像与 ETM 影像时相季节相同, 都属旱季时相, 区内天然湖泊面积变化属正常阶段变迁; 西部的 MSS 影像与 ETM 影像时相季节相左, MSS 影像为旱季时相, ETM 影像为雨季时相, 部分湖泊面积增加叠加有季节性变化。

小区天然湖泊大多数属萎缩型、稳定型湖泊, 湖泊萎缩率较高; 扩张型湖泊都属小型湖泊, 湖泊扩张率不高。可见, 小区在调查阶段天然湖泊总体处萎缩状态。

(7) 羌塘盆地中东部断陷盆地湖泊小区

共计天然湖泊 157 个, 其中新增湖泊 5 个 (玉环湖 (0226)、I45051 (0468)、I45053 (0470)、扎木错玛琼 (0593)、达杂迪扎错 (0596)), 合计面积 41.58km², 分别占小区天然湖泊总数和总面积 (4575.64km²) 的 3.19%, 0.91%; 稳定型湖泊 63 个, 合计面积 806.25km², 分别占 40.13%, 17.62%; 萎缩型湖泊 51 个, 合计面积 1802.78km², 分别占 32.48%, 39.40%; 扩张型湖泊 38 个, 合计面积 1925.03km², 分别占 24.20%, 42.07%。小区萎缩型湖泊合计减少面积 235.42km², 扩张型湖泊合计增加面积 214.49km², 两者相抵, 湖泊面积净减 20.93km²。24 年中小区天然湖泊合计增加面积 20.65km²。

小区湖泊萎缩率为 11.55%、扩张率为 12.54%。

小区除东北部乌兰乌拉湖外, 其他天然湖泊分布区的 MSS 影像都为旱季时相, ETM 影像均为雨季时相, 两者时相季节相左, 部分天然湖泊面积增加多般叠加有季节性变化。

在小区面积 > 10km² 的 75 个天然湖泊中, 稳定型湖泊 21 个, 萎缩型湖 28 个, 扩张型湖泊 26 个。各变迁类型湖泊不但数量相近、分布比较均匀, 而且湖泊萎缩率、扩张率相似。这表明在调查时段小区天然湖泊总体处相对稳定状态。

(8) 班公错 - 色林错断陷盆地湖泊小区

共计天然湖泊 170 个, 其中新增湖泊 8 个 (I44047 (0281)、查尔康错 (0316)、I45094 (0608)、I45098 (0631)、I45100 (0633)、夏穷错 (0933)、错敌错 (0934)、H45024 (0962)), 合计面积 25.23km², 分别占小区天然湖泊总数和总面积 (7356.99km²) 的 4.71%, 0.34%; 稳定型湖泊 60 个, 合计面积 969.79km², 分别占 35.29%, 13.19%; 萎缩型湖泊 59 个, 合计面积 2510.24km², 分别占 34.71%, 34.12%; 扩张型湖泊 43 个, 合计面积 3851.73km², 分别占 25.29%, 52.35%。小区萎缩型湖泊合计减少面积 220.77km², 扩张型湖泊合计增加面积 322.97km², 两者相抵, 湖泊面积净增 102.20km²。24 年中小区天然湖泊合计增加面积 127.43km²。

小区湖泊萎缩率为 8.08%、扩张率为 9.15%。

小区扩张型湖泊主要分布在班公错、仓木错、色林错、蓬错及其周边地段。班公错、仓木错、色林错地段的 MSS 影像都为旱季时相, ETM 影像均为雨季时相, 两者时相季节相左, 湖泊面积增加多般叠加有季节性变化。蓬错地段的 MSS 影像与 ETM 影像时相季节相同, 都属旱季时相, 湖泊面积变化属正常阶段变迁。

小区西段(班公错水系)、东段(色林错水系及其以东地区)天然湖泊大多数为扩张型、稳定型湖泊, 萎缩型湖泊多分布河流河道上; 中段天然湖泊则以萎缩型、稳定型为主。可见, 在调查时段小区中段天然湖泊总体处萎缩状态, 西段、东段天然湖泊总体处扩张状态。

(9) 冈底斯山北坡坳陷盆地湖泊小区

共计天然湖泊 74 个, 其中稳定型湖泊 42 个, 合计面积 1158.33km^2 , 分别占小区天然湖泊总数和总面积 (5140.82km^2) 的 56.76%, 22.53%; 萎缩型湖泊 29 个, 合计面积 3715.47km^2 , 分别占 39.19%, 72.27%; 扩张型湖泊 3 个, 合计面积 267.02km^2 , 分别占 4.05%, 5.20%。小区萎缩型湖泊合计减少面积 139.55km^2 , 扩张型湖泊合计增加面积 39.33km^2 , 两者相抵, 湖泊面积净减 100.22km^2 。24 年中小区天然湖泊合计减少面积 100.22km^2 。

小区湖泊萎缩率为 3.62%、扩张率为 17.27%。

小区时相季节相左与时相季节相同的 MSS 影像、ETM 影像大体相间排列, 扩张型湖泊多分布在时相季节相左的区间中, 湖泊面积增加多般叠加有季节性变化; 稳定型、萎缩型湖泊多分布在时相季节相同的区间中, 湖泊面积变化属正常阶段变迁。

小区天然湖泊绝大多数为稳定型、萎缩型湖泊, 合计面积占小区湖泊总面积的 94.81%, 表明在调查时段小区天然湖泊总体处萎缩状态。

(10) 念青唐古拉山西北坡坳陷盆地湖泊小区

共计天然湖泊 11 个, 其中新增天然湖泊 1 个 (H45022 (0955)), 面积 7.34km^2 , 分别占小区天然湖泊总数和总面积 (2274.88km^2) 的 9.09%, 0.32%; 稳定型湖泊 5 个, 合计面积 145.58km^2 , 分别占 45.46%, 6.40%; 萎缩型湖泊 1 个, 面积 2.35km^2 , 分别占 9.09%, 0.10%; 扩张型湖泊 4 个, 合计面积 2119.61km^2 , 分别占 36.36%, 93.18%。小区萎缩型湖泊合计减少面积 0.06km^2 , 扩张型湖泊合计增加面积 33.57km^2 , 两者相抵, 湖泊面积净增 33.51km^2 。24 年中小区天然湖泊合计增加面积 40.85km^2 。

小区湖泊萎缩率为 2.49%、扩张率为 1.61%。

小区范围内 MSS 影像与 ETM 影像时相季节相同, 都属旱季时相, 湖泊面积变化属正常阶段变迁。

小区绝大多数天然湖泊为扩张型、稳定型湖泊, 合计面积占小区湖泊总面积的 99.90%。可见, 在调查时段小区天然湖泊处扩张状态。

4. 黄河流域湖泊分区

分区天然湖泊共计 43 个, 在调查时段天然湖泊数量没有增减。其中, 稳定型湖泊 27 个, 合计面积 802.34km^2 , 分别占分区天然湖泊总数和总面积 (1455.13km^2) 的 62.79%, 55.14%; 萎缩型湖泊 14 个, 合计面积 624.73km^2 , 分别占 32.56%, 42.93%; 扩张型湖泊 2 个, 合计面积 28.06km^2 , 分别占 4.65%, 1.93%。分区萎缩型湖泊合计减

少面积 23.63km^2 ，扩张型湖泊合计增加面积 1.77km^2 ，两者相抵，湖泊面积净减 21.86km^2 。24 年中分区天然湖泊合计减少面积 21.86km^2 。

分区湖泊萎缩率为 3.64%、扩张率为 6.73%。

分区天然湖泊主要分布在黄河河源地区，共计天然湖泊 34 个，合计面积 1428.54km^2 ，分别占分区湖泊总数和总面积的 79.07%，98.17%。其中，稳定型湖泊 22 个，合计面积 790.51km^2 ，分别占地区天然湖泊总数和总面积的 64.71%，55.34%；萎缩型湖泊 10 个，合计面积 609.97km^2 ，分别占 29.41%，42.70%；扩张型湖泊 2 个，合计面积 28.06km^2 ，分别占 5.88%，1.96%。分区萎缩型湖泊合计减少面积 16.31km^2 ，扩张型湖泊合计增加面积 1.77km^2 ，两者相抵，湖泊面积净减 14.54km^2 。24 年中分区天然湖泊合计减少面积 14.54km^2 。

黄河河源地区湖泊萎缩率为 2.60%、扩张率为 6.73%。

黄河河源地区的 MSS 影像都为旱季时相，ETM 影像均为雨季时相，两者时相季节相反，湖泊面积变化多叠加有季节性变化。区内绝大多数天然湖泊为稳定型、萎缩型湖泊，合计面积占地区湖泊总面积的 98.04%。可见，在调查时段黄河河源地区天然湖泊正处萎缩状态。

5. 三江流域湖泊分区

20 世纪 70 年代中期分区天然湖泊有 106 个，90 年代末期为 107 个，新增湖泊 1 个 (I47015 (0791))，面积 1.10km^2 ，分别占分区天然湖泊总数和总面积 (1768.61km^2) 的 0.06%，0.93%。在先存的 106 个天然湖泊中，稳定型湖泊 76 个，合计面积 778.92km^2 ，分别占 71.03%，44.04%；萎缩型湖泊 24 个，合计面积 891.51km^2 ，分别占 22.43%，50.41%；扩张型湖泊 6 个，合计面积 97.08km^2 ，分别占 5.94%，5.61%。分区萎缩型湖泊合计减少面积 131.69km^2 ，扩张型湖泊合计增加面积 16.14km^2 ，两者相抵，湖泊面积净减 115.55km^2 。24 年中分区天然湖泊合计减少面积 114.45km^2 。

分区湖泊萎缩率为 12.87%、扩张率为 19.94%。

分区 3 个天然湖泊集中分布地区的变迁状况各不相同，“三江源”地区处萎缩状态，长江流域沙鲁里山地区处相对稳定状态，澜沧江流域漾濞江上游地区则处扩张状态。

(1) “三江源”地区

共计天然湖泊 69 个，其中稳定型湖泊 45 个，合计面积 674.69km^2 ，分别占分区天然湖泊总数和总面积 (1566.20km^2) 的 65.22%，43.08%；萎缩型湖泊 24 个，合计面积 891.51km^2 ，分别占 34.78%，56.92%。24 年中分区天然湖泊合计减少面积 131.65km^2 。分区天然湖泊萎缩率为 12.87%。

“三江源”地区除东北部外，大部分地段的 MSS 影像与 ETM 影像时相季节相同，都为旱季时相，湖泊面积变化属正常阶段变迁。区内天然湖泊都为萎缩型、稳定型湖泊，表明在调查时段“三江源”地区天然湖泊正处萎缩状态。

(2) 沙鲁里山地区

共计天然湖泊 14 个，合计面积 29.30km^2 ，分别占分区湖泊总数和总面积 (1768.61km^2) 的 13.08%，1.66%。区内天然湖泊都属稳定型湖泊。

沙鲁里山地区的 MSS 影像与 ETM 影像时相季节相同，都为旱季时相。可见，在调查时段该地区天然湖泊处相对稳定状态。

(3) 漾濞江上游地区

共计天然湖泊 3 个, 合计面积 17.99km^2 , 分别占分区湖泊总数和总面积 (1768.61km^2) 的 2.80%, 1.02%。区内天然湖泊均为扩张型湖泊, 在调查时段区内天然湖泊面积合计增加 7.67km^2 , 湖泊扩张率为 74.32%。

漾濞江上游地区的 MSS 影像与 ETM 影像时相季节相同, 都为旱季时相。可见, 在调查时段该地区天然湖泊正处扩张状态。

6. 藏南谷地湖泊分区

20 世纪 70 年代中期分区天然湖泊有 124 个, 90 年代末期为 126 个, 新增湖泊 2 个 (H44009 (0845)、H45041 (1005)), 合计面积 2.37km^2 , 分别占分区天然湖泊总数和总面积 (2836.21km^2) 的 1.59%, 0.08%。在先存的 124 个天然湖泊中, 稳定型湖泊 87 个, 合计面积 836.99km^2 , 分别占 69.05%, 29.51%; 萎缩型湖泊 14 个, 合计面积 1263.30km^2 , 分别占 11.11%, 44.55%; 扩张型湖泊 23 个, 合计面积 733.55km^2 , 分别占 18.25%, 25.86%。分区萎缩型湖泊合计减少面积 32.71km^2 , 扩张型湖泊合计增加面积 138.98km^2 , 两者相抵, 湖泊面积净增 106.27km^2 。24 年中分区天然湖泊合计增加面积 108.64km^2 。

分区湖泊萎缩率为 2.52%、扩张率为 23.37%。

分区 5 个天然湖泊集中分布地区的湖泊变迁状况差异明显, “三河源”地区、吉隆-定结-嘎拉断陷盆地西段和多雄藏布谷地天然湖泊处萎缩状态; 羊卓雍错断陷盆地、吉隆-定结-嘎拉断陷盆地中东段天然湖泊处扩张状态; 易贡藏布-尼洋曲谷地天然湖泊处相对稳定状态。

(1) “三河源”地区

共计天然湖泊 32 个, 其中新增湖泊 1 个, 面积 1.23km^2 , 分别占地区天然湖泊总数和总面积 (912.16km^2) 的 3.13%, 0.13%; 稳定型湖泊 20 个, 合计面积 562.45km^2 , 分别占 62.50%, 61.66%; 萎缩型湖泊 6 个, 合计面积 334.28km^2 , 分别占 18.75%, 36.65%; 扩张型湖泊 5 个, 合计面积 14.20km^2 , 分别占 15.62%, 1.56%。地区萎缩型湖泊合计减少面积 14.26km^2 , 扩张型湖泊合计增加面积 4.30km^2 , 两者相抵, 湖泊面积净减 9.96km^2 。24 年中地区天然湖泊合计减少面积 8.73km^2 。地区天然湖泊萎缩率为 4.09%、扩张率为 43.43%。

“三河源”地区的 MSS 影像与 ETM 影像时相季节相同, 都为旱季时相, 湖泊面积变化属正常阶段变迁。区内大多数天然湖泊为稳定型、萎缩型湖泊, 合计面积占地区湖泊总面积的 98.31%, 表明在调查时段“三河源”地区天然湖泊正处萎缩状态。

(2) 吉隆-定结-嘎拉断陷盆地

共计天然湖泊 28 个, 其中新增湖泊 1 个, 面积 1.14km^2 , 分别占盆地天然湖泊总数和总面积 (602.01km^2) 的 3.57%, 0.19%; 稳定型湖泊 13 个, 合计面积 34.09km^2 , 分别占 46.43%, 5.66%; 萎缩型湖泊 2 个, 合计面积 287.75km^2 , 分别占 7.14%, 47.80%; 扩张型湖泊 12 个, 合计面积 279.03km^2 , 分别占 42.86%, 46.35%。盆地萎缩型湖泊合计减少面积 8.16km^2 , 扩张型湖泊合计增加面积 72.65km^2 , 两者相抵, 湖泊面积净增 64.49km^2 。24 年中盆地天然湖泊合计增加面积 65.63km^2 。盆地天然湖泊萎缩率为 2.76%、扩张率为 35.20%。

吉隆盆地的 MSS 影像为旱季时相, ETM 影像为雨季时相, 两者时相季节相左, 湖泊面积变化多叠加有季节性变化。盆地内天然湖泊绝大多数为稳定型、萎缩型湖泊, 合计面积 (309.23km^2) 占盆地湖泊总面积 (337.39km^2) 的 91.65%, 表明在调查时段吉隆盆地天然湖泊处萎缩状态。

定结盆地、嘎拉盆地的 MSS 影像与 ETM 影像时相季节相同, 都为旱季时相, 湖泊面积变化属正常阶段变迁。盆地内天然湖泊大多数为扩张型湖泊, 少数为稳定型湖泊, 表明在调查时段定结、嘎拉盆地天然湖泊处扩张状态。

(3) 羊卓雍错断陷盆地

共计天然湖泊 10 个, 其中稳定型湖泊 5 个, 合计面积 47.48km^2 , 分别占盆地天然湖泊总数和总面积 (1081.99km^2) 的 50.00%, 4.39%; 萎缩型湖泊 1 个, 面积 599.69km^2 , 分别占 10.00%, 55.42%; 扩张型湖泊 4 个, 合计面积 434.82km^2 , 分别占 40.00%, 40.19%。盆地萎缩型湖泊合计减少面积 1.46km^2 , 扩张型湖泊合计增加面积 59.41km^2 , 两者相抵, 湖泊面积净增 57.95km^2 。24 年中盆地天然湖泊合计增加面积 57.95km^2 。盆地天然湖泊萎缩率为 0.24%、扩张率为 15.83%。

羊卓雍错地区的 MSS 影像与 ETM 影像时相季节相同, 都为旱季时相, 湖泊面积变化属正常阶段变迁。普莫雍错、哲古错地区的 MSS 影像为旱季时相, ETM 影像为雨季时相, 两者时相季节相左, 湖泊面积变化多叠加有季节性变化。盆地内天然湖泊绝大多数为稳定型、扩张型湖泊, 萎缩型湖泊仅羊卓雍错 1 个。由于羊卓雍错萎缩率很低, 因此在调查时段羊卓雍错盆地天然湖泊总体应处扩张状态。

(4) 多雄藏布谷地

共计天然湖泊 11 个, 其中稳定型湖泊 6 个, 合计面积 42.14km^2 , 分别占谷地天然湖泊总数和总面积 (85.62km^2) 的 54.55%, 49.22%; 萎缩型湖泊 4 个, 合计面积 40.10km^2 , 分别占 36.36%, 46.83%; 扩张型湖泊 1 个, 面积 3.38km^2 , 分别占 9.09%, 3.95%。谷地萎缩型湖泊合计减少面积 7.50km^2 , 扩张型湖泊合计增加面积 2.13km^2 , 两者相抵, 湖泊面积净减 5.37km^2 。24 年中谷地天然湖泊合计减少面积 5.37km^2 。谷地天然湖泊萎缩率为 15.76%、扩张率为 170.40%。

多雄藏布谷地的 MSS 影像为旱季时相, ETM 影像为雨季时相, 两者时相季节相左, 湖泊面积变化多叠加有季节性变化。谷地内天然湖泊绝大多数为稳定型、萎缩型湖泊, 合计面积占谷地湖泊总面积的 96.15%。可见, 在调查时段多雄藏布谷地天然湖泊正处萎缩状态。

(5) 易贡藏布-尼洋曲谷地

共计天然湖泊 29 个, 其中稳定型湖泊 28 个, 合计面积 108.87km^2 , 分别占谷地天然湖泊总数和总面积 (110.99km^2) 的 96.55%, 98.09%; 扩张型湖泊 1 个, 面积 2.12km^2 , 分别占 3.45%, 1.91%。谷地扩张型湖泊合计增加面积 0.49km^2 。24 年中谷地天然湖泊合计增加面积 0.49km^2 。谷地天然湖泊扩张率为 30.06%。

易贡藏布谷地、尼洋曲谷地的 MSS 影像与 ETM 影像时相季节相同, 都为旱季时相, 湖泊面积变化属正常阶段变迁。帕隆藏布谷地的 MSS 影像为旱季时相, ETM 影像为雨季时相, 两者时相季节相左, 湖泊面积变化多叠加有季节性变化。谷地内绝大多数天然湖泊为稳定型湖泊, 合计面积占谷地湖泊总面积的 98.09%, 表明在调查时段易贡藏布-尼洋

曲谷地天然湖泊处相对稳定状态。

第三节 河流、湖泊变迁的主要影响因素

青藏高原河流、湖泊是高原隆升的产物，河流、湖泊的变迁与高原隆升息息相关。本节重点探讨高原隆升引起的气候、冰雪的变化对河流、湖泊变迁的影响。

一、气候变化

青藏高原隆升奠定了我国三级阶梯的大地貌框架，形成了三大自然区基本格局，对当今我国及东亚气候变化有着深刻的影响。气温变化、降水变化是气候变化的两个重要指数。20 世纪后半叶，青藏高原气候变化的总趋势是：气温普遍呈上升趋势；高原西部、南部和中部年降水量普遍增加，高原东部和青海年降水量则普遍减少；高原冬、春季降水呈增加趋势，汛期降水则呈微弱增加趋势。

1. 气温变化

平均气温以 $0.21 \sim 0.42^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 的速度增加；最高、最低气温普遍升高，尤其是最低气温升高更为明显，其增加速率为最高气温的 $1 \sim 3$ 倍；气温日较差显著减小，幅度为 $-0.08 \sim 0.51^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ （马晓波、李栋梁，2003）。20 世纪 80 年代以来青藏高原冬春升温更为强烈，汛期以青海升温最强烈，西藏河谷地带则反呈微弱降温趋势。青藏高原主要山脉对高原气候变化具有十分明显的影响，其南北及东西存在一定的差异。如西藏西部气温升高速率明显高于东部。

2. 降水变化

青藏高原降水变化具有很强的区域特点和季节特点。20 世纪 60 年代以来，青海冬、春季降水和西藏汛期降水存在相同的相位变化，即 60 年代降水偏多，1967 年是由多到少的转折点；70~80 年代初降水偏少，1985 年是由少到多的转折点；80 年代中期至 90 年代降水偏多。青海汛期降水和西藏汛期降水存在反向的相位变化，但转折点滞后 4~5 年，即青海汛期降水 60 年代偏少，1971 年是由多到少的转折点；70~80 年代降水偏多，1990 年是由多到少的转折点；90 年代降水偏少。西藏冬、春季降水则呈现独特的变化，即 60~70 年代初降水偏少，1976 年是由多到少的转折点；70 年代中期至 90 年代降水偏多（韦志刚、黄荣辉等，2003）。

3. 气候变化

高原气候变化对河流、湖泊变迁的影响包括直接影响和间接影响两个方面。

(1) 直接影响

一是指气温升高导致地表蒸发量增大，促使半干旱、干旱、极干旱气候区天然湖泊逐渐萎缩；二是指年降水量增加或减少直接影响以降水、地下水和地表径流为补给的天然湖泊的萎缩或扩张程度。如柴达木—青海湖盆地湖泊分区、黄河流域湖泊分区的黄河上游地区、三江流域湖泊分区的“三江源”地区在调查时段由于气温升高、降水减少，大部分天然湖泊呈萎缩状态；班公错—色林错断陷盆地湖泊小区东段在调查时段虽然气温升高，

但降水明显增加, 因此大多数湖泊呈扩张状态。

(2) 间接影响

一是指气温升高促使冰雪融化, 导致部分源区冰雪覆盖面积较大的河流径流量增大, 从而保证其汇水至天然湖泊有充足的补给; 二是指冬、春季降水的增加或减少关系到河流源区冰雪覆盖面积、冰雪储量的增加或减少, 进而影响河流、湖泊的变迁。

二、冰雪变化

青藏高原冰雪是高原隆升和全球气候变化的产物, 高原冰雪变化对生态环境有重要的反馈影响。高原冰雪变化包括冰川变化, 气候雪线变化两个方面。20 世纪后半叶, 青藏高原冰雪变化的总趋势是: 大多数冰川逐渐退缩或消失, 气候雪线逐步抬升。

1. 冰川变化

青藏高原在我国境内发育有现代冰川 32785 条, 冰川面积为 44851.82km^2 , 冰储量达 4100.2738km^3 , 分别占我国冰川总条数 (42109 条)、冰川总面积 (54341.00km^2) 和冰总储量 (5127.4338km^3) 的 77.85%、82.50% 和 79.96% (秦大河等, 2005), 主要分布在昆仑山、喀喇昆仑山、喜马拉雅山、唐古拉山、念青唐古拉山、冈底斯山、帕米尔、横断山、羌塘高原及祁连山等高原山区。

区域冰川变化和典型冰川研究结果表明: 自 20 世纪 60~70 年代以来, 我国西部各山区约 80.8% 的冰川处于退缩或消失状态, 19.2% 的冰川呈前进状态 (秦大河等, 2005), 冰川面积缩小了 3790km^2 (姚檀栋等, 2003)。其中以祁连山、阿尼玛卿山、珠峰北坡等边缘山地退缩冰川所占比例最大, 格拉丹冬、普若岗日的冰川变化最小。中国西部山区部分流域冰川末端变化状况统计见表 5-7。

表 5-7 中国西部山区部分流域冰川末端变化状况统计

Tab. 5-7 Glacier tail changing statistics in some west mountain area of China

山区名称	总数/条	退缩数/条	年均退缩 ($\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$)	消失数/条	前进数/条	年均前进 ($\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$)	年代
祁连山	257	230	-7.4	17	10	2.7	1956~2000
西昆仑山北坡	37	30	-1.7		7	1.1	1970~2001
慕士塔格—公格尔山	153	117			36		1963~2001
喀喇昆仑山	14	6	-3.2		8	2.5	1968~2002
阿尼玛卿山	55	51	-11.5		4	6.4	1966~2000
格拉丹冬	44	38	-7.8		6	14.9	1969~2000
普若岗日	10	7	-12.1		3	8.0	1974~2001
藏东南岗日嘎布山	74	42	-13.8		32	19.9	1980~2001
珠峰北坡	22	22	-5.8				1974~2002
合计	666	543		17	106		

(据秦大河, 2005, 经修编)

第六章 重点湖泊现状遥感调查与变迁分析

青藏高原地域辽阔,自然地理环境区域分异明显,区内河流、湖泊呈现出显著的区域性差异。本项研究在河流、湖泊全面调查的基础上,选择特大型、大型湖泊作为重点区进行深入调查与分析。现以王苏民等主编的《中国湖泊志》为背景资料,叙述青海湖、纳木错、色林错等3个特大型湖泊,扎日南木错、当惹雍错、羊卓雍错、阿牙克库木湖、班公错、哈拉湖、鄂陵湖、扎陵湖、赤布张错、乌兰乌拉湖、昂拉仁错等11个大型湖泊的现状调查与变迁分析成果。

第一节 青海湖

青海湖的地理坐标为: $N36^{\circ}32' \sim 37^{\circ}15'$, $E99^{\circ}36' \sim 100^{\circ}47'$ 。

湖泊编号: 0157, 位于青海湖盆地湖泊小区, 跨 J47c003003 (刚察县)、J47c004003 (茶卡镇) 和 J47c004004 (西宁市) 3 个图幅。行政区划隶属青海海晏县、刚察县和共和县。青海湖是中国第一大微咸水湖, 成因类型为构造湖。

1. 概况

青海湖似梨形, 长轴呈北西 - 南东向延伸。1981 年实测水位 3193.92m, 长 109.00km, 最大宽 67.00km, 平均宽 39.80km, 面积 4340.0km², 较 1961 年中国科学院兰州地质研究所等单位所测的湖泊形态面积减少了 295.0km²。最大水深 27.0m, 平均水深 17.9m, 蓄水量 $778.0 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。湖中有沙岛、海心山、鸟岛、海西山和三块石等 5 个岛屿, 沙岛最大, 面积近 10km²; 次为海心山, 面积 0.94km²。

2. 现状调查

ETM 遥感数据时相大部分 (133-34 景、133-35 景) 为 2000 年 4 月 20 日, 东南部 (132-35 景) 为 1999 年 8 月 1 日 (图 6-1 左)。在 ETM 影像图上, 湖中海心山影像清晰, 沙岛已演变成半岛; 鸟岛等岛屿因影像空间分辨率低而没有显示。青海湖 ETM 影像面积为 4238.08km²。

3. 变迁分析

MSS 遥感数据时相 143-34 景为 1976 年 12 月 30 日, 143-35 景为 1977 年 2 月 22 日 (图 6-1 右)。在调查时段, 湖泊西部基本没有变化, 东南部变化较大 (图 6-2)。主要是图中椭圆 II 部位湖面往西北方向退缩, 椭圆 I 部位湖面急剧萎缩并解体。其西部沙岛半岛继续扩展, 致使东邻湖湾解体为独立的湖泊; 东部沙质岛屿演变成岬湾, 并几乎将湖面“切断”。青海湖 MSS 影像面积为 4298.68km²。24 年中青海湖面积减少了 60.60km², 湖泊萎缩率为 1.41%。由于青海湖东南部的 MSS 影像为旱季时相, ETM 影像为雨季时相, 两者时相季节相左, 湖泊面积变化叠加有季节性变化, 所以青海湖东南部在调查时段的实

际萎缩程度较遥感调查结果更为强烈。



图 6-1 青海湖遥感影像
(左为 ETM 影像, 右为 MSS 影像)

Fig. 6-1 Remote sensing image of Qinghai lake

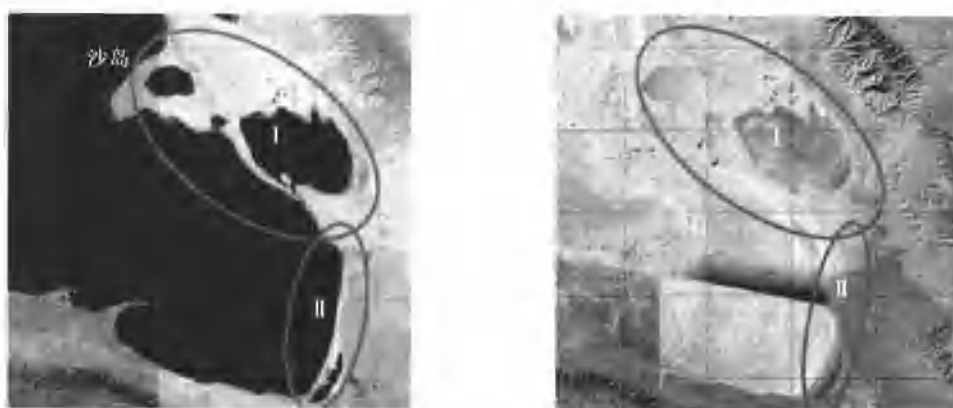


图 6-2 青海湖东部遥感影像
(左为 ETM 影像, 右为 MSS 影像)

Fig. 6-2 Remote sensing image of east Qinghai lake

青海湖湖区属高寒半干旱气候, 多年平均降水量为 336.6mm, 5~9 月降水量占全年降水量的 85% 以上; 蒸发量为 950.0mm, 5~9 月蒸发量占全年蒸发量的 60% 以上。湖水主要依赖地表径流和湖面降水补给。入湖河流 40 多条, 以西岸入湖的一级内流水系艾日盖曲规模最大。据青海省水文总台站 1981 年资料, 青海湖年合计入湖总水量为 $17.67 \times 10^8 \text{ m}^3$, 年合计耗损总水量为 $41.59 \times 10^8 \text{ m}^3$, 收支相抵水量相差 $5.31 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。另据杨贵林等 1992 年资料, 青海湖水位 5 月开始上升, 8 月达到最高值, 尔后下降, 至 12 月达全年最低值。年内变幅 0.2~0.5m, 最大变幅 0.66m (1967 年), 最小变幅 0.23m (1966 年)。自 20 世纪 80 年代至本世纪初青海湖水位累计下降 2.96m, 平均每年下降 0.1m。可见, 自 20 世纪 70 年代至本世纪初青海湖一直处萎缩状态。

第二节 纳 木 错

纳木错的地理坐标为： $N30^{\circ}30' \sim 30^{\circ}56'$ ， $E90^{\circ}16' \sim 91^{\circ}03'$ 。

湖泊编号：1040，位于念青唐古拉山西北坡坳陷盆地湖泊小区，H46c002001（当雄县）幅。行政区划隶属西藏当雄县和班戈县。纳木错是世界上海拔最高的大型湖泊，湖水性质属重碳酸盐型钠组淡—微咸水，成因类型为构造湖。

1. 概况

纳木错近似楔形，长轴呈北东—南西向延伸，水位 4718.00m，长 78.60km，最大宽 50.00km，平均宽 24.90km，面积 1961.5km²。湖岸曲折，多半岛和岛屿。湖中岛屿 5 个，以朗多岛最大，面积 1.24km²，其余均不足 1km²。西侧湖底较平缓，离岸 1.6km 处水深 15.0m；西北侧离岸 3.5km 处水深 30.0m；朗多岛西北侧离岸 2.5km 处水深 29.0m，最大水深逾 55.0m；扎西多半岛北侧湖底很陡，离岸 1.0km 处水深 33.0m。

2. 现状调查

ETM 遥感数据（138—38 景）时相为 2001 年 2 月 5 日（图 6-3 左）。在 ETM 影像图上，湖中朗多岛、梯让木波多岛及湖心岛-1、湖心岛-2 影像清晰，根达多半岛已演变成岛屿。纳木错 ETM 影像面积为 1976.93km²。



图 6-3 纳木错遥感影像
(左为 ETM 影像、右为 MSS 影像)

Fig 6-3 Remote sensing image of Nam Co

3. 变迁分析

MSS 遥感数据（148—39 景）时相为 1976 年 12 月 17 日（图 6-3 右）。在调查时段，湖面普遍向外扩展，以西部、东北部最为明显（影像中椭圆部位）。在波曲河口、测曲河口，由于湖底平缓，所以向外扩展幅度最大；在雄曲河口，湖水不但侵吞了河道，而且淹没了根达多半岛大部，致使半岛演变成岛屿（图 6-4）；在扎西多半岛西侧，MSS 影像上的湖岸亦已沦为水下陡坎。随着湖面扩展，水位抬升，湖中各岛屿也有不同程度的减少（表 6-1）。湖泊东南部由于湖岸陡峻，所以变化不大。纳木错 MSS 面积为 1952.56km²，24 年中纳木错面积增大了 24.37km²，湖泊扩张率为 1.25%。



图 6-4 纳木错雄曲河口遥感影像
(左为 ETM 影像, 右为 MSS 影像)

Fig. 6-4 Remote sensing image of Xung Qu issue of Namu Co

表 6-1 纳木错湖中岛屿面积变迁
Tab. 6-1 Island area changes in Namu Co (km²)

遥感影像	朗多岛	梯让木波多岛	根达多岛	湖心岛-1	湖心岛-2
ETM 影像	1.100	0.094	0.136	0.377	0.205
MSS 影像	1.178	0.129	—	0.588	0.264
变迁面积	-0.078	-0.035	—	-0.211	-0.059

纳木错湖区属半湿润向半干旱过渡的气候, 大体以念青唐古拉山为界, 两侧气候差异较大。东南侧当雄地区多年平均气温为 1.3℃, 年降水量为 486.9mm; 西北侧班戈地区多年平均气温为 1.2℃, 年降水量为 301.2mm。湖水主要依赖地表径流和湖面降水补给。入湖河流主要有波曲、测曲、雄曲等二级内流水系和你亚曲等三级内流水系。其中, 从南东岸入湖的你亚曲等水系, 源于念青唐古拉山, 源区有大面积冰雪覆盖, 水源丰富。

总之, 在调查时段由于湖区气候变暖, 念青唐古拉山冰川大量消融, 入湖地表径流量明显增大, 纳木错处逐渐扩张状态。

第三节 色 林 错

色林错的地理坐标为: N31°34′~31°57′, E88°33′~89°21′。

湖泊编号: 0642, 位于班公错-色林错断陷盆地湖泊小区, 跨 I45c004004 (昂达尔错)、I45c001004 (多巴区) 2 个图幅。行政区划隶属西藏申扎县、班戈县和尼玛县。湖水性质属硫酸盐型钠组微咸水, 成因类型为构造湖。

1. 概况

色林错又名奇林错, 形状不规则, 长轴呈东西向延伸, 水位 4530.00m, 长 77.70 km, 最大宽 45.5km, 平均宽 20.95km, 面积 1628.0km²。由近岸至敞水区, 水深逐渐增加, 离岸 1.0km、1.2km、1.6km 处水深分别为 23.0m、28.0m、33.0m。色林错及散布在湖区周围的错鄂、格仁错、吴如错、班戈错、崩错等湖泊都是第四纪时期古色林错的组成

部分。在色林错集水域内众多河流与湖泊相互连通,构成一个封闭的内陆湖群。色林错滨湖地势开阔,水草茂盛,是藏北重要的畜牧业基地。

2. 现状调查

ETM 遥感数据 (139~38 景) 时相为 1999 年 9 月 19 日 (图 6-5 左)。在 ETM 影像图上,色林错湖岸曲折,多半岛、岬湾和湖汊;扎加藏布河口附近,湖中有数个大小不等的沙质岛屿;东南滨湖地带有几个长条状残留湖泊 (H45010、H45011);湖区周围分布有错鄂、H45104、H45105、H45008、H45009、H45012 等规模不等的湖泊。色林错 ETM 影像面积为 1798.56km^2 。

3. 变迁分析

MSS 遥感数据 (150~38 景) 时相为 1976 年 12 月 19 日 (图 6-5 右)。在调查时段,色林错湖面向四周大幅度扩展,尤其是扎加藏布河口地段更为显著 (参见图 5-4),湖面沿扎加藏布河道向北延伸了约 6km ,造成扎加藏布河口段约有 14.56km 被湖水吞噬。在图中椭圆 I 部位,岬湾被湖水浸没,几乎成湖中岛屿;在椭圆 V 部位,湖水漫过砂堤,致使砂堤演变成岬湾;在椭圆 VI 部位,色林错与 H45010 相向扩展,两者之间仅以古砂堤相隔。色林错 MSS 影像面积为 1658.04km^2 。23 年中色林错面积增加了 140.52km^2 ,湖泊扩张率为 8.48% 。由于色林错湖区的 MSS 影像为旱季时相,ETM 影像为雨季时相,两者时相季节相左,湖泊面积变化叠加有季节性变化,所以色林错在调查时段的实际扩张程度应不及遥感调查结果。

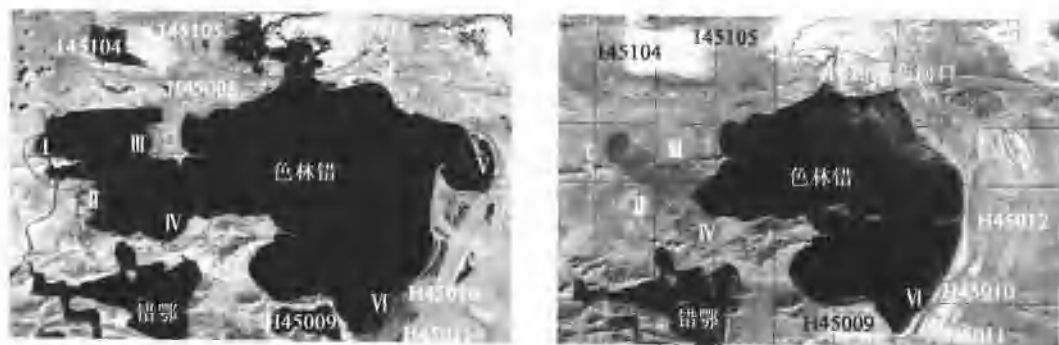


图 6-5 色林错遥感影像
(左为 ETM 影像,右为 MSS 影像)

Fig. 6-5 Remote sensing image of Siling Co

色林错湖区属羌塘高寒草原半干旱气候,多年平均降水量为 290.9mm ,6~9 月约占年降水量的 90% ;年蒸发量为 2167.1mm ,以 4~7 月蒸发量最大。湖水主要依赖地表径流补给,入湖的河流主要有扎加藏布、扎根藏布、波曲藏布和阿里藏布等一、二级内流水系。它们源于唐古拉山或冈底斯山,源区都有冰雪覆盖,水源丰富。

在调查时段,色林错及其周围内陆湖泊多数处扩张状态,部分位于河道上的外流湖处相对稳定状态,少数湖泊面积略有减少。这是由于湖区气候变暖,唐古拉山、冈底斯山冰川大量消融,入湖地表径流量明显增大所致。

第四节 扎日南木错

扎日南木错地理坐标为： $N30^{\circ}44' - 31^{\circ}05'$ ， $E85^{\circ}20' - 85^{\circ}54'$ 。

湖泊编号：0884，位于冈底斯山北坡坳陷盆地湖泊小区，跨 H45c001001（措勤县）、H45c001002（帮多区）、H45c002001（措勤区）、H45c002002（措麦区）4 个图幅。行政区划大部分隶属西藏措勤县，东南一隅属西藏昂仁县。湖水性质属硫酸盐型钠组微咸水，成因类型为构造湖。

1. 概况

扎日南木错又名塔热错，似长方形，长轴呈近东西向延伸，水位 4613.00m，长 54.30km，最大宽 26.20km，平均宽 18.36km，面积 996.9km²。湖东部有岛屿 1 个，岛上沉积有较厚的芒硝。滨湖有多条古湖岸砂堤分布，砂堤间有许多残留小湖点缀。

2. 现状调查

ETM 遥感数据（142-39 景）时相为 1999 年 10 月 10 日（图 6-6 左）。在 ETM 影像图上，扎日南木错湖岸曲折，多半岛、湖湾；湖东部岛屿、岬湾，以及湖泊南东侧达多错、达闭错、H45004、扯假错、H45005 等残留小湖影像清晰。扎日南木错 ETM 影像面积为 956.20km²。



图 6-6 扎日南木错遥感影像
(左为 ETM 影像，右为 MSS 影像)

Fig. 6-6 Remote sensing image of Zhari Namco

3. 变迁分析

MSS 遥感数据（152-38 景）时相为 1977 年 3 月 3 日（图 6-6 右）。在调查时段，扎日南木错西部措勤藏布河口附近湖面明显退缩（图中椭圆 I、II）；东北部湖中小岛由于湖面下降，与东邻岬湾连为一体（图中椭圆 IV）；东南侧诸残留小湖也逐渐远离扎日南木错。扎日南木错 MSS 影像面积为 978.79km²。22 年中扎日南木错面积减少了 22.59km²，湖泊萎缩率为 2.31%。由于扎日南木错湖区的 MSS 影像为旱季时相，ETM 影像为雨季时相，两者时相季节相左，湖泊面积变化叠加有季节性变化，所以扎日南木错在调查时段的实际萎缩程度较遥感调查结果更加强烈。

扎日南木错湖区属羌塘高寒草原半干旱气候，年降水约 250mm 左右。湖水主要依赖湖面降水和地表径流补给，入湖河流有措勤藏布、达龙藏布等内流水系。其中措勤藏布属

一级内流水系，源于冈底斯山，沿程有独日藏布、鲁玛蒋登曲、恰玖藏布、温多藏布和社拉曲等支流，源区有少量冰雪覆盖，水源欠缺。

在调查时段，由于湖区气候变暖、蒸发量增大、源区水源不足，所以扎日南木错处逐渐萎缩状态。

第五节 当惹雍错

当惹雍错的地理坐标为： $N30^{\circ}45' \sim 31^{\circ}22'$ ， $E86^{\circ}23' \sim 86^{\circ}49'$ 。

湖泊编号：0879，位于冈底斯山北坡坳陷盆地湖泊小区，跨 H45c001002（帮多区）、H45c002002（措麦区）2 个图幅。行政区划隶属西藏尼玛县。湖水性质属碳酸盐型微咸水，成因类型为构造湖。

1. 概况

当惹雍错又名唐古拉攸木错，似长靴状，长轴呈北东—西南向延伸，水位 4528.00m，长 71.70km，最大宽 19.40km，平均宽 11.65km，面积 835.3km²。第四纪时期，与当穹错属同一古大湖，后因气候变旱，大湖解体，遂成独立湖泊。

2. 现状调查

ETM 遥感数据时相（141—38 景、141—39 景）分别为 1993 年 10 月 12 日和 2000 年 10 月 5 日（图 6-7 左）。在 ETM 影像图上，当惹雍错影像清晰，东南岸较圆滑，西北岸

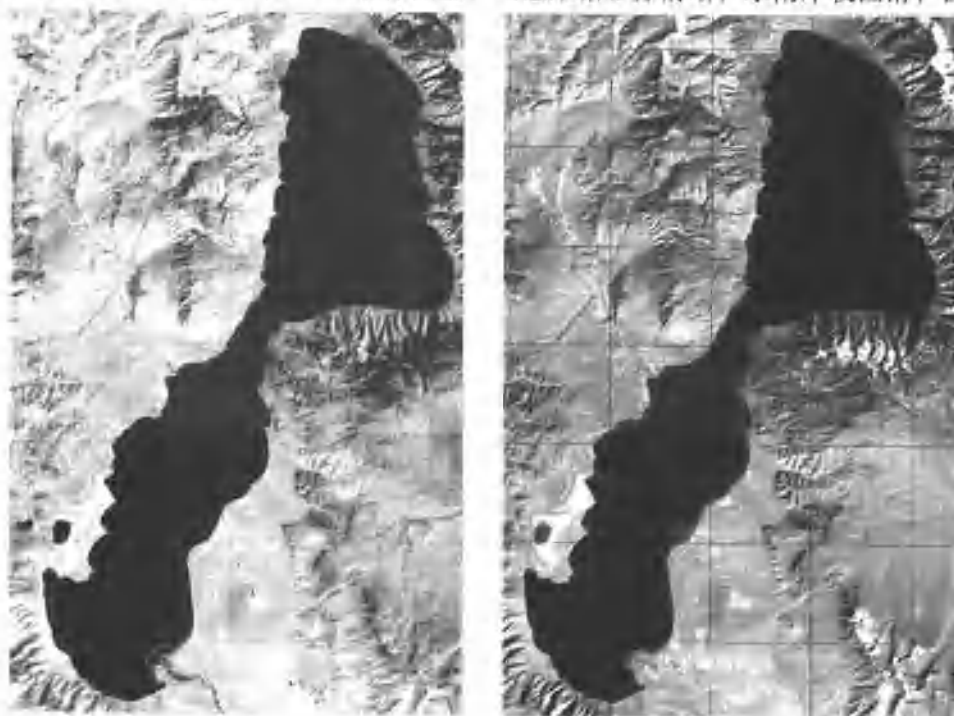


图 6-7 当惹雍错遥感影像
(左为 ETM 影像，右为 MSS 影像)

Fig. 6-7 Remote sensing image of Tangra Yumco

稍曲折,湖中无岛屿。当惹雍错 ETM 影像面积为 833.17km^2 。

3. 变迁分析

MSS 遥感数据时相 (151-38 景、152-39 景) 分别为 1976 年 12 月 2 日和 1977 年 3 月 3 日 (图 6-7 右)。在调查时段,当惹雍错湖面大部分没有变化,仅在东南部达果藏布河口处略有退缩。当惹雍错 MSS 影像面积为 836.52km^2 。以 2000 年计,当惹雍错面积减少了 3.35km^2 ,湖泊萎缩率为 0.40% 。由于当惹雍错湖区的 MSS 影像为旱季时相,ETM 影像为雨季时相,两者时相季节相左,湖泊面积变化叠加有季节性变化,加之 ETM141-38 景与 MSS151-38 景时相间隔较近,所以当惹雍错在调查时段的萎缩率偏低。

当惹雍错湖区属羌塘高寒草原半干旱气候。湖水主要依赖湖面降水和地表径流补给,入湖河流主要有达果藏布、卜寨藏布和麦弄曲等内流水系。其中达果藏布属一级内流水系,源于冈底斯山,源区有少量冰雪覆盖,水源欠缺。

在调查时段,由于湖区气候变暖、蒸发量增大、源区水源不足,所以当惹雍错处逐渐萎缩状态。

第六节 羊卓雍错

羊卓雍错的地理坐标为: $N28^{\circ}16' \sim 29^{\circ}11'$, $E90^{\circ}21' \sim 91^{\circ}05'$ 。

湖泊编号: 1072, 位于藏南湖泊分区, 跨 H46c003001 (拉萨市)、H46c004001 (洛扎县) 2 个图幅。行政区划隶属西藏浪卡子县。湖水性质属硫酸盐型微咸水, 成因类型为构造湖。

1. 概况

羊卓雍错呈枝杈状, 长轴北西-南东向延伸, 水位 4441.00m , 长 74.00km , 最大宽 33.00km , 平均宽 8.62km , 面积 638.0km^2 。水深 $20.0 \sim 40.0\text{m}$, 最大水深 59.0m , 蓄水量 $151 \times 10^8 \text{m}^3$ 。湖岸曲折, 多湖汊、岬湾; 湖中岛屿众多, 合计面积约 44.0km^2 , 最大的面积 16.8km^2 。羊卓雍错与周围的沉错、八纠错、哲古错和普莫雍错等, 组成藏南最大的内陆湖群。

2. 现状调查

ETM 遥感数据时相 (137-40 景、138-40 景) 分别为 1999 年 10 月 23 日和 2000 年 4 月 7 日 (图 6-8 左)。在 ETM 影像图上, 羊卓雍错部分地段因云彩覆盖, 湖岸界线不清楚; 空母错已从羊卓雍错中解体, 成独立湖泊, 两者之间有河道相连; 湖汊、岬湾及湖中岛屿影像清晰, 湖中岛屿合计面积 24.54km^2 , 最大面积 18.82km^2 。羊卓雍错 ETM 影像面积为 599.61km^2 , 空母错 ETM 影像面积为 39.52km^2 , 两者合计面积 639.13km^2 。

3. 变迁分析

MSS 遥感数据时相 (148-40 景) 为 1976 年 12 月 17 日 (图 6-8 右)。在调查时段, 羊卓雍错湖面大部分没有变化, 部分地段略有退缩。如图中椭圆 I, IV 处, 湖中小岛因湖水退缩, 与陆地相连而演变成半岛。图中 I 处东侧岬湾范围明显增大 (图 6-9); 椭圆 II, III, V 处湖面都有明显的退缩。羊卓雍错 MSS 影像面积为 601.15km^2 , 空母错 MSS 影像面积为 39.52km^2 , 两者合计面积 640.67km^2 。24 年中羊卓雍错面积减少了 1.46km^2 ,

湖泊萎缩率为0.24%。由于羊卓雍错湖区的MSS影像为旱季时相,ETM影像为雨季时相,两者时相季节相左,湖泊面积变化叠加有季节性变化,加之大部分湖岸十分陡峭,所以在调查时段羊卓雍错面积变化不明显。

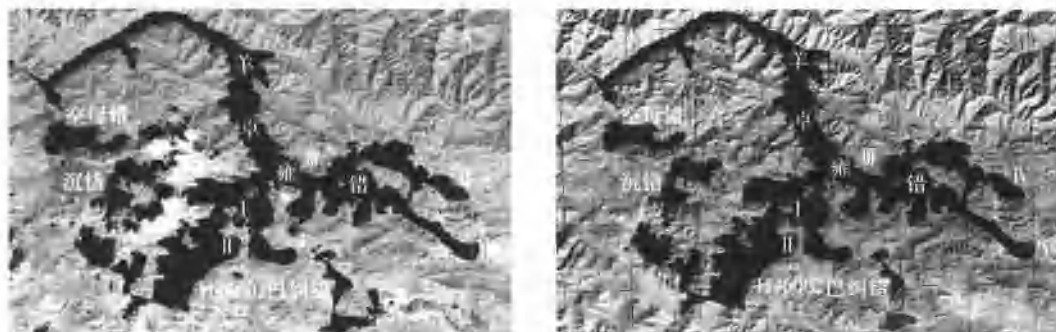


图6-8 羊卓雍错遥感影像
(左为ETM影像,右为MSS影像)

Fig.6-8 Remote sensing image of Yamzho Yumco



图6-9 羊卓雍错南部遥感影像
(左为ETM影像,右为MSS影像)

Fig.6-9 Remote sensing image of south part of Yamzho Yumco

羊卓雍错湖区属藏南山地灌丛草原半干旱气候,多年平均降水量为373.0mm,6~9月约占年降水量的92%;蒸发量为2074.0mm。湖水主要依赖地表径流补给,入湖河流主要有卡洞加曲、嘎马林河、卡鲁雄河、浦宗曲、香达曲、曲清河等内流水系,其中卡洞加曲、嘎马林河属二级内流水系。据王苏民等主编的《中国湖泊志》资料,羊卓雍错年入湖径流量为 $(5.26 \sim 5.58) \times 10^8 \text{ m}^3$,冰川补给量为 $0.767 \times 10^8 \text{ m}^3$,湖面降水量为 $(2.24 \sim 2.37) \times 10^8 \text{ m}^3$,湖面蒸发量为 $8.44 \times 10^8 \text{ m}^3$,水量收支基本平衡。湖水水位8月初开始起涨,9~10月达最高值,11月后缓慢下降,至翌年5~6月达最低值,水位变幅1.5m左右。羊卓雍错北距雅鲁藏布江8~10km,两者之间水位落差达840m,水能资源十分丰富。利用降低湖泊水位进行发电的羊卓雍错蓄能电站业已建成、投入运行。

在调查时段,虽然因ETM遥感数据与MSS遥感数据时相季节不匹配,羊卓雍错蓄能电站投入运行等原因,造成羊卓雍错面积减少甚小,但是湖中岛屿、岬湾的范围扩大,多

条入湖河流河口处的湖面退缩,都充分说明羊卓雍错在自然和人为双重作用下,已显现出萎缩趋势。

第七节 阿牙克库木湖

阿牙克库木湖地理坐标为: $N37^{\circ}28' \sim 37^{\circ}38'$, $E89^{\circ}04' \sim 89^{\circ}36'$ 。

湖泊编号: 0065, 位于库木库里盆地湖泊小区, J45c003004 (阿牙克库木湖) 幅。行政区划隶属新疆若羌县。湖水性质属硫酸镁亚型盐水, 成因类型为构造湖。

1. 概况

阿牙克库木湖形似酒瓶状, 长轴近东西向延伸, 水位 3876.00m, 长 47.80km, 最大宽 17.6km, 平均宽 11.25km, 面积 537.6km²。

2. 现状调查

ETM 遥感数据时相 (140-34 景) 为 1999 年 8 月 25 日 (图 6-10 左)。在 ETM 影像图上, 阿牙克库木湖影像清晰。湖泊东部皮提勒克河河口地带分布有大片沼泽盐滩。阿牙克库木湖 ETM 影像面积为 637.52km²。

3. 变迁分析

MSS 遥感数据时相 (151-34 景) 为 1972 年 12 月 14 日 (图 6-10 右)。在调查时段, 阿牙克库木湖普遍退缩, 以皮提勒克河河口 (图中椭圆 II)、色斯米亚河河口及其西邻 (图中椭圆 I) 地带尤为显著。阿牙克库木湖 MSS 影像面积为 643.15km²。27 年中阿牙克库木湖面积减少了 5.63km², 湖泊萎缩率为 0.88%。由于阿牙克库木湖湖区的 MSS 影像为旱季时相, ETM 影像为雨季时相, 两者时相季节相左, 湖泊面积变化叠加有季节性变化, 所以阿牙克库木湖在调查时段的实际萎缩程度较遥感调查结果更为强烈。

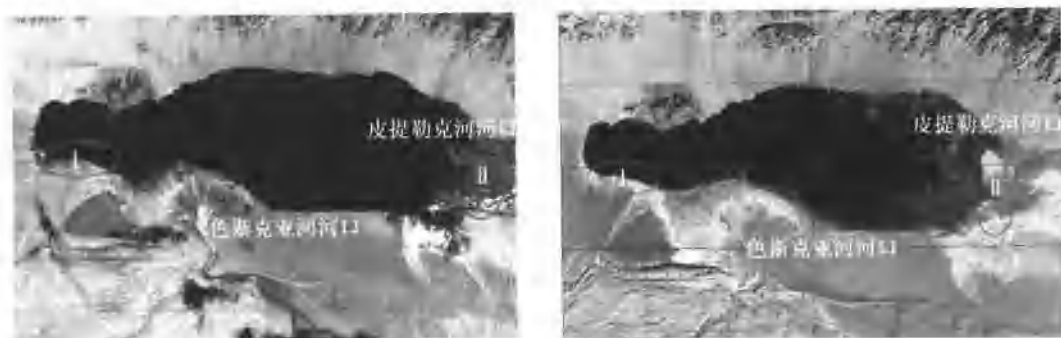


图 6-10 阿牙克库木湖遥感影像

(左为 ETM 影像, 右为 MSS 影像)

Fig. 6-10 Remote sensing image of Ayakkum lake

阿牙克库木湖湖区属高原大陆性荒漠干旱气候, 多年平均年降水量为 75mm (以固体降水为主); 年均日照时数为 2900h, 形似酒瓶; 盛行西北风, 年均风速 5~10m/s。湖水主要依赖冰雪融水径流补给, 入湖河流有皮提勒克河、色斯米亚河等一、二级内流水系。皮提勒克河源于昆仑山, 源区有少量冰雪覆盖, 水源欠缺。阿牙克库木湖卤水资源丰富,

盐类矿产主要有石盐、纤维碱镁矾等。

总之,在调查时段由于湖区气候干燥,湖水大量蒸发,补给严重不足,所以阿牙克库木湖一直处萎缩状态。

第八节 班公错

班公错的地理坐标为: $N33^{\circ}26' \sim 33^{\circ}58'$, $E78^{\circ}25' \sim 79^{\circ}56'$ 。

湖泊编号: 0264, 位于班公错—色林错断陷盆地湖泊小区, 跨 I44c003001 (喀纳)、I44c003002 (日土县) 2 个图幅。行政区划跨西藏日土县和 (印控) 克什米尔。湖水东淡西咸, 愈往西部愈盐化。其中东部湖区属重碳酸盐型钠组或镁组淡水; 中部、西部属氯化物型钠组微咸水。成因类型为构造湖。

1. 概况

班公错呈狭带状, 长轴北西—近东西—南东向延伸, 水位 4241.00m, 面积 604.0km², 其中我国境内面积 413.0km², 最大水深 41.3m。班公错由东、中、西部 3 个湖区组成。东部湖区指第一浅湾段以东水域, 又名昂拉锐错, 水域宽广, 平均水深约 22.0m, 最大水深约 40.0m, 面积约 224.0km²。湖中分布有歹嘎勒岛、道嘎昌岛、道拉绕岛等, 其中以道拉绕岛面积最大, 枯水时与湖岸相连。中部湖区指第一、第二浅湾段间的河谷型水域, 长约 70.0km, 面积约 107.0km²; 第一浅湾段长约 2.0km, 平均宽 0.5km 左右, 最大水深不足 5.0m; 第二浅湾段长约 4.0km, 局部水面宽 0.1~0.15km, 最大水深 1.5m。西部湖区指第二浅湾段以西的水域, 湖面宽广, 面积约 273.0km²。

2. 现状调查

ETM 遥感数据时相 (146-36 景、147-36 景) 分别为 2000 年 10 月 8 日和 1999 年 7 月 9 日 (图 6-11 上)。在 ETM 影像图上, 班公错湖岸曲折, 浅湾、湖汊及湖中岛屿影像清晰, 其中道拉绕岛面积 0.82km²。班公错 ETM 影像面积为 634.27km², 其中中国境内面积 450.36km²。

3. 变迁分析

MSS 遥感数据时相 (157-36 景) 为 1977 年 2 月 18 日 (图 6-11 下)。在调查时段, 班公错湖面大部分都有不同程度的扩张, 以第一浅湾段、第二浅湾段和道拉绕岛最为明显。道拉绕岛在 ETM 影像图上显示为岛屿, 在 MSS 影像图上则与湖岸相连, 显示为半岛。班公错 MSS 影像面积为 622.42km², 其中中国境内面积 440.37km²。23 年中班公错面积增加了 11.85km², 其中中国境内面积增加 9.99km², 湖泊总体扩张率为 1.90%。由于班公错湖区的 MSS 影像为旱季时相, ETM 影像为雨季时相, 两者时相季节相左, 湖泊面积变化叠加有季节性变化, 所以在调查时段班公错湖面扩张趋势不明显。班公错湖区气候干旱, 是青藏高原最干燥地区之一。多年平均降水量为 61.4mm, 蒸发量为 2465.3mm。湖水主要依赖地表径流补给, 入湖河流有麻嘎藏布、多玛曲、昂卖曲、昌隆河、通达河等内流水系。其中麻嘎藏布规模最大, 源于冈底斯山, 源区有大面积冰雪覆盖, 水源丰富。

在调查时段, 班公错湖泊扩张率较低, 又叠加有季节性变化, 因此难以准确判断其变迁趋势。

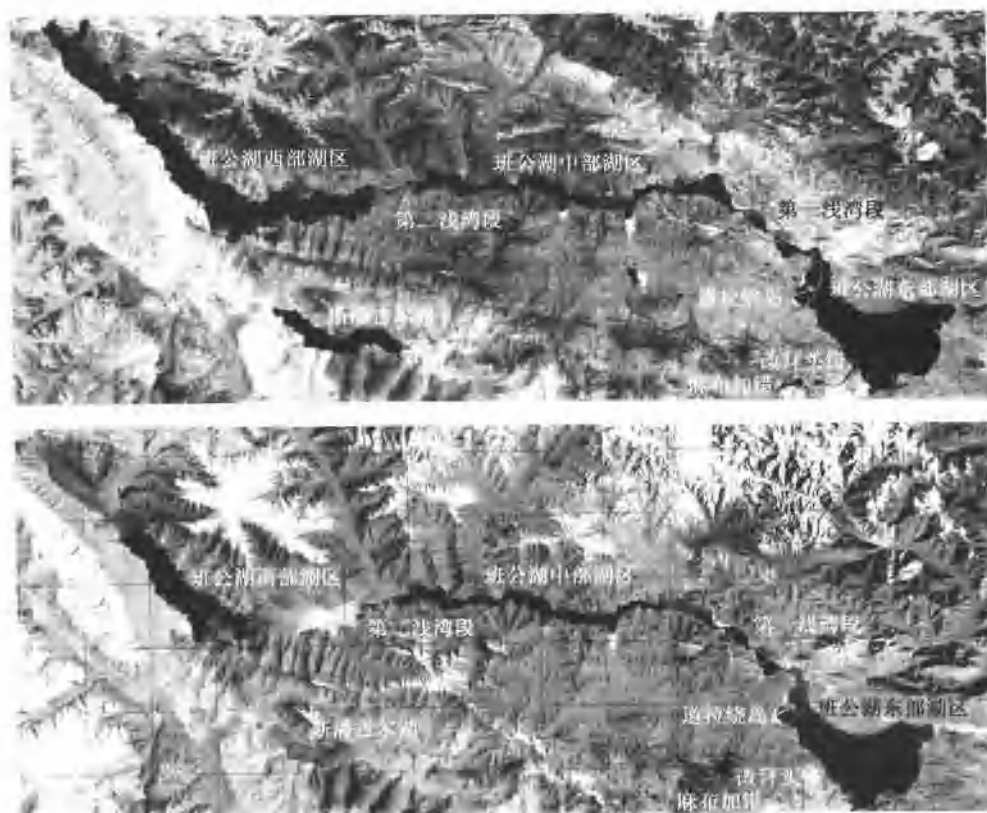


图 6-11 班公错遥感影像
(上为 ETM 影像, 下为 MSS 影像)

Fig. 6-11 Remote sensing image of Bangong Co

第九节 哈 拉 湖

哈拉湖的地理坐标为: $N38^{\circ}12' \sim 38^{\circ}25'$, $E97^{\circ}24' \sim 97^{\circ}47'$ 。

湖泊编号: 0136, 位于柴达木盆地湖泊小区, 跨 J47c002001 (盐池湾)、J47c002002 (托来牧场) 2 个图幅。行政区划隶属青海乌兰县。湖水性质为咸水, 成因类型为构造湖。

1. 概况

哈拉湖近似圆形, 水位 4077.00m, 长 34.60km, 最大宽 23.00km, 平均宽 17.39km, 面积 633.51km²。最大水深 65.0m, 平均水深 27.4m。

2. 现状调查

ETM 遥感数据时相 (135-34 景) 为 1999 年 9 月 23 日 (图 6-12 左)。在 ETM 影像图上, 哈拉湖影像清晰, 湖岸圆滑、平缓, 湖中无岛屿。哈拉湖 ETM 影像面积为 633.51km^2 。



图 6-12 哈拉湖遥感影像
(左为 ETM 影像, 右为 MSS 影像)

Fig 6-12 Remote sensing image of Har lake

3. 变迁分析

MSS 遥感数据时相 (146-33 景、145-34 景) 分别为 1973 年 10 月 29 日、1977 年 11 月 9 日 (图 6-12 右)。在调查时段, 哈拉湖湖面基本没有变化。哈拉湖 MSS 影像面积为 633.51km^2 。以 1977 年计, 22 年中哈拉湖面积相对稳定。

哈拉湖湖区属青东山地草原半干旱气候, 年均降水量 $200 \sim 300\text{mm}$ 。湖水主要依赖地表径流补给。入湖河流都为三级内流水系。北岸入湖的水系, 源于疏勒南山, 源区有大面积冰雪覆盖, 水源丰富。

总之, 在调查时段, 哈拉湖处相对稳定状态。

第十节 鄂陵湖、扎陵湖

鄂陵湖的地理坐标为: $N34^{\circ}45' \sim 35^{\circ}05'$, $E97^{\circ}31' \sim 97^{\circ}55'$ 。湖泊编号: 0756, 位于黄河流域湖泊分区, 跨 147c001002 (冬给措纳湖)、147c002002 (玛多县) 2 个图幅。行政区划隶属青海玛多县。湖水性质为重碳酸盐型钠、镁组淡水, 成因类型为构造湖。

扎陵湖的地理坐标为: $N34^{\circ}48' \sim 35^{\circ}01'$, $E97^{\circ}02' \sim 97^{\circ}30'$ 。湖泊编号: 0752, 位于黄河流域湖泊分区, 跨 147c001001 (阿拉克湖)、147c002001 (扎陵湖) 2 个图幅。行政区划隶属青海玛多县和曲麻莱县。湖水性质属重碳酸盐型钠、钙组淡水, 成因类型为构造湖。

1. 概况

鄂陵湖又名错鄂湖, 似钟形, 长轴近南北向延伸, 水位 4268.70m , 长 34.60km , 最大宽 23.00km , 平均宽 17.39km , 面积 610.7km^2 。最大水深 30.7m , 平均水深 17.6m , 蓄水量 $107.6 \times 10^8\text{m}^3$ 。扎陵湖又名错加郎, 呈不对称菱形, 长轴东西向延伸, 长 35.00km , 最大宽 21.60km , 平均宽 15.00km , 面积 526.0km^2 。最大水深 13.1m , 平均水深 8.9m , 蓄水量 $46.7 \times 10^8\text{m}^3$ 。

2. 现状调查

ETM 遥感数据时相 (134-36 景、135-36 景) 分别为 2000 年 6 月 14 日和 2000 年 6

月12日(图6-13上)。在ETM影像图上,鄂陵湖南部湖岸曲折,半岛、湖湾和岛屿影像清晰。湖湾外散布有数个子湖,有的已干涸而演变成盐碱滩。鄂陵湖ETM影像面积为623.07km²。

在ETM影像图上,扎陵湖湖岸平缓,半岛、湖湾和岛屿影像清晰。湖西部有3个呈串珠状排列的小岛,自上至下面积分别为1.29km²、0.84km²和0.38km²。湖南侧分布有I47002、I47003、I47004等数个子湖,其中I47004(茶木湖)属闭流型氯化物盐湖。扎陵湖ETM影像面积为538.48km²。

3. 变迁分析

MSS遥感数据时相(144-36景、145-36景)分别为1977年1月18日、1976年11月26日(图6-13下)。在调查时段,鄂陵湖湖面基本没有变化,MSS影像面积为623.07km²。扎陵湖湖面略有退缩,在湖西黄河入湖处、茶木湖西侧较为明显。扎陵湖MSS影像面积为543.18km²。24年中鄂陵湖面积相对稳定,扎陵湖面积减少了4.70km²,湖泊萎缩率为0.87%。由于湖区的MSS影像为旱季时相,ETM影像为雨季时相,两者时相季节相左,湖泊面积变化叠加有季节性变化,所以在调查时段扎陵湖湖面萎缩趋势不明显。

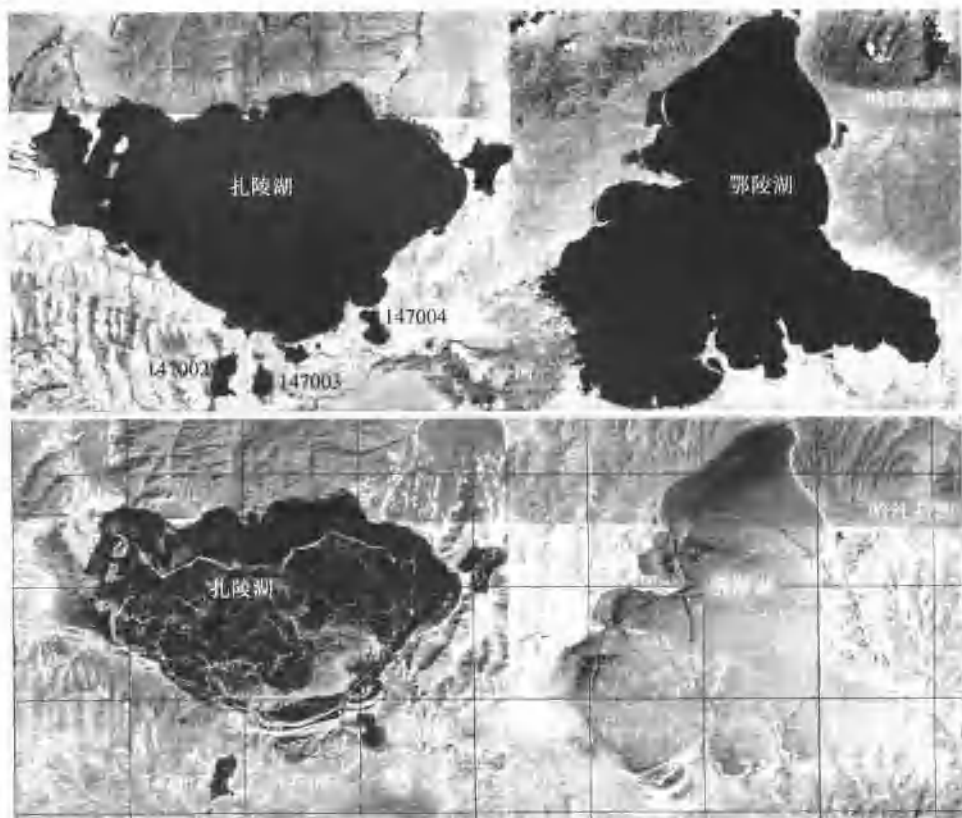


图6-13 鄂陵湖、扎陵湖遥感影像

上为ETM影像,下为MSS影像

Fig. 6-13 Remote sensing image of Ngoring and Gyaring lakes

鄂陵湖、扎陵湖湖区属高寒荒漠草原气候,多年平均降水量为304.6mm,6~9月降水占年降水量的76%。湖水主要依赖地表径流和湖面降水补给,黄河干流自西→东→北东向穿湖而过。鄂陵湖多年平均入湖径流量为 $12.57 \times 10^8 \text{ m}^3$,湖面降水量为 $1.86 \times 10^8 \text{ m}^3$,蒸发量为 $8.07 \times 10^8 \text{ m}^3$;年出湖径流量为 $6.36 \times 10^8 \text{ m}^3$,水量收支基本平衡。扎陵湖多年平均入湖径流量为 $11.84 \times 10^8 \text{ m}^3$,湖面降水量为 $1.60 \times 10^8 \text{ m}^3$,蒸发量为 $6.95 \times 10^8 \text{ m}^3$;年出湖径流量为 $6.49 \times 10^8 \text{ m}^3$,水量收支基本平衡。在调查时段由于湖区气候变暖,汛期降水减少,所以鄂陵湖、扎陵湖及其周围子湖总体呈萎缩状态。

第十一节 赤布张错

赤布张错的地理坐标为: $N33^\circ 18' \sim 33^\circ 40'$, $E89^\circ 59' \sim 90^\circ 25'$ 。

湖泊编号: 0727, 位于羌塘中东部断陷盆地湖泊小区, 跨 145e003004 (吐错)、146e003001 (赤布张错) 2 个图幅。行政区划分别隶属西藏班戈县和青海格尔木市。湖水性质为咸水, 成因类型为构造湖。

1. 概况

赤布张错又名米提江占木错, 形似灯盏状, 水位 4931.00m, 长 66.0km, 最大宽 16.0km, 平均宽 7.2km, 面积 476.8km²。其中青海境内面积 297.6km², 西藏境内面积 179.2km²。赤布张错原与其西侧的吐错相通, 后因湖泊退缩, 现已分离。

2. 现状调查

ETM 遥感数据时相 (139-37 景) 为 2000 年 6 月 17 日 (图 6-14 左)。在 ETM 影像图上, 赤布张错湖岸平缓, 湖东南端有一小岛, 面积 0.12km²。湖西南侧有一独立小湖, 西北侧有一与其以河道相连的湖泊。赤布张错 ETM 影像面积为 512.53km²。

3. 变迁分析

MSS 遥感数据时相 (149-37 景) 为 1977 年 3 月 18 日 (图 6-14 右)。在调查时段, 赤布张错大部分湖面没有变化, 仅在与吐错相邻部位略有扩张 (参见图 5-8), MSS 影像面积为 512.17km²。23 年中赤布张错面积减少了 0.36km²。由于湖区的 MSS 影像为旱季时相, ETM 影像为雨季时相, 两者时相季节相左, 湖泊面积变化应属季节性变化。



图 6-14 赤布张错遥感影像
(左为 ETM 影像, 右为 MSS 影像)

赤布张错湖区属羌塘高寒草原半干旱气候, 年降水量约 200mm。湖水主要依赖冰川融水径流补给。入湖河流主要有切尔藏布、曾松曲等二级内流水系。它们源于唐古拉山, 源区有大面积冰雪覆盖, 水源丰富。赤布张错及周边湖泊多数属稳定型湖泊, 部分湖泊由于 MSS 影像与 ETM 影像时相季节相左, 略显扩张趋势。可见, 在调查时段赤布张错及周边湖泊总体处相对稳定状态。

第十二节 乌兰乌拉湖

乌兰乌拉湖的地理坐标为: $N34^{\circ}41' \sim 34^{\circ}55'$, $E90^{\circ}14' \sim 90^{\circ}44'$ 。

湖泊编号: 0665, 位于羌塘中东部断陷盆地湖泊小区, I46c002001 (乌兰乌拉湖) 幅。行政区划隶属青海格尔木市。湖水性质属硫酸钠亚型微咸水。湖泊成因类型为构造湖。

1. 概况

乌兰乌拉湖又名马池湖, 形态独特, 钇湖岭原是湖中岛屿, 后因砂堤发育形成半岛, 将湖体分割成仅以狭窄水道相通的北、南、东 3 部分。水位 4854.00m, 长 46.40km, 最大宽 18.50km, 平均宽 11.73km, 水深 6.9m, 面积 544.5km²。湖中有 7 个小岛, 面积 0.01 ~ 0.6km²。

2. 现状调查

ETM 遥感数据时相 (139-36 景) 为 2000 年 4 月 14 日 (图 6-15 左)。在 ETM 影像图上, 乌兰乌拉湖似圆环状, 北、南、中 3 个湖区及湖中岛屿影像清晰。北湖区与南湖区之间连接水道较宽, 南湖区与东湖区之间连接水道狭窄。湖泊周围分布有十几个大小不等的子湖, 其中规模较大的有 I46011、I46012、I46013、I46014 等。乌兰乌拉湖 ETM 影像面积为 503.34km²。

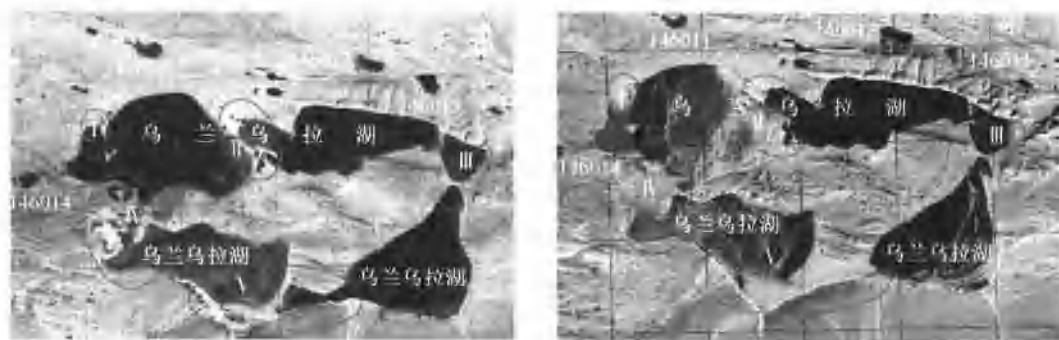


图 6-15 乌兰乌拉湖遥感影像

(左为 ETM 影像, 右为 MSS 影像)

Fig. 6-15 Remote sensing image of Ulan Ul lake

3. 变迁分析

MSS 遥感数据时相 (149-36 景、150-36 景) 分别为 1976 年 11 月 12 日和 1976 年

12月19日(图6-15右)。在调查时段,乌兰乌拉湖湖面普遍退缩,以湖区之间连接水道最为显著(图中椭圆Ⅳ、Ⅴ)。在图中椭圆Ⅳ部位,北湖区与南湖区的连接水道全面退缩并解体;水道西部大部分干涸,残留水体形成独立子湖;水道东部砂堤露出湖面形成岛屿(图6-16)。在图中椭圆Ⅴ部位,南湖区与东湖区的连接水道大部干涸,中部残留水体形成面积 1.76km^2 的独立子湖,仅以宽约150m的水道分别与南、东湖区相通(图6-17)。乌兰乌拉湖MSS影像面积为 563.14km^2 。24年中乌兰乌拉湖面积缩小了 59.80km^2 ,湖泊萎缩率为10.62%。

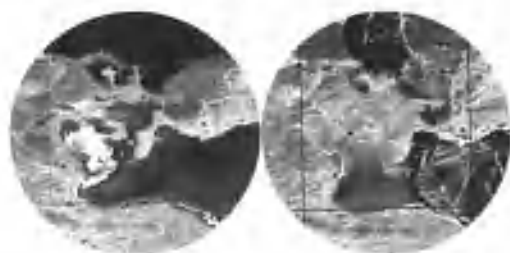


图6-16 乌兰乌拉湖西部连接水道遥感影像
(左为ETM影像,右为MSS影像)

Fig. 6-16 Remote sensing image of connection water channel of west Ulan Ul lake



图6-17 乌兰乌拉湖南部连接水道遥感影像
(左为ETM影像,右为MSS影像)

Fig. 6-17 Remote sensing image of connection water channel of south Ulan Ul lake

乌兰乌拉湖湖区属羌塘高寒草原半干旱气候,年降水量 $150\sim 200\text{mm}$,年蒸发量约 1250mm 。湖水主要依赖地表径流和湖面降水补给,入湖河流主要有等马河等二级内流水系。等马河源于祖尔肯乌拉山,源区有少量冰雪覆盖,水源欠缺。

在调查时段,由于湖区气候变暖,汛期降水减少,所以乌兰乌拉湖一直处萎缩状态。

第十三节 昂拉仁错

昂拉仁错的地理坐标为: $\text{N}33^{\circ}18'\sim 33^{\circ}40'$, $\text{E}89^{\circ}59'\sim 90^{\circ}25'$ 。

湖泊编号:0810,位于冈底斯山北坡坳陷盆地湖泊小区,H44c001004(赛利普)幅。行政区划隶属西藏隆格尔县。湖水性质属中度碳酸盐型微咸水。成因类型为构造湖。

1. 概况

昂拉仁错又名昂拉陵湖,形态极不规则,长轴北西-南东向延伸,长 56.50km ,最大宽 17.90km ,平均宽 9.07km ,面积 512.7km^2 。湖岸曲折,多岬湾,湖中多岛屿,以错多最大,面积约 32.0km^2 。第四纪时期,昂拉仁错与东、西侧的仁青休布错,错纳错属同一水体。

2. 现状调查

ETM遥感数据时相(143-38景)为1999年7月13日(图6-18左)。在ETM影像图上,昂拉仁错湖岸、岬湾和湖中岛屿影像清晰。错岛ETM影像面积为 36.28km^2 ,昂拉仁错ETM影像面积为 497.89km^2 。

3. 变迁分析

MSS 遥感数据时相 (154-38 景) 分别为 1977 年 2 月 15 日 (图 6-18 右)。在调查时段, 昂拉仁错湖面普遍退缩, 以湖西昂翁藏布河口处 (图中椭圆 I) 和西南拉布藏布河口处 (图中椭圆 III) 退缩最明显 (图 6-19)。昂拉仁错 MSS 影像面积为 514.99km^2 。22 年中昂拉仁错面积缩小了 17.10km^2 , 湖泊萎缩率为 3.32% 。由于湖区的 MSS 影像为旱季时相, ETM 影像为雨季时相, 两者时相季节相左, 湖泊面积变化叠加有季节性变化, 所以在调查时段昂拉仁错的实际萎缩程度较遥感调查结果更为强烈。

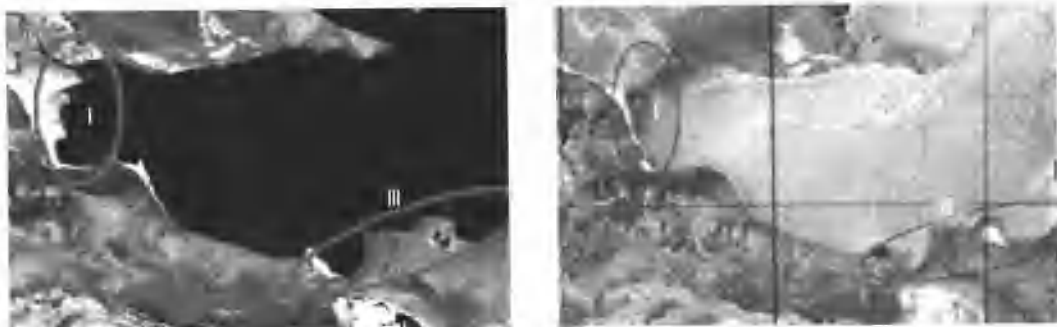


图 6-18 昂拉仁错遥感影像

(左为 ETM 影像, 右为 MSS 影像)

Fig. 6-18 Remote sensing image of Ngangla Ringco

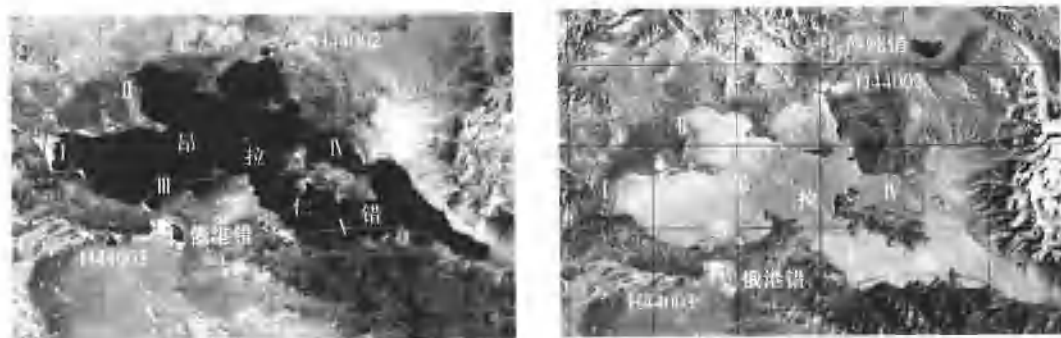


图 6-19 昂拉仁错西部河口地带遥感影像

(左为 ETM 影像, 右为 MSS 影像)

Fig. 6-19 Remote sensing image of west river mouth of Ngangla Ringco

昂拉仁错湖区属羌塘高寒草原半干旱气候, 年降水量 $150 \sim 200\text{mm}$ 。湖水主要依赖昂翁藏布、拉布藏布等一、二级内流水系补给。它们都源于冈底斯山, 源区有大面积冰雪覆盖, 水源丰富。

遥感调查结果表明, 昂拉仁错及其周围湖泊大多数属萎缩型或稳定型湖泊, 表明在调查时段昂拉仁错处持续萎缩状态。

第七章 河流湖泊地质背景调查与演变分析

本研究以青藏高原 1:25 万区域地质调查及前期开展的“西藏纳木错第四纪环境演变调查研究”为基础,在工作中与“青藏高原第三纪重点古湖泊环境演变序列”地质调查项目相互配合,将国土资源大调查与前缘性重大科学问题的研究紧密结合起来,系统调查青藏高原河流与湖泊的分布现状、范围及其近 30 年来的演变关系,深入研究青藏高原晚新生代以来的环境变迁过程与地质生态演化规律,为我国长江、黄河演变、东亚古环境变迁与全球变化研究,为青海、西藏等西部省区社会经济发展规划,为青藏高原河流湖泊研究,提供重要的基础资料。

第一节 青藏高原构造背景现状调查

遥感地质现状调查分两次进行,第一次野外地质调查,对重点古湖泊、古地质事件开展调查,对晚新生代重点湖泊地质剖面进行观测与采样,配合室内遥感初步解译、古地质构造事件测年等,建立河流、湖泊遥感解译标志;第二次野外地质工作中,实测不同地区、不同时期晚新生代湖相地层剖面,建立晚新生代重点古湖泊标准剖面,系统采集样品,室内系统测定样品时代、微体古生物与古植物鉴定、古环境与古生态参数等。

结合两次野外地质调查成果,室内进一步研究已有资料、遥感图像信息,补充修编河流湖泊遥感解译图,完成最终成果图件,进行综合分析研究。

一、青藏高原大地构造位置

青藏高原位于欧亚大陆与冈瓦纳大陆之间的巨型特提斯-喜马拉雅构造域东段,夹持于三大古老刚性地块之间,北有塔里木-中朝地块,东有扬子地块,南有印度地块,具有异常的地壳厚度和地貌高度。活动构造极为发育,山川湖泊星罗棋布。

二、青藏高原地壳基本结构

青藏高原与世界上大多数稳定克拉通“高原”的地壳结构明显不同,它是围限于古老地块之间的“塑性槽型”构造区(潘桂棠,1990)。其地壳由不同时期形成的“微大陆”拼合而成。由北到南可划分出 5 个微陆块和“焊接”它们的五条缝合带。依次是:西昆仑-祁连山加里东缝合带、柴达木地块,昆仑山华力西缝合带、巴颜喀拉地块,金沙江印支缝合带、羌塘地块,班公错-怒江缝合带、藏北地块,雅鲁藏布江喜马拉雅山缝合带、喜马拉雅地块(图 7-1)。它们是古生代以来板块多次碰合的产物。

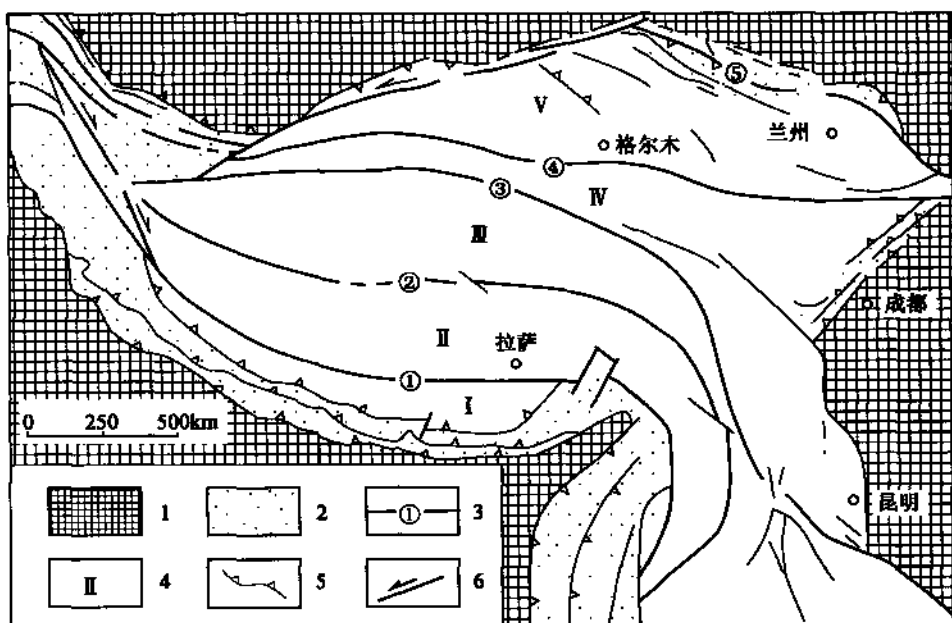


图 7-1 青藏高原构造简图

(据汪一鹏, 2001)

Fig. 7-1 Sketch of Qinghai-Tibetan plateau geotectonics

I—高原外地块；2—高原边缘挤压构造带；3—板块缝合带及编号；4—高原内部地块及编号；5—逆冲断层；6—大走滑断裂带。①雅鲁藏布江缝合带；②班公错—怒江缝合带；③金沙江缝合带；④昆仑山缝合带；⑤西昆仑—祁连山缝合带。I—喜马拉雅地块；II—藏北地块；III—羌塘地块；IV—巴颜喀拉地块；V—柴达木地块

尽管青藏高原具有古老的地质演化历史，但它作为一个整体发生隆升形成高原，却是相当晚的地质事件。晚白垩世—始新世（65~35Ma），印度板块与欧亚板块俯冲—碰撞，新特提斯大洋关闭，高原地壳连为一体；渐新世—中新世（35~5.3Ma），板块碰撞造山，青藏高原整体缓慢隆升；上新世—早更新世（5.3~2.0Ma），印度板块继续向北推挤，发生高原陆内 A 型俯冲，引起地壳强烈缩短、加厚和抬升；第四纪以来，高原进入快速隆升阶段，晚期发生同造山伸展。

三、青藏高原活动构造特征

青藏高原活动构造，指高原第四纪以来断续活动以及现今正在活动的构造。青藏高原活动构造起源于印度板块持续向北推挤引发的陆内俯冲作用，是在南北向水平挤压应力场中，高原地壳强烈缩短、增厚和抬升过程中发生的构造形迹。

青藏高原活动构造是在高原长期构造演化基础上发育起来的，既具有继承性，又具有新生性；既表现为老构造的复活，又表现为新构造的产生。高原活动构造的发育使老构造构架更加复杂化。

青藏高原活动构造的基本表现形式是，在不断整体隆升背景下的差异性隆起、断陷和

以断裂为主的断块运动。褶皱仅在个别地段有所表现。

青藏高原活动构造的基本轮廓为：在高原整体隆升背景下早期挤压构造与晚期伸展－走滑构造的叠加复合，即早期边界汇聚带、边界翘起带、内部隆升区及“X”共轭扭断层系统叠加晚期的南北向、北东、北西向断陷带和断块边界走滑断层及地块滑移。

青藏高原活动构造对高原地貌的形成、河流湖泊的分布，以及地震、地热的发生显示出明显的控制作用。

按照青藏高原活动构造形成先后顺序，可分出早、晚两个构造组合，即早期挤压型活动构造和晚期伸展－走滑型活动构造（表7-1，图7-2）

表7-1 青藏高原活动构造一览
Tab. 7-1 Summary of active tectonics in Qinghai-Tibetan plateau

早期挤压型活动构造		边界俯冲带	西瓦利克俯冲带① 西昆仑－阿尔金－祁连山俯冲带② 龙门山俯冲带③
		断块隆起区（带）	喜马拉雅边界翘起带（Ⅰ） 冈底斯断块隆起区（Ⅱ） 羌塘断块隆起区（Ⅲ） 柴达木压陷盆地（Ⅳ） 西昆仑－阿尔金－祁连山边界翘起带（Ⅴ）
		断陷谷地带	噶尔藏布－雅鲁藏布断陷谷地带 班公错－丁青断陷盆地谷地带 昆仑山南麓断陷盆地谷地带
		共轭扭断层	北东向扭断层 北西向扭断层
晚期伸展－走滑型活动构造	伸展构造	南北向张裂断陷带	桑日－错那南山向断陷带 康马－羊八井－那曲南北向断陷带 申札－定结南北向断陷带 安觉错－当惹雍错南北向断陷带 帕龙错－仓木错南北向断陷带 普兰－拉昂错南北向断陷带
		北东、北西向张扭性断陷带	北东向张扭性断陷带 北西向张扭性断陷带
	走滑构造	走滑断层	北喜马拉雅右旋走滑断裂带 雅鲁藏布江右旋走滑断裂带 班公错－怒江右旋走滑断裂带 金沙江－鲜水河左旋走滑断裂带 昆仑山南缘左旋走滑断裂带 祁连山－海原左旋走滑断裂带
		滑移地块	羌塘地块

注：①—③、Ⅰ—Ⅴ表示其编号。

（一）青藏高原早期挤压型活动构造

发生于第四纪早期，与高原地壳的强烈缩短、增厚和隆升相伴随。在南北向共轴水平挤压应力场控制下，地壳发生纯剪切变形，发育一套挤压型断块构造系统。主要构造类型

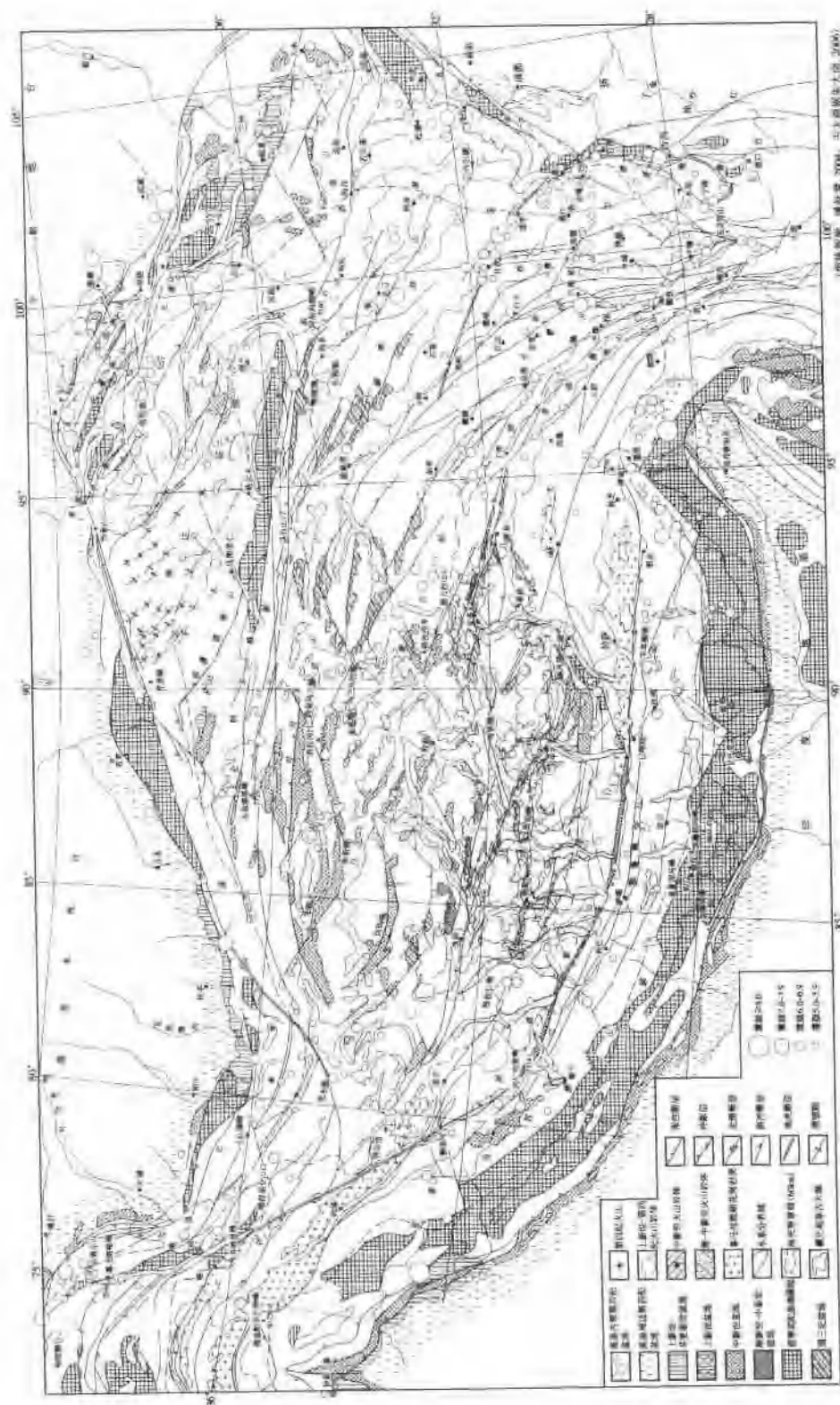


图 7-2 青藏高原晚新生代构造图

有：①围限高原边界的俯冲带；②高原边界断块翘起带，和内部隆起区；③隆起断块之间的断陷谷地带；④共轭扭断层。

1. 边界俯冲带

主要有位于高原南缘的西瓦利克俯冲带、位于高原北缘的西昆仑-阿尔金-祁连山俯冲带和位于高原东缘的龙门山俯冲带，它们都是一些倾向于高原内部的冲断带。

(1) 西瓦利克俯冲带 (①)

亦称主边界断层带 (MBT)，展布于喜马拉雅山南麓，属青藏高原与印度恒河平原的分界断裂，长达 3000 余千米，是一条北倾的低角度逆冲断裂带，由一系列逆掩断层组成。其南侧恒河断陷区堆积了厚达 5000 ~ 6000m 的西瓦利克群山前磨拉石建造。其中与主边界断层 (MBT) 活动有关的西瓦利克上亚群厚达 2000 余米。

该俯冲带从上新世至第四纪中期强烈活动，之后转为山地，中更新世晚期以来，位于该逆冲带之南的前缘逆冲断层 (HFT) 开始发育，使低喜马拉雅磨拉石褶皱成山，并逆冲到现代前陆之上。

沿喜马拉雅山南麓发生过多级 7 ~ 8 级大地震，地震断层错动为逆冲型 (Zheng et al., 1993; 郑斯华等, 1995)。

(2) 西昆仑-阿尔金-祁连山俯冲带 (②)

该俯冲带构成青藏高原北界，由西昆仑、阿尔金、祁连山 3 个俯冲带连接而成。

1) 西昆仑俯冲带：走向北东，倾向南东的俯冲带代表塔里木地块于中新世—早更新世向青藏高原的强烈俯冲。在新疆和田、民丰、巴什考贡见有古老变质岩逆冲于上新世地层之上 (张玉谦, 1982)。西昆仑山前为很深的新生代拗陷，堆积有新近纪至第四纪地层厚达万余米。塔里木向西昆仑之下的俯冲达到相当大的深度，在西昆仑山有许多以第四纪高钾钙碱和钾玄武岩石为主的火山岩喷发，它们被认为是来自异常地幔源的岩浆，是陆内俯冲带存在的重要证据 (邓万明, 1995)。

2) 阿尔金俯冲带：阿尔金断裂沿塔里木地块东南缘展布，是一条左旋压扭性冲断带。塔里木南缘的且末河隐伏断裂带为向南陡倾的新生代断裂，南盘的前寒武系直接逆冲在古生代和新生代地层之上。阿尔金自北而南左行斜向插入青藏高原之下，使昆仑山一分为二。中新统到第四系断层擦痕统计显示，早更新世及以前时代的主压应力以南北向为主，其后以北东-南西为主 (陈智梁、潘桂棠, 2000)，反映地壳变形早期挤压、晚期走滑的递变特点。

3) 祁连山俯冲带：位于高原北东边界，北邻阿拉善地块，是一个由多条山链与谷地相间组成的北西向压扭性逆冲断层系。宽达 200 ~ 300km，断层带北倾，第四纪以来逆冲活动明显，嘉峪关断层南西盘在第四纪向北逆冲 400 ~ 500m 断距，同时在前陆盆地形成了平缓的第四纪褶皱 (陈智梁, 2000)；走廊南山山前断裂，表现出强烈的向北逆冲，石炭系砂页岩逆掩推覆到上新世含盐砂、泥岩之上。据丁国瑜研究 (1982)，许多断层错断第四纪早期酒泉砾石层和全新世腐植土及现代河床砾石层。地壳水平位移测量显示，自 1970 年以来，表现为北东方向的缩短。据估计 (Avouac et al., 1993) 构造带汇聚速率达 15mm/a。

该带地震活动强烈，如 1927 年的甘肃古浪 8 级地震，1932 年甘肃昌马 7.5 级地震，均显示左旋走滑断裂性质 (陈庆宣, 1980)，反映断裂现代活动以左旋走滑为主。

(3) 龙门山俯冲带 (③)

断裂带位于青藏高原东缘,走向北东,倾向北西,具左旋压扭性质。其东为新元古代固结的扬子地块,该带由三条逆冲断层及其伴生的断展褶皱带构成,宽达 60km,由北西向东南推覆于扬子地块之上,地貌上成为川西高原与四川盆地的界线,其前缘形成推挤型盆地——成都坳陷(邓起东, 1994; Avouac et al., 1993) 估计该带水平缩短率为 10mm/a。

沿断裂带有一系列强震震中分布,构成我国南北向地震带的一部分。

2. 断块隆起区 (带)

青藏高原活动构造,主要以各种断块山地和断陷带相间发育为特征,反映高原整体隆升中的差异性,在隆起的方式上,又有边缘翘起和内部隆起之别。

(1) 喜马拉雅边界翘起带 (I)

位于雅鲁藏布断陷谷地以南,西瓦利克俯冲带(主边界断层)之北的高原南缘地带,东西长 2000km,南北宽 200km,翘起带的头部为喜马拉雅山,尾部折断于雅鲁藏布断陷谷地。在地貌上,由喜马拉雅主脊带平均海拔 6000m 以上向北依次斜降到雅鲁藏布断陷谷地的平均海拔 4500m 左右,呈南高北低的翘起形态。带内沉积物呈南老北新的带状出露,水系呈不对称分布,如流入羊卓雍错的河流表现为南部发育、长而直,北部稀少、短而弯(韩同林, 1987)。

上新世以来,由于西瓦利克俯冲带的强烈活动,导致喜马拉雅在总体翘升背景上的差异性断块运动,表现在俯冲带北侧喜马拉雅山的崛起和藏南谷地的形成。位于高喜马拉雅结晶岩系之北的藏南谷地,是在其南侧的北喜马拉雅正断活动(藏南拆离带)和北侧的达机翁-铅错林-郎县断层(主北缘反冲断层)逆冲活动控制下,基底地块相对反向翘起导致南部下落、北部抬升的产物。其间札达盆地上新世地层南厚北薄,盆地呈楔状产出。藏南谷地内发育有一系列新近纪—第四纪的河湖相沉积盆地。

中更新世晚期以来,低喜马拉雅磨拉石褶皱成山,其南缘发育了断续延伸的前缘逆冲断层(HFT),使变形的西瓦利克群逆冲到现代前陆之上,西瓦利克带以 0.8mm/a 的速率抬升。

(2) 冈底斯断块隆起区 (II)

本区包括雅鲁藏布江断陷谷地以北、班公错-怒江断陷谷地以南地区。区内平均海拔 5000m 左右。隆起区呈舒缓的“S”形,长 2000km,宽 200~300km,中间宽,两端窄。据韩同林研究(1987),该区第四纪以来也以南高北低的整体翘升为基本运动型式,其证据有:①具有南高北低的翘起地形形态,冈底斯主脊海拔一般在 5500m 以上,向北逐渐降低,到班公错-怒江断裂降至 4200~4500m,形成北倾的倾斜面;②湖泊海拔高度南高北低,呈有规律性变化;③水系分布南北不对称,主要水系均自南而北流动,同一湖盆的河流南侧密而长,北侧疏而短,④第四纪地层向北倾斜,第四纪地层毫无例外地向北倾斜,且南部倾角陡,如南侧安岗中更新世(?)地层倾角达 40°,北侧蓬错之南晚更新世(?)砂砾岩倾角仅 5°。

冈底斯地块另一显著特点是集中发育了南北向裂陷带,主要是地壳晚期同造山伸展的产物(详见后)。

(3) 羌塘断块隆起区 (Ⅲ)

位于班公错-怒江断陷谷地以北、昆仑山南麓断陷盆地以南。区内平均海拔 5000m, 明显高出两侧活动构造带, 显示强烈断块隆起的特点。断块以整体隆升为特征, 差异升降活动不甚强烈, 未造成夷平面的强烈解体 and 巨大的地形高差, 现代高原面广泛分布。与断陷作用有关的冲洪积、湖积也较为发育。断陷盆地和谷地平原内湖泊星罗棋布, 但面积均在数百平方千米之内, 向心水系发育, 其规模较小, 地热显示数量少且以温泉为主, 远不及冈底斯区。地震活动频度较高, 其强度也比冈底斯区小得多。

羌塘地块活动构造的另一突出特点, 是广泛发育有北东-北西向扭性共轭断裂及伸展型断陷盆地。活动断裂将本区切割成长轴近东西的菱形断块或挤压透镜体, 显示变形的纯剪切机制特征。

(4) 柴达木压陷盆地 (Ⅳ)

柴达木盆地是在高原遭受南北向挤压、总体抬升背景下的一个相对下陷的断块。新近纪一早更新世, 受柴北缘逆冲断裂和昆仑山北缘逆冲断裂制约, 成为高原内部被山地夹持的压陷盆地。

柴达木盆地是一具有前震旦结晶基底的古老地块。古生代和三叠纪呈隆起剥蚀状态, 侏罗纪开始压陷, 直到第四纪仍处于持续下陷状态。活动构造特征: 相对整体下陷, 但沉积中心有所迁移, 古近纪一新近纪沉积中心位于盆地西部一里平和茫崖, 到第四纪沉积中心转移到东部东台基乃尔湖-达布逊湖-霍鲁逊湖一带, 系受阿尔金断裂和横切盆地的乌图美仁-涩聂湖北东向活动断层影响所致。柴达木盆地西部发育有大量第四纪褶皱构造, 是其一大特色, 反映盆地的“压陷”性质。

(5) 西昆仑-阿尔金-祁连山边界翘起带 (Ⅴ)

位于高原北部边缘, 包括西昆仑、阿尔金和祁连山地区, 略呈“S”形顺高原北部俯冲带分布, 长约 2100km, 宽 60~100km。翘起带海拔 5500~6000m, 与北侧塔里木断陷盆地和巴丹吉林沙漠存在着明显的地形高差。地势北高南低, 河流流向南, 分水岭向南迁移是本带北部翘起的地貌显示。带内活动构造以北东、北西向断层为主 (西藏地质矿产局, 1993)。

3. 断陷谷地带

包括三条介于隆起区 (带) 之间的东西向断陷盆地谷地带, 由南到北有: ①噶尔藏布-雅鲁藏布断陷谷地带; ②班公错-丁青断陷盆地谷地带; ③昆仑山南麓断陷盆地。这些相对狭窄的地带早期为不同时期的板块缝合带, 是构造变形强烈、岩石破碎的地带。在高原第四纪整体快速强烈隆升阶段, 它们相对两侧隆起区发生陷落而形成狭窄的盆地或谷地。

(1) 噶尔藏布-雅鲁藏布断陷谷地带

该带主要沿雅鲁藏布江缝合带及其南侧延伸, 长 2000km 左右。带内第四系不整合于始新统秋乌组之上。玛旁雍错至谢通门可分南北两带, 南带包括马泉河断陷谷地和 500~1000m 深的萨嘎-拉孜线状断陷谷地; 北带由柴曲断陷谷地和多雄藏布断陷谷地组成。谷地高程 4400~4600m, 明显低于两侧盆地高程 (4800~5000m)。谢通门至派区, 断陷谷地和 500~1000m 深的线状断裂谷地相间发育; 派区以东, 谷深 1000m 以上的线状断裂谷地呈折线状延伸 (西藏地质矿产局, 1993)。

在雅鲁藏布河谷,纵向上存在3个裂点,分布于萨嘎县迈马、桑日县增嘎和派区附近;横向上发育五级阶地,最高阶地高出河面150~200m,形成于早更新世;最低阶地高出河面10~25m,形成于全新世。

带内地热显示点70个,包括6处水热爆炸活动和大量沸泉。发生 >4.7 级的地震40余次,最大震级6.25级(林芝附近)。

(2) 班公错-丁青断陷盆地谷地带

该带主要沿班公错-怒江板块缝合带发育,北侧基本上沿班公错-康托-兹格塘错断裂延伸,南侧大体沿日土-改则-丁青断裂分布,全长1000km以上。是一条由断陷盆地、断陷谷地和线状断裂谷地组成的巨型活动构造带。

下秋卡以西,断陷带呈近东西向展布,断陷盆地主要沿两侧边界断裂发育,现代湖泊有曼冬错、热帮错、阿翁错、札仓茶卡、洞错、达则错、兹格塘错、错木昂拉仁波、纳星错、别则错、吓嘎错和札西错等;断陷谷地主要沿索美藏布、重昌藏布、波昌藏布和札加藏布分布。湖盆和谷地的长轴与构造线方向一致,第四系广泛发育,不整合于古近系牛堡组(E_{1-2n})等地层之上。带内盆地海拔4200~4600m,明显低于两侧山地上的盆地高程(4700~4900m);断裂谷地沿崩错-边坝-怒江断裂呈折线状延伸,谷地主要由峡谷组成,洛隆以西谷深500~1000m,洛隆以东谷深大于1000m,谷内谷肩、阶地、洪积扇及第四纪断层发育(西藏地质矿产局,1993)。

沿带发生 ≥ 4.7 级的地震20余次,最大地震震级达7级(1908年色林错地震)。地热沿怒江断裂谷地分布,札仓茶卡附近也很集中。

(3) 昆仑山南麓断陷盆地谷地带

位于昆仑山南麓断裂与龙木错-卧牛湖断裂、得雨错-岗札日断裂之间,走向东西,长1000km,宽100km。带内断陷盆地和湖泊发育,主要有龙木错、郭札错、黑石北湖、邦达错、碱水湖、拜惹布错、羊湖、涌波错、得雨错、振泉错、雪景湖、仙鹤湖、玉液湖和向阳湖等。湖泊长轴均为东西或北东东向,长短轴之比大于3,具明显线性特征。东段,涌波错-得雨错断陷谷地带两侧边界断层倾向相反,控制中新统沉积,显示早期的压性机制,盆地平面高程为4800~4900m,明显低于盆地两侧高程(5000m)。盆地内多见以裂隙喷为主的中新统石平顶组亚碱质-强碱质中基性火山岩,并普遍被盆地所切割,早更新世以来的湖积、冲洪积、冰水沉积和上更新统一全新统黑石北湖组不整合于火山岩之上。

带内地震活动较为频繁,发生 ≥ 4.7 级的地震20次,有5次震级大于6级,普尔错以西和得雨错以东是地震活动密集地段。

4. 共轭扭断层

共轭扭断层主要发育于高原腹地羌塘、冈底斯地块内,由北东、北西两组扭性断层组成。两者互相交叉组成网格状构造。北东组扭性断层为左旋走滑断层,北西组扭性断层为右旋走滑断层,两者属于东西向压性构造的配套构造。两组断层交角达 120° ,将高原腹地地壳切割成长轴东西的菱形块体,甚或似透镜状体,其为高原地壳南北挤压缩短的产物。

(1) 北东向扭断层

规模较大的北东向扭断层,由西到东主要有:①龙木错-黑石北湖北东左旋扭断层;

②布若错 - 西金乌兰湖北东向左旋扭断层; ③乌图美仁 - 涅聂湖北东向左旋扭断层; ④错勤 - 吴如错北东向左旋扭断层; ⑤日喀则 - 黎加北东向左旋扭断层等。

(2) 北西向扭断层

规模较大的北西向扭断层, 由北到南主要有: ①乌兰乌拉湖 - 当曲北西向右旋扭断层; ②羊湖 - 双湖北西向右旋扭断层; ③赤布张错 - 唐古拉山口北西向右旋扭断层; ④色林错 - 黎加北西向右旋扭断层; ⑤孜则 - 申札北西向右旋扭断层; ⑥美马错 - 阿鲁错北西向右旋扭断层等。

除以上规模较大的北东、北西向扭断层外, 在羌塘地块中部尚发育有密集的规模较小的北东、北西向扭断层。它们在高原地壳晚期伸展阶段转变为张扭性断层, 形成同方向的裂陷盆地 (详见后)。

(二) 晚期伸展 - 走滑构造

第四纪以来, 青藏高原在印度板块强烈推挤下, 地壳发生大幅度南北向缩短和垂向加厚。过度增厚的地壳受重力均衡调整控制, 在东西方向上被拉长, 从而发生了同造山伸展 (邓万明, 1993)。地壳伸展主要表现为物质的横向 (东西向) 迁移。在深部地壳表现为塑性流动, 在浅部地壳则表现为脆性张裂。

同造山伸展可分两个阶段, 早阶段为纯剪切伸展, 晚阶段为单剪走滑。前者形成南北向张裂断陷带和北东、北西向张扭性断陷带; 后者导致先存断裂运动性质的转变, 即转变为走滑断层, 并在特定边界条件制约下发生地块向东的推移。

1. 伸展构造

伸展构造应力场特点是在南北向最大主应力轴不变情况下, 最小主应力轴向由垂直转变为近东西, 物质移动方式由以垂直增厚为主转变为以东西向拉长为主。由此引发的构造变形主要有南北向张裂 (新生为主) 和北东、北西向张裂 (改造), 形成一系列南北向张裂断陷带和北东、北西向张裂断陷带。这些断陷带往往控制青藏高原湖泊和二、三级水系的发育以及第四纪沉积盆地的分布。

(1) 南北向张裂断陷带

南北向裂陷带主要分布于喜马拉雅和冈底斯地块上, 表现为受正断层控制的一系列近南北向地堑或半地堑式断陷盆地及其中的水系湖泊。从东到西主要有 6 个带: ①桑日 - 错纳南北向断陷带; ②康马 - 羊八井 - 那曲南北向断陷带; ③申札 - 定结南北向断陷带; ④申安觉错 - 当惹雍错南北向断陷带; ⑤帕龙错 - 仑木错南北向断陷带; ⑥普兰 - 拉昂错南北向断陷带等。

1) 桑日 - 错那南北向断陷带: 展布于北纬 $28^{\circ}00' \sim 29^{\circ}30'$, 东经 $91^{\circ}50' \sim 92^{\circ}30'$, 自雅鲁藏布江之北的沃嘎向南穿过雅鲁藏布江, 继续延伸至错那一带, 长 200km, 宽 20 ~ 40km。断陷带由几个地堑或断陷盆地组成。自北而南有邛多江断陷盆地、马如断陷盆地、拿日雍错断陷盆地和错那断陷盆地等, 盆地走向与断陷带一致, 盆地中有较多第四系分布, 主要为冲洪积、湖积和冰积, 盆地内多有现代湖泊分布, 有的为古湖遗迹。如马如断陷盆地保留有较多发育尚好的古湖蚀微地貌, 拿日雍错和错那断陷盆地东侧可见规模较大的张性正断层。沿盆地边界断裂往往有较强烈的地震和地热分布。

2) 康马 - 羊八井 - 那曲南北向断陷带: 为青藏高原规模最大、研究最详细的一条南

北向断陷带。南起康马,北达唐古拉山主峰,全长 650km,宽 50~60km,由三段组成,南段从亚东至雅鲁藏布江以南,中段从尼木往北与当雄羊八井北东向断陷谷地复合,北段主要在安多、唐古拉山口一带断续分布。南段由帕里、多庆错、涅如、龙马等半地堑式断陷盆地组成,长约 100km,宽 5~10km。帕里盆地内发育有上新世湖积和早更新世冰积物。其他盆地中充填中更新世以来河湖沉积和冰水沉积。控盆断裂多分布于盆地东侧,表现为正断层。中段为当雄-羊八井北东向断陷带,由一些串珠状展布的地堑或断陷盆地组成,中更新世以来的冲洪积和冰积物充填其中。北段主要展布于班公错-怒江断裂以北,主要由错那半地堑或断陷盆地、安多地堑或断陷盆地、香嘎曲谷地平原等组成,带内第四纪冲洪积和湖积发育,边界断层为正断层,垂直断距可达 500~1000m。中新世早中期的花岗岩广泛出露于当雄、羊八井一带,安多盆地古近纪湖积发育,表明本带是一条重新活动的断陷带。本带地热活动广泛而强烈,温泉、热泉普遍发育,尼木-谷露一带有多处沸泉,羊八井和谷露有水热爆炸活动和间歇喷泉出现,羊八井地热田分布于本带内。

3) 申札-定结南北向断陷带:本带南起喜马拉雅山脉,在札西岗、谢通门一带切过雅鲁藏布江向北延伸到申札,总体走向 NE20°,全长近 400km,宽 20~50km。主要由一系列近南北向的断陷盆地或断陷谷地构成。在定结一带,有定结盆地和沿朋曲及其支流分布的断陷谷地;在雅鲁藏布江以北,有谢通门-札西岗断陷盆地,南木切半地堑式盆地、青都半地堑式盆地、越恰错-查藏错地堑式盆地。在断陷盆地内,分布有第四系和现代湖泊及大面积沼泽地。盆地边界正断发育,两盘落差达 500~1000m。带内地热活动分布较广,中段近代地震活动较强烈。

4) 安觉错-当惹雍错南北向断陷带:本带位于班公错-怒江断裂以南,由 6 个南北向断陷盆地组成。南起定结,经夏如切过雅鲁藏布江断陷谷地,到安觉错经许如错、当惹雍错,终止于班公错-怒江大断裂之南的当穹错,全长 370km,宽 20~40km(图 7-3)。从南到北主要断陷盆地有:古错、定日半地堑式断陷盆地,及安觉错、许如错、当惹雍错、当穹错断陷盆地。盆地中第四系较发育,主要为冲洪积和湖积,其次是冰积和冰水沉积,各断陷盆地内均有大小不等的湖泊分布,湖泊形态及延伸方向与断陷盆地相一致。本带北段地震和地热活动较活跃,南段许如错南有水热爆炸活动显示。本带是一条中新世晚期以来逐渐形成的断陷盆地带,早期以火山活动为主,第四纪以断块升降为特征。

5) 帕龙错-仓木错南北向断陷带:本带位于东经 83°一线,主体发育于雅鲁藏布江断裂与班公错-怒江断裂之间的冈底斯地块,长 200km,宽 40~50km。郭董岗日和隆格尔断块两侧的帕龙错-仓木错和果普错-仁青休布错等断陷盆地构成其主体。盆地沉积以乌郁群(N₂wy)火山岩和第四纪湖积为主,隆格尔断块山西侧的果普错-仁青休布错断陷带内还发育有早中更新世鱼鳞山组火山岩,盆地两侧显示有清晰的张性正断层三角面,断层明显切割冰后期堆积物和古冰川谷。仁青休布错附近发生过 3 次 ≥6 级的地震,隆格尔断块山地周边有地震变形带分布。水热活动以温泉为主。

6) 普兰-拉昂错南北向断陷带:本带位于东经 81°20'一线,噶尔曲之南、巴噶与科加之间,主要由普兰断陷盆地和玛旁雍错、拉昂错断陷盆地组成,长 80km,宽 20km,呈北北东向展布。玛旁雍错、拉昂错断陷十分强烈,分布面积达 150km²以上,断陷之西地热活动强烈。形成玛旁雍错地热田,水热爆炸等活动十分活跃。

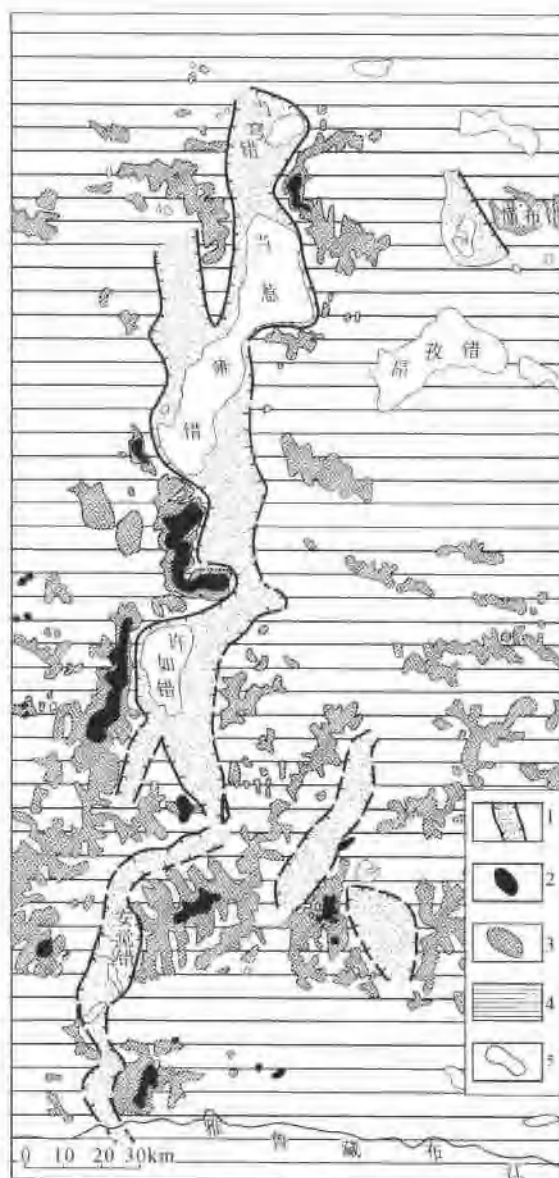


图 7-3 安觉错-当惹雍错活动构造分布图

Fig. 7-3 active tectonic distribution between Aneuoje-Dangreiyong Co

1—断陷盆地；2—火山岩；3—湖相沉积；4—高原面；5—现代湖泊

(2) 北东、北西向张扭性断陷带

北东、北西向张扭性断陷带是在早期共轭扭断层基础上发展起来的，它们是同造山过程中地壳发生近东西向伸展拉长的结果，此种构造形迹主要见于羌塘地块，冈底斯-拉萨地块东部也较发育。有时这两组构造共同组成“X”形拉张断陷带。

A. 北东向张扭性断陷带

主要见于羌塘地区东部和拉萨地块东部。

在羌塘地块, 自北而南有日马下松曲-马尔盖茶卡-朝阳湖断陷带、白龙冰河-淡水湖-玉龙河断陷带、甜水河-错尼-玉盘湖断陷带、玛尔果茶卡-琵琶湖-多格错仁断陷带、加穷错-依布茶卡-龙尾错断陷带、达札迪杂错-阿木错断陷带和鄂雅错-比热藏布断陷带等(西藏地质矿产局, 1993)。

在冈底斯-拉萨地块, 发育有拉萨河断陷谷地和当雄-羊八井断陷盆地带。

这些盆地一般均切割中新统下部康托组(N_1k)等老地层, 多数盆地下部为中新统上部石平顶组(N_1sh)火山岩。其上为全新世湖积、冲积、洪积和冰水沉积不整合覆盖, 个别有早更新世湖积和鱼鳞山组(Q_{1-2y})火山岩出露。各带多有现代湖泊相伴随。如加穷错-依布茶卡-龙尾错断陷带, 切割最新地层为中新统康托组, 带内全新世河湖相沉积普遍发育。该带南段走向近东西, 形成以洞错、札西错为中心的断陷盆地, 向北逐渐转为北东东、北东, 形成以加穹错、日干配错、依布茶卡、角木茶卡等为中心的北东向断陷带, 并从角木茶卡向西北形成以热觉茶卡为中心的北西向断陷带分支, 总体构成一“Y”字形断陷盆地。

北东向断陷带边界以左旋走滑断裂为特征, 反映它们是早期“X”共轭剪切系的北东向扭断层后期张开的产物。

冈底斯地块东部的当雄-羊八井北东向断陷带, 是一大型张扭性断陷带, 总体呈“S”型展布, 长达250km, 自南而北发育有8个较大的断陷盆地, 它们是安岗断陷盆地、吉达果断陷盆地、羊八井断陷盆地、宁中断陷盆地、当雄断陷盆地、谷露断陷盆地、桑雄断陷盆地和纳木错断陷盆地。除纳木错断陷盆地外, 其余断陷盆地首尾相连呈“串珠”状展布。盆地中多发育向心水系和扇状水系。第四系发育, 以冲积、冰积为主, 其次是湖积。沉积物分别属于中更新统、上更新统和全新统, 三者之间呈明显不整合接触(韩同林, 1987)。断陷盆地中, 除桑雄断陷盆地有湖泊占据外, 其余盆地均属外流古湖遗迹, 盆地中发现有大量古湖岸线, 最大海拔可达4900m以上, 古湖蚀微地貌分布普遍, 盆地中心均有大小不等的沼泽发育。

盆缘活动断裂以盆地西侧最为发育, 数量多, 规模大。不同时期断裂形成的断崖呈阶梯状排列, 断裂倾向盆地中心, 为正断左旋走滑的张扭性质。

B. 北西向张扭性断陷带

北西向断陷带主要发育于羌塘地块中部, 也见于冈底斯地块北缘, 往往是与北东向断陷盆地同现的类断陷带。在羌塘地块大约以30km间距排列在西昆仑南缘活动断裂带与班公错-怒江活动断裂带之间, 长150~250km, 自西而东主要有: 结则茶卡-木实热木卡断陷带、窝尔巴错-夏夏藏布断陷带、清激湖-略湖错断陷带、托和平错-查波错断陷带、才玛尔错-昌东断陷带、拉雄错-热觉茶卡断陷带和确旦错-令戈错断陷带等(西藏地质矿产局, 1993)。

张扭断陷盆地中现代湖泊发育, 沉积物以第四纪湖积、洪积和冲积为主。仅个别盆地内见有早中更新世鱼鳞山组火山岩。主要活动期为更新世以来, 盆缘断裂显示明显的右旋走滑特点, 反映这些断陷盆地系早期“X”共轭剪切系北西组扭断层后期张开的产物。

值得一提的是, 发育于藏北地区的这些伸展张裂带, 集中控制了第四纪以来湖泊的分布, 如纳木错、色林错、当惹雍错、扎日南木错、昂拉仁错、班公错等。第四纪晚期随着

地壳东西向伸展的加剧,于晚更新世早中期(116~40kaB. P.)、即高原末次间冰期时,这些湖泊曾连成一体,构成规模宏大的藏北高原古大湖(朱大岗等,2002,2004)。该古大湖东起纳木错,西达班公错,长1370km,宽180km,面积达240000km²。

2. 走滑构造

青藏高原地壳走滑运动,主要表现为一系列近东西向大断裂发生复活并转变为走滑,以及由此引起的羌塘地块向东挤出。它们是高原地壳第四纪以来发生伸展递进变形的产物。

据马宗晋等(2001)研究,位于羌塘地块南北两侧的大断裂,第四纪以来转变成以走滑为主的活动方式。南侧断裂主要有北喜马拉雅断裂带、雅鲁藏布江断裂带和班公错-怒江断裂带,都发生一致的右旋走滑;北侧断裂主要有金沙江断裂带、昆仑山南缘断裂带、祁连山-海原断裂和阿尔金断裂带,都发生一致的左旋走滑。夹持于这两组走滑方向相反的断裂带之间的羌塘地块则发生相对向东的滑动,其产生与高原地壳南北向挤压缩短、增厚,导致晚期同造山东西拉长并受阻于高原“西构造结”和塔里木地块有关。

(1) 走滑断裂带

1) 北喜马拉雅右旋走滑断裂带:位于高喜马拉雅结晶岩系北缘,中新世末—上新世,伴随西瓦利克陆内俯冲带活动和高喜马拉雅结晶系上冲,形成北喜马拉雅北倾正断层,控制晚新近纪札达盆地的发育。第四纪该正断层在地壳伸展-走滑阶段转变为右旋走滑断层。

2) 雅鲁藏布江右旋走滑断裂带:雅鲁藏布江断裂作为晚白垩—始新世南北两大板块的俯冲-碰撞带,表现为一宽达数十千米的北倾韧性剪切带。新近纪上新世伴随西瓦利克陆内俯冲带的活动,北喜马拉雅地块发生南降北升的翘起运动,复活的雅鲁藏布江断裂带表现为脆性的南倾逆冲-推覆带,在阿依拉日居见白垩纪蛇绿岩推覆于始新统秋乌组砾岩层之上(E₂q)。第四纪转变为右行走滑,早期韧性剪切带内普遍发育有一组近水平的擦痕面。

3) 班公错-怒江右旋走滑断裂带:班公错-怒江断裂带被认为是冈底斯地块与羌塘地块的碰撞边界(孙鸿烈,1996),形成于中生代末期。早期为压扭性,第四纪以来转变为走滑断层带,其中在那曲以西地区,北西西向的崩错断层长约100km,走向北50°~60°西,早期具挤压特征,中更新世以来转变为右旋走滑。沿单条次级断层的最大右旋走滑位移量达1.5km,平均滑动速率为10~11mm/a(国家地震局地质研究所,1992);格林错断层长230km,走向北60°西,早期同样为压扭性质,中更新世早期转变为右旋走滑(国家地震局地质研究所,1992)。

4) 金沙江-鲜水河左旋走滑断裂带:金沙江-鲜水河断裂为华力西(C—P)时期向南的俯冲消减带和碰撞带(孙鸿烈,1996)。第三纪表现为以挤压为主兼右旋走滑,第四纪以来转变为左旋走滑(汪一鹏等,1995;吴章明等,1993)。在风火山一带,晚第四纪以来左旋走滑的水平滑动速率达2~10mm/a。在甘孜-玉树段,晚更新世以来最大左旋位移达54m(国家地震局地质研究所,1992),全新世平均水平滑动速率为7.3mm/a。断层走滑方向的改变主要发生在第四纪(2.48Ma以后),晚更新世(0.13Ma以来)达到高峰(马宗晋,2001)。

5) 昆仑山南缘左旋走滑断裂带: 昆仑山南缘断裂带同样为华力西时期的俯冲消减带和碰撞带(孙鸿烈, 1996), 但俯冲方向朝北。早期强烈挤压变形, 青藏高原形成后的陆内变形表现为大规模的左旋走滑, 转变时间在第四纪早期(吴章明, 1990, 1993)。

6) 祁连山—海原左旋走滑断裂带: 祁连山断裂带和海原断裂带作为青藏高原的北界, 具有长期的演化历史。在高原形成演化的大部分历史过程中, 表现为向北逆冲的运动学特征。第四纪以来大都转变为具有少量斜滑分量的左旋走滑为主的运动方式(国家地震局地质研究所, 1990, 1992)。其中祁连山活动断裂带晚更新世以来的水平位移速率达 3.2mm/a , 为垂直位移速率的 3.5 倍; 昌马断裂主体形成于加里东期, 早期至第三纪末表现为继承性逆冲活动(国家地震局兰州地震研究所, 1992)。第四纪以来开始出现左旋走滑运动, 晚更新世以后走滑分量占主导地位, 垂直与水平运动速率比达到 $1:24$ 。海原断裂由挤压逆冲转变为左旋走滑的时间为早更新世, 至全新世走滑运动速率达 $5 \sim 7\text{mm/a}$ (国家地震局地质研究所, 1990; Zhang et al., 1991)。

(2) 滑移地块

以上 6 条断裂前 3 条位于羌塘地块南侧, 都表现为右旋走滑性质; 后 3 条断裂位于羌塘地块北侧, 都表现为左旋走滑性质。夹于这两个走滑方向相反断裂组之间的羌塘地块必然发生向东的滑移。地壳物质向东的推移受到鄂尔多斯地块和川中陆块的阻挡, 分别在六盘山和龙门山形成强烈的具右旋性质的挤压推覆构造(马宗晋, 2002)。

(三) 青藏高原现今地壳运动

高原现今地震活动和地壳变形研究资料结果表明, 青藏高原现今地壳处于南北缩短、垂向隆升与侧向挤出的运动状态(图 7-4)。

根据国家测绘局 20 年间隔(1959/1961 ~ 1979/1981) 重复水准测量结果, 青藏高原的平均抬升速率为 5.8mm/a , 其东北部的沱沱河—炉霍一带相对稳定。而在南部雅鲁藏布江北侧一带的狮泉河—萨嘎—拉萨—邦达一线平均抬升速率为 8.9mm/a , 其中拉萨—邦达段达 10mm/a 。西部喀喇昆仑轴部最大上升速率达 $6 \sim 9\text{mm/a}$ 。狮泉河—达则错一带平均仅 $2 \sim 3\text{mm/a}$ (张青松等, 1991), 而北部柴达木盆地则以接近 1.0mm/a 的速率沉降。

由 16 个观测点组成的跨青藏高原 GPS 监测网, 基线平均相对精度已经达到 0.1×10^{-6} 。1991 ~ 1993 年进行的三次重复测量结果表明, 拉萨地体的南北缩短率为 $(7.4 \pm 1.6)\text{mm/a}$, 东西伸展速率达 $(7.0 \pm 2.3)\text{mm/a}$; 格尔木—拉萨之间的缩短率为 $12 \sim 17\text{mm/a}$ 。

20 世纪以来, 青藏高原及其邻近地区发生的 254 次 6.0 级以上地震的震中分布, 具有随时间由西向东迁移的规律(国家地震局地质研究所, 1996; 马宗晋等 1992, 1994; 郑斯华, 1992, 1995)。青藏高原地震机制解与地震地表破裂带的调查表明, 印度与亚洲大陆汇聚带上发生的地震具有逆冲断层性质, 而西藏南部的地震具有正断性质, 反映东西向张应力场的存在。龙门山断层上的震源机制也具有逆冲断层性质, 而川滇地区的地震具有走滑性质, 反映块体的侧向运动。祁连山地区的地震, 既具有挤压逆冲又兼有左旋走滑的特征。而对 1966 年以来的 11 次大震所作的地震机制解, 不仅证明喜马拉雅山前缘与印

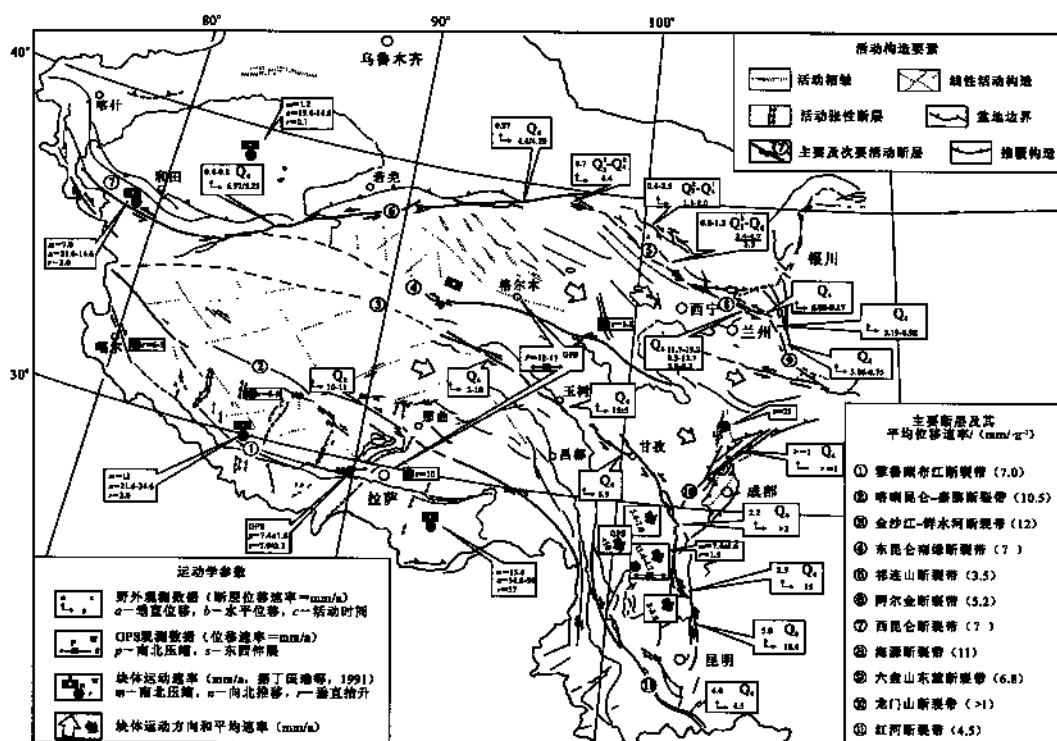


图 7-4 青藏高原现今构造活动及其运动学参数

(据马宗晋, 2002)

Fig. 7-4 Neotectonics and kinematic data in Qinghai-Tibetan plateau

度板块的碰撞作用仍在进行, 而且证明高原南部的地壳浅部存在着东西向的水平拉张 (郑斯华, 1992), 反映高原中部地壳正在发生向东的挤出运动。

第二节 第四纪地质与地貌现状调查

青藏高原的第四纪地质与地貌大致以青藏公路为界, 可分 3 个大区域, 即东部外流区、西部内流区及周边区, 各区沉积物及地貌类型的发育有较大区别。

一、青藏高原第四纪地质

1. 第四纪沉积物成因类型的划分

青藏高原第四纪沉积物, 分布广泛, 成因类型多种多样。依据沉积物成因, 大致可划分 14 种类型, 即冰川堆积、冰缘堆积、湖积、河流堆积、重力堆积、泥石流堆积、风成沙堆积、泉华堆积、火山堆积、化学沉积、风化壳和古土壤堆积、残坡积、洞穴堆积和泥炭沼泽堆积等。除此之外, 还有许多复合成因堆积物, 如冲积-湖积、洪积-湖积、湖积-沼泽积等。

2. 第四纪沉积物特征及分布

(1) 冰川堆积

冰川堆积,在高原范围内分布最为广泛,以内流区及高原各大山脉,即喜马拉雅山、冈底斯山、念青唐古拉山、唐古拉山、昆仑山、祁连山等分布最多。

依据现有资料,可将冰川堆积进一步划分为:冰原冰川堆积、冰帽冰川堆积和山谷、山麓冰川堆积。

冰原冰川堆积形成于早更新世时期,以内流区分布最多最好,在高原东部外流区及高原周边区有少量保存。主要堆积物有:冰碛、冰川漂砾和巨型冰川漂砾堆积及冰水堆积等。如西藏申扎北见长达5km冰碛垄,藏南堆纳和昆仑山口一带分布于山顶面的大量砂岩、花岗岩冰碛和冰川漂砾。唐古拉山口一带有大面积火山岩冰川漂砾堆积。在西藏大竹卡和四川龙门山前塘坝子一带,有规模在2.5~4km的巨大超基性岩和角砾状灰岩冰川漂砾堆积。冰原冰川堆积的岩石成分大多与下伏基岩有很大不同,属“远洋”冰碛及冰川漂砾堆积(图7-5)。



图7-5 阿伊拉日居山的冰川堆积物

Fig. 7-5 Glacial drift of Ayila Ri'gyü

冰帽冰川堆积分布于一些平坦山顶面及其周边放射状U形谷中,为冰碛、冰川漂砾堆积及冰水沉积。依据形成时代,可分冰原冰川退缩过程中形成的冰帽冰川堆积和中晚更新世以来形成的冰帽冰川堆积。前者多见于内流区较低海拔的平顶山及周边U形谷中,后者多分布于高原各大山脉附近海拔较高的平顶山及周边U形谷中。



图7-6 阿伊拉日居山U形谷中的终碛、侧碛、冰碛垄及冰水砂砾堆积

Fig. 7-6 Terminal moraine, lateral moraine, moraine dam and glaciofluvial drift in U valley, Ayila Ri'gyü

山谷、山麓冰川堆积主要分布于高原各大山脉主脊线附近,形成时代自中晚更新世至现代。冰碛、冰水堆积及冰川漂砾的分布局限于U形谷中及山麓地带。多为终碛、侧碛、冰碛垄及冰水砂砾堆积等(图7-6)。

(2) 冰缘堆积

主要分布于高原内流区及青

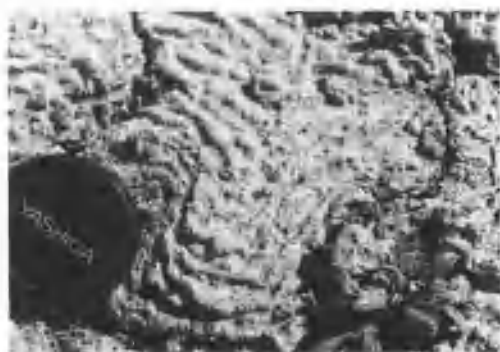


图 7-7 昆仑山口一带山顶附近见
较多石河、石冰川堆积

Fig. 7-7 Stone river and rock glacier pile in
the peak of Kunlun Mountain

藏公路沿线地区。堆积物以石海、石河、石冰川堆积及冻融泥石流堆积为主，其次有石坝和多边土堆积等，如藏南的卡若拉一带有较多冻融泥石流堆积，昆仑山口一带山顶附近见较多石河、石冰川堆积等（图 7-7）。

(3) 湖积

青藏高原湖泊分布十分广泛，集中分布以内流区最多，大小湖泊近 2000 个，如纳木错、色林错、班戈错、扎布耶茶卡、青海湖等，湖积物主要为淤泥、粉砂及砂砾堆积，其次有湖沼堆积及盐碱沉积等。

(4) 河流堆积

以东部外流区及河原区最为发育，主要河流有金沙江、澜沧江、怒江、雅鲁藏布江等，主要堆积物为阶地堆积（图 7-8）、河漫滩堆积及河床相砂砾堆积等（图 7-9）。



图 7-8 阿里象泉河阶地堆积

Fig. 7-8 Terrace deposition of
Xiangquan river, Ngari

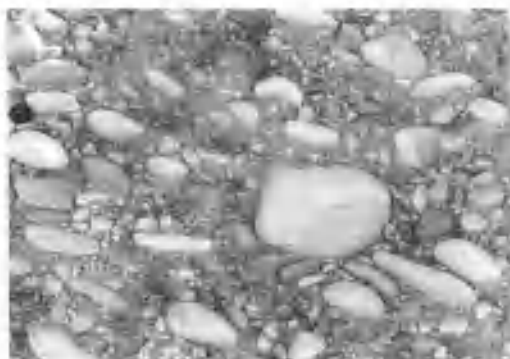


图 7-9 象泉河河漫滩堆积及河床相砂砾堆积

Fig. 7-9 Flood plain and bed phase granule
gravel deposition of Xiangquan river

(5) 重力堆积

较集中分布于高原周边及东部外流区，形成倒石堆堆积和滑塌堆积，如西藏札达象泉河沿岸有大量滑塌堆积分布（图 7-10）。

(6) 泥石流堆积

分布于东部外流区的多为雨水泥石流堆积，如藏东的古乡泥石流堆积。在内流区多见为冰川泥石流堆积，如藏南多伏错之西古鲁一带的早更新世冰川泥石流堆积发育十分典型。

(7) 风沙堆积

主要见于藏南年楚河、拉萨河一些宽谷段（图 7-11），如长所、定结一带，及内流区一些湖滨区周边，有较多风成沙堆积分布，如纳木错沿岸。



图 7-10 阿里札达象泉河沿岸的滑塌堆积

Fig. 7-10 Slumping pile along the bank of
Xiangquan river, Zanda Ngari



图 7-11 拉萨河宽谷中的风成沙堆积

Fig. 7-11 Eolian sand pile in
Lhasa river valley

(8) 泉华堆积

青藏高原温泉分布广泛、是我国温泉分布最多的地区。温泉分布主要与近南北向活动构造带有关，并多受断陷带制约，如羊八井—当雄一带有大量温泉分布及泉华堆积（图 7-12）。

(9) 火山堆积

在青藏高原范围内第四纪火山堆积分布不多，主要见于西昆仑山的卡尔达西火山和黑石北湖一带，以安山质熔岩、凝灰岩和凝灰角砾岩堆积为主。



图 7-12 西藏羊八井地热田

Fig. 7-12 Yangbajing geothermal field in Tibet

(10) 化学沉积

集中分布于内流区的盐湖及一些干涸的湖泊，如藏北的班戈错、扎布耶茶卡和柴达木盆地的茶卡盐湖等，为大量盐碱堆积。

(11) 风化壳及古土壤堆积

分布极为有限，主要见于藏南和藏东地区。风化壳多呈红色土，分布于河谷谷坡和坡麓地带，或河流最高一级阶地之上。古土壤多呈棕褐色和棕黄色，如藏南江孜冲洪积中见埋藏型古土壤分布。

(12) 泥炭沼泽堆积

多分布于青藏高原内流区及河源区一些干涸湖盆区及现代湖盆边缘区的沼泽地中，为泥炭、泥砂沉积。如羊八井—当雄一带泥炭堆积，厚达 3m。

(13) 洞穴堆积

多见于内流区及河源区的灰岩、岩溶洞穴之中，如班戈雄前、那曲下秋卡一带的灰岩洞穴有较多泥及砂砾堆积。

(14) 残坡积

以内流区最发育。高原气候寒冷，岩石经寒冻作用产生大量残坡积物，并常在山坡地

带形成特有的寒冻岩屑坡堆积。

二、青藏高原第四纪地貌

1. 第四纪地貌类型的划分

青藏高原地貌类型多种多样,分布十分广泛。依据地貌成因,大致可划分为10大类,即冰川地貌、冰缘地貌、湖泊地貌、河流地貌、重力堆积地貌、火山地貌、风成地貌、构造地貌、岩溶地貌和岩石地貌等,其中以冰川地貌、湖泊地貌及河流地貌发育最好。

2. 第四纪地貌特征及分布

(1) 冰川地貌

冰川地貌是青藏高原分布最广的地貌类型,是构成高原最基础的地貌。依据冰川作用的类型,可进一步划分为冰原冰川地貌、冰帽冰川地貌及山谷山麓冰川地貌。

1) 冰原冰川地貌:主要分布于内流区。冰川地貌类型有广阔的冰蚀平原面、山顶浑圆的冰蚀丘陵区、大小不同的冰川湖群等。另有终碛垄、终碛坝分布(图7-13至图7-15)。此外,在东部外流区及周边区,冰原冰川地貌因受后期河流切割破坏,保存不多。



图7-13 阿伊拉日居山冰蚀平原

Fig. 7-13 Glaciated plain in Ayila Ri'gyu mountain



图7-14 阿伊拉日居山冰蚀丘陵

Fig. 7-14 Glaciated hill in
Ayila Ri'gyu mountain



图7-15 阿伊拉日居山冰川终碛垄

Fig. 7-15 Terminal moraine dam in
Ayila Ri'gyu mountain

2) 冰帽冰川地貌:冰帽冰川地貌,分布较局限。依据形成年代不同,可进一步划分为早更新世冰帽冰川地貌和中晚更新世以来冰帽冰川地貌(图7-16)。

a. 早更新世冰帽冰川地貌。为早更新世冰原冰川退缩过程中形成,以内流区保存较

多、较好。一般特征是具有平坦的山顶面和周边呈放射状分布的 U 形谷及其中分布的冰碛、冰川漂砾、冰水堆积等,如班戈县附近及拉萨马区一带冰帽冰川保存较好。早更新世冰帽冰川地貌海拔较低,无现代冰川分布。



图 7-16 昆仑山中晚更新世以来冰帽冰川地貌

Fig. 7-16 Glacial cap since late-Pleistocen
in Kunlun mountain



图 7-17 昆仑山的山谷山麓冰川地貌

Fig. 7-17 Valley and piedmont glacier in
Kunlun mountain

b. 中晚更新世以来形成的冰帽冰川地貌,主要分布于高原各大山脉附近,分布海拔较高,有的仍有不同程度的现代冰帽冰川分布,但规模相对较小。如唐古拉山附近就有少量现代冰帽冰川发育。

3) 山谷山麓冰川地貌:主要为中晚更新世以来形成,较集中分布于高原各大山脉的主脊线附近。形成的主要地貌类型有 U 形谷、刃脊、角峰及分布于 U 形谷中的终碛垄、侧碛堤等。U 形谷规模大,延伸长,主脊线附近常有较多现代冰川发育,如喜马拉雅山、念青唐古拉山、唐古拉山、冈底斯山、昆仑山等是山谷山麓冰川地貌主要的分布区域(图 7-17)。

(2) 湖泊地貌

高原湖泊十分发育,数量多、面积大,并且集中分布于内流区。湖成地貌类型主要有湖岸线、湖蚀柱、湖蚀崖、湖成阶地、湖蚀平台、湖蚀洞穴等,此外还见有较多湖蚀微地貌发育,如湖蚀平面石、湖蚀礼帽石等。

(3) 河流地貌

以东部外流区及周边区最为发育,其次是内流区的一些较大河流。主要地貌类型有河流阶地、峡谷地貌,河漫滩、心滩、冲积平原及河曲地貌等。如金沙江、怒江、澜沧江、雅鲁藏布江等,河流地貌十分发育。

(4) 冰缘地貌

主要分布于内流区及青藏公路沿线一带。地貌类型有石河(图 7-18)、石海、石冰川及多边形土、冻融泥流(图 7-19)地貌等。

(5) 重力堆积地貌

主要分布于东部外流区及周边区,形成的主要地貌类型有倒石锥、滑塌堆积体等。



图 7-18 念青唐古拉山东南麓的
冰缘石河

Fig. 7-18 Paraglacial stone river in southeast
piedmont of Nyaingentangha mountain



图 7-19 札达盆地周缘早更新世冰缘相
沉积中的冻融褶皱

Fig. 7-19 Frost stirring in paraglacial phase deposition
during early-Pleistocene in periphery of Zanda basin

(6) 火山地貌

火山地貌主要分布于西昆仑山一带的卡尔达西火山及黑石北湖一带，主要地貌类型有火山锥、熔岩流地貌等。

(7) 风成沙地貌

分布于雅鲁藏布江宽谷段及朋曲河长所、定结一带和藏北的一些湖盆区边缘区、柴达木盆地边缘区等，形成的主要地貌类型有固定和半固定沙丘、少量流动沙丘、新月型沙丘、沙垄等，局部可见风蚀洞穴、风蚀柱发育。

(8) 构造地貌

主要形成单面山、褶皱山及断块山等地貌类型，如藏南仲巴—帕羊及西藏南北向活动断裂带。

(9) 岩溶地貌

主要分布于灰岩分布区，地貌类型有溶洞、天坑、天生桥、峰丛、残余峰林、孤峰等地貌类型，但分布局限，发育程度较差。如藏南定日一带及藏北下秋卡一带有较多分布。

(10) 岩石地貌

由于不同岩石抗风化侵蚀力强度不同产生特有的地貌特征，如花岗岩地貌、灰岩地貌、水平砂砾层地貌等。

综上所述，青藏高原第四纪地质地貌类型多种多样，不同区域第四纪地质及地貌组合类型有明显不同。西部内流区以冰碛、湖积和湖成地貌、冰原冰川地貌最发育。东部外流区以河流堆积、重力堆积及河流地貌、重力堆积地貌分布最多。高原周边区以冰川堆积、冰川地貌、河流堆积及河谷地貌、重力堆积地貌为主。

三、第四纪地质讨论的几个问题

1. 第四纪的底界

关于第四纪底界的问题，目前国内外尚未取得一致意见。多数学者认为从生物地层学

的角度考虑,第四纪动植物群已形成了特有的面貌,例如真牛、真马、真象、古人类以及冷水型软体动物或有孔虫的出现,应是主要标志。植物组合在本质上的变化是大量喜热植物被淘汰。从古气候的角度考虑,第四纪气候的主要特征是冷暖交替。因此,生物地层学、年代地层学、磁性地层学、古气候地层学和考古地层学等方法综合运用是解决第四纪下限划分的一个较好途径。

青藏高原在第四系研究方面程度较低,但局部地段也有某些方面的突破,在藏南札达盆地内,中国地质科学院地质力学研究所朱大岗、孟宪刚、邵兆刚等(2003)首次发现了全新统底部冰水洪积相香孜组($Qh^{1-1}x$)与下伏上新统湖相地层古格组(N_2^2g)呈角度和平行不整合,古格组(N_2^2g)产丰富的介形类、腹足类、双壳类和植物化石,大量的孢粉以木本为主,为一套深湖相、温湿环境下的沉积物。香孜组($Qh^{1-1}x$)中介形类、孢粉明显减少,孢粉中以大量草本出现为特征,同时,地层中出现冻融褶皱,反映气候由温湿向寒冷转变的过程;环境由森林草原型渐变为干旱草原型;沉积相由湖相变为冰水洪积相。故将二者间不整合界线划为第四系底界是可靠的。

青海柴达木盆地、共和-贵德盆地第四系主要是湖积。下更新统(Qp^1)与上新统(N_2)之间,在盆地边缘为超覆不整合,在盆地中心部位常为连续沉积,但其上下层位内介形类差异较明显。盆地内,下更新统(Qp^1)皆以优势种强壮青海金星介的出现为第四纪的底界。这是一种生活于流动富氧淡水体中的介形类,以此与上新统(N_2)顶部发育的中华小湖花介-网纹小湖花介-纯净小玻璃介-浪游土星介优势组合相区别。在柴达木盆地西北缘冷湖镇七个泉一带,七个泉组($Qp^{1-2}q$)与下伏上新统狮子沟组(N_2^2s)间呈角度不整合。

在青藏高原几个典型地段,均出现下更新统(Qp^1)底部与上新统(N_2)顶部呈角度不整合现象。二者间岩相突变、岩性有差异、古生物古气候改变,结合地层学数据和磁性地层学方法测试结果,认为第四纪应始于2.48Ma。这一数据虽与国际上认为的1.80Ma差距较大,但就目前国内现有资料,定为2.48Ma是比较合理的(表7-2)。

表7-2 青藏高原第四纪年代表

Tab. 7-2 Time scale of Quaternary of Qinghai-Tibetan plateau

时代		代号	Ma
第四纪	全新世	Qh	0.01 ~ 0.012
	晚更新世	Qp^3	
	中更新世	Qp^2	0.13
	早更新世	Qp^1	0.73
	上新世	N_2	2.48

2. 第四纪古人类活动遗迹

青藏高原第四纪地层中有多处古人类活动遗迹(图7-20)。尤其青海省内,已发现的古文化遗迹近千处,主要产于上更新统和全新统。产于上更新统的见于青海柴达木盆地小柴旦湖、格尔木南三叉口、共和盆地阿乙亥及唐古拉霍霍西里曲水河岸一带,主要有石器、古猿头盖骨等,属旧石器晚期(或更早),早于山顶洞文化期而晚于丁村文化期。产



图 7-20 纳木错扎西多半岛上灰岩溶洞内
古人的涂绘式绘画遗迹

Fig. 7-20 Fresco remnant of the ancients on the
wall of limestone cave in Zhasiduo peninsula, Namco

青藏高原曾出现过数次冰期和间冰期。地壳累计抬升幅度可达 2500m 左右。地壳的差异升降和气候的频繁波动,引起了沉积环境和生物群落的剧烈变化。

早更新世初,上新世那种河湖交织、温暖潮湿、林茂草盛的景象已成为历史,随之而来的是大陆冰川和寒冷的草甸荒漠。河湖沉积中出现冻融褶皱,如香孜组(Qh^{1-1x})。与此同时,以柴达木—共和盆地为中心的相对坳陷带,则接受沉积。早更新世后期气候变暖,冰川大规模消退,山间盆地的冰水沉积作用加强。植被具有寒冷而干旱的荒漠草原型特征。而柴达木、共和盆地出现了湖水退缩的半咸水状态,湖边形成由杨、柳、桉、松等组成的森林草原环境。东部若尔盖地区气候温和,雨量充沛,哺乳动物繁盛。

中更新世青藏高原地区,再度重复了早更新世的气候演变历史,继续发生剧烈的波动。高原继续隆升,冰期、间冰期交替出现。中更新世晚期青藏高原曾发生过一次强烈的抬升运动,使藏南和藏东许多河谷形成、柴达木湖盆退缩、塔塔楞河等湖区南迁、青海湖出水口截流封闭。特别是巴颜喀喇山主脊上升,若尔盖湖区积水向北破口而出,一方面使黄河源区从祁连山转向南,横断秦崑与巴颜喀喇山北坡沟通,另一方面使若尔盖等地沼泽化等。中更新世隆升后的青藏高原平均高度大约为海拔 3000m 左右。

晚更新世,随着高原和喜马拉雅山脉的强烈抬升,喜马拉雅山脉已成为阻挡太平洋潮湿气候进入青藏高原的屏障,使喜马拉雅山脉以北的广大区域日趋干旱。与此同时,本区仍然受到大约两次冰期和间冰期的影响,但冰川规模较之中更新世显著变小,冰川补给量也大为减少,而且一次比一次少。间冰期气候变得干燥,使高原上湖泊普遍盐湖化。在晚更新世早期,即末次间冰期时,纳木错一带已发育成为一个充满盆地的深水大湖——“古羌塘湖”(朱大岗等, 2001),接受广泛的湖相沉积。现今的纳木错、色林错、扎日南木错、当惹雍错等湖泊,均为该古大湖萎缩后的残留湖盆。

全新世后半期,区内构造运动仍以隆升为主,同时隆升速度较快,可达 48m/千年。从生物组合分析,全新世区内经历了 3 个气候期,即气候转暖期、温湿期和新冰期。高原

于全新统的见于藏南亚里和青海湟水流域、柴达木盆地诺木洪一带,主要有彩陶器、磨制和打制石器、骨器和青铜器等,为新石器(部分为旧石器)晚期的仰韶文化、铜石并用的齐家文化、青铜文化和辛店文化。

3. 第四纪古地理、古气候的变迁

上新世时期青藏高原已形成一个整体,但海拔并不高,大约在 1500m 左右。山势较低缓,气候温暖湿润,湖泊广布,河流纵横,雨量充沛,森林茂密。

经上新世末青藏高原的强烈抬升,进入第四纪,古地理发生了很大的差异。地壳经历了大幅度整体抬升和差异升降,以及剧烈而频繁的气候变化,第四纪时期,

上湖泊普遍萎缩,并进一步沼泽化和盐碱化。

总之,本区第四纪古地理演化的总趋势是地势不断抬升,气候日益干旱,在晚更新世后期盐湖沉积发育,沼泽化面积扩大,成为全新世一个重要的泥炭和盐类成矿期。

第三节 河流湖泊分布规律与演变分析

利用青藏高原近 30 年来 ETM 和 MSS 两期卫星遥感数据和现代遥感图像处理技术,对青藏高原现代湖泊、河流进行了遥感综合解译和生态地质环境演变趋势研究,并编制了 1:50 万、1:150 万相关成果图件。对青藏高原第四纪古湖泊的分布、演化及其环境生态效应,进行了初步分析。

一、河流湖泊分布规律

1. 青藏高原河流分布规律

青藏高原上河流众多,亚洲和我国一些著名的大江、大河均发源于此。按内陆河和外流河来分,外流河有属太平洋水系的黄河及金沙江(长江上游)、澜沧江(湄公河上游),属印度洋水系的怒江(萨尔温江上游)、雅鲁藏布江(布拉马普特拉河上游)、朗钦藏布(象泉河,萨特累季河河源)、森格藏布(狮泉河,印度河河源)等,以及恒河上游的一些支流向南或西南流出中国国境。内陆河主要分布于高原的北部和西北部,多发源于四周山区,呈辐射状汇集于盆地中心。主要的内陆水系有塔里木内陆水系、青海湖内陆水系、柴达木内陆水系以及祁连山内陆水系、可可西里内陆水系以及藏北内陆水系(详见第八章第一节)。

2. 青藏高原湖泊分布规律

青藏高原是世界上湖面最高、湖泊数量最多的高原。据统计,面积大于 0.5km^2 的湖泊有 1706 个,总面积达 39615.4km^2 (廖克,1990),而且集中分布在冈底斯山以北的羌塘高原,约占高原湖泊总面积的 57.3% (详见第五章第二节)。

青藏高原湖泊成因类型复杂多样,但大多是发育在一些和山脉平行的山间盆地或巨形谷地之中,其中大中型的湖泊如纳木错、色林错、玛旁雍错等都是由构造作用所形成,湖盆陡峭,湖水较深,且湖泊的分布与纬向、经向构造带相吻合,只有一些中、小型湖泊分布在崇山峻岭的峡谷区,属冰川湖或堰塞湖类型。湖泊深居高原腹地,以内陆湖为主,湖泊多是内陆河流的尾闾和汇水中心,但在黄河、雅鲁藏布江、长江水系的河源区,由于晚近地质时期河流溯源侵蚀与切割,仍有少数外流淡水湖存在,如黄河上游的扎陵湖、鄂陵湖,即是本区两大著名淡水湖。

青藏高原内流流域内的湖泊面积达 21396km^2 ,而高原中南部的西藏境内,则是我国湖泊最多的地区之一,其中面积超过 1km^2 的湖泊有 621 个,湖泊总面积为 24183km^2 ,主要分布在喜马拉雅山脉以北的藏南高原面,以及冈底斯山、念青唐古拉山以北与昆仑山脉之间的羌塘高原面上。

二、河流湖泊演变分析

1. 青藏高原河流演变分析

研究表明,河流生态地质环境演变趋势在青藏高原的不同比例尺图件中的表现有所不同。一般而言,在大比例尺(1:10万)的遥感图中,某些河流的某些区段在近30年来,有明显的变化,如纳木错周缘的你亚曲等。但在中比例尺(1:25万)遥感图中,这种变化趋势就不明显,甚至于观测不到。

因此,对于本项研究做出的1:50万、1:150万遥感解译图而言,近30年来青藏高原河流的演变是可以忽略不计的。

河流的变化,主要表现为径流量的变化。对青藏高原近几十年来各流域气温和降水量的变化、内陆河流的径流变化、外流河的径流变化等方面的演变分析,详见第八章第一节。

2. 青藏高原湖泊演变分析

研究表明,湖泊生态地质环境演变趋势在青藏高原的不同地区有所不同,如在青海柴达木盆地,湖泊整体上都趋于萎缩。而在藏北湖盆区,以东经90°为界,以东地区的湖泊面积是扩大的,以西地区的湖泊面积总体上是缩小的,处于中部东经90°位置的湖泊面积基本没有变化。

对青藏高原近几十年来湖泊的变化,包括湖泊水位及水质的变化、青海湖水位下降原因分析等方面的演变分析,详见第八章第一节。

第八章 河流湖泊综合分析与环境区划

本项研究将基础地质调查与前缘性科学问题研究紧密结合,有效地提高了各项工作的质量与水平;重要地段、重点地区、重大问题,组织了不同专业的专家联合攻关、现场“会诊”。针对有关问题聘请顾问,对野外工作质量与室内测试分析实施有效的检查和监控,对存在质量问题的观测路线进行野外补课,对存在严重质量问题的调查工作进行返工,保证了研究质量。

第一节 河流湖泊综合分析

青藏高原是我国湖泊面积最大、最集中的地区之一。湖泊的类型,从成因上可分为构造湖、冰川湖、堰塞湖、热融湖塘群等。构造湖主要分布在藏北高原,如纳木错、色林错、扎日南木错等。同时,青藏高原又是我国和南亚、东南亚地区主要河流的发源地和上游的流经地区。

一、青藏高原的气候变化

青藏高原是北半球气候变化的启动区和调节区。这里的气候变化不仅直接驱动我国东部和西南部气候的变化,而且对北半球具有巨大的影响,甚至对于全球的气候变化,也具有明显的敏感性、超前性和调节性。

青藏高原作为独特的自然地理区域,其气候变化与中国其他地区相比有着显著的差异,同时又具有一定的联系(汤懋苍等,1988)。分析中国东部的北京、上海,以及新疆南部、成都等地的气温、降水变化特征,并参考已有的关于中国其他地区40年中气候变化的研究成果,将青藏高原气候变化与中国其他地区进行对比。

(一) 40年中气温变化特征的对比

青藏高原的气温变化形势与中国160个台站的平均气温一致,但表现更为明显,尤其是20世纪80年代,在西藏大部和青海南部气温高出或达到50年代的气温峰值(林振耀等,1998)。

1. 气温倾向率的对比

对各研究台站气温降水序列进行线性拟合,以研究其20世纪50年代至80年代末期变化的总趋势,拟合直线的斜率之10倍,称为气候倾向率,分别代表平均每10年气温、降水的变化值。

(1) 年平均气温

20 世纪 50 年代到 80 年代末的 40 年里, 中国平均的年平均气温呈上升趋势, 气温倾向率为 $0.04^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$ 。而青藏高原平均气温倾向率为 $0.16^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$, 远大于全国的平均值。全国 160 个台站的气温倾向率空间差异分析 (林学椿等, 1990) 表明, 华北、东北、内蒙古和新疆的大部分地区, 甘肃和宁夏的部分地区, 气温倾向率为正值, 其中新疆北部、内蒙古中、东部的气温倾向率大于 $0.3^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$, 与之相对, 青藏高原绝大部分地区气温倾向率大于 $0.1^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$, 尤其是西藏的帕里、拉萨、那曲、丁青, 青海的沱沱河、五道梁、格尔木、共和至西宁一带, 更为明显, 气温倾向率大于 $0.3^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$, 有些地区在 $0.5^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$ 左右。说明青藏高原在 40 年中普遍增暖, 而且增温的速率大于其他地区。

黄河以南、长江流域的大部分地区气温倾向率为负值, 其气温倾向率的绝对值小于倾向率为正的地区, 这与青藏高原的情况较为一致, 高原东缘的川西地区的气温倾向率为负, 其绝对值一般小于 $0.05^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$, 远小于增温地区的气温倾向率。

(2) 季节差异

分别以 1 月和 7 月气温倾向率代表冬季和夏季的气温变化趋势。冬季气温在青藏高原与全国各地表现出一致的趋势, 都表现为升温, 而且增温幅度大于年平均气温的变化。夏季气温的变化在中国大多数地区表现为下降, 而在青藏高原的表现存在地域差异。西藏地区夏季气温略有升高, 而青海北部夏季气温下降。

2. 十年平均气温的变化

通过计算 20 世纪 50 年代至 80 年代各年代的十年平均气温和降水的差值, 研究年代间气候要素的变化。

(1) 年平均气温

青藏高原各地 20 世纪 50 年代至 80 年代, 每十年平均气温有一个共同的特点, 即 50 年代气温较高, 60 年代气温显著偏低, 70 年代气温回升, 80 年代气温再次偏高。80 年代的高温是否相当或超过 50 年代是 40 年中气候变暖与否的一个重要标准。青藏高原相当大的部分地区 80 年代十年平均气温超过 50 年代。青藏高原各地 80 年代十年平均气温普遍比 50 年代高 $0.1 \sim 1.0^{\circ}\text{C}$, 只有高原东部部分地区 80 年代平均气温略低于 50 年代, 或二者相当。

20 世纪 80 年代中国全国平均的气温比 50 年代高 0.2°C (林学椿等, 1990), 各地又有所差别。从中国的几个行政区来看 (王绍武, 1990), 除西南地区外, 各区 80 年代普遍比 50 年代偏暖, 升温幅度在 $0.1 \sim 0.6^{\circ}\text{C}$, 东北区最大, 为 0.6°C 。除东北、内蒙古东部、新疆北部的部分台站, 20 世纪 80 年代平均气温高于 50 年代 1.2°C , 其他 80 年代升高地区高于 50 年代的值小于 0.4°C (丁一汇等, 1994)。与高原相邻的新疆南部 80 年代气温高于 50 年代 0.2°C 。

(2) 季节差异

中国其他地区 1 月和 7 月十年平均气温分析表明, 各地变化较为一致。20 世纪 80 年代较 50 年代 1 月平均气温显著升高, 个别地区可达 2.0°C , 同时 7 月气温下降, 下降的幅度较 1 月的升温幅度偏小。这与青藏高原有所不同, 高原 1 月气温显著上升的同时, 7 月气温则在部分地区较大幅度地上升, 在另外地区下降。说明高原地区有更复杂的气温变化

机制。高寒地区夏季的升温可能加重异常高温、干旱等自然灾害（林振耀等，1994）。

3. 青藏高原和中国其他地区 40 年冷、暖期的对比

(1) 气温变化过程的几个冷暖期

比较青藏高原与中国其他地区 20 世纪 50~80 年代的气温变化过程发现，都存在 3 至 5 年的显著周期，50 年代至 80 年代的几个冷暖期基本相对应，尤其是 80 年代以来的气温偏高，中国地区更有同样显著的 10 年左右的周期。青藏高原地区气温变化振幅明显偏大，冷暖期开始的时间和持续状况有所差异。

分析结果表明，青藏高原气温具有 3~5 年的显著周期，参考这个主周期对各个气温序列作滑动平均，这些经过低通滤波的气温变化曲线，以及气温突变指数显示出高原气温变化的共同特征是（林振耀等，1996），20 世纪 50 年代较暖，60 年代气温普遍降低，是 50 年代至今最冷的时期，70 年代又较暖，但存在波动，70 年代末至 80 年代初以来各地先后进入气温较高时期，直至 80 年代结束，有相当一部分地区持续至 90 年代初期，噶尔、改则在 80 年代末至 90 年代初，气温才稳定高于多年平均值。因此，80 年代以来，青藏高原各地普遍出现一个气温显著偏高时期。

青藏高原平均气温曲线与中国平均气温（唐国利等，1992）相比较（图 8-1），在 20 世纪 50 年代末、60 年代中后期的冷期对应较好，但青藏高原 60 年代气温变率较大，冷期中的冷、暖交替明显。70 年代在青藏高原出现的暖期比较显著，气温最高年份的年平均气温大于 50 年代，而全国平均气温曲线在 70 年代的峰值与 50 年代的暖期相当。

(2) 最近一个暖期开始时间的差异

青藏高原最早进入暖期的地区是藏东南，20 世纪 80 年代初开始气温偏高，持续至 80 年代末结束。雅鲁藏布江河谷及其周围地区于 80 年代初期傍晚时候进入暖期，日喀则和江孜 80 年代末 90 年代初气温开始下降，而拉萨在 90 年代前 4 年里气温仍偏高。藏北及藏南地区以及青海的广大地区 80 年代中期开始进入暖期，且 80 年代末至 90 年代初仍较暖。西藏西部的噶尔、改则最迟开始出现气温偏高现象，80 年代末至 90 年代初气温显著上升，目前仍维持这种状况（赵昕奕等，1994）。

因此，20 世纪 80 年代以来，青藏高原各地先后进入一个气温持续偏高时期，最早的开始于 80 年代初，90 年代初期部分地区仍保持着气温升高的状态。而中国其他地区这个暖期开始较晚。例如，以年平均气温距平持续为正作为暖期的标志，则与高原比邻的新疆南部、中国东部的北京、上海等地在 80 年代中后期进入暖期，相当于青藏高原的南部和北部最近一个暖期开始的时间。

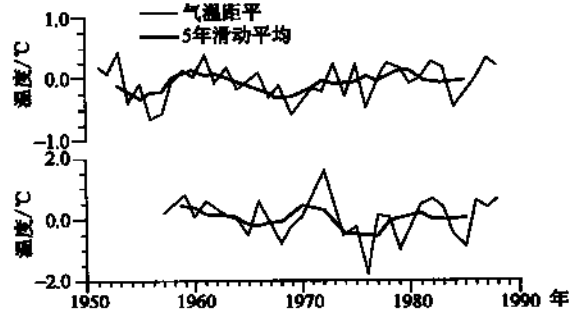


图 8-1 中国平均气温距平 (上) 与青藏高原平均气温距平 (下) 及 5 年滑动平均曲线
(据林振耀、赵昕奕，1998)

气温距平为相对 1961~1988 年的距平

Fig. 8-1 The average temperature departure and the five years average curve of China (up) and Qinghai-Tibetan plateau (down)

(二) 40 年中降水变化特征的对比

20 世纪 50~80 年代, 青藏高原与全国一样, 年降水的气候趋势为减少, 全国平均降水量减少速率为 $12.69\text{mm} \cdot (10\text{a})^{-1}$, 青藏高原平均为 $11.90\text{mm} \cdot (10\text{a})^{-1}$ 。全国平均降水量 20 世纪 80 年代比 50 年代减少 34mm, 除长江中游和西北部分地区外, 降水普遍减少。青藏高原存在较大的地域差异, 西藏中部地区减少 10~40mm, 主要表现为夏季降水大幅度减少。而藏东南、藏南、藏北地势较高地区及青海北部降水增加, 夏季增加较多, 冬季增加较少, 甚至减少。80 年代前降水增加的地区, 进入 90 年代后降水减少。

(三) 未来 30 年和 300 年我国气候变化的预测

对未来气候变化的预测, 现在通用的有方法两类: 一类是根据现有的气候学理论, 利用数值模式并加入外源强迫进行预测; 另一类则根据气候要素本身的变化周期或韵律, 用统计方法或周期外推进行预测。现在看来, 各种方法还不容易对气候系统的自然变化做出较准确的预测。而各种气候变量大都是非定常的不规则变化, 随着时间的推移, 某些周期时隐时现。因此, 使用历史气候资料外推, 其预测精度也不会太高。

1. 气候变化的预测方法

与各种气候变量相比, 太阳黑子周期长度 (SCL) 代表太阳活动, 且有较稳定的周期变化, 我们可用周期叠加法先对未来数十至数百年 SCL 的变化进行预测, 再来推算气温变化。由于 SCL 序列有 2500 多年, 因此, 外推 200 多年一般不会引起太大的误差。

将 2500 多年的 SCL 序列内插到年, 再作功率谱分析, 分析时最大后延分别取 $1/3 \sim 1/10$ (共进行了 8 次计算), 选出超过 95% 的置信度且方差较大的周期, 计有 200、76.9、50、41.6、35、11.1、5.6 年共 7 个周期。将这 7 个周期用周期叠加模型对原序列进行拟合并外推。通过计算可得到 2500 多年来 SCL 的拟合值, 并用其外推得到未来 300 年 SCL 的预测值 (冯松等, 1998)。

SCL 目前可能已经达到了一个极短值, 以后二三十年 SCL 将逐渐变长, 约在 2010~2033 年, SCL 的长度将超过多年平均值 (11.07a)。2033 年后 SCL 又有一短暂的变短过程。张先恭等 (1992) 曾指出, 太阳活动估计在 2010 年代中期达到最低值, 在 21 世纪前半叶将再次增强, 与上面的结论基本一致。据预测的 SCL 值计算结果可知, 我国气温可能在 21 世纪初达到一个极高值, 直到 2015 年, 气候都将比较温暖; 2015 年至 2038 年, 为一温度较低时段, 其值与 20 世纪 60~70 年代相当, 20 多年平均可能比 1961~1990 年平均低 $0.1^{\circ}\text{C} \sim 0.2^{\circ}\text{C}$ 。2038 年后将有一短暂的升温过程。

2. 未来的气候变化

与 SCL 的变化相对应, 在 20 世纪末 21 世纪初地球自转达到一极大值, 以后将持续减慢, 2010~2033 年为地球自转的慢段, 届时高原的气温差、强地震等将减少, 高原冬季风增强, 夏季风减弱; 而全球大于 8 级以上的地震将增多, 自然灾害相对频繁。

根据未来 300 年 SCL 的预测结果, 2010~2090 年左右, SCL 为一慢周期时段, 2100~2230 年为快周期时段。2010~2090 年左右, 我国气温将降低, 2100~2230 年将出现长的温暖期。

根据竺氏曲线和敦德冰心 $\delta^{18}\text{O}$ 记录 (姚檀栋等, 1992) 可知, 近 6000 多年来, 每隔

1500 年左右我国都要出现一次大暖期,最近两次分别出现在周朝和唐朝。据此外推,下一个大暖期应出现在公元 2050 ~ 2250 年之间,与上述 SCL 的预测结果基本一致。再考虑到未来温室效应的影响,估计 2100 ~ 2230 年间,我国气候将会相当温暖而湿润,可能与周朝和唐朝相当甚至超过之。

历史上周朝和唐朝的两次大暖期,都给中华民族带来了大发展、大繁荣的机遇,特别是唐朝乃“万邦称颂”的时代。在即将到来的大暖期(2100 ~ 2230 年),应该也不会例外。有人说 21 世纪是“亚洲世纪”,那么 22 世纪将会是“中国世纪”,至少气候条件(天时)会提供这种保障。特别是我们有刚建立不久的社会主义制度的优越性,相信我们的后人一定能抓住这次极好的机遇,使中华民族屹立于世界民族之林。

(四) 有关结论

近年来,利用树木年轮资料分析气候变化取得了进展,据林振耀等(1994)研究,西藏地区近 2000 年来有两次较大的寒冷期(公元初至 5 世纪和 16 ~ 19 世纪),这与新冰期的第二次冰进和小冰期在时间上基本是一致的,它们之间夹较温暖的时期,寒冷期年平均气温比现今低 1℃ 左右。

20 世纪的气候变化,是人们有目共睹的。长年在湖滨放牧的藏族人民亲眼见到了湖泊的退缩、湖滩地的扩大、湖面的缩小,及一些大湖分离成几个小湖,如藏南嘎拉错自 1876 年以来,湖面宽度缩小了 15km。在藏北连续多年冻土区的南缘,冻土有明显的退化现象,有的分化为岛状冻土区,热融下陷形成的热融湖塘分布也较为普遍,无疑这是近年来气温回升的结果。西藏冰川的变化也是十分明显的,近数十年来除少数冰川有前进迹象外,多数处在退缩中。根据树木年轮结合实际观测资料经过分析,可以确定西藏目前有气温逐渐升高、降水变少的趋势。因此,有关气候变化的趋势,可概括如下:

- 1) 气温变化:青藏高原 20 世纪 50 ~ 80 年代末 40 年中气温的变化与相邻的中国西南地区相反,而与中国北方一致,都表现为升温,但升温幅度略大。
- 2) 与其他地区的差异:与中国其他地区的不同,还表现为青藏高原夏季气温趋势存在复杂的空间分异,冬季气温则与其他地区一样,为较明显的升温。
- 3) 气温变率:青藏高原气温变率大于中国其他地区,40 年里冷暖期表现显著。
- 4) 年降水量:西藏大部分地区与中国其他地区一致,年降水量呈减少趋势。而藏北和青海大部分地区降水增加,但进入 20 世纪 90 年代,这些地区降水有所减少。

总的来说,青藏高原自晚全新世以来气候逐渐变干、变冷,其中有三次较大的波动;20 世纪以来有气温回升、降水减少的趋势。

二、青藏高原的水系特征

青藏高原河流众多,亚洲和我国一些著名的大江、大河均发源于此。按内陆河和外流河来分,外流河有属太平洋水系的黄河及金沙江(长江上游)、澜沧江(湄公河上游),属印度洋水系的怒江(萨尔温江上游)、雅鲁藏布江(布拉马普特拉河上游)、朗钦藏布(象泉河,萨特累季河河源)、森格藏布(狮泉河,印度河河源)以及恒河上游的一些支流向南或西南流出国境(图 8-2)。本区外流河除西南部的朗钦藏布(象泉河)、森格藏

布（狮泉河）等河流之外，都是水量丰富、源远流长的大江大河，其河川径流量是青藏高原主要的地表水资源。因此，这些河流径流量的变化，对青藏高原及其周围地区的国民经济及人民生活有重大的影响。

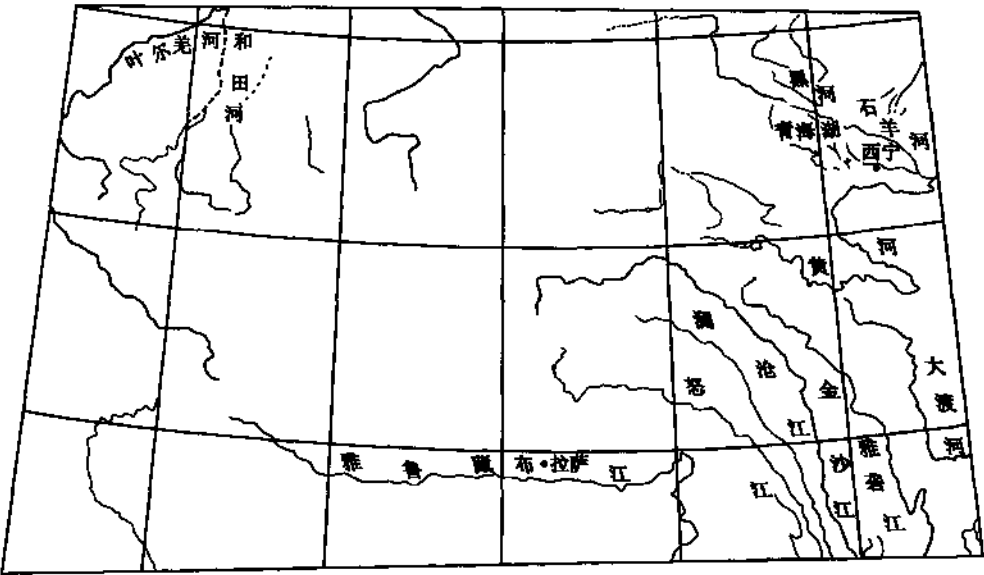


图 8-2 青藏高原水系分布图
Fig. 8-2 Distribution of water system in Qinghai-Tibetan plateau

1. 高原河流

青藏高原是中国水资源丰富的地区，可分为内流区和外流区。其中的怒江、雅鲁藏布江、象泉河、狮泉河和朋曲注入印度洋，内流区主要包括藏北高原、柴达木盆地和小块封闭型山区洼地湖盆。

主要外流河有黄河、长江、澜沧江、雅鲁藏布江、怒江等，总径流量 $6565.6 \times 10^8 \text{ m}^3$ （表 8-1），其中以雅鲁藏布江最大，其年径流量达 $1654.0 \times 10^8 \text{ m}^3$ ；其次是怒江，年径流量达 $408.9 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

表 8-1 青藏高原主要水系河流地表水资源量
Tab. 8-1 Water resource of main water system in Qinghai-Tibetan plateau

水 系	流域	年径流量/ 10^8 m^3	占各自水系年径流量比例/%	占年径流总量的比例/%
外流水系	黄河	344.0	3.99	3.54
	长江	2030.1	30.92	29.47
	澜沧江	256.5	3.91	3.72
	雅鲁藏布江	1654.0	25.19	24.01
	怒江	408.9	6.22	5.93
	其他河流	1972.0	30.03	28.62
	小计	6565.6	100.00	95.29

续表

水 系	流域	年径流量/ 10^8 m^3	占各自水系年径流量比例%	占年径流总量的比例/%
内流水系	西藏内陆河	202.2	62.15	2.93
	青海内陆河	123.0	37.85	1.78
	小计	325.0	100.00	4.71
总计		6890.6		100.00

引自《青藏高原环境与发展概论》，1996

内陆河主要分布于高原的北部和西北部，多发源于四周山区，呈辐射状汇集于盆地中心。主要的内陆水系有塔里木内陆水系、青海湖内陆水系、柴达木内陆水系、祁连山内陆水系、可可西里内陆水系以及藏北内陆水系。内陆水系的河流多少而短小，虽然径流量不大但也是当地重要的水资源。

青藏高原山岭巍峨，气候严寒，发育着许多现代冰川，全区冰川面积约有 44852 km^2 ，占全国现代冰川面积的 82.5%。据估算，青藏高原的冰川融水径流，年平均补给河流的水量约 $(395 \times 10^8) \text{ m}^3$ ，占全国冰川融水径流的 70%，而其中西藏就有 $325 \times 10^8 \text{ m}^3$ 冰川融水径流，主要集中在雅鲁藏布江和怒江等外流河流域。在内陆区，虽然冰川面积较外流河小，但融水对河流的补给具有重要的作用。例如玉龙喀什河和策勒河，其河川径流量中的冰川融水均占它们总径流量的 50% 以上（杨针娘，1988），冰川融水已成为本区内陆河川径流的重要组成部分。外流河的冰川融水量虽然大大超过内陆河，但这些地区的降水也更加丰富，使得冰川融水的作用相形见绌。

2. 高原湖泊

青藏高原是我国湖泊最多的地区。据统计，全国天然湖泊面积在 1 km^2 以上的有 2800 余个，总面积 8 万多平方千米，而在青藏高原面积大于 1 km^2 的湖泊就有 1019 个，面积达 44993.3 km^2 （王苏民等，1998），占全国湖泊总面积的 49.5%，是地球上海拔最高、数量最多、面积最大的高原湖群区，也是我国湖泊分布密度最大的两大稠密湖群之一（王苏民等，1998）。其中，面积大于 10.0 km^2 的湖泊有 346 个，合计面积 42816.1 km^2 ，占本区湖泊总面积的 95.2%。面积超过 500 km^2 的湖泊全国有 27 个，其中有 12 个就分布于青藏高原（表 8-2）。青海湖是全国第一大咸水湖，鄂陵湖是高原第一大淡水湖，纳木错是海拔最高的大湖。

表 8-2 青藏高原面积大于 500 km^2 的湖泊Tab. 8-2 The lakes of area more than 500 km^2 in Qinghai-Tibetan plateau

序号	湖泊名称	所在省（区）	湖面高程/m	湖泊面积/ km^2
1	青海湖	青海	3195	4583
2	纳木错	西藏	4718	1920
3	色林错	西藏	4530	1640
4	扎日南木错	西藏	4613	1023
5	当惹雍错	西藏	4535	835

续表

序号	湖泊名称	所在省(区)	湖面高程/m	湖泊面积/km ²
6	羊卓雍错	西藏	4441	638
7	鄂陵湖	青海	4285	618
8	乌兰乌拉湖	青海	4859	610
9	哈拉湖	青海	4078	602
10	昂拉仁错	西藏	4689	560
11	扎陵湖	青海	4287	550
12	塔若错	西藏	4545	520

高原湖泊的特点是温带型湖泊居多,成群分布,自成系统,湖多水深,湖泊储热量相对较高,湖面逐渐缩小。青藏高原气候严寒而干旱,冬季湖泊冰封期较长,降水稀少,冰雪融水是湖泊补给的主要形式,湖泊水情虽有季节性变化,但水位变幅普遍较小,年内变幅一般不超过 50cm,在强烈的蒸发作用下,湖水入不敷出,干化现象显著,湖泊在近期多处于萎缩状态,往往在滨岸区残留有多级古湖岸砂堤。

青藏高原湖泊的分布,以藏北高原和青海高原最为集中,是世界上最高的高原湖区。这些湖泊内流多,外流少;咸水多,淡水少。青海境内的扎陵湖、鄂陵湖为由黄河串联起来的淡水湖,对黄河起着调蓄作用。由于气候变干、变暖,导致该湖泊面积日趋减小,湖滨常分布有多级古湖岸线。青海湖在近百年来一直处于萎缩状态,代表了半干旱地区以降水补给为主的内陆流域对气候变化的响应。

本区以咸水湖和盐湖为主,盐、碱等矿产资源是本区湖泊资源开发利用的主要对象。随着社会经济的发展,为数不多的淡水湖,对水资源的开发无疑是有重要意义的。

3. 水文要素的时空分布特征

由于青藏高原地形起伏很大,特别是东部多高山峡谷,气候的垂直分带明显,造成温度、降水等随高度有很大变化。总的来说,降水量的分布为西北稀少、东南丰沛,地区相差悬殊。其年内分配也极不均匀,5~9月为雨季,降水量一般占全年的60%~80%,而且这种年内分配的比例关系在地区的分布上也很不平衡。高原东南喜马拉雅山南翼低山地区,夏季受西南暖湿气流的影响,降水丰沛,多在1000mm以上,而山地降水量多在2500mm以上。这里不仅年降水量大,而且雨季时间较长,降水量的年内分配较均匀,年际变化也较小,其年径流变差系数 C_v 一般0.1~0.2。例如位于西藏东南的察隅地区,5~9月的降水量仅占全年的54%, C_v 为0.12。越往西北降水量越少,其年内分配的不均匀程度越大,柴达木盆地5~9月的降水量占全年的78%~94%,其西部的冷湖气象站为94.3%(张家骥等,1985)。

高原上的温度虽然随纬度有南北差异,但因海拔高度和下垫面的影响,温度的纬向分布不明显。与降水的地区分布一样,气温也具有自西北向东南变化的特征,高原的西北部较寒冷干燥,高原的东南部则较温暖湿润。气温的日差较大,年差较小。日照充足、太阳辐射强是青藏高原的特点。

受降水量分布的制约,青藏高原的径流量在地区上的分布也是自东南向西北减少,大江、大河几乎都集中在东部和南部,河流量十分丰富。就一条河流而论,其径流的分布

也是由东向西、由南向北减少。黄河源头和长江源头的年径流深均在 50mm 以下，向下游则逐渐增大（表 8-3）。中部和西北部的内陆河流，径流量则十分贫乏。

表 8-3 青藏高原河川径流量的地区分布
Tab. 8-3 River flux distribution of Qinghai-Tibetan plateau

方向	流域	水文站	径流量 / ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	方向	流域	水文站	径流量 / ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)
西	雅鲁藏布江	奴下	146	北	金沙江	直门达	85
	澜沧江	昌都	264		金沙江	岗拖	98
	雅鲁江	雅江	299		金沙江	巴塘	137
东	大渡河	泸定	449	南	金沙江	石鼓	167

由于径流受不同下垫面和补给条件的再调节，变化幅度略小于降水，其年际变化的特点是高原东南（湿润地区）小，年径流变差系数 C_v 在 0.25 以下，而高原西北（干旱地区）由于降水稀少，植被条件差，蒸发损失大， C_v 多在 0.4 以上。例如，位于高原东南的怒江道街坝站的 C_v 仅 0.12，而位于西北部的沱沱河的 C_v 则达 0.41。同一条河流的 C_v 值，山区小，河谷、盆地大。对内陆河流而言，河川径流的不同补给来源对年径流的 C_v 值也有较大的影响，一般以降水补给为主的河流 C_v 较大，冰川融水和降水混合补给的河流 C_v 较小（赖祖铭，1981）。这主要是因为冰雪融水量，在内陆河中的调节作用比在大河中的调节作用更大的缘故。但对于无冰雪融水补给的河流，内陆河的 C_v 值则远大于青藏高原大江河的 C_v 值。其原因是后者一方面有较充沛的降水量（降水量越大，其 C_v 值越小），另一方面，大河的河槽调节作用更大，反映出大河流域有较强的调蓄能力。

高原的河川径流在年内分配上，大江河较内陆河均匀，大河最大 4 个月（6~9 月）径流量占全年的 60%~70%，而内陆河为 70%~85%（汤奇成等，1992）。大河 12 月至次年 2 月的枯水季节，径流量占全年的 7%~10%，内陆河则一般小于 5%。

三、河流湖泊演变分析

利用青藏高原 30 年中，ETM 和 MSS 两期卫星遥感数据和现代遥感图像处理技术，对青藏高原现代湖泊、河流进行了遥感综合解译和生态地质环境演变趋势研究，并编制了 1:50 万、1:150 万相关成果图件。对青藏高原第四纪古湖泊的分布、演化及其环境生态效应，进行了初步分析。

1. 近几十年来青藏高原各流域气温和降水量变化

近几十年来，大气中日益增多的温室气体使全球气候发生了显著的变化。我国年平均气温变化与北半球相似，即从 19 世纪末开始增温，到 20 世纪 30~40 年代达到最大，50~60 年代为降温期，70 年代开始第二次升温，直至现在（林学椿等，1995）。

青藏高原在近几十年来，气候变暖也日趋明显。从各流域年平均气温的变化来看，除大渡河流域较平稳外，各流域气温的上升趋势均较明显。20 世纪 80 年代增幅更大，尤其是柴达木盆地诸河，从 60 年代到 80 年代，20 年平均气温上升了 0.84℃。根据各流域平均气温距平的年代统计（表 8-4），60 年代高原各流域气温均较低，而 60~80 年代升温

则非常显著,而且自有记录以来的最高气温几乎均出现在80年代中、后期。高原各流域气温的平均升幅大大高于全国平均值。其变化趋势虽与全国相似,但变幅较全国大,80年代的增温比全国快,而且70年代升为正距平后,多维持在平均值以上变化(图8-3)。内陆区和外流区相比较,前者的升温趋势更加明显(图8-4)。

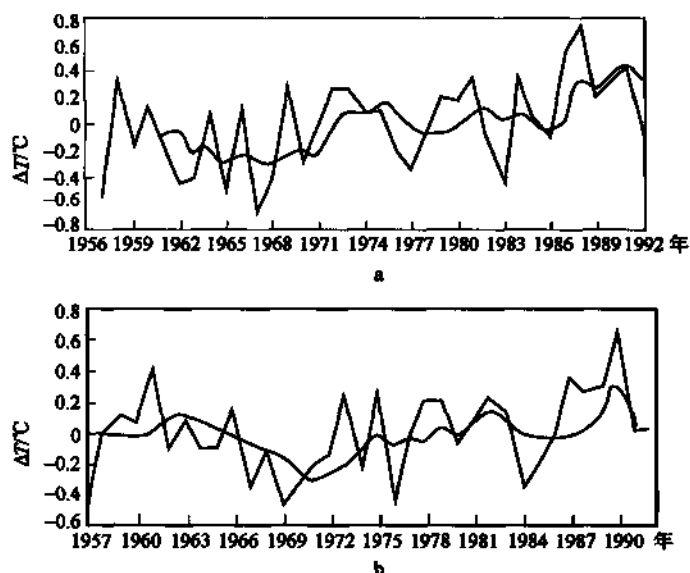


图8-3 青藏高原各流域(a)及全国(b)年平均气温变化
(据赖祖铭, 1998)

Fig. 8-3 The average temperature changes of every drainage basin in Qinghai-Tibet and of China

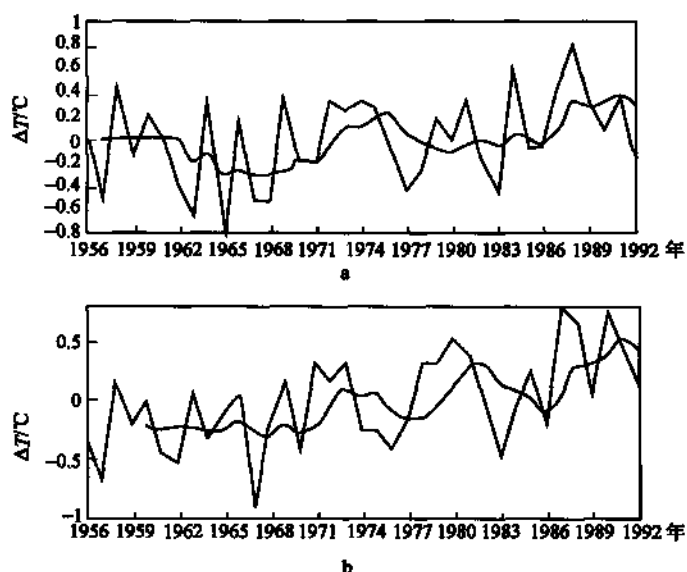


图8-4 青藏高原外流水系(a)及内流水系(b)年平均气温变化
(据赖祖铭, 1998)

Fig. 8-4 The yearly average temperature changes of outside and inside water system on Qinghai-Tibetan plateau

降水量的变化各流域间虽有差异,但就外流河来看,除 20 世纪 80 年代外,距平基本一致。虽然 80 年代多数流域为正距平,但如果把 80 年代和 60 年代作一比较,则可看出,金沙江以东(包括金沙江)为正距平,以西为负距平,而且西部各流域降水量减少的幅度,比东部各流域降水量增加的幅度更大,雅鲁藏布江流域减少的幅度最大(表 8-4)。

表 8-4 青藏高原大江河流域降水量的年代变化(以距平 P 表示)

Tab. 8-4 Yearly precipitational changes of river basin in Qinghai-Tibetan plateau

水系或流域		1957~1960	60 年代 (1961~1970)	70 年代 (1971~1980)	80 年代 (1981~1990)	80 年代减 60 年代
内 陆 水 系	塔里木南部 $T/^{\circ}\text{C}$	-0.08	-0.020	0.07	0.19	0.39
	$P/\%$	-62	4.8	-72	0.3	-4.5
	柴达木 $T/^{\circ}\text{C}$	-0.5	-0.5	0.22	0.34	0.84
	$P/\%$	-17.1	-8.0	-0.70	13.0	21.0
	青海湖 $T/^{\circ}\text{C}$	-0.17	-0.26	0.11	0.18	0.44
	$P/\%$	-0.80	2.2	-6.0	6.1	3.9
	甘肃河西 $T/^{\circ}\text{C}$	-0.13	-0.14	-0.02	0.17	0.31
	$P/\%$	0.90	-6.6	2.1	6.2	12.8
外 流 水 系	黄河 $T/^{\circ}\text{C}$	-0.04	-0.28	0.01	0.25	0.53
	$P/\%$	-3.1	-1.6	0.4	3.3	4.9
	大渡河 $T/^{\circ}\text{C}$	0.0	-0.07	0.05	0.03	0.1
	$P/\%$	-1.3	0.2	-0.7	1.2	1.0
	金沙江 $T/^{\circ}\text{C}$	-0.05	-0.24	0.13	0.09	0.33
	$P/\%$	-2.8	2.1	-3.4	2.4	0.3
	雅鲁江 $T/^{\circ}\text{C}$	-0.02	-0.11	-0.01	0.15	0.26
	$P/\%$	-0.9	-0.4	-2.2	2.9	3.3
	澜沧江 $T/^{\circ}\text{C}$	0.04	-0.20	-0.07	0.26	0.46
	$P/\%$	-1.2	1.7	-0.6	-0.6	-2.3
	怒江 $T/^{\circ}\text{C}$	0.02	-0.37	0.07	0.27	0.64
	$P/\%$	-2.0	4.5	-4.3	0.6	-3.9
	雅鲁藏布江 $T/^{\circ}\text{C}$	0.13	-0.29	0.06	0.18	0.47
	$P/\%$	-0.5	3.4	0.9	-4.1	-7.5

(据赖祖铭, 1998)

由表 8-4 还可见,内陆河流域的年降水量总的变化为 20 世纪 50 年代和 70 年代降水较少,60 年代塔里木南部和青海湖诸河流域降水较多,柴达木和祁连山北坡诸河流域降水较少,80 年代各流域降水均较丰沛,尤其是柴达木盆地诸河,80 年代较多年平均高出 13% 之多。而 80 年代整个高原升温也较强烈,内陆河流域表现出高温、高湿的气候特点,较高原东南的大江大河流域更加明显(图 8-4)。

2. 内陆河流的径流变化

由于时间和资料有限,我们仅对本区以下几个地区的河流作了初步分析。

(1) 塔里木南部诸河

该区河流源头有大量冰川分布,是青藏高原的河流中冰川融水补给比例最大的一个内陆区,如盖孜河、维他克河、策勒河,其冰川融水补给比例达60%以上。叶尔羌河、玉龙喀什及喀拉喀什等河流的冰川融水补给比例也超过或接近50%(杨针娘,1988)。冰川融水对该区河川径流起着明显的调节作用,这可以从表8-4中清楚地看到,20世纪60~70年代降水量平均减少了12%,气温平均升高了0.27℃,而河流径流量不但没有减少,反而平均增加了4.3%。这主要是由于气温升高引起冰川消融量增大,从而补偿了因降水减少导致的河川径流量减少。值得一提的是,如果气候持续变暖、变干,冰川的消融量远大于它的补给量,则会导致冰川退缩,冰川面积减小,到那时,即便冰川仍然强烈消融,也会因为其面积和储量的减少而使冰川融水量减少。

由于受冰川融水的调节,河流年径流量的变化比较平稳,无明显的增、减趋势。而径流的年内分配却极不均匀,径流连续最大4个月出现在6~9月,占全年的70%~80%,而冬季径流不到全年的5%,最大月平均流量和最小月平均流量的比值,以该区较大的叶尔羌河和喀拉喀什河为例,可达10~20倍,小河则更大。季径流的变化表现为:冬季(12月至次年2月)有下降趋势,但夏季(6~8月)却十分平稳。

(2) 柴达木盆地诸河

柴达木盆地河流包括格尔木河、柴达木河及诺木洪河,以降水补给为主,但由于渗漏严重,雨、雪多经地下调蓄后再补给河流,故地下水补给比例较大。年径流变幅虽小,但受降水变化的影响,从20世纪60年代中期到80年代中期,年径流量基本上呈稳定增加的趋势(图8-5)。同一时期,该区平均降水量增加了21%,其河川径流增加了17.6%。80年代后期有所下降。

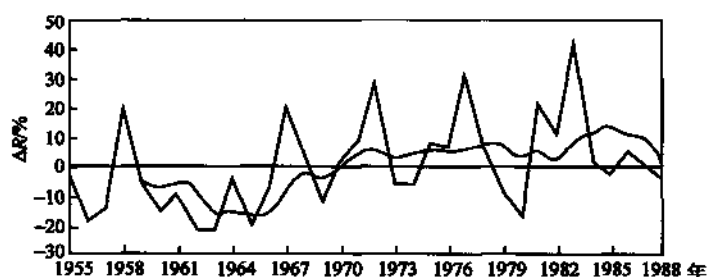


图8-5 柴达木内陆区河川径流的年际变化

(据杨祖铭,1998)

Fig. 8-5 The yearly current changes of river in Qaidam basin

由于该区气候特别干旱,冰川融水补给量也不大,故河流水量很小,平均而言,其径流量还不到塔里木南部河流的1/10。河川径流变化的另一特点是水量稳定,年内分配均匀,连续最大4个月(6~9月)径流量占年径流量的40%~50%,径流量最大月和最小月的比为1.3~3.0倍。

(3) 青海湖诸河

青海湖河流包括布哈河、依克乌兰河及巴音河等,主要受降水补给,河流短小,但他们对气候变化却相当敏感。由于气温升幅较大而降水的增减变化频繁,河川径流的变化

是,自20世纪50年代中期到60年代后期增加的趋势明显,年径流的距平增幅较其他河流更大,在1967年达到最大之后,逐渐下降至70年代末、80年代初,降到最低后又缓慢上升,但仍低于多年平均值。春季(3~5月)的平均径流量,自60年代以来减少更加明显。据统计,60~80年代减少了30%,而年平均径流减少了13%,径流变幅之大居全区之冠。

需要指出的是,巴音河本不属于青海湖水系,它位于柴达木和青海湖之间,由于它的年径流变化规律与青海湖各河更相似,故将其划归该区。

(4) 甘肃河西诸河

甘肃河西地区的河流包括石羊河、黑河及疏勒河流域各河。东部石羊河流域和中部黑河流域主要受降水补给,西部疏勒河流域各河上游有较多的冰川分布。河川径流的变化,既受降水的影响也与气温变化有密切关系。因此,石羊河流域与黑河流域的年径流变化基本一致,而与疏勒河流域的变化常常相反。只有在干冷年或湿热年(即降水量距平和气温距平一致),才会出现全区径流量一致减少或增加的现象,而在湿冷年,东部河川径流增加、西部减少,在干热年则东部减少、西部增加。60年代该区气候干冷,全区径流均有减少。之后,虽然夏季(6~8月)该区平均气温仍有下降的趋势(赖祖铭等,1995),但80年代年平均气温升高了 0.31°C ,降水量平均增加了12.8%。因此,出现了全区径流一致增加的现象。据统计,20世纪60~80年代,疏勒河流域平均年径流量增加了8.6%,黑河增加了17.2%,石羊河增加了0.9%,3个流域径流量的变化方向基本一致。

综上所述,以上4个内陆区,从20世纪50年代中期至80年代末的径流变化为:塔里木盆地南部稳定,青海湖有明显的减少,甘肃河西和柴达木内陆区均有不同程度的增加。

3. 外流河的径流变化

青藏高原的气候变化不仅给内陆河流域的地表水带来影响,对高原的大江大河影响更加显著。从各流域的降水和气温距平来看,20世纪50年代后期低温少雨,河川径流量偏枯(表8-3)。60年代气温仍低于多年平均值,但流域降水量有明显增加,河川径流量的增加更加显著,并在60年代中期达到最高峰。之后,随着气候变暖、变干,各河径流量大幅度下降。70年代初,多数河流降到了有记录以来的最低点。之后,维持在多年平均值以下摆动(表8-2)。青藏高原7条大河的总径流量,自1962~1966年的丰水期到1969~1973年的枯水期,共减少了 $(714 \times 10^8) \text{ m}^3$ 。其中,径流量减少最明显的是高原东南部的金沙江、雅鲁藏布江和澜沧江,其减少的幅度远大于西北地区的内陆河流(赖祖铭等,1995)。怒江和雅鲁藏布江自70年代中到80年代初径流量稍有增加,但随后又减少,到1986年降到了有记录以来的最低点。除黄河外,其余各河的径流量,自1986年以来均有不同程度的增加。大渡河和黄河的年径流量自70年代初降到最低点之后逐渐回升,黄河在80年代中期升到最高峰后转为下降(图8-6),反映出它们各自不同的变化规律。其原因可能是受青藏高原季风年际变化的影响,使高原周围的一些中尺度地形的不同部位,具有不同的气候变化规律(汤懋苍等,1988)。

在径流量的季变化方面,本书只分析了春季(3~5月)和夏季(6~8月)。总的说来,20世纪50年代后期和60年代,春季径流变化各河增减几乎各占一半。70年代,除金沙江和澜沧江之外,其余几条河流均有所增加,这与年径流的变化相反。20世纪80年

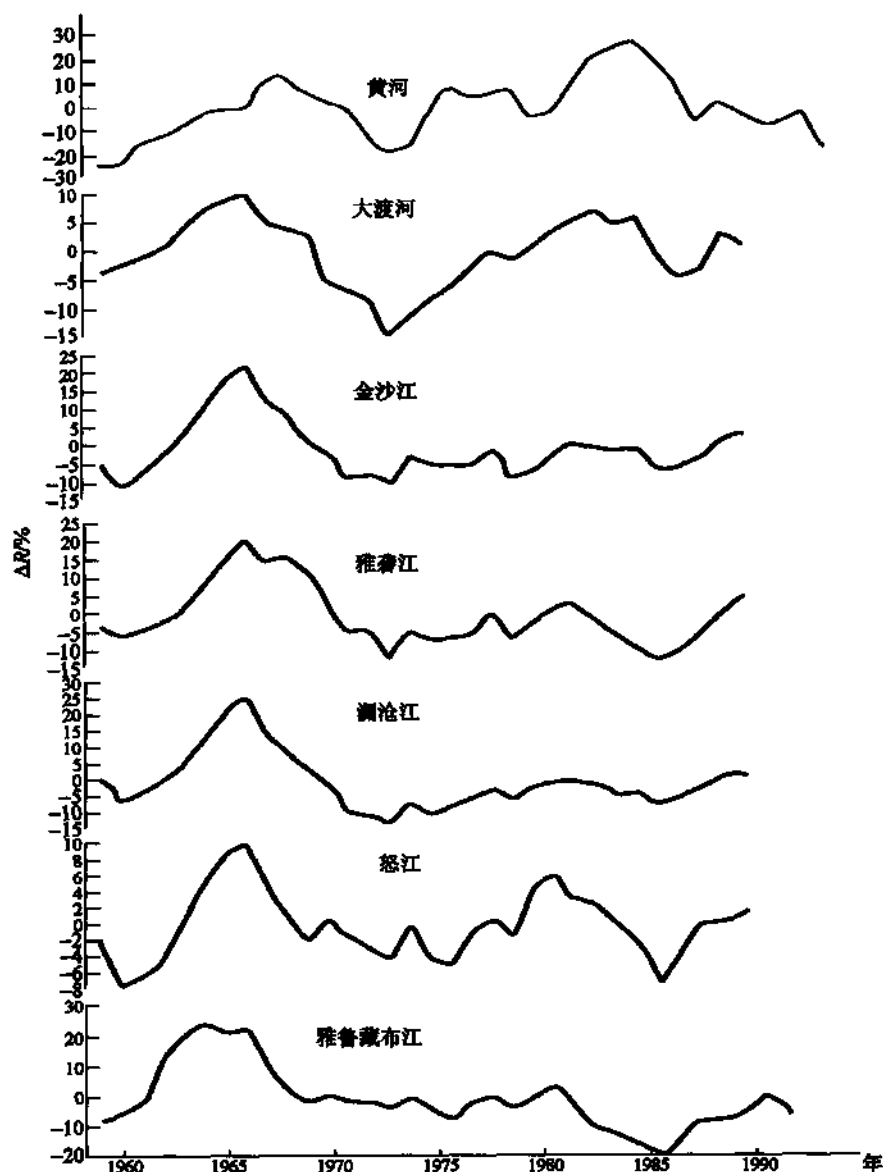


图 8-6 青藏高原外流河年径流量 5 年滑动平均曲线图
(据赖祖铭, 1998)

Fig. 8-6 5 years average curves of outside river on Qinghai-Tibetan plateau

代, 这 7 条河流的春季径流也是增减各半, 这一点又与年径流的变化一致。

夏季各河的径流变化基本上与年径流一致, 即雅鲁藏布江等 5 条河, 在 20 世纪 60 年代水量最丰, 而大渡河的夏季径流也是正距平, 只有黄河在 60 年代夏季水量偏枯。同样, 将春、夏季 80 年代和 60 年代的径流作一比较, 可以看出, 除黄河外, 其余河流均有减少。金沙江、雅砻江、澜沧江减少的幅度均在 15% 以上, 而雅鲁藏布江减少的幅度竟达 26.6% (表 8-5)。

对照表 8-4 和表 8-5 可以看出, 径流量的变幅一般都大于降水量的变幅, 这在 Glick (1989) 的萨克拉门托流域的模拟计算和赖祖铭等 (1991) 对乌鲁木齐河的模拟计算中也得到了证实。其原因是径流量的变化除了直接受降水影响之外, 还受到由于降水量变化而导致的土壤含水量及植物蒸散等诸多因素变化给径流带来的间接影响。

表 8-5 外流河春、夏季径流年代变化 (以距平/%表示)
Tab. 8-5 Spring and Summer yearly changes of exorheic rivers

河流	时间	1957~1960	1961~1970	1971~1980	1981~1990	80年代减60年代
黄河	春	-23.7	4.8	0.3	6.8	2.0
	夏	-18.8	-2.3	-53	17.1	19.4
	年	-21.2	0.0	-2.8	11.4	11.4
大渡河	春	-14.2	-0.6	4.0	-0.6	0.0
	夏	11.6	4.0	-7.9	1.6	-2.4
	年	-0.8	1.1	-3.8	3.0	1.8
金沙江	春	6.2	-3.4	-3.4	0.7	4.1
	夏	1.8	10.5	-8.5	-4.7	-15.2
	年	-9.9	8.1	-5.5	1.4	-6.7
雅砻江	春	-18	2.3	3.2	-4.5	-6.8
	夏	18.5	8.6	-8.9	-10.7	-19.3
	年	-3.4	8.1	-4.5	-2.3	-9.6
澜沧江	春	1.7	-2.6	-1.0	26	52
	夏	-2.4	13.1	-7.3	-4.3	-17.4
	年	-5.9	9.2	-6.0	-0.9	-10.1
怒江	春	-1.1	-4.1	1.7	2.8	6.9
	夏	-12.5	6.6	-0.9	-2.3	-8.9
	年	-8.6	4.3	-02	-0.6	-4.9
雅鲁藏布江	春	—	6.2	1.6	-7.8	-14.0
	夏	—	14.3	-1.9	-12.3	-26.6
	年	—	12.0	-1.2	-10.2	-22.2

(据赖祖铭, 1998)

4. 湖泊的变化

青藏高原的湖泊, 主要分布在内陆河流及江河发源地, 以藏北和青海省最为集中。据统计, 全区湖泊面积为 36889km², 占全国湖泊面积的 51.4% (水利电力部, 1987)。此处是世界上最高的高原湖泊区。

青海湖是我国第一大湖, 目前其湖水面积为 4304.5km², 湖面高程 3195m, 流域面积为 29600km²。从 1956 年至 1986 年, 湖水位下降 3.35m, 平均 10.8cm/a (施雅风, 1990)。藏北的纳木错, 湖水海拔 4718m, 面积为 1920km², 流域面积达 10610km², 是海拔最高、仅次于青海湖的我国第二大咸水湖。青藏高原地区所有湖泊, 内流多, 外流少; 咸水多, 淡水少。近几十年来, 由于气候干暖化和人类经济活动的影响, 使该区大多

数湖泊都发生了变化。

(1) 湖泊水文条件的变化

青藏高原不同类型湖泊的水文和水矿化度状况,受湖泊所处地理位置、自然条件、流域面积大小和补给类型等因素的影响,高原东部和横断山及青海东南部地区湖泊均属外流湖,湖泊流域内降水丰沛,在高海拔地区覆盖着大面积冰川和积雪,夏季气温升高,湖泊受降水和冰雪融水的补给,湖水位上涨,而且由于当地昼夜温差变化大,融水补给量也随着变化,如然乌湖,白天和夜晚的水位涨落可达20cm,易贡湖日水位差可达25cm。藏南湖泊多属内陆湖,湖泊流域内降水偏少,融水补给比例不大,但蒸发量大,湖泊来水用于蒸发。因此,湖泊补给系数愈大,其补给水量就愈大,湖水位愈趋于相对稳定状态,如羊卓雍湖近百年来的水位变化只在3~4m间,1974~1978年的绝对变幅仅1.5m,年内变化更小,最大年(1978年)变幅为1.23m,最小年(1976年)为0.16m。藏北内陆湖区和青海湖-柴达木盆地内陆湖区,湖泊流域内降水稀少,而蒸发强度高达1500~2500mm左右,尽管该地区的湖泊补给系数都比较大,如藏北南部湖泊补给系数在12~20之间,北部为20~50之间,但来水量均小于蒸发量,所以湖泊多处于退缩和咸化过程,青海湖由于湖泊流域内农牧业引用水增加,湖泊水面由1975年的4587km²,减少到1981年的4200km²,20多年湖面缩小了387km²,湖泊储水量减少了113×10⁸m³。柴达木盆地的都兰湖、柴凯湖,也由于大量引水,1958~1972年湖面也减少了33.8km²,柴凯湖现已干涸。

(2) 湖泊水位的变化

据水量平衡计算(王洪道等,1995),在内陆盆地和高原地区,大多数湖泊处于负平衡状态,其水量入不敷出,湖泊向萎缩方向发展。位于山区的湖泊,由于地势高、气温低,且降水稍多,加之人类活动影响小,湖泊水量收支大致平衡,因而水位比较稳定,湖面变化不大,如新疆的赛里木湖等。湖面不断扩大的湖泊在藏北高原有纳木错、新疆塔里木盆地北侧的艾西曼湖等。艾西曼湖,由于农垦事业的发展,灌溉用水大量排入湖内,使湖泊面积不断扩大。21世纪初,大多数湖泊的水位和面积,均较20世纪70年代有所下降和缩小(表8-6)。

表8-6 20世纪我国西部部分湖泊面积变化
Tab.8-6 The lake area changes of western China

湖泊	50年代统计	60年代量算 (地形图)	70年代后期量算 (卫星照片)	80年代统计
艾比湖	1070	823	522	500
博斯腾湖	996	980	930	864
布伦托湖	835	790	770	765
玛纳斯湖	550	59	0	
赛里木湖	454	454	457	457
巴里坤湖	140	114	88	90
艾丁湖	124	23	0	
青海湖	4568	4304		

(据王洪道等,1995)

(3) 湖水矿化度的变化

湖泊面积缩小, 导致湖水矿化度增加 (表 8-7), 对生态环境造成恶劣影响。

表 8-7 我国西部部分湖泊矿化度变化
Tab. 8-7 The lake mineralize changes of western China (g/L)

湖泊	矿化度 (年代)	矿化度 (年代)	矿化度 (年代)	资料来源
青海湖	11.0 (1920)	12.4 (1961)	14.2 (1986)	陈克造, 1990
巴里坤湖	59.1 (1959)	140.5 (1970)	420 (1985)	陈墨香等, 1964
乌梁素海	0.6 (1958)	4.4 (1971)		中国科学院南京地理与湖泊研究所, 1989
博斯腾湖	0.38 (1958)	1.58 (1978)		中国科学院南京地理与湖泊研究所, 1989
乌伦古湖	0.70 (1959)	3.50 (1980)	3.70 (1989)	卡达尔, 1985

在青藏高原不同地区的自然环境条件下, 湖泊的水矿化度具有以下几点特征。

1) 湖水矿化度地区上存在很大差异性: 藏东南和横断山外流湖区的湖泊矿化度最低, 基本上属淡水湖, 其中矿化度最高的然乌错仅 320mg/L , 最低的布冲错只 57mg/L ; 藏南的湖泊主要是淡水湖和咸水湖, 只有个别盐湖。其外流湖均为淡水湖, 而内流湖中, 也有淡水湖, 如玛旁雍错 (图 8-7)、拉昂错等。咸水湖矿化度也不高, 一般在 6g/L 之内, 个别盐湖矿化度如龙藏错的矿化度高达 154.1g/L 。藏北内陆湖区和青海湖—柴达木盆地内陆湖区的湖泊主要是咸水湖和盐湖, 也有少量淡水湖。

青藏高原盐湖主要分布在藏北内陆湖地区和柴达木盆地的内陆湖地区。

2) 同一湖泊中不同部位矿化度迥然不同: 由于一个湖泊流域形态和入湖水量的部位不同, 致使湖泊的矿化度存在明显差异。如班公错, 汇入该湖的主要河流分布在东部, 来水量大, 所以湖泊东部矿化度仅 0.7g/L 左右, 而西部高达 $11\sim 19\text{g/L}$, 形成了东部湖水是淡水、西部为咸水的现象。另外一个矿化度不同的湖泊是郭扎错, 其湖水是北淡南咸。

3) 一个湖群中咸水湖、淡水湖共存: 色林错是西藏最大的咸水湖, 湖泊流域有众多的河流和湖泊。最大的河流有扎根藏布、阿里藏布, 在这些河流入湖前, 河流流域内都有一些过水湖泊, 如扎根藏布有裕仁错、吴如错和恰规错, 阿里藏布有错鄂。上述这些河道中的湖泊由于水体交换快, 矿化度很低, 成为色林错湖群中的淡水湖泊。

4) 盐湖盐类资源丰富: 青藏高原盐湖资源得天独厚, 是一种优势自然资源。盐湖的盐类丰富多样, 目前已确定的有 52 种。其中, 氯化物 6 种, 硫酸盐矿物 19 种, 碳酸盐矿物 16 种, 硼酸盐矿物 11 种, 尤以富产硼、锂、钾、镁等特种盐为重要特色。钾、硼、镁储量居全国之冠, 锂居世界之首。察尔汗盐湖区的石盐储量为 $426 \times 10^8\text{t}$, 钾盐储量为 $1.5 \times 10^8\text{t}$ 。



图 8-7 西藏三大神湖之一的玛旁雍错

Fig. 8-7 Mapam Yumco, one of the three supernatural lakes in Tibet

(4) 青海湖水位下降原因分析

青海湖位于青藏高原北缘,湖区周围为大通山、日月山和青海南山所环绕。流域高程在 3194~5200m 之间。流域年平均气温为 -0.8°C ,湖区为 0°C 左右,年降水量在 350mm 以上,属高原半干旱高寒气候区。入湖河流有 40 余条,布哈河稍大,其余多为间歇性小河。布哈河上游有冰川 22 条,面积达 13.29km^2 ,冰川融水对该河有一定的补给作用。

湖区受人类活动影响较小。湖周耕地多是 1958~1960 年开垦,其后废弃不少,至今只保留一半左右。耕地在减少,而湖水位却持续下降,说明水位下降与人类活动关系不大。近 20 年来,该区气温明显升高,无疑会使湖面水分蒸发加大,而降水在 20 世纪 60 年代中期有一个增加过程,此后有下降,80 年代有所回升。青海湖自 20 世纪 80 年代至本世纪初有 22 年出现水位下降,而 22 年中有 17 年为偏干年份,占水位下降年的 77%。在偏干年份中,又以偏暖年份的水位下降最多。由此可见,干暖气候是导致青海湖水位下降的主要原因(赖祖铭,1998)。据统计,由于近年来的气候变暖,已使青海湖的面积萎缩了 313km^2 ,水位下降了 3.6m。

(5) 全新世以来季风区边缘封闭湖泊的演变规律

青藏高原上此类封闭湖地处湿润与半干旱气候的过渡带,坐落在东北亚季风区的西北缘,气候变化、季风强弱引起的气候带界线的频繁迁移,使得本区成为研究湖泊对气候波动响应的敏感区。

青藏高原的湖泊因高海拔和干冷的气候条件,大部分湖泊为内陆封闭的半咸水、咸水或盐湖。目前系统研究的湖泊较少,根据湖周露头和少量岩心的分析资料发现,全新世该地区湖泊环境的变化也是十分明显的。

青海湖:是我国最大的内陆半咸水湖,地处东南季风、西南季风和西风的交汇带,较长时期以来一直是封闭湖盆,无疑对气候的变化和季风的迁移是敏感的。尤其从 20 世纪 80 年代至本世纪初以来,水位急速下降,湖泊萎缩,引起了严重的生态环境恶化,因此 20 世纪 80 年代国内外许多学者前往研究,其中有关湖泊全新世演化的历史已发表了不少文章(陈克造等,1989;张彭熹,1987;Kelts,1988;Lister,1989;杜乃秋等,1989;王苏民,1991)。根据岩心分析,7.6~3.5kaB. P. 出现以乔木植物花粉占优势时期,表现为含针叶树种的落叶阔叶林的森林植被面貌(杜乃秋等,1989),相应地出现有机碳含量的高值段和碳酸盐含量偏低段,反映湖泊的生物量增加和湖水淡化。沉积物中介形虫壳体的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 分别偏负和偏正(张彭熹,1987),前者代表较低的湖水盐度,暗示较多的季风环流降水,后者说明较高的生物量(图 8-8)。湖周阶地的研究表明 7~3.5kaB. P. 期间形成本区分布最广的二级阶地,前缘为 20m,后缘达 65m。此外,还存在 120m (^{14}C 测年为 (12100 ± 265) aB. P.) 和 100~73m (年代据沉积速率推算为 9.5kaB. P.) 的高湖面期。最低一级阶地的前缘仅 7~9m,后缘 17~26m,年代为 2~1kaB. P. (王苏民,1991)。青海湖东北部大水塘剖面发现紫果云杉(*Picea purplea*)古木,年代为 (6245 ± 180) aB. P.。该树种在流域中现已消失,据目前最邻近地区资料,可以推算它的生境条件是:当时的年均温高出现今 $3\sim 4^{\circ}\text{C}$,降水量达 600~650mm。因此,8kaB. P. 和 5kaB. P. 存在一次明显的波动,它们与阶地之间界线或阶地剖面中的湖退相当。青海湖阶地的高程并不能代表古湖面高度,因尚需考虑新构造运动的幅度。根据倒淌河谷地中古湖面的测年资料,湖南侧的构造相对上升速度可达 0.38cm/a 。扣除构造上

升量, 120m 的高湖面实际上是 74m, 大暖期的最高湖面是 40m。从水量平衡的角度, 前者可以用大量冰融水 (末次冰盛期时冰川面积达 3023km^2) 补给来解释, 这与沉积物的低碳酸盐含量和生物量偏低是一致的; 后者代表了暖湿气候的产物, 大幅度增加的降水是高湖面的主要贡献者。

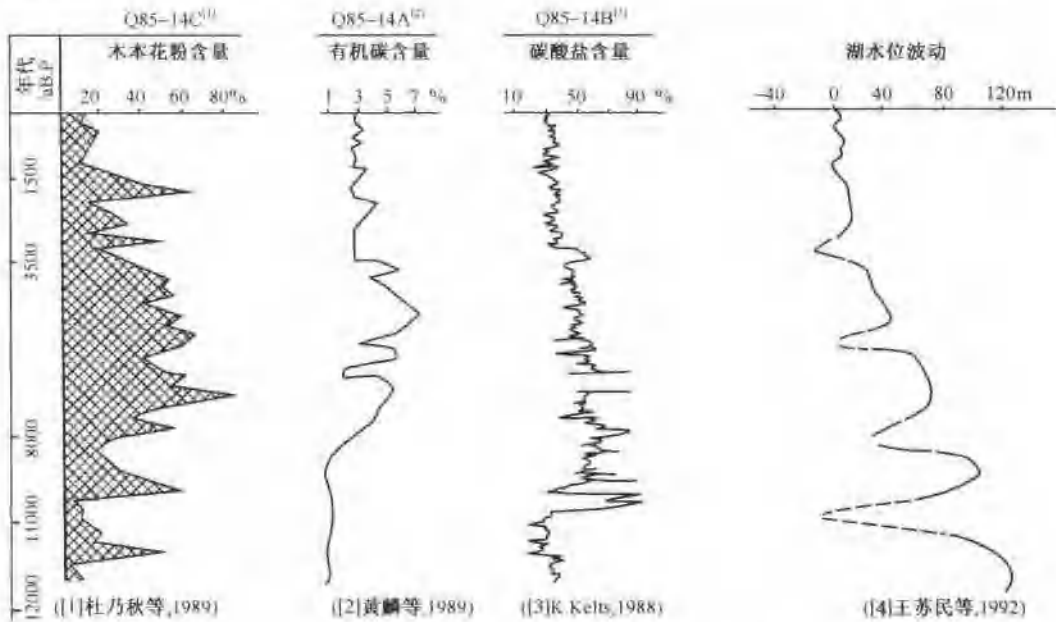


图 8-8 全新世以来青海湖的水位和环境波动

Fig 8-8 The water level and environmental fluctuate of Qinghai lake since Holocene

班公错: 是我国与克什米尔之间的界湖, 面积为 604km^2 (中国境内占 412.5km^2), 最大水深 41.3m, 湖面高程 4212m。据近期的研究, 40~24kaB. P. 班公错曾经历一次大规模的湖泊扩张期, 湖面高出现今 50m, 18kaB. P. 湖面下降到现今湖面以下 25m, 16kaB. P. 湖面开始回升, 回升速度快, 湖水淡化, 水温上升 (图 8-9)。大约在 10.6~10.3kaB. P. 水位上升速度减缓, 并一度略有下降。全新世早期湖水水位进一步上涨, 8.5~8.3kaB. P. 达到全新世最高水位, 高出现今 30~35m, 8kaB. P. 又开始下降, 6.7~3.3ka 湖面维持在 15~12m 左右, 3.0~2.8kaB. P. 湖水位大幅度下降, 全新世暖期结束, 进入新冰期演化阶段 (李元芳, 1990; 李炳元, 1991)。

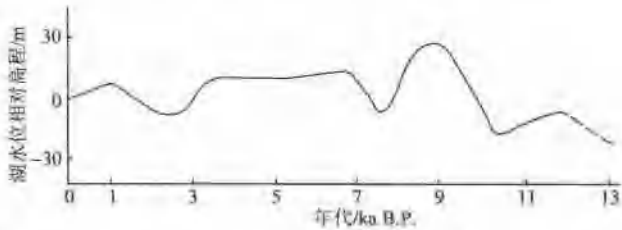


图 8-9 班公错全新世以来的湖面波动
(据李炳元, 1991)

Fig 8-9 The lake surface fluctuate of Bangong Co since Holocene

其他湖泊: 青藏高原的其他湖泊全新世高湖面也是十分清楚的, 主要依据湖泊沉积露头和测年数据。松西错 8850aB. P. 的高湖面高出现今 35~40m (李炳元, 1991)。那日雍



图 8-10 藏南古隆附近的佩枯错

Fig. 8-10 Paiku Co., near Gyirong
county in south of Tibet

错是冰碛堰塞湖，它的高湖面始于 6.5kaB. P.，相应地孢粉组合以松、桦、铁杉、栎为主的乔木花粉占 36%~49%，而湖面高 40m；5kaB. P. 湖泊明显收缩，砂砾堆积代替了泥炭和砂互层沉积；4kaB. P. 湖面再次上升至 20m，孢粉表明此时的气候较暖湿；3kaB. P. 湖面急速下降（Wang Fubao, 1987）。扎日南木错是位于冈底斯山北坡的咸水湖，7kaB. P. 湖水淡化，湖面高 24m（李炳元，1981）；5kaB. P. 木本花粉减少，云杉、冷杉出现，沉积物粗化，湖泊开始有一收缩过程；直至 4kaB. P. 下降加速（王富倬，1987）。佩枯错（图 8-10）4kaB. P. 的湖面较高，约 60m，随后湖面下降。扎仓茶

卡位于高原西部，由几个小盐湖组成。根据钻孔分析，早中全新世此是一个很大湖泊，存在两个湖泊扩张期，即 8.1~7.0kaB. P. 和 6~5kaB. P.，相应地沉积泥层，两者之间为蒸发岩层；3.8kaB. P. 再次收缩咸化（黄麒，1980）。

（6）近几十年来青藏高原湖泊的演变规律

通过青藏高原 20 世纪 70 年代与 21 世纪初的湖泊遥感图像对比、解译和野外地质调查研究表明，湖泊生态地质环境演变趋势，在青藏高原的不同地区有所不同，其规律性明显：①在青海柴达木盆地共计有湖泊 16 个，整体上都处于萎缩状态；②塔里木盆地边缘及昆仑山北坡共计湖泊 13 个、水库 1 座，湖泊也趋于萎缩；③羌塘地区、可可西里地区共计湖泊 559 个，在该湖盆区，以东经 90°为界，以东地区的湖泊面积扩大，以西地区的湖泊面积总体上缩小，处于中部东经 90°位置的湖泊面积基本没有变化；④雅鲁藏布江流域内湖泊及典型冰川湖群共计 77 个（群），其中湖泊 68 个、典型冰川湖群 9 个，也趋于萎缩；⑤祁连山两侧、三江流域湖泊、水库及典型冰川湖群、热融湖塘群共计 159 个（群），其中湖泊 127 个、水库 16 座、典型冰川湖群 12 个、典型热融湖塘群 4 个，湖泊均趋于萎缩。

5. 有关结论

内陆区众多的湖泊是干旱、半干旱地区的重要水资源之一。这些湖泊大多数处于封闭或半封闭的内陆盆地之中，入湖水系少而短，补给湖泊的水量不多。在干燥气候的影响下，湖水易于浓缩。近几十年来，由于全球气候变暖，加之人类过度地开发和利用，导致本区湖泊均发生了不同程度的变化，许多湖泊的水位下降，湖泊面积缩小，湖水含盐量增加，有的湖泊则逐步干涸、消亡。

（1）20 世纪 50~80 年代的气候变化

从 20 世纪 50 年代中期到 80 年代末，内陆河的径流变化有明显的区域性，塔里木内陆区，由于受冰川融水的调节，河流年径流量的变化比较平稳，其变化幅度为全区最小。而径流的年内分配却极不均匀，连续最大 4 个月径流量出现在 6~9 月，占全年的 70%~80%，而冬季（12 月至次年 2 月）径流量不到全年的 5%。柴达木内陆区，从 20 世纪 60

年代中期到 80 年代中期, 年径流量基本上呈稳定增加的趋势。同一时期, 该区平均降水量增加了 21%, 河川径流增加了 17.6%, 80 年代后期有所下降。青海湖内陆区, 自 60 年代末以来径流量明显减少, 尤其是夏季 6~8 月。据统计, 60~80 年代夏季平均径流减少了 30%, 而年平均径流减少了 13%, 径流变幅之大居全区之冠。甘肃河西内陆区, 由于补给来源所占比例不同, 东部石羊河流域和西部疏勒河流域的变化常常相反。只有在干冷年或湿热年(即降水量距平和气温距平一致), 才会出现全区径流量一致减少或增加的现象。据统计, 从 60 年代到 80 年代, 疏勒河流域平均年径流量增加了 8.6%, 黑河增加了 17.2%, 石羊河增加了 0.9%, 3 个流域径流量的变化方向基本一致(赖祖铭, 1998)。

(2) 近 30 年来的气候变化

近 30 年来, 青藏高原的气候变化对高原东南部大江大河的影响也很显著。20 世纪 60 年代, 由于降水较多, 大江河流域径流量为丰水期, 年平均流量的最大值出现在 60 年代中期。之后, 随着气候变暖、变干, 各大江、河的径流量大幅度下降。70 年代初降到了最低点以后, 多数河流处于多年平均值以下摆动。从 1962~1966 年的丰水期到 1969~1973 年的枯水期, 7 条外流河的总径流量减少了 $714 \times 10^8 \text{ m}^3$, 其中径流量减少最明显的是高原东南部的金沙江、雅鲁藏布江和澜沧江, 其减少的幅度远大于西北地区的内陆河流。怒江和雅鲁藏布江自 70 年代中期到 80 年代初稍有增加, 但随后又减少, 到 1986 年降到了有记录以来的最低点。黄河的年径流量自 70 年代初降到最低点之后逐渐回升, 在 80 年代中期升到最高峰后转为下降, 其余各河的径流量在 1986 年以后均有不同程度的增加, 反映出它们各自不同的变化规律。夏季各河的径流变化基本上与年径流一致, 如雅鲁藏布江等河, 在 60 年代水量最丰, 大渡河的夏季径流也是正距平, 只有黄河 60 年代夏季水量偏枯。将春、夏季 80 年代和 60 年代的径流作一比较可见, 除黄河外, 其余河流均有减少。金沙江、雅鲁藏布江、澜沧江减少的幅度均在 15% 以上, 而雅鲁藏布江减少的幅度达 26.6%。

(3) 径流量的变幅

一般都大于降水量的变幅, 其原因是径流量的变化除了直接受降水影响之外, 还受到由于降水量变化而导致土壤含水量及植物蒸散等诸多因素变化给径流带来的间接影响。

(4) 青海湖——典型内陆湖泊的演变

青海湖是一个以降水补给为主的湖泊, 降水减少和气温升高使湖水蒸发增加是导致湖水水位下降的主要原因, 而它对降水的变化更加敏感。不同的湖泊类型, 受气候影响有所不同, 青海湖代表了半干旱地区以降水补给为主的内陆水域对气候变化的响应。

第二节 青藏高原河流湖泊分区评价

根据青藏高原野外地质调查和室内前人资料综合分析, 对青藏高原及邻区河流湖泊作了划分、厘定和对比, 分区评价如下。

一、河流湖泊分区

在地质调查研究成果基础上, 进行了河流湖泊分区评价, 划分出河流、湖泊分区, 并

对其中的小区进行初步描述。

1. 河流水系分区

青藏高原是欧亚大陆上最多产的江河之母,世界五大文明发祥地中黄河流域文明、印度河流域文明都源于高原的江河之功。青藏高原的河流水系,按河流的流域归宿可划分为三个水系,即太平洋水系、印度洋水系和内流水系。内流水系又可分为藏南内流水系、藏北羌塘高原内流水系和青海柴达木盆地内流水系。内流水系基本上以内陆湖泊为归宿。

(1) 太平洋水系

该水系位于高原的东部,水系流域面积约 638477km^2 , 约占外流水系面积的 54.6%, 主要河流有金沙江、大渡河、黄河和澜沧江。金沙江长 3464km , 流域面积 259177km^2 , 是长江的上源, 流经四川宜宾后始称长江。大渡河长 1062km , 流域面积 77400km^2 , 在四川乐山汇入岷江。黄河在兰州以上, 流域面积 223000km^2 。澜沧江长 921km , 流域面积为 78900km^2 , 流经云南省, 流入缅甸、老挝、柬埔寨等国后称湄公河。

(2) 印度洋水系

该水系位于西藏南部, 总流域面积 527398km^2 , 占外流水系总面积的 45.4%。注入印度洋的河流, 分属恒河、布拉马普特拉河、印度河等流域, 以及怒江和吉太曲等直接入海河流。注入布拉马普特拉河的流域面积为 330491km^2 , 占外流水系总面积的 28.3%。雅鲁藏布江是西藏最大的河流, 也是世界上海拔最高的大河, 是布拉马普特拉河上源。它发源于西藏南部的喜马拉雅山北麓杰马央宗冰川, 在桑木张汇入库比藏布后自西向东流, 横贯西藏南部, 经米林县折向北东, 围绕南迦巴瓦峰形成马蹄形大拐弯而向南流, 到西藏边境巴昔卡后改称布拉马普特拉河, 在孟加拉的首都达卡西北角汇入恒河。雅鲁藏布江全长 2057km , 流域东西长 1450km , 南北最大宽 290km , 流域面积 240480km^2 , 占印度洋外流水系的 45.6% (图 8-11)。雅鲁藏布江



图 8-11 日喀则附近的雅鲁藏布江

Fig. 8-11 Yarlung Zangbo river near Nigazê

支流众多, 流域面积大于 10000km^2 的有 5 条, 自上而下依次有多雄藏布、年楚河、拉萨河、尼洋河和帕隆藏布。支流中拉萨河流域面积最大, 为 32471km^2 , 占流域总面积的 13.5%。雅鲁藏布江是藏文化的发源地, 也是西藏经济活动的中心区域。注入布拉马普特拉河水系的除雅鲁藏布江外, 还有西巴霞曲、察隅曲、丹龙曲、鲍罗里河、达旺—娘江曲、洛扎忍曲等主要支流。

注入恒河的河流多为发源于喜马拉雅山地区的中小河流, 主要支流有朋曲河、吉隆藏布、马甲藏布 (孔雀河) 等。分属恒河的河流流域面积 39107km^2 , 占印度洋外流水系总面积的 6.6%。

注入印度河的河流主要有象泉河、狮泉河和如许藏布, 流域面积为 52930km^2 , 占印度洋外流水系总面积的 10%。

此外, 怒江和吉太曲都是直接流入印度洋安曼湾的河流。怒江全长 1593km , 流域面

积 102500km^2 ，流经云南省入缅甸后称萨尔温江，中国境内流域面积约占印度洋水系的 $1/5$ 。吉太曲河长 77km ，流域面积 2380km^2 ，流经云南省后，改称伊洛瓦底江。

(3) 内流区水系

总面积为 986245km^2 ，可分为藏北内流水系、藏南内流水系和青海内流水系。其中，藏北内流水系总面积 585542km^2 ，约占内流区总面积的 59.4% ；藏南内流水系面积甚小，仅 26670km^2 ，约占内流区总面积的 2.7% ；青海内流区面积 374033km^2 ，约占内流区总面积的 37.9% 。

2. 湖泊分区

青藏高原由于受高原隆起的影响，区内近东西向的深大断裂谷发育，在构造谷地的低洼处多有纵向延伸的湖泊带分布，湖泊的长轴与区域构造线方向相吻合。因此，湖泊分布具有明显的地域特征。大致可分为 3 个区域，即藏东南—横断山外流湖区、藏北内流湖区和青海湖—柴达木盆地内流湖区。

(1) 藏东南—横断山外流湖区

本区范围大致包括西宁—五道梁—拉萨弧线以东的藏东南、横断山和澜沧江、金沙江、黄河等上游地区。该区南部地区山脉纵横、河流发育、河谷深切、降雨丰沛、现代冰川发育，不仅湖泊数量少，面积亦小。湖泊面积最大的是川西南盐源县和滇西北宁蒗县交界的泸沽湖，面积仅 48.45km^2 ，其次是川西南西昌市的邛海 (31km^2) 和帕隆藏布的然乌错与易贡藏布的易英错，以及金沙江的本错等。湖泊的形成与演变多与冰川活动和地壳活动有密切关系。许多湖泊是在冰川作用下形成的，有的则是由于地壳断裂陷落形成的，也有的是由于山崩、滑坡、泥石流等堵塞河谷形成的。在该区北部地区的外流湖，多处于海拔高程 $4000 \sim 5000\text{m}$ 左右的黄河、通天河、澜沧江上游地区，湖泊多属河道型外流湖泊，呈串珠状分布于河道上，最大型湖泊有黄河上游的鄂陵湖（湖面积 610km^2 ）、扎陵湖（湖面积 526km^2 ）。区内气候寒冷，年降水量 $400 \sim 600\text{mm}$ ，湖泊多受降水融雪补给，所有的外流湖泊因径流补给充沛，均属淡水湖泊。

(2) 藏北内流湖区

本区的范围，包括冈底斯山和念青唐古拉山以北、昆仑山以南的广大藏北高原地区。该区是我国湖泊最集中、湖泊面积最大的地区之一。区内湖泊总面积超过 21400km^2 ，占青藏高原地区湖泊总面积的 58% 左右，约占全国湖泊总面积的 $1/4$ 。本区地处内陆，受西风和印度洋季风影响很弱，降水稀少，干燥多风而寒冷，年降水量由南向北、自东向西递减，年降水量在 $100 \sim 300\text{mm}$ 之间，甚至更少，而年蒸发强度则高达 $2000 \sim 2500\text{mm}$ 。区内高原面上，地形较平缓，相对高差不大，形成低山丘陵与盆地网格相间的地貌形态，盆地四周发育的河流，最终都以盆地洼地为归宿，有的则形成湖泊的封闭水系。区内有众多的大型湖泊，湖面积超过 100km^2 的有 14 个，超过 500km^2 的有 7 个，超过 1000km^2 的 3 个，色林错湖面积 3262km^2 ，纳木错和扎日南木错湖面积分别为 1920km^2 和 1147km^2 。该地区湖泊尽管都拥有广大的流域面积，但径流量少，湖面积大，蒸发强度高，湖水处于退缩咸化之中。藏北地区由东南向西北，湖泊的补给条件越来越差，因此藏北的西北部地区比东南部地区的湖泊水体矿化度要高。

(3) 青海湖—柴达木盆地内流湖区

该地区范围大致位于昆仑山以北，阿尔金山以东，祁连山以南，西宁—五道梁（图



图 8-12 青藏高原上的小镇——五道梁
Fig. 8-12 Wudaoliang, a little town on
Qinghai-Tibetan plateau

8-12) 以西的青海湖区和柴达木盆地, 海拔高程 3000 ~ 3500m 左右。区内干燥高寒, 年降水量仅 250 ~ 350mm, 年蒸发量 1590 ~ 2500mm, 是典型内陆干旱地区。区内的内陆河流均以湖泊为其归宿。由于蒸发强烈, 湖水咸化程度高, 并形成不少盐湖。青海湖面积 4200km², 是我国最大的湖泊, 也是最大的咸水湖泊。柴达木盆地的众多湖泊也都分布在构造盆地的低洼处, 这些湖泊均为第三纪柴达木古大湖的残留湖。本区湖泊多数集中在东经 95°以西的盆地地区, 也是青藏高原湖泊最集中的地区之一。湖泊面积大于 10km²的有 70 多个。

二、河流湖泊分区评价

1. 河流水系分区评价

青藏高原的河流水系, 按河流的流域归宿可划分为 3 个水系, 即太平洋水系、印度洋水系和内流水系。

(1) 太平洋水系

位于青藏高原的东部, 水系流域面积约 638477km², 约占外流水系面积的 54.6%。主要河流有金沙江、大渡河、黄河和澜沧江。

(2) 印度洋水系

位于西藏南部, 总流域面积 527398km², 占外流水系总面积的 45.4%。注入印度洋的河流, 分属恒河、布拉马普特拉河、印度河等流域, 以及怒江和吉太曲等直接入海河流。

(3) 内流水系

内流水系又可分为藏南内流水系、藏北羌塘高原内流水系和青海柴达木盆地内流水系。内流水系基本上以内陆湖泊为归宿。

2. 湖泊分区评价

青藏高原的湖泊分为 3 个区域, 即藏东南-横断山外流湖区、藏北内流湖区和青海湖-柴达木盆地内流湖区。

(1) 藏东南-横断山外流湖区

该区由山崩滑坡所形成的堰塞湖, 多见于藏东峡谷地区。湖泊多受降水融雪补给, 所有的外流湖泊因径流补给充沛, 均属淡水湖泊。在藏南海拔 4500m 左右的高原上, 河谷与湖盆交错分布, 其中羊卓雍错是藏南最大的湖泊, 在近东西向的逆断层控制下, 北部岸线平直, 湖盆在此形成深槽。

巴颜喀拉山是黄河与长江的分水岭, 山北的黄河宽谷之中, 分布着以鄂陵湖、扎陵湖为主的湖群, 它们是在巴颜喀拉山褶皱隆起的同时, 由几组断裂控制所形成的构造湖, 也是青藏高原面积最大的外流淡水湖。

(2) 藏北内流湖区

在海拔 4500 ~ 5000m 的藏北高原, 在山岭的分隔下, 分布有众多的内陆湖盆, 其中尤其是唐古拉山与冈底斯山 - 念青唐古拉山之间的宽广地带, 湖泊成带分布, 面积较大的有纳木错、色林错、昂孜错、加仁错、当惹雍错等。昆仑山在青海省南分成 3 支, 在中支阿尔喀山和南支可可西里山之间, 是一个中新生的拗陷带, 有一连串的闭塞湖盆, 如可可西里湖、卓乃湖和库赛湖等等。在可可西里山与其南的唐古拉山间, 亦有一连串山间湖泊, 如西金乌兰湖、乌兰乌拉湖、多尔改错和多格错仁等。所有这些湖泊都属于构造湖, 并且在分布上具有和山脉走向相同的特点。

(3) 青海湖 - 柴达木盆地内流湖区

区内的内陆河流均以湖泊为其归宿。该区干燥高寒, 是典型内陆干旱地区。本区湖泊多数集中在东经 95° 以西的盆地地区, 面积大于 10km² 的湖泊有 70 多个。由于蒸发强烈, 湖水咸化程度高, 并形成不少盐湖。

第三节 河流湖泊生态地质环境区划

地质环境是由岩石圈、水圈和大气圈组成的体系, 是地球演化的产物。人类所处的地质环境是在最新造山运动和第四纪最后一次冰期后形成的。人类和其他生物依赖地质环境而生存和发展, 同时人类和其他生物活动又不断地改变着地质环境。青藏高原隆升是晚新生代以来亚洲大陆发生的最重大地质事件, 不但奠定了亚洲现今地质环境的基本格局, 而且制约着亚洲今后地质环境的演化趋势。

河流、湖泊既是青藏高原隆升的产物, 也是区域地质环境演变的重要证据 (刘东生等, 1996)。本研究在河流、湖泊现状调查和变迁分析的基础上, 以天然湖泊变迁状况为主要标志, 将青藏高原河流、湖泊生态地质环境, 划分为改善区、稳定区和退化区三大区划类型。同时, 以 1:150 万青藏高原河流湖泊变迁遥感解译图为依据, 编制成 1:150 万青藏高原河流湖泊生态地质环境区划图。本书重点叙述河流、湖泊生态地质环境区划主要标志, 青藏高原河流、湖泊生态地质环境区划, 并对青藏高原重要自然地理、经济建设地区的河流、湖泊生态地质环境进行综合评价。

一、河流、湖泊生态地质环境区划主要标志

河流、湖泊生态地质环境区划是研究在自然因素、人为因素影响下, 由河流、湖泊变迁引发的地质环境改变的区域分布, 为制定国土区域规划提供科学依据。河流、湖泊生态地质环境区划主要标志包括: 天然湖泊变迁状况, 年均降水的多少, 入湖河流源区冰雪融水的丰缺等。各区划类型主要标志如下。

1. 河流、湖泊生态地质环境改善区

指在调查时段, 天然湖泊的变迁状况有利于地质环境改善的地区。其主要标志是:

- 1) 地区天然湖泊大多数属扩张型和稳定型湖泊;
- 2) 入湖河流源区有大面积冰雪覆盖, 水源丰富;

3) 20 世纪 70 年代中期以来, 地区降水偏多。

2. 河流、湖泊生态地质环境稳定区

指在调查时段, 天然湖泊的变迁状况有利于地质环境保持相对稳定的地区。其主要标志是:

- 1) 地区天然湖泊大多数属稳定型湖泊;
- 2) 入湖河流源区有冰雪覆盖, 水源较丰富;
- 3) 20 世纪 70 年代中期以来, 地区降水偏多。

3. 河流、湖泊生态地质环境退化区

指在调查时段, 天然湖泊的变迁状况导致或加剧地质环境退化的地区。其主要标志是:

- 1) 地区天然湖泊多数属萎缩型和稳定型湖泊;
- 2) 入湖河流源区有少量或无冰雪覆盖, 水源欠缺;
- 3) 20 世纪 70 年代中期以来, 地区降水偏少。

二、青藏高原河流、湖泊生态地质环境区划

经综合研究、分析, 本项研究将青藏高原河流、湖泊生态地质环境, 划分为 18 个分区 (附图 4)。其中, 生态地质环境改善分区 7 个, 即塔里木盆地西南部分区、班公错分区、柴达木盆地中部分区、可可西里湖分区、色林错-纳木错分区、藏南谷地中段分区和漾濞江上游分区, 合计面积 639171.63km², 占工作区总面积 (2985286.60km²) 的 21.41%; 生态地质环境稳定分区 3 个, 包括西昆仑山南坡分区、羌塘中东部分区和藏南谷地东段分区, 合计面积 344086.59km², 占 11.53%; 生态地质环境退化分区 8 个, 即河西走廊-塔里木盆地东南部分区、库木库里-柴达木盆地西北部分区、青海湖-柴达木盆地东部分区、可可西里分区、羌塘中西部分区、藏南谷地西段分区、黄河流域分区和三江流域分区, 合计面积 2002028.38km², 占 67.06%。各分区具体范围、面积见表 8-8。以下选择涉及重要自然地理、经济建设地区的生态地质环境分区进行综合评价。

表 8-8 青藏高原河流、湖泊生态地质环境区划

Tab. 8-8 Ecotypic geoenvironmental zonation table of rivers and lakes on Qinghai-Tibetan plateau

分区名称	范 围	面积/km ²
生态地质环境改善区		639171.63
G ₁ 塔里木盆地西南部分区	叶尔羌河流域, 和田河流域	176875.59
G ₂ 班公错分区	什约克河流域, 班公错流域, 喀喇昆仑山北坡盆地西北部	39757.73
G ₃ 柴达木盆地中部分区	苏干湖流域, 东台吉乃尔湖流域, 察尔汗盐湖流域	182523.86
G ₄ 可可西里湖分区	中昆仑山南坡盆地东部	3368.37
G ₅ 色林错-纳木错分区	班公错-色林错盆地东段, 念青唐古拉山西北坡盆地	99860.55
G ₆ 藏南谷地中段分区	雅鲁藏布江流域中段, 阿龙河上游流域	131927.02
G ₇ 漾濞江上游分区	漾濞江上游, 以及文海流域	4858.51
生态地质环境稳定区		344086.59

续表

分区名称	范 围	面积/km ²
W ₋₁ 西昆仑山南坡分区	西昆仑山间盆地, 喀喇昆仑山北坡盆地东南部, 西昆仑山南坡盆地西南部	45214.90
W ₋₂ 羌塘中东部分区	羌塘中东部断陷盆地	127946.27
W ₋₃ 藏南谷地东段分区	雅鲁藏布江流域东段	170925.42
生态地质环境退化区		2002028.38
T ₋₁ 河西走廊-塔里木盆地东南部分区	车尔臣河流域, 疏勒河流域, 黑河流域, 石羊河流域	308830.96
T ₋₂ 库木库里-柴达木盆地西北部分区	库木库里盆地, 柴达木盆地西北部的尕斯库勒湖流域	99321.55
T ₋₃ 青海湖-柴达木盆地东部分区	青海湖盆地, 柴达木盆地东部的依克柴达木湖、巴嘎柴达木湖、哈拉湖、托素湖、尕斯库勒湖、茶卡盐湖等流域	91589.59
T ₋₄ 可可西里分区	西昆仑山南坡盆地东北部, 中昆仑山南坡盆地西部, 可可西里山南坡盆地	122944.65
T ₋₅ 羌塘中西部分区	羌塘中西部断陷盆地, 班公错-色林错盆地中段, 冈底斯山北坡盆地	232104.19
T ₋₆ 藏南谷地西段分区	雅鲁藏布江流域西段, 玛旁雍错盆地, 森格藏布流域, 以及阿拉克南达河、马甲藏布、布地干达基河等流域	142645.23
T ₋₇ 黄河流域分区	工作区内黄河流域	261582.70
T ₋₈ 三江流域分区	工作区内长江、澜沧江、怒江及独龙江流域	743009.51

1. 塔里木盆地西南部生态地质环境改善分区

位于塔里木盆地西南部的阿图什市、喀什市、和田市是南疆重要农牧业基地, 以盛产玉米、棉花闻名全国。喀什市是古代“丝绸之路”上的要站, 现为南疆第一大城市和经济、交通中心。和田市特产丝绸、玉器、地毯, 为全区最大丝绸工业中心。

塔里木盆地西南部地处塔里木河干流和 I、II 级支流出山口地带。在叶尔羌河流域分布有天然湖泊 10 个, 合计面积 41.50km²; 河道上建有水库 28 座, 合计面积 214.75km²。在调查时段, 叶尔羌河流域天然湖泊中稳定型湖泊 6 个, 合计面积 18.49km², 分别占流域天然湖泊总数和总面积的 60%、44.56%; 萎缩型湖泊 1 个, 面积 3.79km², 分别占 10%、9.13%; 扩张型湖泊 3 个, 合计面积 19.22km², 分别占 30%、46.31%。流域萎缩型湖泊减少面积 0.39km², 扩张型湖泊合计增加面积 4.25km², 增减相抵, 湖泊总面积增加 3.86km²。流域新增水库 6 座, 合计面积 19.18km², 分别占流域水库总数和总面积的 21.43%、8.93%; 先存水库中 7 座面积相对稳定, 合计面积 29.52km², 分别占 25%、13.75%; 1 座面积相对减少, 面积 25.14km², 分别占 3.57%、11.7%; 14 座面积相对增加, 合计面积 140.91km², 分别占 50%、65.62%。流域水库合计增加面积 94.00km²。虽然因 MSS 影像与 ETM 影像时相季节相左, 湖泊面积增加叠加有季节性变化, 但是区内天然湖泊和水库在调查时段, 总体处逐渐扩张状态是确凿无疑的。

据秦大河主编的《中国气候与环境演变》资料(2005), 塔里木河主要以降水和冰雪

融水补给为主,各源流多年平均降水量为 252.4mm,出山口径流量为 $224.9 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。20 世纪 50~80 年代为平水年,各源流径流量基本接近多年平均值;90 年代特别是 1994~2001 年为偏丰水年,随着山区降水的显著增加和源区冰雪的大量融化,各源流径流量平均径流量达 $241.9 \times 10^8 \text{ m}^3$,高于多年平均值 $17.0 \times 10^8 \text{ m}^3$,增加 7.6%。可见,叶尔羌河流域湖泊变迁遥感调查结果与塔里木河径流量实地调查资料完全一致。塔里木盆地西南部地区生态地质环境的改善,有利于农牧业的持续发展。

2. 柴达木盆地中部生态地质环境改善分区

柴达木盆地中部地区是青海以生产小麦为主的灌溉农业区,察尔汗盐湖盐类矿藏储量丰富,已建成国内最大的青海钾肥厂。位于柴达木盆地南缘的格尔木市是内地联系新疆、西藏的门户,既是青藏、青新、敦格等公路的交会点,又是青藏铁路二期工程的起点。

区内主要分布有苏干湖、宗马海湖、东台吉乃尔湖和察尔汗盐湖四大水系,入湖主要河流有哈尔腾郭勒河、那陵格勒河、格尔木河、柴达木河和鱼卡河等一、二级内流水系。区内共计天然湖泊 41 个,可划分为两类,一类为河流尾间内陆湖,共计 26 个,合计面积 1119.60 km^2 ;另一类为河流源区内陆湖和位于河道上的外流湖,共计 15 个,合计面积 679.48 km^2 。在调查时段,河流源区内陆湖和外流湖中新增湖泊 1 个,面积 24.42 km^2 ,分别占该类湖泊总数和总面积的 6.67%、3.59%;先存湖泊中稳定型湖泊 12 个,合计面积 621.42 km^2 ,分别占 80%、91.46%;萎缩型湖泊 2 个,合计面积 33.64 km^2 ,分别占 13.33%、4.95%。该类萎缩型湖泊合计减少面积 7.24 km^2 ,增减相抵,湖泊总面积增加 17.18 km^2 。河流尾间内陆湖中新增湖泊 1 个,面积 2.82 km^2 ,分别占该类湖泊总数和总面积的 3.85%、0.25%;稳定型湖泊 14 个,合计面积 111.82 km^2 ,分别占 53.85%、9.99%;萎缩型湖泊 4 个,合计面积 283.89 km^2 ,分别占 15.38%、25.36%;扩张型湖泊 7 个,合计面积 721.07 km^2 ,分别占 26.92%、64.40%。该类萎缩型湖泊合计减少面积 139.07 km^2 ,扩张型湖泊合计增加面积 149.18 km^2 ,增减相抵,湖泊总面积增加 132.00 km^2 。区内除柴达木河流域外,MSS 影像与 ETM 影像时相季节相同,表明在调查时段柴达木盆地中部地区河流源区内陆湖和外流湖总体处相对稳定状态,河流尾间内陆湖总体处逐渐扩张状态。

据王苏民主编的《中国湖泊志》资料(1998),哈尔腾郭勒河、那陵格勒河、格尔木河等内流水系源区,都有面积不等的冰雪覆盖区,其中哈尔腾郭勒河源区冰雪覆盖为 332.26 km^2 ,那陵格勒河支流洪水河源区冰雪覆盖为 52.0 km^2 。20 世纪 70 年代中期以来,虽然区域气温普遍升高、降水偏少,由于源区冰川退缩,冰雪大量融化,不但增加了河流的径流量,而且促使湖面向外扩张。河流、湖泊生态地质环境的改善,为柴达木盆地中部地区灌溉农业的持续发展,提供了丰富的水源。

3. 色林错-纳木错生态地质环境改善分区

色林错滨湖地势开阔,水草丰茂,是藏北重要的畜牧业基地。色林错、纳木错中栖息有较丰富的小头裸尻鱼、刺实高原鳅等,是有待开发的渔业场所。

区内分布有天然湖泊 102 个,合计面积 7609.14 km^2 。其中有纳木错、色林错 2 个特大型湖泊,合计面积 3775.49 km^2 ;格仁错、吴如错、错鄂、兹格塘错、巴木错等 11 个中型湖泊,合计面积 2324.72 km^2 。入湖规模较大的河流有扎加藏布、扎根藏布、波曲藏布和阿里藏布、波曲、测曲、雄曲等一、二级内流水系。在调查时段,区内新增湖泊 6 个,

合计面积 19.40km^2 ，分别占区内天然湖泊总数和总面积的 5.88% 、 0.26% ；先存湖泊中稳定型湖泊 47 个，合计面积 792.14km^2 ，分别占 46.08% 、 10.41% ；萎缩型湖泊 16 个，合计面积 1493.90km^2 ，分别占 15.69% 、 19.63% ；扩张型湖泊 33 个，合计面积 5303.70km^2 ，分别占 32.35% 、 69.70% 。区内萎缩型湖泊合计减少面积 86.05km^2 ，扩张型湖泊合计增加面积 317.14km^2 。24 年中区内天然湖泊合计增加面积 250.49km^2 。虽然色林错湖区因 MSS 影像与 ETM 影像时相季节相左，湖泊面积增加叠加有季节性变化，但是区内天然湖泊在调查时段总体呈扩张趋势是十分明显的。

据朱大岗、孟宪刚等著《西藏纳木错地区第四纪环境演变》资料（2004），纳木错东南岸入湖的你亚曲等三级内流水系，其源区念青唐古拉山有大面积冰雪覆盖，水源丰富。20 世纪 70 年代以来，由于区域气候变暖，源区冰川逐渐消融，气候雪线逐步抬高，雪覆盖面积相对缩小。例如，扎那日字地段，主脊南坡汤色上游冰川消融了 $190\sim 240\text{m}$ ，主脊北坡的粒雪原消融了 $190\sim 240\text{m}$ 。该地段 2000 年冰川面积约为 25.611km^2 ，较 1970 年的 28.106km^2 减少了约 2.495km^2 ，减少率为 8.88% 。上述专项调查结果，为色林错—纳木错地区天然湖泊的变迁状况提供了佐证。河流、湖泊生态地质环境的改善，有利于色林错—纳木错地区畜牧业的持续发展和渔业的开发。

4. 藏南谷地中段生态地质环境改善分区

藏南谷地是西藏重要农业区，山麓和山腰有良好牧场。雅鲁藏布江中下游分布有茂密的原始森林，是我国重要的天然林区之一。位于拉萨河北岸的拉萨市是西藏自治区首府，也是川藏、青藏公路和青藏铁路二期工程的终点。拉萨是已有 1300 多年悠久历史的古城，现为全区政治、经济、文化、交通中心。坐落在年楚河与雅鲁藏布江汇合处的日喀则市是西藏第二大城市，手工业发达，所产氍毹、藏靴、马具行销西藏各地。珠穆朗玛峰位于中尼边境，海拔 8844.43m ，为世界最高峰。

区内天然湖泊主要分布在藏南谷地以南的定结、嘎拉、羊卓雍错等喜马拉雅山间断陷盆地中，部分分布在雅鲁藏布江支流拉萨河、年楚河等源区。源区天然湖泊多属小型冰川湖，在调查时段拉萨河源区湖泊处相对稳定状态，年楚河等源区湖泊略呈扩张状态。定结、嘎拉盆地中湖泊大多数为扩张型湖泊，少数为稳定型湖泊，总体处扩张状态。羊卓雍错盆地内湖泊除羊卓雍错外，都为稳定型、扩张型湖泊。虽然因 MSS 影像与 ETM 影像时相季节相左，湖泊面积增加叠加有季节性变化，但是湖泊在调查时段总体呈扩张趋势是明显的。

喜马拉雅山间断陷盆地中天然湖泊主要依赖降水、地表径流补给，入湖河流都源于喜马拉雅山，源区有大面积冰雪覆盖，水源丰富。据秦大河主编的《中国气候与环境演变》资料（2005），1974~2002 年期间，珠穆朗玛峰北坡 22 条冰川都有不同程度的退缩，年均退缩约 5.8m ，是青藏高原退缩冰川比例最大的地区之一。总之，藏南谷地中段地区在调查时段河流、湖泊生态地质环境正处逐渐改善状态，必将推动西藏“两河一江”经济区的持续发展。

5. 青海湖—柴达木盆地东部生态地质环境退化分区

青海湖是我国最大的微咸水湖，特产无鳞湟鱼，是青海渔业的主要基地。湖中鸟岛是候鸟栖息场所，已建立自然保护区。茶卡盐湖、都兰湖等湖泊盐类资源丰富，是青海食盐开采的重要基地。

区内共计天然湖泊 19 个, 合计面积 5424.06km^2 。其中稳定型湖泊 7 个, 合计面积 697.22km^2 , 分别占区内天然湖泊总数和总面积的 36.84%、12.85%; 萎缩型湖泊 9 个, 合计面积 4612.54km^2 , 分别占 47.37%、85.04%; 扩张型湖泊 3 个, 合计面积 114.3km^2 , 分别占 15.79%、2.11%。区内萎缩型湖泊合计减少面积 122.53km^2 , 扩张型湖泊合计增加面积 16.32km^2 , 两者相抵, 天然湖泊合计减少面积 106.21km^2 。虽然部分地段因 MSS 影像与 ETM 影像时相季节相左, 湖泊面积变化叠加有季节性变化, 但是在调查时段区内, 天然湖泊总体呈逐渐萎缩状态是不容置疑的。

据秦大河主编的《中国气候与环境演变》资料 (2005), 青海湖 1959 ~ 1988 年期间湖水水位下降 2.96m, 年均下降 0.102m; 1989 ~ 1999 年期间湖水水位下降 0.74m, 年均下降 0.074m。1999 年的平均水位为 3193.18m, 湖面面积 4259.00km^2 。表明近 10 年来, 青海湖水位下降趋势有所减缓。暖干气候是青海湖水位下降的主要原因。

区内河流、湖泊生态地质环境退化对流域社会、经济影响巨大, 不但加剧了湖区土地沙化和荒漠化, 而且导致渔业资源减少, 鸟类栖息环境恶化, 湖周植被严重衰退。

6. 黄河流域生态地质环境退化分区

黄河河源至内蒙古河口镇为上游, 河口镇至河南省花园口为中游, 花园口至山东省入海口为下游。黄河上游段长 3472km, 落差 3846m, 流域面积 $42.8 \times 10^4\text{km}^2$, 多年平均径流量为 $384.2 \times 10^8\text{m}^3$, 约占黄河总水量的 60%。工作区内黄河上游河段长 2336.18km, 流域面积 261582.70km^2 , 分别占上游段总长度和流域总面积的 67.29%、61.12%。黄河龙羊峡以上地区是黄河主要径流形成区, 区内年均降水量虽不足 400mm, 但地势高寒、冻土发育、蒸发量少, 有利于径流形成, 是黄河流域产水量最多的地区。因此, 工作区内黄河上游流域生态地质环境的变迁是至关重要的。

黄河上游段天然湖泊主要分布在河源地区, 共计天然湖泊 34 个, 合计面积 1428.54km^2 , 分别占上游段湖泊总数和总面积的 79.07%、98.17%。其中, 稳定型湖泊 22 个, 合计面积 790.51km^2 ; 萎缩型湖泊 10 个, 合计面积 609.97km^2 。两者合计分别占河源地区湖泊总数和总面积的 94.12%、98.04%。表明河源地区天然湖泊在调查时段处逐渐萎缩状态。由于河源地区的 MSS 影像都为旱季时相, ETM 影像均为雨季时相, 两者时相季节相左, 湖泊面积变化叠加有季节性变化, 因此天然湖泊的实际萎缩程度较遥感调查结果更为强烈。

据秦大河主编的《中国气候与环境演变》资料 (2005), 20 世纪后半叶, 青藏高原温度普遍升高。90 年代以来, 青海东部特别是江河源区汛期降水明显减少。由于气候变暖, 黄河源区冻土退化、沙漠化发展, 致使上游段径流量持续减少。80 年代末至今, 黄河径流量年均减少约 13%。其中以 2002 年径流量减少最多, 较多年平均径流量减少了 46%。可见, 随着区域气候的变化, 黄河源区河流、湖泊生态地质环境正处逐步退化状态, 无疑会给本来就十分脆弱的流域生态环境造成严重的影响。

7. 三江流域生态地质环境退化分区

分区包括工作区内长江、澜沧江、怒江及独龙江流域。长江干流自江源至宜昌属上游段 (玉树直门达以上为江源地区), 长约 4500km, 流域面积约 $100 \times 10^4\text{km}^2$ 。集水面积 $> 5 \times 10^4\text{km}^2$ 的支流有雅砻江、岷江、嘉陵江和乌江等。工作区内长江上游段干流长 2719.09km, 流域面积 541671.19km^2 , 分别占上游段总长度和总面积的 60.42%、

54.17%。三江源区天然湖泊分布较稠密,冻土发育,热融湖塘星罗棋布,植被稀疏,生态环境脆弱。已经建成的青藏铁路二期工程自昆仑山口进入三江源区至桑雄岭延出三江源区,路线长度约730km,占青藏铁路二期工程路线总长度(1153km)的63.31%。其中,多年冻土路段长547km。因此三江源区生态地质环境的变迁,不但影响三江流域的生态环境,而且关系青藏铁路的正常运行和维护。

三江源区共计天然湖泊69个,合计面积1566.20km²,分别占工作区三江流域天然湖泊总数和总面积的61.90%、88.56%。其中稳定型湖泊45个,合计面积674.69km²,分别占地区天然湖泊总数和总面积的65.22%、43.08%;萎缩型湖泊24个,合计面积891.51km²,分别占34.78%、56.92%。可见,在调查时段三江源区天然湖泊总体处萎缩状态。

值得指出的是,分布在沱沱河流域、尕斯曲流域的29个天然湖泊中,24个为稳定型湖泊,5个为萎缩型湖泊。表明上述地段天然湖泊在调查时段总体处相对稳定状态。

据秦大河主编的《中国气候与环境演变》资料(2005),20世纪70年代中期以来,青藏高原多年冻土下界逐渐升高,冻土面积逐渐减少。1975~2002年期间,青藏高原多年冻土北界西大滩附近的多年冻土下界升高2.5m,冻土面积减少12%;南界附近安多—二道河公路两侧2km范围内多年冻土岛的总面积缩小35.6%。20世纪70~90年代,高原腹地连续多年冻土地温上升约0.1~0.2℃;不连续多年冻土地温上升约0.2~0.5℃。伴随多年冻土地温的上升,活动层厚度也明显增加。在20世纪80~90年代期间,青藏公路沿线天然地表下活动层厚度增加量从几厘米至1m,最大可达2m。1995~2002年的7年间,公路沿线天然地表下活动层厚度增加25~60cm。高原多年冻土的变迁主要是气候变化的结果,从一个侧面反映了三江源区生态地质环境正处逐渐退化状态。

前已述及,20世纪70年代以来,沱沱河源头格拉丹冬雪山冰川退缩比例较小,冰川面积仅缩小了1.7%。同时也有不少冰川处于稳定状态,部分规模较大冰川处于前进状态。这与沱沱河流域天然湖泊处相对稳定状态的遥感调查结果完全一致。

总之,在调查时段三江源区河流、湖泊生态地质环境正处逐步退化状态,可能会对青藏铁路沿线的生态环境造成不良的影响。

8. 藏南谷地西段生态地质环境退化分区

分区包括雅鲁藏布江流域西段、恒河上游阿拉克南达河流域、印度上游森格藏布流域,以及位于上述河流源区交汇部位的玛旁雍错盆地。前已述及,藏南谷地是西藏的重要农业区,山麓、山腰有良好的牧场。玛旁雍错盆地中的玛旁雍错是世界上高海拔地区淡水资源最丰富的湖泊之一。位于森格藏布(狮泉河)畔,新藏、阿里公路交点的噶尔,是阿里地区政治、经济、文化中心。

区内天然湖泊主要分布在“三河源”地区、吉隆断陷盆地和多雄藏布谷地。“三河源”地区天然湖泊32个,合计面积912.16km²。其中稳定型湖泊20个,合计面积562.45km²;萎缩型湖泊6个,合计面积334.28km²。两者合计分别占地区湖泊总数和总面积的81.25%、98.31%。吉隆断陷盆地天然湖泊4个,合计面积297.12km²。其中稳定型湖泊2个,合计面积9.37km²;萎缩型湖泊2个,合计面积287.75km²。多雄藏布谷地天然湖泊11个,合计面积85.62km²。其中稳定型湖泊6个,合计面积42.14km²,萎缩型湖泊4个,合计面积40.10km²,两者合计分别占地区湖泊总数和总面积的90.91%、

96.05%。可见，在调查时段藏南谷地西段天然湖泊总体正处萎缩状态。

藏南谷地西段属山地灌丛草地半干旱气候，自东往西降水逐渐减少，吉隆断陷盆地年降水量 300 ~ 400mm，玛旁雍错盆地年降水量 150 ~ 200mm。湖水主要依赖降水和冰雪融水径流补给。随着区域气温的升高，蒸发量增加，区内多数天然湖泊补给不足，水位逐步下降，湖区生态地质环境逐渐退化。

第九章 结论与建议

青藏高原雄踞亚洲大陆中部,总面积约 $250 \times 10^4 \text{ km}^2$,有“世界屋脊”和“地球第三极”之称。这里地域辽阔,山川瑰丽,物产丰富,自然资源富饶,是有着广阔发展前景的宝地,是我国未来发展的后续力量,也是我国的西南门户和天然屏障。

青藏高原地处几大板块的交接部位,经历了特提斯洋发展演化的多个不同阶段与多期陆-洋体制转换,不同时期处于不同的板块构造环境,自新生代以来一直处于活动状态。历来为中外地质学界所关注,是研究地质构造、盆山差异性运动、大陆动力学、变质作用、第四纪地质、湖泊演化、水系分布、冰期划分对比的热点地区。

第一节 主要结论

早在 20 世纪 30 年代,就有对“天湖”——纳木错的地理学研究(徐近之,1937),20 世纪 70 年代末的科考(中国科学院青藏高原综合科学考察队,1982)和地质调查(钱方等,1984;韩同林,1984),使青藏高原成为一个旅游胜地。自 20 世纪 80 年代的环境演化研究掀起热潮以来,发表了有关青藏高原一系列论著(孙鸿烈等,1999;郑绵平等,2000;李吉均等,2000;朱大岗等,2004)。

在这种背景下,开展青藏高原河流湖泊生态地质环境遥感调查与研究,我们既考虑到了我国学者关于青藏高原大陆变形构造动力学的系统论述(任纪舜等,1990;肖序常等,2000),也结合了第四纪地质与高原隆升的联系(刘东生等,1998),更充分吸取了高原第四纪地貌、冰川、湖泊等方面的研究成果(郑本兴等,1996;李炳元等,2001;朱大岗等,2002),以及新一轮国土资源大调查的相关资料,主要利用遥感技术,开展青藏高原生态地质环境遥感调查与研究,建立生态地质环境遥感研究信息系统,为青藏高原生态地质环境保护、经济发展规划与管理提供基础资料。

利用青藏高原近 20 世纪 70 年代和 20 世纪末的 ETM 和 MSS 两期卫星遥感数据和现代遥感图像处理技术,对青藏高原现代冰川、雪线、湖泊、河流、地质灾害(崩塌、滑坡、泥石流等)、荒漠化、新构造等进行了遥感综合解译和生态地质环境演变趋势研究,编制了 1:50 万相关成果图件;根据调查研究中发现的重大生态环境问题,利用高分辨率遥感资料,开展大、中比例尺遥感调查研究,提出利用遥感技术进行长期研究的重点目标、研究周期及具体技术方法;建立了生态地质环境遥感研究系统。

通过遥感地质调查与验证,开展了湖相沉积、冰水沉积物、第四纪地质地貌特征、活动构造等的详细调查研究。完成了下述诸方面的调查研究,取得了若干进展。

一、青藏高原野外地质调查方面

1. 确定了青藏高原的地质构造背景与特征

青藏高原地质历史复杂,经历了特提斯洋发展演化的多个不同阶段与多期陆-洋体制转换,不同时期处于不同的板块构造环境,形成不同类型的建造。古生代发育多期海相复理石建造,中生代发育海相火山-沉积建造,晚新生代以陆相沉积为主。前中生代地层经历了不同程度的变质作用,形成以念青唐古拉山为代表的变质杂岩、石炭-二叠纪低级变质岩系。中生代中晚期与新生代早期,发育强烈的中酸性岩浆侵入事件,形成了一系列的喜马拉雅期的花岗岩岩基,燕山期的花岗岩岩基、花岗杂岩岩基等不同规模的侵入体,还发育白垩纪末期酸性火山喷发与第三纪早期中基性火山喷发事件。区内发育复杂的构造变形历史,不同时期、不同类型的构造叠加在一起,形成复杂的区域构造格局。古生代晚期、中生代早期、中生代晚期与新生代早期,伴随着不同时期特提斯洋板块的俯冲与消减,青藏地区受到多期近南北向的强烈挤压,导致多期强烈的造山作用,形成不同的俯冲或碰撞构造带及不同程度的区域挤压构造变形。

新生代早期,印度次大陆向欧亚大陆快速俯冲,在青藏高原及邻区产生强烈的近南北向挤压作用,使早期的近东西向断裂带活化并产生新的逆冲推覆活动,导致地壳在近南北方向的巨量缩短、地壳增厚与青藏高原的快速隆升。新生代晚期,在近南北向构造动力的挤压背景下,发育近南北向、北东-北北东向与北西-北北西向裂陷作用,形成一系列裂谷盆地和以纳木错断陷湖盆,色林错、扎日南木错、当惹雍错等为代表的萎缩湖盆。北东-北北东向与北西-北北西向断陷、裂陷盆地及其盆缘断裂至今仍有强烈活动,构成本区张性-张扭性活动断裂网络,控制区内中强地震与主要地热田的分布。

2. 确定了晚更新世以来地质环境的演化趋势

通过对第四纪重点古湖泊、古地质事件开展调查,对晚新生代重点湖泊地质剖面进行观测与采样,配合室内遥感初步解译、古地质构造事件测年等,建立河流、湖泊遥感解译标志,实测不同地区、不同时期晚新生代湖相地层剖面,建立了晚新生代重点古湖泊标准剖面,系统采集样品,室内系统测定样品时代、进行微体古生物与古植物鉴定、确定古环境与古生态参数等,确定了晚更新世以来地质环境的演化趋势。

3. 确定了藏北高原东南部晚更新世古大湖的存在

根据野外地质调查与室内遥感解译,对重点研究区纳木错及其周缘的若干湖岸阶地、湖岸堤与湖相沉积剖面进行了水准仪测量与剖面采样,还对邻近的仁错、久如错、木纠错等湖泊,以及远离纳木错的那曲、安多地区的藏北内流区与怒江水系的分水岭等地,进行了路线地质调查和综合研究。

根据在上述地区广泛裸露的海拔 4700~4850m 的高位湖相沉积,确认了藏北高原东南部曾存在直径达数百千米以上的呈网格状分布的晚更新世古大湖。古大湖面积可达十万平方千米,主体分布于班公错-怒江带以南、冈底斯山脉以北与念青唐古拉山脉以西的区域内,现今的纳木错、色林错、扎日南木错、当惹雍错等湖泊,都应是古大湖萎缩后的残留湖盆。

二、青藏高原遥感地质调查方面

本研究经遥感解译,综合研究和分析,查明了青藏高原河流、湖泊的分布现状;分析了24年中青藏高原湖泊变迁状况,以及影响河流、湖泊变迁的主要原因;论述了青藏高原特大型、大型湖泊的现状和变迁特征;划分了青藏高原河流、湖泊生态地质环境区划,并对重要自然地理、经济建设地区的生态地质环境进行了综合评价。

1. 建立了河流湖泊遥感解译标志

根据野外地质调查、遥感影像分析与前人资料的综合研究,我们建立了青藏高原河流、湖泊的遥感解译标志,确定了青藏高原面积 $\geq 1\text{km}^2$ 的主要湖泊的成因(包括构造湖、火山湖、河成湖、冰蚀湖、风蚀湖、堰塞湖、人工湖等)和属性标志(有面积、海拔高度、盐度和水质、季节性变化、30年来面积的变化等),并进行了部分河流类型的划分。

2. 确定了主要湖泊的面积和数量、湖泊类型

根据青藏高原217幅1:25万遥感图像解译,其中161副影像图中分布有面积 $\geq 1\text{km}^2$ 的湖泊1128个,总面积 41183.74km^2 。其中水库61座,合计面积 772.17km^2 ;天然湖泊1067个,合计面积 40411.57km^2 。水库中中型水库(面积为 $100\sim 500\text{km}^2$)2座,合计面积 412.96km^2 ;小型水库面积为 $10\sim 100\text{km}^2$ 的8个,合计面积 175.31km^2 ;面积 $1\sim 10\text{km}^2$ 的51个,合计面积 183.90km^2 。天然湖泊中特大型湖泊(面积 $> 1000\text{km}^2$)3个,合计面积 8013.57km^2 ;大型湖泊(面积为 $500\sim 1000\text{km}^2$)11个,合计面积 6785.76km^2 ;中型湖泊(面积为 $100\sim 500\text{km}^2$)71个,合计面积 13848.18km^2 ;小型湖泊面积为 $10\sim 100\text{km}^2$ 的303个,合计面积 9612.83km^2 ;面积 $1\sim 10\text{km}^2$ 的679个,合计面积 2151.23km^2 。

青藏高原天然湖泊中淡水湖309个,咸水湖758个;构造湖897个,冰川湖117个,火山湖4个,河成湖25个,堰塞湖24个。

3. 确定了河流湖泊的演变趋势

24年中,青藏高原河流总体变化不明显,部分地区外流水系个别河段略有摆动,内流水系少数河段有改道、断流,以及入湖河流河口段延伸、退缩等。青藏高原多数天然湖泊变化较大,主要是部分湖泊面积缩小或扩大;少数湖泊解体或归并;有的已干涸湖泊又重新汇水,有的湖泊则接近干涸。

根据本项研究的遥感解译结果,24年中青藏高原面积 $\geq 1\text{km}^2$ 的天然湖泊总数从1029个增至1067个,新增湖泊38个,合计新增面积 199.42km^2 ,分别占青藏高原天然湖泊总数和总面积(40411.57km^2)的3.56%、0.50%;在先存的1029个天然湖泊中,509个湖泊面积稳定,合计面积 8568.32km^2 ,分别占青藏高原天然湖泊总数和总面积的47.70%、21.20%。322个湖泊面积缩小,合计面积 19692.98km^2 ,分别占30.18%、48.73%。198个湖泊面积扩大,合计面积 11950.85km^2 ,分别占18.56%、29.57%;天然湖泊合计减少面积 1652.26km^2 、扩大面积 1454.18km^2 ,两者相抵,净减面积 198.08km^2 ;天然湖泊总面积从 40410.23km^2 增至 40411.57km^2 ,净增面积 1.34km^2 。

24年中,青藏高原天然湖泊总体呈萎缩趋势,部分地区相对稳定或呈扩张趋势。由高原隆升引发的气候变暖、降水偏少、冰川消融、雪线上升是天然湖泊变迁的主要原因。

通过青藏高原 20 世纪 70 年代与 20 世纪末的湖泊遥感图像对比、解译和野外地质调查研究表明,近 30 年来,湖泊生态地质环境演变趋势,在青藏高原的不同地区有所不同,其规律性明显。青藏高原湖泊的变迁以羌塘地区最为显著。如在藏北湖盆区,以东经 90° 为界,以东地区的湖泊面积扩大,以西地区的湖泊面积缩小,处于中部东经 90° 位置的湖泊面积基本没有变化。即冈底斯山—念青唐古拉山北麓地带的湖泊呈扩张趋势;羌塘腹地的湖泊呈萎缩趋势,有的濒临消亡。

4. 青藏高原重点湖泊的基本特征及其演化

青藏高原分布有青海湖、纳木错、色林错等 3 个特大型湖泊,扎日南木错、当惹雍错、阿牙克库木湖、班公错、哈拉湖、鄂陵湖、羊卓雍错、扎陵湖、赤布张错、乌兰乌拉湖、昂拉仁错等 11 个大型湖泊。特大型湖泊合计面积 8013.57km^2 ,大型湖泊合计面积 6785.76km^2 ,分别占青藏高原天然湖泊总面积的 19.82%, 16.79%。

24 年中,哈拉湖、鄂陵湖 2 个湖泊面积相对稳定;青海湖、扎日南木错、当惹雍错、阿牙克库木湖、扎陵湖、乌兰乌拉湖、昂拉仁错等 8 个湖泊面积都有不同程度的缩小,合计减少面积 175.23km^2 。其中以青海湖、乌兰乌拉湖面积减少最多,分别为 60.23km^2 , 59.80km^2 ;当惹雍错、羊卓雍错面积减少最少,分别为 3.35km^2 , 1.46km^2 。纳木错、色林错、班公错、赤布张错等 4 个湖泊面积都有不同程度的增加,合计增加面积 175.24km^2 。其中色林错面积增加最多,达 140.52km^2 ;赤布张错面积增加最少,仅 0.36km^2 。

5. 青藏高原河流、湖泊生态地质环境区划

在河流、湖泊现状调查和变迁分析的基础上,以天然湖泊变迁状况为主要标志,将青藏高原河流、湖泊生态地质环境划分为改善区、稳定区和退化区三大区划类型、18 个生态地质环境分区。

其中,生态地质环境改善分区 7 个,即塔里木盆地西南部分区、班公错分区、柴达木盆地中部分区、可可西里湖分区、色林错—纳木错分区、藏南谷地中段分区和湟水江上游分区,合计面积 639171.63km^2 ,占工作区总面积 (2985286.60km^2) 的 21.41%;生态地质环境稳定分区 3 个,包括西昆仑山南坡分区、羌塘中东部分区和藏南谷地东段分区,合计面积 344086.59km^2 ,占工作区总面积的 11.53%;生态地质环境退化分区 8 个,即河西走廊—塔里木盆地东南部分区、库木库里—柴达木盆地西北部分区、青海湖—柴达木盆地东部分区、可可西里分区、羌塘中西部分区、藏南谷地西段分区、黄河流域分区和三江流域分区,合计面积 2002028.38km^2 ,占工作区总面积的 67.06%。

塔里木盆地西南部分区、柴达木盆地中部分区、色林错—纳木错分区、藏南谷地中段分区分别是南疆、青海西部、藏北、藏南的重要农牧业基地,分布有拉萨、噶尔、格尔木、喀什、和田等省、地级城镇,是区域政治、经济、交通、文化中心。河流、湖泊生态地质环境的改善有利于区域社会、经济的持续发展。黄河流域分区、三江流域分区、藏南谷地西段分区是青藏高原重要自然地理区划,是我国大江大河的发源地,也是西部大开发的重要通道。河源、江源地区生态地质环境的退化对流域社会、经济影响巨大。

在以上的研究中所取得的新认识和新成果,首先得益于前人长期工作的积累,青藏高原第四纪地质研究已开始多年,我们是在此基础上进行的深入探讨,并对其中的湖泊演化及冰期划分等问题作了初步解答。这些问题最突出的有:青藏高原腹地第四纪古大湖的分

布范围和演变趋势如何？区域性和普遍性的特征如何？除了古羌塘湖以外，在青藏高原是否还有一系列的第四纪古大湖？它们的形成演化如何？第四纪冰期的划分在青藏高原是否有代表性？纳木错地区的湖岸阶地和湖相地层，除本项研究认为是晚更新世—全新世湖相沉积的解释之外，是否还有其他的解释？其次，本项研究和“青藏高原第三纪重点古湖泊环境演变序列”工作密切配合，是该项研究取得认识上的进步和研究突破的前提。三年来，本项研究人员不断地与“青藏高原第三纪重点古湖泊环境演变序列”项目组一同进行野外地质调查，共同切磋，将科研、调查工作要密切配合生产的指导思想和实施得当的协作关系落到实处。此外，充分利用各种先进的测试技术和实验计算方法进行大量样品测试与处理，是取得以上研究进展的第三方面条件。

第二节 建 议

青藏高原是我国和南亚、东南亚地区主要河流的发源地和上游流经地区。在人类发展的历史进程中，高原以它广阔无私的胸怀哺育了古代黄河流域文明和印度河流域文明。直至当代，它仍然对中华民族乃至南亚、东南亚人民的生存和发展有着决定性的影响。

一、有关青藏高原环境研究

青藏高原的环境效益不仅超越了青藏高原本身，直接关系到中华民族的未来发展，以及千秋万代的根本利益，而且超越了中华民族本身，关系到南亚和东南亚人民的未来和发展。就环境价值来说，青藏高原不仅是中华民族的生命之“源”，而且是南亚和东南亚人民的生命之“源”。

青藏高原独特的自然地域单元、地理位置、地势结构、气候特征及独特的资源，使它在人类生存环境和中华民族未来发展中具有十分特殊的地位。

但是，由于地理和历史的原因，青藏高原的经济发展比较落后，产业规模普遍较小，生产力水平低，人民群众普遍贫困，仍然是我国经济实力最薄弱的地区。加之，人们对青藏高原的环境价值又缺乏深远的认识，在发展社会经济、扩大生产规模的过程中，因人类自身行为在一定程度上导致了对高原自然资源盲目、不合理的开发利用，致使本来就十分脆弱且极不稳定的高原环境，承受着越来越大的压力，呈现出了逐步恶化的趋势。

诸如，雪线上升、冰川退缩、水源枯竭、湖泊干涸、植被锐减、草地沙化、水土流失及泥石流加剧，后果令人忧虑。据有关资料记载，由于过度放牧和牲畜超载，西藏自治区已有三分之一的草地退化，其中重度退化占50%左右，还有约10%的草地明显沙化。其中，主要牧区那曲地区高寒草甸与高寒草原的平均产草量，从20世纪60年代的每公顷2760kg和每公顷1175kg，分别减少到90年代的每公顷1107kg和每公顷511kg，减少了50%~60%。青海省草地退化和沙化面积达到733公顷，占草地总面积的19%，其中20%左右为重度退化草地。90年代天然草地产草量，比50年代减少了36%~60%。草地的沙漠化加剧了高原气候的干旱和风沙侵蚀，森林的乱砍滥伐，使江河源头水量减少，泥沙量剧增，加之黄河中上游水土流失严重，中华民族的母亲河——黄河已成为季节性河

流。由于长江中上游林地资源破坏严重,中华民族的生命大动脉——长江正面临着沦为第二条“黄河”的危险。到20世纪80年代,长江流域水土流失面积已达到 $56 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。长江上游金沙江每立方米水中的输沙量,在1949~1976年的27年间只增加了0.2kg,而在1982~1985年的3年中竟增加了0.4kg。目前,长江带入东海的泥沙量每年达到 $5 \times 10^8 \text{ t}$,已是黄河输沙量的二分之一,相当于世界三大河流——尼罗河、亚马孙河、密西西比河的输沙总量。

青藏高原生态环境逐步恶化,不仅制约了当地经济的发展,而且对我国未来发展构成了较为严重的威胁。严峻的现实迫使我们不得不把高原的环境问题,置于与发展问题同等重要的位置来研究。在高原环境的研究中,地质环境的调查与研究是所有环境研究的基础。因此,加强青藏高原的环境研究,就必须加大地质环境调查与研究投入的力度。

二、有关青藏高原河流湖泊的科学研究

为了更好地发挥河流湖泊资源在国民经济建设中的作用,对其进行必要的科学研究是河流湖泊科学发展的重要目标。青藏高原河流湖泊科学研究,为高原河流湖泊资源的合理开发和持续利用,提供科学依据和技术保障,而河流湖泊资源在开发利用过程中所出现的问题和矛盾,在客观上要求通过科学研究不断地进行探索,解决生产实践中出现的新问题,以推动河流湖泊资源的开发迈上新的台阶,同时使河流湖泊学科的基础理论研究和应用研究深入发展。

针对河流湖泊资源在开发利用过程中出现的主要问题,结合当前我国在青藏高原河流湖泊学科领域的研究基础和现状,我们认为应加强河流湖泊和流域陆地相互关系的研究。现提出今后在河流湖泊学研究方面,应着重开展的几方面工作。

1. 赋存条件及资源潜力

青藏高原湖泊河流资源赋存条件及资源潜力、功能和演化趋势的研究,包括河流湖泊水资源总量、区域分布及其动态变化规律,河流湖泊泥沙输移与沉积,滩地发育及滩地资源的开发与湖区环境、社会经济发展的关系,以及湖区经济动植物资源及珍稀、濒危动植物资源分布、数量与动态变化,湖泊对河川径流的调蓄功能、动态过程及其在防洪减灾中的调控应用,盐湖矿产资源的成矿规律、空间分布及其开发利用的评价等等。

2. 湖水咸化

包括青藏高原湖泊湖水咸化的基本特征、发展过程、机理,及其对湖区生态环境和社会经济的影响。

3. 湖泊沼泽化

包括青藏高原湖泊沼泽化的机理、演变过程及其逆转的条件,湖泊沼泽化对区域社会经济发展及生态环境影响的评价。

4. 生态系统

包括青藏高原典型湖泊生态系统结构、功能、演变趋势及生态建设研究。

5. 数据库建设

包括青藏高原河流湖泊及其流域资源与环境数据库,及其决策支持系统的研究与建立。

6. 优化模式

包括青藏高原河流湖泊综合整治, 及资源持续利用优化模式的研究与试验示范。

可以相信, 随着青藏高原河流湖泊资源开发规模的不断扩大, 深度日益增加, 在资源开发利用过程中所出现的一些矛盾和问题, 可以通过科学技术研究不断得到改善和解决。青藏高原河流湖泊资源的开发利用, 在西部大开发、国民经济建设中将会发挥出越来越大的作用。

希望本书的问世, 对探讨西藏河流湖泊的环境演化与青藏高原隆升提供有益的借鉴, 对青藏高原遥感地质调查与研究能有实际的帮助, 对目前正在青藏高原开展的 1:25 万填图有指导和借鉴作用; 同时也希望能对青藏高原环境变迁的研究和未来地质环境的预测与评价增加新的认识、开创新的思路。

参考文献

- 曹伯勋主编. 1995. 地貌学及第四纪地质学. 武汉: 中国地质大学出版社
- 曹忠权. 1992. 古地震现象及其意义. 见: 国家地震局地质研究所编. 西藏中部活动断层. 北京: 地震出版社, 183~192
- 陈发虎, 王苏民, 李吉均等. 1995. 青藏高原若尔盖湖磁性地层研究. 中国科学 (B 辑), 25 (7): 772~777
- 陈克造, Bowler J M, Kelts K. 1990. 四万年来青藏高原的气候变迁. 第四纪研究, (1): 17~30
- 陈克造, Bowler J M. 1985. 柴达木盆地察尔汗盐湖特征及其古气候演化的初步研究. 中国科学, 5, 463~473
- 陈墨香, 邓孝, 王钧. 1964. 新疆内陆湖泊水化学特征初步研究. 地质科学, (3): 259~263
- 陈贤章, 王光宇, 李文君等. 1995. 青藏高原冰湖及其遥感监测. 冰川冻土, 17 (3): 241~246
- 次仁达, 王代昌, 覃昌龙. 1988. 西藏羊八井地热田. 拉萨: 西藏人民出版社
- 崔之久, 高全洲, 刘耕年等. 1996. 青藏高原异平面与岩溶时代及其起始高度. 科学通报, 41 (15): 1402~1406
- 崔之久, 高全洲, 刘耕年等. 1996. 异平面、古岩溶与青藏高原隆升. 中国科学 (D 辑), 26 (4): 378~385
- 崔作舟, 李秋生, 孟令顺等. 1999. 格尔木—额济纳旗岩石圈结构与深部构造. 北京: 地质出版社
- 党安荣, 王晓栋, 陈晓峰等. 2003. 遥感图像处理方法. 北京: 清华大学出版社
- 丁林, 钟大赉. 1998. 青藏高原隆升的阶段. 见: 潘裕生, 孔祥儒主编. 青藏高原岩石圈结构演化和动力学. 广州: 广东科技出版社, 379~400
- 丁一汇, 戴晓苏. 1994. 中国近百年的温度变化. 气象, 20 (12): 19~26
- 董文杰, 汤懋苍. 1997. 青藏高原隆升和夷平过程的数值模型研究. 中国科学 (D 辑), 27
- 冯松, 汤懋苍. 1998. 未来 30 年和 300 年气候变化趋势预测. 见: 青藏高原近代气候变化及对环境的影响. 广州: 广东科技出版社, 211~222
- 顾兆炎, 刘嘉麒, 袁宝印等. 1993. 12000 年来青藏高原季风变化——色林错沉积物的地球化学证据. 科学通报, 38 (1): 61~64
- 关志华, 陈传友, 区裕雄等. 1984. 西藏河流与湖泊. 北京: 科学出版社, 1~327
- 国家地震局地质研究所. 1992. 西藏中部活动断层. 北京: 地震出版社
- 韩同林. 1983. 西藏东北部的中生界及其层序讨论. 见: 地质矿产部青藏高原地质文集编委会编. 青藏高原地质文集 (4) 地层·古生物. 北京: 地质出版社, 255~266
- 韩同林. 1984. 西藏古湖蚀微地貌的发展及其意义. 见: 喜马拉雅地质 (II). 北京: 地质出版社, 267~273
- 韩同林. 1984. 西藏申扎—班戈一带地质构造分析. 见: 青藏高原地质文集 (15) 岩石·构造地质. 北京: 地质出版社, 53~72
- 韩同林. 1987. 西藏活动构造. 北京: 地质出版社
- 韩同林. 1996. 青藏高原活动构造. 北京: 地质出版社
- 和钟铎, 李才, 杨德明等. 2000. 西藏羌塘盆地的沉积特征及演化. 长春科技大学学报, 30 (4): 347~352
- 胡东生, 张华京, 李炳元等. 2002. 青藏高原腹地湖泊沉积记录的“仙女木期”古气候扰动事件. 地质学报, 76 (2): 272~278
- 黄宝仁, 杨恒仁, 尤坤元. 1982. 西藏南部和西南部上新世及第四纪介形类. 见: 西藏古生物 (第 10 分册). 北京: 地质出版社, 326~348
- 黄锡璜, 梁玉莲. 1983. 藏北高原北部地区湖相沉积的孢粉分析. 见: 西藏第四纪地质. 北京: 科学出版社, 167~171
- 黄锡璜, 张青松, 刘福涛. 1989. 西藏日图县班公湖地区晚更新世植物群与古气候探讨. 自然资源学报, 4 (3): 167~171
- 卡达尔. 1985. 乌伦古湖水化学特征的近期变化. 新疆地理, 8 (1)
- 孔昭寰, 刘兰锁, 杜乃秋. 1981. 从昆仑山—唐古拉山晚第三纪、第四纪的孢粉组合讨论青藏高原的隆起. 见: 青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题. 北京: 科学出版社, 78~89
- 赖祖铭, 叶伯生, 朱守森. 1995. 西北区河川径流变化及其趋势. 见: 施雅风主编. 中国气候与海面变化及其趋势

和影响(4). 济南: 山东科技出版社, 49~54

赖祖铭, 叶伯生. 1991. 高寒山区流域的水量平衡模型及气候暖趋势下径流的可能变化——以天山乌鲁木齐河为例. 中国科学(B辑), (6): 652~658

赖祖铭. 1998. 气候变化对青藏高原江、河、湖水的影响. 见: 青藏高原近代气候变化及对环境的影响. 广州: 广东科技出版社, 263~277

蓝华云, 夏绍凤. 2003. 近50年来青海省水文要素变化特征分析. 冰川冻土, 25(2): 193~198

李炳元, 张青松, 王富葆. 1991. 喀喇昆仑山—西昆仑山地区的湖泊演化. 第四纪研究, 1, 64~71

李炳元. 1998. 湖泊演化. 见: 孙鸿烈主编. 青藏高原晚新生代隆升与环境变化. 广州: 广东科技出版社, 331~347

李炳元, 王富葆, 张青松等. 1983. 西藏第四纪地质. 北京: 科学出版社

李炳元, 张青松, 景可等. 1981. 西藏水系发育的几个问题. 见: 地理集刊, 第10号. 北京: 科学出版社, 30~43

李炳元. 2000. 青藏高原大湖期. 地理学报, 55(2): 174~182

李吉均, 方小敏. 1998. 青藏高原隆升与环境变化研究. 科学通报, 43(15): 1569~1574

李吉均, 郑本兴, 杨锡金等. 1986. 西藏冰川. 北京: 科学出版社, 217~231

李吉均. 1995. 青藏高原隆起的三个阶段及夷平面的高度与年龄. 见: 地貌环境发展. 北京: 中国环境出版社

李吉均. 1999. 青藏高原的地貌演化与亚洲季风. 海洋地质与第四纪地质, 19(1): 1~10

李廷栋. 1995. 青藏高原隆升的过程和机理. 地球学报, (1)

李元芳, 张青松, 李炳元等. 1991. 西藏班公湖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, 18(1): 247~253

廖克. 1990. 青藏高原地图集. 北京: 科学出版社

林学椿, 于淑秋, 唐国利. 1995. 中国近百年气温序列. 大气科学, 19(5): 525~534

林学椿, 于淑秋. 1990. 近40年我国气候趋势. 气象, 16(10): 16~21

林振耀, 汪志革. 1994. 全球变暖与青藏高原气候变化. 见: 青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究. 北京: 科学出版社

林振耀, 赵昕奕. 1996. 青藏高原气温降水变化的空间特征. 中国科学(D辑), 26(4): 354~358

刘东生, 安芷生, 陈明扬等. 1996. 最近0.6Ma南、北半球古气候对比初探. 中国科学(D辑), 26(2): 174~182

吕厚远, 王苏民, 吴乃琴等. 2001. 青藏高原错鄂湖2.8Ma以来的孢粉记录. 中国科学(D辑), 31(增刊): 234~240

吕鹏, 曲永贵, 李庆武等. 2003. 藏北地区色林错、班戈错湖盆扩张及现代裂陷活动. 吉林地质, 22(2): 15~19

罗国社. 1990. 藏北地区湖泊退缩图. 见: (中国科学院地理研究所主编.) 青藏高原地图集. 北京: 地质出版社, 90~91

洛桑·灵智多杰主编. 1996. 青藏高原环境与发展概论. 北京: 中国藏学出版社

马志邦, 赵希涛, 朱大岗等. 2002. 西藏纳木错湖相沉积的铀系年代学研究. 地球学报, 23(4): 311~316

马宗晋, 汪一鹏等. 2001. 青藏高原岩石圈现今变动与动力学. 北京: 地震出版社

马宗晋, 张家声, 汪一鹏. 1998. 青藏高原三维变形运动学的时段划分和新构造分区. 地质学报, 72(3)

孟宪刚, 朱大岗, 赵希涛等. 2004. 西藏阿里札达盆地上新统犀类化石的发现及意义. 地质通报, 23(5~6): 609~612

潘桂棠, 丁俊, 姚冬升等. 2004. 青藏高原及邻区地质图(附说明书)(1:150万). 成都: 成都地图出版社

潘桂棠, 刘培生. 1990. 青藏高原新生代构造演化. 北京: 地质出版社

潘裕生. 1999. 青藏高原的形成与隆升. 地学前缘, 6(3): 1~9

彭贵, 张景文, 焦文强等. 1987. ^{14}C 年龄测定报告(CG) I. 见: 第四纪冰川与第四纪地质文集, 第四集. 北京: 地质出版社, 66~68

浦庆余, 吴锡浩, 钱方. 1982. 青藏公路沿线第四纪冰缘现象及其在古地理上的意义. 见: 青藏高原地质文集(4) 第四纪地质、冰川. 北京: 地质出版社, 51~70

浦庆余, 吴锡浩, 钱方. 1982. 青藏公路沿线唐古拉地区的第四纪地质问题. 见: 青藏高原地质文集(4) 第四纪地质、冰川. 北京: 地质出版社, 19~33

齐文, 郑绵平. 1995. 西藏扎布耶湖钻孔沉积特征与气候环境演化. 湖泊科学, 7(2): 133~139

钱方, 浦庆余, 吴锡浩. 1982. 念青唐古拉山东南麓第四纪冰川地质. 见: 青藏高原地质文集(4) 第四纪地质、冰川. 北京: 地质出版社, 34~50

秦大河主编. 2005. 中国气候与环境演变. 北京: 科学出版社

青藏高原综合地质考察队编. 1990. 青藏高原地壳演化. 北京: 科学出版社

施雅风, 李吉均, 李炳元. 1998. 青藏高原晚新生代隆升与环境变化. 广州: 广东科技出版社

施雅风, 李吉均, 李炳元等. 1999. 晚新生代青藏高原的隆升与东亚环境变化. 地理学报, 54(1): 10~20

施雅风, 刘晓东, 李炳元等. 1999. 距今40~30ka 青藏高原特强夏季风事件及其与岁差周期关系. 科学通报, 44(14): 1475~1480

施雅风, 郑本兴, 李世杰等. 1995. 青藏高原中东部最大冰期时代、高度与气候环境探讨. 冰川冻土, 17(2): 97~112

施雅风, 郑本兴. 1996. 青藏高原进入冰冻圈的时代、高度及其对周围地区的影响. 见: 青藏高原形成演化、环境变化与生态系统研究学术论文年刊. 北京: 科学出版社, 136~146

施雅风. 1990. 山地冰川与湖泊萎缩所指示的亚洲中部气候干暖化趋势与未来展望. 地理学报, 45(1): 1~13

施雅风. 1998. 第四纪中期青藏高原冰冻圈的演化及其与全球变化的联系. 冰川冻土, 20(3): 197~207

水利电力部. 1987. 中国水资源评价. 北京: 水利出版社, 9~10

孙鸿烈, 郑度. 1998. 青藏高原形成演化与发展. 广州: 广东科技出版社

汤懋苍, 白重媛, 刘晓东. 1998. 高原近代气候变化的事实分析. 见: 青藏高原近代气候变化及对环境的影响. 广州: 广东科技出版社, 123~143

汤懋苍, 李存强, 张建. 1988. 青藏高原及其四周的近代气候变化. 高原气象, 7(1): 39~49

汤奇成, 曲耀光, 周丰超. 1992. 中国干旱区水文及水资源利用. 北京: 科学出版社, 64~79

唐国利, 林学椿. 1992. 1921~1990 我国气温序列及变化趋势. 气象, 18(7): 3~6

唐领余, 沈才明. 1995. 青藏高原南部中新世以来植被与气候的初步研究. 见: 青藏项目专家委员会编. 青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究学术论文年刊. 北京: 科学出版社

王岸, 王国灿, 向树元. 2003. 东昆仑山东段北坡河流阶地发育及其与构造隆升关系. 地球科学, 28(6): 675~679

王富葆, 曹琼英, 刘福涛等. 1990. 西昆仑山南麓湖泊和水系的近期变化. 第四纪研究, 4: 316~325

王富葆, 韩辉友, 阎革等. 1996. 青藏高原北部30ka 以来的古植被与古气候演变序列. 中国科学(D辑), 26(2)

王洪道, 秦伯强, 张学斌等. 1995. 西北干旱地区的湖泊及其变化. 见: 中国气候与海面变化及其趋势和影响(4), 气候变化对西北华北水资源的影响. 济南: 山东科学技术出版社, 120~148

王绍武. 1990. 近百年我国及全球气温变化趋势. 气象, 16(2): 11~15

王苏民, 窦鸿身主编. 1998. 中国湖泊志. 北京: 科学出版社

王苏民, 王富葆. 1992. 全新世气候变化的湖泊记录. 见: 中国全新世大暖期气候与环境. 北京: 海洋出版社, 146~152

吴锡浩, 钱方, 浦庆余. 1982. 东昆仑山第四纪冰川地质. 见: 青藏高原地质文集(4) 第四纪地质、冰川. 北京: 地质出版社, 1~18

吴锡浩, 王富葆, 安芷生等. 1996. 晚新生代青藏高原隆升的阶段和高度. 见: 黄土第四纪地质与全球变化, 第三集. 北京: 科学出版社, 1~13

伍永秋, 崔之久, 刘耕年等. 1999. 昆仑山垭口地区的冰期系列. 冰川冻土, 21(1): 71~76

西藏自治区测绘局. 1996. 西藏自治区地图册. 北京: 中国地图出版社

西藏自治区地质矿产局. 1991. 西藏自治区区域地质志. 北京: 地质出版社

西藏自治区地质矿产局. 1997. 西藏自治区岩石地层. 武汉: 中国地质大学出版社

向树元, 王国灿, 林启祥等. 2003. 东昆仑阿拉克湖地区第四纪水系演化过程及其趋势. 地质科技情报, 22(4):

- 向树元, 喻建新, 王国灿等. 2003. 东昆仑阿拉克湖地区近 2ka 来风成沙沉积的气候变迁纪录. 地球科学, 28 (6): 669~674
- 萧家仪, 吴玉书, 郑绵平. 1996. 西藏扎布耶盐湖第四纪植物群的初步研究. 微体古生物学报, 13 (4): 373~386
- 肖序常, 李廷栋. 2000. 青藏高原的构造演化及隆升机制. 广州: 广东科技出版社
- 肖序常, 李廷栋主编. 2000. 青藏高原的构造演化与隆升机制. 广州: 广东科技出版社
- 徐近之. 1937. 西藏之大天湖. 地理学报, 4: 891~904
- 徐仁. 1981. 大陆漂移与喜马拉雅山上升的古植物学证据. 见: 青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题. 北京: 科学出版社, 8~18
- 杨藩. 1981. 从介形类化石的分布试论柴达木盆地东部地区第四系的划分与对比. 见: (中国微体古生物学会编.) 中国微体古生物学会第一次学术会议论文选集 (1979). 北京: 科学出版社, 46~53
- 杨日红, 于学政, 李玉龙. 2003. 西藏色林错湖面增长遥感信息动态分析. 国土资源遥感, (2): 64~67
- 杨逸畴, 李炳元, 尹泽生等. 1983. 西藏地貌. 北京: 科学出版社, 1~238
- 杨针娘. 1988. 中国冰川融水径流及其对河流的补给作用. 见: 中国冰川概论. 北京: 科学出版社, 187~204
- 姚檀栋, Thompson L G, 施雅风等. 1997. 古里雅冰心中末次冰期以来气候变化记录研究. 中国科学 (D 辑), 27 (5): 447~452
- 姚檀栋, Thompson L G. 1992. 敦德冰心记录与过去 5ka 温度变化. 中国科学 (B 辑), 22 (10): 1089~1093
- 姚檀栋, 施雅风, 秦大河等. 1998. 古里雅冰心记录. 见: 青藏高原晚新生代隆升与环境变化. 广州: 广东科技出版社, 247~295
- 于革, 薛滨, 刘健等. 2001. 中国湖泊演变与古气候动力学研究. 北京: 气象出版社
- 于庆文, 李长安, 古凤宝等. 2001. 青藏高原东北缘新生代隆升—沉积—气候演化及其耦合. 武汉: 中国地质大学出版社
- 张长华, 马天林等. 1990. 青藏高原的构造体系特征与高原的形成演化. 北京: 地质出版社
- 张家祯, 刘恩宝. 1985. 柴达木盆地河流水文特征. 地理学报, 40 (3): 242~255
- 张青松, 唐领余等. 1998. 青藏高原环境演变的主要表征. 见: 青藏高原研究丛书, 青藏高原晚新生代隆升与环境变化 (3). 北京: 科学出版社
- 张先恭, 魏凤英. 1992. 至公元 2050 年中国气候变化趋势. 见: 长期天气预报和日地关系研究. 北京: 气象出版社, 117~124
- 赵希涛, 郭旭东, 高福清. 1992. 珠穆朗玛峰地区第四纪地层. 见: 中国科学院西藏科学考察队编. 珠穆朗玛峰地区科学考察报告 1966~1968 (第四纪地质). 北京: 科学出版社, 1~28
- 赵希涛, 曲永新, 李铁松. 1999. 玉龙雪山东麓更新世冰川作用. 冰川冻土, 21 (3): 242~248
- 赵希涛, 吴中海, 朱大岗等. 2002. 念青唐古拉山脉西段第四纪冰川作用. 第四纪研究, 22 (5): 424~433
- 赵希涛, 朱大岗, 吴中海等. 2002. 西藏纳木错晚更新世以来的湖泊发育. 地球学报, 23 (4): 329~334
- 赵希涛, 朱大岗, 吴中海等. 2002. 西藏纳木错与仁错—久如错连通的地质记录. 第四纪研究, 22 (2): 195
- 赵希涛, 朱大岗, 严富华等. 2003. 西藏纳木错末次间冰期以来的气候变迁与湖面变化. 第四纪研究, 23 (1): 41~52
- 赵昕奕, 林振耀. 1994. 青藏高原地区 50 年代至 90 年代初期气温降水变化特征研究. 见: 高原形成演化、环境变迁与生态系统研究. 北京: 科学出版社
- 赵政章, 李永铁, 叶和飞等. 2001. 青藏高原地层. 北京: 科学出版社
- 郑本兴, 焦克勤, 李世杰. 1991. 西昆仑山第四纪冰川与环境变化. 见: 中国第四纪冰川与环境研究中心, 中国西部第四纪研究委员会编. 中国西部第四纪冰川与环境. 北京: 科学出版社, 15~23
- 郑本兴, 牟均智, 李吉均. 1981. 青藏高原第四纪冰川演化与高原隆起问题. 见: 青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题. 北京: 科学出版社, 52~63
- 郑本兴, 施雅风. 1992. 珠穆朗玛峰地区第四纪冰期探讨. 见: 中国科学院西藏科学考察队编. 珠穆朗玛峰地区科学考察报告 1966~1968 (第四纪地质). 北京: 科学出版社, 29~62
- 郑本兴. 2000. 云南玉龙雪山第四纪冰期与冰川深化模式. 冰川冻土, 22 (1): 53~61

郑绵平, 刘俊英, 齐文. 1996. 从盐湖沉积探讨 40kaB. P. 以来青藏高原古气候演替. 见: 郑绵平主编. 盐湖资源环境与全球变化. 北京: 地质出版社, 6~20

郑绵平, 向军, 魏新俊, 郑元. 1989. 青藏高原盐湖. 北京: 科学出版社, 14~33, 203~219

中国地质调查局编. 2001. 青藏高原区域地质调查野外工作手册. 武汉: 中国地质大学出版社

中国地质科学院成都地质矿产研究所. 1988. 青藏高原及邻区地质图 (1:150 万). 北京: 地质出版社

中国科学院地理研究所主编. 1990. 青藏高原地图集. 北京: 科学出版社, 90~91

中国科学院地质研究所孢粉分析组, 同济大学海洋地质系孢粉分析室. 1984. 第四纪孢粉分析与古环境. 北京: 科学出版社

中国科学院南京地理与湖泊研究所. 1989. 中国湖泊概论. 北京: 科学出版社

中国科学院青藏高原综合科学考察队. 1981. 青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题. 北京: 科学出版社

中国科学院青藏高原综合科学考察队. 1984. 西藏地层. 北京: 科学出版社

中英青藏高原综合考察队. 1990. 青藏高原地质演化. 北京: 科学出版社

钟大赉, 丁林. 1996. 青藏高原的隆起过程及其机制探讨. 中国科学 (D 辑), 26 (4): 289~295

朱大岗, 孟宪刚, 邵兆刚等. 2004. 西藏阿里札达盆地上新世—早更新世沉积相及其构造演化特征. 地质力学学报, 10 (3): 245~252

朱大岗, 孟宪刚, 赵希涛等. 2001. 纳木错湖相沉积与藏北高原古大湖. 地球学报, 22 (2): 149~155

朱大岗, 孟宪刚, 赵希涛等. 2004. 西藏纳木错和藏北高原古大湖晚更新世以来的湖泊演化与气候变迁. 中国地质, 31 (3): 269~277

朱大岗, 孟宪刚等. 2004. 西藏阿里札达盆地上新世—早更新世河湖相沉积中两个不整合的发现及意义. 地质通报, 23 (5~6): 605~608

朱大岗, 赵希涛, 孟宪刚等. 2001. 西藏纳木错与仁错—久如错连通和藏北高原古大湖的发现. 中国地质, 28 (12): 40~42

朱大岗, 赵希涛, 孟宪刚等. 2002. 念青唐古拉山中段第四纪冰期划分. 地球学报, 23 (4): 335~342

朱大岗, 赵希涛, 孟宪刚等. 2002. 西藏纳木错第四纪湖相地层划分及纳木错群的建立. 地质通报, 21 (11): 708~716

朱大岗, 赵希涛, 孟宪刚等. 2003. 0.7Ma 以来的念青唐古拉山脉隆升过程——来自冰川剥蚀作用的证据. 地质论评, 49 (6): 630~637

朱大岗, 赵希涛, 孟宪刚等. 2003. 西藏纳木错第四纪湖泊沉积与湖成地貌——兼论藏北高原古大湖问题. 吉林大学学报 (地球科学版), 33 (2): 156~162

朱大岗, 赵希涛, 孟宪刚等. 2003. 西藏纳木错晚更新世以来湖面变化和藏北高原古大湖的演化. 地质通报, 22 (11~12): 918~928

朱大岗, 孟宪刚, 郑达兴等. 2007. 青藏高原近 25 年来河流、湖泊的变迁及其影响因素. 地质通报, 26 (1): 22~30

朱照宇, 顾德隆, 罗尚德等. 2001. 青藏高原甜水海湖泊沉积物轴系等时线测年. 科学通报, 46 (2), 163~167

Amijo R, Tapponnier P, Mercier J L and Han T. 1986. Quaternary extension in south Tibet: Field observations and tectonic implications. Journal of Geophysical Research, 91 (B14): 13803~13872

Coleman M and Hodges K. 1995. Evidence for Tibetan Plateau uplift before 14 Myr ago from a new minimum estimate for east-west extension. Nature, 374: 49~52

Copeland P, Harrison T M, Pan Y, Kidd W S F and Roden M. 1995. Thermal evolution of the Gangtse batholith, southern Tibet: a history of episodic unroofing. Tectonics, 14 (2): 223~236

Dewey J F, Shackleton R M, Chang Chengfa and Sun Yiyin. 1988. The tectonic evolution of the Tibetan Plateau. Phil. Trans. R. Soc. London, A327, 327~413

England P C and Houseman G A. 1998. The mechanics of the Tibetan Plateau. Philoa. Trans. R. Soc. London, Serial A, 326: 301~391

Fonte J CH, Melieres F, Gibert E et al. 1993. Stable isotope and radiocarbon balances of two Tibetan lake (Samxi Co, Longmu Co) from 13000B. P. Quaternary science Reviews, 12: 13803~13872

- Gasse F, Arnold M, Fontes J C et al. 1991. A 13000 yr climate record from Western Tibet. *Nature*, 353: 742 ~ 745
- Gleick H P. 1989. The development and testing of a water balance model for climate impacts assessment: Modeling the Sacramento Basin. *Water Resources Research*, 23 (6): 1049 ~ 1061
- Hacker B R, Gnos E and Ratschbacher L et al. 2000. Hot and dry Xenoliths from the bottom of Tibet. *Science*, 287: 2463 ~ 2466
- Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F and An Yin. 1992. Raising Tibet. *Science*, 225: 1663 ~ 1670
- Hau Jen. 1978. On palaeobotanical evidence for continental drift and the Himalayan uplift. *The Palaeobotanist*, 25: 131 ~ 142
- Jouzel J, Lorius C, Petit J R et al. 1987. Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160, 000 years), *Nature*, 329: 403 ~ 408
- Kidd W S F and Molnar P. 1990. Quaternary and present active faults of Lhasa-Golmud of the Tibetan Plateau. *Roy. Soc. London. A* 327: 332 ~ 352
- Martinson D G, Pisias N G, Hays J D et al. 1987. Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high-resolution 0 to 300000 years chronostratigraphy. *Quaternary Research*, (27): 1 ~ 29
- Metivier F, Gaudemer Y, Tapponnier P and Meyer B. 1998. Northeastward growth of the Tibet Plateau deduced from balanced reconstruction of two depositional areas: the Qaidam and Hexi Corridor basins, China. *Tectonics*, 17 (6): 823 ~ 842
- Molnar P, England P and Martinod J. 1992. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau and the [Indian monsoon. *Reviews of Geophysics*, 31 (4): 357 ~ 394.]
- Molnar P. 1987. Geomorphic evidence for active faulting in the Altyn Tagh and northern Tibet and quantitative estimates of its contribution to the convergence of India and Eurasia. *Geology*, 15: 249 ~ 253
- [Osmond J K, Cowart J B. 1992. Ground water. In: Ivanovich, M., Harmon, R. S. (eds). *Uranium-Series Disequilibrium: Application to Earth, Marine, and Environmental Sciences*. Clarendon Press, Oxford. 290 ~ 333
- Pan Y, Kidd W S F. 1992. Nyainqentanglha shear zone: A late Miocene extensional detachment in the southern Tibetan Plateau. *Geology*, 22: 775 ~ 778
- Ratschbacher L, Frisch W and Liu G. 1994. Distributed deformation in southern and western Tibet during and after the Indus-Asia collision. *Journal of Geophysical Research*, 99: 19917 ~ 19946
- Rothery D A and Drury S A. 1984. The neotectonics of the Tibetan Plateau. *Tectonics*, 3: 19 ~ 26
- Tang Lingyu and Shen Gaiming. 1996. Late Cenozoic vegetational history and climatic characteristics of Qinghai-Xizang Plateau. *Acta Micropaleontologica Sinica*, 13 (4): 321 ~ 337
- Thompson I G, Yao T, Davies M E et al. 1997. Tropical climate instability: The last glacial cycle from the Qinghai-Tibetan Plateau. *Science*, 276: 1821 ~ 1825
- Van Campo E, Gasse F. 1993. Pollen- and diatom-inferred climatic and hydrological changes in Samxi Co basin (western Tibet) Since 13000yr B. P. *Quat. Res.*, 39: 300 ~ 313
- Wu Zhenhan, Jiang Wan, Peter Blisniuk, et al. 1999. ESR dating of the evolution of the Shuanghu basin in the northern Tibetan Plateau. *ACTA Geologica Sinica*, 73 (3): 289 ~ 293
- Zheng Meanping, Meng Yifeng, Wei Lejun. 2000. Evidence of the pan-lake stage in the period of 40 ~ 28ka B. P. on the Qinghai- Plateau, *Acta Geologica Sinica*, 74 (2), Special Issue 1, Papers on geology of China for the 31st IGC, Rio de Janeiro, 266 ~ 272
- Zhong Dalai and Ding Lin. 1996. Rising process of the Qinghai-Xizang Plateau and its mechanism. *Science in China (Series D)*, 39 (4): 369 ~ 379
- Zhu Dagang, Meng Xiangang, Zhao Xitao et al. 2004. Evolution of an ancient lake in the southeast of the northern Tibetan Plateau. *Acta Geologica Sinica*, 78 (4): 982 ~ 992
- Zhu Dagang, Zhao Xitao, Meng Xiangang et al. 2002. Quaternary lake deposits of Nam Co, Tibet, with a discussion of the connection of Nam Co with Ring Co-Jiuru Co. *Acta Geologica Sinica*, 76 (3): 283 ~ 291