

当雄幅 1:25 万区域地质调查构造专题
国际合作 INDEPTH - III项目地质课题 联合资助
95 - 13 - 01 - 06 与 001CB711001 课题

青藏高原腹地的地壳变形 与构造地貌形成演化过程

吴珍汉 叶培盛 胡道功
邵兆刚 赵 逊 吴中海 著
江 万 刘琦胜 周春景

地质出版社
· 北 京 ·

内 容 提 要

本书在西藏当雄幅 1:25 万区调工作基础上,对青藏高原腹地不同时期区域构造型式、地壳变形特征、构造地貌演化和高原隆升过程进行了系统研究和阐述。主要包括:区域地质概况、地壳挤压变形与构造型式、地壳伸展变形与构造型式、典型盆-山构造地貌形成演化过程、地壳缩短增厚与高原隆升过程、活动断层及灾害效应、构造应力场与热动力场数值模拟等。它的出版将会对碰撞造山理论和大陆动力学的发展起到积极的推动和促进作用。

本书可供从事区域地质调查与大陆动力学研究的专业技术人员和教学人员参考。

图书在版编目 (CIP) 数据

青藏高原腹地的地壳变形与构造地貌形成演化过程/吴珍汉等著.

- 北京:地质出版社,2003.9

ISBN 7 - 116 - 03898 - 1

I. 青… II. 吴… III. ①青藏高原 - 地壳形变 - 研究②青藏高原 - 构造地貌学 - 研究 IV. P548.27

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2003) 第 080487 号

执行编辑:王大军

责任编辑:白 铁 邢瑞玲 沈 镭

责任校对:王素荣

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) 82324579 (编辑部)

网 址:<http://www.gph.com.cn>

电子邮箱:zbs@gph.com.cn

传 真:(010) 82310759

印 刷:北京京科印刷有限公司

开 本:787mm×1092mm¹/₁₆

印 张:19

字 数:465 千字

印 数:1—700 册

版 次:2003 年 9 月北京第一版·第一次印刷

定 价:50.00 元

ISBN 7 - 116 - 03898 - 1/ P·2405

(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 言

青藏高原是地球表面面积最大、时代最新、海拔最高的大陆高原，发育复杂的构造变形历史和碰撞造山过程，现今仍具有强烈的构造活动性，是国际科学界公认的大陆动力学野外实验室。青藏高原的构造变形、地壳缩短增厚与高原隆升过程及环境灾害效应已经成为国内外地球科学领域关注的热点问题。

对青藏高原地质构造，前人进行了长期探索和调查研究工作。20 世纪 50 年代初期，李璞等开展过 1:50 万路线地质调查；20 世纪 50 年代中晚期，西藏自治区在羊八井—当雄—那曲一带做过 1:100 万石油地质普查。20 世纪 60 年代，中国科学院先后 3 次组织对青藏高原与喜马拉雅地区的综合科学考察，发现一批重要的古生物化石、岩浆侵入体与重要构造带，出版了系列考察报告。20 世纪 70 年代，西藏地质局组织完成拉萨幅 1:100 万区域地质调查，编制拉萨幅 1:100 万地质图；美国科学家 Molnar 和法国地质学家 Tapponnier 利用陆地卫星遥感资料，结合地震震源机制解，合作研究青藏高原活动构造，提出青藏高原存在大规模走滑运动和东向挤出现象，在国际地学界产生重大影响。1980 年，原地质矿产部青藏高原综合地质调查大队会同有关地矿局，在分析已有资料与综合研究的基础上，编制出版了青藏高原及邻区 1:150 万地质图。1980~1984 年，原地质矿产部、中国科学院与法国国家科学研究中心联合开展了“喜马拉雅山地质构造与地壳上地幔的形成和演化”合作研究，在地壳-上地幔结构组成与构造演化、地层古生物、蛇绿岩、侵入岩、变质岩、人工地震测深、大地电磁测深、古地磁与活动构造方面，取得重要成果，发表了大量有重要影响的学术论文，出版了系列专著。1984~1986 年，中国科学院与英国皇家学会联合组成中-英青藏高原综合地质考察队，开展了拉萨—格尔木走廊带的地层、岩石、构造、第四纪地质、活动构造、高原隆升过程等方面的系统调查与研究工作，分别出版了中、英文专著与 1:50 万地质图。1985~1990 年，国家地震局与西藏自治区科委联合组织藏中地区活动构造与当雄 8 级地震、崩错 8 级地震的考察与研究工作，相关成果于 1992 年以专著形式出版。1987~1991 年，中国地质科学院、中国地质大学、长春地质学院与中国科学院地质研究所、地球物理研究所等 8 个单位的 60 余名不同学科的专家，联合完成了亚东—格尔木 GGT 地学断面，在岩石圈结构构造、深部过程、岩浆岩地球化学与古地磁等方面取得重要进展，编制地质与地球物理系列图件，受到国际地学界的重视与好评，主要研究成果已于 1996 年以专著形式出版。1987~1989 年，西藏地矿局组织编著了《西藏自治区区域地质志》，对青藏高原区域地质、区域构造、深部构造与活动构造进行了系统分析。20 世纪 90 年代初期以来，在赵文津研究员、Larry Brown 教授、Douglas Nelson 教授的组织与领导下，中国地质科学院、中国地质大学与美国、德国、加拿大十多个大学的数十名科学家一起，分 3 个阶段，联合开展了喜马拉雅—青藏高原深部探测（简称 INDEPTH），在地壳精细结构构造、深部地质、区域构造等方面取得多项重要探测成果，在《Science》、《Nature》、《Journal of Geophysical Research》、《Tectonics》、《Terra Nova》

等国际核心刊物发表数十篇论文，引起国际地学界的广泛关注与重视。国际上每年召开一次“喜马拉雅-喀喇昆仑-青藏高原学术研讨会”（简称 HKT），交流最新研究成果，至今已连续召开 18 届 HKT 学术会议。中国科学院对青藏高原深部构造也进行过长期探测（潘裕生、孔祥儒，1998）。

对青藏高原隆升过程与机理，前人开展过大量研究工作。20 世纪 20 年代，Argan 提出印度大陆俯冲导致青藏高原隆升模式。1964 年，我国科学家施雅风、刘东生等在西夏邦马峰北坡发现上新世高山栎化石，推测自上新世以来喜马拉雅地区隆升幅度达 3000 m。20 世纪 70 年代，中国科学院青藏高原综合科学考察队在喜马拉雅山中段的吉隆盆地和唐古拉山南坡布隆盆地发现上新世三趾马动物群，推断青藏高原上新世末期平均海拔高度不超过 1000 m，青藏高原隆升主要发生在第四纪。20 世纪 70~90 年代，中外科学家进行了大量的大气数值模拟研究工作，支持了青藏高原第四纪隆升模式（施雅风等，1998；孙鸿烈等，1998）。20 世纪 90 年代中期，钟达赉与丁林应用磷灰石裂变径迹方法，通过青藏高原东部侵入岩和变质岩磷灰石的裂变径迹测年，分析青藏高原隆升过程，认为青藏高原快速隆升开始于 3 Ma，而且自 3 Ma→2 Ma→1 Ma，高原隆升速率自 1~2 mm/a→2~7 mm/a→10~30 mm/a，呈现出近指数增加趋势。1990 年，Molnar and England 在《Nature》上发表文章，对依据古气候变化、古生物变迁分析青藏高原隆升过程的方法提出质疑。1992 年，Harrison et al. 在《Science》上发表论文，根据热年代学方法测定的岩体剥露速率，推断青藏南部在 20~18 Ma 期间发生地壳快速增厚和高原快速隆升事件。1995 年，Harrison, et al. 应用钾长石³⁹Ar-⁴⁰Ar 多重扩散域热年代学方法，测定念青唐古拉山东部糜棱岩形成时代与冷却历史，分析羊八井-当雄盆地形成时代，进而依据重力坍塌理论，推断青藏高原在 7~8 Ma 已经达到现代地壳厚度并接近现今海拔高度。Turner et al. (1993) 根据地壳增厚-岩石圈去根减薄-地幔岩浆活动-高原隆升关系模式，通过测定新近纪地幔源玄武岩的时代，分析青藏高原隆升时代，认为青藏高原在 13~14 Ma 达到最大海拔高度。2001 年，Blisniuk et al. 根据双湖盆地西边界断裂带绢云母、白云母的 Rb-Sr 等时线测年方法，测出双湖地堑盆地的裂隙开始时代为 13.5 Ma，从而将青藏高原隆升到现今相近海拔高度的时代提前到 13.5 Ma。迄今为止，国内外科学家对青藏高原隆升过程存在截然不同的观点和认识。

自 1998 年以来，作者先后承担中-美-德-加合作 INDEPTH-III 项目地质课题、国家重点基础研究发展规划“大陆强震机理与预测”项目“中国西部主要地块新构造运动与现今活动性研究”（95-13-01-06）子课题、中国地质调查局与中国地质科学院资助“西藏当雄幅 1:25 万区域地质调查”项目（2000~2002 年）及中国地质调查局与铁道部联合资助“青藏铁路沿线活动断层调查与地应力测量”项目（2001~2003 年）。这些项目虽然目标任务不同，但都将青藏高原地壳变形与构造地貌演化过程列为重要研究内容。国际合作 INDEPTH-III 项目地质课题（1998~2002 年）侧重研究德庆-伦坡拉-双湖-多格错仁走廊带的地质构造、地壳缩短与高原隆升过程。中国西部主要地块新构造运动与现今活动性研究课题（1999~2002 年）以青藏高原腹地为重点工作地区，侧重研究新构造运动、构造地貌演化过程与现今构造活动性。西藏当雄幅 1:25 万区域地质调查项目（2000~2002 年）设立构造专题，以西藏当雄幅 1:25 万测区为重点工作地区，围绕区域构造、地壳变形、构造地貌演化及相关科学问题，开展系统研究。青藏铁路沿线活动断层调查与地应力测量

项目(2001~2003年)将晚更新世—全新世构造活动、断层运动、地表应力、区域地壳稳定性及相关地质灾害列为重要研究内容。本书综合各项目(课题)的相关资料与观测成果,以西藏当雄及邻区为重点地区,研究青藏高原腹地不同时期的区域构造型式、地壳变形特征、构造地貌演化和高原隆升过程,分析地壳运动驱动机理,期望为碰撞造山理论和大陆动力学发展起到一定的推动和促进作用。

青藏高原腹地(图1)是班戈—八宿、隆格尔—南木林和拉萨—察隅不同地层分区的会聚复合地区,具有复杂的地质构造演化历史,形成了颇具特色的高原地貌景观,发育雄伟壮观的念青唐古拉山脉、绵延起伏的旁多山地、风光秀丽的纳木错湖盆、闻名中外的羊八井—当雄地堑盆地、热气腾腾的高温喷泉与奔涌不息的拉萨河,形成不同高度的层状地貌、不同方向的断层地貌、不同特点的盆—山构造地貌与不同规模的河湖阶地地貌,是研究青藏高原形成演化的关键地区。本书在西藏当雄幅1:25万区域地质调查、INDEPTH-III项目德庆—双湖—多格错仁强错与拉萨—格尔木走廊带路线地质观测、青藏铁路沿线活动断层勘测与地质灾害调查及青藏高原新构造研究基础上,将区域地质调查—前沿性科学问题研究、构造变形—地壳缩短—高原隆升—环境变迁、深部过程—地表效应紧密联系在一起,以当雄幅1:25万测区为重点、兼顾周边及相邻地区的关键地质路线(图1),从野外观测、年代学测定、数值模拟和理论分析不同角度,研究青藏高原腹地的地壳变形历史和构造地貌形成演化规律,探讨青藏高原隆升过程及动力学机理。

参加本书研究工作的人员主要包括吴珍汉研究员、叶培盛博士、胡道功博士、邵兆刚博士、赵逊研究员、江万博士、吴中海博士、刘琦胜研究员和周春景助理研究员。王薇高级工程师和王连捷研究员提供了青藏铁路沿线构造应变的数值模拟资料。活动断裂的浅源地震勘探与联合电法勘探资料由彭华研究员提供;氦气测量由夏浩东工程师、李国歧工程师完成。地质力学研究所西藏区域地质调查项目组杨欣德博士提供了区域地层资料,赵希涛研究员、朱大岗研究员提供了部分第四纪地质资料,孟宪刚研究员、冯向阳研究员、李增水工程师与作者一起开展了部分野外地质调查工作,柯东昂教授级高级工程师和王建平研究员对区域地质和区域构造分析提供过帮助。中国地震局地质研究所年代学实验室协助完成裂变径迹测年、热释光测年和部分ESR测年任务,中国地质科学院离子探针SHRIMP中心为锆石U-Pb同位素测年提供了指导和帮助,中国地质科学院地质研究所和石油规划院同位素实验室协助完成K-Ar法测年任务,中国地质科学院地质力学研究所张淑坤研究员与吴乃芬高级工程师协助完成部分ESR测年任务,样品单矿物分选由河北省区域地质调查研究所协助完成。有关图件由鄢犀利工程师、尚玲高级工程师和赵小荣高级工程师清绘。中国地质科学院赵文津院士长期关心、支持、指导相关研究工作,中国地质科学院肖序常院士、李廷栋院士、陈克强研究员与中国地质调查局基础部副主任庄育勋研究员对区域地质调查及相关研究工作提出过很多指导性意见,中国地质调查局水环部主任殷跃平研究员对活动断层、地质灾害和地壳稳定性评价提出过很多有益的建议,中国地质科学院张彦英院长对青藏铁路沿线活动断裂勘测与地质灾害调查给予了大力支持和精心指导,中国地质科学院副院长董树文研究员与科技处长李贵书研究员、熊嘉育研究员长期支持相关项目和课题的研究工作,地质力学研究所领导和职能部门给予了多方面的支持和帮助,在此一并致谢。

本书序言由吴珍汉、赵逊编写,第一章由吴珍汉、胡道功编写,第二章由叶培盛、吴珍汉编写,第三章由吴珍汉、叶培盛、赵逊编写,第四章由吴珍汉、刘琦胜、胡道功编写,

第五章由吴珍汉、江万编写；第六章由吴珍汉、吴中海、江万、周春景编写，第七章由邵兆刚、吴珍汉编写，结束语和英文简介由吴珍汉、赵逊编译。全书由吴珍汉负责修改、统稿和定稿。赵希涛研究员与柯东昂教授级高级工程师对书稿提出了宝贵的修改意见。

由于本书涉及青藏高原区域地质调查的很多基础问题和现代地球科学的热点问题，因此仅能够起抛砖引玉的作用，不足和错误在所难免，欢迎同行专家批评指正。

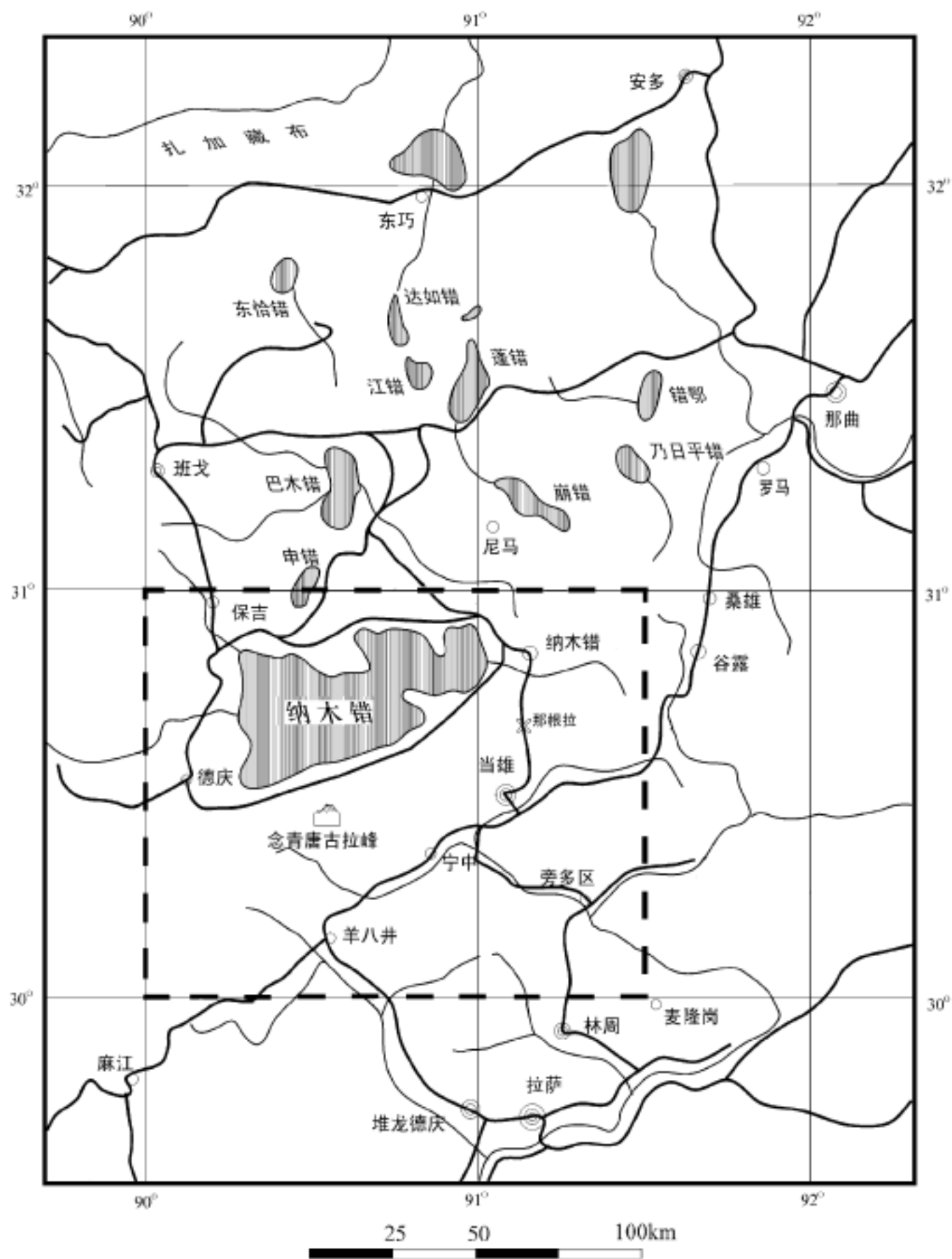


图 1 研究区交通位置示意图

(虚线框出西藏当雄幅 1:25 万测区范围，粗线表示公路，细线表示河流)

Fig.1 Sketch map illustrating research areas and 1:250000 mapping region by dashed lines

目 录

序 言

第一章 区域地质概况	(1)
第一节 区域地质背景	(1)
第二节 区域地层系统	(5)
第三节 区域岩浆活动	(11)
第四节 区域变质作用	(14)
第五节 区域地貌特征	(21)
第二章 地壳挤压变形与构造型式	(27)
第一节 典型褶皱构造	(27)
第二节 压扭性韧性剪切带	(44)
第三节 纳木错逆冲推覆构造	(52)
第四节 旁多逆冲推覆构造	(70)
第三章 地壳伸展变形与构造型式	(86)
第一节 纳木错西岸蛇绿岩与古大洋扩张遗迹	(86)
第二节 新生代晚期地壳伸展构造型式	(103)
第三节 地壳伸展走滑断层形成活动时代	(113)
第四章 典型盆-山构造地貌形成演化过程	(120)
第一节 当雄-羊八井盆-山构造地貌特征	(120)
第二节 念青唐古拉花岗岩侵位与山脉隆升过程	(125)
第三节 典型盆-山构造地貌形成演化过程	(141)
第五章 地壳缩短增厚与高原隆升过程	(147)
第一节 新生代地质发展历史	(147)
第二节 地壳结构与组成模式	(152)
第三节 地壳缩短量估算	(161)
第四节 古地壳厚度与古海拔高度的理论分析	(168)
第五节 青藏高原隆升的地质记录和环境响应	(176)
第六章 活动断层及灾害效应	(183)
第一节 活动断层及研究方法	(183)
第二节 当雄-羊八井盆地活动断层地质特征	(196)
第三节 当雄-羊八井盆地断层活动时代与运动速度	(214)
第四节 活动断层-温泉-地震关系	(217)
第五节 区域构造活动性与地壳稳定性评价	(227)
第六节 典型地质灾害	(233)

第七章 构造应力场与热动力场数值模拟..... (247)

第一节 有限元数值模拟方法与介质模型..... (247)

第二节 古近纪构造应力场数值模拟..... (251)

第三节 挽近时期构造应力场数值模拟..... (256)

第四节 羊八井及邻区现今热动力场数值模拟..... (261)

第五节 构造地貌形成演化的动力学机理..... (267)

结束语..... (272)

英文摘要..... (276)

参考文献..... (287)

第一章 区域地质概况

西藏当雄及邻区位于青藏高原腹地，经历了漫长的地质构造演化历史，发育元古宙念青唐古拉变质杂岩、古生界、中生界和新生界不同时期的岩石地层记录、多期岩浆侵入与火山喷发事件，具有复杂的地壳变形过程，形成了颇具特色的区域构造格局和高原地貌景观，成为国际地球科学领域研究青藏高原形成演化不可或缺的关键地区。

第一节 区域地质背景

青藏高原经历了多期特提斯古大洋板块俯冲和区域构造运动，在青藏高原内部形成了 5 条总体呈近 EW 向展布的大型缝合带，包括晚白垩世—始新世雅鲁藏布江缝合带、侏罗纪—早白垩世班公-怒江缝合带、三叠纪可可西里-金沙江缝合带、晚古生代阿尼玛卿-南昆仑缝合带与早古生代昆仑山缝合带（图 1-1）。沿 4 条区域性板块缝合带，发育不同时期的蛇绿岩套、混杂堆积、构造变形与高压变质带。不同时期蛇绿岩套代表不同时期古洋壳残片，一般呈构造岩片方式赋存于不同时期缝合带内。早古生代，原特提斯古大洋板块沿昆仑山缝合带发生俯冲消减事件，在昆仑山地区形成绿片岩相—角闪岩相区域变质作用与广泛的花岗质岩浆侵位活动。晚古生代，古特提斯古大洋板块的俯冲消减导致昆仑山及邻区海西期中酸性岩浆侵位和古生代地层的区域变质作用，形成大型韧性剪切带和近 EW 向紧闭褶皱、片理化带和劈理化带。晚二叠世—三叠纪，由于古特提斯古大洋板块的俯冲消减，形成可可西里-金沙江缝合带，在双湖—龙木错地区、可可西里地块和昆仑山南部形成海西—印支期中酸性岩浆侵入、褶皱变形、韧性剪切带和区域浅变质作用。侏罗纪—早白垩世，新特提斯北大洋板块向北俯冲于古欧亚大陆板块之下、向南俯冲于念青唐古拉古陆块之下，在班公-怒江缝合带形成侏罗纪蛇绿岩套、混杂堆积及大量逆冲推覆构造与褶皱构造，在纳木错—班戈地区形成古岛弧，产生广泛的浅变质作用、岛弧火山活动和中酸性岩浆侵位事件。晚白垩世—始新世，新特提斯南大洋板块沿雅鲁藏布江缝合带发生俯冲消减，形成长达千余公里的雅鲁藏布江蛇绿混杂岩带及其北侧冈底斯中酸性岩浆带，导致古新世—渐新世林子宗群岛弧火山岩广泛喷发及上白垩统一古新统地层的褶皱变形事件。不同时期特提斯古大洋板块的俯冲消减及相关构造热事件主要发生于板块缝合带与古岛弧带，而对远离缝合带和古岛弧的广大地区则影响较小。特提斯古大洋的扩张、俯冲、消减对青藏地区古生代、中生代和新生代早期的地质构造演化历史具有重要的控制作用。

约自 50~45 Ma 开始发生的印度-欧亚陆-陆碰撞事件，是地质历史时期最重要的全球性构造事件，其影响范围、深度、广度及大陆动力学意义是任何时期特提斯古大洋板块的俯冲事件都无法比拟的。印度大陆板块沿喜马拉雅构造带俯冲于欧亚大陆板块之下，在喜马拉雅山地区形成巨型逆冲推覆构造系统，包括主中央逆冲断裂系（MCT）与主边界逆

冲断裂系 (MBT), 在 MCT 北侧形成巨大的藏南拆离滑脱构造体系 (STD), 构成印度-欧亚大陆板块之间的重要碰撞造山带。印度大陆北向俯冲所产生的巨大构造动力导致青藏地区古近纪发生广泛的区域性褶皱变形、逆冲推覆和显著的地壳缩短, 新近纪青藏高原快速隆升事件与地壳大规模伸展走滑运动, 形成大量古近纪逆冲推覆构造系统, 如泽东-仁布逆冲构造系统、风火山逆冲构造系统、昆仑山逆冲构造系统, 产生大量第四纪区域性活动走滑断裂系统, 如阿尔金左旋走滑断裂、昆仑山左旋走滑断裂、可可西里左旋走滑断裂、风火山左旋走滑断裂、唐古拉山北左旋走滑断裂、嘉黎-喀喇昆仑右旋走滑断裂系、雅鲁藏布江活动断裂系及当雄-羊八井、温泉、双湖、错那湖、安多等裂陷盆地 (图 1-1)。这些重要构造带将青藏高原分割成不同构造块体。依据区域构造演化与地壳结构特点, 以缝合带、碰撞带与边界断裂为界, 将青藏高原划分为 6 个主要块体, 自南向北依次为喜马拉雅地块、冈底斯-拉萨地块、羌塘地块、可可西里-巴颜喀拉地块、昆仑-柴达木地块与祁连地块 (图 1-1)。在青藏高原南侧分布有印度陆块, 在青藏高原北侧分布有塔里木地块。

根据前人资料, 北昆仑地区在早古生代时期地处欧亚大陆南部边缘, 中昆仑地区在加里东期和海西—印支期均处于古岛弧环境; 喀喇昆仑-羌塘地块在古生代属冈瓦纳古大陆的一部分 (潘裕生, 1990、1992)。自古生代开始, 欧亚大陆地壳不断向南增生, 特提斯洋不断向南退缩, 形成不同时期的不同沉积建造和蛇绿混杂岩带。古生代海相沉积分布于包括祁连、昆仑在内的整个青藏地区 (图 1-2)。晚古生代—三叠纪, 沿可可西里-金沙江构造带发生古特提斯洋板块的快速俯冲事件, 形成可可西里-金沙江板块俯冲带及其北侧岛弧带, 至晚三叠世形成可可西里-金沙江板块缝合带, 导致古特提斯大洋逐步退缩到可可西里-金沙江缝合带以南地区; 可可西里-金沙江缝合带以北地区逐步隆升成陆 (图 1-2)。侏罗纪时期, 羌塘地块普遍发育浅海相沉积, 可可西里-巴颜喀拉地块为陆相沉积环境; 约自中侏罗世开始, 特提斯洋板块向南、北两侧发生快速俯冲事件, 形成班公-怒江缝合带和班戈-纳木错古岛弧, 导致羌塘地块逐步褶皱隆升; 至早白垩世羌塘地块整体转变成陆相环境, 特提斯洋退缩到班公—怒江以南地区。白垩纪时期, 青藏北部地区处于陆相环境, 冈底斯-拉萨地块处于海相环境; 约自晚白垩世开始, 特提斯洋板块沿雅鲁藏布江发生快速俯冲事件, 沿冈底斯构造-岩浆带发生强烈构造-热事件, 导致冈底斯-拉萨地块逐步褶皱隆升成陆, 形成雅鲁藏布江缝合带 (图 1-2)。古近纪, 特提斯洋退缩到喜马拉雅以南地区; 至始新世早中期约 45~50 Ma, 特提斯洋在青藏全境消亡; 随后发生印度-欧亚陆-陆碰撞事件 (图 1-2)。渐新世末期—中新世早期, 印度大陆板块开始向北俯冲, 形成喜马拉雅山主中央断裂 (MCT) (Meigs et al., 1995; Burbank et al., 1996), 中新世中晚期形成主边界断裂 (MBT) (Zeitler et al., 1985; Harrison et al., 1992), 导致喜马拉雅山与青藏高原的地壳发生巨量缩短、增厚与快速隆升, 逐步形成现今构造-地貌格局 (图 1-2)。

研究区主体位于青藏高原腹地拉萨地块北部, 北至班公-怒江缝合带, 南至雅鲁藏布江缝合带; 重点工作地区位于西藏当雄幅 1:25 万区域地质调查图幅范围即北纬 30°00'~31°00'、东经 90°00'~91°30' (图 1-1)。部分观测路线延伸到羌塘地块中部双湖地区和北部可可西里地区。在安多南部和念青唐古拉山地区出露前寒武纪变质基底岩系。早古生代时期发育海相碳酸盐岩-碎屑岩系, 石炭纪—早二叠世早期发育广泛分布于冈瓦纳大陆北部边缘的海相冰筏或重力流沉积成因含砾板岩, 早二叠世晚期发育浅海相沉积成因生物碎

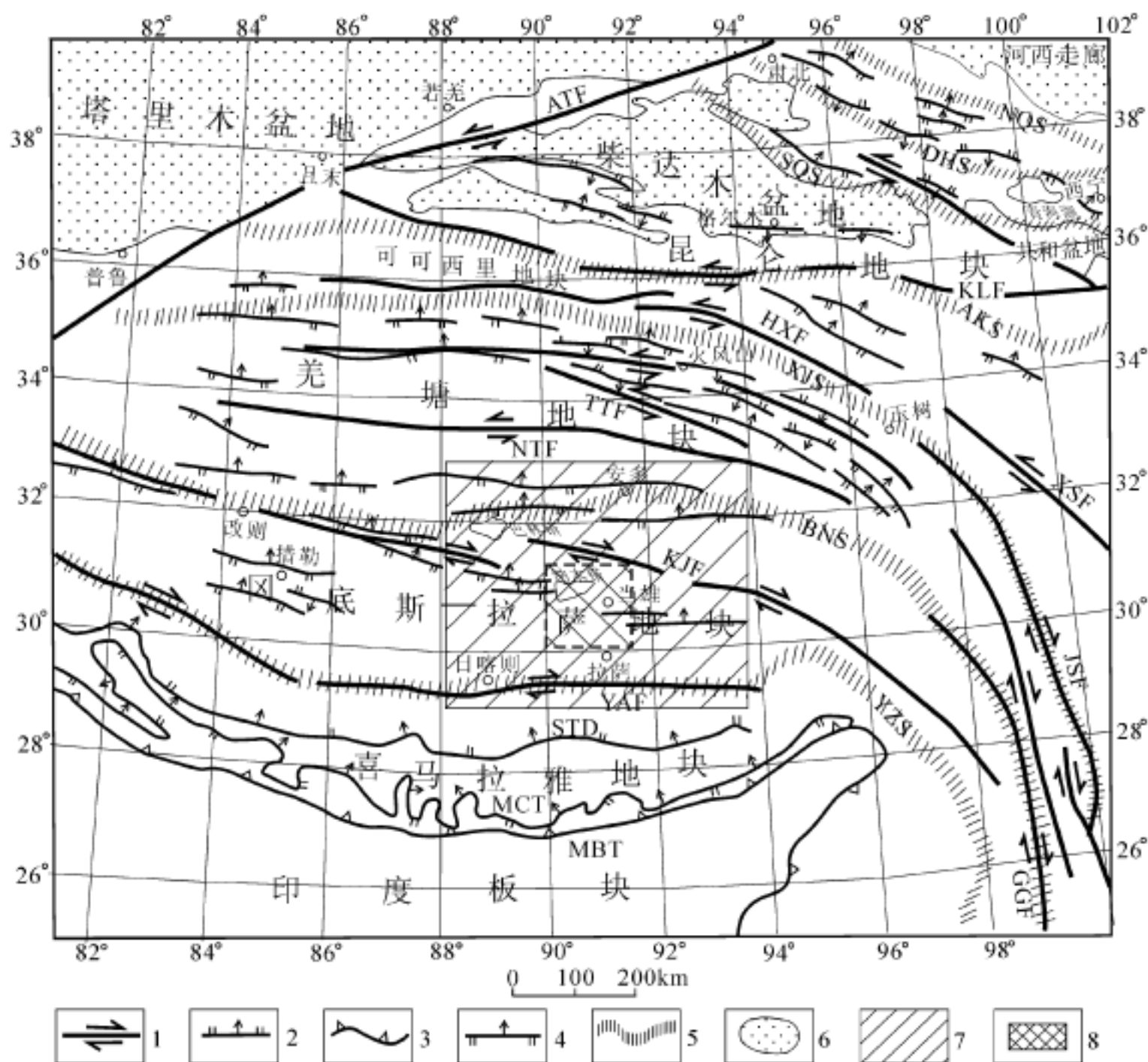


图 1-1 青藏高原构造区划略图

Fig.1-1 Tectonic units of the Tibetan Plateau

1—活动走滑断裂；2—正断层；3—板块边界；4—逆断层；5—缝合带；6—沉积盆地；7—专题研究范围；
8—当雄幅 1:25 万区域地质调查范围与专题重点工作地区

屑灰岩，三叠纪发育砂页岩和碳酸盐岩沉积，中晚侏罗世—早白垩世处于海相沉积环境，发育海相碳酸盐岩-碎屑岩系；侏罗纪—晚白垩世特提斯洋壳俯冲事件在班公-怒江缝合带残留大量侏罗纪古大洋残片，形成蛇绿混杂岩带，在改则—尼玛—班戈一带发生区域性大规模中酸性岩浆侵位事件（图 1-2）。晚白垩世—古近纪时期，研究区主体逐步转变成海陆交互相和陆相沉积环境；随着特提斯古洋壳北向俯冲，在冈底斯-拉萨地块南部诱发大规模岛弧型火山喷发和中酸性岩浆侵入事件。古近纪晚期印度-欧亚陆陆碰撞期间，在冈底斯-拉萨地块发生强烈的构造变形和地壳缩短事件，导致高原快速隆升（图 1-2），逐步形成现今颇具特色的构造-地貌格局。

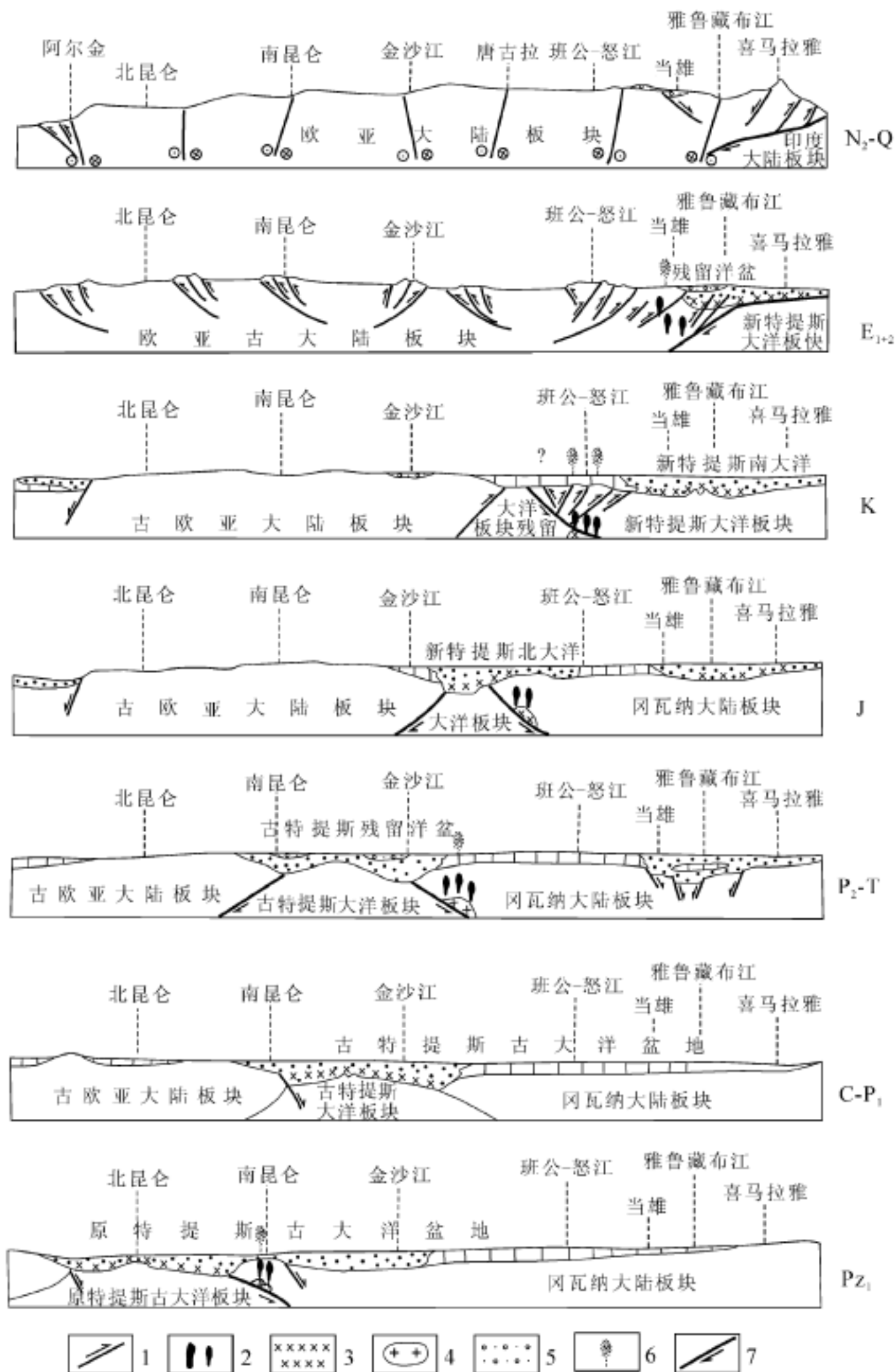


图 1-2 区域地质构造演化模式图

Fig.1-2 Tectonic model of the Tibetan Plateau

1—逆冲断层；2—岛弧岩浆；3—蛇绿岩；4—局部熔融体；5—磨拉石建造；6—火山喷发；7—俯冲带

第二节 区域地层系统

西藏当雄及邻区地质构造比较复杂, 出露前寒武纪变质表壳岩、变质深成体和古生界、中生界、新生界。自古生代—古近纪, 当雄及邻区发育 3 个地层分区, 东南部与中部念青唐古拉山地区属拉萨-察隅地层分区, 西南部属隆格尔-南木林地层分区, 西北部属班戈-八宿地层分区 (图 1-3)。不同地层分区具有不同的地质发展历史, 形成了不同的岩石地层单元序列(表 1-1)。

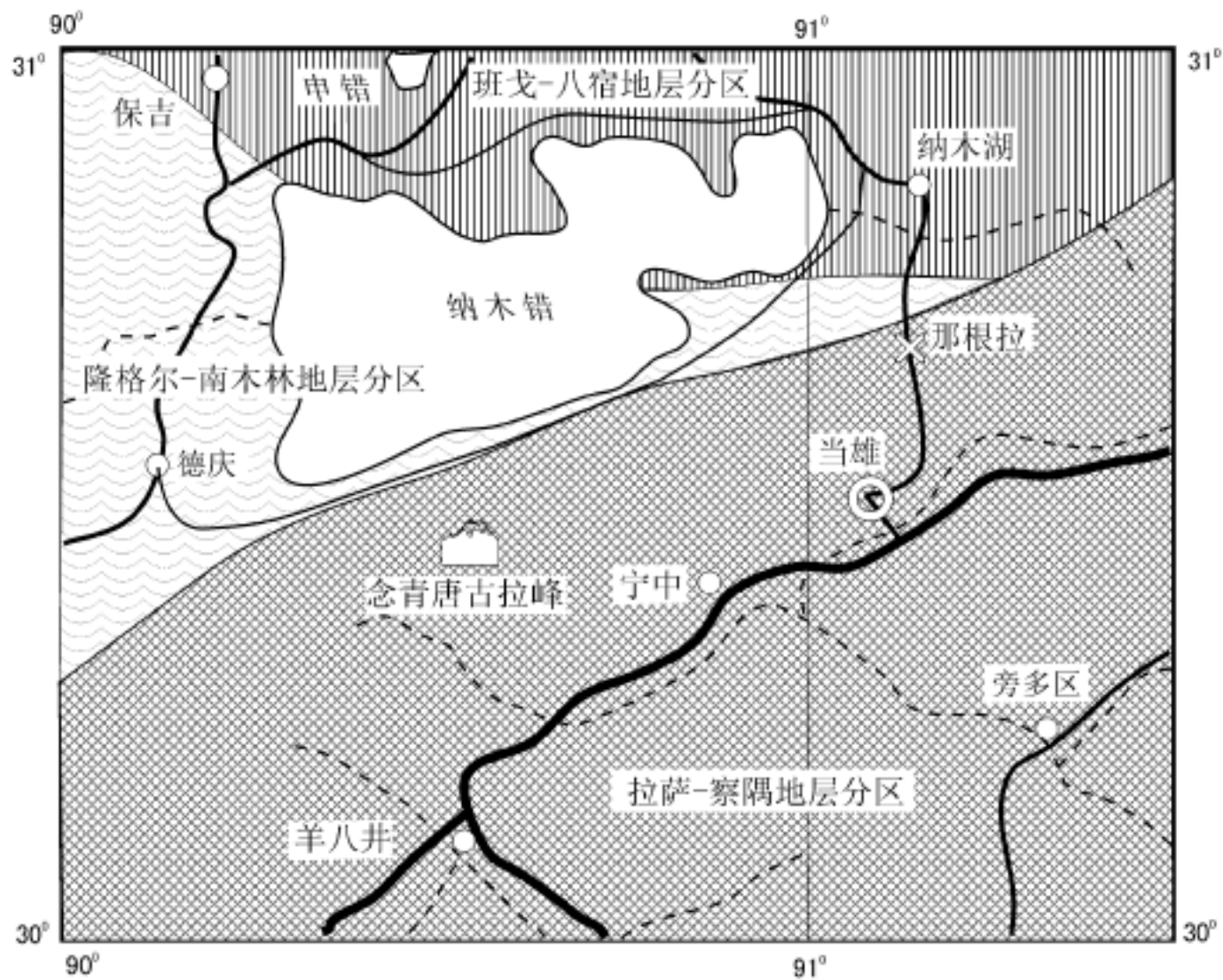


图 1-3 测区地层分区图

Fig. 1-3 Stratigraphic division of the Damxung and its adjacent areas of central Tibet

一、前寒武纪变质岩

在念青唐古拉山、纳木错西岸和安多南部出露前寒武纪变质岩, 包括变质表壳岩和变质深成体。在当雄幅 1:25 万区域地质调查过程中, 将念青唐古拉山与纳木错西岸出露的前寒武纪变质表壳岩统称为念青唐古拉岩群。念青唐古拉岩群虽然出露面积不大, 但包含的岩石类型较多, 晚期发生土那片麻岩和玛尔穷片麻岩的变质深成体侵位及角闪岩相区域变质作用, 变质与变形过程非常复杂, 但演化序次比较清楚, 对研究拉萨地块前寒武纪地质构造演化具有重要意义。念青唐古拉岩群以含透辉大理岩、含石榴十字二云片岩、含阳起石浅粒岩、石榴黑云斜长变粒岩、含石墨斜长透辉岩和斜长角闪岩等表壳岩为主, 包括镁铁质岩、长英质岩、大理岩三大岩石类型, 出露岩层厚度约 540 m; 原岩属火山-沉积岩。

表 1-1 西藏当雄幅 1:25 万测区地层分区及岩石地层单位序列表

Table 1-1 Stratigraphic units of Damxung and its adjacent areas of central Tibet

地层分区		隆格尔—南木林地层分区	拉萨—察隅地层分区	班戈—八宿地层分区
第四纪	全新世	松散砂砾	松散砂砾	松散砂砾
	更新世			
新近纪	上新世			
	中新世			
古近纪	渐新世			
	始新世		林子宗群	
	古新世			
白垩纪	晚世	拉江山组	设兴组	
	早世			郎山组
		同荣沟组		多尼组
侏罗纪	晚世		多底组	同荣沟组
	中世			拉贡塘组
	早世		却桑温泉组	
三叠纪	晚世		甲拉浦组	
	中世		麦隆岗组	
	早世		查曲浦组	
二叠纪	晚世		蒙拉组	
	中世	下拉组	洛巴堆组	
	早世	昂杰组	乌鲁龙组	
石炭纪	晚世	拉嘎组	来姑组	
	早世	水珠组	诺错组	
泥盆纪	中晚世	查果罗玛组		
	早世			
志留纪				
奥陶纪	晚世			
	中世	柯尔多组		
	早世			
寒武纪				
前寒武纪		念青唐古拉岩群		

土那片麻岩分布于纳木错西岸保吉乡生觉村土那和念青唐古拉山部分地区,出露面积约 20 km²,平面形态为近 EW 向展布的透镜状;岩性较均匀,主体岩性为粗-中粒斜长角闪岩,原岩为一套基性侵入岩。玛尔穷片麻岩主要分布于纳木错西岸生觉玛尔穷一带,出露面积约 0.6 km²;岩石类型主要包括花岗质变余糜棱岩和长英质变余糜棱岩;侵入于土那片麻岩中,以色率低、暗色矿物含量少为特点;含大量斜长角闪岩捕虏体,捕虏体形态为棱角状和不规则状;片麻理总体倾向北;原岩以中酸性侵入岩为主。安多南部出露的变质岩称为安多片麻岩,以变质深成体为主,含大小不等的变质表壳岩包体;片麻理总体呈近 EW 走向,原岩以中基性-中酸性侵入岩为主。

根据结晶锆石的离子探针(SHRIMP)U-Pb 测年结果,土那片麻岩形成时代为 1766 Ma,变质年龄为 718~755 Ma;玛尔穷片麻岩岩浆锆石的形成时代为 727~772 Ma。在土那片麻岩中呈包体形式存在的念青唐古拉山岩群形成时代应早于 1766 Ma。根据羊八井北侧容尼多白榴石斑岩内残留锆石的 SHRIMP 测年资料,在岩浆源区或岩浆通道存在成岩时代为 2282~2506 Ma、变质时代为 1795~1877 Ma 的变质岩,白榴石斑岩内残留锆石的变质年龄与土那片麻岩岩浆侵位时代基本一致,而 2282~2506 Ma 可能代表念青唐古拉岩群变质表壳岩的原岩形成时代,属拉萨地块最古老的年龄记录。

二、古 生 界

西藏当雄及邻区大面积出露古生界海相碎屑岩-碳酸盐岩沉积地层,岩石普遍发生绿片岩相区域变质作用,以浅变质砂岩、板岩和灰岩为主(表 1-1)。早古生代发育寒武系、奥陶系与志留系海相沉积地层,主要出露于纳木错西岸—申扎一带。寒武系和志留系以碎屑岩和碳酸盐岩沉积地层为主,富含化石;奥陶系柯尔多组岩性主要为深灰色巨厚层结晶灰岩,夹紫红色条带状灰岩。泥盆系属海相沉积地层,中上泥盆统查果罗马组以厚层砂屑泥晶灰岩、薄层泥晶灰岩、黄褐色中细粒岩屑砂岩和黑色页岩为主。

石炭系为一套陆源细粒碎屑岩沉积,在拉萨-察隅地层分区主要出露诺错组($C_1 - 2n$)和来姑组($C_2 - P_1 l$);下部诺错组以深海相页岩、粉砂岩为主;上部来姑组以深海相含砾板岩夹黑色板岩为特征,底部见河流相砂岩、粉砂岩沉积。在隆格尔—南木林地层分区主要出露永珠组($C_1 - 2y$)和拉嘎组($C_2 - P_1 l$)地层;永珠组以砂岩、页岩韵律沉积为特点,夹生物碎屑灰岩;拉嘎组主要岩性为石英砂岩、含砾砂岩、含砾板岩、粉砂岩、页岩、夹薄层砾岩。含砾板岩属冰筏沉积或重力流沉积成因,在冈瓦纳大陆北部边缘广泛分布,具有良好的区域可对比性。

二叠系在东南部拉萨-察隅地层分区主要出露乌鲁龙组、洛巴堆组和蒙拉组,在西部隆格尔-南木林地层分区主要出露昂杰组与下拉组。拉萨-察隅地层分区二叠系整合于石炭 - 二叠系来姑组之上,岩性分三部分,下部乌鲁龙组和上部蒙拉组以陆源碎屑岩为主,由砂岩、页岩夹砾岩构成;中部洛巴堆组以厚层灰岩为主,夹少量砂岩及安山质凝灰岩;灰岩含丰富的 类、珊瑚、腕足类和双壳类化石。隆格尔-南木林地层分区昂杰组岩性以灰黑色粉砂岩为主,夹砂岩、页岩和生物碎屑灰岩;下拉组以生物碎屑灰岩、泥晶灰岩及砂屑灰岩为主。

三、中 生 界

三叠系主要出露于拉萨-察隅地层分区。三叠系沉积可分两部分,下部为一套火山岩、火山碎屑岩与薄层灰岩、砂岩、板岩互层,上部为一套层厚不等的海相泥晶灰岩。区域上

三叠系下部与上二叠统列龙沟组整合接触，厚度变化较大。根据岩性特征、岩石组合与接触关系将三叠系自下而上分为查曲浦组、麦隆岗组和甲拉浦组，甲拉浦组大部分已划归侏罗系。

侏罗系主要分布于东南部拉萨-察隅地层分区和西北部班戈-八宿地层分区。东南部主要出露中下侏罗统却桑温泉组 ($J_2 q$) 和多底沟组 ($J_3 d$)，西北部主要出露中上侏罗统拉贡塘组 ($J_{2-3} l$)。在东南部拉萨-察隅地层分区，侏罗系不整合于下伏地层三叠系查曲浦组之上，下部为滨海相砂岩、页岩沉积，上部为一套海相碳酸盐岩。根据岩性、化石等划分为下部却桑温泉组，上部多底沟组。在西北部班戈-八宿地层分区，拉贡塘组与下伏和上覆地层均为断层接触，上部为灰白色厚层中粒石英砂岩、灰色中厚层长石石英砂岩，中部为黑色块状沥青质泥岩、黑色硅质纹层泥岩、黑色粉砂质泥岩夹深灰色薄层含云母粉砂岩，下部为黄褐色中厚层长石石英砂岩。

白垩系在测区各地层分区均有出露。在西藏当雄幅 1:25 万测区拉萨-察隅地层分区主要出露设兴组与竞柱山组，在班戈-八宿地层分区主要出露卧荣沟组 ($K_1 w$)、多尼组 ($K_1 d$) 和郎山组 ($K_1 l$)，隆格尔—南木林分区主要出露卧荣沟组 ($K_1 w$) 和拉江山组 ($K_2 l$)。在当雄幅 1:25 万测区拉萨-察隅地层分区，设兴组下部与下伏地层塔克那组呈整合接触，上与古近纪林子宗群火山岩呈角度不整合接触，岩性主要为一套陆相杂色含泥砾砂岩、砂岩、泥页岩地层，产孢粉、介形虫、牡蛎化石；竞柱山组下部为河流相灰色、红褐色复成分砾岩，中部为浊积相紫红色泥岩夹灰质砾岩透镜层，上部为紫红色泥岩、泥质粉砂岩夹灰色长石石英砂岩。在林周县南部，尚出露塔克那组灰岩、泥灰岩及楚木龙组、林布宗组火山-沉积地层。在测区西北部班戈-八宿地层分区，卧荣沟组以安山岩、流纹岩和流纹质熔结凝灰岩为主，多尼组以相陆源碎屑岩沉积为主，郎山组以碳酸盐台地相灰岩沉积为主，产圆粒虫、固着蛤与海鄂螺化石组合。在测区西南部隆格尔-南木林分区，白垩系下统卧荣沟组为一套中-酸性火山碎屑岩为主体的火山-沉积地层，主要分布在纳木错西岸班戈县德庆区及纳木错北岸申错地区，火山岩具有酸性→中性→酸性演化特点，所采集的两件代表性样品分别对应卧荣沟组地层的顶、底部，K-Ar 年龄分别为 93.63 ± 1.53 Ma、 112.43 ± 1.63 Ma，时代归属于早白垩世；拉江山组与下伏地层下白垩统卧荣沟组暗紫红色安山岩呈角度不整合接触，岩性为紫红色砾岩、紫红色薄层含海绿石长石岩屑砂岩、暗紫红色中厚层含砾含钙质砂岩、粉砂岩夹钙质页岩及灰绿色薄层玻屑凝灰岩，主要分布于纳木错西岸的班戈县德庆区。

四、古 近 系

古近纪地层主要为林子宗群火山-沉积岩系，进一步划分为典中组 ($E_1 d$)、年波组 ($E_2 n$)、帕那组 ($E_2 p$) 3 个组。典中组以安山岩为主，反映岛弧火山喷发环境，夹海相沉积地层，在林周南部地区广泛出露，在旁多山地、念青唐古拉山和纳木错周缘缺失。年波组火山沉积岩是海相沉积环境形成的，中下部岩石成层性好，底部有一层厚层生屑灰岩；下部为流纹粗安质火山碎屑岩、火山角砾集块岩，显示早期火山强烈爆发特点，与下伏地层呈喷发不整合接触关系；上部为成层性良好的单斜地层，主要由粘土岩、火山碎屑沉积岩夹紫红色砾岩、黄白色砂岩组成。帕那组在林周盆地出露厚度最大，自下而上划分为四段：一段 ($E_2 p^1$)，以酸性流纹岩及流纹质凝灰岩为主，中部夹有部分长石岩屑砂岩

及石英粗面岩，为火山活动初期阶段，具有较强的间断性和成分变化性；二段（ $E_2 p^2$ ）由中酸性粗面岩与流纹质熔结凝灰岩构成较为完整的喷发旋回，显示较强的喷发环境；三段（ $E_2 p^3$ ）由酸性的英安质火山岩及流纹质火山岩构成，显示火山活动强烈爆发期的特点，晚期火山活动趋于平缓，在本段上部出现沉凝灰岩及杂砂岩、紫红色砂岩等沉积特色较强的岩石组合；四段（ $E_2 p^4$ ）由中酸性-偏碱性火山岩构成两个喷发旋回，间夹安山岩，以喷溢、爆发相间的形式出现。林子宗群火山岩样品 K-Ar 法全岩年龄为 46~56 Ma；其中年波组火山岩 K-Ar 年龄为 53.6~56.9 Ma，属始新世早期；帕那组一段火山岩 K-Ar 年龄为 48.2~51.3 Ma，帕那组三段和四段火山岩 K-Ar 年龄约为 46 Ma（表 1-2）。

表 1-2 当雄及邻区古近系火山岩 K-Ar 法年龄一览表

Table 1-2 K-Ar isotopic dating of Eocene volcanic rocks of Damxung and its adjacent areas of central Tibet

样品编号	岩性	地层代号	采样地点	测试结果
P22B45	流纹质玻屑凝灰岩	$E_2 n$	堆龙德庆县门堆乡	$56.94 \pm 0.87 \text{ Ma}$
P23B3	流纹质晶屑凝灰岩	$E_2 n$	堆龙德庆县门堆乡	$53.60 \pm 0.87 \text{ Ma}$
0815-1	石英粗面岩	$E_2 p$	羊八井、容尼多	$51.34 \pm 0.84 \text{ Ma}$
P21B47	流纹质含角砾凝灰岩	$E_2 p$	林周县强嘎乡	$46.26 \pm 0.69 \text{ Ma}$
P26B33	石英粗安岩	$E_2 p$	林周县旁多区	$46.23 \pm 0.68 \text{ Ma}$
DB9006	石泡流纹岩	$E_2 p$	羊八井、日则弄及	$48.17 \pm 0.74 \text{ Ma}$

五、第 四 系

拉萨地块第四纪沉积分区主要受地形地貌控制，第四纪沉积类型包括湖积、冲积与冲洪积、残-坡积、冰碛-冰水沉积、重力崩塌堆积、风成砂堆积和泉华堆积，以冲积、湖积和冰碛分布为最广，其他类型仅居次要地位。不同时期发育不尽相同的第四纪沉积类型(图 1-4)，第四纪早期发育上新统一更新统冲积或冰水砾石堆积，第四纪中期发育中更新统冰碛和冰水堆积，第四纪晚期发育上更新统与全新统冰碛、冰水堆积、冲积、洪积、冲洪积、湖积和沼泽堆积。

第四纪沉积类型与第四纪地貌演化、气候变化和环境变迁存在密切关系。上新世气候温暖、潮湿，以剥蚀作用居主导地位，沉积较少，大部分地区缺失上新统沉积；仅在当雄-羊八井盆地发育砂康果砾石层和甲果果砾石层，砾石主要来自两侧山地，以古近纪火山岩和石炭系—二叠系板岩成分为主；在纳木错西岸形成的桑日砾石层可能部分形成于上新世。

上新世晚期—早更新世早中期，测区气候相对暖湿，水系发育，沿古河流在当雄-羊八井盆地形成甲果果砾石层、砂康果砾石层和日贡布砾石层，砾石成分仍然以两侧山地的石炭系—二叠系板岩和始新世火山岩为主。在纳木错西岸雄前乡桑日和当雄-羊八井盆地日贡布，先堆积河湖相砾石层，后堆积冲洪积相砾石层与河流相砾石层；在旁多山地，早更新世早中期水系格局与现今具有很大差别，现代河谷很少出现当时沉积物。早更新世晚期，随着全球气候变冷，念青唐古拉山地区较大面积进入冰冻圈，形成欠布冰期(0.849~0.825 Ma)，出现小规模山谷冰川和冰斗冰川；在念青唐古拉山南麓欠布泉东侧沉积第一

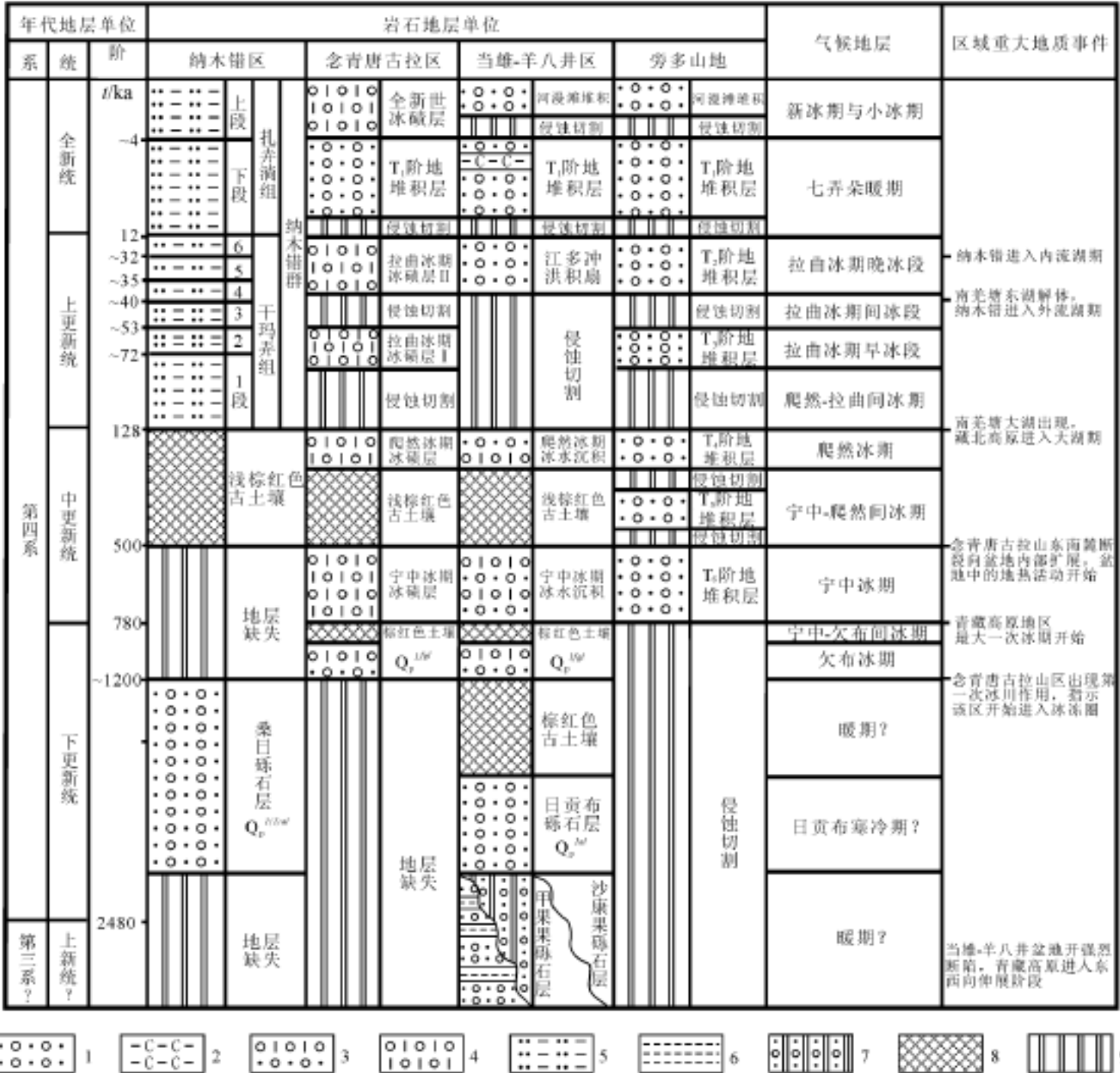


图 1-4 区域地层与地质事件综合对比图

Fig.1-4 Comprehensive comparison of sediments and geological events of Damxung and its adjacent areas of central Tibet

1—冲积砾石层；2—碳质粘土；3—冰水沉积；4—冰碛物；5—砂、粘土层；6—粘土层；
7—砖红色砾石层；8—古土壤；9—地层缺失

套冰水砾石层。在羊八井和羊井学一带，藏布曲河流已经出现，开始发育早期河流堆积。在早更新世末期发育宁中-欠布间冰期，测区大部分地区处于侵蚀切割状态，仅中部当雄-羊八井盆地及西侧局部地区形成棕红色古土壤，反映气候为相对温湿环境。

中更新世，全球气候再次变冷，青藏高原地区进入第四纪最大一次冰期，念青唐古拉山区冰川规模逐渐扩大，形成宁中冰期（678~593 ka），在山脉两侧逐渐形成规模很大的山麓冰川，在山麓地带广泛沉积第二套冰碛物；在当雄-羊八井盆地堆积广泛分布的冰水沉积物；在旁多山地，沿现代河流形成 T₅ 阶地并形成砂砾石相关堆积。中更新世晚期，经过宁中-爬然间冰期后进入爬然冰期；间冰期测区处于暖湿气候环境，在纳木错周缘、

念青唐古拉山和当雄-羊八井盆地，形成浅棕色古土壤，在旁多山地发生广泛的侵蚀切割作用；爬然冰期测区气候变冷，但念青唐古拉山地区不发育大规模山麓冰川，而形成规模相对较小的山谷冰川；在念青唐古拉山两麓形成特征明显的高侧碛和终碛垅，在当雄-羊八井盆地内部发育大规模冰水扇。

晚更新世早期，经过爬然-拉曲间冰期之后，测区进入拉曲冰期寒冷气候环境。随着间冰期的到来，念青唐古拉山及藏北高原山地冰川大量融化，冰川融水汇集于早期洼地，形成湖泊。由于水源充沛，在南羌塘地区早期构造洼地，积水面积迅速增加，形成宽广的古大湖，测区西北部处于古大湖发展演化阶段（116~39 ka），形成高位湖相沉积和 T₆（53.7 kaB.P.）、T₅ 湖积阶地（41.2~39.5 kaB.P.，干玛弄组中上部）。晚更新世中晚期，由于气候冷暖变化和古大湖缺口效应，湖水大量外泄，古大湖经过外流湖期（39.5~35 kaB.P.），逐渐退缩并相互分离为现今藏北湖群，在测区西北部逐步形成现代纳木错湖泊（≤29 ka）；由于区域气候的干、湿波动，形成 T₄-T₂ 湖积阶地（干玛弄组下部）。在旁多山地，沿拉萨河上游支流藏布曲和乌鲁龙曲，晚更新世在拉曲冰期早冰段和晚冰段分别形成 T₃ 和 T₂ 阶地及相关砂砾石堆积；在爬然-拉曲间冰期和拉曲冰期间冰段，发育不同程度的侵蚀切割作用，缺乏相关堆积。

全新世，经历了早期七弄朵暖期和晚期新冰期小冰期环境。全新世早期相对暖期阶段，在当雄-羊八井盆地形成大量河流相冲积和洪积，在盆缘山前地带形成大量冲洪积扇，叠加在晚更新世冲洪积扇体之上；在纳木错及周缘地区形成 T₁ 湖积阶地和现代湖相沉积（扎弄淌组）；在旁多山地，沿藏布曲和乌鲁龙曲形成 T₁ 阶地和相关砂砾石堆积。在全新世晚期新冰期和小冰期阶段，由于气候波动，在纳木错及周缘地区形成 16 级湖岸堤；在念青唐古拉山形成现代山岳冰川，在现代冰川前缘形成全新世冰碛地貌；在当雄-羊八井盆地中部发育冲洪积和沼泽泥炭沉积；在旁多山地，沿拉萨河及上游支流乌鲁龙曲、藏布曲河谷，形成河漫滩堆积；在念青唐古拉山 NW 向峡谷和羊八井峡谷，形成泥石流堆积；在乌鲁龙曲、藏布曲峡谷段发育不同规模的滑坡、滑塌、崩塌等重力堆积。

第三节 区域岩浆活动

西藏当雄及邻区显生宙发生多次强烈的岩浆活动，包括多期区域性岩浆侵位事件和多期火山喷发事件。区域性火山喷发主要发生在中二叠世、早白垩世和古近纪。区域岩浆侵入主要发生于早侏罗世、晚白垩世、古近纪早中期和中新世早中期。不同时期岩浆活动环境不尽相同，形成不同特点的火山岩和侵入岩。

一、火山活动

西藏当雄及邻区火山活动频繁，火山岩出露面积较大，火山岩时空分布呈现出明显的阶段性特征。古生代火山岩呈夹层形式发育在中二叠世洛巴堆组三段沉积地层中，主要分布在南部林周盆地及周缘；中生代早白垩世卧荣沟组火山岩主要分布在纳木错西侧和北侧；新生代典中组、年波组、帕那组火山岩广泛分布于拉萨地块南部如林周盆地、旁多山地和冈底斯山南部地区。不同时代的火山活动具有不同的喷发方式，形成不同的岩石组合和岩石地球化学特征。

早白垩世卧荣沟期 (K_1w) 火山活动主要发生在纳木错西岸班戈县德庆区及纳木错北岸申错-纳木湖乡, 早期火山岩以喷发不整合方式直接覆盖在石炭系永珠组和中晚侏罗世拉贡塘组之上, 具有酸性→中性→酸性演化的特点; 中期火山活动形成安山岩、安山质玄武岩, 上部以凝灰岩、砂泥岩、砂砾岩为主, 夹少量安山岩, 反映了一个火山作用相对较弱的沉积环境, 对应于火山活动间歇期; 晚期火山活动形成中酸性火山岩组合, 属火山强烈活动阶段, 以爆发相及部分溢流相为主。

古新世—始新世发育多期中酸性火山喷发事件, 形成较大面积、不同类型火山-沉积地层。典中期火山活动主要发生于海底环境, 以安山质火山喷发为主, 间夹玄武安山质火山喷溢和流纹质火山爆发, 以安山岩为主; 广泛分布于拉萨地块南部如林周盆地和冈底斯山脉南部, 局部火山岩厚度超过千米。年波期火山活动发生于海相与海陆交互环境, 早期火山活动显示火山强烈爆发特点, 形成流纹粗安质火山碎屑岩、火山角砾集块岩; 晚期火山活动相对较弱, 形成火山碎屑沉积岩。帕那期以酸性火山活动为特征, 早期以酸性流纹质火山喷发为主, 为火山活动初期阶段, 具有较强的间断性和成分变化性; 中期以中酸性粗面质与流纹质火山喷发旋回为特征, 具有红顶绿底, 显示较强的喷溢喷发环境; 晚期以酸性英安质及流纹质火山活动为主, 显示火山活动强烈爆发期的特点, 但火山活动趋于平缓; 末期由中酸性-偏碱性火山岩构成两个喷发旋回, 以喷溢、爆发形式出现。

二、岩浆侵入活动

西藏当雄及邻区侵入岩出露面积较大, 按成岩时代可划分为早侏罗世、早白垩世、始新世和中新世四个阶段(表 1-3)。早侏罗世侵入岩分布于测区中部宁中地区及东部山地, 沿 EW 向呈串珠状出露, 岩体规模较小, 岩石类型主要是白云母花岗岩和二云母花岗岩, 白云母 K-Ar 法同位素年龄值为 188.66 Ma 和 196.23 Ma。早侏罗世岩浆侵入与新特提斯北大洋板块沿早期俯冲消减存在动力学成因联系; 新特提斯北大洋板块向念青唐古拉古陆块的俯冲造成拉萨地块强烈构造挤压和地壳局部熔融, 形成宁中独立单元浅色 S 型花岗岩。

早白垩世侵入岩主要分布在测区北部的申错地区、测区东北部的三台岗沙一带和测区东南部欧郎地区, 将申错和三台岗沙地区早白垩世侵入岩归并为申错序列, 将欧郎地区早白垩世侵入岩归并为欧郎序列。申错序列侵入岩以花岗闪长岩为主, 在测区出露面积不大; 向 WN 方向延出测区, 属班戈花岗岩重要组成部分。欧郎序列侵入岩分布于测区东南部欧郎至甲玛错一带, 呈 EW 向断续出露, 岩石类型以闪长岩、石英闪长岩、花岗闪长岩为主。根据角闪石和黑云母的 K-Ar 法同位素测年资料, 申错序列侵位时代为 114.25~121.38 Ma; 欧郎序列侵位时代为 123.76~129.6 Ma, 均属早白垩世侵入岩。拉萨地块北部早白垩世岩浆侵入活动与新特提斯北洋盆沿班公湖-怒江缝合带和念青唐古拉古陆块的俯冲、消减存在动力学成因联系, 主要形成于纳木错-班戈古岛弧环境。

始新世侵入岩主要分布于测区东南部旁多-欧郎-羊八井地区, 出露面积较大, 岩性以二长花岗岩为主, 可归并为旁多、羊八井两个序列, 经多种方法的同位素测年, 岩体侵位时代为 52.40 Ma 和 52.49 Ma (表 1-3)。始新世岩体总体呈近 EW 向分布, 受区域逆冲推覆构造的显著控制。始新世侵入岩规模不大, 岩体分散, 属冈底斯岩浆带组成部分, 岩浆活动与新特提斯洋盆沿雅鲁藏布江缝合带俯冲、消减存在动力学成因联系, 主要形成于岛弧环境和印度-欧亚陆-陆碰撞初期。

表 1-3 西藏当雄幅 1:25 万测区侵入岩岩石谱系单位划分一览表

Table 1-3 Intrusive rock units of Damxung and its adjacent areas of central Tibet

时代	序列	单元	代号	岩性	接触关系	侵入围岩	同位素年龄/ Ma
中新世	念青唐古拉	塔青曲	N ₁ T	中细粒斑状黑云钾长花岗岩	脉动	C—P l N ₁ J N ₁ G	
		古仁曲	N ₁ G	中粗粒（斑状）黑云二长花岗岩	涌动	J ₁ N K ₁ Y K ₁ Ld N ₁ B Tgn C ₁₋₂ n	9.8±0.35 (黑云母 K-Ar) 9.33±0.41 (Rb-Sr 等时线)
		结里	N ₁ J	中细粒（斑状）黑云二长花岗岩	涌动	J ₁ N K ₁ Y K ₁ Tn N ₁ G N ₁ B C ₁₋₂ n C—P Tgn Lgn Pt ₁ nq	8.49±0.14 (黑云母 K-Ar) 8.07±0.35 (Rb-Sr 等时线) 8.7±1.4 (Rb-Sr 等时线)
		比劣曲	N ₁ B	中粒花岗闪长岩		C—P l	12.7±0.19 (黑云母 K-Ar) 15.3±0.23 (黑云母 K-Ar) 14.01±0.49 (Rb-Sr 等时线)
始新世	羊八井旁多	工果	E ₂ G	中细粒钾长花岗岩	脉动	E ₂ Y E ₂ T E ₂ p ⁴ C ₁₋₂ n	
		鲁巴杠	E ₂ Lb	粗中粒巨斑状黑云二长花岗岩	脉动	E ₂ Xw E ₂ Y E ₂ p ² C—P l	
		校屋顶	E ₂ Xw	中细粒含角闪黑云二长花岗岩	脉动	E ₂ Y C—P l	
		羊八井兵站	E ₂ Y	中细粒黑云二长花岗岩	脉动	C—P l C ₁₋₂ n C ₂ P ₁ l E ₂ n E ₂ p ¹	52.49±0.76 (黑云母 K-Ar)
		雄多	E ₂ X	花岗斑岩	脉动	E ₂ L E ₂ J C ₁₋₂ n C ₂ P ₁ l E ₂ p ³	
		卓弄	E ₂ Zh	粗中粒斑状黑云二长花岗岩		K ₁ Tn E ₂ L E ₂ T C—P l C ₁₋₂ n C ₂ P ₁ l E ₂ p ⁴	
		托龙	E ₂ T	中细粒含黑云角闪二长花岗岩		K ₁ P E ₂ D E ₂ J C ₁₋₂ n C ₂ P ₁ l P ₂ l ^{1,2,3} T ₃ m T ₃ J ₁ j E ₂ p ^{2,3,4}	
		郎莫	E ₂ L	细-中细粒（斑状）黑云二长花岗岩		E ₂ D C—P l C ₁₋₂ n C ₂ P ₁ l E ₂ n E ₂ p ^{2,3,4} E ₂ α	
		吉目雄	E ₂ J	(细) 中粒斑状含黑云石英二长岩		K ₁ Tn C ₁₋₂ n E ₂ p ³ E ₂ α	52.40±0.79 (黑云母 K-Ar)
		打孔玛	E ₂ D	细中粒黑云二长岩		K ₁ Tn C ₂ P ₁ l	

续表

时代	序列	单元	代号	岩性	接触关系	侵入围岩	同位素年龄/ Ma
早白垩世	申错	查苦	K ₁ Chk	花岗斑岩	涌动	J ₂₋₃ l K ₁ w ¹	
		托青	K ₁ T	粗粒含角闪黑云二长花岗岩		K ₁ w ¹	114.25±1.65 (黑云母 K-Ar)
		果东吉拉	K ₁ G	中细粒角闪二长花岗岩		J ₂₋₃ l K ₁ L	
		丁空巴	K ₁ Ld	中细粒花岗闪长岩		J ₂₋₃ l K ₁ D	121±3.8 (角闪石 K-Ar)
		打尔嘎	K ₁ D	中细粒黑云石英二长闪长岩		J ₂₋₃ l	
	欧郎	英多	K ₁ Y	细中粒花岗闪长岩	脉动	K ₁ Tn K ₁ λ Tgn C ₁₋₂ n P ₃ m E ₂ p ^{2,4}	
		浦迁	K ₁ P	细中粒斑状石英二长闪长岩		K ₁ Chk C ₁₋₂ n C ₂ P ₁ l	
		他纳	K ₁ Tn	细粒含辉石石英闪长岩、石英闪长岩		C ₁₋₂ n E ₂ α E ₁ p ⁴	123.76±1.79 (黑云母 K-Ar) 124.81±2.61 (角闪石 K-Ar) 129.6±7.8 (Rb-Sr 等时线)
		连秋拉	K ₁ L	细粒辉石闪长岩		T ₃ J ₁ j	
	查苍卡		K ₁ Ch	细粒辉长岩		C ₁₋₂ n C ₂ P ₁ l	
早侏罗世	宁中		J ₁ N	中粗粒白(二)云母二长花岗岩		C ₁₋₂ n C ₂ P ₁ l	196.23±2.82 (白云母 K-Ar) 188.66±2.74 (白云母 K-Ar)

中新世侵入岩仅出露于念青唐古拉山地区。岩性以二长花岗岩为主,划分为 4 个单元归并为念青唐古拉超单元(表 1-3);岩浆侵位时代为 8~15 Ma,是青藏高原最年轻的巨型岩浆侵入体。中新世岩浆侵入活动与碰撞造山作用、地壳局部熔融存在动力学成因联系。

在当雄幅 1:25 万测区,早侏罗世岩浆侵入活动主要分布在拉萨地块中部,但侵入体规模较小;早白垩世发生较大规模区域性岩浆侵入活动,在拉萨地块北部形成班戈花岗岩和申错序列侵入岩,在旁多山地形成欧郎序列侵入岩;始新世,岩浆侵入活动进一步加强,形成旁多山地大量中酸性岩浆侵入体,包括羊八井序列和旁多序列侵入岩;中新世测区岩浆活动强度达最大,在念青唐古拉山地区发生大规模岩浆侵入活动,形成面积超过 1500 km² 的念青唐古拉超单元。

第四节 区域变质作用

西藏当雄及邻区经历了长期复杂的变质变形过程,形成类型繁多的变质岩,既出露角闪岩相变质岩,也发育面积较大的绿片岩相变质岩和大面积浅变质岩。角闪岩相变质岩主要分布于念青唐古拉山脉、纳木错西岸生觉、旁多山地鲁玛拉及错那湖东岸等地。角闪岩相变质岩原岩建造主要形成于前寒武纪,如念青唐古拉岩群、土那片麻岩、玛尔穷片麻岩

和安多片麻岩；部分形成于古生代，如鲁玛拉岩组。区域变质作用发生时代跨度较大，在中新元古代、中生代和新生代均发生过不同程度的区域变质作用。西藏当雄幅 1:25 万测区出露的区域变质岩如表 1-4。

表 1-4 西藏当雄及邻区中深程度变质岩一览表
Table 1-4 Metamorphic rock units of Damxung and its adjacent areas of central Tibet

成岩时代	表壳岩填图单位	变质深成岩填图单位
新生代		冷青拉片麻岩 (Lgn) 58~63 Ma
晚古生代	鲁玛拉岩组 (C-P l)	
元古宙		玛尔穷片麻岩 (Mgn) 748 Ma
		土那片麻岩 (Tgn) 1766~1802 Ma
	念青唐古拉岩群 (Pt ₁ nq)	

一、前寒武纪区域变质作用

1. 念青唐古拉山岩群

念青唐古拉岩群主要出露于念青唐古拉山和纳木错西岸地区，属前寒武纪变质表壳岩。念青唐古拉山地区出露的念青唐古拉岩群总体呈 NE-SW 向延伸，东起测区东北的各斗、日玛一带，西至甲多乡北的冷青拉，主要岩石组合为片岩、变粒岩和浅粒岩等表壳岩组合。在宁中北侧，出露宽达千余米、长达 20 km 的念青唐古拉岩群变质岩残块，呈顶垂体覆于花岗岩侵入体之上。在念青唐古拉山中南部，念青唐古拉岩群以捕虏体、残留体形式出现在冷青拉片麻岩和中新世念青唐古拉序列中粗粒黑云二长花岗岩中，大小从数十厘米到数十米；这些捕虏体和边缘残块出露面积约 100 km²。在念青唐古拉山东北部，念青唐古拉岩群被申错序列冷青甲日单元黑云母花岗闪长岩及念青唐古拉序列结里单元黑云母二长花岗岩侵入，与石炭系诺错组断层接触。在纳木错西岸生觉一带，念青唐古拉岩群呈大小不一的包体出露在土那片麻岩中，或以构造岩片形式与古生代地层呈断层接触，总体呈近 EW 方向展布，出露面积约 9 km²。

念青唐古拉岩群岩石单元以含透辉大理岩、含石榴十字二云片岩、含阳起石浅粒岩、石榴黑云斜长变粒岩、含石墨斜长透辉岩和斜长角闪岩等表壳岩为主，出露岩层厚度约 540 m；包含镁铁质岩、长英质岩、大理岩三大岩石类型，不同岩石类型具有不同岩石组合、不同矿物成分、不同岩石结构和不同岩相特征。变质岩层总体倾向北，倾角与土那片麻岩片麻理一致。岩石变形强烈，在韧性剪切带强应变内形成糜棱片岩，发育勾状褶曲和倾竖平卧褶皱。

念青唐古拉岩群原岩为火山-沉积岩，野外可见片岩、变粒岩、浅粒岩、大理岩呈似层状产出，并保留有变余层理构造，在斜长角闪岩中保留有变余斑状结构；在西蒙南图解，除 2 个样品落入火山岩区外，其他样品均落入沉积岩区（图 1-5）；在普列多夫斯基 Al₂O₃-（K₂O + Na₂O）图中，除片岩样品外，其他样品均落在沉积岩区。

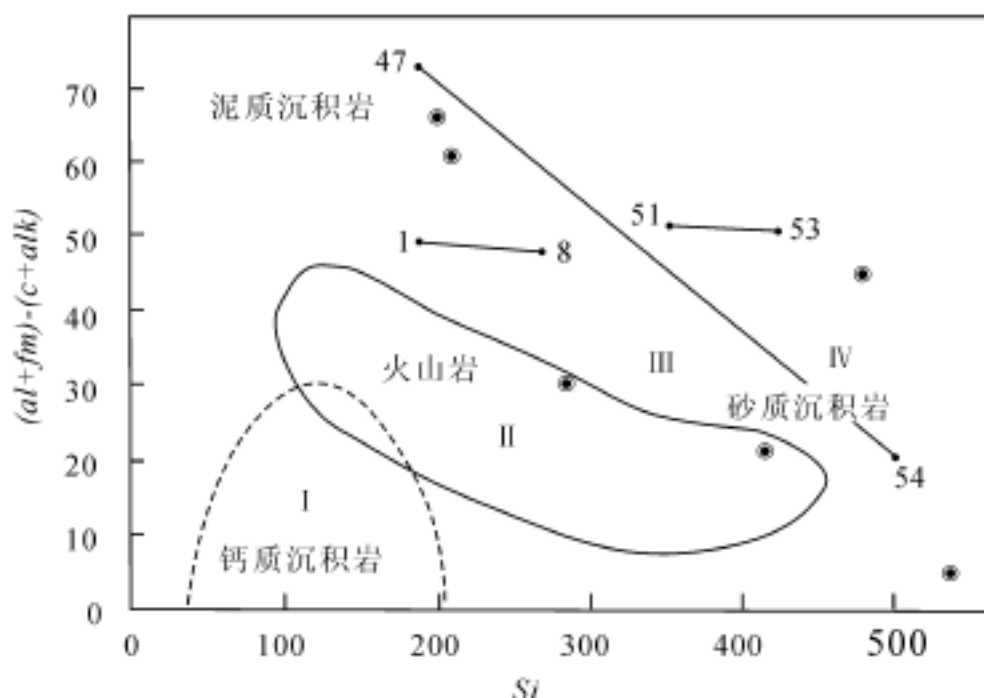


图 1-5 念青唐古拉岩群 $(al + fm) - (c + alk)$ 对 Si 图解

Fig.1-5 Diagram of $(al + fm) - (c + alk)$ vs. Si of Palaeo-Proterozoic metamorphic rocks

2. 土那片麻岩

土那片麻岩分布于纳木错西岸保吉乡生觉村土那和念青唐古拉山地区，出露面积约 20 km^2 ，呈近 EW 向透镜状展布；岩性较均匀，主要为粗-中粒斜长角闪岩。土那片麻岩侵入到念青唐古拉岩群中，含有大量念青唐古拉岩群变质表壳岩包体，包括变粒岩、浅粒岩、大理岩和片岩包体。土那片麻岩被玛尔穷片麻岩所侵入，二者片麻理产状一致，总体倾向北，局部地段形成向、背形构造，后期叠加有韧性剪切变形。土那片麻岩主要岩石类型有斜长角闪岩、含透辉石斜长角闪岩、石榴斜长角闪岩、斜长辉石角闪岩；总体呈灰黑色，中-粗粒柱粒状变晶结构，块状构造、片麻状构造和糜棱构造。矿物普遍发育两个粒级，粗粒（ $1 \sim 6 \text{ mm}$ ）斜长石和角闪石多为残留结构，而细粒（ $0.05 \sim 0.15 \text{ mm}$ ）斜长石和角闪石主要为变晶结构。

野外观测到土那片麻岩侵入到念青唐古拉岩群现象，并保留有变余辉长结构；镜下观察到变余辉长结构和变余辉绿结构，斜长石普遍具有卡钠双晶、肖钠双晶和聚片双晶；据西蒙南图解（图 1-6），土那片麻岩落入火山岩区；据 $(Al + \sum Fe + Ti) - (Ca + Mg)$ 图解（图 1-7），土那片麻岩落入基性火成岩区。综合野外和室内分析资料，认为土那片麻岩原岩主要为基性侵入岩。

3. 玛尔穷片麻岩

玛尔穷片麻岩主要分布于纳木错西岸生觉玛尔穷一带，出露面积约 0.6 km^2 ；侵入于土那片麻岩中，侵入岩色率低、暗色矿物含量少；含大量斜长角闪岩捕虏体，捕虏体形态为棱角状和不规则状，大小一般几十厘米至数米。岩石后期叠加变形较强，早期片麻理被晚期韧性剪切变形强烈改造；岩石类型主要包括花岗质变余糜棱岩和长英质变余糜棱岩。花岗质变余糜棱岩呈肉红色，粒状变晶结构，残余糜棱构造，主要由长石、石英组成；长石呈肉红色，集合体压扁拉长定向排列，细小条带状变形长石与石英集合体条带相间分布，构成糜棱面理；残斑较少（5%），成分主要为斜长石，呈似眼球状定向分布，具有聚

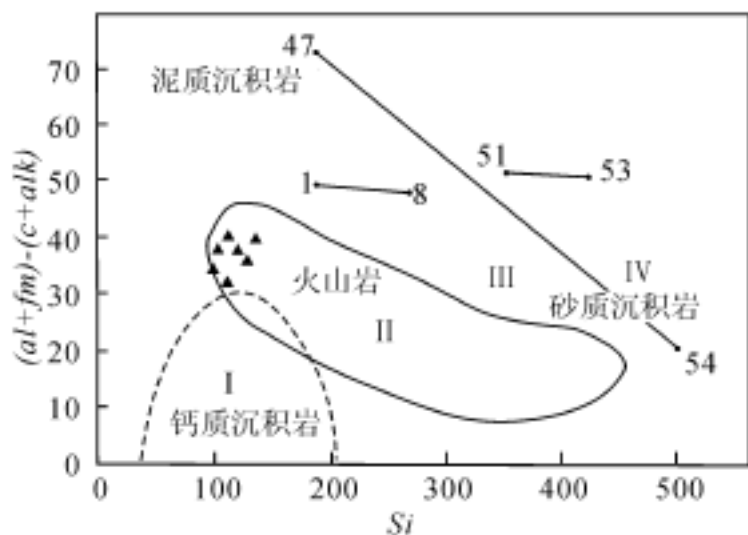


图 1-6 土那片麻岩 $(al + fm) - (c + alk)$ 对 Si 图解
(据 Simonene, 1953)

Fig. 1-6 Diagram of $(al + fm) - (c + alk)$ vs. Si of
Tuna gneiss of west bank of Namco lake

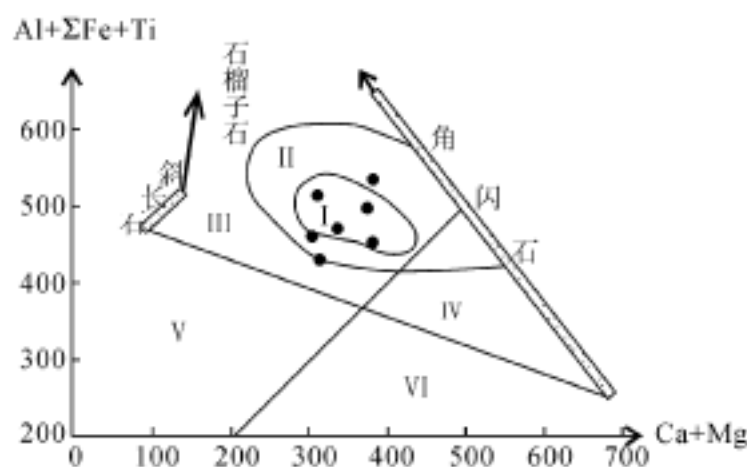


图 1-7 土那片麻岩 $(Al + \Sigma Fe + Ti) - (Ca + Mg)$ 图解
(据 克列麦涅茨基, 1979)

Fig. 1-7 $(Al + \Sigma Fe + Ti) - (Ca + Mg)$ diagram of
Tuna gneiss of west bank of Namco lake

片双晶和肖钠双晶；发育波状消光、双晶弯曲、长轴定向等受力变形现象；基质石英与长石条纹相间定向分布，构成面理构造。黑云长英质变余糜棱岩呈灰白色，具有变余糜棱结构与鳞片粒状变晶结构、眼球状-变余糜棱纹理构造、拔丝构造；岩石由残斑与基质组成，眼球状长石残斑大小 2~10 mm，含量 15%；在强应变域形成拔丝状超糜棱岩，长石与石英强烈压扁拉长定向，集合体呈条纹状定向分布。

玛尔穷片麻岩侵入到土那片麻岩中，含有斜长角闪岩捕虏体；岩石发育变余花岗结构，斜长石普遍具有卡钠双晶、肖钠双晶和聚片双晶；在西蒙南图解样品落入火成岩区及附近。这些资料说明，玛尔穷片麻岩原岩为侵入岩。

4. 变质相与变质条件

(1) 纳木错西岸前寒武纪变质岩

①高角闪岩相：高角闪岩相变质作用主要发育于纳木错西岸前寒武系念青唐古拉岩群、前寒武纪土那片麻岩和玛尔穷片麻岩。但高角闪岩相变质表壳岩和高角闪岩相变质深成岩具有不同的矿物共生组合。

念青唐古拉岩群变质表壳岩岩石类型和主要矿物组合包括：

含透辉石墨斜长透辉岩

Di (褐绿) + Pl (An = 40) + Gra

含石榴方解斜长石英岩

Di + Gt

变质深成岩 (Tgn) 岩石类型和主要矿物组合包括：

含透辉斜长角闪岩

Hb (棕) + Di (褐绿) + Pl (An = 35)

斜长角闪岩

Hb (棕) + Pl (An = 45) + Bi (棕)

石榴斜长角闪岩

Hb (棕) + Pl (An = 45) + Gt

角闪石以棕色调为主，斜长石以中长石为主，矿物组合属高角闪岩相矽线石-钾长石带。

②低角闪岩相：低角闪岩相变质岩在纳木错西岸出露面积较大，主要发育于前寒武系念青唐古拉岩群、前寒武纪土那片麻岩和玛尔穷片麻岩。在念青唐古拉岩群出现的十字石

特征变质矿物为该变质相带划分提供了重要依据；主要岩石类型和矿物组合包括：

斜长角闪质变晶糜棱岩	Hb (棕绿) + Pl
花岗质变余糜棱岩	Pl (An = 20) + Hb (蓝绿) + Bi (棕) + Q
二云片岩	Pl (An = 26) + Bi + Mu + Gt + St + Q
黑云斜长变粒岩	Pl (An = 25) + Bi (棕) + Gt + Q

大部分变质矿物组合都含有一定数量的石英。黑云母以棕、褐色调为主，角闪石为棕绿和蓝绿色，斜长石以奥长石为主，矿物组合属低角闪岩相十字石带。

③变质温度与压力条件：采用 Перчук (1966) 角闪石-斜长石地质温度计，计算前寒武纪变质岩变质温度，结果为 400~630℃，平均为 504℃；采用 Plyusnina (1982) 角闪石-斜长石地质温压计，计算出变质温度为 490~625℃，平均为 547℃；据 15 个角闪石-斜长石矿物对，计算出变质压力为 0.20~0.76 GPa，平均为 0.42 GPa。

(2) 念青唐古拉山前寒武纪变质岩

①变质相分析：念青唐古拉山地区前寒武纪主要发生角闪岩相变质作用，形成念青唐古拉岩群变质表壳岩。念青唐古拉岩群变质表壳岩出现十字石特征变质矿物，说明该变质岩带的变质程度已达低角闪岩相。主要岩石类型和矿物组合包括：

黑云斜长变粒岩	Pl (An = 35) + Di + Q
长英质变余糜棱岩	Pl + Or + Bi (红褐) + Gt + Mu
黑云斜长片麻岩	Pl + Bi + Ms + Sil + Gt + Gra + Q
透辉黑云斜长片麻岩	Pl + Di (褐绿) + Bi (棕) + Hb (绿) + Q
石榴十字二云片岩	Pl (An = 26) + Bi (红褐) + Mu + Gt + St + Q

主要矿物组合均含石英，黑云母以棕、褐色为主，角闪石为绿和蓝绿色，斜长石以中长石为主，矿物组合属低角闪岩相十字石带。

②变质温度与压力条件：对念青唐古拉岩群角闪岩相变质岩，采用 Перчук (1966) 角闪石-斜长石地质温度计，计算得出 5 对角闪石-斜长石矿物对变质温度为 515~590℃ (t_1)，平均 552℃；根据 Plyusnina (1982) 角闪石-斜长石地质温压计，计算得出变质温度为 520~555℃，平均为 540℃；计算得出的 5 个角闪石-斜长石矿物对变质压力为 0.22~0.46 GPa，平均为 0.35 GPa；应用 Bhattacharya 等 (1992) 黑云母-石榴石温度计，计算得出变质温度为 582~644℃，平均 602℃；由 Holland 和 Powell (1995) 斜长石-黑云母-石榴子石-白云母地质温压计，计算得出变质温度为 582℃，变质压力为 0.58 GPa。

5. 变质时代

对土那片麻岩斜长角闪岩样品 8 个锆石内部较均匀的晶域进行 SHRIMP 测年，结果表明，土那斜长角闪岩锆石年龄为 768~817 Ma，加权平均值为 781 Ma；锆石在新元古代构造热事件中经历了重结晶作用，锆石年龄值主要反映角闪岩相区域变质作用时代。对土那片麻岩含透辉石斜长角闪岩样品的 9 个锆石内部较均匀的晶域进行 SHRIMP 测年，得到二组年龄。第一组 6 个数据， $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄值变化于 988~1766 Ma 之间，这 6 个点投入一致曲线附近，在误差范围内都可以看作是一致年龄，取最大年龄 1766 Ma 代表锆石的结晶年龄，反映岩浆侵位时代；第二组 2 个分析数据， $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄分别为 718 Ma 和 755 Ma，代表新元古代区域变质与构造热事件年龄。对玛尔穷花岗片麻岩，选取 10 个单颗粒结晶锆石，对锆石内部较均匀的晶域进行 SHRIMP 测年，得到比较稳定的结晶锆

石年龄，主要为 727~772 Ma，年龄加权平均值为 748 Ma，良好地揭示了锆石的结晶年龄和花岗岩侵位时代。

念青唐古拉岩群部分变质表壳岩在土那片麻岩中呈捕虏体方式存在，说明念青唐古拉岩群形成时代早于土那片麻岩，推断土那片麻岩岩浆侵位与念青唐古拉岩群区域变质发生在相同或相近时代；根据羊八井北侧容尼多碱玄质石榴石斑岩内残留锆石的 SHRIMP 测年资料，拉萨地块地壳内部存在成岩时代为 2282~2506 Ma、变质时代为 1795~1877 Ma 的变质岩，残留锆石 1795~1877 Ma 的变质年龄与土那片麻岩岩浆侵位时代基本一致，反映念青唐古拉岩群角闪岩相区域变质时代；而 2282~2506 Ma 可能代表念青唐古拉岩群变质表壳岩的原岩形成时代。

二、显生宙区域变质作用

西藏当雄及邻区显生宙发育角闪岩相变质岩和绿片岩相变质岩，显生宙角闪岩相变质岩出露于念青唐古拉山与羊八井东侧，分别命名为冷青拉片麻岩和鲁玛拉岩组。绿片岩相变质岩广泛分布于拉萨地块与冈底斯山脉，包括下古生界、上古生界、中生界很多地层与古近系部分地层都发生绿片岩相区域变质作用，形成片岩、变粒岩、石英岩、板岩和大理岩。

1. 鲁玛拉岩组

鲁玛拉岩组主要分布于旁多山地鲁玛拉、卓玛日一带和念青唐古拉山东部、北部，出露面积超过 156 km²，与石炭系诺错组呈渐变过渡关系，被始新统帕那组角度不整合覆盖；始新世花岗岩侵入其中。鲁玛拉岩组主体为一套角闪岩相变质表壳岩，片理总体倾向南，岩性组合主要为变粒岩、浅粒岩、大理岩、石英岩和片麻岩，出露岩层总厚度 7940 m。岩石建造特征与紧邻的石炭—二叠系诺错组、来姑组岩石建造相似，但变质程度明显偏高。

鲁玛拉岩组包含长英质岩、大理岩和石英岩三类岩石。长英质岩类包括变粒岩、浅粒岩和片麻岩 3 个亚类；大理岩主要为石墨透闪长石大理岩，呈灰白色，含鳞片粒状变晶结构，变余层理构造；由方解石（75%~80%）、石墨（5%）、透闪石（5%~10%）和石英（10%）组成；石英岩呈灰白色，鳞片粒状变晶结构，局部糜棱结构，似片麻状-变余砂状结构；主要由长石（10%~15%）、石英（55%~80%）、石榴子石（5%）和黑云母（5%~10%）组成。

鲁玛拉岩组主要变质矿物共生组合包括如下几种类型：

黑云钾长片麻岩	Sil + Gt + Bi（棕红） + Gra + Q
二云斜长变粒岩	Pl（An = 26） + Bi（棕色） + Q
黑云斜长变粒岩	Pl（An = 26~30） + Bi（棕红） + Gra + Q
黑云斜长片麻岩	Pl（An = 30） + Bi（棕红） + Gt + Q
含砂线黑云二长变粒岩	Or + Sil + Bi + Q
砂线石榴钾长变粒岩	Or + Sil + Bi + Gt + Q
黑云斜长变粒岩	Pl（An = 28） + Bi（棕褐） + Q
含砂线黑云变粒岩	Sil + Kf + Bi（棕红）

在这些变质矿物组合中，黑云母以棕红、红褐色调为主，斜长石以奥长石为主，反映区域变质程度达高角闪岩相砂线石带。对鲁玛拉岩组变质条件进行分析：采用 Bhat-

tacharya 等 (1992) 黑云母-石榴子石温度计, 计算得出变质温度为 638℃~780℃, 平均 705℃; 由 Holland 和 Powell (1995) 斜长石-黑云母-石榴子石-白云母地质温压计, 计算得出变质温度为 720~740℃, 压力为 0.50~0.65 GPa, 反映高温低压变质作用, 变质温度明显高于念青唐古拉变质岩带。

鲁玛拉岩组变粒岩与浅粒岩、大理岩呈互层状产出, 并保留有变余层理构造; 在西蒙南图解中, 样品均落入沉积岩区 (图 1-8); 在普列多夫斯基 $Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O)$ 图中, 样品均落如沉积岩区。这些特征表明, 鲁玛拉岩组原岩属沉积岩。

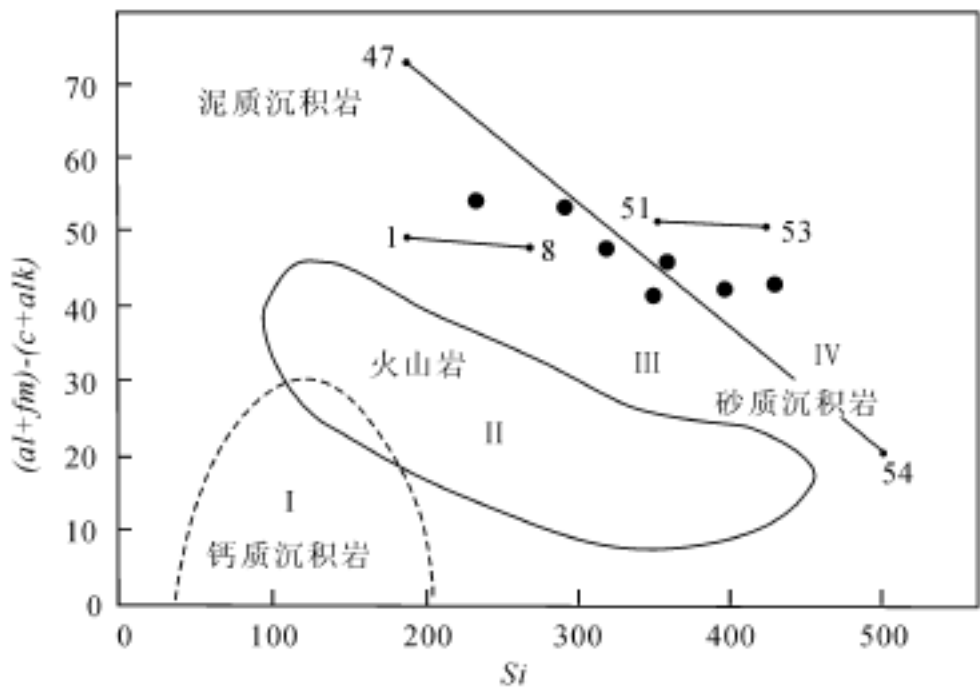


图 1-8 鲁玛拉岩组 $(al + fm) - (c + alk)$ 对 Si 图解
(据 Simonene, 1953)

Fig.1-8 Diagram of $(al + fm) - (c + alk)$ vs. Si of Carboneferous-Permian metamorphic rocks

对鲁玛拉岩组黑云斜长片麻岩样品选出的单颗粒锆石, 作 SHRIMP 同位素测年, 结果表明, 大部分锆石 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 225~384 Ma, 反映原岩沉积时代为石炭纪—二叠纪; 两个锆石的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄位于 426~483 Ma, 反映部分原岩形成于奥陶纪—志留纪。对侵入于鲁玛拉岩组的含石榴黑云斜长片麻岩, 挑选新生矿物独居石, 采用电子探针 U-Pb 同位素测年方法, 分析岩浆侵位结晶时代; 样品中 40 个独居石年龄非常稳定, 为 255~232 Ma, 平均年龄为 245 Ma, 基本代表侵入鲁玛拉岩组花岗质岩浆侵位或混合岩形成时代。鲁玛拉岩组角闪岩相区域变质时代经 K-Ar 法同位素年代学分析为 60~71 Ma。

2. 冷青拉片麻岩

冷青拉片麻岩主要分布在念青唐古拉山西南部冻弄曲、古仁曲和冷青拉一带, 出露面积约 5.5 km²。岩石类型主要为黑云斜长片麻岩和角闪斜长片麻岩。岩石总体呈浅灰色, 含柱鳞片粒状变晶结构, 变余半自形粒状结构, 片麻状构造; 由斜长石 (55%~70%)、钾长石 (5%~10%)、石英 (5%~10%)、黑云母 (10%~15%)、角闪石 (5%~30%) 组成; 原岩相当于英云闪长岩和石英闪长岩。由于中新世念青唐古拉序列古仁曲单元中粗粒黑云二长花岗岩的广泛侵入, 冷青拉片麻岩在念青唐古拉黑云母二长花岗岩中呈孤岛状、透镜状残留体或包体形式存在。在古仁曲, 冷青拉片麻岩和念青唐古拉岩群、鲁玛拉

岩组的片岩、变粒岩一起发生强烈变形，局部可见冷青拉片麻岩含斜长角闪岩和变粒岩捕虏体。

对冷青拉含角闪石黑云母斜长片麻岩 10 个岩浆锆石内部较均匀晶域进行 SHRIMP 分析，结果表明，冷青拉含角闪石黑云母斜长片麻岩的岩浆锆石年龄比较稳定， $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄集中分布于 56~65 Ma，权平均值为 63 Ma，良好记录了岩浆结晶时代，属古近纪早期角闪岩相变质深成体。

第五节 区域地貌特征

长期复杂的地质构造作用过程，在青藏高原及邻区地壳表部形成多种不同类型的构造地貌单元与不同成因的构造地貌景观，构成颇具特色的区域构造地貌格局。兹概略分析青藏高原及其中部西藏当雄幅 1:25 万测区的区域地貌特征。

一、青藏高原地貌特征

青藏高原周缘为大型山系所环绕（图 1-9）。南侧与西侧为喜马拉雅山系，北侧为喀喇昆仑山、昆仑山与阿尔金山，东侧为横断山，东北侧为祁连山。喜马拉雅山、喀喇昆仑山与昆仑山属于挤压-压扭构造-地貌带，处于强烈挤压构造环境，发育大量逆冲推覆构造与复杂的褶皱构造；地壳挤压缩短增厚导致山脉的快速隆升，形成由高山与极高山组成的、近 EW-NWW 向展布的大陆山系。横断山与阿尔金山属走滑构造—地貌带，祁连山属压扭构造-地貌带，其构造地貌主要受走滑断裂与逆冲—走滑断裂所控制（吴珍汉等，2001）。

青藏高原内部总体地势较为平坦，由高原面、盆地面、湖盆面、河流阶地、低山丘陵区与山顶面等地貌单元组成，平均海拔高程约 4500~5000 m（图 1-9、1-10）。高原内部中高山系包括冈底斯山、念青唐古拉山、唐古拉山、西阿尔岗山、祖肯拉山、可可西里山与巴颜喀拉山等山脉，山顶面高出高原面约 800~2000 m。高原内部盆地面主要分布于断陷带与湖区，略低于高原面平均海拔高程，与高原面呈渐变过渡关系。在青藏高原北部，发育大量火山岩台地，表现为中新世晚期—上新世碱性玄武岩呈面状覆盖于高原剥夷面之上；受不同方向断裂所控制的火山机构，常构成线状展布、高度不同的锥状或柱状山体。高原面、盆地面与高原内部山脉之间常呈断裂接触，发育线状展布的断层崖与断层三角面。

位于青藏高原腹地的念青唐古拉山脉西起东经 90°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，展布到东经 97°然乌以北的安久拉，长达 740 km。念青唐古拉山脉西与冈底斯山脉相接，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。大致以弧顶嘉黎为界，念青唐古拉山脉可分为东、西两段。本书所称念青唐古拉山脉主要指念青唐古拉山西段。念青唐古拉山西段总体上呈 NEE—NE 走向，山脉主脊海拔高程一般为 5500~6200 m；念青唐古拉山主峰海拔高度

7162 m,分布于羊八井—当雄盆西。因念青唐古拉山脉主脊海拔大多高出南侧谷地1500~2000 m,故在地貌上属于极高山。念青唐古拉山西段雪线位于海拔5500~5700 m,发育大面积常年冰雪覆盖区和很多现代冰川,形成大量冰斗冰川、悬冰川和小型山谷冰川。念青唐古拉山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,念青唐古拉山发生了3次冰川作用;在中更新世早期的最大冰期,巨大的冰帽或山麓冰川几乎占据了山脉两侧的许多谷地,留下了大面积的冰碛与冰水高平台;而中更新世晚期和晚更新世的后两次冰期,也在山脉的腹地及其两麓留下大量保存完好的冰川侧碛、终碛与冰水沉积。由于青藏高原腹地气候寒冷干燥,岩屑物质来源极其丰富,再加上间歇性的地壳上升与河流下切,因而在念青唐古拉山南麓羊八井盆地,发育1~6级由宽广阶面、台面和厚层冲积物所组成的河流阶地与多级洪积台地。冲洪积、冰碛阶地和台地发育时代包括更新世中期、更新世晚期和全新世。

青藏高原高原水系发育,河流密布(图1-9)。青藏高原周边水系以外流水系为主,东部水系大部分向东汇入黄河与长江,南部与西部水系汇入雅鲁藏布江和印度河。高原腹地水系以内流水系为主,自高处流向低处,自四周汇聚于高原湖泊。大型水系常受断裂构造所控制,如青藏高原南部雅鲁藏布江主要沿缝合带展布;青藏高原中部扎加藏布总体呈近EW向展布,主体分布于伦坡拉盆地,流向西南,汇聚于色林错;青藏高原东部红河、金沙江、鲜水河、雅砻江等水系展布受走滑断裂显著控制(图1-9)。

属于雅鲁藏布江水系的拉萨河是青藏高原南部重要水系。拉萨河中上游分布于旁多山地,通过旁多峡谷和羊八井峡谷与羊八井-当雄盆地相通。藏布曲上游位于念青唐古拉山东麓和羊八井盆地,有温泉热水汇入。藏布曲中游位于羊八井和德庆乡之间的峡谷区,谷坡较陡,河床比降较大,水流较为湍急;峡谷西侧泥石流和滑坡体等地质灾害现象比较严重,峡谷东侧危岩体十分发育,严重威胁着公路和铁路运输安全。羊八井峡谷部分地段河流阶地、冲洪积扇与洪积台地相当发育,可以见到自中更新世以来的4~6级河流阶地、洪积台地和洪积扇。藏布曲自德庆乡汇入了却桑曲后,河谷迅速展宽,在堆龙德庆县东南汇入拉萨河,构成藏布曲下游。藏布曲下游河谷相当宽展,河床、河漫滩和第一级阶地及部分第二级阶地相当发育,而高阶地则退居第二位;紧靠山边的洪积台地和洪积扇所占比重也大大减少。由于海拔高度降低,气候条件较好,河流谷地宽阔,因此藏布曲下游适合农业种植,形成了人口较为密集的农业区。

青藏高原湖泊众多,发育数百个大小不等的湖泊;但多数湖泊规模较小(图1-9)。规模较大的湖泊仅有青海湖、纳木错、色林错、当诺雍错、扎日南木错、羊卓雍湖、多格错仁、多格错仁强错、可可西里湖、乌兰乌拉湖、鄂陵湖与扎陵湖等湖泊。藏北湖泊大部分为咸水湖或盐湖,藏南很多湖泊为淡水湖。西藏境内的第一大湖为纳木错,分布于念青唐古拉山西侧;虽然地处海拔4718 m的高度,但风光秀丽,成为西藏重要的旅游圣地。高原湖泊很多为断陷湖,受近EW向、NE向、NW向与近SN向活动断裂及断裂复合所控制,如双湖盆地的NE向鄂雅错断陷湖盆、安多南侧的SN向错那断陷湖盆、申扎南部的NW向格仁错断陷湖盆,均为区域张性—张扭性断裂控制的地堑性质断陷盆地或拉分盆地。

在纳木错北岸,发现高出现代湖面139 m的湖积阶地,反映纳木错及邻区古湖面高度曾超过海拔4850 m。进一步研究表明,青藏高原腹地班公-怒江缝合带中西段及两侧现今

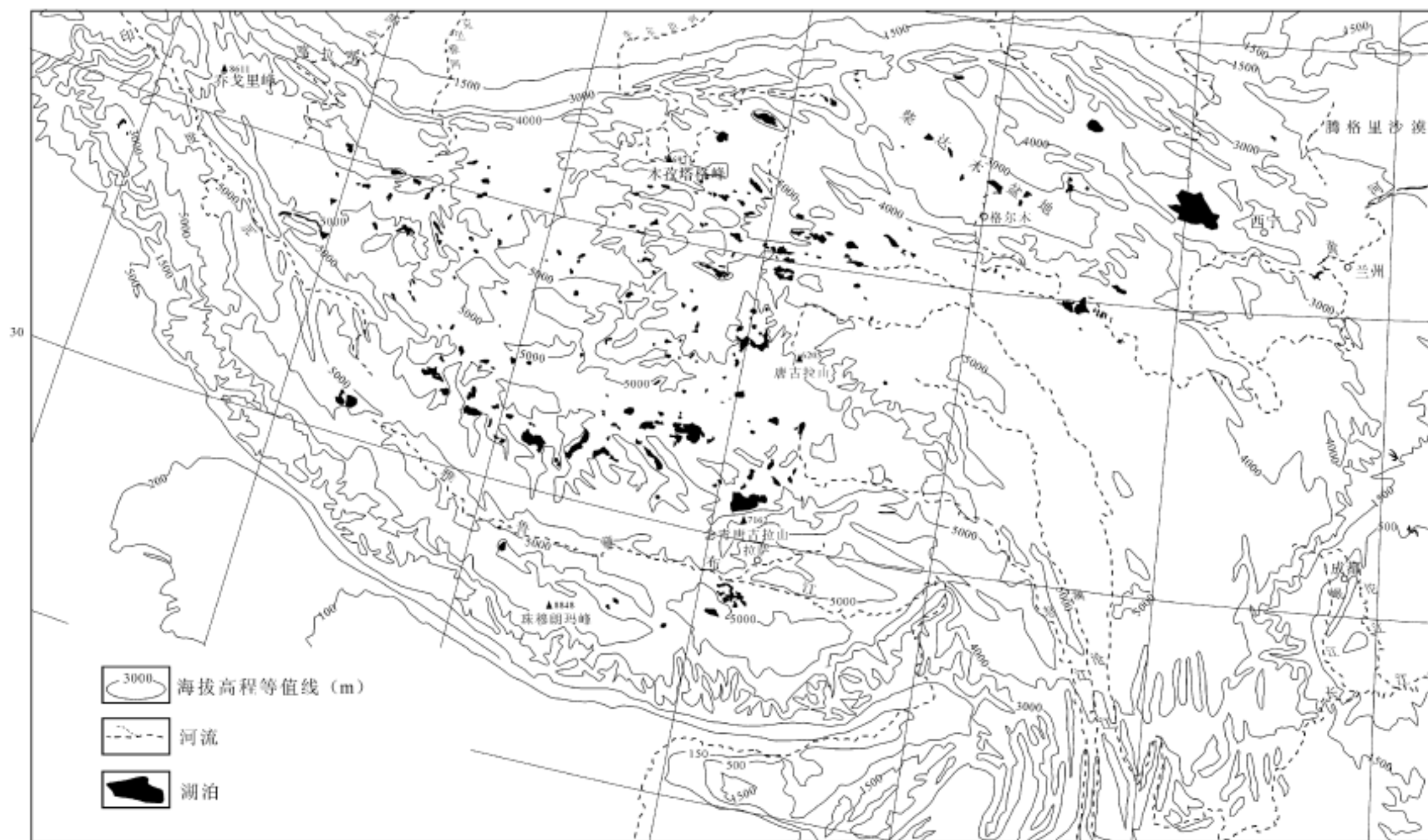


图 1-9 青藏高原及邻区地形地貌分布图

Fig.1-9 Sketch map of geomorphic and elevation isobath of the Tibetan Plateau

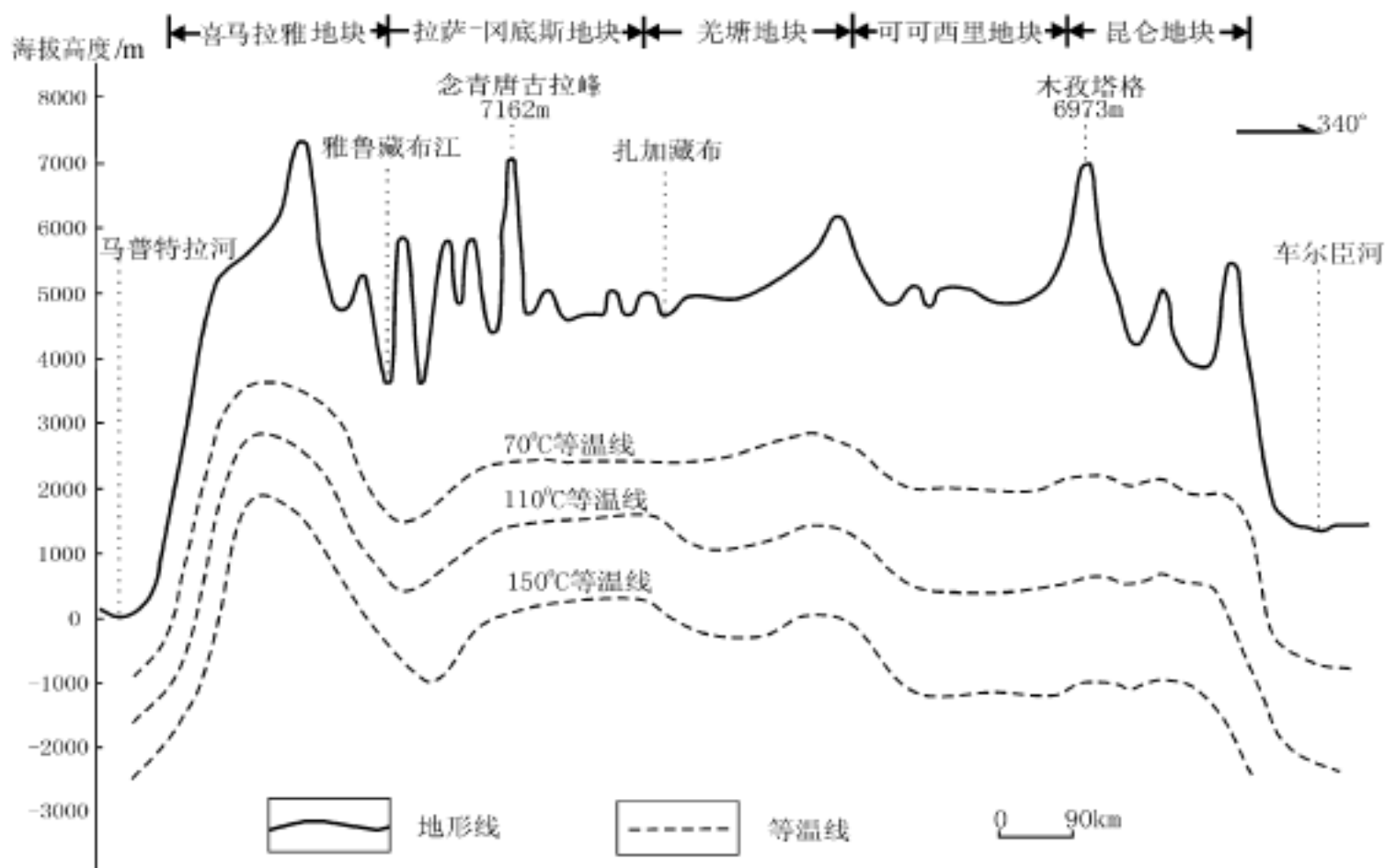


图 1-10 青藏高原地形与地温横剖面图

Fig.1-10 Cross section of elevation and temperature across the Tibetan Plateau

互不相连的湖泊在晚更新世曾连成一体,构成西藏中部古大湖(图 1-11)。古大湖最高湖面海拔高度达 4850 m,高于现今纳木错湖面 130~135 m;青藏高原中部众多湖泊如纳木错、色林错、格仁错、崩错、错那湖、班戈错及扎加藏布流域曾被古大湖连结在一起,构成面积达 10 万 km^2 的巨型古湖泊(图 1-11);古大湖形成时代约为 116~39 ka,其形态、空间分布与古湖面退缩过程均受活动断裂和地貌控制。古大湖自 39 ka 以来,由于气候变化和湖水外泄,湖面高度逐步降低,面积逐步缩小,于 29 ka 以来逐渐形成现今高原湖泊群。

二、当雄及邻区地貌分区

西藏当雄及邻区发育颇具特色的构造地貌,中部为念青唐古拉山脉和当雄-羊八井盆地,念青唐古拉山是青藏高原内部著名山脉,属极高山地区;西北部具有典型高原地貌,以低山丘陵为主,发育西藏最大湖泊——纳木错,现代湖面面积约 1920 km^2 ;东南部发育旁多山地,属高山—极高山地区。根据地形与地貌特征,将当雄幅 1:25 万测区划分为 4 个主要地貌单元。不同地貌单元具有不同地质发展历史,发育不同的地形地貌特征。不同地貌单元的第四纪沉积类型和地层分布也存在比较明显的差别(图 1-4)。

1. 低山内流湖盆区

低山内流湖盆区分布于测区西北部,位于念青唐古拉山北侧的纳木错及其周缘,属高原内部低山、丘陵地带,在青藏高原自然地理分区中属于南羌塘湖盆区。海拔约 4718 m 的纳木错内流湖盆处于该区中部,构成周缘水系汇水中心。湖盆的北、东、西三面分布一系列浑圆而平缓的山丘,山顶海拔多在 4900~5300 m 之间,山顶到谷地的高差一般为

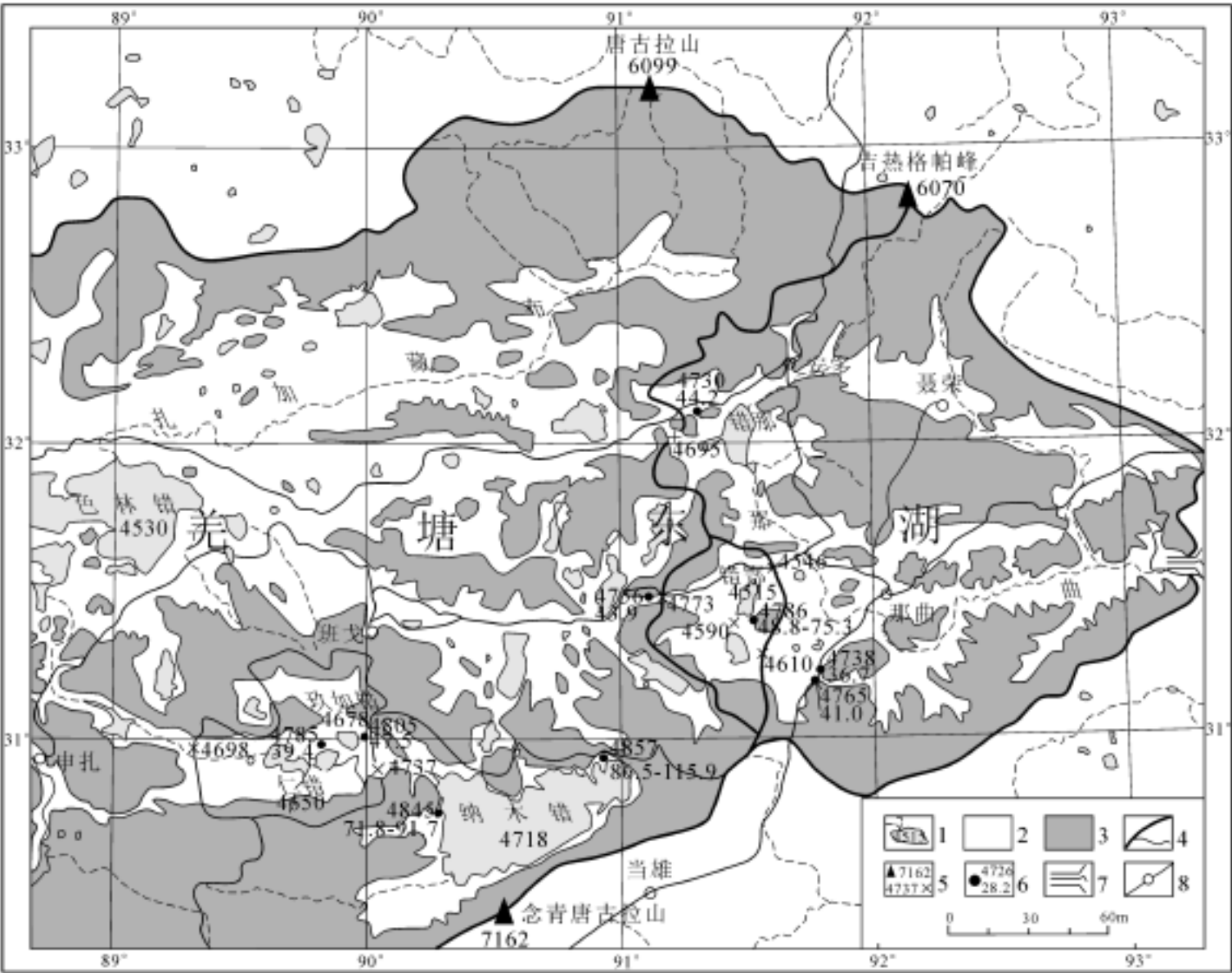


图 1-11 藏北古大湖分布图

(赵希涛等，2003)

Fig.1-11 Sketch map showing distribution of Pleistocene huge Palaeo-lake of north Tibet

1—河流、湖泊与湖面高程/ m；2—古大湖分布范围；3—陆地与岛屿；4—主分水岭与分支水岭；

5—高位湖相沉积发现地点；6—山峰、垭口及海拔高程/ m；7—古湖的可能外泄通道；8—县城与公路

100~500 m。低山内流湖盆区第四纪主要发育湖滨相砂砾石、湖相砂粘土、冲积砾石、洪积砂砾石、风成沙、残积风化壳与古土壤、坡积砂砾石、洞穴堆积和不同类型泉华。

2. 念青唐古拉极高山区

念青唐古拉极高山区位于测区中部，由 NE 走向的念青唐古拉山脉中西段构成，主峰海拔 7162 m，主脊海拔一般为 5400~6200 m，山顶面与周缘盆地相对高差大于1000 m；在青藏高原自然地理分区中属于冈底斯-念青唐古拉山区。以念青唐古拉山主峰为中心，山脉主脊及其南、北两侧发育大陆山岳冰川，并见大量古冰川槽谷、冰斗、刃脊、角峰等冰蚀地貌。在念青唐古拉极高山区的冰川槽谷及山麓地带主要发育多期冰川沉积和冰水沉积物，在切割古冰川槽谷的河谷及河流出口处分布有冲、洪积物。

3. 当雄-羊八井盆地区

当雄-羊八井盆地区位于测区中南部，西与念青唐古拉山毗邻。盆地海拔高度为4200~4500 m，盆地宽 7~25 km，长约 130 km，总体呈 NE 走向；在青藏高原自然地理分区中

属于雅鲁藏布江中上游河谷地区。盆地内部地势平缓，充填大量第四纪松散沉积物。根据盆地走向变化，可进一步将其划分为 4 个次级盆地，包括西南段的 NEE 走向的羊井学-羊八井盆地、中段 NE 走向的拉多岗盆地、宁中盆地及北东段近 EW 走向的当雄盆地。在拉多岗盆地和宁中盆地，出露较多的基岩岛山。当雄-羊八井盆地及周缘发育大量冲、洪积物、冰碛物和冰水沉积物，部分地区分布有泉华堆积、冰缘堆积和沼泽堆积。

4. 旁多高山峡谷区

旁多高山峡谷区位于测区东南部，由众多山顶海拔为 5100~5700 m 的山峰与深切河谷构成。山顶至河谷的相对高差一般为 800~1600 m，在青藏高原自然地理分区中属于雅鲁藏布江中游谷地区。拉萨河三条较大的支流水系——藏布曲、乌鲁龙曲和热振藏布从区内流过并强烈切割山地，沿河流峡谷发育 4~6 级河流阶地。在旁多山地河谷中，分布大量冲积、洪积、泥石流堆积和重力堆积等第四纪松散沉积物。

第二章 地壳挤压变形与构造型式

地处青藏高原腹地的西藏当雄及邻区，主体位于拉萨地块中部，夹持在班公-怒江缝合带与雅鲁藏布江缝合带之间，北部明显受到班公-怒江俯冲带影响，属白垩纪班戈岛弧南部；南部明显受雅鲁藏布江俯冲带影响，属冈底斯构造-岩浆带重要组成部分。由于受到多期俯冲消减与碰撞造山的影响，当雄及邻区发育多期区域构造变形，形成了多种不同的构造型式和复杂的区域构造格局。区域构造类型繁多，按时代分类，包括前寒武纪构造、古生代构造、中生代构造、新生代早期构造、新生代晚期构造和晚更新世—全新世活动构造；按深度分类，包括地壳表部构造和地壳深部构造；按方向分类，包括近 EW 向构造、NE—NNE 向构造、NW—NWW 向构造与近 SN 向构造；按构造类型分类，包括断裂构造、褶皱构造、节理构造、劈理构造与片理构造；按构造形态分类，包括线形构造、弧形构造与环状构造；按力学性质分类，包括挤压构造、张性构造、扭性构造、压扭性构造与张扭性构造；断裂构造按运动学特点分类，划分为正断层、斜滑断层、斜冲断层、逆断层与走滑断层。西藏当雄幅 1:25 万测区区域构造主要型式包括深部构造、逆冲推覆构造、韧性剪切构造、区域伸展构造和晚更新世—全新世活动构造。

兹在区域地质调查、路线地质观测、剖面实测和重要地质事件测年基础上，分析西藏当雄及邻区中生代—古近纪俯冲造山和碰撞造山形成期间形成的地壳挤压变形特征与区域构造型式，包括区域褶皱构造、压扭性韧性剪切带和逆冲推覆构造，侧重剖析典型构造型式的结构组成、空间分布、产状特点、形变过程和形成时代，为研究青藏高原形成演化历史提供实测地质资料。前中生代区域构造因后期变形叠加和区域变质改造，层理普遍被片理和劈理置换，难以恢复古构造面貌，在此不作重点介绍。

第一节 典型褶皱构造

拉萨地块褶皱构造非常发育，包括水平褶皱，倾伏褶皱、箱状褶皱及紧闭褶皱不同类型的褶皱构造。由于岩浆侵入体的吞蚀，一些褶皱受到改造或破坏；部分褶皱构造被断裂切割、错断。在西藏当雄幅 1:25 万测区，中生代早期褶皱构造以比较紧闭、狭长分布或线状展布的背斜和向斜为主，规模一般较小，但普遍伴生有轴面片理、劈理和面理置换现象，主要发育于石炭系—二叠系浅变质砂板岩内（图 2-1）。中生代晚期—新生代早期区域褶皱构造以短轴、开阔、宽缓褶皱为主，紧闭、狭长、线状褶皱不很发育，仅在断裂带伴生或派生有紧闭褶皱构造；在旁多山地和纳木错西北侧发育很多延长大于 10 km 的较大规模宽缓褶皱构造（图 2-2）。兹重点分析西藏当雄及邻区中生代晚期—新生代早期地壳挤压变形产生的典型区域褶皱构造及地质特征。

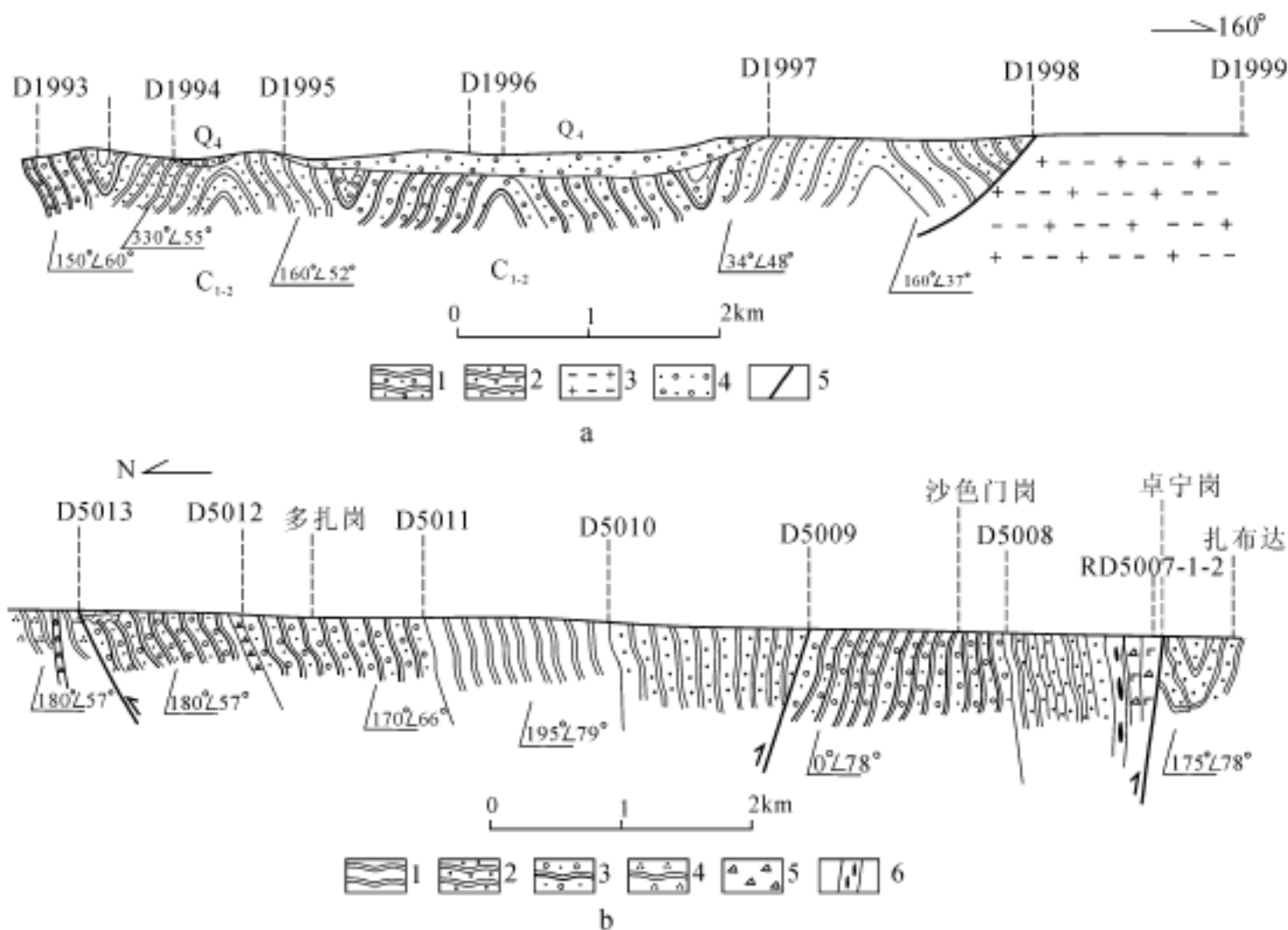


图 2-1 测区不同时代地层褶皱构造剖面图

Fig. 2-1 Cross-section of folds in strata of different time

a—念青唐古拉山西部石炭系褶皱构造剖面：1—含砾板岩；2—砂板岩；3—二长花岗岩；4—松散砂砾石层；5—断层。b—旁多西北石炭—二叠系构造剖面：1—板岩；2—砂板岩；3—含砾板岩；4—片岩；5—角砾岩；6—基性岩脉

一、区域背斜构造

1. 苦日-桑日背斜 (F₀₁)

苦日-桑日背斜位于班戈县保吉乡苦日、桑日一带，总体呈 NW310° 方向展布(图 2-2)。背斜南东端被第四系覆盖，北西端延出测区；在测区出露长度约 18 km，宽 3.5~6.5 km。该背斜由早白垩世地层组成，核部由多尼组构成，翼部由多尼组及郎山组地层组成，北东翼宽，南西翼窄，核部地层产状较陡，翼部地层产状较缓，北翼产状为 25°∠45°~20°∠30°；南翼产状为 210°∠60°~195°∠43°。背斜枢纽产状为 291°∠33°，向 NW 倾伏；背斜轴面产状为 70°∠82°，属直立倾伏褶皱，形成时代为晚白垩世末期—古近纪。

2. 打来前-那木卡背斜 (F₀₁₀)

打来前-那木卡背斜分布于纳木错北岸打来前、格普至那木卡一带，两端均被第四纪覆盖；宽度约 2.3 km，长度约 12.5 km(图 2-2)。背斜北东翼被 F₂₂ 断层所截，核部见于格普附近，轴向 NW 约 305°。核部主要由郎山组下部地层组成，两翼由郎山组上部地层及多尼组组成。背斜北翼产状较缓，倾角为 28°~35°；南翼产状略陡，倾角为 40°~68°。背斜轴面产状约 30°∠75°~70°；枢纽产状 110°∠20°，向 SEE 方向倾伏，为一斜歪倾伏褶皱。

在背斜转折端发育轴面劈理,多为间隔劈理;劈理面通常倾向背斜核部,呈向转折端收敛的正扇形分布。背斜两翼次级褶皱发育,北东翼次级褶皱规模较大,以那岗那向斜为代表;南西翼较短,次级褶皱规模较小,属不对称褶皱构造。背斜北东翼次级褶皱代表性枢纽产状为 $106^{\circ}\angle 14^{\circ}$,向NW方向扬起,与主干褶皱枢纽特征相似,属同向褶皱。背斜南西翼次级褶皱的枢纽倾伏状况正好相反,构成为异向褶皱。

3. 甘雄-扒那宋背斜 (F_{03})

甘雄-扒那宋背斜展布于纳木错西岸甘雄、扒那宋一带,东段被第四系松散堆积物覆盖,西段被甘雄近SN向断层所截;在测区出露宽度约3.5~4.0 km,延长大于8.0 km(图2-2)。轴向WE 315° 。核部见于扒那宋—拉拢柏一线,出露下白垩统多尼组。背斜北翼由下白垩统多尼组及郎山组组成;由核部逐步向北,地层产状由陡变缓,从 $350^{\circ}\angle 30^{\circ}\sim 325^{\circ}\angle 17^{\circ}$ 。南翼较短,与吐日向斜(F_{04})逐渐过渡,出露地层为下白垩统多尼组,产状从 $194^{\circ}\angle 70^{\circ}\sim 230^{\circ}\angle 54^{\circ}$ 。背斜枢纽向NW约 310° 方向平缓倾伏,倾伏角约 $12^{\circ}\sim 15^{\circ}$,属斜歪倾伏褶皱,形成时代为晚白垩世晚期—古近纪。

4. 喜马舵-喜马你阿复背斜 (F_{015})

喜马舵-喜马你阿复背斜位于测区东北一隅,呈近EW向展布;西段被第四系覆盖,东段被喜马拉雅期花岗岩侵吞(图2-2)。核部见于喜马舵,由中上侏罗统拉贡塘组浅变质岩系组成,轴向近EW向。北翼延出测区,地层产状较陡,代表性产状为 $1^{\circ}\angle 65^{\circ}\sim 3^{\circ}\angle 60^{\circ}$ 。南翼较宽,与楚古向斜(F_{015})逐渐过渡。总体呈上缓下陡的挠曲,挠曲靠近背斜核部的一段较缓,代表性地层产状为 $135^{\circ}\angle 18^{\circ}$;而靠近向斜核部的一段略陡,代表性地层产状为 $210^{\circ}\angle 30^{\circ}$ 。背斜转折端呈向南缓倾的平台状,类似于箱形背斜的顶部;轴面产状南倾,总体产状为 $185^{\circ}\angle 75^{\circ}\sim 80^{\circ}$;枢纽产状为 $272^{\circ}\angle 8^{\circ}\sim 10^{\circ}$,属斜歪水平褶皱。形成时代为晚侏罗世—早白垩世。

5. 曲古-蹦叉背斜 (F_{019})

曲古-蹦叉背斜分布于测区中东部曲古、蹦叉一带,北西端被第四系覆盖,南东端及其南西翼被断层 F_{24} 所截,出露不完整(图2-2)。背斜轴向总体呈N 50° W展布,在测区出露长度约17 km,宽度为3~5.5 km。曲古-蹦叉背斜由石炭系诺错组组成。背斜转折端附近地层比较平缓,一般倾角为 $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$;而两翼与转折端的连接部位地层倾角迅速变陡,一般为 $60^{\circ}\sim 80^{\circ}$ 。北东翼地层产状由核部向北发生变化,代表性产状为 $15^{\circ}\angle 19^{\circ}\sim 25^{\circ}\angle 66^{\circ}$;南西翼地层代表性产状为 $290^{\circ}\angle 27^{\circ}\sim 275^{\circ}\angle 80^{\circ}$ 。背斜向南偏东方向倾伏,枢纽产状为 $98^{\circ}\angle 21^{\circ}$,轴面产状为 $14^{\circ}\angle 78^{\circ}$,属斜歪倾伏褶皱,形成时代为晚侏罗世—早白垩世。

6. 哈玛拉-央地雄背斜 (F_{032})

哈玛拉-央地雄背斜位于当雄县东南侧,西起哈玛拉,往东经拖机日、巴穷多到央地雄一带,再往东延出测区;在测区延长约31 km,宽度为2~6 km(图2-2)。核部出露于拖拉布—那日松一带,由石炭系-二叠系诺错组、来姑组和乌鲁龙组组成,并被宁中独立单元白云母花岗岩侵入。哈玛拉-央地雄背斜以宁中单元花岗岩为界,分为东西两段,西段为哈玛拉-巴穷多背斜,东段为央地雄背斜。

(1) 西段哈玛拉-巴穷多背斜

西段哈玛拉-巴穷多背斜位于测区卢仁乡南侧哈玛拉-巴穷多一带,东部被宁中单元侵入体侵入破坏而不完整,西端在哈玛拉—本拉一带被第四系所覆盖,长约20 km,宽2~

4.5 km，轴向近 EW 走向。核部见于巴穷多附近，出露石炭-二叠系来姑组含砾板岩。两翼则由来姑组砂质板岩、含砾板岩及少量灰岩组成。背斜南北两翼地层产状均较缓，北翼总体为 $3^{\circ}\angle 15^{\circ}\sim 20^{\circ}$ ，南翼地层产状总体为 $173^{\circ}\angle 30^{\circ}\sim 35^{\circ}$ 。枢纽产状总体为 $84^{\circ}\angle 2^{\circ}$ ，轴面产状为 $355^{\circ}\angle 83^{\circ}$ ，属直立水平背斜。

背斜内部次级褶皱发育，主要见于来姑组的韧性较大的层系中，多为短轴褶皱。翼部次级褶皱多为不对称褶皱，倾向主背斜核部的一翼较短，且地层产状较陡；而背向主背斜核部另一翼较长，且地层产状较缓。轴面通常背向主背斜核部而呈向转折端收敛，呈正扇形分布。北翼次级褶皱规模较大，包括卢仁朗向斜和色日阿库背斜。卢仁朗向斜枢纽产状为 $269^{\circ}\angle 1^{\circ}$ ，轴面产状为 $358^{\circ}\angle 83^{\circ}$ ，枢纽基本向西倾伏，与主背斜枢纽产状相反，为异向褶皱。主背斜南翼次级褶皱规模比北翼略小，如棍测向斜，其枢纽产状为 $272^{\circ}\angle 1^{\circ}\sim 282^{\circ}\angle 5^{\circ}$ ，轴面产状为 $1^{\circ}\angle 83^{\circ}\sim 2^{\circ}\angle 88^{\circ}$ ，亦为水平直立向斜；次级向斜枢纽产状与主背斜枢纽产状相反，成为异向褶皱。主背斜转折端部位的小褶皱对称程度较高，两翼基本等长者较多，并常相互组合成隔挡式或隔槽式褶皱。在主背斜北翼次级褶皱中，发育小型断展褶皱(图 2-3)。

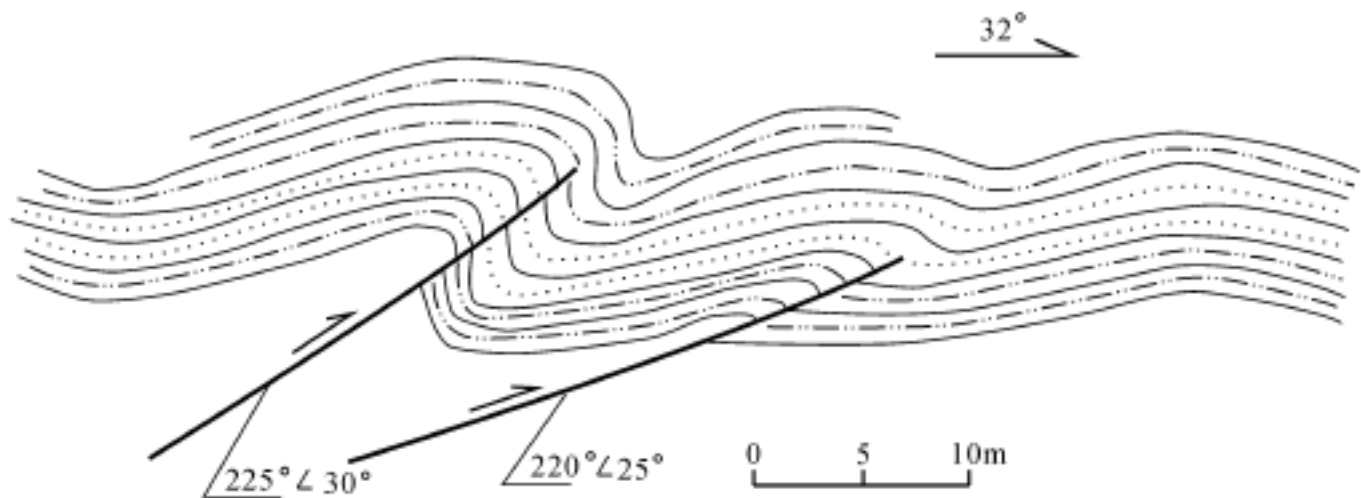


图 2-3 卢仁朗向斜 F₀₃₂ 北翼来姑组变质砂岩、粉砂质泥岩中断展褶皱

Fig. 2-3 Thrust and folds of Late Carboniferous-Early Permian sedimentary strata in north wing of anticline F₀₃₂

(2) 东段央地雄背斜

央地雄背斜位于测区东部拖拉布—央地雄一带，向东延出测区，向西则被宁中单元侵入体吞噬；出露长度约 4 km，宽约 6 km。背斜南翼被 NE 向逆冲断层破坏，出露不完整。背斜核部出露于央地雄，由上石炭统一下二叠统来姑组含砾板岩组成，两翼由来姑组上部变质长石石英砂岩组成。北翼自核部向北，地层产状由缓变陡，从 $12^{\circ}\angle 18^{\circ}\sim 320^{\circ}\angle 40^{\circ}$ ；南翼地层倾角较缓，代表性产状为 $280^{\circ}\angle 20^{\circ}$ 。枢纽产状为 $95^{\circ}\angle 2^{\circ}$ ，轴面产状为 $7^{\circ}\angle 85^{\circ}$ ，属转折端为弧形的直立水平背斜。

7. 日阿扒贡-江多背斜 (F₀₄₃)

背斜位于测区当雄县旁多乡北侧，核部见于拉索拉一带，西端止于日阿扒贡，东端延至江多及东侧；由石炭系诺错组、上石炭统一下二叠统来姑组组成 (图 2-2)。背斜西部被旁多序列吉目雄单元侵入体吞噬，东部则被旁多序列雄多单元侵入体破坏。背斜轴向近 EW 走向，出露长约 16 km，宽 2.5~5 km。但背斜出露并不完整，中部被 NE 向逆冲断

层切割破坏，被分割为东西两段，包括西段日阿扒贡背斜和东段江多背斜。

(1) 西段日阿扒贡背斜

日阿扒贡背斜分布于日阿扒贡—拉索拉一带，大体呈 NWW 向展布，西侧被吉目雄单元侵入体所占据，东侧被后期逆冲断层所切。区内出露长度约 7.5 km，宽约 3.5～40 km。背斜核部出露于表弄舵-拉索拉附近，由石炭系诺错组组成。北翼由南向北，依次出露石炭系诺错组、上石炭统一二叠统来姑组，代表性产状为 $5^{\circ}\angle 45^{\circ}\sim 2^{\circ}\angle 20^{\circ}$ 。南翼由背斜核部向南，依次出露诺错组、来姑组底部层位，总体产状为 $277^{\circ}\angle 40^{\circ}$ 。该段背斜枢纽产状为 $276^{\circ}\angle 1^{\circ}$ ，轴面产状为 $186^{\circ}\angle 86^{\circ}$ ，属于直立水平背斜。

(2) 东段江多背斜

江多背斜分布于江多乡北部，从江穷—江多呈 NEE 向展布。背斜向东倾伏，被雄多单元侵入体侵入破坏。背斜西端被 F_{38} 逆冲断层所截切，轴部相对于日阿扒贡背斜轴部向北错移约 450～500 m。背斜在区内出露长度约 6.2 km，宽约 4.5 km。背斜核部由石炭系诺错组组成，北翼地层产状为 $348^{\circ}\angle 30^{\circ}$ ，南翼地层产状为 $158^{\circ}\angle 45^{\circ}$ 。背斜转折端较圆滑平缓，轴面劈理发育，主要为间隔劈理。背斜枢纽产状为 $72^{\circ}\angle 4^{\circ}$ ，轴面产状为 $343^{\circ}\angle 86^{\circ}$ ，属直立水平背斜。

二、区域向斜构造

1. 桑曲-阿加布淌向斜 (F_{02})

桑曲-阿加布淌向斜位于保吉乡南侧桑曲—岗牙淌—阿加布淌一带，总体轴向 NW—SE。向斜北西端延出测区，南东端倾伏于第四纪松散堆积物之下，在测区内延长约 22 km，宽约 4.5～7.0 km。向斜由早白垩世多尼组、郎山组组成。核部出露于桑曲—岗牙淌一线，由郎山组一段地层构成，转折端连续性较好，平缓而圆滑，发育以间隔劈理为代表的轴面劈理，并呈反扇形展开。向斜两翼主要由多尼组地层构成，北东翼地层产状 $245^{\circ}\angle 43^{\circ}\sim 220^{\circ}\angle 40^{\circ}$ ，南西翼地层产状 $70^{\circ}\angle 35^{\circ}\sim 40^{\circ}\angle 50^{\circ}$ 。向斜枢纽产状 $142^{\circ}\angle 13^{\circ}\sim 20^{\circ}$ ，轴面产状 $53^{\circ}\angle 80^{\circ}\sim 84^{\circ}$ ，为直立倾伏向斜。向斜整体向北西扬起，扬起端位于保吉乡以西地区。横截面总体呈现出“匙”形对称褶皱(图 2-4)。

2. 萨干玛桑向斜 (F_{013})

萨干玛桑向斜位于雄前乡东部土格日—萨干玛桑一带，轴迹呈 NW 走向，西起土格日，向南东经那所淌、萨干玛桑、终止于错母期。向斜东端及南东侧被后期断裂切割破坏，区内出露长约 21.5 km，宽约 5～7 km(图 2-2)。卷入褶皱变形的地层为下白垩统郎山组三段，核部出露于萨干玛桑一带，转折端宽缓圆滑。向斜北东翼较窄，宽约 1.5 km，地层产状从 $180^{\circ}\angle 20^{\circ}$ 到 $200^{\circ}\angle 27^{\circ}$ 。向斜南西翼较宽，约 5.5 km，地层产状比东翼陡，产状变化从 $25^{\circ}\angle 32^{\circ}$ 到 $30^{\circ}\angle 50^{\circ}$ 。向斜枢纽产状 $104^{\circ}\angle 5^{\circ}\sim 1^{\circ}$ ，轴面产状 $194^{\circ}\angle 84^{\circ}$ ，属直立水平向斜。

向斜南西翼为一套单斜地层构成，而北东翼发育次级背斜。次级背斜枢纽产状为 $104^{\circ}\angle 5^{\circ}$ ，轴面产状亦为 $194^{\circ}\angle 84^{\circ}$ ，与主向斜的枢纽、轴面产状一致，为同向褶皱。

3. 江日阿拉-果青乡向斜 (F_{020})

江日阿拉-果青乡向斜位于当雄县城北东侧，西起江日阿拉，向东经拉尔根、卓卡乡、

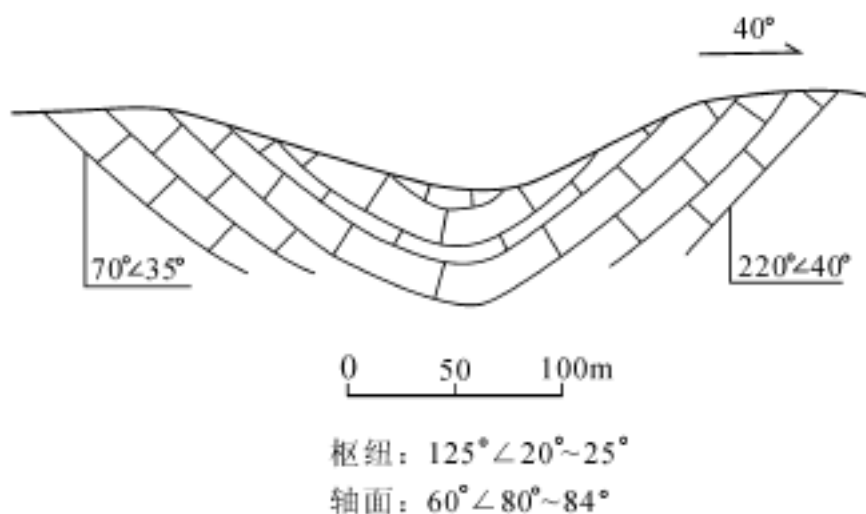


图 2-4 纳木错西岸桑曲-阿加布淌向斜核部转折端郎山组剖面图

Fig.2-4 Cross-section of Early Cretaceous limestone core of syncline F02 in west of Namco lake

果青乡至蹦穷，向东延出测区；测区出露长 45 km，宽 4.5~16.5 km，平面上呈一东窄西宽的“喇叭”状（图 2-2）。该向斜在测区规模较大，却不完整；西段被 F_{27} 所截切，南翼大部被后期山前活动断裂错失，北翼被 F_{25} 断层剪切破坏。向斜北翼和轴部被近 EW 向脆韧性剪切带叠加改造。向斜轴向在果青乡以东为近 EW 向，而在果青乡以西则逐步转变为 NE—SW 向。该向斜构造在果青乡东西两侧，枢纽、轴面产状及出露宽度等皆有较大差异，可划分为东西两段，包括西段江日阿拉-果青乡向斜和东段蹦穷向斜。

(1) 西段江日阿拉-果青乡向斜

该段向斜分布于当雄县城北侧江日阿拉—拉尔根—卓青乡—果青乡一带，其轴向总体呈 NEE 向。向斜西端被念青唐古拉超单元侵入体侵噬破坏，北西翼被晚期 NE 向断层 (F_{27}) 截切，南翼大部被当雄盆地北缘活动断裂错断切失。在测区内出露延长约 26.5 km，最大出露宽度约 16~17 km。卷入褶皱变形的地层主要为石炭系诺错组、上石炭统一下二叠统来姑组。该段向斜核部出露于贡穷—江多—卓卡乡一线，主要由来姑组组成，轴向 NEE，在卓卡乡一带被上白垩统设兴组一段不整合覆盖。向斜在果青乡一带向东仰起，在江日阿拉—贡穷一带向西倾伏。向斜北翼出露较宽，地层产状从东至西变化为 $195^\circ\angle 48^\circ\sim 164^\circ\angle 64^\circ$ 。向斜南翼出露不完全，在近转折端附近地层产状为 $322^\circ\angle 50^\circ\sim 60^\circ$ 。该段向斜枢纽产状为 $246^\circ\angle 15^\circ$ ，轴面产状 $157^\circ\angle 83^\circ$ ，属直立倾伏褶皱。

(2) 东段蹦穷向斜

该段向斜出露于果青乡—测弄—蹦穷一带，轴向呈 EW 向展布，向东扬起，扬起端位于测区外。向斜夹于两条近 EW 向断层之间，北翼被逆冲断层 (F_{25}) 改造破坏，南翼则被晚期活动断层切失。在测区出露长约 19 km，宽 4~8.5 km。核部由石炭系诺错组上部层位和上石炭统一下二叠统来姑组下部层位构成，转折端呈弧状弯曲。向斜两翼由诺错组下部地层组成，北翼地层产状为 $182^\circ\angle 60^\circ\sim 195^\circ\angle 70^\circ$ ；南翼地层产状为 $8^\circ\angle 40^\circ\sim 12^\circ\angle 72^\circ$ 。向斜枢纽产状为 $269^\circ\angle 1^\circ$ ，轴面产状为 $180^\circ\angle 80^\circ$ ，属于直立水平向斜。向斜南翼发育次级不对称褶皱，倾向主向斜核部的一翼较长，相对另一翼较短。次级褶皱轴面通常倾向主向斜核部而呈向转折端收敛的正扇形展布。次级小褶皱的枢纽基本向西倾伏，与

所属主向斜的枢纽产状相同，为同向褶皱。

4. 扎度拉-比那向斜 (F_{035})

扎度拉-比那向斜位于当雄县城以东卢仁乡南侧，西起当雄兵站，向东经甲根拉、扎度拉、比那直至卢仁多村一带。向斜东端及南翼被后期正断层 (F_{33}) 错失，西端在当雄兵站一带仰起，并被第四纪堆积物覆盖。在测区延长约 22.5 km，宽度约 1.5~5.0 km。卷入向斜褶皱构造变形的地层有上石炭统一下二叠统来姑组、下二叠统乌鲁龙组及中二叠统洛巴堆组 (图 2-2)。向斜核部出露于扎度拉—比那一带，由乌鲁龙组及洛巴堆组构成。转折端呈弧形，宽缓弯曲，轴面劈理发育，弱层中发育密集成带的板劈理，强层中则发育间隔劈理。向斜北翼主要由乌鲁龙组及洛巴堆组组成，宽约 1.0~2.5 km，地层产状变化于 $170^{\circ}\angle 55^{\circ}\sim 130^{\circ}\angle 35^{\circ}$ 。向斜南翼被断层切失破坏，形成西宽东窄的平面形态，宽度约 0.2~2.5 km，地层产状变化于 $5^{\circ}\angle 35^{\circ}\sim 5^{\circ}\angle 28^{\circ}$ 。向斜枢纽总体产状为 $96^{\circ}\angle 6^{\circ}$ ，轴面产状为 $2^{\circ}\angle 81^{\circ}$ ，枢纽向东倾伏，属直立倾伏向斜。

向斜北翼发育多个次级背斜、向斜，均为短轴褶皱，相间出现，轴面倒向主向斜核部，且越远离核部轴面倾角越缓。次级褶皱的枢纽产状为 $84^{\circ}\angle 2^{\circ}\sim 91^{\circ}\angle 1^{\circ}$ ，总体向东倾伏，与主向斜枢纽产状相近，属同向褶皱。在拖机日一带发育的次级褶皱中，枢纽产状为 $272^{\circ}\angle 1^{\circ}\sim 282^{\circ}\angle 5^{\circ}$ ，总体向西倾伏，与主向斜枢纽产状相反，为异向褶皱。

5. 日杂-嘎达拉-多扎岗复向斜 (F_{038} 、 F_{040} 、 F_{041})

日杂-嘎达拉-多扎岗复向斜位于测区东南部，为测区规模最大的区域性复式褶皱构造。轴向由西至东从近 EW 向—NEE 向—EW 向转变，枢纽呈舒缓波状起伏。向斜轴迹西起甲果果乡东霍若挖怕郎，向东经那布拉、扎日浪董、日杂、嘎达拉、日嘎贡至多扎岗一带。卷入褶皱变形的地层有石炭系诺错组、上石炭统一下二叠统来姑组、下二叠统乌鲁龙组、中二叠统洛巴堆组 (图 2-2)。核部见于日杂—嘎达拉一带，主要由中下二叠统组成，南北两翼主要由石炭系一下二叠统构成。该向斜普遍遭受后期 NE 向断层、近 EW 向断层、NW 向断层及 NEE 向断层的切错，并被古近纪花岗岩类侵噬破坏。向斜由西至东，在出露宽度、轴向、核部地层出露 (剥蚀) 状况方面各不相同，可划分为西段日杂向斜、中段嘎达拉向斜及东段多扎岗向斜。

(1) 西段日杂向斜 (F_{038})

日杂向斜分布于当雄县甲果果乡东侧拉布郎、霍若挖怕郎至日杂一带。向斜两端及其北西翼被当雄盆地东南缘山前活动断裂切割错失，南翼被晚期 EW 向逆冲断层切割改造，核部被早白垩世浦迁单元细中粒斑状石英二长闪长岩吞噬破坏，区内出露长约 26.5 km，宽 6~8.5 km，轴向总体呈近 EW 向—NEE 向。向斜核部出露于扎日浪董一带，由上石炭统一下二叠统来姑组构成。转折端连续性较好，宽缓圆滑，弧形弯曲，轴面劈理呈反扇形展布。轴迹南北邻侧地层产状分别为 $10^{\circ}\angle 30^{\circ}$ 、 $215^{\circ}\angle 45^{\circ}$ 。向斜北翼主要由石炭系诺错组构成，宽约 3.0 km，地层倾向南，产状由西部至东部为 $180^{\circ}\angle 40^{\circ}\sim 168^{\circ}\angle 43^{\circ}$ 。其南翼由来姑组底部层位及诺错组组成，在连振浦一带被第三纪火山岩覆盖，宽约 4.0~5.0 km，地层倾向北，产状由西部至东部为 $355^{\circ}\angle 60^{\circ}\sim 20^{\circ}\angle 28^{\circ}$ 。向斜枢纽在中部近水平，而在东部则向 NW 倾伏，大体呈波状起伏。枢纽产状由中西部至东部为 $267^{\circ}\angle 3^{\circ}\sim 296^{\circ}\angle 10^{\circ}$ 。向斜轴面近直立，但

中西部轴面倒向 NE,而东部则倒向 SW,呈扭曲状。轴面产状从中西部至东部为 $256^{\circ}\angle 88^{\circ}\sim 25^{\circ}\angle 84^{\circ}$ 。总体上,向斜形态较为复杂,并被早白垩世侵入岩侵噬破坏。根据褶皱地层时代并结合区域地质特征,推测该向斜形成时代为晚侏罗世—早白垩世。

(2) 中段嘎达拉向斜 (F0₄₁)

嘎达拉向斜位于旁多乡乌鲁龙以北,西起勒白拉,向东经嘎达拉至学玛次呈 EW 向展布。向斜 EW 两端被 NE 向断层及 NW 向断层切割、错断,核部及北翼被 EW 向及 NEE 向断层切割破坏。在测区延长约 24.5 km,宽度为 4.0~8.5 km。轴部位于嘎金拉—学玛次一线,轴向 NE $70^{\circ}\sim 95^{\circ}$ 。核部出露下二叠统乌鲁龙组及中二叠统洛巴堆组。在扎金拉西南侧,向斜核部被上白垩统设兴组一段不整合覆盖。向斜转折端呈弧形,宽缓弯曲,强层中发育间隔劈理,弱层中则形成板劈理。向斜北翼由于后期的断裂破坏,出露不全,主要由乌鲁龙组及来姑组构成。靠近轴部地层产状由西到东为 $160^{\circ}\angle 25^{\circ}\sim 202^{\circ}\angle 30^{\circ}\sim 40^{\circ}$ 。南翼呈现下陡上缓的挠曲。挠曲顶部出露来姑组,向下依次出露乌鲁龙组及洛巴堆组各段。挠曲靠近向斜核部的一翼较短而陡,岩层倾角为 $35^{\circ}\sim 60^{\circ}$,顶部较为平缓开阔,岩层倾角为 $10^{\circ}\sim 23^{\circ}$ 。嘎达拉向斜分别向东西两端扬起,西部枢纽产状为 $73^{\circ}\angle 1^{\circ}$,东部枢纽产状为 $276^{\circ}\angle 8^{\circ}$ 。向斜轴面总体朝南倾轻微扭曲,由西向东产状为 $162^{\circ}\angle 88^{\circ}\sim 185^{\circ}\angle 88^{\circ}$ 。该向斜大体属直立水平褶皱。向斜南北两翼发育多个次级短轴背斜及向斜,相间排列,轴面与主向斜轴面大体平行。

(3) 东段多扎岗向斜 (F0₄₀)

多扎岗向斜位于测区东部多扎岗—扎甯巴一带,为日杂—嘎达拉—多扎岗复向斜东段的组成部分。向斜西端被后期 NE 向逆冲断层切割破坏,东端被古近纪帕那组火山岩不整合覆盖。区内出露长仅 3 km,宽约 6.5 km,残缺不全。核部出露于多扎岗南侧,由下二叠统乌鲁龙组组成,翼部为上石炭统—下二叠统来姑组构成。轴向呈 NEE 向。北翼地层南倾,产状较缓,倾角一般小于 30° 。南翼地层北倾,倾角则陡得多,一般为 $50^{\circ}\sim 80^{\circ}$,近断层处地层局部倒转。向斜核部常见小型逆冲断层群及不对称褶皱 (图 2-5)。

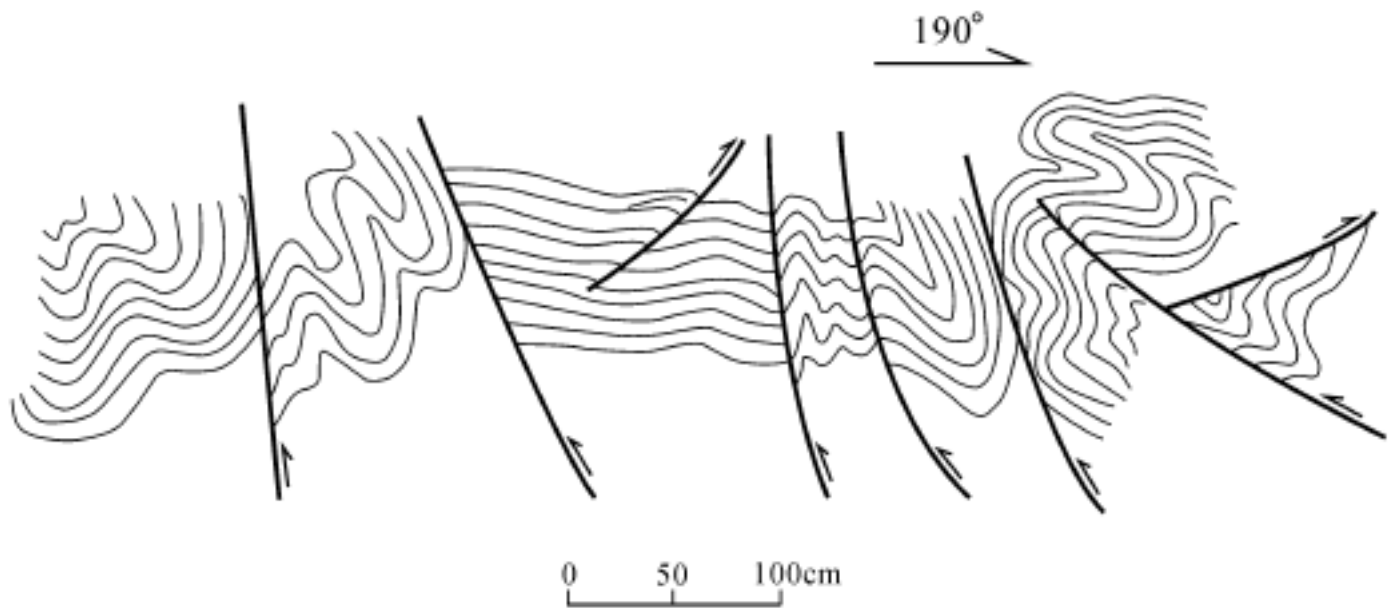


图 2-5 多扎岗向斜核部中小型逆断层群及小型褶皱构造剖面图

Fig. 2-5 Thrusting and folding of Early Permian strata in core of the Duoza gang syncline

三、小型褶皱构造

测区内小型褶皱构造现象丰富多彩，它们的发育不受层位和区域限制。主要有两种类型：一类为与区域褶皱存在成因联系的从属褶皱，产于区域性褶皱内部；另一类为与主干褶皱无成因联系的独立褶皱，常发育在区域性断裂构造带内，以相对较弱岩系中的褶皱最为典型；在变形相对较强而不发育断层的地段，相对非能干层位当中也能够发育小型独立褶皱。

1. 从属褶皱

从属褶皱主要发育于区域性褶皱构造的翼部及转折端，发育程度与岩层能干性有关。从属褶皱的发育规模相差悬殊，从露头级到手标本级均有出现，宽度在数十厘米至数十米不等。通常在厚层砂岩及灰岩中规模较大，泥质岩石中规模较小。在韧性差较大的砂岩、泥岩互层层位出现机会最多，几何形态也较为多样。从属褶皱位态（枢纽、轴面）与所属区域性褶皱一致，多为同向褶皱。多数小褶皱上、下岩层的弯曲均表现出较好的协调性，为协调褶皱，少数为不协调褶皱。小褶皱翼间角常在 $40^{\circ}\sim 80^{\circ}$ 之间，属闭合-开阔褶皱。局部翼间角为 30° ，构成紧闭甚至等斜褶皱。在高级别褶皱的转折端，小褶皱常为两翼基本等长的对称褶皱。翼部则为两翼长短不同的不对称褶皱。翼部不对称褶皱均趋向高级别背斜转折端。在多数情况下，小褶皱转折端形态完整，岩层连续性较好，两翼以渐变过渡方式接合，表现为圆弧褶皱和少量箱形褶皱。在强、弱相间的层系中，小褶皱转折端常见鞍状虚脱空间。这些空间多为同构造的石英脉充填。局部转折端强层趋于贴合，所造成的空间为弱层充填，形成尖棱褶皱。弱层所夹强层发育强烈透镜化或无根勾状褶皱，局部消失而产生构造流失现象。一般来说，小褶皱轴面劈理普遍发育。弱层中主要为板劈理，强层中多为间隔劈理，不同程度地置换层理，劈理面垂直或斜切原生层理。褶皱紧闭时，翼部劈理趋于与层理平行。劈理趋向与褶皱趋向一致，均指向高级别褶皱的转折端。

2. 独立褶皱

独立褶皱主要是指与断层作用有关的各种褶皱，包括宏观尺度和微观尺度上的褶皱，多数为断裂运动的伴生或派生褶皱构造。部分为断层运动直接形成的褶皱，部分为从属褶皱经断层改造演变过来的褶皱。导致独立褶皱变形的构造界面可能是层理面、劈理面、片理面或其他构造面，多见于 NWW—近 EW 向断层两盘韧性差较大层系，通常由 1 个或数个褶曲组成，枢纽总体向西或向东倾伏，轴面与断层面斜交。

独立褶皱多为不对称褶皱，内部层系协调性不好，转折端形态完整者居多，常成圆弧状，少数为次级断裂错断，局部强层残留于转折端构成无根勾状褶皱。强层多形成平行褶皱或等厚褶皱；弱层普遍形成相似褶皱或顶厚翼薄褶皱。轴面劈理发育，强层多见间隔劈理，局部见片理；弱层多发育板劈理（图 2-6）。

除以上描述的褶皱构造外，当雄及邻区尚发育大量不同规模的背斜和向斜构造，将各褶皱构造的主要地质特征详列于表 2-1，各褶皱构造的轴面形态和平面分布详见图 2-2。

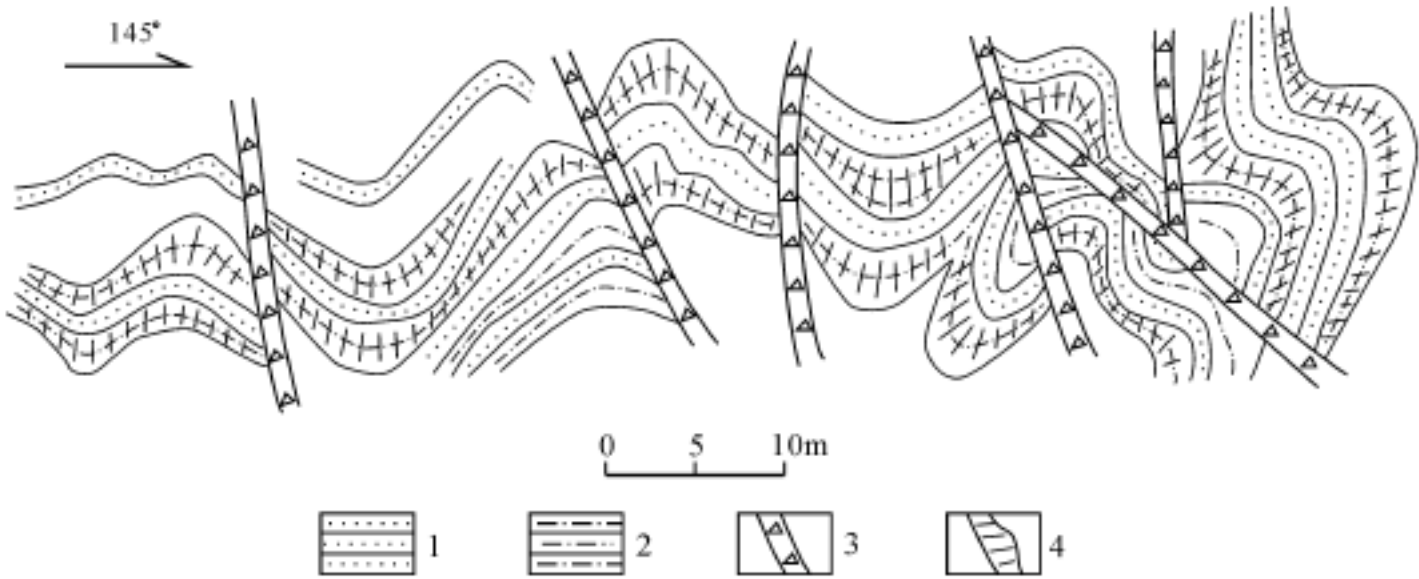


图 2-6 色日阿来姑组 (C₂ P₁ I) 中褶皱和断裂构造素描图

Fig.2-6 Fold and fault of Lower Permian Laigu formation in Sera outcrop

1—砂质板岩；2—泥质板岩；3—断层；4—板劈理

表 2-1 区域褶皱构造简表

Table 2-1 Geological features of regional folds in Damxung and its adjacent areas

名称	编号	位置	规模 (km)		枢纽产状	轴面产状	地质特征
			长度	宽度			
吐日向斜	F ₀₄	雄前乡南东	> 5.5	3.7	305°∠6°	40°∠84°	向斜北西端在苦弄下玛一带倾伏于第四系之下，南东端在扎弄一带翘起。向斜由郎山组和多尼组组成。褶皱形态规则，两翼对称，地层相向而倾。向斜北东翼与扒那宋背斜共用一翼，宽 2.5 km，地层倾向 SW，代表性产状为 215°∠54°。向斜南西翼宽 1.2 km，地层倾向 NE，代表性产状为 35°∠43°。向斜轴面直立，枢纽低角度向 NE 倾伏，为一直立倾伏向斜
堆加巴背斜	F ₀₅	雄前乡南东	5.0	3.5	120°∠3°	210°∠74°	背斜北西端延伸到桑杜尼尔一带，南东端止于日如附近。背斜由下白垩统多尼组构成。背斜两翼地层相背而倾，背斜形态清楚。北东翼宽 1.2 km，地层倾向 NE，产状为 35°∠43°；南西翼宽 2.3 km，地层倾向 SW，代表性产状为 190°∠10°。背斜轴面斜歪，枢纽近水平，为一斜歪水平背斜
托嘎甲向斜	F ₀₆	雄前乡南东	2.5	2.0	101°∠1°	190°∠74°	向斜发育在下白垩统多尼组中，两翼地层相向而倾，但陡缓不相称，呈斜歪褶皱形态。向斜北东翼宽 1 km，地层倾向 SW，代表性产状为 190°∠10°；南西翼宽 1 km，地层倾向 NE，倾角较陡，代表性产状为 12°∠65°。褶皱轴向斜歪，枢纽近于水平，为一斜歪水平向斜

续表

名称	编号	位置	规模 (km)		枢纽产状	轴面产状	地质特征
			长度	宽度			
扒频电背斜	Fo ₇	雄前乡南东	2.5	2.10	101°∠1°	190°∠74°	背斜由下白垩统多尼组构成，两翼地层相背而倾，背斜形态清楚。背斜北东翼与托嘎甲向斜南西翼为共用翼，宽 1 km，地层倾向 NE，产状较陡为 12°∠65°；南西翼宽 1.1 km，地层倾向 SW，产状较缓为 190°∠34°。轴面斜歪，枢纽水平，为一斜歪水平背斜
拉白将完背斜	Fo ₈	雄前乡南西	> 6.0	2.5	136°∠33°	218°∠78°	背斜北西端在嘎弄一带仰起，北东端于路嘎强玛一带倾没并被断层错失。在地貌上，该背斜的轴部是拉白将完山脉脊部。背斜发育在昂杰组中，两翼地层相背而倾，具有良好的背斜形态。北东翼宽 1 km，地层倾向 NE，近轴部地层倾角陡，远离轴部地层倾角缓，产状为 65°∠62°~26°。南西翼宽 1.5 km，地层倾向 SW，产状为 190°∠57°。轴面基本直立，枢纽向南东倾伏，为一近直立的倾伏背斜
那岗那向斜	Fo ₉	雄前乡东	17.5	2.0	106°∠14°	20°∠78°	向斜北西端在龙俄一带翘起，南东端隐没于纳木错水域中。向斜由郎山组三段构成，两翼地层相向而倾，反映向斜形态。北东翼被 F ₂₂ 断层破坏而残破，现存宽度约 0.2~1 km，地层倾向 SW，产状为 180°∠42°；南西翼宽度 1 km，地层倾向 NE，产状为 45°∠28°。褶皱轴面基本直立，枢纽向南东倾伏，为一残破的近直立倾伏背斜
那郎日居向斜	Fo ₁₁	雄前乡东	12.5	1.7	297°∠2°	28°∠86°	向斜由郎山组三段构成，两翼地层相向而倾，褶皱形态完整。北东翼与打来前-那木卡背斜南西翼共用，宽 1.2 km，地层倾向 SW，产状为 210°∠38°；南西翼宽 0.5 km，地层倾向 NE，产状为 25°∠30°。轴面直立，枢纽水平，为一直立水平向斜
玛尔丁罗让背斜	Fo ₁₂	雄前乡东	11.0	2.0	104°∠5°	194°∠84°	背斜发育在郎山组三段中，两翼地层相背而倾，对称性较好，背斜形态清楚。背斜北东翼与那郎日居向斜南西翼为共用翼，宽 0.5 km，地层倾向 NE，产状为 25°∠30°；南西翼宽 1.5 km，地层倾向 SW，产状为 180°∠20°。褶皱轴面直立，枢纽基本水平，为一直立近水平的背斜
喜马拉雅阿向斜	Fo ₁₄	色德北东	> 5.0	> 1.3	276°∠11°	192°∠71°	向斜西端倾伏在第四系下，东端仰起。向斜发育在拉贡塘组中，地层相向而倾，显示良好的向斜形态。向斜北翼延出测区，宽度 > 0.3 km，地层倾向 S，产状为 215°∠30°；南翼宽度为 1.0 km，地层倾向 N，产状为 0°∠65°。转轴轴面倒向 N，枢纽向 W 倾伏，为比较典型的斜歪倾伏向斜

续表

名称	编号	位置	规模 (km)		枢纽产状	轴面产状	地质特征
			长度	宽度			
楚古向斜	Fo ₁₆	色德南东	> 5.0	3.0	277°∠4°	188°∠78°	向斜中部裸露，两端均被第四系覆盖，长度 > 5.0 km。组成向斜地层为拉贡塘组，两翼相向而倾，向斜形态清楚。向斜北翼与喜马拉雅背斜南翼为共用翼，宽 1.5 km，地层倾向 S，产状为 15°∠20°；南翼宽 3.5 km，产状为 5°∠65°。轴面倒向 N，枢纽水平，为一斜歪水平向斜
雅纳向斜	Fo ₁₇	色德南东	> 1.0	> 2.0	277°∠9°	6°∠87°	向斜西端倾伏于第四系之下，东端被喜马拉雅期花岗岩体吞噬。向斜由拉贡塘组构成，两翼地层相向而倾。北翼被第四系覆盖严重，裸露宽度 0.6 km，地层倾向 S，产状为 200°∠34°；南翼被花岗岩体严重破坏，现存宽度为 1.4 km，地层倾向 N，产状为 350°∠30°。轴面直立，枢纽向西倾伏，它是一个既倾伏又残破的向斜
打不冬向斜	Fo ₁₈	色德南东	> 20.0	> 5.0	102°∠42°	15°∠87°	向斜北西端在打不拉一带翘起，南东端在莫若一带倾伏并斜出测区。向斜发育在诺错组中，两翼地层相向而倾。北东翼受到 F ₂₃ 断层的切割、错失，出露宽度西北部窄南部宽，由 0.75 km 变化到 2.5 km，地层向 SW 倾斜，产状为 185°∠82°；南西翼宽度在 2.50~4.0 km 之间变化，地层倾向 NE，产状为 25°∠86°。褶皱轴面直立，枢纽高角度向 SE 倾伏，是一个直立倾伏向斜
差功尺昌向斜	Fo ₂₁	当雄县城北	> 6.2	1.70	273°∠4°	2°∠86°	向斜西部被断层（F ₂₆ ）错失，东部被第四系掩盖。向斜发育在下拉组中，两翼地层相向而倾，向斜形态清楚。北翼被第四系覆盖，出露宽度不规则，在 0.5~1.2 km 之间变化，地层倾向 S，产状为 185°∠60°；南翼被 F ₂₅ 断层破坏，出露宽度 0.5 km，地层倾向 N，产状为 0°∠50°。轴面直立，枢纽水平，为一直立水平向斜
洛热拉查背斜	Fo ₂₂	当雄县城北	7.50	1.5	269°∠2°	180°∠89°	背斜西端位于窝弄松过，东端在砾岩楔中仰起。设兴组变形构成该背斜，两翼相背而倾，背斜形态清晰。北翼被 F ₂₅ 断层破坏，出露宽度 0.5 km 左右，地层倾向 S，产状 358°∠60°；南翼宽 1 km 左右，地层倾向 N，产状 0°∠55°。褶皱轴面直立，枢纽水平，为直立水平背斜
窝弄松过向斜	Fo ₂₃	当雄县城北	7.5	2.0	268°∠1°	360°∠88°	向斜是平行分布于洛热拉查背斜南部的一个褶皱，西起于窝弄松过，东止于砾岩楔之中，由设兴组变形而成。两翼相向而倾，向斜形态清楚。北翼与洛热拉查背斜的南翼为共用翼，宽 1.0 km，地层倾向 S，产状 180°∠55°；南翼宽 1.0 km，地层倾向 N，产状 358°∠50°。褶皱轴面直立，枢纽水平，为一直立水平向斜

续表

名称	编号	位置	规模 (km)		枢纽产状	轴面产状	地质特征
			长度	宽度			
素日托瓦向斜	F _{O24}	曲才乡北西	≥ 12.5	> 9.0	由西而东 284°∠11° ~115°∠1°	由西而东 9°∠7° ~204°∠86°	向斜西部止于多边，东部被 F ₂₈ 断层破坏，长度 > 12.5 km。该向斜由设兴组变形构成，两翼地层相向而倾，向斜形态清晰。北翼被第四系覆盖，出露宽度在 2.5~7.5 km 之间变化，地层倾向 S，产状为翼部缓核部陡，而该翼地层倾角由翼部至核部为 68°~80° (西部) 和 18°~38° (东部)；北翼平行于枢纽，相同层位产状表现为西部陡东部缓，在翼部相同层位由西向东倾角变化为 68°~18°，在核部相同层位由西向东倾角变化为 80°~38°。南翼宽度在 0.75~5 km 之间变化，地层倾向 N，产状由西部至东部为 0°∠40°~25°∠45°。轴面西部斜歪，倒向 S，东部直立，枢纽西部向 W 倾伏而东部水平。向斜形态不规则
爬玉王背斜	F _{O25}	爬玉王沟南	7.5	2.0	262°∠8°	352°∠81°	背斜整体呈弧形，西段近 EW 走向，东段近 NEE 走向。东端翘起，东西两端均被上白垩统紫红色碎屑岩呈角度整合覆盖。背斜发育在石炭系诺错组板岩和浅变质砂岩内，两翼地层相背而倾，背斜形态清楚。南翼与果青向斜北翼为共用翼，代表性地层产状为 175°∠66°；北翼宽约 1.0 km，代表性地层产状为 23°∠63°。剖面方向轴面近直立，平面轴迹呈弧形弯曲；枢纽倾向 SWW，总体属比较紧闭的背斜构造，形成时代早于晚白垩世
果青向斜	F _{O26}	曲才乡北西	> 12.5	2.5	87°∠5°	358°∠79°	向斜西端在着砂曲足一带翘起，东端被喜马拉雅期花岗岩体破坏。向斜发育在诺错组中，两翼地层相向而倾，向斜形态鲜明。北翼宽 1.0~1.5 km 之间，地层倾向 S，产状 175°∠66°；南翼宽 1.0 km，地层倾向 N，产状为 3°∠42°。轴面直立，枢纽基本水平，为一直立近水平向斜
果乐背斜	F _{O27}	曲才乡北西	> 12.0	> 2.0	92°∠2°	359°∠80°	背斜西端隐伏于设兴组之下，东端被喜马拉雅期花岗岩体侵吞破坏。该背斜系平行分布在果青向斜南部的一个褶皱，由诺错组变形构成，两翼地层相背而倾，背斜形态清楚。北翼与果青向斜的南翼为共用翼，宽 1.0 km，地层倾向 N，产状为 3°∠42°；南翼宽 1.0~5.0 km，地层倾向 S，产状为 180°∠38°。轴面直立，枢纽水平，为一直立水平背斜
特日向斜	F _{O28}	德庆区南东	> 6.7	6.25	57°∠4°	327°∠88°	向斜西部在古仁曲一带被第四系覆盖，东部止于喀穷曲一带，长度 > 6.7 km。向斜由诺错组变形而成，两翼地层相向而倾，向斜形态清楚。北西翼被第四系严重覆盖，裸露宽度为 0.5 km 左右，地层向 SE 倾斜，产状为 145°∠60°；南东翼宽 5 km，地层倾向 NW，产状为 210°∠55°。褶皱轴面直立，枢纽水平，为一直立水平向斜

名称	编号	位置	规模 (km)		枢纽产状	轴面产状	地质特征
			长度	宽度			
那木角背斜	FO ₂₉	德庆区南东	> 5.0	> 6.2	258°∠1°	178°∠83°	背斜西部被燕山期花岗闪长岩体截断，东部止于喀穷曲一带。由诺错组变形构成该背斜。背斜两翼对称，地层相背而倾，背斜形态特征很明显。北西翼与特日向斜南东翼为共用翼，地质特征如前述。南东翼被后期侵入体吞噬破坏，出露宽度约 1.2 km，地层倾向 SE，产状为 170°∠35°。褶皱轴面直立，枢纽水平，为一直立水平背斜
央日阿卡背斜	FO ₃₀	乌玛塘区南	20.0	2.5	254°∠4°	333°∠70°	背斜西起于日阿一带，东止于塘莫库一带。该背斜由来姑组变形构成，地层相背而倾，背斜形态清楚。北翼被第四系覆盖严重，裸露宽度在 0.25 ~ 1.25 km 之间变化，地层倾向 N，产状 330°∠42°；南翼宽 1.25 km，地层倾向 S，产状为 155°∠76°。褶皱轴面斜歪，倒向南东，枢纽水平，为一斜歪水平背斜
日阿青普向斜	FO ₃₁	乌玛塘区南	20.0	2.50	由中部至东部 269°∠1° ~ 248°∠8°	由中部至东部 358°∠83° ~ 344°∠65°	向斜西端起自哈述弄巴，东端止在舍布日可一带。向斜由下二叠统乌鲁龙组 and 上石炭统一下二叠统来姑组变形而成；前者仅分布在日阿青普一带，为向斜核部地层；后者则广泛分布，构成向斜的主体。两翼地层相向而倾，因而向斜构造形态清楚。北翼与央日阿卡背斜的南翼为共用翼，如前述。南翼宽 1.25 km, 地层倾向 N，其产状由中部至东部从 177°∠20° ~ 310°∠26°。由向斜中部至东部轴面从直立至斜歪，枢纽自水平向 SW 倾伏，表明背斜的轴面扭曲，枢纽波状起伏，反映背斜形态复杂
拖机日向斜	FO ₃₃	乌玛塘区南	10.0	> 2.5	由西而东 272°∠1° ~ 282°∠5°	由西而东 1°∠83° ~ 12°∠88°	向斜西起于日阿一带，东止于巴穷郎一带。乌鲁龙组和来姑组发生褶皱变形形成该向斜。乌鲁龙组仅分布在向斜西段；来姑组分布较广泛，占据向斜的主体。两翼地层相向而倾，向斜形态清楚。北翼与巴舍背斜南翼为共用翼，如前述；南翼宽 1.75 ~ 0.75 km, 地层倾向 N，产状为 2°∠25°。褶皱轴面直立，枢纽总体水平，为一个直立水平向斜
次弄背斜	FO ₃₄	乌玛塘区南	10.0	2.5	91°∠1°	2°∠86°	背斜西起于次弄一带，东止于中达拉一带。背斜由乌鲁龙组和来姑组变形构成，前者分布在背斜西段，后者则占据背斜的主体。两翼地层相背而倾，从而构成背斜构造。北翼与拖机日向斜南翼为共用翼，宽 1.75 ~ 0.75 km，地层倾向 N，产状为 2°∠25°；南翼宽 1 km 左右，地层倾向 S，产状为 180°∠33°。褶皱轴面直立，枢纽水平，为一直立水平背斜
恰墨库向斜	FO ₃₆	当雄县城南	19.0	> 2.5	254°∠6°	342°∠81°	向斜西部在白米一带被燕山期花岗岩体破坏截断，东端在奔塘岗一带翘起，来姑组变形形成该向斜。向斜两翼地层相向而倾，向斜构造形态清晰。北西翼被 F ₃₄ 断层破坏，现存宽度为 1.0 km 左右，地层倾向 SE，产状为 165°∠80°；南东翼宽 2.0 ~ 3.0 km，地层倾向 NW，产状为 340°∠60°。褶皱轴面直立，枢纽向 SW 倾伏，为一个直立倾伏向斜

续表

名称	编号	位置	规模 (km)		枢纽产状	轴面产状	地质特征
			长度	宽度			
茶苍卡背斜	Fo ₃₇	当雄县城南	6.5	3.0	256°∠8°	165°∠88°	背斜西部在茶苍卡一带被燕山期侵入体破坏，东部在克家空玛一带被 F ₃₅ 断层错失。背斜形成在来姑组中，两翼地层相背而倾，背斜形态清晰。北西翼宽 2.0 km，地层倾向 NW，产状为 340°∠60°；南东翼宽 1.0 km，地层倾向 SE，产状为 170°∠43°。褶皱轴面直立，枢纽向 SW 倾伏，为一个直立倾伏背斜
你优扎背斜	Fo ₃₉	甲果果东	15.0	7.50	270°∠3°	258°∠75°	背斜西起拧多，东部在连振浦一带隐伏于帕那组之下。背斜形成在来姑组中，两翼地层相背而倾，背斜形态清楚。北翼与日杂向斜南翼为共用翼，地层倾向 N，产状 355°∠48°；南翼宽 3.5 km，地层倾向 S，产状 180°∠78°。褶皱轴面斜歪，枢纽水平，为一斜歪水平背斜
觉木穷向斜	Fo ₄₂	觉木穷	7.50	3.5	280°∠5°	178°∠83°	向斜由诺错组组成，相向而倾，向斜形态清楚。北翼宽度约 0.5 km 左右，地层向 S 倾斜，产状为 175°∠60°；南翼宽 2.5 km，倾向 N，产状为 310°∠55°。褶皱轴面近立，枢纽水平，为一直立水平向斜
曲塞舵向斜	Fo ₄₄	雄多南西	7.00	2.5	107°∠8°	165°∠72°	向斜西端起于曲塞舵，东端止于 F ₃₆ 断层上，来姑组变形形成该向斜，两翼地层相向而倾，向斜特征清晰。北翼宽 1.2 km，地层倾向 S，产状 187°∠40°；南翼宽 1.3 km，地层倾向 N，产状为 20°∠75°。褶皱轴面斜歪，枢纽向 SE 倾伏，为斜歪倾伏向斜
那坡嘎向斜	Fo ₄₅	旁多区西	25.0	5.00	74°∠40° ~74°∠12°	355°∠84° ~258°∠73°	该向斜两翼地层由古近纪帕那组火山岩组成，相向而倾，北翼地层产状 165°∠45°，南翼地层产状多为 350°∠30°~34°。褶皱轴面近于直立，枢纽向 NE 倾伏，为一开阔直立向斜
郎恶贡玛背斜	Fo ₄₆	旁多区南西	7.00	5.00	285°∠10°	195°∠88°	背斜西部被断层破坏，东端止于足弄。背斜形成于帕那组中，两翼地层相背而倾，背斜形态清楚。北翼宽 3.0 km，地层倾向 N，产状为 0°∠35°；南翼宽 2.0 km，地层倾向 S，产状 210°∠35°。褶皱轴面直立，枢纽向 NW 倾伏，为直立倾伏背斜
俄玛拉向斜	Fo ₄₇	旁多区南西	6.0	2.30	272°∠18°	191°∠89°	向斜由帕那组变形构成，两翼地层相向而倾，向斜构造鲜明。北翼与郎恶贡玛背斜南翼为共用翼，宽 2.0 km，地层倾向 S，产状为 210°∠35°；南翼宽 1.30 km，地层倾向 N，产状为 330°∠33°。褶皱轴面直立，枢纽高角度向 W 倾伏，为一直立倾伏向斜
打隆寺向斜	Fo ₄₈	旁多区南西	>3.7	2.5	149°∠8°	239°∠86°	向斜北西端隐伏于帕那组之下，南东端被断层破坏。向斜形成在诺错组内，两翼地层相向而倾，对称，向斜构造形态清楚。向斜北东翼宽 0.2 ~ 1.0 km,地层倾向 SW，产状 220°∠25°；南西翼宽 1.5 km,地层倾向 NE，产状为 75°∠30°。褶皱轴面直立，枢纽倾向 SE，为一直立倾伏向斜

续表

名称	编号	位置	规模 (km)		枢纽产状	轴面产状	地质特征
			长度	宽度			
热达背斜	Fo ₄₉	旁多区南西	> 5.0	3.50	148 °∠8 °	240 °∠87 °	背斜北西端隐伏于帕那组之下，南东端被喜马拉雅期花岗岩体截断。诺错组变形构成该背斜，两翼对称，地层相背而倾，背斜构造形态较规则。北东翼与打隆寺向斜南西翼为共用翼，宽 1.5 km，地层倾向 NE，产状 75 °∠30 °；南西翼宽 2.0 km，地层倾向 SW，产状 220 °∠24 °。轴面直立，枢纽向 SE 倾伏，为一直立倾伏背斜
打拉岗向斜	Fo ₅₀	旁多区南西	> 6.0	5.0	133 °∠1 °	223 °∠81 °	向斜北西端隐伏于帕那组之下，南东端被喜马拉雅期花岗岩体截断。向斜发育在诺错组中，两翼基本对称，地层相向而倾，向斜形态清楚。北东翼与热达背斜南西翼为共用翼，宽 2.0 km，地层倾向 SW，产状为 220 °∠24 °；南西翼宽 3.0 km，地层倾向 NE，产状为 45 °∠43 °。轴面直立，枢纽水平，为直立水平向斜
拿弄巴背斜	Fo ₅₁	旁多区南西	> 2.0	4.0	318 °∠5 °	228 °∠88 °	背斜北西端被喜马拉雅期花岗岩体截断，南东端隐伏于帕那组之下。背斜系诺错组变形而成，两翼基本对称，地层相背而倾，背斜形态清楚。北东翼与打拉岗向斜南西翼为共用翼，宽 3 km，地层倾向 NE，产状为 45 °∠41 °；南西翼宽 1.0 km，地层倾向 SW，产状为 245 °∠33 °。轴面直立，枢纽基本水平，为直立近水平背斜
孔玛拉向斜	Fo ₅₂	旁多区南西	> 6.0	2.5	319 °∠4 °	45 °∠79 °	向斜西在波罗拉一带起，向南东方向延伸至孔玛拉东侧隐伏于帕那组之下，长度大于 6.0 km。向斜由诺错组组成，两翼地层相向而倾，向斜构造清楚。北东翼宽 1.0 km 左右，地层向 SW 倾斜，产状为 235 °∠33 °；南西翼宽 1.5 km，地层倾向 NE，产状 25 °∠13 °。轴面直立，枢纽水平，为一直立水平向斜
区区扒贡向斜	Fo ₅₃	旁多区南西	4.0	1.8	285 °∠6 °	13 °∠77 °	向斜发育在麦隆岗组中，两翼地层相向而倾，向斜构造形态清楚。北翼宽 0.9 km，地层倾向 S，产状 195 °∠85 °；南翼宽 0.9 km，地层倾向 N，产状 13 °∠60 °。轴面斜歪，枢纽略向 NW 倾伏，为一个斜歪倾伏向斜
聂日苦背斜	Fo ₅₄	旁多区南西	7.5	2.3	100 °∠3 °	189 °∠86 °	背斜发育在麦隆岗组中，北翼窄为 0.9 km，地层倾向 N，倾角相对陡，产状为 13 °∠60 °；南翼相对宽为 1.4 km，地层倾向 S，倾角相对缓，产状为 188 °∠50 °。轴面直立，枢纽水平，为直立水平背斜
哈母向斜	Fo ₅₅	旁多区南西	7.5	1.8	98 °∠1 °	9 °∠75 °	向斜由麦隆岗组变形构成。两翼地层相向而倾，向斜构造形态清楚。北翼与聂日背斜南翼为共用翼，宽 1.4 km，地层倾向 S，产状为 188 °∠20 °；南翼受到断层破坏，相对窄，为 0.4 km。轴面直立，枢纽水平，为一直立水平向斜

续表

名称	编号	位置	规模 (km)		枢纽产状	轴面产状	地质特征
			长度	宽度			
春麦朵背斜	F ₀₅₆	哈母西侧	6.0	2.5	99°∠8°	9°∠89°	背斜形成在甲拉浦组中。两翼地层相背而倾，背斜构造清晰。北翼宽 2.0 km，地层倾向 N，产状为 20°∠47°；南翼受到断层的破坏，宽度窄，为 0.5 km,地层倾向 S，产状为 182°∠50°。轴面直立，枢纽向 E 倾伏，为一直立倾伏背斜
打嘎浦背斜	F ₀₅₇	哈母西侧	> 5.0	2.5	99°∠8°	10°∠89°	背斜北西端被 F ₅₁ 断层破坏，南东端延出测区。设兴组变形形成该背斜，地层相背而倾，两翼对称。北东翼宽 1.2 km，地层倾向 NE，产状为 40°∠30°；南西翼宽 1.3 km，地层倾向 SW，产状为 202°∠30°。背斜轴面直立，枢纽向 E 倾伏，为一直立倾伏背斜
木巴弄扎日背斜	F ₀₅₈	内堆乡北	> 5.0	> 4.0	85°∠8°	183°∠72°	背斜发育在诺错组中。两翼地层相背而倾，背斜形态鲜明。北翼宽 2.0 km，地层倾向 N，产状 358°∠80°；南翼受到喜马拉雅期花岗岩体的破坏，出露宽度大于 2.0 km，地层倾向 S，产状为 165°∠45°。背斜轴面斜歪，枢纽向 E 倾伏，为一斜歪倾伏背斜

第二节 压扭性韧性剪切带

西藏当雄及邻区发育不同时期、不同类型和不同特点的韧性剪切带，主要包括纳木错西岸 NWW 向挤压型韧性剪切带、念青唐古拉山东部 NE 向伸展型韧性剪切带和旁多山地南部近 EW 向挤压型韧性剪切带；在班公-怒江缝合带也发现一些挤压型韧性剪切带，但规模不详。纳木错西岸韧性剪切带和旁多山地南部韧性剪切带是西藏当雄幅 1:25 万区域地质调查和构造专题研究过程中新发现的较大规模的压扭性韧性剪切构造，对分析地壳运动方向和构造演化过程具有特殊意义。

一、纳木错西岸韧性剪切带

纳木错西岸韧性剪切带主要分布于保吉乡生觉村—各昌茶玉一带，属纳木错逆冲推覆构造的重要组成部分；在纳木错西北侧尚有部分逆冲断层带局部发育韧性剪切变形，如饿弄下里舍逆冲断裂发育嘎龙垭韧性变形带（F₅）和钙质糜棱岩，饿弄怒布舍断裂带局部发育糜棱岩化（F₃）。兹重点介绍纳木错西岸生觉-各昌茶玉韧性剪切带。

纳木错西岸生觉-各昌茶玉韧性剪切带主要发育在前寒武纪变质表壳岩、土那片麻岩、玛尔穷片麻岩中，由斜长角闪质糜棱岩和花岗质糜棱岩组成强应变域，间夹斜长角闪岩弱应变域、弱变形辉长岩透镜体和灰岩岩片，构成宽达 2~5 km 的韧性变形带；南、北两侧分别与蛇绿岩、灰岩呈断层接触关系（图 2-2）。糜棱面理总体倾向 NE30°，倾角为 20°~35°（图 2-7）；糜棱岩发育显著剪切应变，形成剪切褶皱、S-C 组构及不对称碎斑系，指示由北向南的韧性逆冲运动。晚期脆性逆断层叠加在早期韧性变形带之上，逆冲断层穿切、错断糜棱岩。

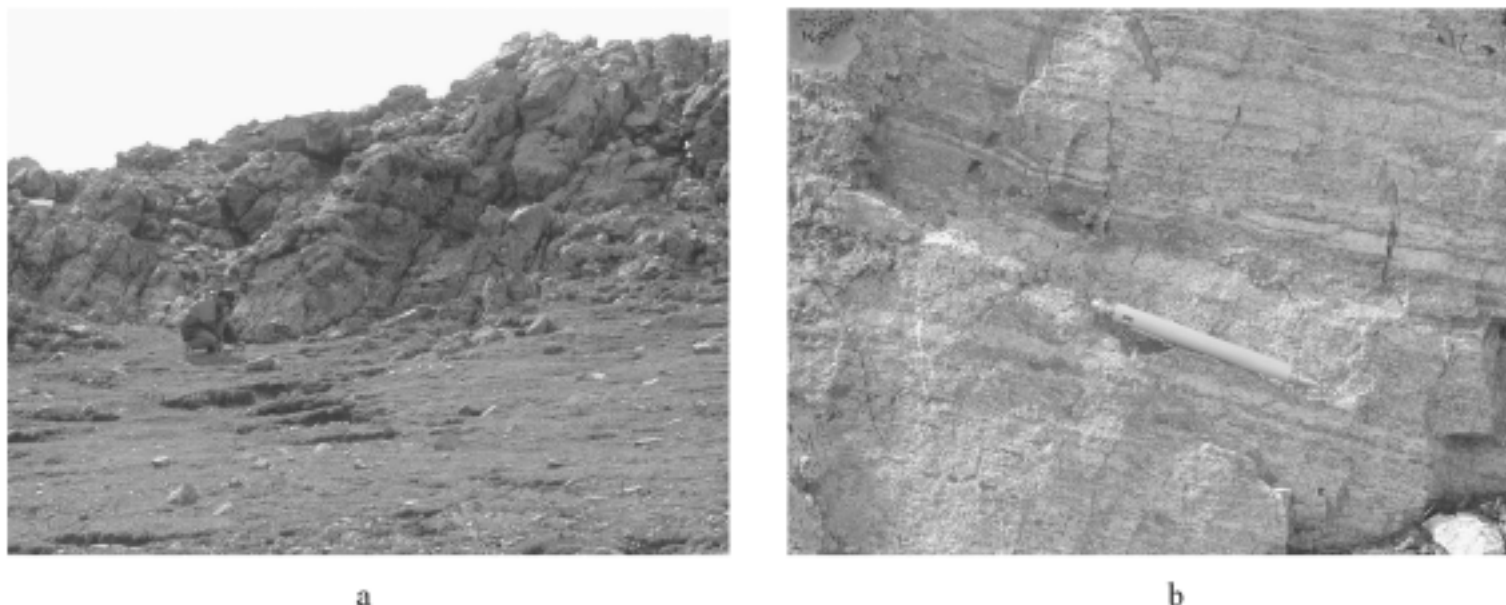


图 2-7 各昌茶玉西侧韧性剪切带糜棱岩宏观地质特征

Fig.2-7 Features of mylonite of ductile shear zone in west bank of Namco lake

a—糜棱岩片理产状 (镜头向北); b—长英质糜棱岩 (镜头向北)

1. 糜棱岩地质特征

纳木错西岸生觉-各昌茶玉韧性剪切带主要构造岩类型有斜长角闪质糜棱岩和花岗质糜棱岩。主要构造岩地质特征描述如下:

(1) 斜长角闪质糜棱岩

斜长角闪岩经历韧性剪切变形作用, 形成斜长角闪质糜棱岩和超糜棱岩。糜棱岩带斜长石呈眼球状沿糜棱面理定向排列; 从斜长石眼球与糜棱面理关系判断, 韧性剪切运动方向平面上为右旋剪切, 剖面上为由北向南逆冲, 总体表现为自北向南的斜冲特征; 糜棱面理上由压扁拉长的斜长石和角闪石形成的线理向 NW320°左右的方向侧伏, 侧伏角 30°~70°, 为典型的 S-L 构造岩。

在显微镜下观察到斜长角闪质糜棱岩为变余半自形粒状结构、柱粒状变晶结构, 糜棱纹理构造。斜长石残斑 (50%~55%) 近半自形板状 (2~4 mm), 发育聚片双晶、卡钠复合双晶和肖钠双晶。波状消光, 双晶弯曲, 长轴定向分布。角闪石残斑 (2 mm) 似眼球状定向分布, 多色性: $N_g' =$ 棕绿、 $N_p' =$ 浅绿。基质角闪石 (40%~45%) 呈他形粒状, 多色性: $N_g' =$ 蓝绿, $N_p' =$ 浅黄绿, 集合体呈条纹状绕残斑分布, 构成核幔结构。基质斜长石 (5%~10%) 呈他形粒状, 少量分布于斜长石残斑边部, 部分呈条纹状定向分布。变质变形特征显示, 斜长角闪质糜棱岩由基性侵入岩经韧性剪切、糜棱岩化和重结晶而成, 经历低角闪岩相—高绿片岩相的变质变形作用。

(2) 长英质糜棱岩

长英质糜棱岩呈灰白色, 糜棱结构, 眼球状构造、拔丝构造, 眼球状长石大小 2~10 mm, 含量 15%, 在强应变区域形成拔丝状超糜棱岩, 长石、石英强烈压扁、拉长和定向, 矿物拉伸线理侧伏向 320°, 侧伏角 45°; 从斜长石眼球与糜棱面理关系判断, 韧性剪切运动方向平面上为右旋剪切, 剖面上为由北向南逆冲, 代表性糜棱面理产状 20°~35°。

岩石为变余糜棱结构, 糜棱纹理构造。钾长石残斑呈眼球状定向分布, 钠质条纹发育, 主晶为正长石, 强应变域发育格子双晶。斜长石残斑呈近半自形板状, 长轴定向, 常

被基质中斜长石置换。基质成分为斜长石（30%）、钾长石（15%~20%）和石英，属重结晶糜棱物与新生矿物。石英重结晶集合体呈条纹状定向分布，粒度 0.1~1 mm。新生矿物角闪石呈他形柱粒状，大小 0.1~0.2 mm，集合体呈条纹状定向分布。黑云母片径为 0.1 mm 左右，常被绿泥石、褐铁矿交代。基质中矿物共生组合为 Pl + Hb + Bi + Q，反映高绿片岩相—低角闪岩相变质和变形特征。

2. 形成条件和变形时代

在纳木错西岸生觉-各昌茶玉韧性剪切带强应变域中，角闪石碎斑、碎斑边缘及基质中强烈定向的重结晶角闪石均呈棕褐色。应用斜长石-角闪石矿物对地质温度计，计算糜棱岩形成温度，结果表明，韧性变形变质温度为 $t = 490 \sim 625^{\circ}\text{C}$ ；如果温度梯度为 $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ，则形成深度为 19~21 km；如果温度梯度为 $40^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ，则形成深度为 12~15 km。考虑到韧性剪切变形期间地壳的温度梯度应该高于正常地温梯度，因此，纳木错西岸生觉-各昌茶玉韧性剪切带的形成深度很可能为 12~15 km。

纳木错西岸韧性剪切带是纳木错逆冲推覆构造系统的重要组成部分。对生觉糜棱岩角闪石作³⁹Ar-⁴⁰Ar 法测年，得到良好的坪年龄谱（图 2-8），坪年龄为 $173.97 \pm 0.5 \text{ Ma}$ 。对

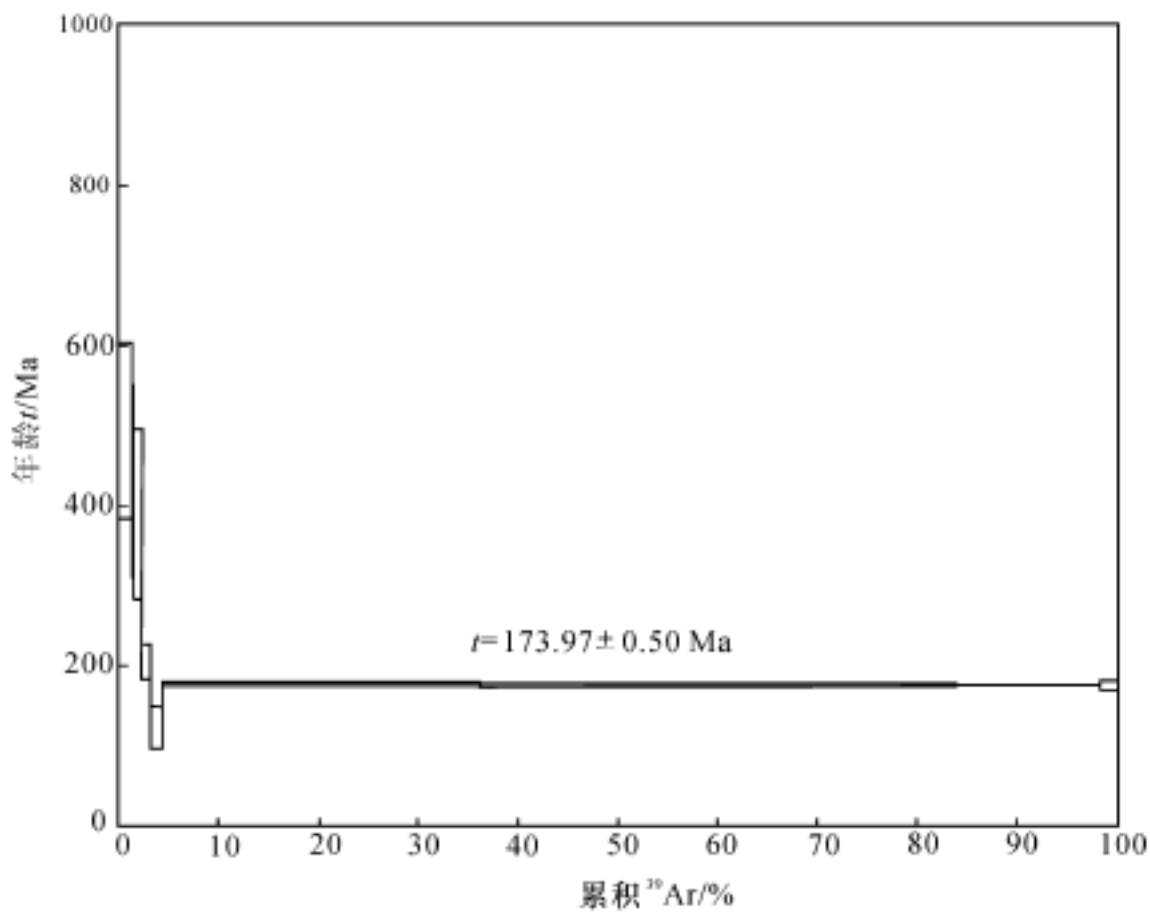


图 2-8 纳木错西岸生觉糜棱岩角闪石³⁹Ar-⁴⁰Ar 坪年龄

Fig. 2-8 Plateau curve of ³⁹Ar-⁴⁰Ar of amphibole from mylonite in west bank of Namco lake

生觉糜棱岩斜长石作³⁹Ar-⁴⁰Ar 法测年，得到坪年龄为 $109.4 \pm 0.5 \text{ Ma}$ （图 2-9）。不同矿物具有不同的封闭温度，相关坪年龄反映韧性剪切带在地壳不同深度和不同温度条件下的构造热事件发生时代；角闪石封闭温度为 500°C （Steiger, 1992），其³⁹Ar-⁴⁰Ar 法坪年龄 $173.97 \pm 0.5 \text{ Ma}$ 代表岩石处于 12~17 km 深度的变形时代；斜长石封闭温度为 $250 \sim 260^{\circ}\text{C}$ （Harrison et al., 1979），其³⁹Ar-⁴⁰Ar 法坪年龄 $109.4 \pm 0.5 \text{ Ma}$ 代表岩石处于 7~

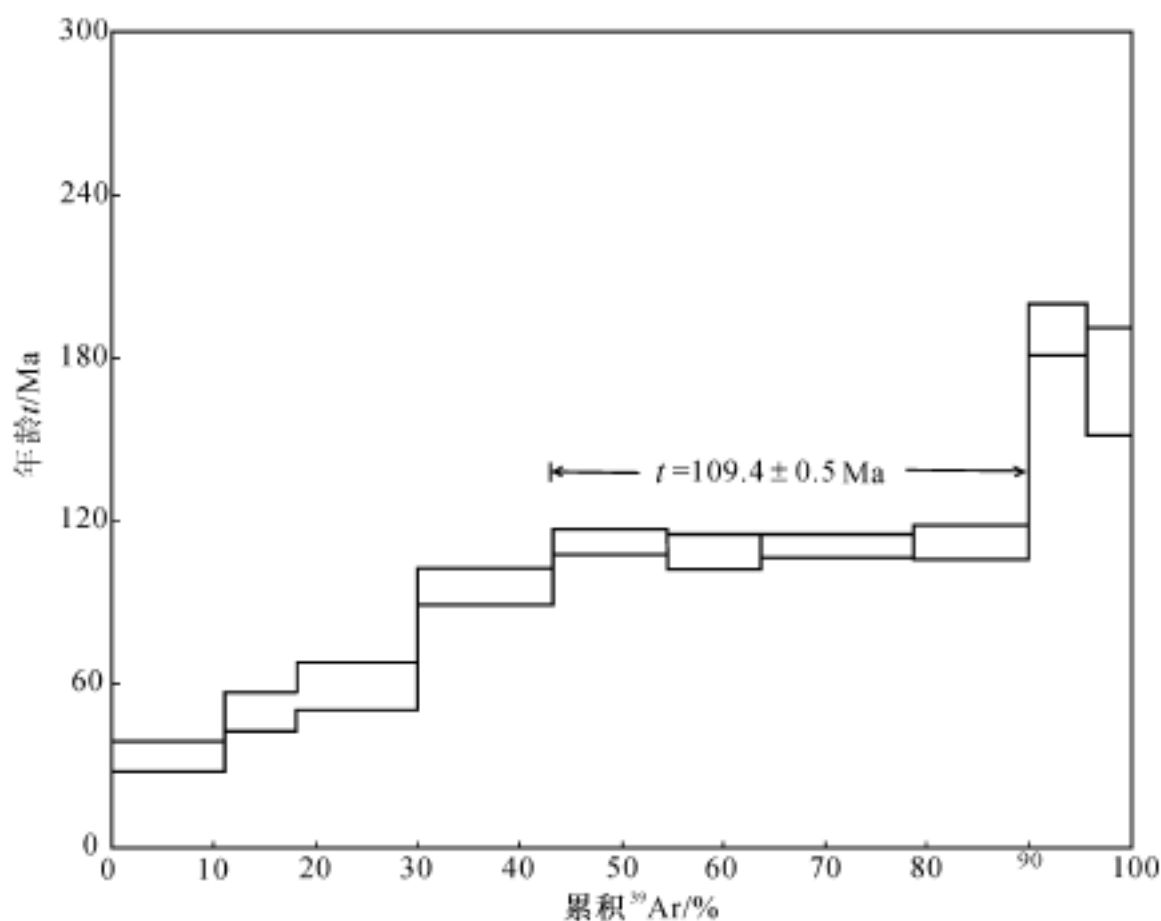


图 2-9 纳木错西岸糜棱岩斜长石 ^{39}Ar - ^{40}Ar 坪年龄

Fig.2-9 Plateau curve of ^{39}Ar - ^{40}Ar of plagioclase from mylonite in west bank of Namco lake

12 km深度的变形时代；说明纳木错西岸韧性剪切变形经历了至少 2 期强烈的构造变形，分别发生在 $173.97 \pm 0.5 \text{ Ma}$ 和 $109.4 \pm 0.5 \text{ Ma}$ 。

二、日阿-领布冲韧性剪切带

日阿-领布冲韧性剪切带分布于旁多山地南部，属拉多岗-日阿-领布冲断裂（ F_{47} ）东段韧性-韧脆性变形段；平面上呈直线型，走向 $110^\circ \sim 120^\circ$ ，西端在日阿一带由韧性-韧脆性变形逐步过渡到脆性变形段，并与拉多岗-日阿断层相连接；东端在领布冲、罗然岗一带延出测区。韧性剪切带在测区出露长度大于 42.5 km，宽度 0.4~1.2 km。在韧性剪切带通过处形成负地形，表现为线状排布的山鞍及长沟。断层南、北两侧地形地貌差异分化比较明显，断层北部地势高耸，多形成浑圆状山顶，亦见陡坎山脊。在 ETM1.4.7 波段卫星遥感图片上，沿剪切带走向呈醒目的线型影像特征；沿韧性剪切带南北两侧，色调和影纹特征均不一致。北盘出露的始新世帕那组及托龙单元侵入体呈浅黄—浅黄绿色调，具平行纹理的线条略带弧形弯曲，以发育树枝状水系为特征。南盘东段石炭纪诺错组呈浅绿色调，具条带状及网格状影纹特征，而直线沟谷则呈长条状粉红色影像，发育梳状水系；西段始新世侵入岩呈浅棕黄色调，具花斑状影纹特征，与周围地质体（具长条状影像特征）界线清楚，并自行圈闭，以发育丰字型水系及羽毛状水系为特征。

1. 地质特征

日阿-领布冲韧性剪切带发育在石炭纪诺错组、始新世帕那组、早白垩世浦迁单元（ K_1P ）和始新世托龙单元（ E_2T ）侵入体中。沿韧性剪切带存在着明显的强、弱变形域间

隔产出的频率变化关系，在走向上由东向西其变形、变质程度由强变弱、由深变浅，直至渐变到脆性变形域与拉多岗-日阿断层相连接。韧性剪切带内岩石多呈浅褐黄色及灰白色，强应变域一般形成糜棱岩，弱应变域则形成糜棱岩化岩石及未变形岩石，岩石类型常与韧性剪切带通过附近的岩石有关。这种强弱变形域之间构造、岩石的总体组合，表现为断而未破、错而似连的特点，显示出明显的透镜状或网结状构造特征，其中弱变形域中未变形的岩石多呈透镜体状，并被强变形的韧性剪切带所包围。韧性剪切带内所遗存的宏观构造特征及运动学指示标志，显示其具有逆冲和右行走滑剪切的复合性质和总体斜冲运动特征。从分布于剪切带及两侧的地质体看，该韧性剪切带至少对白垩纪中酸性岩浆侵入事件及古近纪中酸性岩浆侵入、火山喷发活动均具有一定的控制作用，表明这是一条经过复杂构造演化形成的规模宏大的区域性断裂构造，在地表则综合表现出脆韧性变形特点。

2. 宏观构造及运动学标志

沿日阿-领布冲韧性剪切带，宏观构造特征、运动学指示标志及相关变形组构都非常发育，出露频率较高的有 S-C 构造、不对称构造、揉皱构造及各种线理和面理构造。

S-C 组构: 是由韧性变形带内 S 面理与糜棱面理共同构成的结构。一般 S 面理由长石残斑旋转定向排列而成; C 面理由变形石英、云母等碎基矿物定向排列组成。在韧性变形带中强变形域内, S 面理与 C 面理夹角很小, 一般小于 10°; 而在弱变形域内, S 面理与 C 面理夹角相对较大, 约 15°~30°, 锐角指向 NWW 或 SEE, 指示右旋剪切性质(图 2-10)。

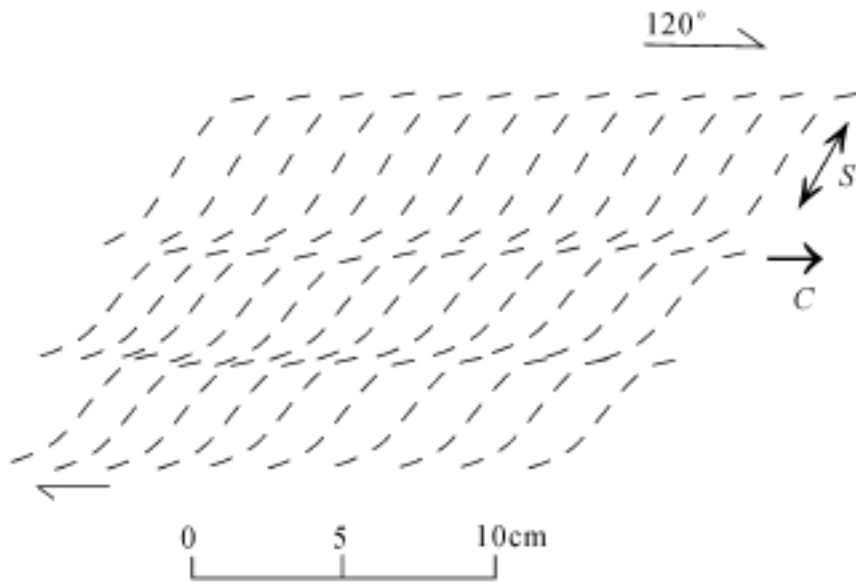


图 2-10 日阿-领布冲韧性剪切带 S-C 组构平面素描图

Fig.2-10 S-C texture of Ria-Linbuchong ductile shear zone

不对称构造: 主要类型有旋转碎斑系、不对称透镜体构造。旋转碎斑系主要发育在韧性变形带变质变形较强的中部与东部地段的糜棱岩石中, 由长石、石英等矿物或集合体碎裂形成碎斑, 一般呈椭圆形, 少量呈不规则形状。残斑与基质组合形态以眼球状构造为主, 大小多在 0.5~2.5 cm 之间。碎斑由于剪切作用形成拖尾及压力影构造, 且晶体尾部平行或近于平行 C 面理, 在旋转残斑内常形成多米诺骨牌构造, 并显示右旋剪切滑移(图 2-11)。

不对称透镜体: 该类型组构多发育在强变形域与弱变形域之间的过渡地带。透镜体主要由长英质或硅质组成, 规模相差悬殊, 大者延伸可达数米以上, 小者仅几毫米到几厘米。暗色矿物呈片状或条带状定向排列其间, 构成拉伸线理和剪切滑移面理。局部地段见剪切滑移面理发生褶曲, 形成假流纹构造。

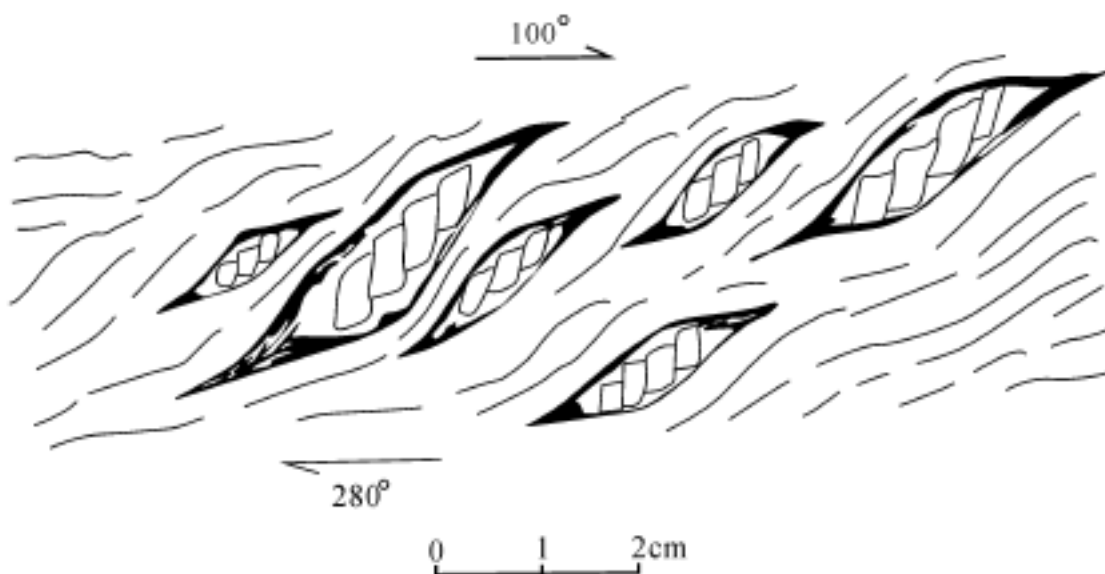


图 2-11 日阿-领布冲韧性剪切带中长石碎斑的压力影及“多米诺骨牌”构造平面图

Fig.2-11 Pressure shadow of plagioclase and its deformation of Ria-Linbuchong ductile shear zone

揉皱构造：该韧性剪切带中还可见到揉皱构造，其构造形态较为简单，主要为小型不对称褶皱；发育和分布不均衡，局部地段揉皱构造非常发育，但大部分区带几乎未见揉皱现象。在领布冲村南部发育大量剪切褶皱，显示高角度逆冲性质（图 2-12）。

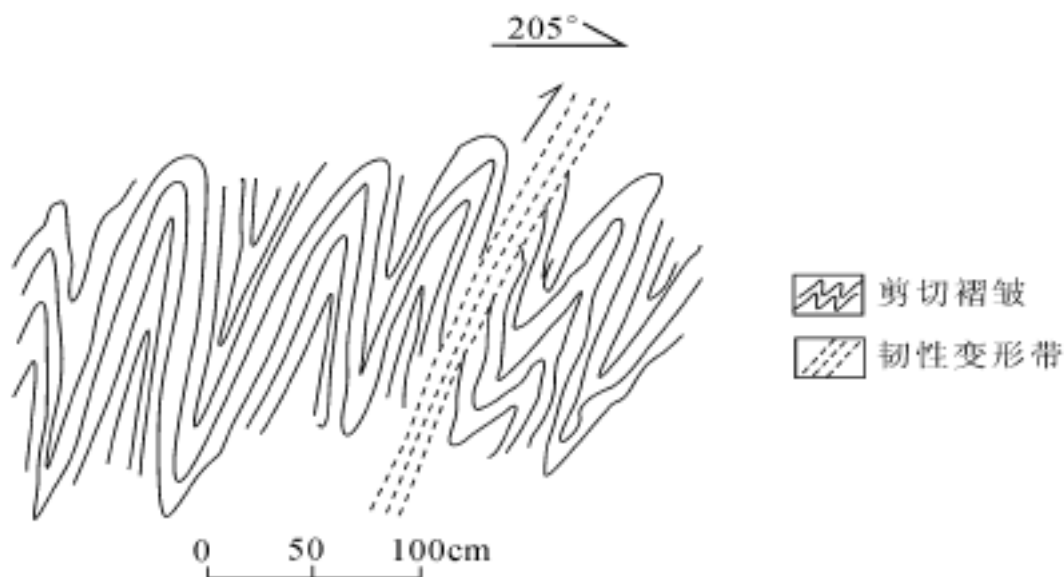


图 2-12 日阿-领布冲韧性剪切带中发育的剪切褶皱剖面素描图

Fig.2-12 Shear folding of Ria-Linbuchong ductile shear zone

线理构造：该类型式的组构在拉沙拉及领布冲发育极好，由矿物拉伸线理和矿物生长线组合而成。变形带中拉伸线理呈窄而长的条带，由不同色泽的糜棱岩、拔丝状石英，眼球状构造、石香肠构造组成（图 2-13），它们是构造拉长和定向排列产物。矿物生长线理如新生的绢云母、绿泥石集合体和石英也表现出明显的定向分布特征。

面理构造：该韧性变形带内面理构造特别发育，是判定韧性变形带运动学特征的重要标志之一，如糜棱岩中的压扁面理、剪切面理，经细粒化作用而形成的变形层纹构造等。其中剪切面理最为发育，糜棱岩中的黑云母、角闪石等暗色矿物沿剪切面聚合分布，构成产状稳定、彼此平行的“片麻理”，即剪切构造面理。面理产状多向 N 陡倾，走向与拉伸线理一致。在领布冲一带，剪切面理上发育拉伸线理，走向 275°，向 W 倾伏，侧伏角约



图 2-13 日阿-领布冲韧性剪切带中长英质脉体呈拔丝状、眼球状构造剖面素描图

Fig.2-13 Foliation and vein structure of Ria-Linbuchong ductile shear zone

10°，显示该剪切带的近水平剪切滑移运动特征。根据上述特征，认为日阿-领布冲韧性剪切带在平面上具右旋走滑特征，剖面上具由北而南的逆冲活动性质，说明日阿-领布冲韧性剪切带是一条右旋走滑兼具逆冲推覆的复合型韧性剪切带。

此外，该韧性剪切带在勒嘎—邦雄一带主要表现为脆韧性变形特征，以发育强烈挤压片理化带、破劈理带、尖棱褶皱等构造变形组合为代表，并叠加有后期脆性叠瓦状逆冲断层的改造（图 2-14）。该叠瓦状逆冲断层带内发育大量的挤压透镜体，呈书斜式、叠瓦式

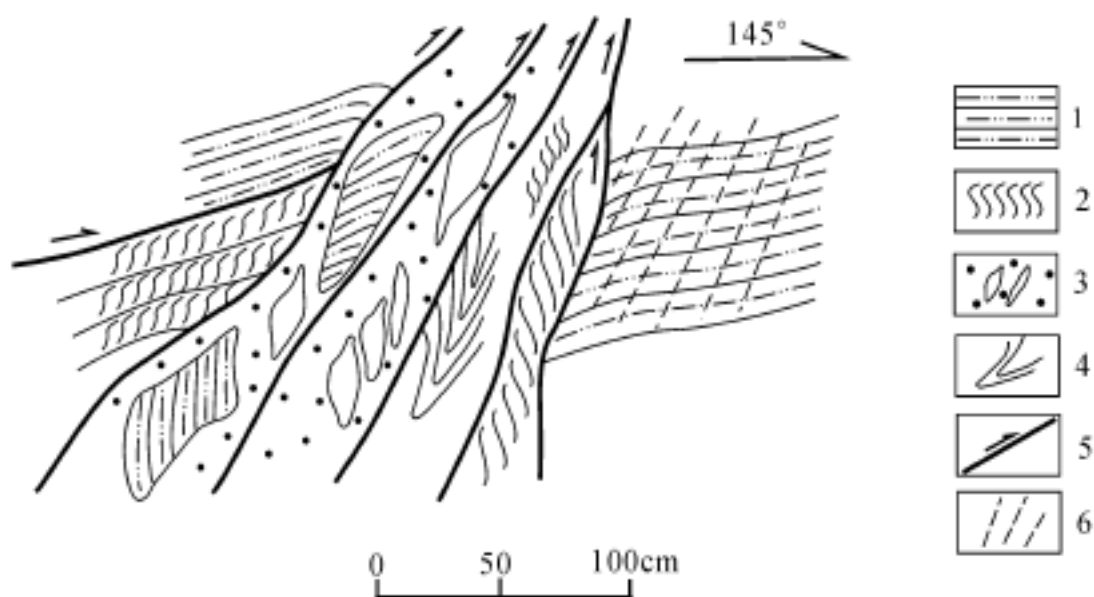


图 2-14 日阿-领布冲脆韧性断裂带中叠瓦状逆冲断层素描图

Fig.2-14 Cross-section of outcrop of Ria-Linbuchong thrusting

1—粉砂质板岩；2—挤压片理化带；3—构造透镜体破碎带；4—尖棱褶皱；5—逆断层；6—破劈理带

排列，大小不等，一般在 0.2~0.4 m 之间，其成分为未受到韧性变形的岩石和糜棱岩化岩石组成。挤压透镜体最大扁平面及其断裂带中的尖棱褶皱的轴面均倾向 N，并且在其北侧未遭受韧性剪切变形的地层中发育断层面北倾的次级逆断层。这些特征反映该叠瓦状逆冲断层具有自北向南逆冲运动特征，对先期已形成的韧性剪切带具有明显的叠加改造效应。

3. 构造岩石学特征

日阿-领布冲韧性剪切带延伸长达数十公里，所切割的地质体种类较多，形成的构造岩石类型复杂多样。由于不同地段或同一地段不同部位构造变形存在差异，造成变形程度不同的构造岩分带现象。该韧性剪切带内发育的主要构造岩石类型有初糜棱岩类、糜棱岩类及构造片岩。初糜棱岩类主要分布在韧性剪切带的中西段，形态呈不规则的透镜状、团块状，多集中在弱变形域中。糜棱岩类主要分布在韧性剪切带的中东部地段，多产于强变形域内，是组成韧性剪切带主体岩石之一。

糜棱岩化石英二长闪长岩：岩石具糜棱结构、碎斑结构，似片麻状构造，主要由长石、石英、角闪石等组成。石英含量一般为 35% 左右，一种为长石蚀变析出细小珠滴状石英颗粒，发育明显的静态重结晶半自形粒状结构，三结合点清楚；另一种为他形、变形重结晶颗粒，具缝合镶嵌状边界及波状消光、亚颗粒现象，长轴定向排列。长石多发生绢云母化，残留细密聚片双晶。绢云母多分布于长石残晶之上；另有少量绿泥石、绿帘石及残余角闪石。

花岗质初糜棱岩：岩石具糜棱结构、碎斑结构，似片麻状—眼球状构造。碎斑和眼球含量达 45% 以上，矿物组成主要为斜长石，次为石英、钾长石，表现为碎斑斜列、双晶弯曲、波状消光；碎基约 50%，由长石、石英等组成，石英颗粒呈显微缝合镶嵌状，另有绿帘石、白云母等变晶矿物沿断裂错动方向组成条带状、假流纹构造。

长英质糜棱岩：岩石具糜棱结构、条带状构造，斜长石和石英为主要造岩矿物，帘石类次之，绿泥石、绢云母为蚀变矿物。石英具有动态重结晶结构，定向拉长构成条带状、条痕状构造，波状消光清晰；长石呈碎裂状，边缘显示一定磨圆，可见到长石机械双晶及变形纹，机械双晶发生舒缓“S”状弯曲，变形纹呈平行雁列状斜交双晶纹。

4. 变形变质特征

日阿-领布冲韧性剪切带总体表现为一条韧性变形带。在脆性比较明显的地段，变形与变质较弱，如邦雄、勒嘎一带及以西地段；在韧性剪切显著地段，变形与变质较强，如沙拉沙、领布冲等地。同一地段内部不同区带变形与变质程度亦不相同。一般情况下中部变形变质较强，向边部逐渐减弱，或者强弱带交替出现相间排列。

韧性变形带既是一条构造带，也是一条动力变质带。日阿-领布冲韧性剪切带内发育的构造岩石类型主要有糜棱岩化类岩石、初糜棱岩类、糜棱岩和构造片岩，发育有大量面理构造、线理构造、S-C 组构、多米诺效应等变形标志，反映岩石在固态环境中塑性流动的变形条件，属固态流动变形相。在岩石变形过程中伴随有动力变质反应，普遍形成新生矿物，改变岩石类型，形成多种不同类型的构造岩。韧性变形带中矿物交代变质作用主要表现为：长石类矿物多被绢云母交代，少量被绿帘石交代，黑云母被绿泥石交代。所形成的新生矿物组合主要为绿泥石 + 绢云母 + 石英 + 长石、绢云母 + 绿帘石 + 黑云母 + 长石 + 石英。其变质相为高绿片岩相到低绿片岩相，显示日阿-领布冲韧性剪切带变质、变形可能是在地壳中浅部构造层次、一定温压条件下发生的。

在区域范围，巴雄曲-领布冲构造带切割、错断古近纪始新世早期年波组和始新世中晚期帕那组火山-沉积岩层，部分古近纪早中期火山岩已发生糜棱岩化。根据这些野外观

测资料，推断巴雄曲-领布冲构造带的逆冲推覆运动和韧性剪切变形主要发生于古近纪中晚期即始新世晚期—渐新世。

第三节 纳木错逆冲推覆构造

通过西藏当雄幅 1:25 万区域地质调查和德庆-伦坡拉-双湖走廊带路线地质观测，在纳木错西岸新发现大量蛇绿岩片、放射虫硅质岩岩片、枕状玄武岩片、逆冲断层和韧性剪切带，这些构造岩片、糜棱岩带、逆冲断层具有相近的变形历史和相似的运动方向，共同组成纳木错逆冲推覆构造；并垂直走向向北延伸到班公-怒江缝合带北侧，构成拉萨地块北部最重要的逆冲推覆构造系统（图 2-2、2-15）。在旁多山地厘定出旁多逆冲推覆构造。纳木错逆冲推覆构造与旁多逆冲推覆构造的厘定为分析拉萨地块构造变形历史和青藏高原腹地地壳缩短增厚过程提供了重要地质依据。

一、结构与组成

纳木错逆冲推覆构造(West Namco Thrust 简称为 WNT)位于拉萨地块北部(图 2-15)，主要出露于纳木错西岸和西北侧，由一系列 NWW 向展布的逆冲断裂、韧性剪切、褶皱构造和被断裂分割围陷的不同性质构造岩片组成，向西延出测区，向东经那根拉山口延至当雄盆北山地表现为脆性变形带，总体呈 NWW—近 EW 向展布(图 2-2)。纳木错逆冲推覆构造垂直走向向北延伸，与班公-怒江缝合带中段的东巧逆冲断裂、伦坡拉逆冲断裂、安多逆冲断裂共同构成拉萨地块北部逆冲推覆构造系统(NLT)(吴珍汉等, 2003)。

纳木错西岸发育复杂的构造变形，形成不同时代、不同成分的构造岩片和 20 多条不同规模的逆冲断层，组成较大规模的纳木错逆冲推覆构造 (WNT)，总体呈 NWW 走向，主体分布于保吉南部、波曲以北地区，宽达 32 km (图 2-16)。WNT 向 ES 方向延入纳木错被湖水覆盖，延伸到念青唐古拉山北部那根拉山口北侧 (图 2-2)；向 WN 方向延出当雄幅 1:25 万测区，经果芒错于尼玛西部逐步与班公-怒江构造带归并 (图 2-15)。

纳木错西岸逆冲推覆构造 (WNT) 主要由 NWW 向逆冲断层、构造岩片和韧性剪切带组成 (图 2-16)。不同时代和不同性质的构造岩片是 WNT 的重要组成部分，主要包括不同时代的灰岩岩片、碎屑岩岩片、蛇绿岩岩片与中深变质岩岩片，构造岩片之间均以逆冲断层相接触。灰岩岩片强烈破碎，发育密集的劈理和节理。在 WNT 中部拉白将完、弄岗、其布、各昌茶玉出露大量厚层灰岩和白云质灰岩，属中上泥盆统查果罗马组灰岩。在保吉西南、雄前西部和波曲北侧，出露大量结晶灰岩和燧石条带灰岩，夹生物碎屑灰岩，属石炭-二叠系，岩层内部发育密集节理和不均匀大理岩化，局部保留有较为完整的冷水型珊瑚化石和腕足化石。在纳木错西岸时代不明碳酸盐岩地层内发现一些保存较好的化石，经中国地质科学院地质研究所詹立培研究员等鉴定，包括波瓦斯特珊瑚 *Pavastephyllum* sp.、顶柱珊瑚 *Lophyphyllidium* sp.、长板珊瑚、单体四射珊瑚、双圆海百合茎 *Cyclocyclicus* sp.、网格长身贝 *Dictyoclostidae* gen. et indet 和波斯通贝 *Boxtonia* sp.，地层时代属石炭-二叠系 (图 2-16)。在当雄幅 1:25 万测区西北角列日可洞地区出露少量柯尔多组泥晶灰岩和条带状灰岩岩片；在保吉南侧出露大面积上石炭统一下二叠统拉嘎组石英岩和浅变质砂岩岩片，与中二叠统下拉组呈断层接触。在纳木错逆冲推覆构造中部和北部尼昌、久朗仑一带，出露下白垩统多尼组碎屑岩岩片，以杂色泥岩、泥灰岩、页岩与砂

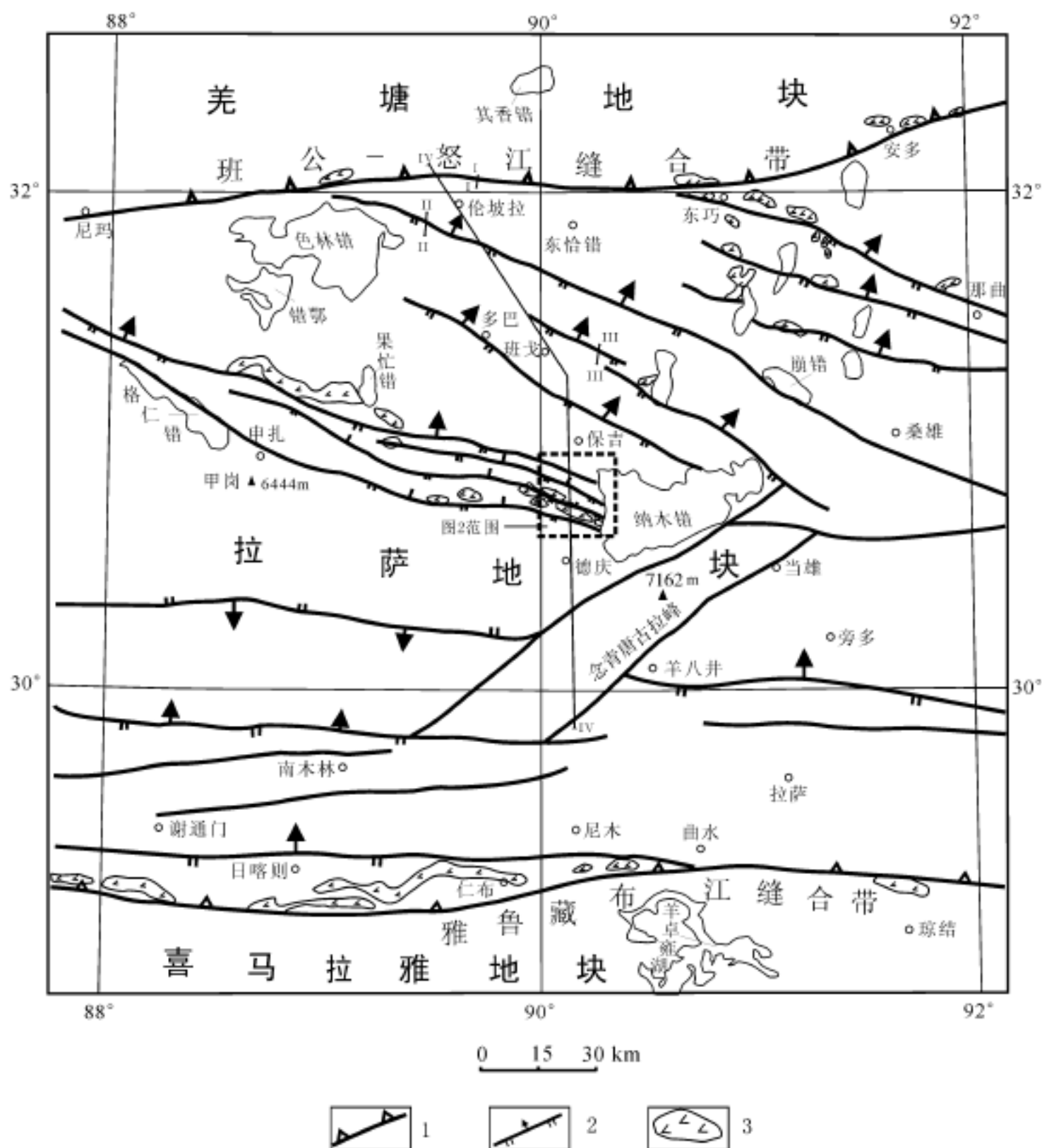


图 2-15 纳木错逆冲推覆构造位置图

Fig.2-15 Tectonic setting and location of West Namco Thrust of central Tibet

1—板块缝合线；2—逆冲断裂；3—蛇绿岩片；I—伦坡拉盆北剖面；

II—伦坡拉盆南剖面；III—班戈盆北剖面；IV—德庆-伦坡拉剖面

岩、砾岩为主，夹中基性火山岩、火山碎屑岩和少量灰岩，灰岩和泥灰岩中富含圆笠虫化石，属下白垩统下部层位(图 2-17)。中深变质岩呈 NWW 向出露于生觉北侧，主要由片岩、片麻岩与斜长角闪岩组成，变质程度达角闪岩相，区域变质时代为 700~800 Ma，包括念青唐古拉岩群变质表壳岩系与变质深成体。

WNT 不同类型构造岩片之间都呈现出明显的断层接触关系。断层在平面上或呈线形展布，或呈弧形展布；绝大部分为逆冲断层，部分为具有显著走滑分量的斜逆断层。在地

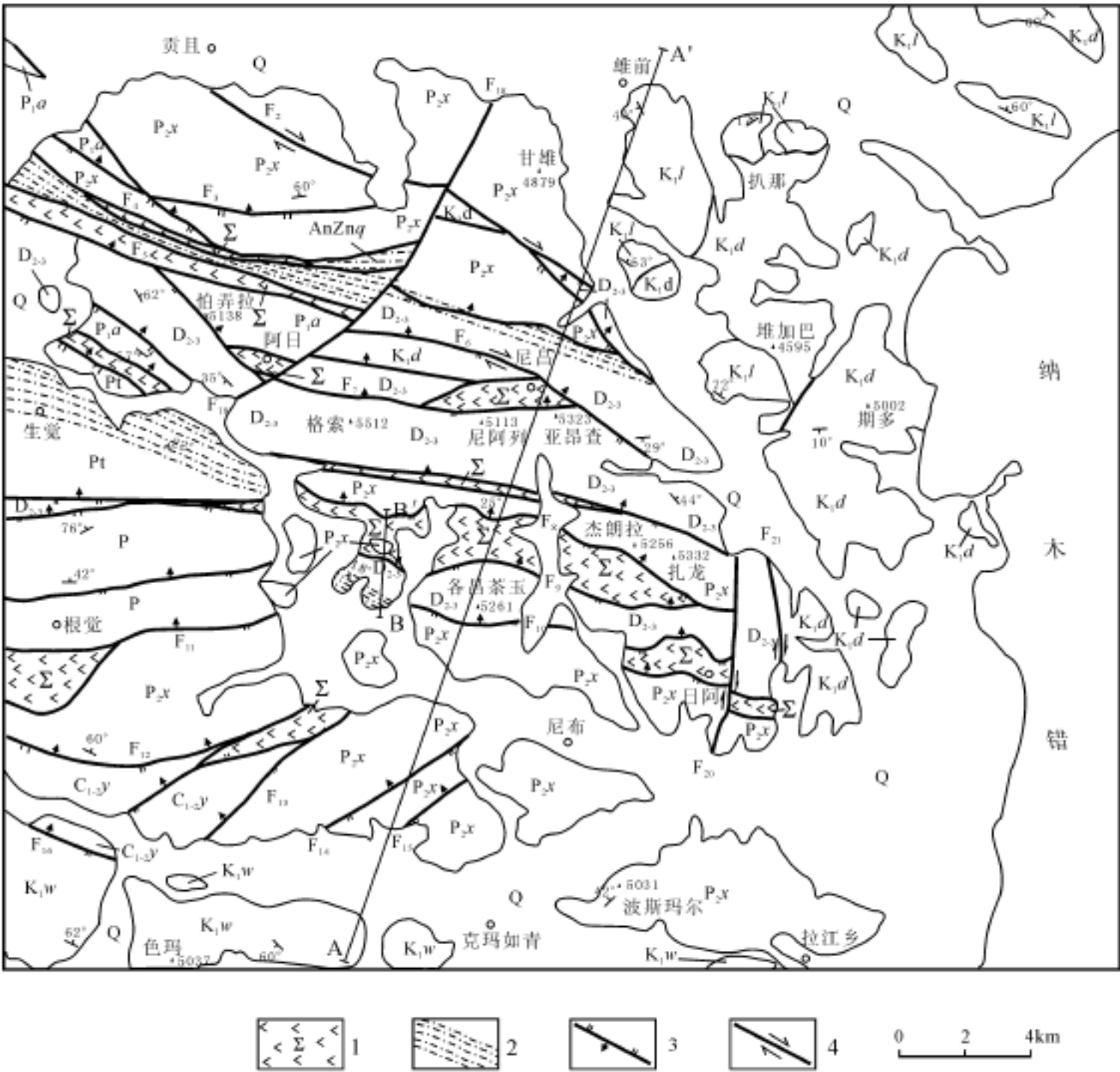


图 2-16 纳木错西岸区域构造图

Fig.2-16 Tectonic map of thrust system in west bank of Namco lake

1—蛇绿岩片；2—韧性剪切带；3—逆冲断裂；4—走滑断层。Q—第四系；K₂ l—上白垩统拉江山组紫红色碎屑岩；K₁ w—下白垩统卧荣沟组火山岩；K₁ l—下白垩统郎山组灰岩；K₁ d—下白垩统多尼组碎屑岩；P₂ x—中二叠统下拉组灰岩；P₁ a—下二叠统昂杰组碎屑岩；P—二叠系；C₁₋₂ y—中下石炭统碎屑岩；D₂₋₃—中上泥盆统查果罗玛组灰岩；Pt—前寒武纪变质岩

貌上，大部分断层都表现为 NWW—近 EW 向展布的构造洼地，形成规模不等的沼泽草地，并控制地表水系和温泉的空间分布。区域性主干断裂常与蛇绿岩片带紧密联系在一起。蛇绿岩常呈宽约数十米至 2000 m 不等、长约数百米至 14 km 的构造块体或构造透镜体断续分布于主干断裂带间，构成区域性 NWW 向蛇绿岩片带，如阿日蛇绿岩片带、尼昌蛇绿岩片带、生觉-各昌茶玉北侧蛇绿岩片带与日阿蛇绿岩片带（图 2-16）。在各昌茶玉-生觉构造带，发育复杂的构造变形：南部表现为强烈的韧性剪切变形，形成宽达 2~5 km 的 NWW 向糜棱岩带，由长英质糜棱岩、斜长角闪质糜棱岩与糜棱片岩所组成(图 2-17)，夹弱变形辉长岩透镜体与郎山组灰岩岩片（图 2-18a），糜棱岩片理总体倾向 N-NNE 向，

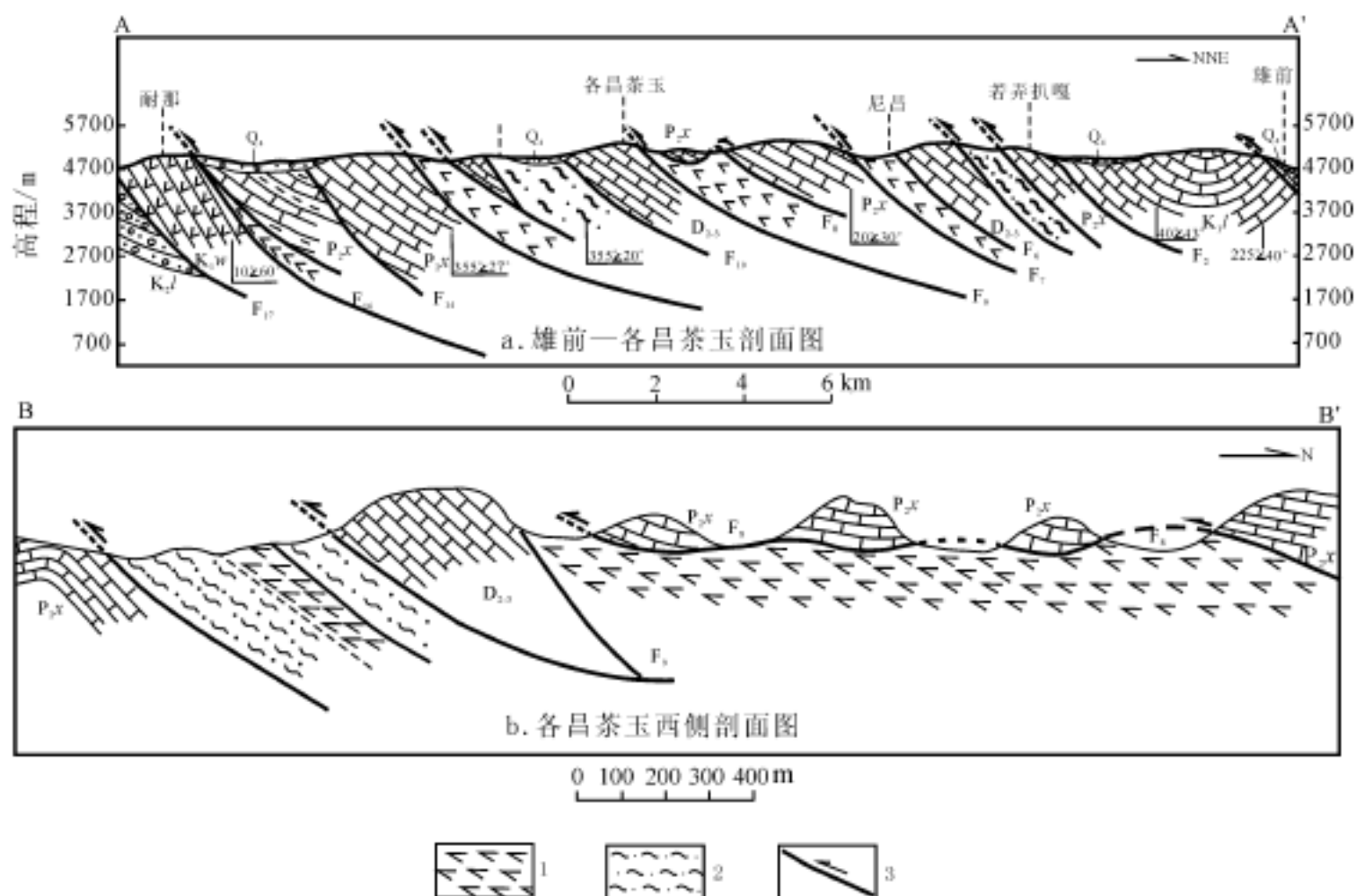


图 2-17 纳木错西岸构造剖面图

Fig.2-17 Cross-section of structures in west bank of Namco lake

1—蛇绿岩；2—糜棱岩；3—逆冲断裂；Q₄—全新统砂砾石层；K₂ l—拉江山组紫红色碎屑岩；K₁ w—卧荣沟组火山岩；K₁ l—郎山组灰岩；P₂ x—下拉组灰岩；D₂₋₃—查果罗玛组灰岩

倾角约 10°~25°，形成显著的拨丝构造；北部表现为宽达1000~2000 m的蛇绿岩片带，其顶面对应于近水平逆冲断层面，发育不同规模的飞来峰和构造窗（图 2-18b）。飞来峰主要由泥盆纪灰岩岩片组成，部分为多尼组碎屑岩岩片，宽约 50~150 m（图 2-18a、b、c、d）；构造窗主要由蛇纹石化蛇绿岩片带组成，宽约数十米到近千米（图 2-18）。在剖面上，绝大部分主干断层都表现为向北倾斜的逆冲断层，主断面倾角约 15°~30°（图 2-17），但部分断层倾角高达 40°~65°；向地壳深部，主断面倾角进一步变小，大部分断层都表现出铲形产状特点，向北汇聚于深部滑脱构造界面。

在纳木错逆冲推覆构造（WNT）南侧出露下白垩统火山岩和上白垩统拉江山组红层，北侧灰岩岩片、火山岩和红层之间均呈断层接触（图 2-16、2-17），可能属 WNT 前锋。在纳木错逆冲推覆构造（WNT）北侧，出露大面积下白垩统郎山组灰岩和多尼组碎屑岩，发育大量 NWW 向背斜、向斜和逆断层（图 2-2），与纳木错西岸主要逆冲断裂走向相同，应属 WNT 重要组成部分。

二、典型逆冲断层的地质特征

1. 玉日玛果-苦弄扒嘎逆冲断层带

玉日玛果-苦弄扒嘎断层带呈 NWW 向展布于纳木错西岸雄前乡南部，在玉日玛果一带自西邻申扎幅延入当雄幅 1:25 万测区，向 SEE 经那布查、索布拉到苦弄扒嘎进入第四

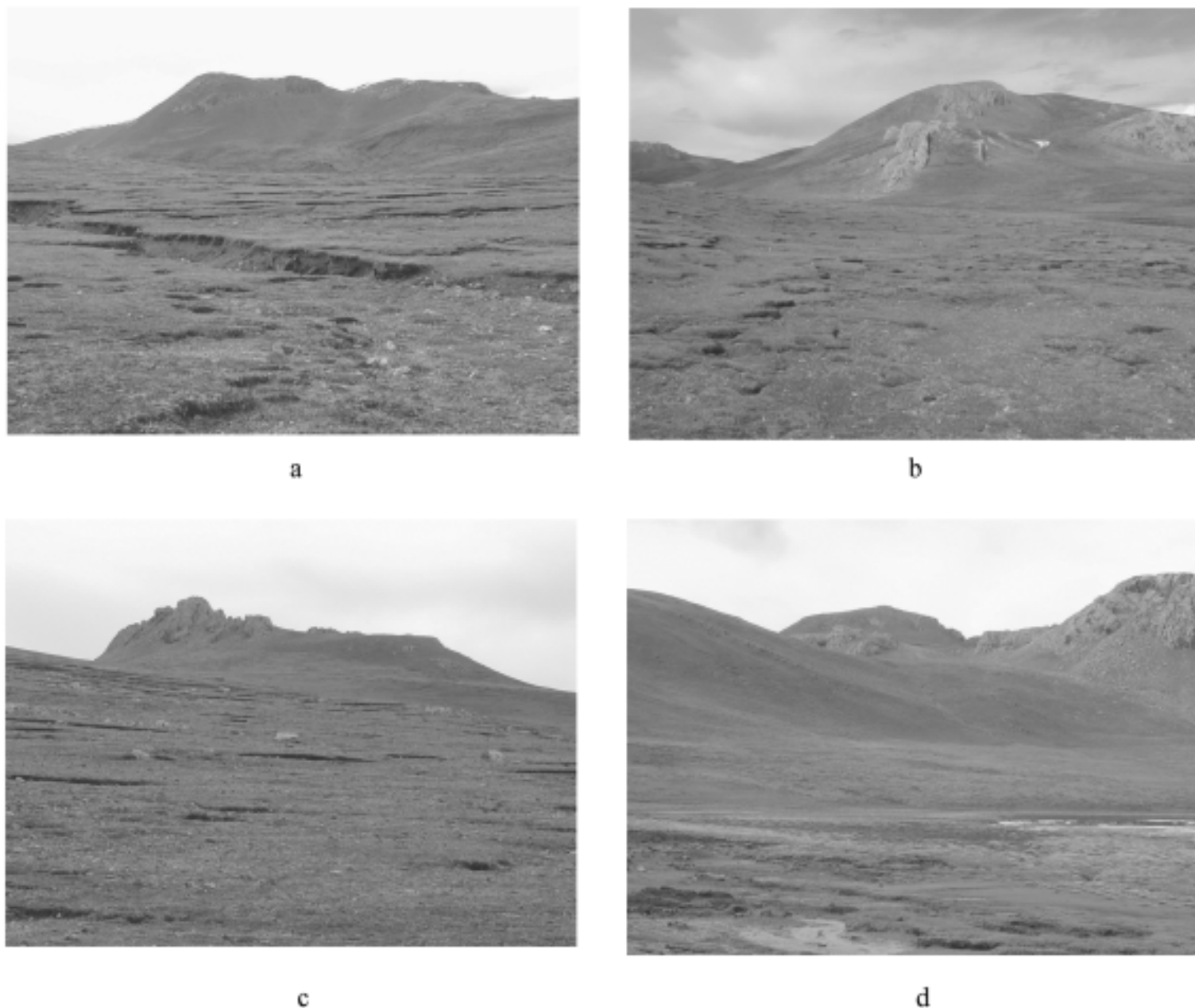


图 2-18 各昌茶玉西侧蛇绿岩顶部灰岩飞来峰

Fig.2-18 Exotic limestone of Permian thrust over Early-Middle Jurassic ophiolite in west of Namco lake

纪松散堆积物覆盖区 (图 2-2、2-16); 在测区出露长约 21.5 km, 断层带宽窄变化大, 最宽处达 4.0 km, 窄处约 400~500 m。玉日玛果-苦弄扒嘎断层带在测区主要由那布查断层 (F_2) 和俄弄怒布舍断层 (F_3) 2 条主干断层组成。2 条断层在苦弄扒嘎以西彼此分开, 相间排列, 向东则逐步合并为一。

(1) 那布查断层 (F_2)

那布查断层位于玉日玛果-苦弄扒嘎断层带北部, 西端被第四系覆盖, 从那布查起始, 向 SEE 经索布拉, 过苦弄扒嘎潜入第四系松散堆积物。断层平面上呈舒缓波状, 在地貌上均为负地形, 在那布查北西段表现为沟谷地貌, 在年果一带表现为线形山鞍部, 导致近 SN 向山梁右行扭动, 具有清晰的 ETM 线性遥感影像特征。测区出露长约 15 km, 宽 20~50 m。断层大部分区段发育在下拉组中, 在扎索布拉一带断层南盘出露少量多尼组, 在苦弄扒嘎一带断层北盘见少量查果罗玛组。断层面倾向 NNE, 倾角一般 $80^\circ \sim 85^\circ$, 局部地段断层近直立。

发育在下拉组与多尼组之间的断层面为主断面 (图 2-19)。主断面南北两侧平行排列的断层面为次级断层面, 产状与主断面基本相同, 且断层面多平整光滑, 常见“丁”字擦

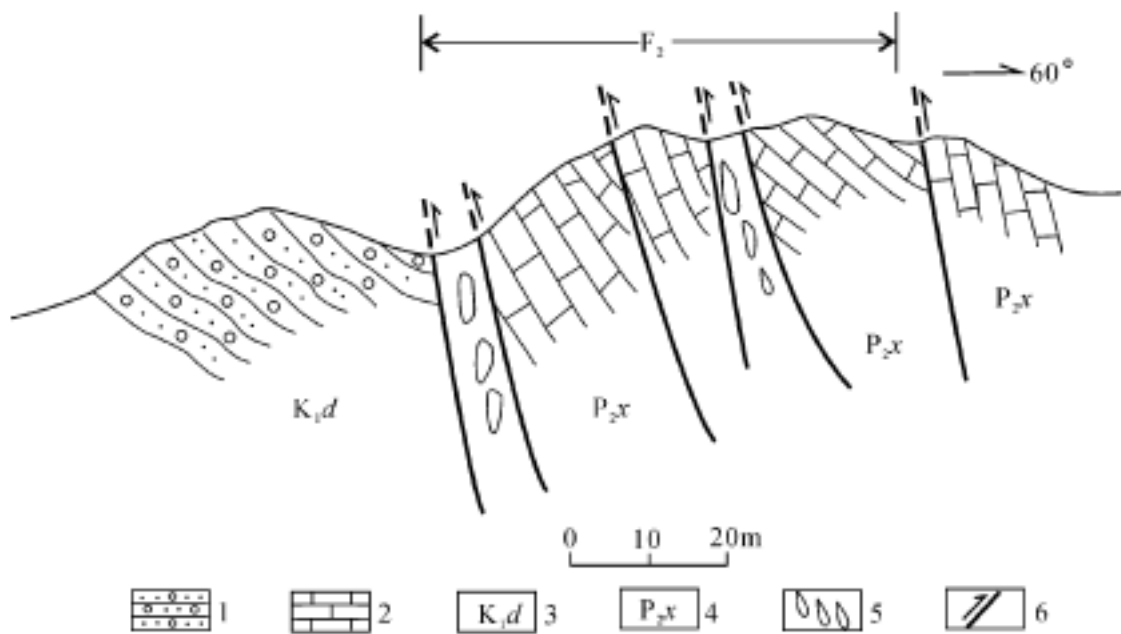


图 2-19 那布查断裂构造剖面图

Fig.2-19 Cross-section of Nabucha thrust fault in west of Namco lake

1—含砾砂岩；2—灰岩；3—多尼组碎屑岩；4—下拉组灰岩；5—构造透镜体；6—断层

痕和阶步，显示断层活动具压扭性质。断层破碎带发育构造角砾岩及挤压构造透镜体。构造角砾岩带多分布在断层破碎带北侧，宽度一般 3~4 m，角砾成分为白云岩化灰岩，棱角一次棱角状，砾径多为 2~5 m，钙质胶结，普遍遭受碳酸盐化和硅化。挤压构造透镜体带分布在断层破碎带南侧，宽 5~10 m，岩石被强烈挤压破碎，多呈透镜体状产出，透镜体长轴定向，呈叠瓦状排列，最大扁平面倾向 NE，与断层面大体平行。断层北盘（上盘）为下拉组及查果罗玛组，地层产状在宽达 2.5~3 km 地带基本向 N 倾斜，倾角 60°甚至更陡，为显著的地层陡立带，反映地层变形强度较大。断层南盘（下盘）的多尼组被半掩埋于北盘（上盘）之下，为被动盘。这些地质特征反映断层的挤压变形特点，断层具有由北而南逆冲运动性质。

在苦弄扒嘎一带，断层破碎带中断层面之间发育有次级张性和剪性节理。断层面走向 120°~125°，张性节理面走向 195°~200°，两者夹角 70°~75°，压剪性节理面走向 135°~140°，与断层面夹角为 15°~20°。显示断层晚期具有右行走滑特征，北盘向东运移，南盘相对向西运移。这些特征显示，那布查断层可能经历至少两期构造变形，早期为由北向南的高角度逆冲断层活动；晚期为右行走滑断层活动。

(2) 俄弄怒布舍断层 (F₃)

俄弄怒布舍断层位于玉日玛果-苦弄扒嘎断裂带中部，西起测区边界玉日玛果，向南东经查色、俄弄怒布舍到久穷色一带，并入那不查断层，测区出露长约 25.5 km。在查色北西一带断层走向为 320°；在查色以东断层走向为 275°。断层面倾向变化较大，由北西段至东段从 50°转到 5°，倾角 63°。断层通过地段在地貌上表现为沟谷、山鞍部及地形陡缓转折处，平面上呈向南西凸起的弧形。主断层面总体发育在晚二叠世下拉组中，在所布拉一带，断层北盘卷入少量早白垩世多尼组中。

沿断层走向发育断层破碎带，带宽约 150~180 m。主要由 3 部分组成，从南到北依次为：①碎裂岩带，宽约 60 m，岩石呈浅黄色、黄色，表面呈蜂窝状，具碎裂结构，块

状构造，硅化强烈，因而坚硬，原岩为泥粉晶灰岩；②糜棱岩化带—糜棱岩带，宽约 50 m，岩石呈灰红色、褐红色，局部发育小型尖棱褶皱及不对称褶皱，石英发生变形拉长，长轴定向，表现条纹状构造及流状构造；③碎裂岩带，宽约 70 m，岩石褐红色、褐黄色，岩石碎裂特征明显，砾石呈角砾状，被硅质、铁质胶结；碎裂岩带发育强烈硅化及碳酸盐化，原岩为泥粉晶白云岩。在碎裂岩带发育有后期叠加平直摩擦镜面，发育阶步和擦痕，产状倾向 N，与主断面锐角相交，指示上盘（北盘）从北向南逆冲。

综合各种地质观测资料，认为断层至少经历从张扭性到压剪性两期构造变形，由早期正断层逐渐演变为晚期高角度逆断层。

2. 俄弄下里舍逆冲断层带

(1) 空间位置与几何形态

俄弄下里舍逆冲断层带分布在班戈县雄前乡西南 13 km 处的阿日北侧。逆冲断层带自西向东延入测区，向 SE 方向经嘎龙垭、其布呈 NW—SE 方向延展，具有带状分布特征，长度大于 19 km，宽度约 0.7~2 km（图 2-2、2-16）。

(2) 结构与组成

俄弄下里舍逆冲断层带上盘由中侏罗世的蛇绿岩片（J_{2op}）和下拉组灰岩（P_{2x}）构成，为逆冲岩席。下盘由中侏罗世的蛇绿岩片（J_{2op}）和查果罗玛组（D₂₋₃[^]c）构成。逆冲断层带由嘎龙垭韧性变形带（F₅）和俄弄下里舍断层（F₄）组成（图 2-20）。

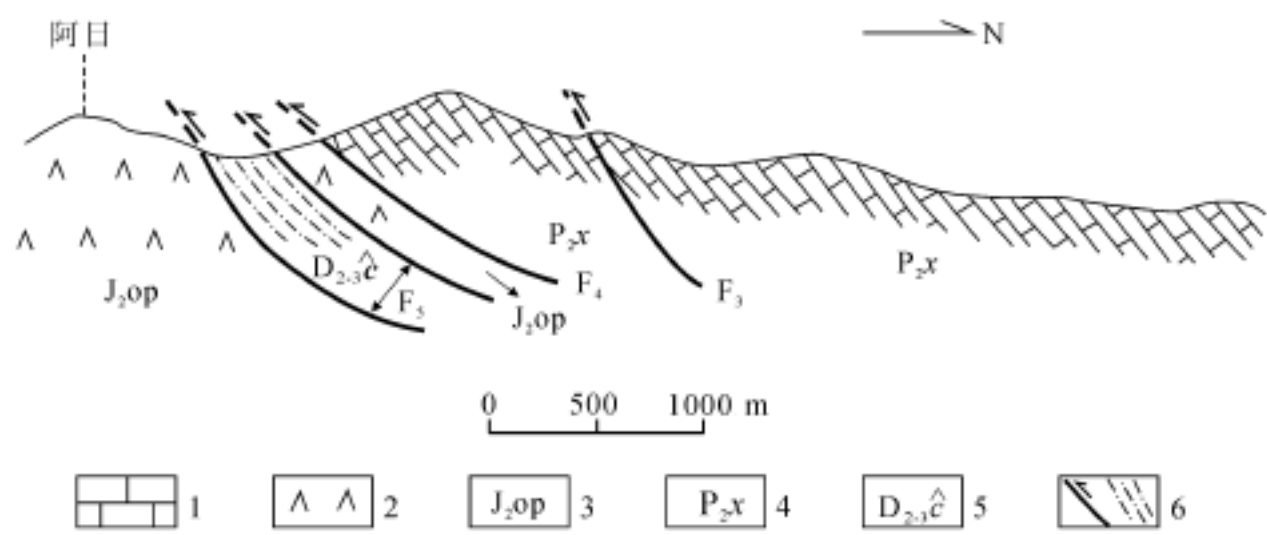


图 2-20 俄弄下里舍逆冲推覆断层素描图

Fig.2-20 Cross-section of Elongxialise thrust in west of Namco lake

1—灰岩；2—变质橄榄岩；3—蛇绿岩片；4—下拉组灰岩；5—查果罗玛组；6—逆冲断层、韧性剪切带

1) 上盘特征：上盘由中侏罗世的蛇绿岩片（J_{2op}）和下拉组（P_{2x}）组成，岩性分别是蚀变橄榄岩和灰岩。蛇绿岩片位于下拉组的下部，出露宽度约 150 m。其下以逆冲断层与查罗玛组（D₂₋₃[^]c）分界，其上与下拉组（P_{2x}）灰岩亦是以逆冲断层界定。蛇绿岩片属构造岩片，由于岩石变形和蚀变，橄榄岩颜色呈灰绿色，全晶质结构，片麻状构造，橄榄石被拉长，排列定向，形成条带状、片麻状构造，片麻理以高角度倾向 N，代表性产状为 20°∠75°；该构造岩片底部严重破碎，局部地段过渡为碎裂岩。下拉组分布在蛇绿岩片的上部，二者以逆冲断层分界；灰岩颜色呈灰白—褐红色，岩石较齐整，仅在下部见有轻

度碎裂现象。

2) 下盘特征: 下盘由查果罗玛组 ($D_{2-3}^{\wedge}c$) 和中侏罗世的蛇绿岩片 (J_{2op}) 组成, 相应岩性为灰岩和变质橄榄岩。查果罗玛组 ($D_{2-3}^{\wedge}c$) 分布在蛇绿岩片 (J_{2op}) 上部, 二者为断层接触关系, 其上与逆冲推覆断层上盘的变质橄榄岩以逆冲断层分界, 出露厚度约 350 m。原岩为灰岩, 已变形为糜棱岩; 总体色调呈灰白色, 具糜棱结构, 流状、片状构造。糜棱面理高角度 N 倾, 产状为 $20^{\circ}\angle 70^{\circ}$ 。蛇绿岩片 (J_{2op}) 伏于查果罗玛组 ($D_{2-3}^{\wedge}c$) 下部, 岩石为蚀变橄榄岩, 颜色呈米黄色, 呈透镜体状, 显叠瓦状定向排列, 最大扁平面倾向 N, 与主断面锐角相交。

3) 逆冲断层带组成: 逆冲断层带由 2 条断面组成, 由北而南为俄弄下里舍断层 (F_4)、嘎龙垭韧性变形带 (F_5)。俄弄下里舍断层 (F_4) 发育在蛇绿岩片 (J_{2op}) 与下拉组 (P_2x) 之间, 前者为断层下盘, 后者为断层上盘。沿断层发育破碎带, 宽约 15 m, 由碎石组成, 碎石形态为次棱角状, 大小一般 5~10 cm 之间, 成分以灰岩为主, 橄榄岩为辅。碎石未被胶结成岩。断层破碎带总体倾向 N, 上部略陡, 下部稍缓, 产状总体为 $10^{\circ}\angle 43^{\circ}$ 。

嘎龙垭韧性变形带 (F_5) 总体走向呈 NWW—SEE, 西起嘎龙垭, 向东经其布至苦弄扒嘎南侧, 出露长约 24 km。该韧性剪切带在其布努其一带被后期 NE 向断层切割、错移, 并被分为东西两段。西段主要发育在中侏罗世的蛇绿岩片 (J_{2op}) 之间所夹持的查果罗玛组 ($D_{2-3}^{\wedge}c$) 灰岩中; 东段多发育在查果罗玛组 ($D_{2-3}^{\wedge}c$) 及念青唐古拉岩群 (P_{tinq}) 中。除韧性变形带两侧出露少量碎裂岩及零星具定向构造的变质橄榄岩透镜体外, 主体由遭受韧性剪切变形的岩石组成, 宽约 260 m。强变形域内发育条带状强烈塑性变形的钙质糜棱岩, 弱变形域内则表现为顺层发育透入性的连续劈理带及片理化带。钙质糜棱岩具有明显的流状构造和拉伸线理; 显微观测发现方解石残斑沿 S 面理塑性拉长, 波状弯曲, 总体呈书斜式排列。在钙质糜棱岩中的剪切面理 C 面上测量方解石被定向拉长的长轴/短轴之比为 2:1~7:1, 形成拉伸线理。此外, 该韧性剪切带宏观变形组构发育, 常见顺层掩卧褶皱、无根勾状褶皱、S-C 组构及构造透镜体、石香肠构造。

顺层掩卧褶皱一般发育在韧性剪切带弱变形域, 边界多被强变形钙质糜棱岩限制。这类褶皱在野外露头多表现为枢纽倾伏角较大的倾伏褶皱, 位态、趋向、样式特征显示与后期褶皱变形无从属关系。褶皱轴面与限制界面的顺层韧性剪切带平行或近平行 (图 2-21A), 横截面形态多呈紧闭、同斜状。这类褶皱的规模及样式取决于卷入褶皱的岩层的变形习性。通常在平均韧性差较小的条带状灰岩中, 褶皱规模较小; 在韧性差较大的薄板状灰岩中, 褶皱规模较大。弱层形成的褶皱明显地表现出翼部减薄、转折端强烈加厚的特点。转折端形态较为简单, 多呈圆弧形及尖棱状, 局部还可见到无根勾状褶皱 (图 2-21C)。强层形成的褶皱转折端曲率较大且层系的协调性较好, 常表现为轴面与顺层韧性剪切带平行或呈锐角相交的同斜褶皱、紧闭褶皱等。在宏观标本尺度上可见明显的由透入性的 S 面理和彼此平行且具一定间隔的糜棱面理 C 构成的 S-C 组构 (图 2-21B), 多产于强变形域与弱变形域过渡地带, S 面理与 C 面理夹角一般小于 30° , 锐角指向 NWW—SEE。在 S-C 组构出露集中地带, 韧性剪切带内部出现集中和局部的高应变带, 整体呈现出非均匀变形变质特征, 反应带内岩石多沿平行岩石层理的 C 面理作透入性分层剪切滑移。另外, 该韧性剪切带弱变形域中发育粘滞型石香肠及构造透镜体 (图 2-21D), 横截面多呈透镜状、藕节状, 一般发育在韧性差较大的条带状灰岩、薄板状灰岩互层的层系

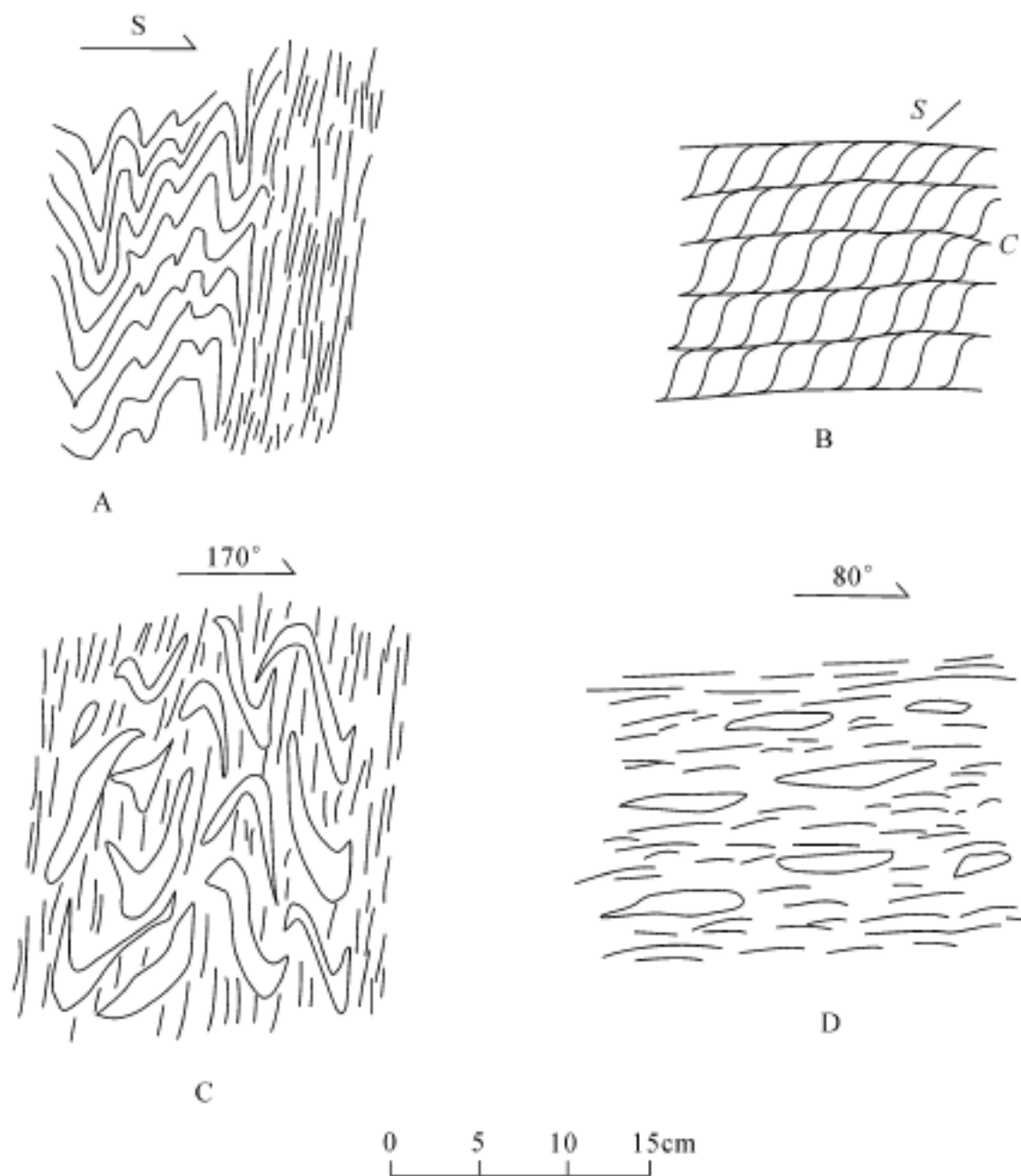


图 2-21 嘎龙垭韧性变形带宏观构造标志

Fig.2-21 Deformation of Galongya ductile shear zone in west of Namco lake

A—韧性剪切带及顺层掩卧褶皱素描图；B—面理构造示意图；

C—韧性剪切带中无根勾状褶皱；D—韧性剪切带中构造透镜体

中，石香肠和构造透镜体之间由顺层发育的钙质糜棱岩构成。

综上所述，俄弄下里舍逆冲推覆断层带主要由两条主干逆冲断层组成；主要断层破碎带倾向 N，倾向有上陡下缓趋势，具显著的自北向南的逆冲推覆运动特征。

3. 嘎弄-尼弄断层带

嘎弄-尼弄断层带位于纳木错西岸，规模大、延伸远，西端由区外进入嘎弄一带，向南东经阿日、阿木角、塔弄拉到普茶苦拉，东端在尼弄一带潜入纳木错湖区，出露长度大于 29.5 km。该断层带在测区主要由阿日断层（F₆）、格索断层（F₇）、加朗拉断层（F₈）、各昌茶玉断层（F₉）及塔弄断层（F₁₀）组成，分布在 3.0~7.5 km 宽度范围内。在剖面上，5 条断层组合成断层面向 N 倾的叠瓦式构造，并被后期 NNE 向及近 SN 向小规模平移断层所切割错移（图 2-2、2-16）。

(1) 阿日断层（F₆）

阿日断层位于嘎弄-尼弄断层带北部，西端由当雄幅 1:25 万图外延入测区，经嘎弄向南东至拉白将完一带分成两条断层，再向东到尼昌后再次合并为一条断层，转向 SE 延伸至塔嘎一带；测区出露长约 23.5 km；平面上整体似一个向北凸起的大透镜体形态，出露最宽处约 1.5 km，向两端变窄至 30~50 m。沿断层通过处多发育负地形，大部分区段为由陡变缓的转弯地貌，只在尼昌北东一线为沟谷和山鞍地形，断层地貌特征明显。从阿日-尼昌-塔嘎在 ETM 图片上线性影像特征明显，且其南北两侧色调及影纹特征亦不一致。北侧地质体呈浅亮黄色调，具条带状影纹特征；南侧地质体呈黄绿色调，具细脉状影纹，并发育树枝状水系。

该断层走向 $295^{\circ}\sim 320^{\circ}$ ，倾向 NE $25^{\circ}\sim 50^{\circ}$ ，倾角一般 $20^{\circ}\sim 25^{\circ}$ 之间。沿断层发育断层破碎带，宽约 35~40 m，由碎裂岩和碎粉岩组成。断层在拉白将完山峰北侧以西地段，上盘为蛇绿混杂岩岩片 (J_{2op})，下盘为查果罗玛组 ($D_2-3^{\wedge}c$)，在拉白将完北侧往东至其布努其 NE 向断层 (F_{18}) 之间，其上下两盘均为蛇绿混杂岩岩片；在亚昂查往西至 F_{18} 断层，上盘为查果罗玛组，下盘为多尼组；在亚昂查往 SE 至塔嘎段，断层上下盘均为查果罗玛组。在塔弄一带，断层破碎带中发育灰岩挤压透镜体，最大扁平面与主断面锐角相交，显示具由北向南的逆冲性质。在拉白将完南西侧发育轴面与本断层呈锐角相交的短轴褶皱，枢纽产状 $136^{\circ}\angle 33^{\circ}$ ，轴面产状 $218^{\circ}\angle 78^{\circ}$ 。两盘近断层处与断层面斜交或平行的次级破裂面上发育近水平擦痕，侧伏角倾向 NE，倾角很小。这些资料反映该断层经历早期逆冲推覆作用后，晚期又遭受右行走滑或剪切滑移。

(2) 加朗拉断层 (F_8)

加朗拉断层夹持于阿日断层与塔弄断层之间，并与它们大致呈平行展布。断层西端在加朗拉一带向北西延入第四系覆盖区，向东经塔弄拉南侧到杰朗拉一带被 SN 向平移断层错断。断层通过处表现为线性沟谷及线状陡坎地貌特征，沿着山体与山麓分界处展布，平面形态呈蛇曲状；在 ETM 遥感图像上，断层具有明显的线性影像特征，南北两侧色调及影纹特征均不一致。断层长约 12.5 km，走向约 285° ，断层面舒缓波状 (图 2-22)，倾向北北东，倾角一般 $35^{\circ}\sim 45^{\circ}$ 。

沿断层出露断层破碎带，发育在下拉组 (P_2x) 与蛇绿混杂岩岩片之间 (图 2-23)，宽 15~22 m。断层破碎带由南向北、由底到上分为：①构造透镜体带，宽 10~15 m，透镜体由蛇纹石化橄榄岩组成，小者长轴 7~15 cm，大者长轴 5~7 m，最大扁平面倾向北，与主断层面锐角相交，指示上盘由北向南逆冲运动特征；②碎裂岩带，宽 5~10 m，由灰岩砾石构成，岩石强烈破碎，与上盘发育的压剪性次级破裂面群呈渐变过渡关系。次级剪裂面平整光滑，呈镜面状，发育擦痕，倾向 NE，代表性产状为 $45^{\circ}\angle 65^{\circ}$ ，与主断面呈锐角相交，亦显示上盘具有由北向南的逆冲推覆性质；上盘下拉组 (P_2x) 由北向南逆掩推覆在蛇绿混杂岩岩片之上，局部地段下拉组灰岩呈飞来峰的形式覆盖在蛇绿混杂岩之上。

(3) 塔弄断层 (F_{10})

塔弄断层位于纳木错西岸，西起于弄龙卡尔，向南东至弄嘎雄，经塔弄向东至尼弄一带。断层西端被第四系覆盖，东端潜没于纳木错湖区 (图 2-2、2-16)。断层长度大于 22.0 km，宽度不一，一般 50~80 m。断层平面形态呈现曲率较大的波状弯曲，北西段走向 320° ，倾向 50° ，倾角较陡；东段近 EW 走向 285° ，倾向 15° ，倾角 $17^{\circ}\sim 30^{\circ}$ 。断层通过处多形成负地形或宽阔沟谷，常形成对头水系，如以加朗拉为界形成西北部弄嘎雄水系和

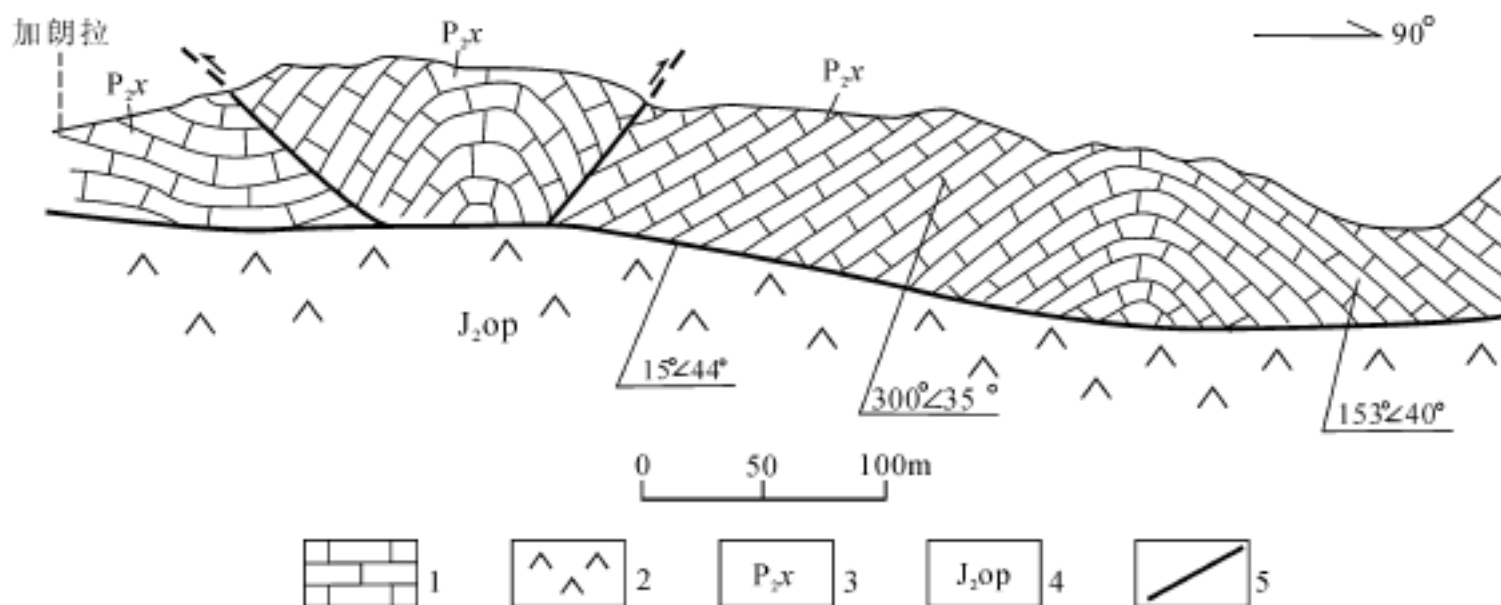


图 2-22 加朗拉-杰朗拉逆冲断层断面素描图

Fig. 2-22 Cross-section of Jialongla-Jielanla thrust in west of Namco lake

1—灰岩；2—基性-超基性岩；3—下拉组灰岩；4—蛇绿混杂岩岩片；5—断层

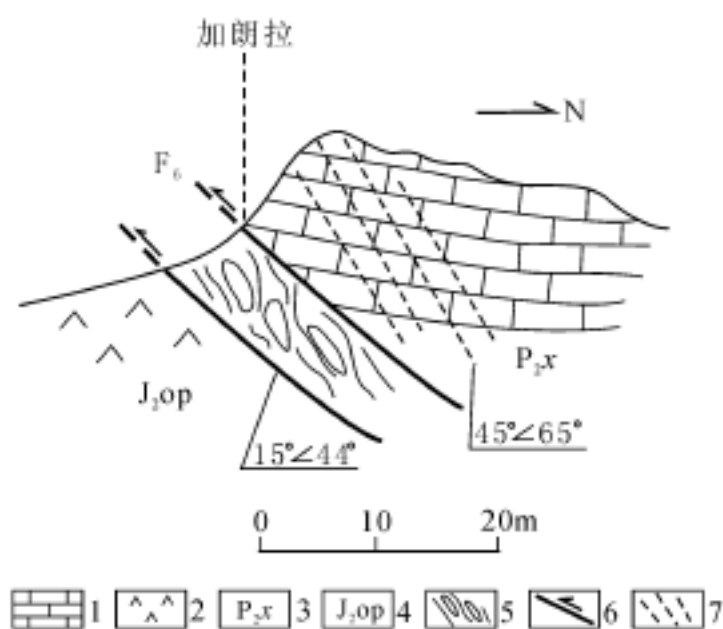


图 2-23 加朗拉-杰朗拉逆冲断层剖面素描图

Fig. 2-23 Deformation of Jialongla-Jielanla thrust in west of Namco lake

1—灰岩；2—基性-超基性岩；3—下拉组；4—蛇绿岩片；5—构造透镜体；6—逆冲断层；7—次级破裂面

南东部甲布穷水系。在各昌茶玉南侧，发育有断层崖、断层三角面地貌。在 ETM 遥感图像上，断层线性影像特征明显，南北两侧色调、影纹特征均不一致；断层北侧呈亮黄色，斑块状影纹特征及星点状水系；断层南侧呈浅黄绿色调细条纹状影纹。塔弄断层与各昌茶玉断层、杰朗拉断层共同组合成叠瓦式逆冲断层系统（图 2-24）。

塔弄断层在怕弄一带上盘为查果罗玛组 ($D_2-3^{\wedge}c$)，下盘为下拉组 (P_2x) 及蛇绿混杂岩岩片 (J_2op)；从塔弄至尼弄区段，断层北盘（上盘）出露查果罗玛组 ($D_2-3^{\wedge}c$)；南盘（下盘）由西向东依次出露蛇绿混杂岩岩片 (J_2op)、下拉组 (P_2x) 和蛇绿混杂岩岩片 (J_2op)。断层通过处发育断层破碎带，在塔弄一带断层破碎带宽约 80 m，从南向北依次

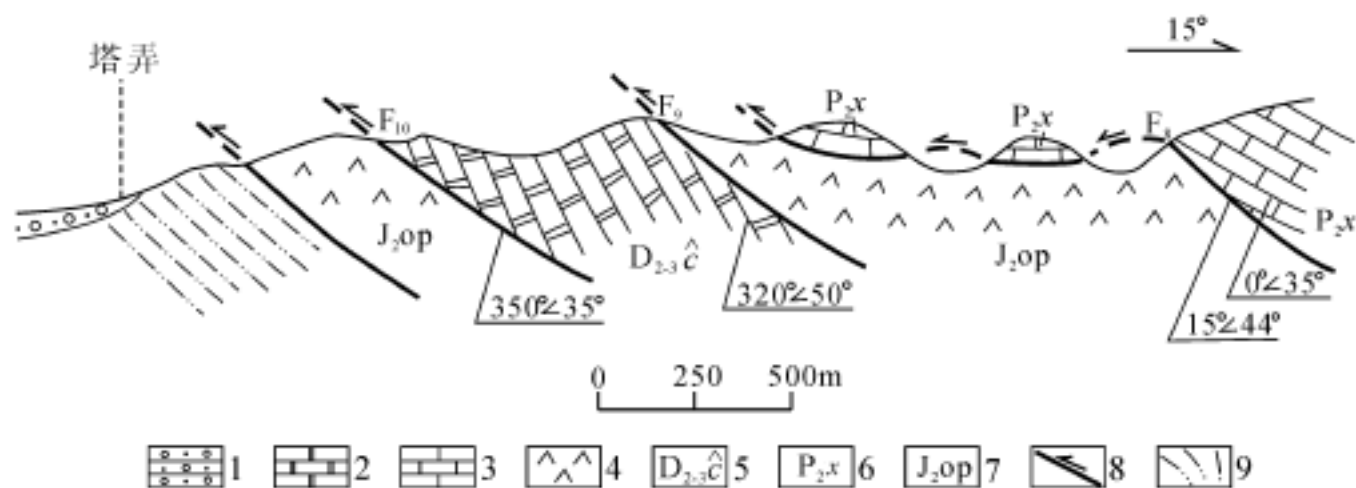


图 2-24 塔弄-塔弄拉叠瓦式逆冲断层构造剖面图

Fig.2-24 Cross-section of Talong-Talonla thrust in west of Namco lake

1—第四系松散堆积物；2—白云岩化灰岩；3—灰岩；4—基性-超基性岩；5—查果罗玛组；
6—下拉组；7—蛇绿岩片；8—逆冲断层；9—韧性剪切带

为：①挤压透镜体带，宽约 20 m，岩石呈绿色、深灰绿色，主要由蛇纹石化橄榄岩组成，透镜体大小不一，略具定向，最大扁平面倾向 N，与主断面锐角相交；该带绿泥石化、绿帘石化蚀变强烈；②碎裂岩带，宽约 25~30 m，带内岩石多碎裂成巨大块体，岩石层理的连续性消失，代之以发育两组次级破裂面，张性破裂面产状 $10^\circ \angle 15^\circ$ ，压剪性破裂面产状为 $195^\circ \angle 70^\circ$ ，指示上盘由北向南逆冲推覆；③邻近碎裂岩带北侧查果罗玛组中发育有小型双重构造（图 2-25）及菱形劈理化带，宽约 30 m，共轭方解石脉发育，碳酸盐化强

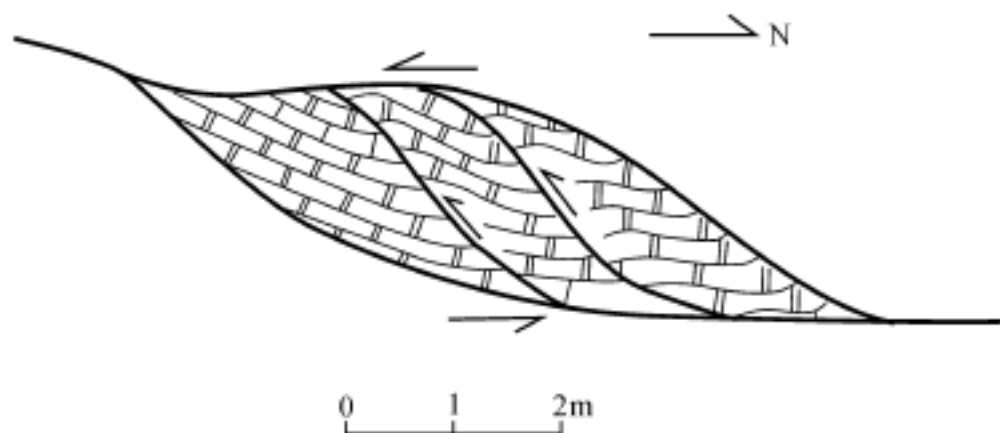


图 2-25 塔弄断层上盘查果罗玛组中的小型双重构造

Fig.2-25 Double thrust of Devonian Chaguoluoma formation in hanging wall of Talong fault

烈。在各昌茶玉山峰南侧，主断面上盘查果罗玛组中发育小型叠瓦状逆冲断层系及冲隆构造（图 2-26）；下盘下拉组局部地层倒转，并发育有小型倒转向斜，向斜轴面 N 倾并与主断面呈锐角相交。在断层东端 5027 高程点南侧，断层破碎带主要由碎裂岩系组成，上盘为查果罗玛组，地层变形到冲隆的几何形态（图 2-27），特征为冲隆顶部较宽平，是个陡缓起伏不大的面，冲隆前翼地层走向与逆冲方向直交，倾向与逆冲方向一致，倾角略陡。冲隆后翼与冲隆前翼倾向相反，倾向与逆冲方向相反，倾角略缓。

综合上述资料,塔弄断层在平面上显示为曲率较大的蛇曲形态;在剖面上呈现逆冲推覆性

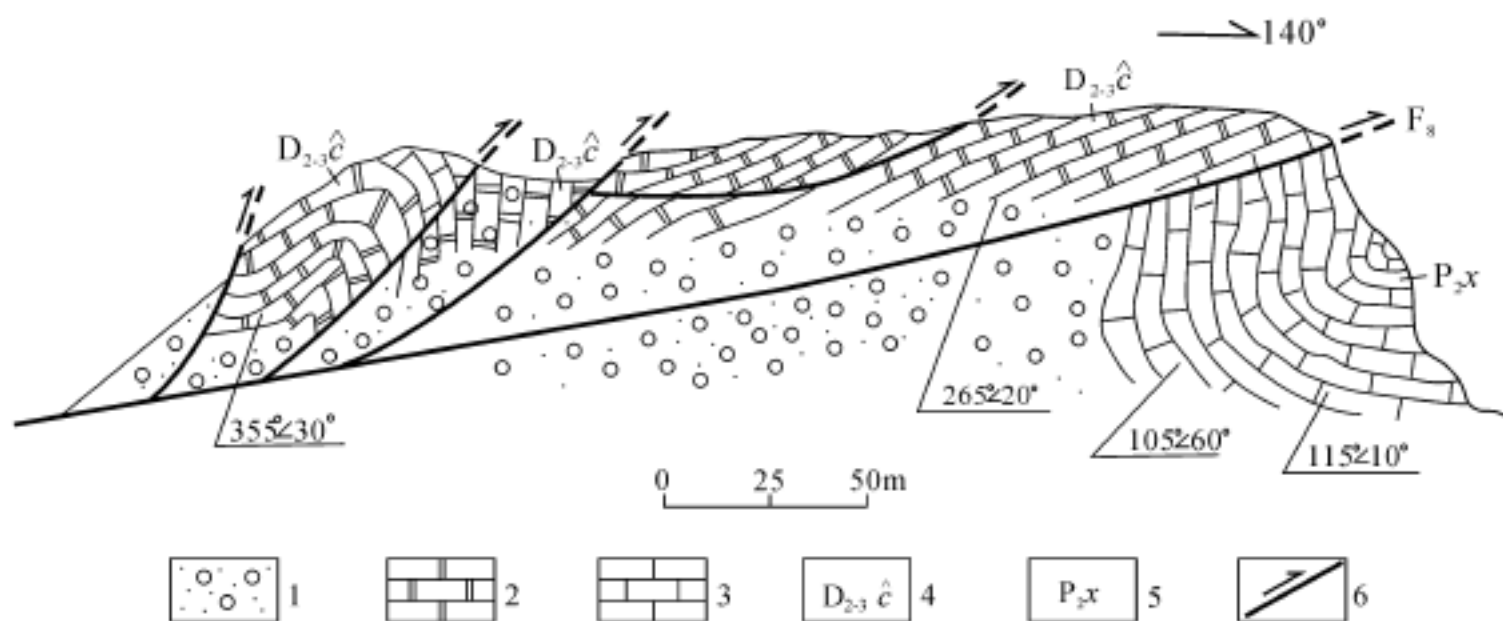


图 2-26 各昌茶玉南侧逆冲断层剖面素描图

Fig.2-26 Cross-section of thrust in south of Gechangchayu Mts. in west of Namco lake

1—断层破碎带；2—白云岩化灰岩；3—灰岩；4—查果罗玛组；5—下拉组；6—逆冲断层

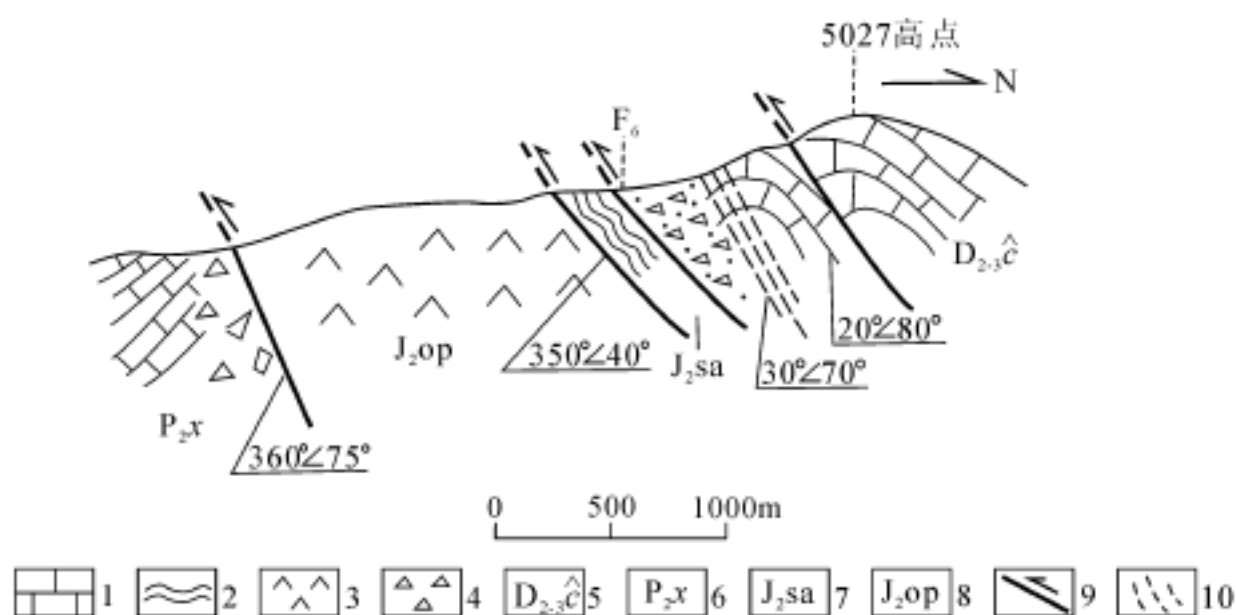


图 2-27 高程点 5027 南侧断层破碎带剖面素描图

Fig.2-27 Cross-section of thrust fault in Peak 5027 in west of Namco lake

1—灰岩；2—页岩；3—基性-超基性岩；4—碎裂岩；5—查果罗玛组；6—下拉组；7—硅质泥质岩片；
8—蛇绿岩岩片；9—逆冲断层；10—次级破裂面

质。断层上盘为查果罗玛组($D_{2-3}c$)外来岩席,由北向南发生逆冲推覆运动;断层下盘为中二叠统下拉组(P_2x)及中侏罗世蛇绿混杂岩岩片(J_{2op}),被查果罗玛组($D_{2-3}c$)岩片逆掩覆盖。

三、空间分布与形成时代

1. 区域分布与影响氛围

沿构造走向,纳木错逆冲推覆构造(WNT)向NW方向经果忙错延出测区,并在尼玛西侧与班公-怒江缝合带归并为同一构造带;向东延伸,经纳木错覆盖区,延入当雄盆

地北侧念青唐古拉山。在扎西多半岛, WNT 有明显显示, 导致下白垩统郎山组灰岩产状陡立, 形成断层破碎带和大量次级逆冲断层。在那根拉山口及东侧, WNT 表现为下拉组灰岩逆冲于上白垩统紫红色砂砾岩层之上, 形成韧性逆冲断层带, 宽度达 1000~1500 m, 其中发育断层破碎带、构造透镜体和糜棱岩带 (图 2-2)。

垂直构造走向, 纳木错逆冲推覆构造 (WNT) 向北与多巴逆冲断裂、江错-伦坡拉盆南逆冲断裂、东巧-伦坡拉盆北逆冲断裂、安多北山逆冲断裂有机地组合在一起, 共同构成拉萨地块北部逆冲推覆构造系统 (NLT), 并可能向北延伸到双湖地区 (图 2-15)。这些区域性逆冲断裂控制古近纪 EW—NWW 向中小型山间河湖相沉积盆地如安多盆地、班戈盆地、伦坡拉盆地、多巴盆地的发育和分布。伦坡拉盆地和多巴盆地古近纪沉积了厚达千米的牛堡组、丁青湖组碎屑岩, 其中河流相沉积以紫红色砂砾岩系为主, 盆内和盆缘都发育大量逆冲断层, 属古近纪山前逆冲断裂。较大规模的盆缘断裂构造如伦坡拉盆地北缘断裂 (图 2-28a)、伦坡拉盆地南缘断裂 (图 2-28b) 和班戈盆地北缘断裂 (图 2-28c)。伦坡拉盆地北缘断裂主要表现为白垩纪灰岩逆冲于古近纪红层之上, 并使断层下盘古近纪地层发生比较强烈的褶皱变形; 伦坡拉盆地南缘断裂表现为志留纪中浅变质岩系逆冲于古近纪红层之上, 导致红层褶皱变形; 班戈盆地北缘断裂表现为侏罗纪灰岩、白垩纪碎屑岩与古近纪红层之间的逆冲推覆关系 (图 2-28c)。3 条盆缘逆冲断裂系主断面都倾向 N, 具有显著的自北向南逆冲运动特点, 与 WNT 具有相同的运动方向。在安多盆地北侧, 侏罗纪灰岩逆冲于古近纪红层之上, 形成飞来峰构造 (图 2-29)。安多、东巧蛇绿混杂岩特征也与纳木错西岸蛇绿岩相类似, 蛇绿岩片与角闪岩相区域变质岩、动力变质岩伴生; 如安多蛇绿岩与安多花岗片麻岩、糜棱片岩相伴生, 东巧蛇绿岩与东恰错群变质岩、糜棱岩相伴生 (Dewey et al., 1988; 邓万明等, 1990), 说明控制蛇绿岩分布的主断裂带影响深度至少达到韧性剪切变形深度, 超过 10~15 km。

2. 深部延伸

沿德庆-班戈-伦坡拉走廊带的路线地质观测资料表明, WNT 向北延伸, 跨过班戈构造-岩浆带, 在班戈花岗岩南、北两侧形成大量 NWW 走向、向 N 倾斜的逆冲断裂, 在班戈岩体内部形成大量近 EW—NWW 向构造破碎带。向地壳深部, 各主要逆冲断裂倾角逐步变小, 汇聚于地壳深部构造滑脱带 (图 2-30)。据德庆-伦坡拉测线 MT 探测资料, 在拉萨地块北部中上地壳约 15~30 km 深度, 存在重要构造界面, 即上部高阻层与下部高导层分界面 (Wei et al., 2001)。地壳深部高导层向地壳表部延伸, 分别对应于纳木错西岸与东巧蛇绿岩片带, 表现为蛇绿岩、糜棱岩、构造片岩与中深变质岩组合, 富含具有高导电率的蛇绿混杂岩, 纳木错蛇绿混杂岩和东巧蛇绿混杂岩可能属上地壳高导层在地表的天然露头。在地壳深部 15~30 km 深度范围, 地壳高导层与高阻层分界面对应于逆冲断裂汇集组成的构造滑脱带, 称为拉萨地块北部逆冲推覆构造系统 (North Lhasa Thrust 或 NLT) (图 2-30)。该深部构造滑脱带与喜马拉雅地块 MHT 具有相近的产状特点和逆冲方向 (Hauck et al., 1998), 但组成与结构特点不尽相同。

3. 形成活动时代

为了测定纳木错逆冲推覆构造 (WNT) 发育时代, 在纳木错西岸 WNT 变质岩岩片和韧

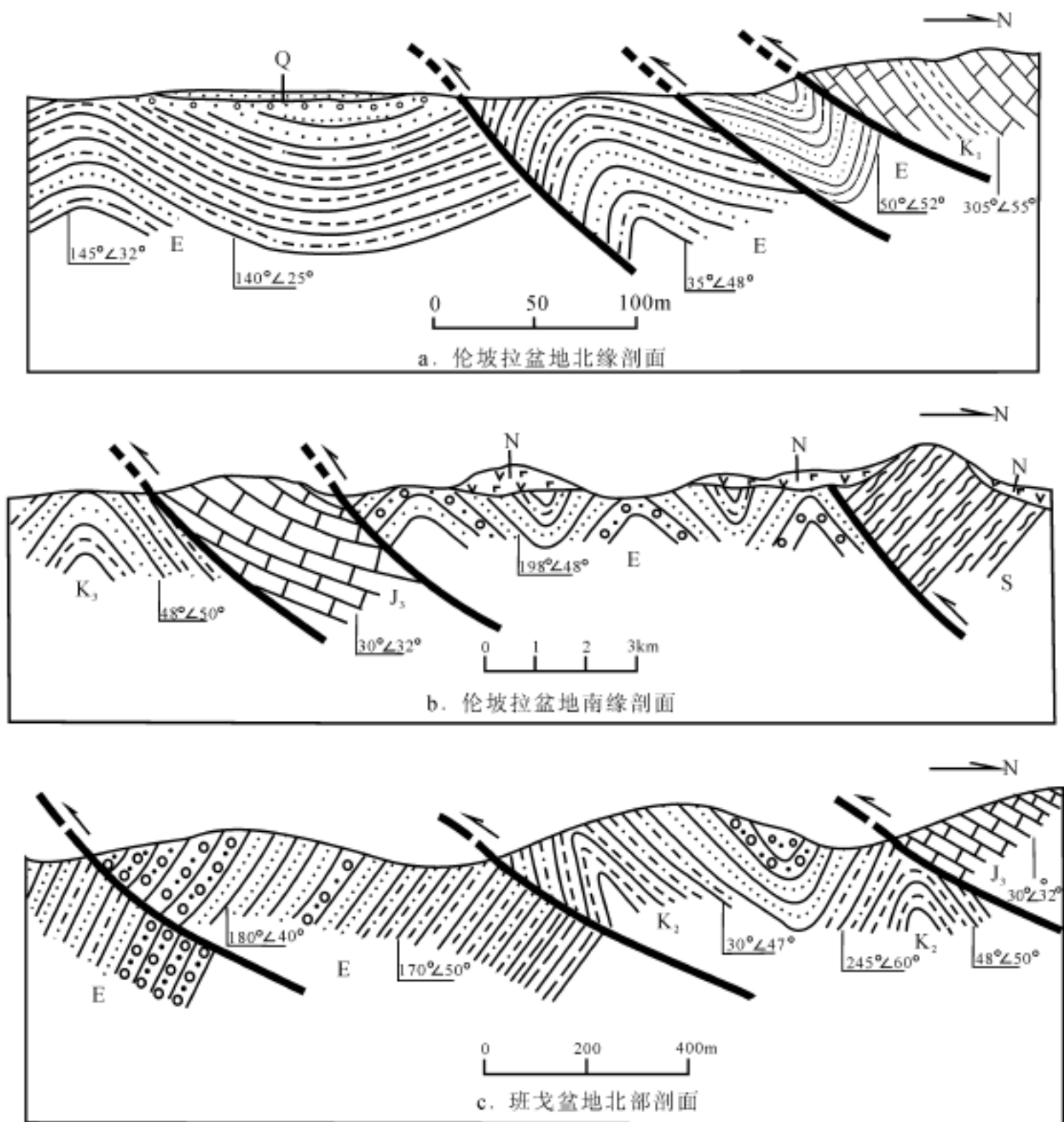


图 2-28 拉萨地块北部逆冲断层剖面图
Fig.2-28 Thrust faults in north Lhasa block

性剪切带糜棱岩取新鲜岩石样品,选取不同类型单矿物,分别作锆石 U-Pb、角闪石³⁹Ar-⁴⁰Ar、黑云母 K-Ar、斜长石³⁹Ar-⁴⁰Ar 和磷灰石裂变径迹测年,进而应用矿物对热年代学原理,分析区域构造热演化过程,确定逆冲推覆构造形成时代。将不同方法测年结果列于表 2-2。根据前人的实验资料,取锆石 U-Pb 法封闭温度为 $700 \pm 50^\circ\text{C}$ (Wagner et al., 1992),角闪石³⁹Ar-⁴⁰Ar 法封闭温度为 $500 \pm 25^\circ\text{C}$ (Steiger, 1992)、黑云母 K-Ar 法封闭温度为 $300 \pm 50^\circ\text{C}$ (Turner et al., 1976)、斜长石³⁹Ar-⁴⁰Ar 法封闭温度为 $250 \pm 20^\circ\text{C}$ (Harrison et al., 1979)、磷灰石裂变径迹法封闭温度为 $100 \pm 25^\circ\text{C}$ (Wagner et al., 1992)。地热增温率取大陆平均值,即 $30^\circ\text{C}/\text{km}$ 。据以上资料,作纳木错西岸变质岩中新世代热年代学演化曲线(图 2-31)。

表 2-2 纳木错西岸逆冲推覆构造带变质岩岩片年龄一览表

Table 2-2 Dating of different minerals from faulted rocks and mylonite in west Namco thrust

样品编号	岩 性	测试对象	测年方法	年龄/ Ma	备 注
P73JD35	斜长角闪岩	锆石	U-Pb	191 Ma	SHRIMP
P73JD2	斜长角闪岩	角闪石	³⁹ Ar- ⁴⁰ Ar	173.9±0.5 Ma	坪年龄
P73B23	十字石云母片岩	黑云母	K-Ar	144.4±2.2 Ma	
P73JD2	斜长角闪岩	斜长石	³⁹ Ar- ⁴⁰ Ar	109.4±0.5 Ma	主坪年龄
P73JD2	斜长角闪岩	斜长石	³⁹ Ar- ⁴⁰ Ar	30~60 Ma	次坪年龄
P73JD35	变质花岗岩	磷灰石	裂变径迹	44±5 Ma	峰值年龄



图 2-29 安多北山古近纪红层上的侏罗纪灰岩呈飞来峰（镜头向北）

Fig. 2-29 Jurassic limestone thrust over early Tertiary redbeds in north of Anduo

图 2-31 良好地反映了纳木错逆冲推覆构造（WNT）的形成演化过程。在 191～174 Ma, 纳木错西岸变质岩埋深由 23.3 km 抬升至 16.6 km, 抬升速度达 0.4 mm/ a; 温度自 700℃降低为 500℃, 温度降低速度为 12.8℃/ Ma, 属快速抬升时期, 对应于大量石炭纪—早二叠世地层逆冲于侏罗纪早期蛇绿岩套之上形成基性—超基性岩片和放射虫硅质岩岩片的时代。在 174～144 Ma, 纳木错西岸变质岩埋深由 16.6 km 抬升至 10 km, 抬升速度达0.22 mm/ a; 温度自 500℃降低为 300℃, 温度降低速度为 6.7℃/ Ma, 对应于比较快速的构造抬升过程, 属侏罗纪早期逆冲推覆构造运动的延续。在 144～60 Ma, 纳木错西岸变质岩埋深由 10 km 抬升至 7 km, 抬升速度约 0.038 mm/ a; 温度自 300℃降低为 200℃,

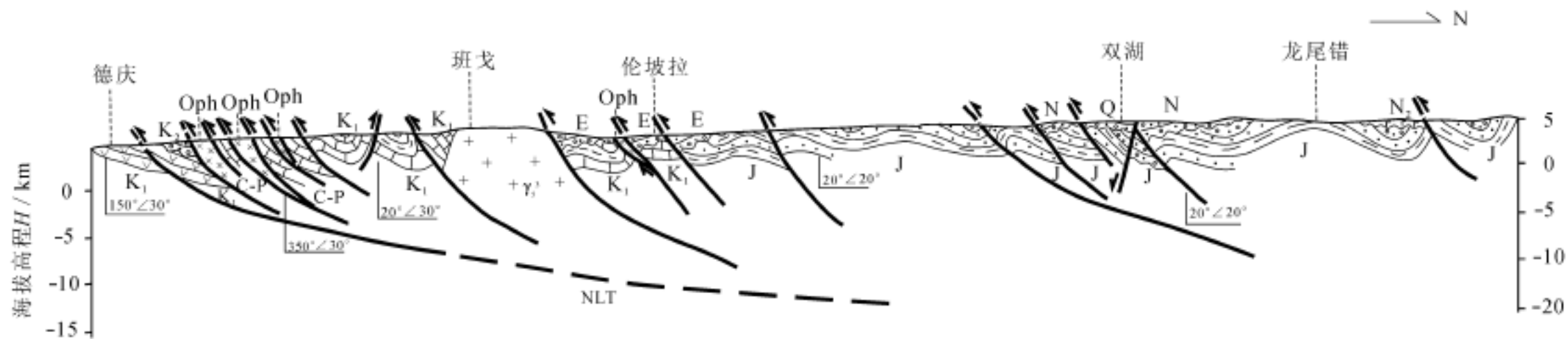


图 2-30 德庆—伦坡拉—双湖路线地质剖面图

Fig.2-30 Cross-section of Deqin-Lunpola-Shuanghu transect in central Tibet

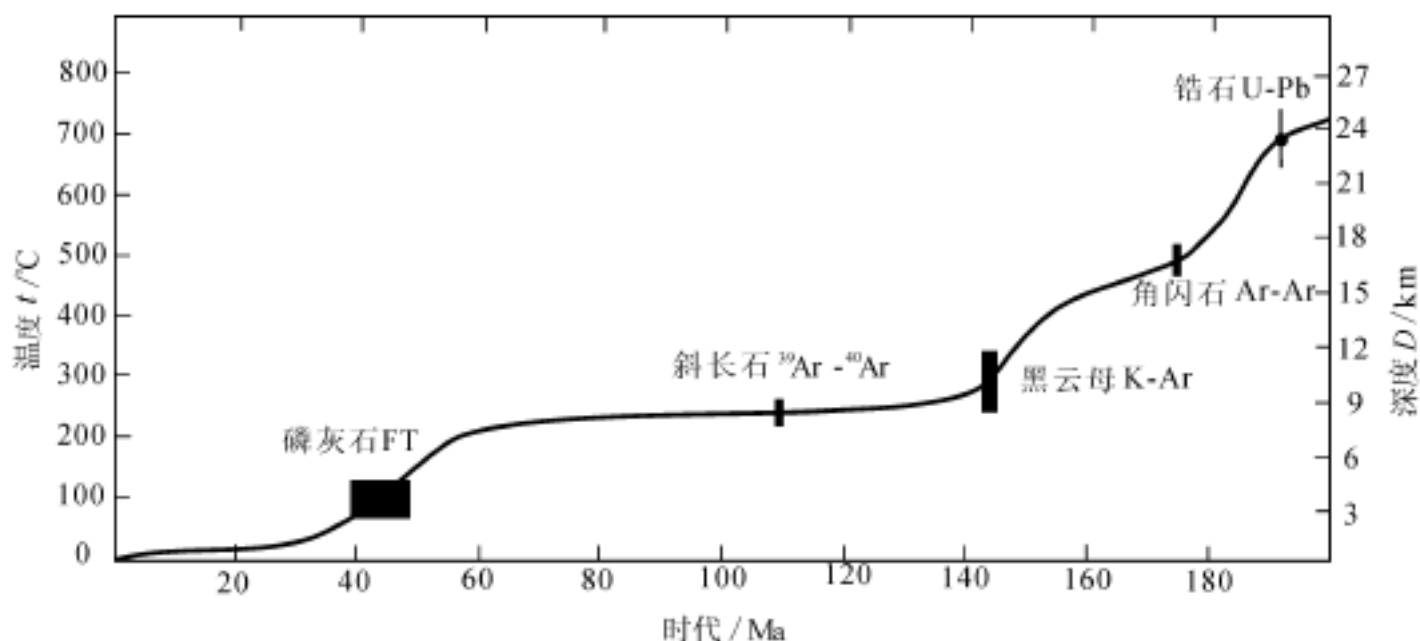


图 2-31 纳木错西岸逆冲推覆构造变质岩岩片热年代学演化曲线图

Fig. 2-31 Thermal-chronological diagram of mylonite and faulted rocks in West Namco thrust

温度降低速度为 $1.19^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ ，对应于相对稳定的缓慢抬升和缓慢降温过程。其间在 109.4 Ma, 发生一次区域性构造热事件，对应于晚白垩世新特提斯北洋盆沿班公-怒江缝合带俯冲导致的相对快速构造隆升过程。在 60~30 Ma (平均约 44 Ma)，纳木错西岸变质岩埋深由 10 km 抬升至 1 km，平均抬升速度约 0.2 mm/a ；温度自 200°C 降低为 30°C ，温度降低速度为 $6^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ ，对应于比较快速的构造抬升时期。该期构造热事件在区域上有广泛分布和良好地表显示，相关构造现象包括：①在纳木错西岸，早白垩世则弄群火山岩逆冲于晚白垩世拉江山组紫红色砂砾岩系之上 (图 2-17)；②在班戈盆地北侧，侏罗纪碳酸盐岩与白垩纪碎屑岩逆冲于古近纪红层之上 (图 2-28c)；③在伦坡拉盆地北缘，白垩纪地层逆冲于古近纪红层之上 (图 2-28a)；④在伦坡拉盆地南侧，志留纪变质岩系逆冲于古近纪牛堡组碎屑岩系之上，并与中新世火山岩呈角度不整合 (图 2-28b)；⑤在安多北山，侏罗纪灰岩逆冲于古近纪红层之上 (图 2-29)。这些事实反映拉萨地块北部在古近纪曾发生过大规模逆冲推覆构造运动，与喜马拉雅构造带主中央断裂 (MCT)、主喜马拉雅断裂 (MHT) 及冈底斯逆冲推覆系统 (GTS)、泽东-仁布逆冲推覆构造 (RZT) 形成时代相近。自 30 Ma 以来，纳木错西岸进入构造变形比较弱的相对稳定期，剥蚀夷平居主导地位，约 4.3 Ma 局部发生过构造热扰动。

综合以上资料，认为拉萨地块北部在侏罗纪早中期 (191~144Ma)、晚白垩世 (109.4 Ma) 和古近纪 (44 Ma) 发生过强烈的区域性逆冲推覆运动，形成纳木错逆冲推覆构造 (WNT) 和拉萨地块北部逆冲推覆构造系统 (NLT)。侏罗纪早中期 (191~144 Ma) 与晚白垩世 (109.4 Ma) 区域性逆冲推覆构造运动属新特提斯古大洋板块向南强烈俯冲消减所产生的断层仰冲运动，相继形成近 EW 向安多蛇绿混杂岩带、NWW 向那曲-东巧蛇绿混杂岩带、巴木错蛇绿混杂岩和 NWW 向纳木错-果芒错蛇绿混杂岩带，成为班公-怒江缝合带的不同组成部分。古近纪 (约 44 Ma) 逆冲推覆与古近纪早期特提斯洋沿雅鲁藏布江缝合带的北向俯冲消减和古近纪晚期印度大陆板块北向俯冲存在动力学成因联系。

第四节 旁多逆冲推覆构造

通过西藏当雄幅 1:25 万区域地质调查、构造剖面观测和专题研究，在拉萨地块中部念青唐古拉山脉东南侧的旁多山地，发现一个大型逆冲推覆构造，命名为拉萨地块中部逆冲推覆构造（MLT）（吴珍汉等，2001）。该构造规模巨大，向西自测区西南德庆南侧延伸出图幅向东经洛巴堆、洞戈、哈母，转向南东东，经墨竹工卡至松多后，继续向东延伸，长度超过 300 km，逆冲推覆构造作用影响范围南北宽达 50~60 km。测区只出露拉萨地块中部逆冲推覆构造中段，命名为旁多逆冲推覆构造，总体走向近 EW。旁多逆冲推覆构造主要由一系列规模大小不等、向 N 倾斜的叠瓦状逆冲推覆断层及相关各种样式的褶皱所叠置在一起的逆冲推覆褶皱体所构成（图 2-32）。

一、结构和组成

根据岩石地层组合、构造样式、构造要素组合和变形机制，把旁多逆冲推覆构造由南向北分为 4 个构造带：南部前缘挤压滑脱构造带；中部斜歪倒转褶皱-叠瓦状逆冲断层带、北部逆冲推覆岩席-高角度逆冲断层构造带（图 2-33）及后缘逆冲推覆构造。

1. 前缘构造带

旁多逆冲推覆构造系统前缘构造带主要指南部挤压滑脱构造带，属旁多逆冲推覆构造重要组成部分，主要分布在洞戈-哈母逆冲断层（ F_{50} ）以南的切玛—押昌—俄玛一带（图 2-2、2-32），由白垩纪林布宗组、楚木龙组，塔克那组、设兴组及古近纪帕那组构成。前缘构造带在俄玛—林周县城北侧一带出露最宽，构造变形强烈，构造要素发育齐全；向东西两侧延伸该构造带逐渐变窄，变形强度相对较弱。前缘构造带变形作用与洞戈-哈母逆冲断层运动和深部滑脱存在动力学成因联系。靠近洞戈-哈母逆冲断层构造变形强烈，构造样式复杂；远离洞戈-哈母逆冲断层向南，变形强度逐渐减弱。根据褶皱样式和构造要素组合特点，将前缘挤压滑脱构造带进一步划分为紧闭同斜褶皱带和直立宽缓褶皱带。

紧闭同斜褶皱带发育在洞戈-哈母逆冲断层（ F_{50} ）之下原地地质体中，主要由设兴组构成，在不同地段和不同岩性中紧闭同斜褶皱带宽度变化较大；在押昌—热玛一带，紧闭同斜褶皱带发育最宽，可达 1.5~2.0 km；向东、西两侧延伸，紧闭同斜褶皱带逐渐变窄，最窄部位只有几十米宽，表明洞戈-哈母逆冲断层在押昌—热玛一带对下盘地质体挤压最为强烈，沿断层走向向两端延伸逐渐变弱。在该构造带内发育有一系列紧闭同斜褶皱和不协调流动褶皱，大多数褶皱规模较小，轴面倾向北，一般北翼长南翼短，常与断面北倾的小型叠瓦状逆冲断层群相伴产出，显示出岩层由北向南逆冲滑移的特点。

直立宽缓褶皱带发育在紧闭同斜褶皱带的南侧，主要由白垩纪林布宗组、楚木龙组、塔克那组及设兴组组成，在俄玛—林周北侧一带发育最宽，一般可达 4.0~6.5 km，由一系列大型近 EW 向宽缓直立的背斜和向斜构成。

2. 中部构造带

旁多逆冲推覆构造系统中部构造带主要为斜歪倒转褶皱-叠瓦状逆冲断层构造带，发

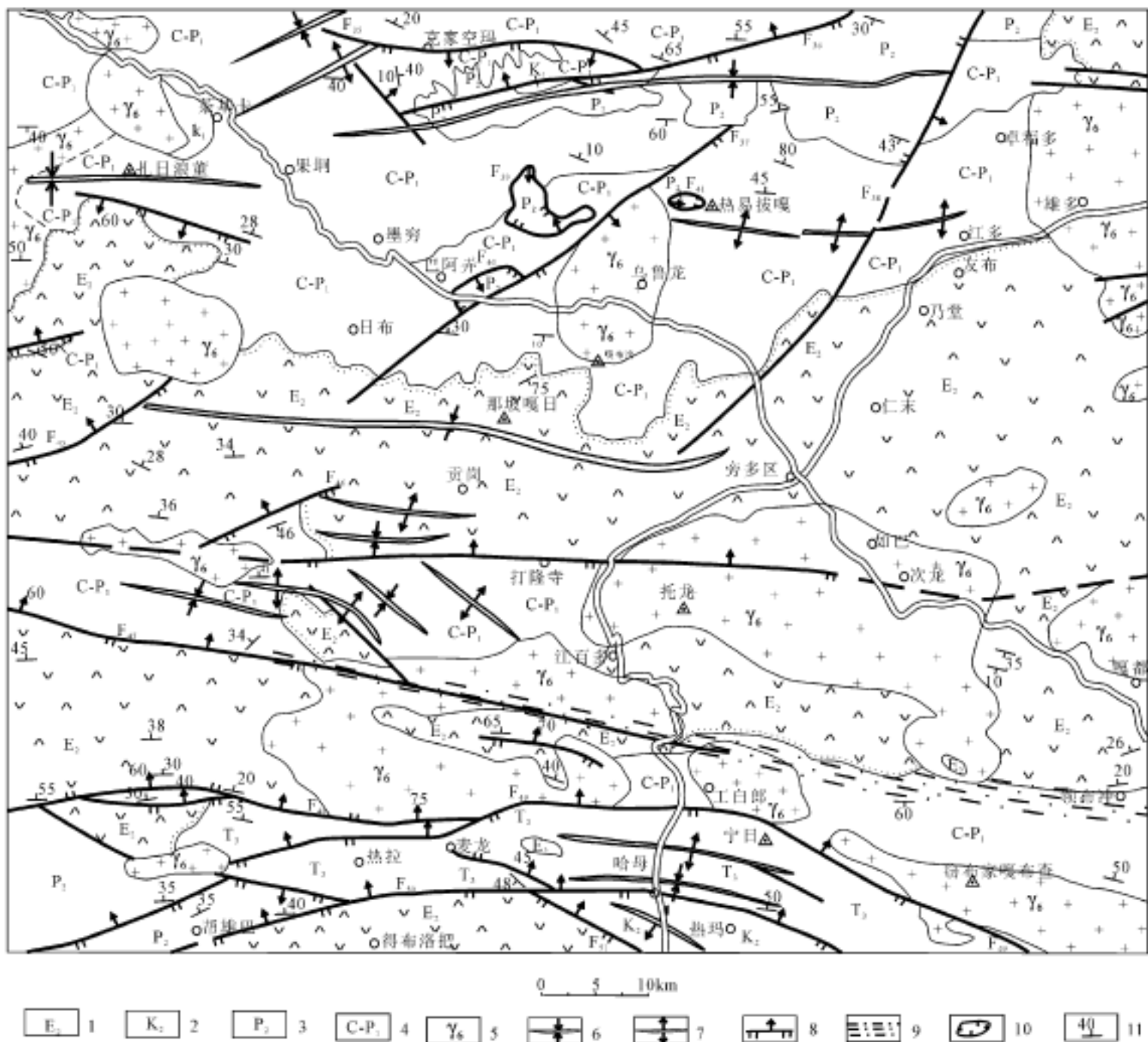


图 2-32 旁多逆冲推覆构造平面图

Fig.2-32 Tectonic map of Pangduo thrust in middle Lhasa block

1—古近系；2—上白垩统；3—上二叠统；4—石炭系—下二叠统；5—喜马拉雅期花岗岩；
6—向斜；7—背斜；8—逆冲断层；9—韧性剪切带；10—飞来峰；11—产状

育在洞戈-哈母逆冲推覆断层（F₅₀）以北、下拉逆冲断层（F₄₉）以南地带；出露宽度变化较大，在东部出露最宽可达 4.0~5.5 km，西部出露宽度为 6.0~10 km；主要由二叠纪洛巴堆组、三叠纪麦龙岗组及甲拉浦组构成，它们被推覆到白垩纪和古近纪地层之上。中部构造带的构造变形强烈，推覆滑动特点明显，发育有规模不等的斜歪倒转褶皱、平卧褶皱、箱状褶皱、叠瓦状逆冲断层和劈理等构造形迹（图 2-34）。聂苦日不规则倒转向斜是该带内规模较大的褶皱构造，向斜呈近 EW 方向展布，区内出露长为 18 km，宽为 2.0~3.5 km；核部由三叠纪麦龙岗组构成，其南翼被洞戈-哈母前锋断层切割，北翼被吓拉南侧次级高角度逆冲推覆断层所截。由于逆冲推覆作用改造，褶皱轴迹发生了扭动，由 EW 走向偏转为 NWW 走向，并且向斜北翼地层局部发生倒转，而在向斜中间部位地层没有

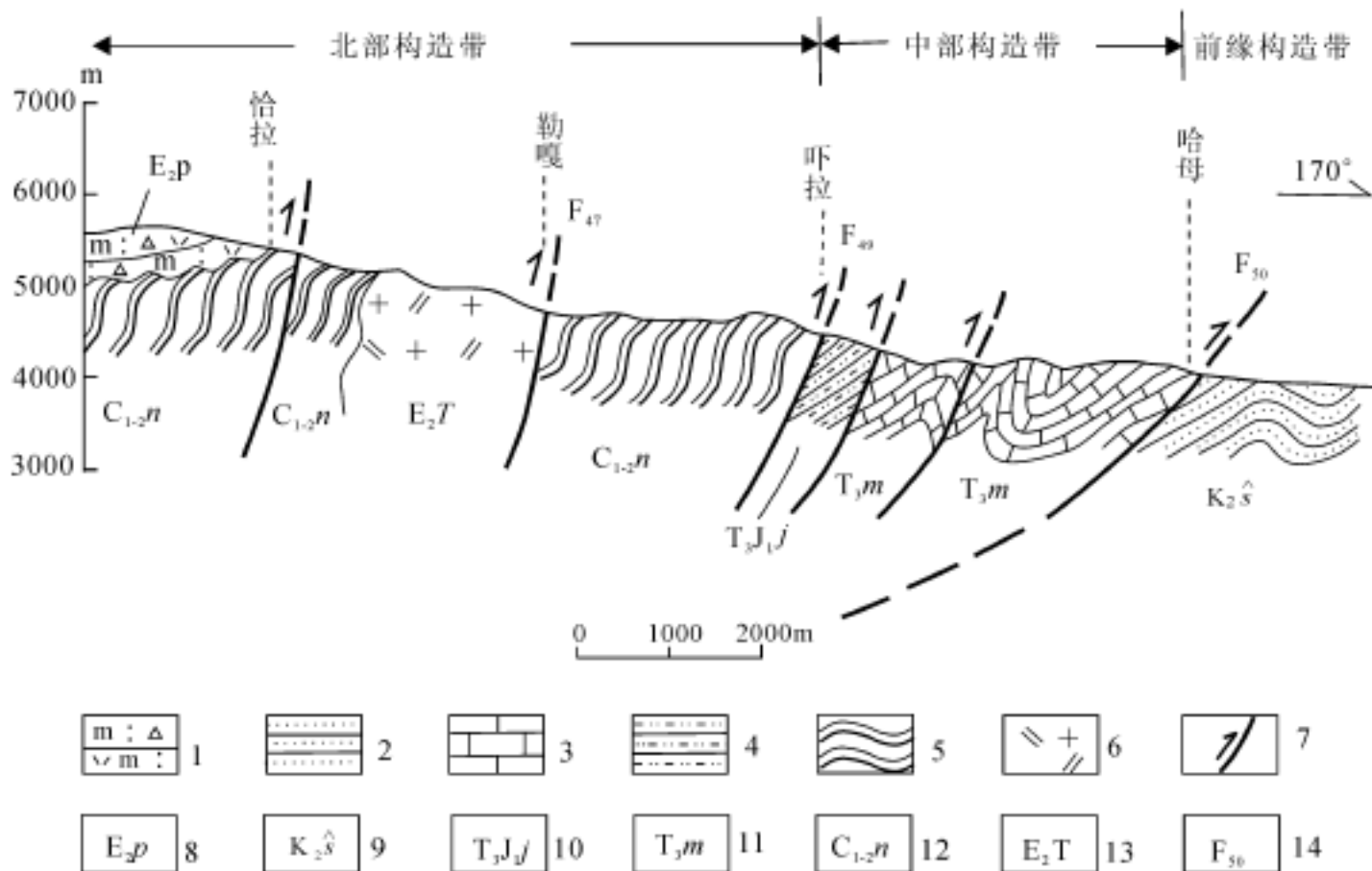


图 2-33 旁多逆冲推覆构造南部剖面图

Fig. 2-33 Cross-section of south Pangduo thrust in middla Lhasa block

1—含角砾熔结凝灰岩；2—砂岩；3—灰岩；4—泥质粉砂岩；5—板岩；6—二长花岗岩；7—逆断层；
8—古近纪帕那组；9—设兴组；10—甲拉浦组；11—麦龙岗组；12—诺错组；13—托龙单元；14—断层编号

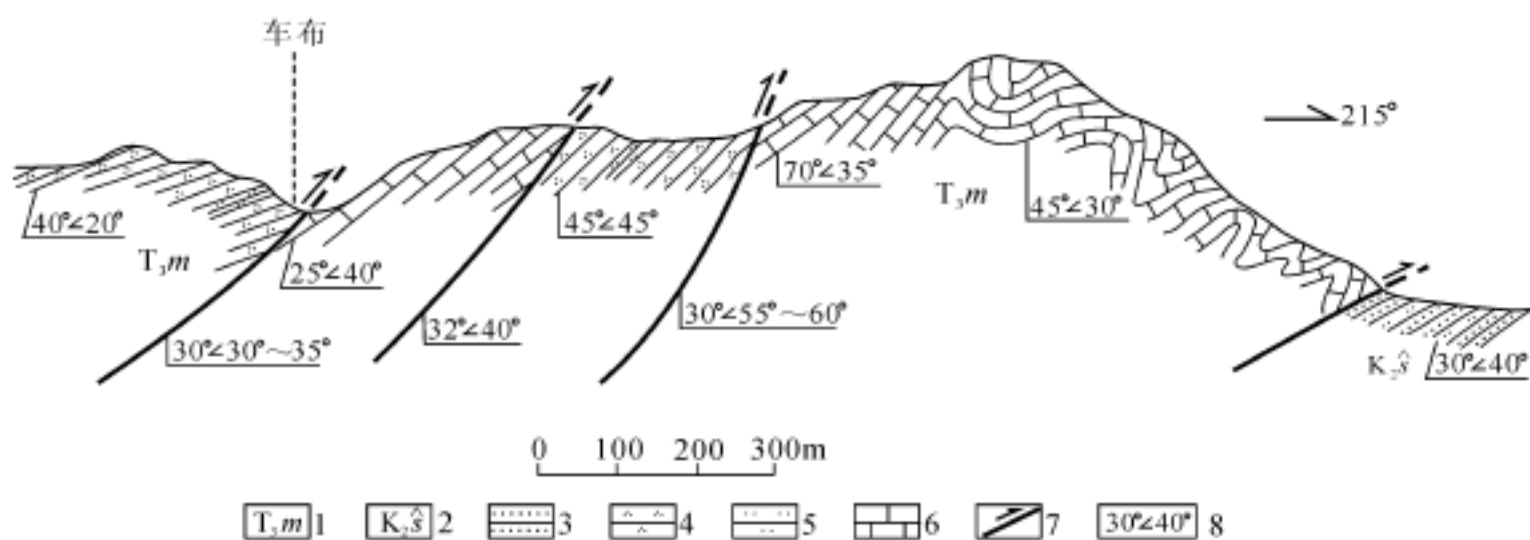


图 2-34 查乌郎-车布逆冲推覆构造上盘麦龙岗组断裂、褶皱变形剖面图

Fig. 2-34 Thrusting and folding of Triassic Mailongang formation in hanging wall of Chawulang-Chebu fault

1—麦龙岗组；2—设兴组；3—砂岩；4—变质石英砂岩；5—粉砂岩；6—灰岩；7—逆断层；8—地层产状

倒转，构成一个不规则扭曲倒转向斜。平卧褶皱发育在主逆冲断层前锋推覆体中，褶皱规模较小，轴面呈近水平状或向北缓倾斜，与推覆滑动面产状近一致。箱状褶皱规模较小，一般发育在向斜的核部，轴面近于直立。间隔劈理在该构造带内呈非透入性发育，由一系

列较密集劈理面构成，劈理面与岩层层面斜交，其产状比岩层层面要陡。这些劈理构造是由层间滑动作用引起的，表明在逆冲推覆过程中发生过层间滑动，利用间隔劈理可以确定层间滑动方向。在主逆冲断层上盘附近发育有断面南倾、向北逆冲的小型叠瓦状反冲断层系。

3. 北部构造带

旁多逆冲推覆构造北部构造带属逆冲推覆岩席和高角度逆冲断层构造带，发育在吓拉逆冲推覆断层以北、恰拉山口以南地区，主要由石炭纪诺错组和不整合在其上的古近纪帕那组及侵入其中的古近纪侵入体构成，出露宽度大于 6.5 km (图 2-32、2-33)。北部构造带的构造变形强烈，由吓拉逆冲推覆断层把它们推覆到三叠纪麦龙岗组及甲拉浦组之上，属于一套外来逆冲推覆岩席。逆冲推覆岩席被日阿-领布冲高角度逆冲断层及恰拉山口南侧次级逆冲断层分割成各具特色而又相互叠覆的次级推覆片体。推覆片体内部地层多直立，并且发育有轴面向北陡倾的紧闭同斜褶皱；靠近逆冲断层附近，地层层序混乱，岩石强烈破碎和片理化，失去原有的连续性，有些地质体仅以断片形式存在，走向和倾向上的延展均有限，呈明显的叠瓦状排列。

4. 后缘逆冲推覆构造

旁多逆冲推覆构造后缘构造分布范围可能到达旁多北部山地，典型断层如邦中逆冲推覆构造。在旁多西北山地邦冲-尼弄拉一带，发育多个规模不同飞来峰，主要由二叠纪洛巴堆组灰岩岩片组成 (图 2-32)。在 ETM 遥感影像图上，灰岩飞来峰呈现出显著的亮粉红色调，呈近 EW 向构造岩片与灰岩透镜体产出，周缘发育断层崖与断层陡坎地貌，明显区别于来姑组灰岩夹层和洛巴堆组正常层序灰岩。在野外露头，灰岩飞来峰富含海百合茎、珊瑚与腕足类化石，岩石破碎强烈，节理与劈理发育，遍布不规则网络状方解石脉，与下伏地层呈低角度断层接触关系。灰岩飞来峰产状常比较平缓，地层倾角较小，与下伏石炭纪诺错组与来姑组板岩陡倾斜产状有显著区别，底部发育低角度逆冲断层 (图2-32)。较大规模灰岩飞来峰包括乌鲁龙沟北飞来峰、过宗朗飞来峰、扎金拉飞来峰、比那飞来峰等。乌鲁龙飞来峰、过宗朗飞来峰与扎金拉飞来峰都呈现出显著定向分布特征，近 EW 方向延长达 8~10 km；过宗朗飞来峰与扎金拉飞来峰在平面上断续相连，构成延长超过 30 km 的区域性低角度逆冲断裂构造带 (图 2-32)。这些飞来峰与旁多逆冲推覆构造走向相同，推覆运动方向一致，形成时代相近，可能属同一逆冲推覆构造系统，属旁多逆冲推覆构造系统的后缘构造。

二、典型逆冲断层地质特征

旁多逆冲推覆体构造系统发育一系列规模大小不等、向北倾伏的逆冲推覆断层，构成叠瓦状逆冲推覆断层系。区域性主要断层有 4 条：①哈母前锋逆冲断层；②吓拉逆冲推覆断层；③日阿-领布冲逆冲断层；④邦中逆冲推覆断层。这 4 条主干断层大致平行，是旁多逆冲推覆体系的主体构造 (图 2-32)。

1. 哈母逆冲断层 (F₅₀)

哈母逆冲断层属旁多逆冲推覆构造的前锋，是旁多逆冲推覆构造系统的主干逆冲推覆

断层，分布于当雄幅 1:25 万测区南部边缘洞戈-哈母一带。断层下盘主要由白垩纪林布宗组、楚木龙组、塔克那组及设兴组地层及古近纪年波组、帕那组组成，断层上盘由二叠纪洛巴堆组、三叠纪麦龙岗组及甲拉浦组构成。主断层面面向北倾斜，出露地表时倾角变化较大，一般在 $20^{\circ}\sim 45^{\circ}$ 之间。断层在平面上呈舒缓波状弯曲，断层带内岩石强烈透镜体化和片理化，透镜体的扁平面与片理面近于平行，与主断裂面呈锐角相交，显示由北向南的逆冲性质，并把二叠纪地层及三叠纪地层推覆到前锋逆冲断层以南的白垩纪地层及古近纪地层之上，在测区南侧形成二叠纪及三叠纪灰岩飞来峰。

(1) 宏观标志及地貌特征

哈母断层在区域范围属拉萨地块南部规模巨大的断裂构造带，平面上总体呈稍微向北凸起的弧形；测区内只出露其中一段，走向从西向东由 NE 向、近 EW 向到 SEE 向，长约 31.5 km。断层西端在帮雄巴一带延出测区，向北东东经洞戈、哈母至布多拉一带延出测区。沿哈母断层发育断层破碎带，一般宽度为几米至几十米，地貌上形成明显的负地形，多表现为地形陡缓转弯部位及线状陡坎。断层南北两侧地形地貌差异明显，断层北部地势高耸为高山地貌，多形成长垄状及锯齿状山峰；断层南部山势相对平滑宽缓，山顶多呈长垄状及浑圆状。在 ETM 遥感图上，沿断层走向线性影像特征清晰，断层南北两盘具有完全不同的影像特征：北盘出露洛巴堆组二段、麦龙岗组及甲拉浦组等晚古生代地层，以浅绿—灰绿色调为主，具条带状及斑块、斑点状影纹特征，发育梳状及丰字型水系；南盘出露白垩纪设兴组、古近纪帕那组呈浅褐黄色调，具细网格状影纹特征，发育树支状水系。

(2) 断层组成与结构

测区哈母断层位于吓拉断层南侧并与之大体平行，走向从西往东为 NEE 向—近 EW 向—NWW 向，断层破碎带顶、底界面均是构造滑动面，总体产状倾向北，倾角一般为 $25^{\circ}\sim 30^{\circ}$ 之间（图 2-35）。

哈母断层上盘（北盘）主要由晚三叠世麦龙岗组、甲拉浦组地层组成，为外来逆冲岩席。构成逆冲岩席的主体岩性是岩石韧性差较大的中—薄层灰岩、砂质板岩及粉砂岩，其中低级序断层和褶皱构造现象非常发育。在哈母西侧洞戈一带主断面上盘中次级叠瓦状逆冲断层发育（图 2-36），它们由多条产状基本一致的次级逆冲断层组成，彼此平行，上下叠置，断层面与主断面一致均向北倾，其间所夹次级褶皱轴面倒向南并与次级断面锐角相交，指示逆冲岩席自北向南逆掩推覆。哈母村北侧逆冲断层上盘发育小型双重构造（图 2-37），主体由一条顶板断层和一条底板断层构成，断层面倾向北，呈坡坪结构。断坡处断层切层爬升，断层面倾角多为 $30^{\circ}\sim 40^{\circ}$ 之间，断坪处断层顺层发育，倾角较缓，顶底板断层之中所夹低级次叠瓦式逆冲断层位于底板断层之上，规模较小，但展布特征一致，向下联结并入底板断层，该小型双重构造的几何型式反映主逆冲断层上盘由北向南逆冲。逆冲岩席中常见规模不等的断弯褶皱（图 2-38），位于叠瓦式逆冲断层切层爬升处，上盘地层形成断弯褶皱，其南翼与逆冲断层面高角度相交，而北翼则与逆冲断层面低角度斜交；下盘断坡处地层局部倒转，并形成轴面北倾的次级褶皱，与上盘内断弯褶皱呈较对称状，二者组成较为标准的褶皱对构造，其组合形态也反映了逆冲岩席从北向南逆掩。此外，靠

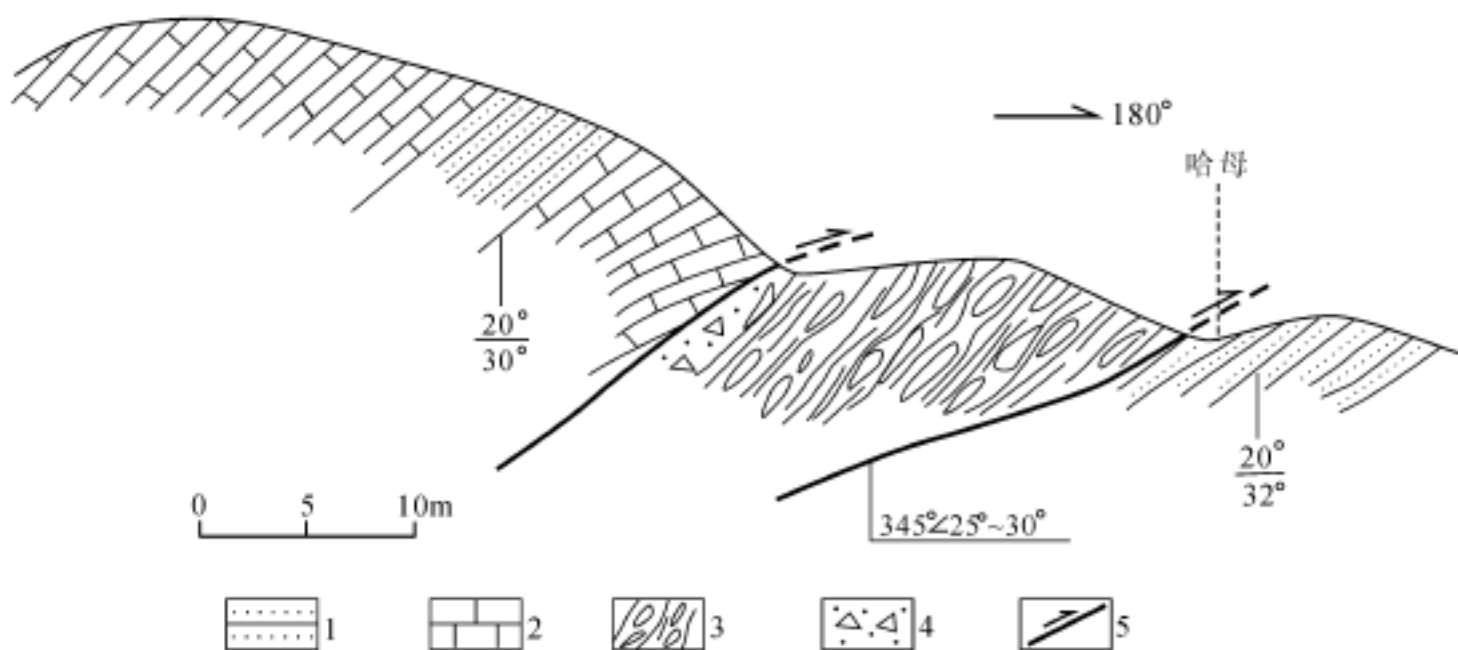


图 2-35 哈母逆冲推覆构造前缘主滑移面断层剖面图

Fig.2-35 Cross-section of fault and deformation in front part of Hamu thrust

1—石英砂岩；2—灰岩；3—构造透镜体；4—构造角砾岩；5—逆断层

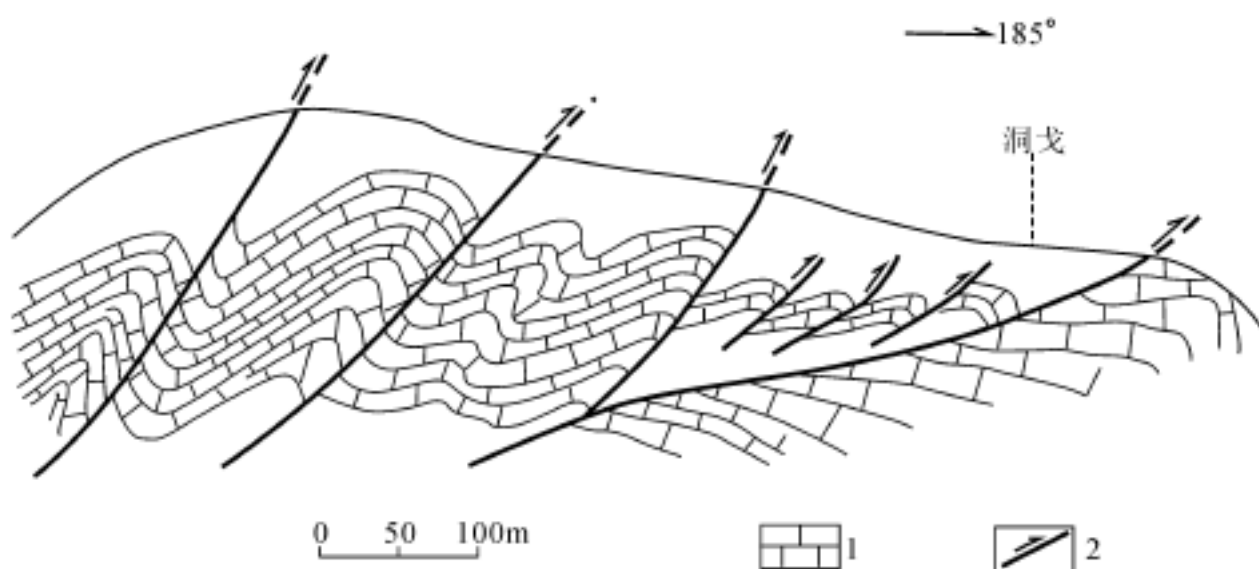


图 2-36 洞戈主逆冲断层上盘甲拉浦组中次级逆冲断层褶皱构造剖面图

Fig.2-36 Cross-section of thrusting and folding of Jialapu formation in hanging wall of Dongga thrust fault

1—灰岩；2—逆冲断层

近主断面附近发育逆冲方向为 NNE—SSW 的次级反冲断层系（图 2-39）；次级断层面低角度南倾，与主逆冲断层逆冲方向相反；次级断面间亦发育有小型断弯褶皱，褶皱系中强层一般形成等厚褶皱，弱层多形成顶厚翼薄褶皱。

哈母断层下盘（南盘）主要由晚白垩世设兴组和古近纪帕那组构成，为原地地层系统，主要由紫红色岩屑长石石英砂岩及流纹质火山碎屑岩组成，构造变形强烈，其内部褶皱及断裂构造发育。在哈母南侧俄玛一带发育有彼此大体平行的次级叠瓦状逆冲断层系统（图 2-40），单条断层断面均向北倾，倾角较陡，向下合并到一条断面北倾、倾角较缓的逆冲断层。次级叠瓦状逆冲断层之间的地层发生强烈的褶皱变形，形成轴面向北陡倾的断

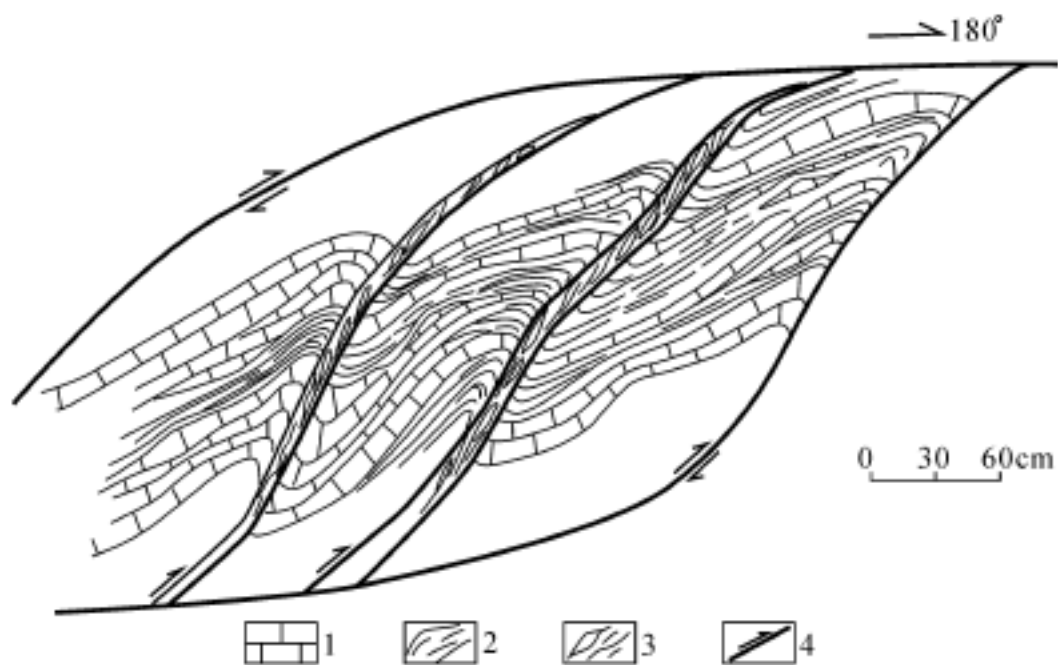


图 2-37 哈母逆冲推覆断裂中的小型双重构造

Fig.2-37 Double thrust within Hamu fault zone

1—灰岩；2—劈理带；3—透镜体；4—逆冲断裂

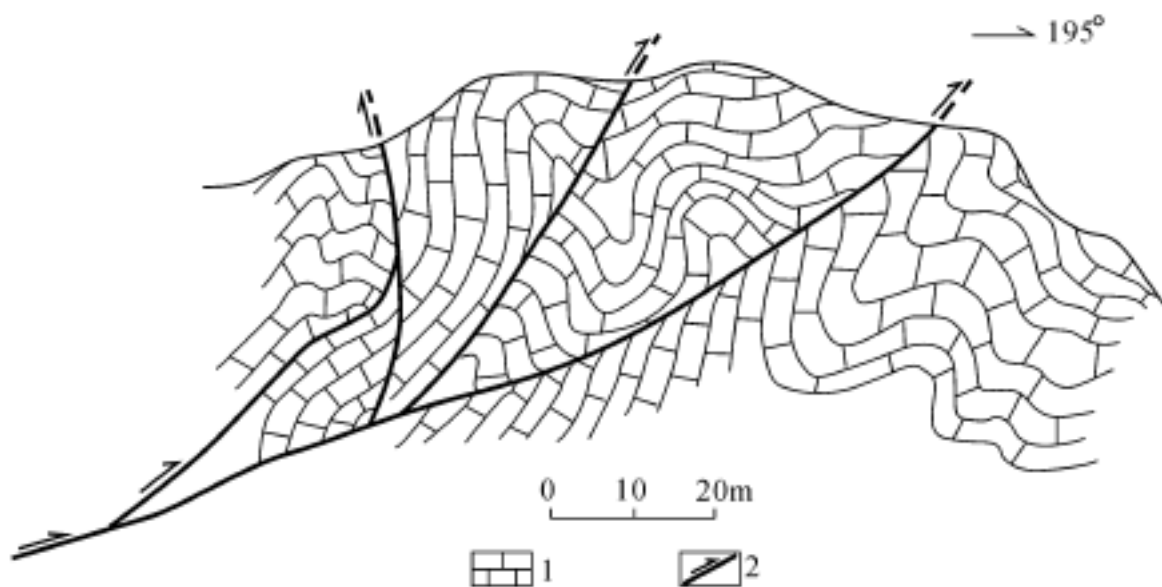


图 2-38 聂日苦逆冲岩席中逆冲断层系及断弯褶皱变形素描图

Fig.2-38 Cross-section of deformation of Nieriku thrust sheet

1—灰岩；2—逆冲断层

弯褶皱；两翼相背而倾，倾角陡缓不一，陡翼向断层一侧分布，局部发生倒转；缓翼背向断层一侧分布，由于受其北侧邻近断层的影响常形成轴面北倾的次级向斜，与断弯褶皱一起构成褶皱对构造，且褶皱对轴面倒向北，表明逆冲方向由北而南。

(3) 断层破碎带特征

哈母断层破碎带的顶、底界面均为构造滑移面，向北缓倾，倾角 $345^\circ \angle 25^\circ \sim 30^\circ$ ，具明显的垂直分带特征，由顶而底分为角砾岩带和构造透镜体带。

角砾岩带位于断层破碎带的上部，宽 3~5 m，上与顶板逆冲断层划界，下与构造透

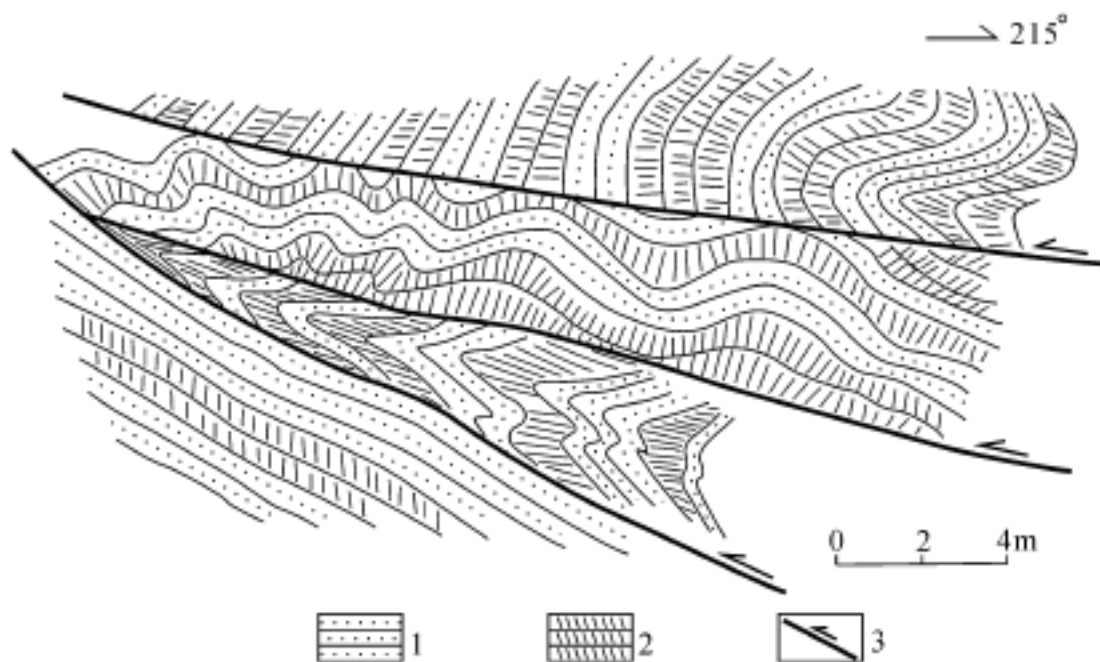


图 2-39 哈母北东主逆冲断层上盘向北东方向逆冲的反冲断层带素描图

Fig.2-39 Deformation of hanging wall of Hamu thrust fault

1—砂质板岩；2—泥质板岩及板劈理；3—逆冲断层

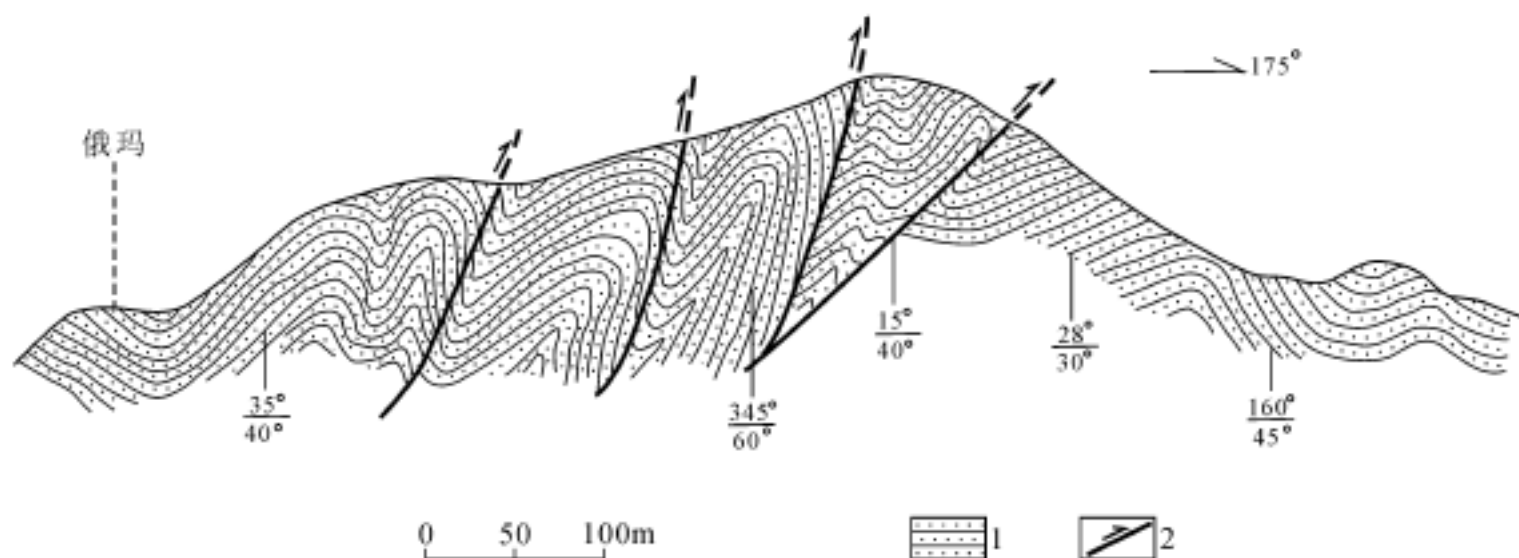


图 2-40 俄玛南设兴组逆冲叠瓦扇断裂-褶皱剖面图

Fig. 2-40 Deformation of Late Cretaceous sandstone and shale of Shexing formation in south of Ema area

1—长石石英砂岩；2—逆冲断裂

镜体带呈渐变过渡关系。角砾岩呈角砾状构造，块状构造。角砾成分由断层上盘晚三叠世麦龙岗组灰岩组成，呈不规则的棱角状，位移明显，排列杂乱无章，不具定向性，碳酸盐化蚀变强烈。角砾大小不一，大者 3×5 m，小者 2×5 cm，胶结物为碎粒和碎粉组成，成分同角砾一致。

构造透镜体带是哈母断层破碎带主要组成部分，宽 17~20 m，上与角砾岩带渐变过渡，下与底板逆冲断层为界。断层破碎带岩石强烈挤压破碎，由晚三叠世麦龙岗组灰岩及晚白垩设兴组砂岩组成，发育密集的片理化带。透镜体呈纺锤状、藕节状、石香肠状及饼状，定向性强，呈叠瓦状排列，最大扁平面倾向北，向下与底板断层锐角相交，显示断层

具有从北向南的逆冲性质。透镜体之间充填物主要为碎粉，网状碳酸盐脉发育，局部褐铁矿化强烈。

2. 吓拉逆冲断层 (F₄₉)

吓拉逆冲断层分布于洞戈-哈母前锋逆冲推覆断层北侧；逆冲断层倾角较陡，倾向和走向上均有起伏；由于后期侵蚀而呈曲线状展布，西起居布扎日向东经孙勒岗、吓拉转向南东东至甲布拉延出测区，平面上舒缓波状—半弧形，弧顶凸向北。测区断层长38.5 km，由西到东走向为70°~90°~110°，断层面倾向北，倾角较陡65°~70°。断层地貌表现为线状沟谷、山鞍及地形陡缓转弯处；在ETM遥感图具有显著的半环状—弧形影像特征。断层西端被始新世托龙单元(E₂T)侵入岩侵位占据，东端切割托龙单元(E₂T)，并将其分割成南北两部分。断层中段，主断面发育在石炭纪诺错组与晚三叠世—早侏罗世甲拉浦组之间。断层带变形强烈，岩石劈理化、透镜体化或细角砾岩化，表现出脆性变形的特点。

断层北盘(上盘)由西往东分别出露晚三叠世麦龙岗组(T₃m)、石炭纪诺错组(C₁₋₂n)及始新世托龙单元(E₂T)黑云母二长花岗岩。近主断面附近，岩石普遍发育压剪性破劈理构造，劈理面光滑平直，发育擦痕与阶步，并向北陡倾，与主断面锐角相交，向下并入主断面之上，显示北盘具逆冲性质。在吓拉沟口一带，诺错组发生倒转，形成紧闭同斜倒转褶皱(图2-41)，轴面向北陡倾，轴面劈理发育，呈正扇形展布。邻近断层面一翼，倒转地层产状为5°∠75°(原始层理S)，其轴面劈理(S₁)产状10°∠60°；背离断层的一翼为正常翼(S₀)，产状5°∠65°，轴面劈理产状为5°∠85°(S₁)。轴面劈理(S₁)以非透入性间隔劈理形式对地层原始层理进行叠加置换，并且在吓拉以北，七布弄以南可见到诺错组中发育劈理折射现象(图2-42)。另外在吓拉主逆冲断层上盘发育有次级逆冲断层带(图2-43)，断层面北倾，构造透镜体呈叠瓦状排列，最大扁平面亦倾向北，与主断面锐角相交；反映上盘(外来地层系统)具由北而南的逆冲推覆运动特征。

断层南盘(下盘)为原地地层系统，由晚三叠世—早侏罗世甲拉浦组(T₃J_{1j})组成，在上盘向南逆冲推挤作用下，近断层主断面附近地层发生倒转，并且甲拉浦组厚度变化大，发育有大量揉皱构造，被石炭纪诺错组半逆掩覆盖。在吓拉沟口南侧甲拉浦组中，发育有小型叠瓦状逆冲断层群，断层面北倾，由下到上有变缓的趋势。次级断面间的断夹片由砂质板岩组成，发育轴面北倾的小背斜，南翼地层向南陡倾，局部倒转；北翼略向北缓倾；轴面劈理呈正扇形展布，多与次级断面斜交(图2-44)；反映吓拉断层下盘地质体中发育的次级断层是由自北而南的逆掩作用形成。

吓拉断层通过处发育断层破碎带，由构造角砾岩和构造透镜体组成，宽数米到数十米。靠近上盘一侧发育构造角砾岩，角砾呈棱角次棱角状，砾径一般10 cm左右，成分以砂质板岩、变质石英砂岩为主，胶结物为钙质及硅质。邻近下盘一侧则发育构造透镜体带，主要由甲拉浦组泥质板岩挤压破碎而成，长轴或与主断面平行，或以锐角相交，锐角指向北，上述构造岩特征反映了一期逆冲断层活动。从平面上看，在构造角砾岩、挤压透镜体之内发育有由弯曲挤压滑动面组成的网花状构造(图2-45)。滑动面穿切角砾和透镜体，其表面见擦痕、反阶步及“新月”形断口。近滑移面处发育轴面近直立的揉皱构造，轴面与滑移面锐角相交，指示右行剪切的运动特征。

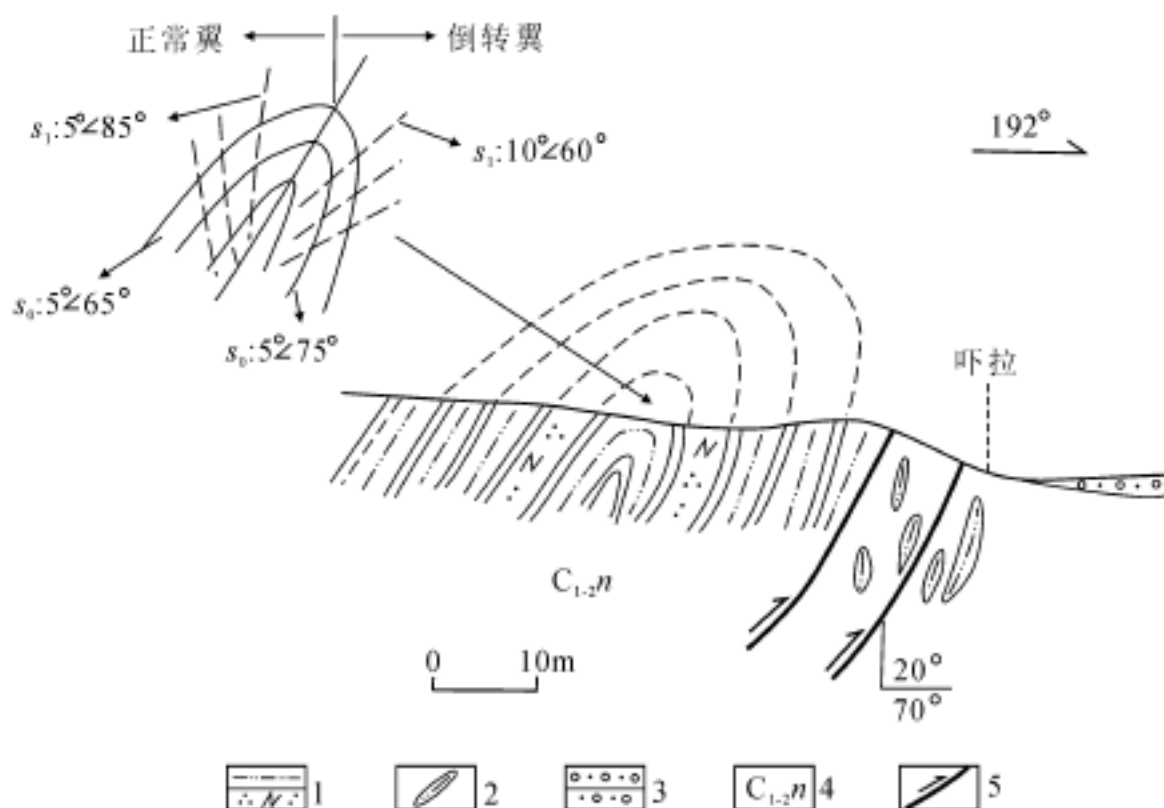


图 2-41 吓拉北侧断层上盘同斜倒转褶皱素描图

Fig.2-41 Thrusting and folding of hanging wall of Xiala fault

1—变质长石石英砂岩；2—挤压透镜体；3—砂砾石层；4—诺错组；5—断层

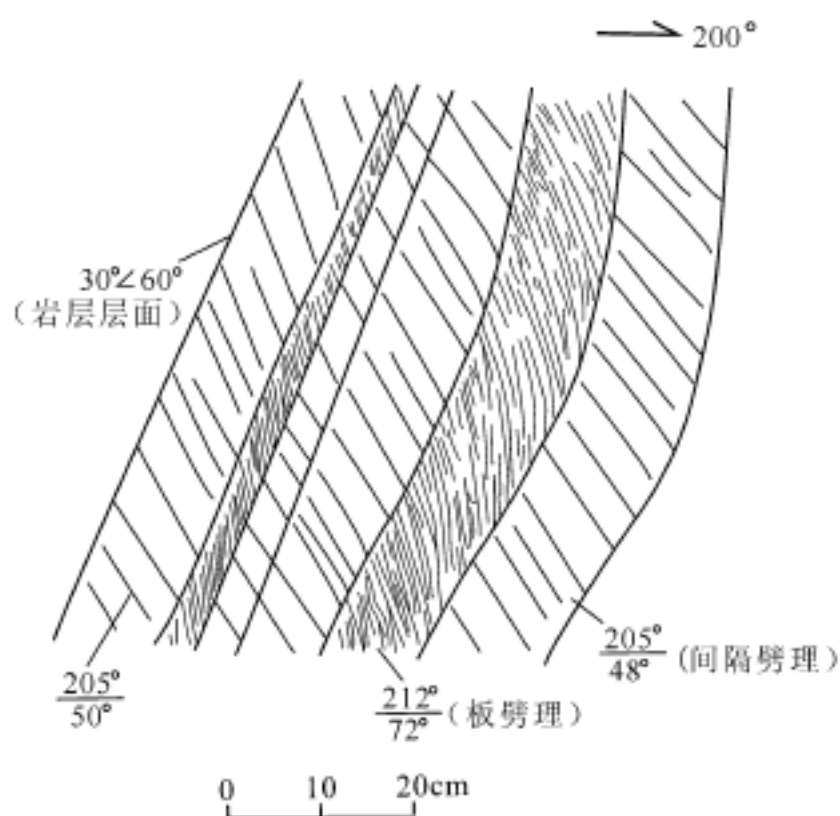


图 2-42 七布弄南侧诺错组砂质板岩及泥质板岩中的劈理折射现象

Fig.2-42 Deformation of Carboniferous sandy slate of Nuocuo Formation in south Qibulong area

综合以上地质资料，认为吓拉断层经历两期构造变形的叠加：早期构造活动表现为逆冲推覆运动；晚期构造活动表现为右行走滑运动。

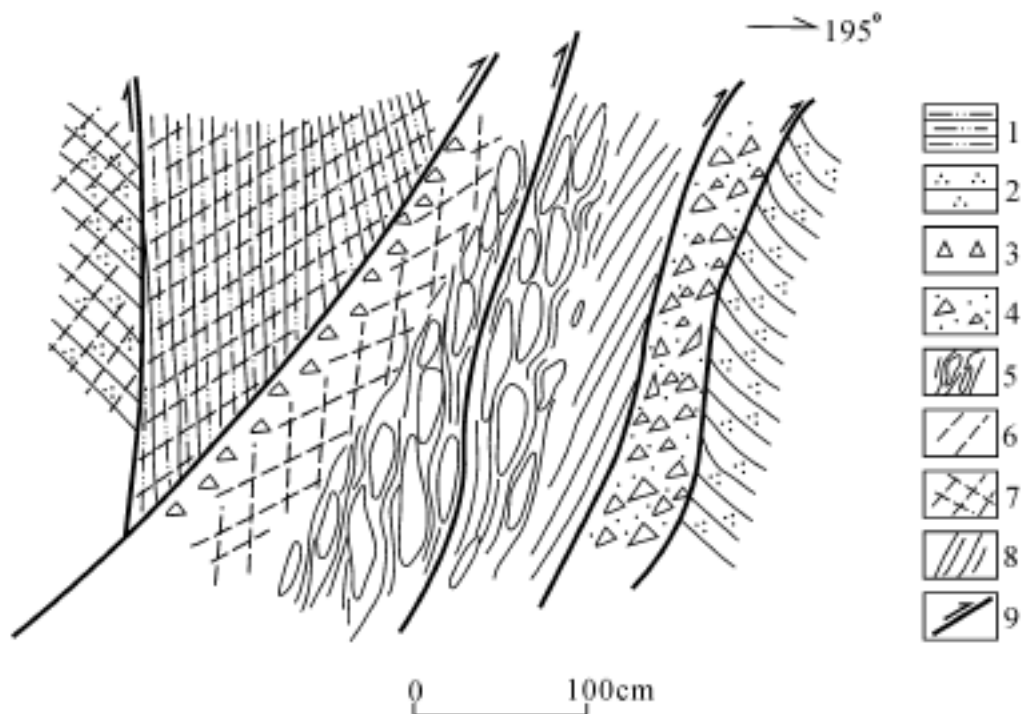


图 2-43 吓拉主逆冲断层上盘次级逆冲断层带素描图

Fig.2-43 Deformation of hanging wall of Xiala main thrust

1—泥质粉砂岩；2—变质石英砂岩；3—碎裂角砾；4—构造角砾岩；
5—构造透镜体；6—节理；7—菱形节理；8—劈理带；9—逆冲断层

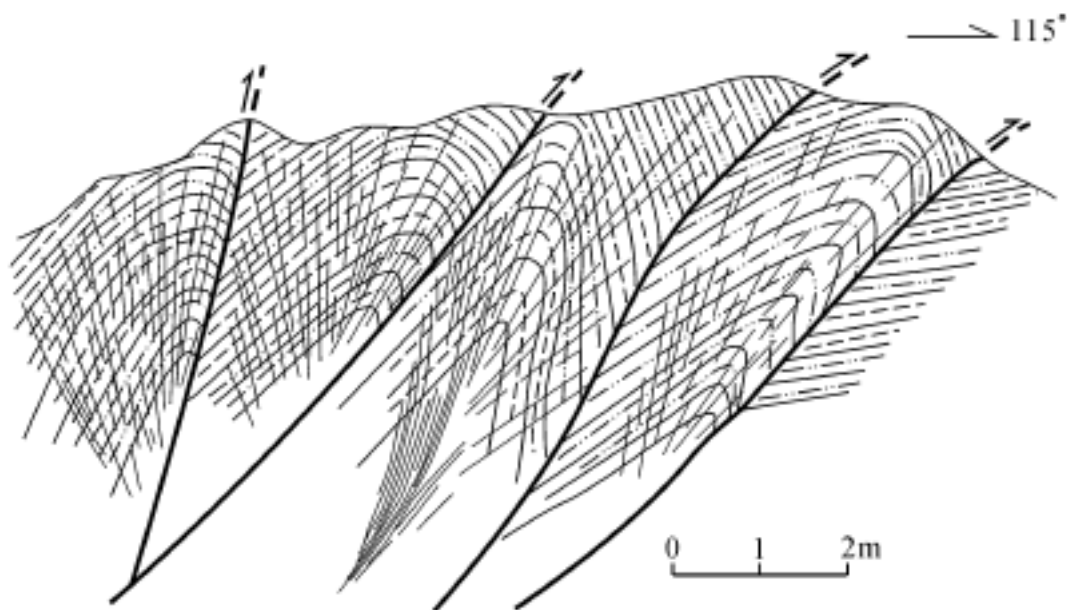


图 2-44 吓拉主逆冲断裂下盘砂质板岩中的次级逆冲断层、褶皱及正扇形轴面劈理

Fig.2-44 Deformation of sandy slate in foot wall of Xiala main thrust

3. 拉多岗-日阿-领布冲逆冲断层 (F₄₇)

拉多岗-日阿-领布冲逆冲断层位于旁多山地南部、吓拉断层北侧，总体呈 NWW 向展布，贯穿测区南部旁多山地，线状延伸、规模巨大、十分醒目；西起拉多岗南侧普雅村，向东经阿嘎拉、勒比拉到日阿，转向南东东经他拉、拉沙拉至领布冲一带延出测区，长度大于 91.5 km。断层西段为典型的脆性逆断层，向东渐变过渡为日阿-领布冲韧性剪切带。主断面倾向 N 或 NNE，倾角在 50°~80°，由东段拉多岗-日阿脆性逆冲断层和领布冲韧脆

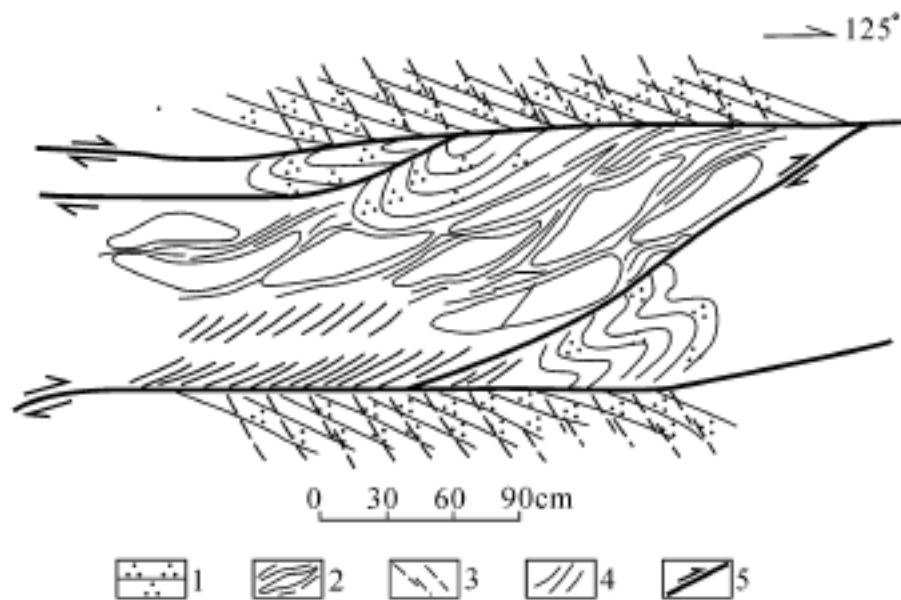


图 2-45 吓拉沟口逆冲断裂带中右行走滑变形特征平面素描图

Fig. 2-45 Deformation and right-lateral slip of Xiaola thrust

1—变质石英砂岩；2—构造透镜体；3—节理；4—劈理带；5—走滑断层

性—韧性断层组成。该断层由东到西，变形习性从韧性变形逐步过渡到脆性变形。断层切割地质体包括石炭纪诺错组、古近纪帕那组及古近纪侵入体。沿断层破碎带发育有拖曳褶皱、肠状和钩状褶皱及不对称斜列褶皱。从断裂带或剪切带中心到两侧，可分为挤压片理带、构造透镜体带、节理破碎带。构造岩从外侧向剪切带中心依次为碎裂岩、碎斑岩、碎粒岩和糜棱岩；在碎斑岩中常能见到变形纹、波状消光等早期韧性变形的痕迹。糜棱岩主要有初糜棱岩和糜棱岩，常受后期脆性断裂活动的叠加改造；指示运动学的宏观构造标志有 S-C 组构、不对称构造、揉皱构造及各种线理和面理构造；显微构造有微破裂、不均匀消光、变形纹、扭折带、核幔构造、压力影、微褶皱、条带状石英等，具有明显的变形叠加现象。这些构造变形标志反映日阿-领布冲逆冲断层为一条以韧性变形为主的逆冲推覆挤压剪切带，并经历早期挤压推覆和后期脆性变形叠加改造多期活动历史。

(1) 宏观标志及地貌特征

拉多岗-日阿断层规模较大，总体呈直线型延展，走向近 EW 向到 SEE 向，长约 49 km。断层西段被晚期 NW 向断层切割错移，西端在拉多岗南部被第四系覆盖，东端在日阿一带逐渐并入日阿-领布冲韧性剪切带之中。沿断层发育断层破碎带，一般宽数米至百余数，所在部位形成明显的负地形，多表现为山鞍及线型陡坎。沿断层南北地形地貌差异明显，南部为高山地貌，多成尖棱状及锯齿状山峰；北部山势相对低缓，山体宽缓平滑，多具浑圆状山顶及长垄状山脊。在 ETM 遥感图片上，沿断层走向线性影像特征非常清晰，南北两盘影像特征明显有别：南盘古近纪火山岩及侵入体呈现褐黄色调为主，浅黄色调为辅，具有细长条纹及网格状影纹特征，且影纹定向性不明显，沿冲沟及沟谷见翠绿影像条痕，发育稀疏树支状水系；北盘晚古生代地层多呈浅绿—灰绿色调，具条带状及斑块、斑点状影纹特征，以发育丰字型水系为主，次为梳状、角状水系。

(2) 地层及侵入岩标志

拉多岗-日阿断层以脆性变形为主，断层面主体倾向北，从西往东倾向为 $355^{\circ} \sim 20^{\circ}$ ，

倾角 $50^{\circ}\sim 70^{\circ}$ ，局部地段达 80° 以上近乎直立。断层两侧地层及侵入岩明显受断层控制。断层北盘勒比拉至日阿一带出露石炭系诺错组及上石炭统一下二叠统来姑组，距断面数百米以内的泥质板岩、含砾板岩等岩石均发生片理化，并可见小揉皱构造非常发育，小揉皱的轴面倾向北，指示北盘（上盘）具由北向南仰冲的运动性质。在波罗拉—扎玛拉一带，发育有轴迹近 EW 向的同斜倒转褶皱（图 2-46），轴面彼此平行，产状为 $5^{\circ}\angle 50^{\circ}\sim 55^{\circ}$ ，枢纽近于水平，翼部地层倾向主断面的一翼倾角陡，局部倒转，背向主断面的一翼倾角较缓、层序正常，同斜倒转褶皱轴面与主断面锐角相交，反映断层具有明显逆冲性质。古近纪帕那组火山岩主要分布在断层的南盘，直接不整合覆盖在诺错组地层之上，显然是因南盘下降而未被剥蚀掉；而北盘逆掩上升，覆盖其上的火山岩被剥蚀殆尽。在断层通过的棒嘎—阿嘎拉一带，始新世鲁巴杠单元粗中粒（斑状）黑云母二长花岗岩明显沿断层被动侵位，主要沿断层北盘分布，后又遭受断层的破坏改造，被分割成两部分，并发育碎裂岩、碎粉岩系列。

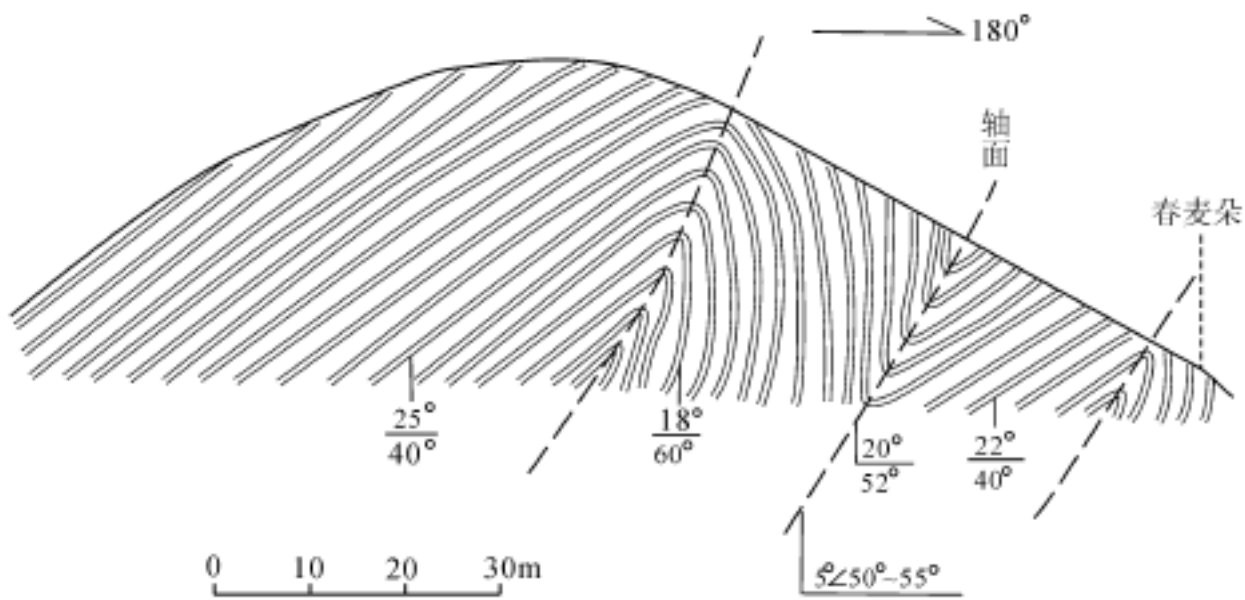


图 2-46 春麦朵甲拉浦组黑色砂板岩中同斜倒转褶皱素描图

Fig.2-46 Folding of black sandy slate of Jialapu formation in Maichunduo area

(3) 构造岩特征

沿断层地质体被剪切破碎，发育由复杂构造岩组成的断层破碎带，构造岩岩石类型主要为角砾岩、碎裂岩及碎粉岩，局部地段发育有断层泥。沿破碎带火山岩、浅变质板岩常显密集的破劈理带，并发育有碳酸盐化、褐铁矿化及高岭土化等次生蚀变，常形成白色或褐黄色条带状构造，同时发育有网状石英脉体，硅化强烈。断层带内构造透镜体非常发育，定向性强，多呈叠瓦状排列，最大扁平面多直立，部分向南陡倾，与主断面锐角相交，指示该断层具有从北向南的逆冲性质。沿断层面附近发育有次级菱形破裂面，张性破裂面倾向北，多被方解石脉及石英脉充填；压剪性破裂面上发育擦痕及阶步，摩擦镜面倾向南，其上分布着由绢云母、绿泥石及绿帘石等次生蚀变矿物所组成的线理构造，这些小构造的组合特征也揭示了断层上盘（北盘）自北而南的逆冲性质，总体表现为仰冲盘的抬升。断层切割最新地质体为始新世鲁巴杠单元侵入体及帕那组火山地层，推测断层形成时代为始新世末期—渐新世。

沿破碎带发育的主要构造岩经薄片鉴定，特征如下：

碎裂中粗粒二长花岗岩：岩石具碎裂结构、残余中粗粒花岗结构，块状构造。主要造岩矿物成分为钾长石、斜长石及石英，其余为白云母、绿泥石、绢云母、高岭石等次生矿物。残余晶体粒径 4~7 mm，钾长石具格子双晶，表面浑浊具高岭土化；斜长石双晶不发育，具高岭土化。主要矿物多破碎，少部分碎粉化。石英大部分被粉碎，重结晶成堆状或填隙，钾长石波状消光较明显。

长英质碎裂岩：岩石具碎裂结构，块状构造，主要由石英、长石及绿泥石、白云母、黑云母、变晶矿物榍石、磷灰石等组成。石英呈不规则粒状，具有变形条纹、波状消光、碎裂和拉长现象，石英裂隙中充填黑云母、白云母；斜长石不规则状，表面不洁净，具明显的受力痕迹。

4. 邦中逆冲推覆断层 (F₃₉)

邦中逆冲推覆断层分布在林周县旁多区北西 16 km 处的邦中地区，属旁多逆冲推覆构造系统的后缘带或后缘构造；主要由南北两个封闭的环状断层和连接二者的构造角砾岩组成，几何形态呈不规则状，是经过后期断裂构造破坏和长期剥夷之后的残存几何形态。

邦中逆冲推覆断层上盘为洛巴堆组 (P₂ l)，属外来地层系统，为逆冲岩席。下盘为诺错组 (C₁₋₂ n) 属准原地地层系统。二者之间发育非常清楚的构造破碎带 (图 2-47)。据区域类似构造形迹对比分析，认为邦中逆冲推覆断层形成时代为始新世末期—渐新世。

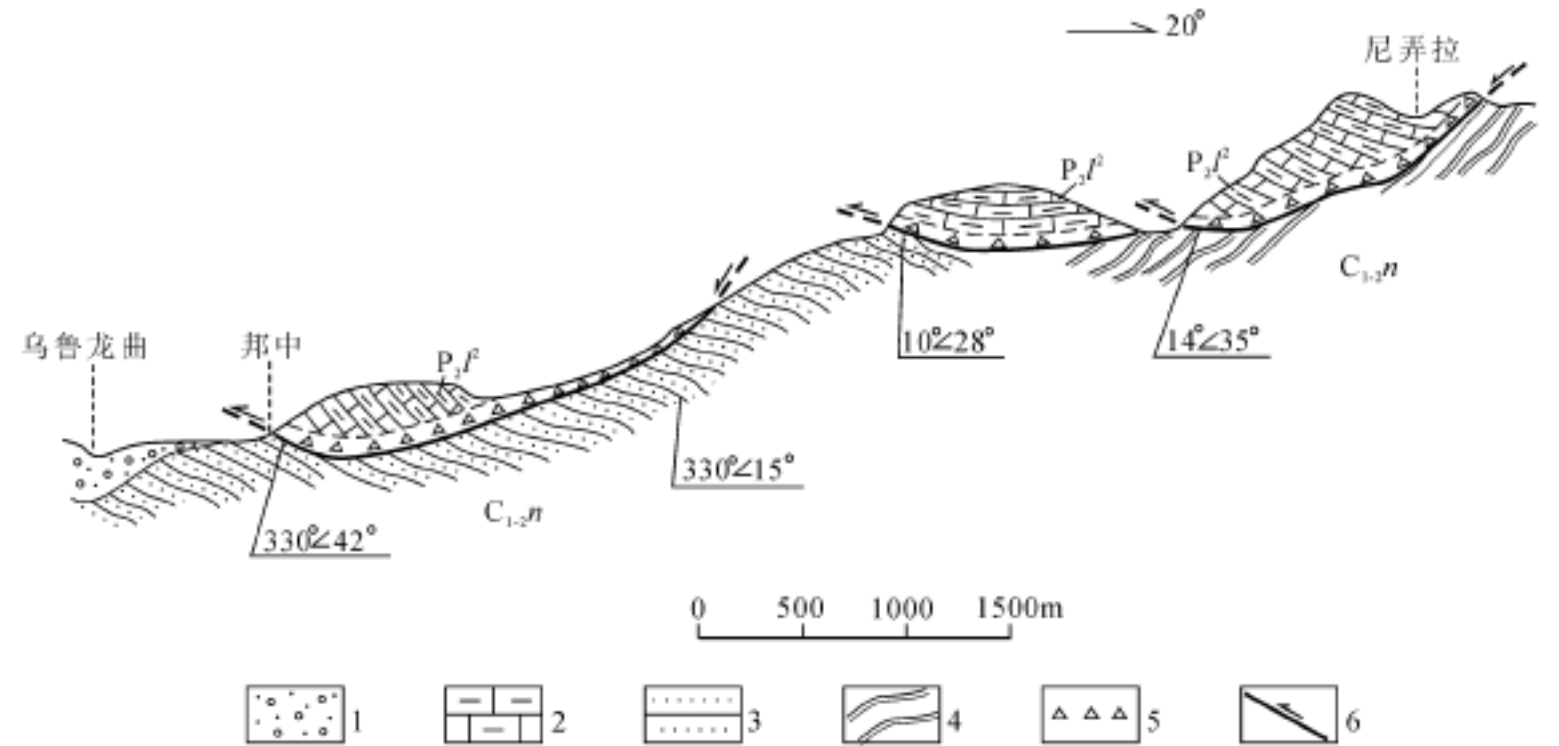


图 2-47 邦中逆冲推覆构造剖面素描图

Fig.2-47 Cross-section of exotic sheets of Bangcong thrust in northwest of Pangduo area

1—松散砾石层；2—灰岩；3—砂岩；4—板岩；5—断层角砾岩；6—逆冲断层

(1) 上盘特征

断层上盘由洛巴堆组 (P₂ l) 组成，岩性为含燧石条带泥质灰岩。在邦中一带，岩层高角度向 NW 方向倾斜，产状为 248°∠75°。岩层中发育破劈理构造，越接近断层破碎带

破劈理面越密集，破劈理面上光滑，高角度向 NW 方向倾斜，向下并合到断层破碎带，显示低序次破裂面特征。

在尼弄拉南北一带，岩层总体以低角度倾向 NW，南部岩层产状为 $10^{\circ}\angle 28^{\circ}$ ，北部岩层产状为 $344^{\circ}\angle 35^{\circ}$ 。岩层底界面上发育构造镜面和擦痕，擦痕向 SW 倾伏，产状为 $197^{\circ}\angle 13^{\circ}$ 。擦痕深而宽的一端位于南西，浅而窄的一端位于北东，揭示上盘自 NE 向 SW 方向运动。岩层底部发育有破劈理构造，破劈理面密集、光滑，倾向 NW，向下部延入破碎带上。

(2) 下盘特征

断层下盘由诺错组 ($C_{1-2}n$) 组成，岩性有两种，即砂岩和板岩。前者分布在南部，总体倾向北西，产状 $330^{\circ}\angle 15^{\circ}$ 。后者展布在北部，总体倾向 S，倾角 30° 左右。在下盘顶部的岩层中，常常见到一些揉皱现象，显示轻度变形作用。

(3) 破碎带特征

断层破碎带发育在洛巴堆组 (P_2l) 与诺错组 ($C_{1-2}n$) 之间，与上下盘地层均呈切层现象，为断坡特征。在剖面上，破碎带波状起伏呈层状形态；在平面上，破碎带沿着洛巴堆组 (P_2l) 底界出露，呈面状结构，破碎带宽约 30 m，由构造角砾岩和揉皱构造组成；二者在垂向上分带非常明显，前者位于上部，后者位于下部。角砾岩宽约 10 m，岩石灰白色，角砾构造，块状构造，角砾形态棱角状，砾径大小在 2~30 cm 之间，无分选，排列无序，成分均为泥质灰岩，胶结物为钙质。揉皱构造宽约 20 m，由砂岩和板岩组成，轴面一般倾向 N，向南以锐角交于破碎带上；揉皱与下盘中未变形岩层呈渐变过渡关系。

三、形成时代和推覆距离

1. 深部延伸

旁多逆冲推覆构造主要逆冲断层走向相近，均以近 EW 走向为主；所有逆冲断层都倾向 N 或 NNE 方向，倾角发生规律性变化。旁多逆冲推覆构造南缘（前缘）逆冲断层倾角较小，一般小于 $20^{\circ}\sim 45^{\circ}$ ，在林周中南部山地形成由三叠系麦龙岗组灰岩组成的飞来峰；向北断层倾角逐步增大，至北部领布冲-日阿断层倾角达约 $50^{\circ}\sim 80^{\circ}$ ；但在后缘带邦中一带断层倾角又减小至 $15^{\circ}\sim 30^{\circ}$ ，形成大量由二叠系洛巴堆组灰岩组成的飞来峰。尽管不同断层地质特征不尽相同，但不同断层的逆冲推覆运动方向基本一致，均为自北向南的逆冲运动；主要逆冲断层的形成时代相近，共同组成一个近 EW 走向的大型逆冲推覆构造系统。根据断层产状特征和构造变形特点推断，旁多逆冲推覆构造系统不同逆冲断层向深部产状均趋于变缓，汇聚于统一的深部构造滑脱界面，称该构造滑脱面为 Middle Lhasa Thrust (MLT) (图 2-48)。

2. 形成时代

旁多逆冲推覆构造系统卷入了石炭纪、二叠纪、三叠纪与古近纪不同时代的地质体，切割地层时代跨度大；但切割的最新岩石地层单元为始新世年波组、帕那组，并将石炭纪诺错组、晚石炭世一早二叠世来姑组、中二叠世洛巴堆组、三叠纪麦龙岗组、甲拉浦组推覆到始新世年波组、帕那组之上。旁多以南大量出露的始新世侵入体也被逆冲推覆断层切割改造，由此可限定逆冲推覆活动时代的下限为始新世晚期。而发育于该挤压构造变形事

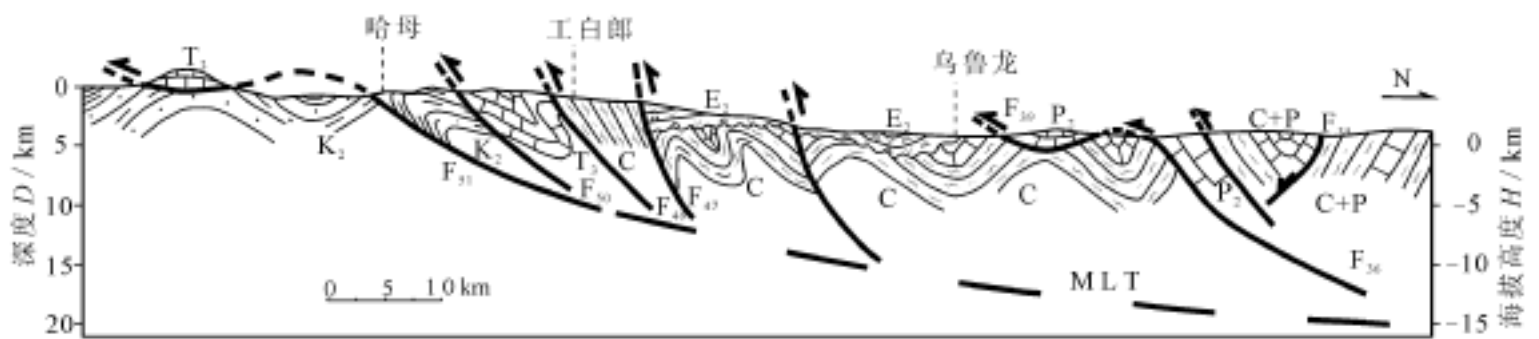


图 2-48 旁多逆冲推覆构造样式图

Fig.2-48 Cross-section of Pangduo thrust system in middle Lhasa block

件之后的区域性剥蚀夷平面形成时代为 8~16 Ma (吴珍汉等, 2001; 崔之久等, 1996); 中新世晚期开始裂陷的羊八井-当雄盆地及盆地内沉积地层呈近水平产状, 未经历显著褶皱变形, 盆缘活动断裂切割近 EW 走向的旁多逆冲推覆构造系统, 反映旁多逆冲推覆构造活动时代的上限为中新世早中期 (≤ 18 Ma)。综合以上资料, 认为旁多逆冲推覆构造形成时代应为始新世帕那组火山岩形成之后, 区域性剥蚀夷平和羊八井-当雄盆地伸展裂陷之前, 即始新世晚期—中新世早期。

3. 逆冲推覆距离与动力学机理

分析变形特征和结构样式, 发现旁多推覆构造具有一般推覆构造变形由前缘带到后缘带的规律性变化特点, 与前陆地区发育的推覆构造在变形和扩展方式上存在一定的相似性, 而且形成时代与青藏高原陆内汇聚碰撞造山作用时限一致, 说明旁多逆冲推覆构造与碰撞造山作用密切相关。自始新世中晚期开始, 印度—欧亚板块发生陆-陆碰撞, 导致喜马拉雅和青藏高原发生强烈构造挤压与地壳缩短增厚, 产生大量褶皱构造和逆冲断裂运动。旁多山地在此构造背景下, 由于地壳强烈的水平挤压作用, 使古生代和中生代地层发生强烈褶皱变形, 形成一系列轴迹呈 EW 方向展布的褶皱构造和区域性逆冲推覆构造运动; 由于水平挤压作用的持续, 使早期褶皱发生倒转, 并在两翼出现破裂, 沿破裂进一步发生滑动, 形成旁多逆冲推覆构造。根据旁多逆冲推覆构造系统的几何学特征及运动学指示标志判断, 推覆滑移方向为由北而南, 主压应力方向为近 SN 方向, 区域应变由北向南传递, 并向前陆扩展, 在不同构造部位形成不同特点的褶皱和断裂构造组合, 在当雄幅 1:25 万测区南侧的前缘地带和旁多北侧山地的后缘地带形成大量飞来峰。根据 1:20 万拉萨幅区域地质资料, 测区南侧飞来峰由三叠纪麦龙岗组灰岩组成, 与测区南部前锋逆冲断层上盘的三叠纪麦龙岗组灰岩应属同一地质体, 两者相距约 15~25 km, 说明旁多逆冲推覆构造的水平推覆滑移距离大于/等于 15~25 km。

由于旁多推覆构造 (MLT) 与纳木错逆冲推覆构造 (WNT) 空间上相毗邻, 主构造线产状相近, 推覆运动方向相同, 推断两者之间存在一定的空间配置关系和动力学成因联系。旁多推覆构造 (MLT) 可能属拉萨地块北部逆冲推覆构造系统 (NLT) 古近纪逆冲推覆运动的前锋。

第三章 地壳伸展变形与构造型式

地质历史时期青藏地区经历了多期地壳伸展变形过程。中生代地壳伸展变形与新特提斯古大洋板块的扩展存在动力学成因联系；随新特提斯古大洋板块的俯冲消减，洋壳扩张增生期的伸展构造受到俯冲造山作用的吞噬破坏与挤压构造变形的强烈改造，仅残留古洋壳残片即蛇绿岩混杂岩或蛇绿岩片；可以通过蛇绿岩的岩石地球化学分析，部分恢复洋壳扩张增生期的大地构造属性。新生代晚期的地壳伸展变形在地表形成不同类型的构造形迹和岩石记录，包括伸展型韧性剪切带、伸展型盆-山构造地貌和伸展-走滑断层，发育糜棱岩、碎裂岩和构造角砾岩等不同类型的构造岩，为研究伸展构造变形特征和地壳运动规律提供了良好的地质记录和测试分析对象。

第一节 纳木错西岸蛇绿岩与古大洋扩张遗迹

通过西藏当雄幅 1:25 万区域地质调查及构造专题研究，在纳木错西岸发现大量出露地表的蛇绿岩套残片，以构造侵位方式产出，组成区域性较大规模的蛇绿岩片带。通过对纳木错西岸蛇绿岩进行详细的岩石学、岩石化学、岩石地球化学、同位素年代学分析和区域对比研究，发现新特提斯古大洋早期扩张与洋壳增生的新证据。

蛇绿岩集中分布于纳木错西岸尼昌、玉古拉、各昌查玉、根觉及尼弄如穷带状区域，呈近 EW—NWW 向狭长条带状、透镜状展布。纳木错西岸蛇绿岩片向西延出当雄幅 1:25 万测区，与果忙错蛇绿岩连成一带（图 2-15）；向东经尼弄如穷一带潜入纳木错湖区（图 2-16）。蛇绿岩片出露规模大小悬殊，大者宽 1.5~1.8 km，长 8.0~12 km；小者宽数米至数十米，长数十米至数百米。纳木错西岸蛇绿岩套多数被构造肢解，均以构造岩片型式产出，但具有蛇绿混杂岩特征。纳木错西岸组成蛇绿岩的岩石单元不完整，一般以出露 1~3 个单元为特征，未见完整的蛇绿岩套剖面。尼昌蛇绿岩由变质橄榄岩、辉长岩及基性溶岩组成；玉古拉、根觉蛇绿岩由变质橄榄岩、变质辉绿岩、变质辉长岩和枕状溶岩夹放射虫硅质岩组成；各昌查玉、尼弄如穷一带蛇绿岩虽被断层肢解破坏，但各岩石单元出露层序比上述地段蛇绿岩层序要好，主要由变质橄榄岩、辉长岩、辉绿岩、枕状溶岩及硅质岩组成。测区蛇绿岩多呈构造侵位于上古生界查果罗玛组、永珠组、下拉组及下白垩统多尼组中。蛇绿岩与围岩之间呈逆冲断层接触关系，蛇绿岩不同单元之间也呈构造接触关系，部分接触带为多次构造变位产物。纳木错西岸蛇绿岩出露宽度较大，侵位地层的时代变化较宽，可能与构造侵位的多期性和长期性存在一定关系。

一、岩石组合及岩相学特征

根据野外详细地质调查及室内综合分析，恢复纳木错西岸蛇绿岩不同单元岩石的组成及层序，自下而上依次为：方辉橄榄岩、纯橄岩、辉长岩、基性火山岩及硅质岩。

1. 方辉橄榄岩

方辉橄榄岩呈灰绿—灰黑色, 网格结构、交代假像结构, 块状构造, 由橄榄石 (80%~85%)、斜方辉石 (10%~15%) 及少量铬尖晶石组成, 少见单斜辉石。橄榄石呈自形—半自形粒状, 粒径 1~4 mm, 均匀分布, 大部分已发生蛇纹石化。纤维蛇纹石沿橄榄石边缘和不规则裂隙呈网格状交代橄榄石, 析出许多尘点状磁铁矿; 磁铁矿沿橄榄石边缘及网格分布。斜方辉石呈半自形晶, 粒径与橄榄石相似, 多被蛇纹石整体交代, 但保留着清晰的辉石假像。少量方辉橄榄岩中发育由斜方辉石定向排列组成的叶理构造及铬尖晶石平行排列形成的线理构造。橄榄石和辉石具波状消光或扭折构造。

2. 纯橄岩

纯橄岩呈灰绿—黄绿色, 致密块状为主。具两种主要结构: 一种是自形粒状结构, 另一种为强烈蛇纹石化交代网环结构。岩石主要矿物组成包括橄榄石 (95%~98%)、尖晶石 (2%~5%)、斜方辉石 (1%)。橄榄石为自形粒状—交代残余状, 粒径为 1~2 mm; 尖晶石为自形—半自形, 粒径 0.1~0.5 mm, 有时呈他形网链状分布在橄榄石颗粒之间。岩石内部有被碳酸盐充填的后期网状裂纹。

3. 辉长岩

辉长岩呈深灰色—灰黑色, 具辉长结构, 块状构造。岩石主要由辉石 (50%~55%)、斜长石 (40%~45%) 组成, 含少量角闪石。辉石呈半自形—他形粒状, 为单斜辉石, 粒径 0.45~4.8 mm, 多被角闪石、透闪石交代, 保留有单斜辉石假像, 少量残留单斜辉石均匀分布。斜长石呈半自形—他形粒状, 矿物边界不规则, 粒径 0.5~2.0 mm, 具土化、绢云母化、铁染, 粒内聚片双晶不清晰, 有的具辉石包体呈均匀镶嵌状分布。部分长石晶体具双晶弯曲、波状消光受力现象。岩石受后期应力作用和应变影响, 矿物略具定向排列。

4. 辉绿岩

辉绿岩呈深灰绿色, 具辉绿结构、嵌晶含长结构, 块状构造, 主要由斜长石 (55%~60%)、辉石 (40%~45%) 组成。斜长石呈自形—半自形长板条状, 多均匀而无规则分布, 格架间充填细小粒状辉石单晶。斜长石发育土化、绢云母化、黝帘石化、葡萄石化。辉石为普通辉石, 个体大小不等, 粒径一般为 1~4 mm, 呈不规则粒状, 表面干净, 粒内多具自形—半自形斜长石小板条嵌晶。

5. 基性熔岩

基性熔岩主要为具枕状构造的玄武岩和辉石玄武岩, 岩石以发育枕状构造为特征。岩枕一般长 20~30 cm, 最大可达 50 cm; 枕状构造保存完好, 无显著压扁现象。岩石具斑状结构, 基质间粒结构, 由斑晶和基质两部分组成。斑晶成分主要为斜长石 (5%), 呈自形—半自形长板状, 粒度 0.1~2.0 mm 不等, 粒内聚片双晶不十分清晰, 但双晶叶片宽, 聚合状分布; 具绢云母化、黝帘石化和绿泥石化。基质主要由斜长石 (50%)、辉石 (40%~50%) 组成, 粒径小于 0.2 mm, 微晶斜长石呈细小长板条状均匀分布, 局部形成架状; 辉石为普通辉石, 呈细小柱粒状, 多为均匀分布, 具绿泥石化, 矿物多呈填隙状沿斜长石格架充填。岩石多受后期动力变质作用改造, 发育不规则网状裂隙, 裂隙内充填物为碳酸盐、硅质、铁质及绿泥石。网状裂隙将岩石切割成似角砾状, 但碎块间并无位移。

6. 硅质岩

纳木错西岸硅质岩一般呈中—薄层状夹于基性熔岩内，或呈独立硅质岩单元产于基性熔岩之上，厚度为数米至数十米。岩石呈灰白色、青灰色，具良好细密的纹层状层理，成分单纯，均为硅质，含不同比例的放射虫；部分岩石为典型的放射虫硅质岩。在玉古拉一带尚出露深灰色硅质页岩。

二、岩石化学特征

纳木错西岸蛇绿岩内地幔变质橄榄岩单元主要由方辉橄榄岩组成，纯橄岩组分极少；蛇绿岩岩石化学成分如表 3-1。从表 3-1 可以看出，变质橄榄岩 CaO 含量为 0.08% ~ 0.48%， Al_2O_3 含量为 0.27% ~ 0.73%， TiO_2 含量为 0.03% ~ 0.05%，具低 CaO、 Al_2O_3 及 TiO_2 的特征，反映它们是原始地幔二辉橄榄岩较高程度部分熔融后的残余组成；此外，方辉橄榄岩 MgO (38.81% ~ 40.41%) 和 Mg^* (0.84 ~ 0.87) 相对较高，接近强烈亏损方辉橄榄岩，类似亏损的地幔岩。随着 MgO 含量减少，自地幔橄榄岩到辉长岩，MgO 和 Mg^* 相应降低，而 Al_2O_3 、CaO 含量显著增加， SiO_2 、 TiO_2 含量也呈依次增高的特征 (表 3-1)。

纳木错西岸蛇绿岩中的辉绿岩和辉石玄武岩在空间上紧密共生，二者岩石化学成分非常相似，常难以区分。其中辉石玄武岩 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 含量为 2.86% ~ 3.87%，平均为 3.85%，大多数样品含量接近洋脊玄武岩的平均含量 ($< 0.3\%$)，少数样品的含量略高于洋脊玄武岩的平均含量； TiO_2 含量多介于 0.74% ~ 1.24%，平均含量为 0.91%，略低于或接近洋脊玄武岩的平均含量 (1.5%)； P_2O_5 的含量为 0.06% ~ 0.12%，平均含量为 0.09%，也略低于或接近洋脊玄武岩的平均含量 (0.14%)。其中 K_2O 含量一般为 0.38% ~ 0.51%，稍高，但仍以低钾为特征。在 $\text{FeO}^* - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ 三角图上，绝大多数点都落在洋脊玄武岩区 (图 3-1)。

三、稀土元素地球化学特征

纳木错西岸蛇绿岩的稀土元素丰度如表 3-2；变质橄榄岩稀土配分模式如图 3-2。分析表 3-2 与图 3-2 可以看出，测区变质橄榄岩 (方辉橄榄岩) 稀土元素的 ΣREE 为 0.62×10^{-6} ~ 3.49×10^{-6} ；变质橄榄岩相对于球粒陨石，稀土元素丰度较低，但变化范围较大，轻重稀土分馏程度不甚明显， $\text{La}/\text{Yb} = 0.75 \sim 1.06$ 。稀土配分模式从轻稀土到重稀土总趋势呈向右缓倾特征。部分变质橄榄岩稀土元素配分模式显示为开阔的 U 型，表明其相对于球粒陨石，中稀土较轻、重稀土元素有更大的亏损，与阿尔卑斯型方辉橄榄岩的稀土分配型式基本一致；部分变质橄榄岩稀土元素配分模式基本属于平坦型，有弱的正铈异常，与班公—怒江中段东巧蛇绿岩稀土配分模式具有相同特征。这两种稀土分配样式显示纳木错西岸蛇绿岩变质橄榄岩具有不同的地幔亏损程度，反映了一种残留地幔岩的稀土元素地球化学特征。

分析纳木错西岸蛇绿岩套玄武岩的稀土元素丰度 (表 3-2) 和玄武岩稀土配分模式 (图 3-3)，可以看出，纳木错西岸蛇绿岩玄武岩的 ΣREE 为 53.88×10^{-6} ~ 87.15×10^{-6} ， La/Yb 一般为 0.34 ~ 0.91，不具负铈异常。玄武岩稀土元素配分模式总趋势为轻稀土元素略亏损的平坦型，与洋脊玄武岩稀土元素配分模式非常相似。

表 3-1 纳木错西岸蛇绿岩岩石化学成分($w_B\%$)Table 3-1 Chemical composition of ophiolite in west bank of Namco lake ($w_B/\%$)

样号	岩石名称	分析号	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	CO ₂	H ₂ O ⁻	灼失量	总和
B004	方辉橄榄岩	22001	39.16	0.73	0.05	6.51	1.03	0.08	38.81	0.02	0.03	0.13	0.02	13.17	0.12	1.19	13.19	99.86
B010 - 6	方辉橄榄岩	22003	39.46	0.44	0.04	4.94	2.13	0.08	39.04	0.02	0.02	0.12	0.05	13.37	0.39	1.48	13.72	100.1
B012 - 12	方辉橄榄岩	22004	39.14	0.67	0.04	6.12	1.22	0.08	39.27	0.01	0.02	0.13	0.03	13.19	0.22	1.17	13.4	100.14
B020 - 1	方辉橄榄岩	22006	36.42	0.43	0.05	5.61	1.34	0.2	40.03	0.01	0.02	0.08	0.01	12.32	3.02	1.01	15.69	99.54
B034 - 1	方辉橄榄岩	22013	39.52	0.27	0.04	5.73	1.37	0.04	39.03	0.01	0.02	0.11	0.01	13.12	0.81	1.01	13.28	100.08
B035 - 7	方辉橄榄岩	22014	37.58	0.36	0.03	4.8	1.68	0.04	40.41	0.01	0.03	0.13	0.01	13.97	0.6	1.35	14.35	99.65
B036	方辉橄榄岩	22015	40.08	0.27	0.04	4.65	1.56	0.08	39.47	0.01	0.03	0.11	0.01	13.05	0.58	1.1	13.14	99.94
B055 - 1	方辉橄榄岩	22016	39.24	0.43	0.04	6.33	0.98	0.48	38.74	0.01	0.03	0.069	0.02	12.89	0.84	1.22	13.26	100.1
B057 - 1	方辉橄榄岩	22017	39.1	0.35	0.04	5.92	1.46	0.08	38.84	0.01	0.03	0.043	0.03	13.63	0.36	1.47	13.86	99.89
B010 - 5	辉长岩	22002	52.68	12.47	0.56	1.74	8.07	7.81	9.48	0.72	3.49	0.17	0.07	2.08	0.21	0.4	2.07	99.55
B060 - 1	辉绿岩	22018	48.64	15.01	0.92	2.95	5.48	10.78	9.09	0.38	2.48	0.17	0.1	3.88	0.2	0.66	3.68	100.08
B015	玄武岩	22005	47.96	15.45	0.85	3.37	5.1	8.99	8.37	0.65	3.3	0.18	0.08	3.84	1.38	0.48	4.84	99.52
B031 - 1	玄武岩	22007	44.28	14.12	0.74	2.48	5.58	10.98	9.29	0.44	2.89	0.19	0.06	4.3	4.68	0.79	8.41	100.03
B031 - 3	玄武岩	22008	49.4	13.91	0.94	3.68	5.8	8.59	9.75	0.41	2.5	0.19	0.07	3.61	1.08	0.78	3.69	99.93
B031 - 6	玄武岩	22009	48.02	14.35	0.74	2.32	5.72	8.55	9.17	0.51	3.36	0.18	0.08	4.28	2.32	0.8	5.99	99.6
B060 - 3	玄武岩	22019	47.4	13.51	1.24	6.68	3.42	11.93	5.17	0.44	4.15	0.17	0.12	2.43	3.22	0.38	5.36	99.88

测试分析工作由河北省区域地质调查研究所实验室协助完成。

表 3-2 纳木错西岸蛇绿岩稀土元素丰度表($w_B/10^{-6}$)

Table 3-2 Table of contents of REE of ophiolite from west bank of Namco lake ($w_B/10^{-6}$)

样号	岩石名称	Ce	Dy	Er	Eu	Gd	Ho	La	Lu	Nd	Pr	Sm	Tb	Tm	Y	Yb	Σ REE
B004	方辉橄榄岩	0.3	0.03	0.02	0.012	0.03	0.01	0.1	0.005	0.1	0.04	0.03	0	0.02	0.12	0.02	0.837
B010 - 6	方辉橄榄岩	0.9	0.08	0.06	0.023	0.09	0.02	0.4	0.01	0.4	0.11	0.09	0.02	0.01	0.51	0.07	2.793
B012 - 12	方辉橄榄岩	0.2	0.01	0.05	0.001	0.02	0	0.1	0.002	0.1	0.02	0.01	0.01	0.01	0.17	0	0.703
B020 - 1	方辉橄榄岩	0.7	0.14	0.1	0.012	0.1	0.03	0.3	0.01	0.3	0.09	0.1	0.02	0.01	0.72	0.11	2.742
B034 - 1	方辉橄榄岩	1.2	0.04	0.03	0.032	0.07	0.01	0.6	0.01	0.6	0.15	0.08	0.01	0.004	0.63	0.03	3.496
B035 - 7	方辉橄榄岩	0.2	0.02	0.01	0.009	0.02	0.01	0.1	0.01	0.1	0.02	0.02	0.001	0.001	0.09	0.02	0.631
B036	方辉橄榄岩	0.3	0.02	0.02	0.01	0.03	0.01	0.2	0.004	0.1	0.04	0.04	0.004	0.002	0.11	0.01	0.9
B055 - 1	方辉橄榄岩	0.2	0.02	0.03	0.005	0.02	0.01	0.1	0.01	0.1	0.02	0.02	0.003	0.002	0.14	0.02	0.7
B057 - 1	方辉橄榄岩	0.1	0.03	0.02	0.003	0.02	0.01	0.1	0.01	0.1	0.02	0.03	0.004	0.003	0.15	0.02	0.62
B010 - 5	辉长岩	19.12	3.4	2.27	0.704	3.07	0.8	7.7	0.39	10.8	2.5	2.6	0.57	0.37	16.75	2.53	73.574
B060 - 1	辉绿岩	8.4	4.18	2.68	1.071	3.38	0.99	3.1	0.44	6.9	1.34	2.42	0.68	0.44	20.37	2.97	59.361
B015	玄武岩	7.8	4.16	2.75	1.108	3.48	0.97	2.8	0.42	7.6	1.38	2.59	0.7	0.44	20.82	2.99	60.008
B031 - 1	玄武岩	6.6	3.43	2.46	0.763	2.75	0.84	2.5	0.4	5.5	1.06	1.96	0.55	0.41	21.83	2.83	53.883
B031 - 3	玄武岩	6.3	3.89	2.79	0.868	3.12	0.95	2.2	0.47	5.8	1.09	2.1	0.64	0.47	20.72	3.17	54.578
B031 - 6	玄武岩	5.5	3.41	2.42	0.798	2.58	0.82	2.1	0.4	5.3	0.95	1.84	0.53	0.39	18.68	2.74	48.458
B060 - 3	玄武岩	12.4	5.34	3.66	1.369	4.51	1.29	4.8	0.59	11	2.08	3.56	0.89	0.62	30.88	4.16	87.149

测试分析由中国地质科学院地球物理地球化学勘查研究所协助完成。

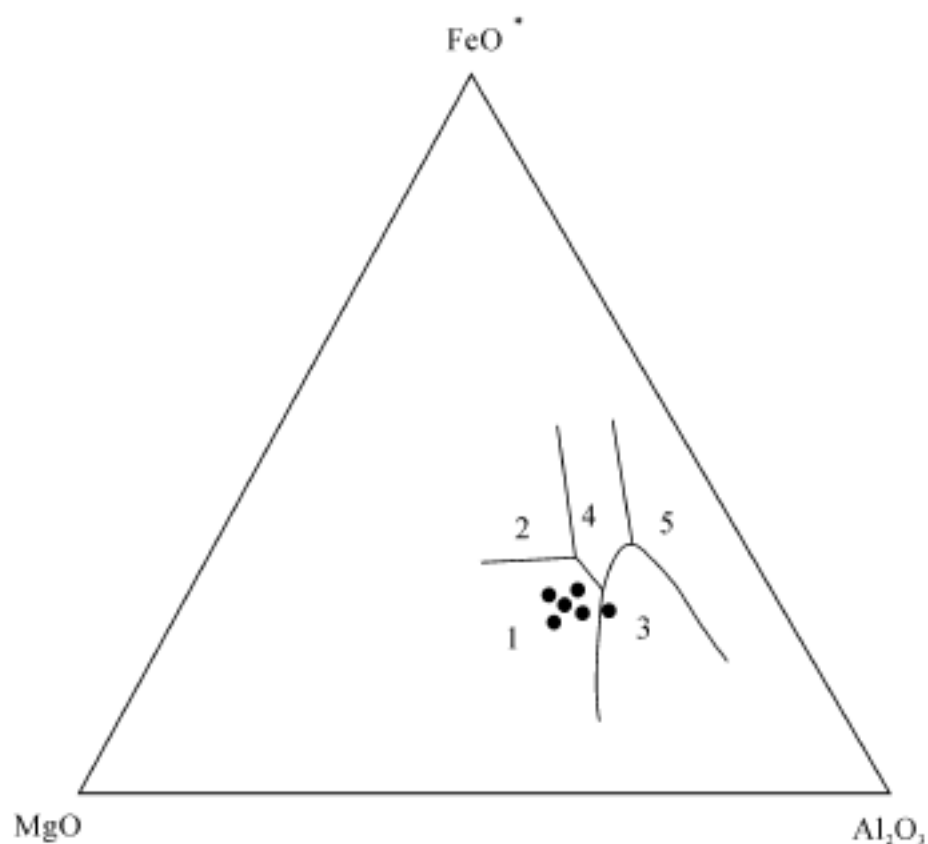


图 3-1 纳木错西岸蛇绿岩玄武岩 FeO^* - MgO - Al_2O_3 图解
(Pearce, 1977)

Fig.3-1 FeO^* - MgO - Al_2O_3 diagram of ophiolite in west bank of Namco lake
1—洋中脊及洋底；2—大洋岛屿；3—造山带；4—大陆板块内部；5—扩张中心岛屿（冰岛）

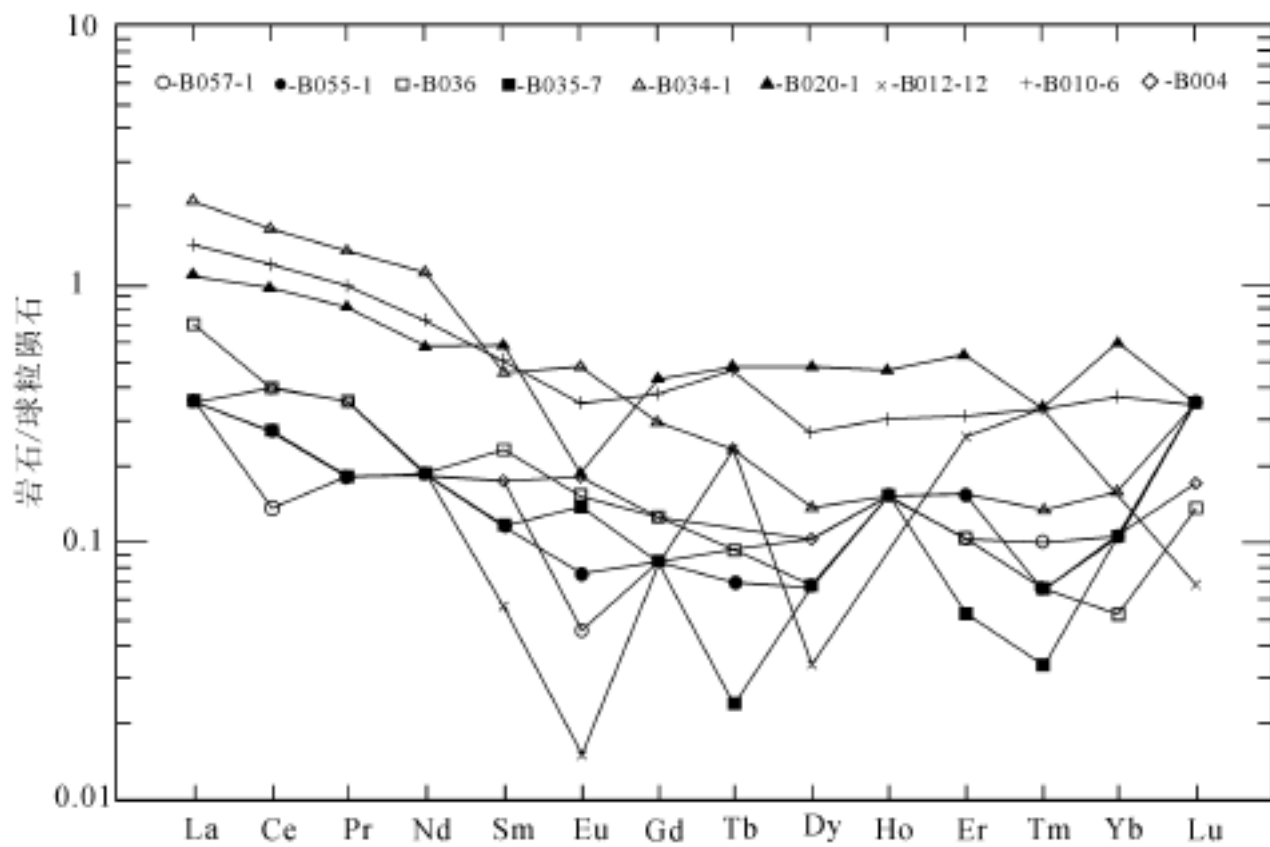


图 3-2 纳木错西岸蛇绿岩变质橄榄岩稀土元素配分模式图

Fig.3-2 REE pattern of metamorphic peridotites of ophiolite in west bank of Namco lake
样号代表岩石名称同表 3-1，以下同

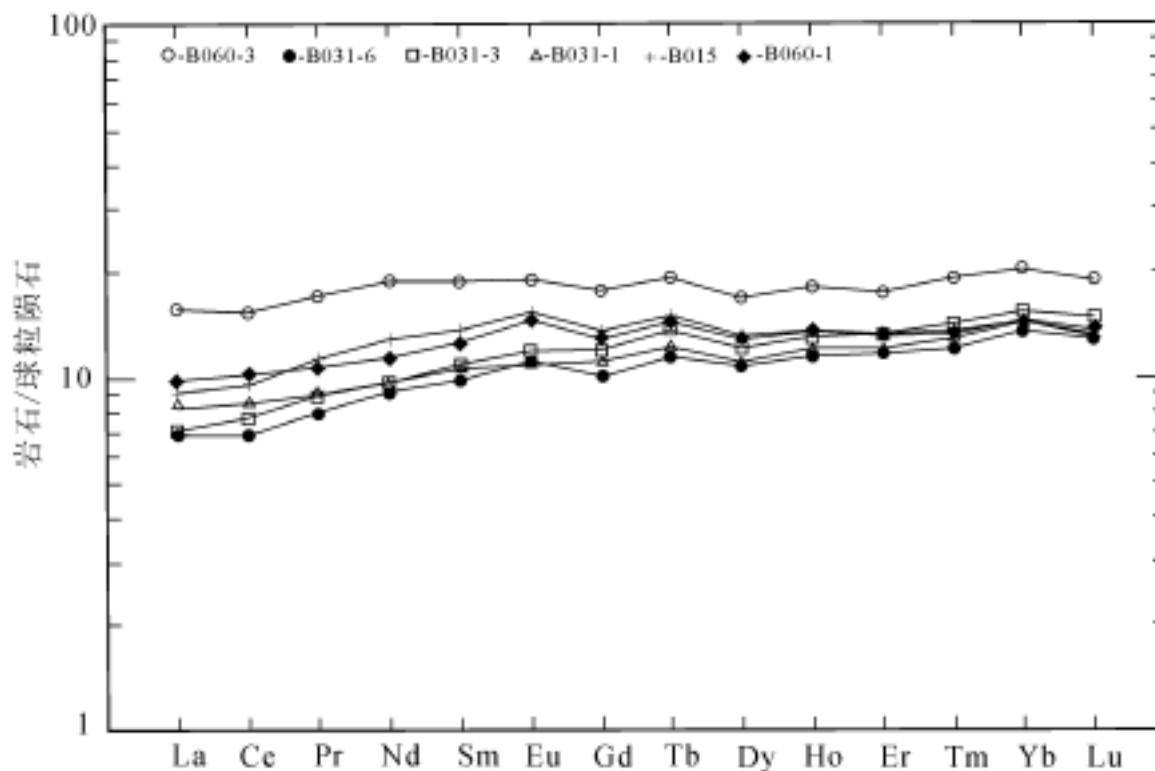


图 3-3 纳木错西岸蛇绿岩玄武岩稀土元素配分模式图

Fig.3-3 REE pattern of basalts of ophiolite in west bank of Namco lake

四、微量元素地球化学特征

纳木错西岸蛇绿岩微量元素含量如表 3-3。变质橄榄岩（方辉橄榄岩为主）与原始地幔岩的微量元素特征相比，大离子亲石元素 K、Rb、Sr、Ba 的丰度普遍较低，不活动元素 Nb、Ta、Zr、Hf 的丰度亦较低，而放射性元素 U、Th 丰度则较高；此外，方辉橄榄岩中 Cr、Ni 元素相对富集，贫不相容元素。在 N-MORB 标准化蛛网图中，方辉橄榄岩相对富集 Rb、Th、Ta 等元素，贫 Hf、Sm、Yb（图 3-4）。从玄武岩、辉绿岩微量元素蛛网图可以看出，大离子亲石元素（K、Rb、Ba）呈近似平坦型，辉绿岩和玄武岩样品相对变化范围不大，两者在 Nb-Yb 段的曲线型式很相似，但辉绿岩相对于玄武岩来说，元素丰度偏低；在 Ba-Ta 段，玄武岩较辉绿岩富 Ba、Ta，而贫 Th；与 N-MORB 相比，玄武岩样品略富 Ba、Th、La、Ce，分布型式非常类似于准洋脊或洋底玄武岩的特征（图 3-5、3-6）。

五、形成时代与构造环境分析

纳木错西岸蛇绿岩基性熔岩单元以出露辉石玄武岩为特征，发育良好的枕状构造，并与纹层状、条带状硅质岩紧密伴生。辉石玄武岩的岩相学、岩石化学、稀土元素及微量元素具有洋脊拉斑玄武岩或准洋脊玄武岩特征。分析纳木错西岸蛇绿岩中辉石玄武岩的地球化学特征，可以看出，玄武岩岩石化学成分在 TiO_2-FeO^*/MgO 图上，投影点均落在洋脊玄武岩区（图 3-6a），与 $FeO^*-MgO-Al_2O_3$ 三角图上的落点一致（图 3-1）。稀土元素配分模式为轻稀土略亏损的平坦型，与洋脊玄武岩的稀土模式极其相似。在 $Ti/1000-V$ 图上，纳木错西岸蛇绿岩玄武岩微量元素的投影点均落在洋底玄武岩区（图 3-6b）；在 Zr-Ti 图上，投影点则落在洋底玄武岩区和低钾拉斑玄武岩区（图 3-6c）；而在 Zr-Zr/Y 图上，微量元素落点投在洋脊玄武岩与岛弧玄武岩过渡区（图 3-6d）。综合对比纳木错西岸蛇绿岩与班公-怒

表 3-3 纳木错西岸蛇绿岩微量元素含量表($w_B/10^{-6}$)

Table 3-3 Table of contents of trace elements of ophiolite from west bank of Namco lake ($w_B/10^{-6}$)

样号	岩石名称	Cs	Hf	Nb	Pb	Sc	Ta	Th	U	Ba	Be	Co	Cr	Cu	Li	Mn	P	Sr	Ti	V	Zr	Rb	MgO	K ₂ O	Au	Sn	W	Ni	CO ₂
B004	方辉橄榄岩	0.02	0.63	0.2	0.1	6.4	0.17	0.01	0.03	8	0.3	67	559	7.1	0.3	865	14	5	58	14	10.1	2.1	48.22	0.01	2.4	1.1	0.09	2365	0.12
B010 - 6	方辉橄榄岩	0.22	0.03	0.6	0.3	8.9	0.39	0.19	0.18	13	0.31	64	571	5	0.6	867	40	6	57	15	1	2.1	49.17	0.01	0.4	1.52	0.34	2333	0.39
B012 - 12	方辉橄榄岩	0.03	0.08	0.2	0.1	6.7	0.32	0.01	0.03	8	0.3	62	552	1.8	0.1	845	13	4	27	11	1.5	2.1	49.63	0.01	0.4	1.18	0.08	2366	0.22
B020 - 1	方辉橄榄岩	0.73	0.02	1.3	0.3	7.6	1.24	0.07	0.06	3	0.3	59	327	2.3	1.1	582	8	8	47	7	1	2.1	47.6	0.01	0.4	1.12	0.09	2148	3.02
B034 - 1	方辉橄榄岩	0.09	0.01	1	0.1	7.1	0.67	0.29	0.14	1	0.3	59	393	3.3	2.3	783	2	6	37	9	1	2.1	47.64	0.01	0.2	1.41	0.06	2273	0.81
B035 - 7	方辉橄榄岩	0.04	0.03	0.1	0.1	6	0.04	0.02	0.01	4	0.3	54	456	0.9	0.4	839	2	2	31	12	1	2.1	48.36	0.01	0.2	1.24	0.15	2143	0.6
B036	方辉橄榄岩	0.18	0.06	0.2	0.1	4.2	0.14	0.1	0.06	9	0.3	61	327	6.1	0.1	778	7	4	38	7	2.1	2.1	49.21	0.01	0.2	0.9	0.03	2108	0.58
B055 - 1	方辉橄榄岩	0.1	0.04	0.4	0.4	6.7	0.13	0.1	0.4	4	0.3	63	413	2	0.1	474	7	11	37	11	1.1	2.1	46.12	0.02	0.7	1.41	0.03	2257	0.84
B057 - 1	方辉橄榄岩	0.02	0.01	0.1	0.1	6.1	0.09	0.04	0.01	2	0.3	59	532	4.8	0.3	313	29	4	32	10	1	2.1	47.21	0.01	0.2	1.45	0.02	2536	0.36
B010 - 5	辉长岩	0.28	3.63	11.9	2.2	39	12.16	1.31	0.19	147	0.88	30	254	1.5	15.4	1248	311	224	4037	218	66.2	27.1	9.72	0.77	0.5	1.54	0.31	77	0.21
B060 - 1	辉绿岩	0.95	2.12	4	1.4	31.7	0.36	0.35	0.11	32	0.3	32	256	61.8	23.6	1126	448	161	5426	193	55.1	6.4	9.24	0.38	0.3	1.04	0.03	158	0.2
B015	玄武岩	0.85	2.05	3.8	2.9	33.3	0.65	0.42	0.06	60	0.3	31	223	78.6	32.4	1292	384	173	5617	193	59	19.4	8.55	0.63	1.3	1.07	0.19	118	1.38
B031 - 1	玄武岩	8.87	1.21	4.1	2.7	46.7	0.93	1.12	0.23	366	0.3	31	194	91.5	32	1260	267	246	4485	202	41.9	9.1	9.28	0.44	0.8	0.93	0.19	89	4.68
B031 - 3	玄武岩	5.17	1.84	3.4	0.2	47.5	0.64	0.31	0.07	273	0.3	36	129	91.3	24	1330	381	191	6375	272	62	9.4	9.42	0.4	1.6	1.32	0.1	74	1.08
B031 - 6	玄武岩	11.3	1.31	3	0.5	43.2	0.7	0.28	0.12	594	0.3	31	207	97.5	29.6	1223	275	233	4886	223	44.4	11.5	9.16	0.51	3.4	0.91	0.1	88	2.32
B060 - 3	玄武岩	1.12	2.46	4.6	1.8	36	0.35	0.37	0.1	26	0.3	30	135	51.9	14.4	1143	566	158	7362	83	83	83	5.01	0.47	1.4	0.97	0.06	83	3.22

氧化物含量为 $\times 10^{-2}$; 测试分析由中国地质科学院地球物理地球化学勘查研究所协助完成。

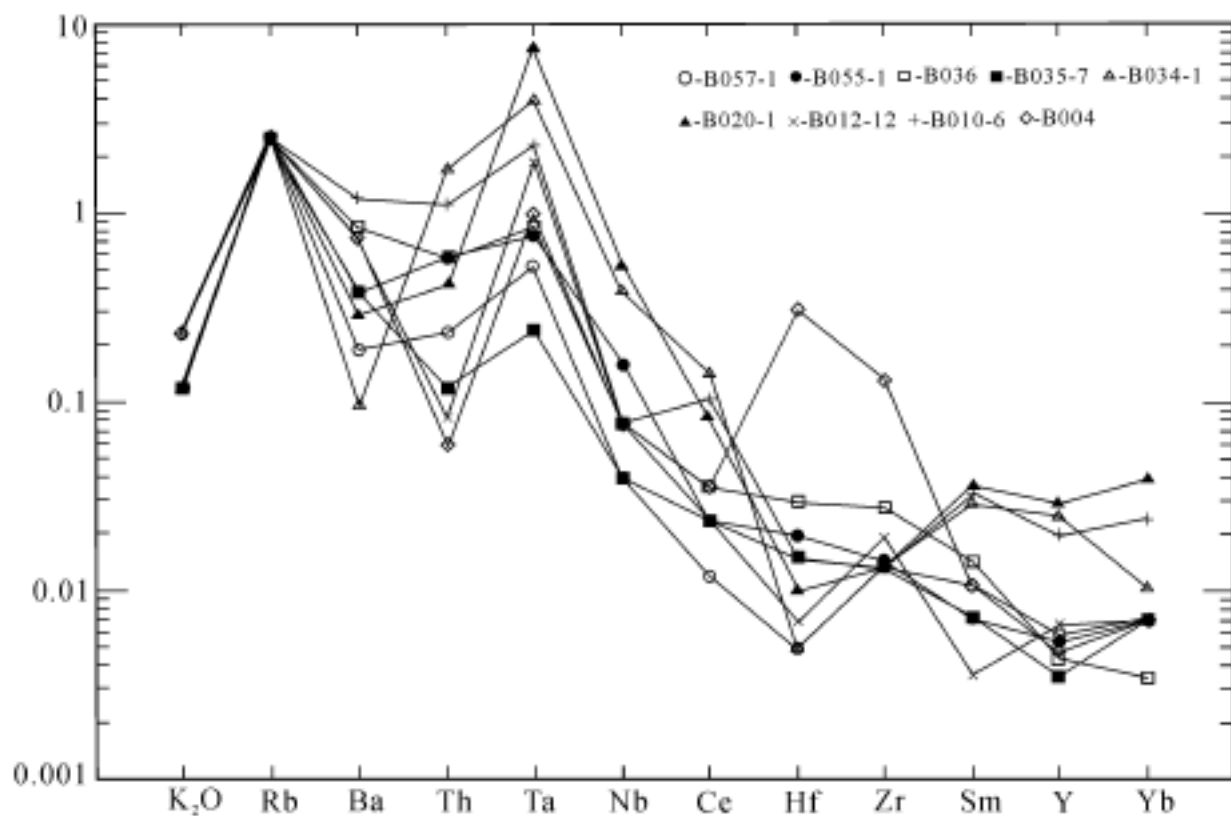


图 3-4 纳木错西岸蛇绿岩变质橄榄岩微量元素蛛网图

Fig.3-4 Pattern of trace elements of metamorphic peridotites of ophiolite in west bank of Namco lake

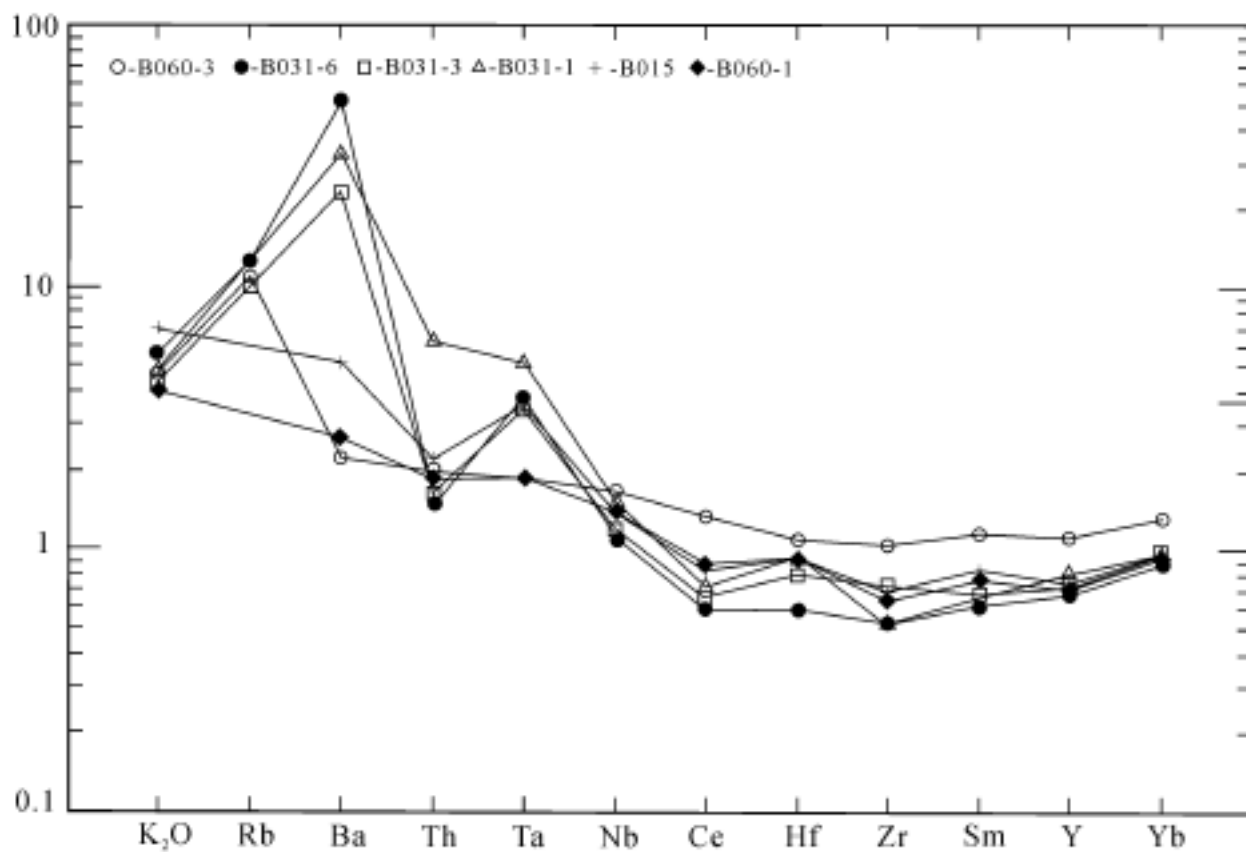


图 3-5 纳木错西岸蛇绿岩玄武岩微量元素蛛网图

Fig.3-5 Pattern of trace elements of basalts of ophiolite in west bank of Namco lake

江缝合带蛇绿岩（肖序常等，2000）的岩石地球化学特征，发现两者具有很多相似性，都形成于新特提斯北洋盆的海底扩张环境；说明纳木错西岸蛇绿岩也属新特提斯北洋盆的洋

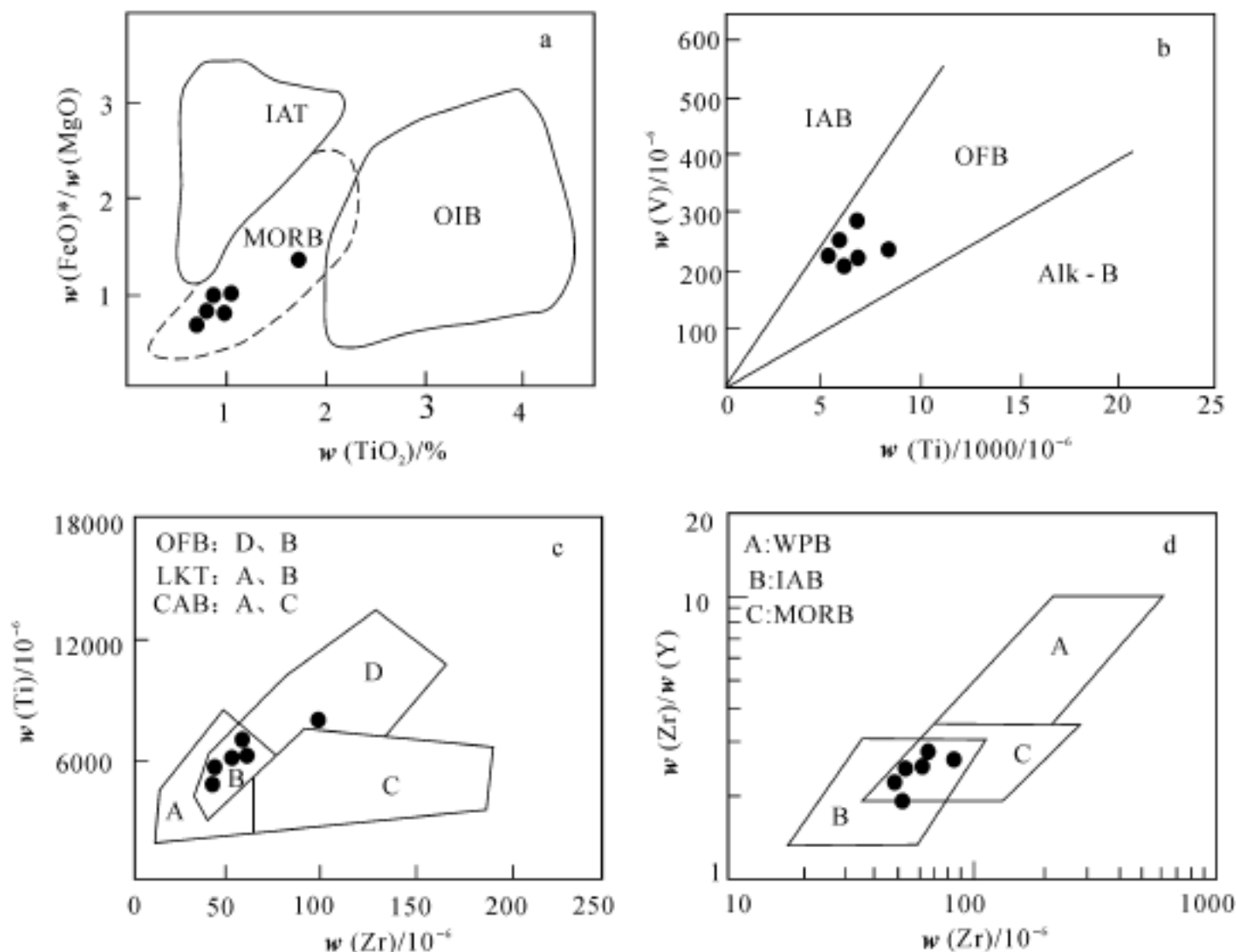


图 3-6 纳木错西岸蛇绿岩玄武岩地球化学图

Fig.3-6 Geochemistry diagram of basalts of ophiolite in west bank of Namco lake illustrating tectonic settings

a— $w(\text{FeO}^*) / w(\text{MgO}) - w(\text{TiO}_2)$ 图； b— $w(\text{V}) - w(\text{Ti})$ 图；

c— $w(\text{Ti}) - w(\text{Zr})$ 图； d— $w(\text{Zr}) / w(\text{Y}) - w(\text{Zr})$ 图

IAT—岛弧拉斑玄武岩； MORB—洋脊玄武岩； OIB—洋岛玄武岩； IAB—岛弧玄武岩； OFB—洋底玄武岩； Alk-B—碱性玄武岩； LKT—低钾拉斑玄武岩； CAB—钙碱性玄武岩； WPB—板内玄武岩

壳残余，是新特提斯北洋盆海底扩张阶段的产物。

对纳木错西岸蛇绿岩取代表性样品，进行 Rb-Sr 等时线同位素测年，分析蛇绿岩形成时代，判别对应古洋壳扩张和伸展变形时代。用于测年的 3 个样品取自各昌查玉东侧尼弄如穷，为蛇纹石化方辉橄榄岩和蛇纹石化纯橄岩；另外 1 个样品取自测区西测生觉地区的变质辉长岩。对纳木错西岸 3 个蛇绿岩带蛇纹石化橄榄岩样品进行全岩 Rb-Sr 等时线测年，3 个样品的线性相关性良好，所得年龄为 $166 \pm 26 \text{ Ma}$ (图 3-7)。对生觉北侧的韧性剪切带变质辉长岩样品进行单矿物 Rb-Sr 等时线测年，所得年龄为 $173 \pm 10 \text{ Ma}$ (图 3-8)。测年结果表明，纳木错西岸蛇绿岩带橄榄岩、辉长岩的 Rb-Sr 等时线年龄 ($166 \sim 173 \text{ Ma}$) 与班公-怒江缝合带东巧蛇绿岩形成时代 172 Ma (西藏区域地质志, 1993) 和角闪石 K-Ar 同位素年龄 179 Ma (肖序常等, 2000) 相近，基本代表各蛇绿岩带的形成时代，均属新特提斯北洋盆古洋壳残片。

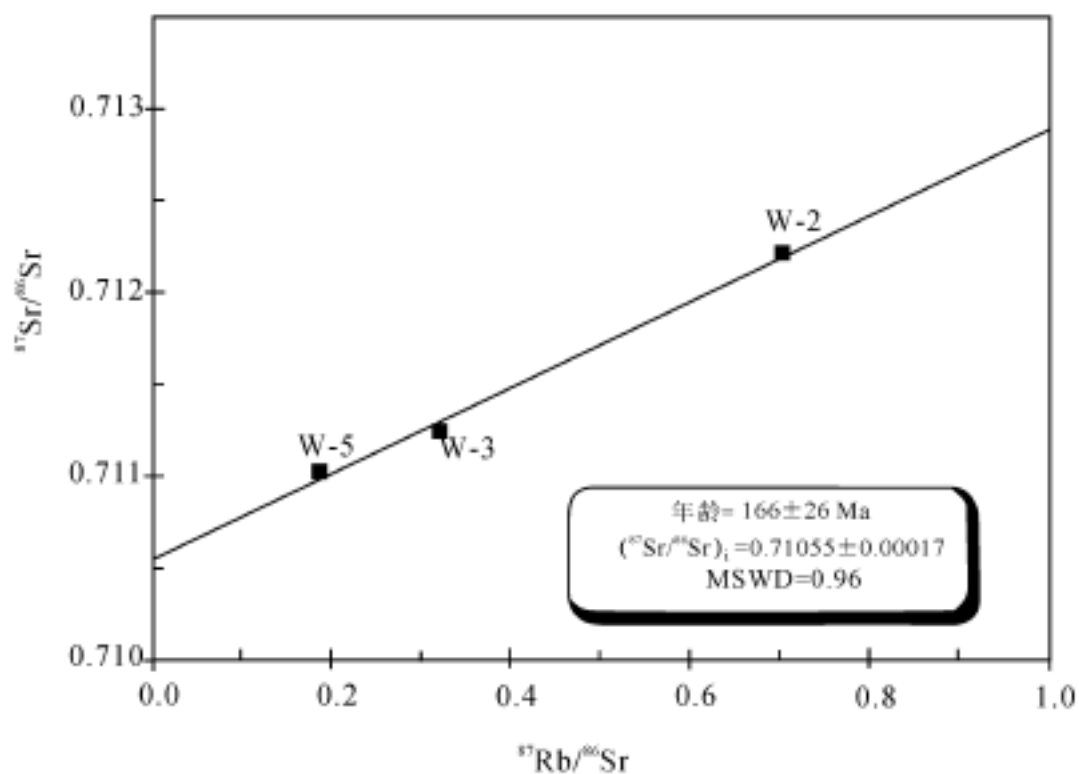


图 3-7 纳木错西岸蛇绿岩 Rb-Sr 等时线图

Fig.3-7 Rb-Sr isochronic diagram of ophiolite whole rock from west bank of Namco lake

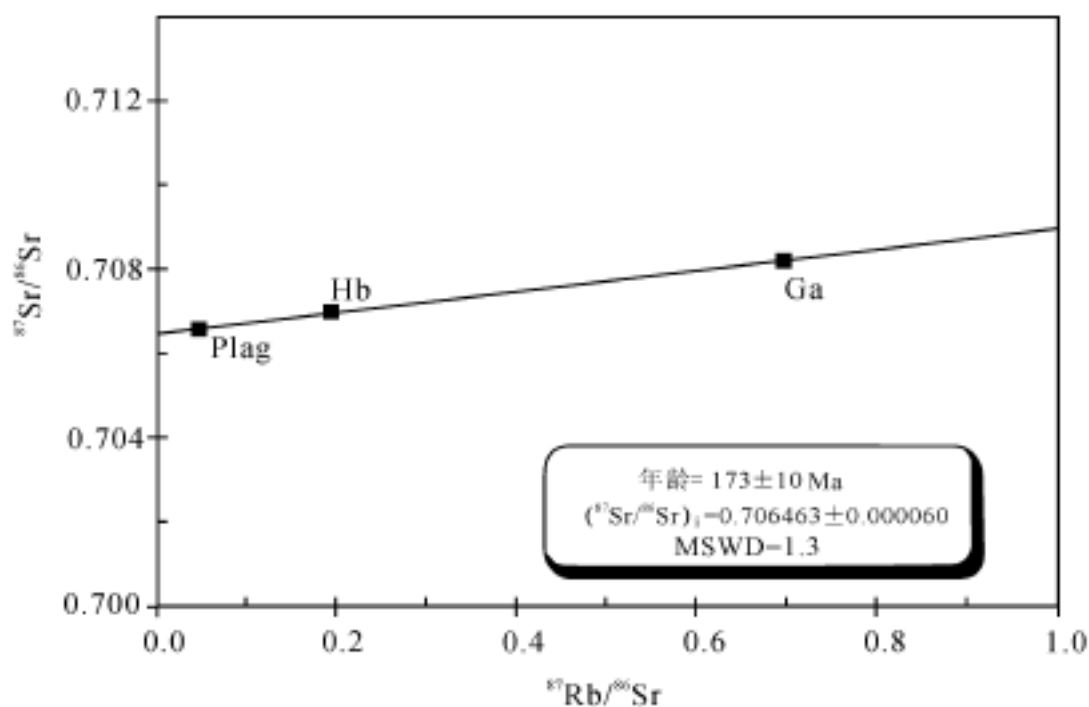


图 3-8 纳木错西岸辉长岩 Rb-Sr 等时线图

Fig.3-8 Rb-Sr isochronic diagram of pure minerals of ophiolite from west bank of Namco lake

六、蛇绿岩对比分析

纳木错西岸蛇绿岩分布于班公-怒江蛇绿岩带和雅鲁藏布江蛇绿岩带之间（图 2-1）。为了研究纳木错西岸蛇绿岩的形成环境和大地构造属性，恢复新特提斯古大洋扩张增生过程和形成演化历史，有必要将纳木错西岸蛇绿岩与班公-怒江蛇绿岩、雅鲁藏布江蛇绿岩

进行对比分析。前人对班公-怒江蛇绿岩和雅鲁藏布江蛇绿岩进行过长期研究工作，积累了丰富的岩石学、岩石化学、岩石地球化学和同位素年代学资料（肖序常等，2000），为对比分析纳木错西岸蛇绿岩、恢复古构造环境奠定了良好基础。

班公-怒江蛇绿岩带玄武岩的稀土配分模式以平坦型为主（图 3-9），与纳木错西岸蛇绿岩带玄武岩平坦型稀土配分模式（图 3-3）相同；仅部分样品呈现出 LREE 轻度亏损。

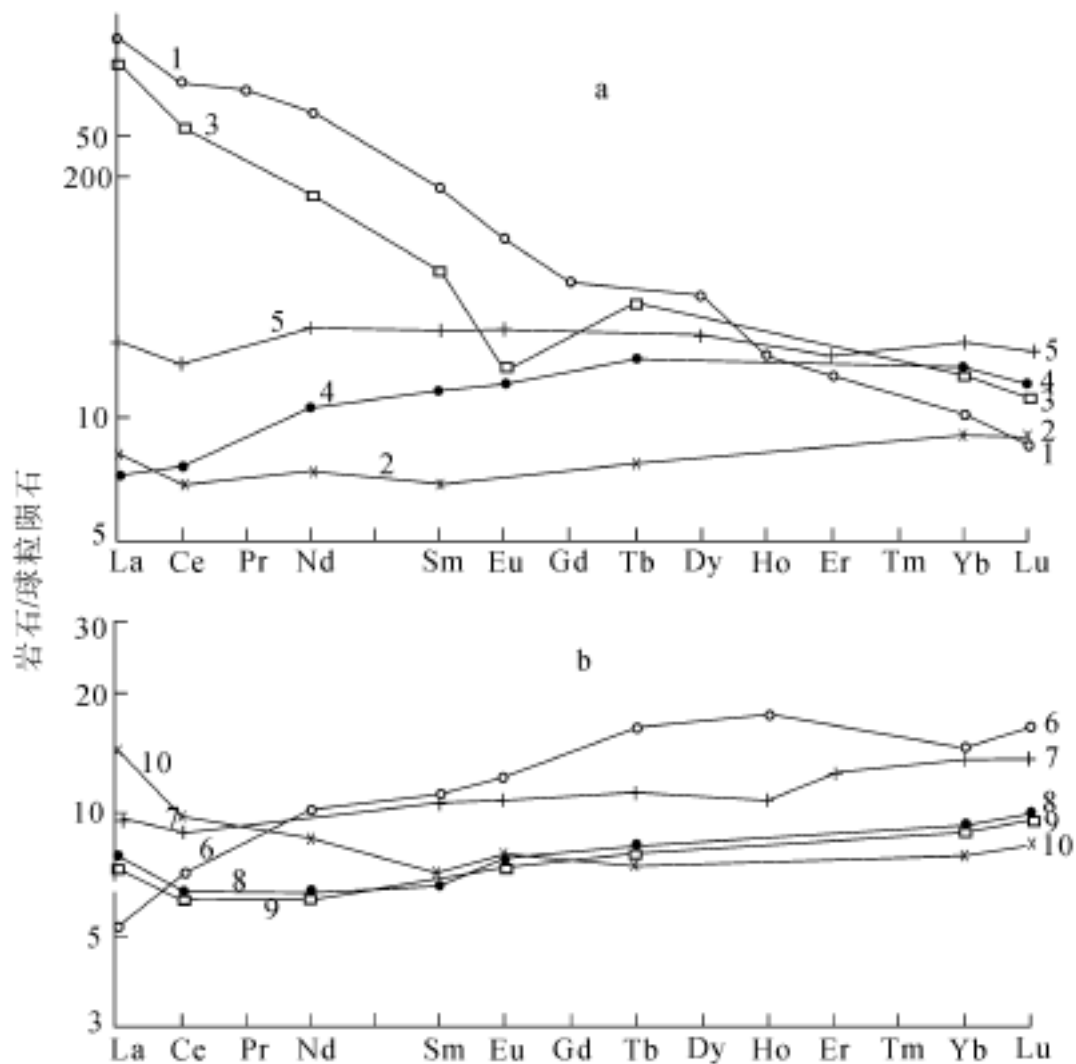


图 3-9 班公-怒江蛇绿岩带玄武岩稀土配分模式图
(据肖序常等，2000)

Fig.3-9 REE pattern of basalts of ophiolites distributed in Bangoin-Nujiang suture

1—洞错；2—日土；3—狮泉河；4—永珠；5—丁青；6—安多；7—察曲；8—拉弄；9—江错；10—罗布中

而雅鲁藏布江蛇绿岩带玄武岩样品或表现出不同程度的 LREE 轻度亏损，或表现出 LREE 富集特征（图 3-10），与纳木错西岸蛇绿岩带玄武岩平坦型稀土配分模式（图 3-3）存在比较明显的区别。

根据玄武岩 $\text{FeO}^*/\text{MgO-TiO}_2$ 与 Ti-Zr 岩石化学图解，纳木错西岸蛇绿岩带玄武岩均落入洋中脊玄武岩（MORB）区，反映纳木错西岸蛇绿岩形成于大洋中脊扩张环境（图 3-6）。班公-怒江蛇绿岩带玄武岩大部分样品落入洋中脊玄武岩（MORB）区，形成于大洋中脊扩张环境；部分样品落入洋岛玄武岩（OIB）和岛弧玄武岩（IAT）区（图 3-11a、b）。雅鲁藏布江蛇绿岩带西段玄武岩主要落入洋中脊玄武岩（MORB）和洋岛玄武岩（OIB）区（图 3-12a、b），形成于大洋扩展环境；中段玄武岩主要落入洋中脊玄武岩（MORB）和岛弧玄武岩（IAT）区（图 3-12c），分别形成于大洋中脊扩张环境和岛弧带

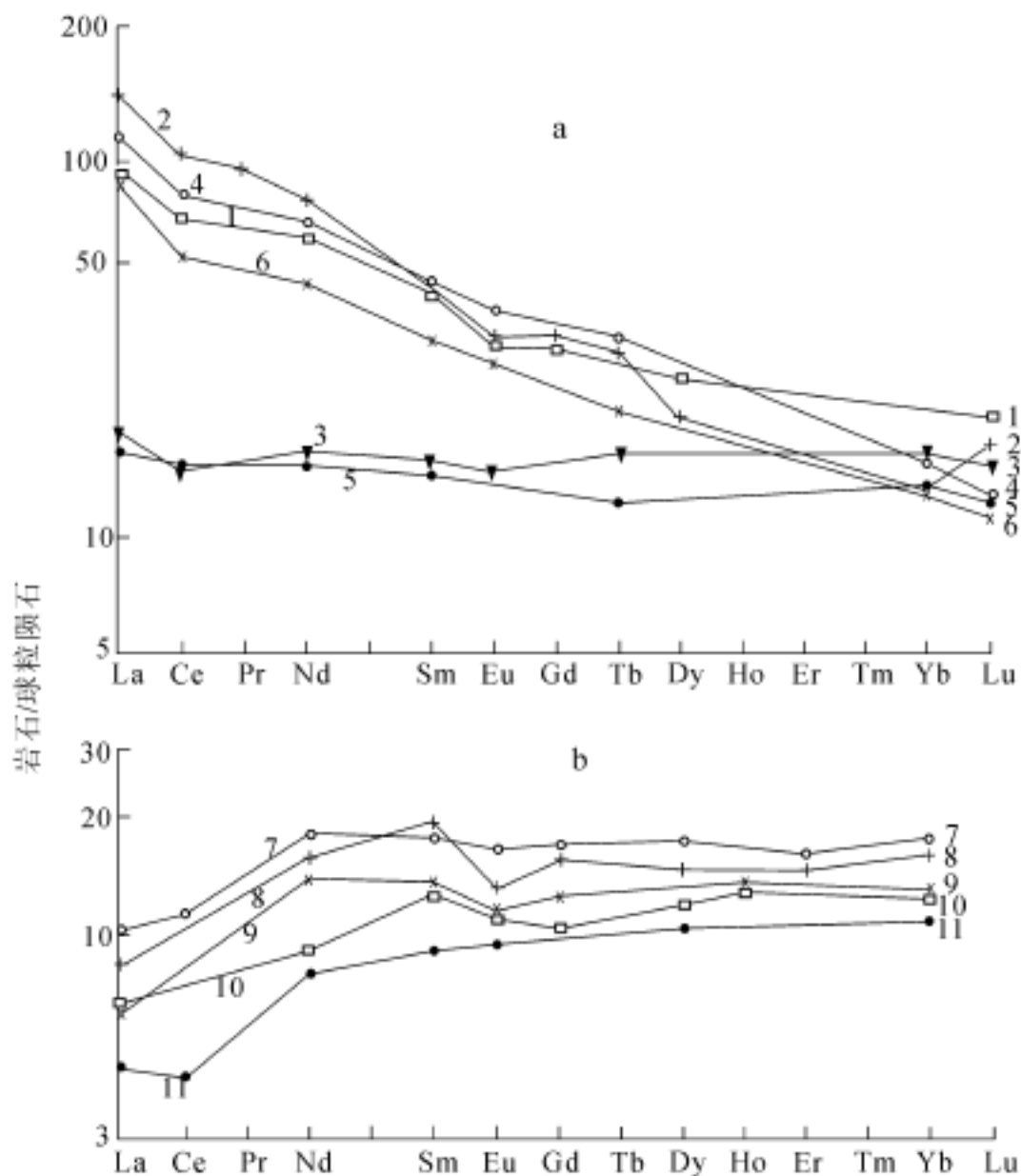


图 3-10 雅鲁藏布江蛇绿岩带玄武岩稀土配分模式图

(据肖序常等, 2000)

Fig.3-10 REE pattern of basalts of ophiolites distributed in Yalu-Zangbu suture

1—达机翁; 2—拉昂错; 3—西兰塔; 4—加纳朋; 5—休古嘎布; 6—公珠错;

7—桑桑南; 8—扎嘎甫; 9—江当; 10—路曲; 11—得几乡

俯冲消减环境。对比不同蛇绿岩带玄武岩的 $\text{FeO}^*/\text{MgO-TiO}_2$ 与 Ti-Zr 图解样品分布特征, 可以看出, 纳木错西岸蛇绿岩与班公-怒江蛇绿岩形成环境相似, 以 MORB 为主; 而雅鲁藏布江蛇绿岩形成环境比较复杂。

根据洋脊玄武岩 Zr/Y-Zr 图解, 估算古洋壳扩张速率(图 3-13、表 3-4); 结果表明, 班公-怒江蛇绿岩代表的古洋壳扩张速率约为 $3\sim 6\text{ cm/a}$, 纳木错西岸蛇绿岩代表的古洋壳扩张速率为 $3\sim 4\text{ cm/a}$, 两者比较相近, 均显著大于雅鲁藏布江蛇绿岩代表的古洋壳扩张速率($1.8\sim 2.5\text{ cm/a}$)。

对比分析不同蛇绿岩形成时代, 发现纳木错西岸蛇绿岩形成时代 ($173\sim 166\text{ Ma}$) 与班公-怒江蛇绿岩形成时代 ($179\sim 167.5\text{ Ma}$) 基本相同, 均属侏罗纪早中期大洋扩张产物; 而雅鲁藏布江蛇绿岩形成时代主要为 $139\sim 81\text{ Ma}$, 属白垩纪大洋扩张产物, 明显晚于班公-怒江蛇绿岩和纳木错西岸蛇绿岩的形成时代 (表 3-5)。

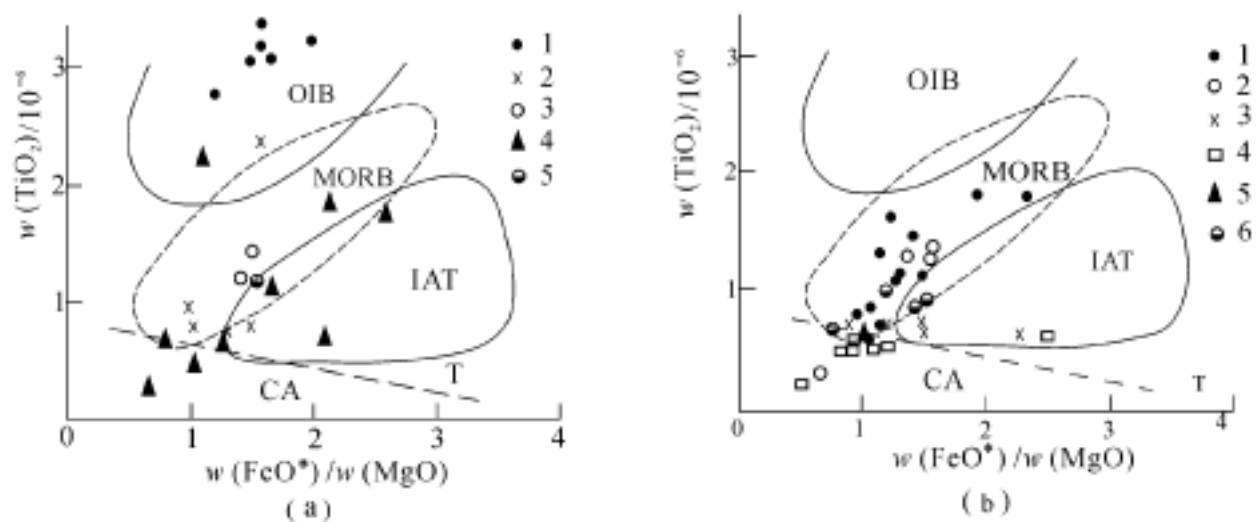


图 3-11 班公-怒江蛇绿岩带玄武岩岩石化学图解

(据肖序常等, 2000)

Fig.3-11 Geochemistry diagram of basalts from ophiolites in Bangoin-Nujiang suture

a—西段玄武岩: 1—洞错; 2—班公错—日土; 3—董吉日; 4—狮泉河; 5—永珠。b—中东段玄武岩: 1—察曲; 2—安多; 3—罗布中; 4—拉弄; 5—江错; 6—丁青。OIB—洋岛玄武岩; MORB—洋脊玄武岩; IAT—岛弧玄武岩; CA—钙碱性; T—拉斑玄武岩

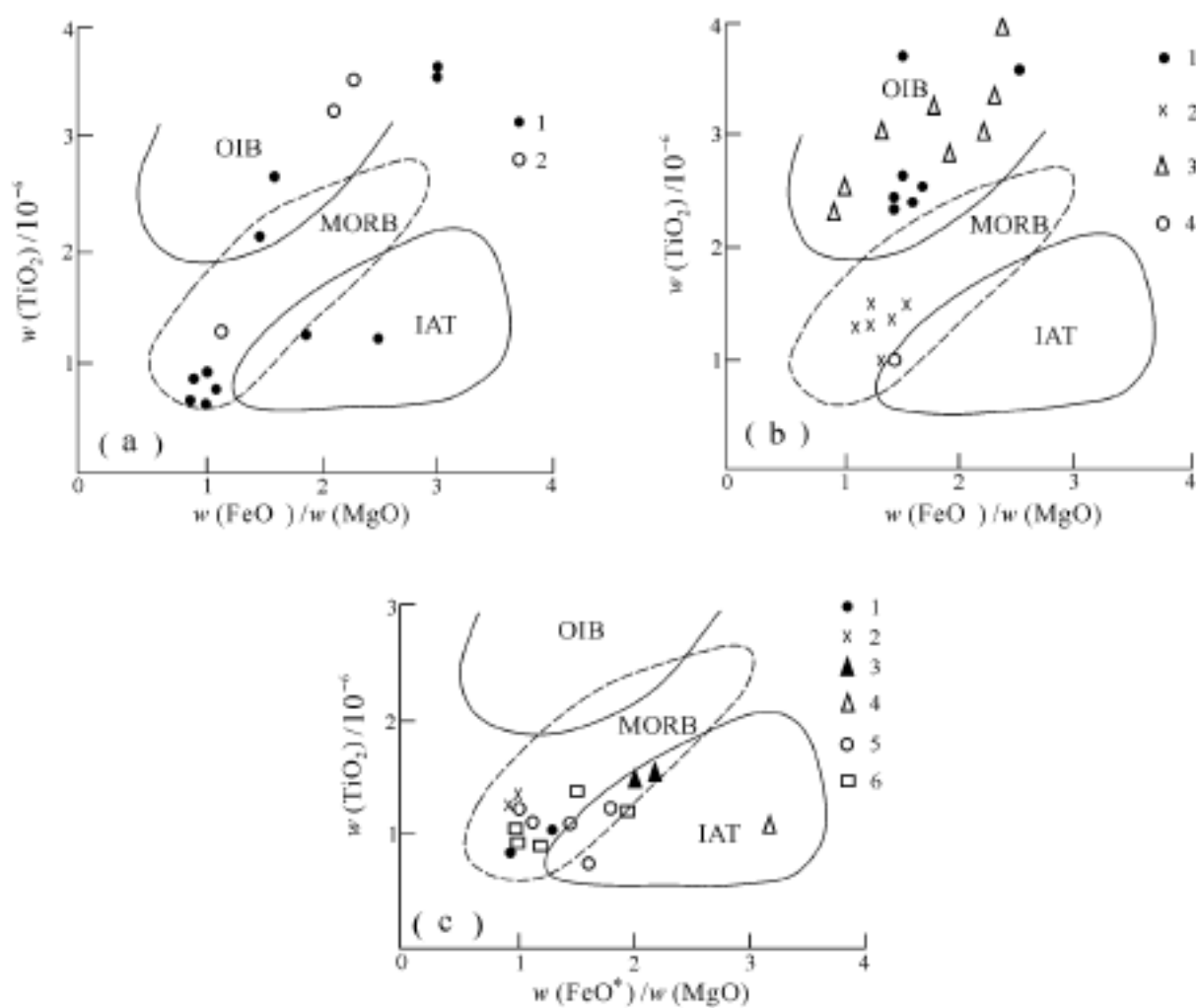


图 3-12 雅鲁藏布江蛇绿岩带玄武岩岩石化学图解

(据肖序常等, 2000)

Fig.3-12 Geochemistry diagram of basalts from ophiolites in Yalu-Zangbu suture

a—西段玄武岩: 1—加纳朋; 2—达机翁。b—南亚带: 1—拉昂错; 2—西兰塔; 3—公珠错; 4—休古嘎布。c—中段玄武岩: 1—大竹区; 2—江当; 3—吉定也弄; 4—路曲; 5—桑桑南; 6—得几乡

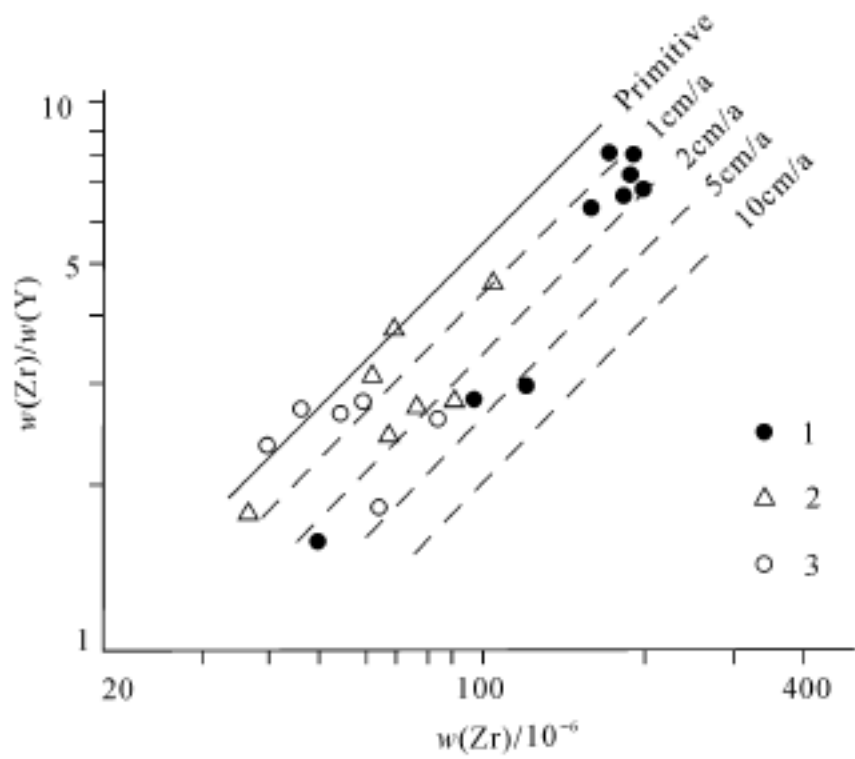


图 3-13 不同蛇绿岩代表古洋壳扩展速率的岩石地球化学图解

Fig. 3-13 Diagram showing relation between geochemistry of ophiolite basalt and spreading rate of oceanic crust

1—班公-怒江蛇绿岩带；2—雅鲁藏布江蛇绿岩带；3—纳木错西岸蛇绿岩带

表 3-4 根据玄武岩的化学组成估算新特提斯古洋壳扩张速率一览表

Table 3-4 Spreading rates of Neo-Tethys oceanic plate based on geochemistry data of ophiolites of central Tibet

取样位置	班公-怒江蛇绿岩	纳木错西岸蛇绿岩	雅鲁藏布江蛇绿岩
较大扩张速率/ (cm/ a)	3~6	3~4	1.8~2.5
较小扩张速率/ (cm/ a)	1~2	≤1	≤1
时代/ Ma	210~135	173~166	139~81
资料来源	肖序常等，2000	本文	肖序常等，2000

表 3-5 青藏高原腹地蛇绿岩年龄一览表

Table 3-5 Isotopic ages of ophiolites in central Tibet

取样地点	洞错蛇绿岩	东巧蛇绿岩	木嘎岗日群	大竹卡蛇绿岩	罗布桑蛇绿岩	纳木错西岸蛇绿岩	
取样部位	上覆火山岩	角闪岩	玄武岩	钠长花岗岩	角闪岩	橄榄岩	辉长岩
测试对象	全岩	角闪石	全岩	锆石	角闪石	全岩	单矿物
测年方法	K-Ar	K-Ar	K-Ar	U-Pb	K-Ar	Rb-Sr	Rb-Sr
年龄/ Ma	141	179	167.5	139	81	166	173
资料来源	夏斌，1992	肖序常等，2000	改则幅 1/ 100 万区域地质调查报告	王希斌等，1987	肖序常等，2000	图 3-7	图 3-8

综合以上对比分析资料,认为纳木错西岸蛇绿岩与班公-怒江蛇绿岩存在显著的相似性,都形成于洋中脊比较快速的扩张环境,主要形成时代为早中侏罗世(179~166 Ma);而与雅鲁藏布江蛇绿岩存在明显差别,雅鲁藏布江蛇绿岩部分形成于比较缓慢的洋壳扩张环境,部分形成于古岛弧环境,主要形成时代为白垩纪(139~81 Ma)。在雅鲁藏布江蛇绿岩对应的新特提斯南大洋古洋壳扩张时期,新特提斯北大洋发生沿班公-怒江缝合带的俯冲消减事件,产生班戈花岗岩侵位、卧荣沟组火山喷发和纳木错西岸逆冲推覆构造运动。

七、新特提斯古大洋演化模式

根据不同蛇绿岩的对比分析结果,结合区域构造、岩浆岩、火山岩和区域地层资料,建立新特提斯古大洋自增生、扩张至俯冲消减不同阶段构造模式,分析新特提斯古大洋形成、发展、演化过程(图 3-14)。

新特提斯古大洋约自二叠纪开始发生裂谷作用,形成多期裂谷型玄武岩喷发事件。三叠纪早中期开始快速扩张,形成喜马拉雅地区广泛分布的三叠纪复理石建造和拉萨地块的麦龙岗组碳酸岩盐沉积地层。在班公-怒江缝合带,洞错蛇绿岩具有三叠纪晚期地质记录;雅鲁藏布江蛇绿混杂岩内也发现三叠纪晚期沉积记录(肖序常等,2000),反映三叠纪晚期新特提斯古大洋已经形成雏型。但新特提斯古洋壳主要增生、扩张时期为侏罗纪—白垩纪。

根据蛇绿岩空间分布特征,将新特提斯大洋划分为新特提斯北大洋和新特提斯南大洋。新特提斯北大洋主要分布于念青唐古拉古陆以北、羌塘古陆块南侧,洋壳扩张主要发生于侏罗纪早中期(179~166 Ma)(图 3-14a)。新特提斯北大洋古洋壳向南俯冲发生于侏罗纪—白垩纪,侏罗纪南向俯冲形成宁中花岗岩带(图 3-14a),导致纳木错西岸早中侏罗世的逆冲推覆构造运动(图 2-31);新特提斯北大洋古洋壳白垩纪南向俯冲形成班戈岩浆岛弧带。新特提斯北大洋古洋壳北向俯冲主要发生于白垩纪,形成羌塘地块南部中酸性岩浆岩带(图 3-14b)。

尽管也存在一些早期扩张的地质证据,但新特提斯南大洋扩张主要发生于白垩纪(139~81 Ma),而俯冲消减主要发生在古近纪早中期,形成冈底斯和旁多山地的古新世—始新世岩浆岛弧带(图 3-14c)。约在始新世早期(50~55 Ma),年波组尚发育海相火山沉积环境,形成年波组底部生物碎屑灰岩;年波组中上部转变为陆相环境,标志青藏高原地区结束特提斯大洋沉积历史。始新世中晚期帕那组火山岩虽然处于陆相喷发环境,但仍然属于原林子宗群火山喷发旋回,区域构造环境总体属新特提斯南大洋古洋壳北向俯冲形成的岩浆岛弧。在新特提斯俯冲过程中,纳木错推覆构造也发生比较强烈的逆冲推覆运动、构造隆升和蛇绿岩构造侵位(图 2-31)。

渐新世—中新世早期,由于印度大陆板块北向俯冲,产生强大的近 SN 向构造挤压应力,导致青藏地区大规模逆冲推覆构造运动,相继形成 MCT、RZT、GTS、NLT、MBT 和 MHT 等逆冲推覆构造系统和藏南拆离滑脱构造系统(STD);纳木错逆冲推覆构造运动导致纳木错西岸蛇绿岩的构造侵位和 60~30 Ma 的构造热事件(图 3-14d)。

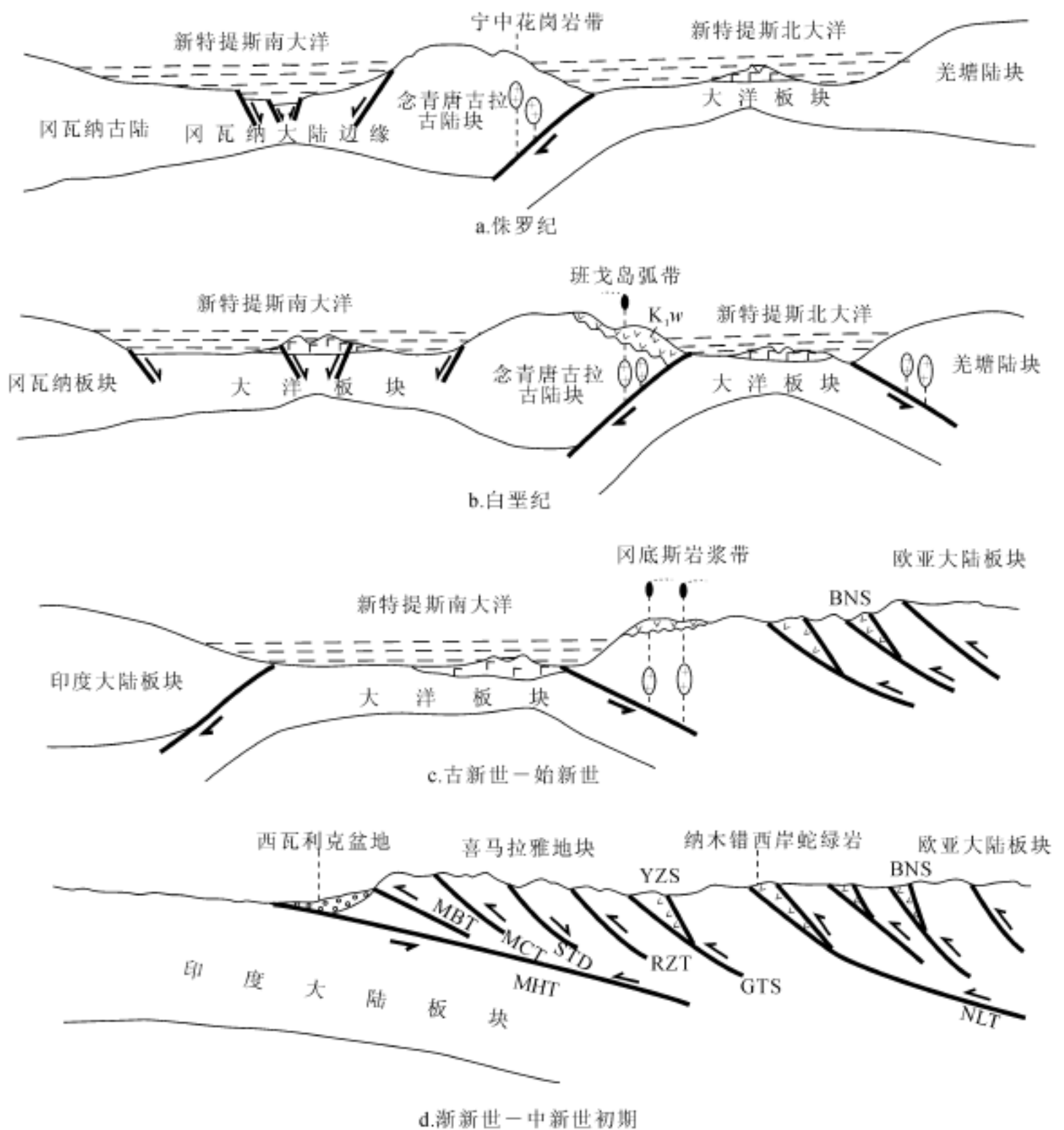


图 3-14 新特提斯大洋形成演化与蛇绿岩侵位模式图

Fig.3-14 Tectonic model of plate spreading of Neo-Tethys ocean and ophiolite emplacement of central Tibet

BNS—班公-怒江缝合带; YZS—雅鲁藏布缝合带; NLT—拉萨地块北部逆冲推覆构造; GTS—冈底斯逆冲系;

RZT—仁布-泽东逆冲构造; STD—藏南拆离系; MCT—主中央逆冲断裂; MBT—主边界逆冲断裂;

MHT—主喜马拉雅逆冲断裂

第二节 新生代晚期地壳伸展构造型式

新生代晚期，青藏高原发生广泛的区域性伸展走滑构造运动，形成大量 NW—NWW 向走滑断裂和 NE 向、近 SN 向伸展构造系统（图 3-15）。青藏高原腹地典型走滑断层如崩错右旋走滑断裂、格仁错右旋走滑断裂，在青藏高原北部尚发育昆仑山左旋走滑断裂、可可西里左旋走滑断裂、风火山左旋走滑断裂和唐古拉山走滑断裂（图 3-15）。青藏高原腹地典型伸展构造如 NE 向当雄-羊八井裂陷盆地和近 SN 向谷露-桑雄裂陷盆地，在青藏高原北部尚发育双湖裂陷盆地、温泉裂陷盆地、唐古拉山口东侧裂陷盆地等伸展盆地。当雄-羊八井盆地和谷露-桑雄盆地是著名的亚东-羊八井-谷露-那曲伸展构造体系的重要组成部分，盆地裂陷过程明显受近 SN 向、NE 向、近 EW 向张性—张扭性断裂与 NW 向走滑断裂所控制，形成青藏高原内部最重要的伸展构造体系。裂陷盆地两侧均发育定向分布的山脉，盆-山之间以正断层为主要边界，构成青藏高原内部典型盆-山构造地貌单元；在盆地内部和周缘形成大量活动断层，对温泉分布和地震活动具有显著的控制作用。

一、伸展走滑断层与拉分盆地

青藏高原腹地发育 NW—NWW 向、NE—NEE 向和近 EW 向走滑断层，形成区域走滑断裂网络，产生大量规模很大的区域走滑断裂系统，如昆仑山走滑断裂系、可可西里走滑断裂系、风火山走滑断裂系、通天河走滑断裂系、唐古拉山走滑断裂系和嘉黎-崩错-喀喇昆仑走滑断裂系等（图 3-15）。很多 NW—NWW 向与 NE—NEE 向走滑断裂属共轭断裂，将地壳切割成菱形块体（吴珍汉等，2000）；在近 SN 向构造挤压动力作用下，地壳发生近 SN 向挤压缩短和近 EW 方向伸展变形，产生有利于盆地拉分和伸展裂陷的构造环境，形成错那湖、扎日南木错、赤布张错、谢通门等近 SN 向裂陷盆地（图 3-15）。大量观测资料表明，青藏高原腹地新生代晚期地壳伸展构造变形、盆地裂陷与断层走滑运动存在密切关系；很多断陷湖盆和裂陷盆地实际属断层走滑运动派生的拉分盆地（图 3-15）。

青藏高原腹地断层走滑运动与盆地拉分存在 4 种空间配置关系：① NW—NWW 向右旋走滑断层斜列分布，在断层斜列复合部位形成 NW 向拉分盆地（图 3-16a），典型实例如崩错右旋走滑断裂中段的 NW 向崩错拉分盆地与格仁错右旋走滑断裂的 NW 向格仁错拉分盆地；盆地两侧边界断裂在平面表现出显著的右旋运动特征，在剖面表现出明显的阶地状正断层性质（图 3-17）；② NW—NWW 向左旋走滑断层斜列分布，在断层斜接复合部位形成 NNE—近 SN 向拉分盆地（图 3-16b），典型实例如 NNE 向双湖盆地和近 SN 向温泉盆地（图 3-15）；盆地周缘均被伸展—走滑断层所围陷，边界断层在剖面具有显著的正断层性质，控制盆地发育和第四纪沉积分布（图 3-18、3-19）；③ NE—NEE 向左旋走滑断层斜列分布，在断层斜列复合部位形成 NE—NNE 向拉分盆地（图 3-16c），典型实例如念青唐古拉山东麓 NE 向边界断裂躺兵错拉分盆地和安多盆地（图 3-15）；NE 向安多盆地北西侧主边界断裂和东南侧主边界断裂在平面均具有显著的左旋走滑位移，在剖面具有明显的正断层性质，边界断层显著控制盆地发育和第四纪沉积分布（图 3-20）；④ 地块边界近 EW 向断裂右旋走滑运动，在地块内部派生 NW—SE 向拉张应力，形成斜列分布的裂陷盆地群和 NE—NNE 向地堑（裂谷）系（图 3-16d），典型实例如当雄-羊八井盆地、

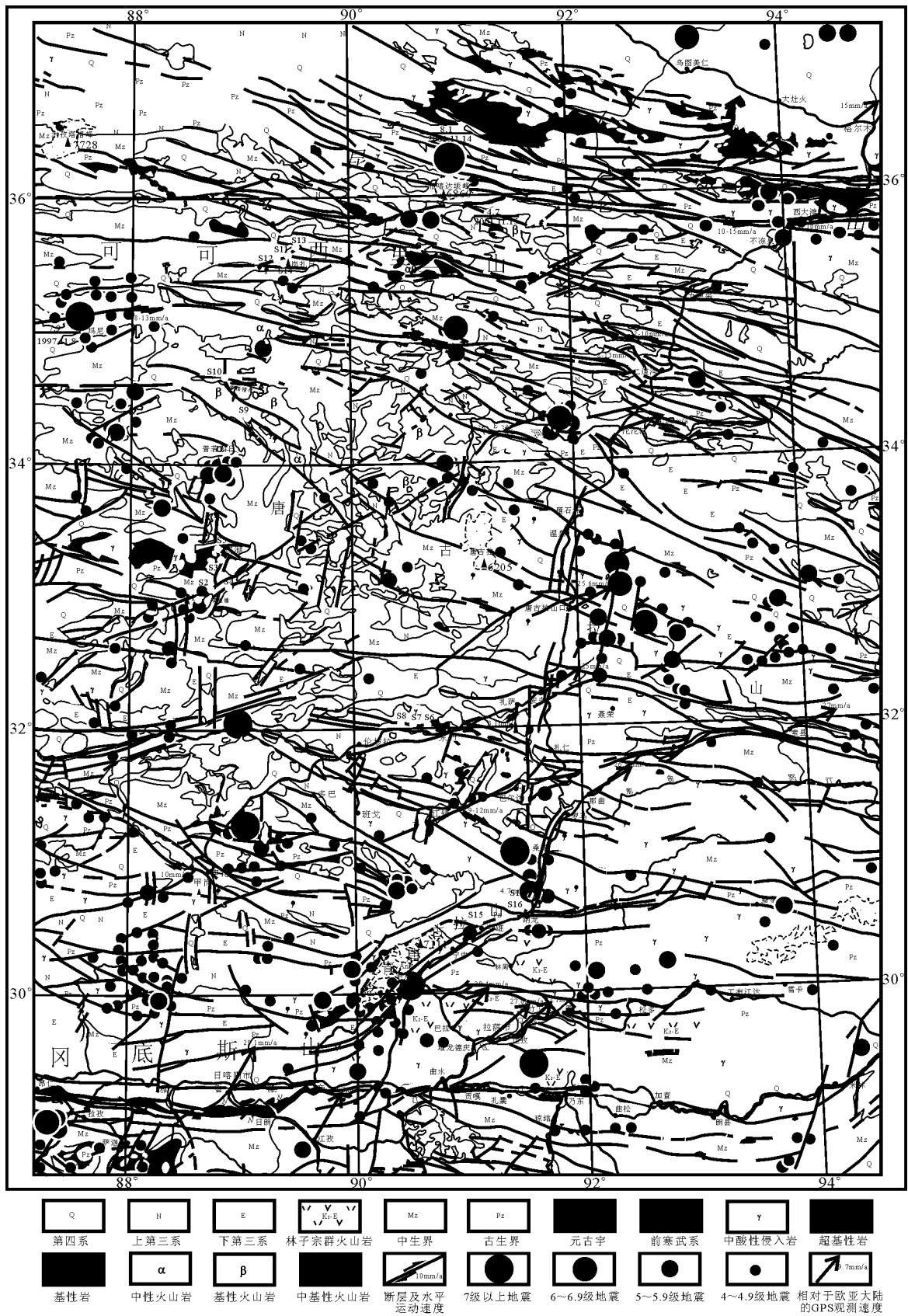


图 3-15 青藏高原腹地伸展走滑断层与盆地分布图
(S1—S17 表示 ESR 测年样品取样位置)

Fig.3-15 Active tectonic map of central Tibetan plateau showing strike-slip and extensional faults and basins

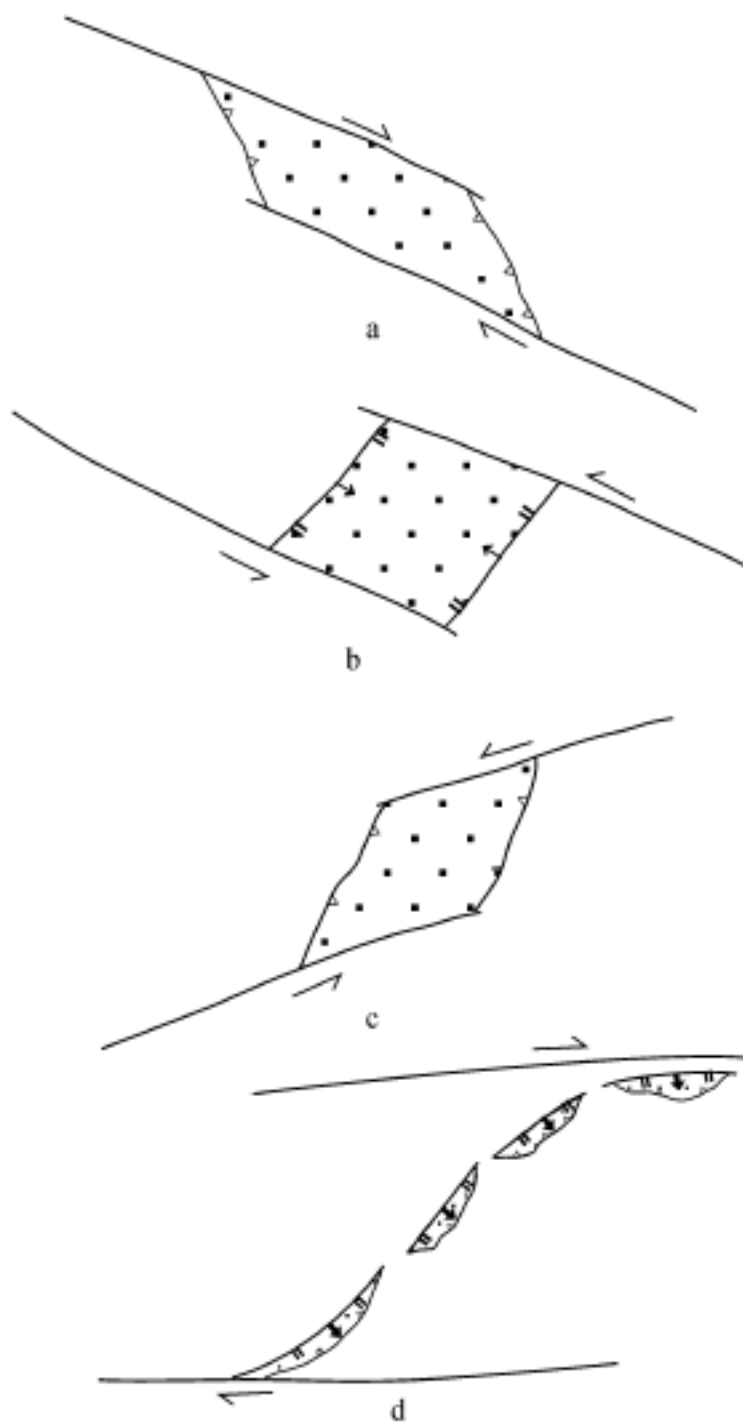


图 3-16 青藏高原腹地走滑断层与断陷盆地空间配置关系

Fig.3-16 Tectonic models illustrating relation between strike-slip faulting and basin extension in central Tibet

a—NW—NWW 向断层右旋走滑运动产生的 NW 向拉分盆地；b—NW—NWW 向断层左旋走滑运动产生的 NNE—近 SN 向拉分盆地；c—NE—NEE 向断层左旋走滑运动产生的 NE—NNE 向拉分盆地；d—地块边界近

EW 向断裂右旋走滑运动，在地块内部形成 NE—NNE 向裂陷盆地群或地堑系

裂陷盆地群和 NE—NNE 向地堑（裂谷）系（图 3-16d），典型实例如当雄-羊八井盆地、谷露-桑雄盆地、那曲盆地等组成亚东-羊八井-谷露地堑（裂谷）系（图 3-15），横穿喜马拉雅山脉和拉萨地块，Wu et al. (1996) 称之为横向构造。地堑盆地边界 NE 向断层表现出左旋斜滑运动特征，控制盆地发育和第四纪沉积分布（图 3-15）。

二、念青唐古拉韧性剪切带

念青唐古拉韧性剪切带（NDS, F_{63} ）是青藏高原腹地典型的伸展型韧性剪切变形带，位于当雄-羊八井盆地西侧，主体分布于当雄电站以南的念青唐古拉山脉东南部，总体呈 NE 走向，倾向 ES，倾角一般 $\leq 30^\circ$ ；沿走向延长大于 95 km，构成念青唐古拉山脉与东

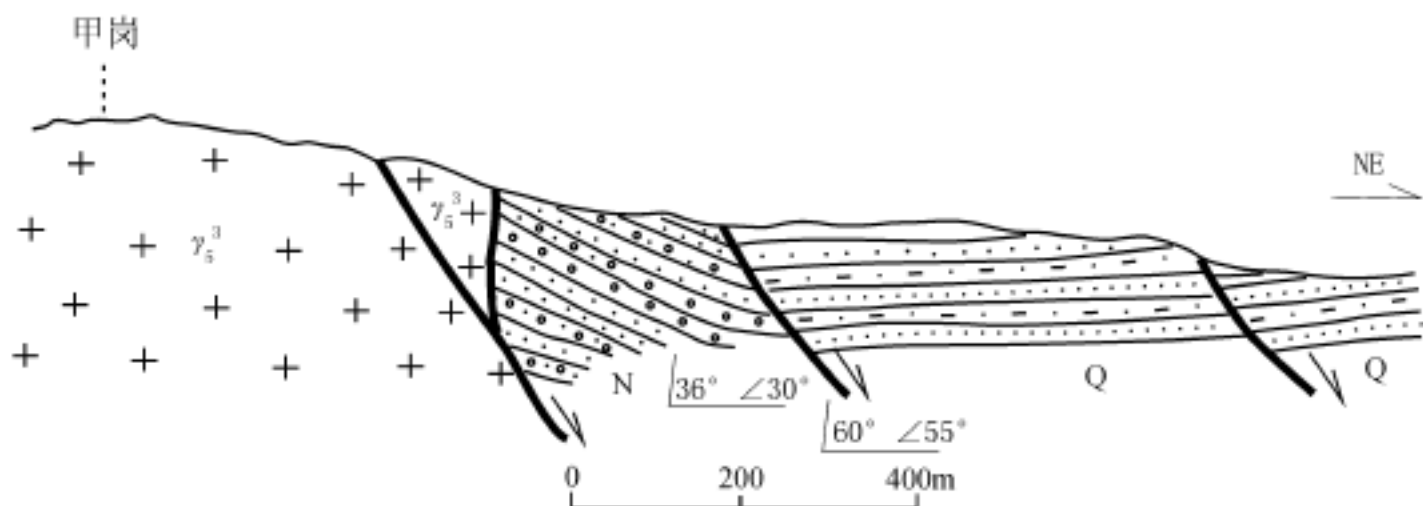


图 3-17 拉萨地块中部格仁错盆地地质剖面图

Fig.3-17 Cross-section of Gelinco basin in south of Shenza of central Lhasa block

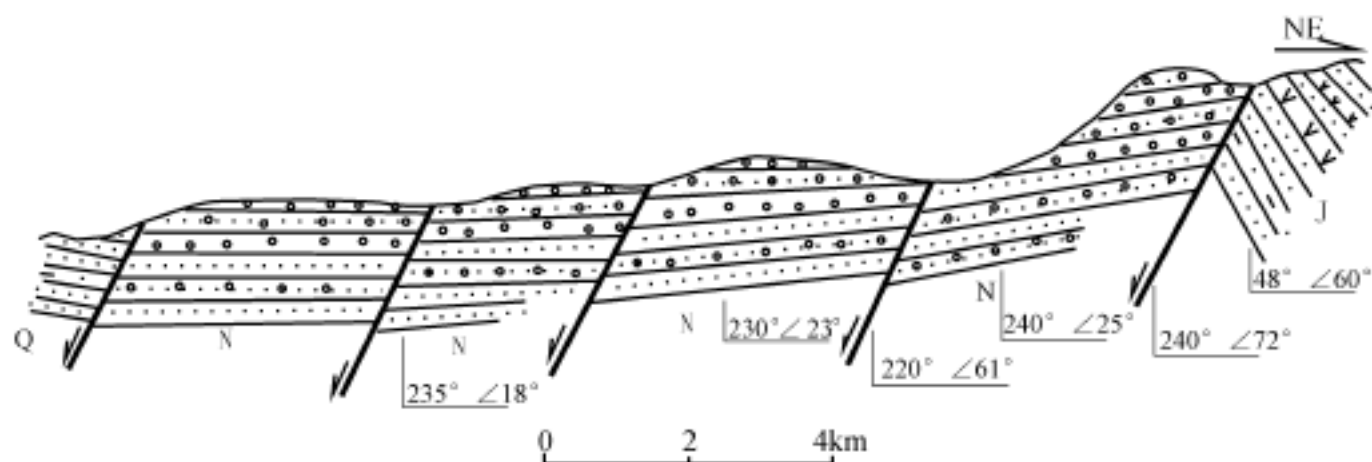


图 3-18 羌塘地块南部双湖盆地地质剖面图

Fig.3-18 Cross-section of Shuanghu basin of south Qiangtang block

侧当雄-羊八井盆地重要分界线 (图 2-2), 是青藏高原腹地新生代晚期重要伸展构造型式, 对分析当雄-羊八井盆地裂隙过程和念青唐古拉山脉隆升过程具有重要意义。念青唐古拉韧性剪切带主体发育于念青唐古拉花岗岩东部, 局部穿切念青唐古拉岩群中深变质岩残留体及石炭纪—二叠纪浅变质岩系; 向南西延出测区, 向 NE 方向延伸至躺兵错北东侧渐变过渡为 NE 向片理化带和劈理化带。念青唐古拉韧性剪切带糜棱岩地表出露宽度一般为 1000~3000 m, 在羊八井盆西糜棱岩地表出露宽度达 4000~5000 m, 主要由初糜棱岩、糜棱岩和糜棱片岩组成。念青唐古拉韧性剪切带初糜棱岩相当于前人描述的眼球状花岗片麻岩, 主要分布于韧性剪切带西北部, 发育菱形和 σ 形长英质眼球状残斑, 残斑长 2~6 cm, 宽 0.5~2.5 cm, 残斑之间为糜棱岩片理 (图 3-21a)。长英质眼球状残斑大小 3~10 mm, 含量约 50%~75%; 显微观察表明, 糜棱岩内斜长石被钾长石交代, 形成蠕英结构, 集合体呈条纹状定向分布; 钾长石内具钠质出溶条纹, 集合体呈眼球状定向分布, 与剪切面理共同构成 S-C 组构。

花岗质糜棱岩和糜棱片岩是念青唐古拉韧性剪切带的主体 (图 3-21b), 发育典型眼球状构造、拔丝构造, S-C 组构和核幔结构。石英集合体呈条带状、眼球状分布, 云母呈

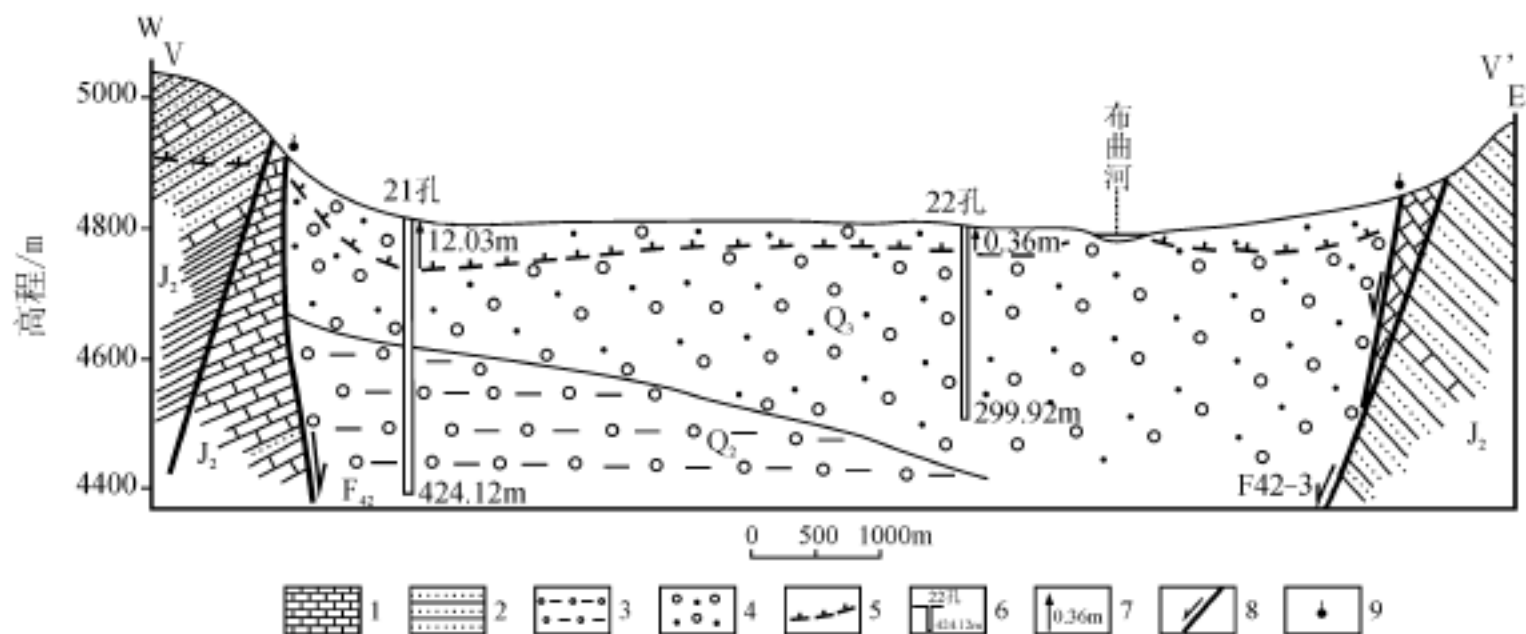


图 3-19 唐古拉山北部温泉盆地地质剖面图

(据胡海涛等, 1982)

Fig.3-19 Cross-section of Wenquan basin in north of Tanggula Mts.

1—灰岩; 2—砂岩; 3—冰碛泥砾; 4—冰水砂砾岩; 5—冻土下限;

6—钻孔编号及深度; 7—承压水水头; 8—断层; 9—温泉

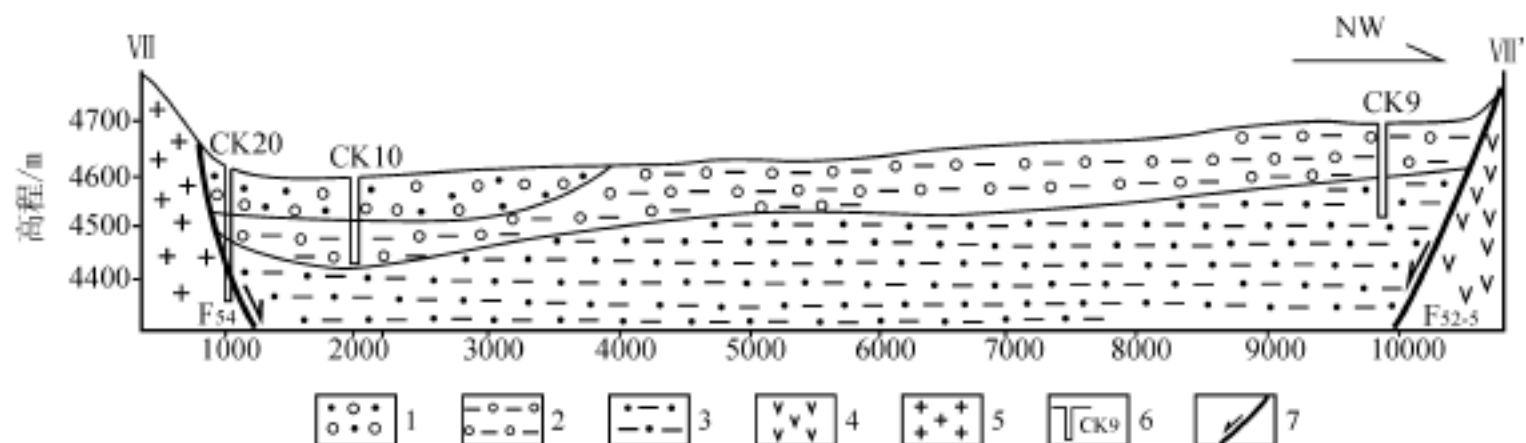


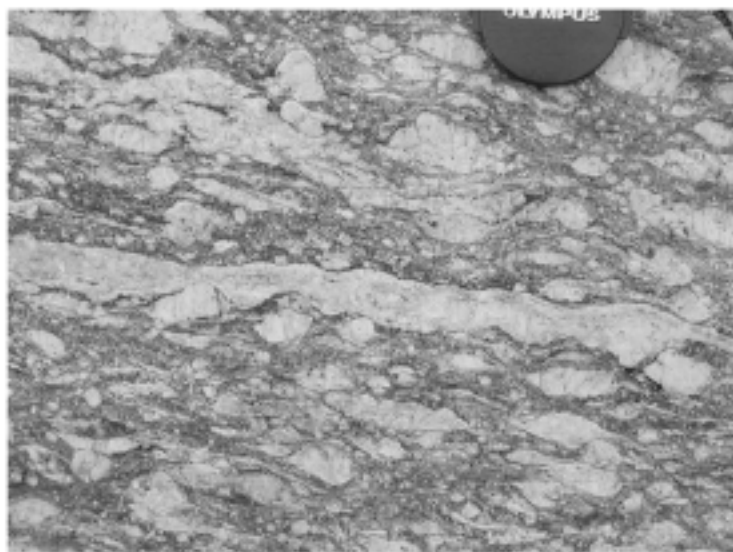
图 3-20 班公-怒江缝合带中部安多盆地地质剖面图

(据胡海涛等, 1982)

Fig.3-20 Cross-section of Anduo basin in middle of Bangoin-Nujiang suture

1—砂砾岩; 2—含砾泥砂; 3—淤泥质粉细砂; 4—安山岩; 5—黑云母花岗岩; 6—钻孔及编号; 7—断层

显著定向排列; 眼球状残斑主要为长英质成分, 宽度一般小于0.5 cm, 长度一般小于2.5 cm; 部分长石和石英发生非常显著的拉长变形, 形成矿物线理和拔丝构造。念青唐古拉韧性剪切带糜棱岩片理主体走向 NE—NEE 向, 倾向 SE—SEE 向, 倾角一般为 20°~30°。糜棱岩 S-C 组构显示韧性剪切带上盘总体向 SEE—SE 方向运动, 属区域性重要伸展拆离滑脱构造。在 NDS 强变形带, 发生绿片岩相和局部低角闪岩相动力变质作用, 形成绿泥石片岩、绢云母片岩、长石石英片岩、黑云母片岩、变粒岩、黑云斜长片岩与黑云母石英片岩等动力变质岩, 早期形成的冷青拉片麻岩、鲁玛拉岩组和念青唐古拉岩群发生明显的绿片岩相退变质作用。



a



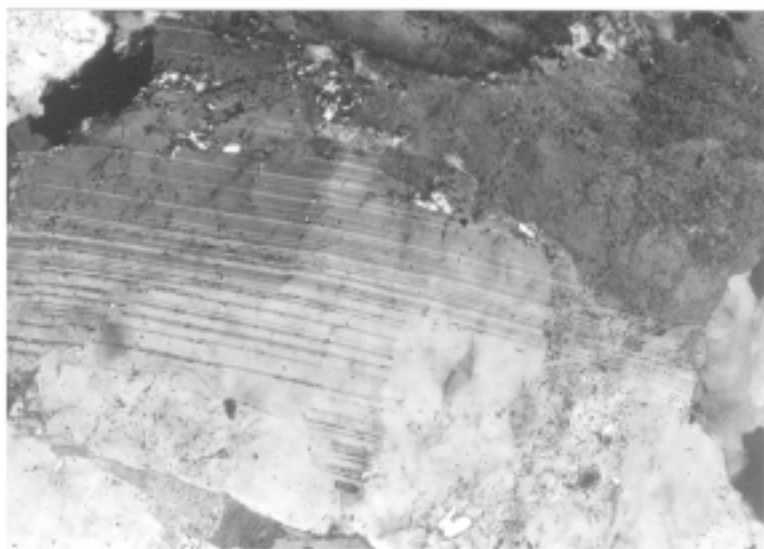
b



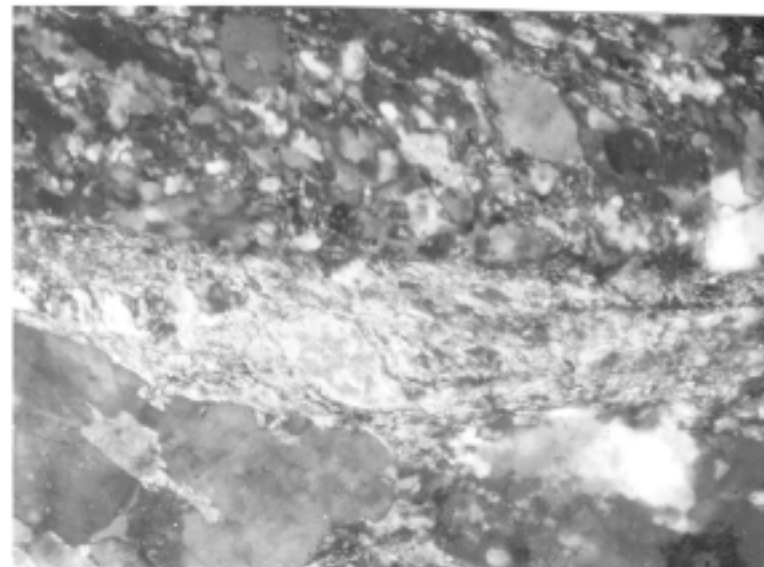
c



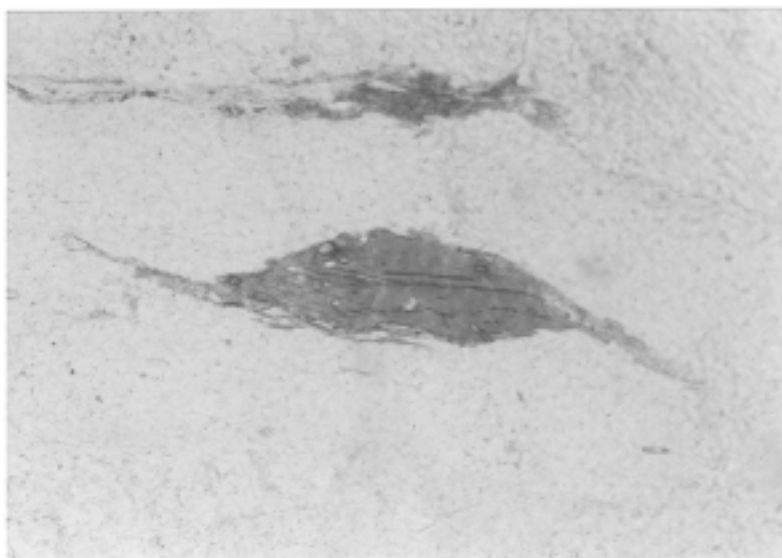
d



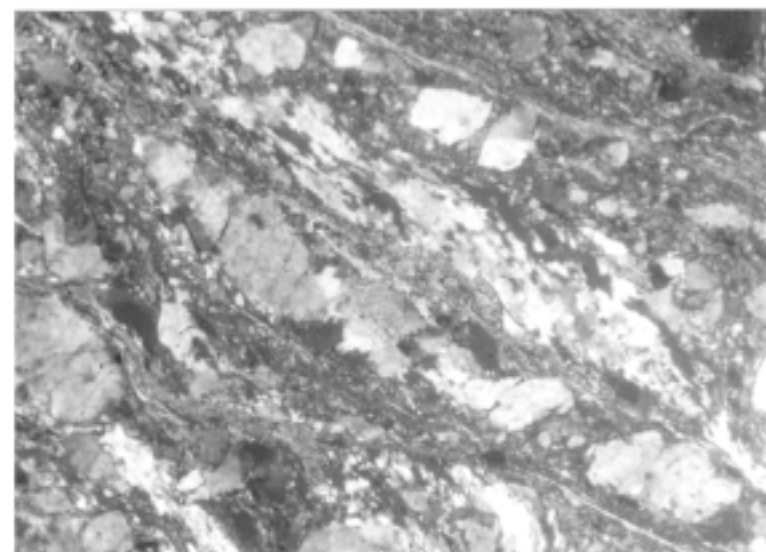
c



f



g



h

图 3-21 念青唐古拉山东部韧性剪切带变形特征

Fig.3-21 Features of ductile shear zone in east of Nyainqentanglha Mts.

a—眼球状糜棱岩与 S-C 组构 (镜向北东); b—花岗质糜棱岩 (镜向北东); c—高角度活动断层穿切低角度糜棱岩片理 (镜向南西); d—糜棱岩带变质岩的固态塑性流变构造 (镜头向北东); e—念青唐古拉韧性剪切带糜棱岩斜长石双晶与矿物条带的定向分布, 正交偏光, 10×10 ; f—念青唐古拉韧性剪切带糜棱岩的白云母鱼与 S-C 组构, 正交偏光, 10×10 ; g—念青唐古拉山韧性剪切带糜棱岩的云母鱼呈 S 型弯曲变形, 正交偏光, 10×10 ; h—念青唐古拉山韧性剪切带糜棱岩片理的微观特征, 正交偏光, 2.5×10

在念青唐古拉韧性剪切带内部，夹杂有大量弱变形花岗岩岩块与变质岩岩块，部分地段见强变形糜棱岩带和弱变形岩块相间分布，沿部分糜棱岩片理充填有不同厚度的长英质岩脉，形成似层状构造地貌景观（图 3-21c）。在韧性剪切带西北部，发育初糜棱岩和糜棱岩化花岗岩，属韧性剪切变形较弱部位；向东南方向渐变为长英质糜棱岩和不同成分的糜棱片岩，发育拔丝构造与核幔结构，属韧性剪切变形较强部位。

念青唐古拉韧性剪切带（NDS）沿走向向 EN 方向延伸，宽度逐步减小，至当雄电站糜棱岩带消失，转变成片理化带和劈理化带。伴随 NDS 沿走向 NE 方向的倾伏尖灭，念青唐古拉山花岗岩出露面积也逐步变小，至念青唐古拉山北东段消失，而上覆石炭纪地层广泛出露。在 NDS 的北东侧劈理—片理化带，石炭纪—早第三纪地层发生强烈动力变质和固态塑性流变（图 3-21d），形成大量 NE 走向、向 SE—SEE 向倾斜的构造片理与向 NE 方向倾伏的构造线理及十字石、矽线石、石榴子石、硬绿泥石、绿泥石、绢云母和白云母新生动力变质矿物（图 3-21e、f、g、h）。沿走向方向，NDS 具有向 SW 方向扬起、向 NE 方向倾伏的变化趋势。念青唐古拉韧性剪切带以 20°~30° 倾角沿 ES 方向延入当雄-羊八井盆地基底岩系，在深地震反射剖面有明显显示，构成地壳表部强反射带，在垂直方向距离地壳局部熔融体（深反射亮点）约 10 km（Brown et al., 1996）。

对念青唐古拉糜棱岩时代，Harrison et al.（1995）在古仁曲进行系统取样并完成 Ar³⁹-Ar⁴⁰ 法热年代学测定。结果表明，NDS 形成与快速抬升时代为 4~9 Ma，主要发生于 5~8 Ma（图 3-22），对应于高原隆升期后重要的区域性构造-热事件。在念青唐古拉韧性剪切带古仁曲剖面，取黑云母、钾长石、锆石和磷灰石，分别作 K-Ar 和裂变径迹法测年，所得年龄分别为 8.3 Ma、8.6 Ma 和 3.68 Ma，晚于念青唐古拉山花岗岩结晶时代（8~14 Ma）（表 3-6），基本反映测区中部念青唐古拉山东部伸展韧性剪切变形和念青唐古拉山脉快速隆升的发生时代。

表 3-6 念青唐古拉山岩石年龄一览表

Table 3-6 Isotopic ages of minerals from mylonite and granite of east Nyainqentanglha Mts.					
取样地点	岩 性	测试对象	测年方法	年龄/ Ma	备 注
古仁曲	二长花岗岩	全岩、黑云母、 钾长石、斜长石	Rb-Sr 等时线	8~14	岩浆结晶时代
古仁曲	二长花岗岩	黑云母	K-Ar	9.8±0.35	岩浆结晶时代
夹多乡	糜棱岩化花岗岩	黑云母	K-Ar	8.29±0.31	韧性剪切变形时代
古仁曲	花岗岩质糜棱岩	钾长石	K-Ar	8.63±0.17	韧性剪切变形时代
古仁曲	糜棱岩化花岗岩	磷灰石	裂变径迹	3.68±1.28	单峰峰值年龄 韧性剪切变形时代

念青唐古拉韧性剪切带（NDS）是重要的区域性低角度拆离滑脱构造带，韧性剪切带与花岗岩侵入体走向一致，空间上存在密切配置关系，成因上具有一定联系。据现代实验研究成果，在 30°C/km 的正常地温梯度条件下，韧性剪切变形发生于地壳内部 10~15 km 深度的韧性变形域；但念青唐古拉韧性剪切带发育于念青唐古拉花岗岩侵入体上部，花岗岩底部发育地壳局部熔融体，形成显著的热动力异常和高地热梯度，因此，念青唐古拉东部韧性剪切变形能够发生在地壳较浅构造部位（≤8~10 km）。念青唐古拉花岗岩和花岗质岩浆、局部熔融体密度比周围介质小，在自身浮力和重力均衡作用下能够产生

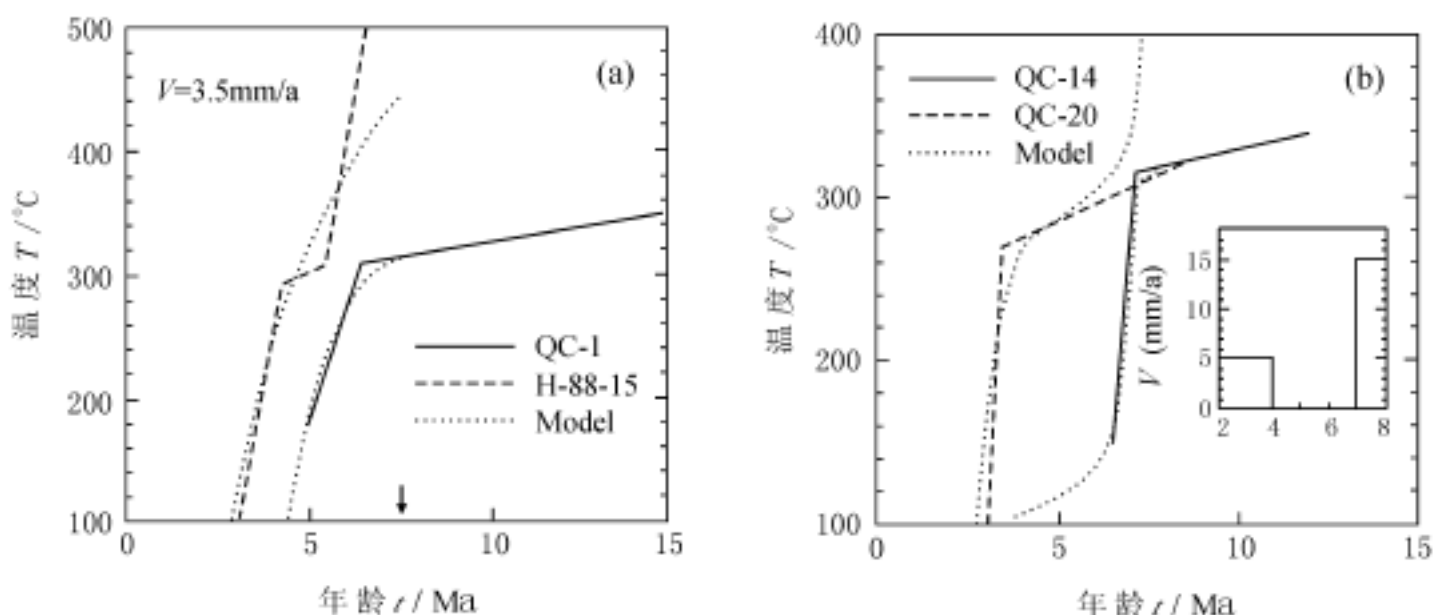


图 3-22 念青唐古拉山东部糜棱岩钾长石 ^{39}Ar - ^{40}Ar 多重扩散域 (MDD) 模式图

(据 Harrison et al., 1995)

Fig. 3-22 MDD models of ^{39}Ar - ^{40}Ar of K-feldspar from mylonite of east Nyainqentanglha Mts.

相对向上的抬升，而东南部旁多山地相对下降，从而形成念青唐古拉山脉东部伸展变形构造环境；在区域性热动力和伸展构造应力联合作用下，逐步形成规模巨大的念青唐古拉巨型韧性剪切带和当雄-羊八井伸展构造体系。

在念青唐古拉山东麓、羊八井-当雄盆地西缘，沿盆-山边界形成的晚期高角度正断层切割早期韧性剪切带和糜棱岩片理（图 3-21c），构成羊八井-当雄裂陷盆地的边界断裂，形成盆缘陡峭的多级断层崖、线形展布的断层三角面、多期断层陡坎和大量地震陡坎。念青唐古拉山东部低角度韧性剪切带、高角度边界正断层与羊八井-当雄盆地裂陷存在动力学成因联系。

三、地壳伸展构造样式

青藏高原腹地地表断裂、地震活动、地热分布存在密切关系，与深部地质过程具有动力学成因联系。在新生代晚期地壳伸展走滑构造环境产生的不同性质的构造有机地组合在一起，形成比较典型的地壳伸展构造样式。在西藏当雄及邻区，活动断裂对现今构造应力、剪切应变和地震活动、温泉分布都具有显著控制作用，是地壳深部过程在地表的不同表现形式。兹结合深部地球物理探测、地表地质构造观测和年轻地质事件测年的成果资料，建立探测研究程度相对较高的西藏当雄及邻区的区域构造样式和地壳深部过程—地表效应相互关系模式，为分析青藏高原活动构造—深部过程—地震灾害关系提供科学依据。

位于拉萨地块的西藏当雄-羊八井盆地活动断裂以张性正断层和张扭性斜滑断层为主，反映区域伸展构造变形的主导地位，与盆-山构造地貌形成演化和深部过程存在动力学成因联系，对地震和温泉分布具有显著的控制作用。断裂活动与地壳深部过程、地壳热动力异常、伸展构造环境、裂谷作用机理、地震孕育演化、温泉水热循环都存在密切关系，为建立当雄-羊八井盆地活动断裂伸展构造样式奠定了可靠的理论基础（图 3-23）。

西藏当雄及邻区伸展活动断层集中分布于念青唐古拉山东侧当雄-羊八井裂陷（地堑）

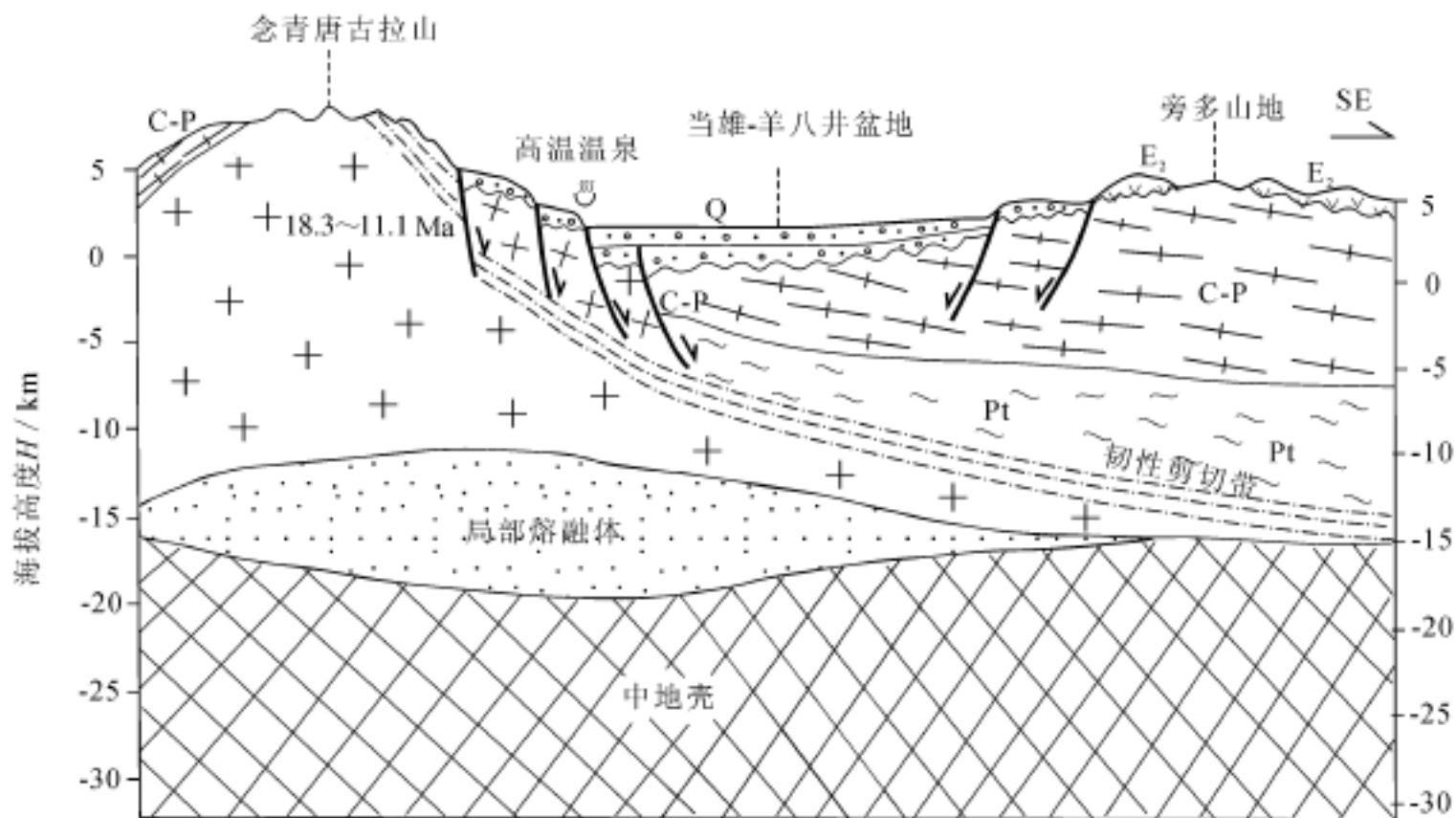


图 3-23 当雄-羊八井盆地活动断裂构造样式图

Fig. 3-23 Tectonic pattern of active faulting of Damxung-Yangbajain graben

盆地，包括盆缘 NE—NEE 向边界活动断层、盆内 NE 向和近 EW 向活动断层及横穿盆地的 NW 向横向活动断层。盆地西部的 NE—NEE 向主边界活动断层紧邻念青唐古拉山东部伸展型韧性剪切带，高角度边界正断层与低角度韧性剪切带的走向、倾向和运动方向都基本一致，具有相同的动力学成因。念青唐古拉山脉东麓的高角度正断层属地壳表层伸展构造活动产物，低角度韧性剪切带属地壳内部（10~15 km）伸展构造变形产物。盆内活动断层、盆东边界活动断层与盆西边界活动断层的地质特征与力学性质相近，走向平行、斜列或呈不同角度相交，属当雄-羊八井盆地活动断裂系的主干断层、分支断层或伴生、派生活动断层。不同类型、不同规模、不同序次、不同深度的活动构造有机地组合在一起，形成颇具特色的区域伸展构造模式（图 3-23）。

地震深反射探测资料表明，念青唐古拉山东部低角度韧性剪切带向地壳深部的延伸至羊八井-当雄盆地内部（Brown et al., 1996; 赵文津等, 2001; Alsdorf et al., 1998）。地震深反射亮点 YBS、NBS、DBS 分别在羊八井、宁中、当雄呈串珠状分布，具有高导、低阻、重力亏损特征，在地表形成高温温泉热田；深反射亮点的地质解释为 13~20 km 深度范围地壳局部熔融体（Brown et al., 1996; 赵文津等, 2001）。地壳内部的局部熔融与地表近 EW 向伸展构造环境，导致念青唐古拉山东侧当雄-羊八井地区的强烈伸展构造变形，形成平面上平行与斜列分布、剖面上铲形展布的断裂组合和地表裂隙，逐步形成由低角度伸展型韧性剪切、伸展断层和裂隙（地堑）盆地群组成的羊八井-当雄地区区域性伸展构造系统和盆-山构造地貌格局（图 3-23）。

当雄-羊八井伸展构造系统向 SW 方向延伸，经尼木、康马，横穿喜马拉雅山脉，到

达亚东；向 NE 方向延伸，经谷露、桑雄、那曲、错那湖，断续延伸，穿越唐古拉山进入温泉盆地，构成青藏高原规模最大的区域伸展构造体系，总延长超过 1000 km；不仅规模巨大，而且现今活动性非常强烈，先后孕育、发生多次 6~8 级强烈地震，控制尼木、羊八井、拉多岗、宁中、谷露、罗马、那曲、温泉等中高温温泉热田的分布，构成青藏高原规模巨大的地震温泉活动带（图 3-15）。上地壳局部熔融、念青唐古拉山花岗岩侵位、伸展型韧性剪切变形、高角度正断层与念青唐古拉山脉隆升、当雄-羊八井盆地裂陷、高温温泉活动和强烈地震活动在空间上紧密伴生、在时间上存在一定序次关系、在成因上密切相关。深部地质过程与地壳效应耦合在一起，导致地壳熔融、深部变形、构造运动、水热活动与地震事件之间的良性互动关系和动力学成因联系（图 3-23）。

第三节 地壳伸展走滑断层形成活动时代

青藏高原腹地新生代晚期发育大量 EW 向、NE 向、NW 向与 SN 向不同方向的伸展-走滑断裂，但对典型伸展走滑断裂的形成活动时代长期以来却存在不同认识。兹应用电子自旋共振（ESR）方法，通过测定同构造期方解石与石膏的年龄，确定典型伸展-走滑断裂的形成活动时期，分析地壳伸展-走滑期构造活动强度随时间的变化规律。

一、样品与测试

野外工作沿横穿青藏高原腹地的拉萨-当雄-班戈-伦坡拉-双湖-多格错仁-多格错仁强错-岗扎日近 SN 向走廊带展开。重点对 NE—NNE 向羊八井-当雄-谷露盆-山构造-地貌系统、近 EW 向伦坡拉盆地、NE 向双湖-和平盆-山构造-地貌系统、多格错仁近 SN 向构造带与岗扎日 NE 向构造带进行了观测，对盆地边界断裂和重要活动断层进行了系统的构造年代学取样工作。绝大多数样品取自于断裂破碎带同构造期方解石脉，部分样品取自于断裂破碎带同构造期石膏脉。同构造期方解石脉与石膏脉宽度一般小于 15 cm，多数呈脉状、透镜状断续分布于构造片理内或充填于平行主断面的断层裂隙中。野外共采取典型活动断层测年样品 17 件，样品编号为 S-1~S-17，取样位置详见图 3-15。

为了确定各样品年辐射剂量（ D ），需要测定同构造期方解石脉或石膏脉放射性元素 U、Th、K 含量。将各样品 U、Th、K 元素含量测试结果列于表 3-7。根据放射性平衡模式，应用 Henning et al. (1983) 与 Nambi et al. (1986) 的计算公式，确定各样品的年放射性辐射剂量（ D ）（表 3-7）。

为了测定样品总辐射剂量，按规定程序将样品粉碎、酸浸、烘干、缩分、照射。将⁶⁰Co 照射后的样品放入德国产 EMX 型磁谱仪，测定缩分样品的磁谱曲线与信号强度，确定样品自形成以来所受辐射总剂量（ Nd ）。图 3-24 示双湖盆地边界断裂同构造期方解石脉样品的 ESR 波谱曲线。将 17 个样品的辐射总剂量（ Nd ）和 ESR 测年结果（ t ）详列于表 3-8。

依据同构造期方解石脉与石膏脉的 ESR 测年结果（表 3-8），结合野外地质观测资料，可以良好地判别青藏高原腹地不同方向典型断裂构造的形成活动时期，进而分析地壳伸展构造活动节律。

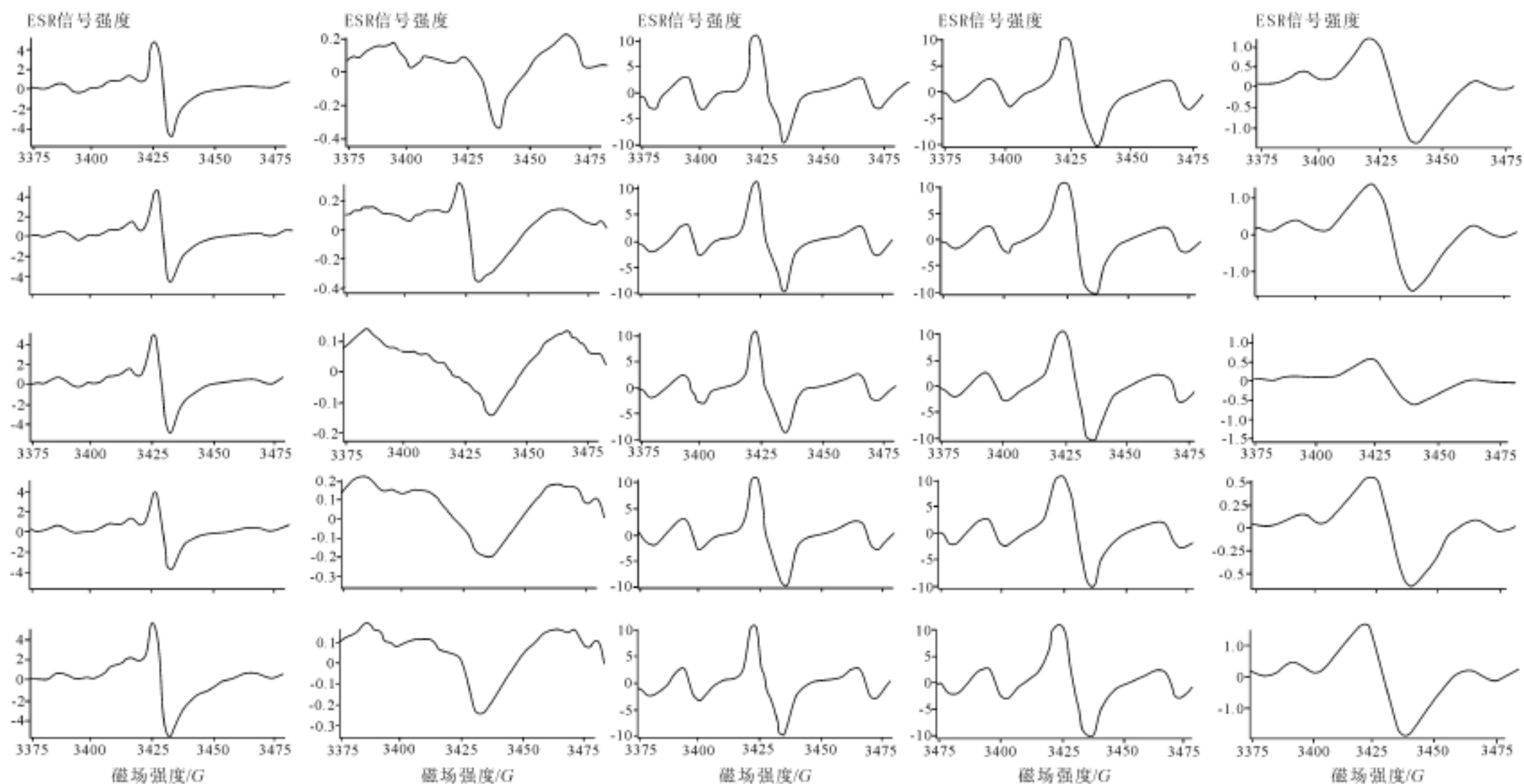


图 3-24 双湖盆地边界断裂同构造期方解石脉 ESR 磁谱曲线图

(自左向右分别为 S1、S2、S3、S4 和 S5 样品方解石的 ESR 磁谱曲线)

Fig.3-24 Diagram of magnetic spectrum of ESR dating of calcite samples from Shuanghu basin of the north Tibetan plateau

表 3-7 青藏高原腹地 ESR 测年样品放射性元素含量一览表

Table 3-7 Contents of redioactive elements of ESR samples from the central Qinghai-Tibetan plateau

样品编号	取样部位 取样地点	测试对象	U / 10 ⁻⁶	Th / 10 ⁻⁶	K / %
S1	双湖盆地 下部泥灰岩层，鄂雅错西	方解石	0.42	0.5	0.027
S2	双湖盆地 西部 NE 向断裂，双湖镇西	方解石	0.94	1.5	0.208
S3	双湖盆地 西部 NE 向断裂，鄂雅错西	方解石	0.52	0.9	0.037
S4	双湖盆地 东缘 NE 向断裂，比洛错西	方解石	0.64	1.9	0.158
S5	双湖盆地 NW 向断裂，阿木岗日山西南	方解石	1.24	1.5	0.035
S6	班公-怒江缝合带中段 EW 向断裂，伦坡拉盆地北缘	方解石	1.32	0.6	0.021
S7	班公-怒江缝合带中段 EW 向断裂，伦坡拉盆地北缘	方解石	1.25	0.6	0.029
S8	班公-怒江缝合带中段 EW 向断裂，伦坡拉盆地北缘	方解石	2.48	2.3	0.62
S9	SN 向断裂-火山岩带，多格错仁南	方解石	0.86	0.77	0.024
S10	近 SN 向张裂隙带，多格错仁北	方解石	1.95	0.6	0.018
S11	NE 向低角正断层，可可西里中部岗扎日山	石膏	0.83	0.5	0.0032
S12	NE 向低角正断层，可可西里中部岗扎日山	石膏	0.48	0.7	0.042
S13	NEE 向断层，可可西里中部岗扎日山	方解石	1.45	1.03	0.2
S14	NE 向低角正断层，可可西里中部岗扎日山	石膏	0.89	13.7	0.83
S15	NEE 向正断层，当雄北念青唐古拉山口	方解石	0.24	0.5	0.051
S16	NNE 向盆缘正断层，九子拉山口西侧	方解石	0.42	0.6	0.053
S17	NNE 向盆缘正断层，谷露大桥西侧	方解石	0.86	1.3	0.41

二、典型断裂形成活动时代

1. 伦坡拉盆地北缘断裂

伦坡拉盆地北缘断裂位于班公-怒江缝合带中段，总体呈近 EW 向展布，由一系列近平行分布的高角度断层所组成。该断裂在新生代早期作为伦坡拉盆地边界逆冲断裂，控制了伦坡拉盆地的形成与演化；在新近纪晚期-第四纪发生多期继承性活动，控制第四纪断陷盆地分布并切割第四纪河湖相沉积地层。在伦坡拉盆地北缘断裂破碎带 3 个不同地点，取充填于近 EW 向裂隙的方解石脉样品（图 3-15 中的 S6、S7、S8），作 ESR 测年。3 个样品的 ESR 年龄分别为 0.416 Ma、0.358 Ma 与 12.992 Ma（表 3-8），分别代表伦坡拉盆地北缘断裂在晚喜马拉雅期 3 期构造活动事件的时代，反映班公-怒江缝合带至少部分断层在晚喜马拉雅期存在显著的继承性活动。

表 3-8 青藏高原腹地活动断裂 ESR 测年结果一览表

Table 3-8 ESR dating of active faults of central Qinghai-Tibetan plateau

样品编号	取样部位 取样地点	测试对象	年辐射量 <i>D</i> / (mGy/ a)	总辐射量 <i>Nd</i> / Gy	年龄 Ma
S1	双湖盆地下部泥灰岩层, 鄂雅错西	方解石	0.334	1190.45	3.564
S2	双湖盆地西部 NE 向断裂, 双湖镇西	方解石	0.962	22.9393	0.024
S3	双湖盆地西部 NE 向断裂, 鄂雅错西	方解石	0.457	621.496	1.360
S4	双湖盆地东缘 NE 向断裂, 比洛错西	方解石	0.808	3972.68	4.920
S5	双湖盆地 NW 向断裂, 阿木岗日山西南	方解石	0.942	563.115	0.600
S6	班公-怒江缝合带中段 EW 向断裂, 伦坡拉盆地北缘	方解石	0.80	332.00	0.416
S7	班公-怒江缝合带中段 EW 向断裂, 伦坡拉盆地北缘	方解石	0.80	286.5	0.358
S8	班公-怒江缝合带中段 EW 向断裂, 伦坡拉盆地北缘	方解石	2.24	29102.7	12.992
S9	SN 向断裂-火山岩带, 多格错仁南	方解石	0.62	733.00	1.182
S10	近 SN 向张裂隙带, 多格错仁北	方解石	1.17	1674.47	1.431
S11	NE 向低角正断层, 可可西里中部岗扎日山	石膏	0.52	418.11	0.804
S12	NE 向低角正断层, 可可西里中部岗扎日山	石膏	0.52	343.21	0.660
S13	NEE 向断层, 可可西里中部岗扎日山	方解石	1.12	1590.9	1.420
S14	NE 向低角正断层, 可可西里中部岗扎日山	石膏	2.317	78.78	0.034
S15	NEE 向正断层, 当雄北念青唐古拉山口	方解石	0.374	114.52	0.306
S16	NNE 向盆缘正断层, 九子拉山口西侧	方解石	0.42	615.74	1.466
S17	NNE 向盆缘正断层, 谷露大桥西侧	方解石	1.05	2091.85	1.992

2. 双湖盆地边界断裂

双湖盆地位于羌塘地块中部，属 NE 向和平-双湖盆-山构造-地貌系统北部重要构造单元，盆内水系密布，盆缘发育 NE 向边界断裂与 NW 向活动断裂（图 3-15）。在双湖盆地 EW 两侧 NE 向边界断裂不同部位与盆地北侧 NW 向边界断裂，取 4 个同构造期方解石脉（S2、S3、S4、S5）；在盆地西部取裂隙早期湖相泥灰岩样品，作 ESR 测年（表 3-8）。结果表明，双湖盆地西缘 NE 向边界断裂带 2 个方解石脉样品（S3、S2）的 ESR 年龄分别为 1.36 Ma 与 0.024 Ma（表 3-8），分别代表鄂雅错西缘断层与双湖西侧断层形成活动时代。双湖盆地下部泥灰岩（S1）ESR 年龄为 3.564 Ma（表 3-8），代表双湖盆地裂隙早期湖相沉积事件发生时代（Wu Zhenhan et al., 1999）。双湖盆地东北部 NW 向活动断裂同构造期方解石脉（S5）的 ESR 年龄为 0.600 Ma（表 3-8），基本反映该断裂形成时代。双湖盆地东侧边界断裂同构造期方解石脉（S4）ESR 年龄为 4.92 Ma（表 3-8），代表双湖裂

谷盆地开始伸展裂陷暨盆缘 NE 向边界断裂开始形成的时代。

3. 羊八井-当雄-谷露盆地边界断裂

羊八井-当雄-谷露盆地是青藏高原腹地重要构造单元，总体呈 NE-NNE 向，局部呈 WEE-近 EW 向，是青藏高原重要高温地热带与强震活动带。盆地西侧为念青唐古拉山，盆地东侧为旁多山地，盆-山之间隔以 NEE-NE-NNE 向边界断裂。热年代学方法良好地揭示了羊八井-当雄盆-山构造-地貌系统初始形成时代 (6.8 Ma) (吴珍汉等, 2001) 与早期韧性剪切变形时代 (5~8 Ma) (Harrison et al., 1995)，但难以对晚期低温构造-热事件如盆缘高角度边界断层活动事件进行精确测年。

在羊八井-当雄-谷露盆地周缘，发育大量高角度正断层，断层明显穿切、错断早期低角度韧性剪切带，属盆地与两侧山脉之间的边界断裂带。在当雄北侧、九子拉西侧与谷露大桥西侧盆缘边界正断层，分别取同构造期方解石脉样品 (图 3-15 中 S15、S16、S17)，作 ESR 测年，所得年龄分别为 0.306 Ma、1.466 Ma 与 1.992 Ma (表 3-8)，代表羊八井-当雄-谷露盆地西缘 3 条不同断层形成时代与盆地边界断裂 3 期构造活动事件年龄。

4. 岗扎日 NE 向断裂

岗扎日活动断裂位于青藏高原北部的可可西里山脉中段，总体呈 NE-NEE 向展布，由多条近平行分布的低角度正断层所组成 (图 3-15)；断层切割了中新世康托组红层，并发育大量平行于主断面的方解石细脉与石膏细脉。在岗扎日活动断裂 4 个不同地点分别取同构造期石膏脉与方解石脉样品 (S11、S12、S13、S14)，作 ESR 测年。所得年龄分别为 0.80 Ma、0.66 Ma、1.42 Ma 与 0.034 Ma (表 3-8)，代表不同断层形成时期与岗扎日 NE 向断裂构造活动时代。

5. 多格错仁近 SN 向断裂

在藏北多格错仁东部，发育长达数十千米的近 SN 向断裂 (图 3-15)。该断裂由多条近 SN 向活动断层所构成，横切多格错仁湖盆，穿切湖岸中新世褶皱红层及上新世-第四纪玄武岩层，控制了温泉和第四系分布。被断层切割玄武岩的喷发时代约为 2~3 Ma (Hacker et al., 2000)。在多格错仁湖南侧和北侧，分别取近 SN 向断裂破碎带同构造期方解石脉样品 (S9、S10)，作 ESR 测年。方解石脉样品的 ESR 年龄分别为 1.182 Ma 与 1.431 Ma (表 3-8)，代表多格错仁近 SN 向断裂带不同部位断层的形成活动时代。

三、区域断裂构造活动规律

综合分析典型活动断裂 ESR 测年资料与前人构造-热年代学测年资料，发现青藏高原腹地晚新生代断裂构造活动呈现出明显规律性，存在 3 期显著的区域性断裂活跃期 (图 3-25)。第一期区域性断裂活跃期发生于约 5~8 Ma，表现为双湖盆地初始裂陷与边界断裂活动 (4.92 Ma) (表 3-8)、羊八井-当雄盆-山构造开始形成 (5~8 Ma, Harrison et al., 1995)、格仁错-申扎盆地初始裂陷与周缘山脉快速隆升 (6.5 Ma, 吴珍汉等, 2001) 等伸展构造活动，代表青藏高原腹地区域构造环境自近 SN 向挤压缩短向近 EW 向伸展裂陷的重大转变后高原面广泛裂解时代。第二期区域性断裂构造活跃期发生于 1.1~1.5 Ma，表现为谷露盆地西侧九子拉 NNE 向边界正断层活动 (1.466 Ma)、双湖盆地西侧鄂雅错 NE 向边界正断层活动 (1.36 Ma)、多格错仁近 SN 向正断层活动 (1.18~1.43 Ma) 及岗扎日 NE 向低角正断层活动 (1.42 Ma)。第三期区域性断裂活跃期发生于 0.3~0.8

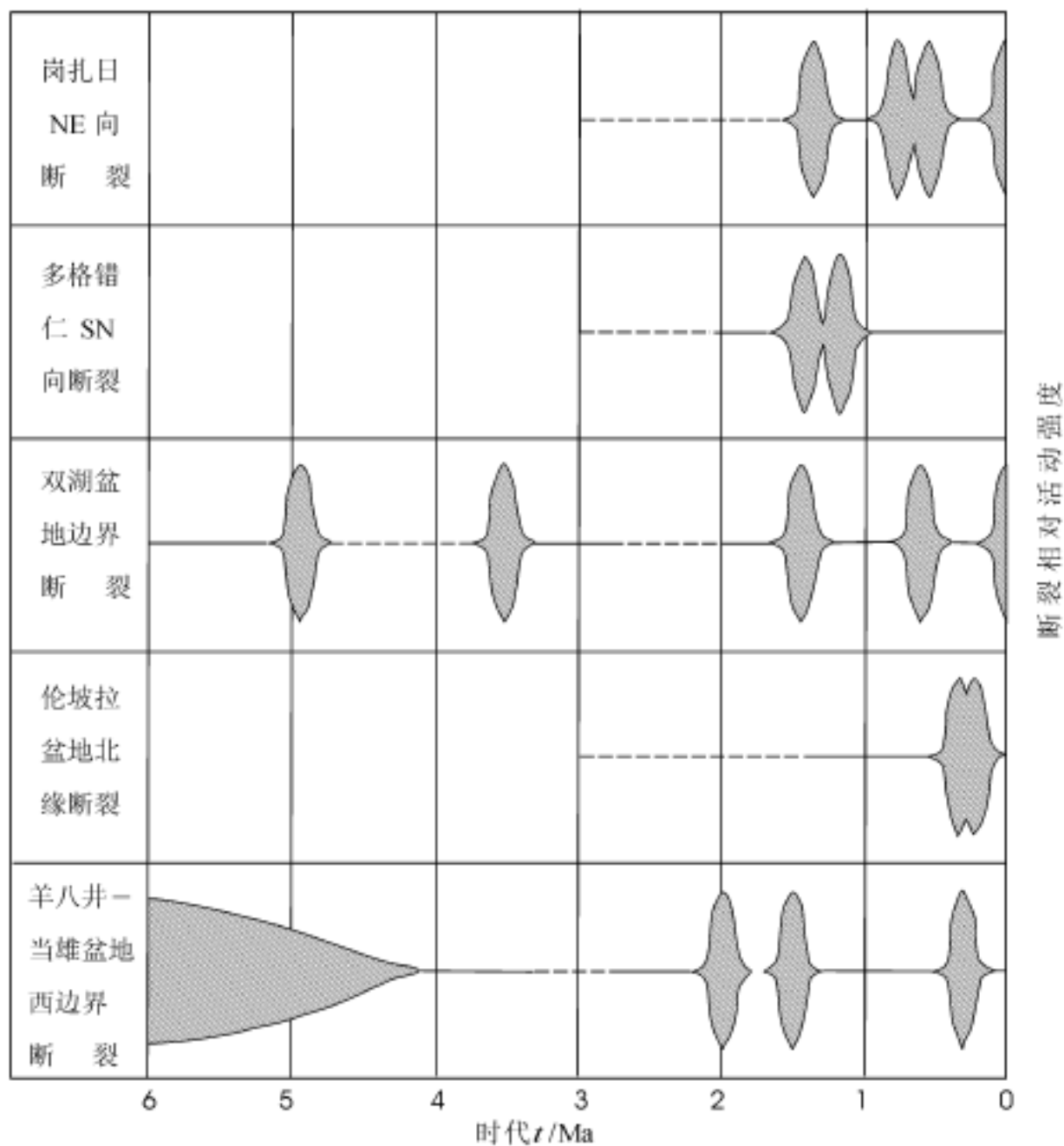


图 3-25 青藏高原腹地晚新生代区域断裂活动统计分布图

Fig. 3-25 Diagram of regional fault activity of central Qinghai-Tibetan plateau in Late Cenozoic Era

Ma, 表现为当雄盆地北侧念青唐古拉山口 NEE 向正断层活动 (0.306 Ma)、伦坡拉盆地北侧近 EW 向盆缘断层活动 (0.358~0.416 Ma)、双湖盆地 NW 向边界断层活动 (0.6 Ma) 与岗扎日低角正断层活动 (0.804 Ma)。在其他时期如 3.56 Ma 与 2 Ma 也有部分断层活动, 但未构成区域性断裂活动事件。新生代晚期区域断裂活动以张性-张扭性伸展构造活动居主导地位 (表 3-8)。

四、结论与讨论

青藏高原腹地新生代晚期在区域伸展构造环境, 发育不同方向盆-山构造地貌与不同规模边界活动断裂。应用电子自旋共振 (ESR) 方法, 通过测定同构造期方解石脉与石膏脉的年龄, 能够良好地确定不同方向、不同性质活动断层的形成活动时期、区域性断裂活跃期和地壳构造活动韵律。结果表明, 拉萨地块中部羊八井-当雄-谷露裂谷盆地西缘边界正断层形成活动时代为 0~2 Ma, 羌塘地块南部双湖裂谷盆地边界正断层的形成活动时期

为 0~5 Ma, 羌塘地块北部多格错仁近 SN 向正断层的形成活动时代为 1.2~1.4 Ma, 藏北可可西里构造带中东部岗扎日 NE 向低角正断层的形成活动时代为 0~1.4 Ma, 藏北班公-怒江缝合带中段部分断层在 13 Ma 与 0.4 Ma 发生过强烈活动。青藏高原腹地晚新生代发生过 5~8 Ma、1.1~1.5 Ma 与 0.3~0.8 Ma 三期区域性断裂活跃期, 中新世晚期(5~8 Ma) 以来地壳近 EW 向伸展构造活动居主导地位(图 3-25)。约自 0.04 Ma 以来, 青藏高原腹地地壳伸展走滑断裂活动呈增强趋势, 形成现今断裂活跃期(图 3-25)与地震高峰期(图 3-15)。

尽管青藏高原腹地典型活动断裂 ESR 测年取得良好成果, 为研究晚上新世—第四纪区域构造活动规律提供了重要资料; 但目前断层 ESR 测年方法还处于不断完善的过程中, 缺乏有效的误差分析和精度评价技术, 断层 ESR 年龄的地质意义(代表断层形成时代还是代表断层活动时代)有时难以准确判别, 加上研究区面积巨大而测试样品数量相对较少, 所得测年结果和相关认识尚有待于更多测试分析和研究工作的检验。

第四章 典型盆-山构造地貌形成演化过程

青藏高原腹地新生代晚期发育不同方向的山脉和大量不同规模的裂陷盆地、拉分盆地，形成很多伸展型盆-山构造地貌系统，如格仁错裂陷盆地与甲岗山地组成的 NW 向盆-山构造地貌系统、念青唐古拉山脉与当雄-羊八井地堑组成的 NE 向盆-山构造地貌系统、崩错盆地及两测山地组成的 NWW 向盆-山构造地貌系统、双湖盆地与西亚尔岗山脉组成的盆-山构造地貌系统（图 3-15）。兹在西藏当雄幅 1:25 万区域地质调查和 INDEPTH-III 野外路线地质观测基础上，应用同位素年代学和矿物对热年代学方法，分析青藏高原腹地念青唐古拉山脉、甲岗山地、旁多山地、宁中盆地内断块山的隆升过程及当雄-羊八井地堑、双湖盆地的裂陷过程，剖析典型盆-山构造地貌的形成时代和演化历史。

第一节 当雄-羊八井盆-山构造地貌特征

西藏当雄-羊八井盆-山构造地貌系统是青藏高原内部的典型伸展构造，由西部念青唐古拉山脉、中部当雄-羊八井地堑、东部旁多山地及盆地内断块隆起所组成（图 4-1）；向南延伸横穿喜马拉雅山脉至亚东盆地，向北经桑雄-谷露盆地与那曲盆地、错那湖盆地、安多盆地、温泉盆地断续相连，构成青藏高原内部巨型伸展构造体系。通过对山脉隆升历史、盆地裂陷过程和层状地貌面裂解过程的分析，可以良好地揭示青藏高原内部区域性剥蚀夷平期后伸展构造地貌形成演化与自然环境变迁的动力学过程。

一、盆-山构造地貌特征

当雄-羊八井盆-山构造地貌主要由当雄-羊八井地堑及其两侧山脉所组成。当雄-羊八井地堑位于念青唐古拉山东南侧，为一狭长的裂陷谷地，总体呈 NE 向展布。在小比例尺地质图和大区域范围，当雄-羊八井裂陷谷地表现为狭长盆地，常被称为当雄-羊八井盆地；但在中比例尺地质图上，当雄-羊八井裂陷谷地实际由一系列次级裂陷盆地组成，自北向南次级盆地包括当雄裂陷盆地、宁中裂陷盆地、拉多岗裂陷盆地和羊八井裂陷盆地，组成典型的地堑构造（图 4-1、4-2）。地堑盆地内部地势低洼，地形相对平坦，盆地表面海拔约 4300~4500 m，成为河流和地表水系的重要汇聚场所。当雄盆地总体呈近 EW 向展布，发育长达 15 km、宽约 8 km、面积约 120 km² 的大型沼泽湿地，成为藏北高原良好牧场。宁中盆地、拉多岗盆地和羊八井盆地均呈 NE 向展布，发育多个中小型沼泽湿地，水系相对比较密集，河流分别经旁多峡谷和羊八井峡谷向东流出，汇入拉萨河。盆地之间以断块隆起区相分隔，如当雄盆地和宁中盆地之间隔以 NWW 向展布的当雄电站隆起地块，在地表表现为高原内部的低山丘陵地貌；宁中盆地和拉多岗盆地之间隔以总体呈 NW 向展布的甲果果隆起地块，地貌上表现为高原内部的低山丘陵地貌。拉多岗盆地和羊八井盆地分隔的地质地貌标志不明显，有时称拉多岗-羊八井盆地。当雄盆地北部以近 EW 向活动断裂、九子拉隆起与谷露-桑雄盆地分隔。拉多岗-羊八井盆地东北部窄，西南部比较

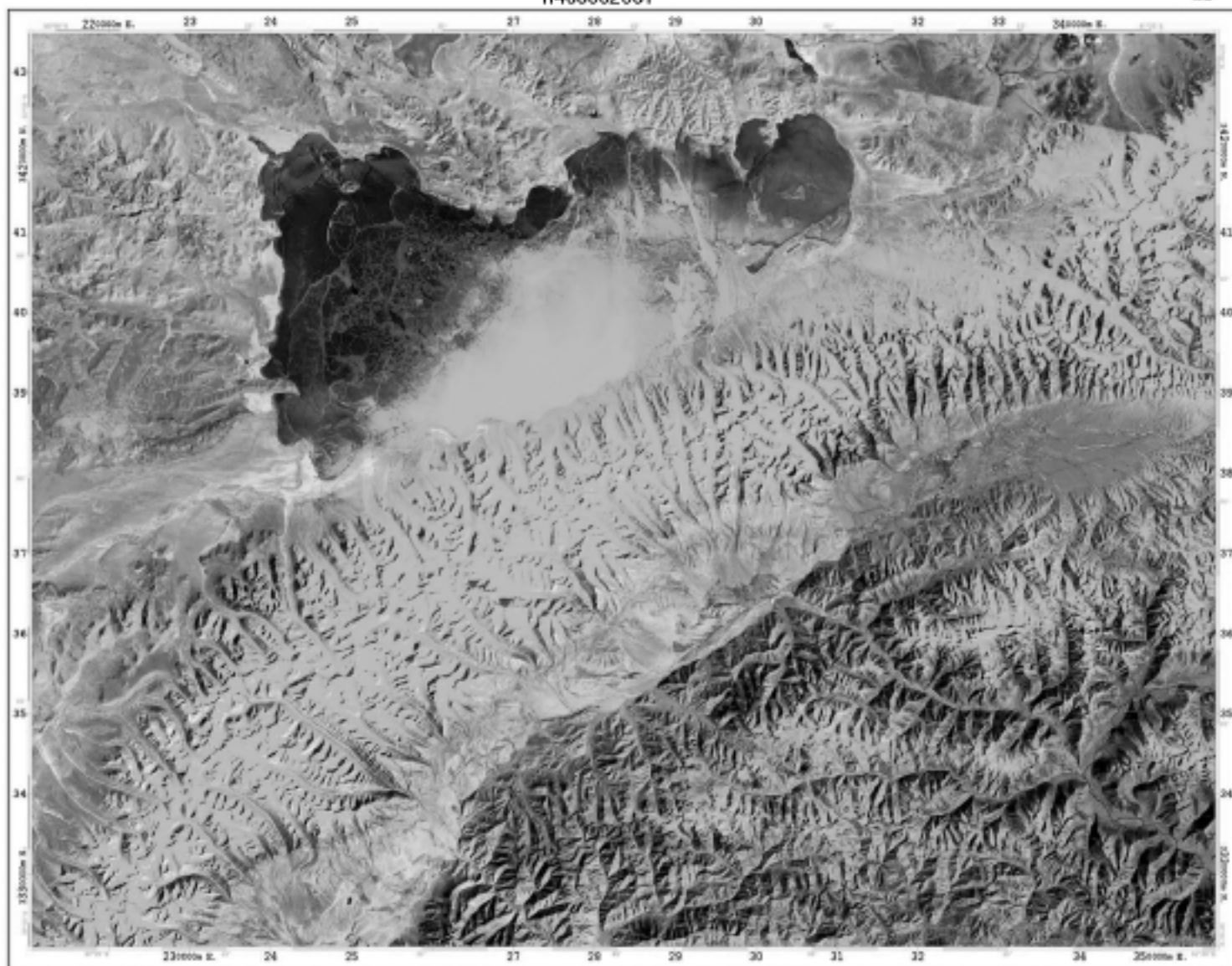


图 4-1 西藏当雄幅 1:25 万测区 ETM 遥感影像图

Fig. 4-1 ETM images of Damxung and its adjacent areas of central Tibet

宽阔，可细分为拉多岗、羊八井和军马场等更小规模的拉分盆地。

羊八井-当雄地堑东、西两侧均为高原内部的中高山地，西北侧念青唐古拉山脉总体呈 NE 向展布于测区中部，平均海拔高度大于 6000 m，为藏北高原的前沿，由大量不同海拔高程的高山、极高山和峡谷地貌单元组成；发育大量海拔高度大于 5600~6000 m、相对高差大于 1500 m 的山峰和山脊，部分山顶常年被冰雪所覆盖（图 4-1）；其中念青唐古拉山主峰海拔高程为 7162 m，属青藏高原腹地最高山峰。当雄-羊八井地堑东南侧为旁多山地，以中高山为主，发育多个海拔高度大于 5400~5600 m、相对高差约 800~1000 m 的高山；旁多山地仅个别山顶常年有薄层冰雪覆盖（图 4-1）。

二、层状地貌面的空间分布

测区发育大量不同类型、不同高度、不同特征的层状地貌面；尤其在测区中部念青唐古拉山脉，西北部纳木错西岸山地和东南部旁多山地，广泛分布层状地貌面。在念青唐古拉山西侧，发育总体呈 NE 向展布的纳木错盆地，盆地中心为西藏最大湖泊——纳木错；在念青唐古拉山东侧，发育著名的羊八井-当雄-谷露裂隙盆地群，是亚东-羊八井-谷露-那曲裂谷系

的重要组成部分,总体呈 NE 向展布,盆地内部发育平坦的层状地貌面称为盆地面。山区山顶面与裂隙地区的盆地面构成测区最主要的两种类型层状地貌面。测区山顶面也称山顶剥蚀夷平面或山顶剥夷面,代表地壳挤压缩短增厚期后经过区域性剥蚀夷平作用所形成的区域性缓起伏层状地貌面,广泛分布于西北部、中部与东南部各主要山地(图 4-1、4-2),对应于藏北高原面或青藏高原主夷平面。测区盆地面为晚新生代盆地裂隙过程中堆积成因的区域性平坦层状地貌面,广泛分布于羊八井、老宁中、当雄、谷露-桑雄与纳木错等晚新生代裂隙中心与沉积盆地;盆地面属测区重要的侵蚀基准面(图 4-1、4-2)。

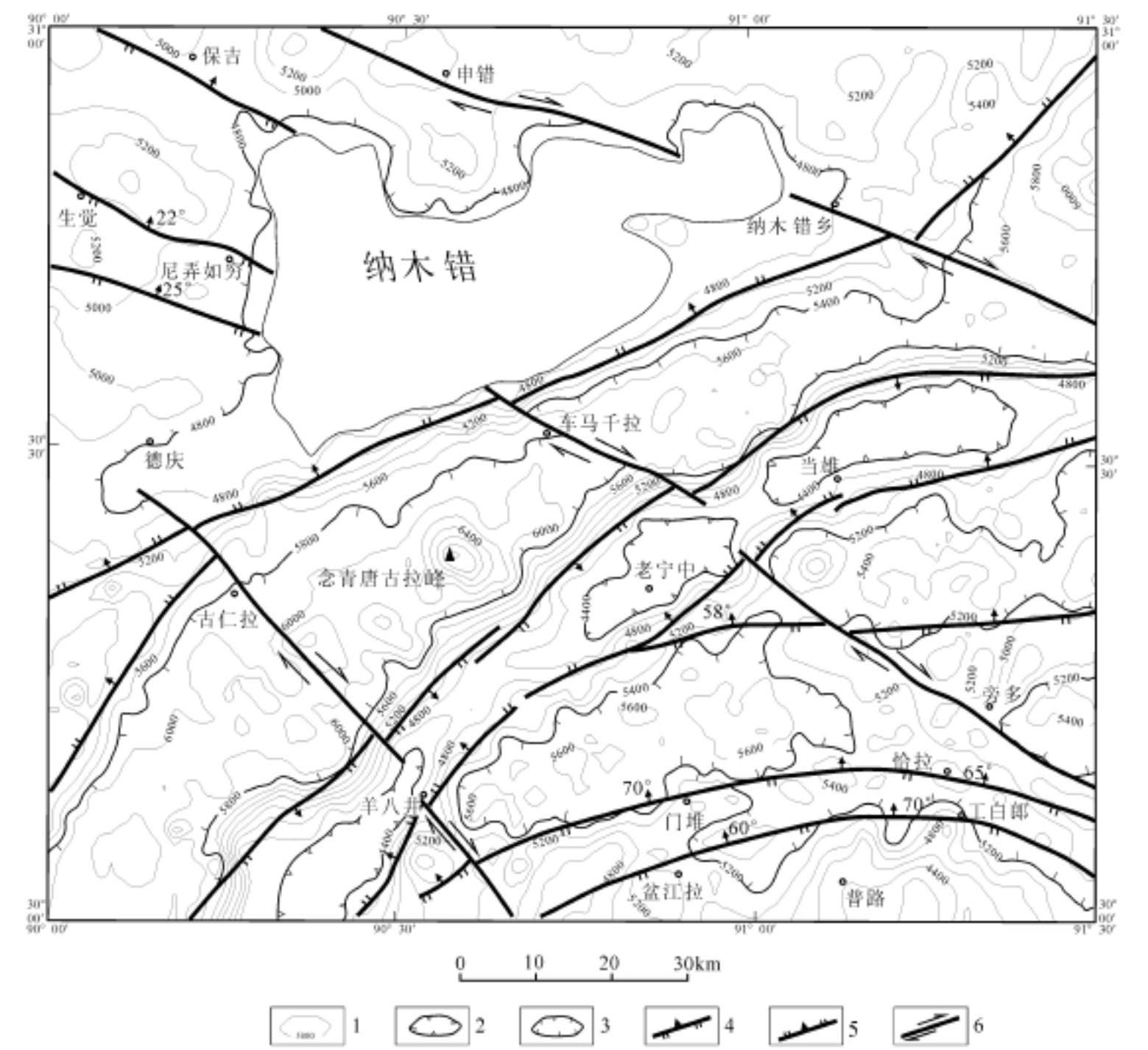


图 4-2 当雄地区山顶面海拔高度等值线分布图

Fig.4-2 Tectono-geomorphic map of Damxung area of central Tibet

1—山顶面与盆地面海拔高度等值线(m); 2—盆地裂隙中心边界; 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

不同构造地貌分区山顶面或山地主夷平面具有不同的海拔高度。位于羊八井-当雄地堑东侧的东南山地, 属高原内部高山区, 山体相对高差达 1000~1600 m。统计东南山地

593 个山顶的海拔高度，发现东南山地 66% 山顶的海拔高度分布于 5200~5600 m 高度 (图 4-3a)，构成东南山地缓起伏山顶面。东南山地北部山顶面主体分布于海拔 5200~5400 m 高度，东南山地南部山顶面主体分布于海拔 5400~5600 m 高度，两者之间隔以近

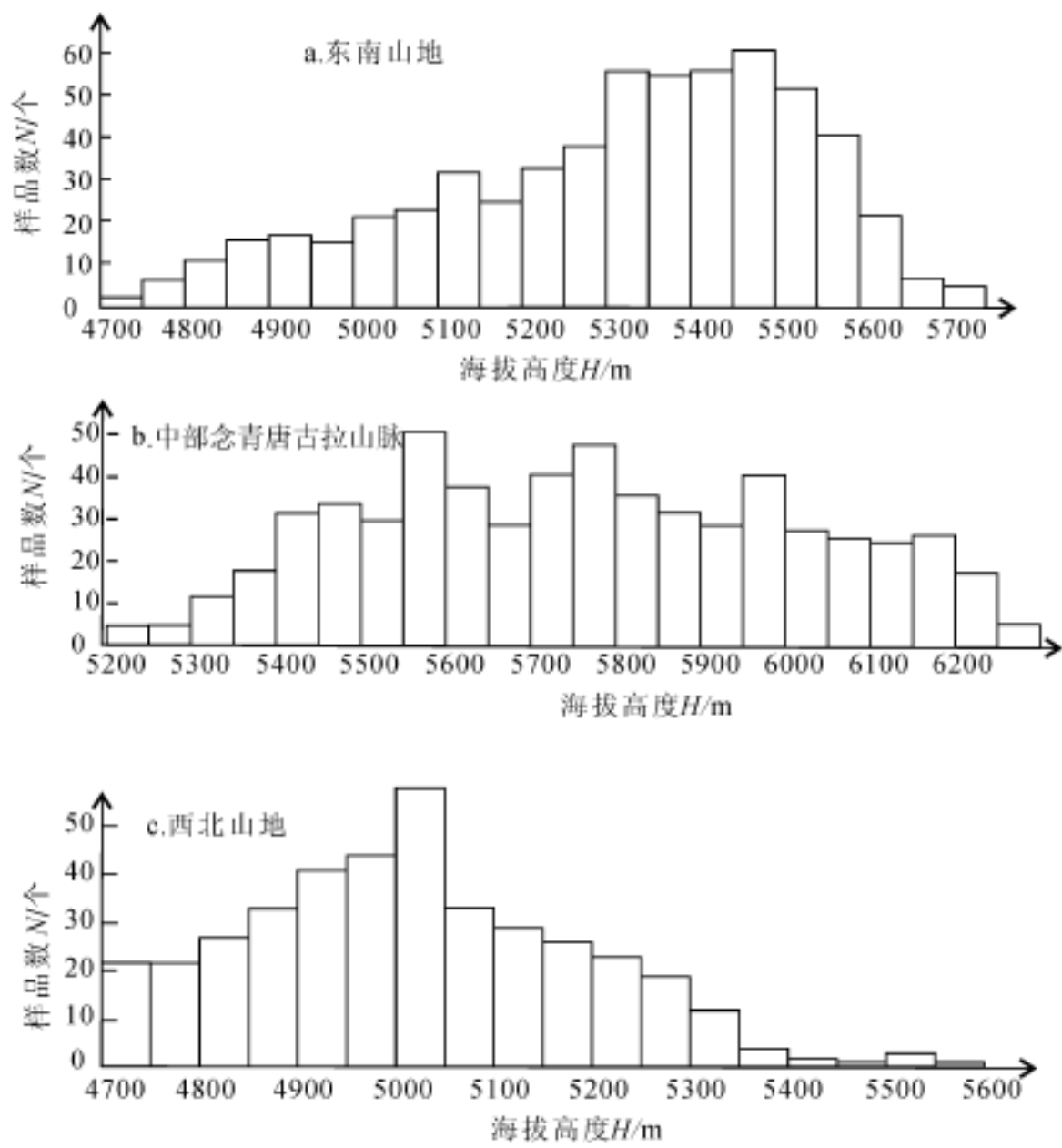


图 4-3 当雄地区山顶海拔高度统计分布图

Fig. 4-3 Statistic distribution of summit elevations in both side of Damxung-Yangbajain basin

EW 向展布的区域性逆冲推覆构造；早期形成的门堆-恰拉逆冲断裂与盆江拉-工白郎逆冲断裂对东南山地山顶面形态和高度存在显著控制作用 (图 4-2)。中部念青唐古拉山脉呈 NE 向横贯全区，山脉与周缘盆地相对高差普遍达 1200~2300 m，属青藏高原内部高山-极高山区。统计念青唐古拉山脉 586 个山顶的海拔高度，发现 44% 山顶的海拔高度分布于 5400~5800 m，41% 山顶的海拔高度分布于 5800~6200 m (图 4-3b)，构成念青唐古拉山脉两种不同高度的缓起伏山顶面 (图 4-2)。在空间上，念青唐古拉山脉山顶面受晚期断裂影响，表现出明显的分段性；念青唐古拉山北段山顶面海拔高度约为 5400~5800 m，念青唐古拉山南段山顶面海拔高度约 5800~6200 m (图 4-2)。分布于纳木错西岸和北岸的西北山地，属高原内部中低山区，相对海拔高度约 100~600 m。统计西北山地 390 个山顶的海拔高度，发现 72% 山顶的海拔高度分布于 4800~5200 m (图 4-3c)，构成西北山

地缓起伏山顶面，而且西北山地山顶面与海拔高度约 4700~4800 m 的纳木错盆地地面呈渐变过渡关系（图 4-2）。西北山地山顶面地势起伏明显受早期逆冲推覆断裂控制，沿早期逆冲推覆构造带形成 NWW 向展布的山顶面低洼带（图 4-2）。

在当雄-羊八井盆-山构造地貌系统，发育大量伸展断裂构造；不同构造地貌单元之间常以正断层或张扭性断层接触，产生层状地貌面海拔高度陡变带或区域性地貌梯度带（图 4-2、4-4）。如念青唐古拉山脉与其东、西两侧盆地之间以 NE 向正断层为分界线，对应于区域性 NE 向地貌梯度带，沿该地貌梯度带海拔变化约 1000~1600 m；羊八井-当雄地堑与东南山地之间也以 NE 向正断层为分界线，对应于区域性 NE 向地貌梯度带，沿该地貌梯度带海拔高度变化约 800~1000 m（图 4-2、4-4）。

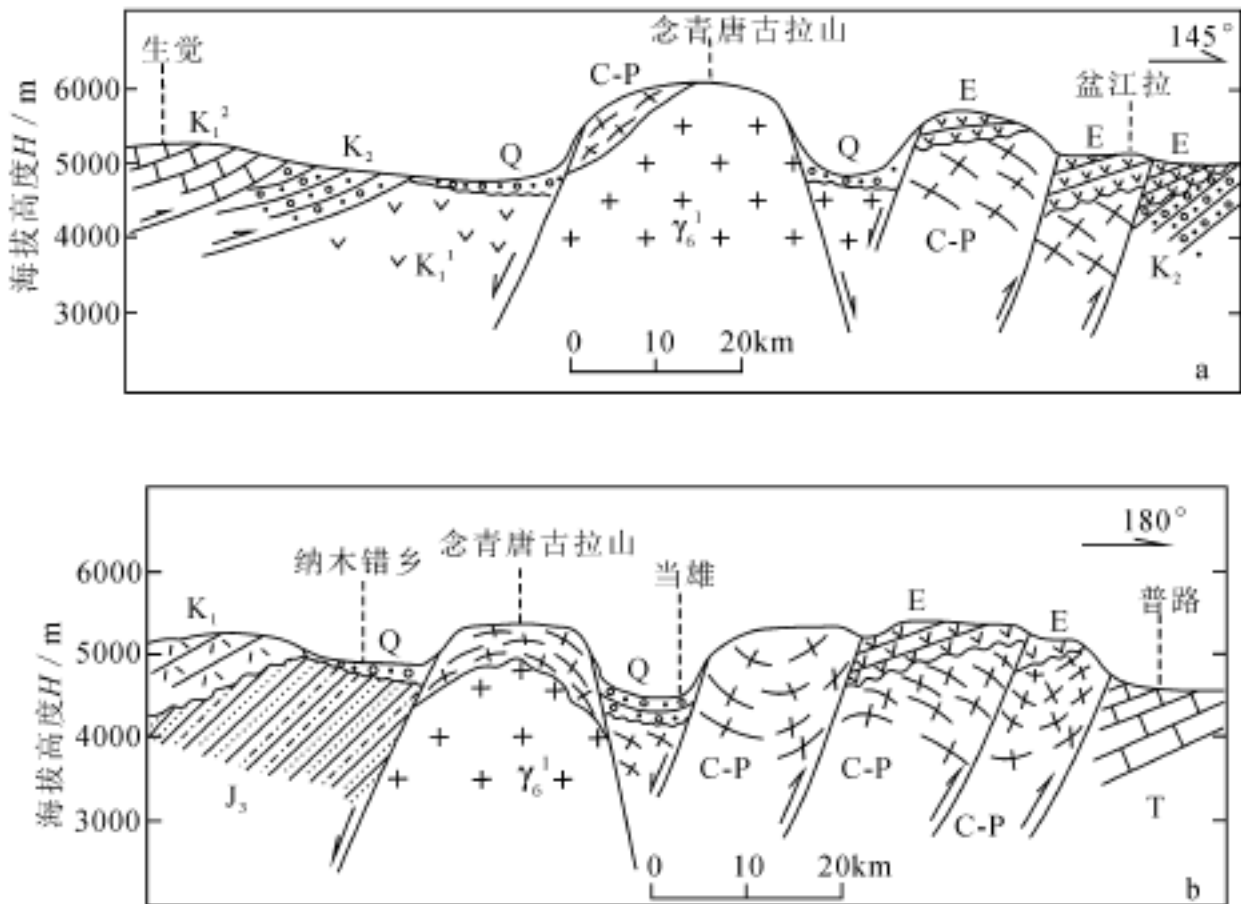


图 4-4 当雄地区构造地貌剖面图

Fig.4-4 Cross-section of tectonics of Dangxiong area of central Tibet

a—生觉-盆江拉剖面；b—纳木错-当雄-普路剖面

三、典型盆-山构造地貌共同特征

青藏高原腹地其他盆-山构造地貌系统，如双湖盆-山构造地貌系统、格仁错盆-山构造地貌系统、安多盆-山构造地貌系统、温泉盆-山构造地貌系统等（图 3-15），虽然规模与走向不尽相同，但与当雄-羊八井盆-山构造地貌系统存在很多共同特征。典型盆-山构造地貌的地质特征包括：①由断陷盆地或裂陷盆地与周缘山脉组成；②盆-山地貌单元之间以伸展-走滑断层为分界线，普遍发育显著的山前地貌陡坎；③山脉和盆地走向显著受伸展断层或走滑断裂所控制；④盆地和山脉之间存在数百至千余米的相对高差，山地以剥蚀为主，存在具有类似高度、缓波状起伏的山顶剥夷面，对应于差异升降前的区域性层状地貌

面即古高原面；⑤普遍缺乏上新世—第四纪早期松散沉积，而盆地内部发育一定厚度（数百米—千余米）的中晚更新世—全新世冲积、洪积和湖相沉积物，底部常分布有不同厚度的中更新世冰碛和冰水沉积物；⑥盆地伸展裂隙和山脉差异隆升之前，山顶面与盆地基底面应处于相似的海拔高度，同属青藏高原挤压缩短期后约 17~8 Ma 期间形成的主剥夷面或现今高原面。

第二节 念青唐古拉花岗岩侵位与山脉隆升过程

念青唐古拉山是青藏高原内部的著名山脉，是拉萨地块内部典型伸展型盆-山构造地貌系统的重要组成部分。研究念青唐古拉山脉的形成时代和隆升过程对认识青藏高原地貌演化和古环境变迁具有重要科学意义，因此备受国内外地质学家的关注。Pan et al. (1992) 对念青唐古拉山东部地壳伸展构造进行了地表观测；Harrison et al. (1995) 应用钾长石³⁹Ar-⁴⁰Ar 热年代学方法，测定念青唐古拉山东部韧性剪切带糜棱岩年龄，分析区域伸展构造变形时代。Xu et al. (1985) 对羊八井西侧片麻岩进行过锆石 U-Pb 法同位素测年。尽管如此，由于念青唐古拉山地区地势陡峻，海拔极高，通行条件很差，因此地质研究程度总体偏低，对念青唐古拉山地区新生代地质记录、岩浆热事件年龄和山脉隆升过程缺乏系统研究工作。通过西藏当雄幅 1:25 万区域地质调查，发现念青唐古拉山脉隆升与新生代晚期岩浆侵位、构造变形存在密切关系。本文应用多种年代学方法，测定念青唐古拉山地区新生代不同时期热事件年龄，结合地表观测、深部探测和前人测年资料，分析念青唐古拉花岗岩侵位与山脉隆升过程及动力学机理。

一、区域地质背景与取样位置

念青唐古拉山脉位于拉萨地块中部，总体呈 NE 走向，主峰海拔 7162 m，山脊海拔一般为 5600~6200 m；西北侧为纳木错盆地，东南侧为当雄-羊八井地堑，山顶面与周缘盆地相对高差约 1000 m，属高原内部的高山-极高山地区。山脉和盆地之间以早期低角度伸展型韧性剪切带和晚期高角度正断层为分界线；地表出露主要岩石地层包括前寒武纪角闪岩相变质岩、石炭系浅变质板岩、上白垩统紫红色砂砾岩、花岗岩、花岗质糜棱岩及第四纪松散沉积物（图 4-5）。

念青唐古拉花岗岩分布于念青唐古拉山中南部地区，主要岩石类型为细粒-粗中粒黑云母二长花岗岩，侵入于石炭系含砾板岩内，呈 NE 向巨型岩基出露地表，构成念青唐古拉山脉主体。侵入岩长达 100 km，宽达 15~25 km，出露面积超过 1500 km²。侵入岩内分布大量地壳深部岩石包体，主要为花岗片麻岩包体和元古宙角闪岩相变质岩包体。在念青唐古拉花岗岩东部发育宽达 1000~4500 m 的糜棱岩，总体呈 NE 走向，倾向 SE，倾角约 24°~30°；构成向当雄-羊八井地堑倾伏的伸展滑脱型低角度韧性剪切带（图 4-5）。

为了分析念青唐古拉山地区新生代地质发展演化历史，对念青唐古拉花岗岩及其内部片麻岩包体和晚期伸展变形糜棱岩分别进行不同方法的年代学分析，包括锆石 SHRIMP 测年、Rb-Sr 等时线测年、单矿物 K-Ar 同位素测年和磷灰石裂变径迹测年，测定新生代重要热事件的发育时代，进而应用矿物对热年代学方法分析山脉隆升过程。K-Ar、裂变径迹和 Rb-Sr 等时线测年样品取自念青唐古拉花岗岩中南部（P38B9、P38B29、P37B9-1、

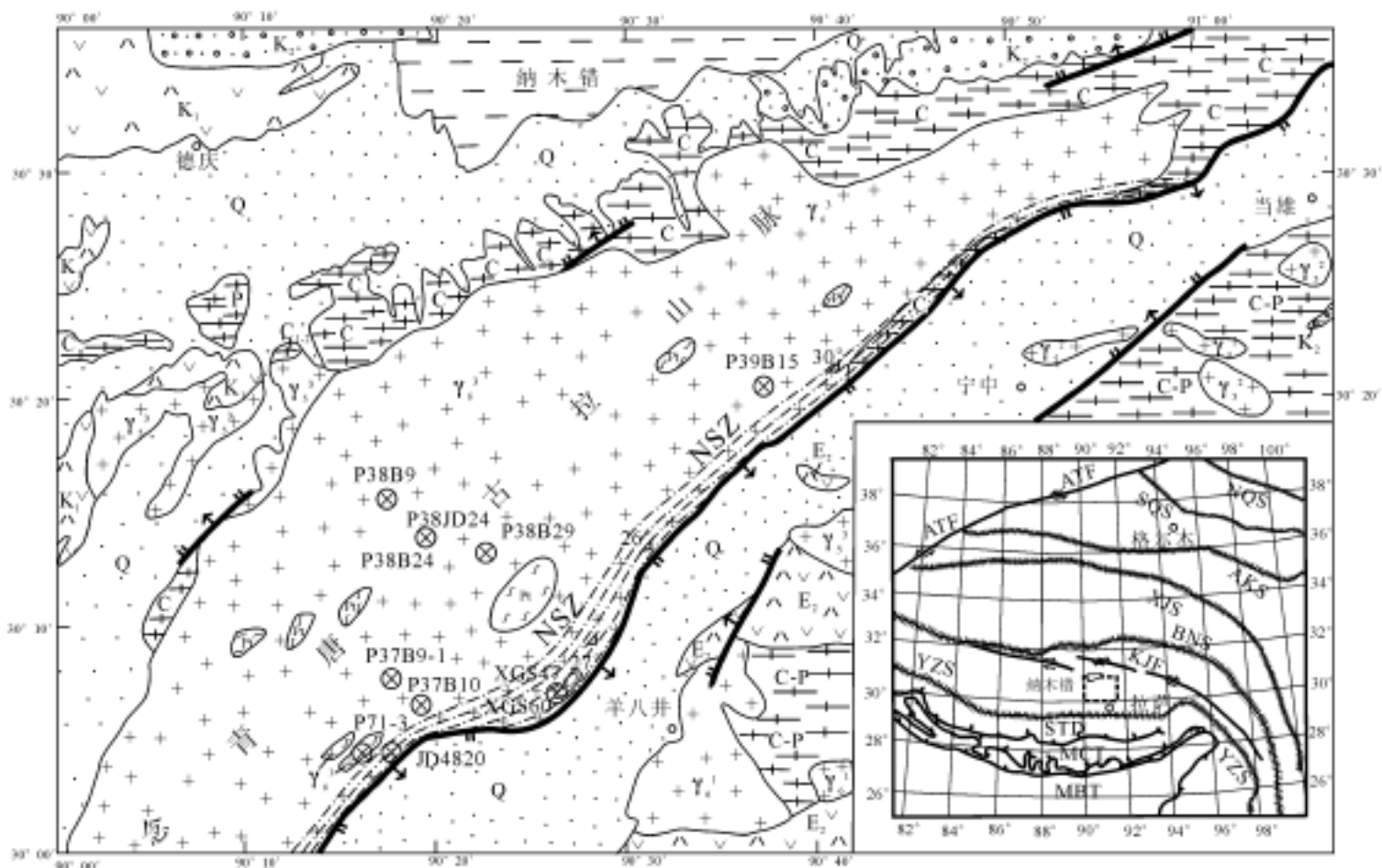


图 4-5 念青唐古拉山及邻区地质图

Fig.4-5 Geologic map of Nyainqentanglha Mts. and its adjacent areas

ATF—阿尔金走滑断裂；NQS—北祁连缝合带；SQS—南祁连缝合带；AKS—昆仑缝合带；XJS—可可西里-金沙江缝合带；BNS—班公-怒江缝合带；KJF—喀喇昆仑-嘉黎走滑断裂；YZS—雅鲁藏布江缝合带；STD—藏南拆离系；MCT—主中央逆冲断裂；MBT—主边界逆冲断裂。P38B9、P38B24、P38B29、P39B15、JD4820、P27B9-1、P37B10、P71-3 表示同位素测年样品的取样位置及编号；XGS-47 与 XGS60 为 Xu et al. (1985) 样品

P37B10)；锆石 SHRIMP 测年样品取自冷青拉花岗片麻岩包体 (P71-3) 和念青唐古拉黑云母二长花岗岩 (P39B15、P38B24) (图 4-5)。冷青拉片麻岩 (P71-3) 属变质深成体，发育角闪岩相区域变质作用。其他测年样品均为新鲜岩石，晚期未经历显著的区域变质和热液蚀变。样品 P38B9 取自念青唐古拉花岗岩早期中细粒花岗闪长岩(比劣曲单元)，样品 P38B24、P38B29 取自粗粒黑云母二长花岗岩(古仁曲单元)，样品 P39B15、P37B9-1、P37B10 取自中细粒黑云母二长花岗岩(结里单元)。中细粒黑云母二长花岗岩(结里单元)与粗粒黑云母二长花岗岩(古仁曲单元)之间呈现渐变过渡接触关系(涌动接触关系)。

二、冷青拉片麻岩及形成时代

冷青拉片麻岩主要分布在测区西南部冻弄曲、古仁曲和冷青拉一带，出露面积 5.5 km²。岩石类型主要为黑云斜长片麻岩和角闪斜长片麻岩，原岩相当于英云闪长岩和石英闪长岩。冷青拉片麻岩呈孤岛状残留体和大小不等的包体形式分布于念青唐古拉花岗岩内。在古仁曲，冷青拉片麻岩和念青唐古拉岩群片岩及变粒岩一起发生强烈变形，局部可见冷青拉片麻岩含斜长角闪岩和变粒岩捕虏体。测年样品 P71-3 取自于念青唐古拉花岗岩东南部冷青拉片麻岩包体，岩性为含角闪黑云斜长片麻岩，恢复原岩为花岗岩。

对冷青拉含角闪黑云斜长片麻岩样品①的 10 个锆石内部较均匀晶域进行 SHRIMP 分析，结果表明，冷青拉含角闪黑云斜长片麻岩①的锆石年龄比较稳定，²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄集中分布于 60~65 Ma (表 4-1)，加权平均值为 63 Ma，良好记录了岩浆锆石的结晶时代。对冷青拉含角闪黑云斜长片麻岩样品②的 11 个锆石内部较均匀晶域进行 SHRIMP 分析，结果表明，片麻岩锆石年龄较稳定，²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄集中分布于 55~59 Ma (表 4-1)，加权平均值为 58 Ma；良好记录了岩浆锆石的结晶时间。综合 SHRIMP 测年数据，认为冷青拉片麻岩结晶锆石年龄为 55~65 Ma，代表念青唐古拉山地区新生代早期岩浆侵位结晶事件发生时代。

表 4-1 念青唐古拉花岗岩片麻岩包体 P71-3 样品锆石 SHRIMP 分析结果一览表

Table 4-1 SHRIMP U-Pb dating of zircon from enclave gneiss P71-3 of Nyainqentanglha granite											
分析号	U/ 10 ⁻⁶	Th/ 10 ⁻⁶	Th/ U	²⁰⁶ Pb*/ 10 ⁻⁶	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Ma
含角闪黑云斜长片麻岩①											
1	187	248	1.37	1.62	0.0560	5.1	0.0785	5.6	0.01017	2.3	65.3± 1.5
2	422	238	0.58	3.69	0.0440	9.7	0.0611	9.8	0.01007	1.9	64.6± 1.2
5	310	222	0.74	2.67	0.0333	32.8	0.045	33	0.00979	2.4	62.8± 1.5
6	300	361	1.24	2.56	0.0663	10.0	0.0921	10	0.01008	2.1	64.7± 1.4
7	108	97	0.92	0.915	0.0748	17.1	0.104	17	0.01005	2.9	64.5± 1.9
8	211	251	1.23	1.80	0.0574	7.5	0.0793	7.8	0.01002	2.1	64.3± 1.4
9	166	135	0.85	1.42	0.0404	64.7	0.054	65	0.00973	4.0	62.4± 2.5
10	215	195	0.94	1.79	0.0305	38.9	0.039	39	0.00937	2.6	60.1± 1.5
11	151	149	1.02	1.28	0.0312	41.7	0.041	42	0.00959	2.7	61.5± 1.7
12	65	46	0.73	0.548	0.0872	11.5	0.120	12	0.01001	3.9	64.2± 2.5
13	314	363	1.20	2.73	0.0453	21.3	0.062	21	0.00999	2.3	64.1± 1.5
14	216	248	1.19	1.84	0.0724	3.6	0.1010	4.2	0.01011	2.1	64.9± 1.3
15	220	237	1.11	1.88	0.0338	53.7	0.045	54	0.00966	3.1	62.0± 1.9
16	428	99	0.24	3.57	0.0515	5.7	0.0688	6.0	0.00969	2.0	62.2± 1.2
含角闪黑云斜长片麻岩②											
1	616	322	0.54	4.71	0.0460	12	0.0561	13	0.00885	1.9	56.8± 1.1
2	392	200	0.53	3.02	0.043	28	0.052	28	0.00884	2.4	56.8± 1.4
3	418	211	0.52	3.33	0.0400	22	0.050	22	0.00910	2.2	58.4± 1.3
4	459	358	0.81	3.62	0.0567	3.0	0.0723	3.8	0.00924	2.4	59.3± 1.4
5	513	279	0.56	4.02	0.0558	4.0	0.0703	4.5	0.00915	1.9	58.7± 1.1
6	385	248	0.67	2.98	0.0670	10	0.0848	10	0.00918	2.1	58.9± 1.2
7	356	234	0.68	2.82	0.0485	8.4	0.0613	8.6	0.00917	2.0	58.9± 1.2
8	335	249	0.77	2.67	0.037	30	0.046	30	0.00902	2.4	57.9± 1.4
9	264	147	0.57	2.11	0.053	25	0.068	25	0.00927	2.6	59.5± 1.5
10	360	243	0.70	2.86	0.0563	4.0	0.0722	4.5	0.00931	1.9	59.7± 1.1
11	1932	1140	0.61	15.2	0.0458	6.7	0.0575	6.9	0.00912	1.7	58.5± 1.0

注：U-Pb 同位素组成年龄由胡道功研究员在北京离子探针中心 SHRIMP-II 测定。

三、念青唐古拉花岗岩结晶成岩时代的 SHRIMP 测年

由于念青唐古拉山花岗岩是念青唐古拉山脉的主要组成部分，出露面积约占念青唐古拉山脉总面积 75%，岩浆被动侵位、冷却结晶与念青唐古拉山脉隆升存在动力学成因联系，因此，精确测定念青唐古拉花岗岩的岩浆结晶成岩时代对分析念青唐古拉山脉隆升过程具有重要意义。兹对取自念青唐古拉山爬怒曲、古仁曲的 2 个黑云母二长花岗岩样品作单颗粒锆石离子探针 U-Pb 同位素测年，确定岩浆结晶时代。

取自古仁曲上游样品 P38B24 经显微镜下鉴定为粗粒黑云母二长花岗岩，主要矿物含量：钾长石 40%~45%、斜长石 35%、石英 20%、黑云母 5%，造岩矿物粒径为 2~8 mm；岩石蚀变微弱，仅黑云母局部有轻微绿泥石化。采用人工挑选方法在双目镜下分选锆石单矿物，锆石形态特征十分接近，均为自形-半自形柱状，浅黄-无色，聚形组成为 (110)、(100)、(311)、(131)、(111)，多数晶面光滑、晶棱平直，伸长系数多数为 1.5~3.5，硬度高，少数晶内可见固相和液相包裹体。阴极发光影像上可见清晰的自形生长环带（图 4-6a），具较为典型的岩浆结晶锆石特征。取自念青唐古拉主峰西侧爬努曲中段的样品 P39B15 经显微镜下鉴定为中细粒黑云二长花岗岩，主要矿物含量：钾长石 35%、斜长石 30%~35%、石英 20%~25%、黑云母 10%，造岩矿物粒径为 0.3~1.5 mm；岩石蚀变微弱，仅少数黑云母被绿泥石、白云母交代。采用人工挑选方法在双目镜下分选锆石单矿物。样品 P39B15 锆石特征与样品 P38B24 锆石特征相似，属岩浆结晶锆石（图 4-6b），但晶体生长环带不如样品 P38B24 锆石清晰。

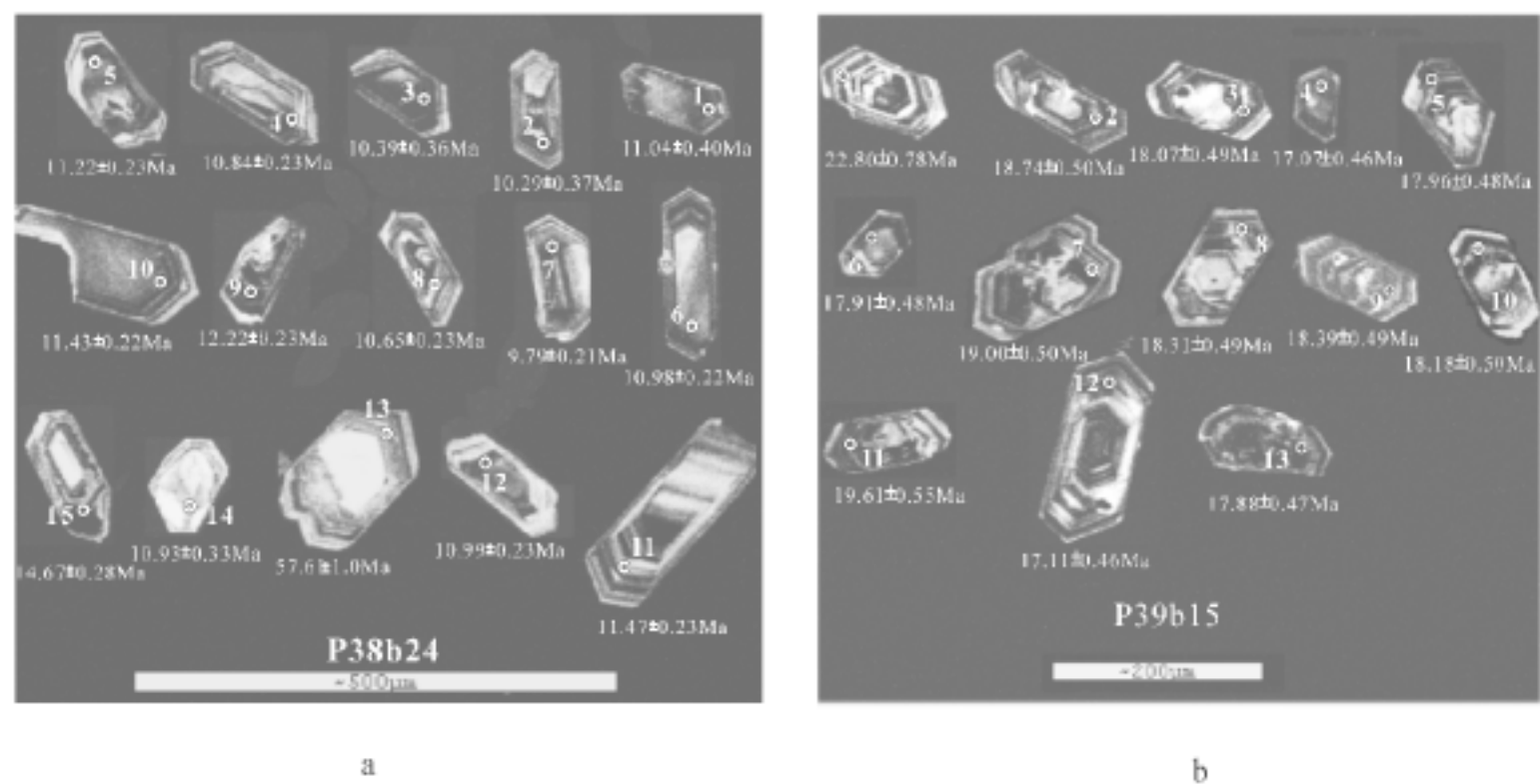


图 4-6 念青唐古拉花岗岩锆石阴极发光形态特征
(刘琦胜等，2003)

Fig.4-6 Features of zircons from Nyainqentanglha granite

对念青唐古拉花岗岩进行锆石 U-Pb 同位素测年。将念青唐古拉花岗岩 P38B24 和 P39B15 样品的单颗粒锆石与 RSES(澳大利亚国立大学地质地球科学研究所)标准锆石 TEM 用环氧树脂制靶,并对靶中的锆石作阴极发光和背散射电子相分析。锆石离子探针 U-Pb 同位

素分析在中国地质科学院地质研究所北京离子探针中心的 SHRIM-II完成。采用标准流程进行测试。数据处理采用 Ludwig SQUID1.0 及 ISOPLT 程序 (Ludwig, 2000)。普通铅根据实测²⁰⁴Pb 进行校正。为了避免锆石内部可能存在的继承锆石核以及晶体表层可能存在的微裂纹造成铅的淋滤丢失,分析点选在锆石颗粒的近边部、自形生长环带较清晰的部位(图 4-6)。将念青唐古拉花岗岩 P38B24 和 P39B15 样品单颗粒锆石样品离子探针 U-Pb 同位素测试数据和表面年龄列于表 4-2,单个数据点的误差均为 1σ,加权平均年龄具 95%置信度;年龄数据采用精度较高的²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄,对两个样品分别进行一致曲线图解分析(图 4-7)。

表 4-2 念青唐古拉花岗岩锆石离子探针 U-Pb 同位素测试分析一览表

Table 4-2 Table of U-Pb isotopic datings of zircon from Nyainqentanglha granite by SHRIMP-II

分析点	²⁰⁶ Pbc %	^U 10 ⁻⁶	Th 10 ⁻⁶	²³² Th ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb* 10 ⁻⁶	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Ma	Discordant %	²⁰⁷ Pb* ²³⁵ U	± %	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	± %	errcorr
E - 1	0.95	5223	2934	0.58	7.76	11.04±0.40	104	0.00970	9.8	0.001714	3.6	0.368
E - 2	2.10	3777	2492	0.68	5.29	10.29±0.37	102	0.0084	16	0.001598	3.6	0.228
E - 3	0.25	6267	7699	1.27	8.70	10.39±0.36	93	0.01090	7.4	0.001613	3.5	0.468
E - 4	3.59	3546	1443	0.42	5.32	10.84±0.23	101	0.0052	35	0.001683	2.2	0.062
E - 5	3.16	3845	2208	0.59	5.94	11.22±0.23	101	0.0060	26	0.001743	2.1	0.078
E - 6	1.43	3215	1928	0.62	4.78	10.98±0.22	103	0.0093	11	0.001705	2.0	0.179
E - 7	2.02	4932	4397	0.92	6.57	9.79±0.21	101	0.0074	19	0.001519	2.1	0.115
E - 8	3.92	3398	1863	0.57	5.02	10.65±0.23	100	0.0045	33	0.001653	2.2	0.066
E - 9	1.03	6588	5138	0.81	10.9	12.22±0.23	104	0.0105	11	0.001898	1.9	0.177
E - 10	1.47	3893	2068	0.55	6.02	11.43±0.22	102	0.00934	8.9	0.001775	1.9	0.217
E - 11	1.08	4389	3833	0.90	6.79	11.47±0.23	104	0.0101	13	0.001782	2.0	0.155
E - 12	2.35	4395	3946	0.93	6.60	10.99±0.23	101	0.0074	22	0.001707	2.1	0.094
E - 13	0.97	1806	433	0.25	14.1	57.6±1.0	140	0.0537	7.3	0.00897	1.8	0.508
E - 14	4.21	1527	1234	0.83	2.32	10.93±0.33	102	0.0084	46	0.001697	3.1	0.179
E - 15	1.39	5126	1336	0.27	10.2	14.67±0.28	102	0.0110	14	0.002278	1.9	0.491
C - 1	0.72	5985	9089	1.57	18.3	22.80±0.78	110	0.0205	5.6	0.00354	3.4	0.116
C - 2	0.26	6132	7712	1.30	15.4	18.74±0.50	116	0.01761	5.0	0.002911	2.7	0.537
C - 3	0.48	4836	6622	1.41	11.7	18.07±0.49	116	0.0170	7.1	0.002808	2.7	0.377
C - 4	0.51	3540	2784	0.81	8.10	17.07±0.46	118	0.0162	8.0	0.002651	2.7	0.342
C - 5	0.89	6335	6460	1.05	15.3	17.96±0.48	106	0.0158	6.6	0.002790	2.7	0.404
C - 6	0.31	3865	3351	0.90	9.26	17.91±0.48	41	0.01789	4.6	0.002782	2.7	0.586
C - 7	0.56	6308	6163	1.01	16.1	19.00±0.50	111	0.01749	4.7	0.002951	2.7	0.562
C - 8	0.38	7442	8539	1.19	18.3	18.31±0.49	124	0.01751	4.6	0.002845	2.7	0.571
C - 9	0.66	6961	1106	0.16	17.2	18.39±0.49	113	0.01711	5.8	0.002856	2.7	0.461
C - 10	0.82	5581	4230	0.78	13.6	18.18±0.50	105	0.0157	6.8	0.002824	2.8	0.406
C - 11	0.69	8093	1722	0.22	21.3	19.61±0.55	110	0.01791	5.3	0.003046	2.8	0.531
C - 12	0.89	3956	3111	0.81	9.11	17.11±0.46	110	0.01571	6.3	0.002657	2.7	0.435
C - 13	0.20	10799	2096	0.20	25.8	17.88±0.47	74	0.01815	3.3	0.002777	2.6	0.789

注：据刘琦胜等，2003。

对粗粒黑云母二长花岗岩 P38B24 样品 15 个锆石进行离子探针分析，每个锆石测试 1 个测点，共计 15 个测点（表 4-2 测点 E-1~E-15）；其中 13 个测点给出²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄为 9.79~12.22 Ma，加权平均值为 (11.1±0.2) Ma（表 4-2），分析点在和谐线附近集中分布（图 4-7a），反映它们是同成因、同世代结晶的锆石，代表念青唐古拉粗粒黑云母二长

花岗岩的结晶成岩年龄。有两个测点偏离较大，1个测点 E-15 年龄为 14.47 Ma，另外 1 个测点 57.6 Ma，对应的²³²Th/²³⁸U 分析值分别为 0.27 和 0.25，明显偏低，可能受到早期锆石残留 U、Pb 同位素污染。对中细粒黑云母二长花岗岩 P39B15 样品 13 颗锆石进行离子探针分析，每个锆石测试 1 个测点，得到 13 个数据（表 4-2 测点 C-1~C-13）。除测点 C-1 的年龄值略高（22.8 Ma）以外，其余 12 个测点的²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄均分布在 17.07~19.61 Ma 范围，不同样品年龄值十分接近，加权平均值为 18.3 Ma；测试数据全部落在和谐线上（图 4-7b），代表念青唐古拉中细粒二长花岗岩的结晶成岩年龄。中细粒黑云母二长花岗岩 P39B15 结晶成岩时代比粗粒黑云母二长花岗岩 P38B24 结晶成岩时代早约 7.2 Ma，与野外观察到的岩浆涌动接触关系和侵入次序关系完全吻合。

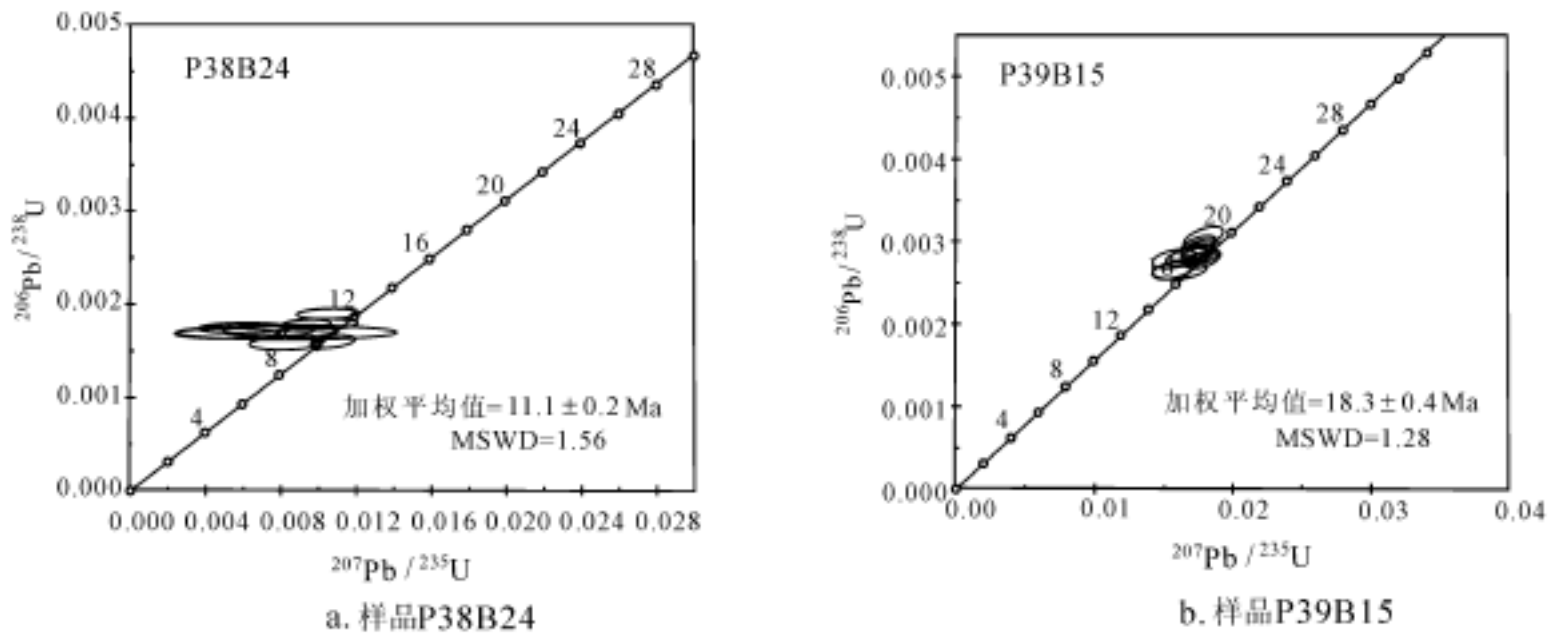


图 4-7 念青唐古拉花岗岩锆石 U-Pb 一致曲线图
(刘琦胜等，2003)

Fig.4-7 Concordia-type diagram showing U-Pb ages by ion microprobe for zircons from Nyainqentanglha granite

误差为 1σ，P_{b_c}和 P_{b^{*}} 分别表示正常 Pb 和放射性成因 Pb。E1~E15 为样品 P3824 锆石颗粒，C1~C13 为样品 P3915 锆石颗粒。测试精度：Pb/U 为 1.5%，Th/U 为 3.0%，U 和 Th 为 10%。测试采用 Compston et al. (1992) 与 Williams et al. (1987) 的标准流程。计算采用 Ludwig SQUID1.0 and ISOPLOT 程序。锆石 U-Pb 同位素组成与年龄由刘琦胜研究员在北京离子探针中心 SHRIMP-II 测定。

通过单颗粒锆石离子探针测年，得到高精度、高质量的 U-Pb 同位素年龄，良好地揭示了念青唐古拉巨型花岗岩侵入体岩浆侵位、结晶成岩的时代。根据锆石离子探针测年结果，念青唐古拉中细粒黑云母二长花岗岩结晶成岩年龄为 18.3 Ma，念青唐古拉粗粒黑云母二长花岗岩的结晶成岩年龄为 11.1 Ma，测年资料与野外观测到的岩浆涌动接触关系完全吻合。中细粒黑云母二长花岗岩比粗粒黑云母二长花岗岩结晶成岩年龄大 7.2 Ma，基本代表念青唐古拉花岗质岩浆结晶成岩过程的持续时间。

念青唐古拉花岗岩结晶成岩年龄（11.1~18.3 Ma）小于高喜马拉雅淡色花岗岩结晶年龄（12~24 Ma，Harris and Massey, 1994; Hodges et al., 1996; Searle et al., 1997); 与北喜马拉雅花岗岩的结晶年龄（17.6~9.5 Ma，Harrison et al., 1998）相近，属青藏

高原内部出露地表最年轻的巨型花岗岩侵入体，与印度-欧亚大陆碰撞造山作用具有密切关系。念青唐古拉花岗岩结晶成岩时代（11.1~18.3 Ma）与青藏高原整体隆升时代（≥13.5~15 Ma，Blisniuk, et al., 2001; Spicer, et al., 2003）相近，反映念青唐古拉山地区巨量岩浆侵位事件发生于地壳缩短增厚期后和青藏高原隆升期间，可能是青藏高原地壳增厚的重要标志和青藏高原隆升的地质记录。由于念青唐古拉花岗岩延长百余公里，规模巨大，向东延入当雄-羊八井盆地，岩浆形成演化可能与 INDEPTH 深地震发射亮点 DBS、NBS、YBS 对应的地壳 13~20 km 深度局部熔融体（Brown, et al., 1996; Nelson, et al., 1996）存在动力学成因联系。

四、念青唐古拉花岗岩的 Rb-Sr 等时线测年

对取自古仁曲、冷青拉 4 个不同地点的黑云母二长花岗岩样品（图 4-5）进行全岩和单矿物 Rb-Sr 等时线测年。将样品洗干净，粉碎至 100μm，采用缩分方法取 5g 全岩样。对剩余样品采用浮选和磁选方法，挑选出纯度达 99% 以上的黑云母、斜长石、钾长石单矿物。将全岩和单矿物样品送中国科学院地质研究所超净实验室进行 Rb-Sr 同位素测定。样品用 HF + HClO₄ 在 Teflon 容器中低温溶解，采用 AG50W×8（H⁺）阳离子交换柱分离出纯净的 Rb 和 Sr。同位素测量在 VG354 固体同位素质谱仪上进行，Sr 同位素分馏用⁸⁶Sr/⁸⁸Sr = 0.1194 校正；Rb-Sr 全流程空白本底为（2~5）×10⁻¹⁰ g。将 Rb、Sr 同位素测定结果详列于表 4-3。

表 4-3 念青唐古拉花岗岩 Rb-Sr 同位素测年一览表
Table 4-3 Rb-Sr isotopic dating of Nyainqentanglha granite

样品编号	测试对象	Rb/ 10 ⁻⁶	Sr/ 10 ⁻⁶	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2σ	Rb-Sr 等时线年龄 锶初始比值及精度
P38B9Pl	斜长石	33.6	1033.47	0.094	0.709434	0.000017	$t = 14.01 \pm 0.49 \text{ Ma}$ $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ $= 0.70943 \pm 0.00015$ MSWD = 7.0
P38B9Kf	钾长石	340.4	602.83	1.634	0.709757	0.000017	
P38B9Kf - 1	钾长石	343.3	598.73	1.659	0.709620	0.000018	
P38B9	全岩	127.8	610.9	0.605	0.709360	0.000018	
P38B29Pl	斜长石	55.8	237.05	0.681	0.711361	0.000018	$t = 9.33 \pm 0.41 \text{ Ma}$ $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ $= 0.71143 \pm 0.00037$ MSWD = 15.0
P38B29Kf	钾长石	671.0	185.1	10.494	0.712937	0.000040	
P38B29Bi	黑云母	1875.1	5.17	1063.76	0.852230	0.000050	
P38B29	全岩	462.4	129.7	10.321	0.712856	0.000014	
P37B9 - 1Pl	斜长石	22.2	668.18	0.096	0.707326	0.000019	$t = 8.07 \pm 0.35 \text{ Ma}$ $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ $= 0.70736 \pm 0.00018$ MSWD = 4.1
P37B9 - 1Kf	钾长石	453.5	501.2	2.618	0.707745	0.000016	
P37B9 - 1Bi	黑云母	1180.9	8.12	422.92	0.755835	0.000080	
P37B9 - 1	全岩	223.6	404.39	1.600	0.707510	0.000016	
P37B10Pl	斜长石	18.4	667.20	0.080	0.707820	0.000017	$t = 8.70 \pm 1.40 \text{ Ma}$ $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ $= 0.7067 \pm 0.00018$ MSWD = 31.0
P37B10Kf	钾长石	479.6	631.82	2.196	0.707090	0.000020	
P37B10Bi	黑云母	1296.8	15.72	239.33	0.736245	0.000018	
P37B10	全岩	133.5	523.27	0.738	0.706630	0.000018	

对每个样品的 Rb-Sr 同位素测年数据进行分析，年龄计算采用 ISOPLOT 程序 (Ludwig, 2000)，得到 4 条 Rb-Sr 等时线和 4 个 Rb-Sr 等时线年龄 (表 4-3、图 4-8~4-11)。Rb-Sr 同位素测年结果表明，古仁曲花岗闪长岩 P39B9 样品的 Rb-Sr 等时线年龄为 14.01 ± 0.49 Ma (图 4-8)，古仁曲花岗岩 P38B29 样品的 Rb-Sr 等值线年龄为 9.33 ± 0.41 Ma (图 4-9)，冷青拉花岗岩 P37B9-1 样品的 Rb-Sr 等值线年龄为 8.07 ± 0.35 Ma (图 4-10)，冷青拉花岗岩 P37B10 样品的 Rb-Sr 等时线年龄为 8.7 ± 1.4 Ma (图 4-11)，基本反映念青唐古拉花岗岩岩浆结晶成岩后期冷却时代，比锆石离子探针 U-Pb 同位素年龄略小。将黑云母 (P38B29Bi、P37B9-1Bi、P37B10Bi)、钾长石 (P38B29Kf、P38B9Kf) 和斜长石 (P38B9Pl) 组合在一起，构成 1 条混合 Rb-Sr 等时线，年龄为 9.3 ± 1.1 Ma (图 4-12)，反映 4 个样品的平均 Rb-Sr 等时线年龄。

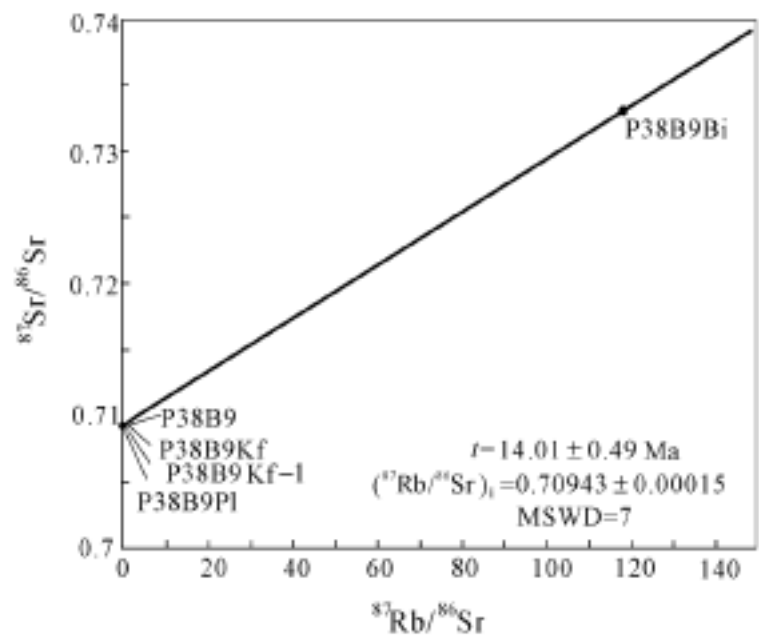


图 4-8 古仁曲 P38B9 花岗闪长岩 Rb-Sr 等时线图
Fig. 4-8 Rb-Sr isochron of granodiorite P38B9

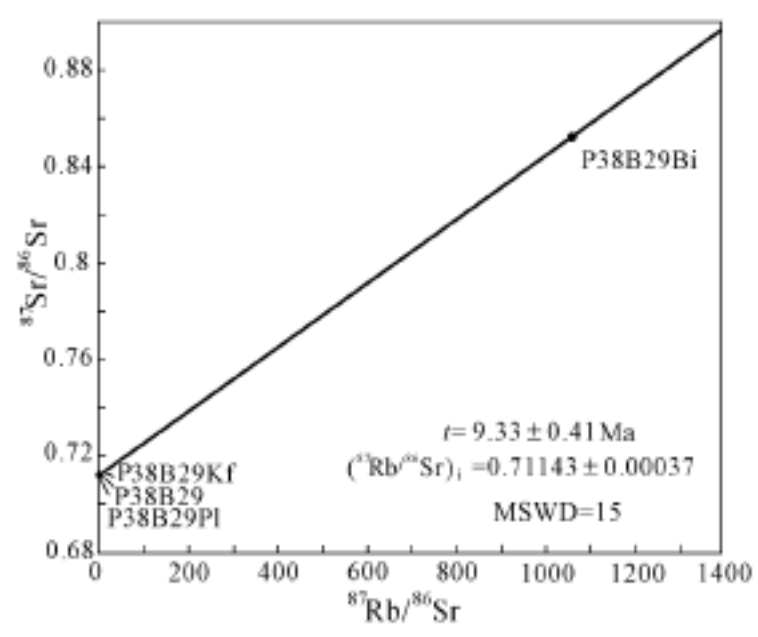


图 4-9 古仁曲 P38B29 花岗岩 Rb-Sr 等时线图
Fig.4-9 Rb-Sr isochron of granite P38B29

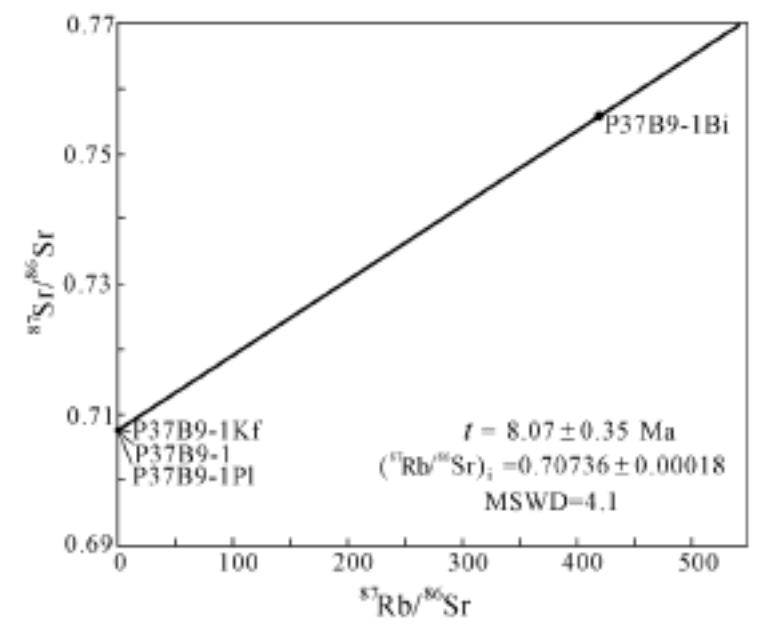


图 4-10 冷青拉 P37B9-1 花岗岩 Rb-Sr 等时线图
Fig.4-10 Rb-Sr isochron of granite P37B9-1

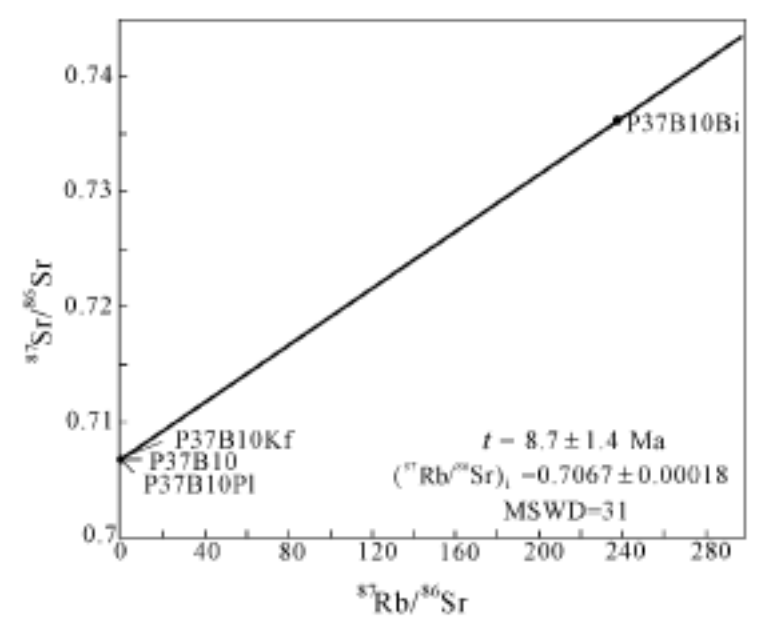


图 4-11 冷青拉 P37B10 花岗岩 Rb-Sr 等时线图
Fig.4-11 Rb-Sr isochron of granite P37B10

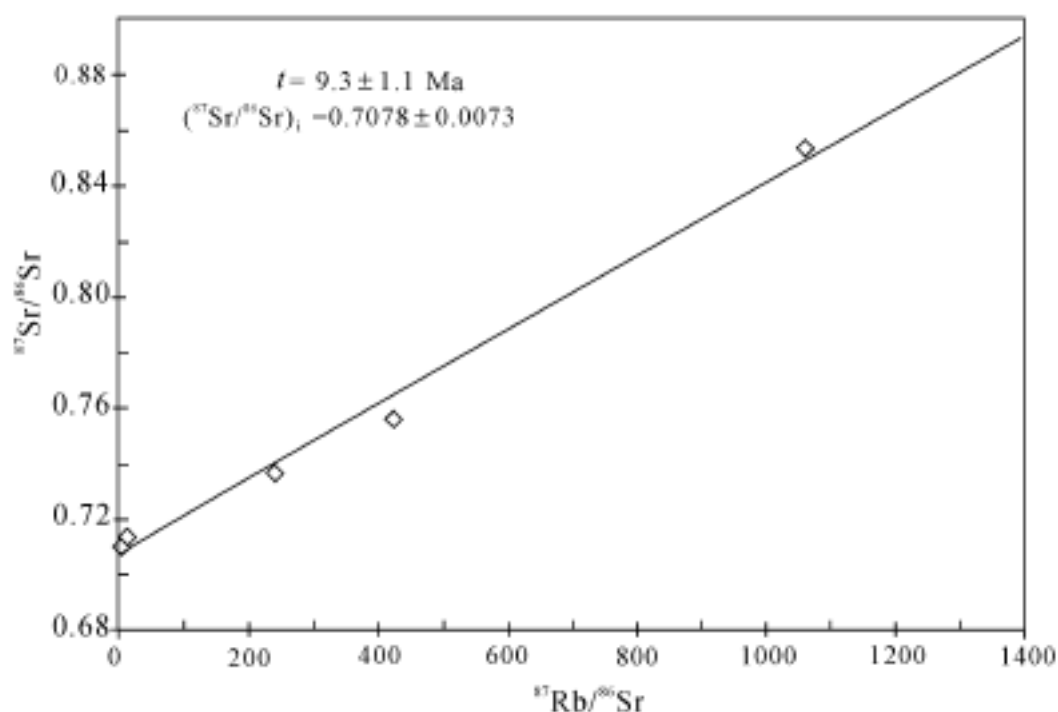


图 4-12 念青唐古拉花岗岩黑云母和钾长石 Rb-Sr 等时线图

Fig.4-12 Rb-Sr isochron of biotites and K-feldspars of Nyainqentanglha granite

五、不同方法测年资料的对比分析

念青唐古拉花岗岩的单颗粒锆石离子探针 U-Pb 年龄 (18.3~11.1 Ma) (图 4-7) 略高于 Rb-Sr 等时线年龄 (14~8 Ma) (图 4-8~4-11)。考虑到不同同位素年代学方法封闭温度的差别, 锆石 U-Pb 年龄更精确地反映出念青唐古拉花岗岩的结晶成岩时代; 而 Rb-Sr 等时线年龄主要反映岩浆结晶期后的冷却时代, 略小于岩浆结晶成岩年龄。综合 U-Pb 与 Rb-Sr 测年资料, 认为念青唐古拉花岗岩侵位结晶时代为 18.3~8 Ma, 属青藏高原乃至欧洲大陆出露最年轻的巨型花岗岩侵入体, 对研究青藏高原碰撞造山、地壳增厚和高原隆升过程具有重大科学意义, 将对青藏高原大陆动力学发展产生深远影响。

对念青唐古拉糜棱岩, Xu et al. (1985) 和 Harrison et al. (1995) 分别进行过不同方法的年代学测试分析。Xu et al. (1985) 在羊八井西侧念青唐古拉山东南麓取样 (样品 XGS-47 和 XGS-60), 测得样品 XGS-47 (homogeneous biotite-K-feldspar gneiss) 锆石 U-Pb 年龄为 13~28 Ma、样品 XGS-60 (banded heterogeneous gneiss) 锆石 U-Pb 年龄约为 50 Ma。通过当雄幅 1:25 万区域地质调查, 发现 XGS-47 和 XGS-60 样品取自念青唐古拉山东南部宽约 4000~5000 m 的韧性剪切带, 样品 XGS-47 属花岗质糜棱岩, 是黑云母二长花岗岩伸展韧性剪切变形的产物; 样品 XGS-60 属变质深成体-冷青拉片麻岩, 呈条带状和透镜状分布于念青唐古拉花岗岩或韧性剪切带内。样品 XGS-47 锆石 U-Pb 年龄 (13~28 Ma) 与念青唐古拉花岗岩 Rb-Sr 等时线年龄 (18.3~8 Ma) (表 4-2、4-3) 相近, 应代表岩浆结晶成岩时代, 而不是 Xu et al. (1985) 认为的区域变质年龄。样品 XGS-60 锆石 U-Pb 年龄 (约 50 Ma) 与冷青拉片麻岩 SHRIMP 年龄 (55~65 Ma) (表 4-1) 相近, 反映新生代早期岩浆热事件发生年代。

Pan et al. (1995) 与 Harrison et al. (1995) 曾在古仁曲进行过系统取样并完成钾长

石 $\text{Ar}^{39}\text{-Ar}^{40}$ 法热年代学测定。结果表明，念青唐古拉糜棱岩的形成时代为 5~8 Ma，对应于念青唐古拉山东部低角度伸展韧性剪切变形时代。在 5~8 Ma 期间地壳伸展变形和拆离滑脱导致的山脉快速抬升速率 $\geq 3.5 \text{ mm/a}$ 。念青唐古拉山脉隆升与伸展韧性剪切变形存在密切关系。

我们对念青唐古拉山东南部韧性剪切带糜棱岩黑云母作 K-Ar 法同位素测年，年龄为 $8.29 \pm 0.21 \text{ Ma}$ （表 4-4），反映区域伸展型韧性剪切变形时代。钾长石 $\text{Ar}^{39}\text{-Ar}^{40}$ 和黑云母 K-Ar 法测年结果表明，念青唐古拉山东南部低角度韧性剪切变形发生于念青唐古拉山花岗岩侵位结晶晚期。念青唐古拉山区域伸展构造变形事件与花岗质岩浆侵位结晶事件之间的时间序次关系反映动力学成因联系。

表 4-4 念青唐古拉山花岗岩 K-Ar 同位素年龄测试一览表

Table 4-4 K-Ar isotopic dating of pure minerals from Nyainqentanglha granite

采样地点与样品编号	测试对象	K/ %	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}/ (\text{mol/g})$	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}/ ^{40}\text{Ar}_{\text{total}}$	年龄 t/ Ma
糜棱岩 JD4820	黑云母	7.600	$1.095\text{E} - 10$	38.67	8.29 ± 0.21
古仁曲 P38JD24	黑云母	17.31899	$1.270\text{E} - 10$	44.16	9.80 ± 0.35
古仁曲 P38JD24	钾长石	17.43218	$1.734\text{E} - 10$	64.68	8.63 ± 0.17

由 CNPC 石油勘探开发科学研究院实验中心 K-Ar 同位素实验室协助完成。测试分析过程中采用参数： $\lambda = 5.543 \times 10^{-10} \text{ a}$ ， $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10} \text{ a}$ ， $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10} \text{ a}$ ， $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4} \text{ mol/mol}$ 。

六、山脉隆升过程的热年代学分析

念青唐古拉山脉东侧为当雄-羊八井地堑，西侧为纳木错盆地，构成青藏高原内部典型的盆-山构造地貌系统（图 4-1），山脉隆升、岩体剥蚀与盆地裂陷呈反镜像关系。对念青唐古拉花岗岩进行矿物对热年代学分析，能够良好地揭示念青唐古拉山脉的隆升过程与两侧盆地的裂陷过程，定量分析盆-山差异升降速率。

念青唐古拉山新生代早期热事件通过冷青拉片麻岩岩浆锆石的 SHRIMP 测年得到良好反映（表 4-1）；中新世重大地质事件以巨型花岗质岩浆侵位结晶最为显著，形成锆石 U-Pb 年龄 18.3~11.1 Ma（表 4-2、图 4-7）与 Rb-Sr 等时线年龄为 14~8 Ma（表 4-3）。念青唐古拉花岗岩侵位结晶期后发生区域伸展型韧性剪切变形事件（约 8~5 Ma，Harrison et al., 1995）。为了更好地揭示念青唐古拉山脉隆升过程，对取自古仁曲的黑云母二长花岗岩样品 P38B24（图 4-5）分选黑云母、钾长石、磷灰石单矿物，分别作 Rb-Sr、K-Ar 和裂变径迹测年，结果如表 4-3、4-4、4-5；锆石 U-Pb 年龄取 P38B24 离子探针测年资料（表 4-2、图 4-7a）。矿物年龄封闭温度取自前人实验资料，锆石 U-Pb 年代学封闭温度为 $750 \pm 50^\circ\text{C}$ （Wagner et al., 1992、1998），Rb-Sr 等时线封闭温度为 $350 \pm 50^\circ\text{C}$ （Dodson et al., 1973），黑云母 K-Ar 法封闭温度为 $300 \sim 350^\circ\text{C}$ （Harrison et al., 1979）；钾长石 K-Ar 法封闭温度为 250°C （Harrison et al., 1979），钾长石 Ar-Ar 法封闭温度为 220°C （Har-

risson et al., 1995), 磷灰石裂变径迹法封闭温度为 $100 \pm 25^{\circ}\text{C}$ (Wagner et al., 1992, 1998)。综合上述观测与测年资料, 作矿物对热年代学曲线, 定量分析念青唐古拉山地区热演化历史和山脉隆升过程 (图 4-13)。考虑到念青唐古拉山地区新生代先后发生俯冲造山和碰撞造山过程, 现今地壳仍处于较高热动力状态, 地温梯度应高于大陆地壳平均地温梯度约 $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$; 兹选取造山带平均地温梯度 $40^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 进行分析。

表 4-5 念青唐古拉山花岗岩 P38B24 样品裂变径迹测年结果一览表

Table 4-5 Fission track datings of apatite from sample P38B24 of Nyainqentanglha granite

测试对象	统计矿物数量	诱发径迹密度 ρ_d	自发径迹密度 ρ_s	白云母外检诱发径迹密度 ρ_l	$\frac{U}{10^{-6}}$ 丰度	$\frac{P}{\%}$ (χ^2)	$\frac{\text{年龄}}{\text{Ma} \pm 1\sigma}$
磷灰石	32	1.331	0.137	0.561	5.2	0.000	3.7 ± 1.3

由中国地震局地质研究所裂变径迹实验室协助完成。

综合念青唐古拉山南部古仁曲黑云母二长花岗岩及相关测年资料, 建立念青唐古拉山地区新生代构造-热事件序列 (表 4-6)。分析念青唐古拉山地区热演化过程 (表 4-6、图 4-13), 可以看出, 新生代初期 55~65 Ma (平均约 60 Ma) 在地壳内部发生岩浆侵位结晶和角闪岩相区域变质作用, 形成冷青拉变质深成体; 此后长期处于 17~20 km 深度。中新世早期 20~18.3 Ma, 挤压增厚期后的双倍地壳在 17~20 km 深度发生局部熔融, 形成花岗质岩浆。在 18.3~11.1 Ma 期间, 岩浆发生重力分异和结晶成岩作用, 岩浆结晶成岩持续 7.2 Ma。古仁曲花岗岩在 11.1 (锆石 U-Pb 年龄) ~9.3 Ma (Rb-Sr 等时线年龄) 期间, 花岗质岩浆发生结晶期后快速冷却事件, 花岗岩温度自 750°C (锆石 U-Pb 法封闭温度) 降低到 350°C (Rb-Sr 等时线封闭温度), 平均降温速率约 $222.2^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$, 对应的平均差异隆升速率为 $5.56 \text{ mm}/\text{a}$; 由于岩浆结晶期后与围岩之间存在显著温差, 热平衡效应和岩浆自然冷却过程对降温速率具有一定贡献, 因此实际差异隆升速率应小于 $5.56 \text{ mm}/\text{a}$ 。自中新世晚期 9.3 Ma (Rb-Sr 等时线年龄) 至 8.6 Ma (钾长石 K-Ar 法年龄), 念青唐古拉地区仍处于比较快速的冷却降温过程, 温度自 350°C (Rb-Sr 等时线法封闭温度) 快速降低到 250°C (钾长石 K-Ar 封闭温度), 平均降温速率为 $142.8^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$, 对应的差异隆升速率为 $3.57 \text{ mm}/\text{a}$ 。中新世末期 8~5 Ma 期间, 念青唐古拉山东南部发生伸展型韧性剪切变形, 导致念青唐古拉花岗岩快速隆升, 平均差异隆升速率为 $3.50 \text{ mm}/\text{a}$ (图 3-22, Harrison et al., 1995)。上新世 5.0 Ma (钾长石 Ar-Ar 年龄) ~3.7 Ma (磷灰石裂变径迹年龄), 念青唐古拉花岗岩温度自 220°C (钾长石 Ar-Ar 法封闭温度) 快速降低到 100°C (磷灰石裂变径迹封闭温度), 平均降温速率约 $92.3^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$, 对应的平均差异隆升速率为 $2.31 \text{ mm}/\text{a}$ 。约自 3.7 Ma (磷灰石裂变径迹年龄) 以来, 念青唐古拉山脉发生比较快速的隆升, 导致念青唐古拉花岗岩温度自 100°C (磷灰石裂变径迹封闭温度) 降低到约 0°C (现今地表温度), 平均降温速率约 $27.0^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$, 对应的平均差异隆升速率为 $0.68 \text{ mm}/\text{a}$, 略高于念青唐古拉山东侧羊八井花岗岩隆升速率 ($0.49 \text{ mm}/\text{a}$) 和申扎南侧甲岗花岗岩隆升速率 ($0.51 \text{ mm}/\text{a}$; 吴珍汉等, 2002)。

表 4-6 念青唐古拉山地区新生代构造-热事件序列一览表

Table 4-6 Tectono-thermal-chronological sequences of Nyainqentanglha areas in the Cenozoic Era

地质年代/ Ma	地质事件	深度/ km	温度/ °C	平均降温速率 °C/ Ma	差异隆升速率 mm/ a
65~55 Ma	冷青拉花岗片麻岩岩浆侵位	17~20	≥750		较小
20~18.3 Ma	地壳增厚期后发生局部熔融	17~20	≥750		较小
18.3~11.1 Ma	花岗质岩浆侵位和结晶成岩	≤17	≈750		较小
11.1~9.3 Ma	岩浆结晶期后快速冷却	17→8.7	750→350	222.2	≤5.56
9.3~8.6 Ma	快速降温 和山脉隆升	8.7→6.3	350→250	142.8	3.57
8.0~5.0 Ma	伸展型低角度韧性剪切变形				3.50
5.0~3.7 Ma	快速降温 和山脉隆升	5.5→2.5	220→100	92.3	2.31
≤3.7 Ma	较快速降温 和山脉隆升	2.5→0	100→0	27.0	0.68

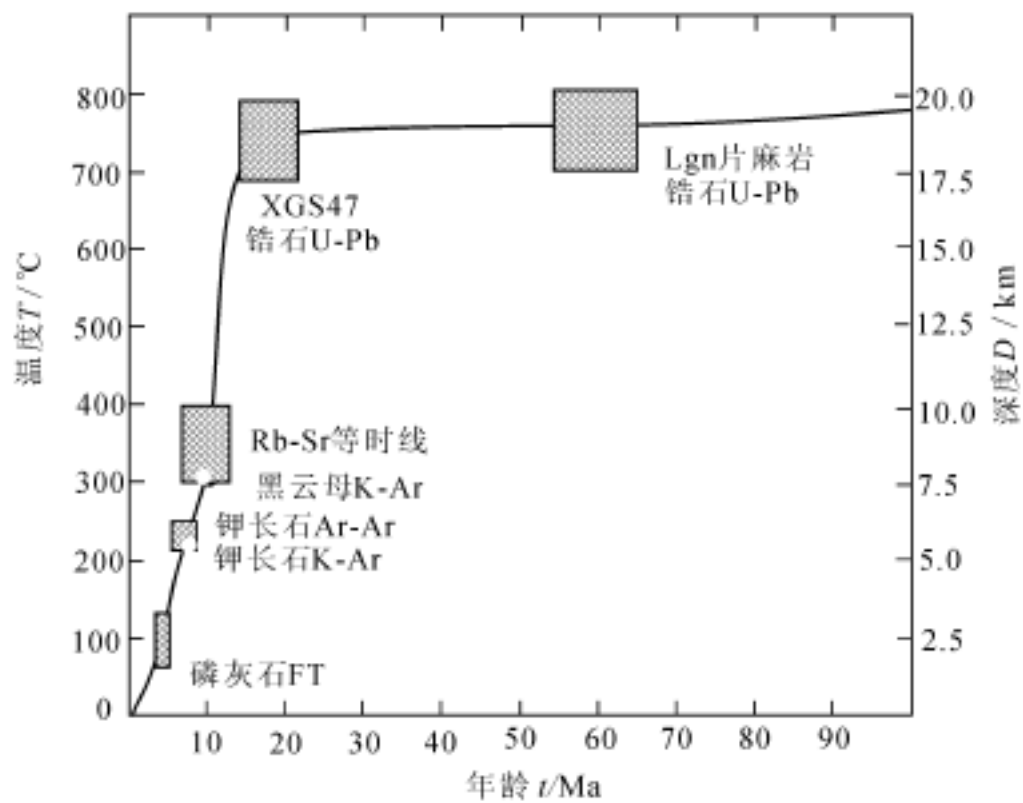


图 4-13 羊八井盆西念青唐古拉山花岗岩热年代学演化曲线图

Fig. 4-13 Thermal-chronological diagram of Nyainqentanglha granite in west of Yangbajain graben

七、山脉隆升机理

念青唐古拉山脉隆升与花岗岩侵位存在动力学成因联系（图 4-13、表 4-6）。念青唐古拉山花岗岩规模巨大，长达百余公里，出露面积超过 1500 km²。自念青唐古拉山顶至

东南山麓，在高差 2000 m 的范围内，花岗岩面积呈逐步增大趋势。据羊八井地热田钻探资料，在羊八井地热田地表以下 2000 m 深度，仍然为黑云母二长花岗岩和花岗质糜棱岩 (梁廷立、多吉等, 1995)，说明念青唐古拉花岗岩有很大延深。据垂直羊八井盆地的 NW 向浅层地震反射剖面探测资料 (图 4-14)，念青唐古拉山花岗岩向 ES 方向延伸，进入羊八井盆地，隐伏于第四纪沉积层之下，垂向延深超过 10 km。应用斜长石-角闪石 Ca 分配系数地质温度计，计算成岩温度，结果表明，念青唐古拉超单元古仁曲单元成岩温度大于 450℃；应用钙质角闪石全铝压力计计算成岩压力，结果为 450~550 MPa，估算成岩深度约为 15~18 km，与 Brown et al. (1996) 地震深反射方法发现的上地壳底部局部熔融体深度 13~20 km 一致。根据这些资料判断，念青唐古拉山花岗岩与地震深反射亮点对应的地壳局部熔融体 (Nelson et al., 1996; Larry Brown et al., 1996; Leshou Chen et al., 1996; 赵文津及 INDEPTH 项目组, 2001) 在垂向具有连续过渡关系，岩体被动侵位与地壳局部熔融存在成因联系 (图 3-23)。

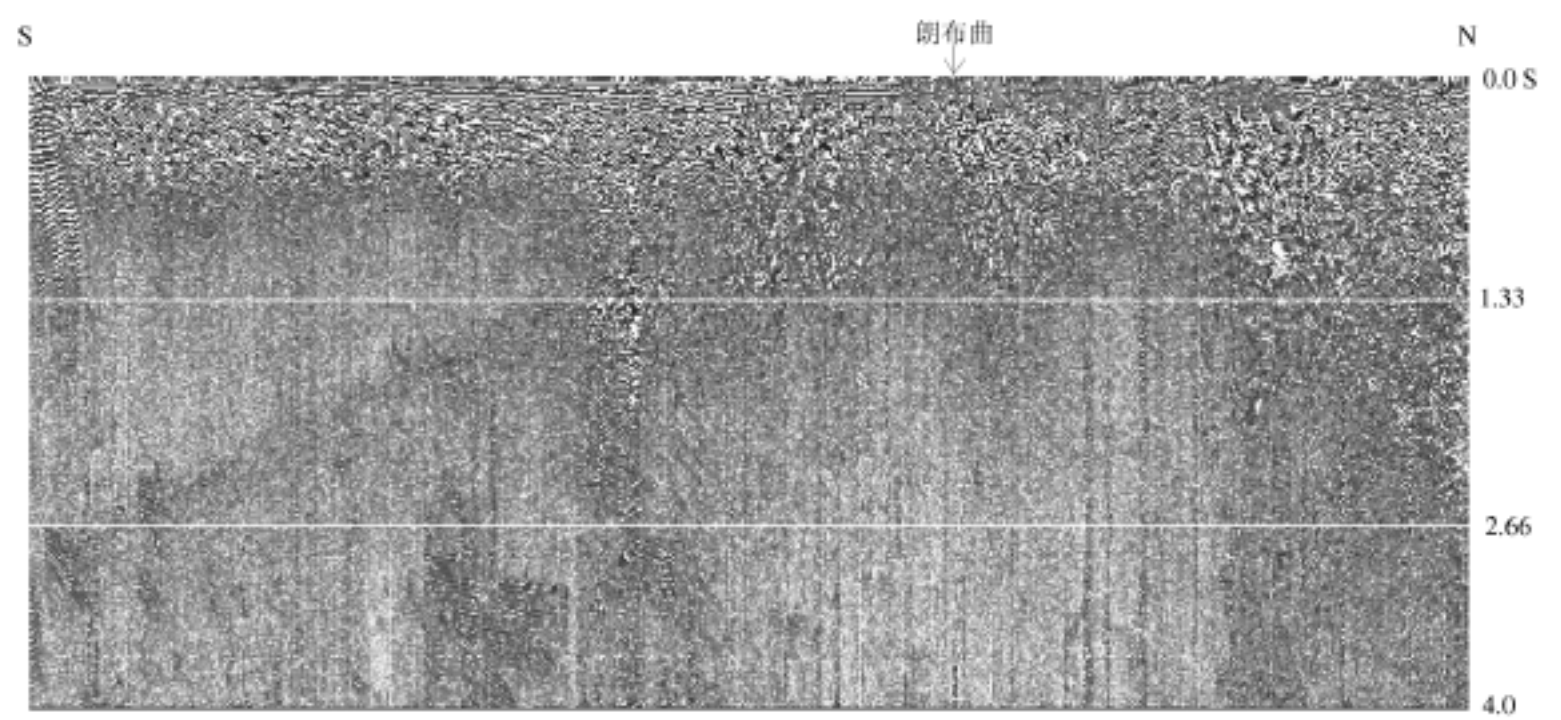
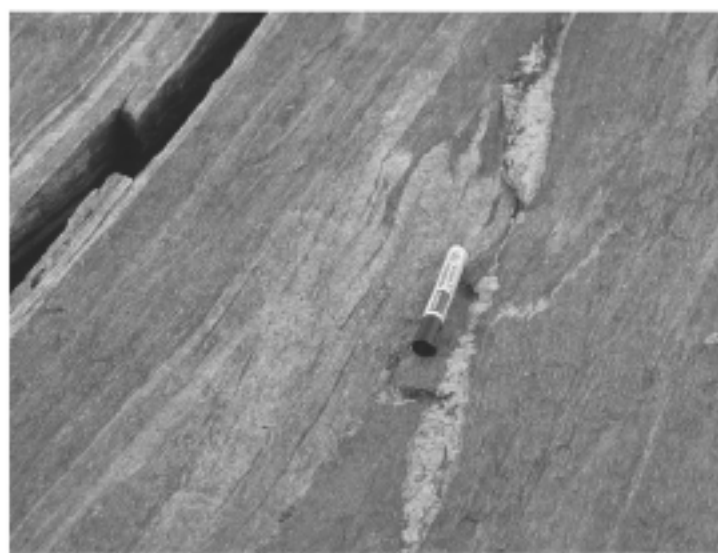


图 4-14 念青唐古拉山东南部横穿羊八井盆地的浅层地震反射时间剖面图
Fig.4-14 Seismic reflection in across Yangbajain basin in southeast of Nyainqentanglha Mts.

念青唐古拉山花岗岩是 13~20 km 深度地壳巨量熔融形成的岩浆经重力分异、冷却、结晶和被动侵位形成的巨大花岗岩岩基，是典型的碰撞造山型花岗岩，是地壳深部过程的地表窗口。侵入岩内发育大量地壳深部岩石包体，主要为花岗片麻岩包体和角闪岩相变质岩包体 (图 4-15a)，为研究现今青藏高原地壳深部结构、组成和变质变形过程提供了野外观测基地和丰富的实验测试样品。念青唐古拉山花岗岩尚保留有大量自身结晶分异过程的地质记录，形成显著的岩石矿物分带 (图 4-15b) 与似层状构造特征 (图 4-15c)，发育固态塑性流变构造 (图 4-15d)。这些现象为念青唐古拉花岗岩重力分异、均衡隆升、被动侵位提供了野外证据。

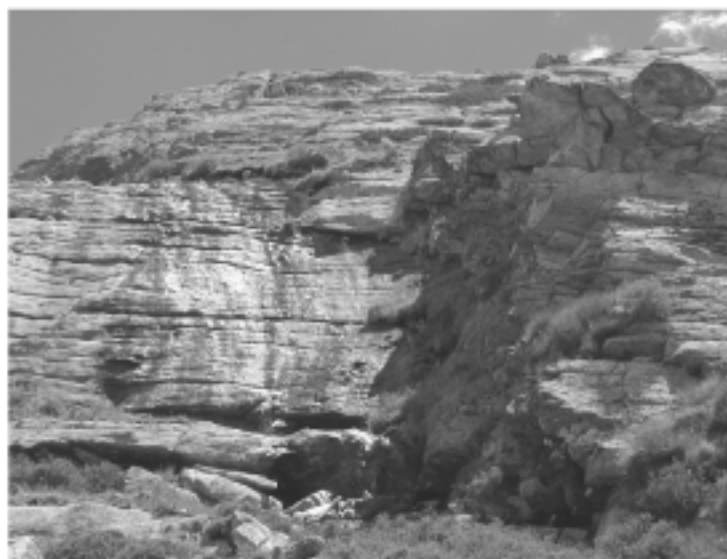
由于岩浆比围岩密度小，如此巨量的花岗质岩浆由于重力均衡效应必然产生巨大的垂直向上浮力，导致念青唐古拉山脉显著隆升，产生有利于当雄-羊八井盆地裂陷和区域伸



a. 花岗岩内部斜长角闪岩包体



b. 花岗岩内部长英质与暗色矿物分带



c. 糜棱岩化花岗岩的似层状构造



d. 花岗岩内部包体的固态塑性流变构造

图 4-15 念青唐古拉花岗岩结构组成与变形特征

Fig. 4-15 Features of Nyainqentanglha granite

展构造环境。据念青唐古拉山东部糜棱岩钾长石 $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ 定年，念青唐古拉山韧性剪切变形开始时代为 5~8 Ma (图 3-22, Harrison et al., 1995); 据磷灰石裂变径迹测年资料，羊八井花岗岩快速隆升开始时代为 6.7 Ma，宁中花岗岩快速隆升时代为 9.86 Ma (吴珍汉等，2002)，地壳伸展、盆地裂陷、山脉隆升略晚于地壳局部熔融和念青唐古拉花岗岩侵位结晶时代 (20—14—8 Ma)，良好地揭示了地壳深部过程与区域伸展构造变形、盆-山构造地貌演化之间的动力学成因联系和时间序次关系。依据地质观测资料、深部探测资料和热年代学测试资料，分析念青唐古拉花岗岩岩浆侵位过程，建立区域伸展构造演化模式，剖析念青唐古拉山脉的隆升过程和当雄-羊八井地堑盆地的裂陷机理 (图 4-16)。

在地壳挤压缩短增厚期后约 20~18.3 Ma，在上地壳和中地壳分界线约 20 km 深度，发生局部熔融事件，形成由花岗质岩浆和角闪岩相变质岩残留体组成的局部熔融体，比重较小的花岗质岩浆汇集于局部熔融体顶部并开始缓慢冷却结晶 (图 4-16a)。在 18.3~11.1 Ma 时期，大量花岗质岩浆经过重力分异汇聚于局部熔融体上部，逐步冷却并大量结晶成岩，形成具有一定厚度的黑云母二长花岗岩，并在岩浆浮力和重力均衡效应作用下开

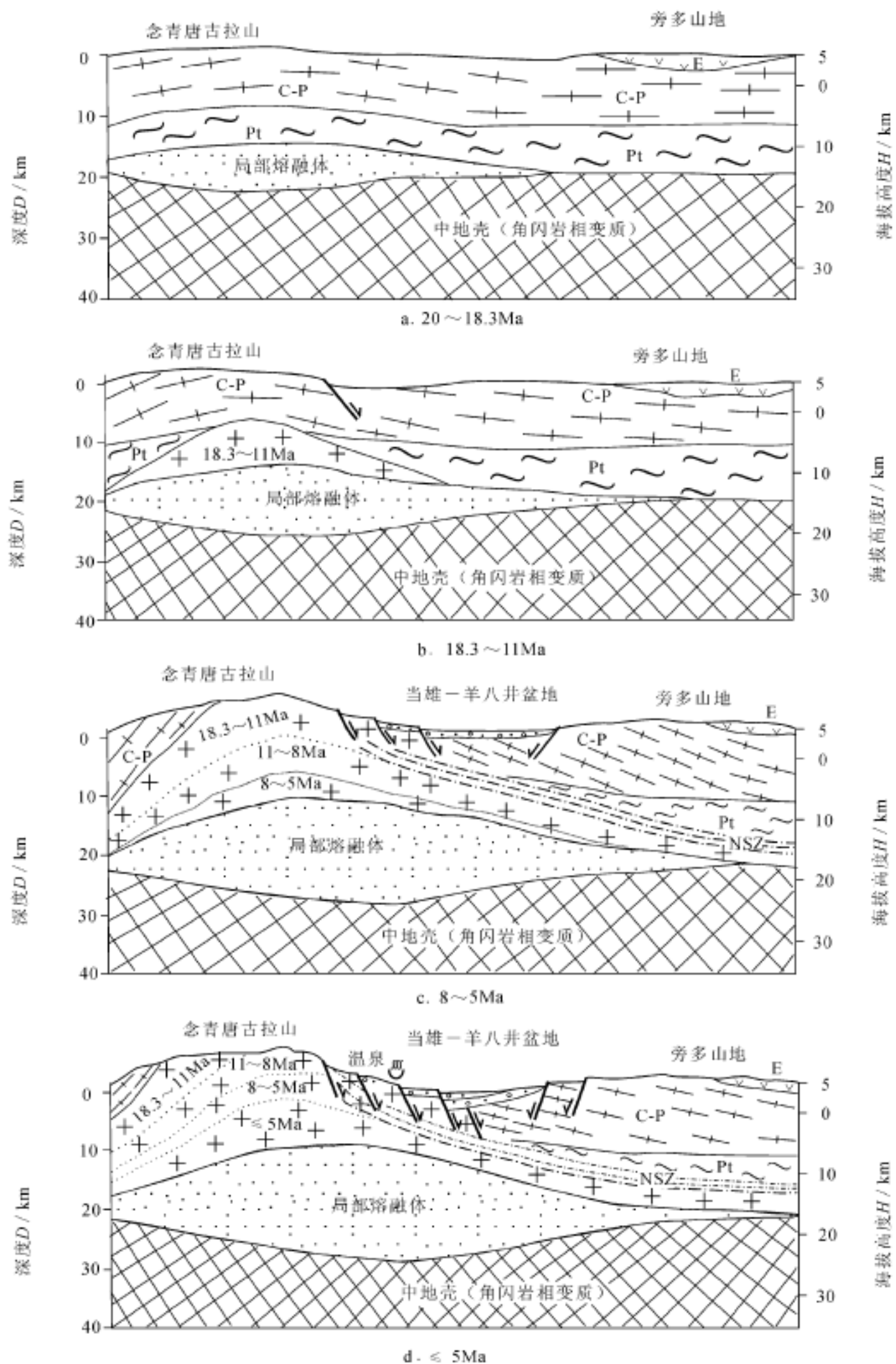


图 4-16 念青唐古拉山脉隆升模式图

Fig.4-16 Model illustrating uplift processes of Nyainqentanglha Mts. of central Tibet

始发生区域性快速隆升事件 (图 4-16b)。

在 11.3~8.6 Ma 时期,在花岗质岩浆分异结晶过程中,随着局部熔融体和侵入体厚度的增大,重力均衡效应导致念青唐古拉地区显著隆升;在 8~5 Ma 期间,念青唐古拉山和当雄-羊八井盆地之间产生伸展构造环境,在上地壳一定深度范围内发生大规模低角度韧性剪切变形,在地壳表部形成高角度正断层,并导致羊八井花岗岩和旁多山地开始发生快速隆升 (图 4-16c)。约自 5 Ma 以来,在上地壳下部继续发生局部熔融与岩浆结晶分异,随花岗岩和局部熔融体厚度的增加,念青唐古拉山脉隆升和盆地裂隙进一步加剧,逐步形成现今盆-山构造地貌格局 (图 4-16d)。

在地壳局部熔融和花岗岩结晶分异过程中,随花岗岩厚度增加,重力均衡效应增大,地表伸展构造变形加剧;而地表伸展构造变形和不断增加的岩浆浮力对地壳局部熔融又具有良好的促进作用,从而形成良性互动和相互耦合关系,导致盆-山之间差异隆升速率随时间增大趋势。上部地壳的巨量局部熔融、岩浆结晶侵位和伸展构造变形为高温温泉形成和强烈地震活动营造了良好的动力学环境 (图 4-16d)。

八、念青唐古拉山脉隆升时代与动力学机理

念青唐古拉山是青藏高原内部重要山脉,主体由黑云母二长花岗岩组成,岩体内部发育不同类型的变质岩包体,岩体东部发育大型伸展型韧性剪切带。冷青拉片麻岩包体单颗粒岩浆锆石的 SHRIMP 年龄为 65~55 Ma,代表新生代早期岩浆侵位结晶和区域变质事件年龄。念青唐古拉黑云母二长花岗岩锆石离子探针 U-Pb 同位素年龄为 18.3~11.1 Ma,反映岩浆结晶成岩时代经历了约 7.1 Ma。念青唐古拉山花岗岩的全岩和单矿物 Rb-Sr 等时线年龄为 14~8 Ma,韧性剪切变形时代为 8~5 Ma。

对念青唐古拉黑云母二长花岗岩进行矿物对热年代学分析,结果表明,在 20~18.3 Ma 期间,念青唐古拉地区发生增厚地壳的局部熔融事件,局部熔融体经过重力分异在顶部形成花岗质岩浆;在 18.3~11.1 Ma 期间,花岗质岩浆结晶成岩,形成念青唐古拉花岗岩侵入体;在 11.1~9.3 Ma 期间,念青唐古拉山南部古仁曲花岗岩发生快速冷却和隆升过程,平均降温速率约 $222.2^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$,对应的平均差异隆升速率为 5.56 mm/a ;在 9.3~8.6 Ma 期间,念青唐古拉花岗岩继续发生差异隆升和快速降温,平均降温速率为 $142.8^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$,对应的差异隆升速率为 3.57 mm/a ;在 8~5 Ma 期间,念青唐古拉山东南部发生伸展型韧性剪切变形,导致念青唐古拉花岗岩构造隆升,平均差异隆升速率为 3.50 mm/a ;在 5~3.7 Ma 期间,念青唐古拉花岗岩继续发生构造隆升,平均降温速率约 $92.3^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$,对应的平均差异隆升速率为 2.31 mm/a 。自 11.1~3.7 Ma,念青唐古拉花岗岩平均降温速率为 $85.5^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$,平均差异隆升速率为 2.14 mm/a ,念青唐古拉山脉隆升与挤压缩短期后的地壳局部熔融、岩浆分异和被动侵位、重力均衡效应及区域伸展构造运动存在动力学成因联系。约自 3.7 Ma 以来,念青唐古拉花岗岩构造隆升速率显著降低,平均降温速率仅为 $27^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$,平均抬升速率约为 0.68 mm/a ,可能反映地壳局部熔融速度的显著减小。

综上所述,念青唐古拉山脉形成演化与地壳巨量熔融、岩浆均衡隆升存在动力学成因联系,岩浆被动侵位、均衡隆升不仅产生山脉隆升效应,还导致盆地与山脉之间伸展构造环境,形成念青唐古拉大型伸展型韧性剪切变形和第四纪晚期地表张扭性断裂活动(图 4-16)。

第三节 典型盆-山构造地貌形成演化过程

通过测区中部羊八井-当雄地堑两侧花岗岩的热年代学方法,分析盆-山构造地貌形成时代、山脉隆升历史和盆地裂陷过程。在羊八井-当雄地堑 EW 两侧,出露不同时代、不同类型的花岗岩,如盆西念青唐古拉山花岗岩、盆东羊八井花岗岩和盆内宁中花岗岩,对花岗岩应用热年代学方法得出的岩体抬升速率基本能够代表盆-山差异升降速率。山脉隆升、岩体剥蚀与盆地裂陷存在动力学成因联系,呈反镜像关系。通过盆缘花岗岩热年代学分析能够良好地确定山脉隆升和盆地裂陷的动力学过程。

一、宁中盆内花岗岩的热年代学分析

宁中花岗岩位于羊八井-当雄地堑中部,是宁中盆地内部近 EW 向相对隆起区,四周被近 EW 向正断层和 NE 向正断层所围限。在宁中花岗岩中部采取白云母花岗岩样品,分选出白云母、钾长石和磷灰石单矿物,分别作 K-Ar 同位素测年和裂变径迹法测年,将测年结果列于表 4-7。结合前人有关矿物封闭温度的实验资料,作宁中花岗岩热年代学分析(图 4-17)。

表 4-7 宁中花岗岩年龄一览表
Table 4-7 Ages of pure minerals from Ningzhong mica granite

样品编号	岩 性	测试对象	测年方法	年 龄/ Ma	备 注
BD9041 - 1	白云母花岗岩	白云母	K-Ar	196.23±2.92	
BD9041 - 1	白云母花岗岩	钾长石	K-Ar	76.0±1.1	
BD9041 - 1	白云母花岗岩	磷灰石	裂变径迹	9.86±2.60	单峰峰值年龄

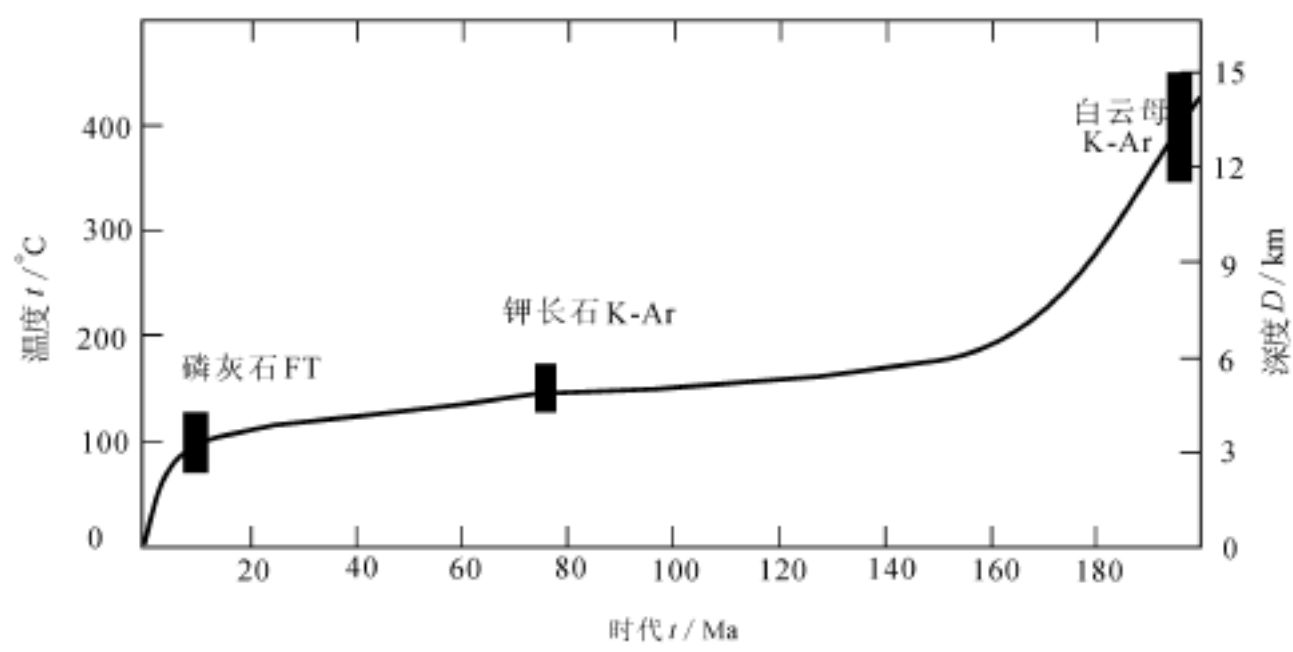


图 4-17 宁中花岗岩热年代学演化曲线图

Fig.4-17 Thermal-chronological diagram of Ningzhong granite

分析宁中花岗岩热年代学演化过程 (图 4-17), 可以看出, 宁中花岗岩侵位时代略早于 196 Ma。在 196~160 Ma 时期, 宁中花岗岩处于比较快速的构造隆升和较快速降温过程, 平均降温速率约 6.11°C/ Ma, 平均抬升速率约 0.2 mm/ a, 与纳木错西岸变质岩侏罗纪早期降温速率和抬升速率相近, 对应于拉萨地块北部侏罗纪早期区域性逆冲推覆构造隆升事件。在 160~76~10 Ma, 宁中花岗岩处于相对稳定时期, 平均降温速率为 0.75°C/ Ma, 平均抬升速率为 0.026 mm/ a, 对应于区域性剥蚀夷平和构造相对宁静时期。约自 9.86 Ma 以来, 宁中花岗岩发生快速构造抬升, 平均隆升速率为 0.33 mm/ a, 平均降温速率为 10.14°C/ Ma, 与念青唐古拉山快速抬升事件发生时代和隆升速率基本相近, 与宁中盆地的快速裂陷过程应呈反镜像关系。

二、羊八井花岗岩的热年代学分析

羊八井花岗岩包括 4 个侵入岩单元, 早期羊八井兵站单元中细粒花岗岩侵位时代 52 Ma, 晚期校屋顶和鲁巴杠单元似斑状花岗岩的侵位时代约为 50 Ma (Xu et al., 1985; Copeland et al., 1995, 表 4-8)。兹仅讨论晚期单元似斑状花岗岩热历史。

羊八井花岗岩在晚期岩浆侵位之后, 由于高温岩浆体与围岩之间的热平衡, 导致在 50~49 Ma 期间发生高速冷却, 冷却速率高达 325°C/ Ma。在 49~34~8 Ma 期间, 羊八井花岗岩经历长达 41 Ma 的缓慢隆升和缓慢冷却, 平均降温速率为 4.26°C/ Ma, 平均抬升速率为 0.156 mm/ a, 对应于区域性构造相对稳定时期和剥蚀夷平过程。自 6.8 Ma 以来, 羊八井花岗岩发生快速抬升和快速降温, 平均降温速率为 15.4°C/ Ma, 平均抬升速率为 0.49 mm/ a (图 4-18)。

综合区域地质和热年代学资料, 认为 49~50 Ma 期间的快速冷却对应于岩体与围岩之间温度差所致自然冷却过程, 49~8 Ma 期间的缓慢冷却对应于山顶面剥蚀夷平过程, 6.8 Ma 以来的快速冷却对应于区域性剥蚀夷平面解体、羊八井-当雄地堑快速裂陷及羊八井花岗岩体的快速隆升过程 (图 4-18)。

表 4-8 羊八井花岗岩年龄一览表
Table 4-8 Ages of pure minerals from Yangbajain granite

岩 性	测试对象	测年方法	年龄/ Ma	备 注
似斑状花岗岩	锆石	U-Pb	50	Xu et al., 1985
似斑状花岗岩	黑云母	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar	49	Xu et al., 1985 Debon et al., 1985
似斑状花岗岩	黑云母	K-Ar	34.08 ±0.62	吴珍汉等, 2001
似斑状花岗岩	磷灰石	裂变径迹	6.8 ±1.0	单峰峰值年龄

三、盆地西北侧高角度边界断层形成时代

念青唐古拉山东部主边界活动断层属 NE 向高角度正断层, 切割早期 NE 向低角度糜棱岩带, 构成念青唐古拉山与当雄-羊八井盆地边界。应用 ESR 测年方法, 测定羊八井-当雄地堑西北侧高角度主边界正断层同构造期方解石脉年龄, 反映盆-山构造-地貌主边界正断层的形成活动时代。结果表明, 念青唐古拉山东部高角度主边界正断层形成时代约为

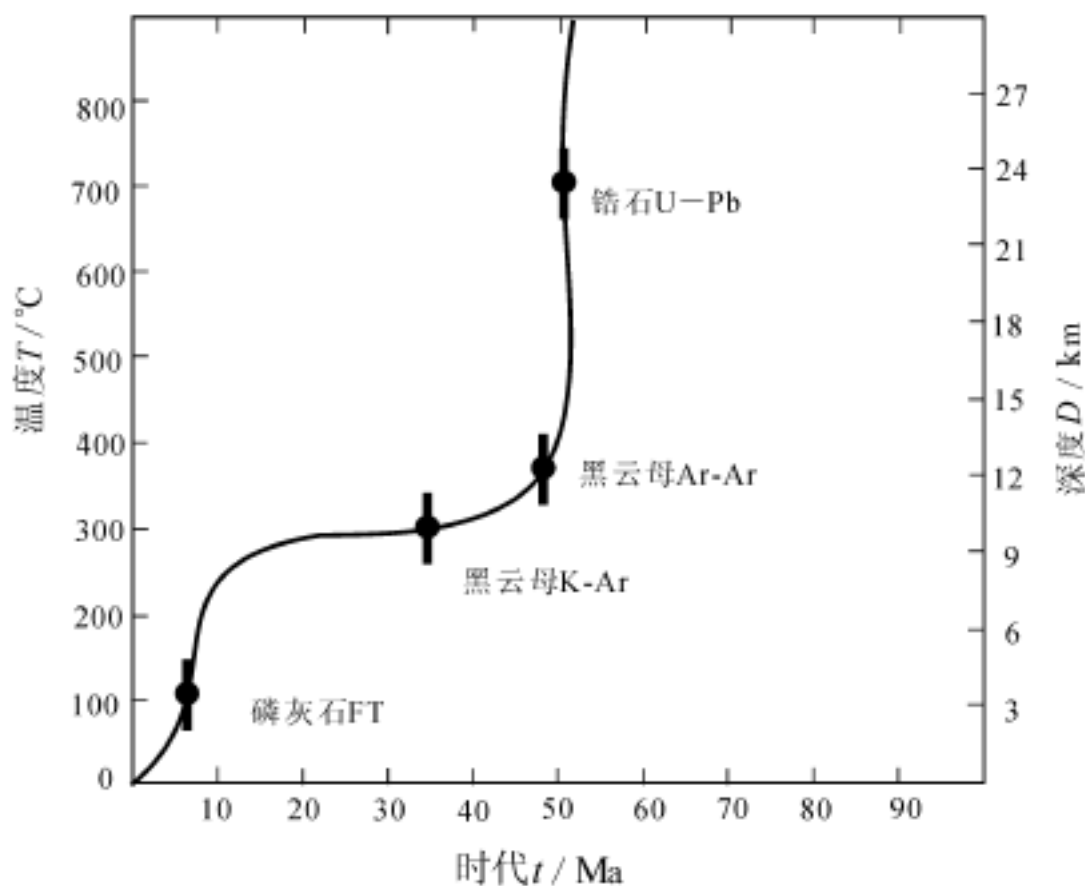


图 4-18 羊八井似斑状花岗岩热年代学演化曲线图

Fig.4-18 Thermal-chronological diagram of Yangbajain granite

1.5~2.0 Ma,并在 0.3 Ma 发生过强烈活动（表 4-9）。盆-山之间主边界正断层形成时代对应于第四纪早期盆地快速裂陷时代。

表 4-9 念青唐古拉山东部主边界正断层 ESR 测年结果一览表

Table 4-9 ESR dating on boundary faults in east of Nyainqentanglha Mts.

样品编号	测试对象	U/ 10^{-6}	Th/ 10^{-6}	K/ %	年辐射量 D (mGy/ a)	总辐射量 Nd (Gy)	年龄 t/ Ma
S15	方解石	0.24	0.5	0.051	0.374	114.52	0.306
S16	方解石	0.42	0.6	0.053	0.42	615.74	1.466
S17	方解石	0.86	1.3	0.41	1.05	2091.85	1.992

自主边界活动断层向盆地中心方向，断层控制和切割地层的时代越来越新，盆地北部断层形成活动时代为晚更新世-全新世，至盆地中部断层活动时代为全新世。自 1.5~2.0 Ma 以来，当雄-羊八井地堑发生多期伸展-走滑型断裂活动，形成遍及全区、不同方向的张性-张扭性活动断层。

区域 NW 向断裂大部分为右旋走滑断裂，切割念青唐古拉山脉与当雄-羊八井地堑，错动区域性山顶面与盆-山构造-地貌边界断裂（图 4-1），并控制现今河流分布。反映区域 NW 向走滑断裂属晚期活动断裂，形成时代晚于山顶面和羊八井-当雄-谷露盆-山构造-地貌高角度边界正断层，对区域外流水系与河流峡谷分布有显著控制作用，主要形成活动时期应为中晚更新世-全新世（0~1.4 Ma）；但测区 NW 向断层现今活动强度小于当雄-羊八井地堑 NE 向与近 EW 向活动断层。

四、当雄-羊八井盆-山构造地貌演化过程

综合各种观测资料,认为测区构造地貌演化经历了 28~20 Ma、20~18 Ma、18~8 Ma、8~5 Ma、5~2 Ma、1.5~0 Ma 多个不同阶段,逐步形成现今中部盆-山相间分布的构造地貌格局。区域构造地貌演化与区域构造活动存在密切的动力学成因联系(图 4-19)。

渐新世晚期-中新世初期 (28~20 Ma), 冈底斯-拉萨地块发生强烈挤压缩短与地壳增厚事件, 形成冈底斯逆冲推覆构造 (GTS) (Yin et al., 1994) 与旁多逆冲推覆构造 (图 2-6), 纳木错构造带也发生逆冲构造运动 (吴珍汉等, 2001), 导致古近纪林子宗组及下伏地层发生区域性褶皱变形和早期岩石地层的构造隆升; 强烈的区域构造挤压导致断块山与压陷盆地相间分布, 形成起伏不平的地貌景观 (图 4-19a); 在挤压缩短增厚过程中, 由于重力均衡效应, 地表海拔高度逐步增大。

中新世早期 (20~18 Ma), 由于长期强烈挤压, 地壳发生巨量缩短, 形成双倍地壳; 双倍地壳经重力均衡, 导致地表隆升到海拔约 4500~5500 m 高度, 测区进入地壳挤压缩短增厚期后构造地貌发展阶段, 区域构造活动性相对较弱, 剥蚀夷平居主导地位, 逐步形成缓起伏高原面或高原剥夷面 (图 4-19b)。区域构造环境发生自挤压缩短向伸展走滑的重大转换, 同时增厚地壳在 17~20 km 深度形成局部熔融体, 并在局部熔融体顶部分异和汇集花岗质岩浆。

中新世中晚期 (18~8 Ma), 地壳转化为区域性伸展构造环境, 在上地壳下部 (13~20 km) 继续发生大规模局部熔融, 导致巨量花岗质岩浆沿念青唐古拉发生被动侵位和结晶成岩。在岩浆浮力作用下, 念青唐古拉山脉开始缓慢隆升, 东、西两侧旁多山地和纳木错地块相对下降 (图 4-19c)。

中新世末期 (约 8~5 Ma), 在念青唐古拉地块与东南部羊八井-当雄-旁多地块之间, 发生区域性拆离滑脱事件, 形成念青唐古拉山东部 NE 向展布的大型低角度韧性剪切带, 导致念青唐古拉山向 WN 方向的掀斜和旁多山地向 ES 方向的拆离滑脱运动 (图 4-19d)。

上新世-早更新世 (5~2 Ma), 在念青唐古拉山东侧发生裂隙, 随着念青唐古拉山脉快速隆升, 两侧地块发生快速裂隙, 逐步形成羊八井-当雄裂隙谷地, 发育当雄、宁中、拉多岗、羊八井裂隙盆地, 形成北东-北北东向盆-山构造地貌。在羊八井-当雄盆地两侧即盆地与山脉之间, 形成 NE 走向的高角度边界正断层; 晚期高角度边界脆性断层切割早期低角度糜棱岩带, 形成内部相对平坦的盆地面; 同期在西北部形成纳木错西岸山地开始隆升, 纳木错盆地开始裂隙, 形成念青唐古拉山西缘边界正断层 (图 4-19e)。

早更新世晚期以来 (≤ 1.5 Ma), 羊八井-当雄地堑伸展断层活动和盆地裂隙加剧; 盆地面海拔高度进一步降低, 裂隙中心盆地面平均海拔高度降低至约 4400 m; 同期形成古仁拉-羊八井、车玛千拉-旁多与申错-曲古等 NW 向走滑断裂, 并沿 NW 向走滑断裂带逐步形成古仁曲、藏布曲、拉萨河上游旁多支流与羊八井峡谷、乌鲁龙峡谷、曲古-九子拉峡谷及多级河流阶地等构造地貌(图 4-19f); 晚更新世-全新世在西北部形成纳木错盆地与面积达 10 万 km^2 的古大湖, 古大湖在逐步退缩过程中形成最高达 139 m 的多级湖积阶地。

第四纪中晚期断裂活动、河流侵蚀与风化剥蚀加剧了不同山地主夷平面或山顶面的裂解和分异, 逐步形成盆-山相间分布的构造-地貌格局, 崎岖陡峭的山岳地貌景观和规律性展布的沟谷、水系网络; 沿现代河流发育 2~6 级河流阶地, 河流侵蚀加剧, 在旁多山地

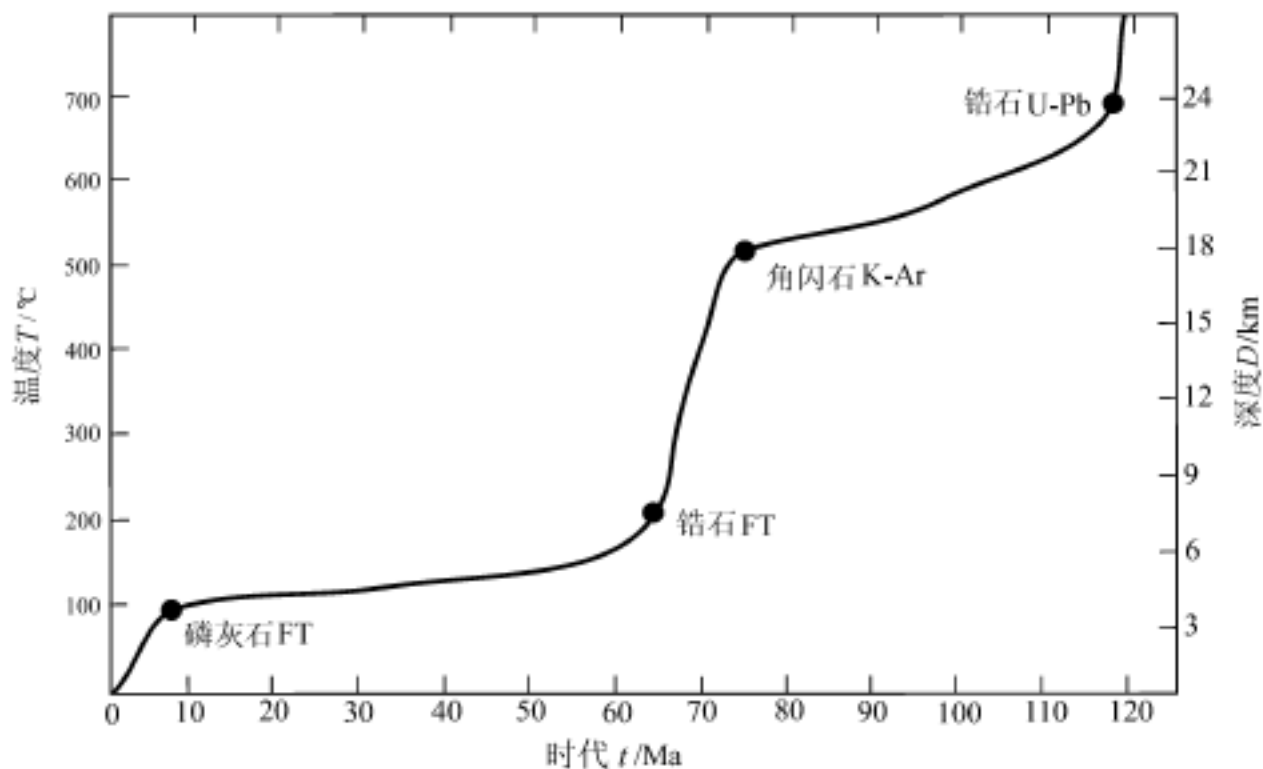


图 4-20 西藏中部甲岗花岗闪长岩热年代学演化曲线图

Fig.4-20 Thermal-chronological diagram of Jiagang granite in central Tibet

表 4-10 青藏高原腹地甲岗岩体 K-Ar 法同位素年龄一览表

Table 4-10 K-Ar dating results of Jiagang plutons of central Tibetan Plateau

岩体名称	测试对象	K/ %	⁴⁰ Ar _{rad} / (mol/ g)	⁴⁰ Ar _{rad} / %	年龄/ Ma
甲岗花岗闪长岩	角闪石	1.72	2.260E - 10	95.72	74.21±1.63

注: 由中国地震局地质研究所 K-Ar 同位素实验室协助完成; 测试分析过程中采用参数: $\lambda = 5.543 \times 10^{-10}/a$, $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10}/a$, $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10}/a$, $^{40}K/K = 1.167 \times 10^{-4} \text{ mol/ mol}$ 。

表 4-11 青藏高原腹地甲岗岩体 U-Pb 与裂变径迹法年龄一览表

Table 4-11 Ages of U-Pb and fission track dating of Jiagang plutons of central Tibetan plateau

岩体名称	取样地点	测试对象	测试方法	年龄/ Ma	备 注
甲岗花岗闪长岩	申扎南	锆石	U-Pb	116	(1)
甲岗花岗闪长岩	申扎南	锆石	裂变径迹	63.4±2.3	(2)
甲岗花岗闪长岩	申扎南	磷灰石	裂变径迹	6.5±0.9	(2)

注: (1) 锆石 U-Pb 法测年由 INDEPTH-III 项目美方地质课题组成员李冀湘 (1999~2000) 在纽约 Syracuse 大学地球科学系完成; (2) 裂变径迹测年由 中国地震局地质研究所 裂变径迹实验室完成, 测试过程中使用美国国家标准局 SRM612 铀玻璃监测中子通量。

63.4 Ma 期间, 岩体温度快速下降, 平均降温速率达 27.3°C/ Ma, 对应的平均隆升速率为 0.910 mm/ a。在 63.4~6.5 Ma 期间, 岩体发生缓慢冷却, 平均降温速率为 2.20°C/ Ma, 对应的隆升速率为 0.073 mm/ a。自 6.5 Ma 以来, 甲岗岩体发生快速隆升, 平均降温速率达 15.38°C/ Ma, 平均隆升速率为 0.512 mm/ a; 对应于甲岗花岗岩在新生代晚期的快速抬升与谢通门-甲岗近南北向盆地、格仁错-申扎 NW 向盆地的快速裂陷事件(图 3-15)。

第五章 地壳缩短增厚与高原隆升过程

青藏高原是地球表面最大、最高、最平坦的大陆高原，是最年轻的大陆碰撞造山带，被美国大陆动力学委员会（1988）誉为大陆动力学野外实验室。青藏高原地壳缩短增厚与高原隆升过程是国际地球科学领域研究的热点问题，颇受国内外学者的广泛关注。每年都有大批国内外不同领域的科学家从不同角度对此开展逐步深入的研究工作，不断取得新的进展和新的认识，提出了不同观点和不同模式（李吉均，1979；Dewey et al., 1988；Harrison et al., 1995；Peter et al., 2001；尹安，2001；Tapponnier et al., 2002）。

包括西藏当雄及邻区在内的青藏高原腹地由于经历了复杂的地质演化历史和构造变形过程，形成颇具特色的构造地貌景观，是青藏高原大陆动力学的良好野外基地，对研究青藏地区地壳构造演化与高原隆升过程具有重要意义。本书在西藏当雄幅 1:25 万区域地质调查基础上，研究西藏当雄及邻区构造变形历史及地壳缩短增厚与高原隆升过程，取得若干重要进展，对发展 21 世纪大陆动力学理论将起到积极的推动和促进作用。

第一节 新生代地质发展历史

西藏当雄及邻区新生代地质演化过程与新特提斯南大洋沿雅鲁藏布江缝合带的北向俯冲消减、印度-欧亚陆-陆碰撞存在密切关系。双倍地壳形成演化与高原隆升主要发生在新生代，与印度-欧亚陆-陆碰撞造山存在动力学成因联系，因此，拟重点研究新生代相关地质事件，对前新生代地质构造已在第二章进行过一定分析，兹不作重点剖析。

一、古近纪地质演化过程

古新世-始新世，特提斯洋板块沿雅鲁藏布江缝合带发生北向俯冲消减，在测区南部形成岛弧环境（图 1-2E₁₊₂），造成古新世-渐新世大面积中酸性火山喷发，形成古近纪典中组、年波组和帕那组火山-沉积建造。测区南侧典中组发育钙碱性火山-沉积组合，对应于活动大陆边缘环境。年波组火山沉积岩至少部分是海相沉积环境形成的，在年波组底部沉积一厚层生屑灰岩；早期中性火山喷发具有强烈爆发特点，晚期火山活动相对微弱，泥砂质沉积居主导地位。帕那组为一套酸性火山-碎屑岩建造，碎屑岩以复成分砂砾岩、泥砂岩为主，火山岩以英安岩、流纹岩和粗面岩为主；发育多个火山喷发旋回，早期以火山喷溢为主，晚期以火山爆发为主。早第三纪发育强烈地壳运动还导致测区东南部区域性中酸性岩浆侵位事件，形成大量古近纪早中期中酸性侵入体，如羊八井序列、旁多序列各单元岩浆侵入体（表 1-3，在念青唐古拉山，现今出露于地表的变质深成体（冷青拉花岗片麻岩）形成于古近纪早期（54.4~65.3 Ma），处于中地壳约 15~25 km 深度，并发生角闪岩相变质作用。

继新特提斯大洋板块古近纪早期俯冲消滅之后，西藏地区约在 45~50 Ma 结束海相沉积历史。测区年波组底部发育海相生物碎屑灰岩，上部为海陆交互相沉积环境；帕那组则为陆相火山喷发-沉积环境，反映最晚在帕那期（46~51 Ma）测区已经转变为陆相沉积环境。自古近纪晚期开始进入印度大陆与欧亚大陆之间的陆-陆碰撞造山时期，导致印度大陆板块沿喜马拉雅构造带发生低角度俯冲，在喜马拉雅地区相继形成 MCT、MBT、STD 和 MHT；在青藏高原及邻区产生巨大的构造挤压动力，形成广泛的逆冲推覆构造运动和褶皱变形（图 1-1、1-2）。

古近纪不同构造演化阶段印度板块的北向运动速度存在显著差别，在新特提斯大洋板块俯冲时期，印度板块北向运动速度高达 10~14 cm/ a；而在印度大陆与欧亚大陆碰撞造山时期，印度板块北向运动速度降低为 5~5.5 cm/ a，一直持续到现在（图 5-1）。印度板块北向运动速度的突然减低对应于印度-欧亚陆-陆碰撞事件，发生时期为 45.5~49.5 Ma，与测区帕那组火山喷发时代（46~51 Ma）相当，反映测区构造演化与印度-欧亚陆-陆碰撞造山运动之间的密切关系。

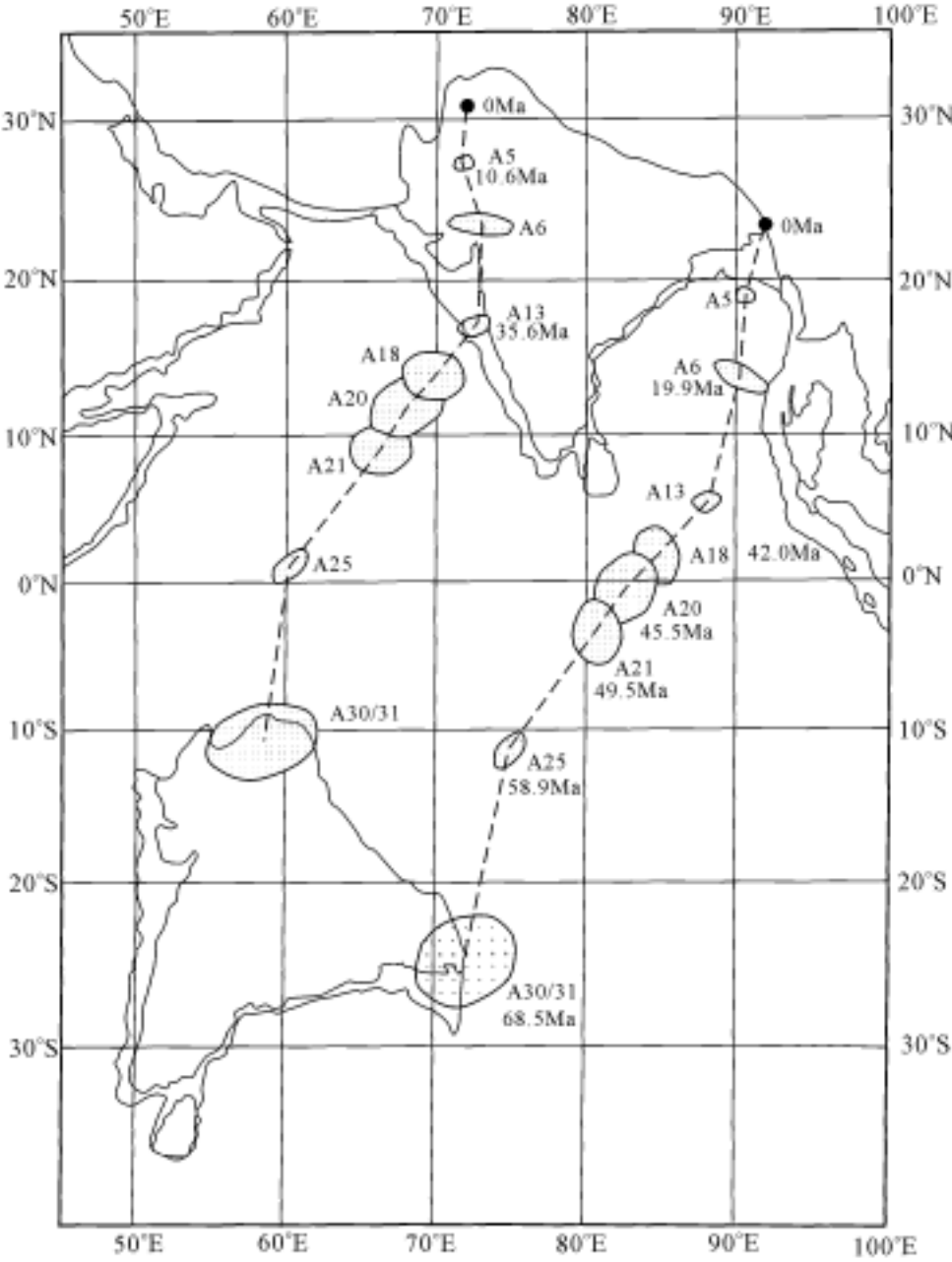


图 5-1 印度大陆新生代北向运移迹线图
(据 Stock and Molnar, 1988)

Fig.5-1 Northward motion of India continent in Cenozoic Era

古近纪区域性强烈挤压构造运动产生区域性褶皱变形、逆冲推覆构造运动和岩浆侵位(图 1-2E₁₊₂), 导致地壳巨量缩短和地壳增厚。古近纪中晚期典型褶皱构造如测区设兴组与拉江山组红层的宽缓褶皱构造、古近纪典中组、年波组和帕那组火山-沉积地层的宽缓褶皱变形(图 2-2)。在旁多山地古近纪发育大规模逆冲推覆构造运动, 形成由大量逆冲断层、构造岩片和伴生褶皱构造组成的较大规模旁多逆冲推覆构造系统(图 2-32、2-48); 主要逆冲推覆断裂穿切古近纪火山-沉积岩层, 错断部分古近纪侵入岩, 主要形成时代应为古近纪中晚期。在测区西北部, 古近纪中晚期尚发生区域性逆冲推覆构造运动, 导致纳木错西岸和那根拉山口石炭-二叠纪碳酸盐岩片逆冲推覆至晚白垩世-古近纪拉江山组、设兴组和竟柱山组红层之上(图 2-16、2-17、2-28), 产生斜长角闪质构造岩片, 斜长石的 Ar³⁹ - Ar⁴⁰ 在 30~60 Ma 显著的热扰动; 说明纳木错西岸逆冲推覆构造系统在古近纪晚期也发生过显著的逆冲推覆构造运动。古近纪中晚期构造运动尚导致班戈花岗岩、甲岗花岗闪长岩、雄梅花岗岩的快速构造隆升事件(表5-1)和岗底斯构造-岩浆带典型岩体如曲

表 5-1 当雄及邻区裂变径迹年龄一览表

Table 5-1 Fission track ages of zircon and apatites from granitic plutons of central Tibet					
取样地点	岩石类型	测试对象	测年方法	年龄 t / Ma	备 注
班戈南部	花岗岩	磷灰石	裂变径迹	57.8±4.1	构造-热事件年龄
申扎南部甲岗山	花岗闪长岩	锆石	裂变径迹	63.4±2.3	构造-热事件年龄
雄梅东山	花岗岩	磷灰石	裂变径迹	47.8±4.2	构造-热事件年龄

水岩体、羊八井岩体、泽当岩体、桑日岩体、米林岩体、林芝岩体的快速构造隆升事件(图 5-2、5-3)。通过钾长石 MDD 热年代学分析, 发现古近纪渐新世晚期-中新世早期沿冈底斯构造-岩浆带发生过强烈的区域性构造热隆升事件, 导致林芝岩体在 16.7~17.2 Ma 期间发生 220℃/ Ma 的快速冷却, 米林岩体在 15.8~16.2 Ma 期间发生 175℃/ Ma 的快速冷却, 桑日岩体在 18.0~18.7 Ma 期间发生 121℃/ Ma 的快速冷却, 羊八井花岗岩在约 28Ma 发生快速冷却, 曲水花岗闪长岩在 19.6 Ma 发生快速冷却, 泽当岩体在 24~27 Ma 发生快速冷却。这些岩体的快速冷却事件与区域广泛的逆冲推覆构造运动呈良好对应关系, 与印度-欧亚陆-陆碰撞存在动力学成因联系 (Yin et al., 1994; Copeland et al., 1995; Harrison et al., 1995; 陈文寄等, 1999)。

二、新近纪地质发展历史

青藏地区新近纪地质演化进入新的历史时期, 挤压增厚期后的双倍地壳发生均衡隆升, 形成高度达 4500~5000 m 的巨型高平原即青藏高原。位于青藏高原腹地的西藏当雄及邻区在新近纪早期仍然处于区域性强烈碰撞挤压造山和地壳缩短增厚阶段, 形成大量与构造隆升有关的热事件(图 5-2)。约自中新世早中期开始, 西藏当雄及邻区开始转入区域性构造相对宁静期, 以剥蚀夷平居主导地位; 在新近纪中晚期, 全区转变为区域性伸展裂陷构造演化阶段, 逐步形成现今盆-山构造地貌格局和颇具特色的高原地貌景观。

1. 区域性剥蚀夷平阶段

青藏地区古近纪挤压缩短一直持续到中新世早期(图 5-2)。约自中新世早中期开始,

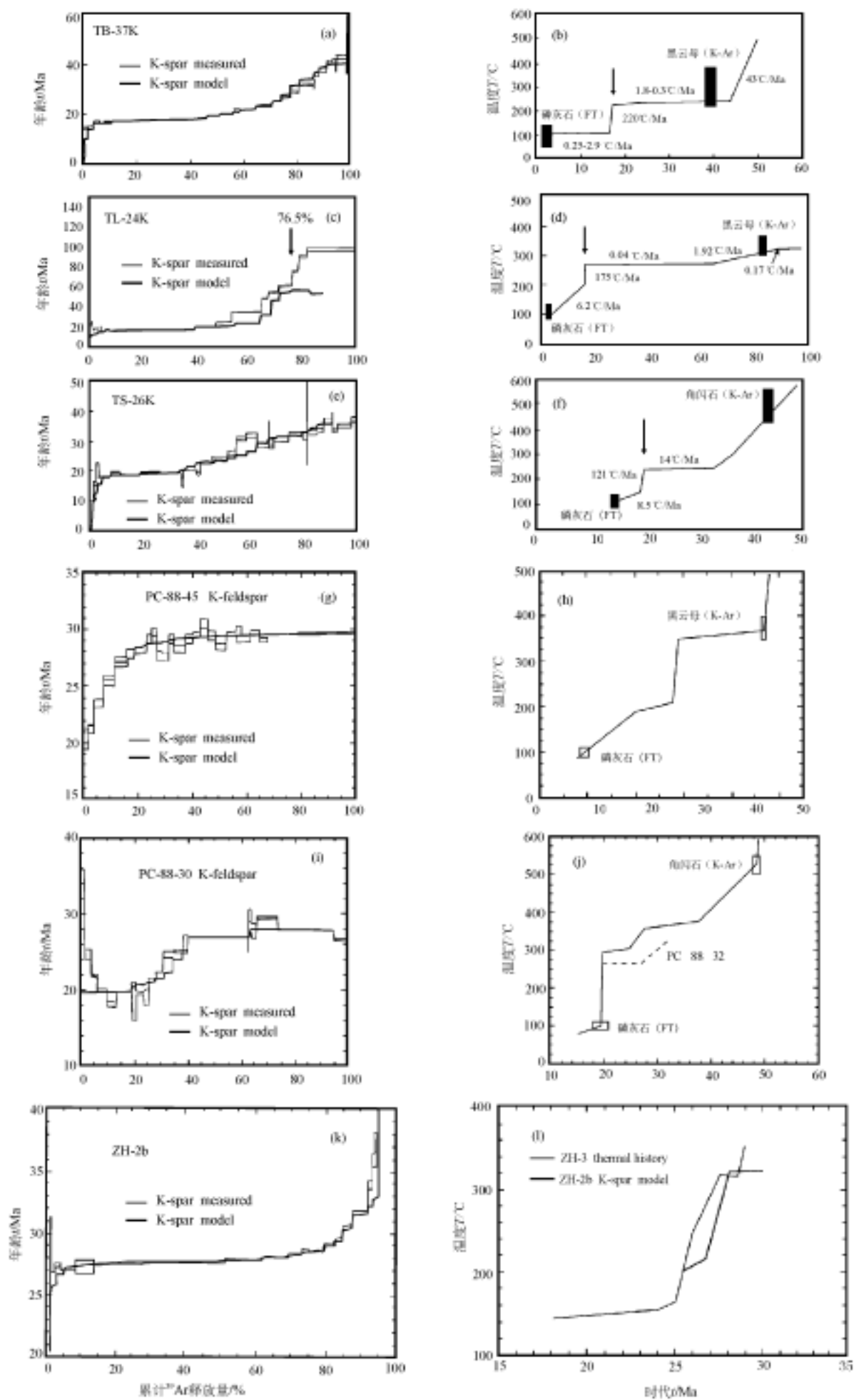


图 5-2 西藏当雄及邻区典型岩体钾长石热演化曲线图

Fig.5-2 Thermal-chronological diagram of $^{39}\text{Ar} - ^{40}\text{Ar}$ of K-feldspar from typical plutons of central Tibet
a、b—林芝岩体 (据陈文寄等, 1999); c、d—米林岩体 (据陈文寄等, 1999); e、f—桑日岩体 (据陈文寄等, 1999);
g、h—泽当岩体 (据 Yin, et al., 1994); i、j—曲水岩体 (据 Copeland, et al., 1995);
k、l—羊八井岩体 (据 Copeland et al., 1995)

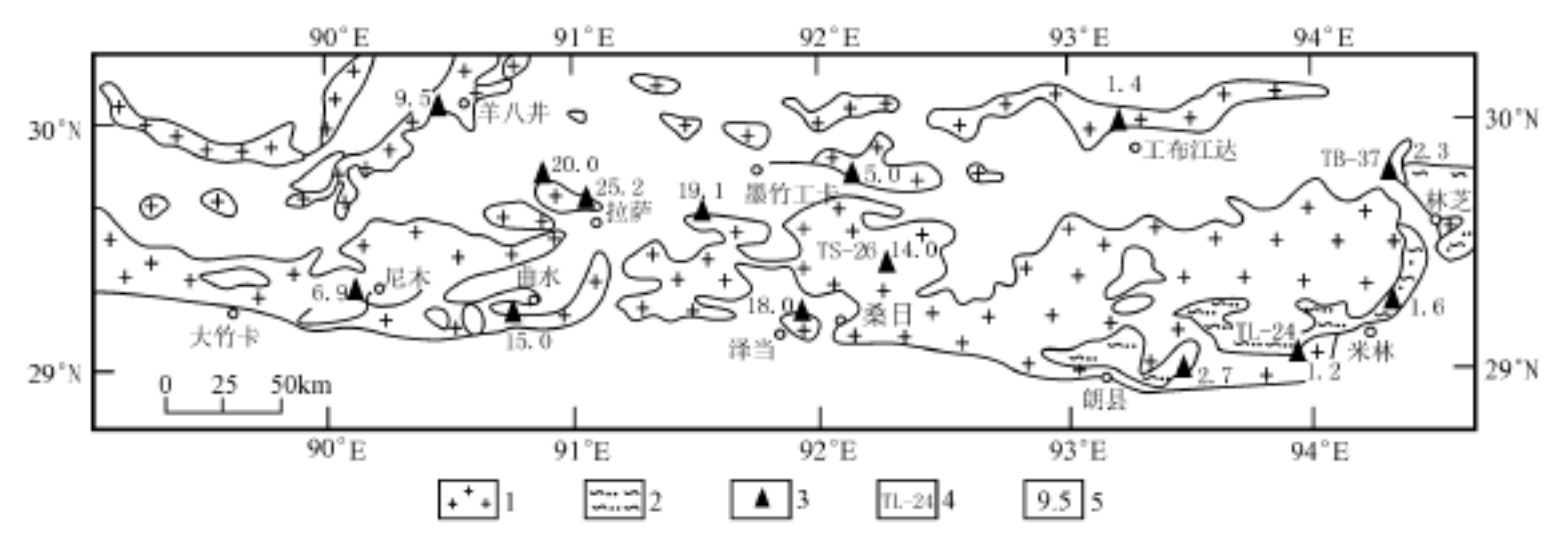


图 5-3 冈底斯-拉萨地块热年代学取样点分布图
(据陈文寄等，1999)

Fig.5-3 Sampling locations of thermal-chronological dating on plutons of Gangdese-Lhasa block
1—花岗岩；2—片麻岩；3—热年代学取样点；4—样品编号；5—磷灰石裂变径迹年龄（Ma）

表 5-2 青藏及邻区主夷平面洞穴再结晶方解石裂变径迹测年结果一览表
Table 5-2 Fission-track dating of cave calcite formed in planation surface of the Tibetan Plateau

取样地点	取样部位	海拔高程/ m	裂变径迹年龄/ Ma
协格尔	崩塌洞穴堆积	4400	11.79±0.98
	崩塌洞穴堆积	4900	13.38±1.13
曲水大佛北侧	山坡洞内	3750	7.39±0.65
曲水大佛南侧	山坡洞内	3750	10.10±0.86
拉萨水泥厂	崩塌洞穴堆积	3800	11.25±1.06
拉萨水泥厂后山	崩塌洞穴堆积	3000	12.30±1.10
拉萨堆龙	山坡洞内	4000	15.06±1.30
安多北山	崩塌洞穴堆积	4900	10.56±0.90
	山坡洞内	4800	8.86±0.76
玉树巴塘	山坡洞内	3600	15.15±1.36
郎木寺	山坡洞内	3600	11.68±0.93
	山坡洞内	3700	10.57±0.85
	山坡洞内	3900	10.07±0.90
	崩塌洞穴堆积	4000	9.90±0.80
则岔	崩塌洞穴堆积	3600	13.26±1.05
花石峡	崩塌洞穴堆积	4360	12.19±0.98
阿尔金山	山坡洞内	4450	12.20±1.03

据崔之久等，1996。

包括测区在内的青藏地区整体进入构造相对稳定时期，发生区域性剥蚀夷平事件，逐步形成相对平坦、缓起伏的巨大高原面。崔之久等（1996）应用裂变径迹方法，通过测定高原面岩溶事件年龄，揭示青藏高原碰撞造山期后区域性剥蚀夷平时代和高原面形成时期。崔之久等（1996）的测年资料表明，岩溶洞穴再结晶方解石的裂变径迹年龄集中分布于9~15 Ma（表5-2），反映青藏高原区域性剥蚀夷平事件主要发生在9~15 Ma。测区处于青藏高原腹地，8~15 Ma也处于区域性剥蚀夷平阶段，逐步形成测区西北部高原面和测区东南部旁多山地的山顶面；由于处于区域性强烈剥蚀阶段，测区缺乏中新世沉积记录。

2. 高原面解体与现代地貌形成阶段

在青藏地区广泛剥蚀夷平的同时，约自中新世中晚期（13~15 Ma）开始，青藏高原内部发生广泛的区域性伸展走滑构造运动（图3-15），地壳发生显著的东向水平运动和垂向差异升降运动，导致高原面（夷平面）逐步裂解（图4-19）。在内、外动力联合作用下，在青藏高原内部开始发育现代盆-山构造地貌和地表河湖水系格局，形成现今颇具特色的高原地貌景观（图4-1），如当雄-羊八井盆地裂陷及两侧念青唐古拉山脉、旁多山地快速隆升（图4-19）。在青藏高原周边，由于存在巨大的高差，河流溯源侵蚀加剧，垂向切割速度越来越大，形成高原周边地区陡峭地貌和深切河谷。

第二节 地壳结构与组成模式

青藏高原深部地球物理探测剖面有3条横穿当雄幅1:25万测区，包括亚东-格尔木GGT地学断面、INDEPTH-II帕里-江孜-当雄深部地球物理综合探测剖面与INDEPTH-III德庆-班戈-龙尾错深部地球物理综合探测剖面。由中国地质科学院牵头完成的亚东-格尔木GGT地学断面在测区主体沿青藏公路延伸，包括地震反射、广角地震、重力测量和大地电磁测深，对推动青藏高原深部探测起到重要的促进作用。中国、美国、德国合作“国际喜马拉雅与青藏高原深部探测”（INDEPTH）项目分3个阶段完成亚东-康马-羊八井-当雄测线与德庆-伦坡拉-双湖-龙尾错测线的综合地球物理探测任务，为分析青藏高原地壳结构和深部过程提供了高精度的观测资料，取得国际地球科学界瞩目的重大研究成果。INDEPTH-I（1992~1994年）完成跨喜马拉雅山脊的帕里-萨马达地震深反射；INDEPTH-II（1994~1997年）完成跨雅鲁藏布江的康马-尼木-羊八井-当雄测线的地震深反射、广角地震、宽频地震和大地电磁测深（MT）；INDEPTH-III（1997~2002年）完成跨班公-怒江缝合带的德庆-班戈-伦坡拉-双湖-龙尾错测线的宽频地震观测、广角地震反射和大地电磁测深综合地球物理探测任务（赵文津等，2001）。这些高质量的深部地球物理探测资料为分析测区地壳结构构造提供了重要依据。INDEPTH地震深反射良好地揭示了当雄及邻区地壳深部构造产状、深反射亮点与局部熔融体分布及Moho界面特征。INDEPTH广角地震与宽频地震探测提供了测区地壳分层速度结构的高精度观测资料。INDEPTH大地电磁测深（MT）客观反映出地壳分层电性结构特征，为分析深部构造提供了重要观测资料。尽管如此，地表较低的地质调查程度限制了对地壳结构组成与构造特征的认识深度。INDEPTH-III项目地质课题与西藏当雄幅1:25万区域地质调查发现地壳不同深度岩石露头和深部地质信息，为分析测区地壳物质组成提供了高质量的地表实测资料。现将西藏当雄及邻区深部地球物理探测、路线地质观测成果与1:25万区域地质调查资料

有机地结合在一起，分析测区地壳结构、组成与深部构造特征，为研究青藏高原形成演化过程及动力学机理奠定必要的基础。

一、区域重力场

区域布格重力等值线图揭示，雅鲁藏布江南北两侧布格重力值存在显著差异，自南向北存在明显的布格重力增加趋势（图 5-4）。雅鲁藏布江以南地区区域布格重力背景值为 - 420~ - 450 m/ s²，局部存在显著的重力高异常（+）；雅鲁藏布江以北地区区域布格重

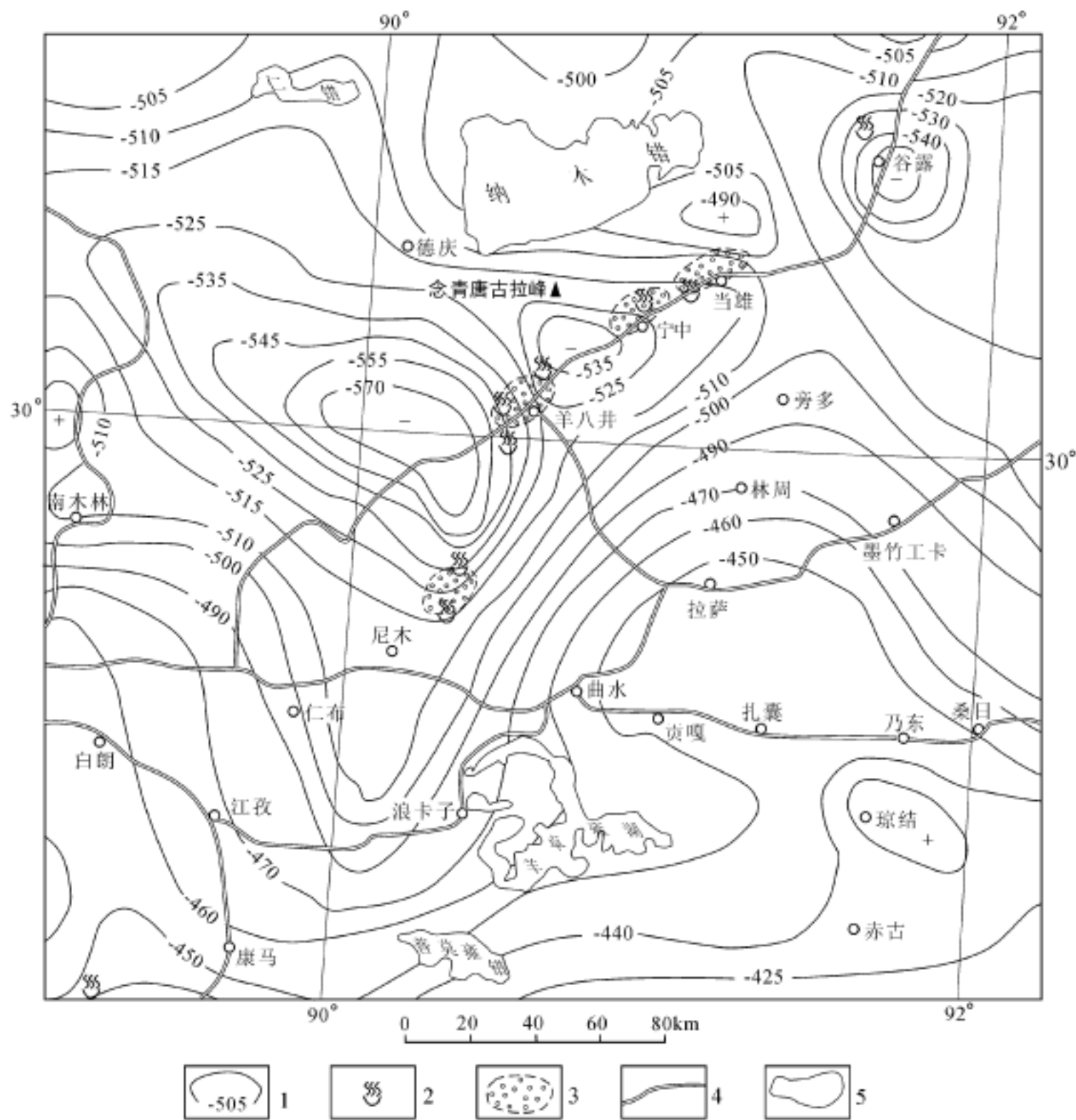


图 5-4 西藏中部布格重力等值线图
(重力资料源于 1:250 万区域布格重力异常图)

Fig.5-4 Bouger gravity contour of central Tibet

1—布格重力等值线 (m/ s²)；2—高温温泉群；3—地震深反射亮点区；4—公路；5—湖泊

力背景值为 $-500 \sim -525 \text{ m/s}^2$ ，发育多个较大规模的重力低异常区（-）和局部重力高异常区（+）（图 5-4）。在雅鲁藏布江以北地区，沿尼木-羊八井-当雄-谷露发育区域性重力低异常带，也称为江北重力低异常带（赵文津等，2001），由谷露重力低异常（-）、宁中重力低异常（-）和羊八井重力低异常（-）呈串珠状斜列组合而成，重力低异常中心布格重力值达 $-540 \sim -570 \text{ m/s}^2$ （图 5-4）。穿切测区的尼木-羊八井-当雄-谷露重力低异常带总体呈 NNE 走向，西部为念青唐古拉山脉，东部为羊八井-当雄-谷露裂谷带，东南侧为旁多山地。在斜列分布的区域布格重力低异常区，发育大量高温温泉群；如谷露重力低异常区西北部发育谷露温泉群，宁中重力低异常区西部和北部分别发育宁中温泉群、当雄温泉群，羊八井重力低异常区发育羊八井温泉群、羊井学温泉群。据 INDEPTH-II 深部探测资料，沿宁中和羊八井布格重力低异常区发育串珠状分布的当雄、宁中、羊八井、安岗深反射亮点群（Brown et al., 1996；赵文津等，2001）（图 5-4）。地震深反射亮点与大地电磁探测出的低阻高导体高度吻合，对应于深 $13 \sim 18 \text{ km}$ 的花岗质局部熔融体（Brown et al., 1996；Alsdorf et al., 1998；赵文津等，2001）。赵文津与 INDEPTH 项目组（2001）通过重力拟合，从理论上分析论证了江北重力低异常带与江北深反射亮点群的成因联系。

详细分析区域布格重力异常等值线分布特征，还发现存在 2 条显著的 NW 向区域布格重力异常带，即谷露-崩错重力低异常带和羊八井-格仁错重力低异常带（图 5-4），对应于嘉黎-崩错与格仁错-羊八井 2 条区域性活动走滑断裂和地震活动带；沿崩错活动走滑断裂曾发生 1951 年崩错 8 级地震，沿格仁错-羊八井走滑断裂与念青唐古拉山东缘斜滑活动断裂交叉复合部位曾发生 1411 年羊八井 8 级地震。

综合以上资料，认为在当雄及邻区，区域布格重力低异常、地表活动断裂、高温温泉群与地震活动存在密切相关关系。布格重力低异常对应于羊八井-当雄-谷露裂谷系在深约 $13 \sim 20 \text{ km}$ 的地壳深部发育现代花岗质局部熔融体。

二、地壳深部构造

前人如 Zhao Wenjin et al. (1993)、Larry Brown et al. (1996)、赵文津等（2001）应用 INDEPTH-I、INDEPTH-II 地震反射资料，研究亚东-康马-尼木-羊八井-当雄测线地壳结构构造，发现标志印度大陆板块俯冲的主喜马拉雅逆冲断裂（MHT）、Moho 反射界面、羊卓雍-当雄反射带（YDR）、安岗深反射亮点（ABS）、羊八井深反射亮点（YBS）、宁中深反射亮点（NBS）、当雄深反射亮点（DBS）等重要深部地质构造（图 5-5），揭示出藏南拆离系（STD）和念青唐古拉东部伸展韧性剪切带的深部产状特征（图 5-5、5-6）。Larry Brown et al. (1996) 与赵文津等（2001）进一步将羊八井-当雄深反射亮点群与地壳 $13 \sim 20 \text{ km}$ 深度范围的局部熔融体联系在一起。将深反射亮点作为地壳局部熔融体得到地表观测资料的支持，地表布格重力负异常和高温温泉群从另一侧面反映地壳内部低密度、异常温度的物质即地壳局部熔融体的存在（图 5-4）。

Wei Wenbo et al. (2001) 综合 INDEPTH-II、III 阶段大地电磁测深（MT）资料，分析康马-德庆-班戈-双湖测线地壳电性结构，显示出班戈花岗岩、德庆碳酸盐岩的高阻电性特征和多巴、伦坡拉、双湖红层盆地的低阻电性特征，与喜马拉雅地块 MHT、STD 和雅鲁藏布江缝合带对应于的电性界面特征相类似（图 5-7）。据 INDEPTH-III 德庆-双湖 MT

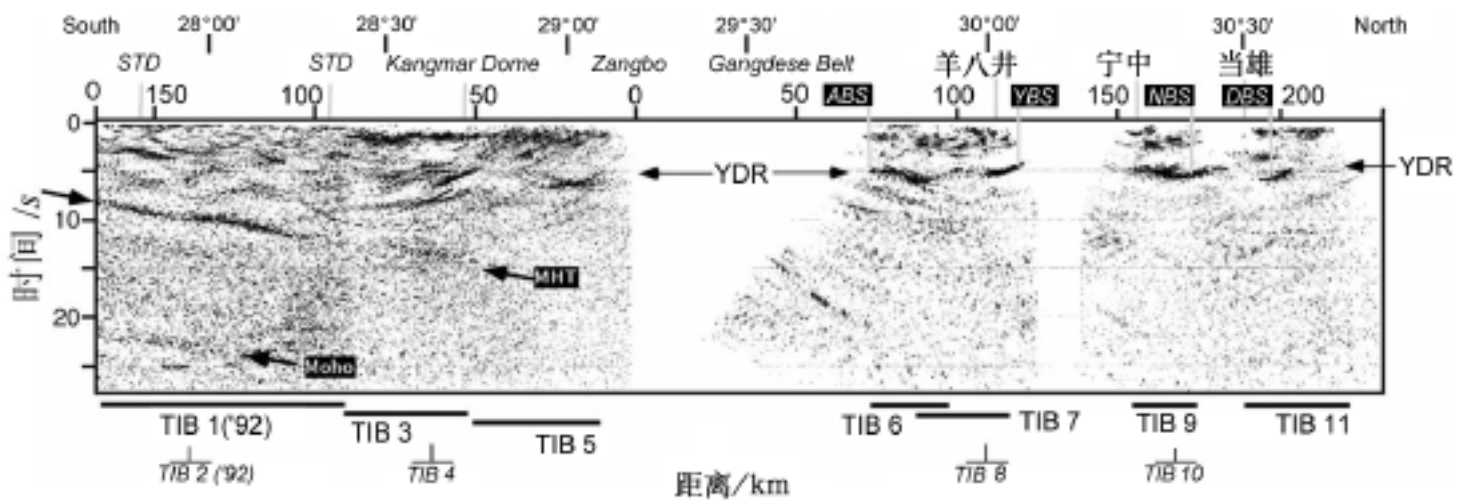


图 5-5 INDEPTH- I 、 II 地震反射剖面图

(据 Brown and Zhao et al., 1996)

Fig.5-5 Deep seismic reflection of INDEPTH- I 、 II

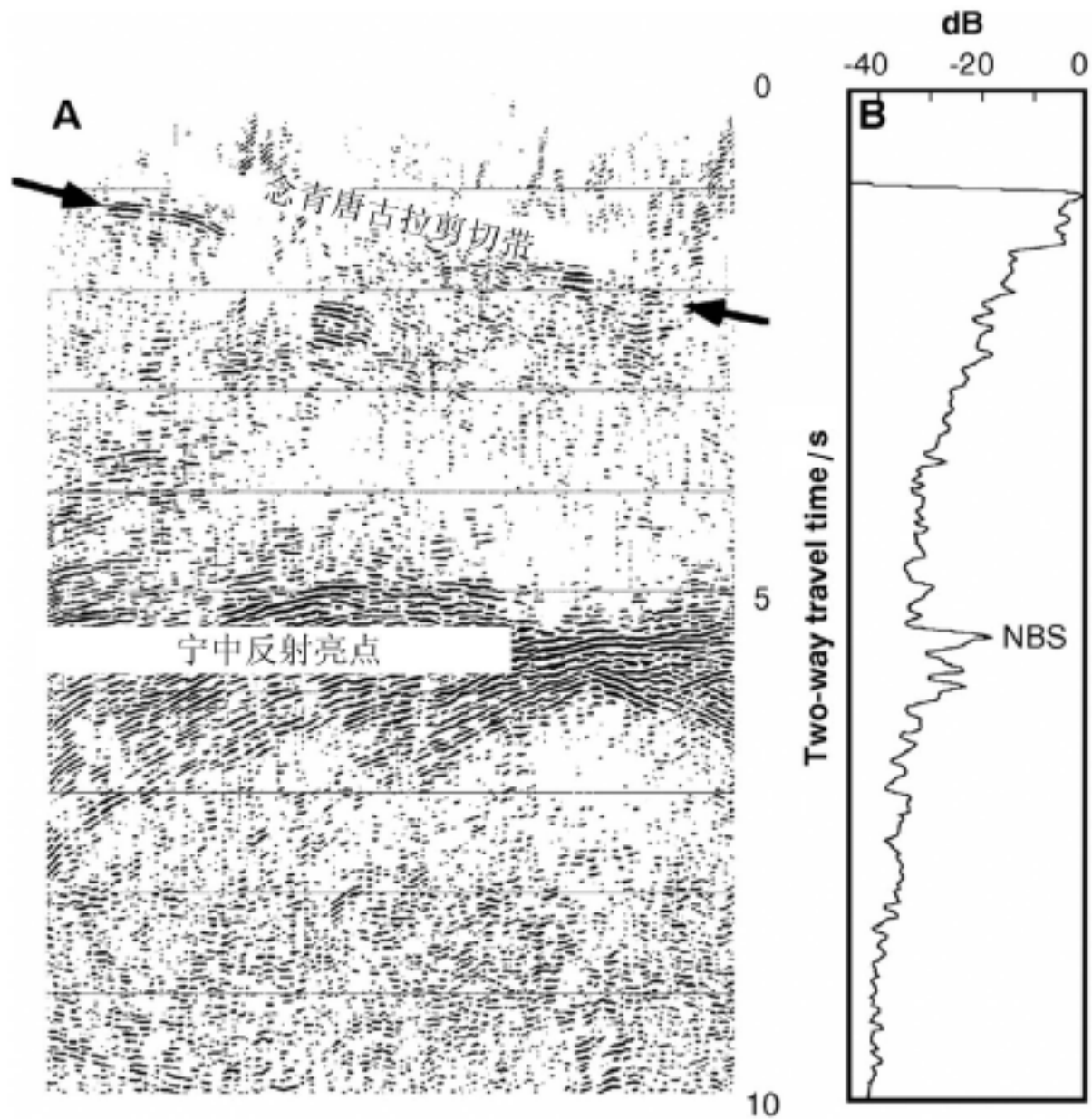


图 5-6 宁中 INDEPTH- II 地震反射 TIB9 剖面图

(据 Brown and Zhao et al., 1996)

Fig.5-6 Deep seismic reflection of INDEPTH- II across Ningzhong graben along TIB9 profile

剖面，在 15~30 km 深度存在显著的高导/ 高阻分界面，界面电阻率 10~100 $\Omega\cdot\text{m}$ 、电导率 0.01~0.1 $\text{S}\cdot\text{m}$ ；向地表方向在多巴红层盆北、班戈岩体北、德庆北发育多个向北倾斜的分支界面，在双湖北侧低角度向上延伸至地表。该界面与 STD、MHT 具有类似的电性结构特征，其分支界面对应于地表逆冲断层和蛇绿混杂岩带，代表雅鲁藏布江北地壳重要构造滑脱面；结合地表构造观测资料推断，该 MT 电性界面及分支界面共同构成拉萨北侧地壳逆冲滑脱构造系统（North Lhasa Thrust 或 NLT）（图 5-7），属青藏高原腹地地壳重要构造形迹（吴珍汉等，2003）。

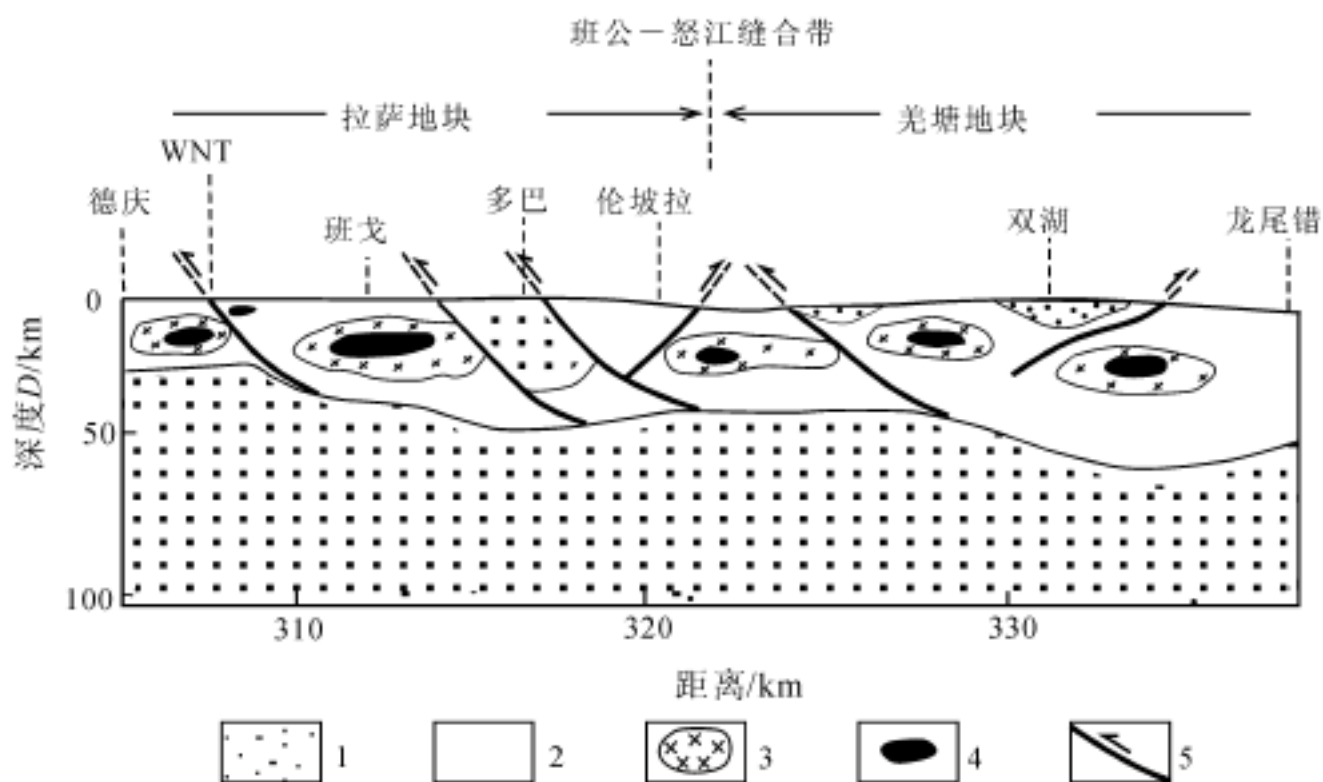


图 5-7 康马—德庆—双湖大地电磁测深（MT）剖面图
（据 Wei Wenbo et al., 2001 改编）

Fig.5-7 MT profile along Kangma-Deqing-Shuanghu across central Tibetan Plateau
1—电阻率小于 10 $\Omega\cdot\text{m}$ ；2—电阻率约 10~100 $\Omega\cdot\text{m}$ ；3—电阻率约 100~800 $\Omega\cdot\text{m}$ ；
4—电阻率大于 800~1000 $\Omega\cdot\text{m}$ ；5—逆冲断裂

三、地壳分层速度结构

INDEPTH- I、II、III地震反射良好地揭示了喜马拉雅-青藏高原中段地壳分层特征与速度结构。据 INDEPTH-II、III地震反射资料，位于拉萨地块中部的当雄及邻区上地壳/中地壳分界线位于约 25~27 km 深度，中地壳/下地壳分界线位于约 42~43 km 深度；上地壳 P 波速度（ V_p ）为 5.7~6.1 km/s，中地壳 P 波速度（ V_p ）为 6.1~6.5 km/s，下地壳 P 波速度（ V_p ）为 6.5~7.3 km/s，岩石圈地幔 P 波速度（ V_p ）为 8.0~8.1 km/s，Moho 界面表现为 P 波速度（ V_p ）7.3~8.0 km/s 的不连续界面（图 5-8）。

INDEPTH-II 地震深反射资料进一步揭示出当雄及邻区地壳速度的精细结构（图 5-9）。在雅鲁藏布江以南的喜马拉雅地块，中上地壳发育速度 $V_p \leq 5.9$ km/s 的低速夹层；在康马及邻区，壳幔边界发育异常厚度、P 波速度为 $V_p = 7.0 \sim 7.7$ km/s 的过渡层（图 5-9）。在雅鲁藏布江以北的拉萨地块，上地壳局部发育速度 $V_p \leq 5.9$ km/s 的低速体与高

导低阻低速深反射亮点群，深度范围约 13~20 km；中地壳局部发育速度 $V_p \leq 6.4$ km/s 的高速夹层；下地壳局部发育速度 $V_p = 6.4 \sim 7.0$ km/s 的低速层（图 5-9）。

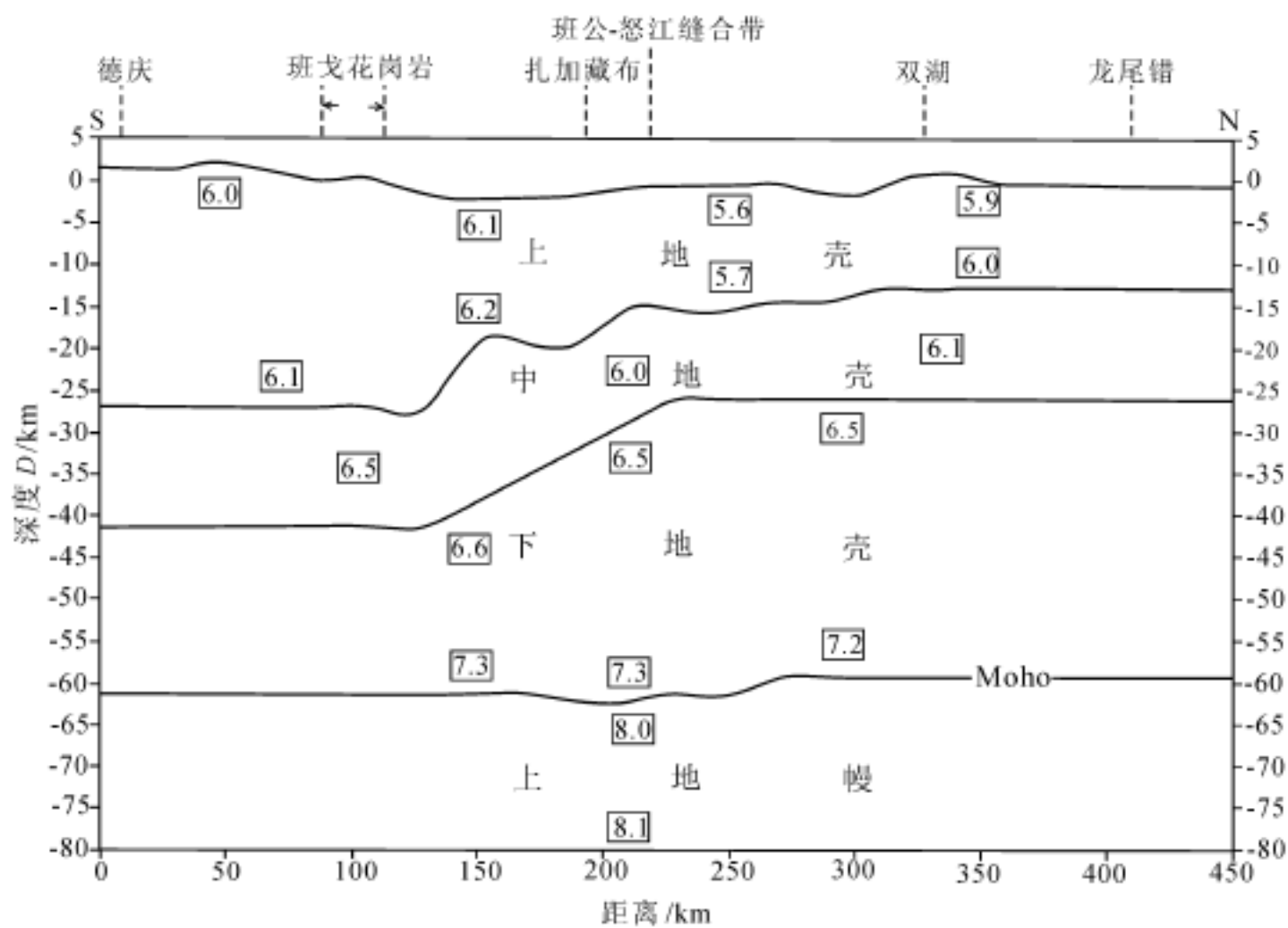


图 5-8 德庆-龙尾错地壳 P 波速度结构图
(据 Zhao Wenjin et al. , 2001)

Fig.5-8 P-wave velocity cross-section of crust along Deqing-Longweicuo profile across central Tibetan Plateau
图中方块中数字为 P 波速度，单位：km/s

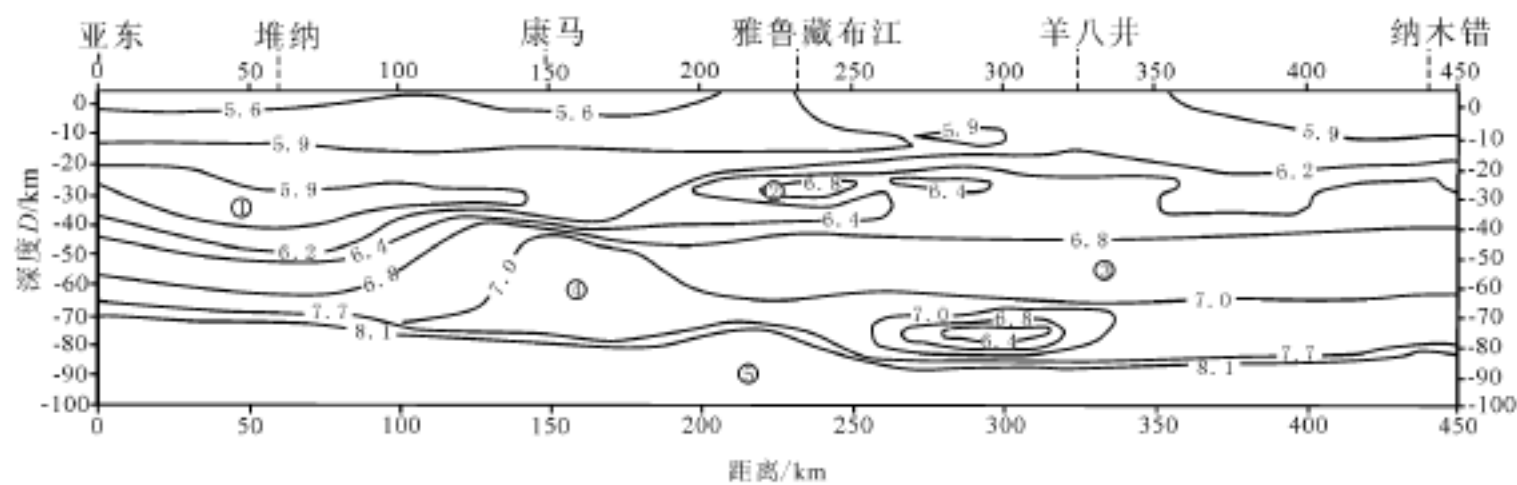


图 5-9 亚东-纳木错地壳二维速度等值线图
(据赵文津及 INDPEHT 项目组，2001)

Fig.5-9 Two-dimensional velocity structure of Yadong-Namco profile across south Tibet
①壳内低速层；②壳内高速夹层；③正常下地壳；④壳幔过渡带；⑤上地幔

四、地壳深部构造样式

综合 INDEPTH 深部探测和亚东-格尔木 GGT 地学断面的深部地球物理资料，结合亚东-拉萨-格尔木走廊带的地表地质观测资料，作横穿青藏高原的地壳深部构造剖面，分析西藏当雄及邻区地壳构造样式。结果表明，青藏高原不同时期、不同类型、不同性质和不同深度的地壳构造叠加在一起，形成复杂的地壳深部构造格局（图 1-1、5-10）。地壳深部主要断裂构造总体均呈近 EW 走向，包括喜马拉雅地块的主边界逆冲断裂（MBT）、主中央逆冲断裂（MCT）、藏南拆离断层系（STD）、康马拆离断层系（KD）、仁布—泽东逆冲断裂（RZT）、冈底斯逆冲推覆构造系统（GTS）与拉萨地块中部逆冲断裂系（MLT）、纳木错西缘逆冲断裂系（WNT）、羊八井-当雄盆地盆缘伸展构造等。雅鲁藏布江以南喜马拉雅地块的 MBT、MCT、STD、KD、RZT 向深部汇集于缓向北倾的地壳拆离滑脱带 MHT；而雅鲁藏布江以北的 GTS、WNT、MLT 等逆冲推覆构造在地壳 10~30 km 的深度逐步汇聚于地壳内部低角度向北倾斜的拆离断层，称 North Lhasa Thrust（NLT）（图 5-10）。

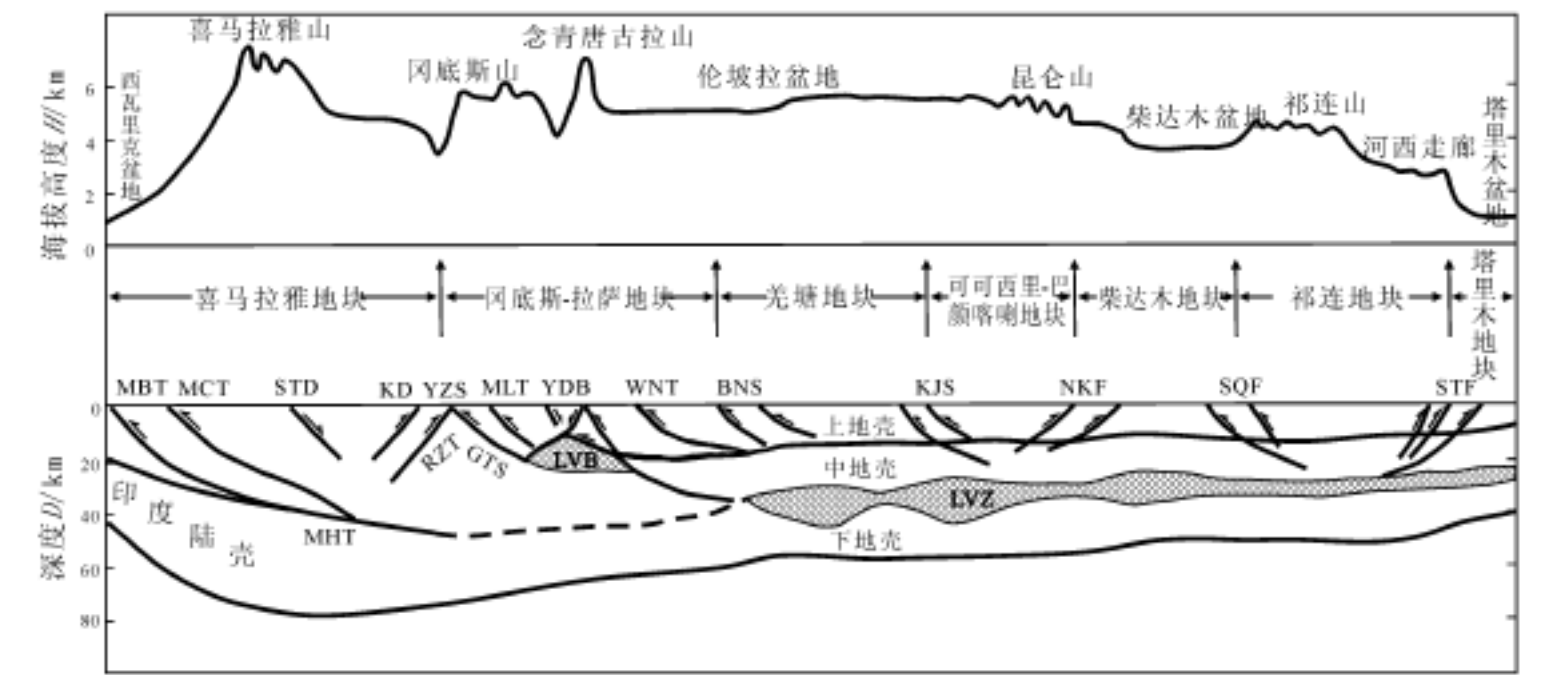


图 5-10 青藏高原及邻区地壳结构-构造-地貌关系图

Fig.5-10 Tectono-geomorphic cross section of crust of the Tibetan Plateau and its adjacent areas
MBT—主边界断裂；MCT—主中央断裂；STD—藏南拆离断裂；KD—康马拆离断层系；YZS—雅鲁藏布江缝合带；RZT—仁布-泽东逆冲断裂；GTS—冈底斯逆冲推覆构造系统；MLT—拉萨地块中部逆冲断裂系；YDB—羊八井-当雄盆地；WNT—纳木错西缘逆冲断裂系；BNS—班公-怒江缝合带；KJS—可可西里-金沙江缝合带；NKF—昆仑山北缘逆冲断裂系；SQF—祁连山南缘断裂系；STF—塔里木南缘断裂系；LVZ—高导低速层；LVB—高导低速体或局部熔融体

青藏高原内部 3 条主要缝合带即雅鲁藏布江缝合带（YZS）、班公-怒江缝合带（BNS）、可可西里-金沙江缝合带（KJS）与地块边界断裂如昆仑山北缘断裂（NKF）、祁连山南缘断裂（SQF）、塔里木盆地南缘断裂（STF），均表现为总体呈近 EW 走向、倾向南或倾向北的逆冲断裂或区域性走滑断裂系。这些断裂向下产状变缓，绝大部分断裂汇聚或终止于地壳深部拆离滑脱带如主喜马拉雅逆冲断裂（MHT）与低速高导层（LVZ）（图

5-10)。

沿部分边界断裂，地壳厚度发生明显变化；如沿喜马拉雅山前边界断裂 MBT 与 MCT，自南向北地壳厚度增加约 12 km；沿昆仑山北缘断裂，自南向北地壳厚度减少约 4 km；沿塔里木南缘断裂，自南向北地壳厚度减少约 11 km。沿班公-怒江缝合带、昆仑山北缘断裂带与祁连山南缘断裂带，地壳电性与速度结构均发生比较明显的变化，边界断裂对地壳低速高导层分布具有显著控制作用（图 5-10）。

青藏高原海拔高程与地壳厚度呈现出显著的反镜向对称关系，青藏高原地壳厚度异常对应于海拔高度异常；高原内部地貌格局明显受地壳结构和深部构造控制（图 5-10）。

五、地壳结构组成的岩石学模型

青藏高原作为地球表面最年轻的大陆碰撞造山带，新生代发生了复杂的地质过程，部分深部物质通过抬升、剥蚀而出露于地表，构造运动和岩浆活动将大量深部信息携带至地壳表层。大量地壳浅部物质通过构造变形和重力作用而下降至地壳深部；在大陆山根底部，大陆地壳物质延伸进入地幔深处。通过调查、观测、研究抬升剥露于地表的深部岩层，结合 INDEPTH 深部地球物理探测资料，提取地壳深部物质组成和深部地质过程相关信息，分析当雄及邻区地壳不同深度物质组成，建立古近纪和现今地壳结构组成的岩石学模型。

1. 古近纪陆-陆碰撞前地壳结构组成模型

古近纪陆-陆碰撞前当雄及邻区不同深度地壳的相关地质记录主要包括：

(1) 中新世代沉积岩系：包括三叠系、侏罗系、白垩系与古近系的火山岩、火山-沉积岩和不同类型的沉积岩层，累计厚度达数千米，发生区域变质或微弱变质，代表地壳顶部岩层。

(2) 古生代浅变质岩系：包括石炭纪-早二叠世浅变质岩与泥盆纪-奥陶纪浅变质岩，以板岩、含砾板岩、变质砂岩、石英岩、绢云母片岩和碳酸盐岩为主要岩石组合，变质程度普遍低于绿片岩相，在羊八井花岗岩东侧、旁多山地和念青唐古拉山北部部分岩层达绿片岩相，局部达低角闪岩相，属上地壳中下部浅变质岩系。石炭-二叠系浅变质岩的变质程度低于低绿片岩相（ $\leq 400^{\circ}\text{C}$ ），形成深度约 5~10 km。

(3) 元古宙中深程度变质岩系：包括变粒岩、浅粒岩、角闪岩、斜长角闪岩、石英岩、片岩和 TTG 岩系，主要出露于纳木错西岸生觉拉和念青唐古拉山地区。纳木错西岸生觉变质杂岩属角闪岩相变质岩系，变质温度为 $400\sim 600^{\circ}\text{C}$ ，形成于中地壳上部（10~20 km）环境，发育韧性剪切变形；锆石 SHRIMP 年龄为 7 亿~8 亿年，代表区域变质时代。

(4) 冷青拉变质深成体：主要出露于念青唐古拉山东南部和中部，以片麻岩和花岗片麻岩为主，变质程度达角闪岩相，呈残留体或包体形式赋存于念青唐古拉超单元侵入岩内；形成时代为 54~64 Ma，形成温度约 $600\sim 800^{\circ}\text{C}$ ，形成环境属中地壳中下部（20~25 km）。

(5) 太古宙变质岩：在拉萨地块和羌塘地块，未发现太古宙岩石出露地表。但在西藏当雄幅 1:25 万区域地质调查过程中，在羊八井-当雄裂谷盆地中部始新世帕那组火山-沉积地层中发现碱玄质白榴石斑岩，其锆石 SHRIMP 年龄为 23 亿~25 亿年，变质年龄约 18 亿年，分别代表地壳深部残留锆石生成年龄和变质时代，是太古宙变质基底岩石的良

好地质记录。岩石实验资料表明，含大量白榴石的碱性岩浆形成温度约 1000～1200℃，对应于下地壳（25～35 km）环境。

综合不同深度的岩石记录，结合前人实验资料，建立西藏当雄及邻区古近纪早期陆-陆碰撞前地壳结构与组成的岩石学模型，详见表 5-3；其中念青唐古拉岩浆-变质杂岩对应于古近纪早期中地壳局部熔融体，相当于地震深反射亮点的地表露头。

表 5-3 西藏当雄及邻区古近纪早期地壳组成结构一览表

Table 5-3 Composition and structures of crust in Paleocene period of Damxung area in central Tibet				
地壳分层	地质条件	岩石组合	判别依据	备 注
上地壳	沉积盖层	新生代火山沉积岩系	古近纪地层露头	深度范围 0～10 km
	低级变质相	中生代火山沉积岩系	中生代地层露头	
	绿片岩相	古生代浅变质岩系	石炭-二叠纪浅变质岩	
中地壳	角闪岩相	元古代中深变质杂岩 各种片岩 + 片麻岩	纳木错西岸、念青唐古拉山和 鲁玛拉岩组角闪岩相变质岩	深度范围 10～20 km
		夹花岗质局部熔融体	冷青拉变质深成体	形成深度 20～25 km
下地壳	麻粒岩相	太古宙深变质杂岩 局部形成碱性岩浆	容尼多碱玄质白榴石斑岩 岩浆携带 18 亿～25 亿年锆石	形成深度 25～35 km
		麻粒岩	岩浆包体	深度大于 35～40 km
岩石圈 地幔	尖晶石相 石榴石相	辉橄岩 + 橄榄岩	深部地球物理探测资料 高温高压岩石实验资料	深度 ≥ 40 km

2. 现今地壳的结构组成模型

对当雄及邻区现今地壳结构与组成，主要依据 INDEPTH- II、III 深部地球物理探测资料、地表地质观测资料 and 高温高压实验资料予以综合判别。经过古近纪强烈的构造变形，地壳岩石和构造环境与古近纪陆-陆碰撞前相比发生了很大变化，地壳厚度因缩短而增厚至 60～64 km，部分地壳深部岩石被逆冲推覆到地壳表部，部分地壳浅部岩石因构造运动而卷入地壳深部。上地壳厚达 20～25 km（图 5-8、5-9），能够形成深地震反射亮点对应的局部熔融体（13～20 km）（图 5-5、5-6），在 8～14 Ma 地壳巨量熔融形成的念青唐古拉花岗岩是上地壳下部局部熔融的地表露头。通过深地震反射在中地壳发现高速夹层和低速夹层（图 2-6），高速夹层可能对应于构造侵位的地壳表部浅变质岩，低速夹层可能对应于局部熔融层或含水较高的古洋壳残片。藏北上新世碱性火山岩（2.5～3.5 Ma）携带的麻粒岩包体提供了下地壳物质组成的部分信息，属含水很少的“干”麻粒岩和含橄榄石角闪岩（Hacker et al., 2000），并形成于约 55 km 深度的下地壳环境（江万等，2001）。壳/幔边界表现为厚度不等的过渡层，P 波速度约 7.0～7.7 km/ s，部分学者称之为 Moho 层，代表麻粒岩相/尖晶石相相变过渡带（图 5-9）。在大陆山根下部，部分地壳物质受构造和重力的联合作用被拆沉到岩石圈地幔，并发生榴辉岩相变质作用，如羌塘地块北部与可可西里构造带的新生代晚期碱性火山岩（Shoshonite）喷发被认为是大陆山根拆沉的地

质依据（Taner et al., 1996），现今雅鲁藏布江缝合带两侧地壳厚度超过 75~80 km 的大陆山根也可能产生拆沉效应。

综合地表地质观测与深地震反射、大地电磁测深及前人高温高压岩石实验资料，判别地壳结构、厚度、环境与不同深度的岩石组成，初步建立西藏当雄及邻区现今地壳结构与组成的岩石学模型（表 5-4）。

表 5-4 西藏当雄及邻区现今地壳组成结构一览表

Table 5-4 Composition and structures of present crust of Damxung area in central Tibet

地壳分层	地质条件	岩石组合	判别依据	备 注
上地壳	绿片岩相—角闪岩相	不同时代岩层经构造变形叠置在一起，发生绿片岩相—角闪岩相区域变质或退变质	始新世火山岩浅变质作用、念青唐古拉山韧性剪切带、念青唐古拉山岩群剖面	深度范围 0~25 km $V_p = 5.7 \sim 6.1 \text{ km/s}$
		发育花岗质局部熔融体如念青唐古拉花岗岩	地震深反射亮点与低阻、念青唐古拉花岗岩侵位	深度范围 13~20 km
中地壳	角闪岩相	中深程度区域变质杂岩片岩 + 片麻岩夹洋壳残片	角闪岩相变质温压条件、地球物理高导低阻层	深度范围 25~40 km $V_p = 5.7 \sim 6.1 \text{ km/s}$
		高速夹层与低速夹层	INDEPTH 深地震反射	高速层 $V_p \geq 6.4 \text{ km/s}$ 低速层 $V_p \leq 6.4 \text{ km/s}$
下地壳	麻粒岩相	片麻岩 + 麻粒岩	INDEPTH 深地震反射	深度范围 40~62 km $V_p = 6.5 \sim 7.3 \text{ km/s}$
			碱性玄武岩内麻粒岩包体	包体形成深度 55 km
岩石圈地幔	尖晶石相	辉橄岩 + 橄榄岩	深部地球物理探测资料	深度 $\geq 60 \text{ km}$ $V_p = 8.0 \sim 8.1 \text{ km/s}$
	榴辉岩相	大陆山根拆沉到上地幔经高温高压形成榴辉岩	高温高压岩石实验资料	深度约 120 km $V_p = 7.4 \text{ km/s}$

第三节 地壳缩短量估算

青藏高原地壳缩短与增厚过程，是当代国际地球科学领域与大陆动力学前缘性研究课题，受到国内外学者的广泛关注，具有重大科学意义。前人从不同角度开展了大量调查研究工作，取得了丰硕的成果，对认识青藏高原形成演化历史与高原隆升机理发挥了重要作用。兹在当雄幅 1:25 万区域地质调查与德庆-双湖-多格错仁路线地质观测基础上，结合前人观测资料，从不同角度，综合分析、估算西藏当雄及邻区新生代地壳缩短量。

一、据古地磁资料估算地壳缩短量

Stock and Molnar (1988) 根据印度洋海底磁异常条带，计算分析了印度大陆新生代不同时期古纬度与古方位（图 5-1）。结果表明，新生代印度大陆以较髙速度向北运移，古近纪早期印度-欧亚陆-陆碰撞之前（50~68 Ma）北向运动速度达 10~14 cm/a，印度-欧亚陆-陆碰撞后（约 40 Ma 以来）北向运移速度约为 5~5.5 cm/a。45~20 Ma 期间，印

度大陆北向运移距离达 1600 km；20 Ma 以来印度大陆北向运移距离达 1100 km。这些资料为分析青藏高原及邻区新生代地壳缩短量提供了重要的约束条件。

Chen et al. (1993) 根据古地磁测量结果，认为在白垩纪时期约 100 Ma，拉萨取样点（现今纬度为北纬 30°）与多玛取样点（现今纬度为北纬 34°）均处于北纬约 10 的古纬度带，拉萨地块南缘处于北纬 7 的古纬度带，拉萨地块约 2000 km 的北向位移发生于最近 60 Ma；发现现今相距近 300 km 的龙木错（羌塘地块）与狮泉河（拉萨地块）在白垩纪时期古方位、古方向相近，认为拉萨地块与羌塘地块在白垩纪属于同一大地构造单元，地处欧亚大陆板块南部稳定大陆边缘。Bess et al. (1984) 与 Dewey et al. (1988) 据古地磁测定结果，认为印度-欧亚陆-陆碰撞以来，拉萨地块与印度陆块之间地壳缩短量为 440 km。肖序常等 (2000) 综合周遥秀等 (1984、1990) 与董学斌等 (1990) 的古地磁资料，得出青藏高原各地块在第三纪时期北向位移量，认为喜马拉雅地块相对于冈底斯地块取样点之间（或青藏高原南部）地壳缩短量达 554 km；冈底斯相对于羌塘地块取样点之间（或青藏高原北部）地壳缩短量达 990 km（表 5-5）。据此估算，青藏高原南部第三纪地壳缩短率达 81%；青藏高原北部地壳缩短量达 69%。

表 5-5 青藏高原第三纪据古地磁测量估算的地壳缩短量

Table 5-5 Crust shortening of the Tibetan Plateau in Tertiary Era yielded from palaeo-magnetic data						
测点位置	现今纬度	古纬度	时代	北向位移量 km	与上一测点 之间间距/ km	测点间地壳 缩短量/ km
喜马拉雅地块	28.5°N	4.5°N (2.5°~5°)	第三纪	2664		
拉萨地块	30°N	12.0°N (10°~13.8°)	第三纪	1980	130	554
羌塘地块	32.5°N	27.5°N (25.4°~29.5°)	第三纪	550	440	990

据肖序常、李廷栋，2000 改编。

二、据地质构造观测资料估算地壳缩短量

1. 据深部构造资料估算喜马拉雅地块地壳缩短量

Hauck et al. (1998) 结合 INDEPTH 项目深部探测与地表地质观测资料，在平面应变假设条件下，应用平衡剖面方法，估算了喜马拉雅地块地壳缩短量，认为印度陆块北缘结晶基底自主中央逆冲断裂（MCT）形成以来，地壳最小缩短量为 326 km；其中，低喜马拉雅带（Lesser Himalaya Belt）地壳缩短量约为 63 km，北喜马拉雅带（North Himalaya Anticline）地壳缩短量约为 60 km，沿主中央逆冲断裂带（MCT）地壳缩短量约为 200 km。喜马拉雅地块在 20 Ma 以来地壳缩短率约为 60%，平均地壳缩短速率为 16 mm/a。

2. 据露头构造统计资料估算喜马拉雅地块地壳缩短量

Ratschbacher et al. (1994) 根据露头构造统计资料与平衡剖面方法，计算分析了喜马拉雅地块不同区带地壳缩短量，认为渐新世晚期-中新世时期，自北喜马拉雅断裂（NHFZ）至雅鲁藏布江缝合带（YZS）地壳缩短率为 67%，地壳缩短量为 258 km；地壳

缩短前的地块原始宽度约为 383 km。

3. 据典型构造带剖面资料估算地壳缩短量

(1) 拉萨地块北部逆冲推覆构造 (NLT)

拉萨地块北部逆冲推覆构造系统 (NLT) 总体呈 NWW 向展布, 前锋位于纳木错西岸, 后缘可能位于羌塘地块南部双湖-龙木错构造带 (图 2-30); 经历早侏罗世早中期、晚白垩世与古近纪 3 个时期的逆冲推覆运动 (图 2-31)。对比分析纳木错西岸蛇绿岩片和东巧-尼玛蛇绿岩套, 两者形成时代相同 (160~176 Ma), 具有相似的岩石地球化学特征, 均属新特提斯北洋盆古洋壳残片; 导致蛇绿岩侵位的逆冲断层在 15~30 km 深度具有统一的构造滑脱面 (NLT) (图 2-30); 纳木错西岸蛇绿岩片和东巧-尼玛蛇绿岩套在构造解体前似为同一地质体, 后期逆冲推覆构造运动导致纳木错西岸蛇绿岩片向南远距离运移和构造侵位。据蛇绿岩标志及逆冲推覆构造影响宽度, 推断推覆距离大于 150 km, 反映纳木错西岸地壳缩短量超过 150 km。这些缩短量部分发生在中侏罗世—晚白垩世, 部分发生在古近纪。据热年代学资料, 纳木错西岸构造带变质岩和糜棱岩在 191~109 Ma 间构造隆升约 14 km, 自 109 Ma 以来构造隆升约 9 km, 据该比例估算 191~109 Ma 逆冲推覆距离约 91 km; 晚白垩世晚期—古近纪逆冲推覆距离约 59 km, 对应的地壳缩短率约为 40%。

(2) 拉萨地块中部逆冲推覆构造 (MLT)

旁多逆冲推覆构造总体呈近 EW 走向, 主要逆冲断层在地壳深部呈铲形汇集于构造滑脱带即拉萨地块中部逆冲推覆构造 (MLT)。逆冲断层切割、错断始新世帕那组火山岩层, 说明主要逆冲推覆时代为始新世晚期—渐新世 (图 2-32、2-48); 根据前锋带麦隆岗组灰岩飞来峰的水平运移距离, 推断逆冲推覆距离最小为 20~25 km, 对应的地壳缩短量大于 25 km, 估算地壳最小缩短率约为 56% (图 2-48)。

(3) 羌塘地块与可可西里褶皱地层

Kidd et al. (2001) 与 INDEPTH-III 项目地质课题组对羌塘地块中部双湖褶皱带进行了详细的地质构造观测; 在野外观测与构造剖面分析的基础上, 剖析双湖褶皱带构造变形时代与不同时期地壳缩短量。双湖褶皱带侏罗纪—白垩纪地层发生了较强的褶皱变形, 发育大量近 EW 向褶皱与系列逆冲推覆构造, 反映晚白垩世—古近纪时期藏北羌塘地块地壳在近 SN 向缩短率达 50%; 略高于 Coward et al. (1990) 估算的古近纪风火山盆地 40% 的地壳缩短率; 王成善等 (1993) 对北羌塘-可可西里地区风火山群褶皱红层地壳缩短量进行了分析, 认为风火山群构造变形对应的地壳缩短率为 30%~40%。根据这些资料推断羌塘地块与可可西里地块古近纪中晚期以来构造变形导致地壳缩短率达 40%~50%; 中新世康托组红层与丁青组湖相地层角度不整合于侏罗系—白垩系之上, 也发生了宽缓褶皱, 据褶皱构造推断羌塘地块新近纪在近 SN 向地壳缩短了约 15%。扣除新近纪地壳缩短量, 羌塘地块中部古近纪中晚期地壳缩短率约 25%~35%, 平均约 30%。

4. 据多格错仁褶皱红层估算羌塘地块地壳缩短量

第三纪陆相红层是羌塘地块出露最广泛的地层之一, 良好地记录了青藏高原北部第三纪地质构造演化与古环境变迁过程。精确厘定藏北第三纪红层时代及构造变形量, 对分析青藏高原北部羌塘地块地壳缩短与增厚过程, 将提供非常重要的资料。

藏北多格错仁红层分布于西藏可可西里南缘多格错仁湖北岸, 东西延长达 120 km,

南北宽约 20 km；下部以灰紫色、灰色与灰绿色砂岩、砾岩、含砾砂岩与泥质砂岩为主，夹角砾状灰岩与杂色泥岩；中部与上部以灰紫色、紫色与暗色含砾砂岩、砂岩为主，夹砾岩与少量粉砂岩（图 5-11）。根据多格错仁红层孢粉组合分析，认为红层沉积时代为中新世中晚期（吴珍汉等，2002）；覆盖其上的近水平产状年轻玄武岩喷发时代为 2.5~3 Ma（Hacker et al., 2000）。

多格错仁红层形成以后，经历了强烈的近 SN 向挤压构造变形，形成近 EW 向的逆冲推覆构造与褶皱构造。逆冲推覆构造系统发育于多格错仁红层盆地南部，总体呈近 NWW 向展布，长约 120 km，断面倾向南，倾角为 25°~35°，局部达近 40°（图 5-11）。多格错仁红层褶皱呈近 EW 走向，属对称背斜和向斜构造。褶皱轴面近直立，两翼倾角一般为 40°左右（图 5-11）；单个褶皱构造形迹在近东西方向的延伸一般为数至数十公里。应用平衡剖面原理，根据横贯多格错仁盆地的地质剖面（图 5-11），估算多格错仁红层在形成之后在近南北方向的地壳缩短量，表明多格错仁红层在近南北方向最小缩短率为 25%；反映藏北多格错仁及邻区在红层形成之后至碱性玄武岩喷发之前，地壳在南北方向至少缩短了 25%。

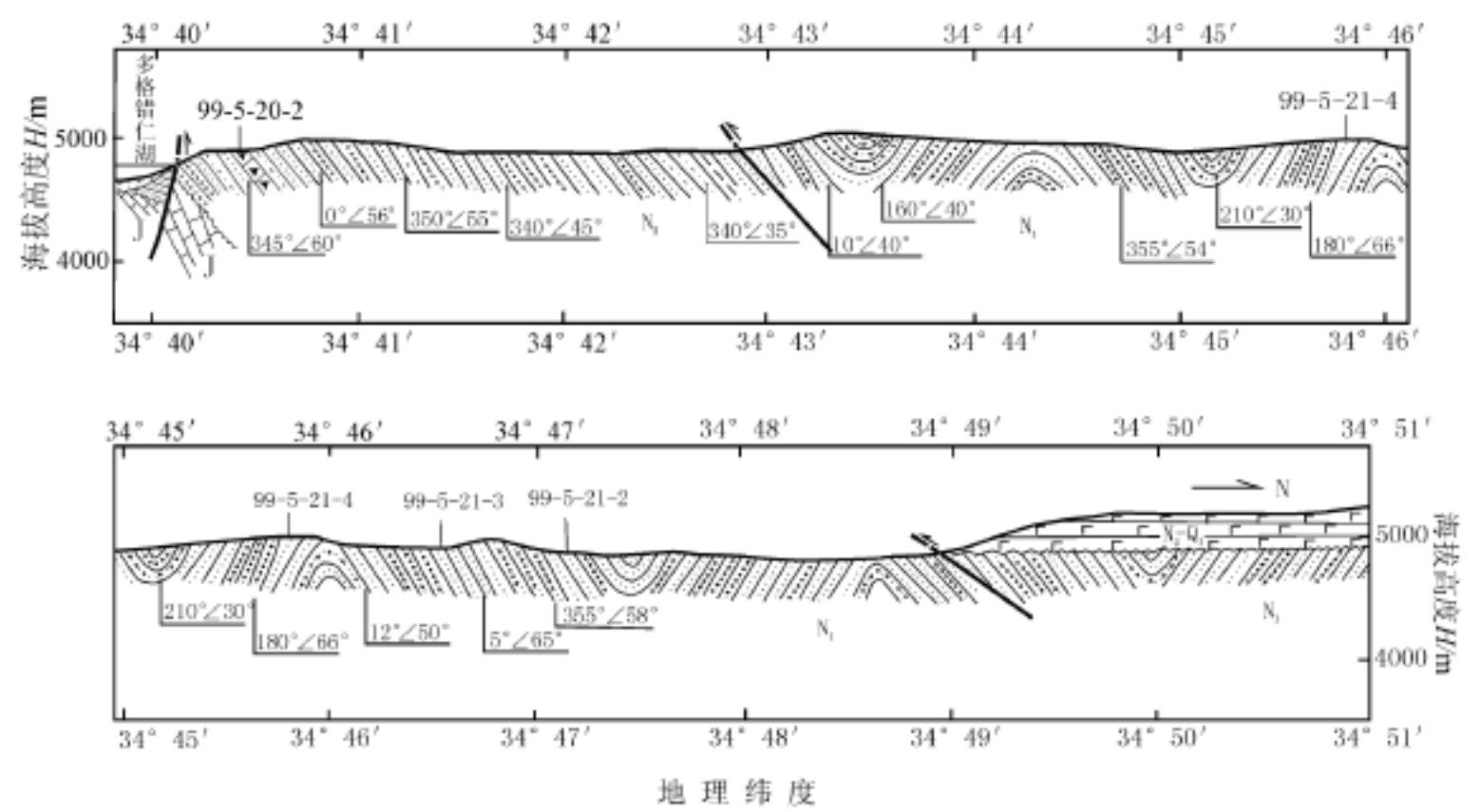


图 5-11 多格错仁红层盆地地质剖面图

Fig.5-11 Geological cross-section of Duogecuooren redbed basin of Qiangtang block

三、据共轭剪切角变化估算地壳缩短量

共轭剪切断裂与共轭剪节理是地壳中最常见的构造型式之一，广泛分布于不同时期与不同类型的岩石中（李四光，1943；陈子光，1986；万天丰，1988）。早期形成的共轭断裂与共轭节理受到晚期构造应力的作用，会随岩石一起发生变形，导致共轭剪切角的变化；共轭剪切角的变化与构造应力、构造变形量呈函数关系（Dewey et al., 1988）。因

此，在一定条件下，可将共轭剪切角变化作为应变标志，据共轭剪切角的变化估算地质历史时期的构造应变与地壳形变量。

设岩石受到平面均匀压扁变形（韩玉英，1990）。在平面均匀压扁条件下，早期形成的共轭剪切面将随地壳岩石一起发生压扁变形，导致共轭剪切角的变化。设受到晚期压扁变形前，共轭剪切角为 2β ；变形后共轭剪切角增量为 2α 。如果以 e_x 与 e_y 分别表示东西方向和南北方向的地壳应变，则存在如下关系（吴珍汉等，2001）：

$$e_x = \sin(\alpha + \beta) \cdot (\cos\alpha + \sin\alpha \cdot \operatorname{tg}2\alpha) / \sin\beta - 1 \quad (1)$$

$$e_y = \cos(\alpha + \beta) \cdot (\cos\alpha + \sin\alpha \cdot \operatorname{tg}2\alpha) / \cos\beta - 1 \quad (2)$$

据（1）、（2）式便可计算初始共轭剪切角 $2\beta=90^\circ$ 条件下均匀压扁变形的应变与地壳缩短率。由于初始共轭剪切角绝大多数为锐角，即 $2\beta\leq90^\circ$ ，这时只能计算最小应变；在这种情况下，以 $2\beta=90^\circ$ 代入（1）与（2）式所求出的应变，便为岩石或地壳的最小应变。由于共轭剪切断裂在上地壳脆性与脆韧性域产状较为稳定，因此，据共轭剪切角变化所计算出的应变能够良好地反映地壳在较大深度（约 15 km）范围内的形变量。因此，在缺乏深部资料的情况下，据（1）、（2）式仍可良好地计算出地壳缩短量（ e_y ）与地壳伸长量（ e_x ）。

据遥感综合解译、构造地貌关系与野外地质观测资料，发现青藏高原中段发育 NE—NEE 向与 NW—NWW 向共轭剪切断裂，这对共轭剪切断裂对高原内部大量近 NE 向、NW 向裂陷盆地、断陷湖盆、部分水系与山脉、地热和地震分布存在显著的控制作用，成为高原内部现今最重要的活动断裂系（图 3-15）。不同方法的测年资料表明，青藏高原腹地 NE—NEE 向与 NW—NWW 向共轭剪切断裂多数形成于晚喜马拉雅期 8~5 Ma。

在地壳表层条件下形成的共轭剪切断裂，其共轭剪切角应为锐角，即共轭剪切断裂面与最大主压应力的夹角 $\beta\leq45^\circ$ ；如羊八井地热田，盆地内部 NW 向与 NE 向活动断裂切割了晚更新世冰碛物，是第四纪晚期形成的共轭剪切断裂，基本未受近 SN 向压扁变形影响，共轭剪切断裂面与最大主压应力的夹角 $\beta\leq45^\circ$ 。但中新世末期—上新世—第四纪早期形成的共轭剪切断裂在经历晚喜马拉雅期近 SN 向挤压压扁变形之后，共轭剪切角因平面压扁而增大，导致现今青藏高原中段 NE—ENE 向与 NW—WNW 向共轭剪切断裂与最大主压应力夹角常大于 45° 。由于 $\beta\leq45^\circ$ ，因此若取 $\beta=45^\circ$ ，则所求出的共轭剪切角变化（ α ）为各共轭断裂共轭剪切角变化的最小估算值。共轭剪切角据遥感综合解译、野外测量和区域地质资料分析确定。分析共轭剪切角变化规律，发现青藏高原中段自北向南， α 呈现出逐步减小的趋势。藏北可可西里北部 $\alpha\geq20^\circ$ ，其南侧羌塘地块 α 最小估算值一般为 $15^\circ\sim20^\circ$ ，拉萨地块 α 最小估算值一般为 $5^\circ\sim15^\circ$ 。在各地块内部， α 呈现出显著的非均匀性，如可可西里西缘 α 最小估算值达 $25^\circ\sim30^\circ$ ，改则东南部 α 最小估算值达 $20^\circ\sim25^\circ$ ，均明显高于其周缘地区。典型地区共轭剪切角变化如表 5-6。

据共轭剪切角在变形前后的变化，依据公式（2），计算青藏高原中段晚喜马拉雅期近 SN 方向地壳缩短量。结果表明，地壳缩短量自北向南逐步减小，并表现出明显的分区性特点（图 5-12）。北部可可西里地块地壳缩短量为 $25\%\sim36\%$ ，中部羌塘地块地壳缩短量为 $20\%\sim35\%$ ，平均约 25%；南部拉萨地块地壳缩短量为 $10\%\sim25\%$ ，北部如改则附近地壳缩短量达 30%，平均约 20%。青藏高原中段晚喜马拉雅期近南北方向地壳平均缩短量约 30%。

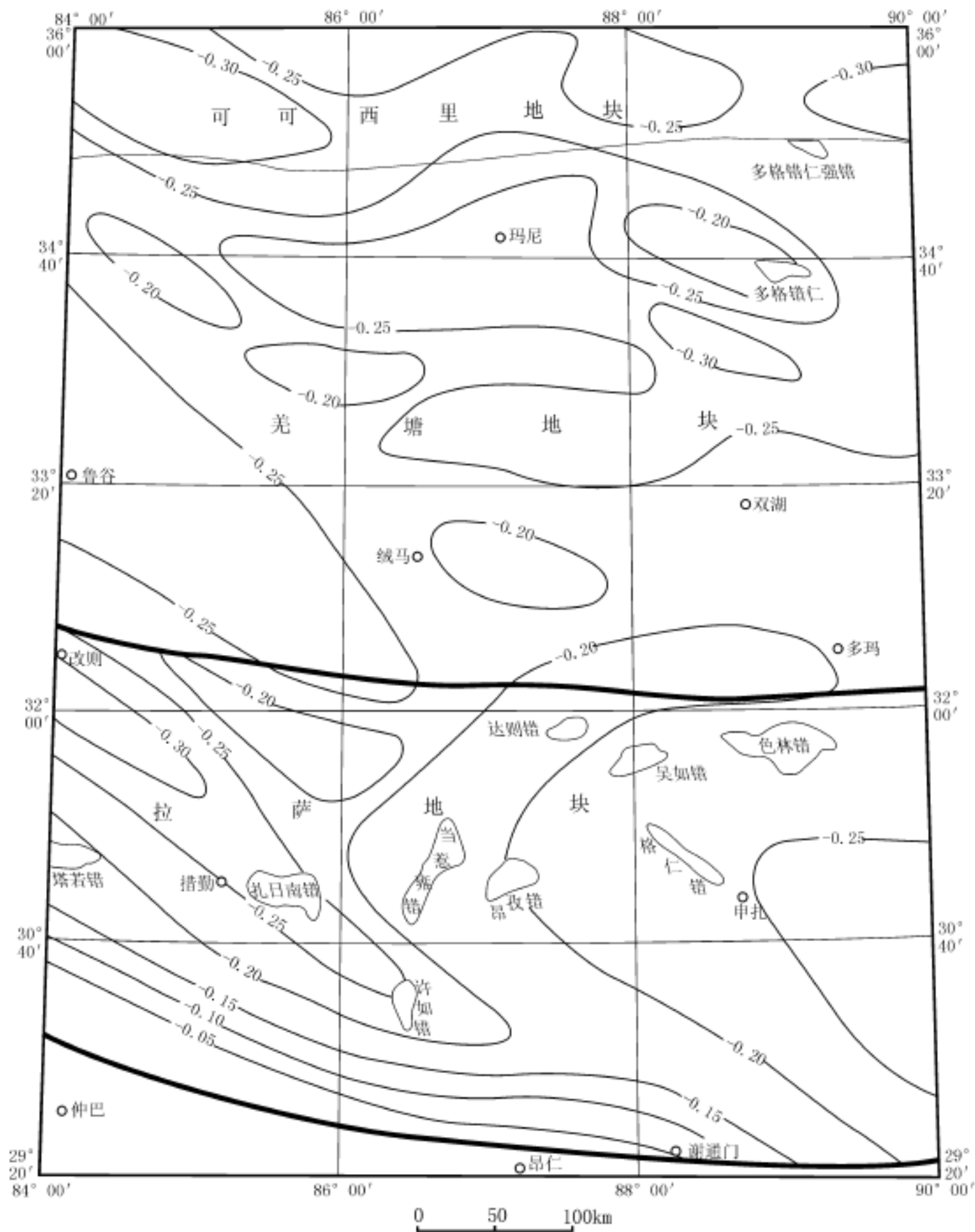


图 5-12 晚喜马拉雅期近南北向地壳缩短量等值线图

Fig.5-12 SN crust shortening of Late Himalayan stage

据共轭剪切角在变形前后的变化，依据公式 (1)，估算出青藏高原中段晚喜马拉雅期近东西方向的地壳伸长量。结果表明，地壳伸长量亦呈现出分区性特点，自北向南逐步降低 (图 5-13)。北部可可西里地块地壳伸长量为 40%~136%；中部羌塘地块地壳伸长量

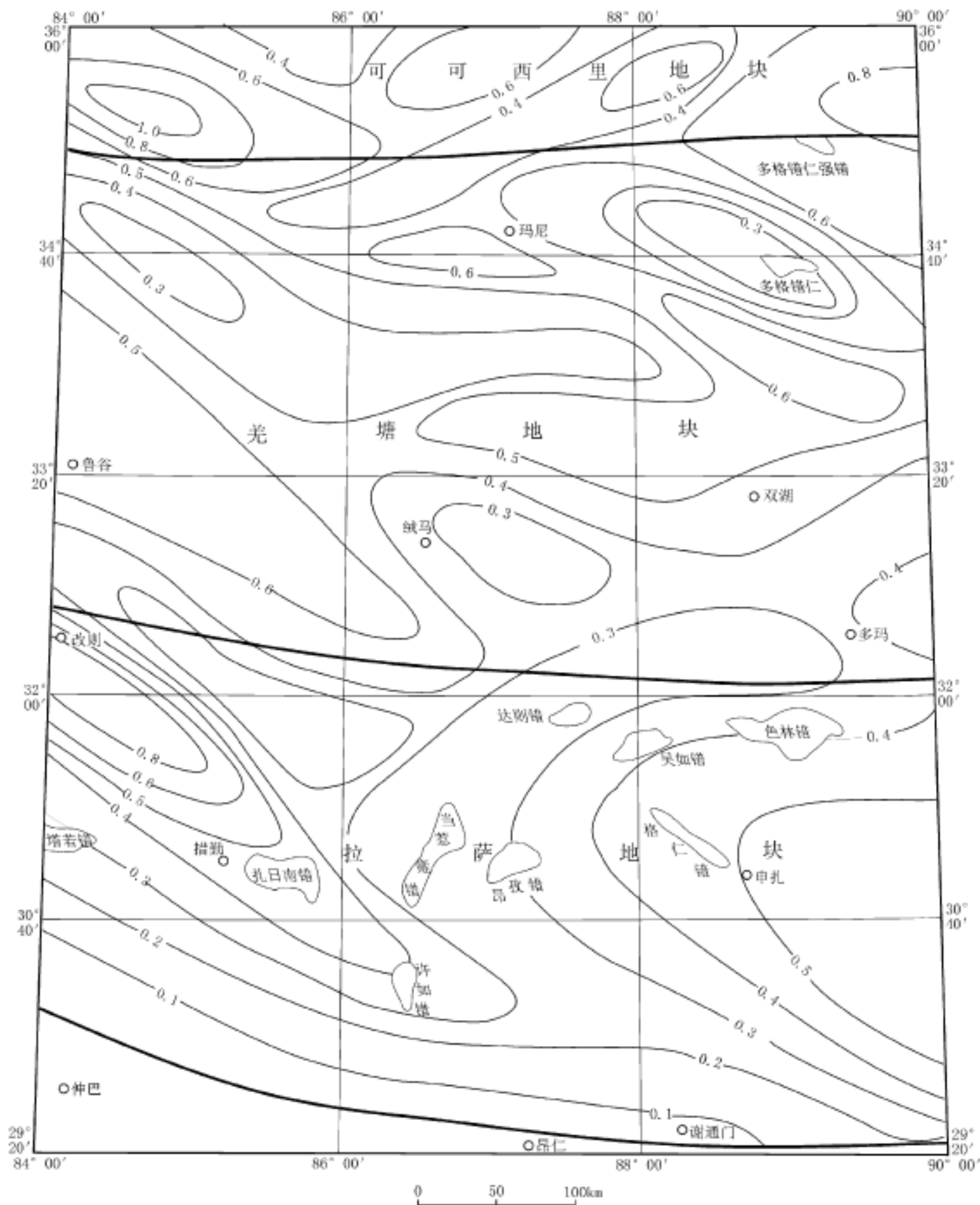


图 5-13 晚喜马拉雅期东西向地壳伸长量等值线图

Fig.5-13 EW crust extension of Late Himalayan stage

为 25%~30%；南部拉萨地块地壳伸长量为 10%~25%，平均约 20%。青藏高原中段晚喜马拉雅期近东西方向地壳平均伸长量一般为 33%~42%。

将青藏高原中段典型地区晚喜马拉雅期地壳应变变量列于表 5-6。需要说明的是，晚喜

马拉雅期近 SN 向地壳缩短与近 EW 向地壳伸展不是相互独立的变量。如果垂向应变忽略不计，变形过程中岩石体积保持衡量，则 e_x 与 e_y 之间存在函数关系，即近南北方向的地壳缩短会被近东西方向的地壳伸展所均衡。

表 5-6 据共轭剪切角变化计算青藏高原中段不同地区晚喜马拉雅期地壳应变量一览表
 Table 5-6 Crust deformation of central Tibetan Plateau in Late Himalayan stage by change of conjugate angle

研究地区	晚喜马拉雅期变形前 初始共轭剪切角 2β	晚喜马拉雅期变形后 共轭剪切角变化 2α	晚喜马拉雅期最小地壳应变量	
			SN 向缩短率	EW 向伸长率
多格错仁强错	$\leq 90^\circ$	$\geq 35^\circ \sim 46^\circ$	24.0 % ~ 29.8 %	46.0 % ~ 73.8 %
可可西里西缘	$\leq 90^\circ$	$\geq 36^\circ \sim 60^\circ$	24.5 % ~ 36.6 %	48.1 % ~ 136.6 %
多格错仁	$\leq 90^\circ$	$\geq 27^\circ \sim 47^\circ$	19.4 % ~ 30.3 %	35.6 % ~ 76.9 %
玛尼	$\leq 90^\circ$	$\geq 38^\circ$	25.6 %	52.5 %
双湖	$\leq 90^\circ$	$\geq 34^\circ$	23.4 %	44.0 %
绒马	$\leq 90^\circ$	$\geq 27^\circ \sim 31^\circ$	19.4 % ~ 21.7 %	35.6 % ~ 38.4 %
改则	$\leq 90^\circ$	$\geq 50^\circ$	31.8 %	87.4 %
申扎	$\leq 90^\circ$	$\geq 34^\circ$	23.4 %	44.0 %
措勤	$\leq 90^\circ$	$\geq 33^\circ$	22.9 %	42.1 %

第四节 古地壳厚度与古海拔高度的理论分析

青藏高原地区新生代不同时期古地壳厚度与海拔高度变化，是国际地球科学领域十分关注的重大科学问题，对分析青藏高原形成演化、古环境变迁与全球变化具有非常重要的意义。青藏高原隆升不仅影响青藏地区构造地貌与古环境变迁过程，而且对东亚乃至全球气候环境演化具有十分重要的控制作用。尽管前人开展过大量探测与研究工作，但对青藏高原隆升过程仍然存在不同认识，分歧较大。Harrison et al. (1993) 与 Yin et al. (1994) 根据构造-热事件测年结果，认为青藏高原隆升发生在中新世约 17 ~ 25 Ma 或更早。Copeland et al. (1995)、Harrison et al. (1993) 与 Molnar et al. (1993) 等依据 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法热年代学资料，认为青藏高原快速隆升事件发生在中新世，在 8Ma 以前高原面便达到现今高度。Peter et al. (2001) 根据双湖盆地伸展构造白云母的 Rb-Sr 测年资料，认为青藏高原隆升发生在 13.5Ma 前。徐仁 (1981)、李吉均 (1979)、孔昭宸等 (1981) 依据古生物分带、东亚气候变迁与相关地质事件测年资料，认为青藏高原快速隆升发生在 3 Ma 以来。Dewey et al. (1988)、肖序常等 (1988, 2000)、Zhong Dalai et al. (1996) 与潘裕生 (1999) 依据裂变径迹、热年代学等资料，认为青藏高原隆升具有时间上的多期性与空间上的非均匀性，但主要隆升事件发生在 3 ~ 5 Ma 以来。尹安 (2001) 与 Tapponnier et al. (2002) 根据地质构造观测资料，认为青藏高原隆升具有多期性。

兹在区域地质调查、构造变形分析和构造-热事件测年基础上，依据缩短量与地壳厚度的函数关系及地壳均衡原理，对青藏高原新生代不同构造演化阶段的古地壳厚度与古海拔高度进行理论分析。

一、据地壳缩短量估算不同时期古地壳厚度

青藏高原近 SN 向地壳缩短率 (ε_L) 与地壳厚度增加率 (ε_T) 存在函数关系。在地壳近 SN 向挤压缩短过程中, 或导致地壳增厚, 或导致地壳发生近 EW 向伸展。如果近 EW 向地壳伸展很小, 可以忽略不计, 地壳在构造挤压过程中体积不变, 则可以根据水平应变与垂向应变的关系, 估算地质历史时期古地壳厚度变化。设变形前地壳长度与厚度分别为 L_0 、 H_0 , 变形后地壳长度与厚度分别为 L 、 H , 地壳缩短量为 ΔL , 地壳增厚量为 ΔH , 则存在如下函数关系:

$$\Delta L = L - L_0, \Delta H = H - H_0, \varepsilon_L = \Delta L / L_0, \varepsilon_T = \Delta H / H_0$$

由于 $L_0 \times H_0 = L \times H$, 因此

$$H = H_0 / (1 - \varepsilon_L) \quad (3)$$

如果地壳近南北方向的挤压缩短导致地壳增厚并且已知地壳水平挤压缩短率 ε_L , 则据 (3) 式便可以计算出因构造挤压而导致的地壳厚度变化, 估算出地质历史时期古地壳厚度; 如果地壳近南北方向的地壳因压扁而缩短并导致近东西方向的地壳伸展, 则构造挤压将对地壳厚度变化不会产生显著影响。

古近纪早中期, 青藏地区因特提斯洋俯冲而导致的构造-热事件主要发生在古岛弧带即冈底斯构造-岩浆带, 该处地壳厚度应相当于现今岛弧带地壳厚度; 印度-欧亚陆-陆碰撞初期 (始新世—渐新世), 喜马拉雅地块结束海侵历史, 转变为陆缘低地, 挤压缩短量较小, 推断当时地壳厚度约为 30 km; 拉萨地块北部与羌塘地区处于相对稳定的欧亚大陆南缘 (Chen et al., 1993), 推断当时青藏地区的地壳厚度应与现今一般稳定大陆及陆缘带的地壳厚度相近, 相当于现今大陆地壳平均厚度, 约为 33 km, 即 $H_0 = 33$ km。

渐新世末期-中新世初期, 印度-欧亚陆-陆碰撞导致青藏地区发生强烈的区域性构造变形, 形成 MCT、GTS、MLT、WNT, 使羌塘地块陆相风火山组地层发生强烈褶皱变形, 使昆仑地块与天山地块发生强烈逆冲推覆事件, 导致地壳巨量缩短; 据地壳缩短量与 (3) 式, 可以估算出当时青藏地区不同地块古地壳厚度 (表 5-7)。喜马拉雅地块在中新世初期 (约 18~21 Ma) 以来, 地壳在近南北方向缩短 57%~67%, 平均缩短率为 60%, 导致地壳增厚至约 75 km。冈底斯-拉萨地块在渐新世末期-中新世初期 (约 16~28 Ma) 地壳在近南北方向缩短约 40%~56%, 取地壳缩短率 $\varepsilon_L = 40\%$, 则据 (3) 式, 计算得出近 SN 向挤压缩短导致地壳增厚至 55 km。青藏北部的羌塘地块与可可西里地块渐新世末期—中新世初期地壳在近南北方向缩短 30%~40%, 取地壳缩短率 $\varepsilon_L = 30\%$, 则据 (3) 式, 求出近 SN 向挤压缩短导致地壳增厚至 47 km (表 5-7)。

中新世晚期以来, 青藏地区地壳构造变形性质发生重大转换, 主要地块如喜马拉雅地块、冈底斯-拉萨地块与羌塘地块地壳的挤压增厚作用减弱, 而拆离滑脱与走滑、压扁所导致的地壳在近东西方向的伸展渐居主导地位。中新世中期 (11~13 Ma), 喜马拉雅构造带主体地壳厚度达到最大值, 进而发生近 SN 向的拆离滑脱, 形成 STD 与 KD。冈底斯-拉萨地块在近南北方向因褶皱变形而缩短约 13%, 导致地壳增厚至 63 km; 青藏高原腹地约自 13~12 Ma 以来, 地壳因压扁而缩短约 10%~20%, 这部分压扁缩短量大部分被近东西方向的地壳伸长所均衡, 对地壳增厚未产生显著影响, 但导致 NE、NW 与近 SN

表 5-7 青藏地区渐新世末期—中新世初期古地壳厚度估算结果一览表
 Table 5-7 Crust thickness of Qinghai Tibetan region in Late Eocene-Early Miocene period yielded from shortening data

构造单元	时 代	地壳缩短量/ %	地壳厚度/ km
喜马拉雅地块	始新世-渐新世	60	30
	中新世以来		75
	现今		75~78
冈底斯-拉萨地块	始新世-渐新世	40	33
	渐新世末期-中新世初期		55
	中新世晚期-上新世	13	63
	现今		65
羌塘地块	始新世-渐新世	很小	33
	渐新世末期-中新世初期	30	47
	中新世晚期-上新世	15	55
	现今		58
可可西里-昆仑地块	始新世-渐新世	很小	33
	渐新世末期-中新世初期	30	47
	中新世晚期-上新世	13	54
	现今		58

向盆地如羊八井-当雄、谢通门、格仁错、崩错等盆地的裂隙。中新世早中期以来，羌塘地块因褶皱变形而缩短 15%，导致地壳增厚至 55 km；约自 13 Ma 以来，地壳在近南北方向因压扁而缩短约 30%，这部分压扁缩短量被近东西方向的地壳伸长所均衡，对地壳增厚未产生显著影响，仅形成双湖、赤布张错等 NE、NW 与近 SN 向裂隙盆地。在青藏高原南、北缘，地壳因强烈构造挤压而发生巨量缩短；在喜马拉雅山前，于 10~12 Ma 形成 MBT，地壳因缩短增厚而快速隆升；在可可西里-昆仑地区，于 2.5~8 Ma 形成多格错仁红层褶皱带，地壳缩短 23%；在多格错仁褶皱带以外的其他地区，褶皱变形导致地壳缩短 13%，使地壳增厚至 54 km (表 5-7)。

二、不同时期古海拔高度的重力均衡分析

应用 Airy 重力均衡模式，结合地壳缩短量和古地壳厚度的观测资料，可以从理论上计算、分析不同时期不同地块的古海拔高度，进而定量估算地壳缩短速率和高原隆升速率。在进行重力均衡分析过程中，地壳在近南北方向的缩短对高原隆升的贡献应扣除近东西方向伸展和物质东向挤出所消耗的地壳缩短分量。考虑到青藏地区地壳大规模走滑和近东西方向的伸展效应在古近纪—中新世早期尚不显著，大规模走滑所致物质东向挤出效应和近东西方向的伸展运动至 13.5~12 Ma 才出现；而表 5-7 列出的地壳缩短量估算值已经扣除中新世中晚期以来（ $t \leq 15 \sim 13.5$ Ma）物质东向挤出和地壳伸展的影响，可作为估算古地壳厚度和古海拔高度的基础资料。

由于地壳密度（ ρ_c ）与地幔密度（ ρ_m ）不同，位于地幔上部的地壳若厚度发生变化，

将导致地表海拔高程的变化。在地壳不同部位，分别取单位面积的柱体 Column A 与 Column B 进行分析。设 Column A 地壳厚度为 H ，地壳因均衡而上升的海拔高程为 h ，地壳“沉入”地幔的深度为 H_M ；Column B 地壳厚度为 H_C ，地表以上空气的密度为 ρ_A ；Column A 与 Column B 及相关参数如图 5-14 所示。地壳密度 $\rho_C = 2.7 \text{ g/cm}^3$ ，地幔密度 $\rho_M = 3.3 \text{ g/cm}^3$ ，空气密度 $\rho_A = 0.0 \text{ g/cm}^3$ 。设滨海地区大陆地壳厚度 $H_C = 30 \text{ km}$ 。

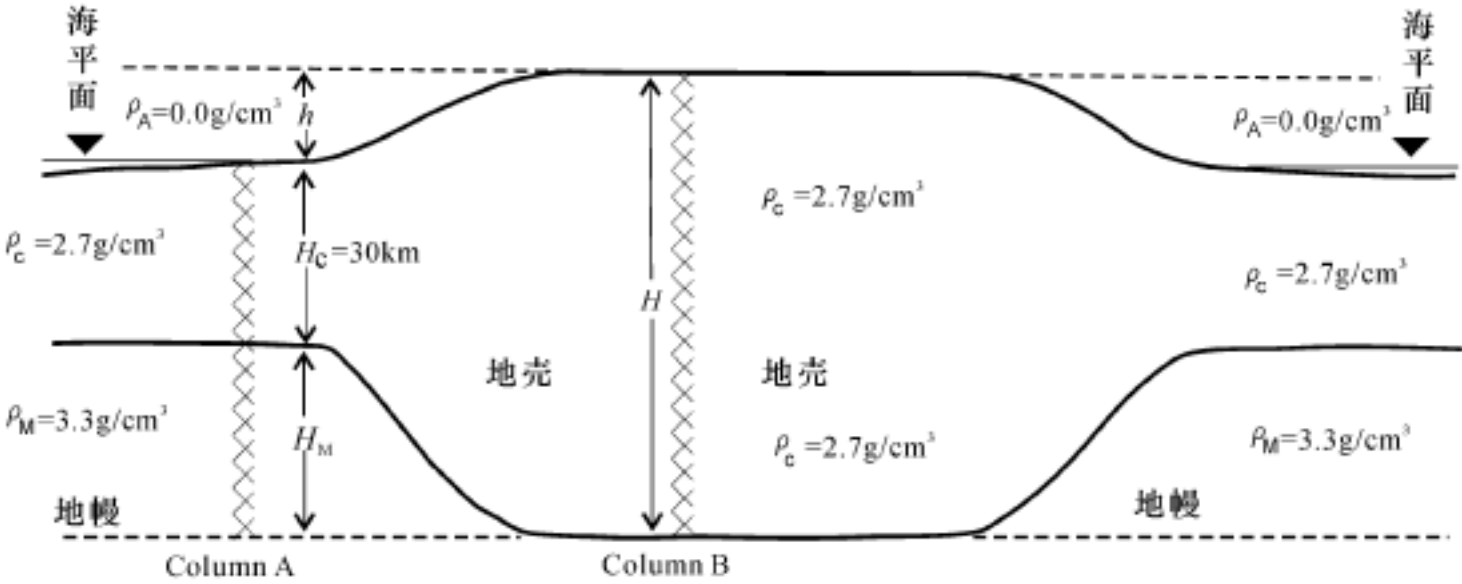


图 5-14 地壳 Airy 均衡模式图

Fig. 5-14 Airy isostatic model of the crust

根据 Airy 均衡原理，Column A 与 Column B 的重量与底部压力应相等，则

$$\begin{aligned} W_A &= W_B \\ \rho_C \times H &= \rho_A \times h + \rho_C \times H_C + \rho_M \times H_M \\ H &= h + H_C + H_M \\ h &= (H - 30) \times (\rho_M - \rho_C) / \rho_M \end{aligned} \tag{4}$$

将地幔与地壳密度代入 (4) 式，得

$$h = 0.5 \times (H - 30) / 3.3 = (H - 30) / 6.6 \tag{5}$$

在 (4) 式与 (5) 式中，海拔高度 (h) 的单位为 km。如果已知不同时期地壳厚度 (H)，则据 (4) 与 (5) 式，可计算出不同时期地表面海拔高度 (h)。

根据青藏地区不同时期地壳厚度 (H) 的估算值，代入 (4) 与 (5) 式，计算出不同时期高原面海拔高程，结果如表 5-8。由于地壳均衡需要约 1~2 Ma 才能完成，所以地表高程变化时间比地壳挤压缩短与地壳增厚事件的结束时间晚约 1~2 Ma (表 5-8)。

据理论分析估算资料 (表 5-8)，青藏地区不同地块在不同地质历史时期具有不同海拔高度。始新世-渐新世，印度-欧亚陆-陆碰撞初期，喜马拉雅地块开始结束海侵历史，地表高度相当于或略高于海平面，地壳厚度约 30 km (表 5-7)；拉萨地块、羌塘地块与可可西里-昆仑地块处于印度大陆板块北缘与欧亚大陆板块南缘，地壳处于正常厚度约 33 km (表 5-7、5-8)，地表海拔高程约为 450 m 左右。渐新世末期-中新世初期，地壳因挤压缩短而增厚，导致中新世早期高原面快速隆升；冈底斯-拉萨地块高原面隆升至海拔 3788 m；羌塘地块与可可西里-昆仑地块高原面隆升至海拔 2576 m。中新世末-上新世初期，冈底斯

表 5-8 青藏地区新生代不同时期地壳均衡所致海拔高度一览表

Table 5-8 Elevation above sea-level in phases of the Cenozoic Era of the Qinghai-Tibetan areas yielded from crust isostacy

构造单元	时 代	地壳厚度 H / km	高原面海拔高度 h m
喜马拉雅地块	始新世—渐新世	30	0
	中新世—上新世	75	6818
	现今	75~78	6818~7273
冈底斯—拉萨地块	始新世—渐新世	33	454
	中新世早中期	55	3788
	中新世晚期—上新世初期	63	5000
	现今	65	5303
羌塘地块	始新世—渐新世	33	454
	中新世早中期	47	2576
	中新世晚期—上新世初期	55	3788
	现今	58	5142 (4242) *
可可西里—昆仑地块	始新世—渐新世	33	454
	中新世早中期	47	2576
	中新世晚期—上新世初期	54	3636
	现今	58	5142 (4242) *

注： * 括号中数值表示低速层高程效应校正前的海拔高度。

-拉萨地块高原面隆升至海拔 5000 m 高度，羌塘地块高原面隆升至海拔 3788 m，而可可西里-昆仑山高原面隆升至海拔 3636 m。中新世初期以来，喜马拉雅地块表面隆升至海拔 6818 m 高度，相当于现今喜马拉雅山脉部分山顶面的高度。根据地壳厚度与（5）式计算出的现今高原面海拔高程，在喜马拉雅地区为 6818~7273 m，接近于喜马拉雅山脉二级-三级山顶面的高度；在冈底斯-拉萨地块为 5303 m，接近于冈底斯山脉山顶剥夷面的高度 (5200~5400 m)；而在羌塘地块与可可西里-昆仑地块为 4242 m，低于现今藏北高原面海拔高度 (4500~5200 m)，这与羌塘与可可西里-昆仑地区地壳内部存在约 3~6 km 厚的高导低速层 (LVZ) (图 5-10) 有关。如果考虑中下地壳之间密度较小的高导低速层所致浮力对地壳隆升的影响，则所估算出高原面海拔高程应接近于藏北高原现今平均海拔高度 (5000~5400 m)。

当地壳内部存在低速高导层时，应对（5）式进行修正。设地壳内低速高导层厚度为 H_L (km)，低速高导层平均密度比周围介质低 $\Delta\rho$ (g cm^3)，则（5）式应修正为

$$h = (H - 30 + 2 \times \Delta\rho \times H_L) / 6.6$$

因低速高导层导致的高原面隆升高度 $\Delta h = \Delta\rho \times H_L / 3.3$

根据低速高导层地震波速变化，估算低速高导层密度变化 ($\Delta\rho$)， $\Delta\rho \approx 0.15 \text{ g cm}^3$ ；地壳内部低速高导层厚度 (H_L) 在羌塘地块与可可西里-昆仑地块约为 15~20 km，取 $H_L = 15 \text{ km}$ 。将这些参数代入上式，得 $\Delta h \approx 900 \text{ m}$ 。将低速高导层导致的隆升效应叠加到根据地壳厚度与均衡原理所估算海拔高度，得到现今高原面海拔高度应为 5142 m (表 5-

8)，与地形测量所得出的藏北高原平均海拔高程基本吻合。综合以上资料，作青藏地区不同地块海拔高度随时间演化曲线图，反映青藏高原隆升的动力学过程（图 5-15）。

三、地壳缩短速率与高原隆升速率估算

通过分析青藏地区不同地块地壳缩短量、恢复不同时期的地块宽度（表 5-9），计算不同时期不同地块地壳缩短速率（表 5-10）。可以看出，青藏地区不同地块自渐新世末期以来，地壳长期处于不均匀挤压缩短状态。中新世以来，喜马拉雅地块地壳缩短量达 200 km，地壳平均缩短速率为 1.0 mm/ a；中新世早中期，冈底斯-拉萨地块地壳缩短量达 143 km，地壳平均缩短速率为 1.19 mm/ a，羌塘地块与可可西里-昆仑地块地壳缩短量达 171 km，地壳平均缩短速率为 1.42 mm/ a；天山地壳缩短量为 56 km，地壳平均缩短速率为 0.47 mm/ a；中新世末期约 8 Ma 以来，冈底斯-拉萨地块地壳缩短量达 75 km，地壳平均缩短速率为 0.94 mm/ a，羌塘地块与可可西里-昆仑地块地壳缩短量达 100 km，地壳平均缩短速率为 1.25 mm/ a；天山地壳缩短量为 85 km，地壳平均缩短速率为 1.06 mm/ a（表 5-9、5-10）。自中新世初期以来，青藏地区地壳缩短总量约为 1100 km，地壳平均缩

表 5-9 青藏地区新生代不同时期地块宽度（km）对比表

Table 5-9 Width of blocks of the Qinghai-Tibetan areas in the Cenozoic Era

时代	喜马拉雅地块	冈底斯- 拉萨地块	羌塘地块	可可西里- 昆仑地块	天山地块	合 计
20 Ma	380 km	518	571	571	341	2381
8 Ma	260 km	375	400	400	285	1720
现今	180 km	300	300	300	200	1280

表 5-10 青藏地区新生代不同地块地壳缩短速率（mm/ a）对比表

Table 5-10 Shortening rates of crust of blocks of the Qinghai-Tibetan areas in the Cenozoic Era

时代	喜马拉雅地块	冈底斯- 拉萨地块	羌塘地块	可可西里- 昆仑地块	天山地块	合 计
8~20 Ma	1.0	1.19	1.42	1.42	0.47	5.5
0~8 Ma	1.0	0.94	1.25	1.25	1.06	5.5

短速率约为 5.5 mm/ a，与印度板块北向运动速率相近，反映印度大陆与欧亚大陆近 SN 向水平运动量绝大部分被青藏地区不同地块构造变形所吸收。地壳长期缩短增厚导致高原剥夷面长期持续隆升，海拔高度逐步增大（图 5-15）。青藏南部喜马拉雅地块与冈底斯-拉萨地块地壳缩短增厚和快速隆升过程主要发生在古近纪早中期，青藏北部羌塘地块与可可西里-昆仑地块地壳缩短增厚和快速隆升主要发生在晚新生代时期；天山地块地壳挤压缩短开始于中新世，但地壳快速缩短与山脉快速隆升主要发生于中新世末期、上新世与第四纪（约 0~8 Ma）（表 5-10、图 5-16）。

青藏地区晚新生代不同时期不同地块的平均垂向隆升速率（v）不尽相同，反映青藏高原隆升过程的非均匀性（表 5-11、图 5-16）。平均隆升速率 $v = (h_2 - h_1) / \Delta t$ ； h_1 与

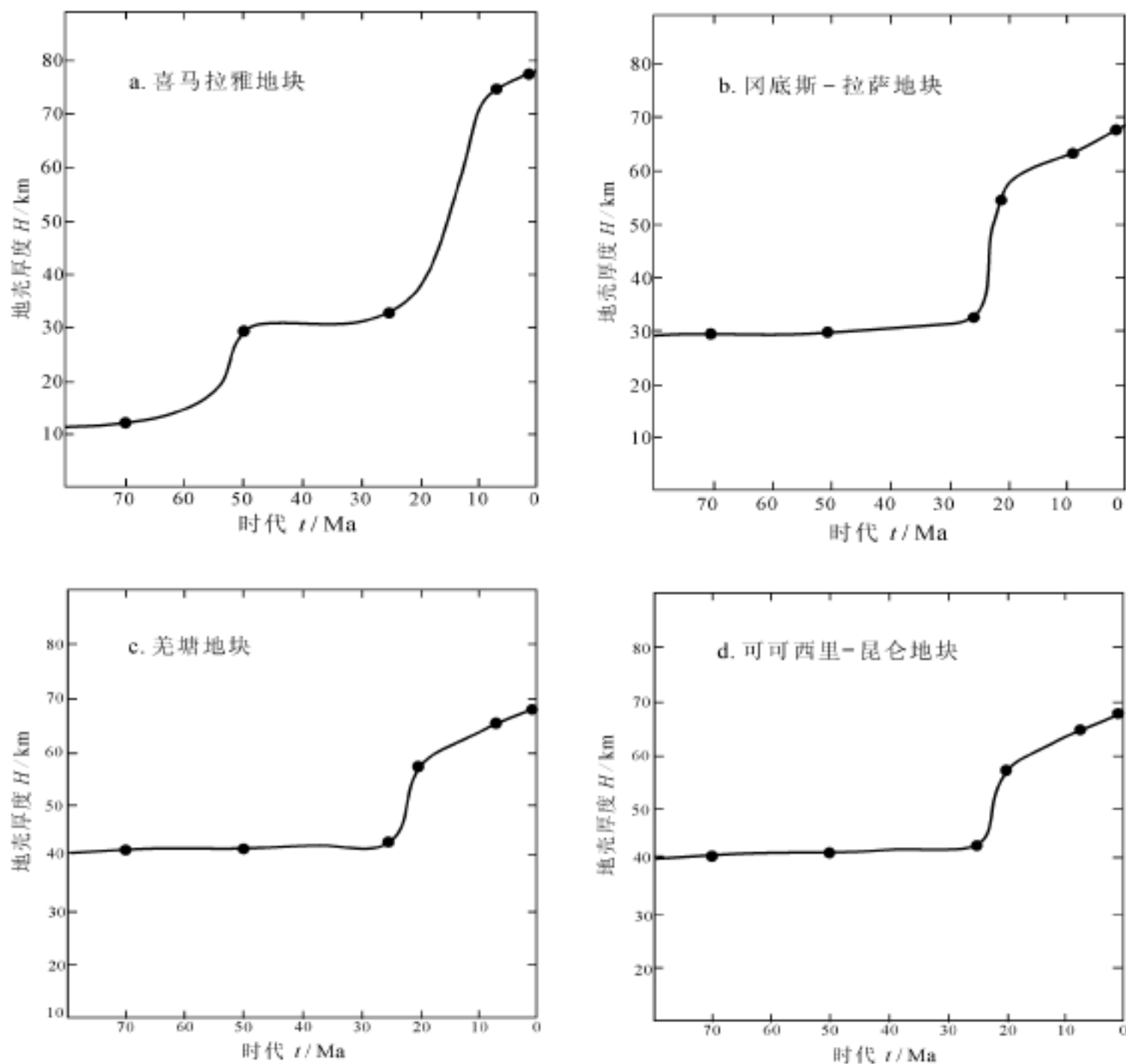


图 5-15 青藏地区不同地块海拔高度随时间演化曲线图

Fig.5-15 Diagrams showing elevation vs. time of different blocks of the Qinghai-Tibetan areas

h_2 分别表示隆升前后区域性剥夷面的海拔高度 (表 5-8), Δt 表示阶段性构造隆升事件的持续时间。结果表明, 古近纪, 喜马拉雅地块自浅海—深海环境缓慢隆升成陆, 而冈底斯-拉萨地块北部、羌塘地块与可可西里-昆仑地块均处于相对稳定的构造环境, 剥蚀夷平居主导地位, 构造隆升微弱。新近纪-第四纪, 青藏地区不同地块都经历了长期的持续隆升过程。中新世早中期 (约 8~20 Ma), 喜马拉雅地块平均隆升速率为 0.40 mm/a, 冈底斯-拉萨地块平均隆升速率为 0.28 mm/a, 羌塘地块与可可西里-昆仑地块平均隆升速率为 0.18 mm/a。中新世末期-上新世早期 (约 3~8 Ma), 喜马拉雅地块平均隆升速率为 0.40 mm/a, 冈底斯-拉萨地块平均隆升速率为 0.24 mm/a, 羌塘地块平均隆升速率为 0.24 mm/a, 可可西里-昆仑地块平均隆升速率为 0.21 mm/a。上新世末期以来 (约 0~3 Ma), 喜马拉雅地块平均隆升速率为 0.15 mm/a, 冈底斯-拉萨地块平均隆升速率为

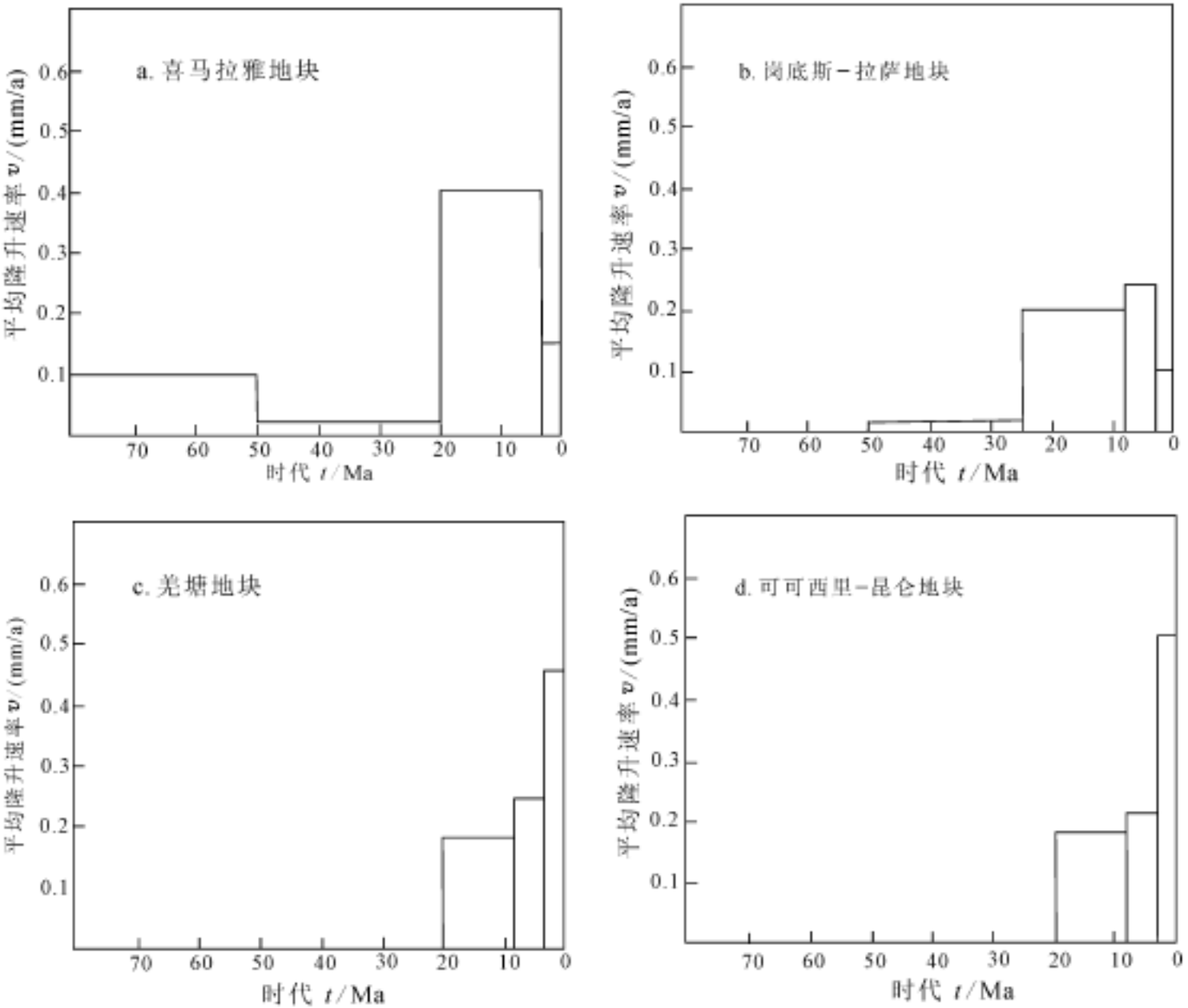


图 5-16 青藏高原新生代不同时期平均隆升速率分布图

Fig.5-16 Diagrams showing uplift rate vs. time of different blocks of the Qinghai-Tibetan plateau in the Cenozoic Era

0.10mm/ a，羌塘地块平均隆升速率为 0.45mm/ a，可可西里-昆仑地块平均隆升速率为 0.50mm/ a。喜马拉雅地块与冈底斯-拉萨地块自中新世早中期-上新世-第四纪隆升速率逐步减小，中新世早中期隆升较快，第四纪隆升相对较慢；而羌塘地块与可可西里-昆仑地块自中新世早中期-上新世-第四纪隆升速率逐步增大，中新世早中期隆升较慢，第四纪隆升相对较快（图 5-16）。

表 5-11 青藏高原新生代不同地块隆升速率（mm/ a）对比表

Table 5-11 Uplift rates of blocks of the Qinghai-Tibetan Plateau in Late Cenozoic Era				
隆升阶段	喜马拉雅地块	冈底斯-拉萨地块	羌塘地块	可可西里-昆仑地块
8~20 Ma	0.40	0.28	0.18	0.18
3~8 Ma	0.40	0.24	0.24	0.21
0~3 Ma	0.15	0.10	0.45	0.50

第五节 青藏高原隆升的地质记录和环境响应

青藏高原隆升是晚新生代全球最重大的地质构造事件，对全球气候环境演化产生过深刻影响，对东亚环境变迁具有重要控制作用。青藏高原阶段性隆升事件在高原内部形成地壳构造变形、地壳缩短增厚、岩体抬升的年代地质学记录与高原古环境变迁记录，在青藏周缘盆地如柴达木盆地、西瓦利克盆地与孟加拉湾盆地形成良好的沉积记录，在大西洋与印度洋产生对应的古环境地球化学记录。

一、岩石学记录

1. 据深源包体形成深度估算古地壳厚度

1998~1999年，INDEPTH-III项目地质课题组深入青藏高原北部可可西里地区，在新近纪碱性玄武岩中发现来源于不同深度的深源包体，包括麻粒岩包体与角闪岩包体，为分析青藏高原北部下地壳结构组成与估算地壳厚度提供了重要依据。

可可西里碱性玄武岩内麻粒岩包体呈多边形与浑圆状；包体大小不等，较大的包体粒径达3~5 cm；通过对包体样品的岩石学与岩相学研究，区分出二辉麻粒岩、紫苏辉石麻粒岩与长英质麻粒岩3种高压麻粒岩；紫苏辉石麻粒岩与长英质麻粒岩中普遍发育石榴子石（江万等，2000）。石榴子石随玄武岩浆快速上升过程中，因减压分解而形成反应边，反应边矿物局部平衡关系为建立地质温度计与地质压力计提供了良好条件。

对麻粒岩包体典型矿物进行电子探针分析，利用石榴子石-辉石与二辉石温度压力计计算分析下地壳温度压力条件。结果表明，下地壳麻粒岩区温度为1080℃，压力为1.7 GPa，对应的深度为55 km（江万等，2000）。而碱性玄武岩喷发时代（Ar-Ar法年龄）为2.5~3.2 Ma（Hacker et al., 2000）。说明在新近纪末期，藏北可可西里地块地壳厚度已达55 km。这与据地壳缩短量对地壳厚度的估算结果基本吻合（表5-8）。

2. 据念青唐古拉花岗岩估算地壳增厚与高原隆升时代

念青唐古拉花岗岩侵位发生于区域性构造挤压和地壳增厚期（28~20 Ma）之后约2 Ma，岩浆形成于中、上地壳分界线上部约13~20 km深度，对应于地震深反射亮点所揭示的上地壳局部熔融。在13~20 km深度形成巨量花岗质岩浆，需要巨厚地壳和异常地热梯度条件。大陆正常地壳一般仅30~35 km厚度，正常大陆造山带地壳厚度一般小于45 km，富含沉积岩层的上地壳厚度一般小于10 km；正常地壳的地温梯度约30℃/km，上地壳底部温度约300℃；在这样的温度条件下仅能发生绿片岩相区域变质作用，难以形成花岗质岩浆。但经过强烈挤压增厚的青藏地区中新世晚期地壳厚度达60~80 km，富含沉积地层的上地壳厚度达20~25 km，按30℃/km的地温梯度，估算上地壳底部温度达600~750℃；青藏高原广泛分布中高温温泉和已有热流测量资料，反映青藏高原存在高热动力背景和较大的地热梯度，高原内部正常地温梯度 $\geq 40^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ，羊八井地热田钻孔测温资料显示热田范围地温梯度大于50℃/km，因此，上地壳下部13~20 km深度温度能够达到600~800℃，具备产生花岗质岩浆局部熔融的温压条件，而上地壳富含流体的沉积岩层为地壳局部熔融和花岗质岩浆形成提供了必要的物质条件；但对正常地壳，13~20 km深度属中地壳范围，以角闪岩相变质的基性岩石为主体，即便温度达到600~800℃也

难以形成巨量花岗岩岩浆。

地壳双倍增厚和高地温梯度可以看成念青唐古拉地区上地壳巨量熔融和花岗岩侵位的必要条件，据此，推断现今观测到的拉萨地块双倍地壳（60 km）在地壳挤压缩短增厚期后（20~18 Ma）便已经形成（图 4-16）。根据重力均衡模式，60 km 左右厚度的地壳将导致地表隆升到海拔 4500~5000 m 高度（吴珍汉等，2001）；在这样的海拔高度，区域构造应力场将发生重大变化，垂直应力转变成区域主压应力，而近 SN 向挤压应力转变成区域中间主应力，而近 EW 向应力成为区域最小主压应力（Dewey et al., 1988），从而产生有利于近东西方向地壳伸展、加剧地壳局部熔融的构造环境。据区域地质构造环境和花岗岩岩浆结晶时代推断，念青唐古拉地区地壳巨量熔融发生在约 20~18.3 Ma，说明双倍地壳形成于 20~18.3 Ma 以前，反映拉萨地块最晚在 18.3 Ma 以前已经隆升到海拔 4500~5000 m 高度，早于 Blisniuk et al. (2001) 据双湖盆西伸展构造测年得出羌塘地块快速隆升时代（ ≥ 13.5 Ma），而与 Spicer et al. (2003) 根据古植物得出青藏高原隆升时代早于 15 Ma 的结论相比基本吻合。由于念青唐古拉花岗岩是青藏高原双倍地壳和高原隆升的直接岩石记录，因此，根据念青唐古拉花岗岩侵位时代推断的高原隆升时代精度更高，即青藏高原隆升应该发生在中新世中期约 18.3 Ma。可以将地壳巨量熔融和念青唐古拉花岗岩侵位视为青藏地区地壳增厚和青藏高原隆升的重要标志（图 5-17）。

二、年代地质学记录

据 Dewey et al. (1988) 与 Coleman et al. (1995) 提出的判据，在印度大陆北向俯冲产生的近 SN 向强烈构造挤压动力作用下，只有当海拔高度超过 4500~5000 m 时，青藏高原构造环境才能发生从区域挤压缩短向区域伸展裂陷的转换。青藏高原快速隆升应发生在最后一期区域性强烈挤压缩短之后至地壳广泛伸展裂陷之前。精确测定青藏高原内部区域性逆冲推覆构造变形时代与区域性伸展裂陷时代，对分析青藏高原形成时代和隆升过程具有重要意义。

西藏当雄及邻区在中新世早中期发生自挤压缩短向伸展走滑转化事件，形成当雄-羊八井盆地、谷露-桑雄盆地、双湖盆地、温泉盆地和格仁错盆地等伸展构造（图 3-15）。应用钾长石的³⁹Ar-⁴⁰ArMDD 热年代学分析（Harrison et al., 1995）、磷灰石裂变径迹测年（陈文寄等，1999；吴珍汉等，2001）与同构造期方解石的 ESR 测年（吴珍汉等，2002）等方法，通过测定伸展构造变形时代、山脉快速隆升与盆地初始裂陷时代，揭示区域性伸展走滑事件发生时代。分析西藏当雄及邻区相关年代学资料（表 5-12）可以看出，青藏高原早中新世中晚期约 15~13.5 Ma 已经开始发生区域性伸展构造热事件，形成 NNE 向双湖盆地西部边界断裂带新生白云母（13.5 Ma）（表 5-12）、NE 向念青唐古拉山巨大花岗岩（18~11 Ma）和冈底斯山脉近 SN 向大量中酸性岩脉（候增谦等，2001）。但区域性广泛的伸展走滑运动主要发生于 5~8 Ma 以来；如双湖盆地东南边界角度正断层早期形成时代为 5 Ma，申扎南侧 NW 向格仁错盆地与盆南甲岗山脉的快速差异升降运动起始时间为 6.5 Ma（图 4-20、表 5-12），测区西北部纳木错盆地与盆西山地快速差异升降运动的起始时间为 4.3 Ma，念青唐古拉山东部伸展型韧性剪切变形时代为 5~8 Ma，羊八井盆东岩体快速差异升降运动起始时间为 5.7~6.8 Ma（图 4-18、表 5-12）。综合已有的热年代学测试资料，认为青藏高原腹地构造伸展开始时间应早于 15~13.5 Ma，但区域性、大

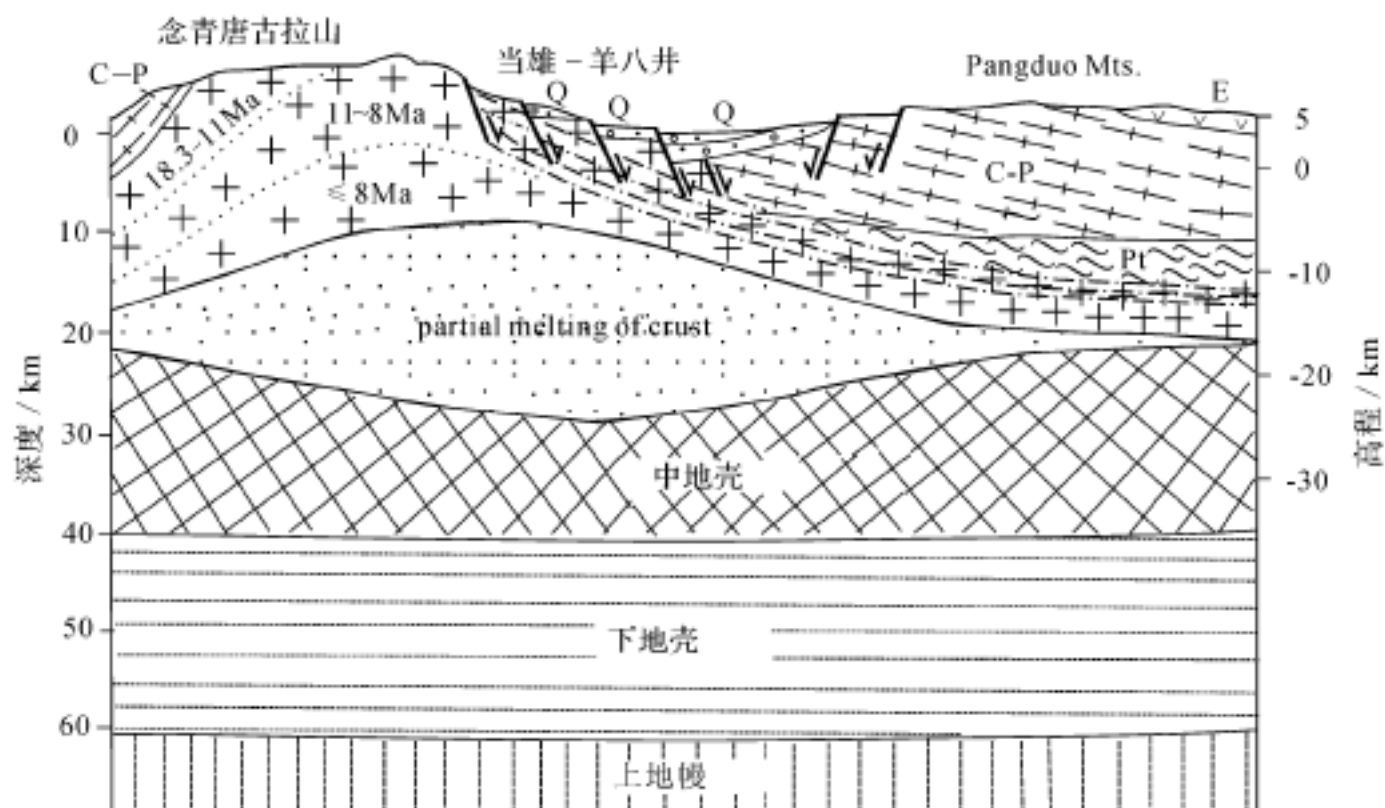


图 5-17 念青唐古拉山及邻区地壳结构与组成剖面图

Fig.5-17 Model of thickened crust and its composition of Nyainqentanglha Mts. in central Tibet

规模、广泛的伸展走滑运动与高原面裂解主要发生时期为中新世晚期（8~5 Ma）以来。

表 5-12 青藏高原腹地中新世中晚期构造热事件年龄一览表

Table 5-12 Tectono-thermal ages of central Qinghai-Tibetan Plateau illustrating extensional breaking of Miocene planation

取样地点	岩石类型	测试对象	测年方法	年龄 t / Ma	备 注
双湖盆西	白云母碎裂岩	白云母	Rb-Sr 等值线	13.5 ± 1.5	双湖盆地早期裂陷时代 (Blisniuk et al., 2001)
双湖盆东	方解石脉	方解石	ESR	4.92	双湖盆地裂陷时代 (Wu et al., 1999)
羊八井东	花岗岩	磷灰石	裂变径迹	6.8 ± 1.0	羊八井花岗岩快速抬升, 羊八井盆地快速裂陷
申扎南侧	花岗闪长岩	磷灰石	裂变径迹	6.5 ± 2.3	甲岗岩体快速抬升, 格仁错盆地快速裂陷
纳木错西岸生觉	变质杂岩	磷灰石	裂变径迹	4.3 ± 1.68	变质岩快速抬升剥蚀, 纳木错盆地快速裂陷
宁中北山	白云母花岗岩	磷灰石	裂变径迹	5.73 ± 1.09	宁中花岗岩快速抬升, 宁中盆地开始快速裂陷
古仁曲	二长花岗岩	磷灰石	裂变径迹	8.86 ± 2.73	念青唐古拉山快速抬升
念青唐古拉山中部	花岗质糜棱岩	钾长石	Ar-Ar (MDD)	5~8	念青唐古拉山快速抬升 (Harrison et al., 1995)

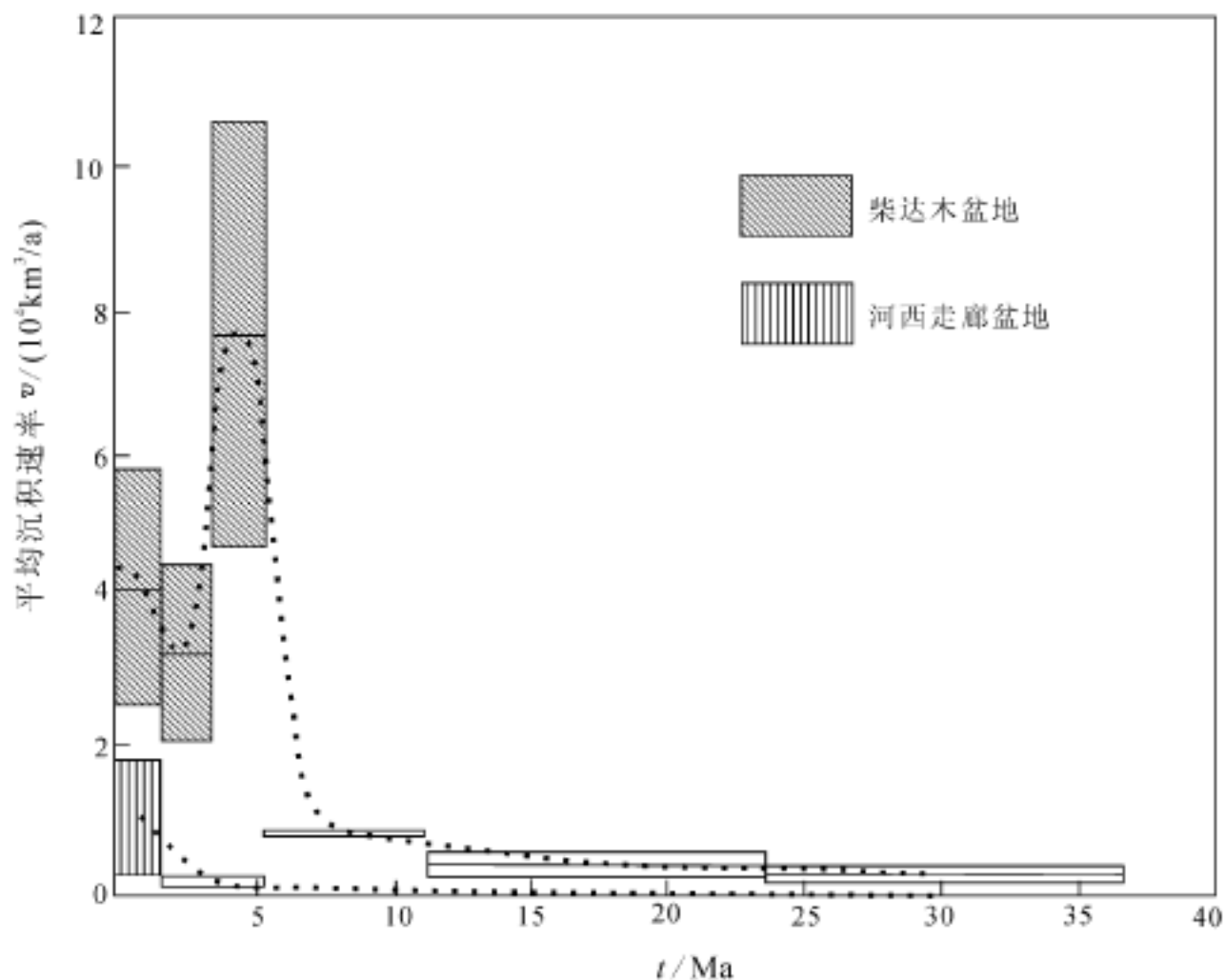


图 5-18 青藏北缘柴达木盆地与河西走廊盆地沉积速率分布图

(据 Metivier et al., 1998)

Fig.5-18 Sedimentary rates of Qaidam basin and Hexi basin in north of the Qinghai-Tibetan plateau

由于当雄及邻区自始新世中晚期以来，地壳长期处于印度-欧亚陆-陆碰撞产生的近 SN 向强大构造挤压环境；只有当高原隆升到 4500~5000 m 之后，重力产生的垂向构造应力分量能够超过近 SN 向水平挤压应力成为区域最大主应力，产生垮塌效应，诱发区域性的伸展走滑运动，形成不同方向的伸展构造 (Dewey et al., 1988; Harrison et al., 1995; 吴珍汉等, 2001)。因此，青藏高原内部区域性伸展构造环境与广泛的裂陷过程应出现在最后一期地壳强烈缩短及高原整体隆升事件之后；青藏高原整体隆升的时代应早于区域性伸展走滑开始时代，而晚于最后一期区域性强烈逆冲推覆暨地壳缩短增厚事件的发生时代。在西藏当雄及邻区，最后一期强烈的区域性逆冲推覆构造活动时代为 28~17 Ma (图 4-2)；区域伸展构造热事件开始发育时代早于 15~13.5 Ma，区域广泛的伸展走滑构造运动时期为 8~5 Ma 以来 (表 5-12)。据 Dewey et al. (1988) 与 Coleman et al. (1995) 的判据，高原整体隆升时期应晚于地壳挤压缩短时期 (28~17 Ma)，而早于区域性伸展走滑开始时代 (15~13.5 Ma)，因此，包括测区在内的青藏高原整体隆升到海拔 4500~5000 m 高度的时代应为中新世早中期 (约 17~15 Ma)，与念青唐古拉花岗岩岩浆侵位时代 20~18.3 Ma 判别的高原隆升时代基本一致。

三、沉积记录与环境效应

青藏高原构造-地貌演化在周缘盆地形成了良好的沉积记录 (图 5-18)。中新世早中

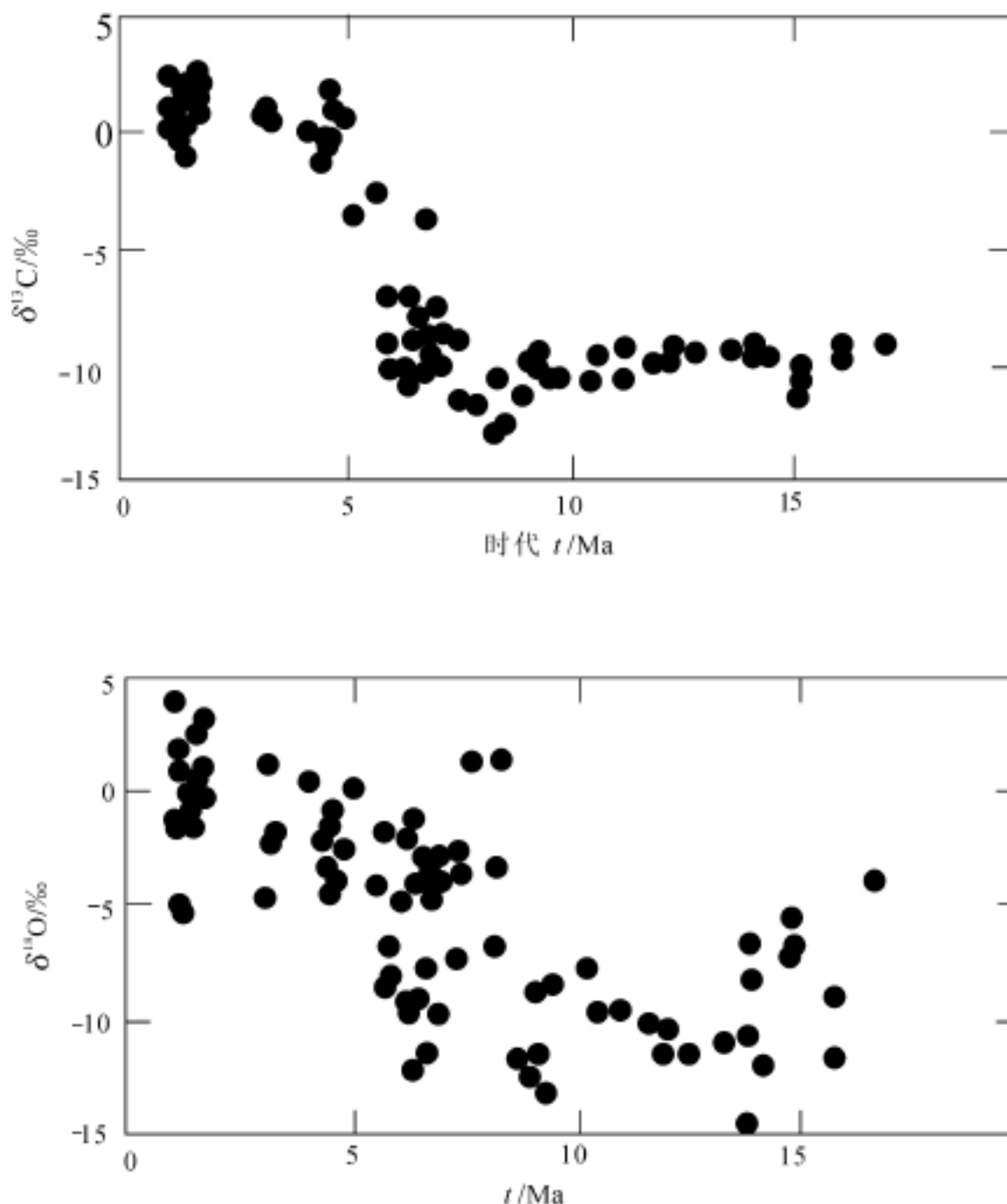


图 5-19 西瓦利克盆地沉积碳、氧同位素组成演化曲线图
(据 Quade et al., 1989)

Fig.5-19 Diagrams of carbon and oxygen isotopes vs. time of Siwalik basin

期，喜马拉雅与青藏高原强烈的挤压缩短与地壳增厚隆升事件导致南海陆架莺歌海盆地沉积速率在 20～18 Ma 快速增加到约 0.4 mm/ a (林畅松等, 1996; 转引自钟达赓等, 1996)、孟加拉湾在 17.5 Ma 沉积速率加大 (Harris et al., 1995), 约 18.3 Ma 开始形成西瓦利克山前盆地; 中新世末期-上新世初期 (8～5 Ma), 青藏高原内部构造-地貌变迁导致孟加拉湾在约 5 Ma 前后沉积特点与沉积速率的显著变化、西瓦利克盆地在约 5 Ma 沉积物粒径的显著变化与南海陆架莺歌海盆地在 5 Ma 前后沉积速率由 0.1 mm/ a 增加到 0.5 mm/ a (钟达赓等, 1996); 青藏高原南缘盆地沉积速率与喜马拉雅山、青藏南部高原隆升速率呈良好相关关系。

在青藏高原北缘，河西走廊盆地与柴达木盆地的沉积良好地记录了青藏高原北部与祁连山隆升过程，盆地沉积速率与藏北高原隆升速率呈显著的正相关关系。柴达木盆地沉积速率在渐新世-中新世早期 (36.6～11.2 Ma) 沉积速率小于 0.10 mm/ a; 中新世中期

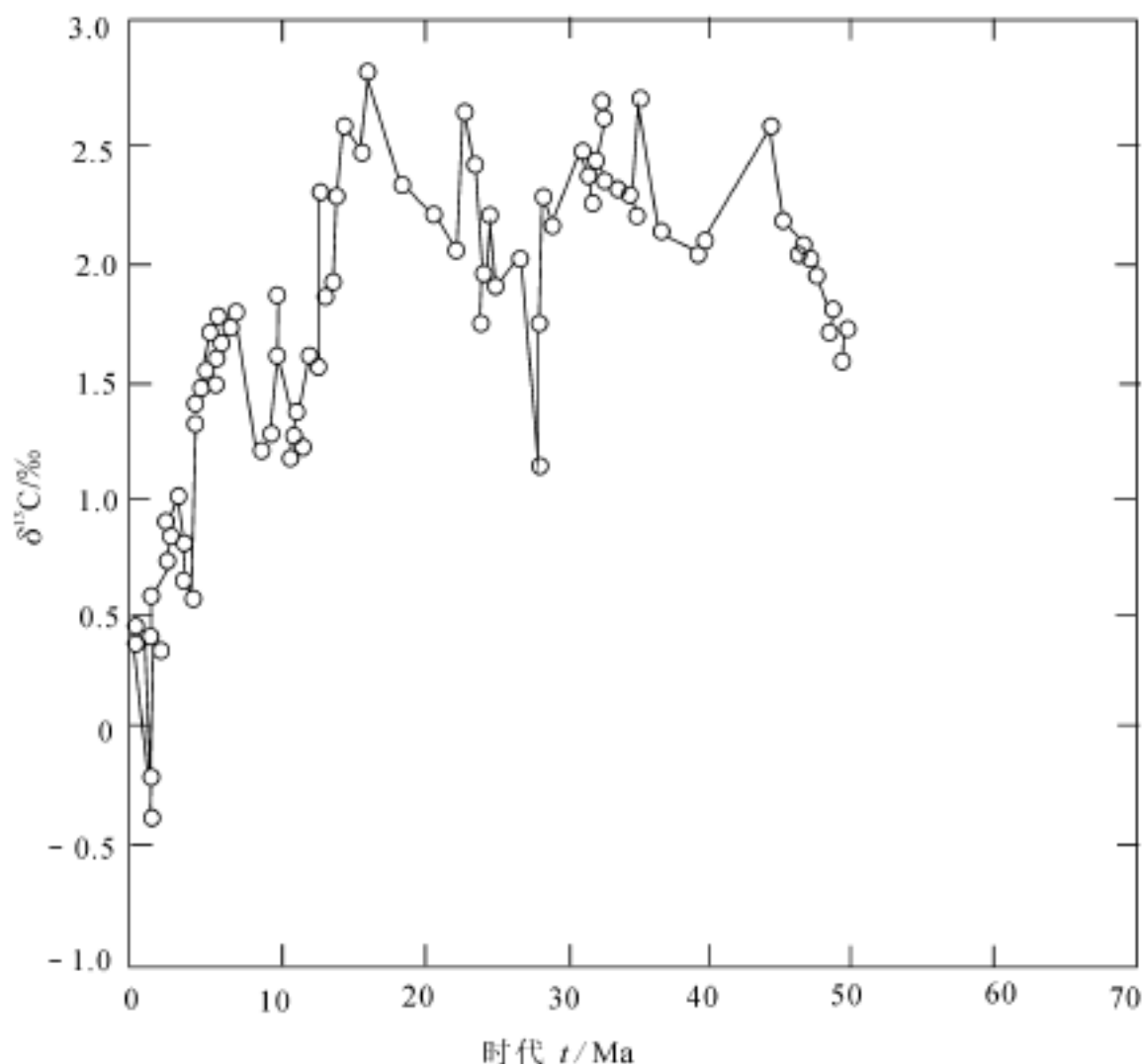


图 5-20 大西洋碳酸岩盐碳同位素组成演化曲线图

(据 Schackleton, 1984)

Fig.5-20 Diagram of carbon isotope vs. time of carbonates from the Atlantic ocean

(11.2 Ma) 以来沉积速率总体较大, 但呈周期性变化; 中新世中晚期 (11.2~5.3 Ma) 沉积速率达 0.29 mm/ a; 在上新世早期 (5.3~3.4 Ma) 沉积速率达 0.74 mm/ a, 上新世晚期 (3.4~1.6 Ma) 沉积速率变小为 0.32 mm/ a; 在第四纪沉积速率增大至 0.41 mm/ a (表 5-13、图 5-18)。反映藏北羌塘地块与可可西里-昆仑地块自中新世早期 (20~16 Ma) 以来隆升速率逐步增大的总体趋势。河西走廊盆地沉积速率在渐新世-中新世早期 (36.6~11.2 Ma) 沉积速率小于 0.10 mm/ a; 中新世中期 (11.2 Ma) 以来沉积速率逐步增大; 中新世中晚期-上新世早期 (11.2~3.4 Ma) 沉积速率达 0.16 mm/ a, 至上新世晚期-第四纪 (3.4 Ma 以来) 沉积速率增大至 0.47 mm/ a (表 5-13、图 5-18), 反映藏北高原东北部与祁连山自中新世早期 (20~16Ma) 以来隆升速率逐步增大的特点。

青藏高原隆升与晚新生代全球气候环境变化呈良好相关关系, 在西瓦利克盆地与印度洋、大西洋形成良好的环境地球化学记录。Quade et al. (1989) 发现西瓦利克盆地沉积环境地球化学参数 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 随时间发生规律性变化 (图 5-19), $\delta^{13}\text{C}$ 自 7 Ma 开始快速增大, 与巴基斯坦北部在约 7.5 Ma 自森林向草地转化事件 (Flynn and Jacobs, 1982) 在发生时代上基本一致, 反映 7~7.5 Ma 以来亚洲古季风 (monsoon) 的显著增强与大气圈 CO_2 含量的显著增加, 说明青藏高原南部与喜马拉雅山在 7~7.5 Ma 已隆升到海拔 4500~5000 m 的高度, 与据地壳缩短量所估算出的高原面古海拔高度 (表 5-8) 基本一

致。青藏高原隆升所致，5~7 Ma 全球古气候环境变化导致大西洋远洋沉积物 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 环境地球化学参数的显著变化（图 5-20、5-21）。上新世晚期约 3Ma 以来，藏北羌塘地块与可可西里-昆仑地块逐步隆升至海拔 3600~4000 m 高度（图 5-15），导致东亚古季风逐步增强和中国西北部广泛分布的黄土堆积。

表 5-13 青藏高原北缘盆地平均沉积速率 (mm/ a) 对比表

Table 5-13 Average sedimentary rates of basins in north of the Qinghai-Tibetan plateau

地质年代/ Ma	36.6	23.7	11.2	5.3	3.4	1.6
河西走廊盆地	0.01±0.00	0.07±0.03	0.16±0.09	0.16±0.09	0.47±0.36	0.47±0.36
柴达木盆地	0.03±0.01	0.04±0.02	0.29±0.08	0.74±0.29	0.32±0.12	0.41±0.16

据 Metivier et al. , 1998。

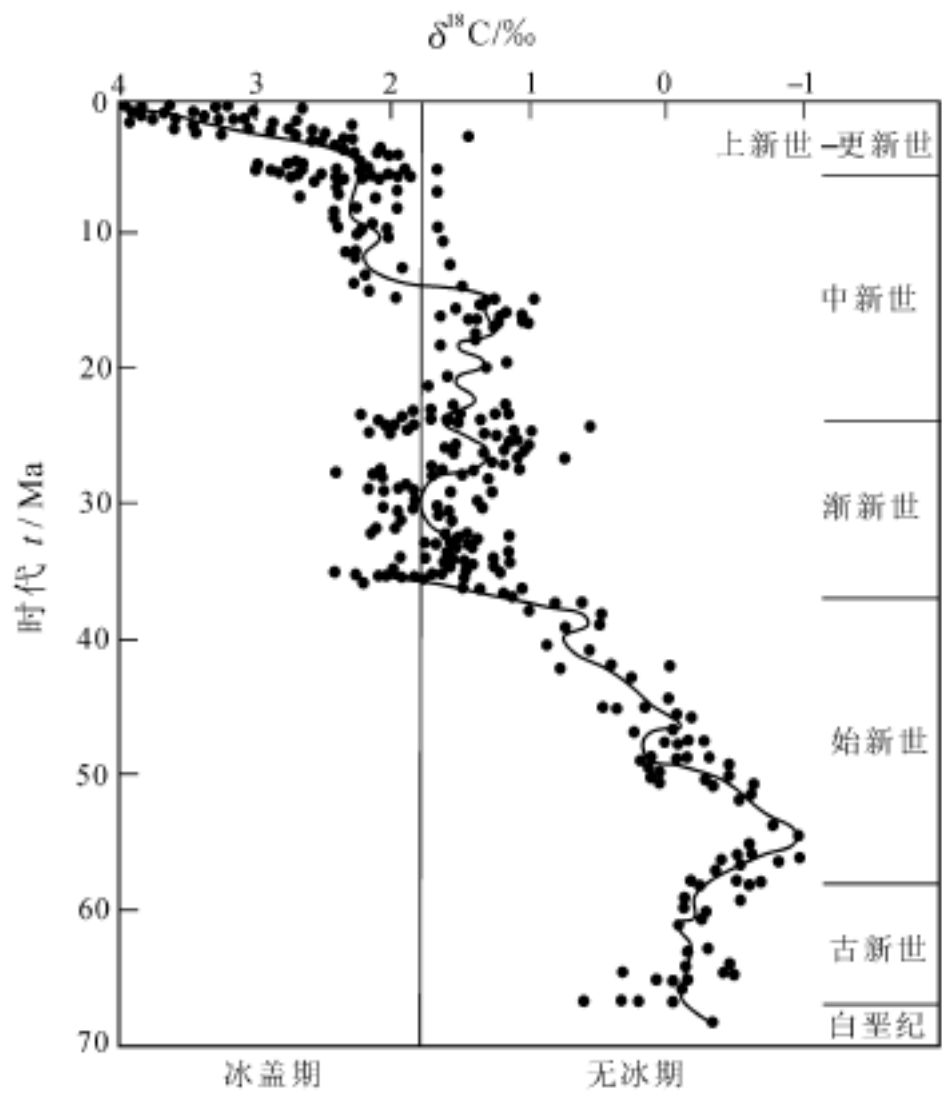


图 5-21 大西洋氧同位素组成演化曲线图
(据 Schackleton, 1984)

Fig. 5-21 Diagram of oxygen isotope vs. time of sediments from the Atlantic ocean

第六章 活动断层及灾害效应

自 Tapponnier et al. (1976) 提出滑移线场理论以来, 青藏高原活动断层的运动速度与驱动机理成为国际地球科学领域长期关注的重要科学问题, 很多地质学家为此开展了大量研究工作, 积累了很多宝贵的观测资料。如 Kidd et al. (1990) 对昆仑山等活动断裂位移和运动速度进行观测; Amijio et al. (1986) 对嘉黎—喀喇昆仑活动断裂位移和运动速度进行过估算; 国家地震局地质研究所 (1992) 对念青唐古拉山东麓活动断裂与崩错活动断裂的位移和运动速度进行过研究; 吴章明等 (1993)、任金卫等 (1993)、吴珍汉等 (2003) 对青藏高原北部活动断裂地质特征和运动速度进行过分析; 韩同林 (1987)、胡海涛等 (1982)、易明初 (1982)、吴珍汉等 (2003) 对青藏高原断裂活动性及工程影响进行过分析。汪一鹏 (2001) 对青藏高原活动构造基本类型和地壳形变进行总结分析。尽管如此, 前人对青藏高原活动断裂的勘测研究程度总体偏低, 对断层活动时代和运动速度的研究工作偏少, 对活动断裂的驱动机理存在不同认识。本书在活动断裂勘测、断层位移测量和年青地质事件测年基础上, 对青藏高原腹地重要活动断裂的位移、时代和速度进行系统观测, 对断裂活动的灾害效应及工程影响进行初步分析。

第一节 活动断层及研究方法

活动断裂是地球表面现今重要构造类型, 对地震活动、火山喷发、地面沉降、地裂缝和部分滑坡、泥石流等地质灾害都存在不同程度的控制作用, 对人类活动和重大工程安全具有显著影响, 受到越来越多国家、学术团体和科学家的高度重视。大型永久性工程如飞机场、核电站、水电站、高速公路、重要铁路、大型隧道、大型桥梁、大型港口和地铁等建设场地都需要进行活动断裂勘测与工程稳定性评价。一些西方发达国家将活动断裂勘测列为民用工程建设前期工程地质勘察重要内容, 深受社会各界关注。近年来, 我国对大中城市活动断裂和地壳稳定性展开大规模系统调查、勘测与研究, 将为城市规划、土地利用、工程建设提供重要地质资料。与活动断裂相关的新构造运动、现今地壳运动、地块活动性、内动力灾害、地应力测量、工程稳定性、地壳稳定性与重大工程安全也受到国际地球科学界的高度重视。为了规范活动断裂勘测行为, 一些学术团体和政府管理部门尝试制定专门的活动断裂勘察技术要求或行业标准。但由于不同行业对活动断裂勘测的精度要求不同, 提出的活动断裂定义和勘测标准也不尽相同, 对活动断裂采取的工程措施缺乏国内外普遍适用的技术规范。

一、活动断层定义与断层活动性分类

国内外对活动断裂的定义存在多种不同观点和认识 (易明初, 1983)。前苏联著名地质学家尼古拉耶夫 (1962) 将晚第三纪—第四纪形成的、决定现代地形基本轮廓的各种构造作用和构造变动称为新构造运动, 将新构造运动期形成的不同类型构造变形统称为活动构造, 将新构造运动期形成的不同性质、不同规模、不同方向的断裂构造统称为活动断裂。易明初 (1982) 提出, 活断层指近代或历史时期新生或继承运动及在不久将来可能出现位移和运动的断层。任震寰 (1983) 将第四纪构造运动形成的构造称为新构造 (neotectonics), 将从第四纪一直到现代连续活动或断续活动的构造通称为活动构造 (active tectonics), 包括活动断裂 (active fault)、活动断块 (active block)、活动褶皱 (active fold) 等类型。美国地球物理研究学会 (1986) 将活动构造 (active tectonics) 定义为对人类社会有显著影响的时间尺度内产生地壳变形的构造过程, 该定义采用的时间尺度为几十年—几百年, 相当于大坝、电站等重大工程的设计使用年限。但为了评价数十年—数百年断裂活动性, 常需要研究至少几千年—几万年的地质过程, 因为很多断裂活动周期长达数千年—数万年, 如一些活动断裂带大地震的复发周期可达数千年—万余年。马宗晋 (1992) 据空间尺度将活动构造划分为单体活动构造、区域活动构造和全球活动构造, 据构造活动时间将划分为几十万年巨动态、数万年大动态、几百—几千年中等动态和几十年以内的微动态 4 个时间尺度的活动状况。Davis et al. (1993) 将活动构造定义为过去数百万年内形成的构造形迹, 认为现今构造地貌格架至少形成于 50 万年以来, 需要通过百万年时间尺度的构造观测方可比较全面地认识活动构造及相关灾害发生发展规律。Keller 和 Pinter (1996) 认为活动构造研究包括区域性活动断裂观测和场地活动断裂勘测: 区域性活动断裂观测包括地貌分析、遥感判读、地质调查等工作, 主要用于区域性规划 (regional planning); 场地活动断裂勘测包括构造变形观测、构造事件测年、断裂运动速度监测、地块垂向运动速度观测、地震间隔和复发周期观测等工作, 主要用于场地土地利用 (site-specific land use)、建筑物定价 (establishing building codes) 和地震减灾 (earthquake-hazard reduction)。美国加利福尼亚州采矿和地质协会 (1973) 将活动断裂划分为活动断裂、潜活动断裂和不活动断裂: 活动断裂 (active fault) 指全新世 (≤ 1 万年) 具有显著运动的断裂构造; 潜活动断裂 (potentially active fault) 指第四纪 (≤ 1.65 Ma) 具有显著活动的断裂构造; 不活动断裂 (inactive fault) 指第四纪未曾发生显著活动的断裂构造。这种活动断裂定义被广泛应用于加利福尼亚州地震区划。美国原子能委员会和美国核规范委员会 (US Nuclear Regulatory Commission) 将过去 5 万年内至少发生一次显著活动或过去 50 万年内发生一次以上显著活动的断裂构造称为能动断裂 (capable fault)。许学汉 (1994) 将活动断裂定义为第四纪以来反复活动、尤其晚更新世和全新世以来活动不止甚至加剧、今后仍有活动潜力的断裂构造。国家地震局邓起东等 (1991) 将活动断裂定义为在过去 10 万年以来有过活动、今后仍有可能活动的断裂, 认为这一时间尺度更接近断裂的现代活动, 对地震危险性评估和工程安全评价有重要意义。

统计分析表明, 地震震级和复发周期与断层运动速度存在函数关系, 断层运动速度越大, 断层活动性越强, 地震复发周期越短 (Matsuda et al., 1978; 马宗晋, 1992)。中华人民共和国岩土工程勘察规范国家标准 (GB50021-94) (1995) 将全新世 (≤ 1 万年) 有

过地震活动或近期正在活动，在将来（今后 100 年）可能继续活动的断裂定义为全新活动断裂；将近 500 年内发生过 5 级以上地震、未来 100 年内预测可能发生 5 级以上地震的全新活动断裂定义为发震断裂；将 1 万年以前活动过、1 万年以来没有活动过的活动断裂定义为非全新活动断裂；进一步将平均运动速率大于 1 mm/a、发生过 7 级以上强烈地震的全新活动断裂称为强烈全新活动断裂；将平均运动速率大于 0.1 mm/a 而小于 1 mm/a、发生过 6~7 级强烈地震的全新活动断裂称为中等全新活动断裂；将平均运动速率小于 0.1 mm/a、发生过 6 级以下地震的全新活动断裂称为微弱全新活动断裂。但断层运动与地震活动关系比较复杂，活动断层的粘滑运动容易诱发地震。粘滑型断裂全新世快速破裂和突发位移的历史就是一幅地震重复发生的历史（邓起东，1991）。而活动断层的蠕滑运动虽然释放应变能量，但难以诱发地震，蠕滑断层运动与地震活动关系不甚密切。断层运动速度与地震活动关系仅适用于粘滑型地震断裂，不适用于蠕滑型活动断裂，所以地震震级和复发周期可以作为粘滑型地震断裂活动强度的重要标志，而对蠕滑型断裂的活动强度不具有指示意义。另外，我国东部地区断层运动速度普遍小于我国西部地区，东部地区断层运动速度一般为 mm/a 量级，而西部青藏高原地区很多走滑断层运动速度达到 cm/a 量级。中华人民共和国岩土工程勘察规范国家标准（GB50021-94）（1995）对断层活动性的等级划分标准适合中国东部地区地震断裂；而对青藏高原地区活动断裂、尤其对青藏高原蠕滑型断裂的活动等级判别标准有待于进一步研究、修正。

不同类型断裂构造都存在显著的分段性特征，包括几何分段、结构分段、活动性分段、破裂分段和地震分段活动性（丁国瑜等，1993）；断裂阶区、分叉、交叉、障碍体及物质不均匀性都能够导致断裂分段活动性（邓起东，1991）。活动断裂分段性反映断裂运动的非均匀特性，研究断裂分段活动特征对地震预报、工程稳定性分析都具有重要意义，但需要长期观测、研究所积累的大量资料作为断裂分段活动性分析的基础。在地质研究程度较低、资料较少的青藏高原大部分地区，仅能够对断裂分段活动特征进行粗略分析。

结合青藏高原现今构造活动特点，参考国家岩土工程勘察规范（GB50021-94），并考虑到国内同行专家的意见，将活动断裂定义为晚更新世尤其 10 万年以来有显著活动、今后仍有可能活动的断裂构造；并依据断裂活动时代将活动断裂划分为晚更新世活动断裂和全新世活动断裂（表 6-1）。晚更新世活动断裂指晚更新世（尤其在 10 万年—1 万年期间）有显著活动、在全新世（ ≤ 1 万年）和现今仍有可能活动的断裂构造；全新世活动断裂指在全新世（ ≤ 1 万年）有显著活动、在现今和未来仍有可能活动的断裂构造。依据断层运动速度和活动强度，考虑青藏高原断裂活动背景，参考岩土工程勘察国家标准（GB50021 - 94），将青藏高原全新世活动断层按照活动强度划分为强烈活动断层、较强烈活动断层和一般活动断层（表 6-1）。强烈活动断层指发生过 7 级以上强烈地震或运动速度 ≥ 10 mm/a 的全新世活动断裂；较强烈活动断层指发生过 5~6.9 级地震或运动速度达 1.0~9.9 mm/a 的全新世活动断裂；一般活动断裂指发生过 4.9 级以下地震或运动速度为 0.1~0.9 mm/a 的全新世活动断裂。强烈活动断层和较强活动断层能够诱发不同类型的地质灾害，对铁路安全构成严重威胁，在设计和施工过程中应予以重点考虑；对一般活动断裂诱发的不均匀冻胀、冰丘、冰锥、构造裂缝、滑坡、泥石流等灾害，也应采取避让或设防措施（张卓元，1981）。根据断裂性质和运动特点，将活动断层划分为活动正断层、活动走滑断层、活动逆断层、张扭性活动断层、压扭性活动断层和隐伏活动断层等不同类型的。

表 6-1 青藏高原断裂活动性分类一览表

Table 6-1 Classification of active faults of the Qinghai-Tibetan Plateau

断层活动性分类		活动时代	历史地震	平均运动速度
全新世活动断层	强烈活动断层	全新世（≤1 万年）有显著活动、在现今和未来仍有可能强烈活动的断裂构造	7 级以上强烈地震	≥10 mm/ a
	较强烈活动断层	全新世（≤1 万年）有显著活动、在现今和未来仍有可能比较强烈活动的断裂构造	5~6.9 级地震	1.0~9.9 mm/ a
	一般活动断层	全新世（≤1 万年）有显著活动、在现今和未来仍有可能活动的断裂构造	4.9 级以下地震	0.1~0.9 mm/ a
晚更新世活动断层		晚更新世（尤其在 10~1 万年期间）有显著活动、在全新世（≤1 万年）和现今仍有可能活动的断裂构造		

二、活动断层鉴别标志

对活动断层鉴别标志，易明初（1993）进行过系统总结，归纳出地层标志、地貌标志、断裂破碎带标志、地下水标志、岩浆活动标志、地震标志、遥感标志、考古标志和仪器测量标志九大类 76 条活动断裂鉴别标志。许学汉（1994）提出从地形地貌、形变观测、地球物理异常、遥感影像特征、地震活动性、火山活动、温泉分布及构造事件测年等不同方面鉴别活动断裂。Keller 和 Pinter（1996）从历史地震与古地震、第四纪地质、构造地貌、大地测量、地貌指数、河流变迁、海岸地貌和造山作用不同角度，系统论述活动断裂鉴别标志。韩同林（1987）对西藏活动构造分布、形成时代与构造-地震、构造-地貌、构造-地热关系进行过专门讨论。吴章明等（1992）从构造地貌、地震地质和遥感影像角度分析了西藏中部活动断裂鉴别标志。国家岩土工程勘察规范（1995）列举了活动断裂鉴别的地形地貌标志、地震标志、地层标志、断层位移标志和同沉积标志。丁国瑜等（1993）进一步论述了不同类型活动断层及分段性鉴别标志，包括形态标志、地貌标志、变形标志、岩石地层标志、地震标志和地球物理标志。马宗晋（1992）将活动断裂鉴别标志归纳为遥感影像标志、构造地貌标志、地层变动标志、水文地质标志、断裂结构组成标志和断裂微地貌标志几大类型。

在前人活动断裂勘测与鉴别经验基础上，结合青藏高原北部多年冻土区断裂活动特点，充分考虑活动断裂一般鉴别标志和高寒气候环境断裂活动-地下水运动-不均匀冻胀耦合关系，厘定出青藏高原活动断裂鉴别的 9 类不同标志。这些鉴别标志在青藏铁路望昆—唐古拉山段沿线大比例尺活动断裂勘测过程中，得到广泛使用和相互验证，收到良好应用效果。对典型活动断裂鉴别标志，野外现场进行了工程物探验证和槽探工程验证，部分鉴别标志得到 20 世纪 70 年代青藏线路钻探资料验证。

1. 遥感影像标志

活动断裂在卫星和航空遥感图上常有显著的线性影像标志，常表现为线性特征影像带，尤其是主干活动断裂在遥感影像图上常呈现出明显的线性浅色或深色带，如北京八达岭—孙河断裂、延庆盆地北缘断裂、大同盆地西缘七峰山—鹅毛口断裂在 ETM 假彩色合成遥感图上都对对应明显线性影像带。线性色调的粗细、长短、深浅、隐显是区分活动断裂

规模、活动强弱的重要标志；强烈活动断裂的特征一般是线性色调明显或两侧色调反差强、影像粗、连续性好，往往反映长达百余公里、宽至数公里的活动断裂带，如郯庐断裂山东段在卫星照片上显示为2条近平行分布、色调粗、线性影像清晰、第四纪活动标志清楚的大型强烈活动断裂；活动性不明显的断裂，线性形迹仅隐约可见，两侧色调反差微弱，肉眼难以分辨，缺少第四纪活动标志（马宗晋，1992）。

对 ETM 卫星遥感资料进行特殊图像增强处理，能够对活动断裂及相关地形、地貌、水系、沉积等线性影像显示得更加清晰，从而提高活动断裂遥感解译的精度和可靠性。在一些关键地段，将中小比例尺的卫星遥感影像和 20 世纪 70 年代摄制的大中比例尺航空照片结合起来进行综合解译，收到良好效果。

2. 断裂带构造变形与断层位移标志

断裂运动常伴有强烈的构造变形，形成不同类型构造岩和不同形变构造（图 6-1、6-2）。断裂带常见构造岩包括断层角砾岩、碎裂岩、碎粒岩、假玄玻璃、断层泥等。活动断层破碎带常发育新鲜、松软的断层泥或未胶结的松散断层角砾，沿断层带发育构造楔和崩积楔，如在可可西里活动断裂系东部沿 F_{17-3} 活动断层都充填有晚更新世-全新世构造楔

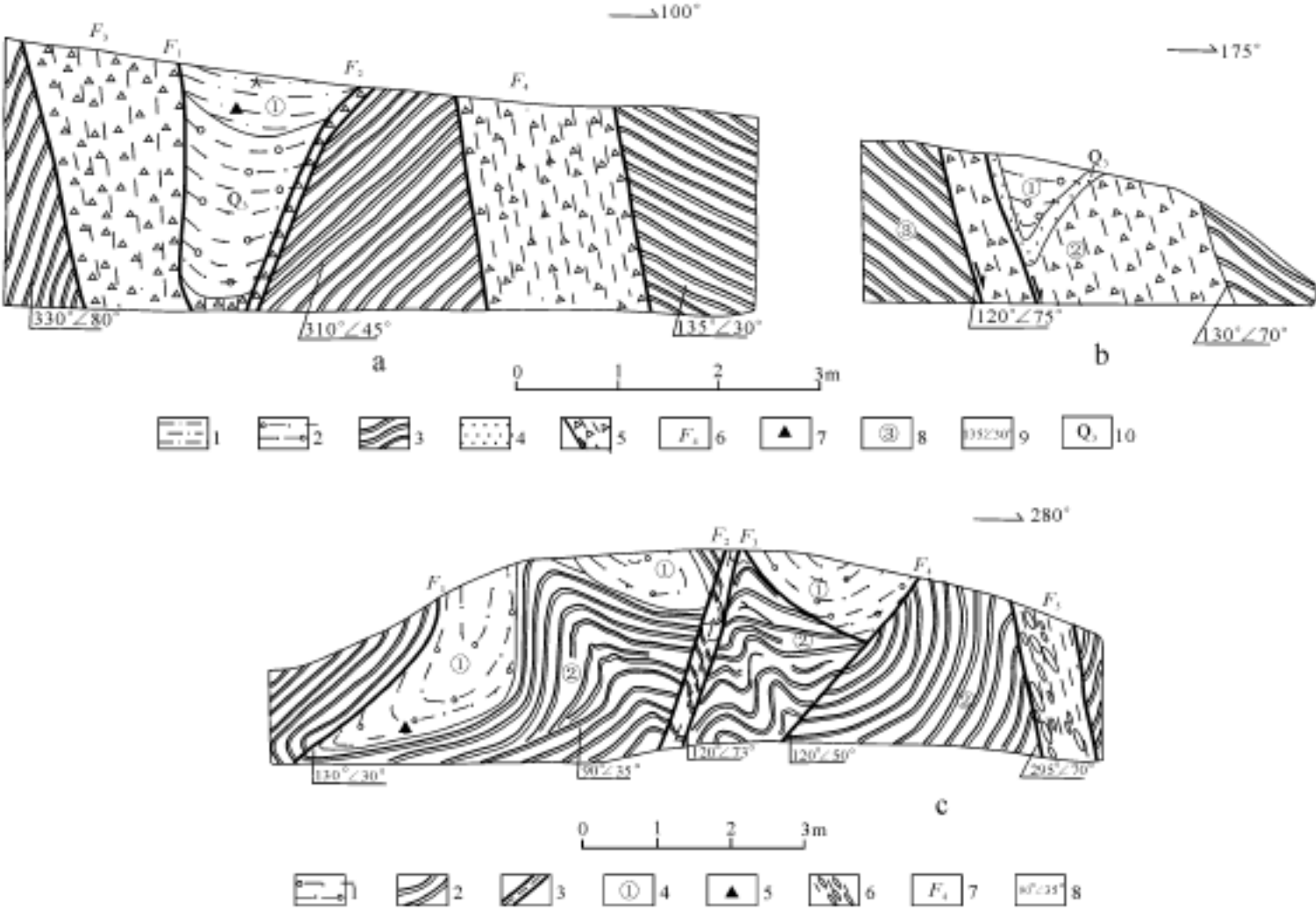


图 6-1 可可西里山北活动断层 F_{17-3} 探槽剖面地质图

Fig. 6-1 Trench cross-section of active fault F_{17-3} of north Hohxil Mts. of north Tibetan plateau
a—可可西里 $F_{17-3}TC_1$ 探槽剖面；b—可可西里 $F_{17-3}TC_2$ 探槽剖面；c—可可西里 $F_{17-3}TC_3$ 探槽剖面。a、b 图例：
1—含砂粘土；2—含砾砂质粘土；3—板岩；4—粉砂岩；5—断层角砾岩；6—断层编号；7—采样点；8—沉积层及编号；9—产状；10—上更新统；①晚更新世松散砂土沉积；②断层角砾岩；③三叠纪砂板岩。c 图例：1—含砾砂土；2—板岩；3—断层破碎带；4—沉积地层及编号；5—采样点及编号；6—构造透镜体；7—断层编号；8—产状；①晚更新世—全新世松散砂土沉积；②三叠纪砂板岩

(图 6-1); 在一些断层面发育断层擦痕、阶步和摩擦镜面, 对断层擦痕、阶步进行观测可判断断层性质和运动方向。断层泥、断层钙质胶结物和崩积物可用热释光、光释光、铀系、ESR、 ^{14}C 方法测年, 以便进一步确定断层活动时代。活动断层破碎带常切割第四纪地层与第四纪松散沉积物, 在昆仑山、唐古拉山和念青唐古拉山地区, 部分活动断层切割第四纪冰川沉积成因砾石。断层内部常发育不同类型的裂隙和裂缝, 部分活动断层发育片理并伴生小褶曲构造, 如五道梁 F_{16} 断层活动导致第四系发生褶皱变形 (图 6-2)。

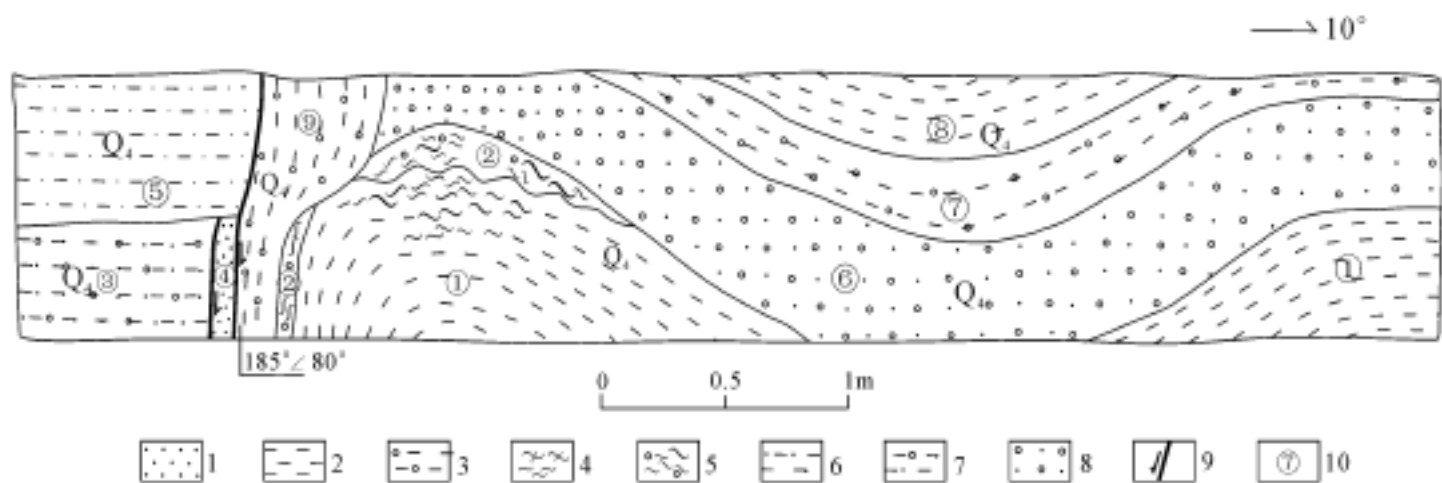


图 6-2 五道梁活动断层探槽 $F_{16} TC_1$ 剖面地质图

Fig.6-2 Cross-section of Trench $F_{16} TC_1$ of Wudaoliang active fault in north of Hohxil Mts.

1—松散细砂; 2—粘土; 3—含砾粘土; 4—强变形粘土; 5—强变形含砾粘土; 6—含砂粘土;
7—含砾砂粘土; 8—细砾石层; 9—活动断层; 10—沉积层及编号

不同性质的活动断层具有不同特点的断层位移。活动走滑断层常长距离水平错动第四纪地貌面如夷平面、地貌阶地、河流阶地与水系、山脊、冲洪积扇, 导致水系与冲洪积扇定向迁移 (图 6-3); 部分活动走滑断裂切割错断河流, 形成断头河和断头沟 (图 6-4)。活动正断层切割第四纪地貌面, 导致地貌面高度梯次规律性变化, 如念青唐古拉山两侧活动正断层显著切割山顶面, 成为盆-山边界断层 (图 4-2)。活动逆断层切割错动地貌面, 导致地貌面顺断裂带发生梯次抬升, 如喜马拉雅山主中央逆冲断裂带 (MCT)、天山南北缘活动逆冲断裂等。通过观测断层错动的第四纪不同时期沉积标志, 可以鉴别活动断层性质和不同时期位移量, 估算断层运动速度。

在探槽揭露的断层带和天然断层剖面, 对断层产状、构造岩结构组成、错断地层时代、断层运动特点进行观测, 对鉴别活动断层、测定断层活动时代、判别断层性质具有重要意义 (图 6-1、6-2)。

3. 地层与沉积标志

根据活动断裂定义, 活动断裂应该切割中上更新统或全新统。晚更新世活动断层切割中晚更新世沉积地层, 控制晚更新世地层厚度、沉积环境、沉积类型和沉积分布。全新世活动断层控制或切割全新世沉积层。在温泉盆地和当雄-羊八井盆地, 活动断裂明显控制第四纪沉积分布, 右旋切割、错动沉积等厚线, 并对地震分布具有明显控制作用 (图 3-15、3-19、3-20), 晚第四纪沉积分布成为鉴别活动断层的良好标志。部分活动断裂不仅切割晚第四纪地层, 如可可西里活动断裂系 F_{17-3} 断层切割晚更新世-全新世沉积层 (图 6-1), 还导致中晚更新统一全新统沉积层发生拖曳褶皱 (图 6-2), 成为鉴别活动断层、判

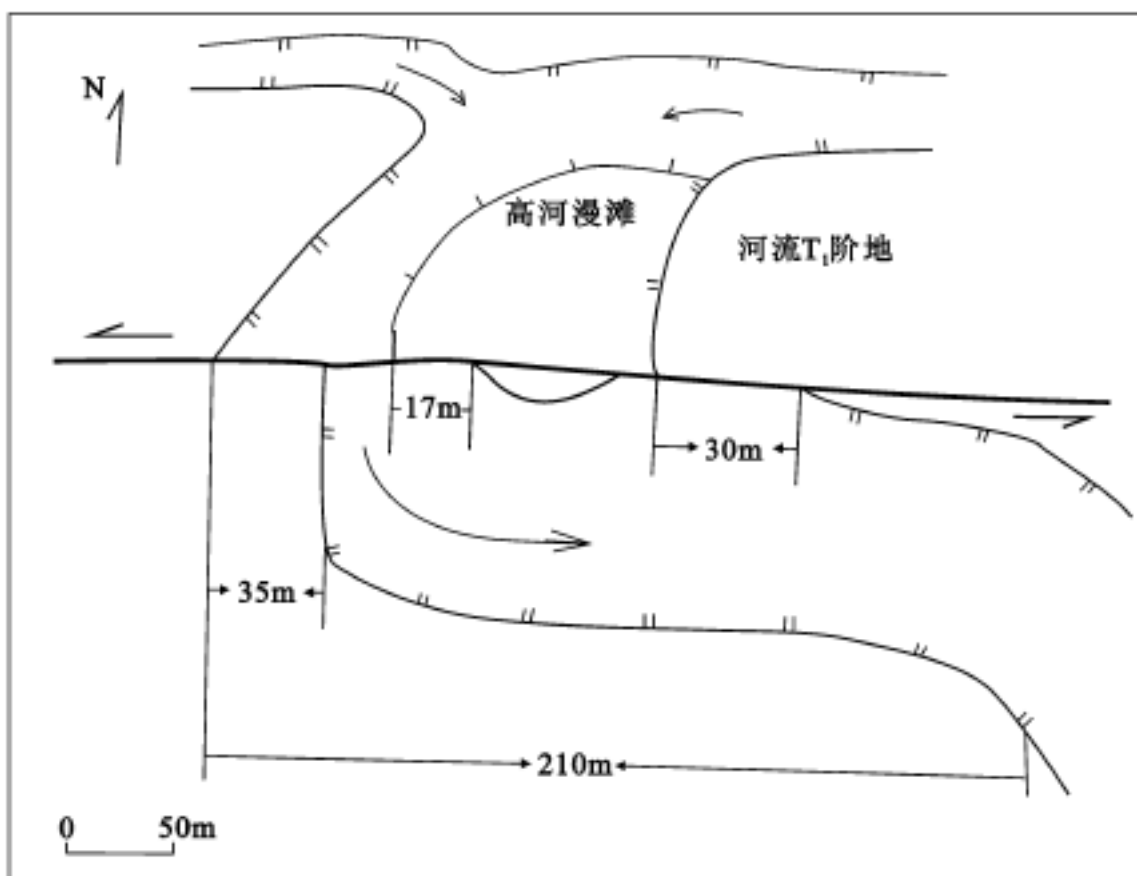


图 6-3 五道梁活动断层 F_{16} 左旋错断河流平面图

Fig.6-3 Sketch map showing offset of active fault F_{16} of Wudaoliang in north of Hohxil Mts.

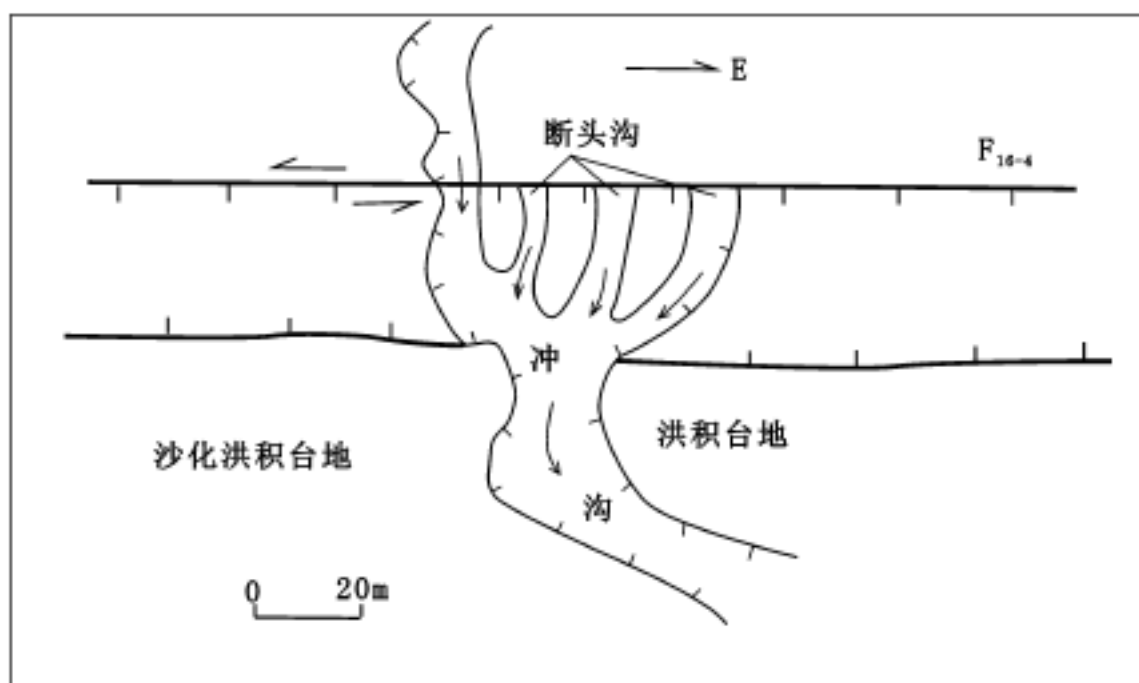


图 6-4 五道梁活动断层 F_{16-4} 左旋错断冲沟平面素描图

Fig.6-4 Sketch map illustrating offset of active fault F_{16-4} of Wudaoliang in north of Hohxil Mts.

别断层活动时代的良好依据。

通过测定受断层切割、错断、控制的地层和沉积时代，观测断层与地层关系，能够良好地确定断层活动时期。青藏铁路沿线广泛分布的第四纪不同时期冰碛和冰水沉积、不同

时期湖相沉积、不同时期冲洪积物，对这些沉积地层进行精确测年，建立晚第四纪地层的年代框架，观测活动断层对第四纪不同时期、不同类型沉积的切割和控制关系，能够为鉴别、研究活动断层提供重要科学依据。明显切割、错动晚更新世湖相沉积地层、晚更新世河流相砾石层、晚更新世冰碛物和冰水沉积物、晚更新世泉华沉积而未明显切割全新世沉积层的断层均属晚更新世活动断层；明显切割、错断全新世河流相砂砾石层、全新世湖相沉积层、全新世泉华沉积、全新世冰碛和冰水沉积的不同性质断层均属全新世活动断层。另外，在青藏铁路安多-唐古拉-昆仑山段，沿线发育常年冻土和厚层地下冰，而青藏高原厚层地下冰和常年冻土层主要形成于末次冰期以来；因此，切割地下冰层或对冻土厚度分布有显著控制作用的断层应该归属于全新世活动断层。

4. 地震标志

活动断裂对地震孕育、发生和分布具有显著的控制作用（图 3-15），活动断裂不均匀粘滑运动是孕育地震的重要原因。历史地震和古地震是鉴别活动断裂、研究断裂活动习性的重要标志。古地震、历史地震、现代地震分布明显受活动断裂所控制，地震遗迹如地表地震破裂带、地震鼓包、堰塞塘、地震裂缝、地震陡坎、地震崩积楔、地震沙土液化、地震崩塌、古地震沟成为全新世活动断裂（地震断裂）重要鉴别标志。仪器观测、记录地震震中的显著线性分布能够良好地揭示地震断裂的空间分布。古地震断层具有快速切割、错动痕迹，如快速剪切、错断松散沉积物中的砾石、结核、湖相沉积和人工建筑。古地震断层被后期沉积所覆盖、掩埋，通过确定切割地层和覆盖层的时代，可以判别古地震发生相对时代和古地震复发规律。古地震沟是古地震活动所遗留的具有陡坎的线性凹地和线性沟槽（马宗晋，1992），是鉴别古地震和地震断裂的重要标志之一。

地震破裂雁列分布、张扭性地震裂缝雁列分布、压扭性地震鼓包雁列分布及地震楔裂、地震液化、地震滑塌、堰塞湖的规律性分布对判别断层运动方向具有良好的指向作用。1976 年唐山 7.8 级地震震中发育雁列状分布的张扭性地震裂缝，与发震断裂右旋走滑运动具有动力学成因联系。2001 年 11 月 14 日发生的昆仑山 8.1 级地震，在地表产生长达 350 km 的地震破裂带，由雁列分布的 NEE 向张扭性地表破裂和 $100^{\circ}\sim 115^{\circ}$ 走向的剪切破裂定向分布所构成，张扭性地表破裂对昆仑山地震断裂的左旋走滑运动具有良好的指向作用。统计分析表明，地震震级和复发周期与断层运动速度存在函数关系，断层运动速度越大，断层活动性越强，地震复发周期越短（Matsuda et al., 1978）。

可见，地震破裂、地震分布、地震遗迹既是研究地震活动规律的重要线索，也是鉴别地震断裂、研究断裂活动规律的重要标志。同时也应该看到，活动断裂鉴别的地震标志仅仅适用于粘滑型地震断裂，对蠕滑型活动断裂需要应用其他非地震标志进行鉴别。

5. 地貌标志

不同性质的活动断层对地貌形成演化都具有显著的控制作用，形成不同类型的断层地貌。常见活动断层地貌包括断层陡坎、断层三角面、断层沟谷、断层隆起、悬谷与断层崖、不对称地貌阶地、地貌分界及地貌梯度带，如当雄-羊八井盆地西边界活动断层（图 4-1、4-2）等。拉分盆地盆-山边界活动正断层常顺坡度发育梯次下降的多级地貌陡坎，如当雄盆地北缘近 EW 向活动正断层发育 3 级断层陡坎、雁石坪布曲拉分盆地边界活动正断层发育 2~4 级断层陡坎。在北麓河南东侧，NE 向活动断层发育显著的沟谷地貌，顺断层谷地发育大量线性分布的冰丘。在当雄-羊八井裂陷盆地与谷露-桑雄裂陷盆地西侧，发

育典型断层陡崖与线性分布断层三角面。不同类型的断层地貌成为不同性质活动断层鉴别的常用标志；但仅据活动断层的地貌标志难以确定断层时代和准确标定断层位置，需要与活动断层的沉积标志、地震标志、物探标志及年代学标志等其他标志有机地结合在一起，进行综合分析，必要时尚可以考虑使用钻探和槽探方法进行工程揭露。

活动断层切割现代水系和沟谷，导致水系和沟谷错位、偏离、急剧拐弯，形成断头河、断尾河、断塞塘及断层两盘河谷宽度的不对称现象（图 6-3、6-4）。活动断层也能够切割、错断现代冲洪积扇体，切割、错断夷平面、河流阶地、山脊、湖积台地，成为鉴别活动断层、测量断层位移的重要标志。

6. 线性分布冰锥、冰丘和冻胀丘

活动断层对地下水具有良好的控制作用，活动断裂破碎带具有较高的孔隙度和渗透率，是地下水运移、汇集、上涌的良好通道（胡海涛等，1988）。青藏铁路那曲-安多段冬季寒冷气候环境和青藏铁路安多-昆仑山段常年冻土区，地下水沿活动断裂运动，常形成线性分布的冰锥群、冰丘群、冻胀丘群及规模巨大的冰裂缝带。青藏高原北部冬季气温长期保持在 $-20\sim -40^{\circ}\text{C}$ ，在地表一定深度范围内形成数十米至百余米的地下冰冻层；在藏北多年生冻土区常年保持数十米至百余米厚度的地下冰层；冬季地下水要穿透厚层地下冰冻层、厚层地下冰层和厚层冻土层，需要借助活动断裂这样的良好通道；从而形成活动断裂-地下水运动-线性不均匀冻胀之间的良好对应关系。青藏高原尤其冬季线性分布的冻结层下水冰锥、冻结层下水冰丘、冻结层下水冻胀丘和巨型冰裂缝成为青藏铁路那曲-安多-昆仑山段沿线活动断裂鉴别的良好标志。

7. 温泉活动

天然温泉是地壳深部热水沿活动断裂运移、富集并向上涌出地表所形成的、具有较高温度的上升泉水，是地球内部热能释放的重要方式之一。据泉水温度将温泉划分为低温温泉（ $25\sim 40^{\circ}\text{C}$ ）、中温温泉（ $40\sim 60^{\circ}\text{C}$ ）、中高温温泉（ $60\sim 80^{\circ}\text{C}$ ）、高温温泉（ $80\sim 100^{\circ}\text{C}$ ）和沸泉（ $\geq 100^{\circ}\text{C}$ ）；高海拔地区沸泉泉口水温低于 100°C ，如青藏高原腹地海拔高度达 $4000\sim 5000\text{ m}$ ，温泉泉口温度超过 $90\sim 93^{\circ}\text{C}$ 便成为沸泉。绝大部分天然温泉分布都严格受活动断裂控制，出露于断层谷地和山麓地区断层破碎带；很多著名的温泉发育于不同方向区域性活动断裂的交叉复合部位。高温温泉活动带和强烈地震活动带在空间上具有良好的对应关系，都是现今构造活动的重要表现形式。张性正断层、张扭性斜滑断层和扭性走滑断裂都是温泉形成的有利构造部位。部分中低温温泉受褶皱构造和地形地貌所控制，与断裂关系不明显。

青藏高原温泉发育，绝大部分温泉都成群、成带分布于活动断裂带与裂陷盆地、拉分盆地与断陷盆地，盆地内部温泉空间展布明显受盆缘边界活动断裂或盆内活动断层所控制（图 3-15）。在青藏铁路沿线，自南向北发育羊易高温温泉群（ $81\sim 87^{\circ}\text{C}$ ）、羊八井沸泉群（ 93°C ）、拉多岗温泉群（ $35\sim 45^{\circ}\text{C}$ ）、念青唐古拉温泉（ 90°C ）、当雄曲才高温温泉群（ 91°C ）、谷露高温温泉群（ 86°C ）、那曲温泉群（ $61\sim 116^{\circ}\text{C}$ ）、唐古拉兵站温泉（ $20\sim 65^{\circ}\text{C}$ ）等不同规模、不同温度的中高温温泉群。温泉活动形成不同厚度、不同类型的泉华沉积，常形成较大规模的泉华台地、泉华柱，沉积类型包括钙华、硅华和自然硫等。青藏高原绝大部分温泉群均受益-山边界活动断裂或两组张扭性断裂复合所控制，如唐古拉兵站温泉沿温泉盆地西侧盆-山边界活动正断层分布；羊八井活动断裂与拉多岗活动断裂明

显受 NE 向活动断裂与 NW 向活动断裂交叉复合所控制；那曲温泉受 NE 向活动断裂、EW 向活动断裂和近 SN 向活动断裂交叉复合所控制（图 3-15）。因此在青藏铁路沿线，天然温泉既是断裂活动的产物，又是活动断裂的重要鉴别标志，环形或椭圆形温泉群常指示不同方向活动断裂的交叉复合，线性展布的温泉群和泉华群能够良好地指示活动断裂的位置。

8. 地球物理异常

地球物理探测如电法勘探、地震反射、氦气测量能够良好地揭示隐伏活动断裂的位置、产状和性质。地球物理异常反映断层介质与周围岩层物理参数的显著差别，是活动断裂鉴别重要标志。活动断裂具有良好的含水性，产生显著的低电阻率异常，与整体岩石之间的电性差异较大。采用直流电联合剖面测深方法，通过固定电极距的电极排列，沿剖面线逐点供电和测量，获得视电阻率剖面曲线。应用电法勘探获得测线的视电阻率曲线，对地下岩层、土层横向电性变化有明显反应，对追索构造破碎带、确定活动断层位置具有良好效果，是鉴别活动断层的有效标志。

氦气放射性测量是勘测活动断裂的成熟方法，活动断层和断层破碎带对应于显著的氦气异常；通过测量土壤氦及其衰变子体产生的 α 粒子的数量，能够有效地确定活动断层和构造破碎带位置和宽度，探测隐伏活动断裂。对比观测表明，氦气测量方法对青藏高原常年冻土区活动断裂探测具有特别效果，常年冻土区活动断裂发育非常显著的异常高氦气含量，而一般冻土地区因厚层地下冰的阻隔作用导致很低的氦背景含量。部分学者观测到氦气含量在地震前后的显著变化规律，并尝试应用氦气含量连续观测方法监测断层运动和地震活动规律。

活动断裂还具有显著的地震波速异常，断层面和断层破碎带对地震波传播具有显著影响，能够利用地震探测方法揭示活动断层和隐伏活动断层的产状、性质和延伸情况。在青藏铁路沿线的浅源地震反射实验表明，浅源地震反射能够良好地反映冻土、地下冰层、第四纪地层和基岩产状及断层对地层的错动关系，对活动正断层、活动走滑断层、压扭性活动断层、张扭性活动断层都具有良好的探测效果，是青藏铁路沿线活动断层勘测的有效方法。通过地震反射时间剖面 and 地震反射速度剖面，分析活动断层对反射层、速度层的切割、错断关系，或分析地震波通过断层面与断层破碎所形成的异常反射带，鉴别活动断层及产状特征。

三、断层活动时代测年方法

第四纪测年技术为定量研究断层活动时代提供了有效工具，常用活动断层测年方法包括铀系等值线测年、电子自旋共振（ESR）测年、热释光（TL）测年、光释光（OSL）测年和¹⁴C 同位素测年，通过测定断层切割最新地层、覆盖断层的最老地层、断层破碎带方解石脉、断层泥和构造楔形体的形成年龄，确定断层形成与活动时代。本次研究主要应用铀系等值线测年、电子自旋共振（ESR）测年、热释光（TL）测年方法，取得可靠的年代学资料。

1. 铀系等值线法测年

铀系法是铀系不平衡测年方法的简称。铀系不平衡测年方法的基本原理是：自然界中存在 3 个放射性衰变系列，放射性元素铀、钍和钷的衰变遵循以下放射性衰变规律：

$$N = N_0 e^{-\lambda t}$$

$$\lambda = \frac{\ln 2}{T}$$

式中, t 为时间 (年龄); N_0 为初始放射性强度; N 为 t 时的放射性强度。

放射性系列中的母体与子体元素在复杂的地球化学环境中, 由于溶解度的差异、扩散迁移、吸附作用、齐拉-契满斯效应等物理和化学性质的差别, 当地质条件改变时, 子体从母体的衰变链中分离出来, 造成衰变平衡的破坏, 从而使子体相对亏损或相对过剩。通过测定样品中母体与子体含量, 根据衰变产物的积累或过剩产物衰变的方法, 可由衰变定律推算出年龄。

在天然放射性系列 ^{238}U - ^{206}Pb 中, 当母体与子体达到平衡时, 有 $\lambda_1 N_1 = \lambda_2 N_2 = \lambda_n N_n$ 。然而, 当样品所处的地球化学环境改变时, 平衡链被破坏, 造成子体的相对亏损或相对过剩, 即铀系不平衡。 ^{230}Th 和 ^{234}U 是衰变链中的两个子体, 假定在封闭系统中, ^{230}Th 全部由样品的 ^{238}U 和 ^{234}U 衰变生成, 那么 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 比值可用下式表示:

$$\begin{aligned} \frac{^{230}\text{Th}}{^{234}\text{U}} &= \frac{1}{^{234}\text{U}/^{238}\text{U}} [1 - \exp(-\lambda_{230} t)] \\ &+ \frac{\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}} - 1}{\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}} \left(\frac{\lambda}{\lambda_{230} - \lambda_{234}} \right) [1 - \exp(\lambda_{234} - \lambda_{230}) t] \end{aligned}$$

^{230}Th 随时间的生长速率为:

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

式中, λ_{230} 、 λ_{234} 、 λ_{238} 分别是 ^{230}Th 、 ^{234}U 、 ^{238}U 的衰变常数。

根据实际测量得到的 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 和 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 的比值, 按照上述公式计算年龄 t_0 。 ^{230}Th 的半衰期 ($T_{1/2}$) = 75200 年, 这一方法可以测 44~40 万年的样品, 是铀系法中最为常用的方法。U 系法测年范围一般在 4000 年至 30 万年之间。

对海洋珊瑚礁与洞穴纯碳酸盐, 可直接测定样品 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 和 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 比值, 计算样品形成年龄。但湖相沉积与断层相关碳酸盐样品常含早期矿物残留物, 由于难以将样品碳酸盐相和非碳酸盐相完全分开, 新生碳酸盐矿物和残留非碳酸盐矿物年龄相差很大, 因此, 分析全样并采用一般公式难以得到合理的年龄数据。即便采取常用的稀酸溶取碳酸盐处理方法, 也难以保证溶取样品不受早期残留组分影响。对所测量的含碳酸盐沉积物样品, 采用筛分和沉降方法对样品进行粒级和密度分选, 取得 3~4 个子样; 对每个子样进行全溶, 分别测定 U、Th 同位素比值, 以 $^{234}\text{U}/^{232}\text{Th}$ 对 $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ 作图, 所得等值线斜率就是碳酸盐 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 比值; 以 $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ 对 $^{234}\text{U}/^{232}\text{Th}$ 作图, 所得等值线斜率就是碳酸盐 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 比值; 这样得出的比值代表去掉碎屑和残留物质污染的新生碳酸盐的同位素比值, 代入公式可计算得出新生碳酸盐样品的形成年龄, 称之为 U 系等值线年龄。

铀系法测年样品为钟乳石、珊瑚礁、钙质结核、碳酸盐类胶结物、年轻火山岩、骨化石等。样品应新鲜, 尽可能少受或不受水的作用、碳酸盐岩的重结晶作用、铀的次生加入与析出。要求不纯碳酸盐中碳酸盐含量尽可能高。钙质结核样品需除去表层物质, 对于较

大 (>100 g) 的钙质结核样品, 可刮去表层 0.5 cm 厚, 并加以粉碎。本次研究主要对湖相地层、钙质泉华、钙质胶结物进行铀系法等值线法测年, 取得良好效果, 获得有显著地质意义的等时线年龄, 为分析断层活动时代提供了重要依据。

2. 电子自旋共振 (ESR) 测年

断裂在形成与活动过程中, 沿断裂破碎带常形成不同类型、不同方向的断层裂隙, 成为地下水和热流体储藏和运移的重要场所, 并在一定温压条件下 (温度≤100℃, 深度≤3 km) 沉积同构造期方解石脉与石膏脉。自典型活动断裂带取同构造期方解石脉与石膏脉样品, 应用电子自旋共振 (ESR) 方法, 通过测定方解石脉与石膏脉的年龄, 确定断层形成活动时代。样品自形成以来, 受到周围环境的放射性辐射, 在晶体内部产生空穴电子。样品所受到辐射总剂量 (Nd) 与样品所积累的空穴电子数量呈正比, 而样品空穴电子数量可通过 ESR 磁谱仪测定。因此, 应用 ESR 磁谱仪, 可以测定样品在地质历史时期所受辐射总剂量 (Nd)。

样品所受辐射总剂量 (Nd) 的测定是 ESR 测年的关键。将样品粉碎, 挑选 0.1~0.2 mm 的纯方解石或纯石膏颗粒, 在 0.1 N 的盐酸溶液中浸泡 3 分钟; 然后用蒸馏水清洗样品, 在 60~70℃ 的温度条件下将样品烘干。将烘干后的样品缩分为 5~8 份, 每份样品重 300 mg。将缩分后的样品用⁶⁰Co 产生的剂量为 5、10、20、30、40、50、60、70、80krad 的 (射线照射。将照射后的样品放入石英管, 用 ESR 波谱仪测定样品的波谱曲线与信号强度。样品的 ESR 信号强度 (I) 与⁶⁰Co 剂量呈线性相关关系或指数相关关系, 相关直线或曲线在⁶⁰Co 坐标上的截距 (信号强度 $I = 0$) 便为样品自形成以来所受辐射总剂量 (Nd) (Henning et al., 1983; Wagner, 1998)。ESR 测年的另外一个重要参数, 即年辐射剂量 (D), 与样品放射性元素 U、Th、K 含量呈线形相关关系。可通过测定样品或环境中放射性元素 U、Th、K 含量, 根据放射性平衡模式得到各元素放射性衰变对 α 、 β 、 γ 射线强度的贡献 (Henning et al., 1983; Nambi and Aitkan, 1986), 计算年辐射剂量 (D)。计算公式如下:

$$\begin{aligned} D &= D\alpha + D\beta + D\gamma \\ D\alpha &= 2.781 \times U + 0.739 \times Th \\ D\beta &= 0.147 \times U + 0.0286 \times Th + 0.814 \times K \\ D\gamma &= 0.1136 \times U + 0.0521 \times Th + 0.243 \times K \end{aligned}$$

在以上公式中, U 表示放射性元素铀含量 (10^{-6}), Th 表示放射性元素钍含量 (10^{-6}), K 表示放射性元素钾含量 (%). 在测定样品辐射总剂量 (Nd) 与年辐射剂量 (D) 的基础上, 依据公式 $t = Nd / D$, 计算得出样品年龄 (t), 进而确定断层形成活动时期。

3. 热释光 (TL) 测年

热释光 (TL) 测年方法这是从考古学发展起来的一种方法, 用于研究古物烘焙的时间和鉴定古物的年代。在第四纪研究中, 热释光法 (TL) 已经发展成为第四纪沉积年龄和第四纪地质事件年代的重要测年手段。热释光法的原理是物质加热至 400~500℃, 能发出一种光—热释光, 再加热, 光消失, 即贮存的能量被耗尽。因为某些晶体矿物通过放射性元素能吸收一些能量, 贮存起来。时间越长, 吸收越多, 主要吸收的是铀、钍、钾、K40 放射性衰变释放出来的能量。这样可测定岩石矿物生成或结晶时代和岩石矿物受热时

代，因为岩石矿物一旦受热，发光所吸收的能量便释放完。当岩石矿物受到断层活动作用时，某些矿物有可能使原来的热释光能量全部退掉，重新积累能量。根据现在已知的能量大小可推断其受热事件的年代，即该晶体所经受的最后一次热事件至今的年龄。

热释光法测年范围可从几百年至约 50 万年，误差 2%~5%，测年最佳时段为 5 万年至 10 万年。样品采集对象主要为陶片、烘烤层、黄土及含大量方解石或石英颗粒的细砂或粉砂，样品要求新鲜的，最好刨进去 20~50 cm，并进行周围地质环境记录。因此，在条件许可情况下，在采集陶片、砖瓦、方解石、砂土等样品过程中，应把标本周围的环境物质一起取来进行分析。国家地震局地质研究所热释光实验室规定的采样要求如表 6-2。

表 6-2 热释光法测年采样要求
Table 6-2 Requirments for TL dating samples

样品类型	质量/ g	环 境 土	其 他
砖、陶片等	100	包括样品的土	塑料口袋包装密封后，用黑纸包好
溶洞方解石	250	溶洞顶板物质	黑纸包好，装塑料口袋密封
方解石脉	250	脉体周围物质	黑纸包好，装塑料口袋密封
黄土烘烤层等	300		成功取样，不要松散状塑料口袋，用黑纸包好

据国家地震局地质研究所热释光实验室。

4. ¹⁴C 测年方法

¹⁴C 法测年是晚第四纪研究中最常用的测年方法。在含碳质的生物死后，同位素¹²C、¹³C 及 ¹⁴C 的交换停止，这时¹⁴C 按指数规律不断衰变，半衰期为 5730±40 年。含碳质的物质年龄越长，剩下的¹⁴C 越少。¹⁴C 方法所测得年龄可由 4 万年至几百年，现在最新技术可检测到 12 万年的样品。我国用¹⁴C 年龄测定法所测得岩层最老的年龄是 5 万年。

常用¹⁴C 测定与断层活动相关的沉积层中含碳物质的年代，从而间接推知断层活动的年代。测定被错断的沉积层年代，可得知断层活动的下限年代；测定断层活动的相关堆积物（如断塞塘和崩塌楔等底部）年代，可得知断层活动的年代；测定没有变动的断层上面的覆盖沉积层年代，可得知断层活动的上限年代。¹⁴C 样品包括各类有机碳和无机碳，样品采集量与样品中碳的含量有关（表 6-3），对于年龄大于 36000 年或要求有较高精度的样品，样品采集量应为要求量的 2 倍。

表 6-3 ¹⁴C 法测年采样要求
Table 6-3 Requirements for ¹⁴C isotopic dating

样品种类	干质量 g		样品颜色及特征
	最小量	要求量	
木头、树根	5	25~30	浅黄—棕黑色
木炭	2	10~20	黑色炭块或炭粒
珊瑚、贝壳	20	100	未风化坚硬贝壳
泥炭、淤泥	50	500	深棕色、黑色
土壤		2000~5000	测定腐殖酸、胡敏素等有机碳组分
骨头	500	800~1500	测定骨头中骨胶原组分

据国家地震局地质研究所年代学研究室。

5. 地质定年方法

青藏高原腹地很多活动断层发育于第四纪沉积区，部分活动断层位于基岩出露区。大面积出露的第四纪不同时期、不同类型沉积层是鉴别活动断层、判别断层活动时代的重要标志，尤其是研究程度比较高的第四纪冰碛与冰水沉积层、第四纪湖相沉积层、第四纪泉华沉积、第四纪钙膜及第四纪地貌面、河流阶地、河流沉积比较适合第四纪沉积地层测年。通过研究活动断层与这些沉积地层之间的切割、覆盖关系，可以良好地判别第四纪断层的形成活动时代，为分析断层活动规律、估算断层运动速度提供重要资料。

鉴于第四纪地质对鉴别、研究活动断裂的重要性，地质力学研究所青藏铁路项目组和西藏当雄幅填图项目组分别对青藏铁路格尔木-唐古拉-拉萨段全线及当雄幅 1:25 万测区开展 1:10 万第四纪地质调查。室内对第四纪湖相沉积、第四纪冰碛、第四纪河流阶地进行了系统年代学研究工作，取得大批有重要意义的第四纪沉积地层年龄数据，良好地厘定青藏高原腹地重要湖相沉积层的发育时代及一些重要钙华沉积、砾石钙膜、部分河流阶地的形成时代。通过铀系法和¹⁴C 测年，确定安多—那曲—九子拉—纳木错地区晚更新世发育 9~4 万年古大湖、4~3 万年外流湖和 3 万年以来现代湖 3 个阶段的湖相沉积，唐古拉—昆仑山之间晚更新世广泛发育 3~5 万年古湖相沉积。据第四纪沉积地层的测年资料，结合活动断层-第四纪地层关系地质观测成果，有效地确定了一批重要断层的活动时期。

第二节 当雄-羊八井盆地活动断层地质特征

西藏当雄及邻区活动断层非常发育，大部分活动断层都分布于当雄-羊八井裂陷盆地及两侧，包括盆地边界活动断层、盆地内部活动断层和穿切盆地的横向活动断层（图 6-5）。羊八井-当雄裂陷盆地边界活动断层包括盆地西北边界活动断层 F₆₀、F₆₁、F₆₂、F₆₄、F₆₅、F₆₆、F₇₀ 与盆地东南边界活动断层 F₅₉、F₇₃、F₇₇、F₈₀。羊八井-当雄裂陷盆地内部活动断层包括当雄盆地北部 F₆₂ 断层，宁中盆地内部 F₆₈、F₆₉、F₇₈、F₇₉ 断层，拉多岗盆地 F₅₇、F₇₂、F₇₃ 断层，羊八井盆地 F₇₄、F₇₅、F₇₆ 断层等。横向活动断层主要指横切盆地的 NW 向活动断层，包括较大规模横向活动断层 F₈₁、F₈₂、F₈₃ 与盆地内部一些较小规模的横向活动断层，较大规模的横向活动断层横穿羊八井-当雄盆地，向东延伸进入旁多山地，向西延伸穿切念青唐古拉山脉。还有部分活动断层分布于念青唐古拉山西边界如活动断层 F₈₄ 和纳木错西北山地沿第四纪河谷分布如 NW 向隐伏活动断层。活动断层对盆地裂陷、山脉隆升、河流发育、沟谷分布、地貌演化、地震活动、温泉与热田水热循环及地质灾害均有显著的控制作用（图 6-5）。

1. 优清果-嘎尔波活动断层（F₅₇）

优清果-嘎尔波活动断层（F₅₇）总体呈 NW 走向（图 6-5），在古近纪时期表现为压扭性断层，在第四纪表现为张扭性活动断层，控制第四纪沉积分布（图 6-6）；但在盆地内断层被全新世沉积覆盖，呈隐伏状态。但在拉多岗北侧，沿该断层分布有温泉群，部分温泉水眼存在喷气现象，反应断层具有较大的影响深度和较强烈的现今活动性，是拉多岗控制水热活动的重要活动断层。在铁路线附近，离主断层 700 m 处，断层 F₅₇ 发育一条北部分支断层，形成显著的断层沟谷地貌和地表构造裂缝。在优清果南东山地，该断层右旋错动基岩，出露新鲜的断层面，成为古近纪火山-沉积岩层和现代沼泽盆地的分界线，对全

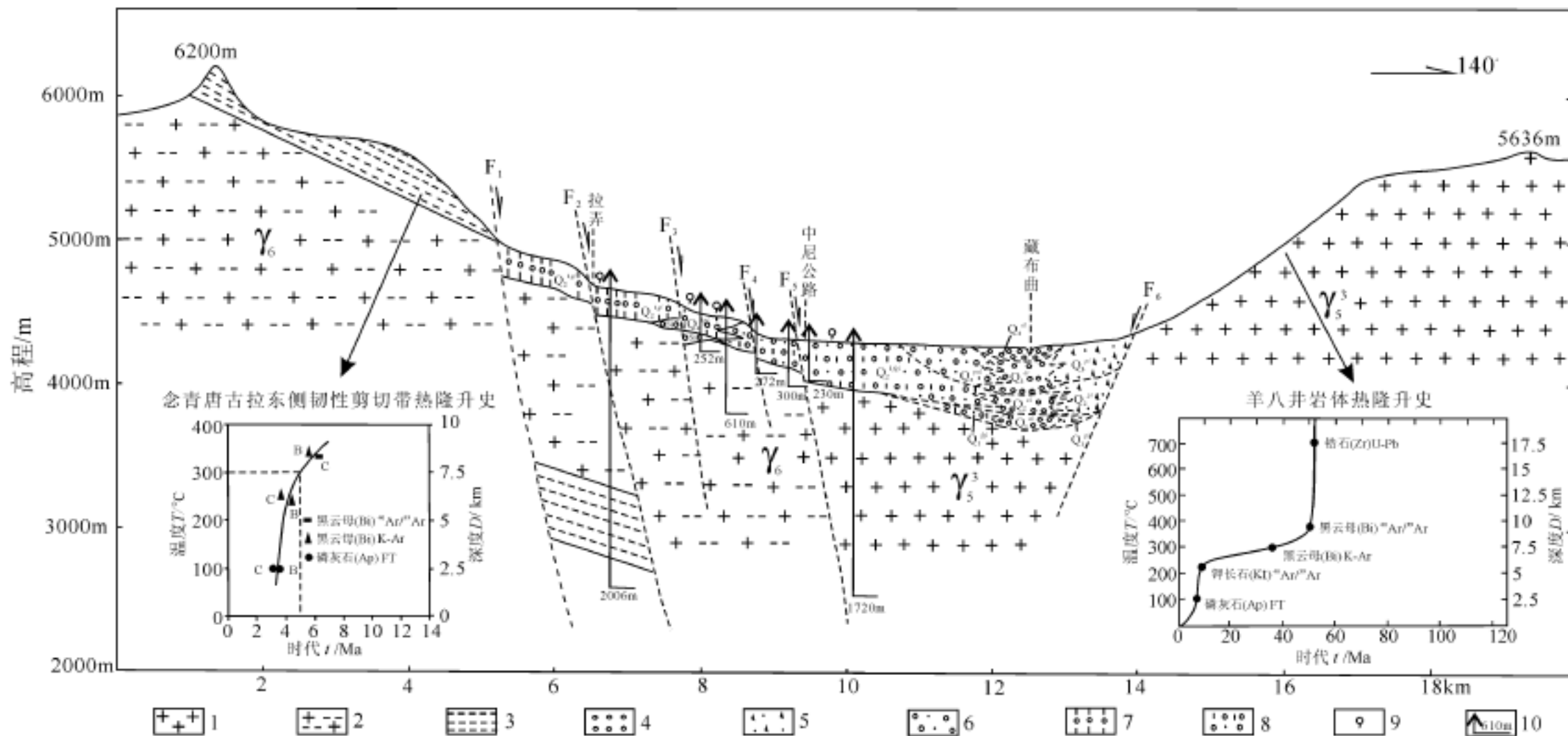


图 6-17 羊八井地热田地质剖面图

(钻探资料据西藏地热地质大队, 1989)

Fig. 6-17 Cross - section of Yangbajain geothermal field illustrating features of active faults

1—花岗岩; 2—糜棱岩化花岗岩; 3—糜棱岩; 4—全新世砾石; 5—晚更新世坡积物; 6—晚更新世砂砾石;

7—中更新世冰碛物; 8—中更新世冰水沉积; 9—温泉; 10—钻孔及编号

新世沼泽沉积具有明显控制作用；断层破碎带宽约 30~50 m，主断层面代表性产状为 $220^{\circ}\angle 80^{\circ}$ ；在优清果切割山脊，形成断层谷地貌。该断层与 NE 向拉多岗断层、门巴果断层共同控制了拉多岗地热田水热活动。

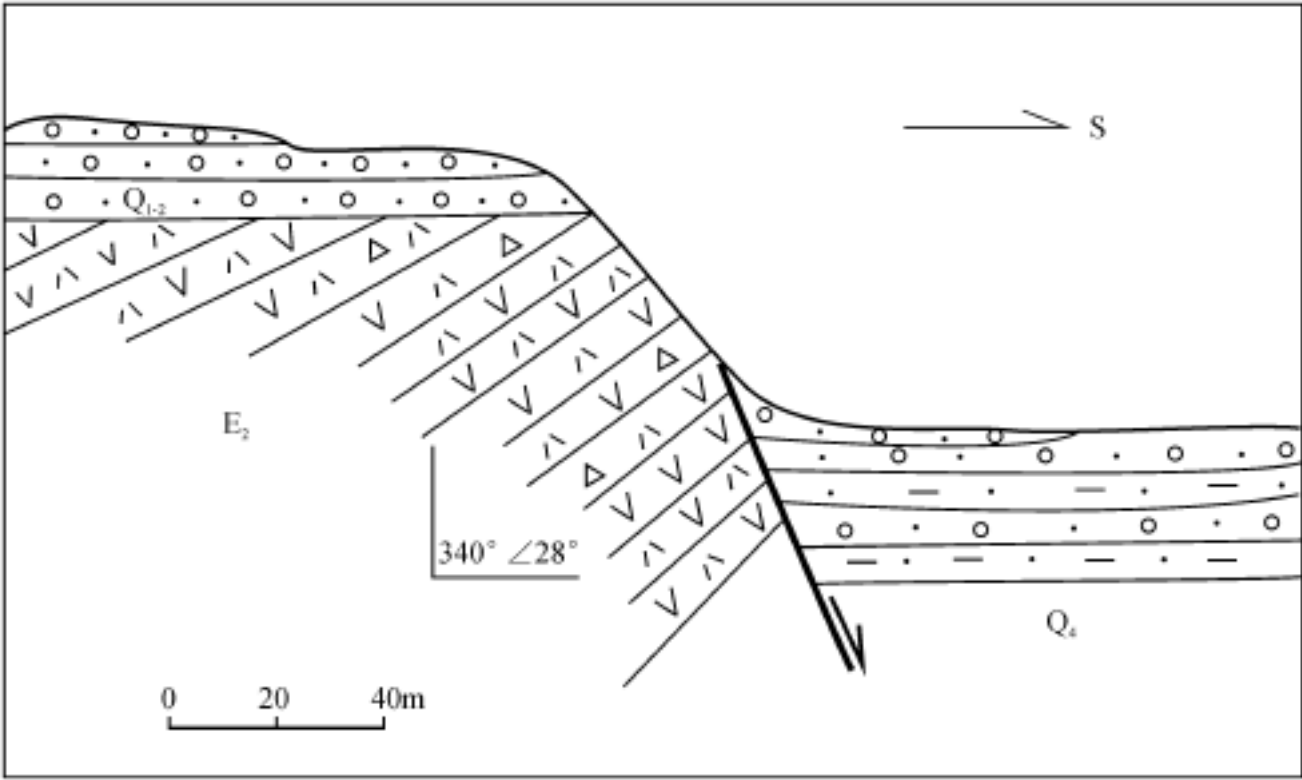


图 6-6 拉多岗北侧 F₅₇ 断层剖面图

Fig. 6-6 Cross-section of active fault F₅₇ in north of Laduogang basin

2. 羊八井盆地东南边界活动断层（F₅₉）

羊八井盆地东南边界活动断层（F₅₉）属古近纪压扭性断层在第四纪重新活动断层，呈 NE 走向，向北延伸构成拉多岗盆地东南边界，向南延伸构成羊八井盆地东南部边界（图 6-5），断层倾向 NW，倾角约 $50^{\circ}\sim 70^{\circ}$ ，第四纪具有显著的垂直位移，属正断层性质；发育典型的断层崖、断层三角面、断层陡坎地貌，断层崖高达 100~200 m，呈平直线状，局部发育多级断层陡坎。在羊八井北侧山区，F₅₉ 活动断层发育断层谷地貌，构成花岗岩与古近纪火山-沉积地层断层接触界线。在拉多岗南部基岩山区，断层错断古近纪火山-沉积岩层，构成古近纪火山-沉积地层与二叠纪含砾板岩断层分界线，形成显著的断层三角面地貌，局部控制山间现代沼泽分布，沿断层分布有大量泉水。在羊八井南，断层发育线性分布的断层崖、断层三角面、多级断层陡坎和泉水群，控制冲洪积扇线性分布，局部切割全新世冲洪积扇体，在第四系内形成断层陡坎。跨断层电法勘探结果表明，断层具有明显的电阻率异常。

3. 羊八井-当雄盆地西北主边界活动断层（F₆₀）

羊八井-当雄盆地西北主边界活动断层（F₆₀）分布于念青唐古拉山东南缘，构成羊八井-当雄裂陷盆地与念青唐古拉山之间的主要边界（图 6-5）。断层现今活动性强烈，形成长达百余公里的多期地震陡坎。很多地震陡坎形成于 1411 年羊八井 8 级地震期间，部分地震陡坎形成于 1952 年九子拉 7.5 级地震期间，一些地震陡坎可能与古地震事件有关。沿断层发育显著的线性遥感影像，野外观测到 3~5 级断层陡坎，部分断层陡坎属地震陡

坎。断层性质为斜滑正断层，形成显著垂直位移和左旋走滑位移。在空间上，该断层具有明显的分段活动特点。

(1) 当雄盆北段

F₆₀断层在当雄盆地北缘呈近 EW—NEE 走向，由主断层、反向分支断层和断层陡坎(图 6-5)、地震陡坎组成，发育显著的高氦气异常 (图 6-7)。主断层倾向南，倾角一般为 65°~80°。在当雄盆地北侧，F₆₀活动断层形成的断层陡坎坡长 35.5 m，坡角为 20°，陡坎下方有胶结程度较差的断层角砾岩；在基岩山前，发现该活动断层切割石炭纪浅变质岩和晚白垩世设兴组红层，构成 C/K₂ 地层断层分界线，在断层三角面上长有地柏；断层三角面高度近 200 m。该断层向东延伸进入桑利盆地南缘，形成 NE—近 EW 向构造裂缝，反映该断层现今强烈的构造活动性。断层向西延伸至当雄北侧那根拉山沟入口与黑青虹沟口，在地表形成高耸的断层崖，控制区域内高冰碛台地的分布，构成当雄北东壮观地貌景观；断层左旋错动 Q_p^{2(1)gl} 冰碛，错距约 42 m。在达弄多西侧，断层在盆地一侧形成反向分支断层，总体倾向北，倾角 65°~75°，发育断层陡坎地貌；控制全新世沉积和河谷地貌发育，形成宽达 400 m 的显著氦气异常 (图 6-8)，反映现今具有强烈活动性。在你啊沟口处见基岩上有 F₆₀断层摩擦镜面和阶步，指示断层为正断层。在嘎罗棍巴西侧也可见断层 F₆₀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。在黑青虹反向断层错动 Q_n 泉华台地，形成四级陡坎，指示断层在全新世期间多次活动。在黑青虹和月仁朗一带，沿 F₆₀断层发育现代温泉。

(2) 宁中盆西段

F₆₀断层自你啊沟东开始，由 NEE 走向转变成 NE 走向，构成宁中盆地西北基岩山地和第四纪沉积盆地边界。沿断层发育高耸的基岩断层三角面、多级断层陡坎、地震陡坎和



图 6-7 当雄盆地北部断层陡坎特征 (镜头向北)
Fig. 6-7 Fault scarps in north of Damxung basin

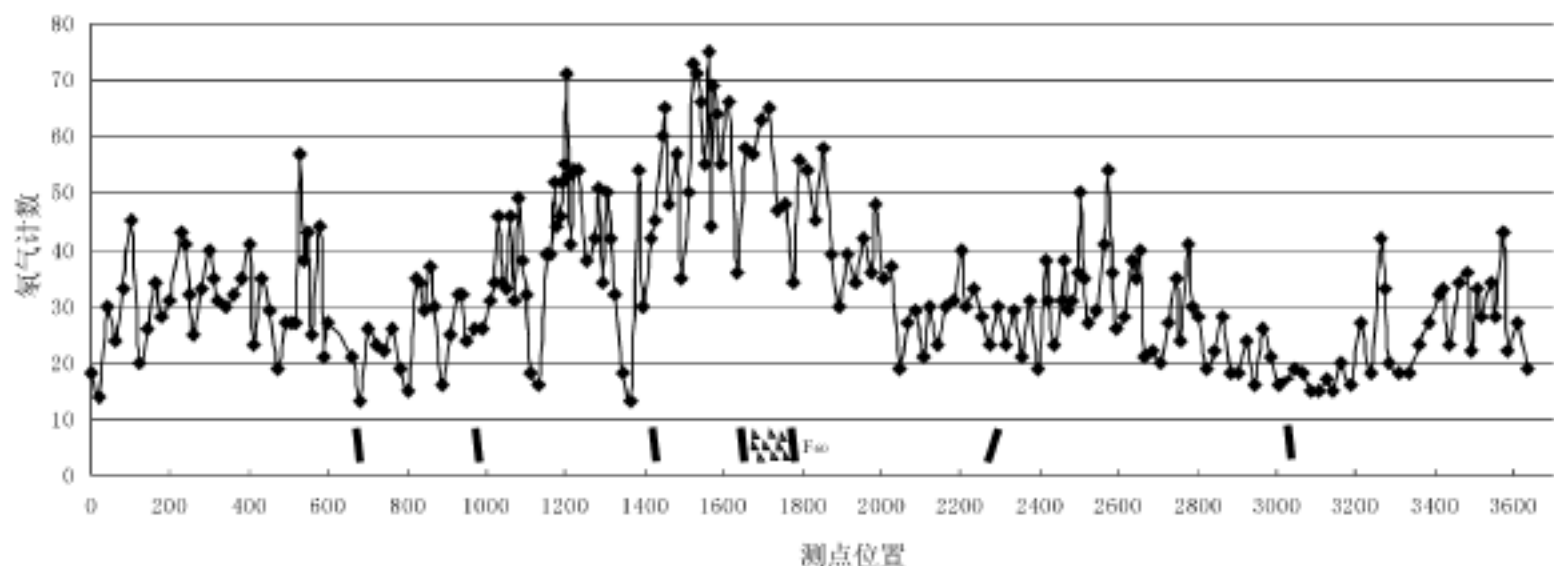


图 6-8 当雄盆地东北部近 SN 向跨断层氡气含量曲线图

Fig.6-8 Diagram of α -ray dose of radioactive Radon across boundary fault of north Damxung basin

冰川悬谷地貌（图 6-9），在断层北盘山谷普遍发育深切峡谷地貌，典型断层产状 $120^{\circ} \sim 170^{\circ} \angle 50^{\circ} \sim 70^{\circ}$ ，断层具左旋斜滑运动特征。在你啊沟口曲可堂西南侧的断崖斜坡上，可见断层错动冰碛物形成的断层面，其产状为： $130^{\circ} \angle 62^{\circ}$ ，断层面上发育约 20 cm 厚的灰白色钙质断层泥。在克子果-躺兵错一带，沿断层发育多条断续延伸的阶梯状正断层陡坎，以倾向南东的断层为主，少数断层倾向北西，在区域上形成小型的地堑或地垒地貌。在躺兵错， F_{60} 断层与 F_{64} 断层呈右列斜接形态，形成菱形的躺兵错小型拉分盆地，盆地西侧发育正断层陡坎，在盆地南北侧发育显著相向倾斜的地震陡坎。 F_{60} 断层控制了中更新世早期高冰碛台地的分布，沿断层带可见高大的断层三角面，但未见断层明显错动晚更新世以来的地层。在曲才乡北部山前， F_{60} 断层由两条阶梯状断层构成，断层错动基岩和第四纪地层，形成显著的断层崖和断层陡坎。

(3) 拉多岗盆西段

断层 F_{60} 分布于山前构成拉多岗盆地西北边界（图 6-5）。断层整体呈 NE 走向，由 3 条阶梯状分布的次级断层带构成，延伸约 18 km，次级断层右列分布，发育多级断层陡坎和地震陡坎。在扎日阿白果-门巴果一带，沿断层发育 1~2 条倾向 NW 的反向正断层，反向正断层走向 NEE，沿断层线性分布沼泽洼地。该断层控制了拉多岗盆地西部基岩岛山、沼泽和晚更新世泉华台地的分布。

(4) 羊八井盆西段

断层 F_{60} 整体走向 NE，断续延伸约 15 km，由 3 条整体呈阶梯状分布的次级断层构成；山前边界断层属主断层，分布于嘎罗棍巴-格那果之间，沿断层带主要分布线性的断层三角面，断层明显控制了盆地中第四系的分布，沿次级断层发育多条阶梯状分布的断层陡坎和地震陡坎。在嘎罗棍巴西侧，断层错动基岩形成硅质胶结的断层角砾岩，断层产状 $135^{\circ} \angle 66^{\circ}$ ；发育光滑的摩擦镜面，在断层镜面上发育指示左旋正断的两组“丁”字头擦痕；早期擦痕较粗、较长，擦痕侧伏角小，而晚期擦痕则较短、较窄，擦痕的倾伏角大，前者被后者所切割。在夹多乡北西山前， F_{74} 断层左旋正断 $Q_p^{2(3)gl}$ 侧碛，垂直断距约 40 m，左旋走滑量 35 m，发育宽百余米的断层破碎带，其中断层泥和断层角砾松散未胶结（图 6-



图 6-9 宁中盆地西侧断层地貌 (镜头向西)

Fig.6-9 Scarps of boundary fault in west of Ningzhong basin

10a), 代表性断层产状 $200^{\circ} \angle 72^{\circ}$ 。在部分地段如夹多乡西侧, 断层 F_{60} 表现为多级断层陡坎和断层沟谷地貌, 常见多条近平行分布的倾滑型活动断层面和地震陡坎(图 6-10b)。



图 6-10 羊八井盆西边界活动断层地质地貌特征

Fig.6-10 Features of active faults in west boundary of Yangbajain basin

a—冷青拉沟口 NE 向断层破碎带 (镜头向南); b—夹多乡西侧边界断层地震陡坎 (镜头向北西)

4. 宁中地热田横向活动断层 (F_{68})

宁中地热田横向活动断层 (F_{68}) 总体呈 NNW 与 NWW 走向, 与 NE 走向的 F_{78} 活动

断层交叉复合，控制宁中高温温泉群。宁中温泉属高温温泉和沸泉群，部分温泉属典型的高温喷泉（图 6-11a），地表水温超过 90℃，反映泉水循环和来源深度较大，断层切割、影响深度应超过 5~7 km。断层具有比较明显的氡含量异常，向东南方向延伸斜切青藏铁路，进入南部基岩山地形成平直的断层谷和断层崖地貌，控制河流和泉水分布。局部出露断层破碎带，以断层泥和碎裂岩为主，断层泥呈松散未胶结状态；断层在宁中热田形成泉华台地边界陡坎，向 NW 方向延伸，构成沼泽湿地东部边界。断层在热田控制泉眼与泉华分布，向两侧控制线性分布泉水群，切割 F₇₈ 断层。在宁中地热田北侧，分支断层构成晚更新世冰碛台地边界，发育断层陡坎和断层崖地貌。在地热田中部，NW 向活动断层切割、错断晚更新世泉华台地，形成片理化带（图 6-11b、6-12）。

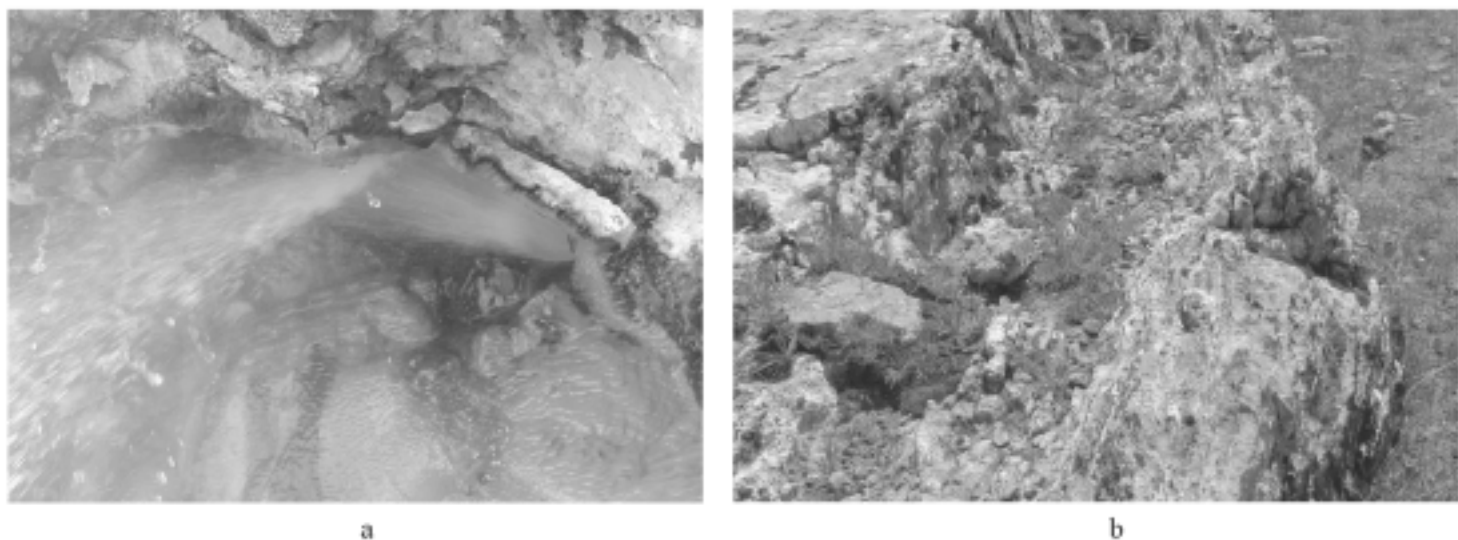


图 6-11 宁中喷泉 (a) 与断层破碎带 (b) 地质特征

Fig. 6-11 Spring and foliation of active faults in Ningzhong geothermal field

垂直 F₆₈ 断层，开挖 3 个探槽，揭露断层结构、组成、性质和地质特点（图 6-12）。

探槽 T_{C1}：垂直于 NW 向断层，探槽方向 65°，探槽编录如图 6-12a。该探槽揭露出 3 套岩层和一条断层。探槽揭露的 3 套岩性层包括：

- 层①：全新世早期灰白色钙华，具水平层理；
- 层②：全新世中晚期含砾粉砂，充填于断层裂缝内；
- 层③：全新世中晚期含砾石粘土，充填于断层裂缝内。

探槽 T_{C1} 揭露断层裂缝宽约 0.25 m，断层裂缝被层②含砾粉砂和层③含砾粘土充填。

探槽 T_{C2}：垂直于 NNW 向—近 SN 向次级张裂隙，探槽方向 80°，探槽编录如图 6-12b。该探槽揭露出 3 层岩层和 1 条断层破碎带。3 层岩性层包括：

- 层①：全新世早期灰白色钙华，具斜层理；
- 层②：全新世中晚期断层破裂带，沿断层发育构造透镜体；
- 层③：全新世晚期腐殖土，充填于张裂隙中。

探槽 T_{C2} 揭露的全新世中晚期断层破碎带宽约 4m，断层错动全新世钙华层①，被全新世晚期腐殖土层③覆盖。

探槽 T_{C3}：垂直 NW 向活动断层，探槽方向 220°，探槽编录如图 6-12c。该探槽揭露出 5 层岩层和 4 条断层破碎带。探槽揭露的 5 层岩性层包括：

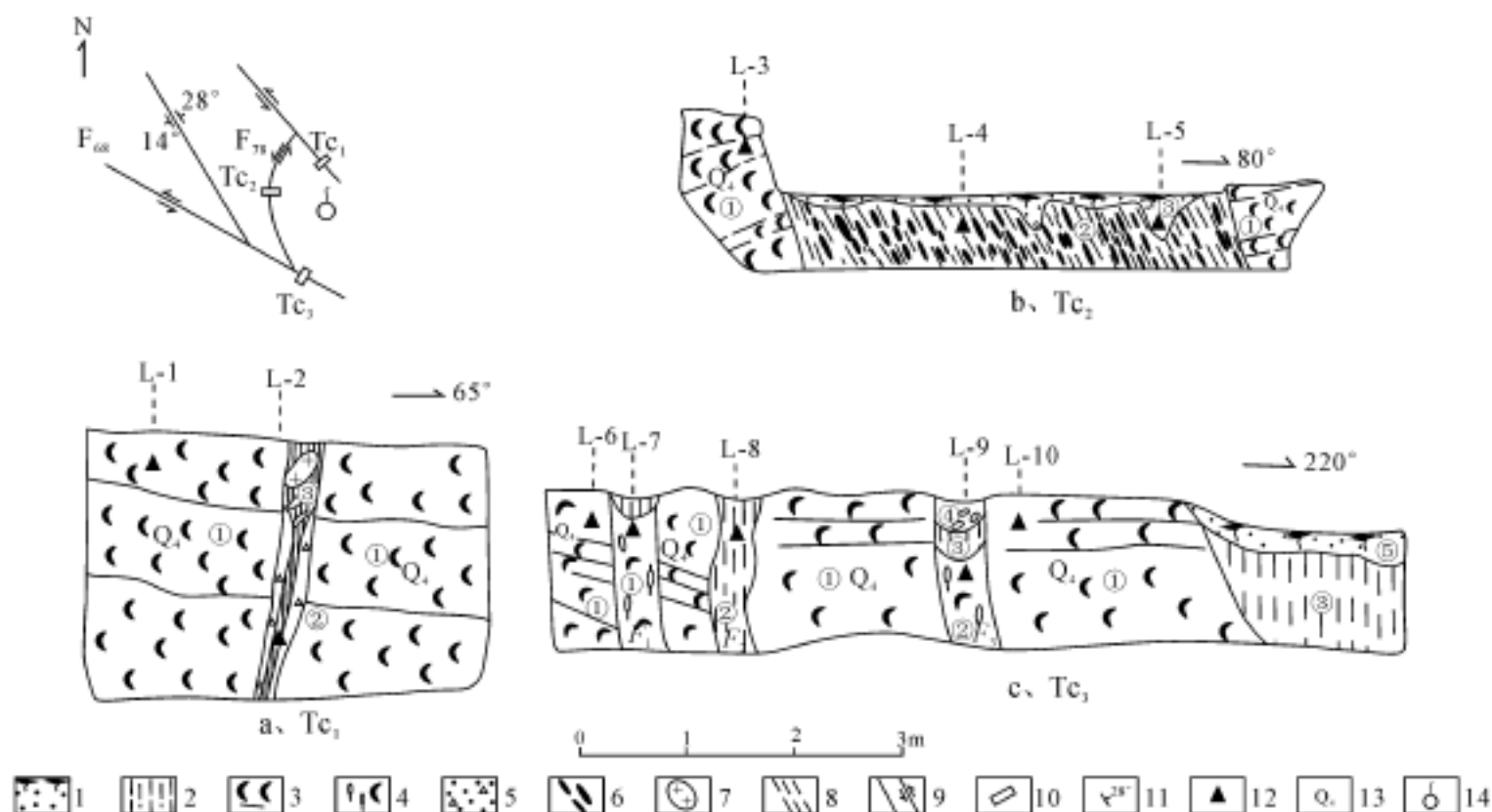


图 6-12 宁中温泉热田探槽剖面图

Fig. 6-12 Trench cross-section of Ningzhong geothermal field

上左图为泉华台地与探槽剖面位置图；a、b、c 为探槽剖面图：1—腐殖土层；2—粘土；3—钙华；4—蜂窝状钙华；5—断层充填砂；6—构造透镜体；7—花岗岩砾石；8—劈理化带；9—断层；10—探槽位置；11—岩层产状；12—采样点；13—全新统沉积层；14—现代温泉泉眼

层①：全新世早期灰白色钙华，具近水平层理；

层②：全新世早期蜂窝状钙华，充填于构造裂缝中；

层③：全新世中晚期粘土层，常充填于构造裂缝中；

层④：全新世晚期碎石层，充填于构造裂缝中；

层⑤：全新世晚期腐殖土层。

探槽 Tc₃ 揭露出 3 条断层破碎带 F₁、F₂、F₃，都切割全新世早期泉华沉积，断层破碎带宽约 0.25~0.5m，倾向南西，倾角约 76°~87°。断层 F₁ 上部充填有全新世中晚期粘土层，下部充填泉华质碎裂岩；断层 F₂ 内部充填全新世中晚期粘土层；断层 F₃ 自上而下分别充填全新世晚期碎石层、全新世中晚期粘土层和泉华质碎裂岩。

5. 嘎瓦美活动断层 (F₆₉)

嘎瓦美活动断层 (F₆₉) 总体呈近 EW 走向，倾向北，倾角约 55°~65°；断层南盘为宁中白云母花岗岩，北盘为第四系沉积盆地和现代沼泽盆地 (图 6-5)，发育长达 4 km 的平直断层陡崖和大量断层三角面，控制泉水分布；从断层地貌和断层控制第四纪沉积判断，该断层属活动断层，但未观测到断层破碎带。该断层向东延伸被 NNE 向活动断层切割、错断。

6. 甲果果活动断层 (F₇₁)

甲果果活动断层 (F₇₁) 分布于甲果果山北麓，构成确册曲沼泽盆地南部边界，总体呈近 EW 向展布 (图 6-5)，发育高达 20 m 的断层崖和断续延伸长达 6 km 的断层三角面。

断层南盘主要出露二叠系板岩和始新世流纹岩，断层北盘主要发育中晚更新世冰碛物和全新世冲洪积物、沼泽沉积；局部见断层切割基岩，形成张性断层角砾岩带，说明该断层属正断层；主断面产状 $355^{\circ}\angle 63^{\circ}$ 。该断层向东延伸被 F_{72} 断层切割、错断、限制后，呈隐伏状态，在铁路线附近地表显示不够明显。

7. 门巴果-雄曲活动断层 (F_{72})

门巴果-雄曲活动断层 (F_{72}) 主要呈 NEE—近 EW 向走向，分布于拉曲河南岸，控制拉曲河谷盆地发育，构成拉曲南侧石炭纪板岩和拉曲河谷盆地边界 (图 6-5)；发育长达十余公里、高 30~80 m 的巨型断层崖和断层三角面地貌，局部出露断层破碎带。沿断层面发育小型滑坡体，表现为断层面上分布的第四纪残坡积物沿断层破碎带发生重力滑塌，形成面积超过 20 km² 的小型滑坡体；但由于离铁路线比较远，而且与铁路之间相隔宽阔的拉曲河谷，该小滑坡对铁路安全不会构成威胁。在比郎曲，该断层表现为显著的电阻率异常，但在地表显示不清楚，属隐伏活动断层。在门巴果南侧，断层切割晚更新世冰碛与冰水沉积台地，控制拉多岗地热田温泉分布。

8. 拉多岗-门巴果活动断层 (F_{73})

拉多岗-门巴果活动断层 (F_{73}) 主体分布于拉多岗地热田，总体呈近 SN 走向，向南延伸进入旁多山地，与 F_{58} 、 F_{59} 断层斜列 (图 6-5)。断层被全新世沉积覆盖，部分地段呈隐伏状态。在拉多岗地热田，断层切割中晚更新世砾石层 (图 6-13)。断层总体走向 $160^{\circ}\sim 180^{\circ}$ ，发育断层谷地貌，与 NE 走向的 F_{72} 断层复合控制水热活动迹象，并见泉水，喷气现象。断层在拉多岗地热田北部形成 1 km 左右、宽 100~500 m 左右的小型地堑，断层北错动基岩和 $Q_p^{2(1) fgl}$ ，形成 5~20 m 高的陡坎。沿该断层发育非常高的氦气含量异常，与断层现今强烈活动性存在良好对应关系 (图 6-14)。



图 6-13 拉多岗热田西部 F_{73} 断层切割中晚更新世砾石层 (镜头向北西)

Fig.6-13 Active fault F_{73} offsetting Pleistocene sediments in Laduogang geothermal field

在拉多岗温泉台地，垂直断层开挖探槽。探槽位于 F_{73} 断层西侧边界 Q_p^{3ch} 钙华沉积陡坎上，钙华沉积叠覆于 $Q_p^{2(1)}$ 冰水台地上，探槽剖面方向 90° 。探槽发育两套钙华沉积，探槽编录如图 6-15。探槽主要揭露出 2 套沉积层和部分沉积夹层：层①：灰白色钙质细砂层，未胶结，局部含钙质胶结砂砾岩；层②：灰白色钙质胶结含砾砂岩，局部夹含铁质钙质胶结含砾砂岩，岩层中见两组裂纹。两套钙华分别对应两期温泉活动，其中层①为晚期温泉活动产物，层②为早期温泉活动产物。探槽内钙华沉积中揭露出活动断层 F_{73} 的 3 条次级断层 (F_1 、 F_2 、 F_3) 和多组裂纹，都切割沉积层②；断层 F_1 对层①分布有明显控制作用。由于该断层控制现今温泉分布，且对应于高氡气异常 (图 6-14)，表明断层现今仍有强烈活动。

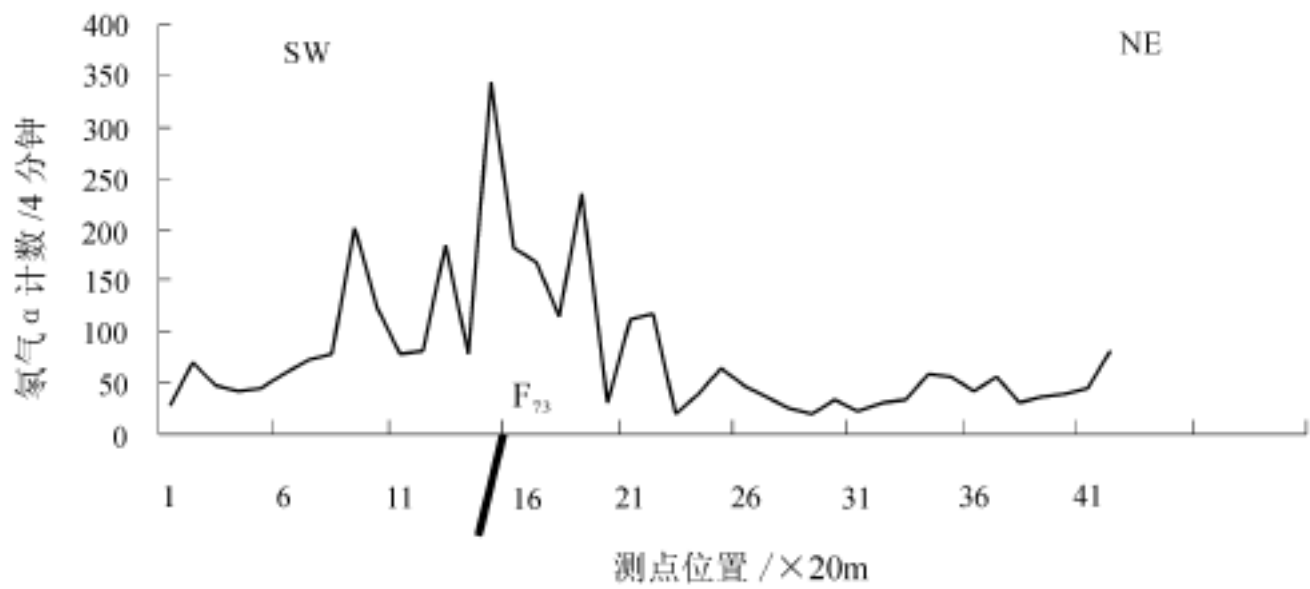


图 6-14 羊八井北侧拉多岗跨 F_{73} 断层氡气异常分布图

Fig.6-14 Radon anomaly across active fault F_{73} in north of Yangbajain basin

9. 羊八井地热田活动断层 (F_{74} 、 F_{75})

羊八井地热田发育 NE 向 F_{74} 、 F_{75} 活动断层和 NW 向活动断层，由同方向的活动断层平行或斜列分布，不同方向活动断层交叉复合控制地下水热活动、温泉群泉口、泉华和水热蚀变的空间分布 (图 6-16)。在羊八井地热田西部， F_{74} 断层发育多级断层陡坎地貌；在羊八井地热田内部， F_{75} 与 NW 向断层切割晚更新世泉华堆积和不同类型蚀变 (图 6-16)。在叶巴果硫磺矿沟水热活动强烈，有大量钙华、硅华出露。两组断层均错断中晚更新世冰碛和冰水沉积，局部形成断层陡坎。在地热田外围，大部分断层被全新世冲洪积覆盖，呈隐伏状态，未明显错动 Q_h^{pl} 扇体。根据钻孔资料，羊八井地热田活动断层显著切割第四纪不同时期冰碛和冰水沉积层，控制地温分布和水热活动，现今构造活动性非常明显 (图 6-17)。

断层向 NE 方向延伸， F_{75} 被古仁曲断层切割、错断后，继续向 NE 方向延展至拉多岗西侧。沿郎布曲垂直断层作浅源地震反射，探测 F_{75} 断层深部产状特征，发现 F_{75} 断层在地震反射时间剖面有明显显示，表现为显著的地震反射界面，向深部延伸超过 10 km；明显切割并控制第四纪沉积层；钻探资料也证明第四系被热田内部活动断层穿切、错断 (图 6-17、6-18)。

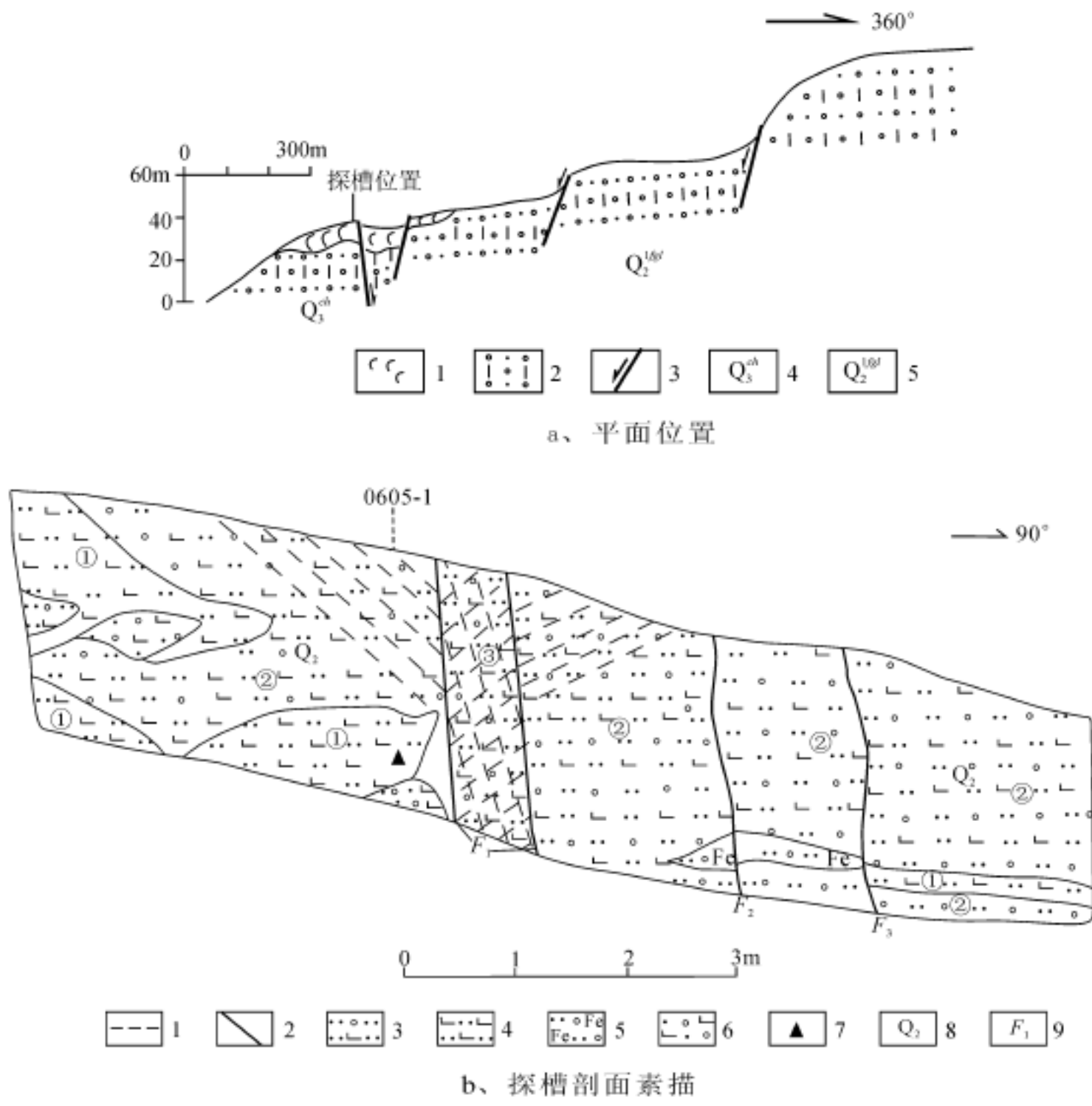


图 6-15 拉多岗地热田探槽素描图

Fig. 6-15 Trench cross-section of Laduogang geothermal field

a—探槽平面位置图：1—泉华；2—冰水沉积；3—活动断层；4—晚更新世；5—中更新世。b—探槽剖面图：1—裂纹；2—构造裂缝；3—钙质胶结含砾砂层；4—钙华；5—钙质铁质胶结含砾砂层；6—钙质胶结砂砾层；7—采样点；8—中更新统；9—次级断层编号

10. 王曰错活动断层 (F₇₆)

王曰错活动断层 (F₇₆) 走向 NE，分布于军马场西部王曰错地区 (图 6-5)。断层主要发育在中更新世的冰碛物和冰水沉积中，由 4 条呈左列斜接的次级断层构成，沿断层带分布线性的断层陡坎，部分陡坎可能与 1411 年羊八井 8 级地震有成因联系。在王曰错宽约 4 km 的区域内，沿断层发育多个小型地垒和地堑，显示显著的区域拉张应力状态。在王曰错西北侧，断层错动 $Q_p^{2(1)gl}$ 及其前缘的 Q_p^{3pl} ，形成高 180~240 m 的断层崖，断层崖坡上出露断层面，断层产状： $125^\circ \angle 58^\circ$ ，断层面上发育厚约 20~30 cm 的灰黄色断层泥，

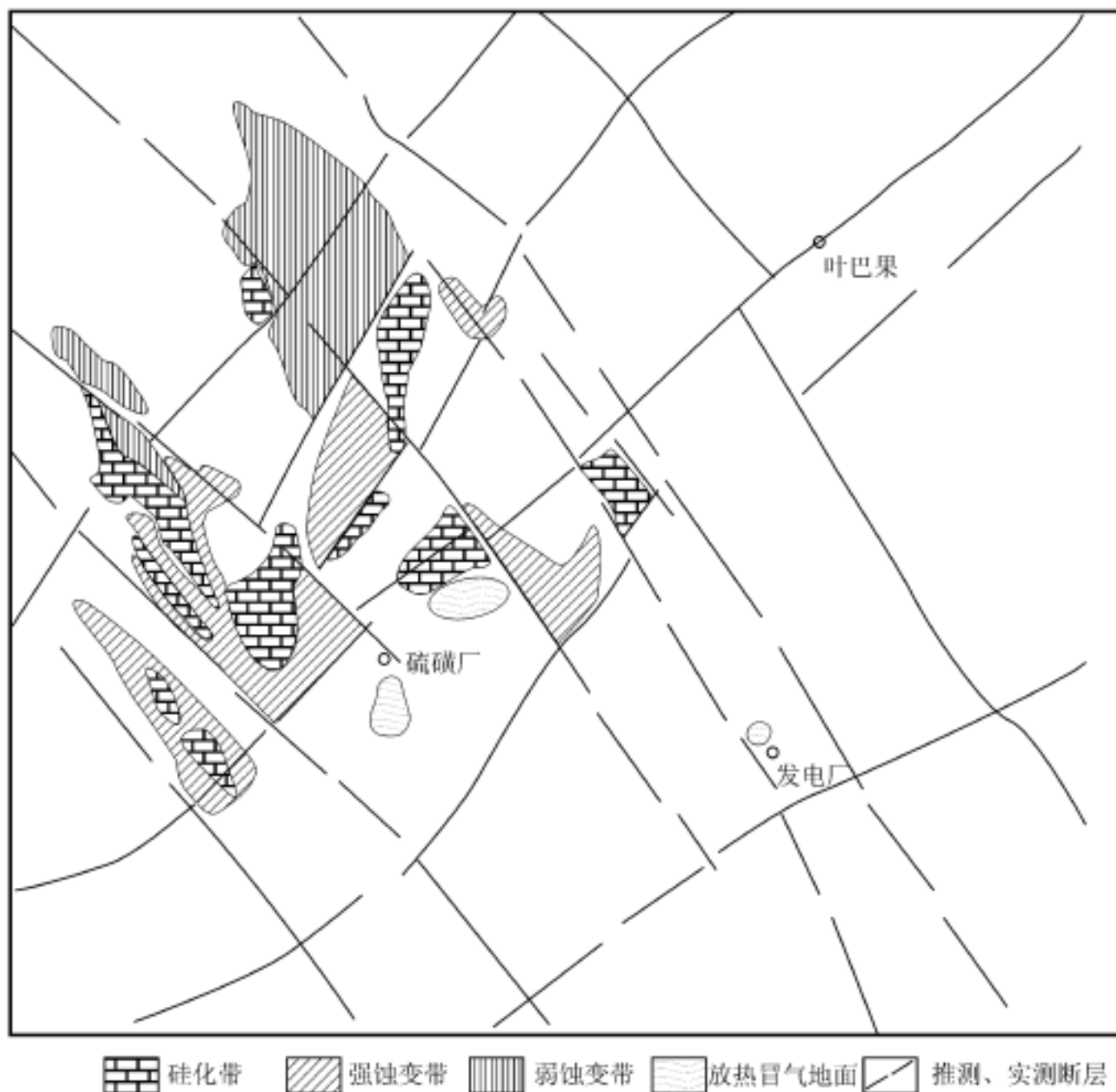


图 6-16 羊八井地热田活动断层与水热蚀变分布图
(据西藏地热地质大队, 1989)

Fig.6-16 Tectonic map of Yangbajain geothermal field showing active faults and alternations

表层有磨擦镜面。该断层向北东方向延伸，归并为 2 条活动断层 F_{74} 、 F_{75} ，属羊八井盆地内部重要活动断层，控制羊八井温泉和地热分布。

11. 宁中盆地东南边界活动断层 (F_{77})

宁中盆地东南边界活动断层 (F_{77}) 分布于拉曲和雄曲东岸，总体呈 NE 走向，倾向 NW，是典型的盆缘活动正断层，构成宁中盆地和旁多山地盆-山构造地貌分界线 (图 6-5)。在拉曲东岸，断层切割、控制中晚更新世—全新世不同时期冰碛与冲洪积层，显著切割、错断全新世冲洪积台地，代表性断层面产状为 $330^\circ \angle 56^\circ$ 。沿断层发育长达 30 km、高 200~400 m、平直线性展布的大型断层崖地貌，多处发育多级断层陡坎地貌，显著切割、错断山脊；控制大量泉水线性分布。局部见断层切割石炭纪板岩，形成厚达 50~150 m 的断层破碎带，主要由松散的断层角砾岩组成，反映断层张扭性正断层性质。

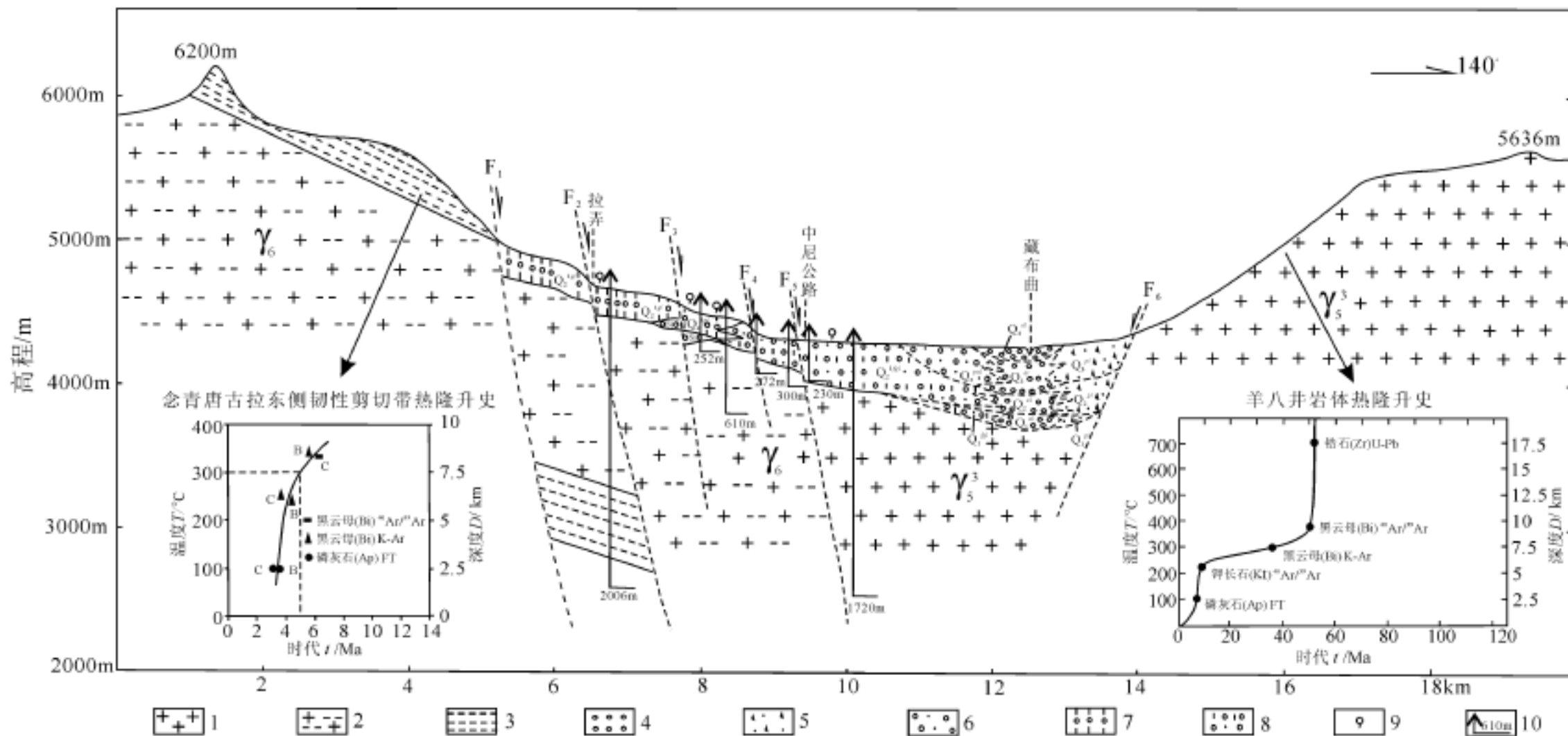


图 6-17 羊八井地热田地质剖面图

(钻探资料据西藏地热地质大队, 1989)

Fig. 6-17 Cross - section of Yangbajain geothermal field illustrating features of active faults

1—花岗岩; 2—糜棱岩化花岗岩; 3—糜棱岩; 4—全新世砾石; 5—晚更新世坡积物; 6—晚更新世砂砾石;

7—中更新世冰碛物; 8—中更新世冰水沉积; 9—温泉; 10—钻孔及编号

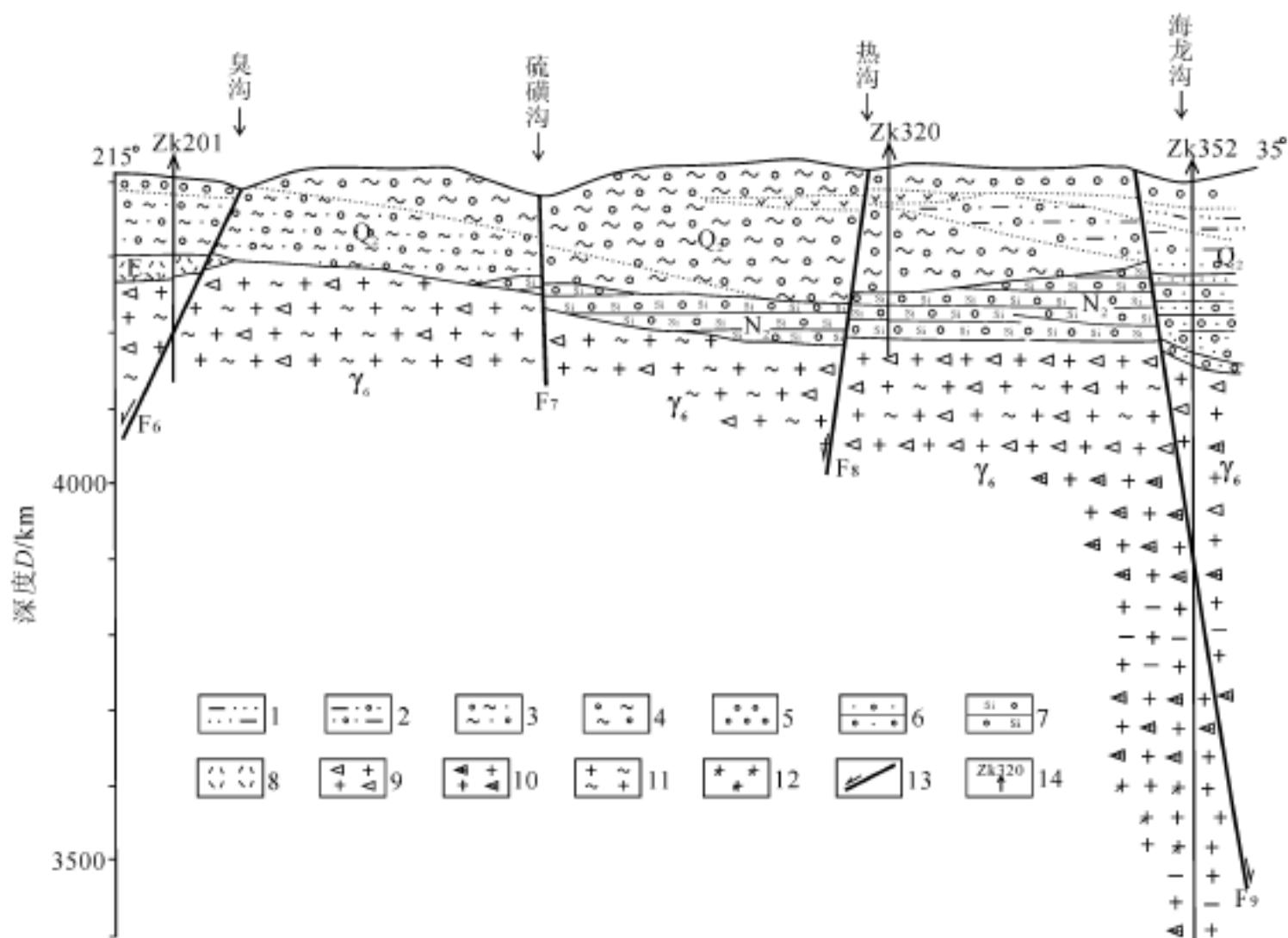


图 6-18 羊八井热田钻孔剖面图

(据西藏地热地质大队, 1989)

Fig.6-18 Cross-section of Yangbajain geothermal field showing features of active faults based on drilling data

1—冲积；2—冰水沉积；3—冰碛；4—冰碛和冰水沉积；5—冲洪积；6—含砾砂层；7—砂砾石层；8—流纹岩；

9—花岗岩；10—弱蚀变花岗岩；11—糜棱岩化花岗岩；12—二长花岗岩；13—正断层；14—钻孔

12. 拉曲西活动断层 (F₇₈)

拉曲西活动断层 (F₇₈) 沿拉曲河谷西岸展布 (图 6-5), 形成高达 15~30 m 的断层陡崖地貌, 切割中更新世冰碛砾石层; 沿断层发育构造裂缝带, 主要构造裂缝走向以 NE65° 方向为主; 另外一组构造裂缝走向为 SE120°, 但表现不太明显。在沙康果东沿断层发育全新世地震地表破裂带和断层摩擦面, 断面发育擦痕、阶步。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 330°∠65°, 断层透镜体指示断层为左旋正断性质, 此处断层错动 $Q_p^{2(1) fgl}$, 形成 40~80 m 的断层陡坎。在地震时间反射剖面, 当曲断层显示非常清楚, 表现为向东南方向倾斜的正断层, 错断了基岩, 切割、控制全新世冲积物和洪积地层, 是当曲盆地西部典型的边界活动断层。

13. 宁中-曲嘎活动断层 (F₇₉)

宁中-曲嘎活动断层 (F₇₉) 总体呈 NW 走向, 在宁中北错断上石炭统一下二叠统洛巴堆组灰岩, 形成破碎带, 断层角砾被钙质胶结, 主断面产状 260°∠45°; 断层在宁中一带对基岩岛山和 $Q_p^{2(1) fgl}$ 台地的分布起到一定的控制作用 (图 6-5)。该断层对宁中古泉华分布具有显著控制作用, 明显切割、错断古泉华台地。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,发育比较显著的氡含量异常,指示新生代晚期该断层两侧存在强烈差异升降运动。该断层延伸到铁路线附近地表表现不明显,处于隐伏状态。

14. 当雄盆地南边界活动断层 (F₈₀)

当雄盆地南边界活动断层 (F₈₀) 位于当雄盆地东南边界, 总体呈 NE—NEE—近 EW 走向, 主断面倾向北, 延长约 50km (图 6-5)。在乌玛塘东侧, 断层在巴古郎形成显著的断层三角面、断层崖和断层陡坎, 代表性断层产状 $300^{\circ}\angle 44^{\circ}$, 沿断层陡坎分布线性泉水群。沿断层发育 310° 走向的地表裂缝, 长达 24m, 最宽处 30cm, 尾端显示出羽状分支, 显示断层右行走滑分量。在日巴郎作地震反射勘探, 发现断层对应比较明显的地震反射界面。由于断层三角面造成的边坡不稳定性 and 断裂破碎带地下水富集, 引发岩层顺断层面面向下蠕动, 形成阶梯状陡坎地貌 (图 6-19a)。在马达村西出露的断层破碎带, 断层切割石炭系灰黄色粉砂质板岩, 断层上盘岩石产状为 $315^{\circ}\angle 65^{\circ}$, 断层产状为 $25^{\circ}\angle 70^{\circ}$, 断层破碎带宽 5.2m, 断层泥厚 0.8m; 断层切割表层坡积物, 发育断层陡坎地貌, 断层泥松散未胶结, 显示断层具较新活动特征。在夹根多及两侧, 该断层构成当雄沼泽盆地和南部山地分界线, 具有显著的线性遥感影象特征, 沿断层分布有大量泉水, 发育断层陡坎地貌, 断层陡坎切割坡积物。在当雄机务站东侧出露的该断层破碎带, 由断层角砾岩组成, 断层角砾未胶结, 大小不等; 主断层面代表性产状为: $330^{\circ}\angle 80^{\circ}$; 在断层周缘, 发育密集的节理和劈理, 岩石破碎, 说明断层性质属张性-张扭性正断层 (图 6-19b)。



图 6-19 当雄盆地南边界活动断层地质特征

Fig. 6-19 Features of active faults in south boundary of Damxung basin

a—乌玛塘北断层陡坎 (镜头向南); b—当雄东北侧断层破碎带 (镜头向东)

在当雄东南, 断层总体呈 NNE—NE 走向, 控制当雄温泉分布。当雄温泉水温约 50°C , 热田水热活动是活动构造的重要表现形式。当雄温泉活动区地热活动受 3 组活动断层复合控制, 以走向 $\text{NE}25^{\circ}$ 方向的 F₈₀ 活动断层为主要热田构造, 近 SN 向与 $\text{SE}95^{\circ}$ 方向两组活动断层为次级热田构造。沿 F₈₀ 与近 SN 向两组活动断层温泉呈串珠状分布。

15. 古仁曲活动断层 (F₈₁)

古仁曲活动断层 (F₈₁) 总体呈 NW 走向, 断层倾向 220° , 右旋正倾滑, 主体发育于念青唐古拉山, 控制古仁曲河谷和泉水线性分布, 发育长达 30 km 的平直断层谷和规模

巨大、高达 200~500 m 的断层陡崖地貌。断层切割中晚更新世冰碛台地，在古仁曲沟口该断层切割念青唐古拉山东麓中新世晚期韧性剪切带和 NE 向边界活动断层。该断层向东延伸进入羊八井盆地，构成羊八井盆地与拉多岗盆地分界线，控制郎布曲河谷分布，但在盆地内部该断层主体呈隐伏状态，在铁路线附近地表显示不清楚；但沿青藏公路的跨断层氦气测量显示，F₈₁ 断层存在非常高的氦气含量异常（图 6-20），反映 F₇₆ 断层现今强烈的构造活动性和对深源气体的良好的导气性。

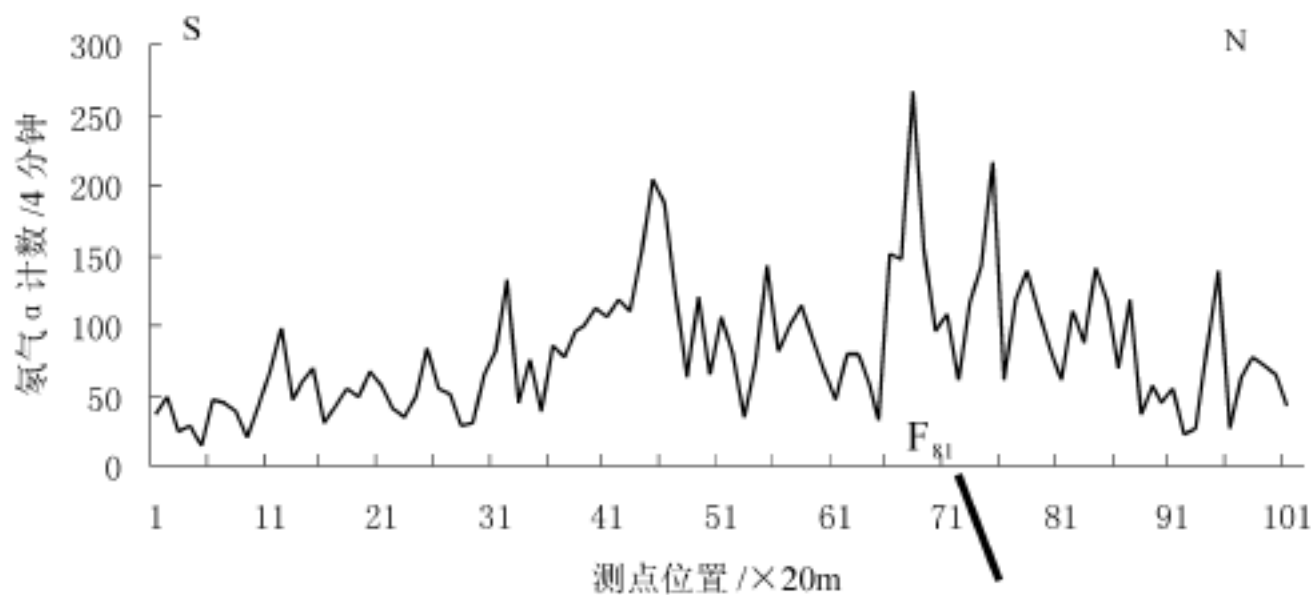


图 6-20 羊八井跨断层 F₈₁ 氦气含量曲线

Fig.6-20 Radon anomaly across active fault F₈₁ in west of Yangbajain basin

在区域上，古仁曲断层与申扎南部格仁错活动断裂呈斜列关系，属格仁错地震断裂带东部，对地震分布有明显控制作用，是现今活动性比较强烈的地震断层。在羊八井东侧山区，该断层显著右旋错断羊八井岩体和林子宗火山岩，垂直断距达 300 m 左右，局部观测到宽度达 100 m 左右的断层破碎带。

16. 爬努曲活动断层 (F₈₂)

爬努曲活动断层 (F₈₂) 总体呈 NW 走向，横切念青唐古拉山脉，向东南方向延入当雄-羊八井盆地，构成宁中裂陷盆地和甲果果隆起断块分界线，属横向活动断层（图 6-5）。断层沿爬努曲峡谷，呈北西方向穿切念青唐古拉山，形成长度大于 13 km 的断层谷和线性分布的断层崖、断层三角面、泉水群，在念青唐古拉山东部切割、错断中更新世和晚更新世冰碛台地，在念青唐古拉山东麓切割、错断早中更新世冰碛和冰水沉积。在盆地内部，断层控制爬努曲和比郎曲中下游河谷及盆内基岩岛山、Q_p^{2 gl} 台地分布，断层南东侧发育基岩断层三角面和断层崖地貌。在铁路线附近，该断层受 NE 向活动断层切割、错断，被全新世河流相沉积覆盖，呈隐伏状态。向东南方向，断层斜列延入旁多山地，导致 F₅₆ 断层重新活动，形成长达 14 km 的断层谷和线性分布的断层陡崖、断层三角面、泉水群。

17. 车马千拉活动断层 (F₈₃)

车马千拉活动断层 (F₈₃) 总体呈 NW 走向，横穿念青唐古拉山脉，发育平直的断层陡崖和断层谷地貌，控制泉水分布（图 6-5）。在车马千拉河谷东南出口处，断层切割中新世晚期糜棱岩和晚更新世冰碛层。该断层向东南方向被 F₆₀ 错断，在盆地内部表现不明

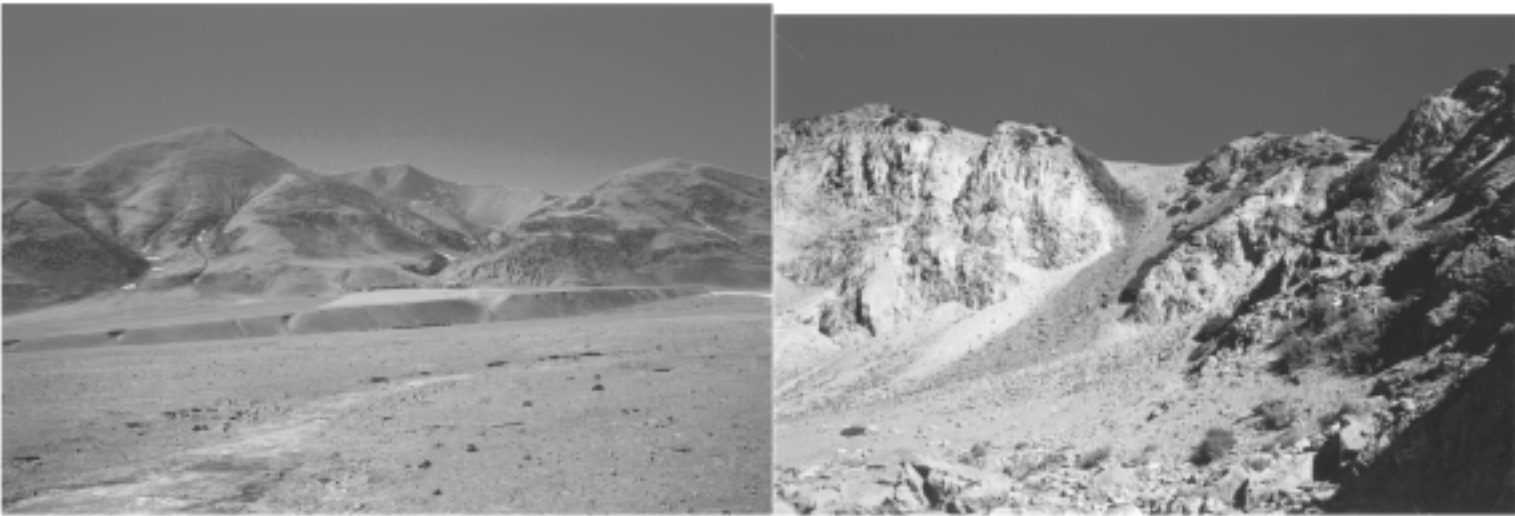


图 6-21 曲古东沟口活动断层陡坎（左）与断层破碎带（右）地质特征
Fig.6-21 Geological features of active fault F_{85} along Qugu valley

显，可能与 F_{68} 、 F_{79} 断层有一定联系。进入旁多山地，断层尚有一定表现，控制拉曲河峡谷分布，发育断层崖、断层三角面和断层陡坎地貌，切割中更新世冲洪积扇和河流阶地，产生悬谷地貌；控制泉水和全新世冲积扇线性分布。在旁多西南部拉曲河南侧山地，发现 NW 向断层切割石炭纪-二叠纪板岩和古近纪火山-沉积地层，形成宽达 100~200 m 的断层破碎带；断层破碎带由多期碎裂岩和断层泥组成，松散、未胶结，可能属 F_{83} 断层活动遗迹。

18. 念青唐古拉山西边界活动断裂 (F_{84})

念青唐古拉山西边界活动断裂 (F_{84}) 总体呈 NE 向分布于念青唐古拉山西麓，构成念青唐古拉山和纳木错盆地边界 (图 6-5)，是测区古生代和中生代地层分区 (拉萨-察隅地层分区和隆格尔-南木林地层分区) 的重要界线。沿断层发育线性与斜列分布的断层陡

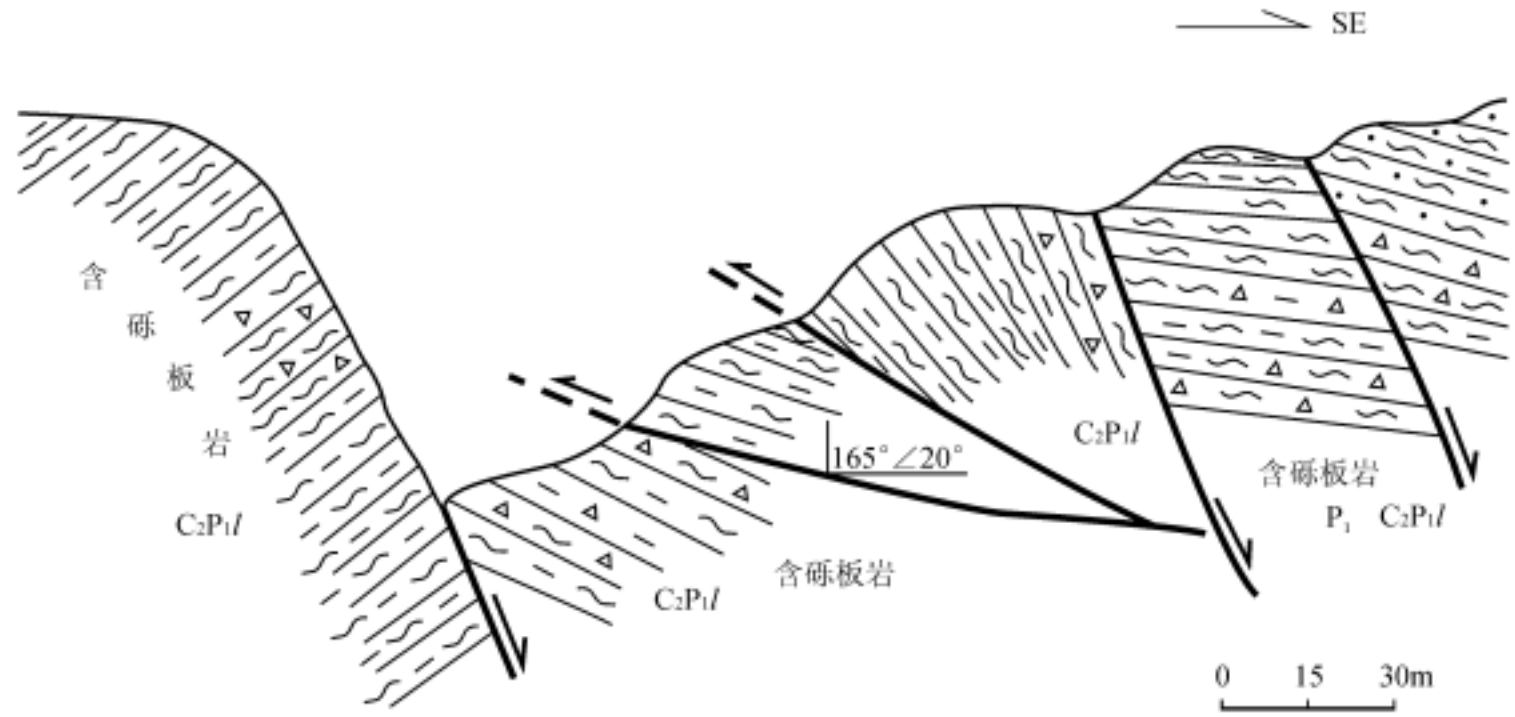


图 6-22 曲古断裂带 F_{85} 东段地质剖面图

Fig.6-22 Cross-section of active fault F_{85} in east of Qugu valley

坎和断层三角面，形成非常清晰的地貌陡变带。该断层向西南方向延伸，在断层尾端形成 3~4 条近平行分布的分支断层，控制 NE 向小型山间断陷盆地分布。断层向东北方向延伸，被 NWW 向断层右旋切割、错断后，仍然呈北东方向展布，构成测区东北部 NE 向断陷盆地东南边界。但该断层主体被中更新世和晚更新世厚层冰碛与冰水沉积所覆盖，呈隐伏状态，反映断层主体在中晚更新世以来活动性显著减弱。但断层东南段现今仍然具有一定构造活动性，对 4~5.9 级地震震中具有显著控制作用（图 6-5）。

19. 曲古活动断层（F₈₅）
曲古活动断层（F₈₅）总体呈 NW 走向，属嘉黎-九子拉活动断裂重要断层，向东延伸呈隐伏断层横穿谷露盆地，向西延伸经麦曲切烈布谷地，控制峡谷地貌和河谷展布，发育高大、平直的断层崖和断层三角面，多数地段被晚更新世冰碛和全新世冲洪积所覆盖。该断层在中生代晚期—新生代早期以逆冲推覆运动为主，形成大量挤压片理和不同规模的逆



图 6-23 断层 F₈₅ 地表构造裂缝
Fig. 6-23 Surface fractures along active fault F₈₅

冲断面；新生代晚期转变成右旋斜滑断层，形成宽达 200 m 的断层破碎带（图 6-21），具有显著的右旋走滑位移，形成长达 30 km 的断层谷和高达 200~400 m 的高大断层崖地貌（图 6-22）。在谷露盆地西侧、念青唐古拉山东麓，断层被近 SN 向谷露-桑雄盆西边界活动断层切割、限制。

活动断层 F₈₅ 向东延伸进入 SN 向桑盆地，在盆地南缘第四系覆盖区形成数条延伸超过 1000 m 的构造裂缝（图 6-23），这些构造裂缝走向为 110°，构造裂缝宽 10~15 cm，与 F₈₅ 断层呈斜列关系，与 F₈₅ 断层现今活动存在成因联系。在该构造裂缝南侧 100 m 处发现另一条走向 NE80°的构造裂缝，延伸达 200 m 左右，构造裂缝宽 10 cm，对应于当雄盆地北缘活动断裂。两组不同方向的构造裂缝及其复合，表明桑盆地南部断裂现今具有较强活动性，显然这几条构造裂缝的形成时代较新，也许是近些年形成发展的，对其形成机理和工程危害性尚有待于进一步勘测与研究。在该断层东段，近 SN 向谷露盆西断裂、SEE 向嘉黎-九子拉断裂、NE 向盆地南缘断裂相互影响、相互作用，在桑利南部交叉复合是产生地震的有利构造部位。

第三节 当雄-羊八井盆地断层活动时代与运动速度

结合青藏铁路工程安全评价的需要，对当雄-羊八井盆地典型断层的活动时代、运动速度和构造样式进行了专门调查和测试分析，取得重要实测地质资料，为青藏铁路的设计和防震减灾提供了科学依据。

一、典型断层活动时代分析

在测区对断层切割最新沉积层、断层错断的泉华台地、断层破碎带、断层泥与充填于断层裂隙中的方解石脉进行取样，采用 U 系等值线法与 ESR 方法进行年代学测定，确定断层活动时代，分析断层活动规律。表 6-4 列出了羊八井、宁中、拉多岗断层切割沉积层的 U 系等值线法测年结果，与野外地质观测资料基本吻合，良好地反映了断层活动时代。

表 6-4 当雄-羊八井盆地活动断层 U 系等值线法测年结果一览表

Table 6-4 U-series dating of active faults of Damxung-Yangbajain graben

样品编号	采样位置	地貌部位	样品性质	(²³⁴ U/ ²³⁸ U) c	(²³⁰ Th/ ²³⁴ U) c	年龄/ ka . P . B	地质意义
0603 - 3	羊八井扎日阿白果	拔河 25~40 m 冰水台地上部	钙质胶结物	1.436±0.048	0.497±0.032	72.1±6.1	F ₆₀ 羊八井盆西段断层切割地层形成时代
0603 - 5	宁中拉曲	拔河 6080 m 冰碛台地上部	钙质胶结物	1.141±0.049	0.753±0.035	143.4±16.3	F ₆₀ 宁中盆西段断层错动地层形成时代
0605 - 1	拉多岗	覆盖 Q ₂ ^{1 fgl} 泉华台地上	钙华	0.943±0.039	0.580±0.028	99.8±8.1	F ₅₇ 与 F ₇₃ 断层切割泉华台地的形成时代
0605 - 1	拉多岗	覆盖 Q ₂ ^{1 fgl} 泉华台地上	钙华	1.205±0.02	0.153±0.009	18±2	F ₅₇ 与 F ₇₃ 断层切割泉华台地的形成时代

由于断层强烈活动，在断层面形成断层破碎带、断层摩擦镜面、断层角砾岩和断层泥等标志物，断层破裂带中常充填同构造期石英脉或方解石脉。断层破碎带的硅质胶结物与断层摩擦热造成的局部熔融作用相关，断层内部方解石脉与同构造期压溶、水热活动存在成因联系；而摩擦镜面、阶步、擦痕和断层泥属断层运动直接产物。应用电子自旋共振 (ESR) 方法，通过测定断层角砾岩、断层泥与同构造期石英脉、方解石脉的形成年龄，可以良好地揭示断层活动时代。对当雄-羊八井盆地及邻区典型活动断层进行 ESR 测年，结果如表 6-5。

表 6-5 当雄-羊八井盆地及邻区活动断层 ESR 测年结果一览表
Table 6-5 ESR dating of active faults of Damxung-Yangbajain graben

样品编号	采样地点与构造部位	样品组成	剂量率 (GY/ ka)	古剂量 (GY)	年龄/ ka B. P.
0723-1	当雄你阿西北侧 F ₆₀	近 EW 向正断层中断层角砾岩	3.308	1715±571	518±173
0723-2	当雄你阿西北侧 F ₆₀	基岩与 Q ₂ ^{gl} 接触带上钙质断层泥	1.711	241±22	141±13
0723-3	当雄你阿西北侧 F ₆₀	近 EW 向正断层中断层角砾岩	3.14	153.22	48.80
0815-6-1	王日错北 F ₇₆	错动 Q ₂ ^{gl} 的正断层中的断层泥	3.024	162±49	54±16
0724-4	当雄卓卡乡古穷多 F ₆₀	近 EW 向正断层中钙质断层泥	4.28	316.26	73.89
0726-2-1	当雄曲登乡 F ₇₈	NE 向正断层中的钙质断层泥	3.81	865.98	227.29
0726-8-1	当雄老宁中 F ₇₉	NW 向正断层中的钙质断层泥	5.65	1938.55	348.66
0816-1-1	羊八井嘎罗棍巴西 F ₆₀	NE 向正断层中的断层角砾石	4.08	2225.11	676.32
0816-1-1	羊八井嘎罗棍巴西 F ₆₀	NE 向正断层中的断层角砾石	3.249	191±101	59±31
0817-1-1	羊井学 F ₇₆	NE 向正断层中的钙质断层泥	3.49	852.56	244.29
115	当雄 146 道班东侧 F ₈₀	近 EW 向正断层中断层泥	5.24	2536.68	484.10
132	当雄年波村东侧 F ₆₀	近 EW 向正断层中断层角砾岩	4.00	2431.59	607.90
* S15	当雄北 F ₆₀	近 EW 向正断层中充填的方解石脉	0.374	114.42	306
* S16	九子拉山口西侧	近 SN 向正断层中充填的方解石脉	0.42	615.74	1466
* S17	谷露大桥西侧	近 SN 向正断层中充填的方解石脉	1.05	2091.85	1992

注： * 样品数据引自吴珍汉等 (2001)。

分析各种地质与测年资料，认为念青唐古拉山东麓高角度盆-山边界活动断层在 1.5~2.0 Ma 已经形成，此后当雄-羊八井盆西边界断层 (F₆₀) 存在 4 期显著活动时期，分别发生在 520~680 ka、306 ka、40~141 ka 和 0~14 ka；断层 F₆₀ 在 520~680 ka、306 ka、40~141 ka 时期的活动依据包括野外地质观测资料和 ESR、U 系测年资料 (表 6-4、6-5)；断层 F₆₀ 在 0~14 ka 期间强烈活动的年代学证据包括黑青虹断层控制并切割 14 ka 形成的泉华台地、在 1411 年羊八井 8 级地震期间形成断续延伸近百公里的地震陡坎、控制现代温泉和地震分布等 (图 3-15、6-5)。拉多岗地热田 F₅₇ 与 F₇₃ 断层切割年龄为 18 ka、100 ka 的泉华台地，在泉华台地形成宽度较大的断层破碎带，控制现代温泉热田水热活动，反映断层在晚更新世—全新世具有显著活动。羊八井盆地内部 F₇₆ 断层在 244 ka 和 54 ka 都具有显著活动，晚更新世—全新世存在显著活动特征。宁中 F₇₉ 断层与曲

登乡 F₇₈断层分别在 348 ka 和 227 ka 存在显著活动（表 6-5）。这些资料充分反映出当雄-羊八井盆地断层活动的多期性和分阶段活动特点，断层活动年龄比较集中的时期分别为 1.5~2.0 Ma、520~680 ka、227~306 ka、47~141 ka 与 0~18 ka。

二、断层垂直位移与运动速度估算

在当雄-羊八井盆地西侧、念青唐古拉山东麓，观察到大量边界断层垂直错动中更新世以来不同时期的沉积物而形成的垂直位移，断层错断冰碛与冰水沉积层的垂直位移在中更新世早期为 200~260 m，中更新世晚期为 50~91 m，晚更新世早期为 23~46 m，晚更新世晚期为 8~22 m，全新世为 3~7 m（表 6-6）。根据念青唐古拉山南麓不同时期冰碛和冰水沉积的测年结果，同时考虑到区内冰期-间冰期气候变化之间的密切关系，认为中更新世早期冰碛（ $Q_p^{2(1)gl}$ ）、中更新世晚期冰碛与冰水沉积（ $Q_p^{2(3)gl-fgl}$ ）、晚更新世早期冰碛与冰水沉积（ $Q_p^{3(1)gl-fgl}$ ）、晚更新世晚期冰碛与冰水沉积（ $Q_p^{3(2)fgl-pal}$ ）、全新世早期沉积（ Q_h^{1pal} ）和全新世晚期沉积（ Q_h^{2pal} ）分别形成于 700~500 ka、250~125 ka、75~58 ka、32~12 ka、10~3.5 ka 和 0~1.3 ka。根据断层切割第四纪沉积时代和断层垂直位移，估算断层平均垂直运动速率（表 6-6）。结果表明，念青唐古拉山东南麓、当雄-羊八井盆西边界活动断层平均垂直运动速率中更新世早期为 0.44~0.52 mm/a，中更新世晚期为 0.42~0.73 mm/a，晚更新世早期为 0.46~0.79 mm/a，晚更新世晚期为 0.67~1.83 mm/a，

表 6-6 当雄-羊八井盆西边界活动断层垂直位移及垂直运动速度估算表

错动地层时代 ka B . P .		$Q_p^{2(1)gl}$	$Q_p^{2(3)gl-fgl}$	$Q_p^{3(1)gl-fgl}$	$Q_p^{3(2)fgl-pal}$	Q_h^{1pal}	Q_h^{2pal}
地点及测量结果		(700~500)	(250~125)	(75~58)	(32~12)	(10~3.5)	(~1.3)
古仁曲沟口	垂直位移	220 m	80 m	27 m	12 m		
	平均速度	0.44 mm/a	0.64 mm/a	0.47 mm/a	1.0 mm/a		
扎日阿白果沟口	垂直位移	230 m	54 m	37 m	16 m		
	平均速度	0.46 mm/a	0.43 mm/a	0.64 mm/a	1.33 mm/a		
日阿奶果沟口	垂直位移	240 m	60 m		8 m	3 m	
	平均速度	0.48 mm/a	0.48 mm/a		0.67 mm/a	0.86 mm/a	
拉曲沟口	垂直位移	260 m	80 m		9 m	5 m	
	平均速度	0.52 mm/a	0.64 mm/a		0.75 mm/a	1.43 mm/a	
江多沟口	垂直位移	240 m			20 m	5 m	2.5 m
	平均速度	0.48 mm/a			1.67 mm/a	1.43 mm/a	1.92 mm/a
你阿沟口西侧	垂直位移	236 m	91 m	46 m	22 m		
	平均速度	0.47 mm/a	0.73 mm/a	0.79 mm/a	1.83 mm/a		
你阿沟口东侧	垂直位移	200 m	63 m	23	14 m		
	平均速度	0.40 mm/a	0.50 mm/a	0.40 mm/a	1.17 mm/a		
拉尔根沟口	垂直位移		53 m		19 m	7 m	
	平均速度		0.42 mm/a		1.58 mm/a	2.0 mm/a	
卓玛棍巴	垂直位移				11 m		
	平均速度				0.92 mm/a		
王日错西北	垂直位移	226 m					
	平均速度	0.45 mm/a					

全新世早期为 0.86~2.00 mm/ a，全新世晚期为 1.92 mm/ a；中更新世—全新世断层平均垂直运动速率集中分布在 0.4~0.5 mm/ a，自中更新世—晚更新世—全新世，断层平均垂直运动速率存在逐步增大的趋势，反映当雄-羊八井盆地裂隙与念青唐古拉山隆升自中更新世—晚更新世—全新世具有逐步加快的趋势（表 6-6）。

三、断层水平运动速度估算

羊八井-当雄盆西边界活动断层第四纪存在显著的左旋走滑位移，野外测量断层晚第四纪位移量，室内测定断层位移形成时期，进而估算断层平均运动速度（表 6-7）。分析羊八井-当雄盆西边界活动断层平均左旋走滑运动速度，发现活动断层存在显著的分段活动特征，表现为同一时期同一断层不同区段的运动速度存在显著差异。晚更新世断层平均左旋走滑运动速度在当雄盆北段为 0.3~0.4 mm/ a，在宁中盆西段为 0.56 mm/ a，在羊八井盆西段为 0.5 mm/ a（表 6-7），比国家地震局地质研究所（1992）估算的羊八井-当雄

表 6-7 当雄-羊八井盆西北边界活动断层第四纪晚期平均水平运动速度估算表

Table 6-7 Late Quaternary average slip-rates of boundary faults in northwest of Damxung-Yangbajain graben

断层 编号	断层名称	断层位移/ m	断层错断的 沉积层时代/ ka	测年方法	平均运动速度 mm·a ⁻¹
F ₆₀	当雄盆地北边界活动断层	左旋走滑 250	59.3	ESR	0.40
		左旋走滑 52	67.8	ESR	0.37
F ₆₀	羊八井盆地西北边界活动断层	左旋走滑 80	143.4	U 系等值线	0.56
F ₆₀	羊八井盆地西北边界活动断层	左旋走滑 36	72.1	U 系等值线	0.36

盆地西北边界活动断裂的全新世平均左旋走滑运动速度 3.7~7.5 mm/ a 小约 1 个数量级。但本项目估算的是当雄-羊八井盆西边界活动断层晚更新世（59~143ka）的断层左旋走滑运动速度，而国家地震局地质研究所（1992）估算的是全新世≤10 ka 的断层平均水平运动速度，其中难免含有全新世以前发生的断层位移。对断层现今运动速度，根据 Matsuda（1975）与 Slemmons（1975）地震时间-震级-断层速度的统计关系，在 1411 年和 1952 年分别发生 8.0 和 7.5 级地震的当雄-羊八井盆西边界活动断层现今应具有 4~10 mm/ a 的运动速度。这些资料说明，羊八井-当雄盆地西北边界活动断层自晚更新世—全新世—现今左旋走滑运动速度具有逐步加快的变化规律，反映盆地构造活动性具有逐步加强的趋势；但对不同时间尺度断层平均运动速度的巨大差异可能与断层水平运动的阶段性存在成因联系，不同时期断层水平运动速度的估算结果也有待于更多资料的验证。

第四节 活动断层-温泉-地震关系

青藏高原腹地地震活动和水热活动非常强烈，历史上发生过多强烈地震，如 1952 年在当雄北侧九子拉发生的 7.5 级强烈地震、1951 年发生的崩错 8 级强烈地震、1411 年发生的羊八井 8 级强烈地震，尚发生大量 4~6 级地震，形成青藏高原著名的崩错地震带

和当雄-羊八井地震带 (图 3-15、6-5)。当雄-羊八井裂谷地热活动强烈,是举世闻名的高原温泉带,自南向北发育的高温温泉包括羊井学温泉群、羊八井温泉群、拉多岗温泉群、宁中温泉群、当雄温泉群 (图 3-15、6-5)。其中羊八井地热田和宁中地热田发育高温沸泉,羊八井地热田还发育高温喷泉。强烈的地震活动和地下水热活动客观地揭示了当雄-羊八井断裂系现今强烈的构造活动性。现通过分析青藏高原中段断层、地震与温泉分布,分析当雄-羊八井及邻区活动断层-温泉-地震关系。

一、活动断裂-地震关系分析

青藏高原是国内外著名的大陆地震活动区,地震活动频率和震级居我国大陆之首。建国以来,在我国大陆发生的 3 次 8 级以上地震全部发生在青藏高原内部,包括 1950 年察隅 8.6 级地震、1951 年崩错 8 级地震和 2001 年昆仑山口西 8.1 级地震;1952 年与 1997 年还分别在当雄、玛尼发生过 7.5 级地震,青藏高原地震强度高居全国首位。青藏高原很多重要的活动断裂都是区域性地震活动带,活动断裂对地震分布具有显著控制作用,如沿昆仑山左旋走滑断裂系分布的昆仑山地震活动带、沿风火山活动断裂系分布的乌兰乌拉湖-风火山地震活动带、沿通天河活动断裂系分布的西金乌兰湖-通天河地震活动带、沿雁石坪活动断裂系分布的雁石坪-木乃山地震活动带、沿唐古拉山活动断裂系分布的唐古拉山地震活动带、沿崩错-嘉黎活动断裂系分布的崩错地震活动带、沿格仁错活动断裂系分布的申扎地震活动带、沿羊八井-当雄-谷露裂谷系分布的羊八井-当雄-九子拉地震活动带及沿雅鲁藏布江活动断裂系分布的雅鲁藏布江地震活动带 (图 3-15、6-24)。

主体位于拉萨地块的羊八井-当雄-谷露裂谷系作为青藏高原现今活动性最强烈的构造单元,发育不同方向的地震活动带和多次高强度地震,活动断裂对地震分布具有显著控制作用 (图 3-15、6-24)。如崩错-嘉黎地震活动带,总体呈 NW—NWW 向展布,受崩错-嘉黎活动断裂系所控制,主要控震构造有崩错活动断裂、桑利活动断裂和嘉黎活动断裂,控震活动断裂呈斜列分布,孕育过 1951 年崩错 8 级地震、1952 年九子拉 7.5 级地震和色林错 7 级地震。纳木错-林周地震活动带,总体呈 NWW 向展布,受纳木错-宁中-林周活动断裂系所控制,主要控震构造为一系列斜列分布的右旋走滑活动断裂,发生过雄梅 7.0 级地震和部分 4~5 级历史地震。格仁错-羊八井地震活动带,总体呈 NW—NWW 向展布,受格仁错活动断裂、古仁曲活动断裂控制,向东与雅鲁藏布江缝合带归并,在格仁错发生过 4.0~4.5 级历史地震,在羊八井发生过 1411 年 8 级地震和大量 4.0~5.5 级历史地震,在达孜东南发生过 7 级强烈地震。羊八井-当雄地震活动带,总体呈 NE 向展布,受羊八井-当雄活动断裂系所控制,主要控震构造为羊八井-当雄裂谷盆地东西两侧盆缘北东—近东西向活动断层,发生过 1411 年羊八井 8 级地震和 1952 年九子拉 7.5 级地震。

不同方向活动断裂的交叉复合部位是地震发生的有利部位,青藏高原 7.5~8.1 级强烈地震几乎都发生在 NEE 向地震构造带与 NWW 向地震构造带的交叉复合部位,如 2001 年 11 月昆仑山 8.1 级地震、1997 年 11 月玛尼 7.9 级地震、1951 年崩错 8 级地震、1952 年九子拉 7.5 级地震、1411 年羊八井 8 级地震 (图 3-15、6-24)。

活动断裂不仅控制地震震中的线性分布,而且对地震地表破裂、地震变形、地震灾害和地震烈度也有显著控制作用 (国家地震局地质研究所,1993)。地震地表破裂主要沿活动断裂分布,如 2001 年 11 月 14 日发生的昆仑山 8.1 级强烈地震,形成长度大于 350 km

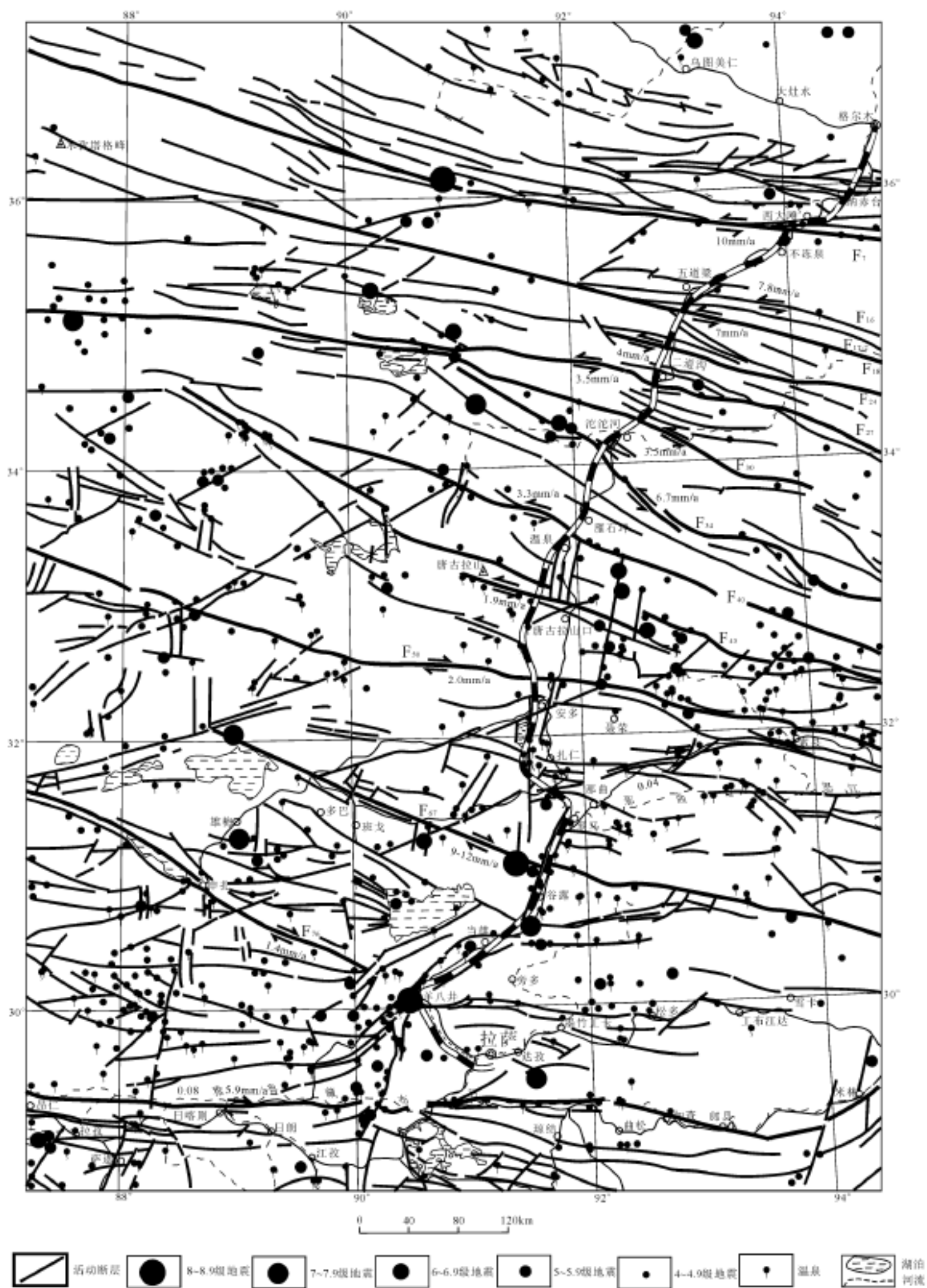


图 6-24 青藏铁路沿线活动断层、地震与温泉分布图

Fig.6-24 Tectonic map showing distribution of active faults, earthquakes and hot springs

的地表破裂，地表破裂沿昆仑山活动断裂斜列、断续分布。1951 年崩错 8 级地震形成的地表破裂和地震形变遗迹沿崩错活动断裂斜列分布达百余公里。发生于 1411 年的羊八井 8 级地震在念青唐古拉山东麓产生长度超过 100km 的地表破裂；发生于 1952 年的九子拉 7.5 级地震在当雄盆地北部和谷露盆地西部沿盆-山边界活动断裂产生长度超过 30 km 的地表破裂和多级地震陡坎，部分山麓地带尚保存完好的地表地震破裂（图 6-25）。



图 6-25 当雄北侧九子拉 7.5 级地震地表破裂分布图（镜头向西）

Fig. 6-25 Surface fractures and scarps in Jiuzila caused by Ms7.5 earthquake in north of Damxung

结合青藏铁路沿线活动断裂勘测与地壳稳定性评价需要，对青藏高原中段重要活动断裂第四纪水平位移进行观测，对位移发生时代进行测年，估算活动断层平均运动速度（表 6-8）。结果表明，地震震级与发震断层运动速度存在良好的统计相关关系，发生 7 级以上强烈地震的发震断裂都是运动速度大于 4~10 mm/ a 的强烈活动断裂，如孕育 2001 年昆仑山 8.1 级地震的昆仑山活动断裂左旋走滑运动速度达 10~15 mm/ a；孕育 1997 年玛尼 7.9 级地震的风火山活动断裂左旋走滑运动速度大于 4 mm/ a。在西藏当雄及邻区，孕育 1951 年崩错 8 级强烈地震的崩错活动断裂平均右旋运动速度达 10~11 mm/ a；孕育 1411 年羊八井 8 级强烈地震和 1952 年当雄北 7.5 级地震的羊八井-当雄盆地西北边界活动断裂平均左旋走滑运动速度达 3.5~7.5 mm/ a；基本符合 Matsuda et al.（1978）活动断层运动速度、地震震级和地震复发周期的函数关系。

据 Matsuda（1975）与 Slemmons（1975）地震时间-震级-断层运动速度的统计关系（图 6-26），平均运动速度 10~11 mm/ a 的崩错右旋走滑活动断裂发生 6 级地震的复发周期约为 40 年，发生 7 级地震的复发周期为 100 年，发生 8 级地震的复发周期约为 1000

表 6-8 青藏高原中段第四纪晚期断层平均运动速度一览表

Table 6-8 Late Quaternary slip rates of active faults in middle section of the Tibetan plateau

编号	断层名称	断层位移	时代 ka	方法	运动速度 mm·a ⁻¹
F ₆	西大滩左旋走滑活动断层	左旋走滑（Kidd 等，1988；任金卫等，1999）			10~15
F ₁₆	五道梁活动断层	左旋错断河流阶地 35m	4.5	TL	7.76
F ₁₆ - 4	五道梁分支断层	左旋错断冲沟 21m	53.3	TL	0.39
F ₁₇ - 2	可可西里山北部活动断层	左旋错断冲沟 25m	3.70	TL	6.76
F ₁₇ - 3	可可西里山北边界活动断层	左旋错断 T ₂ 阶地 50m	15.3	TL	3.27
F ₁₈	可可西里山南边界活动断层	左旋错断河流阶地 9m	6.0	TL	1.50
		垂向错断冲洪积扇 5m	6.0	TL	0.83
F ₂₄	风火山北麓活动断层	左旋错动 T ₃ 阶地 90m	22.1	TL	4.07
F ₂₆ - 4	二道沟盆北边界活动断层	左旋错断冲沟 18m	16.3	TL	1.10
		垂向错断冲洪积扇 8m	16.3	TL	0.49
F ₂₇ - 1	二道沟盆南活动断层	左旋错断冲沟 50m	16.8	TL	2.98
		垂向错断洪积扇 12m	16.8	TL	0.71
F ₂₇ - 8	二道沟南山分支活动断层	左旋错断冲沟 16m	31.4	TL	0.51
		垂向错断洪积扇 16m	31.4	TL	0.51
F ₂₇	二道沟南山活动断层	左旋错断河流阶地 120m	34	U 系	3.52
		垂向错断冲洪积扇 4m	34	U 系	0.12
F ₃₀	乌丽活动断层	左旋错断河流阶地 120m	31.3	TL	2.61
		左旋错断冲沟 20m	5.6	TL	3.57
F ₃₃	沱沱河活动断层	垂向错断洪积扇 18m	5.6	TL	3.2
		左旋错断冲沟 30m	29	U 系	1.0
F ₃₄	通天河活动断层	左旋错断冲沟 67m	10.0	U 系	6.7
F ₄₀	雁石坪活动断层	据数值模拟估算现今左旋走滑运动速度			3.3
F ₅₄	安多盆南边界断层	左旋错断冲沟 72m	51.1	TL	1.40
		垂向切割洪积扇 10m	51.1	TL	0.19
F ₅₂ - 5	安多盆北边界断层	垂向错断洪积扇 8m	11.1	TL	0.72
F ₆₇	崩错活动断层	右旋走滑（国家地震局地质研究所，1992）			9~11
F ₆₅	谷露盆西边界断层	国家地震局地质研究所，1992			4.1~6.1
		垂向切割洪积扇 36m	52.0	ESR	0.70
F ₇₆	格仁错 - 古仁曲活动断层	右旋走滑（国家地震局地质研究所，1992）			2.1
		垂向切割洪积扇 14m	23.1	TL	0.61
F ₇₃	当雄盆北边界断层	左旋错断冲沟 250m	59.3	ESR	0.40
F ₈₀	雅鲁藏布江活动断层	国家地震局地质研究所，1992			3.5 - 7.5
		据数值模拟估算现今右旋走滑运动速度			6.0

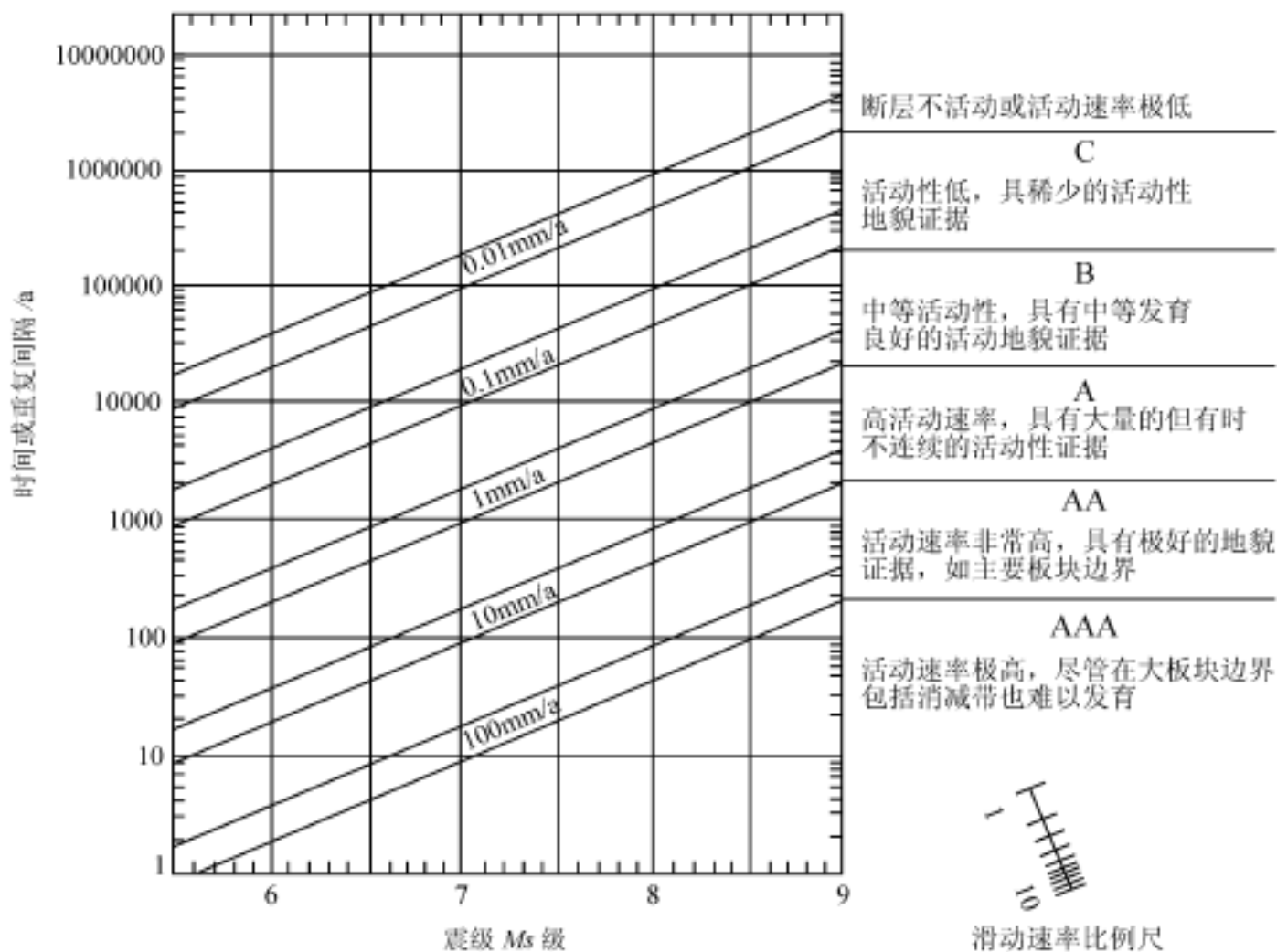


图 6-26 地震复发周期与断层滑动速度关系图

(据 Matsuda, 1975; Slemmons, 1977; 马宗晋改编, 1992)

Fig.6-26 Diagram of repeat time of earthquake vs. slip rate of active faults

年；考虑到崩错活动断裂在 1951 年发生过 8 级强烈地震，未来百年内发生 8 级以上强烈地震的可能性不大，但未来百年具有发生 6~7 级地震的可能性。现今平均运动速度达 6 mm/a 的雅鲁藏布江活动断裂东段 6 级地震的复发周期约为 80 年，7 级地震的复发周期约为 200 年，8 级地震的复发周期约为 1100 年。平均运动速度为 4~7 mm/a 的羊八井-当雄盆地西北边界活动断裂 6 级地震复发周期为 80~100 年，7 级地震复发周期约 200~300 年，8 级地震复发周期约 1100 年；考虑到羊八井 1411 年发生过 8 级强烈地震，未来百年内发生 8 级地震的可能性较小，但羊八井-当雄盆地未来百年具有发生 6~7 级地震的可能性。平均运动速度 4~6 mm/a 的谷露-桑雄盆地西边界活动断裂与羊八井-当雄盆地边界断裂具有相近的地震复发周期，考虑到 1952 年在谷露南侧九子拉发生过 7.5 级强烈地震，未来百年内在发生 7 级以上地震的可能性较小，但具有发生 6 级地震可能性。运动速度仅 2.3 mm/a 的格仁错右旋走滑活动断裂 6 级以上地震的复发周期比以上活动断裂的地震复发周期更长。尽管如此，Matsuda (1975) 与 Slemmons (1975) 的地震时间-震级-断层速度统计关系仅能用于分析长周期地震复发趋势，尚不能用于中短期地震预报；如何根据活动断裂几何学、运动学、动力学特征进行中短期地震预测，还是尚未解决的科学难题，还需要考虑更多因素；地震孕育、发生、发展的复杂动力学过程及影响地震活动的诸多因素导致地震发生时间、地点和震级的种种不确定性。

二、活动断裂-温泉分布关系分析

天然温泉是地壳深部热水沿活动断裂运移、富集并向上涌出地表所形成的、具有较高温度的上升泉水，是地球内部热能释放的重要方式之一。温泉据泉水温度划分为低温温泉 ($25\sim 40^{\circ}\text{C}$)、中温温泉 ($40\sim 60^{\circ}\text{C}$)、中高温温泉 ($60\sim 80^{\circ}\text{C}$)、高温温泉 ($80\sim 100^{\circ}\text{C}$) 和沸泉 ($\geq 100^{\circ}\text{C}$)；高海拔地区沸泉泉口水温低于 100°C ，如青藏高原腹地海拔高度达 $4000\sim 5000\text{ m}$ ，温泉泉口温度超过 $90\sim 93^{\circ}\text{C}$ 便成为沸泉。绝大部分天然温泉分布都严格受活动断裂控制，出露于断层谷地和山麓地区断层破碎带；很多著名的温泉发育于不同方向区域性活动断裂的交叉复合部位，高温温泉活动带和强烈地震活动带在空间上具有良好的对应关系，都是现今构造活动的重要表现形式（黄尚瑶，1997）。张性正断层、张扭性斜滑断层和扭性走滑断裂都是温泉形成的有利构造部位。部分中低温温泉受褶皱构造和地形地貌所控制，与断裂关系不明显。



图 6-27 谷露温泉泉眼沿活动断层呈线性分布

Fig.6-27 Linear setting of hot springs in Gulu geothermal field controlled by active faults

青藏高原温泉发育，绝大部分温泉都成群、成带分布于活动断裂带与裂陷盆地、拉分盆地与断陷盆地，盆地温泉空间展布明显受盆缘边界活动断裂或盆内活动断层所控制，如央尔纳茸盆地低温温泉绝大部分沿活动断层及断层复合部位分布。谷露温泉泉眼沿热田活动断层分布（图 6-27）。在当雄-羊八井裂谷系，发育大量高温温泉（图 6-5），自南向北

发育羊易高温温泉群 (81~87℃)、羊八井沸泉群 (93℃)、拉多岗温泉群 (35~45℃)、宁中温泉 (90℃)、当雄曲才高温温泉群 (91℃)、谷露高温温泉群 (86℃) (图 3-15) 与那曲温泉群 (61~116℃)。在青藏高原北部还发育唐古拉兵站温泉 (20~65℃)、通天河南温泉 (15~30℃) 等不同规模、不同温度的中低温温泉群 (图 6-24)。温泉活动形成不同厚度、不同类型的泉华沉积, 常形成较大规模的泉华台地、泉华柱, 沉积类型包括钙华、硅华和自然硫等。

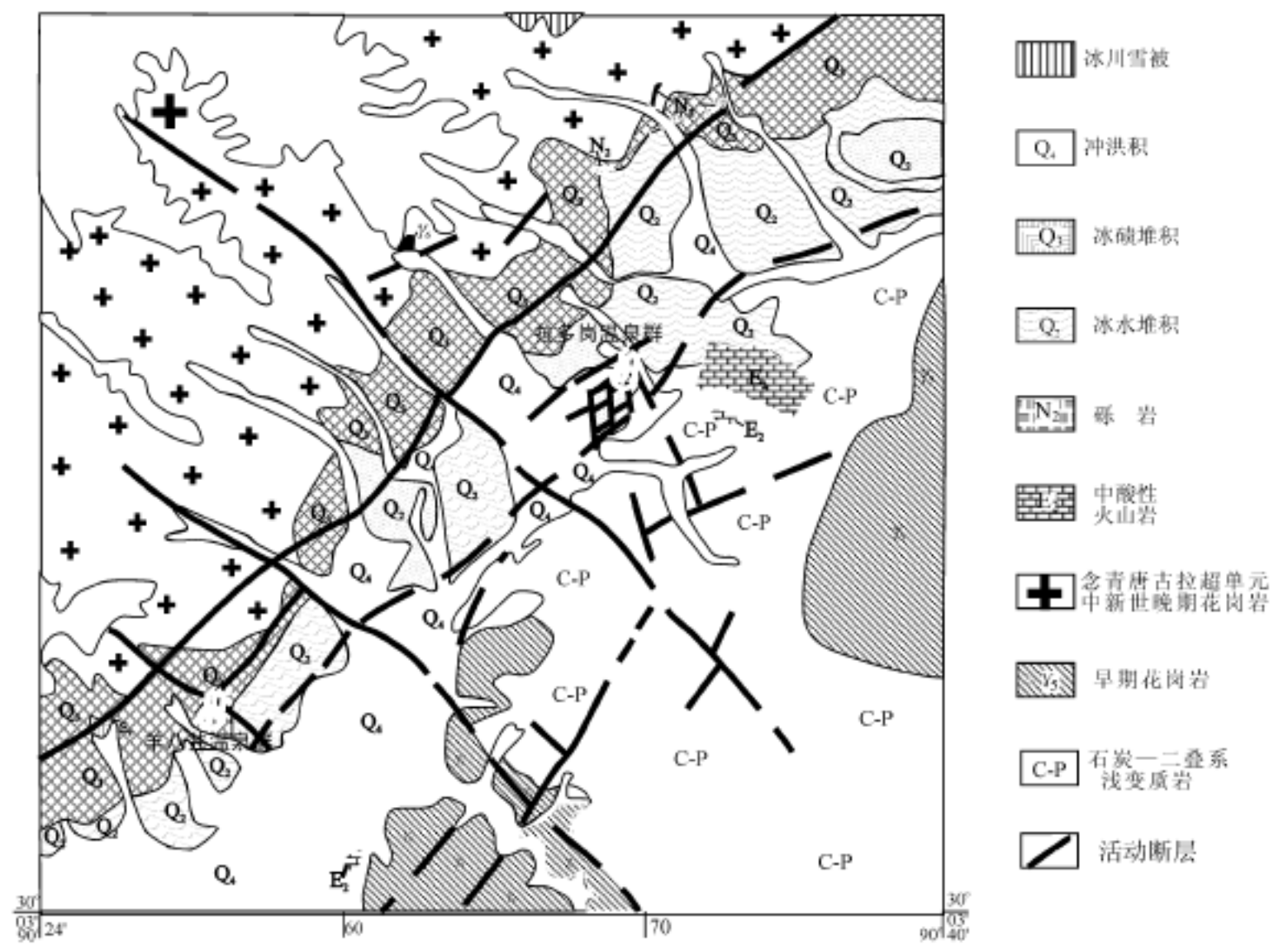


图 6-28 羊八井盆地活动断层与温泉分布图
(据梁廷立、多吉等, 1995)

Fig.6-28 Active faults controlling distribution of hot springs in Yangbajain basin

西藏当雄-羊八井裂谷系绝大部分温泉群都发育于两组以上活动断裂的交叉复合部位, 控制温泉的活动断裂部分为盆-山边界主要活动断裂, 部分为盆地内部不同方向的次级活动断层 (图 6-28)。如羊八井高温温泉群发育于念青唐古拉山东麓盆-山边界活动断裂带, NE 向活动断裂与 NW 向活动断裂既复合控制现代温泉分布, 又切割、错断热田区古

梁廷立, 多吉, 潭庆元, 杜少平, 陈林, 张登全, 1995。羊八井地热田北区深部地热资源普查报告。西藏自治区地质矿产局地热地质大队编印, 24~68。

泉华台地 (图 6-16)。拉多岗温泉群发育于拉多岗盆地内部 NNW 向活动断层与 NE 向活动断层的交叉复合部位 (图 6-5)，活动断裂既控制现代温泉分布，又切割古泉华台地。宁中地热田 NW—NNW 向活动断层与 NE 向活动断层不仅复合控制宁中高温温泉的水热活动，而且活动断层切割、错断古泉华台地，在地表形成显著的断层破碎带 (图 6-5)。谷露温泉与那曲温泉受 NE 向、EW 向和近 SN 向三组活动断裂的交叉复合所控制，一些活动断层显著控制现代泉眼的线性展布 (图 6-27)。大量事实说明，当雄及邻区中高温温

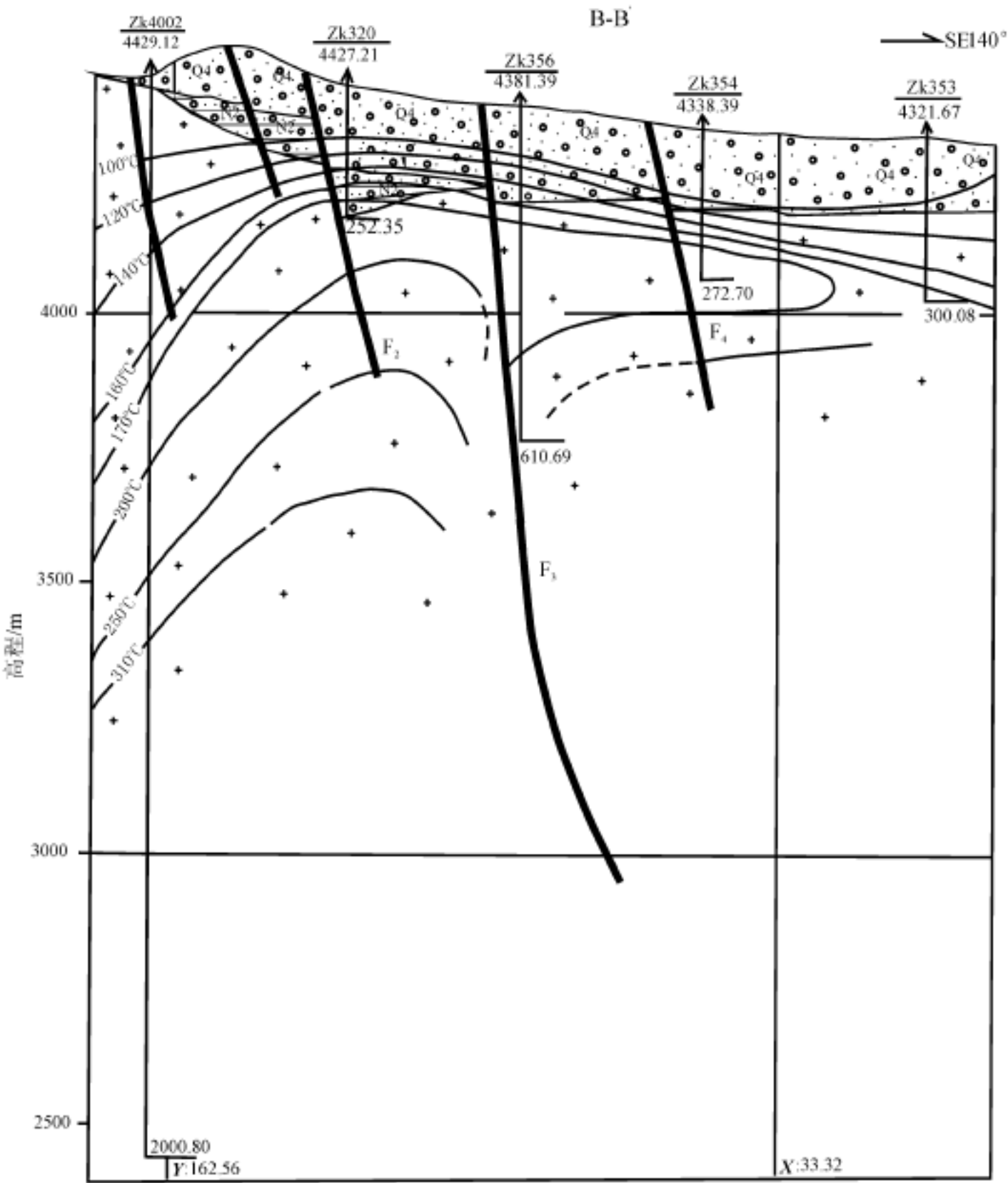


图 6-29 羊八井地热田活动断层-地温关系剖面图
(据梁廷立、多吉等，1995)

Fig.6-29 Cross-section showing relation among active fault and temperature based on drilling data

泉既是断裂活动的产物，又是活动断裂的重要鉴别标志，环形与椭圆形温泉群常指示不同方向活动断裂的交叉复合，线性展布的泉眼能够良好地指示活动断层的延展方向。

活动断裂不仅在平面上显著控制温泉分布与泉眼展布，而且在剖面上明显控制温度分布与水热活动，是地下热水的主要运移通道和良好储集场所。如羊八井地热田，NE 向与 NW 向活动断裂在平面上显著控制古泉华蚀变和现代泉眼分布（图 6-16），在剖面上明显控制地温分布和水热活动；自活动断裂向外，地温显著降低，反映活动断裂对地下水热循环的显著控制作用（图 6-29）。在拉多岗地热田，在 NNW 向活动断裂与 NE 向活动断裂的交叉复合形成显著高温水热活动区和近圆形热储区，向外地温逐步降低（图 6-30）。据青藏高原腹地温泉地质资料，活动断裂切割、影响深度对温泉温度和化学成分尚具有一定的控制效应；随活动断裂影响深度加深，温泉温度趋于增高，深源组分含量随之增大；热田地温与温泉温度对活动断裂影响深度具有一定的指示意义。

这些资料良好地揭示了西藏当雄及邻区活动断裂与地震分布、温泉展布的密切关系，形成活动断裂-地震-温泉之间良性互动关系。地表活动断层-地震-温泉相关关系受深部构造制约，反映活动断层-地震-温泉之间的动力学成因联系。



图 6-30 拉多岗地热田地温分布图
(据梁廷立、多吉等，1995)

Fig. 6-30 Temperature contour of Laduogang geothermal field

第五节 区域构造活动性与地壳稳定性评价

区域构造活动性与地壳稳定性是从不同角度衡量、描述区域构造变形强度的两个地质术语。地震地质学家关心区域构造活动性，以地块构造活动性描述地震发生的区域地质构造背景，通过断层运动速度评价地震活动周期 (Matsuda, 1978; 马宗晋, 1992; Lin Aiming et al., 2002)。从区域构造活动性分析角度，马杏垣 (1987) 提出活动亚板块概念，丁国瑜 (1989) 提出活动构造块体概念，国家 973 项目“中国大陆强震机理与预测”提出活动地块概念。工程地质学家关心工程场地稳定性，通过评价地壳稳定性达到择优选择安全工程场地的目的 (陈庆宣, 1989; 胡海涛, 1984; 李兴唐等, 1987; 易明初, 1997; 孙叶等, 1998)。为了在活动构造体系和活动构造带寻找相对稳定的工程场地，李四光 (1973) 提出“安全岛”概念，胡海涛 (1984)、陈庆宣等 (1989)、易明初 (1997)、殷跃平 (1990) 逐步发展并完善“安全岛”理论。近年来，国家科学技术部基础研究发展规划 (973) 项目“中国大陆强震机理与预测” (1998~2003) 明确提出以活动地块理论为指导，将晚第四纪到现今构造活动性作为活动地块划分原则。而中国地质调查局和铁道部联合资助项目“青藏铁路沿线活动断裂调查与地应力测量” (2001~2003) 则要求对青藏铁路沿线进行地壳稳定性评价和工程稳定性区划。

事实上，区域构造活动性与地壳稳定性是同一地质参数的两种不同表达方式，两者之间存在消涨关系，可以用简单数学公式表达它们之间的密切联系。如果以 α (≤ 1) 表示区域构造活动性，以 β (≤ 1) 表示地壳稳定性，则 $\beta = 1 - \alpha$, $\alpha = 1 - \beta$ 。

本书在区域地质调查、路线地质观测和活动断裂勘测工作基础上，综合考虑活动断层、地震、温泉和地壳应变不同因素，对青藏铁路沿线现今构造活动性进行计算分析，为青藏铁路沿线地壳稳定性评价、工程稳定性区划和活动地块划分提供定量依据。

一、反映构造活动性的定量参数

为了定量评价西藏当雄及邻区构造活动性与地壳稳定性，同时将区域地质调查与工程应用紧密地结合在一起，拟将研究范围扩大至青藏高原中段青藏铁路沿线。研究区范围为东经 $87^{\circ} \sim 94.5^{\circ}$ ，北纬 $29^{\circ} \sim 37^{\circ}$ ，面积约 600000 km^2 。将研究区按 $7.6 \text{ km} \times 7.6 \text{ km}$ 划分成面积相同的正方形单元，选择活动断层运动速度、地震震级、温泉温度和最大剪应变作为衡量各单元构造活动性的定量指标，进行区域构造活动性定量评价。活动断层运动速度 (V) 取晚更新世—全新世断层平均运动速度或现今跨断层位移观测资料；对缺乏速度资料的活动断层取运动速度 $V = 1 \text{ mm/a}$ 。温泉温度 (T) 与地壳热动力状态密切相关，取值温泉泉眼水温，计量单位取摄氏度 ($^{\circ}\text{C}$)；对缺乏测温资料的温泉取 $T = 25^{\circ}\text{C}$ 。地震震级 (M) 指 50 年代以来仪器记录的 4 级以上地震震级，非仪器记录地震仅 1411 年羊八井 8 级地震。构造应变 (ϵ) 以现今最大剪切应变表示，为无量纲参数，构造应变大小来源于基于现今 GPS 观测 (张培震等, 2001)、活动断裂勘测研究和地质观测资料基础上的区域构造应力场有限单元法数值模拟。

综合断层位移和运动速度的各种观测资料，确定青藏铁路沿线主要活动断层的水平运动速度，定量反映活动断层相对活动程度 (图 6-24、表 6-8)。根据各单元温泉最高温度

资料，作青藏铁路沿线温泉温度等值线图，反映区域热动力分布状况。根据各单元最大地震震级资料，作青藏铁路沿线地震震级等值线图，反映区域地震活动强度。根据各单元最大剪切应变资料，作青藏铁路沿线最大剪应变等值线图，反映区域构造应力和剪切应变状态。

断层运动速度是区域构造活动性重要指标。断层运动速度越大，构造活动性越强（图 6-24）。根据断层位移观测资料和断层活动时代计算活动断层第四纪晚期平均运动速度（表 6-8）。在青藏铁路沿线，运动速度达 4~12 mm/a 的活动断裂包括昆仑山活动断裂、可可西里活动断裂、风火山活动断裂、通天河活动断裂、嘉黎-崩错活动断裂、格仁错活动断裂、羊八井-当雄-谷露盆-山边界活动断裂和雅鲁藏布江活动断裂。乌丽活动断裂、温泉盆北活动断裂、唐古拉山活动断裂、安多盆北活动断裂、安多盆南活动断裂晚更新世以来平均运动速度达 1.9~3.5 mm/a（图 6-31、表 6-8）。

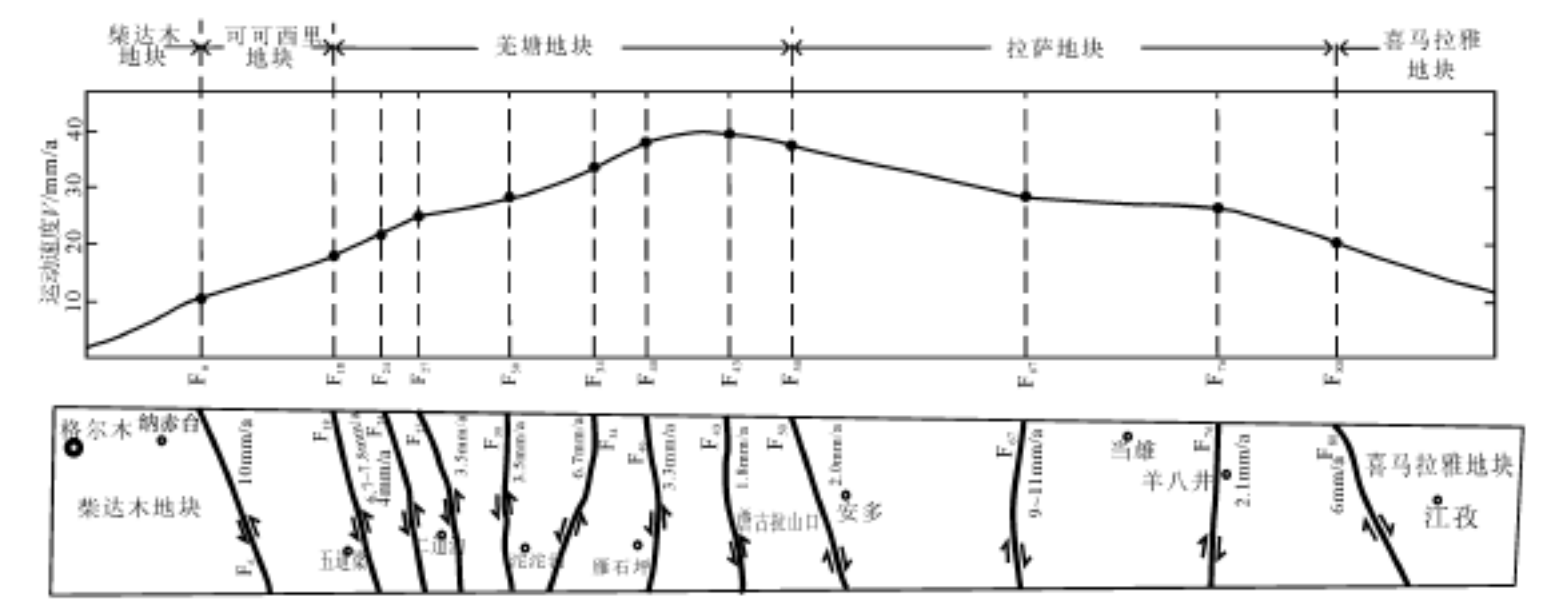


图 6-31 在建青藏铁路沿线断层运动速度分布图

Fig. 6-31 Late Quaternary slip rates of active faults across the Lhasa-Golmud Railway under construction

热流值和地温梯度是反映地壳热状态和区域构造背景的重要指标，但青藏高原地区普遍缺乏热流测量和地温梯度资料。考虑到青藏高原温泉分布较为广泛，温泉测温资料比较系统，而温泉活动是地壳深部热状况在地表的重要表现形式，因此，本专题以温泉泉口温度作为定量指标反映区域热动力状况。在青藏铁路沿线及邻区，温泉分布主要受活动断裂控制（图 6-32），形成若干区域性高温温泉区带，如布喀达坂峰-西金乌兰湖高温温泉带、错那湖高温温泉区、索县西北高温温泉带、班戈-多巴高温温泉区、那曲高温温泉区、谷露-桑雄高温温泉带、谢通门-萨加高温温泉带、尼木-羊八井-当雄高温温泉带、松多高温温泉区，这些地区的温泉温度高达 60~90℃（图 6-32）。错那湖、那曲、谷露-桑雄高温温泉区和谢通门-萨加、尼木-羊八井-当雄高温温泉带与现代裂谷作用存在显著的动力学成因联系，反映裂谷作用与地壳内部热动力过程的密切相关关系；其他高温温泉区与现今活动断裂存在密切关系。

地震活动性是衡量现今构造活动性的重要指标。地震震中线性分布能够反映活动断裂的空间位置，地震震级与活动断裂运动速度存在统计相关关系（图 6-26）。以地震震级作为地震活动强度的定量指标，反映区域地震活动强度。青藏铁路沿线存在若干强烈地震活

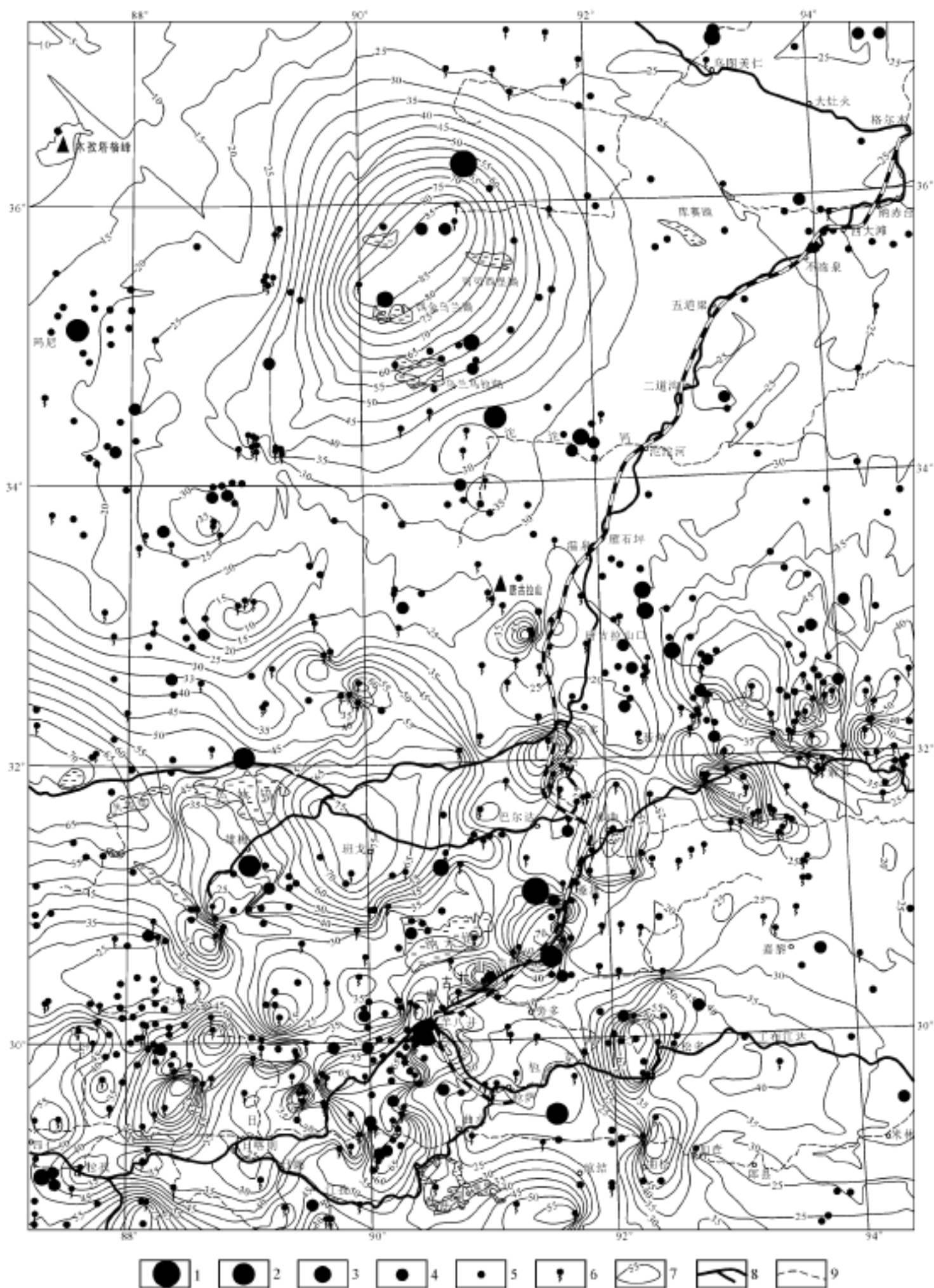


图 6-32 青藏高原中段温泉温度等值线图

Fig.6-32 Temperature contour of hot spring in middle section of the Tibetan Plateau

1—8~8.9 级地震；2—7~7.9 级地震；3—6~6.9 级地震；4—5~5.9 级地震；5—4~4.9 级地震；
6—温泉；7—温泉温度等值线 (°C)；8—公路；9—河流

动区带，包括昆仑山强烈地震带、通天河强烈地震带、唐古拉山强烈地震带、色林错强烈地震活动区、羊八井-当雄强烈地震带、崩错强烈地震活动带和达孜强烈地震活动区，地震分布明显受活动断裂所控制（图 6-24）。

应力与应变存在线性函数关系。构造应力值和最大剪应变值越高，反映构造变形越强，构造活动性越大。通过数值模拟，得出青藏铁路沿线现今构造应力和最大剪切应变的区域分布，良好地反映了现今地壳应力、变形状态。沿区域主要活动断裂，应力相对集中，应变值较高；而在断裂密度较小、运动速度较低的部位，则构造应力和最大剪应变值都明显偏低。在不同方向活动断裂的交叉复合部位，构造应力和剪切应变都显著集中，形成应力和应变极值区。因此区域最大剪应变可以作为衡量现今构造活动性的重要指标。

二、区域构造活动性综合评价

尽管单一指标都从不同角度揭示区域构造活动特点，但都存在不同程度的片面性和局限性。如温泉温度能良好地反映了区域构造活动的热动力背景，但控制温泉发育和泉口温度的因素很多，包括岩层结构、构造、深部热动力、冻土层厚度等，构造活动仅是温泉形成及泉口温度的控制因素之一。地震活动性是构造活动性的重要表现，但由于西藏地区地震观测资料不全，绝大部分为近 50 年的地震资料，古地震和历史地震资料较少，缺乏微震观测资料，因此，据地震资料反映构造活动性存在很大局限性。活动断层运动速度是衡量区域构造活动性的重要指标，但由于青藏高原地区地质研究程度普遍偏低，很多活动断裂缺乏运动速度观测资料，影响了对地壳运动和构造活动规律的认识深度。最大剪切应变定量地反映了构造变形强度，但由于缺乏现今构造应变观测资料，拟采用有限单元法数值模拟手段和正反演结合方法计算得出区域最大剪切应变资料，难以避免与实际应变状态存在偏差。为了全面、系统、客观分析区域构造活动性，克服各单一指标的局限性，需要考虑与构造活动密切相关的多种不同地质因素，进行综合评价。

构造活动强度是个相对概念，可以通过区域对比予以确定。以单元参数值与区域最大参数值的比值作为评价该参数反映构造活动性的定量指标。设单元 i 的温泉最高温度为 T_i ，最大地震震级为 M_i ，活动断层最大运动速度为 V_i ，最大剪切应变为 ε_i ；以单元中心点代表单元坐标位置。对单元 i ，设温泉温度反映的构造活动强度可以表示为 $\alpha_{Ti} = T_i / T_{\max}$ ，地震震级反映的构造活动强度可以表示为 $\alpha_{Mi} = M_i / M_{\max}$ ，活动断层反映的构造活动强度可以表示为 $\alpha_{Vi} = V_i / V_{\max}$ ，最大剪切应变反映的构造活动强度可以表示为 $\alpha_{\varepsilon i} = \varepsilon_i / \varepsilon_{\max}$ 。根据已有资料，青藏高原腹地温泉最高温度为 $T_{\max} = 91^\circ\text{C}$ ，最大地震震级 $M_{\max} = 8.1$ 级，断层最大走滑运动速度 $V_{\max} = 15 \text{ mm/a}$ ，区域最大剪切应变 $\varepsilon_{\max} = 108 \times 10^{-8}$ 。

设单元 i 现今构造活动强度为 α_i ，以活动断层、温泉、地震和最大剪应变各参数反映构造活动强度的加权平均值综合刻划现今构造活动强度（ α_i ），则

$$\alpha_i = (\alpha_{Vi} + \alpha_{Ti} + \alpha_{Mi} + \alpha_{\varepsilon i}) / 4 \tag{1}$$

根据（1）式计算出各单元构造活动强度，反映各单元现今构造活动性。根据各单元构造活动强度值作青藏高原中段构造活动性等值线图（图 6-33），揭示区域构造活动性及空间展布规律。

综合地震、温泉、活动断层和最大剪切应变 4 种因素得出的区域构造活动强度等值线

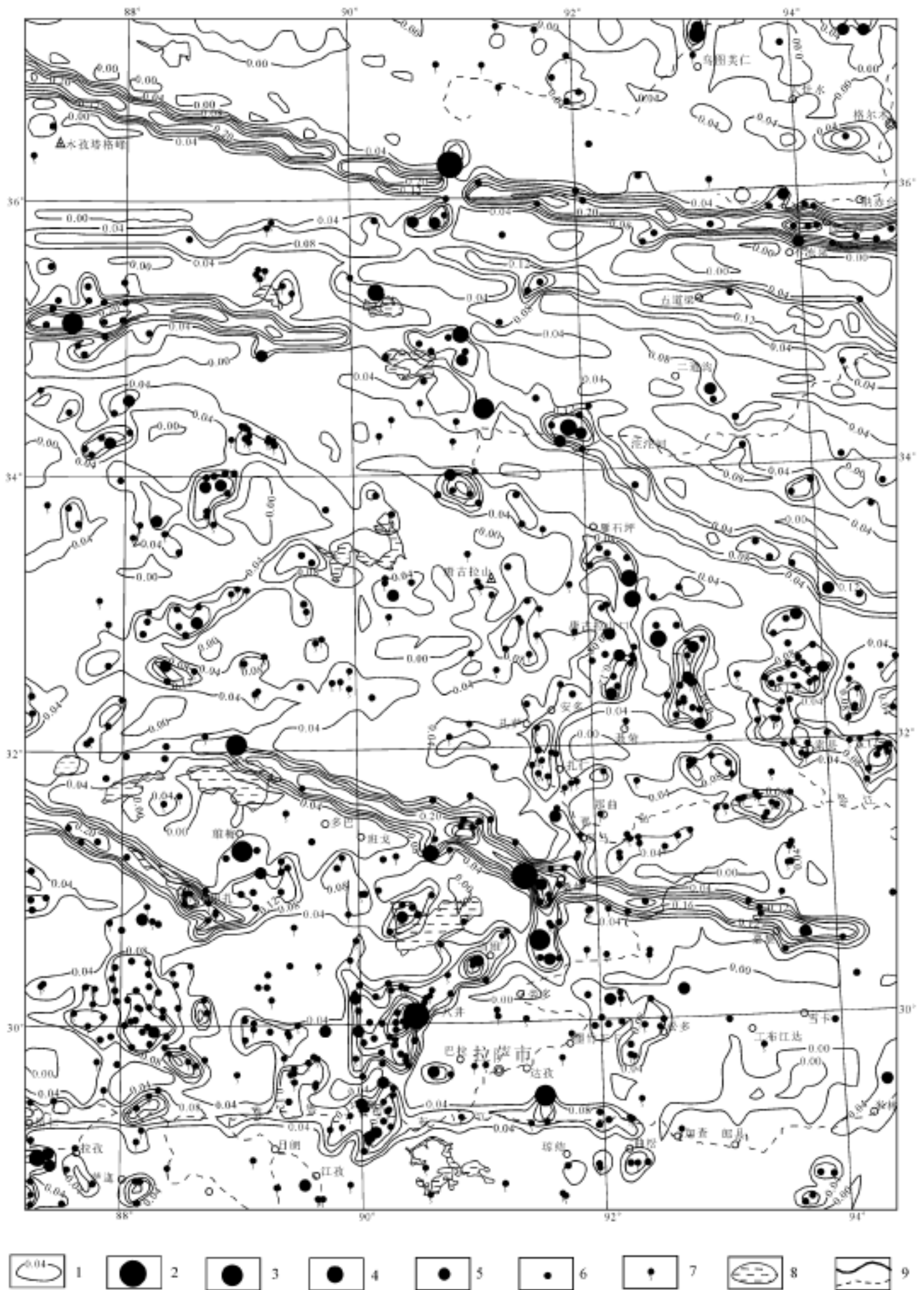


图 6-33 青藏高原中段构造活动性等值线图

Fig.6-33 Contour of present tectonic activity of central Tibetan Plateau

1—构造活动强度等值线；2—8~8.9 级地震；3—7~7.9 级地震；4—6~6.9 级地震；
5—5~5.9 级地震；6—4~4.9 级地震；7—温泉；8—现代湖泊；9—现代河流

图 (图 6-33), 定量反映了现今区域构造活动性及空间分布规律。青藏铁路沿线现今构造活动性具有显著的线性分布特征, 重要活动断裂对现今构造高强度活动区带具有显著的控制作用。构造活动强度 $\alpha \geq 0.20$ 的构造活动带包括昆仑山左旋走滑活动断裂、可可西里山北左旋走滑活动断裂、玛尼-二道沟左旋走滑活动断裂、通天河左旋走滑活动断裂、错那湖近 SN 向伸展活动断裂、九子拉-谷露-桑雄近 SN 向裂谷盆地、尼木-羊八井-当雄 NE 向裂谷盆地、崩错右旋走滑活动断裂、格仁错右旋走滑活动断裂和雅鲁藏布江右旋走滑活动断裂。在不同方向构造活动带的交叉复合部位, 形成构造活动强度 $\alpha \geq 0.30$ 的强烈构造活动区。在青藏铁路沿线发育的 $\alpha \geq 0.30$ 强烈构造活动区包括西大滩西南—62 道班、五道梁、通天河—沱沱河西、错那湖东北部、崩错—谷露、九子拉—纳龙、当雄—宁中、羊八井、尼木等地区。在青藏铁路东西两侧尚有布喀达坂-库赛湖、玛尼、唐古拉山口东侧、江错、嘉黎等构造活动强度 $\alpha \geq 0.30$ 的强烈构造活动区 (图 6-33)。构造活动强度 $\alpha \geq 0.30$ 的强烈构造活动区常发生 7 级以上强烈地震, 如布喀达坂峰-库赛湖强烈构造活动区于 2001 年 11 月 14 日发生 8.1 级强烈地震, 崩错强烈构造活动区于 1951 年发生过 8 级强震, 九子拉强烈构造活动区于 1952 年发生过 7.5 级强震, 羊八井强烈构造活动区于 1411 年发生过 8 级强震、申扎强烈构造活动区近百年内发生过多次 6~7 级以上地震 (图 6-33)。而构造活动强度 $\alpha \geq 0.30$ 的西大滩西南—62 道班、五道梁、通天河-沱沱河西、尼木、宁中、江错和错那湖百余年内没有发生过 6~7 级以上强烈地震, 是未来发生 6~7 级以上强烈地震的有利构造部位。羊八井强烈构造活动区虽然发生过 8 级地震, 但 8 级地震距今已有近 600 年历史, 未来百年仍可能发生 7 级以上强烈地震。现今构造活动性比较强烈的地区尚有二道沟、萨加-谢通门、扎囊、松多、纳木错西北构造活动区和伦坡拉构造活动区 (图 6-33)。

以区域性构造活动带为界, 为构造活动性相对较小、构造变形微弱、相对稳定块体; 相对稳定地块现今构造活动强度 $\alpha \leq 0.12$, 周缘被构造活动强度 $\alpha \geq 0.20$ 的活动断裂所围限。以昆仑山构造活动带、玛尼-通天河构造活动带、崩错-嘉黎构造活动带、羊八井-当雄-谷露构造活动带和雅鲁藏布江构造活动带为界, 可划分出柴达木、北羌塘、南羌塘、冈底斯、拉萨和喜马拉雅北部 6 个 I 级相对稳定地块。I 级相对稳定地块内部尚包括部分 $\alpha \geq 0.12$ 的构造活动区带和构造活动强度 $\alpha \leq 0.04$ 的相对稳定块体。青藏铁路沿线相对稳定块体包括柴达木地块、不冻泉块体、雁石坪块体、那曲块体、拉萨次级地块、雄梅块体、喜马拉雅北部次级地块等。部分相对稳定块体被 $\alpha \geq 0.12$ NEE 向和 NWW 向构造活动带所围限, 形成相对稳定的菱形块体, 如雄梅相对稳定块体、聂荣相对稳定块体 (图 6-33)。相对稳定块体对应于地壳稳定性评价中的相对稳定区与次稳定区 (胡海涛, 1984; 李兴唐等, 1987; 孙叶等, 1998)。

三、当雄及邻区构造活动性与地壳稳定性

通过以上分析, 对当雄及邻区现今构造活动性和地壳稳定性得出如下认识:

(1) 活动断层、温泉、地震、形变是地壳构造活动的重要标志, 选择断层运动速度、温泉温度、地震震级和最大剪切应变 4 种定量参数能够良好地揭示青藏高原区域构造活动性与地壳稳定性。

(2) 青藏高原现今地壳具有显著的东向运动规律, 相对于柴达木地块的地壳东向运动

速度自南北两侧向中部逐步增大，至唐古拉山地区达最大值约 40 mm/a；拉萨地块中部当雄—羊八井地区存在约 25 mm/a 的东向运动速率（图 6-31）。青藏高原中段活动断层水平运动和地壳东向运动反映现今地壳受到近 SN 向构造挤压动力和地壳内部不均匀东向水平剪切应力的联合驱动。

(3) 地表温泉温度反映地壳热动力状态，是评价区域构造活动性与地壳稳定性的重要指标。在青藏高原中段，很多强烈地震与地壳高热动力存在密切关系，如 2001 年昆仑山 8.1 级地震发生于布喀达坂高热动力区，1951 年崩错 8 级地震与 1952 年九子拉 7.5 级地震发生于谷露高热动力区，而 1411 年羊八井 8 级地震发生于当雄-羊八井高热动力带（图 6-32）。

(4) 青藏高原南部九子拉-谷露-桑雄裂谷盆地、尼木-羊八井-当雄裂谷盆地与崩错活动断裂的现今构造活动强度 $\alpha \geq 0.20$ ；发育崩错-谷露、九子拉-纳龙、当雄-宁中、羊八井、尼木等 $\alpha \geq 0.30$ 强烈构造活动区；构造活动强度 $\alpha \geq 0.30$ 的强烈构造活动区具有发生 6~7 级以上强烈地震的可能性（图 6-33）。

(5) 青藏铁路沿线发育构造活动强度 $\alpha \leq 0.12$ 的 6 个 I 级相对稳定地块和构造活动强度 $\alpha \leq 0.04$ 的大量相对稳定块体，相对稳定块体对应于地壳稳定性评价中的相对稳定区与次稳定区。当雄-羊八井盆地属现今构造活动性较大的不稳定区，而旁多山地属构造活动性较小的相对稳定区；纳木错地区属次稳定区，局部发育 4~5 级地震活动（图 6-33）。

尽管对青藏高原中段及当雄-羊八井盆地构造活动性与地壳稳定性进行了探索性的综合评价，取得一些对青藏铁路建设有一定参考意义的定量资料；但在铁路设计和施工过程中，如何有效应用构造活动性与地壳稳定性定量评价指标，却是有待进一步研究的科学问题。由于地质过程的复杂性，影响构造活动性的因素除断层、地震、温泉和应变外，还有岩石性质、岩层组构、地壳结构、深部构造等因素，这些因素由于资料限制未能在构造活动性定量评价中加以考虑，在一定程度上影响了构造活动性与地壳稳定性的定量评价结果。

第六节 典型地质灾害

青藏高原腹地发育不同性质、不同类型、不同特点的活动断裂，活动断裂对青藏铁路、青藏公路、输油管道及沿线工程安全具有不同程度的影响，能够产生和诱发不同类型的地质灾害。青藏高原的断裂运动不仅能够孕育地震，还诱发不均匀冻胀、构造裂缝、移动冰丘等地质灾害，影响线路工程安全。

一、地震灾害

青藏高原是我国现今构造活动性和地震活动性最强烈的地区之一，地震次数多、频率高、震级大。位于拉萨地块中部的当雄-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；在当雄西北部尚发育部分 4~5.5 级地震（图 3-15、6-24）。强烈地震产生巨大的地震破裂和地震灾害，造成人员和财产的巨大损失。

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 级地震的地震灾害情况和地震烈度分布。本项目在 1:25 万区域地质调查过程中，对地震构造、地表破裂、地震陡坎和地震灾害进行了实地考察和调查。兹结合前人资料和区域地质调查资料，总结、分析西藏 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 6-9）。

表 6-9 西藏当雄及邻区强烈地震及灾害情况一览表
Table 6-9 Seismic hazards of Damxung and its adjacent areas

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—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 1.5m	最大水平位移 5.0m 最大垂直位移 5.5m
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	山体崩塌、地面塌陷、房屋 倒塌、湖崩及众多人畜伤亡	方圆百余公里房屋倒塌、 器皿翻倒和人畜伤亡	造成方圆 100 km 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。

1. 1411 年羊八井 8 级地震

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 136km（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 km²。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 150 km，宽约 50 km，南至仁布，北达拉多岗，分布面积约 7500 km²；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 6-34）。

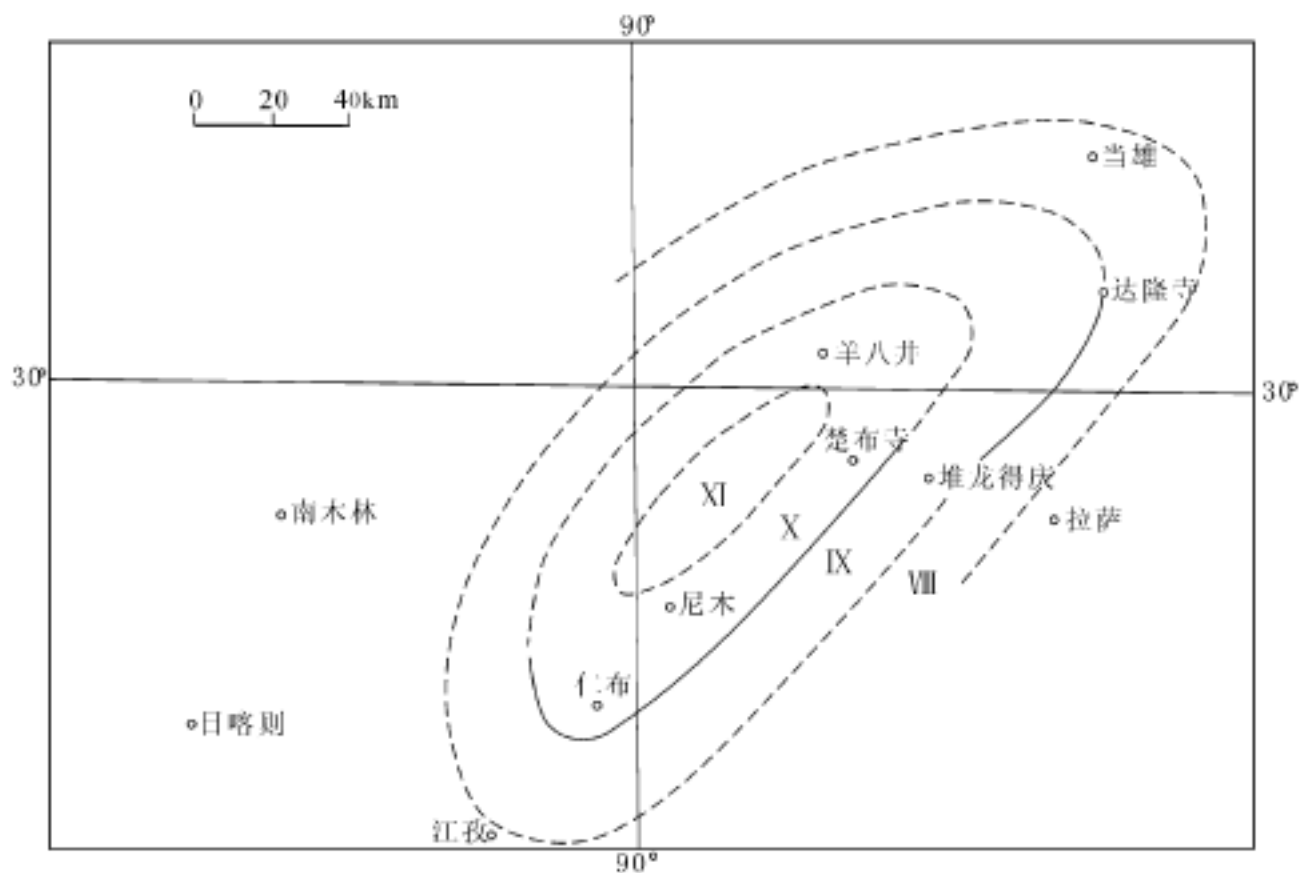


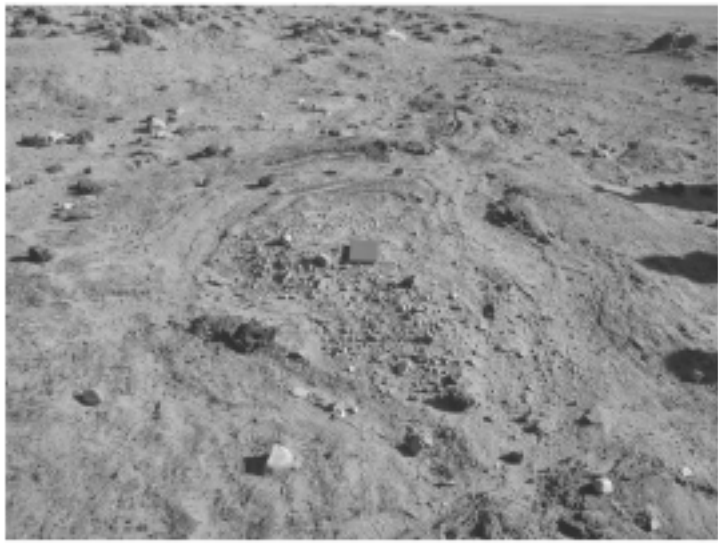
图 6-34 1411 年羊八井 8 级地震烈度分布图
(据西藏自治区科学技术委员会，1982)

Fig.6-34 Intensity contour of Yangbajain Ms8 earthquake in 1411

对 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，则地震震源深度应为 13~20 km（表 6-9）。

2. 1951 年崩错 8 级地震

崩错 8 级强烈地震发生于 1951 年 11 月 18 日，是近 50 年来我国大陆发生的最强烈地震之一；地震震中位于那曲县达孜乡崩错东南侧，震源深度为 21 km。地震有感范围北至东巧，南到当雄县青果乡，西至班戈县，东到那曲达仁乡，面积达 3800 km²（国家地震局地质研究所，1992）。地震及诱发地质灾害包括房屋倒塌、器皿翻倒、地面塌陷、地面裂缝、喷砂冒水、湖啸和岩石崩塌，造成方圆百余公里范围部分人畜伤亡和一定财产损失。1952 年崩错 8 级地震形成长达 81 km 的地表地震破裂。地震破裂总体呈 NW 走向，局部呈 NNW 和 NWW 走向，切割错断沟谷和阶地。地震破裂呈斜列分布，最大右旋位移 7.3 m，最大垂直位移 1.5 m，良好反映出发震断裂右旋走滑运动特征（国家地震局地质研究所，1992）。沿地震破裂发育地震鼓包和小型拉分断陷，地震鼓包遗迹呈同心环状（图 6-35），拉分断陷很多已发育成沼泽地。局部地段地下水沿地震破裂上升成泉，冬季形成线性分布冰丘群。据西藏自治区科学技术委员会（1988）资料，1951 年崩错 8 级地震的极震区呈 NW 向狭长椭圆形，长轴约 70 km，短轴约 10 km，极震区面积约 700 km²，地震烈度为 X-IX 度。崩错位于极震区中部，蓬错位于 IX-VII 度地震烈度区，巴木错位于 VII



a、地震鼓包遗迹



b、地震破裂

图 6-35 崩错地震鼓包与地表破裂

Fig.6-35 Surface fractures and seismic upwarping of Bengcuo Ms8 earthquake in 1951

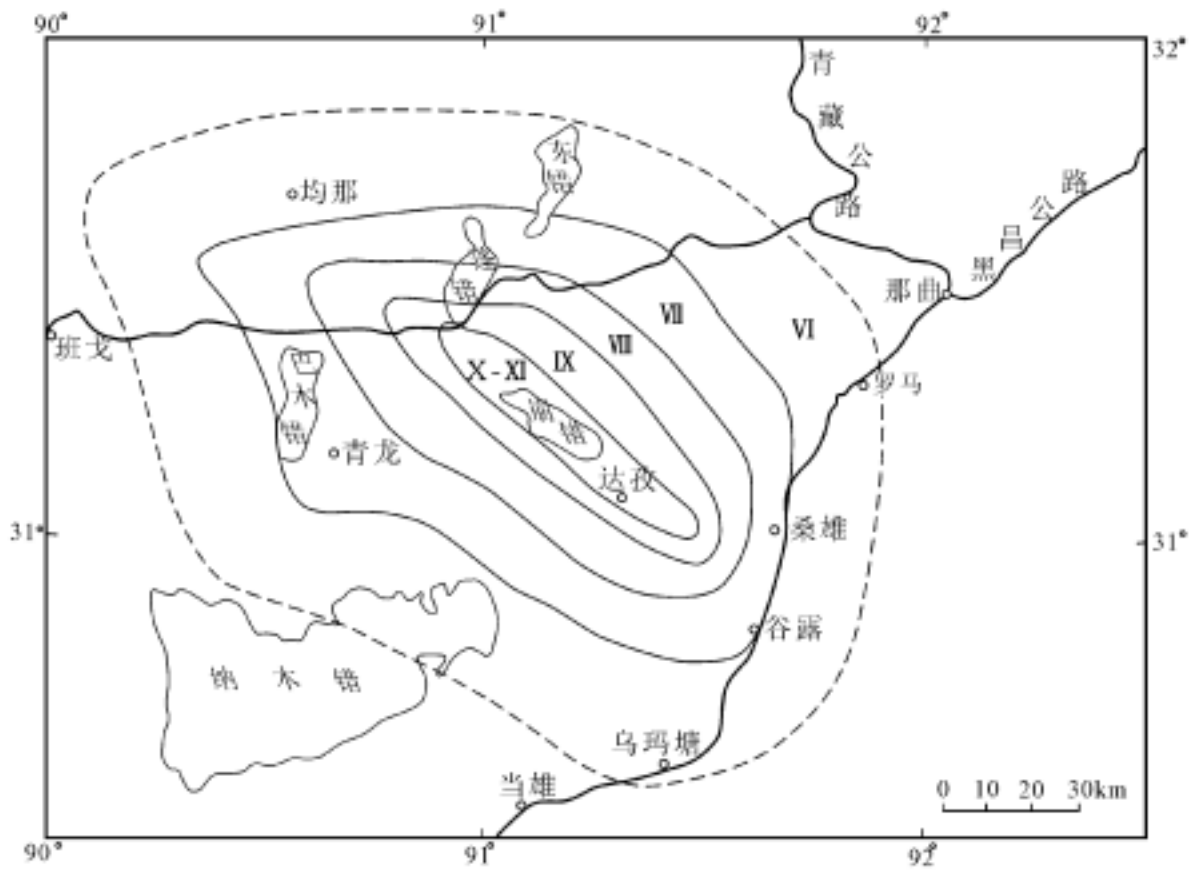


图 6-36 1951 年崩错 8 级地震烈度分布图
(据西藏自治区科学技术委员会, 1988)

Fig.6-36 Intensity contour of Bengcuo Ms8 earthquake in 1951

度地震烈度区，东错主体、纳木错东北部、乌玛塘、九子拉、谷露、桑雄和罗马都位于VI度地震烈度区，那曲、当雄位于V度地震烈度区（图 6-36）。

3.1952 年九子拉 7.5 级地震

发生于 1952 年的九子拉 $M_s = 7.5$ 级地震，震中位于九子拉附近，震源深度为 27km。地震及诱发地质灾害主要包括房屋倒塌、墙体坍塌、崩塌、地裂缝和地面塌陷，在那曲县和当雄县方圆百余平方公里范围内造成大量人畜伤亡和较大的财产损失。地震地表破裂主要分布于念青唐古拉山东麓，谷露盆地西侧，大部分走向 NE、NNE 和近 SN 向，部分地表破裂走向近 EW 和 NW 向，地表破裂总长 57.7 km。地震破裂切割、错断冲沟和山脊，形成显著地震陡坎。据国家地震局地质研究所（1992）资料，九子拉 7.5 级地震产生的水平位移一般为 3~4 m，最大水平位移 5.0 m；一般垂直位移为 2~3.5 m，最大垂直位移达 5.5 m。不同走向的地震破裂水平位移方向不尽相同，NNE 向、近 SN 向和 NW 向地震破裂以右旋水平位移为主，NE 向和 EW 向地震破裂以左旋水平位移为主。冬季在桑利发现沿地震破裂发生不均匀冻胀，形成地表裂缝，长达百余米。据吴章明等（1991）资料，1952 年崩错 7.5 级地震集震区呈椭圆形分布于谷露盆地南部，南至乌玛塘，北到桑雄，

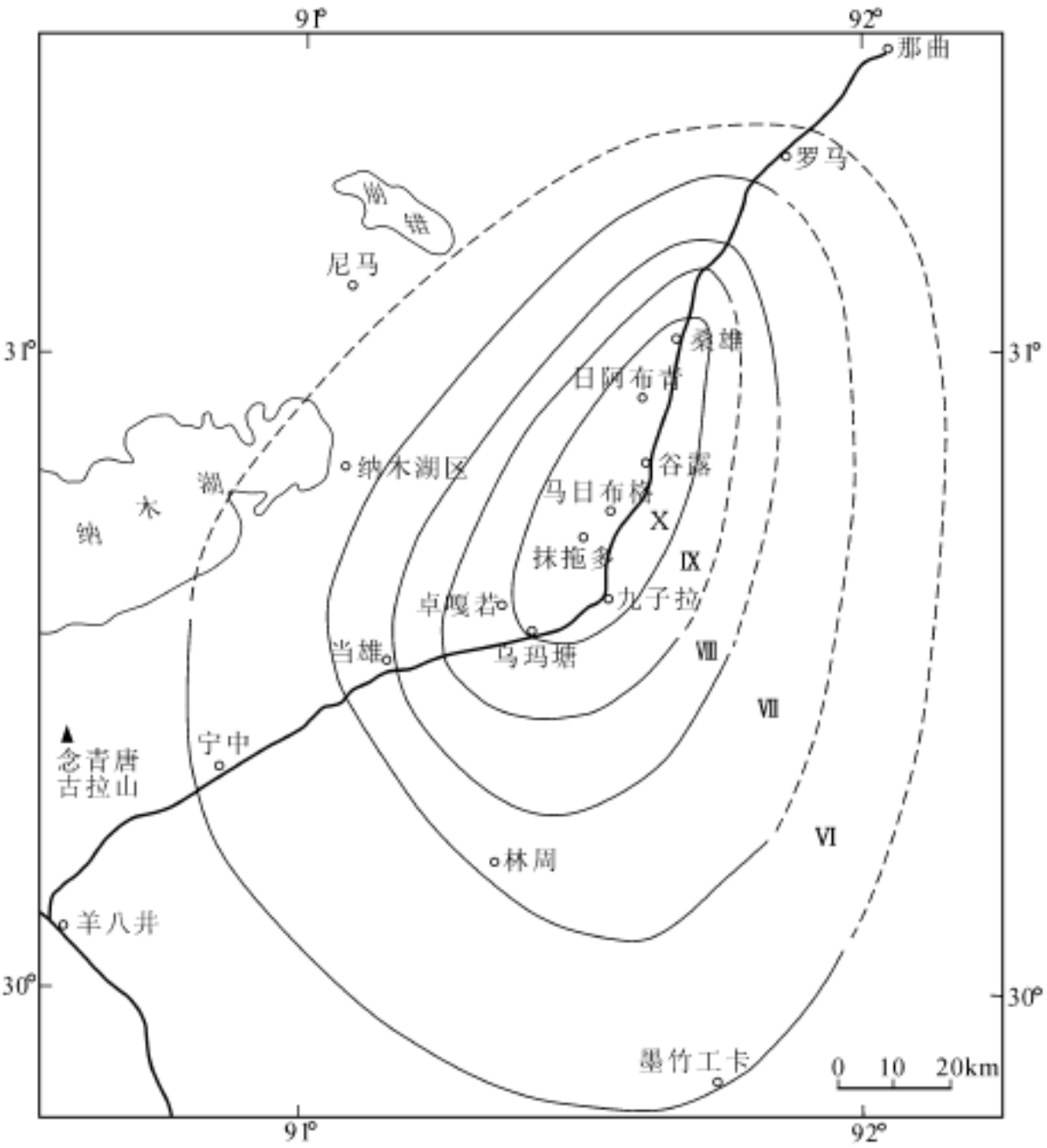


图 6-37 1952 年九子拉 7.5 级地震烈度分布图
(据西藏自治区科学技术委员会，1988)

Fig.6-37 Intensity contour of Jiuzila $M_s7.5$ earthquake in 1952

长轴长约 40 km, 短轴宽约 10 km, 极震区面积约 500 km², 极震区地震烈度达 X 度。当雄和林周处于 VII 度地震烈度区, 墨竹工卡、宁中、罗马和当雄县纳木错乡处于 VI 度地震烈度区 (图 6-37)。羊八井和那曲也有强烈震感。

二、断裂活动诱发地质灾害

青藏铁路沿线断裂活动不仅孕育地震, 产生地震破裂 (图 6-38a), 而且能够产生路面变形、路基破坏、构造裂缝、不均匀冻胀等地质灾害 (图 6-38b、c、d), 对铁路、公路、输油管道等线路工程具有不良影响, 是造成青藏高原道路交通破坏、诱发地质灾害的重要因素。

1. 断裂活动导致路面变形和工程破坏

青藏铁路沿线大量活动断裂横穿或斜切铁路和公路。斜交、穿切青藏铁路、青藏公路的活动断裂能够切割、错断公路路基, 破坏路基保温性能与冻胀平衡关系; 断裂构造变形和地下水不均匀冻胀常导致路基土石松动和路面变形, 影响行车速度和交通运输安全。如北麓河 NWW 向活动断裂斜切青藏公路, 导致路基不均匀松动, 在约 300 m 长的公路路面产生显著的波浪状起伏变形。唐古拉山北麓活动断裂呈 NWW 向穿切青藏公路, 在公路两侧形成明显的断层谷、断层三角面和断层洼地; 在主断裂面与公路交会处, 断裂切割、错断公路路基, 在青藏公路路面形成深达 40~50 cm 的 NWW 向断陷带 (图 6-38b)。断层长期缓慢运动积累的断层位移能够造成永久工程如桥梁和隧道的错位; 运动速度 4~10 mm/a 的活动断裂累积 50 年的蠕滑位移量可达 0.2~0.5 m, 将导致桥梁结构破坏甚至报废; 对运动速度较高的活动断层穿切的永久性重大工程需要考虑采取一定的工程措施, 防治断层蠕滑位移积累产生的灾害效应。

2. 断裂活动与非均匀冻胀的耦合效应

断裂活动常形成不同宽度的断裂破碎带与构造变形带, 成为地下水与地下流体富集和运移的有利场所 (胡海涛等, 1982)。在青藏高原北部冻土区, 活动断裂带构造变形的非均匀性导致地下水分布的非均匀性, 诱发出断裂带非均匀冻胀作用; 而非均匀冻胀将加剧断裂破碎带非均匀构造变形, 从而产生活动断裂带构造变形—地下水运动—非均匀冻胀之间显著的耦合效应, 对青藏公路、青藏铁路等重大工程安全构成严重威胁。如安多盆地南部边界发育 NE 向活动断裂, 由向北西倾斜的一系列活动正断层组成, 在安多盆地南缘形成显著的断层地貌; 在安多大桥南侧, 活动断裂横切青藏公路, 诱发断裂活动—地下水运动—非均匀冻胀之间显著耦合效应, 导致近 200 m 的公路发生强烈变形, 在路基及两侧形成断层破碎带 (图 6-38c), 大大缩短公路使用寿命, 严重威胁公路交通安全。青藏铁路错那湖北段处于 NEE 向安多盆南边界活动断裂与近 SN 向错那湖东边界活动断裂的交叉复合部位, 沿断裂破碎带地下水运动和非均匀冻胀效应显著, 冬季沿错那湖东边界断裂形成长达 20 km 的冰裂缝带, 对青藏铁路工程安全具有不良影响; 如果不采取有效的工程措施, 可能成为未来青藏铁路的病害高发地段。

3. 构造裂缝带及工程危害

青藏铁路和青藏公路沿线沿活动断裂发育大量宽达 100~800 m 的构造裂缝带, 如楚玛尔河、可可西里、风火山、二道沟、乌丽、沱沱河、开心岭、通天河等活动断裂诱发构造裂缝带。沿清水河活动断裂发育宽达 1250 m 的构造裂缝带, 沿北麓河活动断裂发育宽达 1780 m 的构造裂缝带 (图 6-39)。单条构造裂缝宽 3~10 cm, 局部宽达 10 cm, 沿活动

断裂斜列或平行分布，平面延伸数百至数千米，能够穿切铁路和公路，导致路面开裂和路基破裂，影响线路工程质量和行车速度，缩短工程寿命。如青藏公路北麓河—风火山段，沿 NWW 向活动断裂发育的构造裂缝不仅切割公路路基，而且形成大量斜交或垂直公路、宽 5~10 cm 的路面裂缝（图 6-38d）；路面裂缝在剖面上与路基破裂相连通，在平面上与沿活动断层分布、长达数公里的地面构造裂缝相连接。在安多北侧，青藏公路建于捷布曲河岸，在一些路段 NNE—近 SN 向捷布曲活动断裂纵向切割青藏公路，在公路路面诱发大量构造裂缝，单条裂缝宽达 8~30 cm，严重影响公路质量和行车安全。在青藏铁路设计和施工过程中，应考虑构造裂缝带对铁路路基、钢轨和地下配套设备的影响，并采取一定的防护措施，车站建设应避开构造裂缝带。

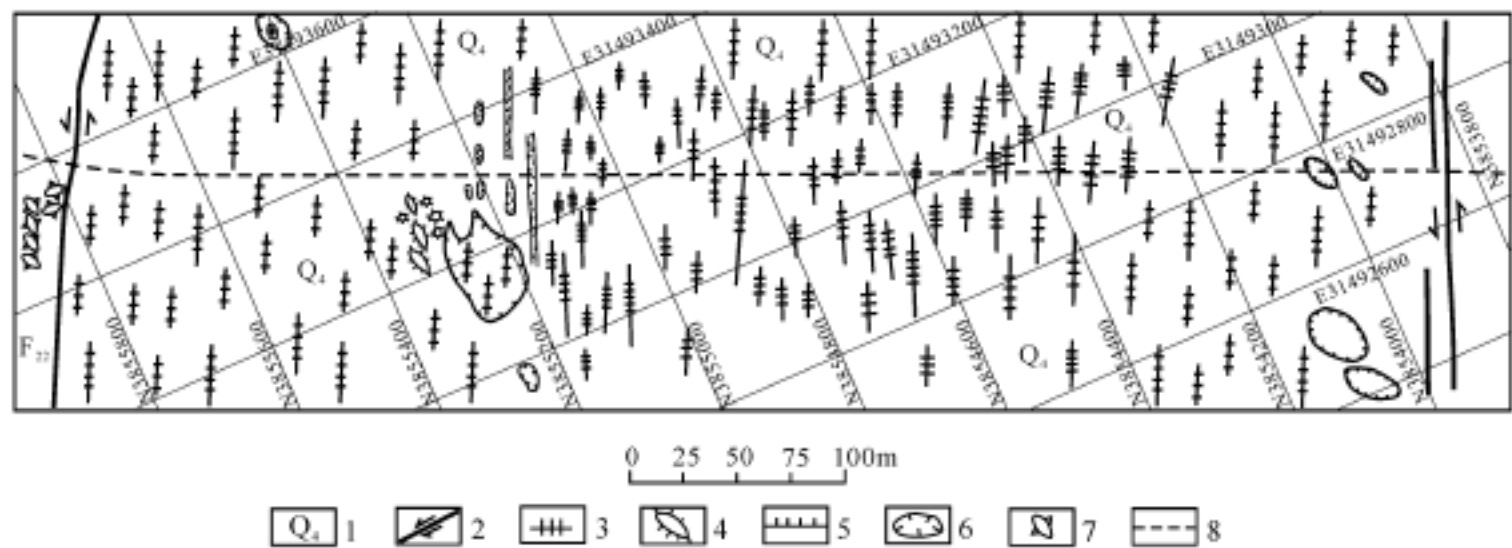


图 6-39 青藏铁路北麓河段活动断裂诱发构造裂缝分布图

Fig. 6-39 Surface fractures induced from active faulting in Beiluhe section of Golmud-Lhasa railway
1—第四系；2—走滑断层；3—构造裂缝；4—冻胀丘；5—断陷边界；6—洼陷；7—冰丘；8—青藏铁路线

4. 沿活动断裂移动冰丘的工程危害

青藏铁路昆仑山—唐古拉段处于青藏高原北部常年冻土环境。活动断裂深切常年冻土，在夏季形成线性泉水群，在冬季形成串珠状斜列冰丘群。沿活动断裂分布的冰丘，尤其是沿活动断层发育的移动冰丘，对线路工程安全具有重大威胁。在青藏公路 86 道班公路东侧，沿乌丽 F₃₀₋₃ 活动断层在 2001 年底至 2002 年初发育一个较大规模的椭圆形移动冰丘，长达 15 m，高约 1.8 m，导致长达 15 m 的地下输油管道发生约 2 m 高度的拱曲变形（图 6-38e）；该移动冰丘在冬季发育，4~5 月部分消融，7~9 月完全融化形成沼泽泥塘；夏季冰丘消融后拱曲变形的输油管道呈弧形暴露于地表（图 6-38e）。在青藏公路不冻泉段，沿不冻泉活动断裂发育一移动冰丘，穿刺公路路基，导致路基变形和路面破坏（图 6-38f）。由于青藏铁路沿线常年冻土区很多活动断裂都发育斜列冰丘群，断裂活动能够诱发形成新的移动冰丘；部分穿切铁路线的活动断层受机车振动的影响，在断层与铁路交汇部位地下冰层厚度和地下水运动比远离铁路部位更容易发生变化，增加了移动冰丘的发生概率。一旦在铁路下方沿活动断层形成移动冰丘，将导致铁路路基隆起和铁轨变形，严重威胁铁路运输安全，甚至酿成重大安全事故，有必要采取适当的工程防治措施，加强穿切铁路活动断层及诱发地质灾害的监测预警工作，最大限度地避免、减轻移动冰丘造成的灾害损失。

三、滑坡与泥石流

青藏高原腹地在活动断裂带，沿高角度主断面常形成大量断层陡坎、断层崖与断层三角面地貌；尤其在倾角较大的高角度正断层带，沿上升盘与下降盘之间的断层面，常形成规模较大、陡峻的断层坡面，是形成滑坡的良好地质构造部位。如沿唐古拉山北缘断裂，发育向北倾斜、高约 15 m 的高角度断层坡面，在唐古拉山兵站南侧沿该断层坡面发生小型滑坡（图 6-40）。在拉多岗北侧，发育近 EW 走向的活动正断层，断层南盘为上升盘，北侧为下降盘；沿向北倾斜的高角度活动断层面发育高达 5~20 m 的断层坡面，沿该活动断层坡面发育坍塌和滑坡。青藏铁路沿线少量沿活动断层分布的多级断层陡坎在一定水动力条件和一定触发条件下，具有形成较大规模滑坡的危险性，如乌玛塘盆地北部活动断层、唐古拉山北缘活动断层及央尔纳茸盆地边界活动断层等。



图 6-40 唐古拉山北麓沿活动断层面发育的滑塌

Fig. 6-40 Small landslide in north of Tanggual Mts .

在地形相对平坦的青藏高原内部，尽管沿活动断层面能够发育一些滑塌、小型滑坡，沿山谷地带常发生泥石流，但一般规模较小，灾害效应也不甚显著。青藏高原腹地规模较大、能够产生显著灾害效应的滑坡和泥石流主要分布于青藏公路羊八井—德庆段藏布曲峡谷地区。兹对羊八井东南山地藏布曲峡谷区青藏铁路沿线滑坡和泥石流进行重点分析。

1. 典型滑坡及地质特征

在羊八井峡谷区，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 6-41、表 6-10）。羊八井峡谷区滑坡体及其危害性分析如下：

表 6-10 青藏铁路羊八井—拉萨段典型滑坡和泥石流地质特征一览表
Table 6-10 Features of geological hazards along Yangbajain-Lhasa railway and highway

编号	类型	位 置	地质特征	构造地貌条件	工程危害性
1	滑坡体	DK1926 + 500 m—DK1926 + 800 m 路线西南侧 70~100 m	中型，扇形体	山坡上	小
2	滑坡体	DK1926 + 800 m—DK1927 路线西南侧 50~100 m	小型，扇形体	山坡上	无
3	滑坡体	DK1926 + 800 m—DK1927 路线西南侧 50~100 m	小型，扇形体	山坡上	无
4	滑坡体	DK1926 + 800 m—DK1927 路线西南侧 50~100 m	小型，扇形体	山坡上	无
5	滑坡体	DK1926 + 800 m—DK1927 路线西南侧 50~100 m	小型，扇形体	山坡上	无
6	滑坡体	DK1927 + 100 m—DK1927 + 400 m 路线西南侧 100~200 m	中型，扇形体	山坡上	小
7	滑坡体	DK1927 + 600 m—DK1928 + 100 m 路线上及其南侧	大型，扇形体	山坡上	极大
8	滑坡体	DK1929 + 360 m—DK1929 + 470 m 路线上	中型，扇形体	山坡上	无
9	滑坡体	DK1929 + 800 m—DK1930 + 100 m 路线东北侧 120~160 m	中型，扇形体	山坡上	无
10	滑坡体	DK1931 + 250 m—DK1931 + 400 m 路线上	小型，扇形体	山坡上	无
11	滑坡体	DK1929 + 800 m—DK1930 + 100 m 路线东北侧	中大型，扇形体	山坡上	大
12	滑坡体	DK1933 + 690 m—DK1933 + 970 m 路线上及其东北侧	中大型	山坡上	大
13	滑坡体	DK1936 + 720 m—DK1936 + 770 m 路线上	小型，扇形体	山坡上	大
14	滑坡体	DK1939 + 500 m—DK1939 + 660 m 路线西南侧 100 m	小型，扇形体	山坡上	小
1	泥石流	DK1926 + 600 m—DK1926 + 700 m 路线北东侧	小型	山谷中	无
2	泥石流	DK1933—DK1933 + 200 m 路线上	中型	山谷中	大
3	泥石流	DK1934 + 300 m—DK1934 + 640 m 路线上	中大型	山谷中	大
4	泥石流	DK1935 + 780 m—DK1936 + 100 m 路线间	中型	山坡上	大
5	泥石流	DK1936 + 780 m—DK1936 + 40 m 路线间	中小型	山坡上	较大
6	泥石流	DK1937 + 240 m—DK1937 + 410 m 路线间	小型	山坡上	较大
7	泥石流	DK1939 + 160 m—DK1939 + 300 m 路线间	小型	山坡上	较大

1 号滑坡体：位于青藏铁路 DK1926 + 500 m—DK1926 + 800 m 路线西南侧，距离铁路线 70~100 m。中型滑坡体，长约 200 m，宽约 100 m，滑坡体呈扇形体，其上植被不发育，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。由于滑坡体离铁路较远，且已接近稳定状态，因此对铁路危害性较小。

2、3、4、5 号滑坡体：位于青藏铁路 DK1926 + 800 m—DK1927 路线西南侧，距离铁路线 50~100 m。小型滑坡体，长约 30~70 m，宽约 15~30 m，滑坡体呈扇形体，近期曾有过滑动。由于滑坡体较小，且离铁路较远，因此对铁路基本无危害性。

6 号滑坡体：位于青藏铁路 DK1927 + 100 m—DK1927 + 400 m 路线西南侧，距离铁路线 100~200 m。中型滑坡体，长约 100 m，宽约 200 m，滑坡体呈扇形体。此处见两套滑坡体，一套为古滑坡体，已基本稳定，其上植被发育；另一套为现今滑坡体，其上出露

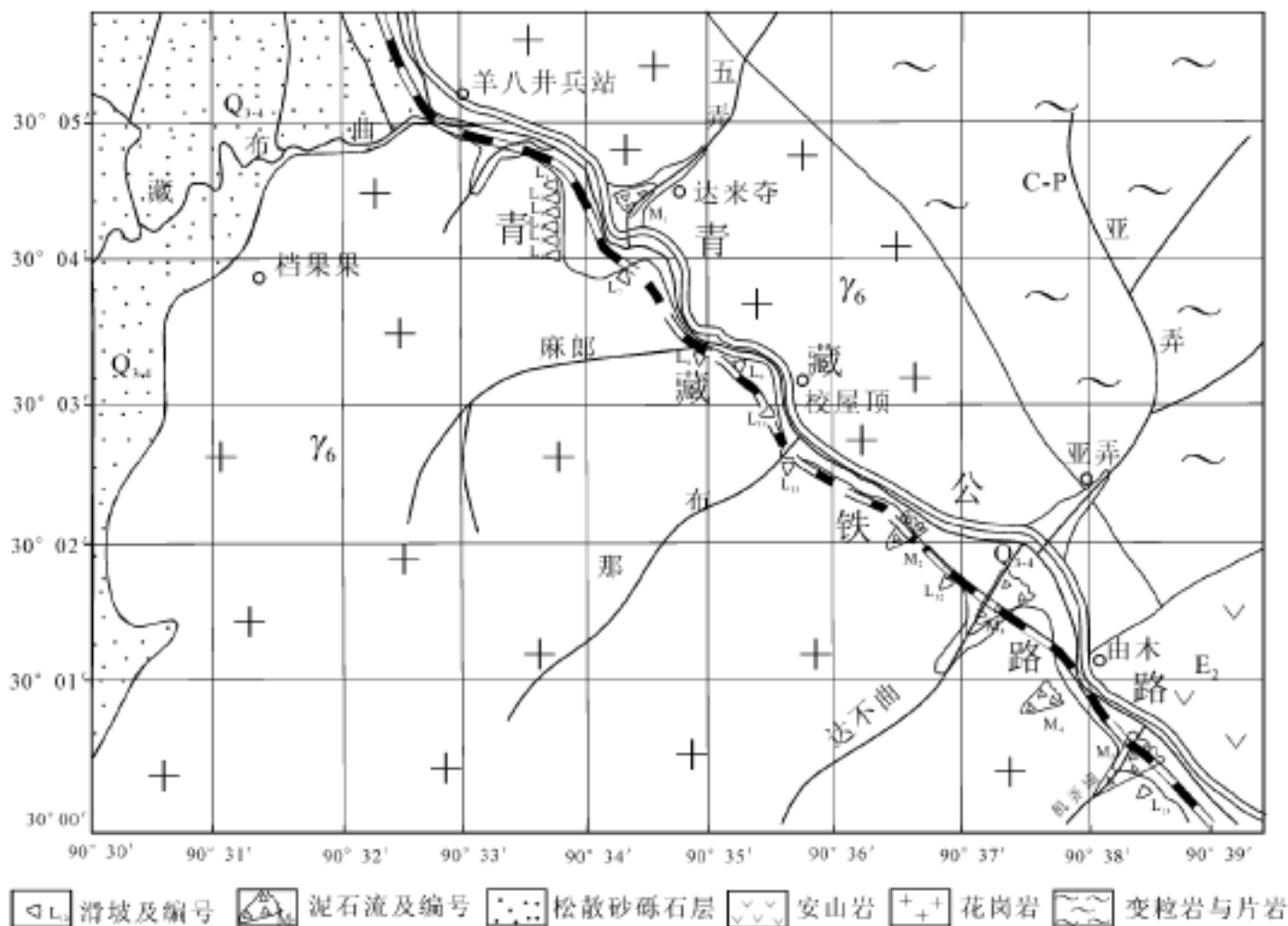


图 6-41 羊八井藏布曲峡谷地质灾害分布图

Fig.6-41 Geological hazards along Zangbuqu valley in southeast of Yangbajing

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，但滑坡体离铁路较远，因此对铁路危害性较小。

7号滑坡体：位于青藏铁路 DK1927 + 600 m—DK1928 + 100 m 路线上及其南侧，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，位于青藏铁路 DK1927 + 700 m—DK1927 + 850 m 路线间，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，位于青藏铁路 DK1927 + 850 m—DK1928 + 50 m 路线间，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，对铁路危害性极大。

8号滑坡体：位于青藏铁路 DK1929 + 360 m—DK1929 + 470 m 路线上。中型滑坡体，长约 270 m，宽约 110 m，滑坡体呈扇形体，其后缘有主滑动陡坎地貌，滑坡体上有次级滑动陡坎，但铁路此处为隧道，隧洞从滑坡体下部的基岩中通过，因此，对铁路无危害性。

9号滑坡体：位于青藏铁路 DK1929 + 800 m—DK1930 + 100 m 路线东北侧，距离铁路 120~160 m。中型滑坡体，长约 270 m，宽约 260 m，其后缘有主滑动陡坎地貌，具有

明显的滑动危险性。但铁路此处为隧道，隧道从滑坡体坡上的基岩中通过，因此，对铁路无危害性。

10 号滑坡体：位于青藏铁路隧道 DK1931 + 250 m—DK1931 + 400 m 路线上，距离铁路 250 m。小型滑坡体，长约 150 m，宽约 70 m，其后缘有滑动陡坎地貌，具有明显的滑动危险性。但铁路此处为隧道，隧道从滑坡体坡上的基岩中通过，因此，对铁路无危害性。

11 号滑坡体：位于青藏铁路 DK1929 + 800 m—DK1930 + 100 m 路线东北侧。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，对铁路危害性较大。

12 号滑坡体：位于青藏铁路 DK1933 + 690 m—DK1933 + 970 m 路线上及其东北侧。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，其中近代滑坡体长大于 400 m，宽 50~140 m，位于 DK1933 + 690 m - DK1933 + 830 m 路线上，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，对铁路危害性较大。未来滑动危险区位于 DK1933 + 830 m—DK1933 + 970 m 路线北东侧的围椅状洼地中，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，对铁路路基的安全性危害较大。

13 号滑坡体：位于青藏铁路 DK1936 + 720 m—DK1936 + 770 m 路线上。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，对铁路危害性较大。

14 号滑坡体：位于青藏铁路 DK1939 + 500 m—DK1939 + 660 m 路线西南侧约 100 m。小型滑坡体，滑坡体长约 130 m，宽 40~120 m，呈扇形体，其后缘有滑动面，滑坡体上未来仍有继续滑动的危险性，但其距离铁路较远，因此，对铁路危害性较小。

2. 泥石流及地质特征

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（图 6-42），阻断公路交通达 4 小时。

对青藏铁路羊八井-拉萨段泥石流多发地段开展 1:2000 地质调查，将泥石流多发地点标绘在 1:10 万平面图内（图 6-41），兹将典型泥石流地质特征列于表 6-10。羊八井峡谷段



图 6-42 羊八井泥石流横穿青藏公路并阻断交通

Fig. 6-42 Mass flowing across Yangbajain highway

泥石流及其危害性分析如下：

1 号泥石流易发区：位于青藏铁路 DK1926 + 600 m—DK1926 + 700 m 路线北东侧的青藏公路上，其堆积区正位于公路路基之下，对公路影响较大，但其与铁路之间隔着藏布曲，因此不会影响铁路安全。

2 号泥石流易发区：位于青藏铁路 DK1933—DK1933 + 200 m 路线上宽约 100 m 的冲沟中，此冲沟上游分布宽阔的汇水盆地，冲沟坡降比大，规模较大，且其中堆积厚层的松散沉积，冲沟出口处分布古泥石流堆积体，因此该区具备了发生泥石流的物质条件。其堆积区位于铁路路基的北东侧，而铁路从其流动区穿过。因此，该泥石流对铁路安全影响很大。

3 号泥石流易发区：位于青藏铁路 DK1934 + 300 m—DK1934 + 640 m 路线上的冲沟中，达布曲大桥从此通过。此冲沟上游分布宽阔的汇水盆地，冲沟规模大、坡降比大，冲沟中堆积厚层的第四系松散沉积，冲沟出口处分布古泥石流堆积体，指示该区具备发生泥石流的物质条件。其堆积区位于铁路路基的北侧，堆积层中含大量 1~4 m 的大砾石，表明这里曾爆发过泥石流，而铁路大桥从该泥石流爆发区的流动区穿过。因此，该泥石流对铁路安全影响很大。

4 号泥石流易发区：位于青藏铁路 DK1935 + 780 m—DK1936 + 100 m 路线间的冲沟中。泥石流易发区上游为 4 条规模中等的狭窄深切沟谷，冲沟坡降比大，冲沟中堆积厚层的松散坡积物，冲沟出口处分布古泥石流堆积体，此处具备了发生泥石流的物质条件。其堆积区位于铁路路基的东侧，铁路从该泥石流爆发区的流动区穿过。因此，该泥石流对铁

路安全有较大影响。

5 号泥石流易发区：位于青藏铁路 DK1936 + 780 m—DK1936 + 40 m 路线间。泥石流易发区上游为 4 条狭窄的深切沟谷，冲沟规模较小，但坡降比大，冲沟附近堆积较厚层的松散坡积物，冲沟出口处分布泥石流堆积体，表明该区具备了发生泥石流的物质条件。铁路路基从其堆积区穿过。该泥石流对铁路安全有较大影响。

6 号泥石流易发区：位于青藏铁路 DK1937 + 240 m—DK1937 + 410 m 路线间。泥石流易发区上游为 3 条规模较小的狭窄沟谷，冲沟坡降比大，冲沟两侧堆积较厚层的松散坡积物，冲沟出口处分布泥石流堆积体。该区具备爆发泥石流的物质条件。铁路路基从其堆积区穿过。该泥石流对铁路安全有较大影响。

7 号泥石流易发区：位于青藏铁路 DK1939 + 160 m—DK1939 + 300 m 路线间。泥石流易发区上游为 3 条规模较小的狭窄沟谷，冲沟坡降比大，冲沟两侧堆积较厚层的松散坡积物，冲沟出口处分布古泥石流堆积体。该区具备爆发泥石流的物质条件。铁路路基从其堆积区穿过。该泥石流规模较小，但对铁路安全有较大影响。

第七章 构造应力场与热动力场数值模拟

西藏当雄及邻区不同时期处于不同的大地构造环境，产生不同的区域构造应力场，形成不同的区域构造格局和构造地貌景观；构造应力状态、构造变形过程与构造地貌组合存在显著的动力学成因联系。本书在区域构造分析基础上，确定不同时期的受力方式和边界条件，采用三维数值模拟方法和先进的数值模拟软件，计算西藏当雄及邻区挤压压缩期（古近纪）与伸展走滑期（晚近时期）的区域构造应力场及现今热动力场，分析新生代不同时期构造运动机理与高原隆升的动力学机制。

第一节 有限元数值模拟方法与介质模型

数值模拟是研究构造应力场与热动力场的有效方法，对分析构造变形和构造运动驱动机理有重要意义。分析构造应力场常用数值模拟技术是有限元数值模拟，包括二维和三维有限元数值模拟方法。随着计算机技术的进步，有限元数值模拟成为定量分析不连续介质动力学问题的最有效方法，在地球动力学、大陆动力学、地质灾害动力学等学科领域发挥着不可替代的重要作用。

一、有限元数值模拟方法简介

有限单元法是构造应力场和热动力场定量分析的常用数值模拟方法。有限元数值模拟的基本思想是将研究对象如地质体用一定的单元形状和节点简化为有限个单元组成的离散化模型，再用相应的计算程序求出数值解答。利用有限元法数值模拟，可以正演、反演区域各点应力、应变的大小与方向，分析不均匀介质的受力状态与变形过程，研究构造变形与构造运动的驱动机理。目前有限元数值模拟方法已由二维平面问题扩展到三维空间问题与板壳问题，由弹性力学扩展到塑性力学和流变学，分析对象包括弹性材料、塑性材料、粘弹性材料、粘塑性材料和复合材料。

有限元数值模拟方法随着计算机技术的发展在力学、数学、地球科学、材料科学、空间科学、大气科学、海洋科学等科学领域得到广泛应用。20 世纪 80 年代以来，国际上已经发展几百种较大型的有限元计算程序，包括著名的 ANSYS、NASTRAN、ASK、ADINA、SAP 等有限元数值模拟软件。以 ANSYS 为代表的数值模拟软件将有限元分析、计算机图形学和优化技术相结合，已成为科学计算领域不可缺少的有力工具。本专题分别采用 ANSYS 和 SAP 两种有限元计算程序对西藏当雄及邻区构造应力场和热动力场进行数值模拟。

建立有限元数值模型研究固体岩石的动力学问题，应该正确确定地质体受力方式和边界条件，合理设定模型，给出模型的应变速率，进而计算出构造运动产生的应力状态、应

变状态和位移速率，分析变形过程和驱动机理。在数值模拟过程中，需要采用合理力学模型，通过正演、反演或正反演结合方法，对已有地质观测资料进行拟合。区域地质研究程度对计算模拟结果有直接影响。

二、麦克斯韦体 (Maxwell)

在现实世界中，许多现象难以用完全意义上的弹性进行表示；如载荷作用的梁，当移去载荷时，梁由载荷作用产生的挠曲并不立即消失，但也不产生永久变形，在经过一定时间的恢复后挠曲完全消失，所以这种挠曲仍属弹性变形，但具有“弹性滞后”或“弹性后效”。另一种情况是加载后梁产生的挠曲一直在增加，卸去载荷后，变形不全恢复或由于自重变形仍旧进行，这是一种缓慢的流动和蠕变。对这类现象，经典的弹性、塑性概念都不适用，它的行为与粘滞性很大的牛顿流体相似，既表现出弹性，也表现出流变。这种材料称为麦克斯韦体 (Maxwell)。

对具有完全弹性的胡克固体，如果外力 (p_0) 为常数，则变形 (e_0) 为一定值；而对牛顿流体，如果外力 (p_0) 为常数，则变形速率 (ϵ_0) 为常数。

对于麦克斯韦体的塑性蠕变，流动方程为胡克固体和牛顿流体的流变方程的组合。对于胡克固体有：

$$p_0 = 2 \mu e_0 \tag{1}$$

而对于牛顿流体则为：

$$p_0 = 2 \eta \epsilon_0 \tag{2}$$

这里材料弹性只存在较短时间范围；超过一定时间后，材料会像流体一样流动。对胡克方程求导得：

$$Dp_0 / dt = 2 \mu \epsilon_0 \text{ 或 } \epsilon_0 = (dp_0 / dt) / 2 \mu \tag{3}$$

牛顿流体为：

$$\epsilon_0 = p_0 / 2 \eta \tag{4}$$

两者结合有：

$$\epsilon_0 = (dp_0 / dt) / 2 \mu + p_0 / 2 \eta \tag{5}$$

这一流变方程反映的材料本质为一流体，但具有弹性，用流体的刚度 μ 的下标 “l” 来表示。这一方程由麦克斯韦 (Maxwell) 1868 年首次提出，这种材料因而叫麦克斯韦流体。

对产生剪切率 ϵ 的简单剪切或切向应力 p_τ ，方程为：

$$\epsilon_\tau = (dp_\tau / dt) / 2 \mu_l + p_\tau / 2 \eta \tag{6}$$

对于产生拉伸率 ϵ 的简单拉伸 (正应力) p_n 方程有

$$\epsilon_n = (dp_n / dt) / E_l + p_n / \lambda \tag{7}$$

解微分方程可得：

$$p = e^{-\mu t / \eta} (p_0 + 2 \mu \int_0^t \epsilon e^{\mu t / \eta} dt) \tag{8}$$

$$p = e^{-E t / \lambda} (p_0 + 2 E \int_0^t \epsilon e^{E t / \lambda} dt) \tag{9}$$

式中 $e = 2.718$ 是自然对数的底。

当材料在 $t = 0$ 时受力至 p_0 ，并一直保持不变则有一个确定的速率 ϵ_0 使得应力保持

不变，即当 p_0 为常数，材料就像液体一样以不变的速率流动，另一方面若变形保持不变，即 $\varepsilon = 0$ 时有：

$$p_0 = [p_0] e^{-\frac{\mu}{\eta}t} \tag{10}$$

$[p_0]$ 为 $t = 0$ 时的初始应力大小

这说明当 $t = 0$ 时，由于应力 $[p_0]$ 的作用而产生了一定的变形，并且要保持不变，则应力必然呈现如图 7-1 的衰减方式。

这就是麦克斯韦液体的应力松弛现象。取

$$\eta \mu = \tau \tag{11}$$

称 τ 为松弛时间。

在自然界的材料中，牛顿流体是 $\mu = \infty$ 或 $\tau = 0$ 时的特殊情况，即为松弛速率无限大，牛顿流体的松弛时间是瞬间发生的。

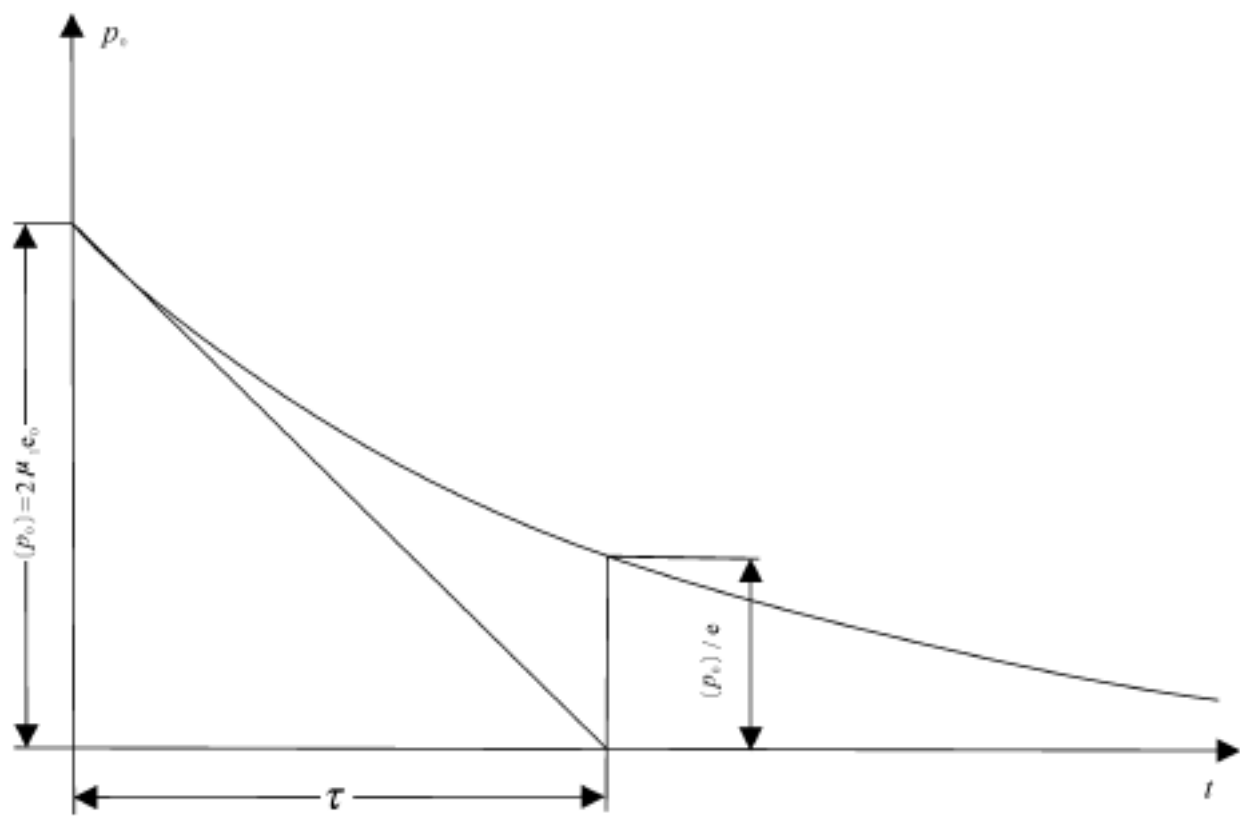


图 7-1 麦克斯韦体的松弛曲线

Fig. 7-1 Relax curve of Maxwell material expressed by pressure vs. time function

$[p_0]$ — $t = 0$ 时的应力； τ —松弛时间； e —自然对数的底

三、开尔芬固体 (Kelvin)

若对胡克固体和牛顿液体进行另外一种组合，状态方程为：

$$p_0 = 2 \mu e_0 + 2 \eta \varepsilon \tag{12}$$

这是一个非松弛的弹性固体，即当 $e_0 = \text{常数}$ 或 $\varepsilon = 0$ 时，我们得到 $p_0 = 2 \mu e = \text{常数}$ 。但是它还有另外的特性。如果我们除去应力，即令 $p_0 = 0$ ，应变却并不象胡克固体那样立即消失。当 $p_0 = 0$ 时：

$$2\mu e_0 + 2\eta_s \dot{\epsilon} = 0 \quad (13)$$

而此式可给出方程 4 - 10 完全类似的结果：

$$e_0 = [e_0] e^{-\frac{\mu}{\eta} t} \quad (14)$$

这种现象是典型的弹性后效。

如果对开尔芬体突然加载，则弹性后效也同样明显。对应于应力 p_0 的应变 $[e_0]$ 并非立即达到，而是需要经过一定时间，理论上为无限长的时间。开尔芬体应变 - 时间曲线如图 7-2 所示。

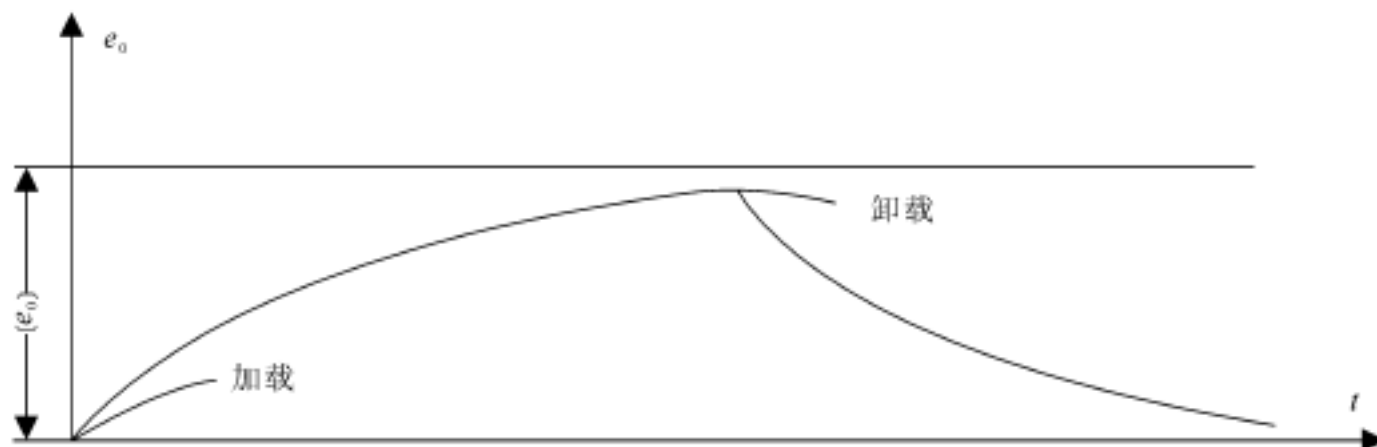


图 7-2 开尔芬体的应变-时间曲线

Fig. 7-2 Strain vs. time function of Kelvin material

$[e_0]$ 是在一定载荷作用下物体可能达到的最大弹性应变

将 η 写成 η_s ，称之为“固体粘性”。

上述两种方程代表了两种更为普遍的理想材料，一种是固体，另一种是流体；对应于较为原始的理想固体和理想流体。

固体和流体是材料的两种理想情况，而现实世界的材料性质均处于二者之间，在漫长的地质时间尺度，几乎所有地球物质的性质均表现为流变特性（流体）；越向深部，岩石流变特性越明显。因此，地壳深部介质变形特征可用麦克斯韦体（Maxwell）进行描述。从流变学角度研究岩石圈不同尺度的力学性质和变形机制是大陆动力学的前沿课题。

对青藏高原大范围的模拟研究，前人已经做过很多工作，包括对印度板块俯冲导致区域挤压的构造变形模拟，但分析的构造型式不同。部分数值模拟反映大型走滑断裂、裂谷和张性盆地及压性逆冲推覆构造现象，部分数值模拟反映多层构造中网络状流动现象，认为板内变形受塑性流动网络控制（Tapponnier al., 1992；李建国等，1997）。但前人工作往往只反映地壳运动某一方面特性，缺乏对不同时期构造运动与构造应力场的系统模拟分析，对区域构造演化缺乏完善的动力学解释。本书在前人工作基础上，应用当雄幅 1:25 万区域地质调查与路线地质观测资料，采用三维粘弹性有限元程序，对西藏当雄及邻区不同时期区域构造应力场和热动力场进行数值模拟，分析构造变形机理与地壳运动驱动机理。

第二节 古近纪构造应力场数值模拟

西藏当雄及邻区长期受到近 SN 向构造挤压作用，形成近 EW 向褶皱与逆冲断层。古近纪先后经历新特提斯大洋板块北向俯冲和印度大陆板块北向俯冲产生的近 SN 向构造动力的强烈挤压作用。模拟古近纪区域构造应力场，不仅对分析古近纪构造变形具有一定意义，而且对分析古生代与中生代挤压构造变形机理有较大的参考作用。

一、模型的建立

为了更好了解地壳挤压缩短期区域构造应力场和逆冲推覆构造形成机理，兹分析古近纪近 SN 向构造挤压动力作用下的区域构造变形过程与地壳运动驱动机理。计算分析范围如图 7-3。根据野外构造形迹的实际观测资料确定地质模型和受力状态，对古近纪区域构造应力场进行三维有限元数值模拟。古生代和中生代特提斯古大洋板块俯冲期区域构造应力场具有古近纪地壳挤压缩短期相类似的构造应力场特征和构造驱动机理。

西藏当雄及邻区古近纪以逆冲推覆和褶皱变形居主导地位，显示近 SN 向强烈构造挤

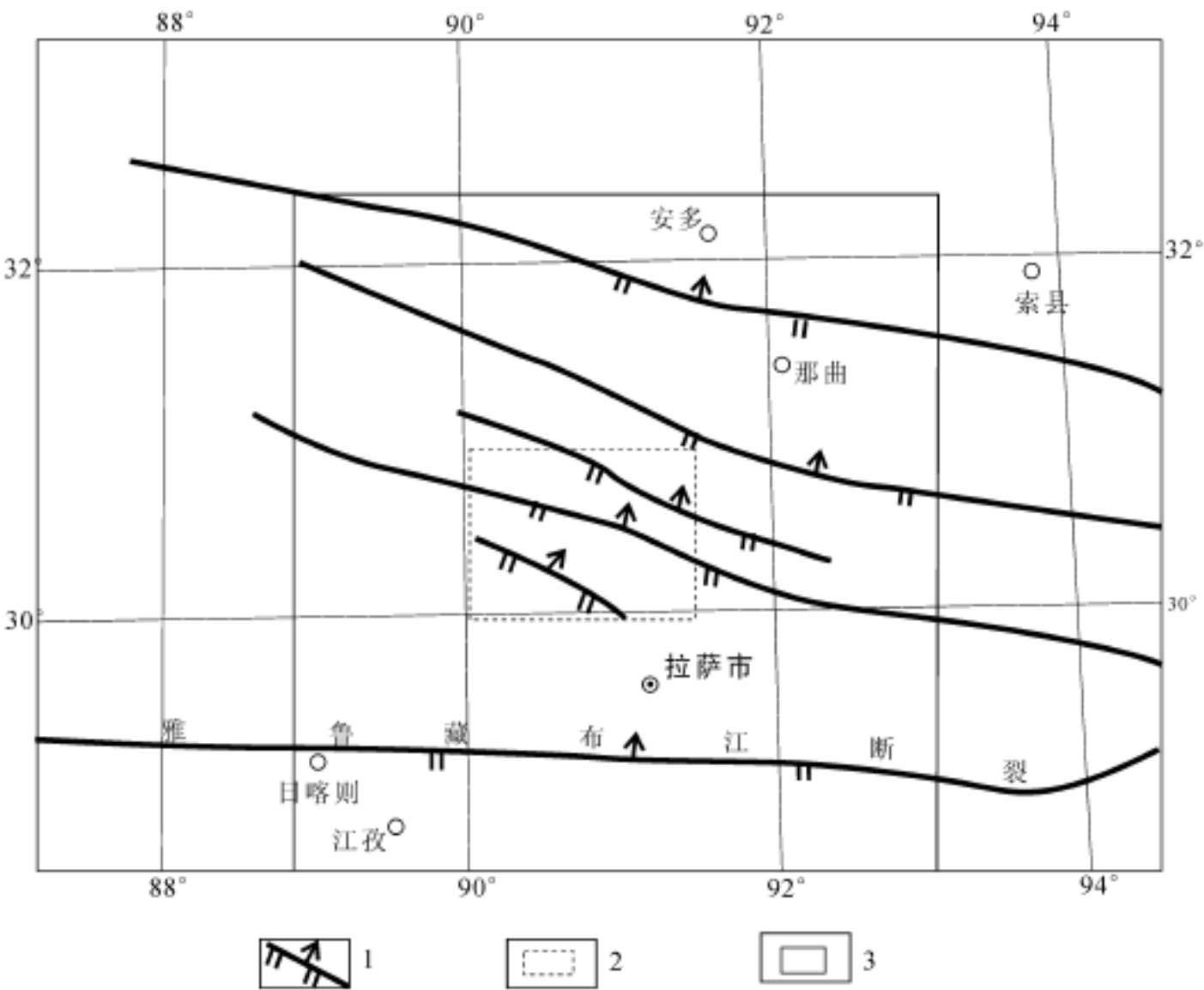


图 7-3 古近纪数值模拟采用区域构造背景图

Fig.7-3 Tectonic setting of central Tibet in Paleogene Period

1—逆冲断层；2—西藏当雄幅 1:25 万测区；3—数值模拟范围

压特征。对古近纪古地壳，采用正常地壳厚度；取上地壳厚度为 10 km、中地壳厚度 12 km、下地壳厚度 11 km，岩石圈地幔底部边界深度取 65 km。根据 INDEPTH 深地震反射资料，逆冲断层发育于中上地壳 15~30 km 以上深度范围，主要逆冲断层均为北倾逆冲。岩石圈各层物性采用前人有关实验与研究资料（表 7-1）。有限元模型采用三维 20 节点粘弹性单元，共划分 49848 个节点，33809 个单元（图 7-4）。

表 7-1 岩石圈不同深度物性参数表

Table 7-1 Physical properties of rocks at different depth of lithosphere

分层	密度 10 ³ kg/ m ³	杨氏模量 10 ¹⁰ Pa	泊松比	体变模量 10 ¹⁰ Pa	剪切模量 10 ¹⁰ Pa	粘度 Pa·s	松弛时间 a
上地壳	2.55~2.60	3.73	0.460	15.53	1.276	1.00E + 22	2.48E + 04
		3.33	0.496	138.93	1.114	1.00E + 22	2.85E + 04
		3.53	0.476	24.52	1.196	1.00E + 22	2.65E + 04
中、上地壳断裂带	2.55	0.29	0.495	9.81	0.098	5.00E + 18	1.61E + 02
低速层	2.5	0.88	0.495	29.42	0.295	5.00E + 18	5.37E + 01
中地壳	2.63~2.81	4.00	0.499	6668.50	1.334	1.00E + 21	2.38E + 03
下地壳	2.90~3.12	4.27	0.499	7109.80	1.422	1.00E + 19	2.23E + 01
下地壳断裂带	2.90~3.12	2.31	0.499	3840.92	0.7686	1.00E + 19	4.13E + 01
岩石圈地幔	2.55	5.39	0.499	8989.40	1.798	1.00E + 18	1.76E + 00

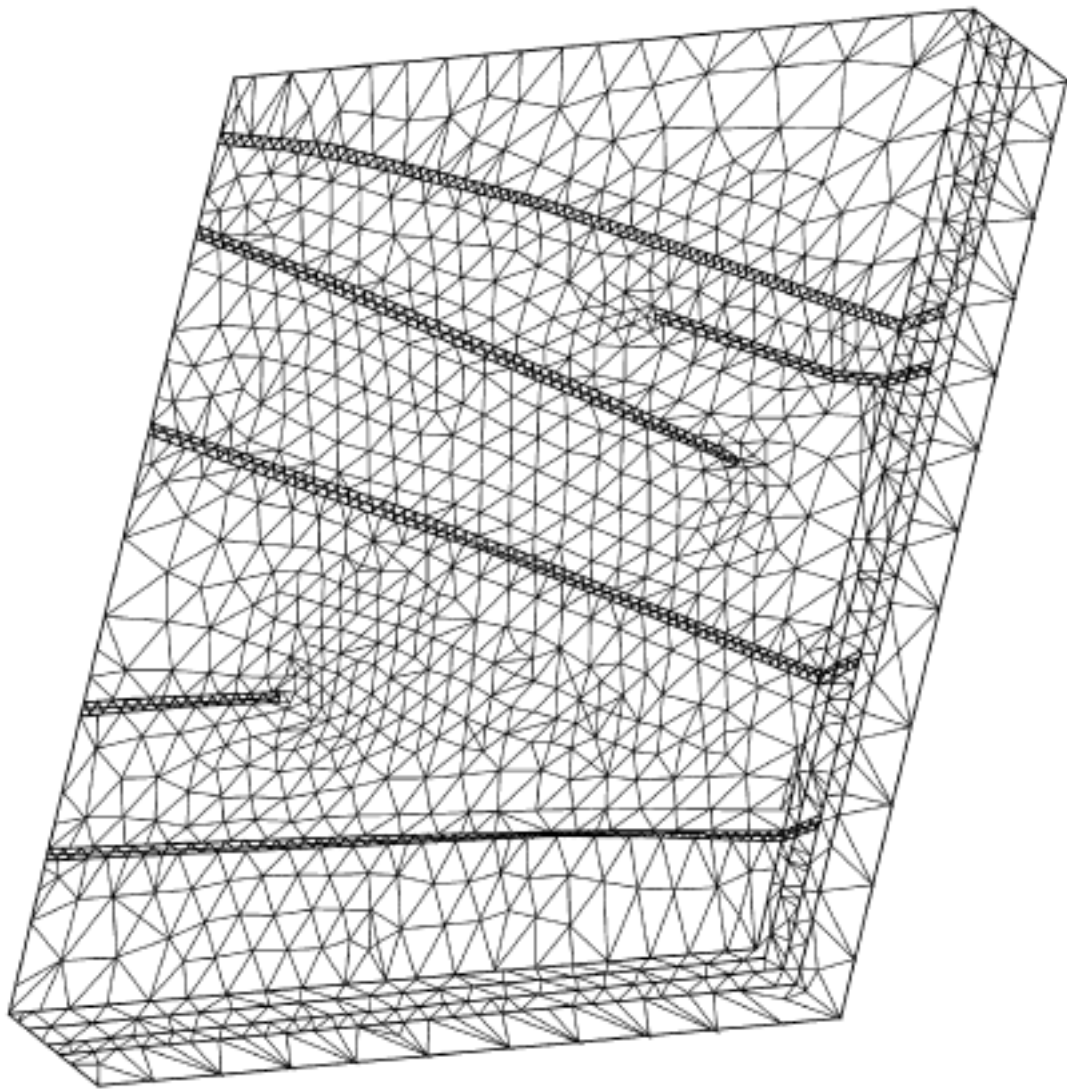


图 7-4 青藏高原腹地古近纪构造应力场三维有限元模型网格划分图

Fig.7-4 Finit elements of 3 dimention model for stress field calculation of Paleogene Period of central Tibet

西藏当雄及邻区古近纪主要受近 SN 向挤压应力作用，因此在模型北部加载 SN 向固定约束，在模型南侧加载水平挤压应力，应力大小随深度逐渐增大，至下中地壳达到最大值 120 MPa，往下至岩石圈地幔逐渐减小，在模型底部施加整体向北的应力模拟地幔对流对上部岩层的作用。计算中忽略体力影响；加载时间为 10 年；对以百万年计的地质历史时期，仅应变大小产生数量级变化，但应力方向和应变方向基本一致；可将数值模拟计算结果外推进行分析，基本结论不受影响。

二、数值模拟计算结果与分析

古近纪数值模拟计算结果表明，模型整体呈现强烈 SN 向挤压变形，并伴有明显的分层特征，在模型上部出现逆冲推覆构造运动，与实际观测资料具有良好的吻合关系，可用于分析古近纪构造变形机理。

1. 模型位移场计算结果

古近纪水平位移计算结果表明，在近 SN 方向构造挤压动力作用下，模型产生强烈的构造变形。EW 向位移与模型约束条件显著相关，在模型固定边界附近产生较大的缩短(负等值线)；而在模型自由边界产生东向引张位移(正等值线)，先存断层对 EW 向位移影响不甚明显(图 7-5)。而 SN 向位移受逆冲断层影响强烈，沿断层表现出显著的不均匀和不连续特征(图 7-6)。在地壳不同圈层之间尚存在位移差，反映逆冲断层对地壳圈层位移不均匀性具有一定影响(图 7-5、7-6)。

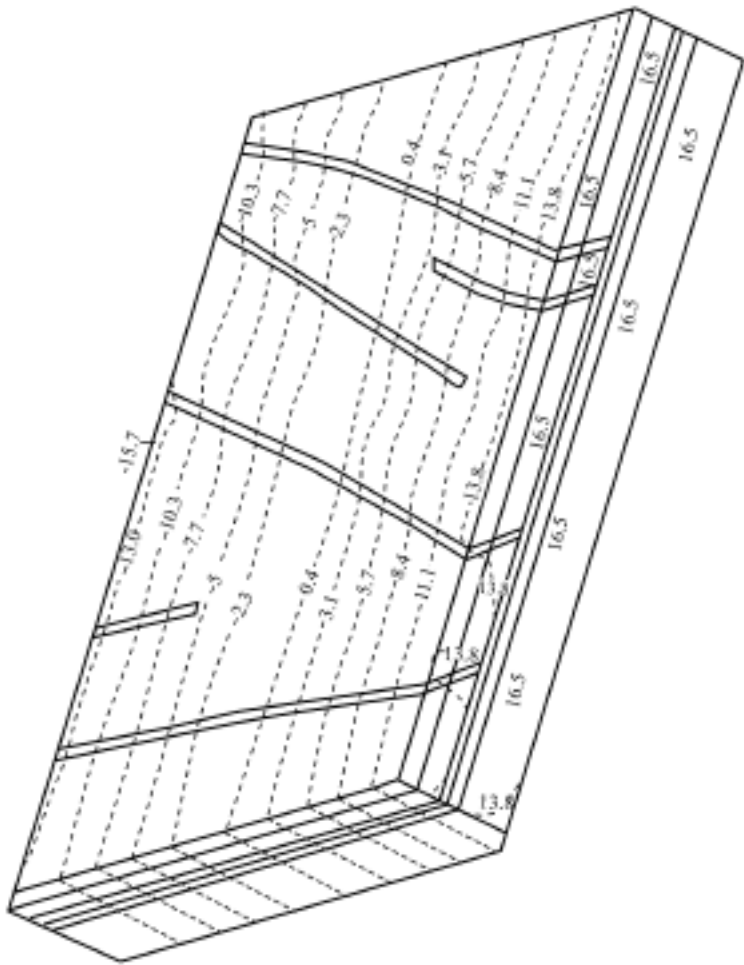


图 7-5 青藏高原腹地古近纪 EW 向位移分布图 ($\times 10^{-2}$)
Fig.7-5 Paleogene displacement of E-W direction under S-N
compression in central Tibet ($\times 10^{-2}$)
图中虚线示正、负位移等值线

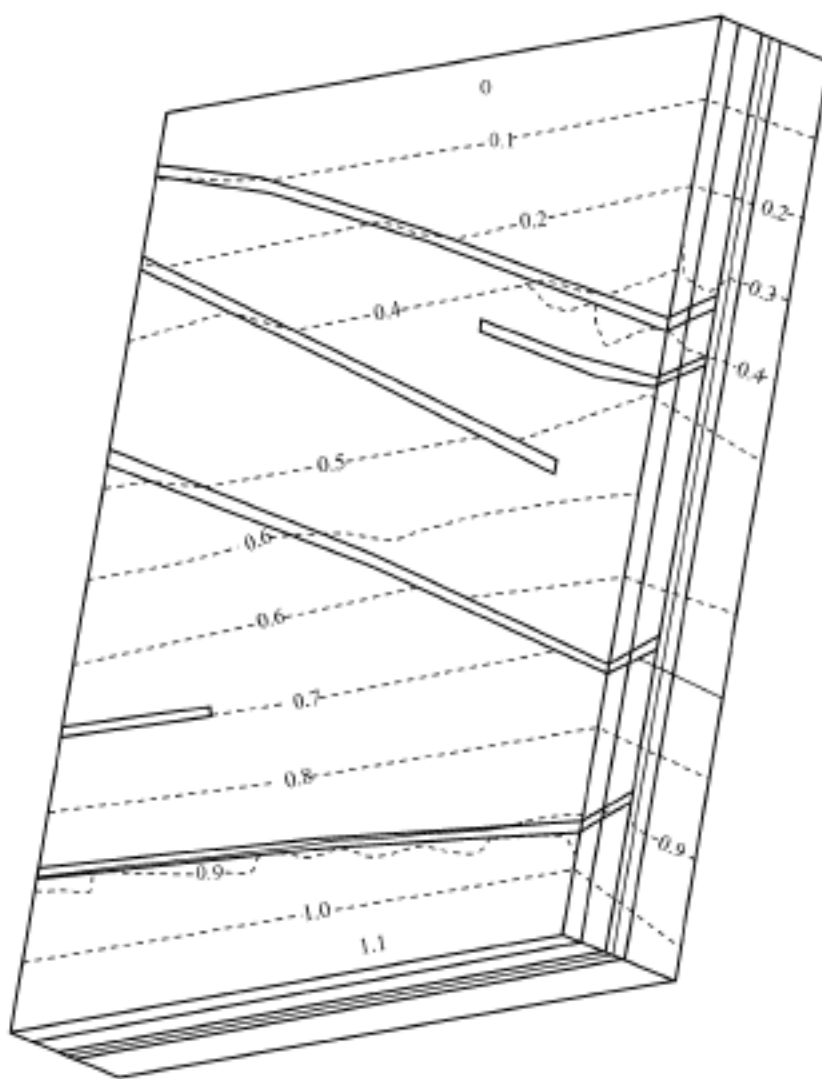


图 7-6 青藏高原腹地古近纪 SN 向位移分布图
图中虚线示位移等值线

Fig.7-6 Paleogene displacement of S-N direction under S-N compression in central Tibet

古近纪垂向位移计算结果表明，在近 SN 向构造挤压动力作用下，沿主要断层发生强烈的逆冲推覆运动和显著的构造隆升特征，最大隆升部位出现在逆冲断层前锋（图 7-7）；随深度增加，在远离断层部位垂向位移逐渐降低并渐趋均匀，反映垂直位移沿主要逆冲断层具有明显的非均匀性和局部集中现象（图 7-8）。因此近 SN 向强烈挤压能够导致区域性逆冲推覆构造运动，并产生垂直方向的显著构造隆升。这些模拟结构对认识纳木错西岸逆冲推覆运动与构造岩片热隆升过程及相互关系（图 2-30、2-31）具有良好的借鉴意义。

2. 古近纪应力场计算结果

模型 EW 向应力场计算结果表明，古近纪构造应力分布受断裂和物性参数双重控制；SN 向应力沿逆冲断裂产生显著集中现象。在垂直方向，应力随深度变化明显，并在壳内断裂交汇层位发生突变，体现出岩石圈各层间相互剪切错动和滑脱运动特征（图 7-7、7-8）。向深部至岩石圈地幔，应力变化趋于均匀。垂向应力分布与 EW 向应力分布特征相似，为整体均匀应力分布，并受断裂分布控制，在逆冲断裂带上盘出现极值，垂向应力集中部位与垂向位移峰值部位对应（图 7-8）。

古近纪区域构造应力场沿断层的应力集中现象良好地揭示了断裂构造岩和位移变化驱动机理。断层应力集中是断层应变增高、位移增大的主要原因。构造应力的非均匀性导致

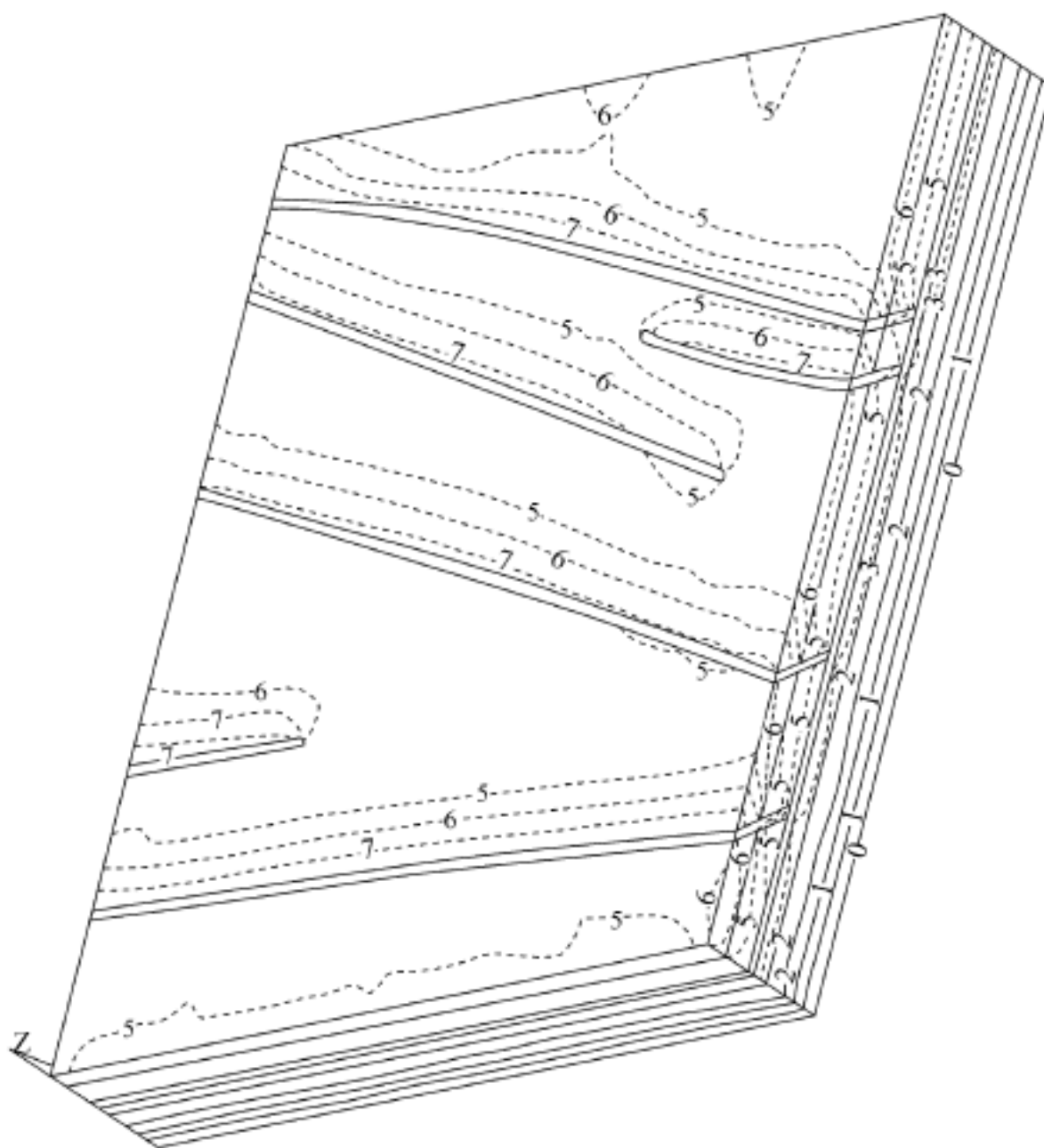


图 7-7 青藏高原腹地古近纪垂直位移 ($\times 10^{-2}$) 等值线图

图中虚线示垂直位移等值线

Fig. 7-7 Paleogene vertical displacement ($\times 10^{-2}$) in S-N direction of central Tibet

构造变形和构造运动的非均匀性 (图 7-7、7-8)。

3. 模型形变场计算结果

模型单元应变与位移存在函数关系，应变图像与位移图像具有良好相似性。应变计算结果表明，古近纪模型整体变形均匀，强烈变形部位多发育在断裂附近及壳内各逆冲推覆断层的交汇层位。其中 EW 向应变变化均匀，应变分布与边界约束条件存在显著关系，与断裂部位关系不明显 (图 7-5)。SN 向应变明显受断裂控制，断裂两侧应变存在显著差别和右旋错断特征 (图 7-6)。垂向应变极值出现在逆冲推覆断裂带上盘的前锋部位，也是垂向隆升最强烈的构造部位 (图 7-7、7-8)。

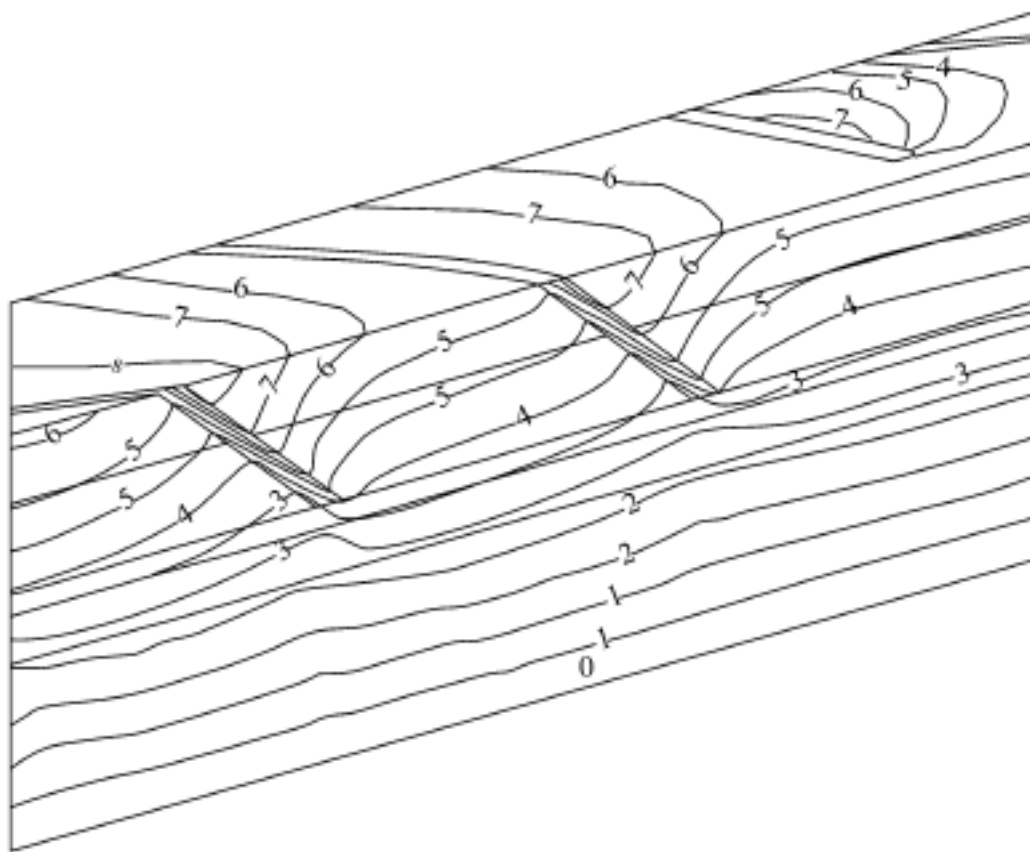


图 7-8 青藏高原腹地古近纪逆冲断层局部垂向位移 ($\times 10^{-2}$) 等值线图
Fig. 7-8 Vertical displacement ($\times 10^{-2}$) near thrust faults of central Tibet in Paleogene Period

第三节 晚近时期构造应力场数值模拟

西藏当雄及邻区自中新世中晚期 (18~13.5 Ma) 开始, 发生自区域挤压构造变形向区域伸展构造变形的转换, 逐步形成区域性伸展走滑构造, 发育不同方向的裂陷盆地如当雄-羊八井盆地、谷露-桑雄盆地、双湖盆地、温泉盆地及格仁错拉分盆地、崩错拉分盆地等伸展构造系统, 在青藏高原内部产生差异升降构造运动, 形成不同方向、不同规模的盆-山构造地貌。将区域伸展走滑时期称为晚近时期, 兹对晚近时期印度-欧亚陆-陆碰撞产生区域近 SN 方向强烈挤压环境的地壳伸展走滑运动及应力场、应变场进行数值模拟, 分析区域伸展走滑构造运动的驱动机理。

一、模型的建立

晚近时期的地质模型根据区域地质调查和 GPS 观测、地震探测资料予以确定, 考虑 NW—NWW 向和近 EW 向走滑断裂及 NE—NEE 向伸展断层 (图 7-9)。在垂直方向共分 4 层: 上地壳厚 22 km、中地壳厚 27 km、上地壳与中地壳之间低速带厚 6 km、下地壳厚 25 km。为减小边界效应的影响, 模型在水平方向的选区范围较大, 地理范围取东经 89°~93°, 北纬 28.8°~32.3°。由于模型研究重点在模型中部当雄地区, 需要考虑地壳内部断裂构造的存在; 兹选取雅鲁藏布江断裂、格仁错断裂、嘉黎断裂及班公-怒江断裂作为边界条件进行分析; 在重点研究区域即西藏当雄-羊八井及邻区对断层进行细化, 增加念青唐古拉山两侧张扭性断裂构造 (图 7-9)。

各层参数选取如表 7-1。数值模拟采用麦克斯韦体模型，参考已有地壳密度、弹性模量及粘性参数（王绳祖，2000；许志琴，1996）。对地壳表层弹性参数，在南北两侧基岩分布区弹性强度适当加大，而在中部沉积盆地分布区弹性强度适当减小。有限元计算模型采用三维 20 节点粘弹性单元，共划分节点 47772 个，单元 31914 个（图 7-10），同时考虑地壳不同深度的不同物性（表 7-1）。

边界条件的设定：根据区域地质资料在北部边界加载 SN 向固定约束，在中部结点加

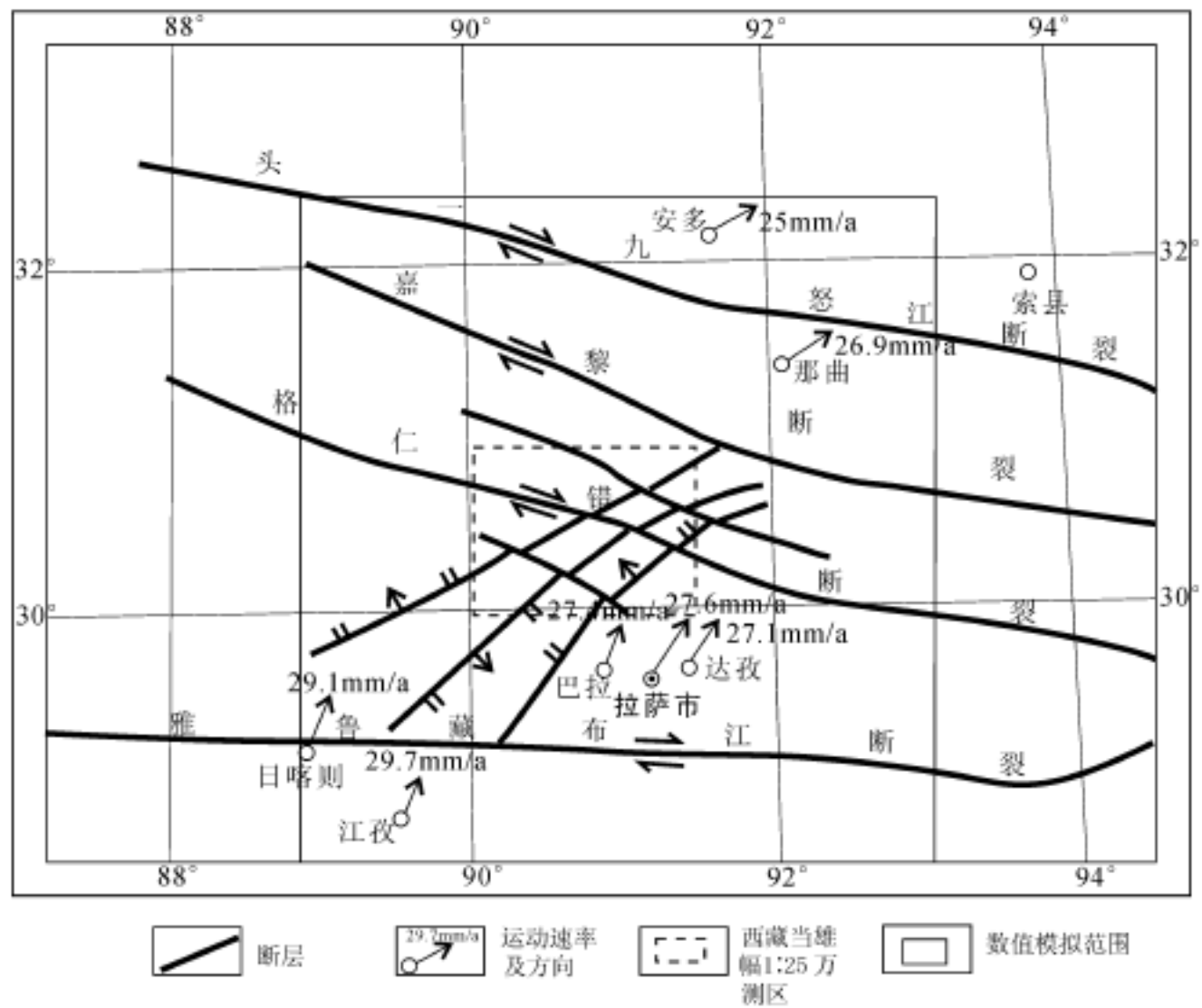


图 7-9 青藏高原腹地晚近时期数值模拟区域范围分布图

Fig.7-9 Tectonic setting and modeling areas of Late Cenozoic stress field of central Tibetan plateau

表 7-2 西藏中部 GPS 观测结果一览表

Table 7-2 Present slip rates yielded from GPS measurements in central Tibet

地名	东经 (°)	北纬 (°)	位移速率/ mm/ a		相对位移速率/ mm/ a	
			EW 向	SN 向	EW 向	SN 向
安多	91.69	32.28	21.2	13.2	0	0
那曲	92.04	31.47	22.8	14.3	1.6	1.1
拉萨	91.1	29.66	20.4	18.6	- 0.8	5.4
达孜	91.36	29.66	19.8	18.5	- 1.4	5.3
江孜	89.57	28.91	15.1	25.6	- 6.1	12.4

GPS 观测资料引自张培震等，2001。

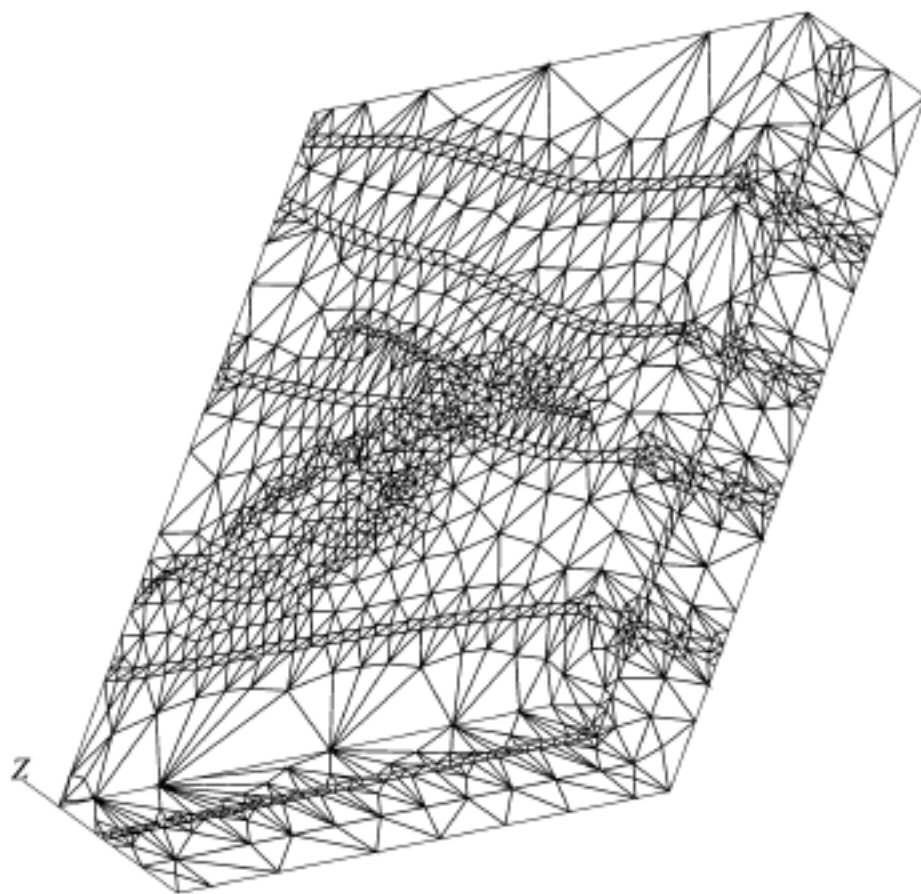


图 7-10 青藏高原腹地地壳伸展走滑期构造应力场有限元模型网格划分

Fig. 7-10 Finit elements of 3 - dimension during extensional and strike-slipping tectonic stage of central Tibet

载全约束使模型固定，在南部边界加载 SN 向挤压应力，应力大小随深度增加，并在 28~55 km 中地壳部位达到最大，数值为 110 MPa；向下由于岩石塑性增加，加载压应力值相应减小，至下地壳底部为 90 MPa。在表层考虑高原地形带来的附加重力影响，在表面加载垂向应力。由于模拟重点是构造应力场，因此忽略模型中体力产生的静岩压力。在模型东西两侧加载有应力约束，保证计算结果收敛。模型加载时间尺度为年。

计算过程中以 GPS 观测结果对模型反演进行控制，模型选区北部边界位于安多附近，由于模型在北部为 SN 向固定约束，并与全约束点很近，因此取该点相对位移速率为零，点可计算出模型中各点的相对位移速率（表 7-2）。

二、数值模拟计算结果

晚近时期数值模拟计算结果表明，地壳整体处于区域挤压构造环境，但在地壳各层之间及各层不同部位又有各自变形特征。在地壳中上部出现近 EW 方向的拉张应力和显著的东向水平位移，能够导致地表近 EW 方向的伸展走滑构造运动，与野外地质观测资料基本吻合。

1. 模型位移场计算结果

晚近时期位移计算结果表明，模型存在整体向北移动，导致地壳挤压收缩变形；NW—EW 向区域断裂表现右行扭动特征，而 NE 向念青唐古拉断裂则表现为左行运动特征。在垂直方向，模型整体为隆升增厚，但不同区块隆升幅度存在明显差异。

EW 向位移计算结果表明，模型整体发育相对羌塘地块的西向位移分量（位移负值），

但在那曲-谷露地区发育显著的东向水平运动（位移正值），为谷露-桑雄盆地裂隙创造出良好伸展构造环境，与实测地质资料基本相符（图 7-11）。

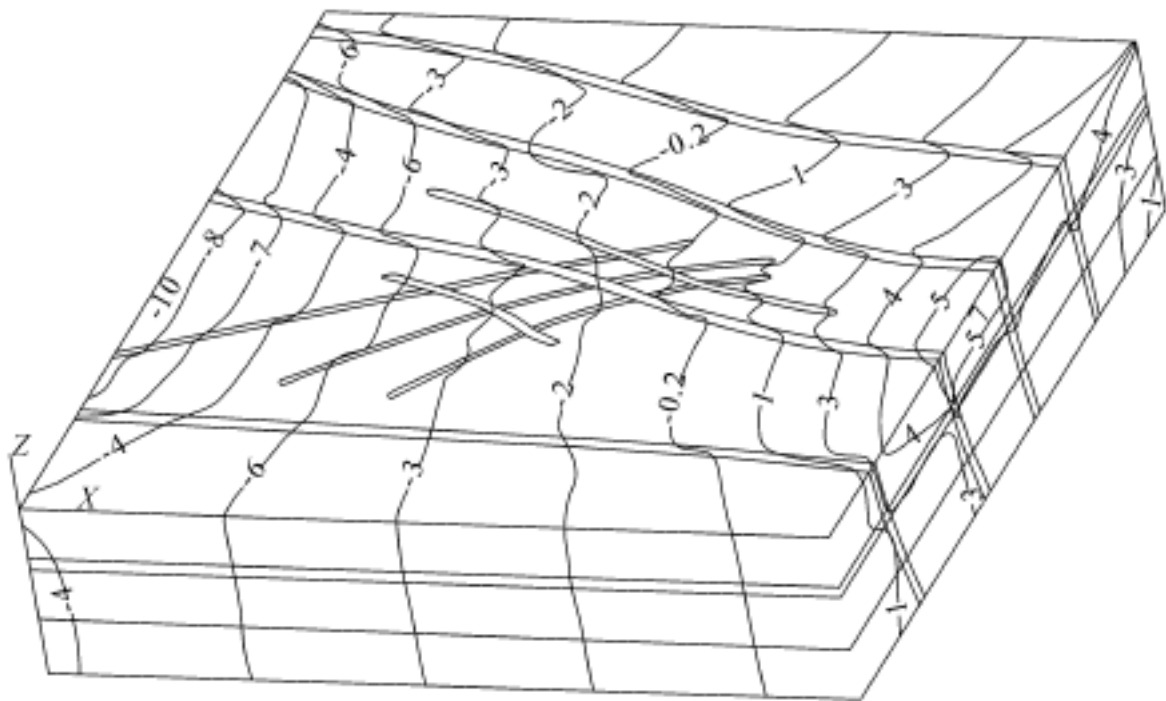


图 7-11 青藏高原腹地晚近时期地壳 EW 向位移 ($\times 10^{-3}$) 分布图

Fig.7-11 Displacement ($\times 10^{-3}$) of E-W direction of crust of central Tibet since Mid-Miocene period

晚近时期 SN 向位移计算结果表明，模型整体往北挤压变形，位移由北往南逐渐增大并在断层部位出现位移间断，反映 NW—EW 向断裂具右行扭动特征（图 7-12）。NE 向次级断裂表现为左行特征，但幅度明显小于前者。随深度的增加，SN 向位移同样出现不连续特征，体现了地壳各圈层之间的相对滑动特征，并在模型南部中地壳上部低速带处位移不连续性最为明显（图 7-12），与地震震源集中分布深度基本一致。

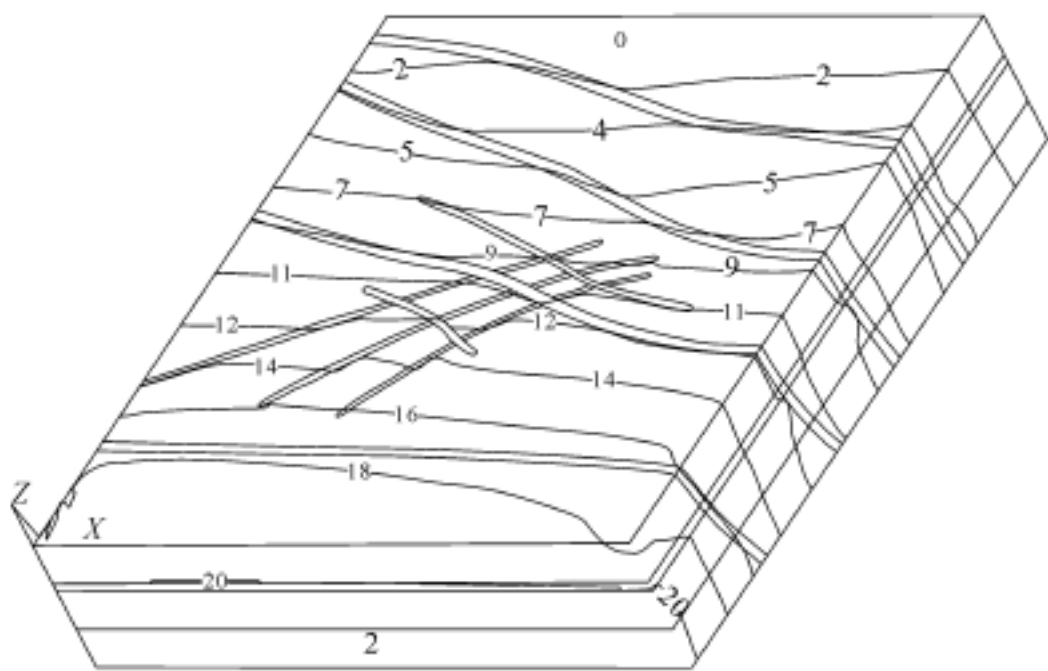


图 7-12 青藏高原腹地晚近时期地壳 SN 向位移 ($\times 10^{-3}$) 分布图

Fig.7-12 Displacement ($\times 10^{-3}$) of S-N direction of crust of central Tibet since Mid-Miocene period

挽近时期垂向位移反映模型具有挤压增厚变形特征，模型表面表现为隆升的正向位移（图 7-13）。但不同构造部位的隆升幅度存在较大差异。沿 NW—近 EW 向区域性先存断裂上盘上升幅度大于断裂下盘，沿先存主干断裂尚具有一定逆冲分量。在模型中部念青唐古拉地区，NW 向断裂夹持部位上升幅度较高，向两侧逐渐变小；在剖面上存在明显的垂直上隆位移，沿断层出现垂向位移不连续变化规律（图 7-13）。隆升幅度呈现自南向北逐渐减小趋势，属北部边界固定效应。

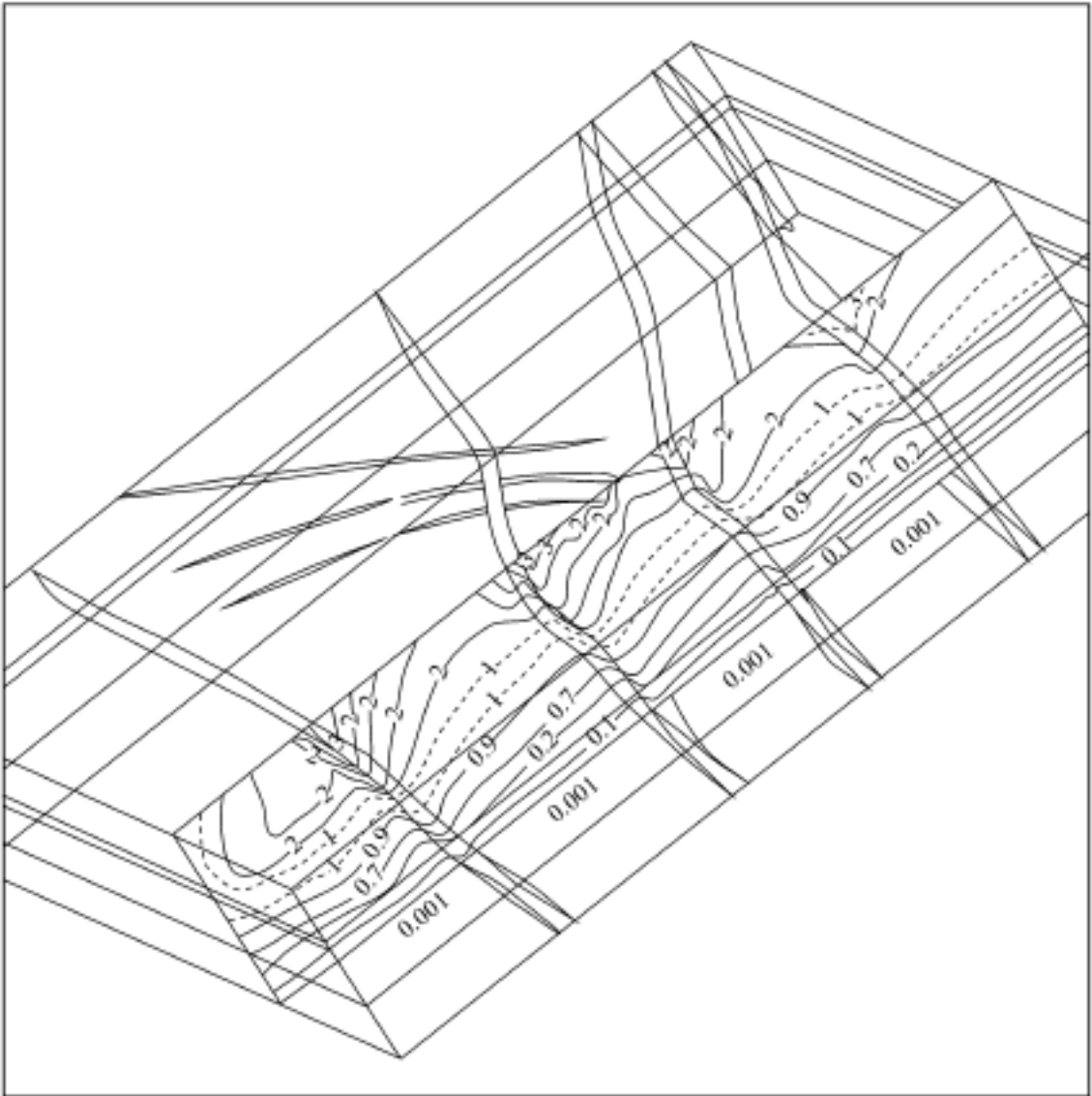


图 7-13 青藏高原腹地挽近时期地壳垂直位移（ $\times 10^{-3}$ ）分布图

Fig.7-13 Vertical displacement ($\times 10^{-3}$) of crust of central Tibet since Mid-Miocene period

2. 模型应力场计算结果

挽近时期区域构造应力场计算结果反映应力分布明显受断裂控制，沿区域断裂构造发生应力集中和突变现象。东西方向应力分量变化较为均匀，与 EW 向整体变化的位移场对应。南北方向表层应力沿断裂发生显著变化，尤其在中上地壳沿断裂产生强烈的应力集中现象；随深度增加，岩石粘塑性逐渐增强，沿断裂扭动幅度逐渐减小（图 7-14）。

挽近时期，青藏高原腹地垂向应力总体分布比较均匀，对应于相对稳定的构造环境；但沿区域断裂构造及断层交叉复合部位出现比较明显的应力集中现象，导致垂向位移突变和水平位移的不连续分布特征（图 7-13）。

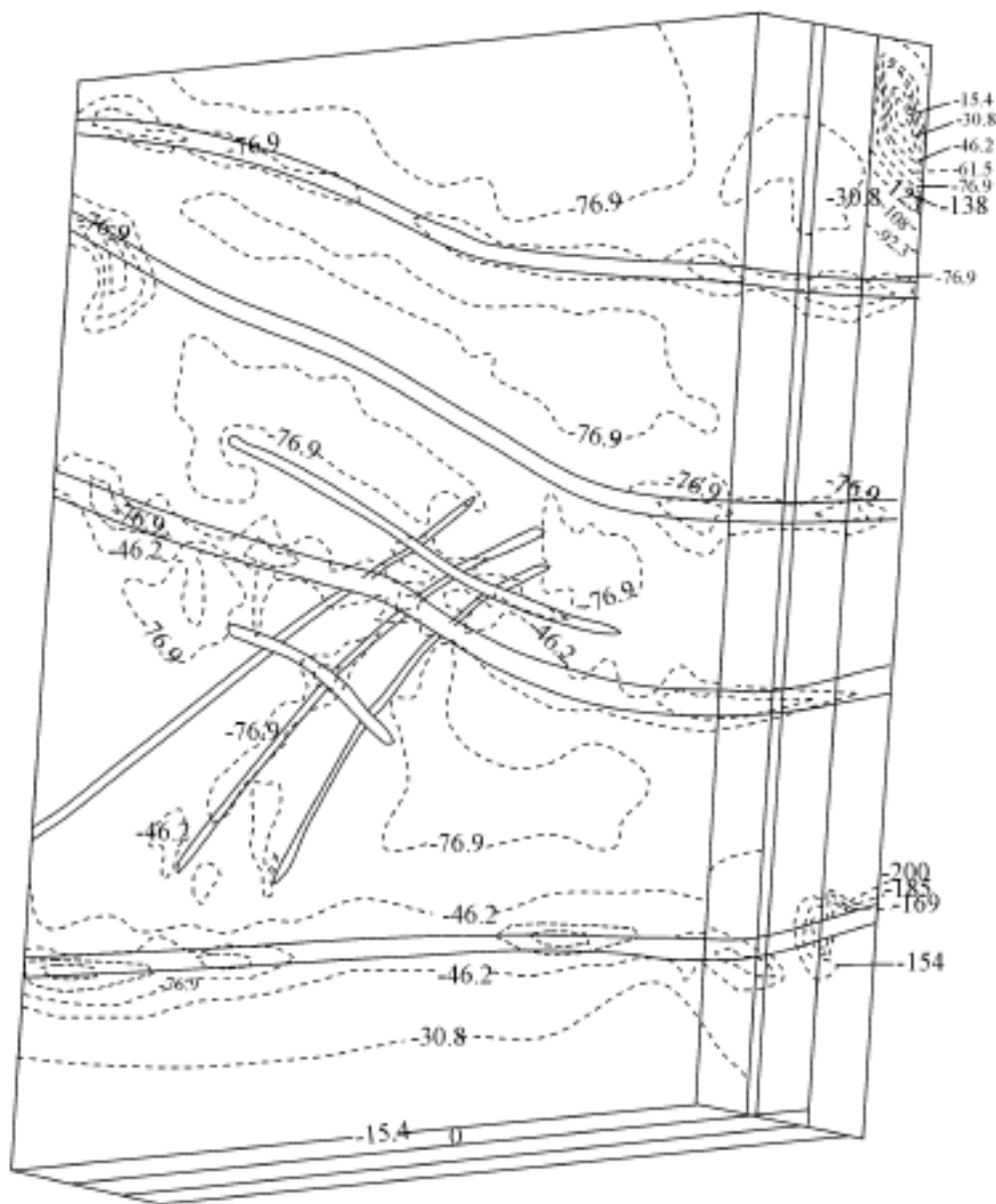


图 7-14 青藏高原腹地晚近时期 SN 向构造应力 (MPa) 分布图

Fig.7-14 Tectonic stress (MPa) of S-N direction of central Tibet since Mid-Miocene period

3. 模型形变场计算结果

晚近时期的构造应变与位移呈现类似变化规律。变形强烈部位多发育在断裂带及壳内软弱层，在断裂交汇部位出现强烈的应力集中和应变增大现象（图 7-14），反应区域构造应变分布的不均匀性特征，导致沿区域断裂构造的位移增大和位移不连续分布现象（图 7-11、7-12、7-13）。

第四节 羊八井及邻区现今热动力场数值模拟

中-美-德合作 INDEPTH 深地震反射和大地电磁测深（Brown et al., 1996; Chen et al., 1996; 赵文津等, 2001）为分析当雄-羊八井盆地地壳结构和热动力状态提供了重要基础资料。INDEPTH 深部探测成果表明，西藏中部尼木、羊八井、宁中和当雄高温地热田上地壳 13~20 km 深度存在具高导、低速特性的局部熔融体，地壳内部低角度伸展型韧性剪切变形对局部熔融体、地表高角度正断层和地震、温泉分布具有显著控制作用。兹采用三维有限元数值模拟方法，计算、分析羊八井及邻区地壳局部熔融体、高导低速层、

深部过程与热动力场的关系，探讨西藏羊八井、宁中、尼木等高温地热田形成机理，力求为当雄-羊八井盆地热储分析、评价提供有意义的参考资料。

一、模型建立及实测热流数据

地球物理探测和钻探资料表明，羊八井-当雄盆地是一个既有传导型热流，又存在显著热对流的构造单元（梁廷立、多吉等，1996），热流类型转换和热流数值变动幅度较大（表7-3）。在拉萨北郊实测热流值为66mW/ m²，属正常略偏高热流，量级接近于区域热

表 7-3 青藏高原南部实测热流数据表
Table 7-3 Heat flow data of south Tibetan plateau

测点位置	东经 (°)	北纬 (°)	井号	线性温度段 m	$\frac{K}{W/km}$	$\frac{Q}{mW/m^2}$	热流类型
拉萨北郊	90°05.9′	29°40.5′	Geoth - 1	240~600	2.711	66	传导型
马区	90°48.8′	29°54.4′	Geoth - 2	460~530	2.972	106	传导型
羊八井	90°28.2′	30°06.6′	ZK308	1030~1410	2.320	108	传导型
羊应乡	90°19.0′	29°49.7′	ZK201	140~190	1.578	364	有对流
拉多岗	90°38.7′	30°15.2′	ZK203	70~140	2.712	338	有对流

注：热流资料据西藏地热地质大队，1995 和沈显杰等，1990。

流背景值。但在羊八井盆地内部存在 106~140 mW/ m² 的高传导型热流，与地壳内部局部熔融体或断裂破碎带浅部热源层存在成因联系。在羊应乡和拉多岗地热田分别存在高于 300 mW/ m² 带对流组分的高热流异常，与沿活动断裂通道上升热液的热对流和热传导存在成因联系。羊八井及邻区热动力场和热流分布受地壳内部局部熔融、断裂破碎带热液通道、近地表水热对流多种因素共同控制。

兹采用稳态传热导模型对羊八井及邻区的热流特征和热动力场进行数值模拟。如果系统的净热流率为 0，即流入系统的热量加上系统自身产生的热量等于流出系统的热量： $Q_{\text{流入}} + Q_{\text{生成}} - Q_{\text{流出}} = 0$ ，则系统处于热稳态。在稳态热状态，任何节点的温度都不随时间发生变化。稳态热分析的能量平衡方程以矩阵形式表示为：

$[K]\{T\} = \{Q\}$ (15)

式 (15) 中， $[K]$ ——传导矩阵，包含导热系数、对流系数及辐射率和形状系数； $\{T\}$ ——节点温度向量； $\{Q\}$ ——节点热流率向量，包含热生成。数值模拟过程中，采用 ANSYS 有限元计算程序。根据模型几何参数、材料热性能参数及所施加的边界条件，生成 $[K]$ 、 $\{T\}$ 与 $\{Q\}$ ，进而计算确定由于稳定热载荷引起的温度、热梯度、热流率、热流密度等参数。

根据羊八井及邻区深部探测和野外地质观测剖面，建立热模拟模型。由于本专题主要讨论羊八井-当雄盆地的热流特征，研究范围比较小，可忽略岩石圈各层厚度变化，但考虑盆地边界断裂和内部断层的存在（图 7-15a）。依据已有实验成果和地球物理探测资料，选取深部各层热导率、对流系数（表7-4）。由于沿活动断裂存在热对流现象，因此拟将

表 7-4 岩石参数一览表

Table 7-4 Thermal properties of rocks from crust at different depth

地壳、断裂层	深度/ km	岩石生热率 $\mu\text{W}/\text{m}^3$	岩石热导率 K W/km
上地壳	0~22	2.5	2.5
上地壳熔融层	22~28	46000	2.6
中地壳	28~55	2.6	2.9
下地壳	55~80	3.2	2.95
断陷盆地		3.35	2.55
断裂		3.35	38

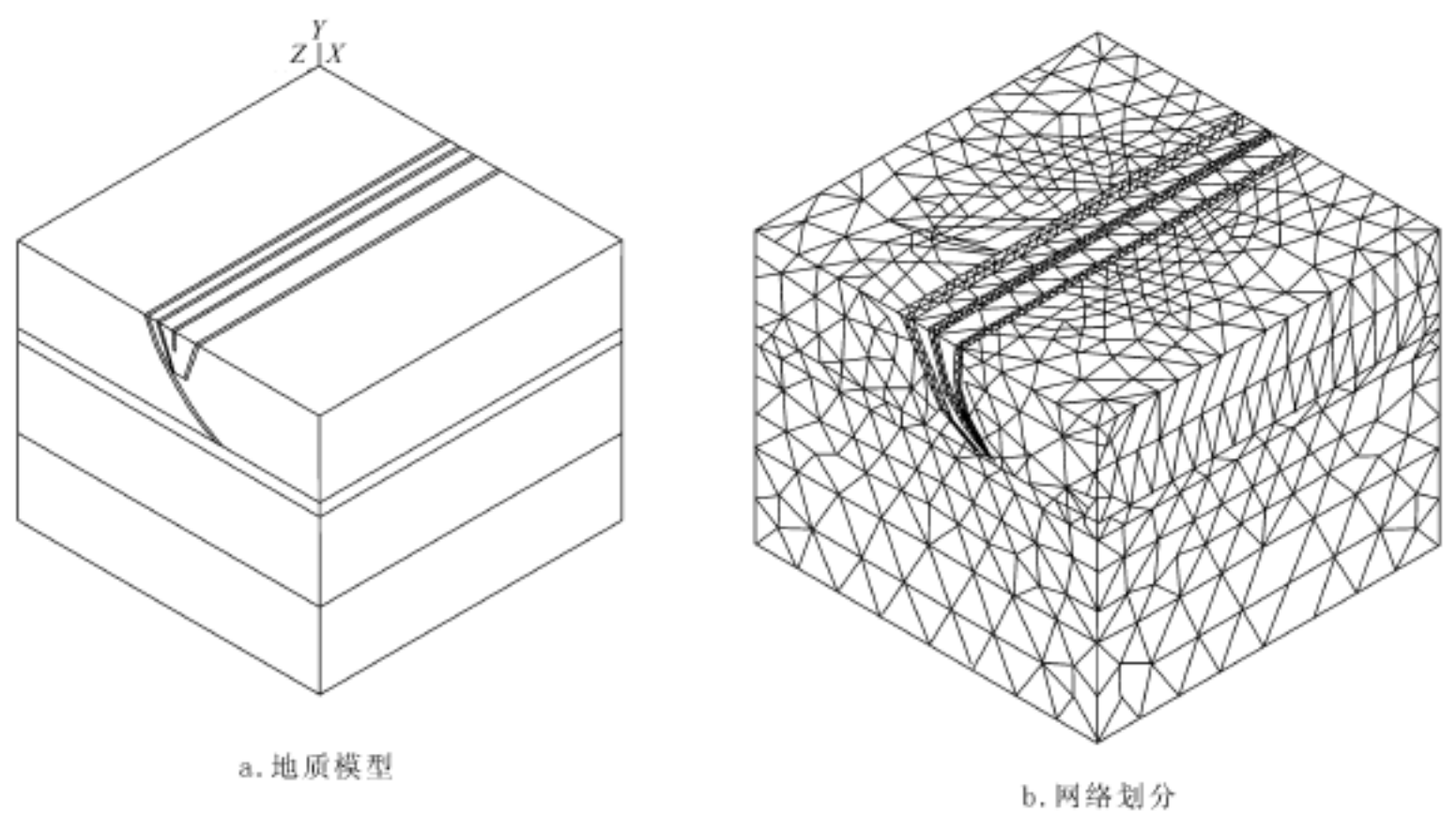


图 7-15 羊八井地热田地质模型及网格划分图

Fig.7-15 Geological model and finit elements of 3 - dimension of Yangbajain geothermal-field

活动断裂及断层破碎带的热导率适当加大，模拟活动断层的热对流成分。

模型底部软流圈温度为玄武岩固相线温度 $1050 + 3z$ (z 为软流圈埋深，单位 km)。在模型表面施加对流边界条件，设断陷盆地内部对流系数为 35，温度 25°C ；设盆地两侧对流系数 20，温度为 3°C 。模型共划分节点 78713 个，单元 56062 个（图 7-15b）。模型四周设置为绝热边界条件。

二、热模拟计算结果

热动力场的温度数值模拟结果表明，在考虑地壳内部 13~20 km 深度局部熔融体、构造滑动的摩擦生热效应及断裂带存在高导热率基础上，温度场可分为上下两部分，下部温度随深度变化小于上部，总体为层状分布特征。地壳深部由于局部熔融体的存在，在地堑盆地温度明显变大；地壳浅部由于活动断层的热对流效应，使温度场分布在裂陷盆地产

生明显改变，具有聚热盆地特点，表现为盆地底部温度与两侧相比偏低，而盆地上部温度显著偏高；在垂直盆地走向的剖面上，盆地内部温度明显高于盆地两侧地区（图 7-16）。

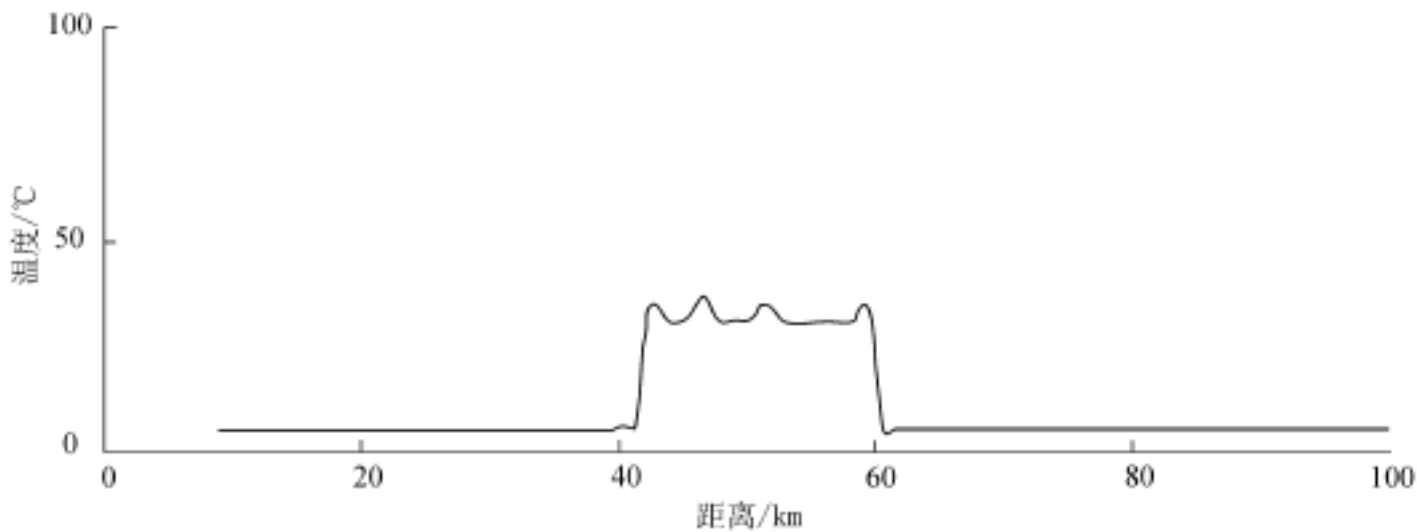


图 7-16 羊八井地热田模拟温度分布图

Fig. 7-16 Diagram showing surface temperatures across the Yangbajain geothermal-field from modeling

热流场数值模拟结果反映出类似变化规律（图 7-17）。裂隙盆地热流场以熔融层底部为界，明显分为上下两部分。裂隙盆地底部热流值偏低，并在断层附近出现扰动，盆地底部由于断裂存在而成为热流向上传播的通道。裂隙盆地上部热流值偏高，并在断裂处出现高热流值。数值模拟热流值与地表热流观测值基本吻合：地表大地热流在盆地两侧为 54mW/ m^2 ，与区域热流场背景值相符；在裂隙盆地活动断裂发育部位出现高热流值，盆地内部受断裂干扰热流值变化幅度较大，模拟热流值与实测热流值基本吻合（图 7-18）。

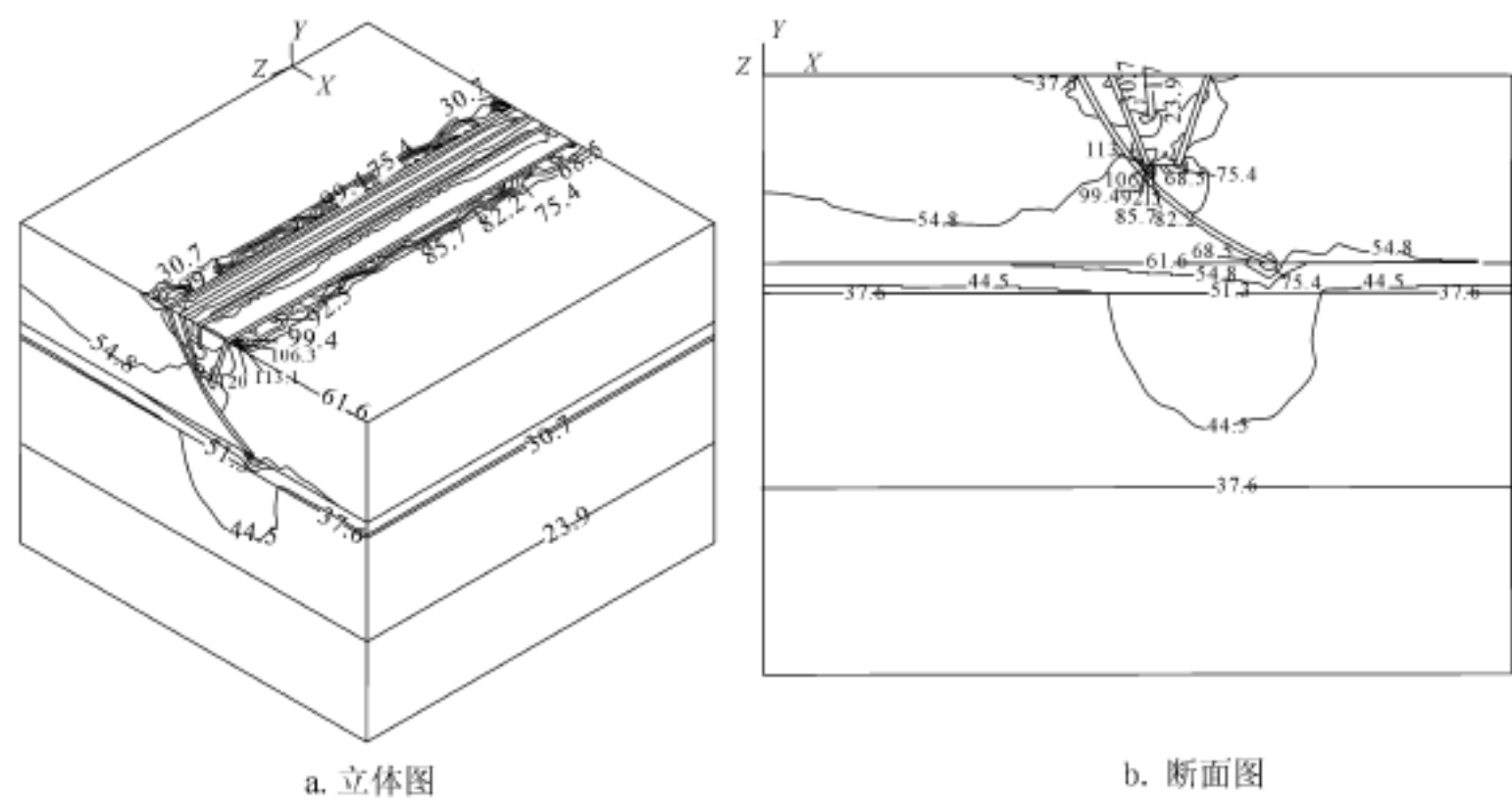


图 7-17 羊八井地热田三维热流数值（ mW/ m^2 ）分布图

Fig.7-17 Diagram showing the modeling heat-flow of 3 - dimension of Yangbajain geothermal-field

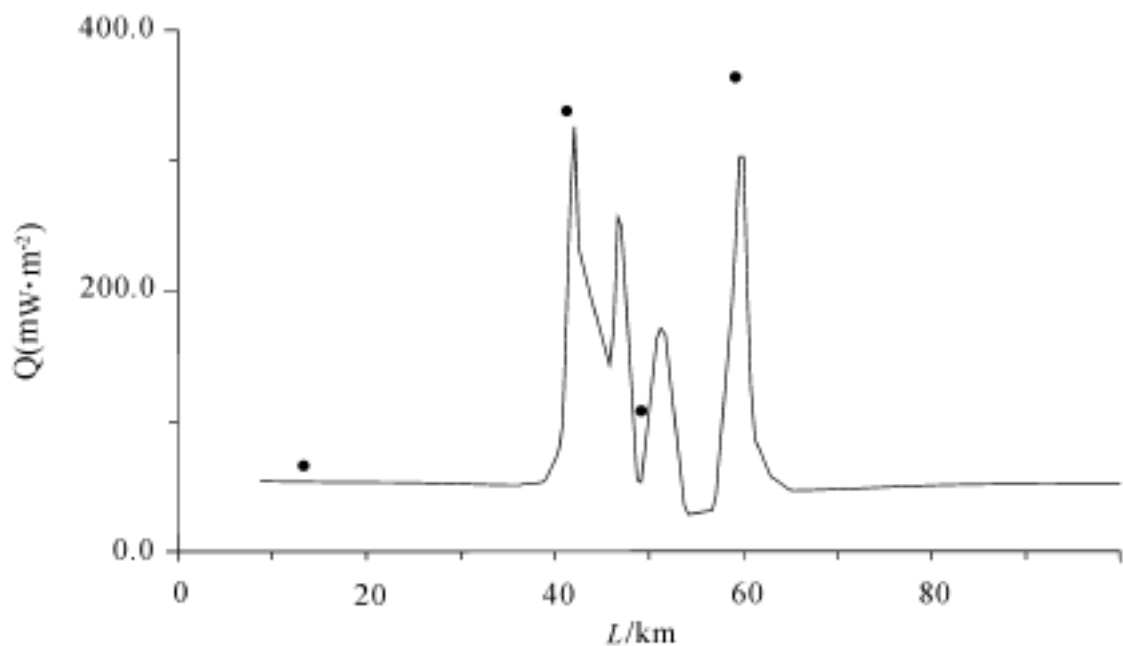


图 7-18 羊八井地热田热流变化剖面图

Fig. 7-18 Modeling heat-flow profile across the Yangbajain geothermal-field
曲线—模拟热流值；黑点—实际观测热流值

三、地壳热结构与深部过程关系

根据美国地球物理联合会（The American Geophysical Union）世界地震学数据中心（The International Seismological Centre）提供的 1975～1998 年地震活动资料，得出东经 86°～97°、北纬 26°～35° 范围天然地震震源深度统计分布图（图 7-19）。可以看出，地震震中在地壳内部 10～20 km 和 31～34 km 深度范围存在集中分布特征，分别对应于拉萨

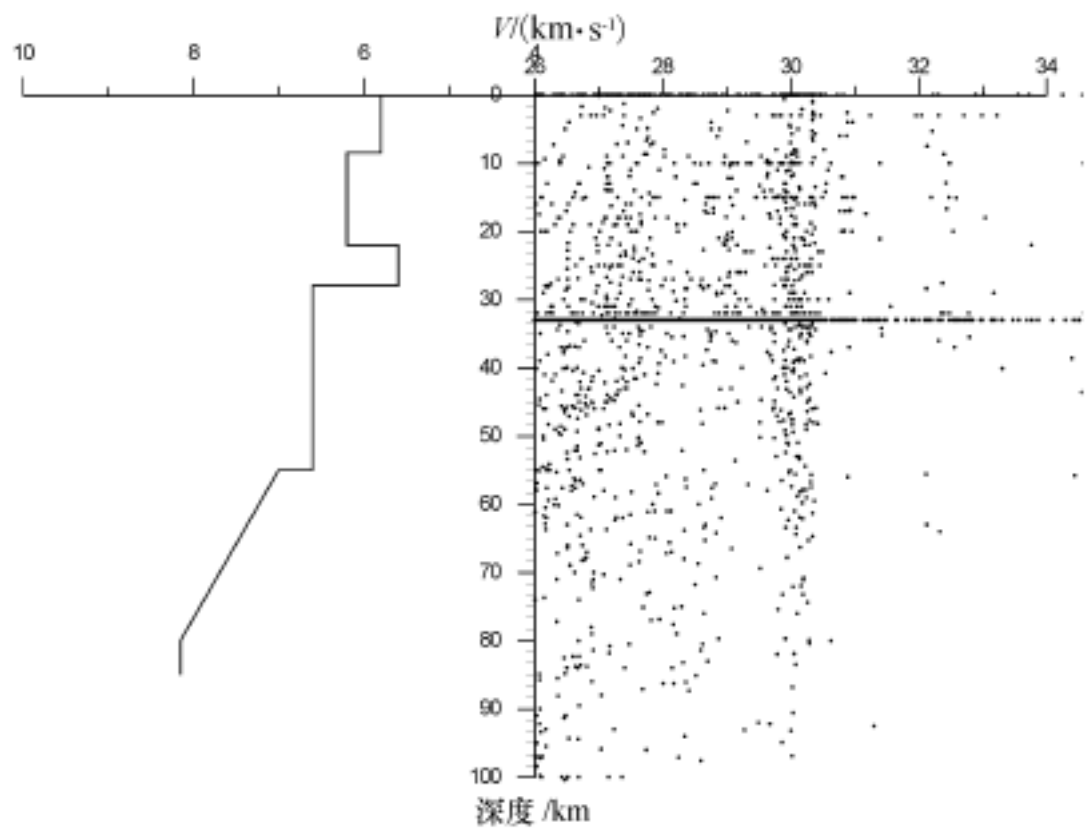


图 7-19 地壳速度结构及震源剖面分布图

Fig. 7-19 Cross-section of crust showing velocity structure and earthquake epicenters of central Tibet

地块北部构造滑脱带（NLT）和壳内低速带。地震震中在上地壳构造滑脱带（10~20 km 深度）存在明显的相对集中分布现象；在中地壳 20~30 km 范围地震震中也比较密集；地震震中相对集中对应于地壳内部差异运动和构造应力释放部位（图 7-19）。在羊八井-当雄裂隙盆地，地震震中集中分布于地壳内部伸展韧性剪切（5~20 km）和局部熔融体之下约 10~20 km 深度。在地震震中成层分布带下方，随深度增加，地震发生次数明显减少，表明中地壳下部和下地壳物质由于塑性流变物性渐趋均匀而应力不易集中；但在中上地壳局部熔融体、构造滑脱带或低速层，地震数量明显高于中下地壳，导致地震震中呈现明显的层状结构特征（图 7-19）。

羊八井及邻区深部探测资料表明，伸展型韧性剪切带与高导低速层对应于地壳内部软弱层，属特殊结构层。沿该结构层发生显著韧性剪切变形和显著热流聚集现象，局部形成花岗质熔融体。壳内高导低速层或韧性剪切带是深部热物质上升过程中汇集的良好场所，由于大量热物质聚集加上摩擦生热效应，导致地壳温度随深度陡然升高（图 7-20），从而

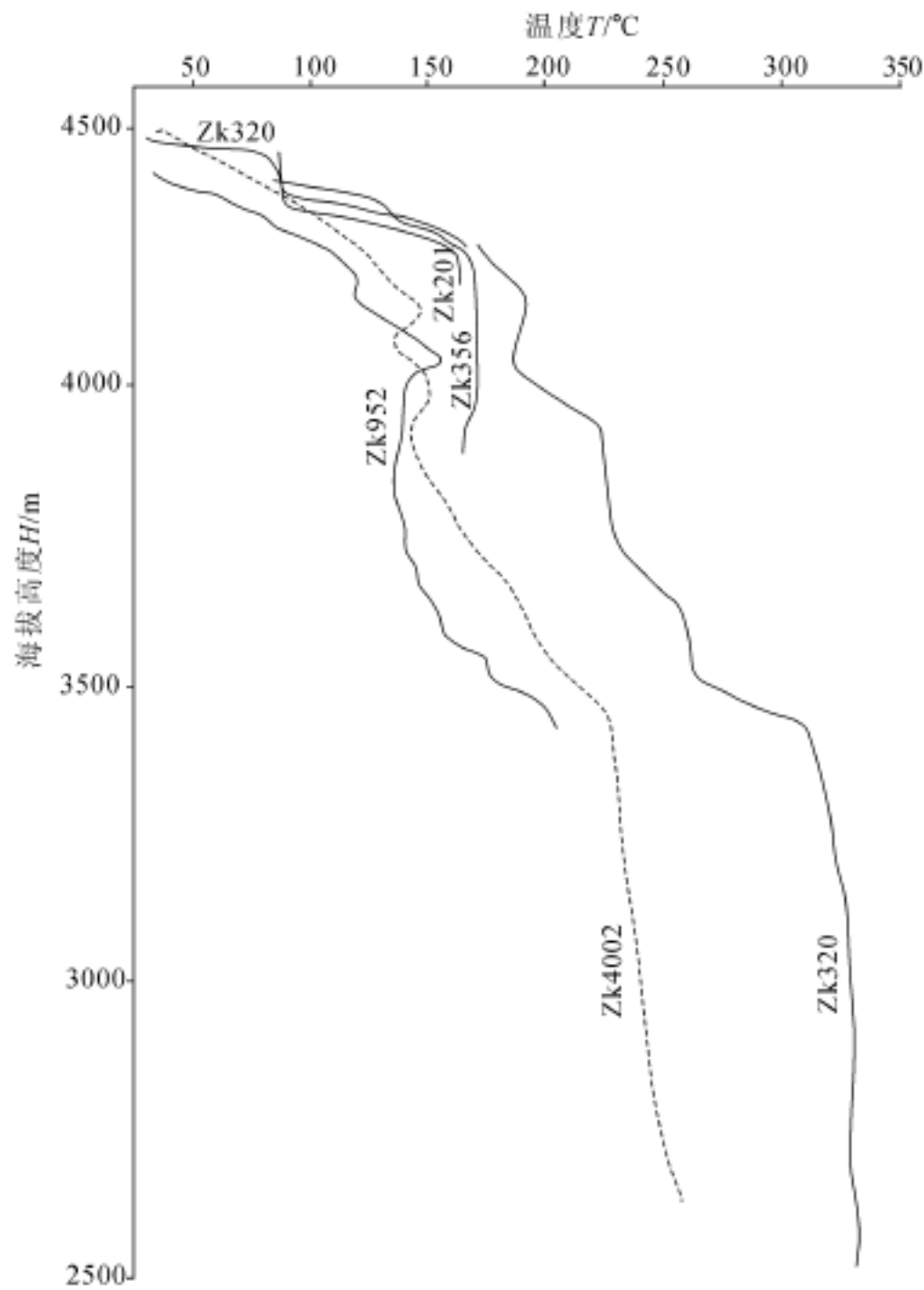


图 7-20 羊八井地热田剖面温度分布图

Fig.7-20 Cross-section of temperature of Yangbajain geothermal-field

加快变质变形进程和岩石剪切滑动速度，产生固态塑性流变和地壳局部熔融，是地壳内部构造应力释放和快速应变的有利部位，导致地震震中呈似层状非均匀分布（图 7-19）。由于流体、温度、剪切、局部熔融的相互耦合，加上地壳重力负荷集中在壳内软弱层，从而形成具有水平流变性质的壳内低速层与滑脱带，成为地壳内部巨大热源区，为当雄-羊八井盆地深部水热循环提供必要的热动力（图 7-17）。

第五节 构造地貌形成演化的动力学机理

青藏高原隆升、地表构造地貌演化与区域构造应力状态变化存在动力学成因联系。据理论分析和地质资料，藏南喜马拉雅地块与冈底斯-拉萨地块山顶面、剥夷面或高原面在中新世晚期便已隆升至海拔 5000 m 高度；而藏北羌塘地块与可可西里-昆仑地块在中新世—上新世—第四纪，逐步隆升至现今高度（图 5-15）。据 Dewey et al. (1988)，青藏高原构造演化不同阶段，区域构造应力状态不尽相同，对应于不同特点的区域构造活动（图 7-21）。青藏高原地壳内部广泛的 NE 向与 NW 向张性—张扭性断裂活动及相关盆地裂陷作用发生的条件是：①青藏高原地壳达到或接近现今厚度；②最大主压应力（ σ_1 ）近于直立，中间主压应力（ σ_2 ）与最小主压应力（ σ_3 ）呈近水平方向。藏北区域性伸展尚可能与地幔拆沉存在动力学成因联系（图 7-21）。在青藏高原隆升过程中，随隆升高度的增大， σ_1 、 σ_2 与 σ_3 的方向将发生变化。设垂向应力为 σ_v ，近 SN 向水平应力为 σ_{SN} ，近 EW 向水平应力为 σ_{EW} 。

根据构造变形分析与震源机制解研究成果， σ_{SN} 近平行于区域构造挤压方向，而 σ_{EW} 近平行于区域构造伸展方向， σ_{SN} 、 σ_{EW} 与 σ_v 均为区域主应力。 σ_{SN} 与 σ_{EW} 量值可以据岩石力学实验与现场应力测量资料予以估算。Zoback (1992) 综合岩石力学实验资料，应用 Byerlee 定律进行分析，认为岩石在静水压力状态下，形成走滑断裂的条件是 $\sigma_1 - \sigma_3 = 120 \sim 144$ MPa。余雄鹰等 (1994) 通过新疆东河塘油气田斜井压裂研究，得到在井深 5672 m 处主应力量值为 $\sigma_{SN} = 119.4$ MPa， $\sigma_{EW} = 90.3$ MPa，岩石静水压力 $\sigma = 133.75$ MPa。由于新疆地处青藏高原北缘，主要含油气盆地现今正处于强烈逆冲推覆构造活动时期，在盆地内部与周缘正在形成大量逆冲推覆构造，导致斜井压裂与变形。青藏高原晚新生代地壳挤压缩短阶段构造变形特点与东河塘地区现今构造变形特点相近，区域构造应力状态也应与新疆东河塘现今应力状态相类似，可近似认为青藏高原地区产生逆冲推覆与近 SN 向地壳缩短的构造动力学条件为： $\sigma_{SN} \geq 119.4$ MPa。若垂向挤压应力 σ_v 大于 119.4 ~ 120 MPa，则水平走滑与 EW 向伸展将成为区域主要构造活动方式。

在高原隆升过程中，设时代为 t (Ma) 的地质历史时期，高原隆升高度（海拔高程）为 h (km)，则所产生的垂向应力为

$$\sigma_v = \rho_c \times g \times h \tag{16}$$

在 (16) 式中， ρ_c 为地壳密度， $\rho_c = 2.7 \text{ g/cm}^3$ ； g 为重力加速度， $g = 980 \text{ cm/s}^2$ ； h 为高原面海拔高程，单位为 km。将这些参数代入 (16) 式，得

$$\sigma_v = 26.46 \times h(\text{MPa}) \tag{17}$$

将表 5-8 中不同时期高原面海拔高度（ h ）值代入 (17) 式，即可求出不同地块在不同时代隆升所致垂向挤压应力（ σ_v ），结果详见表 7-5。

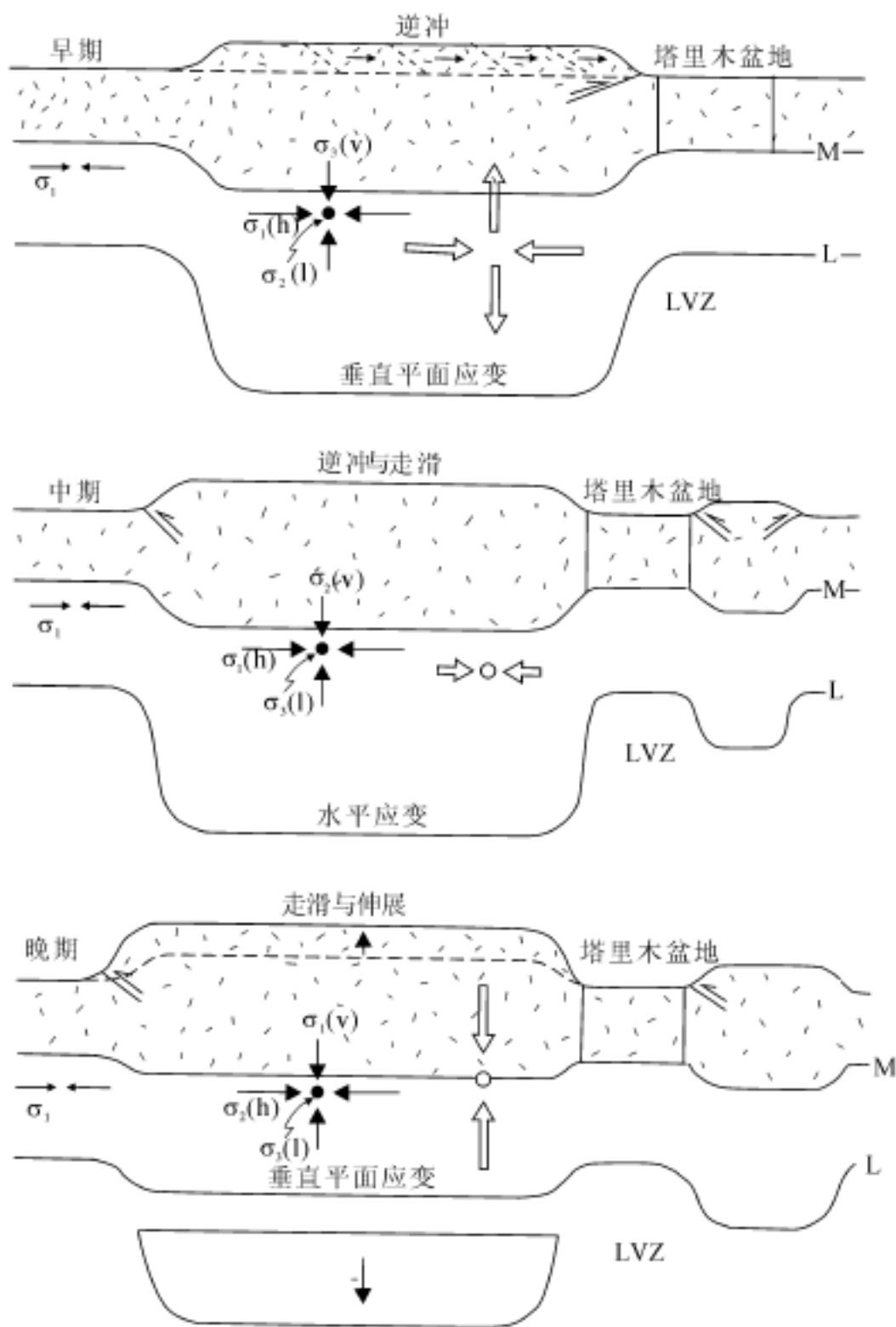


图 7-21 青藏高原构造动力学演化模式图

(据 Dewey et al., 1988 改编)

Fig. 7-21 Geodynamic model showing tectonic evolution of the Qinghai-Tibet plateau

分析表 7-5, 中新世中晚期, 喜马拉雅地块 σ_v 接近或超过 σ_{SN} ; 中新世晚期—上新世初期, 喜马拉雅地块 $\sigma_v = 180.4 \text{ MPa} > \sigma_{SN}$; 冈底斯-拉萨地块 $\sigma_v = 132.23 \text{ MPa} > \sigma_{SN}$, 羌塘地块 $\sigma_v = 100.23 \text{ MPa} \approx \sigma_{SN}$, 可可西里-昆仑地块 $\sigma_v = 96.21 \text{ MPa} < \sigma_{SN}$; 第四纪晚期—现今, 喜马拉雅地块 $\sigma_v = 180.4 \sim 192.44 \text{ MPa} > \sigma_{SN}$; 冈底斯-拉萨地块 $\sigma_v = 140.32 \text{ MPa} > \sigma_{SN}$, 羌塘地块 $\sigma_v = 136.06 \text{ MPa} > \sigma_{SN}$, 可可西里-昆仑地块 $\sigma_v = 136.06 \text{ MPa} > \sigma_{SN}$; 现今青藏高原各地块 σ_v 量值均大于 σ_{SN} 。根据 Dewey et al. (1988) 提供的判别标准, 印度—欧亚陆-陆碰撞以来, 喜马拉雅地块与冈底斯-拉萨地块在渐新世末期—中新世早中期、

表 7-5 青藏地区不同时期高原隆升所致垂向挤压应力对比表

Table 5-8 Vertical stress of crust of the Qinghai-Tibet plateau in different periods of the Cenozoic Era

构造单元	时代	高原面海拔高度/ km	垂向主应力 σ_v / MPa
喜马拉雅地块	始新世—渐新世	0.00	0.00
	中新世晚期—上新世	6.818	180.40
	现今	6.818~7.273	180.40~192.44
冈底斯-拉萨地块	始新世—渐新世	0.454	12.01
	中新世早期	3.788	100.23
	中新世末期—上新世初期	5.000	132.23
	现今	5.303	140.32
羌塘地块	始新世—渐新世	0.454	12.01
	中新世早期	2.576	68.16
	中新世末期—上新世初期	3.788	100.23
	现今	5.142	136.06
可可西里-昆仑地块	始新世—渐新世	0.454	12.01
	中新世早期	2.576	68.16
	中新世末期—上新世初期	3.636	96.21
	现今	5.142	136.06

羌塘地块在中新世—上新世早期、可可西里-昆仑地块在中新世—上新世，最大主压应力为 σ_{SN} ，中间主应力为 σ_v ，最小主压应力为 σ_{EW} ，具备形成 SN 向逆冲推覆构造的动力学条件，区域构造活动以近 SN 向挤压缩短与地壳增厚为主要特点。自近 SN 向挤压缩短向水平走滑、近 EW 向伸展的转换在青藏地区不同地块的发生时代不尽相同，喜马拉雅构造带在中新世晚期、冈底斯-拉萨地块在中新世晚期—上新世初期、羌塘地块在上新世，可可西里-昆仑地块在第四纪时期，最大主压应力变为 σ_v ，中间主应力变为 σ_{SN} ，而最小主压应力仍然为 σ_{EW} ，均具备形成大规模水平走滑与 EW 向伸展的动力学条件。喜马拉雅地块与冈底斯-拉萨地块在中新世末期—上新世初期（约 5~8 Ma）都已隆升至海拔 5000 m 以上高度，整体进入以区域性、大规模走滑与 EW 向伸展为主要特点的构造活动时期；羌塘地块在中新世末期—上新世初期，垂向压应力（ σ_v ）略低于近 SN 向构造挤压应力（ σ_{SN} ），在局部地区如和平—鄂雅错—双湖地区发育近 EW 向伸展裂隙作用，形成 NE—NNE 向双湖裂隙盆地。据震源机制得出的现今海拔高程-地震性质关系（图 7-22），良好地说明了青藏高原海拔高程对构造活动性质的控制作用，验证了海拔高原面海拔高度与构造应力状态的关系；逆断层型（thrust）地震仅发生于海拔高程小于 4500 m 的地区，而正断层型（normal）地震发生于海拔高程 4000 m 以上地区（图 7-22）。在区域性伸展、走滑发生之前，即喜马拉雅地块与冈底斯-拉萨地块在中新世早中期及之前、羌塘地块在中新世晚期及之前、可可西里-昆仑地块在晚第四纪以前，近 SN 向构造挤压应力（ σ_{SN} ）均大于垂向压应力（ σ_v ），具备形成近 SN 向逆冲推覆的构造动力学条件，近 SN 向逆冲推覆、褶皱变形居主导地位，近 EW 向伸展微弱或不发育。

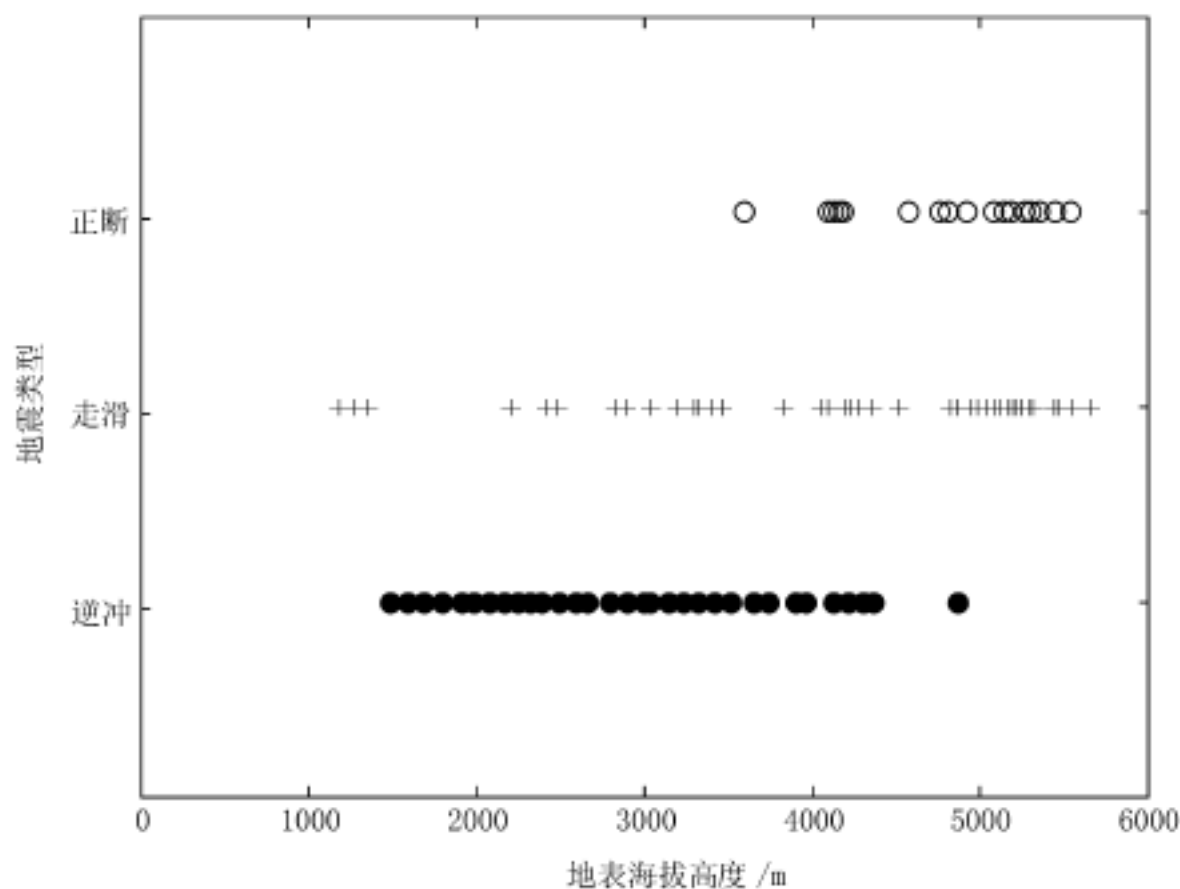


图 7-22 青藏高原地震类型-海拔高度关系图

(据 Molnar et al. , 1993)

Fig. 7-22 Diagram of earthquake type vs. elevation above sea-level of the Qinghai-Tibet plateau

青藏高原南部（班公-怒江缝合带以南）喜马拉雅地块与冈底斯—拉萨地块在中新世初期地壳处于强烈挤压缩短状态，形成大量近 EW 向逆冲推覆构造系统与广泛的褶皱变形；至中新世晚期—上新世开始形成广泛的 NNE—近 SN 向裂陷盆地或裂陷带（如亚东—羊八井—当雄裂陷带、谢通门裂陷带等）。羌塘地块在中新世早中期近 SN 向逆冲推覆与褶皱变形居主导地位，使风火山组等地层在古近纪发生强烈构造变形，地壳发生巨量缩短；上新世，近 SN 向挤压缩短仍然居重要地位，但在双湖等局部地区，中新世晚期—上新世开始形成的 NE—NNE 向裂陷盆地。而可可西里-昆仑地块在整个晚第三纪时期包括上新世在内，地壳均处于近 SN 向强烈挤压缩短状态，形成多格错仁褶皱带等构造系统，NE—NNE 向与近 SN 向裂陷盆地比较稀少。新生代不同时期不同地块构造活动特点的差异性与区域构造动力学条件的差异性存在动力学成因联系，自近 SN 向构造挤压缩短向近 EW 向地壳伸展的转换与区域构造应力状态转变存在动力学成因联系。

区域构造动力学条件的不均匀性导致青藏不同地块隆升过程的不均匀性和区域构造环境的不均匀性。青藏高原内部区域性伸展构造环境和广泛的裂陷过程应出现在最后一期区域性强烈逆冲推覆所致地壳缩短事件之后（Coleman et al. , 1995）；高原整体隆升至一定高度（4000~4500 m）与垂向应力渐居主导地位（ $\sigma_v \geq 120 \text{ MPa} > \sigma_{SN}$ ）是区域性挤压缩短向区域性伸展走滑转换的基本动力学条件。各地块整体隆升时期应早于区域性近 EW 向伸展时代与相关断陷盆地开始裂陷时代，而略晚于最后一期区域性强烈逆冲推覆暨地壳缩短增厚事件的发生时代。青藏高原喜马拉雅地块、冈底斯-拉萨地块、羌塘地块、可可西里-昆仑地块区域性伸展走滑与相关构造-地貌开始时代分别为中新世中晚期、中新世晚

期 (约 8~5 Ma), 上新世初期 (约 5 Ma) 与上新世晚期—第四纪, 对应于高原面或山顶面因隆升而达到或超过海拔 4000~4500 m 高度的时代 (表 7-5)。

综上所述, 青藏高原具有复杂的隆升历史, 高原隆升具有显著的横向不均匀性, 不同地块具有不同的隆升过程, 同一时期不同地块的隆升幅度存在明显差异; 青藏地区喜马拉雅地块、冈底斯-拉萨地块、羌塘地块与可可西里-昆仑地块在中新世末期—上新世初期 (约 5~8 Ma) 分别隆升至海拔 6818 m、5000 m、3788 m 与 2576 m, 上新世时期青藏高原主体隆升至海拔 4000~5000 m 高度。这与依据亚洲季风形成演化、全球气候环境变化、海洋氧同位素和锶同位素变化所推断的青藏高原隆升时代 (Molnar et al., 1993) 基本一致。青藏高原隆升具有南早北晚、自南向北迁移的规律; 同一时期, 青藏高原南部隆升幅度大于青藏高原北部隆升幅度; 不同地块高原面达到海拔 4000~5000 m 高度的时间自南向北逐步变新, 喜马拉雅地块发生于中新世中晚期, 冈底斯山地块发生于中新世晚期, 羌塘地块发生于上新世, 可可西里-昆仑地块发生于第四纪。青藏高原隆升过程在横向 (近 EW 方向) 尚存在自西向东迁移的规律; 根据已有资料, 青藏高原东部磷灰石裂变径迹测年所揭示的地质事件年龄具有向东显著减小 (图 5-3) (陈文寄等, 1999; 丁林等, 1995)。青藏高原隆升、构造地貌演化与构造应力场转换存在密切关系。

结 束 语

在西藏当雄幅 1:25 万区域地质调查基础上, 将区域地质调查与前沿性科学问题研究有机地结合在一起, 将路线地质观测与重点部位解剖、深部与浅部、历史与现今、定性与定量、地质演化与力学分析紧密结合, 对青藏高原腹地的区域地质背景、构造变形历史、地壳缩短增厚过程、高原隆升时代、盆-山构造地貌演化、活动断裂与地壳稳定性、区域构造应力场进行系统分析, 力求提高西藏当雄幅 1:25 万测区地质研究程度和区域地质调查成果水平, 取得多方面突破性进展, 为研究青藏高原形成演化过程提供了大量新的重要证据, 对青藏高原大陆动力学与现代地球科学理论的发展将起到积极推动作用。

主要研究进展包括:

1. 发现纳木错逆冲推覆构造

在当雄幅 1:25 万测区西北部发现纳木错逆冲推覆构造 (WNT), 总体呈 NWW 向展布, 由大量向北倾斜的逆冲断层、2 条韧性剪切变形带、蛇绿岩片带与不同类型构造岩片所组成。向北追索, 发现纳木错逆冲推覆构造系统 (WNT) 与班戈盆地边界逆冲断层、伦坡拉盆地边界逆冲断层、安多北山逆冲断层、双湖逆冲断层一起, 共同组成拉萨地块北部逆冲推覆构造系统, 主要逆冲断层向深部呈铲形汇集于 15~30 km 的地壳构造滑脱带 (NLT)。根据纳木错西岸蛇绿岩片与班公-怒江缝合带蛇绿岩套的对比分析, 结合深部地球物理探测资料, 推断区域逆冲推覆距离超过 150 km。通过系统的同位素测年和热年代学分析, 发现纳木错逆冲推覆构造经历侏罗纪早中期 (191~144 Ma)、晚白垩世 (109 Ma) 和古近纪 (44 Ma) 三期主要构造变形和隆升事件。

2. 厘定纳木错西岸蛇绿岩片带

在纳木错西岸发现大量出露地表的蛇绿岩套残片, 以构造侵位方式产出, 组成区域性较大规模的蛇绿岩片带; 主要由方辉橄榄岩、纯橄岩、辉长岩、基性火山岩及硅质岩组成, 分布于纳木错西岸尼昌、玉古拉、各昌查玉、根觉及尼弄如穷带状区域, 呈近 EW—NEE 向狭长带状或透镜状展布, 具有蛇绿混杂岩特征。蛇绿岩与围岩之间呈断层接触关系, 蛇绿岩不同单元之间也呈构造接触关系, 部分接触带为多次构造变位产物。蛇绿岩形成时代经 Rb-Sr 等时线测年为 166~173 Ma, 形成于大洋板块扩张环境, 属新特提斯北洋盆古地壳残片, 与班公-怒江缝合带蛇绿岩套具有良好可对比性。

3. 发现旁多逆冲推覆构造

在当雄幅 1:25 万测区东南部, 发现旁多逆冲推覆构造, 主要由规模大小不等、向北倾斜的叠瓦状逆冲断层及不同样式的褶皱构造所构成, 总体走向近 EW, 南北宽达 50~60 km, 在区域范围属拉萨地块中部大型逆冲推覆构造 (MLT) 的重要组成部分。旁多逆冲推覆构造由南向北包括南部前缘挤压滑脱构造带、中部斜歪倒转褶皱-叠瓦状逆冲断层带、北部逆冲推覆岩席—高角度逆冲断层构造带和北缘邦中逆冲推覆断层, 在前锋和后缘都发

育多个灰岩飞来峰。旁多逆冲推覆构造在近南北方向的逆冲推覆距离超过 20~25 km，主要形成时代为始新世晚期—渐新世。

4. 鉴别出三种不同类型的韧性剪切带

在西藏当雄幅 1:25 万测区新发现 3 条韧性剪切带，鉴别出 3 种不同类型的韧性剪切带，包括纳木错西岸 NWW 向挤压型韧性剪切带、念青唐古拉山东部 NE 向伸展型韧性剪切带和旁多山地南部近 EW 向压扭型脆韧性剪切带。纳木错西岸韧性剪切带总体呈 NWW 走向，属纳木错逆冲推覆构造的重要组成部分，发育低角度韧性剪切变形，主要由长英质糜棱岩和斜长角闪质糜棱岩组成，主要形成时代为 173~144 Ma 和 109 Ma。旁多山地南部脆韧性剪切带发育于测区东南部领布冲一带，呈近 EW 走向，与西段逆冲断层呈渐变过渡关系，具有逆冲和右行走滑运动特征，发育高角度脆韧性剪切变形，属旁多逆冲推覆构造重要组成部分，主要形成时代为始新世晚期—渐新世。念青唐古拉山韧性剪切带属典型伸展型韧性剪切带，是测区中部伸展构造系统的重要组成部分，构成念青唐古拉山和当雄-羊八井盆地的重要边界，发育低角度韧性伸展剪切变形，与念青唐古拉花岗岩侵位存在动力学成因联系，构成上地壳伸展拆离滑脱构造带，主要形成时代经多种方法测年为 8~5 Ma。

5. 测定念青唐古拉花岗岩侵位时代并发现中新世中晚期地壳巨量熔融

对念青唐古拉超单元花岗岩侵入体，在区域地质调查、剖面观测和岩石学研究基础上，通过 2 个样品的锆石离子探针 U-Pb 同位素测年，得到念青唐古拉巨型花岗岩的侵位结晶时代为 18.3~11.1 Ma；通过 4 个样品的 Rb-Sr 等时线测年，得到念青唐古拉花岗岩的成岩时代为 14~8 Ma；对黑云母和钾长石单矿物作 K-Ar 法测年，得到花岗岩结晶年龄为 8.6~12.7 Ma。不同方法的测年资料年龄高度吻合，揭示念青唐古拉山花岗岩的侵位结晶成岩时代为 18.3~8 Ma。结合岩石地球化学、稳定同位素地球化学、深部探测与重力均衡分析资料，认为念青唐古拉山花岗岩形成于碰撞造山环境，属地壳局部熔融、岩浆分异、浮力上升、冷却结晶和被动侵位的产物，是地壳深部过程在地表的良好窗口。与念青唐古拉花岗岩对应的中新世中晚期 ($\geq 18.3 \sim 11.1$ Ma) 地壳巨量熔融为研究西藏当雄及邻区地壳增厚与高原隆升过程提供了新的重要证据。

6. 定量分析地壳缩短量与古地壳厚度

在区域构造分析基础上，应用平衡剖面、共轭剪切角方法，结合古地磁与深部探测资料，定量估算青藏高原中段不同地块地壳缩短量，结果表明拉萨地块渐新世晚期—中新世初期地壳缩短率约为 40%，中新世晚期—上新世地壳缩短率约为 13%；对应的地壳厚度分别为 55 km 和 63 km，与念青唐古拉花岗岩侵位和地壳巨量熔融 (≥ 14 Ma) 反映的双倍地壳厚度基本一致，说明西藏当雄及邻区在中新世中晚期已经发育近 60 km 厚度的增厚地壳。

7. 分析高原隆升动力学过程

通过重力均衡分析，结合沉积记录、环境响应、岩浆侵位相关资料及构造-热年代学测试数据，综合分析、估算新生代不同时期高原面古海拔高度。结果表明，西藏当雄及邻区始新世—渐新世古海拔高度约为 454 m，中新世中晚期 (18~8 Ma) 高原面整体隆升到海拔 4500~5000 m 高度，在中新世晚期—第四纪 (≤ 5 Ma) 随高原面裂解逐步形成现今构造地貌和海拔高度差异分布特征。地壳增厚、高原隆升与伸展走滑存在动力学成因联

系。

8. 分析新生代晚期构造演化过程与盆-山构造形成机理

对西藏当雄及邻区新生代晚期构造地貌特征、形成演化过程及盆-山构造地貌形成机理进行了系统分析。当雄 1:25 万测区在区域性挤压缩短期后发育两种层状地貌面即山顶面与盆地面, 山顶面对应于高原主夷平面, 主要形成于 20~14 Ma。山顶面形态与分区性、分段性主要受晚期伸展构造所控制, 山顶面梯级带对应于盆-山边界断裂构造。高原主夷平面的解体过程对应于盆-山构造地貌形成演化过程, 主要发生于中新世晚期 (8~5 Ma) —第四纪。念青唐古拉山脉隆升、当雄-羊八井盆地裂隙、区域构造地貌形成演化与地壳巨量熔融、花岗岩侵位结晶、区域伸展构造环境存在动力学成因联系。

9. 勘测研究青藏铁路沿线活动断裂及灾害效应

采用地质观测、探槽、浅源地震勘探、氦气测量与 ESR 测年、U 系等时线测年方法, 对当雄-羊八井盆地青藏铁路沿线活动断层地质特征、活动时代、运动速度及地震灾害进行了系统勘测与研究, 鉴别出 28 条不同方向的活动断层。发现断层活动呈现出显著的阶段性特征, 断层相对集中活动时期为 2~1.5 Ma、680~520 ka、306~227 ka、141~47 ka 及 ≤ 18 ka。盆西主边界活动断层晚更新世断层平均左旋走滑运动速度在当雄盆北段为 0.3~0.4 mm/a, 在宁中盆西段为 0.56 mm/a, 在羊八井盆西段为 0.5 mm/a, 在全新世为 3.7~7.5 mm/a。活动断层产生的主要地质灾害为地震及诱发地质灾害, 在当雄及邻区发生过 2 次 8 级地震、1 次 7.5 级地震和多次 4~5.9 级地震。地壳局部熔融-断层运动-地震活动-温泉水热循环存在动力学成因联系。

10. 定量评价现今构造活动性与地壳稳定性

综合断层运动速度、温泉温度、地震震级和地壳形变 4 种不同地质因素, 采用加权平均方法, 定量评价区域构造活动性与地壳稳定性。结果表明, 现今重要活动断裂的构造活动强度 $\alpha \geq 0.20$, 沿部分活动断裂发育构造活动强度 $\alpha \geq 0.30$ 的强烈构造活动区; 区域构造活动强度 $\alpha \geq 0.30$ 的强烈构造活动区具有发生 6~7 级以上强烈地震的可能性。沿青藏铁路及邻区可划分出构造活动强度 $\alpha \leq 0.12$ 的 6 个 I 级相对稳定地块和构造活动强度 $\alpha \leq 0.04$ 的大量次级相对稳定地块, 相对稳定块体对应于地壳稳定性评价中的相对稳定区与次稳定区。西藏当雄幅 1:25 万测区中部当雄-羊八井盆地属强烈构造活动区, 东南部旁多山地属次级相对稳定地块, 西北部纳木错及邻区属地壳次稳定区。

11. 构造应力场与热动力场数值模拟

在区域地质调查、构造分析基础上, 确定合理地质模型与边界条件, 应用三维有限元数值模拟方法, 采用粘弹性流变模型, 计算分析古近纪地壳挤压缩短期、晚近时期地壳伸展走滑期的区域构造应力场, 良好地揭示了区域构造运动特征、构造变形过程与构造形成机理对羊八井及邻区热动力场进行数值模拟, 分析水热循环过程与热流型式, 良好地揭示了深部构造-活动断层与水热循环、地震活动相互关系及动力学机理。

本书研究成果提高了当雄幅 1:25 万区域地质调查的工作质量, 深化了对测区重大地质构造问题的认识深度, 良好地将地质调查与科学研究、地质勘测与工程应用、面积性工作与重点突破有机地结合在一起, 对研究青藏高原隆升过程、发展碰撞造山与大陆动力学理论具有重要意义。尽管如此, 在研究过程中也发现一些需要进一步研究的地质问题, 如纳木错逆冲推覆构造与嘉黎—九子拉构造关系问题、纳木错西岸蛇绿岩成因归属问题、念

青唐古拉花岗岩深源包体的变质变形过程等问题。对纳木错西岸蛇绿岩的成因归属，在项目内部存在两种不同认识，一种观点认为属班公-怒江蛇绿岩在逆冲推覆过程中构造解体和构造侵位产物；另一种观点认为属原地小洋盆或弧后盆地古洋壳残片。作为阶段性调查研究成果，本书不足和谬误在所难免，有关资料、结论和认识有待于今后更多工作的补充和检验。

英文摘要

Crust Deformation and Tectonic-Geomorphic Evolution of the Central Tibetan Plateau

Wu Zhenhan, Ye Peisheng, Hu Daogong, Shao Zhaogang, Zhao Xun, Jiang Wan, Wu Zhonghai,
Liu Qisheng and Zhou Chunjing

(*Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, China, 100081*)

This book shows parts of research results of several projects, i. g. , geological research of INDEPTH-III project sponsored by the former Ministry of Geology and Mineral Resources of China, geological survey at scale 1:250000 of Damxung area in central Tibet financially supported by China Geological Survey, exploration of active faults and geological hazards along the Golmud-Lhasa Railway sponsored by Ministry of Railway and Ministry of Land and Resources of China, and study on neotectonics and crust activity of the Tibetan Plateau financially supported by Ministry of Science and Technology of China. Tectonic research during geological survey of central Tibet at scale 1:250000 got many important discoveries, such as the 18.3~11.1 Ma Nyainqentanglha granite extending more than 100km exposed in the Tibetan Plateau, the huge Namco thrust system and Pangduo thrust system, the Middle Jurassic ophiolite belt in west of Namco Lake and active faults in Damxung-Yangbajain graben etc .

Chapter I introduces geological settings including new regional stratigraphic system, magmatic activities, metamorphic rock types and regional metamorphism, regional tectonic settings of different periods, regional geomorphic features and Quaternary geology of the central Tibetan Plateau . Chapter II describes compressional deformation and tectonics of crust of central Tibet, including the Namco thrust system formed in Jurassic-Paleogene, the Pangduo thrust system formed in Paleocene-Eocene, typical folding structures and ductile shearing during crust shortening stages . Chapter III describes extensional deformation and tectonics of central Tibet in different periods such as Jurassic spreading of Neo-Tethys ocean and its heritage-ophiolite pieces in west of Namco Lake, extensional ductile shearing in east Nyainqentanglha Mts . and rifting of basins . Chapter IV introduces geological features and evolution of basin & range tectonics, isotopic dating on Nyainqentanglha granite and uplift processes of Nyainqentanglha Mts ., thermo-chronological analyses on Yangbajain granite, Ningzhong granite and Jiagang granodiorite and dating on extensional faulting of central Tibet . Chapter V studies crust shortening processes, changes of elevation above sea level based on isostatic principle, uplift time and processes of the Tibetan Plateau and the related petrological, sedimentary and climate records . Chapter VI illustrates active faults and geological hazards, including marks and methods for

identification of active faults, dating technologies, geological features of active faults of Damxung-Yangbajain graben, slip rates of active faults across the Golmud-Lhasa Railway, evaluation on crust stability and tectonic activity of central Tibetan Plateau and hazard effects of active faults to engineering constructions. Chapter VII shows modeling on tectonic stress fields during compressional stage in Paleogen period and extensional stage since Miocene, studying mechanism of thrusting and crust extension, and analyzing geodynamic causes of uplift of the Tibetan Plateau.

Here introduces 4 most impressive discoveries of 1:250000 geological survey of Damxung area and geo-scientific researches of central Tibet.

1. Thrust system of North Lhasa Block Discovered during 1:250000 Geological Mapping in West of the Namco Lake of Central Tibet

The Qinghai-Tibet Plateau is a Cenozoic collisional orogenic belt recognized generally by the international geoscience community, a good field laboratory for the study of the process of continental collisional orogeny and an ideal region for probing the process of continent-continent collision (Dewey, 1988; Yin, 2001). Geologists found and named many thrust nappe structures in the Himalayan tectonic belt, Yarlung Zangbo suture zone, Bangong-Nujiang River suture zone and Hoh Xil-Jinsha River suture zone, e.g. the Main Boundary Thrust (MBT), Main Central Thrust (MCT), Main Himalaya Thrust (MHT) (Zhao et al., 1993), Gangdise Thrust (GTS), Rinbung-Zedong Thrust (RZT) (Yin et al., 1994), Shuanghu-Longmuco Thrust (SLT) and Hoh Xil-Fenghuoshan thrust nappe structure (Coward et al., 1990). Because of lack of reliable evidence divergent views exist as to whether extensive overthrusting of tectonic blocks in the interior of the Qinghai-Tibet Plateau, such as the Lhasa block and Qiangtang block, took place. Some geologists, e.g. Yin An (2001), thought that as the Lhasa block was in a relatively stable tectonic environment in the process of continent-continent collision between India and Eurasia, no large-scale thrust nappe system was developed. Coward et al. (1990) suggested that the Bangong-Nujiang River ophiolite has been obducted southwards nearly a hundred kilometres, but no relevant tectonic evidence has been observed in the field. Through the 1:250000 regional geological mapping of the west bank of Namco Lake in central part of the Lhasa block and the geotraverse observations of the Deqin-Baigoin-Lunpola corridor belt in the north part of the Lhasa block, combined with an analysis of the magnetotelluric (MT) data of Project INDEPTH-III, we found the existence of a large-scale thrust nappe system in the north part of the Lhasa block, called the North Lhasa block thrust system or North Lhasa Thrust (NLT). This discovery has great scientific significance for the analysis of the process of crustal shortening and thickening and understanding of the mechanism of plateau uplift.

The NLT comprises a number of WNW-trending thrusts and fault-separated tectonic blocks. Its bulk part is located in the north part of the Lhasa block, its front in the west of Namco Lake in central part of the Lhasa block and its root in the north of the Bangong-Nujiang suture (Fig. 2-15, 2-30). The 1:250000 geological mapping in the south front of NLT, west

of Namco Lake, has revealed the existence of complex tectonic deformation, exotic slices of different times, 2 compressional ductile shear zones and over 20 thrusts consisting of West Namco Thrust (WNT) (Fig. 2-16). Tectonic slices mainly include slices of the Ordovician limestone, Devonian sandstone and limestone, Permian limestone thrust over Middle Jurassic ophiolite and the Lower Cretaceous Langshan Formation limestone, Lower Cretaceous Duoni Formation clastic rocks and medium- and high-grade metamorphic rocks of Proterozoic Era. The limestone slices of the Langshan Formation are characterized by the presence of abundant *Orbitolina* fossils. Many limestone layers contain up to 50% ~ 90% of bioclasts, belonging to Ordovician and Devonian system. The Early Cretaceous clastic rock slices consist dominantly of mottled mudstone, marl, shale, sandstone and conglomerate, with intermediate-basic volcanic rocks, pyroclastic rocks and small amount of limestone.

Ophiolite slices in west of Namco Lake are composed mainly of basaltic pillow lava, radiolarian silicites, peridotite, harzburgite and gabbro. In the field ophiolites usually occur as discontinuous tectonic blocks, slices or lenses of a few dozen metres to 2000m wide and hundreds metres to 14 km long in the major fault belts, forming nearly E-W-to WNW-trending ophiolite belts, e. g., the Ari ophiolite slice belt, Nichang ophiolite slice belt, north Shengju-Gechangchayu ophiolite belt. Most ultrabasic rocks of ophiolite have been strongly serpentized and changed into dark green or green serpentinite slices or serpentine schist, but many relict olivine crystal nuclei may still be observed under the microscope. Most ophiolite slices occur as tectonic blocks or lenses of varying sizes. The ophiolite sequences are generally not clear and scarce cherts have been preserved. The ophiolite slices have thrust over or been thrust by country rocks. Only the Gomang Co ophiolite north of Xainza preserved its sequence relatively well in field outcrop. The Rb-Sr isochronic ages of peridotite and gabbro are 166Ma and 173Ma respectively (Fig. 3-7, 3-8), similar to ages of Dongqiao ophiolite in middle of Bangoin-Nujiang suture. Geochemistry diagrams show that lava samples from ophiolite slices belong to typical mid-ridge basalt and correspond to spreading rates of 2 ~ 5 cm/a, similar to ophiolites of Bangoin-Nujiang suture. These features yield the conclusion that ophiolite slices in west of Namco Lake and ophiolites within Bangoin-Nujiang suture should be the same relicts of Middle Jurassic Tethys oceanic crust and were thrust southward after Middle Jurassic Period.

Medium- and high-grade metamorphic rocks outcrop in a WNW direction to the north of Shengju, consisting dominantly of schist, gneiss and amphibolite. The ion-probe ages of zircons from these metamorphic rock slices range from 1766Ma to about 800Ma. They are an important component part of the Precambrian Nyainqentanglha Group-complex and their protoliths are a volcanic-sedimentary series. The metamorphic grade reaches amphibolite facies and formed at depth of 20 ~ 25 km.

All the tectonic slices of different types in the West Namco Thrust (WNT) show distinct reverse-faulted contacts with each other (Fig. 2-16). In plan view, thrust faults display either linear or arch distribution. Geomorphologically, most faults are manifested by WNW-to nearly E-W-trending tectonic depressions, forming swampy grasslands of varying scales and control-

ling the spatial distributions of the surface drainages and hot springs . Regional thrust faults tend to be intimately associated with ophiolite slice belts at depth of crust . In middle of West Namco Thrust within the Shengju-Gechangchayu belt and its north, tectonic deformation is marked by strong ductile shearing, which gave rise to a 2~5 km wide, WNW-trending mylonite belts composed of felsic mylonite, gabbroic mylonite and mylonite schist with weakly deformed gabbro lenses and limestone slices . The schistosity of the mylonite generally dips N to NNE at about $10^{\circ}\sim 25^{\circ}$, forming a prominent S-C and drawing structures . In many outcrops in west of Namco Lake, exotic Paleozoic limestone slices were thrust over Jurassic ophiolite along subhorizontal thrust surfaces, forming many limestone nappe and tectonic windows . The windows are composed mainly of serpentized ophiolite slice belts, about a few dozen metres to nearly 1000m wide . In cross-section the greater majority of major faults are represented by north-dipping, low-angle over-thrusts, with the major fault planes dipping at $15^{\circ}\sim 30^{\circ}$. Towards the deep level of the crust the dip angles of the thrust fault planes become low and most thrust faults display the features of listric pattern . Northwards they merge at depth into a single detachment called North Lhasa Thrust or NLT .

The root of the NLT is located in the Amdo-Lunpola-Nyima area of central Bangong-Nujiang suture (BNS) . Generally extending in a nearly E-W direction, the Amdo-Lunpola tectonic belt is made up of a series of subparallel WNW-E-W-ENE trending thrusts, folds, ophiolite slice belts, tectono-magmatic belts and Palaeogene down-faulted basins . The ophiolite slice belts are mainly distributed along the major faults of the BNS and the Nagqu-Dongqiao tectonic slice belt on its south side and are usually associated with regional metamorphic rocks and dynamometamorphic rocks (Deng et al ., 1990); for example, the Amdo ophiolite is associated with the Amdo granite gneiss and mylonite schist and the Dongqiao ophiolite is associated with metamorphic rocks and mylonite of the Dongqiao Group . This suggests that the influence of the major fault belt controlling the distribution of ophiolites has reached at least the depth of ductile shear deformation, i . e . a depth below 10~15 km . The BNS shows different forms in different parts . Three major E-W-trending thrust systems are developed along the Baingoin-Lunpola corridor . From north to south they are the north Lunpola basin marginal fault, south Lunpola basin marginal fault and north Baingoin basin marginal fault . The north Lunpola basin marginal fault is mainly marked by thrusting of Cretaceous limestone over Palaeogene red beds, which brought about strong folding of Palaeogene strata of the footwall of the fault . The south Lunpola basin marginal fault is manifested by thrusting of Silurian medium- to low-grade metamorphic series over Palaeogene red beds, which resulted in folding of the red beds . The north Baingoin basin marginal fault appears as nappe-thrusting contact relationships between Jurassic limestone, Cretaceous clastic rocks and Palaeogene red beds . In outcrop of north Amdo, Jurassic limestones were thrust over the Paleocene-Eocene red beds . The main fault planes of the three thrust systems all dip north, showing the distinctive characteristics of south-vergent thrusting . In the Amdo and Naqu, there occur two wide ophiolite *mélange* belts, i . e . the nearly E-W-trending Amdo ophiolite *mélange* belt and the WNW-trending Dongqiao-Nagqu

ophiolite *mélange* belt . The ophiolites are distributed along the north-dipping thrusts, suggesting the southward direction of the tectonic movement similar to West Namco Thrust .

Geotraverse observations along the Deqin-Baigoin-Lunpola profile show that the NLT move northwards across the Baigoin tectono-magmatic belt, forming many WNW-striking and north-dipping thrusts on north and south sides of the Baigoin granite and many nearly E-W-to WNW-trending tectonic fractured belts within the Baigoin granite . It is estimated that the region of influence of the NLT may reach 150~200 km in a nearly N - S direction . In the deep level of the crust various major faults merge into a single detachment as their dip angles become low (Fig.2-30) . This understanding has been verified by the MT data from the INDEPTH-III Deqin-Lunpola profile . According to MT data, there is an important tectonic boundary, i . e . the boundary between the upper high-resistivity layer and the lower high-conductivity layer at depths of about 15~30 km in the middle-upper crust in North Lhasa block . Wei et al . (2001) interpreted the crustal high-conductivity layer as a local melting layer containing no water or little water . But to the north of Deqin and south of Lunpola this high-conductivity layer extends upwards to the crust surface, corresponding to the front ophiolite belts of WNT and BNS respectively, and at depth the Deqin and Lunpola branches of the high-conductivity layer correspond to deep detachments of WNT and BNS respectively . Field observations in west of Namco Lake and outcrop of Dongqiao in middle segment of the BNS show that the high-conductivity mainly appears on the surface as an association of ophiolites, mylonites, tectonic schists and medium- and high-grade metamorphic rocks and is characterized mainly by the presence of lots of ophiolites or ophiolite slices, e . g . the ophiolite slice belt on the west bank of the Namco Lake and the Dongqiao ophiolite . It follows thus that the West Namco Thrust of the NLT front and the Dongqiao-Dongqiao tectonic belt in central BNS seem actually natural outcrops of the high-conductivity of the middle-upper crust . Thus it may be inferred that the sole of the NLT should be tectonic detachment formed by an ophiolite slice belt . This tectonic detachment and the deep detachment of the BNS both extend northwards to great depths and merge at depths of 15~30 km into the most important tectonic boundary of the Lhasa block in the deep level of the crust, i . e . the boundary between the high-conductivity layer and the high-resistivity in the middle and upper crust . The deep detachment of the NLT of the North Lhasa block has high similarities as the MHT of the Himalaya block (Hauck et al ., 1998), but their structures and deformation time are not entirely the same .

The region of influence of the NLT in a nearly N-S direction may reach southwards as far as the Deqin area in the central Lhasa block and northwards as far as the Shuanghu tectonic belt in north of the BNS, traversing the Baigoin granite and Lunpola basin, with a thrusting distance up to 150~200 km . It is the most important tectonic unit within the Lhasa block as well as one of the largest thrust systems within the Qinghai-Tibet Plateau . According to the minimum distance between the Nam Co ophiolite slice belt and its root—Dongqiao ophiolite belt, it is estimated that the minimum crustal shortening amount due to overthrusting of the NLT is up to 120~150 km and that the crustal shortening rate is estimated as 50 % . The ophiolite slices

distributed widely along the tectonic detachment have played an important lubricating role in large-scale regional south-vergent overthrusting .

According to Rb-Sr isochron dating of whole rock, Ar-Ar of hornblende and plagioclase, K-Ar dating of biotite and fission-track dating of apatite from mylonite within WNT, the timing of the overthrusting occurred in 191~144 Ma, 109Ma and 44Ma (Fig.2-31) . Thrusting in Middle-Late Jurassic and Late Cretaceous of WNT and NLT may be caused by subduction of the Neo-Tethys oceanic plate . And thrusting of Eocene may be caused by India-Eurasia continental collision, which occurred earlier than ages of the MCT and MHT of the Himalaya tectonic belt . It may be inferred that the WNT and the NLT are the product of the continued southward thrusting of BNS originated from the Palaeogene northward subduction of the Indian plate .

2. Plutonism of the Nyainqentanglha Granite and Uplift Processes of the Nyainqentanglha Mts . in Central Tibet since 18.3 Ma

Miocene granites related to India-Asia collision, e . g . the High Himalayan leucogranites, were reported in the Himalayan orogen (Hodges et al ., 1996; Searle et al ., 1997) . Their ages determined from high precision U/ Pb and Th/ Pb dating of accessory minerals range from 24Ma to 12 Ma (Edwards et al ., 1997; Wu et al ., 1998; Harrison et al ., 1998) . The High Himalayan granites of the Miocene-age were explained as the result of partial melting of metapelitic rocks within thickening crust of the Greater Himalayan (Harris and Massey, 1994; Searle et al ., 1997) . However, few granitic plutons of Miocene-age were reported in central Tibetan Plateau (Scharer et al ., 1984; Xu et al ., 1985; Kidd et al ., 1988) even if many geologists believe that the Tibetan Plateau uplifted before 13.5~15 Ma (Blisniuk et al ., 2001; Spicer et al ., 2003) . Brown et al . (1996) and Nelson et al . (1996) detected bright-spots by seismic reflection along the INDEPTH-II profile under the Damxung-Yangbajain graben and interpreted them as partial melting of middle crust at 13~20 km depth . It is very possible that some rocks related to partial melting can be found in the Nyainqentanglha Mts . in west of the Damxung-Yangbajain graben . We did geological survey at scale 1:250000 in the Nyainqentanglha Mts . and discovered huge granite of Middle-Late Miocene-age exposed in middle Lhasa block after U-Pb isotopic dating by ion microprobe for 25 zircons grains and Rb-Sr isotopic dating of whole and minerals, providing new evidence for magmatic plutonism within thickened crust during uplift period of the Tibetan Plateau .

Biotite granite exposed in central and southeast Nyainqentanglha Mts . extends more than 100km in northeast direction and 15~25 km width in northwest of the Damxung-Yangbajain graben (Fig.4-5) . Carboniferous sandstone and slate and Late Cretaceous redbeds cover over granitic pluton in northeast and west Nyainqentanglha Mts . with granitic dikes intruded in the covering rocks . Low-angle, southeast dipping and extensional ductile shear zone of 1000~4500 m width and later normal faults developed in southeastern Nyainqentanglha granite, separating the Nyainqentanglha Mts . and the Damxung - Yangbajain graben . And buried normal fault is

believed to be existed along the boundary between the Nyainqentanglha Mts . and the Namco basin . The time of extensional ductile deformation were about 8~5 Ma according to ^{39}Ar - ^{40}Ar dating of K-feldspar of mylonite (Harrison et al ., 1995) . Gneiss enclaves of different scale widespread crop out within the Nyainqentanglha granitic pluton . We collected granite samples without evident hydrothermal alteration at 6 locations of Nyainqentanglha granite for U-Pb and Rb-Sr isotopic dating (Fig.4-5) . All the samples contain approximately 35% ~ 40% K-feldspar, 30% ~35% plagioclase, 20% ~25% quartz and 5% biobite .

Zircons used for ion micro-probe are euhedral zoning from magmatic crystallization of the Nyainqentanglha granit (Figure 4-6) . The results of U-Pb isotopic dating by ion micro-probe of zircons on SHRIMP-II are listed in Table 1 and plotted in Figure 4-7 . The $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages of 13 zircons from sample P38B24 range from 9.79 Ma to 12.22 Ma, yielding a mean age of 11.2 ± 0.2 Ma except E13 and E15 . The $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages of E13 and E15 with lower $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ ratio are 57.60 ± 1.0 Ma and 14.67 ± 0.28 Ma respectively . Lower $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ ratio of E13 and E15 indicates possible contamination of U and Pb isotopes from early zircon enclaves . The $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages of 13 zircons from sample P39B15 range from 17.07 Ma to 19.61 Ma, yielding a mean age of 18.3 ± 0.4 Ma . The U-Pb results plotted in Figure 3 show that the analyses of most zircons lie either within error of the Concordia .

The Rb-Sr isotopic compositions were analyzed for whole-rock, K-feldspar, plagioclase and biobite of samples P38B9, P38B29, P37B9-1 and P37B10 (Table 2) . The Rb-Sr isotopic dating for sample P38B9 yielded an isochron age of 14.01 ± 0.49 Ma (Fig.4-8) . The Rb-Sr isotopic dating for sample P38B29 yielded an isochron age of 9.33 ± 0.41 Ma (Fig.4-9) . The Rb-Sr isotopic dating for sample P37B9-1 yielded an isochron age of 8.07 ± 0.35 Ma (Fig.4-10) and the Rb-Sr isotopic dating for sample P37B10 yielded an isochron age of 8.7 ± 1.4 Ma (Fig.4-11) .

The U-Pb ages by ion microprobe of zircons from Nyainqentanglha granite, 18.3~11.1 Ma, are similar to the conventional U-Pb isotopic ages, 28~13Ma of zircons of XGS-47 sampled from homogeneous biobite-K-feldspar gneiss (Xu et al ., 1985) which is proved to be granitic mylonite of NSZ in west of Yangbajain graben . However the U-Pb isotopic composition of zircons from XGS-47 was very possibly contaminated by U-Pb isotopic system of zircons from banded and heterogeneous gneiss (XGS-60) with conventional U-Pb ages around 50Ma . The high precision U-Pb ages by ion micro-probe for zircons, 18.3~11.1Ma, represent well crystallization time of the Nyainqentanglha granite and illustrate about 7.2Ma duration of magmatic crystallization . The U-Pb ages of zircons are slightly bigger than the Rb-Sr isochron ages of whole rock and minerals . The Rb-Sr isotope ages, 14~8 Ma, represent cooling time of Nyainqentanglha granite after crystallization . It is reasonable to believe that overall consistency exists between U-Pb ages and Rb-Sr isochron ages by considering closure temperature of thermochronology, suggesting that plutonism of Nyainqentanglha granite occurred during 18.3~8 Ma . These available data prove that huge granite of Middle-Late Miocene-age, similar to or even younger than High Himalayan leucogranites, exposed in Nyainqentanglha area within the

Table 1 Ion microprobe analyses for U-Pb isotopic dating of zircons from Nyainqentanglha granite

G rain	$\frac{^{206}\text{Pb}_c}{\%}$	$\frac{\text{U}}{\text{ppm}}$	$\frac{\text{Th}}{\text{ppm}}$	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{\text{ppm}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ Age (Ma)	Dis - cordant %	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\pm \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\pm \%$	err corr
E1	0.95	5223	2934	0.58	7.76	11.04 ± 0.40	104	0.00970	9.8	0.001714	3.6	.368
E2	2.10	3777	2492	0.68	5.29	10.29 ± 0.37	102	0.0084	16	0.001598	3.6	.228
E3	0.25	6267	7699	1.27	8.70	10.39 ± 0.36	93	0.01090	7.4	0.001613	3.5	.468
E4	3.59	3546	1443	0.42	5.32	10.84 ± 0.23	101	0.0052	35	0.001683	2.2	.062
E5	3.16	3845	2208	0.59	5.94	11.22 ± 0.23	101	0.0060	26	0.001743	2.1	.078
E6	1.43	3215	1928	0.62	4.78	10.98 ± 0.22	103	0.0093	11	0.001705	2.0	.179
E7	2.02	4932	4397	0.92	6.57	9.79 ± 0.21	101	0.0074	19	0.001519	2.1	.115
E8	3.92	3398	1863	0.57	5.02	10.65 ± 0.23	100	0.0045	33	0.001653	2.2	.066
E9	1.03	6588	5138	0.81	10.9	12.22 ± 0.23	104	0.0105	11	0.001898	1.9	.177
E10	1.47	3893	2068	0.55	6.02	11.43 ± 0.22	102	0.00934	8.9	0.001775	1.9	.217
E11	1.08	4389	3833	0.90	6.79	11.47 ± 0.23	104	0.0101	13	0.001782	2.0	.155
E12	2.35	4395	3946	0.93	6.60	10.99 ± 0.23	101	0.0074	22	0.001707	2.1	.094
E13	0.97	1806	433	0.25	14.1	57.60 ± 1.0	140	0.0537	7.3	0.00897	1.8	.508
E14	4.21	1527	1234	0.83	2.32	10.93 ± 0.33	102	0.0084	46	0.001697	3.1	.179
E15	1.39	5126	1336	0.27	10.2	14.67 ± 0.28	102	0.0110	14	0.002278	1.9	.491
C1	0.72	5985	9089	1.57	18.3	22.80 ± 0.78	110	0.0205	5.6	0.00354	3.4	.116
C2	0.26	6132	7712	1.30	15.4	18.74 ± 0.50	116	0.01761	5.0	0.002911	2.7	.537
C3	0.48	4836	6622	1.41	11.7	18.07 ± 0.49	116	0.0170	7.1	0.002808	2.7	.377
C4	0.51	3540	2784	0.81	8.10	17.07 ± 0.46	118	0.0162	8.0	0.002651	2.7	.342
C5	0.89	6335	6460	1.05	15.3	17.96 ± 0.48	106	0.0158	6.6	0.002790	2.7	.404
C6	0.31	3865	3351	0.90	9.26	17.91 ± 0.48	41	0.01789	4.6	0.002782	2.7	.586
C7	0.56	6308	6163	1.01	16.1	19.00 ± 0.50	111	0.01749	4.7	0.002951	2.7	.562
C8	0.38	7442	8539	1.19	18.3	18.31 ± 0.49	124	0.01751	4.6	0.002845	2.7	.571
C9	0.66	6961	1106	0.16	17.2	18.39 ± 0.49	113	0.01711	5.8	0.002856	2.7	.461
C10	0.82	5581	4230	0.78	13.6	18.18 ± 0.50	105	0.0157	6.8	0.002824	2.8	.406
C11	0.69	8093	1722	0.22	21.3	19.61 ± 0.55	110	0.01791	5.3	0.003046	2.8	.531
C12	0.89	3956	3111	0.81	9.11	17.11 ± 0.46	110	0.01571	6.3	0.002657	2.7	.435
C13	0.20	10799	2096	0.20	25.8	17.88 ± 0.47	74	0.01815	3.3	0.002777	2.6	.789

Errors are 1 - sigma; Pbc and Pb* indicate the common and radiogenic portions respectively . Grains E1~E15 represent zircons from sample P38B24 and grains C1~C13 represent zircons from sample P39B15 . Uncertainties shown are one standard error and refer to the last digits only . Coefficients of variation are 1.5% for precise Pb/ U, 3.0% for Th/ U and reconnaissance Pb/ U, and 10% for U and Th concentrations . Analytical procedures are described elsewhere by Compston et al . (1992) and Williams et al . (1987) . Ludwig SQUID1 . 0 and ISOPLOT are used for age calculation .

inner part of the Tibetan Plateau . Plutonism of the Nyainqentanglha granite in 18 . 3~8 Ma occurred during uplift period of the Tibetan Plateau ($\geq 13.5\sim 15$ Ma) (Blisniuk et al ., 2001; Spicer et al ., 2003) and was followed by extensional ductile shearing in 8~5 Ma (Harrison et al ., 1995) .

Table 2 Rb-Sr data for whole rocks and minerals of Nyainqentanglha granite

Analysis no .	Material	Rb/ ppm	Sr/ ppm	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2σ
P38B9Pl	Plagioclase	33 . 6	1033 . 47	0 . 094	0 . 709434	0 . 000017
P38B9Kf	K - feldspar	340 . 4	602 . 83	1 . 634	0 . 709757	0 . 000017
P38B9Bi	Biobite	745 . 7	18 . 18	118 . 96	0 . 733020	0 . 000010
P38B9	Whole rock	127 . 8	610 . 9	0 . 605	0 . 709360	0 . 000018
P38B29Pl	Plagioclase	55 . 8	237 . 05	0 . 681	0 . 711361	0 . 000018
P38B29Kf	K - feldspar	671 . 0	185 . 1	10 . 494	0 . 712937	0 . 000040
P38B29Bi	Biobite	1875 . 1	5 . 17	1063 . 76	0 . 852230	0 . 000050
P38B29	Whole rock	462 . 4	129 . 7	10 . 321	0 . 712856	0 . 000014
P37B9 - 1Pl	Plagioclase	22 . 2	668 . 18	0 . 096	0 . 707326	0 . 000019
P37B9 - 1Kf	K - feldspar	453 . 5	501 . 2	2 . 618	0 . 707745	0 . 000016
P37B9 - 1Bi	Biobite	1180 . 9	8 . 12	422 . 92	0 . 755835	0 . 000080
P37B9 - 1	Whole rock	223 . 6	404 . 39	1 . 600	0 . 707510	0 . 000016
P37B10Pl	Plagioclase	18 . 4	667 . 20	0 . 080	0 . 707820	0 . 000017
P37B10Kf	K - feldspar	479 . 6	631 . 82	2 . 196	0 . 707090	0 . 000020
P37B10Bi	Biobite	1296 . 8	15 . 72	239 . 33	0 . 736245	0 . 000018
P37B10	Whole rock	133 . 5	523 . 27	0 . 738	0 . 706630	0 . 000018

These data from samples P38B9, P38B29, P37B9 - 1 and P37B10 were analyzed at Rb - Sr Isotopic Laboratory of Institute of Geology and Geophysics of Chinese Academy of Sciences . Minerals $\geq 100\mu\text{m}$ were dissolved in HF + HClO₄ in Teflon container, and Rb and Sr were separated by AG50W $\times 8$ (H⁺) . Isotopic analyses were finished in mass spectrometer VG354 . The fractionation of Sr isotope was calibrated with ⁸⁶Sr/ ⁸⁸Sr = 0 . 1194 . The vacuum background during Rb - Sr analyses was 2~5 $\times 10^{-10}$ g .

The Nyainqentanglha granite and extensional ductile shear zone (NSZ) extends southeastward beneath the Damxun-Yangbajain graben according to 2000m-depth core-drilling data (Liang et al ., 1995) and INDEPTH-II seismic reflection (Brown et al ., 1996) . It is very plausible that plutonism of the Nyainqentanglha granite and uplift of the Nyainqentanglha Mts . are the result of isostatic uplift and passive emplacement of magma derived from partial melting of crust at depth of 13~20 km corresponding to bright-spots of seismic reflection (Brown et al ., 1996; Nelson et al ., 1996) as (Fig.4-16) illustrated . Few enclaves from Carboniferous sandstone and conglomerate-bearing slate covering over the pluton and plenty of gneiss enclaves from deep crust were discovered in Nyainqentanglha granite (Fig.4-5), which supports the passive emplacement model of granitic magma . Such model leads to the conclusion that partial

melting of middle crust detected by seismic reflection of INDEPTH-II (Brown et al., 1996; Nelson et al., 1996) occurred since Middle-Late Miocene-age. The Nyainqentanglha granite can be regarded as the result and record of crust thickening and uplift of the Tibetan Plateau, and it calls into question for can be further inferred as the surface outcrop of partial melting crust formed in Middle-Late Miocene. Thermo-chronological analyzes show that the Nyainqentanglha Mts. uplifted since Middle Miocene at rates 5.56 mm/a in 11.1 ~ 9.3 Ma, 3.57 mm/a in 9.3 ~ 8.6 Ma, 3.5 mm/a in 8 ~ 5 Ma, 2.31 mm/a in 5 ~ 3.7 Ma and 0.68 mm/a since 3.7 Ma.

3. Slip Rates and Hazard Effects of Active Faults across the Golmud-Lhasa Railway

Many large-scale strike-slip active faults were discovered across the Golmud-Lhasa Railway. Slip rates of typical active faults are estimated and eastward motion of crust is analyzed in middle section of the Tibetan Plateau. Late Quaternary active faults of NW-NWW-EW trending are identified in middle section of the Tibetan Plateau. The Kunlun active fault, Hohxil active fault, Tongtianhe active fault, Bengcuo active fault, Nianqingtanghla active fault and Yaluzangbu active fault exist 6~10 mm/a average slip rates in Late Pleistocene-Holocene. The Fenghuoshan active fault, Wuli active fault and Yanshiping active fault exist 3~4mm/a average slip rates and the Tanggula active fault, the Gelincuo active fault exist 2 mm/a average slip rates in Late Pleistocene-Holocene. Since Late Pleistocene, the crust of middle section of the Tibetan Plateau exists evident eastward motion relative to the Qaidam block, and eastward motion rate increases gradually from both sides to central Tibetan Plateau and reaches to 40mm/a in the Tanggula Mts. Displacement of active faults and eastward crust motion are very possible to be caused by the coherence of S-N compression and eastward shearing within crust in the Tibetan Plateau.

Active faults across the Golmud-Lhasa Railway in the Tibetan Plateau often cause geological hazards of different types. These active faults control the epicenters of earthquakes and form 12 regional seismic-tectonic zones. Some active faults have strike slip rate of 4~15 mm/a and are possible to produce strong earthquakes of $M_s \geq 6 \sim 7$. Active faulting of the permanent freezing areas of North Tibetan Plateau can not only induce deformation of highway and railway, but also form hazard effects, e.g. heterogeneous freezing, surface fracturing, underground-ice doming and moveable ice doming, which endanger the safety and lifetime of the Golmud-Lhasa railway, highway and pipeline across the Tibetan Plateau. The coupling of active faulting, underground water activity and heterogeneous freezing caused the strong deformation of highway in south of Ando and has the possibility to destruct the Golmud-Lhasa railway.

Present tectonic activity and block stability are evaluated quantitatively by considering four factors including slip rate of active fault, temperature of hot spring, magnitude of earthquake and crust deformation along the Golmud-Lhasa railway under-construction. Strength function grading present tectonic activity, α , is calculated. The strength function $\alpha \geq 0.20$ along many important active faults and tectonic regions of $\alpha \geq 0.30$ are identified along the Golmud-Lhasa

railway . Tectonic regions of $\alpha \geq 0.30$ are unstable areas with the possibility of occurrence of earthquakes of $M \geq 6 \sim 7$. Six blocks of $\alpha \leq 0.12$ and many areas of $\alpha \leq 0.04$ are identified along the Golmud-Lhasa railway, corresponding to relative stable or minor stable regions in former evaluation of regional crust stability .

4. Active Faulting and Extension of Damxung-Yangbajain Graben and the Central Tibetan Plateau

As an important extensional tectonic system of central Tibet, the Dangxung-Yangbajain graben is composed of Dangxung, Ningzhong, Laduogang and Yangbajain basins and the uplifts separating basins . Extensional ductile detachment shear zone occurred in west margin of basins in $8.6 \sim 5$ Ma . And 28 active faults of different trendings were discovered in boundary areas and inner parts of the Damxung-Yangbajain graben (Fig.6-5) . The times of faulting from ESR, U-series isochron and TL dating yield stages of active faulting in $1.5 \sim 2.0$ Ma, $520 \sim 680$ ka, $227 \sim 306$ ka, $47 \sim 141$ ka and $0 \sim 18$ ka (Table 6-4, 6-5) . Ductile shear zone and some faults reach to partial melting crust detected by deep-seismic bright-spots under Dangxung, Ningzhong and Yangbajain geothermal fields . Active faults exist evident control to distribution of hot springs and earthquakes, and high temperature hot spring swarms occur in the conjugation position of different active faults . The Dangxung-Yangbajain graben fault-depressed with rates of $0.40 \sim 2.00$ mm/a (Table 6-6) since Pleistocene while the Nianqingtanghla Mts . the Ningzhong granite and the Yangbajain granite uplifted rapidly at rates of $0.33 \sim 0.68$ mm/a . And the west boundary fault of Damxung-Yangbajain graben left-lateral slipped at rate of $4 \sim 10$ mm/a in Holocene . Rifting and depression of Damxung-Yangbajain graben was caused by isostatic uplift of Nyainqentanglha granite, extensional ductile shearing and extensional faulting yielded from partial melting of middle crust and extensional tectonic setting of central Tibet .

Further more, ESR dating is used to determine the time of regional shear-extensional faulting of different directions in central Tibetan Plateau . The faulting time of west boundary fault of the Yangbajain-Dangxung-Gulu rift basin is $0 \sim 2$ Ma . The faulting time of boundary fault of the Shuanghu basin ranges from $0.024 \sim 5.0$ Ma . The age of the Dogai Coring normal fault of S-N trending is $1.2 \sim 1.4$ Ma . The faulting of the Gangzari normal fault of NE trending occurred in $0 \sim 1.4$ Ma, and the faulting of the middle Bangoin-Nujiang suture occurred in 13 Ma and 0.4 Ma . The faulting peak of the central Tibetan Plateau occurred in $5 \sim 8$ Ma, $1.1 \sim 1.5$ Ma and $0.3 \sim 0.8$ Ma in late Cenozoic Era (Fig.3-25) .

参考文献

- 边千韬, 郑祥身, 叶建青, 刘椿. 1996. 活动构造与地震. 见: 张以弗, 郑祥身主编, 青海可可西里地区地质演化. 北京: 科学出版社, 80~148
- 陈彭年, 陈宏德, 高莉青. 1990. 世界地应力实测资料汇编. 北京: 地震出版社, 1~39
- 陈庆宣等. 1989. 运用地质力学方法研究区域地壳稳定性. 地质力学文集, 第9集. 北京: 地质出版社, 1~6
- 陈文寄, Harrison T. M., Leloup P. H. 等. 1994. 多重扩散域模式与构造: 热年代学研究. 见: 国家地震局地质研究所编, 现今地球动力学研究及其应用. 北京: 地震出版社, 389~397
- 陈文寄, 李齐, 郝杰, 周新华, 万京林等. 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, 计凤桔, 王非. 1999. 年轻地质体系的年代测定 (续). 北京: 地震出版社
- 崔之久, 高全洲, 刘耕年等. 1996. 夷平面、古岩溶与青藏高原隆升. 中国科学 (D 辑), 26 (4): 378~385
- 崔之久, 高全洲, 刘耕年等. 1996. 青藏高原夷平面与岩溶时代及其起始高度. 科学通报, 41 (15): 1402~1406
- 崔作舟, 李秋生, 孟令顺, 管烨. 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
- 邓起东. 1991. 活动断裂研究的进展和方向. 见: 活动断裂研究, 第1集. 北京: 地震出版社, 1~6
- 丁国瑜. 1989. 新构造变动图组. 见: 马杏垣主编, 中国岩石圈动力学地图集. 北京: 中国地图出版社, 16~22
- 丁国瑜, 田勤俭, 孔凡臣, 谢霄峰, 张立人, 王立平. 1993. 活断层分段——原则、方法及应用. 北京: 地震出版社, 70~112
- 丁林, 钟大赉, 潘裕生等. 1995. 东喜马拉雅构造结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
- 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
- 郭增建, 吴瑾冰, 郭安宁. 2003. 由活断层评价地震灾害的讨论. 国际地震动态, 290: 7~9
- 韩同林. 1987. 青藏高原活动构造. 北京: 地质出版社, 56~61
- 韩玉英. 1990. 有限应变分析. 北京: 地质出版社
- 胡海涛, 许贵生. 1982. 青南—藏北高原的构造体系及其对地下水的控制. 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. 北京: 地质出版社, 1~40
- 胡海涛. 1984. “安全岛”——相对稳定地块概念的应用——以广东核电站场址选择为例. 见: 第四届国际工程地质大会论文集. 北京: 科学出版社, 38~46
- 江万, 吴珍汉, 李有社. 2000. 青藏高原羌塘地区新生代火山岩中麻粒岩包体的发现. 见: 中国地质学会编, “九五”全国地质科技重要成果论文集. 北京: 地质出版社, 103~105
- 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: 中国科学院青藏高原综合考察队编, 青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题. 北京: 科学出版社, 78~89
- 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
- 李四光. 1965. 关于地震地质问题. 中国地质, 第12期
- 李四光. 1973. 地震地质. 北京: 科学出版社, 1~30
- 李兴唐、许兵、黄典成、许学汉等著. 1987. 区域地壳稳定性研究的理论与方法. 北京: 地质出版社, 133~152
- 刘琦胜, 吴珍汉, 胡道功, 叶培盛, 江万, 王彦斌, 张汉成. 2003. 念青唐古拉花岗岩锆石离子探针 U-Pb 同位素测年. 科学通报, 待刊
- 马杏垣主编. 1987. 中国及邻近海域岩石圈动力学图. 北京: 地质出版社
- 马宗晋. 1992. 活动构造基础与工程地震. 北京: 地震出版社, 180~182
- 马宗晋, 张家声, 汪一鹏. 2001. 青藏高原三维变形运动随时间的变化. 见: 马宗晋, 汪一鹏, 张燕平主编, 青藏高原岩石圈现今变动与动力学. 北京: 地震出版社, 88~105
- 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, 1~130
- 潘裕生. 1999. 青藏高原的形成与隆升. 地学前缘, 6 (3): 1~9

- 青海省地质矿产局. 1991. 青海省地质志. 北京: 地质出版社
- 任金卫, 汪一鹏, 吴章明, 叶建青. 1993. 青藏高原北部库玛断裂东西大滩段全新世地震形变带及其位移特征和水平
滑移速率. 地震地质, 15 (3): 285~288
- 孙鸿烈, 郑度主编. 1998. 青藏高原形成演化与发展. 广州: 广东科技出版社, 73~128
- 孙叶, 谭成轩, 李开善, 邵云惠, 叶定衡, 左文智, 张慧兰. 1998. 区域地壳稳定性定量化评价. 北京: 地质出版
社, 173~203
- 施雅风, 李吉均, 李炳元, 姚传栋, 王苏民等. 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, 李吉均, 李炳元主编. 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, 1~16
- 王绳祖, 张四昌, 田勤俭等. 2000. 大陆动力学——网状塑性流动与多级构造变形. 北京: 地震出版社
- 汪一鹏. 2001. 青藏高原活动构造基本特征. 见: 马宗晋、汪一鹏、张燕平主编, 青藏高原岩石圈现今变动与动力学.
北京: 地震出版社, 251~262
- 吴锡浩, 王富葆, 安芷生, 钱方, 卢演涛, 张选阳. 1992. 晚新生代青藏高原隆升的阶段和高度. 见: 黄土·第四纪
地质·全球变化, 第3集. 北京: 科学出版社, 1~13
- 吴珍汉, 江万, 张淑坤. 2000. 青藏高原晚喜马拉雅期地壳缩短量分析. 地质论评, 46 (6)
- 吴珍汉, 吴中海, 江万, 周继荣. 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, 37~
99
- 吴珍汉, 江万, 周纪荣, 李冀湘. 2001. 青藏高原腹地典型岩体热历史与构造-地貌演化过程的热年代学分析. 地质学
报, 75 (4): 468~476
- 吴珍汉, 江万, Doug Nelson, Bill Kidd. 2002. 藏北多格错仁红层及孢粉组合特征. 现代地质, 16 (3): 225~230
- 吴珍汉, 胡道功, 刘琦胜, 夏浩东, 焉犀利. 2002. 西藏当雄地区构造地貌及形成演化过程. 23 (5): 423~428
- 吴珍汉, 叶培胜, 胡道功, 刘琦胜. 2003. 拉萨地块北部逆冲推覆构造. 地质论评, 49 (1): 74~80
- 吴珍汉, 叶培盛, 吴中海, 胡道功, 周春景. 2003. 青藏铁路沿线断裂活动的灾害效应. 现代地质, 17 (1): 1~6
- 吴章明等. 1991. 1952年西藏当雄7.5级地震烈度的再评定. 地球物理学报, 34 (1)
- 吴章明. 1992. 西藏高原震中分布与活动断层. 地震研究, 15 (2)
- 吴章明, 曹忠权, 申屠丙明. 1990. 念青唐古拉山南东麓断层的初步研究. 地震地质, 13 (1): 40~50
- 吴章明, 汪一鹏, 任金卫. 1993. 青藏高原北部金沙江、怒江缝合带晚第四纪的活动性. 地震地质, 15 (1): 28~31
- 肖序常, 李廷栋, 李光岑, 常承法, 袁学诚. 1988. 喜马拉雅岩石圈构造演化总论. 北京: 地质出版社, 1~118
- 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
- 西藏自治区地质矿产局. 1993. 西藏自治区区域地质志. 北京: 地质出版社, 225~248
- 许志琴, 崔军文. 1996. 大陆山链变形构造动力学. 北京: 冶金工业出版社
- 徐仁. 1981. 大陆漂移与喜马拉雅山上升的古植物学证据. 见: 中国科学院青藏高原综合考察队编, 青藏高原隆起的
时代、幅度和形式问题. 北京: 科学出版社, 8~18
- 余雄鹰, 邢纪国, 汪光迎. 1994. 新疆东河塘地区斜井压裂研究. 见: 国家地震局地壳应力研究所编, 第三届全国地
应力会议专辑. 北京: 地震出版社, 46~51
- 易明初. 1982. 青藏线格尔木—不冻泉挽近构造及其对道路工程的影响. 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. 北京: 地质出版社, 119~129
- 易明初. 1982. 活断层的国内外研究综述. 中国地质科学院 562 队集刊, 第3期.
- 易明初. 1983. 活断层的定义. 世界地质, 第1集, 68~79
- 易明初主编. 1997. 中国区域地壳稳定性图. 北京: 地质出版社
- 殷跃平. 1990. 区域地壳稳定性研究的专家知识结构模型. 水文地质工程地质, 第2期, 8~15
- 尹安. 2001. 喜马拉雅—青藏高原造山带地质演化. 地球学报, 22 (3): 193~230
- 余雄鹰, 邢纪国, 汪光迎. 1994. 新疆东河塘地区斜井压裂研究. 见: 国家地震局地壳应力研究所编, 第三届全国地
应力会议专辑. 北京: 地震出版社, 46~51
- 张培震, 王琪. 2001. 中国大陆现今地壳运动与构造变形. 见: 马宗晋, 汪一鹏, 张燕平主编, 青藏高原岩石圈现今
变动与动力学. 北京: 地震出版社, 21~35

- 赵文津及 INDEPTH 项目组著 . 2001 . 喜马拉雅山及雅鲁藏布江缝合带深部结构与构造研究 . 北京: 地质出版社, 63~355
- 赵希涛, 朱大岗, 严富华, 吴中海, 马自邦, 麦学舜 . 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
- 张卓元主编 . 1981 . 工程地质勘探 . 北京: 地质出版社, 119~142
- 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
- 中华人民共和国建设部 . 1995 . 岩土工程勘察规范 . 北京: 中国建筑工业出版社, 84~87
- 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
- 中国地质科学院岩石圈研究中心, 地质矿产部地质研究所著, 1996 . 青藏高原岩石圈结构构造和形成演化 . 北京: 地质出版社
- 中国科学院综合科学考察队 . 1983 . 西藏地貌 . 北京: 科学出版社, 1~238
- 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
- 周光泉, 刘孝敏 . 1996 . 粘弹性理论 . 合肥: 中国科学技术大学出版社
- Alsdorf D ., Brown L ., Nelson D ., Makovsky Y ., Klemperer S . and Zhao W ., 1998 . Crustal deformation of the Lhasa terrane, Tibet Plateau from Project INDEPTH deep seismic reflection profiles . *Tectonics*, 17 (4): 501~519
- Amijo R ., Tapponnier P ., Mercier J . L . and Han T . . 1986 . Quaternary extension in south Tibet: Field observations and tectonic implications . *Journal of Geophysical Research*, 91 (B14): 13803~13872
- 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 Palaeoecology*, 37: 95~130
- Bess J ., Courtillot V ., Pozzi J . P ., Westphal M . and Zhou Y . . 1984 . Palaeomagnetic estimates of crustal shortening in the Himalayan thrusts and Zangbo suture . *Nature*, 311: 621~626
- Blisniuk M . Peter, Hacker R . Bradley, Glodny Johannes, Ratschbacher Lothar, Bi Siwen, Wu Zhenhan, McWilliams O . Michael and Calvert Andy . 2001 . Normal faulting in central Tibet since at least 13 . 5Ma ago . *Nature*, 412: 628~632
- Bloom A . L . . 1998 . A systematic analysis of late Cenozoic landforms (3rd Edition) . Published by Prentice Hall Inc ., New Jersey, USA
- Brown L . D ., Zhao W ., Nelson K . D ., Hauck M ., Alsdorf D ., Ross A ., Cogan M ., Clark M ., Liu X . and Che J . . 1996 . Bright spots, structure and magmatism in southern Tibet from INDEPTH seismic reflection profiling . *Science*, 274: 1688~1690
- 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
- Cerling T . E ., Wang Y . and Quade J . . 1993 . Expansion of C4 ecosystems as an indicator of global ecological change in the late Miocene . *Nature*, 361: 344~345
- Chen L ., Booker J ., Jones A . G ., Wu N ., Unsworth M . J ., Wei W . and Tan H . . 1996 . Electronically conductive crust in southern Tibet from INDEPTH magnetotelluric surveying . *Science*, 274: 1694~1696
- Chen Y ., Cogne J . -P ., Courtillot V ., Tapponnier P . and Zhu X . Y . . 1993 . Cretaceous paleomagnetic results from western Tibet and tectonic implications . *Journal of Geophysical Research*, 98 (B10): 17981~17999
- Cogan M ., Nelson K . D ., Kidd W . S . F ., Wu C . and Project INDEPTH Team . 1998 . Shallow structure of the Yadong - Gulu rift, southern Tibet, from refraction analysis of Project INDEPTH common midpoint data . *Tectonics*, 17 (1): 46~61
- 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
- Compston W ., Williams I . S ., Kirschvink J L ., et al . . 1992 . Zircon U - Pb ages of early Cambrian time - scale . *J . Geol . Soc .*, 149, 171~184
- Copeland P ., Harrison T . M ., Pan Y ., Kidd W . S . F . and Roden M . . 1995 . Thermal evolution of the Gangdese batholith, southern Tibet: A history of episodic unroofing . *Tectonics*, 14 (2): 223~236
- Dewey J . F ., Shackleton R . M ., Chang Chengfa and Sun Yiyin . 1988 . The tectonic evolution of the Tibetan Plateau . *Phil .*

- Trans . R . Soc . Lond on, A, 327, Serial 379~413
- Dodson M . . 1973 . Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems . Contributions to Mineralogy and Petrology, 40: 259~274
- Edwards M . A . and Harrison T . M . . 1997 . When did the roof collapse ? late Miocene north - south extension in the High Himalaya revealed by the Th - Pb monazite dating of the Khula Kangri granite . Geology, 25: 543~546
- Einsele G ., Ratschbacher L . and Wetzel A . . 1996 . The Himalaya Bengal Fan denudation - accumulation system during the past 20Ma . 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
- Flynn L . J . and Jacobs L . L . . 1982 . Effects of changing environments on Siwalik rodent faunas of northern Pakistan . Palaeogeogr . Palaeoclimatol . Palaeoecol ., 38: 129~138
- Gansser A . . 1964 . Geology of the Himalayas . Wiley - Interscience, New York, 289 - 290
- Hacker B R, Gnos E and Ratschbacher L et al . . 2000 . Hot and Dry Xenoliths from the Bottom of Tibet . Science, 287: 2463~2466
- Harris N . and Massey J . . 1994 . Decompression and anatexis of Himalayan metapelites . Tectonics, 13: 1537~1546
- Harrison T . M ., Armstrong R . L . and Naeser C . W . . 1979 . Geochronology and thermal history of the coast plutonic complex near Prince Rupert, British Columbia . Can . J . Earth Sci ., 16: 400~410
- Harrison T . M ., Grove M ., Lovera O . M ., Catlos E . J . . 1998 . A model for the origin of Himalaya anatexis and inverted metamorphism . J . Geophys . Res ., 103: 27017~27032
- Harrison T M ., Copeland P ., Kidd W . S . F and An Yin . 1992 . Raising Tibet . Science, 225: 1663~1670
- Harrison T . M ., Copeland P ., Kidd W . S . F . and Lovera O . M . . 1995 . Activation of the Nyainqentanghla shear zone: implications for uplift of the southern Tibetan Plateau . Tectonics, 14 (3): 658~676
- Hauck M . L ., Nelson K . D ., Brown L . D ., Zhao W . and Ross A . R . . 1998 . Crustal structure of the Himalayan orogen at ~90° . east longitude from Project INDEPTH deep reflection profiles . Tectonics, 17 (4): 481~500
- Hodges M . S ., Parrish R . R . and Searle M . P . . 1996 . Tectonic evolution of the central Annapurna range, Nepalese Himalayas . Tectonics, 15: 1264~1291
- Houseman G . and England P . . 1994 . A lithospheric - thickening model for the Indo - Asian collision . In: The tectonic evolution of Asia . Cambridge: Cambridge Press, 1~17
- Kidd W . S . F ., Pan Y ., Chang C ., Coward M . P ., Dewey J . F ., Gansser A ., Molnar P ., Shackleton R . M . and Sun Y . . 1988 . Geological mapping of the 1985 Chinese - British Tibetan (Xizang - Qinghai) Plateau geotraverse route . Phil . Trans . Roy . Soc . London . serial A, 327: 287~305
- Kidd W . S . F . and Molnar P . . 1990 . Quaternary and present active faults of Lhasa - Golmud of the Tibetan Plateau . Roy . Soc . London . serial A, 327: 332~352
- Kong X . and Bird P . . 1994 . Neotectonics of Asia: thin - shell finite - element models with faults . In: The tectonic evolution of Asia . Cambridge: Cambridge Press, 18~36
- Kroon D ., Steens T . and Troelstra S . R . . 1991 . Onset of monsoonal related upwelling in the western Arabian Sea as revealed by planktonic foraminifers . Proc . Ocean Drill . Program Sci . Results, 117: 257~263
- Leshou Chen, John R . Booker, Alan G . Jones, Nong Wu, Martyn J . Unsworth, Wenbo Wei and Handong Tan . 1996 . Electrically conductive crust in Southern Tibet from INDEPTH magnetotelluric surveying . Science, 274: 1694~1696
- Li Jijun . 1995 . The uplift of the Tibet an Plateau and Global Changes . Lanzhou: Lanzhou University Press, 130~180
- Lin Aiming, Fu Bihong, Guo Jianming, Zeng Qingli, Dang Guangming, He Wengui and Zhao Yue . 2002, Co - seismic strike - slip and rupture length produced by the 2001 Ms 8 . 1 Central Kunlun Earthquake . Science, 296: 2015~2017
- Ludwig K . R . . 2000 . User 's manual for ISOPLOT/ Ex version 2 . 4 . Geochronological toolkit for Microsoft excel . Berkeley Geochronology Center, special publication no . 1a, 1~53

- Makovsky Y ., Klemperer S . L ., Ratschbacher L ., Brown L . D ., Li M ., Zhao W . and Meng F . . 1996 . INDEPTH wide - angle reflection observation of P - wave to S - wave conversion from crustal bright spots in Tibet . *Science*, 274: 1690~1691
- Matsuda T ., Ota Y ., Ando M . and Yonekura N . . 1978 . Fault mechanism and recurrence time of major earthquakes in southern Kanto district, Japan, as deduced from coastal terrace data . *Geol . Soc . America Bull .*, 89: 1610~1618
- 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 . and Tapponnier P . . 1975 . Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision . *Science*, 189: 418~426
- Molnar P . and Tapponnier P . . 1978 . Active tectonics of Tibet . *Journal of Geophysical Research*, 83: 5361~5375
- Molnar P . . 1987 . Geomorphic evidence for active faulting in the Altyn Tagh and northern Tibet and quantitative estimates of its contribution to the convergence of India and Eurasia . *Geology*, 15: 249~253
- Molnar P ., England P . and Martinod J . . 1993 . Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau and the Indian monsoon . *Reviews of Geophysics*, 31 (4): 357~396
- Nelson K . D ., Zhao W ., Brown L . D ., Kuo J ., Che J ., Liu X . and Klemperer S . L . . 1996 . Partially molten middle crust beneath southern Tibet: Synthesis of Project INDEPTH results . *Science*, 174: 1684~1688
- Pan Y ., Kidd W . S . F . . 1992 . Nyainqentanglha shear zone: A late Miocene extensional detachment in the southern Tibetan Plateau, *Geology*, 22: 775~778
- 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
- Raymo M . E . and Ruddiman W . F . . 1992 . Tectonic forcing of late Cenozoic climate . *Nature*, 359: 117~122
- Ratschbacher L ., Frisch W . and Liu G . . 1994 . Distributed deformation in southern and western Tibet during and after the Indus - Asia collision . *Journal of Geophysical Research*, 99: 19917~19946
- 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
- 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 Letters*, 69: 311~320
- Searle M . P ., Parrish R . R ., Hodges K . V . A ., Hurford M . W . A . and Whitehouse M . J . . 1997 . Shisha Pangma leucogranite, south Tibetan Himalaya: Field relations, geochemistry, age, origin and emplacement . *Journal of Geology*, 105: 295~317
- Spicer R . A ., Harris N . B . W ., Widdowson M ., Herman A . B ., Guo S ., Valdes P . J ., Wolfe J . A . and Kelley S . . 2003 . Constant elevation of southern Tibet over the past 15 Million years . *Nature*, 421: 622~624
- Smith A . B . and Juntao X . . 1988 . Palaeontology of the 1985 Tibet Geotraverse, Lhasa to Golmud . . *Phil . Trans . Roy . Soc . London serial . A*, 327: 53~105
- Sun Xiuyu . 1984 . Association of spores of Oligocene - Miocene of the Xining - Minghe Basin of Central Qinghai Province . *Geological Review*, 30 (3): 207~216
- Tapponnier P . and Molnar P . . 1976 . Slip - line field theory and large - scale continent tectonics . *Nature*, 264: 319~324
- Tapponnier P . and Molnar P . . 1977 . Active faulting and tectonics of China . *Journal of Geophysical Research*, 82: 2905~2930
- Tapponnier P ., Peltzer A . Y ., Le Dain ., Amijo R . And Cobbold P . . 1982 . Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine . *Geology*, 10: 611~616
- Tapponnier P ., Xu Z ., Roger F ., Meyer B ., Arnaud N ., Wittlinger G . and Y J . . 2001 . Oblique stepwise rise and growth of the Tibetan Plateau . *Science*, 294: 1671~1677
- Williams, I . S ., Claesson, S . . 1987 . Isotope evidence for the Precambrian province and Caledonian metamorphism of high grade paragneiss from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides, II . Ion microprobe zircon U-Th-Pb . *Contrib . Mineral . Petrol* . 97: 205~217

- Wagner G . A . . 1992 . Fission - track dating . Germany: Kluwer Academic Publisher, 145~158
- Wagner G . A . . 1998 . Age Determination of Young Rocks and Artifacts . Springer - Verlag , Berlin, 219~294
- Wu C . , Nelson K . D . , Wortman G . , Samson S . C . , Li J . , Kidd W . S . F . and Edwards M . A . . 1998 . Yadong cross structure and south Tibetan detachment in the east central Himalaya . *Tectonics* , 17 (1): 28~45
- Wu Zhenhan, Jiang Wan, Peter Blisniuk, Bi Siwen, Zhang Shukun, Olaf Kuchel and Mao Yi . 1999 . ESR dating of the evolution of the Shuanghu basin in the northern Tibetan Plateau . *Acta Geologica Sinica* , 73 (3): 289~293
- Wu Zhenhan, Wu Xihao, Jiang Wan and Wu Zhonghai . 1999 . Geodynamic process of Cenozoic geomorphic reversion of China . *Terra Nostra* , (2): 178~180
- Woodward N B, Boyer E S and Suppe J . 1989 . Balanced geological cross - section: An Essential technique in geological research and exploration . Published by American Geological Union .
- Xu R . H . , Scharer U . and Allegre C . J . . 1985 . Magmatism and metamorphism in the Lhasa block (Tibet): a geochronological study . *Journal of Geology* , 93: 41~57
- Yin A . , Harrison T . M . , Reyerson F . J . , Chen W . , Kidd W . S . F . and Copeland P . . 1994 . Tertiary structural evolution of the Gangdese thrust system in southern Tibet . *Journal of Geophysical Research* , 99 (B9): 18175~18201
- Yin A . , Nie S . , Craig P . and Harrison T . M . . 1998 . Late Cenozoic tectonic evolution of the southern Chinese Tian Shan . *Tectonics* , 17 (1): 1~27
- Yin A . and Harrison T . M . . 2000 . Geologic evolution of the Himalayan - Tibetan orogen . *Annu . Rev . Earth Planet . Sci . Lett .* , 28: 211~280
- Zhao W . , Nelson K . D . and Project INDEPTH Team . 1993 . Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath southern Tibet . *Nature* , 366: 557~559
- 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
- Zoback M . L . . 1992 . First and second order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project . *Journal of Geophysical Research* , 97 (B8): 11703~11728