国土资源大调查项目
项目原编号：DKD2001006
任务书编号：基［2002］023-01
子项目编号：200013000167

西藏纳木错地区第四纪环境演变

朱大岗　孟宪刚　赵希涛　邵兆刚
冯向阳　杨朝斌　郑达兴　马志邦　著
吴中海　王　津　王建平　臧文拴

地质出版社
·北　京·

内 容 简 介

本书系国土资源大调查项目的研究成果。作者以翔实的第四纪地质、地貌、冰川资料为依据，综合应用区域地质构造背景、遥感影像解译、野外实测地层剖面、湖岸堤和湖岸阶地的水准仪测量、地貌学、沉积学、矿物学、地球化学、同位素年代学与微体古生物学分析等方法，将第四纪地质调查与沉积建造、生物地层、年代地层的定性与定量分析研究相结合，对藏北高原腹地纳木错地区晚更新世以来的湖泊演化、冰期划分、藏北高原古大湖变迁、古河流、古砾石层和经济地质等，及其环境生态效应与青藏高原隆升的关系等方面，进行了系统的分析研究与探讨，阐述了本区第四纪晚期以来环境演化的基本特征，建立了该区湖相地层的标准剖面，进行了冰期划分与对比，推测了在藏北高原存在一个晚更新世古大湖——古羌塘湖，提出了区域环境演化的基本规律、湖相沉积的研究方法和环境预测与评价的新思路。

本书是一部全面、系统介绍西藏纳木错地区第四纪湖泊演化、冰川发育和环境演变的专著，汇集了作者多年辛勤工作的研究成果，可供从事第四纪地质、地貌、冰川地质、环境预测方面学习与研究的地质或地理院校师生、科研人员和相关人员阅读与参考。

图书在版编目（CIP）数据

西藏纳木错地区第四纪环境演变/朱大岗等著 .-北京：地质出版社，2004.1
ISBN 7-116-03964-3

Ⅰ.西… Ⅱ.朱… Ⅲ.第四纪地质-区域环境演变-研究-西藏 Ⅳ.P562.75

中国版本图书馆 CIP 数据核字（2003）第 111921 号

责任编辑：孙亚芸
责任校对：黄苏晔
出版发行：地质出版社
社址邮编：北京海淀区学院路 31 号，100083
电　　话：（010）82324508（邮购部）；（010）82324573（编辑室）
网　　址：http://www.gph.com.cn
电子邮箱：zbs@ gph.com.cn
传　　真：（010）82310759
印　　刷：北京中科印刷有限公司
开　　本：787 mm × 1092 mm $^{1}/_{16}$
印　　张：20.75　彩色图版：12 面
字　　数：500 千字
印　　数：1—1300 册
版　　次：2004 年 1 月北京第一版·第一次印刷
定　　价：78.00 元
ISBN 7-116-03964-3/P·2433

（凡购买地质出版社的图书，如有缺页、倒页、脱页者，本社发行处负责调换）

序

青藏高原是地球上最大最高的高原，具有相对较短的历史。第三纪以来至第四纪发生了显著的抬升过程，对于环境-气候的影响极为深远，被称为地球“第三级”。青藏高原位于中纬度地区，因而影响西风带，将西风急流一分为二，并使中国西北地区与印度洋的水汽交换被阻断，在中亚导致了几个沙漠形成并向东搬运堆积了巨量的黄土。与此同时，青藏高原的存在，形成并加强了西伯利亚高压与西太平洋高压间的联系，在东亚出现了特有的亚洲季风。而正是这些黄土和亚洲季风催生了灿烂的中华文明。由此可见，《西藏纳木错地区第四纪环境演变》的作者们将他们在青藏高原巨大的最高咸水内陆湖地区第四纪环境研究成果发表出来，不仅是为青藏高原本身的环境-气候演变系统对比研究建立了一个标准地点，而且可以说是为亚洲乃至全球的相关对比研究提供了一个参照系原点。

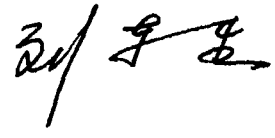
世界上许多干旱区的内陆湖区自晚更新世早期以来，总体都呈现收缩的趋势，但在千年尺度、万年尺度或更大尺度的气候波动影响下，湖面也会有短期的扩张。我们所关注的青藏高原上的内陆湖泊是水文上的封闭系统，它们的演化趋势反映着气候干湿的变化，又是高原隆升地质作用与地球大气圈、水圈耦合的结果。所以说研究高原内陆湖泊是重建高原古气候、古环境的一个重要手段。

本书作者通过三年的野外调查和室内研究，取得了一些可喜的进展。藏北高原腹地在气候上处于干旱、半干旱区，地势起伏较大，虽有高山冰川供给的水源，但由于蒸发量大于补给，所以大大小小的盆地或浅洼地中的积水都不能外泻，因而湖泊众多，星罗棋布。作者以遥感影像解译配合区域地质调查，了解了纳木错湖泊的分布现状、成因类型以及晚更新世以来的变迁。在此基础上，作者选取了纳木错湖岸阶地、湖相沉积、湖岸堤、湖滩岩和念青唐古拉山的第四纪冰碛物、冰水沉积、砾石统计等，做了详尽的分析研究。根据地貌和沉积物的证据，包括同位素测年数据、微体古生物鉴定结果，作者建立了纳木错自晚更新世以来不同时期的标准地层剖面。根据环纳木错的高位湖相沉积和藏北多处发现的高位湖相层，作者提出了在藏北高原存在一个面积达 10 万 km^2 以上的晚更新世古大湖。根据冰碛物相互关系和分布特征，作者对念青唐古拉山的冰期进行了划分与对比，并探讨了冰川发育与湖泊演化的关系及其环境生态效应。

内陆湖泊水深与水面的变化无疑是受区域性降水与蒸发量变化控制的。作者根据湖区水准仪实测的湖岸堤、湖相沉积、湖积阶地的拔湖高度，推算了距今12万年以来藏北高原晚更新世古大湖的分布范围，恢复了古大湖三个阶段的演化过程。作者还根据湖区第四纪沉积中发育的冰缘现象，划分出几个冰缘环境的冷期。这些冰缘环境与纳木错东南侧的念青唐古拉山脉发育的冰期相对应。将这些资料对比，作者发现本区的古气候演变是干和冷、湿和暖相组合的。作者还发现湖泊水系演变反映的气候信息，在本区以至邻区的其他环境要素变化中也能找到，如风沙的移动、黄土的堆积等。同时，青藏高原的湖泊演化还受高原快速隆升的影响，尤其是上新世以来，青藏高原一直处于持续的快速隆升阶段，高原的上升使纳木错及其邻区的气候更加干燥，湖泊收缩速度加快，环境日益恶化。

近年来，国内外常借助内陆湖泊变迁的信息来重构气候与其他环境要素变迁。在本书中，作者对湖泊演变过程中留下的沉积物进行了包括野外精密水准测量、分析化验直到微体古生物鉴定和同位素测年，也对研究区中的念青唐古拉山周边的冰碛物进行了多种测量与分析工作。所以说本书在处理丰富信息资料的方法上，已经是采用了较先进和完备的分析测试技术。此外，本书还将研究区纳入整个青藏高原背景下，对这里的地貌、土壤、矿产资源、生物资源、古人类文化遗迹都进行了调查和讨论分析。因此也是一项带有综合性质的国土资源大调查的成果，是一项以古湖泊、古冰川为中心的、堪称全面、系统的第四纪研究成果。

总之，本书在理论根据、资料收集与分析推理上，都有独到之处，相信它的出版对我国进一步深入研究内陆地区，特别是青藏高原湖泊与相关环境-气候变迁，会起到积极的促进作用。



2003.10.18

前　言

本专著是在国土资源大调查项目《西藏纳木错地区第四纪环境演变调查研究》（项目原编号：DKD2001006；任务书编号：基［2002］023-01；子项目编码：200013000167）研究报告的基础上修改加工而成的。《西藏纳木错地区第四纪环境演变调查研究》属国土资源大调查中的基础地质调查与研究项目，项目计划任务书由中国地质科学院2000年2月下达，项目周期为3年，项目工作时间为2000年2月～2002年12月。

一、研究区位置与自然地理条件

研究区位于青藏高原腹地，地理范围为东经90°00′～91°30′，北纬30°00′～31°00′，行政区划隶属于西藏自治区拉萨市的当雄县与那曲地区的班戈县（图1）。本区东南部与中部属青藏高原内部的高山区，中部念青唐古拉山平均海拔高程约5500 m，山顶常年有冰雪覆盖，主峰海拔高程达7162 m；本区西北部属高原内部中低山区，平均海拔高程约5000 m。

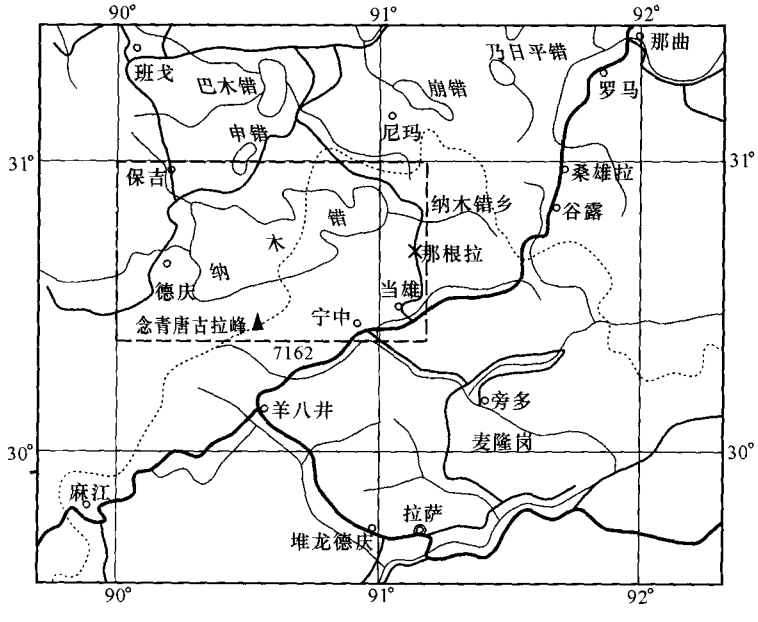


图1　研究区位置图（虚线内为研究区范围）

Fig.1　Sketch map of location of the study area

区内水系发育，河流与湖泊较多。最大的湖泊为纳木错，它是西藏面积最大（1940 km^2）、海拔最高（4718 m）的大湖。尚有申错、确龙错、同错与巴嘎错等小型湖泊。本区内的河流均为内流河，汇聚于纳木错与申错等高原湖泊之中。研究区内公路相对较多，如

当雄—纳木错—班戈简易公路、德庆—保吉—班戈简易公路、德庆—申错—巴尔达简易公路等，但通行条件很差。

本区属高原大陆性气候，低温、干燥、空气稀薄、昼夜温差大、紫外线强。年平均气温为－1～3℃，平均最低气温为－4℃；本区平均最高气温为15～17℃。6～8月为雨季，2～4月为风季。每年4月中旬～10月中旬适合做野外地质调查，野外可工作时间约半年。

研究区岩石与地层露头良好，大部分地区为基岩出露区，湖泊周缘地区为第四系覆盖区。但由于存在东南部念青唐古拉山脉，其山势陡峻；研究区西部、北部为中低山区，山区通行条件差；环纳木错湖滨地区沼泽发育，车辆通行困难；因此，野外地质工作难度很大。

二、任务要求

中国地质科学院下达的任务书中规定了本项目的工作任务为：①测制、建立西藏纳木错地区第四系标准剖面，对比分析青藏高原腹地第四纪环境演化规律；②编制纳木错地区第四纪地质图（1:25万）；③提供纳木错地区第四纪环境演化的高精度实测资料。

项目的工作内容为：①调查、鉴别第四纪地质事件，如系统调查、鉴别、筛分纳木错地区第四纪时期的地质事件，确定事件的发生年代及其古环境与古生态效应；②建立第四系标准地质剖面，即在纳木错地区选择发育较好的第四系地质剖面，做立典性的精细调查研究，精细分层、测年，建立第四系标准剖面；③测定第四纪古环境参数，即在实测剖面上进行系统取样，高精度测定样品的古环境参数；④剖析第四纪环境演化过程与机理，即研究纳木错地区第四纪环境变迁过程及其与高原隆升历史的关系，建立青藏高原腹地第四纪环境演化模式，剖析第四纪环境演化机理及其与过去全球变化的关系。

项目的预期成果为：①提交调查研究报告一部（项目完成后出版专著一部）；②在国内外核心刊物上发表4～6篇论文。

三、工作概况

地质力学研究所在接到中国地质科学院下达的项目任务书后，组织了精干的人员队伍，组成西藏项目组，具体承担《西藏纳木错地区第四纪环境演变调查研究》任务。按项目管理部门提出的要求，项目组认真贯彻落实“地质调查与科研相结合、科研与应用相结合、科研工作与人才培养相结合”的原则，完成的主要调查研究内容是：在研究西藏纳木错地区及其周缘地质背景基础上，完成了跨区的长距离路线地质调查，室内对数百张1:10万地形图、遥感图进行解译和解读，选择典型湖相地层剖面作重点解剖，并对湖滩岩、湖岸堤、湖蚀地貌等开展了水准仪测量，对湖相地层剖面样品进行了微体古生物、地球化学、矿物学、U系法、^{14}C法等同位素测年，提出在藏北高原东南部存在一个晚更新世古大湖，并建立了古大湖的演化序列。旨在运用第四纪地质的有关理论，在本区实践第四纪地质事件分析法，深入探讨对比区内的第四纪湖泊的环境演变规律，为在工作区找寻古大湖存在的地质证据，提供科学的思路和具体的技术路线。同时，在调查研究工作中还特别注重与该区正在进行的1:25万当雄幅区域地质调查工作紧密结合，将区域第四纪湖泊演变的阶段性研究成果，不失时机地向中国地质调查局、中国地质科学院等领导单位进行了汇报，把调查研究成果落到实处。

1. 项目分阶段工作情况

自立项以来，项目组全体成员发扬团结协作与艰苦奋斗的精神，克服了高原缺氧、交通条件差、气候环境恶劣、生活艰苦等困难，按照中国地质科学院下达的任务书进度要求和中国地质调查局青藏高原地质调查技术要求，在保证安全与工作质量的前提下，圆满超额完成了各项预定调查研究任务，在多方面取得了重要进展，在若干方面获突破性进展。调查研究工作分阶段实施，包括如下几个阶段。

（1）第四纪地质调查准备阶段：落实人员组成与年度工作方案，收集必要的区域地质、第四纪地质与地质环境资料，组织项目组成员进行区域地质调查和第四纪地质工作方法专项培训，进行遥感图像处理和初步地质解译。

（2）设计编制和审查阶段：在野外详细踏勘和路线观测基础上，编制了本区 1:25 万遥感第四纪地质解译图，完成了《西藏纳木错地区第四纪环境演变调查研究》项目设计，2000 年 4 月 1 日，通过项目设计初审；2000 年 11 月 11～14 日，通过中国地质科学院组织的项目设计审查；2001 年 3 月 13 日，通过中国地质科学院组织的年度设计审查，项目设计书最终质量评分为优秀；2001 年 7 月 13～20 日，通过了中国地质科学院组织的专家组对项目的野外现场检查，工作质量被评为优秀级；2002 年 6 月 4～5 日，通过了中国地质科学院组织的专家组对项目的年度设计审查，项目设计书最终质量评分为优秀。

（3）野外第四纪地质调查阶段：三年来，项目组参加野外调查工作的人员朱大岗、赵希涛、孟宪刚、吴中海、邵兆刚、王建平、冯向阳、刘琦胜等，按照中国地质科学院有关规定和设计书要求，系统开展了全区野外第四纪地质调查、实测剖面、湖岸堤和湖相沉积的水准测量、遥感资料野外验证和综合研究工作，对研究区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。

（4）资料综合整理阶段：项目组人员朱大岗、孟宪刚、赵希涛、邵兆刚、王津、王建平、郑达兴、马志邦、冯向阳等，在室内工作中清绘地质剖面图，整理、登记各类标本、样品、照片，开展了岩矿鉴定、测试分析工作，编制了实际材料图、遥感解译图和第四纪地质图；开展了综合研究，撰写论文，编写最终调查研究报告。

2. 完成的主要实物工作量

由中国地质科学院地质力学研究所科研人员为主组成的项目组，在 2000～2002 年间，共进行了 3 次野外地质调查，在工作中与 1:25 万当雄幅区域地质调查项目相互配合，共同开展野外调查，共同研讨论证，按设计和合同要求，完成了本项目的野外调查、室内测试、分析和实验工作（表 1）。于 2002 年 12 月，完成了项目最终报告送审稿，按期、全面、超额完成了调查研究任务。

本专著是经过充分讨论、分工负责、集体编写而成的。前言、结语由朱大岗执笔，第一章由王建平、冯向阳、杨朝斌执笔，第二章由朱大岗、赵希涛执笔，第三章由朱大岗、王津执笔，第四章由郑达兴、邵兆刚执笔，第五章由马志邦执笔，第六章由赵希涛、邵兆刚执笔，第七章由朱大岗、赵希涛、吴中海执笔，第八章由朱大岗、邵兆刚执笔，第九章由孟宪刚执笔，第十章由赵希涛执笔，第十一章由朱大岗、邵兆刚执笔。“纳木错地区 1:25万第四纪地质图”由赵希涛编绘，“纳木错地区第四纪湖相地层 ETM 影像解译图”由郑达兴编绘。书稿最后由朱大岗、孟宪刚、王建平汇总、统编、定稿。

表 1　纳木错第四纪环境演变调查研究项目的主要工作量一览表

Tab.1　Statistic of the main research works on the Quaternary environmental evolution of the Nam Co area, Tibet

工作内容		工作量	工作内容		工作量
野外地质调查	野外地质调查 3 次	8 个月	室内编制的主要图件	纳木错及其周缘第四纪地质图（1:25 万）	1 张
	实地路线调查	1500 km		纳木错及其周缘遥感图（1:25 万）	1 张
	野外水准仪测量	30 km		纳木错及其周缘遥感解译图（1:25 万）	1 张
	野外剖面测量	5 条		藏北高原古大湖分布图	1 张
	湖滩岩等岩石标本	30 块		纳木错湖相地层剖面图	8 张
	野外采样	778 个		纳木错及其周缘湖岸堤实测图	16 张
	野外照相	100 卷		纳木错西岸第四纪地质图	1 张
室内测试分析	岩石薄片鉴定	10 片		雄曲—那曲谷地第四纪地质图	1 张
	U 系法测年	54 个		念青唐古拉山主峰地区第四纪地质图	1 张
	OSL、ESR 测年	5 个		念青唐古拉山主峰地区现代冰川图	1 张
	孢粉分析	103 个			
	微体古生物分析	71 个			
	碳酸盐测定	103 个	主要成果	提交研究报告	1 部
	粒度分析	103 个		公开发表论文（SCI 期刊）	1 篇
	磁化率测定	103 个		公开发表论文（核心期刊）	14 篇
	定量光谱分析	16 个		公开发表论文（一般期刊）	1 篇
	^{14}C 同位素测年	15 个		培养人才（已毕业博士）	2 人
	X 光衍射分析	9 个		培养人才（在读博士生）	1 人
	扫描电镜	5 个			
	易溶盐、pH 值测定	34 个			
	人工重砂	14 个			

四、主要进展

研究区内第四纪沉积分布较广，当雄—羊八井盆地以冰川与冰水沉积、冲洪积、沼泽堆积为主，而纳木错沿岸以湖相沉积为主，但纳木错南岸则以冰川与冰水沉积为主。前人仅在本区开展过 1:100 万区域地质调查和局部第四纪调查工作，对第四纪地质总体调查研究不够深入。本项目组对纳木错及邻区的第四纪地层、地貌、湖相沉积和冰川与冰水沉积进行了系统、详细的调查研究，对藏北高原东南部晚更新世古大湖和纳木错湖泊演化进行了深入研究，取得了重要成果。经过三年的野外地质调查和室内的综合研究工作，研究区内第四纪地质调查与研究所取得的主要进展包括以下几个方面。

（一）区域地质地貌与湖泊地质

通过野外对羊八井-当雄、当雄-纳木错-保吉、当雄-那曲-安多、纳木错-仁错-久如错-木纠错等几条总计长达 1500 多 km 的路线地质调查，全面了解纳木错地区及邻区的地质构

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）、第四纪地质等的基本特征。

1. 地质构造背景与特征

纳木错及邻区位于雅鲁藏布江缝合带和班公错-怒江缝合带之间，是拉萨地块的重要组成部分。大地构造位置处于班公错—怒江带、冈底斯山脉与念青唐古拉山脉组成的三角区域内（图 0-1）。

本区地质历史复杂，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，新生代以陆相河湖相沉积为主。前中生代地层经历了不同程度的变质作用，形成念青唐古拉山变质杂岩与石炭—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，形成念青唐古拉山东部喜马拉雅期的雪古拉-羊八井-当雄花岗岩岩基，与燕山期的班戈-崩错-桑雄拉花岗岩岩基、念青唐古拉山西缘花岗岩岩基等不同规模的侵入体，尚发育白垩纪末期酸性火山喷发与第三纪早中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。测区北缘近 EW 向展布的班公错-怒江缝合带（蛇绿岩带）与测区内部的嘉黎-九子拉断裂带、纳木错褶皱带，便是不同时期造山作用的产物。

新生代晚期，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，导致地壳在近南北方向巨量缩短、地壳增厚与青藏高原快速隆升；在近南北向构造动力的挤压背景下，发育了一系列 NE—NNE 向与 NE 向、近 SN 向裂陷盆地，如羊八井-当雄、谷露-桑雄拉、纳木错、崩错等盆地；同时在高原隆升、盆地裂陷、环境变迁之间存在大陆动力学上的成因联系。青藏高原第四纪环境变迁与相关的全球变化过程，在纳木错及周缘盆地保存有良好的沉积记录和地质地貌遗迹。同时，本区又是地震、新构造的频发地区，并由此产生了大面积分布的地热田。

2. 活动构造与地质灾害

纳木错及邻区是现代构造强烈活动的地区。在其周缘和内部都存在许多活动断层，是地震及其他次生地质灾害的多发地区。地震灾害主要沿不同方向的活动断裂分布。在羊八井-当雄-谷露裂谷系，地震密集，震级大，烈度高，历史上曾发生过多次灾难性强烈地震，产生过严重的人员伤亡和财产损失。

由新构造活动断裂、地震引发的次生地质灾害有滑坡、滑塌及泥石流，主要分布于念青唐古拉山麓、乌鲁龙峡谷、羊八井藏布曲峡谷和热振藏布峡谷。其中羊八井峡谷段的滑坡和泥石流曾长期威胁青藏公路的安全，对建设中的青藏铁路也将会产生不良影响。滑塌常发生于拉萨河各支流峡谷段及羊八井-当雄-谷露盆西边界活动断裂带，但规模小，影响局限。部分地区还发育土地沙漠化现象。

3. 第四纪冰川遗迹与冰期划分

本区冰川遗迹发育，主要分布在念青唐古拉山脉两侧。念青唐古拉山脉呈 NE 和近 EW 走向，其主脊海拔 6000～7000 余 m，第四纪冰川活动强烈。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，在念青唐古拉山中段可清晰地划分出4期冰期，从新到老依次为：西布冰期和新冰期（Q_4）；拉曲冰期（Q_3），其U系与OSL年龄约为0.07～0.03 MaB.P.；爬然冰期（Q_2^3），其U系与ESR年龄约为0.2～0.14 MaB.P.；宁中冰期（Q_2^1），其ESR年龄约为0.7～0.6 MaB.P.。每期冰期及间冰期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。

4. 湖岸阶地与湖相沉积

在纳木错沿岸，发育了拔湖1.5～8.3 m、8.3～15.6 m、14.0～19.9 m、18.7～25.8 m、26.0～37.3 m和38.3～47.6 m等6级湖岸阶地，以及拔湖48 m以上，最高至139.2 m的高位湖相沉积；在拔湖27 m以下，发育了多达8～30条的湖岸堤；而一条明显的湖蚀凹槽，集中出现在拔湖17.5～19.8 m的高度上，与纳木错和仁错的分水垭口的高度相当。

除由湖相沉积所构成的完整阶地面与阶地斜坡组成的6级阶地外，在纳木错沿岸若干基岩山丘的丘顶与坡麓，都可以发现高出湖面48～139.2 m的湖相沉积分布。而且在仁错—久如错分水岭上、纳木错与申错分水岭上都发现有湖相沉积，并在那曲南部、安多西部和扎日南木错、当惹雍错等地都发现了海拔4700～4800 m（现在内外流区分水岭的海拔高度为4695 m）的湖相地层。

5. 湖成地貌与湖面变化

在纳木错沿岸与湖心岛屿上，可以见到各种各样的湖蚀地形与湖成地貌，如湖蚀平台、湖蚀柱、浪蚀洞、湖蚀崖、浪蚀穴与湖蚀壁龛等。它们的拔湖高度多在30 m左右，构成第三级湖相阶地的后缘，其形成时期湖面曾保持较长时间的稳定。从地形图和遥感照片上，也可在纳木错南岸见到高出湖面30 m左右的湖蚀崖，侵蚀在冰川与冰水堆积物上，其先后次序和相对时代的确定尚需进行详细调查研究。

在对石灰岩溶洞和峰林地貌进行了研究后，发现其成因有二：一是喀斯特岩溶现象（如保吉地区的天门洞和地门洞等）；二是湖蚀现象（如纳木错扎西多半岛沿岸，拔湖17～18 m高度上的湖蚀洞、湖蚀柱等）。

此外，在当雄县纳木错乡扎西多半岛上的多青与多穷两个石灰岩丘及班戈县保吉乡雄前附近，均有成层的喀斯特溶洞分布，它们的形成也可能与湖面的变化有关。

6. 湖相地层影像特征与湖面变化、古降水量的关系

通过遥感影像分析，确定了纳木错及其周缘的湖相沉积物的分布范围。根据不同的遥感技术方法，确定了现今纳木错湖水面的面积，划分出环纳木错的晚更新世、全新世不同时期的湖相沉积物，并精确地计算出它们的面积。其中纳木错现今湖水的面积为1984.45 km^2，较20世纪70年代的1920 km^2扩大了64 km^2；晚更新世湖相沉积物的面积较现今湖面扩出984.45 km^2，全新世湖相沉积物面积也较现今湖面扩出184.45 km^2。

本专著还对流入纳木错河流水系变迁的重点地段进行了分析，从20世纪70年代以来，至少有四次河道变迁。念青唐古拉山冰川重点地段的遥感影像分析表明，自20世纪70年代以来，冰川退缩非常明显，仅在念青唐古拉山中段的羊八井地区，就退缩了24 km^2，首次得到了纳木错及其周缘湖泊演化和气候变化的高精度数据。

根据全流域水量平衡原理，采用热量平衡方程、水热平衡方程以及气候和水文参数设置，我们计算了纳木错湖泊面积及古降水量变化。结果表明全新世以来本区降雨量稳定下

降，其中20世纪70年代降雨量计算结果与现今实际测量的410 mm降雨量计算结果基本相符，由波恩比变化同样反映出本区自晚更新世以来气候由湿润向干旱环境转变。

7. 湖滩岩的发现、命名与定义

在纳木错及其周缘，首次发现了一种与高原湖泊演化有关的湖相沉积岩石。根据野外观测、室内分析鉴定、矿物学研究、X射线衍射分析、U系法同位素测年等资料，结合沉积相、岩相组合等特征，我们把这种新的湖相沉积岩石类型命名为湖滩岩。

根据其产状、岩性及其地质特征，我们将“湖滩岩”（lacustrine beach rock）定义为“一种发育在湖滩带上拍岸浪和周期性湖水涨落影响区间石化了的湖相沉积物”。因此，湖滩岩的机械颗粒组分可以是多种多样的，从含火山岩、花岗岩、砂岩、变质岩岩屑，到全是碳酸盐岩碎屑；砂和砾都胶结很好，胶结物几乎全为微细粒碳酸盐物质。

湖滩岩主要分布在纳木错拔湖26 m以下，沿岸若干环湖的湖岸阶地、湖相沉积、湖蚀崖、基岩山丘与坡麓等地，呈阶地状沉积零星分布。这些湖滩岩的沉积特征很明显：均为含贝壳的粗砂细砾被碳酸盐胶结而成的块体，灰白—灰色，呈粗砂岩或砂砾岩状，其中可见水平层理，有的甚至有清晰的微层理，岩石多呈厚层状、填隙状，分布零散，现存的厚度在1～2 m至10～40 cm之间，愈向高处愈薄。该湖滩岩属典型湖相沉积岩系，覆盖在基岩或湖岸堤之上。

8. 纳木错及邻区的经济地质

其他第四纪沉积、地貌和经济地质等方面的调查研究表明：①纳木错及其周缘古高原面发育，根据它们的形态特征和分布规律，可将其分别称为山顶面和主夷平面；②古风化壳和古土壤大致分为三种类型；③考古发现人类至今1万～5万年之间已多次往返于藏北高原地区；④矿产资源（尤其是地热资源）和旅游资源均较丰富。在研究区的羊八井、宁中、曲申等地热田中，分布有较大面积、不同类型的温泉化学沉积，以钙质、硅质为主，局部泉华中含有较多的硫化物与自然硫。对该区今后的旅游资源开发和地区经济的可持续发展提供了基础资料。

（二）湖泊发育与“藏北高原东南部古大湖”的发现

在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，发现了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。而且仁错与其以西的木纠错（有河流流入与色林错盆地的错鄂湖）之间的分水岭宽谷（宽达8 km），海拔不到4700 m，仅高出仁错贡玛（海拔4650 m）不足50 m。故在纳木错的第三级阶地与第四级阶地形成时期，纳木错是与色林错连通的一个大湖，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10万 km^2 以上。

1. 纳木错地区科考与研究沿革

半个多世纪以来，我国科学家对纳木错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；中国科学院地理研究所，1990；李炳元，1998）。他们发现了不同高度的3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。近年来，Zheng Mianping et al.（2000）和李炳元（2000），进一步提出了青藏高原的40～28/25 ka B.P. 时期为泛湖期（pan-lake stage）和“大湖期”的观点。

2. 湖相与湖滨相沉积物定年

纳木错沿岸19个剖面中的12个及邻近湖泊的3个富含碳酸盐的湖相或湖滨相沉积物，其U系全溶样品的等时线年龄测定结果表明，高位湖相沉积形成于(115.9±12.1)～(71.8±8.5) ka B.P. 的晚更新世早期（末次间冰期），第六、五、四、三和二级阶地，分别形成于（53.7±4.2）ka B.P.、(41.2±4.7)～(39.5±3.0) ka B.P.、(35.2±3.0) ka B.P.、(32.3±4.4) ka B.P. 和（28.2±2.8）ka B.P.的晚更新世中晚期，而与湖蚀凹槽相当的湖滨相沉积则稍早于（29.3±2.7）ka B.P.。根据纳木错湖相沉积的^{14}C法年代学的初步研究，T_1—T_2阶地湖相地层中的水草层^{14}C测年结果为2350～10390 a，螺壳^{14}C测年结果为5290～9030 a，T_1阶地中的淤泥^{14}C法测年结果为13820 a，可以确定环纳木错的第一、二级湖积阶地的形成时代为全新世以来。

3. 纳木错群的建立

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，不整合覆盖于莫丁空巴单元（K_2l）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，其中全新统最佳地点在扎弄淌，上更新统出露最好地点在干玛弄。因此，根据环纳木错沿岸实测第四系湖相地层剖面、^{14}C、U系等同位素测年、孢粉和介形类分析等资料，结合沉积相、岩相组合等特征，将该套湖相沉积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。

4. 藏北高原古大湖的发现

项目组成员于2000年6～8月和2001年4～7月间，两次在纳木错沿岸进行了详细的野外地质调查与填图，对若干湖岸阶地、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出露的海拔4700～4850 m的高位湖相沉积，提出在藏北高原东南部存在一个晚更新世古大湖，我们称之为“古羌塘湖”（朱大岗等，2001）。2001年在野外不同区段，通过水准仪（自动安平水准仪的精度为毫米级）测量和估算，发现了8处高于现代纳木错湖水面100 m以上的高位湖相层（最高实测值高出湖水面达139.2 m），找到了藏北高原东南部古大湖存在的确凿证据。

5. 古大湖演化的时间序列

根据样品的U系年代学研究结果，结合野外地质调查成果，可将有关纳木错晚更新世湖泊发育与藏北高原东南部古大湖演化划分为3大阶段：①116～40 ka B.P. 前晚更新世早中期之“古大湖期”，即古大湖的发育期；②40～30 ka B.P.间的“外流湖期”，即古大湖的分裂期；③30～20 ka B.P. 晚更新世晚期以来的“纳木错期”，即残留湖盆期。在古大湖阶段，包括纳木错、色林错等藏北高原东南部的一大批现代大中型湖泊，是互相连通的一个大湖，而不是通过河道相连的若干个湖泊，其范围可能超过了现代的内、外流水系

（怒江）的分水岭，可称为“古羌塘东湖”和“古羌塘西湖”。它们或许还与藏北高原中南部和西南部的其他古大湖相连，成为真正统一的藏北高原“古大湖”。

6. 古大湖演化的湖面变化证据

藏北高原古大湖演化的湖面变化证据，若以现在纳木错湖水面算起，可明显地分为3个大的波动期。根据纳木错沿岸拔湖18 m左右的古湖岸堤、湖相沉积、湖蚀岸、湖蚀柱、湖蚀洞、湖蚀凹槽等古湖岸线标志，结合野外19条湖岸堤和湖岸阶地水准仪测量结果，将藏北高原古大湖演化的湖泊水面高度，以高于现代纳木错湖水面的高度为基线划分为：古大湖期140～26 m，外流湖期为26～19 m，纳木错期＜19 m。反映了藏北高原东南部晚更新世古大湖湖面稳定与稳定后的迅速下降共有3个大旋回，总体呈下降趋势，一级比一级平台低。

（三）纳木错地区及邻区第四纪环境演变与青藏高原隆升的关系

通过野外和室内综合研究，对纳木错地区及邻区第四纪环境演变与青藏高原隆升的关系，我们建立了藏北高原东南部古大湖地区的区域环境演化系统的基本格架，认为晚更新世以来的湖泊发育与藏北高原古大湖演化阶段的地质事件，是本区环境变化作用的关键所在，并由此提出了反映青藏高原隆升的过程表现为以下几个方面。

1. 藏北高原东南部古大湖演化与环境变化

藏北高原东南部晚更新世“古大湖”是由“古羌塘东湖”、“古羌塘西湖”两大湖泊组成的，两湖之间的分水岭高度为4915 m，“古大湖”面积可达十万多km^2。古大湖分布于班公错—怒江带、冈底斯山脉与念青唐古拉山脉组成的三角形区域内，现今的纳木错、色林错、扎日南木错、当惹雍错等湖泊，都是古大湖萎缩后的残留湖盆。

在古大湖阶段，包括纳木错、色林错等藏北高原东南部的一大批现代大中型湖泊，是互相连通的一个大湖，而不是通过河道相连的若干个湖泊，其范围可能超过了现代的内、外流水系（怒江）的分水岭，可称为“古羌塘东湖”。它或许还与藏北高原中南部和西南部的其他古大湖相连，形成“古羌塘西湖”和“古羌塘南湖”。甚至在某个时段，“古羌塘东湖”、“古羌塘南湖”与“古羌塘西湖”也一度相通，成为统一的“古大湖”。

在外流湖期，古大湖水面急剧下降并发生局部解体，使纳木错、扎日南木错、色林错、当惹雍错等较大湖盆与残留的古大湖分离，形成藏北高原东南部以湖相沉积相连、且一个个相互分离的残留湖盆。

纳木错期以来，该古湖随青藏高原的隆升加剧和气候日渐干燥而收缩和分崩离析，各湖盆的水面日益退缩，逐渐演变成为现今的面貌。

2. 藏北高原古大湖演化与青藏高原隆升

藏北高原东南部古大湖最发育阶段。纳木错沿岸高位湖相沉积的发现及其U系法年龄测定结果（115.9～71.8 ka B.P.）表明，在晚更新世早期即末次间冰期时，纳木错已发育成为一个充满盆地的深水大湖。由于纳木错与邻近仁错—久如错和申错湖盆的分水岭，仅分别高于纳木错现今湖面20 m和52 m，故古纳木错必然通过各分水岭与其他湖盆连通成为一个统一的大湖，而不是通过河道相连的外流湖。

藏北高原古大湖分裂阶段。大约在40 ka B.P.和35 ka B.P.间，也就是末次冰期间冰段中期，随着青藏高原的隆升，藏北高原东南部古大湖湖面再次上升之时，湖水冲开了古大湖与怒江水系的分水岭而外泄，使古大湖湖面急剧下降，并局部解体，从而使充填纳木

错等盆地的古湖与残留的古大湖分离。

随着青藏高原快速隆升到接近现代的高度，成为南亚季风的屏障，末次冰期晚期特别是盛冰期的到来，藏北高原气候日渐干旱化，各湖湖水的补给赶不上蒸发，各湖湖面开始下降。当湖面下降到雄曲—那曲谷地的分水垭口后，湖水再也不能外泄了，现代纳木错得以形成。

3. 青藏高原第四纪环境演变

在藏北高原的纳木错第四纪湖相地层中，埋藏着不同类型的植物孢粉和介形类，它们能比较可靠地反映当时古植被的演替和古气候变化的情况。因此，通过对孢粉和介形类组合分析并将其与相邻地区进行对比，就可推测出化石所在的地层时代及其古地理环境。本书通过纳木错及其周缘不同湖相地层的孢粉和介形类分析，表明藏北高原植被带的分异在很大程度上取决于当时高原各部分隆升的高度及其相应的自然地理状况。因此，伴随着气候变冷，藏北高原植物所发生的变化，比起平原地带显然要大得多。

4. 青藏高原古湖泊的发育

通过对青藏高原遥感图、地质图的综合分析，我们推测：青藏高原自晚新生代以来，可能发育有一系列不同时期、不同分布范围、不同面积、不同演化特点的“古大湖”。目前，在藏南谷地、藏北地区、羌塘地区、昆仑地区、可可西里地区、祁连地区、柴达木盆地、青海湖盆地和甘南、滇西北、川西北等地，都发现了大面积分布的湖相沉积，其中很多湖相层分布较现今湖水面高出 200～400 m，说明古湖的范围之广大。

由于项目组在野外地质调查中找到了确凿证据，确认了青藏高原腹地晚更新世曾存在直径达数百公里、面积达 10 万 km^2 的古大湖，并推测了湖水的外泻通道，探讨了青藏高原隆升与环境演化问题，从而取得了突破性进展。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、专家及国内外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：“在纳木错发现高出现代湖面 132.9 m 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”。与之有关的论文在国内核心期刊、SCI 期刊上公开发表，引起了轰动。

五、成果评审验收

中国地质科学院于 2003 年 6 月 30 日～7 月 1 日，在北京组织有关专家对“西藏纳木错地区第四纪环境演变调查研究”成果报告进行了评审验收。专家们听取了项目组的汇报、答辩，并对原始资料进行了抽查，经评审委员会讨论后形成评审意见如下。

本研究按设计任务要求的技术思路，在野外与室内、调查与研究、科研与生产紧密结合的基础上全面开展工作，结果超过了原设计要求，取得了以下主要成果：

（1）通过湖积阶地、湖相沉积和湖成地貌等方面的综合研究，结合多种先进方法手段的应用，得出了量化的古拔湖高度和准确的定年数据。发现了青藏高原腹地晚更新世直径达数百公里以上的呈网格状分布的古大湖，确认了古大湖不同演化阶段的湖泊水面高度，并依据野外调查成果编绘了青藏高原腹地晚更新世古大湖分布图。这是研究团队多年来野外、室内工作的结晶，是青藏高原地质演化研究的重要成果。

（2）完成了纳木错地区高分辨率的地层学研究。根据多条实测剖面，对湖相地层的岩性、沉积相、岩相组合和古生物进行精细研究，结合同位素年代（U 系法、^{14}C 法）的测

试结果，首次建立了藏北高原内流区晚更新世—全新世湖相地层剖面，为研究该区及邻区晚第四纪湖泊演化、气候变化、古地理变迁及第四纪地层划分、对比提供了新资料。

（3）通过地貌学、沉积学、环境地球化学、同位素年龄及微体古生物学研究，识别出西藏纳木错地区第四纪气候波动和相应的万年、千年、百年尺度的湖面变化；确定了纳木错 120～40 ka B.P. 极度干旱期湖面大幅度持续下降和湖水变咸、40 ka B.P. 以来湖面保持振动式升降变化的规律，说明自晚更新世以来，该区气候经历了多次冷暖与干湿波动。该成果大大提高了西藏第四纪气候学的研究水平。

（4）对念青唐古拉山地区的第四纪冰川作用和冰川与湖泊的发育关系进行了研究，划分了四次冰期，并通过冰碛物的成分和粒度分析，探讨了剥蚀作用与高原隆升的关系。

总之，该报告注重野外调查与实践，在运用多学科理论的基础上，采用多种技术方法手段对纳木错地区第四纪环境演变进行了深入的剖析，尤其是藏北高原晚更新世古大湖的发现，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，为青藏高原隆升及其环境生态响应和全球变化提供了进一步研究的依据。该报告资料丰富、基础扎实、手段新颖、内容翔实，按设计书要求全面超额完成了任务，在纳木错地区第四纪环境演变研究等方面取得了重要突破。

经评审委员会评审一致同意将该项科研成果评定等级为优秀级。

六、致谢

在项目进行过程中得到了国土资源部国际合作与科技司黄宗理司长、高平处长、高锦曦处长、白星碧处长、邹星高级工程师，中国地质调查局张洪涛副局长、王保良副总工程师、彭齐鸣主任、王瑞江主任、王平主任、庄育勋副主任、叶建良副主任、卢明杰处长、翟刚毅处长、刘凤山副处长、于庆文副处长，中国地质科学院副院长董树文研究员、中国地质科学院科技处处长李贵书研究员，地质力学研究所所长兼党委书记杨万来高级政工师、地质力学研究所副所长赵越研究员、副所长吴珍汉研究员等的全力支持，在此表示衷心感谢。

野外工作期间得到了西藏自治区地质矿产厅王保生厅长、杨朝斌处长、厅培训中心平错主任、中国地质调查局拉萨安全保障工作站负责人李全文、河南省地质勘查局区调院王建平院长、河南省区调队刘彦明队长等单位和同志们的热情帮助和全力支持，以及地质力学研究所 1:25 万当雄幅填图项目组全体成员的大力协助，使该项调查研究工作得以顺利进行。

室内工作中曾得到中国地质大学校长吴淦国教授、中国地质大学副校长邓军教授、地质力学研究所科技处处长赵志中研究员、副处长雷伟志副研究员，以及孙殿卿院士、陈庆宣院士、崔盛芹教授、王小凤研究员、廖春庭研究员、刘晓春研究员、陈正乐研究员、吴树仁研究员、吕古贤研究员、陈柏林研究员、王连庆研究员、王平安研究员、王宗秀研究员、汪西海副研究员、白嘉启高级工程师、杨美玲副译审、张治国副研究员、乔子江副研究员等各位专家学者的帮助和指导。^{14}C 测年由中国地震局地质所尹金辉高级工程师和北京大学 ^{14}C 实验室测定，U 系法测年由马志邦高级工程师测定，X 光衍射分析由中国地质大学（北京）X 光实验室陈荣秀教授测定，孢粉分析鉴定工作由中国地震局地质所严富华研究员、麦学舜研究员承担，介形类化石由田国强副研究员鉴定，易溶盐分析、pH 值测

定由茅文英高级工程师承担，粒度、碳酸盐和磁化率由刘莽工程师测定，矿物成分、岩矿鉴定由河北区域地质调查研究所实验室张江满高级工程师承担，定量光谱分析由李广生高级工程师测定，人工重砂矿物成分由鞠燕工程师鉴定，扫描电镜由中国地质科学院地质研究所周慧工程师承担，图件由赵小荣工程师、田晓娟副研究员协助绘制。钱方研究员对本书初稿进行了全面审阅、并提出宝贵意见。在此，一并致以衷心的感谢。

中国科学院院士刘东生先生非常关注地阅读了本项目已公开发表的若干研究论文和重要研究成果，并在书稿付梓前于百忙之中热情地为本书作序。刘老先生作为世界公认的第四纪学术泰斗，2002 年获“泰勒奖”。有幸得到他的鼓励，我们将会在第四纪地质的研究工作中，为全球环境-气候变化规律的深入认识，为人类社会的可持续发展，继续做出不懈的努力。

目　录

序

前　言

第一章　纳木错及邻区的地质背景与自然环境 …… (1)

第一节　纳木错及邻区地质与地貌单元的划分 …… (1)

一、念青唐古拉山脉 …… (1)

二、纳木错盆地及其北、西、东邻区的山地与高原 …… (4)

三、当雄-羊八井盆地 …… (5)

四、拉萨北部山地 …… (5)

第二节　纳木错及邻区自然地理背景 …… (6)

一、区域地理位置与宏观地貌特征 …… (6)

二、区域气候 …… (6)

三、区域植被 …… (7)

四、区域土地类型特征 …… (7)

五、土地资源与评价 …… (10)

第三节　纳木错湖泊演变的地质背景 …… (13)

一、区域地层、岩石系统 …… (13)

二、区域地质构造、大地构造背景与生态演化 …… (17)

第二章　纳木错第四纪湖相沉积与藏北高原古大湖的发现 …… (25)

第一节　纳木错及邻区的第四纪湖相沉积与湖成地貌 …… (25)

一、纳木错沿岸的第四纪湖相沉积与湖岸阶地 …… (25)

二、纳木错沿岸的湖蚀地形 …… (28)

三、纳木错沿岸的其他湖成地貌 …… (29)

四、纳木错西北部雄曲-那曲谷地中的第四纪湖相沉积与湖相阶地 …… (31)

第二节　纳木错第四纪湖相地层划分及纳木错群的建立 …… (32)

一、建组剖面简述及湖相地层层序 …… (32)

二、生物地层特征与时代讨论 …… (35)

三、湖相与湖滨相沉积的年代地层 …… (36)

四、纳木错群的建立 …… (38)

第三节　纳木错晚更新世湖滩岩及其环境效应 …… (39)

一、湖滩岩的分布特点 …… (39)

二、湖滩岩的矿物岩石学特征 …… (39)

三、湖滩岩的 U 系法测年 …… (42)

四、湖滩岩的成因探讨 …… (43)

五、湖滩岩与湖泊演化和环境变化 …… (43)

第四节　藏北高原古大湖的发现及其演化 …… (44)
一、藏北高原东南部古大湖存在的证据 …… (44)
二、纳木错和仁错-久如错等的联合、分离与藏北高原古大湖的关系 …… (46)
三、藏北高原东南部古大湖演化 …… (48)
第三章　纳木错湖泊演变的证据 …… (53)
第一节　地貌证据 …… (53)
一、湖面变化的证据 …… (53)
二、湖岸线变化的证据 …… (56)
三、层状地貌与湖面变化 …… (56)
四、水系变迁与湖面变化 …… (57)
五、风沙证据 …… (59)
第二节　沉积学证据 …… (60)
一、边界环境的迁移 …… (60)
二、沉积层序 …… (64)
三、沉积结构 …… (67)
四、矿物学特征 …… (72)
五、吸附在沉积物上的易溶盐 …… (78)
六、地球化学特征 …… (82)
第三节　冰缘证据 …… (87)
一、寒冻风化和重力作用为主的冰缘地貌 …… (88)
二、融冻泥流和挤压作用为主的冰缘地貌 …… (88)
三、融冻分选作用为主的冰缘地貌 …… (90)
四、冻胀作用为主的冰缘地貌 …… (91)
五、冰缘现象研究的意义 …… (92)
第四节　生物证据 …… (93)
一、孢粉分析结果 …… (93)
二、介形类组合分析结果 …… (94)
第四章　纳木错地区第四纪湖相地层遥感解译及湖泊演变分析 …… (99)
第一节　遥感图像制作与增强处理 …… (99)
一、遥感图像制作 …… (99)
二、数字图像增强处理 …… (101)
第二节　湖相地层及相关堆积遥感解译标志 …… (102)
一、湖相地层遥感解译标志 …… (103)
二、冲洪积、冰碛及冰水沉积遥感解译标志 …… (103)
第三节　区域湖相地层遥感解译和湖泊演变分析 …… (105)
一、区域湖相地层遥感解译 …… (105)
二、区域湖泊及冰川演变分析 …… (106)
三、主要成果与认识 …… (109)
四、青藏高原可能存在的其他古大湖 …… (110)
第四节　纳木错流域古降水量估算 …… (110)

一、水量平衡 …… (110)
二、热量平衡方程 …… (112)
三、水热平衡方程 …… (112)
四、气候和水文参数设置 …… (113)
五、纳木错湖泊面积及古降水量变化 …… (115)
第五章　纳木错及邻区湖相沉积的U系、^{14}C测年及其时间序列 …… (116)
第一节　纳木错及邻区地质概况及样品采集 …… (116)
一、地理与地质概况 …… (117)
二、样品与材料 …… (120)
第二节　湖相沉积物的U系法测年 …… (122)
一、方法原理 …… (122)
二、实验方法 …… (131)
三、分析结果 …… (133)
四、U系年龄的可靠性评价 …… (139)
第三节　湖相沉积物的^{14}C测年 …… (144)
一、自然界中的碳循环 …… (145)
二、^{14}C法测年的基本原理 …… (145)
三、适合^{14}C测年的基本对象 …… (146)
四、^{14}C测年结果 …… (147)
五、^{14}C年龄的校正 …… (147)
第四节　纳木错及周缘地区湖相沉积的古气候序列 …… (149)
一、前人的工作 …… (149)
二、“古羌塘湖”的提出 …… (150)
三、古气候时间序列 …… (151)
四、两种测年方法的分析对比 …… (155)
第六章　纳木错沿岸晚第四纪孢粉组合及其对古植被与古气候的反映 …… (157)
第一节　纳木错湖相沉积的基本特征 …… (157)
一、湖相地层层序与特征 …… (157)
二、湖相地层剖面位置 …… (159)
第二节　纳木错湖相沉积的孢粉分析 …… (159)
一、孢粉样品的采集 …… (159)
二、孢粉分析结果 …… (160)
第三节　晚第四纪孢粉组合及其对古植被与古气候的反映 …… (161)
一、末次间冰期与末次冰期早冰阶 …… (161)
二、末次冰期间冰阶 …… (164)
三、末次冰期晚冰阶和冰后期 …… (167)
四、分析结果讨论 …… (171)
第七章　念青唐古拉山脉第四纪冰川作用与冰期划分 …… (172)
第一节　念青唐古拉山脉第四纪冰期和地层划分 …… (172)
一、第四纪冰期和地层划分 …… (172)

二、第四纪冰碛地层剖面与地层层序 …… (177)
三、冰期年代测定、命名与对比等问题的讨论 …… (179)
第二节　念青唐古拉山脉第四纪砾石统计 …… (184)
一、测点第四纪沉积砾石层 …… (184)
二、基岩地层与砾性分析 …… (184)
三、砾度与砾态统计分析 …… (187)
四、结果讨论 …… (188)
第三节　念青唐古拉山西布冰川区的冰碛层 …… (191)
一、西布冰川区冰碛物的期次与特征 …… (192)
二、冰碛物形成时代探讨 …… (195)
三、冰碛物与新构造运动 …… (196)
四、有关结论 …… (199)
第四节　念青唐古拉山脉第四纪冰川作用与山脉隆升的关系 …… (199)
一、念青唐古拉山脉的基岩地层及其对隆升的反映 …… (199)
二、念青唐古拉山脉的切割及其对隆升的反映 …… (201)
三、念青唐古拉山主峰地区与青藏高原其他地区地形隆起的对比 …… (203)
第八章　纳木错及邻区的古砾石层、河流沉积与地貌 …… (205)
第一节　纳木错盆地及其邻区的早/中更新世古砾石层及可能的晚第三纪地层 …… (205)
一、纳木错盆地的古砾石层 …… (205)
二、当雄-羊八井盆地的古砾石层 …… (205)
三、纳木错盆地及其邻区可能的上新世—早更新世地层 …… (207)
第二节　纳木错盆地及其邻区的河流沉积与地貌 …… (207)
一、纳木错盆地第四纪冲积和洪积物及河流阶地与洪积台地 …… (207)
二、当雄-羊八井盆地的冲积和洪积物及河流阶地与洪积台地 …… (208)
三、拉曲及其主要支流的第四纪冲积和洪积物及河流阶地与洪积台地 …… (208)
第三节　纳木错及邻区的河流地貌 …… (209)
一、纳木错及邻区主要河流发育的时代 …… (209)
二、纳木错及邻区内流河的主要特征 …… (209)
三、纳木错及邻区内流河的发育 …… (214)
第四节　纳木错及邻区水系发育问题 …… (214)
一、纳木错及邻区水系的基本特征 …… (214)
二、纳木错及邻区水系的格局与河流袭夺 …… (215)
三、纳木错及邻区水系的演化 …… (216)
第九章　其他第四纪沉积、地貌与地壳活动遗迹和经济地质 …… (220)
第一节　其他地貌与第四纪沉积 …… (220)
一、夷平面 …… (220)
二、古风化壳与古土壤 …… (223)
三、岩溶地貌与沉积 …… (224)
四、温泉与温泉华 …… (227)
第二节　活动断层、地震与其他次生地质灾害 …… (228)

一、活动断层 …… (228)
二、地震灾害 …… (231)
三、滑坡 …… (232)
四、泥石流 …… (233)
五、土地沙漠化 …… (234)
第三节 考古学发现 …… (235)
一、考古发现 …… (235)
二、古岩画的发现 …… (236)
三、吐蕃墓葬群的发现 …… (236)
四、有关文献与观测记录 …… (237)
第四节 经济地质 …… (238)
一、矿产资源 …… (238)
二、自然保护区 …… (245)
三、旅游资源 …… (246)
第十章 纳木错第四纪湖泊与环境演化 …… (251)
第一节 纳木错第四纪湖泊演变 …… (251)
一、有关纳木错湖泊演变的讨论 …… (251)
二、纳木错盆地地貌与第四纪地质特征 …… (252)
三、更新世早、中期纳木错盆地的形成及其古环境 …… (254)
四、晚更新世以来纳木错沿岸的湖泊沉积 …… (256)
第二节 纳木错地区晚更新世以来的古植被、冰川作用与古气候环境演化 …… (259)
一、纳木错沿岸湖泊沉积的孢粉组合及其所反映的古植被与古气候 …… (259)
二、晚更新世时期念青唐古拉山的冰川作用 …… (260)
三、念青唐古拉山的现代冰川及其演化——以西布冰川为例 …… (261)
第三节 晚更新世以来纳木错湖面变化与藏北高原东南部的古大湖环境变迁 …… (262)
一、藏北高原东南部晚更新世古大湖的确立 …… (262)
二、晚更新世以来纳木错的湖面变化与藏北高原东南部古大湖变迁 …… (262)
三、纳木错 MIS 5 以来气候变迁与湖面变化的基本特征 …… (265)
四、与古里雅及其他冰心及深海岩心等重要气候变化记录的对比 …… (265)
五、有关结论 …… (267)
第十一章 纳木错及邻区未来地质环境的演变趋势 …… (268)
第一节 地质环境预测原理 …… (268)
一、地质环境预测的原理 …… (268)
二、地质环境预测的特点 …… (269)
第二节 地质环境预测的方法论 …… (270)
一、地质环境演变的循环性和周期性 …… (270)
二、代表性区域地质环境的选择 …… (270)
三、预测地质环境演变的难点 …… (271)
第三节 纳木错及邻区未来地质环境的演变趋势 …… (271)
一、万年尺度上的变化 …… (271)

二、千年尺度上的变化 …… (272)
三、百年尺度上的变化 …… (273)
四、加强调查研究与预测工作 …… (274)
结　　语 …… (276)
参考文献 …… (280)
英文摘要 …… (291)
图版说明 …… (300)
图版
附图 1　纳木错地区 1:25 万第四纪地质图
附图 2　纳木错地区第四纪湖相地层 ETM 影像解译图

Content

Preface

Introduction

Chapter 1 Geological setting and natural surrounding of the Nam Co and its adjacent areas …… (1)

Section 1.1 Geological and geomorphologic division of the Nam Co and its adjacent areas … (1)

1.1.1 Nianqing tanggula mountains …… (1)

1.1.2 Nam Co basin and mountain land and plateau in its north, west and east …… (4)

1.1.3 Dangxiong—Yangbajin basin …… (5)

1.1.4 Mountain land in the north of Lasa area …… (5)

Section 1.2 Natural geographic surrounding of the Nam Co and its adjacent areas …… (6)

1.2.1 Regional geographic location and macroscopical geomorphologic features …… (6)

1.2.2 Regional climate …… (6)

1.2.3 Regional vegetation …… (7)

1.2.4 types of regional land …… (7)

1.2.5 Land resource and estimation …… (10)

Section 1.3 Geological setting of the evolution of the Nam Co …… (13)

1.3.1 Regional stratum and rock series …… (13)

1.3.2 Geological structure and tectonic background and ecological evolution …… (17)

Chapter 2 Quaternary lacustrine deposits of the Nam Co and the discovery of Old Large Lake in the northern Tibetan Plateau …… (25)

Section 2.1 Quaternary lacustrine deposits and lacustrine landscape in the Nam Co and its adjacent areas …… (25)

2.1.1 Quaternary lacustrine deposits along the bank of the Nam Co and lakeshore terrace …… (25)

2.1.2 Lacustrine landform along the bank of the Nam Co …… (28)

2.1.3 Other lacustrine landscape along the bank of the Nam Co …… (29)

2.1.4 Quaternary lacustrine deposits and lake terrace in the Xiongqu—Naqu valley, northwest of the Nam Co …… (31)

Section 2.2 Division of Quaternary lacustrine sedimentary strata in the Nam Co and new-building of the Nam Co Group …… (32)

2.2.1 Introduction of the new-building section and lacustrine stratigraphic sequence …… (32)

2.2.2 Biostratigraphic features and the discussion of its chronological age …… (35)

2.2.3 Chronological unit of the lake and lakeshore deposits …… (36)

2.2.4 New-building of the Nam Co Group …… (38)

Section 2.3 Late Pleistocene lacustrine beach rock of the Nam Co and its environmental affection ····· (39)
2.3.1 Distribution features of the lacustrine beach rock ····· (39)
2.3.2 Mineral and petrologic features of the lacustrine beach rock ····· (39)
2.3.3 U-series dating of the lacustrine beach rock ····· (42)
2.3.4 Discussion on the genesis of the lacustrine beach rock ····· (43)
2.3.5 Relationship between the lacustrine beach rock with the lake evolution and environmental change ····· (43)
Section 2.4 Discovery of the Old Large Lake in the northern Tibetan Plateau and its evolution ····· (44)
2.4.1 Evidence of the Old Large Lake in the southeastern of the northern Tibetan Plateau ····· (44)
2.4.2 Connection and break-up of the Nam Co and the Ren Co—Jiuru Co and their relationship to the Old Large Lake in the northern Tibetan Plateau ····· (46)
2.4.3 Evolution of the Old Large Lake in the southeastern of the northern Tibetan Plateau ····· (48)
Chapter 3 Evidence of the evolution of the Nam Co ····· (53)
Section 3.1 Geomorphologic evidence ····· (53)
3.1.1 Evidence from the lake level variation ····· (53)
3.1.2 Evidence from the change of the lake strandline ····· (56)
3.1.3 Layer landform and the lake level variation ····· (56)
3.1.4 Change of the water system and the lake level variation ····· (57)
3.1.5 Evidence from blown sand ····· (59)
Section 3.2 Sedimentary evidence ····· (60)
3.2.1 Migration of the boundary environment ····· (60)
3.2.2 Sedimentary sequence ····· (64)
3.2.3 Sedimentary texture ····· (67)
3.2.4 Mineralogical features ····· (72)
3.2.5 Easily fusible salts attached on sediments ····· (78)
3.2.6 Geochemical features ····· (82)
Section 3.3 Evidence from the periglacial geomorphology ····· (87)
3.3.1 Periglacial geomorphology mainly controlled by the frost weathering and gravity action ····· (88)
3.3.2 Periglacial geomorphology mainly controlled by the congeliturbation and compressional action ····· (88)
3.3.3 Periglacial geomorphology mainly controlled by the thawed sorting ····· (90)
3.3.4 Periglacial geomorphology mainly controlled by the frost heaving ····· (91)
3.3.5 Implications of the study on the periglacial geomorphology ····· (92)
Section 3.4 Organic evidence ····· (93)
3.4.1 Sporopollen analyses results ····· (93)
3.4.2 Ostracoda assembly analyses results ····· (94)
Chapter 4 Remote sensing interpretation of Quaternary lacustrine strata in the Nam Co area and discussion on the evolution of the lake ····· (99)
Section 4.1 Producing of the remote sensing image and enhancement process ····· (99)

4.1.1 Producing of the remote sensing image ····· (99)
4.1.2 Enhancement process of the digital image ····· (101)
Section 4.2 Interpretation mark of the lacustrine stratum and its related sediments ····· (102)
4.2.1 Interpretation mark of the lacustrine stratum ····· (103)
4.2.2 Interpretation mark of alluvial and pluvial fan deposits, moraine and glaciofluvial deposits ····· (103)
Section 4.3 Remote sensing interpretation of the regional lacustrine stratum and discussion on the evolution of the lake ····· (105)
4.3.1 Remote sensing interpretation of the regional lacustrine stratum ····· (105)
4.3.2 Discussion on the change of regional lakes and glaciers ····· (106)
4.3.3 conclusion and discussion ····· (109)
4.3.4 Other probably subsistent old large lakes in the Tibetan Plateau ····· (110)
Section 4.4 Estimation on the paleo-precipitation of the Nam Co area ····· (110)
4.4.1 Water yield balance ····· (110)
4.4.2 Balanced equation of heat ····· (112)
4.4.3 Balanced equation of water and heat ····· (112)
4.4.4 Climatic and hydrological parameters setting ····· (113)
4.4.5 Area of the Nam Co and change of the paleo-precipitation ····· (115)
Chapter 5 U-series and ^{14}C dating of the lacustrine deposit from the Nam Co and its adjacent areas and the chronological sequence ····· (116)
Section 5.1 Introduction of the geology in the Nam Co and its adjacent areas and collection of samples ····· (116)
5.1.1 Introduction of the geography and geology ····· (117)
5.1.2 samples and material ····· (120)
Section 5.2 U-series dating of lacustrine sediments ····· (122)
5.2.1 Principle of the method ····· (122)
5.2.2 Experimental process ····· (131)
5.2.3 Analysis results ····· (133)
5.2.4 Evaluation of the probability of the U-series dating ····· (139)
Section 5.3 ^{14}C dating of the lacustrine sediments ····· (144)
5.3.1 The cycle of carbon in nature ····· (145)
5.3.2 Principle of the ^{14}C-dating method ····· (145)
5.3.3 Materials suit for the ^{14}C-dating ····· (146)
5.3.4 Result of the ^{14}C-dating ····· (147)
5.3.5 Revision of the ^{14}C-dating result ····· (147)
Section 5.4 Paleo-climate sequence of the lacustrine sediments from the Nam Co and its adjacent areas ····· (149)
5.4.1 Pre-works ····· (149)
5.4.2 The question of the Old Qiangtan Lake ····· (150)
5.4.3 Paleo-climate sequence ····· (151)
5.4.4 Comparative analysis of two dating methods ····· (155)

Chapter 6 Late Quaternary sporopollen assembly along the bank of the Nam Co and its reflecting to the paleo-vegetation and-climate …… (157)
Section 6.1 Characteristics of the lacustrine sediments from the Nam Co …… (157)
6.1.1 Lacustrine stratighraphic sequence and features …… (157)
6.1.2 Location of lacustrine stratigraphic sections …… (159)
Section 6.2 sporopollen analysis of the lacustrine sediments from the Nam Co …… (159)
6.2.1 Collection of sporopollen samples …… (159)
6.2.2 Result of the sporopollen analysis …… (160)
Section 6.3 Late Quaternary sporopollen assembly and its reflecting to the paleo-vegetation and -climate …… (161)
6.3.1 Latest interglacial epoch and early stage of the latest glacial epoch …… (161)
6.3.2 Interglacial stage of the latest glacial epoch …… (164)
6.3.3 Late stage and post-glacial stage of the latest glacial epoch …… (167)
6.3.4 Discussion …… (171)
Chapter 7 Quaternary glacial action in the Nianqingtanggula mountains and division of the glacial period …… (172)
Section 7.1 Quaternary glacial periods in the Nianqingtanggula mountains and stratigraphic division …… (172)
7.1.1 Quaternary glacial periods and stratigraphic division …… (172)
7.1.2 Quaternary moraine sedimentary section and stratigraphic sequence …… (177)
7.1.3 Discussion on the dating, name and comparison of the glacial period …… (179)
Section 7.2 Statistics of Quaternary gravels in the Nianqingtanggula mountains …… (184)
7.2.1 Quaternary sedimentary gravels in measured points …… (184)
7.2.2 Basement rocks and petrologic analysis of gravels …… (184)
7.2.3 Statistics analysis of the grain size and shape of gravels …… (187)
7.2.4 Discussion …… (188)
Section 7.3 Moraine of the Xibu glacier in the Nianqingtanggula mountains …… (191)
7.3.1 Characteristics and periods of the moraine of the Xibu glacier …… (192)
7.3.2 Discussion on the formation time of the moraine …… (195)
7.3.3 Moraine and new tectonic movement …… (196)
7.3.4 Conclusion …… (199)
Section 7.4 Relation of the Quaternary glacial action in the Nianqingtanggula mountains with the uplift of the plateau …… (199)
7.4.1 Basement rocks of the Nianqingtanggula mountains and its reflecting to the uplift of the plateau …… (199)
7.4.2 Dissection of the Nianqingtanggula mountains and its reflecting to the uplift of the plateau …… (201)
7.4.3 Correction of the landform uplift in main peak of the Nianqingtanggula mountains with other areas in the Tibetan Plateau …… (203)
Chapter 8 Old gravels, fluvial deposits and landform in the Nam Co and its adjacent areas …… (205)

Section 8.1 Early/Middle Pleistocene gravels and probably Late Tertiary sediments in the Nam Co and its adjacent areas ····· (205)
8.1.1 Old gravels in the Nam Co basin ····· (205)
8.1.2 Old gravels in the Dangxiong—Yangbajin basin ····· (205)
8.1.3 Probably Pliocene—Early Pleistocene strata in the Nam Co basin and its adjacent areas ····· (207)
Section 8.2 Fluvial deposits and landform in the Nam Co basin and its adjacent areas ····· (207)
8.2.1 Quaternary alluvial and pluvial sediments and fluvial and pluvial terraces in the Nam Co basin and its adjacent areas ····· (207)
8.2.2 Quaternary alluvial and pluvial sediments and fluvial and pluvial terraces in the Dangxiong—Yangbajin basin ····· (208)
8.2.3 Quaternary alluvial and pluvial sediments and fluvial and pluvial terraces in the La Qu and its main branches ····· (208)
Section 8.3 Fluvial landscape in the Nam Co and its adjacent areas ····· (209)
8.3.1 Developing periods of main drainages in the Nam Co and its adjacent areas ····· (209)
8.3.2 Features of drainages in the Nam Co and its adjacent areas ····· (209)
8.3.3 Development of drainages in the Nam Co and its adjacent areas ····· (214)
Section 8.4 Questions of the drainage-system development in the Nam Co and its adjacent areas ····· (214)
8.4.1 Features of the drainage-system in the Nam Co and its adjacent areas ····· (214)
8.4.2 Drainage-system pattern and river capture in the Nam Co and its adjacent areas ····· (215)
8.4.3 Drainage-system evolution in the Nam Co and its adjacent areas ····· (216)
Chapter 9 Other Quaternary sediments, landform, crustal movement remnant, and economical geology ····· (220)
Section 9.1 Other landform and Quaternary sediments ····· (220)
9.1.1 Planation surface ····· (220)
9.1.2 Old weathered crust and paleosol ····· (223)
9.1.3 Karst landform and sediments ····· (224)
9.1.4 Hot spring and hot-spring sinter ····· (227)
Section 9.2 Active fault, earthquake and other secondary geological disaster ····· (228)
9.2.1 Active fault ····· (228)
9.2.2 Earthquake disaster ····· (231)
9.2.3 Slide ····· (232)
9.2.4 Mud-rock flow ····· (233)
9.2.5 Desertification of the land ····· (234)
Section 9.3 Discovery in archaeology ····· (235)
9.3.1 Discovery of Archaeology ····· (235)
9.3.2 Discovery of ancient draws on the rock ····· (236)
9.3.3 Discovery of the Tufang tomb group ····· (236)
9.3.4 Related literature and observational records ····· (237)
Section 9.4 Economical geology ····· (238)

9.4.1 Mineral resource ····· (238)
9.4.2 Nature-protected regions ····· (245)
9.4.3 Visiting resource ····· (246)
Chapter 10 Evolution of Quaternary lakes and environment change in the Nam Co ··· (251)
Section 10.1 Evolution of Quaternary lakes in the Nam Co ····· (251)
10.1.1 Discussion on the evolution of the Nam Co lake ····· (251)
10.1.2 Geomorphologic and Quaternary geological features of the Nam Co basin ····· (252)
10.1.3 The formation of the Nam Co basin and the paleo-environment during the Early to Middle Pleistocene ····· (254)
10.1.4 Lake deposits along the bank Nam Co since the Late Pleistocene ····· (256)
Section 10.2 Paleo-vegetation, glacial action, and paleo-climate and environmental change in the Nam Co area since Late Pleistocene ····· (259)
10.2.1 Sponopollen assembly in lake deposits along the bank of the Nam Co and its implication to the paleo-vegetation and -climate ····· (259)
10.2.2 Late Pleistocene glacial action in the Nianqingtanggula mountains ····· (260)
10.2.3 Present glacier and its evolution in the Nianqingtanggula mountains ——an example of Xibu Glacier ····· (261)
Section 10.3 The lake level variation of the Nam Co since Late Pleistocene and the Environmental deformed of Old Large Lake in the southeastern of the northern Tibetan Plateau ····· (262)
10.3.1 Determination of the Old Large Lake in the Late Pleistocene in the southeastern of the northern Tibetan Plateau ····· (262)
10.3.2 The lake level variation of the Nam Co since the Late Pleistocene and the deformed of the Old Large Lake in southeastern of the northern Tibetan Plateau ····· (262)
10.3.3 Climate change since MIS 5 and features of the lake level variation of the Nam Co ····· (265)
10.3.4 Correlation of some important climate change records with that from the Guliya Ice corer, other ice core, and rock core in deep sea ····· (265)
10.3.5 Conclusion ····· (267)
Chapter 11 Evolution trend in future of the geological environment in the Nam Co and its adjacent areas ····· (268)
Section 11.1 Principle of geological environmental forecast ····· (268)
11.1.1 Principle of the geological environmental forecast ····· (268)
11.1.2 Features of the geological environmental forecast ····· (269)
Section 11.2 Method of geological environmental forecast ····· (270)
11.2.1 Repetition and periodicity of the evolution of the geological environment ····· (270)
11.2.2 Choice of the representational regional geological environment ····· (270)
11.2.3 Problem in the forecast of the evolution of the geological environment ····· (271)
Section 11.3 Evolution trend of the geological environment in the Nam Co and its adjacent areas ····· (271)
11.3.1 Variation in ten-thousand-years scale ····· (271)

11.3.2 Variation in thousand-years scale ····· (272)
11.3.3 Variation in hundred-years scale ····· (273)
11.3.4 Strengthen study on the regional survey and forecasting ····· (274)
Concluding remarks ····· (276)
Cited reference ····· (280)
Abstract in English ····· (291)
Plate explanation ····· (300)
Plates
Appendix 1 1:250000 Quaternary Geological map of the Nam Co area
Appendix 2 Interpretation image of the remote sensing of Quaternary lacustrine strata in the Nam Co area

第一章　纳木错及邻区的地质背景与自然环境

藏北高原是从新生代，特别是上新世以来，随着喜马拉雅造山运动发生整体大幅度抬升，开始奠定了地质基础和地貌雏形。现代的藏北高原在北、西、南三面分别为昆仑山—可可西里山脉、喀喇昆仑山脉和冈底斯—念青唐古拉山脉所环绕，基本上呈现为一个封闭的高原。四周山脊的海拔高度在 5500 ~ 7000 m，北部与新疆交界的木孜塔格峰海拔为 7723 m,东南部念青唐古拉山峰海拔为 7162 m。区内主要山脉多呈 EW 走向，山峰海拔多在 6000 m 以上。西部、北部海拔 6000 m 以上的高峰较多，而且集中；东部和南部较少，且大多是彼此相隔遥远的孤峰。除四周环绕的山峰外，在藏北高原上出现 6000 m 以上的孤峰 60 余座，孤山雪线高度约为 5500 m 以上，6000 m 以下往往有冰川。藏北高原南部最高的山峰几乎全在 6000 m 以下，特别是东南部山峰附近广泛发育着现代大陆性冰川。

第一节　纳木错及邻区地质与地貌单元的划分

藏北高原存在着两级夷平面，即山顶面和主夷平面。山顶面（summitsurface）是较高的一级夷平面，一般分布在各大山脉的顶部，保存面积较小，大部分成为现代平顶冰川和古冰帽的发育中心。在青藏高原主体部分，它的海拔高度为 5500 m 以上，在周围地区高度降低，但也多在 4000 m 以上。主夷平面（mainsurface）是分布较广、保存面积较大的一级夷平面。它普遍出现在各大河流的源头及河间分水岭地带，构成青藏高原及其外缘山地的主体，故称主夷平面。在青藏高原中心地带主夷平面高 4500 m 以上，至高原外围山地高度降低至 3200 ~ 3500 m。藏北高原地形特征表现为高山山脊齐平，难见高出的山峰；丘陵、低山也经常同在另一平面上波状起伏。高原内部总体上山势低矮浑圆，具有开阔坦荡、起伏平缓、湖泊棋布的高原湖盆地貌。山麓洪积扇向湖盆倾斜伸展。退缩湖岸在数级广阔的阶地之下，往往有道道砂砾堤呈弧形平行排列。堤间是浅平洼地，有时还有积水。绝大部分面积海拔在 5000 m 左右，山体断续分布，相对高差一般在 200 ~ 500 m 之间。纳木错及邻区地处藏北高原的东南部，南邻念青唐古拉山脉，具有独特的地质地貌特征（图 1-1）。

一、念青唐古拉山脉

念青唐古拉山脉是一个走向 N60°E 的上升断块，其东南侧以断裂与羊八井地堑为邻，西北侧与纳木错湖盆低地为邻。其宽度在东北部约 10 km，到西南部约 35 km（图版Ⅰ-1）。

1. 岩石组成

山脉东部主要由含沉积石英岩和钙质板岩的泥质沉积岩层组成，总体呈 EW 走向，泥质岩石受到弱至中等强度劈理化；向西，泥质沉积物中伴有钙质千枚岩、千枚质砾岩和含

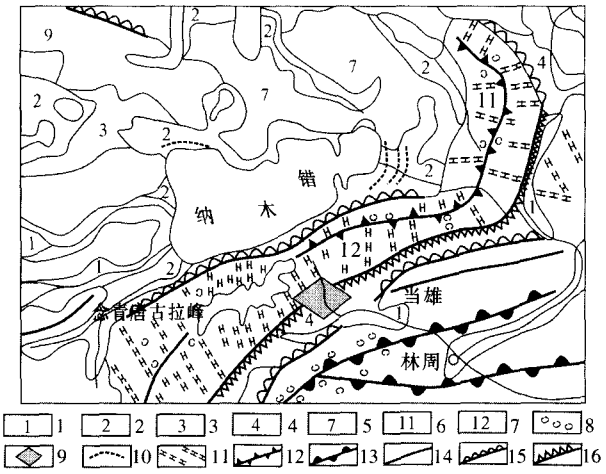


图 1-1 纳木错及邻区地貌略图

Fig. 1-1 Simplied geomorphologic map of the Nam Co and its adjacent areas

（据中国科学院青藏高原综合考察队，1983，修改）

1—冲积平原；2—湖积平原；3—高原盆地谷地平原；4—山麓倾斜平原；5—高寒低山；6—高山；7—极高山；8—山顶剥夷面；9—石海；10—砂砾堤；11—冰川侵蚀形态；12—主要陡峭分水线；13—主要平缓分水线；14—分水线；15—峻坡（>35°）；16—陡坡（15°~35°）

有石灰岩块的滑塌堆积。当雄—纳木错公路附近，这些沉积岩的层理和劈理的走向是有变化的，从北部的 NE 走向变为 SN 走向，到南部变为 EW 走向。由变质矿物和强烈拉长的砾岩碎屑构成的线理向 SEE 倾伏，表明局部有倾斜剪切分量。劈理被晚期构造所折劈化，折劈理和轴面向 NW 倾。岩石中有同构造至构造后生长的石榴子石和十字石，研究表明变质条件大约是 700 ℃和（5±2.5）kbar❶（M.P.Coward 等，1990）。

向西有片麻状岩石，主要是正片麻岩含一些变质沉积岩。片麻岩中的叶理平缓倾斜，有些地方的岩石呈碎裂状，走向近 NE 向与山脉方向平行。但在这些碎裂带之间岩层走向近 SN 向与山脉直交，走向 NE 的碎裂组构看来是叠加在较早构造之上的。同位素研究表明，念青唐古拉山花岗质片麻岩年龄大约为 50 Ma，但有前寒武纪表壳岩物质（1200~2000 Ma）卷入到这类岩石中。晚构造期至构造期后的变质矿物如红柱石，可能是与花岗质侵入体伴生的，但板岩和千枚岩中的强烈变形时间更早，因为劈理化岩石在山脉北侧很清楚地被白垩纪沉积岩不整合覆盖（图 1-2a）（据 Coward 等，1990）。向北搬离山脉的底砾岩中砾石主要是石英岩、石灰岩和石英，没有唐古拉花岗岩的岩石。白垩纪红层后续变形成向北倒的 NE 走向的褶皱，局部有弱的向北倒的劈理。

2. 构造变形

念青唐古拉山的构造变形历史可简述为：①在板岩和千枚岩中发育褶皱，局部发育有强烈的劈理，并伴有一些变质作用；②上升和剥蚀，随后是白垩纪红层沉积；③大约 50 Ma 前念青唐古拉山有花岗岩侵入；④白垩纪红层褶皱，花岗岩上升和变形，板岩和千枚

❶ 1 bar = 100 kPa——编者注。

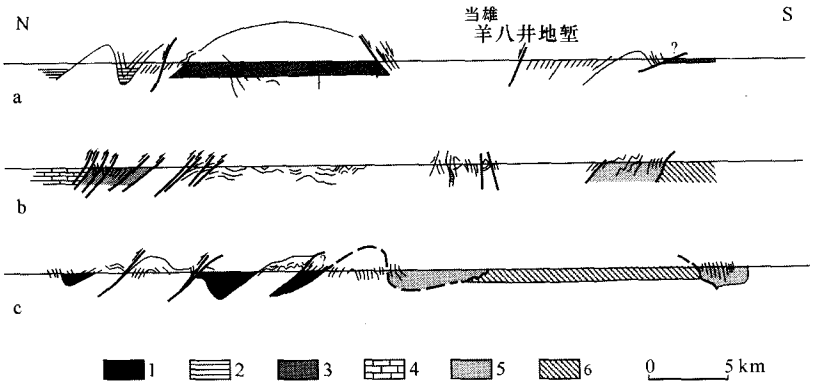


图 1-2　纳木错至羊八井剖面示意图

Fig.1-2　Nam Co—Yangbajin cross-section

（据 Coward 等，1990）

1—古近系林子宗组；2—白垩系塔克那组；3—侏罗系沉积物；4—三叠系灰岩；5—石炭系沉积物；6—第三纪花岗岩

岩中的劈理可能发生了再褶皱。

念青唐古拉花岗岩沿着其东南边缘受到强烈剪切，出现强烈的局部为糜棱质的组构，伴有剪切带，指示其剪切方向与一个低角度正断层的方向相似，上盘向 SE 下落。拉长的带状石英构成清楚的向 SE 倾伏的线理。出现这种情况的原因可能有：①与区域构造无关的伴随花岗岩侵位而出现的剪切作用；②沿着羊八井地堑的西北侧产生一个滑脱面的低角度拉伸断裂作用，类似于北美盆地山脉省的韧性滑脱带；③被下伏冲断构造所重新取向的低角度冲断作用。这个山体作为一个构造带，其中各类岩石表现出普遍的韧性，这与可能的拉伸构造有关，念青唐古拉花岗岩和高应变带的云母和长石^{39}Ar-^{40}Ar 资料表明，在最近 10 Ma 中山体有急剧上升。

3. 地貌特征

念青唐古拉山作为羊八井地堑以北的一个断块显示出同样平坦的峰顶面，虽然受到侵蚀作用更深的切割，它的北界不像南界那样截然分明，是根据纳木错南岸的几条断层推定的。纳木错是一个构造盆地中海拔 4718 m 的大湖，念青唐古拉山的峰顶面本身可能被掀斜并向下断落到纳木错盆地中（图 1-3）。

从北面或南面观察，念青唐古拉山展现出一个有规则的山顶纵向剖面。仅主峰一带呈现圆锥形包络线突然地耸立，主峰高达 7162 m，高出一般峰顶面约 700 m 或 800 m（图版Ⅰ-1）。像将要提到的不多的其他孤峰一样，这个孤峰具有一种岛山面貌。横切纳木错以南山脉断面的横剖面表明，平坦的峰顶面只是在横过山脉中心部分 15 km 或至少 15 km 的范围内保存下来，即使那里也处在深度切割状态。超出这个范围的山地横剖面上，以羊八井地堑的北断层崖为界向南，一系列断层遗留下一些不规则的斜坡。残留的峰顶面高度变化在 5700～6100 m 之间，比羊八井地堑以南的地方要高出许多。由于这个高度，念青唐古拉山在更新世时期曾广泛地受到冰川作用的侵蚀，至今仍有雪原和冰川残存。

念青唐古拉山的中心部分是由中新统黑云母钾长花岗岩、黑云母二长花岗岩、黑云母

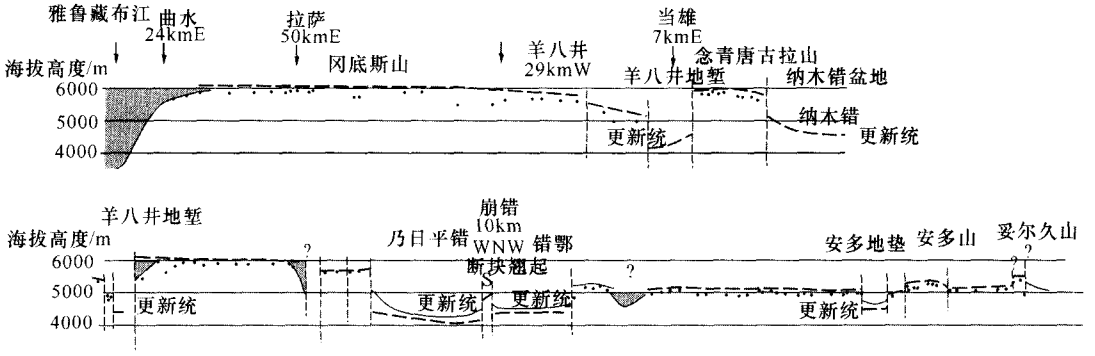


图 1-3　拉萨至纳木错剖面示意图

Fig.1-3　Lasa—Nam Co cross-section

（据 Coward 等，1990）

花岗闪长岩等组成的，测出的年龄值为 9.33 ~ 14.01 Ma，现在出露的岩层是在约 15 km 的深处结晶的，在均夷作用之前或均夷时期出现抬升形成 15 km 厚的岩层剥蚀，以峰顶面为代表，进一步的抬升把峰顶面抬高到约 6 km 的现代高度。

再往东，紧靠与羊八井地堑相连的谷露地堑西侧，念青唐古拉山并入那里的 NNE 向山脉中。在山脉的这一部分峰顶面被向西掀斜，侵蚀面刚好超过 6000 m，那里的一个岛山被抬高到 6590 m。

二、纳木错盆地及其北、西、东邻区的山地与高原

西藏最大的湖泊纳木错，藏语意为“天湖”，素以海拔高、面积大、景色瑰丽而著称。该湖构成了藏北高原东南部内流水系的一部分，它占据一片走向约 70°的向下凹陷的地面，在湖以东该面以约 1:50 的比例向 SWW 方向倾伏。湖面海拔 4718 m，面积约 1940 km^2，是西藏最大的湖泊，也是我国第二大咸水湖（图版Ⅰ-2）。

纳木错南侧是念青唐古拉山脉，平均海拔 6000 m 左右，主峰海拔 7162 m。山上冰川发育，冰雪融水是纳木错的重要补给水源之一。北侧是起伏和缓的藏北北部高原，平均海拔 5000 m。湖中有 5 个岛屿兀立，最大的郎多岛，面积达 1.24 km^2。还有 5 个半岛凸入，其中最大的扎西多半岛面积为 10 km^2 左右。该半岛由于溶蚀与湖蚀作用，形成有许多峰林、溶洞、天生桥、石柱等美丽多姿的岩溶与湖蚀地貌景观。

纳木错最大水深达 33 m 以上。湖水清澈，透明度大，湖面呈深蓝色。湖水矿化度约为 1.7 g/L，水质微咸（无人区科考团，1999）。湖水冬季结冰，至翌年 5 月开始解冻。湖内重要的经济鱼类为纳木错裸鲤，捕捞鱼的 88.33% 单条长度在 240 ~ 380 mm 之间，平均重量为 311 g，年产量达 3000 t。每年 5 ~ 7 月有数千对斑头雁在湖心岛繁殖。湖滨草原沼泽区牧草丰盛，畜牧业生产较兴旺。

纳木错湖盆十分开阔，现代湖盆仅占据湖盆很小部分，并由于强烈退缩，出现了几个被分离的小湖。有些湖盆中湖泊已完全干涸。湖岸可见数级阶地，湖滨洪积扇的中下部地表砂砾中饱含水分成沼泽状；但水生植物很少，夏季能陷人畜，通行困难。湖岸外缘多处为海拔 5200 ~ 5400 m 的低山和丘陵，低山、丘陵顶面是凹陷的残留高原面，山坡平缓，

坡度多在10°左右。

三、当雄-羊八井盆地

当雄-羊八井盆地是更新世至现代的地堑构造，它可能是一个拉伸盆地，宽约10 km（图版Ⅰ-3）。陡倾斜的NE向断层构成地堑的边界，沿某些断层近代砾石层被移位。地堑的底比紧靠南面的峰顶面低约700 m，比位于更南面的主峰顶面低约1000 m，地堑被至少300 m厚的更新世沉积充填。在山谷旁侧可见保存有良好的断层崖、断层陡坎，并有现代热水活动。它是由NWW向右行横推断层将不同段落相连、总体呈SN走向的一个地堑系的一部分。平坦的峰顶面表现在地堑北侧的念青唐古拉山，同时，峰顶面肯定又是地堑内堆积更新世沉积物的基底。因此，当雄-羊八井盆地作为地堑断块至少相对下降了1500 m。

当雄-羊八井盆地的东南，石炭系岩石褶皱成大型直立或向南倒的构造形貌，再向南东有大型冲断层把中生代岩石向南东推到古近纪沉积岩和火山岩之上（图1-2b、图1-2c）。这些褶皱和冲断层都是NE走向，并伴有NNW向横推断层，表明运动方向是从NNW指向SSE方向。

古近系年波组、帕那组（旧称第三系林子宗组）基本上为火山岩。在没有出现角度不整合的地方，很难将作用在林子宗组上的变形与作用在白垩系卧荣沟组、拉江山组（旧称塔克那组）上的较早变形区分开。但在区域上区分早晚两期构造变形还是有规律可循的：晚于林子宗组的变形产生了开阔至紧闭的向南东倒的褶皱；而早于林子宗组的变形产生直立至向北倒的褶皱。塔克那组的变形强烈程度是向南朝着拉萨方向增加的。

四、拉萨北部山地

拉萨北部山地属于拉萨地块的组成部分，与北边羌塘地块上的地层明显不同，最老的岩石由前寒武纪基底片麻岩构成，出露于安多以南，锆石U-Pb年龄为530 Ma。它们有一组强烈的角闪岩相构造组构，该组构已被轴面走向SN的构造褶成等斜状。含矽线石的矿物集合体表明地壳深融作用发生在>680 ℃条件下。等斜褶皱被晚期EW向褶皱叠加，在南部又进一步遭受到大型黑云母级的剪切带和晚期脆性冲断层的作用。

该区出露的最老显生宙沉积是石炭系，由含冰海沉积物的砂岩组成，被二叠纪陆棚碳酸盐岩和三叠纪及侏罗纪礁灰岩和碎屑岩覆盖。在念青唐古拉山之北，中生代岩系主要为厚的侏罗纪复理石建造。白垩纪时期沉积作用发生变化，沉积了厚大的红色砂岩和中性火山岩，随之而来的是阿尔必阶—阿普特阶（K_1）圆笠虫灰岩，然后是更多的红层和火山岩。

拉萨地块北部边界被推断在蛇绿岩最北露头的北边。在古近纪最年轻的红层和火山岩沉积之前，有一期变形发生。发生在拉萨地块的几期变形的主要表现为：①大致沿班公湖缝合线的蛇绿岩带向南仰冲，这个冲盖在拉萨地块上的蛇绿岩带距缝合带的现代距离为150 km，下伏中生代岩石的变形在此时发生；②早白垩世花岗岩与花岗闪长岩侵入以及早—中白垩世红层、火山岩沉积之前，发生在古生代和中生代岩石中的变形，是地块中部表现出的最主要变形；③古近纪的火山岩和红层沉积之前，及冈底斯花岗岩基侵入之前，白垩纪红层及较老的中生代沉积岩的变形；④新近纪、古近纪红层的变形，特别是出现于念青唐古拉山以南地区的变形。

第二节　纳木错及邻区自然地理背景

纳木错地区处在青藏高原腹地，青藏高原的地理位置和它的宏观地貌，决定了纳木错地区的自然地理背景和总体特征。众多的低山、丘陵纵横交织与盆地和宽谷交错分布。断续的高峰峻岭、河流、湖泊、湿地、古冰川遗迹广泛分布，现代冰川发育完好。尤其是晚更新世—全新世湖相地层特别发育，为本区地四纪湖泊演化研究提供了基本条件。

一、区域地理位置与宏观地貌特征

从地貌上讲，藏北高原气候干燥而冰川相当发育是由于在海拔 5000 m 以上的山巅，强大的局部环流作用，使得山顶的降雨量比山下多好几百毫米，这是高山冰川取之不尽的水源。第四纪地质调查表明，青藏高原形成于新近纪和第四纪。高原形成的初期是地面强烈上升的阶段；约在第四纪中期发生了剧烈的造山运动，形成现在的地貌格局。该区的气候和地理环境的定型，则是第四纪晚期，距今约 15000 aB.P.。

整个藏北高原地势是由西北向东南倾斜。整个大地寒冻风化和冰缘作用十分强烈，风沙地貌发育。在高原面上，众多的低山、丘陵纵横交织，与盆地和宽谷交错分布。断续的高峰峻岭间，河流、湖泊、湿地、古冰川遗迹广泛分布，现代冰川发育完好。在藏北高原的幽谷旷野之中，经常可以见到由火山岩、火山凝灰岩形成的颇为壮观的石海、石林。石海中巨大的玄武岩、凝灰岩等经过漫长的冻裂、风吹日晒和剥蚀，逐渐分崩离析，形成奇态异状的石林景观，形如石菜、石树、石笋等。

二、区域气候

藏北高原腹地纳木错地区的地势高亢，位于世界屋脊青藏高原的腹地，空气稀薄，其密度为 719 g/m^3，气压低，仅为 54.9 kPa；氧气少，含氧量为 166 g/m^3，相当于海平面的 59%；沸点为 84 ℃；空气干燥少尘，透明度高，大气质量约为海平面的 1/2。CO_2 含量不及海平面的 1/2，致使高原的天空分外碧蓝，夏季在朵朵白云衬托下，景色格外妍丽。

纳木错位于冈底斯—念青唐古拉山地带的北部，属藏北南羌塘高原湖盆区。该区包括藏北高原中部和东部的地势平缓、湖泊众多地区。地处中纬度，太阳辐射强、日照时间长，全年可达 2900 ~ 3200 小时（而成都是 1186.8 小时/年，上海是 1932.5 小时/年）。由于该区四周为自由大气所包围，在冷气流影响下，大量热量以湍流、对流的形式逸散，因而地表大气所获得的能量有 98.6% 随即丧失，形成该地区少有的特殊温差大的气候。又由于受一系列高大山脉的阻滞作用，削弱了印度洋暖湿气流的影响，冬季受西风环流的控制与影响，气候寒冷干旱，为典型的大陆性高原气候。整个藏北南羌塘高原湖盆区的年降水量，由东南向西北依次为 500-400-300-250-200-150-100-50 mm。且降水量非常集中，85% 以上回次的降水量一般不超过 30 mm。最常见冰雹等固体形式的降水，占年降水量的 90% 以上。夏季由于气温较高，辐射强，在常年雪线约 5500 m 以下冰雹和雪很难持久保存，一般几小时内即融化。平均相对湿度为 34% ~ 47%。年平均气温约为 - 1 ~ 3 ℃，平均最低气温为 - 4 ℃，最暖月平均气温为 2 ~ 5.5 ℃，平均最高气温为 15 ~ 17 ℃，极端最高气温在 20 ℃左右，最冷月平均气温为 - 10 ~ - 12 ℃，极端最低气温可达 - 41.2 ℃。在藏北南

羌塘高原湖盆区，随着纬度的北移，其北部逐渐过渡到没有绝对无霜期的区域。大于或等于 17 m/s 的大风日数，在 100 天/年以上。年均最大蒸发强度，在2465.3 mm以上。

纳木错流域地处藏北南羌塘高原湖盆区东南部，属于高原亚寒带季风半干旱气候区，气候寒冷，空气稀薄，四季不分明，冬长无夏，多风雨天气，年温差相对大于日温差。年日照时数为2944.3 小时，年霜期为347.6 天。自然灾害有雪、风、霜等，每到春季，大风连续不断。秋季到春季，常出现雪灾，年均冰雹日在 30 天以上。年平均气温在 0 ℃以下，一年中仅有 5 个月高于 0 ℃，极端最低气温低于 - 35 ℃。年降水量 300 ~ 500 mm，降水量仅为蒸发量的 1%。全年大风日达 70 ~ 90 天以上。

然而，在干旱寒冷的藏北高原湖盆区，却常有独特的小气候，水源丰富，牧草发达，是该地区许多珍贵野生动物栖息的重要场所。以纳木错为代表的藏北高原湖盆区在整个青藏高原的生物地理区域中最具代表性，整个生态系统基本保持了原始的生态平衡状态，完好地保存了许多濒于灭绝的珍稀野生生物种资源。

三、区域植被

据古生物化石与孢粉分析证实，藏北高原在更新世中期可能属温带森林草原，只是在晚更新世至全新世的青藏高原急剧隆起过程中，原有的森林草原才退出该地；同时蒙古新疆等地的草原成分逐渐进入，许多植物适应了高寒生态环境，成为该地区的代表物种。本区现代植被类型在我国植物区划系统中属于青藏高原高寒荒漠植被区域，植被类型较简单，以高原高寒荒漠草原的植物种属为主，主要由紫花针茅、羽柱针茅、沙生针茅、青藏苔草、固沙草、垫状驼绒藜和几种蒿等植物群落组成。各种植物以不同的生活型适应着高原干旱、寒冷导致的生长期短的气候，具有抗低温、早生的生态习性。绝大多数植物叶面缩小成刺、被毛，植株低矮、茎短、花大、丛生或近似莲座状或垫状。生产能力低，每公顷产草量合成鲜物质重量平均为 350 ~ 700 kg。植被覆盖率一般在 20% ~ 50%，植被的平均高度为 12 ~ 16 cm。草原植被缺乏豆科优良牧草，载食草动物的能力低，草场不耐践踏。但是由于面积广大，牧草适口性好，营养物质含量比较丰富，毒草和有害草少，成为食草动物生存的必要条件。

本区区域植被类型属高原荒漠草原，主要植被分别由高寒草原、高寒草甸、高寒河滩灌丛、沼泽和水生植被等组成。常见的植被群系是：紫花针茅群系、垫状驼绒藜群系、青藏苔草群系、小蒿草群系、冻原白蒿群系、小叶棘豆群系、藏北蒿草群系、红线草群系、海韭菜群系、衫叶藻群系、斑唇马先蒿群系、蕨麻委陵菜群系、高原蒿草群系、藏沙棘群系、葡萄水柏枝群系等。藏北地区药用植物约有 50 ~ 60 种，常见的有报春花、葱、狼毒、火绒草、凤毛菊、虎耳草、垂头菊、青兰、紫苑、蒲公英、绢毛菊、大黄、锦鸡儿、翠雀、龙胆、毛茛、紫堇等属的一些种类。

四、区域土地类型特征

青藏高原水热状况之三度空间变化，使高原地表自然界的空间划分独特而多样，并导致土地类型的众多各异及较有规律的水平地带与垂直地带相结合的空间分布特点。

1. 土地类型丰富多样，水平-垂直地带分异规律明显

若按“土地类”、“土地亚类”和“土地型”三级分类系统，则高原范围内，按地势高

度、建群植物的生活型及成土过程特点，划分出的“土地类”这一高级土地分类单位大约有20个以上，它们大致呈现水平或垂直地带分异规律。如高原西北部主要为高山荒漠土地类型所占据；高山草原与高山草甸这两个土地类广泛分布在高原腹地，亚高山草原与亚高山荒漠这两个土地类则分别占据着高原南部和西南部；而寒温带针叶林、亚热带常绿林及热带季雨林等土地类大多集中分布在高原东南部山区，且以垂直组合结构的形式出现。这些明显地反映水热条件之水平或垂直地带性分异的土地类大多是由一系列较低级土地类型构成的复杂土地系统。因此，它们的开发利用总体方向主要体现在其内各种自然特征和利用性能不同的低级土地类型（如土地亚类、土地型等）的空间组合结构特点上，及它们的数量对比关系。而在“土地类”内按照地理位置、海拔高度、坡向及中等地貌等因素引起的次级分异特点划分的土地亚类，其水热条件更趋一致，具有更为相近的植物群系组和土壤类型（土类或亚类），且有较为相似的利用方向和生产潜力。高原上大约有100余个土地亚类，它们大多以亚地带的形式分布在相应的自然地带或垂直带中，所以一定自然地带内部可见到若干个特有土地亚类以及由它们构成的较为固定的垂直土地类型带谱结构。如高原东南部森林地带的垂直土地带谱多由常绿阔叶林黄壤、云南松林棕壤、云冷杉林暗棕壤等主要土地亚类构成，高原中部高山草原地带的垂直土地带谱常由紫花针茅草原寒冻钙土、嵩草草甸寒冻毡土、稀疏坐垫植被寒冻岩漠土等主要土地亚类构成。至于高原西北部的高山荒漠地带垂直土地带谱则很简单，仅由垫状驼绒藜荒漠寒冻漠土和稀疏坐垫植被寒冻岩漠土等土地亚类构成。作为土地类型基本单位的土地型，因为跟一定的中小地形相联系，且具有最为一致的植被、土壤与水文状况特点，所以在自然生态条件变化万端的高原地区内，土地型极为繁杂众多，自然特征千差万别，加上人为因素的影响，使其更加难以计数。但在高原上较为广见的土地型，则有紫花针茅寒钙土坡地，嵩草寒毡土阶地，针茅、芨芨草栗钙土坡地以及旱耕栗钙土阶地，旱耕冷钙土洪积扇地以及湖漫滩沼泽地，盐渍土低阶地，坐垫植被流石滩地等等，每种土地型具有相同的农业生产特点、生产潜力以及利用改良措施和经济效益。

本区土壤最广泛的类型是高山草原土，也是青藏高原最为广泛发育的土壤类型之一。本区气候干寒，降雨稀少，草原植被是由紫花针茅为主的高山草原，但植被覆盖度不高，微生物活动低微，腐殖质含量低。稀少的降水使风化过程和成土过程的可溶性产物淋溶不彻底，使土壤剖面各层均为强碱性反应，由上往下pH值略变大，土体中的底部普遍有碳酸钙的沉淀，而无明显的钙积层。土壤剖面分化较差，主要为A、C型。铁、铝等氧化物移动显著，粘土矿物组成以水化度低的水云母为主，矿物分解弱，剖面性状受母岩影响甚大，而在寒冻风化强烈的气候条件下，地表砂砾化现象突出。

在本区高山地区分布有高山荒漠土，及少量高山寒冻土，还有一些高山草甸土，而在纳木错地区的“土地类”则主要是高山草原类与高山草甸类，但在其东南一隅居然还有寒温带针叶林类；“土地亚类”主要是高山草原地带的紫花针茅草原寒冻钙土、嵩草草甸寒冻毡土、稀疏坐垫植被寒冻岩漠土等；基本单位“土地型”主要是紫花针茅寒钙土坡地、嵩草寒毡土阶地和针茅、芨芨草栗钙土坡地，以及湖漫滩沼泽地、盐渍土低阶地、坐垫植被流石滩地，以及东南部少量的旱耕栗钙土阶地、旱耕冷钙土洪积扇地等。

2. 高寒干旱土地类型占优势

青藏高原地势高亢，气候寒冷，现代冰川广泛发育。离海较远，深居内陆，特殊的地

理位置又使高原大部分地区降水偏少，气候较为干旱。在这特殊环境条件下，高寒的草甸、草原和荒漠三者成为主宰高原的三大生态系统，并且决定了占据高原大部分面积的土地类型具有寒冻或旱化的自然特征。除了高山地带广泛分布的终年冰雪覆盖的冰冻石质土地类以外，高山与亚高山地带的冰缘寒冻土地类、草原土地类、荒漠土地类、草甸与灌丛草甸土地类等高寒土地约占高原土地总面积的70%；如果把寒温性针叶林土地类也算上，高寒土地比重就更大。同样，反映高原干旱或半干旱气候特征的草原、荒漠、沙丘、戈壁、盐碱化等土地类以及干旱河谷中稀树灌草土地类等面积也占据了高原土地总面积的50%左右。很显然，高寒干旱土地的广众，决定了青藏高原大部分土地以牧为主的开发利用方向，其低温、低湿成为土地开发利用上的重要限制因素。如牧用土地的可利用程度与宜牧性能（包括产草量和放牧季节的长短）、农耕土地的质量（包括适种作物、熟制与生产潜力等）及对灌溉的依赖程度等都跟高原地区寒冷干燥的土地特征密切相关。由于高原土地能获得丰足的太阳辐射能（年平均总辐射值高达600～800 k·cal[1]/cm^2，年日照时数2000～3600 h，都比我国东部同纬度低地高出40%～100%），使其具有非常特殊的地生态学现象。在空间上，许多土地类型分布上限达到惊人的高度，如草原、草甸和荒漠等土地类最高海拔可接近6000 m；森林土地类最高可达4400～4600 m，用于种植业的土地分布上限最高达4700 m左右，均为世界之最，从而使青藏高原成为我国以至世界上著名的高寒农业地域。

3. 土地发育年轻，生态脆弱和不稳定

高原大部分地区是在上新世末至今约300万～400万年内急剧隆起而成，地质发育与自然历史较短，土地形成年龄较轻。特别是近期气候以寒冷干燥为主的环境背景下，土地呈现了一系列较为原始、独特的自然特征。如在念青唐古拉山现代冰川和积雪覆盖下的冰冻石质土地及其邻近地区脱离冰川积雪不久但处于冰缘气候条件下的冰碛垅堤、流石滩、岩屑堆等裸露或植被稀少的土地，几无土壤或土壤形成过程微不足道，寒冻机械破碎为主的物理风化作用强盛，由此形成的粗骨性砾质土地，荒凉寒寂，无任何农业利用价值。而在高原上分布较广的草原、草甸、荒漠及盐碱等土地形成过程中，也由于寒冷干旱气候条件的抑制，生物与化学风化作用较弱，物理风化作用相对较强，土壤发育程度较差，呈现砾石多、质地粗、有机质积累缓慢等原始性状特征，并且具有不同程度的钙化或盐化过程。在以纳木错为代表的湖盆地域，近期气候趋干和湖泊枯缩所形成的裸露砂砾土地（古湖岸堤），也具有形成年龄轻、土壤发育原始、出现钙化或盐化等特征。至于像荒漠、流动沙丘及戈壁滩等干旱土地也都是形成历史较短，甚至还是新近才形成的。即使在青藏高原东南部森林植被茂盛的山地区内，也由于近期活跃的新构造运动及河流强烈侵蚀下切作用，山高坡陡，坡面物质移动较盛，不仅剥蚀和坡面堆积作用广泛，滑坡、山崩和泥石流也很频繁，不断影响和干扰正常的土壤形成过程与植被的更新演替进程，所以高原林区的土地也多多少少显示出发育历史较短、形成年龄较轻的自然特征。

正由于高原土地较为年轻，它们的生态也较脆弱和不稳定。尤其是在寒冷干旱为主的较为严酷的环境下，林灌、草地等生态系统的抗干扰能力较低，易遭破坏，且由于地面物质组成较粗或地形坡度大，土地易受风蚀或水蚀，植被较难恢复。所以高原土地常常由于

---

[1] 1 cal = 4.1855 J——编者注。

人类不合理的利用而发生不同程度的退化，诸如草地因过度放牧而发生退化或沙化，林地因过度樵采而受到强烈侵蚀，滥垦和粗放耕作导致土地生产潜力下降等等。随着近期高原仍在继续隆起以及全球气候变暖的趋势，高原土地生态不稳定的特点更加明显。

总之，青藏高原土地类型丰富多样，又是独特的自然地域，纳木错周边是青藏高原众多湖泊的代表。它的土地类型反映了高原湖泊周边土地形成过程及其空间分异的特殊性，从而对高原土地开发与土地环境保护的途径和措施以及牧业生产的布局和区域经济结构规划，都具有基础研究意义。

五、土地资源与评价

青藏高原土地类型的特点，基本上决定了它作为一项重要的农业自然资源，在农业利用上也有着多种不同的适宜类型，且在数量构成上以适宜牧业生产利用的土地资源占优势。宜牧土地资源占高原土地总面积的一半以上，宜林和宜农土地资源所占比重较小，而高原土地有三分之一以上不能利用于农林牧业。土地资源的适宜性构成反映了青藏高原与众不同的自然生态环境及其土地资源以牧业利用为主的适宜性能。

1. 土地资源构成与地理分布

高原上不同适宜性能的土地资源在地理分布上也存在明显的水平-垂直分带规律。大体上，从高原东南部海拔较低的暖热湿润山地到西北部高寒干旱山地，土地资源相应地从适宜农牧林三者利用的多宜或广宜的性能逐渐变为适宜农牧两者利用的双宜性能、只适宜牧业利用的单宜性能以至农林牧皆不能利用的性能，反映了土地资源适宜性能之水平地带分异。同时，在高原各处山地中，土地资源则从低处的适宜农林牧或农牧、林牧的多宜或双宜性能向上逐渐变为单宜牧以至农林牧都不宜利用的性能，垂直地带分异亦非常明显。例如在藏东南及喜马拉雅山脉南翼的低山丘陵区，适宜种植一年两至三熟稻麦的土地也适宜热带、亚热带的常绿阔叶用材林与茶、柑桔、油桐等经济林果的生长；随着海拔升高，宜农土地只能种植麦类作物，一年一熟冬作或春作，在林业利用上相应地变为适宜生长云南松、云冷杉等温性或寒性松杉类用材林及苹果、梨、核桃、花椒等温带落叶经济林果；再往上至林线以上的高山，就仅有适宜放牧利用的亚高山与高山灌丛草甸之类土地资源了。而在高原内部气候温和半湿润半干旱的雅鲁藏布江中游流域和青海湖流域，宜农土地仅适宜种植青稞、小麦和油菜等喜凉作物，一年一熟冬作或春作。那里除少数须在人工精心管理条件下才能生长的柳、榆等薪材或防护林外，大多为灌丛禾草与草甸之类宜牧土地。至于在高寒干旱的藏北高原，大部分为草原及荒漠草原占优势的牧用土地，几无宜农和宜林的土地；在极度干旱的柴达木盆地和藏西北高原荒漠区，除少数绿洲土地适宜农林牧利用外，绝大多数是难以利用的土地。可见，纳木错地区土地资源适宜性类型较为多样，空间分异非常明显，反映了青藏高原自然地域与土地类型的水平-垂直地带分异特点(图 1-4)。

值得注意的是，高原地面特殊的热力场效应导致其农林牧各类土地都有很高的分布上限，耕地最高可达海拔 4700 m，林地最高达 4400 m，牧地则高达 6000 m 左右，均为世界之最，成为世界上著名的高寒农业区。

2. 土地资源农业利用评价

为了合理开发高原土地资源和调整其农林牧各业用地结构，以便于制定各种农业用地

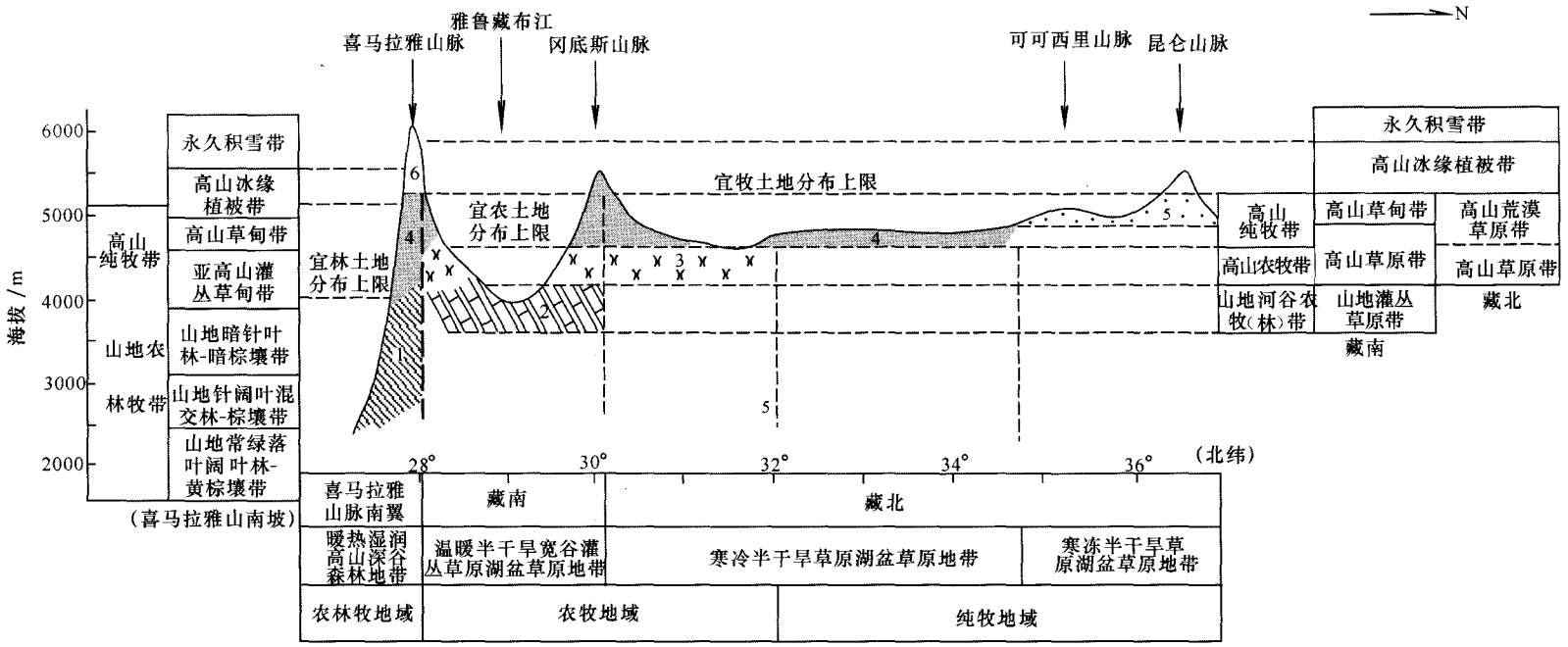


图 1-4　青藏高原自然地域与土地类型空间分异示意图（沿东经 89°）

Fig.1-4　Distribution of natural region and land types in the Tibetan Plateau

（据李明森等，1996）

1—山地森林——以林为主，农林牧综合利用的土地；2—山地河谷灌丛草原——农牧为主，局部宜林的土地；3—高原湖盆草原、草甸——以牧为主，局部宜灌溉农业的土地；4—高山、高原湖盆草甸、草原——纯牧利用的土地；5—高山、高原荒原草原——放牧价值很低，暂不宜利用的土地；6—高山寒冻裸地——不宜利用的土地

规划与科学管理土地，须从农业利用的角度对高原的土地资源进行质量评定和数量统计，阐明土地资源对于农林牧各业生产利用的适宜程度、限制因素、生产潜力、经济效益以及各类土地资源的面积和分布，提出开发利用意见与措施等等。根据高原特殊的自然生态与社会经济现状，采用单宜性、综合分析与主导因素相结合，考虑经济、社会、生态三效益统一及区域差异性等原则，青藏高原地区的土地资源可划为宜农（种植业）、宜牧、宜林和暂不宜农林牧等4个适宜性类型，而纳木错地区的土地资源主要只有宜牧和暂不宜农林牧2个适宜性类型。宜农（种植业）、宜林适宜性类型在念青唐古拉山东南一角，仅有极其次要的地位。它们的基本情况如下。

（1）宜农土地资源：高寒干旱恶劣气候与裸岩陡坡地形的强烈限制使高原地区适宜种植业利用的土地资源呈现数量少、分布集中的特点。据初步统计，种植业可利用的土地面积226.7多万公顷左右，不足高原土地总面积的1%，其中可供开垦的后备耕地资源约有80万公顷左右。这些宜农土地大多集中分布在热量条件好，地势稍开阔、平缓的河谷与湖盆中，如雅鲁藏布江中游干流及拉萨河、年楚河等支流谷地、河湟谷地、金沙江、澜沧江与怒江等部分宽谷段，青海湖环湖地区及柴达木盆地中的绿洲地带等。从耕地的限制因素分析，除了一等地几无任何限制外，二、三等地中受坡度陡或低温限制的面积分别占33%与29%，其余主要受侵蚀及干旱缺水这两个因素的限制，充分反映了青藏高原地区高寒干旱气候与地形坡度对于耕地质量的显著影响。

（2）宜牧土地资源：广袤的宜牧土地是青藏高原最大的农业资源优势，各类天然草地面积共12亿公顷左右，它们大多分布在人口稀少的高寒无林地域。由于草地生态环境众多不一，它们宜牧性能差别很大。一般地说，亚高山带的多种针茅属草原与嵩草、杂类草草甸及河湖滨低湿草甸与沼泽草甸等类型的天然草地宜牧质量最好，它们的鲜草产量达每公顷1500～3750 kg或更多，草质亦优，牧草生长期在半年以上，适宜作冬春牧场。而面积最广的以紫花针茅为主的高山草原及高山蒿草草甸等类型的天然草地，受低温限制，宜牧质量逊于前者，其每公顷鲜草产量常不足1500 kg，牧草生长期亦短，约3～6月，适宜用作暖季牧场。至于受干旱、土壤含盐量高或其他限制因素强烈影响的荒漠、灌丛草地、盐化草地等类型则宜牧质量很差，它们或是草质差劣，或是产草量少，以致除了部分尚可勉强供作冷季或四季牧场外，一般较少放牧利用或短期适度放牧，以免破坏它们较为脆弱的生态平衡。宜高原草地生态环境的主要畜种为耐寒的牦牛和绵羊，前者适生于冷湿的草甸类草地，后者适生于干冷的草原类草地。其他畜种还有山羊、马、驴等，反映了青藏高原内宜牧地类型的多样性及它们利用性能上的显著差异。

（3）宜林土地资源：高原大部分土地不适宜树木生长，宜林土地资源仅有0.19亿公顷，其中，95%集中分布在高原南缘喜马拉雅山地和东南部的横断山区，其余则零散分布在东北部的祁连山东段及部分河湟谷地。藏东南察隅、波密等县部分林地的松杉类林木蓄积量较大，成为我国西南林区的重要潜在开发区，是青藏高原第二大农业资源优势。然而，由于坡陡土薄、土壤粗骨性强，易受侵蚀，林地生态极不稳定，尤其是邻近森林分布上限和向高寒草甸地带过渡的林区边缘，林地生态最为脆弱，原始森林一经破坏便会退化成较难恢复的劣地，甚至童秃不毛的石质荒山。因此，有相当数量的宜林地须用作保护环境的水源涵养林、防风固沙林、水土保持林及解决当地民用燃料的薪炭林等生态林地，反映出了高原宜林土地资源，既有潜力可观的经济利用价值与开发优势，又有保护环境的重

要生态功能。

(4) 暂不宜农林牧利用的土地资源：高原土地面积的87%在海拔3000 m以上，而丘陵、山地和沙漠、戈壁等又占高原土地面积的3/4左右。因此，受高寒低温、干旱、地表裸岩及盐碱化等不利因素的强烈限制，高原土地约有1/3的面积不适宜农林牧等生产利用。这部分目前尚难利用的土地包括了高山冰川和裸岩、沙漠、戈壁、盐碱地和部分缺水草地等，它们约占我国难利用土地总面积的42%。因此，相对而言，青藏高原是我国农用土地资源比重最小的地区，反映了高原土地环境较为严酷及其对于农业生产的强烈限制作用。

总之，西藏土地资源农业利用评价的上述4个适宜性类型，或者纳木错地区的2个适宜性类型的划分，都是充分考虑到高原特殊的、极为脆弱的自然生态环境，以及发展社会经济这一对矛盾后确定的。因此，包括大农业在内的社会经济发展中，需要在此强调以下4个原则：①以保持和恢复自然生态环境为主，开展利用为辅；②宜牧土地以培育、恢复草场为主，控制载畜量，限制以产绒为目的的山羊野外放牧；③宜林土地以保持原始林、培栽人工林为主，严格禁止开发；④旅游业、矿业开发，要从严计划控制，防止人为破坏土地资源和环境。

第三节　纳木错湖泊演变的地质背景

西藏是我国湖泊最多的省区，全区共有大小湖泊1500多个，且主要分布在藏北高原。据统计，藏北高原湖泊总面积达21400 km^2，约占西藏湖泊总面积的88%，占全国湖泊总面积的28%，其中面积超过100 km^2的大湖有42个。盐湖在湖泊中占有特殊位置，青藏高原共有盐湖200多个，而在藏北高原就有170多个。这些湖泊在青藏高原上或是在西藏境内的形成、分布、含盐度，以及它们面积和盐度的变化，都与高原的地质背景有关。区域的地层、岩石是湖泊所在地及它们汇水流域的基本物质属性，构造的发育演化则是湖泊生成、存在的根本条件，而这些动态的地质背景又决定了该区生动活泼、独具特色的生态面貌。

一、区域地层、岩石系统

本区地质构造比较复杂，存在三个地层分区。本区东南部念青唐古拉山及其东南地区属拉萨—察隅地层分区，西部、西南部属隆格尔－南木林地层分区，北部、东北部属班戈—八宿地层分区（图1-5）。不同地层分区具有不同的地质发展历史，形成了不同的地层单元岩相建造序列（图1-6）。纳木错地区地层层序按当雄幅（1:25万）区域地质调查的划分意见，由新到老，描述如下。

1. 新生界

第四系除对纳木错环湖地区湖相沉积物建立了扎弄淌组（Qhz）和干玛弄组（Qpg^3）之外，仅根据可查的相对关系，划分出中更新统至全新统各类沉积物。在念青唐古拉山地区又厘定出第四纪的四个冰期，即西布冰期（Qhx^4）、拉曲冰期（Qpl^3）、爬然冰期（Qp$p^{2(3)}$）、宁中冰期（Qp$n^{2(1)}$）。第四系沉积物特征按新老次序介绍如下。

全新统：全新统（Qh）有湖积、冲积、洪积、沼泽堆积、泉华堆积、冰碛等六种类

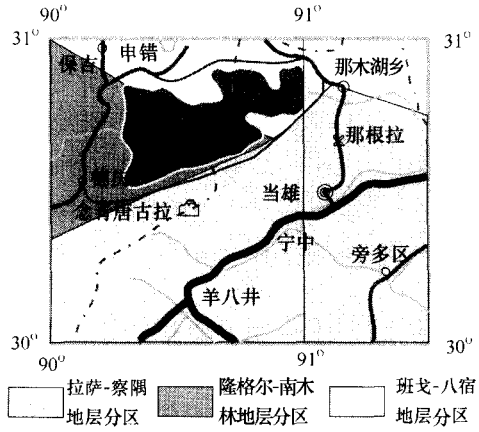


图 1-5　纳木错及邻区地层分区图

Fig. 1-5　Strata division in the Nam Co and its adjacent areas

型。扎弄淌组为湖积砂、砾石、砂质粘土等，其余冲积为砂砾石、砂，洪积为砂砾石，沼泽堆积为砂质粘土，泉华堆积为钙质泉华等；西布冰期的冰碛物为含砂砾石、漂砾等。上更新统—全新统（Qp_3—Qh）主要为冲洪积的砂砾石、亚砂土。上更新统（Qp_3）中划分出的干玛弄组为湖积砂、砾石、砂质粘土，此外尚有冲积的砂、砂砾石和洪积的砂砾石等；拉曲冰期的冰碛为含砂砾石、漂砾等。中更新统（Qp_2）有常见的冲积和洪积砂砾石层，划分出了两期冰碛物，即爬然冰期、宁中冰期的含粘土砾石层、漂砾，以及相应的冰水沉积含粘土砂砾石层等，还有晚期的洪积砂砾石层。下更新统（Qp_1）见有冲积的砂层、砂砾石层和冰水沉积的含砂粘土砾石层。

古近系：古近系只见始新统，分布在拉萨—察隅分区。帕那组四段（E_2p^4）：石英粗安质、安山质熔结凝灰岩、流纹质凝灰岩、熔结凝灰岩（ssb，stb）。帕那组三段（E_2p^3）：安山质、石英粗安质含角砾熔结凝灰岩。非正式单位：stb——粉砂岩层；ssb——砂岩层；dsw 岩屑砂岩楔。帕那组二段（E_2p^2）：流纹质含角砾熔结凝灰岩、凝灰岩。帕那组一段（E_2p^1）：流纹岩、石泡流纹岩、流纹质熔结凝灰岩 E_2g。年波组（E_2n）：灰黄、灰绿色含砾粗砂岩、细砾岩、流纹质凝灰岩、沉凝灰岩夹安山岩，底为厚约 2 m 的灰岩。

2. 中生界

白垩系：白垩系分布全区，东南部拉萨—察隅分区见上统，西南部隆格尔—南木林分区上下统都有，北部班弋—八宿分区只见下统。

拉萨-察隅分区的上白垩统由两部分组成，为竟柱山组和设兴组。竟柱山组（K_2j）二段（K_2j^2）为红褐色泥质粉砂岩、砂岩夹泥岩、灰质砾岩；竟柱山组一段（K_2j^1）为紫红色复成分砾岩、含砾粗砂岩及泥质粉砂岩。非正式单位：cgw——砾楔。设兴组（K_2s）：红褐色中—厚层砂岩、粉砂岩，夹杂色泥岩。

隆格尔-南木林分区的白垩系，为拉江山组和卧荣沟组。上白垩统拉江山组（K_2l）：紫红、灰绿色砾岩、砂岩、粉砂岩夹钙质泥岩。下白垩统卧荣沟组三段（K_1w^3）为流纹质熔结凝灰岩、流纹岩夹石英粗安质角砾岩；卧荣沟组二段（K_1w^2）为辉石安山岩、玄武安山岩、粒玄岩夹细砂岩；卧荣沟组一段（K_1w^1）为流纹质（含角砾）熔结凝灰岩、流纹岩夹安山质熔结凝灰岩等。

北部班弋-八宿分区的白垩系为下统，由三个组构成。郎山组三分，三段（K_1l^3），为灰色厚层灰岩夹薄层灰岩、燧石结核灰岩及灰色粉砂岩；二段（K_1l^2），为灰色薄层生物碎屑灰岩、黑色页岩韵律，夹黄褐色细砂岩；一段（K_1l^1），为灰色厚层灰岩夹薄层生物碎屑灰岩。多尼组（K_1d）：红褐色、灰绿色泥岩、粉砂岩夹黑色泥岩及玄武岩。卧荣沟

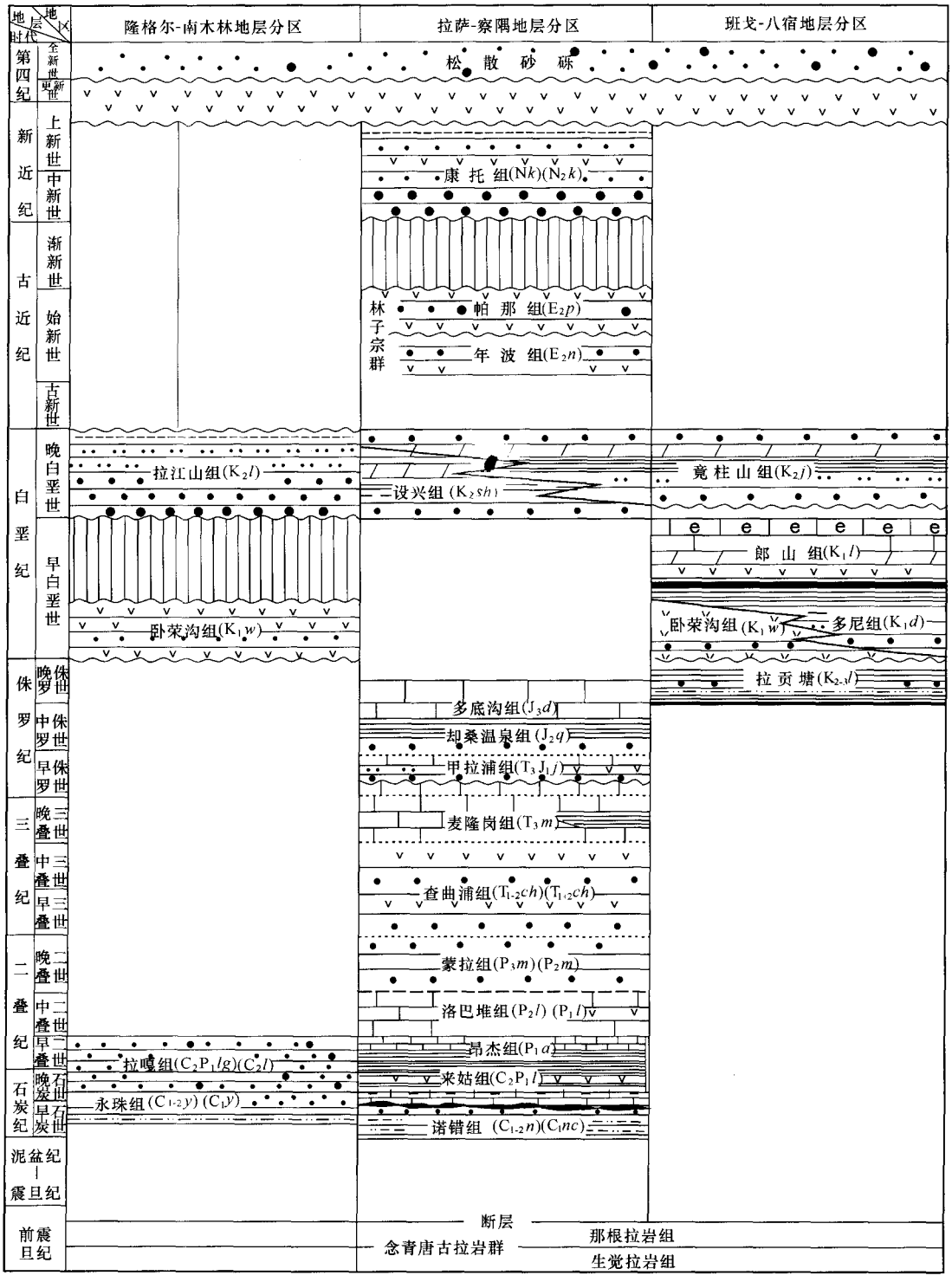


图 1-6　纳木错及邻区地层单元岩相建造序列图

Fig. 1-6　Stratigraphic unit sequence in the Nam Co and its adjacent areas

组一段（K_1w^1）：暗紫、紫红色流纹岩、流纹质（角砾）熔结凝灰岩。

侏罗系：侏罗系分布在纳木错东南部和北部。

东南部拉萨—察隅分区的侏罗系由上统和中统组成。上侏罗统多底沟组（J_3d）：灰黑色灰岩夹细砂岩、板岩；中侏罗统却桑温泉组（J_2q）：灰褐色页岩、砂岩。

北部班弋-八宿分区的侏罗系为上—中统的拉贡塘组（$J_{2-3}l$）：灰色页岩、粉砂质页岩夹砂岩及灰岩透镜体。

三叠—侏罗系：未分的三叠—侏罗系见于东南部拉萨-察隅分区，为上三叠—下侏罗统的甲拉浦组（T_3J_1j）：灰—深灰色砂岩、粉砂岩、泥岩互层，夹薄层灰岩。

三叠系：三叠系仅见于东南部拉萨-察隅分区。上三叠统称麦隆岗组（T_3m）：灰色中厚层灰岩夹黑色薄层泥页岩；中—下三叠统称查曲浦组：三段（$T_{1+2}c^3$），安山质角砾岩、安山岩；二段（$T_{1+2}c^2$），灰色块状凝灰质砂岩，上部为生物碎屑灰岩、灰岩；一段（$T_{1+2}c^1$）：灰—深灰色灰岩夹硅质岩、泥质条带灰岩。

3. 古生界

二叠系：二叠系分布在东南部和西南部。

拉萨-察隅分区的二叠系为中统和下统，分为三个组段。蒙拉组（P_2m）：灰、紫色厚层石英砂岩、石英岩夹薄层灰岩及板岩。洛巴堆组（P_1l）又分为三段，其中，三段（P_1l^3）为灰绿、灰黄色岩屑砂岩，生物碎屑灰岩、夹安山岩、灰质砾岩，非正式单位abiw——安山质含角砾凝灰岩楔；二段（P_1l^2）为灰、黄褐色厚—巨厚层生物碎屑灰岩；一段（P_1l^1）为黄褐色薄层含燧石结核灰岩、生物碎屑灰岩及泥灰岩、砂屑灰岩。乌鲁龙组（P_1w）：黑色钙质泥岩夹薄层细砂岩，非正式单位 lsb——灰岩层。

隆格尔-南木林分区的二叠系为下二叠统的两个组。即，下拉组（P_1x）为灰色厚层结晶灰岩、条带灰岩夹生物碎屑灰岩；昂杰组（P_1a）为灰黑色粉砂岩、页岩夹薄层灰岩。

石炭—二叠系：未分的石炭—二叠系仅分布在东南部拉萨-察隅分区，称来姑组（C_2Pl）：深灰含粉砂绢云板岩、含砾板岩，非正式单位 cslb——含砾板岩层，yitb——流纹质熔结凝灰岩层。

石炭系：石炭系分布在东南部和西南部。

东南部拉萨-察隅分区为下石炭统诺错组（C_1nc）：深灰色含粉砂、含砂绢云板岩砂质粘土岩、细砂岩、灰岩，非正式单位 lsb——灰岩层。

隆格尔-南木林分区的石炭系可分为两个组。上石炭统称拉嘎组（C_2l）为灰色石英砂岩，含砾砂岩；下石炭统称永珠组（C_1y）为灰、灰绿色石英砂岩，页岩夹粉砂岩及薄层灰岩。

泥盆系、奥陶系，以及时代属侏罗纪的蛇绿混杂岩分布在隆格尔-南木林分区。

泥盆系：上—中泥盆统查果罗玛组（$D_{2-3}c$），为灰色厚层灰岩及白云质灰岩。

奥陶系：中奥陶统柯尔多组（O_2k）为泥晶灰岩，条带状灰岩，生物碎屑灰岩。

蛇绿混杂岩：见于纳木错西北的断裂带中，呈岩片状产出，蛇绿岩片（J_2op），岩石性质包括纯橄岩、橄榄岩、辉橄岩；枕状玄武岩片（$J_2\beta$），岩石性质包括枕状玄武岩、玄武岩；硅质泥质岩片（J_2sa），岩石性质包括硅质岩、黑色页岩。

4. 变质岩

纳木错地区的变质岩是念青唐古拉山的主体，组成复杂，计有 6 个岩石单位。它们是

上古生界鲁玛拉岩组（C—Pl），为黑云斜长变粒岩、浅粒岩、片麻岩、大理岩；新元古界玛穷片麻岩（Mrgn），为花岗质片麻岩；中元古界土那片麻岩（Tgn）为斜长角闪岩；生觉岩组（Pt_2s）为黑云斜长变粒岩、片岩、浅粒岩；大理岩：时代不明。片麻岩单位（Mgn）为花岗质片麻岩、英云闪长质片麻岩；壳岩单位（Mmsi）为变粒岩、浅粒岩、大理岩。

5. 侵入岩

纳木错地区侵入岩的序列、单元组成繁杂，计有中新世、始新世、早白垩世、早侏罗世等，五个序列二十六个单元。它们是：

中新世念青唐古拉序列之下四个单元：塔青曲（N_1T）中细粒斑状黑云钾长花岗岩/脉动；古仁曲（N_1G）中粗粒（斑状）黑云二长花岗岩，（9.8 ± 0.35）Ma（黑云母 K-Ar 法）/涌动；结里（N_1J）中细粒（斑状）黑云二长花岗岩，（8.49 ± 0.14）Ma（黑云母 K-Ar 法）；比劣曲（N_1B）中粒花岗闪长岩，（12.71 ± 0.19）Ma（黑云母 K-Ar 法）。

始新世羊八井序列之下四个单元：工果（E_2G）中细粒钾长花岗岩/脉动；鲁巴杠（E_2Lb）粗中粒巨斑状黑云二长花岗岩/脉动；校屋顶（E_2Xw）中细粒含角闪黑云二长花岗岩/脉动；羊八井兵站（E_2Y）中细粒黑云二长花岗岩，（52.49 ± 0.76）Ma（黑云母 K-Ar 法）。

始新世旁多序列之下六个单元：雄多（E_2X）花岗斑岩；卓弄（E_2Z）粗中粒斑状黑云二长花岗岩/脉动；托龙（E_2T）中细粒含黑云角闪二长花岗岩；朗莫（E_2L）细—中粒细（斑状）黑云二长花岗岩；吉目雄（E_2J）（细）中粒斑状含黑云石英二长岩，（52.40 ± 0.79）Ma（黑云母 K-Ar 法）；打孔玛（E_2D）细中粒黑云二长岩。

早白垩世欧郎序列之下四个单元：英多（K_1Y）细中粒花岗闪长岩/脉动；浦迁（K_1P）细中粒斑状石英二长闪长岩；他纳（K_1Tn）细粒含辉石石英闪长岩、石英闪长岩，（123.76 ± 1.79）Ma（黑云母 K-Ar 法），（124.8 ± 2.61）Ma（角闪石 K-Ar 法）；连秋拉（K_1q）细粒辉石闪长岩。

早白垩世两个独立单元：古穷朗单元（K_1Gq）变质辉长岩；查苍卡单元（K_1Cc）细粒二长苏长辉长岩。

早白垩世申错序列之下五个单元：查苦（K_1C）花岗斑岩；托青（K_1T）粗粒含角闪黑云二长花岗岩，（114.25 ± 1.65）Ma（角闪石 K-Ar 法）；果东吉拉（K_1G）中细粒角闪二长花岗岩/涌动；崀丁空巴单元（K_1L）中细粒黑云花岗闪长岩，（121 ± 3.8）Ma（角闪石 K-Ar 法）/涌动；打尔嘎单元（K_1D）细粒黑云英二长闪长岩。

早侏罗世一个独立单元：宁中单元（J_1N）中粗粒白（二）云母二长花岗岩，（196.23 ± 2.82）Ma（角闪石 K-Ar 法）。

纳木错地区的地层和岩石单元中，各类脉岩虽少，但常因其色调与围岩的反差强烈而引人瞩目。脉岩类主要有石英脉（q）、细晶岩（l）、花岗斑岩（$\gamma\pi$）、花岗闪长岩（$\gamma\delta$）、闪长岩（δ）、闪长玢岩（$\delta\mu$）、辉绿玢岩（$\beta\mu$）等等。

二、区域地质构造、大地构造背景与生态演化

纳木错及邻区在大地构造位置上处于雅鲁藏布江缝合带和班公错—怒江缝合带之间，是拉萨地块的重要组成部分。大地构造位置处于班公错—怒江带、冈底斯山脉与念青唐古

拉山脉组成的三角区域内。

（一）区域地质构造特征

本区地质历史复杂，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，新生代以陆相河湖相沉积为主。前中生代地层经历了不同程度的变质作用，形成念青唐古拉山变质杂岩与石炭—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，形成念青唐古拉山东部喜马拉雅期的唐古拉-羊八井-当雄花岗岩岩基与燕山期的班戈-崩错-桑雄拉花岗岩岩基、念青唐古拉山西缘花岗岩岩基等不同规模的侵入体，尚发育白垩纪末期酸性火山喷发与第三纪早中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。测区北缘近东西向展布的班公错—怒江缝合带（蛇绿岩带）与测区内部的嘉黎—九子拉断裂带、纳木错褶皱带，便是不同时期造山作用的产物（图 1-7）。

新生代晚期，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，导致地壳在近南北方向巨量缩短、地壳增厚与青藏高原的快速隆升；在近南北向构造动力的挤压背景下，发育北东—北北东向与北西向、近南北向裂陷盆地，如羊八井—当雄、谷露—桑雄拉、纳木错、崩错等盆地；高原隆升、盆地裂陷、环境变迁之间存在动力学上的成因联系。青藏高原第四纪环境变迁与相关的全球变化过程，在纳木错及周缘盆地保存有良好的沉积记录。

（二）活动断裂

区内新构造运动强烈、发育了不同方向的活动断裂，控制着构造地貌演化，在纳木错、念青唐古拉山、当雄-羊八井盆地、旁多山地范围内形成特征的盆-山构造地貌格局。以当雄—羊八井断陷盆地为例，在那里自上新世以来发育北东向、北北东向、北北西向、北西向多组活动断层，这些断层将当雄-羊八井盆地分割成四个次级盆地——羊八井、拉多岗盆地、宁中盆地和北东东向的当雄-乌马塘盆地，盆地间常被北西向断层隔开。其中北东向、北北东向、北东东向断层是北东向念青唐古拉南东麓断裂带和羊八井—当雄兵站断层带的组成部分。盆地内的北东向断层带中的次级断层主要呈右阶式排列，仅在北西向断层与北东向断层交汇的地方，常会出现左阶现象。

1. 北东向活动断层系

在横截当雄—羊八井盆地的剖面上（参见图 9-4），5 组主要的北东向活动断层系彼此平行，出现在盆地两侧。

（1）起子果-江多-黑青虹活动断层组：属念青唐古拉山前边界断层，沿断层见高耸的基岩断层三角面和冰川悬谷地貌，断层北盘山谷内普遍发育深切峡谷地貌，沿断层面在黑青虹、日仁朗一带见温泉出露，爬怒多沟口及江多西侧及沟口一带见地震地表破裂带沿断层分布。断层产状 120°～170°∠50°～70°，具左旋正倾滑特征。在夹多乡北西山前断层左旋正断 Q_2^{3gl} 侧碛，垂直断距约 40 m，左旋走滑量 35 m 左右。在你阿沟口处见基岩上有断

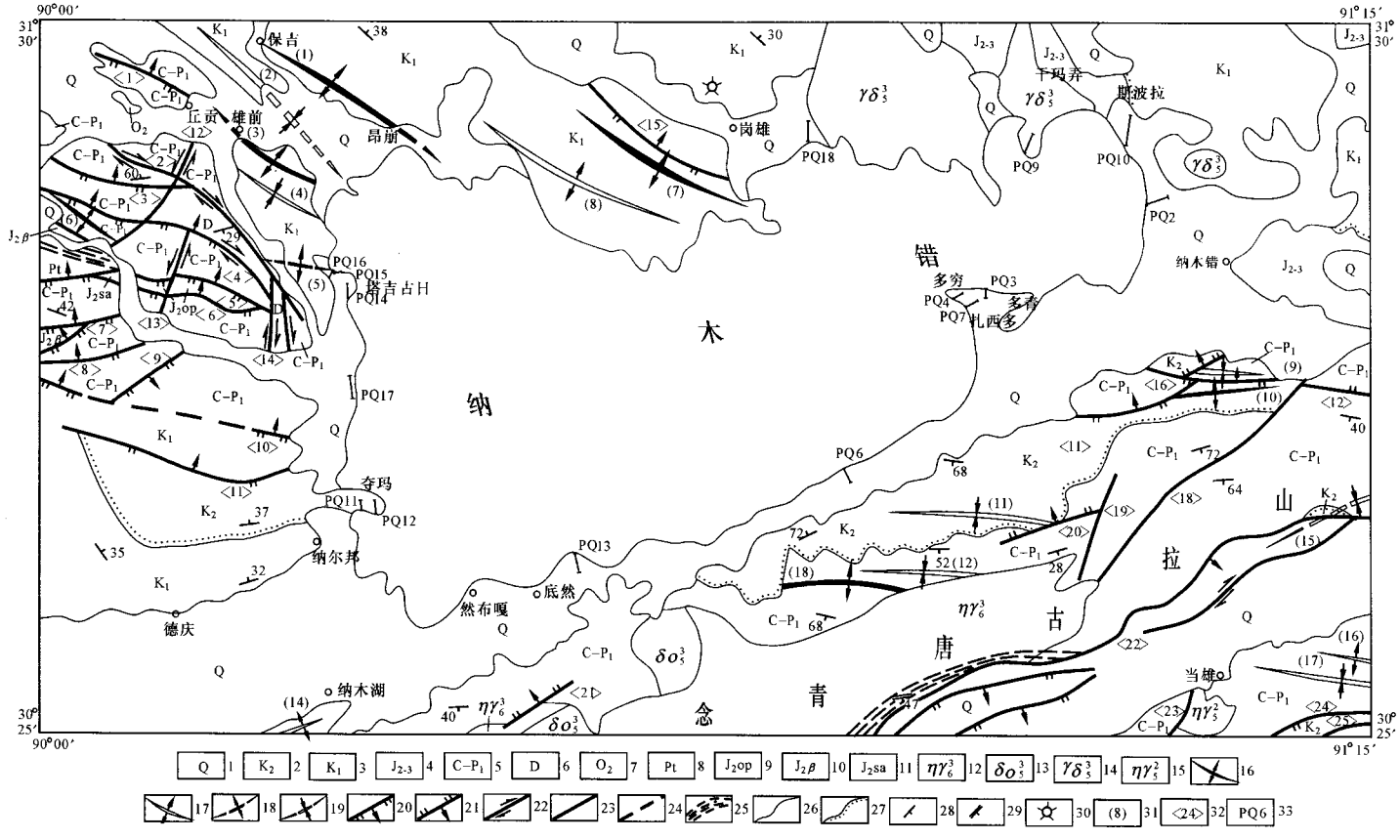


图 1-7　纳木错及邻区地质构造简图

Fig. 1-7　Simplied geological map of the Nam Co and its adjacent areas

1—第四系；2—上白垩统；3—下白垩统；4—中—上侏罗统；5—石炭系—下二叠统；6—泥盆系；7—中奥陶统；8—结晶基底；9—蛇绿岩套；10—枕状玄武岩；11—硅质、泥质岩片；12—喜马拉雅晚期二长花岗岩类；13—燕山期石英闪长岩类；14—燕山期花岗闪长岩类；15—燕山中期二长花岗岩类；16—背斜构造；17—向斜构造；18—隐伏背斜；19—隐伏向斜；20—正断层；21—逆断层；22—走滑断层；23—性质不明断层；24—解译断层；25—韧性变形带；26—地质界线；27—角度不整合界线；28—地层产状；29—面理产状；30—火山口；31—褶皱编号；32—断层编号；33—湖岸堤水准仪测量剖面及编号

断层编号：1—客来舍珠；2—哪布查；3—俄弄怒布舍；4—阿日；5—杰郎拉；6—各昌茶玉；7—扎嘎那布；8—5103 高地；9—5139 高地；10—甲郎纳卡扎；11—格玛日；12—其布怒玛；13—塔异拉；14—塔嘎炝；15—普日拉；16—杂弄拉；17 芒布尼亚；18—贡拉羊卡；19—江朗；20—贡拉；21—爬然；22—念青唐古拉山前断裂带；23—尼龙拉；24—牙折朗

褶皱编号：1—录日背斜；2—桑日向斜；3—扒那宗背斜；4—吐日向斜；5—扒频电背斜；6—拉白将完背斜；7—在康背斜；8—萨干玛桑向斜；9—差功尺昌向斜；10—洛热拉查背斜；11—素日托瓦向斜；12—果青向斜；13—果乐背斜；14—特日向斜；15—果青乡向斜；16—巴舍北斜；17—扎度拉向斜

层摩擦镜面和阶步，指示断层为正断层，在嘎罗棍巴西侧也可见摩擦镜面和擦痕、阶步，晚期擦痕指示断层后期活动性质为左旋正倾滑。那根多山口处断层左旋错动 Q_2^{1gl} 冰碛，错距 42 m。断层常构成基岩与第四纪堆积物界线。断层在黑青虹错动 Q_4 泉华台地，形成四级陡坎，指示断层在全新世期间多次活动。

（2）德多果-日阿奶果-拉根多活动断层组：断层产状 120°～170°∠50°～70°，断层具左旋正倾滑特征，沿断层带多处可见断层第四纪期间强烈活动的迹象。最显著的活动特征是在切过 Q_2^{1gl} 与 Q_2^{1fgl} 台地时常形成高 200 m 左右的高大断层崖或断层三角面，断层在切 Q_2^1 以前的堆积时，其断崖高度是基本一致的，皆为 200 m 左右，但在切过 Q_2^1 以后地层时，所切的地质体时代越新，其断崖高度越低，表明断层形成于 Q_2^1 之后，可能形成于 Q_2 中期。在夹多乡北东的吉康果一带见断层崖由四级次级陡坎组成，表明断层自 Q_2 中期以来有四次阶段性活动。在格拉果北西见断层带分布有地震地表破裂，形成 1～2 m 高的地震陡坎，可能与 1411 年的羊八井八级地震有关。在古仁区沟口，断层错动 Q_4^{1al}（T_1 阶地），并有小型地堑崖，爬怒多西侧断层左旋错动 Q_2^{1al}，形成 200～250 m 高的断层崖，爬怒多西侧断层左旋错动 Q_2^{1al} 山梁，左旋量 200～250 m。在拉朗一带断层垂直错动 Q_2^{1gl}、Q_2^{3gl}、Q_3^{1gl} 与 Q_4^{1al}，垂直错动量分别为 250 m、80 m、9 m 和 3.5 m，Q_3^{gl} 与 Q_4^{1al} 分别被左旋错动 10 m 和 5.5 m，断层在谷阿那布处由两条平行的次级断层构成，其总垂直断距 100 m，左旋错动 Q_2^{1gl} 山梁和切割 Q_2^{1gl} 的冲沟 200 m。哈工满-那根多段断层由两条平行的次级断层构成，断层由北西向南东，垂直断距总体减少，但总断距为 250 m 左右。四条断层皆有多期活动特征，并皆可见断层错动 Q_2^{1gl}、Q_2^{1al} 等堆积的断层面，总特征是由北西向南东，断层晚期活动强度增大，显示断层由山前向盆地内部迁移的迹象。在那根多见断层带南东侧的最外侧有 40 m 高断崖，由四级次级陡坎组成，反映晚期断层有多次活动。在卓卡那北西见断层错动 Q_4 坡积物。央麦岗-把巴弄郎段，断层倾向北，由 5～20 m 高的断层陡坎组成，央麦岗断层左旋错动 Q_2^{1gl} 台地上的小冲沟，错距 10 m，垂直错动 Q_3^{al} 9～15 m。

（3）王日错-叶巴果断层、门巴果断层、沙康果断层和波拉切活动断层系组：这些断层构成盆地西侧 F_3 断裂带，产状 120°～160°∠55°～65°。断层以正断活动为主，在沙康果东见断层上有全新世地震地表破裂带分布，断崖面上局部可见断层摩擦面，上有擦痕、阶步。该断层是控制盆地内热活动的主要断层之一，在叶巴果西硫磺矿沟水热活动强烈，有大量钙华、硅华出露，门巴果一带断层南盘线状分布湿地凹陷，叶巴果一带有 40 m 高断崖沿断层分布，沙康果一带断层北侧有基岩岛山沿断层分布，并有 80 m、200 m 断层崖（切过 Q_2^{1fgl} 和 N_2 地层）分布。沙康果西侧断层呈隐伏状态，但在曲才乡南见断层线上有温泉和泉华台的分布。波拉切断层在乌卢南西处错动 Q_2^{1fgl}，形成 35 m 高断崖，在波拉切错动 Q_3^{1al}，形成高 11 m 断崖，断层被 Q_4^{pl} 切割，但未明显错动 Q_4^{pl} 扇体。

（4）中尼公路、拉多岗断层、堆灵乡断层和宁中-当雄电站活动断层组：这些断层大部分段落呈隐伏状态，但断层在昂姆错南东侧错动 Q_1^{al}，形成 40～60 m 的断崖，在当雄电站处错动 Q_3^{pl}，与 Q_1^{1fgl} 形成 20 m 高断层陡坎；在曲登乡南冲沟内断层错动含砾板岩，形成 1 m 宽的基岩破碎带，断面产状 150°∠65°，断层透镜体指示断层为左旋正断性质，此处断层错动 Q_2^{1fgl}，形成 40～80 m 的断层陡坎。在宁中、堆灵乡一带未见断层面出露，但断层北西侧有基岩岛山线状分布。在拉多岗北断层带上有水热活动迹象，并见泉水、喷气现

象，断层在北处形成长 1 km 左右。宽 100 ~ 500 m 的小型地堑，断层北错动基岩和 Q_2^{1fgl}，形成 5 ~ 20 m 高的陡坎。

（5）羊八井-当雄兵站活动断层组：北东向的羊八井-当雄兵站断裂，断面倾向北西或南东，以正断层为主，断层呈隐伏状态，但在地震反射时间剖面有明显显示。断层南东盘基岩山地相对盆地强烈抬升，在山地中形成深切峡谷地貌和多级河流阶地，在羊八井峡谷中见五级河流阶地，而盆地内仅见一级河流阶地，显示两侧有差异升降活动，断层线一带有断层三角面分布，南东侧山前常见“扇中扇”地貌。

2. 东西向活动断裂

主要有嘎瓦美活动断层、甲果果活动断层、却桑温泉活动断层，大部分呈隐伏状态，但控制盆地内东西向基岩岛山分布，将基岩峰顶面抬升至 4500 ~ 4750 m 高度，断层倾向北。部分东西向活动断层延至公路形成地裂缝现象。却桑温泉断层晚期具正断层性质，沿断层分布有多个温泉，藏布区河谷在该断层北形成峡谷地貌，河床纵剖面在断层南、北两侧发生转折，坡降比由北部的 15 m/km 突降至南部的 8 m/km，显示了断层在第四纪期间的活动性。

3. 北西西—北西向断层系

主要有曲真雄-档果果断层、羊八井-古仁曲断层、优清果-嘎尔波果断层、吉惹多-巴地果断层、宁中-曲嘎断层、八灵-强布果断层和麦灵-曲才断裂。总体呈右旋正倾滑性质。北西西—北西向断层在地表能见到断层面形迹的很少，仅在断层通过基岩时能见到断层破碎带或断层面，但断层活动性在地貌、地热和电性异常方面有明显显示。典型的北西向活动断层主要地质特征分述如下。

（1）曲真雄-档果果断层：为隐伏断层，断层带上有温泉点和水热活动蚀变带分布，断层与北东向的叶巴果断层和中尼公路断层，共同控制了羊八井地热的分布。断层以走滑活动为主。

（2）羊八井-古仁曲断层：断层倾向 220°方向，右旋正倾滑，形成显著的断层谷和断层陡崖地貌，在羊八井东断层错动羊八井岩体和林子宗火山岩，垂直错距 300 m 左右，进入盆地后断层隐伏。

（3）优清果-嘎尔波果断层：断层在盆地内呈隐伏状态，在拉多岗北间断层带上有温泉及泉眼喷气现象出现。断层在优清果南东右旋错动基岩，与北东向的拉多岗断层和门巴果断层共同控制了拉多岗的地热活动。

（4）吉惹多-巴地果断层：断层在盆地内呈隐伏状，控制了盆地内基岩岛山与 Q_2^{1gl} 台地的分布，南东侧见基岩断层三角面分布。

（5）宁中-曲嘎断层：断层在宁中北错动石炭—二叠灰岩地层形成破碎带，产状 260°∠45°，断层角砾被钙质胶结，断层在宁中一带对基岩岛山和 Q_2^{1fgl} 台地的分布起到一定的控制作用。断层北东侧抬升，形成 4380 m 左右的山梁面，南西侧分布线状沼泽凹陷，指示断层两侧的强烈差异活动。

（6）八灵-强布果断层：断层在拧日处错动含砾板岩，见断层摩擦面和断层泥产状：225°∠58°，晚期擦痕指示右旋正断。

（7）麦灵-曲才断层：断层呈隐伏状态，在地表控制了南西侧沼泽凹地的分布，并与沙康果—秋修断层一起共同控制了宁中温泉。

4. 断层活动时代

断层的活动时代与盆地的形成演化关系密切，讨论断层活动时必须先搞清盆地的形成演化过程。从沉积物发育过程看，羊八井-当雄盆地内晚新生代最老沉积物可能为上新世沉积，主要出露于甲甲国一带和沙康果处，为一套河流相和冰水相沉积，沙康果处的红色含砾粘土可能为冰冻泥流堆积。早更新世，盆地内在羊井学-羊八井一带发育了河流冲积物，在甲果果发育了山麓洪积物，在当雄的曲才-昌果一带分布一套冰水沉积。而克玛则分布了一套早更新世晚期的河流冲积物，Q_2 早晚期在念青唐古拉山山麓地带发育了大规模山麓冰川，在山前形成大范围的 Q_2^1 冰碛与冰水台地。Q_2^1 间冰期，在当雄北发育了山麓冲洪积物，Q_2^3 冰川堆积规模减小，仅分布于念青唐古拉山南东麓的冰川槽谷沟口处，盆地内以发育冲积、洪积物为特征。Q_4 冰川退入冰川槽谷内，盆地发育大量冲、洪积物，Q_2 以前地层则普遍遭受侵蚀切割。从沉积相演化过程看，羊八井-当雄盆地是上新世—早更新世以来发展成的断陷盆地，上新世以来经历了五次冰期和多次间冰期演化，其中冰期可分别与拜伯冰期、贡兹冰期、民德冰期、里斯冰期和玉木冰期对比，因此通过冰期对比可大致确定盆地内堆积物时代。而构造年代学和热年代学资料显示，羊八井岩体在 5 ~ 6 Ma以来快速隆升（参见图 9-4），念青唐古拉山南东侧的伸展剥离断层在 11 ~ 5 Ma 间发生韧性剪切变形，8 ~ 5 Ma 以来则以脆性变形为主，被高角度正断层切割，盆地西部山前边界正断层开始活动，这些表明盆地出现于自 5 Ma 以来，是上新世以来的断陷盆地。

盆地西侧 F_2 断层系，应形成于 Q_2^1 之后和 Q_2^3 之前（50 万 ~ 20 万年间），因为断层最大活动量为 250 m，构成山前断层崖，切过 Q_2^1 以后地层时，垂直活动量减小，推断断层形成于 50 万 ~ 20 万年间。盆地东侧边界断层（羊八井—当雄兵站断层）形成时代也应与盆地形成时代相近，即断层形成于约 5 Ma 时。

由于目前缺少盆地内部断裂测年资料，且多数地层呈隐伏状态，因此还很难推断其断层时代。不过从盆地西缘断层带不断向盆地内部迁移的特征，及盆地内 F_3、F_4 断层的垂直活动相对较小，断层崖最大高度一般为 40 m 左右，推测相当于 Q_2^3（约 13 万年左右）。在控制基岩岛山分布的断层部位，垂直断距 100 ~ 200 m，反映断层活动时间长，约形成于自 50 万年以来。

关于北西—北西西断层，由于其与北东—北东东向断层常形成共轭关系，因此其形成时代应该与相应的北东—北东东向断层一致，应形成于上新世—更新世。东西向断层的形成时代也应与配套的北东向或北西向断层形成时代相近。

（三）大地构造背景与生态演化

藏北高原也像大陆的其他地区一样，在漫长的地质发展过程中经历了海陆变迁的历史。早在距今约 8 亿年以前的晚元古代时期，这里是一片波涛翻滚的汪洋大海。大约在距今 8 亿年前，地球上曾发生过一次强烈的地壳运动，使边缘海盆隆起成为陆地。到距今约 6 亿 ~ 2 亿年前的古生代时期，藏北高原又成为波浪涛天的海洋，习称“古地中海”，或“特提斯海”。距今 2 亿至 8000 万年前是青藏地区地壳运动较为频繁和强烈的时期，随着地壳运动的发展，海水逐渐向西南方向撤退，陆地面积不断扩大，到距今约 1 亿年的中生代末的白垩纪，藏北高原已全部变为陆地。

距今约 5000 万年前的古近纪始新世中期，该区处于长期的剥蚀夷平作用中，并没有

强烈隆升，到新近纪上新世末形成了一个统一的夷平面，称之为“原始高原面”，已形成青藏高原基本面貌的雏形，所不同的是那时的藏北高原海拔高度只有几百米。至距今约2500万年的上新世喜马拉雅造山运动发生前，藏北高原仍为地势低平的夷平面。现代藏北高原的平均高度，是上新世末以来几百万年期间强烈隆起的结果，而能制造工具的人类出现在距今300万～150万年之前，因此可以说藏北高原是与人类同龄的高原。上新世末至第四纪，受喜马拉雅造山运动的影响，藏北高原地区开始大幅度强烈抬升，至今已累计上升了3500～4000 m以上。

高大的山原隆起、古海西撤，山地冰川反复进退和大气环流易轨改道等，使藏北高原在自然选择和进化过程中发生过生物种属大规模的迁徙和交流，形成目前藏北高原独特的野生动、植物现有各科和地理区系，同时保留了古老野生动、植物的痕迹。其演化过程大致可描述如下：距今约7000万年以前的晚白垩世后期到古近纪古新世初期，以至3000万年的渐新世中晚期，在这漫长的时间里，藏北高原海拔为几百米，南部喜马拉雅山脉还没隆起，印度洋的温湿季风可以毫无阻挡地长驱直入。当时的气候潮湿炎热，在广阔的河谷平原遍布按树、榕树、蕨树等热带和亚热带常绿阔叶林，各种哺乳动物大量出现，呈现着一派植物繁茂、动物兴旺的太平景象。

距今约530万年的新近纪中新世到上新世早期，藏北高原海拔约1000 m，南部喜马拉雅山仍然较低，气候仍然温暖而湿润，有着热带和亚热带的森林植被和稀树草原景观。代表性植物有桉树、桃金娘、水杉、山龙眼科以及雪松、棕榈、核桃、藜科等。动物有中新世西藏三趾马、唐古拉大唇犀、小古长颈鹿、古猫、猫、羚羊、黑河低冠竹鼠等，各种古老的动物仍然生活在广阔的丘陵、平原上。距今约260万年到几百万年的第四纪更新世早期，藏北高原南部喜马拉雅山脉开始了它发展史上最重要、最强烈的造山运动。这一时期冈底斯、喜马拉雅等高大山脉迅速隆起，藏北高原加速抬升，南部的大山脉已严重影响到藏北高原的气候，致使茂密的森林消失，各科动物争相四处逃生或加速演化。

距今约400万～200万年的更新世晚期和第四纪早更新世，随着青藏高原的整体上升，藏北高原已成为平均海拔2000～3000 m的高原。由于自然环境的变迁，气候变冷变干。亚热带植被已向东部及南部边缘山地撤退。保留在藏北高原的植被表现为间冰期的针阔叶混交林和灌丛、草甸、草原。三趾马动物群已因无法适应环境而灭绝。为了适应坚硬的草原，三趾马演化为仅仅中间一个趾着地的动物。继而出现了现代动物的种类，有西藏野驴，以及牛、盘羊、鹿、高山鼠等。

距今约100万～50万年的第四纪早—中更新世，青藏高原再一次强烈隆升，藏北高原上升得更快，平均海拔已达4000 m。特别是喜马拉雅山的巨大山体，阻挡了印度洋的温暖气流，使藏北高原气候日益严寒干旱、河湖干涸、森林退缩，而逐渐代替以草原、草甸。在这一时期的演化过程中，动物种类也不断发生变化，啮齿类动物种类增加，在草原上较多的黑唇鼠兔、喜马拉雅旱獭、松田鼠、藏仓鼠、白唇鹿等，许多野生动物的种类已接近现代藏北高原的动物种类。

这一时期，人类的祖先也开始在藏北高原活动。据中国地质学家们考证，在藏北高原西南部边缘的喜马拉雅山北坡，西藏定日的苏日山区曾发现多处，旧石器时代中晚期人类在本地区活动的遗迹。如在色林错的各听湖滨高阶地上（高出湖面135 m），班戈县的才多茶卡、蒂让碧错的湖滩上，双湖的绥绍拉、玛尼的河流阶地和洪积扇面上，都发现了较

多的打制石器（如在各听发现 100 多件石制品）和细石器，其时代大致认为应属旧石器时代晚期至新石器时代早期（钱方等，1988）。

距今约 1 万年的第四纪全新世，藏北高原已上升到平均海拔 4700 ~ 5000 m，气候更加严寒干燥。在全新世冰期前的高稳温期，藏北高原还多为高山灌丛。此后小冰期迭现，藏北高原已成为现代干旱荒漠植被。随着冰期的进退，在藏北高原活动的人类也不断往返于此，野生动物种类与现代物种基本一致，野牦牛、盘羊、藏野驴、藏原羊、藏羚羊、岩羊遍布藏北高原。

最后一次寒冷期在距今 300 年左右，在此之前进入藏北高原的大部分人类可能撤出了该区，鹿科动物白唇鹿、麝等物种已向东部边缘转移。随着近百年气温回升，人类又开始再度进入藏北高原。特别是近几十年以来人类在藏北高原南部的农业活动和狩猎，使得南羌塘已无野牦牛种群，藏羚羊、藏野驴等重要物种已濒临绝迹。只在藏北高原北部“无人区”保留了自地质年代以来就繁衍于此的“旧居民”——野牦牛、藏羚羊等动物种群。

从地质意义而言，藏北地区是最终了解古地中海消失、地球板块碰撞特点的关键地带。这里存在着极端干旱，而冰川又相当发育的奇特现象。区域地质与第四纪地质调查，对研究青藏高原隆升的过程、环境变迁、区域差异和生物区系起源等重大理论问题，具有十分重要的意义。

第二章　纳木错第四纪湖相沉积与藏北高原古大湖的发现

藏北高原是我国湖泊分布最多的地区，而藏北内流区则集中了西藏最多的湖泊和大湖。其中，位于羌塘高原东南部、藏语意为“天湖”的纳木错，蒙语称腾格里海，南北长70 km，东西宽30 km，是西藏面积最大的湖泊（1940 km^2）和海拔最高（4718 m）的大湖，湖水微咸，湖水最深达33 m。湖泊演化是高原环境演化的重要组成部分，因而在全球环境变化研究中具有特殊意义，它已成为高原古气候、古环境研究中的热点问题之一，也是研究近代气候变化、环境变化的有效途径。高原湖泊演化研究中的关键问题是重大事件的标志及其形成时代，因此湖泊面积最大、湖面最高时期的湖相沉积物和多级湖岸阶地是判断古大湖存在与演化的直接证据，其形成时代和演化过程是国内外地学界极为关注的重大科学问题之一。

第一节　纳木错及邻区的第四纪湖相沉积与湖成地貌

纳木错南邻念青唐古拉山脉，山地现代冰川发育，冰雪融水通过一系列平行的短小河流注入湖盆，为现代湖区水体的主要补给来源，并在山麓形成连片的洪积扇裙。

一、纳木错沿岸的第四纪湖相沉积与湖岸阶地

在藏北纳木错沿岸，分布着多级由湖相砂与粘土沉积所组成的湖岸堆积阶地、基座阶地和环湖分布的数十道由湖滨相砾石所组成的湖岸堤（图2-1），而且还有浪蚀平台、浪蚀柱、浪蚀崖、浪蚀洞与浪蚀壁龛等侵蚀地形，以及与湖面变化有关层状分布的石灰岩喀斯特溶洞等。

1. 湖岸阶地与湖相沉积

在纳木错沿岸平原与基岩山丘的丘顶与坡麓，分布着多级由湖相砂与粘土沉积所组成的湖岸堆积阶地或基座阶地（朱大岗等，2001）。其中，沿湖分布较宽广、可比性较好的湖岸阶地有6级，它们高出湖面的相对高度是：3～8 m、9～13 m、15～22 m、24～28 m、30～36 m、38～45 m。其中，6级阶地连续出露的地区有作曲卡下游平原、夺玛半岛东南岬角、玛尔迥北岸、塔吉古日西北坡即扎弄淌下游东岸、昂崩与昂千南麓等地；4级阶地连续出露的地点有纳尔邦（图2-2）、玛尔扃南岸、波曲下游两岸、日达东、南、北附近等地。在这6级阶地中，第一、二、三、四级阶地均为堆积阶地，第五、六级阶地则为基座阶地，由有清晰的微层理和分选良好的砂、粉砂、粘土及亚砂土与亚粘土组成。有的地点见有硅藻土层存在，如玛尔扃北岸第一级阶地（图版Ⅰ-4）；而在有的地点，则有含螺类化石层出现，如波曲下游第二级阶地（图版Ⅰ-5）；或见有大量成层的草本植物的叶子，如扎弄淌的第二级阶地。

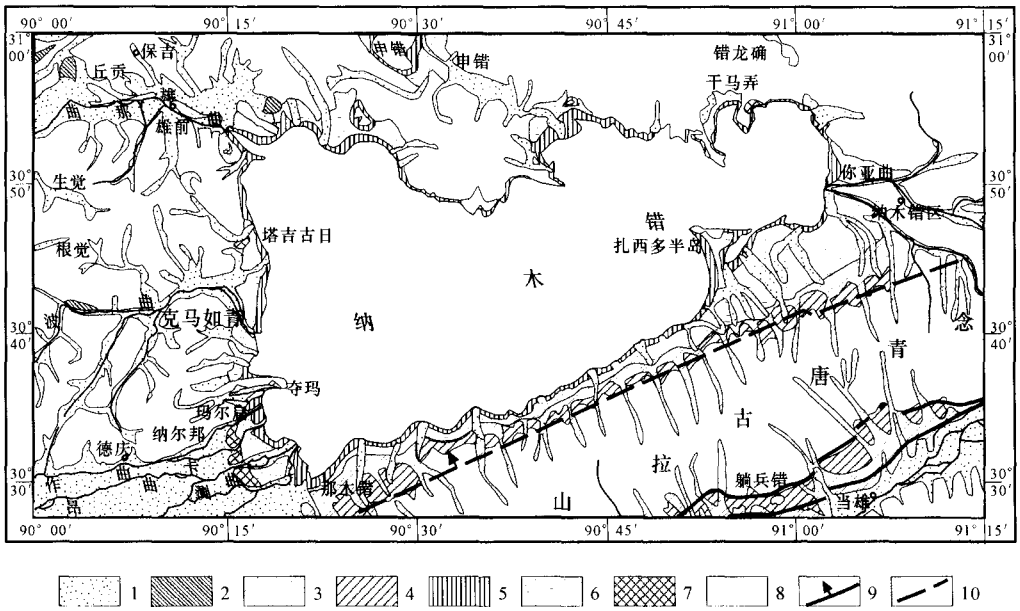


图 2-1　纳木错沿岸第四纪沉积物分布图

Fig.2-1　Distribution of Quaternary sediments along the coasts of the Nam Co

1—河流一级阶地堆积物、现代河床河漫滩堆积和山麓洪坡积物；2—河流二、三、四级阶地堆积物；3—冰川侧碛、终碛和冰水扇堆积物；4—山麓冰川、冰水堆积物，构成山麓冰碛、冰水台地；5—现代湖滩和一级阶地上的砂、粘土层和砾石层；6—湖岸二、三级阶地上的砂、粘土层和砾石层；7—湖岸四级以上阶地的粘土层和砾石层；8—基岩；9—活动正断层；10—推测断层

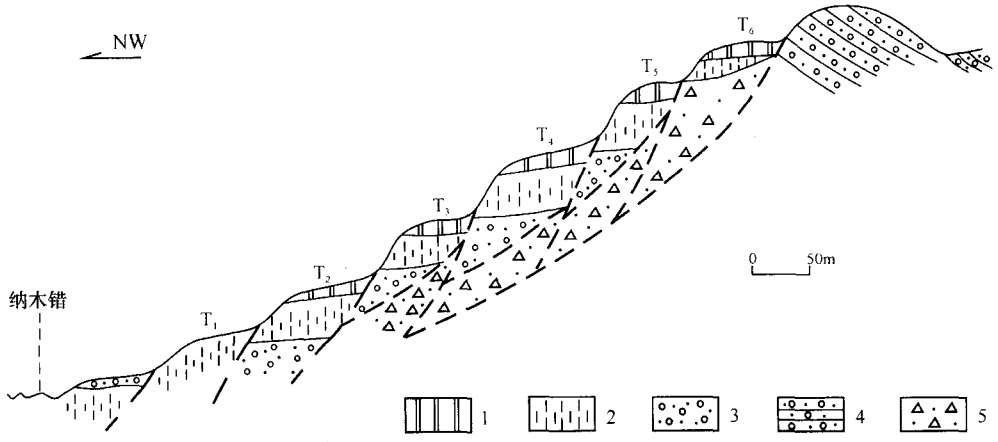


图 2-2　纳木错西北岸纳尔邦处 6 级湖岸阶地剖面示意图

Fig.2-2　Six-step lake terraces section at Naerbang in the northwest bank of the Nam Co

1—土壤层；2—粘土层；3—砂砾层；4—砂砾岩；5—洪坡积物

除由湖相沉积所构成的完整阶地面与阶地斜坡组成的6级阶地外，在纳木错沿岸若干基岩山丘的丘顶与坡麓，都可以发现高出湖面48～139.2 m的湖相沉积分布（图2-3），如夺玛、玛尔扃、塔吉古日南坡（图版Ⅰ-6）、尼普、昂崩与昂千及干玛弄（图版Ⅰ-7）等基岩小山丘。这些湖相物的沉积特征很明显：它们均由青灰色的砂、粉砂、粘土及亚砂土与亚粘土组成，水平层理发育，有的甚至有清晰的微层理，现存厚度在1～2 m至1～2 cm之间，拔湖愈高愈薄。它们往往与坡积物一起构成基岩斜坡上的一个个高度不等的小台阶，因而难以辨认出它们的连续性或区分出它们属于哪一级阶地，故本专著未能加以详细划分。

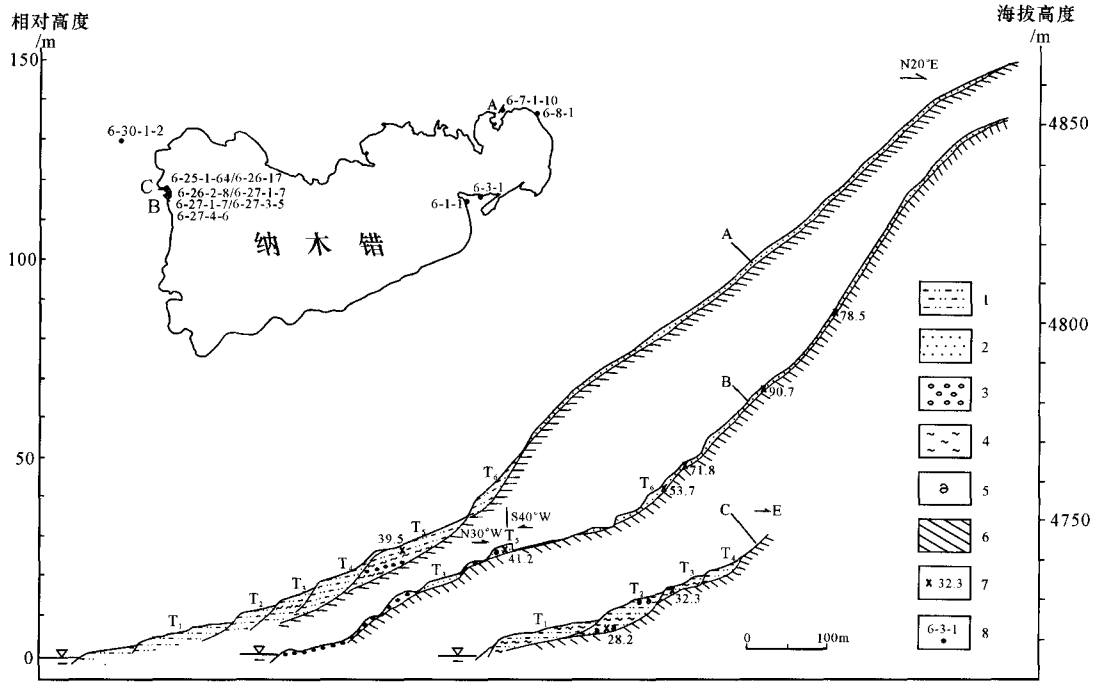


图2-3　纳木错湖相地层及湖岸阶地剖面图

Fig.2-3　Section of the lacustrine strata and lake terrace of the Nam Co

1—土壤层；2—粘土层；3—砂砾层；4—水草层；5—螺壳；6—基岩；7—铀系样品测年数据；8—采样点及编号实测剖面位置：A—干玛弄；B—塔吉古日；C—扎弄淌

2. 湖滨相沉积与湖岸堤

在纳木错沿岸，在拔湖48 m以下的较平坦的湖相阶地面上，均有数十条由湖滨相砾石组成的沿岸堤分布，其中规模较大的十多条沿岸堤几乎均沿湖岸连续分布，这种现象在遥感图像上有清楚的表现，在野外也可明显地观察到。根据我们的初步观察，在纳木错西北岸（图2-4），沿岸堤可多达15～30条，如塔吉古日北岸有近30条（图版Ⅰ-8），扎弄淌下游古湖湾内、玛尔迥北岸与南岸、夺玛东南岸、日达南岸、纳尔邦、雄曲河口、作曲卡下游等地均有20条左右，它们多由长径5～10 cm的扁圆状砾石所组成（图版Ⅱ-1）。砾石的成分较复杂，常见有灰岩、石英岩、砂岩、火山凝灰岩、花岗岩、片岩、片麻岩等。

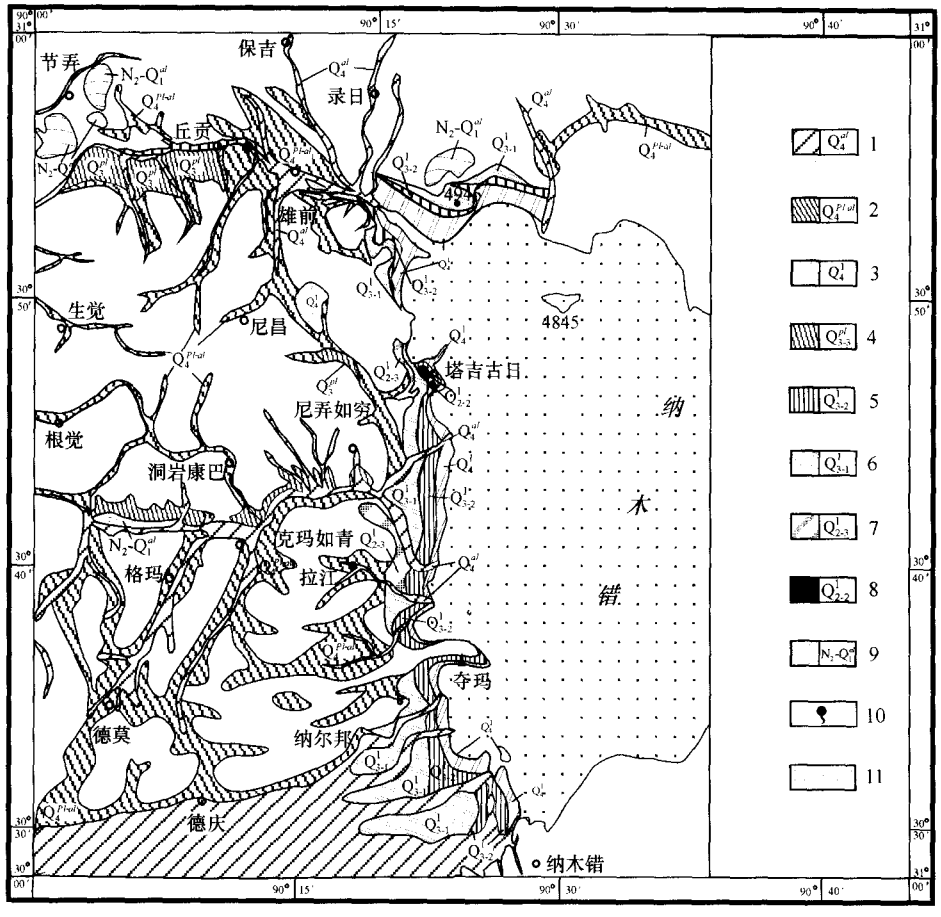


图 2-4　纳木错西岸与雄曲—那曲谷地东段第四纪沉积物分布图

Fig.2-4　Distribution of Quaternary deposits along the west coast of the Nam Co (lake) and in the valley of Xiong Qu-Na Qu (rivers)

1—全新世冲积物；2—全新世洪积与坡积物；3—全新世湖相沉积；4—晚更新世晚期洪积物；5—晚更新世晚期湖相沉积；6—晚更新世中期湖相沉积；7—晚更新世早期湖相沉积；8—中更新世晚期湖相沉积；9—上新世与早更新世河流沉积；10—温泉与泉华沉积；11—纳木错湖

二、纳木错沿岸的湖蚀地形

在纳木错沿岸与湖心岛屿上，可以见到各种各样的湖蚀地形与湖成地貌，如湖蚀平台、湖蚀柱、湖蚀崖及浪蚀洞、浪蚀穴与壁龛（图版Ⅱ-2）等。它们的拔湖高度多为 30 m 左右，构成第三级湖相阶地的后缘，说明其形成时期湖面曾保持较长时间的稳定。从地形图和遥感照片上，也可在纳木错南岸见到高出湖面 30 m 左右的湖蚀崖，侵蚀在冰川与冰水堆积上，其先后次序和相对时代的确定尚需进行详细调查研究。

另外，在若干与纳木错分离且环纳木错分布的稍大一些小湖的沿岸，也有若干条由扁圆砾石所组成的沿岸堤存在，如错嘎巴有数十条，错昂果至少有 5 条以上等。

1. 湖岸堤及湖蚀地形测量

我们测量了纳木错沿岸16条剖面的湖岸堤及邻近地点的湖蚀地形的高度。一些湖蚀地形的高度及与之有关的湖岸堤的最大高度在26.6 m，为纳木错北岸与错龙角之间的大砂砾堤。测量结果表明，多青岛西北岸3个湖蚀洞底的高度自东向西分别为19.8 m、19.6 m和19.8 m，其南岸的湖蚀洞底与湖蚀柱上的湖蚀凹槽下限，自南至北分别为17.5 m、17.9 m、18.2 m、18.2 m、19.3 m和18.6 m，多穷岛西南岸湖蚀洞底与湖蚀柱上的湖蚀凹槽下限，自西至东分别为19.5 m、19.3 m和19.7 m，塔吉古日的多加棍巴为19.5 m。上述数据表明，所有数据均集中在17.5～19.8 m，只有纳木错南岸念青唐古拉山前洪积台地的湖蚀崖陡坎底部、纳木错北岸与错龙角之间的大砂砾堤陡坎的底部，其高度介于21.5～22.2 m之间。

2. 扎西多半岛的湖蚀地形

在当雄县纳木错乡的扎西多半岛耸立的两个石灰岩丘陵，呈EW向排列，东边的称多青，丘顶海拔4920 m，西边的称多穷，丘顶海拔4852 m。它们的顶部较平坦，组成丘陵的白垩系灰岩具层状构造，走向NWW，倾向NNE（南坡陡而北坡较缓），使多青和多穷成为两个单斜的孤丘。灰岩地层中普遍发育两组断层，一组为走向断层，另一组为横向断层，并有多组节理，结果使灰岩地层十分破碎，多青与多穷丘麓的许多岩洞在断层通过的地方最发育。有的岩洞中有明显的溶蚀现象，发育了较明显的岩溶地貌。在这两个石灰岩丘及班戈县保吉乡均有成层的喀斯特溶洞分布，它们的形成也可能与湖面的变化有关（崔之久，1981）。

多青和多穷岩丘周围普遍发育有三级湖相阶地，一级湖相阶地的拔湖高度为1.5～8.3 m，全部由砂与灰岩角砾堆积而成的湖滩岩组成，湖蚀阶地面较狭窄，一般宽度仅几十米，有的前沿阶坎不明显，如岩丘东侧第一级湖蚀阶地与湖滨滩地上的多道砂砾堤连在一起，成为一道南北长达十余千米，东西宽约几千米的连岛砂砾堤。砂砾堤与砂砾堤之间，有数条长条形洼地，有的还残留着潟湖，有的已变为沼泽地。第二级湖相阶地在岩丘周围广泛分布，高出湖面8.3～15.6 m，湖相阶地可分为湖蚀阶地和湖积阶地两种。在多穷岩丘的南侧和西侧，主要为湖蚀阶地，阶地面平坦，可见清楚的灰岩侵蚀面，只有局部地方上覆薄层灰岩角砾，阶地面宽达40～50 m，前沿有较明显的阶坎。阶地面上分布着许多孤立岩柱，柱高可达5～15 m，柱根往往有3～5 m高的浪蚀凹槽，在阶地面后缘丘麓陡崖下，还可见到为数很多的岩洞，其洞口附近有凹槽等浪蚀痕迹。在多穷岩丘的北侧，多青岩丘的北、东、南侧以及两个岩丘之间，则是由砂与灰岩砾石组成的第三级湖蚀阶地。拔湖高度为14.0～19.9 m，阶地面平坦，宽度在岩丘的南北两侧为几十米，在多青岩丘的东侧可达几千米，形成为一片宽坦的湖相平原，和纳木错南岸的20 m阶地隔湖相望，是盆地中最明显的一级阶地形态（图2-5）。

三、纳木错沿岸的其他湖成地貌

扎西多半岛西北侧湖中还有两个小岛露出水面，称为期多（海拔4722 m）和莫多（海拔4738 m），呈东西向展布，显然是受构造控制而残留于湖盆中的岛山，这是纳木错两个有名的鸟岛。

纳木错的东岸和西岸，地形开阔，具有较宽广的湖滨平原，平原上有许多道环湖砂砾

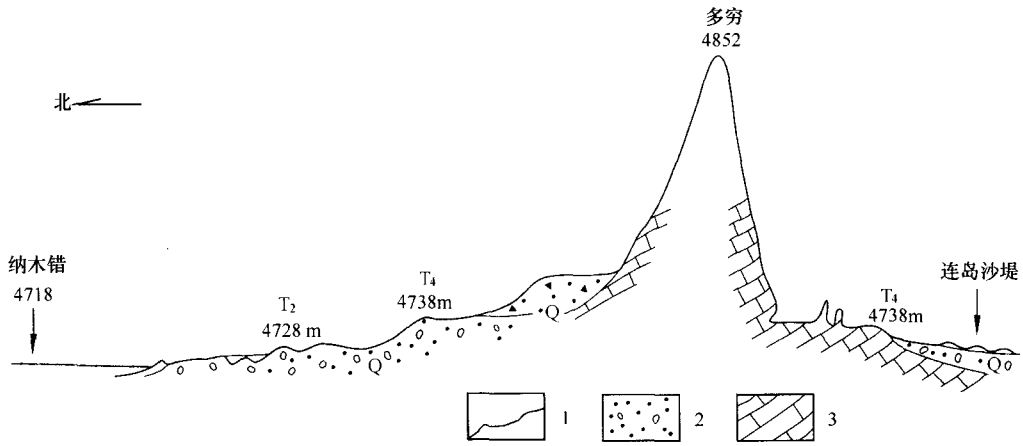


图 2-5　纳木错扎西多半岛上多穷湖相沉积阶地剖面示意图

Fig.2-5　Section of lake terraces at Duoqiong in Zaxiduo peninsula, Nam Co

（据中国科学院青藏高原综合考察队，1983）

1—浪蚀崖；2—湖相粘土粉砂层；3—石灰岩

堤；西侧有一些较大的河如昂曲、测曲、作曲、波曲、雄曲等，北侧有嘎玛曲，东侧有你亚曲、恰嘎曲等由此汇入纳木错，入湖的下游和湖口，沼泽和草甸密布。

纳木错的北岸为灰岩和砂页岩组成的一系列 NWW 走向的低山丘陵，构成峰线和缓起伏的高原面。这些低山丘陵往往以半岛形式伸向湖中，构成岸线曲折的众多岬湾和岛屿，如有奈兵日（海拔 4807 m）、托仁洛布日（海拔 4862 m）、查勇日（海拔 4870 m）、托布叉（海拔 4852 m）、多尔根（海拔 4887 m）、央托（海拔 4925 m）、昂巴空龙（海拔 4855 m）和索龙确（海拔 4802 m）等半岛。这些半岛周围的湖中还有少量小岛护卫着，如多穷扎不涨（海拔 4732 m）、多布托（海拔 4725 m）等。无论岛屿、半岛，还是湖岸的低山丘陵，它们临湖一面的岸壁皆陡峭挺直，这也是受断裂构造控制的结果。灰岩地层产状一致呈近 EW 走向，向 N 倾，构成一系列叠瓦式的单斜山地貌景观，其南侧临湖面陡峭，湖岸地形分外壮观，形成一系列湖成地貌。

纳木错西北岸北部湖滨平原宽广，平原上有多道浪蚀砂砾堤，间以一系列残存的湖沼池塘，在湖滨平原紧邻现代湖岸地方，还兀立着不少孤立的残山，如日阿（海拔 4811 m）、美个拉（海拔 4823 m）、拉若（海拔 4894 m）、扎拉西（海拔 4799 m）等。这些残山相对高 100 余 m，大都由石灰岩组成，地层走向 EW—NWW，倾角 > 80°，往往形成临湖岸壁耸立的陡崖。灰岩陡崖的崖脚有浪蚀的凹槽和溶洞，并有大量风化的块石堆积在崖脚湖滨阶地上。而且，临湖陡崖又受横向断层或节理所导致的差异侵蚀，形成一个个横向的缺口，远看这些沿构造方向排列的残山及其陡崖上的缺口，恰似一系列断续展布的城垣断崖，雄伟壮观。在这些湖滨残山的下方有三级湖滨阶地，相对高度为 5 ~ 22 m，都是基座阶地。在纳木错西北湖滨平原外围的后山，是一系列 NW 走向、条带状展布的低山，它们由灰岩、砂岩、石英岩、角砾岩组成，风化强烈，山形受构造控制十分明显。

纳木错南岸的念青唐古拉山山边平直（呈 NE 走向），山地主要由变质岩、花岗岩类组成，而湖盆地区出露中下白垩系海相灰岩夹火山岩和砂岩，形成一系列 NWW 走向的低

山丘陵。两者之间呈明显的断层接触，在山边断层角砾岩等构造形迹清晰。整个湖盆的形态和方向以及湖盆中的岛屿、半岛与湖岸形态，受构造控制十分明显。无疑，念青唐古拉山是一个断块山，而纳木错是在其北侧大型断陷洼地中发育起来的一个构造湖盆（中国科学院青藏高原综合考察队，1983）

四、纳木错西北部雄曲-那曲谷地中的第四纪湖相沉积与湖相阶地

纳木错西北部的雄曲-那曲谷地，是连接纳木错盆地及其以西的仁错-久如错盆地的分水谷地。雄曲与那曲分别注入纳木错与仁错-久如错。该谷地近 EW 走向，长约 30 km，宽 1.5 ~ 3.5 km，其东段还有一条 NWW 方向的谷地与其相接（韩同林，1984）。在该谷地的分水岭丘贡附近及其东西两侧，有构成纳木错第四级湖岸阶地顶部的第四纪湖相沉积，成为宽谷的谷底（图版Ⅱ-3），其海拔高程为 4738 m，高出纳木错湖面 20 m。该湖相沉积由表层土壤、粘土层和细砂层组成，厚达 1.5 m（图 2-6），其铀系年龄为（35.2 ± 3.0）ka B.P.，属晚更新世中—晚期产物。

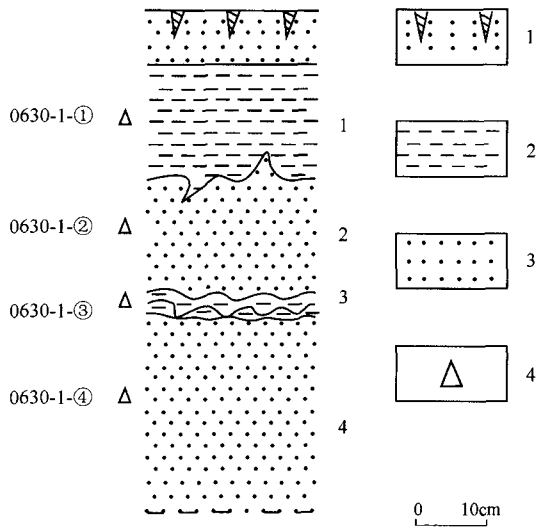


图 2-6 班戈县保吉乡雄前村丘贡处 T_4 湖积台地剖面

Fig.2-6 Section of the T_4 lake terrace at Qiugong in Baojixiang-xiong qian country, Bange city

1—表层土壤；2—粘土层；3—细砂层；4—采样位置

在丘贡分水谷地北岸，还保存有高出现代纳木错湖水面 25 m 的第四级湖相阶地，亦由典型的湖相砂与粘土组成，其上覆盖有湖滨相砾石所组成的湖岸堤，只是其砾石的磨圆度稍差，可能与该地处于古湖面不够开阔地段、古风浪作用不可能太强烈有关。而在雄曲与那曲的下游，由于河流的下切作用，在现代河床内发育了相对高度 1 ~ 3 m 的河流一级阶地。

此外，在该谷地南侧的几条注入雄曲与那曲的支河，也各具特色：西部的俄弄与索布多萨，出山口后所形成的洪积扇已被切割成拔河 5 ~ 6 m 的洪积台地，其内有拔河 1 ~ 2 m 的河流第一级阶地与河漫滩发育；而东部的古弄玛千，则在出山口后形成典型的洪积扇，并在洪积扇上形成 5 条分支河道，除最西支河道的西支注入那曲外，东面 4 支河道与西支河道的东支，均注入雄曲，而且它们都没有发生下切；其东的苦弄下玛与加弄等沟，也没有下切。必须指出的是，所有这些河流的沉积物，都叠加在构成该谷地谷底的纳木错第二级湖岸阶地之上，因而是在湖泊退缩以后沉积的。

另外，在纳木错西北岸的山列之间还有同错、俄锁错、曲布叉错等残留的小湖存在，看来它们原来曾是纳木错的组成部分，不过由于后来湖泊的退缩才在湖岸山列之间的湖滨平原上残留下来。在纳木错西北湖域中有一小岛屿，称为朗多，东西长 2 km，海拔 4845 m，环岛的二级湖滨阶地也十分清晰。

第二节　纳木错第四纪湖相地层划分及纳木错群的建立

我们在开展“纳木错第四纪环境演变调查研究”与“1:25 万当雄幅”区域地质填图（附图 1）工作中，根据野外观测、实测地层剖面和^{14}C、U 系等同位素测年、孢粉分析等资料，结合沉积相、岩相组合等特征将该地区的第四系上更新统—全新统湖相沉积地层命名为纳木错群。纳木错群（$Q_{3\text{-}4}n$）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）。

一、建组剖面简述及湖相地层层序

本次工作中我们在环湖的不同区段实测了 5 条湖相地层剖面，根据沉积物特征、堆积物位置差异和接触关系等特征，对纳木错的湖相地层进行了地层层序划分，从上到下，可以分为以下两个组（图 2-7）。

1. 扎弄淌组（Q_4z）

建组剖面位于纳木错西北岸扎弄淌。剖面线方向大体沿湖岸至山坡上，起点坐标：N30°47′22.3″，E90°16′45.9″；终点坐标：N30°47′25.3″，E90°16′56.5″。扎弄淌组主要分布于纳木错周边一带地势低洼处（见图 2-1）。可划分为 T_1 与 T_2 两个部分（图 2-3），T_1 为一套浅灰黄色、浅黄白色、浅灰绿色等含水草层的含粘土粉砂层和砂质粘土层，含小螺壳（耳萝卜螺 *Radix auricularia* Linne'），水平层理有扰动现象（图版Ⅱ-4）；T_2 为一套浅灰、灰白、浅黄色等含小螺壳碎片（图版Ⅰ-4）及植物根系的含砾砂土层、砂砾层、中粗砂层、含粘土粉砂层、中细砂层和粉砂质粘土层。扎弄淌组地层剖面出露的总厚度为5.1 m，T_1、T_2 均未见底（图 2-3、图 2-7）。现将剖面地层层序从上到下，简述如下。

T_1：出露厚度 2.7 m，未见底

层 38：浅黄白色含粘土粉砂层，具水平层理，含小螺壳，层内夹多层水草腐质层　0.15 m

层 37：浅灰黄色粘土粉砂层，具水平层理，含小螺壳，层内夹薄水草腐质层（0.5～2 cm 厚）　0.3 m

层 36：浅黄绿色含粘土粉砂层，具水平层理，层内夹多层 1～3 cm 厚水草腐质层，层内常见小螺壳　0.11 m

层 35：浅灰黄色粉砂层，底部 0.82～0.88 m 间为水草腐质层，具水平层理　0.22 m

层 34：浅黄绿色含粘土粉砂层，具水平层理，含小螺壳，底部 0.07 m 间为水草腐质层　0.27 m

层 33：浅灰绿色粉砂质粘土层，具水平层理，含小螺壳，夹多层水草腐质层和薄层细砂层　0.45 m

层 32：浅灰绿色粉砂质粘土层，具水平层理，含小螺壳，夹透镜状水草层　0.4 m

层 31：浅灰绿色粉砂质粘土层，具水平层理，含小螺壳，夹薄水草层，0.7 m　未见底

T_2：出露厚度 2.4 m，未见底

层 30：弱土壤化浅灰绿色砂质粘土层，分布于阶地面斜坡上，表面散布砾石，见小螺化石　＞ 0.1 m

层 29：浅灰黄色含砾砂土层，含湖滨相砾石，见有植物根系　0.25 m

层 28：浅灰绿色含粘土粉砂层，具水平层理，含小螺壳　0.17 m

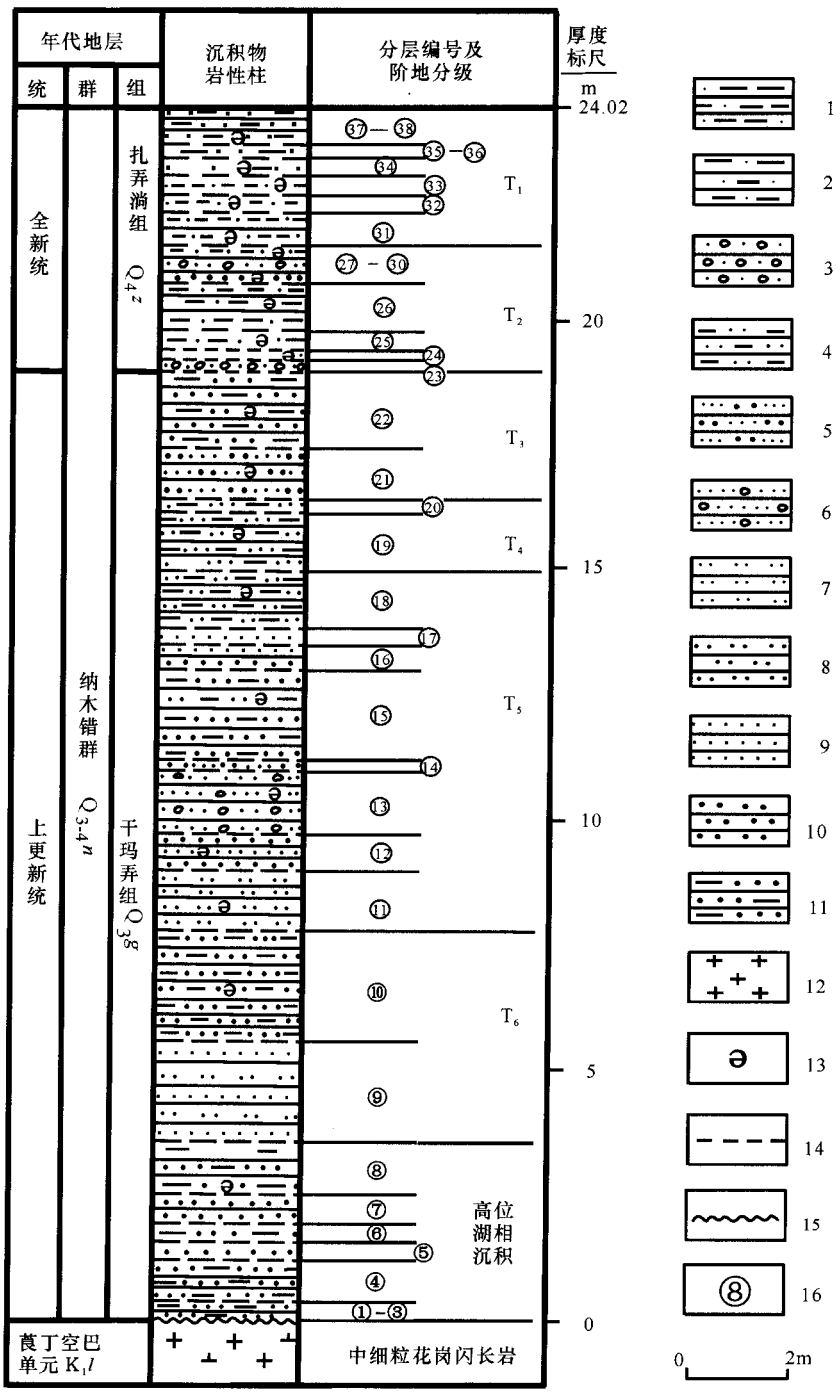


图 2-7　纳木错湖相地层柱状图

Fig.2-7　Columnar section of the lakeshore strata of Nam Co

1—粉砂质粘土层；2—砂质粘土层；3—砂砾层；4—亚砂土层；5—中细砂层；6—含细砾细砂层；7—粉细砂层；8—粉砂层；9—细砂层；10—中粗砂层；11—粘土质粉砂层；12—花岗岩；13—螺壳；14—平行不整合；15—不整合界线；16—层号

层 27：浅黄色含细砾中粗砂层，具水平层理，含小螺壳　0.08 m

层 26：浅灰绿色含粉砂粘土层（亚粘土），具水平层理，含小螺壳，小螺局部密集成薄层，底部 0.5 m 间夹较密集的水草腐质层　0.95 m

层 25：浅灰白色粉砂质粘土层，具水平层理，含小螺壳　0.45 m

层 24：浅棕黄色含中细砂层，具水平层理，含小螺壳　0.15 m

层 23：灰白色砂砾层，具水平层理，砾石含量 80%，中粗砂 20%，砾石砾径 0.5～2 cm，分选好，扁圆状，具湖滨相砾石特征，0.25 m　未见底

2. 干玛弄组（Q_3g）

建组剖面位于纳木错东北岸的干玛弄。剖面线方向大体沿湖岸至山梁上，起点坐标：N30°55′15.8″，E90°55′24.9″；终点坐标：N30°55′35.7″，E90°55′58.7″。干玛弄组由第三至第六级阶地及高位湖相沉积地层组成（图版Ⅱ-5、图版Ⅱ-6、图版Ⅱ-7），湖相沉积特征明显，剖面出露的总厚度为 18.92 m，T_4、T_5 未见底（图 2-3、图 2-4、图 2-7）。由灰白、灰黄、浅灰、浅灰绿色等薄层状粉砂层夹灰、灰白色细砂层、粉细砂层、中粗砂层等组成，大多数层中局部可见水草层和小螺（耳萝卜螺 *Radix auricularia* Linne'）碎片。其沉积物岩性特征基本能代表此套地层的面貌及特点。在横向上部分地段碳酸盐砂或粘土含量增多、变厚，并相互间呈消长关系。现将剖面地层层序从上到下，简述如下。

T_3：出露厚度 2.4 m

层 22：浅灰绿色粘土质粉砂层，水平层理发育，含小螺碎片和稀疏草根　1.5 m

层 21：灰白色中细砂层，含植物根系和小螺壳，具水平层理　0.9 m

———— 角度不整合 ————

下伏地层：浅红色含砂土碎石层的莫丁空巴单元（K_2l）中细粒花岗闪长岩的棕红色残坡积物

———— 未 见 底 ————

T_4：出露厚度 1.15 m，未见底

层 20：灰白色粘土质粉砂层，水平层理发育，0.15 m　未见底

———— 平行不整合 ————

层 19：灰白色含粘土粉砂层，具水平层理，含植物根系和小螺碎壳　1.1 m

T_5：出露厚度 7.1 m，未见底

层 18：灰白色含粘土质粉细砂层（亚砂土层），具隐约水平层理，层内见植物根系，含小螺碎片化石，层内局部夹水草层　1.1 m

层 17：灰色细砂层，具水平层理，层顶见含砾粗砂透镜体　0.3 m

层 16：灰黄色粗砂与灰白色细砂互层，具水平层理　0.5 m

层 15：灰白色粘土质粉砂层，具水平层理，层内含植物根系和小螺碎片，层下部见多层 1 cm 左右、断续分布的腐质水草层，层中见 6 cm 厚粗砂透镜体　1.8 m

层 14：浅黄色中细砂层，层顶见薄层粗砂透镜体　0.13 m

层 13：灰色含细砾细砂层，具水平层理，含小螺碎片，局部夹薄层腐质水草层　1.27 m

层 12：浅黄色含砾中粗砂与灰色含砾中细砂互层，具水平层理，单层厚 5～10 cm，砾石含量 5%左右，砾径 0.5～2.5 cm，砾石成分以花岗岩为主，中细砂层中见小螺碎片，层内局部夹含砾粗砂透镜体　0.7 m

层 11：灰黄色粉细砂与灰色粉细砂层互层，具水平薄层理，单层厚 5 cm 左右，层内含小螺碎片，1.3 m　未见底

T_6：出露厚度 4.2 m

层 10：灰白色含粘土粉砂层，具水平纹理，含小螺碎片、植物根系　2.3 m

层 9：浅黄绿色细砂层夹灰白色薄层粉砂层，具水平层理，不整合覆盖于莨丁空巴单元（K_2l）中细粒花岗闪长岩的棕红色残坡积物之上　2.0 m

———— 角度不整合 ————

高位湖相沉积：出露总厚度 3.57 m

高位湖相沉积层（1）：出露厚度 2.4 m

层 8：灰白色含粘土粉砂层，具水平层理，含小螺碎片和植物根系，局部见水草层　1.4 m

层 7：灰色中粗砂层，具水平层理，局部夹粗砂透镜体　0.5 m

层 6：灰白色含粘土粉砂层，具水平层理，含植物根系　0.35 m

层 5：灰色中粗砂层，具水平层理，不整合覆盖于莨丁空巴单元（K_2l）中细粒花岗闪长岩的棕红色残坡积物之上　0.25 m

高位湖相沉积层（2）：出露厚度 0.8 m

层 4：灰白色含粘土粉砂层，具水平层理，不整合覆盖于莨丁空巴单元（K_2l）中细粒花岗闪长岩的棕红色残坡积物之上　0.8 m

高位湖相沉积层（3）：出露厚度 0.37 m

层 3：灰绿色含粘土粉砂层，顺山坡分布　0.2 m

层 2：浅灰白色含粘土粉砂层，顺山坡分布　0.12 m

层 1：浅灰绿色粘土质粉砂层，顺山坡分布，不整合覆盖于莨丁空巴单元（K_2l）中细粒花岗闪长岩的棕红色残坡积物之上　0.05 m

———— 角度不整合 ————

下伏地层：浅红色含砂土碎石层的莨丁空巴单元（K_2l）中细粒花岗闪长岩的棕红色残坡积物

———— 未 见 底 ————

二、生物地层特征与时代讨论

对纳木错沿岸采集的湖相沉积样品，我们做了系统的孢粉和介形类分析，有关样品的测试结果与综合分析，详见第三章、第六章。这里仅就相关特征简述如下。

1. 生物地层特征

纳木错不同阶地湖相沉积物的孢粉分析结果表明，纳木错沿岸的 6 级不同阶地及其以上高位湖相层的湖相沉积中的孢粉类型不同，其特征也不同。

T_1 阶地：由下而上可划分为三个孢粉带，Ⅰ带见于阶地下部的 1.57 ~ 2.7 m 处，为松（*Pinus*）-蒿（*Artemisia*）-莎草科（Cyperaceae）花粉带；Ⅱ带位于阶地中部的 0.45 ~ 1.57 m 处，为松-桦（*Betula*）-蒿-莎草科花粉带；Ⅲ带位于阶地顶部的 0 ~ 0.45 m 处，为松-桦-蒿花粉带。

T_2 阶地：由下而上可划分为三个孢粉带，Ⅰ带位于阶地下部的 1.78 ~ 2.4 m 处，为松-桦-蒿花粉带；Ⅱ带位于阶地中部的 0.6 ~ 1.78 m 处，为松-蒿-莎草科-禾本科（Gramineae）花粉带；Ⅲ带位于阶地上部的 0 ~ 0.6 m 处，为松-桦-蒿花粉带。

T_3—T_6 阶地及更高位置的湖相沉积：其花粉组合特点是：①乔木植物花粉占多数，在该两阶地孢粉组合占总数的 61%，其中又以松数量较多（48.4% ~ 49.7%），其次为桦（10.4% ~ 9.0%），再次为椴（*Tilia*）（1.7% ~ 2.4%）；②灌木及草本植物花粉较少，占总数的 2%左右；③蕨类植物孢粉很少，分别占总数的 2.2%、2.0%左右，其中又以水龙骨

科（Polypodiaceae）孢子数量相对较多。

另外，纳木错不同阶地湖相沉积物介形类的初步鉴定结果表明，以湖花介属（*Limnocythere*）、美星介属（*Cyprinotus*）和白花介属（*Leucocythere*）等三个属为主，从它们的保存条件上看，是属于晚更新世以来的产物。

2. 生物地层的时代划分

根据纳木错不同阶地湖相沉积物的孢粉组合特征，并结合介形类鉴定结果，我们可将纳木错沿岸的6级及其以上的高位湖相沉积划分为不同的生物地层时代，T_1—T_2 湖相沉积的形成时代为全新世；T_3—T_6 及更高位置湖相沉积的形成时期为晚更新世。

三、湖相与湖滨相沉积的年代地层

在纳木错沿岸，湖相与湖滨相沉积广泛分布。湖相沉积多为富含碳酸盐的灰白色细砂、粉砂或粘土，在拔湖 48 m 以下多呈平坦的阶地状地形出现，沉积层中往往夹有多个腐草层；而在 48 m 以上直至 139.2 m 高处，由于沉积厚度较小且多保存于山坡之上，很少呈现出典型的阶地状地形，其腐草夹层也很少。湖滨相沉积则以沿岸砂砾堤形式出现于拔湖 19 m 以下，个别地点可达 26.6 m。在塔吉古日沿岸堤可多达 30 条以上，部分湖滨相砂砾石沉积已被钙质胶结成湖滩岩（图版Ⅱ-8）。

1. 铀系法测年

表 2-1 中的 22 个铀系测年样品，均为富含碳酸盐的湖相细砂、粉砂或粘土和湖滩岩。其中 18 个样品采自纳木错沿岸，分别为西北岸的班戈县德庆乡塔吉古日基岩小丘的西南侧山坡及西北侧的扎弄淌东岸、班戈县保吉乡流入纳木错的雄曲与流入仁错的那曲分水岭北岸的丘贡、纳木错北岸当雄县纳木错乡的干玛弄西南、纳木错东北岸的期波拉、扎西多半岛的多青岛西北岸与多穷岛西南岸。作为对比，另 4 个样品分别采自班戈县保吉乡仁错北岸的马尺西、与久如错东岸，以及安多县措玛乡洗夏达琼来钦玛，后者位于藏北内流区与怒江水系分水岭上方靠外流区一侧。这 22 个样品的编号、采样地点及其部位、拔湖及海拔高度、岩性及其碳酸盐含量等，按剖面及高出现代纳木错湖面的相对高度，由低至高排列如表 2-1。

上述富含碳酸盐的湖相或湖滨相沉积的铀系全溶样品的等时线年龄测定结果表明（表 2-1），高位湖相沉积形成于（115.9 ± 12.1）～（78.5 ± 4.2）ka B.P. 的晚更新世早期，第六、五、四、三、二、一级阶地和湖滩岩，分别形成于(71.8 ± 8.5) ~ (53.7 ± 4.2)、(41.2 ± 4.7) ~ (39.5 ± 3.0)、35.2 ± 3.0、32.3 ± 4.4、(29.3 ± 2.7) ~ (18.7 ± 3.8)ka B.P. 和(11.2 ± 2.0)ka B.P. 的晚更新世中—晚期。

2. ^{14}C 法年龄测定

表 2-2 中的 10 个^{14}C 法测年样品，均为湖相细砂、粉砂或粘土中的水草层、螺壳或淤泥。全部样品采自纳木错沿岸，分别为西北岸的班戈县德庆乡扎弄淌、波曲河口，当雄县纳木错乡干玛弄、打曲怕等地的 T_1 和 T_2 阶地。

根据纳木错湖相沉积的^{14}C 法年代学的初步研究，T_1—T_2 阶地湖相地层中的水草层^{14}C 测年结果为 2350 ~ 10390 a，T_1—T_2 阶地中的螺壳^{14}C 测年结果为 5290 ~ 9030 a，T_1 阶地中的淤泥^{14}C 法测年结果为 13820 a，可以确定环纳木错的第一、二级湖积阶地的形成时代为全新世以来（表 2-2）。

表 2-1 纳木错及邻区湖泊沉积的铀系测年结果

Tab.2-1 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	$w(CaCO_3)$/%	年龄(B.P.)/ka
6-24-1-52	扎弄淌东岸 T_1 中部	1.2	4719.2	粉砂质粘土		11.2±2.0
6-25-1-64	扎弄淌东岸 T_2 底部	8.0	4726.0	细砂		28.2±2.8
6-26-1-7	扎弄淌东岸 T_3 中部	16.1	4734.1	细砂	57	32.3±4.4
6-30-1-2	丘贡 T_4 上部	22	4740	粉细砂	24	35.2±3.0
6-7-2-8	干玛弄西南 T_4 中部	22.9	4740.9	粘土质粉砂		36.1±2.2
6-7-1-10	干玛弄西南 T_5 上部	26.3	4744.3	粘土质粉砂	58	39.5±3.0
6-26-2-8	塔吉古日西南坡 T_5 下部	27.0	4745.0	粘土质粉砂	52	41.2±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±5.2
6-27-2-7	塔吉古日西南坡拔湖 47.5 m 剖面下部	46.8	4764.8	粘土质细砂	43	71.8±8.5
6-27-3-5	塔吉古日西南坡拔湖 68.9 m 剖面下部	68.4	4766.4	粘土质粉砂	61	90.7±9.9
6-27-4-6	塔吉古日西南坡拔湖 88.8 m 剖面下部	88.3	4806.3	粉砂质粘土	45	78.5±4.2
6-9-72-2	干玛弄西南高位湖相沉积	115.8	4833.8	粘土质粉砂		86.5±5.9
6-27-6-1	塔吉古日西南坡高位湖相沉积	128.0	4846.0	粉砂质粘土		96.1±10.5
6-9-73-2	干玛弄西南高位湖相沉积	119.8	4837.8	粘土质粉砂		101.7±9.7
6-9-78-1	干玛弄西南高位湖相沉积	139.0	4857.0	粘土质粉砂		115.9±12.1
6-8-1	期波拉 16.8 m 湖岸堤上部	16.5	4734.5	湖滩岩	<5	29.3±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±3.8
6-1-1	多穷岛西南岸湖蚀台地基岩石缝中	15.4	4733.4	湖滩岩	>95	26.7±2.8
7-11-1-3	久如错(4678 m)东岸 4805 m 小丘西南坡	90	4768	粉细砂	35	47.5±3.3
7-1-1-5	仁错（4650 m）北岸马尺西	102	4752	粉细砂	38	39.4±4.5
5-16-2-7	错那（4588 m）西北岸洗夏达琼来钦玛	137	4725	粘土		44.2±4.7
3-10-2-3	那曲夹不弄 4760 m 剖面下部			细砂		41.0±3.7

表 2-2 纳木错湖岸阶地的^{14}C法测年结果

Tab.2-2 ^{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（B.P.）/a	树轮校正（B.P.）/Cal.a
6-24-1-5	扎弄淌 T_1	水草	4220±85	4830±120
6-24-1-103	扎弄淌 T_1	水草	4350±85	4870±100
6-25-1-4	扎弄淌 T_2	螺壳	8060±100	9010±170
6-24-1-45	扎弄淌 T_1	水草	2380±60	2350±60
6-25-1-32	扎弄淌 T_2	水草	7780±80	8560±90
6-27-8-2	波曲河口 T_1	淤泥	11805±100	13820±240
6-27-8-49	波曲河口 T_1	螺壳	4540±65	5290±130
6-28-1-2	波曲河口 T_2	螺壳	8130±90	9030±125
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：数据由中国地震局地质研究所碳十四实验室测定。

3. 年代地层划分

干玛弄组（Q_3g）：T_3—T_6 阶地及高位湖相沉积的铀系法同位素测年结果表明，它们的形成时间介于 11.59 万～1.87 万年，属晚更新世。

扎弄淌组（Q_4z）：T_1—T_2 阶地湖相沉积的^{14}C 法同位素测年结果表明，它们的形成时间介于 0.24 万～1.38 万年，属全新世。

因此，纳木错地区的湖相沉积形成的时间为晚更新世—全新世，由上更新统干玛弄组和全新统扎弄淌组组成。

表 2-3　西藏第四纪地层的划分对比表

Tab.2-3　Classification and correlation of Quaternary strata in Tibet

<table>
<tr><th rowspan="2">地层层位(系)</th><th rowspan="2">地层层位(统)</th><th rowspan="2">念青唐古拉（钱方等，1982）</th><th rowspan="2">唐古拉（浦庆余等，1982）</th><th rowspan="2">藏北湖区（郑绵平等，1989）</th><th colspan="2">西藏地质志（1993）</th><th rowspan="2">西藏岩石地层(西藏地矿局,1997)</th><th colspan="3">本次工作</th></tr>
<tr><th>①</th><th>②③</th><th>②</th><th colspan="2">①③</th></tr>
<tr><td rowspan="10">第四系</td><td>全新统</td><td></td><td></td><td>硼厂组（盐湖组）</td><td></td><td>盐湖组</td><td>松砂砂砾</td><td>西布冰碛与现代冰川</td><td rowspan="2">纳木错群</td><td>扎弄淌组</td></tr>
<tr><td rowspan="3">上更新统</td><td>躺兵错冰碛</td><td>巴斯错冰碛</td><td rowspan="3">同旧藏布组</td><td rowspan="4">扎仓茶卡组</td><td rowspan="8">Q</td><td rowspan="8">鱼鳞山组</td><td rowspan="3">拉曲冰碛</td><td rowspan="3">干玛弄组</td></tr>
<tr><td>三级阶地冲积物</td><td>二级阶地冲积物</td></tr>
<tr><td></td><td>扎加藏布冰碛</td></tr>
<tr><td rowspan="4">中更新统</td><td>海龙冰碛</td><td></td><td rowspan="4">夏穷错组</td><td rowspan="4">鱼鳞山组</td><td colspan="3">爬然冰碛</td></tr>
<tr><td>羊八井冰碛</td><td>布曲冰碛</td><td colspan="3" rowspan="2">宁中冰碛</td></tr>
<tr><td>曲登组</td><td></td></tr>
<tr><td>当雄冰碛</td><td>拜多冰碛</td></tr>
<tr><td rowspan="2">下更新统</td><td rowspan="3">吉达果群</td><td></td><td rowspan="2">猪头山组</td><td colspan="3" rowspan="3">吉达果群</td></tr>
<tr><td rowspan="2">曲果群</td><td>上段</td></tr>
<tr><td>新近系</td><td>上新统</td><td></td><td>中段</td><td>浆东如瑞组</td><td></td><td></td><td></td></tr>
</table>

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。　　（据朱大岗等，2002）

四、纳木错群的建立

藏北高原第四纪湖相地层已建立的组级单位有全新统盐湖组。盐湖组分布于藏北羌塘高原的措勤-申扎一带，为一套盐湖相沉积，时代属全新世。盐湖组分布广泛，主要见于班戈错、色林错等湖底及湖滨沿岸地带，构成湖岸阶地地层。地层岩性变化较大，在湖底主要为黑色软泥（色林错）或黑色含盐泥灰和芒硝层等（班戈错）；在湖滨为灰绿色碳酸盐粘土、文石层或水菱镁矿堆积，曾取得（9795 ± 105）a、（7040 ± 105）a、（4425 ± 30）a 等^{14}C 年龄值，时代属于全新世。扎仓茶卡组的冲洪积、坡洪积则由浅红、红黄、浅棕红色含钙质结核的亚粘土及粉砂质粘土砾石层组成，其样品曾取得 9.03 万年的热释光年龄，时代属晚更新世。鱼鳞山组分布于山麓及河谷两侧的阶地上，由冲洪积及风积成因的黄土、次生黄土夹砂、砾石组成，其样品曾取得 29.2 万年的热释光年龄。爬然冰碛物的 ESR 同位素年龄为 0.2～0.13 MaB.P.，时代均属中更新世晚期。本次测区内 T_3—T_6 阶地及

高位湖相地层的U系年龄值在11.59万~1.87万年之间，属晚更新世；而环纳木错的第一、二级湖积阶地的^{14}C年龄值为13820~2350 a，属全新世以来。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。

纳木错—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，不整合覆盖于莫丁空巴单元（K_2l）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，其中全新统最佳出露地点在扎弄淌，上更新统出露最好地点在干玛弄，其特征如前文所述（表2-3）。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（$Q_{3\text{-}4}n$）。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。

第三节　纳木错晚更新世湖滩岩及其环境效应

在开展“纳木错第四纪环境演变调查研究”与“1:25万当雄幅”区域地质填图工作中，我们发现了一种与湖泊演化有关的湖相沉积岩石。根据野外观测、室内分析鉴定、矿物学研究、X射线衍射分析、铀系法同位素测年等资料，结合沉积相、岩相组合等特征，对该地区出现的这种新的湖相沉积岩石类型命名为湖滩岩（朱大岗等，2002）。并探讨了湖滩岩形成机理及其与青藏高原第四纪环境演化的关系。

一、湖滩岩的分布特点

在环纳木错拔湖48 m以下，除由湖相沉积所构成的完整阶地面与阶地斜坡组成的6级阶地外，在纳木错沿岸的若干环湖的湖岸阶地、湖相沉积、湖蚀崖、基岩山丘与坡麓等地，还发现了一种与湖泊演化有关的湖相沉积岩石——湖滩岩。目前发现的湖滩岩均不连续分布，仅形成于湖滩的两端，即湖湾两个岬角的内侧。

从对湖滩岩水准仪测定的保存高度看，它已构成1.5~8.3 m、8.3~15.6 m、14~19.9 m、18.7~25.8 m等四级较明显的湖滩岩阶地（图2-8）。不同时期的湖滩岩，分布和保存于不同的地貌单元，具有不同的堆积形态。如纳木错东岸的扎西多半岛上的多穷和多青湖滩岩分布于湖蚀洞下部和灰岩裂隙中；在纳木错西岸的塔吉古日西坡、扎弄淌、纳木错东北岸的期波拉及纳木错北纳的干玛弄等地的湖滩岩则分布于潟湖湾中的湖岸阶地上。

这些湖滩岩的沉积特征很明显：它们均为含贝壳的粗砂细砾被碳酸盐胶结而成的块体，灰白—灰色，外貌呈粗砂岩、砂砾岩状、砂岩状或角砾岩状，岩石具块状构造、角砾状构造、砂状结构、基底式胶结。其中可见水平层理，有的甚至有清晰的微层理，岩石多呈厚层状、填隙状，分布零散，现存的厚度在1~2 m至10~40 cm之间，愈向高处愈薄。该湖滩岩类型属典型湖相沉积岩系，覆盖在基岩或湖岸堤之上（图版Ⅱ-8）。

二、湖滩岩的矿物岩石学特征

除纳木错沿岸外，在那曲西部的错鄂湖畔也发现了湖滩岩，现仅从目前不同地区采集

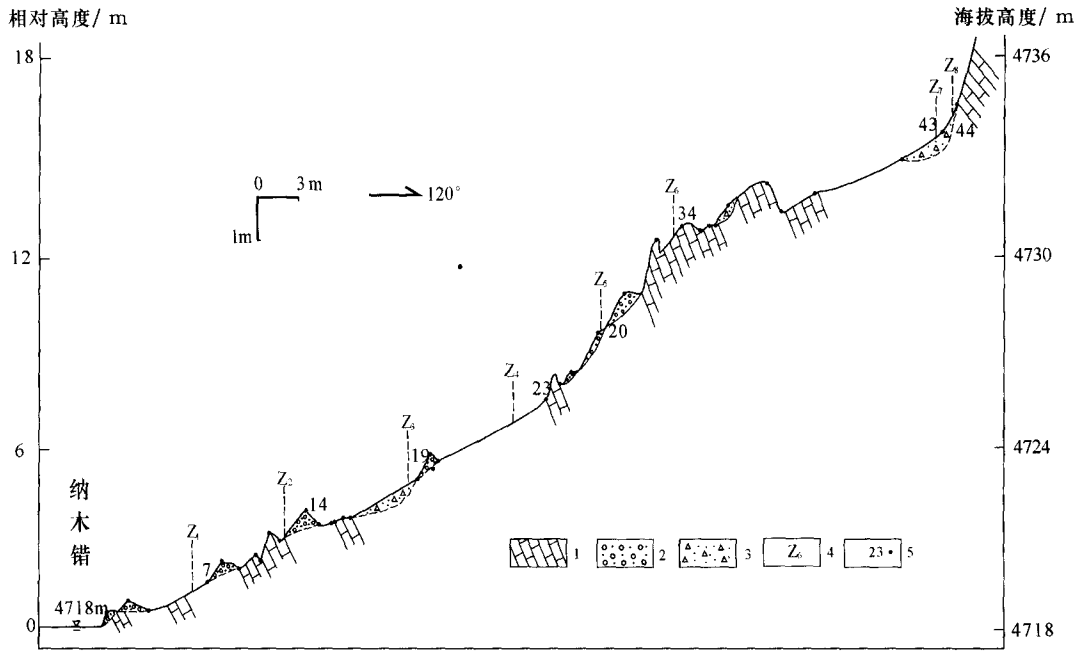


图 2-8 纳木错扎西多半岛多青的湖滩岩剖面

Fig.2-8 Section of lacustrine beach rocks at Duoqing in Zaxiduo peninsula, Nam Co

1—白垩纪灰岩；2—砂砾石；3—湖滩岩；4—水准仪基点；5—水准仪测点

的 10 个样品的初步研究，分析探讨其矿物岩石学特征（朱大岗等，2003）。

1. 岩石学特征

岩石薄片观察表明，该岩石呈砂状、砾状结构，块状构造，基底式胶结。砂砾成分以亮晶方解石为主，次为白云石、石英与少量斜长石、钾长石等，以及花岗岩、火山岩、变质岩、砂岩、碳酸盐岩岩屑，偶见石榴子石、锆石及燧石碎屑。含少量生物碎屑，如藻类、介形虫、螺壳类化石等。胶结物由泥晶高镁方解石组成，局部掺杂有少许氧化铁质。其岩石类型的典型代表有如下三种。

（1）亮晶砂屑藻凝块灰岩。岩石由粒屑与填隙物组成，陆源砂级碎屑少量。粒屑以藻凝块为主（45%～50%），砂级内碎屑次之（25%），0.1～2 mm。藻凝块呈不规则凝块状，砂级内碎屑呈次棱角—次圆状，杂乱分布，其边界不十分清晰。生物碎屑少量，主要为介形虫、藻类、少量螺壳类化石碎屑（可能为耳萝卜螺 *Radix auricularia* Linne,），较完整，0.5～2 mm。鲕粒较少，为同心鲕，个别核心可见陆源砂级碎屑。陆源砂级碎屑（5%）主要为石英，少量长石、岩屑，次棱角—次圆状为主，少量岩屑次圆—圆状，0.1～2 mm。填隙物主要为亮晶方解石胶结物（15%），0.01～0.05 mm，泥晶高镁方解石次之（5%），硅质少量，文石（5%）呈纤状，纤长 0.01～0.05 mm，垂直粒屑边界生长（图版Ⅲ-1）。岩石呈凝块状结构，块状构造，基底式胶结。

（2）泥晶白云质砾岩。岩石主要由砾及砂级碎屑与填隙物组成，砾级碎屑（70%～80%），主要由细晶白云岩、亮晶砂屑鲕粒灰岩、泥晶灰岩、含砂质藻凝块泥晶灰岩等组

成，次圆—圆状，2～15 mm，略定向。砂级碎屑（15%～20%）由灰岩、细晶白云岩等岩屑及石英、长石组成，次棱角—次圆状，杂乱分布，0.1～0.5 mm。生物碎屑少量（图版Ⅲ-2），可见介形虫等，1～2 mm。填隙物主要为泥晶高镁方解石（5%），常呈环边状分布于砂砾级碎屑边部。文石（5%）呈纤状，纤长0.01～0.05 mm，垂直粒屑边界生长。岩石呈粗砂状、含砾砂状、砾状结构，块状构造，基底式胶结。

（3）方解石胶结（含砾）岩屑砂岩。岩石主要由砂及砾级碎屑与填隙物组成。砾级碎屑（10%）由硅质岩、花岗岩、杂砂岩、长英质糜棱岩等组成，次棱角—次圆状，2～4 mm。砂级碎屑（55%）由钾长石、石英、岩屑组成，次棱角—次圆状，杂乱分布，0.1～1 mm。岩屑有粘土岩、石英砂岩、硅质岩、糜棱岩等。偶见石榴子石、锆石及燧石碎屑，局部掺杂有少许氧化铁质。岩石呈砂质砾状结构，块状构造，基底式胶结（图版Ⅲ-3）。填隙物主要为方解石（35%）胶结物，它形粒状，0.01～0.2 mm，镶嵌状分布。少量文石，呈纤维状，0.01～0.05 mm。

2. 矿物学特征

显微镜下观察表明，碳酸盐胶结物多呈清晰的偏三角面体，为高镁方解石常见的晶形。但X射线衍射定量分析证实，胶结物是由含镁高的方解石为主（>80%）、石英（<5%）、长石（<5%）、白云石（<5%）、赤铁矿（<5%）、文石少量（图2-9）组成。说明湖滩岩成岩后经过的时间较长，高镁方解石多已发生退变，成为含镁高的方解石，但仍保留有高镁方解石的假象。

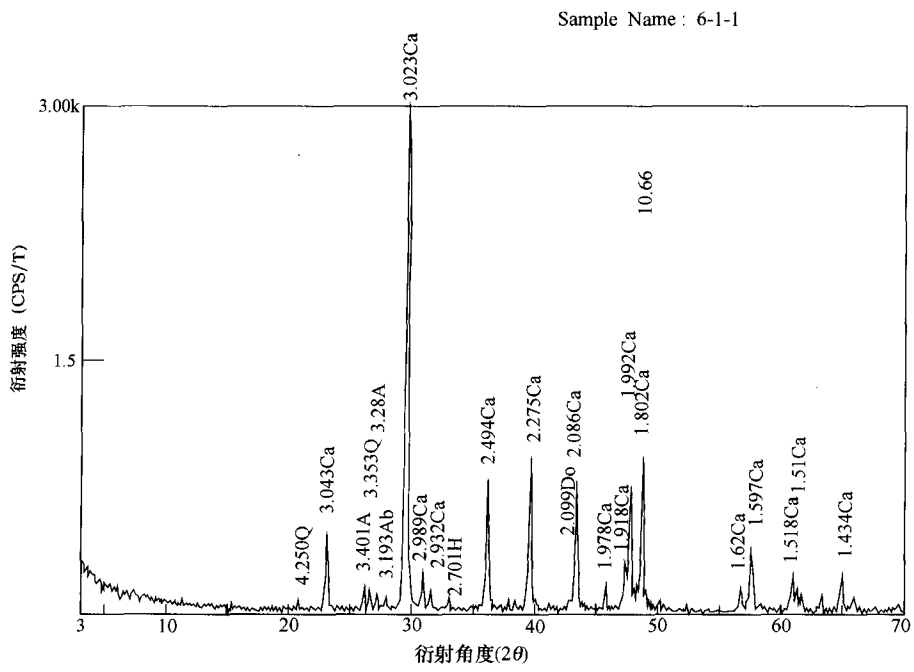


图2-9 湖滩岩胶结物X射线衍射图谱

Fig.2-9 X-ray diffraction pattern of the cement in lacustrine beach rocks

Ca—含镁高的方解石；Q—石英；Ab—长石；D—白云石；H—赤铁矿；A—文石

3. 湖滩岩的定义

根据其产状、岩性及地质特征，我们将“湖滩岩”（lacustrine beach rock）定义为“一种发育在湖滩带上拍岸浪和周期性湖水涨落影响区间石化了的湖相沉积物”（朱大岗等，2002）。因此，湖滩岩的机械颗粒组分可以是多种多样的，从含火山岩、花岗岩、砂岩、变质岩岩屑，到全是碳酸盐岩碎屑；砂和砾都胶结得很好，胶结物几乎全为微细粒碳酸盐物质。

三、湖滩岩的 U 系法测年

在纳木错沿岸，湖相与湖滨相沉积广泛分布。湖滩岩出现于拔湖 26 m 以下，个别地点可达 30 m。我们测定的 3 个铀系测年样品，均为湖滨相砂砾岩。分别为纳木错东北岸的期波拉、扎西多半岛的多青岛西北岸与多穷岛西南岸，另 2 个作为对比的样品来自林周阿朗、当雄东黑青虹等湖外地区。

1. 铀系法年龄测定

铀系法年龄测定的湖滩岩样品，均为不纯的碳酸盐。因其往往是如下 3 种类型物质的混合物：①基质矿物颗粒或岩石碎片；②不同年龄的非碳酸盐自生物质；③自生的碳酸钙，已引进了初始的^{230}Th，而不符合铀系法测年的基本要求。实践证明，用物理方法很难把碳酸盐相和非碳酸盐相完全分开。为了消除非碳酸盐碎屑组分对碳酸盐组分的污染，常用的方法是根据不同的假定前提而建立理论模式来校正污染的影响。也就是在化学处理样品时，以稀酸（$<4N\ HNO_3$ 或 HCl）淋取样品，分成稀酸可溶组分（碳酸盐相）和稀酸不可溶组分（碎屑相），并以^{232}Th 为“示踪”，分别测定可溶组分和不可溶组分的$^{230}Th/^{232}Th$、$^{234}U/^{232}Th$ 和$^{238}U/^{232}Th$ 比值来对污染进行校正（详见第五章）。这种方法的一个重要前提是用稀酸淋取样品时不发生铀钍同位素的分馏。然而，在实际操作中往往难于把握。这直接影响了年龄数据的可靠性。为此，我们采用了全溶样品的等时线技术（Luo and Ku，1991），其流程如下：测年样品经过研磨、浸泡、过筛，分为 <250、$250\sim125$ 和 >125 目的 3 个子样品，然后分别进行 U 和 Th 的分离、纯化及其 α 谱测量；最后，对 U 和 Th 同位素比值和年龄值进行计算和校正。经过校正的铀系等时线年龄测定结果如表 2-4。

2. 铀系法年龄结果分析

上述富含碳酸盐的湖相或湖滨相沉积的铀系全溶样品的等时线年龄测定结果表明，湖滩岩形成于（13.9±1.1）～（29.3±2.7）ka B.P. 的晚更新世中晚期（表 2-4）。

表 2-4　纳木错湖滩岩的铀系测年结果

Tab.2-4　U-series dating results of lacustrine beach rocks from the Nam Co

样品编号	剖面地点与采样部位	拔湖/m	海拔/m	湖滩岩岩性	$w(CaCO_3)$ /%	年龄（B.P.）/ka
BD6075-1	当雄东黑青虹			钙质砾岩		14.4±1.8
5-22-1	林周县阿朗乡			钙质砾岩		13.9±1.1
6-8-1	期波拉 16.8 m 湖岸堤上部	16.5	4734.5	砂砾岩	<5	29.3±2.7
6-3-1	多青岛西北岸东溶洞底砂砾岩上部	20.5	4738.5	白云质砾岩	78	18.7±3.8
6-1-1	多穷岛西南岸湖蚀台地基岩石缝中	15.4	4733.4	亮晶砂屑灰岩	>95	26.7±2.8

四、湖滩岩的成因探讨

在青藏高原，湖滩岩目前仅见于咸水、半咸水的纳木错、错鄂等湖泊，其成因与现代海滩岩的形成环境相似，但湖滩岩与海滩岩（赵希涛等，1978；王为，1998）既有共性，又各自有其特殊性。

1. 沉积类型与保存部位

从地理分布看，湖滩岩仅发现在纳木错拔湖 26 m 以下的湖滩上，且呈环状分布，表明其形成与纳木错期湖水快速退缩有关，且与纳木错湖水逐渐浓缩由淡水向半咸水转变有关。

从地貌部位看，湖滩岩多发育在伸向纳木错湖中的半岛和岬角两侧及湖蚀洞、湖蚀凹槽等侵蚀与堆积过渡地段的高湖岸堤湖滩，这里的侵蚀与堆积作用均不甚强烈，湖滩坡度中等，宽度不大，沉积成岩条件良好。

从形成环境看，湖滩岩均发育在环纳木错的湖湾、潟湖及半岛附近地段，远离河流、冰川等淡水补给源，可能与局部湖水中钙质、矿物质含量较高有关。

2. 矿物岩石特征

从矿物和岩性特征看，湖滩岩的胶结物是在纳木错半咸湖水中经常形成的文石。生物碎屑中不稳定和亚稳定的文石与高镁方解石矿物还没有发生变化，岩石孔隙是粒间孔隙未被完全胶结充填所致，没有生物碎屑被溶解而形成的孔洞，表明其形成与纳木错湖水周期性升降有关，可能是大湖岸堤时动荡湖水经蒸发作用而形成。

五、湖滩岩与湖泊演化和环境变化

湖滩岩是在特定的环境和特定的地貌部位形成的特殊沉积（朱大岗等，2003）。因此，湖滩岩的研究对湖岸地貌发育、地层成因与对比、碳酸盐成岩作用、湖泊演化与古地理、环境变化与古气候，以及地壳运动等方面，都有重要的理论意义。

1. 湖滩岩与湖泊演化

湖滩岩形成于大湖岸堤时的潮间带与湖浪带，因此，古湖滩岩是重建古湖岸线的重要标志，可以根据其保存状况来推断湖泊的相对变迁，进而探讨湖面变化和地壳隆升问题。

从湖滩岩的保存高度看，它已构成 1.5 ~ 8.3 m、8.3 ~ 15.6 m、14 ~ 19.9 m、18.7 ~ 25.8 m 等四级较明显的湖滩岩阶地。表明湖滩岩形成时纳木错湖水面高于现代，并有四次明显的成长期，其铀系年龄测定最高一级湖滩岩是在 3 万年前形成的，表明该地区在近几万年间地壳有相当大的抬升，环境也发生了很大的改变，这与用其他方法得出的青藏高原在近几万年来有快速隆升的观点相一致。

2. 湖滩岩与环境变化

湖滩沉积物中碳酸盐含量的多少与湖泊局部咸化有关，而湖水局部咸化取决于地貌部位的差异，地形起伏大、波浪能量大的湖岸湖相沉积物的碳酸钙含量少，不利于形成湖滩岩；相反，低地湖岸的湖相沉积物中则可能含有大量的碳酸钙，但湖滩沉积物中碳酸钙含量多少与湖滩沉积物的粒径无直接关系。

湖滩岩构成高原湖岸的一种特殊地貌类型。由于它已不同程度地胶结成岩，对湖泊波浪与潮流的侵蚀有一定的抗御能力，在某种程度上起到类似基岩湖岸的作用，它改变着松

散沉积组成的湖岸的侵蚀、搬运与堆积。其成岩作用及后期变化的研究，对了解古代湖泊碳酸盐岩的形成环境、成岩作用及变化，是一个有益的借鉴。

同时，湖滩岩又是在特定气候、水化学条件、地貌部位下沉积与成岩的，因而可根据其岩性、岩相及其所反映的气候与环境条件来进行地层对比，它既具有岩石地层学意义，也具有气候地层学以至生物地层学意义。

在环纳木错周缘发现的湖滩岩是高原气候变化的一个标志，可以此来推论古湖滩岩形成时期的环境变化状况。由于湖滩岩分部范围较广，而且主要沿四级湖岸阶地展布，其矿物成分和岩石的结构构造也有所差异，反映出湖滩岩形成时气温、湿度等环境的变化状况。

第四节　藏北高原古大湖的发现及其演化

高原湖泊的发育是和整个高原的发育历史紧密相关的，特别是第四纪以来新构造运动的强烈断块隆起，以及由此带来的高原自然环境巨大变化，对高原湖泊的发育产生了深刻的影响，这种影响尤其表现在湖盆的形成与结构、湖泊的沉积方式、湖泊的演化，以及某些湖泊的消亡等许多方面。

半个多世纪以来，我国科学家对纳木错进行过一系列科学考察（徐近之，1937；郑绵平等，1958～1961，1974；中国科学院青藏高原综合科学考察队，1983，1984；韩同林，1983，1984）。他们发现了不同高度的3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（李炳元，1998；中科院地理所，1990）。郑绵平等（1983，1989）认为“以色林错-纳木错湖区为例，在晚更新世早中期，该湖区仍为互相连通的外流湖，总面积约达28900 km^2”。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（40～28/25）ka B.P.时期为泛湖期（pan-lake stage）和“大湖期”的观点，但涉及纳木错地区的资料很少。

根据2000年6～8月和2001年4～7月间，我们两次在纳木错沿岸进行的详细野外地质调查与填图资料，和对若干湖岸阶地、湖岸堤与湖相沉积剖面进行的水准仪测量与剖面采样，以及对邻近的仁错、久如错、木纠错等湖泊，那曲、安多地区的藏北内流区与怒江水系的分水岭等地，进行的路线地质调查和综合研究，提出在藏北高原东南部存在一个晚更新世古大湖的观点（朱大岗等，2001）。现将水准仪测量和部分样品的铀系年代学研究的初步结果，及有关纳木错晚更新世湖泊发育与藏北高原东南部晚更新世古大湖演化的初步设想，简述如下。

一、藏北高原东南部古大湖存在的证据

藏北高原现代湖泊大多数为封闭的咸水湖和盐湖，其周围分布有湖泊收缩时残留的湖滨相砂砾石或由湖蚀崖构成的古湖岸线、粉砂质粘土组成的湖积阶地，这些地质地貌特征是重建古湖面高度和计算古湖泊面积的标志（郑绵平等，1989）。古湖岸线包括湖滨阶地、砂砾堤等堆积地形以及湖蚀柱、湖蚀崖、湖蚀洞穴等侵蚀地形，它们是不同时期湖面较长时期停留在湖岸所遗留下来的标志。

1. 湖岸阶地的证据

我们在纳木错沿岸，特别是其西北岸的野外地质调查与填图中，不仅发现和用水准仪实测了高出湖面 1.5～8.3 m，8.3～15.6 m，14.0～19.9 m，18.7～25.8 m，26.0～37.3 m 和 38.3～47.6 m 等 6 级宽广的湖相堆积阶地或基座阶地，还发现有分布于若干基岩山坡之上的、高出现代纳木错湖水面 48～139.2 m 的高位湖相沉积。另外，还见有环湖分布的数十条湖岸砾石堤。在纳木错西北岸和北岸，又发现了连通纳木错与仁错、久如错及纳木错与申错、巴木错的分水岭谷地及垭口，由高出纳木错 20 m 左右的第四级湖岸阶地堆积所组成，且垭口北面还保存着高出纳木错湖面 25 m 左右的第四级湖岸阶地及覆于湖岸阶地之上的湖岸砾石堤。这无可争议地证明了纳木错（湖面海拔 4718 m）与湖面高度分别比它低 70 m 与 40 m 的仁错（包括湖面高程 4648 m 的仁错约玛与湖面高程 4650 m 的仁错贡玛，两者间有湖岸堤分隔，但有小河相连）、久如错（湖面海拔 4678 m，与仁错有河流相互连通）、申错、巴木错（4555 m）等曾经是相互连通的一个大湖。

2. 分离湖泊的连通

根据我们在室内对藏北地区 400 多张 1∶10 万、20 多张 1∶25 万地形图及遥感影像图的综合解译分析，色林错与仁错、久如错、巴木错，以及扎日南木错与许如错、拉果错等的分水岭谷地，其地形地貌特征、遥感影像特征和野外已知的纳木错与仁错、久如错、巴木错的分水岭谷地特征基本一致，故可大致推测它们也为湖岸阶地堆积所组成，但尚需野外证实。

鉴于纳木错是藏北高原内流区南部海拔最高的大湖，它与色林错等大湖均有宽谷相通，这些宽谷中的分水垭口的海拔高度，均低于已经确认的纳木错古湖面的高度——海拔 4718～4868 m。因此，我们有大量的证据证明，藏北高原南部现存的几个大湖，包括纳木错、色林错和扎日南木错、当惹雍错，以及与它们相邻的大量中小湖泊，在中、晚更新世中的某几个时期，并非仅以河流相互沟通，而是曾经数度相连，成为一两个统一的大湖，各湖的面积可达 40000～60000 km^2 或更多，其总面积可达 90000～100000 km^2。古大湖位于拉萨地块北部的藏北高原腹地，主体展布于由班公错-怒江带、念青唐古拉山脉和冈底斯山脉所组成的三角形区域内。我们将这一两个数度存在的古大湖，称为“古羌塘湖”或“古羌塘东湖”与“古羌塘西湖”（表 2-5）。该古大湖随着青藏高原以后的隆起、气候的恶化而收缩和分崩离析，逐渐演变成为现今的面貌（朱大岗等，2001）。

表 2-5　藏北高原古羌塘湖两大湖泊的主要特征

Tab.2-5　Major features of two Old Qiangtang Large Lakes in the northern Tibetan Plateau

古湖泊	区位			现代主要湖泊及其海拔/m	最高湖面海拔/m	古湖期湖面面积/km^2
	区域	纬度/N°	经度/E°			
羌塘东湖	羌塘高原东南部	31.0～33.0	87.0～91.8	色林错（4530）、纳木错（4718）、班戈错、崩则错、鸦个冬错、格仁错、巴木错（4555）、申错、仁错	4868	约 60000
羌塘西湖	羌塘高原西南部	30.0～33.0	83.0～87.0	扎日南木错（4613）、当惹雍错（4535）、许如错（4714）、昂孜错（4683）、拉果错、塔若错、昂拉仁错	4864	约 40000

（据朱大岗等，2001）

二、纳木错和仁错-久如错等的联合、分离与藏北高原古大湖的关系

由于在纳木错沿岸发现有高出现代湖面达 140 m 的湖相沉积分布，且纳木错与其北的申错、巴木错及纳木错与其西侧的久如错、仁错的分水岭谷地，仅分别高出纳木错 85 m 与 20 m，因此，我们有理由推断纳木错与其北的申错、巴木错及纳木错与其西的久如错、仁错在地质历史上曾经连通过。但是否连通与何时连通，却是需要认真求证的科学问题。

1. 纳木错和仁错-久如错等的联合与藏北高原古大湖

我们已在野外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，发现了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，是相互连通的大湖（图 2-10）。而且仁错与其以西的木纠错（有河流流入色林错盆地的错鄂湖）之间的分水岭宽谷（宽达 8 km），只有海拔不到 4700 m，仅高出仁错贡玛（海拔 4650 m）不足 50 m。因此，我们有理由推论，在纳木错的第三级阶地与第四级阶地形成时期，纳木错是与色林错连通的一个大湖，而不是通过河流相连的两个湖。而且，我们还在仁错-久如错分水岭上（图版Ⅲ-4、图版Ⅲ-5）、纳木错与申错分水岭上都发现有湖相沉积，并在那曲南部、安多西部等 6 个点上都发现了海拔 4700 ~ 4800 m（现在内外流区分水岭的海拔高度为 4695 m）的湖相地层，进一步证明了古大湖确实存在。

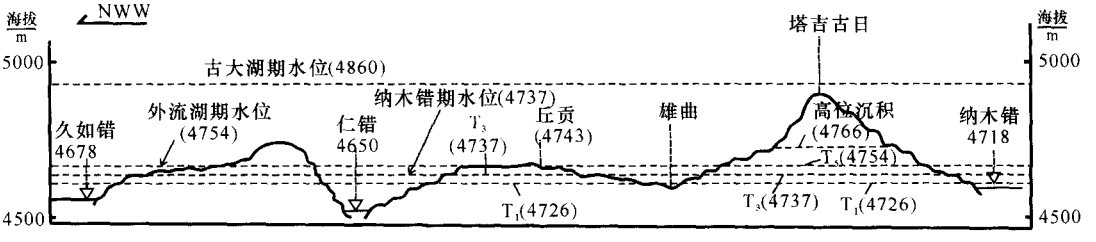


图 2-10　纳木错-仁错-久如错湖相沉积剖面对比示意图

Fig.2-10　Correlation of three lake deposit sections in the Nam Co, Ren Co and Jiuru Co, respectively

在班戈县保吉乡仁错北岸的马尺西、久如错东岸的高位湖相沉积，分布的海拔高度为 4750 ~ 4800 m。在我们实测的 4 条剖面中，其湖相沉积主要由细砂层、含粘土细砂层夹透镜状含粘土粉砂透镜体组成，出露厚度介于 0.8 ~ 1.5 m 之间（图 2-11），其铀系年龄为（39.4 ± 4.5）~（47.5 ± 3.3）ka B.P.，属晚更新世中—晚期。

2. 那曲流域的高位湖相沉积与藏北高原古大湖

那曲为怒江上游，除干流上的中型外流湖错那和小湖弄嘎和星散于藏北高原上的小湖外，没有任何大中型湖泊。在错那东岸和错那与垄嘎两湖间的沙坝上，只看见拔湖不到 5 m、几个只有一两厘米厚的薄层浅灰色砂层，似为湖相沉积，其沿湖的湖岸堤很少，拔湖高度很小，不会超过 2 m，说明这两个外流湖的形成时间很短，并在形成后曾几度有短暂的扩张时期。正因为它们是外流湖，其下游的谷地宽广，如果湖面上升 2 ~ 3 m，则湖泊面积将大大增加，而湖水体积则更呈几何级数增加，为维持这么高的湖面，则该时期的来水量是非常可观的。然而，正是在怒江上游外流区，我们却发现了 3 处高位的古湖相沉

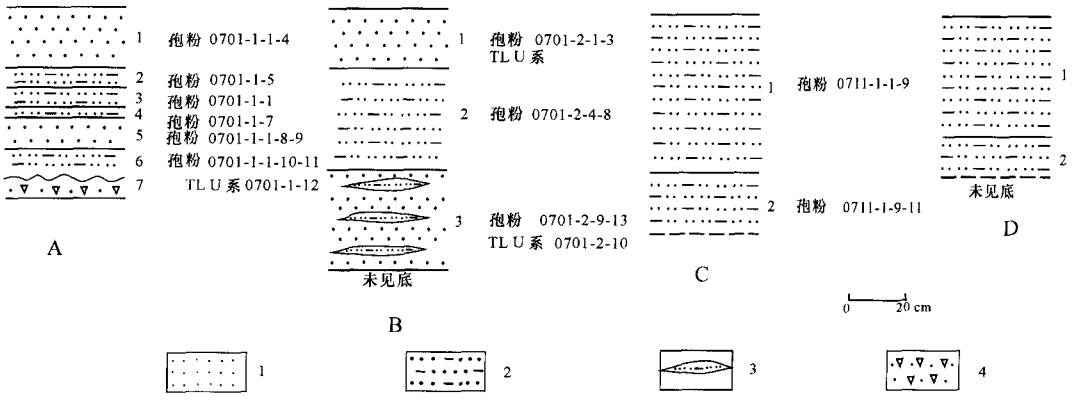


图 2-11 班戈县仁错-久如错湖积台地实测剖面图

Fig.2-11 Measured section of lake terraces in Ren Co—Jiuru Co, Bange city

1—细砂；2—含粘土粉砂；3—含粘土粉砂透镜体；4—碎石风化壳；A—PQ_{20-1}剖面；B—PQ_{20-2}剖面；C—PQ_{20-3}剖面；D—PQ_{20-4}剖面

积：①为错那西北岸青藏铁路以西的洗夏达琼来钦玛，湖相沉积分布于一条东西向小山脉的北坡，其海拔高度为 4730 m（图版Ⅲ-6）。该套湖相沉积可向西延伸，越过现代内、外流水系的分水岭。测年结果（44.2±4.7ka B.P.）表明，其形成年代为晚更新世中晚期的末次冰期间冰段。②为那曲县桑雄乡以北青藏公路边的热脚，测年结果（34.2±4.7ka B.P.）表明，其形成年代为晚更新世中晚期的末次冰期间冰段。③为其南的夹不弄，也在怒江上游外流区。②、③顶面海拔分别为 4740 m 和 4760 m。这些湖相沉积都分布于开阔的斜坡上，不可能是局部受堵而形成的小湖，他们应当是“羌塘古大湖”的一部分。

藏北内流区东部湖区，包括错鄂、乃日平错、懂错、蓬错、崩错和纳木错等大中型湖泊，其周缘古湖相沉积发育。其中错鄂是藏北内流区最东的一个内流湖，南北长约14 km，东西宽约 6 km，面积约 60 km^2，湖面海拔约为 4515 m。它与其东的那曲仅以宽浅的洼地相隔，洼地中散布着大量的小型湖沼，分水谷地的海拔仅为 4546 m。近年来，在错鄂钻取了一个长达 201 m 的湖相钻孔岩心，所采集的 400 个孢粉样品的分析结果表明，在近 2.8 Ma 以来的 2.8～0.8 MaB.P. 之间，该地区曾多次生长山地暗针叶林。目前，山地寒温带暗针叶林分布的海拔高度一般在 3000～4000 m 左右，其最大高度不超过 4300 m（吕厚远等，2001）。这至少印证了，在上新世晚期至早更新世时期，藏北高原湖盆区已上升到很高的海拔高度。在错鄂东南岸即小山嘎杂（海拔 4871 m）西北坡，从海拔 4535 m 起，一直到海拔 4800 m 止，典型的湖相沉积连续覆盖于山坡之上，其厚度从大约 3 m 逐级减薄为 0.2～0.3 m。另外，在错鄂与蓬错的分水岭宽谷的靠蓬错一侧，也发现了高位湖相沉积。

3. 藏北高原古大湖的存在时期

从上面的分析中可见，纳木错第四级阶地与拔湖更高的湖相沉积物堆积时期，是藏北高原东南部古大湖发育的几个高湖面阶段。其中的最高湖面阶段，纳木错与申错及藏北高原东南部的大多数古湖，如古色林错、古格仁错、古吴如错、古达则错、古昂孜错等，都是互相连通的，可称为“古羌塘东湖”（图 2-12）。而藏北高原西南部的古当惹错、古扎日

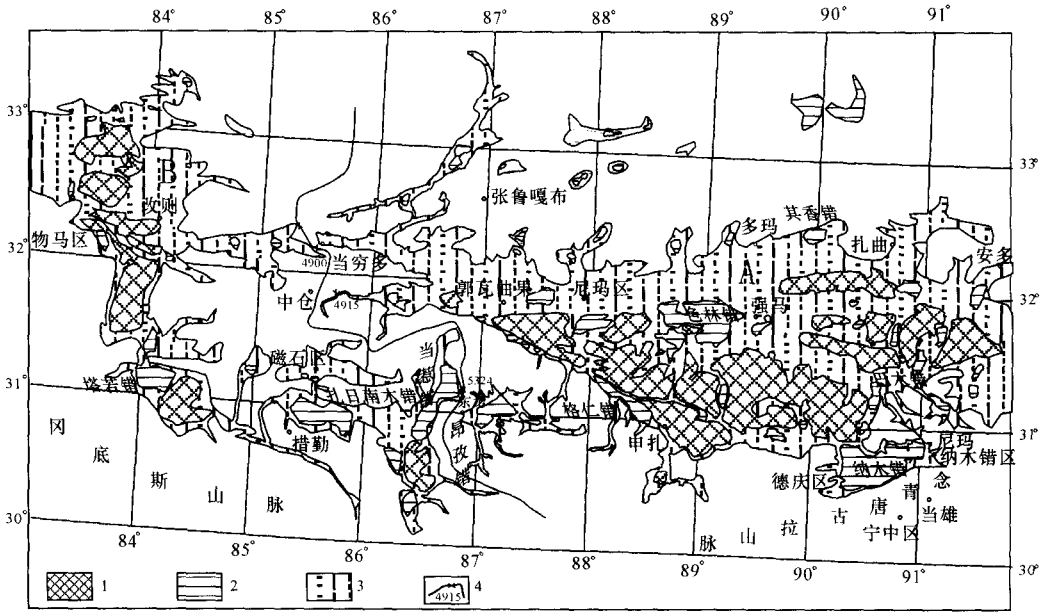


图 2-12　藏北“古羌塘湖”示意图

Fig.2-12　Sketch map showing the location of the “Old Qiangtang Lake” in the northern Tibetan Plateau

（据朱大岗等，2001）

A—古羌塘东湖；B—古羌塘西湖；1—古湖中的岛屿；2—现代湖泊；3—古湖泊范围；4—分水岭

南木错、古塔若错、古扎布耶、古洞错等也是相互连通的，可称为“古羌塘西湖”。甚至在某个时段，“古羌塘东湖”与“古羌塘西湖”也一度相通，成为真正的“古羌塘湖”。

而发育于末次冰期间冰段（40～28 ka B.P. 或 40～25 ka B.P.）的“泛湖期”（郑绵平等，2000）或“大湖期”（李炳元，2000），可能只是我们所提出的“古羌塘湖”演化历史中被解体前的最后一个发育阶段，而且当时的湖泊范围已较以前的几个阶段，特别是其面积最大阶段已大大地减小了，湖面高度也大大降低了。

至于古羌塘湖规模最大与湖面最高时期的时代、古湖分布范围、湖面高度与湖泊环境等特征，正是我们今后工作中所要研究的首要目标。末次大湖期的时代，从第三、四级湖相阶地及其上覆南侧支沟的河流沉积与地貌特征，以及在纳木错东南岸与念青唐古拉山脉西北坡的交汇处发现的高达 30 m 的湖积阶地上的冰碛物特征来看，至少发生于末次冰期间冰段（40～28 ka B.P. 或 40～25 ka B.P.）的可能性是较大的；而根据铀系法测定，目前已知最高湖相沉积的形成时代为（115.9 ± 12.1）ka B.P.。因此，藏北高原东南部古大湖存在的时间至少为晚更新世以来。

三、藏北高原东南部古大湖演化

根据前述纳木错湖泊沉积、湖岸堤、湖成阶地、湖蚀地形等的初步研究结果，结合铀系等时线年龄测定结果，我们可以将纳木错及其邻近地区晚更新世以来的湖泊发育历史与藏北高原东南部古大湖演化（赵希涛等，2002），划分为如下几个阶段。

1. 羌塘古大湖期

即藏北高原东南部古大湖最发育阶段。纳木错沿岸高位湖相沉积的发现及其铀系法年龄测定结果（115.9～71.8ka B.P.）表明，在晚更新世早期即末次间冰期时，纳木错已发育成为一个充满盆地的深水大湖。由于纳木错与邻近仁错-久如错和申错湖盆的分水岭，仅分别高出纳木错现今湖面 20 和 52 m，故古纳木错必然通过各分水岭与其他湖盆连通成为一个统一的古大湖，而不是通过河道相连的外流湖（图 2-13a）。

为了证实我们对羌塘高原南部存在古大湖的猜想，我们进行了如下两方面工作：一是在室内解译了涵盖整个羌塘高原及邻区的 1:10 万地形图共 444 幅及有关遥感影像图。解译结果表明，色林错与仁错、久如错、巴木错等，以及扎日南木错与许如错、拉果错等的分水岭谷地，其地形地貌特征、遥感影像特征和野外已知的纳木错与仁错、久如错、巴木错的分水岭谷地特征基本一致，故可大致推测它们也为湖岸阶地堆积所组成。如以海拔 4740～4850 m 作为古大湖的湖面（考虑后期高原隆升幅度的差异），则纳木错与羌塘高原东南部的若干大中型湖泊，如其北方的申错与巴木错和西北方的仁错、久如错、木纠错、错鄂、色林错与班戈错等湖都是连通的，而色林错与其以西与西南方向的吴如错、达则错、格仁错和昂孜错及以东、东北与东南方向的其香错、东恰错、兹格塘错、董错、蓬错、错鄂和乃日平错等湖也是相连的。二是在继续研究纳木错本身之外，还向西北方向考察了久如错、仁错及其与木纠错的分水岭，向东北方向考察了当雄至安多的青藏公路沿线及兹格塘错与错鄂间的分水岭地区，从而在久如错与仁错沿岸和藏北内流区分水岭地区及其以外，发现了若干典型的高位湖相沉积物剖面。这些剖面湖相沉积物样品的部分铀系等时线年龄测定结果也列于表 2-1 中。另外，水准仪测量结果可以高于现代纳木错湖水面的高度划分为：古大湖期 140～26 m。

因此，纳木错与前述羌塘高原东南部的若干大中型湖泊，以至现今怒江上源的错那和若干已消失的古湖，曾是连在一起的古大湖，故可命名为“古羌塘东湖”。而羌塘高原中南部和西南部，则有可能是扎日南木错与塔若错、当惹雍错等湖泊连成一片，从洞错到班公错连为一体，可分别称为“古羌塘南湖”和“古羌塘西湖”。上述古湖的分水岭多在海拔 4800～4850 m 间，说不定在某一或某几时段，它们甚至连通在一起，这时则形成为巨大的“古羌塘湖”，其总面积可达 100000～200000 km^2 以上，是现今湖泊面积的 10～20 倍。

同时，在晚更新世中期的前期也就是末次冰期早期，包括纳木错在内的古大湖湖面曾有过明显的下降，形成了纳木错沿岸的高位湖相沉积。以后，在晚更新世中期的后期，也就是末次冰期间冰段之初的 53.7 ka B.P. 和 41.2～39.5 ka B.P. 前后，古大湖湖面也曾发生过两次较明显的升降，从而形成了纳木错沿岸的第六级和第五级湖积阶地。

2. 外流湖期

即藏北高原东南部古大湖分裂阶段。大约在 40～35 ka B.P. 间，也就是末次冰期间冰段中期，羌塘高原东南部古大湖湖面再次上升之时，可能湖水冲开了古大湖与怒江水系的分水岭而外泄，使古大湖湖面急剧下降，并局部解体，从而使充填纳木错等盆地的古湖与残留的古大湖分离。由于当时水汽来源丰沛，故湖水不断从纳木错西北宽约 2 km、高出现今纳木错湖面约 26 m 的雄曲-那曲谷地，向北西西方向溢出。由于外泄河流的下切，形成了（35.2±3.0）ka B.P. 前后、拔湖 18.7～25.8 m 的第四级阶地和拔湖 21.5～22.2 m 的

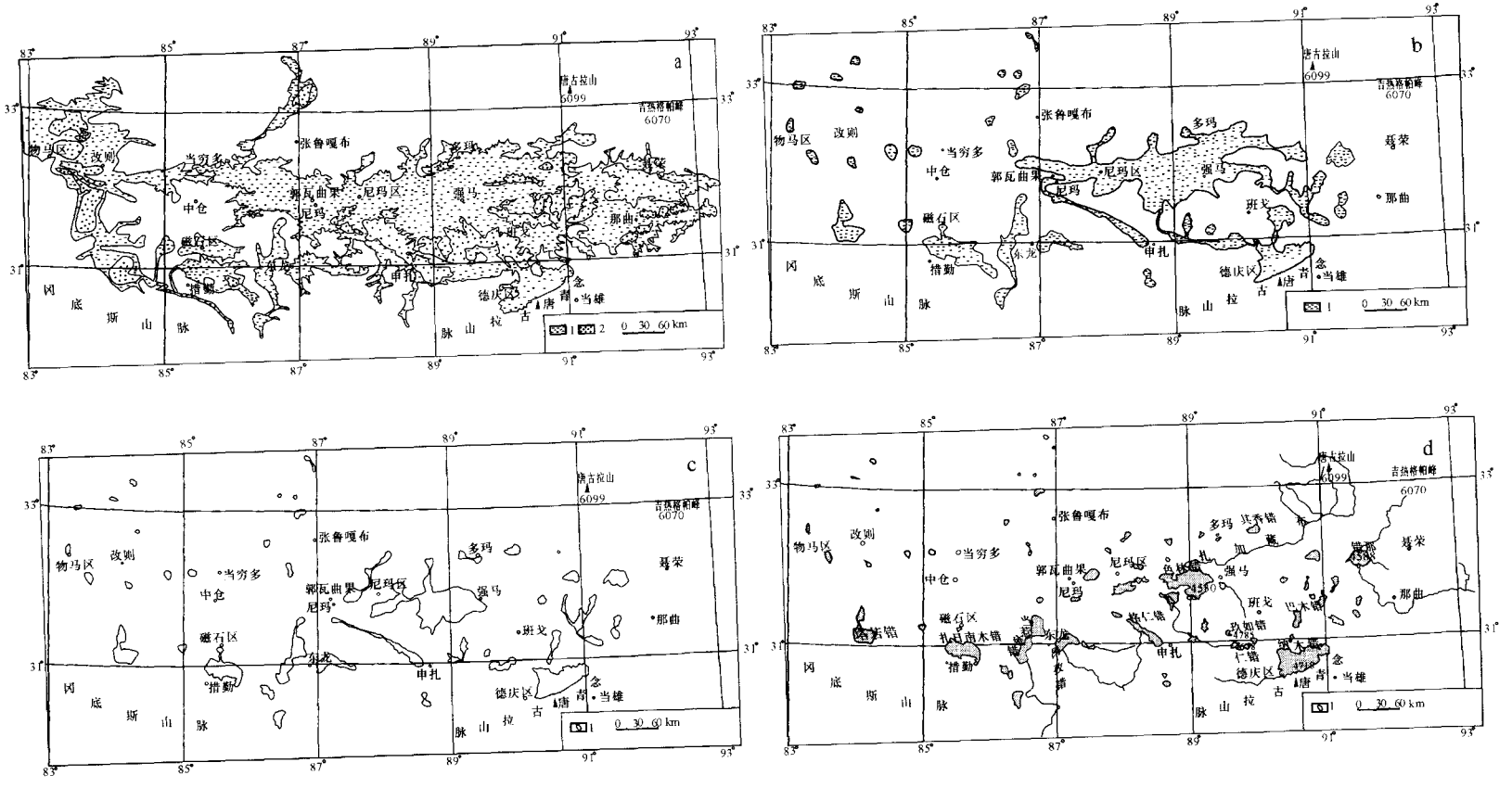


图 2-13　藏北高原晚更新世古大湖演化过程示意图

Fig.2-13　Sketch map showing the evolution process of Late Pleistocene Old Large Lakes in the northern Tibetan Plateau

a—羌塘古大湖期，1—古大湖，2—古大湖中的岛屿；b—外流湖期，1—古湖泊；c—纳木错期，1—古湖泊；d—现代藏北群湖期，1—现代湖泊

湖蚀地形（图 2-13b）。另外，水准仪测量结果可以高于现代纳木错湖水面的高度划分为：外流湖期为 26 ~ 19 m。

大约在 35.2 ~ 32.3 ka B.P. 间，某一短时间内的湖面下降，（32.3 ± 4.4）ka B.P. 前后湖面再次上升，并保持了相当时段，湖水继续从纳木错西北高出现今纳木错湖面近 20 m 的雄曲—那曲谷地分水垭口处的谷底，向北西西方向溢出。从而形成了拔湖 14.0 ~ 19.9 m 的第三级湖积阶地和拔湖 17.5 ~ 19.8 m、沿湖广泛分布的湖蚀地形。

3. 纳木错期

即藏北高原古大湖演化的晚期阶段。随着青藏高原快速隆升到接近现代的高度，成为南亚季风的屏障。随着末次冰期晚期特别是盛冰期的到来，藏北高原气候日渐干旱化，各湖湖水的补给赶不上蒸发，湖面开始下降。当湖面降到雄曲-那曲谷地的分水垭口后，湖水再也不能外泄了，现代纳木错得以形成，其时间应在（32.3 ± 4.4）ka B.P. 之后和第二级阶地底部堆积形成的时间（28.2 ± 2.8）ka B.P. 之前，大致稍早于（29.3 ± 2.7）ka B.P.。此后，纳木错湖面又经历了两次明显的波动和数十次小的停顿，从而形成了拔湖 8.3 ~ 15.6 m 和 1.5 ~ 8.3 m 的第二级与第一级阶地，以及多达 30 条的湖岸砂砾堤（图版 Ⅰ-8）（图 2-13c）。另外，水准仪测量结果可以高于现代纳木错湖水面的高度划分为：纳木错期 < 19 m。

4. 古大湖演化与环境变化

由于青藏高原快速隆起使西藏古大湖演化逐渐加强；尤其是晚更新世以来藏北高原“古大湖”也进一步分离，湖水大量外泻；全新世以来纳木错等湖泊又快速退缩，发生了一系列变化：湖泊变浅、咸化或干枯，或由于水系变迁而形成内流湖、盐湖（图 2-13d）。

中—晚更新世以来，青藏高原再一次强烈隆升，藏北高原上升得更快，平均海拔已达到 4000 m。特别是喜马拉雅山的巨大山体，阻挡了印度洋的温暖气流，使藏北高原气候日益严寒干燥、河湖干涸、森林退缩，而逐渐代之以高寒草原、草甸。

距今约 1 万年的全新世，藏北高原已上升为平均海拔 4700 ~ 5000 m，气候更为严寒干燥。在全新世冰期前高温期，高原上还多为高山灌丛，此后小冰期迭现，藏北高原上已布满现代的干旱荒漠植被。最后一次寒冷期在距今 300 年左右，近百年气温回升。

5. 讨论与结论

（1）根据纳木错晚更新世以来的湖泊发育历史、纳木错湖相沉积的铀系法年代学的初步研究，我们可将晚更新世纳木错的湖泊发育和藏北高原古大湖演化，从老到新划分为以下三个大的阶段：①（116 ~ 40）ka B.P. 前晚更新世早中期之古大湖期，即古大湖的发育期；②（40 ~ 30）ka B.P. 间的外流湖期，即古大湖湖水外泻期；③30 ka B.P.，即晚更新世晚期以来的纳木错期，即残留湖盆期。在古大湖阶段，包括纳木错、色林错等羌塘高原东南部的一大批现代大中型湖泊，是互相连通的一个大湖，而不是通过河道相连的若干个湖泊，其范围可能超过了现代的内、外流水系（怒江）的分水岭，可称为“古羌塘东湖”。它或许还与羌塘高原中南部和西南部的其他古大湖相连，形成“古羌塘西湖”和“古羌塘南湖”。甚至在某个时段，“古羌塘东湖”、“古羌塘南湖”与“古羌塘西湖”也一度相通，成为统一的“古羌塘湖”。在外流湖期，古大湖水面急剧下降并发生局部解体，使纳木错、扎日南木错、色林错、当惹错等较大湖盆与残留的古大湖分离，形成藏北高原以湖相沉积相连，且一个个相互分离的残留湖盆。纳木错期以来，该古湖随着青藏高原的隆升加剧和

气候日渐干燥而收缩和分崩离析，各湖盆的水面日益退缩，逐渐演变成为现今的面貌。

（2）湖泊沉积与湖成地形的19条剖面水准仪测量结果表明，在纳木错沿岸，发育了拔湖1.5～8.3 m、8.3～15.6 m、14.0～19.9 m、18.7～25.8 m、26.0～37.3 m和38.3～47.6 m等6级湖岸阶地，以及拔湖48 m以上，最高至139.2 m的高位湖相沉积；在拔湖27 m以下，发育了多达8～30条的湖岸堤；而一条明显的湖蚀凹槽，集中出现在拔湖17.5～19.8 m的高度上，与纳木错与仁错的分水垭口的高度相当。因此，可以高于现代纳木错湖水面的高度划分为：古大湖期140～26 m，外流湖期为26～19 m，纳木错期＜19 m。

第三章　纳木错湖泊演变的证据

随着湖泊生命的开始和演变过程的发展，湖水动力、入湖河流，既塑造了湖盆流域地貌，同时又堆积了湖相沉积，它们之中保存了湖泊演变的主要过程和变化记录，从中可以提取关于湖泊变化的物质与形态演变方面的大量证据。其中，包括地貌学证据、沉积学证据、地球化学证据和生物证据。湖区的冰缘、风沙堆积，记录了湖泊演化与冰缘、古风沙过程的关系。这是综合分析湖泊演变时必须同时取得的演变证据。由于所讨论的时限是晚更新世以来（大致为 12 万年以来），根据西藏中部地块新构造差异升降最活跃的羊八井花岗岩体热年代学资料，6.8 Ma 以来垂直运动的速率为 0.49 mm/a（吴珍汉等，2001），12 万年累积的幅度仅有 50 m 左右，对于地势差有 1500 m 的断陷湖区来讲，可以忽略不计。

第一节　地貌证据

研究湖泊演化时，湖泊地貌可以提供关于湖面变化以及湖岸线变化的证据，并通过湖泊地貌时序的建立，确定湖面变化顺序、湖岸变化序次，然后找出部分湖面与湖岸对应的位置，为进行湖泊水量平衡分析提供基础条件。同时，水系变迁、人为因素等地貌证据，将为排除非内陆湖泊和非自然因素的影响提供主要依据。因此，在湖泊演变研究过程中，收集地貌证据是必不可少的工作内容之一。

一、湖面变化的证据

地貌学中，把湖面稳定阶段受湖浪作用、在水下近湖面的滨岸带形成的平坦地面，定义为湖滨阶地面。两个相邻湖面稳定阶段之间，是湖面下降过程所塑造的湖滨阶地前缘陡坎。因此，湖滨阶地级数代表湖区稳定湖面的数量；每一湖滨阶地面代表每一稳定湖面阶段的湖面大体位置；湖滨阶地后缘线代表对应湖面稳定阶段湖面的最高位置，前缘线则代表最低位置。根据这种定义和标准，可以确定出一个湖泊的最高湖面位置和湖面变化的次数与幅度。

1. 最高湖面

纳木错的海拔为 4718 m，是西藏海拔最高、面积最大（1940 km^2）的大湖。在环湖的山麓上可见部分保留下来的湖相沉积，以及湖蚀作用的遗迹。在拔湖 140 ~ 46 m、46 ~ 19 m 和 < 19 m 处的古湖岸线附近，发育有数量不等、大小不同的浪蚀崖、浪蚀龛、湖蚀柱、湖蚀洞、湖蚀壁龛、浪蚀平台和古湖岸堤（图 3-1）（图版Ⅲ-7）。

如何判明这些地形是湖蚀作用形成的而不是其他成因呢？首先，环湖出露的基岩是由灰岩、花岗岩、火山凝灰岩组成的，湖蚀作用与风化作用是明显不同的，风化作用的去棱抹角现象在暴露的棱与角处进行；在浪蚀龛的位置上，去棱抹角现象被浪蚀龛所掩没而不甚明显，离开龛的位置却十分明显；浪蚀现象不受岩石中发育的节理裂隙控制，而受当时

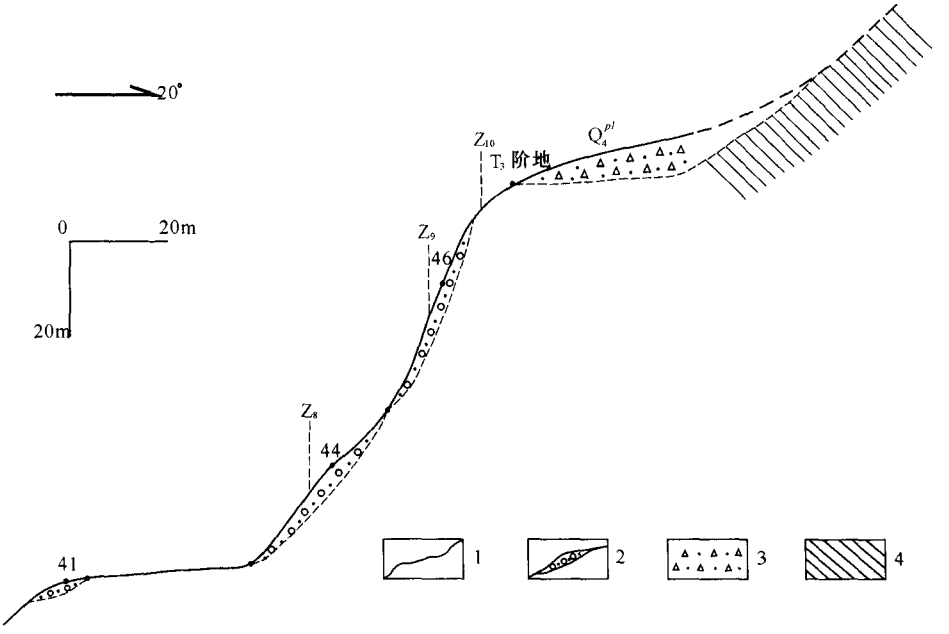


图 3-1　当雄纳木错乡期波拉古湖浪蚀地貌实测剖面图（局部）

Fig.3-1　Measured section of the old lake landform at Qibola in the Nam Co country, Dangxiong City

1—浪蚀崖；2—砂砾石；3—洪积碎石；4—基岩（石灰岩）

湖水面高度的控制。其次，纳木错地区风的作用很强，历史上就有纳木错碧波巨浪的记述，观测记录当地年平均风速为 3.1 m/s，最大风速达 20 m/s。因此，会不会把风蚀穴当做浪蚀龛呢？在野外从两个方面的观察分析，否定了风蚀窝穴的可能性。这是因为风蚀穴分布在迎风面，在迎风坡岩石面上相对均匀地散布，极少可能生成层状的窝穴；这些龛和平台稳定地分布在上述三个高度上，证明它们不可能是风蚀窝穴；另外，灰岩、花岗岩、火山凝灰岩的质地较均匀，不存在成层之间的差异，也就无法造成层状窝穴的出现。同时，浪蚀龛在迎风坡、背风坡均有，也说明它与风的作用无关，而与风浪作用直接有关。

由此得出的纳木错最高湖面大约为拔湖 140 ~ 150 m。一般地，只用湖蚀平台来确定湖面位置是难以使人相信的，因为平台状地形，即使在湖区也可以有非湖成因的，在这种情况下，解决的途径一是观察是否有浪蚀龛与浪蚀平台伴生；二是湖面为平面，如果普遍存在与浪蚀龛、浪蚀平台相似高度的地形转折，而这种转折又不是地质构造所造成的，这时才能进行判断。而沿山麓分布的最高湖相沉积，根据我们在野外用水准仪（北京仪器厂生产的自动安平水准仪）测量的结果，湖相地层的最大拔湖高度为 139.2 m（图版 Ⅰ-7），故最高湖面只能高于这个高度，也证明了关于纳木错高湖面的分析是无误的。最高湖面遗迹的原始形成时间，根据高位湖相沉积的铀系年龄数据，大约距今 12 万年左右（详见第五章）。

2. 湖面变化

纳木错湖面变化，若以现在湖水面算起，可明显地分为 6 级阶地及高位湖相沉积。在纳木错沿岸平原与基岩山丘的丘顶与坡麓，分布着多级由湖相砂与粘土沉积所组成的湖岸

堆积阶地或基座阶地。对纳木错沿岸 7 个剖面的湖岸阶地、高位湖相沉积的水准测量（自动安平水准仪其精度为毫米级）结果表明，在拔湖 48 m 以下，沿湖分布较宽广、可比性较好的湖岸阶地有 6 级（图 3-2），其拔湖高度自低至高依次为 1.5 ~ 8.3 m、8.3 ~ 15.6 m、14.0 ~ 19.9 m、18.7 ~ 25.8 m、26.0 ~ 36.9 m 和 38.3 ~ 47.6 m。湖相沉积的最大高度为拔湖 139.2 m（表 3-1）。这些阶地和高位湖相沉积，均由水平层理发育、有时有清晰的微层理和分选良好的砂、粉砂、粘土及亚沙土与亚粘土所组成，堆积物的总厚度 > 20 m。这些湖岸阶地和高位湖相沉积的存在，表明自晚更新世到全新世，纳木错湖面变化具阶段性，湖面呈持续下降过程。

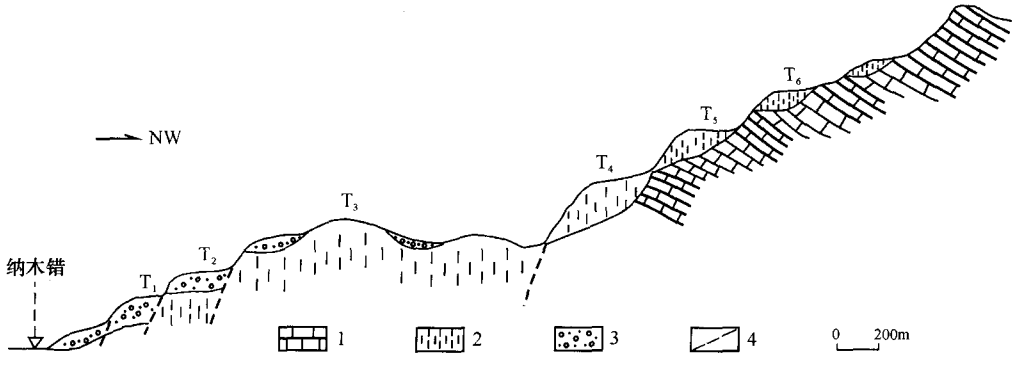


图 3-2　纳木错西北岸纳尔邦处湖岸阶地剖面示意图

Fig.3-2　Lake terrace section at Naerbang in northwest bank of the Nam Co

1—灰岩；2—粘土层；3—砂砾层；4—断层

表 3-1　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.3-1　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	
扎弄淌	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
马尼洋淌	3.0 ~ 6.3						
丁曲怕	2.4 ~ 4.4						
扎西多半岛西北	1.5 ~ 3.2						

这样连同高位湖相沉积在内，纳木错共有 6 级明显的湖积阶地和拔湖 48 ~ 140 m 的高位湖积层。反映纳木错湖面稳定与稳定后的迅速下降共有 7 个大的旋回，湖水面总体呈下降趋势，一级比一级平台低。在这 7 旋回之中，约 12 万年以来，纳木错湖水面持续缓慢下降，晚更新世末约距今 4 万 ~ 2 万年湖面急剧下降；约在 6 万 ~ 2 万年形成了 T_6—T_3 湖

滨阶地面，之后又有二次大的湖面下降过程，形成 T_2—T_1 湖滨阶地。

二、湖岸线变化的证据

浪蚀龛、湖蚀崖既是湖面位置的证据，也是湖岸线位置的证据。上文已把纳木错的浪蚀龛、湖蚀崖的分布情况进行了粗略描述。此外，另一个作为湖岸线变化的证据，是沿岸堤的分布和组合特征。

在纳木错沿岸的湖滩和高湖滩上分布着一系列沿岸堤，在拔湖 26 ~ 19 m 以下较平坦的湖相阶地面上，均有数十条由湖滨相砾石组成的沿岸堤分布，其中规模较大的十多条沿岸堤几乎均沿湖岸连续分布，这种现象在遥感图像上有清楚的表现，在野外也可明显地观察到（图 3-3）。根据我们的观察与实测，在纳木错西北岸，沿岸堤可多达 15 ~ 20 条，如塔吉古日北岸有近 30 条，扎弄淌下游古湖湾内、玛尔迥北岸与南岸、夺玛东南岸、日达南岸、纳尔邦、雄曲河口、作曲卡下游等地均有 30 条左右，它们多由长径 5 ~ 10 cm 的扁圆砾石所组成（图版Ⅱ-1）。这些沿岸堤均呈向湖方向依次降低排列，属湖岸下降型的沿岸堤排列组合。从最高湖滩岩铀系年龄为（29.3 ± 2.7）ka B.P. 时期，到如今湖面，总计湖面下降了 19 m 左右。

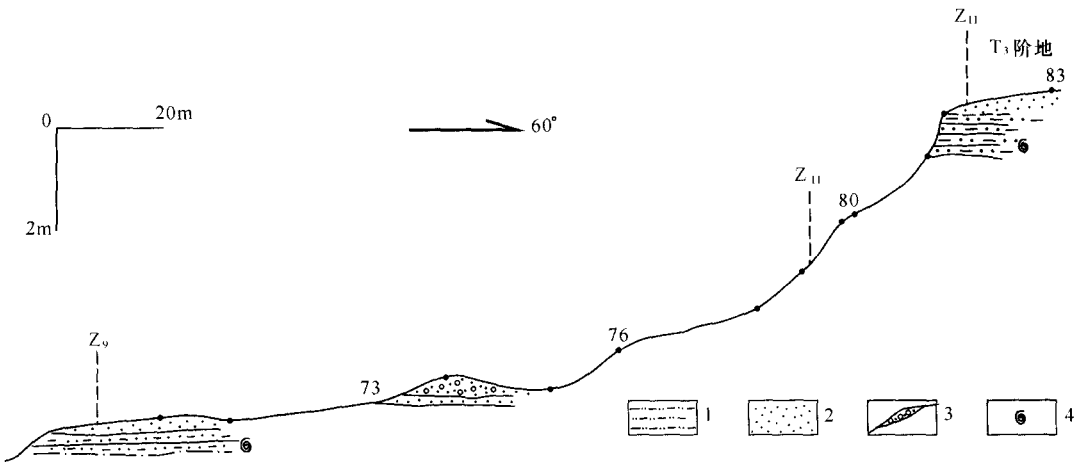


图 3-3　纳木错西北岸纳尔邦处湖滩实测剖面图（局部）

Fig.3-3　Measured section of the lake coast at Naerbang in northwest bank of the Nam Co

1—粘土层；2—砂；3—砂砾石；4—螺壳化石

依据沿岸堤的保存条件分析，凡暴露地面的沿岸堤，内环者新于外环者，高位的沿岸堤老于低位的沿岸堤。

三、层状地貌与湖面变化

在盆地内那些既环绕纳木错湖泊分布，又与湖岸地形同期生成的地貌，因湖岸地形呈环绕带状而表现出成层性。所以，这种分布在湖区周围的层状地貌也能大体反映湖面变化的趋势。属于此类的地貌包括：入湖河流阶地、湖岸周围的洪积扇。

在纳木错沿岸的作曲卡河、测曲、波曲等河流，在湖积平原区都有比较窄小的河流阶

地分布（图版Ⅲ-8）。若把高河漫滩计算在内，共有三级阶地，它们的前缘高度大致为：1.5～2 m、3～4 m、5～6 m。倘若与湖滨阶地比较，入湖河流阶地的高度均低于湖滨阶地。这可能是湖积平原区入湖河流的溯源侵蚀滞后于湖面下降的具体表现。由于这个原因，入湖河流阶地只能用来说明湖面变化趋势，却不能用来说明湖泊水位变化的幅度。

作为湖泊周围的洪积扇，纳木错地区可以综合划分出四个大的级别：最低一级在当雄县纳木错乡至扎西多半岛之间的湖滨地带，以及班戈县德庆到纳木错乡一带的湖滨地带。严格地讲，这级洪积扇与建扇河流的入湖三角洲水上平原很难区分，反映在地形图上是河床经扇形地而到达岸边线。第二级相当于班戈县德庆乡、当雄县纳木错乡附近的扇形地，扇顶高出湖面约 30 m 左右。第三级扇顶出露在班戈县尕尔德乡、念青唐古拉山脉北麓山坡、当雄县纳木错乡色德一带，高出湖面约 100 m 左右。第四级扇顶在纳木错南岸的念青唐古拉山北麓发源的河流下游，其扇顶高出湖面约 150 m。由于洪积扇扇顶总是高出湖面，分布在湖泊周围倾斜平原的边缘与山麓的交界线上，因而扇顶高度永远高于相应时期湖面的高度。故在湖泊周围邻近湖泊分布的洪积扇，扇顶的最大高度高于最高湖面的高度。纳木错最高湖面高出现今湖面 139.2 m，第四级扇顶高出湖面约 150 m。多级洪积扇除了说明山地与湖盆之间的断块存在相对运动外，更直接的反映是，湖面下降引起洪积扇顶点呈追逐式的下降（图 3-4）。在时间上，扇顶点追逐式下降略晚于湖面下降的时间。在堆积的环境条件，因为洪积扇形成在特定的地形-动力环境条件下，只有当湖面下降的程度足以提供洪积扇形成的地形-动力条件时，才有可能在湖泊周围形成洪积扇。由此推断，扇顶点下降与湖面下降之间可能存在一定的时间空缺，扇顶点下降的时间要晚得多。再考虑到扇面上河道溯源切割所需的时间因素，推测会使扇顶下降的起始时间拖后。总之，类似于纳木错式的层状洪积扇只能反映：①最高湖面的最大上限高度；②湖面变化的高度。

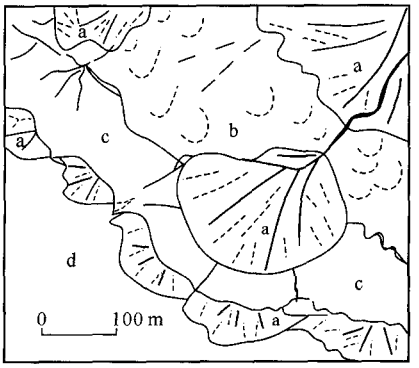


图 3-4　拉曲洪积扇平面结构图

Fig.3-4　Plan showing the texture of the alluvial fan at La Qu

a—洪积扇；b—沙丘；c—湖相沉积；d—纳木错

四、水系变迁与湖面变化

水系变迁的直接效应是使湖泊原有水量平衡关系遭到突发性的破坏，引起湖泊水量突然增加或减少。在分析湖面变化、研究湖泊水量平衡关系的演变，以及利用湖泊研究环境变迁时，水系变迁对于湖泊的影响是必须加以考虑的。作为内陆湖泊，水系变迁的影响尤其显著。对于纳木错而言，现属内流水系，周边现有河流均排入纳木错湖中。

纳木错盆地曾有水系的丢失，亦曾有过外流时期。无论是水系丢失还是发生外流，无疑对于目前表现为内流湖盆的纳木错来说，都是巨大的变化。纳木错西北部的雄曲-那曲谷地，是连接纳木错盆地与其以西的仁错-久如错盆地的分水谷地（图 3-5）（图版Ⅱ-3）。根据平面流向分析，谷地中的雄曲和那曲在历史上都曾向西北流，是纳木错的外流出口，经与藏北高原的其他河流合流后注入怒江，这是很符合地势规律的（中国科学院青藏高原

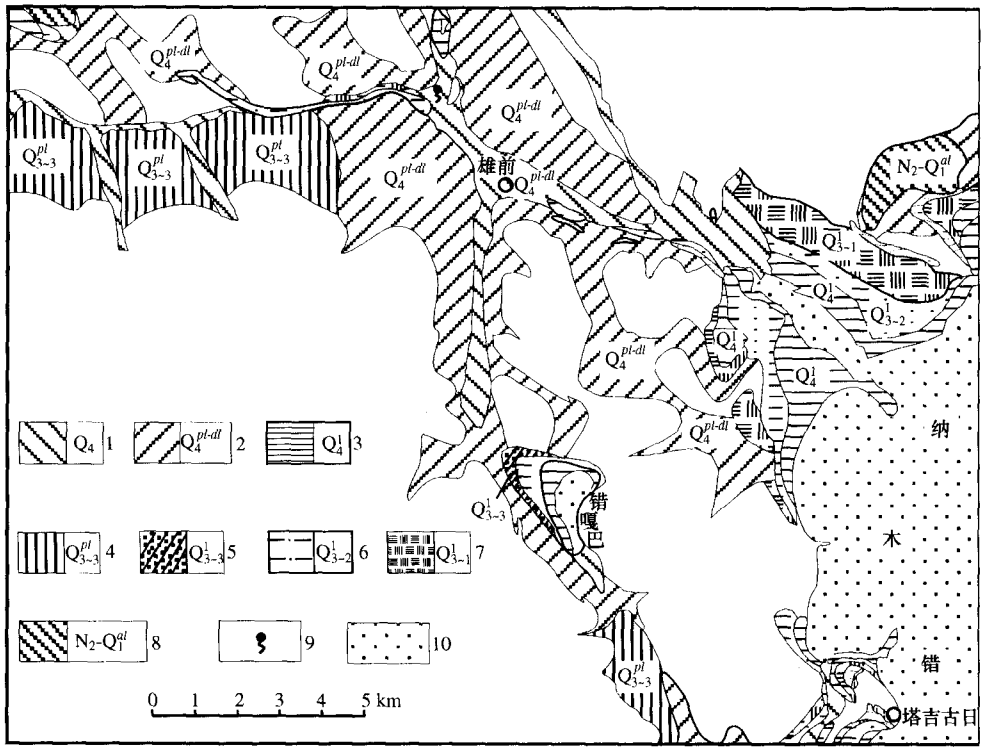


图 3-5 纳木错西北岸与雄曲-那曲谷地东段第四纪沉积物分布图

Fig.3-5 Quaternary distribution of northwestern bank of the Nam Co and eastern section of Xiongqu-Naqu valley

1—全新世冲积物；2—全新世洪积与坡积物；3—全新世湖相沉积；4—晚更新世晚期洪积物；5—晚更新世晚期湖相沉积；6—晚更新世中期湖相沉积；7—晚更新世早期湖相沉积；8—上新世与早更新世河流沉积；9—温泉与泉华沉积；10—纳木错湖

综合考察队，1983)。这样纳木错就与色林错等一系列藏北高原东南部的大多数湖泊一起，构成了外流水系的湖泊群。而现今的雄曲和那曲，则分别注入纳木错与仁错-久如错。该谷地现今呈近 EW 走向，长约 30 km，宽 1.5～3.5 km，其东段还有一条 NWW 方向的谷地与其相接。在该谷地的分水岭丘贡附近及其东西两侧，有构成纳木错第三、四级湖岸阶地顶部的第四纪湖相沉积，成为宽谷的谷底，其海拔高程为 4733～4742 m，高出纳木错湖面约 15～26 m。从剖面上看，沿着整个谷地两侧都分布着高位洪积扇，构成裙带。洪积扇顶高度在谷地东段（靠近纳木错一侧）海拔为 4800 m 左右，而在西段则为 4770 m 左右，证明在古河道位置的地势是 SE 高、NW 低，河水从 SE 流向 NW，纳木错湖水从古河道溢出盆地是完全可能的，而且目前所掌握的地质地貌证据也说明情况正是如此。

另外，纳木错西北方有一小湖楚东错曾与其相通，1874 年英国人赖星记载两湖之间还有一条小支流纳格曲由纳木错注入楚东错（久如错），至今已断流[1]。

[1] 引自徐近之青藏自然地理资料（地文部分），1936，P.60。

关于雄曲和那曲古河道的形成时间问题，由于古河道两侧的洪积扇被纳木错第三、四级湖相阶地覆盖，其第四级阶地湖相沉积物的铀系年龄为（35.2±3.0）ka B.P.，故可推测古河道的形成要早于该湖相沉积。从铀系法测年资料来看，最高湖相沉积的形成时间为（115.9±12.1）ka B.P.，也就是说洪积扇的发育应早于这个时间。另外，在谷地两侧的山麓可见被古河道形成前的水流横向切洪积扇而形成高达 6～10 m 的陡坎，最高可达 100 m，说明古河道的形成应在洪积扇建造之后。水准仪测量还表明，湖成地貌的剧烈变动出现在拔湖 48～19 m 的高度上，对应的铀系年龄为（71.8±8.5）～（18.7±3.8）ka B.P.，即晚更新世中—晚期。可见，在纳木错形成以前雄曲—那曲是外流河，此时在藏北高原东南部存在一个晚更新世古大湖，其面积可达 10 万 km^2 以上，纳木错不过是其萎缩后的残留湖盆（详见第二章）。从古大湖的分裂期开始，湖水不断从纳木错西部谷地外泻，丢失的流域面积达 80%以上。这样巨大的流域面积损失，必然导致湖水的下降，使原来的水量、水质平衡关系遭到破坏。

五、风沙证据

在自然状态下，风沙地貌形成在干旱气候环境中，象征着当地间雨期或间湿润期的存在。因此，风沙地貌发育时期对应于低湖面或湖面降低时期。在这种意义上说，风沙地貌是湖面变化的间接旁证。

湖面变化存在不同时间尺度问题，同样，风沙活动也存在时间尺度问题。在几千年或几万年尺度上，可以塑造一定规模的沙漠和各种风沙地貌形态类型；在百年尺度或更小的尺度上，则仅能在局部形成小型沙丘，多数情况下仅仅是维持原有的风沙地貌的次级形态而已。

在藏北高原，除了湖盆区草原和丘陵山地以外，还有零零星星的沙地分布，尤其是在湖畔、河谷和山麓广泛分布着固定、半固定型沙丘和沙丘链，地面呈现苔草沙丘或山麓沙丘景观。在纳木错等湖泊周围沙地的边缘，可观察到风沙活动与湖面变化的关系。

1. 风沙活动与湖面变化的关系

在纳木错南岸，从班戈县纳木错乡向东至当雄县纳木错乡分界线附近，沿途可见到一系列半固定—固定型沙丘。沙丘高 0.5～2 m，由灰白—灰黄色石英细砂组成。沙丘上生长着硬叶苔草，形成苔草沙丘，连绵起伏。沙丘剖面暴露出三条暗色条带，其中最上部的两条为古土壤，呈褐色；下部的一条呈灰色，灰色向下渲染十分明显，渲染的深度为 0.3～0.5 m，灰色顶部有 0.03～0.05 m 厚的灰色湖相沉积层。从地层剖面分析，灰色层下的沙丘砂出露厚度不小于 1.5 m，说明湖面在风沙活动期之后，曾经有短期上升，部分地段淹没沙丘，再一次风沙活动时期湖面下降，并再也未达到灰色层曾达到的高度，风沙加积在灰色湖相沉积层之上。这个事实，显然提供了纳木错湖面升降变化与风沙活动的关系。

2. 沙地下伏最新湖泊地貌单元

研究湖泊演化，分析沙地形成时代及其与湖泊的关系，观察沙地下伏最新湖泊地貌单元，是重要的地质调查内容之一。在判断沙地的形成时代时，可利用的地貌内容，在湖区只有利用沙地下伏最新湖滨阶地这一判断标志。在沙地上的沙丘未受沙地形成后的流水或湖水改造的前提下，下伏地貌单元的时代必早于沙地的形成时代。

纳木错东南方向的硬叶苔草沙丘，受念青唐古拉山脉的保护，沙地未受后期流水或湖

水的改造，覆盖在高差为 20 m 左右的湖滨阶地上。说明它们的形成时代略晚于 20 m 高差的湖滨阶地，并且是形成在干旱和低湖面的环境中。在纳木错北岸，有些沙丘或沙地出现在环湖山麓的斜坡之上，其拔湖高度在 50 ~ 100 m，有些沙丘还覆盖了高位湖相沉积，说明它们的形成时间要晚于高位湖相沉积。还有一些沙丘覆盖在入湖河流的一、二级阶地之上，表明它们的形成时代还要晚一些。

第二节　沉积学证据

在湖泊演变调查研究中，沉积记录既能够为地质地貌提供物质性证据，又能够提供关于湖泊水面变化、湖岸线变化、气候变迁等多方面的演变信息。若与地貌学证据相比，它更具有物质的和微观的特点，是重建湖泊演变过程中不可缺少的证据之一。

一、边界环境的迁移

从广义上讲，湖盆外围的侵蚀区、湖内的堆积区，以及这两者之间的过渡区，共同构成了三种环境（侵蚀环境、过渡环境和堆积环境）、两个边界（侵蚀区与过渡区、过渡区与堆积区之间的边界）。在边界附近是地质营力作用最显著的区域，是沉积与地貌记录最清楚的区域。边界环境的迁移与变化是湖泊演变的重要内容之一。

狭义的湖泊边界环境是指湖岸带，我们在这里重点介绍湖岸带的迁徙。湖岸带的迁移，以岸堤的迁移为代表。岸堤分布规律已在地貌证据内容中叙述，在沉积学证据中只介绍它们的物质特征。纳木错岸堤有两类：砂砾质岸堤和由微晶方解石胶结碎屑岩组成的岸堤，我们已将构成后一种岸堤的碎屑岩命名为湖滩岩（图版Ⅱ-8）（朱大岗等，2002）。

1. 砂砾质岸堤

在纳木错周缘，我们开展了环湖的 16 条湖岸堤的水准仪测量（图 3-7）（表 3-2）。现就有关结果分析如下：若把相距几米或十几米邻近的平行湖岸堤合并为一道湖岸堤的话，纳木错共有 23 条湖岸堤（湖岸堤序号从湖向陆增大），它们多数是砂砾质岸堤（图 3-6），

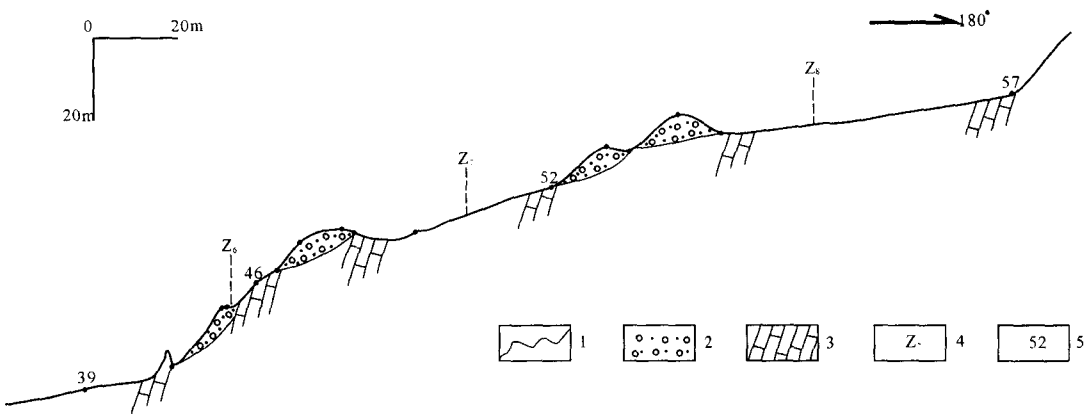


图 3-6　纳木错扎西多半岛多穷砂砾质岸堤实测剖面图（局部）

Fig.3-6　Measured section of sand-gravel banks at Duoqiong in Zaxiduo peninsula, Nam Co

1—浪蚀崖；2—砂砾质岸堤；3—石灰岩（基岩）；4—水准仪基点及编号；5—水准仪测点及编号

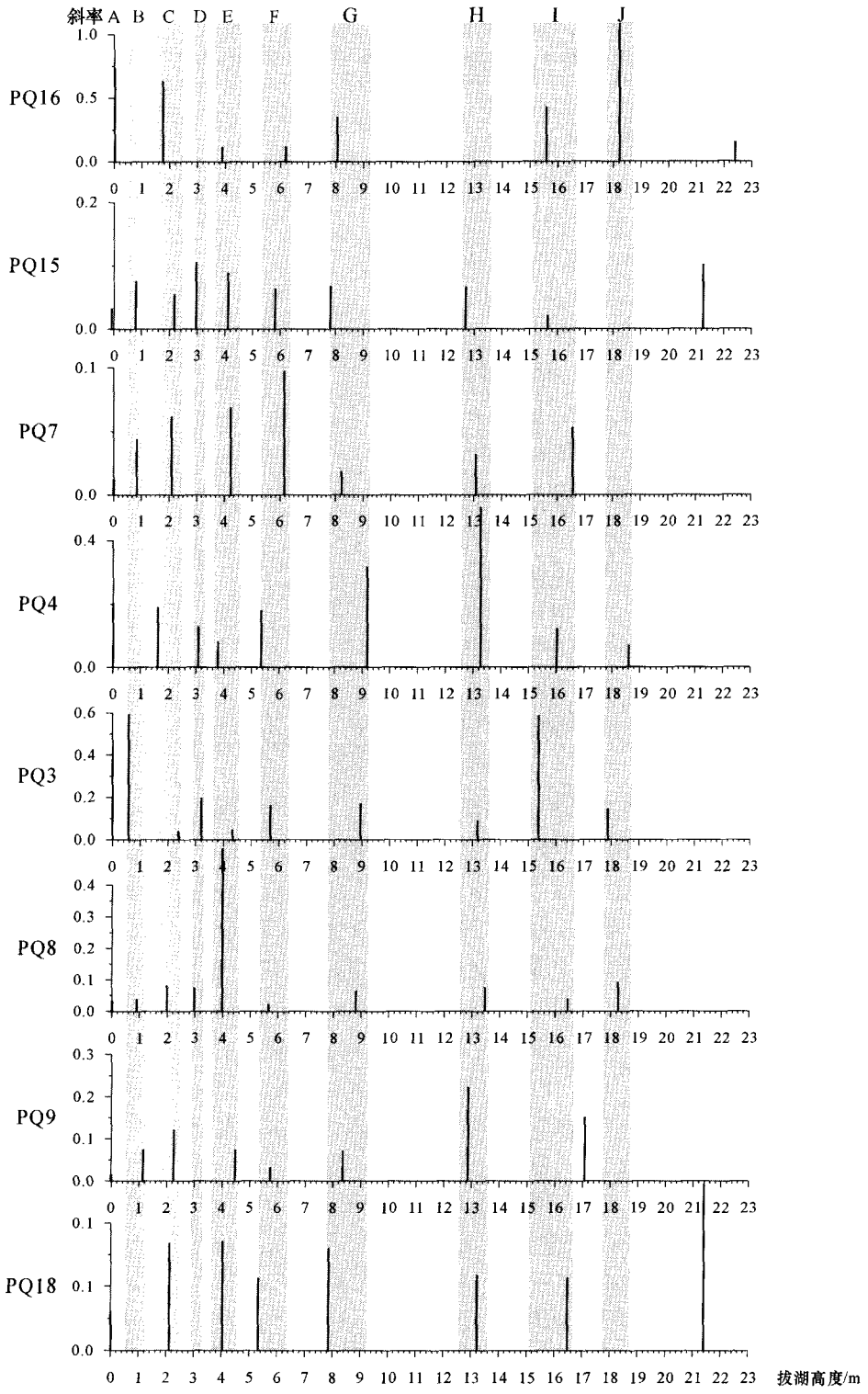


图 3-7 环纳木错湖岸堤水准仪测量结果

Fig.3-7 Measured result by water-level instrument of the lake bank around the Nam Co

表 3-2 纳木错沿岸实测湖岸堤剖面一览表

Tab.3-2 Measured section along the lake bank of the Nam Co

序 号	剖面编号	剖面位置	剖面长度/m
1	PQ3	纳木错东南岸多青—多穷连岛坝	150.8
2	PQ4	纳木错东南岸多穷西南角	342.6
3	PQ6	纳木错东南岸躺底波波	827.8
4	PQ7	纳木错东南岸扎西多半岛连岛坝	981.3
5	PQ8	纳木错东南岸马尼洋淌	1343.6
6	PQ9	纳木错东北岸干玛弄西	1100.5
7	PQ10	纳木错东北岸期波拉	705.8
8	PQ11	纳木错西岸夺玛南	553.8
9	PQ12	纳木错西岸夺玛东南	595.7
10	PQ13	纳木错东南岸冰水扇/拉	972
11	PQ14	纳木错西北岸塔吉古日	906.7
12	PQ15	纳木错西北岸塔吉古日北	656.1
13	PQ16	纳木错西北岸扎弄淌	335.2
14	PQ17	纳木错西岸波曲北岸	1668.5
15	PQ18	纳木错北岸错龙角	1605.9
16	PQ19	纳木错西部仁错北岸	1208.7

只有局部地段的少部分岸堤属于蒸发岩碎屑质岸堤，即湖滩岩类型。也就是说在纳木错沿岸砂砾质岸堤多达 23 道以上（图版Ⅰ-8），是该区湖岸堤的主要类型（图 3-7）。

湖岸堤顶部的宽度不等，多在 1～3 m 之间。岸堤横剖面呈不对称状，迎水面长，1～2 m，坡度小，3°～6°；背水面短，0.5～1 m，个别 1.5 m，坡度为 5°～11°（图 3-6）。

砂砾的岩石成分与邻近出露的基岩大体一致，湖的西部为灰岩、砂岩、火山凝灰岩；东部和南部由浅变质沉积岩、片岩、片麻岩、花岗岩等构成。灰岩、砂岩、火山凝灰岩、浅变质沉积岩砾石以圆形、扁圆形居多，片岩、片麻岩、花岗岩砾石多为次棱角状，圆度和扁平度均较差。在第二、四道岸堤中的砾石较大，一般为 5～10 cm，大者可达 10～15 cm，其余各道岸堤中砾石颗粒较小，砂的含量增多，个别甚至达 70%～80%（第 8、13、18 道）。湖岸堤多出现在湖水边向外 10～500 m 处（图 3-8、图 3-9）。

在纳木错南岸我们选择了较为典型的岸堤对砾石进行了统计（详见第七章），结果表明砾石的扁度在 2 以下；砾石的球度在 0.68～0.72 之间；砾石的磨圆度在 41～72.25 之间，表明以次圆状（2 级）和圆状（3 级）为主，磨圆较好；砾石的风化程度为 0 级。湖滨相砾石层（样品 6-23-2）中，花岗岩、片麻岩约占 70%，其风化程度很浅，由于它与念青唐古拉山几期冰碛物相关，故其成分主要来源于此，属冰川砾石层经改造、搬运而再堆积而成，但也有一定数量（7%）附近山坡红层的砾石加入。

2. 微晶方解石胶结碎屑岩组成的岸堤

在纳木错沿岸的湖岸阶地上，可见由微晶方解石胶结碎屑岩组成的岸堤，这种微晶方

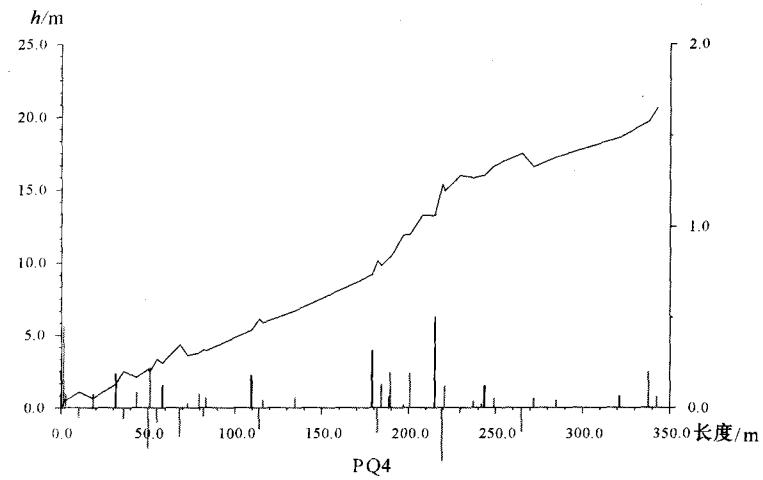


图 3-8　纳木错东南岸扎西多半岛多穷西南角处湖岸堤剖面

Fig.3-8　Section of the southeastern lake bank at the southwestern corner of Duoqiong in Zaxiduo peninsula of the Nam Co

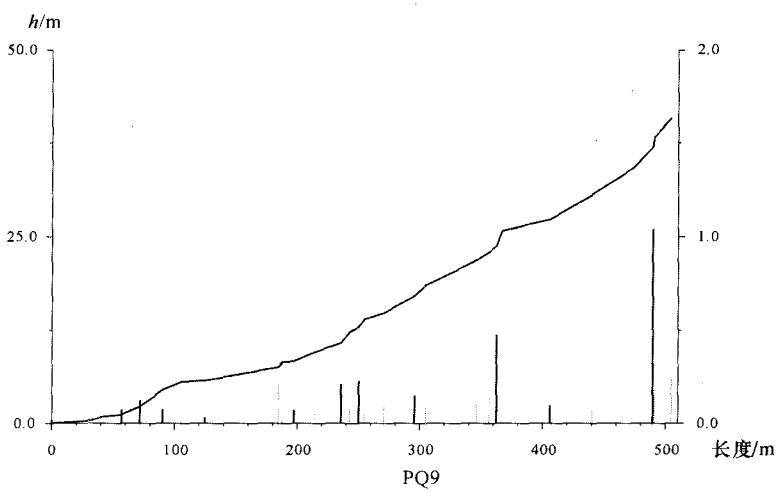


图 3-9　纳木错东北岸干玛弄处湖岸堤剖面

Fig.3-9　Section of the lake bank at Ganmanong in the northeast of the Nam Co

解石胶结的碎屑岩，我们命名为湖滩岩（朱大岗等，2002），是高原湖泊随着湖面下降，湖水由淡水向半咸水、咸水演化过程中，伴随着浓度的增加而逐渐出现的。所以，大都出现在藏北高原古大湖演化的最后一个阶段——纳木错期拔湖 26 m 以下的四级湖滩岩阶地面上。在扎西多半岛、纳木错东北岸的期波拉、纳木错西岸的塔吉古日等地，都可见到由湖滩岩组成的岸堤。如扎西多半岛上的湖滩岩可明显地分为三级湖滩岩阶地，拔湖分别为：1 ~ 3 m、5 ~ 10 m、19 ~ 26 m。在岸堤中，湖滩岩呈平行定向排列，水平层理发育（图版Ⅳ-1）。

湖滩岩的成分比较复杂，随基岩而变化，基质多具角砾状构造、块状构造，胶结物为

微细粒结构。角砾的成分有灰岩、花岗岩、砂岩、石英岩、片岩、片麻岩、火山岩等。胶结物为微晶方解石泥（详见第二章）。

砂砾质岸堤与湖滩岩组成的岸堤，共同构成边界环境收缩型的迁移轮廓。也就是说，在岸堤形态、结构等都保存得完整、在地表有分布的情况下，边界环境变迁类型属于收缩型，代表了湖泊逐步退缩过程。

二、沉积层序

湖泊的沉积层序主要是指：湖泊扩张与退缩型沉积单元在剖面内由下而上的组合。它可以是单一的扩张型或收缩型沉积单元，也可以是两种类型沉积单元的复杂结合。所以，它不同于特征相序的概念，又近似于特征相序的概念。当然，沉积层序不同于沉积旋回或旋回变化，因为旋回或旋回概念包含有沉积韵律变化的涵义，而沉积层序可以包括更广泛一些的环境内容，甚至于能够反映环境变化前的涵义。湖泊特征相序可以判别湖泊的成因序列：一种类型是颗粒由剖面下部向上变粗，反映湖滨带粗碎屑沉积在湖心细粒物质之上；另一种类型是由湖相到陆相的变化。两种类型都是湖泊范围大小变化的结果。

在纳木错沿岸，我们在野外直接观察和实测了扎弄淌、马尼徉淌、干玛弄、塔吉古日、打曲怕、波曲河口等剖面，它们的沉积层序显示了湖泊退缩、扩张交替存在的特征。由非湖泊沉积到湖泊沉积，反映了湖缩型沉积层序。

1. 扎弄淌剖面

在纳木错西岸，靠近扎弄淌有 5.1 m 厚的天然湖相沉积剖面（未见底），地表为土壤层，厚 0.1 m；中部为粉砂层或粘土层，具水平层理，含小螺壳，层内夹多层水草腐质层；下部为中细砂层和砂砾层，具水平层理，含小螺壳，其中砾石含量为 80%，中粗砂 20%，砾石砾径 0.5～2 cm，分选好，扁圆状，具湖滨相砾石特征，推测它们形成于天成河的入湖三角洲水下平原堆积。故这个阶地代表湖水的淡水补给短期增大和总体湖面逐步退缩的层序（图 3-10）。

2. 塔吉古日剖面

在纳木错西岸，靠近塔吉古日有 15 m 厚的天然湖相沉积剖面（未见底），夹有 5 层土壤，并把河流相砂砾层、湖滨相白垩状钙积层、湖相沉积层隔开，构成了本地点湖泊从短期扩张到收缩的 4 个完整序列。与扎弄淌剖面相比，两者相距很近，但表现却有所差异，这与塔吉古日剖面拔湖更高、离湖更近不无关系（图 3-11）。

湖岸带是对湖面变化反映最敏感的地带，扎弄淌剖面更靠近湖岸带的边缘，所以扎弄淌剖面记录的层序变化序列一定多于湖内各地点的变化序列。或者说，对于湖面升降的振荡变化在沉积层序上反映的程度，愈向湖心方向愈差，愈向湖岸愈明显。有时不仅在湖岸可观察到多年湖面变化证据，甚至能够见到季节性变化证据。

3. 干玛弄剖面

剖面位于纳木错东北岸的干玛弄，从湖面起到拔湖 139.2 m（实测值）（图版Ⅰ-7），湖相沉积层极其发育。剖面中夹有 7 层土壤层、6 个湖积阶地以及高位湖相沉积；上部为粉砂层或细砂层，具水平层理，含小螺壳，层内夹多层水草腐质层；中部为中细砂层夹砂砾层，具水平层理，砾石含量 5%左右，砾径 0.5～2.5 cm，砾石成分以花岗岩为主，中细砂层中见小螺碎片，层内局部夹含砾粗砂透镜体，分选好，扁圆状，具湖滨相砾石特征，

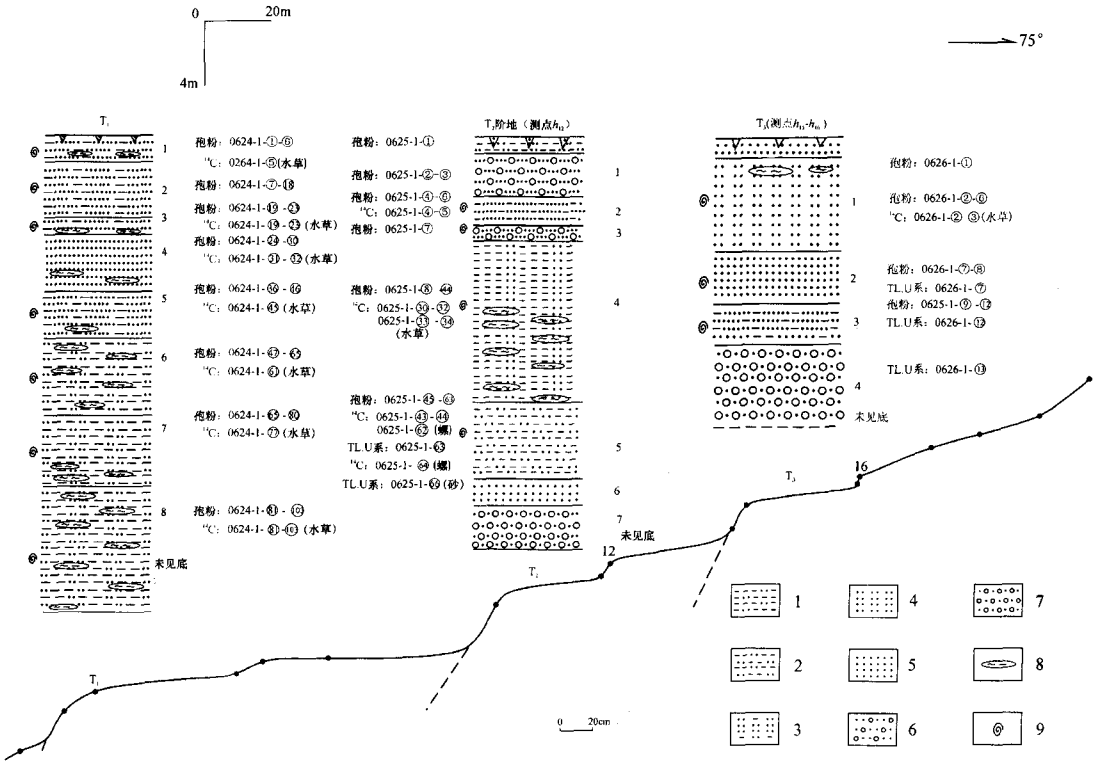


图 3-10　纳木错西岸扎弄淌湖相地层实测剖面图及柱状图

Fig.3-10　Measured section and column of lacustrine strata at Zanongtang in western bank of the Nam Co

1—含粉砂粘土；2—粉砂质粘土；3—含粘土粉砂；4—粉砂；5—细砂；6—含砾细砂；7—砂砾石；8—水草夹层；9—螺壳化石

推测它们形成于天成河的入湖三角洲水下平原堆积边缘；上部为中粗砂层、粉砂层互层，不整合覆盖在花岗岩的棕红色残坡积物之上。该剖面构成 6 个完整序列，代表湖泊暂时扩大和湖面逐步退缩的层序（图 3-12）。

4. 打曲怕剖面

在纳木错东南岸的当雄县纳木错乡打曲怕附近，有 4.1 m 厚的天然湖相沉积剖面（未见底），地表为土壤层，厚 0.1 m；中部为粉砂层或粘土层，具水平层理，含小螺壳，层内夹多层水草腐质层；下部为中细砂层和砂砾层，具水平层理，含小螺壳，其中砾石含量为 80%，中粗砂 20%，砾石砾径 0.5 ~ 2 cm，分选好，扁圆状，具湖滨相砾石特征，推测它们形成于天成河的入湖三角洲水下平原堆积（图 3-13）。故这个阶地代表湖水的淡水补给短期增大和湖面逐步退缩的层序。

5. 波曲河口剖面

在纳木错西岸，注入纳木错的波曲河口附近有河流切割出的 3.1 m 厚的天然湖相沉积剖面（未见底），地表为土壤层，厚 0.1 m；中部为粉砂层或粘土层，具水平层理，含小螺壳，层内夹多层水草腐质层和泥炭层；下部为中细砂层和砂砾层，具水平层理，含小螺壳，其中砾石含量为 80%，中粗砂 20%，砾石砾径 0.5 ~ 2 cm，分选好，扁圆状，具湖滨

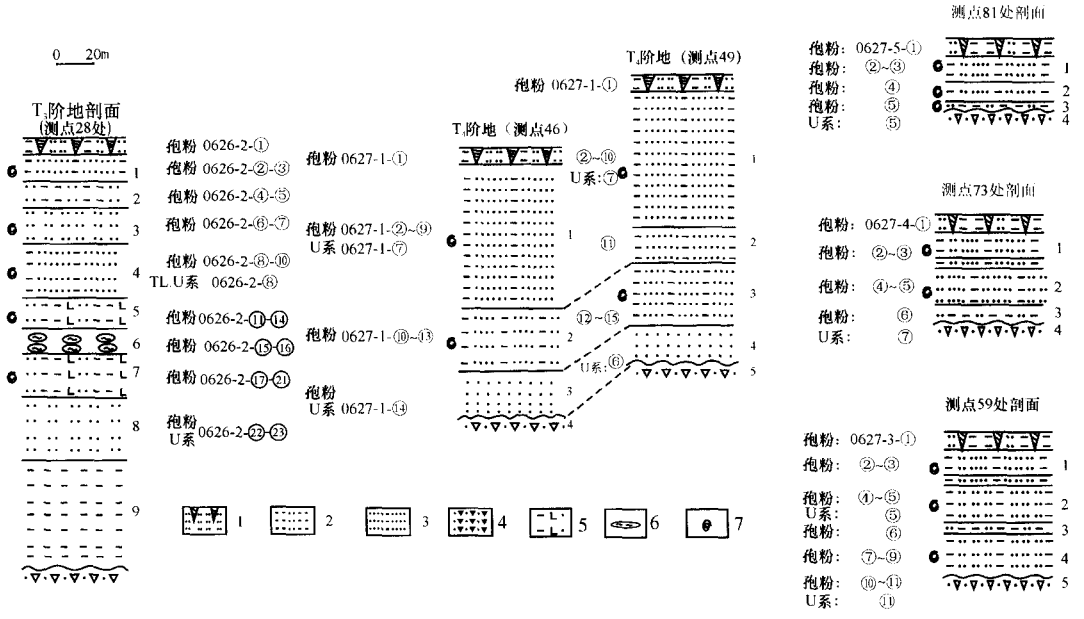


图 3-11　纳木错西岸塔吉古日湖相地层实测剖面柱状图

Fig.3-11　Measured section column of lacustrine strata at Tajiguri in the western bank of the Nam Co

1—土壤；2—粉砂；3—粉砂质粘土；4—砂砾石；5—粉细砂；6—水草夹层；7—螺壳化石

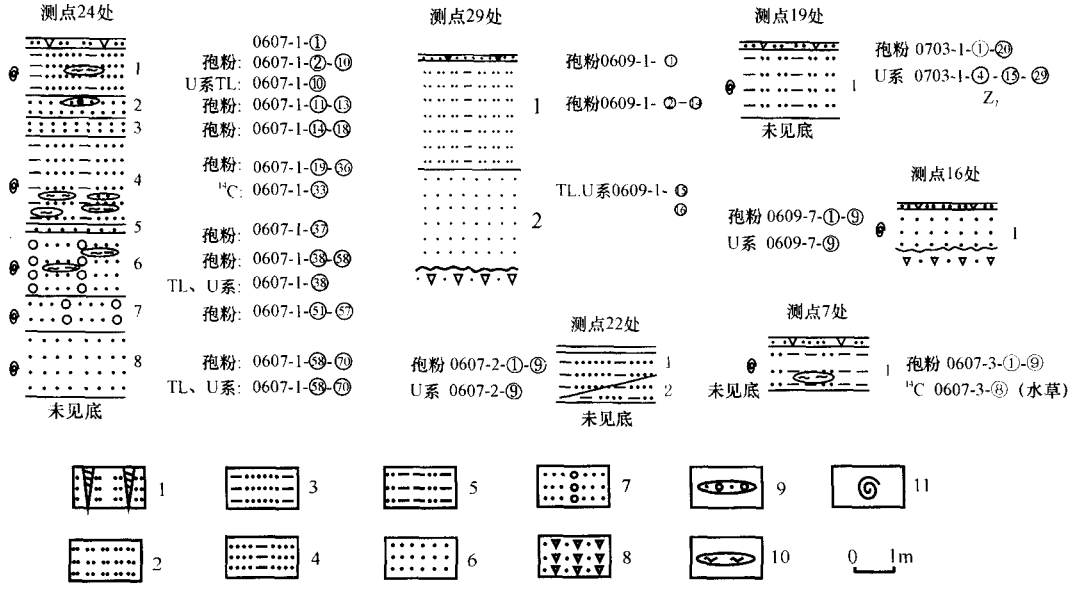


图 3-12　纳木错北岸干玛弄湖岸阶地与湖相地层部分实测剖面柱状图

Fig.3-12　Lake terraces and partial measured lacustrine strata column at Ganmanong in the northern bank of the Nam Co

1—土壤化砂土；2—粉砂；3—粘土粉砂；4—粘土质粉砂；5—粉砂质粘土；6—砂；7—含砾砂；8—古土壤；9—砂砾石夹层；10—水草夹层；11—螺壳化石

相砾石特征，推测它们形成于天成河的入湖三角洲水下平原堆积（图版Ⅳ-2）。故这个阶地代表了从湖边沼泽沉积层序演变到湖水的淡水补给短期增大和湖面逐步退缩的层序（图 3-14）。

三、沉积结构

在湖泊演变的研究中，沉积结构分析能够提供：①重建古流态水力学参数时所必需的粒度资料；②确定物质来源区变更时所需要的粒态依据；③直接反映某些环境下的粒态特征依据（鹿化煜等，1997；吴锡浩等，1997；鹿化煜等，1998）。

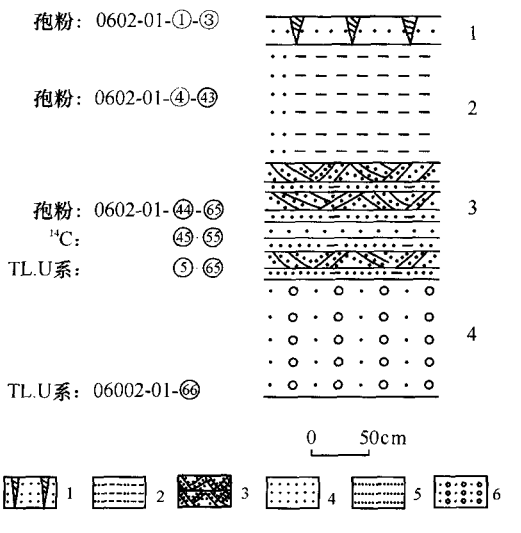


图 3-13 当雄县打曲怕 T_1 湖岸阶地实测剖面柱状图

Fig.3-13 Measured section column of the T_1 lake terrace at Daqupa in Dangxiong city

1—土壤；2—粉砂粘土；3—交错砂层；4—砂；5—粉砂质粘土；6—砂砾石

1. 粒度资料

粒度分析常常是探究沉积物特征及其古环境-气候意义的第一步骤。按照常规沉降粒度分析方法，我们做了纳木错各湖相阶地的粒度分析。首先将沉积物样品过筛，将 > 63 μm 的颗粒分离、称重进而得到了 > 63 μm的颗粒重量百分比，对余下的 < 63 μm 的颗粒做了分析，求出了 < 63 μm 颗粒的中值粒径（图 3-15）。

在上述剖面中沉积物的粒度由粗到细大致有四个沉积韵律。前两个沉积韵律 > 1 mm 粒级占有一定比重，而 < 0.005 mm 粒级所占的百分含量远小于后两个韵律层的百分含量，这种现象至少说明它是反映物质来源上发生了变化，而这种湖积物粒度随深度的变化可能是由多种原因造成的。例如，随着湖水的侧向摆动和湖面高低的变化，湖内沉积点与湖岸的相对距离发生变化，沉积点上堆积的碎屑物质的粒度便会有所不同：湖内沉积点与湖岸的相对距离越大，沉积点上堆积的碎屑物质便越细；湖内沉积点与湖岸的相对距离越小，沉积点上堆积的碎屑物质便越粗（任明达等，1981；陈敏安等，1999）。

利用平均粒径判别方法，对纳木错的砂层成因进行判断，是沙丘砂，还是湖滩砂？结果发现，在拔湖 7.5 ~ 10.5 m 之间夹的细砂层，属于沙丘砂，其他拔湖高度的砂均为湖滩砂。于是，一个重要的事实被发现了，深埋在湖相地层中 9 m 左右的湖蚀平台，并不能代表纳木错最低湖面的高度位置。因为，只有在湖蚀平台彻底脱离湖水作用、并暴露在湖面以上时，沙丘砂才有可能堆积在湖蚀平台上。换言之，风成沙丘是一种水上堆积。在风成沙丘形成之后，纳木错湖面上升，平面扩展得很迅速，来不及改造沙丘堆积，而把它掩埋在湖相层之下。所以，风成沙丘被湖相层埋藏，反映了纳木错先退后进湖面变化的两个相反过程。

一般情况下，湖泊静水沉积不利于厚层细砂、中砂层的形成，河流或风成沙作用有利于厚层细—中砂的形成。纳木错湖相层中的厚层细中砂有无可能是河流相砂层呢？首先，剖面位置及其附近，是河流从来无法达到的地点。因为，自西北流入纳木错的雄曲和从西面流入纳木错的波曲被几座山麓阻隔，且远离干玛弄、塔吉古日等地，使它们无法流至剖

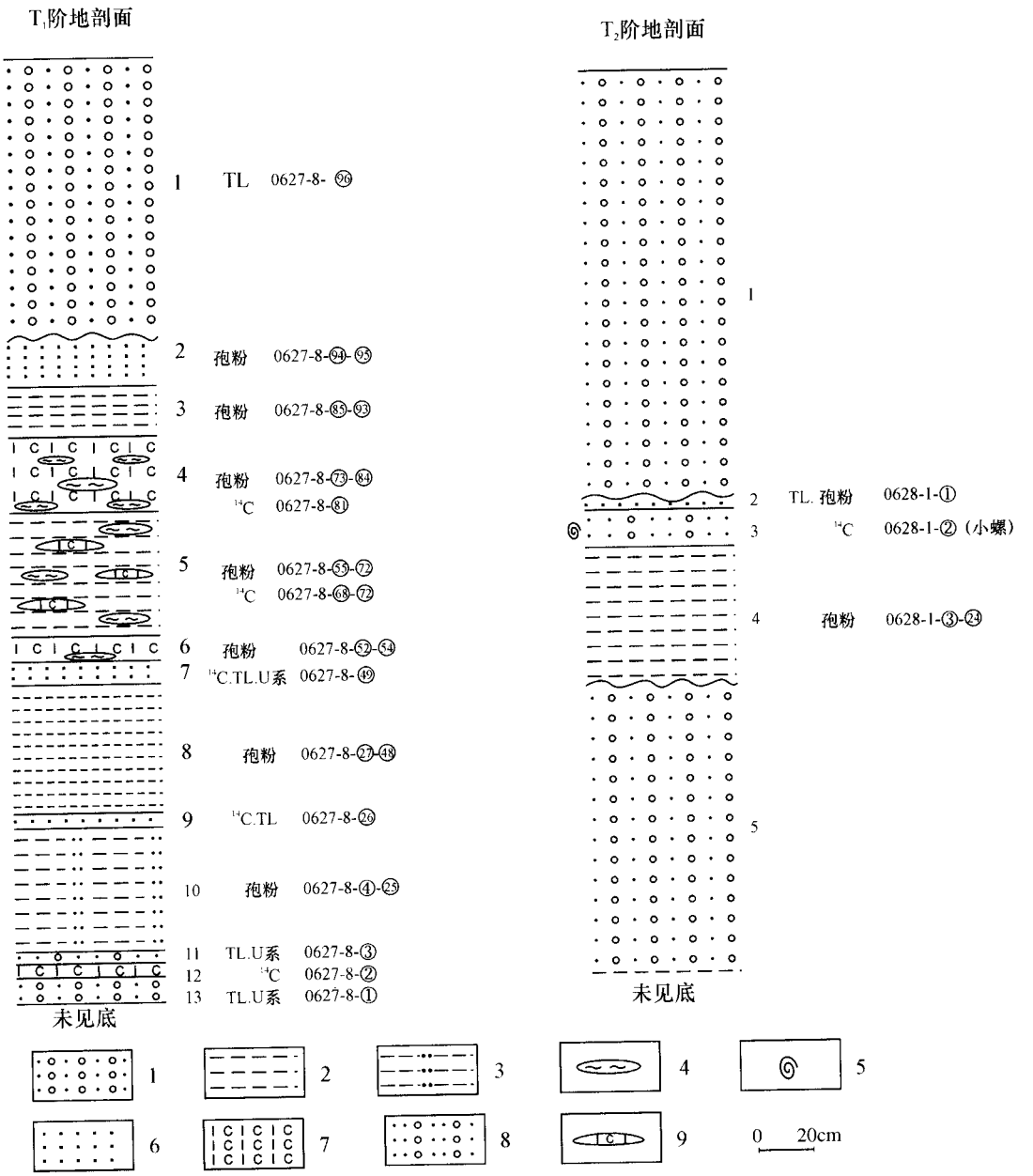


图 3-14 班戈县波曲北岸 T_1、T_2 湖岸阶地实测剖面柱状图

Fig.3-14 Measured section column of the T_1 and T_2 lake terrace at the northern bank of Boqu in Bange city

1—砂砾石；2—砂；3—粘土；4—炭质粘土夹层；5—螺壳化石；6—含砾砂；7—炭质粘土；8—含粉砂质粘土；9—水草夹层

面附近，而且剖面附近也不曾存在过河流。也就是说，剖面选择在湖湾位置，避开了河流的影响。从这个意义上讲，剖面中的砂层应是风成沙丘砂，而不是河流冲积砂。

2. 碳酸盐含量

碳酸盐含量的变化反映出由于气候环境变化而导致的湖泊水化学成分的变化，可以反

映湖相沉积形成过程中的古气候特征。碳酸盐含量在湖相地层中的纵向波动反映了气候暖湿-干冷的旋回变化，它可作为东亚夏季风变化的一个替代指标（卢演俦，1981；文启中，1989；安芷生等，1991；王建等，1996）。我们在环纳木错的几条剖面中以 10 cm 间距取样，用中国科学院南京地理与湖泊研究所研制的碳酸盐测试仪作碳酸盐测定，结果显示古土壤中碳酸盐含量较低，局部甚至接近于零，而湖相地层中碳酸盐含量偏高，最高可达66.9%左右（图 3-15）。

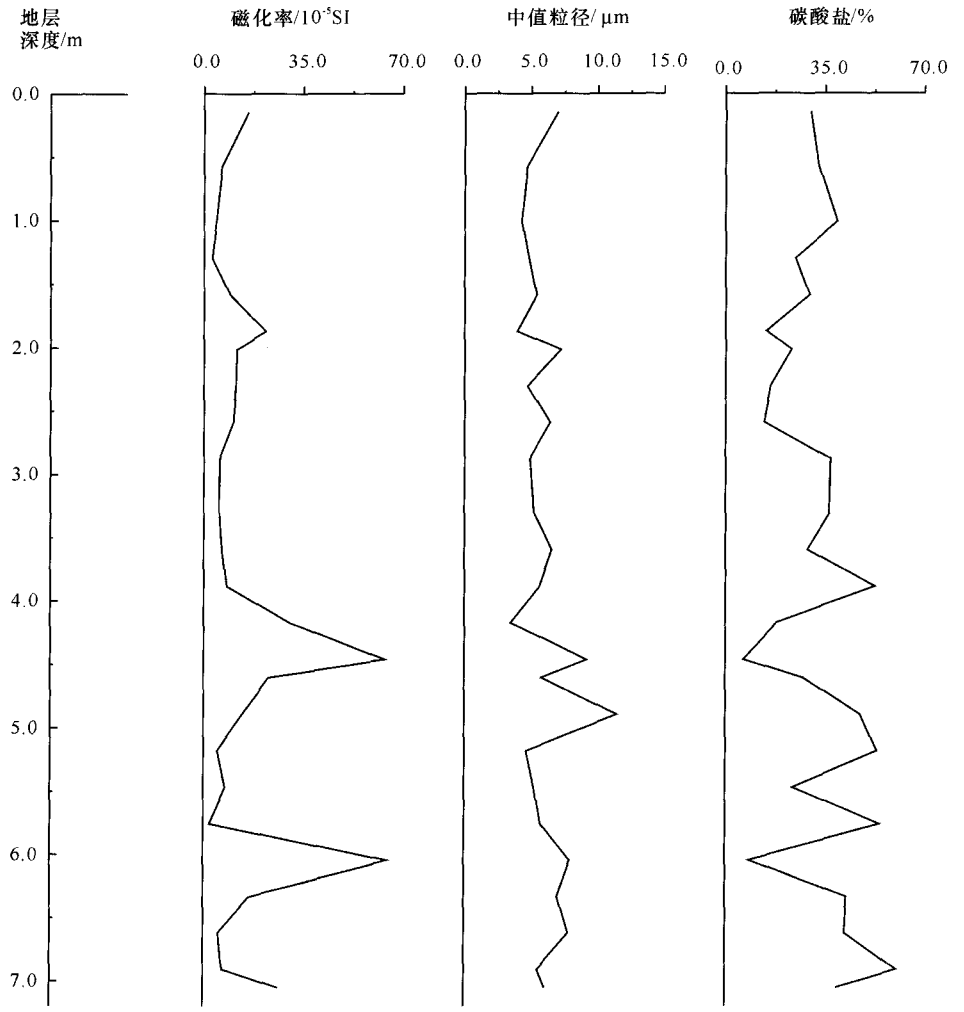


图 3-15-1　纳木错北岸塔吉古日湖相沉积物粒度、碳酸盐和磁化率分析结果

Fig.3-15-1　Analysis results of grain size, calcite and magnetic ratio of lacustrine sediments at Tajiguri in the northern bank of the Nam Co

纳木错剖面中碳酸盐含量总体变化特征为：T_1—T_2 阶地碳酸盐含量变化幅度很大，在 T_1—T_2 阶地内多处出现峰值；T_3—T_4 阶地的碳酸盐含量波动也较大；T_5—T_6 阶地碳酸盐含量较低；塔吉古日、干玛弄高位湖相沉积的碳酸盐含量波动幅度较小。从环纳木错剖面的碳酸盐含量分布特征看，湖相层发育时期的碳酸盐含量波动频繁于磁化率和粒度的变化。

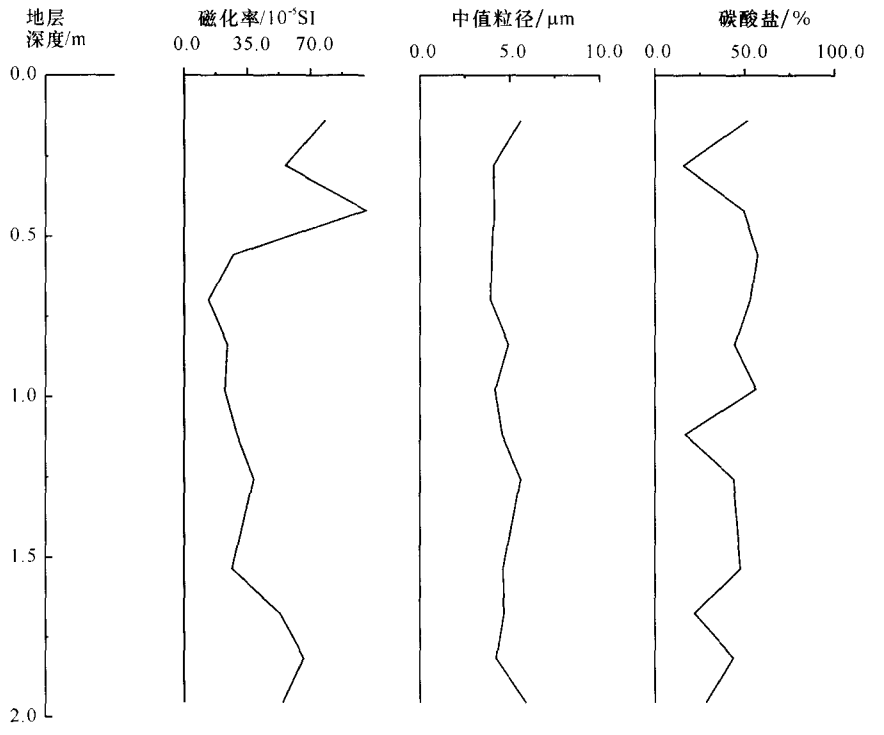


图 3-15-2 纳木错北岸干玛弄湖相沉积物粒度、碳酸盐和磁化率分析结果

Fig.3-15-2 Analysis results of grain size, calcite and magnetic ratio of lacustrine sediments at Ganmanong in the northern bank of the Nam Co

这可能是因为，在干冷的时期短暂的夏季风加强，导致降水增加在地层中的响应。

3. 磁化率

古气候的温湿程度决定了湖相沉积物和古土壤中磁性矿物的生成量和颗粒的细小程度，而这两种因素均可通过湖相沉积物和古土壤磁化率的大小反映出来，即湖相沉积物的磁化率表现为低值，而古土壤则为高值，从而记录了古气候的变化。湖相沉积物和古土壤序列的磁化率在一定程度上反映出古季风提供的降水量的多少。因此，湖相-古土壤序列的磁化率，通常可作为东亚夏季风变迁较敏感的代用指标（安芷生等，1989；刘椿等，1994）。

我们在环纳木错的塔吉古日、干玛弄、扎弄淌三条剖面中按 10 cm 间距取样，用 SUS-942 磁化率仪测量，平均测量 3 次，取其平均值（10^{-6}SI 单位），并将测试结果制成图（图 3-15）。所得的结果显示磁化率介于 $3\times10^{-6}\sim783\times10^{-6}$SI 之间。现根据各剖面磁化率数据，结合其他实验资料，对本区晚更新世以来环境演化作一探讨。

图 3-15 较清楚地显示了纳木错塔吉古日、扎弄淌、干玛弄三条剖面中磁化率曲线的峰谷变化，曲线的峰值大致反映气候有 3 次温湿的波动，明显的谷值反映两次冷的颤动。即整个间冰期可分为 5 个次一级的气候阶段，这与青藏高原其他剖面所指示的气候演化是一致的。其中扎弄淌剖面的磁化率曲线两个低值区表现得更为直观。这些曲线特征也恰好

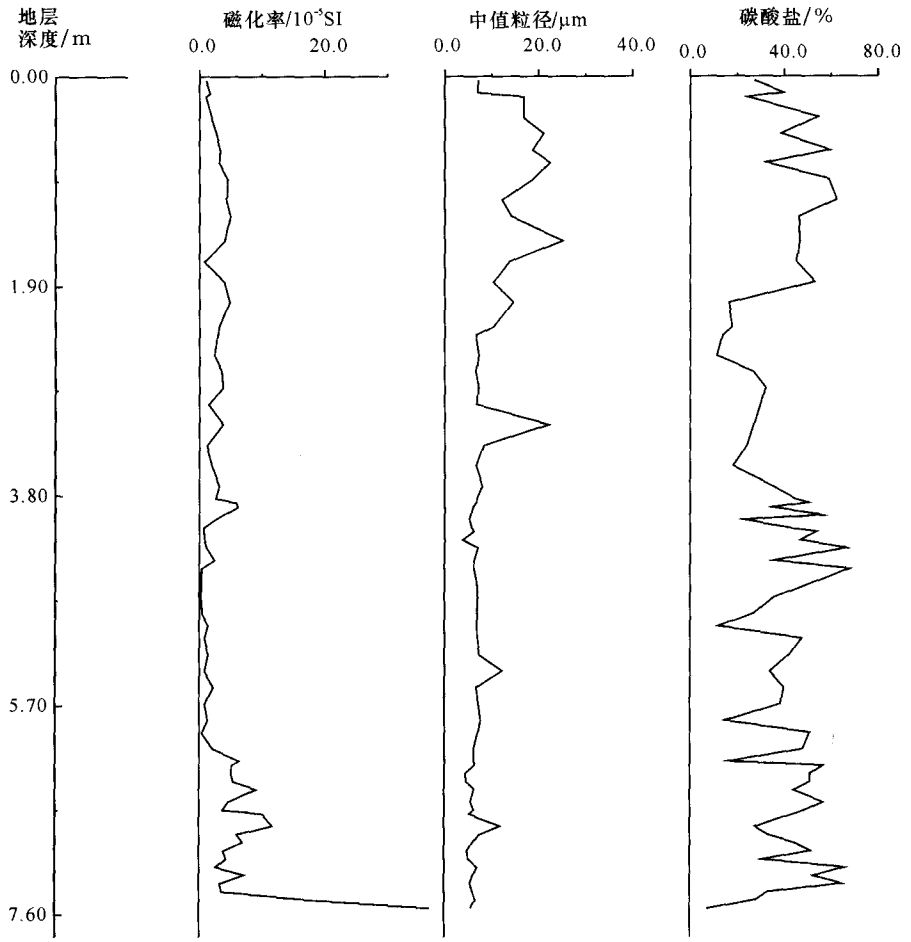


图 3-15-3 纳木错北岸扎弄淌湖相沉积物粒度、碳酸盐和磁化率分析结果

Fig.3-15-3 Analysis results of grain size, calcite and magnetic ratio of lacustrine sediments at Zanongtang in the northern bank of the Nam Co

与上述诸剖面古土壤的发生学特征及微形态特征给出的定性描述相一致。同时，对于以湖相沉积为主体的母质加强型湖相层而言，磁化率所指示的沉积作用强度，并不简单地反映间冰期夏季风的强弱，而是受到沉积速率变化的影响（张树夫等，1991）。

磁化率、粒度和碳酸盐分析表明，纳木错地区在晚更新世以来，在总体相对干旱的背景下有过多次较大幅度冷的波动，尤其是在末次间冰期气候颇不稳定，共有 5 次低一级的冷热颤动，支持了格陵兰冰心 GRIP 氧同位素曲线所揭示的末次间冰期气候不稳定的观点，表明纳木错湖相沉积中含有极地北大西洋的气候信息，是研究全球气候变化的理想记录。同时，应当重视分析与认识气候变化的区域差异，以便更深入地理解古气候变化的驱动因素。

4. 粒态资料

石英颗粒具有极强的抗风化能力，不会因遭受风化而改变搬运营力造成的原始形貌。因此，石英颗粒表面结构的形貌组合特征，是判断沉积环境、解释沉积相的一个重要手

段，也是鉴定有争议的沉积物成因的有效方法（谢又予，1984；王颖等，1985；吴锡浩等，1997）。

在纳木错地区不同地貌部位的5个地点，分别选取了细砂状湖相沉积物样品，通过150目筛筛选、洗净并烘干，挑出粒径150～300 μm的石英颗粒，每个样品随机选出15个颗粒，置于实体显微镜下观察颗粒的表面形态，然后喷金，用扫描电子显微镜校核分析结果和照相，其形貌特征除有湖相砂外，还显示出其他沉积类型的特征（表3-3）。

表3-3 纳木错湖相沉积物中石英颗粒表面形态特征

Tab.3-3 Surface features in shape of Quartz in lake deposits of the Nam Co

序号	样品编号	采样位置	沉积物	表面结构（形貌特征）	沉积类型
1	6-25-4-6	扎弄淌 T_2	含细砾中粗砂	次圆—圆、不规则	风积砂、冲积砂
2	6-9-4-5	干玛弄 T_3	中细砂	不规则、尖棱—次棱	冰碛砂、冲积砂
3	6-7-1-3	干玛弄 T_5	亚砂土	水滴状、次圆—圆、不规则	风积砂、冰碛砂
4	6-9-1-11	干玛弄 T_6	细砂	次圆为主、次圆—圆、碟形坑	冲积砂、风积砂
5	6-9-2-8	干玛弄高位	中粗砂	棱角尖端、次圆—圆	冰碛砂、风积砂

在环纳木错湖相地层剖面内，几乎每条剖面中的石英颗粒圆化程度都很高，多呈近似球形，棱角极不明显（图版Ⅳ-3）。在一些颗粒上，仍残留着擦痕、溶蚀、淀积痕迹，属于残留的初始痕迹；初始痕迹之上，又叠加了刻槽、V形坑、蛇形脊、鳞状坑等河流搬运的痕迹（图版Ⅳ-4）。在河流搬运痕迹之上又附加了毛玻璃状、麻坑状等风蚀痕迹（图版Ⅳ-5）。由此证明，纳木错湖相沉积区的砂粒经历过复杂的沉积历史。在原始基岩中，砂粒首先受到冰川剥蚀和风化作用，获得擦痕、贝壳状断口、溶蚀和淀积痕迹。接着风化层受冰川、流水冲刷进入河道，成为河流的成分而进入湖泊。部分石英粒经过风的作用，以风沙的形式进入湖泊，因而这些砂粒表面形态以风沙磨蚀撞击痕迹最为突出（图版Ⅳ-6）。

痕迹形成顺序，既有冰碛-冰水-风化顺序，又有风化-水流-风蚀顺序。而且，当地的沙丘砂是近源的，或者说属于就地起砂，移动距离不是很远。石英颗粒的表面风蚀痕迹特征，进一步证明从粒度资料分析所得出的系埋藏古沙丘的看法是正确的。

在扎弄淌二级湖相阶地剖面中和波曲河口剖面中的砂层，有些颗粒是次圆—圆状的，具贝状断口，说明是冲积砂或河流侵蚀附近基岩或风化层所获得的残、坡积石英砂粒（图版Ⅳ-3）；有些在蝶形坑上叠加了麻坑状风蚀痕迹，代表是来自上游沙丘砂的物质，且在阶地砂层堆积过程中仍存在风沙作用，在全新世晚期呈减弱趋势。

干玛弄剖面 T_3—T_6 阶地内的湖相砂层中的砂粒，除冰川砂、冲积砂外（图版Ⅳ-7），风蚀痕迹也十分清楚（图版Ⅳ-5），反映出砂层堆积前或堆积过程中风沙作用是很强的。

干玛弄剖面沉积始于12万年以前，其高位湖相地层中的石英颗粒，棱线清晰，棱角明显，贝壳状断口与棱脊、裂纹等清晰，以冰碛、冰水搬运为主（图版Ⅳ-8），但有较强的风蚀作用。风化溶蚀痕迹从剖面表层直到剖面底部层位都有显示。

四、矿物学特征

矿物学特征在一定程度上反映了沉积物的物源特征和沉积期的气候特征。一些自生矿物，包括沉积期后形成的矿物，都有指示沉积环境的意义。

1. 重砂矿物成分及特征

为比较不同基岩源区反映在湖相沉积物矿物成分上的异同，我们分别分析了环纳木错的扎弄淌、干玛弄两个湖相地层剖面以及纳木错塔吉古日、仁错马尺西、久如错西岸等处湖相沉积的人工重砂矿物成分及其含量、粒径等（表 3-4）。

从表 3-4 中可以看出，环纳木错沉积主要接受南部念青唐古拉山脉变质岩系、西部白垩纪沉积岩和火山岩、北部班戈岩体的物质，其矿物成分与基岩是相同的，但在不同的基岩区有所不同。而且，湖相沉积中除新生的碳酸盐矿物外，其他的砂粒矿物成分与河流沉积中砂粒矿物成分也基本一致。同时，沙丘砂与河流、湖相沉积也大体相同，表明沙丘砂主要来源于当地砂质沉积，或者说是就地起砂。

扎弄淌剖面主要接受纳木错西岸输送来的物质，而西岸则是石炭系灰岩和侏罗系火山岩分布区域。所以，扎弄淌剖面的暗色与浅色矿物组合基本与西岸的河流相矿物组合相似。但在同一剖面内，不同沉积物的矿物成分是有所差异的，粉砂粘土中以重无磁矿物成分为主；中粗砂中重无磁矿物、电磁矿物和强磁矿物成分的含量大体相等。

干玛弄剖面中的湖滨相沉积层内，有时可见少量呈黄土状物质，其水平层理发育，有些薄层内 0.1 ~ 0.2 mm 粒级的花岗岩岩屑占的比重高达 90%，浅色矿物只有 10%左右，因此无论从沉积构造上，还是从矿物成分上，都不能说它是黄土，而是花岗岩风化的堆积产物。其重无磁矿物、电磁矿物和强磁矿物成分的含量大体相等，且以花岗岩中的特征副矿物和重砂矿物为主，仅在高位湖相沉积内电磁矿物含量有所增加。

塔吉古日、仁错和久如错湖相沉积中的矿物成分与干玛弄湖相沉积大体一致，但与扎弄淌剖面有所差异，主要反映在电磁矿物成分增加、重无磁矿物的含量则明显低于扎弄淌剖面中的沉积物，其中最为特征的是出现了较多的铬铁矿。

2. 粘土矿物特征

利用粘土矿物 X 射线衍射测定及半定量分析方法，对纳木错沿岸及其周缘几条剖面样品中的粘土矿物组分进行了分析测定，采用如下方法：①准备工作：烧蒸馏水，称样 50 g，碎样——在铁钵中锤碎至 1 mm；②粘土分离：将 50 g 样置烧杯中，倒入蒸馏水 500 mg，搅拌约 10 min，静置 8 h 以上。从悬浮液中提取 $<2\mu$ 的黏液于试管中，用离心机分离出粘粒约 40 mg，加入 7 mL 水充分搅拌均匀，平摊在毛玻璃片上，自然风干，制成定向 N 片；③X 射线衍射测试：N 片 X 射线扫描。测试条件：采用日本理学 Rigaku 制造 D/Max-RC 仪器，CuKα：50K-V60 mA，连续扫描，扫描速度为 4°/min，石墨单色器，闪烁（SC）探测器，Kα：剥离，校正值为 $2\theta = 0.002°$，起止角度为 2θ：3° ~ 30°；④数据处理：打印衍射数据，绘制衍射图；⑤乙二醇饱和 EG 片：将 N 片置于装有乙二醇溶液的干燥皿中，在烘箱中 40 ℃恒温 12 h，EG 片扫描（条件同 N 片），数据处理及绘图（同 N 片）；⑥550 ℃加热片：将 EG 片置于马弗炉中加热 550 ℃，恒温 2 h，X 射线扫描（条件同 N 片）；⑦物相鉴定、测量；⑧X 定量方法：采用中国石油天然气总公司“沉积岩粘土矿物相对含量 X 射线衍射分析方法”（1995），得出了 X 射线衍射图谱，并计算了蒙脱石、伊利石、绿泥石和高岭石的相对百分含量（表 3-5，图 3-16）。

在进行上述资料分析讨论之前，有两个问题必须明确。首先，在粘土矿物组分中尽管有来自早期沉积物的再沉积成分，即继承成分，但它主要是来自于母岩风化产物（任明达、王乃樑，1981）。所以，粘土矿物所指示的生成环境主要是侵蚀区的环境。H. Blaft 等

表 3-4　纳木错及邻区湖相沉积物人工重砂鉴定结果

Tab.3-4　Analysis results of artificial heavy debris from lake deposits in the Nam Co and its adjacent areas

序号	样品编号	产地	名称	重无磁矿物成分和粒径/mm	百分含量%	电磁矿物成分和粒径/mm	百分含量%	强磁矿物成分	百分含量%
1	6-24-1-5	扎弄淌 T_1	粉砂粘土	锆石、磷灰石、金红石、白铁矿、黄铁矿、锐钛矿，<0.1 mm	68	石榴子石、电气石、角闪石、榍石、帘石、辉石，<0.15 mm	32		
2	6-25-4-6	扎弄淌 T_2	中粗砂	锆石、磷灰石、重晶石、金红石、白钛石、<0.1 mm	33	石榴子石、电气石、角闪石、帘石、钛铁矿、辉石，<0.1 mm	36	钛磁铁矿<0.1 mm	31
3	6-25-1-55	扎弄淌 T_2	粉砂粘土	锆石、磷灰石、金红石、白钛石、锐钛矿，<0.2 mm	88	石榴子石、电气石、角闪石、榍石、帘石、辉石、钛铁矿，<0.1 mm	12		
4	6-9-4-5	干玛弄 T_5	中细砂	锆石、磷灰石、金红石、白钛石、锐钛矿，<0.2 mm	30	石榴子石、电气石、角闪石、榍石、帘石、辉石，<0.3 mm	43	磁铁矿<0.6 mm	27
5	7-3-1-11	干玛弄 T_5	粉砂粘土	锆石、磷灰石、金红石、白钛石、锐钛矿，<0.25 mm	32	角闪石、石榴子石、电气石、榍石、帘石、辉石、褐铁矿，<0.25 mm	36	磁铁矿<0.5 mm	32
6	6-7-1-64	干玛弄 T_5	粉细砂	锆石、磷灰石、金红石、白钛石、锐钛矿、黄铁矿，<0.2 mm	30	角闪石、石榴子石、褐铁矿、榍石、帘石、电气石、钛铁矿、辉石，<0.4 mm	42	磁铁矿<0.4 mm	28
7	6-7-1-45	干玛弄 T_5	细砂	锆石、磷灰石、金红石、白钛石、锐钛矿、榍石，<0.2 mm	31	角闪石、石榴子石、褐铁矿、榍石、帘石、电气石、钛铁矿、辉石，<0.4 mm	38	磁铁矿<0.4 mm	31
8	6-7-1-3	干玛弄 T_5	亚砂土	锆石、磷灰石、金红石、白钛石、锐钛矿，<0.3 mm	48	角闪石、石榴子石、电气石、榍石、帘石、辉石、褐铁矿、钛铁矿，<0.2 mm	28	磁铁矿<0.3 mm	24
9	6-9-1-11	干玛弄 T_6	亚砂土	锆石、磷灰石、金红石、白钛石、锐钛矿、榍石，<0.2 mm	31	角闪石、石榴子石、褐铁矿、榍石、帘石、电气石、钛铁矿、辉石，<0.2 mm	38	磁铁矿<0.5 mm	31
10	6-9-2-8	干玛弄高位	中粗砂	锆石、磷灰石、金红石、白钛石、锐钛矿、黄铁矿，<0.25 mm	22	角闪石、石榴子石、褐铁矿、陨球、帘石、榍石、电气石、钛铁矿，<0.2 mm	57	磁铁矿<0.3 mm	21
11	6-9-3-6	干玛弄高位	粘土粉砂	锆石、磷灰石、金红石、锐钛矿、白钛石、陨球，<0.15 mm	28	角闪石、石榴子石、电气石、帘石、榍石、褐铁矿、钛铁矿、陨球，<0.4 mm	44	磁铁矿<0.5 mm	28
12	6-26-2-13	塔吉古日 T_4	粘土粉砂	锆石、磷灰石、金红石、锐钛矿、白钛石、黄铁矿，<0.2 mm	30	角闪石、石榴子石、电气石、帘石、陨球、褐铁矿、榍石、铬铁矿、辉石，<0.3 mm	42	磁铁矿<0.1 mm	28
13	7-1-1-6	仁错马尺西	粉砂粘土	锆石、磷灰石、金红石、白钛石、锐钛矿、榍石，<0.15 mm	30	角闪石、石榴子石、辉石、帘石、榍石、铬铁矿、电气石、褐铁矿、钛铁矿，<0.3 mm	42	磁铁矿<0.2 mm	28
14	7-11-1-4	久如错西岸	粉砂粘土	锆石、磷灰石、金红石、白钛石、锐钛矿、榍石，<0.25 mm	32	石榴子石、角闪石、赤褐铁矿、帘石、铬铁矿、电气石、钛铁矿、辉石，<0.3 mm	48	磁铁矿<0.2 mm	32

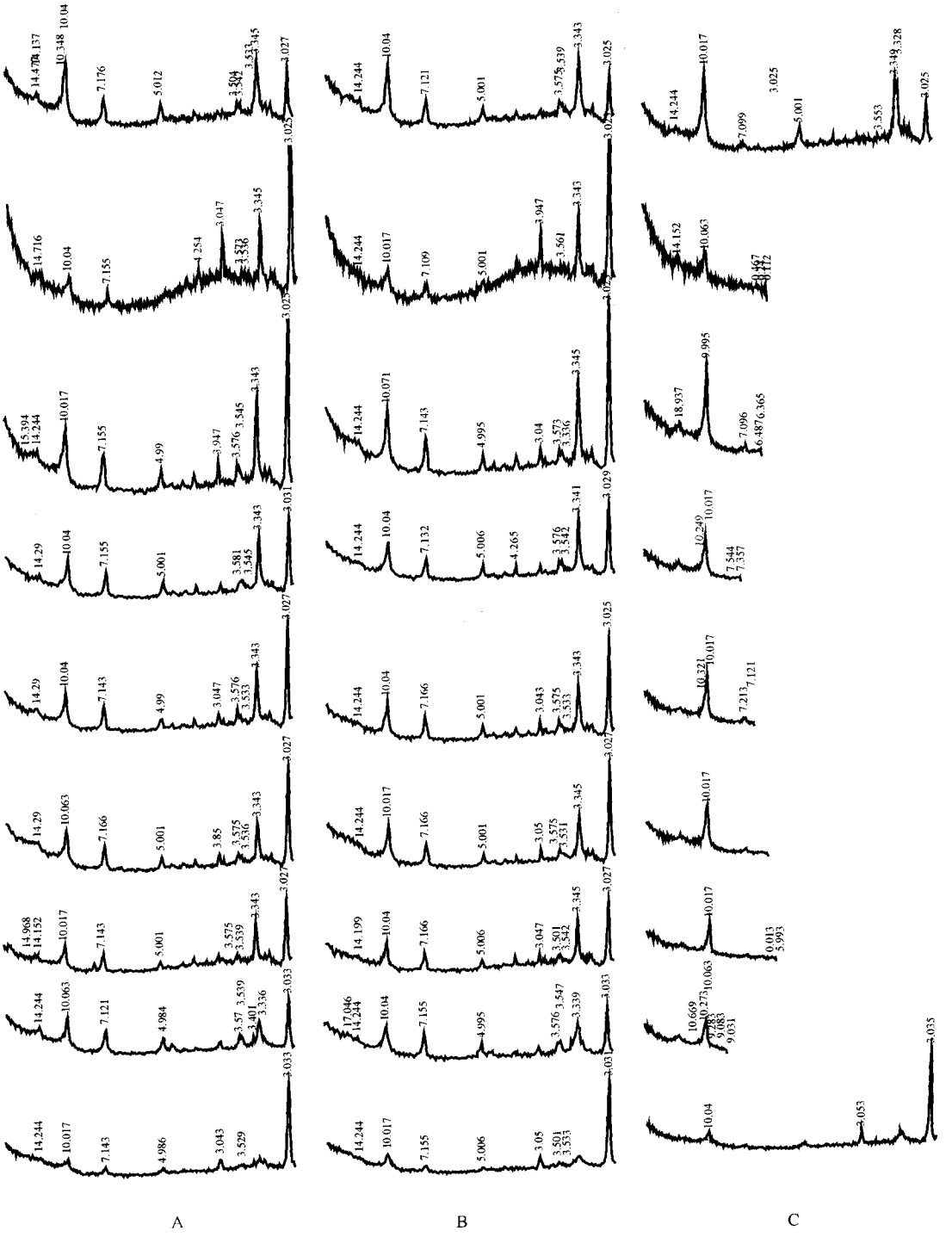


图 3-16　纳木错沉积物中粘土矿物的 X 射线衍射图谱

Fig.3-16　X-ray diffraction pattern of clay minerals in sediments from the Nam Co

A—定向 N 片；B—乙二醇饱和 EG 片；C—550 ℃加热片

表 3-5 纳木错沿岸沉积物剖面中各类粘土矿物相对含量与衍射峰高度

Tab.3-5 Relative content and height of the diffraction peak of various clay minerals from sediments along the bank of the Nam Co

样品编号	采样地点	衍射峰/cm			粘土矿物含量/%				
		10Å	7Å	3Å	方解石	伊利石	高岭石	绿泥石	伊利石/蒙脱石混层
6-24-1-56	扎弄淌东岸 T_1 中部	3.8	1.8	4.0	10	55	10	10	15
6-25-1-40	扎弄淌东岸 T_2 下部	2.7	2.0	5.8	20	42	18	15	<5
7-3-1-15	干玛弄 T_3 中部	3.9	2.4	5.7	20	60	12	11	15
6-26-2-5	塔吉古日 T_4 下部	2.4	1.6	3.6	10	58	15	15	<5
6-7-1-6	干玛弄西南 T_5 上部	2.4	1.5	3.2	15	47	14	12	12
6-9-1-15	干玛弄西南 T_6 上部	2.5	1.5	2.9	15	54	15	11	<5
6-9-3-5	干玛弄高位湖相沉积	1.8	1.3	3.0	10	52	14	14	10
7-1-1-13	仁错北岸马尺西	2.2	1.5	2.1	10	41	14	16	19
7-11-1-4	久如错西岸	1.0	0.6	1.1	15	53	14	13	<5

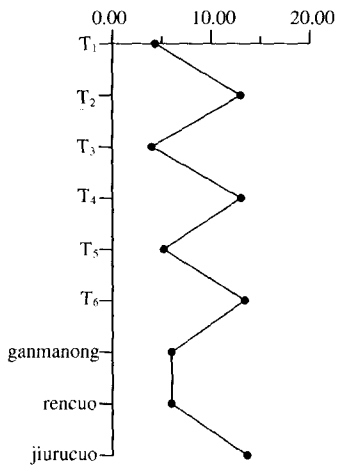


图 3-17 伊利石/蒙脱石混层与伊利石比值曲线图

Fig.3-17 Curve showing the ratio of the content of illite/montorillonite mixing with illite

(1972) 利用南美洲热带河流在温带入海、入海口处现代粘土矿物以高岭石为主的事实，证明，作为沉积类型的粘土矿物，主要反映侵蚀区的自然地理环境，而不是沉积区的自然地理环境。其次，纳木错作为藏北地区的内陆湖泊，属于内流的封闭流域系统，因此，从环湖几条剖面采集的沉积粘土矿物，全部代表封闭流域里的粘土矿物沉积前夕的环境条件。

从表 3-5 所列数据看，几个不同地点的内陆湖泊沉积中，沉积粘土矿物以伊利石占绝对优势，其他矿物主要有高岭石、绿泥石、方解石和伊利石/蒙脱石混层，反映出这些地点都已具备了寒温带干旱、半干旱区的气候环境特征，能够满足这种矿物在生成时期所需要的碱性环境。当水分条件优越时，伊利石/蒙脱石混层数量增多，伊利石减少；当水分条件恶劣时伊利石/蒙脱石混层会部分乃至绝大部分转变成伊利石。正是这两种粘土矿物之间存在这种转化关系，才为利用这两种粘土矿物相对含量间的比值变化来分析当地的气候变化提供了可能性。方法是，采用伊利石/蒙脱石混层含量与伊利石含量之间的比值，水分条件好比值小；水分条件差比值大。用此比值绘出伊利石/蒙脱石混层与伊利石比值曲线（图 3-17），图中显示在纳木错地区从“古大湖期”到“纳木错期”，至少存在三—四期干旱期，大致以早期和最近一期干旱程度最严重。在早期干旱阶段同时出现了纳木错的水下埋藏湖蚀平台和在该湖蚀平台上堆积的厚层沙丘砂，剖面中最底层古土壤层湖泊范围急剧减小。还可以从曲线看出，12 万年以来曾有 3 个水分条件优越的时段，最明显的一期在距今 7 万 ~ 9 万年间，与藏北高原古大湖晚更新世的扩张时期相当，从而也反映出，应用伊利石/蒙脱石混层与伊利石比值来分析内陆盆地气候变化，特别是降水变化规律，是很好的方法之一。

在纳木错各剖面内的沉积粘土矿物中，含有一定比例（10%～18%）的高岭石。在干旱区高岭石的形成，很难用高温多雨条件来解释，夏季地面高温才是使它出现的充分条件。从高岭石在环纳木错剖面中的曲线变化看（图 3-18），高岭石含量高峰值的出现要早于伊利石/蒙脱石混层与伊利石比值曲线所显示的干旱峰。这种落后现象恰好说明气候演变是先干暖再转变为干冷，进而才转为干旱的自然规律。从而使粘土矿物的资料进一步证明了 Dr. M. Schwarzbach（1975）提出的温度-湿度理论变化曲线的正确性（图 3-19）。另外，粘土矿物中高岭石含量相对增多阶段，大体上与湖面升高或扩展阶段相当；相反，高岭石含量的减少，对应湖面降低、收缩阶段。从绿泥石与高岭石相对含量之和的变化曲线（图 3-20），也可以看出类似的规律。

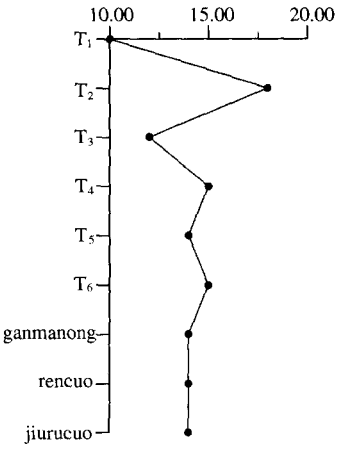


图 3-18　粘土矿物中高岭石相对含量变化曲线图

Fig.3-18　Variation curve of the relative content of kaoline in clay minerals

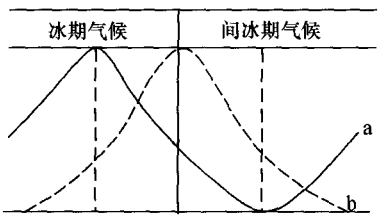


图 3-19　温度-湿度理论变化曲线

Fig.3-19　Variation curve in principle of the temperature with humidity

（据 Dr.M Schwarzbach，1975）

a—温度曲线；b—湿度曲线

韩德懋等（1985）根据 C. E. Weaver（1960）和 B. Kubler（1964）测量伊利石 X 射线衍射峰形态指数（又称“结晶度”；Weaver 指数；Kubler 指数）的方法，提出决定伊利石高宽指数的简易而精确的方法，即有如下公式：

$$H_W = \frac{H}{W}$$

式中：H——伊利石 10Å 衍射峰的峰高（mm）；

W——伊利石 10Å 衍射峰的半高宽度（mm）；

H_W——高宽指数（图 3-21）。

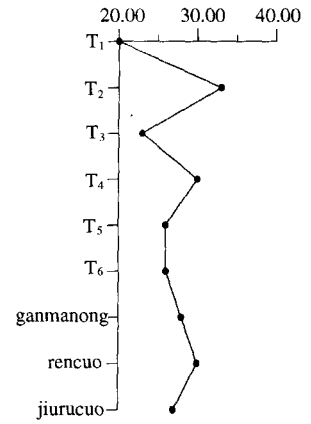


图 3-20　绿泥石＋高岭石对含量变化曲线图

Fig.3-20　Variation curve of the content of chlorite + kaoline

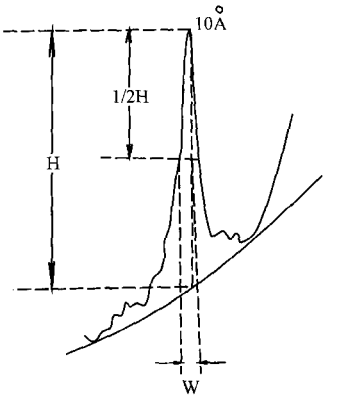


图 3-21　伊利石的高宽指数图

Fig.3-21　Parameter diagram of the width of illite

（据韩家懋等，1985）

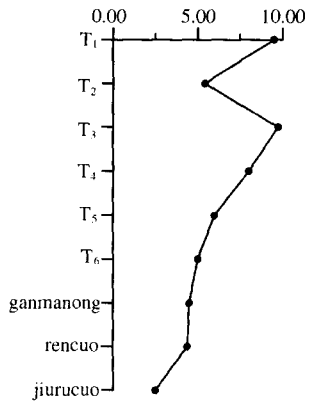


图 3-22 H_W 值变化曲线图

Fig.3-22 Variation curve of the H_W value

从矿物学角度，认为伊利石具有由云母和蒙脱石晶层组成的混合层结构。当所含蒙脱石晶层愈多时，衍射峰态不对称性就愈明显，半高宽度增大，H_W 值愈小。这种情况发生在土壤的淋溶层粘土中，与 K^- 离子的淋失有关。此外，I.Barshad（1966）得出如下结论：①酸性火山岩上发育的土壤，伊利石含量最大值出现在降水量 500～700 mm 的地区，>700 mm 时伊利石会向蛭石转化，即伊利石存在于一定湿度范围内；②在同样降水量条件下，降雨集中在夏季比冬季更利于矿物转化。有鉴于此，H_W 值高低与降水量多少有一定对应关系，H_W 值低降水量多，H_W 值高降水量少。纳木错粘土矿物颗粒中伊利石 10Å 峰态指数沿剖面的垂直变化（图 3-22），反映出高湖面时期与 H_W 低值相对应，低湖面时期与 H_W 高值相对应，说明湖面收缩与扩张主要受气候尤其是降水量多寡的制约。

五、吸附在沉积物上的易溶盐

湖盆内的元素大都是湖盆汇水区内地表岩石风化的产物，以岩石、矿物、离子溶液形式及被吸附的形式带入盆地内。这一作用过程与气候、地形、岩性、水文及构造等因素有关，其中气候是最活跃的因素。气候越温暖潮湿，风化搬运作用就越强，较不活泼的元素也能大量迁移进入湖盆沉积下来，而活泼的元素难以迁移至湖盆，以化学方式沉积下来。因此，可根据各时代地层中的化学元素分析当时的古气候环境（张玉芳等，1998）。

按照常规的土壤易溶盐分析方法，分析了纳木错湖区 7 个剖面样品的易溶盐含量。由于所有样品都在风干后过 18 目筛，一律取≤18 目土样 50 g，统一制备成 5∶1 水土比浸出液，分别进行诸项滴定。所以，各分析数据既可以做剖面上下层的对比，以反映易溶盐分在剖面中随时间的变化情况，也可以做剖面与剖面之间的对比，反映在相同时段内易溶盐分在区域上的变化。

在纳木错湖区湖相沉积剖面内，易溶盐阳离子以 K^+、Na^+、Ca^{+2}、Mg^{+2}为主，阴离子以 HCO_3^-、SO_4^{2-} 为主（表 3-6）（图 3-23、3-24、3-25），总含盐量在 0.04%～0.6%之间，最小为 0.034%，最大为 0.69%（图 3-26），总体上基本保持了半咸水—微咸水湖特征，以微咸水湖为主。

在粒度分析一节中已经证明纳木错拔湖 8 m 以上的砂层，属于风成砂层。风成沙丘的砂层本身具有易溶盐分含量低的特征。拔湖 8～11 m 的砂层，虽然经过后期湖水浸泡，毕竟因为被湖相层迅速掩埋，造成湖水与砂层之间的盐分交换并不充分，未达到平衡。再者，由低湖面开始涨水，湖泊并未吞没大部分砂层，湖相层却把沙丘砂层掩没，这就意味着湖水上涨是非常迅速的，来水量是相当丰沛的，当然湖水的易溶盐含量这时也是最低的。从这层意义上说，这时易溶盐含量低，恰好从易溶盐角度证明了沙丘砂堆积之后，存在一次湖面迅速上升、湖泊扩展的过程。或者说在古气候上有一个湿润期出现。在拔湖 2.2～8.0 m、17.0～18.2 m、42.8～45.8 m、68.9～88.3 m、112～115.9 m 的范围内，K^+、Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+} 阳离子和 HCO_3^-、SO_4^{2-} 阴离子明显增加，总含盐量也提高到 0.578%～

表 3-6 纳木错湖相沉积物样品易溶盐含量分析结果

Tab.3-6 Analysis results of the content of easily fusible salts in lake deposits of the Nam Co

序号	样品编号	采样位置	$C(CO_3^{2-})$ m mol·g^{-1}	$w(CO_3^{2-})$ %	$C(HCO_3^-)$ m mol·g^{-1}	$w(HCO_3^-)$ %	$C(Cl^-)$ m mol·g^{-1}	$w(Cl^-)$ %	$C(SO_4^{2-})$ m mol·g^{-1}	$w(SO_4^{2-})$ %	$C(K^+ + Na^+)$ m mol·g^{-1}	$w(K^+ + Na^+)$ %	$C(Ca^{2+})$ m mol·g^{-1}	$w(Ca^{2+})$ %	$C(Mg^{2+})$ m mol·g^{-1}	$w(Mg^{2+})$ %	$w(Ca^{2+})/w(Mg^{2+})$	易溶盐总含量 %
1	6-24-1-4	扎弄淌 T_1	<0.015	<0.001	0.48	0.029	<0.006	<0.002	0.395	0.038	0.48	0.0119	0.275	0.011	0.22	0.0053	2.08	0.0952
2	6-24-1-55	同上	<0.015	<0.001	0.49	0.03	<0.006	<0.002	0.855	0.082	0.26	0.0072	0.675	0.027	0.395	0.0096	2.81	0.156
3	6-24-1-102	同上	<0.015	<0.001	0.49	0.03	<0.006	<0.002	1.72	0.165	0.59	0.015	2.745	0.11	0.70	0.017	6.47	0.337
4	6-25-1-2	扎弄淌 T_2	<0.015	<0.001	0.46	0.028	<0.006	<0.002	0.28	0.027	0.32	0.0078	0.275	0.011	0.13	0.0031	3.55	0.0769
5	6-25-1-31	同上	<0.015	<0.001	0.46	0.028	<0.006	<0.002	1.00	0.096	0.70	0.017	0.75	0.03	0.74	0.018	1.67	0.189
6	6-25-1-64	同上	<0.015	<0.001	0.46	0.028	<0.006	<0.002	0.046	0.0044	0.106	0.003	0.165	0.0067	0.041	0.001	6.70	0.0431
7	6-26-1-3	扎弄淌 T_3	<0.015	<0.001	0.46	0.028	<0.006	<0.002	4.85	0.466	0.47	0.0119	4.24	0.17	0.575	0.014	12.14	0.690
8	6-26-1-7	同上	<0.015	<0.001	0.48	0.029	<0.006	<0.002	0.125	0.012	0.19	0.0049	0.195	0.0078	0.10	0.0024	3.25	0.0561
9	6-26-1-12	同上	<0.015	<0.001	0.49	0.03	<0.006	<0.002	0.375	0.036	0.19	0.0052	0.35	0.014	0.215	0.0052	2.69	0.0904
10	6-26-2-4	塔吉古日 T_5	<0.015	<0.001	0.57	0.035	<0.006	<0.002	0.31	0.03	0.38	0.0088	0.275	0.011	0.105	0.0026	4.23	0.0874
11	6-26-2-8	同上	<0.015	<0.001	0.44	0.027	<0.006	<0.002	0.20	0.019	0.21	0.0049	0.275	0.011	0.07	0.0017	6.47	0.0636
12	6-26-2-24	同上	<0.015	<0.001	0.59	0.036	<0.006	<0.002	0.0355	0.0034	0.062	0.0016	0.24	0.0097	0.08	0.002	4.85	0.0527
13	6-27-1-4	塔吉古日 T_6	<0.015	<0.001	0.44	0.027	0.085	0.003	1.58	0.152	0.37	0.0091	1.645	0.066	0.455	0.011	6.00	0.268
14	6-27-1-7	同上	<0.015	<0.001	0.41	0.025	<0.006	<0.002	0.10	0.0096	0.13	0.0033	0.205	0.0082	0.033	0.0008	10.25	0.0469
15	6-27-1-13	同上	<0.015	<0.001	0.46	0.028	<0.006	<0.002	0.09	0.0085	0.106	0.0027	0.215	0.0086	0.037	0.0009	9.56	0.0487
16	6-27-2-3	塔吉古日 47.5 m	<0.015	<0.001	0.70	0.043	<0.006	<0.002	0.22	0.021	0.18	0.0045	0.425	0.017	0.15	0.0036	4.72	0.0891

续表

序号	样品编号	采样位置	$C(CO_3^{2-})$ m mol·g^{-1}	$w(CO_3^{2-})$ %	$C(HCO_3^-)$ m mol·g^{-1}	$w(HCO_3^-)$ %	$C(Cl^-)$ m mol·g^{-1}	$w(Cl^-)$ %	$C(SO_4^{2-})$ m mol·g^{-1}	$w(SO_4^{2-})$ %	$C(K^+ + Na^+)$ m mol·g^{-1}	$w(K^+ + Na^+)$ %	$C(Ca^{2+})$ m mol·g^{-1}	$w(Ca^{2+})$ %	$C(Mg^{2+})$ m mol·g^{-1}	$w(Mg^{2+})$ %	$\frac{w(Ca^{2+})}{w(Mg^{2+})}$	易溶盐总含量 %
17	6-27-3-5	塔吉古日 68.9 m	<0.015	<0.001	0.64	0.039	<0.006	<0.002	0.30	0.029	0.48	0.0113	0.325	0.013	0.115	0.0028	4.64	0.0951
18	6-27-2-7	同上	<0.015	<0.001	0.38	0.023	0.494	0.0175	3.735	0.359	0.60	0.0145	3.295	0.132	0.575	0.014	9.43	0.560
19	6-27-2-18	同上	<0.015	<0.001	0.54	0.033	<0.006	<0.002	0.49	0.047	0.20	0.0051	0.60	0.024	0.105	0.0026	9.23	0.112
20	6-7-2-2	干玛弄 T_4	<0.015	<0.001	0.34	0.021	<0.006	<0.002	0.03	0.0029	0.052	0.0014	0.20	0.0008	0.041	0.001	8.00	0.0343
21	6-7-2-5	同上	<0.015	<0.001	0.39	0.024	<0.006	<0.002	0.145	0.014	0.058	0.0015	0.30	0.012	0.0205	0.0005	24.00	0.0520
22	6-7-2-9	同上	<0.015	<0.001	0.34	0.021	<0.006	<0.002	4.185	0.402	0.110	0.0029	3.645	0.146	0.23	0.0056	26.07	0.578
23	6-9-72-1	干玛弄 112 m	<0.015	<0.001	0.49	0.03	0.18	0.0063	0.25	0.024	0.24	0.0060	1.10	0.044	0.195	0.0047	9.36	0.115
24	6-9-71-6	干玛弄 115.9 m	<0.015	<0.001	0.56	0.034	0.085	0.003	4.06	0.390	1.41	0.0330	2.795	0.112	1.605	0.039	2.87	0.611
25	6-9-78-1	干玛弄 139 m	<0.015	<1.001	0.48	0.029	<0.006	<0.002	0.075	0.0074	0.165	0.0055	0.55	0.022	0.095	0.0023	9.57	0.0662
26	7-1-1-5	仁错马尺西	<0.015	<0.001	1.13	0.069	<0.006	<0.002	0.0135	0.0013	0.34	0.0094	0.0325	0.0013	0.395	0.0096	0.14	0.0906
27	5-16-2-7	安多西	<0.015	<0.001	0.54	0.033	<0.006	<0.002	0.006	0.0006	0.068	0.0021	0.185	0.0075	0.08	0.0019	3.95	0.0451
28	5-17-2-2	那曲西岸	<0.015	<0.001	0.25	0.015	<0.006	<0.002	0.0185	0.0018	0.061	0.0018	0.065	0.0026	0.0205	0.0005	5.20	0.0217
29	7-11-1-3	久如错东岸	<0.015	<0.001	0.84	0.051	<0.006	<0.002	0.24	0.023	0.81	0.0188	0.20	0.008	0.125	0.003	2.67	0.104
30	6-30-1-2	熊前丘共	<0.015	<0.001	0.51	0.031	<0.006	<0.002	0.003	<0.0003	0.36	0.0010	0.14	0.0056	0.0495	0.0012	4.67	0.0388
31	6-1-1	扎西多	<0.015	<0.001	0.54	0.033	0.056	0.002	0.005	0.0005	0.63	0.0019	0.185	0.0075	0.0495	0.0012	6.25	0.0461
32	6-3-1	同上	<0.015	<0.001	0.48	0.029	0.045	0.0016	0.145	0.014	0.178	0.0056	0.275	0.011	0.08	0.002	5.50	0.0632
33	5-17-3	那曲	<0.015	<0.001	0.41	0.025	0.085	0.003	0.06	0.0006	0.061	0.0019	0.16	0.0064	0.0245	0.0006	10.67	0.0375

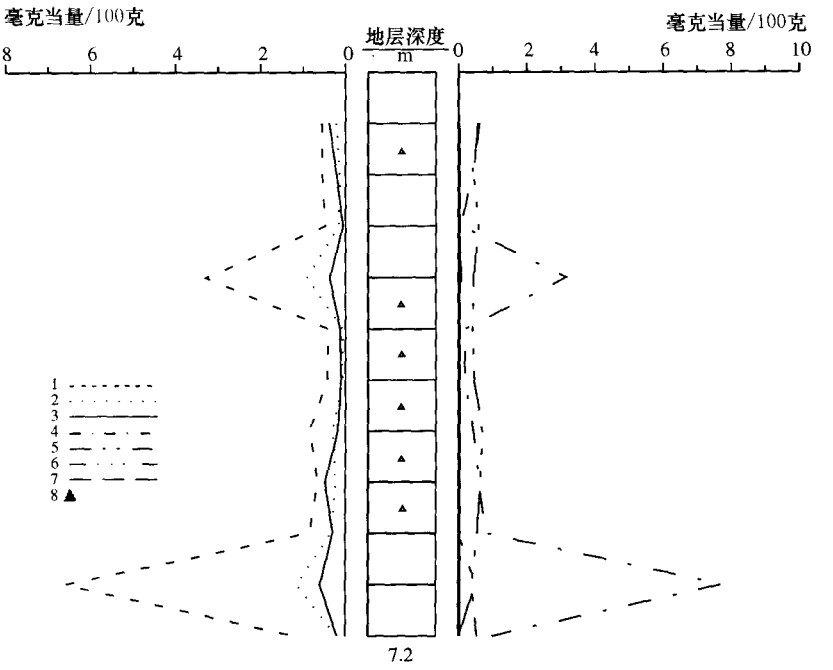


图 3-23 纳木错西岸塔吉古日湖相沉积物样品易溶盐分含量变化曲线图

Fig.3-23 Variation curve of the content of easily fusible salts in lake deposits at Tajiguri in the western bank of the Nam Co

1—Ca^{2+}；2—Mg^{2+}；3—$K^{+}+Na^{+}$；4—SO_4^{2-}；5—Cl^{-}；6—HCO_3^{-}；7—CO_3^{2-}；8—U 系年龄样品位置

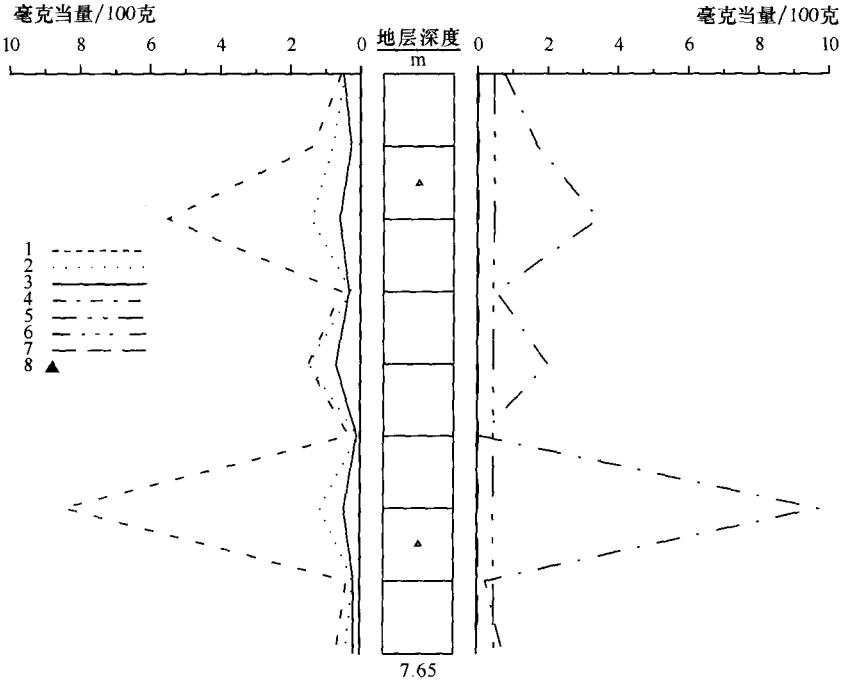


图 3-24 纳木错西岸扎弄淌湖相沉积物样品易溶盐分含量变化曲线图

Fig.3-24 Variation curve of the content of easily fusible salts in lake deposits at Zanongtang in the western bank of the Nam Co

1—Ca^{2+}；2—Mg^{2+}；3—$K^{+}+Na^{+}$；4—SO_4^{2-}；5—Cl^{-}；6—HCO_3^{-}；7—CO_3^{2-}；8—U 系年龄样品位置

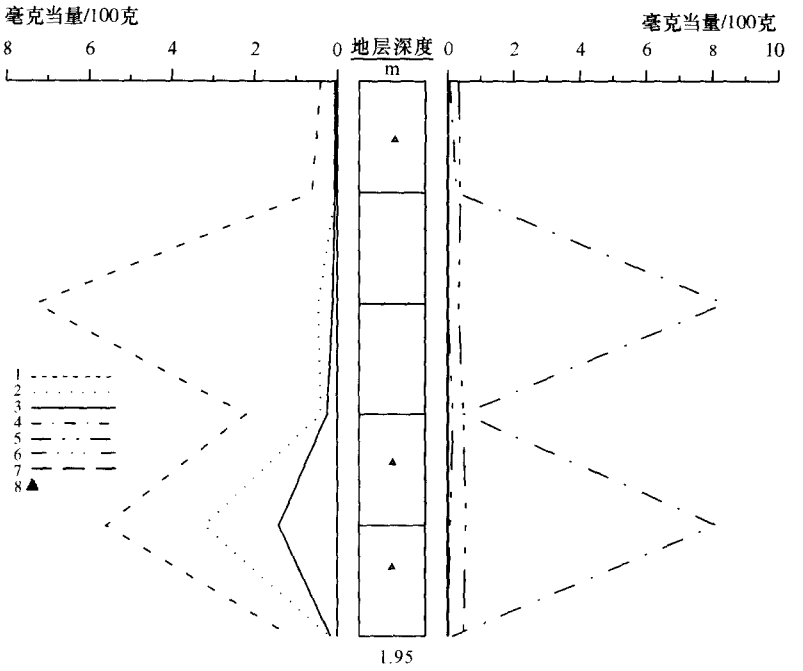


图 3-25 纳木错北岸干玛弄湖相沉积物样品易溶盐分含量变化曲线图

Fig.3-25 Variation curve of the content of easily fusible salts in lake deposits at Ganmanong in the northern bank of the Nam Co

1—Ca^{2+}；2—Mg^{2+}；3—$K^+ + Na^+$；4—SO_4^{2-}；5—Cl^-；6—HCO_3^-；7—CO_3^{2-}；8—U 系年龄样品位置

0.69%左右，可能是近地表蒸发造成盐分积累的结果。从整个剖面易溶盐分含量的变化看，大致有五个易溶盐增高阶段和五个降低阶段，代表湖泊曾受到五个干湿旋回变化的影响。与前边介绍的粘土矿物相比，易溶盐分更具有敏感性。

六、地球化学特征

研究湖泊演化中的地球化学特征通常包括地球化学背景和地球化学异常两个方面。前者是指不受环境影响或没有外来成分加入的地区化学元素的一般含量和一般变动幅度；后者是指各类沉积地层中的地球化学异常，即各种元素在内外营力的作用下聚集和分散程度。湖泊地球化学特征 3 表明组成湖相地层的各种元素迁移、分散与聚集的过程和结果。本节主要讨论以下两个问题。

1. pH 值

pH——酸碱度是恢复地理环境及判断湖水化学特征的指标之一。用≤18 目土样，制备成 5:1 水土比浸出液，使用酸度计进行测量，结果见表 3-7。从表中看，纳木错环湖沉积剖面土样的 pH 值，变动在 6.49 ~ 7.84 之间，以 7.30 ~ 7.61 居多。pH 值在剖面上的变化规律（图 3-27），是从顶部向底部衰减，其间在 8.3 ~ 15.6 m、14.0 ~ 19.9 m、18.7 ~ 25.8 m、26.0 ~ 36.9 m 和 38.3 ~ 47.6 m 五个深度段出现不同的峰值，五个峰值之间插入三个低值。在五个峰值段中间的两个峰附近，尚存在次级的峰值和低值。

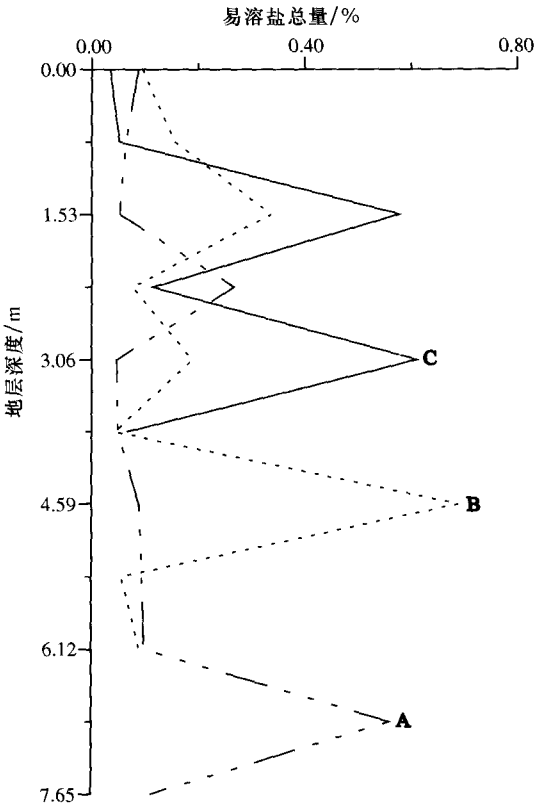


图 3-26　纳木错湖相地层总含盐量变化曲线图

Fig.3-26　Variation curve of the capacity of salts in lacustrine strata of the Nam Co

A—扎弄淌剖面；B—塔吉古日剖面；C—干玛弄剖面

根据 pH 值的大小与年降水量成反比的相关关系认为，峰值段代表干旱时段，低值代表相对湿润时段。从总体上看，纳木错湖相沉积剖面中的 pH 值介于 6.49～7.81，反映当地长期保持着从湿润到半干旱—干旱的气候环境。但这种气候环境的稳定程度，并不是始终如一的，其气候条件出现过短期的湿润。从 pH 值自古而今的变化趋势看，气候环境使干旱程度日益增加；从 pH 值沿剖面拔湖高度的变化看，有五个相对较大的干旱阶段和三个相对湿润阶段。所以说，日益干旱的进程是振荡式的。

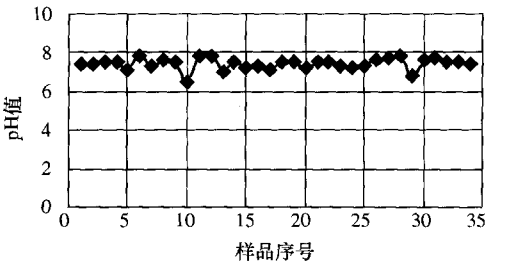


图 3-27　纳木错湖相沉积剖面样品 pH 值变化曲线

Fig.3-27　Variation curve of the pH value of lacustrine sediments of the Nam Co

以上的分析与讨论结果同前述关于粘土矿物的讨论比较，其结论是一致的。蒙脱石和伊利石都是碱性化学环境的代表性矿物，指示以草原或森林草原为主的自然环境，而且伊利石/蒙脱石比值的变化，说明草原环境内相对干湿变化的规律，这些都从pH值的分析

表 3-7 纳木错湖相沉积剖面样品 pH 值分析结果

Tab.3-7 Analysis results of the pH value of lacustrine sediments of the Nam Co

序号	样品编号	采样位置	pH	序号	样品编号	采样位置	pH
1	6-24-1-4	扎弄淌 T_1	7.46	18	6-27-2-18	同上	7.49
2	6-24-1-55	同上	7.43	19	6-27-3-5	塔吉古日 68.9 m	7.54
3	6-24-1-102	同上	7.54	20	6-27-4-6	塔吉古日 88.3 m	7.17
4	6-25-1-2	扎弄淌 T_2	7.5	21	6-7-2-2	干玛弄 T_4	7.54
5	6-25-1-31	同上	7.13	22	6-7-2-5	同上	7.57
6	6-25-1-64	同上	7.84	23	6-7-2-9	同上	7.29
7	6-26-1-3	扎弄淌 T_3	7.31	24	6-9-72-1	干玛弄 112 m	7.21
8	6-26-1-7	同上	7.67	25	6-9-71-6	干玛弄 115.9 m	7.3
9	6-26-1-12	同上	7.49	26	6-9-78-1	干玛弄 139 m	7.61
10	6-26-2-4	塔吉古日 T_5	6.49	27	7-1-1-5	仁错马尺西	7.71
11	6-26-2-8	同上	7.81	28	5-16-2-7	安多西	7.81
12	6-26-2-24	同上	7.85	29	5-17-2-2	那曲西岸	6.77
13	6-27-1-4	塔吉古日 T_6	6.97	30	7-11-1-3	久如错东岸	7.58
14	6-27-1-7	同上	7.56	31	6-30-1-2	熊前丘共	7.74
15	6-27-1-13	同上	7.17	32	5-17-3	那曲	7.49
16	6-27-2-3	塔吉古日 47.5 m	7.3	33	6-1-1	扎西多	7.48
17	6-27-2-7	同上	7.14	34	6-3-1	同上	7.38

中得到印证。碱性环境是湖水中易溶盐析出的必要化学环境，从易溶盐分析得出湖水属于半咸水—微咸水的结论，也反证了 pH 值分析结果的正确性。

2. 地球化学特征

利用移液管方法，提取了纳木错七个湖相沉积剖面中的细粘粒组分（$D < 0.001$ mm），经碱熔塌，利用河北省区域地质矿产调查研究所实验室的 ICAP-9000 电感耦合等离子光谱仪，由李世平高级工程师测定了它们的化学成分。由于未在碱熔塌条件下利用重量法单独测定样品中的 Si 的含量，因此所提供的 Si 的数据不准确，无法利用，其余各种元素及换算后的氧化物数据，都是可以作为分析使用的（表 3-8）。

粘土矿物中常常富集了一定数量的微量元素，是因为在母岩风化、粘土矿物形成过程中，地理环境为一些微量元素取代钙、镁而进入矿物晶格，或为粘土矿物吸附成为代换阳离子提供了条件。由此可以推论，微量元素的含量与变化同地理环境，尤其是气候环境有一定的关系。例如，$w(TiO)/w(Ni_2O)$、$w(TiO)/w(MnO_2)$等一些氧化物比值的大小与当地（物源地）的降水量大小成正相关关系（文启中等，1981；史培军，1988）。因此，利用这些氧化物比值的变化，可以分析探讨藏北高原东南部的纳木错及其周缘地区古降水的变化情况。

表 3-8 纳木错湖相沉积剖面粘粒组分化学分析结果（$w_B/10^{-6}$）

Tab.3-8 Chemical analysis results of clay – minerals of small grain in lake deposits of the Nam Co

序号	样品编号	采样位置	TiO	Ni_2O_3	ZnO	CuO	PbO	CrO	MnO_2
1	6-24-1-13	扎弄淌 T_1	26.944	4.893	69.456	11.915	172.235	29.248	501.309
2	6-25-1-51	扎弄淌 T_2	95.800	4.403	53.113	6.752	164.465	29.248	248.938
3	6-26-1-4	扎弄淌 T_3	592.763	25.441	85.798	40.511	230.510	110.492	470.407
4	6-26-2-11	塔吉古日 T_5	188.606	10.274	49.028	24.624	189.070	77.994	403.451
5	6-27-1-8	塔吉古日 T_6	305.363	16.145	53.113	33.759	212.380	71.495	473.840
6	6-27-2-13	塔吉古日 47.8 m	266.444	9.785	49.028	33.362	224.035	90.993	442.938
7	6-27-3-4	塔吉古日 68.9 m	371.225	20.059	69.456	29.787	233.100	194.985	556.247
8	6-27-5-5	塔吉古日高位湖相	308.356	12.965	53.113	33.759	212.380	110.492	439.504
9	6-7-3-7	干玛弄 T_1	2502.775	38.162	118.483	59.972	313.390	116.991	609.468
10	6-9-4-4	干玛弄 T_3	227.525	10.519	44.942	22.241	207.200	129.990	530.495
11	6-7-2-5	干玛弄 T_4	682.575	15.901	77.627	48.851	247.345	126.740	662.690
12	6-7-1-28	干玛弄 T_5	886.150	34.248	65.370	41.305	249.935	129.990	588.867
13	6-9-1-4	干玛弄 T_6	293.388	4.648	57.199	27.007	194.250	100.742	597.451
14	6-9-2-19	干玛弄 70 m	53.888	24.952	65.370	34.950	221.445	181.986	606.035
15	6-9-3-5	干玛弄 115 m	2167.475	21.038	130.740	74.269	305.620	116.991	686.725
16	6-9-78	干玛弄 139 m	2730.300	29.110	126.654	64.737	348.355	165.737	892.743

从 $w(TiO)/w(CrO)$、$w(TiO)/w(Ni_2O)$、$w(TiO)/w(ZnO)$、$w(TiO)/w(CuO)$、$w(TiO)/w(MnO_2)$及 $w(TiO)/w(PbO)$的比值看，纳木错北部的干玛弄剖面从 T_1 阶地到高位湖相沉积，大致有三个大的多降水的湿润阶段、二个干旱阶段，自下而上第一湿润时段包含二个次级湿润亚段；第二、三干旱段各包含两个亚段（表 3-9、图 3-28）。湿润程度变化以第一湿润时段变化幅度最大，其余变化幅度均较小。湿润阶段之间为干旱阶段，只是湿润阶段持续不长、振幅较小，相反干旱阶段持续的时间较长。纳木错西北部的扎弄淌—塔吉古日剖面中氧化物的比值变化曲线也有这种倾向，只不过表现得没有干玛弄剖面明显而已（表 3-9、图 3-29）。这一结果与前述粒度、粘土矿物、易溶盐数据所反映的情况相一致。

沉积学各方面证据综合证明自晚更新世以来，藏北高原的纳木错地区先由湿润逐步向干旱演变，以至由开始的高湖面向低湖面发展，造成沙丘覆盖在湖相沉积之上。就埋藏砂嘴讲，中间隔着数层湖相粘土，说明早期干旱也存在湿润阶段。早期干旱期以后，存在二个较大的干旱阶段（不包括次级干旱与湿润交替的亚阶段）和不少于三至四个相对湿润亚时段。这样，古气候变化就直接影响到了纳木错湖盆水量的平衡，造成湖泊频繁地扩大与缩小。但总的趋势是随着青藏高原的快速隆升，藏北地区的气候日益干燥，藏北高原古大湖分崩离析，残留的纳木错湖盆不断萎缩。

表 3-9 纳木错湖相沉积剖面粘粒组分氧化物比值表（w_B）

Tab.3-9 Oxide ratio of clay-minerals of small grain in lake deposits of the Nam Co

序号	样品编号	采样位置	TiO/Ni_2O_3	TiO/ZnO	TiO/CuO	TiO/PbO	TiO/CrO	TiO/MnO_2
1	6-24-1-13	扎弄淌 T_1	5.507	0.388	2.261	0.156	0.921	0.054
2	6-25-1-51	扎弄淌 T_2	21.757	1.804	14.189	0.582	3.275	0.385
3	6-26-1-4	扎弄淌 T_3	23.299	6.909	14.632	2.572	5.365	1.260
4	6-26-2-11	塔吉古日 T_5	18.357	3.847	7.659	0.998	2.418	0.467
5	6-27-1-8	塔吉古日 T_6	18.913	5.749	9.045	1.438	4.271	0.644
6	6-27-2-13	塔吉古日 47.8 m	27.230	5.435	7.987	1.189	2.928	0.602
7	6-27-3-4	塔吉古日 68.9 m	18.506	5.345	12.463	1.593	1.904	0.667
8	6-27-5-5	塔吉古日高位湖相	23.784	5.806	9.134	1.452	2.791	0.702
9	6-7-3-7	干玛弄 T_1	65.584	21.123	41.733	7.986	21.393	4.106
10	6-9-4-4	干玛弄 T_3	21.630	5.063	10.230	1.098	1.750	0.429
11	6-7-2-5	干玛弄 T_4	42.928	8.793	13.973	2.760	5.386	1.030
12	6-7-1-28	干玛弄 T_5	25.875	13.556	21.454	3.546	6.817	1.505
13	6-9-1-4	干玛弄 T_6	63.123	5.129	10.863	1.510	2.912	0.491
14	6-9-2-19	干玛弄 70 m	2.160	0.824	1.542	0.243	0.296	0.089
15	6-9-3-5	干玛弄 115 m	103.028	16.579	29.184	7.092	18.527	3.156
16	6-9-78	干玛弄 139 m	93.791	21.557	42.175	7.838	16.474	3.058

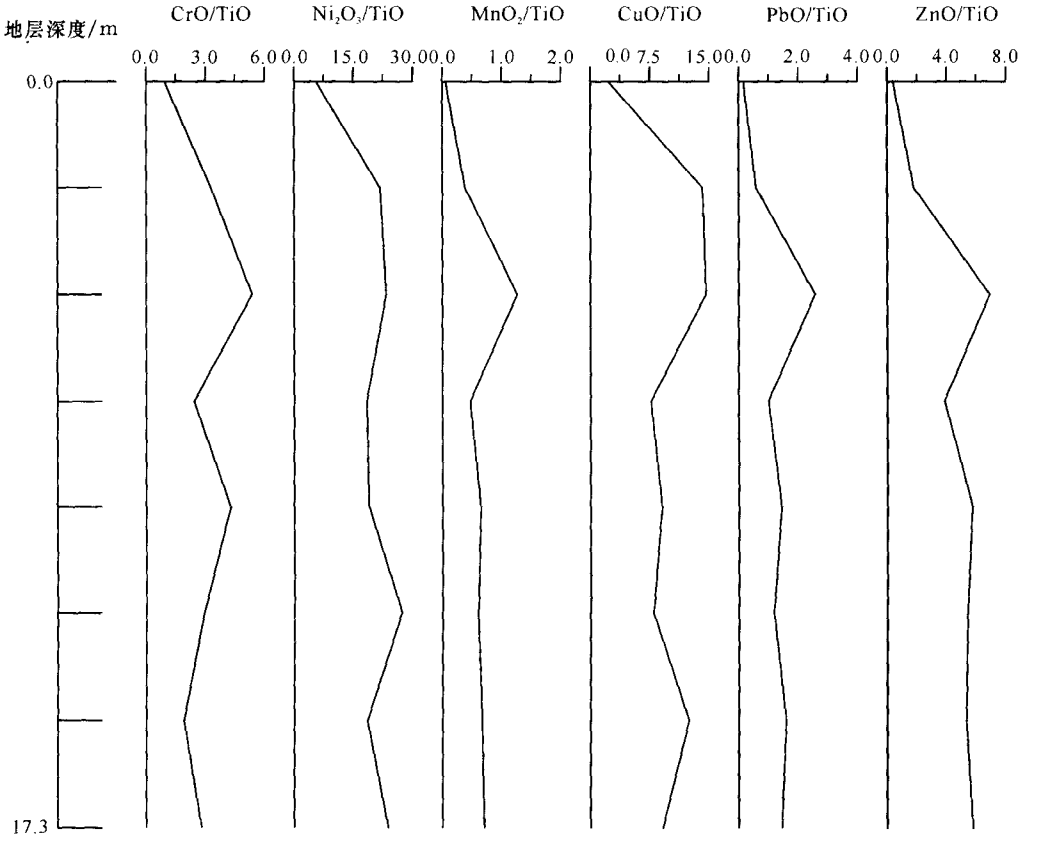


图 3-28 纳木错北岸干玛弄剖面化学比值变化曲线图（w_B）

Fig.3-28 Variation curve of the chemical ratio of the Ganmanong section in the northern bank of the Nam Co

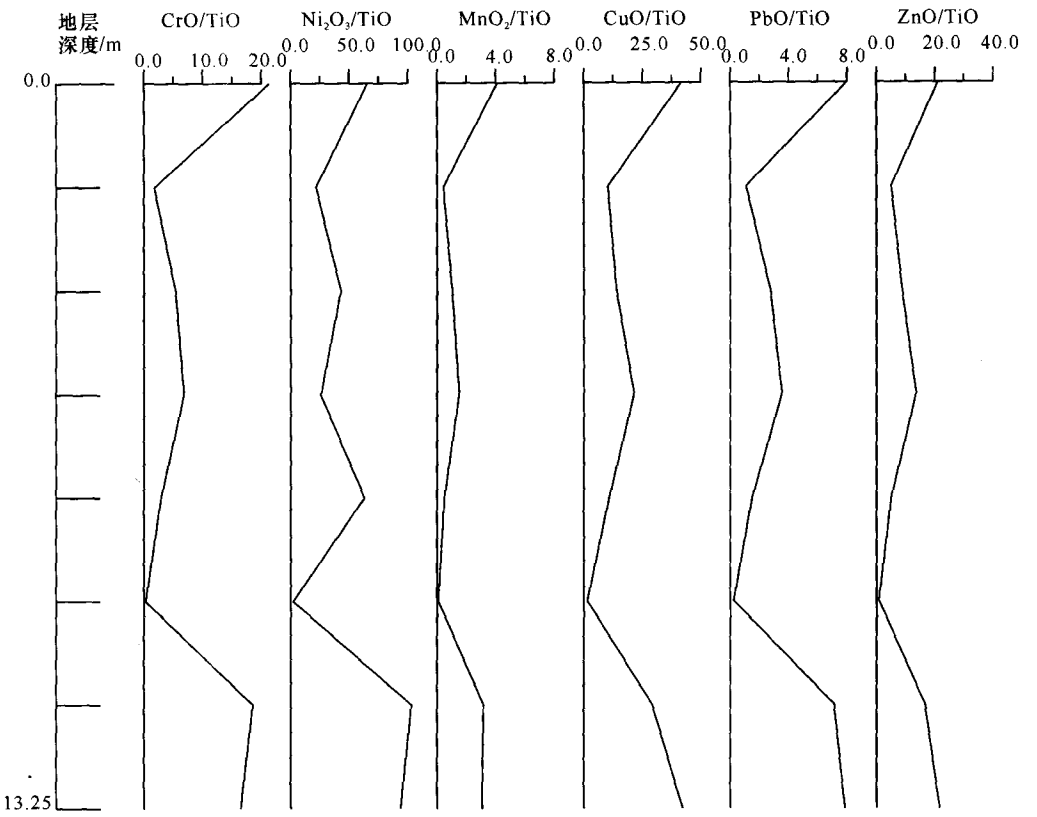


图 3-29　纳木错西岸扎弄淌—塔吉古日剖面化学比值变化曲线图（w_B）

Fig.3-29　Variation curve of chemical ratios of the Zanongtang-Tajiguri section in the western bank of the Nam Co

第三节　冰缘证据

由于本区属于高寒地区，因而念青唐古拉山脉属于多年岛状冻土分布区，而纳木错沿岸属于斑状冻土分布区（中国科学院地理研究所，1990）。我们在不少地点都见到各种石冰川、石流、石垣和石多边形（石玫瑰）等冰缘现象。由于冻融作用，班戈县噶尔德乡牧民解放后定居所建于低洼、地下含水层较浅地区的房屋往往受到不同程度的破坏，建议以后房屋应建在地势稍高和地下含水层较深处。

在纳木错所处的藏北高原，除现代冰川区以外，可见大量冰缘遗迹。以高原上那些巨大的山岭为中心，古冰川作用遗迹广泛分布，现代冰川亦十分发育。数十座海拔 5700 m 以上的雪山是一片晶珠碎玉般的冰雪世界，给宏伟的山原地貌增添了无限瑰丽的景色。高原现代冰川的发育已退缩到那些巨大山系的岭脊和谷地源头，普遍发育的是大陆型冷性冰川。冰川的融水是这里主要大河的补给源泉。不但如此，除高原上有广泛的现代冰缘地貌外，高原的不少地方，特别是那些现代没有多年冻土和冰川发育的地方，还发现有不少古冰缘的遗迹现象，它们的存在是第四纪多次冰缘气候在地貌上的反映。因此，古冰缘现象的调查与分析对古气候和古环境的演化研究具有重要的意义。

一、寒冻风化和重力作用为主的冰缘地貌

不同成因的地貌及不同的地貌部位，往往形成不同的冰缘地貌类型，如石柱、岩屑锥、岩屑坡等，主要由寒冻风化和重力作用形成，分布于山坡和坡麓地带。

1. 石柱

在海拔4500 m以上的山地斜坡地段，如有结构较致密和垂直节理较发育的厚层岩石出露时，这些岩石往往经受寒冻风化并沿节理发生鳞片状剥落，剥落的块石经重力作用滚落于坡麓，最后残留了一些柱状岩体，称石柱。如念青唐古拉山南北两侧的山坡上、纳木错西岸和北岸的厚层状灰岩出露地带常常可以见到石柱。

2. 岩屑锥和岩屑裙

在岩石质地比较均匀坚硬、坡度 > 40°、海拔4500 m以上的山坡上，大量风化的岩屑滚落于山坡下部形成锥状堆积体，这种堆积体称为岩屑锥。在山麓，当一系列岩屑锥的下部相连接便成岩屑裙（图版Ⅴ-1）。因此，岩屑裙和岩屑锥是高寒地区山地谷坡后退过程中产生的重要地貌类型之一。念青唐古拉山两侧的岩屑锥在形态上可分为三部分，即形成区、通道和堆积区。形成区为一个半漏斗形凹地，多数是由雪蚀作用形成，可称之为雪蚀洼地。洼地中的岩屑在重力作用和冰雪融水的搬运下堆积在坡麓，是为堆积区。形成区与堆积区之间有一个直而狭的通道，上接雪蚀洼地的出口，下连岩屑锥锥顶。

组成岩屑锥的岩屑砾径多在5 ~ 10 cm之间，视基岩岩性而定，一般泥岩、砂岩细、花岗岩粗。锥体从锥顶到坡麓间有一定分选，锥顶物质较细，坡麓颗粒较大，大块岩石一般滚落在坡麓地带，岩屑间很少有细粒物质充填，空隙度大。岩屑锥坡面的稳定角为31° ~ 34°，一般为32°；高度可达15 ~ 30 m，少数可达50 m以上。岩屑锥的下限与地面切割深度和植物覆盖度有关，切割深度大、植被覆盖差的地区下限就低。如在念青唐古拉山西北麓，可达4700 m左右；而在念青唐古拉山东南麓则在4200 ~ 4500 m之间。

岩屑锥和岩屑裙是高山地区常见的不良地质现象，如当道路和水渠等工程通过并加大地面坡度时，大量的岩屑便会随之滚落下来堵塞道路和沟渠。

3. 岩屑坡

在严寒干燥的气候条件下，山体上部裸露的岩石受强烈的机械风化，逐渐运移到山体下部和坡麓，形成由岩屑覆盖的山坡，称岩屑坡（图版Ⅴ-2）。因此，岩屑坡主要见于4500 ~ 4700 m以上的念青唐古拉山脉两侧。山坡的这种破坏和堆积，成为山坡后退地面夷平的主要形式。第四纪以来，由于这一过程的不断进行，山坡不断后退，山地逐渐蚀低，使形成于第三纪时的藏北高原面更趋于平缓。

二、融冻泥流和挤压作用为主的冰缘地貌

纳木错周缘分布最广的融冻泥流和挤压作用为主的冰缘地貌形态，主要有融冻褶皱、融冻蠕动、舌状泥流、泥流扇和冰川式泥流等。它们不仅有不同时段的差异，而且多期（次）重叠在同一沉积剖面的现象也很多见。到目前为止，见过报道的有融冻褶皱、融冻蠕动、舌状泥流、泥流扇和冰川式泥流等，分布在藏北高原的错鄂、羊八井等地区。

1. 融冻褶皱

又称融冻变形和冰卷泥，这是一种发生在融冻层与永久冻结层之间因冻胀挤压作用而

产生的层间褶曲现象。如在海拔4300 m以上的羊八井七弄朵全新世泥炭剖面（^{14}C年代测定为8200～3000 aB.P.，李炳元等，1983；9180～3270 aB.P.，钱方，1982）上部砂质土中的薄层砂砾石和泥炭层，便具波状起伏的融冻褶曲构造，局部有穿绕现象（图3-30）。

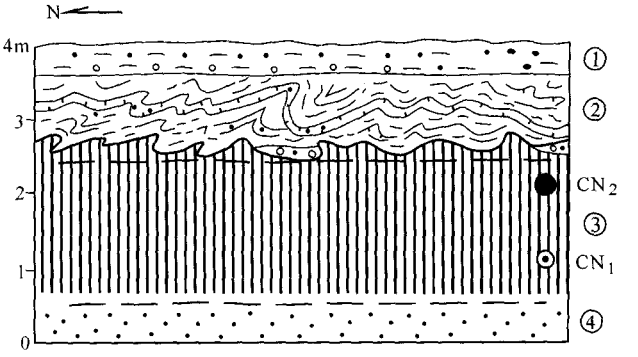


图3-30　羊八井七朵弄全新世剖面中的融冻褶皱

Fig.3-30　Glacial-melting folds in Holocene section at Qiduonong, Yangbajin

（据钱方，1982）

①土壤层；②亚粘土层夹粗砂层；③泥炭层；④湖相层

这种类型所代表的岛状冻土分布带与冷湿地段分布的岛状多年冻土带应有区别，不能等同看待。再者，融冻褶皱的揉褶层褶皱特征，因其由融冻过程发生在多年冻土层顶面以上的活动层内，它不同于水下岸坡滑动所造成的前端推挤褶皱；在褶皱成因上它又不同于地震液化、沉积液化所造成的褶皱。它们之间在物质机械组成上很容易区分；在成因上融冻褶皱也不同于冰水沉积区化冰消融后形成的包卷层理。根据这些差别，鉴定了纳木错周缘多处地点的揉褶，均属于融冻褶皱。

纳木错周缘的融冻褶皱，具有多期性，最新的一期发生在扎弄淌第一级湖相阶地剖面中（图版Ⅴ-7），褶皱幅度较大，可达0.4～0.6 m；次新的一期，见于夺玛剖面，褶皱较宽大，幅度也较大，呈扭曲状；更老一期的融冻褶皱以自新至老的顺序重叠在塔吉古日高位湖相沉积层中。在流入纳木错的侧曲、波曲河谷中均见两层融冻褶皱。其中，下层褶皱发生在砂砾层之中，上覆粘土层厚0.25 m。若把卷曲上部未扰动的砂砾层部分计算在内，褶皱发育时上覆层的厚度充其量仅有0.4～0.5 m。褶皱幅度0.2～0.3 m，当把褶皱底面视为多年冻土顶面时，当时活动层厚度为1.6～1.8 m。活动层厚薄是冰缘气候笼罩时期夏季持续时间长短的函数。所以说，纳木错下层融冻褶皱发育时期，当地夏季相当短促。上层褶皱发育在砂层中，褶皱幅度为0.3～0.4 m左右，上覆层厚0.6 m左右，活动层厚1 m左右。夏季持续时间较下部卷曲发育时期更短。

纳木错东南岸湖滨相砂砾层中还见到另一种融冻褶曲现象。那里在厚层的粘土和砂砾中横卧和斜插着呈舌状尖灭的褶曲构造，为小型的局部构造，其形成可能与土层在融冻挤压过程中各处受压不同而使局部土体和砂粒发生流动有关。

从西部流入纳木错的作曲卡河的一级河流阶地上，在其河流剖面内也保存了融冻褶皱，褶皱层保存在阶地下0.58～0.78 m的深度，发生在沼泽淤泥层中，褶皱幅度0.1～0.15 m，是各期融冻褶皱中最年轻的一期。

2. 融冻蠕动

在纳木错周缘还可见有多处古融冻蠕动遗迹，以北岸桑日附近山坡的古融冻蠕动遗迹较有代表性，分布高度在4800～4900 m之间。蠕动层的厚度在2.2～3.5 m，表层为各处厚薄不一（0.4～0.7 m）的全新世土壤层，地表面草甸丛生，尚见有现代蠕动迹象。蠕动舌前陡，坡度20°左右，高约5～6 m；蠕动舌面坡度14°～16°。另一处较为典型的地点出现在纳木错南岸的拉曲，分布在拉曲两侧的山麓上，其前端可以把部分黑色古土壤蠕动揉褶，时间可能形成在桑日蠕动之后。这两处蠕动均发生在当地水分条件好的地点，后者附近蠕动层有泉水溢出，溢流范围仅十余米；拉曲的融冻蠕动形成土溜阶坎，发育在花岗岩的基岩之上，并局部被晚更新世的拉曲冰期的冰水沉积物所覆盖，说明其形成时间为晚更新世。

3. 舌状泥流

这是藏北高原多年冻土或岛状冻土区常见的一些冰缘现象，如念青唐古拉山南北两坡冰川前缘的冰水沉积物表面都有所见。那里的地面坡度＜15°，覆盖着较厚的泥夹碎石层，土中含水量较高，夏季融化时，泥石顺山坡向下缓慢流动，形成许多长度不足1 m、宽数十厘米、舌高数厘米至20 cm、平面呈鳞片状的舌状地形称舌状泥流。

4. 泥流扇和冰川式泥流

念青唐古拉山南北两坡旁一些浅平的沟口，常见有大片呈扇形的泥流堆积体，称为泥流扇。形成泥流扇沟的沟头较为浅平，地面堆积着较厚泥土夹碎石的残坡积层，并有裂隙水出露，因此土层中含水量较高。夏季土体融解时，土石便顺沟滑流出谷地，在沟口形成泥流堆积。若泥流物质未流出谷地，且在浅平的谷地中形成长十余米至数十米、宽数米至十余米的大型舌状泥流体便称为冰川式泥流。如纳木错南岸拉曲旁侧山坡上就有两条这样大型冰川式泥流。泥流堆积物多为无分选的泥夹碎石，一般泥土含量多于石块，泥流扇末端中的石块往往在前进中受阻而翘起，或直立于泥土之中，或呈大角度向上游倾斜。因此，泥流堆积物和其他成因的扇形堆积物的结构、构造等有明显的区别。

另外，在念青唐古拉山南北两坡的古冰碛上，常常形成一些高数十厘米至1～2 m、平行山坡的波状地形，称泥流阶地。

5. 鳞片状草皮坡坎

广泛见于念青唐古拉山南北两坡、纳木错西岸和北岸的山坡上，当植物生长较好时，常常形成密集的、走向平行山坡、呈鱼鳞状的草皮坡坎地形，草皮坡坎的底部为岩石碎块或基岩，坡坎本身是由植物根系固结的砂土组成，坡坎的高度与土层厚度一致，一般为20 cm左右，宽30～40 cm，长度可达1～2 m（图版Ⅴ-3）。草皮坡坎是由地表草皮层向下滑动发生断裂时形成。

三、融冻分选作用为主的冰缘地貌

当地面的松散物质粗细不等且含水量较高时，经融解、冻结的反复作用，粗细物质发生分选聚集，形成石多边形、斑状土、石堤、石带和石冰川等冰缘现象。

1. 石多边形

分布在地下水较丰富的地区，如山口、干河谷底和现代冰川前缘的冰碛平原或冰水平原区，以及平缓的坡麓地带，主要见于纳木错南岸、西岸和北岸，因为那里的海拔一般都

在5000～5400 m之间，地面以下有永久冻土存在。石多边形的规模各地有所不同，念青唐古拉山两侧的一些山口处最常见，如那根拉山口一带所见，其海拔为5219 m，为一近SN向的山口，南侧地势平缓，北侧略高，山口地面坡度30°～50°，这里谷中布满了灰黑色碎石（念青唐古拉变质岩类），碎石间充填着棕黄色沙土，地下水较为丰富，石多边形分布于山间公路的两侧谷地中，呈不连续分布。石多边形的内径（中部细粒部分）0.3～0.6 m，外围石带（相邻两石多边形间的石带）宽0.3～0.7 m，呈不规则圆形，少数呈方形（图版Ⅴ-2）。石多边形中部凹下，周围块石除少数直立外，一般无明显排列方向。石多边形砾级规模的大小可能取决于土中所夹石块的大小，石块越大，所含细粒物质越少，则发育的石多边形就大，反之则小。

2. 石堤和石带

这是分布在海拔5000 m以上的山坡和山麓地带的土石分明的条带状地形，见于宁中、拉曲一带，在坡度为15°～30°的山坡上，由碎石组成的一条条斜交山坡的堤形石带平行排列，这种呈堤形的石带称石堤。石堤高0.2～0.3 m，宽0.2～0.4 m，长2～5 m或更长，堤尖为砂土和细砾，间距2～5 m不等，有时更大，堤与山坡的倾斜方向斜交。

石条见于当雄县纳木错乡东北部地区，那里的坡度一般＜5°，十分密集的土石条带顺坡延伸，细粒的砂土凸起于碎石之间，土带的高度一般不超过0.05 m，宽0.05～0.2 m，石条带凹下呈槽形，宽度大于土带，一般为0.1～0.3 m。

3. 斑状土

这是冰缘地区常见的一种微地貌，多分布于地面平坦、有较厚的土石堆积和地下水较丰富的地区。主要见于念青唐古拉山、纳木错西部、东北部和北部的各山谷的谷底中。斑状土规模的大小取决于碎石砾径的大小，砾径小者，斑状土规模也小，但单位面积内的密度较大，否则相反。斑状土的排列往往有一定的方向，一般与地下水流相一致，斑状土的进一步发展可以形成石多边形。

四、冻胀作用为主的冰缘地貌

由于本区南部为念青唐古拉山，北部和西部均有海拔5000 m左右的高山，石海常见，山坡上有冰缘岩柱、U形谷、不对称谷地等，至于堆积-冰缘扰动类型的土溜阶地、融冻褶皱，还在纳木错东南部发现了冰楔劈（沙土楔）现象。在海拔4500 m以上一些山麓可见一些土丘，可能属于残留的古草丛冰丘，高0.4～0.8 m，直径0.8～5 m不等。

1. 冰缘岩柱和冰缘石海

纳木错盆地北岸海拔4700～5000 m山顶基岩裸露，不见石海遗迹。在北岸海拔约4800 m的高度上，冰缘岩柱成群出现，连接成锯齿状犬牙交错的山脊线（图版Ⅴ-4），反映当地虽然处在冰缘低温环境，然而没有足够的水分条件，限制了冻融崩解过程，结果未形成石海，仅只在窄的山脊两侧形成崩解过程，出现局部的冰缘岩柱，却并不与冰缘石海配套共生。在当雄县纳木错乡北东部的马荣、拉腿、色得一带，在海拔4700～5000 m间山峰之间，为宽而浅的谷地。谷地内见有由低至高可分为五级的冰缘石海台地，该冰缘石海分布宽广，由崩解的火山凝灰岩岩块组成，岩块直径一般为0.3～0.5 m，大者可达2～3 m以上，多呈棱角状，细粒物质极少，其表面少见植被，形成时间大致在全新世（图版Ⅴ-5）。

另外，在念青唐古拉山两坡的冰川谷内，还见有石河，由大量冰川块石滚落谷底形成长条石带，称为石河，它与石冰川的区别在于石河本身并不运动。

2. 冻胀石笋和石林

这种情况多出现在多年冻土区和现代冰川的表面丘陵上，当地面布满较大板块状岩块时，这种岩块往往因冻胀挤压（造成压力差），而直立于乱石之中，呈碑林或竹笋状，称之为冻胀石笋（图版Ⅴ-6）。冻胀石笋成群分布时，则形成冻胀石林。

3. 冰楔劈

在纳木错沿岸另一种常见的冰缘现象是冰楔劈。一般地，这种冰缘现象多发生在年平均气温在 -5 ~ -7 ℃的环境条件下。

在纳木错东南岸扎西多半岛附近拔湖 22 m 的湖岸阶地上，可见多处的融冻褶皱和冰楔劈（图版Ⅴ-7）。它们多由层理扭曲的细砂层或砂质粘土层互层组成，其边界往往具有融冻边。冰楔劈呈三角形或不规则形状嵌入具水平层理的湖相地层中，与沉积地层界线清楚。

4. 冻胀丘

在多年冻土区的河谷和湖滨平原，洪积扇前缘和山麓泉水出露带附近，冬季时地下水富集的地段因泉水冻结而膨胀，所形成高出地面的小丘为冻胀丘（图版Ⅴ-8）。冻胀丘呈坟丘形（湖滨平原）和蛋丘形（山麓泉水出露带），表面常为草皮或土层覆盖，有较大裂隙发育。如在纳木错现代湖滨平原上，见有高达 5 ~ 10 m 的大型冰丘，表面为灰白色湖相粘土层，厚数十厘米至 1 m，内为冰核，当冰核融化后，便积水成小潭。

五、冰缘现象研究的意义

冰缘现象是一种主要反映气温与地温状况的多年冻土区的自然现象，也是不同时期的冰缘气候在地层和地貌上留下的烙印。人们常用冷湿的一般概念，来描述多年冻土区的气候状况。实际上，生成阶段、退化阶段的岛状多年冻土与连续多年冻土，它们的存在环境可能是互有差别的。以藏北高原的冰缘现象所代表的岛状多年冻土为例，它代表着与连续多年冻土同期生成的属于退化阶段的岛状多年冻土。这种岛状多年冻土发育时期恰好与低湖面阶段相对应，表现在沉积剖面内是包含融冻褶皱的湖泊水下沉积层，被陆相地层覆盖，甚至冰卷泥形成期的活动层顶面发育了古土壤层，证明融冻褶皱发育时期属于降水少、湖面下降的干旱时期。冻融褶皱生成时所需要的水分，主要来自于浅层潜水储集系统，而不是来自于大气降水。末次冰期第二寒冷阶段，既是藏北高原冰缘发育的最盛期，又是全球沙漠扩展阶段之一。西非撒哈拉沙漠相当于中国冰缘最盛期的活动在距今 1.8 万年前增强了（M.Sarnthein，1978），向南伸展，到达西非热带稀树草原和森林地带。印度塔尔沙漠也在此期间扩大了很多（K. Hegde 等，1977）。澳大利亚的埃尔湖在 2.3 万 ~ 2.5 万年，也同样出现了类似现象（C.R.Twidale，1977）。可见，晚更新世冰缘时期对应于沙漠扩展时期，又对应于湖泊退缩时期，证明当时是处于冷干环境。

根据冰楔和融冻变形的形成需要年平均气温为 -5 ~ -7 ℃的条件，而现在纳木错一带的年平均气温为 4.3 ℃的情况，推测最后一次冰期时藏北高原的降温值应在 10 ℃左右，这比我国东北松辽分水岭一带（降温值为 8 ℃）和秦岭北坡渭南一带（降温值为 5 ~ 7 ℃）略低一点。由此可见，晚更新世冰期时，藏北高原多年冻土区的面积远远大于今天。

综合藏北高原东南部地区的冰缘资料，前后共发生 6～7 期冰缘过程，表明藏北地区不仅曾发生 6～7 期降温，以至形成大片连续岛状多年冻土或部分连续多年冻土，同时水分条件发生 5～6 期恶化过程，出现干旱乃至极端干旱过程，引起沙漠化和湖泊萎缩。

第四节　生物证据

在古植物方面，晚更新世这里也曾发生过显著的变化。根据纳木错沿岸不同地段、不同阶地湖相地层剖面的孢粉分析结果（详见第六章），从中可以看出，纳木错自晚更新世早期以来，曾几度出现森林环境，如曾一度是以松属为主体的针叶林环境，而这些湖区在现代均属于高山寒温带荒漠草原，古今植被类型有明显差别。

一、孢粉分析结果

从花粉的种属看，纳木错湖相地层中的乔木植物仅有云杉、冷杉、松和桦四属，都是北温带北部森林植被的主要成分；灌木草本花粉则以藜科、蒿属、菊科为主体，属于中亚东部草原植被的常见成分。

草原环境是自然环境中最脆弱的环境之一。它对气候变化的敏感度是很高的，一旦气候转向湿润，草原环境便向森林草原以至森林环境转变。相反，气候干旱，又会反向变化，变为草原乃至荒漠草原。根据这个规律，在这里我们引用草原指数的概念，用以半定量地反映现代荒漠草原区的古环境变化（李容全等，1990）。

草原化指数 R，被定义为样品中灌木草本花粉的数量与全部各类孢粉总量的比值。即：

$$R = \frac{b}{B}$$

式中：b——灌木草本花粉的数量；

B——样品中孢粉总量。

从 R 值定义出发，R 值变动在 0、1 之间，当 $R=0$ 时，为森林环境；当 $R=1$ 时，为草原或荒漠草原环境。由此得出，R 值越小，气候上的湿润程度越高；R 值越接近于 1 干旱程度越严重。从纳木错草原化指数曲线看（图 3-31），第四纪晚期以来自然景观曾发生多旋回性变化；变化周期相对比较稳定，变化幅度不断衰减，在拔湖 26.0～36.9 m 处，最大变幅接近 1，草原化指数算术平均值为 0.674，均方差为 0.236；在拔湖 14.0～19.9 m 处，R 值最大变幅在 0.3～0.4 之间，R 值算术平均值为 0.253，均方差为 0.088；在拔湖 1.5～8.3 m 处，R 值最大变幅为 0.36 左右，R 值算术平均值为 0.427，均方差为 0.039。可见，多旋回变化中有三个大阶段：早期的干旱阶段，在拔湖 26.0～36.9 m 处，R 均值为 0.674；中期的湿润阶段，在拔湖 14.0～19.9 m 处，R 均值为 0.253；晚期的干旱阶段在拔湖 1.5～8.3 m 之间，R 均值为 0.427。显然，早期干旱比晚期要强烈得多。再者，根据拔湖 1.5～8.3 m R 的干旱峰值看，由下部的 0.450 经 0.482、0.483 逐渐升到上部的 0.5；湿润峰值则由下部的 0.111，逐渐增加到 0.357～0.406，干旱峰值与湿润峰的 R 值都在增加，证明晚更新世以来有极为明显的干旱化趋势，这与本区几期干旱期相比是一致的。按照曲线变化的趋势和干旱峰与各自连线的延长线，纳木错地区现代草原化指数，大致在

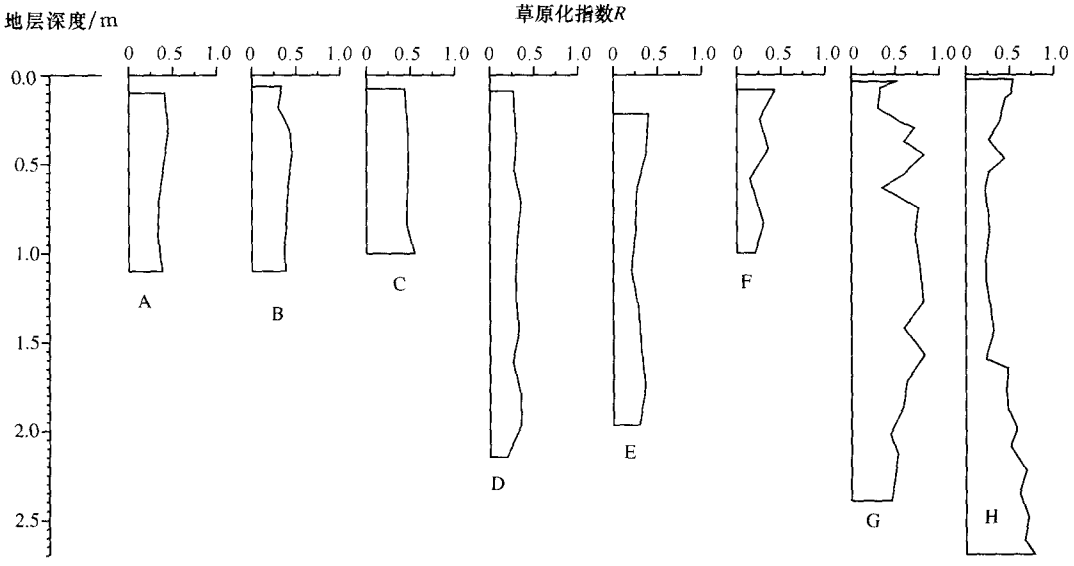


图 3-31　纳木错周缘湖相地层剖面草原化指数曲线

Fig.3-31　Exponent curve of the grasslandization of lacustrine strata around the Nam Co

A—塔吉古日高位（拔湖 68.9 m）；B—塔吉古日高位（拔湖 47.5 m）；C—塔吉古日 T_6；D—塔吉古日 T_5；E—干玛弄 T_4；F—扎弄淌 T_3；G—扎弄淌 T_2；H—扎弄淌 T_1

0.4～0.52 之间。由于未能取得现代纳木错地区的草原化指数，暂且以推断的 0.4～0.52 作为代用参数，来分析 R 值的临界值。根据沉积证据，分析本地区拔湖 8.3 m 以下的 R 值多在 0.6 以下，均值在 0.657（上部砂层）～0.567（底部砂层），大体在 0.6 以上。这里现代 R 值与荒漠草原时期 R 值相比，仅有 0.08～0.2 之差。所以说，对于西藏纳木错地区来讲，不仅是位于脆弱地带上，还处于脆弱时期。旱化的结果之一就是使湖泊逐渐退缩，证明前述关于湖泊演化的沉积学证据、冰缘证据、地貌学证据等分析的正确性。

二、介形类组合分析结果

在环纳木错周缘湖相地层剖面中分析微体古生物样品共 71 块。本次工作进行了测重定量分析，每块样品取干重 50 克，经常规微体古生物样品处理后分析，逐样进行鉴定和初步数量统计，各样品皆发现极丰富的介形虫化石标本。由于绝大多数样品中化石标本数量皆超过千瓣，故仅作大致估数，可分为极丰富（壳瓣 > 500 枚）、丰富（壳瓣 200～300 枚）、一般（壳瓣 100～150 枚）和较少（壳瓣 10～50 枚）4 类来统计，未再具体计数。其分析结果见图 3-32、图 3-33、图 3-34。

以上三个剖面各层位所含介形虫化石，共计 8 属 22 种，其中包括 2 个未定种。整个纳木错 3 个剖面所见介形虫化石，大多数能适应多种水域，如土星介（*Ilyocypris*）、玻璃介（*Candona*）、小玻璃介（*Candoniella*）、真星介（*Eucypris*）等属。概况如下。

（1）介形类以淡水—微咸水属种为主：土星介（*Ilyocypris*）属于喜温生物，生活在淡水—微咸水水体中。但有的种适应能力较强，如双折土星介（*Ilyocypris biplicata*）。据青海石油管理局地质研究所杨藩等报道，曾在柴达木盆地冷水湖附近沼泽地区一个结冰的小水

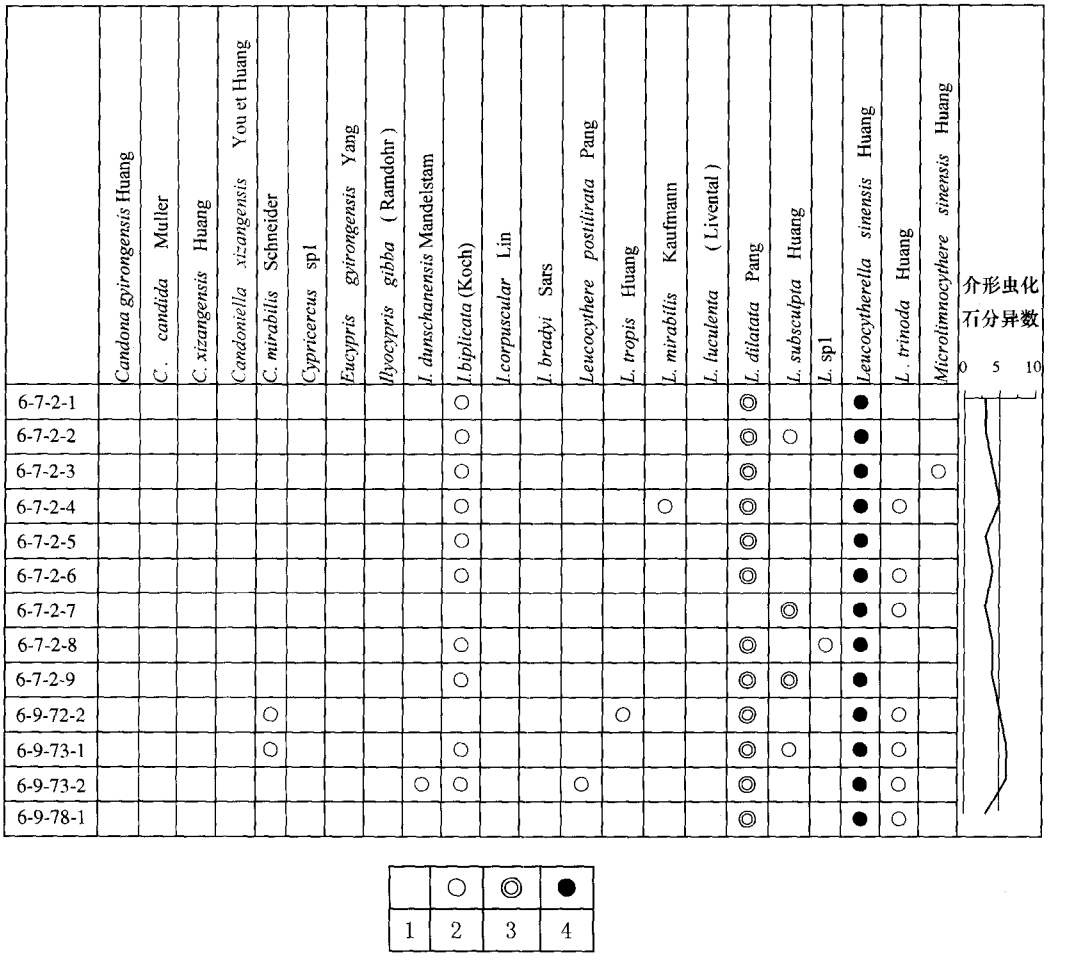


图 3-32　纳木错干玛弄 T_4、高位湖相沉积剖面介形类分布状况及数量

Fig.3-32　Distribution and quantity of ostracode in T_4 and high-level lacustrine sedimentary sections at Ganmanong of the Nam Co

1—10 ~ 50 枚；2—100 ~ 150 枚；3—200 ~ 300 枚；4— > 500 枚

塘（水深 0.4 m，含盐度 1.574‰）中采到已死的双折土星介（*Ilyocypris biplicata* kock），肢体尚存，表明死亡不久，这说明该种属能耐盐，且能抗低温。双折土星介（*Ilyocypris biplicata* kock）在纳木错 3 个剖面中都普遍有发现。玻璃介（*Candona*）属厌热喜凉生物，生活在淡水—微咸水中。小玻璃介（*Candoniella*）属类似于玻璃介（*Candona*）属。真星介（*Eucypris*）属的大多数生活于低盐度的水体中，但也有的种生活在微咸—半咸水中，少数种生活在咸水中。黄宝仁等（1982）在西藏吉隆县小咸湖及戳错龙湖湖岸发现淡水—微咸水种（*Eucypris gyirongensis Yang*）。该种在纳木错扎弄淌 T_1、T_2 剖面、纳木错塔吉古日 T_6 剖面中也有发现。

（2）介形类以寒水—深水生物为主；小白花介（*Leucocytherella*）、白花介（*Leucocythere*）、微湖花介（*Micrlinwnocythere*）大多数生活在湖泊淡水—微咸水中，偶见于半咸

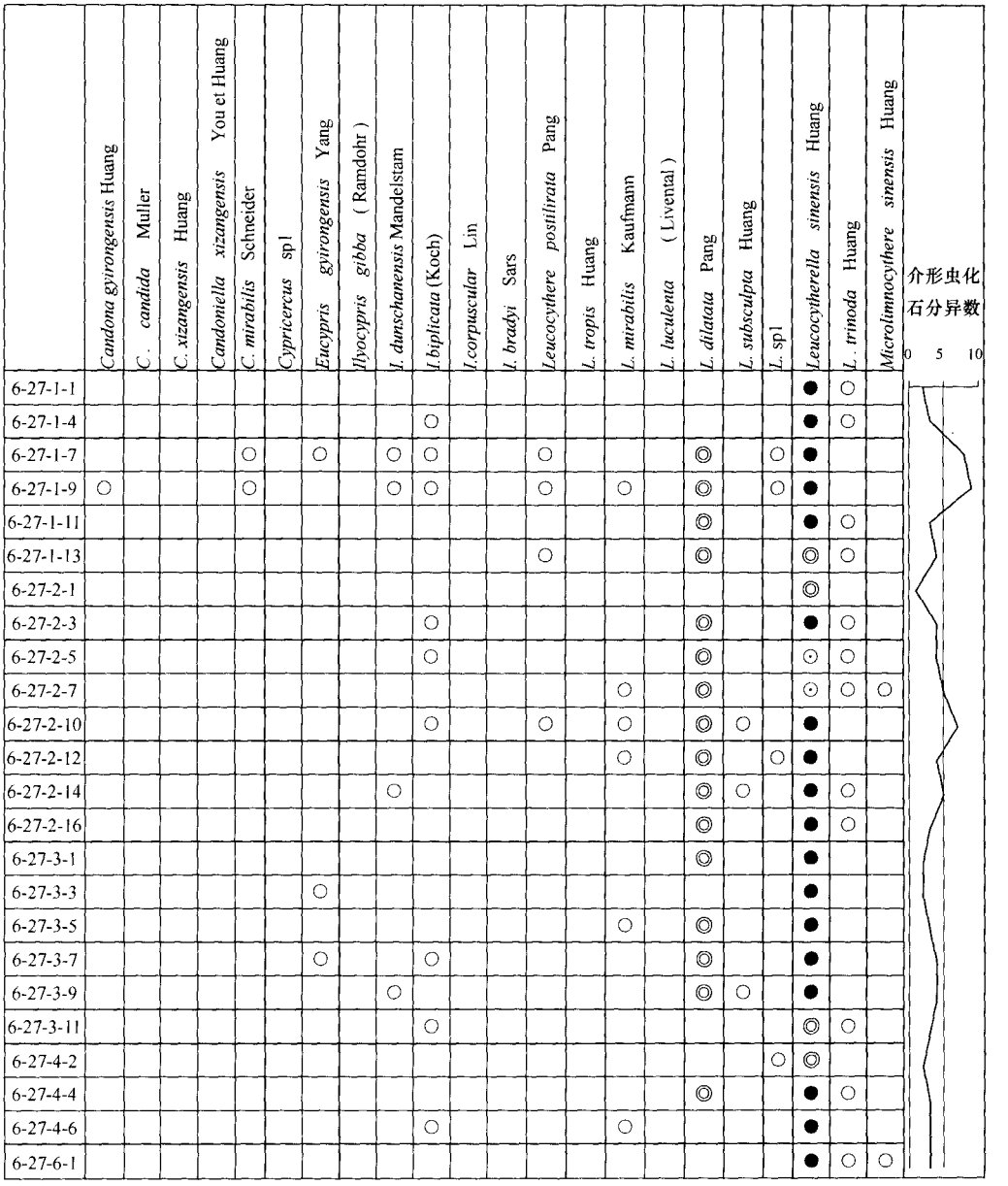


图 3-33　纳木错塔吉古日 T_6、高位湖相沉积剖面介形类分布状况及数量

Fig.3-33　Distribution and quantity of ostracode in T_6 and high-level lacustrine sedimentary sections at Tajiguri of the Nam Co

（图例同图 3-32）

水。西藏玻璃介（*Candona xizangensis* Huang）、西藏小玻璃介（*Candoniella xizangensis* Youet Huang）、*Eucypris gyirongensis* Yang 等，是西藏特有的几个种，它们在该剖面的出现，反映了该剖面介形虫生物群的区域特点。据此推测古气候偏凉。以 *Leucocytherella*、*Leucocythere* 为绝对优势的样品，反映了水域相对较深。当其他属种增加使介形虫化石组合分异度增高

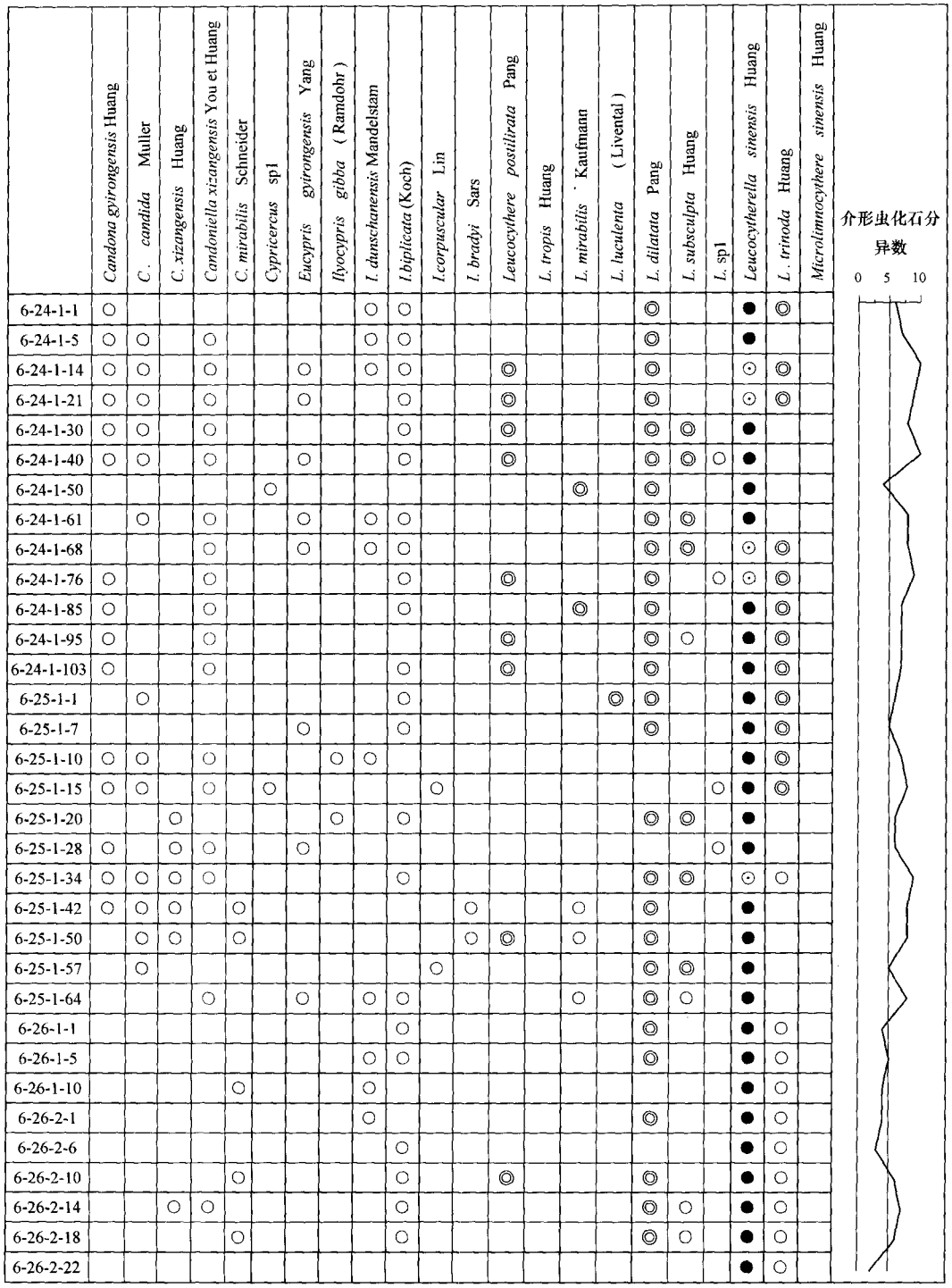


图 3-34 纳木错扎弄淌 T_1、T_2 剖面介形类分布状况及数量

Fig.3-34 Distribution and quantity of ostracode in the T_1 and T_2 sections at Zanongtang of the Nam Co

(图例同图 3-32)

时，湖泊相对变浅。从所作的分异度曲线看，纳木错干玛弄 T_4 剖面中，11～12 层水体稍浅，其余层位相对较深。纳木错塔吉古日 T_6 剖面 3～4 层和 11 层水体稍浅，其余层位相对较深。纳木错扎弄淌 T_1、T_2 剖面水体总的相对较浅，下部 24～32 层相对较深。纳木错 3 个剖面湖泊水体深浅波动的变化，可见介形虫分异度曲线图。纵观剖面各层均以小白花介与白花介为主，反映了当时湖盆沉积环境较稳定、是水体变化不太大的永久性湖泊。

（3）介形类属于晚更新世以来的产物：由于纳木错 3 个剖面所见介形虫化石的石化程度较低，故推测其时代可为晚更新世—全新世。

在进行上述划分后，可见本区 3 条剖面中介形虫组合的更迭反映了主要为寒水—深水环境，鲜有浅湖及暂时性水体（王强等，1998）。与此同时，本区又屡有泥炭、草炭层出现，且主要集中在研究区的北部及西北方向。这表明，在纳木错湖泊发展过程中，湖泊在东部及东南部明显发生过湖退过程，主要来水方向还是湖区东部和东南部的念青唐古拉山脉冰川融水，然而这些过程并未造成湖水咸化，淡水—微咸水种 *Eucypris gyirongensis Yang* 介形虫组合在扎弄淌剖面中大量出现，故表明纳木错湖水变咸主要是全新世以后才发生的。

综上所述，纳木错地区不同阶地湖相沉积物中的介形类的初步鉴定结果表明，其介形类以湖花介属（*Limnocythere* sp.）、美星介属（*Cyprinotus* sp.）和白花介属（*Leucocythere* sp.）等三个属为主，从它们的保存条件上看，是属于晚更新世以来的产物。同时，由于纳木错多个剖面所见介形类化石的石化程度较低，故推测其时代可为晚更新世—全新世。当然，具体的介形虫生态环境定量研究，尚需用现生种和化石标本与 C、O 同位素测试作对比来进行。

第四章　纳木错地区第四纪湖相地层遥感解译及湖泊演变分析

纳木错是我国第二大咸水湖，面积 1940 km^2（中国地图出版社，1992）。湖泊周围地势较低，气温相对较高，又有广阔丰美的草地，是藏北居民经济生活的主要场所之一。晚更新世以来，纳木错周边地区发育多期湖相沉积，是研究藏北地区新生代地壳运动、气候变迁与环境变化的天然野外实验室。本项目试图以美国陆地资源卫星 Landsat-7ETM 遥感数据为依据，进行纳木错周边地区第四纪湖相地层遥感解译，作为野外调查的补充。工作区地理坐标：东经 90°10′～91°10′，北纬 30°30′～31°00′；涉及 ETM 数据 1 景，轨道编号为 138-39。为满足湖相地层及相关地表状况（河流、沟谷、冲积扇、湖泊等地表因素）调查的需求，项目组选择了 2000 年 11 月 1 日时相的 ETM 数据，该景遥感数据质量优等，云雾覆盖率很小。根据项目工作的需求，工作区 ETM 遥感影像图的比例尺定为 1:10 万。

第一节　遥感图像制作与增强处理

一、遥感图像制作

遥感图像制作包括研究区基础资料分析、数据波段选择、数据校正与配准等步骤。

1. 研究区基础资料分析

研究区行政区划、地形图和 ETM 遥感数据等资料都是遥感图像制作的基础资料，遥感图像制作前，必须详细分析上述资料的现时性和准确性，以确保遥感图像的质量。研究区基础资料分析步骤如图 4-1。

2. 数据波段选择

ETM 遥感数据共计 8 个波段，其中多光谱波段 7 个，空间分辨率为 30 m；全色波段 1 个，空间分辨率为 15 m。各多光谱波段的波长和主要用途如表 4-1。

表 4-1　Landsat-7ETM 各波段的主要用途

Tab.4-1　Major usages of various bands of the Landsat-7ETM

ETM 波段	设计的一般用途
1（0.450～0.515 μ）	短波段相应于清洁水的峰值，长波段在叶绿素吸收区
2（0.525～0.605 μ）	能估算可溶性有机物和浮游生物
3（0.630～0.690 μ）	识别土壤边界和地质界线的最有利光谱区
4（0.775～0.900 μ）	相对于植物的反射峰值，对植物的鉴别和评价十分有用
5（1.550～1.750 μ）	区分不同类型的岩石
6（10.4 ～12.50 μ）	反映地物表面发射的辐射量
7（2.090～2.350 μ）	对热蚀变反映敏感

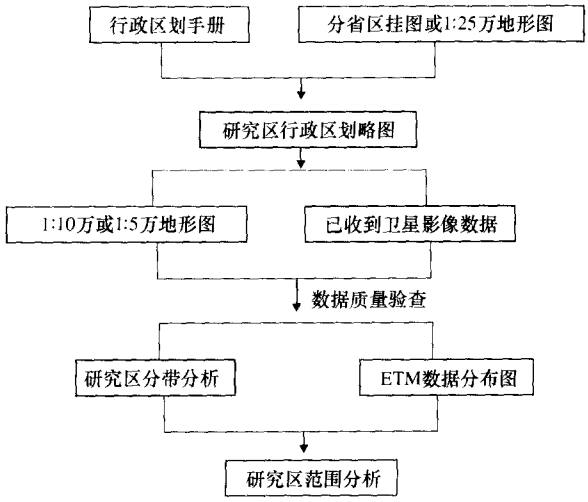


图 4-1　研究区基础资料分析流程图

Fig.4-1　Analysis process of basic data about the study area

根据工作区自然地理、地质条件和地物波谱特征，在有效试验的基础上，项目组选取5（R）、4（G）、3（B）三个波段进行遥感图像合成镶嵌。其中：

5 波段（1.550～1.750 μ）可区分不同类型的岩石、云、地面冰和雪等；

4 波段（0.775～0.900 μ）对提取识别地表植被具有一定作用；

3 波段（0.630～0.690 μ）为可见光波段，对地表岩石、物体的表征反映直观，在反映地表遥感信息方面与其他波段具有很低的相关性，可利用它完善的彩色合成的一种颜色组合。

3. 数据校正与配准

由于陆地资源卫星的飞行轨道与地球子午线有一定的交角，星载传感器窗口的侧俯角又略有波动，因此所获遥感图像并非正射投影图像，所以图像制作时必须进行数据几何校正和配准。遥感数据几何校正和配准采用专用软件在计算机上进行操作。项目组选用 ENVI3.5 程序，具体工作步骤如图 4-2。

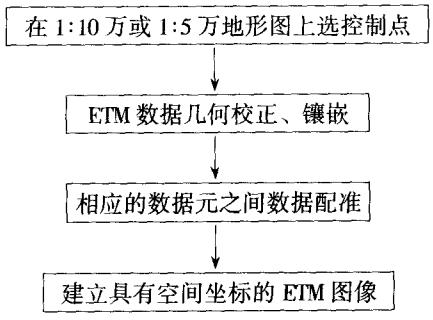


图 4-2　遥感数据校正和配准操作流程图

Fig.4-2　Process scheme of the correction and registration of remote sensing data

二、数字图像增强处理

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。为了便于信息的提取，本次工作对遥感图像主要进行了如下增强处理。

1. 反差增强

扩展或拉伸影像的亮度、对比度数据分布，使之充满直方图的整个动态范围，尽可能从中分辨出更多的亮度等级。

2. 阈值化处理

利用一个灰度阈值，使图像的灰度值二值化，即对小于阈值的图像元素赋予零值，而对大于阈值的像素赋予 1，整个图像被分成不同的两部分。通过处理可将工作区常年积雪区从图像中提取出来，提取的范围准确，基本不受高山阴影和季节性积雪的影响(图 4-3)。

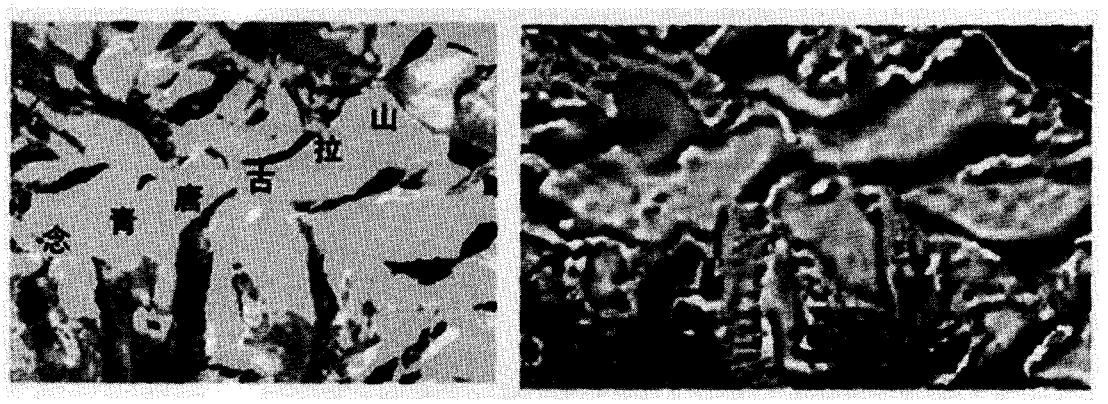


图 4-3　念青唐古拉山中段不同增强处理的终年积雪区影像特征

Fig.4-3　Various enhancement image features of ice-covered areas in central segment of the Nianqingtanggula mountains

左图为假彩色合成图像，终年积雪区、季节性积雪都显浅色，高山阴影呈黑色；右图为阈值化处理图像

3. 边缘增强

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的边界。另一类型的边缘是图像上的线状目标，其色调不同于两侧的区域，但同样反映为一种灰度级的不连续，如断裂、地质界线等。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。

(1) 拉普拉斯算子：可有效地消除图像上因扩散作用产生的模糊，增强图像清晰程度，能使线状影像特征更加突出。

(2) 高通滤波：主要作用是抑制图像上的低频成分，保留频率集聚变化特征，对线性影像具有一定的增强作用。

(3) 定向滤波：增强指定方向上的边缘，以突出某一方向的线性影像。

(4) 同态滤波：可以改善由于云雾等遮盖造成地面照明变化产生的相乘性质的图像噪音，从而使阴影掩盖区的细节清晰化。

在工作区以拉普拉斯算子处理效果最好，不但能使纳木错湖滨湖相地层线性纹理更加清晰，而且能提升湖泊水下砂砾堤的影像清晰程度（图 4-4）。

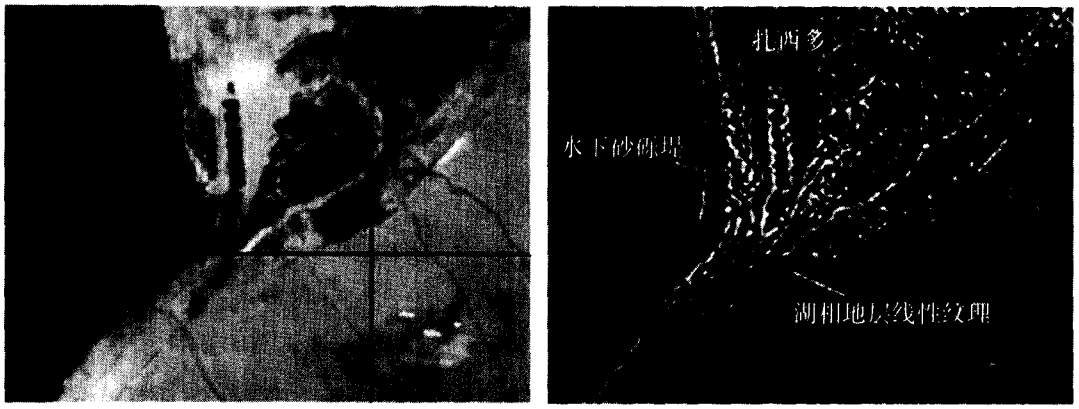


图 4-4 纳木错扎西多半岛地段不同增强处理的线性影像特征

Fig.4-4 Enhancement image features of linear structures at Zaxiduo peninsula of the Nam Co

左图为假彩色合成图像；右图为拉普拉斯算子处理图像

4. 彩色增强（彩色合成和 HIS 变换）

人的视觉对不同色彩的分辨能力远高于对不同灰度或黑白程度的分辨能力，因而彩色增强在图像处理中应用广泛。彩色增强一般可分三种类型：

(1) 真彩色——模拟显示同地物真实彩色近似的图像。ETM 数据 1、2、3 波段合成的图像就近似于真彩色。

(2) 假彩色——任意三个波段分别用 R、G、B 显示的合成彩色。

(3) 彩色系统的变换可以用在同一种图像不同波段之间的变换，还可用于不同数据源的复合处理。在项目研究中主要采用 HIS 变换法，分别合成不同色调的假彩色图像，以求互相印证。

在遥感解译过程中，还根据实际情况和需要，局部采用了一些其他图像和信息处理方法，在此不再一一叙述。

第二节 湖相地层及相关堆积遥感解译标志

根据野外调查资料，纳木错周边地区出露的地层主要有：石炭系、侏罗系、白垩系和第四系下更新统、中更新统、上更新统、全新统等。此外，在错甲那-干玛弄一带还出露有燕山期花岗岩。各时代基岩和岩浆岩分布于纳木错周边山区，第四系湖相地层沿纳木错湖滨呈环状展布，第四系洪积、冰水沉积、冰碛和冲积则堆积于山前、河床中，它们在 ETM 影像图上的色调、纹理及地貌特征等各不相同，遥感解译标志明显。以下重点叙述第四系湖相地层及相关冲洪积、冰碛及冰水沉积遥感解译标志。

一、湖相地层遥感解译标志

纳木错湖滨地带第四系湖相地层以全新统湖积和上更新统湖积为主，岩性主要为砂、砾石、砂质粘土等。全新统湖积分布于湖滨前部，上更新统湖积展布在湖滨后部。在扎弄淌、曲布叉错、干玛弄等地，经野外调查上更新统湖积可划分为3个沉积阶段。

在ETM假彩色合成图像上，湖相地层总体显示浅红棕色色调，在沼泽地带呈蓝绿色色调。其间分布有多条不同粗细、不同色阶的深灰色、浅蓝色环形色线，表明湖滨地带存在多级阶地，或多道反映古湖岸线的滨岸砂砾堤。在ETM拉普拉斯算子处理图像上，湖相地层显示为由彩色斑点线性排列构成的弧形色线，与其外侧无序的彩色斑点影像差异十分显著（图4-5）。其中有两条色线十分醒目，不但影像较粗、色阶较深，而且连续性好，应视为Ⅰ、Ⅱ级滨岸砂砾堤，并分别代表全新统湖积（Q_4^l）与上更新统湖积（Q_3^l）、上更新统湖积与同期或前期洪积、冰碛及冰水沉积的界线。

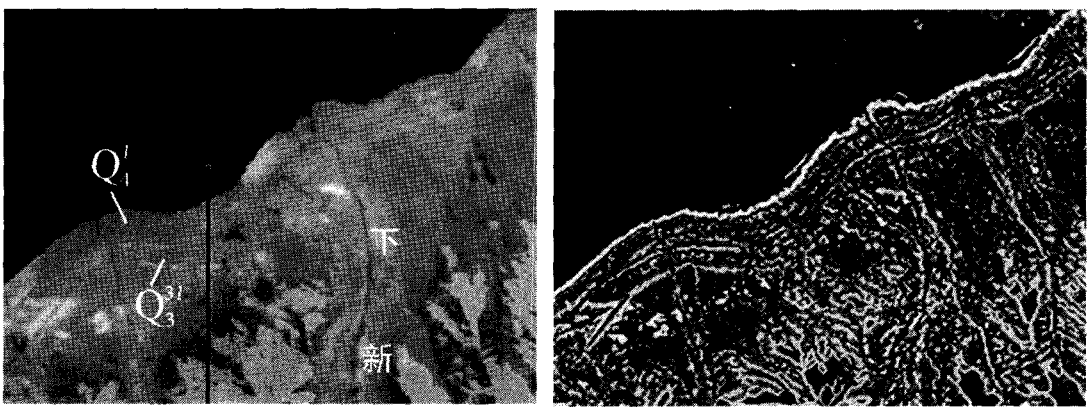


图4-5　纳木错东南岸湖滨地带湖相地层影像特征

Fig.4-5　Image features of lacustrine strata in the coast of the southeastern bank of the Nam Co

左图为假彩色合成图像湖滨内缘深灰色色线，湖岸间为全新统湖积，两条深灰色色线间为上更新统湖积；右图为拉普拉斯算子处理图像弧形色线区为湖相地，无序斑点区为洪积、冰碛及冰水沉积

全新统湖积和上更新统湖积在ETM影像图上影像特征类同，惟一的区别在于作为两者界线的Ⅰ级滨岸砂砾堤明显切割上更新统湖积次级滨岸砂砾堤，形成类似地层角度不整合的现象。如白马朗木错地段和波曲地段（图4-6）。

上更新统各沉积阶段的湖积，限于图像比例尺，除扎弄淌可确认2个阶段湖积外，其他地段则难以分辨。

二、冲洪积、冰碛及冰水沉积遥感解译标志

1. 全新统冲洪积遥感解译标志

纳木错周边地区全新统冲洪积均沿现代河流谷地分布，冲积（Q_4^{al}）主要为砂砾石、砂，洪积（Q_4^{pl}）以砂砾石为主。在ETM假彩色合成图像上，全新统冲洪积大部显示浅褐色、绿褐色色调，部分呈蓝灰色色调，河口三角洲为墨绿色色调，与河流走向近平行的纹理较发育。沿规模较大的谷地一侧或两侧分布有断续的橙黄色、灰白色色线，反映谷地存

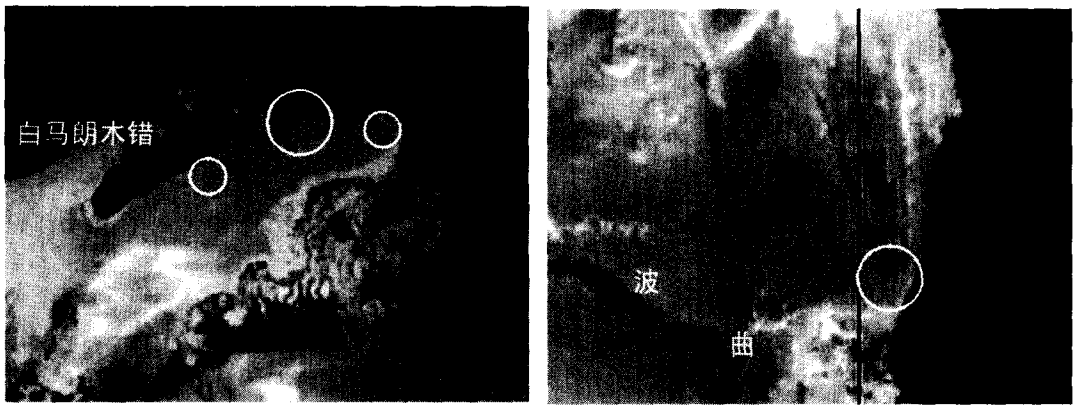


图 4-6　纳木错沿岸全新统湖积和上更新统湖积交切关系影像特征

Fig.4-6　Image features of the relation between Holocene lake deposits with Pliocene lake deposits along the bank of the Nam Co

左图为白马朗木错地段第四系湖积影像，右图为波曲地段第四系湖积影像；白色圆圈为全新统湖积与上更新统湖积交切部位

在多级阶地。如你亚曲、测曲、昂曲、作曲卡、波曲、雄曲等。在 ETM 拉普拉斯算子处理图像上，全新统冲洪积显示为由彩色斑点线性排列构成的断续状色线，自谷地上游至河口三角洲色线呈帚状展布，并明显切割全新统湖积和上更新统湖积、冰水沉积及冰碛积等(图 4-7)。

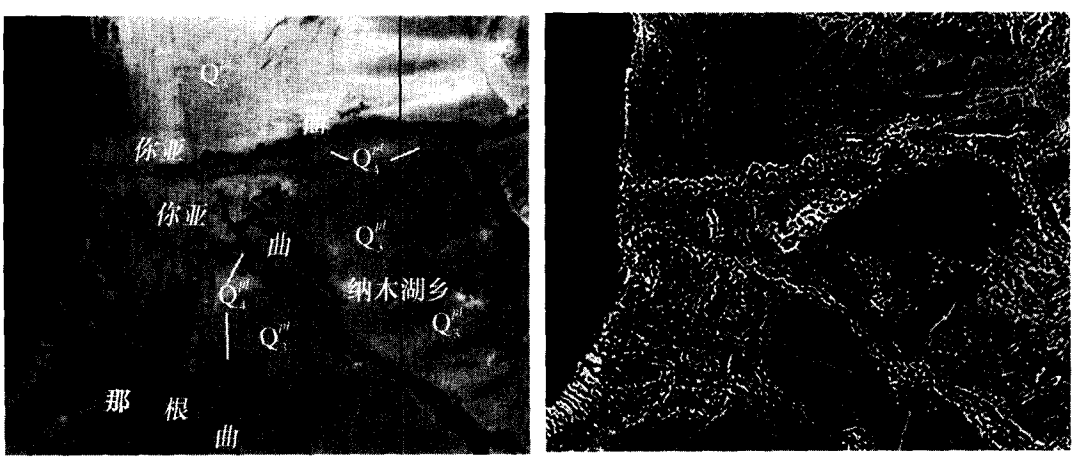


图 4-7　当雄县纳木湖乡全新统冲洪积、上更新统洪积影像特征

Fig.4-7　Image features of Holocene and Pliocene pluvial and alluvial deposits in Namuhu country, Dangxiong city

左图为假彩色合成图像；右图为拉普拉斯算子处理图像

2. 上更新统洪积遥感解译标志

上更新统洪积（Q_3^{pl}）分布于纳木错湖滨外侧，岩性以砂砾石为主。在 ETM 假彩色合成图像上，上更新统洪积显示褐色色调，地势平坦、色调均匀、没有阴影；大多数地区不

显纹理，少数地区发育帚状影纹，如测曲南岸。在 ETM 拉普拉斯算子处理图像上，上更新统洪积显示为无序的星点状彩色斑点（图 4-7）。上更新统洪积与湖积以Ⅰ级滨岸砂砾堤为界，两者在色调、纹理、色斑排列特征等方面差异显著，容易识别。

3. 上更新统、中更新统冰碛及冰水沉积遥感解译标志

上更新统冰碛（Q_3^{gl}）、中更新统冰碛（Q_2^{gl}）主要发育于念青唐古拉山北西坡河流上游谷地和中下游谷地，中更新统冰水沉积（Q_2^{fgl}）多位于同期冰碛前缘。上更新统冰碛主要为含砂砾石、漂砾等。中更新统冰碛为含砂粘土砾石层、漂砾等；冰水沉积为含砂粘土砾石层。在 ETM 假彩色合成图像上，中更新统冰碛显示棕色色调，花生壳状纹理；冰水沉积为棕色色调，色调均匀，不显纹理。上更新统冰碛显示棕色色调，其间分布有长条状橙黄色、黄白色色斑（图 4-8）。根据它们的分布部位、色调和纹理，相互间不难区别。同样，上更新统冰碛、中更新统冰碛及冰水沉积与上更新统湖积以Ⅰ级滨岸砂砾堤为界，它们在色调、纹理、色斑排列特征等方面差异显著，也易于区别。

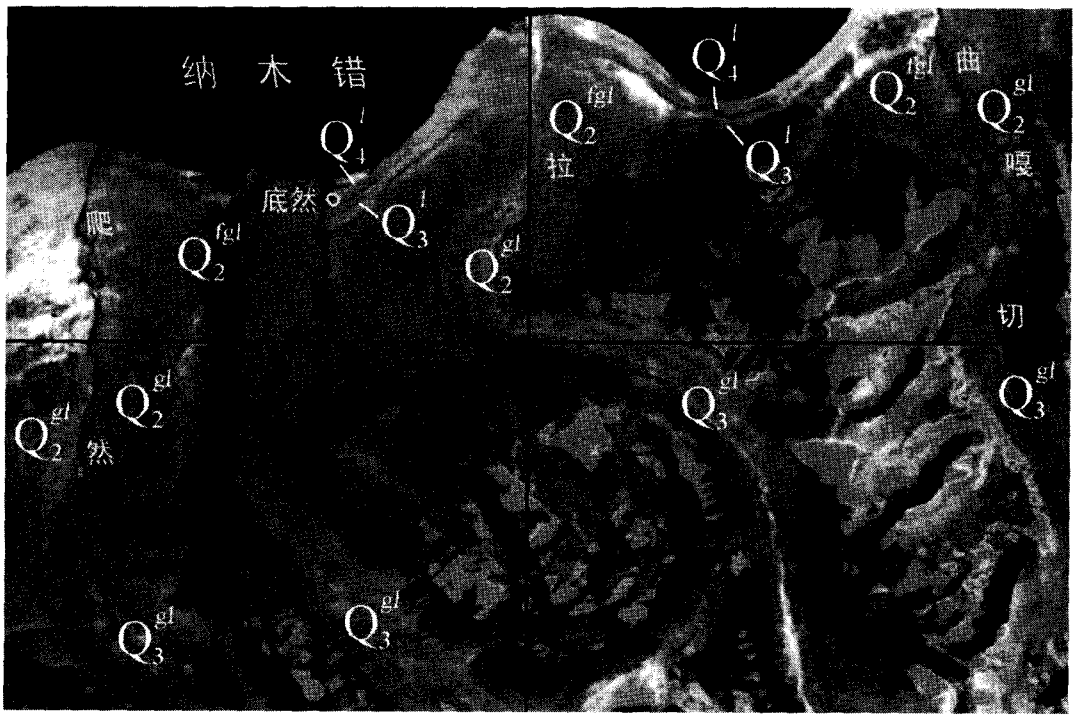


图 4-8 爬然—曲嘎切一带上更新统、中更新统冰碛及冰水沉积影像特征

Fig.4-8 Image features of Upper Pliocene and Middle Pleistocene moraine and glaciofluvial deposits in Paran-Qugaqie area

第三节 区域湖相地层遥感解译和湖泊演变分析

一、区域湖相地层遥感解译

根据前述第四系湖相地层及相关堆积遥感解译标志，结合野外调查成果，在工作区重点进行了全新统、上更新统湖相地层的解译（附图 2）。现将解译结果叙述如下。

1. 全新统湖相地层（Q_4^l）

分布于纳木错湖滨前部，与上更新统湖相地层以Ⅰ级滨岸砂砾堤为界，在湖滨东段、南东段出露连续，西段、北段断续出露。其中，湖滨西南段由于冲洪积的覆盖，界线比较模糊。经计算，区内全新统湖相地层出露宽度一般为 450～1600 m，以白马朗木错、测曲河口、昂崩地段出露最宽，分别为 2440 m、2600 m 和 2100 m；出露总面积为166.48 km^2。

2. 上更新统湖相地层（Q_3^l）

分布于纳木错湖滨后部，以Ⅱ级滨岸砂砾堤为界，或与中更新统冰碛及冰水沉积相邻，或被同期洪积覆盖，出露状况与全新统湖相地层相似。以晚更新世晚期湖积为主，在扎弄淌、昂崩、干玛弄等地有少量晚更新世早、中期湖积出露。经计算，区内上更新统湖相地层出露宽度一般为 530～1750 m，以白马朗木错、昂曲和波曲河口三角洲、同错地段出露最宽，分别为 2940 m、3180 m、3320 m 和 2620 m；出露总面积为 203.94 km^2。

二、区域湖泊及冰川演变分析

野外调查研究结果表明：在第四纪中晚期，青藏高原腹地存在面积达数十万平方公里的古大湖，现今纳木错、色林错、巴木错等湖泊都是古大湖萎缩后的残留湖盆（朱大岗等，2001）。本项目组试图以 1970 年 3 月航空遥感信息和 2000 年 11 月 1 日 ETM 航天遥感信息为依据，对比分析纳木错湖泊范围的变化、湖盆周边水系的变迁、念青唐古拉山终年积雪区的变化，探讨古大湖演变历史和区域地壳运动特征。

1. 纳木错湖泊范围的变化

（1）地史时期湖泊范围的变化：根据目前纳木错湖滨出露的湖相地层时代及分布范围，纳木错始于中更新世末的古大湖期，晚更新世中期末，湖泊向北西扩展，形成统一的大湖。晚更新世以来古大湖解体后纳木错湖泊范围变小，面积约为 2354.76 km^2，而位于北部的干玛弄、昂崩和西部的扎弄淌等地，则有若干互不相连的小型湖泊分布。晚更新世晚期以来，湖滨多级阶地或多级砂砾堤的存在，表明湖泊范围呈现逐步收缩的趋势，至全新世初湖泊面积约 2150.83 km^2，至 20 世纪 70 年代初湖泊面积约 1920 km^2。同时，不同时期滨岸砂砾堤之间的“超覆现象”又表明这种“收缩趋势”是波动的。即全新世期间，纳木错湖泊范围存在短暂的扩展阶段。

（2）近代湖泊范围的变化：不同时期的遥感图像对比结果表明，30 年来纳木错湖岸线变化显著，反映湖泊水面有明显的抬升，湖泊范围有所扩展。经计算，2000 年 11 月 1 日 ETM 影像图显示的纳木错面积约 1984.35 km^2，较 1970 年 3 月航摄图像显示的面积 1920 km^2 增加了 64.35 km^2。

经比较，纳木错湖岸线的变化在不同部位是不相同的。一般来说，砂岸地段变化最大，岩岸地段相对较小。例如湖泊西北部屯木列淌一带，湖岸向西推移了约 240～245 m，致使根达多、朗阿多、梯让木波多等半岛都已沦为岛屿。其中根达多岛、梯让木波多岛的面积不及海拔 4720 m 等高线圈闭的范围（图 4-9）；西南部亚瓦果地段，湖岸向南推进了约 120～300 m，海拔 4720 m 的昂曲河口岛屿几乎全部淹没（图 4-10）；东北部日那淌西湖岸往东移动了约 150～400 m，海拔 4720 m 等高线已潜入水下，昔日的湖岸现成为水下砂砾堤（图 4-11）。经多点湖面高程对比，2000 年 11 月 1 日 ETM 影像图显示的纳木错湖面高程为海拔 4720 m 左右，而 1975 年版 1∶10 万地形图标记的湖面高程为海拔 4718 m，两者

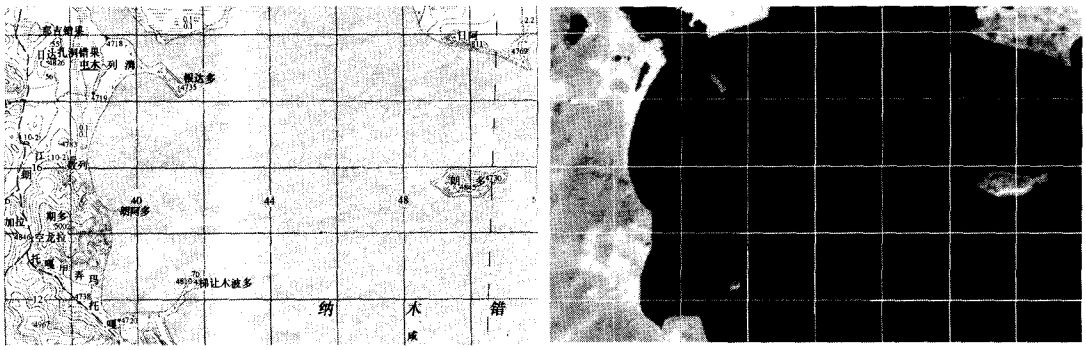


图 4-9　纳木错西北部湖泊范围对比图

Fig.4-9　The extension of the northwestern part of the Nam Co

左为 1975 年版 1:10 万地形图；右为 2000 年 11 月 1 日 1:10 万 ETM 解译图

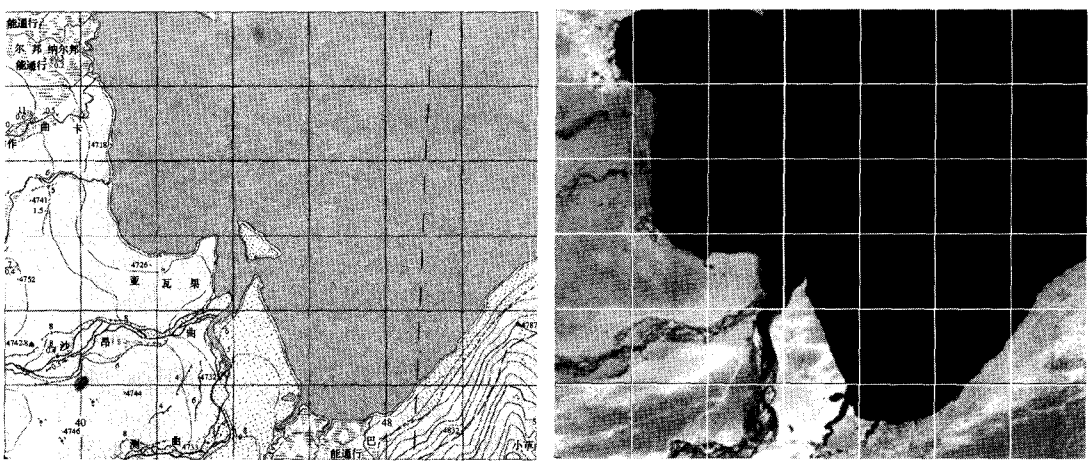


图 4-10　纳木错西南部湖泊范围对比图

Fig.4-10　The extension of the southeastern part of the Nam Co

左为 1975 年版 1:10 万地形图；右为 2000 年 11 月 1 日 1:10 万 ETM 解译图

相差约 2 m。这表明，30 年来纳木错湖面的波动幅度在 2 m 上下。

2. 湖泊周边水系的变迁

20 世纪 70 年代以来，随着纳木错湖泊范围的扩展，其周边水系的河口部位都发生了相应的变化。同时湖泊东南周边许多河流及其支流的主河道也发生了向 NE 的明显变迁。例如你亚曲（北支）支流强嘎曲、那根曲、贡、朗玛、多边、下新、着砂曲等。其中，以你亚曲（北支）支流强嘎曲主河道的变迁最为显著（图 4-12）。

根据 1975 年版 1:10 万地形图，你亚曲（北支）上游由两条支流构成，分别称强嘎曲和恰嘎曲，两者于你亚曲强马东约 1100 m 处交汇。强嘎曲主河道 SE 侧有 3 条古河道，NE 侧有 3 条叉流。其中第 1 条叉流汇入主河道，第 2 条、第 3 条叉流流入恰嘎曲。2000 年 11 月 1 日 ETM 影像图显示，强嘎曲主河道已往 NE 逐步迁移至第 2 条叉流，原主河道已干

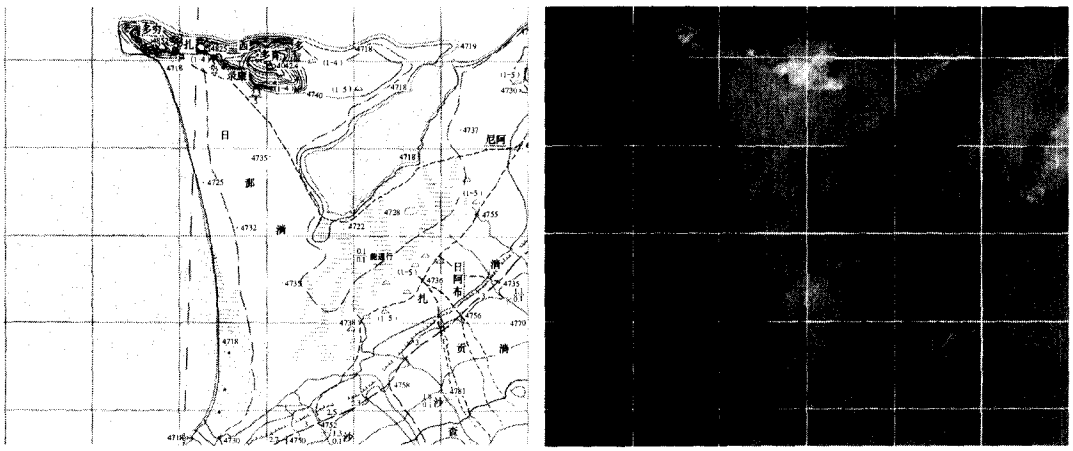


图 4-11　纳木错东北部扎西多半岛地段湖泊范围对比图

Fig.4-11　The extension of the northeastern part of the Nam Co in Zaxiduo peninsula area

左为 1975 年版 1:10 万地形图；右为 2000 年 11 月 1 日 1:10 万 ETM 解译图

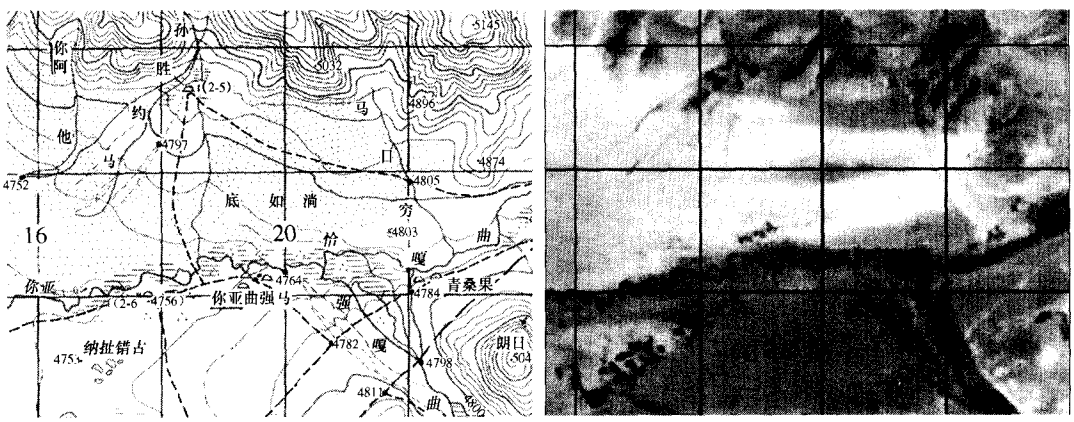


图 4-12　纳木错东南周边水系变迁对比图

Fig.4-12　Evolution of the drainage system around the southeastern edge of the Nam Co

左为 1975 年版 1:10 万地形图；右为 2000 年 11 月 1 日 1:10 万 ETM 解译图

枯，第 1 条叉流水量也不大。强嘎曲与恰嘎曲的汇合处往东推移约 1000 m。同样，你亚曲北侧的你阿他、孙胜约马等河流的消失点也明显往 NE 方向推移。

综观纳木错东南周边河流及支流主河道的变迁，其趋势是：河流及支流主河道都往 NE 方向迁移；迁移的期次和幅度自 SW 至 NW 逐渐增多、加大。相反，位于在纳木错北西周边的河流及支流主河道位置几乎变化不大。项目组认为：纳木错周边水系的变迁一般多与念青唐古拉山的隆升密切相关。水系的变迁趋势反映了念青唐古拉山东北段隆升幅度相对较低，南西段隆升幅度相对较高。这种差异性的隆升与现今区域地壳运动特征是一致的。

3. 念青唐古拉山终年积雪区的变化

2000 年 11 月 1 日 ETM 影像图显示，30 年来遍布念青唐古拉山主脊一带的终年积雪区范围发生了较明显的变化，主要表现在：雪线逐步抬高，终年积雪区范围相对缩小；冰川逐渐消融，冰碛清晰显现。例如扎那日宇地段，主脊南坡的汤色上游冰川较 1970 年消融了约 190～240 m；主脊北坡的粒雪原消融了约 125～190 m。该地段（公里网格西至$^{16}_{2}$72、南止^{33}70）终年积雪区面积约为 25.611 km^2，较 1970 年的 28.106 km^2 减少了约 2.495 km^2。又如车玛千拉地段，位于 NW 向山脊 NE 侧的粒雪原较 1970 年消融了约 110～150 m。该地段终年积雪区面积约为 5.687 km^2，较 1970 年的 6.562 km^2 减少了约 0.875 km^2（图 4-13）。

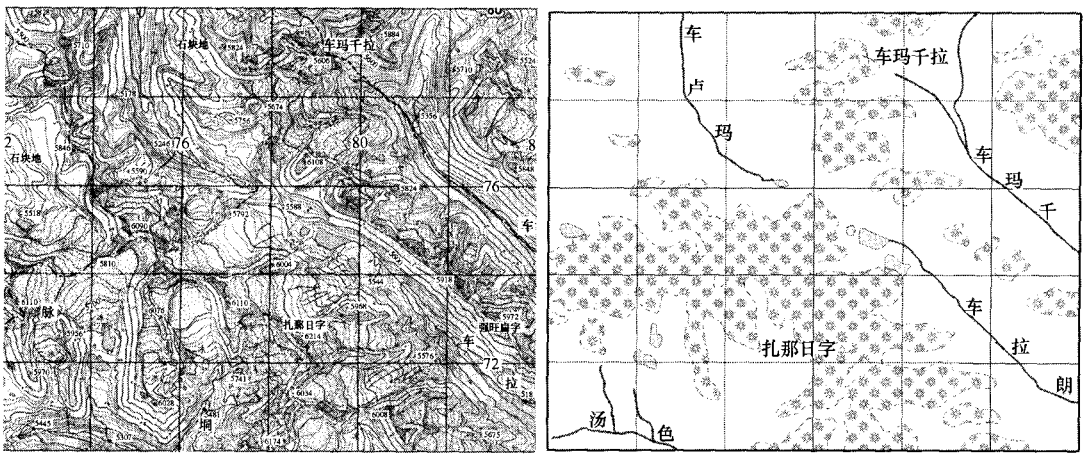


图 4-13　念青唐古拉山终年积雪变化对比图

Fig.4-13　Variation map of the whole-year show deposit in the Nianqingtanggula mountains

左为 1975 年版 1∶10 万地形图；右为 2000 年 11 月 1 日 1∶10 万 ETM 解译图

根据遥感影像特点项目组认为：30 年来念青唐古拉山主脊一带终年积雪区范围缩小，反映了区域气候正在逐渐变暖。近年来高原山地大量冰雪的融化，为盆地中的湖泊提供了丰富的水源，纳木错等湖泊水面大幅度提升无疑是这种相互消长现象的结果。造成青藏高原气候变暖的原因，以及对区域生态环境的影响，限于资料，尚不清楚，值得今后进一步研究。

三、主要成果与认识

纳木错地区 ETM 遥感资料包含丰富的地理、地质和环境信息，项目组以第四系湖相地层为目标对数字图像进行了多种增强处理，突出了湖相地层及相关堆积的信息量；在建立解译标志基础上，详细解译了湖滨地带全新统、上更新统湖相地层，湖泊周边水系和念青唐古拉山中段终年积雪区；以 1975 年版 1∶10 万地形图为对照，分析了 30 年来湖泊范围、周边水系和终年积雪区的变化，以及其所反映的区域地壳运动、生态环境特征，并取得如下初步成果和认识。

（1）纳木错湖滨地带出露的湖相地层，主要为全新世湖积和晚更新世晚期湖积。全新世湖积分布在湖滨前部，与晚更新世晚期湖积以Ⅰ级滨岸砂砾堤为界，出露面积约 166.48 km^2。晚更新世湖积分布在湖滨后部，Ⅱ级砂砾堤为界，或与中更新世冰碛及冰水

沉积相邻，或被同期洪积覆盖，出露面积约 203.94 km^2。

（2）根据目前纳木错湖滨出露的湖相地层时代及分布范围，纳木错始于中更新世末的藏北高原古大湖期，晚更新世中期末，湖泊向北西扩展，形成统一的大湖。晚更新世以来古大湖解体后纳木错湖泊范围变小，面积约为 2354.76 km^2。晚更新世晚期以来，湖泊范围在不断波动中逐步收缩，至全新世初湖泊面积约 2150.83 km^2，至 20 世纪 70 年代初湖泊面积约 1920 km^2。在此期间，湖泊范围曾经有过短暂的扩展阶段。

（3）30 年来，纳木错湖泊范围正处扩展阶段，念青唐古拉山终年积雪区则处消融时期。经对比，纳木错湖面高程自 1970 年的海拔 4718 m 抬升至 2000 年的海拔 4720 m 左右，波动幅度达 2 m 上下；湖泊范围从 1970 年的约 1920 km^2 扩展到 2000 年的约 1984.35 km^2，扩展幅度为 3.35%。念青唐古拉山扎那日宇地段，主脊南坡冰川较 1970 年消融了约 190～240 m，主脊北坡的粒雪原消融了约 125～190 m；该地段终年积雪区面积约为 25.611 km^2，较 1970 年的 28.106 km^2 减少了约 2.495 km^2，消融幅度为 8.88%。高原山地大量冰雪的融化与盆地湖泊水面大幅度的提升互为因果，充分说明区域气候正在逐渐变暖。

（4）30 年来，纳木错东南周边水系都发生了不同程度的变迁。其中多数河流及支流主河道都往 NE 方向迁移，迁移的期次和幅度自 SW 至 NW 逐渐增多、加大。水系的变迁一般多与区域地壳不均匀的隆升密切相关，纳木错东南周边水系的变迁趋势反映了念青唐古拉山东北段隆升幅度相对较低，南西段隆升幅度相对较高。

（5）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。

四、青藏高原可能存在的其他古大湖

通过对青藏高原遥感图、地质图的综合分析，我们推测：青藏高原自晚新生代以来，可能发育有一系列不同时期、不同分布范围、不同演化特点的“古大湖”。目前，在藏南谷地、藏北地区、羌塘地区、昆仑地区、可可西里地区、祁连地区、柴达木盆地、青海湖盆地和甘南、滇西北、川西北等地，都发现了大面积分布的湖相沉积，其中很多湖相层分布在较现今湖水面高出 200～400 m，说明古湖的范围之广大。但由于调查研究程度低，它们的发育时期、分布范围、变迁过程，及其环境生态效应尚不清楚。

第四节　纳木错流域古降水量估算

纳木错流域处于藏北高原东南部，气候相对较为湿润，目前流域面积达 10610 km^2，属半湿润半干旱过渡地带。光、热、水资源充足，年日照达 3000 h 左右。纳木错主要靠众多的河流与湖面降雨补给，湖泊补给系数 5.53，是西藏大、中型湖泊中最低的。出水只有湖面蒸发（金相灿，1995），是一个封闭湖泊，流域内无城市，仅有少量自然村落（图 4-14）。

一、水量平衡

研究方法采用全流域水量平衡原理。水量平衡的概念就是在任一区域对给定的时段，

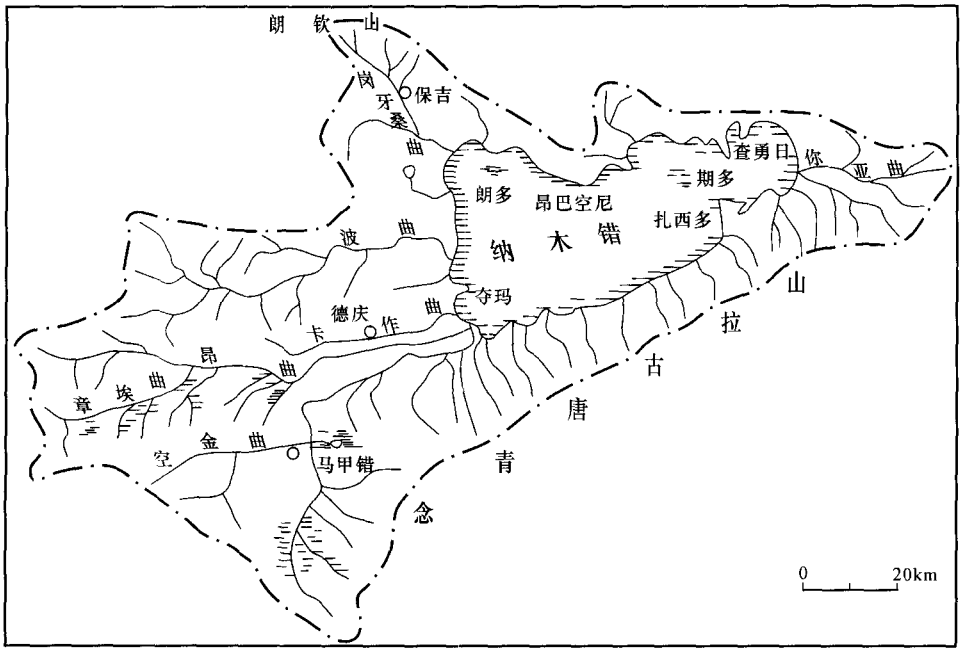


图 4-14　纳木错流域简图

Fig.4-14　Sketch map of the drainage area of the Nam Co

（据金相灿，1995）

各种输入量等于输出量与区域储水变量之和。为此，可列出水量平衡方程式：

$$I = Q + (W_1 - W_2) = Q \pm \Delta W \tag{4-1}$$

式中：I 为给定时段内输入区域的各种水量之和；Q 为给定时段内区域输出的各种水量之和；W_1、W_2 为区域时段始末的储水量。

由（4-1）式可分别列出湖泊及流域的水量平衡方程式。

1. 湖泊水量平衡方程式

在某一时段内，湖泊水量平衡可用下式表示：

$$P + R_s + R_g = E + R'_s + R'_g + q \pm \Delta W \tag{4-2}$$

式中：P 为时段内湖面降水量；R_s 为时段内入湖地表径流量；R_g 为时段内入湖地下径流量；E 为时段内湖面蒸发量；R'_s 为时段内出湖地表径流量（封闭湖为零）；R'_g 为时段内出湖地下径流量；q 为时段内工、农业用水量；ΔW 为时段始末湖水变化量。

上式在封闭的内陆湖泊中可简化为：

$$P + R_s + R_g = E + q \pm \Delta W \tag{4-3}$$

若时段内湖盆无冲淤变化，湖面无涨落现象时，则内陆湖泊多年平均水量平衡方程式还可简化为：

$$P + R_s + R_g = E + q \tag{4-4}$$

2. 流域水量平衡方程式

对于流域水量平衡，如果流域闭合，则在某一时段内其水量平衡方程为：

$$P = E + R_s + R_g \pm \Delta W \tag{4-5}$$

就多年平均而言，上式中蓄水量项的正负值可相互抵消，即：

$$(\ln\sum \pm \Delta W) / n \rightarrow E + R_s + R_g \tag{4-6}$$

于是闭合流域的多年平均水量平衡方程为：

$$P = R + E \tag{4-7}$$

式中：P、R、E 分别代表多年平均降水量、径流量和蒸发量。

二、热量平衡方程

在某一时段内，下垫面的热量平衡方程可表示为：

$$R_n = LE + Q + G \tag{4-8}$$

式中：R_n 为辐射平衡量；LE 为蒸发耗热量（L 为蒸发潜热，E 为蒸发量）；Q 为下垫面与大气间的乱流热通量。G 为下垫面与下层间的热通量。

当辐射平衡为正时，其热量基本用于乱流热交换和蒸发，则热量平衡式可写成：

$$R_n = LE + Q \tag{4-9}$$

设 $B = Q/LE$ 代入（4-9）式，得：

$$LE = R_n / (1 + B) \tag{4-10}$$

上式是能量平衡所得的蒸发量计算公式，其中 B 为波恩比。

三、水热平衡方程

纳木湖为内陆闭口湖，可直接应用前述水量平衡方程。若假定纳木湖面积为 A_l、流域面积为 A_b，则湖泊和流域多年平均水量方程为：

对湖泊：
$$P_l A_l + N_b A_b = E_l A_l \tag{4-11}$$

对流域：
$$P_b A_b - N_b A_b = E_b A_b \tag{4-12}$$

其中 P_l、P_b 分别为湖泊和流域的降水量，N_b 是流域地表和地下水入湖径流量，E_l 和 E_b 分别为湖面和流域的蒸发量。

定义 $a_l = A_l/(A_l + A_b)$ 为湖泊系数，由方程（4-11）和（4-12）可得：

$$P_b + a_l (P_l - P_b) = E_l a_l + E_b (1 - a_l) \tag{4-13}$$

若湖泊系数较小，则上式可简化为：

$$P_b = E_l a_l + E_b (1 - a_l) \tag{4-14}$$

由式（4-9）可得湖泊和流域的热量平衡方程：

对湖泊：
$$R_l = Q_l + LE_l \tag{4-15}$$

对流域：
$$R_b = Q_b + LE_b \tag{4-16}$$

其中 R_l 和 R_b 是湖、陆辐射量平衡值，Q_l 和 Q_b 是湖面与大气及流域与大气乱流热通量，L 是蒸发潜热。R 之值为净短波辐射 G 与长波辐射 LW 之差：

$$R = G - LW = K(1 - a)(1 - c)\ G_0 - \varepsilon A \delta T^4 \tag{4-17}$$

其中 K 为大气透明系数，G_0 为天文辐射，a 为表面反射率，c 为云量遮盖率，ε 为表面散射率，δ 为 Stenfan—Boltzman 常数（5.67e—8 W/(m^{2}K^4)），T 为气温，A 为 Angstrom

系数，可用下式计算：

$$A = (0.39 - 0.05e^{0.5})(1 - 0.65c^2) \tag{4-18}$$

式中：e 为水面汽压。

波恩比是热量平衡公式中乱流热通量与蒸发耗热量之比，即 $B = Q/LE$。它依赖于地表的温度、湿度等条件。利用波恩比可将能量方程（4-15）（4-16）改为：

对湖泊：
$$E_l = (R_l/L)/(1 + B_l) \tag{4-19}$$

对流域：
$$E_b = (R_b/L)/(1 + B_b) \tag{4-20}$$

其中 B_l 和 B_b 分别为湖面和路面的波恩比。湖区波恩比取值为 0.2，陆地波恩比 B_b 按 Kutzbach 的非线性模型为：

$$B_b = (R_b/LP)/(1 - e^{-R_b/(lp)}) - 1 \tag{4-21}$$

其中 R_b 为陆地辐射平衡值，$R_b/(LP) = D_b$，D_b 为干燥比。

将式（4-19）（4-20）带入湖、陆水量平衡方程（4-14）可得：

$$LP = [1/(1 + B_l)]R_l a_l + [1/(1 + B_b)]R_n(1 - a_l) \tag{4-22}$$

方程（4-22）同时受水、热平衡所制约。如 a_l、R_l、R_b、B_l、B_b 为已知，则该方程就可作为流域降水量的诊断方程。

四、气候和水文参数设置

水热平衡模型对古参数的设置中，晴天全球天文辐射量 G_0 是天文计算的理论值。古温度和地表反照率等参数主要根据地质资料及恢复的下垫面状况设置。

在对青藏高原的高海拔湖泊水量体系的研究中，需要考虑冰川融水的份额，而全新世冰川的规模已很小（施雅风等，1989）。因此，在本文研究的特征时段内，冰川融水在湖泊水量平衡中所占份额极少，故本文暂没考虑这一因素。

古降水的定量恢复一直是古气候学的难点之一，从大区范围来说，降水变化的规律及关键格局远较温度变化复杂。

本报告气候和水文参数的设置根据如下依据进行。

1. 天文参数

晴天天文辐射量（理论值）G_0（W/m^2）的现代值由中国气候总论（盛承禹，1986）查得。该文给出了我国不同纬度（每隔 5°）的多年平均辐射总量，其中 30°N 现代多年平均辐射总量为 374.29 W/m^2。地质时期天文辐射量可根据 Berger（1978）的天文计算得到。30～40 ka B.P. 夏季天文辐射量最大值时（持续约 2000 年左右）不同纬度冬、夏季太阳辐射与现代（1950A.D.）相比，30°N 夏季太阳辐射高 26 W/m^2，冬季比现代低 23 W/m^2。放射性碳年龄 18 ka B.P.（天文年龄 21 ka B.P.）时的天文辐射量与现代接近，采用现代值。放射性碳年龄 6 ka B.P.（天文年龄 6 ka B.P.）时的天文辐射量 30°N 比现代多11 W/m^2（表 4-2）。

2. 地质参数

（1）古地温（T）：目前藏北高原绝大多数地区的古地温尚属空白，本文参考已有的古气候学成果，采用内插的方法估计湖泊的古地温状况。青藏高原区域 30 ka B.P. 的温度状况参考施雅风等（1998），约高出现今 0～2 ℃；18 ka B.P. 青藏高原地区温度分别较今低6 ℃（南部）到9 ℃（北部）（施雅风等1998）；全新世中期6 ka B.P. 青藏高原南部

表 4-2　纳木错流域湖面气象和水文参数表

Tab.4-2　The weather and hydrologic factor of the lake surface of the Nam Co and its drainage areas

参数	符号	单位	湖区	流域陆地
天文辐射	I	W/m^2	374.29	374.29
大气透明系数	K		0.82	0.82
晴天总辐射	G_0	W/m^2	306.92	306.92
云量覆盖率	C		0.55	0.55
反射率	a		0.06	0.25
净短波辐射	G	W/m^2	129.83	103.58
地表长波散射率	ε		0.96	0.92
温度	T	K	276.00	274.00
表面水汽压	e	Mb	7.26	4.70
Angstrom 系数	A		0.21	0.23
有效辐射	LW	W/m^2	64.78	66.52
净辐射	R	W/m^2	65.05	37.07
波恩比	B		0.20	0.40

比现今高 4～5 ℃（施雅风等，1992）。由于湖泊水体温度往往较流域陆地要高，古湖泊温度用古湖泊陆地温度加 2.5 ℃来预算（表 4-3）。

表 4-3　纳木错流域和湖面气象和水文参数变化表

Tab.4-3　Variation table of the weather and hydrologic factor of the lake surface the Nam Co and its drainage areas

参数	符号	单位	20 世纪 70 年代初		全新世初		晚更新世中期	
			湖区	流域陆地	湖区	流域陆地	湖区	流域陆地
晴天总辐射	G_0	W/m^2	306.92	306.92	315.94	315.94	315.12	315.12
温度	T	K	276.00	274.00	279.00	277.00	278.00	276.00
波恩比	B		0.20	0.4	0.20	0.31	0.20	0.25

（2）古植被和地表反射率（a）：植被恢复根据孢粉资料（详见第六章）。

根据地表植被情况推算地表反照率（a）：这里忽略土壤湿度、冰雪覆盖等下垫面条件均可能对参数的影响。地表反照率湖泊约 0.06，在青藏高原中西部现代陆地为 0.3～0.4（盛承禹，1986）。地质时期地表反照率只能参考当时植被覆盖、土壤湿度状况及可能的冰雪覆盖范围，冰面的反照率极大，可达 0.5，甚至 0.6 以上，湖泊表面反照率一般为 0.06，其余地区反照率为：咸水 0.1，灌木森林沼泽约 0.18，荒漠草原约 0.30。

（3）云量覆盖率（c）：云量的增加，引起地表吸收太阳辐射量的减少及地表有效长波辐射的减少，前者产生的效果常常大于后者，所以，云量提高的净效果就是减少了净辐射和所需的蒸发量，按照水热平衡方程计算的降水量通常会偏小。青藏高原东南云量覆盖率

达 0.7，藏北高原为 0.5～0.6（盛承禹，1986）。

地质时期的云量用同一地理单元与当时环境区域相当的云量值来代替。

（4）地表散射系数（ε）：地表散射系数变化范围较小，这里流域陆地范围取 0.92，湖泊取 0.96（Swain 等，1983）。

五、纳木错湖泊面积及古降水量变化

纳木错自晚更新世—全新世以来，气候变干，湖泊逐渐退缩，其湖滨出露的湖相地层时代及分布范围表明，纳木错湖始于中更新世末，晚更新世中期末时湖泊面积最大，可达 2354.76 km^2。晚更新世晚期以来，湖泊范围在不断波动中逐步收缩，至全新世初湖泊面积约 2150.83 km^2，至 20 世纪 70 年代初湖泊面积约 1920 km^2。在此期间，湖泊范围曾经有过短暂的扩展阶段。

根据水热平衡模型，得到本区古降水场初步计算结果，结果表明全新世以来本区降雨量稳定下降，其中 20 世纪 70 年代降雨量计算结果与现今实际测量的 410 mm 降雨量计算结果基本相符（表 4-4、图 4-15）。由波恩比变化同样反映出本区自晚更新世以来气候由湿润向干旱环境转变。

表 4-4　纳木错历史降水量变化结果

Tab.4-4　Variation result of the precipitation in history in the Nam Co area

时　　代	晚更新世中期	全新世初	20 世纪 70 年代初
降雨量/mm	424	417	409

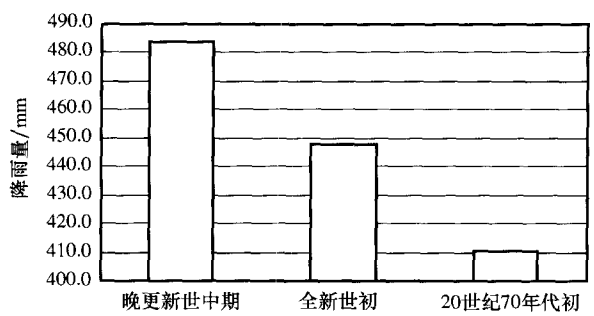


图 4-15　纳木错地区古降水量计算结果

Fig.4-15　Calculation results of the paleo-precipitation in the Nam Co area

第五章　纳木错及邻区湖相沉积的U系、^{14}C测年及其时间序列

环境是人类生存的基础，而人类活动又改变着环境。人类社会能否在地球上长期稳定生存并持续发展，环境起着至关重要的作用。目前，环境已成为一个被世界各国政府和社会公众所关注的尤为紧迫的重大问题。

气候变化是众多环境问题中最重要的一个，未来短时间尺度上的气候将如何变化，是PAGES研究计划中的核心问题。由于现在和未来是过去的延续，研究过去就成为了解现在和预测未来的基础。因此，预测未来的气候变化趋势，必须详细研究过去气候的演变规律，找到现代气候在整个演变过程中所处的位相，找到不同环境系统气候变化的相位关系以及气候变化的不稳定性和突发性，探讨气候变化的动力机制。所有这些问题的解决都离不开时间序列的建立，时间是表征气候变化的基本形式，也是了解气候演变的基础和关键。

在有人类历史记载以后，时间可以通过历史记录来确定。虽然十数万年对于地球发展史是短暂的，相对于人类社会的历史却很长，是介于地质与人类社会之间的一段特殊的历史时期。在这个时期，整个地球大体经历了冰期-间冰期-冰期旋回，而在冰期和间冰期中又发生过多次气候波动和突发事件，确定它们的周期需要提供准确可靠的时间标尺。时间序列建立得越准确越精细，对气候与环境演变的了解就越深入。所以，本专著强调了时间序列的准确性和可靠性，即同一样品（或同一剖面）用不同测年方法（U系、^{14}C等）进行地质年龄测定，并采用系统化采样，以保证年龄数据的质量和数量。由于十几万年来形成的地质体，其沉积环境较为复杂，对测年的要求又非常高，特别是在很多地质剖面中难以找到适宜定年的最佳样品，加之适应这个时段的年代学方法也不多，给同位素测年工作带来了很大的难度。因此，本课题测年内容主要选择U系方法。应用目前国内外测定湖泊沉积物最流行的U系TSD（Total-Sample-Dissolution）等时线模式，以纳木错为重点研究地区并逐步向其邻区扩展，初步建立了12万年以来纳木错及邻区湖相沉积的古气候时间序列。在此，我们对该时间序列的可靠性、不同测年方法所获结果及样品的适应性等进行理论分析。

第一节　纳木错及邻区地质概况及样品采集

纳木错位于藏北内流区东南部，地处念青唐古拉山西北麓的当雄县和班戈县境内的高原面上（图5-1）。气候具高原内陆型特征。湖面海拔4718 m，面积1940 km^2，是西藏第一大湖，也是我国第二大咸水湖。现代纳木错为封闭湖，其水体主要由南侧念青唐古拉山的冰雪融水补给。湖的东、西岸为较开阔的湖滨平原，北岸则为低山丘陵。扎西多半岛自湖的东南岸伸入湖中，多青和多穷岛是其半岛的组成部分，岛上岩溶作用与湖蚀现象发育。

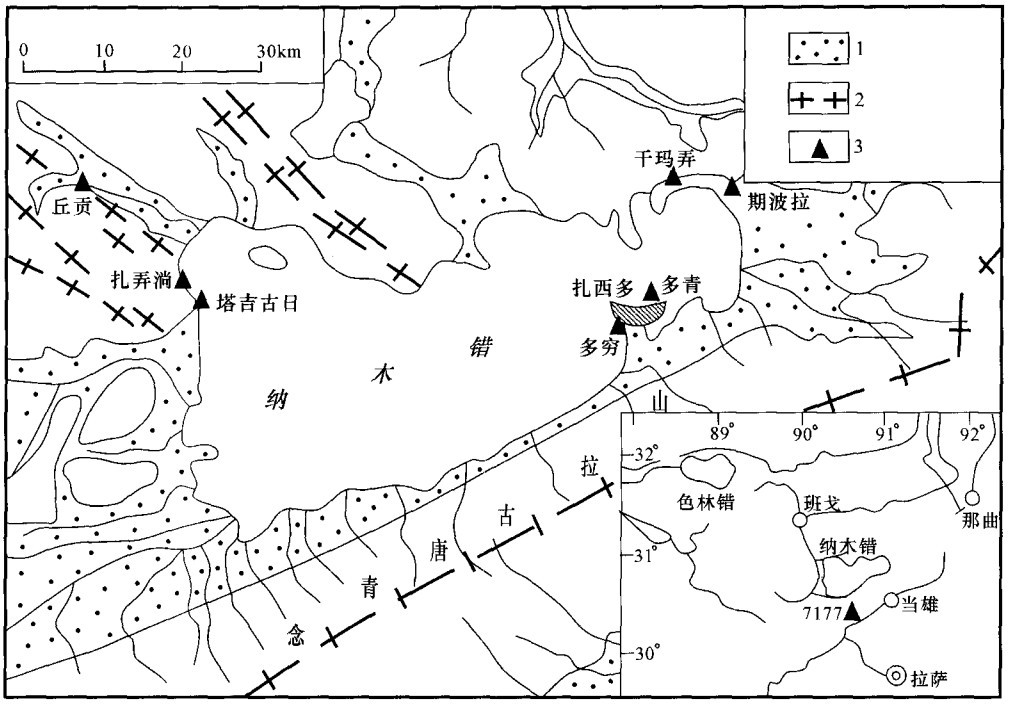


图 5-1 西藏纳木错地理位置示意图

Fig.5-1 Geographic location of the Nam Co in Tibet

1—平原；2—线形山脊；3—采样地点

一、地理与地质概况

在纳木错沿岸，湖相和湖滨相沉积广泛分布。前者多为富含碳酸盐的灰白色粉砂、细砂或粘土质细砂，在拔湖 50 m 以下呈平坦的阶地状地形出现，沉积层中往往夹有多个腐草层；而在 50 m 以上直至 140 m 高处，由于沉积厚度较小且多保存于山坡之上，故很少呈现出典型的阶地状地形，腐草夹层也较少。后者则以沿岸堤形式主要出现于拔湖 20 m 以下，在某些地点，沿岸堤可多达 30 道以上。部分湖滨相砂砾石沉积已被钙质胶结。

在纳木错及邻区的错鄂、巴斯错鄂贡玛、当穷错、玛拥错及长江上源布曲等地均发现富含碳酸盐的湖相沉积物，其高度分布在现今湖面以上 1 ~ 234 m。几个典型剖面描述如下。

（1）纳木错剖面：纳木错沿岸 3 个有代表性的湖相沉积剖面出露在西北岸的塔吉古日、扎弄淌和东北岸的干玛弄，剖面最大高度高出湖面 139.2 m（图 5-2）。对此，赵希涛等（2002）已做了详细报道。

（2）布曲剖面：在布曲下游、原 95 道班与 96 道班之间的布曲第三级阶地，拔湖 22 m，为基座阶地，由厚 3.5 m 的磨圆良好的砾石层及厚 18.5 m（未见底）的下伏湖相沉积基座所组成。在通天河沿南西西方向 20 km 处（原 95 与 96 道班之间）青藏公路东南侧的通天河支流布曲北岸第二级阶地，已被河水冲刷出一个坡度达 45°的陡坎，伏于顶部约

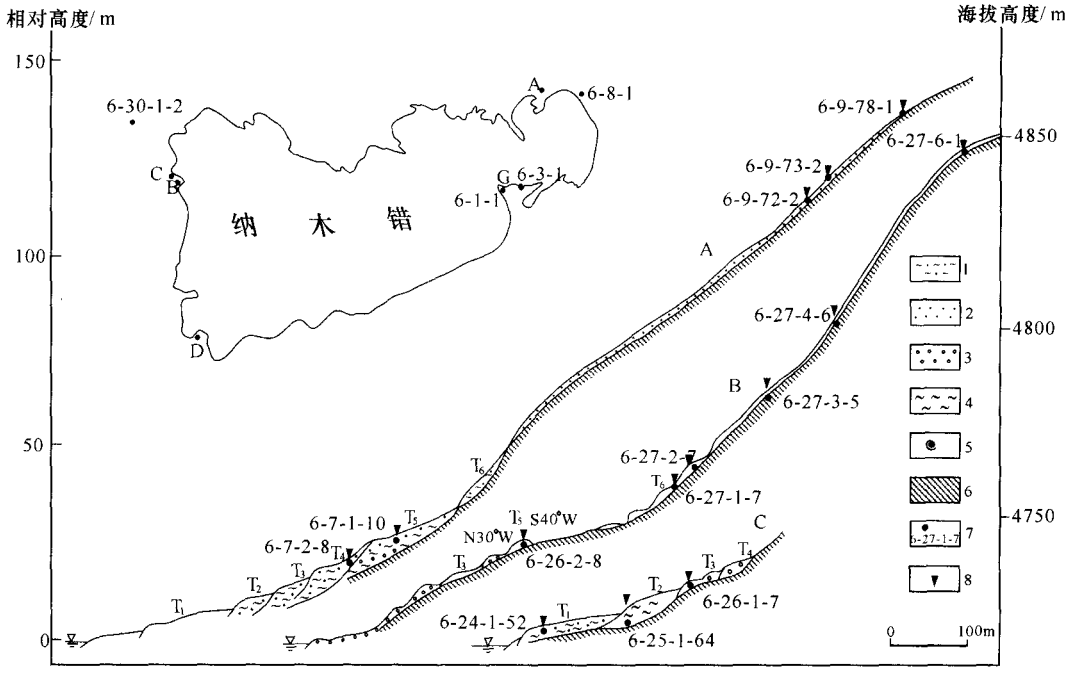


图 5-2 纳木错 3 个湖相沉积剖面及采样位置

Fig.5-2 Three sections of lake deposits of the Nam Co and the samples location

A—干玛弄及西南；B—塔吉古日及西南；C—扎弄淌；D—夺玛南；G—多青岛西北；1—土壤层；2—粘土；3—砂砾石；4—水草层；5—螺壳；6—基岩；7—采样点及其编号；8—孢粉分析及采样点

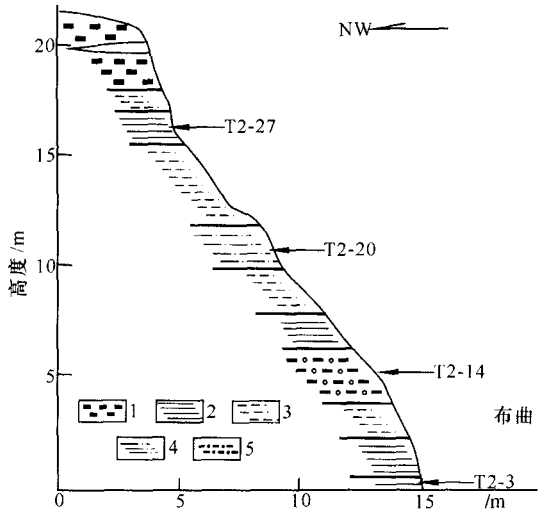


图 5-3 布曲剖面图

Fig.5-3 Buqu section

（据刘琦胜等，2003）

1—砾石；2—粉砂；3—细砂；4—粘土质细砂；5—含砾细砂

3.5 m 的冲积砂砾层之下，为厚约 18.5 m 的湖相灰与灰白色粘土质砂、粉砂、细砂与粗砂小砾所组成的基座（刘琦胜等，2003）。从湖相沉积覆于青藏公路西北侧布曲河北岸第三级阶地的冲积砂砾层之上的情况看，其时代不应早于晚更新世。4 个 U 系等时线法测年样品分别取自剖面下部、中下部、中上部和上部，海拔高度分别为 4611 m、4616 m、4621 m 和 4626 m（图 5-3）。

（3）错鄂剖面：位于错鄂东南岸，即小山嘎杂（海拔 4871 m）西北坡，从海拔 4535 m 起，一直到海拔 4800 m 止，典型的湖相沉积连续覆盖于山坡之上，但其厚度从大约 3 m 逐级减薄为 20 ~ 30 cm。从剖面下部和中部采集了 3 个湖相砂样品，进行了 U 系等时线法测年。

（4）巴斯错鄂贡玛剖面：在青藏公路

唐古拉山口东北侧 5 km 的小型冰川湖巴斯错的北岸，在巴斯错冰期即末次冰期终碛垄之下，出露一套以灰与灰白色粘土质砂、粉砂、细砂及与其相间的湖相沉积基座。2 个 U 系等时线法测年样品，为剖面下部和上部的湖相粘土质砂与粉、细砂。

（5）当穷错剖面：位于尼玛县文部乡当雄当穷错北岸，向东紧靠当惹雍错。从海拔 4475 m 起，一直到海拔 4743 m 止，在山坡之上，出露典型的湖相沉积，为一套灰白色细砂、砂质粘土，可明显地划分出 6 个湖岸阶地。以基座阶地为主，其沉积厚度从 T_1 阶地的 3.0 m，向上逐级减薄至 T_6 的 20～30 cm（图 5-4）。在 T_1、T_5 和 T_6 的下部和中部采集了 3 个湖相砂样品进行 U 系等时线法测年。

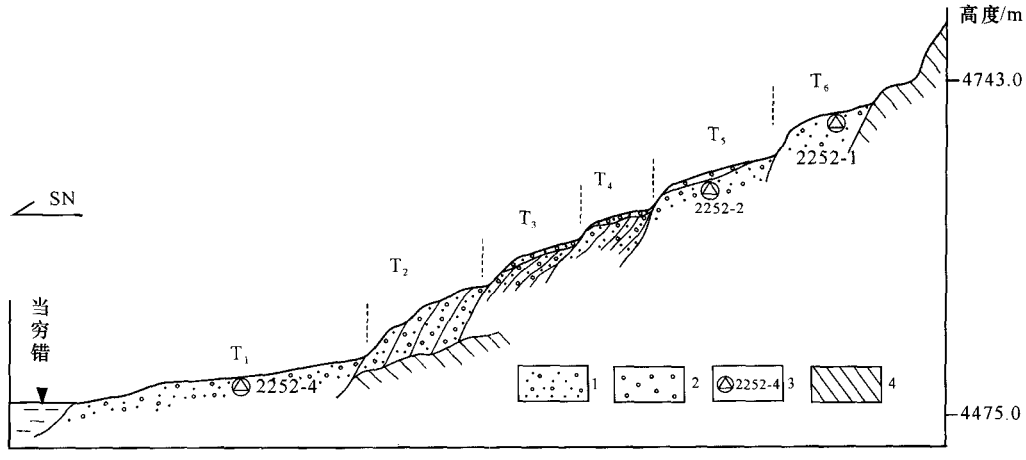


图 5-4　尼玛县文部乡当穷错湖相沉积及湖岸阶地实测剖面图

Fig.5-4　Measured section of lake deposits and lake terraces in Dangqiong Co, Wenbu country, Nima city

1—砂质粘土；2—砂砾层；3—采样点及编号；4—基岩

（6）玛拥错剖面：位于昂仁县宁果乡阿龙玛拥错南岸，向西与扎日南木错为邻，在白垩纪灰岩之上覆盖着以灰—灰白色砂、细砂、粉砂和粘土质砂地基座阶地，大体可划分成为 3 级阶地，在每级阶地顶部采集了一个样品，进行了 U 系法测年（图 5-5）。

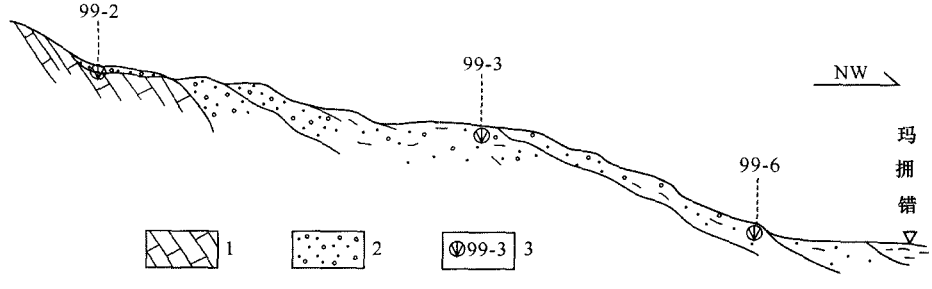


图 5-5　昂仁县宁果乡玛拥错湖相沉积剖面取样位置图

Fig.5-5　Samples location of lacustrine sediments of Mayong Co in Ningguo country, Anren city

1—基岩；2—细砂砾层；3—采样点及编号

二、样品与材料

我们在前述纳木错及邻区多个湖泊的沿湖不同阶地、湖岸堤及湖蚀洞中采集了数十块湖相与湖滨相沉积物样品。本专著所有用于进行铀系测年的样品，均为富含碳酸盐的粉、细砂、粘土及砂砾岩、洞穴石笋等，分别采自纳木错西北岸班戈县德庆乡的塔吉古日基岩小丘西南侧山坡，该小丘西北侧的扎弄淌（小河）东岸和同县保吉乡流入纳木错的雄曲与流入仁错的那曲分水岭北岸的丘贡，北岸当雄县纳木错乡的干玛弄西南，东北岸同乡的期波拉和扎西多半岛的多青岛西北岸与多穷岛西南岸及纳木错邻区的久如错、仁错、错那、错鄂、蓬错、长江上源布曲等地不同拔湖高度（1～234 m）的湖相沉积剖面；还包括尼玛县文部乡当雄当穷错北岸，昂仁县宁果乡阿龙玛拥错南岸的湖相沉积剖面。其样品的编号、岩性、采样部位、拔湖高度等列入表 5-1。表 5-2 为纳木错及邻区湖滩岩、钙质砾岩、石笋等的铀系测年样品概况。

表 5-1　纳木错及邻区湖相沉积物的铀系测年样品概况

Tab.5-1　Introduction of lacustrine sediments sampmes for U-series dating from the Nam Co and its adjacent areas

序号	样品编号	剖面地点与采样部位	拔湖/m	海拔/m	岩性	w（$CaCO_3$）/%
1	6-30-1-2	丘贡 T_4 上部	22	4740	粉细砂	24
2	6-30-3	纳木错西北雄前曲申温泉	20	4730	泉华	
3	6-24-1-52	扎弄淌东岸 T_1 中部	0.9	4718.9	细砂	
4	6-25-1-64	扎弄淌东岸 T_2 下部	8.8	4726.8	细砂	
5	6-26-1-7	扎弄淌东岸 T_3中部	16.1	4734.1	细砂	57
6	6-7-2-8	扎弄淌东岸 T_4 中部	22.9	4740.9	细砂	
7	6-7-1-10	干玛弄西南 T_5 上部	26.3	4744.3	粘土质粉砂	58
8	6-9-72-2	干玛弄西南高位湖相沉积	112	4830	粘土质粉砂	
9	6-9-73-2	干玛弄西南高位湖相沉积	116	4857	粘土质粉砂	
10	6-9-78-1	干玛弄西南高位湖相沉积	139	4857	粘土质粉砂	
11	6-26-2-8	塔吉古日西南坡 T_5 下部	27.0	4745.0	粘土质粉砂	52
12	6-27-1-7	塔吉古日西南坡 T_6 中部	42.1	4760.1	粉砂	46
13	6-27-2-7	塔吉古日西南坡拔湖 47.5 m 剖面下部	46.8	4764.8	粘土质细砂	43
14	6-27-3-5	塔吉古日西南坡拔湖 68.9 m 剖面下部	68.4	4766.4	粘土质粉砂	61
15	6-27-4-6	塔吉古日西南坡拔湖 88.8 m 剖面下部	88.3	4806.3	粉砂质粘土	45
16	6-27-6-1	塔吉古日西南坡高位湖相沉积	104	4822	粉砂质粘土	
17	7-11-1-3	久如错东岸 4805 m 小丘西南坡	90	4768	粉细砂	35
18	7-1-1-5	仁错北岸马尺西	127	4775	粉细砂	38
19	7-11-1-5	仁错北岸马尺西		4546	粉细砂	
20	5-16-2-3	错那湖（4588 m）西北岸洗夏达琼来钦玛	137	4725	粘土质细砂	
21	BD218-1-1	青藏公路巴拉大才曲河底			粘土质细砂	
22	BD218-5-3	青藏公路巴拉大才曲河底			粘土质细砂	

续表

序号	样品编号	剖面地点与采样部位	拔湖/m	海拔/m	岩性	w（$CaCO_3$）/%
23	$T_{3\text{-}27}$	长江上源布曲 T_3 基座	16	4626	粘土质粉砂	
24	$T_{3\text{-}20}$	长江上源布曲 T_3 基座	11	4621	粘土质细砂	
25	$T_{3\text{-}14}$	长江上源布曲 T_3 基座	6	4616	含砾细砂	
26	$T_{3\text{-}3}$	长江上源布曲 T_3 基座	1	4611	粘土质粉砂	
27	3-6-1	嘎弄西岸边小湖东北岸	1	4589	粉砂	
28	2-5-2	错那（4588 m）与嘎弄间沙坝	1	4588	粗砂	
29	3-9-9-13	错鄂东南岸嘎杂西北坡下部	46	4561	细砂	
30	3-10-1	那曲支流母各曲东岸热脚西麓		4738	砂	
31	3-9-9-2	错鄂东南岸嘎杂西北坡下部	49	4564	细砂	
32	3-9-6-2	错鄂（4515 m）东南岸嘎杂西北坡中下部	117	4632	粉砂	
33	3-10-2-3	那曲支流母各曲东岸夹不弄		4760	砂	
34	2-25-1-13	巴斯错鄂贡玛东北岸下部	4	5139	粘土质粉砂	
35	2-25-1-3	巴斯错鄂贡玛东北岸上部	5	5140	粘土质粉砂	
36	3-8-6	蓬错（4522 m）东岸雄曲上游日阿南麓	234	4756	粉砂	
37	5-17-3	错鄂东北岸与那曲分水洼地错呀桑东岸	17	4532	砂质粘土	
38	99-6	昂仁县宁果乡阿龙玛拥错南东岸拔湖 7 m	7	4567	细砂	
39	99-3	昂仁县宁果乡阿龙玛拥错南东岸拔湖 17 m	17	4573	细砂	
40	99-2	昂仁县宁果乡阿龙玛拥错南东岸拔湖 37 m	37	4593	细砂	
41	725-17	尼玛县文部乡当雄当穷错北西岸 T_1 中部	21	4496	钙质砾岩	
42	2252-4	尼玛县文部乡当雄当穷错北西岸 T_1 下部	31	4506	粉砂粘土	
43	2252-2	尼玛县文部乡当雄当穷错北西岸 T_5 下部	182	4657	粉砂粘土	

表 5-2　纳木错及邻区湖滩岩及其他样品铀系测年样品概况

Tab.5-2　Introduction of lacustrine beach rocks and other samples for U-series dating from the Nam Co and its adjacent areas

序号	样品编号	剖面地点与采样部位	拔湖/m	海拔/m	湖滩岩岩性	w（$CaCO_3$）/%
1	6-1-1	多穷岛西南岸湖蚀台地基岩石缝中	15.4	4733.4	亮晶砂屑灰岩	>95
2	6-8-1	期波拉 16.8 m 湖岸堤上部	16.5	4734.5	砂砾岩	<5
3	6-3-1	多青岛西北岸东溶洞底砂砾岩上部	20.5	4738.5	白云质砾岩	78
4	5-28-1	当雄拉多岗		4613	钙质砾岩	
5	5-22-1	林周县阿郎乡		3977	钙质砾岩	
6	GT	玛尔扇北岸 T_1 上部	1.5	4719.5	硅藻土	
7	BD6075-1	当雄东黑青虹			钙质砾岩	
8	6-30-2-1	纳木错西北保吉天门洞			石钟乳	
9	6-30-2-2	纳木错西北保吉天门洞			石钟乳	
10	2252-1	尼玛县文部乡当雄当穷错北西岸 T_6 下部	248	4721	钙质砾岩	5.4±1.0
11	5777-1-9	昂仁县宁果乡阿龙灰岩溶洞中			钙质砾岩	

第二节　湖相沉积物的U系法测年

本专著所述的铀系测年的湖相沉积样品，均为富含碳酸盐的粉、细砂及粘土、湖滩岩、钙质砾岩及石钟乳等，分别采自纳木错西北岸的班戈县德庆乡的塔吉古日基岩小丘西南侧山坡，该小丘西北侧的扎弄淌（小河）东岸和同县保吉乡流入纳木错的雄曲与流入仁错的那曲分水岭北岸的丘贡、久如错、错那、错鄂、长江上源布曲，以及尼玛县文部乡当雄当穷错北岸，昂仁县宁果乡阿龙玛拥错南岸[1]等地。

一、方法原理

在自然界的岩石和水体中，广泛分布着放射性元素铀。在天然水体中，铀与碳酸根形成铀酰络合阴离子 $UO_2(CO_3)_3^{4-}$ 和 $UO_2(CO_3)_3^{3-}$，它们很容易溶于水并被水搬运。相反，Th^{4+} 则容易水解，沉淀或被吸附在其他物质上。

（一）U和Th的地球化学循环

在近地表环境中，由于岩石如石灰岩、白云石、砂岩、玄武岩等的风化和蚀变，岩石中的U、Th随着输入湖体的流水进入湖泊。U和Th因化学行为上的差异，它们在迁移过程中其活动化机理也不同。Th主要是吸附在粘土矿物或其他一些不可溶矿物表面被转移，U既可以在溶液中作为络合离子迁移，也可以被碎屑相吸附而带走。低温时 4^+ 氧化态的U和Th化学上几乎都是稳定的。但是，U^{4+} 可以很容易氧化至 U^{5+} 到 U^{6+} 而活动化。

$$U^{4+} + 2H_2O = UO_2^{2+} + 4H^+ + 2e^-,\quad E = 0.27\ V$$

接着，更为复杂的铀酰离子则依赖pH值的变化和其他离子的存在而产生。在天然水体中，六价铀的铀酰离子非常重要，它与碳酸根形成稳定的络阴离子——碳酸铀酰被水运载：

$$UO_2^{2+} + CO_3^{2-} = UO_2CO_3^0$$
$$UO_2^{2+} + 2CO_3^{2-} = UO_2(CO_3)_2^{2-}$$
$$UO_2^{2+} + 3CO_3^{2-} = UO_2(CO_3)_3^{4-}$$

在25℃、$p_{CO_2} = 10^{-2}$ atm[2] 和pH=5的条件下，形成各种不同的碳酸铀酰络合物（图5-6）。

铀酰络合物较四价铀类化合物的溶解度大得多。在水中的主要粒种依赖于 Eh-pH、浓度、络合性离子的存在量和温度。图5-6示出在25 ℃、总 $U = 2.4 \times 10^{-9}$（10^{-8} M）时纯水中存在的各种羟基铀酰络合物的相对摩尔百分数。可以看出，没有其他络合性离子存在时，UO_2^{2+}、UO_2OH^+ 和 $(UO_2)_3(OH)_5^+$ 是最重要的铀酰粒种。不过，当存在低浓度的 CO_2、pH=5以上时，它们的重要性减小（图5-7），以致于在 $P_{CO_2} = 10^{-2}$ atm、25 ℃时各种碳酸铀酰络合物成了主要的形式（Langmuir，1978）。

除了碳酸盐之外，铀酰与磷酸盐、硫酸盐、氟化物和硅酸盐离子也形成可溶性络合物。图5-8显示出了地下水中含有少量这类粒子时可能存在的主要铀酰络合物。可以看

---

[1] 徐祖丰等，江西地质调查院西藏区调队，2002。

[2] 1 atm = 101325 Pa。

出，pH 低于 3 时最重要的铀酰络合物是自由的铀酰离子，pH = 3 ~ 4 时是氟根络合物，pH = 4 ~ 7.5 时是磷酸根络合物，而 pH 大于 7.5 时是碳酸根络合物。硅酸根络合物在 pH = 6 左右形成，但是，在天然水中其量甚微。pH < 4 时，仅形成低浓度的硫酸根络合物。

因此，地表水或地下水中溶解的碳酸铀酰当温度、压力或 pH 值增大时，络离子中的 CO_2 逸出，导致 UO_2/CO_2 比值改变，平衡反应朝络离子解离的方向进行。此时，如果发生碳酸盐沉积，可以证明一定为 pH > 7 的条件，环境中的 OH^- 根离子与 UO_2^{2+} 形成 $UO_2(OH)_2$，同时被载带进入碳酸盐沉淀。相反，钍在水溶液中仅有一种价态 Th^{4+}，四价钍电荷高、离子半径小（0.99×10^{-10} m），因此有很强的络合和水解倾向，它在溶液中与过量的碳酸盐形成 $[Th(CO_3)^5]^{6-}$ 络阴离子。当 pH > 3 时，钍即发生显著的水解，而 pH > 3.5 时析出胶状 Th

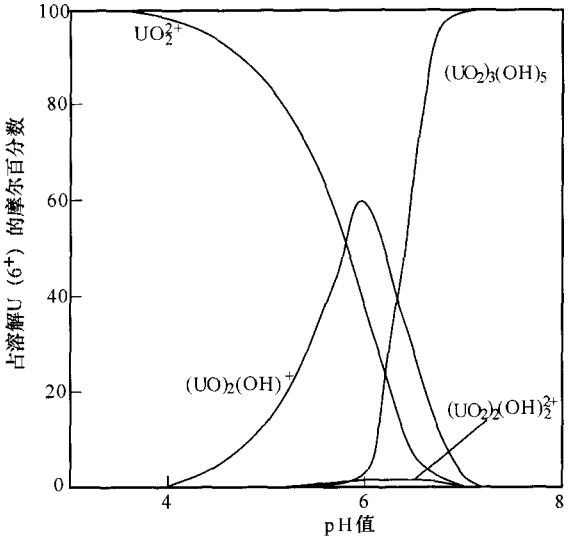


图 5-6　25 ℃纯水、U 总浓度为 10^{-8} M(2.38×10^{-9})时几种羟基铀酰和碳酸铀酰络合物的分布状态与 pH 的关系图（Langmuir，1978）

Fig.5-6　Correlation map of the pH value with the distribution of several hydro-uranium and calcite-uranium complex when the temperature of the pure water is 25 ℃ and the total uranium con centration is 10^{-8} M ($\times 10^{-9}$)

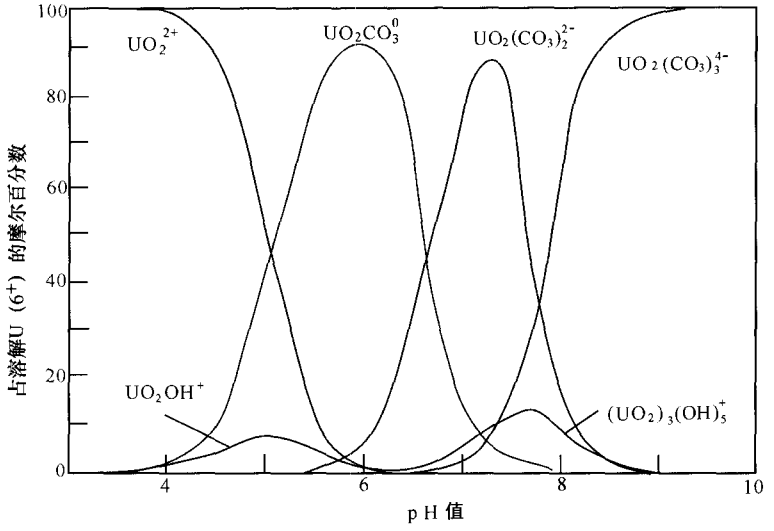


图 5-7　25℃、$P_{CO_2} = 10^{-2}$ atm、U 总浓度为 10^{-8} M（2.38×10^{-9}）时几种羟基铀酰和碳酸铀酰络合物的分布状态与 pH 的关系图

Fig.5-7　Correlation map of the pH value with the distribution of several hydro-uranium and calcite-uranium complex when the temperature of the pure water is 25℃, $p_{CO_2} = 10^{-2}$ atm, and the total uranium concentration is 10^{-8} M (2.38×10^{-9})

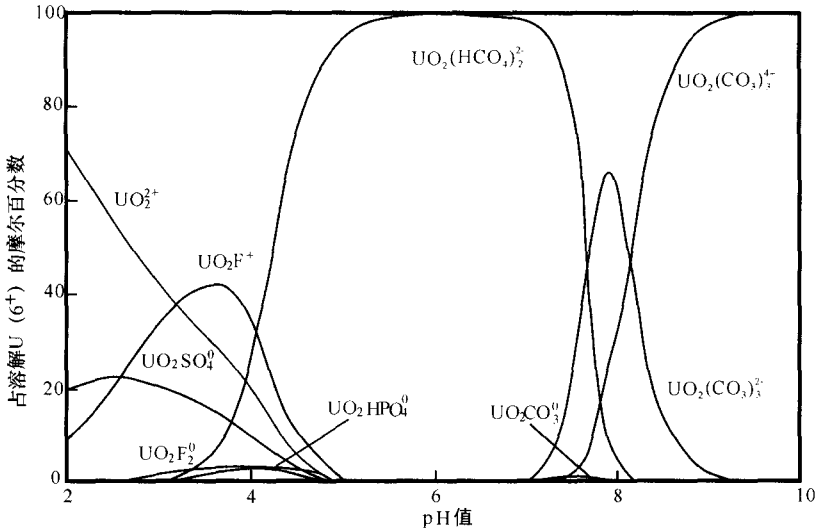


图 5-8　25 ℃、$p_{CO_2} = 10^{-2}$ atm、U 总浓度为 10^{-8} M（2.38×10^{-9}）时几种铀酰络合物的分布状态与 pH 的关系图

（Tripathi，1979）

Fig.5-8　Correlation map of the pH value with the distribution of several hydro－uranium complex when the temperature of the pure water is 25 ℃, $p_{CO_2} = 10^{-2}$ atm, and the total uranium concentration is 10^{-8} M (2.38×10^{-9})

$(OH)_4$ 沉淀：

$$Th^{4+} + H_2O \equiv Th(OH)^{3+} + H^+$$

$$Th(OH)^{3+} + H_2O \equiv Th(OH)_2^{2+} + H^+$$

$$Th(OH)_2^{2+} + H_2O \equiv Th(OH)_3^{+} + H^+$$

$$Th(OH)_3^{+} + H_2O \equiv Th(OH)_4 + H^+$$

形成沉淀的 Th 能被其他固体物质吸附，而不被水带走迁移。已有的研究证明，只有在 pH = 3.5 的情况下，Th 才能与 U 一起迁移，天然环境中是极少具备这种条件的。另外，在这种条件下，碳酸盐本身也难于沉淀。因此，在形成碳酸钙沉淀时，钍的含量是可以忽略的。这就是铀系不平衡测定碳酸盐年龄的基础。

（二）方法的前提与模式

自然界中普遍存在三个放射性系列：^{238}U（$4n+2$）、^{235}U（$4n+3$）和^{232}Th（$4n$），它们的母体^{238}U、^{235}U和^{232}Th经过十几个 α 或β 衰变的中间产物（子体），最终形成铅的稳定同位素。当母体与子体达到平衡时，有 $\lambda_1 N_1 = \lambda_2 N_2 \cdots\cdots = \lambda_n N_n$。然而，当样品所处的地球化学环境改变时，平衡链被破坏，造成子体的相对过剩或亏损，即铀系不平衡。^{230}Th和^{234}U就是^{238}U衰变链中的两个子体（表 5-3）。它们都有本身固有的、不受外界温度、压力和物理化学环境影响的半衰期，其衰变遵循以时间为指数函数的规律：$N = N_0 e^{-\lambda t}$。λ 为衰变常数，它与半衰期 T 的关系是 $\lambda = \ln 2 / T$，t 表示时间（年龄值）。假定在封闭系统中，^{230}Th和^{234}U全部由样品中的^{238}U衰变生成，则样品的年龄由下式表示：

表 5-3 ^{238}U 衰变系列

Tab.5-3 Table showing the uranium disintegration series

核素	衰变类型	半衰期（$T_{2/1}$）
^{238}U	α	4.468×10^9 y
^{234}Th	β^-	24.1 d
^{234}Pa	β^-	1.18 min，6.7h
^{234}U	α	2.48×10^5 y
^{230}Th	α	7.52×10^4 y
^{226}Ra	α	1602 y
^{222}Rn	α	3.825 d
^{218}Po	α，β^-	3.05 min
^{214}Pb ^{218}At	β^-，α	26.8 min
^{214}Bi	β^-，α	19.7 min
^{214}Po ^{210}Tlb	α，β^-	1.64×10^{-4} s，1.32 min
^{210}Pb	β^-，α	22 y
^{210}Bi	β^-，α，α	5.02 d
^{210}Po ^{206}Tl ^{206}Hg	α，β^-，β^-	138.3 d，4.19 min，8.6 min
^{206}Pb	稳定	

$$\left(\frac{^{230}Th}{^{234}U}\right) = \left(\frac{^{238}U}{^{234}U}\right)(1 - e^{-\lambda_{230}t}) + \frac{\lambda_{230}}{\lambda_{230} - \lambda_{234}}\left(1 - \frac{^{238}U}{^{234}U}\right) \times [1 - e^{-(\lambda_{230} - \lambda_{234})t}] \quad (5-1)$$

方程变形后为：

$$t = \frac{^{230}Th}{^{238}U}(1 - e^{-\lambda_{230}t}) + \left(\frac{^{234}U}{^{238}U} - 1\right) \times \frac{\lambda_{230}}{\lambda_{230} - \lambda_{234}} \times [1 - e^{-(\lambda_{230} - \lambda_{234})t}] \quad (5-2)$$

式中 λ_{230}、λ_{234}分别是^{230}Th 和^{234}U 的衰变常数，测得样品中的$^{230}Th/^{234}U$ 和$^{234}U/^{238}U$ 放射性比值，碳酸盐的年龄（t）可以通过计算机或作图法（Ivanovich，1982）求得（图 5-9）。此法可测年龄界线约为（5～400）ka B．P.。几个测年核素的衰变常数列入表 5-4。

表 5-4 铀系测年常用的衰变常数

Tab.5-4 Disintegration constant of the U-series dating method

同位素	半衰期（$T_{2/1}$）	衰变常数（1/y）
^{238}U	4.468×10^9 y	1.55125×10^{-10}
^{234}U	2.48×10^5 y	2.7949×10^{-6}
^{230}Th	7.52×10^4 y	9.2174×10^{-6}
^{232}Th	1.39×10^{10} y	4.9475×10^{-11}

纵观近二十年来发表的大量文献资料，铀系方法可以归纳为如下几种方案。

（1）锾法：包括^{230}Th 的亏损和过剩、$^{230}Th/^{234}U$、$^{230}Th/^{231}Pa$、$^{230}Th/^{232}Th$，适应测定的年龄范围是 400 ka 以内。

（2）不平衡铀系法$^{234}U/^{238}U$：适应 1000 ka 以内。

（3）镁法：包括^{231}Pa 的亏损和过剩以及$^{231}Pa/^{235}U$，适应 150 ka 以内（表 5-5）。

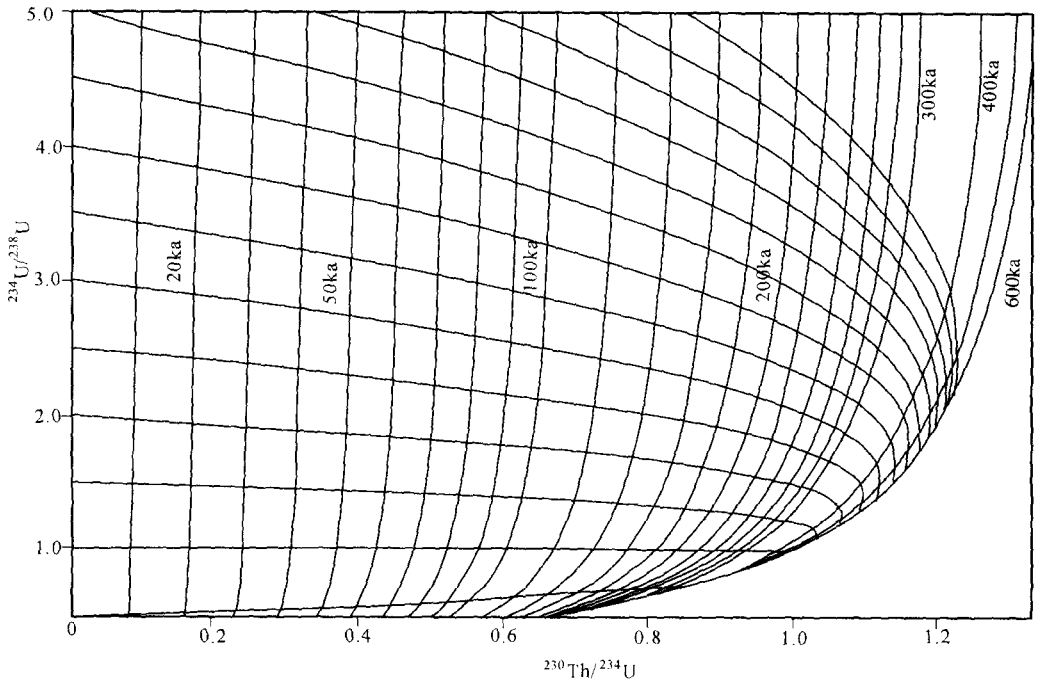


图 5-9　不含初始^{230}Th的封闭体系中$^{234}U/^{238}U$和$^{230}Th/^{234}U$比值随时间的变化图

Fig.5-9　Variation curve of the ration of $^{234}U/^{238}U$ and $^{230}Th/^{234}U$ with time in closed system without original content of ^{230}Th

（据 H. P. Schwarcz, 1979）

近似垂直的线族表示$^{234}U/^{238}U$比值对年龄的影响不明显；近似水平的线族表示$^{230}Th/^{234}U$比值随年龄增加而变化，每条线对应于已标明的初始比值

表 5-5　U 系放射年代学方法

Tab.5-5　U-series dating method

名称	同位素符号	衰变方式	半衰期 a	适应测年范围 a	主要测试对象	主要应用
不平衡铀	^{234}U	α	2.48×10^5	50000 ~ 1×10^6	珊瑚礁，石钟乳类碳酸盐，河、湖、海水，贝壳等	海、湖相沉积年代学，水体交换和运动方向
镤	^{231}Pa	α	3.43×10^4	2000 ~ 150000	珊瑚礁，海相软泥，锰结核，石钟乳，骨化石，贝壳	海、湖相沉积速度及年龄，考古学，锰核成因
钍	^{230}Th	α	75200	3000 ~ 400000	珊瑚礁，海相和湖相软泥，石钟乳，锰结核，骨化石，火山岩，泥炭等	海、湖相沉积速度及年龄，考古，锰结核，年轻火山岩年代学
镭	^{226}Ra	α	1602	< 10000	近海，陆架，湖相淤泥，水	湖相、陆架等沉积速度及年龄，水团交换
铅-210	^{210}Pb	α，β	22.3	< 150	近海湖相淤泥，冰，雪，水	现代沉积速率，环境污染历史，冰、雪年龄

此外，还有镭同位素（$^{228}Ra/^{226}Ra$、$^{224}Ra/^{228}Ra$等）、钍同位素（$^{227}Th/^{224}Th$、$^{228}Th/^{232}Th$等）以及测定近百年沉积速度的^{210}Pb。概括起来说，铀系方法的各种方案不外乎是衰变产物的积累方法（$^{230}Th/^{234}U$，$^{231}Pa/^{235}U$等）和过剩核素的衰变方法（$^{234}U/^{238}U$，^{231}Pa /

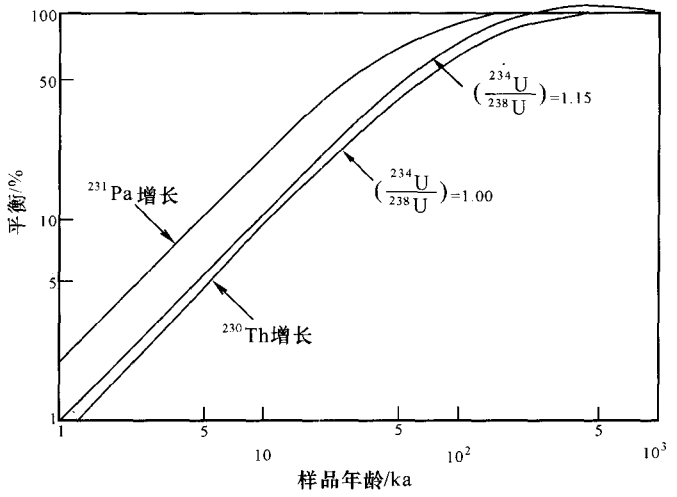


图 5-10 ^{230}Th 和 ^{231}Pa 两核素理论增长曲线间的比较图

Fig.5-10 Comparison map between the theoretic increased curve of ^{230}Th with ^{231}Pa

图中还表示出了 ^{234}U 和 ^{238}U 之间 15% 的不平衡对 ^{230}Th 增长曲线的影响

^{230}Th 等）（图 5-10），它们被广泛地应用于封闭体系。然而，对于湖泊沉积物测年，其 U、Th 的化学行为属开放体系，实际情况要复杂得多。

同其他地质年代学方法一样，铀系方法也是在一定的假定前提下来计算年龄。有些假定已被证实符合实际地质情况，有些则认为是合理的，但没有得到证实。这些假定条件（前提）有：

（1）在铀系方法的各种方案中，假定为化学封闭系统。或者说，用于测定年龄的核素在形成之后的整个时期内没有发生过迁移，也没有再生侵入；

（2）在一些方案中，要求初始同位素比值和假定环境母体的同位素比值，从形成时期到现代保持不变；

（3）在一些方案中，假定在形成的初始时，不存在衰变的子体元素；

（4）在一些方案中，不仅假定同位素比值不变，而且还要以常数的速度进行沉积。

上述假定条件的中心问题，是在复杂的地质历史过程中，排除各种影响因素，使得用于测试年龄的放射性核素的浓度或者同位素比值的衰减成为单一的时间函数，进而测定年龄。此外在一定的假定条件下，进行方程式的数学运算，求得合理的解。由此可见，研究和证实假定条件的可靠程度是测年方法能否适用大多数地质对象的首要前提，必须对其假设进行认真的考察，特别是对年轻的地质体更为重要。常常发现测试的年龄数据与地质背景相矛盾的情况，原因之一正是假定条件不符合地质情况。因此调查地质环境，研究地球化学过程，讨论同位素迁移的可能性及其变化规律，是同位素地质年代测定工作不可缺少的组成部分。

在一定假定前提下，通过建立相应的数学模型解决复杂地质课题和讨论数据的可靠性是一种行之有效的途径。目前应用最广泛、最普遍的是封闭模式，而处于化学封闭体系的第四纪地质对象毕竟不占多数。在复杂的地质和地球化学环境中，运用模式研究和解决钙

质层碳酸盐、碳质沉积物以及火山岩的年龄，以便扩大定年的范围。然而，自然界是非均匀的，并非每个被测对象都能获得可靠的和满意的结果。某种样品是否适合测年，一个最基本的判别标准是要求该样品自形成起到被测量止对感兴趣核素保持封闭。如果这一条件得不到满足，数据的可靠性就值得商榷。因此，从年代学意义上讲，对那些除了自生组分外还含有一定数量碎屑物质的地质体定年，采用校正方法或等时线方法等各种模式可以比较成功地解决这类有普遍性的、分布广泛的地质对象的年龄问题。

（三）测定不纯碳酸盐（湖泊沉积物）样品年龄的校正技术

纯碳酸盐，如未发生过重结晶的海洋珊瑚礁、洞穴石笋等，可直接测定样品的$^{230}Th/^{234}U$和$^{234}U/^{238}U$放射性比值，并根据前述算式（1）计算年龄。而对于不纯碳酸盐样品，如断层作用形成的方解石脉，干旱半干旱地区形成的钙质层，湖中沉淀的泥灰岩和地下水作用沉淀的石灰华等，它们往往是三种类型物质的混合物：①基质矿物颗粒或岩石碎片；②不同年龄的非碳酸盐自生物质，如粘土矿物与沸石等；③自生的碳酸钙。因此，它们已引进了初始^{230}Th，不符合用铀系法封闭模式测定年龄的基本要求。实践证明，用物理方法很难把碳酸盐相和非碳酸盐相完全分开。由于它们的年龄差别很大，因而分析全样不可能得到合理的年龄数据。

为了消除非碳酸盐碎屑组分对碳酸盐组分的污染，常用的方法是根据不同的假定前提而建立理论模式来校正污染的影响，也就是在化学处理样品时，以稀酸（$<4NHNO_3$或HCl）淋取样品，分成稀酸可溶组分（碳酸盐相）和不可溶组分（碎屑相），以^{232}Th为“示踪”，分别测定可溶组分和不可溶组分的$^{230}Th/^{232}Th$，$^{234}U/^{232}Th$和$^{238}U/^{232}Th$比值来对污染进行校正（Szabo and Roshlt，1982；Ku and Liang，1984；Ku et al.，1979；Herczeg and Chapman，1991）。这种方法的一个重要前提是用稀酸淋取样品时不发生铀钍同位素的分馏。然而，在实际操作中往往难于把握。淋取样品时有可能仅把分布在矿物颗粒边界、解理缝和微破裂隙中的铀先溶解出来，或者根据齐拉-却尔曼斯效应，子体核素先于母体核素被淋滤出来。也就是说，稀酸淋取法很难保证^{230}Th、^{234}U和^{238}U按其相应年龄比值等比例地和同时地被溶解出来。这势必造成铀和钍同位素分馏，而哪一次淋滤发生了分馏，哪一次未发生分馏，以及每一次分馏程度之大小，均无法得到验证。基于上述原因，Rosholt（1976）、Szabo和Sterr（1978）、Kaufmam（1976）以及顾德隆（1979）等人提出一些理论模式用以扣除非碳酸盐碎屑相对碳酸盐相的影响。这些校正方法成功地测定了干旱地区含碎屑泉华、蒸发盐层、湖泊自生碳酸盐、钙结层及年轻火山岩的年龄。

1. 校正模式Ⅰ

Ku等（1979）研究了不纯碳酸盐定年问题。将不纯碳酸盐样品用稀酸溶解，分成淋滤相（L）和不溶相（R），并假定：①碳酸盐中不含或极少含^{232}Th；②碳酸盐中$^{230}Th/^{234}U<1$；③碎屑相中^{238}U、^{234}U、^{230}Th处于平衡状态；④碎屑相中的$^{230}Th/^{232}Th$与不溶相的值相等，即$(^{230}Th/^{232}Th)_{碎}=(^{230}Th/^{232}Th)_R$。在这些前提下，通过下式计算出碳酸盐的$^{230}Th/^{234}U$比值及相应的年龄值：

$$\left(\frac{^{230}Th}{^{234}U}\right)_{碳}=\frac{^{230}Th_L-{}^{232}Th_L\ (^{230}Th/^{232}Th)_R}{^{234}U_L-{}^{232}Th_L\ (^{230}Th/^{232}Th)_R+\ (^{234}U_R-{}^{230}Th_R)\ [\ (w\mathrm{CaCo_3})^{-1}-1]} \tag{5-3}$$

上述模式的关键是第三条假定条件，即碎屑相中U、Th同位素必须达到放射性平衡。也

就是说，要满足这一要求，碎屑相的年龄应大于 1 Ma 年。

后来，Ku 等（1984）进一步研究了当碎屑相中这种平衡不存在时，应用等时线模式计算年龄。假定在能保证稀酸溶解时不发生铀钍同位素分馏的情况下，通过$^{230}Th/^{232}Th$ 对$^{234}U/^{232}Th$ 和$^{234}U/^{232}Th$ 对$^{238}U/^{232}Th$ 作图，用最小二乘法求得直线的斜率，其值为：

$$\left(\frac{^{230}Th}{^{234}U}\right)_{碳}=\frac{(^{230}Th/^{232}Th)_L-(^{230}Th/^{232}Th)_R}{(^{234}U/^{232}Th)_L-(^{234}U/^{232}Th)_R} \tag{5-4}$$

$$\left(\frac{^{234}U}{^{238}U}\right)_{碳}=\frac{(^{234}U/^{232}Th)_L-(^{234}U/^{232}Th)_R}{(^{238}U/^{232}Th)_L-(^{238}U/^{232}Th)_R} \tag{5-5}$$

由公式（5-4）和（5-5），再通过公式（5-2）计算出碳酸盐的年龄。应用上述两种模式，Ku 和 Liang（1984）分析和研究了南加利福尼亚州东部干旱地区冲积扇上两个剖面的形成时代，得到了与^{14}C 相近的年龄数据。

2. 校正模式Ⅱ

Rosholt（1976）、Szabo 和 Sterr（1978）提出了测定不纯碳酸盐年龄的等时线模式，该方法不要求在非碳酸盐相中放射性达到永久平衡，但要求在稀酸溶解样品时不发生 U、Th 同位素分馏，数学上被 Ku 和 Liang（1984）证明。通过测定样品的 L 相和 R 相的同位素比值：$(^{230}Th/^{232}Th)_L$、$(^{234}U/^{232}Th)_L$、$(^{238}U/^{232}Th)_L$ 和 $(^{230}U/^{232}Th)_R$、$(^{234}U/^{232}Th)_R$、$(^{238}U/^{232}Th)_R$。并分别以 L 相和 R 相的$^{230}Th/^{232}Th$ 对$^{234}U/^{232}Th$ 和$^{234}U/^{232}Th$ 对$^{238}U/^{232}Th$ 两点作一直线，其斜率与公式（5-4）和（5-5）相同，代入公式（5-2）计算年龄。

3. 校正模式Ⅲ

Kaufman 和 Broecker（1976）设计的校正方法假定前提与校正模式Ⅱ相同。他们的研究结果表明，$^{234}U/^{238}U$ 比值的变化在十几万年范围内，对年龄值的影响不大，主要影响是$^{230}Th/^{234}U$ 比值引起的，或者说^{230}Th 含量的变化对年龄值的影响起决定作用。

在实际应用中，测定样品的$^{230}Th_L$、$^{232}Th_L$、$^{238}U_L$、$^{230}Th_L$ 和$^{230}Th_R$、$^{232}Th_R$，代入下式计算出碳酸盐的^{230}Th 含量：

$$^{230}Th_{碳}=^{230}Th_L-\left(\frac{^{230}Th}{^{232}Th}\right)_R\times^{232}Th_L\times e^{-\lambda_{230}t} \tag{5-6}$$

以 $(^{234}U/^{238}U)_{碳}=(^{234}U/^{238}U)_L$，$(^{230}Th/^{234}U)_{碳}=(^{230}Th/^{234}U)_L$ 代入（5-2）式计算年龄，将得到的年龄值再代入公式（5-6）计算$^{230}Th_{碳}$，经过反复计算，直至两次计算的年龄值小于 1000 年。所以，这种方法也称迭代法。

4. 校正模式Ⅳ

在一些研究中，采用单次淋取（Single Leachate）样品的方法来测定不纯碳酸盐的年龄。该方法假定稀酸淋取样品时，所有碳酸盐均被溶解。对碎屑物质带来的^{230}Th 和^{232}Th 的校正是用该地区其元素受污染的背景值（Kuafman 和 Broecker，1965；Ivanovich 和 Harmon，1992；Herczeg 和 Chapman，1993）。即：

$$^{230}Th_{碳}=^{230}Th_L-^{232}Th_L\times R_0\times e^{-\lambda_{230}t} \tag{5-7}$$

R_0 为零年龄碎屑物的初始$^{230}Th/^{232}Th$ 比值，必须通过其他方法或不同渠道已知。

$$\left(\frac{^{230}Th}{^{234}U}\right)_{碳}=\left(\frac{^{230}Th}{^{234}U}\right)_L-\left(\frac{^{232}Th}{^{234}U}\right)_L\times R_0\times e^{-\lambda_{230}t} \tag{5-8}$$

Kuafman 和 Broecker(1965)在 Lahontan 湖相沉积物的研究中，观察到由碎屑物带来的初

始$^{230}Th/^{232}Th$平均值为1.7。而在Dead Sea Valley湖沉积中，Kuafman(1993)建议取$R_0=3.3$进行年龄校正。该方法的缺点是只对碎屑Th作校正而不能克服碎屑U的污染。为了获得可靠的年龄，假设：碳酸盐中来自非碳酸盐的^{234}U和^{238}U等于淋滤相其元素的含量。

马志邦等（1997）在新疆巴里坤湖末次间冰期以来古气候时间序列研究中，设立三组分模式对B_I94孔进行铀系年龄测定，取得了较好的结果。不同层位所获U系年龄数据与同岩心的OSL和古地磁年龄基本一致，并可与沉积钻孔的高分辨率$\delta^{13}C$、$\delta^{18}O$与SPECMAP曲线对比。

在实验中，假定湖泊沉积物由自生相的碳酸盐C（可溶L1）、碎屑物质D（碎屑相R）和中间过渡组分即胶结物M（可溶L2）组成（图5-11），当用不同浓度的酸溶解样品时，L1、L2和R组分中，各核素将组成如下方程：

$$^{232}Th_{L1}=a1^{232}Th_C+b1^{232}Th_M+c1^{232}Th_D \tag{5-9}$$

$$^{230}Th_{L1}=a1^{230}Th_C+b1^{230}Th_M+c1^{230}Th_D \tag{5-10}$$

$$^{234}U_{L1}=a1^{234}U_C+b1^{234}U_M+c1^{234}U_D \tag{5-11}$$

$$^{238}U_{L1}=a1^{238}U_C+b1^{238}U_M+c1^{234}U_D \tag{5-12}$$

$$^{232}Th_{L2}=a2^{232}Th_C+b2^{232}Th_M+c2^{232}Th_D \tag{5-13}$$

$$^{230}Th_{L2}=a2^{230}Th_C+b2^{230}Th_M+c2^{230}Th_D \tag{5-14}$$

$$^{234}U_{L2}=a2^{234}U_C+b2^{234}U_M+c2^{234}U_D \tag{5-15}$$

$$^{238}U_{L2}=a2^{238}U_C+b2^{238}U_M+c2^{234}U_D \tag{5-16}$$

$$^{232}Th_R=a3^{232}Th_C+b3^{232}Th_M+c3^{232}Th_D \tag{5-17}$$

$$^{230}Th_R=a3^{230}Th_C+b3^{230}Th_M+c3^{230}Th_D \tag{5-18}$$

$$^{234}U_R=a3^{234}U_C+b3^{234}U_M+c3^{234}U_D \tag{5-19}$$

$$^{238}U_R=a3^{238}U_C+b3\ ^{238}U_M+c3^{234}U_D \tag{5-20}$$

上述方程应满足如下条件。

（1）$a1+a2+a3=1$，L1：$a1>>a2+a3$，$b1+b2+b3=1$；L2：$b2>>b1+b3$，$c1+c2+c3=1$；R：$c3>>c1+c2$。

（2）在碳酸盐相C中，$^{232}Th_C=0$。

（3）在溶解样品时不发生U、Th同位素分馏。

将方程（5-9）至（5-20）联立，代入应满足的条件，运算后可解出碳酸盐相的$^{230}Th/^{234}U$和$^{234}U/^{238}U$比值，其关系式与公式（5-4）和（5-5）相同。在用三组分处理样品时，每个样品都要做一个全溶样（W）。也就是说，每个样品在其等时线上至少能获得4个数据点（L1、L2　R和W），当W的同位素比值发生变化时，每个组分的各同位素比值也相应变化，也就是说各组分的数据点应以W点旋转并落在与全溶点组成的直线上。同时，稀酸溶解样品的主要成分是碳酸盐，它的$^{230}Th/^{232}Th$比值大于全溶点的该比值，应落在全溶点右上方的Ⅰ区间；残渣部分主要是碎屑物质，$^{230}Th/^{232}Th$比值小于全溶点，应落在W左下方的Ⅲ区间（图5-12）。实验证明这种设想是合理的。

5. 校正模式Ⅴ

分析湖泊沉积物或其他不纯碳酸盐年龄的另一种方法，被称为TSD（Total-Sample Dissolution）。该方法的关键技术是用物理分相（矿物密度）法将一个样品分成若干子样品，

各子样品全部溶解备分析，避免了用稀酸淋滤时可能产生的 U、Th 同位素再沉淀和分馏。这些子样品应满足如下假定前提：①它们有不同的 U/Th 比但有相近的$^{230}Th/^{232}Th$比值；②样品沉积后碳酸盐相对于 U 和 Th 保持封闭体系。应用 TSD 技术已成功地测定了含碎屑泉华、蒸发盐层、湖泊自生碳酸盐、钙结层及年轻火山岩的年龄（Bischoff 和 Fitzpatrick，1991；Luo 和 Ku，1991；Phillips et al.，1993；夏明等，1995；Ku et al.，1998；朱照宇等，2001；马志邦等，2002）。Ku 等（1998）应用 TSD 技术测定了位于 California 死谷（Death Valley）Badwater 盆地一个长 186 m 钻孔（DV93-1）和晚更新

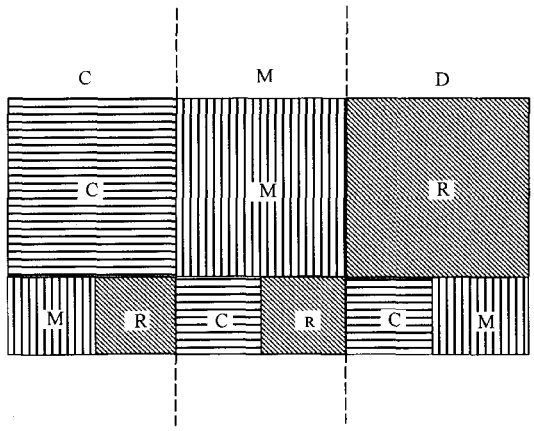


图 5-11　湖泊沉积物样品分相示意图

Fig.5-11　Facies zone of U-series dating of lake deposits

C—碳酸盐；D—碎屑物质；R—碎屑相；M—中间过渡组分（胶结物）

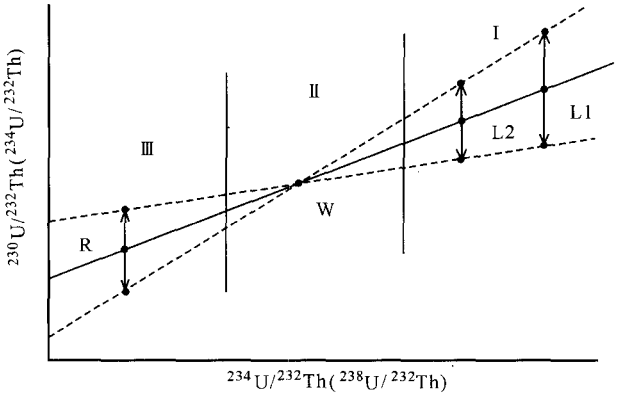


图 5-12　三组分模式示意图

Fig.5-12　Sketch map of the three-element model

（详见正文）

世钙质泉华的铀系年龄，结果表明自 200 ka 来湖面经历了大的波动，从长期处于高位深湖逐渐演变为浅湖到现代的干盐田。在 120 ~ 60 ka B.P. 进入全新世期间，气候与现代相似；自 35 ka B.P. 到全新世开始，湖面达到 70 m 深度；更高湖面出现的时段在 185 ~ 128 ka B.P.，其深度达到大约 175 m 或 330 m。他们的研究还表明有两次短尺度（$10^2 \sim 10^3$ 年）干事件的存在，其时间在 166 ka B. P. 和 146 ka B.P.。上述结果与美国西部大盆地（Great Basin）其他湖泊的演化模式基本是一致的。

TSD 技术已被国内外年代学工作者广泛接受，并在晚第四纪沉积物年代学研究中显示出广阔的应用前景。在本项目研究中，我们选择铀系 TSD 等时线技术对纳木错及邻区的湖相沉积物测定年龄，以期建立该区古气候、古环境时间序列。

二、实验方法

根据纳木错及其周缘的湖相、湖滨相沉积物的具体情况，本次测试采取了以下实验流程（图 5-13）。

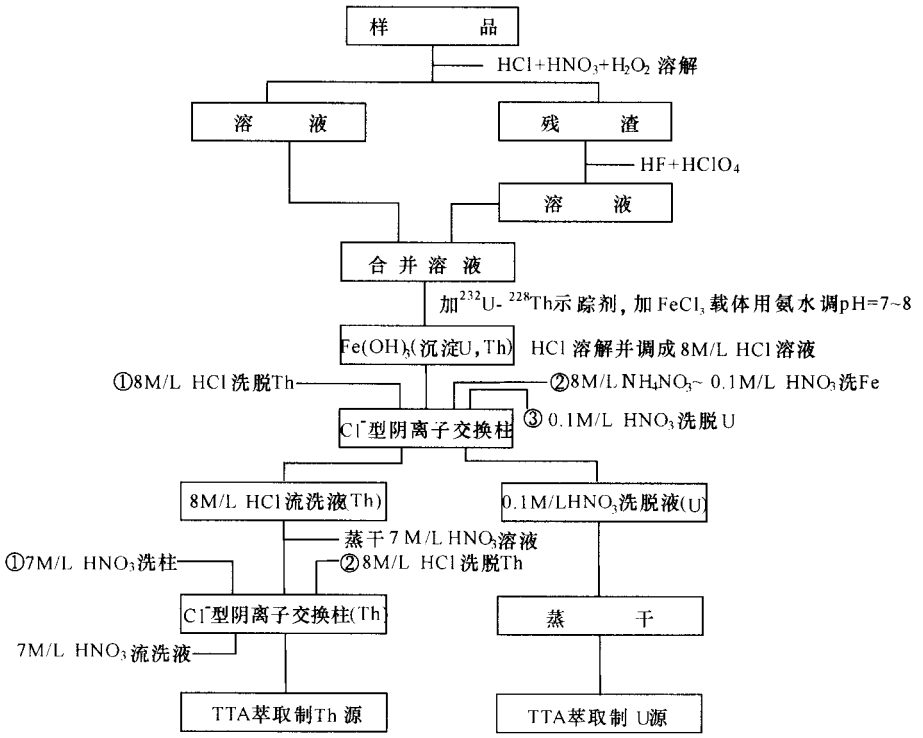


图 5-13　湖相沉积物样品铀、钍化学分离流程方框图

Fig.5-13　Process scheme of the separation of uranium with thorium in lacustrine sediments samples

1. 样品处理

将野外采集的样品风干，取 20 g 左右研磨至 < 100 目，如果样品混有碎石颗粒，尽量手选出来，弃去。然后，将粉末样品浸泡在无水酒精中并经超声波清洗，以筛分法或沉降法可将一个样品分成 3 或 3 个以上的子样品，本文均采用 3 个子样品来确定等时线。一般来讲，碳酸盐矿物主要分布在较粗颗粒的子样品中，伊利石、绿泥石等在细粒部分中含量较高。本文所分析的样品均为钙质粉、细砂或粘土，其 $CaCO_3$ 含量可达到 24% ~ 95%。

2. 样品溶解

秤取 1 ~ 2 g 子样品用 2M HNO_3 溶解，离心分离出其中的不溶物并用 HNO_3 + HF + $HClO_4$ 全溶，蒸干后以 2M HNO_3 取出，合并，加入 ^{232}U-^{228}Th 平衡示踪剂，静置，过夜。

3. U 和 Th 的放射化学分离与纯化

U 和 Th 的分离与纯化在阴离子树脂交换柱（Dowex1 × 8，100 ~ 200 目，Cl^-）上完成（图 5-13）。其主要步骤为：在样品溶液中加入 16 mg$FeCl_3$ 作载体，NH_4OH 调 pH = 7 ~ 8，U 和 Th 与 Fe $(OH)_3$ 共沉淀。用 8MHCl 取出沉淀物，倾入阴离子交换柱（10 × 1 cm）。Th 和 Al 可以通过此柱，U 和 Fe 则被树脂吸附。用 8M NH_4NO_3 ~ 0.1M HNO_3洗去 Fe，0.1M HNO_3 洗脱 U，蒸干。将含 Th 的 HCl 溶液蒸至 < 20 ml，加入 NH_4OH 共沉淀 Th 与 Al $(OH)_3$。在 7M HNO_3 中取出沉淀物倾入同一交换柱。7M HNO_3 洗去 Al，0.1M HNO_3 洗脱 Th，蒸干。经纯化的 U 和 Th 用 TTA-苯混合液萃取，制备成 α 薄源备测量。

4. α 谱测量

U 和 Th 同位素的 α 谱测量是在国产 B-1221 型微机 4096 道 α 谱仪上完成的，真空度约为（2～4）×1.33 Pa，能量分辨率约为 35～50 keV。获得 U、Th 同位素的 α 谱（图 5-14）后，进行数据处理和可变本底及其他因子的校正（马志邦等，1997）。

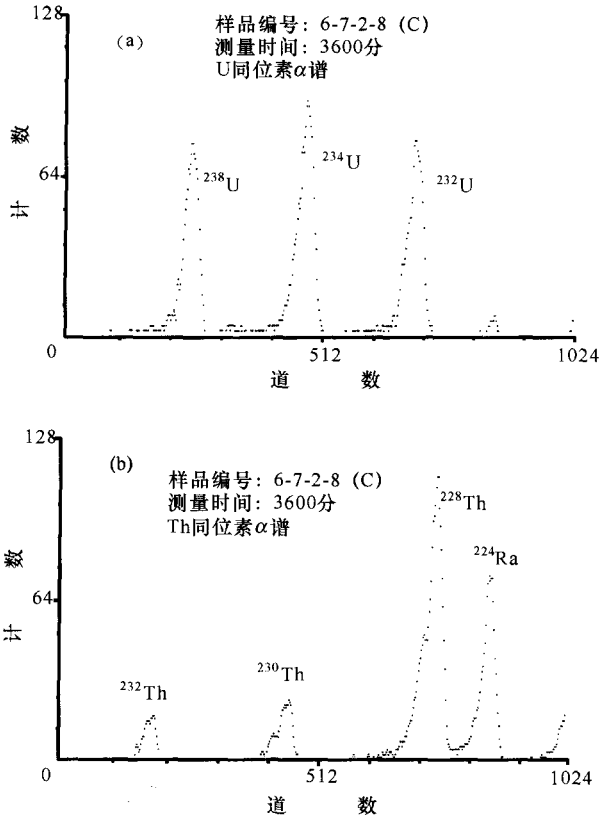


图 5-14 湖沉积样品（6-7-2-8）子样品 C 的铀（a）和钍（b）同位素 α 谱

Fig.5-14 α-phenogram of the uranium and thorium isotope from lacustrine sediments (6-7-2-8)

三、分析结果

根据上述实验程序，我们测试了纳木错沿岸及邻区湖相沉积物、湖滩岩、钙质砾岩及石钟乳等的 U 系年龄，共测试 54 个样品。各样品的铀含量和 U、Th 同位素比值及每个子样品未校正碎屑污染的年龄值列于表 5-6 和 5-7。表 5-6 和 5-7 中的 a、b 和 c 分别代表 < 250、250～125 和 > 125 目的子样品，d 代表 > 50 目子样品。

从表 5-6 和 5-7 可以看出，54 个样品的铀含量变化在（0.124～13.122）$\times 10^{-6}$ g/g 间，个别样品达到 16.171×10^{-6}（5-17-3）、18.210（5-22-1）$\times 10^{-6}$ g/g，多数大于（1～5）$\times 10^{-6}$ g/g，能满足 α 谱测量的要求。$^{234}U/^{238}U$ 放射性比值变化在 1.14～2.199 之间，落在地表水铀同位素变化范围内，可能是 α 粒子的反冲效应引起了 ^{234}U 的优先淋滤（Kigoshi，1971；Osmond and Cowart，1992），直接从海水沉淀的碳酸盐反映出类似的比值。表 5-6 和

表 5-7 中不同样品未校正碎屑污染的年龄值差异较大，可能是受多源钍的影响所致（Lin et al.，1996）。尽管如此，同一样品的 3 个（或 4 个）子样品却得到了在误差范围内较为一致的结果。

表 5-6 纳木错及邻区湖相沉积物的 U、Th 同位素数据和未校正年龄

Tab.5-6 Uranium-series and thorium-series data and uncorrected dating ages of lacustrine sediments from the Nam Co and its adjacent areas

序号	编号		w（U）/μg·g^{-1}	$^{234}U/^{238}U$	$^{230}Th/^{232}Th$	$^{230}Th/^{234}U$	$^{234}U/^{232}Th$	未校正年龄（B. P.）/ka
1	6-30-1-2	a	3.171 ± 0.122	1.178 ± 0.042	0.563 ± 0.031	0.545 ± 0.039	1.033 ± 0.047	82 ± 9
		b	1.833 ± 0.059	1.145 ± 0.046	0.522 ± 0.029	0.597 ± 0.043	0.874 ± 0.039	96 ± 10
		c	2.082 ± 0.070	1.171 ± 0.045	0.491 ± 0.022	0.629 ± 0.041	0.778 ± 0.036	103 ± 11
2	6-30-3	a	0.133 ± 0.011	1.849 ± 0.101	5.881 ± 0.454	0.406 ± 0.047	14.493 ± 1.240	55 ± 6
		b	0.124 ± 0.011	1.860 ± 0.082	5.742 ± 0.431	0.416 ± 0.049	13.804 ± 1.261	55 ± 9
		c	0.852 ± 0.070	1.851 ± 0.089	5.443 ± 0.423	0.454 ± 0.053	11.982 ± 1.048	62 ± 10
3	6-24-1-52	a	7.129 ± 0.231	1.253 ± 0.044	1.252 ± 0.074	0.423 ± 0.019	2.364 ± 0.137	58 ± 4
		b	5.798 ± 0.189	1.245 ± 0.045	1.241 ± 0.073	0.438 ± 0.020	2.831 ± 0.159	61 ± 4
		c	3.870 ± 0.156	1.247 ± 0.056	1.220 ± 0.050	0.472 ± 0.019	2.661 ± 0.129	67 ± 4
		d	4.151 ± 0.153	1.263 ± 0.052	1.227 ± 0.051	0.459 ± 0.018	2.671 ± 0.128	65 ± 4
4	6-25-1-64	a	9.162 ± 0.273	1.173 ± 0.027	0.920 ± 0.036	0.369 ± 0.023	2.491 ± 0.116	50 ± 3
		b	5.367 ± 0.167	1.180 ± 0.036	0.733 ± 0.035	0.416 ± 0.029	1.764 ± 0.087	56 ± 6
		c	3.664 ± 0.141	1.164 ± 0.035	0.689 ± 0.031	0.476 ± 0.030	1.448 ± 0.066	69 ± 6
5	6-26-1-7	a	6.880 ± 0.209	1.272 ± 0.031	1.301 ± 0.065	0.294 ± 0.022	4.423 ± 0.241	37 ± 2
		b	7.606 ± 0.244	1.279 ± 0.039	1.102 ± 0.058	0.301 ± 0.023	3.660 ± 0.197	38 ± 3
		c	9.194 ± 0.303	1.254 ± 0.036	1.219 ± 0.067	0.300 ± 0.023	4.059 ± 0.225	37 ± 3
6	6-7-2-8	a	3.655 ± 0.141	1.251 ± 0.052	1.226 ± 0.089	0.322 ± 0.018	3.811 ± 0.259	41 ± 3
		b	4.523 ± 0.118	1.212 ± 0.032	1.173 ± 0.078	0.329 ± 0.016	3.561 ± 0.210	43 ± 3
		c	4.713 ± 0.163	1.224 ± 0.043	1.410 ± 0.068	0.320 ± 0.013	4.405 ± 0.227	41 ± 3
		d	3.569 ± 0.094	1.223 ± 0.035	1.182 ± 0.056	0.326 ± 0.012	3.628 ± 0.167	42 ± 3
7	6-7-1-10	a	7.633 ± 0.294	1.294 ± 0.038	1.375 ± 0.063	0.390 ± 0.027	3.522 ± 0.183	53 ± 5
		b	11.031 ± 0.372	1.292 ± 0.035	1.251 ± 0.054	0.406 ± 0.027	3.081 ± 0.162	55 ± 5
		c	9.994 ± 0.313	1.273 ± 0.042	1.191 ± 0.052	0.405 ± 0.027	2.940 ± 0.161	54 ± 5
8	6-9-72-2	a	3.362 ± 0.135	1.207 ± 0.055	1.195 ± 0.077	0.690 ± 0.037	1.732 ± 0.112	121 ± 13
		b	3.994 ± 0.132	1.208 ± 0.043	1.020 ± 0.073	0.716 ± 0.040	1.425 ± 0.094	131 ± 13
		c	4.924 ± 0.206	1.206 ± 0.055	1.135 ± 0.079	0.690 ± 0.039	1.645 ± 0.115	121 ± 13
9	6-9-73-2	a	4.149 ± 0.102	1.236 ± 0.046	1.167 ± 0.060	0.786 ± 0.034	1.484 ± 0.077	155 ± 13
		b	3.187 ± 0.161	1.276 ± 0.073	1.103 ± 0.062	0.814 ± 0.044	1.355 ± 0.089	164 ± 19
		c	3.273 ± 0.137	1.228 ± 0.059	0.983 ± 0.057	0.828 ± 0.043	1.187 ± 0.072	173 ± 15
10	6-9-78-1	a	1.915 ± 0.072	1.220 ± 0.055	0.969 ± 0.053	0.785 ± 0.039	1.234 ± 0.067	158 ± 16
		b	1.829 ± 0.094	1.260 ± 0.078	0.844 ± 0.043	0.792 ± 0.044	1.066 ± 0.065	160 ± 18
		c	1.477 ± 0.055	1.225 ± 0.066	0.703 ± 0.038	0.843 ± 0.047	0.834 ± 0.047	181 ± 21
11	6-26-2-8	a	5.318 ± 0.157	1.277 ± 0.033	1.239 ± 0.065	0.490 ± 0.034	2.527 ± 0.115	71 ± 8
		b	5.774 ± 0.173	1.244 ± 0.026	1.148 ± 0.057	0.504 ± 0.036	2.277 ± 0.116	73 ± 6
		c	6.135 ± 0.170	1.270 ± 0.037	1.099 ± 0.055	0.526 ± 0.039	2.089 ± 0.112	79 ± 9

续表

序号	编号		w（U）/μg·g^{-1}	$^{234}U/^{238}U$	$^{230}Th/^{232}Th$	$^{230}Th/^{234}U$	$^{234}U/^{232}Th$	未校正年龄（B. P.）/ka
12	6-27-1-7	a	5.309 ± 0.237	1.318 ± 0.055	1.981 ± 0.102	0.525 ± 0.042	3.773 ± 0.231	79 ± 8
		b	7.051 ± 0.282	1.301 ± 0.052	1.760 ± 0.078	0.541 ± 0.037	3.251 ± 0.167	81 ± 8
		c	6.404 ± 0.231	1.282 ± 0.043	1.652 ± 0.056	0.560 ± 0.033	2.948 ± 0.145	86 ± 7
13	6-27-2-7	a	5.063 ± 0.177	1.204 ± 0.022	3.010 ± 0.156	0.549 ± 0.042	5.484 ± 0.308	84 ± 9
		b	4.811 ± 0.185	1.239 ± 0.047	2.552 ± 0.132	0.575 ± 0.048	4.438 ± 0.286	88 ± 13
		c	2.232 ± 0.078	1.190 ± 0.046	2.313 ± 0.125	0.565 ± 0.048	4.093 ± 0.265	87 ± 12
14	6-27-3-5	a	9.710 ± 0.412	1.233 ± 0.048	1.301 ± 0.038	0.647 ± 0.040	2.012 ± 0.109	109 ± 11
		b	8.568 ± 0.380	1.280 ± 0.051	1.210 ± 0.045	0.677 ± 0.047	1.788 ± 0.106	114 ± 15
		c	9.442 ± 0.285	1.223 ± 0.031	1.049 ± 0.041	0.665 ± 0.049	1.580 ± 0.098	114 ± 15
15	6-27-4-6	a	4.913 ± 0.208	1.314 ± 0.048	1.119 ± 0.037	0.603 ± 0.036	1.856 ± 0.091	95 ± 10
		b	4.427 ± 0.195	1.242 ± 0.045	0.954 ± 0.034	0.597 ± 0.037	1.597 ± 0.078	96 ± 10
		c	5.441 ± 0.181	1.288 ± 0.042	0.752 ± 0.031	0.641 ± 0.040	1.173 ± 0.056	105 ± 11
16	6-27-6-1	a	4.207 ± 0.158	1.215 ± 0.044	1.204 ± 0.070	0.888 ± 0.043	1.356 ± 0.081	210 ± 26
		b	2.748 ± 0.100	1.213 ± 0.052	1.254 ± 0.082	0.872 ± 0.044	1.471 ± 0.093	197 ± 32
		c	2.679 ± 0.094	1.214 ± 0.049	1.128 ± 0.086	0.892 ± 0.053	1.264 ± 0.089	212 ± 36
17	7-11-1-3	a	4.643 ± 0.141	1.354 ± 0.047	0.990 ± 0.046	0.490 ± 0.039	2.022 ± 0.128	71 ± 7
		b	4.019 ± 0.124	1.401 ± 0.039	0.851 ± 0.038	0.528 ± 0.038	1.610 ± 0.092	78 ± 9
		c	4.946 ± 0.176	1.373 ± 0.045	0.701 ± 0.036	0.579 ± 0.048	1.211 ± 0.078	89 ± 10
18	7-1-1-5	a	2.004 ± 0.121	1.394 ± 0.081	1.162 ± 0.046	0.655 ± 0.049	1.774 ± 0.113	109 ± 14
		b	3.444 ± 0.208	1.570 ± 0.087	1.811 ± 0.087	0.651 ± 0.039	3.543 ± 0.208	105 ± 18
		c	6.081 ± 0.312	1.483 ± 0.072	0.970 ± 0.47	0.684 ± 0.059	1.419 ± 0.101	114 ± 18
19	7-11-1-5	a	7.493 ± 0.270	1.482 ± 0.038	1.807 ± 0.103	0.600 ± 0.053	3.013 ± 0.203	93 ± 13
		b	8.071 ± 0.254	1.460 ± 0.029	1.660 ± 0.074	0.666 ± 0.051	2.491 ± 0.154	106 ± 19
		c	12.364 ± 0.291	1.414 ± 0.028	1.522 ± 0.052	0.724 ± 0.057	2.101 ± 0.150	126 ± 19
20	5-16-2-3	a	4.333 ± 0.177	1.351 ± 0.046	1.401 ± 0.061	0.517 ± 0.037	2.710 ± 0.154	77 ± 9
		b	4.674 ± 0.171	1.340 ± 0.041	1.210 ± 0.048	0.549 ± 0.054	2.201 ± 0.197	83 ± 7
		c	5.137 ± 0.199	1.352 ± 0.049	1.131 ± 0.040	0.592 ± 0.040	1.912 ± 0.109	92 ± 9
21	BD218-1-1	a	5.375 ± 0.185	0.907 ± 0.035	1.389 ± 0.072	0.630 ± 0.027	2.204 ± 0.123	106 ± 11
		b	4.514 ± 0.181	0.904 ± 0.043	1.412 ± 0.084	0.611 ± 0.032	2.310 ± 0.149	102 ± 11
		c	3.773 ± 0.128	0.903 ± 0.036	1.351 ± 0.070	0.634 ± 0.028	2.131 ± 0.117	109 ± 11
22	BD218-5-3	a	2.815 ± 0.121	1.227 ± 0.062	0.305 ± 0.021	0.496 ± 0.034	0.614 ± 0.035	73 ± 7
		b	2.569 ± 0.107	1.219 ± 0.060	0.291 ± 0.019	0.486 ± 0.032	0.599 ± 0.031	71 ± 6
		c	0.960 ± 0.066	1.227 ± 0.105	0.273 ± 0.018	0.530 ± 0.044	0.515 ± 0.037	80 ± 9
23	T2-27	a	1.304 ± 0.052	0.984 ± 0.051	0.778 ± 0.051	0.981 ± 0.060	0.793 ± 0.049	> 350
		b	1.317 ± 0.058	0.972 ± 0.057	0.808 ± 0.044	0.936 ± 0.054	0.863 ± 0.051	305
		c	1.196 ± 0.050	0.982 ± 0.054	0.836 ± 0.050	0.893 ± 0.053	0.936 ± 0.056	254 ± 50
24	T2-20	a	1.622 ± 0.071	1.301 ± 0.069	1.499 ± 0.086	0.847 ± 0.043	1.770 ± 0.109	172 ± 19
		b	1.463 ± 0.055	1.294 ± 0.060	1.423 ± 0.081	0.889 ± 0.042	1.601 ± 0.092	191 ± 22
		c	1.515 ± 0.056	1.300 ± 0.059	1.381 ± 0.074	0.921 ± 0.042	1.500 ± 0.083	207 ± 26

续表

序号	编号		w（U）/μg·g^{-1}	$^{234}U/^{238}U$	$^{230}Th/^{232}Th$	$^{230}Th/^{234}U$	$^{234}U/^{232}Th$	未校正年龄（B. P.）/ka
25	T2-14	a	1.414 ± 0.053	1.199 ± 0.056	1.230 ± 0.062	0.992 ± 0.046	1.240 ± 0.065	> 350
		b	1.356 ± 0.055	1.227 ± 0.061	1.287 ± 0.073	0.901 ± 0.045	1.429 ± 0.084	212 ± 38
		c	1.397 ± 0.063	1.234 ± 0.070	1.134 ± 0.070	0.992 ± 0.056	1.144 ± 0.073	> 350
26	T2-3	a	1.236 ± 0.054	1.187 ± 0.066	0.575 ± 0.040	1.003 ± 0.067	0.573 ± 0.034	> 350
		b	1.168 ± 0.049	1.195 ± 0.063	0.561 ± 0.031	1.053 ± 0.059	0.533 ± 0.029	> 350
		c	0.931 ± 0.040	1.172 ± 0.064	0.538 ± 0.039	1.047 ± 0.072	0.514 ± 0.032	> 350
27	3-6-1	a	4.153 ± 0.178	2.194 ± 0.093	0.983 ± 0.102	0.172 ± 0.013	5.730 ± 0.489	20 ± 2
		b	4.744 ± 0.225	2.199 ± 0.102	1.031 ± 0.086	0.155 ± 0.010	6.670 ± 0.492	19 ± 2
		c	5.484 ± 0.258	2.199 ± 0.099	1.070 ± 0.051	0.149 ± 0.006	7.197 ± 0.379	17 ± 1
28	2-5-2	a	1.973 ± 0.126	1.822 ± 0.131	1.026 ± 0.095	0.359 ± 0.028	2.855 ± 0.247	47 ± 5
		b	3.422 ± 0.276	1.819 ± 0.157	1.068 ± 0.091	0.317 ± 0.025	3.371 ± 0.314	41 ± 3
		c	2.518 ± 0.141	1.780 ± 0.106	1.054 ± 0.076	0.340 ± 0.021	3.103 ± 0.227	44 ± 3
29	3-9-9-13	a	1.877 ± 0.163	1.635 ± 0.162	1.074 ± 0.119	0.635 ± 0.063	1.691 ± 0.189	102 ± 15
		b	2.315 ± 0.109	1.608 ± 0.086	1.162 ± 0.060	0.616 ± 0.030	1.886 ± 0.107	97 ± 8
		c	2.161 ± 0.081	1.655 ± 0.070	1.220 ± 0.078	0.621 ± 0.031	1.967 ± 0.118	99 ± 8
30	3-10-1	a	3.652 ± 0.119	1.283 ± 0.048	1.669 ± 0.091	0.978 ± 0.041	1.708 ± 0.096	272
		b	2.254 ± 0.124	1.295 ± 0.084	1.552 ± 0.084	1.158 ± 0.063	1.340 ± 0.090	> 350
		c	4.094 ± 0.156	1.373 ± 0.059	1.623 ± 0.103	0.985 ± 0.047	1.648 ± 0.108	278
31	3-9-9-2	a	2.791 ± 0.137	1.709 ± 0.093	1.162 ± 0.081	0.438 ± 0.025	2.655 ± 0.181	60 ± 4
		b	2.552 ± 0.132	1.718 ± 0.100	1.246 ± 0.079	0.443 ± 0.024	2.811 ± 0.185	61 ± 4
		c	3.714 ± 0.087	1.729 ± 0.043	1.106 ± 0.029	0.451 ± 0.011	2.452 ± 0.070	62 ± 2
32	3-9-6-2	a	1.757 ± 0.081	1.544 ± 0.085	0.914 ± 0.051	0.687 ± 0.037	1.332 ± 0.076	116 ± 10
		b	1.517 ± 0.055	1.552 ± 0.067	0.827 ± 0.037	0.755 ± 0.032	1.094 ± 0.048	136 ± 12
		c	1.667 ± 0.043	1.544 ± 0.045	0.847 ± 0.027	0.713 ± 0.021	1.188 ± 0.039	121 ± 6
33	3-10-2-3	a	4.671 ± 0.146	1.410 ± 0.048	1.590 ± 0.065	0.937 ± 0.032	1.697 ± 0.078	226 ± 23
		b	5.202 ± 0.164	1.410 ± 0.045	1.641 ± 0.059	0.856 ± 0.026	1.916 ± 0.083	180 ± 24
		c	7.871 ± 0.214	1.403 ± 0.036	1.689 ± 0.049	0.851 ± 0.021	1.984 ± 0.073	179 ± 21
34	2-25-1-13	a	2.532 ± 0.103	1.266 ± 0.060	0.812 ± 0.050	0.820 ± 0.046	0.990 ± 0.059	168 ± 26
		b	1.697 ± 0.106	1.251 ± 0.095	0.839 ± 0.046	0.802 ± 0.052	1.046 ± 0.073	159 ± 35
		c	2.372 ± 0.111	1.264 ± 0.070	0.860 ± 0.050	0.785 ± 0.044	1.096 ± 0.067	154 ± 16
35	2-25-1-3	a	1.915 ± 0.082	1.337 ± 0.069	1.301 ± 0.082	0.550 ± 0.029	2.364 ± 0.149	83 ± 7
		b	2.690 ± 0.111	1.350 ± 0.065	1.159 ± 0.072	0.630 ± 0.038	1.633 ± 0.100	102 ± 13
		c	1.900 ± 0.072	1.342 ± 0.060	1.232 ± 0.054	0.621 ± 0.026	1.983 ± 0.096	99 ± 9
36	3-8-6	a	0.763 ± 0.033	1.629 ± 0.086	0.965 ± 0.056	0.791 ± 0.047	1.082 ± 0.061	146 ± 18
		b	1.577 ± 0.064	1.617 ± 0.076	1.045 ± 0.047	0.717 ± 0.031	1.456 ± 0.071	123 ± 9
		c	0.707 ± 0.053	1.625 ± 0.147	1.179 ± 0.114	0.698 ± 0.060	1.689 ± 0.158	118 ± 18
37	5-17-3	a	9.895 ± 0.433	1.224 ± 0.031	1.203 ± 0.043	0.775 ± 0.039	1.552 ± 0.054	149 ± 24
		b	16.171 ± 0.450	1.230 ± 0.030	1.172 ± 0.043	0.779 ± 0.036	1.504 ± 0.043	151 ± 15
		c	25.443 ± 0.852	1.212 ± 0.026	1.141 ± 0.034	0.813 ± 0.035	1.403 ± 0.043	164 ± 14
38	99-6	a	3.359 ± 0.191	1.629 ± 0.096	0.688 ± 0.057	0.310 ± 0.023	2.221 ± 0.164	39 ± 3
		b	5.524 ± 0.226	1.645 ± 0.068	0.804 ± 0.053	0.281 ± 0.016	2.859 ± 0.173	36 ± 2
		c	7.620 ± 0.327	1.643 ± 0.067	0.881 ± 0.051	0.233 ± 0.012	3.774 ± 0.220	29 ± 2
		d	4.328 ± 0.201	1.630 ± 0.074	0.825 ± 0.049	0.263 ± 0.014	3.144 ± 0.190	32 ± 3

续表

序号	编号	w（U）/μg·g^{-1}	$^{234}U/^{238}U$	$^{230}Th/^{232}Th$	$^{230}Th/^{234}U$	$^{234}U/^{232}Th$	未校正年龄（B. P.）/ka
39	99-3 a	2.529 ± 0.096	1.554 ± 0.066	1.197 ± 0.081	0.448 ± 0.024	2.674 ± 0.168	62 ± 4
	b	3.959 ± 0.105	1.563 ± 0.044	1.238 ± 0.083	0.442 ± 0.021	2.803 ± 0.165	61 ± 3
	c	2.994 ± 0.101	1.554 ± 0.059	1.330 ± 0.075	0.428 ± 0.019	3.148 ± 0.169	59 ± 3
40	99-2	0.604 ± 0.022	1.453 ± 0.060	13.337 ± 2.133	0.549 ± 0.033		
41	725-17 a	5.988 ± 0.210	1.548 ± 0.057	0.916 ± 0.053	0.324 ± 0.016	2.829 ± 0.150	41 ± 3
	b	12.533 ± 0.626	1.539 ± 0.069	1.217 ± 0.073	0.215 ± 0.011	5.675 ± 0.378	27 ± 2
	c	13.847 ± 0.662	1.470 ± 0.061	1.062 ± 0.065	0.241 ± 0.012	4.406 ± 0.292	29 ± 2
42	2252-4 a	3.264 ± 0.156	1.718 ± 0.091	0.621 ± 0.050	0.386 ± 0.027	1.611 ± 0.110	52 ± 5
	b	3.095 ± 0.169	1.719 ± 0.103	0.604 ± 0.041	0.418 ± 0.027	1.444 ± 0.094	56 ± 4
	c	2.568 ± 0.107	1.713 ± 0.079	0.611 ± 0.035	0.402 ± 0.021	1.520 ± 0.079	53 ± 4
43	2252-2 a	2.362 ± 0.102	1.436 ± 0.073	0.570 ± 0.038	0.496 ± 0.031	1.150 ± 0.066	72 ± 6
	b	2.554 ± 0.092	1.445 ± 0.060	0.551 ± 0.041	0.504 ± 0.041	1.094 ± 0.065	73 ± 7
	c	2.782 ± 0.104	1.444 ± 0.063	0.609 ± 0.034	0.478 ± 0.025	1.274 ± 0.064	68 ± 4

表 5-7　纳木错及邻区湖滩岩、钙质砾岩及石钟乳的 U、Th 同位素数据和未校正年龄

Tab.5-7　Uranium-series and thorium series data and uncorrected dating ages of rocks in lake coast and calcitic rocks from the Nam Co and its adjacent areas

序号	样品编号	w（U）/μg·g^{-1}	$^{234}U/^{238}U$	$^{230}Th/^{232}Th$	$^{230}Th/^{234}U$	$^{234}U/^{232}Th$	未校正年龄（B. P.）/ka
1	6-1-1 a	1.012 ± 0.036	1.281 ± 0.033	3.781 ± 0.197	0.274 ± 0.025	13.790 ± 1.004	34 ± 4
	b	0.820 ± 0.031	1.284 ± 0.030	3.260 ± 0.143	0.285 ± 0.020	11.432 ± 0.625	37 ± 3
	c	1.688 ± 0.055	1.293 ± 0.028	3.472 ± 0.177	0.280 ± 0.022	12.413 ± 0.763	35 ± 3
2	6-8-1 a	0.574 ± 0.028	1.171 ± 0.032	0.511 ± 0.031	1.016 ± 0.078	0.503 ± 0.024	> 350
	b	0.641 ± 0.27	1.164 ± 0.034	0.491 ± 0.031	1.164 ± 0.072	0.422 ± 0.023	> 350
	c	1.593 ± 0.053	1.143 ± 0.028	0.470 ± 0.024	1.424 ± 0.106	0.330 ± 0.018	> 350
3	6-3-1 a	0.361 ± 0.027	1.642 ± 0.061	3.510 ± 0.202	0.344 ± 0.031	10.212 ± 0.695	45 ± 3
	b	0.413 ± 0.036	1.671 ± 0.054	3.392 ± 0.184	0.361 ± 0.032	9.404 ± 0.665	47 ± 2
	c	1.074 ± 0.044	1.630 ± 0.051	3.171 ± 0.161	0.394 ± 0.031	8.055 ± 0.507	52 ± 3
4	5-28-1 a	8.085 ± 0.225	1.155 ± 0.019	2.271 ± 0.074	0.713 ± 0.040	3.183 ± 0.145	129 ± 14
	b	9.446 ± 0.231	1.149 ± 0.013	2.032 ± 0.086	0.659 ± 0.041	3.084 ± 0.166	113 ± 13
	c	13.122 ± 0.342	1.146 ± 0.013	1.122 ± 0.037	1.088 ± 0.069	1.031 ± 0.056	> 350
5	GT a	2.823 ± 0.084	1.314 ± 0.026	1.940 ± 0.182	0.323 ± 0.011	5.982 ± 0.581	41 ± 2
	b	2.514 ± 0.077	1.258 ± 0.037	1.411 ± 0.046	0.390 ± 0.018	3.644 ± 0.165	53 ± 4
	c	8.221 ± 0.031	1.272 ± 0.035	1.351 ± 0.065	0.412 ± 0.026	3.290 ± 0.166	56 ± 4
6	5-22-1	18.210 ± 0.622	1.071 ± 0.026	3.924 ± 0.224	0.120 ± 0.004	32.662 ± 2.034	
7	BD6075-1	0.591 ± 0.022	1.591 ± 0.068	11.161 ± 1.416	0.134 ± 0.008	83.02 ± 10.13	
8	6-30-2-1		1.022 ± 0.029		0.901 ± 0.032		
9	6-30-2-2		1.284 ± 0.032		0.651 ± 0.018		
10	2252-1	12.9220.454	1.640 ± 0.031	8.490 ± 0.778	0.036 ± 0.001		
11	5777-1-9 a	1.507 ± 0.099	1.284 ± 0.105	0.483 ± 0.039	0.931 ± 0.079	0.519 ± 0.041	228 ± 67
	b	1.558 ± 0.085	1.278 ± 0.087	0.488 ± 0.043	0.925 ± 0.078	0.527 ± 0.040	225 ± 70
	c	1.965 ± 0.108	1.280 ± 0.083	0.505 ± 0.031	0.919 ± 0.060	0.549 ± 0.036	221 ± 62

表 5-8 纳木错及邻区湖相沉积碳酸盐的等时线年龄

Tab.5-8 Isochron dating results of calcite sediments from the Nam Co and its adjacent areas

序号	样品编号	$(^{234}U/^{238}U)_c$	$(^{230}Th/^{234}U)_c$	年龄（B.P.）/ka
1	6-30-1-2	1.202 ± 0.024	0.280 ± 0.017	35.2 ± 3.0
2	6-30-3	1.853 ± 0.023	0.172 ± 0.013	19.9 ± 1.3
3	6-24-1-52	1.241 ± 0.033	0.098 ± 0.018	11.2 ± 2.0
4	6-25-1-64	1.180 ± 0.026	0.228 ± 0.019	28.2 ± 2.8
5	6-26-1-7	1.244 ± 0.021	0.261 ± 0.025	32.3 ± 4.4
6	6-7-2-8	1.211 ± 0.043	0.286 ± 0.015	36.1 ± 2.2
7	6-7-1-10	1.388 ± 0.032	0.308 ± 0.024	39.5 ± 3.0
8	6-9-72-2	1.200 ± 0.030	0.561 ± 0.024	86.5 ± 5.9
9	6-9-73-2	1.244 ± 0.043	0.624 ± 0.031	101.7 ± 9.7
10	6-9-78-1	1.200 ± 0.039	0.675 ± 0.031	115.9 ± 12.1
11	6-26-2-8	1.372 ± 0.029	0.322 ± 0.031	41.2 ± 4.7
12	6-27-1-7	1.462 ± 0.031	0.401 ± 0.026	53.7 ± 5.2
13	6-27-2-7	1.219 ± 0.025	0.486 ± 0.036	71.8 ± 8.5
14	6-27-3-5	1.217 ± 0.043	0.581 ± 0.044	90.7 ± 9.9
15	6-27-4-6	1.310 ± 0.038	0.529 ± 0.021	78.5 ± 4.2
16	6-27-6-1	1.203 ± 0.029	0.602 ± 0.038	96.1 ± 10.5
17	7-11-1-3	1.324 ± 0.028	0.358 ± 0.022	47.5 ± 3.3
18	7-1-1-5	1.673 ± 0.042	0.387 ± 0.021	51.9 ± 4.9
19	7-11-1-5	1.662 ± 0.024	0.311 ± 0.027	39.4 ± 4.5
20	5-16-2-3	1.353 ± 0.026	0.343 ± 0.030	44.2 ± 4.7
21	BD218-1-1	0.909 ± 0.030	0.332 ± 0.027	45.1 ± 4.4
22	BD218-5-3	1.225 ± 0.038	0.286 ± 0.023	36.3 ± 3.5
23	T_2-27	0.969 ± 0.029	0.403 ± 0.033	56.2 ± 6.3
24	T_2-20	1.303 ± 0.027	0.440 ± 0.026	61.3 ± 4.3
25	T_2-14	1.205 ± 0.027	0.505 ± 0.032	73.7 ± 6.8
26	T_2-3	1.175 ± 0.039	0.573 ± 0.035	88.9 ± 9.2
27	3-6-1	2.273 ± 0.085	0.062 ± 0.016	7.0 ± 2.0
28	2-5-2	1.756 ± 0.070	0.080 ± 0.016	9.0 ± 1.8
29	3-9-9-13	1.643 ± 0.059	0.520 ± 0.039	75.3 ± 7.2
30	3-10-1	1.270 ± 0.056	0.289 ± 0.024	36.7 ± 3.1
31	3-9-9-2	1.626 ± 0.048	0.385 ± 0.030	50.9 ± 3.4
32	3-9-6-2	1.516 ± 0.038	0.372 ± 0.024	48.8 ± 4.9
33	3-10-2-3	1.376 ± 0.028	0.318 ± 0.019	41.0 ± 3.1
34	2-25-1-13	1.230 ± 0.026	0.452 ± 0.029	63.4 ± 5.7
35	2-25-1-3	1.311 ± 0.027	0.191 ± 0.016	22.7 ± 2.2
36	3-8-6	1.618 ± 0.046	0.339 ± 0.032	43.9 ± 4.7
37	5-17-3	356 ± 0.025	0.399 ± 0.028	52.5 ± 4.1
38	99-6	1.658 ± 0.077	0.123 ± 0.007	13.8 ± 1.2
39	99-3	1.538 ± 0.057	0.278 ± 0.015	34.7 ± 1.9
40	99-2	1.453 ± 0.060	0.549 ± 0.033	82.5 ± 6.5
41	725-17	1.511 ± 0.063	0.105 ± 0.010	11.9 ± 1.5
42	2252-4	1.705 ± 0.092	0.102 ± 0.010	11.4 ± 1.2
43	2252-2	1.451 ± 0.065	0.321 ± 0.019	40.9 ± 3.2

根据表5-6和表5-7的数据绘制了图5-15和5-16。用最小二乘法处理图中的每条直线，其斜率就是去掉碎屑污染的$^{234}U/^{238}U$和$^{230}Th/^{234}U$比值。将这些比值分别代入公式（1）或在年龄-等时线图上（图5-16），即可获得沉积碳酸盐的年龄值。由图5-15和5-16可知，所有直线的相关系数R都>0.98，表明据此所获得的年龄值是可信的。54个样品碳酸盐的铀钍同位素比值和年龄值分别列于表5-7、表5-8和表5-9。

图5-15表明了样品号、由最小二乘法所获得的每个样品的斜率（$^{230}Th/^{234}U$比值）、计数误差（$\pm 1\sigma$）和相关系数（R）。

图5-16表明了样品号、由最小二乘法所获得的每个样品的斜率（$^{234}U/^{238}U$比值）、计数误差（$\pm 1\sigma$）和相关系数（R）。

表5-9 纳木错及邻区湖滩岩、钙质砾岩及石钟乳的U系年龄

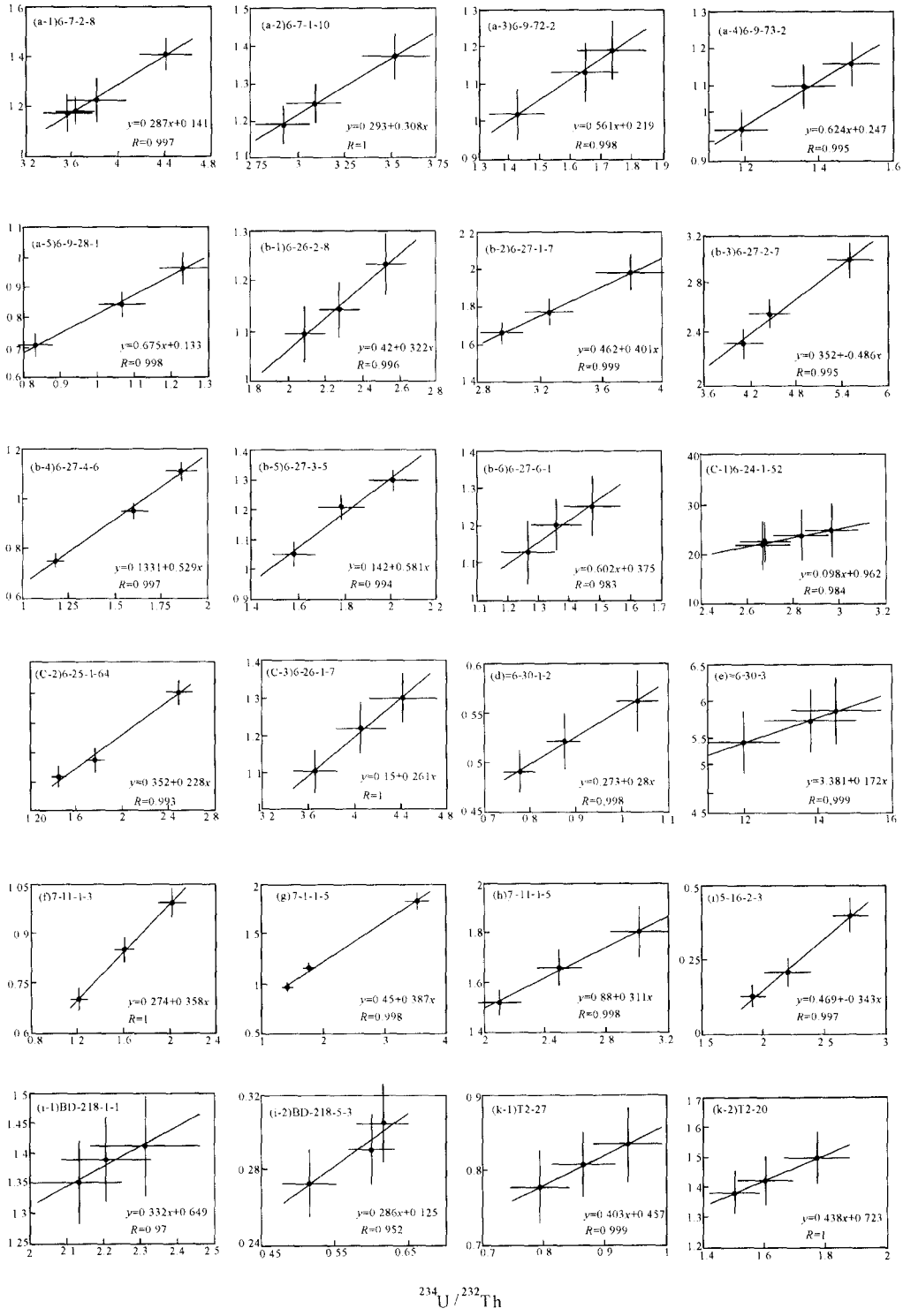
Tab.5-9 U-series dating ages of lacustrine beach rocks, calcitic graves and stalactites from the Nam Co and its adjacent areas

序号	样品编号	$(^{234}U/^{238}U)_c$	$(^{230}Th/^{234}U)_c$	年龄（B.P.）ka
1	6-1-1	1.272±0.027	0.221±0.017	26.7±2.8
2	6-8-1	1.227±0.030	0.237±0.022	29.3±2.9
3	6-3-1	1.696±0.044	0.158±0.027	18.7±3.9
4	5-28-1	1.156±0.019	0.493±0.027	73.9±4.2
5	GT	1.272±0.021	0.220±0.018	26.6±2.6
6	5-22-1	1.071±0.026	0.120±0.004	13.9±1.1
7	BD6075-1	1.591±0.068	0.134±0.008	14.4±1.8
8	6-30-2-1	1.022±0.029	0.901±0.032	243+36/−25
9	6-30-2-2	1.284±0.032	0.651±0.018	108±5
10	2252-1	1.640±0.031	0.036±0.001	5.4±1.0
11	5777-1-9	1.220±0.092	0.742±0.042	137.9±15.3

四、U系年龄的可靠性评价

如前所述，应用TSD技术测定湖泊沉积物年龄最基本的前提是：①碳酸盐相为自生相，代表沉积物形成的年代，且自形成以来基本上保持封闭体系，换句话说，样品形成后没有发生过重大的同位素迁移；②同一样品的各个子样应具有相近的$^{230}Th/^{232}Th$原始比值，即碎屑物中的U和Th来源应当基本一致。因此，等时线能否成立？它的相关性如何？关键就取决于这两个基本条件。纳木错及藏北大多数湖泊处在季风区边缘，部分湖泊属无季风区，沉积物无大的长距离河流输入，也无远程的风尘搬运，主要接纳周边的物质。故碎屑U，Th来源不太复杂，有利于TSD测年。另外，经部分实验证明（表5-1，表5-2），沉积物中碳酸盐的含量高达24%～95%，是能够满足用铀系校正技术测年的。

从表5-4和表5-5也可以看出，在每个样品的各子样品之间尽管U含量（$\times 10^{-6}$级）变化范围较大，但都有相称的$^{230}Th/^{232}Th$比值，表明我们设立的假定前提是符合实际情况的。作为结果，图5-15和5-16中每条等时线的相关系数R都>0.98，一些甚至达到1.00（如图5-15中的a-2、c-3、f、v，图5-16中的c-2、c-3、h、i等），表明应用TSD等时线技术所获得的年龄值是合理的。例如样品6-1-1和6-8-1均为钙质砾岩，其拔湖高度也基本相


(a-1)6-7-2-8
y=0.287x+0.141
R=0.997
(a-2)6-7-1-10
y=0.293+0.308x
R=1
(a-3)6-9-72-2
y=0.561x+0.219
R=0.998
(a-4)6-9-73-2
y=0.624x+0.247
R=0.995
(a-5)6-9-28-1
y=0.675x+0.133
R=0.998
(b-1)6-26-2-8
y=0.42+0.322x
R=0.996
(b-2)6-27-1-7
y=0.462+0.401x
R=0.999
(b-3)6-27-2-7
y=0.352+-0.486x
R=0.995
(b-4)6-27-4-6
y=0.1331+0.529x
R=0.997
(b-5)6-27-3-5
y=0.142+0.581x
R=0.994
(b-6)6-27-6-1
y=0.602x+0.375
R=0.983
(C-1)6-24-1-52
y=0.098x+0.962
R=0.984
(C-2)6-25-1-64
y=0.352+0.228x
R=0.993
(C-3)6-26-1-7
y=0.15+0.261x
R=1
(d)=6-30-1-2
y=0.273+0.28x
R=0.998
(e)=6-30-3
y=3.381+0.172x
R=0.999
(f)7-11-1-3
y=0.274+0.358x
R=1
(g)7-1-1-5
y=0.45+0.387x
R=0.998
(h)7-11-1-5
y=0.88+0.311x
R=0.998
(i)5-16-2-3
y=0.469+-0.343x
R=0.997
(i-1)BD-218-1-1
y=0.332x+0.649
R=0.97
(i-2)BD-218-5-3
y=0.286x+0.125
R=0.952
(k-1)T2-27
y=0.403x+0.457
R=0.999
(k-2)T2-20
y=0.438x+0.723
R=1
230Th/232Th
234U/232Th

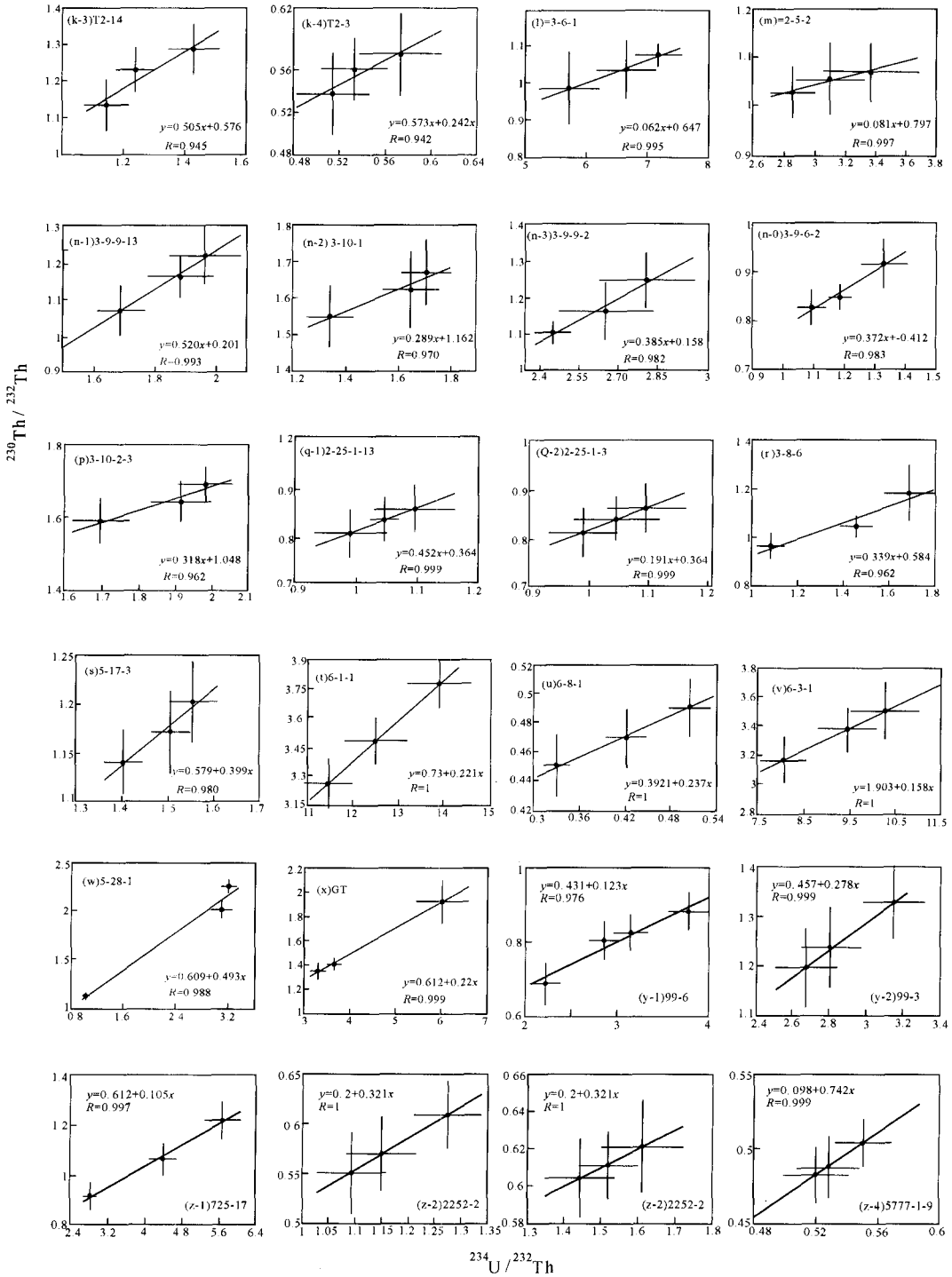
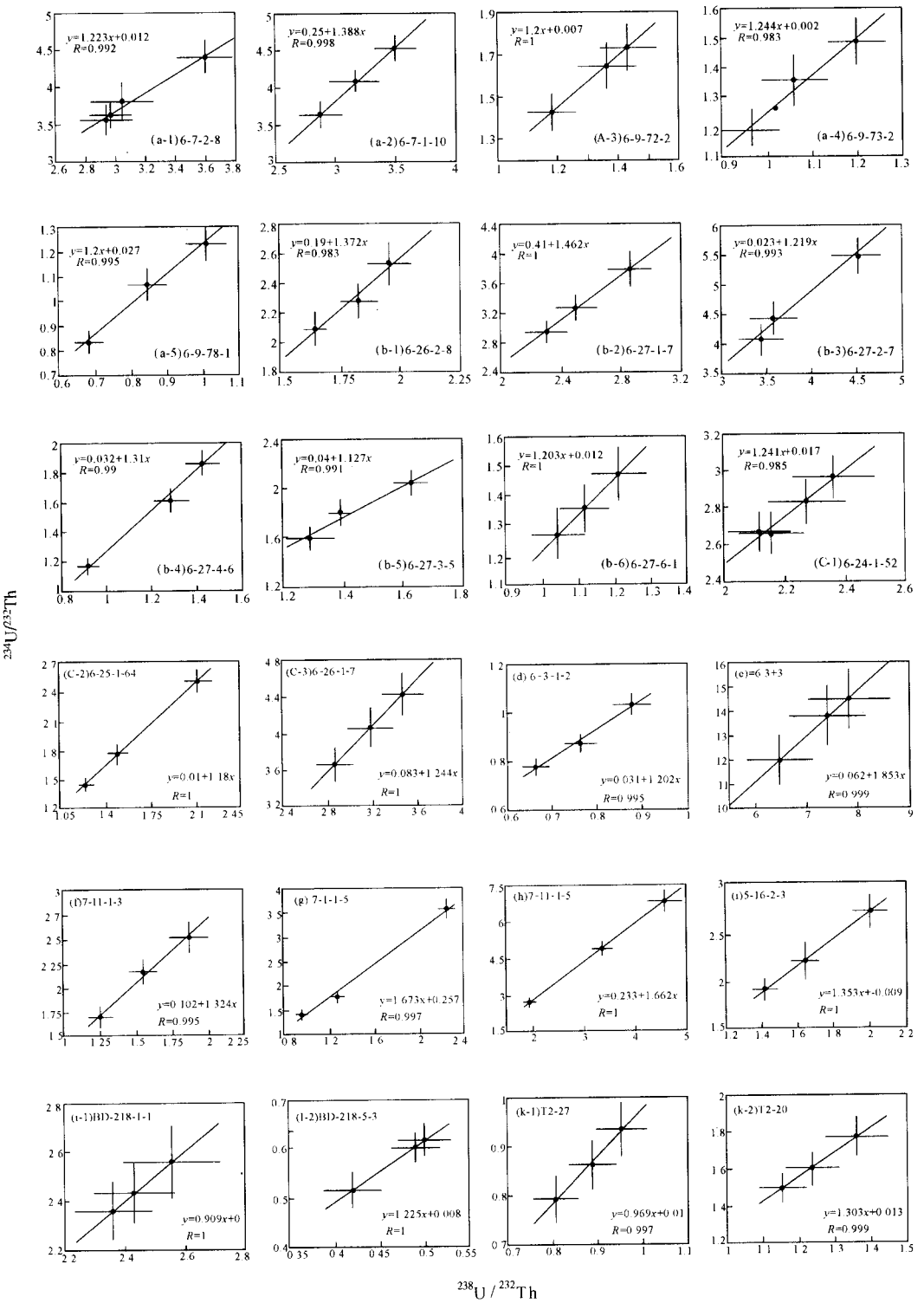


图 5-15　沉积物样品的$^{230}Th/^{232}Th$对$^{234}U/^{232}Th$等时线

Fig.5-15　Isochron of the $^{230}Th/^{232}Th$ to $^{234}U/^{232}Th$ in sediments samples

图中表明了样品号、由最小二乘法所获得的每个样品的斜率（$^{230}Th/^{232}U$）、计数误差（$\pm 1\sigma$）和相关系数（R）



$^{234}U/^{232}Th$

$^{238}U/^{232}Th$

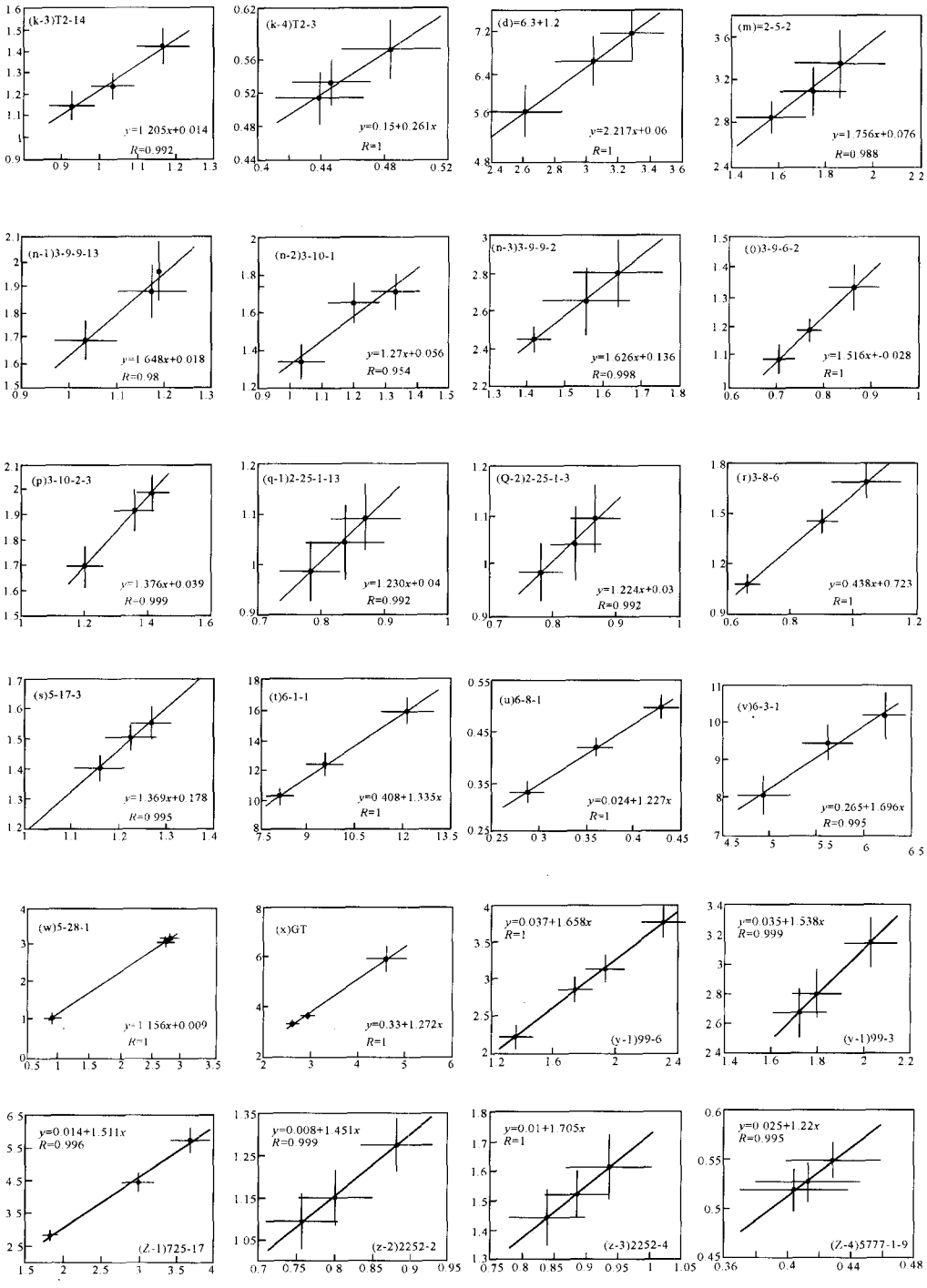


图 5-16　沉积物样品的$^{234}U/^{232}Th$对$^{238}U/^{232}Th$等时线

Fig.5-16　Isochron of the $^{234}Th/^{232}Th$ to $^{238}U/^{232}Th$ in sediments samples

图中表明了样品号、由最小二乘法所获得的每个样品的斜率（$^{234}U/^{238}U$）、计数误差（$\pm 1\sigma$）和相关系数（R）

同（表 5-1），但它们的碎屑物质份额差异相当大（分别为 < 5% 和 > 95%），$^{230}Th/^{232}Th$ 比值分别是 3.260 ~ 3.781 和 0.470 ~ 0.511，而未经校正的^{230}Th 年龄也相差很大，前者为 34 ~ 37 ka，后者则为 > 350 ka。两个样品经等时线（$R = 1.00$，图 5-16w、x）校正后，年龄分别为（26.7 ± 2.8）和（29.3 ± 2.9）ka，这证明了碎屑^{230}Th 的污染已经被有效地校正，同时也表明样品中$^{230}Th/^{232}Th$ 比值越低对年龄校正的影响就越大（图 5-17）。

表 5-5 和表 5-6 中各子样品的未校正年龄可以作为样品真实年龄的最大估算（Ku 等，1998），$(^{234}U/^{238}U)_c$ 和 $(^{230}Th/^{234}U)$ c 即为经等时线校正碎屑^{230}Th 后的同位素比值（表 5-7、5-8），它们代表碳酸盐形成的年龄，其年龄值见表中最后一列。将铀系等时线年龄与湖相和湖滨相沉积的层位和地貌部位相对照，可以看出，在 46 个铀系年龄数据中，除个别样品（如 6-3-1 号）的年龄数据较其他与之相当的阶地样品的数据偏小外，其余与沉积层位的顺序是相当吻合的。虽然极少数样品（如 6-27-3-5 与 6-27-4-6）的年龄值稍有颠倒现象，但处于误差范围内。因此，我们认为上述测年结果在地质上是可以接受的，年龄数据是可靠的。

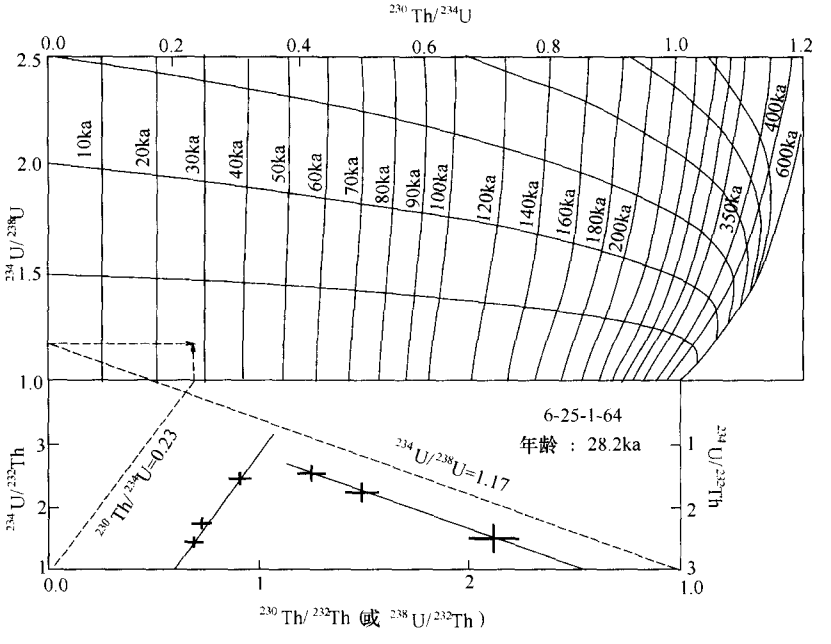


图 5-17　年龄等时线图

Fig.5-17　Isochron map of the dating age

图下部给出了沉积物样品 6-25-1-64 的$^{230}Th/^{232}Th$ 对$^{234}U/^{232}Th$ 和$^{234}U/^{232}Th$ 对$^{238}U/^{232}Th$ 直线。根据直线的斜率，从上部的年龄坐标可以读出样品的年龄值

第三节　湖相沉积物的^{14}C 测年

^{14}C 方法是测定年轻地质样品年龄的一种有效手段。该方法能比较精确地测出 50000 年以来地质事件的年龄，与 U 系法衔接可进行晚更新世地质年龄的对比。

一、自然界中的碳循环

自然界中碳由三种同位素组成，它们的相对丰度如下：

^{12}C：98.89%；

^{13}C：1.108%；

^{14}C：1.2×10^{-10}%。

^{12}C 和 ^{13}C 是稳定的，^{14}C 是放射性的。^{14}C 主要有以下三种核反应产生，即：

^{14}N（n，p）^{14}C；

^{16}O（p，3p）^{14}C；

^{16}O（n，2pn）^{14}C。

第一种反应是宇宙射线中的热中子轰击大气中的氮核而生成^{14}C。在地球大气圈之外，宇宙射线的粒子能量很高，陨石体暴露在宇宙射线之中，故后两种核反应生成的^{14}C是难于通过大气层到达地球表面的。另外，由于^{14}C衰变期与地球地质历史相比是十分短暂的，因此，岩石中也不可能保存有原始的^{14}C。由此可以认为，地球上天然的^{14}C主要是在大气圈上层由宇宙射线中的热中子和大气氮相互作用形成的。

据测量的陨石中宇宙射线产生的一些放射性同位素的相对含量，可以认为大约一百万年以来宇宙射线的通量、能量及组成没有大的变化。因而，可以假定^{14}C的生成率是基本恒定的。在^{14}C形成的同时，又不停地进行着^{14}C的衰变，即：

$$n+{}^{14}_{7}N\rightarrow{}^{15}_{7}N\rightarrow p+{}^{14}_{6}C\ (\beta^-)\rightarrow{}^{14}_{7}N$$

也就是说，在宇宙射线强度恒定时，^{14}C的形成和衰变两个过程处于动态平衡。

全部的^{14}C只分布在与大气CO_2发生交换或在不久前失去这种关系的各种形式的含碳物质中，这种有交换关系的碳称为“交换碳”。交换碳只占地球上碳总量的千分之一，其余保存在各种碳酸盐和其他的含碳岩石中，后者不参加碳交换。

在大气圈上层形成的^{14}C，很快被氧化为$^{14}CO_2$并随着大气的对流与“一般”的CO_2混合，均匀地分布到整个大气圈中，通过光合作用被植物吸收，植物又被动物食用，^{14}C留在动物体内。动植物死亡以后，尸体腐烂分解；人类使用燃料（木炭、树枝等），又使$^{14}CO_2$回到大气圈；大气圈中的大部分CO_2溶解在海水中，形成含^{14}C的碳酸盐和重碳酸盐。重碳酸盐又分解，释放出CO_2。海洋中的部分CO_2被海洋生物吸收，二者又发生交换循环。这样，^{14}C就在大气圈-生物圈-水圈中形成了交换循环过程。

二、^{14}C法测年的基本原理

某一含碳物质一旦停止与外界发生交换，例如有机体（植物和动物）死亡、碳酸钙沉淀后与大气及水中的CO_2不再发生交换，则有机体和碳酸盐中的^{14}C得不到新的补充，原始的放射性^{14}C按指数规律减少，有：

$$I = I_0e^{-\lambda t} \tag{5-21}$$

$$t = 1/\lambda\ln(I_0/I) \tag{5-22}$$

式中：I_0为处于交换运动中碳的放射性比度，或称现代放射性碳比度；I代表停止交换t年后样品中碳的放射性比度；t和λ分别表示被测样品的年代和^{14}C的衰变常数。为计算

方便，上式改为常用对数表示：

$$t = \log(I_0/I) \times 18.5 \times 10^3(\text{年}) \tag{5-23}$$

不难看出，只要测出样品中^{14}C的放射性比度，即可算出样品的年龄。

应用^{14}C测定地质年龄必须满足如下条件：

（1）用于测年的地质对象脱离交换储存库后，其^{14}C放射性按指数衰变规律自然减少；

（2）碳在各交换储存库中分布均匀，它们之间的交换循环达到动态平衡，且不随时间、地点和物质种类而改变；

（3）近数万年内宇宙射线强度不变，^{14}C的产生率为常数。

三、适合^{14}C测年的基本对象

地质环境明确、采样位置清楚、野外记录详尽是众所周知的^{14}C测年要求。这里讨论用于测年的样品的适应性问题。如前所述，^{14}C测年与其他同位素方法一样，也是建立在一系列假定条件的基础之上。但前者对处理样品的要求更高，操作更严格。应用于第四纪气候与环境研究的样品应当是种类丰富和多种多样的。一般说来，在地层中保存完好的含碳物质，如木头、木炭、泥炭、植物残体、动物遗骸、贝壳、珊瑚、淤泥、古土壤、钙质结核和灰华等都可用作^{14}C测年材料。因为它们本身就是自然界地质事件的记录者。但是，这些含碳物质是否都完全符合^{14}C测年要求，应该视研究课题的要求和这些物质形成及保存条件而定。只有当基本了解^{14}C测年的原理和依据后，采集符合要求的样品，才能获得可靠的测年结果。

木头、木炭、泥炭和动物遗骸是^{14}C测年较为理想的材料。但要在湖相沉积物中完全找到这些理想的材料是很难的。在本次工作中，如在班戈县德庆乡扎弄淌、干玛弄、波曲河口及丁曲怕等剖面中所采^{14}C样品多系腐草（泥炭类）、螺壳（贝壳类）和淤泥（有机泥质类）。严格地说绝对保持原生封闭性的样品很少。但作为样品中保留的有机部分，如：植物的纤维素，动物的骨胶原等，它们不易与外界发生碳的交换，退一步说即使受到其他含碳物质的污染，室内亦能清除干净。泥炭中分解不完全的有机质部分也是符合这种要求的。湖相沉积物中的淤泥成分就复杂多了，它容易受到外界有机碳和无机碳的干扰，导致年龄数据的很大差别，所以在应用分散无机碳酸盐的年龄数据时要倍加小心。现将有关要求分述如下。

泥炭（包括水草、腐草、草炭）是陆、湖、海相植物堆积物，主要分布在沼泽、湖泊、海滨环境。在气候适宜的条件下，生长繁盛，堆积较快，空气难以渗入，当其不能完全分解且与土壤、泥沙等混为一体时就形成泥炭。泥炭中有机质含量高，最高可达50%以上。由于含碳量高，封闭条件好，适用作^{14}C测年样品。对于封闭性差的泥炭层，如湿水变干、受雨水淋滤或处在地下水活动频繁的环境中等，则容易受到污染，受到不同年代腐殖质污染就很难清除干净。一般来说含碳量高的泥炭样品测出的年龄数据还是相当可靠的。

淤泥：含有各种有机物和无机物，使其混合沉积为含碳泥质——有机质，含有贝壳残屑，各种浮游生物和底栖微生物、鱼、虾等水生生物残体和腐殖质。种类繁杂包罗万象。

湖泊沉积物形成以后，由于随地下水带入的CO_2、HCO_3^-和CO_3^{2-}与沉积物中的Ca、Mg等离子发生化学作用，形成碳酸盐类，这些碳酸盐中往往含有“死碳”或“现代碳”。

通常要考虑它们带来污染的可能性。淤泥在水下，一般可以认为是“封闭状态”，但要注意再次搬运的现象。如果淤泥层受构造影响上升为陆地，封闭条件就会发生改变。在这种情况下，更要考虑污染行为。

淤泥中的有机成分经多次分离、提取后测出的年龄数据也是比较可靠的。但在石灰岩地区的样品，就要当心河湖中生长的植物和软体动物、鱼类等化石容易受到“死碳”的影响，年龄数据往往偏老。尤其淤泥中分散的无机碳酸盐在测年时要避免方解石、白云石等古老碳酸盐的混入，否则年龄也会偏老。

贝壳（包括螺壳、蜗壳等），它们的成分除少量的有机质（1%以下）外，绝大部分是由碳酸盐组成的。螺壳是软体动物遗骸，有淡水生和咸水生的，其体内碳主要是生活时期摄取食物时获得的，壳体是由碳酸钙填充在极薄的有机膜组成的空腔内，有机膜保护着碳酸盐中的碳不与外界交换，一旦薄膜风化、腐蚀，原有碳酸盐可能与外界碳发生交换而受到污染。受污染的部分，往往成白垩状。处理样品时，需要彻底去除风化、腐蚀的部分，确保测年结果的可靠性。

四、^{14}C 测年结果

本项目在纳木错沿岸的扎弄淌、波曲河口剖面一、二级阶地，干玛弄、丁曲怕等地的一级阶地采样进行了^{14}C测年，共获得15个^{14}C年龄数据，由中国地震局地质研究所碳十四实验室和北京大学考古系年代测定实验室完成。测年样品主要为水草、螺壳和湖相淤泥。样品的编号、采集部位、种类及其年龄列于表5-10（关于^{14}C年龄数据的使用与解释见下节）。

五、^{14}C 年龄的校正

1. 同位素分馏校正（$\delta^{13}C$校正）

碳的三种同位素^{12}C、^{13}C、^{14}C在热运动过程或化学反应过程中，反应速度以及平衡常数存在差异，这就导致了自然界中某些含碳物质富集了较重的^{13}C和^{14}C，而某些物质则富集了较轻的^{12}C，这种现象就称之为同位素分馏。

常规^{14}C方法的同位素分馏校正公式为：

$$\delta^{13}C = (R/R_0 - 1) \times 100\% \tag{5-24}$$

$$\text{校正年龄}(T) = \ln A_0/A_s + \ln\{1/[1 - 2(25 + \delta^{13}C)/100]\} \tag{5-25}$$

式中：R为样品的$^{13}C/^{12}C$比率；R_0为PDB标准样品的$^{13}C/^{12}C$比率；A_0和A_s分别为现代碳标准和实测样品的^{14}C放射性比度。

2. 树轮校正

^{14}C测定年代方法最基本的假设前提是全球大气CO_2的^{14}C比度一致，并不随时间而变化。早在20世纪50年代末Devires(1957)就发现公元1500年及1700年左右大气^{14}C比度A_0有1%～2%的增加。Damoson(1986)等的测量表明，古埃及第三到第十二王朝的已知年代样品^{14}C年龄分别偏年轻$(7 \sim 14) \times 10^2$ a。这些事实证明A_0随时间确实曾发生过变化。

由于宇宙射线强度随时间变化影响了大气^{14}C比度，因而导致各交换储存库中物质的^{14}C原始放射性比度也相应地变化，树轮木质忠实地记录了此变化。树轮生长年龄精确可

表 5-10 纳木错沿岸湖相沉积的常规*和 AMS**法^{14}C测年结果

Tab.5-10 Dating ages by the routine and AMS-^{14}C dating method of lake deposits along the bank of the Nam Co

样品编号	剖面地点与采样部位	拔湖高度/m	样品物质	距今年代（B.P.）a	$\delta^{13}C$	树轮校正（B.P.）a
6-24-1-5	扎弄淌东岸 T_1 上部	2.4	水草	4220 ± 85	-25	4830 ± 120
6-24-1-45	扎弄淌东岸 T_1 中部	1.4	水草	2380 ± 60	-25	2350 ± 60
6-24-1-103	扎弄淌东岸 T_1 底部	0.1	水草	4350 ± 85	-25	4870 ± 100
6-7-3-8	干玛弄 T_1 下部	4.8	水草	2610 ± 70	-25	2750 ± 25
6-2-1-55	打曲怕 T_1 下部	2.3	水草	9230 ± 95	-25	10390 ± 145
6-25-1-4	扎弄淌东岸 T_2 上部	12.5	螺壳	8060 ± 100	-5	9010 ± 170
6-25-1-32	扎弄淌东岸 T_2 中部	10.4	水草	7780 ± 80	-25	8560 ± 90
6-25-1-64	扎弄淌东岸 T_2 底部	8.2	螺壳	14950 ± 95	-5	17880 ± 320
6-26-1-3	扎弄淌东岸 T_3 上部	16.5	水草	3610 ± 90		
7-6-1-1	日阿布 T_4 上部冰缘层	21.5	淤泥	4620 ± 60		
6-7-1-34	干玛弄 T_5 下部	24.4	水草	2630 ± 65		
6-27-8-2	波曲河口北岸河流 T_1 下伏湖相层上部	4.7	淤泥	11805 ± 100	-25	13820 ± 240
6-27-8-49	波曲河口北岸河流 T_1 下伏湖相层下部	3.5	螺壳	4540 ± 65	-5	5290 ± 130
6-28-1-2	波曲河下游北岸河流 T_2 下伏湖滨相砂砾	12.0	螺壳	8130 ± 90	-25	9030 ± 125
00-72-1	波曲河下游北岸河流 T_2 下伏湖滨相砂砾	12	螺壳	3360 ± 60（AMS）		

注：*未注明 AMS 法者，均为^{14}C法测定；^{14}C半衰期采用 5568 a，起始计年为 1950A.D.，液闪仪器型号 Quantulus-1220（LKB）；制备：郑勇刚、刘粤霞、尹金辉；测量：尹金辉；测量单位：中国地震局地质研究所。**AMS 法^{14}C半衰期采用 5730 a，起始计年为 1950A.D.，由北京大学考古系年代测定实验室测定。

数，树轮木质又可进行精确的^{14}C年代测定，两者相对照，^{14}C年代就可以校正到以树轮年代为代表的真实年龄。

目前，较为精确的树轮校正曲线有 Stuiver 等、Gordon W，Pearson 等、Berndkromer 等提出的几种。最大可校正^{14}C年龄为 10000 年。本工作对所有测定的^{14}C年龄均进行了上述校正（表 5-8 最后一列），其校正幅度在 5% ~ 20%。如样品 6-25-1-64 的未校正年龄为（14950 ± 160）a B.P.，经树轮校正后为（17880 ± 320）a B.P.，二者相差 2930a；最年轻的 6-24-1-45 样品未校正年龄为（2380 ± 60）a B.P.，而校正年龄则为（2350 ± 60）a B.P.，二者只差 30 a。说明年龄越小，其校正幅度也越小，反之，亦然。

总体上来讲，本专著获得的部分^{14}C年龄与地层层位的顺序有一定差异。如扎弄淌 T_2 阶地螺壳的年龄为（14950 ± 160）a B.P.，同阶地的水草年龄仅为（7780 ± 80）a B.P.。就年代学方法而言，由于样品的适应性问题，不同样品可能获得的结果也不同，但在同阶地相近部位样品中出现如此大差异，除了样品自身原因外似乎还有其他因素存在。Kunihiko 和 Kigosh 对土壤中不同的有机质组分进行过^{14}C测年研究，他们认为胡敏素、腐殖酸的年龄比较一致时，是判断^{14}C年龄可靠性的标准。对于湖泊沉积物，植物残体、木头、叶子及根系在土壤中的聚集给土壤不断地提供着新鲜的有机质，而这些有机质在土壤中经历着一系列化学过程。它们不断地分解释放出蛋白质、木质素等，通过不同的分解过程，

蛋白质大部分迅速矿化，未被矿化的部分很快混合在土壤的粘土中，只有木质素由于其聚合作用形成了稳定的分子被称为腐殖质部分。在土壤表层，由于腐殖化作用是不断进行的，所以新老腐殖质不断混合，经过约几百年的时间后，所有腐殖质都碳化了，土壤深层的腐殖化作用则很缓慢。所以埋藏型古土壤中的腐殖质年龄可以较为真实地代表古土壤的形成年龄。

在评价^{14}C年龄是否可以代表样品形成的真实年龄时，应当考虑样品成因与堆积速率的关系。如果堆积速率小于5～10 cm/1000 a，那么其有机质年龄未必代表沉积物最初形成的年龄（David，1992）。因为堆积作用往往使得最初沉积的物质中有机质经历着一个不断加入新有机质的过程，可能造成其年龄偏轻。这里只提出这方面的问题，本专著部分^{14}C年龄是否代表样品的真实年龄，还有待今后做进一步工作和深入研究。

第四节　纳木错及周缘地区湖相沉积的古气候序列

位于藏北高原东南部的纳木错，是西藏面积最大的湖泊（1940 km^2）和海拔最高（4718 m）的大湖。它不仅具有高原内陆气候特征，而且也是青藏高原中晚更新世环境演变研究的重要组成部分。然而，迄今为止在海拔4000 m以上的高原主体部分大多只有约15 ka以来的连续湖泊序列研究及个别浅钻孔和地表约40 ka以来断续剖面的研究（顾兆炎等，1993；王富葆等，1990；Li S J et al.，1989；Fonte et al.，1993；Gasse et al.，1991；Shi Yafeng et al.，2000；Zheng Mianpin et al.，1998）。近几年，虽然在青藏高原西北部甜水海盆地一个长57.32 m的钻孔（TS95）中，获得了240 ka以来的铀系测年序列（朱照宇等，2001），但在藏北高原鲜见有长尺度连续的同位素绝对年龄标尺，也缺少大于^{14}C测年范围的同位素年龄数据。因此，选择合适的地区、合理的测年方法，建立准确、可靠的年代序列，对探讨青藏高原气候与环境演化有重要科学意义。本项目通过对纳木错及邻区湖相沉积较详细的年代学研究，获得了大量迄今所知世界上海拔最高地区湖泊沉积物的铀系年龄数据，它可以揭示第四纪冰期和间冰期的环境演化。

一、前人的工作

自徐近之（1937）首次对纳木错进行科学考察、根据古湖蚀柱和古湖岸线提出纳木错曾两度高涨、而今之湖面为最低的认识以来，在半个多世纪的一系列科学研究中，我国科学家分别提出了“大水湖时期”、“泛湖期”和“大湖期”的观点，为青藏高原湖泊演化打下了基础。韩同林（1979，1983，1984）曾在纳木错西北岸的雄前及多加棍巴一带见到三级湖积阶地，分别高出湖面20 m、40～50 m、100 m与40 m、100 m、150 m；并在雄前第三级阶地的湖相沉积中发现耳萝卜螺（*Radix auricularia Lirme'*），在第一级阶地湖相沉积中分析出 *Limnocythere* sp. *Eucandona* sp. 与 *Cyprinotus* sp. 等介形类化石。他根据申错、巴木错、蓬错等古断陷湖泊的收缩、干涸现象和所发育的5级以上阶地，推论该区湖泊曾经历过一次“泛湖阶段”，湖水面积占西部面积的三分之二以上。

中国科学院青藏高原综合科学考察队（1983，1984）两度考察纳木错及邻区后，提出纳木错沿岸的2级阶地分别高出湖面5～10 m与20 m、在扎西多半岛多穷与多青两个岩丘上有第三级湖相阶地的存在，并发现8～10条古湖岸堤。他们根据藏北高原湖相沉积与湖

岸线分布高度的调查资料并参考前人的研究成果，接受了中国地质科学院矿床所和中国科学院西藏综合考察队关于中、晚更新世在西藏有一个“大水湖时期”的看法，认为藏北的许多大湖，当时的面积比现代湖泊大。例如，色林错最高一级湖相堆积阶地高出湖面 150 m，最高湖相砂砾堤高出湖面 100 m，古色林错面积可达 10000 km^2 以上。同样，纳木错西北岸的同错、俄锁错、曲布叉错等残留小湖，原来也是纳木错的组成部分。他们还根据各湖古湖相沉积与湖岸线的分布高度及其与相邻湖泊分水垭口高度的分析对比，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。

罗国祉（1990）利用航测与遥感图的古湖岸线的标志，编汇了《藏北高原湖泊演化图》。在该图中，他将纳木错通过河道与仁错、木纠错及色林错连通。

郑绵平等（1983，1989）对青藏高原的湖泊，特别是班戈错-色林错、扎布耶、扎仓茶卡、大小柴旦和察尔汗等湖泊和盐湖，做了详细的研究和系统的总结。他们认为，青藏高原的湖盆经历了老第三纪—中新世或上新世早期、上新世—早更新世早中期、早更新世中晚期—晚更新世早期和晚更新世中晚期至全新世等四个阶段。其中的色林错-纳木错湖区，在晚更新世早中期仍为互相连通的外流湖，总面积约达 28900 km^2。在更新世后期大约 30 ka B.P. 左右湖泊收缩，使纳木错-色林错东部的董错与错那错外流湖群分离，称之为“董错退缩期”，其间形成 200 m 左右湖相砂砾阶地或基座阶地（Ⅲ级），这次收缩使纳木错-色林错结束其外流湖系历史。第二次大退缩大致发生于 16 ka B.P. 左右，称为“色林湖退缩期”，以班戈湖与色林湖分离为代表，形成高 126 m 的马鞍形湖相含钙砂砾阶地（Ⅱ级）。第三次大退缩大致发生于距今 5.18～3.63 ka B.P. 前后，在西藏各湖系普遍形成湖间Ⅰ-1-3 次级阶地，班戈湖因此收缩解体，称为“班戈湖退缩期”。

近年来的一些研究进一步提出了青藏高原 40～28/25 ka B.P. 时期为泛湖期（pan-lake stage）和“大湖期”（greatest lakes）的观点（Zheng Mianping et al.，2000；李炳元，2000），但均未给出纳木错地区的资料。

二、“古羌塘湖”的提出

我们对藏北古大湖的存在、联合、分离及其与纳木错的关系从湖相沉积、湖成地貌、湖岸堤等的层状分布做了详细野外考察和研究，认为末次古大湖的时代发生于末次冰期间冰段（缺乏地质年龄数据），并从纳木错最高湖岸线的分布与湖相沉积、湖成地貌等标志综合判定古大湖时期的面积可达 70000～90000 km^2，比现代湖泊面积大数十倍。现今藏北湖群之面貌是古大湖解体后演变而形成的（朱大岗等，2001）。

最新水准测量结果表明，在纳木错沿岸不仅发现了高出湖面 1.5～8.3 m、8.3～15.6 m、14.0～19.9 m、18.7～25.8 m、26.0～36.9 m 和 38.3～47.6 m 等 6 级宽广的湖相堆积阶地或基座阶地，和分布于若干基岩山坡之上、高出湖面 48～139.2 m 的湖相沉积，以及环湖分布的数十条湖岸砾石堤，而且发现了连通纳木错与仁错、久如错的分水垭口是由高出纳木错近 20 m 的第二级湖岸阶地堆积所组成，且垭口北面还保存着高于纳木错湖面 25 m 左右的第三级湖岸阶地及覆于其上的湖岸砾石堤（赵希涛等，2002）。这证明了纳木错与湖面分别比它低 70 m 与 40 m 的仁错和久如错曾经是相互连通的一个大湖。鉴于纳木错是羌塘高原南部海拔最高的大湖，它与色林错等大中型湖泊各自均有宽谷相通，且这些宽谷

中的分水垭口的海拔高度，均低于已经确认的纳木错古湖面高度——海拔 4850～4870 m，进一步提出了藏北高原南部现存的几个大湖，包括纳木错、色林错、当惹雍错和扎日南木错，以及与它们相邻的大量中小型湖泊，在中、晚更新世中的某个或某几个时期曾经相连成为一两个统一的大湖，而非仅以河流相互沟通的设想，被称为“古羌塘湖”或“古羌塘东湖”与“古羌塘西湖”。该古湖以后随青藏高原的隆起和气候的恶化而收缩和分崩离析，逐渐演变成为现今的面貌。他们还根据已获得的部分 U 系测年数据，将古大湖分为大湖期、外流湖期和纳木错期三大阶段。

由于对大于 30～40 ka 的晚第四纪湖泊沉积物测年一直是一个难度较大的课题，至本项目实施前纳木错地区没有任何湖相沉积的年代学资料，也缺乏进一步的环境研究，故上述报道和野外观测的一些结果多是根据湖相层出露的高度推断甚至是猜想获得的。因此，应用合适的测年方法对上述已发现的重大事件及湖岸堤进行年代测定，建立该区古湖岸堤与湖成阶地的时间序列，对印证大湖的发育与消亡有重要意义，也是国内外地学界极为关注的重大科学问题之一。

三、古气候时间序列

对于封闭湖泊而言，湖水位的波动所引起的堆积与切割及湖岸线进退，是气候变化最灵敏的指示。而水位的高低变化则取决于补给水量与蒸发量之间的水文平衡。前述纳木错沿岸高位湖相沉积及其不同湖成阶地的铀系法测年结果表明，在过去 120 ka 以来湖面经历了频繁升降，其波动主要是冰川融水和大气降水量变化的结果。高湖面的出现意味着西南季风的加强（施雅风等，1999），降水和冰川融水增多，所以高湖面期应与气候较为温暖湿润的间冰期或间冰阶（MIS5、MIS3）相当，低湖面期对应于 MIS4 和 MIS2。从样品与年龄的频数分布（图 5-18）可以看出，峰区主要集中在 100～70 ka B.P. 和 60～30 ka B.P.，与全球变化的趋势基本是一致的。图 5-18 展示纳木错三个湖相沉积剖面及沿湖其他样品铀系年龄随拔湖高度的分布及由此推测的湖面变化曲线。

从纳木错北、西和东三面的夷平面发育看，该区与青藏高原的隆起是同步的。假设湖区的构造运动与周围地区没有明显差异，依据赵希涛等（2002）对藏北湖群三大发育阶段的划分，由目前的铀系测年结果可做出如下推论。

（一）120～40 ka B.P.

在末次间冰期（128～74 ka B.P.）时，纳木错已发育成为一个充满盆地的深水大湖。据纳木错干玛弄剖面（115.9±12.1）ka B.P. 时湖相层出露的高度并考虑到后期的侵蚀作用，当时的湖面至少应高于现今湖面 139.2 m。鉴于纳木错是羌唐高原南部海拔最高的大湖，它与色林错等大中型湖泊各自均有宽谷相通，且这些宽谷中的分水垭口的海拔高度，均低于已经确认的纳木错古湖面高度——海拔 4850～4870 m，据此推断，纳木错可能与藏北高原南部现存的几个大湖，包括色林错、当惹雍错和扎日南木错，以及与它们相邻的大量中小型湖泊连通成为统一的大湖。此后，在晚更新世中期的后期，也就是 53.7 ka B.P. 前后，湖面曾发生过较明显的下降，从而形成了拔湖 38.3～47.6 m 的第六级阶地。在此期间，纳木错邻区的久如错、仁错、错那、错鄂等湖均为高湖面时期，其年龄分别为（47.5±3.3）（4768 m）、（51.9±4.9）（4775 m）、（44.2±4.7）（4725 m）和（41.0±3.1）（4760 m）～（50.9±3.7）（4564 m）ka B.P.。青藏公路巴拉大才曲河底粘土质细砂年龄

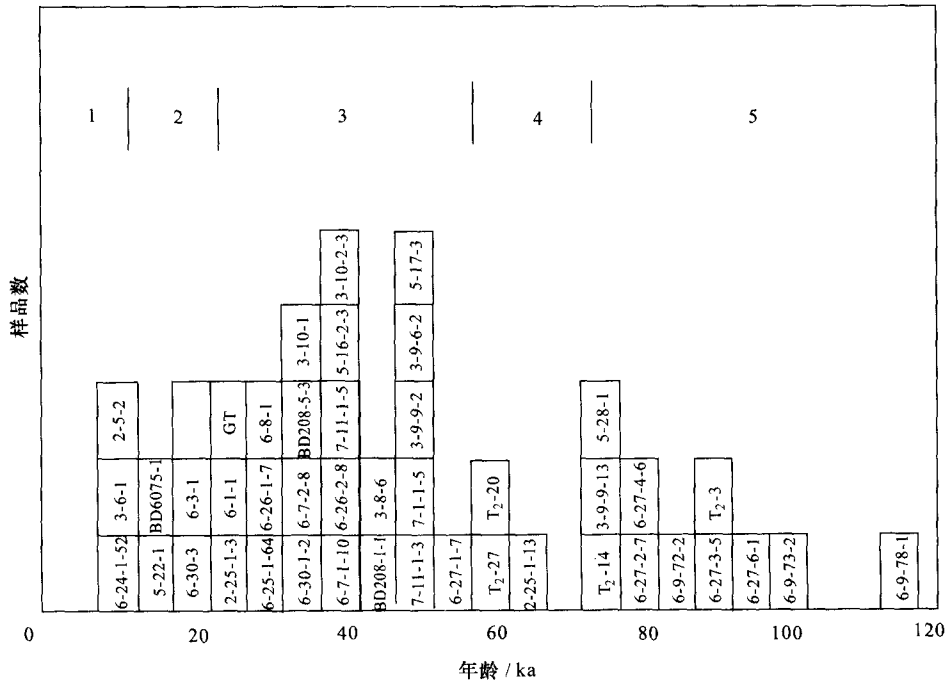


图 5-18　纳木错沿岸及邻区湖相沉积物的年龄分布方块图

Fig.5-18　Diagram showing the distribution of ages of lake deposits along the bank of the Nam Co and its adjacent areas

数字 1～5 是深海氧同位素阶段，各阶段的边界年龄来自 Martinson et al.（1987），方框内的数字为样品编号

为（45.1±4.4）ka B.P.，长江上源布曲湖沉积剖面 4 个铀系年龄自下而上为（89.9±9.2）、（73.7±6.8）、（61.3±4.3）和（56.2±6.3）ka B.P.（刘琦胜等，2002），说明这个时期青海西部与藏北高原相似，也是一个气候湿润的古大湖发育时期。

（二）40～30 ka B.P.

西昆仑山古里雅冰心氧同位素记录显示，在 40～30 ka B.P. 即末次冰期间冰阶或深海氧同位素阶段 3 的后期，青藏高原异常的温暖湿润，温度高于现代 2～4 ℃，降水有 4 成至成倍的增加，代表着一次特强的夏季风事件（施雅风等，2000；姚檀栋等，1997）。古里雅与纳木错同属一个气候带，高原气候的这种异常变化在纳木错必然会有响应。因此，当大约 40 和 35 ka B.P. 间的羌塘高原东南部大湖再次进入兴旺扩展期时，湖面上升，但未超过第六级阶地的拔湖高度，而可能冲开了大湖与怒江水系的分水岭被外泄，导致湖面急剧下降并局部解体。由于当时地面温度升高而使上空形成暖高压，诱发和维持印度洋夏季风带来了丰沛的水汽，使湖水不断从纳木错西北宽约 2 km、高出现今纳木错湖面约 26 m 的雄曲—那曲谷地向北西西方向溢出。随着外泄河流的下切，形成了 41.2～39.5 ka B.P. 和（35.2±3.0）ka B.P. 前后、拔湖 26.0～37.3 m 和 18.7～25.8 m 的第五级和第四级阶地以及拔湖 21.5～22.2 m 的湖蚀地形。仁错北岸马尺西海拔 4546 m 处为（39.4±4.5）ka B.P.，丘贡 4740 m 处为（35.2±3.0）ka B.P.，那曲、期波拉等地均有与之可对比的年龄

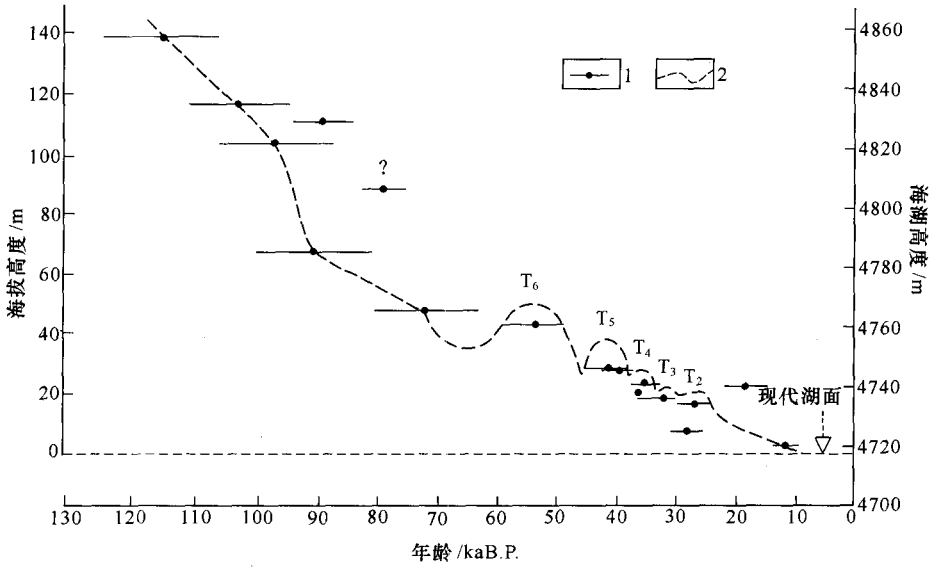


图 5-19　纳木错湖泊沉积物的年龄-高度分布及湖面变化曲线

Fig.5-19　Correlation of the age with the altitude of lake deposits from the Nam Co and variation curve of the lake level

1—铀系年龄及误差范围；2—推测的湖面变化曲线（图中问号表示该数据比高度相当的阶地年龄偏小）

数据（表 5-1、表 5-2、表 5-6、表 5-7，表 5-8，图 5-19）。

大量研究表明（郑绵平等，1996；萧家仪等，1996；李炳元等，1991），晚更新世中晚期以来青藏高原曾出现过多次高湖面，其出现的时间与北欧平原和格陵兰冰心（Dansgard et al.，1971）记录到的间冰段基本一致。虽在 50 ~ 23 ka B.P. 曾有过一次冷期（约 34 ka B.P.），但大部分时间是比较温暖的。与此同时，美国西部湖泊扩大，泥炭和古土壤发育。在我国，30 ka B.P. 左右也是气候好转时期，东部沿海地区湿度增大，海面上升（曹琼英等，1989）。西部柴达木盆地中的湖泊面积扩大，湖水淡化（陈克造等，1985）。纳木错经历了大约在 35.2 与 32.3 ka B.P. 间某一短时间的湖面下降后，在（32.3 ± 4.4）ka B.P. 前后湖面缓慢上升，并持续了相当时段，形成了拔湖 14.0 ~ 19.9 m 的第三级阶地。

（三）30 ~ 12 ka B.P.

在全球性气候变化的影响下，羌塘高原气候日渐干旱化，尤其是末次冰期晚期，湖水的补给减少，蒸发增加，使得湖泊水体缩小，湖面下降。当湖面下降到低于雄曲—那曲谷地的分水垭口后，湖水停止外泄，现代纳木错得以形成，其时间应在（32.3 ± 4.4）ka B.P. 之后和第二级阶地底部堆积形成的时间（26.7 ± 2.8）~（28.2 ± 2.8）ka B.P. 之前，大致稍早于与湖蚀凹槽相当的湖滨相沉积的时间（29.3 ± 2.7）ka B.P.。此后，纳木错湖面又经历了两次明显的波动和数十次小的停顿，从而形成了拔湖 8.3 ~ 15.6 m 和 1.5 ~ 8.3 m 的第二级与第一级阶地，以及多达 30 条的湖岸砂砾堤。同期，在多青岛西南岸、西北岸形成了（26.7 ± 2.8）ka B.P. 和（18.7 ± 3.9）ka B.P. 的亮晶砂屑灰岩及白云质砾岩。林周县阿郎乡，巴斯错鄂贡玛东北岸上部等地钙质砾岩和湖相沉积物的年龄分别为（13.9

±1.1）ka B.P. 和（22.7±2.2）ka B.P.。纳木错西北雄前曲申温泉海拔 4730 m 处泉华的 U 系年龄为（19.9±1.3）ka B.P.，扎弄淌剖面一级阶地中部湖相细砂的年龄为（11.2±2.0）ka B.P.，上限不超过 13 ka B.P.，它们均应属晚更新世湖面下降后遗留的产物。

（四）12 ka B.P. 至现在

全新世以来，高原湖泊和湖滨阶地中普遍留下古气候变迁的清晰痕迹——淤泥层、泥炭层（包括水草），它们是生物沉积和化学沉积的混合体。通过这些淤泥层年龄的测定，可以帮助了解湖泊演化过程的历史梗概。

1. 西藏高原湖相淤泥沉积层

从波曲河口 T_1 阶地所采淤泥 ^{14}C 年龄为距今（11805±100）a（6-27-2-8），与纳木错扎弄淌 T_1 阶地所采碳质细砂的 U 系年龄（11.2±2）ka B.P.（6-24-1-52）基本是一致的。中科院盐湖研究所在西藏革吉县盐湖区所打 CK3/78 孔资料，井深 14.4～7.61 m 间为黑色淤泥层，所测 ^{14}C 年龄从下到上分别为（13400±160）a 和（11090±420）a（黄麒等，1990），二者对比可以说明，该地区在晚更新世末期以来随全球气候逐渐变暖，受冰融气候的影响，降水量明显增多，许多低洼地方积水形成湖沼或与大的湖泊连成一片，湖沼底部形成淤泥层。

2. 西藏高原泥炭层的形成与古气候变化特点

我国幅员辽阔，自然条件复杂多变。但总体说来，自全新世开始以来，一些有利于泥炭发育地区，如：东北寒温带，青藏高原以及西北高山半湿、半干旱的高寒地带仍在形成泥炭堆积物。它们的共同特点是堆积在气候温和、湿润或冷湿、冰雪融水充足或土壤冻结时间长或永冻层环境下，多数地区第四纪冰川或冰缘现象发育，而且地面切割微弱排水不畅。在全新世早期（距今 10000～7000 年前），高原各处大量形成泥炭层。

丁曲怕剖面中的泥炭经 ^{14}C 年代测定为距今（9230±95）a（6-2-1-55）。与西藏地质局综合普查大队采自藏布曲上游泥炭层中部泥炭的年龄（8865±100）a（彭贵等，1987）和楚布曲河下游顶部泥炭年龄（7000±95）a（彭贵等，1987）基本一致。

中科院长春地理所采自当雄乌麦朗埋深 1.9～2 m 的泥炭年龄为距今（9970±140）a（彭贵等，1987），采自乌达埋深 1.6～1.7 m 和 0.7～0.8 m 处的泥炭年龄分别为（9075±120）a（彭贵等，1987）和（7089±95）a（彭贵等，1987）。中科院地理所和南京大学地理系采自羊八井色龙杂的下部泥炭年龄为（7900±200）a（中国社会科学院考古研究所实验室，1981）和（8175±200）a（中国社会科学院考古研究所实验室，1981）。这些泥炭层都发育在全新世早期 10000～7000 a 间。^{14}C 年龄无独有偶，非常接近。

全新世中期（最佳期）之后，在距今 5000～3500 a 间，由于气温较前期有所降低，低温气候再次有利于泥炭的积累。扎弄淌水草年龄距今（4220±85）a（6-24-1-5）～（4350±85）a（6-24-1-103）（表 5-8），与打巴荣（3980±100）a（彭贵等，1987）和（3050±80）a（彭贵等，1987）、当雄乌麦朗（3575±85）a（彭贵等，1987）形成的泥炭基本对应。与下述测年也有较好的对比关系：中科院地理所采自错那舒日庸错湖的泥炭为（3652±100）a（中国社会科学院考古研究所实验室，1979）；昂仁昂拉亚口古湖中为（4076±160）a（中国社会科学院考古研究所实验室，1978）和阿里日土斯潘古尔湖的泥炭为（4252±120）a（中国社会科学院考古研究所实验室，1979）；羊八井色龙杂的泥炭为（3050±120）a（中国社会科学院考古研究所实验室，1981）；浦庆余采自羊八井上层泥炭为（3180±

70）a（黎兴国等，1987）。扎弄淌 T_1 水草的^{14}C 年龄与前述波曲河口 T_1 阶地所采淤泥年龄有较大差异，有可能是采样位置不同或者是被分析的材料不同所致。

新冰期（3000—至今）以来，高原部分地区继续形成泥炭，如扎弄淌分布有（2380 ± 60）a（6-24-1-45）和干玛弄有（2610 ± 70）a（6-7-3-8）前形成的泥炭：墨竹河中游泥炭为（2830 ± 90）a（彭贵等，1987）；打巴荣埋深 1.8 ~ 1.9 m 和 1 ~ 1.1 m 处为（3650 ± 85）a（彭贵等，1987）和（1780 ± 90）a（彭贵等，1987）的泥炭。说明西藏高原经历中全新世高温期之后出现短暂的低温期；4000 年前后，气候几经反复波动，最后进入新冰期阶段。总之，在上述地区都留下了古气候变化的历史片断。

3. 盐湖湖水的变化

根据有关研究资料更新世末期高原在总的干旱气候条件下出现过多次气候波动，表现在距今 10000 a B.P. 左右出现盐湖湖水淡化、咸化交替过程。在湖水的补给量大于蒸发量时盐湖进入淡化期；反之，当补给量小于蒸发量时盐湖泽进入咸化期。如青海大柴旦湖（CK3 钻孔）全新世以来出现两次淡、咸化交替。距今 9600 ~ 7630 a B.P. 间为淡化期；7630 ~ 4610 a B.P. 期间为咸化期。在 4610 ~ 3360 a B.P. 间为第二次淡化期，3360 a 以来为第二次咸化期。这种演化过程，明显地反映出沉积环境和古气候变化特征。分析资料发现，青藏高原盐湖的两次淡、咸化过程与高原泥炭两次主要成矿期（第一次在距今 10000 ~ 7000 a B.P.，第二次在 4500 ~ 3000 a B.P.）以及本区孢粉分析结果有很好的一致性（详见第六章）。这些资料都为研究全新世以来古气候变化提供了重要的信息。

四、两种测年方法的分析对比

前述树木年轮中^{14}C 比度测量为研究现代碳标准的^{14}C 放射性比度（A_0（t））的变化规律和^{14}C 年龄校正提供了关键信息。但是树轮年代校正范围只是 1×10^4 a 以来的全新世。那么晚更新世以来碳标准的^{14}C 放射性比度（A_0（t））又怎样变化呢？晚更新世的年龄将怎样校正？

已有大量工作对此进行了讨论。Peng 等（1978）曾对晚更新世无机碳酸盐沉积物^{14}C 年龄和铀系年龄进行了探讨，认为两种年龄无明显差别。而 Stuiver 和 Vige 及陈铁梅等的研究表明^{14}C 年龄比铀系年龄年轻，一般在 10%左右。

夏明等（1985）在对南海中全新世珊瑚礁的铀系年代学研究中，讨论了 U 系和^{14}C 年龄的差异。根据有限的年龄数据的统计，在 10000 a 以内，$^{230}Th/^{234}U$ 年龄值普遍比^{14}C 大，海南岛鹿回头中全新世珊瑚礁铀系年龄比^{14}C 年龄大 1500 ~ 2000 a。统计结果表明，具有$^{230}Th/^{234}U$ 和^{14}C 两种方法测定珊瑚礁年龄依据的相关系数为 0.89，相关方程如下：

$$A_{碳} = 1.06A_{钍} - 1303 \qquad (5-26)$$

当^{230}Th 年龄为零时，^{14}C 已有 1300 年的虚年龄。随着年龄增大，^{14}C 和^{230}Th 给出年龄之差变小。

Stuiver（1970）通过树木年轮　气候纹泥等方法判断^{14}C 在大气圈的浓度从 10000 a B.P 至现代是变化的，在距今 5500 ~ 10000 a B.P 时，其浓度比现代高 7% ~ 14%，也就是说在距今 5000 ~ 7000 a B.P.，^{14}C 年龄值比太阳年龄低 600 ~ 800 a。

大气和海洋^{14}C 交换速率的变化，以及海洋和其有机物中^{14}C 含量地理区域分布不同，都可能对^{14}C 年龄值产生一定的影响，归属后者有同位素分馏效应和存留效应。$^{230}Th/^{234}U$

方法与^{14}C法不同，主要表现在于海水和珊瑚之间不存在铀同位素的分馏效应。存留效应对于$^{230}Th/^{234}U$法是无关紧要的。对于珊瑚样品的铀系方法定年而言，礁体死亡后是否受到各种类型的污染、再沉积、重结晶等次生地质作用是重要的。由于年龄轻（小于10000 a），样品中由^{234}U衰变形成的^{230}Th积累量少，影响$^{230}Th/^{234}U$方法的精度。$^{230}Th/^{234}U$和^{14}C法年龄之间的差异，看来，不是某种系统或者统计误差造成的，也不是铀系方法中存在一定量的初始^{230}Th引起的。尽管这一差异的原因还不十分清楚，但^{14}C年龄和太阳年龄之间的不一致是不能排除的。

从理论上讲，湖相沉积物中碳酸盐一旦开始沉淀，铀系与^{14}C地质时钟同时起动，开始计时。但由于碳酸盐本身有个生长发育过程，其过程常达千年乃至上万年（陈以健等，1984）。在沉积物的生长过程中，由于$CaCO_3$的不断加入和与大气CO_2来源的HCO_3^-离子不断地交换，如果围岩中不含有古老碳酸盐的话，水中的HCO_3^-和CO_3^{2-}中的碳基本都来自大气CO_2，那么，新沉积在碳酸盐表层的$CaCO_3$的^{14}C放射性比度总是接近于大气中CO_2的^{14}C比度。当沉积物发育停止时，尽管碳酸盐的沉积过程已发生了上千年的时间（或更长），但对^{14}C法来说，它只有一个很小的初始年龄（李红春，1988）。因此，^{14}C法测定的沉积物生长的年龄接近于沉积物停止生长的年龄，更能代表碳酸盐沉积的最小年龄。而对铀系法来说，首先由于^{230}Th的吸附性强，迁移性差，自然环境的条件一般不易使Th同位素溶解迁移；其次，$CaCO_3$的加入，只能带来铀同位素，而不含^{230}Th，新加入的碳酸盐只是对先沉积的^{230}Th起稀释作用。这样，Th同位素含量在整个沉积物发育过程中，变化很小，$^{230}Th/^{234}U$比值随时间变化，而受新加入的$CaCO_3$影响很小。从图5-16我们可知，$^{234}U/^{238}U$比值的变化对年龄的影响很小，对于100 ka左右的样品，$^{234}U/^{238}U$从1.0到2.5，对年龄几乎无影响。误差来源主要是$^{230}Th/^{234}U$的改变。由此可以认为，铀系法测定的是沉积物发育的混合年龄，接近于沉积物发育的起始年龄，更能代表它的最大年龄。

Bard等（1990，1992，1993）通过系统测定采自Barbados和Mururoa的珊瑚样品的^{14}C和TIMS U系年龄，对30 ka以来的^{14}C年表进行了对比研究。为了检验铀系年龄的可靠性，他们对已知年龄的珊瑚进行了铀系年龄测定，结果表明铀系年龄非常接近真实年龄，但明显地老于^{14}C年龄。大约在20 ka前（U系年龄）时，两者相差最大约3.5 ka，与18～22 ka前的$\delta^{14}C$值相对应（相对高出现代$^{14}C/C$值的千分数约为400‰～500‰）。

对于珊瑚中^{14}C年龄与铀系年龄之间的差异，Bard等、Stuive等认为主要原因是，地球磁场逐渐减弱影响了宇宙射线放射性核素产量的变化。这两种测年手段之间10%～20%的年龄差异，主要缘由是碳循环的变化，这种变化引起了大气圈、生物圈及水圈中碳含量的变化。纳木错扎弄淌第一、二级阶地的^{14}C年龄（表5-10）是否也和铀系年龄（表5-1、表5-8）之间存在着这种关系，现在还未得到证实。但是由于碳循环的变化是全球性的，故此，笔者认为纳木错及邻区某些^{14}C年龄也可能较其实际年龄偏年轻。当然，也不排除铀系年龄偏老的可能性。

第六章　纳木错沿岸晚第四纪孢粉组合及其对古植被与古气候的反映

现代青藏高原植物区系的形成，是在东亚区系的基础上发展而来的，并与北方温带区系有一定的联系，同时和印度、马来西亚古地中海区系也有密切联系（Wu Zhengyi，et al.，1981）。晚第三纪以来北半球普遍发生气候恶化，到晚更新世时已经发展到相当强烈的程度，以致区域性和沿纬度分布的地带性分异已经相当显著，并且很可能大致轮廓已经和现代很接近。但对于藏北高原来说，植被带的分异在很大程度上，却主要取决于当时高原各部分隆升的高度及其相应的自然地理状况（孔昭宸等，1981；唐领余等，1995）。因此，伴随着气候变冷，藏北高原植物所产生的变化，比起平原地带显然要大得多。

第一节　纳木错湖相沉积的基本特征

纳木错位于藏北高原的东南部，其东南侧为念青唐古拉山脉，平均海拔为 5000 m 左右，地势自南向北缓慢下降。这里气候严寒、干燥、风大，年平均气温为 -7～0℃，年降水量约 400 mm，气温和降水均由东南部向西北部递减，植被也相应地自东南向西北渐变；东南部分布着高山草甸；中部以中亚成分的紫花针茅为主，常伴生有垫状植物苔状蚤缀、垫状点地梅等，越向北部越有较多的硬叶苔草加入，并逐渐成为优势种；西北部则分布以硬叶苔草为主，伴生有垫状驼绒藜的高寒荒漠草原（中国科学院青藏高原综合科学考察队，1983）。

一、湖相地层层序与特征

在纳木错及邻近小湖沿岸和纳木错与邻近的仁错与久如错分水宽谷底部，湖相与湖滨相沉积广泛分布。为建立纳木错沿岸湖相沉积的地层层序，确定其地质时代与形成年代和恢复其堆积时期的古气候与古环境，我们对该区湖泊沉积进行了详细的野外地质调查、剖面测量和采样，并对所采样品进行了 U 系与 ^{14}C 法年龄测定、孢粉分析和其他项目的分析测试工作（详见第三章、第五章）。

地质调查和剖面水准测量结果表明，纳木错沿岸大体上可以划分出由湖相沉积所组成的 6 级湖岸阶地（T_1—T_6，低阶地主要为堆积阶地，高阶地主要为基座阶地），其拔湖高度自低至高依次为 1.5～8.3 m、8.3～15.6 m、14.0～19.9 m、18.7～25.8 m、26.0～36.9 m 和 38.3～47.6 m。分布于拔湖高度 48 m 以上，至最大拔湖高度 139.2 m 的湖相沉积，被笔者称为“高位湖相沉积”（图 6-1；赵希涛等，2002a）。必须说明的是，在本专著所划分的各相邻湖岸阶地的湖相沉积间，其切割关系非常清晰，而高位湖相沉积虽由许多高度不等的小台阶所组成，但因其接触关系不清而暂时未在其中划分出阶地。

纳木错沿岸的湖相沉积均为富含碳酸盐的砂、粉砂或粘土，有时含水草层、螺壳和淤

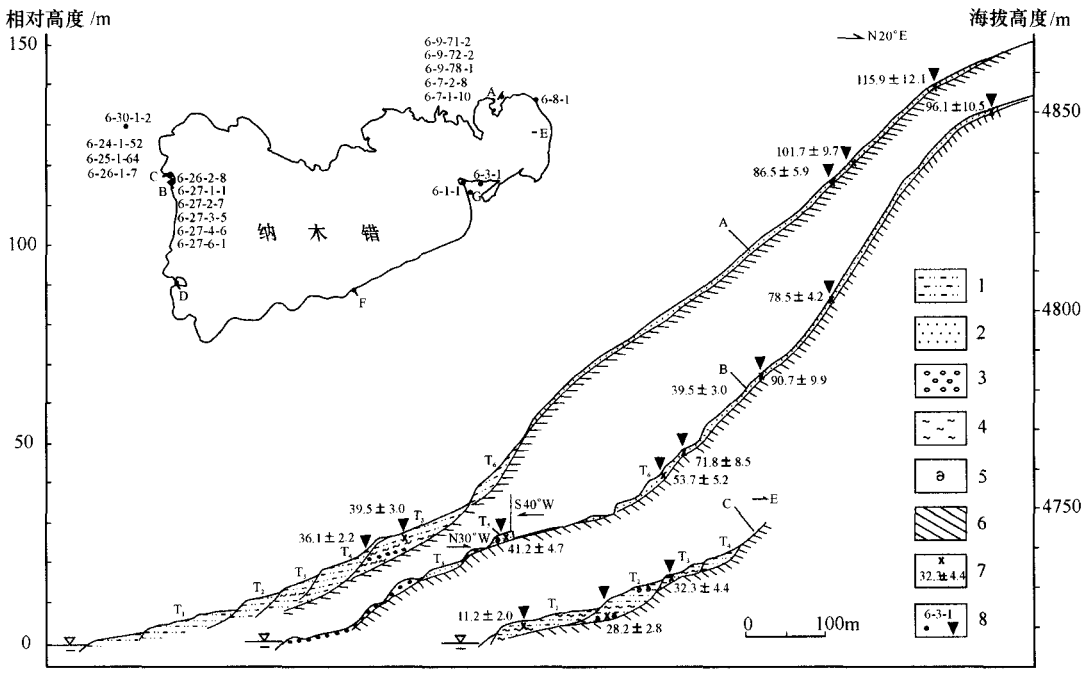


图 6-1 纳木错沿岸若干湖岸阶地与高位湖相沉积实测剖面及孢粉采样地点（附平面位置图）

Fig.6-1 Measured section of several lake terraces and high-level lake deposits along the bank of the Nam Co and the location of sporopollen samples

A—干玛弄及西南；B—塔吉古日西南；C—扎弄淌；D—夺玛南；E—马尼洋淌；F—丁曲怕；G—多青岛西北；1—粘土质砂；2—砂；3—砾石；4—水草层；5—螺壳；6—基岩；7—U 系样品采集部位及其年龄（aB.P.）；8—样品采集地点

泥，而组成湖岸堤的湖滨相沉积主要为砂砾石，局部被钙质胶结而成为砂砾岩。由于所采湖相与湖滨相沉积均为不纯的碳酸盐，故我们采用 U 系全溶样品的等时线年龄测定技术（Luo, & Ku, 1991；马志邦等，2002）。年龄测定结果表明，在纳木错沿岸的 18 个 U 系年龄数据中，除 6-3-1 号样品的年龄数据有可能偏小外，绝大部分数据符合地貌部位愈高、年龄愈老的规律，只有 6-27-6-1 和 6-9-73-2 两样品与相邻样品稍有颠倒，但均在 $\pm 1\sigma$ 的误差范围之内，因而在地质上是可以接受的。由此可知，高位湖相沉积形成于（115.9 ± 12.1）～（71.8 ± 8.5）ka B.P. 间，第六至第一级阶地分别形成于（53.7 ± 4.2）ka B.P.、（41.2 ± 4.7）～（39.5 ± 3.0）ka B.P.、（36.1 ± 2.2）～（35.2 ± 3.0）ka B.P.、（32.3 ± 4.4）ka B.P.、（28.2 ± 2.8）ka B.P. 和（11.2 ± 2.0）ka B.P.。由于测年方法的原因，低阶地的 U 系年龄或许稍稍偏老，而对同样剖面所采的水草层、螺壳和淤泥等样品的常规法和质谱计加速器法（AMS）的 ^{14}C 年龄测定结果（见后及本专著有关章节），却往往不仅在层序上和阶地的顺序上颠倒，而且与 U 系法有明显的差别，其原因待查。因此，这些 ^{14}C 年龄数据只能对低阶地起一定的参考作用，或许将来能给出一个更好的解释。

本章主要阐述纳木错沿岸湖相沉积的孢粉分析结果，并根据各层位的孢粉组合及其 U 系年龄来恢复其沉积时期的古植被与古气候。

二、湖相地层剖面位置

纳木错及周缘地区地势较开阔，古湖相沉积发育。本章仅就纳木错周缘几个晚更新世—全新世湖相沉积剖面的孢粉分析结果，来讨论地层的时代、古地理环境和环境变化。

根据野外调查和室内综合分析，我们把环纳木错发育的湖相地层划分为晚更新世和全新世两套地层。其中，纳木错东北侧的晚更新世—全新世沉积出露于干玛弄南坡一带，纳木错西北岸的晚更新世沉积出露于塔吉古日南坡、夺玛一带，纳木错西北岸的全新世沉积出露于扎弄淌、躺底波波、波曲河口、打曲怕等地，其中干玛弄和塔吉古日相距 30 km，而塔吉古日和扎弄淌相距仅 3 km（见图 2-1）。

纳木错地区上更新统湖相沉积干玛弄组（Q_3g）：主要由灰白、灰黄、浅灰、浅灰绿色等薄层状粉砂层夹灰、灰白色细砂层、粉细砂层、中粗砂层等组成，大多数层中局部可见水草层和小螺（耳萝卜螺 *Radix auricularia* Linne'）碎片。湖相沉积特征明显，剖面出露的总厚度为 18.92 m（未见底）（见图 2-2、2-6）。

纳木错地区全新统湖相沉积扎弄淌组（Q_4z）：主要由浅灰黄色、浅黄白色、浅灰绿色等含水草层的含粘土粉砂层和砂质粘土层，含小螺壳（耳萝卜螺 *Radix auricularia* Linne'），及植物根系的含砾砂土层、砂砾层、中粗砂层、含粘土粉砂层、中细砂层和粉砂质粘土层。其水平层理有扰动现象，地层剖面出露的总厚度为 5.1 m（未见底）（见图 2-2、2-6）。

根据环纳木错沿岸实测的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，我们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。

本章主要阐述纳木错沿岸湖相沉积的孢粉分析结果，并根据各层位的孢粉组合及其 U 系年龄来恢复其沉积时期的古植被与古气候。

第二节　纳木错湖相沉积的孢粉分析

纳木错湖相沉积的发展与地质地貌形成过程密切相关。由于青藏高原隆起的时间、速度和形式的差别，对植物的影响也有所不同。同时，本区植被的发展还受到植物区系演化及北半球气候变化特点的制约（中国科学院北京植物研究所古植物研究室孢粉组，1976）。

一、孢粉样品的采集

我们在纳木错沿岸的 6 级湖岸阶地和不同高度的高位湖相沉积中，采集和分析了干玛弄和塔吉古日（包括西南坡及西北坡扎弄淌）两个地点的 3 个剖面，包括 13 个小剖面或点位的孢粉样品共 103 个。样品的间距 T_1、T_2 与 T_4 约为 10 cm，T_3 与 T_5 以上约为 15 ~ 20 cm。它们是扎弄淌 T_1（样品号 6-24-1，25 样）、T_2（样品号 6-25-1，22 样）和 T_3（样品号 6-26-1，6 样），塔吉古日西南坡 T_5（样品号 6-26-2，12 样）、T_6（样品号 6-27-1，16 样）、47.5 m（样品号 6-27-2，9 样）、68.9 m（样品号 6-27-3，6 样），88.3 m（样品号 6-27-4，3 样）、128.0 m（样品号 6-27-6，1 样）等高度和干玛弄及其西南坡 T_4（样品号 6-7-2，9 样）、111.7 m（样品号 6-9-72，1 样）、115.4 m（样品号 6-9-73，2 样）与 139.2 m（样品号 6-9-78，1 样）等处。上述采样剖面与点位在平面与剖面图中的位置以及有关层位的 U 系

年龄，如图 6-1 和 6-2 及图 6-3 至 6-10 所示。阶地中的^{14}C 年龄数据也表示于图 6-8 至 6-10 中。

二、孢粉分析结果

孢粉分析结果表明，在纳木错的湖相沉积各样品中，孢粉含量均非常丰富。据 103 个样品所统计的 15929 粒孢粉中，共发现 72 个科、属，计乔木植物花粉、灌木与草本植物花粉和藻类与蕨类孢子分别为 23、33 和 16 个科、属。其中，常见的乔木花粉主要为松属（*Pinus*）与桦属（*Betula*），其次为椴属（*Tilia*）和冷杉属（*Abies*），少数为栎属（*Quercus*）、胡桃属（*Juglans*）、榆属（*Ulmus*）、铁杉属（*Tsuga*）、桤木属（*Alnus*）、豆科（Leguminosae）和柏科（Cypressaceae）等，另有个别的云杉属（*Picea*）、油杉属（*Keteleeria*）、雪松属（*Cedrus*）、罗汉松属（*Podocarpus*）、鹅耳枥属（*Carpinus*）、栗属（*Castanea*）、枫杨属（*Pterocarya*）、榉属（*Zelcova*）、木樨科（Oleaceae）、爵床科（Acanthaceae）、蔷薇科（Rosaceae）和柳属（*Salix*）等。灌木与草本花粉主要为蒿属（*Artemisia*），其次为麻黄属（*Ephedra*）、莎草科（Cyperaceae）、禾本科（Gramineae）、藜科（Chenopodiaceae）和菊科（Compositae）等，少数为榛属（*Corylus*）、毛茛科（Ranunculaceae）、杜鹃科（Eiriedceae）、蓼属（*Polygonum*）、伞形科（Umbelliferae）和狐尾藻属（*Myriophyllum*）等，另有个别的紫菀属（*Aster*）、地榆属（*Sanguisorba*）、百合科（Liliaceae）、唐松草属（*Thalictrum*）、唇形科（Labiatae）、蔷薇科（Rosaceae）、鼠李科（Rhamnaceae）、忍冬科（Caprifoliaceae）、忍冬属（*Lonicera*）、石竹科（Caryophyllaceae）、睡莲属（*Numphaea*）、泽泻科（Alismataceae）、香蒲属（*Typha*）、白刺属（*Nitraria*）、胡颓子属（*Elaeagnus*）、茜草科（Rubiaceae）、牻牛儿苗科（Geraniceae）、苔属（*Carex*）、柳叶菜科（Onagraceae）、黑三棱科（Caperaceae）和茄科（Solanaceae）等。藻类与蕨类孢子主要为水龙骨科（Polypodiaceae），少数为水龙骨属（*Polypodium*）、石松属（*Lycopodium*）、卷柏属（*Selaginella*）、真蕨纲（Filicales）和盘星藻属（*Pediastrum*），个别为紫萁属（*Osmunda*）、里白属（*Hicriopteris*）、凤尾蕨属（*Pteris*）、蕨属（*Pteridium*）、铁线蕨属（*Adiantum*）、阴地蕨属（*Botrychium*）、膜叶蕨科（Hymenophillaceae）、桫椤属（*Cyathea*）、环纹藻属（*Concentricyates*）和双星藻属（*Zygnema*）等。

兹将纳木错常见孢粉类型的百分含量变化表示于图 6-2。必须说明的是，图 6-2 中高位湖相沉积各剖面或点位是按时间顺序排列的，与其拔湖高度顺序并不完全一致。

必须说明的是，在这些已鉴定出来的孢粉中，除个别属非该地区的现生种外，余皆属现今该处之现生种。同时，由上述孢粉组合所反映的古植被状况，与我国华北、东北与青藏高原地区晚第四纪时期经常出现的松、云杉、冷杉等针叶裸子植物所组成的针叶林（童国榜等，1996），或由麻黄、藜及蒿等灌木与草本植物所组成的荒漠草原、荒漠或草原，相当一致。而在本区所分析出来的孢粉中，却未出现上述地区在第四纪早、中期经常出现的孢粉组合中常常含有的少量或微量的山核桃（*Carya*）和枫香（*Liquidambar*）等新近纪亚热带孑遗植物花粉。这从一个侧面印证了本区湖相沉积 U 系测年结果的可靠性。

第三节　晚第四纪孢粉组合及其对古植被与古气候的反映

在第四纪各地层中，埋藏着不同类型的植物孢粉，它们能比较可靠地反映当时的古植被演替和古气候变化的情况。因此，通过对孢粉组合分析并将其与相邻地区进行对比，就可推测出化石所在的地层时代及其古地理环境（王富葆等，1996）。兹按湖相沉积的早晚顺序，将纳木错沿岸的孢粉组合及其所反映的古植被与古气候，简要叙述如下。

一、末次间冰期与末次冰期早冰阶

纳木错沿岸高位湖相沉积孢粉样品采自干玛弄和塔吉古日西南坡两个剖面的7个小剖面或样点，共23块，其拔湖高度为139.2～47.5 m。因其U系年龄在115.9～71.8 ka B.P.间，故其时代跨末次间冰期即MIS 5与末次冰期早冰阶即MIS 4初期。其中，属于末次间冰期的小剖面或样点6个，共14样，除塔吉古日西南坡拔湖68.9 m小剖面因分析了6块样品而可做出孢粉图式（图6-3）外，其他小剖面或样点仅分析1～3样（见图6-2）。而属于末次冰期早冰阶的小剖面仅一个，共9样。兹分述如下。

1. 末次间冰期

在这一时段内的6个小剖面或样点的14个样品所统计的1623粒孢粉中，共发现35个科、属，计乔木植物花粉、灌木与草本植物花粉和藻类与蕨类孢子分别为11、14和10个科、属。在各样品中，均以乔木植物花粉居多数，可占孢粉总数的39.8%～78.2%，自老至新依次为50.4%、50.8%～52.9%、75.0%、39.8%～47.4%、78.2%和51.6%～60.3%，其中以温性环境的针叶裸子植物松属（23.2%～49.6%）花粉较多，自老至新分别为29.6%、30.0%～34.4%、46.2%、23.2%～33.3%、49.6%和36.5%～44.8%，好温润的阔叶被子植物桦属（6.9%～21.1%）次之，分别为13.0%、8.2%～17.1%、21.1%、5.2%～9.3%、15.8%和6.9%～11.4%，另有少量喜温湿的针叶裸子植物冷杉和喜暖湿的阔叶被子植物栎、榆、胡桃与椴，及个别的铁杉、桤木、栗和豆科等花粉。灌木与草本植物花粉也较多，可占孢粉总数的19.2%～48.7%，自老至新依次为48.7%、45.7%～47.0%、19.2%、33.0%～44.7%、21.1%和25.0%～26.9%，其中以习性中偏干的草本植物蒿属（9.8%～31.1%）花粉较多，自老至新分别为18.3%、23.9%～25.7%、10.6%、20.3%～31.1%、9.8%和15.8%～20.4%，另有少量习性凉干的灌木麻黄、喜温干环境的草本植物藜科、禾本科与菊科，及个别的榛属、伞形科、蓼属、石竹科、莎草科、茜草科、杜鹃科、地榆属和狐尾藻属等花粉。蕨类孢子较少或很少，仅占孢粉总数的0.7%～26.3%，自老至新依次为0.9%、1.4%～2.2%、5.8%、13.1%～26.3%、0.7%和14.7%～21.5%，主要为适应温润环境的水龙骨科与水龙骨属和卷柏属，及个别的石松、凤尾蕨、铁线蕨、膜叶蕨、紫萁、真蕨纲与环纹藻等。必须指出的是，所分析出来的这一时期的孢粉颜色虽比较浅、立体性比较强，但仍有一定程度的压扁。这说明了产生这些孢粉的沉积物的时代相对较新，既不可能早于晚更新世早期，也不可能晚于晚更新世晚期。

根据上述孢粉组合特征，可恢复末次间冰期时的古植被与古气候特征为：115.9～101.7 ka B.P.间，本区是以松与桦和蒿与麻黄为主的森林—草原，气候温和较干。96.1 ka B.P.左右，为以松为主，含桦与少量冷杉、铁杉、椴、榆和胡桃等针、阔叶树种的针

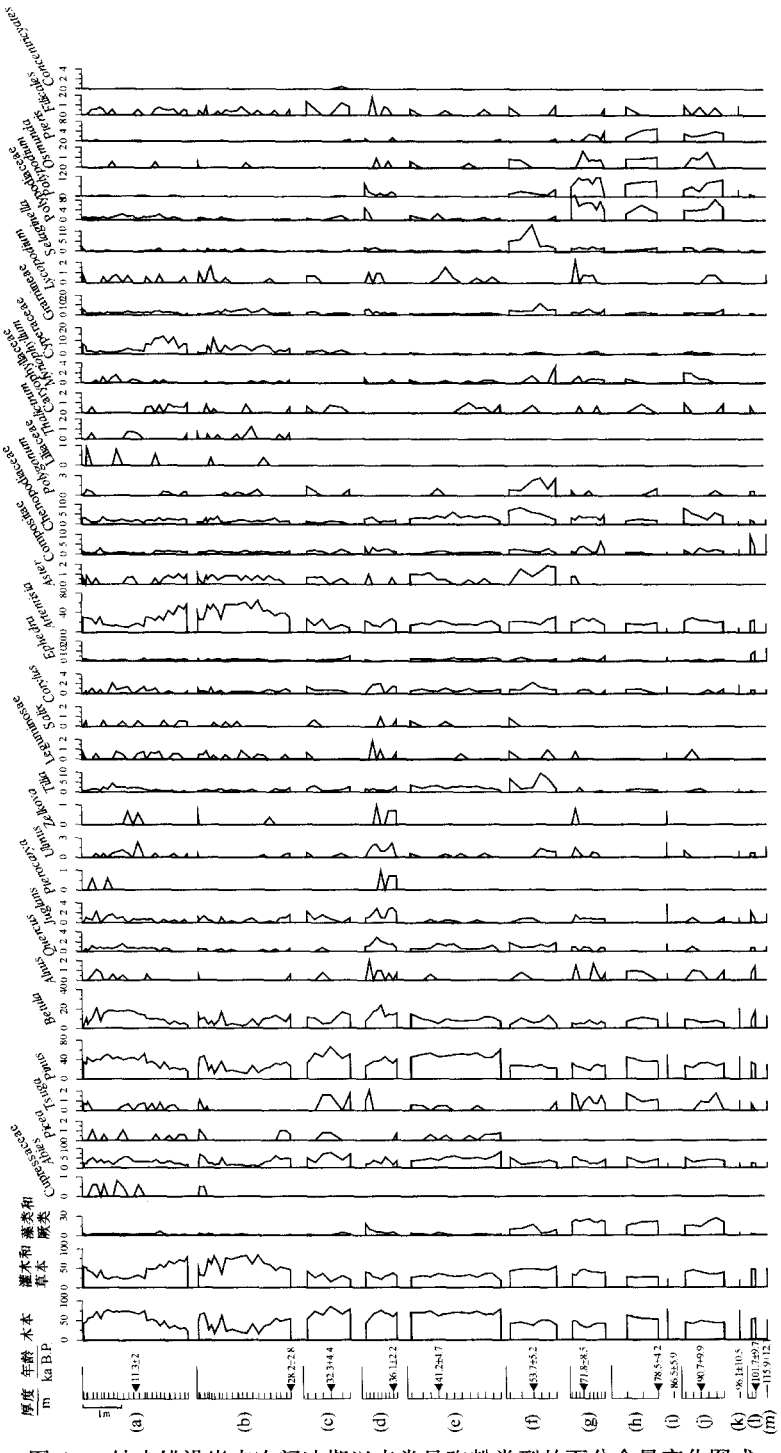


图 6-2　纳木错沿岸末次间冰期以来常见孢粉类型的百分含量变化图式

Fig.6-2　Variation diagram of the content in percent of various sporopollen since the last glacial epoch along the bank of the Nam Co

图中（a）—（f）为 T_1—T_6；（g）—（m）为高位湖相沉积；剖面自上至下按时间顺序排列，采样位置见图 6-1，年龄为 U 系法测定

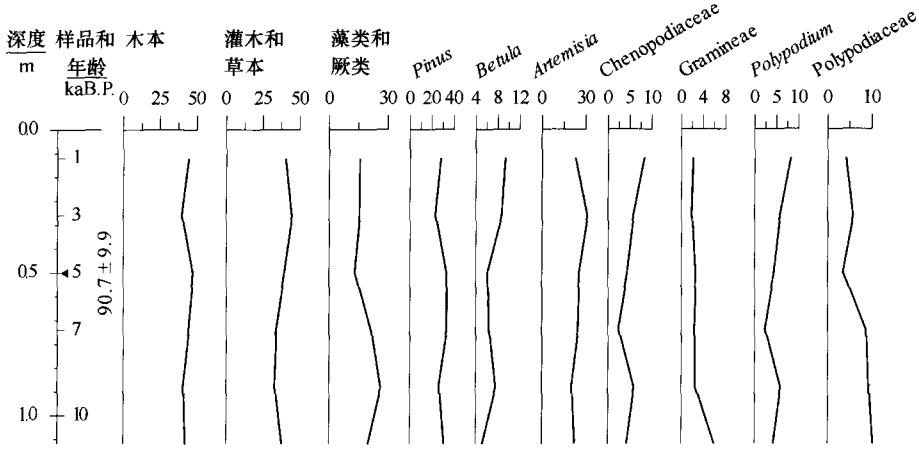


图 6-3 塔吉古日西南 6-27-3 点剖面（拔湖 68.9 m）湖相沉积孢粉式
（黑三角形为 U 系年龄）

Fig.6-3 Aporopollen diagram in lake deposits from the 6-27-3 spot section (the height above the lake level is 68.9 m) in southwestern Tajiguri

叶林，气候温和偏干。90.1 ka B.P. 左右（图 6-3），以蒿及水龙骨为主的灌木与草本植物和蕨类植物的比例有所增加，故当时植被环境为以松、桦、蒿与水龙骨为主的森林—草原，气候温和轻爽，湿度比较适中而气温可能略高于现今。86.5 ka B.P. 左右，松、桦等乔木植物比例大幅上升，胡桃、榆和冷杉等针、阔叶树种的比例也有所增加，而麻黄、蒿与水龙骨等灌木与草本植物和蕨类植物的比例明显下降，表明当时植被为以松为主的针阔混交林或针叶林，气候温和偏干，气温可能高于现今。78.5 ka B.P. 左右，虽然以蒿与水龙骨为主的灌木与草本植物和蕨类植物的比例也有所增加，但仍是以松为主，含桦及少量冷杉、铁杉和椴等针、阔叶树种的针叶林，气候温和偏干。

2. 末次冰期早冰阶

在这一时段内仅有一个小剖面的 9 个样品，所统计的 1168 粒孢粉中，共发现 44 个科、属，计乔木植物花粉、灌木与草本植物花粉和藻类与蕨类孢子分别为 16、16 和 12 个科、属。在各样品中，乔木植物花粉和灌木与草本植物花粉相近，分别占孢粉总数的 31.9%～46.2%和 30.0%～45.4%。在乔木花粉中，松属（16.7%～32.5%）花粉较多，桦属（3.8%～8.0%）次之，另有少量的冷杉（2.2%～5.4%）及个别的栎、榆、胡桃、椴、铁杉、油杉、雪松、罗汉松、榉、桤木、栗、木樨科和豆科等花粉。在灌木与草本花粉中，以蒿属（16.7%～29.4%）花粉较多，另有少量的麻黄属（0.7%～5.8%）、藜科（2.37%～5.1%）、禾本科（2.2%～6.5%）、菊科（0.8%～6.9%）及个别的榛属、紫菀属、蓼属、忍冬属、石竹科、伞形科、莎草科、茜草科、杜鹃科、泽泻科和狐尾藻属等花粉。本剖面的藻类与蕨类孢子不少，可占孢粉总数的 20.1%～25.4%，主要为水龙骨科（2.2%～11.6%）、水龙骨属（4.3%～10.2%）与少量卷柏属（1.4%～2.5%），另有个别的石松属、凤尾蕨属、铁线蕨属、膜叶蕨科、紫萁属、里白属、莎椤属、真蕨纲与环纹藻属等（图 6-4）。

根据上述孢粉组合特征，可恢复在 71.8 ka B.P. 前后的末次冰期早冰阶初期时的古植被与古气候特征，是以松、蒿为主，含少量桦、冷杉、麻黄、藜科、禾本科、菊科及水龙

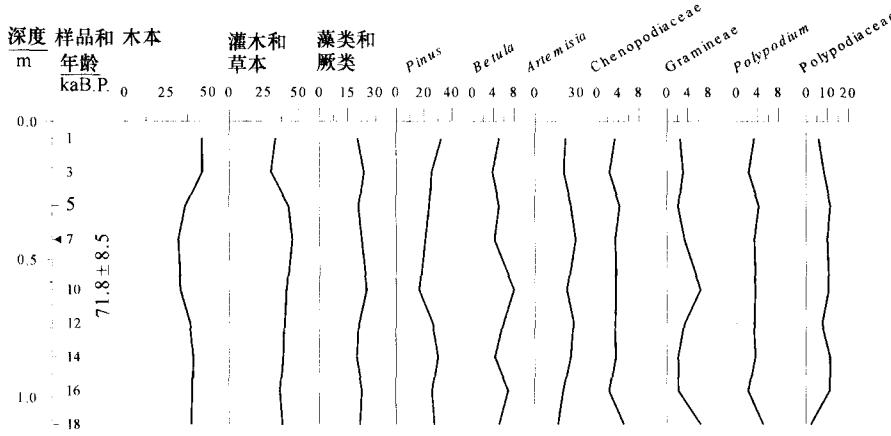


图 6-4 塔吉古日西南 6-27-2 点剖面（拔湖 47.5 m）湖相沉积孢粉式
（黑三角形为 U 系年龄）

Fig.6-4 Aporopollen diagram in lake deposits from the 6-27-2 spot section (the height above the lake level is 47.5 m) in southwestern Tajiguri

骨科与水龙骨属的森林—草原，气候温和轻爽，湿度适中而气温可能近似或略高于现今。

二、末次冰期间冰阶

纳木错沿岸的高阶地（T_6—T_3）的孢粉分析样品共 33 块，分别采自塔吉古日西南坡（T_6 和 T_5）、干玛弄（T_4）和扎弄淌（T_3）。各阶地的 U 系年龄依次为（53.7 ± 4.2）ka B.P.、（41.2 ± 4.7）~（39.5 ± 3.0）ka B.P.、（36.1 ± 2.2）~（35.2 ± 3.0）ka B.P. 和（32.3 ± 4.4）ka B.P. 左右，均属于末次冰期间冰阶，即 MIS 3。兹按时间顺序分述如下。

1. T_6 堆积时期

在 T_6 剖面的 6 个样品所统计的 658 粒孢粉中，共发现 35 个科、属，计乔木植物花粉、灌木与草本植物花粉和藻类与蕨类孢子分别为 12、15 和 8 个科、属。在各样品中，均以乔木、灌木与草本植物花粉居多数，且后者略占优势，其含量分别占孢粉总数的35.9% ~ 50.0%和 42.9% ~ 54.5%，而藻类与蕨类孢子少或很少，仅占总数的 4.1% ~ 16.8%。在乔木中，松属（22.3% ~ 28.4%）与桦属（3.6% ~ 13.6%）花粉多或较多，另有少量椴（1.6% ~ 9.5%）、冷杉（1.6% ~ 5.4%）和栎（0.8% ~ 1.8%），及个别的铁杉、榉木、栗、胡桃、榆、豆科和柳等花粉。在灌木与草本花粉中，以蒿属（16.2% ~ 33.0%）为主，禾本科（4.0% ~ 12.2%）和藜科（2.7% ~ 8.7%）次之，有少量麻黄（0.8% ~ 4.0%）、蓼属（0.8% ~ 2.7%）、榛属（0.8% ~ 2.3%）与菊科（0.9% ~ 2.9%）、及个别的紫菀、黑三棱、石竹科、地榆、唇形科、莎草科、杜鹃科和狐尾藻等花粉。藻类与蕨类孢子主要为卷柏属（1.8% ~ 13.7%），少量的水龙骨科（1.0% ~ 4.5%），另有个别的水龙骨属、凤尾蕨属、膜叶蕨属、紫萁属、真蕨纲和环纹藻属等（图 6-5）。

根据上述孢粉组合特征，可知 53.7 ka B.P. 前后的古植被为以松、蒿为主和含少量桦、椴、冷杉、栎、藜科、禾本科、卷柏及水龙骨科的比较典型的森林—草原，气候温和稍干。

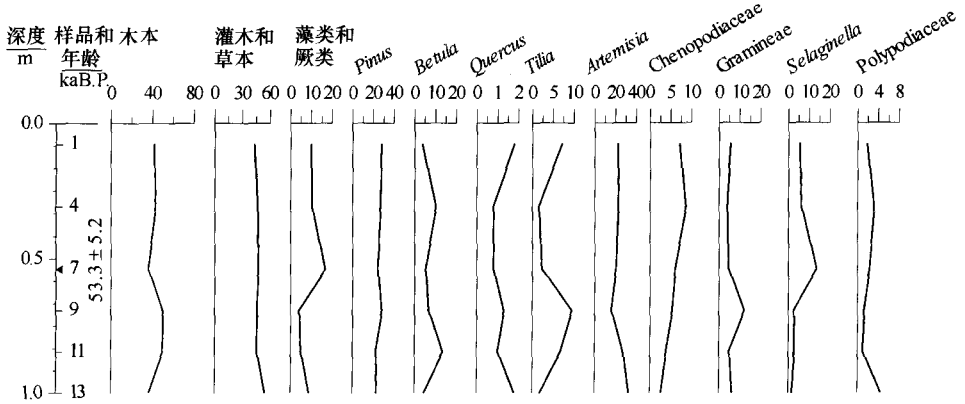


图 6-5 塔吉古日西南纳木错 T_6 湖相沉积孢粉式

（黑三角形为 U 系年龄）

Fig.6-5 Aporopollen diagram in T_6 lake deposits in southwestern Tajiguri of the Nam Co

2. T_5 堆积时期

在 T_5 剖面的 12 个样品所统计的 2087 粒孢粉中，共发现 43 个科、属，计乔木植物花粉、灌木与草本植物花粉和藻类与蕨类孢子分别为 15、20 和 8 个科、属。在各样品中，均以乔木和灌木与草本植物花粉居多数和较多数，其含量分别占孢粉总数的 60.6%～78.5%和 19.0%～35.2%，而藻类与蕨类孢子很少，仅占总数的 0～4.3%。在乔木中，松属（43.9%～61.2%）花粉占优势，桦属（4.8%～14.8%）花粉次之，另有少量冷杉（3.6%～8.3%）和椴（0.8%～3.6%），及个别的栎、云杉、雪松、铁杉、榉木、榆、胡桃、栗、木樨科、豆科和柳等花粉。在灌木与草本花粉中，以蒿属（12.4%～23.9%）为主，另有少量藜科（1.7%～6.1%）、麻黄（1.1%～3.6%）、禾本科（0.8%～2.0%）、榛属（0.5%～1.1%）与菊科（0.5%～1.6%），及个别的蓼属、紫菀属、石竹科、唐松草属、白刺属、胡颓子属、忍冬科、伞形科、毛茛科、唇形科、莎草科、杜鹃科、香浦属和狐尾藻属等花粉。藻类与蕨类孢子为个别的石松属、卷柏属、水龙骨科、水龙骨属，凤尾蕨属、紫萁属、阴地蕨属和真蕨纲等（图 6-6）。

根据上述孢粉组合特征，可知在 41.2～39.5 ka B.P. 时期，古植被为含有桦和少量冷杉与椴等针、阔叶树种而以松为主的针叶林，气候温和偏爽或温和略干，气温可能略高于现今或与今接近。

3. T_4 堆积时期

在 T_4 剖面的 9 个样品所统计的 984 粒孢粉中，共发现 42 个科、属，计乔木植物花粉、灌木与草本植物花粉和藻类与蕨类孢子分别为 17、14 和 11 个科、属。在各样品中，均以乔木、灌木与草本植物花粉居多数和较多数，其含量分别占孢粉总数的 41.7%～74.2%和 20.6%～39.8%，而藻类与蕨类孢子少或很少，仅占总数的 2.1%～18.5%。在乔木中，松属（27.2%～45.9%）与桦属（7.8%～23.7%）花粉多或较多，另有少量冷杉（1.5%～5.4%）、椴（0.7%～2.8%）、栎（0.7%～2.9%）和胡桃（0.9%～3.0%），及个别的云杉、榆、枫杨、铁杉、榉木、鹅耳枥、栗、榉、豆科、蔷薇科和柳属等花粉。在灌木与

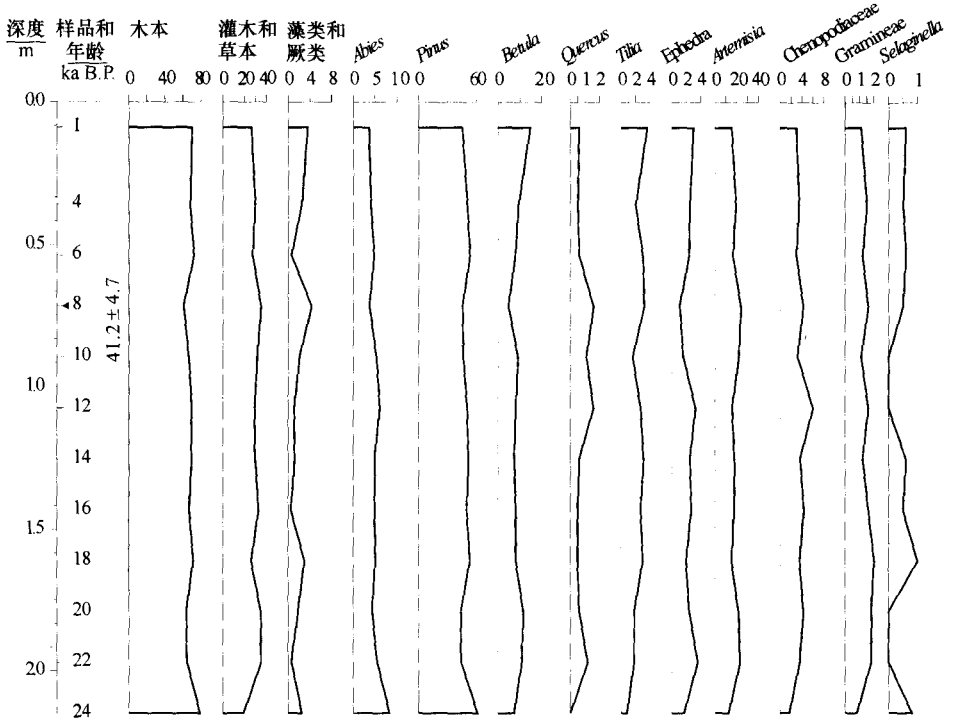


图 6-6 塔吉古日西南纳木错 T_5 湖相沉积孢粉式

（黑三角形为 U 系年龄）

Fig.6-6 Aporopollen diagram in T_5 lake deposits in southwestern Tajiguri of the Nam Co

草本花粉中，以蒿属（11.3% ~ 28.4%）为主，有少量的禾本科（1.0% ~ 6.4%）和藜科（1.0% ~ 3.8%），及个别的麻黄、榛属、菊科，紫菀属、忍冬属、地榆属、伞形科、唇形科、茜草科、莎草科和狐尾藻属等花粉。藻类与蕨类孢子为少量的水龙骨科（0.9% ~ 7.8%）和卷柏属（0.7% ~ 2.0%），另有个别的石松属、水龙骨属、凤尾蕨属、膜叶蕨科、紫萁属、里白属、铁线蕨属、槭椤属和真蕨纲等（图 6-7）。

根据上述孢粉组合特征，可知在 36.1 ~ 35.2 ka B.P. 间，古植被为含有桦及少量冷杉、椴、栎和胡桃等针、阔叶树种而以松为主的针叶林，气候温和轻爽或暖和略干，气温和湿度可能均比现今略高或较高，为 MIS 3 中环境条件最好时期。

4. T_3 堆积时期

在 T_3 剖面的 6 个样品所统计的 811 粒孢粉中，共发现 35 个科、属，计乔木植物花粉、灌木与草本植物花粉和藻类与蕨类孢子分别为 13、15 和 7 个科、属。在各样品中，均以乔木、灌木与草本植物花粉居多数和较多数，其含量分别占孢粉总数的 54.3% ~ 84.4% 和 14.8% ~ 42.8%，而藻类与蕨类孢子很少，仅占总数的 0.8% ~ 4.5%。在乔木中，松属（31.9% ~ 66.4%）花粉多，桦属（4.8% ~ 16.8%）次之，另有少量冷杉（2.7% ~ 7.8%）和椴（0.8% ~ 3.4%），及个别的胡桃、栎、云杉、铁杉、桤木、榆、木樨科、豆科和柳等花粉。在灌木与草本花粉中，以蒿属（6.9% ~ 28.5%）为主，有少量的麻黄属（0.7% ~ 5.1%）和莎草科（0.8% ~ 3.3%），及个别的禾本科、藜科、榛属、菊科、蓼属、紫菀属、石竹科、杜鹃科、茜草科、伞形科和毛茛科等花粉。藻类与蕨类孢子为个别

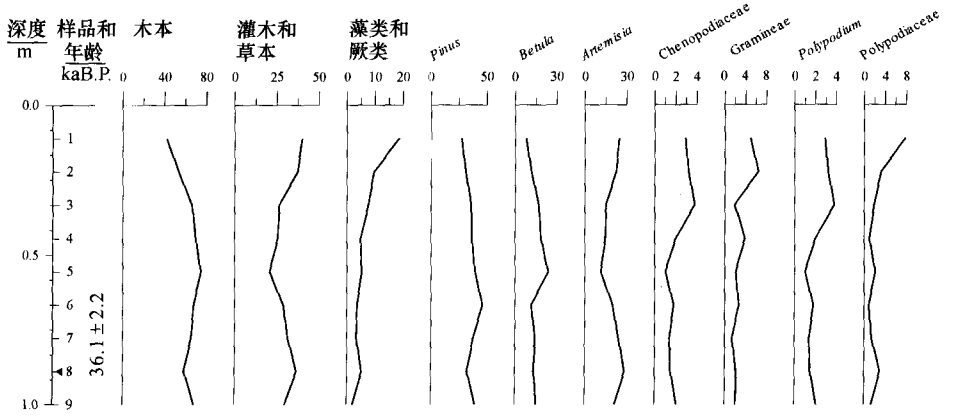


图 6-7　干玛弄西南纳木错 T_4 湖相沉积孢粉式

（黑三角形为 U 系年龄）

Fig.6-7　Aporopollen diagram in T_4 lake deposits in southwestern Ganmanong of the Nam Co

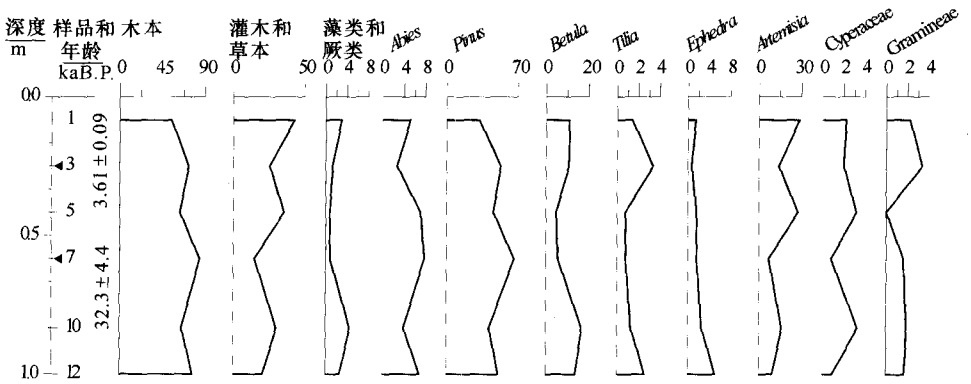


图 6-8　扎弄淌纳木错 T_3 湖相沉积孢粉式

（空三角形为^{14}C 年龄，黑三角形为 U 系年龄）

Fig.6-8　Aporopollen diagram in T_3 lake deposits in Zanongtang of the Nam Co

的石松属、卷柏属、水龙骨科、水龙骨属、凤尾蕨属、真蕨纲和环纹藻属（图 6-8）。

根据上述孢粉组合特征，可知在 32.3 ka B.P. 左右，古植被为含有桦和少量冷杉与椴等针、阔叶树种而以松为主的针叶林，气候温和偏爽或温和略干，气温虽然不及前两个时期，但仍可能略高于现今或与今接近。

三、末次冰期晚冰阶和冰后期

纳木错沿岸的低阶地（T_2、T_1）的孢粉样品，均采自扎弄淌。因 T_2 底部与 T_1 中部湖相沉积的 U 系年龄分别为（28.2±2.8）ka B.P. 和（11.2±2.0）ka B.P.，而^{14}C 年龄虽较其年轻但较为混乱，故暂时将它们分别归于末次冰期晚冰阶，即 MIS 2，和冰后期或全新世，即 MIS 1 时期。由于组成阶地的湖相沉积稍厚，所分析样品稍多，因而在两个剖面中均可区分出 3 个孢粉带。

1. 末次冰期晚冰阶

在 T_2 剖面 22 个样品所统计的 4652 粒孢粉中，共发现 51 个科、属，计乔木植物花粉、灌木与草本植物花粉和藻类与蕨类孢子分别为 18、24 和 9 个科、属。在各样品中，以乔木和灌木与草本植物花粉居多数，其含量后者略大于前者，分别占孢粉总数的 15.8%～68.3%，和 30.3%～83.3%，而藻类与蕨类孢子很少，仅占总数的 0～3.3%。在剖面中，它们的含量与种类自下而上有明显变化（图 6-9）。

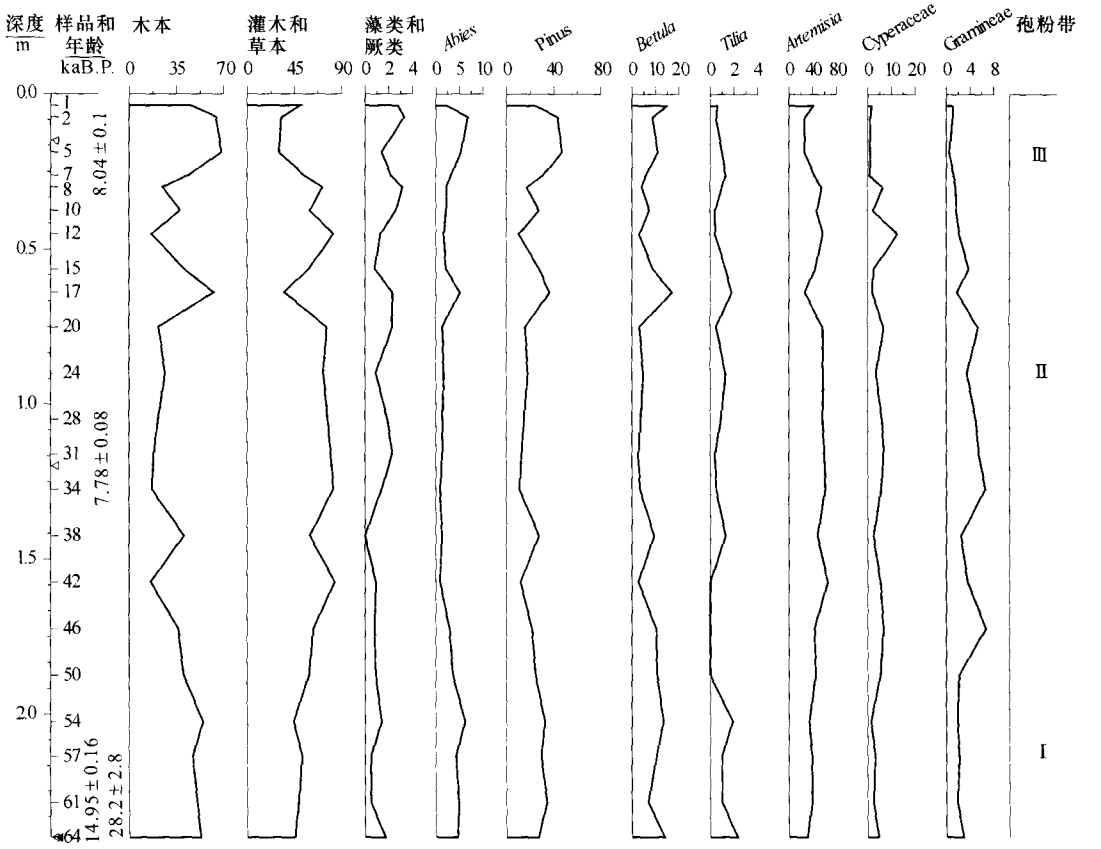


图 6-9 扎弄淌纳木错 T_2 湖相沉积孢粉式

（空三角形为^{14}C 年龄，黑三角形为 U 系年龄）

Fig.6-9 Aporopollen diagram in T_2 lake deposits in Zanongtang of the Nam Co

（1）Ⅰ带：松-桦-蒿花粉带，见于阶地下部 1.78～2.4 m 处，共 4 个样品。该带乔木和灌木与草本花粉占优势，分别占孢粉总数的 47.1%～54.5%和 44.1%～52.4%。前者以松（27.0%～34.3%）、桦（6.9%～13.8%）多与较多，还有少量冷杉（3.6%～6.2%）和个别的云杉、雪松、桤木、栎、栗、胡桃、榆、榉、木樨科和豆科，后者以蒿（31.0%～39.6%）为主，还有少量莎草科（1.4%～4.6%）、禾本科（1.9%～2.9%）与藜科（1.4%～3.3%），及个别的菊科、榛属、麻黄属、紫菀属、地榆属、唐松草属、伞形科、石竹科、狐尾藻属和睡莲属等花粉。藻类与蕨类孢子含量很少（0～1.4%），仅为个别的石松属、卷柏属、水龙骨科、水龙骨属、真蕨纲和环纹藻属。

(2) Ⅱ带：松-蒿-莎草科-禾本科花粉带，见于阶地中部0.25～1.78 m处，共14个样品。该带的特点是灌木与草本植物花粉略多于乔木植物花粉，二者分别占总数的35.1%～83.3%和15.8%～62.6%。前者以蒿属（26.8%～65.6%）为主，莎草科（1.8%～12.6%）次之，另有少量禾本科（1.6%～6.7%）、藜科（0.9%～3.8%）、菊科（0.8%～1.7%）、麻黄属（0.9%～2.3%）和紫菀属（0.4%～0.9%），及个别的榛属、唐松草属、杜鹃科、蔷薇科、鼠李科、伞形科、茜草科、茄科、蓼属、石竹科、百合科、狐尾藻属、睡莲属、泽泻科和苔属等花粉。后者以松属（10.4%～36.3%）较多，桦属（2.7%～17.0%）次之，另有少量的冷杉（0.9%～5.1%）和个别的云杉、雪松、栎、栗、胡桃、榆、椴、豆科和柳。藻类与蕨类孢子含量很少（0～3.2%），仅为个别的石松属、卷柏属、水龙骨科、水龙骨属、凤尾蕨属、紫萁属、真蕨纲和环纹藻属等。

(3) Ⅲ带：松-桦-蒿花粉带，见于阶地上部0～0.25 m处，共4个样品。该带特点与Ⅰ带近似，乔木花粉可占孢粉总数的43.4%～68.3%，其中以松属（24.6%～47.0%）较多，桦属（5.8%～14.8%）次之，还有少量冷杉（2.3%～6.8%）、胡桃（0.5%～1.4%）和椴（0.5%～1.3%），和个别的云杉、铁杉、柏科、桤木、栎、榉、木樨科、豆科和爵床科。灌木与草本花粉占孢粉总数的30.2%～54.4%，其中以蒿属（26.4%～43.4%）为主，还有少量藜科（1.0%～3.2%）、麻黄属（0.5%～2.3%）、禾本科（0.5%～1.3%）、菊科（0.6%～1.3%）与榛属（0.4%～1.1%），及个别的紫菀属、唐松草属、茜草科、石竹科、柳叶菜属和狐尾藻属等花粉。藻类与蕨类孢子含量很少（1.4%～3.3%），仅为少量的水龙骨科（0.4%～1.1%）和个别的石松属、卷柏属、水龙骨属、蕨属、紫萁属、真蕨纲和环纹藻属。

根据上述孢粉资料，MIS 2晚期的古植被为以蒿为主的草原，但松的含量在下部与上部较多，因而古植被与古气候可进一步划分为：早期为以蒿、松为主，含桦与少量冷杉的疏林草原（草甸）或稀树草原（草甸），气候温凉偏干或温和凉爽，气温相对较低；中期为以蒿为主的草原或含松与少量桦的稀树草原，植被覆盖率较高，气候温和偏湿或略湿，气温与湿度略有回升；晚期为以松、蒿为主，含桦和少量冷杉、胡桃和椴的森林—草原或森林，气候温和轻湿。

2. 冰后期

在T_1剖面25个样品所统计的3946粒孢粉中，共发现56个科、属，计乔木植物花粉、灌木与草本植物花粉和藻类与蕨类孢子分别为19、25和12个科、属。在各样品中，以乔木和灌木与草本植物花粉居多数，其含量大体相当，分别占孢粉总数的21.2%～76.0%，和21.9%～77.8%，而藻类与蕨类孢子很少，仅占总数的0.6%～3.6%。在剖面中，它们的含量与种类是有明显变化的（图6-10），自下而上分带如下。

(1) Ⅰ带：松-蒿-莎草科花粉带，见于阶地下部1.57～2.7 m处，共10个样品。该带的特点是，灌木与草本植物花粉多于乔木植物花粉，二者分别占孢粉总数的46.0%～77.8%和21.2%～51.8%。前者以蒿（24.7%～57.6%）为主，莎草科（4.6%～13.7%）次之，还有少量的藜科（1.7%～3.3%）及个别的禾本科、麻黄属、菊科、榛属、紫菀属、毛茛科、杜鹃科、蓼属、地榆属、伞形科、百合科、唐松草属、唇形科、蔷薇科、茜草科、胡颓子科、茄科、忍冬属、石竹科、狐尾藻属和苔属等花粉。后者以松（15.7%～35.83%）较多，桦（3.0%～9.9%）次之，还有少量冷杉（1.2%～4.0%）和个别的云杉、雪松、铁杉、桤木、栎、胡桃、榆、豆科、柳与椴。藻类与蕨类孢子含量很少(0.6%～6.5%)，仅为个别的石松属、卷柏属、水龙骨科、水龙骨属、紫萁属、铁线蕨

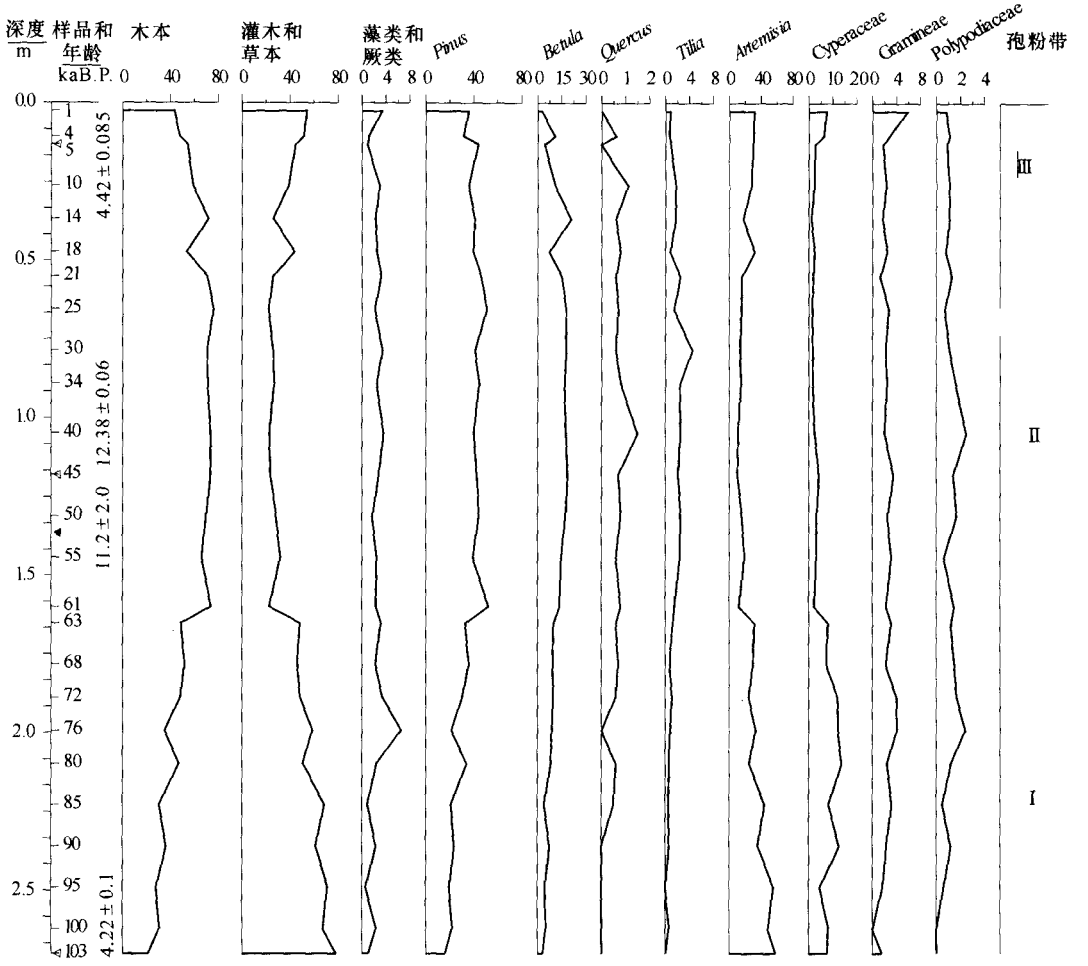


图 6-10　扎弄淌纳木错 T_1 湖相沉积孢粉式

（空三角形为^{14}C年龄，黑三角形为 U 系年龄）

Fig.6-10　Aporopollen diagram in T_1 lake deposits in Zanongtang of the Nam Co

属、真蕨纲、盘星藻属和双星藻属等。

（2）Ⅱ带：松-桦-蒿-莎草科花粉带，见于阶地中部0.45～1.57 m处，共9个样品。该带乔木植物花粉明显上升（65.9%～76.0%），其中以松（39.0%～52.3%）较多，其次为桦（13.8%～18.8%），另有少量的冷杉（1.7%～5.6%）和椴（1.4%～4.5%），及个别的云杉、雪松、铁杉、柏科、桤木、鹅耳枥、栎、栗、胡桃、枫杨、榆、榉、豆科、木樨科和柳。在灌木与草本花粉（21.9%～31.7%）中，以蒿（10.4%～18.9%）较多、另有少量莎草科（1.4%～4.2%）、禾本科（1.3%～3.5%）、藜科（0.8%～3.8%）和菊科（0.6%～1.7%），及个别的榛属、麻黄属、紫菀属、毛茛科、杜鹃科、伞形科、百合科、唐松草属、唇形科、茜草科、忍冬属、狐尾藻属和苔属等花粉。藻类与蕨类孢子含量很少（1.7%～3.6%），仅为少量的水龙骨科（0.6%～2.5%）和个别的石松属、卷柏属、水龙骨属、紫萁属、凤尾蕨属、蕨属、铁线蕨属、真蕨纲、环纹藻属和盘星藻属等。

（3）Ⅲ带：松-桦-蒿花粉带，见于阶地上部0～0.45 m处，共6个样品。该带乔木花

粉可占孢粉总数的43.0%～71.8%，其中以松属（31.1%～43.8%）较多，桦属（2.5%～20.9%）次之，还有少量冷杉（2.3%～5.2%）和椴（0.6%～1.7%），及个别的云杉、铁杉、柏科、桤木、栎、栗、胡桃、枫杨、豆科和柳。灌木与草本花粉占孢粉总数的26.0%～53.7%，其中以蒿属（17.5%～32.2%）为主，还有少量莎草科（1.1%～7.4%）、禾本科（1.7%～5.8%）、藜科（1.1%～3.4%）与菊科（0.6%～3.3%），及个别的榛属、麻黄属、紫菀属、毛茛科、杜鹃科、蓼属、伞形科、百合科、唐松草属、唇形科、蔷薇科、茜草科、胡颓子科、忍冬属、石竹科、牻牛儿苗科、狐尾藻属和苔属等花粉。藻类与蕨类孢子含量很少（0.9%～3.3%），仅为少量的水龙骨科（0.8%～1.1%）和个别的石松属、卷柏属、水龙骨属、凤尾蕨属、真蕨纲、环纹藻属和盘星藻属。

根据上述孢粉资料，可将MIS 1部分时段的古植被与古气候划分为如下3个阶段：早期为以蒿、莎草和松、桦为主的疏林草原（草甸）或稀树草原（草甸），气候暖湿，气温可能比今高2～3 ℃；中期为以松、桦为主，含少量冷杉和椴等针、阔叶树种所组成的针阔混交林，气候温暖湿润，气温至少比今高5 ℃，降水量可能比今多100～200 mm或200～300 mm，显然相当于全新世气候最宜时期或大暖期；晚期为以松为主，但含桦与少量冷杉与椴等针、阔叶植物所组成的针叶林，气温与湿度虽较前期降低，但气候仍相对暖和较湿。

四、分析结果讨论

综上所述，可以看出本章所述的孢粉分析剖面均位于湖岸而不是湖中，因而不可能获得连续的沉积记录，而主要反映的是末次间冰期以来，在湖面升降波动过程中接近波峰位置，即相对温暖湿润时期的状况。对于因阶地下切而在岸边缺乏沉积记录的时段，则主要反映的是湖面相对下降与气候相对冷干时期的状况，这从邻近的念青唐古拉山末次冰期的两个冰阶MIS 4和MIS 2的多次冰川进退得到印证（赵希涛等，2002）。

因此，纳木错自MIS 5d（MIS 5e阶段仅一个样品）以来气候变迁的基本特征是：以全新世气候最宜时期为最温暖湿润，而在MIS 5和MIS 3的相对温暖时期中，气候只是温和轻爽或偏干，气温相当或略高于现今，湿度稍大、相当或稍小于现今，只在36～35 ka B.P.间气温与湿度较现今略高或较高。这与研究地点位于藏北高原东南部的位置有关。

现今纳木错的年平均气温与降水应介于当雄（1.3 ℃与486.9 mm）与班戈（－1.2 ℃与301.2 mm）之间而偏于班戈，属于半湿润向半干旱的过渡地带（中国科学院青藏高原综合科学考察队，1984）。在总体上，从湖泊发育的情况看，藏北高原自MIS 5以来的气候变化特点应是在逐渐变干的总趋势基础上，有多次明显冷暖与干湿的波动。

第七章　念青唐古拉山脉第四纪冰川作用与冰期划分

念青唐古拉山脉横跨青藏高原腹地，西起90°E尼木县麻江以北海拔7048 m的穷母岗峰，往东呈向北突出的弧形展布到97°E然乌以北的安久拉，长达740 km左右。大致以弧顶嘉黎为界，念青唐古拉山脉可分为东西两段。念青唐古拉山西段总体上呈NNE走向，雪线在5800 m左右，其上终年积雪，现代冰川发育。而本专著所指的地区包括90°~91.5°范围，该段山脉的一个有趣的特点是，念青唐古拉山仅有的5座海拔7000 m以上的主要高峰都集中在该段，但它们大多不在山脉的主脊线上。该段山脉的主脊海拔多在5000~6200 m间，而海拔7162 m的主峰念青唐古拉峰和另外3座海拔7000 m以上的高峰（分别为7117 m、7111 m、7046 m），却集中分布在一条SEE走向的支脉上。由于念青唐古拉山脉主脊及其支脉上的许多山峰海拔均高于当地的现代雪线（中国科学院青藏高原综合科学考察队，1986），也远高于纳木错北、西、东三面丘陵状起伏的相对低矮的山地和当雄—羊八井盆地，东南尽管高差很大，但海拔却不如其他山脉，因而分布于纳木错南岸和当雄羊八井盆地的第四纪沉积物，主要来源于念青唐古拉山脉，特别是其第四纪不同冰期的冰川与冰水沉积物。

第一节　念青唐古拉山脉第四纪冰期和地层划分

念青唐古拉山主峰地区第四纪冰川作用发育，较早涉及本区第四纪冰川作用的有王明业、郑绵平（1965）和南京大学地理系地貌学教研组（1974）。而较详细研究该段念青唐古拉山脉东南麓第四纪冰川作用、地层和新构造运动的，则是钱方等（1982）和中国科学院青藏高原综合科学考察队（1983，1986）。前者在吉达果、羊八井和当雄三个断续相连的盆地中划分出5次冰期和一次冰缘期，自老至新依次为欠布冰期、那曲冰缘期、当雄冰期、羊八井冰期、海龙冰期和躺兵错冰期，并确定其中的欠布冰期为第四纪下限350万年的早更新世初期。后者在《西藏冰川》一书中仅在羊八井盆地中划分出中更新世以来的3次冰期，自老至新称为硫磺山冰期、叶巴果冰期和海龙村冰期，分别相当于青藏高原的聂聂雄拉冰期、古乡冰期与末次冰期，但在书中涉及到该区的现代冰川。此外，浦庆余等（1982）还提及包括本区在内的青藏公路沿线的第四纪冰缘现象。

一、第四纪冰期和地层划分

根据冰碛地层的地层层序、地质地貌特征及其相互接触关系，同时还考虑到有关地层的古生物化石组合、风化壳的位置、同位素年代、地貌部位、地层不整合和相应的冰蚀地形等因素，我们将念青唐古拉山中段的第四纪冰川（图7-1）划分为4次冰期，从新到老依次为：西布冰期（Q_4）与现代冰川、拉曲冰期（Q_3）、爬然冰期（Q_2^3）、宁中冰期（Q_2^1）（朱大岗等，2002；赵希涛等，2002）。

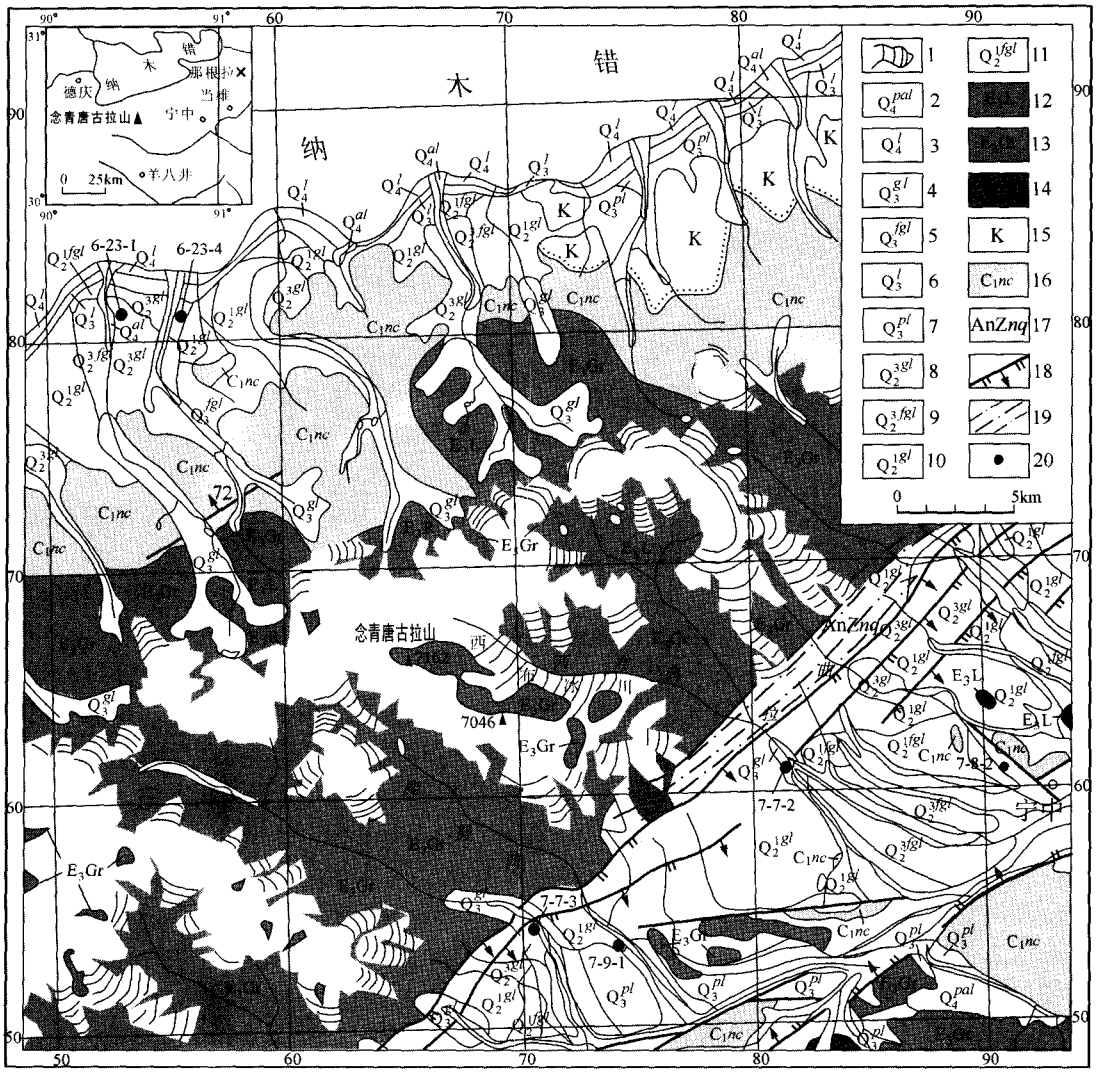


图 7-1　念青唐古拉山脉主峰地区第四纪地质图

Fig.7-1　Quaternary geological map of the major peak area in the Nianqingtanggula mountains

1—现代冰川；2—全新世冲积-洪积；3—全新世湖积；4—晚更新世冰积；5—晚更新世冰水沉积；6—晚更新世湖积；7—晚更新世洪积；8—晚中更新世冰积；9—晚中更新世冰水沉积；10—早中更新世冰积；11—早中更新世冰水沉积；12—渐新世黑云母钾长花岗岩；13—渐新世黑云母二长花岗岩；14—渐新世黑云母花岗闪长岩；15—白垩纪砂岩；16—石炭纪泥质板岩；17—前震旦纪念青唐古拉群；18—正断层；19—韧性剪切带；20—部分采样点及编号

1. 西布冰期（Q_4）与现代冰川

西布冰期（新冰期）与现代冰川的冰碛物在念青唐古拉山主峰地区，主要分布于现代冰川末端附近，冰碛物构成典型的终碛、侧碛和底碛丘陵等冰碛地貌。如在念青唐古拉山东麓的西布冰川末端冰碛物由 13 道终碛垄及相关底碛组成，根据终碛垄和底碛的分布和关系可将其进一步细分为三期冰碛物，向现代冰川末端方向冰碛物时代越来越新。最早的一期冰碛物距离现代冰川最远，最内侧的终碛垄距现代冰川约 1.25 km，高程 5100 m。此

套冰碛物由棱状-次棱状砾石堆积组成，冰碛物表层局部发育薄土壤层，其上生长稀疏松草，砾石无分选，粒径 20～500 cm 不等。砾石成分中花岗质岩石占 80%～90%，变质岩类占 10%左右。外侧的终碛垄叠覆于第一期冰碛物底碛之上。此期冰碛物岩性特征与第一期冰碛物相似，只是冰碛物表层土壤层更为稀少，植被也更为稀疏。现代冰川之上常见大量表碛分布，表碛全为 0.5～10 m 的漂砾，无分选，无植被发育，漂砾成分以花岗岩类为主，含少量变质岩类。表碛之下为厚层的埋藏冰，具清晰的冰雪纹层构造。

现代冰川冰碛物的形成应为自全新世以来，冰川末端的现代终碛应为小冰期之后的产物，根据此冰碛垄现在距冰川末端的距离，可知 70 年以来西布冰川退缩速率为 0.4～0.7 mm/a。

此外，在了冷青曲与冻弄曲源头，还发现了全新世新冰期与小冰期的数道侧碛与终碛，其中新冰期的两道终碛，距离现代冰川末端达 500～600 m，而在距现代冰川末端仅百余米的小冰期几道终碛的内侧一道，尚未有植被分布。

2. 拉曲冰期 Q_3

即末次冰期（Q_3），大致相当于玉木（Würm）冰期（1 万～7 万年），在念青唐古拉山脉东南麓中段和西段拉曲冰期的侧碛与终碛垄，仅发现于各大山谷之内，除主要大沟外，一般不能伸出山口（图版Ⅵ-1）。见于爬努曲、拉曲、曲嘎曲、穷木达、冉布曲、比郎曲等谷地中，均呈断续分布状，为小型的终碛与侧碛，其规模远小于前一次冰期，侧碛一般只保存数十至百余米长，10～20 m 宽，5～15 m 高。另外，它们也出现于各山脊与高峰附近小型现代冰川的外围，其规模则更小得多。由于该冰期冰川在山脉东南坡西布冰川所在的拉曲发育最好，故命名为拉曲冰期。它们均由磨圆较好的砾石或砾石层所组成。在砾石的成分中，花岗岩类占据绝对优势，变质岩的比例已经很少了。在各沟谷出山口外，形成了与该冰期冰碛相联系的山前扇形地，且各沟谷的扇形地已连成一片，成为山前倾斜平原，但往往已稍有切割而成为低台地。因为该扇形地与冰川终碛与侧碛并非直接相连，故其成因既可定为冰水沉积，也可定为洪积，二者间没有一条截然的界线。但从扇形地表面常有巨大漂砾保存（图版Ⅵ-2）看，定为冰水沉积似乎更妥当些。从该冰期冰碛与冰水沉积的分布部位与沉积特征看，它们可与前人所划分的躺兵错冰期（钱方等，1982）或海龙村冰期相对比（中国科学院青藏高原综合科学考察队，1986），有可能属于晚更新世晚期。另外，从该套冰川沉积的分布部位、地貌形态、沉积特征与保存规模看，应为小型山谷冰川性质。

念青唐古拉山脉北麓中段和西段拉曲冰期的侧碛与终碛垄，仅发现现于各大山谷之内，一般只能到达山口，但不能伸进盆地，如在爬然、曲卡切、拉嘎、冻弄曲、查布曲及其支流冷青曲、冷穷曲（图版Ⅵ-3）与翁河盲曲等谷地中，均呈断续分布状，为小型的终碛与侧碛，其规模和地质特征与念青唐古拉山脉东南麓中段和西段所见相同。同时，它们还出现于各山脊与高峰附近小型现代冰川的外围，只是规模更小而已。在各沟谷中及出山口外，还形成了与该冰期冰碛相联系的冰水阶地与山前冰水扇形地，局部已联成山前倾斜平原，但往往已稍有切割而成为低台地，它们均由磨圆较好砾石或砂砾石层所组成。从该冰期冰碛与冰水沉积的分布部位与沉积特征看，它们可与念青唐古拉山脉东南麓的拉曲冰期相对比。

3. 爬然冰期 Q_2^3

即第二期冰期爬然（Q_2^3）冰期，大致相当于里斯（Riss）冰期（13 万～30 万年）。在念青唐古拉山脉东南麓西段爬然冰期的冰碛物，构成了刚刚伸出各沟谷出山口不远的高侧

碛，高出各沟谷底 50～100 m，如爪努、拉曲嘎、琢来、穷木达、冉布曲（图版Ⅵ-4）、尼弄曲、比郎曲、贡曲等沟口（图 7-2）。同期的冰碛物，也构成各山脊与高峰附近的小型冰川外围、伸出其冰斗或谷地的终碛与侧碛。在该冰期侧碛与终碛的前方或外围，有冰水平台分布，但它们与附近河床的高差已减为十至二十米。冰水沉积物具有某些洪积物的特征，如砾石有一定磨圆，有一定的分选，但较差；有一定的层理，但不够清晰等（朱大岗等，2002）。冰碛与冰水沉积物的风化程度均不强烈，在砾石与砾石成分中，变质岩是其主要成分，还有较多的花岗岩类。根据上述特征判断，该次冰期有可能属于中更新世晚期，相当于前人所划分的海龙冰期（钱方等，1982）或叶巴果冰期（中国科学院青藏高原综合科学考察队，1986），也相当于藏东南的古乡冰期和玉龙山的丽江冰期（赵希涛等，1999）。必须指出，第二套冰碛所切割的冰川槽谷，不仅包括基岩，还包括由第一套冰碛所组成的高台地。在高侧碛前端，往往还有一至两道横亘河床，但已被河流切割的残破终碛存在。

在念青唐古拉山脉北麓中段和西段爬然冰期的冰碛物，构成了刚刚伸出各沟谷出山口不远的终碛与高侧碛。其中尤以爬然地区最为发育，故将其命名为爬然冰期。该冰期的冰碛沿山麓分布，长达十多千米，形成极为明显的扇形宽尾，其侧碛可高出各沟谷底 20～80 m，远不如南麓，其外围的扇形冰水台地也是如此。在比朗、爬然、曲嘎切、冻弄曲（图版Ⅵ-5）、查布曲及其支流冷青曲、冷穷曲与翁河盲曲，及古仁曲与加冬曲汇合处北侧被废弃的河道两侧等处均可以看到。该冰期侧碛与终碛的前方或外围，也有冰水平台或缓丘分布，且它们与附近河床的高差已减为十多米了。而在中段的三条沟口，冰水扇形台地已伸入纳木错南岸，其冰水沉积物的特征，与念青唐古拉山脉东南麓西段大体相同。故该次冰期与山脉南东麓的爬然冰期相当，其特征与南麓相似，均为典型的中小型山谷冰川。

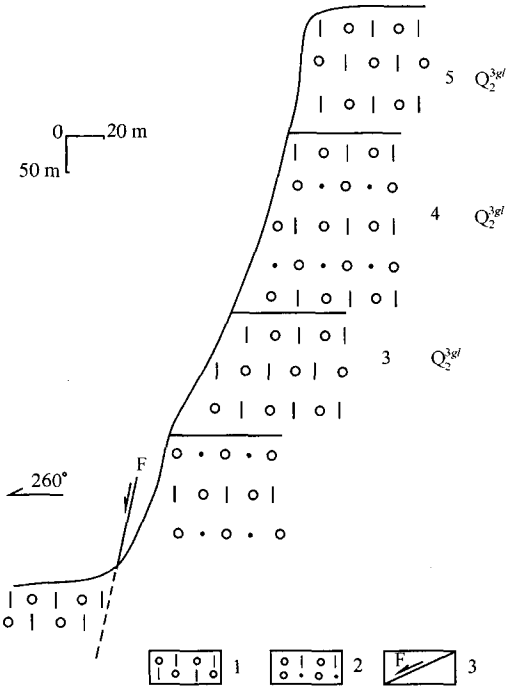


图 7-2 当雄宁中乡拉曲沟口爬然冰碛物剖面

Fig.7-2 Cross section of the moraine in Laqu valley at Ningzhong country, Dangxiong city

1—砾石与角砾；2—冰水砾石；3—正断层

爬然冰期的冰水沉积（Q_2^{3fgl}），出露在当雄地区的茶桑沟口爬然冰碛物之上，晚更新世黄土状堆积之下有一层 10～20 m 的青灰色中粗砂层，底部夹灰末状土层，可能为冰水沉积。此外，羊八井高阶地和当雄电站后面高出当曲河面 50 m 的台地，都是由冰水砾石组成（图 7-3）。当雄电站后的冰水砾石层的成分以黑云母花岗岩、花岗片麻岩为主，砂岩次之，砾石的粒径为 0.1～0.5 m，有一定的分选，多数砾石呈次圆状，夹 2～3 层灰黄色粉细砂透镜体。

4. 宁中冰期 Q_2^1

即最早一期冰期宁中（Q_2^1）冰期，大致相当于明德（Mindel）冰期（50 万～70 万年）。在念青唐古拉山脉东南麓西段和中段，宁中冰期的冰碛物均有广泛分布，西起夹多乡，东

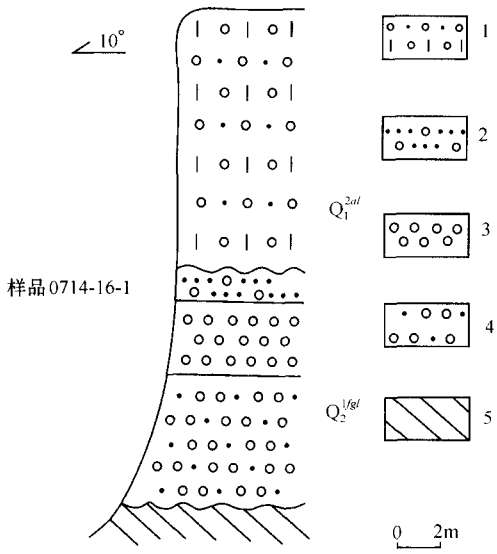


图 7-3 当雄电站冰碛物实测剖面图

Fig.7-3 Measured section of the moraine in Dangxiong reservoir

1—冰水砾石；2—含砾砂；3—砾石；4—砂砾石；5—基岩

迄卓卡乡，构成了长约 120 km、宽逾 5 km 的巨大的山麓冰碛高平台，高出附近出山沟谷底 150～350 m（图版Ⅵ-6）。它们大多连续分布在山前，几乎每一个大小沟口外，都成为一个过渡的高平台。冰碛物由粗大的、未经磨圆而且分选不好的石块与巨大的漂砾所组成。砾石成分主要是来源于念青唐古拉山的各种变质岩与花岗岩，少部分为来自山脉原盖层的石炭系砂岩与板岩和白垩纪火山岩，不少砾石风化较深，台地表面往往发育了颜色不同（棕红、黄褐、灰棕等）、厚薄不等（从几十厘米到几米，在日阿乃果附近比郎曲西岸达百米）的古土壤（图版Ⅵ-7）。在这些冰碛高平台外侧，则有与其相连的冰水沉积所组成的高平台、缓丘或小岗。它们往往高出附近小河河床 50～150 m。冰水沉积物亦由较粗大，但有所磨圆并有明显分选与层理的砾石或砂砾层组成，其表面也有若干漂砾散布，砾石成分与冰碛相似。台地表面也同样发育了与冰碛类似颜色、厚度较大的古土壤。剖面测量及其冰碛物与冰水沉积物的分布与其保持的地貌部位表明，这些沉积物均来源于念青唐古拉山，但已看不出它们到底来源于哪一条沟谷。将其沉积与风化特征及其与青藏高原其他经过详细研究与同位素测年的冰川区进行对比，可初步推断，这期冰川作用具有山麓冰川的性质。同时，从它们的冰碛物分布于较高的地貌部位、经受了强烈的风化作用、且被后期的冰川沉积所切割等特征，可以初步推断，它们应是本区最早一次冰期，相当于珠穆朗玛峰地区中更新世早中期的聂聂雄拉冰期（中国科学院青藏高原综合科学考察队，1986；施雅风、郑本兴，1996），但暂时无法像钱方等（1982）那样在本区进一步划分为当雄冰期与羊八井冰期，或像赵希涛等（1999）在玉龙山东麓那样进一步划分为玉龙冰期与干海子冰期。由于该冰期冰川与冰水高平台以主峰南侧所在的宁中盆地发育最好，故命名为宁中冰期（朱大岗等，2002）。

在念青唐古拉山脉北麓中段和西段，宁中冰期的冰碛物主要分布于纳木错南岸和西南面的测曲上游盆地，也构成了山麓与山前的高平台、长梁或缓丘，大多高出附近出山沟谷河床 100～150 m（图版Ⅵ-8）。这些高平台，即在比朗、爬然、拉（龙嘎）和曲嘎切等沟口见到的冰碛平台已伸入纳木错南岸；而在冻弄曲仅伸出山麓，或仍在山谷之中，如查布曲上游支流冷青曲、冷穷曲、翁河盲曲等。在扇形冰碛台地外围，也有冰水台地分布，但规模远不及南麓，冰碛物由粗大的、磨圆较差而分选不好的石块与巨大的漂砾组成，砾石成分与东南麓地区出露的大体相同，局部地段为分布于山脉北坡的石炭系板岩、千枚岩和变质砂岩，不少砾石已受到风化，台地表面也有古土壤发育。在这些冰碛高平台、长梁或缓丘的外侧或四周，则有与其相连的冰水平台、缓丘或小岗。它们常高出附近小河河床 30～50 m。冰水沉积物的特点与前者相同。台地与缓丘表面也有古土壤发育。该冰期的冰碛与冰水沉积物的分布与保持的地貌部位，基本上与南东麓相似，但略有差别，大部分只能笼统地知道这些沉积物来源于念青唐古拉山，部分能看出它们大体来源于哪一条沟谷。

从其沉积与风化特征上可初步推断，这期冰川作用也具有山麓冰川的性质，是现知念青唐古拉山脉北麓西段较老的一次冰期，其形成时代与念青唐古拉山脉东南麓的宁中冰期相当。

宁中冰期冰碛（Q_2^{1gl}）在羊八井硫磺矿与海龙村之间构成了念青唐古拉山山前冰碛缓丘平台，一直延伸到海拔 4400 m 左右，丘顶自 4420 m 逐级升到 4700 m。冰碛物由大小不等的花岗岩、花岗片麻岩、片麻岩组成，多呈棱角状，风化较深，在海龙村北侧可见到较大砾径的花岗岩已彻底风化。硫磺矿矿体内的冰碛层因受后期温泉和气泉的影响，发生热变质而全部或部分地高岭土化，冰碛层中断裂发育，以 NEE 走向为主。宁中冰期冰碛（Q_2^{1gl}）在念青唐古拉山南北两侧山前以及当雄电站南等处分布广泛（图 7-4）。

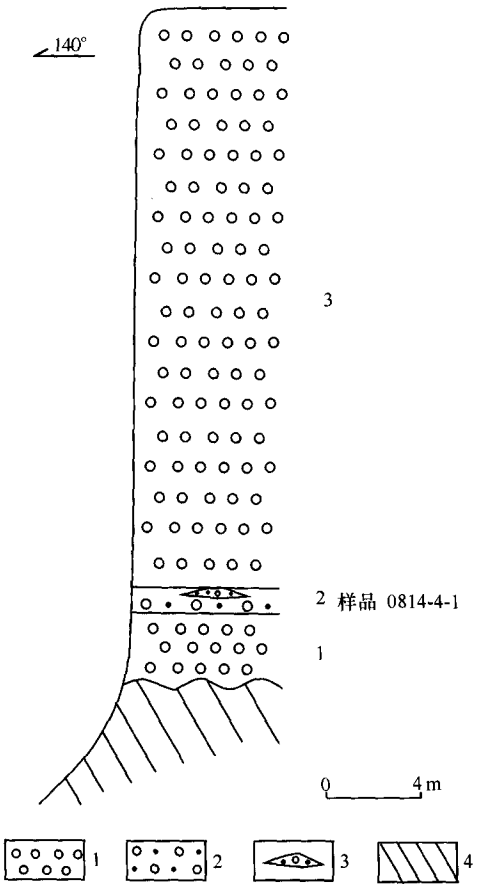


图 7-4 当雄电站南冰碛物实测剖面图

Fig.7-4 Measured section of the moraine in south of Dangxiong reservoir

1—砾石；2—含砾粘土；3—砂砾岩透镜体；4—基岩

大间冰期红土风化壳（Q_2^2），见于羊八井海龙村附近，覆盖在宁中冰期冰碛物之上，为厚数十厘米的棕红色砂质土或粘土层，红土原土化学成分（质量分数，下同）为 SiO_2（71.00%）、Fe_2O_3（4.91%）、Al_2O_3（16.74%）、TiO_2(0.40%)。此外，青藏公路 148 道班与 149 道班公路之间红土原土化学成分为 SiO_2（71.49%）、Fe_2O_3（5.68%）、Al_2O_3（16.90%）、TiO_2(0.50%)（中国科学院青藏高原综合考察队，1983）。本风化壳的风化程度在青藏高原第四纪冰碛物中是最深的一种，又盖在宁中冰期冰碛物之上，因而它属于大间冰期的产物。

二、第四纪冰碛地层剖面与地层层序

区内第四纪地层极为发育，出露广泛，类型多样，我们根据实测地层剖面的资料选择几个主要剖面叙述之。

1. 羊八井地区

羊八井剖面位于中尼公路里程碑 6 km 处，念青唐古拉山东南麓（图 7-5）。剖面自上而下可划分为：弄嘎冰期、爬然冰期、宁中冰期，三者间为不整合接触，其沉积物特征见表 6-1。

上述冰碛、冰水砾石层和砂层，分布于念青唐古拉山东南麓，顶部被更晚的冰碛所覆盖。海龙村以北，从冰川槽谷口至现代冰川冰舌，可以见到 13 道终碛堤，均由大小混杂的花岗岩、花岗斑岩等组成，每条终碛堤的高度都在 20 m 以上。从远离冰舌的第一道终碛起，可以

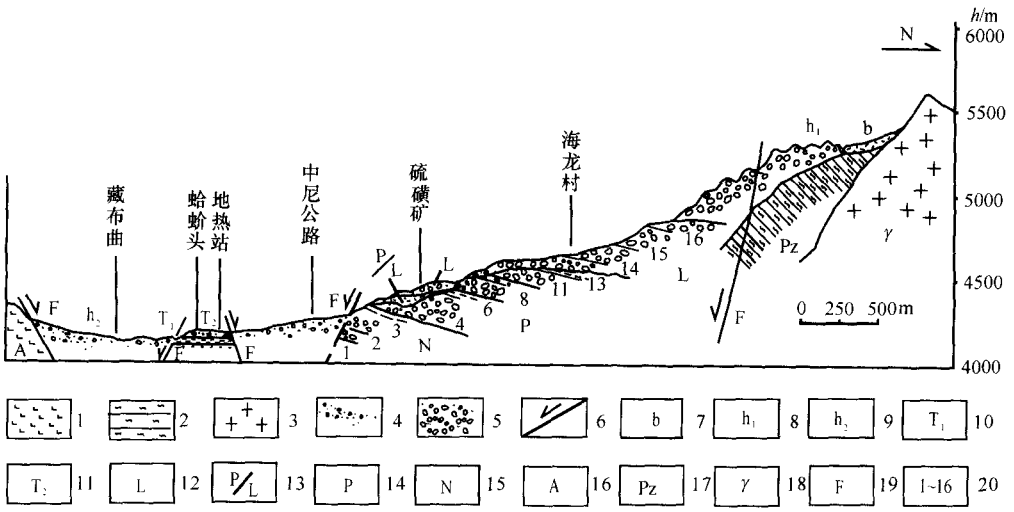


图 7-5　羊八井硫磺矿第四纪地层剖面

（据钱方等 1982 年资料修改）

Fig. 7-5　Quaternary strata in the brenstone mine of Yangbajing

1—火山岩；2—变质岩；3—侵入岩；4—砂砾层；5—冰碛层；6—断层；7—现代冰川；8—现代冰川终碛；9—冰后期冲-洪积；10—一级阶地堆积；11—二级阶地堆积；12—拉曲冰期冰碛；13—拉曲冰期-爬然冰期堆积；14—爬然冰期冰碛；15—宁中冰期冰碛；16—安山岩；17—念青唐古拉群；18—花岗岩；19—断层；20—分层号

分为三组，其终碛堤都以最大终碛堤为起始，分为三个冰川前进时期和若干次停顿。

在藏布曲北岸蛤蚧头见有二级阶地，一级阶地高 2 m，其上有 0.7 ~ 1.2 m 厚的硅藻土，硅藻植物的主要属种有：卵形双菱藻 *Suriralla ovata*；卵形（楔形）双菱藻 *Suriralla ovalis*；羊八井直链藻 *Melosira yangbajingensis* nov. Huang；小桥穹藻 *Cymbella parva*；蛇眼网眼藻 *Epithemia argus* 等（钱方等，1982），其时代为晚更新世或全新世初。二级阶地高10 ~ 12 m，可分为三部分，上部为灰色泥砾层，砾径 10 cm 左右，磨圆中等，无排列方向；中部为流水交错层理的砂层；下部为灰色砂砾层，砾石岩性以石英岩为主，还有花岗岩类和安山岩，为一套冰水相的堆积。

2. 当雄地区

躺兵错—沙康果剖面（图 7-6）位于当雄县城西，剖面从念青唐古拉山向南东经冰埂错、躺兵错、沙康果到当曲。剖面上的冰碛物可划分为三期，三期之间为不整合接触，其沉积物特征见表 7-2。另外，在当雄电站、曲登、日贡布等处的地层剖面上，也可见到这种情况，此处不再赘述。

3. 念青唐古拉山北麓

念青唐古拉山北麓剖面位于拉曲东岸，拉曲发源于念青唐古拉山中段北麓，向北注入纳木错，其第四系剖面中的冰碛物也可三分为：拉曲冰期、爬然冰期、宁中冰期，三者间为不整合接触，其沉积物划分及特征见表 7-3。

三、冰期年代测定、命名与对比等问题的讨论

综上所述，除念青唐古拉中段第四纪冰期的四段式划分外，我们认为有关冰期时代测定、冰期命名与冰期对比等问题值得探讨和研究。

表 7-1 羊八井第四纪沉积物划分及基本特征

Tab.7-1 Division and characteristics of Quaternary deposits in Yangbajing

冰期	分层	堆积物	堆积物（砾石）成分	砾径 cm	砾态	厚度 m
拉曲冰期	16	棕黄色冰碛层	花岗岩、花岗斑岩、花岗闪长岩、安山岩	20～100	次圆—次棱	80
	15	棕黄色冰碛和冰水堆积	同上	大小混杂		40
	14	河流相砂层和红色风化壳				8
爬然冰期	13	灰白色冰碛层	花岗岩、花岗片麻岩、花岗闪长岩、二云母花岗岩	20～60	次圆—次棱	50
	12	灰白色砂层				18
	11	杂色砂砾层	同上		次圆状	20
	10	灰白色冰碛层	同上		次圆状	25
	9	冰水砾石层	同上	30～60		40
	8	冰水砾石层	同上			45
	7	冰水砂砾层	同上	10～20		20
	6	灰色冰碛层	同上	15～40		80
	5	含硫磺矿砂层	同上			6.7
	4	含硫磺矿冰碛层	黑云母片岩、石英岩、花岗岩		次棱角状	30
宁中冰期	3	砂层与粘土互层				6
	2	砾石层与粗砂层互层	砾岩、花岗片麻岩、石英岩	20～30		10
	1	砂砾层、冰碛层和泉华胶结砾砂层	含砾板岩、花岗片麻岩、片麻岩、石英岩、硅质岩、片岩	20～30		14
总计						447.7

1. 关于老冰期及其冰碛层

在当雄-羊八井盆地中，早于宁中期冰期的冰碛物，见有在盆地中呈岛山状分布的一个个孤立的以砾石为主的杂乱堆积体，一般为高出现代河面 200 m 的山包，时常零星散布着冰川漂砾，其成分有板岩、千枚岩、花岗岩、凝灰岩、石英砂岩等，砾径 10～50 cm，最大砾径超过 2 m，且堆积物风化强烈，多已成土状。这些漂砾和堆积物的存在，可能说明在盆地中还有更老的冰期。有可能是属于早更新世早期(Q_1)(350 万～245 万年)的冰碛物。此外，在当雄-羊八井盆地中，还有埋藏较深的第四纪堆积(羊八井钻孔中已见到)，这些堆积物的下部应包含有更老冰期的冰碛物。但目前对此尚无可靠的资料，有待于进一步调查研究。

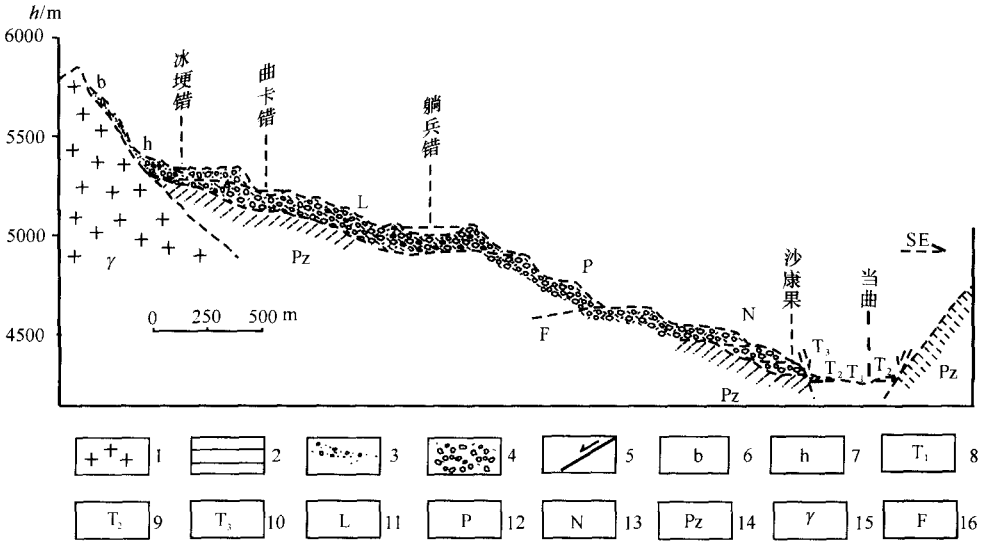


图 7-6 当雄躺冰错-沙康果第四纪地层剖面

Fig.7-6 Quaternary strata section from Tangbing Co to Shakangguo of Dangxiong city

1—侵入岩；2—变质岩；3—砂砾层；4—冰碛层；5—断层；6—现代冰川；7—现代冰川终碛；8——级阶地堆积；9—二级阶地堆积；10—三级阶地堆积；11—拉曲冰期冰碛；12—爬然冰期冰碛；13—宁中冰期冰碛；14—念青唐古拉群；15—花岗岩；16—推测断层

2. 关于各次间冰期

念青唐古拉山中段间冰期地层，已发现的宁中-爬然冰期间冰期的堆积物，为河流相冲积层，而更早冰期间冰期的堆积物尚未发现，可能由于后期的断陷被深埋在盆地中。爬然-拉曲冰期间冰期的堆积物，可以羊八井剖面上的红色风化壳和当雄电站剖面上的红色风化壳为代表，后者风化壳红土经分析（李吉均等，1986），pH = 6 ~ 7，钙质无反应或极少，氧化硅与氧化铝之比为 2 左右，与亚热带红壤比较相近，其粘土矿物成分以伊利石、高岭石为主，蒙脱石少量。宁中-爬然冰期间冰期的堆积物，以当曲、拉曲河谷第三级阶地及其堆积物为代表，三级阶地相对高 15 ~ 20 m，上部堆积物是黄色砂砾层；下部堆积物是河床相砂砾石层，其顶部还有从冰碛台地上搬运来的花岗岩漂砾。三期间冰期在不同的地段表现不同，有时不易划分，还应加强其对比性研究。

3. 本区冰川与其他相关沉积物的年代测定

前人结合青藏铁路和当雄大地震调查，用^{14}C 法测定过发源于念唐古拉山南麓的一些沟谷的第一级阶地、河漫滩、洪积扇及其边缘洼地的沼泽沉积物的年代（中国科学院青藏高原综合考察队，1983；赵希涛等，1992），其数据几乎全集中于冰后期。侯增谦等（2001）用电子自旋共振法（ESR）测定了当雄羊八井、拉多岗和那曲谷露出露于各冰期冰川沉积之上或夹于其中的温泉华的年龄，为大间冰期以来的不同时期。我们也用 ESR 法测定了最早一期和第二期两次冰期的冰水沉积物，用铀系等时线法测定了第二冰期和末次冰期的冰水沉积物，用光释光（OSL）法测定了末次冰期的冰水沉积物的年龄。还用铀系等时线法测定了山脉以北、与冰川消长密切相关的纳木错沿岸富含碳酸盐的湖相细粒沉积

表 7-2 当雄躺兵错-沙康果第四纪沉积物划分及基本特征

Tab.7-2 Division and characteristics of Quaternary deposits from Tangbing Co to Shakangguo of Dangxiong

冰期	地点	堆积物	堆积物（砾石）成分	砾径/cm	砾态	厚度/m
拉曲冰期	躺兵错	棕黄色冰碛层	花岗岩、花岗闪长岩、石英岩、	40～100	次圆—次棱	33～50
		棕黄色冰碛和冰水堆积	同上	大小混杂	次圆—次棱	
爬然冰期	日贡布	冰碛砾石层	石英岩、石英砂岩、花岗岩、花岗片麻岩	25～60	次棱角状	100～150
		杂色砂砾层	砂板岩、石英岩、石英砂岩、流纹岩、安山岩、砂砾岩	5～20	次圆—次棱	30～50
	沙康果	红色含砾粘土层	砂岩、砂板岩、砾岩、石英岩、花岗岩（少量）	0.5～1	次棱角状	5
宁中冰期	曲登—当雄电站	冰碛层	斑状花岗岩、石英砂岩、砂板岩、片岩	20～100	次圆—次棱	10～100
		砂砾层	石英砂岩、砂板岩、石英岩	20～30	次圆状	4
		黄色砂砾层	同上	20～30	次圆状	5
		细砾粗砂层	同上	0.5～3	次圆状	4
		黄色砾石层	石英岩、石英砂岩、砂岩、砂板岩、花岗岩（少量）	3～10	次圆状	2

表 7-3 念青唐古拉山北麓第四纪沉积物划分及基本特征

Tab.7-3 Division and characteristics of Quaternary deposits in the northern foot of the Nianqingtanggula mountains

冰期	堆积物	堆积物（砾石）成分	砾径/cm	砾态	厚度/m
拉曲冰期	棕黄色冰碛层	花岗岩、花岗斑岩、花岗闪长岩、安山岩	5～15	次圆—次棱	100
	棕黄色冰碛和冰水堆积	同上	大小混杂		
爬然冰期	冰碛砾石层	石英岩、石英砂岩、砂岩、砾岩、花岗片麻岩	20～50	次棱角状	100～150
	层状砂砾层	砂岩、砂板岩、板岩、安山岩、流纹岩、石英岩、石英砂岩	5～15	次圆—圆状	100
	灰白色冰碛层	斑状花岗岩、砂岩、砂板岩	15～50	次圆状	25
	冰水砾石层	同上	30～60		10
	红色风化壳	同上			0.4
宁中冰期	冰碛砾石层	红色砂岩、片岩、砂板岩、石英岩、花岗岩	20～50	次圆—次棱	80
	冰水砾石层	同上	30～60		50
	灰褐色亚粘土层	细砾、细砂夹薄层炭质粘土			4
	灰黄色砂砾层	同上	2～10	次圆状	3

与湖滨相砂砾岩的胶结物的年龄（表 7-4）。结合野外对历次冰期与间冰期沉积物的层序和特征的观察，对上述数据进行判断，除个别数据如 6-3-1 难以解释外，大多数数据我们认为是可以接受的，是我们进行冰期划分对比的基础。

表 7-4 念青唐古拉山冰川与纳木错湖泊沉积物的年龄测定结果

Tab.7-4 Dating results of the moraine from Nianqingtanggula mountain and lake deposits from the Nam Co

编号	剖面地点与采样位置	冰期	岩性	测年方法	年龄（B.P.）10^3a
0722-1	当雄江多冰水台地顶部	拉曲冰期晚期	冰水相砂	OSL	24.4±8.7
6-8-1	当雄期波拉纳木错 16.8 m 湖岸堤	拉曲冰期晚期	湖滨相砂砾岩	U 系等值线	29.3±2.7
6-3-1	当雄多青岛西北岸东溶洞底	拉曲冰期晚期	湖滨相砂砾岩	U 系等值线	18.7±3.8
6-1-1	当雄多穷岛西南岸湖蚀台地	拉曲冰期晚期	湖滨相砂岩	U 系等值线	26.7±2.8
6-26-1-7	班戈扎弄淌东岸纳木错 T_3 中部	拉曲冰期间冰段	湖相细砂	U 系等值线	32.3±4.4
6-30-1-2	班戈丘贡纳木错 T_4 上部	拉曲冰期间冰段	湖相细砂	U 系等值线	35.2±3.0
6-26-2-8	班戈塔吉古日纳木错 T_5 下部	拉曲冰期间冰段	湖相细砂	U 系等值线	41.2±4.7
6-27-1-7	班戈塔吉古日纳木错 T_6 中部	拉曲冰期间冰段	湖相细砂	U 系等值线	53.7±5.2
6-7-1-10	当雄干玛弄纳木错 T_6 中部	拉曲冰期间冰段	湖相粘土质粉砂	U 系等值线	39.5±3.0
06-03-3	羊八井扎日阿白果拔河 25～35 m 冰水台地	拉曲冰期早期	钙质胶结物	U 系等值线	72.1±6.1
6-27-2-7	班戈塔吉古日纳木错拔湖 47.5 m 处	拉曲冰期早期	湖相粘土质细砂	U 系等值线	71.8±8.5
6-27-3-5	班戈塔吉古日纳木错拔湖 68.9 m 处	末次间冰期	湖相粘土质粉砂	U 系等值线	90.7±9.9
6-27-4-6	班戈塔吉古日纳木错拔湖 88.8 m 处	末次间冰期	湖相粉砂质粘土	U 系等值线	78.5±4.2
06-03-5	宁中拉曲拔河 40～80 m 高侧碛上部	爬然冰期晚期	钙质胶结物	U 系等值线	143.4±16.3
0722-4	当雄拉尔根沟东北冰水台地中部	爬然冰期早期	钙质胶结物	ESR	205±54
0723-4	当雄你阿沟冰水台地断层崖中部	宁中冰期	钙质胶结物	ESR	593±260
0723-5	当雄你阿沟北冰水台地顶部	宁中冰期	钙质胶结物	ESR	678±307
0714-8-1	当雄欠布河流或冰水台地	欠布冰期?	钙质粘土	ESR	825±74

4. 本区冰期划分及其命名问题

虽然前人发现了该段念青唐古拉山南麓第四纪的 3 次冰期，但却未给予专门研究和命名（王明业等，1965；南京大学地理系地貌学教研组，1974）。钱方等（1982）虽在吉达果、羊八井和当雄 3 个盆地中划分出 5 次冰期和 1 次冰缘期，但其第一次冰期（欠布冰期）有时代，而后 4 次冰期（当雄冰期、羊八井冰期、海龙冰期和躺兵错冰期）只有序次，没有时代，且无法找出各次冰期的辨别标志以便遵循。中国科学院青藏高原综合考察队（1986）虽然根据对比而划分出中更新世以来的 3 次冰期，即硫磺山冰期、叶巴果冰期和海龙村冰期，但又局限于羊八井温泉区，且都未进行年代测定。因此，基于山脉两麓与腹地的详细研究和年龄测定结果，有必要重新加以命名。

从前述地质观察和测年数据可以看出，最早一期冰期在念青唐古拉山南北两麓形成了巨大的山麓冰川，而以宁中盆地的冰碛高平台最为发育，故名为宁中冰期，其 ESR 年龄约为 0.7～0.6 MaB.P.。第二期冰期在念青唐古拉山南北两麓，均为刚伸出沟谷出山口的中小型山谷冰川，而以北麓小河爬然主山口处的冰碛高平台内的宽尾山谷冰川为最典型，故命名为爬然冰期，其 U 系与 ESR 年龄约为 0.2～0.14 MaB.P.。末次冰期在念青唐古拉山南北两麓大都为退缩于沟谷之内的小型山谷冰川，但在南麓小河拉曲，其侧碛和终碛却能达山口，故将该期冰期命名为拉曲冰期，其 U 系与 OSL 年龄约为 0.07～0.03 MaB.P.。

最新一期冰期为全新世以来，以念青唐古拉山东麓的西布冰川最为发育，故命名为西布冰期。

5. 本区冰期与青藏及其他地区冰期对比

在大区域上更新世冰期的对比，我们首先要抓住的是3个具有共同性的大事，即末次冰期、最大冰期和最大间冰期。同时，将冰期序列与深海岩心和冰心的氧同位素记录进行对比，也是解决问题的关键（赵希涛等，2002）。

末次冰期，特别是末次盛冰期的冰川遗迹以侧碛与终碛的形态保存完好为特征，并已获得了许多测年资料的支持。拉曲冰期早期与晚期的年代分别为0.07 MaB.P. 和0.03 MaB.P.，故该冰期应与深海氧同位素的4～2阶段（MIS 4—MIS 2）相对比。此前的爬然冰期年龄为0.2～0.14 MaB.P.，大体相当于MIS 8—MIS 6。

青藏高原的最大冰期，包括本区在内绝大多数为巨大的山麓冰川。在喜马拉雅山北坡称为聂聂雄拉冰期，该冰期的冰碛覆盖在早更新世的贡巴砾岩之上（郑本兴等，1992）。在青海昆仑山垭口，被称为望昆冰期（吴锡浩等，1981）的冰碛覆盖在早更新世的羌塘组河湖相地层之上，其形成年代为0.65～0.6 MaB.P.（钱方等，1997；伍永秋等，1999）。在西昆仑山，该冰期被称为玉龙喀什冰期，冰碛高台地上部的红色砂层的TL测年为（0.333±0.046）MaB.P.（郑本兴等，1991）。西昆仑古里雅冰帽309 m冰心底部的^{36}CI测年资料为（0.76±0.06）MaB.P.（姚檀栋等，1998），说明该山区最老的冰帽和外围冰碛形成于0.7 MaB.P.。玉龙山东麓的玉龙冰期冰碛（赵希涛等，1999）与本区宁中冰期的冰水沉积的ESR年龄也大致相同，为0.7～0.5 MaB.P.，表明宁中冰期应与MIS 18—MIS 16，甚至MIS 14相对比。

近年赵志中等（2002）用宇宙核素暴露年龄，对青藏高原唐古拉山口的巴斯错冰期和札加藏布冰期（浦庆余等，1981）上的漂砾测年，得出年龄分别为70 ka B.P. 和172～200 ka B.P.，表明本区拉曲冰期与爬然冰期形成时间和唐古拉地区是一致的。同时，本区冰期时气候环境变化和中国及全球变化也应当一致。因此，本区更新世三次冰期从新到老，大致可以和中国东部的大理冰期、庐山冰期、大姑冰期、鄱阳冰期（李四光，1971）和欧洲阿尔卑斯的玉木冰期、里斯冰期、明德冰期、群智冰期、多瑙冰期对比。

中国最大冰期的冰碛层上部都发育有红色古土壤，本区也不例外。在聂拉木的红土层中有铁锰结核层，表明冰碛形成后经过了一次时间较长的湿热大间冰期（相当于0.48～0.45MaB.P. 的MIS 13）。从地形发育和风化程度看，均可与阿尔卑斯山的明德—里斯间冰期相对比。大间冰期是第四纪冰期对比中的一个重要标志。

至于早更新世的冰期，因其规模较小，仅在希夏邦马峰和普兰西面的丁喀山口附近发现，并处于喜马拉雅主山脊前高山顶。它的形成时间虽不确切，但有可能为早更新世中晚期（中国科学院青藏高原综合考察队，1986）。据上述文献，我们可把念青唐古拉山与青藏高原几个主要山区的更新世冰期进行对比（表7-5）。而西布冰川外围的3组终碛，虽无可靠的测年数据，其最外侧的一组应属于新冰期，似可与西昆仑山的3次冰进波动（（3983±120）aB.P.、（3522±117）aB.P.、（2720±85）aB.P.）对比；第二组冰碛对应于小冰期，也有3次较大的冰进波动，其时代可与西昆仑山的1451～1500 A.D.、1601～1690 A.D. 和1791～1880 A.D. 相对比（焦克勤等，2000）。冰川末端的现代终碛应为小冰期之后的产物。

第二节　念青唐古拉山脉第四纪砾石统计

用砾组分析的方法研究第四纪沉积物的组构特征，是阐述它们搬运、沉积物种类、成分及性质的有效途径。砾组分析是对砾石层中的砾石进行测量和统计分析，其基本内容包括砾度分析、砾态分析、砾向分析和砾性分析（吴磊伯等，1962；何培元等，1982）。依据砾石层的砾组测量和统计所取得的数据或图表，可以得出外营力性态与砾组特征的相关性和规律性。因此，砾组分析对于恢复第四纪沉积物形成时的地质环境，是一个非常有效的手段。

我们在念青唐古拉山脉主峰地区进行第四纪冰川遗迹调查和冰川地质工作时，对当地的砾石层做了测量和统计，以下是初步的分析结果。

一、测点第四纪沉积砾石层

我们在念青唐古拉山脉主峰地区共测量了 11 个测点的砾石层（图 7-1），每处均测量 100 块砾石。有关南坡与北坡各测点砾石层的地层划分、剖面描述、基本特征与形成时代探讨，已在第一节中详细阐述，在此不在赘述。

1. 念青唐古拉山脉北坡的砾石层

6-23-1 点：位于念青唐古拉山北坡拉曲河谷中，为现代河流的河床沉积，剖面上有明显的流水作用形成的层次。

6-23-2 点：位于念青唐古拉山北坡宁中冰水沉积层与纳木错湖相层的交接部位，属最高湖岸堤的湖滨相砾石层。

6-23-3 点：位于念青唐古拉山北坡拉曲东岸，为爬然冰期终碛（Q_2^{3gl}）。

6-23-4 点：位于念青唐古拉山北坡拉曲东岸，为宁中冰期冰碛（Q_2^{1gl}）。

2. 念青唐古拉山脉南坡的砾石层

7-7-1 点：位于念青唐古拉山南坡西布曲出山口现代河床内，为河床沉积，剖面上有明显的流水作用形成的层次。

7-7-2 点：位于念青唐古拉山南坡西布曲出山口处东侧，为拉曲冰期侧碛-终碛（Q_3^{gl}）。

7-7-3 点：位于念青唐古拉山南坡西布曲出山口处东侧，为爬然冰期侧碛（Q_2^{3gl}）。

7-7-4 点：位于念青唐古拉山南坡西布曲东 1.5 km，为宁中冰期侧碛（Q_2^{1gl}）。

7-8-1 点：位于当雄县宁中小学校操场北 100 m，为宁中冰期侧碛（Q_2^{1gl}）。

7-8-2 点：位于当雄县宁中小学校操场北 400 m，为宁中冰期冰水沉积（Q_2^{1fgl}）。

7-9-1 点：位于当雄县甲果果西南 1.2 km，为宁中冰期侧碛（Q_2^{1gl}）。

在本地区（段）内，以念青唐古拉山脉两侧的第四纪冰川砾石层为主（钱方等，1982；浦庆余等，1982），可分为宁中冰期的侧碛和终碛、宁中冰期冰水沉积、爬然冰期侧碛和终碛、拉曲冰期侧碛-终碛，以及河床砾石层、湖滨相砾石层等。

二、基岩地层与砾性分析

砾石除再搬运者外，均产自基岩地层，它们的岩性有一致性。砾石层的砾石成分与种类，反映了其源地和沿程各个时代、各种岩性的地层在地表的分布。

表 7-5 念青唐古拉山与欧洲、中国及青藏高原第四纪冰期划分对比表

Tab.7-5 Correction of the division of Quaternary glacial epochs in the Nianqingtanggula mountains with the Europe, China and Tibetan Plateau

时代		欧洲	中国东部	喜马拉雅	唐古拉山	东昆仑山	西昆仑山	念青唐古拉
纪	世	阿尔卑斯		山地区	地区	地区	地区	山地区
第四纪	全新世			绒布德小冰期				西布冰期
	晚更新世	玉木冰期	大理冰期	绒布寺冰期	巴斯错冰期	本头山冰期	里田冰期	拉曲冰期
		末次间冰期						干玛弄组下部
	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
		大间冰期						红色古土壤
		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
	早更新世	间冰期				羌塘组	西域砾石层	古砾石层
		群智冰期	鄱阳冰期	希夏邦马冰期	唐古拉冰期			
		间冰期		间冰期	曲果组			
		多瑙冰期		贡巴砾石层				

（一）基岩地层

念青唐古拉山脉主峰地区的基岩地层分布（图 7-1），具有明显的特点，花岗岩类岩石绝大部分分布在念青唐古拉山脉主峰地区的山地中，在河谷中仅偶见出露。高大的念青唐古拉山脉主体由渐新世念青唐古拉超单元岩浆岩组成，其主要岩性为中细粒斑状黑云二长花岗岩、中细粒斑状黑云钾长花岗岩、中细粒黑云二长花岗岩、中细粒黑云母花岗闪长岩、中细粒黑云母石英闪长岩等。其主峰地区的东南侧为 NE 走向的前震旦系念青唐古拉岩群，主要岩性为变粒岩、浅粒岩、石英岩、板岩、大理岩和斜长角闪岩；西北侧地层由老到新依次为石炭系下统诺错组（C_1nc）的粉砂质板岩、泥板岩夹砂岩，其上不整合覆盖着侏罗系凝灰岩、白垩系中统竞柱山组一段（K_2j^1）的紫红色粉砂岩、砂岩夹砾岩。

（二）沉积物的砾石成分

根据各砾组测点砾性统计所得的数据（表 7-6），11 个测点的砾石成分多为花岗岩、片麻岩、片岩、变粒岩、糜棱岩等岩性，少量样品以大理岩、砂岩、凝灰岩、板岩、石英岩为主，这种砾石堆积体的砾性组合，充分说明了念青唐古拉山脉主峰地区的第四纪沉积砾石层来源很近，且主要来自于念青唐古拉山脉。

1. 念青唐古拉山脉北坡的砾石层

宁中冰期冰水砾石层（6-23-4）的砾石岩性以花岗岩、片麻岩、片岩、变粒岩为主，其中变质岩含量高达 73%，糜棱岩和红层的岩性较少，表明这些物质主要来源于念青唐古拉山脉。

爬然冰期冰水砾石层（6-23-3），其砾石的岩性中属于中深变质岩的片岩、糜棱岩等含量趋于减少，而深变质的片麻岩、混合岩、变粒岩和深成花岗岩等的砾石逐渐增加，其含量达到72%，说明念青唐古拉山脉的冰川与河流对表层变质岩的剥蚀加深。砾石主要应

表 7-6　念青唐古拉山脉主峰地区第四纪砾石层的砾性特征

Tab.7-6　The compositional features of Quaternary gravels in the Nianqingtanggula mountains

测点及位置		砾性/%						
		花岗岩	片麻岩	混合岩	片岩	变粒岩	糜棱岩	其他
念青唐古拉山北坡	6-23-1	21	29	4	14	26	5	1
	6-23-2	39	31		14	8	1	7
	6-23-3	35	12	6	18	9	4	16
	6-23-4	25	26		22	18	7	2
念青唐古拉山南坡	7-7-1	23	44		16	3	2	12
	7-7-2	22	55		14	3	3	3
	7-7-3	16	48	1	15	1	6	13
	7-7-4	15	34		22	2	7	20
	7-8-1	大理岩 12	砂岩 24	凝灰岩 27	板岩 33	石英岩 3		4
	7-8-2	花岗岩 31	砂岩 7	凝灰岩 24	板岩 29	石英岩 6		9
	7-9-1			凝灰岩 59	板岩 35	石英岩 6		

来自于念青唐古拉山脉表层深部的变质岩和岩浆岩，少部分可能由第一冰期的冰碛和冰水沉积的砾石改造而来。

在纳木错南岸湖滨相砾石层（6-23-2）中，花岗岩、片麻岩约占 70%，其风化程度很浅，由于它与念青唐古拉山几期冰碛物相关，故其成分主要来源于此，属冰川砾石层经改造、搬运而再堆积的，但附近山坡红层的砾石也有一定数量（7%）加入。

拉曲注入纳木错，其河床中河流相砾石层（6-23-1）中的砾石，主要来源于宁中、爬然、拉曲冰期的堆积物，但风化程度很弱。由于该河床的砾石成分中片麻岩和花岗岩的岩性接近 50%，而且拉曲冰期的冰碛达到海拔 5000 m 以上的高度，所以这层砾石的成因不能排除是拉曲冰期冰川的冰前河床沉积，至少有一部分是拉曲冰期时流水把冰水砾石层改造而再沉积形成的。

2. 念青唐古拉山脉南坡的砾石层

宁中冰期冰水砾石层位于当雄县宁中区（7-8-2），其岩性以片（麻）岩、凝灰岩、板岩为主，其中凝灰岩、沉积岩、变质岩含量可达 73%，糜棱岩和红层的岩性极少，表明这些物质主要来源于念青唐古拉山脉。同时混有较多的凝灰岩（24%），说明宁中冰期冰水砾石层形成于侏罗纪火山活动之后。

宁中冰期冰碛砾石层广泛分布于当雄县西布曲（7-7-4）、宁中区（7-8-1）、甲果果（7-9-1）等地，其岩性以沉积岩、火山岩、变质岩为主，其中石英岩、石英砂岩、凝灰岩、片岩、片麻岩含量变化在 63% ~ 100%，表明这些物质主要来源于念青唐古拉山脉。同时混有较多的凝灰岩（24% ~ 59%），说明宁中冰期冰碛砾石层产生于侏罗纪火山活动之后。

爬然冰期冰碛侧碛砾石层（7-7-3），位于西布曲沟口东侧，其砾石中属于中深变质岩的片岩、糜棱岩等趋于减少，而深变质的片麻岩和深成花岗岩等的砾石逐渐增加，其含量达到 60%，说明念青唐古拉山脉表层变质岩的剥蚀程度有加深的趋势。部分砾石应来自念青唐古拉山脉表层深部的变质岩和岩浆岩；另一部分可能系宁中冰期的冰碛和冰水沉积

改造的结果。这说明伴随着山脉的不断隆升，念青唐古拉山脉的基岩地层不断被剥蚀，而产生第四纪砾石层岩屑的主要营力，则是寒冻风化和融冻风化。

拉曲冰期冰碛侧-终碛碛砾石层（7-7-2），位于西布曲沟口东侧，其砾石中属于中深变质岩的片岩、糜棱岩等含量较少，而深变质的片麻岩、变粒岩和深成花岗岩等的砾石逐渐增加，其含量达到80%，说明念青唐古拉山脉冰川与河流对表层变质岩的剥蚀作用更深。砾石主要来自念青唐古拉山脉表层深部的变质岩和岩浆岩，少部分为宁中、爬然冰期的冰碛和冰水沉积改造而来。

西布曲属拉萨河水系，其现代河床中砾石层（7-7-1）的主要成分为宁中、爬然、拉曲冰期的堆积物。由于该砾石层中片麻岩和花岗岩的含量为67%，且拉曲冰期冰碛物分布于海拔5000 m以上，所以不能排除其为拉曲冰期冰川的冰前河床沉积，其中至少有一部分是拉曲冰期流水把冰水沉积层改造而再沉积形成的。

三、砾度与砾态统计分析

在第四纪沉积物中冰碛物的砾石多大小混杂，呈棱角状，分选很差，形态也极不规则，多呈不对称状，排列比较凌乱，其长轴常顺着冰流向的方向。漂砾上有时具擦痕，冰水沉积的小砾石，与河流的沉积物相仿，所不同的是冰水沉积的砾石层中常有陡倾砾石存在。

1. 砾石的砾度

各测点砾度数据是通过测量每个砾石的 a 轴（长径）、b 轴（中径）和 c 轴（短径）的长度，然后进行计算和统计而求得的。其中的平均砾径 d，是首先计算出各砾轴的平均砾径 $\bar{d}_a$、$\bar{d}_b$、$\bar{d}_c$，再计算等体积砾径而得出的，即 $d=\sqrt[3]{\bar{d}_a\bar{d}_b\bar{d}_c}$。其中 d_{a50}、d_{b50}、d_{c50}分别在 a 轴、b 轴、c 轴的累积频率曲线（图7-7）上求出，d_{50}的求法与 d 相同，即 $\bar{d}_{50}=\sqrt[3]{d_{a50}d_{b50}d_{c50}}$（吴磊伯等，1962；何培元等，1982）。另外，我们选作了各测点砾石 a 轴频率分布柱状图（图7-8），大致反映了每个测点砾度的分布特征和分选、均匀、对称、离散等情况。

从11个测点的砾石砾度数据（表7-7）看，不论是平均砾径（d），还是中值砾径（d_{50}），以靠山边的（后缘）最大，中间次之，前缘最小。而且，加权平均砾径较中值砾径大得多，表明众值靠近砾径较小的砾石；砾径较大的砾石虽少，但分布较散，即离散系数应较大，在各测点砾径 a 轴柱状图上（图7-8）可以清楚地看到这一点。因此，表7-7中的分选系数 S 都较大，说明砾石层的分选性较差。故从砾石的砾度来看，念青唐古拉山脉主峰地区分布的砾石层除几个已知样品外，均属大量融冻岩屑以结构性冰川流的方式作塑性流动，形成以冰碛、冰水沉积物为主的砾石层，而不是一般的流水沉积。

2. 砾石的砾态

各测点的砾态数据也是通过测量每个砾石的 a 轴（长径）、b 轴（中径）和 c 轴（短径）的长度，然后进行计算和统计而求得的。分选系数根据累积频率曲线上的四分位数（d_{25}、d_{75}）求得，但未计算砾石加权平均砾径或中值砾径的分选系数，而只计算了 a 轴、b 轴、c 轴的分选系数，如 $S_a=d_{75}/d_{25}$，S_b 和 S_c 求法相同。砾石的扁度（$F=(a+b)/c$）和球度（$\psi=\sqrt[3]{abc/a}$），均用平均砾径 d_a、d_b、d_c 计算而得到（吴磊伯等，1962；何培元

表 7-7　念青唐古拉山脉主峰地区第四纪砾石层的砾度特征

Tab.7-7　Features in grain size of Quaternary gravels in the Nianqingtanggula mountains

测点及位置		砾径/cm										
		$\bar{d}$	$\bar{d}_{50}$	$\bar{d}_a$	$\bar{d}_b$	$\bar{d}_c$	$\bar{d}_{a50}$	$\bar{d}_{b50}$	$\bar{d}_{c50}$	S_a	S_b	S_c
念青唐古拉山北坡	6-23-1	90.4	77.2	129	94.8	60.05	115	80	50	1.46	1.41	1.55
	6-23-2	49.24	48.45	68.3	50.3	34.75	65	50	35	1.26	1.22	1.26
	6-23-3	79.84	76.84	118.1	84.25	51.15	110	82.5	50	1.17	1.29	1.32
	6-23-4	77.27	70.61	121.45	84.4	45	110	80	40	1.37	1.35	1.41
念青唐古拉山南坡	7-7-1	79.34	70.77	116.1	82.05	52.42	105	75	45	1.27	1.35	1.36
	7-7-2	79.18	66.89	114.1	83.05	52.4	95	70	45	1.27	1.35	1.36
	7-7-3	75.97	71.63	109.6	75.95	52.7	105	70	50	1.21	1.2	1.24
	7-7-4	70.7	65.8	104.2	71.35	47.55	97.5	65	45	1.2	1.28	1.3
	7-8-1	70.63	62.05	116	74.5	40.77	105	65	35	1.35	1.35	1.43
	7-8-2	66.73	58.94	101.4	71.25	41.15	90	65	35	1.22	1.26	1.29
	7-9-1	76.25	68.04	109.5	80.41	50.35	100	70	45	1.21	1.15	1.3

等，1982)。磨圆度 P 是根据五级分法估计值（0 级——棱角状、1 级——次棱角状、2 级——次圆状、3 级——圆状、4 级——极圆状）计算，以百分数表示。风化程度的划分与磨圆度相同，但采用目估法（0 级——未风化、1 级——弱风化、2 级——中等风化、3 级——强风化、4 级——完全风化）表示。从念青唐古拉山脉主峰地区第四纪砾石层的砾态（表 7-8）看，其砾石的风化程度多在 0 ~ 2 级以下，风化程度相对较弱，其中河流和湖滨相砾石的风化程度为 0 级，第一期冰碛物为 2 级，第二、三期冰碛物为 1 级。

砾石的扁度大多数都在 2 或 2 以下，个别达 2.34 ~ 2.1，其中河流和湖滨相砾石在 2 以下；宁中期冰碛物为 1.89 ~ 2.34，爬然、拉曲冰期的冰碛物为 1.88 ~ 2.1。

砾石的球度不超过 0.72，其中河流和湖滨相砾石在 0.68 ~ 0.72 之间；宁中冰期冰碛物介于 0.61 ~ 0.7 之间，爬然、拉曲冰期冰碛物在 0.66 ~ 0.69 之间变化，说明它们之间的差异不大。砾石的磨圆度在 16.75 ~ 72.25 之间，变化较大，从棱角（0 级）、次棱角状（1 级）、次圆状（2 级）和圆状（3 级）均有出露。其中冰碛物砾石的磨圆度在 16.75 ~ 36 之间，表明以棱角状（0 级）和次棱角状（1 级）为主，磨圆较差；而河流和湖滨相砾石的磨圆度在 41 ~ 72.25 之间，表明以次圆状（2 级）和圆状（3 级）为主，磨圆较好。砾态参数 F/ψ 比值介于 2.36 ~ 3.84 之间，其中第一冰期的值较大，为 2.7 ~ 3.84；第二、三冰期的比值居中，为 2.55 ~ 2.91；河流相和湖滨相砾石的比值较小，介于 2.36 ~ 2.78 之间。

四、结果讨论

根据以上各测点砾石层的砾组分析，结合念青唐古拉山脉主峰地区第四纪沉积物（包括冰碛、冰水沉积，河流相和湖滨相沉积）的具体情况，对该地第四纪砾石层的成因、来源及搬运方式等初步小结如下。

(1) 砾性分析表明，念青唐古拉山脉第四纪砾石层的物质来源，主要是念青唐古拉山脉。其岩性主要为元古代念青唐古拉群的变质岩系、渐新世念青唐古拉超单元岩浆岩类，

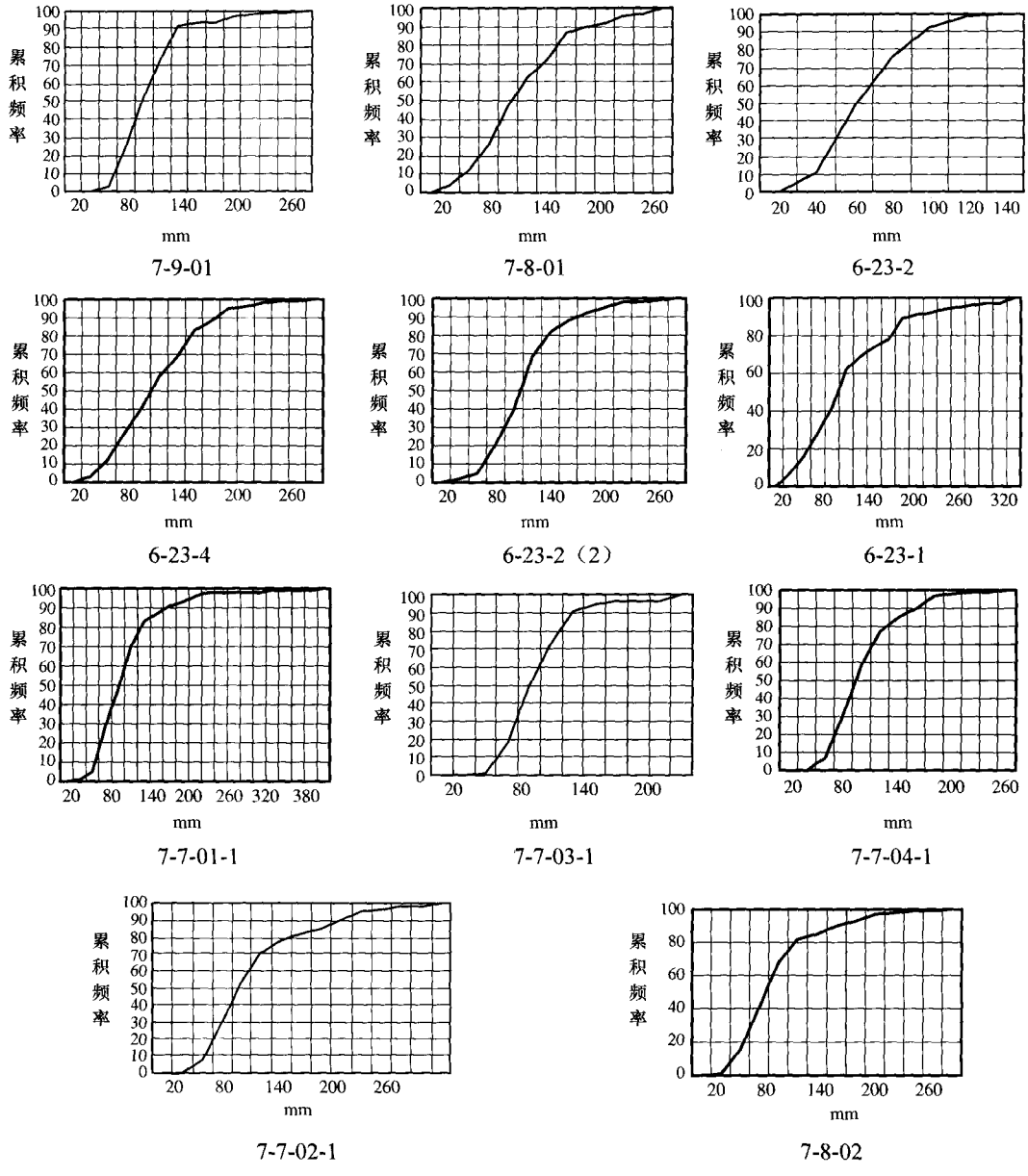


图 7-7　念青唐古拉山脉主峰地区第四纪砾石层的砾径 a 轴累积频率曲线图

Fig.7-7　Curve of the a-axis size-frequency of Quaternary gravels in peak areas of the Nianqingtanggula mountains

少量为石炭系泥质板岩、白垩系泥岩。其中，第一期冰碛以浅—中深变质岩为主；第二、三期冰碛以深变质岩-花岗岩为主。

（2）砾态分析表明，砾石的风化程度多在 0～2 级以下，其中河流相和湖滨相砾石的风化程度为 0，冰碛物的风化程度可达 1～2 级；砾石的扁度大多数在 2 或 2 以下，个别达 2.34～2.1，其中河流和湖滨相砾石在 2 以下；冰碛物介于 1.88～2.34 之间；砾石的球度不超过 0.72，其中河流和湖滨相砾石在 0.68～0.72 之间，冰碛物介于 0.61～0.7 之间；砾

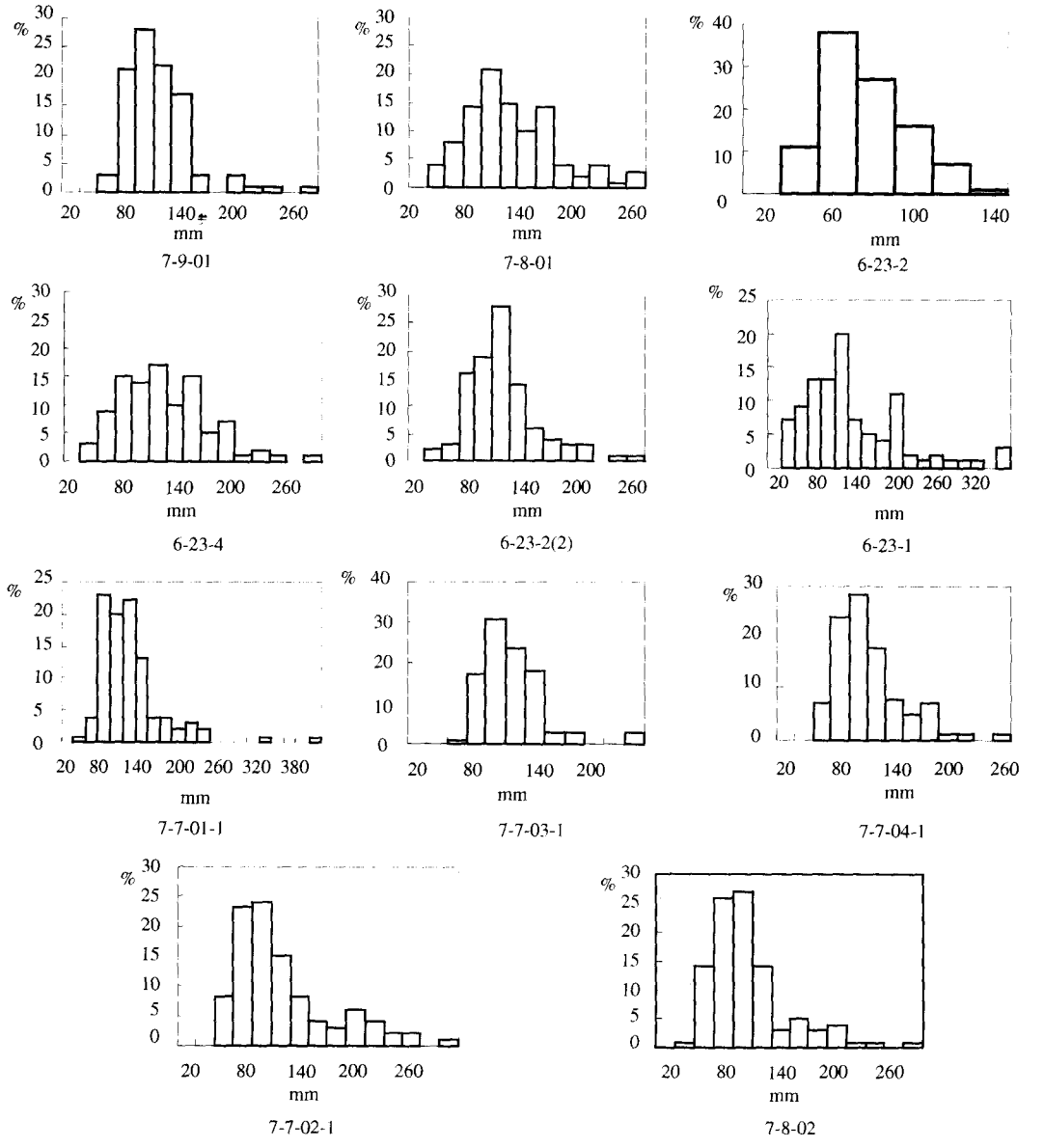


图 7-8　念青唐古拉山脉主峰地区第四纪砾石层的砾径 a 轴柱状图

Fig.7-8　Histogram map of a-axis size-frequency of Quaternary gravels in the Nianqingtanggula mountains

石的磨圆度在 16.75 ~ 72.25 之间，其中冰碛物介于 16.75 ~ 36 之间，而河流相和湖滨相砾石的磨圆度在 41 ~ 72.25 之间。这些数据均说明冰碛物形成的时代较早，而且搬运作用也不强烈。

（3）砾组分析表明，产生念青唐古拉山脉的第四纪砾石层岩屑的主要营力，是寒冻风化和融冻风化，伴随着念青唐古拉山脉的不断隆升，大量融冻岩屑以结构性冰川流的方式作塑性流动，并在出山口处形成冰川沉积（冰碛和冰水堆积）。挽近时期的河流与湖泊再

次搬运这些砾石层，形成河流相（6-23-1）、湖滨相（6-23-2）砾石层。

（4）念青唐古拉山脉主峰地区不同时代、不同成因的第四纪砾石层，其砾组分析及特征表明，它们所处的层位大致相当于宁中冰期（Q_2^1）、爬然冰期（Q_2^3）、拉曲冰期（Q_3），其形成时期大致介于50万～70万年、13万～30万年和1万～7万年之间，少量河流相和湖滨相砾石层为全新世的产物。

表7-8 念青唐古拉山脉主峰地区第四纪砾石层的砾态特征

Tab.7-8 Features of the grain-size distribution of Quaternary gravels in the Nianqingtanggula mountains

测点及位置		砾态				
		风化程度	F（扁度）	ψ（球度）	P（磨圆度）	F/ψ
念青唐古拉山北坡	6-23-1	0级	1.87	0.7	70.25	2.67
	6-23-2	0级	1.7	0.72	72.25	2.36
	6-23-3	1级	1.98	0.68	24.75	2.91
	6-23-4	2级	2.29	0.64	16.75	3.58
念青唐古拉山南坡	7-7-1	0级	1.89	0.68	41	2.78
	7-7-2	1级	1.88	0.69	36	2.72
	7-7-3	1级	1.76	0.69	30.75	2.55
	7-7-4	2级	1.85	0.68	19	2.72
	7-8-1	2级	2.34	0.61	21.5	3.84
	7-8-2	1级	2.1	0.66	39.75	3.18
	7-9-1	2级	1.89	0.7	23	2.7

（5）念青唐古拉山主峰地区的3期冰碛、冰水砾石层中，每期冰期冰碛物中的砾石，及全新世河流相、湖滨相沉积砾石层的砾石，其砾石成分、砾径、砾态（扁度、球度、磨圆度、风化程度）都有明显区别。从形成时间上看，从早到晚；岩性从浅变质岩→中深变质岩→混合岩→花岗岩；风化程度从2级→1级→0级变化等。这种差异反映了随着青藏高原不断地隆升，在念青唐古拉山脉主峰地区，存在由表层向深部对不同深度、不同成因岩石的剥蚀作用（朱大岗等，2002）。

第三节 念青唐古拉山西布冰川区的冰碛层

念青唐古拉山西段是上新世以来形成的断块山，呈NE向分布，与当雄-羊八井盆地毗邻，其主脊平均海拔6000 m以上，发育了典型的现代大陆型山岳冰川。西布冰川位于念青唐古拉山主峰东侧的山谷中（图7-9），长度＞10 km，是念青唐古拉山西段最长的大陆型山谷冰川。第四纪期间在西布冰川槽谷中和邻区的盆地中堆积了多期冰碛层，形成典型的冰碛地貌，是研究青藏高原腹地冰期演化和气候变迁的理想场所。前人对念青唐古拉地区古冰川遗迹进行过研究（钱方等，1982；李吉均等，1986），但对冰碛物的分布和冰期划分仍存在分歧。通过对西布冰川区的冰碛物进行地质-地貌分析，对冰碛物的分布及其与第四纪冰期的关系做了进一步的阐述，我们初步探讨了冰碛物与念青唐古拉山脉隆升和

当雄-羊八井盆地新构造运动的关系。

一、西布冰川区冰碛物的期次与特征

从拉曲沟口至西布冰川末端整体上可分出4套冰碛物，自老至新分述如下。

1. 宁中冰期冰碛物

该套冰碛物是在西布冰川区所发现的最老冰碛层，主要分布于念青唐古拉山山麓地带，构成山麓高冰碛台地，它是念青唐古拉地区分布最广、规模最大的一套冰碛物。该套冰碛物在念青唐古拉山东南麓被山前断层错动(图7-10)，在拉曲沟口可见位于断层上升盘的高冰碛台地高出现今河床250 m（图7-11)。冰碛物为浅棕黄色砾石层，块状层理、中等胶结，局部常见钙质胶结现象。冰碛物中砾石以次棱角状为主，无分选，常见1～2 m的漂砾。砾石成分复杂，其中花岗质岩石（包括二长花岗岩、花岗闪长岩、二云母花岗岩、花岗质糜棱岩和片麻状花岗岩等)占50%左右，变质岩类(包括变粒岩、片岩、片麻岩、斜长角闪岩和石英岩等)占35%左右，浅变质沉积岩类(包括含砾板岩、浅变质砂岩等)占15%。在冰碛物顶部常见厚达0.5～1 m的浅棕红色风化土壤层。风化土层之上是0.2～0.4 m的现代土壤层，其上生长蒿草，是现今盆地西侧良好的天然牧场。

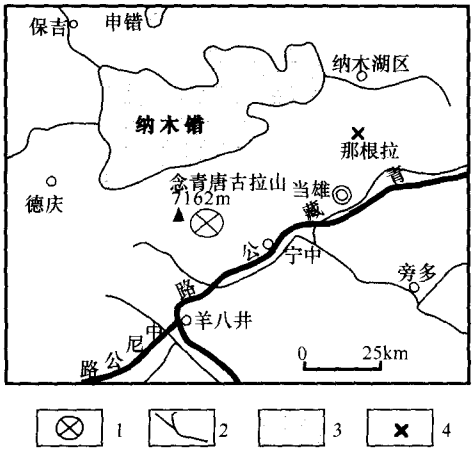


图7-9 西布冰川区位置图

Fig.7-9 Location map of the Xibu glacier

1—西部冰川位置；2—河流；3—湖泊；4—山口

2. 爬然冰期冰碛物

爬然冰期冰碛物主要分布在念青唐古拉地区现代冰川槽谷中，构成槽谷中的高侧碛与终碛，常延伸出沟口，形成典型的高侧碛垄和残破终碛垄叠加在山麓地带第一套冰碛物构成的高冰碛台地上。在拉曲上游爬然冰期冰碛物侵蚀切割了宁中冰期冰碛物，形成了高出河床60～70 m的高侧碛垄（图7-12)。在拉曲东北侧可见冰碛物被断层错动，形成了高达80 m的断层崖，断层崖上出露了该期冰碛物的沉积剖面。

剖面中各层特征如下。

层1：灰白色含砂、粘土砾石层，块状层理，中等胶结。其中粘土含量约占10%，中粗砂15%，砾石70%。砾石分选较差，其中1～40 cm砾石占70%，>50 cm的砾石占25%，含少量1～1.5 m的漂砾。砾石棱角状—次棱角状为主，中等风化，成分复杂，其中花岗质岩石与变质岩类各占50%左右。厚18 m。

层2：灰白色砾石层，块状层理，中等胶结。其中砂粘土含量约占10%，砾石90%。砾石无分选，1～40 cm占40%，50～200 cm占50%，次棱角状—棱角状为主，中等风化，其中花岗质岩石约为55%，变质岩类约占45%。厚18 m，整合覆盖层1。

层3：灰白色含砂、粘土砾石层，块状层理，中等胶结。其中砂与粘土含量约占15%～20%，砾石80%。砾石分选较差，1～20 cm占75%左右，>40 cm占25%左右，其中含1～1.5 m的漂砾。砾石以次棱角状为主，次圆状和棱角状次之，中等风化。其中花

岗质岩石约 60%，变质岩类约 40%。厚 25 m，整合覆盖于层 2 之上。

层 4：灰白色砾石层，风化呈浅棕黄色，块状层理，中等胶结，局部见钙质胶结现象。其中砂粘土含量约占 5%，砾石 90%左右。砾石无分选，1 ~ 40 cm 占 40%左右，50 ~ 200 cm 占 55%左右，次棱角状 - 棱角状为主，中等风化。其中花岗质岩石约 70%，变质岩类约 30%。厚 18 m，整体整合覆盖于层 3 之上，局部见侵蚀面。

剖面中层 1、层 3 的分选性、磨圆度要好于层 2、层 4，且砾石粒度明显小于层 2、层 4，因此认为层 1、层 3 具有似冰水沉积特征，层 2 与层 4 则为典型的冰碛物特征。层 1、层 3 代表两次冰退，而层 2、层 4 则代表两次冰进，表明爬然冰期冰碛物发育期间经历了二次冰进波动（吴中海等，2002）。

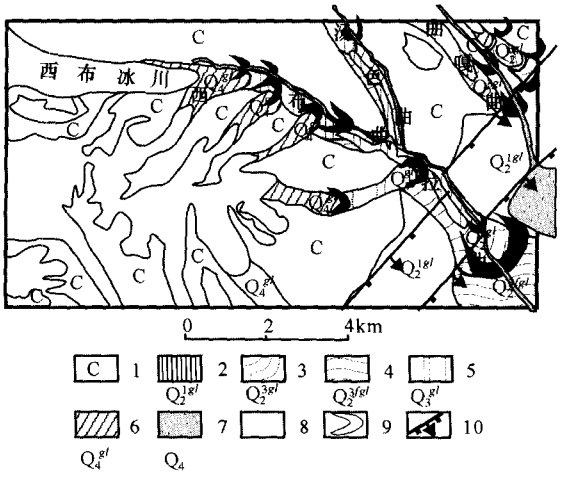


图 7-10 西布冰川区第四纪地质简图

Fig.7-10 Simplied Quaternary geological map in the Xibu glacier area

1—基岩；2—宁中冰期冰碛物；3—爬然冰期冰碛物；4—爬然冰期冰水扇；5—拉曲冰期冰碛物；6—西布冰期冰碛物；7—Q^4 冲积物；8—现代冰川；9—终碛垄；10—正断层

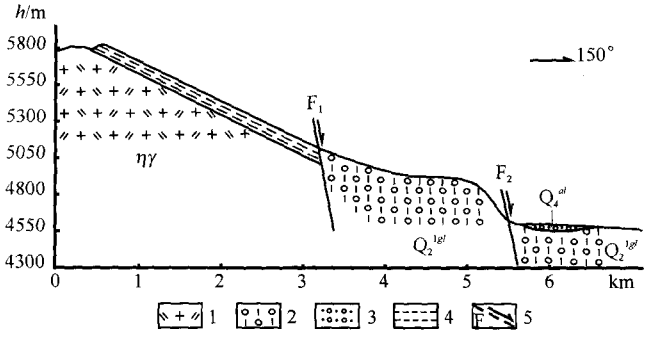


图 7-11 拉曲河谷剖面

Fig.7-11 Cross section of the Laqu valley

1—黑云母花岗岩；2—宁中冰期冰碛物；3—宁中冰期冰水堆积；4—全新世冲积；5—正断层

3. 拉曲冰期冰碛物

拉曲冰期冰碛物在念青唐古拉山地区主要分布于现今冰川槽谷内，构成冰川槽谷中的低冰碛台地，台地高出现今河床 15 ~ 30 m，从拉曲至西布曲沟中见该期冰碛地貌由三道冰碛垄及内侧底碛台地构成（图 7-10），其中最内侧的终碛垄距现代冰川末端约 3.1 km，终碛垄海拔 5040 m 左右（图 7-13）。拉曲沟口第三套冰碛物侵蚀切割爬然冰期冰碛物，嵌于爬然冰期冰碛物的侧碛中（图 7-11）。该套冰碛物为灰白色砾石层，块状层理，弱胶结。砾石以次棱角 - 棱角状为主，无分选，1 ~ 50 cm 为主，常见 1 ~ 4 m 的漂砾。砾石成分中

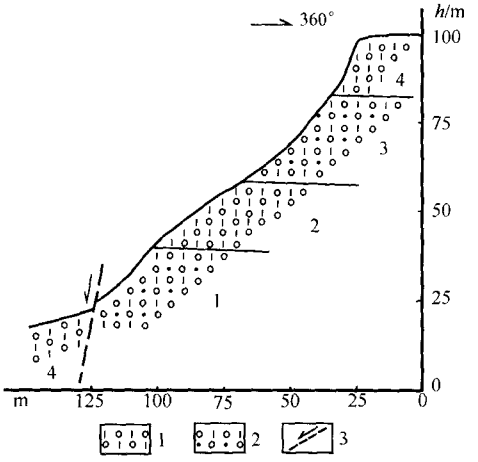


图 7-12　拉曲北东侧第二套冰碛物剖面

Fig.7-12　Profile of the second moraine in the northeast of Laqu

1—冰碛物；2—冰水堆积；3—正断层

花岗质岩石约占 80%左右，变质类岩石仅占 20%左右。冰碛物表层发育 20～40 cm 厚的现代土壤层，其上生长较茂盛的蒿草和香柏树。

4. 西布冰期冰碛物

在念青唐古拉山中段有惟一一条长度超过 10 km 的现代冰川——西布冰川，西布冰期冰碛物主要分布于西布现代冰川末端附近（图 7-10），冰碛物构成典型的终碛、侧碛和底碛等冰碛地貌，在西布冰川末端该套冰碛物由 13 道终碛垄及相关底碛组成，根据终碛垄和底碛的分布和接触关系可将其进一步细分为三期，向现代冰川末端方向冰碛物时代越来越新。

离现代冰川最远的一期冰碛物，包括 5 道终碛垄及其内侧底碛，其冰碛垄外侧是冰水扇，直接叠覆于第三套冰碛物之上。最外侧的终碛距现代冰川约 1.4 km，顶部高程 5110 m，

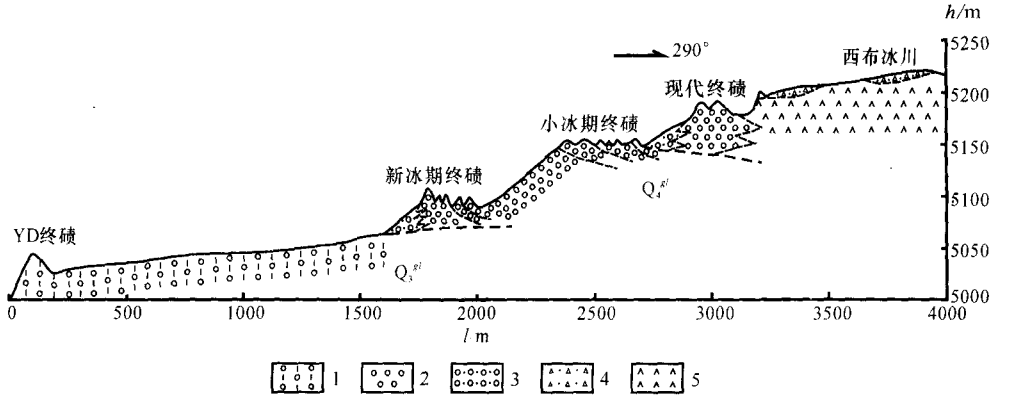


图 7-13　西布冰川末端地质-地貌剖面

Fig.7-13　Geological and geomorphologic profile of the Xibu glacier terminal

1—Q_3 冰碛物；2—Q_4 冰碛物；3—Q_4 冰水堆积；4—现代表碛；5—现代冰川

最内侧的终碛垄距现代冰川约 1.25 km，顶部高程 5155 m（图 7-13）。其中第一道至第三道终碛紧密相连，指示一次较大规模的冰进事件，其中包含三次小的冰进波动。第三道终碛与第四、第五道终碛间分别被 10～20 m 宽的底碛相隔，表明第四、第五道终碛又各代表了一次明显的冰进事件。因此，该套冰碛物是三次冰进事件形成的（图 7-13）。此套冰碛物由棱角状－次棱角状砾石堆积组成，表层局部发育薄土壤层，其上生长稀疏蒿草，砾石无分选，长径 20～500 cm 不等，砾石成分中花岗质岩石占 80%～90%，变质岩类占 10%左右。

第六至第十一道冰碛垄属于第二期冰碛物，其与第一期冰碛物间为宽达 300～350 m

的底碛丘陵，第二期冰碛物也由3次较大的冰进事件所形成，各冰进事件形成的终碛垄之间隔着宽15~35 m的底碛，其中第一与第二次冰进事件又各包含两个和三个小的冰进波动（图7-13）。第二期冰碛物最外侧的终碛距现代冰川约0.8 km，顶部高程5155 m，最内侧的终碛垄距现代冰川约0.5 km，顶部高程5155 m（图7-13）。其最外侧的终碛垄叠覆于第一期冰碛物底碛之上。此期冰碛物岩性特征与第一期冰碛物相似，只是冰碛物表层土壤层更为稀少，植被也更为稀疏。

第三期冰碛物位于现代冰川末端前缘，整体呈一个较大型的终碛垄，由两个次级终碛垄组成，其外侧是冰水扇，叠覆于第二期冰碛物之上（图7-13），此期冰碛垄距现代冰川120~200 m，顶部高程5210 m，冰碛物的岩性特征与前述两期冰碛物相似，但全为0.5~10 m大小的裸露砾石组成，无土壤层和植被发育，冰碛物之下局部下伏死冰，但整体已与现代冰川脱离。距此期冰碛物不远就是现代冰川末端，需要说明的是，按实地调查结果和对比1:10万ETM遥感图像后，我们认为1:10万地形图中标绘的冰川末端位置可能有误。实际调查表明，现代冰川末端的GPS位置是北纬30°23′04.5″，东经90°39′18.5″（GPS的最大水平误差是100 m），这与1970年航摄的1:10万地形图中的冰川末端相比，向西缩进了约1.3 km。近期气候变化表明，20世纪70年代以来的气候变化幅度，难以使位于青藏高原腹地的大陆性山谷冰川发生如此大规模的退缩。现代冰川之上常见有大量表碛分布，表碛全为0.5~10 m的漂砾，无分选，无植被发育。漂砾成分以花岗岩类为主，另有少量变质岩类。表碛之下为厚层的埋藏冰，具清晰的纹层构造。

二、冰碛物形成时代探讨

虽然本区的冰碛物至今仍无直接的测年资料，但由于冰碛物发育受气候变化控制，因而可通过气候地层对比大致确定其时代。中国科学院青藏高原综合科学考察队（1983）将羊八井地区更新世的冰碛物划分为三期，其中最早的一期分布于念青唐古拉山山麓地带，也是区内规模最大的一期冰期。本区的三次冰期可分别与喜马拉雅山脉的中、晚更新世的三次冰期对比（李吉均等，1986），相当于欧洲阿尔卑斯山的民德冰期、里斯冰期和玉木冰期。钱方等（1982）将当雄-羊八井地区的更新世冰碛物划分为五期，其中规模最大的冰期为羊八井冰期，其后有更新世晚期的海龙冰期、躺兵错冰期（图7-14）和全新世的新冰期、小冰期，羊八井冰期之前为当雄冰期和欠布冰期。

青藏高原地区第四纪冰川作用的综合研究结果表明（刘东生等，2000；施雅风，1998），青藏高原最大规模一次冰期的冰碛物以高出现代河床数百米的高冰碛阶地或冰碛平台的形式出现。这次冰期在青藏高原各大山系都发育了大规模的山麓冰川，此次冰期出现在中更新世早期，相当于喜马拉雅北坡的聂聂雄拉冰期，其时代与欧洲阿尔卑斯山的民德冰期相当，在此之后，青藏高原地区又出现四次明显的冰期。以喜马拉雅地区为代表，上述五次冰期分别为中、晚更新世的聂聂雄拉冰期、喜马拉雅冰期Ⅰ、喜马拉雅冰期Ⅱ（图7-14）和全新世的新冰期、小冰期。其中，喜马拉雅冰期Ⅰ的冰碛物以受到相当程度破坏的高侧碛和残破终碛为标志，在出山口后，叠加到聂聂雄拉冰期的高冰碛平台上。喜马拉雅冰期Ⅱ的冰碛物一般分布于冰川槽谷内，在近山口处常见其内嵌于喜马拉雅冰期Ⅰ的高侧碛内。而新冰期、小冰期的冰碛物则分布于现代冰川末端附近。

这几期冰碛物在青藏高原的昆仑山、唐古拉山和玉龙雪山等地区皆有分布（伍永秋

等，1999；浦庆余等，1982；赵希涛等，1999；郑本兴，2000)。上述青藏高原普遍发育的几套冰碛物的分布特征与本专著中的4套冰碛物特征是相对应的。其中规模最大的冰期应与西布冰川区宁中冰期的冰碛物对应，这与中国科学院青藏高原综合科学考察队和钱方等人在当雄-羊八井地区的研究结果是吻合的，爬然、拉曲冰期的冰碛物则应与喜马拉雅冰期Ⅰ、Ⅱ相对应，上述三次冰期即为通常所称的倒数第三、二、一次冰期；青藏高原地区全新世的新冰期和小冰期的冰碛垄皆分布于现代冰川末端附近，且都指示三次明显的冰进波动，因此它们应分别对应于本区西布冰期冰碛物中的第一期和第二期冰碛物，现代冰川末端的现代终碛则明显是现代气候变化的产物。

综上所述，念青唐古拉山西布冰川区的第四纪古冰川遗迹是和青藏高原地区的第四纪冰川作用过程相一致的。上述冰期系列与深海氧同位素以及古里雅冰心中气候变化记录的对比研究结果（刘东生等，2000；姚檀栋等，1997；焦克勤等，2000）表明，西布冰川区宁中冰期冰碛物的时代为0.7～0.5 MaB.P.，主要对应深海氧同位素的第18～16阶段（图7-14)；爬然冰期冰碛物的时代为0.2～0.13 MaB.P.，主要与深海氧同位素的第8～6阶段对应；拉曲冰期冰碛物的时代为0.075～0.011 MaB.P.，对应于深海氧同位素的第4～2阶段。古里雅冰心中晚更新世以来的气候变化记录和西昆仑冰川演化研究结果表明，此次冰期期间经历了末次冰期早冰阶（75～58 ka B.P.)、末次冰期间冰阶（58～32 ka B.P.)、末次冰期盛冰期（32～15 ka B.P.）和新仙女木事件（Young Dryas，简称YD）（12～10 ka B.P.）等四个阶段，这与西布冰川区拉曲冰期冰碛物中存在三道终碛垄是一致的，其中最内侧的终碛垄（YD终碛）（图7-12）应是新仙女木事件的产物。西布冰期冰碛物的时代应为全新世，其中第一期冰碛物对应新冰期，有三次大的冰进波动，分别发生在（3983±120）aB.P.、(3522±117）aB.P.和（2720±85）aB.P.（焦克勤等，2000)；第二期冰碛物对应小冰期，也有三次较大的冰进波动，时代分别为1451～1500 aA.D.、1601～1690 aA.D.和1791～1880 aA.D.（焦克勤等，2000)。冰川末端的现代终碛应为小冰期之后的产物，据高原近代气候变化研究结果（汤懋苍等，1998)，小冰期之后，高原气候变化主要分为三个阶段：1955年前为高温期，1960～1970年间为低温期，1970年开始升温，1980年以后为高温期，因此现代终碛垄应是1960～1970年间冰进事件的产物，根据此冰碛垄现在距冰川末端的距离，可知1970年以来西布冰川退缩速率为4～7 m/a。

三、冰碛物与新构造运动

1. 冰碛物成分与念青唐古拉山隆升的关系

西布冰川区中更新世以来的冰碛物砾石成分具有规律性的变化（表7-9)，随着地层时代变新，砾石成分中花岗质岩石含量逐渐增加，变质岩类的含量逐渐减少，而浅变质的沉积岩仅在中更新世早期冰碛物（即第一套冰碛物）中出现。最新的区域地质调查结果表明念青唐古拉山地区的岩石地层按构造层次可划分为三套：下部构造层主要由花岗质岩体构成，包括二长花岗岩、花岗闪长岩、二云母花岗岩和正长岩等，它们构成了研究区内念青唐古拉山的主体；中部构造层由变质岩类构成，包括片岩、片麻岩、斜长角闪岩和混合岩等，主要零星分布于念青唐古拉山山脊部位，变质岩层底部被岩体侵入，或以韧性剪切带相接；上部构造层主要由白垩纪红层和石炭纪—二叠纪含砾板岩和浅变质砂岩组成，大多不整合在变质岩之上，局部见岩体侵入现象，主要分布于念青唐古拉山北坡，在宁中地区

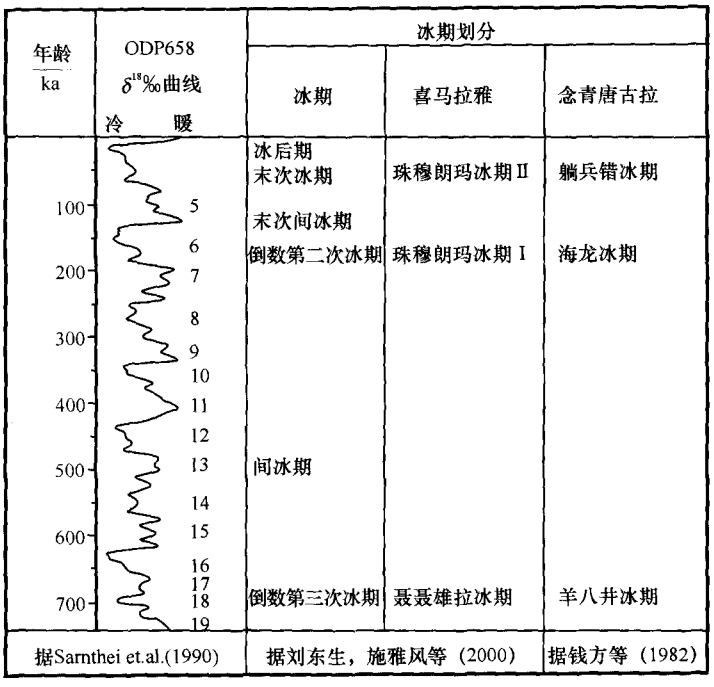


图 7-14　气候地层对比表

Fig.7-14　Correlation table of the climate with stratum

和羊八井北部的念青唐古拉山南坡地区已很少见到。

念青唐古拉山岩石地层分布特征和冰碛物砾石成分的变化规律表明，两者之间呈十分密切对应关系，即冰碛物越老，其砾石中含上部和中部构造层的岩石越多；冰碛物越新，其砾石中含中部构造层的岩石越少而含下部构造层的岩石却越多。这是伸展拆离断层或逆冲断层控制下断陷盆地区所特有的现象，反映了邻区山地的强烈隆升，因此，念青唐古拉山现今岩石地层分布特征和冰碛物砾石成分的变化规律反映了念青唐古拉山中更新世以来的持续强烈隆升过程和冰川的蚀顶作用。可以想象在中更新世期间念青唐古拉的各类岩石地层分布范围与现今相比应有较大区别，现今见到的念青唐古拉的各类岩石地层分布范围是到晚更新世后才出现的。构造年代学的研究表明，念青唐古拉山 8 ~ 5 Ma 以来在伸展拆离断层控制下相对于当雄-羊八井盆地强烈隆升（Pan Y et al.，1992）。因此，当雄-羊八井盆地是典型的上新世以来发育的同伸展断陷盆地。

表 7-9　冰碛物砾石成分表

Tab.7-9　The gravel component in moraines

冰碛物时代	砾石成分与含量/%		
	花岗质岩石	变质岩类	浅变质沉积岩
Q_2^1	50%	30%	15%
Q_2^3	50% ~ 70%	50% ~ 30%	—
Q_3	80%	20%	—
Q_4	85%	15%	—

2. 冰碛物与山前活动断层

念青唐古拉山东南麓断裂带由多条次级的 NE 向高角度正断层所构成，是控制当雄与羊八井盆地第四纪以来构造活动的主要断层。准确确定这些断层的活动速率对于研究盆地内的地震活动性和地热活动都有重要意义。构造年代学研究结果（Pan Y et al.，1992）表明，念青唐古拉南东麓韧性剪切带自 5 Ma 以来，从地表以下 7.5～10 km 处抬升出地表，反映该处断层带自 5 Ma 以来平均垂直活动速率为 1.5～2 mm/a。在拉曲处所见念青唐古拉山东南麓断裂带，由两条阶梯状高角度正断层构成，断层产状为 155°∠66°，其中 F_2 断层是念青唐古拉南东麓分布最广、活动特征最显著的第四纪活动断层之一。沿断层常见地震地表破裂分布和地热活动。该断层在拉曲沟口分别错动了宁中、爬然和拉曲冰期的冰碛物(图 7-15)，错动的冰碛物时代越新断层崖的高度越低，其中错动了宁中冰期冰碛物的 F_2 断层崖是所有断层崖中最高的，表明 F_2 断层应形成于宁中冰期冰碛物之后，即约 0.5 MaB.P. 以来。根据断层的形成时代、断层错动地质体的时代和断层错动的不同时代地质体的活动量，可以计算出断层形成以来不同时期的活动速率（表 7-10）。

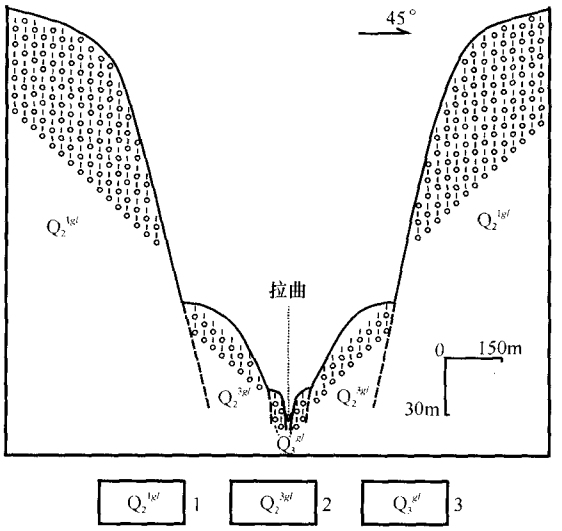


图 7-15 拉曲东侧地质-地貌剖面

Fig.7-15 Geological and geomorphologic profile in the east of Laqu

1—宁中冰期冰碛物；2—爬然冰期冰碛物；3—拉曲冰期冰碛物

表 7-10 F_2 断层活动速率表

Tab.7-10 Active rate of the F_2 fault

错动地质体	错动距离/m		活动速率/mm·a^{-1}	
	垂直	水平	垂直	水平
Q_2^{1gl}	250	—	0.5～1.25	—
Q_2^{3gl}	80	—	0.61～1.06	—
Q_3^{gl}	5	10	0.17～0.35	0.17～0.34
	1.5	5.5	—	—
	2.5	—	1.5	—

F_2 断层错动了宁中冰期冰碛物（Q_2^{1gl}），形成了高 250 m 的断层崖，这是 Q_2^{1gl} 形成（0.5～0.2 MaB.P.）以来 F_2 断层的活动量，其平均垂直活动速率为 0.5～1.25 mm/a。该断层错动的爬然冰期冰碛物（Q_2^{3gl}）的断层崖高 80 m，表明 F_2 断层自 0.13～0.075 MaB.P.

以来的平均垂直活动速率为 0.61 ~ 1.06 mm/a。断层所错动的拉曲冰期冰碛物中早冰阶的终碛垄（Q_3^{1gl}）的断层崖高 9 m，表明 F_2 断层自 58 ~ 32 ka B.P. 以来平均垂直活动速率为 0.17 ~ 0.34 mm/a。此断层崖由 3 个次级断层陡坎构成，其高度分别为 5 m、1.5 m 和 2.5 m，反映了自 58 ~ 32 ka B.P. 以来断层有多次活动，其中最后一级陡坎可能与 1411 年的当雄 8 级地震有关，其地震周期为 1600 a 左右（国家地震局地质研究所，1992），表明 F_2 断层全新世晚期以来平均活动速率约为 0.15 mm/a。在念青唐古拉山南东麓可以见到大量断层左旋错动第四纪冰碛物的现象，在拉曲沟口，F_2 断层两次错动了拉曲冰期冰碛物中早冰阶的终碛垄，走滑距离分别为 10 m 和 5.5 m，其走滑量和相应的垂直活动量基本上是 1:1的关系，这表明断层的平均水平活动速率与垂直活动速率近于相等，这与在断层面上所观察到的擦痕侧伏角为 40° ~ 45°左右的现象是一致的。

四、有关结论

1. 冰碛物系列

念青唐古拉山西布冰川区发育了完整的冰碛物系列，其最早的冰碛物时代为 0.7 ~ 0.5 MaB.P.，表明念青唐古拉地区至少在中更新世已经处于冰冻圈内，其后的冰碛物系列可以与青藏高原及邻区的冰碛物序列和欧洲的冰期划分对比，指示了念青唐古拉山中更新世以来经历了完整的冰期演化系列。中更新世以来以念青唐古拉山为代表的青藏高原腹地地区的气候变迁过程与全球的冰期演化过程是一致的。

2. 冰碛物中的砾石成分

西布冰川区冰碛物中砾石成分具有明显的规律性变化，它与念青唐古拉山自更新世以来处于强烈隆升过程相吻合，指示了当雄-羊八井盆地是同伸展断陷盆地。冰碛物在念青唐古拉南东麓被控制盆地断陷的高角度正断层所错动，断层和冰碛物的关系表明，其中的 F_2 断层形成于 Q_2 以来，其平均垂直活动速率为 0.5 ~ 1.25 mm/a，断层自形成以来分担了念青唐古拉南东麓断层带近一半的活动量。F_2 断层 Q_2 以来的左旋走滑速率与垂直活动速率近于相等。

第四节　念青唐古拉山脉第四纪冰川作用与山脉隆升的关系

我们在念青唐古拉山主峰地区山脉两侧地质调查与 1:25 万区域地质填图工作中，不仅发现了中更新世以来的四次冰期，而且对冰川作用与山脉的隆升关系也进行了初步探讨。该区出现的砾石除再搬运者外，均产自基岩地层，它们的岩性有一致性。砾石层的砾石成分与种类，反映了其源地和沿程各个时代、各种岩性的地层在地表的分布（朱大岗等，2002）。

一、念青唐古拉山脉的基岩地层及其对隆升的反映

约自中新世晚期（8 ~ 5 Ma）以来，青藏高原及周缘地区普遍发生区域性走滑与裂陷，形成一系列 NE—NNE 向、NW—NWW 向走滑断裂和近 SN 向、NE—NNE 向、NW—NWW 向断裂带或断陷湖盆。导致高原面的裂解与断陷，形成上新世—早更新世山地剥夷面和盆

地面。该期阶地状构造地貌面高度，在青藏高原约为 4500 ~ 5000 m。在念青唐古拉山主峰地区，早期发育大量挤压构造地貌带；晚期发育有大量走滑断裂与裂陷盆地，具典型伸展地貌和盆-岭构造地貌特征。其西北部为纳木错断陷盆地，中部为念青唐古拉山脉，东南部为羊八井-当雄断陷盆地。盆-岭之间以正断层为分界线，山脉山顶高出现今盆地面 1000 ~ 2000 m。

1. 主峰地区基岩地层与岩性的空间分布

念青唐古拉山主峰地区的基岩地层与岩性按构造层次可划分为三套：下部构造层主要由花岗质岩体构成，包括二长花岗岩、花岗闪长岩、二云母花岗岩和正长岩等，现在的岩体构成了研究区内念青唐古拉山中段的主体；中部构造层由变质岩类构成，包括片岩、片麻岩、斜长角闪岩、变粒岩和混合岩等，现今主要零星分布于念青唐古拉山中段的山脊部位，变质岩层底部被花岗质岩体侵入，或以韧性剪切带相接；上部构造层主要由 C—P 含砾板岩和浅变质砂岩组成；盖层为白垩纪红层，不整合在变质岩之上，局部见花岗质岩体侵入的现象，现今主要分布于念青唐古拉山主峰地区的北坡，宁中地区和羊八井北部的念青唐古拉山主峰山脉脊部和南坡因剥蚀殆尽而很少见到（表 7-6）。

2. 不同火成岩、变质岩组合的形成深度

研究表明，下部构造层的二长花岗岩、花岗闪长岩、二云母花岗岩和正长岩等花岗质岩体，处于特殊的大地构造位置，其形成深度 > 15 km，压力为 0.8 ~ 1.8 GPa 之间；中部构造层的片岩、片麻岩、斜长角闪岩和混合岩等高绿片岩相—低角闪岩相变质岩类，其矿物组合为石英、斜长石、黑云母、白云母、绿泥石、铁铝榴石等，反映出它们的形成压力为 0.8 GPa 左右，地温梯度约为 25 ℃/km，深度 > 10 km；C—P 含砾板岩和低绿片岩相浅变质砂岩组成上部构造层，根据岩石薄片鉴定结果，浅变质岩的矿物组合为纳长石 + 绿泥石 + 白云母 + 石英 + 黑云母等，分析其压力为 0.5 GPa 左右，地温梯度为 16 ℃/km，相应的形成深度 < 10 km。因此，从不变质的盖层白垩纪红层-低绿片岩相-高绿片岩相-低角闪岩相变质岩类-花岗岩类，可以看出念青唐古拉山地区不同岩性的组合，其形成深度由浅至深，约在 1 ~ 15 km 之间。

另外，从念青唐古拉中段山前发育的糜棱岩带中 3 ~ 8 Ma（Harrison T. M 等，1995）钾长石埋藏深度变化估算，其剥蚀深度为 10 km，这与用火成岩、变质岩组合判定的形成深度大体相当。

3. 念青唐古拉山山脉隆升

我们在念青唐古拉山主峰南北两侧地区共鉴定了 11 个测点的砾石成分，其时代包括冰前期、历次冰期和现代。统计结果（详见本章第二节）表明，砾石层的砾石成分与念青唐古拉山的构造层有密切的关系，即砾石层的时代越老，其砾石的成分含上部和中部构造层的成分越多；反之，砾石层的时代越新，其砾石的成分含中部构造层的成分越少而含下部构造层的成分越多。可以想象，在早更新世时期，念青唐古拉山的各类岩石地层分布范围应与现今有较大的差别，现今所见到的各类岩石地层分布范围直到晚更新世以后才出现（图 7-16）。Y. Pan 和 W. S. F. Kidd 的构造年代学研究表明，念青唐古拉山 8 ~ 5 MaB.P. 以来在伸展拆离断层控制下相对于当雄-羊八井盆地做强烈的隆升运动（Pan Y. Kidd W. S.F., 1992）。其东南麓的韧性剪切带 5 MaB.P. 以来从地表以下 7.5 ~ 10 km 处抬升出地表，反映了念青唐古拉东南麓断层带 5 MaB.P. 以来的平均垂直活动速率为 1.5 ~ 2 mm/a。

这些断裂的近期活动也是十分强烈。我们在山脉东南麓见到多条次级的 NE 向高角度正断层。它们错动了宁中冰期的高冰碛台地和伸出沟口的爬然冰期高侧碛，有的还错动了拉曲冰期的冰水台地。断层时代越老，断层崖就越高。

二、念青唐古拉山脉的切割及其对隆升的反映

根据冰碛物的砾石成分、粒度、砾态等统计分析（详见本章第二节），念青唐古拉山主峰地区的 4 期冰碛、冰水砾石层中，每期冰期的冰碛物及河流相、湖滨相沉积砾石层的砾石其岩石成分、砾度、球度、风化程度都有明显区别。这种差异反映了随着青藏高原的不断隆升，冰川作用对念青唐古拉山脉主峰地区的地层，由表层向深部对不同深度、不同成因的岩石进行着剥蚀。

1. 念青唐古拉山主峰地区的切割与山脉隆升

念青唐古拉山主峰地区中更新世的切割主要是冰川作用的结果，宁中冰期（Q_2^1）、爬然冰期（Q_2^3）、拉曲冰期（Q_3）、西布冰期（Q_4）与现代冰川的多期作用，形成切割深达千米的沟谷，反映出随着印度-欧亚板块的陆-陆碰撞，地壳缩短，青藏高原快速隆升，带动念青唐古拉山隆起与不断遭受剥蚀（图 7-16）。

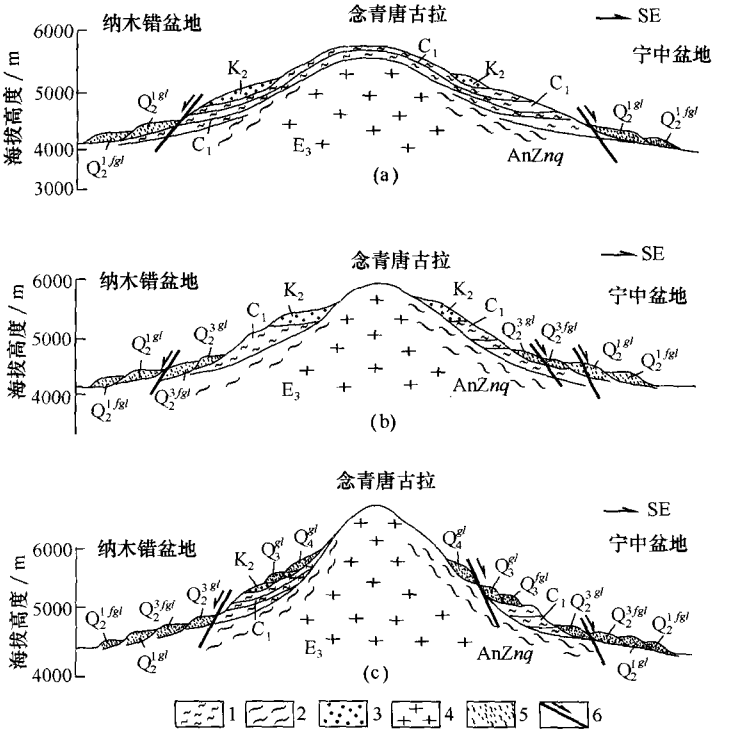


图 7-16　念青唐古拉山主峰地区各冰期剥蚀与山体原岩关系示意图

Fig.7-16　The sketch map of the relation between the denudation in each glacial stage and massif gravels in the highest peak of Niangingtanggula mountain

（a）宁中冰期；（b）爬然冰期；（c）拉曲和西布冰期；1—板岩、片岩；2—糜棱岩；3—砂岩、凝灰岩；4—花岗岩类；5—冰碛物；6—正断层

根据羊八井-当雄盆地西缘羊八井花岗岩的热年代学测试资料（图 7-17），羊八井花岗岩在 34～6.8 Ma 期间，平均隆升速率仅为 0.22 mm/a；但在 6.8 Ma 以来，平均隆升速率达 0.6 mm/a，说明自 6.8 Ma 以来羊八井花岗岩体、念青唐古拉山发生快速隆升事件。这个结果与 Harrison 等（1995）依据念青唐古拉山东部 NE 向韧性剪切带内的钾长石^{40}A-^{39}A法所测定的形成时代（8～4 Ma）相近，同时说明羊八井-当雄-谷露裂谷系及相关的 NE—NNE 向活动断裂，开始活动期即为此时代。另外，在当雄北侧念青唐古拉山口 NE 向低角正断层中方解石的 ESR 年龄 0.306Ma（吴珍汉等，2001），表明是羊八井-当雄盆地西缘 NE 向构造再次活动的时代。该时期是主峰地区切割与山脉隆升的再次活跃阶段，即宁中冰期（Q_2^1）的活动时代。随后的爬然冰期（Q_2^3）、拉曲冰期（Q_3）、西布冰期（Q_4）和现代冰川作用，使念青唐古拉山主峰地区呈现出现今的面貌。

2. 冰碛物成分与念青唐古拉山隆升的关系

在念青唐古拉山中段地区中更新世以来的冰碛物中砾石成分具有规律性的变化（表 7-6，表 7-9）。随着地层时代变新砾石成分中花岗质岩石含量逐渐增加，变质岩类的含量逐渐减少，而浅变质沉积岩仅在中更新世早期冰碛物（即宁中冰期的冰碛物）中出现。

念青唐古拉山中段现今岩石地层的分布特征和冰碛物砾石成分的变化规律表明，它们之间呈反对称关系。这是伸展拆离断层或逆冲断层控制下断陷盆地地区所特有的现象，它反映了邻区山地的强烈隆升和该区的剧烈下降。因此，念青唐古拉山中段现今岩石地层分布特征和冰碛物砾石成分的变化规律，恰好反映了念青唐古拉山中段中更新世以来的持续强烈隆升过程，同时由于冰川作用使念青唐古拉山中段中更新世以来经历了强烈的蚀顶作用。这种通过用冰碛物砾石的成分差异，来反推山脉隆升的历史与过程，对于大多数冰碛物发育地区的调查研究，是具有启迪和指导意义的。

构造年代学的研究表明念青唐古拉山中段自 8～5 Ma 以来（吴珍汉等，2001），在伸展拆离断层的控制下，念青唐古拉山脉相对于两侧的当雄-羊八井、纳木错盆地发生了强烈的隆升。因此，可以说当雄-羊八井、纳木错盆地是典型的上新世以来发育的同伸展断陷盆地。

3. 念青唐古拉山脉的冰川演化

我们曾经指出，上新世时喜马拉雅和青藏高原海拔已经达到 2000～3000 m 的高度（赵希涛，1975；赵希涛，1981）。近来，在本区稍北的错鄂，一个长达 201 m 的湖相钻孔岩心的孢粉分析结果表明（吕厚远等，2001），在近 2.8 MaB.P. 以来，曾多次出现山地暗针叶林的主要建群种云杉花粉含量的突然增加和缓慢减少，表明在 2.8～0.8 MaB.P. 间，该地区曾多次生长山地暗针叶林。目前，山地寒温带暗针叶林分布的海拔高度一般在 3000～4000 m 左右，最大高度不超过 4300 m。这至少印证了，在上新世晚期至早更新世时期，藏北高原湖盆区已上升到很高的海拔高度。因此，在念青唐古拉山主脊是否会有冰川作用发生，当雄—羊八井盆地中的古砾石层是否为冰水成因，都是值得今后加以注意的问题。

在中更新世早期，青藏高原各大山区已上升到冰冻圈之上（施雅风等，1995），念青唐古拉山也不会例外，但它对湿润的印度洋季风的屏障作用将不会十分强烈，山地的切割程度也较今小得多，本区的降水将更加丰富。因此，随着全球气候的强烈变冷，形成了本区确切的最早一次和最大一次冰期，即宁中冰期的规模巨大的山麓冰川。在念青唐古拉山南坡，堆积了长约 120 km、宽逾 5 km、厚达150～350 m 或更多的冰碛物。而其外侧的冰

水沉积，则充填了整个当雄-羊八井盆地。而在念青唐古拉山北坡，冰碛和冰水沉积则沿几个洼地堆积，成为伸向纳木错盆地的巨大的山麓扇形地。

在中更新世中期大间冰期时，随着全球气候的强烈变暖，宁中冰期的冰碛和冰水沉积物发生了强烈的风化，形成了厚层状的红色古土壤。念青唐古拉山也发生了强烈的切割，伸入山脉腹地的各主要沟谷已经形成。

中更新世晚期的爬然冰期，只形成中小型的山谷冰川，刚能伸出各沟谷的出山口。只有相对高差较小的主峰北坡，才发育了几条宽尾冰川。

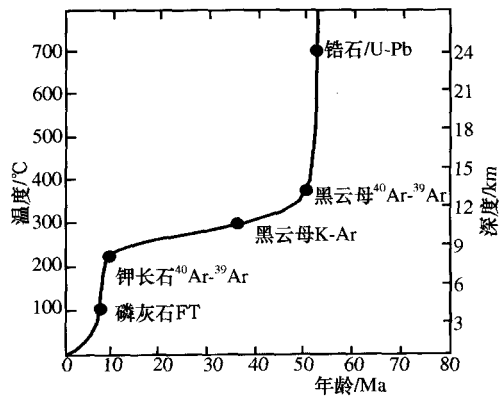


图 7-17　羊八井花岗岩热年代学曲线图
（据吴珍汉等，2001）

Fig.7-17　Thermal-chronological diagram of the Yangbajing granite

在晚更新世早期的末次间冰期，纳木错盆地储水成湖，其最高湖相沉积，可达到现今湖面（海拔 4718 m）以上 139.2 m。由于纳木错与邻近的仁错-久如错的分水岭仅高于纳木错现今湖面 19 m，故古纳木错必然与以色林错为中心的其他湖盆连通成为一个统一的大湖，我们将其命名为“羌塘东湖”。而羌塘高原中南部和西南部，则有可能是扎日南木错与塔若错等湖连成一片，从洞错到斑公错连为一体，可分别称为“羌塘南湖”和“羌塘西湖”。说不定在某一个或某几个时段，它们甚至连通在一起，成为巨大的“羌塘湖”（赵希涛等，2002）。

在拉曲冰期早期，包括纳木错在内的古大湖湖面曾明显下降。大约在 0.04 Ma.B.P. 和 0.035 Ma.B.P. 间，也就是末次冰期间冰段中期古大湖湖面再次上升之时，可能湖水冲开了与怒江水系的分水岭而外泄，使古大湖局部解体，从而使古纳木错与残留的古大湖分离。由于当时水汽来源丰沛，故湖水能不断地从雄曲—那曲谷地向北西西方向溢出。随着青藏高原隆升到一定高度，成为南亚季风的屏障和拉曲冰期盛冰期的到来，羌塘高原气候日渐干旱化，因而念青唐古拉山区的冰川作用，仅为规模很小的山谷冰川。同样，古纳木错的湖水补给也赶不上蒸发，湖面开始下降，湖水再也不能外泄，现代纳木错得以形成。

此后，现代冰川仅保存于念青唐古拉山的主要高峰周围。在中、晚全新世，现代冰川曾有两次明显的推进，近期则大规模退缩。

三、念青唐古拉山主峰地区与青藏高原其他地区地形隆起的对比

依据裂变径迹法热年代学等资料，青藏高原隆升具有时间上的多期性与空间上的不均匀性，但主要的隆升事件发生在 5 ~ 3 Ma。念青唐古拉山主峰地区上新世以来的隆升高度与青藏高原其他地区地形隆起（张青松等，1981；崔之久，1981；郑本兴等，1981）的对比表明（表 7-11），青藏高原的强烈隆起是从第三纪末开始的，高原隆升具有整体性，但有差异性和阶段性。根据原始高原面与现代高原面的高差计算，青藏高原从第三纪末以来，整体上升了 4000 ~ 5000 m，其中念青唐古拉山地区在中更新世以来发生强烈隆起，最大抬升量可达 3500 ~ 4000 m。

表 7-11　青藏高原各地自上新世末以来的抬升幅度

Tab.7-11　Uplift range in different areas inside the Tibetan plateau since the Pliocene

抬升量/m / 地区	海拔高度/m	总抬升量/m	N_2—Q_1 抬升量/m	Q_2—Q_3 抬升量/m	Q_3—Q_4 抬升量/m
喜马拉雅山北麓	5000 ~ 5100	4000 ~ 4100	2700	2300	600 ~ 1500
念青唐古拉山	4500 ~ 5000	3500 ~ 4000		2000 ~ 2500	1200 ~ 1400
唐古拉山	5100 ~ 5300	4100 ~ 4200		2500 ~ 2800	800 ~ 900
昆仑山	4300 ~ 4500	3000 ~ 3200	2500	2000 ~ 2200	700 ~ 900
冈底斯山北麓	4600	3600		2000 ~ 2800	400 ~ 800

在前陆型和断坡谷盆地中沉积下来的早第三纪河流相红层，证明那时青藏高原的地形起伏是相当大的。在渐新世和早中新世时期侵蚀作用在高原面上占优势，沉积作用限制在少数多半呈 EW 向延伸的盆地中，高原那时处于低海拔高度（约 500 m）。在晚中新世时青藏高原发生了差异隆起，在冈底斯山南坡的门士（E50°30′，N31°12′），高度 > 1500 m，落叶阔叶森林繁茂。到上新世时，中新世的山麓侵蚀平原已被断层和深度剥蚀作用强烈破坏，冈底斯、唐古拉和昆仑山被抬升到 2000 m 或更大高度。河流相和湖泊沉积主要是淤砂和粘土，北部地区还有蒸发岩在一些浅构造洼地中沉积下来，类似于现今高原西部包含在湖泊中的沉积物。其他河湖相沉积物堆积在念青唐古拉山的深切河谷盆地中（约 1000 m）。从热带森林到亚热带干旱草原不等的植物群都可见到，三趾马动物群广泛分布。根据青藏高原反映气候逐渐变化的植物和动物化石证据，以及喜马拉雅、念青唐古拉等地的裂变径迹资料判断，青藏高原主要的抬升发生在更新世时期，而且抬升的速度快、隆升的高度大。

第八章　纳木错及邻区的古砾石层、河流沉积与地貌

地处藏北高原的纳木错及邻区第四纪沉积物分布广泛，但全区第四纪地层的划分和对比还未全面展开。我们在前人工作的基础上，进行了地质调查，对出露较好、厚度较大的一些地段做了较详细的观测。由于纳木错地区地形复杂，各处地貌发育历史不同，地面切割程度不一，第四纪沉积物的岩性、分布特征和地层发育也有较大区别。本章将着重探讨纳木错及邻区的古砾石层、河流沉积与地貌特征。

第一节　纳木错盆地及其邻区的早/中更新世古砾石层及可能的晚第三纪地层

在纳木错盆地及其邻区以晚更新世—全新世的河湖相、冰川相、冰水相地层为主，它们往往组成湖盆地内的高平台主体或湖积阶地。除这些地层外，尚有零星分布的古砾石层及更老的属于晚第三纪（上新世）—早更新世地层，无论是分布地域，还是岩性都有很大的差异。它们多岩性复杂、风化较强，各具特色。

一、纳木错盆地的古砾石层

在纳木错盆地发育有零星分布的古砾石层，在纳木错西北部沿岸，笔者发现了下列4处古砾石层：①德庆乡西南13 km的江果拉邱北坡；②波曲上游压日革东南3 km的离堆山状小山北侧；③节弄东2 km处的4800 m台地和④桑日东南坡（图版Ⅶ-1）。

上述砾石层中的砾石，砾石颗粒粗大，粒径往往在0.1～0.3 m以上，磨圆普遍很好，且其岩性成分复杂，与下伏基岩明显不同，显然系经过长途搬运而堆积下来的。由于这些砾石层保存于拔河数十至百余米高度，且无法恢复它们堆积时的古地形，也难以搞清它们的来源及与哪条河流的关系，故其形成时代应是较早的，我们暂时将它们归于早更新世以至上新世，其成因有待进一步调查研究确定。

在纳木错西北岸的桑日东南坡，有大片分布的古砾石层，经风化总体呈棕红色、灰褐色等，分布在海拔4750～4850 m的地段，地表见0.2 m厚的土壤层（Q_4），其下为含粘土质砾石层，厚0.7 m，再往下为砾石层，厚0.7 m，在基岩与砾石层之间为古风化壳，厚0.3 m（图8-1）。砾石的成分较复杂，以火山岩、石英砂岩、硅质岩、灰岩为主，砾石的粒径介于0.1～0.5 m之间，磨圆较好，部分砾石风化较强，已破碎或已疏松。

二、当雄-羊八井盆地的古砾石层

对于当雄-羊八井盆地中的古砾石层，钱方等（1982）已有较详细报道，本次调查只是涉及，而未做详细工作。下面仅作简单描述。

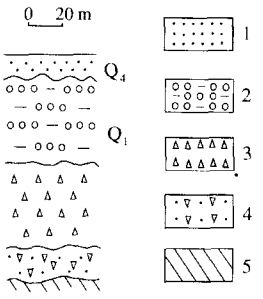


图 8-1 桑日东南坡的古砾石层剖面

Fig.8-1 Cross section of old gravels in the southeast of Sangri

1—粉砂；2—含粘土质砾石；3—碎石；4—风化壳；5—基岩

当雄-羊八井盆地为念青唐古拉山南麓的宽谷状断陷盆地，宽 2～5 km，长 100 km。念青唐古拉山山前和盆地内第四纪沉积物广泛分布，各时代地层较齐全，出露总厚度 300 m 以上，以多种成因的砂砾沉积为主。当雄-羊八井盆地的古砾石层分布在念青唐古拉山山前，构成相对高约 130～200 m 的高台地，主要为砂砾层。砾石的成分与中更新统沉积物有明显不同，时代可能为早更新世。如当雄西北的江曲沟口，青藏公路 148、149 道班之间，中尼公路 2 道班西、3 道班南侧等都有分布（中国科学院青藏高原综合考察队，1983）。

1. 青藏公路 148、149 道班之间西北侧的古砾石层

该砾石层的沉积构成了念青唐古拉山山前的第二个高平台，在起伏不平的基岩（灰黄色砂板岩）面上，出露了一套厚约数十米的砾石层。砾石的成分较复杂，主要有石英岩、石英砂岩、紫红色砂砾岩、角砾岩、火山岩以及杂色板岩等。石英岩、石英砂岩等坚硬砾石的粒径大，砾径一般为 0.2～0.5 m，个别达 1 m 左右。砂板岩砾石的粒径小，一般成细砾充填于大砾石之间。砾石的磨圆度不一，石英岩、石英砂岩等的磨圆度较差，而细砾则多磨圆，分选性较差，常无明显的排列方向，成层性也不甚明显。砾石风化程度不高，胶结也不紧密。该砾石层的成因可能属于洪积或冰水沉积。

2. 中尼公路 3 道班南侧的古砾石层

该砾石层构成了相对高度最大达 200 m 左右的沉积台地（图版Ⅶ-2）。它的顶部有 3～4 条纵向砾石垄岗，不整合在起伏的念青唐古拉群基岩面上，组成垄岗的砾石成分主要为火山岩、蚀变的火山岩、蚀变的花岗岩、火山角砾岩，其次为石英岩、硅质岩等。砾石的磨圆度中等，分选较差，顶部粒径为 0.3～0.5 m。

3. 羊八井甲果果乡的古砾石层

该砾石层位于当雄县羊八井甲果果乡，在宁中冰碛物（Q_2^{1gl}）台地之下有一古砾石层（图 8-2），可能为 N_2 砾石层，砾石层被冲沟切割，见天然露头，砾石层产状为 300°∠22°，砾石层棕黄色，风化较强，由砾石、角砾、粘土及含砾粘土等相间组成，其中砾石含量 80%～90%，颗粒支撑，分选中等，砾石以次棱角状为主，部分次圆，砾径介于 0.1～0.3 m 之间。砾石层厚度 > 15 m，砾石成分主要有火山岩（35%）、板岩类（55%）、砂岩类（10%）等，未见花岗岩。砾石层中夹 1～2 m 厚含砾粘土层，该砾石层根据砾石和粘土含量的差异，可划分为 6 个不同的亚层。

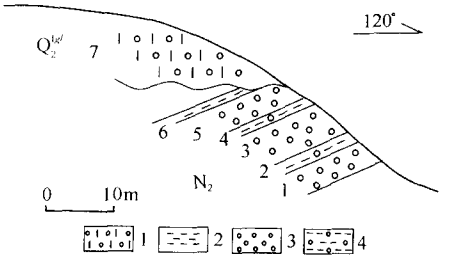


图 8-2 羊八井甲果果的古砾石层剖面

Fig.8-2 Cross section of old gravels in Jiaguoguo of Yangbajing

1—砾石与角砾；2—粘土；3—砾石；4—含砾粘土

此处有宁中冰碛物（Q_2^{1gl}）不整合于 N_2 砾石层之上，并侵蚀和不整合覆盖在基岩岛山之上。

三、纳木错盆地及其邻区可能的上新世—早更新世地层

在纳木错盆地及其周缘发育有零星分布砾石层和风化较强的砾石层和古地层，在地质产状上多被全新世的冲洪积所覆盖。

在念青唐古拉山脉南侧的羊八井、宁中和当雄3个断陷谷地中，均可见到由强烈风化的古砾石层所构成的残丘（图版Ⅶ-3），如宁中盆地的扁梅与甲果果和羊八井学以北等地。它们往往下伏基岩、上覆老冰碛或冰水沉积，相互间均呈不整合接触关系。从沉积特征看，它们或为河流沉积，或为冰水沉积，与藏南谷地定日盆地中的贡巴砾岩十分相似。钱方等（1982）曾将这些砾石层定性为本区最老的冰碛层，并命名为欠布冰期，认为其属于第四纪下限350万年的早更新世初期。而嘎日桥冰碛层、江曲冰碛层可与其对比。

由于这些砾石层分布于长期下沉的断陷谷地之中，砾石成分主要为不知来源地的沉积岩、浅变质岩和火山岩，以后又经抬升与剥蚀而成为谷地中的残丘，经受长期而强烈的风化作用，并与最早一次冰川作用所堆积的冰碛或冰水沉积呈不整合接触，故它们是第四纪最早或更早的沉积物，其形成时代有可能属于晚第三纪（上新世）—早更新世。

第二节　纳木错盆地及其邻区的河流沉积与地貌

纳木错盆地属藏北内流区，由流入纳木错的波曲、作曲、雄曲、拉曲等组成一个完整内流水系，由于纳木错是藏北高原海拔最高的大湖，因此，上述河流是世界上海拔最高的内流河。由于工作时间和经费的制约，对纳木错盆地及其邻区的河流沉积与地貌发育，仅做了部分地段的野外调查，本节仅做简单描述。

一、纳木错盆地第四纪冲积和洪积物及河流阶地与洪积台地

经常性流水所形成的河流沉积物被称为冲积物，往往以河床、河漫滩等形态沿河道呈线状分布；而干旱、半干旱地区的暂时性流水所形成的河流沉积物被称为洪积物，往往呈扇状地形分布于河流的出山口处，并被称为洪积扇，它们被后期河流下切所形成的台阶状地形，则被分别称为河流阶地与洪积台地。在自然界，这两种沉积物往往没有决然的区别，因而在野外很难加以区分。而在现代冰川区外围，它们更难于与冰水沉积物区分。笔者仅把紧贴冰川终碛外侧的流水堆积，称为冰水沉积，否则就将其归为冲积或洪积物。

1. 冲积与河流阶地

在纳木错沿岸，有多条河流注入湖中。根据野外观察，我们所调查过的测曲、昂曲、作曲卡、波曲、雄曲、你亚曲、嘎玛曲、恰嘎曲等河流，均在其下游切割沿湖分布的3～4级湖相阶地，并在现代河谷中发育有一级河流阶地（图版Ⅶ-4）。这些河流的一级阶地向上游延伸，逐渐漫覆于湖相沉积之上。我们在纳木错及其周缘的各条较大现代河流中，几乎没有发现比一级阶地更高的河流阶地。

2. 洪积与洪积台地

在纳木错沿岸，特别是其西岸、北岸的山区中，汇入测曲、作曲、波曲等河流的不少支流，在汇入主流的出山口处，往往形成洪积扇，有的经过抬升与切割，则形成洪积台地（图版Ⅶ-5），并在河谷中发育有一级河流阶地，如下述雄曲—那曲谷地中各南部支流出山

口处所看到的那样（见后）。

二、当雄-羊八井盆地的冲积和洪积物及河流阶地与洪积台地

在当雄-羊八井盆地及拉曲上游各河道中，河流阶地与洪积台地的发育情况不同。在拉曲中游，笔者观察到二级阶地与一级洪积台地，而在其上游的乌鲁龙曲，只发育一级阶地与一级洪积台地，而在宁中-当雄盆地的乌鲁龙曲及其支流拉曲和当曲，只有一、二级河流阶地（图版Ⅶ-6）。这表明当雄盆地被乌鲁龙曲切开和外泄，是很晚时期发生的事件。

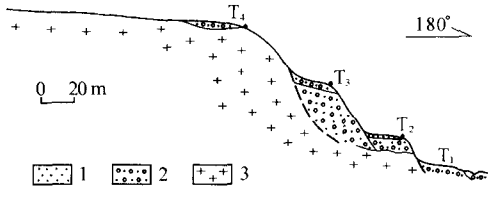


图 8-3 羊八井地区的藏布曲河流阶地剖面图

Fig.8-3 Profile of river terraces of the Zangbu in the Yangbajing area

1—砂；2—砂砾石；3—花岗岩

而在羊八井盆地的堆龙曲及其支流藏布曲（羊八井河）至少发现了五至六级拔河高达 100 m 的河流阶地（图版Ⅶ-7）（在旁多地区的拉雅河及其支流热振藏布曲也有四级以上的河流阶地），河流阶地由河流相砾石层组成（图 8-3），砾石成分主要有片岩、片麻岩、花岗岩等，砾石圆度较高、风化较弱，拔湖较高位置变质岩砾石成分增加，这说明该河流早期切割的是变质岩区，并逐渐深入到花岗岩区。同时还表明羊八井盆地在第四纪早期是外流河，而宁中-当雄盆地在第四纪晚期才开始外泄。另外，在羊八井盆地还见到了中更新世以来确切的第四纪冰川作用的遗迹和第四纪冰川作用以前的河流或洪积相砾石层（高于现代河床达 100 m 左右）；同样表明该盆地的外泄时间，要早于当雄盆地。因限于时间、经费和主要研究任务是纳木错湖相沉积的关系，本项目对这方面的调查研究所做工作不多。

三、拉曲及其主要支流的第四纪冲积和洪积物及河流阶地与洪积台地

在纳木错西北方向与仁错-久如错连接的谷地中（图版Ⅶ-8），发育有几条河流，该谷地南侧的几条注入雄曲与那曲的支沟，也各具特色：西部的俄弄与索布多萨，出山口后形成的洪积扇已被切割成拔河 5～6 m 的洪积台地，其内有拔河 1～2 m 的河流第一级阶地与河漫滩发育。而东部的古弄玛千，则在出山口后形成典型的洪积扇，并在洪积扇上形成 5 条分支河道，除最西支河道的西支注入那曲外，东面 4 支河道与西支河道的东支，均注入雄曲，而且，它们都没有发生下切。其东的苦弄下玛与加弄等沟，也没有下切。必须指出的是，所有这些河流的沉积物，都叠加在纳木错的第三级湖相阶地之上。而在雄曲与那曲的下游，由于河流的下切，现代河床内有发育了相对高度 1～3 m 的河流第一级阶地。

这种情况表明，在藏北高原东南部古大湖发育演化过程中，雄曲-那曲谷地是重要的分水谷地，也是湖水外泻的重要通道之一。由于青藏高原的快速隆升和气候逐渐干旱，古大湖开始分裂（详见第二章），湖水通过雄曲—那曲谷地外泻，随着湖水的不断下降，该谷地也逐渐演变为分水谷地，纳木错湖水再也不能向外流出了，沿谷地两侧山脉发育的河流、夏季暴发的山洪等冲洪积物不断地堆积在该分水谷地上，逐渐形成了现今的面貌。

第三节　纳木错及邻区的河流地貌

纳木错及邻区位于藏北内流区的东南部，而西藏境内的河流是地球上海拔最高的河流，它不仅是亚洲许多著名外流河的发源地，也是一个巨大的内流水系分布地区，因此具有独特的河流地貌景观。

一、纳木错及邻区主要河流发育的时代

通过纳木错及邻区的藏北高原上广泛分布的上新世沉积物的岩相、古生物及古脊椎动物化石资料分析，揭示当时藏北高原广泛分布着亚热带森林和森林草原植被和三趾马动物群等食草有蹄类；其气候温暖湿润，地面起伏和缓，河流湖泊众多，河谷宽浅，谷坡平缓，大部分地区水网相互沟通并最后流向大海。从古植物、孢粉、三趾马动物群化石和古岩溶等方面分析，上新世时藏北高原尚未强烈隆起，大部分地区的海拔在 1000 m 左右。这说明藏北高原的主要河流早在高原强烈隆起之前就已经存在。

怒江上游从沿江沉积物看，在上新世到早更新世曾发育一系列河流与湖泊交替的沉积，说明当时湖盆有河流贯通。

上新世末以来青藏高原强烈隆起，随之高原边缘的河流首先下切，形成了横穿喜马拉雅等山地的深切峡谷，至今峡谷两侧仍可见其残留谷肩。这种河流穿切山脉的现象在高原内部也可见到，如源于念青唐古拉山北侧的拉萨河（图 8-4）、易贡藏布等河流，向南穿过念青唐古拉山的主脊注入雅鲁藏布江；冈底斯山两侧的河流也相互交错，使内外流分水线呈锯齿状形态；冈底斯山主脊在东部较为破碎。可见，藏北高原主要河流原先皆发育于高原面上，上新世已基本成型，它们横穿喜马拉雅等山脉，应该说都是先成河。

二、纳木错及邻区内流河的主要特征

纳木错及邻近的藏北内流区是青藏高原最大的内流区，约占西藏总面积的一半。各条内流河之间往往彼此分隔，组成许多独立的内流水系（图 8-5）。藏北内流河最终全部流入湖泊或消失在干涸的湖盆中。藏北内流河最终侵蚀基准面的海拔以班公错最低，为 4241 m，最高可达 5200 m 以上，大部分为 4500 ~ 4800 m。它们是世界上海拔最高的内流河。

纳木错所在的藏北高原气候干寒，高原面上年平均气温在 0℃以下，有的低至 - 5 ~ - 6 ℃。河流长度一般在几十千米以内，超过 100 km 的河流大约有 20 多条，其中最长的河流为扎加藏布（约 480 km）。由于藏北内流河都发育在冻土地区，在现代冰缘气候条件下形成了较特殊的河谷地貌形态。在一定的地质构造因素影响下，干旱严寒的气候条件使藏北内流河具有以下特征。

1. 内流河的补给类型

纳木错所在的藏北内流区内流河的补给来源主要为冰雪融水、降水和泉水三种形式。根据补给来源可将这些内流河分为以下三种类型：

（1）以冰雪融水补给为主的河流。它们的水量往往比其余两类要大，河床砾石较粗大，磨圆较好，并常发育有 1 ~ 2 级冰水阶地。纳木错冰雪融水主要来自念青唐古拉山，其河流多数落差较大，流水受季节控制，夏季发育，流水量大。但总的看来，由于本区冰

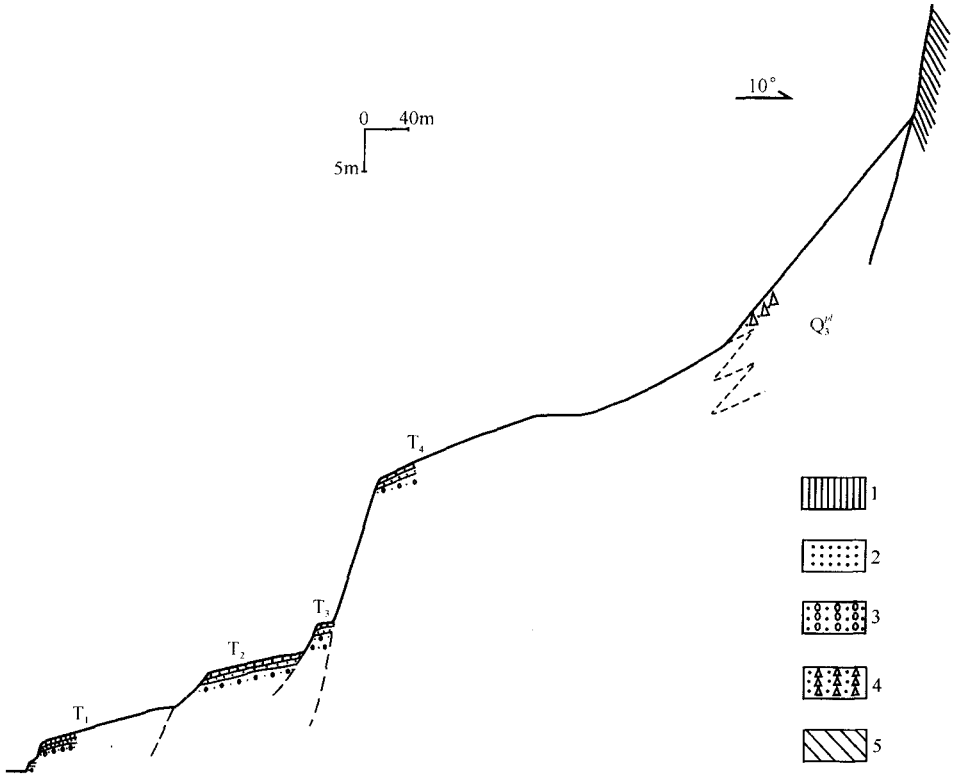


图 8-4 林周县阿郎乡拉萨河河流阶地实测剖面图

Fig.8-4 Measured profile of terraces of the Lasa River at Alang country of Linzhou city

1—土壤；2—冲积砂；3—冲积砂砾石；4—碎石坡积；5—基岩

川规模不大，同时常年气温较低，抑制了冰川融化，所以补给河流的水量绝对值也不大，这种现象越向北表现得越明显。如在木孜塔格西南的迎露河的源头东南侧有一冰川，它的末端为数百米宽、20～30 m 高的冰崖，其下游 2～3 km 处（海拔 5200 m）的迎雪河断面，所见河滩全由砾径 5～15 cm 的次圆状砾石组成，流量仅为 0.2 m^3/s 左右。并且水量的日变化较大，早晚冻结断流，中午有流水。向南藏北高原南部的气温逐渐升高，内流河水量也随之增大。在阿木岗东侧的贝隆强玛，离冰川约 10 km 处的河段，为砾质河床，砾径达 20～30 cm，河面宽 3～4 m，水量的日变化也很明显，上午 8 时为 0.36 m^3/s，下午 14 时为 0.4 m^3/s，晚上 20 时为 1.0 m^3/s。因此，纳木错及邻区的冰雪融水补给地河流径流的年变化也很明显，它们冬季往往无水，有些河流仅在夏季有 1～2 月全河段有水。

（2）以泉水补给为主的河流。纳木错及邻区有不少河流补给来源是以泉水补给为主，水量较为稳定，但因水量较小，故常在泉眼以下不远就因蒸发和渗漏作用而逐渐消失。这类河流的河床常出现一段有水、一段无水的现象。此外，在念青唐古拉山区有些泉水补给的河流，由于所处海拔部位高，泉水水温接近 0 ℃，在气温变化很大的情况下，通常是晚间流出的泉水冻结成冰，白天则融化成水下流，形成中午有水、早晚断流的日变化情况。因此，纳木错及邻区由泉水补给的河流流量的年变化和日变化，也都是比较明显的。

（3）以降水和降雪融水补给为主的河流。这类河流长度较小，集水面积不大，主要发

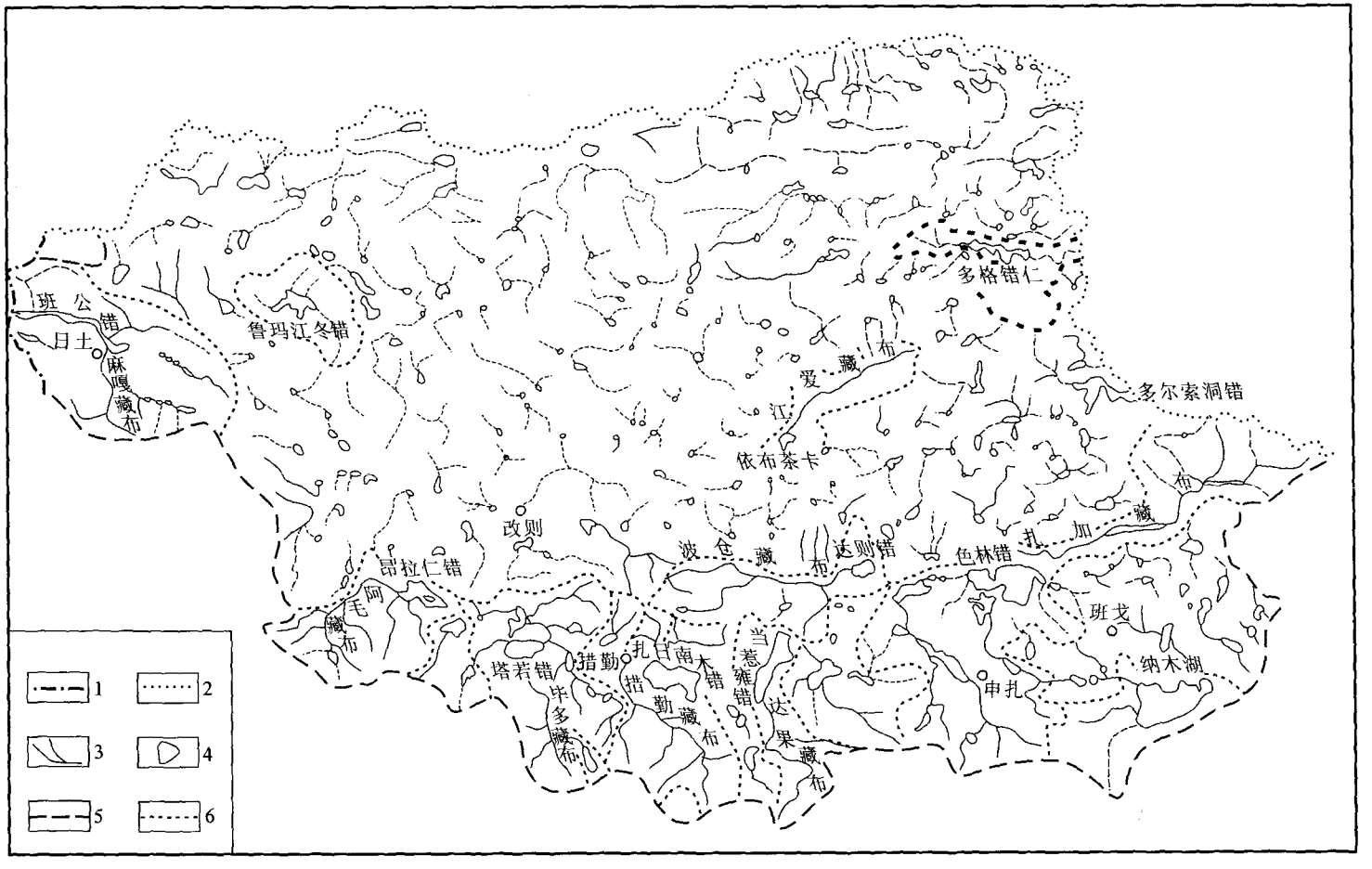


图 8-5　藏北内流水系图

(据中国科学院青藏高原综合考察队,1983)

Fig.8-5　Endorheic drainage in the northern Tibetan plateau

1—国界;2—省(区)界;3—河流;4—湖泊;5—藏北内流区界线;6—主要流域界线

育在高原上的低山丘陵中。它们的径流几乎全靠临时性降水和降雪融水的补给。一般地，由于地表干旱，少量的降水就不可能产生地表径流。因此，一年内绝大部分时间为干河床，仅在降水量集中的夏季才可能产生小股径流，并且水流不远即断流。降雪融水一般在河流的上游，汇集山坡融化的雪水，产生小股径流。这类河流往往也在很短距离内即断流。

总之，纳木错及邻区的内流河受干旱低温的影响，河流的补给量相对都是很小的。补给情况的特殊性决定了藏北河流径流的年变化、日变化都较明显，除少数几条大河外，如雄曲—那曲、波曲、你亚曲、作曲、昂曲等，多数为时令河，甚至在北部有的河流几乎是全年干涸的干河床，这是它们的共同特征。

2. 内流河的河网密度

纳木错所在的藏北高原的河网密度很小，河网密度一般在 0.02 ~ 0.5 km/ km^2，在高原中部有时甚至 1000 km^2 内没有一条时令河。但是，河网密度的分布也有一定的规律性。藏北高原南部河网密度较大，北部较小；藏南内流河河网密度也较大，但河流较短小，一般河长都在几十千米（表 8-1）。

表 8-1　西藏内流区河网密度表

Tab.8-1　Density of the endorheic drainage in the Tibetan

地	区	河网密度/（$km \cdot km^{-2}$）
藏北内流区	班公错北北东	0.06 ~ 0.20
	色林错北面	0.09 ~ 0.16
	木纠错和格仁错附近	0.21 ~ 0.45
	胜利错一带	0.02 以下
	玉液错与向阳错一带	0.1 ~ 0.38
藏南内流区	羊卓雍错和错母折林北	0.36 ~ 0.51

（中国科学院青藏高原综合考察队，1983）

3. 内流水系的发育型式

纳木错所在的藏北高原的一部分河流水量很小，除向下游逐渐消失于干湖盆中外，绝大部分河流都是流入纳木错、申错、巴木错、仁错等湖泊，并以此作为最终侵蚀基准面。水系的发育型式，有些是呈辐合状集注于盆地内的湖泊，即辐合状水系或向心水系，戈木错即是一例，其中有些是不对称的辐合状水系。较大的内流水系都不是典型的辐合状水系，而是平行水系、格子状水系和辐合状水系的复合型式。有时一个水系中有几个湖泊相连，河流流向和湖泊长轴走向，甚至整个流域的轮廓都有一定的方向性，呈平行水系或格子状水系的形式。表明它们是受到构造的控制作用，色林错水系以 NE、NW 和近 EW 向三组走向特别明显。藏北高原主要水系大多属于这一类（图 8-6）。由此可见，纳木错所在的藏北高原内流水系的发育型式主要受到地质构造的控制。

4. 内流水系河谷地貌特征

纳木错所在的藏北内流河的河谷一般较宽浅，峡谷少见，在念青唐古拉山发源的源头有现代冰川，其河谷地貌上通常可分为三段：上段为古冰川作用的“U”形谷地，往下河谷中常有冰水阶地发育；中段为宽谷或几个宽谷盆地相串连而成的宽窄相间的谷地；下段

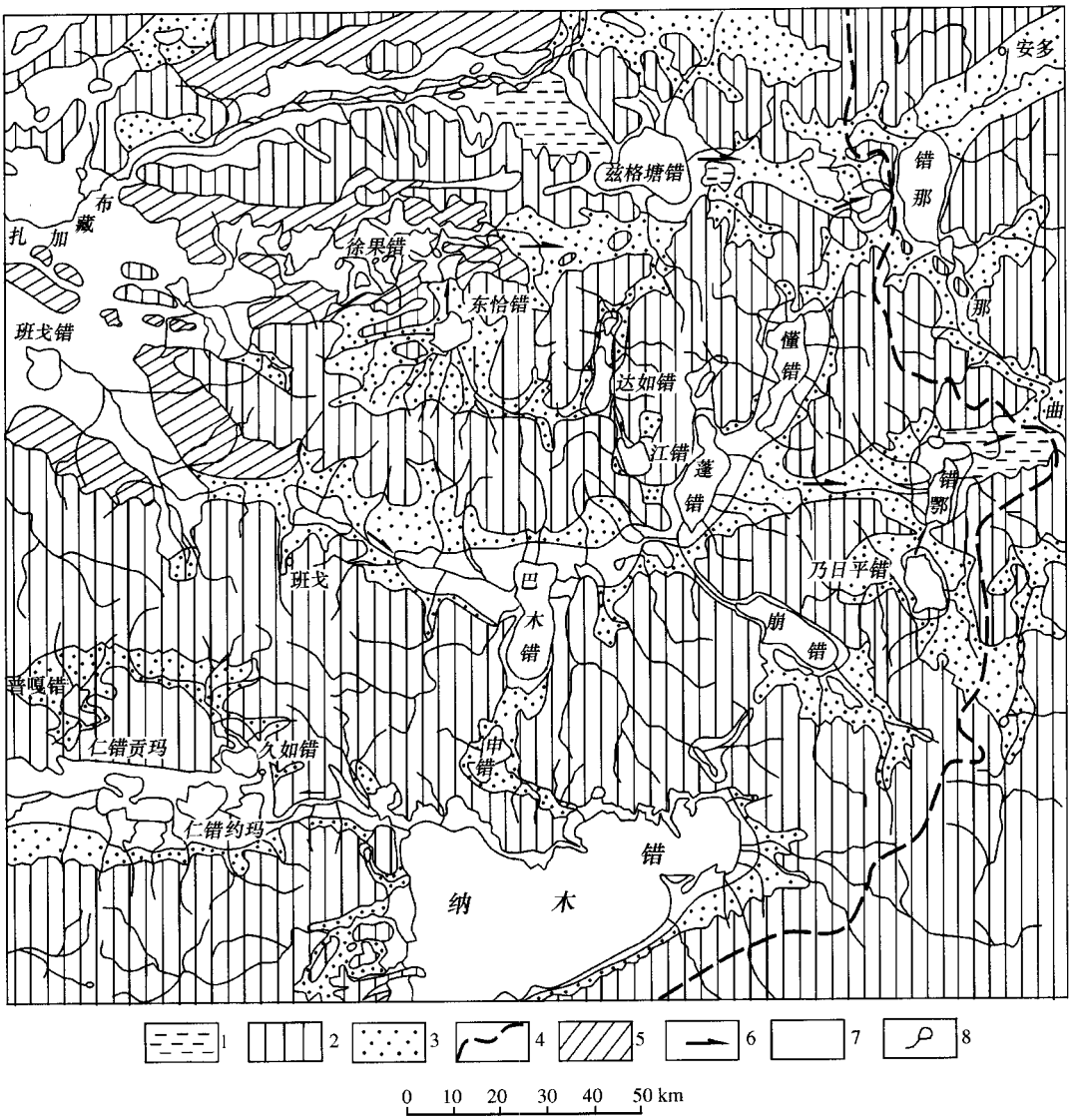


图 8-6 纳木错及邻区水系演化图

（据中国科学院青藏高原综合考察队，1983）

Fig. 8-6 Evolution of the drainage system of the Nam Co and its adjacent areas

1—第四纪湖积平原；2—山地；3—第四纪洪积平原；4—现代内外流水系界线；5—波状缓丘；6—第四纪时期河流流向；7—更新世晚期（纳木错早期）高湖面时期湖泊范围；8—现代湖泊与河流

河谷往往是突然展宽到湖盆中，河流发育在湖相或湖滨地层之上，这段河谷原来是古湖的一部分，只是由于湖泊退缩河流才形成的，并发育有 1～2 级阶地。

纳木错所在的藏北高原东南部内流河河床特征，由于降水和冰雪融水较多，水量较大，河床常年有流水，流量一般在 1 m^3/s 左右。河床质地通常为砾质，砾石磨圆较好，粒径较粗，一般为 5～10 cm。河槽较为稳定，分叉河道和弯曲河道均有发育。在河口地带还能形成三角洲水系，分叉河道与河漫滩宽可达 1 至数千米。藏北北部河流除冰川融水补

给为主的河流也有上述类似情况外，大多数河流由降水和泉水补给，水源贫乏，全部为时令河，一年中大部分时间水量很小甚至断流无水。这类时令河河床也为砾石组成，但砾石磨圆很差，砾径一般仅 3 ~ 5 cm。并且这类河床常不固定，它们常在宽 100 ~ 200 m 的河漫滩地上自由摆动，形成网状交错的干河槽，每条干河槽都十分窄小，通常槽宽仅 1 至数米，深十至数十厘米，在有水流时汊道仅 1 ~ 3 股，水深一般 5 ~ 20 cm。这类河流平时侵蚀搬运动力都很微弱，只有在发生洪水时，水流才有可能对河床和河岸地形进行改造。

三、纳木错及邻区内流河的发育

内流河的发育与青藏高原的强烈隆起和气候变化密切相关，高原内部受构造控制发育了一系列的盆地，在湿润的气候条件下形成了众多的湖泊，其中绝大多数有水外泄或相互贯通。第四纪以来青藏高原快速隆升，气候变干，逐渐使湖泊封闭，一系列以湖泊为中心的内流水系形成。内流区的一些河流发育在上新世或第四纪时期的古湖盆中，河床砂砾层厚度仅数十厘米，其下就为湖相层，因此推测这些河流都是湖泊退缩后才形成的，其时代从更新世到全新世都有。如晚更新世藏北高原东南部古大湖萎缩后的残留湖盆，其周缘就发育有一系列内流河。

纳木错所在的藏北高原上有一些河流很长，达几十千米以上，谷宽达 1 至数千米，河漫滩宽数百米，其下还有厚层的砾石沉积。这类河流谷地的规模与现代干河床中间歇性的水流很不相称，显然这类河谷不可能是现代水流形成的，而是历史上一种衰退河流的遗迹。藏北高原内流区由于气候变干，河流消亡成为干河床，湖泊消亡成为干涸的盆地。目前，这类河流的水流极小，几乎常年无水，或多年偶见一次水流，因而实际上已趋消亡状态，河流溯源侵蚀停止，河流源头退离分水岭，原来的主要外营力——流水作用被谷坡的重力和冰缘作用所取代，这种作用使地面夷平，谷地展宽，在不少地方致使谷底与谷坡界线很难划分，这实际上是一种高寒地区的寒冻夷平作用。

第四节　纳木错及邻区水系发育问题

纳木错及邻区处于藏北高原的东南部，属平均海拔 4700 m 左右的内流水系的一部分，它奇特的形态和水文特征，引起中外地理学家和地质学家的注意。纳木错及邻区水系的发育受到多种因素的影响，形成过程较为复杂，尤其是上新世末以来藏北高原强烈地隆升，引起纳木错及邻区水系由外流水系变为内流水系的演变更为令人注目而有意义。

一、纳木错及邻区水系的基本特征

西藏境内的河道是地球上海拔最高的河流，它不仅是亚洲许多著名外流河的发源地，也是一个巨大的内流水系分布地区。内流区主要分布在藏北高原，外流区分布在内流区的东、南、西外围（中国科学院青藏高原综合考察队，1983）。

内流区和外流区之间的界线大致南以昂龙岗日-冈底斯山-念青唐古拉山为界，东至青藏公路附近，西至国界附近。当然，内流河与外流河之间并无明显的分水岭相隔，分水线在平面上呈犬牙交错状。第四纪以来，随着高原的快速隆升，使河流溯源侵蚀加强；而气候的变化使得高原河流、湖泊水量发生变化，引起高原部分外流湖泊水系封闭成内流水

系，以及在高原边缘一些河流产生袭夺现象。

青藏高原内流水系总面积达 62.4 万 km^2，占西藏总面积的 50.7%，其中藏北内流区为 59.7 万 km^2，藏南为 2.7 万 km^2。藏北内流区是由数以百计的彼此相隔的小流域组成，因此区内的各内流河均是以湖泊或洼地为最终侵蚀基准面而发展起来的，其中包括一些已干涸的湖盆。

纳木错所在的藏北内流区由于降水量稀少，年平均降水量仅为 50～300 mm，因而除少数河流（如扎加藏布、波仓藏布、措勤藏布、江爱藏布等）为常年性流水外，其余大多数是季节性河流，尤其是完全靠大气降水补给的河流几乎终年断流。藏北内流区河流的水流侵蚀能力极其微弱，它们的河谷形态一般都很宽浅，河流阶地不发育，只是在局部地段发育有一级气候阶地。仅在黑阿公路以南与冈底斯山之间地区的较大内流河谷中，可见有 2～3 级气候阶地。

二、纳木错及邻区水系的格局与河流袭夺

纳木错所在的藏北高原水系的主要特征是格子状水系，内流水系中湖泊和河流的走向都具有一定的方向性，而不是通常所说的典型的向心水系，如色林错和扎加藏布水系，它们往往由二组或三组不同方向交错而成，其中有一组走向是主要的，它与干流流向基本一致，也与区域构造线走向一致。此外，河流的次一级流向也与次级构造的走向相适应。这表明构造对河流的控制作用是极为明显的。

河流袭夺现象在纳木错所在的藏北高原是存在的，在羊八井-当雄宽谷内拉萨河的两条支流——当曲和罗朗曲，同处在念青唐古拉山山前的断陷宽谷盆地中，两河的分水岭为第四纪沉积物组成的略为隆起的地方，两河的流向都为 NE 走向，但两河分别在羊八井和曲才附近向东南分别汇入拉萨河，其拐折以下往往为深切峡谷（如罗朗曲在羊八井以下为峡谷），这些现象就与河流袭夺有关。

河流袭夺主要是由于河流溯源侵蚀、分水岭发生迁移和破坏而发生的，而溯源侵蚀作用的强弱，受原始地形坡降、流域降水量、地层岩性和构造条件等综合因素的控制。而青藏高原的快速隆升对河流袭夺具有重要的影响。青藏高原隆起对溯源侵蚀作用及其引起的河流袭夺的影响表现在以下两个方面：①高原在强烈隆起的初期，高原边缘降水量丰富，河流坡降变陡，溯源侵蚀能力增强，河流不断向上游强烈溯源侵蚀，导致河流袭夺；②当高原面上升到一定高度以后，高原周围和内部山地构成了印度洋暖湿气流北上的天然屏障，因而高原内部气候逐渐变干，河流水量逐级减小。由于大多数外流河的源头段都处在这种高原内部地带，河流主要靠冰雪融水或地下水补给，加上地形较和缓，在这种条件下河流溯源侵蚀能力随着气候变干逐级减弱、甚至停止或源流退离分水岭。这时河流袭夺现象就难以出现。

因此，在现代高原面上可见一条河流向下分流两个水系（或二水同源）的奇特现象。在纳木错西岸的雄曲和那曲就发源于同一个山麓（海拔 5000 m），但一个向西流进入色林错水系、一个向东流进入纳木错。这种现象在吉塘西南的梅拉附近（海拔 4500 m）也可见到。在这里从南侧山地而来的一条支流在东西向宽谷中分别流入怒江支流玉曲和澜沧江支流学曲。在唐古拉山口东侧为长江（通天河）、怒江和扎加藏布（色林错水系）的分水岭地区，扎加藏布与通天河的支流源头之间的分水岭——岗盖拉为一个湖沼分布的宽谷，

谷底平坦，宽达 2 km 左右，内有现代冰川湖——岗错，由此分别流向上述两个水系。扎加藏布与怒江源头——将美尔曲都从北东向南流，中间经过冰碛丘和冰川湖密布的古冰川盆地，可见它们的河床是冰川作用以后形成的，它们之间的分水岭就是由古冰川的冰碛丘陵和冰川湖组成的，海拔高度也大致相近，现在河流溯源侵蚀的裂点尚未达到这里。

三、纳木错及邻区水系的演化

水系的演化是同一定的地质构造运动和气候环境的改变密切相关的，在纳木错所在的藏北高原上这种因果关系显得尤为突出。纳木错所在的藏北地区的湖泊和河流是否绝大部分曾经属于外流水系？目前尚无确凿证据，但根据现有资料至少可以认为有相当大的一部分是属于外流水系的（中国科学院青藏高原综合考察队，1983）。

上新世末开始的高原强烈隆升，对纳木错所在的藏北地区水系演化带来了巨大的影响，除河流袭夺现象外，还有两个主要方面的影响：①高原边缘地带，随着青藏高原的强烈隆升，河流首先强烈下切，溯源侵蚀作用向高原内部迅速发展，在外流区内致使许多上新世古湖盆被河流疏干和切割；②青藏高原隆起到一定高度后，成了印度洋暖湿气流北上的巨大屏障，高原内部气候变干，该地区原来外流的湖泊水位大幅度降低，并与外流水系隔绝，逐渐形成了各自独立的内流水系。

1. 高原边缘外流水系中上新世古湖泊被河流疏干和切割

目前青藏高原边缘外流水系的干支流上游谷地中，常贯穿着一些古湖盆，这些湖盆中有厚达数十米至数百米的湖相地层，由于河流裂点上移，古湖盆遭到切割，不仅湖水全被疏干，而且现代河流往往深切湖相地层（甚至一直切入基岩）。

在纳木错所在的藏北高原，比如县下秋卡-布隆盆地，水系呈向心状，在盆地内古湖盆沉积物中含三趾马动物群化石，说明它原是上新世湖盆。第四纪以来怒江上游——那曲下切形成深切河流谷，其支流溯源侵蚀，把下秋卡-布隆古湖盆切开，湖水被疏干。念青唐古拉山南麓的羊八井盆地有第四纪湖相沉积分布，说明当时它也是一个古湖泊，而现在已被拉萨河支流堆龙曲切开和疏干。上述这类被疏干和切割的古湖盆，它们成湖时可能都是外流的，其地质证据如下。

（1）古湖盆都有出口通道与外流水系相联系，即使在喜马拉雅山北坡的一系列古湖盆，也都有横穿喜马拉雅山的河流外泄。这些横穿喜马拉雅山的河流，大都是在喜马拉雅山隆起之前就已存在的先成河（中国科学院青藏高原综合考察队，1983）。因而这些河流形成的时代在喜马拉雅山强烈隆起之前，即中新世中期。由此表明，上新世时期的古湖泊形成时河岸已经存在了。

（2）上新世湖相地层中往往夹有数层砾石层，砾石的圆度和分选很好，成分较为复杂，显然为河流相砾石。它反映了古湖盆沉积过程中即有河流形成和发育，而且说明水流是可以外泄的。

（3）上新世古湖盆湖水外泄从古生物化石上也可以得到证明，如吉隆盆地上新世湖相地层中发现的淡水欧螺型恒河螺（广义种）（*Gangetia ex gr. Rissoides*、Odhner），证明了吉隆古湖盆与恒河水系在上新世时就已有沟通。

（4）在上新世湖相地层中，往往含有丰富的淡水软体动物化石（如珠蚌、豆蚬、球蚬、小隐螺、罗卜螺）和介形类化石（隆起土星介、湖浪介等）。湖相地层中除局部有少

量的泥灰岩等化学沉积外，无盐类沉积。此层中地下水含盐量也很低，在那曲 127 道班和安多盆地一般为 0.3 mg/L，仅局部地方可达 0.9 mg/L。由此推测，这些古湖盆成湖时湖水以淡水为主。这也从侧面反映出它们可能是属于外流水系的。至于地层中局部的泥灰岩沉积，可能与短暂的气候变干、湖水补充不足等原因有关。

因此，在纳木错所在的藏北高原的古湖盆在成湖时，它们绝大多数是外流湖而不是内流湖，高原隆起对它们的影响不是水系之间的变化，而是通过河流的强烈下切，使古湖盆被疏干和切割，改变了原来的河湖状况。

2. 外流水系转变为内流水系

纳木错所在的藏北内流水系和东部靠近现代内外流分水线附近的内流水系，它们目前均以湖泊为最终侵蚀基准面，但在历史上它们曾经都是属于有水外泄的外流水系。这些内流湖盆原来都是有出口的，它们与外流水系之间并没有明显的分水岭，一般均以宽谷相连通，现存的分水垭口往往有支沟的洪积物或冰碛物等堵塞，在分水垭口附近的谷地中还有残留的小湖存在。现代的内陆湖泊湖面高程都是低于分水垭口的高程，但湖滨有一些古湖岸线的高程，却往往高于分水垭口的高程，这些现象都可以证明这些湖泊曾是外流的结论（详见第二章第四节）。

纳木错所在的藏北高原东部内流水系的错鄂（海拔 4520 m）和青藏公路 127 道班附近的怒江上游（即那曲，此处海拔 4530 m）之间的分水地带是一个宽广的湖沼地带，其海拔为 4540 m。中国地质科学院地质力学研究所和青海地矿局水文地质一队（1981）在那曲河谷的钻孔，及地表出露的地层揭示，此处第四纪沉积物厚达 300 m 以上，主要由河流相砾石层和湖相的粉砂质粘土层组成。因此，历史上错鄂曾与那曲所在的 127 道班盆地是相连的，错鄂也曾是一个外流湖泊（图 8-7）。

纳木错及邻区的藏北高原东部目前很多湖泊是封闭的，但是根据湖泊周围湖岸线和它们与邻近水系之间分水垭口高度对比分析，可见其中有相当一部分湖泊在第四纪高湖面期时是外泄的。纳木错和昂孜错都曾有水外泄，并分别与色林错连通（表 8-2）。色林错古湖盆向东延伸与兹格塘错之间有两个垭口，一个为宽谷相连，一个是湖积台地贯通，其海拔都为 4670 m，后者位于兹格塘错与色林错支流扎加藏布之间。兹格塘错与错那间有一个宽 2 km 左右的宽谷相连，其纵坡降十分平缓，垭口海拔 4680 m。由此来看，色林错与怒江上游错那之间的垭口高度，虽然高出色林错最高湖岸线，但与分布更高的古湖相地层高程相近，并且垭口组成物质也是湖相沉积或冲积物，表明在第四纪早期，从纳木错到色林错都曾是怒江外流水系的一部分（中国科学院青藏高原综合考察队，1983）。

至于外流水系变为内流水系的时代，从组成分水垭口的沉积物等分析，有的在中更新世，如青藏公路 127 道班附近的那曲和错鄂之间的垭口等，它们分别为中更新世冰碛或河湖相沉积所组成。但这些水系主要的转变时期是在中更新世以后，特别是在全新世时期；甚至有些地方这种转变过程至今还在进行中，其中有的水系已经封闭，但分水垭口十分低矮，当水量稍大时就有水外泄；有些湖泊也正由外流水系向内流水系演化，如那曲上游的一个大湖——错那，与下游的小湖——喀隆错之间的河流越来越小，目前仅有一股很小的水道相连，若气候继续变干，湖面进一步降低，其出口就有断流而使湖泊成为封闭的可能。

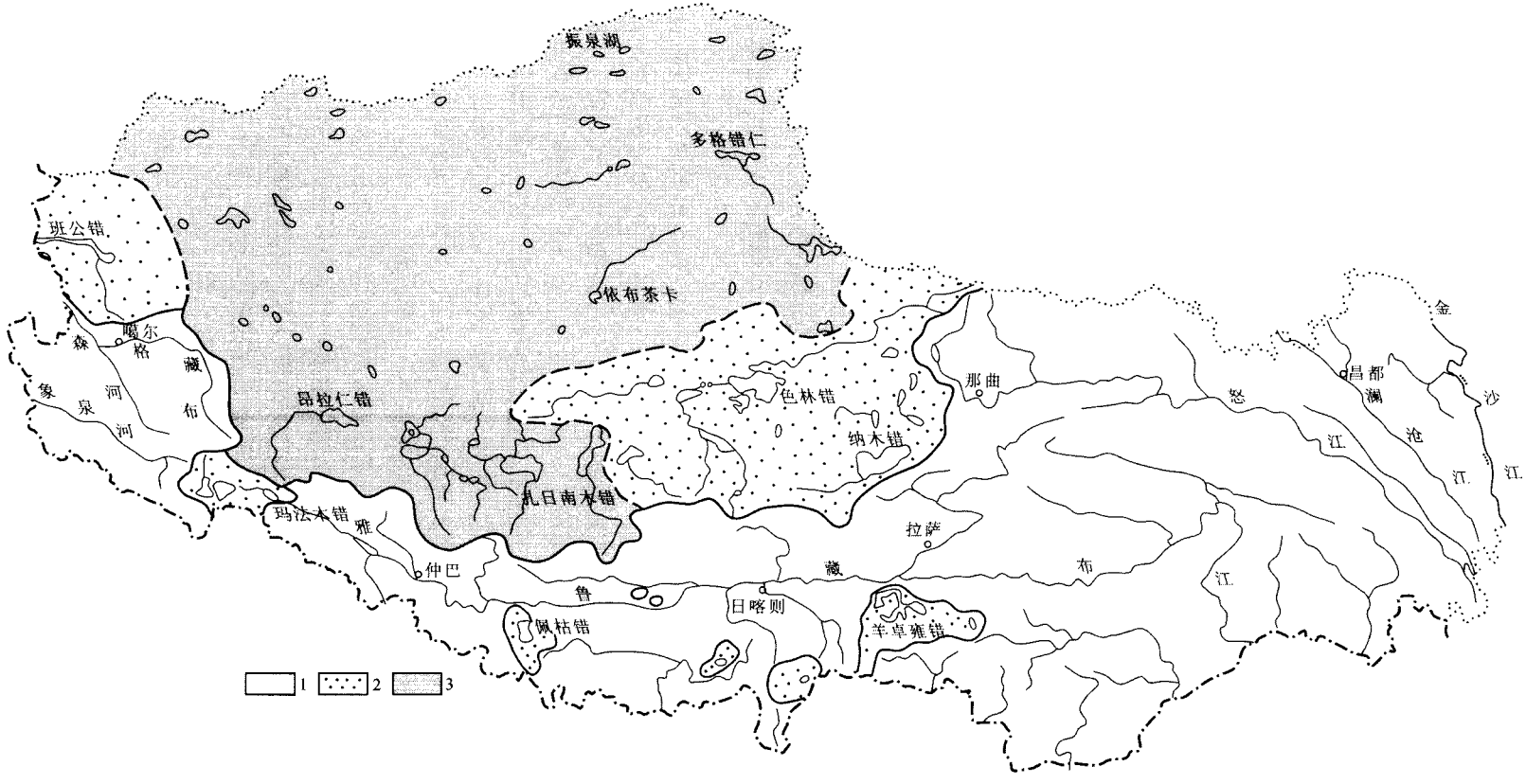


图 8-7　藏北高原内外流水系演化示意图
（据中国科学院青藏高原综合考察队，1983）

Fig.8-7　Scheme showing the evolution of the endorheic and exorheic drainage system in the northern Tibetan plateau
1—外流区；2—第四纪高湖面时外流区；3—内流区

表 8-2 藏北高原东南部部分湖泊古湖岸线和分水垭口高程对比

Tab.8-2 Comparison of the altitude of the divide range with some old lake strandlines in the southeastern of the northern Tibetan plateau

湖名	湖面高度 m	高湖岸线高程① m	历史上外泄情况		
			曾外泄水系	分水垭口高度 m	垭口地貌类型
纳木错②	4718	4748	仁错约玛	4738	宽谷中支沟洪积扇
仁错约玛③	4648	4705	木纠错	4700	宽谷中支沟洪积扇
木纠错	4668	4690	由河流外泄至错那		
错鄂	4560	4630	由季节性河流外泄至色林错		
昂孜错	4683	4730	马尔下错	4706	湖滨砂堤
马尔下错	4690	4730	加尔各错	4715	干河道
加尔各错	4680	4705	由河流外泄到孜桂错		
孜桂错	4645	4670	由河流外泄到吴如错		
吴如错	4548	4630	由河流外泄到色林错		
色林错	4530	4630	从分水垭口沉积物分析经兹格塘错外流到怒江		

（据中国科学院青藏高原综合考察队，1983）

①高湖岸线高程系指占湖盆中保留地貌形态的岸线高程；

②纳木错高湖岸线高程系指三级湖岸阶地；

③仁错约玛西面和东北面还有仁错贡玛（海拔 4650 m）和久如错两个湖为同一湖盆，它们由小河相沟通，以仁错约玛最低。

综上所述，纳木错所在的藏北地区水系的演化过程是相当复杂的。上新世时期，原始高原面上广泛分布有许多外流的湖泊和河流。在第四纪时期，随着高原的强烈隆升和气候的变干，产生了上述两种情况的演化。高原边缘外流的古湖盆被疏干和切割是在一定的气候条件下，由高原强烈隆起引起河流下切而形成的，这种变化通常可看作是单方向发展的。外流水系转变为内流水系主要是由于气候变干，使原来外流水系的水量变小而形成，其中的湖泊退缩更为明显。然而气候的变化不是单方向的，第四纪时期高原上气候出现过多次干湿交替变化，古外流水系与内流水系之间的转化就不是单方向的，它必然产生外流水系与内流水系交替转变的复杂情况，这种情况在第四纪可能就多次出现。藏北高原现在所见的高湖岸线，反映了中晚更新世以来高湖面的变化情况，高湖面时曾有相当一部分的内流水系是外流的。晚更新世以来，高原继续隆起到相当高的程度，高原面已上升到 5000 m 左右，地形对气候的屏障作用越来越明显，使高原内部气候不断变干，于是外流水系转变为内流水系成为藏北晚更新世以来水系演变的主要趋势。这说明纳木错所在的藏北地区内流水系的范围不是缩小而是扩大了（图 8-7）。

第九章　其他第四纪沉积、地貌与地壳活动遗迹和经济地质

藏北高原作为青藏高原的腹地，平均海拔在4500 m以上，其宏观地貌格局是有辽阔的高原面、高耸的山脉、星罗棋布的湖泊、众多的内外流水系等大的地貌单元在平面上的排列和组合。就其地质背景而言，它经历了地质历史上的多次构造变动、垂向断块运动和整体快速隆升，才造就了高原现代地貌。本章将就纳木错及其周缘其他第四纪沉积、地貌与地壳活动遗迹和经济地质等问题展开讨论。

第一节　其他地貌与第四纪沉积

除了前面几章已论述的湖相沉积、冰碛物堆积和湖泊演化外，纳木错及其周缘其他第四纪地貌与沉积包括古高原面与古风化壳、古土壤、岩溶地貌与沉积、温泉和泉华等。这些独特多样的地貌类型，相互有机地组合在一起，最直观地反映了高原的发育历史；而且，从另一个侧面也提供了高原湖泊演变过程的各种记录。

藏北高原最普遍的地形特征是：高山山脊齐平，难见高出的山峰；丘陵、低山经常在同一平面上波状起伏。山势低矮浑圆，具有开阔坦荡、起伏平缓、湖泊棋布的高原湖盆地貌。山麓洪积扇向湖盆倾斜伸展。退缩湖岸在数级广阔的阶地之下，往往有道道砂砾堤呈弧形平行排列。堤间是浅平洼地，有时还有积水。绝大部分面积海拔在5000 m左右，山体断续分布，相对高差一般在200～500 m之间。

一、夷平面

藏北高原普遍存在着形态特征和分布规律不同的两级夷平面，即山顶面和主夷平面。所削平的地层和相关沉积的时代也不同，而且大致可以同邻区及中国其他区域的夷平面相对比。在藏北高原纳木错沿岸，保存着晚第三纪所形成的主夷平面，即习称的青藏高原面。纳木错及其周缘两级山顶面和主夷平面的平均海拔高度分别为5200～5500 m和4500～5000 m。它们的形态特征和分布规律，分别简述如下（表9-1，图9-1）。

1. 山顶面

山顶面（Summitsurface）是较高的一级夷平面，一般分布在各大山脉的顶部，保存面积较小，大部分成为现代平顶冰川和古冰帽的发育中心。在青藏高原主体部分，它的海拔高度为5500 m以上，在周围地区高度降低，但也多在4000 m以上。山顶面在藏北内流区域的纳木错及其周缘保存较好，分布也较广。从地貌剖面（图9-1）可以清楚地看出，在昆仑山到念青唐古拉山—冈底斯山之间，有一系列顶面宽缓、波浪起伏的低山丘陵，每一列的宽度为几千米至几十千米，这就是山顶面。其间又被平缓的湖盆或宽谷隔开，盆地或谷地的宽度也在几千米至几十千米之间。

表 9-1　西藏两级夷平面形态特征及分布高度

Tab.9-1　Features in shape of the two steps of planation surface in Tibetan plateau and their altitude

地区 / 夷平面	藏南（冈底斯山脉以南）	藏北（羌塘高原）	藏东南（三江流域）
山顶面	浅切或深切的山原，5200 ~ 5500 m	连续、平行的岗状平顶低山，分割山原，5000 ~ 5500 m	深切（局部为浅切）的平行山原，4400 ~ 5000 m
主夷平面	上新世古湖盆，现代内陆湖盆、宽谷及分割丘陵，4300 ~ 5000 m	大面积盆地、宽谷及低缓丘陵，4500 ~ 5000 m	宽谷、谷肩，局部孤立盆地，4000 ~ 4500 m 左右

（据中科院青藏高原综合考察队 1983 资料，修改）

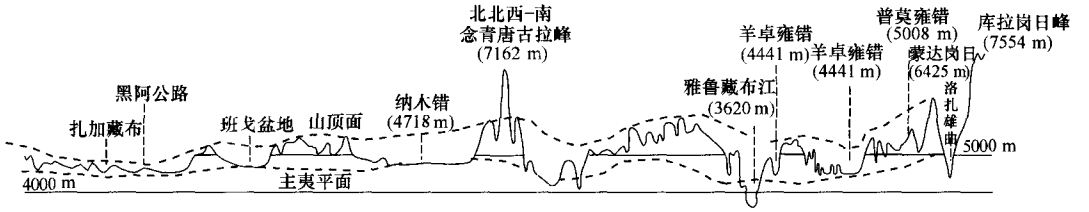


图 9-1　念青唐古拉-库拉岗日地形剖面

Fig.9-1　Topographic profile from Nianqingtanggula to Kulagang

（据中科院青藏高原综合考察队 1983 资料，修改）

山顶面与其下方部位主夷平面的关系，一般有两种情况：①两者以陡坡（坡度 > 30 ~ 40°）截然分开；②两者以缓坡（坡度 < 10°）逐渐过渡，其陡坡的出现又往往与岩性或者断层有关。在藏北，这两种情况常常在同一列低山丘陵的南坡和北坡同时存在（图 9-2）。

峰顶侵蚀面可因准平原化作用、山麓侵蚀平原作用或平衡作用而形成。在念青唐古拉山地区平衡作用可以排除，因为，这样一种不同的岩石类型能够通过侵蚀如此均匀地降低很多千米而不受基准面控制，并且现在依然留下一些高出峰顶面的孤峰是不可能的。山麓侵蚀平原比准平原似乎有更合理的理由，像念青唐古拉山罕有的但是显著的高峰突然高出峰顶面 700 m，暗示它们是由断层崖退缩而形成的岛山。有力地证明了准平原和山麓侵蚀平原作用并不是不同气候状况（温度和干燥）所特有的截然不同的过程，而是能够同时发生的。位于基准面上的较年轻的山地就是山麓侵蚀开始的地方。通过岛山的形态，可以推断山顶面代表一个山麓侵蚀平原（图 9-3）。

纳木错及其周缘的侵蚀面横切褶皱的和被冲断的白垩纪红层，还横切了年龄为 60 ~ 50 Ma 和在 45 Ma 以后变形的林子宗组火山岩，因此侵蚀面不能老于始新世晚期。羊八井岩体附近，可能与其同时代的火山岩测出的年龄为 10 Ma。各种证据结合起来看，山麓侵蚀平原形成的时代为中到晚中新世，即约 10 Ma，产生侵蚀准平原的侵蚀作用必定持续了相当长的时间。山麓侵蚀平原面的时代代表平原化过程的终止年代，可能当时侵蚀作用不再能够与断层作用保持同步。

山顶面削平的地层除了侏罗系和白垩系等老地层之外，尚有下第三系，而且陡倾的始

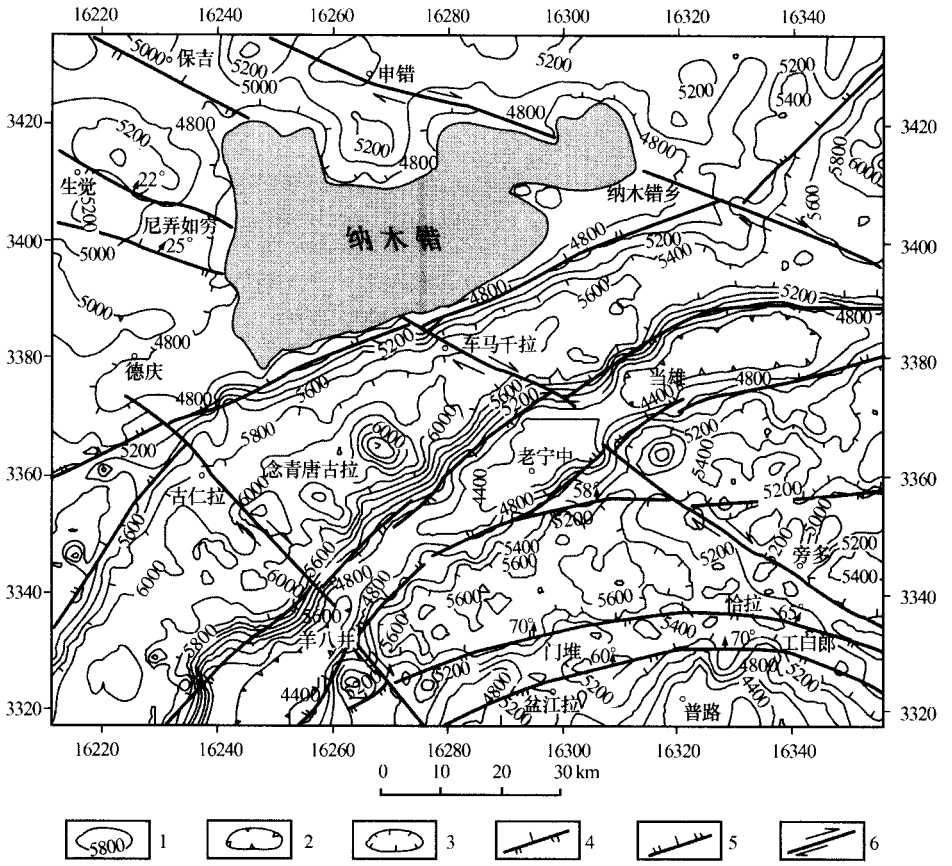


图 9-2 纳木错及其周缘地区山顶面海拔高度等值线分布图

Fig.9-2 Isogram of the altitude of mountain peaks in the Nam Co and its adjacent areas

（据吴珍汉等，2001）

1—山顶面与盆地面海拔高度等值线/m；2—盆地裂陷中心边界；3—山顶剥蚀夷平面边界；4—早期逆冲断层；5—高角度正断层；6—走滑断裂

新世地层也被山原面削平。因此，山顶面的形成时代在白垩纪末至中新世晚期之间。

2. 主夷平面

主夷平面（Mainsurface）是目前藏北高原分布最广，保存面积较大的一级夷平面。它普遍出现在各大河流的源头及河间分水岭地带，构成青藏高原及其外缘山地的主体，故称主夷平面。在青藏高原中心地带主夷平面高 4500 m 以上，至高原外围山地高度降低至 3200～3500 m。它通常表现为切割微弱、平坦开阔、波状起伏的高原面。湖盆、宽浅的谷地和山前低缓丘陵连在一起，镶嵌于高原山地之间，面积常达几千以至几万 km^2。除了缓丘之外，几乎看不出坡度的变化。以前徐近之等（1937）在藏北高原所描述的“准平原”，正是该夷平面的一部分。

主夷平面的海拔高度，在大范围内表现出有规律的变化。在南北向剖面上（图 9-1）呈现为不对称的“W”型。昆仑山南麓的主夷平面一般高达 5000 m，往南到喀喇昆仑山和唐古拉山一带，降到 4700～4800 m 之间，再往南抵黑阿公路一线，降到 4400～4600 m，是

藏北主夷平面分布最低的地带。由此往南到冈底斯山北麓，又逐渐升高到 4800～4900 m。越过冈底斯山到雅鲁藏布江、噶尔藏胞布上游谷地，主夷平面次递降到 4400～4600 m，及至喜马拉雅山北麓，又上升到海拔 5000 m 左右的高度。

在东西向剖面上，主夷平面的高度变化大致呈不对称的倒“V”形。在藏北高原北部东经 81°～80°的范围内，现代湖面的海拔均在 5000 m 左右（有的甚至达到 5100 m），是西藏主夷平面海拔最高的地区。由此向东，主夷平面缓慢下倾，依次降到 4800～4900 m 和 4600～4700 m，到青藏公路以东的怒江上游河谷盆地，如比如县的下秋卡盆地和孔玛盆地等，主夷平面降低到 4500 m 左右，再往东到昌都、芒康一带，就只有海拔 4200～4300 m 了。东经 81°以西主夷平面则向西倾斜，如昆仑山前的阿克萨依湖面的高度为 4846 m。从龙木错沿羌臣摩河上游谷地向西，主夷平面由 5000 m 斜降到 4800～4900 m。

上述主夷平面在广大的范围内起伏，从根本上说，可能反映了青藏高原隆起以前准平原面的原始起伏状况，尤其是东西方向的倾斜（施雅风等，1998）。在高原隆起过程中，断裂作用对其夷平面变形的影响是明显的，如噶尔藏布—雅鲁藏布断裂带和班公错—色林错断裂带的活动，使主夷平面下拗，以及其他一些主夷平面受到断裂变形的实例，都是这方面的证据。但是后一种的影响是次要的。

根据藏南吉隆盆地、藏北比如下秋卡盆地、和聂聂雄拉南坡达涕盆地发现的三趾马化石，以及孢粉和腹足类、瓣鳃类、介形类等化石，确定其为上新世湖相地层。故可推测纳木错及其周缘主夷平面的形成时代在上新世初至上新世末之间。

二、古风化壳与古土壤

它们属于残积类，目前所见的古风化壳和古土壤都是第四纪间冰期形成的，它们主要分布于念青唐古拉山—冈底斯山以南和藏东地区。根据纳木错及其周缘所在地貌部位和土壤特性的差异，可将它们大致分为三类。

1. 风化壳型红色土

分布于河谷谷坡上和坡麓或最高的一级阶地或洪积台地上，前者如雅鲁藏布江中游及年楚河、拉萨河等河谷，后者如隆子县列麦乡高洪积台地。这类风化壳色红，值得注意的是，多数剖面含钙较多，并混有小角砾，有时红土与角砾互层，如日喀则年楚河大桥东北桑夏剖面，当地人称之为“阿干土”。关于这一类风化壳的成因和古地理的环境意义，还有待进一步研究。

2. 风化壳-古土壤型棕红色土

质地较细，一般出露于地表，很少超过 1 m。较典型的见于纳木错及其周缘的当雄、羊八井和聂拉木等地的高冰碛台地表面。洛洛曲河口位于冰水砾石层或基岩之上，河湖相沉积物之下，发育的棕红色铁质层可能也是该期的产物。

3. 埋藏型棕褐色和棕黄色古土壤

质地比较粗，以砂质为主，分布较广，在藏南、藏东地区老洪积扇上或基龙寺冰期的冰碛物上都有发育，如江孜附近老洪积扇棕褐色埋藏型土，一般有 2～3 层，单层厚 20～40 cm。古土壤不仅颜色与现代土壤不同，而且粘土矿物的成分也显著不同，现代土壤多以伊利石和蒙脱石为主，古土壤中常有较多的绿泥石和高岭石，Fe_2O_3 和 Al_2O_3 的含量可达 30%以上，颜色以棕黄—棕褐色为主。

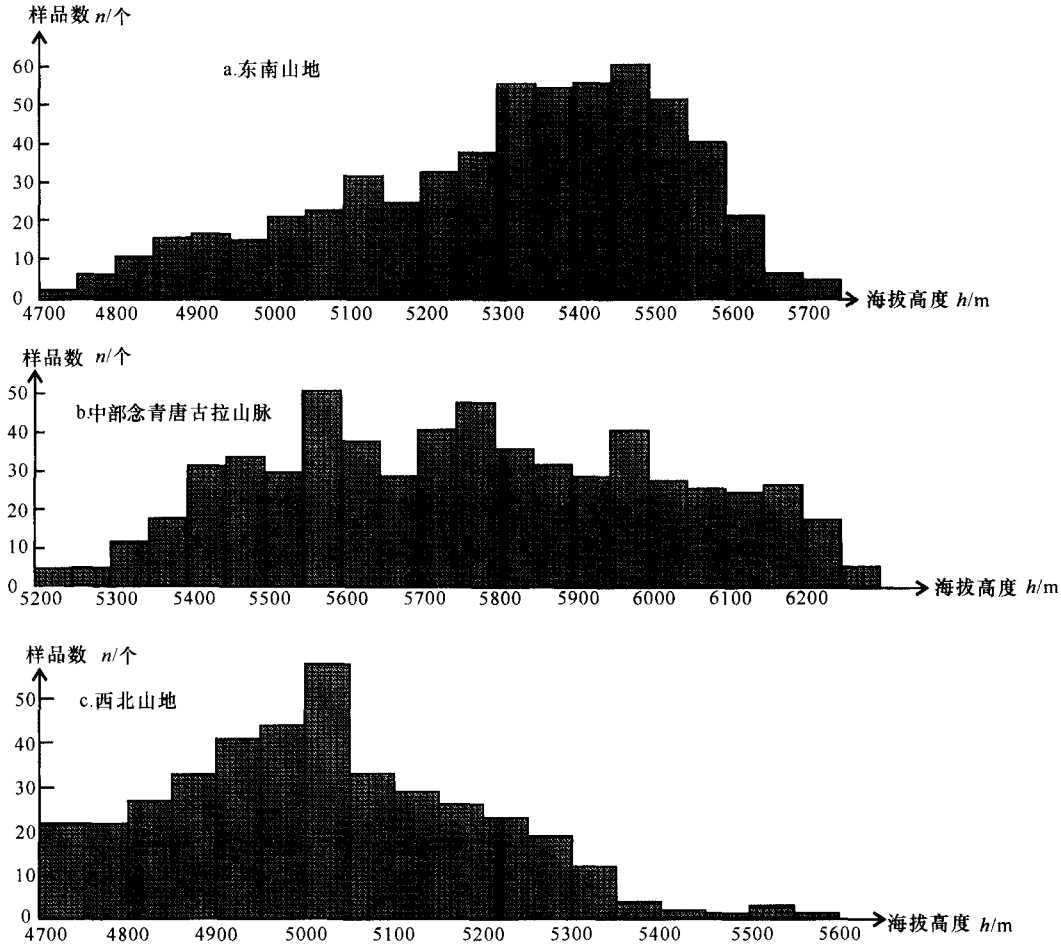


图 9-3 纳木错及其周缘地区山顶海拔高度统计分布图

Fig.9-3 Distribution diagram of the altitude of mountains in the Nam Co and its adjacent area

（据吴珍汉等，2001）

a—东南山地；b—中部念青唐古拉山脉；c—西北山地

三、岩溶地貌与沉积

纳木错是在第三纪喜马拉雅山运动期后构成的凹陷盆地中形成的。当时属于藏北高原古大湖的一部分（详见第二章），由于后期的气候变化，使湖面退缩到目前的 1920 km^2。至今湖水仍在快速退缩中。纳木错是西藏最大的咸水湖，湖面海拔 4718 m，也是世界上海拔最高的大湖。由于湖水反复升降和长期冲刷，在环湖的基岩中发育有一系列的喀斯特地貌与沉积，包括湖蚀崖、湖蚀柱、湖蚀壁龛、湖蚀洞、湖蚀凹槽、湖蚀平台等。

我们在纳木错沿岸的石灰岩分布区，见有两类喀斯特地形分布：①由石灰岩组成的夷平面上的古峰林，如扒扁德等；②与纳木错湖泊发育有关的喀斯特溶洞，如保吉乡的列日可洞（由天门洞和地门洞组成）等，采自该洞中的两个石笋的 U 系法测年结果分别为

(24.3 + 36/ − 25.5) ka B.P. 和 (10.8 ± 5) ka B.P.，说明该溶洞自中更新世以来已开始发育喀斯特沉积。

1. 扎西多半岛的岩溶地貌

在纳木错畔的湖盆中部、北部和南部边缘，出露白垩纪灰岩，发育有完好的岩溶地貌，其中以湖盆中部的扎西多半岛上所见较为典型。扎西多半岛呈 NE-SW 方向延伸，南、西、北三面为湖水包围，东侧以湖滨平原和念青唐古拉山相连，岛中山体平均海拔 4800 m 左右，高出湖面约 100 m。组成山地的灰岩有肉红色和灰黑色两种，为薄层角砾状，岩层产状为：70°/SE∠67°。岩层中发育有多组节理和三组断裂，其中以 283°/SW∠81°的一组最为发育，并在山北侧的南端形迹明显（中科院青藏高原综合考察队，1983）。

扎西多半岛的山地呈向北倾的单斜山形式，其南侧陡坡到坡麓的三级湖相基座阶地上，岩溶地貌形态独特多样、奇异醒目。岩溶地貌类型有山岭上部的残余峰林，峰林上有穿洞和天生桥；山坡上有残余的石林式石芽（相对高度在 5 ~ 15 m），以及 2 ~ 3 层零星洞穴。在坡麓直到二级基座阶地上，有大型石柱（石柱是沿构造面溶蚀的灰岩又经湖水浪蚀形成的一种柱状的特殊形态），石柱中有溶洞、穿洞；坡麓基部有大量的洞穴、穿洞，洞穴上部有开天窗的竖井等。所有这些山麓基部的岩溶类型明显地受到湖水的浪蚀侵蚀而具有凹槽的痕迹。其中岩溶洞穴最深的有 10 m 多长，狭长延伸，表面以一般溶结的碳酸盐结皮及相对高差数十厘米的球状乳瘤为特征。有的洞穴底部有泉华堆积，有的洞底有碳酸钙胶结的湖滨相砂砾岩沉积——湖滩岩（详见第二章）。此外，在扎西多半岛这个石灰岩的平坦顶面和一些岩层构造面上，还发育有一层红色的风化壳，它们无疑曾经历过第三纪湿热气候一定的溶蚀作用，以后又经历了湖泊浪蚀作用和长期寒冻风化作用的改造，其地貌的形成是相当复杂的。

2. 扎西多半岛的旅游地质

在纳木错湖的东南角，由于湖水的退缩，白垩纪地层中的石灰岩逐渐露出水面，形成湖中的一个小岛。在漫长的地质年代中，湖水在不均匀的退缩过程中不停地溶蚀岛上的石灰岩，形成现今各种各样形态的喀斯特地貌景观和特殊的沉积——湖滩岩。由于湖水不断退缩，目前该小岛已成为半岛，汽车可直通半岛上。游人可尽情地欣赏大自然为我们塑造的各种优美壮观的景象，这些景观又都有各种美丽、动人的民间传说。

扎西多半岛上的喀斯特地貌均分布在西半部分。清晨，霞光照射在念青唐古拉山雪峰上，形成特有的桔黄色彩光，把海拔 7162 m 高的念青唐古拉山峰装点得格外壮丽。雪峰下，蔚蓝色的纳木错在轻风吹动下白色浪花不停地被送往岸边，形成高原特有的优美景象。在扎西多半岛西部以顺时针方向绕行半岛，可见其地貌景点如下（藏北科考团，1999）。

(1) 入口处的两座石灰岩溶峰，高约 15 m（图版Ⅷ-1）。传说是佛教大师莲花生和他的西藏妻子措吉越西，在欢迎远方客人的到来，右边为莲花生。

(2) 入口处北面的 3 个山洞，藏语分别称降别央扎普、夏仲扎普和强耐多吉扎普。在中间的夏仲扎普中有莲花生的塑像，两边分别站立着它的藏族妻子和印度妻子。在他们的右侧塑有念青唐古拉山神，他骑着白马飞奔在云层中。

(3) 勉励扎普：处在一个断裂缝中，洞有 10 多米深，内有佛殿，另有裂隙水下滴。洞外西壁崖顶上有岩石奇观，藏语称雪几东松。

（4）古如仁布扎普和木布竹根扎普，两洞相距几米，都属于构造裂隙洞，洞的延伸方向为 NE，深度不超过 4 m。前者洞内放有泥佛和泥塔，洞南侧见有生物碎屑灰岩。以上两个洞均有后期被湖水溶蚀的现象。

（5）竹角曲（泉）等 3 个景点都处于一个断裂构造带中，所形成的泉流量极小，但传说喝此泉水可以治消化系统疾病。该断裂中段有较小的洞穴，深约 3 m，洞中可看到石灰华堆积石笋而成的两尊佛像，传说内为康珠佛、外为莲花生。该断裂呈 NE—SW 向展布，倾向 NW，倾角 25°左右。在西南端也有地下水渗出。

（6）颂结东各：在石灰岩中由于后期降水的溶蚀作用，而在悬崖顶上形成小的石林，远远一看，像众多的佛教尊者在朝湖颂经，据说有 9000 尊。

（7）邓却娘娘你：传说是夫妻神的化身（图版Ⅷ-2），由两个高约 10 m 形如手掌的石峰相依而成。传说，如果夫妻关系发生危机时，来该半岛转一圈“夫妻神”，夫妻关系就会和好如初。

（8）合掌石：洞深 4～5 m，洞的形态像人的两手相合。传说人们进入又出来后，可以净化灵魂，像初生的小孩一样天真、善良。由于进洞的人多，把洞壁擦得光亮如镜。

（9）莲花生佛壶：在合掌洞 30 m 处有一 10 多米高的石柱，由西向东看去像一个短嘴无把的壶，据说是莲花生用过的壶。

（10）一线天：为两岩石之间形成的一条宽度约为 0.5～3 m 的裂隙，两崖高约 20 m 左右。

（11）白龙洞：从洞中深处伸出一条形似恐龙脊椎骨的溶蚀石灰岩体。

（12）极乐洞：是一条 EW 走向，长约 20 m，由内向外洞口逐渐呈细塔形开口的通道。传说人们由里而外，光明和幸福就会向你迎来。

（13）香巴拉洞：洞深约 15 m，洞内狭窄。

（14）三世噶玛巴坐禅洞：洞深 1.5 m，在洞中仍可见到当年湖水沉积的砾石胶结层——湖滩岩，其呈水平状分布在溶洞底，形成一个阶梯状，据说三世噶玛巴曾在上面坐禅。

（15）夺吉跑莎：意为石头放下的地方，该洞深仅 1 m 左右，呈 EW 向展布，长约 3 m 多，在洞的西壁上，离地面约 1.5 m 处有一 3 cm^2 的小眼。传说如闭目、伸手，沿洞的东壁向前行走，手指能自然伸入洞眼中，你就会心想事成。

（16）噶玛巴手掌印：在纳木错佛塔旁，有一块浅灰色石灰岩石块，被人们摸得很光滑。石块上有一很像人的手掌印，据说是三世噶玛巴的手掌印模。

据说，人们如果有幸来到扎西多半岛，能顺时针方向绕它转一圈，可以百病不生。是否如此，不妨都来岛上试试。

3. 影响岩溶地貌发育的主要因素

岩溶的发育主要取决于岩性、构造和气候条件。岩溶的发育首先决定于岩石的岩性，只有石灰岩出露的地方才有岩溶现象。此外，石灰岩的出露情况还决定岩溶的空间分布格局和水文地质特性。扎西多半岛由粗粒角砾状灰岩组成，有利于化学过程的溶蚀作用；同时灰岩中夹有砂岩夹层，造成溶蚀洞穴的成层分布。一般地白垩系灰岩内洞穴较多，始新统灰岩内洞穴较少。

区域上的主要构造方向决定了山脉的走向，也决定了岩溶总体布局的地理分布特点。

岩溶的发育程度和类型还受制于具体的构造条件。岩溶都是沿着地层的层面、节理面、断裂破碎带或岩层褶皱转折部位发育。在扎西多半岛上发育的岩溶形态几乎都在一组 NW 向断裂破碎带内，一些巨大的石柱和穿洞的位置和形态，完全受制于直立的地层面或断层破碎带的产状。

岩溶发育是一个缓慢的地质过程，所以在接近现代高原侵蚀基准面（水面、湖面）的地貌部位，只能见到发育规模和程度很差、类型简单的岩溶地貌。而高原上相对规模宏大、类型多样的岩溶地貌，显然只能是地质时期古气候下的产物，它们以峰林为主的残余类型，反映了高原古气候的湿热性质，及当时溶蚀和溶塑的水动力状况、热化学过程以及生物化学过程都比较活跃。高原岩溶主要是一种古岩溶的现在残存。纳木错及其周缘的高原岩溶在目前的气候条件下，在地表是不发育的。

青藏高原自新第三纪以来的强烈隆升及隆升的阶段性特点，对高原岩溶的发育影响表现在两个方面：一是高原的强烈隆升改变了气候条件，加上全球性气候变异影响，在第四纪有多次冰期出现。冰期时冰川和冰缘地貌作用成了塑造地貌的主要外营力，使古岩溶地貌遭受到强烈的破坏和改造，而岩溶的发育历史也包括岩溶被破坏的过程。二是高原的强烈隆升及隆升阶段性的特点，同样抑制了第四纪以来高原岩溶的发育，强烈而频繁的构造运动配合以气候的冷暖交替变异，使本来就缓慢的岩溶过程得不到充分的保障，这就使第四纪高原岩溶化程度微弱、发育程度不完善，仅能发育的一些岩溶类型由于发育过程的不完全而往往具有过渡性的特点。纳木错及其周缘一些已有的岩溶，反映了高原隆升的阶段性而使之具有成层型的特点。

四、温泉与温泉华

藏北高原纳木错及其周缘的地热和温泉十分发育，除了常见的温泉、热泉、沸泉外，还有喷气孔、冒气孔、沸泥泉、冒气地、盐泉以及热水河、热水湖。温泉里含有较高的矿物质，能治疗许多种疾病，如皮肤病、关节病、四肢麻木、肾病、胃病等。难怪许多牧民翻山越岭，千里迢迢，抱病前往，以便自己能恢复健康。

在纳木错西北部雄前村北的曲申有一处约 1.5 km^2 的地热田，海拔 4740 m 左右。地热田受 NW、NE 两组断裂控制。这里一年四季总是笼罩着一股股蒸腾的灰白色热雾气，遍布有数百个大小不一、形态各异像开锅一样的热泉，它们终年“咕噜咕噜”地从地下向上冒着 70°左右的热水。地表可见泉华台地，台地高出附近地面 1～3 m，形成一小片“石林”，岩柱是由不断涌冒出来的矿物质日积月累堆积而成的，每根岩柱本身就是一眼热泉。岩柱奇形怪状，主要是由碳酸钙沉积而成（图版Ⅷ-3）。温泉沉积作用形成的钙质砾岩其铀系法同位素年龄值为（19.9±1.3）ka.B.P.，结合纳木错湖相阶地的铀系法同位素测年资料综合分析，该温泉群的形成时代与纳木错二级阶地的形成时间相当，属于纳木错期的产物。

藏北高原纳木错及其周缘的另一大特色是泉水，也是其重要的生命源。由于地势起伏小，地表风化较厚，融水和雨水的相当一部分是先渗入地下，而后在坡麓或洪积扇下部露出地表。因此，泉水露头较多。若沿构造带发育，则形成温泉。在约半年左右的冬季，当泉水流出地表时很快冻结成冰，在泉口附近形成白玉般的巨大冰体，小则几百立方米，大则数千立方米。它们如同巨大天然固体水库，把冬季的泉水储存起来，到来年夏季，又慢

慢地化为洁净的淡水，浇灌草地，供野生动物饮用。泉水的水质很好，矿化度约在0.89～20.0 mg 当量/L。

第二节　活动断层、地震与其他次生地质灾害

藏北高原的纳木错及邻区是现代构造强烈活动的地区。在其周缘和内部存在许多活断层，是地震及其他次生地质灾害的多发地区。地震灾害主要沿不同方向的活动断裂分布。在羊八井-当雄-谷露裂谷系，地震密集，震级大，烈度高，历史上曾发生过多次灾难性强烈地震，产生过严重的人员伤亡和财产损失。由新构造活动断裂、地震引发的次生地质灾害主要有滑坡和滑塌及泥石流，主要分布于念青唐古拉山麓、乌鲁龙峡谷、羊八井藏布曲峡谷和热振藏布峡谷。其中羊八井峡谷段的滑坡和泥石流曾长期威胁青藏公路的安全，对建设中的青藏铁路也将产生不良影响。崩塌常发生于拉萨河各支流峡谷段及羊八井-当雄-谷露盆西边界活动断裂带，但规模小，影响局限。部分地区还发育有土地沙漠化现象。

一、活动断层

在本次调查中，我们在第四纪不同沉积物上见到了数十条活动断层，其地表形貌和现代活动性都十分明显，如在念青唐古拉山脉南麓，发现了一条沿山麓分布、为走向 NNE、倾向 SSE 的较大正断层，其断距可达二三十米，如通过穷木达沟口、冉布曲沟口、二沟口间、尼弄曲出山口的断层和比朗曲沟口的断层等。这些断层均断开了刚伸出山前的倒数第二次冰期的侧碛垄，因而其活动时代应为晚更新世以来。曲申温泉与羊八井等地的温泉，也与晚更新世以来的断裂活动有关。

1. 当雄-羊八井 NE 向盆地边缘断裂与地震地表破裂

纳木错及其周缘的当雄-羊八井盆地系位于念青唐古拉山南东麓，为一狭长的断陷谷地带。盆地之北和西侧为念青唐古拉山，山体海拔 6000 m 以上，为藏北高原的前沿；盆地东、南侧为藏南山区，山峰海拔多在 6000 m 以下。盆地本身地势低洼，海拔 4300～4500 m，成为河流的汇聚场所。该盆地系是青藏高原地震和水热活动最强烈的地区之一。当雄 1952 年、1411 年大地震沿其西侧边界断层发生，而著名的羊八井喷泉则位于盆地内。该盆地系是青藏高原在喜马拉雅运动最新一幕中形成的一种新型构造。当雄-羊八井盆地是一狭长的断陷盆地系。盆地系活动断层十分发育，主要分布于盆地东西两侧，组成两条规模宏大的边界断层带。盆地内部亦有少量次级断层及隐伏的横向断层发育。

纳木错及其周缘的当雄-羊八井北东向盆地边缘断裂长 130 km，总体走向 N40°～50°E，是一条内部结构比较复杂的断层带，主要由年波-当雄北（A）、躺兵错-不朗多（B）和羊八井北-龙巴弄布（C）三条次级断层带呈左行左阶排列而成。年波-当雄北次级断层带（A）总体走向北东东，主要由四条较大的更次一级断层（a_1、a_2、a_3、a_4）组成。其中，年波-加弄（a_1）、加弄北-彭尺岗（a_2）和达弄多-拉尔根（a_4）三条断层呈左行右阶羽列，加弄北-彭尺岗（a_3）本身又由五条长度仅 2～3 km 的小断层呈左行右阶羽列构成。断层面倾向南，下盘为基岩，上盘为第四系。地貌上为基岩山地与第四纪洪积扇及冰水堆积物的分界线。

年波-加弄（a_1）、加弄北-彭尺岗（a_3）和达弄多-拉尔根（a_4）这三条次级断层左旋切

断了一系列山脊、冲沟、河流，晚第四纪以来的最大左旋水平位移分别为 67 m、44 m 和 100 m。同时，这几条断层具正断层运动分量。沿 a_1 及 a_3 断层发育了一系列高达 50 ~ 200 m 的基岩断层崖和断层三角面。其中，断层北东端近东西走向的断层在年坡西侧形成连续发育的断层三角面，高达 40 ~ 50 m，十分壮观。当雄黑青虹—江多一带，基岩断层崖高度大于 200 m。断层的正断层运动在当雄北卓卡乡造成砂砾石层向北西倾斜 10° ~ 20°（Armijo 等，1986）。

组成年波-当雄北次级断层带的另一条次级断层是加弄-彭尺岗断层（a_2），它介于年波-加弄断层（a_1）和加弄北-彭尺岗断层（a_3）之间，走向与这两条断层平行，但倾向北，与加弄北-彭尺岗断层（a_3）构成一个长约 14 km、宽 30 ~ 90 m 的狭长地堑。该断层育于第四纪地层洪积物和冰碛物中，左旋切断一系列冲沟和山脊，最大左旋水平位移 52 m，垂直位移 7 ~ 10 m。

躺兵错-不朗多次级断层带（B）主要由三条北东走向的次级断层（b_1、b_2、b_3）组成。其中，躺兵错北东次级断层（b_1）和错千玛次级断层（b_2）连接区形成躺兵错拉分盆地。错千玛次级断层（b_2）和车曲-不朗多次级断层（b_3）为基岩与第四系分界线，断层上盘为第四纪冰碛物，下盘为基岩，错千玛次级断层（b_2）则发育于冰碛物中（图 9-4）。躺兵错北东次级断层（b_1）、错千玛次级断层（b_2）、车曲-不朗多次级断层（b_3）左旋切断了一系列山脊、冲沟、洪积扇和阶地，晚第四纪以来最大水平位移分别为 50 m、45 m 和 240 m。同时，断层崖广泛发育，特别是车曲-不朗多次级断层（b_2）中段（曲嘎曲—拉朗），高达几十至百余米的断层崖十分壮观。克扎南西，两条小沟谷被切断，形成高达 20 ~ 30 m 的悬谷。同一地点南侧，一条冰川谷被切断，形成 50 余米高的悬谷。

羊八井-龙巴弄布次级断层带（C）内部结构相对简单，主要由古林曲-嘎罗棍巴（c_1）和嘎罗棍巴-龙巴弄布（c_2）两条次级断层呈左行右阶羽列而成。它们走向北东，倾向南东，上盘岩性为第四纪地层冰碛物、冰水沉积物，下盘为基岩。断层左旋切断了数条山脊、河流，最大左旋水平位移都达 200 m。除上述直接证据之外，也存在断层运动方式的间接证据。在羊八井硫铁矿沟中的第四纪冰碛物内，倾伏的背斜走向近东西，与念青唐古拉山南东麓断层走向呈锐角相交（钱方等，1982）。此外，在年波西，N60° ~ 65°E 走向的断层基岩破碎带内的擦痕向南西方向倾伏（Armijo，等，1986）。这些都表明念青唐古拉山南东麓断层中段具左旋位移特征。

断层切断基岩及中、晚更新世冰碛物，断层两侧有明显的地形差异，形成高耸断层崖、断层三角面及悬谷。在羊八井西和宁中，断层两侧的地形起伏高差分别为 400 ~ 500 m 和大于 300 m，高耸的断层崖、断层三角面几乎沿断层连续分布，高度从几十米至 200 多米。沿断层高达几十米至几百米的断层崖连续分布。据 Armijo 等（1986）估计，羊八井西尼弄-冷青弄一带，基岩断层三角面的高度大约为 500 m。嘎罗棍巴-龙巴弄布断层（c_2）还切断第四纪地层冰川谷，在高大的断层崖上形成悬谷。羊八井西尼弄-冷青弄一带，三条冰川谷被切断，垂直位移达 100 m。羊八井南西的王日错附近，念青唐古拉山南东麓断层南东侧的数条次级断层切断第四纪冰水沉积物，形成阶梯状断层系，并且造成冰水沉积物向念青唐古拉山南东麓断层面倾斜（图 9-4）。

上述 A、B、C 三条次级断层带呈左行左阶羽列，在次级断层带端部的连接阶区形成拉分盆地或阶梯状断层系，主要有躺兵错拉分盆地、拿色果-嘎尔波果拉分盆地以及当雄

北阶梯状断层系。

当雄北阶梯状断层系位于两条走向 N60°～70°E、呈左行左阶排列的次级走滑断层带的连接部位（共多-卓卡乡之间）。长约 14～22 km，宽 2～4 km。阶梯状断层系走向 N30°～40°E 左右，与北东、南西侧次级断层带走向呈 30°左右的交角。主要由北西和南东一侧两条次级断层带组成。北西侧次级断层带呈 N30°～40°E 走向，由拉尔根向南西延伸至共多，为基岩与第四系的分界线。拉尔根至江多长约 6～7 km 的一段基本上为单一断层，但江多至共多一段（长 6 km 左右）基岩断层陡坎下，却发育了一系列倾向 SE、高 20～30 m 的次级断层陡坎，构成十分壮观的阶梯状断层。南东侧次级断层带走向 N40°～50°E，为高台地与当雄沼泽地的分界线。断层带主要由 2～3 条断层陡坎组成。在哈公淌（江多）至卓卡乡一段，次级断层均倾向南东，构成阶梯状断层系；哈公淌至共多，次级断层倾向相同或相反，形成地堑地垒构造。据哈公淌至曲可堂一段位移的测量结果，左旋水平位移为 50～75 m,垂直位移可达 217 m 左右。可见，当雄北阶梯状断层系具显著的正断层运动性质。

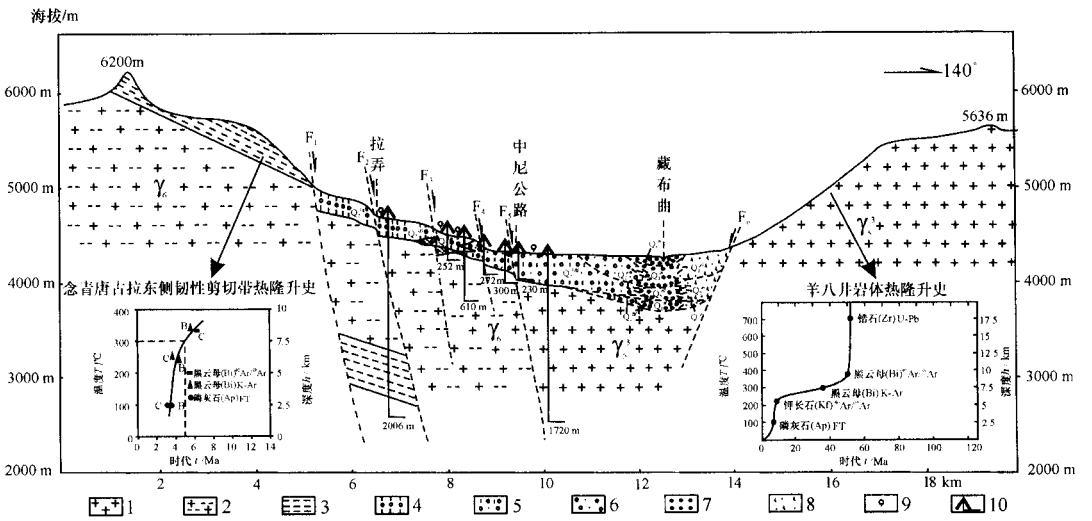


图 9-4　纳木错及其周缘的羊八井盆地横剖面图

Fig.9-4　Profile of the Yangbajin basin in the Nam Co and its adjacent areas

（据吴珍汉等，2001）

1—花岗岩；2—花岗闪长岩；3—韧性剪切带；4—宁中冰期冰碛物；5—宁中冰期冰水沉积物；6—爬然冰期冰碛物；7—全新世冲积；8—全新世冲洪积；9—温泉出露点；10—钻孔位置

念青唐古拉山南东麓断层中段的另一个特点是断层带宽度大，最宽处达 3～4 km，内部单条次级断层沿走向变化于 N30°～65°E 之间。有时，次级断层由更次一级断层羽列而成。不同走向的断层有时相交，主要表现为规模相近的断层合并成一条；或者数条小规模的断层相交于某一条规模较大的断层上。在倾向上，主断层倾向南东，但在绝大多数段落都伴随有反向断层发育，它们往往与主断层组成地堑或地堑地垒系。如加弄-多弄-果青一带的地堑规模相当大。其共同特点是在主断层南东侧的冰碛物上发育另一条倾向北西、走

向与主断层平行的次级断层，它与主断层构成地堑。有时，地堑内部还有小地堑发育。在一些地段，主断层与其上盘的次级断层依次向南东下降，形成阶梯状断层系。

2. 当雄、曲申温泉活动区

温泉活动是活动构造在地表最直接的表现形式之一，纳木错及其周缘的当雄-羊八井NE向盆地是我国地热活动最为强烈的地区之一，在当雄-羊八井NE向活动构造带内展布的地热活动又往往发生在多组活动断裂的交汇部位，当雄温泉活动区的地热活动就是由三组活动断裂控制的（见图9-2），其中以走向NE25°方向的活动断裂为主，SN向及SE95°方向的活动断裂为辅，沿前两组活动断裂方向温泉呈串珠状分布，该温泉水温50℃左右，由于当曲夏季河水泛流淹没热水活动区因而泉华保留较差，未能获得测年样品。

此外，本项目在纳木错西北班戈县保吉区雄前一带的曲申新发现成片的温泉（图版Ⅷ-3）及热水沼泽区，应属冈底斯-念青唐古拉地热活动带的中带、日土-申扎低温地热活动亚带。该温泉由于地表水补给充分，故矿化度低接近淡水，pH值接近7，属中高温热泉。曲申温泉地热区，分布面积不大，其产出部位明显受构造控制，一组走向NE、一组走向NW，温泉群即产于两组构造的交汇处。

二、地震灾害

青藏高原是我国地震活动最强烈的地区之一，地震次数多、频率高、震级大。纳木错南部的当雄-羊八井盆地是青藏高原重要地震活动带，曾发生过1411年羊八井8级地震和1952年当雄-九子拉7.5级地震。在纳木错的西北部尚发育部分4～5.5级地震。强烈地震产生巨大的地震破裂和地震灾害，产生巨大的人员和财产损失。

对西藏当雄及邻区7级以上强烈地震及地震灾害，国家地震局地质研究所（1992）和西藏自治区科学技术委员会（1982）开展过专项调查，积累了丰富的资料，分析了1411年羊八井8级地震、1951年崩错8级地震和1952年九子拉7.5地震的地震灾害情况和地震烈度分布。本项目在地质调查过程中，结合前人资料和区域地质调查资料，总结、分析了西藏1411年羊八井8级地震、1951年崩错8级地震和1952年九子拉7.5级地震的地震灾害与地震烈度（表9-2）。

在表9-2中发生于1411年9月28日的西藏羊八井8级地震是西藏境内最强烈的历史地震之一，距今已有近592年。地震震中位于当雄南侧羊八井地区，地震震级至少达8级，曾造成严重的人员伤亡和财产损失。地震及诱发灾害主要包括房屋倒塌、地面塌陷、湖堤崩塌、山体滑坡、岩崩及地表破裂，在林周、达隆、尼木、仁布、当雄和堆龙德庆等地区造成众多人畜伤亡和巨大财产损失。

1411年羊八井8级地震产生的地表破裂总长达136 km（国家地震局地质研究所，1992）。地表破裂主体走向NE-NNE向，沿念青唐古拉山东麓展布。在羊八井-当雄盆地西部，地震地表破裂呈雁行状斜列，断续分布于拉尔根、躺兵错、拉朗、拿色果、吉达果、羊应乡等地，残留有地震陡坎、冲沟位错和地震鼓包遗迹。地震断层最大左旋走滑位移为11～13 m，最大垂直下滑位移为8～9 m（国家地震局地质研究所，1992）。

据西藏自治区科学技术委员会（1982）资料，1411年羊八井8级地震极震区位于羊八井-尼木地区，长约70 km，宽约20 km，面积约1400 km^2。极震区呈椭圆形，总体呈NE走向，明显受发震断裂所控制；极震区最大地震烈度为Ⅺ。羊八井8级地震X度烈度区长约

表 9-2 西藏当雄及邻区强烈地震及灾害情况一览表

Tab.9-2 The intense earthquake and situation of disaster in Dangxiong and its adjacent areas, Tibet

地震名称	羊八井 8 级地震	崩错 8 级地震	九子拉 7.5 级地震
震中位置	北纬 30°10′东经 90°30′	北纬 31°12′东经 91°18′	北纬 30°38′东经 91°31′
发震时间	1411 年 9 月 28 日	1951 年 11 月 18 日 17 时 35 分 50 秒	1952 年 8 月 18 日 0 时 2 分 11 秒
地震震级	8.0 级	8.0 级	7.5 级
震源深度	13 ~ 20 km	21 km	27 km
发震断裂	念青唐古拉山东麓 羊八井盆西活动断裂	崩错活动走滑断裂	谷露盆地西侧 边界活动断裂
地震破裂	总体呈 NE—NNE 走向，地表破裂长 136 km	主体呈 NW 走向，局部呈 NNW 和 NWW 走向，地表破裂总长度累计 81 km	走向 NE、NNE 和近 SN 向，局部走向近 EW 和 NW 向，地表破裂总长 57.7 km
地表位移	最大左旋位移 11 ~ 13 m 最大垂直位移 8 ~ 9 m	最大右旋位移 7.3 m 最大垂直位移 1.5 m	最大水平位移 5.0 m 最大垂直位移 5.5 m
极震区面积	1400 km^2	700 km^2	500 km^2
极震区烈度	Ⅺ度	Ⅹ-Ⅺ度	Ⅹ度
地震灾害	造成山体崩塌，地面塌陷，房屋倒塌，湖崩和众多人、畜伤亡	造成方圆百余公里范围内房屋倒塌，器皿翻倒和人、畜伤亡	造成方圆 100 km^2 范围内房屋倒塌和人、畜伤亡

（据国家地震局地质研究所（1992）和西藏自治区科学技术委员会（1982）资料汇编）

150 km，宽约 50 km，南至仁布，北达拉多岗，分布面积约 7500 km^2；Ⅸ度烈度区长约 220 km，宽约 85 km，南达江孜，北至宁中和打隆寺；Ⅷ度烈度区长度大于 260 km，宽度大于 120 km，向北延伸至当雄县北（图 9-5）。

1411 年羊八井 8 级地震的震源深度，因缺乏仪器观测资料而难以进行精确估算。但如果地震发生与深反射亮点即具高导低速特征的局部熔融体存在动力学成因联系，根据 INDEPTH-Ⅱ深地震反射和 MT 探测资料，地震震源深度应为 13 ~ 20 km。

三、滑坡

在本区南部羊八井藏布曲峡谷区，地势陡峻，岩石破碎，构造裂隙发育，雨水和地下水充沛，具备发生滑坡的地质构造与地形地貌条件。野外鉴别出多个古滑坡和一些现代滑坡，尚发现一些潜在滑坡地区（图 9-6）。羊八井峡谷区典型滑坡体及危害性分析如下。

7 号滑坡体：位于五弄河口以南，建设中的青藏铁路线和羊八井隧道口从滑坡体上通过。此处为大型滑坡体，长约 500 ~ 600 m，宽 300 ~ 400 m，滑坡体呈扇形。此处见两套滑坡体，一套为古滑坡体，其上坡度平缓，地表植被发育，后缘的古滑动面上也已生长植被，表明其已呈稳定状态。另一套为大型现今滑坡体，其后缘有滑动陡坎地貌，滑坡体上有多条阶梯状次级滑动陡坎，在滑坡体上叠加了中小型的新滑坡体，其上出露新鲜沙土，滑坡体后缘有新鲜的滑动面，表明其近期曾有过滑动。此滑坡体体积大，未来一定时期内具有明显的滑动危险性，而其正位于铁路线上，且有隧道从此通过，因此对铁路危害性

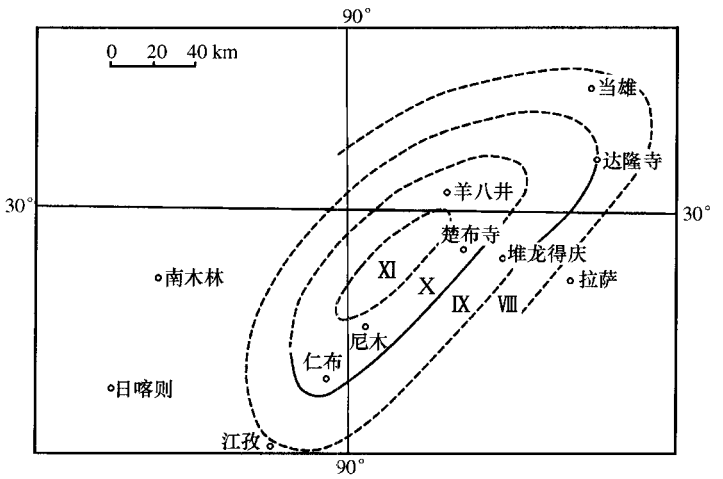


图 9-5 1411 年羊八井 8 级地震烈度分布图

Fig.9-5 Distribution of the intensity of the Yangbajin 8-degree earthquake in 1411

（据西藏自治区科学技术委员会，1982）

极大。

11 号滑坡体：位于那布河口南侧（图 9-6），为中大型滑坡体，长约 230 m，宽大于 250 m，其后缘有滑动陡坎地貌，滑坡体上见多条次级小陡坎，表明其具有明显的未来滑动危险性。铁路上的那布曲中桥正好从滑坡体坡下通过，因此其对铁路危害性较大。

12 号滑坡体：位于那布与达不曲之间（图 9-6），是中大型滑坡体，由近代滑坡体和未来滑动危险区两部分组成，其中近代滑坡体长 > 400 m，宽 50 ~ 140 m，其后缘有新鲜滑动面，滑坡体上分布新鲜砂土层，表明其近期有过滑动，并且其未来仍有继续滑动的危险性，因此其对铁路危害性较大。未来滑动危险区距离铁路 10 ~ 50 m，滑坡体后缘见明显的滑动陡坎，具有明显的未来滑动危险性，该滑坡体距离铁路很近，因此其对铁路路基的安全性危害较大。

13 号滑坡体：位于机弄浦河口以南（图 9-6），是小型滑坡体，滑坡体长约 80 m，宽 50 m，其后缘有新鲜滑动面，滑坡体上分布新鲜砂土层，表明其近期有过滑动，并且其未来仍有继续滑动的危险性，因此其对铁路危害性较大。

四、泥石流

青藏高原发育典型的高寒气候环境，昼夜温差常达 15 ~ 25℃，季节温差高达 30 ~ 50℃，导致强烈的物理风化作用，在山顶、山坡、山麓、沟谷形成广泛分布、大小混杂的碎石堆积。山坡碎石常具有明显的不稳定性特征，在一定坡度条件和重力、水动力作用下，容易形成重力碎石流和泥石流、水石流。

在青藏公路和青藏铁路羊八井-拉萨段，发育较大的地貌梯度，山势陡峻，沟谷密布；河床坡度较大，河流以外流水系为主，具备形成泥石流的良好地貌条件。自然营力沿古老断层破碎带、节理与劈理化带及现今活动断裂塑造出泥石流发生必需的地形地貌条件，沿

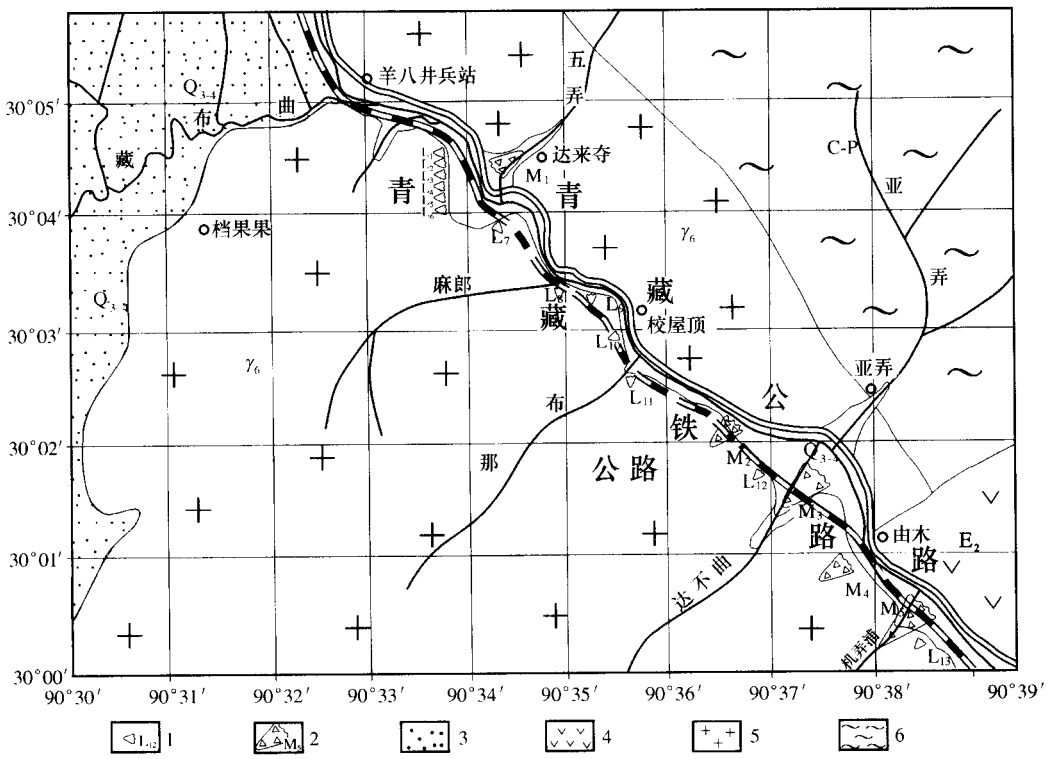


图 9-6　羊八井藏布曲峡谷地质灾害分布图

Fig.9-6　Distribution of the geological disaster in the valley of the Zangbu, Yangbanjin

1—滑坡及编号；2—泥石流及编号；3—松散砂砾石层；4—安山岩；5—花岗岩；6—变粒岩与片岩

断裂破碎带常形成规模较大的断层沟谷和险要地貌，成为高寒地区雨季泥石流高发地带。如德庆南公路两侧沿断裂破碎带发育大量泥石流造成的砂砾石堆积。在羊八井峡谷，沿 NE 向与近 EW 向活动断裂常发生规模不等的泥石流，冲击沿羊八井峡谷展布的青藏公路，对青藏公路安全造成不同程度的破坏。2001 年 7 月 13 日，由于雨水和重力作用，在羊八井兵站东侧沿近 NE 向断层谷发生较小规模泥石流，泥石流横流通过青藏公路，阻断公路交通达 4 小时。

对羊八井-拉萨段泥石流多发地段开展的地质调查表明（图 9-6），羊八井峡谷段泥石流对经过本区的公路、铁路存在不同程度的危害。

五、土地沙漠化

在干旱半干旱及亚湿润干旱地区，由于气候变异和人类活动种种因素，造成以风沙活动为主要标志的土地退化过程，其中包括地表风蚀、风沙流、流沙堆积与沙丘前移等一系列过程，受到这一过程影响的土地称之为沙漠化土地。

沙漠化的本质是土地退化。从地理学的观念看，这一退化过程是在具有一定物质基础和干旱多风的动力条件下，主要由异常的自然因素和过度的人为活动单独作用或相互叠加作用致使土壤物质流失，植被逐渐退化、丧失，地表产生了风蚀、风沙流，出现片状沙

地、流动沙丘等一系列变化的现代表生过程。从生态学的观念看，这一退化过程是因为气候变异或人地关系失去平衡等环境条件改变后，陆生生态系统（包括草地、森林、农田和荒漠等生态系统）或水域生态系统（包括淡水生态系统和沙质海岸生态系统等）的稳定性超出其自动调节界线（阈值），导致生态系统功能、结构逐步退化，故土地退化过程亦是生态系统劣化过程的延伸和发展，是一个具有发展和逆转相互作用的动态变化过程。再从灾害学的角度来看，沙漠化是一种缓慢的蚕食性的灾害，沙漠化在其发展和逆转的各个阶段都会对土地资源、水资源和其他可更新资源的合理利用、生态环境保护和社会经济发展造成不同程度的直接危害，并构成潜在威胁。这说明，在沙漠化发生发展的各个阶段，发展程度不同的沙漠化土地具有不同的退化等级，也具有不同的危险度。沙漠化的发展程度揭示着沙漠化土地的等级及防治沙漠化应采取的力度和基本途径。

纳木错及其周缘均为既有沙漠化土地，也有潜在沙漠化土地分布的县。本区气候具有气温低、日照时间长、太阳辐射强、干湿冷暖季节分明、风力强劲和区域差异大的特点，加之土地面积辽阔，使得地表景观亦相应地呈现与气候、土壤、植被相匹配的地带性变化，其中以亚寒带半干旱草原和寒带干旱荒漠草原面积最广。研究表明，沙漠化的规模及严重程度由高到低依次为：班戈县、当雄县和林周县，并且有进一步恶化的趋势，加之本区为“江河源”、“生态源”的重要地理位置，沙漠化已经对青藏高原及内地社会经济的持续稳定发展构成了巨大的潜在威胁，严重危及到高原地区的可持续发展，青藏高原的沙漠化防治已成为一项十分必要和紧迫的基础工作。因此，沙漠化土地的防治不仅仅是区内整治国土、改善生态环境、保障农牧业综合开发与稳定高产等的重要措施，更是促进其社会经济发展、实现人民生活达到小康和造福子孙万代的一件大事。

此外由于活动构造、新构造运动的产生，由于昼夜温差、季节温差，低温与霜冻，干旱与风力作用等等原因，除上述地震、土地沙漠化、雪灾、滑坡、泥石流等主要灾害外，本区内还有崩塌灾害、洪水灾害、冰川融水泥石流灾害、雪崩灾害、冰湖溃决灾害及多年冻土与季节冻土所造成的工程灾害（热融沉降、融冻滑塌、冰丘、冰锥以及季节融化层冻胀）等，与前述五种灾害相比，其他灾害在本区略显次要或有专门研究，这里不一一赘述。

第三节　考古学发现

根据藏北高原西南部苏日山区发现的更新世中晚期人类活动遗迹估计，藏北高原纳木错及其周缘人类活动已有 40 万 ~ 50 万年的历史。由于有关藏北高原的研究在这方面进行得很少，发现古人类活动痕迹的又多为非考古研究人员，故不能做出确切的解释。

一、考古发现

根据藏北高原纳木错及其周缘检到的大量旧石器和细石器分析，距今 1 万 ~ 5 万年之间人类已多次往返于藏北高原地区。新石器时代的标志是由狩猎转为农耕文化时代。在藏北高原色林错湖边有新石器时代的遗迹，而且发现了很多岩画，上面画满了各种图案。除画有人、牛、羊、马、野生动物“图腾”符号外，还有猎人开弓、放牧和耕耘土地的图案。据专家分析（张亚沙，2001），这些岩画是史前时期文化，距今有 4000 ~ 10000 年。那

时候，人们还没有学会制造工具，这些岩画大都是画上去的。岩画上有狩猎、放牧，还有耕耘，可想在当时农牧业已发展到一定水平。现在藏北高原平均海拔 5000 m，几乎全年有霜冻，基本上没有能够耕耘、开展农业生产的地方。这些岩画的发现，意味着将重新改写藏民族的起源、文化发祥地、藏北高原气候与环境变化等有关历史。这一切有待于人类考古学家们去探索考证。

今天生活在藏北高原纳木错及其周缘的牧人们很可能是在数万年冰期反复进退过程中，坚守在这里的古人类的代表：每次大冰期结束，历经严寒磨难的藏北高原，欣然迎来了某个部落或一群猎人。他们在这里垒起洞穴，生起篝火，用骨器在坚硬的砾石上削制作为箭头和刀刃的石片石叶，把剩下的石核作为加工兽皮的刮削器。

二、古岩画的发现

在当雄县纳木错乡扎西多半岛上的多青与多穷两个石灰岩丘，及班戈县保吉乡雄前附近的列日可洞，均有成层的喀斯特溶洞分布，溶洞的大小和展布方向受地质构造及地貌形态控制，多沿断裂带、节理裂隙发育，呈溶蚀状、剪刀状和溶洞状，其中常见有古人的岩画、壁画，并已出现佛教文化内容，其手法还是西藏岩画中并不多见的涂绘派，所表现的内容十分广泛，除了狩猎畜牧、争战演练、舞蹈娱乐等内容外，宗教符号及祭祀活动特别丰富，时代大致在距今 3000 ~ 2000 年间，上限可能晚至吐蕃王朝时期（图版Ⅷ-4），这些喀斯特溶洞的形成也多与湖面的变化有关。

在纳木错东北岸的尼弄附近，可见有一处岩画，属于刻凿式岩画（图版Ⅷ-5），画中有带角的藏羚羊、藏牦牛、马等，画笔有力，动物形象逼真，可能时代新一些，大致在距今 2000 ~ 1000 年间。

在加林山和夏仓有很丰富的岩画，那些画或刻在石头上的岩画笔法简洁稚拙，表现抽象，图像既有单一的牛羊、野兽和“图腾”符号，也有猎人开弓和放牧的情景，还有农耕图和藏文。对于这些岩画，当地的藏族牧民认为非人力所为。

三、吐蕃墓葬群的发现

2001 年夏，在开展区域地质及第四纪地质调查过程中，在纳木错及其周缘的拉萨市属林周县旁多区江多乡发现吐蕃王朝墓葬群 1 处（王建平等，2002）。吐蕃王朝存在于公元 7 世纪—公元 9 世纪（中国历史地图集编辑组，1975），当时时兴墓葬。江多墓葬群位于旁多区东北 14 km，热振寺正西直距 9 km，拉萨河上游热振藏布北侧的觉木绒谷地中，海拔 4120 ~ 4160 m。在江多与出泥雄村之间，谷地西边的河流一级阶地上和二级阶地前沿，东西宽 400 m，南北长 1 km 范围内，分别有大小 8 个墓冢（图 9-7）。墓葬群高大的覆斗状封土犹如一座座截顶的金字塔，蔚为壮观。墓冢顶面呈正方形，边长约 10 ~ 30 m，侧视呈正梯形，棱脊约为 45°。封土一般高 7 ~ 15 m，最大的 4 号墓底面积约 2500 m^2。3 ~ 8 号墓顶底边呈正东西、南北走向，3 ~ 6 号墓在子午线上相连；1 号、2 号墓顶边作 NE30° 走向。从 4 号、8 号墓外表看，封土为夯筑制法。墓顶上面都是边缘高、中间稍许洼陷，表明其上可能曾建有供奉墓主的寺庙（图版Ⅷ-6，图 9-8）。

该墓葬群处于吐蕃王朝辖下的必里公部族领地，远离当时的政教中心逻些城和匹播城。但是墓葬型式却与山南地区的吐蕃藏王墓、斯扎村、列山等古墓葬群（王恒杰、张雪

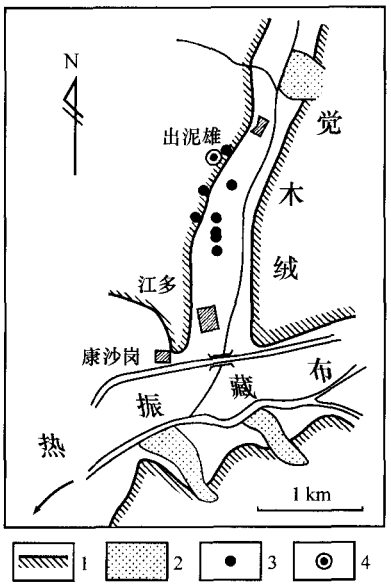


图 9-7　西藏江多吐蕃墓葬群位置图

Fig.9-7　Location map of the Tufan tomb group at Jiangduo town, Tibet

1—河谷与山体边界线；2—风扬沙坡；3—吐蕃墓；4—地质观察点

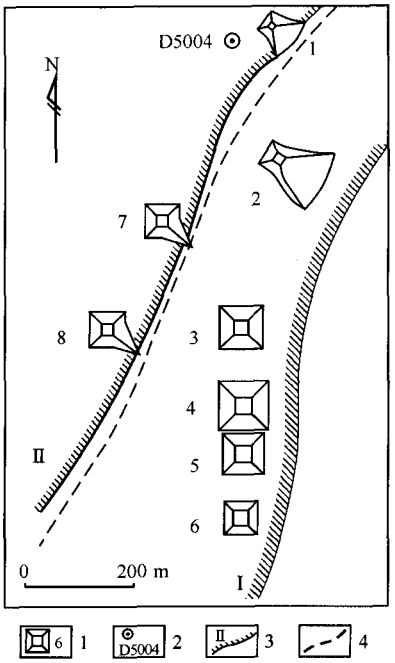


图 9-8　江多吐蕃墓蕃葬群分布排列示意图

Fig.9-8　Pattern of the Tufan tomb group at Jiangduo Town

（据野外照片调绘）

1—墓葬及编号；2—地质观察点及编号；3—河流阶地前沿及阶地编号：Ⅰ—级堆积阶地前沿海拔高程约 4120 m；Ⅱ—级基座阶地前沿海拔高程约 4160 m；4—简易公路

慧，1999；何许，1996；霍巍，1995）制式相同，由此推测其可能属吐蕃王朝期的墓葬群。这表明当时该地气候对发展农耕经济有利，与山南地区相仿。

该墓葬群不单是不可多得的旅游资源，而且日后的发掘和进一步研究，对研究西藏历史与探讨青藏高原千年尺度的古气候、古环境变化具有十分重要的意义。

中国社会科学院考古研究所边疆民族与宗教考古研究室王仁湘教授检阅了上述吐蕃墓葬的相关资料，肯定了该项发现及进一步发掘研究的意义。无疑，这种跨越大学科的交流讨论，对拓展第四纪研究的视野是十分有益的。

四、有关文献与观测记录

在藏北高原纳木错及其周缘辽阔的土地上，有许多地方都能寻找到人类的文明遗迹。在那些古老的年代里，这里曾经是一个气候温和、可以耕耘的肥沃土地，只是由于地壳的不断运动和碰撞，使这块绿色的地块向上隆起，地质发生了巨大变化，而成了高寒、干旱、缺氧的地区。

距申扎县东 100 km 处，有座不高的三棱山，其中东棱的山脊上有一座古老的二层干打垒房，由于年代久远，3 m 高的墙体多已风化，但保持着 1 m 多宽的厚度。在这座楼房的四周有许多全石结构，不曾用过半点铁、木的小平房。尤其令人费解的是其中不少石屋，是建在悬崖上的。类似这种形状、结构，又建在悬崖上的小石屋，在申扎县北部的达

琼山、尼玛县、双湖特别区等地也有不少，考查发现，它们是同一时期建造的（藏北科考团，1999）。

在尼玛县以北约 10 km 处的两座从北向南并排高耸的山下，有一片古老房屋的废墟，总面积有 2000 m^2，也是用石头建造的。在这些古迹的东南侧，有一处人造石林，只有十几根，每根约有一人高、一人粗，当地人称它为“盟杜孔”（盟墓坑）。

在双湖特别区最北部新发现一座古堡，古堡中有一座高约 6 m、直径 8 m 有余的佛塔。佛塔周围上百堵高矮不齐、大小不等的围墙残体中，最大的一堵墙体约 20 m 高、40 m 长、11 m 厚，像是干打垒的土墙。

第四节　经济地质

由于纳木错紧邻拉萨，有青藏公路、中尼公路和在建青藏铁路纵贯全区，是西藏经济相对发达地区。在研究区调查评估矿产资源和旅游资源，对区域经济可持续发展具有重要意义。为此，本项目从环纳木错的第四纪沉积中已发现的各类黑色矿产、有色矿产、贵金属矿产等方面，讨论了本区的矿产资源；从温泉与地热能资源方面论述了本区的自然资源；从矿产资源、自然保护区、旅游资源等角度，讨论了本区的经济地质问题。

一、矿产资源

本区的第四纪矿产资源有各类砂矿点、稀有元素矿化点、地热、非金属矿种等，如自然硫、明矾石、高岭土、硅华、石煤、泥炭、硼、天然碱、盐类、石墨及温泉等。温泉和地热为本区具有经济价值的资源，计有估算热储的地热田两处。总体看来，本区矿产资源线索虽多，但勘察研究程度底，具有一定进一步找矿潜力。

（一）*砂矿*

1. 期坡下日砂锡矿点

期坡下日砂锡矿点位于距纳木错东北岸约 8 km 的班戈县期坡下日，距南侧日差峰约 2 km。砂矿产于班戈黑云母花岗岩中部偏东的南接触带，花岗岩与侏罗系拉贡塘组呈侵入接触关系。砂矿位于高原低山剥蚀堆积区与纳木错湖微地貌交接过渡地带的坡—洪积裙中。花岗岩为钾长花岗岩，强烈硅化和云英岩化，其中强硅化云英岩化花岗岩脉含 SnO_2 达 0.3%。坡—洪积裙宽 100 ~ 400 m。重砂样品含锡石大于 100 g/m^3 的面积约 0.5 km^2。一般品位为 200 g/m^3，最高品位达 8817.65 g/m^3。伴生黄金、白锡矿、磷钇矿、锆石等矿化。磷钇矿、锆石无含量资料；在开采锡石砂矿过程中，估计磷钇矿、锆石等矿物可综合回收利用。

2. 底然锆石砂矿点

底然锆石砂矿点位于班戈县德庆区底然 NE 方向 10 km 处的那木错南岸，发现锆石、独居石、金红石等重矿物含量丰富的砂矿点。该处 7 ~ 10 m 高的湖岸堤上有数层以石榴子石为主（35% ~ 45%）的暗红褐色砂层，随机取样 2 个经重砂鉴定含锆石 35% ~ 45%、独居石分别 < 1% 和 5%，金红石、蓝铜矿、蓝晶石等各数 10 粒、黄金 1 粒，锆石、独居石中所含 Zr、Ce、La、Dy 以及 Th 均已达工业品位。而且在矿点附近的湖滩砂中上述重砂矿

物极为丰富，东西方向至少 60 m 长的目视范围内，都是一片暗红褐色沙滩，值得进一步工作。

3. 石榴子石砂矿点

本区发现 2 处石榴子石矿点，一处为洛巴堆铅锌矿矽卡岩中风化脱落在沟谷中的坡积、残积成因石榴子石矿点，一处为前述纳木错南岸底然湖积砂矿点与锆石、独居石共生的石榴子石矿点。两矿点石榴子石目前至少可作研磨材料利用，均为本次新发现矿点。

（二）稀有金属矿

1. 硫磺矿稀有元素矿化点

矿化点位于当雄县羊八井乡硫磺矿范围。在古代和近代硫质喷气孔、温泉附近，始新统火山沉凝灰岩发育以蛋白石、玉髓为特征的强烈硅化，稀有元素富集。5 个样品中 Rb、Cs、Li、Sr 含量甚高，Rb 含量达（12.50 ~ 258.8）$\times 10^{-6}$，构成矿化，高者已达工业品位。在本区南邻羊井学地区，古温泉硅华中同样富含稀有元素，其中 Cs 含量更高达（206.9 ~ 308.0）$\times 10^{-6}$。根据有关资料，该地大型石英砂、高岭土、活性火山灰都属古硅质泉华范畴，故应进一步工作探求稀有金属铯、铷等储量。

2. 羊八井稀有金属矿点

羊八井稀有金属矿点位于拉萨市当雄县羊八井西南，与地热田范围相同。前人对电厂东沟的硅华采样分析其中铯、铷含量很高，值得进一步工作。同时，经对羊八井热田水化学取样分析，其中铯、铷、硼、锂、钾含量均有液体矿床求储意义。根据当时涌水量估算，可达到年输出量 Cs = 199.399 t、Rb = 38.632 t、B = 5043.740 t、Li = 331.380 t、K = 1313.470 t。只待进一步工作和工业生产论证，即可成为极有价值的大型共生矿床（表 9-3）。

表 9-3　羊八井与拉多岗地热田液体矿资源量估算表

Tab.9-3　Estimation results of the capacity of the liquid resource in Laduogang and Yangbajin geothermic field

位置	涌水量 (L/S) / (m^3/d)	有用元素含量/10^{-6}及年输出量/t				
		K	Li	Rb	Cs	B_2O_3
拉多岗	5.0	262.0	14.30	4.60	14.10	376.55
	157680	41.312	2.255	0.725	2.223	59.374
羊八井	980.0	42.5	10.14	1.25	6.45	163.20
	30905280	1313.470	331.380	38.632	199.339	5043.740

（资料据郑绵平，1995）

在羊八井地热田范围内地下热（卤）水活动强烈，除厚达 300 余 m 的第四系外，还影响到地热田东西两侧基岩；发育温-沸泉、热水湖、硫质喷气孔等，古泉口沿 NE 向当雄-羊八井断裂带、SN 向羊八井-尼木断裂带及隐伏 NE 向、NW 向 4 组断裂及交汇处发育，造成广泛的水热蚀变现象；发生高岭土化、硅化、碳酸盐化，在地表及岩心中见星散状辰砂和辉锑矿等矿化。据采自地表硫磺矿蚀变泥砾岩、古泉的蚀变沙砾岩样品，Au、Ag 最高含量可达 0.23×10^{-6}和 2.12×10^{-6}，伴生元素 As、Sb、Bi、Hg 含量远超地壳丰度，尤其

是 Sb、Hg 含量偏高达数十至数百倍。

（三）泥炭

本区泥炭分布广泛，均属产于第四系沼泽堆积层中的草质泥炭。成因类型可细分为六类：山间洼地沼泽型、古湖缘沼泽型（含冰川湖）、牛轭湖沼泽型、河流阶地沼泽型、坡地沼泽型和异地堆积，以前四类的远景较好。泥炭埋藏较浅，厚度一般 0.27～13 m，最厚可达 6 m。盖层为 0.2～2 m 的腐植层，最厚可达 5 m，少数地区盖层可为细砂，底板则为砂砾石层。

据已有初查资料，以当雄县内的泥炭点为多，规模也较大，仅羊八井以南地区外的吉达果泥炭矿即获地质储量 428 余万 t。区内 7 处小型矿床的地质储量共约 283 万 t。泥炭呈似层状或透镜状产出，单个矿体的规模都不大。泥炭层一般长数十至千余米，最长可达 5200 余 m；宽一般为数十至 200 余 m，最宽可近 2000 m；厚度一般为 0.2～3 m，最厚可达 6 m。泥炭埋藏较浅，可露天开采。但为保护当地的自然环境，本区内的泥炭已划为禁采之列。

新鲜泥炭为黄褐色，风化后为黑褐色，质轻多孔，具纤维状和似海绵状结构，略具层理，显纹状构造。容重 0.3～0.6 t/m^3，湿容重 1～1.4 t/m^3。具较强的吸水、保水和吸热性能，湿度可达 70%～90%。干燥时燃点低，易燃，燃烧时有刺鼻臭味，火焰高 10～20 cm，发热量一般 3000～3500 k·cal/kg，最低 2124 k·cal/kg，最高可达 5789 k·cal/kg。泥炭由未分解的植物残体和植物分解后丧失细胞结构的无定形的黑色腐植质（有机组分）及矿物质（无机组分）组成。组成泥炭的植物经鉴定主要有 Kobresia tibetica Maxia（西藏嵩草），Triglochin maritimuamL（海韭菜），Blysmus sinocompressus Tang et Wang（华遍穗草），Hippuris uulgaris L（杉叶藻），Blysmus sinocompressus Tang dt Wang var nodcus Tang et wang（节杆扁穗草），Heleocharis nalleculosa Ohwi（刚毛荸荠）等十余种草本植物和少许水梓、水柳等木本植物。有机质含量较高，一般在 50%～70%，其他成分含量如表 9-4。

无机质以粘土质为主，次为长石、石英、方解石、云母和黄铁矿的颗粒和碎屑，含量为 25%～50%。泥炭呈弱酸性反应，pH 值在 4～6.5 之间。根据上述分析资料，区内泥炭应属低灰分、高氮、高钾、高腐植酸、高发热量之优质草本泥炭。本区泥炭曾被拉萨地区采作燃料使用。由于含有较高的腐植酸及磷、钾元素，亦可作肥料、有机化工、制药工业等利用。

表 9-4　本区泥炭灰分（A）、挥发分（V）、固定碳（C）等成分含量表

Tab.9-4　Content table of the peat soil, volatile, and fixed carbonate

项　目	A	V	C	K	P	S	N	腐植酸
含量范围/%	23～35	47～64	17～26	2.4～2.8	0.14～0.23	0.25～0.79	2～3	20～35
最高含量/%	58.3	75.0	25.9	3.09	0.39	5.86	3	69.0
最低含量/%	14.1	28.9	10.4	0.3	0.02	0.02	2	13.3

（四）羊八井自然硫矿床

羊八井自然硫矿床位于当雄县羊八井区西南约 8 km 处，属温泉型矿床。中尼公路在

矿区南东边缘通过，距拉萨约 90 余 km，交通十分方便。

矿床分布于当雄-羊八井裂谷盆地西缘一个被环形断裂围绕的穹状隆起范围内。矿区始新统年波组、帕那组火山岩及浅成侵入岩出露广泛，岩石类型有流纹质、安山质、石英粗安质的凝灰岩、沉凝灰岩、熔结凝灰岩及长石斑岩、长英岩。矿区南约 2 km 即为羊八井现代温泉热田分布区。自然硫矿体呈脉状、透镜状、似层状和不规则状，分布于古温泉和古气泉通道附近基岩裂隙内，或充填于第四系砾石层中。矿体形态复杂，但规模都不大，单个矿体的矿化面积一般为 2100 ~ 10000 m^2，个别小的矿体仅 520 m^2。矿化厚度 5 ~ 11 m，薄的仅 0.5 m（图 9-9）。矿石品位一般为 20% 左右，最高达 35.80%，最低 10.57%。根据钻探资料，矿体埋深于地表下 10 ~ 20 m，再下部地层含黄铁矿晶粒或为较厚的黄铁矿薄膜。钻探时地下地温仍较高，井深 40 ~ 50 m 时，钻孔上返井口泥浆温度可达 40 ~ 50℃。自然硫为古温泉泉华堆积而成，经西藏地矿局第三地质大队初查求得矿石远景储量近 72 万 t，C_2 级储量 4.1 万 t。属小型矿床。

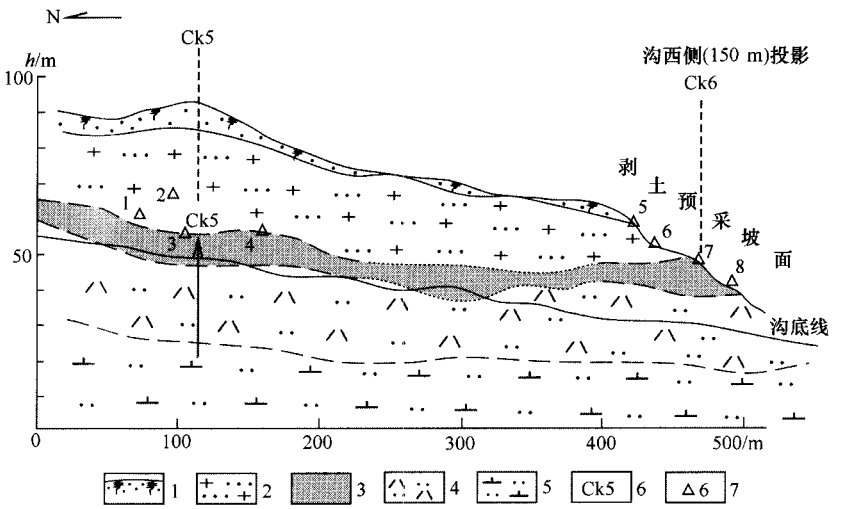


图 9-9　羊八井自然硫矿床地质剖面图

Fig.9-9　Geological section of the sulfur mine in Yangbajin

1—表土；2—凝灰岩；3—含硫层；4—粗面凝灰岩；5—安山凝灰岩；6—完工地热孔；7—采样点

与羊八井自然硫伴生、共生的有第四纪次生高岭土矿（图 9-10），包括凝灰岩表层和上部淋滤后的高活性火山灰及火山喷气产于自然硫上部的明矾石等。矿区部分泉华及凝灰岩可供水泥制造利用，18 件样品分析结果为：$SiO_2 w_B$ 61.58% ~ 96.88%，$Al_2O_3 w_B$ 0.3% ~ 16.72%，$Fe_2O_3 w_B$ 0.77% ~ 3.69%，$CaO w_B$ 0.3% ~ 3.49%，烧失量 1.59% ~ 16.32%。对泉华估算地质储量为 2048 万 t。矿区还共生远景为大型的瓷土及石英砂矿床。

此外，本矿区强蛋白石、玉髓化、硅化地带有 Rb、Cs、Sr、Li 等富集现象，属共生稀有金属矿化。总之，依托该地丰富的地热资源，本区是很有希望的可以综合开发利用的矿业基地。

（五）硼、天然碱

区内发现了 3 处硼矿化，1 处与盐湖有关，并有一定含碱量；另 2 处与温泉有关，其中一处共生有稀有金属，1 处是羊八井稀有金属矿的共生矿种。

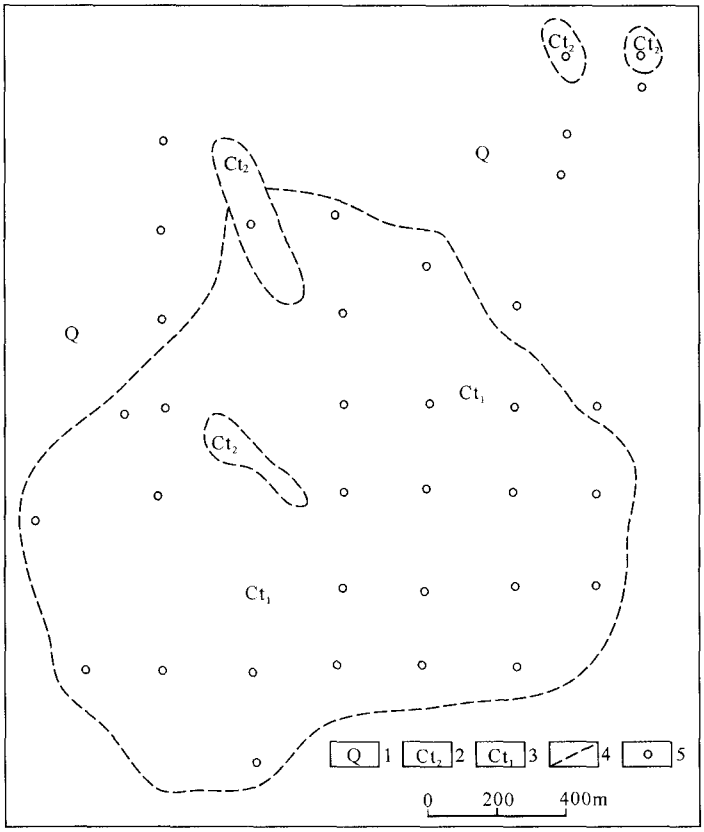


图 9-10　羊八井高岭土矿地质草图

Fig.9-10　Sketch map of the kaoline mine in Yangbajin

1—第四系；2—部分高岭土化瓷土；3—高岭土化瓷土；

4—矿体范围；5—小圆井

1. 申错硼、天然碱

申错位于纳木错北岸，属班戈县辖区。湖泊面积约为 24 km^2，水深不过 3 m。李璞等（1955）对申错湖进行了踏勘和地质调查，估算了含碱量，并根据湖泊水体积估算了硼、天然碱的地质储量（表 9-5）。

表 9-5　申错碱、硼含量估算表

Tab.9-5　Estimation of the capacity of the alkali and boron in Shen Co

成　分	面积/km^2	水深/m	湖水含量	湖积物	地质储量/万 t
碱	24	3	2%		128
硼	24	3	145.4 mg/L	0.11%	

上述含碱量远低于工业要求，所估算的地质储量目前还不能为工业利用，属踏勘矿化点。

2. 拉多岗硼矿化点

拉多岗硼矿地处拉萨市当雄县羊八井区拉多岗乡拉多岗温泉热田。拉多岗温泉位于拉多岗 NW800 m 河滩沼泽中，流出温度 45.5℃，流量 5 L/s；温泉水中含 HBO_2 = 493.83 mg/L,尚共生有铯、铷等稀有金属。据前人资料，按当时流量估算该处可年产硼 59.374 t。

（六）温泉与地热能资源

纳木错及其周缘发育羊八井-当雄温泉地热带，主要地热田包括羊八井地热田、中部的宁中地热田、拉多岗地热田与西北部的曲申地热田等，简述如下。

1. 羊八井地热田

羊八井地热田位于测区南部、念青唐古拉山南麓、当雄-羊八井-尼木第四世纪断陷盆地转弯处。构造上恰好是 NE 向当雄-羊八井断裂、NW 向古仁曲断裂与 SN 向羊八井-尼木断裂带交汇处。盆地基底由念青唐古拉群变质杂岩、早第三纪早期花岗岩、始新统年波组与帕那组火山-沉积岩系及浅成长英岩、长石斑岩等组成。盖层由下而上为：中更新统冰碛泥砾层，上更新统冰水砂砾层和粘土层，全新统冲洪积泥质砂砾层及亚粘土层，第四系总厚度为 150～300 m。热田断层构造十分发育，以 NE 向和 NW 向为主，SN 向和 EW 向次之，在硫磺矿一带还出现一个四周被环形断裂围绕的穹状隆起。地热田水热活动十分强烈，地热显示类型繁多。中尼公路以南，仅现代温泉、热泉、沸泉、热水湖等露头就有二十余处；沿上述四组断裂分布的古泉口，更是星罗棋布，数不胜数。中尼公路以北，不仅有硫化物产出，而且还有几处硫质喷气孔（图 9-11）。羊八井地热田的基本地质特征详细列于表 9-6。

表 9-6　羊八井地热田地质特征一览表

Tab.9-6　Geological features of the Yangbajin geothermic field

地质指标		地质特征
地热基本类型		岩浆活动型中的近期岩浆型
地热地质特征	控制性构造	新生代构造作用
	盖　层	各种火山岩、沉积岩或矿物沉淀及水热蚀变发生自封闭
	热　储	各种火山岩、沉积岩或松散沉积
	火山作用	上新世以来岩浆作用
水文地质	含水层类型	承压水系
	补、径、排条件	现代补给充足，垂直上升运动为主，以沸泉、喷泉等形式排泄
	水交替速度	强烈
地热特征	地表显示	沸泉、喷泉、喷气孔、水热爆炸、泉华及蚀变带
	水汽最高温度	150～200℃
	地热梯度℃ /100 m	10～30℃以上
成因	水源	大气降水为主
	热源	近期岩浆侵入
	物质成分来源	溶滤作用及热力变质作用
矿化特征	水质类型	氯化型为主
	矿化度 g/L	<5
	特殊组分	HBO_2、SiO_2、FAS 等
	气体成分	H_2S、CO_2 及 N_2CO_2
	件生矿床及现代成矿	汞矿、硫磺矿、黄铁矿及辉锑矿

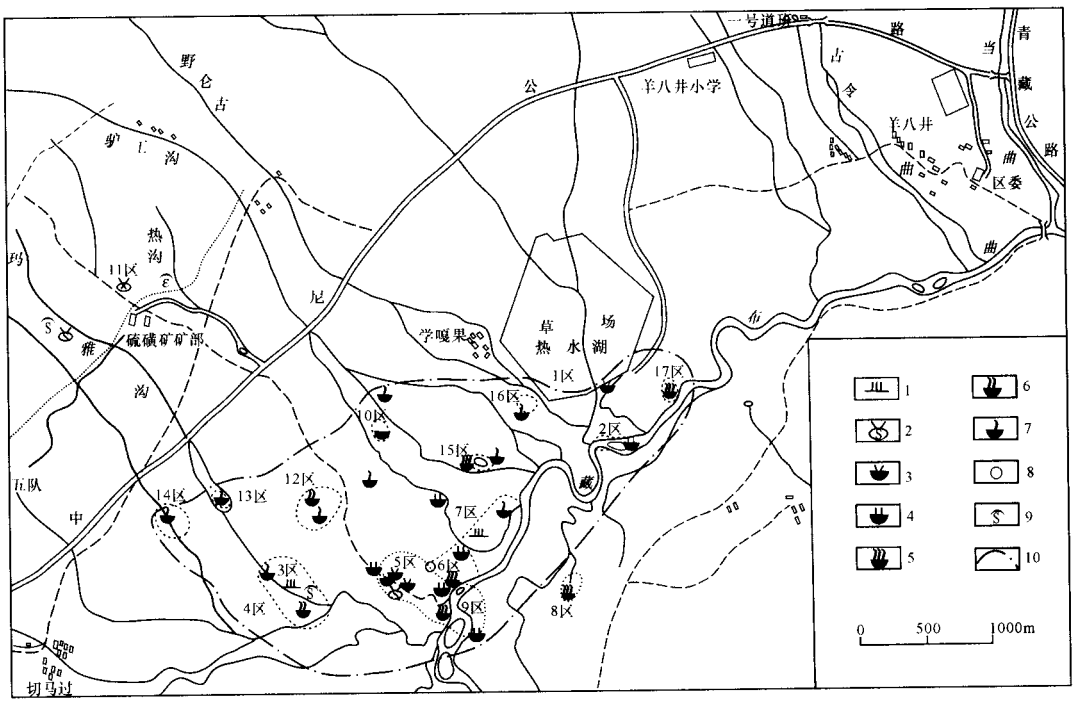


图 9-11　羊八井热田地表显示分区图

Fig.9-11　Division of the geothermic field in surface of the Yangbajin

1—冒汽地面；2—硫质气孔；3—水热爆炸；4—沸腾喷泉；5—沸泉；6—热泉；7—温泉；8—钻孔；9-硫华；10-植物显示界线

在羊八井地热田，尚发育强烈的现代热液成矿作用、热泉型金矿化与硫磺矿化；热泉型硫磺矿正处于开发过程中。羊八井地热田泉华中普遍含辰砂，在喷汽喉管中有辉锑矿形成。据氢氧稳定同位素测试分析资料，羊八井地下热水来源于大气降水；热源主要来自于地壳上部部分熔融体及沿活动断层向上传输的热量。

同时，羊八井地热田也是国内外著名的湿蒸汽田之一，海拔 4300 m；热田区内地表水热活动十分强烈，有大量沸泉、热泉、喷气孔和冒汽点，水热蚀变及泉华发育；1977 年已建成千瓦级地热试验电站，近年来经扩建，装机总容量为 7000 kW。

2. 宁中地热田

宁中地热田位于拉萨市当雄县西南近 EW 走向宁中盆地东端，南距宁中区曲才乡约 1 km。热田地表热量显示地区面积不足 0.5 km^2，地理坐标位于东经 90°55′55″～56′10″，北纬 30°24′30″～24′50″之间，平均海拔 4150～4200 m。在宁中地热田已圈定面积 12 km^2 的物探低阻异常区，145 m 以上盖层主要为全新统泉胶砂砾石层。热田深部地热流体水化学类型为氯-重磷酸-钠型水。根据医疗作用组分，将 1997 年完工的 ZK01 孔采取的地热流体命名为：弱碱性氟、砷、硅、硼、锂-钠-氯化物、重碳酸盐型医疗热矿水。利用该孔现开发成温泉疗养地。

其中 ZK01 单孔汽水总量 42.8 t/h，蒸汽量 3.29 t/h，发热潜力 365.28 kW，井内最高温度 125.45℃，孔口工作温度 92.5℃，工作压力 0.55 kg/cm^3，其热能资源可用于发电。

据前人勘探资料，宁中热田积存发电资源为 7.77×10^{12} k·cal，折合电量 67800 kW/年，以服务 30 年计，可装机 2260 kW。宁中地热田的地质特点、成因机制与羊八井地热田相似，但热水温度较低，目前已被开发成温泉浴场。

3. 拉多岗地热田

拉多岗地热田位于当雄县南部羊八井北侧，处于青藏公路西北侧、羊八井断陷盆地东北端，地理坐标为：E90°34′54″～90°37′33″，N30°10′39″～30°12′49″。出露地层主要为第三纪火山岩，沿 NE—SW 向和近 SN 向断裂呈菱形展布。属基岩裂隙型热储，盖层岩性第四系为砂砾石、第三系为凝灰岩，厚度达 100～250 m，热储岩石为喜马拉雅早期流纹岩、花岗斑岩、凝灰岩，平均厚度为 604.5 m，盖层由南向北厚度加大，热储岩石南深北浅，南厚北薄。热流体位深 150～800 m，流体最高温度为 113℃，单井汽水总量最大可达 165.32 t/h，属于水化学 Cl-HCO_3-Na 型，富 Li、F、Cl、B。拉多岗地热田总面积达 2.65 km^2。其中中温地热资源区为 0.585 km^2，低温地热资源区为 2.069 km^2，天然补给量为 1112 t/h，相应热能达 9.68×10^2 kW，按服务年限 100 年计，热田积存热能为 12.41×10^3 kW，可采积存热能为 8.07×10^3 kW，其中热流体积存热能 1.83×10^3 kW。热田动态补给量每天 12811 m^3。折算为 76℃热水后，质量流量为 520 t/h，热能为 4.6×10^2 kW，用补给带宽度法计算地热田开采量为每天 14996 m^3，即 609 t/h 热水、热能 5.4×10^2 kW，其中 520 t/h 热水为 C＋D级储量，是一个以大气降水补给为主，补给流远、循环深的中小型中低温地热田。

4. 雄前温泉群

本次地质调查在纳木错西北部班戈县保吉区雄前曲申一带，新发现成片的温（热）泉及热水沼泽区，泉华台地高出附近 0.5～1 m，分布面积约为 0.3×0.4 km^2，地表可见数十个泉眼，大小不一，温度介于 40～60℃，泉华台地处于 NW、NE 两条大断裂的交汇部位。从大地构造位置上讲，该温泉群属冈底斯—念青唐古拉地热活动带的中带日土-申扎低温地热活动亚带。由于地表水补给充分，故矿化度低接近淡水，pH 值接近 7，为中低温热泉，具有旅游观光和洗浴价值。

（七）地下水资源

地下水也是藏北高原的一种宝贵资源，特别是对地处高原、干旱少雨的地区而言，更是意义重大。经水文地质调查，该区地下水资源无比丰富。

（八）风能和太阳能资源

风能和太阳能也是藏北高原独具的能源优势。由于海拔高，这里具有风速大、风期长和太阳日照时间长、日照率高、辐射强的特点。这就为该区的开发利用和环境保护提供了不竭的能源。

二、自然保护区

为了保护好藏北高原纳木错及其周缘这一块当今世界上特有的自然遗产，1993 年由西藏自治区人民政府批准正式建立了“羌塘自然保护区”。1999 年经国务院批准升级为国家级自然保护区。位置约为：N31°44′～36°30′，E85°13′～91°15′，总面积为 247120 km^2。分为南北两大块。

1. 申扎湿地自然保护区

以色林错、纳木错、格仁错等湖泊为主体的申扎湿地自然保护区，总面积约 40000

km^2。该区俗称“南羌塘”，人口密度相对较高，自然气候条件较好，牧业开发较早，有大面积的湿地、沼泽群体，是西藏特有的水禽黑颈鹤等水鸟的重要夏季繁殖地区。

2. 北羌塘自然保护区

以扎加藏布和波仓藏布两条大河为南界的广大藏北干旱、寒冷地区，被习惯称为藏北高原荒漠特有的动物自然保护区，也称“北羌塘”。人口十分稀少，绝对无人区就在该保护区内。迄今为止这里基本上还保持着较原始的自然面貌，保存着世界上最珍贵的野生生物群落，生活着独特的野生动物群体，如野牦牛、藏羚羊、藏野驴、藏原羚、盘羊、藏狐、雪豹、赤麻鸭等，以及紫花针茅、羽柱针茅、蒿草、青藏苔草、垫状驼绒藜、昆仑蒿草等植物群落。

藏北高原纳木错及其周缘荒漠生物多样性自然保护区是目前世界上最大、平均海拔最高的陆地荒漠野生动物自然保护区。这个保护区比美国最大的两个野生动物保护区——北极译空河三角洲国家野生动物自然保护区和北极国家野生动物自然保护区均大3倍，比非洲最大的保护区坦桑尼亚的塞卢斯禁猎区大4倍。

藏北高原纳木错及其周缘荒漠生物多样性自然保护区，是世界屋脊青藏高原生态系统的典型代表，位于地球上最大的、最奇异和最接近原始状态的生态系统的心脏地带。由于受特殊自然环境的制约，各种生物群落的生态系统都十分脆弱，很容易遭到毁灭性的破坏，而且一旦破坏，很难再予恢复，因此保护好这里的生物多样性意义重大。

藏北纳木错及其周缘的自然保护区，保护了一大批国家重点保护动物和国际上列为濒危的物种。保护区为开展对高原荒漠特有珍兽的生态学、生活习性、经济价值、利用价值、繁衍发展、科学价值、生态价值、基因价值等方面的研究，提供了不可多得的场所。对保护区内高原特有动物生理适应性的进一步研究，很可能为人类适应高原缺氧环境提供重要信息（藏北科考团，1999）。

三、旅游资源

旅游资源是指在自然界和人类社会中凡是能对旅游者产生吸引力、可以为旅游业开发利用、并能产生经济效益、社会效益和环境效益的各种事物、现象和景观。

处于世界屋脊的中国西藏，被许多人视为神秘的地方。西藏以其雄伟壮阔、神奇瑰丽著称寰宇，拥有着悠久的历史、壮丽的河山、奇特的民族风情、仙境般的自然景观。这里星罗棋布的高原湖泊清澈湛蓝，平滑如镜，若仙子般静谧而又神秘；遍布巍巍耸立的雪峰、终年不化的冰川；清澈的天空蓝得像蓝宝石一样令人心醉；飘缈优雅的白云如洁白的哈达时常静静地环绕在高耸的半山腰，仿佛伸手可及，给人一种置身天国的无尽遐想。而那苍凉壮美的自然风光、清新沁人的纯净空气、沉寂安详的茫茫戈壁、牛羊成群的千里草原、青稞飘香的金色河谷、郁郁葱葱的原始森林、浓郁淳朴的民族风情、金碧辉煌的千年古刹，使西藏高原成为中外旅游者梦牵魂绕的情结、佛教徒心目中永远的净土和圣地。

纳木错及其周缘位于西藏自治区中部，拥有雄伟的念青唐古拉山、秀丽的山岳冰川、宽阔的当雄草原、美丽的纳木错湖；纳木错湖以世界海拔最高的第二大湖而著称于世；全国最高温度的温泉也在这里。

本区旅游资源丰富，有些正在开发，有的尚未开发，扎西多半岛的旅游景点前已述及，此不赘述，下面介绍纳木错、纳木错北岸的溶洞景观、旅游度假村和草原牧场。

（一）纳木错湖

纳木错也称天湖，是世界海拔最高的内陆湖盆区，行政区划上隶属于西藏自治区当雄县和班戈县；东西长 70 km，南北宽 30 km，面积约 1940 km^2，最深达 33 m；湖水微咸，清澈透明；湖面海拔高度为 4718 m。纳木错的湖水、蓝天、羊群、湖岛及扎西多半岛的湖蚀地貌、洞穴、壁画，给人留下极为深刻的印象。

纳木错旅游资源包括宽阔美丽的纳木错湖面、雄伟壮观的念青唐古拉雪山、湖岸草原牧场、大小不同的岛屿及环湖造型别致的宫殿、庙宇、宝塔、壁画、唐卡。尤其是纳木错东缘的扎西多半岛，发育多层湖蚀地貌如湖蚀平台（图版Ⅲ-4）、湖蚀柱（图版Ⅲ-5）、浪蚀洞、湖蚀崖、浪蚀穴、湖蚀壁龛（图版Ⅲ-7）、石柱，本次调查发现的洞穴壁画与湖滩岩（图版Ⅲ-6、Ⅳ-2），洞穴壁画表现狩猎畜牧、争战演练、舞蹈娱乐等内容，增添了扎西多半岛旅游的文化内涵和自然景观。

念青唐古拉山脉呈 NE—SW 向展布于纳木错东侧，主峰海拔 7162 m，终年白雪皑皑；念青唐古拉山西部分布有大面积红层，雪山和红层倒映在纳木错湖面，形成秀丽的湖光山色景观，美丽而壮观。

纳木错及邻区拥有成群的野鸭、水鸥、仙鹤、天鹅在这里繁衍生息，湖畔常有野牛、野羊、狗熊、狐狸、黄羊、狼、野兔、野鹿、鼠兔、猞猁等丰富的野生动物资源。纳木错渔业资源丰富，年捞量可达七十多万斤，总储量约五十万 t。鱼的种类也较多，主要是无鳞鱼和细鳞鱼，肉质细嫩，味道鲜美。黄昏之余，临湖垂钓，别有一番情趣。

（二）溶洞景观

岩溶区地下水沿着岩层的层面或裂隙进行溶蚀和机械侵蚀而形成的地下空洞，即为溶洞。大地溶洞连通成串，构成地下的廊道和成串的地下大厅。在纳木错北岸班戈县保吉乡的娘热贡东溶洞（又称列日可洞）就是这种溶洞的典型代表（藏北科考团，1999）。娘热贡东溶洞由下述两个溶洞组成（图 9-12），溶洞的大小和展布方向受地质构造及地貌形态控制，多沿断裂带、节理裂隙发育，呈溶蚀状、剪刀状和溶洞状，洞内发育大量石笋、石钟乳和复杂的溶蚀、堆积微地貌景观，具有一定的旅游资源潜力。

1. 天门洞

天门洞地理坐标为北纬 30°55′19″，东经 90°04′02″，呈 300°方向展布，长约 150 余 m，南北最宽达 60 m。由天门洞口向 NE40°斜距 19 m，坡度角为 – 20°处，为进洞的第一个大厅中心（图版Ⅷ-7）。该大厅高度在 1.5 ~ 6 m，平均高度在 4.5 m 左右。

从第一厅中心向北 20 m，就进入第二个大厅，该大厅的主要地质特点显示了溶洞晚壮年期特征，随着溶洞的扩大，洞顶和洞壁发生了岩块的崩落，有些地段崩落的岩块长达 20 多 m，该大厅内岩块崩落面积达 90% 以上，通行困难。原在溶洞中沉积的石钟乳、石笋、泉华扇及石幔都遭到破坏。仅在第二大厅的北西端有一向下溶洞处没有崩塌，溶洞深 6 m 左右，但无景观，与南西方向的小溶井相通（溶蚀—构造型），洞窄小，人无法进入。在小溶井南沿见有熊粪和动物睡眠时形成的浮土圆坑。在厅北缘壁上和边缘未崩塌处可见有石葡萄。在附近有多处动物的骨骼，南边的石笋中有一具人头颅和脊椎等。

由第二大厅中心点向南东方向约 40 m，可见洞口仅 3.5 m 宽，洞口高 1.8 m 左右。中间有一石笋，形态如一人坐在洞口当中把守这个宝洞。进入该洞口后宽广的第三大厅展现

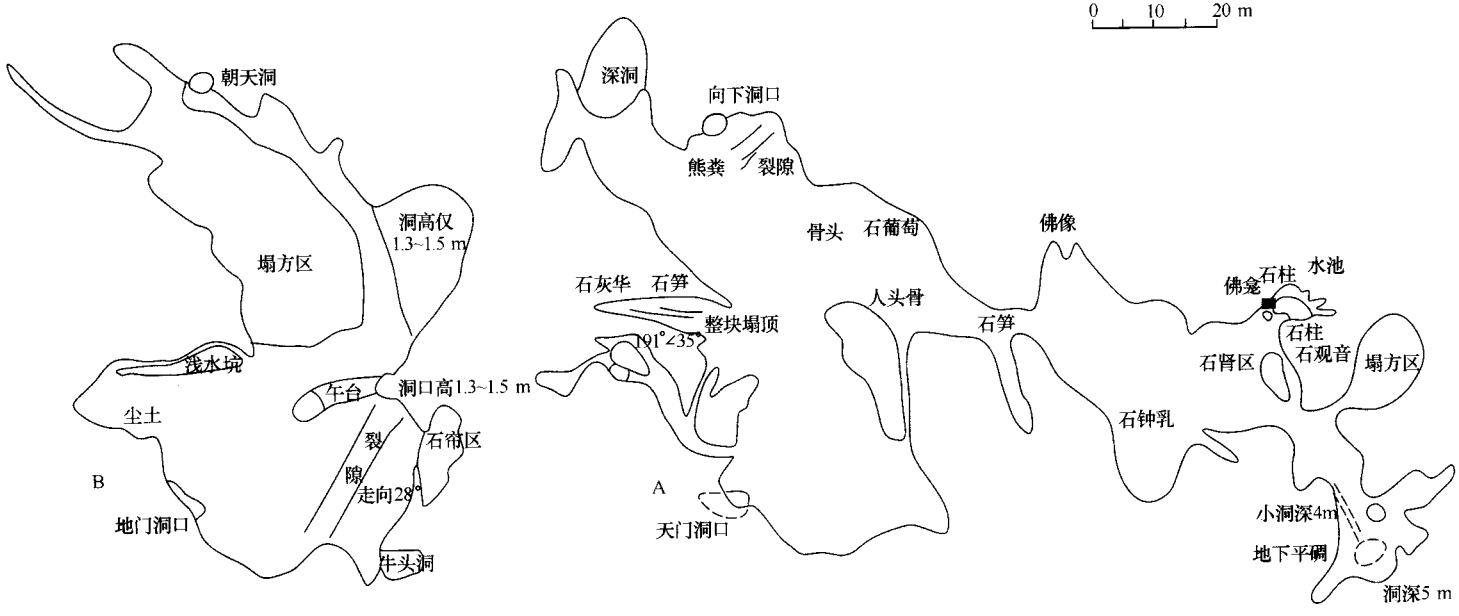


图 9-12　西藏纳木错西北岸保吉娘日贡东溶洞平面图

Fig.9-12　Plane map of the Niangrigongdong cave at Baoji country in northwestern bank of the Nam Co, Tibet

（据藏北科考团，1999）

A—天门洞；B—地门洞

在眼前，该厅呈一个透镜体，由于顶部崩落，所以溶洞景观现仅在四周的洞壁上有所遗留，主要有石笋、石葡萄和石钟乳等（图版Ⅷ-8）。

在该厅的北东方向有一小洞，其面积约为 50 km^2，这个洞是天门洞中惟一保留最好的溶洞景观。洞口上面有石帐幔，洞口向内 3 m 处有一泉华台阶，上面有较多的石笋，路分两侧进入。在右侧入口处的穿洞泉华扇似一尊“观世音”，栩栩如生。再向前两边均有塔式石柱。在两旁石柱之间有一 8 m^2 的清如明镜的水池，从端点的小裂隙中有小水流出。在清水池左边有一小台，传说是仙女们沐浴后休息和换衣服的地方。在该洞的左侧有一个佛龛，是在此净身后的佛教徒供佛的地方。再向南东虽有溶井、穿洞、上斜井，但不具有溶蚀景观。

根据在天门洞中采集的石钟乳和石笋样品的铀系法同位素年龄（108 ± 5）～（243 + 36/ – 25）ka B.P. 来判断，说明其形成时代为中更新世晚期—晚更新世早期，同位素年龄值略早于藏北高原东南部古大湖的发育时期，因而该溶洞应是藏北高原东南部古大湖期前形成的。说明当时本地区的气候条件是相当温暖和湿润的。

2. 地门洞

地门洞在天门洞以西约 300 m 处，地理坐标为北纬 30°55′27″，东经 90°03′49″，其面积小于天门洞，呈 NW 向展布，长 100 m。进洞后，向 NE 方向呈 – 10°的坡角。25 ~ 30 m 后，洞底渐平坦。洞后有一大厅，EW 长 50 m，南北宽 30 m，最高可达 10 m 左右。在大厅东侧有一个高 1.3 ~ 1.5 m、宽 5 ~ 6 m 的洞口，进入洞中高度增加至 1.5 ~ 3 m，面积约 60 m^2，里面没有塌顶痕迹。由大小不等的石帐幔（石帘）组成，由上而下垂吊在空中，弯弯曲曲，层次分明。洞底平坦，有尘土覆盖，可以作为溶洞景点（藏北科考团，1999）。

在大厅的北侧有一个长约 8 m、高出洞底 3 m、类似舞台的长条形石台。其北面的大厅几乎全被崩塌，无溶洞景点，高度也仅在 1 ~ 2 m 之间。在该大厅北西端有一溶天井，深约 10 m 左右，开口直径约 2.5 m，内有泉华锥和石扇等沿井壁分布。

以上两个溶洞均产在白垩系石灰岩中，它主要受到溶蚀和溶蚀—构造作用而形成。天门、地门两个溶洞也都经历了溶蚀和重力崩塌的过程。在溶洞中 NE 向节理和裂隙相当发育，特别是一期近水平的波状节理，是重力崩塌的主要构造。其产状为走向 NW，倾向 N35°E，倾角 10° ~ 19°。另一组节理和裂隙走向近 EW，倾向 191°，倾角 55°，在天门洞中相当发育。石灰岩呈土红色、灰色、深灰色，厚层状至块状构造，产状为倾向 187° ~ 220°，倾角 52° ~ 58°，有时含有海相生物碎屑化石。

（三）温泉旅游资源

纳木错及其周缘发育有羊八井、宁中、拉多岗、当雄等温泉，部分已开发成旅游场所；已经建立羊八井温泉度假村和宁中念青唐古拉温泉度假村。

1. 羊八井温泉度假村

羊八井温泉旅游度假村位于拉萨市西北 90 km 的羊八井西侧，有青藏公路直通拉萨、当雄和那曲等西藏重镇，交通便利，是一个集观光、餐饮、娱乐、温泉沐浴、治疗保健的温泉度假村，是西藏著名的旅游胜地之一，拥有规模宏大的喷泉与间歇喷泉、温泉、热泉、沸泉、热水湖等。温泉矿物质含量高，浸泡洗浴可治疗皮肤病、关节炎等多种疾病，并且可以健身益寿。羊八井地热田最为著名，被誉为“地热博物馆”，是世界上大型的地热田之一。

羊八井地热田终年从地下向上翻涌着炽热的泉水，方圆数平方公里被温泉散发的一股股蒸腾的雾气所包围，最为壮观的要数气井放喷时的景象，只要闸门一开，滚烫的热水和蒸汽直冲百米高空，形成良好的旅游景观。

羊八井温泉区既是疗养区又是游览区，到此不仅能旅游、休息、饱赏雪域高原的奇异风光、青山翠谷、溪水潺潺，而且还能疗养、治病、消除疲劳和增强体质。地下热水本身具有较高的温度、特殊的化学成分、少量的生物活性离子以及少量的放射性物质，在一些热泉附近还常常沉积有矿泥等，对人体有治疗和保健作用。

2. 宁中温泉度假村

宁中温泉度假村位于当雄县南侧，距拉萨约 120 km，有青藏公路连接拉萨和当雄，交通便利。度假村西发育温泉和沸泉群，近看可见沸泉喷溢景观，建有大型室内温泉浴场；尚有美丽的高原草场和牧场，雄伟的念青唐古拉雪山坐落在度假村西北侧，西南有第 11 届亚运会圣火采集纪念碑，是西藏重要度假旅游场所。

根据宁中温泉地质勘探报告，宁中温泉含有 Li、HBO_2、H_2SiO_3、F、$HAsO_3$ 等具医疗作用的组分，达到并部分超过国家标准，可命名为弱碱性锂、硼、硅、氟、砷、钠-氟化物、重碳酸盐型医疗热矿水，具有较高的医疗价值，可以用作以医疗、保健为目的的重要旅游资源开发。

3. 由拉沟温泉浴场

由拉沟温泉浴场隶属拉萨市当雄县，位于当雄县政府所在地公塘镇北东方向的月仁多村北部约 4 km 处，公塘镇至月仁多村有乡村公路相通，距离约为 22 km。由月仁多村至由拉沟温泉浴场水平距离约 4 km 左右，垂直距离约 270 m。沿两侧沟谷步行而上，至由拉沟温泉浴场，全身温汗以至，此时沐浴在温泉热水中，人与自然融为一体，具妙不可言的感觉，更别有一番情趣。但该温泉 H_2S 含量较高，对人体健康有一定负面影响。

（四）当雄草原牧场

当雄草原牧场位于研究区中部念青唐古拉山东侧乌玛塘-当雄-宁中盆地，是西藏自治区最优良的高原牧场之一。

当雄草原牧场草场平坦而宽阔，牧草茂密，水系密布，河流纵横；在晴朗的夏日里，蓝天白云，牛羊成群，景色秀丽，洋溢着浓浓的高原风情；一年一度的当雄赛马节是当地人数百年来的传统节日，人们从四面八方汇聚当雄草原牧场，搭起各式各样的帐篷，点燃篝火，烹调美食，赛马、跳舞、物质交流，吸引了大量的中外游客；草原牧场上建有富有民族特色的帐篷旅游度假村。当雄草原牧场是具有良好发展潜力的旅游资源。

第十章　纳木错第四纪湖泊与环境演化

为了解纳木错与邻近地区自 MIS 5 以来的气候变迁与湖面变化在全球变化中的位置，我们还必须了解我国与全球其他地区的同类情况并加以比较。在近半个世纪的世界第四纪研究者的共同努力下，发现在各种长期性、全球性和连续性较好的古气候指标中，深海岩心与冰心是末次冰期—间冰期旋回中研究得最深入、最细致和分辨率最高的标志。本章在简要介绍项目有关资料和结果的基础上，与上述研究作一初步对比。

第一节　纳木错第四纪湖泊演变

位于藏北高原东南部的纳木错，是西藏面积最大（1940 km^2）的湖泊和海拔最高（4718 m）的大湖，因而研究纳木错第四纪时期的湖泊与环境演化，特别是 MIS 5 以来的气候变迁与湖面变化及其与藏北高原晚更新世古大湖的关系，不仅对于藏北湖群具有很好的代表性，而且对于区域第四纪地层的划分与对比、古地理与古环境的重建、盐湖矿床的形成原因与物质来源，以及探索青藏高原的隆起和该区新构造运动特征等方面，都具有重大的科学与实践意义。

一、有关纳木错湖泊演变的讨论

青藏高原第四纪湖泊演化与环境变化，是近年来中外科学家瞩目的热点科学问题之一。Shi Yafeng 等（2001）、Zheng Mianping 等（2000）和李炳元（2000）分别据青藏高原最高湖面发生于 40 ~ 30 ka B.P.、28 ka B.P. 和 25 ka B.P. 的末次冰期间冰阶（段）或深海氧同位素 3 阶段（MIS 3）的晚期，而认为该时段为青藏高原的“泛湖期”或“大湖期”，反映了青藏高原这一时期接近或达到间冰期程度的暖湿气候，并发现有特别强烈的亚洲夏季风。可惜的是，在这些讨论青藏高原的“泛湖期”或“大湖期”的论文中，却未给出西藏最大的湖泊和海拔最高的大湖——纳木错地区的资料。

1. 最高湖面与高位湖相沉积

然而，据我们在纳木错及其邻近地区的调查，这一以最高湖岸堤为标志的“最高湖面”，其实并非最高的古湖面遗迹。因为在“最高湖岸堤”之上数十至百多米，往往还有被我们称为“高位湖相沉积”的典型湖相沉积物分布，且其年龄已超出了常规 ^{14}C 测年方法的下限，纳木错沿岸的“高位湖相沉积”经我们用 U 系等时线法测定为 115.9 ~ 71.8 ka B.P.，相当于末次间冰期或深海氧同位素 5 阶段（MIS 5），或末次冰期早冰阶或深海氧同位素 4 阶段（MIS 4）。当时，纳木错盆地是与藏北高原南半部的多数大、中型湖泊联合在一起的一个面积达十几万 km^2 的巨大的古湖——“古羌塘湖”——的一部分。因此，青藏高原的最大湖泊与最高湖面时期发生于 MIS 3 还是 MIS 5，这两个时期的气候到底哪一个更加温暖湿润，是尚未解决而值得深入探究的重大科学问题。

最早考察纳木错的我国科学家是徐近之（1937）。他根据古湖蚀柱、古湖岸线和新连岛沙嘴，认为纳木错曾两度高涨，而今之湖面为最低。

韩同林（1979）曾在纳木错西北岸的雄前与多加棍巴一带，见到三级湖积阶地，分别高出湖面 20 m、40～50 m 与 100 m 和 40 m、100 m 与 150 m；并在雄前剖面第三级阶地的湖相沉积中发现耳萝卜螺（*Radix auricularia* Linne'），在第一级阶地湖相沉积中分析出 *Limnocythere* sp.，*Eucandona* sp. 与 *Cyprinotus* sp. 等介形类化石。他还根据申错、巴木错、蓬错等古断陷湖泊的收缩、干涸现象和发育的 5 级以上阶地（最高一级阶地距湖面高达 300～500 m，但未指出具体地点），因而推论该区湖泊曾经历过一次“泛湖阶段”，湖水面积占西部面积的三分之二以上。后来，他在蓬错南西海拔 4800 m 的高度上（高出湖面 280 m）发现了湖成扁圆的砾石（韩同林，1984）。他还利用无法测年且具有多解性的“湖蚀”微地貌（位于海拔 4800～5000 m?）而大胆地勾绘出一个跨念青唐古拉山脉两侧且四面开口的全新世“大湖”（韩同林，1984），值得商榷。

2. 大水湖时期与外流水系

中国科学院青藏高原综合科学考察队（1983）提出，纳木错沿岸有高出湖面 5～10 m 与 20 m 的二级阶地，以及扎西多半岛多穷与多青两个岩丘上有第三级湖相阶地的存在，但缺高度数据。他们根据藏北高原各大湖古湖相沉积与湖岸线分布高度的调查资料并参考前人研究成果，接受了地质科学院地质矿产研究所和中国科学院西藏综合考察队关于中、晚更新世在西藏有一个“大水湖时期”[1] 的提法，认为藏北的许多大湖，当时的面积比现代湖泊大。例如，色林错最高一级湖相堆积阶地高出湖面 150 m，最高湖相砂砾堤高出湖面 100 m，因而推论色林错、恰规错、久如错、及错鄂、班戈错等湖在中、晚更新世是连在一起的，古色林错面积可达 10000 km^2 以上。同样，纳木错西北岸的同错、俄锁错、曲布叉错等残留小湖，原来也是纳木错的组成部分。他们还根据各湖古湖相沉积与湖岸线的分布高度及其与相邻湖泊分水垭口高度的分析对比，认为藏北高原东南部的几个大湖，包括纳木错和色林错，曾有河道相连，一度是怒江外流水系的一部分。这一观点在《藏北高原湖泊演化图》（中国科学院地理研究所，1990）和《青藏高原环境演变的主要标征（三）——湖泊演化》（施雅风等，1998）中，也有类似的表述。中国科学院青藏高原综合科学考察队（1984）还报道过纳木错西北岸和东岸有 8 条古湖岸堤的存在，并根据青藏高原多数湖泊都有 8～10 条古湖岸堤，进而推论大致自中更新世以来，存在 8～10 次较严重的干旱过程。

二、纳木错盆地地貌与第四纪地质特征

本项目在对纳木错沿岸进行详细的野外地质外调查、比例尺为 1∶25 万的地质填图、湖岸剖面的水准测量与采样的同时，对所采样品进行了 U 系年龄测定和其他项目的分析测试，陆续报道了有关湖泊演化与冰川作用的阶段性研究成果（朱大岗等，2001，2002；赵希涛等，2002）。在此将有关早、中更新世纳木错盆地的形成与古环境和末次间冰期以来纳木错的湖泊演化、气候变迁与环境变化的初步研究成果汇总，并以我们提出的藏北高原东南部晚更新世存在古大湖的设想为基础，简要概括如下。

---

[1] 地质科学院地质矿产研究所和中国科学院西藏综合考察队，西藏盐湖硼矿研究报告，1974。

（一）纳木错盆地的地貌特征

在地貌上，纳木错盆地主要由如下两大地貌单元组成。

1. 念青唐古拉山脉西段极高山区

念青唐古拉山脉西起 90°E 尼木县麻江以北海拔 7048 m 的穷母岗峰，向东作呈向北突出的弧形，展布到 97°E 然乌以北的安久拉，长达 740 km 左右。大致以弧顶嘉黎为界，念青唐古拉山脉可分为东西两段。念青唐古拉山脉西段受 NEE 向与近 SN 向断裂控制，形成了念青唐古拉地垒山和谷露-当雄-宁中-羊八井地堑谷。

念青唐古拉山脉西段与冈底斯山脉相接，共同构成了青藏高原上一条重要的地质、地貌与气候分界线。在地质上，它们是拉萨-察隅、隆格尔-南木林和班戈-八宿三个地层分区的重要界线；在地貌上，它们是藏北内流区与藏南谷地区的分界线；在气候上，它们则是喜马拉雅山脉以北的又一道阻挡湿润的印度洋季风北上的屏障，因而是藏北极端寒旱的大陆性气候与藏南温带半干旱气候的分界线。

念青唐古拉山西段总体上呈 NEE 走向。前已述及，念青唐古拉山仅有的 5 座海拔 7000 m 以上的主要高峰都集中在该段，但它们大多不在山脉的主脊线上。该段山脉的主脊海拔多在 5000～6200 m 间，而海拔 7162 m 的主峰念青唐古拉峰和另外 3 座海拔 7000 m 以上的高峰（海拔高程分别为 7117 m、7111 m 和 7046 m），却集中分布在一条 SEE 走向的支脉上。

念青唐古拉山脉海拔 7000 m 以上的高峰都集中在该段，主脊海拔大多高出南侧谷地 1500 m 以上，故在地貌上属于极高山。虽然这里的雪线高达海拔 5500～5700 m，但因不少山峰的正差都在 1000 m 以上，故在其南北两侧，发育了不少现代冰川，如冰斗冰川、悬冰川和小型山谷冰川；其中主峰所在山脊东北侧的西布冰川，是念青唐古拉山脉西段惟一长逾 10 km 的现代冰川；在更新世时期，与青藏高原上的大多数山脉类似，该区也发生了 3 次冰川作用。

2. 纳木错及其周缘藏北高原低山丘陵—湖盆区

位于念青唐古拉山脉西段以北的藏北高原，为以纳木错和色林错为代表的藏北内流区，由若干以谷地相连的湖盆组成，故《西藏自然地理》（中国科学院青藏高原综合科学考察队，1982）将其称为“南羌塘湖盆区”。由于分隔各谷地或湖盆的山地一般海拔在 4900～5300 m 之间，低于现代雪线 400～800 m，因而没有现代冰川发育，多以浑圆而平缓的低山、丘陵出现。实际上，它们乃是新近纪早期长期侵蚀夷平作用所形成并被保留下来的古夷平面，被称为主夷平面，以区别于仅局部保存在主要高山高峰周围、海拔更高、形成于古近纪的“山顶面”。而由灰岩组成的山地，则出现各种喀斯特地貌，如峰林、石芽、漏斗、溶洞等，但其规模较小。各谷地均切割不深，地形起伏较小，往往十分平坦，河流阶地也不甚发育。

该区的第四纪沉积物，在纳木错沿岸及与其相邻湖泊之间的谷地中，主要为湖沼沉积系列，在环湖切割于低山丘陵的沟谷中及其出山口处，主要为洪冲积系列。

（二）纳木错盆地第四纪沉积的分布与特征

地质调查与填图（附图 1）结果表明，纳木错盆地主要发育了三大类第四纪沉积物：中更新世早期以来的冰川与冰水沉积物（朱大岗等，2002；赵希涛等，2002），晚更新世

以来的冲积与洪积物及晚更新世不同阶段和全新世的湖相与湖滨相沉积物（朱大岗等，2002；赵希涛等，2002）。前者仅分布于盆地南部和西南部的念青唐古拉山脉西段北麓山前、山间盆地和沟谷之中，而后者则分布于纳木错与邻近小湖沿岸及它们与邻近的仁错与申错盆地之间的低分水岭宽谷底部，只有冲积与洪积物分布于全区各河流与沟谷之中或其出山口处。在纳木错盆地中，还有喀斯特、风沙、风化壳、沼泽、冰缘与温泉等成因的沉积物的分布，但均较为局部。此外，还有时代与成因不明的老砾石层，或许是早更新世的河流沉积，已成为孤立的残丘或是与基岩地层共同组成的残丘，分布于盆地的西部与西北部。

三、更新世早、中期纳木错盆地的形成及其古环境

（一）时代与成因不明的老砾石层

在纳木错西岸、班戈县德庆乡西南约 11 km 基岩丘陵江果拉邱的北半部和德庆乡北约 18 km、压日革东南约 2 km、波曲北岸的小离堆山北部及其东的阶地基座，和西北岸保吉乡以西约 10～16 km 的提育、孙果与俄玉趟民等地的小丘及保吉东南约 16 km 的基岩丘陵桑日的南半部等地，均可见到时代与成因不明的老砾石层。这些地点老砾石层的砾石，一般比较粗大，粒径普遍为数厘米，少数达数十厘米，磨圆良好，成分复杂，主要为不知来源地的沉积岩、火山岩和浅变质岩，与当地基岩明显不同，说明其搬运距离较远。这些砾石普遍风化强烈，独自或与基岩共同组成与现代水系关系并不密切的残山或残丘，表明其形成时代较早。

在纳木错南岸、念青唐古拉山脉南侧的羊八井、宁中和当雄等三个相连成线的断陷谷地中，也可见到由强烈风化的古砾石层构成的残山或残丘散布，如宁中盆地的扁梅和羊井学以北的残丘等。它们往往下伏基岩、上覆老冰碛或冰水沉积，均呈不整合接触关系。从沉积特征看，它们或为河流沉积或为冰水沉积，与定日盆地中的贡巴砾岩十分相似（赵希涛等，1976）。钱方等（1983）曾将这些砾石层定性为本区最老的冰碛层，并命名为欠布冰期，认为其属于第四纪下限为 350 万年的早更新世初期。而嘎日桥冰碛层、江曲冰碛层可与其对比。

据上述特征，笔者认为分布于山脉南侧的这些砾石层，由于其分布于长期下沉的断陷谷地之中，砾石成分主要为不知来源地的沉积岩、浅变质岩与火山岩，以后又经抬升与剥蚀而成为谷地中的残山或残丘，经受了长期而强烈的风化作用，并与最早一次冰川作用堆积的冰碛或冰水沉积呈不整合接触，故它们是第四纪早期或更早的沉积物（朱大岗等，2002；赵希涛等，2002）。欠布河东侧欠布冰期（?）的砾石沉积中所夹钙质粘土的 ESR 年龄为（825 ± 74）ka B.P.（表 7-4）也印证了这一点。而分布于山脉北侧的古砾石层，虽然其时代可能与念青唐古拉山脉以南的古砾石层相当，但其成因显然与冰川作用无关。

（二）中更新世早期念青唐古拉山脉的冰川作用

念青唐古拉地区确切的最早的冰川堆积物，在山脉两麓均有广泛分布。在南麓，西起夹多乡、东迄卓卡乡、构成了长约 120 km、宽逾 5 km 的巨大山麓冰碛高平台，高出附近出山沟谷河床 150～350 m。冰碛物由粗大的、未经磨圆或磨圆很差而且分选不好的石块与巨大的漂砾所组成，砾石成分主要是来源于念青唐古拉山核心部位的各种变质岩与花岗

岩，少部分为来自山脉原盖层的石炭系砂岩与板岩和白垩纪的火山岩，不少砾石风化较深。台地表面往往发育了颜色不同（棕红、黄褐、灰棕等）、厚薄不等（从几十厘米到1 m以上）的古土壤。在这些冰碛高平台外侧，有与其相连的冰水沉积所组成的高平台、缓丘或小岗。它们往往高出附近小河或沟谷 50 ~ 150 m。冰水沉积物亦由较粗大、但有所磨圆甚至磨圆较好并有明显分选的砾石或砂砾层组成，其表面也有若干漂砾散布。砾石成分与冰碛相似，不少砾石风化较深。冰碛台地表面也同样发育了颜色不同（棕红、黄褐、灰棕等）、厚薄不等（从几十厘米到 1 m以上）的古土壤。在北麓，主要分布于纳木错南岸和西南面的测曲上游盆地。前者构成比朗、爬然、拉（龙嘎）和曲嘎切等伸向纳木错的巨大扇形台地的主体，后者或伸出山麓，如冻弄曲，或仍在山谷中，如查布曲上游支流冷青曲、冷穷曲和翁河盲曲等，它们均高出其所在沟谷 100 ~ 150 m。在扇形冰碛台地外围，也有冰水台地分布，但它们的规模，均远不及山脉的南麓。北麓冰川与冰水砾石层的砾石岩性与南麓相似，但含有较多的石炭系砂岩与板岩。北麓冰碛与冰水沉积及台地表面的风化程度远不如后者强烈。

从该套冰碛与冰水沉积物的分布及其所构成的地貌部位，我们只能推想，这套冰川沉积具有山麓冰川的性质，沉积物来源于附近的念青唐古拉山，但不能确指它们到底来源于哪一座高峰或哪一条沟谷。同时，从它们分布于较高的地貌部位、经受了强烈的风化作用，且被后期的冰川与冰水沉积所切割等特征可以初步推断，它们应是本区最早一次冰期即倒数第三次冰期所形成（朱大岗等，2002）。

倒数第三次冰期在念青唐古拉山南北两麓形成了巨大的山麓冰川，而以宁中盆地的冰碛高平台为最发育，故命名为宁中冰期。从表 7-4 所列的测年数据可以看出，当雄以北你啊沟北冰水平台顶部与台地断层崖中部钙质胶结物的 ESR 年龄测定结果分别为（678 ± 307）ka B.P. 和（593 ± 260）ka B.P.（表 7-4），表明该冰期发育于 0.7 ~ 0.6 MaB.P.。

（三）中更新世晚期念青唐古拉山脉的冰川作用

念青唐古拉山南北两麓的第二套冰川沉积物，为切入山脉腹地各冰川槽谷中的高侧碛。在山脉南麓，在琢来、穷木达、冉布曲、尼弄曲、比朗曲、拉曲和贡曲等沟谷，它们大多已伸出各沟谷出山口不远处，高出各沟谷谷底 30 ~ 80 m。必须指出，第二套冰碛所切割的冰川槽谷，不仅包括基岩，也包括由第一套冰碛所组成的高台地。在高侧碛前端，往往还有一至两道横亘河床但已被河流切割的残坡终碛存在。同期的冰碛物，也构成各山脊与高峰附近的小型冰川外围，为伸出其冰斗或谷地的小型终碛与侧碛。在该套侧碛与终碛的前方或外围，也有冰水平台分布，但它们与附近河床的高差已大大减少了。在北麓的冻弄曲、查布曲及其上游支流冷青曲、冷穷曲和翁河盲曲，以及古仁曲与加冬曲汇合处北侧被废弃的河道两侧等地，其特征与南麓相似，均为典型的中小型山谷冰川，而比朗、爬然、拉（龙嘎）和曲嘎切等地，则形成极为特征的扇形宽尾。各侧碛可高出其沟谷底部 20 ~ 50 m，远不如南麓。其外围的扇形冰水台地也是如此。冰碛与冰水沉积物的风化程度均不强烈。在碛石与砾石成分中，变质岩是其主要成分，还有较多的花岗岩类（朱大岗等，2002）。

倒数第二次冰期在念青唐古拉山南北两麓均为刚伸出沟谷出山口的中小型山谷冰川，而以北麓小河爬然的宁中冰期扇形冰碛高平台内的宽尾山谷冰川为最典型，故命名为爬然冰期。该冰期在当雄以北拉尔根沟东北的冰水台地及宁中西北的拉曲出山口附近的冰水台

地钙质胶结物的 ESR 和 U 系年龄测定结果，分别为（205 ± 54）ka B.P. 和（143.4 ± 16.3）ka B.P.（表 7-4），表明该冰期发育于 0.2 ~ 0.14 MaB.P.。

（四）念青唐古拉山第四纪冰川作用的其他表现

1. 念青唐古拉山脉西段基岩的岩石地层组成

区域地质调查资料（附图 1）表明，念青唐古拉山主峰地区的岩石地层可按构造层次分为三套：下部构造层主要由渐新世念青唐古拉超单元岩浆岩组成，其主要岩性为中细粒斑状黑云二长花岗岩、中细粒斑状黑云钾长花岗岩、中细粒黑云二长花岗岩、中细粒黑云母花岗闪长岩、中细粒黑云母石英闪长岩等，构成了念青唐古拉山主峰地区的主体。中部构造层由前震旦系念青唐古拉岩裙变质岩类构成，主要岩性为变粒岩、浅粒岩、石英岩、板岩、大理岩和斜长角闪岩等，主要分布于念青唐古拉山主峰的东南侧。变质岩层底部被岩体侵入，或以韧性剪切带相接。上部构造层主要由石炭系下统诺错组的粉砂质板岩、泥板岩夹砂岩，及不整合于其上的侏罗系凝灰岩和白垩系中统竞柱山组一段的紫红色粉砂岩、砂岩夹砾岩组成，大多不整合于变质岩之上，局部见岩体侵入现象，依次出现于念青唐古拉山北坡，在山脉脊部和南坡则因剥蚀殆尽而很少见到。

2. 从山麓砾石层岩性成分看念青唐古拉山脉的剥蚀与隆升及纳木错盆地与当雄-羊八井盆地的形成

我们在念青唐古拉山主峰南北两侧地区共鉴定了 11 个测点的砾石成分（详见第七章），其时代包括冰前期时代与成因不明的老砾石层、历次冰期和现代的冰川与冰水沉积等。统计结果表明，砾石层的砾石成分与念青唐古拉山的构造层有密切的关系，即砾石层的时代越老，砾石含念青唐古拉山上部和中部构造层的成分越多；反之，砾石层的时代越新，其含念青唐古拉山中部构造层的成分越少而含下部构造层的成分越多。这是伸展拆离断层或逆冲断层控制下的断陷盆地区所特有的现象，反映了邻区山地有强烈上升。因此，念青唐古拉山现今岩石地层分布特征和砾石层成分的变化规律，反映了念青唐古拉山自早更新世以来的持续强烈隆升过程和冰川的强烈剥蚀作用。

与念青唐古拉山强烈隆升相伴随的，则是纳木错盆地与当雄-羊八井盆地的形成。这从冰前期时代与成因不明的老砾石层堆积于这两个盆地之中，或因后期的局部抬升而成为孤立的岛山或残丘，或已埋藏于后期的地层之下，而中更新世两次冰期的冰川与冰水沉积则从山脉两麓向这两个盆地的边缘堆积等现象可以清楚地看出。遗憾的是，因未能进行湖泊钻探，故迄今我们尚未像邻近的错鄂（湖底有厚 201 m、2.8 MaB.P. 以来的湖相沉积；吕厚远等，2001）那样，在纳木错盆地中发现早、中更新世的湖泊沉积。

四、晚更新世以来纳木错沿岸的湖泊沉积

（一）纳木错沿岸湖泊沉积的分布与特征

在纳木错沿岸，分布着多级由湖相砂与粘土沉积所组成的湖相堆积阶地或基座阶地和环湖分布的数十道由湖滨相砾石所组成的湖岸堤。

1. 纳木错西岸与西北岸的第四纪湖岸阶地

在纳木错沿岸平原与基岩山丘的坡麓，分布着 6 级由湖相砂与粘土沉积所组成的湖相堆积阶地或基座阶地。各级阶地均有清楚的阶地面和前、后缘的陡坎或斜坡。两阶地间或

以陡坎相接，或为两套湖相沉积物间明显的不整合接触关系。第六和第五级阶地仅见于干玛弄、塔吉古日和昂崩与昂千等丘陵的山麓。而沿湖分布较宽广、可比性较好的湖相阶地有4级，如干玛弄、塔吉古日、作曲卡下游平原、夺玛半岛东南岬角、玛尔扃北岸、扎弄淌下游东岸等地以及纳木错与仁错分水岭谷地的谷底（T_3）及其北岸丘贡附近（T_4）；3级阶地连续出露的地点有纳尔邦、玛尔扃南岸、波曲下游两岸、日达东、南、北附近等地。在这4级阶地中，第一、二、三级阶地多为堆积阶地，少数为基座阶地。第四级阶地以上则为基座阶地。这些阶地均由水平层理发育、有时有清晰的微层理和分选良好的砂、粉砂、粘土及亚砂土与亚粘土组成。在有的地点有硅藻土存在，如玛尔扃北岸第一级阶地，而在有的地点，则含螺类化石，如波曲下游第二级阶地，或含大量成层的草本植物的叶子，如扎弄淌下游的第一、二、三级阶地，干玛弄第三至第六级阶地等。

除由湖相沉积构成完整阶地面与阶地斜坡的6级阶地外，在纳木错沿岸的若干基岩山丘的丘顶与坡麓，可以发现高出湖面50～140 m的湖相沉积分布，如夺玛、玛尔扃、塔吉古日西坡、昂崩与昂千及日家约以北等基岩小山丘。这些湖相沉积物的特征很典型：它们均为青灰色的砂、粉砂、粘土及亚砂土与亚粘土，水平层理发育，有的甚至有清晰的微层理，有时也含薄层水草层，其保存厚度从1～2 cm至1～2 m，逾向上逾薄。它们往往构成基岩斜坡上的一个个高差不等的小台阶，因而无法或难以辨认出它们的连续性，或区分出属于哪一级阶地。

2. 纳木错西岸与西北岸的第四纪湖滨相沉积与湖岸堤

在纳木错沿岸，在拔湖26 m以下较平坦的湖相阶地面上，均有数十条由湖滨相砂砾石组成的沿岸堤分布，其中规模较大的8～10条沿岸堤几乎沿湖连续分布，这在遥感图像上有清楚的表现，在野外也可明显地观察到。据初步观察，在纳木错西岸与西北岸，沿岸堤可多达30条以上，如塔吉古日北岸、扎弄淌下游古湖湾内、玛尔迥北岸与南岸、夺玛东南岸、日达东南岸、纳尔邦和雄曲河口等地。在北岸与东北岸，如阿列雄-错龙角、马勒淌-干玛弄西南、干玛弄东-尼普、期波拉、马尼洋淌和马尔果淌以西等地。在东南岸，如拉根淌北—尼阿那淌、日那淌（即扎西多半岛的连岛沙坝部分）和躺觉淌与巴日尼尔基岩丘陵之间的山麓洪积扇群的前缘。在西南岸，如曲嘎切、拉（龙嘎）、爬然三大冰碛与冰水台地前缘和测曲—昂曲—作曲卡联合三角洲前缘等地。它们多由长径5～10 cm的扁圆砾石组成。

此外，在若干与纳木错分离的稍大一些的小湖沿岸，也有若干条由扁圆砾石所组成的沿岸堤存在，如错嘎巴有数十条，错昂果至少有5条以上等。

（二）纳木错沿岸湖泊沉积与湖成地形的水准测量

在对纳木错沿岸19个剖面的湖岸阶地、高位湖相沉积、湖岸堤及邻近的湖蚀地形进行的水准测量中，尽管每一站位高度的测量精度可达到毫米级，但因多测站误差的积累，再加上以湖面为零点时标尺摆放的误差及湖水面在整个测量期间水位自身的可能变化，故我们所给出的高度，其精度仅为分米级。

1. 湖岸阶地与高位湖相沉积

纳木错沿岸所测量剖面的湖岸阶地前、后缘和最高湖相沉积的拔湖高度（表3-1）表明，纳木错沿岸大体上可以划分出6级湖岸阶地，其拔湖高度自低至高依次为：1.5～8.3 m，8.3～15.6 m，14.0～19.9 m，18.7～25.8 m，26.0～36.9 m和38.3～47.6 m。湖相沉积

的最大高度为拔湖 139.2 m。

2. 湖岸堤

我们还测量了纳木错沿岸 14 条剖面的湖岸砂砾堤（有的剖面既有阶地，又有湖岸堤）（图 3-7，表 3-2）。测量结果表明，所有湖岸堤都分布在拔湖 27 m 以下，并集中在拔湖 0.1～1.1 m、2.0～2.9 m、3.7～4.4 m、5.2～7.8 m、9.6～13.4 m、14.7～16.2 m、17.4～18.3 m、19.0～21.5 m、22.4～23.0 m、24.0 m 左右和 26.6 m 左右等 11 个高度范围内。其中分布在拔湖 0.3～1.2 m、2～2.6 m、3.5～4.7 m、5.3～6.2 m、6.7～7.7 m、8.9～10.2 m、11.0～12.0 m、12.7～13.6 m、14.9～16.2 m、17.2～18.2 m、19.2～20.8 m、21.8～23.0 m、24.0 m 左右和 26.6 m 左右的 14 组湖岸堤规模较大，区域延续性也最好。

3. 湖蚀地形

在进行湖岸阶地与湖岸堤测量的同时，我们也测量了剖面附近一些湖蚀地形的拔湖高度。测量结果表明，多青岛西北岸 3 个湖蚀洞底的高度自东向西分别为 19.8 m、19.6 m 和 19.8 m，其南岸的湖蚀洞底与湖蚀柱上的湖蚀凹槽下限自南至北分别为 17.5 m、17.9 m、18.2 m、18.2 m、19.3 m 和 18.6 m，多穷岛西南岸湖蚀洞底与湖蚀柱上的湖蚀凹槽下限自西至东分别为 19.5 m、19.3 m 和 19.7 m，塔吉古日多加棍巴为 19.5 m，所有数据均集中在 17.5～19.8 m 之间，只有纳木错南岸念青唐古拉山前洪积台地的湖蚀崖陡坎底部和纳木错北岸与错龙角之间的大砂砾堤陡坎底部的高度为 21.5～22.2 m。另外，还测得多加棍巴上方塔吉古日南岸湖蚀凹槽与湖蚀洞底的拔湖高度为 47.4 m。

（三）纳木错沿岸湖泊沉积的 U 系法测年

将 U 系等时线年龄值与样品所在的层位和地貌部位（图 6-1）相对照，可以发现，在 22 个 U 系年龄数据（表 2-1）中，除 6-3-1 号样品的年龄数据有可能偏小外，绝大部分数据符合地貌部位愈高、年龄愈老的规律，只有 6-27-6-1 和 6-9-73-2 两样品与相邻样品稍有颠倒，但均在 $\pm 1\sigma$ 的误差范围之内，因而在地质上是可以接受的。

（四）纳木错沿岸湖相沉积的 ^{14}C 法测年

然而，我们对同样剖面所采的水草层、螺壳和淤泥等样品的常规法和质谱计加速器法（AMS）的 ^{14}C 年龄测定结果（表 5-10），往往不仅在层序上和阶地的顺序上颠倒，而且与 U 系法有明显的差别，其原因待查。因此，这些 ^{14}C 年龄数据只能对低阶地起一定的参考作用，或许将来能给出一个更好的解释。

（五）纳木错沿岸湖泊沉积的形成年代

根据上述研究结果，可以认为，纳木错沿岸的高位湖相沉积形成于(115.9 ± 12.1)～(71.8 ± 8.5)ka B.P. 时期，包括晚更新世早中期的末次间冰期即 MIS 5 和末次冰期早冰阶即 MIS 4；高阶地（第六至第三级阶地）分别形成于(53.7 ± 4.2)ka B.P.、(41.2 ± 4.7)～(39.5 ± 3.0)ka B.P.、(36.1 ± 2.2)～(35.2 ± 3.0)ka B.P. 和(32.3 ± 4.4)ka B.P.，相当于晚更新世中晚期的末次冰期间冰阶即 MIS 3；低阶地（第二与第一级阶地）分别形成于(28.2 ± 2.8)ka B.P. 之后和(11.2 ± 2.0)ka B.P. 前后，相当于晚更新世末期的末次冰期晚冰阶即 MIS 2 和全新世或冰后期即 MIS 1。拔湖 17.4～18.3 m 的湖岸堤约形成于 30 ka B.P. 前后。

在地层上，我们可将纳木错沿岸形成于晚更新世以来的湖泊沉积，统称为纳木错群（朱大岗等，2002）；将形成于晚更新世早中期（末次间冰期和末次冰期早冰阶）的高位湖

相沉积，称为塔吉古日组；形成于晚更新世中晚期的末次冰期间冰阶的高阶地（第六至第三级阶地）湖相沉积，称为干玛弄组；将形成于晚更新世末期的末次冰期晚冰阶的（第二级阶地）湖相沉积和形成于全新世即冰后的第一级阶地湖相沉积，称为扎弄淌组。

第二节　纳木错地区晚更新世以来的古植被、冰川作用与古气候环境演化

根据生物地层、U 系测年时代与深海氧同位素的时代划分，我们探讨了纳木错地区的生物-气候联系，及其与全球气候节律对比，从而将本区的冰川分期、气候变化纳入到全球系统中，同时指出，本区作为地球第三极，在气候变化中具标识意义。

一、纳木错沿岸湖泊沉积的孢粉组合及其所反映的古植被与古气候

如前所述，我们在纳木错沿岸的 6 级湖岸阶地和不同高度的高位湖相沉积中，采集和分析了干玛弄和塔吉古日（包括西南坡及西北坡扎弄淌）两个地点的 3 个剖面，包括 13 个小剖面或点位（图 6-1）的孢粉样品共 103 个。样品的间距 T_1、T_2 与 T_4 为 10 cm，T_3 与 T_5 以上为 15 ~ 20 cm。

孢粉分析结果表明，在纳木错的湖相沉积各样品中，孢粉含量均非常丰富。在 103 个样品所统计的 15594 粒孢粉中，共发现 72 个科、属，计乔木植物花粉、灌木与草本植物花粉和藻类与蕨类孢子分别为 23、33 和 16 个科、属，其常见孢粉类型的百分含量变化如图 6-2 所示。兹按湖相沉积的早晚顺序，将纳木错沿岸的孢粉组合及其所反映的古植被与古气候，简要叙述如下。

1. MIS 5 与 MIS 4 时期

纳木错沿岸高位湖相沉积孢粉样品采自干玛弄和塔吉古日西南坡两个剖面的 7 个小剖面或样点，共 23 块，其拔湖高度为 139.2 ~ 47.5 m 间。因高位湖相沉积的 U 系年龄在 115.9 ~ 71.8 ka B.P. 间，故其时代跨 MIS 5 与 MIS 4 初期。

根据孢粉组合特征，可恢复该时段的古植被与古气候特征为：115.9 ~ 101.7 ka B.P. 间，为以松属（*Pinus*）与桦属（*Betula*）和蒿属（*Artemisia*）与麻黄属（*Ephedra*）为主的森林草原，气候温和较干；约 96.1 ka B.P. 时期，为以松为主，含桦和少量冷杉属（*Abies*）、铁杉属（*Tsuga*）、榆属（*Ulmus*）、胡桃属（*Juglans*）和椴属（*Tilia*）等针、阔叶树种的针叶林，气候温和偏干；约 90.1 ka B.P. 时期，蒿及水龙骨科（Polypodiaceae）等的比例有所增加，故当时植被为以松、桦、蒿与水龙骨为主的森林草原，气候温和轻爽，湿度比较适中而气温可能略高于现今；约 86.5 ka B.P. 时期，松与桦的比例大幅上升，而蒿与水龙骨的比例明显下降，表明当时植被为以松为主的针阔混交林，气候温和偏干，气温可能高于现今；约 78.5 ka B.P. 时期，为以松为主，含桦与少量冷杉、铁杉和椴的针叶林，气候温和偏干；约 71.8 ka B.P. 时期，为以松、蒿、藜科（Chenopodiaceae）、禾本科（Gramineae）及水龙骨科为主的森林草原，气候温和轻爽。

2. MIS 3 时期

纳木错沿岸的高阶地（T_6—T_3）的孢粉分析样品共 33 块，分别采自塔吉古日西南坡（T_6 和 T_5）、干玛弄（T_4）和扎弄淌（T_3）。各阶地的 U 系年龄依次为（53.7 ± 4.2）ka

B.P.、(41.2±4.7) ~ (39.5±3.0) ka B.P.、(36.1±2.2) ~ (35.2±3.0) ka B.P. 和 (32.3±4.4) ka B.P. 左右，均属于 MIS 3 时期。

根据孢粉组合特征，可知约 53.7 ka B.P. 的古植被为以松、桦和蒿为主，另有少量椴、冷杉和栎属（*Quercus*）及藜科、禾本科、麻黄、蓼属（*Polygonum*）和榛属（*Corylus*）的比较典型的森林草原，气候温和稍干。在 41.2 ~ 39.5 ka B.P. 时期，古植被为以松为主，含有桦和少量冷杉和椴等针、阔叶树种的针叶林，气候温和偏爽或温和略干，气温可能略高于现今或与今接近。而在 36.1 ~ 35.2 ka B.P. 间，古植被为含有桦和少量冷杉、椴、栎和胡桃等针、阔叶树种而以松为主的针叶林，气候温和轻爽或暖和略干，气温和湿度可能均比现今略高或较高，为 MIS 3 中环境条件最好时期。在 32.3 ka B.P. 左右，古植被为含有桦和少量冷杉和椴等针、阔叶树种而以松为主的针叶林，气候温和偏爽或温和略干，气温可能略高于现今或与今接近。

3.MIS 2 和 MIS 1 时期

纳木错沿岸低阶地（T_2、T_1）的孢粉分析样品共 45 块，均采自扎弄淌。因 T_2 底部与 T_1 中部湖相沉积的 U 系年龄分别为 (28.2±2.8) ka B.P. 和 (11.2±2.0) ka B.P.，而 ^{14}C 年龄虽较其年轻但较为混乱，故将它们分别归于 MIS 2 和 MIS 1 时期。这两个剖面中均可划分出 3 个孢粉带。

T_2，Ⅰ带：松-桦-蒿花粉带，见于阶地下部 1.78 ~ 2.4 m 处；Ⅱ带：松-蒿-莎草科（Cyperaceae）-禾本科花粉带，见于阶地中部 0.6 ~ 1.78 m 处；Ⅲ带：松-桦-蒿花粉带，见于阶地上部 0 ~ 0.6 m 处。根据孢粉资料，MIS 2 晚期的古植被为以蒿为主的草原，但松的含量在下部与上部较多，因而古植被与古气候可进一步划分为：早期的疏林草原（草甸）或稀树草原（草甸），气候温凉偏干或温和凉爽，气温相对较低；中期的草原或稀树草原，气候温和偏湿或略湿；晚期的森林草原或森林，气候温和轻湿。

T_1，Ⅰ带：松-蒿-莎草科花粉带，见于阶地下部 1.57 ~ 2.7 m 处；Ⅱ带：松-桦-蒿-莎草科花粉带，见于阶地中部 0.45 ~ 1.57 m 处；Ⅲ带：松-桦-蒿花粉带，见于阶地上部 0 ~ 0.45 m 处。根据孢粉资料，可将 MIS 1 某些时段的古植被与古气候进一步划分为早、中和晚 3 个阶段：早期的以蒿、莎草和松、桦为主的疏林草原（草甸）或稀树草原（草甸），气候暖湿，气温可能比今高 2 ~ 3℃；中期为以松、桦、胡桃和椴等组成的针阔混交林，气候温暖湿润，气温至少比今高 5℃，降水量可能比今多 100 ~ 200 mm 或 200 ~ 300 mm，显然相当于全新世气候最宜时期或大暖期；晚期为以松为主，但含有一定数量桦、栎、胡桃和椴等阔叶植物所组成的针叶林，气候暖和较湿。

二、晚更新世时期念青唐古拉山的冰川作用

在念青唐古拉山南北两麓，在切入山脉腹地的前述各冰川槽谷中倒数第二次冰川作用所形成的冰川沉积物之内侧，均有小型的侧碛与终碛分布，其规模远小于前一次冰期。侧碛一般只保存数十至百余米长，10 ~ 20 m 宽，5 ~ 15 m 高。它们仅分布山谷之内，一般不能伸出山口，只在前述北麓的查布曲支流冷青曲与冷穷曲出山口附近保存几道侧碛与终碛在山间盆地之中。在南麓，则以拉曲出山口附近的两道侧碛与终碛为代表。另外，它们也出现于各山脊与高峰附近小型现代冰川的外围，其规模更小得多。该套冰碛物特征与前两套十分相似，只是更加新鲜而已。在冰碛石的成分中，花岗岩类占据绝对优势，变质岩的

比例已经很少了。在各沟谷出山口外，形成了与冰碛物相联系的山前扇形地，且各沟谷的扇形地有时连成一片，成为山前倾斜平原，但往往已稍有切割而成为低台地。因该扇形地与冰川终碛与侧碛有时并非直接相连，故其成因可定为冰水沉积物，也可定为洪积，二者间没有一条决然的界线。但从高峰附近扇形地表面常有巨大漂砾保存看，这些沉积定为冰水成因似更妥当些。

从该套冰川与冰水沉积的分布部位与沉积特征看，我们认为形成该套冰碛的冰川作用为小型山谷冰川性质（朱大岗等，2002）。

末次冰期在念青唐古拉山南北两麓大都为退缩于沟谷之内的小型山谷冰川，但在南麓小河拉曲，其侧碛与终碛却能伸达山口，故将该冰期命名为拉曲冰期。在羊八井日阿白果该冰期早冰阶侧碛的钙质胶结物和当雄以北的江多该冰期晚冰阶冰水相砂层的 U 系与 OSL 年龄分别为（72.1 ± 6.1）ka B.P. 与（25.4 ± 8.7）ka B.P.（表 7-4），与全球末次冰期两个冰阶及 MIS 4 和 MIS 2 的年龄一致。

三、念青唐古拉山的现代冰川及其演化——以西布冰川为例

在念青唐古拉山现代冰川的冰舌末端附近，冰碛物往往十分发育，它们构成典型的终碛、侧碛和底碛。兹以念青唐古拉山主峰地区惟一一条长度超过 10 km 的西布冰川为例，简要讨论念青唐古拉山现代冰川的演化。西布冰川位于念青唐古拉山主脊东南侧和念青唐古拉山主峰东北侧，在其末端，可以见到 13 道终碛垄及相关底碛（吴中海等，2002）。根据终碛和底碛的分布和接触关系，可将其进一步细分为 3 组。

离现代冰川最远的第一组包括 5 道终碛及其内侧的底碛，在最外侧冰碛垄前方是冰水扇，直接叠覆于第三套冰碛物之上。最外侧的终碛距冰舌末端约 1.4 km，其顶部高程 5110 m，内侧的终碛距冰舌末端约 1.25 km，顶部高程 5100 m。第一道至第三道终碛紧密相连，而第三、四、五道终碛间分别被 10 ~ 20 m 宽的底碛相隔。因此，该套冰碛物是 3 次冰进事件所形成的。这些冰碛物由杂乱无章的棱角、次棱角状砾石组成，粒径 20 ~ 500 cm 不等。砾石成分中花岗质岩石占 80% ~ 90%，变质岩类占 10% 左右。冰碛垄表层局部发育薄层土壤，其上生长着稀疏的蒿草。

第六至第十一道冰碛属于第二组，它与第一组冰碛间隔以宽达 300 ~ 350 m 的底碛丘陵。第二组冰碛物也由三次较大的冰进事件形成，各冰进事件形成的终碛之间隔着宽15 ~ 35 m 的底碛，其中第一与第二次冰进事件又分别包含两个和 3 个小的冰进波动。第二组冰碛中的外侧终碛距冰舌末端约 0.8 km，顶部高程 5155 m，叠覆于第一组冰碛物底碛之上。内侧的终碛距冰舌末端约 0.5 km，顶部高程 5155 m。该组冰碛物岩性特征与第一组相似，只是冰碛垄表层的土壤层更为稀少，植被也更为稀疏。

第三组冰碛由两个次级终碛垄组成，位于冰舌前缘，距冰舌末端 120 ~ 200 m，顶部高程 5210 m，其外侧为冰水扇，叠覆于第二组冰碛物之上。该组冰碛垄冰碛物的岩性特征与前述两组完全相似，但全由粒径达 0.5 ~ 10 m 的巨大砾石与漂砾组成，无土壤层和植被发育。冰碛物之下局部下伏死冰，因其整体上已与冰舌脱离。

调查表明，现代冰川末端的 GPS 位置是 30°23′04.5″N，90°39′18.5″E，与 1970 年航摄的 1:10 万地形图中的冰川末端相比向西缩进了约 1.3 km。现代冰川之上常见大量表碛分布，表碛全为 0.5 ~ 10 m 的漂砾，无分选，无植被发育。漂砾成分以花岗岩类为主，另有

少量变质岩类。表碛之下为厚层的埋藏冰，具清晰的纹层构造。

西布冰川外围的冰碛物未采到合适的测年物质，但从其分布于拉曲冰期侧碛之内和现代冰川外围的地貌部位看，它们应为全新世沉积。根据青藏高原邻近地区的对比，可以推测其第一组冰碛物对应于新冰期，包括3次冰进波动，分别发生在（3983±120）ka B.P.、（3522±117）ka B.P. 和（2720±85）ka B.P. 左右（焦克勤等，2000）；第二组冰碛物对应于小冰期，也有3次冰进波动，其时代分别为1451~1500 A.D.、1601~1690 A.D. 和1791~1880 A.D. 左右（焦克勤等，2000）；现代冰川末端的终碛应为小冰期之后的产物，据高原近代气候变化研究结果（汤懋苍等，1998），它们应是20世纪60~70年代的产物。

第三节　晚更新世以来纳木错湖面变化与藏北高原东南部的古大湖环境变迁

如前所述，纳木错为西藏海拔最高的大湖，其高位湖相沉积的海拔高度是否超过它与其他湖泊的分水岭，是判断这些湖泊是否相连的关键。

一、藏北高原东南部晚更新世古大湖的确立

2000年，我们在纳木错沿岸发现塔吉古日与干玛弄等地的高位湖相沉积的同时，又在纳木错与其相邻的湖泊仁错分水谷地中（丘贡附近）发现了湖相与湖滨相沉积，表明纳木错在其高湖面时期，曾与相邻的仁错-久如错是相连的一个湖泊（朱大岗等，2001；赵希涛等，2002）。

继纳木错与仁错分水谷地中湖相沉积发现之后，2001年我们又在纳木错与申错之间的东、西两个分水垭口谷地中，在高差更大的东垭口（高出纳木错湖面约100 m，位于日家约以北）也发现了典型的湖相沉积物，从而证明了纳木错与申错也曾是一个相通的大湖。这进一步增加了我们关于藏北高原东南部存在一个晚更新世早中期联合古大湖猜想的勇气。

为了证实我们关于藏北高原东南部晚更新世早中期存在一个联合古大湖的猜想，我们一方面在室内对藏北高原及邻近地区比例尺为1:10万的地形图（共444幅）进行解译——以海拔4850~4860 m作为纳木错的高湖面，沿各分水谷地向外追溯，勾绘古大湖的可能范围。另一方面，我们又在地形图解译的基础上，对邻近古大湖可能范围的地位，如仁错、久如错、蓬错、错鄂、错那等湖沿岸和怒江上游那曲流域及其与藏北内流区的分水岭地区，以及扎日南木错、当惹雍错等湖区进行路线考察。令人高兴的是，在这些地区也发现了若干高位湖相沉积，进一步证明了藏北高原古大湖的存在（图10-1）。

二、晚更新世以来纳木错的湖面变化与藏北高原东南部古大湖变迁

根据纳木错及邻近的藏北高原东南部地质调查与研究和对纳木错邻近地区所采样品的U系法测年结果（表2-1），可以将MIS 5以来纳木错的湖面变化与藏北高原东南部古大湖的演化，在原划分为91.7 ka B.P. 至40~35 ka B.P. 间的“羌塘大湖期”、40~35 ka B.P. 间至30 ka B.P. 间的“外流湖期”和30 ka B.P. 以来的“纳木错期”（赵希涛等，2002）的基础上，进一步划分为如下3个时间更为明确的阶段。

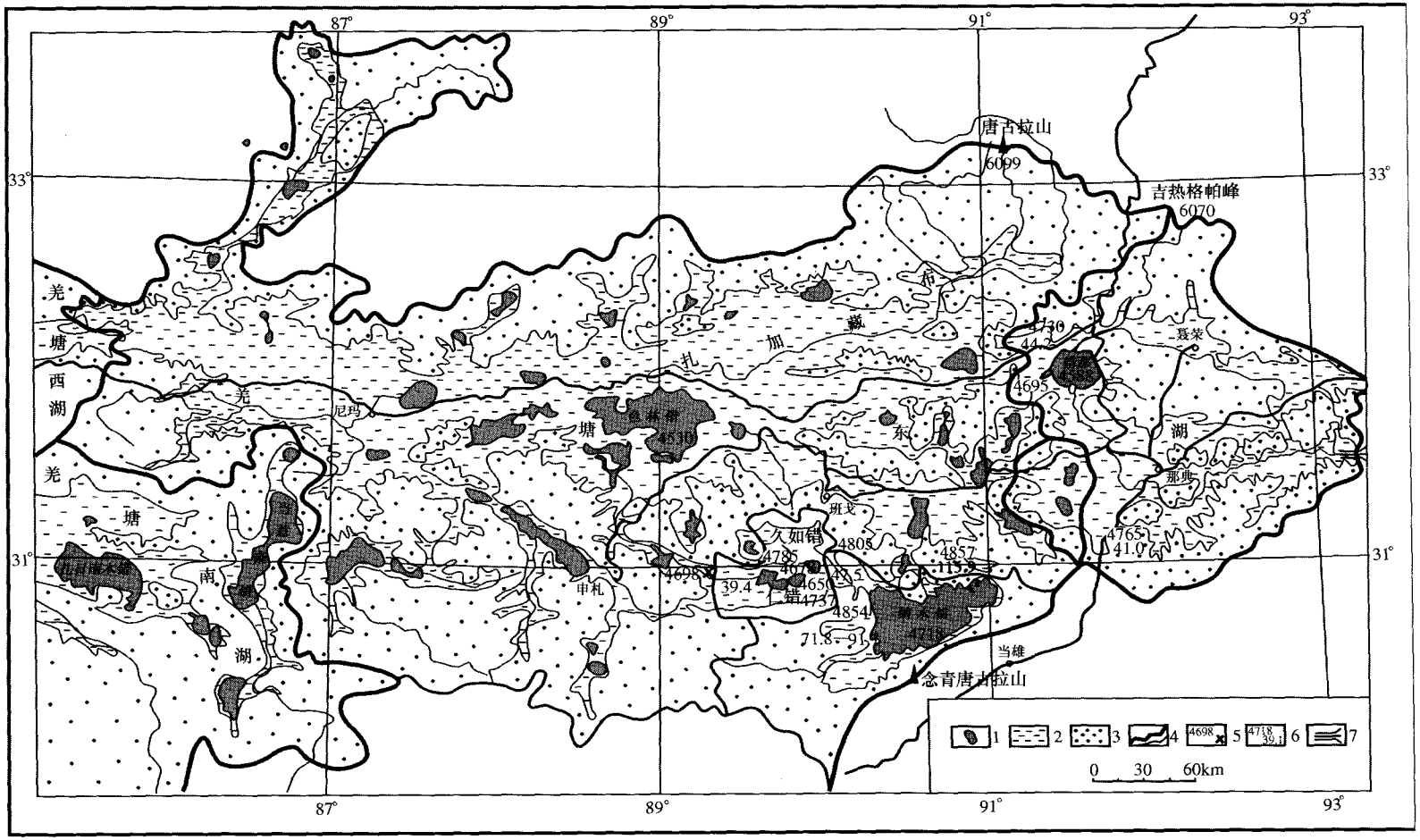


图 10-1 “羌塘东湖”分布图

Fig. 10-1 Distribution of the Eastern Qiangtang Lake

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/Ka B.P.);7—古湖的可能外泻通道

1. 古大湖——“羌塘东湖”期（116～37 ka B.P.）

纳木错沿岸高位湖相沉积的发现及其铀系法年龄测定结果（115.9～71.8 ka B.P.）表明，MIS 5 时，纳木错盆地已成为一个深水大湖。如以海拔 4740～4860 m 作为古大湖的湖面（考虑了后期高原隆升幅度的区域差异），则纳木错与藏北高原东南部的若干大、中型湖泊，如其北侧的申错与巴木错和西北侧的仁错、久如错、木纠错、错鄂、色林错等都是连通的，而色林错与其以西与西南方向的吴如错、达则错、格仁错和昂孜错及以东、东北与东南方向的其香错、东恰错、兹格塘错、班戈错、董错、蓬错、错鄂和乃日平错等湖也是相连的，因为各湖之间分水岭谷地的海拔高度都远低于上述古大湖湖面。

由此可知，纳木错与前述藏北高原东南部的若干大、中型湖泊，以至现今的怒江上源那曲流域，是相连在一起的古大湖，可命名为“羌塘东湖”（图 10-1）。在 115.9 ka B.P. 的 MIS 5e 末期的最高湖面时期，羌塘东湖的湖面面积约为 78800 km^2，为现今该区湖群湖面总面积 8500 km^2 的 9.2 倍。其流域总面积约为 167000 km^2。在此时期，在藏北高原的中南部和西南部，则有可能当惹雍错、扎日南木错与塔若错、扎布耶茶卡等湖连成一片，从洞错到班公错连为一体，分别成为“羌塘南湖”和“羌塘西湖”。上述古湖的分水岭多在海拔 4770～4850 m 间，因而它们也可能连通在一起，成为巨大的网格状的深水大湖——“羌塘湖”，其水深普遍可达 200～300 m，估计其湖面面积可达十几万 km^2。

必须指出，在 MIS 5 期间，包括纳木错在内的羌塘东湖湖面的总趋势是下降的，但很可能包含两次升降变化，而在 MIS 4 期间，湖面则明显下降。以后，在 53.7 ka B.P. 和 41.2～39.5 ka B.P. 前后的 MIS 3 早期，羌塘东湖湖面曾发生过两次较明显的升降，从而形成了纳木错沿岸的 T_6 和 T_5 阶地。据水准仪测量结果，以现代纳木错湖水面的高度为基准，古大湖期其湖面高度为 140～26 m。

2.“古纳木错”外流湖——残留古大湖期（37～30 ka B.P.）

羌塘东湖在 40～35 ka B.P. 之间曾发生湖面的短期下降，当其再次上升之时（约为 37 ka B.P.），可能湖水冲开了古大湖与怒江水系的分水岭而外泄，使古湖湖面急剧下降和局部解体，从而使充填纳木错盆地的古湖——“古纳木错”与羌塘东湖的残留部分（其湖面高程可能略低于 4700 m）分离。但因当时水气来源丰沛，使补给纳木错盆地的过剩湖水不得不从纳木错西北宽约 2 km、高出现今纳木错湖面约 26 m 的雄曲—那曲谷地向北西西方向溢出。由于外泄河流的下切，古纳木错湖面逐渐下降，从而形成了（35.2 ± 3.0）ka B.P. 前后、拔湖 18.7～25.8 m 的 T_4 和拔湖 21.5～22.2 m 的湖蚀地形。据水准仪测量结果，以现代纳木错湖水面的高度为基准：外流湖期其湖面高度为 26～19 m。

大概在 35.2 ka B.P. 以后，湖面经历了短时间的下降，随后在 32.3 ± 4.4 ka B.P. 前后，湖面再次上升，并保持了相当时段，古纳木错的湖水能继续从其西北岸、高出现今纳木错湖面约 19 m 的雄曲—那曲谷地分水垭口处的谷底向北西西方向溢出。从而形成了拔湖 14.0～19.9 m 的 T_3 和拔湖 17.5～19.8 m、沿湖广泛分布的湖蚀地形。

3. 纳木错——藏北湖群期（30 ka B.P. 以来）

随着青藏高原隆升到一定高度成为南亚季风的屏障及末次冰期盛冰期即 MIS 2 的到来，羌塘高原气候日渐干旱化，古纳木错湖水的补给赶不上蒸发，湖面开始下降。当湖面降到雄曲—那曲谷地的分水垭口后，湖水再也不能外泄了，现代纳木错得以形成。其时间应在（32.3 ± 4.4）ka B.P. 之后和 T_2 底部堆积形成的时间（28.2 ± 2.8）ka B.P. 之前，大

致稍早于期波拉（29.3±2.7）ka B.P. 的湖滨相沉积，故约为 30 ka B.P. 左右。此后，纳木错湖面又经历了两次明显的波动和数十次小的停顿，从而形成了拔湖 8.3～15.6 m 和 1.5～8.3 m 的 T_2 与 T_1，以及多达 30 条的湖岸砂砾堤。据水准仪测量结果，以现代纳木错湖水面的高度为基准，纳木错期湖面高度 < 19 m。而羌塘东湖的残留部分则在此时期不断解体，形成了一个个孤立的湖泊，尽管在中全新世气候暖湿时期曾一度扩大，但未影响其干缩、变咸的总趋势，并最终成为今天藏北湖群的面貌。

三、纳木错 MIS 5 以来气候变迁与湖面变化的基本特征

由上所述可以看出，本专著研究的纳木错湖岸剖面，均位于湖岸而不是湖中，因而不可能获得连续的沉积记录，而主要反映的是湖面升降波动中接近波峰位置的状况，但其敏感性较高，相应地在气候变化中主要反映的是相对温暖湿润时期的状况，而湖泊岩心虽能连续记录气候与湖面的变化，但对后者的敏感程度较低，更不能恢复湖泊的空间变化。对于因阶地下切而在岸边缺乏沉积记录的时段，则主要反映湖面相对下降与气候相对冷干时期的状况，这从邻近的念青唐古拉山末次冰期的两个冰阶 MIS 4 和 MIS 2 的多次冰川进退得到了印证（赵希涛等，2002）。因此，纳木错自 MIS 5 以来气候变迁与湖面变化的基本特征是：纳木错与藏北高原的其他湖区湖面变化的总趋势为 MIS 5e 时湖面最高，以后则在波动中总体下降；而气候变化情况则不完全一致，纳木错地区自 MIS 5d（MIS 5e 阶段仅一个样品）以来，以全新世气候最宜为最温暖湿润，而在 MIS 5 和 MIS 3 的相对温暖时期，气候只是温和轻爽或偏干，相当或略高于现今，湿度稍湿、相当或稍干于现今，这与研究地点位于藏北高原东南部的位置有关。现今纳木错的年平均气温与降水量应介于当雄（1.3℃与 486.9 mm）与班戈（－1.2℃与 301.2 mm）之间，而偏于班戈，属于半湿润向半干旱过渡的地带（中国科学院青藏高原综合科学考察队，1984）。在总体上，从湖面高度、湖面面积及湖水体积的变化上看，而藏北高原自 MIS 5 以来的气候变化具有在逐渐变干的总趋势基础上有多次明显冷暖与干湿交替波动的特点。

四、与古里雅及其他冰心及深海岩心等重要气候变化记录的对比

据 L.G.Thompson 等（1997）和姚檀栋等（1997）报道，通过对钻于西昆仑山古里雅冰帽之上的古里雅冰心的深入研究表明，MIS 5 以来的 $\delta^{18}O$ 记录指示了该地温度的变化。将其与深海沉积中的氧同位素变化曲线比较，可以清楚地划分出 MIS 1（冰后期）、MIS 2（末次冰期晚冰阶，32～15 ka B.P.）、MIS 3（末次冰期间冰阶，58～32 ka B.P.）、MIS 4（末次冰期早冰阶，75～58 ka B.P.）和 MIS 5（末次间冰期，125～75 ka B.P.），而 MIS 5 又可分出 a、b、c、d、e 5 个亚阶段。其中，5a、5c 和 5e 三个暖峰的 $\delta^{18}O$ 值分别高出现代 1.7‰、0.5‰和 3.2‰，换算成气温分别相当于 3℃、0.9℃和 5℃，而 5b 和 5d 则分别比 5e 和 5c 降温 3℃和 4℃。从 MIS 5a 到 MIS 4，温度突然下降了 12℃。MIS 4 和 MIS 2 两个冷期的时间长度相当，平均降温值前者还稍低于后者，但极端最低温度还出现于 MIS 2 的 23 ka B.P.（$\delta^{18}O$ 为－25‰）。30～23 ka B.P. 的低温时期，其平均 $\delta^{18}O$ 值低于现代 6‰，折合温度约达 10℃。最为突出的是，MIS 3 中出现异常的高温，其 $\delta^{18}O$ 值高于现代，表明其温暖程度已达到间冰期的程度（赵希涛等，2003）。且在 MIS 3 中，还存在不少于 4 次的冷事件，特别是 47～43 ka B.P. 的两次冷谷，其 $\delta^{18}O$ 值低到接近 MIS 2 和 MIS 4(图 10-2)。

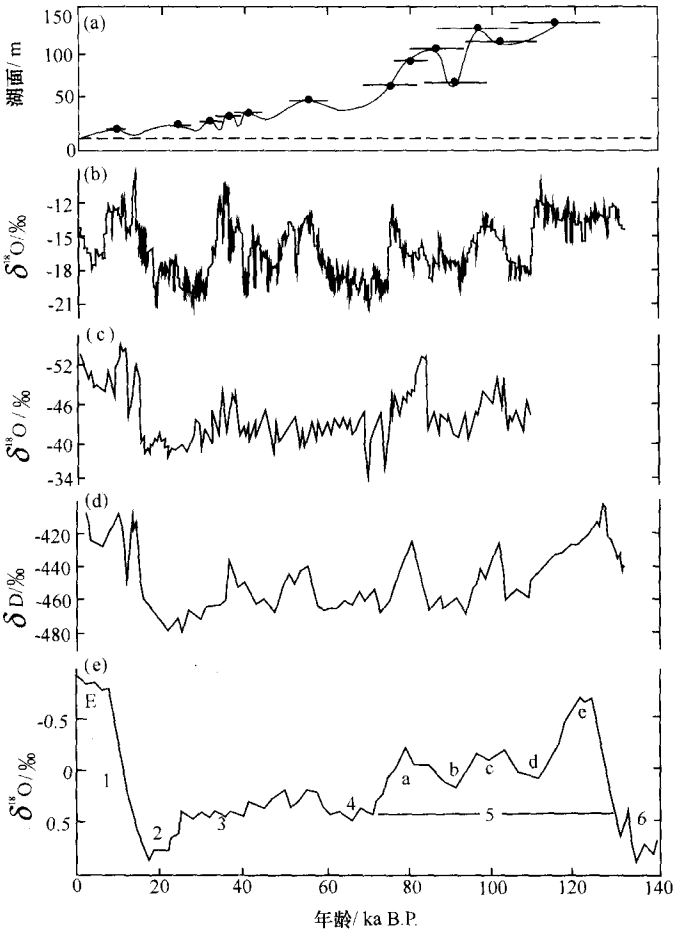


图 10-2　MIS 5 以来纳木错湖面变化及与世界其他地区氧同位素变化的比较

Fig. 10-2　Correction between Nam Co lake-level variation since MIS 5 (a) and oxygen-isotope data of ice-cores from Guliya, Xizang (b), GISP2, Greenland (c) and Vostok, Antarctic(d) as well as of deep-sea cores (e)

(a) MIS 5 以来纳木错湖面变化；(b) 西藏古里雅；(c) 格陵兰 GISP2；(d) 南极 Vostok 冰心；(e) 深海岩心；((b)—(e)，据 L.G.Thompson et al.，1997；D.G.Martinson et al.，1987)

与古里雅冰心相比，钻于格陵兰冰盖中部的 GRIP Summit 冰心（Dansgaard，1993）和东南极的 Vostok（Jouzel，1987）冰心以及深海岩心的研究结果表明，它们自 MIS 5 以来的氧同位素变化曲线不仅在总趋势上，而且在 MIS 5 时期，都相当一致，只是在 MIS 3 时期，其变化幅度有较明显的差别，后者远没有前者明显。有意思的是，北大西洋的 Heinrich 事件（其年龄 H6—H1 分别为 69、52、37.5、29、22 ~ 19 ka B.P. 和 14.5 ~ 13.5 ka B.P.）（Bond et al.，1993）在年龄上与纳木错的湖面下降与湖岸阶地的形成几乎相当吻合，其中，高位湖相沉积、T_6、T_5、T_4、T_2 和 T_1 的切割时间分别为 71.8 ~ 53.7 ka B.P.、53.7 ~ 41.2 ka B.P.、39.5 ~ 36.1 ka B.P.、32.3 ~ 28.2 ka B.P.、28.2 ~ 11.2 ka B.P. 及 11.2 ka B.P. 以来。

五、有关结论

通过纳木错湖面变化曲线与西昆仑古里雅、格陵兰与南极等冰心和深海岩心的氧同位素变化曲线对比可以发现，全球 MIS 5 的气温要高于末次冰期间冰段（MIS 3），此时藏北高原为气候温和轻爽与湖面最高的大湖期；在末次冰期的两个冰阶（MIS 4 和 MIS 2），湖面明显下降而邻近的念青唐古拉山发育了小型山谷冰川；而在间冰阶 MIS 3 中，其气候波动的幅度，要比世界其他地区更加明显，湖面波动也较大，特别是 36 ~ 35 ka B.P. 时期，气温与湿度都较今略高或较高，但仍不及 MIS 1 中的全新世气候最宜时期的暖湿程度。总之，MIS 5 和 MIS 3 是亚洲夏季风强烈时期，但前者的强烈程度应大于后者。

由于缺乏藏北高原大范围的地质调查和纳木错的连续性湖心研究，故本研究的结论只能是初步的。

第十一章　纳木错及邻区未来地质环境的演变趋势

大约从1972年开始，在世界上不同地区接二连三地出现气候异常现象，并逐渐导致全球环境的变化，由此带来了激烈的社会-经济效应。近几十年来，地球冷圈的波动，使北极的海冰在25年间（1935～1960）退缩了10%，南极的冰面积在7年之内（1973～1980）减少了2.5×10^6 km^2，但在高纬大陆冰盖区降雪量又有增长趋势。冷圈类似的波动，反映了地球不断变暖和环境恶化的趋势。验潮站提供的观测数据证明，由于南北极冰川大量融化，海平面正以每年2.5～10.0 mm的速度上升。倘若这种速度稳定不变，一些地势低洼的海滨城市和地区，必将受到严重的海侵威胁。同时，全球气候变暖还导致厄尔尼诺现象频发，给全球社会、经济的发展带来巨大的影响。正是由于这些实际的社会需要，才引起国际社会和各国政府对全球环境的高度重视，联合国多次召开环境与发展大会，研究对策，并很快形成了一个国际性的展望未来环境发展趋势的高潮。

因此，展望未来环境发展趋势是一项科学的预测工作，而地质环境又是生态环境的基础，它是地质环境演变研究的出发点和归宿，也是每一位第四纪地质研究者责无旁贷而又迫在眉睫的任务。对于地质环境预测来说，至今在预测原理、预测方法、预测途径等方面，都不十分成熟，甚至有些仍处在探索阶段。可以说，为了预测未来的生存环境，更需要关心预测的原理、方法和途径（李容全等，1990）。

第一节　地质环境预测原理

研究过去的地质环境是为了认识现在和预测未来的地质环境。现代地质环境是过去地质环境发展的现代表现，未来地质环境是过去和现在地质环境发展与演变过程的延续。所以，恢复与重建过去地质环境变迁的规律、各种时间尺度上的周期变化和各种相应的变幅，是预测未来地质环境发展趋势的基础和依据。只有掌握了过去各种地质过程的运行发展规律，以及在总体综合规律支配下环境运动轨迹上现代环境所处的位置，才有可能正确预测未来地质环境发展的方向和可能达到的水平。

一、地质环境预测的原理

可持续发展是当今世界人口、资源、环境与发展相互协调的战略，是各地区社会经济发展与生态环境保护的基本指导思想，也是地质环境预测的指导思想。

形成历史短而年轻的青藏高原，作为地球上非常独特的自然地理、地质构造单元，不仅有着高寒性质的草原、草甸以及从热带到寒温带的多种山地森林等众多各异的生态系统，呈现了以高寒生态系统为主的自然环境多样化的显著特征，而且近期高原仍在继续不断隆升，新构造运动影响下仍很强烈的，生态环境处于动荡之中，各种自然地理、地质地

貌过程仍较年轻而不稳定（孙鸿烈等，1998）。因此，地质环境演变过程并不是单一的、很规则的波动过程。受各种地质因素变化周期的控制，地质环境演变过程实质上是一种多时期、多等级不同的周期性地质作用叠加后的综合表现，或者说地质环境演变过程属于众多周期性地质作用的合成轨迹运动的过程。

这就要求在复原或重建地质古环境演变过程中，充分分解出隐伏在过去地质环境发展规律中的各种不同时间等级的周期性波动的轨迹形式和振幅，分解后的结果是正确判定在每种周期波动轨迹上现代地质环境所处的位置，及其沿各种轨迹继续运动趋势的基础和依据。进而，再判断在地质环境合成运动轨迹上现代地质环境所处的位置，以及沿着合成轨迹判断未来运动的方向。只有这样，才有可能正确地估计地质环境的未来发展趋势。

总之，地质环境的合成轨迹制约着环境发展变化的总趋势，不同等级的次级波动制约着地质环境变化中与等级相应的短期变化趋势。因此，欲掌握第四纪以来的环境变化，就要恢复过去地质环境的演变规律，才能估计未来地质环境轮廓；欲掌握几十年、几百年的地质环境变化趋势，则必须恢复几百年、几千年甚至几万年的演变规律。

二、地质环境预测的特点

青藏高原自然地理、地质环境虽然基本保存完好，但局部地区近期地质环境变化仍较明显。除了自然原因引起的沙漠化土地的扩大、青海湖及许多内流湖泊的水位下降、湖水矿化度增加及湖泊区域的强烈退缩以至消亡、冰川与冻土作用减弱等环境进一步恶化外，人为因素也常起着相当重要作用。特别是 20 世纪中叶以来，随着高原人口的增长、自然资源开发规模的失控和利用方式不当等负面效应的加剧，土地的沙漠化、天然草场的退化、水土流失、土壤次生盐渍化及部分重要城镇三废污染等环境恶化趋势明显。

因此，利用各种地质学方法所进行的环境预测，总不能无视一定的区域概念。当然，这种说法绝不意味着区域地质环境变化中不包含全球性变化的普遍成分。恰恰相反，区域地质环境变化是全球环境变化的一部分，全球性环境变化是区域环境变化的大背景。但是，地质环境随区域地理位置不同而不同。譬如，中国的青藏高原，平均海拔 4000 m 以上，属典型的高原干旱地区，但在高原的不同区域内也存在差异，山麓南侧受印度洋季风影响，气候温暖而潮湿；高原内部由于高山阻隔，表现为少雨而干冷。正是由于类似的上述原因和一些地方性因素的影响，地质环境预测随其预测依据的区域来源而带有深刻的区域烙印，不宜以偏概全。对于西藏地区而言，绝大部分地区为高原气候区，所以根据西藏第四纪湖泊演变资料的预测结果，只适用于我国青藏高原气候区。

地质环境预测结果的第二个特点是只反映未来环境变化的平均状态或轮廓。因为所有环境变迁的地质学记录都具有平均性质。对于突发性地质灾害事件（如地震、滑坡、泥石流等）的预测，目前只能依据这些灾害发生的现代地质环境条件，以及在现代地质条件下它们各自发生的周期、频率，来进行地质环境类比推测，或根据现代地应力测量结果结合水文、气候等资料综合分析后进行预测。

由于地质环境因素及地质环境因素之间相互作用组合关系的复杂性，决定了单要素模拟、推测或推算的成功率并不是很理想。于是，在地质环境预测时应尽量考虑运用黑箱原理，使用或尽量使用那些多因素共同作用下的综合变化效益。例如，利用多指标在判断出水热搭配型的基础上，首先确定预测区环境演变的类型，然后再结合当地的地质条件，使

用冰缘效应、湖面变化、风沙效应和冰川效应等进行综合推断，有可能获得比较满意的效果，切忌用单一要素进行推断。

第二节　地质环境预测的方法论

对于第四纪地质环境变迁，事实上存在各种时间尺度的变迁，几百万年、几十万年、几万年、几千年和更短时间尺度的环境变迁。不同时间尺度的地质环境变化，反映在主旋律（一般是长时间尺度的）制约环境变化的条件下不同等级的次级因素在地质环境变迁中的地位。所以，在进行地质环境预测时，必须充分考虑不同时间尺度的环境运动对未来环境发展的影响，并贯彻于预测工作的始终。

一、地质环境演变的循环性和周期性

地质环境演变具有循环性和周期性的特征，我们可以根据地质环境变化的这两个特征，提出运用地质环境类比方法进行地质环境预测。实质上，强调长时间尺度（千年或千年以上）地质环境变迁的延续能力，也就是长期地质环境作用的近期效应，是预测的重要原则之一。

对于不同等级的时间尺度是如何理解和认识的，它涉及地质环境预测的方法论问题。形象一点，可以把地质环境演变曲线比喻为现代遥感技术中的扫描曲线，大尺度者对应于小比例尺的卫星影像；小尺度者对应于大比例尺的卫星影像。地质环境变迁曲线实质上也是各种不同时间尺度变迁曲线叠加后的轮廓性变化曲线，它可以逐级放大，放大倍数愈大，所反映的地质环境变迁的时间尺度愈短，相反则反映地质环境变迁的时间尺度愈长。显然，在地质环境预测时要充分考虑地质环境变迁曲线的叠加性和可放大性这两个特征。因此，应该建立“地质环境位置法”的预测方法，也就是要尽量准确地确定现代环境状况在各种不同时间尺度环境变迁曲线上所处的位置。

根据地质环境演变的循环性和周期性，应用地质环境位置法，可以掌握现代地质环境按照环境发展规律所出现的各种不同等级发展趋势叠加后的综合结果。这可能是进行地质环境预测时必须遵循和使用的原则和方法，否则，会出现许多不同而又难以解释的预测结果。

二、代表性区域地质环境的选择

青藏高原区域地质环境，极大地制约和影响着高原地区的生物区系组成、自然资源的形成与开发以及人类的生活与经济活动，特别是人-地之间相互依存与反馈的关系。

因此，在进行地质环境预测时，如何选择具有代表性的地质环境区域，作为地质环境预测的依据是十分重要的。应该强调对地质环境脆弱区的环境变迁研究，或者地质环境敏感区的环境变迁研究。在这些地区地质环境变迁曲线波动明显，幅度相对较大，对未来环境变化趋势反映得也比较清晰。利用地质环境脆弱区的资料作为环境预测的依据，所获得的预测结果精度也相对比较高。

西藏纳木错就是一个有代表性的湖泊，它的高海拔（4718 m）、微咸水性质、大面积（1940 km^2）和分布地域（藏北高原东南部），使其成为具有典型性和代表性的区域地质环

境，它的研究结果，对于藏北高原上绝大多数内流湖泊的调查与研究工作有参考价值。

如果能把灾害性的地质异常事件预测出来，人民的生命财产和安全就能得到保证，对国家也有较大的经济效益和社会效益，但地质环境预测的方法可因地质构造背景和地域的不同而有所差异。其中，有代表性的地域选择是很重要的，也就是说调查研究的结果具备典型性，它为地质环境预测方法的研究和今后的推广应用，提供了可行的基础。

三、预测地质环境演变的难点

捕捉地质环境变化的“拐点”的方法，是预测地质环境演变的难点，它主要集中在如何确定各种不同时间尺度环境变化曲线的拐点位置。所谓拐点就是曲线的转折点，拐点在下方时环境回返、改善，拐点在上方时拐点以后的环境水平下降、气候变冷变干、环境恶化。目前，确定环境变化拐点的方法，惟有依据各种不同时间尺度变化的周期来确定。事实上，地质环境变化的拐点就是重要地质事件的发生时段。

通过野外地质详细调查，找出重要地质事件发生的时段、地质依据、影响范围、产生的后果等，根据室内测试分析和综合研究，确定重要地质事件发生的年代、时间演化序列及其环境生态效应。

当然，地质环境演变的难点还有测试方法的制约，有些重大地质事件由于没有准确的测年资料而无法进行对比，时序不清，也使很多地质事件悬而未决。

至于人为因素影响未来地质环境的程度，只能根据人类活动在现代环境中所占的比重，以及随着人口发展及经济水平的增长所造成的相对比重的增大，按比例叠加在地质环境变迁的幅度上。

第三节　纳木错及邻区未来地质环境的演变趋势

在流域不变的条件下，内陆湖泊湖水面的变化和水量的改变量，是以气候为主的综合自然地质环境作用结果的体现。用湖水面变化曲线和水量增减数据，结合青藏高原近年来隆升的观测数据，作为预测未来地质环境发展趋势的依据，所获得的结果能够代表我国青藏高原未来地质环境综合发展的趋势。同理，西藏地区的古冰缘期（阶）与间冰缘期(阶)、古冰期与间冰期、古大湖及其演化，以及风沙活跃期等均可以作为地质环境预测的依据。

一、万年尺度上的变化

根据野外水准仪测量的湖岸堤、湖岸阶地和湖相地层资料，结合湖相沉积物的铀系法、^{14}C 法测年数据编绘的纳木错 11 万年以来湖水面的变化曲线（图 5-19，图 10-2（a)），明显地表现出几种不同万年尺度的环境变迁。

第一个万年尺度的环境变化，是以古大湖期为代表的湿润期经过干旱化发展到极干旱期，持续的时间为 11.5 万～7 万年 B.P.，反映存在 5 万年尺度的环境变化。在藏北高原腹地，末次冰期气候是发生在极干旱期之后。古大湖分裂期的气候则属极度干旱期，纳木错期气候又表现为干旱期。因此，古大湖期这一次幅度较大的湖面波动，是急剧干旱期末曲线拐点略后位置附近的波动，并且是属一级“往返放大”后的湖面波动。按照这种判

断，凡是湖面变化曲线陡降时，距离气候回到短暂湿润期可能就为期不远了。

第二个万年尺度的环境变化，发生在末次冰期气候侵袭以来。4 万～2 万年以来古大湖分裂期湖面波动也较剧烈，2 万年以来的纳木错期湖面属于小波动。若不计算其中的千年尺度变化，则末次冰期以来湖面变化规律是有 2 期以上的高湖面和 2 期低湖面，目前处于低湖面阶段。根据纳木错零值降水量（P_0）判断，目前当地的年均降水量已接近了 P_0 = 350 mm 的水平，说明它已临近将要回返的拐点位置。这个拐点为曲线下方拐点，所以从万年尺度上看，未来环境将逐渐开始向湿润方向发展，湖面将逐步扩大，现在的湖滩将逐渐开始向被淹没方向发展。但总的趋势还是以干旱为主，伴随着青藏高原的不断隆升，这种演化更加明显，只不过每一次湿润-干旱-极干旱的循环，都使湖区的生态环境更加恶化。

二、千年尺度上的变化

在湖面变化的曲线上，千年尺度的变化从末次冰期结束之后才逐渐显现出来，早于末次冰期的千年变化记录在地貌上并未被保存下来。

自从末次冰期气候结束到目前，纳木错湖水面波动的千年尺度变化有 30 多期（次），其中有 6 期高湖面和 8 期低湖面，现代湖面仍处于缓慢上升阶段。这种推断，可以从现在纳木错的湖水面和 20 世纪 70 年代湖水面遥感图的比较得到验证（详见第四章）。这种自然变化趋势是转冷初始蒸发损失发生递减的具体体现。湖面上升的趋势，若无人为因素干扰将很快逆转，具体的逆转时间估计在近二三十年之内或更长一些。

从千年尺度的温度变化曲线看（图 11-1），目前全球气温仍有升高的趋势，但对纳木错而言，何时能够达到拐点转为稳定和下降，尚难以准确地推定。若以气候适宜期来类比，则仍有 2℃的上升幅度，按温度在曲线上的回升梯度推算，拐点出现尚需 50 年或略长一些时间。

在千年尺度上，曾出现 4 次新冰缘阶和四次间冰缘阶，并且新冰缘阶对应于全新世 4 次冰川前进。在新冰缘阶时期的降温幅度，具有由老而新一次比一次减小的趋势，意味着气温回升趋势明显。现在环境处于最新间冰缘阶开始后不久的阶段。倘若用 4 次间冰缘阶中延续时间最短的一个阶来推算，并且以其前一半时间为增温时段，那么这个最新间冰缘阶气温回升到拐点位置的时间，最早在公元 2400～2500 年之间。

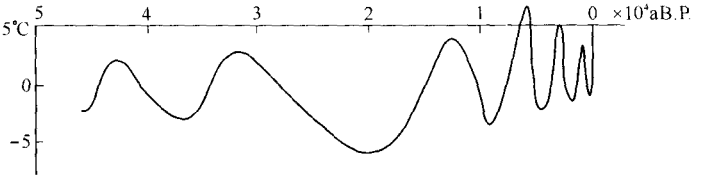


图 11-1　4.5 万年以来全球平均气温变化曲线图

Fig. 11-1　Variation curve of the global average air temperature in the last 45，000 years

（据李容全等，1990）

用冷湿-冷干-暖干-暖湿气候变化程式来检验上述分析，在同一地区蒸发量不断递增，湖水总硬度、总碱度也不断递增；但由于冷-暖的变化，致使湖水面波动，导致湖水总硬度、总碱度也发生较大的波动（图 11-2），有 5 个较大的旋回，这与前述易溶盐、pH 值、粘土矿物等的分析结果相一致（详见第三章），可以理解为冷干或暖干两者中的一种情况。根据上述关于温度的推论，应属暖干过程的必然规律。现阶段，我国海平面上升的速度保持在 2 ~ 10 mm/a，也间接地证明了回暖现象是普遍存在的。

目前，科学界正对 CO_2 温室效应问题展开讨论，其中多数学者认为 CO_2 含量增加是环境变暖的重要因素。但是，未来环境变暖究竟是属于环境自身演变的趋势？还是 CO_2 温室效应？根据以上分解和讨论的情况分析，我们认为环境变暖主要是环境变迁在自身规律支配下发展的必然结果，CO_2 温室效应只不过是叠加因素，增加变幅而已。

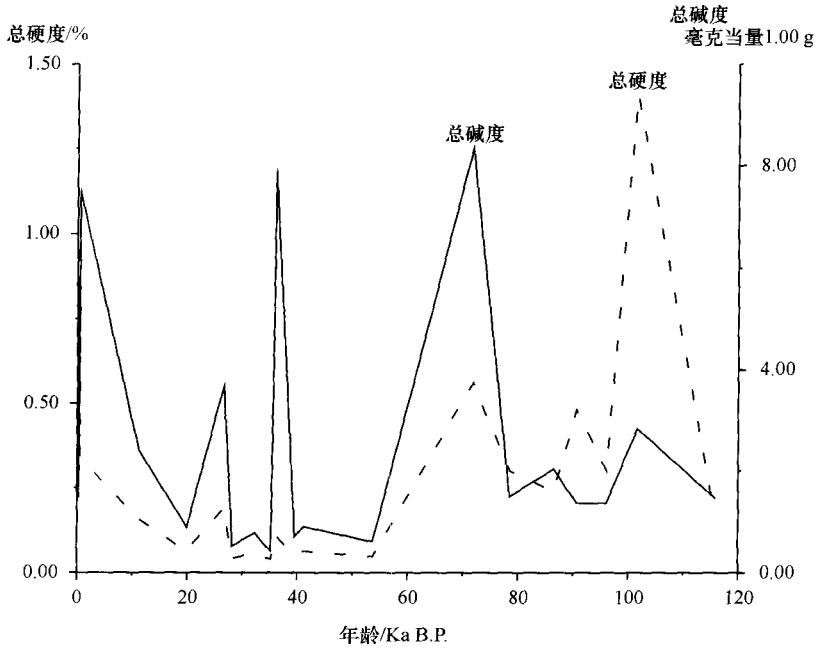


图 11-2　纳木错湖水总碱度、总硬度变化曲线图

Fig. 11-2　Variation curve of the total degree of alkali and rigidity in the Nam Co lake

通过解析可知各种时间尺度的环境演化趋势，都复合在全球转暖的总趋势上。所需说明的是，转暖是总趋势，转暖趋势不等于相对冷暖的短周期交替变化消失，相反会依然存在；同样干湿的变化也会存在。总之，转暖是未来环境演化的大趋势，在这种大趋势下仍会叠加冷暖干湿的短周期变化。

三、百年尺度上的变化

由于这次研究精度所限，直接获得的百年尺度变化证据，只有以纳木错西岸扎弄淌第一级阶地为代表的湖相沉积，对其中所夹草炭层用 ^{14}C 法进行了测年（详见第二章、第五章）。此外，根据青藏高原全新世最近一期冰期为 300 年，即我国的明清时期（14 ~ 17 世

纪），此小冰期气候，温度变差 3～4℃，生长季变差达 25～40 天。从 6～10 世纪（隋唐时期）为温暖期开始直至小冰期开始，按竺可桢（1973）的判断为 800 年，现代环境处在“小冰期”之后的“小间冰期”。这个“小间冰期”开始的时间，据竺可桢（1973）的资料开始于 18 世纪之初，而按我们所研究的纳木错西岸扎弄淌第一级湖相阶地的资料，它开始于 16 世纪，而它结束的时间应在 24～25 世纪。假定前半个时期是以回暖为主的，则大约从今到 21 世纪中叶，应属以增暖为主的气候波动过程。也就是说，从现在到 21 世纪中叶虽仍会有冷暖交替变化，主基调却是向着温暖方向发展的。这个推测与依据千年尺度变化所做的推论结果，基本上是一致的。

各种时间尺度的环境演变趋势，都表现为转暖的趋势，并且在不久的将来很快会由暖干转变为暖湿，纳木错湖泊水面有可能回升。遥感解译结果表明，由于气候变暖，冰川融化，供水量加大，从 20 世纪 70 年代以来，纳木错湖水面已经扩大了 64 km^2（详见第四章）。这里要说明两点：①全球气候转暖是总趋势，转暖趋势不等于相对冷暖的短周期（例如 3 年、10 年等）交替变化消失，相反会依然存在，也同样有干湿的交替变化。转向暖湿是未来环境的大趋势，在这种大趋势下仍会有叠加冷暖干湿的短周期变化。②青藏高原部分河流近二三十年来长期干涸，由于有转向暖湿趋势，可能会在近一二十年或以后的不长时间内得到改善。相应洪灾和泥石流灾害的发生频率将会增大，关于这一点需提醒有关部分及早采取相应的预防措施。

以上分析推论还可以从其他地学研究中获得旁证。譬如，自 19 世纪下半叶以来，我国的冰川普遍处于后退或退缩状态（施雅风等，1979）；从 20 世纪 50 年代至今，祁连山、昆仑山、喜马拉雅山等冰川都在退缩（施雅风等，1982；郑本兴等，1990）；20 多年来我国大陆冰川多数出现减薄和末端退缩现象（刘东生等，1984；黄茂桓等，1982）；张祥松、米德生等（1981）对 107 条冰川进行了统计，其中有 68 条正在退缩，占总数的 63.3%。冰川进退受控于热量和水分平衡关系的变化，实质上反映了温度升高、降水减少。气候转暖将会使我国青藏高原现代冻土上限下降，冻土退化，冰川退缩。总之，冰川与冻土方面的研究成果，同样证明环境向转暖方向发展的全球大趋势确实存在。

四、加强调查研究与预测工作

环境的未来状况如何，这不仅是气象、气候学工作者所关心的内容，也是地学工作者，尤其是第四纪学者所关心的内容。如果说气候学家竺可桢教授（1973）开创了我国古气候研究的话，那么从 20 世纪 70 年代开始，我国一些地学工作者已经踏入预测未来地质环境的大门。尽管目前地学特别是第四纪地质学所做的未来地质环境预测，只能是达到轮廓性、趋势性的程度，但地学工作者仍在努力探索。在青藏高原现代冰川的研究中，结合树轮研究成果，冰川学家认为祁连山地区仍将保持略偏冷湿的气候状况，不久冰川将停止后退，转向稳定甚至向前推进；昆仑山地区虽然降水量增加，但低温却抑制了冰川的消融，河水流量反而减少；西藏地区的冰川现已进入低温高湿阶段，并将保持稳定或前进的趋势（郑本兴等，1988；孙鸿烈等，1998）。

因此，预测未来地质环境，就要加强野外地质调查与综合研究，要采用先进的测试分析手段，从定性走向定量化。对第四纪地质学的基本要求有以下两个方面，一是对于环境变化事件的恢复，要求尽量把所有短暂变化事件都能恢复出来，以便使恢复出来的地质环

境事件变化过程和曲线，更接近自然过程。尤其是十万年、万年、千年以来的地质事件。二是定年断代的取样密度和测试精度必须同时解决。总之，必须在加强野外基础地质调查、提高研究精度的前提下，才有可能进行不同区段、不同时间尺度的地质环境预测，同时提高预测的准确程度。

地质环境十分脆弱的藏北高原地区，对预测自然环境演变趋势来说，是十分优越的地区之一。为了使地质环境预测结果不断趋于实际情况，除了不断完善地质学预测的方法外，还应当建立藏北高原地区地质环境预测信息系统和信息库，并以系统的地球动力学分析、系统的模拟实验为基础，提高地质环境预测的精度和水平。同时开展藏北高原地区地质环境变迁监测工作，检验地质环境演变模式、预测精度，及时修正预测结果，使之更符合客观规律。在监测过程中，应充分利用现代技术手段，如计算机、GPS、遥感技术等。最后，要将预测与监测结果及时汇总向政府部门报告，作为各级政府部门制定有关经济发展、环境保护等各项方针政策的依据。

结　语

纳木错地处藏北高原的东南部，是西藏海拔最高（4718 m）和面积最大（1940 km^2）的咸水湖，它地处几大地质构造单元的交接部位，是拉萨地块、羌塘地块、念青唐古拉变质杂岩和班公-怒江带的拼接地带，自新生代以来一直处于断陷盆地的活动状态。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、冰期划分对比的热点地区。

早在20世纪30年代就有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（中国科学院综合科考队，1982）和地质调查（钱方等，1984；韩同林，1984）使纳木错成为一个旅游胜地。而自20世纪80年代环境演化研究掀起热潮以来，关于青藏高原的环境就有了一系列系统论著出现（孙鸿烈等，1999；李吉均等，2000；郑绵平等，2000）。

在这种背景下，开展西藏纳木错第四纪环境演变研究，我们既考虑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），又结合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），以及新一轮国土资源大调查的详细资料。经过三年的艰苦工作，按计划任务与项目设计书的要求，分阶段地组织实施了系统的野外调查与室内研究工作，高质量地超额完成了野外地质调查与室内综合研究任务，通过野外实测第四纪地质剖面、水准仪测量湖岸阶地、湖岸堤，系统测试各类第四纪样品等，沿纳木错周缘、当雄-羊八井盆地、念青唐古拉山脉中段以及周缘（仁错、久如错、申错、巴木错，那曲、安多）等地，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；对重要层位与关键地质地貌部位，进行了详细的地质剖面和水准仪测量。完成了下述诸方面的调查研究，取得了若干进展。

（1）在纳木错西岸和北岸鉴别和实测出5～6级湖积阶地及高位湖相沉积，发现最高湖相沉积高出现代纳木错湖水面达139.2 m，为测制青藏高原晚第四纪标准剖面与古环境剖面奠定了坚实基础。通过自动安平水准仪（精度为毫米级）测量，取得如下进展：①确定了环纳木错湖相沉积的分布高度，＞100 m有5处，其中3处为水准仪测量、2处为地形图估算，最高拔湖为139.2 m；②进行了纳木错湖岸阶地划分：＜48 m有6级阶地，每一级阶地都反映出湖水面的变化；③进行了纳木错湖岸堤划分：拔湖19 m以下最多可达30条左右，且大多数可与其发育情况对比，反映了近2万年来湖水面的快速退缩；④基岩和松散堆积物的湖蚀崖高度等，都提供了湖泊演化的确实数据，为分析纳木错湖泊变迁提供了重要依据。

（2）在纳木错沿岸发现了由数十条湖滨相砾石所组成的沿岸堤，在纳木错沿岸发现分布广泛的冲积和洪积物，在纳木错西北岸发现几处古砾石层，为分析纳木错湖泊变迁提供了重要依据；完成了纳木错及其周缘的实测第四纪地质剖面：系统采集了纳木错及其周缘

的各类第四纪样品，为测制青藏高原晚第四纪标准剖面与古环境剖面奠定了坚实基础。

（3）在纳木错沿岸和湖心岛屿上见到各种与湖面变化有关的湖蚀地形和喀斯特地貌，在纳木错西北的雄前和当雄县卓卡乡曲马弄见到温泉群及泉华台地出露，在念青唐古拉山南麓山前发现一系列走向 NNE、倾向 SSE 的正断层及断层地貌，为青藏高原第四纪环境变迁与活动构造的研究提供了基础资料。

（4）在雄曲-那曲谷地（即纳木错与仁错-久如错盆地的分水岭）、纳木错与申错分水岭上发现了湖相沉积和湖成地貌，在久如错、仁错、那曲南部、安多西部等 8 个点上，发现了海拔 4700 ~ 4800 m（现在内外流区分水岭的海拔高度为 4695 m）的湖相地层，找到了现今纳木错与色林错、仁错、久如错、申错等湖盆在第四纪晚期相连通的可靠地质依据；进一步证明了藏北高原东南部古大湖确实存在。

（5）对纳木错与申错、仁错-久如错的连通与分离及藏北高原东南部古大湖问题的认识有了长足的进展。在野外地质调查中找到了确凿证据，确认了青藏高原腹地晚更新世曾存在直径达数百公里以上呈网格状分布的古大湖。同时，依据野外调查成果编绘了青藏高原腹地晚第四纪古大湖分布图，古大湖即“古羌塘湖”，由“古羌塘东湖”、“古羌塘南湖”、“古羌塘西湖”等组成，古大湖面积可达 100000 km^2，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，都是古大湖萎缩后的残留湖盆。并进一步探讨了古大湖发育、青藏高原隆升与环境演化的关系，从而取得了突破性进展。此项工作的成果，已引起国内外学者的极大关注。被国土资源部和中国地质调查局列入 2001 年度国土资源大调查地调科研工作所取得的重大进展之一。《中国国土资源报》2001 年 12 月 24 日，发表了记者倪融的署名文章“第四纪环境地质调查表明藏北有个古大湖”，对与该项目有关的“古大湖”研究工作做了报道。

（6）根据 U 系法测年结果，将藏北高原古大湖演化过程划分为三个阶段，古大湖的第一阶段即为“古大湖期”（12 万 ~ 4 万年），即真正的古大湖期；古大湖的第二阶段为“外流湖期”（4 万 ~ 3 万年），即古大湖的分裂期；古大湖的第三阶段为“纳木错期”（3 万 ~ 2 万年），即以纳木错、色林错等为代表的残留湖期；首次建立了藏北高原古大湖演化的时间序列。

（7）根据水准仪测量查明了为什么在纳木错沿岸拔湖 26 ~ 19 m 左右的古湖岸堤、湖相沉积、湖蚀岸、湖蚀柱、湖蚀洞、湖蚀凹槽等古湖岸线较长期停留的原因，是因为纳木错与仁错的分水岭高度即为这个高度，属藏北高原古大湖演化的第二阶段（外流湖期）的产物；即以现今纳木错湖水面的拔湖高度划分为“古大湖期”140 ~ 26 m，“外流湖期”26 ~ 19 m，“纳木错期” < 19 m。

（8）根据环纳木错沿岸实测第四系湖相地层剖面、湖相地层的岩性、沉积相、岩相组合与生物地层（孢粉和介形类等微体古生物鉴定）等特征，结合同位素年代（铀系法、^{14}C 法）的测试结果，我们首次建立了藏北高原内流区晚更新世—全新世湖相地层剖面，并将这套湖相地层命名为纳木错群（$Q_{3\text{-}4}n$）。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。为研究该区及邻区湖泊演化、气候变化、古地理变迁及第四纪地层划分等提供了新资料。

（9）发现了与纳木错湖泊演化有关的特殊地质现象：①在拔湖 22 m 的湖岸阶地上发

现了古冰缘现象（大致在年平均气温为零下 5～7℃的情况下，才能出现冰楔劈和融冻褶皱现象）；②在拔湖 1～26 m 的高度上发现了湖滩岩，并由我们对“湖滩岩”给予命名，国际上有“海滩岩”一说，“湖滩岩”未见正式报道，但可以肯定地说它与湖相沉积有关；③对石灰岩“溶洞”和“峰林”地貌进行了研究，发现其成因有二：一是喀斯特岩溶现象（如保吉地区的天门洞和地门洞等）；二是湖蚀现象（如纳木错扎西多半岛沿岸，拔湖19～26 m 高度上的湖蚀洞、湖蚀柱等）；为青藏高原第四纪环境变化与湖泊演化的研究提供了基础资料。

（10）在念青唐古拉山主峰地区北麓西段（纳木错南缘）及东南麓西段地区，观察到了 4 次第四纪冰川作用所形成的冰碛与冰水沉积物，还观测到第四纪冰川与青藏高原古大湖相互关系的沉积记录，为分析青藏高原第四纪环境演化提供了重要线索；为青藏高原第四纪冰川发育与邻区冰期划分对比提供了重要依据；并对念青唐古拉山地区的第四纪冰川作用和冰川与湖泊的发育关系进行了研究，划分了 4 次冰期，即宁中冰期 Q_2^1（大致相当于明德冰期 Mindel，50 万～70 万年）、爬然冰期 Q_2^3（大致相当于里斯冰期 Riss，13 万～30 万年）、拉曲冰期 Q_3（大致相当于玉木冰期 Würm，1 万～7 万年）和西布冰期 Q_4（1 万年以来），填补了该地区这方面的空白，并探讨了冰川剥蚀活动与念青唐古拉山脉隆升的关系；通过冰碛物的成分和粒度等的分析，探讨了念青唐古拉山脉的剥蚀作用与其隆升的关系。

（11）其他第四纪地质研究：①在当雄-羊八井盆地见到了中更新世以来确切的第四纪冰川作用的遗迹和作用以前的河流或洪积相砾石层（高于现代河床达 100 m 左右）；②在第四纪不同沉积物上见到了数十条穿切活动断层，其地表形貌和现代活动性都十分明显；③在羊八井盆地的堆龙曲及其支流藏布曲（羊八井河）至少发现了五至六级拔河高达 100 m的河流阶地（在旁多地区的拉雅河及其支流热振藏布曲也有四级以上的河流阶地），而在宁中-当雄盆地的乌鲁龙曲及其支流拉曲和当曲，只有一至二级河流阶地，说明羊八井盆地在第四纪早期是外流河，而宁中-当雄盆地在第四纪晚期才开始外泄。为青藏高原第四纪环境变迁与活动构造的研究提供了基础资料。

（12）关于风沙变迁。根据在纳木错东南岸覆盖在湖相沉积和山麓上的沙丘，以及湖岸边缘风沙层所夹的古土壤层，结合野外调查结果对该地的风沙期进行了划分。风沙期对应于沙丘移动时期，此时风沙活动盛行，为自然沙漠化阶段；两个风沙期之间是沙丘固定、半固定、植被恢复与古土壤发育生成时期。风沙期与冰缘期（阶），既有阶段的对应性，又有起始时间滞后现象，风沙期起始略晚，证明冰缘期之初可能有极其短暂的冷湿阶段。现代风沙活跃区边缘大致相当于西风与季风混合带靠近西风区的边缘。

（13）对未来环境发展趋势的预测方法与结果，进行了论述，提出环境类比法和曲线位置法：把各类环境曲线视为不同时间尺度、不同摆动周期曲线的叠加，以解析目前环境在各种时间尺度与周期曲线上所反映的位置，以及振动方向，以此来预测未来环境发展趋势。并根据所提出的方法对未来环境发展作了预测。

（14）地貌学、沉积学、地球化学、同位素年代学及微体古生物学分析表明，自 12 万年至 4 万年 B.P.，西藏纳木错湖面大幅度持续下降，湖水变咸，证明了极度干旱期的存在。自 4 万年 B.P. 以来，纳木错湖面保持了振动式升降变化，末次冰期时最低，全新世早期最高，以后又有振动式升降。气候变化导致的湖面变化的时间尺度有万年、千年等。

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。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？念青唐古拉山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，项目组成员和1:25万当雄幅区调工作人员密切配合，是该项研究取得认识上的进步和研究突破的前提。三年来，项目组不断地与1:25万当雄幅区调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，还争取到国土资源部国际合作与科技司自由探索项目的立项资助，是取得以上研究进展的第三个条件。

由于研究区地质情况复杂，本项研究内容涉及面又太宽，加之对本区的第四纪地质、第四纪冰期划分、古湖泊演化、构造变形、山脉隆升、古夷平面及新构造等许多问题还有不同的认识，因此，有关第四纪湖泊演化还存在若干尚待解决的问题，诸如古羌塘湖的地域分布尚需进一步调查、核实；对该区湖相沉积与冰期演化的关系、湖泊与冰川互为消长关系的对比研究尚待加强，对晚更新世古大湖的比较分析有待深入；本区尚缺乏冰期划分、冰碛物地层的标准剖面；本区大量的物化探资料对研究第四纪环境演化规律必不可少，这些资料亟待制定办法开发利用，也是类似研究工作无必要重复进行的。此外，本专著还可能存在各种不足和欠缺，敬请同行专家、学者批评指正。

希望本书的问世，对探讨西藏纳木错地区第四纪环境演化与青藏高原隆升提供有益的借鉴，对青藏高原第四纪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；同时也希望能给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

安芷生，Kukla G，刘东生．1989．洛川黄土地层学．第四纪研究，(2)：155～168

安芷生，吴锡浩，汪品先等．1991．最近 130 ka 中国古季风——1．古季风记录．中国科学，(10)：1076～1084

北京大学、南京大学、上海师大、兰州大学、杭州大学、西北大学和中山大学地理系编写组．1978．地貌学．北京：人民教育出版社

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

常承法．1982．青藏高原的地质构造．北京：地质出版社

崔之久．1981．古岩溶与青藏高原抬升．见：青藏高原隆起的时代、幅度和形成问题．北京：科学出版社，45～51

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

崔之久，李德文，伍永秋等．1998．关于异平面．科学通报，43（17）：1794～1805

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

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

曹琼英，王富葆，韩辉友．1989．苏南和宁镇地区三万年来地层的划分及自然环境变化中的若干问题．中国第四纪研究，8（1）：122～132

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

成都地质学院陕北队．1978．沉积岩（物）粒度分析及其应用．北京：地质出版社

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

陈敏安，万国江．1999．云南洱海沉积物粒度组成及其环境意义辨识．矿物学报，19（2）：175～182

陈文寄，李齐，郝杰等．1999．冈底斯岩带结晶后的热演化史及其构造含义．中国科学，29（1）：9～15

陈文寄，李齐，周新华等．1996．西藏高原南部两次快速冷却事件的构造含义．地震地质，18（2）：109～115

陈以健等．1984．沂沭断裂带四万年来的新活动——^{14}C 技术在活动断裂研究中的应用．海洋地质与第四纪地质，4（4）：336～343

陈以健，Polach H A．1987．沉积物中碳酸盐^{14}C年龄的可靠性．海洋地质与第四纪地质，7（2）：115～124

程裕淇．1994．中国区域地质概论．北京：地质出版社

柴宗新．1986．按相对高度划分地貌基本形态的建议．见：地貌制图研究文集．北京：测绘出版社

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

丁林，钟大赉，潘裕生等．1995．东喜马拉雅构造线上新世以来快速抬升的裂变径迹证据．科学通报，40（16）：1497～1500

丁仲礼，刘东生．1998．晚更新世以来古季风变化动力机制的概念模型．科学通报，4：122～132

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

方金琪．1989．全新世气候最宜期岱海流域降雨量的估算．干旱区地质，(12) 4：66～69

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

郭正堂，丁仲礼，刘东生．1996．黄土中的沉积——成壤事件与第四纪气候旋回．科学通报，41：56～59

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

韩同林．1983．西藏东北部的新生界及其层序讨论．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. 西藏中扎—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. 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
韩玉英. 1990. 有限应变分析. 北京：地质出版社
韩同林. 1991. 青藏高原大冰盖. 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
何培元，浦庆余. 1982. 沅水瓮洞—安江段第四纪砾石层的组构分析. 中国地质科学院地质力学研究所所刊，第2号. 北京：地质出版社，117～130
何许. 1996. 雪域先民的足迹——西藏访古录. 成都：四川教育出版社，190
和钟铧，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
侯增谦，李振清，曲晓明等. 2001. 0.5 Ma以来的青藏高原隆升过程——来自冈底斯热水活动的证据. 中国科学，31（增刊）：27～33
胡守云，王苏民，Appel E，等. 1998. 呼伦湖湖泊沉积物磁化率变化的环境磁学机制. 中国科学（D辑），28（4）：334～339
霍巍. 1995. 西藏古代墓葬制度史. 成都：四川人民出版社，405
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
黄成彦. 1982. 西藏羊八井第四纪硅藻植物群. 见：青藏高原地质文集（4）第四纪地质、冰川，176～201
黄锡璇，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
黄锡璇，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
黄怀曾，王松产，黄路桥等. 1992. 青藏高原岩浆活动及岩石圈演化. 地质专报，（21）. 北京：地质出版社
黄麒. 1990. ^{14}C测定年代方法与青藏高原盐湖演化的研究. 见：中国^{14}C年代学研究. 北京：科学出版社，169
黄尚瑶. 1993. 中国温泉资源（1:600万中国温泉分布图说明书）. 北京：中国地图出版社
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”古气候颤动事件. 地质学报，76（2）：272～278
焦克勤，姚檀栋，李世杰. 2000. 西昆仑山32 ka来的冰川与环境演变. 冰川冻土，22（3）：250～256
计宏祥，徐钦琦，黄万坡. 1980. 西藏吉隆沃马公社三趾马动物群. 见：青藏高原科学考察丛书，西藏古生物（第一分册）. 北京：科学出版社
金相灿. 1995. 中国湖泊环境. 北京：海洋出版社
孔昭宸，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
孔祥儒，王谦身，熊绍柏. 1996. 西藏高原西部综合地球物理与岩石圈结构研究. 中国科学（D辑），26（4）
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. 2000. 青藏高原大湖期. 地理学报，55（2）：174～182
李炳元，张青松，景可等. 1981. 西藏水系发育的几个问题. 地理集刊，第10号. 北京：科学出版社，30～43
李柄元，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，文世宣，张青松. 1979. 青藏高原隆升的时代、幅度和形式探讨. 中国科学（B辑），9（6）：608～616
李吉均，郑本兴，杨锡金等. 1986. 西藏冰川. 北京：科学出版社，217～23
李明森. 1996.（青藏）高原土地类型. 见：洛桑·灵智多杰主编. 青藏高原环境与发展系列丛书——青藏高原环境与发展概论第六章. 北京：中国藏学出版社，85～95

李容全，郑良美，朱国荣．1990．内蒙古湖泊与环境变迁．北京：北京师范大学出版社
李四光．1979．地球表面形象变化之主因．见：地质力学方法．北京：科学出版社
李四光．1973．地质力学概论．北京：科学出版社
李廷栋．1995．青藏高原隆升的过程和机理．地球学报，(1)
李小强，杜乃秋．1999．孢粉无酸碱分析法．植物学报，41（4）：782～784
李永先．1988．盐湖硼酸盐分析法及其矿物式的确定原则．见：第三次中国海洋湖沼科学会议论文集．北京：科学出版社
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
林振耀，吴祥定．1979．青藏高原历史时期气候变化的探讨．见：气候变化和超长期预报文集．北京：科学出版社，23～28
刘椿，刘东生，金增信等．1994．北京颐和园昆明湖近代沉积物的环境磁学初步研究及意义．科学通报，39（21）：989～991
刘东生，施雅风，王汝建等．2000．以气候变化为标志的中国第四纪地层对比表．第四纪研究：20（2），108～128
刘东生，安芷生，陈明杨等．1996．最近0.6 Ma南、北半球古气候对比初探．中国科学（D辑），26（2）：174～182
刘宝珺．1985．岩相古地理．北京：地质出版社
刘兰锁．1982．青藏高原沿线上新世—早更新世孢粉组合及其意义．见：青藏高原地质文集（4）第四纪地质、冰川，136～150
刘琦胜，叶培盛，赵希涛等．2003．长江上源布曲盆地古湖相沉积的发现及其U系年龄．第四纪研究，23（1）：111
刘泽纯，黄巧华．1992．昆明盆地两孔岩心的沉积特征及环境磁学分析．沉积学报，(10)：54～61
鹿化煜，安芷生．1998．黄土高原黄土粒度组成的古气候意义．中国科学（D辑），28（3）：278～283
鹿化煜，安芷生．1997．洛川黄土粒度组成的古气候意义．科学通报，42（1）：66～69
卢演俦．1981．黄土地层中$CaCO_3$含量变化与更新世气候旋回．地质科学，(2)：122～131
罗国祉．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
吕厚远，王苏民，吴乃琴等．2001．青藏高原错鄂湖2.8 Ma以来的孢粉记录．中国科学（D缉），31（增刊）：234～240
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
马志邦，刘嘉麒．1997．巴里坤湖晚第四纪沉积物铀系年龄研究．科学通报，42（22）：1475～1480
马杏垣主编．1989．中国岩石圈动力学地图集．北京：中国地图出版社
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）
闵隆瑞，迟振卿，朱关祥．2000．从井儿洼孔岩心看阳原盆地第四纪湖相层的划分．地质学报，74（2）：108～115
南京大学地理系地貌教研组编．1974．中国第四纪冰川与冰期问题．北京：科学出版社
南京大学地理系地貌教研组编．1961．第四纪地质学．北京：人民出版社
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
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
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
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
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
秦伯强．1997．用水热平衡模型估算青海湖古水文要素及水量平衡．海洋与湖泊，(28) 6：611～616
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
钱方，吴锡浩，黄慰文．1988．藏北高原各听石器初步观察．人类学学报，7（1）：75～83

钱方，周国兴．1991．元谋第四纪地质与古人类．北京：科学出版社
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
任纪舜，姜春发，张正坤等．1981．中国大地构造及其演化．北京：科学出版社
任明达，王乃樑．1981．现代沉积环境概论．北京：科学出版社
饶钦止．1964．西藏南部地区的藻类．海洋与湖沼，6（2）：169～192
施雅风．1998．第四纪中期青藏高原冰冻圈的深化及其与全球变化的联系．冰川冻土，20（3）：197～207
施雅风，孔昭宸．1992．中国全新世暖期气候与环境．北京：海洋出版社
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40～30 ka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．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，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
盛承禹．1986．中国气候总论．北京：科学出版社
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
孙建中．1986．中国第四纪火山的时空分布．见：现代地壳运动研究（3）．北京：地震出版社
汤懋苍，白重瑗，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
唐领余，沈才明．1996．青藏高原晚新生代植被史及其气候特征．微体古生物学报，13（4）
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
藤田刚．1975．南关东地区の第四纪化石5（硅藻）．日本化石集27，38～43
佟伟，章铭陶，张知非等．1981．西藏地热．北京：科学出版社
童国榜，张俊牌，范淑贤．1996．中国4 Ma以来孢粉植物群与环境演变的趋势．见：黄土第四纪地质与全球变化，第四集．北京：科学出版社，32～45
王富葆，韩辉友，阎革等．1996．青藏高原北部30 ka以来的古植被与古气候演变序列．中国科学（D辑），26（2）
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
王恒杰，张雪慧．1999．民族考古学基础．北京：中央民族大学出版社，522
王金亭．1996．（青藏）高原生物．见：洛桑·灵智多杰主编：青藏高原环境与发展系列丛书——青藏高原环境与发展概论第五章．北京：中国藏学出版社，65～84
王建，刘泽纯，姜文英等．1996．磁化率与粒度、矿物的关系及其古环境意义．地理学报，51（2）：155～163
王建平，孟宪刚，吴珍汉等．2002．西藏林周县江多乡发现吐蕃王朝墓葬群．地质通报，21（8～9）：598～599
王明业，郑绵平．1965．西藏高原第四纪冰川遗迹．地理学报，31（1）：63～74
王庆隆，万景林．1988．用裂变径迹法研究断层活动年龄的初步探讨．地震地质，10（4）：199～205
王强．1998．察尔汗盐湖的突然形成与地表系统巨变——据介形类研究．地质力学学报，4（4）：82～87
王苏民，冯敏．1991．内蒙古岱海湖泊环境变化与东南季风强弱的关系．中国科学（B辑），21（7）：759～768
王为．1998．香港海滩岩与海滩风暴沉积．中国科学（D辑），28（3）：257～262
王颖，B．迪纳瑞尔．1985．石英砂表面结构模式图集．北京：科学出版社
文启忠等．1981．黄土剖面中氧化物的比值和相对淋溶、积聚值在地质上的意义．地球化学，第四期
文启忠．1989．中国黄土地球化学．北京：科学出版社，143～145
伍永秋，崔之久，刘耕年等．1999．昆仑山垭口地区的冰期系列．冻川冻土，21（1）：71～76
无人区科考团组委会丛书编委会编．1999．离天最近的地方．见：藏北高原无人区科学探秘（一）．北京：民族出版社
吴磊伯，沈淑敏．1962．海滨砾石组构分析的一个实例．地质学报，42（4）：353～363
吴珍汉，吴中海，江万等．2001．中国大陆及邻区新生代构造—地貌演化过程与机理．北京：地质出版社

吴中海，赵希涛，朱大岗等．2002．念青唐古拉山西布冰川区的冰碛层．地球学报，23（4）：343～348
吴锡浩，安芷生，王苏民．1997．黄土与古季风．地学前缘，4（1～2）：77～78
吴锡浩，蒋复初，徐和聆等．1997．北京潭柘寺地区第四纪冰川遗迹的宏观和微观特征．地质力学学报，3（4）：3～12
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
吴敬禄，王洪道，王苏民．1993．全新世艾比湖流域不同时段降雨量的估算．湖泊科学，（5）4：299～306
夏明，张承惠，马志邦．1987．铀系国内对比计划的结果和讨论．中国科学（B辑），（4）：212～224
夏明，张承惠，马志邦．1986．铀系国内对比计划的结果和讨论．中国科学（B辑），4：417～427
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
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
夏明，张承惠，马志邦．1995．铀系组分法测定年轻火山岩年龄的研究．第四纪研究，4，343～352
夏明，张承惠，马志邦．1989．铀系方法测定海洋中不纯碳酸盐的年龄．岩石学报，3，86～90
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．1997．西藏自治区岩石地层．武汉：中国地质大学出版社
夏正楷．1997．第四纪环境学．北京：北京大学出版社
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
谢又予主编．1984．中国石英砂表面结构特征图谱．北京：海洋出版社
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
杨景春主编．1993．中国地貌特征与演化．北京：海洋出版社
杨怀仁主编．1987．第四纪地质．北京：高等教育出版社
杨晓强，李华梅．1999．泥河湾盆地典型剖面沉积物磁化率特征及其意义．海洋地质与第四纪地质，19（1）：75～84
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
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
叶伯舟，申永治等．1986．全国同位素地质年龄数据汇编（第四集）．北京：地质出版社
于庆文，李长安，张克信等．1999．造山带成山运动和环境变化研究的理论与方法．中国区域地质，68（1）
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
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
张树夫，肖家仪，俞立中等．1991．沉积物矿物磁性测量在古环境研究中的应用．地理科学，（11）：182～193
张亚沙．2001．西藏的岩画．中国西藏，12（6）：50～52
张林源．1981．青藏高原隆升对我国第四纪环境演化的影响．兰州大学学报（自然科学版），（3）
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
张玉芳，张俊牌，徐建明等．1998．黄河源区距今13万年来古气候演变．地质力学学报，4（4）：69～75
赵松乔．1985．中国干旱区的自然地理．北京：科学出版社
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

赵希涛．1975．喜马拉雅山脉近期上升的探讨．地质科学，(3)：243～252
赵希涛．1981．青藏高原隆起幅度估算方法评述．见：中国科学院西藏科学考察队编．青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题．北京：科学出版社，167～175
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，沙庆安，冯文科．1978．海南岛全新世海滩岩．地质科学，(2)：163～173
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
赵政章，李永铁，叶和飞等．2001．青藏高原地层．北京：科学出版社
赵志中，吴锡浩，C.Schluchter等．2002．青藏高原第四纪冰川的宇宙核素暴露年龄首次测定．地质力学学报，22（5）：424～433
郑绵平，刘俊英，齐文．1996．从盐湖沉积探讨40 ka B.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，魏新俊等．1989．青藏高原盐湖．北京：科学出版社，14～33，203～219
郑绵平，刘文高，向军等．1983．论西藏的盐湖．地质学报，57（2）：184～192
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，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，牟昀智，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
中国社会科学院考古研究所实验室．1981．放射性碳素测定年代报告（八）．考古，第四期，369
中国社会科学院考古研究所实验室．1979．放射性碳素测定年代报告（五）．考古，第四期，284
中国社会科学院考古研究所实验室．1979．放射性碳素测定年代报告（六）．考古，第一期，96
黎兴国，刘光联，许国英等．1987．^{14}C年龄测定报告（PV）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，35
中国地貌制图规范编写组．中国1:1000000地貌制图规范．北京：科学出版社
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
中国土壤学会农业化学专业委员会编．1983．土壤农业化学常规分析方法．北京：科学出版社
中国科学院南京土壤研究所．1978．土壤理化分析．上海：上海科技出版社
中国历史地图集编辑组．1975．中国历史地图集第五册（隋、唐、五代时期）．上海：中华地图学社出版
中国植被编辑委员会．1980．中国植被．北京：科学出版社
中国科学院南京土壤研究所．1978．土壤理化分析．上海：上海科技出版社
中国科学院贵阳地球化学研究所^{14}C实验室．1977．^{14}C年龄测定方法及其应用．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
中国科学院青藏高原综合科学考察队（李吉均，郑本兴，杨锡金等）．1986．西藏冰川．北京：科学出版社，217～231
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
中国科学院青藏高原综合科学考察队（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

中国科学院青藏高原综合科学考察队（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
中国科学院青藏高原综合科学考察队（杨逸畴，李炳元，尹泽生等）. 1983. 西藏地貌. 北京：科学出版社，1～238
中国科学院北京植物研究所古植物研究室孢粉组. 1976. 中国蕨类植物孢子形态. 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
钟大赉. 1989. 大型走滑断裂碰撞后陆内变形的重要形式. 科学通报，34（7）
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湖滩岩. 地质论评，49（4）：432～438
朱大岗，赵希涛，孟宪刚等. 2002. 藏北高原环纳木错首次发现晚更新世湖滩岩. 地质通报，21（3）：175
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. 2002. 念青唐古拉山主峰地区第四纪砾石层砾组分析. 地质力学学报，8（4）：36～45
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，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
朱日祥，李景春，吴汉宁等. 1994. 中国黄土磁学性质与古气候意义. 中国科学（B辑），24（9）：992～997
朱文耀，程宗颐，王小亚等. 1999. 中国大陆地壳运动的背景场. 科学通报，44（14）：1537～1540
朱夏. 1990. 中国中新生代沉积盆地构造发展述略. 见：朱夏，徐旺主编. 中国中新代沉积盆地. 北京：石油工业出版社，1～6
朱照宇，顾德隆，罗尚德等. 2001. 青藏高原甜水海湖泊沉积物铀系等时线测年. 科学通报，46（2）：163～167
竺可桢. 1973. 中国近五千年来气候变迁的初步研究. 中国科学，2：168～189
Alsdorf D, Brown L, Nelson D, Makovsky Y, Klemperer S and Zhao W. Crustal deformation of the Lhasa terane, Tibet Plateau from Project INDEPTH deep seismic reflection profiles. Tectonics, 17 (4): 501～519
Avouac J P, Dobremez J F, Bourjot L. 1996. Palaeoclimatic intepretation of a topographic profile across middle Holocne regressive shore-limes of Longmu Co (Western Tibet). Palaeogeography Pelaeoclimatology Palaeoecology, 120 (1～2): 93～104
Armijo 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
Barbetti M. 1980. Geomagnetic strength over the last 50000 years and changes in the atmospheric C concentration: emerging trends. Radiocarbon, 28: 192～199
Barry J C, Lindsay E H, and Jacobs L L. 1982. A biostratigraphic zonation of the Middle and Upper Siwaliks of the Potwar Plateau of northern Pakistan. Palaeogeography, Palaeoclimatology and Plaeoecology, 37: 95～130
Baksi S K. 1971. On the Palynological Biostratigraphy of Bengal Basin. Seminar on Paleopalyology and Stratigraphy
Bard E, Hamelin B, Fairbanks R G et al.. 1990. Calibration of the ^{14}C timescale over the past 30000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. Nature, 345: 405～410
Bard E, Arnold M, Fairbanks R G et al.. 1993. ^{230}Th-^{234}U and ^{14}C ages obtained by mass spectrometry on corals. Radiocarbon, 35 (1): 191～199
Bard E, Fairbanks R G, Arnold M et al.. 1992. $^{230}Th/^{234}U$ and ^{14}C ages obtained by mass spectrometry on corals from Barbados (West Indies), Isabela (Galapagos) and Mururoa (French Polynesia). In: Bard E and Broecker W S eds. The last deglaciation: absolute and radiocarbon chronologies. NATO ASI Series, 12: 103～110
Beerger A. 1989. Milankovitch theory and climate. Reviews of Geophysics, 26 : 624～657
Bischoff J L and Fitzpatrick J A. 1991. U-series dating of impure carbonates: An isochron technique using total sample dissolution. Geochimica et Cosmochimica Acta, 55: 543～554
Bond G, Hemrich H, Broecker W et al.. 1992. Evidence for massive discharges of icebegs into North Atlantic Ocean during the last glacial period. Nature, 360 : 245～249

Bond G C, Broecker W S, Johnsen S et al.. 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. Nature, 365: 143 ~ 147

Burke K and Lucas L. 1989. Thrusting on the Tibetan Plateau within the last 5 Ma. In: Sengor A M C et al. Eds. Tectonic evolution of the Tethyan region. NATO ASI. Series C, 259: 507 ~ 512

Cands S C, Kent D V. 1995. Revised geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. Journal of Geophysical Research, 100 (B): 6093 ~ 6095

Carl K, Seyfert and Leslie A. 1973. Sirkin, Earth histiry and plate tectonics an introduction to historical geology

Chase C G. 1992. Fluvial landscaping and the fractal dimension of topography. Geomorphology, 5: 39 ~ 57

Copeland P, Harrison T M, Pan Y, Kidd W S Foand Roden M. 1995. Thermal evolution of the Gangdese batholith, southern Tibet: a history of episodic unroofing. Tectonics, 14 (2): 223 ~ 236

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

Dansgard W, Johnson S J, Clausen H B et al.. 1971. Climate record revealed by the Century Ice Core. in: Turekian K K. ed. The Late Cenozoic Glacial Ages, Yale University Press, New Haven, 37 ~ 56

Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, et al.. 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record, Nature, 364: 218 ~ 220

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

Einsele G, Ratschbacher L and Wetzel A. 1996. The Himalaya Bengal Fan denudation-accumulation system during the past 20 Ma. The Journal of Geology, 104: 163 ~ 184

England P C and Houseman G A. 1986. Finite strain calculations of continental deformation, 2, comparison with the India-Asia collision. Journal of Geophysical Research, 91: 3664 ~ 3676

England P C and Houseman G A. 1998. The mechanics of the Tibetan Plateau. Philos. 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 13000 B.P. Quaternary science Reviews, 12: 13803 ~ 13872

Groots P M M, Stuilber J N C, White et al.. 1993. Comparison of oxygen isotope temperature records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. Nature, 366: 552 ~ 559

Gerard Bond, William Showers, Maziet Cheseby. 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates, Science, 278 (14): 1257 ~ 1265

Glasiter R P, Nelson H W. 1975. Grain size distribution and in facies identification, Bull. Can. Pertro, 22 (3): 203 ~ 240

Gasse F, Arnold M, fonts J C et al.. 1991. A 13000 yr climate record from Western Tibet. Nature, 353: 742 ~ 745

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

Hendrix M S, Dumitru T A and Craham S A. 1994. Late Oligocene-early Miocene unroofing in the Chinese Tian Sha: An early effect of the India-Asia collision. Geology, 22 : 487 ~ 490

Henning G J and Grun R. 1983. ESR dating in Quaternary geology. Quaternary Science Reviews, 2: 157 ~ 238

Herczeg A L, Chapman A. 1991. Uranium-series dating of lake and dune deposits in southeastern Australia: a reconnaissance. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 84: 285 ~ 298

Hilton J, Lishman J P, Chapman J S. 1986. Magnetic and chemical characterisation of a diagenetic mineral formed in the sediments of productive lakes. Chem. Geol, (56): 325 ~ 335

Houseman G and Englang P. 1994. A lithospheric-hickening model for the Indo-Asian collision. In: The tectonic evolution of Asia. Cambridge : Cambridge Press, 1 ~ 17

Hsu Jen. 1978. On palaeobotanical evidence for continental drift and the Himalayan uplift. The Palaeobotanist, 25: 131 ~ 142

Hurford A J, Hunziker J G and Stockhert B. 1991. Constraints on the late thermotectonic evolution of western Alps: evidence for episodic rapid uplift. Tectonics, 10 (4): 758 ~ 769

Ivanovich M. 1982. Uranium series disequilibria applications in geochronology. In: Ivanovich M, Harmon R S. eds. Uranium series disequilibrium: Application to environmental problems. Clarendon Press, Oxford, 56 ~ 106

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

Kapp P et al.. 2000. Blueschist-bearing metamorphic core complexes in the Qiangtang Block rewveal deep crustal structure of northern Tibet. Geology, 28: 19 ~ 22

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

King J W, Channell J E T. 1991. Sedimentary magnetism, environmental magnetism, and magnetostratigraphy. Rev. Geophy., Supplement, 358 ~ 370

Kaufman A. 1993. An evaluation of several methods for determining $^{230}Th/U$ ages in impure carbonates. Geochimica et Cosmochimica Acta, 57, 2303 ~ 2317

Kaufman A. 1971. U-series dating of Dead Sea Basin carbonates. Geochim. et Cosmochim. Acta, 35, 1269 ~ 1281

Kaufman A, Yechiéli Y and Gardosh M. 1992. Reevaluation of the lake-sediment chronology in the Dead Sea basin, Israel, based on new $^{230}Th/U$ dates. Quaternary Research, 38, 292 ~ 304

Kaufman A, Broecker W S. 1965. Comparison of ^{230}Th and ^{14}C ages for carbonate materials from Late Lahontan and Bonneville. Journal of Geophysical Research, 70: 4039 ~ 4054

Kigoshi K. 1971. Alpha-recoil ^{234}Th: Dissolution into water and the $^{234}U/^{238}U$ disequilibrium in nature. Science, 173: 47 ~ 48

Kutzbach J E. 1980. Estimatates of past climate at Paleoiake Chad, North Africa, baseol on a hydrological and energy balance model, Quaternary Research, 14: 210 ~ 223

Ku T L, Luo S D, Lowenstein T K, Li J R and Spencer R J. 1998. U-series chronology of lacustrine deposits in Death Valley, California. Quaternary Research, 50: 261 ~ 275

Ku T L, Bull W E, Freeman S T, Knauss K G. 1979. $^{230}Th/^{234}U$ dating of Pedogenic carbonates in gravelly deserts of Vidal Valley, southwestern California. Bulletin Goelogical Society of America, 90: 1063 ~ 1073

Ku T L, Liang Z C. 1984. The dating of impure carbonates with decay-series isotopes. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, 223: 563 ~ 571

Langmuir D and Herman J S. 1980. The mobility of Thorium in natural waters at low temperatures. Geochimica et Cosmochimica Acta, 44: 1753 ~ 1766

Langmuir D. 1978. Uranium solution-mineral equilibra at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits. Geochimica et Cosmochimica Acta, 42: 547 ~ 569

Leopold E B. 1969. Late Tertiary and Quaternary. In: Aspects of Palynology

Li Jijun. 1995. Uplift of Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and global chang. Lanzhou: Lanzhou University Press, 1 ~ 110

Li S J, Zheng B X, Jiao K Q. 1989. Preliminary on lacustrine deposits and lake evolution on the southern slope of the West Kunlun Mountains. Bulletin of Glacier Research, 169 ~ 176

Luo S D, Ku T L. 1991. U-series isochron dating: A generalized method employing total-sample dissolution. Geochimica et Cosmochimica Acta, 55: 555 ~ 564

Lin J C, Broecker W S, Anderson R F et al.. 1996. New $^{230}Th/U$ and ^{14}C ages from lake Lahontan carbonates, Nevada, U.S.A., and a discussion of the origin of initial thorium. Geochimi. Cosmochim. Acta, 60: 2817 ~ 2832

Martinson D G, Pisia 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. 1987. Geomorphic evidence for active faulting in the Altyn Tagh and northern Tibet and quantitative estimates of its contribution to theconvergence of India and Eurasia. Geology, 15: 249 ~ 253

Molnar P, England P and Martinod J. 1993. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau and the Indian monsoon. Reviews of Geophysics, 31 (4): 357 ~ 394

Nambi K and Aitken M. 1986. Annual dose conversion factors for TL and ESR dating. Archaeometry, 28: 202 ~ 205

Nilson S and Pralowski J. 1974. Pollen and Spores and Phenology in the Stockolm ares during 1972. Grana Palynologica, 14 (2 ~ 3)

Osmond J K, Cowart J B. 1992. Ground water. In: Ivanovich M, Harmon R S. eds. Uranium-Series Dissequilibrium: 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

Peng T H, Goddard J G and Broecker W S. 1978. A direct comparison of ^{14}C and ^{230}Th ages at Searles Lake, California. Quaternary Research, 9: 319 ~ 329

Pettijohn F J. 1975. Sedimentary rocks. (third edition). Copyright, by Harper and Row, publisheis Inc.

Phillips F M, Zreda M G, Ku T L, Luo S D, Huang Q, Elmore D , Kubik P W and Sharma P. 1993. $^{230}Th/^{234}U$ and ^{36}Cl dating of evaporate deposits from the Western Qaidam Basin, China: Implications for glacial-period dust export from central Asia. Geological Society of American Bulletin, 105: 1606 ~ 1616

Porter S C, An Z S. 1995. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the Last Glaciation. Nature, 375: 305 ~ 308

Prakask U. 1973. Fossils woods from the Lower Siwalik beds of Himachal pardesh, India. The Palaeobotanist, 22 (3)

Prell W L, Kutzbach J E. 1992. Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. Nature, 360: 647 ~ 650

Quade J, Cerling T E and Bowman J R. 1989. Development of Asian monsoon revealed by marked ecological shift during the latest Miocene in northern Pakistan. Nature, 342: 163 ~ 166

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 Rerearch, 99: 19917 ~ 19946

Raymo M E and Ruddiman W F. 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. Nature, 359: 117 ~ 122

Richmond G M. 1970. Comparison of the Quaternary stratigraphy of the Alps and Rochy Mountains. Quaternary Research, 1 (1): 3 ~ 28

Richard N, Mack N W, Rutter Vaughn M, Bryant J and S Valastro. 1978. Reexamination of Postglacial Vegetation History in Northern Idaho Hager pond, Bonner Co. Quaternary research, 10 (2)

Rothery D A and Drury S A. 1984. The neotectonics of the Tibetan Plateau. Tectonics, 3: 19 ~ 26

Rosholt J N. 1976. $^{230}Th/^{234}U$ dating of travertine and caliche rinds. GSA Abstr. Prog., 8: 1076

Sab S C D and Kar R K. 1970. Palynological interpretation of Palaeoenviroments with reference to India. The Palaeobotanist, 11 (1)

Schackleton N J. 1984. Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region. Nature, 307: 620 ~ 623

Schwarcz H P, Blackwell B, Goldberg P and Marks A. 1979. Uranium series dating of travertine from archeological sites, Nahal Zin, Israel. Nature, 277: 558 ~ 560

Scharer U, Xu R H and Allegre C J. 1984. U-Pb geochronology of Gangdese plutonism in Lhasa-Xigase region, Tibet. Earth and Planetary Science Lettres, 69: 311 ~ 320

Schwarcz H P and Latham A G. 1989. Dirty calcites: Uranium series dating of contaminated calcite using leachates alone. Isotope Geoscience, 80: 35 ~ 43

Shi Yafeng, Yu Ge, Liu Xiaodong et al.. 2001. Reconstraction of 30 ~ 40 ka B.P. enhanced Indian monsoon climate based on geological records from the Tibetan Plateau. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 169: 69 ~ 83

Smart J S. 1972. Quantitative characterization of channel network structure. Water Resource Research, 8 (6): 1487 ~ 1496

Stuiver. 1982. M A high-precision calibration of the AD radiocarbon time scale. Radiocarbon, 24 (1): 1 ~ 26

Steiger R H. 1996. Dating of orogenic phase in the Central Alps by K-Ar ages of hornblende. Journal of Geophysical Research, 71: 1721 ~ 1733

Stereet F A and Grove A T. 1979. Global maps of lake level fluctuations since 30000 yr B.P., Quaternary Research, 12: 83 ~ 118

Stoner J S, Channell J E T, Hillaire-Marcel C. 1996. The magnetic signature of rapidly deposited detrital layers from the deep Labrador Sea: Relationship to North Atlantic Heinrich Layers. Paleoceanography, 11 (3): 309 ~ 325

Stuiver M. 1970. Oxygen and carbon isotope ratios of fresh-water carbonates as climatic indicator. Journal of Geophysical Research, 75 (27): 5247 ~ 5257

Szabo B J and Bush C A. 1996. Uranium-series dating of carbonate (tufa) deposits associated with Quaternary fluctuations of Pyramid Lake, Nevada. Quaternary Research, 45: 271 ~ 281

Szabo B and Sterr H V. 1978. Dating caliches from southern Nevada by the $^{230}Th/^{232}Th$ versus $^{234}U/^{232}Th$ and $^{234}U/^{232}Th$ versus $^{238}U/^{232}Th$ isochron-plot method. USGS Open-file Rept. 78 ~ 701

Tang Lingyu and Shen Caiming. 1996. Late Cenozoic vegetational history and climatic characteristics of Qinghai-Xizang Plateau. Acta Micropalaeontologica Sinica, 13 (4): 321 ~ 337

Tarboton D G, Bras R L, Rodrguez-Iturbe I. 1988. The fractal nature of river network. Water Resource Research, 24 (8): 1317 ~ 1322

Thompson R, Bloemendal J A, Oldfield F, et al.. 1980. Environmental application of magnetic measurement. Science, 207: 481 ~ 486

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

Thouveny N, de Beaulieu J L, Bonifay E, et al.. 1994. Climate variations in Europe over the past 140kyr deduced from rock magnetism. Nature, 371: 503 ~ 506

Van Campo E, Gasse F. 1993. Pollen-and diatom-inferred climatic and hydrological changes in Samxi Co bassin (western Tibet) Since 13000yr B.P. Quat. Res., 39: 300 ~ 313

Winkler M G, Swain A M and Kutzbach J E. 1986. Middle Holocene Dry Periol in the Northgrn Midwestern United States: Lake Levels and Pollen Stratigraphy, Quaternary Research, 25, 235 ~ 250

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

Wu Zhengyi, et al.. 1981. Dissertation upon the origin, development and regionlization of Xizang flora through the floristic analysis. Geological and Ecological studies of Qinghai-Xizang Plateau, V. Ⅱ. Science Press

Xia Ming, Zhang C H, Zhou X Y. 1985. U-serious dating of coral reefs from South China Sea and its geological significance, Scientia Geologica Sinica, 1: 12 ~ 20

Zheng Mianping, Meng Yifeng, Wei Lejun. 2000. Evidence of the pan-lake stage in the period of 40 ~ 28 ka B.P. on the Qinghai-Plateau, Acta Geologica Sinica, 74 (2), Special Issue 1, Papers on geology of China for the 31 st IGC, Reo 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, Zhao Xitao, Meng Xiangang et al.. 2002. Quarternary 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

On the Quaternary Environmental Evolution of the Nam Co Area, Tibet

Zhu Dagang, Meng Xiangang, Zhao Xitao, Shao Zhaogang, Feng Xiangyang, Yang Chaobin, Zheng Daxing, Ma Zhibang, Wu Zhonghai, Wang Jin, Wang Jianping, Zang Wenshuan

(Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, China, 100081)

This book is a summary of the national geological survey project of "Quaternary environmental change of the Nam Co, Tibet". It also is a monograph to systemically discuss on the evolution of late Quaternary lakes and environmental change in the northern Tibetan plateau.

The Nam Co area is located at the conjunction place of some large tectonic units, such as the Lasa block, Qiangtang block, Nianqingtanggula metamorphic mélange, and Bangong—Nujiang structural belt. As one of well-known areas controlled by active fault movement during the Cenozoic, it is a hot spot to study the structural geology, different movement of the basin and range, geodynamics, metamorphism, Quaternary geology, evolution of lake, and division and comparison of glacial epochs.

As early as in 30s of 20 century, the geographic research on the "Heaven Lake" ——Nam Co was carried out (Xu Jinzhi, 1937). The Nam Co was then known as a famous tour halidome as a result of the scientific surveys during 1950s to the end of 1980s (Zheng Mianping, 1958 ~ 1961; the Synthetic Investigation Team of the Tibetan Plateau from the Chinese Academy of Sciences, 1983, 1984), and geological investigations (Zheng Mianping, 1974; Qian, et al., 1984; Han Tonglin, 1983, 1984). Series of new books about the Tibetan plateau has been published since the hot study of the environmental change in 1980s (Sun Honglie, et al., 1999; Li Jijun et al., 2000; Zheng Mianping et al., 2000).

On the basis of such a geological background to do research on the Quaternary environmental evolution of the Nam Co, Tibet, we had to pay attention not only to the systemically statement by our Chinese geologists (Ren Jishun et al., 1990; Xiao Xuchang et al., 2000) about the geodynamic of the Tibetan plateau, but also on the relationship between Quaternary geology with the uplift of the plateau (Liu Dongsheng et al., 1998), and take account to research results about the Quaternary geomorphology, glacier, and lake (Zhen Benxin et al., 1996; Li Binyuan et al., 2001), and detail data achieved by the new step of national land and resource investigations.

Hard investigations in field and integrative studies in laboratory have been carried out during the last three years. Continuously high-density lacustrine sedimentary samples and various Quaternary samples for laboratory analyses are collected based on regional investigations, field measurements of Qua-

ternary geological sections, lake terraces and banks measurement by water-level instrument. Detailed investigations of lacustrine deposits, glaciofluvial sediments, Quaternary geologic and geomorphologic features, active structures, have been completed, along the Nam Co, the Dangxiong—Yangbajin basin, the middle segment of the Nianqingtanggula mountains and their adjacent areas including Ren Co, Jiuru Co, Shen Co, Bamu Co, and Naqu, Anduo area. Detailed measurement of geological sections and measurement by water-level instrument are also applied for some important strata and key geomorphologic features. A lot of directed and undirected evidences are employed to discuss on the evolution of lakes and the environmental change of the Nam Co, Tibet, including research results of remote sensing images, geomorphology, sedimentology, blown sand, cryergic, organism, and glacier, and analyses data of the easily-melted salt, clay mineral, placer mineral, magnetic ratio, grain size, carbonate and chemical component, and dating results by the method of Uranium-series, ^{14}C, and ESR. Thus, it is suggested that there are 4 ~ 5 variation cycles of the lake and environmental evolution of the Nam Co, Tibet.

A mass of isotope data and micro-organic data are achieved, which made it possible to discuss the evolution of the lake and environmental change since the last 120, 000 years. Our results show that the lake and environmental evolution can be divided into five variation cycles, modified by the development of the geomorphologic landform, lake terraces, the variation of the lake level, division of the glacial epoch, and the change of paleo-climate, vegetation, periglacial environment, and blown sand. Most new achievements are shown as following.

(1) Lake terrace and lacustrine deposits. 5 to 6 steps of lake terraces are recognized in the western and northern bank of the Nam Co. The highest lacustrine deposits is 139.3 m higher than the present lake level of the Nam Co, providing basic data for the measurement of Late Quaternary standard section and paleo-climate section in the Tibetan plateau. New achievements are attained based on the measurement by automatic water-level instrument (the precision can reach to 1/10 cent-meter). ① The distribution height above the lake level of lacustrine deposits during high water-level along the Nam Co is ascertained. The result shows that five of the height are larger than 100 meters, including three of which are measured by the water-level instrument, and other two are estimated according to the topographic map. The highest height above lake level is 139.2 meters. ② The division of lake terraces of the Nam Co indicates that there are six terraces whose height above lake-level is less than 46 meters. Every terrace can be regarded as the response to the variation of the lake level. ③ The division of lake banks of the Nam Co implies that there are as many as 23 banks whose height above the lake level is less than 19 m, and most of which reflects the rapid shrink of the lake surface since the last 20, 000 years. ④ The measurement of the height of lacustrine cliffs composed of the basement and incompact accumulative material provides important evidence to discuss the evolution of the Nam Co.

U-series dating method of carbonate-bearing lacustrine deposits or lake coast deposits, twelve of which are from nineteen sections along the bank of the Nam Co, and three from lakes in adjacent areas, yielded that the higher lake level lacustrine deposits formed in early stage of the Late Pleistocene

in (115.9 ± 12.1) ~ (71.8 ± 8.5) ka B.P. (latest interglacial epoch), and the sixth, fifth, fourth, third, and second terrace formed in middle stage of Late Pleistocene at (53.7 ± 4.2) ka B.P., (41.2 ± 4.7) ~ (39.5 ± 3.0) ka B.P., (35.2 ± 3.0) ka B.P., (32.3 ± 4.4) ka B.P., and (8.2 ± 2.8) ka B.P respectively, while the deposits in lake coast in lacustrine trough formed little earlier than (29.3 ± 2.7) ka B.P.. ^{14}C-dating method of lacustrine sediments from the Nam Co has also been applied. ^{14}C-dating of aquatic layer in T_1—T_2 lake terrace yielded age varying from 2350 a to 1039 a, and of crust of snail ranging from 5290 to 9030 a, and of silt in T_1 terrace at 13820 a, indicating the first and second lake terrace of the Nam Co formed in the Holocene.

(2) Lacuatrine landscape and the lake level variation. Tens of lake banks composed of lake shore gravels along the Nam Co are recognized, wide-spread pluvial and alluvial deposits along the Nam Co are distinguished, and several old gravels are also identified in the northwestern bank of the Nam Co, providing important evidences to discuss the evolution of the Nam Co. The measurement of Quaternary geological sections in the Nam Co and its adjacent area is completed, and various Quaternary samples are collected in the Nam Co and its adjacent areas, presenting stability basement to establish standard Quaternary section and paleo-climate section in the Tibetan plateau. Various lacautrine landscape and karst topography related with the lake level variation can be seen along the bank of the Nam Co and in the island inside the lake. Hot spring group and spring terrace are developed at Xiongqian Qushen and Qumanong of Zhuoka country, Dangxiong city, in northwest of the Nam Co. Series NNE-trending, SSE-dipping normal faults and fault landform are developed along the front of the southern foot of the Nianqingtanggula mountains. All these data are essential to study the Quaternary environmental change and active structure of the Tibetan plateau.

The distribution range of lacustrine deposits of the Nam Co and its adjacent areas has been determined on the basis of the interpretation of remote sensing images. The present lake area of the Nam Co can be figured out by various remote sensing methods. Late Pleistocene and Holocene lacustrine deposits around the Nam Co are distinguished and their distribution areas have been exactly calculated out. The results show that the extension area of lake surface at present is 1984.45 km^2, 64 km^2 larger than that in 1970s, and the distribution area of Late Pleistocene lacustrine deposits is 984.45 km^2 larger than the area of present lake surface, and that of Holocene lacustrine sediments is 184.45 km^2 larger than the area of the lake surface today.

Based on the balanced principle of water-quantity in a whole drainage area, we applied the equation of the heat-quantity, equation of the water and heat, and set up necessary climatic and hydrologic parameters, and then calculated out the extension area of lake surface of the Nam Co and the paleo-precipitation. The result indicates that the precipitation stably decreased in the Holocene, and the calculated precipitation in 1970s is nearly as same as the measured precipitation today of 410 mm. The Boen ratio also indicates that the climate changed from humidity to aridity since the Late Pleistocene.

(3) The discovery of "Old Large Lake in the southeastern Tibetan plateau". Lacustrine deposits and lacustrine landscape are firstly distinguished in the Xiongqu-Naqu valley and in the divide range of

the Nam Co and Ren Co during our field investigation, providing reliable evidences to support that the Nam Co was connected with the Selin Co, Ren Co, Jiuru Co, and Shen Co in the Late Quaternary, and proving the existence of Old Large Lake in the southeastern of the northern Tibetan plateau. Lacustrine deposits are recognized at the altitude of 4700 to 4800 m (the altitude of present divide range is 4695 m) at eight spots, such as in Jiuru Co, Ren Co, south of Naqu, and west of Anduo, implying the existence of gridding-distributed Old Large Lake in the Late Pleistocene in central Tibetan plateau with hundreds of kilometers in diameter. The distribution map of the Old Large Lake in Late Quaternary in central Tibetan plateau has been completed based on the field investigation. The main part of the Old Large Lake, also named as Old Qiangtang Lake, was developed in the south of the Bangong-Nujiang belt, the north of the Gandise mountains and the west of Nianqingtanggula mountains, with the total area reaching as hundreds thousands square kilometers. Most lakes, such as of the Nam Co, Selin Co, Zarinanmu Co, Dangrouyong Co, are residual lakes resulting from the shrink of the Old Large Lake.

This research work has got much attention of leaders and experts from the Ministry of Land and Resource, the Bureau of China Geological Survey (CGS), and the Chinese Academy of Geological Sciences and geologists in and out of the broad. It was also listed as one of "important achievements of the geological investigation and research work in 2001" of the CGS, and was reported as "the new-recognized huge old lake was 139.2 m in height above the lake level of the Nam Co at present, providing new basic data to study on the geological evolution history of the Tibetan plateau and to estimate of the resource and environment". Our research work on the Old Large Lake was also reported by the writer of Nirong in his paper of "an Old Large Lake in the northern Tibetan plateau is recognized during the Quaternary environmental and geological investigation" in the newspaper of "China Land and Resource News" at Dec.24, 2001.

(4) Chronological sequence of the evolution of the Old Large Lake. U-series dating of lacustrine deposits, combined with field investigation, enables us to divide the development of the Nam Co during Late Pleistocene and the Old Large Lake in southeastern of the northern Tibetan plateau into three stages: ①The first stage is the Old Large Lake stage, in early and middle of the Late Pleistocene in 115 ~ 37 ka B.P., corresponding with the well development stage of the Old Large lake; ②The second is the exorheic stage of water in lake during 37 ~ 10 ka B.P., the break-up stage of the Old Large Lake, and ③the third is the Nam Co stage, since late of the Late Pleistocene at 30 ka B.P., and also can be named as the residual lake stage. During the Old Large Lake stage, most present large and small lakes in the southeastern Tibetan plateau, such as the Nam Co, Selin Co, were connected with each other, forming a large lake. They were not independence lakes and connected by drainage systems. The extension of the Old Large Lake, composed of the East Old Qiangtang Lake, South Qiangtang Lake, and West Qiangtang Lake, probably exceeded the divide range of the present endorheic and exorheic drainage. They might be also connected with other old large lakes in middle and southern part and southwestern part of the northern Tibetan plateau, forming a really uniform Old Large Lake in the

northern Tibetan plateau.

(5) Evidence of the lake-level variation of the Old Large Lake. The lake level of the Old Large Lake in southeastern of the northern Tibetan plateau can be divided into three obvious waving stages. According to marks of the old lake strandline, such as the old lake bank, lacustrine deposits, lacustrine cliff, lacustrine pole, lacustrine caves, and lacustrine trough at 18 m higher above the present lake level of the Nam Co, together with measurement result by water-level instrument of 19 sections of lake banks and lake terraces, the lake level in the southeastern of the northern Tibetan plateau can be divided into three levels regarding the present lake level as the baseline: 140 ~ 26 m of the Old Large Lake stage, 26 ~ 19 m of the exorheic stage, and less than 19 m of the Nam Co stage. The results indicate the lake level of the Old Large Lake in southeastern of the northern Tibetan plateau in the Late Pleistocene was stable, but rapid dropped after the Late Pleistocene with three cycles and shown descending trend in a whole. The late terrace is lower than the early one.

(6) The evolution of the Old Large Lake in the northern Tibetan plateau and the uplift of the plateau. The discovery and U-series dating of high-level lacustrine deposits along the bank of the Nam Co indicated that the Nam Co had been developed into a deep and full of water lake in early period of the Late Pleistocene of the latest interglacial epoch. Because the divide range between the Nam Co and its adjacent Ren Co and Shen Co is only 20 m and 25 m higher than the present lake-level of the Nam Co, the Nam Co must be directly connected with other lakes pass through various divide ranges other than an external lake connected by drainages, forming an uniform large lake.

Associated with the uplift of the plateau during the middle period of the interglacial stage of the latest glacial epoch at about 40 ka B.P. to 35 ka B.P., the lake level of the Old Large Lake in the southeastern of the northern Tibetan plateau uplifted again. And the incision of the divide range between Old Large Lake with the Nujiang river-system resulted in the outflow of water in lake and the rapidly dropping of the lake level. The local break-up of the lake led to the separation of old lakes in the Nam Co basin with the residual Old Large Lake.

As the rapid uplift of the Tibetan plateau till to its present height, behaving as a barrier to the south Asian monsoon, the weather in the northern Tibetan plateau became much dry as the coming of late stage of the latest glacial epoch, especial the blooming period of the glacial epoch, resulting less feeder than evaporation in these lakes and the descend of the lake level. When the lake level dropped till to lower than the divide range between the Xiongqu and Naqu valley, the water in lake didn't flowed out anymore, and as a result the present Nam Co formed.

(7) New building of the Nam Co group. The Nam Co area is located at the conjunction area of the Bange—Basu with the Cuoqin—Shenza stratigraphic area, where lacustrine deposits exposed. It's necessary to set up a new petrologic unit of the Nam Co group because of its intact section and abundant micro-paleobiocenosis and special petrofacies and paleo-geographic environment. We define this new building group as lake deposits with gray, gray-white, gray-yellow, and light-gray in color, unconformitably juxtaposed overlaying on brown-red pluvial sediments of middle-fine granodiorite of the

Liangtingkongba unit (K_2l) or Paran moraine1 (Q_2^3), represented by lacustrine sediments exposed along the bank of the Nam Co, and formed during the Late Pleistocene to Holocene. The best spot of the Holocene strata is exposed at the Zanongtang, and that of Upper Pleistocene is at the Ganmanong.

Thus, according to the measured Quaternary lacuatrine strata sections along the coast of the Nam Co, ^{14}C and U-series dating result, analyses results of sporopollen and ostracoda, coupled with features of the sedimentary facie and petrofacies assembly, these lacustrine strata can be attributed to the Nam Co group ($Q_{3-4}n$) .In this area, the Nam Co group is composed of Upper Pleistocene Ganmanong group (Q_3g) and Holocene Zanongtang group (Q_4z), providing new data to do research in the lake evolution, climate change, paleogeographic change and division of Quaternary strata in this and its adjacent areas.

(8) New recognized lacustrine beach rock and its name and determination. Lacustrine sedimentary rock related with the lake evolution in plateau is new recognized along the bank of the Nam Co. This new type of rock can be named as lacustrine beach rock according to data from our field observation, analysis in laboratory, mineral research, X-ray diffraction analysis, and U-series dating, combined with features of sedimentary facie and petrofacies assembly.

Based on the occurrence, petrology, and geological features, we determine the lacustrine beach rock as a type of petrifaction lacustrine deposits developed along the lake beach between the area affected by the surf and periodic water waving. Therefore, various components in lacustrine beach rock are possible, including debris of volcano rock, granite, sandstone, metamorphic rocks, and calcite. The sand and gravel are well cemented and probably the whole cements are fine-size carbonate minerals. This is to say that the lacustrine beach rock has special implication not only in petrostratigraphy, but also in climate-stratigraphy and bio-stratigrapgy.

(9) Economical geology in the Nam Co and its adjacent areas. Our field surveys show that: ① there are two steps of old planation surface of the plateau developed along the Nam Co and its adjacent areas according to features in shape and distribution, named as mountain top-surface and major planation surface, respectively; ② There are three types of Quaternary paleo-weathered crust and paleosol; ③ New discovery in the archaeology shows that the human being has been living in the northern Tibetan plateau since 10, 000 ~ 50, 000 years ago; ④ the mineral resource, specially geothermic resource, and visiting resource in this area are very abundant. Wide-spread and various hot spring chemical sediments are deposited in most geothermic fields in the study area, such as Yangbajin, Ningzhong, Qushen geothermic field, most of which are calcite and silicon sediments, and some of which are including larger parts of sulfide and sulfur. All of these can provide to the exploitation of local visiting resource and the sustainable development of local economy in future.

(10) Quaternary glacial remnant and division of the glacial epoch. Glacial remnant is well developed in this area and is mainly distributed along both sides of the Nianqingtanggula mountains. The altitude height of the peak ridge of Nianqingtanggula mountains along the NE-trending and nearly EW-trending is between 6000 m to 7000 m. Quaternary glacial action is very strong in this area. The

glacial epoch can be divided into four stages based on Quaternary stratigraphic sections, moraine and glaciofluvial sediments, stratigraphic sequence, geological and geomorphologic features and their relations, named as Xibu and Xin glacial epoch (Q_4), Laqu glacial epoch (Q_3), whose age is about 0.07 ~ 0.03 Ma B.P. by U-series and OSL dating, Baran glacial epoch (Q_2^3) during 0.2 ~ 0.14 Ma B.P. yielded by the U-series and ESR dating method, and Ningzhong glacial epoch (Q_2^1) during 0.7 ~ 0.6 Ma B.P. by ESR-dating, from young to old in age. Gravels in sediments deposited in every glacial epoch and interglacial epoch and their petrologic features, pattern in shape, sedimentary thickness, and the weathering degree are very different. Additionally, we have compared and discussed the glacial epoch in our study area with other areas, and the relationship between the glacial denudation with the uplift of the Nianqingtanggula mountains. The observed sedimentary record of the relation between the Quaternary glacial epoch with the Old Large Lake in the Tibetan plateau provides important evidences of the development of Quaternary glaciers in the plateau and the division and comparison of the glacial epoch with adjacent areas. The discussion of the relationship between the uplift with the denudation of the Nianqingtanggula mountains has been finished based on the analysis of the component of moraine and statistics of grain size. The interpretation of remote sensing images of some important segments of glaciers in the Nianqingtanggula mountains shows that the glacier shrank quickly since 70s of the last century. The shrunk area of the glacier in the Yangbajin area in central segment of the Nianqingtanggula mountains reaches as large as 24 km^2. This is to say, high precise data of the lake evolution and climate change in the Nam Co and its adjacent areas has been firstly achieved.

(11) Other research work in Quaternary geology. Our investigations of other Quaternary geology and geomorphology show that: ① Quaternary glacial action remnant since the Late Pleistocene and fluvial or alluvial gravels before the glacier action (100 m high above the present riverbed) can be seen in the Dangxiong—Yangbajin basin; ② tens of active faults have been found in various Quaternary sediments with its topographic phenomena and present action are very obvious; ③ There are 5 ~ 6 steps of river terraces and the highest height is 100 m above the present river level of the Duilong Qu and its branch of Zangbu Qu in the Yangbajin basin, while in Wululong Qu and it branches of La Qu and Dang Qu in Ningzhong—Dangxiong basin, there are only 1 ~ 2 steps of river terraces, suggesting that there were external rivers in the Yangbajin basin in the early Quaternary and water in the Ningzhong—Dangxiong basin began to outflow till to the late Quaternary; ④ the analysis of the drainage system of the Nam Co river in some important areas indicates that there are at least 4 times variations of the riverbed since 70s of last century; ⑤ Paleo- periglacial phenomena, including ice-wedge rip and ice-melting fold formed during the average temperature of a year at 5 ~ 7 below zero, are recognized exposed on the lake terrace of 22 m above the lake level; ⑥ the study on the geomorphology of the limestone cave and stone forest shows that one type of such phenomena belongs to the karst landform, such as the Heaven Cave and Terra-door cave in Baoji area, and others are resulted from the lake-erosion, such as lacustrine caves and poles in 19 ~ 26 m high above the lake level in Zaxiduo peninsula of the Nam Co. These data are essential in the study on Quaternary environmental change, difference in sub-

side of basin, active structure, and lake evolution.

(12) Change of Quaternary blown sand. The division of blown sand period is completed in our field investigation according to the sand dun overlaying on the lacustrine sediments and hillside in the southeastern bank of the Nam Co, and paleosol interlayed in blown sand layers along the edge of the lake coast. Blown sand period is corresponding with the movement stage of sand dun when the blown sand action is strong. This stage can result in natural desertification. The sand dun is stable and vegetable begins to resume and paleosol is well developed in every two blown sand stages. The correlation of the blown sand stage with interglacial epoch shows that sometime they can be corresponding, and sometime the blown sand stage is little later than the interglacial epoch, suggesting the existence of very short-lived cold and humidity period in the early period of the interglacial epoch. The active area of blown sand at present is near to the margin of the west wind in the mixed zone of the monsoon with west wind.

(13) Late Pleistocene environmental change and its development in future. The sustaining drop in large extent of the lake level of the Nam Co during 120, 000 B.P. to 37, 000 B.P. argues the existence of high aridity stage. The lake level was waving since 37, 000 B.P. It dropped to its lowest in the latest glacial epoch and reached at its highest at early period of the Holocene. The lake level variations can include ten thousands, thousands, and hundreds of years in time-scale. The analyses of sporopollen and ostracode from various lacustrine sediments of the Nam Co and its adjacent areas indicate that the difference of the vegetation zone in the northern Tibetan plateau is mainly determined by the uplift-height in various parts of the plateau and the related natural geomorphology. Thus, associate with the colder and colder of the climate, the change of vegetation in the northern Tibetan plateau is much more clear than that in plain areas.

Additionally, the forecast method and result of the environmental development trend in future are also involved in this book. New method of environmental analogy and new method of location in curve are first promoted. Various curves are stacked if the curve of the environment can be regarded as different time-scale and waving-cycle curve. The location of present-day environment in the curve with various time-scale and waving cycle and various waving directions can be used to forecast the development trend of the environment in future. Therefore, the forecast of the development trend of local environment of the study area in future has been completed in the book based on this method.

(14) The development of old lakes in the Tibetan plateau. Synthetic analysis of the remote sensing image and geological map of the Tibetan plateau suggests that there are probably series of old lakes with different time-period, distribution and extension area, and various features of evolution in the Tibetan plateau during Late Cenozoic. Widespread lacustrine deposits are well developed in the valley of the southern Tibetan plateau, the northern Tibetan plateau, Qiangtang area, Kunlun area, Kekexili area, Qilian mountain, the Qaidam basin, the Qinghai lake basin, the southern part of Gansu province, the northwestern part of Yunnan province, and the northwestern part of Sichuang province at present, most of which are distributed at 200 ~ 400 meters higher than the present lake level, suggest-

ing the extension range of old lake should be larger than that of present.

Most of our new achievements mentioned above are based on lots of pre-research works since Quaternary geological studies of the Tibetan plateau have been carried out for many years. Our discussion can only give out some preliminary replies on the lake evolution and the division of glacial epoch. Because of the complicated geology in our study area and too much study content involved in this book, also many differences and shortage in the understanding of the Quaternary geology, the division of Quaternary glacial epoch, tectonic deformation, uplift of mountains, old planation surface, and new-tectonics, lots of problems about the Quaternary lake evolution still need to be answered, such as the distribution range of the Old Qiangtang Lake, the relationship between the lacustrine sediment and the evolution of glacial epoch, the correlation of the lake with the glacier, and the comparison of various old large lakes. Standard sections of the division of glacial epoch and moraine strata also need to be set up in future.

Most of important, we hope that this new-published book can provide not only instructive usage for reference to the study on the Quaternary environmental change in the Nam Co area and the uplift of the Tibetan plateau, but also actual help to the survey and study on the Quaternary geology in the plateau, and the guidance to the undertaking regional geological survey of 1:250, 000 in scale in the Tibetan plateau, too. We also hope this book can add new knowledge and inaugurate new thinking of the study on the environmental change and forecast and evaluation of the geological environment in future of the Tibetan plateau.

图 版 说 明

图版Ⅰ-1：念青唐古拉山主峰远照，由念青唐古拉群和花岗岩组成，海拔 7162 m，镜头朝向 SE。摄于纳木错西岸夺玛。

图版Ⅰ-2：天湖——纳木错，远处为扎西多半岛，镜头朝向 N。

图版Ⅰ-3：当雄县羊八井盆地和地热田，镜头朝向 SW。

图版Ⅰ-4：波曲下游北岸，纳木错第二级湖岸阶地上的湖相沉积物，下部为水平层理发育的湖相砂与粘土，出露厚度 > 2 m（未见底）；中部为浅湖相粗砂小砾，含完整的螺壳与蜂窝状钙质结核，厚 0.3 m；上部为湖滨相砾石层，厚 0.3 m，构成湖岸堤，镜头朝向 S。

图版Ⅰ-5：纳木错西岸塔吉古日南坡，由砂与粘土组成的拔湖达 136.7 m 的高位湖相沉积，覆于白垩纪石灰岩斜坡之上，镜头朝向 N。

图版Ⅰ-6：纳木错西岸玛尔扃北岸，纳木错第一级湖岸阶地上由硅藻土（上部）与粘土（下部）组成的湖相沉积，厚 1.7 m（未见底），镜头朝向 S。

图版Ⅰ-7：纳木错东北岸干玛弄，覆盖于花岗岩斜坡之上、最大高度为拔湖 139.2 m 的湖相沉积物，镜头朝向 N。

图版Ⅰ-8：纳木错西岸塔吉古日，纳木错西岸的湖岸砾石堤多达 30 条以上，镜头朝向 W。

图版Ⅱ-1：纳木错西岸夺玛岬角，组成湖岸堤的直径 5 ~ 10 cm 的扁圆状砾石，镜头朝向下。

图版Ⅱ-2：纳木错西北岸，由火山碎屑岩组成的湖蚀壁龛，镜头朝向 W。

图版Ⅱ-3：纳木错与仁错的分水谷地——雄曲—那曲谷地的分水岭丘贡附近，纳木错第二级与第三级湖岸阶地；第三级阶地由湖相砂与粘土组成，上覆湖滨相砾石；右侧长草的平坦低地为为构成分水岭的第二级湖岸阶地的顶面，镜头朝向 90°。

图版Ⅱ-4：纳木错西北岸扎弄淌，第一级湖积阶地上的湖相沉积物，水平层理有扰动，其沉积物中见有水草层，厚 2.7 m（未见底），镜头朝向 270°。

图版Ⅱ-5：纳木错西岸扎弄淌，第四级湖积阶地上由水平层理发育的灰白色砂与亚粘土组成的湖相沉积物，厚 1.2 m（未见底），镜头朝向 N。

图版Ⅱ-6：纳木错西岸塔吉古日，第五级湖积阶地上由水平层理发育的青灰色砂与粘土组成的湖相沉积物，厚 1.4 m（未见底），镜头朝向 N。

图版Ⅱ-7：纳木错北岸干玛弄，第六级湖积阶地上由水平层理发育的青灰色砂与粘土组成的湖相沉积物，厚 4.2 m，镜头朝向 N。

图版Ⅱ-8：纳木错东北岸期波拉拔湖 22 m 处，由钙质胶结的长石岩屑砂岩组成的湖滩岩，镜头朝向 90°。

图版Ⅲ-1：纳木错东南岸扎西多半岛多穷拔湖 18 m 处，由亮晶砂屑藻凝块灰岩组成的湖滩岩，岩石为（泥）亮晶含生物砂屑藻凝块结构，可见纤状文石，纤长 0.01 ~ 0.05 mm，垂直颗粒边界生长，正交偏光，10 × 10。

图版Ⅲ-2：纳木错东南岸扎西多半岛多青拔湖 18 m 处，由含文石方解石胶结灰岩白云岩质砾岩组成的湖滩岩，岩石具砾状结构和生物碎屑结构，生物碎屑 1 ~ 2 mm，以介形虫为主，正交偏光，10 × 10。

图版Ⅲ-3：那曲错那西北岸洗夏达琼来钦玛海拔 4780 m 处，由（含文石）方解石胶结的含砾砂岩，岩石具含砾砂状结构，砾级碎屑（10%）由硅质岩、花岗岩、杂砂岩、长英质糜棱岩等组成，次棱角—次圆状，2 ~ 4 mm，正交偏光，2.5 × 10。

图版Ⅲ-4：班戈县保吉乡仁错北岸的马尺西，海拔4800 m左右的高位湖相沉积，镜头朝向NW。

图版Ⅲ-5：班戈县保吉乡久如错东岸，海拔4800 m左右的高位湖相沉积，镜头朝N。

图版Ⅲ-6：安多县措玛乡洗夏达琼来钦玛，海拔4800 m左右的高位湖相沉积，镜头朝向N。

图版Ⅲ-7：纳木错北岸嘎玛列那附近，由灰岩组成的湖蚀柱、湖蚀崖和湖蚀平台，镜头朝向E。

图版Ⅲ-8：纳木错西岸纳尔邦一带，注入纳木错的作曲卡河河谷内发育的二级河流阶地，镜头朝向E。

图版Ⅳ-1：纳木错扎西多半岛上，在拔湖20 m左右的湖蚀融洞内（下部）发育的成层分布的湖滩岩，镜头朝向E。

图版Ⅳ-2：班戈县波曲北岸T_1、T_2湖岸阶地（左侧），纳木错西岸波曲河口，镜头朝向E。

图版Ⅳ-3：石英颗粒磨圆度好，但边缘有弧形贝壳状断口及磨光的棱角，经水下磨蚀，形成有规则的解理，断口和表面上附有三角形机械坑。×180。样品编号，6-25-4-6，采于纳木错西北岸扎弄淌T_2湖积阶地。

图版Ⅳ-4：石英颗粒磨圆度好，但边缘有贝壳状断口及磨光的棱角，反映动荡湖泊沉积。×140。样品编号，6-9-4-5，采于纳木错北岸干玛弄T_3湖积阶地。

图版Ⅳ-5：风成石英砂磨圆颗粒的轮廓特征，其表面有不规则的凹坑，因强烈的风沙暴由机械撞击形成。×140。样品编号，6-7-1-3，采于纳木错北岸干玛弄T_5湖积阶地。

图版Ⅳ-6：磨圆的风成石英砂，表面有撞击坑、V形坑和碟形坑。×130。样品编号，6-9-1-11，采于纳木错北岸干玛弄T_6湖积阶地。

图版Ⅳ-7：冲积石英砂的边棱角外形几乎完全圆化，磨圆度较高，晶粒上可见贝壳状断口。×130。样品编号，6-9-1-11，采于纳木错北岸干玛弄T_6湖积阶地。

图版Ⅳ-8：冰碛石英砂的棱角外形，其上可见贝壳状断口。×130。样品编号，6-9-2-8，采于纳木错北岸干玛弄高位湖相沉积。

图版Ⅴ-1：念青唐古拉山东南麓海拔4500 m以上的岩屑锥和岩屑裙，当雄宁中西布拉曲，镜头朝向SW。

图版Ⅴ-2：纳木错南岸念青唐古拉山北麓的岩屑坡，由融冻作用形成的不规则状火山岩岩屑覆盖在山坡上，镜头朝向W。

图版Ⅴ-3：纳木错西岸和北岸山坡上的草皮坡坎，草皮坡坎是由地表草皮层向下滑动后形成，镜头朝向N。

图版Ⅴ-4：纳木错北岸打龙玛一带，海拔约4800 m的高度上，由白垩纪石灰岩组成的冰缘岩柱成群出现，连接成锯齿状犬牙交错的山脊线，镜头朝向W。

图版Ⅴ-5：纳木错北东部的马荣、拉腿、色得一带，由火山凝灰岩形成的冰缘石海和石环，镜头朝向N。

图版Ⅴ-6：念青唐古拉山东南麓由火山岩组成的冻胀石笋，镜头朝向E。

图版Ⅴ-7：纳木错扎西多半岛东北岸拔湖20 m处，发育在第四级湖岸阶地内的融冻褶皱和冰楔劈，镜头朝向N。

图版Ⅴ-8：冬季，念青唐古拉山东南麓呈线状分布的冰丘（冻胀丘），镜头朝向W。

图版Ⅵ-1：念青唐古拉山东南麓西段，拉曲冰期的侧碛和终碛垄，均呈断续状分布，仅见于各大山谷之内，一般不能伸出山口，穷木达，镜头朝向N。

图版Ⅵ-2：念青唐古拉山东南麓西段，拉曲冰期的冰碛物中发育有巨大漂砾，当雄县夹多乡，镜头朝向W。

图版Ⅵ-3：念青唐古拉山北麓西段，拉曲冰期的侧碛和终碛垄，仅见于各大山谷之内，一般不能伸出山口，均呈断续状分布，冷穷曲，镜头朝向 E。

图版Ⅵ-4：念青唐古拉山东南麓西段，爬然冰期的冰碛物，构成刚刚伸出各沟谷出山口不远的高侧碛，高出各沟谷 30～50 m，并被活断层切割，冉布曲，镜头朝向 SE。

图版Ⅵ-5：念青唐古拉山北麓西段，爬然冰期的冰碛物，构成刚刚伸出各沟谷出山口不远的高侧碛，侧碛高出各沟谷底 20～80 m，翁河盲曲，镜头朝向 W。

图版Ⅵ-6：念青唐古拉山东南麓西段，宁中冰期的冰碛物，构成山麓与山前的高平台，高出附近山沟谷和河床数十米，当雄县夹多乡，镜头朝向 NE。

图版Ⅵ-7：念青唐古拉山东南麓西段，宁中/爬然冰期间冰期的堆积物，为杂色风化壳，冉布曲上游，镜头朝向 E。

图版Ⅵ-8：念青唐古拉山北麓西段，宁中冰期的冰碛物，构成山麓与山前的高平台、长梁或缓坡，高出附近山沟谷和河床数十米至 200 m，测曲上游支流冻弄曲，镜头朝向 W。

图版Ⅶ-1：纳木错西北岸桑日东南坡的古砾石层，海拔 4800 m，砾石成分为火山岩、石英砂岩、硅质岩、花岗岩等，磨圆较好，砾径为 0.2～0.5 m，镜头朝向 N。

图版Ⅶ-2：当雄县羊八井中尼公路 3 道班南侧的古砾石层，构成了相对高度最大达 200 m 左右的沉积台地，镜头朝向 N。

图版Ⅶ-3：当雄县宁中盆地中的古砾石层，均呈残丘状，由强烈风化的古砾石层构成，砾石成分为火山岩、石英砂岩、硅质岩、花岗岩等，磨圆较好，砾径为 0.2～0.5 m，镜头朝向 W。

图版Ⅶ-4：当雄县乌马塘河谷中所见一、二、三级河流阶地，拔河 20 m 左右，由冲洪积台地和河流阶地组成，镜头朝向 S。

图版Ⅶ-5：在宁中-当雄盆地的乌鲁龙曲及其支流拉曲和当曲，在汇入主流的出山口处，往往形成洪积台地，台地由红色的、风化较强的冲洪积物组成，镜头朝向 S。

图版Ⅶ-6：在宁中-当雄盆地的乌鲁龙曲及其支流拉曲和当曲河谷中所见一、二级河流阶地，拔河 10 m 左右，镜头朝向 E。

图版Ⅶ-7：当雄县羊八井河谷中所见一、二、三、四级河流阶地，拔河 100 m 左右，由冲洪积台地和河流阶地组成，镜头朝向 N。

图版Ⅶ-8：纳木错与仁错的分水谷地——雄曲-那曲谷地的分水岭丘贡附近，纳木错第二级与第三级湖岸阶地；第三级阶地由湖相砂与粘土组成，上覆湖滨相砾石；右侧长草的平坦低地为构成分水岭的第二级湖岸阶地的顶面，镜头朝向 NW。

图版Ⅷ-1：纳木错扎西多半岛，由灰岩组成的湖蚀柱，高达 20 m 以上，当地人称“合掌石”，是进入纳木错旅游区的大门，镜头朝向 E。

图版Ⅷ-2：纳木错扎西多半岛，由灰岩组成的湖蚀柱，高达 10 m 以上，当地人称“夫妻石”，是纳木错旅游区的重点景点之一，镜头朝向 S。

图版Ⅷ-3：纳木错西岸雄前村北曲申温泉群，由碳酸钙沉积而成的古泉华，镜头朝向 W。

图版Ⅷ-4：纳木错扎西多半岛，由灰岩形成的湖蚀洞中的古岩画，为涂绘式岩画，是纳木错旅游区的重点景点之一，镜头朝向 S。

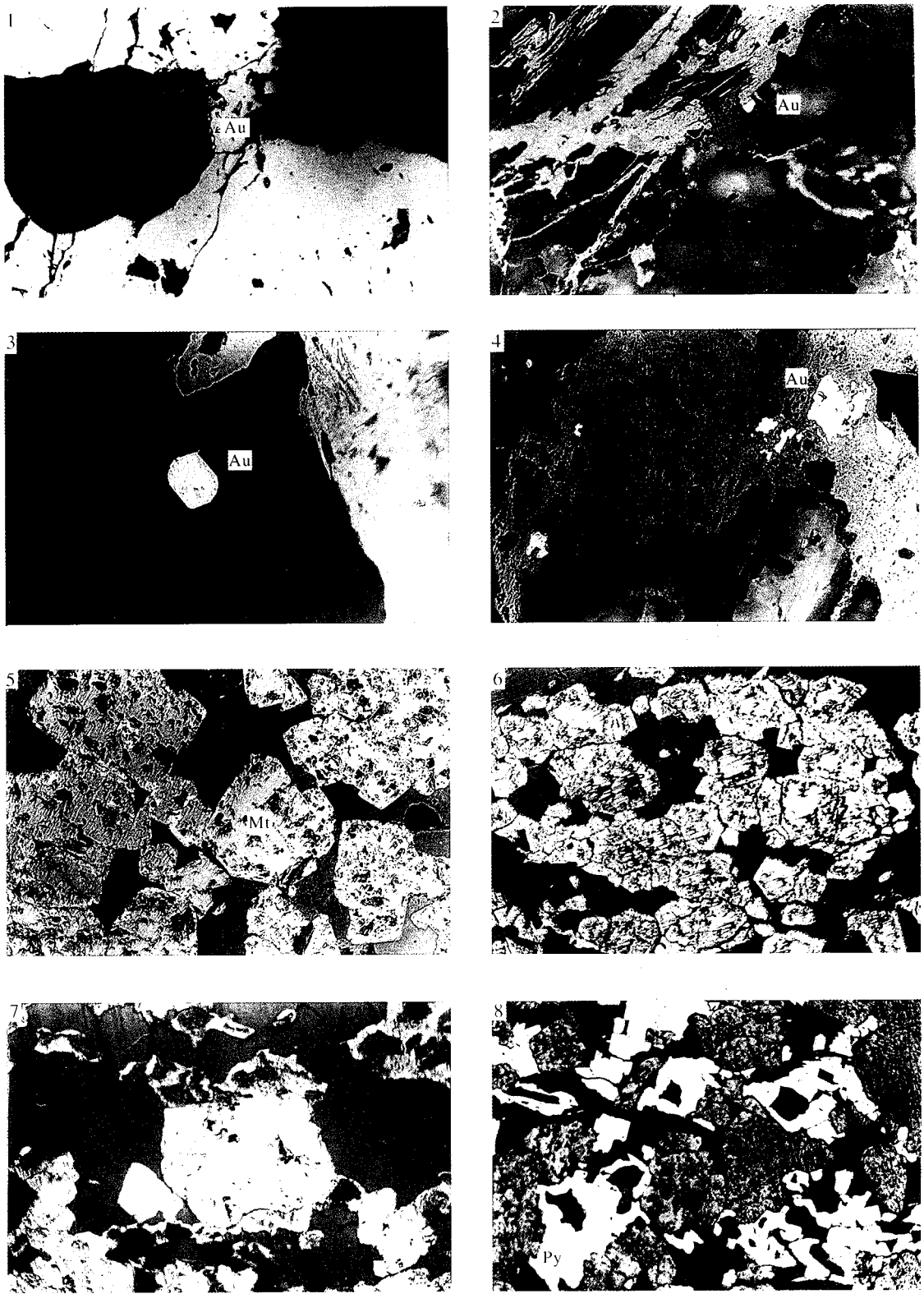
图版Ⅷ-5：纳木错东北岸的尼弄，发现的古岩画属于刻凿式岩画，镜头朝向 NE。

图版Ⅷ-6：西藏江多吐蕃墓葬群分布排列，由 7 号墓旁向东南俯瞰成列的 3～7 号墓，镜头朝向 E。

图版Ⅷ-7：纳木错北岸班戈县保吉乡的娘热贡东溶洞（也称列日可洞），由天门洞、地门洞两个石灰岩溶洞组成，图为天门洞洞口，镜头朝向 E。

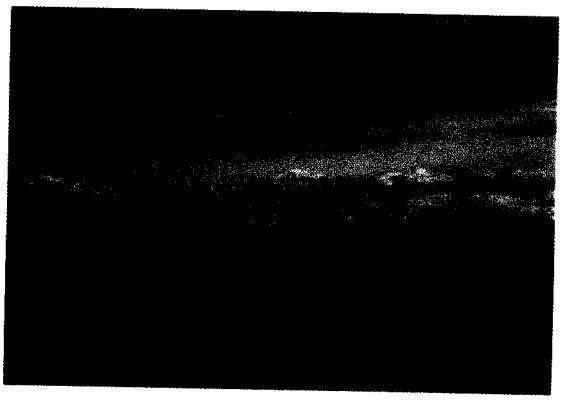
图版Ⅷ-8：纳木错北岸班戈县保吉乡天门洞，洞内有石笋、石葡萄和石钟乳等，镜头朝上。

图版Ⅷ





1



2



3



4



5



6



7



8

图版 II



1



2



3



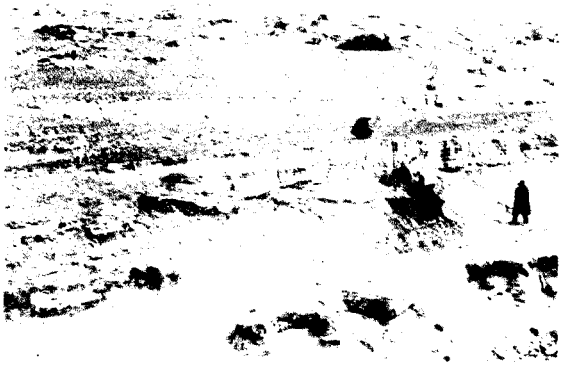
4



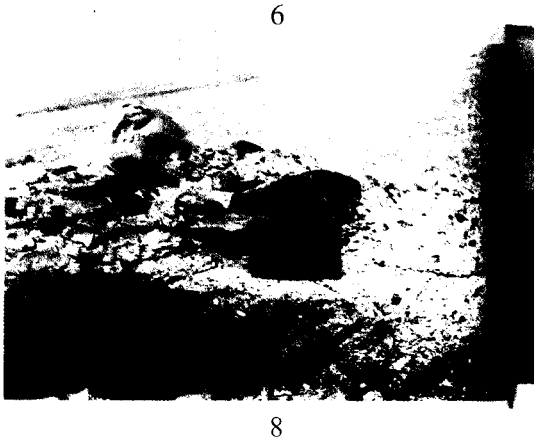
5



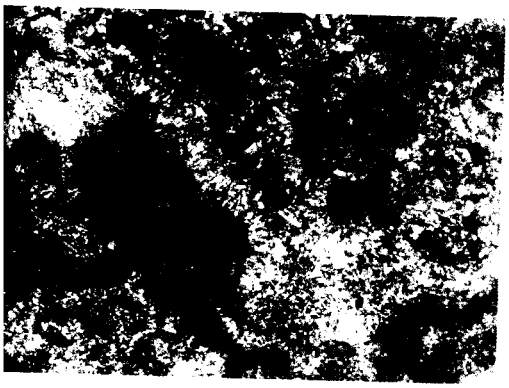
6



7



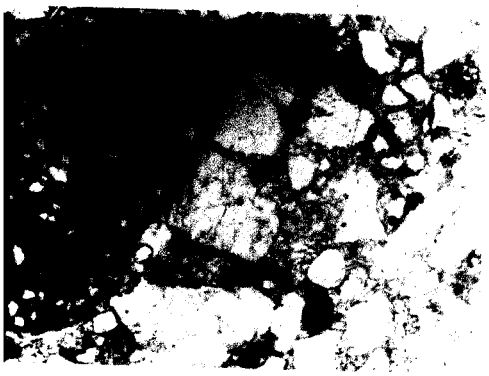
8



1



2



3



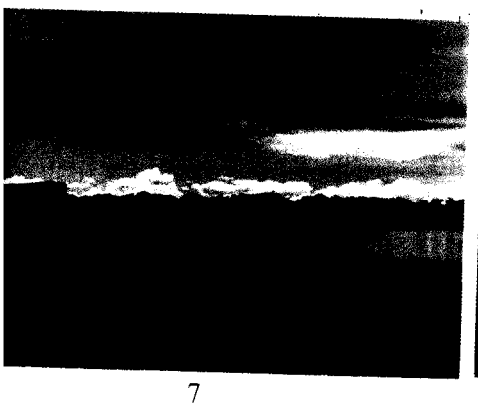
4



5



6



7

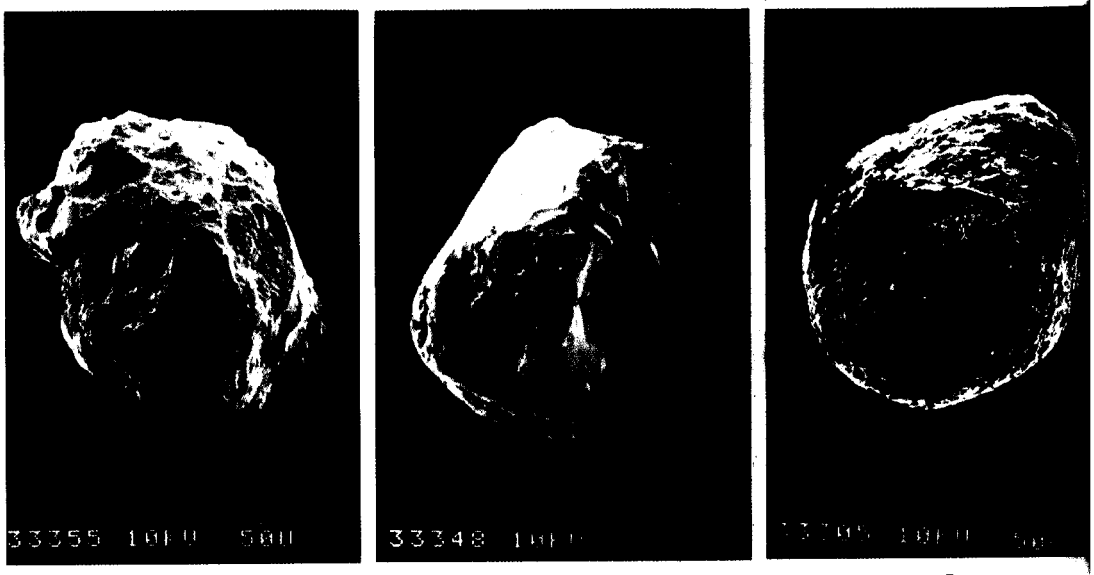


8

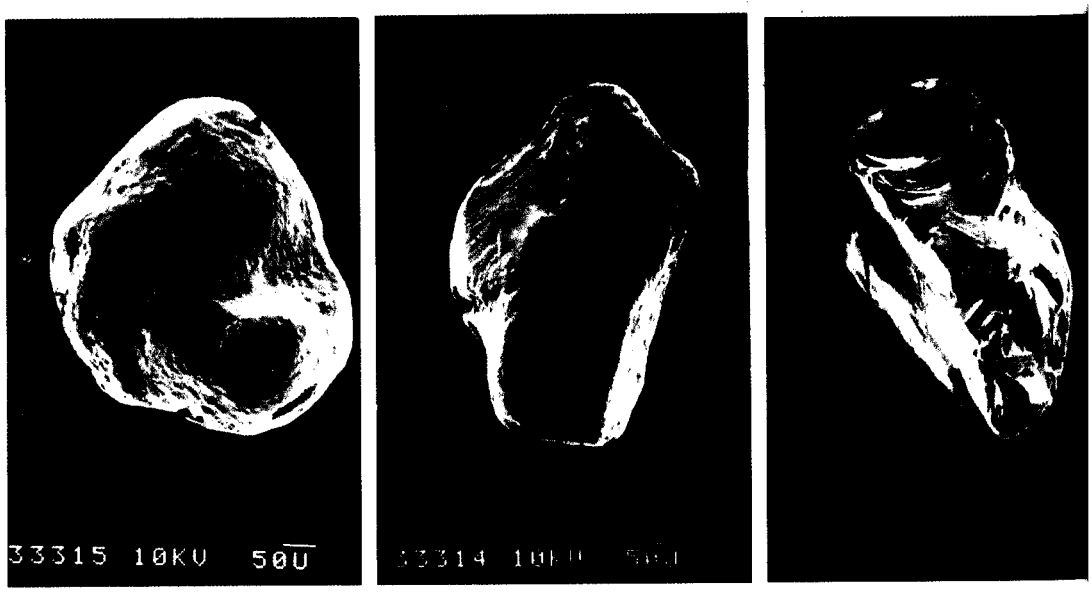
图版Ⅳ



1　　2



3　　4　　5



6　　7　　8



1



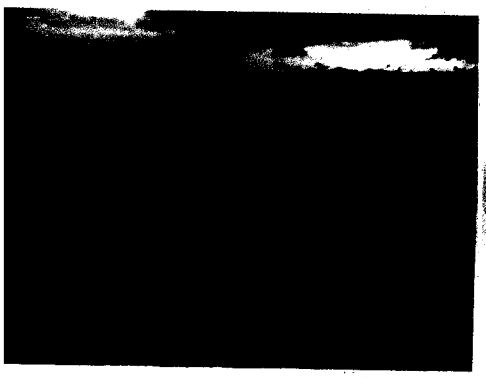
2



3



4



5



6

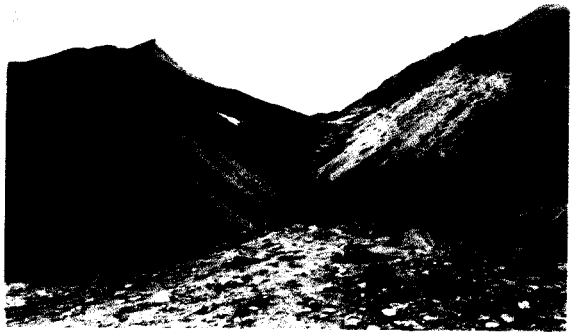


7

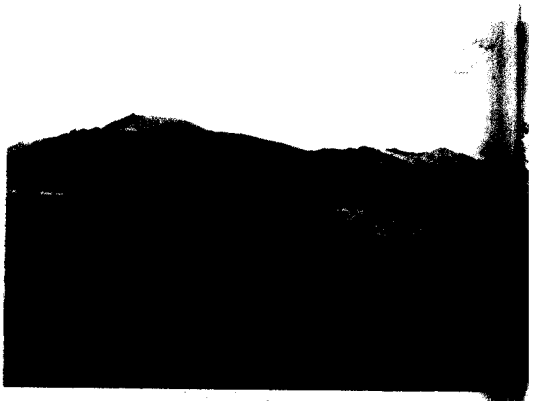


8

图版VI



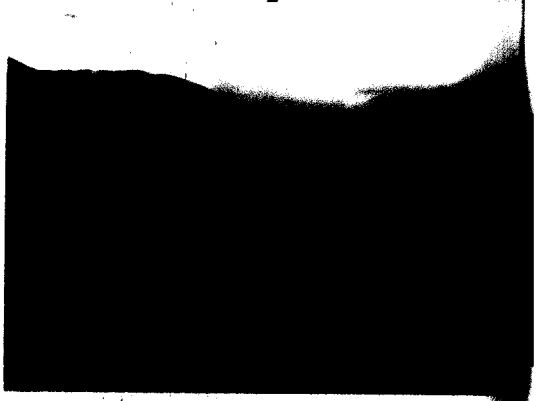
1



2



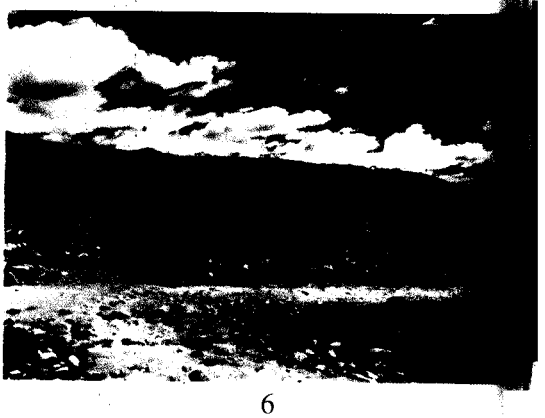
3



4



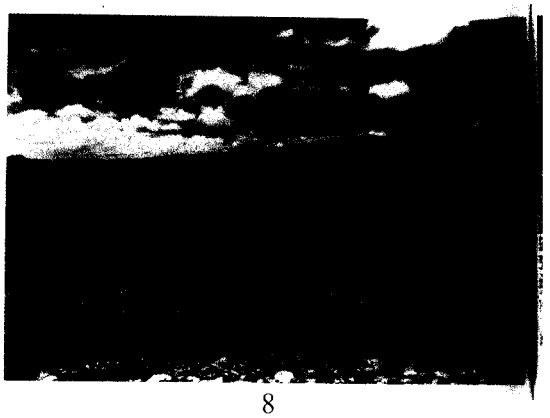
5



6



7



8



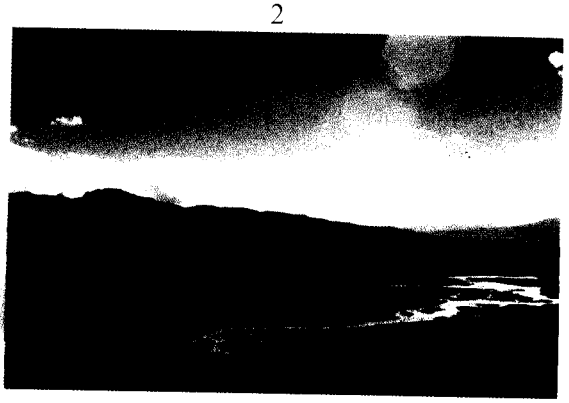
1



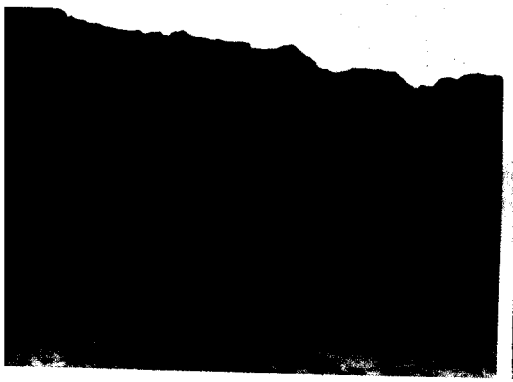
2



3



4



5



6



7



8

图版Ⅷ



1



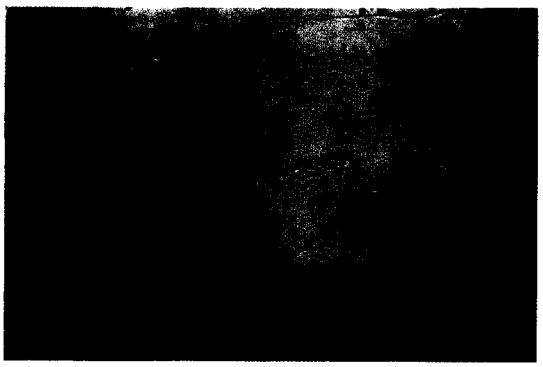
2



3



4



5



6

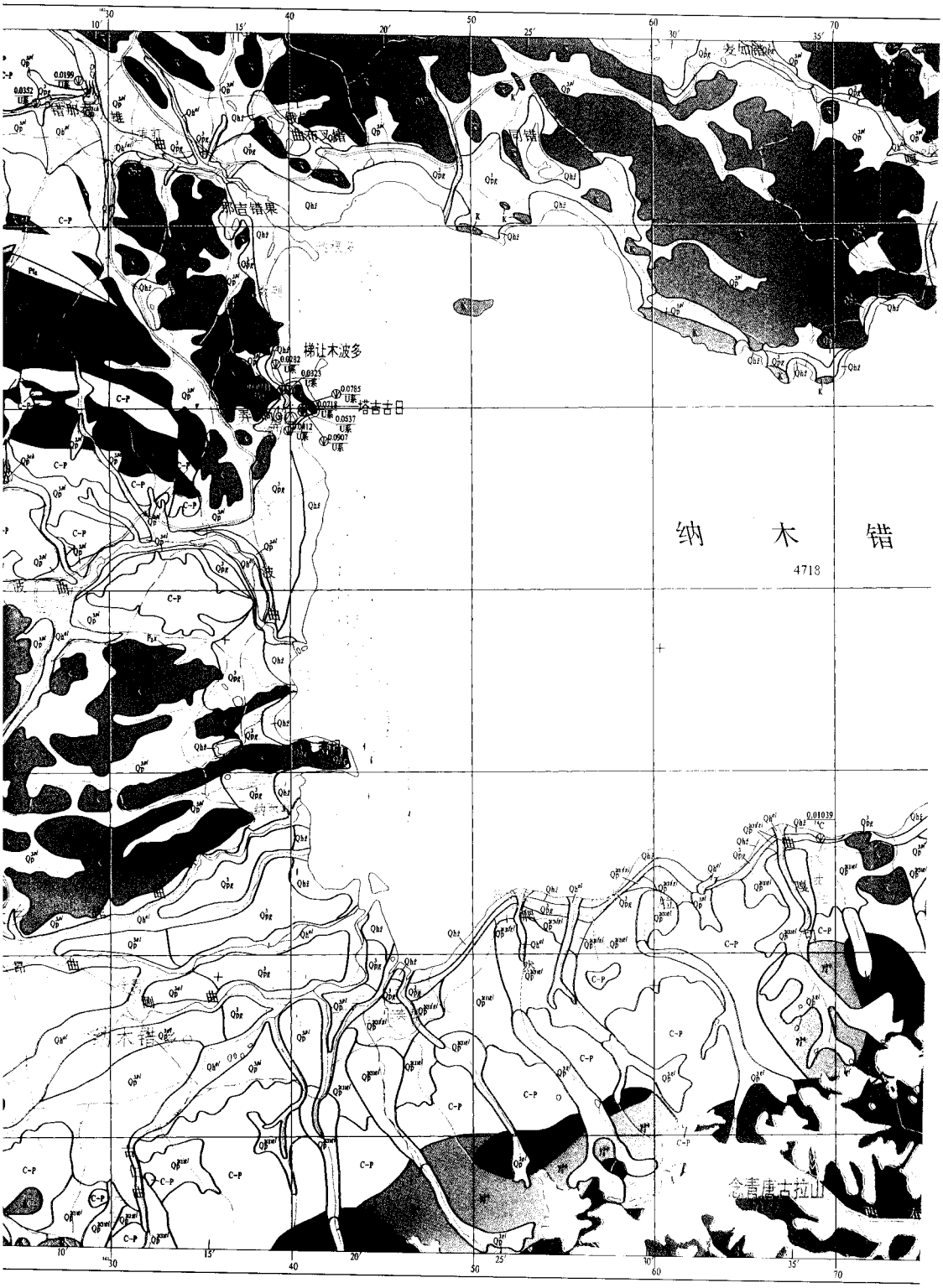


7



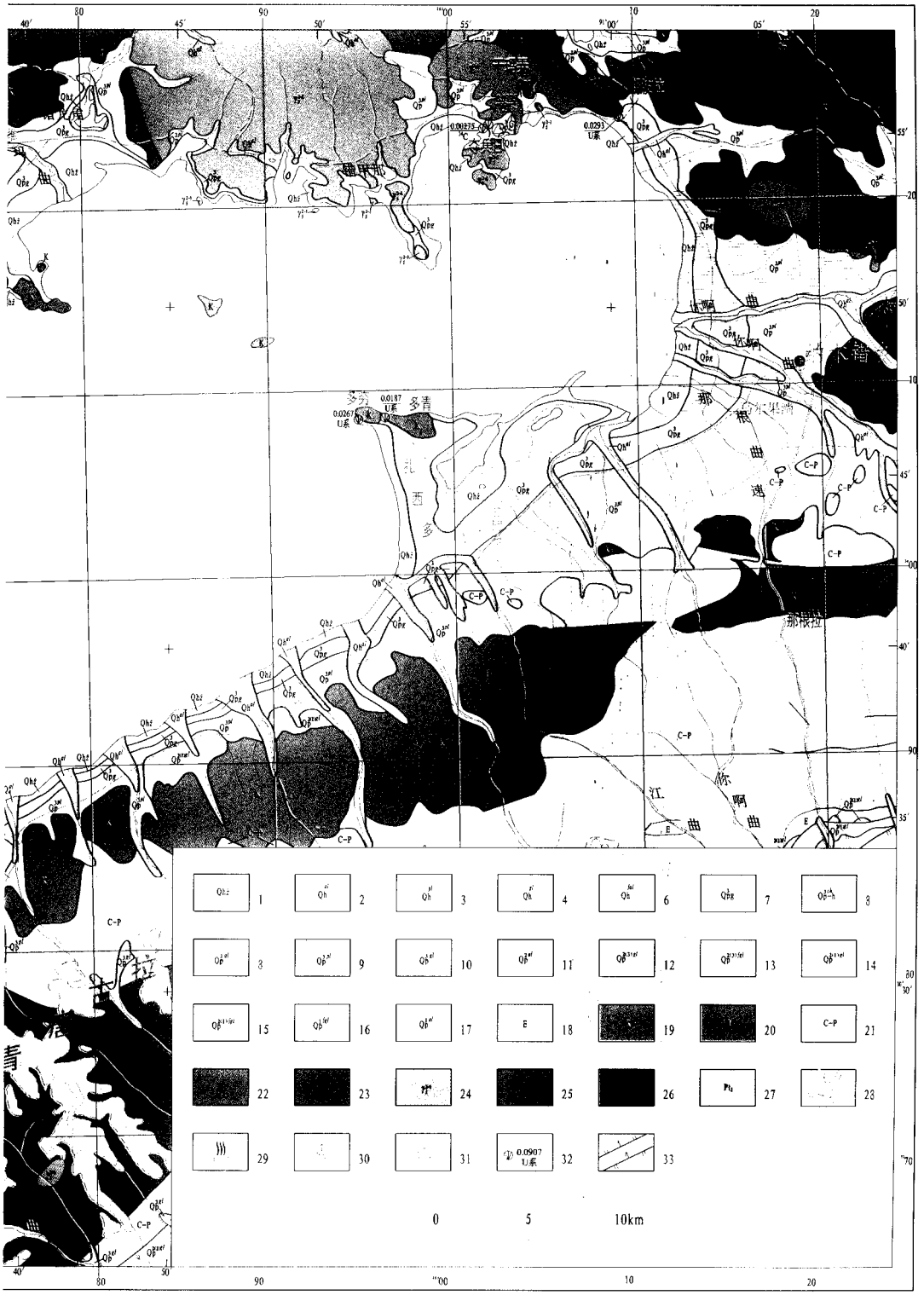
8

附图1　纳木错地区1:25



,弄淌组: 全新统湖相砂与粘土和湖滨相砂砾石; 2 全新统冲积: 砂砾石与亚砂土; 3 全新统洪积: 砂砾石与亚砂土; 4 全新统冰碛: 含漂砾砂砾石
华; 8 更新统冲积: 砂砾石与亚砂土; 9 上更新统洪积: 砂砾石与亚砂土; 10 上更新统冰碛: 含漂砾砂砾石; 11 中更新统冲积: 砂砾石与亚砂
新统下部冰水沉积: 含漂砾砂砾石与亚砂土; 16 下更新统冰水沉积: 含漂砾砂砾石与亚砂土; 17 下更新统冲积: 砂砾石与亚砂土; 18 古近系;
期基性岩; 27 古元古界变质岩; 28 冰川; 29 热水泉; 30 无脊椎动物化石; 31 微古及孢粉化石样; 32 同位素地质年龄数值(Ma)/同位素测定;

万第四纪地质图



；5 全新统冲积-沼泽堆积：含有机质砂与亚粘土；6 干玛弄组：上更新统湖相砂与粘土和湖滨相砂砾石；7 上更新-全新统泉华堆积：钙华土；12 中更新统上部冰碛：含漂砾砂砾石；13 中更新统上部冰水沉积：含漂砾砂砾石与亚砂土；14 中更新统下部冰碛：含漂砾砂砾石；15 19 白垩系；20 侏罗系；21 石炭—二叠系；22 泥盆系；23 喜山晚期酸性岩期；24 燕山中—晚期酸性岩；25 燕山中期超基性岩；26 燕
33 正断层 逆冲断层

附图2　纳木错地区第四纪

